UNIVERSIDADE DE ÉVORA

MODELAÇÃO DO IMPACTE DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E DO USO DO SOLO NAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO ALENTEJO

Sandra de Jesus Martins Mourato
(Mestre)

Dissertação para obtenção do Grau de Doutor em Engenharia Civil

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
176411

Orientador Científico: Professora Doutora Maria Madalena Vitório Moreira Vasconcelos
Co-Orientador Científico: Professor Doutor João Alexandre Medina Corte-Real

Évora - 2009

POPH
QREN
QUADRO DE REFERÊNCIA ESTRATÉGICO NACIONAL
UNIÃO EUROPEIA
Fundo Social Europeu

Ao Paulo e à Carlota,

Resumo

As projecções dos modelos de clima apontam para alterações na circulação atmosférica que podem levar à escassez de precipitação e consequente redução de água disponível em algumas regiões Europeias, nomeadamente no Sul de Portugal. A análise da variabilidade das séries meteorológicas históricas apresenta, nesta região, aumento de temperatura e diminuição de precipitação diária.

Neste estudo avaliam-se os impactes das projecções dos modelos de clima na disponibilidade dos recursos hídricos, através da aplicação de um modelo hidrológico fisicamente baseado espacialmente distribuído às bacias hidrográficas do Alentejo. Analisam-se, ainda, os impactes de cenários de alterações do uso do solo combinados com os cenários de alterações climáticas.

Os resultados apontam para a diminuição do escoamento superficial nomeadamente no Outono e Primavera, aumento de caudais diários máximos, diminuição do armazenamento de água para abastecimento urbano, rega e produção de energia hidroeléctrica.

Palavras chave: Alterações climáticas; Alterações do uso do solo; Disponibilidade de recursos hídricos; Modelação hidrológica; Sul de Portugal.

Modelling of the Impacts of Climate and Land Use Changes in Alentejo River Basins

Abstract

The projections of future climate, point to changes in the atmospheric circulation that can lead to precipitation decline and consequent shortages in water availability in some European countries, namely in southern Portugal. The analysis of the variability of historical climate series is already showing, in this region, increased temperatures and decreased precipitation.

In this study, available projections of climate models to the end of the century are considered, to assess the impacts of projected climate changes in the availability of water resources, through the application of a physically based and spatially distributed hydrological model, to several river basins of Alentejo. Also, the impacts of land use change combined with climate change are analysed.

The results indicate a decrease of runoff particularly in autumn and spring, increased daily peak flow, reduced water storage for irrigation, urban water supply and hydric energy production.

Key words: Climate change; hydrological modelling; land use change; Southern Portugal; water availability.

Agradecimentos

As primeiras palavras são para os meus orientadores: à Professora Doutora Madalena Moreira e ao Professor Doutor João Corte-Real, pelos ensinamentos, interesse e incentivo continuados e a quem devoto a mais sincera e efusiva admiração.

À Universidade de Newcastle, nomeadamente ao Professor Chris Kilsby e à sua equipa, pela cedência da ferramenta de modelação hidrológica utilizada, disponibilidade das projecções dos modelos de clima e pelo apoio concedido nas duas deslocações efectuadas a Newcastle.

Ao Instituto Politécnico de Leiria e à Escola Superior de Tecnologia e Gestão pelo apoio prestado.

À Fundação para a Ciência e Tecnologia pela concessão da bolsa de investigação PROTEC.

À Universidade de Évora nomeadamente à Unidade de Investigação ICAAM pelos recursos disponibilizados.

Agradeco o apoio obtido no âmbito do projecto Desurvey-IP. A Surveillance System for Assessing and Monitoring Desertification. European Commission 6th Framework Programme: Global Change&Ecosystems. Integrated Project Contract N° 003950.

Ao Doutor Marc Metzger da Universidade de Wageningen, Holanda, pela sua gentileza na cedência da informação obtida no âmbito do projecto ATEAM.

Aos meus pais, pelo apoio sincero e incondicional, indispensável em todos os momentos do meu percurso, passados, presentes e futuros.

Ao Paulo, agradeço o incentivo e a contribuição na elaboração desta tese, traduzidos em diálogos intelectuais sempre enriquecedores e, especialmente, pelas suas demonstrações de carinho e amizade.

Índice de Texto

Resumo i

Abstract iii

Agradecimentos v

Índice de Texto vii

Índice de Anexos xi

Índice de Figuras xiii

Índice de Tabelas xix

Lista de Símbolos xxv

Lista de Acrónimos xxviii

1. INTRODUÇÃO 1

1.1. ENQUADRAMENTO 1
1.2. OBJECTIVOS DA DISSERTAÇÃO 3
1.3. ORGANIZAÇÃO DO TEXTO 5

2. SÍNTESE DE CONHECIMENTOS 7

2.1. MODELOS HIDROLÓGICOS 7
2.1.1. Considerações gerais 7
2.1.2. Classificação dos modelos 8
2.1.3. Apresentação de modelos 11
2.1.4. A modelação hidrológica e o planeamento e gestão dos recursos hídricos 12
2.1.5. Sistemas de Informação Geográfica 14
2.2. MODELOS DE CLIMA 15
2.2.1. Introdução 15
2.2.2. Cenários de emissões 16
2.2.3. Modelos globais de clima 19
2.2.4. Métodos de regionalização 20
2.2.5. Cenários climáticos do projecto PRUDENCE 26
2.2.6. Correcção do desvio dos modelos climáticos 28
2.2.7. Projecções climáticas para a região do Mediterrâneo 31
2.3. CENÁRIOS DE ALTERAÇÃO DO USO DO SOLO 34
2.4. ESTUDOS DE IMPACTES NOS RECURSOS HÍDRICOS 37
2.5. AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DOS MODELOS HIDROLÓGICOS 45
2.5.1. Considerações gerais 45
2.5.2. Abordagens metodológicas 46
2.5.3. Critérios de avaliação de desempenho 48
2.6. INCERTEZA 53
2.6.1. Considerações gerais 53
2.6.2. Classificação da incerteza 54
2.6.3. Estimativa da incerteza 55
2.7. METODOLOGIAS DE CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO 58
2.8. DIMENSÃO DA MALHA DE CÁLCULO 61

3. MODELO SHETRAN 63

3.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS 63
3.2. DESCRIÇÃO DO MODELO 64
3.2.1. Caracterização geral 64
3.2.2. Subrotina da evapotranspiração (ET) 68
3.2.3. Subrotina das condições sub-superficiais de saturação variável (VS) 71
3.2.4. Subrotina do escoamento superficial (OC) 74
3.3. RECOLHA, ORGANIZAÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS DE ENTRADA 77
3.4. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE 83
3.5. CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO 86
3.6. APLICAÇÕES DO MODELO 87
3.7. RAZÕES DA ESCOLHA DO MODELO SHETRAN 90

4. CARACTERIZAÇÃO BIOFÍSICA DA ÁREA DE ESTUDO 93

4.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS 93
4.2. GEOMORFOLOGIA 94
4.3. HIDROGEOLOGIA 97
4.4. SOLOS 102
4.4.1. Análise textural 102
4.4.2. Funções de pedo-transferência 103
4.4.3. Características hidráulicas do solo 104
4.5. USO DO SOLO 107
4.5.1. Distribuição espacial dos usos do solo 107
4.5.2. Parâmetros associados ao cálculo da evapotranspiração 109
4.6. CLIMA 110
4.6.1. Precipitação e temperatura 110
4.6.2. Evapotranspiração de referência 115
4.6.3. Evaporação das albufeiras 119
4.7. ESCOAMENTO 121
4.8. VARIABILIDADE CLIMÁTICA 124
4.8.1. Introdução 124
4.8.2. Séries de precipitação 126
4.8.3. Teste de homogeneidade 129
4.8.4. Análise de tendência 136
4.8.5. Variabilidade espacial e temporal 141

5. CONSTRUÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO 149

5.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS 149
5.2. DISCRETIZAÇÃO ESPACIAL DAS BACIAS 151
5.3. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE 151
5.4. CALIBRAÇÃO 153
5.4.1. Metodologia 153
5.4.2. Resultados diários 156
5.4.3. Resultados mensais 157
5.4.4. Calibração multi-localização 158
5.4.5. Calibração multi-resposta 161
5.5. VALIDAÇÃO 163
5.5.1. Metodologia 163
5.5.2. Resultados diários 164
5.5.3. Resultados mensais 165
5.5.4. Validação para períodos alargados 166
5.5.5. Parameterização final 167

6. IMPACTES DAS PROJECÇÕES DOS MODELOS DE CLIMA E DA ALTERAÇÃO DO USO DO SOLO 171

6.1. INTRODUÇÃO 171
6.2. PROJECÇÕES DOS MODELOS DE CLIMA 171
6.2.1. Descrição dos dados 171
6.2.2. Comparação das séries registadas com as séries resultantes dos modelos de clima 173
6.3. CORRECÇÃO DO DESVIO DOS MODELOS DE CLIMA 181
6.4. CENÁRIOS DE ALTERAÇÃO DO USO DO SOLO 187
6.4.1. ATEAM 187
6.4.2. Empreendimento de Fins Múltiplos do Alqueva 189
6.4.3. Plano Regional de Ordenamento Florestal 191
6.5. IMPACTES NOS RECURSOS HÍDRICOS COM BASE NAS PROJECÇÕES DOS MODELOS DE CLIMA 193
6.5.1. Considerações gerais 193
6.5.2. Escoamento resultante das projecções dos modelos de clima sem correcção do desvio 194
6.5.3. Escoamento resultante das projecções dos modelos de clima com correcção do desvio 196
6.5.4. Armazenamento de água na zona insaturada do solo e no aquífero 217
6.6. CENÁRIOS DE ALTERAÇÃO DO USO DO SOLO COMBINADOS COM CENÁRIOS DE PROJECÇÃO DE MODELOS DE CLIMA 221
6.6.1. Bacia hidrográfica do Enxoé 221
6.6.2. Comparação dos resultados de escoamento para o período de controlo 1961-1990 . 225
6.6.3. Comparação dos resultados obtidos para os diferentes cenários de uos do solo e para o período 2071-2100 227
6.7. ANÁLISE DE CAUDAIS DIÁRIOS MÍNIMOS, MÉDIOS E MÁXIMOS 229
6.7.1. Considerações gerais 229
6.7.2. Caudal diário mínimo anual 230
6.7.3. Caudal diário máximo anual 232
6.7.4. Caudais classificados 236
6.8. CONSIDERAÇÕES FINAIS 239

7. CASOS DE ESTUDO 241

7.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS 241
7.2. ARMAZENAMENTO PARA CONSUMO HUMANO E REGA 242
7.2.1. Introdução 242
7.2.2. Balanço de água em albufeira 242
7.2.3. Volumes de água armazenados 244
7.3. PRODUÇÃO DE ENERGIA HIDROELÉCTRICA 246
7.3.1. Introdução 246
7.3.2. Metodologia 247
7.3.3. Resultados 248
7.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS 250

8. CONCLUSÕES 251

8.1. CONSIDERAÇÕES FINAIS 251
8.2. LIMITAÇÕES DO ESTUDO 257
8.3. CONTRIBUIÇÕES ORIGINAIS 257
8.4. TRABALHOS FUTUROS 259

REFERÊNCIAS 261

Índice de Anexos

Anexo I – Caracterização dos modelos hidrológicos 311

Anexo II – Tipos de aquíferos das bacias hidrográficas estudadas 317

Anexo III – Características dos tipos de solos das bacias hidrográficas estudadas 321

Anexo IV – Características dos usos do solo das bacias hidrográficas estudadas 329

Anexo V – Variabilidade climática no Sul de Portugal 335

Anexo VI – Cenários de alteração do uso do solo segundo o projecto ATEAM 347

Anexo VII – Variabilidade dos resultados de escoamento de acordo com as simulações dos cenários de alterações climáticas 355

Anexo VIII – Resultados do escoamento superficial de acordo com os cenários de alterações climáticas e do uso do solo na bacia do Enxoé 369

Anexo IX – Caudais diários máximos anuais associados a períodos de retorno para os vários cenários de alterações climáticas 375

Anexo X – Volume de água armazenado nas albufeiras de acordo com os cenários de alterações climáticas 383

Índice de Figuras

Figura 2.1 – Classificação dos modelos hidrológicos. 9

Figura 2.2 - Representação esquemática dos seis grupos de cenários SRES e das quatro linhas de evolução (adaptado de IPCC, 2001). 17

Figura 2.3 – Variação da projecção da temperatura mundial até ao fim do século XXI segundo os diferentes cenários de emissões (IPCC, 2001) 19

Figura 2.4 – Representação esquemática da abordagem efectuada no âmbito do projecto ATEAM para quantificar a vulnerabilidade (adaptado de Schröter *et al.*, 2004) 37

Figura 3.1 – Variação entre a relação da evapotranspiração real e de referência função do potencial matricial do solo segundo Feddes *et al.*, 1976. 69

Figura 3.2 - Processos representados na subrotina VS. 74

Figura 3.3 - Processos representados na subrotina OC. 75

Figura 4.1 - Distribuição espacial das bacias hidrográficas em estudo. 94

Figura 4.2 – Percentagem em área dos aquíferos para as bacias hidrográficas em estudo. 98

Figura 4.3 - Distribuição espacial dos aquíferos na área de estudo. 101

Figura 4.4 - Diagrama triangular para a classificação da textura do solo (adaptado de Costa, 1991). 102

Figura 4.5 - Percentagem em área dos tipos de solo nas bacias hidrográficas em estudo. 103

Figura 4.6 - Distribuição espacial dos tipos de solo na área de estudo. 105

Figura 4.7 - Distribuição espacial do uso do solo na área de estudo. 108

Figura 4.8 - Percentagem em área dos tipos de uso do solo nas bacias hidrográficas em estudo. 109

Figura 4.9 - Rede de estações meteorológicas consideradas no estudo. 112

Figura 4.10 – Rede de estações udométricas com dados diários no período 1961-1990. 113

Figura 4.11 – Evapotranspiração de referência calculada pelo método de *Penman-Monteith* na estação de Viana do Alentejo. 117

Figura 4.12 – Curva de *Blaney-Criddle* para a estação meteorológica de Viana do Alentejo. 118

Figura 4.13 – Comparação da evapotranspiração de referência calculada pelo método de *Penman-Monteith* e pela equação de *Blaney-Criddle*. 119

Figura 4.14 – Localização das albufeiras na área de estudo. 120

Figura 4.15 – Dimensões do canal trapezoidal..... 123

Figura 4.16 – Estações udométricas e respectivas áreas de influência consideradas no estudo da variabilidade climática..... 126

Figura 4.17 – Distribuição espacial da média das séries temporais de precipitação (mm) para as condições: a) anuais; b) no Outono; c) no Inverno e d) na Primavera..... 128

Figura 4.18 – Distribuição espacial do desvio padrão das séries temporais de precipitação (mm) para as condições: a) anuais; b) no Outono; c) no Inverno e d) na Primavera..... 129

Figura 4.19 – Classes dos testes de homogeneidade..... 136

Figura 4.20 - Distribuição espacial das tendências estatisticamente significativas nas séries de precipitação anual e sazonal: a) Anual; b) Outono; c) Inverno; d) Primavera..... 137

Figura 4.21 - Médias móveis simples para trinta anos e percentis da série de precipitação anual na estação udométrica de Portel..... 139

Figura 4.22 - Médias móveis simples para trinta anos e percentis da série de precipitação na Primavera para a estação udométrica de Alcaria..... 139

Figura 4.23 - Número de anos por década para as condições anuais nas estações de: a) Santiago do Escoural; b) Portel; c) Sabóia; d) Trindade..... 142

Figura 4.24 - Número de anos por década para as condições de Primavera nas estações de: a) Santiago do Escoural; b) Portel; c) Sabóia; d) Trindade..... 143

Figura 4.25 - Variabilidade espacial e temporal para o regime de precipitação: a) anual; b) Outono; c) Inverno; d) Primavera..... 145

Figura 5.1 – Variação da função objectivo para a análise de sensibilidade: a) solo franco limoso; b) solo franco arenoso; c) culturas anuais; d) florestal..... 152

Figura 5.2 – Bacia hidrográfica do Monte da Ponte e sub-bacias de Entradas e Albernoa..... 159

Figura 5.3 – Bacia hidrográfica de Odeleite e sub-bacia de Monte dos Fortes..... 160

Figura 5.4 – Níveis freáticos registados e simulados no piezómetro 581/41 localizado na bacia hidrográfica de Tenência..... 163

Figura 5.5 – Hidrograma do escoamento mensal registado e simulado para o período 1961-1990 na bacia de Vascão..... 167

Figura 6.1 – Grelha dos modelos de clima e rede dos postos udométricos (pontos) para o Sul de Portugal..... 173

Figura 6.2 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima dmi_ec e os valores registados no período de controlo. 174

Figura 6.3 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima dmi_hc e os valores registados no período de controlo. 174

Figura 6.4 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima hc e os valores registados no período de controlo. 175

Figura 6.5 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima smhi_hc e os valores registados no período de controlo. 175

Figura 6.6 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima smhi_mp e os valores registados no período de controlo. 176

Figura 6.7 – Variabilidade da precipitação e temperatura média: a) Anual; b) Outono; c) Inverno. 179

Figura 6.8– Variabilidade da precipitação e temperatura média: a) Primavera; b) Verão. 180

Figura 6.9 – Comparação dos valores da temperatura média e precipitação média registados e projectados pelos modelos de clima no período de controlo na área de estudo. 181

Figura 6.10 – Ciclo anual da precipitação mensal no posto udométrico de Castro Verde e da temperatura média mensal na estação meteorológica de Mértola. 185

Figura 6.11 – Variação do uso do solo projectados pela aplicação do modelo de clima HadCM3 para o Sul de Portugal entre 2080 e1990 188

Figura 6.12 – Representação das albufeiras, redes e áreas de regadios nos três subsistemas do Sistema Global de Rega de Alqueva 191

Figura 6.13 – Variação relativa (%) das espécies florestais entre 2005 e 2045. 193

Figura 6.14 – Escoamento sazonal de "*Referência*" e para os cenários de alterações climáticas sem correcção de desvio, na bacia hidrográfica do Enxoé. 195

Figura 6.15 – Escoamento sazonal de "*Referência*" e para os cenários de alterações climáticas sem correcção de desvio, na bacia hidrográfica de Carreiras 195

Figura 6.16 – Escoamento sazonal de "*Referência*" e para os cenários de alterações climáticas, nas bacias hidrográficas de: a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e)Ponte Alvalade Campilhas; f) Nabos. 197

Figura 6.17 – Escoamento sazonal de "*Referência*" e para os cenários de alterações climáticas, nas bacias hidrográficas de: a) Odivelas; b) Enxoé; c) Monte da Ponte; d) Limas; e) Oeiras; f) Vascão. 198

Figura 6.18 – Escoamento sazonal de "*Referência*" e para os cenários de alterações climáticas, nas bacias hidrográficas de: a) Monte da Rocha; b) Pego do Altar; c) Carreiras; d) Tenência; e) Odeleite. 199

Figura 6.19 – Variação de escoamento nas bacias hidrográficas para as condições: a) anual; b) Outono; c) Inverno; d) Primavera; e) Verão. 207

Figura 6.20 – Relação entre o coeficiente de variação e a média da variação de escoamento para os métodos de correcção do desvio. 210

Figura 6.21 – Ciclo anual do intervalo de resultados para os 15 cenários de alterações climáticas e para as bacias hidrográficas de a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Pego do Altar; f) Odivelas. 214

Figura 6.22 – Ciclo anual do intervalo de resultados para os 15 cenários de alterações climáticas e para as bacias hidrográficas de a) Ponte Alvalade Campilhas; b) Nabos; c) Enxoé; d) Monte da Rocha; e) Monte da Ponte; f) Limas. 215

Figura 6.23 – Ciclo anual do intervalo de resultados para os 15 cenários de alterações climáticas e para as bacias hidrográficas de a) Oeiras; b) Carreiras; c Vascão); d) Tenência; e) Odeleite. 216

Figura 6.24 – Volume armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero nas bacias hidrográficas de: a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Pego do Altar; f) Odivelas. 218

Figura 6.25 – Volume armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero nas bacias hidrográficas de: a) Ponte Alvalade Campilhas; b) Nabos; c) Enxoé; d) Monte da Rocha; e) Monte da Ponte; f) Limas. 219

Figura 6.26 – Volume armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero nas bacias hidrográficas de:a) Oeiras; b) Carreiras; c) Vascão; d) Tenência; e) Odeleite. 220

Figura 6.27 – Distribuição espacial dos diversos tipos de uso do solo na bacia hidrográfica do Enxoé. 222

Figura 6.28 – Comparação do escoamento sazonal simulado com o uso de solo de "Referência" e os cenários do uso do solo para as condições climáticas do período 1961-1990. 225

Figura 6.29 – Ciclo mensal da variação do escoamento simulado para os cenários do uso do solo e para as condições climáticas do período 1961-1990. 226

Figura 6.30 – Escoamento sazonal para os cenários de alterações climáticas e cenários de uso do solo: a) cenário I; b) cenário II; c) cenário III; d) cenário IV. 227

Figura 6.31 – Ciclo anual do intervalo de escoamento para: a) cenários de alterações climáticas; b) cenários de alterações climáticas e de uso do solo, na bacia hidrográfica do Enxoé. 229

Figura 6.32 – Probabilidade de não excedência associada ao caudal diário mínimo para os vários cenários de alterações climáticas e condições de "Referência" por grupo de bacias hidrográficas. 232

Figura 6.33 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 10 anos para as bacias hidrográficas e cenários climáticos. 233

Figura 6.34 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 100 anos para as bacias hidrográficas e cenários climáticos. 233

Figura 6.35 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 10 anos para os cenários climáticos e de uso do solo na bacia do Enxoé 235

Figura 6.36 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 100 anos para os cenários climáticos e de uso do solo na bacia do Enxoé 235

Figura 6.37 – Curva de duração dos caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas e para a simulação de "Referência" das bacias hidrográficas: a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Pego do Altar; e) Vale do Gaio; f) Odivelas. 237

Figura 6.38 – Curva de duração dos caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas e para a simulação de "*Referência*" das bacias hidrográficas: a) Enxoé; b) Monte da Rocha; c) Ponte Alvalade Campilhas; d) Nabos e) Monte da Ponte; f) Limas; g) Oeiras; h) Carreiras. 238

Figura 6.39 – Curva de duração dos caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas e para a simulação de "*Referência*" das bacias hidrográficas: a) Odeleite; b) Vascão; c) Tenência. 239

Figura 7.1 – Variação dos volumes de água armazenados para a situação de "Referência" e para o cenário dmi_ec_df nas albufeiras de: a) Vigia; b) Vale do Gaio. 244

Figura 7.2 – Curva de duração dos caudais médios diários na secção da barragem do Alvito para o período de "*Referência*" e para os cenários de alterações climáticas.....248

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 - Resumo das quatro famílias de cenários de emissão de gases com efeito estufa (IPCC, 2001) 18

Tabela 2.2 - Sumário comparativo dos métodos de regionalização estatísticos e dinâmicos (adaptado de Wilby e Wigley, 1997) 25

Tabela 2.3 – Modelos de clima considerados no projecto PRUDENCE (Christensen, 2005): a) GCM; b) RCM 27

Tabela 2.4 – Esquema operacional da validação dos modelos hidrológicos segundo Klemes (1986) 58

Tabela 2.5 – Processos de calibração e validação a adoptar nos modelos conceptuais agregados e fisicamente baseados espacialmente distribuídos (Adaptado de Refsgaard, 1997) 61

Tabela 3.1 – Processos físicos incluídos no modelo SHETRAN e a sua representação matemática 67

Tabela 3.2 - Trocas de dados entre as subrotinas do Módulo de Quantidade 68

Tabela 3.3 – Dados de entrada necessários para as simulações do modelo hidrológico 78

Tabela 4.1 – Características das bacias hidrográficas em estudo 95

Tabela 4.2 – Características de relevo das bacias hidrográficas em estudo 96

Tabela 4.3 – Aquíferos do Alentejo e respectivo código (CCDRA, 2003) 97

Tabela 4.4 – Valores de produtividade instantânea dos diferentes sectores e aquíferos na região do Alentejo 99

Tabela 4.5 – Estatísticas da profundidade dos poços dos diferentes sectores e aquíferos na região do Alentejo 100

Tabela 4.6 – Limite máximo dos valores das características hidráulicas do solo 106

Tabela 4.7 – Limite mínimo dos valores das características hidráulicas do solo 106

Tabela 4.8 – Coordenadas das estações meteorológicas 111

Tabela 4.9 – Caracterização climática das bacias hidrográficas em estudo 114

Tabela 4.10 – Valor médio diário em percentagem do número total anual de horas de insolação para diferentes latitudes (Lencastre, 2003) 118

Tabela 4.11 – Características das albufeiras 121

Tabela 4.12 – Períodos de registo do caudal diário e do escoamento mensal 122

Tabela 4.13 – Estatísticas temporais da média aritmética de precipitação para as condições Anuais, de Outono, de Inverno e de Primavera. 127

Tabela 4.14 – Estatísticas espaciais das estatísticas temporais das séries de precipitação Anual, no Outono, no Inverno e na Primavera para as estações udométricas. 127

Tabela 4.15 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação anual das estações udométricas. 131

Tabela 4.16 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação de Outono das estações udométricas. 132

Tabela 4.17 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação de Inverno das estações udométricas 133

Tabela 4.18 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação de Primavera das estações udométricas. 134

Tabela 4.19 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação do mês de Março das estações udométricas. 135

Tabela 4.20 – Número de estações e respectivas tendências de aumento ou diminuição a diferentes níveis estatisticamente significativos 137

Tabela 4.21 – Estações udométricas e respectivas tendências da série de precipitação para diferentes níveis estatisticamente significativos 138

Tabela 4.22 – Tendência da análise espacial da classificação dos clusters. 143

Tabela 5.1 – Identificação dos objectivos dos estudos realizados nas bacias hidrográficas. ... 150

Tabela 5.2 – Precipitação anual ponderada para os períodos de calibração nas bacias estudadas. 155

Tabela 5.3 – Resposta hidrológica considerada na calibração e validação. 156

Tabela 5.4 – Resultados finais da eficiência do modelo no processo de calibração à escala diária. 157

Tabela 5.5 – Resultados finais da eficiência do modelo à escala mensal. 158

Tabela 5.6 – Correlações de Pearson (r) obtidas no processo de calibração para a secção de Entradas. 161

Tabela 5.7 – Correlações de Pearson (r) obtidas no processo de calibração para a secção de Albernoa. 161

Tabela 5.8 – Registos de níveis piezométricos (m) disponíveis 162

Tabela 5.9 – Correlações de Pearson (r) obtidas entre os níveis piezométricos registados e simulados. 162

Tabela 5.10 – Precipitação anual ponderada para os períodos de validação nas bacias estudadas. 164

Tabela 5.11 – Eficiência do modelo no processo de validação à escala diária 165

Tabela 5.12 – Eficiência do modelo no processo de validação à escala mensal. 166

Tabela 5.13 – Bacias hidrográficas e períodos para validação do escoamento à escala mensal. 166

Tabela 5.14 – Resultados da eficiência do modelo 167

Tabela 5.15 – Parameterização final das características dos solos e dos aquíferos. 168

Tabela 5.16 – Parameterização final da razão E_a/E_{ref} função do potencial matricial do solo... 170

Tabela 6.1 – GCM e RCM considerados no projecto PRUDENCE. 172

Tabela 6.2 – Combinações de GCM e RCM e respectivos acrónimos 172

Tabela 6.3 – Diferenças anuais e sazonais de precipitação e temperatura entre o registado e as projecções dos modelos de clima no período de controlo e entre as projecções dos modelos de clima no período de controlo e no período cenário 177

Tabela 6.4 – Estatísticas sazonais das séries de precipitação para diferentes métodos de correcção de desvio e para diferentes modelos de clima na estação udométrica de Castro Verde 185

Tabela 6.5 – Estatísticas sazonais das séries da temperatura média para diferentes métodos de correcção de desvio e para diferentes modelos de clima na estação meteorológica de Mértola. 186

Tabela 6.6 – Variação da percentagem de área ocupada por cada tipo de uso do solo no Sul de Portugal entre 1990 e 2080 segundo o projecto ATEAM. 188

Tabela 6.7 – Evolução das áreas ocupadas pelas diferentes espécies florestais na unidade homogénea da Margem Esquerda. 192

Tabela 6.8 – Variação do escoamento anual para os cenários de projecções dos modelos de clima 200

Tabela 6.9 – Variação do escoamento de Outono para os cenários de projecções dos modelos de clima 201

Tabela 6.10 – Variação do escoamento de Inverno para os cenários de projecções dos modelos de clima.....202

Tabela 6.11 – Variação do escoamento de Primavera para os cenários de projecções dos modelos de clima.....203

Tabela 6.12 – Variação do escoamento de Verão para os cenários de projecções dos modelos de clima.....204

Tabela 6.13 – Intervalo de variação sazonal do escoamento nas bacias hidrográficas em estudo. 205

Tabela 6.14 – Grupos de bacias com características semelhantes.....206

Tabela 6.15 – Intervalo da variação relativa do escoamento anual e sazonal nas bacias hidrográficas do Sado e Guadiana. 207

Tabela 6.16 – Intervalo de variação sazonal do escoamento para os modelos de clima.....208

Tabela 6.17 – Modelos de clima com os quais se verificam as maiores e menores reduções de escoamento.....208

Tabela 6.18 – Intervalo de variação sazonal do escoamento para os métodos de correcção de desvio. 209

Tabela 6.19 – Intervalo de variação sazonal do escoamento para os 15 cenários de projecções dos modelos de clima.....209

Tabela 6.20 – Áreas ocupadas pelos diversos tipos de uso do solo na bacia hidrográfica do Enxoé. 222

Tabela 6.21 – Áreas ocupadas pelos diferentes tipos de usos do solo nos cenários de alteração. 224

Tabela 6.22 – Coeficiente de resistência de *Manning-Strickler* e a razão E_a/E_{ref} em função de Ψ. 224

Tabela 6.23 – Variação do escoamento para os cenários de alterações consideradas. 228

Tabela 6.24 – Caudal diário mínimo e a relação entre o escoamento e a precipitação considerados para as bacias hidrográficas. 230

Tabela 6.25 – Probabilidade de não excedência associada ao caudal diário mínimo para os cenários de alterações climáticas e para as condições de "*Referência*" nas bacias hidrográficas. 231

Tabela 6.26 – Número de dias do ano em que o caudal médio diário dos cenários excede o caudal médio diário da simulação de "*Referência*"..... 236

Tabela 7.1 – Consumos mensais para abastecimento urbano e rega nas albufeiras..... 243

Tabela 7.2 – Curva de armazenamento (área-volume) das albufeiras..... 243

Tabela 7.3 – Características das curvas de duração de caudais no aproveitamento hidroeléctrico do Alvito para os cenários de alterações climáticas..... 249

Tabela 7.4 – Produção de energia e número de horas de funcionamento anual para os diferentes cenários de alterações climáticas..... 249

Lista de Símbolos

Símbolo	*Descrição / Designação*	*Unidades*
A	Área	m^2
APB	Desvio absoluto de volumes	%
a e f	Constantes de ajustamento da curva de duração do caudal médio diário	-
B	Largura superficial	m
b	Largura de rasto	m
C	Capacidade de água do solo	m^{-1}
CB	Parâmetro b de Rutter	mm^{-1}
CK	Parâmetro k de Rutter	$mm\ s^{-1}$
CSTCAP	Armazenamento de água nas copas	mm
CV	Coeficiente de variação	-
Dv	Desvio de volumes	%
d	Índice de concordância de Willmott	-
d_{rel}	Índice de concordância de Willmott relativo	-
d'	Índice de concordância de Willmott modificado	-
E_a	Evapotranspiração real	$mm\ dia^{-1}$
E_{a1}	Energia produtível	MW h
E_{a2}	Energia produtível adicional	MW h
E_{ref}	Evapotranspiração de referência	$mm\ dia^{-1}$
e_a	Pressão de vapor	kPa
e_s	Pressão de vapor de saturação	kPa
$f(\theta)$	Função do teor de água	-
G	Densidade do fluxo de calor no solo	$MJ\ m^{-2}dia^{-1}$
H	Espessura da camada saturada	m
H_b	Queda bruta	m
h_f	Cota do nível freático	m
h_0	Altura da água na célula	m
h	Altura de água na secção transversal	m
K_s	Condutividade hidráulica saturada	$m\ dia^{-1}$
$K(\theta)$	Condutividade hidráulica insaturada	$m\ dia^{-1}$
K_c	Coeficiente cultural	-
K_l	Coeficiente de *Manning-Strickler* na direcção l	$m^{1/3}s^{-1}$
K_{sx}	Condutividade hidráulica saturada na direcção x	$m\ dia^{-1}$
K_x	Coeficiente de *Manning-Strickler* na direcção x	$m^{1/3}s^{-1}$
K_{sy}	Condutividade hidráulica saturada na direcção y	$m\ dia^{-1}$
K_Y	Coeficiente de *Manning-Strickler* na direcção y	$m^{1/3}s^{-1}$
k	Número de clusters	-
LAI	Índice da área foliar	-

L_l	Distância entre o centro de duas células na direcção l	m
L_x	Distância entre o centro de duas células na direcção x	m
L_y	Distância entre o centro de duas células na direcção y	m
l	Coordenada ao longo do perfil longitudinal do canal	m
MSE	Desvio quadrado médio	mm^2
m	Inverso do declive do talude	-
NS	Coeficiente de Nash-Sutcliffe	-
NS_{rel}	Coeficiente de Nash-Sutcliffe relativo	-
NS'	Coeficiente de Nash-Sutcliffe modificado	-
N	Número de objectos em cada cluster	-
n	Parâmetro de van Genuchten	-
n_{ij}	Número de objectos da variável i no cluster j	-
$\overline{O}$	Média da série de valores de escoamento registados	mm
O_i	Elemento da série de valores de escoamento registados	mm
P	Número de variáveis	-
$\overline{P}$	Média da série de valores de escoamento simulados	mm
P_i	Elemento da série de valores de escoamento simulados	mm
P_N	Potência eléctrica nominal a instalar	kW
$P_{cenário}$	Precipitação diária projectada no período cenário corrigida	mm
$P_{cont.cor}$	Precipitação diária projectada no período de controlo corrigida	mm
P_{obs}	Precipitação diária registada no período de controlo	mm
$P_{RCMcenário}$	Precipitação diária projectada no período cenário	mm
$P_{RCMcontrolo}$	Precipitação diária projectada no período de controlo	mm
$\overline{P}_{RCMcenário}$	Precipitação média mensal do ciclo anual projectada no período cenário	mm
$\overline{P}_{RCMcontrolo}$	Precipitação média mensal do ciclo anual projectada no período de controlo	mm
$\overline{P}_{obs}$	Precipitação média mensal do ciclo anual registada no período de controlo	mm
p	Valor médio diário em percentagem do número total anual de horas de insolação para diferentes latitudes	-
PLAI	Índice de área da planta	-
Q(t)	Caudal no instante t	m^3s^{-1}
Q_c	Caudal de ponta de cheia	m^3s^{-1}
Q_i	Fluxos laterais para o interior da célula	m^3s^{-1}
Q_N	Caudal nominal da turbina	m^3s^{-1}
Q_r	Entrada de caudal vertical na célula	m^3s^{-1}
Q_1	Quartil inferior	-
Q_3	Quartil superior	-
R	Fluxo para a célula, incluindo a recarga a partir da zona insaturada e as trocas com o canal e poços	$m\ dia^{-1}$

RA	Resistência aerodinâmica	$s\ m^{-1}$
RC	Resistência das copas	$s\ m^{-1}$
RMSE	Raíz quadrada do desvio quadrado médio	mm
R_n	Radiação útil na superfície do coberto vegetal	$MJ\ m^{-2}dia^{-1}$
r	Correlação de Pearson	-
r^2	Coeficiente de determinação	-
S	Coeficiente de armazenamento da superfície livre	-
S_{fl}	Declive do leito do canal na direcção l	$m\ m^{-1}$
S_{fx}	Declive do leito do canal na direcção x	$m\ m^{-1}$
S_{fy}	Declive do leito do canal na direcção y	$m\ m^{-1}$
T	Transmissividade	m^2dia^{-1}
T_m	Temperatura diária média a 2 m de altitude do solo	°C
$T_{cenário}$	Temperatura média diária projectada no período cenário corrigida	°C
$T_{cont,cor}$	Temperatura média diária projectada no período de controlo corrigida	°C
T_{obs}	Temperatura média diária registada no período de controlo	°C
$T_{RCMcenário}$	Temperatura média diária projectada no período cenário	°C
$T_{RCMcontrolo}$	Temperatura média diária projectada no período de controlo	°C
$\overline{T}_{Obs}$	Temperatura média mensal do ciclo anual registada no período de controlo	°C
$\overline{T}_{RCMcenário}$	Temperatura média mensal do ciclo anual projectada no período cenário	°C
$\overline{T}_{RCMcontrolo}$	Temperatura média mensal do ciclo anual projectada no período de controlo	°C
t_0	Período de tempo em que o caudal de cheia é igualado ou excedido	dia
t_1	Período de tempo em que o caudal máximo de operação é igualado ou excedido	dia
t_2	Período de tempo em que o caudal mínimo de operação é igualado ou excedido	dia
t_3	Período de tempo em que o caudal mínimo de operação é igualado ou excedido no cálculo da energia eléctrica produtível adicional	dia
u_l	Velocidade de escoamento na direcção l	$m\ s^{-1}$
u_x	Velocidade de escoamento na direcção x	$m\ s^{-1}$
u_y	Velocidade de escoamento na direcção y	$m\ s^{-1}$
u_2	Velocidade do vento a 2 m de altitude do solo	$m\ s^{-1}$
w_x	Largura da célula na direcção x	m
w_y	Largura da célula na direcção y	m
x_{ijl}	Valor da variável x na série de precipitação	mm
$\overline{x}_{ij}$	Valor médio da variável i no cluster j	mm
$\overline{x}_i$	Valor médio da variável i para todos os clusters	mm
$\overline{x}$	Valor médio de todos os objectos em todas as variáveis	mm
z_d	Cota da superfície de escoamento na célula de jusante	m

z_g	Cota do perfil longitudinal do canal	m
z_u	Cota da superfície de escoamento na célula de montante	m
α	Parâmetro de van Genuchten	cm^{-1}
ε, φ	Parâmetros de correlação de Blaney-Criddle	-
γ	Constante psicrométrica	kPa °C^{-1}
γ_w	Peso volúmico da água	N m^{-3}
Δ	Derivada da função da relação entre a curva de pressão de vapor e a temperatura	kPa °C^{-1}
Δh	Incremento de altura de água em cada célula no passo de cálculo	m
η	Rendimento global	-
θ	Teor de água no solo	m^3m^{-3}
θ_{res}	Teor de água residual no solo	m^3m^{-3}
θ_s	Teor de água no solo saturado	m^3m^{-3}
Ψ	Potencial matricial do solo	m
Ψ_L	Potencial matricial do solo a partir da qual o teor de água no solo limita o crescimento da planta	m
Ψ_s	Potencial matricial do solo saturado	m
Ψ_w	Potencial matricial do solo no ponto de emurchecimento	m

Lista de Acrónimos

Acrónimos	*Descrição / Designação*
A1FI	Cenário SRES global económico
A2	Cenário SRES regional económico
ACACIA	*Arid Climate, Adaptation and Cultural Innovation in Africa*
ANOVA	Análise de Variância
AOGCM	Modelos de Circulação Geral Acoplados Atmosfera Oceano
ATEAM	*Advanced Terrestrial Ecosystem Analysis and Modelling*
B1	Cenário SRES global ambiental
B2	Cenário SRES regional ambiental
BIOMASS	*BIOsphere Modelling and ASSessment*
CCDRA	Comissão de Coordenação de Desenvolvimento Regional do Alentejo
CMIP2	*Climate Model Intercomparison Project*
CNRM	*Center National de Recherches Météorologiques, Toulouse, França*
da	*Delta change*
DEMETER	*Development of a European Multi-model Ensemble system for seasonal to inTER-annual prediction*
df	*Direct forcing*
DMI	Instituto de Meteorologia Dinamarquês
DMIP	*Projecto Distributed Model Intercomparison Project*

ECMWF	*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
EFMA	Empreendimento de Fins Múltiplos de Alqueva
ENSEMBLES	*ENSEMBLE-based Predictions of Climate Changes and their Impacts*
ETHZ	*Institute for Atmospheric and Climate Science, Zurich, Suíça*
ERHSA	Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo
FAO	*Food and Agriculture Organization of the United Nations*
GA	Algoritmos genéticos
GCM	Modelo de Circulação Global
GKSS	Institute for Coastal Research
GLUE	*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*
HC	Hadley Centre for Climate Prediction and Research
HRU	Unidade de Resposta Hidrológica
ICTP	*International Centre for Theoretical Physics*
IDW	Inverso do Quadrado da Distância
IgeoE	Instituto Geográfico do Exército
IHERA	Instituto de Hidráulica, Engenharia Rural e Ambiente
IM	Instituto de Meteorologia
INAG	Instituto da Água
IPCC	Painel Intergovernamental para as alterações climáticas
KNMI	Instituto de Meteorologia Holandês
len	*Lenderink et al., 2007*
MDT	Modelo Digital Terreno
MEDACTION	*Policies for land use to coMbat DEsertifiCATION*
MEDALUS	*Mediterranean Desertification and Land Use*
MICE	*Modelling the Impact of Climate Extremes*
MOCOM-UA	*Multi-objective complex evolution global optimization method*
MOPEX	*Model Parameter Estimation Experiment*
MPI	*Max-Planck-Institut fur Meterorologie*
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NARCCAP	*North American Regional Climate Change Assessment Program*
NCAR	Centro Nacional Americano da Investigação para a Atmosfera
NCEP	Centro Nacional para as Previsões Ambientais
PELCOM	*Pan European Land Use and Land Cover Monitoring*
PROF	Plano Regional de Ordenamento Florestal
PRUDENCE	*Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining EuropeaN Climate change risks and Effects*
PTF	Funções de pedo-transferência
RCM	Modelo de Clima Regional
RETC	*RETention Curve Program*
SCE-UA	*Shuffled Complex Evolution method for global optimisation*

SIAM	*Climate Change in Portugal, Scenarios, Impacts and Adaptation Measures*
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SMHI	*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*
SNIRH	Serviço Nacional de Informação de Recursos Hídricos
SRES	Relatório especial sobre cenários de emissões
STARDEX	*STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for european regions*
SWURVE	*Sustainable Water: Uncertainty, Risk and Vulnerability in Europe*
UCM	Universidade Complutense de Madrid
UKMO	*Met Office and Hadley Centre for Climate prediction and research*
WMO	Organização Meteorológica Mundial
ZIA	Zona de Intervenção de Alqueva

1. Introdução

1.1. Enquadramento

A avaliação dos impactes nos recursos hídricos derivados das alterações globais, climáticas ou do uso do solo, é importante no estudo da disponibilidade dos recursos hídricos ao nível das bacias hidrográficas. Este aspecto é ainda mais importante numa região onde, devido à variabilidade natural do clima, já ocorrem situações de escassez de água e as projecções dos modelos de clima apontam para a elevada diminuição da precipitação e aumento da temperatura. As alterações na frequência, intensidade e quantidade total de precipitação afectam directamente a magnitude, a variação e a intensidade das situações hidrológicas extremas; secas e cheias.

Alterações na disponibilidade da água, em resultado das alterações das características climáticas afectam com maior gravidade as regiões já sob *stress* hídrico. A disponibilidade hídrica é uma componente essencial do bem-estar humano e da sua produtividade. A rega de campos agrícolas, o abastecimento urbano, a produção de energia hidroeléctrica e o controlo da poluição da água estão dependentes das componentes do ciclo hidrológico. O desenvolvimento de ferramentas para gerir com eficiência os recursos hídricos necessita de maior atenção com o agravamento das projecções dos impactes das alterações climáticas ao nível da disponibilidade hídrica e ao nível da competição entre os potenciais utilizadores da água.

As alterações projectadas são susceptíveis de terem impactes globais sobre vários aspectos das actividades humanas como a agricultura (Mearns *et al.*, 1997; Attri e Rhatore, 2003), o turismo (Lise e Tol, 2002; Beniston, 2003), a produção e consumo de energia (Frederick, 1997), a habitabilidade das áreas do litoral, a disponibilidade de recursos hídricos para o abastecimento (Arnell, 1999; Barnett *et al.*, 2005) e a saúde pública (Patz *et al.*, 2005). Assim, é importante a avaliação desses impactes no planeamento das políticas de adaptação e mitigação que podem ser consideradas em resposta às alterações projectadas.

A gestão dos recursos hídricos terá consequentemente necessidade de incidir sobre a gestão da procura e a implementação de regulamentação, instrumentos jurídicos e económicos para minimizar as tensões resultantes do aumento do consumo. Além disso, devem ser desenvolvidas novas fontes de abastecimento e utilizar as existentes de uma forma mais eficiente.

Os modelos hidrológicos são fundamentais para o planeamento e a gestão dos recursos hídricos. São aplicados para avaliar a disponibilidade de água (superficial e subterrânea), gestão integrada dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos, operação de sistemas de albufeiras, protecção de recursos hídricos subterrâneos, gestão dos usos da água e de outras actividades no âmbito dos recursos hídricos (Wurbs, 1998). Estes modelos podem ser utilizados para melhorar a compreensão das interacções entre a climatologia e a hidrologia. A transferência de calor e de água entre a superfície terrestre e a atmosfera influenciam significativamente as características hidrológicas e representam condições de fronteira na modelação climática (Kavvas *et al.* 1998).

Os modelos hidrológicos distribuídos desenvolveram-se rapidamente desde o primeiro esboço de um modelo fisicamente baseado espacialmente distribuído publicado por Freeze e Harlen (1969). Os mesmos modelos também são utilizados para realizar estudos de avaliação de impacte de alterações do uso dos solos, na estimativa de escoamento em bacias hidrográficas não monitorizadas, estudos de impactes de alterações climáticas e estudos da influência da variabilidade espacial das características meteorológicas, bem como das características geomorfológicas das bacias. Os efeitos das projecções dos modelos de clima nos regimes hidrológicos podem ser obtidos através da combinação dos modelos hidrológicos e dos modelos de clima.

Para Portugal, o estudo de Cunha *et al.* (2002), onde combinaram um modelo hidrológico e vários modelos de clima, apresenta as seguintes conclusões na componente de disponibilidade de recursos hídricos:

- Redução progressiva do caudal anual dos rios, especialmente no Sul, agravando a assimetria Norte-Sul em termos de disponibilidade hídrica;

- Aumento dos caudais no Inverno, devido à concentração da precipitação neste período. Assim, é esperado um aumento na intensidade e frequência das inundações, especialmente no Norte, e uma diminuição na disponibilidade hídrica no Verão;

- Degradação da qualidade da água no Verão, sobretudo no sul do país, devido aos baixos caudais e temperaturas mais elevadas;

- Decréscimo na produção das centrais hidroeléctricas excepto na região Norte.

1.2. Objectivos da dissertação

Este estudo pretende avaliar o impacte das projecções dos modelos de clima para futuras condições hidrológicas das bacias hidrográficas do Sul de Portugal. Pretende-se também avaliar a dimensão desse impacte e as possíveis consequências económicas.

Nesta dissertação a área de estudo corresponde às bacias hidrográficas do Alentejo, nomeadamente as bacias dos rios Mira, Sado e Guadiana. A intensa e rápida modificação do regime natural do rio Guadiana nas últimas quatro décadas levantou algumas preocupações sobre a efectiva disponibilidade hídrica, especialmente ao longo da fronteira. A construção da barragem de Alqueva contribuiu para dar mais ênfase a esta questão.

Tal como nas outras regiões Mediterrânicas, o regime de escoamento dos rios da Península Ibérica é altamente influenciado pelo regime sazonal da precipitação. Sob condições naturais, isto é, sem a transferência artificial de água, cerca de 70% do total do escoamento dos três principais rios Portugueses (Douro, Tejo e Guadiana) têm a sua origem em Espanha (INAG, 2001). Esta é uma consequência natural da geografia Ibérica, onde quase 80% das bacias hidrográficas destes três rios transnacionais estão localizadas em Espanha.

A redução de escoamento verificada nos rios Tejo e Guadiana desde a década de 1980 reflectem o aumento do volume de água armazenado nas grandes barragens construídas em Espanha nos troços médio e superior destes rios. Em especial, as grandes instalações agrícolas que têm sido desenvolvidas na província espanhola da Estremadura e que utilizam elevadas quantidades de água do rio Guadiana. Até 1954 a capacidade de armazenamento e a utilização da água em Espanha foi insignificante. De 1954 a 1963 houve um aumento no armazenamento da água para cerca de 4000 hm^3, que foi mantido praticamente constante até 1988 e duplicou nos três anos seguintes (Brandão e Rodrigues, 2000).

Os principais usos previstos para a albufeira de Alqueva são o abastecimento doméstico, rega e turístico. A produção de energia hidroeléctrica representa uma componente menor da utilização da água armazenada.

Até ao início da década de 80, não houve alteração significativa no volume de água para rega e todas as alterações no regime hidrológico natural foram provocadas por uma combinação de períodos de enchimento e esvaziamento das albufeiras na sequência de anos húmidos e secos. A comparação das séries de escoamento registadas na estação hidrométrica do Caia com as séries de escoamento simuladas em condições naturais, indicam que o ano hidrológico de 1956/57 pode ser considerado como o primeiro ano em que os efeitos da intervenção humana são visíveis (Brandão e Rodrigues, 2000).

No desenvolvimento do estudo foi necessária a combinação de várias áreas científicas (climatologia, hidrologia, modelação numérica, estatística).

A hidrologia está estreitamente relacionada com a meteorologia, pelo que os modelos hidrológicos e climáticos deviam estar acoplados, no entanto, na prática, um estreito acoplamento torna-se bastante difícil, uma vez que os modelos de clima trabalham com resoluções espaciais muito maiores que as utilizadas na modelação hidrológica (Maidment, 1993).

A simulação hidrológica com base nas condições climáticas observadas tem sido considerada uma tarefa complexa com pequena aplicação em Portugal. Por outro lado, a simulação das projecções climáticas para o futuro apresenta-se como um desafio numa região como a do Sul de Portugal. Estes estudos devem ser efectuados com as ferramentas de modelação adequadas que incluem dados de variáveis climáticas obtidas através de modelos de clima e modelos hidrológicos que descrevam os processos hidrológicos envolvidos. O modelo hidrológico a considerar deve ser objecto de calibração e validação que permita ter confiança na parameterização obtida e que possa ser considerado apto para os estudos de impactes em bacias não monitorizadas e para um conjunto de cenários futuros com características diferentes das observadas no passado.

Durante o desenvolvimento deste trabalho, foi feito um estudo sobre os vários modelos hidrológicos principalmente espacialmente distribuídos por consulta da bibliografia disponível. Evidencia-se a necessidade do modelo hidrológico ser incorporado num ambiente de Sistema de Informação Geográfica. Esta abordagem permite uma fácil manipulação dos dados espacialmente distribuídos que influenciam os processos hidrológicos.

O modelo hidrológico considerado no estudo foi aplicado para cenários de alteração global (alterações climáticas e do uso do solo) para avaliar os impactes dessas alterações no Sul de Portugal. Para atingir esse objectivo, foram desenvolvidas diferentes metodologias no âmbito da correcção de desvio das séries de precipitação e temperatura fornecidas pelos modelos de clima e calibração e validação multi-objectivo e multi-resposta do modelo a aplicar à escala da bacia hidrográfica.

A metodologia desenvolvida neste estudo baseou-se em cinco pontos:

- Investigação do sistema climático através da: i) análise da variabilidade climática registada no passado e ii) análise dos resultados das simulações dos cenários climáticos;

- Correcção do desvio das séries projectadas pelos modelos de clima a considerar como dados de entrada no sistema hidrológico;
- Construção do modelo hidrológico;
- Investigação do impacte das projecções climáticas no sistema hidrológico através de um modelo hidrológico fisicamente baseado espacialmente distribuído;
- Consequências da variação da disponibilidade dos recursos hídricos nos usos da água.

Os dados dos modelos de clima para as variáveis precipitação e temperatura considerados neste estudo foram obtidos no projecto Europeu PRUDENCE (*Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects:* Christensen, 2005; Christensen *et al.* 2007). Esses resultados estão disponíveis para o período de controlo (1961-1990) e para o período cenário (2071-2100) e foram processados de modo a criar cenários climáticos para o Sul de Portugal para serem utilizados como dados de entrada para o modelo hidrológico. Foi considerado um conjunto alargado de simulações de cenários climáticos para se obterem projecções para uma gama de diferentes modelos de clima. Estas diferenças ocorrem devido a incertezas na representação física dos processos climáticos e à simplificação da estacionariedade das representações físicas de processos no interior dos modelos. Todas estas incertezas transformam-se em claras diferenças nos resultados das simulações tanto para o período de controlo como para o período cenário. A opção por um modelo climático que melhor se ajuste às condições do Sul de Portugal não se encontra cientificamente provada.

De forma semelhante ao sistema climático, o sistema hidrológico foi também estudado através de modelação numérica, aplicando-se o modelo fisicamente baseado espacialmente distribuído SHETRAN (Ewen *et al.*, 2000).

Os resultados obtidos permitirão avaliar as tendências de disponibilidade dos recursos hídricos para cada cenário climático e essas tendências são avaliadas em termos de escoamentos médios, fundamentais para os estudos de disponibilidade hídrica e em termos de caudais médios diários, caudais diários mínimos e caudais diários máximos com vista ao dimensionamento de infra-estruturas hidráulicas e de produção de energia hidroeléctrica.

1.3. Organização do texto

Esta dissertação encontra-se dividida em 8 capítulos. O capítulo 1 expõe o enquadramento e as motivações deste estudo, os objectivos que se pretendem atingir e a organização do texto. No capítulo 2 é apresentada a revisão bibliográfica sobre modelos hidrológicos, modelos de clima, cenários de emissões de gases com efeito estufa, cenários de alteração do uso do solo,

metodologias de calibração e validação dos modelos hidrológicos e análise de incerteza. É, ainda, investigada a panorâmica internacional e nacional sobre os impactes nos recursos hídricos decorrentes de alterações globais. A apresentação do estado da arte pretende fundamentar a identificação das áreas de conhecimento onde existe necessidade de investigação e quais as abordagens a serem seguidas.

De entre os modelos hidrológicos fisicamente baseados e espacialmente distribuídos disponíveis foi adoptado neste estudo o modelo SHETRAN que é descrito no capítulo 3. No capítulo 4 é efectuada a caracterização biofísica da área de estudo e apresentados todos os dados de entrada e respectivo pré processamento. Apresenta-se, também, o estudo da variabilidade climática no período histórico. O capítulo 5 relativo à construção do modelo hidrológico apresenta as metodologias de calibração e validação consideradas e respectiva avaliação de desempenho para aplicação do modelo hidrológico para o estudo dos impactes das alterações climáticas e alterações do uso do solo no Sul de Portugal.

No capítulo 6 são analisadas as projecções dos modelos de clima provenientes do projecto PRUDENCE e definidas as metodologias de correcção do desvio a aplicar às séries de precipitação e temperatura. Os cenários das alterações dos usos do solo são definidos. Por fim, são apresentados e discutidos os resultados das simulações hidrológicas e analisado o impacte da aplicação de diferentes modelos de clima e diferentes métodos de correcção do desvio nas diferentes bacias hidrográficas. Apresentam-se também os resultados decorrentes da alteração do uso do solo e os impactes combinados das alterações globais. Os impactes verificados são analisados do ponto de vista de disponibilidade de escoamento e dos caudais médios diários e caudais diários mínimos e máximos para os respectivos períodos de retorno.

São apresentados no capítulo 7 dois casos de estudo de impactes das alterações climáticas com o objectivo de: i) determinação do impacte no volume de armazenamento em seis albufeiras para abastecimento doméstico e rega e ii) determinação do impacte na produção de energia numa mini-hídrica.

O capítulo 8 apresenta as conclusões do estudo, as suas principais limitações e as linhas de investigação para trabalhos futuros.

2. Síntese de conhecimentos

2.1. Modelos hidrológicos

2.1.1. Considerações gerais

Os modelos hidrológicos são a principal ferramenta na avaliação dos potenciais impactes das projecções dos modelos de clima e das alterações do uso do solo nos recursos hídricos. Neste subcapítulo são apresentados, classificados e comparados os modelos hidrológicos com destaque para os mais utilizados. Os modelos são representações matemáticas simplificadas dos processos que constituem o ciclo hidrológico. A estrutura e arquitectura do modelo devem ser definidas de acordo com os objectivos da aplicação do modelo.

O aparecimento de conjuntos de dados de alta resolução, a capacidade dos Sistemas de Informação Geográfica e o crescente aumento da capacidade dos computadores podem ter conduzido os modelos hidrológicos para a vanguarda da investigação (Vieux, 2001).

Esta é uma ferramenta essencial para o planeamento e gestão dos recursos hídricos que fornece informações ao decisor sobre os cenários de disponibilidade possíveis e quais as melhores práticas que devem ser implementadas para um uso mais eficiente dos recursos hídricos. O crescente aumento da aplicação de modelos matemáticos, cada vez mais próximos da realidade, reside nas suas vantagens de aplicação: i) baixo custo; ii) rapidez; iii) informação detalhada e iv) possibilidade de estudar vários cenários.

Na modelação dos processos hidrológicos à escala da bacia hidrográfica a abordagem das águas superficiais e das águas subterrâneas têm sido tradicionalmente consideradas como disciplinas distintas com objectivos diferentes. Na realidade, porém, as águas superficiais, a água no solo e os aquíferos estão inter-relacionados. Verifica-se uma atenção crescente sobre a importância do estudo do armazenamento e escoamento subterrâneo de água nos processos de produção do escoamento superficial e os utilizadores dos modelos de águas subterrâneas reconhecem, cada vez mais, que muitas vezes consideram os processos à superfície de uma forma muito simples nos seus modelos de recarga (Ledoux *et al.* 1989, Anderson e Burt 1990; Sudicky 1996).

Existem três características principais a considerar na selecção dum modelo hidrológico para aplicação à bacia hidrográfica:

- Resolução espacial; o modelo deverá funcionar de forma espacialmente distribuído, com uma resolução da mesma ordem de grandeza da representação das condições

meteorológicas e das características da bacia hidrográfica (relevo, tipo de solo, tipo de uso do solo);

- Resolução temporal; a intensidade de precipitação é relevante para a formação do escoamento, esta deve estar reflectida na resolução temporal dos dados meteorológicos e no passo de cálculo do modelo;

- Representação do solo; o comportamento do escoamento na superfície do solo e na zona insaturada é considerada crucial para o processo de formação do escoamento superficial.

2.1.2. Classificação dos modelos

Os modelos hidrológicos podem ser divididos em *determinísticos* e *não determinísticos* segundo Chow e Maidment (1988). Os *modelos determinísticos* são caracterizados pelo facto de uma dada acção implicar uma única resposta. Se essa resposta é aleatória, pelo menos em parte, estamos perante um *modelo não determinístico*.

Os *modelos não determinísticos* podem ser divididos em dois grupos: *probabilísticos*, quando as variáveis intervenientes têm comportamento puramente aleatório e é, portanto, ignorada a sequência temporal ou espacial dessas variáveis, e *estocásticos*, quando, para além da componente aleatória, têm uma outra, determinística, que permite contemplar a sequência temporal ou a sequência espacial dos valores das variáveis. Os modelos *determinísticos* podem ser *empíricos*, se a análise dos processos hidrológicos se resume à procura de uma relação causa-efeito entre variáveis de entrada e variáveis de saída, ou *fisicamente baseados*, se pretendem reproduzir as leis físicas dos fenómenos. Os modelos fisicamente baseados podem subdividir-se em *agregados* ou em *distribuídos* consoante as variáveis hidrológicas integradas na formulação exprimam valores médios no espaço ou valores em cada célula do modelo.

Na Figura 2.1 é apresentado o esquema com a classificação dos dos modelos hidrológicos.

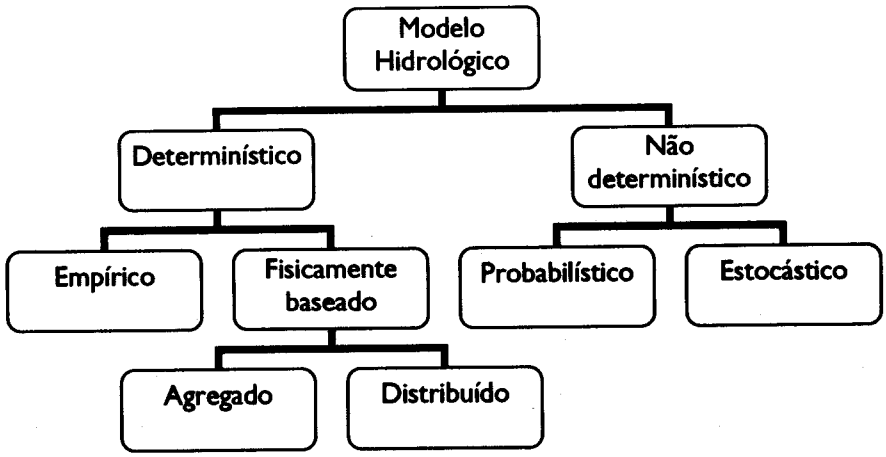


Figura 2.1 – Classificação dos modelos hidrológicos.

A classificação dos modelos hidrológicos pode variar consoante os objectivos a atingir com a aplicação do modelo. Em Singh (1995), Singh e Woolhiser (2002) e ASCE (1996) é esquematizada a classificação dos modelos hidrológicos do seguinte modo:

- Quanto à descrição dos processos:
  - Conceptual;
  - Fisicamente baseado;
  - Quasi fisicamente baseado;
  - Empírico;
  - Orientado para os processos.
- Quanto à resolução espacial:
  - Agregado;
  - Distribuído;
  - Semi distribuído.
- Quanto à segmentação do espaço:
  - Unidades de resposta hidrológica;
  - Malha regular;
  - Índice topográfico.
- Quanto à escala temporal de análise:
  - Evento;
  - Contínuo.

O primeiro esboço de um modelo fisicamente baseado espacialmente distribuído foi publicado por Freeze e Harlen (1969). Segundo Maidment (1996), um modelo hidrológico espacialmente distribuído é um modelo que simula o escoamento da água e o transporte de solutos e sedimentos utilizando dados com representação espacial. Beven (1985) identifica quatro grandes áreas que oferecem grande potencial para a aplicação dos modelos distribuídos: i)

estimativa dos efeitos da alteração do uso do solo; ii) projecção dos efeitos da localização espacial das variáveis de entrada; iii) projecção do movimento de poluentes e sedimentos e iv) projecção de resposta hidrológica em bacias não monitorizadas.

A motivação para a utilização de tais modelos deve-se às seguintes circunstâncias: i) para uma variedade de fins operacionais e de planeamento os gestores de recursos hídricos responsáveis por grandes regiões necessitam de estimar a variabilidade espacial dos recursos com uma resolução espacial mais fina do que a que pode ser fornecida pelos dados registados; ii) os hidrologistas e entidades gestoras estão interessados nos efeitos da alteração do uso do solo e do clima em grandes extensões de área geográfica e iii) existe uma crescente necessidade de utilização de modelos hidrológicos para a detecção de fontes de poluição pontuais e difusas ao longo das bacias hidrográficas.

Os modelos hidrológicos espacialmente distribuídos são cada vez mais aplicados no estudo da variabilidade espacial dos parâmetros no interior da bacia e das características da paisagem (Götzinger e Bárdossy, 2005), analisar diferentes estratégias de gestão (Wang e Hjelmfelt, 1998), melhorar a compreensão dos processos hidrológicos que ocorrem na bacia hidrográfica (Woolhiser *et al.*, 1996) e apresentam o potencial de simular outros processos distribuídos como a qualidade da água (Abbott *et al.*, 1986).

Segundo Tucci (1998), na prática não existem modelos puramente distribuídos, já que são utilizadas discretizações numéricas que tornam o modelo distribuído concentrado numa pequena subdivisão. Uma abordagem intermédia é a dos modelos semi-distribuídos, que consideram algum grau de distribuição, nas sub-bacias hidrográficas ou em unidades de resposta hidrológica (Leavesley e Stannard, 1995).

Os modelos conceptuais são formulados com base num número relativamente pequeno de componentes, cada um deles, uma representação simplificada do processo a ser modelado e têm sido a ferramenta aplicada em muitas das avaliações dos impactes das projecções dos modelos de clima (Bultot *et al.*, 1988; Cunnane e Regan, 1994; Wilby *et al.*, 1994; Arnell e Reynard, 1996; Sefton e Boorman, 1997; Pilling e Jones, 1999, 2002; Arnell, 2003; Diaz-Nieto e Wilby, 2005; Charlton *et al.*, 2006). Podem ser considerados como um bom compromisso entre a necessidade de simplificar, por um lado, e a necessidade de uma base física firme, por outro lado.

No entanto, esta família de modelos apresenta limitações em relação à identificação dos parâmetros, estabilidade dos parâmetros e equifinalidade das diferentes estruturas de modelos e conjuntos de parâmetros (Wheater *et al.*, 1986; Beven e Binley, 1992; Beven, 1993; Jakeman

e Hornberger, 1993; Refsgaard, 1996; Uhlenbrook *et al.*, 1999; Beven e Freer, 2001; Wagener *et al.*, 2001; Niel *et al.*, 2003; Sincock *et al.*, 2003).

Os modelos fisicamente baseados permitem considerar a variação espacial dos dados de entrada e das características das bacias e incorporam as formulações de base física dos diferentes processos hidrológicos. Assim, esta classe de modelos apresenta a vantagem de simular sistemas hidrológicos complexos e utilizar dados distribuídos. Também se pode afirmar que quando comparados com os modelos conceptuais agregados, os modelos fisicamente baseados, espacialmente distribuídos apresentam maior dificuldade na sua aplicação, são bastante exigentes em termos de dados e pode verificar-se sobre parameterização. No entanto, o aumento da disponibilidade de dados distribuídos sobre a bacia em conjunto com as maiores capacidades computacionais permite cada vez mais a aplicação deste tipo de modelos.

2.1.3. Apresentação de modelos

Na Tabela A.I do Anexo I é apresentada a sistematização da informação recolhida sobre vários modelos hidrológicos, e a sua classificação é efectuada em função: i) da descrição dos processos; ii) da resolução espacial; iii) da segmentação do espaço; iv) da escala temporal de análise; v) das equações que representam o escoamento superficial; vi) das equações que representam o movimento da água na zona do solo insaturada; vii) das equações que representam o escoamento na zona do solo saturada; viii) dos módulos suplementares disponíveis; ix) do tipo de calibração aplicada e x) das variáveis de validação consideradas nos vários estudos. Nas duas últimas colunas são apresentadas observações e as referências bibliográficas.

Este resumo pretendeu ser o mais completo possível, no entanto para alguns dos modelos a informação disponível não permitiu a sua caracterização total.

O modelo *Stanford Watershed*, desenvolvido por Crawford e Linsley (1964), representa o primeiro grande sucesso, com a conjugação de todos os principais processos hidrológicos num modelo computacional. Este modelo é amplamente conhecido e tem sido aplicado em muitas bacias hidrográficas por todo o mundo. Um outro modelo usado com frequência é o *Sacramento Soil Moisture Accounting Model* (Burnash *et al.* 1973). Este modelo tem sido utilizado nos Estados Unidos, na previsão de inundações, avaliação dos recursos hídricos, e estudos sobre o impacte das projecções dos modelos de clima. O modelo HYDROLOG (Porter e McMahon, 1971) foi aplicado em bacias hidrográficas do Sul da Austrália (Nathan *et al.*, 1988).

O HEC-HMS (HEC 1981, 2000) é o modelo mais utilizado nos Estados Unidos para estudos hidrológicos. O TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979) e o SHE (Abbott *et al.*, 1986; Bathurst e O' Connell, 1992) são os modelos hidrológicos aplicados na maioria dos países Europeus.

Embora o TOPMODEL seja um modelo conceptual, ou seja, um modelo no qual a realidade física é representada de maneira simplificada, é frequentemente descrito como um modelo fisicamente baseado no sentido de que os seus parâmetros podem ser provenientes de medições *in situ* (Beven e Kirkby, 1979).

O modelo HBV (Bergström, 1995) é largamente utilizado nos países Nórdicos para a previsão de inundações fluviais, avaliar os recursos hídricos superficiais, e simular os efeitos das projecções dos modelos de clima. Os modelos Arno (Todini, 1996) e TOPKAPI (Todini, 1995) são populares na Itália. O modelo Arno, testado na bacia hidrográfica do Arno, foi o primeiro modelo usado como parte de um sistema de previsão de cheias, como uma ferramenta na investigação dos impactes das projecções dos modelos de clima e da alteração do uso do solo (Todini, 1996).

Na China e outros países asiáticos, o modelo Xinanjiang (Zhao *et al.*, 1980) é utilizado para vários objectivos da simulação hidrológica.

Nos últimos anos, tem havido um aumento na aplicação de modelos fisicamente baseados e integrados, tais como o MIKE-SHE (Graham e Butts, 2006) e o SWAT (Arnold *et al.*, 1998; Neitsch *et al.* 2001). Ao longo desta síntese de conhecimentos serão apresentados os outros modelos hidrológicos.

2.1.4. A modelação hidrológica e o planeamento e gestão dos recursos hídricos

A gestão integrada dos recursos hídricos é segundo EC (2003) um processo que promove a coordenação da gestão da água, uso do solo e recursos associados de modo a maximizar a melhoria económica e social sem comprometer a sustentabilidade dos ecossistemas. Na Directiva Quadro da Água é referido que o processo de planeamento é definido como um processo sistemático integrado e iterativo que inclui um conjunto de etapas executadas em prazos pré-estabelecidos. Em todas as directrizes da gestão dos recursos hídricos a importância das abordagens integradas é enfatizada (EC, 2003; Jønch-Clausen, 2004).

A modelação numérica é uma resposta (mas, normalmente, não a única resposta) para um problema concreto e que tem vindo a ser utilizada, frequentemente, para apoio à tomada de decisão da gestão dos recursos hídricos.

A interacção entre o processo de modelação e os processos de planeamento e gestão ocorre em três etapas, segundo Refsgaard (2007):

- *O diagnóstico* que deve começar com uma cuidadosa definição do problema a ser abordado e definição de objectivos e requisitos para o estudo. Uma avaliação participativa nas mais importantes fontes de incerteza para o processo de decisão deve ser usada como uma base para a prioridade dos elementos do processo de modelação;

- *A modelação*. Nesta etapa, a principal ligação com o processo de planeamento consiste no diálogo, opiniões e discussões dos resultados preliminares. A quantidade e o tipo de interacção dependem do nível de participação do público que pode variar de caso para caso desde o fornecimento de informações à consulta pública;

- *A finalização* do estudo de modelação, tipicamente inclui cenários de simulação. Aqui, as entidades gestoras e os outros interessados voltam novamente a ter um papel dominante. As decisões tomadas como resultado desta etapa, baseadas nos resultados da modelação são efectuadas no contexto do processo de planeamento principal. A avaliação da incerteza dos resultados do modelo é um aspecto crucial da modelação e deve ser comunicada de uma forma que seja acessível para as partes interessadas no processo de gestão da água.

A utilização de modelos hidrológicos no apoio ao planeamento e gestão dos recursos hídricos deve seguir um protocolo. O protocolo de modelação mais recente desenvolvido dentro do contexto do projecto HarmoniQuA é apresentado em Refsgaard *et al.* (2005) e Scholten *et al.* (2007):

- *Etapa 1* (Plano do Modelo de Estudo). Esta etapa tem como objectivo definir um Plano do Modelo de Estudo compreendendo as respostas às perguntas: Porque é que a modelação é necessária para este estudo específico? Qual é a abordagem de modelação global e quais os trabalhos que devem ser realizados? Que *stakeholders* devem estar envolvidos e em que medida? Quais são os recursos disponíveis para o estudo? A entidade gestora precisa de descrever o problema e seu contexto, bem como os dados disponíveis.

- *Etapa 2* (Dados e Conceptualização). Nesta etapa, o modelador deve reunir todos os conhecimentos relevantes sobre a bacia de estudo e desenvolver uma visão global dos processos e suas interacções, a fim de conceptualizar como o sistema deve ser modelado com os detalhes suficientes para satisfazer os requisitos especificados no plano do modelo de estudos. Deve ser dada atenção aos pormenores espaciais e temporais exigidos pelo modelo, a dinâmica do sistema, as condições fronteira e à forma como parâmetros do modelo podem ser determinados a partir dos dados disponíveis. Verificar a necessidade de modelar cenários alternativos para determinados processos ou para diferentes níveis de detalhe, a fim de permitir a avaliação da incerteza da estrutura do modelo.

- *Etapa 3* (Preparação do Modelo). Processamento de dados, a fim de preparar os ficheiros de entrada necessários.

- *Etapa 4* (Calibração e Validação). Nesta etapa, o modelo que foi construído durante a etapa anterior é analisado, em primeiro lugar através de calibração e em seguida, validando o seu comportamento. Finalmente, a fiabilidade do modelo para o domínio de aplicação deve ser avaliada através da análise de incerteza.

- *Etapa 5* (Simulação e Avaliação). O modelo calibrado e validado é considerado nas simulações dos objectivos e requisitos do estudo. Dependendo dos objectivos do estudo os resultados podem ser utilizados em futuras tomadas de decisão (por exemplo, para efeitos de planeamento ou de dimensionamento), ou para melhorar a compreensão do regime hidrológico da área de estudo.

Em Portugal já os Planos de Bacia Hidrográfica consideraram os modelos hidrológicos e actualmente os Planos de Gestão de Região Hidrográfica referem também que o recurso à modelação é essencial não existindo no entanto indicações de que metodologia de modelação deve ser considerada.

2.1.5. Sistemas de Informação Geográfica

Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) são uma tecnologia que tem sido desenvolvida para lidar com informação espacial georreferenciada e tem sido usada em diversas aplicações ambientais, sociais e económicas. São idealmente adequados para combinar informações topográficas, de tipos de solos, tipos de uso do solo e variáveis meteorológicas no interior da bacia, onde é possível estudar cenários passados, actuais e simular cenários futuros. Desde há

algum tempo que vários estudos descrevem a utilização de SIG na modelação hidrológica e de qualidade de água (Zhang *et al.*, 1990; Tim *et al.*, 1992; Maidment, 1993; Goodchild *et al.*, 1993; Kovar e Nachtnebel, 1993; Harlin e Lanfear, 1993).

Os SIG permitem processar informação geográfica e torná-la disponível no apoio à operação, gestão, análise e tomada de decisão. Dois tipos de abordagens são possíveis para esta finalidade. Na abordagem orientada para os modelos, um modelo ou conjunto de modelos são definidos e os dados espaciais necessários para os ficheiros de entrada são processados previamente. A outra abordagem é a abordagem orientada para os dados. Esta abordagem limita a entrada de dados espaciais a parâmetros que podem ser obtidos dos mapas disponíveis, tais como cartas topográficas, cartas de solos e outras. Fornece também as oportunidades para combinar os dados provenientes de diferentes fontes e diferentes tipos. Uma das aplicações típicas é a utilização de um Modelo Digital Terreno (MDT) para extracção das propriedades das bacias hidrológicas como a matriz de altitude, a matriz da direcção do escoamento e a matriz de acumulação de escoamento.

Um modelo distribuído utiliza, em geral, uma grande quantidade de dados, que o torna difícil de manipular. Os dados de entrada de um modelo distribuído podem ser obtidos de fontes como imagens de satélites e modelos digitais do terreno, e é praticamente indispensável o uso de um SIG para o processamento dos dados de entrada, mesmo que a simulação não ocorra dentro do ambiente SIG. Deste modo o trabalho a realizar na modelação de impactes das alterações climáticas e do uso do solo não pode ser efectuado à margem da aplicação de SIG.

2.2. Modelos de clima

2.2.1. Introdução

O objectivo deste subcapítulo é apresentar a síntese dos conhecimentos relativos aos modelos de clima. São descritos os cenários de emissões de gases com efeito de estufa e os tipos de modelos de clima existentes. Finalmente são apresentadas as principais projecções dos modelos de clima para a região Mediterrânica nomeadamente para o Sul de Portugal.

Frequentemente verifica-se uma confusão conceptual entre clima e tempo, dois conceitos que se distinguem, designadamente, pelo intervalo temporal de referência. O tempo refere-se ao conjunto das condições meteorológicas num dado local ou região, descritas por elementos tais como a temperatura, a humidade do ar, a precipitação, a nebulosidade e o vento. Por seu lado o clima poderá traduzir-se pelo conjunto de estatísticas calculadas sobre o conjunto de estados de tempo que afectaram um determinado local ou região, durante um período longo,

mas definido. O intervalo de tempo durante o qual podemos dizer que existe um determinado tipo de clima é geralmente considerado de 30 anos.

O período de referência, nos estudos climáticos incluindo o estudo das alterações climáticas, considerado pela *World Meteorological Organization* (Hulme *et al.*, 1995) é o período de 1961 a 1990. Foi escolhido porque incorpora alguma variabilidade natural do clima, incluindo períodos secos e chuvosos (Wigley e Jones, 1987). Considerar um período mais curto para período de referência pode reflectir uma característica particular do clima, e não ser representativo das condições de referência (Robson *et al.*, 1998). Os registos com qualidade e a existência de uma ampla rede de estações climáticas também foram factores chave na escolha do período de referência 1961-1990.

A partir de 1960 existem em Portugal muitos postos udométricos e meteorológicos com registos, e no Sul de Portugal durante o período 1961-1990 verificou-se a existência de anos mais húmidos na década de 60 e anos mais secos nas décadas de 70 e 80.

2.2.2. Cenários de emissões

Nakicenovic *et al.* (2000) desenvolveram cenários de emissões de gases com efeito de estufa (SRES - *Special Report Emission Scenarios*), os quais foram utilizados na operação de modelos de clima e na determinação dos impactes resultantes das projecções desses modelos. Cada um dos cenários de emissões propostos corresponde a um conjunto de pressupostos acerca da evolução da população futura total, do desenvolvimento económico e da alteração do uso do solo.

De modo a que os cenários fossem representativos da vasta gama de condicionantes e emissões presentes na literatura e de modo a reflectirem o conhecimento corrente de determinadas incertezas subjacentes, foram desenvolvidas quatro diferentes linhas de evolução (*storylines*) de forma a descreverem consistentemente as relações entre as forças que motivam as emissões e a sua evolução. Cada linha de evolução representa diferentes desenvolvimentos a nível demográfico, social, económico, tecnológico, ambiental e de estrutura política (IPCC, 2001). Para cada uma das linhas de evolução desenvolvidas foram criados diferentes cenários, obtendo-se deste modo quatro famílias de cenários (A1, A2, B1 e B2) (Figura 2.2).

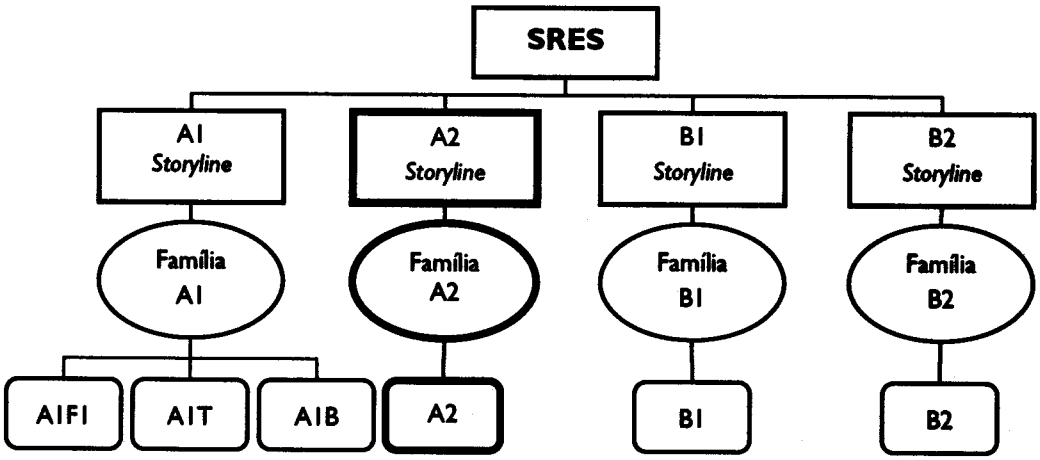


Figura 2.2 - Representação esquemática dos seis grupos de cenários SRES e das quatro linhas de evolução (adaptado de IPCC, 2001).

A descrição qualitativa de cada família é resumida de seguida:

- Sob um cenário de ***Mercado Mundial*** (A1), o mundo torna-se cada vez mais global e os valores sociais de consumo predominam. O crescimento económico é rápido e o crescimento populacional é pequeno com um desenvolvimento rápido de tecnologias mais eficientes. Os temas subjacentes principais são a convergência económica e cultural, com uma redução significativa das diferenças regionais. A natureza é considerada como apresentando elevada resiliência ao *stress* humano. Os indivíduos procuram riqueza pessoal em lugar de qualidade ambiental. Os mercados europeus encontram-se funcionalmente integrados com outros mercados. Há três sub-cenários: A1B (cenário de estabilização), A1F (máximo uso de combustíveis fósseis) e A1T (mínimo uso de combustível fóssil).

- Sob um cenário de ***Sustentabilidade Global*** (B1), a Europa evoluirá para linhas comunitárias e dentro dos limites dos recursos ambientais. Ocorre uma rápida mudança na estrutura económica mundial, onde se verifica a introdução de tecnologias limpas. É dado um grande ênfase na procura de soluções internacionais para os problemas globais. O papel das instituições internacionais será não apenas de simples regulação ambiental mas de terminar com a desigualdade e exclusão social através da adopção de programas sociais.

- No cenário ***Empresa de província*** (A2), descreve-se um mundo futuro muito heterogéneo onde a regionalização é dominante. São tomadas mais decisões políticas ao nível nacional e sub-nacional. A Europa adopta políticas mais proteccionistas à economia e ao comércio, o que retrai a inovação e o desenvolvimento económico nos países em desenvolvimento. Existirá um fortalecimento de identidades culturais

regionais, com ênfase em valores de família e tradições locais com crescimento populacional. O crescimento económico é mais modesto do que no cenário A1 e as desigualdades crescem.

- Num cenário de ***Sustentabilidade Local*** (B2), a Europa está mais comprometida em resolver os problemas ambientais aplicando soluções a necessidades locais. Assim, o valor predominante é mais comunitário e egocêntrico na natureza, com grande empenho no planeamento a longo prazo. A Europa é mais heterogénea. Devido à falta de acções regionais coordenadas, podem ocorrer desigualdades à medida que os problemas locais têm maior prioridade do que outros noutros locais. O ambiente beneficia neste cenário, mas não tanto como em B1 devido à limitada extensão espacial da coordenação.

Na Tabela 2.1 apresenta-se o resumo dos quatro cenários de emissão de gases com efeito estufa e na Figura 2.3 observa-se a variação da projecção da temperatura média mundial para o fim do século XXI de acordo com os diferentes cenários de emissões.

Tabela 2.1 - Resumo das quatro famílias de cenários de emissão de gases com efeito estufa (IPCC, 2001).

	A1	A2	B1	B2
Crescimento populacional	Moderado	Elevado	Moderado	Moderado
Desenvolvimento económico	Rápido	Lento	Rápido	Moderado
Investimento	Elevado	Baixo	Elevado	Médio
Avanço cultural (através de)	Educação	Valores familiares	Consciência ambiental e social	Educação
Institucionalização	Nacional e Internacional	Local e regional	Local, nacional e internacional	Local
Preocupação ambiental	Média	Baixa	Elevada	Elevada
Descrição das emissões de CO_2	Média a Elevadas (650 a 750 ppm)	Elevadas (>750 ppm)	Baixas (<550 ppm)	Baixas a média (550 a 650 ppm)

A descrição apresentada para os quatro cenários de emissão de gases com efeito estufa traduz a ideia de que os cenários A representam um mundo mais direccionado para o desenvolvimento económico do que os cenários B, que apresentam uma vertente mais ambiental. É apresentada uma vertente mais global ou local consoante se considerar o prefixo 1 ou 2, respectivamente.

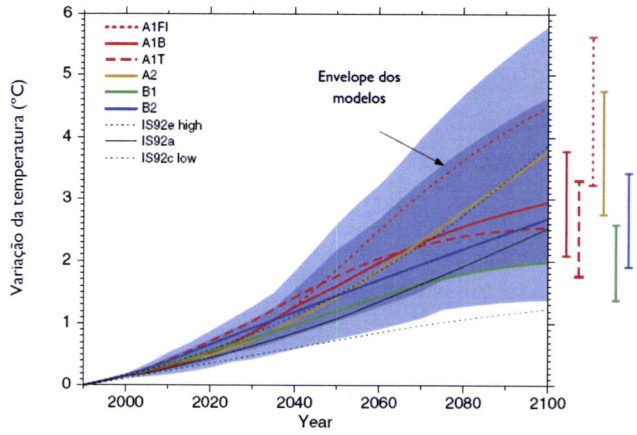


Figura 2.3 – Variação da projecção da temperatura mundial até ao fim do século XXI segundo os diferentes cenários de emissões (IPCC, 2001).

Verifica-se na Figura 2.3 que a variação das projecções da temperatura ao longo do século XXI apresentam um amplo intervalo de resultados, aproximadamente entre +1°C e +6°C consoante os cenários de emissão considerados, o que nos permite concluir que o estudo dos impactes das projecções dos modelos de clima deve ser realizado tendo em consideração um intervalo de resultados, obtidos com recurso a vários modelos de clima e de preferência com vários cenários de emissões.

2.2.3. Modelos globais de clima

Os modelos de clima são uma representação matemática dos processos que têm lugar entre os diferentes componentes do sistema climático: atmosfera, hidrosfera, criosfera, litosfera e biosfera. Entre eles efectuam-se trocas de matéria e energia, e incessantes interacções mediante uma variedade de processos físicos, químicos e biológicos, o que torna o sistema muito complexo. Como consequência, a capacidade dos modelos numéricos em projectar a evolução futura do clima depende basicamente do conhecimento dos processos físicos e químicos que governam o sistema climático. As duas componentes principais do sistema climático são a atmosfera e o oceano pelo que os modelos climáticos são geralmente modelos de circulação geral acoplados atmosfera-oceano (AOGCM).

Os AOGCM têm sido utilizados para a análise dos processos de grande escala, porém estes modelos são desenvolvidos para representar a atmosfera e são, ainda, inadequados para a descrição dos processos de escoamento superficial. Os recentes desenvolvimentos dos modelos de clima pretendem melhorar a representação da fase terrestre do ciclo hidrológico,

inclusive utilizando dados registados de caudais em grandes bacias (Lohmann *et al.*, 1998 e Habets *et al.*, 1999), mas existe diferença entre a hidrologia de pequenas bacias e a hidrologia como condição de fronteira dos modelos de clima.

Existem várias limitações que restringem a utilidade dos AOGCM para a avaliação dos impactes: i) a necessidade de grandes recursos para efectuar simulações com AOGCM e armazenar os seus resultados, tem restringido a gama de simulações que têm sido efectuadas; ii) a baixa resolução espacial, quando comparada com a escala de muitos dos estudos de avaliação de impactes; iii) a dificuldade de distinguir os efeitos antropogénicos do ruído interno da variabilidade do modelo e iv) a diferença de sensibilidade climática entre os modelos.

Os AOGCM são as ferramentas de modelação tradicionalmente utilizadas para criar os cenários das projecções globais de alterações climáticas devido a forçamentos antropogénicos. A dimensão da malha horizontal de cálculo dos modelos actuais ainda é relativamente elevada, da ordem de 300 a 500 quilómetros, devido à escala temporal centenária e milenar associadas à circulação oceânica e dos requisitos computacionais que estas implicam.

No entanto, o clima regional é frequentemente afectado por forçamentos e circulações que ocorrem a um nível sub-escala (Giorgi e Mearns, 1991). Em consequência, os AOGCM não são capazes de captar explicitamente a estrutura que caracteriza as variáveis climáticas, em muitas regiões do mundo, e que é necessária para a avaliação dos estudos de impacte. Verifica-se existir divergência nas escalas espaciais e temporais dos modelos climáticos e dos modelos hidrológicos. Em particular, a reprodução dos padrões espaciais da precipitação registada (Salathé, 2003) e a variabilidade da precipitação diária (Burger e Chen, 2005) não é suficiente. Uma série de novas técnicas foram desenvolvidas com o objectivo de reforçar a informação regional fornecida pelos AOGCM e obter informações climáticas a uma escala mais fina.

2.2.4. Métodos de regionalização

Os métodos de regionalização (*downscaling*) podem ser enquadrados em duas categorias (Wilby e Wigley, 1997; Giorgi *et al.*, 2001):

i) *Downscaling* dinâmico, baseado na utilização de modelos atmosféricos de área limitada e alta resolução (Modelos Regionais de Clima - RCM), cujas condições iniciais de fronteira são as resultantes das simulações dos modelos globais (Giorgi, 1990, Jones *et al.*, 1995; Frei *et al.*, 1998; Giorgi *et al.*, 1998; Bergström *et al.*, 2001; Jones e Reid, 2001);

ii) *Downscaling* estatístico, assente na utilização de funções de transferência estatística entre os dados dos campos de larga escala e a variável de interesse à superfície (Wilby e Wigley, 1997; Wilby *et al.*, 1998; Conway e Jones, 1998; Zorita e von Storch, 1999).

Fowler *et al.* (2007a) efectuaram um levantamento dos estudos de regionalização dos modelos de clima e a sua utilização na modelação hidrológica. Christensen *et al.* (2007) apresentam uma discussão completa das capacidades e fraquezas das técnicas de regionalização, estatística e dinâmica.

A regionalização dinâmica fornece uma escala mais adequada do que os resultados dos AOGCM para estudos de impacte nos recursos hídricos. No entanto, estes não têm sido largamente utilizados já que são mais comuns a utilização de técnicas estatísticas (Pilling e Jones, 1999, 2002), uma vez que as integrações eram, até há pouco tempo, muito escassas para representar a variabilidade de longo prazo e os resultados do modelo continuam a depender das condições de fronteira do AOGCM utilizado para a operação do RCM (Wilby e Wigley, 1997).

Para muitas aplicações pode ser conveniente a utilização de abordagens estatísticas, mesmo quando está disponível um modelo adequado de alta resolução para a região de estudo (Kidson e Thompson, 1998; Zorita e von Storch, 1999). Esta técnica engloba métodos baseados em regressão múltipla (Kim *et al.*, 1984; Wigley *et al.*, 1990; Barrow *et al.*, 1996; Palutikof *et al.*, 1997, Winkler *et al.*, 1997; Sailor e Li, 1999; Solman e Nunez, 1999), análise de funções empíricas ortogonais (Zorita e von Storch, 1999), correlação canónica (von Storch *et al.*, 1993; Heyen *et al.* 1996), modelos não-paramétricos (Corte-Real *et al.*, 1995b) e redes neuronais (Hewitson e Crane, 1996, Weichert e Burger, 1998; Trigo e Palutikof, 1999; Haylock *et al.*, 2006).

A regionalização estatística (Brandsma e Buishand, 1997; Goodess e Palutikof, 1998; Conway e Jones, 1998; Corte-Real *et al.*, 1999b) supõe que o clima regional pode ser condicionado por dois factores: a circulação de larga escala e as características fisiográficas regionais/locais (topografia, distância ao mar, distribuição do uso do solo, cobertura do solo, etc.). Uma das principais vantagens desta técnica é que é computacionalmente acessível pelo que pode ser facilmente aplicada a partir de diferentes resultados de AOGCM.

Os geradores de clima são modelos estocásticos das séries temporais das variáveis meteorológicas observadas (Wilks e Wilby, 1999, Schnur e Lettenmaier, 1998, Yates *et al.*, 2003). A maioria deles foca a escala temporal diária, como é exigido pelos diversos modelos de impacte, mas também se encontram disponíveis modelos à escala sub-diária (Katz e

Parlange, 1995). Vários tipos de geradores de clima disponíveis são baseados na modelação da precipitação diária e, como referido, dependem de processos estocásticos. O mais comun é baseado na cadeia de Markov (Hughes *et al.* 1993, Lettenmaier, 1995, Hughes *et al.*, 1999; Mearns *et al.*, 1997; Semenov e Barrow, 1997; Wilby *et al.*, 1998; Wilks e Wilby, 1999; Bellone *et al.*, 2000).

Além de modelos estocásticos de frequência e intensidade da precipitação, os geradores de clima costumam produzir séries temporais de outras variáveis, tais como temperatura máxima e mínima e radiação solar. Outros incluem variáveis adicionais como a humidade relativa do ar e a velocidade do vento (Wallis e Griffiths, 1997; Parlange e Katz, 2000).

A regionalização estatística utiliza as relações estatísticas entre as variáveis atmosféricas dadas por um AOGCM (como a pressão ao nível do mar) e variáveis climáticas locais medidas (por exemplo, precipitação). As estimativas são fortemente dependentes da qualidade e da dimensão da série de dados utilizados para a calibração (Wilby e Wigley, 1997) e do desempenho dos modelos de regressão em representar a variabilidade dos dados registados (Barrow *et al.*, 1996).

A actual geração de RCM apresenta uma resolução espacial típica de cerca de 50 km. A capacidade dos RCM para reproduzir o clima regional actual na Europa tem sido tratada em estudos comparativos inter-modelo (Machenhauer *et al.*, 1996, Christensen *et al.* 1997, Murphy, 2000). Esses estudos indicam que os fluxos de grande escala nos RCM têm erros sistemáticos que são semelhantes aos do AOGCM subjacente. Tal como com os AOGCM, o problema de utilizar os resultados dos RCM nos estudos hidrológicos reside no facto de que a precipitação simulada difere sistematicamente da precipitação registada no período de controlo (Frei *et al.*, 2002; Blenkinsop e Fowler, 2007).

Os RCM utilizam os AOGCM para fornecer condições de fronteira, indispensáveis para calcular as estimativas à escala mais fina; estes modelos são no entanto computacionalmente dispendiosos (Hewitson e Crane, 1996). Comparados com as técnicas estatísticas, os padrões espaciais produzidos são mais homogéneos, mas não necessariamente mais realistas (Cubash *et al.*, 1996; Mearns *et al.*, 1999).

No projecto STARDEX (*STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for european regions*: Goodess, 2003; Goodess *et al.*, 2006) procedeu-se à comparação sistemática das técnicas de regionalização estatística e dinâmica, tendo-se concluído que nenhum dos métodos pode ser considerado melhor que o outro.

Anteriores aplicações de RCM (Giorgi e Mearns, 1991; Giorgi *et al.*, 1994) compararam os resultados com os registos ou com os resultados dos AOGCM, mas não efectuaram a comparação entre as técnicas estatística / dinâmica. Kidson e Thompson (1998) compararam o modelo dinâmico RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*) e um modelo de regressão estatística. Os resultados obtidos não forneceram indicação de qual a melhor técnica.

Bates *et al.* (1998) compararam para o sudoeste da Austrália os resultados do RCM LAM (*Limited Area Model.* Modelo dinâmico do *CSIRO Division of Atmospheric Research*) com os resultados obtidos através da regionalização estatística. Os resultados mostraram que as simulações do modelo estatístico reproduziram a precipitação registada e as frequências de dias secos e húmido em cada estação. O modelo dinâmico apresentou uma tendência a subestimar a frequência de ocorrência dos dias secos e a sobre-estimar a frequência dos dias húmidos. Os resultados mostraram níveis semelhantes de fiabilidade para os métodos dinâmicos e estatísticos, em consonância com o estudo de Kidson e Thompson (1998). O método estatístico apresentou melhores projecções para as estimativas da temperatura no Verão, enquanto que o modelo dinâmico apresentou melhores projecções na precipitação de Inverno. Concluíram que a sofisticação do modelo dinâmico demonstra pouca vantagem sobre técnicas estatísticas, pelo menos na representação do clima no período de controlo.

Murphy (2000) efectuou o estudo comparativo das alterações climáticas decorrente de projecções para o período entre 2080 e 2100 com base no AOGCM HadCM2. Considerou dois métodos de regionalização dinâmica (utilizando as séries de temperatura e precipitação do AOGCM para a localização mais próxima e as séries de temperatura e precipitação de um RCM forçado pelo AOGCM) e, um método estatístico (regressão linear), que resultaram em diferentes projecções do clima regional, apesar de apresentarem aptidões semelhantes quando validadas para os registos actuais. Na temperatura as diferenças entre as projecções do RCM e do AOGCM foram pequenas; as maiores diferenças verificaram-se entre o método estatístico e o método dinâmico. Para a precipitação obtiveram-se diferentes projecções para os três métodos.

Mearns *et al.* (1999) também constataram diferenças nas projecções das séries de precipitação e de temperatura. Especialmente para a temperatura, o método estatístico produziu um ciclo sazonal amplificado em comparação tanto aos dados do RCM como às séries registadas, embora se tenham verificado alterações das variações diárias semelhantes para a temperatura em ambos os métodos. Os padrões espaciais de variação apresentaram maior variabilidade no RCM em comparação com o método estatístico.

Wilby *et al.* (2000) compararam os dados das respostas hidrológicas utilizando resultados dos modelos de clima regionalizados dinamicamente e estatisticamente numa bacia hidrográfica do Colorado, EUA. Os resultados indicam que ambos os métodos estatísticos e dinâmicos apresentam uma maior aptidão (em termos de modelação hidrológica) que os de baixa resolução da reanálise utilizada para a regionalização. O método estatístico mostrou ter a vantagem de exigir muito poucos parâmetros, uma característica que o torna atraente para muitas aplicações hidrológicas. Os resultados do modelo dinâmico, uma vez corrigidos com a altitude, forneceram estimativas melhores do balanço hídrico do que as estimativas obtidas com os dados da reanálise.

Um estudo em particular (Corte-Real *et al.* 1995a) revelou que em Portugal a precipitação de Inverno é reproduzida com mais sucesso, aplicando um único modelo de regionalização estatística para estimar a precipitação média do que considerar vários modelos de regionalização (um para cada estação) e depois calcular a média dos resultados.

Leung *et al.* (2004) indicaram que a regionalização dinâmica fornece "valor acrescentado" no estudo das alterações climáticas e seus impactes potenciais já que os sinais de alteração climática regional podem ser bastante diferentes dos projectados pelos GCM devido aos efeitos da orografia. Para este efeito, simulações de maior duração, com maior resolução espacial (Christensen *et al.*, 1998), e utilizando conjuntos de RCM, como por exemplo no projecto Europeu PRUDENCE (Christensen, 2005; Christensen *et al.*, 2007) e do projecto Norte-Americano NARCCAP - *North American Regional Climate Change Assessment Program* (Mearns *et al.* 2006), estão a tornar-se cada vez mais comuns.

Outros projectos Europeus têm surgido: STARDEX (Goodess, 2003; Goodess *et al.*, 2006) e ENSEMBLES - *ENSEMBLE-based Predictions of Climate Changes and their Impacts* (Doblas-Reyes e Goodess, 2005) orientados precisamente para a construção de cenários à escala regional, com uma grande variedade de métodos e modelos climáticos globais e regionais para representar a incerteza dos modelos de clima ligados a métodos de regionalização para melhorar a robustez do estudo dos impactes das projecções dos modelos de clima.

Haylock *et al.* (2006) compararam seis métodos estatísticos e dois métodos dinâmicos com relação à sua capacidade de ampliar a resolução de sete índices de precipitação em duas estações no Noroeste e Sudeste da Inglaterra. Os modelos baseados nas técnicas estatísticas (redes neuronais) apresentaram os melhores resultados na modelação da variabilidade interanual desses índices, contudo também apresentaram tendência para subestimar os extremos. Demonstraram, também, que é necessária prudência quando se interpretarem os resultados provenientes de um único modelo e a vantagem de incluir um maior número de

diferentes técnicas de regionalização, AOGCM e cenários de emissões quando se estudam os impactes das projecções dos modelos de clima à escala local.

Diez *et al.* (2005) compararam o desempenho dos métodos de regionalização, dinâmico e estatístico, nas projecções de precipitação em Espanha com dois modelos de clima do projecto DEMETER - *Development of a European Multi-model Ensemble system for seasonal to inTER-annual prediction* (Palmer *et al.*, 2004). Tal como aconteceu com outros estudos, não foi possível identificar qual o melhor método pelo que concluíram que métodos diferentes produzem melhores resultados em condições especiais da época do ano e da região de estudo; neste estudo o método dinâmico apresentou melhores resultados para o Outono e Inverno, no entanto não foi possível indicar um método superior a outro e considerou-se que os métodos estatísticos e dinâmicos devem ser utilizados em combinação e não como alternativas. Wood *et al.* (2004) chegaram a conclusões semelhantes, numa comparação de seis tentativas de regionalização de precipitação e outras variáveis para a simulação hidrológica. A regionalização dinâmica não conduziu a grandes melhorias em relação à simulação utilizando apenas o AOGCM. Na Tabela 2.2 apresenta-se uma síntese de vantagens e desvantagens dos diferentes métodos de regionalização.

Tabela 2.2 - Sumário comparativo dos métodos de regionalização estatísticos e dinâmicos (adaptado de Wilby e Wigley, 1997).

	Regionalização estatística	***Regionalização dinâmica***
Vantagens	• Comparativamente mais económico e eficiente do ponto de vista computacional; • Proporcionam variáveis climáticas à escala pontual a partir da escala das saídas dos GCM; • Pode ser utilizado para obter variáveis não disponíveis nos RCM; • Facilmente transferível para outras regiões; • Baseado em procedimentos estatísticos *standard* e aceites; • Capaz de incorporar directamente no método os valores registados.	• Produz respostas baseadas nos processos fisicamente consistentes; • Produz informação com maior resolução a partir da escala das saídas dos GCM que resolvem os processos atmosféricos numa escala menor.
Desvantagens	• Requer séries históricas muito extensas e de confiança para a calibração; • Dependente da escolha das variáveis de previsão; • Não estacionariedade na relação entre o previsto e o previsor; • Não considera o *feedback* dos sistemas climáticos.	• Exigente em termos de computação; • Número limitado de conjuntos de cenários disponíveis; • Altamente dependente das condições de fronteira do GCM.

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

2.2.5. Cenários climáticos do projecto PRUDENCE

O projecto PRUDENCE fornece vários cenários de clima para uma grande gama de variáveis climáticas na Europa, no período 2071-2100, usando três GCM e nove RCM (Tabela 2.3).

A construção de cenários utilizando uma gama de modelos (*ensemble*) permite a avaliação da incerteza das projecções. Os objectivos específicos do PRUDENCE foram segundo Christensen *et al.* (2007):

- Construir e executar um vasto conjunto de 30 anos de simulações de alta resolução para a Europa utilizando modelos climáticos, utilizando cenários de emissões de gases com efeito de estufa plausíveis, e condições de fronteira adequadas;

- Comparar e avaliar os desempenhos destes modelos climáticos na representação do clima observado na Europa entre 1961 e 1990;

- Analisar e comparar projecções climáticas de alta resolução para o período 2071--2100;

- Caracterizar as incertezas nas projecções devidas às formulações dos modelos e à variabilidade climática natural;

- Avaliar o risco físico e económico de eventos meteorológicos extremos como precipitações de elevada intensidade, tempestades e ondas de calor, proporcionando uma estimativa robusta multi modelo da probabilidade e da magnitude de tais mudanças e estudar os seus impactes potenciais;

- Investigar o valor acrescentado (em comparação com métodos convencionais) da aplicação de cenários climáticos de alta resolução para avaliar os potenciais impactes das alterações climáticas sobre, os ecossistemas, a agricultura, a saúde humana e os recursos hídricos, numa gama de escalas espaciais e temporais na Europa, e avaliar as novas incertezas ligadas ao impacte dessas projecções.

Tabela 2.3 – Modelos de clima considerados no projecto PRUDENCE (Christensen, 2005): a) GCM; b) RCM

Acrónimo	*Instituição*	*Modelo de Clima*	*Referência*
(a)			
CNRM	Center National de Recherches Météorologiques, Toulouse, França	ARPEGE/OPA	Royer *et al.*, 2002
HC	Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Exeter, UK	HadAM3	Gordon *et al.*, 2000; Pope *et al.*, 2000
MPI	Max-Planck-Institut fur Meterorologie, Hamburg, Alemanha	ECHAM4/OPYC	Roeckner *et al.*, 2003
(b)			
CNRM	Center National de Recherches Météorologiques, Toulouse, França	ARPEGE	Gibelin e Déqué, 2003
DMI	Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Dinamarca	HIRHAM	Christensen *et al.*, 2001
ETHZ	Institute for Atmospheric and Climate Science, Zurich, Suíça	CHRM	Vidale *et al.*, 2003
GKSS	Institute for Coastal Research, Geesthacht, Alemanha	CLM	Doms e Schattler, 1999
HC	Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Exeter, UK	HadRM3P	Hulme *et al.*, 2002
ICTP	International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italia	RegCM	Giorgi *et al.*, 1993
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt. Holanda	RACMO	Lenderink *et al.*, 2003
MPI	Max-Planck-Institut fur Meterorologie, Hamburg, Alemanha	REMO	Jacob, 2001
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrkoping, Suécia	RCAO	Raisanen *et al.*, 2004
UCM	Universidad Complutense de Madrid, Toledo, Espanha	PROMES	Arribas *et al.*, 2003

O arquivo do PRUDENCE contém dados para os períodos 1961-1990 e 2070-2100 e baseia-se nos cenários de emissões A2 e B2. A abordagem combinada AOGCM / RCM só produz alterações significativas para um pequeno número de índices relacionados com as médias e as condições extremas das variáveis climáticas de interesse, nomeadamente temperatura e precipitação.

Déqué *et al.* (2006) verificaram que, para a região Europeia, embora os RCM forneçam uma representação adequada da temperatura as simulações da precipitação apresentam elevada incerteza. A aplicação de seis RCM demonstrou que não pode ser afirmado existir um "modelo melhor que os outros" para a representação da precipitação média e das situações extremas de seca em toda a Europa e que as aptidões do modelo variam com a escala temporal, quando aplicados à bacia hidrográfica. A subestimação da precipitação de Inverno é geralmente observada em torno do Mediterrâneo, particularmente sobre a Península Ibérica.

Para algumas aplicações hidrológicas, pode ser mais importante a escolha de modelos mais adequados a reproduzir o padrão espacial da precipitação do que a média. Por exemplo, os modelos de clima HIRHAM e ARPEGE reproduzem todos a precipitação média para o mês de Julho ao longo de toda a região europeia, mas os erros das simulações do modelo HIRHAM apresentam uma coerência espacial forte, que subestima na região alpina e sobrestima no Sul, enquanto que o modelo ARPEGE é caracterizado por uma sobre estimação moderara em toda a região, sugerindo que é o melhor para reproduzir os processos físicos responsáveis pelos padrões de precipitação registada.

Lopez-Moreno *et al.* (2007) utilizaram um conjunto de seis RCM, um GCM e dois cenários de emissões de gases (A2 e B2) do PRUDENCE para analisarem as incertezas, a tendência e magnitude das alterações das séries de temperatura e precipitação projectadas para o fim do século XXI nos Pirinéus. O desvio relativo entre as variáveis climáticas registadas e o resultado das simulações para o período de controlo (1961-1990) para todos os modelos foi de cerca de -20% de redução na precipitação e +1°C de aumento na temperatura. Os seis RCM apresentaram elevada variabilidade espacial e sazonal e diferenças na precisão e sensibilidade aos cenários de emissão.

2.2.6. Correcção do desvio dos modelos climáticos

Os métodos de correcção do desvio permitem determinar factores correctivos dos resultados provenientes dos RCM ou dos GCM, utilizando estatísticas das séries registadas e das séries resultantes do modelo no período de controlo (1961-1990). Embora detectado por vários autores que as projecções dos modelos de clima apresentam desvios sistemáticos, alguns autores preferem não considerar essa correcção (Arnell *et al.*, 2003). No entanto, a maioria dos estudos consideram que a correcção do desvio é uma etapa importante (Wilby *et al.*, 2000) pelo que vários métodos têm sido desenvolvidos.

Os cenários climáticos corrigidos são construídos, principalmente, através da aplicação de regras de transformação simples às projecções das séries de precipitação e temperatura. O método aplicado inicialmente designa-se de *Delta Change* (Arnell, 1992; Arnell e Reynard, 1996; Conway e Hulme, 1996; Wood *et al.*, 1997; Kalvová e Nemesová, 1997; Panagoulia e Dimou, 1997; Seidel *et al.*, 1998; Xu, 1999; Buchtele *et al.*, 1999; Reynard *et al.*, 2001; Hay *et al.*, 2000; Durman *et al.*, 2001; Prudhomme *et al.*, 2003). De acordo com as hipóteses simplificativas consideradas, pode ser descrito outro método simples, o *Direct Forcing*, (Graham *et al.*, 2007b). Os dois métodos podem ser aplicados às séries de temperatura, precipitação e outras. Os

factores correctivos podem ser mensais ou calculados com base noutros períodos, dependendo dos objectivos do estudo.

Vários autores (Merritt *et al.*, 2006; Kilsby *et al.*, 2007a; Fowler e Kilsby, 2007; Fujihara *et al.*, 2008; Akhatart *et al.*, 2008 e Quintana *et al.*, 2009) utilizaram o método do *Delta Change* com factores mensais. Fowler *et al.* (2007b) e Thodsen (2007) consideraram o método *Direct Forcing* com factores mensais na correcção do desvio. Minville *et al.* (2008) consideraram cinco GCM e três cenários de emissões de gases diferentes e aplicaram o método *Delta Change* com factores mensais, mas directamente no GCM. Quilbé *et al.* (2008) utilizaram dados de três GCM e aplicaram o método *Delta Change* e um método estatístico de regionalização para corrigir as projecções dos GCM, para posterior utilização num modelo hidrológico. Wilby e Harris (2006) desenvolveram uma metodologia probabilistica que combina informação de um *ensemble* de quatro GCM, dois cenários de emissões de gases com efeito estufa, dois métodos de regionalização estatística, dois modelos hidrológicos e dois conjuntos de parameterizações do modelo hidrológico, numa aplicação ao rio Tamisa; estes autores efectuaram a correcção do desvio dos GCM com base no método *Delta Change*.

Shabalova *et al.* (2003) consideraram para a correcção do desvio da série de precipitação, para períodos de 10 dias, um método baseado na distribuição de *Weibull* e para a série de temperatura consideraram dois métodos diferentes de correcção do desvio, o método *Delta Change* e um método desenvolvido pelos autores.

Horton *et al.* (2006) aplicaram o método apresentado por Shabalova *et al.* (2003) às séries de temperatura por preservar as alterações na média e na variabilidade fornecidas pelo cenário climático e utilizaram o método *Delta Change* para as séries de precipitação. Hingray *et al.* (2007a) consideraram o método de Shabalova *et al.* (2003) para a correcção sazonal das séries de temperatura e precipitação dos modelos de clima do projecto PRUDENCE numa aplicação a um sistema hídrico na Suíça.

Graham *et al.* (2007a,b) investigaram o efeito da aplicação de diferentes RCM no impacte das alterações climáticas nos recursos hídricos do Norte da Europa. Consideraram projecções de um *ensemble* de dois GCM, sete RCM e dois cenários de emissões, num total de quinze simulações diferentes para a bacia hidrográfica do rio Lule no Norte da Suécia. Consideraram dois métodos de correcção do desvio (*Delta Change* e *Direct Forcing*) que apresentaram valores médios das séries corrigidas de temperatura e precipitação semelhantes, mas com diferenças consideráveis nas dinâmicas sazonais, uma conclusão que é relevante para outros estudos de impactes de alterações climáticas.

Lenderink *et al.* (2007) efectuaram, primeiro, a correcção da série para o período de controlo com base na série de dados registado através do método *Direct Forcing*, e de seguida aplicaram a essa série do período de controlo corrigida o método *Delta Change*. Como vantagem desta alteração os autores consideraram que se a simulação no cenário e no controlo partilharem as mesmas condições meteorológicas a inter-comparação entre os dois é mais objectiva; como desvantagem desta variação do método *Delta Change*, argumentam que o excessivo *feedback* hidrológico encontrado na simulação do período de controlo é propagado para o clima futuro. O outro método de correcção do desvio utilizado foi o *Direct Forcing* na sua versão clássica. Ambos os métodos foram aplicados a séries constituídas pelas médias de dez dias para a temperatura e para totais de 10 dias para a precipitação.

Para além destes métodos, outros surgem, menos citados na bibliografia e que são apresentados de seguida.

Leander e Buishand (2007) concluíram que uma relação simples não linear que ajustasse o desvio na média e a variabilidade, conduziria a uma melhor representação da precipitação máxima diária e de totais de precipitação para vários dias, do que a correcção linear. A correcção linear ajusta a média da precipitação mas mantém o coeficiente de variação inalterado porque quer a média quer o desvio padrão são multiplicados pelo mesmo factor. Em alternativa foi estudada uma transformação não linear que corrige o coeficiente de variação e a média e em que os parâmetros de ajustamento seguem a distribuição de Weibull.

Hay *et al.* (2002) consideraram uma distribuição *gamma* para ajustar a distribuição da precipitação diária simulada com a precipitação diária registada. Sharma *et al.* (2007) consideraram um método de correcção de desvio baseado numa transformação *gamma-gamma* para melhorar a qualidade das precipitações simuladas pelo modelo de clima ECHAM4/OPYC, com os cenários SRES, A2 e B2, na bacia hidrográfica do rio Ping, Tailândia.

Steele-Dunne *et al.* (2008) consideraram um esquema de correcção de desvio baseado numa função de distribuição da probabilidade cumulativa calculada para dados mensais. Utilizaram apenas um único modelo de clima e um *ensemble* de corridas do modelo hidrológico através da técnica de Monte Carlo.

Em Portugal existem dois estudos de impactes das alterações climáticas nos recursos hídricos; um deles considerou o método do *Delta Change*, que foi aplicado quer aos GCM quer aos RCM (Cunha *et al.*, 2002) em 62 bacias distribuídas por todo o País; o outro estudo, devido a Nunes (2007), corrigiu o desvio das séries do modelo regional PROMES através de métodos

de regressão baseados em relações entre as séries registadas e séries simuladas, de acordo com Wilby e Wigley (1997), para duas sub-bacias, uma do rio Tejo e outra do rio Guadiana.

Em conclusão, o método mais utilizado tem sido o *Delta Change* (Arnell, 1998; Gellens e Roulin, 1998; Lettenmaier *et al.*, 1999; Durman *et al.*, 2001; Middelkoop *et al.*, 2001; Bergström *et al.*, 2001; Graham, 2004). Este método mantém a variância da temperatura e o coeficiente de variação da precipitação. Para além disso não são consideradas alterações no número de dias de precipitação e a precipitação extrema é modificada pelo mesmo factor que todos os outros eventos de precipitação.

De acordo com Lenderink *et al.* (2007) os métodos *Direct Forcing* e *Delta Change* podem ser considerados para produzir cenários de clima futuro. Os cenários assim obtidos, apresentam a mesma resposta em termos médios mas apresentam diferenças nos valores extremos. O método *Delta Change* responde melhor à variabilidade observada no clima actual, enquanto que o método *Direct Forcing* parece lidar melhor com alterações mais complexas. Deste modo os autores concluem que o método *Direct Forcing*, apesar da sua limitação relativamente ao clima actual, é promissor em aplicações futuras.

2.2.7. Projecções climáticas para a região do Mediterrâneo

A região do Mediterrâneo é caracterizada por grande variabilidade inter anual da precipitação (Barry e Chorley, 1998). Como consequência, os caudais dos rios também são caracterizados por grande variabilidade, especialmente no sul da Península Ibérica.

Giorgi *et al.* (2004) analisaram uma simulação multidecadal do clima no período de controlo (1961-1990) sobre a Europa com o RCM RegCM forçado pelo GCM HadAM3H e relataram um aumento da variabilidade inter anual da precipitação para o Mediterrâneo entre 20% a 40%, associada com um aumento da variabilidade da temperatura no Verão na Península Ibérica.

Giorgi (2006) compilou os resultados de vinte GCM para três cenários de emissões de CO_2, e concluiu que a região do Mediterrâneo é uma das mais vulneráveis às alterações climáticas em termos de alteração da temperatura média do ar e da precipitação, bem como à variabilidade inter anual destas variáveis.

Antes da publicação do terceiro relatório do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas (IPCC, 2001) e do seu Relatório Especial sobre Cenários de Emissões (SRES) em 2000, a maioria dos cenários assumiu a duplicação da concentração atmosférica de CO_2 em 2100; Palutikof *et al.* (1996) e Goodess *et al.* (1998) publicaram cenários para a região do

Mediterrâneo, com base na compilação dos resultados dos GCM sob essa condição. Ambos os estudos concordaram num aumento da temperatura média anual acima do aumento da temperatura global, sobretudo nas regiões interiores, juntamente com uma diminuição da precipitação anual média, com mudanças menos pronunciadas durante o Inverno.

No âmbito do projecto PRUDENCE foi analisada uma amostra das projecções para o clima europeu em 2070-2100 obtida a partir de um RCM forçado por dois GCM diferentes e baseada em dois cenários de emissões, B2 e A2. Os resultados apontam para um aumento da temperatura e diminuição da precipitação anual, e também para um aumento da variabilidade interanual das duas variáveis, conduzindo a uma maior ocorrência de condições meteorológicas extremas. Para o Norte do Mediterrâneo, os modelos de clima apontam para (Déqué *et al.*, 2005):

- Um aumento de temperatura média anual, em particular nas regiões mais a Oeste, entre 2 e 6 °C para o cenário B2 e entre 4 e 8 °C para o cenário A2;
- Uma tendência para o aumento da temperatura que ocorre principalmente durante os meses de Verão, com valores entre 4 e 8 °C (B2) e entre 4 e 12 °C (A2);
- Um aumento anual das temperaturas máximas acima da média do aumento global, entre 3 e 8 °C (B2) e entre 4 e 10 °C (A2), sugerindo um aumento da intensidade das ondas de calor;
- Uma variação da precipitação anual média de +10% a -20% (B2) e de 0 a -60% (A2), com as maiores reduções nas regiões do Mediterrâneo Ocidental, associada com uma redução no número de dias de precipitação e não na intensidade de precipitação;
- Uma tendência para uma maior diminuição de precipitação nos meses de Verão, com pequenas alterações, mas também uma ligeira diminuição nos meses de Inverno, aumentando a variabilidade sazonal do clima;
- Alterações na precipitação máxima diária anual de -20% a +30% em ambos os cenários, com as intensidades de precipitação a diminuir menos do que precipitação anual média, ou mesmo aumentando onde a precipitação anual média diminui;
- Aumento da evaporação no Inverno e na Primavera devido às altas temperaturas associadas à redução da nebulosidade, o que conduz à redução do teor de água no solo.

Sanchez *et al.* (2004), para a região do Mediterrâneo, utilizaram um RCM no período entre 2070-2100 considerando o cenário de emissões A2 e apontam para a maior intensidade e duração das ondas de calor, associado à maior duração das ondas de frio na região Oeste do Mediterrâneo.

Outros autores têm publicado resultados semelhantes para o aumento da temperatura (Sanchez *et al.* 2007), diminuição da precipitação (Gao *et al.*, 2006) e aumento dos extremos climáticos (Lionello *et al.*, 2002; Good *et al.*, 2006). Parece existir um grande consenso de que segundo as projecções dos modelos de clima para a região do Mediterrâneo vão ocorrer aumentos muito significativos da temperatura juntamente com redução da precipitação (Trigo e Palutikof, 2001 e Sumner *et al.* 2003 para a Península Ibérica; Boroneant *et al.* 2006 para os Alpes Marítimos, ou Knippertz *et al.*, 2003 para o Norte de África).

O quarto relatório de avaliação do IPCC resumiu os impactes potenciais das alterações climáticas sobre estes processos (Kundzewicz *et al.* 2007):

- Aumento da evapotranspiração potencial, devido ao aumento do *deficit* de pressão de vapor na atmosfera, provocado pelo aumento da temperatura;
- Alterações na evapotranspiração real variando com o armazenamento da água disponível no solo, com menor aumento nas bacias hidrográficas mais secas;
- Possível redução do teor de água no solo, com um elevado grau de variabilidade espacial em função de mudanças na evapotranspiração e nas propriedades hidráulicas do solo, mas com uma tendência de maior impacte em solos com baixa capacidade de armazenamento da água;
- Menor escoamento sub-superficial provocado pelo aumento da evapotranspiração.

Os consumos de água para o abastecimento urbano e rega estão a aumentar a pressão no caudal dos três maiores rios Ibéricos internacionais. Nos diversos relatórios do IPCC (IPCC, 1992, 1995, 2001, 2007), é afirmado que toda a região Mediterrânica já está a sofrer consistentes diminuições de precipitação e escoamento. Na verdade, já existe uma clara tendência para a desertificação no Sul da Península Ibérica, com os caudais a diminuírem e as terras aráveis a ficarem menos espessas (Balabanis *et al.*, 1999).

Na bacia hidrográfica do rio Ebro o objectivo estratégico fundamental é garantir caudais suficientes para a produção de energia hidroeléctrica (Batalla *et al.*, 2004), no entanto as secas mais frequentes e mais duradouras apresentam desafios noutros sectores, especialmente a

agricultura. A ausência de uma abordagem integrada pode levar a problemas de sobre-exploração dos recursos hídricos subterrâneos em Espanha (Custódio *et al.*, 1998) numa região onde se projecta que a proporção entre a água necessária e a disponibilidade de água aumente a partir de 2070 (Henrichs e Alcamo, 2001).

A localização de Portugal no extremo Ocidental do continente Europeu, com um clima Mediterrânico e uma vasta exposição marítima, confere-lhe alguma vulnerabilidade às perturbações que possam decorrer devido às alterações climáticas. No período de 1931-2000 a temperatura média do ar em Portugal Continental evidencia uma tendência crescente a partir da década de 70. Em Portugal Continental, as séries temporais (1931-2000) de temperatura máxima e mínima apresentam tendências com o mesmo sinal das observadas a nível global.

2.3. Cenários de alteração do uso do solo

O conhecimento dos forçamentos sobre as alterações globais tem levado a um crescente estado de alerta acerca da vulnerabilidade face a essas alterações. Para além dos efeitos imediatos inerentes às alterações globais, uma parte essencial da vulnerabilidade humana é devida aos impactes que as alterações globais detêm, sob os ecossistemas e os serviços que estes providenciam a diversos sectores como por exemplo a produção agrícola (Schröter *et al.*, 2004).

O uso do solo representa as actividades e acções humanas desenvolvidas numa cobertura de solo de forma a produzir, alterar ou promover a sua manutenção. Um dado uso do solo pode surgir em uma, ou mais que uma, zonas do solo e vários usos do solo podem ocorrer na mesma zona de solo. A permanência relativa de um uso do solo pode depender, em certa medida, da forma como o proprietário gere o solo, da legislação e das políticas que regulem esse mesmo uso (Lund, 1999).

A alteração do uso do solo decorre de diversas actividades humanas como a agricultura e rega, urbanismo e florestação/desflorestação, entre outras, afectando de forma significativa o funcionamento natural dos ecossistemas. Nos últimos anos têm sido verificados grandes avanços no campo dos modelos regionais e globais de alterações dos usos do solo, e determinados estudos científicos indicam que o maior desafio será o desenvolvimento de uma nova geração de modelos para alterações dos usos do solo capazes de simular os forçamentos mais significativos. Em complemento, prevê-se que estes novos modelos sejam capazes de lidar com as interacções em diversas escalas espaciais e temporais (Geist *et al.*, 2005).

Durante os próximos anos, no Sul de Portugal vão continuar a ser construídas várias infra-estruturas que implicam a alteração do uso do solo. Localizado em pleno Alentejo, o Empreendimento de Fins Múltiplos de Alqueva (EFMA) tem influência directa, quer nos concelhos abrangidos pela albufeira de Alqueva, quer naqueles que beneficiam com a instalação de novos perímetros de rega.

O Empreendimento desenvolve-se a partir da barragem de Alqueva, construída no rio Guadiana, imediatamente a jusante da confluência do rio Degêbe e a montante da confluência do rio Ardila, abrangendo 19 concelhos do Alto e Baixo Alentejo dos distritos de Portalegre, Évora, Beja e Setúbal, correspondendo a uma área de cerca de 900 000 ha. A albufeira de Alqueva estende-se por 83 km ao longo dos concelhos de Moura, Portel, Mourão, Reguengos de Monsaraz e Alandroal, ocupando uma área de 250 km^2. A totalidade de área que se prevê estar associada a culturas de regadio é de 120 000 ha.

Os Planos Regionais de Ordenamento Florestal (PROF) têm por objectivo potenciar a organização dos espaços florestais desta região, numa óptica de uso múltiplo e desenvolvimento sustentado, e em articulação com os restantes instrumentos de gestão territorial (art. 2° do Decreto-lei 204/99).

Os planos compreendem: i) a identificação dos modelos gerais de silvicultura e de gestão de recursos mais adequados e ii) a aplicabilidade dos modelos gerais de silvicultura, definição das normas específicas de silvicultura e de gestão sustentada dos recursos a utilizar.

Este instrumento de planeamento garante uma base de trabalho, cientificamente fundamentada e adequada à realidade regional, que servirá de apoio e enquadrará os planos de gestão florestal, instrumentos basilares de ordenamento e gestão ao nível das explorações florestais permitindo a:

- Avaliação das potencialidades dos espaços florestais, do ponto de vista dos seus usos dominantes;
- Definição das áreas críticas do ponto de vista do risco de incêndio, sensibilidade à erosão, importância ecológica, social e cultural, normas específicas de silvicultura e utilização sustentada dos recursos;
- Estabelecimento da interligação com outros instrumentos de gestão territorial relativos à manutenção da paisagem rural, à luta contra a desertificação e à conservação dos recursos hídricos.

Os conteúdos específicos dos PROF, deverão permitir a:

- Definição das espécies a privilegiar nas acções de expansão e reconversão do património florestal;

- Estabelecimento da aplicação regional das directrizes estratégicas nacionais de política florestal, nas diversas utilizações dos espaços florestais, tendo em vista o desenvolvimento sustentável.

Com base nestes planos podem ser definidos cenários de uso de solo florestal na área de estudo e possíveis impactes nos recursos hídricos. Estes dois cenários nacionais (EFMA e PROF) de alteração dos usos do solo não se encontram estruturados como cenários de uso de solo para um determinado horizonte projecto mas podem constituir linhas de tendência para a construção de cenários de uso do solo para o final do século XXI. Por outro lado estes cenários não têm em consideração as projecções dos modelos de clima e os impactes que essas projecções podem constituir para os tipos de uso do solo a estabelecer.

No âmbito do projecto ATEAM - *Europeu Advanced Terrestrial Ecosystem Analysis and Modelling* (Schröter *et al.*, 2004), foram obtidos cenários de alteração de uso do solo na Europa para as seguintes classes de uso: agricultura (áreas de cultivo, pastagens e culturas bioenergéticas); florestas; urbano e áreas excedentárias. De acordo com Schröter *et al.* (2004), a criação dos cenários do uso do solo foi efectuada através da interpretação dos SRES. Para além dos cenários de emissões, foram utilizados quatro GCM (CGCM2, CSIRO3, HadCM3 e NCAR PCM) de modo a contemplar o efeito das projecções dos modelos de clima no período cenário. Por motivos de recursos e de prioridades, apenas o modelo HadCM3 foi utilizado para modelar as projecções decorrentes dos quatro cenários SRES, tendo-se aplicado todos os modelos de clima ao cenário A2 (Schröter *et al.*, 2004).

O projecto ATEAM foi motivado por diversas questões das quais se destacam as seguintes: i) conhecer quais as regiões Europeias que estariam mais vulneráveis às alterações globais (Figura 2.4): ii) qual o cenário com menores impactes negativos sob um determinado sector e iii) quais os sectores mais vulneráveis em determinadas regiões. De modo a dar resposta a tais questões, foram definidos os seguintes objectivos para o projecto (Leinert e Schröter, 2004; Schröter *et al.*, 2004): i) avaliação da vulnerabilidade dos sectores humanos dependentes dos ecossistemas, resultante das alterações globais; ii) tradução destes impactes sob a forma de mapas de vulnerabilidade e iii) compilação de informação relevante com vista a promover uma melhor gestão ambiental na Europa.

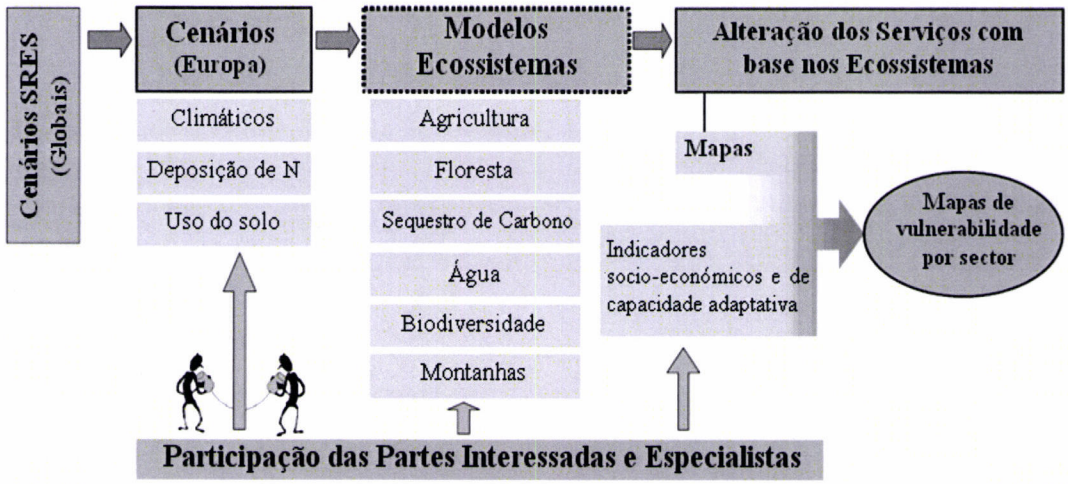


Figura 2.4 – Representação esquemática da abordagem efectuada no âmbito do projecto ATEAM para quantificar a vulnerabilidade (adaptado de Schröter et al., 2004).

Posteriormente, foram desenvolvidos os cenários do uso do solo com base em relações estabelecidas entre os dados climáticos e socioeconómicos derivados das linhas de evolução SRES, tendo como resultado final um conjunto de cenários com a alta resolução espacial de 10'x10' para a Europa dos quinze, Noruega e Suiça, para os períodos cenários de 2020, 2050 e 2080, tendo como ponto de partida o ano de 1990 (Schröter *et al.*, 2004; Rounsevell *et al.*, 2005).

2.4. Estudos de impactes nos recursos hídricos

Os estudos de impactes nos recursos hídricos podem ser divididos em várias áreas: i) os impactes decorrentes das alterações do uso do solo; ii) os impactes decorrentes das projecções dos modelos de clima; iii) o aumento dos consumos de água e iv) o consequente aumento dos volumes captados superficialmente e em origens subterrâneas.

Os estudos de modelação mostram que as alterações do uso do solo representam um reduzido impacte sobre o escoamento anual quando comparado com o impacte das alterações climáticas: i) na bacia do Reno (Pfister *et al.*, 2004); ii) no Sudeste do Michigan (Barlage *et al.*, 2002); iiii) na Pensilvânia (Chang, 2003) e iv) na Etiópia central (Legesse *et al.*, 2003). Noutras áreas como o Sudeste da Austrália (Herron *et al.*, 2002) e Sul da Índia (Wilk e Hughes, 2002), o impacte da alteração do uso do solo e das projecções dos modelos de clima apresentam resultados mais semelhantes.

No projecto MEDACTION - *Policies for land use to coMbat DEsertifiCATION* (Bathurst e Bovolo, 2004) foi aplicado o modelo SHETRAN em regiões Mediterrânicas (Bacia do rio Agri em Itália

e a bacia do rio Cobres em Portugal). Os cenários de alteração do uso do solo considerados incluem alteração das práticas agrícolas, abandono de terrenos, florestação parcial, alteração dos apoios comunitários e alteração das condições climáticas. Os resultados demonstraram que o balanço hídrico anual na bacia do rio Cobres é mais afectado pelos cenários de projecção dos modelos de clima do que pelas alterações do uso do solo mas que para a bacia do rio Agri o balanço hídrico é afectado de modo semelhante para os dois cenários.

Modelos de complexidade diferentes têm sido utilizados em vários estudos para abordar este tema (Caspary, 1990; Eeles e Blackie, 1993; Calder *et al.* 1995, Dunn e Mackay, 1995; Parkin *et al.*, 1996; Nandakumar e Mein, 1997; Lørup *et al.*, 1998). Bronstert *et al.* (2002) apresentaram uma visão geral dos possíveis efeitos das projecções dos modelos de clima e do uso do solo no escoamento, concluindo que os antecedentes de teor de água no solo e as características da precipitação são decisivos. Na bacia do rio Lein (115 km^2) dominada por uso agrícola para um aumento de +50% na área impermeável (mais 3,7% da área da bacia hidrográfica), diferentes condições meteorológicas provocaram aumentos no caudal de ponta entre 0 a +30% com um período de retorno de três anos.

Nearing *et al.* (2005) investigaram a resposta de sete modelos de erosão do solo a alguns parâmetros relacionados com a precipitação e o uso do solo para uma bacia hidrográfica localizada numa região com clima húmido e para uma bacia hidrográfica localizada numa região com clima semi-árido. Concluíram que a: i) a erosão do solo é mais afectada do que o escoamento pelas alterações na precipitação e no uso do solo; ii) os maiores impactes na erosão e no escoamento devem-se à variação da intensidade e volume de precipitação do que à alteração do uso do solo e iii) as alterações na intensidade de precipitação vão ter um maior impacte no escoamento e na erosão do que as alterações na quantidade de precipitação.

Mais de uma centena de estudos sobre os impactes das alterações climáticas no escoamento dos rios têm sido publicados em artigos científicos e muitos mais têm sido apresentados em relatórios internos. Praticamente todos os estudos utilizam um modelo hidrológico e cenários baseados nas projecções dos modelos de clima: i) Alpes Europeus: Eckhardt e Ulbrich, 2003; Jasper *et al.*, 2004; Zierl e Bugmann, 2005; Himalaias: Singh e Bengtsson, 2004; ii) Oeste da América do Norte: Loukas *et al.*, 2002a, b; Christensen *et al.*, 2004; Dettinger *et al.*, 2004; Hayhoe *et al.*, 2004; Knowles e Cayan, 2004; Leung *et al.* de 2004, Payne *et al.*, 2004; Stewart *et al.*, 2004; VanRheenen *et al.*, 2004; Maurer e Duffy, 2005; iii) América Central: Stone *et al.*, 2001; Jha *et al.*, 2004; iv) Leste da América do Norte (Frei *et al.*, 2002, Chang, 2003; Dibike e Coulibaly, 2005; v) Rússia: Shiklomanov e Georgiesvsky, 2002; Bedritsky *et al.* 2007; vi) Escandinávia e na região do Báltico: Bergström *et al.*, 2001; Andreasson *et al.* de 2004, Graham,

2004); vii) Canadá: Cunderlik e Simonovic (2005); viii) Coreia do Sul: Wang *et al.* (2006) e ix) Irlanda: Jeong *et al.* (2005) e Georgakakos *et al.* (2005).

Alguns dos potenciais impactes que foram identificados incluem as alterações na disponibilidade de água para abastecimento (Revelle e Waggoner, 1983; Gleick, 1987) alterações na produção de escoamento (Lettenmaier e Gan, 1990), e alterações sazonais dos eventos hidrológicos (Kite, 1993).

A maior parte dos estudos de impactes das projecções dos modelos de clima nos recursos hídricos considera apenas as alterações de precipitação e temperatura, com base na evolução das médias mensais de longo prazo, como, por exemplo, as disponíveis a partir do centro de distribuição de dados do IPCC. Os resultados dos modelos de clima podem encontrar-se distorcidos, e as alterações do escoamento podem ser subestimadas (Arnell *et al.*, 2003; Prudhomme, 2006). Alterações na variabilidade interanual ou diária das variáveis climáticas muitas vezes não são levadas em conta nos estudos de impacte hidrológico. Isto conduz a uma sub-avaliação da estimativa de futuras inundações, secas e necessidades hídricas para os diversos consumos.

A grande maioria das avaliações de impacte nos recursos hídricos publicadas considera apenas um pequeno número de cenários demonstrando que o planeamento de medidas de adaptação não deve ser baseado em apenas alguns cenários (Prudhomme *et al.*, 2003; Nawaz e Adeloye, 2006); em primeiro lugar por não garantir que o intervalo simulado representa toda a gama de projecções e em segundo lugar por ser difícil avaliar a fiabilidade de cada um dos cenários.

Nos últimos anos têm sido melhoradas as técnicas de regionalização dos modelos de clima para fornecer séries climáticas para os modelos hidrológicos (Arnell *et al.*, 2003; Shabalova *et al.*, 2003; Wood *et al.*, 2004; Andreasson *et al.*, 2004; Payne *et al.*, 2004; Kay *et al.*, 2006a,b; Fowler *et al.* 2007b, Graham *et al.*, 2007a, b; Prudhomme e Davies, 2007), criadas formas de aplicação de cenários aos dados de clima registados (Drogue *et al.*, 2004) e estudado o efeito da incerteza do modelo hidrológico na estimativa dos impactes das projecções dos modelos de clima (Arnell, 2005).

Os estudos mais simples analisam os cenários dos modelos de clima através da alteração de séries temporais de variáveis meteorológicas com factores correctivos à escala mensal (Arnell e Reynard, 1996; Boorman e Sefton, 1997). No entanto, estes não permitem a alteração na variabilidade temporal (Kilsby *et al.*, 1998). Os estudos dos impactes nos recursos hídricos têm utilizado directamente os resultados dos RCM (Wood *et al.*, 2004; Graham *et al.*, 2007a, b), os resultados dos RCM com correcção de desvio (Wood *et al.*, 2004; Fowler e Kilsby, 2007;

Fowler *et al.* 2007b), simples abordagens estatística como relações de regressão múltipla (Wilby *et al.*, 2000, Jasper *et al.*, 2004), geradores climáticos estocásticos (Evans e Schreider, 2002) e ligações estatísticas a índices climáticos e de circulação (Pilling e Jones, 2002).

A investigação sobre a utilização de múltiplos RCM em estudos hidrológicos tem sido restrita à Europa, embora o uso de múltiplos cenários de emissões e de GCM já tenha sido bastante investigado noutras regiões. O projecto CMIP2 - *Climate Model Intercomparison Project* (Meehl *et al.*, 2000) fornece a oportunidade de comparar o impacte da utilização de diferentes GCM com regionalização estatística, e o projecto PRUDENCE (Christensen *et al.*, 2007) fornece um conjunto de diferentes RCM, GCM e cenários de emissões para a Europa.

O modelo HBV tem sido amplamente utilizado para estudar o impacte das projecções dos modelos de clima no escoamento (Vehviläinen e Huttunen, 1997; Bergström *et al.*, 2001; Andreasson *et al.*, 2004) e na qualidade da água (Arheimer *et al.*, 2005).

Bathurst *et al.* (1996) utilizaram resultados regionalizados a partir de um GCM para forçar o modelo hidrológico SHETRAN aplicado a duas bacias localizadas em regiões semi-áridas na Península Ibérica. Para uma redução anual de precipitação de -10 a -17%, os autores relatam uma redução do escoamento superficial de -15 a -55%.

Gellens e Roulin (1998) aplicaram a oito bacias Belgas com áreas a variar entre 100 e 1200 km^2 o modelo conceptual IRMB (Bultot *et al.*, 1988). Estas bacias são caracterizadas por diferentes taxas de infiltração e de armazenamento das águas subterrâneas. Os resultados de seis GCM distribuídos pelo IPCC foram utilizados. Os impactes projectados são dependentes dos cenários considerados mas as tendências foram comuns a cenários semelhantes e a bacias com características similares. Em todos os cenários foi verificado o aumento da frequência de inundações nos meses de Inverno.

O objectivo do trabalho de Mimikou *et al.* (2000) foi avaliar os impactes das projecções dos modelos de clima no escoamento superficial e qualidade da água. Foram considerados dois GCM (HadCM2 e UKHI). O modelo hidrológico WBUDG foi aplicado a uma bacia hidrográfica, no centro da Grécia, simulando o efeito no escoamento mensal médio produzido por dois cenários climáticos que sugerem o aumento da temperatura e a diminuição da precipitação. Essas alterações resultaram na diminuição significativa do escoamento médio mensal em quase todos os meses e a qualidade da água também ficou comprometida devido à diminuição dos caudais.

Pilling e Jones (2002) calibraram o modelo hidrológico HYSIM com dados de caudal registados na bacia de *Upper Wye* "forçado" com três cenários de precipitação e evapotranspiração de

referência. Os resultados indicaram o aumento da sazonalidade dos caudais, com Verões acentuadamente mais secos. A análise dos eventos extremos sugere um aumento significativo na sua frequência.

Hay *et al.* (2002) consideraram como dados de entrada para um modelo hidrológico distribuído (PRMS) séries diárias de precipitação e temperatura máxima e mínima obtidas a partir de um modelo de clima regional (RegCM2) com aproximadamente 52 km de resolução espacial.

Wetherald e Manabe (2002) utilizaram um conjunto de oito GCM baseados no cenário de emissão IS92a (quase semelhante ao cenário B2). Os resultados apontam para a diminuição do escoamento em 40 mm ano^{-1} na orla do Mediterrâneo.

Hay e Clark (2003) avaliam o desempenho do modelo hidrológico PRMS (Leavesley *et al.*, 1983) em três bacias dominadas pelo degelo no Oeste dos Estados Unidos com o objectivo de estudar as vantagens da regionalização dinâmica e estatística de dados dos modelos de clima do *National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research.*

Dettinger *et al.* (2004) estudaram três bacias hidrográficas na Serra Nevada usando à escala temporal diária o modelo fisicamente baseado, espacialmente distribuído PRMS (Leavesley *et al.*, 1983), os resultados mostraram tendência de redução do escoamento e do teor de água no solo durante o Verão e que o degelo surge mais cedo. Estas alterações são acompanhadas do aumento da frequência de inundações no Inverno.

Arnell (2004) utilizou os resultados de seis GCM e projectou impactes crescentes do *stress* hídrico nas regiões da Europa Ocidental (principalmente localizados na orla Mediterrânica).

Para além de avaliar dois métodos de regionalização, Dibike e Coulibaly (2005) também efectuaram o estudo dos possíveis impactes das projecções dos modelos de clima no caudal do rio e no caudal afluente a um reservatório na bacia de Chute-du-Diable. Embora as duas técnicas de regionalização não forneçam resultados idênticos, as séries temporais geradas por ambos os métodos indicaram uma tendência geral de aumento dos valores da temperatura média diária. Neste estudo foram considerados dois modelos hidrológicos: o HBV-96 (Bergström e Forsman, 1973) e o CEQUEAU (Morin *et al.*, 1983).

O impacte das projecções dos modelos de clima nas inundações do rio Mosa foi avaliado por Booij (2005) utilizando um modelo hidrológico (HBV) com três resoluções espaciais diferentes. A descarga média e máxima na bacia é bem reproduzida pelas três versões do modelo hidrológico durante a calibração e validação, os resultados melhoraram 5 a 10% com o

aumento da resolução espacial do modelo. A tendência geral consistiu numa pequena diminuição dos caudais médios e um pequeno aumento dos caudais extremos. A variabilidade nas descargas máximas para os vários cenários aumenta quando comparada com as simulações das condições climáticas actuais.

Salathé (2005) simulou o caudal no rio Yakima, numa bacia montanhosa em Washington. Considerou três modelos de clima (ECHAM4, HadCM3 e NCAR-PCM) e dois cenários de emissões (A2 e B2). Para determinação dos impactes foi utilizado o modelo hidrológico de capacidade de infiltração variável (VIC) (Liang *et al.*, 1994).

Nohara *et al.* (2006) estudaram os impactes no escoamento superficial das projecções de dezanove modelos de clima num cenário de emissões A1, os seus principais resultados sugerem: i) decréscimo na evapotranspiração de 30 a 70 mm ano^{-1}, devido à menor disponibilidade hídrica no solo; ii) diminuição no escoamento superficial de 70 a 180 mm ano^{-1}, particularmente nas regiões do Norte do Mediterrâneo e iii) diminuição no caudal dos rios, de -10 a -40%, especialmente nas regiões do Norte do Mediterrâneo, devido à redução do escoamento superficial e retenção de águas superficiais nas albufeiras.

Charlton *et al.* (2006) investigaram o impacte da alteração climática sobre o abastecimento de água e o risco de inundações na Irlanda com recurso ao modelo HYSIM (Manley, 1993) com dados climáticos regionalizados estatisticamente a partir do GCM HadCM3 (Gordon *et al.*, 2000). Os resultados indicaram aumento de escoamento na região Noroeste e diminuição do escoamento anual principalmente nos meses de Verão nas regiões Este e Sudeste do país, que apresentam a maior densidade populacional. Durante o Inverno é sugerido o aumento de escoamento para a região Ocidental do país o que pode ter implicações na frequência das inundações.

Uma abordagem integrada para a avaliação dos impactes é explorada com o modelo hidrológico CATCHMOD, o modelo de qualidade da água INCA e regionalização estatística das projecções dos modelos de clima em Wilby *et al.* (2006). Este trabalho centra-se na primeira fonte de incerteza, ou seja, nos impactes projectados por diferentes GCM e cenários de emissão.

Kilsby *et al.* (2007b) aplicaram o modelo hidrológico UP para simular os impactes das projecções dos modelos de clima na disponibilidade hídrica à escala mensal nas bacias hidrográficas do rio Tejo e Guadiana e projectaram uma diminuição do escoamento ao longo de todo o ano e uma redução anual que varia entre -21 e 2-6% para a bacia do Guadiana e entre -20 e -49% na bacia do rio Tejo.

Graham *et al.* (2007b) estudaram bacias hidrográficas do Báltico e do rio Reno. Consideraram um total de vinte cenários a partir de simulações de onze RCM diferentes. Concluíram que a escolha do GCM tem um maior impacte sobre as projecções hidrológicas do que a selecção dos cenários de emissões ou do RCM. Neste estudo, os dados de entrada climáticos foram derivados de um *ensemble* de RCM do Projecto PRUDENCE (Christensen *et al.* 2007). Foram utilizados neste estudo dois modelos hidrológicos, a HBV (Lindström, 1997) para a bacia do Báltico e o modelo distribuído fisicamente baseado WASIM (Schulla, 1997) para a bacia do Reno. Os resultados indicam um aumento global no caudal do rio, uma antecipação do pico de Primavera e um aumento no potencial hidroeléctrico.

Fowler e Kilsby (2007) usaram dados diários de precipitação e temperatura do HadRM3H para o período de controlo (1960-1990) e período cenário (2070-2100). Os resultados do RCM foram alvo de correcção de desvio e utilizados como dados de entrada no modelo hidrológico Arno calibrado para oito bacias no Noroeste da Inglaterra onde se verificam problemas de gestão de recursos hídricos. Os impactes na distribuição do escoamento mensal são significativos com reduções entre -40% a -80% no Verão e aumentos de +20% no Inverno. Verificaram, também, o aumento de +25% dos caudais mais elevados e do risco de inundações nos meses de Inverno.

O modelo de circulação geral ECHAM 5 foi utilizado por Steele-Dunne *et al.* (2008) para forçar o modelo regional RCA3 produzindo séries de precipitação e temperatura para a Irlanda. Esses dados foram utilizados no modelo conceptual HBV-Light (Seibert, 2005) para simular o escoamento superficial no período de controlo (1961-2000) e no período cenário (2021-2060) para o cenário de emissões A1B. As variações nos caudais de Inverno e de Verão variaram dependendo das características das bacias.

Bae *et al.* (2008) apresentaram uma avaliação dos impactes dos modelos de clima em 139 bacias hidrográficas na Coreia. As simulações foram baseadas em dados de baixa resolução (GCM - ECHO-G e NCAR/MM5) produzidos pelo Instituto de Pesquisa Meteorológica Coreano. Para gerar as simulações climáticas e de escoamento, foram utilizados o gerador climático estocástico LARS-WG e o modelo hidrológico PMR. Os resultados indicam que o escoamento diminui na Primavera e no Verão e aumenta no Outono e no Inverno.

Cunha *et al.* (2002 e 2006) analisaram o impacte no escoamento superficial de uma série de cenários de modelos de clima em 62 bacias hidrográficas portuguesas, localizadas em regiões com clima Mediterrânicos desde húmido a semi-árido. Uma versão simplificada do *Stanford Watershed Model* (SWM) foi utilizada para calcular as variações dos parâmetros hidrológicos. Os cenários consideram um aumento global de temperatura associada a uma diminuição da

precipitação que é maior nas regiões semi-áridas, após a duplicação da concentração atmosférica de CO_2 (Cunha *et al.*, 2002) e os cenários de emissões A2 e B2 (Cunha *et al.*, 2006).

Os principais resultados obtidos foram: i) no cenário com o dobro de concentração de CO_2, o escoamento diminui entre -10% na região húmida e -50% na região semi-árida; ii) no cenário B2, o escoamento aumenta entre +10 a +20%, devido à maior precipitação no Inverno e iii) no cenário A2, ocorrem grandes reduções de escoamento, entre -1 e -5% na região húmida a -80% na região semi-árida.

Com base nos modelos de clima conjugados com os modelos hidrológicos também se pode concluir sobre as projecções para o futuro das taxas de recarga dos aquíferos e dos níveis freáticos, no entanto tem havido muito pouca investigação sobre os impactes nas águas subterrâneas, incluindo a abordagem integrada entre as águas superficiais e os aquíferos que estão hidráulicamente conectados (Alley, 2001).

De acordo com os resultados de um GCM a recarga média dos aquíferos à escala do globo aumenta menos do que o escoamento total (Döll e Flörke, 2005). Embora para o montante global do escoamento (recarga de aquíferos mais o escoamento à superfície e na zona insaturada) tenha sido estimado um aumento de +9% entre o período de controlo (1961-1990) e os anos 2050 (considerando o modelo ECHAM4 e o cenário A2), a recarga dos aquíferos aumentou apenas +2% e a Península Ibérica foi considerada uma das regiões com menor recarga dos aquíferos.

Para finalizar, os desafios que se colocam aos estudos futuros sobre os impactes das projecções dos modelos de clima nos recursos hídricos são os seguintes:

- Melhorar a metodologia para desenvolver cenários de alterações climáticas. Os cenários devem fornecer a resolução espacial e temporal exigida pelos modelos de avaliação e devem incorporar as alterações, tanto na média como na variabilidade das variáveis climáticas;

- Desenvolvimento e comparação de métodos de regionalização dada a variedade de técnicas existentes e em que cada abordagem apresenta as suas vantagens e desvantagens;

- Desenvolver procedimentos rigorosos de validação dos modelos antes de serem usados para simular os impactes das projecções dos modelos de clima.

2.5. Avaliação de desempenho dos modelos hidrológicos

2.5.1. Considerações gerais

A metodologia a aplicar nos processos de calibração e validação dos modelos tem sido assunto de debate (Xu e Singh, 2004). Vários autores (Beven, 1989; Oreskes *et al.*, 1994; Klemes, 1986; Anderson e Woessner, 1992; Refsgaard e Knudsen, 1996; Xu, 1999) tentaram estabelecer procedimentos operacionais. Duas linhas metodológicas existem actualmente na comunidade científica sobre a calibração de modelos hidrológicos; a primeira acredita na existência de uma resposta óptima e tende a desenvolver um algoritmo robusto que a possa atingir (Wang, 1991, Duan *et al.* 1992; Gan e Bifu, 1996). A segunda acredita na não exclusividade dos resultados (Beven e Binley, 1992; Beven, 2000) e utiliza métodos estatísticos para encontrar vários conjuntos de parâmetros que apresentam bons resultados.

Aumentar o grau de complexidade do modelo acima de um certo nível não resulta numa significativa melhoria do seu desempenho (Hornberger *et al.*, 1985; Refsgaard e Knutsen, 1996). Deve-se considerar que existem diferentes conjuntos de parâmetros que permitem uma aproximação satisfatória dos valores calculados em relação aos valores registados. Destas soluções existirão aquelas nas quais os parâmetros apresentam valores fisicamente incoerentes e dificilmente poderão ser considerados. Entre as outras soluções identificadas será muito difícil decidir qual é a melhor e os parâmetros apresentam uma ampla gama de valores. Beven e Binley (1992) designaram por equifinalidade a situação em que são obtidas soluções muito semelhantes com valores diferentes dos parâmetros do modelo.

Em teoria, os modelos fisicamente baseados e espacialmente distribuídos não precisariam de ser calibrados pois os seus parâmetros podem ser avaliados directamente através de medições *in situ* (Guinot e Gourbesville, 2003). A calibração dos modelos fisicamente baseados espacialmente distribuídos tem sido efectuada através de um procedimento de tentativa e erro, no qual um pequeno número de parâmetros chave é manipulado na tentativa de atingir um bom ajustamento entre os valores registados e modelados (Bathurst, 1986; Refsgaard *et al.*, 1992; Refsgaard e Knudsen, 1996).

Refsgaard e Knudsen (1996) realizaram uma comparação sistemática de diferentes estruturas de modelos; i) um modelo conceptual agregado (NAM); ii) um modelo semidistribuído (WATBAL) e iii) um modelo fisicamente baseado e distribuído (MIKE SHE). Os autores compararam os três modelos utilizando um procedimento sistemático de calibração e validação. As principais conclusões em relação ao comportamento dos diferentes modelos foi de que se existirem um a três anos de medições de escoamento o modelo conceptual agregado pode ser uma ferramenta adequada do ponto de vista técnico e de fácil utilização,

por outro lado, em bacias sem medições e onde os resultados das simulações podem ser necessários na tomada de decisão, os modelos distribuído e semidistribuído apresentam melhores resultados desde que a bacia se encontre bem caracterizada.

Michaud e Sorooshian (1994) constataram que um modelo distribuído complexo calibrado apenas para a secção de referência foi capaz de obter simulações em oito pontos internos que foram pelo menos tão precisas quanto a simulação na secção de referência. Estes resultados reforçam uma das principais vantagens da modelação hidrológica distribuída: a capacidade de estimar as variáveis hidrológicas em localizações no interior da bacia hidrográfica.

Em contraste, os resultados do projecto DMIP - *Distributed Model Intercomparison Project* (Reed *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2004 a,b) indicam que a abordagem dos modelos distribuídos nem sempre proporciona a melhor simulação de escoamento quando comparada com a obtida pelos modelos conceptuais agregados. Sugeriram, então, que pode haver um compromisso entre a complexidade da descrição do modelo necessárias para representar os processos na bacia, a precisão e a representatividade dos dados disponíveis e a precisão necessária para alcançar resultados de simulação fiáveis. Butts *et al.* (2004) avaliaram os impactes das diferentes estruturas dos modelos hidrológicos na modelação da incerteza dos caudais simulados. Eles demonstraram que o desempenho dos modelos é fortemente dependente da estrutura dos modelos.

2.5.2. Abordagens metodológicas

Vários estudos (Bastidas *et al.*, 1999; Boyle *et al.* 2000, 2001; Yapo *et al.*, 1998) utilizam critérios de avaliação de desempenho que permitem melhorar o processo subjectivo da inspecção visual do hidrograma. Embora estes estudos demonstrem as vantagens da utilização de múltiplos critérios de avaliação de desempenho em vez de um único, não fornecem indicações para a selecção da eficácia da medida para cada comportamento. Informações complementares podem ser obtidas ao: i), calibrar independentemente segmentos do hidrograma (Boyle *et al.*, 2000); ii) aplicar várias funções objectivo (Gupta *et al.*, 1998) ou iii) considerar vários períodos de agregação temporal (Parada *et al.*, 2003).

Madsen (2003) propôs uma estrutura para a utilização de vários critérios para avaliar o desempenho do modelo, que é crucial na calibração e validação de modelos distribuídos. Em particular, o método proposto permite a inclusão das diferentes variáveis de interesse (multi--resposta), a sua variabilidade espacial (multi-localização) (Refsgaard, 1997) e diferentes funções objectivo para avaliar o desempenho da simulação (multi-objectivo).

Vários estudos (Yapo *et al.*, 1998, Gupta *et al.*, 1998; Madsen, 2000; Houser *et al.*, 2001; Beldring, 2002; Madsen *et al.*, 2002; Crow *et al.*, 2003; Madsen, 2003; Vrugt *et al.*, 2003b; Ajami *et al.*, 2004; Vaché e McDonnell, 2006; De Lannoy *et al.*, 2006; Vrugt e Robinson, 2007; Usuga *et al.*, 2008) centraram-se na utilização de vários conjuntos de dados ou múltiplas funções objectivo para a calibração de modelos hidrológicos.

A validação mono resposta baseia-se na comparação de uma única variável envolvida no processo hidrológico (Refsgaard e Knudsen, 1996). Esta abordagem tem sido muitas vezes a única alternativa possível. Tradicionalmente, na modelação hidrológica, utilizam-se os registos de caudal para a validação, por duas razões; é a grandeza com maior frequência de medição e é um parâmetro que reflecte todos os processos hidrológicos na bacia hidrográfica (Silberstein *et al.*, 1999; Andersen *et al.*, 2001; McMichael *et al.*, 2006; Engeland *et al.*, 2006).

A calibração multi-resposta (Grayson *et al.*, 1992 a,b; O'Connell and Todini, 1996; Refsgaard, 1997; Franks *et al.*, 1998; Lamb *et al.*, 1998; Vertessy e Elsenbeer, 1999) apresenta vantagens especialmente para a calibração de modelos espacialmente distribuídos que geram resultados de variáveis em diversos pontos da bacia, nomeadamente o caudal, a evapotranspiração real, o transporte de sedimentos, parâmetros de qualidade e teor de água no solo.

Diferentes abordagens multi-resposta de validação encontram-se descritas na literatura com base na análise dos: i) níveis piezométricos (Bouraoui *et al.*, 1997; Mroczkowski *et al.*, 1997, Motovilov *et al.*, 1999; Anderton *et al.*, 2002b; Beldring, 2002); ii) das concentrações de elementos químicos (Mroczkowski *et al.*, 1997; Uhlenbrook e Leibundgut, 2002); iii) do teor de água no solo (Motovilov *et al.*, 1999; Anderton *et al.*, 2002b) ou iv) do caudal registado em estações hidrométricas localizadas em secções no interior da bacia (Motovilov *et al.*, 1999).

As rotinas automáticas de calibração com uma formulação multi-objectivo também têm sido aplicadas nos modelos hidrológicos (Liong *et al.*, 1996; Lindström, 1997; Gupta *et al.*, 1998; Yapo *et al.* 1998). Os métodos globais de pesquisa, dos valores a atribuir aos parâmetros a calibrar, mais populares, são os baseados na evolução da população como o algoritmo *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA) (Duan *et al.*, 1992) e algoritmos genéticos (GA) (Wang, 1991). Uma série de estudos que comparam o SCE, os GA e outros procedimentos de busca global e busca local têm sido conduzidos para calibrar modelos conceptuais (Duan *et al.*, 1992; Gan e Biftu, 1996; Cooper *et al.*, 1997; Kuczera, 1997; Franchini *et al.*, 1998; Thyer *et al.*, 1999). Esses estudos demonstram que o SCE é um método eficaz e um algoritmo de procura eficiente. O método SCE tem sido amplamente aplicado para a calibração de vários modelos conceptuais, incluindo o modelo *Sacramento Soil Moisture Accounting Model* (Sorooshian *et al.*, 1993; Duan *et*

al., 1993; Gan e Biftu, 1996; Yapo *et al.*, 1996; Gan *et al.*, 1997), o modelo Tank (Tanakamaru e Burges, 1996, Cooper *et al.*, 1997) e o modelo Xinanjiang (Gan e Biftu, 1996; Gan *et al.*, 1997).

A calibração multi-objectivo pode ser transformada numa série de calibrações mono-objectivo (Madsen, 2000). O inconveniente reside por um lado na determinação da ponderação das várias funções objectivo e por outro, o tempo de computação aumenta exponencialmente com o número de critérios utilizados (Yapo *et al.*, 1998).

O algoritmo MOCOM-UA (Yapo *et al.*, 1998) é uma metodologia eficiente para resolver o problema da optimização global multi-objectivo. O método é uma extensão do algoritmo SCE-UA de optimização global com um único objectivo. De modo semelhante à metodologia GLUE (Beven e Binley, 1992), através desta técnica são encontrados vários conjuntos de parâmetros que podem ser utilizados na simulação. Isto permite considerar a incerteza dos resultados associada à incerteza dos parâmetros do modelo (Gupta *et al.*, 1998; Sorooshian *et al.*, 1998). Esta técnica foi testada com o modelo IPH-2 com três funções objectivo, apresentando bons resultados (Collischonn e Tucci, 2003). Um dos aspectos mais interessantes da metodologia de calibração proposta por Yapo *et al.* (1998) é a possibilidade de avaliar as incertezas associadas aos parâmetros calibrados.

2.5.3. Critérios de avaliação de desempenho

A escolha da função objectivo e dos critérios de avaliação depende dos objectivos da aplicação. De acordo com Madsen (2000), objectivos diferentes, por vezes contraditórios, são solicitados durante a calibração. Os objectivos mais frequentes são:

- Um bom ajuste dos volumes simulados e registados;
- Um bom ajuste da forma do hidrograma simulado e registado;
- Um bom ajuste dos caudais de ponta;
- Um bom ajuste para caudais baixos.

A avaliação do desempenho do modelo é obtida com base em medidas de eficiência que são definidas como medidas matemáticas do ajuste dos resultados da simulação aos registos disponíveis (Beven, 2001). Em geral, muitas medidas de eficiência são determinados com base no cálculo do somatório do erro normalizado por uma medida da variabilidade dos valores registados. Para evitar a anulação de erros de sinal oposto, o somatório dos erros absolutos

ou quadrados é frequentemente utilizada por muitas medidas de eficiência. Como resultado é colocado uma grande ênfase nos erros maiores e desprezados os erros menores. Dado que, os erros absolutos associados aos caudais mais elevados tendem a ser maiores do que os erros absolutos associados a caudais de menor valor, as tentativas de calibração (tanto manual como automática) que visam minimizar este tipo de critérios muitas vezes conduzem a um bom ajustamento dos caudais de ponta do hidrograma e a um mau ajustamento do escoamento de base.

A avaliação do desempenho de um modelo hidrológico requer que o utilizador efectue estimativas subjectivas e/ou objectivas da aproximação do comportamento do modelo às observações (Frause *et al.*, 2005). A abordagem fundamental de avaliar o modelo é através de análise visual do hidrograma simulado e registado. Nesta abordagem o utilizador pode formular avaliações subjectivas relacionadas com o desempenho sistemático (sub ou sobre previsão) e dinâmico (duração, ramo ascendente, ramo descendente, escoamento base) do modelo. A avaliação objectiva requer o uso de estimadores matemáticos do erro entre as variáveis hidrológicas simuladas e registadas. Legates e McCabe (1999) efectuaram uma revisão dos diferentes critérios de avaliação de desempenho utilizados nas aplicações hidrológicas e após discutirem as suas vantagens e desvantagens recomendam a utilização de vários critérios.

De seguida são apresentados e analisados vários critérios de avaliação de desempenho utilizados na modelação hidrológica.

O **Coeficiente de Determinação** (r^2) é o quadrado do coeficiente de correlação de Pearson e descreve a proporção da variância total da série de registos que pode ser explicada pelo modelo. O r^2 é insensível a diferenças aditivas e proporcionais entre os resultados das simulações e os valores registados. Valores elevados de r^2 podem ser obtidos mesmo quando o modelo simula valores consideravelmente diferentes em magnitude e variabilidade. Estas limitações do Coeficiente de Determinação encontram-se documentadas em Willmott (1981); Moore (1991); Kessler e Neas (1994) e Legates e Davis (1997).

É expresso pelo quadrado da razão entre a covariância e a multiplicação dos desvios padrões da série registada e da série simulada. A desvantagem de usar apenas este método é devido a estimar a dispersão combinada contra a dispersão isolada dos valores registados e simulados. Para um bom ajustamento a ordenada na origem deve ser perto de zero, o que significa que se o valor registado for zero, o simulado também será perto de zero e o declive deve ser perto da unidade.

Legates e Davis (1997) concluíram que as medidas baseadas na correlação são mais sensíveis aos *outliers* do que às observações perto da média. A sobre sensibilidade aos *outliers* conduz a um desvio para os eventos extremos. Um modelo que segue os dados registados durante os eventos extremos terá um valor artificialmente alto o que pode esconder as verdadeiras relações entre o simulado e o registado.

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \overline{O})(P_i - \overline{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \overline{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (P_i - \overline{P})^2}} \right)^2 \qquad \textbf{2.1}$$

Onde:

P_i: Elemento da série de valores de escoamento simulados;

O_i: Elemento da série de valores de escoamento registados;

$\overline{O}$: Média da série de valores de escoamento registados;

$\overline{P}$: Média da série de valores de escoamento simulados.

O **Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe** (NS) tal como o coeficiente de determinação explica a percentagem da variância dos dados observados que é explicada pelos resultados da simulação. Tem sido largamente utilizado para avaliar o comportamento dos modelos hidrológicos. Nash e Sutcliffe (1970) definiram o Coeficiente de Eficiência, que varia entre menos infinito e a unidade. Fisicamente, o NS é a razão entre o desvio quadrado médio (MSE) e a variância dos valores da série de registos, subtraído da unidade. Se o quadrado das diferenças entre os resultados da simulação e os valores registados for tão grande como a variabilidade dos dados registados, então NS=0 (a média é tão boa como o resultado da simulação) se a exceder então NS<0 (ou seja a média é melhor previsor do que a simulação). Este índice representa uma melhoria sobre o Coeficiente de Determinação porque é sensível às diferenças na média e variância dos valores registados e dos resultados da aplicação do modelo. Contudo, devido às diferenças quadradas, NS, é mais sensível a valores extremos.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \overline{O})^2} \qquad \textbf{2.2}$$

Para reduzir o problema dos quadrados das diferenças e a resultante sensibilidade aos valores extremos, o Coeficiente de Eficiência (NS) é muitas vezes calculado com os logaritmos das séries de valores registados e simulados. Através desta transformação os caudais de ponta são

reduzidos e os caudais baixos mantêm-se. Como resultado a influência dos caudais baixos é aumentada em comparação aos caudais de ponta (McCuen *et al.*, 2006).

$$ln_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(\ln O_i - \ln P_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(\ln O_i - \ln \overline{O})^2} \qquad 2.3$$

van Liew e Garbrecht (2003) apresentam a seguinte classificação da avaliação de desempenho obtido com este coeficiente: i) NS=1 corresponde a um ajuste perfeito; ii) NS>0,75 o modelo é considerado adequado e bom; iii) 0,36<NS <0,75 o modelo é considerado aceitável. Segundo Zaapa (2002), valores de NS acima de 0,5 podem ser considerados aceitáveis. Na bibliografia encontram-se estudos em que o Coeficiente de Eficiência (NS) de 0,65 é considerado aceitável (Rouhani *et al.*, 2007; Wu e Johnston, 2008).

Índice de Concordância de Willmott (d). Willmott (1981) pensou ter ultrapassado a insensibilidade das medidas baseadas em correlação às diferenças entre as médias e variâncias dos registados e do resultados da simulação. Este índice varia entre zero e a unidade. Representa a razão entre o desvio quadrado médio e o "Erro Potencial". O "Erro Potencial" é definido como a soma dos quadrados das diferenças absolutas das distâncias entre os valores simulados, a média dos valores registados e os valores registados e representa o maior valor que se pode obter para cada par de valores registados/simulados. Continua a ser sensível aos valores extremos visto usar as diferenças quadradas.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(|P_i - \overline{O}| + |O_i - \overline{O}|\right)^2} \qquad 2.4$$

Aplicações práticas do Índice de Concordância (d) apresentam algumas desvantagens: i) obtêm-se valores elevados (superiores a 0,65) para modelos fracos, permitindo apenas uma pequena franja de calibração e ii) este método continua a não ser sensível à sub e sobre previsão.

O Índice de Concordância de Willmott (d) e o Coeficiente de Eficiência (NS) podem ser modificados, não considerando os quadrados das diferenças.

Formas modificadas de NS e d, considerar j=1. Se se pretender estudar cheias o valor de j deve ser aumentado.

$$NS_j = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} |O_i - P_i|^j}{\sum_{i=1}^{n} |O_i - \overline{O}|^j} \quad \text{com } j \in N \qquad \textbf{2.5}$$

$$d_j = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} |O_i - P_i|^j}{\sum_{i=1}^{n} \left(|P_i - \overline{O}| + |O_i - \overline{O}| \right)^j} \text{ com } j \in N \qquad \textbf{2.6}$$

Formas relativas de NS e d. Todos os métodos anteriores quantificam os valores absolutos. Como resultado verifica-se uma grande influência dos valores elevados de caudal. Através desta modificação as diferenças entre registados e simulados são quantificadas como desvios relativos o que reduz a influência das diferenças absolutas dos caudais elevados. Por outro lado são aumentadas as influências das diferenças durante os períodos de menor caudal.

$$NS_{rel} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{O_i - P_i}{O_i} \right)^2}{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{O_i - \overline{O}}{\overline{O}} \right)^2} \qquad \textbf{2.7}$$

$$d_{rel} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{O_i - P}{O_i} \right)^2}{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{|P_i - \overline{O}| + |O_i - \overline{O}|}{\overline{O}} \right)^2} \qquad \textbf{2.8}$$

Segundo Krause *et al.* (2005) a reacção ao caudal de ponta pode ser diminuída pela derivação da forma relativa do NS. NS_{rel} mostrou-se sensível apenas com os baixos caudais e não responde a todos os caudais de ponta. Com base nesse comportamento NS_{rel} poderia ser utilizado para a calibração dos parâmetros do modelo que são responsáveis pelos baixos caudais.

Para além destas medidas adimensionais que fornecem uma avaliação relativa do comportamento do modelo é também apropriado quantificar o erro nas unidades da variável. Essas medições, ou medições de erro absoluto (estatísticas não negativas que não têm limite superior) incluem o **desvio quadrado médio** (MSE) e a **raiz quadrada do desvio quadrado médio** (RMSE), que descreve a diferença entre o resultado da simulação e os valores registados nas unidades da variável e que é uma medida útil na comparação dos resultados obtidos por diferentes modelos. O grau em que RMSE excede MSE é um indicador da quantidade de *outliers* (ou diferença entre o simulado e o registado) que existem nos dados.

$$RMSE = \left[\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)^2\right]^{1/2} \qquad 2.9$$

O desvio quadrado médio (MSE) mede a média combinada das discrepâncias sistemáticas e aleatórias entre os simulados e os registados.

$$MSE = \left[\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)^2\right] \qquad 2.10$$

Desvio dos Volumes (Dv), também conhecido como desvio percentual (ou diferença relativa acumulada) é o critério de ajustamento mais simples. Para um modelo perfeito Dv é igual a zero.

$$D_v(\%) = \frac{\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)}{\sum_{i=1}^{N}O_i} \times 100 \qquad 2.11$$

Desvio Absoluto Percentual (Absolute Percent bias - APB), é uma medida da diferença temporal entre os valores registados e os simulados. É usado em conjunto com o critério Dv. Se o valor de Dv é pequeno e o de APB é grande, pode concluir-se que ambas as séries apresentam volumes semelhantes mas não coincidem temporalmente.

$$APB(\%) = \frac{\sum_{i=1}^{N}|P_i - O_i|}{\sum_{i=1}^{N}O_i} \times 100 \qquad 2.12$$

Durante o processo de calibração e validação do modelo devem ser utilizados diferentes critérios de avaliação de desempenho. O objectivo é obter bons resultados para um conjunto de medidas, mesmo que estas sejam menores do que as obtidas individualmente, incluindo dessa forma toda a dinâmica dos resultados do modelo.

2.6. Incerteza

2.6.1. Considerações gerais

A incerteza está presente nas fases de planeamento, gestão e exploração dos sistemas de recursos hídricos já que muitos dos factores que afectam o comportamento dos sistemas de recursos hídricos não são e não podem ser conhecidos. Também existe incerteza na natureza

estocástica dos processos meteorológicos tais como a precipitação e temperatura. De igual modo, as populações futuras, as taxas de utilização da água, os padrões de rega e as prioridades dos usos da água que afectam as necessidades dos recursos hídricos, apenas podem ser estimadas.

Os modelos hidrológicos validados são a principal forma de estimar os múltiplos efeitos de alternativas aos projectos de sistemas de recursos hídricos e a regras de exploração. A existência de um modelo para simular um processo não garante que os resultados obtidos sejam adequados e as incertezas envolvidas geralmente relacionam-se com: i) a capacidade do modelo em representar os processos; ii) os erros de medição e representação das variáveis de entrada e iii) a variabilidade dos parâmetros para representar o sistema.

A incerteza associada às projecções dos modelos de clima pode ser avaliada através da aplicação de uma gama alargada de diferentes cenários climáticos. Esta incerteza deve afectar os resultados da avaliação dos impactes das alterações climáticas. No entanto, existem incertezas adicionais nas projecções dos modelos de clima devido a não serem conhecidas com certeza:

- As emissões futuras de gases com efeito estufa;
- A conversão de emissões em concentrações atmosféricas e em forçamentos radiativos do clima;
- A modelação da resposta dos sistemas climáticos aos forçamentos; e
- Os métodos de regionalização dos resultados dos GCM.

2.6.2. Classificação da incerteza

A análise de incerteza tenta descrever a totalidade dos possíveis resultados associados a uma probabilidade de ocorrência. A análise de sensibilidade pretende determinar a alteração nos resultados para pequenas alterações nos dados de entrada do modelo. Este conjunto de resultados do modelo pode, também, ser usado para a análise de incerteza.

Modelos mais complexos (maior número de parâmetros) podem conduzir a melhores resultados relativamente a uma dada função objectivo, mas a melhoria nos resultados pode ser relativamente baixa em comparação com o aumento de incerteza introduzida pelo maior número de parâmetros utilizados.

Uma análise de incerteza completa envolve a identificação de todas as fontes de incerteza que contribuem para a distribuição de probabilidade conjunta de cada variável de entrada e de saída. Walker *et al.* (2003) caracterizam a incerteza em:

- Incerteza epistémica, ou seja, a incerteza devido ao conhecimento imperfeito:
    - Imprecisão em especificar a fronteira e as condições iniciais que provoquem impacte nos resultados da variável de saída;
    - Imprecisão na medição da variável de saída;
    - Estrutura incerta do modelo e dos valores dos parâmetros;
    - Erros nos parâmetros obtidos por calibração;
    - Erros na ligação de modelos com escalas espaciais e temporais diferentes;
    - Erros no algoritmo do modelo.
- Incerteza estocástica, ou seja, a incerteza devido à variabilidade inerente:
    - Variabilidade dos dados de entrada registados numa área menor do que a escala espacial do modelo;
    - Variabilidade dos valores registados da variável de entrada e da variável de saída para períodos de tempo inferiores ao tempo de cálculo do modelo (precipitação e caudal).

Segundo Buytaert *et al.* (2008) a modelação é essencial à ciência hidrológica e a análise de incerteza é um poderoso meio de identificação das fontes de erros dentro do exercício de modelação.

2.6.3. Estimativa da incerteza

Vários autores estimaram a incerteza da resposta hidrológica em função da incerteza dos parâmetros do modelo e das séries de precipitação (Melching *et al.*, 1990; Beven e Binley, 1992; Tucci, 1998; Arnaud *et al.*, 2002).

Existe um grande número de métodos para estimar as incertezas nos valores dos parâmetros calibrados. Destacam-se, a simulação utilizando o método Monte Carlo (Melching, 1995), a

metodologia GLUE (*Generalizad Likelihood Uncertainty Estimation*) introduzida por Beven e Binley (1992) e diferentes metodologias baseadas na calibração multi-resposta de modelos hidrológicos (Yapo *et al.*, 1998; Gupta *et al.*, 1998; Boyle *et al.*, 2000; Madsen, 2000; Vrugt *et al.*, 2003a).

Considerável atenção tem sido dada à incerteza nos cenários de alterações climáticas (New e Hulme, 2000; Allen *et al.*, 2001; Lambert e Boer, 2001; Wigley e Raper, 2001, Webster *et al.*, 2003). No entanto, poucos estudos têm considerado a propagação destas incertezas nos modelos dos recursos hídricos utilizados para avaliação dos impactes decorrentes das projecções dos modelos de clima (Jakeman *et al.*, 1993; Bronstert *et al.*, 2002; Bathurst *et al.* 2004).

Prudhomme *et al.* (2003) estudaram um conjunto de cinco bacias hidrográficas na Grã--Bretanha. As incertezas foram calculadas a partir de um conjunto de 25 000 cenários climáticos gerados aleatoriamente por Monte Carlo, combinando vários GCM e cenários de emissões. Utilizando um modelo hidrológico conceptual (*Probability Distributed Model:* Moore, 1985) foram simulados os caudais para as condições actuais e futuras. A maior incerteza foi atribuída ao tipo de GCM utilizado.

A incerteza dos resultados dos GCM poderá ser reduzida por meio de um conjunto de simulações, em vez de uma única realização (Mitchell e Hulme, 1999). Recentemente Graham *et al.* (2007b) investigaram a incerteza introduzida devido à utilização de diferentes RCM na resposta hidrológica às alterações climáticas utilizando dados do PRUDENCE para o rio Lule no Norte da Suécia. Os autores concluíram que a escolha do GCM para fornecer as condições de fronteira para os RCM desempenha um papel mais importante na resposta hidrológica do que a escolha do cenário de emissões de gases com efeito estufa.

De uma maneira geral, esses estudos têm demonstrado que as diferentes formas de produção de cenários a partir da mesma fonte (por exemplo um GCM) pode levar a diferenças na estimativa dos impactes projectados, mas a incerteza do modelo hidrológico pode ser menor do que a devida aos erros de modelação climática, ou das diferenças entre os cenários de emissões (Jha *et al.*, 2004; Arnell, 2005; Wilby, 2006; Kay *et al.*, 2006a, b; Vicuna *et al.* 2007). A maior contribuição para a incerteza na projecção dos caudais futuros surge devido às variações dos GCM utilizados para obter os diferentes cenários.

A incerteza introduzida pela escolha do GCM foi também avaliada por Chen *et al.* (2006) que utilizaram dezassete GCM do CMIP2 e um método de regionalização estatística para produzir

cenários de precipitação na Suécia. A incerteza na variação da precipitação estimada para diferentes GCM foi maior do que para diferentes regiões.

Wilby e Harris (2006) foram um pouco mais longe e avaliaram a "incerteza em cascata" resultante de diferentes fontes de incerteza na construção do cenário climático. Apresentaram um quadro probabilístico para combinar as informações a partir de um conjunto de quatro GCM, dois cenários de emissões, duas técnicas de regionalização estatística, dois modelos hidrológicos e dois conjuntos de parâmetros hidrológicos. A abordagem Monte Carlo foi usada para explorar as componentes de incerteza nas projecções para o Rio Tamisa e para 2080. As funções de distribuição acumuladas dos baixos caudais foram mais sensíveis à incerteza nos cenários climáticos e diferentes técnicas de regionalização. As incertezas devido aos parâmetros do modelo hidrológico e aos cenários de emissão aumentaram com o tempo, mas foram de menor importância.

Charlton *et al.* (2006) consideraram três conjuntos de GCM, um conjunto com o cenário de emissão A2, outro com o cenário de emissão B2 e um conjunto com um cenário de emissão médio. Estes conjuntos incorporam a incerteza derivada da utilização de diferentes cenários de emissões e GCM. A maior incerteza nas simulações do caudal foi obtida a partir da utilização de diferentes GCM. A incerteza devido aos cenários de emissões é considerada pequena em comparação com as incertezas dos GCM. A incerteza aumentou ao longo do tempo, atingindo o valor máximo no final do século XXI.

Hingray *et al.* (2007b) utilizaram os cenários probabilísticos para a temperatura e precipitação desenvolvidos em Hingray *et al.* (2007a) para analisar os impactes sobre os recursos hídricos num sistema de lagos na Suíça. Também concluíram que a incerteza resultante do modelo de clima é maior do que a incerteza introduzida pelo modelo hidrológico.

Maurer (2007) também considerou onze GCM e dois cenários de emissões para o estudo dos impactes nos recursos hídricos. Este estudo apontou para uma tendência de que quantos mais GCM e cenários de emissão se utilizarem melhor a estimativa da incerteza relacionada com a projecção dos modelos de clima. As técnicas de regionalização também acrescentam incerteza aos dados climáticos, devido às limitações que são inerentes a cada técnica.

Minville *et al.* (2008) utilizaram dez projecções climáticas ponderadas a partir de uma combinação de cinco GCM e de dois cenários de emissões o que permitiu a definição de um intervalo de incertezas para as variáveis hidrológicas. Os regimes hidrológicos futuros foram comparados aos do período de controlo (1961-1990) utilizando a média anual e sazonal do

escoamento, o caudal de ponta e a duração para o caudal de ponta. De todas as fontes de incerteza consideradas nesse estudo, a maior surgiu da escolha do GCM.

2.7. Metodologias de calibração e validação

Xu e Singh (2004) propõem que os modelos utilizados para o estudo dos impactes das projecções dos modelos de clima devem demonstrar um maior grau de robustez considerando tanto as condições actuais como condições mais semelhante às projectadas no período cenário. Da mesma forma, Bronstert (2004) defende que o modelo deve demonstrar a sua capacidade para representar a dinâmica interna das bacias hidrográficas nas condições actuais e em condições alteradas. Isto pode ser alcançado pela validação multi-bacia, ou seja, a validação do modelo para várias bacias com diferentes dinâmicas internas com diferentes processos dominantes, aumentando assim a confiança na sua capacidade para representar mudanças nestes sistemas. Uma outra opção é a validação multi-resposta, ou seja, validar o modelo para o maior número possível de variáveis, como o teor de água no solo ou as diferentes componentes do escoamento.

Klemes (1986) apresentou um esquema de validação dos modelos hidrológicos os quais são sintetizados na Tabela 2.4 e descritos a seguir.

Tabela 2.4 – Esquema operacional da validação dos modelos hidrológicos segundo Klemes (1986).

	Condições estacionárias		***Condições não-estacionárias***	
	Bacia A	***Bacia B***	***Bacia A***	***Bacia B***
Bacia A	*Split Sample test*	*Proxy basin test*	*Differential split-sample test*	*Proxy-basin differential split-sample test*
Bacia B	*Proxy basin test*	*Split Sample test*	*Proxy-basin differential split-sample test*	*Differential split-sample test*

Split Sample test: usado na validação de modelos para aplicação a processos estacionários com calibração e validação na mesma bacia. Consiste na aplicação de um período para calibração do modelo e de outro, distinto, para validar o modelo com os parâmetros obtidos na calibração. O modelo deve apresentar resultados satisfatórios nas duas etapas. Devem, ainda, ser invertidos os intervalos de dados e aplicadas as mesmas etapas.

Proxy basin test: utilizado para validar a aplicação do modelo a processos estacionários com calibração e validação em bacias distintas. Nessa situação, recomendam-se duas bacias hidrográficas com características edafoclimáticas semelhantes à da bacia sem registros históricos, utilizando uma para calibração do modelo e outra para validação.

Differential split-sample test: este teste deve ser aplicado sempre que o modelo é utilizado para simular escoamento superficial, teor de água no solo e outros parâmetros numa bacia monitorizada mas em condições diferentes das que correspondem aos dados disponíveis. O teste apresenta várias variantes, consoante a natureza específica do estudo de modelação. Se, por exemplo, se pretende uma simulação dos efeitos das alterações climáticas, o teste deve utilizar dois períodos, com diferentes valores das variáveis climáticas de interesse, um com precipitação superior à média e o outro com precipitação inferior à média. Se o modelo é destinado a simular o caudal para um cenário de clima húmido, então deve ser calibrado com a informação dos anos secos e validado para um ano húmido.

Proxy-basin differential split-sample test: para a validação de modelos com processos não--estacionários calibrados e validados em bacias distintas. Como no caso da validação para simulação de mudanças hidrológicas em bacias hidrográficas sem monitorização, são necessárias duas bacias hidrográficas (A e B) com características edafoclimáticas semelhantes à da bacia sem registos históricos (C). No caso de validação para a utilização em alterações no regime climático, é necessário identificar períodos chuvosos na bacia A (Ac) e B (Bc) e secos (As, Bs). Se o objectivo for validar o modelo para aplicação a um cenário de ano seco, deve realizar-se a calibração com Ac e validação com Bs e, posteriormente, calibração com o Bc e validação com As. É desejável que sejam obtidos bons resultados nas duas etapas. Este teste é uma combinação dos dois testes anteriores.

A validação dos modelos hidrológicos tem sido principalmente realizada pelo *split sample test* e, em alguns trabalhos, como o de Motovilov *et al.* (1999) é encontrada a aplicação do *proxy basin test*. Quinn e Beven (1993) utilizaram *split sample-tests, proxy-basin tests* and *differential split-sample tests* para analisar a capacidade de previsão do modelo TOPMODEL para a bacia de *Plynlimon* no País de Gales. A contribuição fundamental de Refsgaard (1997) e Refsgaard e Henriksen (2004) foi a integração dos princípios de Klemes (1986) como elementos fundamentais de um protocolo de boas práticas de modelação.

Os modelos geralmente apresentam melhor desempenho para o conjunto de condições para que foram calibrados (Favis-Mortlock *et al.* 2001) e, portanto, calibrar e validar um modelo para condições futuras apresenta uma série de problemas adicionais. Apaydin *et al.* (2006) referem que os parâmetros do modelo calibrado podem ter aplicação limitada no tempo, particularmente em situações de alterações significativas das condições climáticas ou de uso do solo na bacia hidrográfica.

O modelo hidrológico Arno (Todini, 1996) foi calibrado para a bacia hidrográfica do Éden. A calibração do modelo foi efectuada através do método *split-sample* e utilizando o método de

optimização SCE-UA (Duan *et al.*, 1992), com as funções objectivo de Nash-Sutcliffe (NS) e do desvio de volumes (Dv) como critérios de avaliação de desempenho.

Em Eckhardt *et al.* (2005), a versão G-SWAT (Eckhardt *et al.*, 2002) do modelo distribuído SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*: Arnold *et al.*, 1998) foi calibrada automaticamente com o algoritmo SCE-UA (Duan *et al.*, 1992).

No estudo de Chahinian (2004) em doze eventos (seis de calibração e seis de validação), o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe é superior a 70%, para sete eventos encontra-se entre 30% e 70% (duas para calibração e cinco de validação) e é menor que 30% em nove eventos.

Para o período de calibração de 1974 a 1995, os parâmetros do modelo HSPF (Donigian *et al.*, 1984; Bicknell *et al.*, 1997) foram estimados usando critérios multi-objectivo com um passo de cálculo semanal. O objectivo era o estudo da projecção do caudal mensal no rio Des Moines (Hashino, *et al.*, 2007). A estimativa dos parâmetros foi efectuada através do algoritmo SCE-UA (Duan *et al.*, 1992). Estes autores comparam os caudais mensais registados e simulados entre 1949 e 1996 utilizando como funções objectivo: i) o erro quadrado médio (MSE); ii) a raíz do erro quadrado médio (RMSE) e iii) o coeficiente de determinação (r^2).

Seibert (1999) aplicou o modelo HBV em três bacias localizadas na Floresta Negra. As bacias apresentam características semelhantes mas diferentes dimensões (15, 40 e 257 km^2). Utilizando um conjunto de parâmetros optimizados estabelecido numa bacia quando aplicado nas duas outras bacias deu resultados aceitáveis em termos da eficiência do modelo (em média NS=0,76). A eficiência foi maior quando se calibrava o conjunto de parâmetros nas respectivas bacias hidrográficas (NS=0,84) e quando se optimizou um único parâmetro nas três bacias (NS=0,81).

Vázquez *et al.* (2008) na simulação com o MIKE SHE (Refsgaard e Storm, 1995; Vázquez *et al.*, 2002; Vázquez e Feyen, 2002) de uma bacia de dimensão média localizada na Bélgica consideraram uma avaliação baseada num protocolo de utilização de um conjunto de estatísticas multi-resposta em articulação com os testes variáveis no espaço e no tempo de avaliação da qualidade global, bem como do estado interno das projecções do modelo.

Na Tabela 2.5 apresenta-se um resumo dos processos de calibração e validação que devem ser aplicados no caso de modelos conceptuais agregados ou fisicamente baseados espacialmente distribuídos.

Tabela 2.5 – Processos de calibração e validação a adoptar nos modelos conceptuais agregados e fisicamente baseados espacialmente distribuídos (Adaptado de Refsgaard, 1997).

	Conceptual agregado	***Fisicamente baseado espacialmente distribuído***
Resposta do modelo	Caudal num ponto da bacia hidrográfica *Mono resposta*	Caudal, nível freático, carga piezométrica e teor de água no solo, em diversos pontos da bacia *Multi-resposta*
Critério de desempenho	Comparação entre as séries de caudal medidas e simulados numa única localização *Mono objectivo*	Comparação entre as séries de caudal, nível freático, carga piezométrica e teor de água no solo, medidas e simuladas em diversas localizações *Multi-objectivo*
Teste de validação	Normalmente o split-sample test é suficiente *Prática bem definida*	Differential split sample test ou proxy basin test *Necessita metodologia rigorosa*
Escala	Os dados para o modelo são fornecidos na escala da bacia *Mono escala*	Dados fornecidos a diferentes escalas *Múltipla escala*

2.8. Dimensão da malha de cálculo

A dimensão mínima da célula a ser utilizada na modelação hidrológica, e que representa adequadamente a heterogeneidade espacial de uma bacia hidrográfica, tem recebido uma atenção considerável. Usando o modelo SHE na bacia hidrográfica Wye com 10,55 km² de área, Bathurst (1986) sugeriu a divisão da bacia em elementos não superior a 1% do total da área para garantir que cada elemento seja o mais homogéneo possível. Wood *et al.* (1988) constataram que as áreas elementares representativas de cerca de 1 km² produziam uma boa resposta hidrológica na bacia hidrográfica de *Coweeta* que era mais influenciada pela topografia da bacia do que pela escala temporal.

Zhang e Montgomery (1994) examinaram o efeito do MDT na dimensão necessária para representar a superfície terrestre na simulação hidrológica de duas bacias hidrográficas no Oeste dos Estados Unidos. Os autores concluíram que a dimensão do MDT afecta significativamente tanto a representação da superfície terrestre como os resultados da simulação hidrológica.

Bruneau *et al.* (1995) analisaram o efeito das resoluções espaciais e temporais com o modelo TOPMODEL numa bacia experimental com 12 km² na Bretanha, França. A dimensão da malha óptima encontrada para a modelação foi de 50 m e um passo de cálculo de cerca de 1h. Baixas intensidades de precipitação produzem proporcionalmente maiores erros do que as intensidades mais elevadas.

Bathurst *et al.* (1995), utilizando o modelo SHE numa bacia de 701 km², em Portugal, com discretização de malha quadrada de 2 km.

Wilgoose e Kuczera (1995) utilizam a aproximação de sub-malhas para proporcionar uma efectiva parameterização dos processos que ocorrem à escala menor. Usando dados de pequenas parcelas experimentais, bem como de bacias hidrográficas de grande escala, os autores provaram que os parâmetros de infiltração podem ser adequadamente calibrados a partir das pequenas parcelas, o que não se pode aplicar aos parâmetros cinemáticos.

Refsgaard (1997) apresentou conceitos sobre parameterização, calibração e validação dos parâmetros dos modelos fisicamente baseados distribuídos espacialmente numa bacia de 440 km². Calibrou o modelo para níveis piezométricos e caudais no interior da bacia e para o caudal na secção de referência e ainda para diferentes dimensões da célula (500 m, 1000 m, 2000 m e 4000 m). Concluindo que embora muitas vezes se assuma que um modelo distribuído calibrado na secção de referência irá adequadamente modelar os processos internos, os resultados obtidos apresentaram fracos desempenhos do modelo para o escoamento e para os níveis piezométricos em estações de medição localizadas no interior da bacia hidrográfica. Quanto à dimensão da célula considerou que esta não devia ultrapassar os 1000 m de modo a que o modelo mantenha um bom desempenho.

Molnar e Julien (2000) avaliaram o efeito de células com dimensões entre 17 e 914 m no modelo hidrológico distribuído CASC2D (Julien e Saghafian, 1991). Para simulações de eventos, os resultados indicam que uma dimensão grosseira das células pode ser utilizada para a simulação do escoamento se os parâmetros estiverem devidamente calibrados e que o principal efeito do aumento da dimensão da célula na simulação é exigir um aumento dos parâmetros da rugosidade da superfície e do canal. Os autores concluíram sobre a necessidade de adaptação dos coeficientes de resistência, quando alteravam a dimensão da célula na simulação de eventos.

3. Modelo SHETRAN

3.1. Considerações gerais

O SHETRAN é um modelo fisicamente baseado e espacialmente distribuído que representa de modo tridimensional e acoplado o escoamento superficial e subterrâneo e simula o transporte de sedimentos e solutos (Ewen *et al.*, 2000). O SHETRAN considera uma descrição detalhada no tempo e no espaço do escoamento e transporte de sedimentos e solutos na bacia hidrográfica. Esta é considerada uma ferramenta robusta para utilizar no estudo da erosão, poluição e efeito das alterações climáticas e do uso do solo na disponibilidade hídrica.

O modelo consiste numa evolução do sistema SHE (Abbott *et al.*, 1986), que tem sido objecto de aperfeiçoamentos e actualizações, tais como o desenvolvimento de um modelo tridimensionalmente variável do escoamento subterrâneo na zona saturada (Parkin, 1996) e o desenvolvimento de componentes para a simulação do transporte de sedimentos e contaminantes (Ewen, 1995; Wicks, 1988). O modelo é constituído por três módulos: i) quantidade; ii) transporte de sedimentos e iii) transporte de contaminantes. A aplicação da ferramenta inicia-se pelo módulo de quantidade e os resultados de caudal obtidos são dados de entrada para os outros dois módulos. É considerada a hipótese simplificativa de que o escoamento não é afectado pelo transporte de sedimentos e que o transporte de sedimentos não é afectado pelo transporte de solutos.

O solo é considerado como um meio poroso heterogéneo de saturação variável e o escoamento e transporte em três dimensões pode ser simulado para combinações de sistemas de aquíferos confinados e não confinados. A zona insaturada do solo, o escoamento e transporte subterrâneo e o escoamento e transporte superficial são modelados de modo integrado. A modelação é efectuada para uma coluna do solo permitindo simular o escoamento e o transporte de sedimentos ao longo dessa coluna.

O modelo encontra-se limitado no número de células que podem constituir a matriz, o número máximo de linhas é de 100 e o número máximo de colunas é de 70. A dimensão das células é variável permitindo que qualquer área possa ser representada. Quanto maior for o número de células em que a bacia hidrográfica é discretizada, maior será o tempo de computação.

O Método de Diferenças Finitas Implícito é aplicado na resolução das equações de derivadas parciais que representam o escoamento e o transporte de sedimentos, a três variáveis independentes no espaço e uma variável independente no tempo.

Existem três tipos de elementos de discretização espacial:

- Células – São elementos rectangulares que ocupam a quase totalidade da área da bacia hidrográfica. Cada célula corresponde a uma coluna com diferentes camadas representando diferentes tipos de solo ou rocha;

- Troços – Descrevem a rede de drenagem coincidindo com os lados das células, a sua largura é pequena quando comparada com a largura das células;

- Margens – são faixas estreitas ao lado dos troços, com comprimento igual ao dos troços.

Duas das vantagens que se destacam do SHETRAN são a forma simples e directa como o escoamento superficial e subterrâneo estão ligados e o detalhe da representação do escoamento e do transporte na zona do aquífero.

3.2. Descrição do modelo

3.2.1. Caracterização geral

Neste capítulo pretende-se apresentar resumidamente o algoritmo, as equações e os métodos numéricos que estão na base do modelo hidrológico SHETRAN. Uma descrição mais detalhada pode ser encontrada em Parkin (1996).

A precipitação útil é calculada a partir da precipitação atmosférica, considerando as componentes de intercepção, evaporação e drenagem das copas da vegetação. O escoamento superficial pode ser gerado pelo excesso de precipitação sobre a capacidade de infiltração (escoamento de *Horton*) ou pelo excesso de saturação (escoamento de *Dunne*). O escoamento na rede hidrográfica é representado pelas equações de *Saint Venant*, e a lei de resistência é a de *Manning-Strickler*. O escoamento ao longo do canal ocorre em troços de rio com secção transversal variável e com possibilidade de considerar tributários. O regolfo e a inundação dos terrenos adjacentes às margens podem ser modelados à escala da bacia, embora o modelo SHETRAN não seja um modelo hidráulico detalhado para estudo pormenorizado do escoamento no canal.

A erosão do solo consiste no destacamento do solo (pela chuva e escoamento superficial) e transporte das partículas. A erosão devido à precipitação é calculada com base na dinâmica da queda das gotas, e no canal e escoamento superficial através da equação de *Shields*. A

capacidade de transporte sólido pode ser calculada pela equação de *Yalin* (1963) ou *Engelund-Hansen* (1967).

O escoamento subterrâneo é descrito pela equação bidimensional de *Boussinesq* para a média vertical do escoamento horizontal e a infiltração na zona insaturada do solo é calculada pela equação unidimensional de *Richards*, que é governada pelos parâmetros hidráulicos do solo (potencial matricial do solo e condutividade hidráulica insaturada). Para minimizar as dificuldades computacionais, e continuar a ser um sistema flexível, cada célula em cada coluna apenas pode trocar água e solutos com um máximo de duas células em cada coluna vizinha.

Uma vantagem da abordagem por coluna é que o acoplamento do transporte de solutos entre a superfície e a zona subterrânea é forte e simples, já que a superfície é representada pela primeira célula vertical da coluna. O escoamento superficial é representado através de condições de fronteira na camada superior das colunas. O acoplamento entre o escoamento superficial e o transporte subterrâneo e o escoamento e transporte nos rios é tratado da mesma forma como inter-colunas laterais de escoamento e transporte, mas a eficiência deste acoplamento é parcialmente controlado pela resistência hidráulica do leito do rio calculada com base nas propriedades físicas do material do leito.

O escoamento na zona insaturada é modelado tridimensionalmente. A recarga natural de aquíferos é implicitamente calculada como parte da solução do modelo, e as taxas de recarga são, portanto, função de processos físicos na zona insaturada. O escoamento na zona saturada é calculado para um aquífero não confinado heterogéneo e anisotrópico. O escoamento entre o aquífero e o canal podem ser calculados com ou sem considerar a baixa permeabilidade do canal.

A subrotina de evapotranspiração é muito detalhada: simula a intercepção da precipitação nas copas, a evaporação da água existente nas copas e do solo descoberto e a transpiração é considerada função da densidade de raízes no solo. A evapotranspiração real pode ser calculada através da equação de *Penman-Monteith*, de dados de evaporação registados (por exemplo na tina evaporimétrica) ou como uma função do potencial matricial do solo (Feddes *et al.*, 1976). A infiltração é calculada como uma condição de fronteira dependente da equação de escoamento variável na zona subterrânea saturada. O processo hidrológico intercepção é calculado utilizando a equação de *Rutter* que depende de área coberta, drenagem e capacidade de armazenamento das copas.

Os principais processos incluídos no Módulo da Quantidade são:

- Intercepção da chuva por parte das copas;

- Evaporação e transpiração;
- Infiltração;
- Escoamento superficial;
- Escoamento na rede hidrográfica;
- Armazenamento e escoamento 3D sob a superfície com saturação variável;
- Combinação de aquíferos confinados, não confinados e suspensos;
- Transferência entre a água sub-superficial e o escoamento no canal;
- Poços;
- Rega;
- Degelo.

Os dados de entrada necessários para representar os processos e as condições iniciais e de fronteira do Módulo de Quantidade são os seguintes:

- Dados meteorológicos para cada posto;
- Tamanho e localização das colunas, troços do rio e células;
- Tipos de solos/rocha e profundidade para cada coluna;
- Vegetação/tipo de uso de solo para cada coluna;
- Infra-estruturas de descarga ou derivação;
- Taxas de bombagem, recargas artificiais, derivações de escoamento;
- Potenciais hidráulicos iniciais para a sub-superfície;
- Altura de escoamento superficial inicial;
- Potenciais hidráulicos de fronteira;
- Parâmetros de drenagem e capacidades de armazenamento da cobertura vegetal;
- Fracção de cobertura do solo;
- Resistência das copas e resistência aerodinâmica;
- Densidade e distribuição das raízes em profundidade;
- Porosidade e armazenamento específico dos solos/rocha;
- Funções do potencial matricial dos solos/rocha;
- Funções da condutividade hidráulica insaturada dos solos/rocha;
- Condutividade hidráulica saturada dos solos/rocha.

Os processos incluídos no algoritmo do modelo SHETRAN e a sua representação matemática são apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Processos físicos incluídos no modelo SHETRAN e a sua representação matemática.

Processo	*Equação*
Escoamento na zona saturada	Equação *Boussinesq* (2D)
Escoamento na zona insaturada	Equação de *Richard* (1D, na coluna sob cada célula) com a adição de um termo para a absorção de água pelas plantas
Escoamento superficial	Equações de *Saint-Venant*, aproximação à onda difusa (2D)
Escoamento no canal	Equações de Saint-Venant, aproximação à onda difusa (escoamento numa rede de canais 1D)
Intercepção	Equação de *Rutter*
Evaporação e evapotranspiração	Equação de *Penman-Monteith* Fracção da taxa potencial de evaporação
Transporte superficial de sedimentos	Equações de advecção-dispersão (2D) para várias fracções de sedimentos incluindo deposição e erosão por acção da chuva ou gotejar das folhas e escoamento superficial
Transporte de sedimentos no canal	Equações de advecção-dispersão (1D) para várias fracções de sedimentos incluindo deposição, erosão e infiltração no leito
Transporte de solutos superficial e sub-superficial	Equações de advecção-dispersão (3D) para várias espécies: incluindo adsorção, volume morto, erosão de solos contaminados, deposição de sedimentos contaminados, absorção pelas plantas e deposição atmosférica
Transporte de solutos no canal	Equações de advecção-dispersão (1D) para várias espécies: incluindo transporte e deposição com sedimentos contaminados, descargas para fora do canal e deposição atmosférica

O modelo SHETRAN é constituído por 8 subrotinas, 4 obrigatórias e 4 opcionais:

FR	Subrotina de controlo
ET	Subrotina de evapotranspiração
OC	Subrotina de escoamento superficial e na rede hidrográfica
VS	Subrotina de condições sub-superficiais de saturação variável
BK	Subrotina das margens (opcional)
SM	Subrotina de degelo (opcional)
SY	Subrotina de erosão dos sedimentos e de transporte (opcional)
CM	Subrotina de transporte de contaminantes (opcional)

A subrotina de controlo do SHETRAN (FR) permite caracterizar toda a simulação desde a inicialização, passo de cálculo, resultados e finalização. Para cada simulação são automaticamente incluídas as subrotinas VS, ET e OC. Em cada passo de cálculo as subrotinas VS e OC são chamadas sequencialmente. Devido à interacção próxima próxima entre os módulos VS e ET (e opcionalmente SM) estas subrotinas são agrupadas em cada passo de cálculo. As subrotinas SY e CM são chamadas, se necessárias, no fim de cada passo de cálculo, quando as variáveis de escoamento estão disponíveis.

As subrotinas do SHETRAN utilizam o mesmo passo de cálculo, no entanto, o passo de cálculo pode variar ao longo da simulação. Nos períodos secos o passo de cálculo pode ser relativamente elevado (uma ou duas horas). Durante os eventos de precipitação as taxas de

infiltração e o escoamento superficial podem variar rapidamente pelo que o passo de cálculo deve ser inferior. O passo de cálculo é definido pelo utilizador e pode ser modificado em função da intensidade de precipitação. É especificada uma intensidade máxima, tal que se a intensidade de precipitação útil exceder esse valor, o passo de cálculo é reduzido. No fim do evento de precipitação, o passo de cálculo é aumentado a uma taxa fixa até se atingir o passo de cálculo inicial.

A interacção entre as subrotinas é efectuada pela aplicação dos resultados do passo anterior no passo de cálculo actual. Na Tabela 3.2 são apresentadas as trocas de dados entre as subrotinas do Módulo de Quantidade.

Tabela 3.2 - Trocas de dados entre as subrotinas do Módulo de Quantidade.

Subrotina	*Calcula*	*Transfere para*
ET	Precipitação útil	OC (escoamento superficial) VS (infiltração)
	Evaporação	OC (evaporação das massas de água) VS (transpiração e evaporação do solo)
VS	Níveis freáticos e escoamento subterrâneo	OC (trocas entre os rios e os aquíferos)
	Teor de água no solo na zona insaturada	ET (transpiração)
OC	Níves de água na superfície e nos rios	VS (trocas entre os rios e os aquíferos e infiltração)

De seguida são apresentadas em detalhe as subrotinas ET, OC e VS que são obrigatórias numa simulação com o modelo SHETRAN. Neste estudo não foram aplicadas as subrotinas optativas BK, SM, SY e CM.

3.2.2. Subrotina da evapotranspiração (ET)

Nesta subrotina são calculadas as seguintes grandezas:

- Evapotranspiração real a partir da vegetação e solo;
- Evaporação da água armazenada nas copas;
- Evaporação do solo nu e da rede hidrográfica quando seca;
- Evaporação das massas de água;
- Transpiração das plantas;
- Aquisição pelas plantas de água do solo na zona radicular;
- Armazenamento nas copas;
- Drenagem das copas;

- Precipitação útil por baixo das copas.

A evapotranspiração real calculada é traduzida para um termo de perda que descreve o consumo de água pelas raízes da planta e a sua transpiração. Esse termo de perda é então utilizado no módulo VS para calcular as alterações do teor de água no solo.

A evapotranspiração real tem como limite superior a evapotranspiração de referência e por outro lado é reduzida pelas restrições de fornecimento de água do solo para as raízes ou por outras acções fisiológicas (resistência estomatal) dentro da planta. No modelo SHETRAN são consideradas duas abordagens, proporcionando flexibilidade e permitindo que o modelo se adapte a quaisquer condições locais. Na primeira, a evapotranspiração real é considerada limitada por factores da vegetação, particularmente a resistência estomatal ao movimento da água. Na segunda, a limitação é considerada exclusivamente devida à resistência do solo insaturado ao movimento da água. Os métodos opcionais para cálculo da evapotranspiração real são os seguintes:

Modelo baseado no controlo vegetativo (modelo de *Penman-Monteith*): Monteith (1965) modificou a equação de *Penman* de estimativa da evapotranspiração potencial incluindo um factor que considerasse a resistência ao movimento da água na superfície evaporante. A resistência pode ser considerada como uma resistência fisiológica, relacionada com a resistência estomatal média ao fluxo de vapor e descrita como um factor de resistência das copas.

Modelo baseado no controlo do teor de água no solo: Nesta alternativa a equação de *Penman-Monteith* assume que as condições do escoamento insaturado através do solo limitam as perdas de água do solo para as raízes. A abordagem simplificada de cálculo é apresentada em Feddes *et al.* (1976) é representada na Figura 3.1.

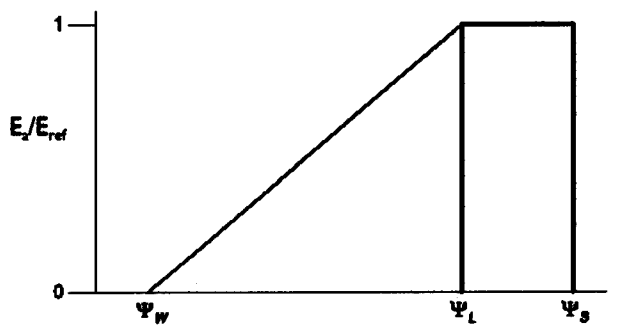


Figura 3.1 – Variação entre a relação da evapotranspiração real e de referência função do potencial matricial do solo segundo Feddes et al., 1976.

Sob condições de potencial matricial do solo menor que um dado ponto de emurchecimento Ψ_w ou maior potencial matricial do solo que um dado ponto de anaerobiose Ψ_s (em que Ψ é o potencial matricial do solo), as plantas não retiram água do solo, pelo que a evapotranspiração é zero. Entre Ψ_s e um dado valor de potencial matricial, Ψ_L, a partir do qual o teor de água no solo começa a limitar o crescimento da planta considera-se que a absorção de água ocorre à taxa potencial (evapotranspiração real = evapotranspiração de referência). Entre Ψ_L e Ψ_w considera-se que a evapotranspiração real varia linearmente em proporção à evapotranspiração de referência.

A evaporação do solo e a transpiração da planta são calculados como termos de consumo na equação do escoamento sub-superficial. Esses termos dependem da percentagem de solo coberto por vegetação, da área foliar total, da função de distribuição da densidade das raízes na vertical e da quantidade de água armazenada nas copas.

Considera-se que a transpiração ocorre à taxa real e na totalidade da área foliar. Contudo se as copas estão totalmente molhadas (se o armazenamento da copa C exceder a capacidade de armazenamento S, que é a quantidade de água necessária para molhar a totalidade da copa) ocorre a evaporação da água interceptada à taxa potencial e a transpiração é zero. Assume-se que a evaporação do solo nu ocorre à taxa real ponderada de acordo com a proporção de solo que não está coberta pela vegetação. É baseado no modelo desenvolvido por Rutter *et al.* (1971, 1975) e é essencialmente um procedimento para a quantidade de água armazenada nas copas. Embora inicialmente desenvolvido para árvores é considerado no modelo SHETRAN válido para todos os tipos de vegetação já que os princípios físicos são os mesmos.

O algoritmo no módulo ET é constituído por vários passos consecutivos e as equações avaliadas em sequência para cada elemento da bacia (não há interacção entre elementos). A sequência de cálculo é a seguinte:

- Cálculo da evapotranspiração de referência por Penman-Montheith;
- Cálculo da evaporação do armazenamento de água interceptado, do armazenamento de água nas copas e da drenagem das copas;
- Cálculo da precipitação útil com base na precipitação que cai directamente no solo nu mais a drenagem das copas, pesada de acordo com a área de solo coberta pela vegetação;
- Cálculo da perda de água do solo em cada célula na zona radicular, baseado num dos dois métodos opcionais para cálculo da evapotranspiração real;
- Soma das perdas em todas as células para obter a transpiração total;

- Cálculo da evaporação da superfície do solo.

3.2.3. Subrotina das condições sub-superficiais de saturação variável (VS)

O modelo simula o escoamento saturado e insaturado num meio poroso. Podem ser representados meios fracturados, múltiplas camadas com diferentes características e os aquíferos confinados, semi-confinados, e livres.

Nesta subrotina são calculadas as seguintes grandezas para a zona insaturada:

- Potencial de pressão na zona insaturada;
- Teor de água na zona insaturada;
- Escoamento vertical na zona insaturada;
- Infiltração na superfície e nos canais;
- Recarga da zona saturada.

A descrição funcional da subrotina é a seguinte:

- As condições de fronteira inferiores podem ser: i) um fluxo variável no tempo; ii) um fluxo de drenagem livre para fora do modelo ou iii) sem fluxo (por defeito);
- As condições de fronteira laterais são: i) uma carga hidráulica variável no tempo; ii) um fluxo variável no tempo para cada camada ou iii) sem fluxo (por defeito);
- As condições de fronteira superiores são: i) uma carga hidráulica variável no tempo quando existem lagos à superfície ou ii) uma condição de fronteira mista quando não há água à superfície mas existe precipitação e evaporação. Os fluxos de evaporação são calculados no módulo ET. O modelo altera automaticamente entre os dois tipos de condições de fronteira;
- As condições de fronteira no leito dos canais são idênticas às da superfície (uma carga quando existe água no canal ou um fluxo que representa a precipitação e evaporação quando o canal está seco);
- É incluído um termo de perda nas camadas superiores do solo devido à transpiração das plantas. O fluxo variável no tempo é calculado no módulo ET;
- É incluído um termo de perda distribuído como um fluxo variável no tempo para considerar a existência de poços;
- As fontes são representadas como descargas pontuais de água subterrânea directamente para um canal.

O gradiente da carga hidráulica função da altura de água, h, contém uma componente gravitacional z e uma componente de pressão ψ:

$$h = z + \psi \qquad 3.1$$

Onde:

h: altura de água (m);

z: componente gravitacional (m);

Ψ: Potencial matricial do solo (m).

A pressão atmosférica é considerada a referência para a componente de pressão. Sob condições insaturadas o potencial matricial do solo é negativo devido às forças da capilaridade e às forças de adsorção entre as moléculas da água e a matriz do solo. Essas forças são responsáveis por reter a água no solo.

O fluxo é obtido através da Lei de Darcy:

$$q = -K(\theta)\frac{\partial h}{\partial z} \qquad 3.2$$

Onde:

K(θ): Condutividade hidráulica insaturada (m dia^{-1}).

Assumindo que a matriz do solo é incompressível e a água do solo apresenta densidade constante a equação da continuidade pode ser apresentada de acordo com:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S(z) \qquad 3.3$$

Onde:

θ: teor de água no solo (m^3m^{-3});

S(z): termo de perda (dia^{-1}).

Substituindo a equação 3.1 e 3.2 na equação 3.3:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta)\frac{\partial \Psi}{\partial z}\right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \qquad 3.4$$

Considerando a capacidade de água do solo que é obtida pelo declive da curva de retenção de água no solo:

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial \Psi} \qquad \textbf{3.5}$$

Onde:

C: Capacidade de água do solo (m^{-1}).

Obtem-se a equação de *Richards* (Richards, 1931):

$$C\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}(K(\theta)\frac{\partial \psi}{\partial z}) + \frac{\partial K}{\partial z} - S(z) \qquad \textbf{3.6}$$

A subrotina calcula para a zona saturada as seguintes grandezas:

- Os níveis freáticos;
- Escoamento lateral na zona saturada.

A zona saturada é modelada considerando-se um aquífero anisotrópico heterogéneo não confinado. É calculado o nível freático variável no tempo e no espaço. A equação que governa a resposta da zona saturada é a equação bidimensional não linear de *Boussinesq* (Equação 3.7) com a cota do nível freático como variável dependente. A não linearidade surge devido à fronteira superior da zona saturada apresentar variabilidade temporal.

$$S\frac{\partial h_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}(K_x H\frac{\partial h_f}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_y H\frac{\partial h_f}{\partial y}) + R \qquad \textbf{3.7}$$

Onde:

K_x e K_y: Condutividade hidráulica saturada nas direcções x e y ($m\ dia^{-1}$);

H: espessura da camada saturada (m);

h_f: cota do nível freático (m);

S: coeficiente de armazenamento da superfície livre (-);

R: fluxo para a célula, incluindo a recarga a partir da zona insaturada e as trocas com o canal e poços ($m\ dia^{-1}$).

Se o nível freático sobe até à superfície é calculado o escoamento entre a sub-superfície e a superfície. Se o nível freático desce até à base do aquífero não são calculados efluentes do elemento. Expandindo os termos da equação de *Boussinesq* como diferenças finitas obtém-se uma equação não linear para cada elemento com o nível freático como variável dependente. O sistema de equações para todos os elementos é resolvido com base em iterações aplicando um esquema de sobre-relaxamento sucessivo.

Na Figura 3.2 são apresentados os processos modelados na subrotina VS.

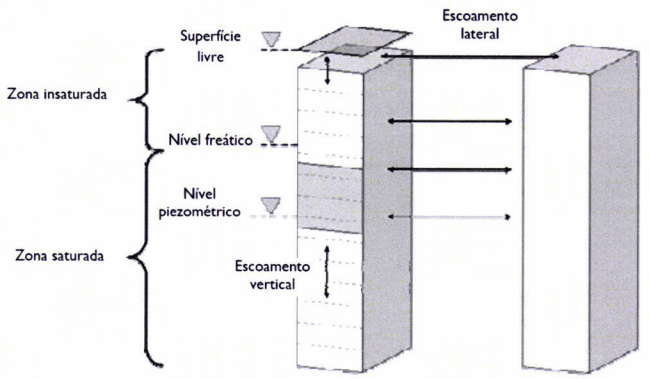


Figura 3.2 - Processos representados na subrotina VS.

3.2.4. Subrotina do escoamento superficial (OC)

Neste módulo são calculadas as seguintes grandezas:

- A altura de água à superfície e na rede de drenagem;
- O escoamento superficial, o escoamento na rede de drenagem e o escoamento afluente e efluente da rede de drenagem.

As duas componentes da subrotina OC (escoamento superficial e escoamento na rede de drenagem) são baseadas na aproximação à onda difusa das equações de *Saint Venant*, permitindo que os regolfos sejam modelados (o declive do canal não é desprezado).

Considera-se que existe fluxo entre quaisquer dois elementos de escoamento superficial (célula- célula, célula -margem ou margem-margem em todo comprimento do canal), entre um troço de canal e o elemento adjacente (célula ou margem), entre dois troços de canal (incluindo os afluentes), e na fronteira da bacia (célula ou troços de canal). Na Figura 3.3 são apresentados os processos representados nesta subrotina.

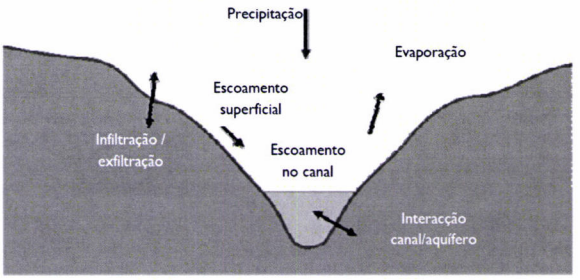


Figura 3.3 - Processos representados na subrotina OC.

Considera a equação da continuidade para os elementos (células rectangulares, margem e troço de canal).

$$\frac{\partial h_0}{\partial t} = \frac{1}{A}\left[\sum_{i=1}^{4} Q_i + Q_r\right] \qquad \textbf{3.8}$$

Onde:

h_0: profundidade da água na célula (m);

A: área da célula (m^2);

Q_i (i=1,4): fluxos laterais para o interior da célula (m^3s^{-1});

Q_r: entrada de caudal vertical na célula (precipitação mais escoamento menos infiltração e evaporação) (m^3s^{-1}).

Para cada direcção do escoamento superficial e para o troço de canal, admitindo o regime uniforme a equação da conservação da quantidade do movimento:

Direcção x $$S_{fx} + \frac{\partial(z_g + h_0)}{\partial x} = 0 \qquad \textbf{3.9}$$

Direcção y $$S_{fy} + \frac{\partial(z_g + h_0)}{\partial y} = 0 \qquad \textbf{3.10}$$

Canal $$S_{fl} + \frac{\partial(z_g + h_0)}{\partial l} = 0 \qquad \textbf{3.11}$$

Onde:

l: coordenada ao longo do perfil longitudinal do canal;

x, y: coordenadas cartesianas;

z_g: cota do perfil longitudinal do canal (m);

S_{fx}, S_{fy}, S_{fl}: declives nas direcções x, y e l respectivamente ($m\ m^{-1}$).

A lei de resistência considerada foi a de *Manning-Strickler*:

$$S_{fx} = \frac{u_x^2}{K_x^2 \, h_0^{4/3}} \qquad \textbf{3.12}$$

$$S_{fy} = \frac{u_y^2}{K_y^2 \, h_0^{4/3}} \qquad \textbf{3.13}$$

$$S_{fl} = \frac{u_l^2}{K_l^2 \, h_0^{4/3}} \qquad \textbf{3.14}$$

Onde:

u_x, u_y e u_l: velocidades de escoamento nas direcções x, y e l ($m\ s^{-1}$);

K_x, K_Y e K_l: coeficientes de resistência de *Manning-Strickler* ($m^{1/3}s^{-1}$).

Foi considerado o raio hidráulico igual à altura de escoamento, por se considerarem canais de grande largura com pequena altura de escoamento.

Combinando as equações 3.9 a 3.11 e as equações 3.12 a 3.14 o escoamento na fronteira dos elementos pode ser considerado como:

$$Q_x = u_x \, h_0 \, w_x = K_x \left[-\frac{\partial (z_g + h_0)}{\partial_x} \right]^{1/2} w_x h_0^{5/3} \approx \frac{K_x \, w_x h_0^{5/3}}{L_x^{1/2}} \left[z_u - z_d \right]^{1/2} \qquad \textbf{3.15}$$

$$Q_y = u_y \, h_0 \, w_y = K_y \left[-\frac{\partial (z_g + h_0)}{\partial_y} \right]^{1/2} w_y h_0^{5/3} \approx \frac{K_y \, w_y h_0^{5/3}}{L_y^{1/2}} \left[z_u - z_d \right]^{1/2} \qquad \textbf{3.16}$$

$$Q_l = u_l \, A_l = K_l \, A_l \left[-\frac{\partial (z_g + h_0)}{\partial_l} \right]^{1/2} h_0^{2/3} \approx \frac{K_l \, A_l h_0^{2/3}}{L_l^{1/2}} \left[z_u - z_d \right]^{1/2} \qquad \textbf{3.17}$$

Onde:

w_x e w_y: largura da célula nas direcções x e y (m);

L_x, L_y e L_l: distância entre o centro de duas células (m);

A_l: área da secção do canal (função de h_o) (m^2);

z_u e z_d: cotas da superfície de escoamento nas células de montante e jusante respectivamente (m).

Um esquema implícito de diferenças finitas é aplicado expandindo o primeiro termo do lado direito da equação da continuidade (3.8) como uma série de *Taylor* (1ª ordem) no passo de

cálculo n+1. Substituindo as expressões nas equações 3.15 a 3.17 obtém-se um conjunto linear de equações em Δh (incremento de altura de água em cada elemento no passo de cálculo).

Para o módulo OC os elementos são ordenados ao longo de cada linha da esquerda para a direita (incluindo troços e margens). Cada linha é representada por uma sub-matriz na matriz dos coeficientes do sistema de equações linear. A matriz de coeficientes é tridiagonal (já que cada linha é adjacente apenas às linhas imediatamente acima e abaixo). Esse sistema é resolvido através do algoritmo padrão de *Thomas* (Press *et al.*, 1992). Os Δh são adicionados à altura de água no passo de cálculo n para obter a altura de água no passo n+1.

Isto envolve resolver um sistema de equações com matriz tridiagonal semelhante ao sistema que governa a equação de derivadas parciais de escoamento/transporte numa coluna vertical. Embora estes cálculos sejam efectuados para o escoamento/transporte unidimensional, o resultado é uma solução totalmente tridimensional. Isto é conseguido incluindo um termo na equação análoga para considerar o escoamento/transporte lateral que ocorre entre cada célula e as células associadas nas colunas vizinhas.

3.3. Recolha, organização e processamento dos dados de entrada

O modelo SHETRAN necessita de um elevado volume de dados de entrada. Na falta de dados obtidos por medições *in situ* podem ser usados valores constantes na bibliografia. Na Tabela 3.3 apresentam-se resumidamente os dados de entrada para os quais não é possível dispor de medições *in situ* quando se pretende efectuar uma aplicação do modelo SHETRAN a uma área tão extensa como é o caso deste estudo.

De seguida são apresentadas, com mais detalhe, as propriedades que caracterizam a bacia hidrográfica e o tipo de informação que é necessário organizar e processar para aplicação no modelo.

Geometria da bacia hidrográfica

A geometria da bacia hidrográfica é especificada no modelo por uma malha rectangular. As cotas da superfície devem ser fornecidas para todas as células da malha. O MDT é a fonte da informação necessária. Os troços são fornecidos separadamente, os que apresentam a direcção Norte-Sul e os que têm a direcção Este-Oeste. É necessário fornecer as cotas para o perfil longitudinal do leito do canal.

Tabela 3.3 – Dados de entrada necessários para as simulações do modelo hidrológico.

Propriedade	*Fonte dos dados*	*Processamento*	*Referências*
Porosidade	Medida ou estimada com base na distribuição textural do solo		Freeze e Cherry (1979)
Função característica do teor de água no solo (ψ,θ)	Distribuição textural do solo (% areia, %limo, %argila)	Equação de *Saxton* para obter os valores ψ–θ. Utilizar os valores ψ–θ ou converter nos parâmetros de *van Genuchten*	Saxton *et al.*, 1986; Saxton e Rawls, 2005
Condutividade hidráulica saturada	Métodos empíricos baseados na classificação textural do solo e valores de literatura		Freeze e Cherry, 1979; Rawls *et al.*, 1982
Função da condutividade hidráulica insaturada (θ,K)	Distribuição textural do solo (% areia, %limo, %argila)	Utiliza os parâmetros de *van Genuchten* ou da função de *Averjanov*	Mualem, 1978
Armazenamento específico	Estimado com base nas propriedades do aquífero		Younger, 1993
Índices de cobertura de vegetação	Tipos de vegetação *standard*	Adaptado da literatura	Burman e Pochop (1994)
Armazenamento nas copas	Tipos de vegetação *standard*	Adaptado da literatura	Klassen *et al.*, 1998; Rutter, 1975
Drenagem das copas	Valores da literatura para os parâmetros de drenagem do modelo de *Rutter*	Adaptado da literatura	Dunn e Mackay, 1995
Função da densidade das raízes	Medidos ou adaptados da literatura	Adaptado da literatura	Gregory, 1988
Parâmetros de evapotranspiração	Razão evapotranspiração real/ evapotranspiração referência adaptada da literatura		Shuttleworth, 1993
Rugosidade do canal	Adaptado da literatura	Valores de *Manning-Strickler*	Chow, 1973
Rugosidade da superfície do terreno	Adaptado da literatura	Valores de *Manning-Strickler*	Engman, 1986

Função característica do teor de água no solo (ψ,θ)

A relação entre o potencial matricial do solo (ψ) e o teor de água no solo (θ) é designada pela função característica do teor de água no solo ou curva de retenção da água do solo. Pode ser obtida de duas formas:

- Pares de valores ψ–θ

Os pares de valores ψ–θ para cada solo podem ser obtidos em laboratório ou em trabalho de campo. Existem compiladas na bibliografia várias relações ψ–θ para uma grande variedade de solos (Case *et al.*, 1983; Panian, 1987).

- Distribuição textural do solo

Saxton *et al.* (1986) ajustaram equações que relacionam o potencial matricial do solo com a distribuição textural do solo, pelo que, conhecida a percentagem de areia, limo e argila de um dado solo o potencial matricial do solo pode ser estimado para diferentes teores de água no solo.

Condutividade hidráulica saturada

Varia de solo para solo desde menos de 0,01 m dia^{-1} em solos argilosos até valores superiores a 100 m/dia em aluviões de gravilha. Nas rochas a gama ainda é mais ampla desde menos de 10^{-6} m/dia em rochas ígneas não fracturadas até mais de 10 m dia^{-1} em aquíferos cársicos (Freeze e Cherry, 1979). A condutividade hidráulica saturada é definida para cada solo e para cada rocha nas direcções x, y e z.

Condutividade hidráulica insaturada (K,θ)

A condutividade hidráulica, K, num solo é maior quando o solo se encontra saturado. À medida que o teor de água no solo diminui os poros maiores deixam de conter água e a condutividade passa a estar confinada aos poros menores diminuindo a condutividade hidráulica. A condutividade hidráulica também diminui porque o percurso se torna mais difiícil. Tal como para a função característica do teor de água no solo, o factor mais importante para a variação da condutividade hidráulica insaturada é a composição textural do solo.

Se a distribuição textural do solo é conhecida então essa informação pode ser utilizada para estimar os parâmetros da função de *Averjanov* (Mualem, 1978). Este método é utilizado simultaneamente com os pares de valores ψ–θ. A aplicação da equação de van Genuchten permite obter a relação K-θ quando conhecida a condutividade hidráulica saturada.

Armazenamento específico dos aquíferos

O armazenamento específico é importante nos aquíferos confinados. É definido como o volume de água libertado de uma área do aquífero sujeito a uma redução unitária da carga. Nos aquíferos confinados a água é libertada por compactação do aquífero. Os valores tipo do armazenamento específico do aquífero variam entre $9{,}8\times10^{-3}$ m^{-1} em aquíferos argilosos e $1{,}05\times10^{-5}$ m^{-1} para a areia grosseira, gravilha média ou aquíferos de rocha fissurada e $7{,}46\times10^{-7}$ m^{-1} em rocha não fissurada.

Índices de cobertura de vegetação

Estes índices definem como a vegetação cobre a superfície do solo. A relação entre a percentagem de solo que está sempre nu e a que está coberta com vegetação é designada de índice de área da planta (PLAI). A relação entre o índice de área foliar da planta e a área coberta com vegetação é o índice da área foliar (LAI). Para alguns tipos de vegetação os índices da área variam ao longo do ano, o que pode ser considerado no modelo.

Os índices de cobertura de vegetação são usados no modelo de Rutter *et al.* (1972) para separar a precipitação directa sobre a superfície do solo e a precipitação que é interceptada pelas copas.

O índice de área da planta varia ente 0,3 em áreas urbanas e 0,9 em florestas. O índice da área foliar na sua máxima extensão sazonal pode variar entre 1 e 6.

Armazenamento de água nas copas

A capacidade de armazenamento de água nas copas (CSTCAP) é a quantidade máxima de água que pode ser mantida nas partes aéreas da vegetação. Quando a quantidade de água interceptada excede a capacidade de armazenamento de água nas copas ou cai em forma de gota das copas ou drena pelos ramos. O valor do armazenamento de água nas copas depende dos seguintes factores; a área superficial das folhas, a rugosidade da superfície da folha, a orientação da folha e as forças do vento e da gravidade. O valor é utilizado em conjunto com os índices de cobertura de vegetação e os parâmetros de drenagem no modelo de Rutter *et al.* (1972) para calcular a quantidade de água nas copas em todos os passos de cálculo e a partir dessa informação calcula a evaporação e a precipitação da intercepção.

A capacidade de armazenamento das copas é normalmente superior nas florestas e em conjunto com o baixo factor de resistência aerodinâmica é a razão da elevada evaporação de água interceptada em áreas florestais. Zinke (1967) verificou que as perdas por intercepção na floresta de coníferas pode variar entre 15 e 40% da precipitação anual enquanto que na floresta caduca pode variar entre 10 e 25%. Zinke (1967) apresenta os seguintes valores de capacidade de armazenamento das copas para floresta caduca entre 0,1 e 2,0 mm e para a floresta conífera entre 0,3 e 8,0 mm. Leyton *et al.* (1967) apresentou os valores de capacidade de armazenamento a variar entre 0,007 e 0,026 mm para relvado e entre 0,036 e 0,090 mm para mato.

Parâmetros de drenagem da vegetação

Os parâmetros de drenagem definem a forma como a água que está retida nas copas drena para a superfície do solo. Os parâmetros no modelo de *Rutter* (Rutter *et al.*, 1972) são dois, a taxa de drenagem, k de *Rutter* (CK) que representa a taxa de drenagem quando as copas se encontram na sua capacidade de armazenamento e o parâmetro b de *Rutter* (CB) que é uma função exponencial e descreve a forma como a taxa de drenagem decresce à medida que as copas secam.

Os valores de literatura para estes parâmetros encontram-se em Rutter *et al.* (1972, 1975), Calder (1990) e Dunn e Mackay (1995). Os valores do parâmetro CK variam entre $3{,}3\times10^{-5}$ e $4{,}6\times10^{-6}$ mm s^{-1}. Os valores do parâmetro CB variam entre 1,76 e 5,1 mm^{-1}.

Função da densidade das raízes

A função da densidade das raízes define a profundidade radicular total e a proporção de raízes em cada camada horizontal de solo. Esta função é utilizada para estimar a remoção de água por transpiração, em cada camada de solo. Gregory (1988), Burman e Pochup (1994) e Dunn e Mackay (1995) apresentam várias funções de densidade das raízes para vários tipos de vegetação.

Parâmetros de evapotranspiração

A evaporação pode ocorrer a partir da água armazenada por intercepção e do solo nu. O conjunto da evaporação e da transpiração constitui a evapotranspiração que pode ser calculada de duas formas; primeiro, através da equação de *Penman-Monteith* (Monteith, 1965) que utiliza dados meteorológicos e permite utilizar a resistência aerodinâmica (RA) e a resistência das copas (RC), segundo, fornecendo previamente a evapotranspiração de referência que será alterada com base nas condições do teor de água no solo.

Se não existirem disponíveis os dados meteorológicos a evapotranspiração de referência (E_{ref}) pode se calculada através de outros métodos mais simples. A transpiração e evaporação do solo nu são modificadas por uma função da razão entre a evapotranspiração real e a evapotranspiração de referência que tem em consideração o coeficiente cultural e o do teor de água no solo.

$$E_a = K_c \times f(\theta) \times E_{ref} \qquad \textbf{3.18}$$

Onde:

K_c: coeficiente cultural (-);
$f(\theta)$: função do teor de água (-);
$K_c \times f(\theta)$: de acordo com a Figura 3.1.
E_{ref}: evapotranspiração de referência (m dia^{-1});
E_a: evapotranspiração real (m dia^{-1}).

O coeficiente cultural depende de vários factores, mas principalmente do estado de crescimento vegetativo. Shuttleworth (1993) apresenta coeficientes culturais para uma grande variedade de espécies vegetais em diferentes estádios de crescimento e diferentes climas.

Secção transversal do canal

É necessária a secção transversal para todos os troços. A secção transversal de um troço é definida por um conjunto de pares de valores de largura superficial e profundidade. O primeiro par define o fundo do canal com profundidade zero, o último par define a largura superficial no canal para o caudal máximo.

Rugosidade do canal

O escoamento de água no canal é representado através da aproximação de onda difusa da equação de *Saint Venant*. Esta equação requer uma lei de resistência que no modelo SHETRAN é a lei de de resistência de *Manning-Strickler*.

Rugosidade da superfície da bacia hidrográfica

O escoamento superficial surge quando a a taxa de precipitação excede a taxa de infiltração ou por excesso de saturação (quando o nível freático atinge a superfície). O escoamento é então transportado nas direcções x e y utilizando a aproximação de onda difusa da equação de *Saint Venant* é a lei de resistência de *Manning-Strickler*.

Condições iniciais

Para as condições iniciais considera-se que a altura de água superficial nas células e a altura de água nos troços do canal é zero. À superfície os valores da altura de água rapidamente convergem para os valores reais, enquanto que para as camadas mais profundas do solo os valores atribuídos às condições iniciais são mais importantes dado que a sua influência se fará sentir por mais tempo.

Durante a simulação considera-se um período de estabilização no início para garantir a independência das condições iniciais. Como alternativa, pode ser realizada uma simulação preliminar de modo a que os resultados do teor de água no solo e do escoamento subterrâneo sejam extraídos e serem utilizadas como condições iniciais na simulação do período seguinte.

3.4. Análise de sensibilidade

Um estudo de sensibilidade efectuado ao módulo de quantidade do SHETRAN para uma pequena bacia hidrográfica Mediterrânica foi apresentado em Anderton *et al.* (2002a). Os valores atribuídos aos parâmetros em calibração foram validados por comparação entre os resultados da simulação e os valores registados para os parâmetros; caudal medido na secção de referência, teor de água no solo e nível freático. A avaliação dos resultados foi efectuada com o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970).

No estudo de Anderton *et al.* (2002a) a análise de sensibilidade foi efectuada para três tipos de situações correspondentes a respostas típicas do escoamento.

- Escoamento de Verão, que resulta das precipitações convectivas de curta duração e alta intensidade. As condições prévias de seca significam que os coeficientes de escoamento para este tipo de evento são muito baixos. O escoamento é restrito ao gerado por mecanismos de excesso de infiltração nas áreas de baixa permeabilidade, resultando em hidrogramas com baixos picos de escoamento;

- Eventos típicos de Outono, que resultam normalmente de precipitação prolongada de baixa intensidade frontal. Contudo as condições iniciais secas significam que uma proporção substancial da precipitação é consumida na recarga do teor de água no solo em vez de contribuir para os coeficientes de escoamento;

- Eventos de Inverno, que tendem a ser caracterizados por elevados caudais de ponta e elevados coeficientes de escoamento, produzidos por precipitação frontal prolongada numa bacia com elevado teor de água no solo.

Da aplicação da análise de sensibilidade sugere-se que de um modo geral o modelo é mais sensível a alterações nos valores de condutividade hidráulica saturada do que a alterações nos parâmetros da zona insaturada. A sensibilidade para o α e n (parâmetros de van Genuchten) altera-se de acordo com os valores da condutividade hidráulica saturada.

São considerados dois tipos de horizontes de solo com condutividades hidráulicas saturadas K_a e K_b respectivamente.

Verão

O modelo não se comportou adequadamente. Apresentou uma tendência generalizada para subestimar o tempo para o caudal de ponta e sobre-estimar quer o caudal de ponta quer o ramo descendente. Os resultados melhores foram obtidos para baixos valores de K_a, talvez porque este conjunto de parâmetros tende a promover o escoamento superficial que se transforma em baixo escoamento de base.

Outono

O modelo apresentou melhores resultados. As melhores eficiências ocorreram nas simulações com valores de K_a elevados e valores de K_b de intermédios a baixos. Dentro desses grupos a eficiência tende a ser muito sensível aos valores de retenção (especialmente o parâmetro n). Isto era de esperar já que as condições antecedentes eram muito secas e o aumento do teor de água no solo é um controlo importante da resposta do escoamento. Valores de n de intermédios a elevados apresentaram os melhores resultados. Examinando o hidrograma as simulações com valores baixos de n tendem a sobre-estimar os caudais de ponta talvez devido a um rápido humedecimento da zona insaturada do solo.

De um modo geral o volume de escoamento tende a aumentar com aumento da condutividade hidráulica do horizonte A e diminuição da condutividade hidráulica do horizonte B. De uma forma geral baixos valores de n e α produzem maiores volumes de escoamento.

Inverno

A sensibilidade do modelo para diferentes combinações de parâmetros é menos marcada neste período do que no Outono. As melhores eficiências verificaram-se para K_a intermédio e K_b elevado. As únicas combinações de condutividade hidráulica que não se ajustaram são as que apresentaram valores baixos de K_a. Os valores baixos de α parecem ser favoráveis e verifica-se pouca sensibilidade ao parâmetro n. Isto deve-se provavelmente ao facto de os solos já estarem com elevado teor de água antes da ocorrência da precipitação. Assim, o parâmetro n, que principalmente controla as condições em solos mais secos, perde significado como parâmetro do modelo. Ao contrário o parâmetro α pode ser entendido como recíproco da profundidade da franja capilar e tem importância em condições perto da saturação porque afecta a transmissividade lateral e na frente de saturação. Isto é confirmado com a comparação

visual dos hidrogramas que mostram um mais rápido (e correctamente simulado) ramo ascendente para α = 0,01 ou α = 0,02 do que para α = 0,10.

Em termos de volume total a maior sensibilidade parece ser para os valores de condutividade hidráulica saturada em ambos os horizontes de solo. De um modo geral quanto maior a condutividade maior o volume de escoamento. Isto deve-se simplesmente ao efeito do aumento lateral de transmissividade no perfil do solo.

Combinações de valores baixos a intermédios de α e n promovem os melhores resultados nos níveis freáticos. Simulações com valores elevados ou intermédios de α e valores elevados de n, com valores baixos a intermédios de K_s tendem a produzir sobre-estimações grosseiras dos níveis freáticos médios (uma tendência semelhante à do teor de água no solo). Simulações com valores intermédios a elevados de K_s tendem a subestimar o nível freático (tendência semelhante à do teor de água no solo).

Uma avaliação da resposta interna do modelo SHETRAN permite a detecção de erros de compensação. Esta afirmação é ilustrada através de situações em que os melhores valores de eficiência para o caudal na secção de referência da bacia hidrográfica foram produzidos por simulações que falharam completamente a simulação da resposta do nível freático. Essa boa resposta na descarga surge devido à retenção de água na camada superior do solo. Os trabalhos de campo sugerem que este mecanismo é real e que de facto, a resposta dessas zonas saturadas é um factor importante na geração de escoamento em bacias com condições de água no solo antecedentes secas (típico Outono). Contudo, verificam-se também fortes evidências de que a resposta do nível freático tem um papel importante na geração de escoamento em condições de água no solo antecedentes húmidas (Inverno).

Concluindo, diferentes combinações de parâmetros produzem as melhores simulações para diferentes eventos. Existem, no entanto, um conjunto de parâmetros que dão bons resultados simultaneamente para o Outono e Inverno. Do ponto de vista hidrológico a incapacidade de simular o comportamento no Verão não é um problema grave porque o escoamento de Verão contribui para um pequena parte do escoamento total num clima Mediterrâneo.

Tipicamente, na aplicação do modelo SHETRAN, a calibração é limitada aos parâmetros que foram considerados como os que influenciam mais os resultados do modelo. Estes são: i) o coeficiente de resistência de *Manning-Strickler*; ii) a razão entre a evapotranspiração real e a evapotranspiração de referência função do potencial matricial do solo; iii) o expoente n da equação de van Genuchten para do teor de água no solo e iv) a condutividade hidráulica saturada (Ewen *et al.*, 2000; Lukey *et al.*, 2000).

3.5. Calibração e validação do modelo

Os modelos hidrológicos fisicamente baseados espacialmente distribuídos fornecem um meio robusto de determinação dos impactes de eventuais projecções de alterações climáticas e do uso do solo na resposta da bacia hidrográfica (Abbott *et al.*, 1986; Bathurst e O'Connell, 1992). No entanto, esta capacidade tem de ser demonstrada, através de um modelo de validação apropriado. No modelo SHETRAN a calibração é limitada aos parâmetros para os quais o modelo é mais sensível. Os restantes parâmetros permanecem com valores obtidos por medição ou por consulta da bibliografia.

A capacidade de reproduzir respostas integradas na forma do hidrograma de caudal em secções no interior da bacia (Bathurst, 1986; Ambroise *et al.*, 1995) é geralmente superior à capacidade de reproduzir respostas pontuais, tais como níveis piezométricos (Feyen *et al.*, 2000; Vázquez *et al.*, 2002). Esta dificuldade deve-se aos efeitos de escala existentes quando se pretende representar um ponto de medição num modelo de células que podem ter dimensões de vários metros quadrados.

Alguns estudos (Bergström *et al.*, 2002 e Madsen, 2003) indicam a necessidade de se encontrar um compromisso entre os métodos de calibração que são realizados individualmente com base nos caudais registados na secção de referência ou nos caudais registados em secções no interior da bacias, de modo a proporcionar uma solução óptima e equilibrada simultaneamente nas várias localizações.

Como exposto por Refsgaard (1997), reforçando o que já fora afirmado por Beven (1989), a comparação entre os hidrogramas simulados e registados constituem um teste necessário, mas não suficiente para modelos que se propõem a simular o comportamento na bacia hidrográfica. Parâmetros internos, como por exemplo o nível freático, deveriam ser levados em consideração na análise da consistência do modelo. O trabalho de Beldring (2002) avança nesta direcção, ao utilizar a minimização do erro associado ao cálculo dessa variável pelo modelo, através de uma metodologia multi-resposta (Gupta *et al.*, 1998) e da sua aplicação ao modelo SHE.

Ao modelo SHETRAN tem sido aplicado o procedimento de calibração "*às escuras*" (Ewen e Parkin, 1996), ou seja, sem conhecimento prévio dos valores das medições. As condições internas da bacia, bem como a descarga na secção de referência são considerados, fazendo com que este teste seja talvez o mais severo ao qual um modelo pode ser submetido. Este teste apresenta um número significativo de características: i) o procedimento testa a aptidão do modelo para um dado objectivo especificado antes do teste; ii) as respostas hidrológicas da

bacia são escolhidas para testar os aspectos do comportamento das bacias hidrográficas mais relevantes para a aplicação e para as quais se encontram dados disponíveis; iii) a incerteza dos resultados é quantificada, determinando limites para a magnitude da resposta ou variável e iv) os critérios para julgar o sucesso da validação estão especificados antes do teste.

Ewen e Parkin (1996) estimaram "*às escuras*" dez características da superfície freática, potencial matricial do solo e escoamento superficial. A comparação posterior dos limites com os dados registados mostrou que oito das dez estimativas cumpriram os critérios especificados, constituindo uma validação bem sucedida. Dentro de limites razoáveis de incerteza o modelo SHETRAN foi validado para um intervalo de valores das características hidrológicas, em localizações internas e na secção de referência. O modelo foi capaz de representar o escoamento anual. À escala do evento, o modelo simula correctamente o tempo e a magnitude do caudal de ponta. A validação interna indica uma capacidade para representar a variabilidade espacial na resposta e os resultados são uma demonstração encorajadora da aptidão do SHETRAN para a modelação de projecções de escoamentos futuros.

A validação "*às escuras*" apresenta vantagens na aplicação a situações reais em que não existem dados medidos disponíveis em todas as bacias hidrográficas (Bathurst e O'Connell, 1992; Ewen e Parkin, 1996). Deve notar-se que neste caso não só o modelo hidrológico, mas também os conhecimentos dos seus utilizadores são avaliados. Esta validação também invalida a técnica GLUE uma vez que este procedimento utiliza explicitamente dados medidos. Ewen e Parkin (1996) consequentemente propuseram um teste de procedimento "*às escuras*", que incorpora também limites de incerteza dos parâmetros. Este procedimento foi utilizado para as aplicações do modelo SHETRAN por Parkin *et al.* (1996) que testaram a simulação da descarga (apenas na secção de referência), enquanto Thorne *et al.* (2000) testaram a simulação do transporte de solutos numa encosta

3.6. Aplicações do modelo

Neste capítulo são apresentadas algumas das aplicações do modelo hidrológico SHETRAN. A análise das aplicações é efectuada com base no procedimento de calibração e nos resultados de validação obtidos.

No âmbito do projecto MEDALUS - *Mediterranean Desertification and Land Use* (Bathurst *et al.*, 1996) calibraram e utilizaram o modelo SHETRAN para simular os efeitos das projecções dos modelos de clima e do uso do solo em duas bacias hidrográficas Mediterrânicas. A bacia do rio Cobres em Portugal e a bacia do rio Mula em Espanha. As principais conclusões indicam que o

escoamento e a produção de sedimentos diminuem no cenário de alterações climáticas. Quanto aos cenários de alteração do uso do solo, que se basearam no abandono de terrenos cultivados ou utilização natural do solo, para as duas bacias é estimado o aumento do escoamento e o aumento da produção de sedimentos. Neste estudo não foram considerados em simultâneo os impactes dos dois tipos de alteração.

Figueiredo (1998) utilizou o modelo SHETRAN para determinar os efeitos da alteração do uso do solo na produção de sedimentos. Os resultados foram considerados bons, excepto para os anos secos. Isto sugere que os processos relativos às condições de água no solo antecedentes devem ser melhorados. Para a descarga na secção de referência e produção de sedimentos, as simulações apresentaram bons resultados em 86% e 67% das simulações respectivamente.

Ewen *et al.* (1999) aplicaram o modelo para simular as bacias em condições hipotéticas num contexto de avaliação de segurança radioactiva no pós-encerramento de potenciais localizações de deposição profunda de resíduos com baixo nível de radioactividade em *Sellafield, West Cumbria.* O estudo de Thorne *et al.* (2000) avaliou o desempenho de SHETRAN para a avaliação radiológica dos resíduos pós-encerramento do aterro.

A aplicação do modelo SHETRAN para investigar os efeitos da alteração do uso do solo foi efectuada por Lukey *et al.* (2000). Para um modelo com as exigências da computação do SHETRAN, não é viável a utilização de uma abordagem Monte Carlo para quantificar a incerteza dos resultados, envolvendo talvez uma amostragem de 1 000 corridas para todas as possíveis combinações de parâmetros. O método aqui utilizado assume que as combinações entre os valores máximos e mínimos referidos na bibliografia para os vários parâmetros são suficientes para produzir um conjunto de resultados representativos. O intervalo dos resultados das simulações compreendia o caudal registado em 64% da duração do hidrograma. Considerando o conjunto dos 81 melhores conjuntos de parâmetros o r^2 das simulação apresentou um valor de 0,32. O r^2 dos resultados das simulações variou entre 0,03 e 0,41. Os autores observaram que existe uma incerteza significativa nos parâmetros que não foi bem representada. No entanto consideraram que o modelo permitiu investigar os impactes da florestação nos recursos hídricos.

Mellor *et al.* (2000) calibraram os modelos SHETRAN e ARNO para o período de um ano e validaram para um período de sete meses. Utilizaram a função objectivo Nash-Sutcliffe, que igualou o valor de 0,91 no período de calibração e 0,89 na validação.

O SHETRAN foi o modelo considerado no sistema de apoio à decisão desenvolvido e aplicado por Bathurst *et al.* (2002), no âmbito do projecto MEDACTION, à bacia do rio Agri (1 700 km^2) no Sul de Itália.

Anderton *et al.* (2002b) aplicaram o modelo SHETRAN a uma bacia no Nordeste de Espanha. A calibração do tipo *split sample* foi efectuada com várias respostas hidrológicas que incluíam caudais, teor de água no solo, níveis piezométricos e evapotranspiração real. Os critérios de avaliação de desempenho utilizados foram o de coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe para avaliar o ajustamento do hidrograma registado e simulado e a comparação do escoamento acumulado para detectar desvios de caudais simulados.

O modelo SHETRAN foi comparado por Birkinshaw *et al.* (2005) com um modelo semi-distribuído agregado criado no âmbito do projecto BIOMASS para analisar as suas capacidades de simular o transporte de contaminantes. Este estudo ilustrou os problemas da utilização de modelos semi-distribuídos agregados sem uma calibração anterior com um modelo fisicamente baseado e a possibilidade que existe de se considerarem características hidráulicas irrealísticas por não se verificar se essas características podem ocorrer nas bacias reais.

Bathurst *et al.* (2005) simularam os impactes das projecções dos cenários de alterações climáticas do modelo HadRM3 e dos cenários de alteração do uso do solo nos deslizamentos de terras numa bacia com 180 km^2 na região montanhosa de Valsassina (Itália). Os cenários de alterações climáticas e de uso do solo foram simulados separadamente, para mostrar o efeito de cada alteração em relação às condições actuais. Além disso, os dois cenários foram combinados para mostrar o efeito das alterações do uso do solo sob cenários de alterações climáticas. Os parâmetros calibrados foram o coeficiente de resistência de *Manning-Strickler*, a razão entre a evapotranspiração real e evapotranspiração de referência função do potencial matricial do solo, o expoente n da equação de van Genuchten e a condutividade hidráulica saturada.

Bathurst *et al.* (2006) apresentam outra aplicação do SHETRAN numa bacia de 505 km^2 localizada nos Pirinéus Espanhóis para determinação da erosão e produção de sedimentos. Os resultados demonstraram a capacidade do modelo em simular os deslizamentos de terra e consequente produção de sedimentos em resposta a um evento de precipitação.

Nasr *et al.* (2007) compararam três modelos, SWAT, HSPF e SHETRAN/GOPC (*grid oriented phosphorus component*), em três bacias hidrográficas, o modelo HSPF foi o melhor a simular o caudal médio diário. Os resultados das simulações da descarga nos modelos SWAT e SHETRAN foram aceitáveis apesar de apresentarem deficiências ocasionais. No entanto, a

melhor simulação de cargas diárias de fósforo total na área de estudo foi obtida pelo SWAT. Os resultados da avaliação do desempenho da simulação da quantidade de fósforo obtida pelos modelos SHETRAN/GOPC também foram considerados bons, embora dificultados pela simulação da descarga.

Birkinshaw *et al.* (2008) aplicaram o modelo SHETRAN para representar os processos de interacção os rios e os aquíferos, e aplicadas pela primeira vez as redes neuronais. Os modelos de redes neuronais foram treinados com os parâmetros de entrada descrevendo os factores de controlo e as saídas das simulações com o modelo numérico, fornecendo uma ferramenta eficaz para representar os impactes das captações de água subterrânea numa vasta gama de condições.

Birkinshaw (2008) verificou que a precipitação intensa de Inverno produz caudais de ponta duplos nos hidrogramas registados na bacia hidrográfica de Slapton Wood Devon, UK. O primeiro caudal de ponta deve-se ao escoamento por excesso de saturação e o segundo ao escoamento sub-superficial. O modelo SHETRAN foi utilizado para melhorar a compreensão dos processos que causam esses caudais de ponta duplos. Os resultados das simulações demonstraram que o modelo SHETRAN é capaz de reproduzir os caudais de ponta, duplos contudo não foi confirmado que o modelo represente correctamente todos os detalhes dos processos físicos que originam o segundo caudal de ponta.

3.7. Razões da escolha do modelo SHETRAN

Após a análise dos diferentes modelos hidrológicos disponíveis, apresentados no subcapítulo 2.1.3 foram avaliadas as vantagens e desvantagens de cada um dos modelos e escolhido o modelo SHETRAN para estudar os impactes dos cenários das projecções dos modelos de clima e das alterações do uso do solo, com base nos seguintes aspectos:

- É um modelo fisicamente baseado espacialmente distribuído, que pode simular os processos hidrológicos no interior da bacia hidrográfica. Este é o tipo de modelo que mais se adequa ao estudo de impactes de cenários de alterações, com a desvantagem de necessitar de muito dados de entrada, a maior parte com dificuldade de aquisição;

- Já foi utilizado em estudos semelhantes na Europa e numa pequena aplicação a uma bacia hidrográfica em Portugal. Neste trabalho pretendeu-se fazer uma aplicação mais generalizada ao Sul de Portugal;

- Simula o escoamento superficial e subterrâneo de modo integrado na bacia hidrográfica;

- Considera todos os processos hidrológicos ao nível da bacia hidrográfica;

- Permite a simulação diária para um período de tempo total de vários anos, apresentando, no entanto, elevados tempos de computação;

- Apresenta-se como um desafio durante o processo de calibração e validação, permitindo a recolha de muita informação sobre as características da bacia e permitindo uma calibração multi-objectivo e multi-resposta. Devido aos elevados tempos de computação não permite simulações com base numa abordagem Monte Carlo ou uma abordagem de calibração automática;

- Inclui os módulos de transporte de sedimentos e de contaminantes, o que permitirá realizar estudos futuros com esses módulos;

- É um modelo que está disponível, através dos contactos com a equipa que o desenvolveu na Universidade de *Newcastle*.

4. Caracterização biofísica da área de estudo

4.1. Considerações gerais

A área de estudo localizada no Sul de Portugal compreende as bacias hidrográficas dos rios Guadiana, Sado e Mira com uma área total de 20 685 km². Neste capítulo caracterizam-se os dados de base quanto à respectiva fonte, à escala adoptada e ao detalhe da informação. Para cada dado de base é indicado o pré-processamento necessário. A área de estudo é descrita através da caracterização: i) geomorfológica; ii) hidrogeológica; iii) do tipo de solo; iv) do uso do solo; v) climática e vi) do escoamento.

A informação necessária à caracterização da área de estudo encontra-se dispersa por várias instituições. Os dados de base necessários para o modelo hidrológico deveriam ser maioritariamente constituídos por resultados de medição *in situ*, no entanto, não é possível, em primeiro lugar por se tratar de uma área de estudo extensa, onde não seria viável realizar trabalho de campo, e por outro lado não existem registos da maioria dos parâmetros.

O estudo da variabilidade climática e a avaliação dos resultados dos modelos de clima foram desenvolvidos para a totalidade da área de estudo, a calibração, validação foi efectuada em bacias hidrográficas que correspondem a 14% (1 044 km²) da área total da bacia hidrográfica do rio Sado e a 21% (2 423 km²) da área total da bacia hidrográfica do rio Guadiana. A aplicação do modelo hidrológico incidiu em bacias hidrográficas seleccionadas que correspondem a 42% (3 192 km²) da área total da bacia hidrográfica do rio Sado e a 40% (4 605 km²) da área total da bacia hidrográfica do rio Guadiana.

A selecção das bacias hidrográficas a modelar baseou-se nos seguintes critérios; i) disponibilidade de informação sobre os diversos parâmetros; ii) distribuição espacial homogénea; iii) bacias representativas da heterogeneidade da área de estudo; iv) bacias com dados de caudal em secções internas; v) bacias com registos de níveis piezométricos e v) bacias hidrográficas definidas por estações hidrométricas na secção de referência.

Os dados de base compilados são disponibilizados a várias escalas o que conduziu a um pré--tratamento da informação de modo a adequar as escalas de trabalho em articulação com as características da ferramenta de modelação SHETRAN. A escala da discretização espacial da informação tem de ser compatibilizada com as limitações do algoritmo; i) matriz de dimensão limitada e ii) tempos de computação elevados.

A denominação das bacias hidrográficas em estudo é efectuada com base no código e nome da estação hidrométrica localizada na secção de referência.

4.2. Geomorfologia

O estudo geomorfológico necessário para atingir os objectivos pretendidos, centrou-se nas características do relevo e declive da bacia hidrográfica. Para o estudo destes parâmetros considerou-se a altimetria à escala 1:25 000 (IgeoE). Na Figura 4.1 encontra-se representada a área de estudo, as bacias hidrográficas e a sua designação na estação hidrométrica considerada.

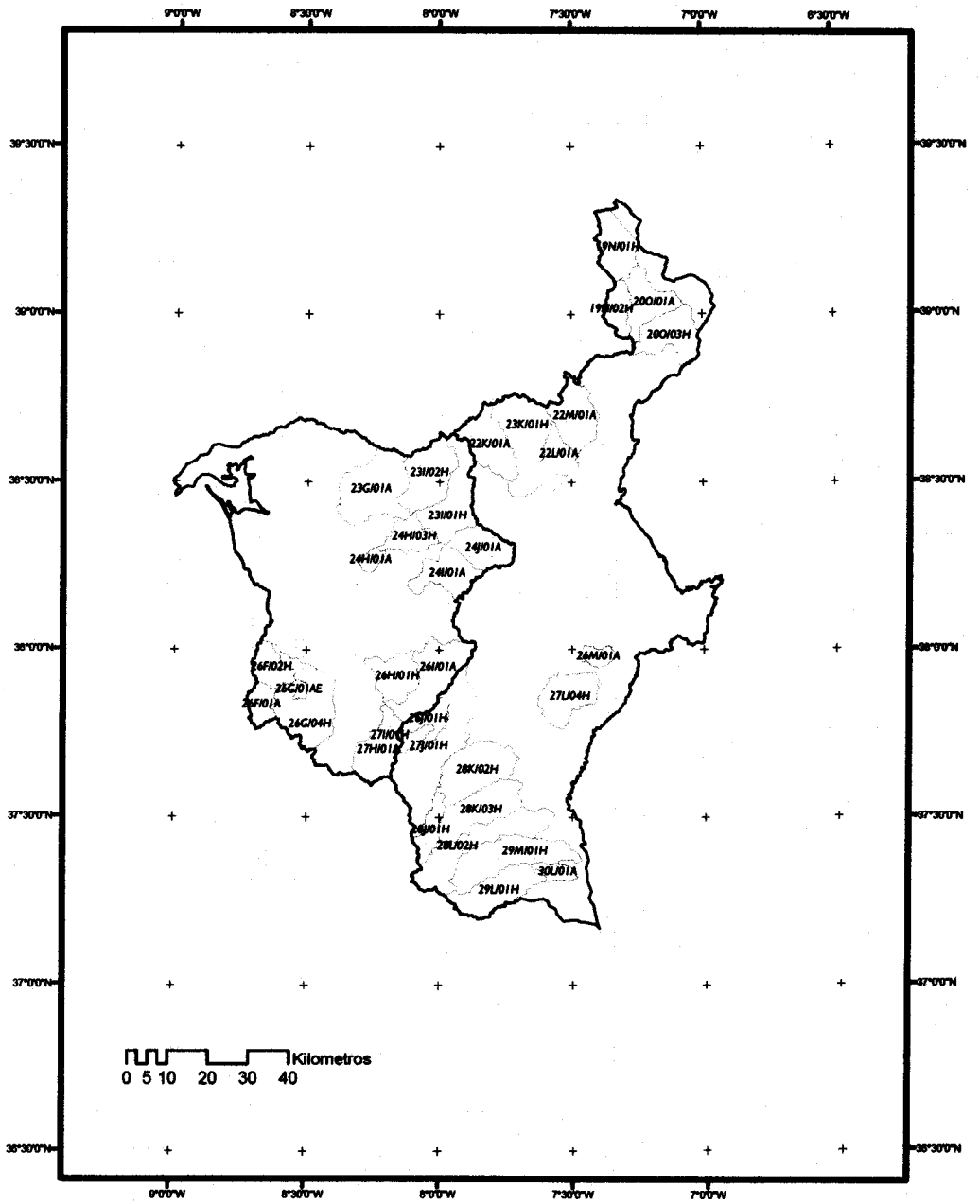


Figura 4.1 - Distribuição espacial das bacias hidrográficas em estudo.

Na Tabela 4.1 são apresentadas as seguintes características das bacias hidrográficas estudadas; i) bacia hidrográfica principal a que pertence; ii) linha de água principal e iii) área da bacia.

Tabela 4.1 – Características das bacias hidrográficas em estudo.

Código da estação hidrométrica	*Designação*	*Bacia hidrográfica principal*	*Curso de água principal*	*Área (km²)*
19N/01H	Monte Pisão	Guadiana	Rio Caia	221
19N/02H	Ponte Algalé	Guadiana	Ribeira de Algalé	124
20O/01A	Caia	Guadiana	Rio Caia	568
20O/03H	Caia Guadiana	Guadiana	Rio Caia	834
22K/01A	Monte Novo	Guadiana	Rio Degebe	261
22L/01A	Vigia	Guadiana	Ribeira de Vale do Vasco	125
23K/01H	Vendinha	Guadiana	Rio Degebe	821
22M/01A	Lucefécit	Guadiana	Rio Lucefécit	254
23I/02H	Alcáçovas Valverde	Sado	Ribeira de Alcáçovas	314
23G/01A	Pego Altar	Sado	Ribeira de Alcáçovas	749
23I/01H	Flor Rosa	Sado	Rio Xarrama	328
24H/03H	Torrão Alentejo	Sado	Rio Xarrama	468
24H/01A	Vale Gaio	Sado	Rio Xarrama	513
24J/01A	Alvito	Sado	Ribeira de Odivelas	211
24I/01A	Odivelas	Sado	Ribeira de Odivelas	432
26F/01A	Campilhas	Sado	Ribeira de Campilhas	107
26F/02H	Ponte São Domingos	Sado	Ribeira São Domingos	144
26G/01AE	Fonte Serne	Sado	Ribeira de Campilhas	32
26G/04H	Ponte Alvalade Campilhas	Sado	Ribeira de Campilhas	698
26I/01A	Roxo	Sado	Ribeira do Roxo	351
26H/01H	Nabos	Sado	Ribeira do Roxo	555
26M/01A	Enxoé	Guadiana	Ribeira Enxoé	61
27H/01A	Monte da Rocha	Sado	Rio Sado	245
27L/04H	Limas	Guadiana	Ribeira Limas	249
27I/01H	Entradas	Guadiana	Rio Terges	51
26J/01H	Albernoa	Guadiana	Rio Terges	170
27J/01H	Monte da Ponte	Guadiana	Rio Cobres	455
28J/01H	Neves Corvo	Guadiana	Ribeira de Oeiras	117
28K/02H	Oeiras	Guadiana	Ribeira de Oeiras	468
28K/03H	Carreiras	Guadiana	Ribeira de Carreiras	308
28L/02H	Vascão	Guadiana	Ribeira de Vascão	410
29M/01H	Tenência	Guadiana	Rio Foupana	397
29L/01H	Monte Fortes	Guadiana	Ribeira de Odeleite	284
30L/01A	Odeleite	Guadiana	Ribeira de Odeleite	348

As características geomorfológicas das bacias hidrográficas são apresentadas na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Características de relevo das bacias hidrográficas em estudo.

Bacia hidrográfica	Altitude (m)			Declive médio (%)
	Mínima	Máxima	Média	
Monte Pisão	250	1015	424	8,7
Ponte Algalé	239	427	305	3,2
Caia	180	1011	343	5,4
Caia Guadiana	143	1015	315	5,0
Monte Novo	177	355	254	3,2
Vigia	210	363	264	3,7
Vendinha	161	569	256	3,6
Lucefécit	171	646	310	7,0
Alcáçovas Valverde	139	437	247	4,7
Pego Altar	27	437	207	4,7
Flor Rosa	163	380	233	2,9
Torrão Alentejo	58	380	216	2,9
Vale Gaio	7	380	203	3,0
Alvito	169	396	250	4,8
Odivelas	85	396	214	4,1
Campilhas	84	320	155	5,4
Ponte São Domingos	72	280	150	5,2
Fonte Serne	70	146	100	2,5
Ponte Alvalade Campilhas	45	320	123	4,0
Roxo	109	293	177	2,9
Nabos	56	293	160	3,1
Enxoé	155	349	225	3,7
Monte da Rocha	119	268	193	4,0
Limas	55	267	188	5,4
Entradas	166	262	212	2,9
Albernoa	125	266	195	2,8
Monte da Ponte	98	407	206	3,4
Neves Corvo	193	569	321	7,1
Oeiras	57	569	218	5,6
Carreiras	62	378	229	5,2
Vascão	43	586	291	10,6
Tenência	9	582	273	10,3
Monte Fortes	70	541	329	17,5
Odeleite	27	541	293	15,3

A área da bacias em estudo variam entre 32 e 834 km², respectivamente para as bacias de Fonte de Serne e Caia Guadiana. A altitude média das bacias varia entre 100 m (Fonte de Serne) e 424 m (Monte Pisão). A altitude máxima de 1015 m verifica-se na bacia de Monte Pisão e a altitude mínima de 7 m na bacia de Vale do Gaio. O declive médio das bacias varia entre 2,5% na bacia de Fonte do Serne e 17,5% na bacia de Monte dos Fortes.

4.3. Hidrogeologia

No âmbito hidrogeológico, as características mais relevantes para este estudo foram as características hidráulicas dos aquíferos, para o que foi usada a informação disponibilizada no projecto "Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo - ERHSA", (CCDRA, 2003). Grande parte dos aquíferos fissurados do Alentejo encontram-se em substratos geológicos caracterizados por rochas duras ígneas e metamórficas. São excepção, os aquíferos localizados parcialmente, em substratos calcários cristalinos e um cinturão de rochas sedimentares no lado ocidental.

A informação recolhida no âmbito do projecto ERHSA resultou em cartografia temática onde se encontram representados os principais aquíferos do Alentejo e as respectivas características hidráulicas. Na Tabela 4.3 é indicada a designação dos aquíferos do Alentejo segundo CCDRA (2003) associado a um código que é utilizado neste estudo.

Tabela 4.3 – Aquíferos do Alentejo e respectivo código (CCDRA, 2003).

Aquíferos	Código
Pavia-Mora	1
Moura-Ficalho	2
Serra de S. Mamede	3
Évora-Montemor-Cuba (Sector Montemor-o-Novo)	4
Évora-Montemor-Cuba (Sector Escoural)	5
Évora-Montemor-Cuba (Sector Évora)	6
Évora-Montemor-Cuba (Sector Cuba)	7
Granitos de Nisa, Portalegre e Santa Eulália	8
Rochas metamórficas da Zona Sul Portuguesa	9
Gabros de Beja	10
Charnoquitos de Campo Maior e Elvas	11
Estremoz-Cano	12
Elvas-Vila Boim	13
Elvas-Campo Maior	14
Évora-Montemor-Cuba (aquífero de Portel)	15
Évora-Montemor-Cuba (aquífero de Viana-Alvito)	16
Rochas Ígneas e Metamórficas - Zona de Ossa Morena	17

Esta informação geográfica foi processada de modo a permitir a associação entre cada uma das bacias hidrográficas e os tipos de aquíferos correspondentes. Na Tabela A.2 do Anexo II é apresentada a percentagem de área da bacia hidrográfica associada a cada tipo de aquífero.

Na Figura 4.2 é possível verificar a heterogeneidade espacial dos aquíferos associados às bacias hidrográficas de estudo. De Norte para Sul (de acordo com os códigos das estações hidrométricas) é possível observar a alteração no tipo de aquíferos existentes e, consequentemente das suas características hidráulicas. Nas bacias localizadas mais a Norte verifica-se a predominância de aquíferos de "Rochas Ígneas e Metamórficas - Zona de Ossa Morena" e mais para Sul a presença predominante de "Rochas metamórficas da Zona Sul Portuguesa".

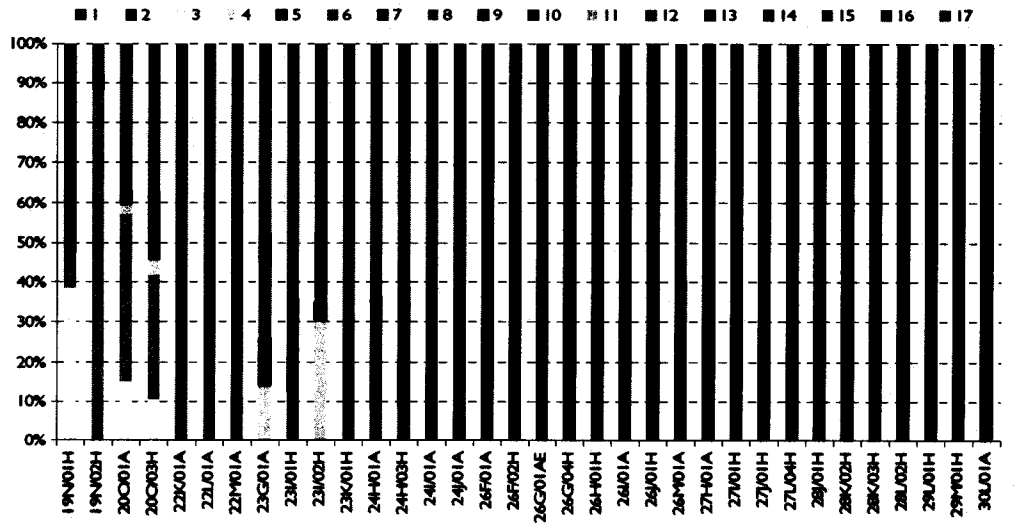


Figura 4.2 – Percentagem em área dos aquíferos para as bacias hidrográficas em estudo.

A permeabilidade e a transmissividade permitem caracterizar as massas hidrogeológicas e estimar a sua produtividade (Krasny, 1993). A transmissividade é um parâmetro hidrogeológico que corresponde à capacidade de um meio para transportar água. Pode ser definida como a quantidade de água que se escoa através da secção vertical por metro linear do aquífero para um gradiente da carga hidráulica unitário e é expressa em m^2dia^{-1} ou cm^2s^{-1}. Pode ser calculada através do produto da condutividade hidráulica pela espessura do aquífero.

A Tabela 4.4 mostra que os aquíferos mais produtivos têm em média produtividades com valores superiores a 4,5 L s^{-1} (Évora e Montemor-Évora sectores do Aquífero Montemor-Cuba). O sector do Escoural do aquífero Évora-Montemor-Cuba, os Gabros de Beja, os charnoquitos de Campo Maior e Elvas e Pavia-Mora têm produtividades médias com valores superiores a 3 L s^{-1}. Os sectores pouco produtivos da Amieira-Montalvão, S. Mamede e dos Granitos de Nisa, Portalegre e S. Eulália mostram valores médios inferiores a 2 L s^{-1}, o último

com apenas 0,72 L s^{-1}. Os sectores pouco produtivos da Zona Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa, apresentam valores médios, respectivamente, de 2,01 e 2,42 L s^{-1}, o que significa que há, nesses sectores, algumas áreas produtivas ligadas às zonas fracturadas.

As bacias em estudo encontram-se maioritariamente em sectores pouco produtivos. Na Tabela 4.4. indica-se também o número de poços estudados em cada sector. E na Tabela 4.5 apresentam-se as estatísticas da profundidade dos poços estudados.

Tabela 4.4 – Valores de produtividade instantânea dos diferentes sectores e aquíferos na região do Alentejo.

	Média (L s^{-1})	Mediana (L s^{-1})	Mínimo(L s^{-1})	Máximo (L s^{-1})	Desvio Padrão	Número de Poços	Gamas de Transmissividade ($m^2 dia^{-1}$)
Aquíferos							
Évora-Montemor-Cuba (Sector Évora)	5,54	3,33	0,00	27,80	6,02	322	37-373
Évora-Montemor-Cuba (Sector Montemor-o-Novo)	4,47	1,94	0,00	41,66	6,92	413	
Évora-Montemor-Cuba (Sector Escoural)	3,97	1,53	0,00	26,39	6,07	144	
Évora-Montemor-Cuba (Sector Cuba)	2,75	1,11	0,00	26,39	4,19	417	
Vidigueira-Selmes Sector	2,61	1,11	0,00	28,75	4,76	229	40
Gabros de Beja	3,33	1,52	0,00	36,10	4,82	1 798	1,7-432
Charnoquitos de Campo Maior e Elvas	3,03	1,67	0,42	33,30	5,16	53	
Pavia-Mora	3,20	1,38	0,00	27,80	5,79	63	
Sectores de Baixa produtividade							
Amieira-Montalvão Sector	1,64	1,39	0,28	6,94	1,62	53	0,8-60,6
Serra de S. Mamede	1,46	1,25	0,06	4,00	0,88	74	
Granitos de Nisa, Portalegre e Santa Eulália	0,72	0,48	0,00	5,56	0,99	627	0,2-30,8
Rochas Ígneas e Metamórficas - Zona de Ossa Morena	2,01	1,20	0,00	40,00	3,00	5 183	0,6-7,0
Rochas metamórficas da Zona Sul Portuguesa	2,42	1,49	0,00	19,40	2,68	1 402	0,07-18,3

Tabela 4.5 – Estatísticas da profundidade dos poços dos diferentes sectores e aquíferos na região do Alentejo.

	Média (m)	Mediana (m)	Mínimo (m)	Máximo (m)	Desvio Padrão
Aquíferos					
Évora-Montemor-Cuba (Sector Évora)	44,87	40	8	130	21,08
Évora-Montemor-Cuba (Sector Montemor-o-Novo)	61,47	60	15	151	28,63
Évora-Montemor-Cuba (Sector Escoural)	77,81	75	35	150	28,05
Évora-Montemor-Cuba (Sector Cuba)	55,58	48,5	5	215	36,93
Vidigueira-Selmes Sector	72,12	70	20	177	28,70
Gabros de Beja	38,10	34	2	140	18,30
Charnoquitos de Campo Maior e Elvas	42,27	46	22	75	19,23
Pavia-Mora	68,63	67	31	108	19,70
Sectores de Baixa produtividade					
Amieira-Montalvão Sector	75,10	80	43	120	27,90
Serra de S. Mamede	63,80	60	16	263	40,85
Granitos de Nisa, Portalegre e Santa Eulália	54,78	56,5	2	187	33,87
Rochas Ígneas e Metamórficas - Zona de Ossa Morena	68,44	69	10	205	30,18
Rochas metamórficas da Zona Sul Portuguesa	65,00	65	0	200	25,16

Na Figura 4.3 apresenta-se a distribuição espacial dos aquíferos segundo CCDRA (2003). Para além da informação sobre as características hidráulicas dos aquíferos na área de estudo e com vista a tornar mais eficiente o processo de calibração/validação foi efectuado um levantamento dos locais com registos de níveis piezométricos. Esse levantamento foi efectuado através da base de dados do SNIRH (www.snirh.pt). O levantamento e caracterização de furos efectuados no projecto ERHSA embora de grande densidade espacial (7 000 furos) apresenta um número muito reduzido de níveis piezométricos registados para cada localização.

Foram seleccionadas três furos com registos de nível piezométrico no interior das bacias hidrográficas em estudo, dois furos na bacia hidrográfica do rio Tenência (573/15 e o 581/41) e um furo na bacia hidrográfica da ribeira de Odeleite (589/31). Os dados disponíveis correspondem ao período de 8/2/2001 a 9/3/2009.

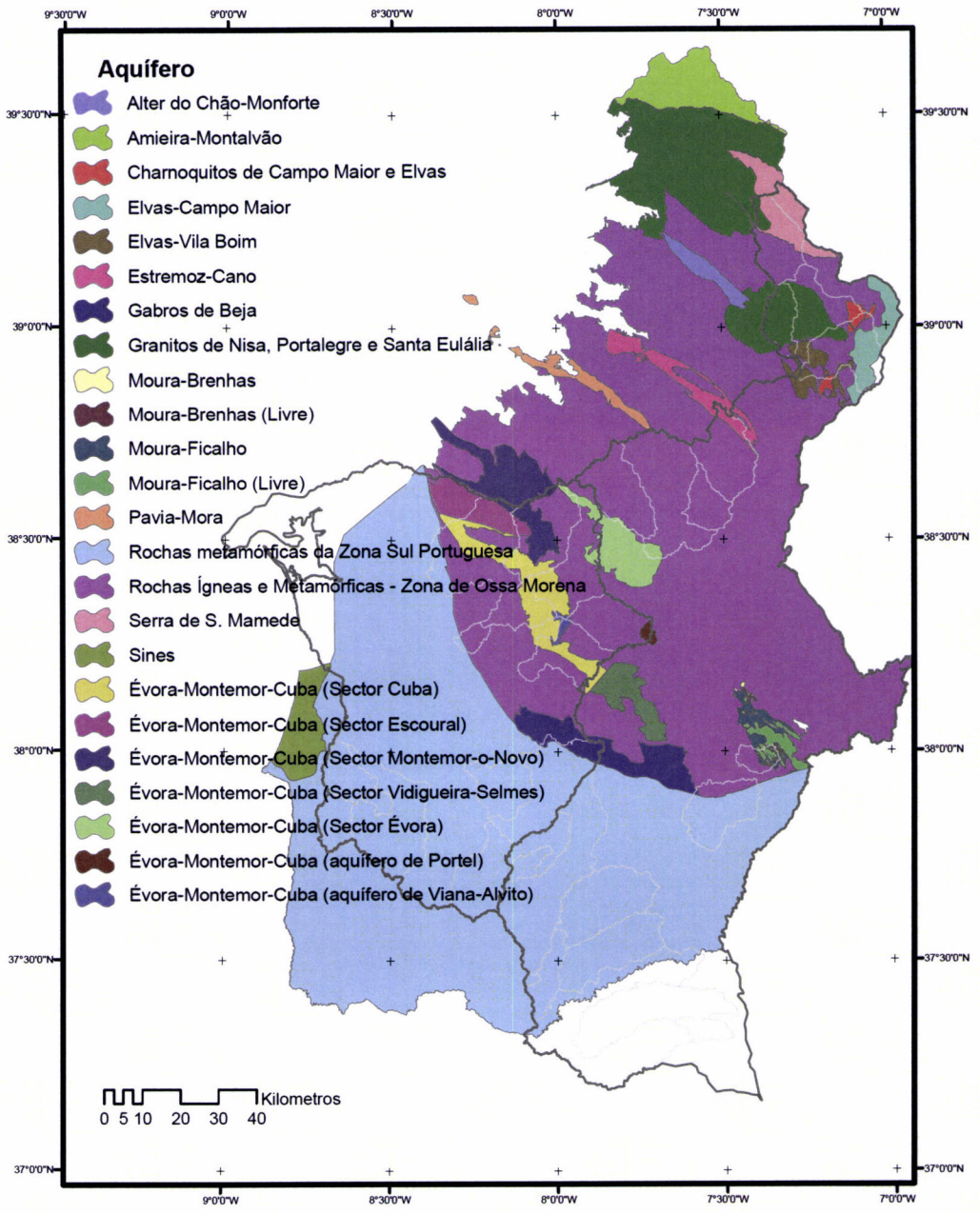


Figura 4.3 - Distribuição espacial dos aquíferos na área de estudo.

4.4. Solos

4.4.1. Análise textural

Neste estudo é importante uma boa caracterização do tipo de solo, nomeadamente das suas características hidráulicas e texturais. A situação ideal corresponderia a ter disponíveis resultados de medições efectuadas *in situ*, no entanto estes dados não existem disponíveis de forma sistemática. Vários trabalhos têm sido efectuados na área do uso do solo, nomeadamente uso agrícola, para o que é necessária uma boa caracterização do solo, mas todos estes estudos correspondem a áreas pequenas, ao nível da parcela de cultivo.

A informação geográfica de base é constituída pelas Cartas de Solos de Portugal, do Instituto de Hidráulica, Engenharia Rural e Ambiente (IHERA), à escala 1:25 000. A correspondência entre as unidades pedológicas cartografadas e a caracterização das suas propriedades foi realizada com base em Cardoso (1965). A informação analisada foi a seguinte: i) espessura dos solos; ii) teor em argila, em areia e em limo e iii) permeabilidade.

Com base nos teores de argila, de areia e de limo de cada unidade pedológica é possível, através do diagrama triangular para a classificação da textura do solo apresentado na Figura 4.4, classificar os solos pela sua textura. As diferentes unidades pedológicas, cartografadas à escala 1:25 000, foram assim agregadas num número menor de classes que constituem a forma mais adequada de incluir a informação sobre os solos no modelo hidrológico.

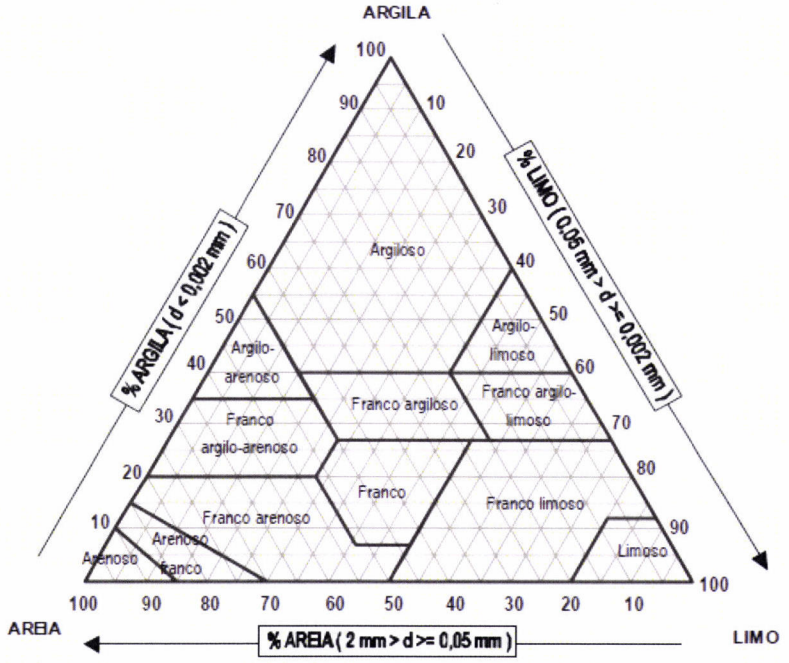


Figura 4.4 - Diagrama triangular para a classificação da textura do solo (adaptado de Costa, 1991).

Na Figura 4.5 apresenta-se a distribuição do tipo de solos nas bacias hidrográficas em estudo. A distribuição é heterogénea na área de estudo, os solos franco arenoso predominam no Norte e os solos argilosos predominam nas regiões mais a Sul da área de estudo.

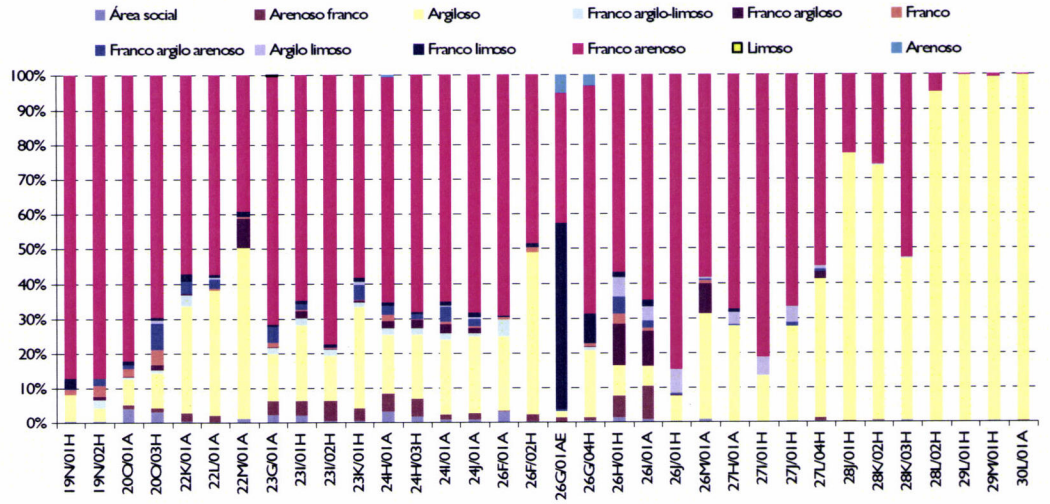


Figura 4.5 - Percentagem em área dos tipos de solo nas bacias hidrográficas em estudo.

4.4.2. Funções de pedo-transferência

Na caracterização hidráulica dos solos, a abordagem técnica é baseada nas relações entre o tipo de solo (frequentemente definidos pela percentagem de areia, de limo, de argila e de matéria orgânica) e as propriedades hidráulicas do solo (condutividade hidráulica saturada, porosidade, teor de água no solo). Estas relações são designadas funções de pedo-transferência (PTF) (Rawls *et al.*, 1982; Puckett *et al.*, 1985; Vereecken *et al.*, 1990; Tietje e Tapkenhinrichs, 1993; Romano e Santini, 1997; Pachepsky *et al.*, 1999).

A lógica subjacente à utilização de funções de pedo-transferência é que a granulometria (definida pelo tipo de solo) e relevante para a distribuição e dimensão dos vazios do solo (relacionadas com as propriedades hidráulicas do solo).

As PTF relacionam as características físicas, mecânicas, químicas e biológicas do solo através de equações ou relações funcionais entre as variáveis envolvidas, facilitando a modelação do comportamento do solo (Wagenet *et al.*, 1991). Recentemente, novas PTF foram desenvolvidas através da aplicação de redes neuronais artificiais (Minasny *et al.*, 1999; Schaap *et al.*, 2001). Casper *et al.* (2008) obtiveram as propriedades hidráulicas do solo representadas pelos parâmetros de van Genuchten com base no *software Rosetta Lite* (Schaap *et al.*, 1999) e *RETC* (van Genuchten *et al.*, 1991).

Ferrer-Julia *et al.* (2004) estudaram a aplicação de diferentes PTF a vários solos em Espanha e concluíram que os resultados obtidos com as PTF desenvolvidas mais recentemente não diferem muito dos resultados obtidos por Saxton *et al.* (1986) e Cosby *et al.* (1984).

As relações, potencial matricial do solo / teor de água no solo, $\Psi(\theta)$, e condutividade hidráulica / teor de água no solo, $K(\theta)$, para as camadas do solo podem ser determinadas a partir da distribuição textural dos solos utilizando as equações de Saxton *et al.* (1986) e Saxton e Rawls (2005). Saxton *et al.* (1986) descrevem as características do teor de água no solo e as funções de retenção de água com relações constantes, lineares, ou exponenciais para intervalos de potencial matricial especificados, utilizando os resultados de Rawls *et al.* (1982) que analisaram 1323 amostras de solos de 5350 horizontes para desenvolver os parâmetros da retenção de água.

4.4.3. Características hidráulicas do solo

Para cada classe textural foram determinadas as características hidráulicas do solo necessárias na aplicação do modelo. A definição das características hidráulicas foi baseada na literatura Rawls *et al.* (1982 e 1993) e nos seguintes algoritmos matemáticos:

- Modelo numérico RETC "*RETention Curve Program*" (van Genuchten *et al.*, 1991) para determinar as propriedades físicas do solo. O modelo utiliza as equações de van Genuchten (1980) e van Genuchten *et al.* (1991) para determinar os parâmetros da retenção de água no solo e os métodos de Mualem (1976) e Burdine (1953) para determinar as funções da condutividade hidráulica insaturada. A condutividade hidraulica saturada é estimada com base na descrição textural dos solos existente no modelo *Rosetta* v.1.0 (Schaap *et al.*, 1999);

- Modelo numérico *Soil Water Characteristics* v 6.02.70 que inclui as equações de Saxton *et al.* (1986) e Saxton e Rawls (2005) para determinar o ponto de emurchecimento e a capacidade de campo.

As propriedades consideradas para cada solo foram as seguintes; i) condutividade hidráulica saturada (m dia^{-1}); ii) teor de água em solo saturado (m^3m^{-3}); iii) teor de água residual (m^3m^{-3}); iv) parâmetro α de *van Genuchten* (cm^{-1}); v) parâmetro n de *van Genuchten* (-); vi) capacidade de campo (m^3m^{-3}) e vii) ponto de emurchecimento (m^3m^{-3}).

Na Figura 4.6 e na Tabela A3 do Anexo III é apresentada a distribuição espacial dos solos classificados quanto à textura.

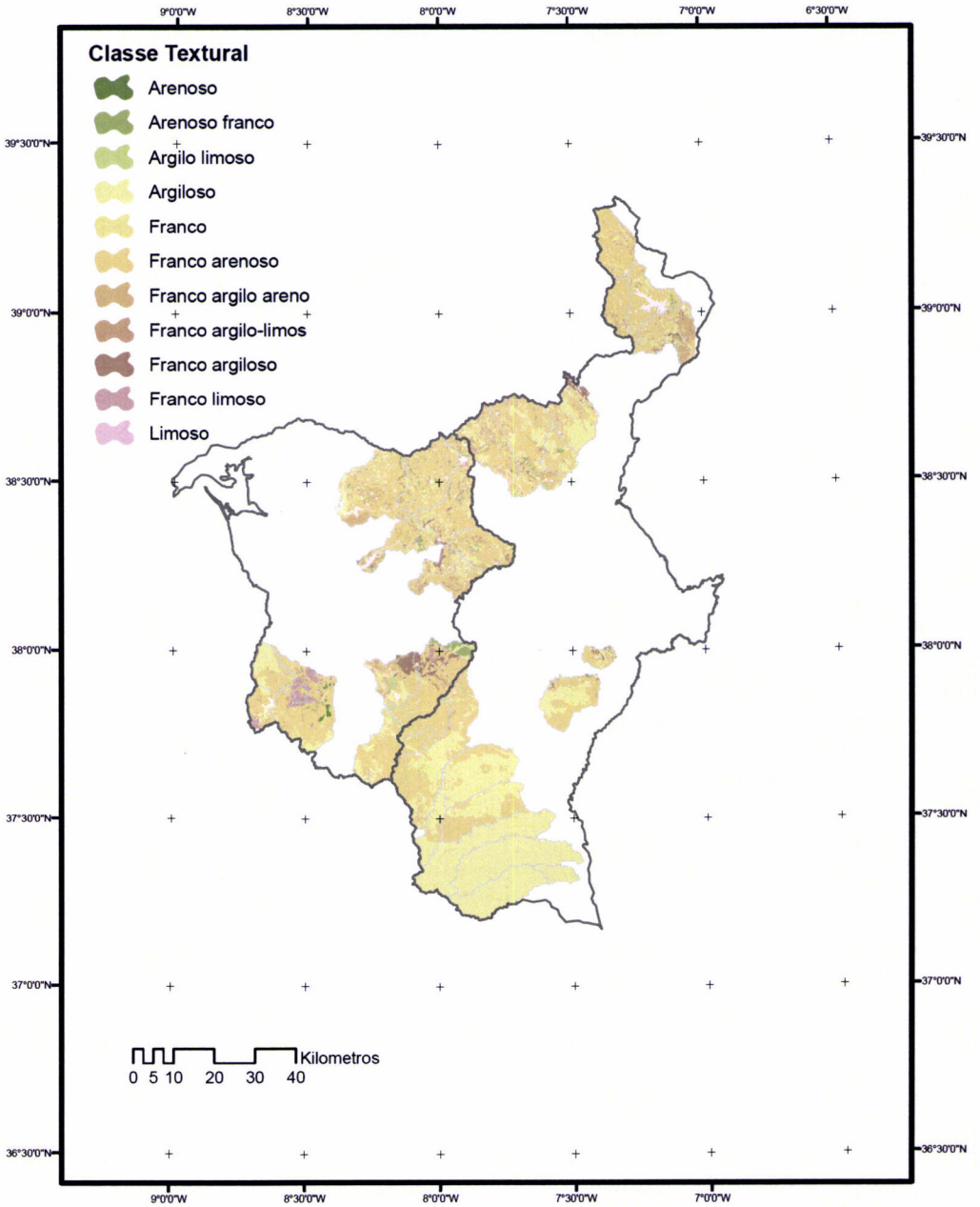


Figura 4.6 - Distribuição espacial dos tipos de solo na área de estudo.

Para cada classe textural, as propriedades físicas dos solos encontram-se dentro de determinado intervalo de valores pelo que no processo de calibração/validação são considerados os limites admissíveis estipulados *a priori* para cada parâmetro. Nas Tabelas 4.6 e 4.7 apresentam-se os limites máximos e mínimos admissíveis para as diferentes características

dos tipos de solos no processo de calibração. Estes valores foram obtidos com base em Rawls *et al.* (1982 e 1993) e na aplicação *Rosetta Litte* v 1.0 apresentados nas Tabelas A4 a A.7 do Anexo III.

Tabela 4.6 – Limite máximo dos valores das características hidráulicas do solo.

Tipo de solo	Condutividade hidráulica saturada (m dia^{-1})	Teor de água saturada (m^3m^{-3})	Teor de água residual (m^3m^{-3})	Parâmetro de van Genuchten n (-)	Parâmetro de van Genuchten α (cm^{-1})
Arenoso	6,430	0,500	0,053	3,180	0,1380
Franco arenoso	0,622	0,555	0,106	1,616	0,0680
Arenoso franco	1,466	0,506	0,067	1,872	0,1150
Franco	0,317	0,551	0,074	1,474	0,0900
Limoso	0,437	0,489	0,050	1,677	0,0410
Franco argilo arenoso	0,183	0,464	0,137	1,663	0,0360
Franco limoso	0,317	0,582	0,063	1,363	0,0480
Franco argilo-limoso	0,111	0,524	0,118	1,520	0,0310
Franco argiloso	0,082	0,519	0,174	1,415	0,0390
Argilo-arenoso	0,114	0,490	0,205	1,398	0,0340
Argilo limoso	0,096	0,533	0,136	1,321	0,0290
Argiloso	0,148	0,523	0,195	1,293	0,0270

Tabela 4.7 – Limite mínimo dos valores das características hidráulicas do solo.

Tipo de solo	Condutividade hidráulica saturada (m dia^{-1})	Teor de água saturada (m^3m^{-3})	Teor de água residual (m^3m^{-3})	Parâmetro de van Genuchten n (-)	Parâmetro de van Genuchten α (cm^{-1})
Arenoso	5,040	0,374	0,001	1,298	0,0353
Franco arenoso	0,383	0,351	0,039	1,140	0,0267
Arenoso franco	1,051	0,368	0,003	1,234	0,0347
Franco	0,120	0,375	0,027	1,086	0,0111
Limoso	0,034	0,443	0,023	1,355	0,0066
Franco argilo arenoso	0,072	0,332	0,065	1,079	0,0051
Franco limoso	0,132	0,384	0,015	1,105	0,0211
Franco argilo-limoso	0,048	0,418	0,040	1,039	0,0084
Franco argiloso	0,036	0,409	0,075	1,070	0,0158
Argilo-arenoso	0,029	0,370	0,013	1,048	0,0334
Argilo limoso	0,022	0,425	0,056	1,040	0,0162
Argiloso	0,014	0,427	0,090	1,037	0,0150

A razão evapotranspiração real/evapotranspiração de referência em função do teor de água no solo é considerada segundo Feddes *et al.* (1976) constante e igual à unidade para valores do teor de água saturado até à capacidade de campo e reduz linearmente entre a capacidade de campo e o ponto de emurchecimento. Para cada teor de água no solo, nomeadamente teor de água saturado; capacidade de campo e ponto de emurchecimento é possível determinar o

potencial matricial do solo. Os valores de capacidade de campo e o ponto de emurchecimento para os solos da área de estudo encontram-se na Tabela A.8 do Anexo III

4.5. Uso do solo

4.5.1. Distribuição espacial dos usos do solo

Outro aspecto importante na simulação hidrológica é o tipo de uso do solo. A informação geográfica base desta variável consistiu nos Mapa *Corine Land Cover* 1990 e 2000 à escala 1:100 000. Esta cartografia serviu para caracterizar os usos do solo a considerar na modelação de cada bacia hidrográfica. Para as simulações hidrológicas no período de calibração e de validação foram considerados os mapas de 1990. Para a simulação dos cenários climáticos futuros foi considerada a hipótese simplificativa de que o uso do solo no fim do século XXI se mantém equivalente ao descrito pelo Mapa *Corine Land Cover* 2000. No entanto, foi verificado que na área em estudo o uso do solo não sofreu alterações significativas relativamente a 1990, pelo que foram considerados os usos do solo representados pelo Mapa *Corine Land Cover* 1990.

O Mapa *Corine Land Cover* apresenta cinco grandes grupos de uso do solo que estão divididos em vários subgrupos. Para efeitos de aplicação do modelo hidrológico foi necessário agregar os usos do solo de acordo com os objectivos específicos deste estudo. A nomenclatura resultante é apresentada na Tabela A.9 do Anexo IV e na Tabela A.10 do mesmo anexo encontram-se as percentagens de área para cada tipo de uso do solo para as bacias hidrográficas.

Na Figura 4.7 é apresentada a distribuição espacial do uso do solo e na Figura 4.8 apresenta-se a distribuição dos diferentes tipos de uso do solo em cada uma das bacias, concluindo que as bacias localizadas mais a Norte apresentam usos do solo maioritariamente agro-florestais ou florestais, na zona mais central predominam as culturas anuais e nas bacias localizadas mais a Sul são as zonas arbustivas que predominam, o que demonstra a heterogeneidade do tipo de uso do solo nas bacias hidrográficas seleccionadas, garantindo deste modo que as simulações hidrológicas foram efectuadas para uma grande variedade de usos de solo, o que confere robustez a estudos em cenário de alteração do uso do solo. A distribuição dos parâmetros da vegetação é baseada na identificação da vegetação característica dominante em cada célula da bacia.

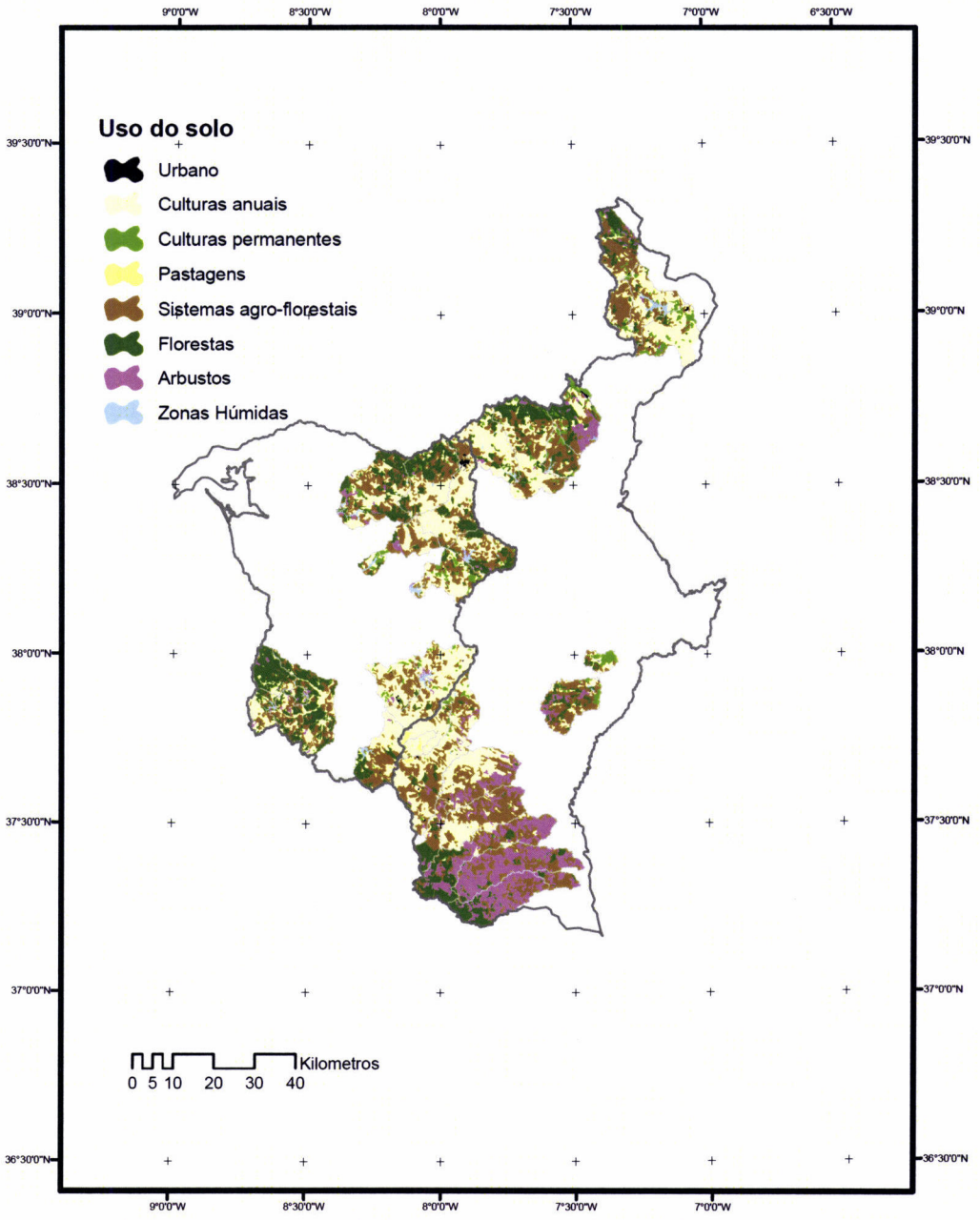


Figura 4.7 - Distribuição espacial do uso do solo na área de estudo.

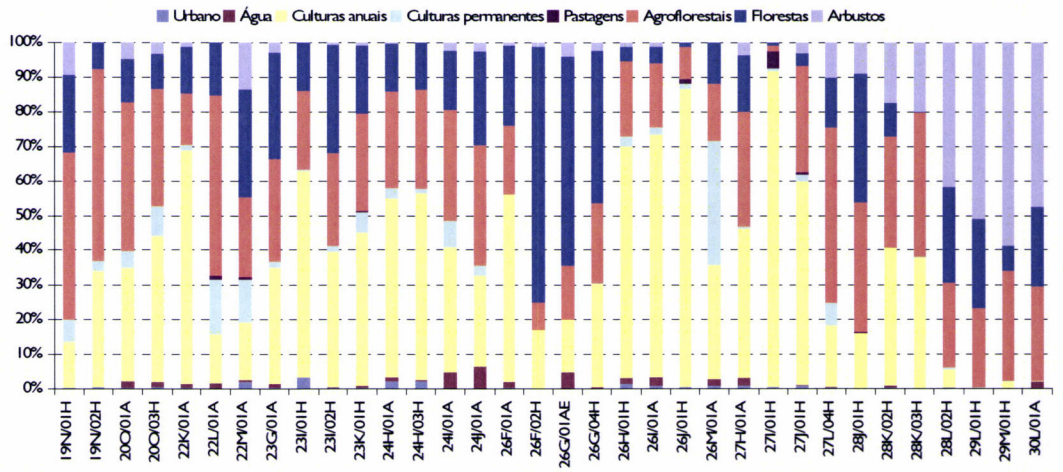


Figura 4.8 - Percentagem em área dos tipos de uso do solo nas bacias hidrográficas em estudo.

4.5.2. Parâmetros associados ao cálculo da evapotranspiração

Na subrotina da evapotranspiração do modelo hidrológico SHETRAN é necessário caracterizar um conjunto de parâmetros sobre a vegetação pelo que foi efectuada uma recolha de informação na literatura para cada um dos tipos de vegetação dominante. Num trabalho desta natureza não seria possível utilizar dados específicos de cada uma das espécies existentes na bacia hidrográfica.

O índice de área da planta, PLAI, é calculado como a área foliar total da vegetação por unidade de superfície. O PLAI é uma medida da superfície de vegetação disponível para a transpiração. Pode variar com o tempo para vegetação caduca, enquanto que para vegetação perene pode ser considerado constante. O valor do PLAI para cada tipo de vegetação foi estabelecido com base na literatura. Em classes de cobertura vegetal como pastagem e culturas anuais, a variabilidade interanual desse índice é elevada, enquanto que em floresta, há maior estabilidade nos seus valores, que podem ser considerados fixos durante o ano (Collischonn, 2001).

Em períodos de estiagem mais longos, o teor de água no solo vai diminuindo devido à transpiração da planta e, à medida que o solo vai perdendo água, ocorre *stress* hídrico, isto é, a transpiração diminui, mas a redução não ocorre imediatamente. Para valores de teor de água no solo entre a capacidade de campo e um limite, que vai de 50 a 80 % da capacidade de campo, a evapotranspiração não é afectada pelo teor de água no solo. A partir deste limite a evapotranspiração diminui, atingindo o mínimo – normalmente zero – no ponto de emurchecimento (Shuttleworth, 1993).

A função da razão entre a evapotranspiração real/evapotranspiração de referência (E_a / E_{ref}) e o potencial matricial do solo (Ψ) é fixado tendo em conta, que, $E_a = 0$ quando Ψ está no ponto de emurchecimento e $E_a = E_{ref}$ quando Ψ está na capacidade de campo. Esta função é estabelecida com base no tipo de uso do solo, no coeficiente cultural, na condutividade hidráulica saturada, na capacidade de campo e no ponto de emurchecimento. Esta função tem de ser calibrada, já que o modelo é bastante sensível aos seus valores.

Um outro parâmetro importante na caracterização da cobertura vegetal é a profundidade do sistema radicular. A sua importância relaciona-se com o estabelecimento da camada de controlo do balanço hídrico, uma vez que, a quantidade de água disponível para a evapotranspiração depende da profundidade do sistema radicular.

A função da densidade das raízes corresponde à percentagem de raízes activas numa profundidade específica na zona das raízes. A distribuição das raízes e o perfil vertical do teor de água no solo afectam a taxa de evapotranspiração real, em cada camada de profundidade da zona radicular. Na Tabela A.11 do Anexo IV apresentam-se os parâmetros considerados relativamente à vegetação.

4.6. Clima

4.6.1. Precipitação e temperatura

A precipitação e a temperatura são os principais dados climáticos de entrada nos modelos hidrológicos. A correcta distribuição espacial na área de estudo, destas duas variáveis é importante na modelação. Foram usados os registos de precipitação diária em 35 estações udométricas e registos de temperatura em 18 estações meteorológicas.

Os registos disponíveis nas bases de dados do SNIRH (Serviço Nacional de Informação de Recursos Hídricos: www.snirh.pt) e do IM (Instituto de Meteorologia: www.meteo.pt) variam de estação de medição para estação de medição, no intervalo de tempo entre 1961 e 2008.

A localização das estações meteorológicas e udométricas é apresentada nas Figuras 4.9 e 4.10, respectivamente. Verifica-se que as estações representam bem a área de estudo. Na Tabela 4.8 são apresentadas as coordenadas das estações que apresentam registos dos parâmetros necessários ao cálculo da evapotranspiração. Neste estudo foram considerados os dados de precipitação à escala diária e os valores foram associados às diferentes células da matriz de simulação com base nos polígonos de *Thiessen*.

Tabela 4.8 – Coordenadas das estações meteorológicas.

Código	Nome	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Altitude (m)
19O/02F	Albufeira do Caia	39,00	-7,14	217
21J/03C	Barragem do Divor	38,70	-7,92	260
23I/01C	Alcáçovas	38,39	-8,15	218
24F/01C	Grândola	38,17	-8,56	95
24H/02C	Barragem do Vale de Gaio	38,25	-8,29	39
24I/01C	Viana do Alentejo	38,33	-8,01	314
24I/03C	Barragem de Odivelas	38,18	-8,11	115
24J/02F	Albufeira do Alvito	38,28	-7,91	195
24L/02F	Albufeira do Alqueva	38,22	-7,46	79
26I/02F	Albufeira do Roxo	37,93	-8,08	135
26M/01C	Herdade de Valada	37,95	-7,43	223
27H/02C	Barragem Monte da Rocha	37,73	-8,29	133
27J/03C	Vale de Camelos	37,81	-7,87	142
29K/01C	Martim Longo	37,44	-7,77	294
31J/01C	São Brás de Alportel	37,16	-7,89	334

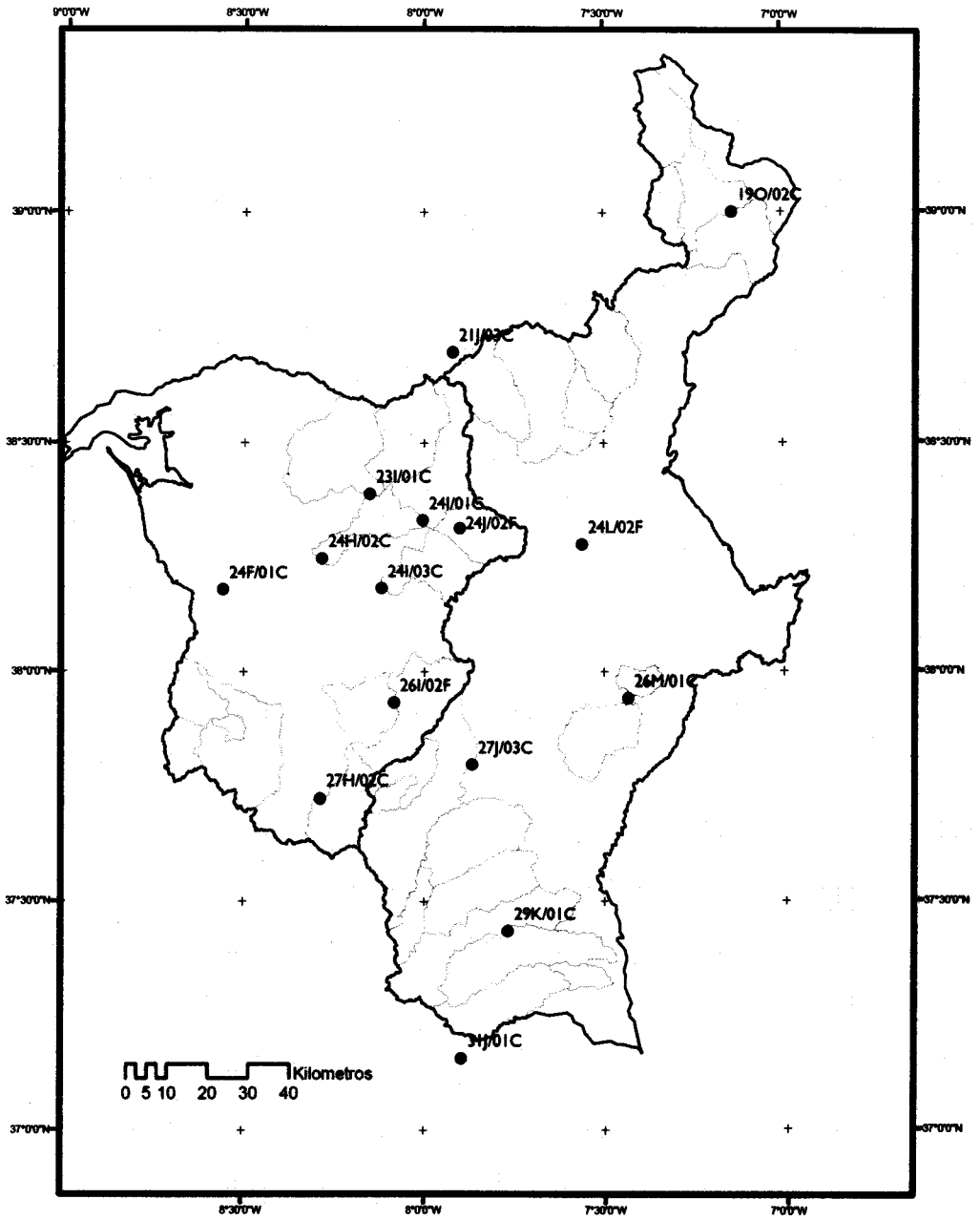


Figura 4.9 - Rede de estações meteorológicas consideradas no estudo.

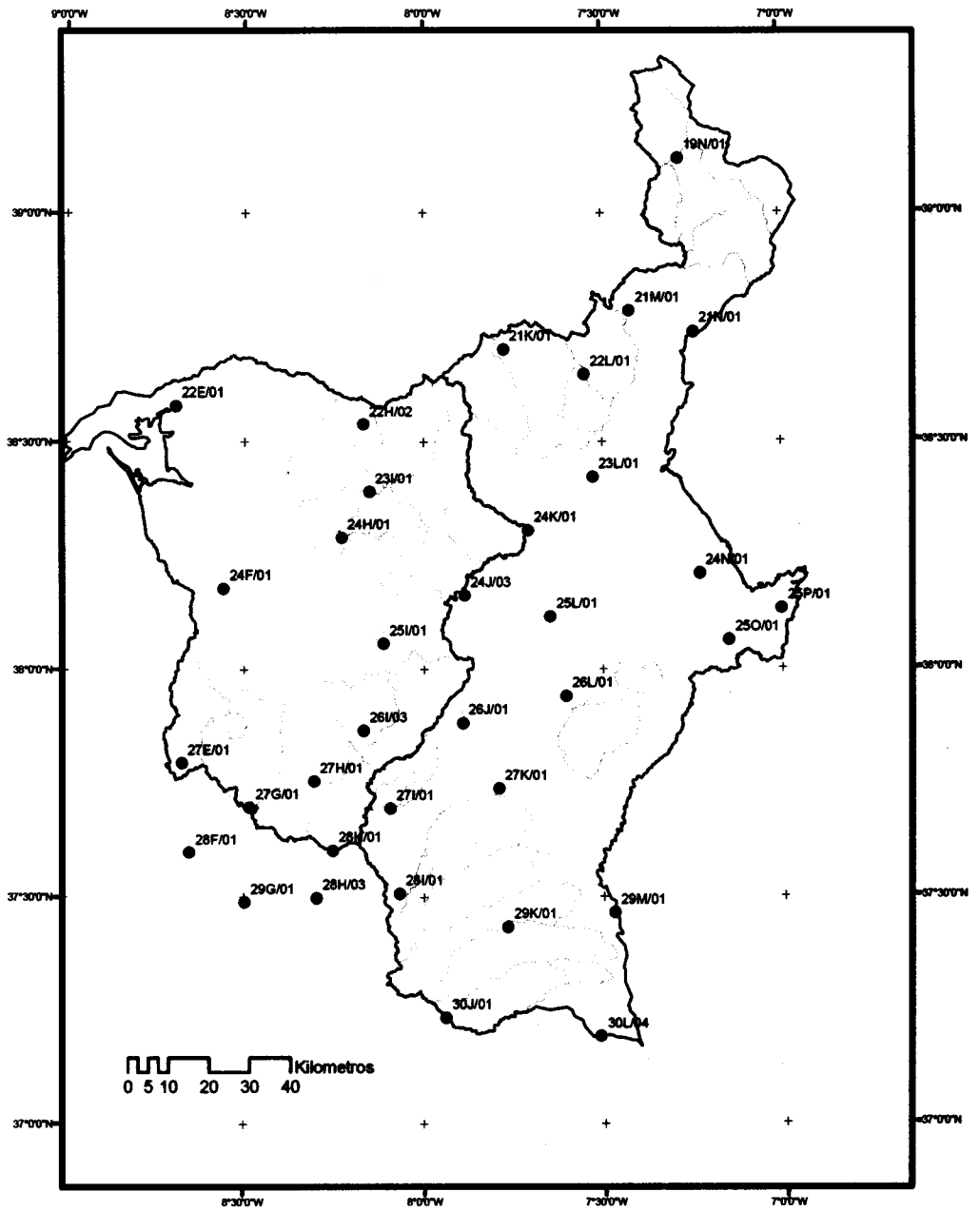


Figura 4.10 – Rede de estações udométricas com dados diários no período 1961-1990.

A caracterização climática, efectuada com base nos dados do SNIRH (www.snirh.pt) das bacias estudadas é apresentada na Tabela 4.9. A temperatura média anual varia entre 15,5°C nas bacias do Monte Novo e Enxoé e 16,9°C na bacia de Monte dos Fortes. A precipitação anual média varia entre 525 mm na bacia de Limas e 790 mm na bacia de Campilhas.

Tabela 4.9 – Caracterização climática das bacias hidrográficas em estudo.

Código da estação hidrométrica	*Designação*	*Precipitação anual média (mm)*	*Temperatura média anual (°C)*
19N/01H	Monte Pisão	742	15,8
19N/02H	Ponte Algalé	594	16,0
20O/01A	Caia	585	16,1
20O/03H	Caia Guadiana	585	16,1
22K/01A	Monte Novo	582	15,5
22L/01A	Vigia	619	15,7
23K/01H	Vendinha	587	15,6
22M/01A	Lucefécit	653	15,7
23I/02H	Alcáçovas Valverde	713	15,6
23G/01A	Pego Altar	727	15,8
23I/01H	Flor Rosa	650	15,6
24H/03H	Torrão Alentejo	682	15,7
24H/01A	Vale Gaio	610	15,9
24J/01A	Alvito	641	15,6
24I/01A	Odivelas	622	15,7
26F/01A	Campilhas	790	15,7
26F/02H	Ponte São Domingos	772	15,8
26G/01AE	Fonte Serne	716	15,8
26G/04H	Ponte Alvalade Campilhas	683	15,8
26I/01A	Roxo	559	16,0
26H/01H	Nabos	540	16,0
26M/01A	Enxoé	555	15,5
27H/01A	Monte da Rocha	592	16,0
27L/04H	Limas	525	15,7
27I/01H	Entradas	565	16,0
26J/01H	Albernoa	546	16,0
27J/01H	Monte da Ponte	574	16,0
28J/01H	Neves Corvo	691	16,2
28K/02H	Oeiras	499	16,2
28K/03H	Carreiras	547	16,3
28L/02H	Vascão	667	16,5
29M/01H	Tenência	644	16,7
29L/01H	Monte Fortes	759	16,9
30L/01A	Odeleite	554	16,8

4.6.2. Evapotranspiração de referência

As variáveis meteorológicas necessárias para o cálculo da evapotranspiração de referência são: i) a energia disponível na radiação líquida; ii) a temperatura do ar; iii) o gradiente de humidade entre a superfície evaporante e a atmosfera que influencia a taxa de evaporação e iv) a velocidade do vento, que influencia o transporte das massas de ar adjacente à superfície evaporante e mantém o gradiente de humidade. A quantidade e taxa de transpiração dependem também do tipo de cobertura vegetal e do seu estado de crescimento, da época do ano, da hora do dia e da disponibilidade de água na zona radicular.

A evapotranspiração de referência é um dado de entrada do modelo SHETRAN. Para o cálculo da evapotranspiração de referência foi considerada a equação de *Penman - Montheith* da FAO por apresentar uma forte base física. A equação de *Penman-Montheith* encontra-se detalhadamente descrita em Allen *et al.* (1998). A equação geral para uma cultura de referência que é a relva com uma altura de 0,12m, uma resistência superficial de 70 s m^{-1} e um albedo de 0,23 é representada por:

$$E_{ref} = \frac{0{,}408\ \Delta\,(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_m + 273}\, u_2\,(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma\,(1 + 0{,}4\,u_2)} \qquad 4.1$$

Onde:

E_{ref}: evapotranspiração de referência (mm dia^{-1});
R_n: radiação útil na superfície do coberto vegetal (MJ m^{-2} dia^{-1});
G: densidade do fluxo de calor no solo (MJ m^{-2} dia^{-1});
T_m: temperatura diária média a 2 m de altitude (°C);
u_2: velocidade do vento a 2 m de altitude (m s^{-1});
e_s: pressão do vapor de saturação (kPa);
e_a: pressão de vapor (kPa);
Δ: derivada da função da relação entre a curva de pressão de vapor e a temperatura (kPa $°C^{-1}$);
γ= constante psicrométrica (kPa $°C^{-1}$).

Para o cálculo da evapotranspiração de referência diária através da aplicação da equação de *Penman – Montheith* e de acordo com os dados disponíveis nas estações meteorológicas localizadas na área de estudo, foram usados os seguintes dados: i) radiação global média diária (W m^{-2}); ii) humidade relativa do ar média diária (%); iii) velocidade do vento média diária (m s^{-1}) e iv) temperatura média do ar (°C). O registo de todos os parâmetros referidos só existe para as estações automáticas instaladas a partir de 2001.

Para atingir os objectivos do estudo, e poder analisar um conjunto de cenários possíveis em termos de alterações climáticas e do uso do solo para o período 2071-2100, considera-se fundamental que a apresentação desses resultados seja efectuada em comparação com o regime hidrológico num período conhecido, um período de "*Referência*". Esse período de "*Referência*" foi definido como o período entre 1961 e 1990, para o qual se dispõem de dados de precipitação e temperatura diários, e foi seleccionado por ser o período de referência segundo a WMO.

Os dois períodos de simulação considerados neste estudo são: o período entre 1961 e 1990, designado de "*Referência*", para desenvolvimento do processo de calibração/validação (devido à existência de caudais medidos) e o período entre 2071 e 2100 para o qual é efectuado o estudo dos impactes das projecções dos cenários de alterações climáticas e de uso do solo.

Para o período "*Referência*" (1961-1990) não dispomos de registos para o cálculo da evapotranspiração de referência em quantidade e qualidade suficientes, e para o cenário futuro (2071-2100) seria necessário considerar os resultados dos modelos de clima para os diferentes parâmetros.

Ekström *et al.* (2007a) efectuaram uma comparação entre a evapotranspiração de referência calculada segundo a equação de *Penman - Montheith* com dados registados e com dados das projecções dos modelos de clima HadRM3H para o período de controlo. Os resultados mostraram uma subestimação da evapotranspiração de referência anual e mensal (principalmente no Verão) calculada com o modelo de clima em relação aos valores registados.

Walsh e Kilsby (2007) consideraram uma abordagem baseada na equação de *Blaney-Criddle* (1950) que consiste na regressão simples entre a evapotranspiração de referência calculada para os valores registados dos parâmetros envolvidos e os valores da temperatura. Essa regressão é posteriormente utilizada para calcular a evapotranspiração de referência para os cenários futuros com base na temperatura média diária projectada pelos modelos de clima. Este método assume que a relação histórica entre a evapotranspiração de referência e a temperatura pode ser extrapolada para um clima futuro climático (Ekström *et al.*, 2007a). A equação de *Blaney-Criddle* (1950) é a seguinte:

$$E_{ref} = p\,(\varepsilon T_m + \varphi) \qquad 4.2$$

Onde:

E_{ref}: evapotranspiração de referência (mm dia^{-1});

T_m: temperatura média diária (°C);

p: percentagem média diária de horas de dia no ano;

ε; φ : parâmetros de correlação de Blaney-Criddle.

Fowler *et al.* (2007b) utilizaram a equação de *Blaney-Criddle* para calcular a evapotranspiração de referência para o período "*Referência*" e para os cenários futuros.

A metodologia seguida, neste estudo, para o cálculo da evapotranspiração de referência considera toda a informação disponível, de acordo com as seguintes etapas:

- Selecção das estações meteorológicas com registos dos parâmetros necessários ao cálculo. Nesta etapa foram selecionadas 15 estações meteorológicas que cumpriam esse critério, para o período 2001-2008;
- Cálculo da evapotranspiração de referência diária usando o método de *Penman-Monteith*, para o período 2001-2008;
- Determinação dos coeficientes de regressão da equação de *Blanney-Criddle* entre a evapotranspiração de referência calculada e a temperatura;
- Determinação da evapotranspiração de referência para o período 1961-1990 com base nas temperaturas médias diárias registadas nesse período;
- Determinação da evapotranspiração de referência para o período 2071-2100 com base nas temperaturas médias diárias resultante das simulações dos modelos de clima e da aplicação dos métodos de correcção do desvio.

Na Figura 4.11 apresenta-se a variação da evapotranspiração de referência na estação de Viana do Alentejo no período entre 1/1/2001 e 31/12/2008 calculada pela equação de *Penman-Montheith*.

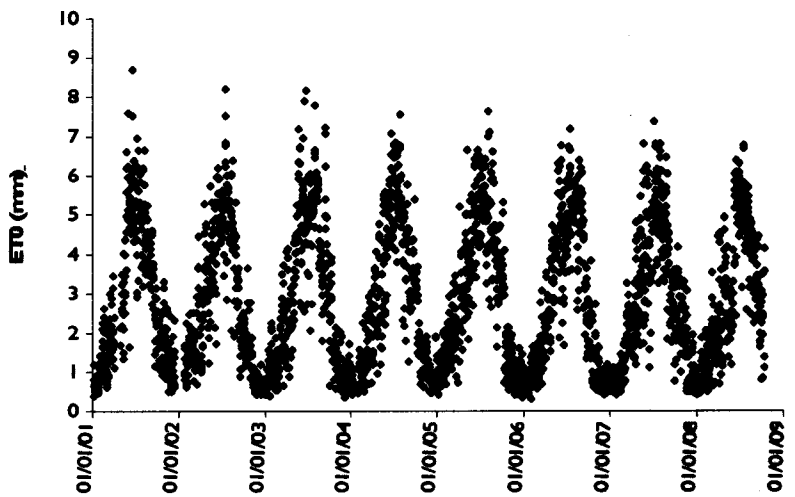


Figura 4.11 – Evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith na estação de Viana do Alentejo.

De seguida foi determinada a função de correlação através da equação de *Blaney-Criddle* entre a evapotranspiração de referência, calculada pela equação de *Penman-Montheith* e a temperatura média diária para o período entre 1/1/2001 e 31/12/2008. O valor médio diário em percentagem, p, do número total anual de horas de insolação para diferentes latitudes é apresentado na Tabela 4.10.

Tabela 4.10 – Valor médio diário em percentagem do número total anual de horas de insolação para diferentes latitudes (Lencastre, 2003).

Latitude Norte	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
60	0,15	0,20	0,26	0,32	0,38	0,41	0,4	0,34	0,28	0,22	0,17	0,13
55	0,17	0,21	0,26	0,32	0,36	0,39	0,38	0,33	0,28	0,23	0,18	0,16
50	0,19	0,23	0,27	0,31	0,34	0,36	0,35	0,32	0,28	0,24	0,20	0,18
45	0,20	0,23	0,27	0,30	0,34	0,35	0,34	0,32	0,28	0,24	0,21	0,20
40	0,22	0,24	0,27	0,30	0,32	0,34	0,33	0,31	0,28	0,25	0,22	0,21
35	0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,32	0,3	0,28	0,25	0,23	0,22
30	0,24	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,31	0,3	0,28	0,26	0,24	0,23
25	0,24	0,26	0,27	0,29	0,30	0,31	0,31	0,29	0,28	0,26	0,25	0,24
20	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25
15	0,26	0,26	0,27	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,25
10	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,26	0,26
5	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27
0	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27

A equação do tipo *Blaney-Criddle* obtida para os registos na estação meteorológica de Viana do Alentejo é a seguinte (Figura 4.12):

$$E_{ref} = p\,(0{,}748\,T_{média} - 2{,}67) \qquad r = 0{,}73 \qquad 4.3$$

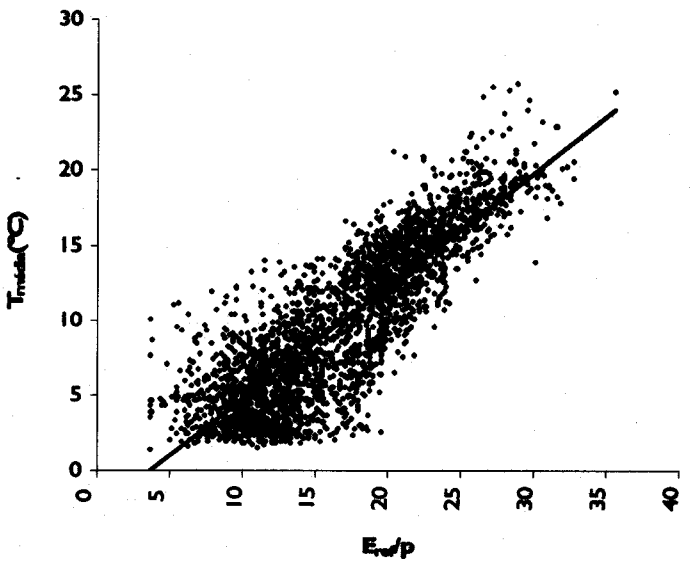


Figura 4.12 – Curva de Blaney-Criddle para a estação meteorológica de Viana do Alentejo.

Na Figura 4.13 comparam-se os valores da evapotranspiração de referência calculados pela equação de *Blaney-Criddle* (BC) e pela equação de *Penman - Montheith* na estação meteorológica de Viana do Alentejo. A correlação de Pearson (r) observada entre as duas séries é de 91%, justificando deste modo a utilização da metodologia proposta por Ekström *et al.* (2007a) para determinação de evapotranspiração de referência para uma determinada estação meteorológica e para um período para o qual não exista disponível a totalidade das variáveis necessárias.

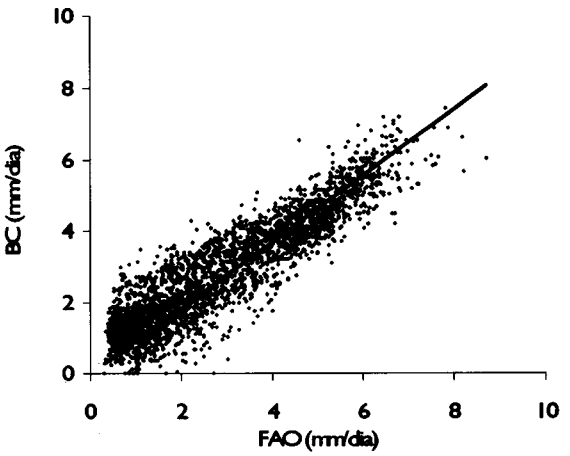


Figura 4.13 – Comparação da evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith e pela equação de Blaney-Criddle.

Verifica-se um bom desempenho do método de *Blaney-Criddle* quando comparado com a equação de *Penman - Montheith* para os valores de evapotranspiração de referência diária.

4.6.3. Evaporação das albufeiras

Na área de estudo existem várias albufeiras, a sua distribuição espacial é apresentada na Figura 4.14 e as suas características na Tabela 4.11.

O modelo hidrológico não inclui algoritmos que permitam incluir a simulação dos caudais em bacias hidrográficas reguladas com albufeiras, assim, o período de calibração/validação foi seleccionado tendo em conta que os aproveitamentos ainda não tinham sido construídos. Para a simulação das bacias hidrográficas que incluem albufeiras e para a simulação dos impactes das projecções dos cenários futuros para todas as albufeiras, foi considerada a simplificação de que a área submersa tem um comportamento de solo nu impermeável. Deste modo anulam-se os processos de infiltração e de transpiração, permitindo apenas a evaporação.

A evaporação na área inundada calcula-se através da aplicação da equação de *Thornthwaite*, segundo os estudos de Rodrigues (2009).

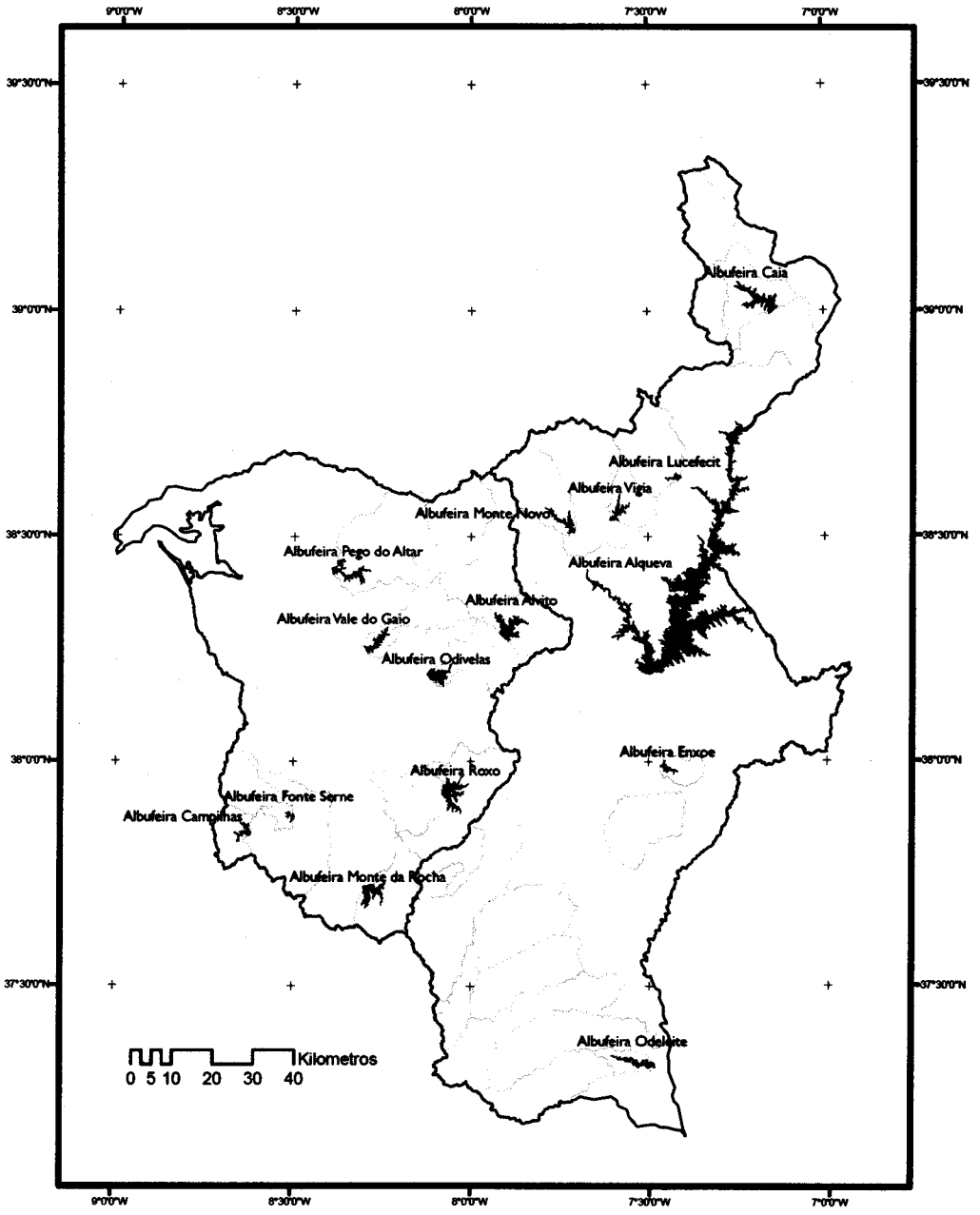


Figura 4.14 – Localização das albufeiras na área de estudo.

Tabela 4.11 – Características das albufeiras.

Designação	Linha de água	Ano conclusão	NPA (m)	Área inundada ao NPA (*1000 m²)	Área da bacia hidrográfica (km²)	Volume (*1000 m³)			Uso
						Total	Útil	Morto	
Caia	Rio Caia	1967	234	19700	571	203000	192300	10700	RAE
Alvito	Ribª Odivelas	1977	198	14800	212	132500	130000	2500	RA
Monte da Rocha	Rio Sado	1972	137	11000	246	104500	99500	5000	RA
Roxo	Ribª Roxo	1967	136	13780	351	96311	89511	6800	RA
Odivelas	Ribª Odivelas	1972	103	9730	430	96000	70000	26000	R
Pego do Altar	Ribª Alcaçovas	1949	52	6550	743	94000	93600	400	RE
Vale do Gaio	Rio Xarrama	1949	41	5500	509	63000	55000	8000	RE
Campilhas	Ribª Campilhas	1954	108	3330	109	27156	26156	1000	RAE
Vigia	Ribª Vale do Vasco	1981	224	2620	125	16725	15580	1145	AE
Monte Novo	Rio Degebe	1982	196	2770	267	15280	14780	500	RA
Enxoé	Ribª Enxoé	1988	175	2050	60.8	10400	9500	900	A
Lucefécit	Ribª Lucefecit	1982	182	1690	257	10225	9000	1225	R
Fonte Serne	Ribª Vale Diogo	1976	79	1050	30	5150	3650	1500	R
Odeleite	Ribª Odeleite	1997	52	7200	352	130000	117000	13000	RA

[1] R – Rega; A – Abastecimento; E – Energia

4.7. Escoamento

Os registos de escoamento diário em secções da bacia hidrográfica são elementos fundamentais para um processo de calibração e validação eficiente. Estes dados para uma área extensa como a do presente estudo apresentam muitas falhas, quer à escala diária quer à escala mensal. A existência de registos de escoamento foi uma condição fundamental na escolha das bacias hidrográficas a calibrar. Todos os registos usados estão disponíveis no SNIRH (www.snirh.pt).

Na Tabela 4.12 são apresentadas as estações hidrométricas e os períodos para os quais estão disponíveis registos de caudal diário e de escoamento mensal. Só foram considerados os registos até 2001, porque foram detectadas algumas inconsistências nos caudais registados após a instalação de estações hidrométricas automáticas em 2001, nomeadamente inconformidades no escoamento base e na disponibilização de registos de altura hidrométrica sem estar disponível a curva de vazão.

Tabela 4.12 – Períodos de registo do caudal diário e do escoamento mensal.

Código	*Estação*	*Caudal diário*	*Escoamento mensal*
19N/01H	Monte Pisão	01/10/81 - 30/06/83 01/10/83 - 30/09/90	01/10/81 - 31/12/90
19N/02H	Ponte Algalé	17/02/82 - 30/12/83 02/11/84 - 31/12/90	01/10/81 - 31/12/90
24H/03H	Torrão Alentejo	01/10/61 - 01/04/77 01/10/77 - 31/12/90	01/10/61 - 31/12/90
23I/01H	Flor da Rosa		01/10/61 30/09/71
24I/01A	Odivelas	01/10/34 - 30/09/73	01/01/61 - 30/09/73
23K/01H	Vendinha		01/10/75 - 31/12/90
26F/02H	Ponte São Domingos	01/10/82 - 30/06/90	01/03/80 - 01/06/90
26G/04H	Ponte Alvalade Campilhas		01/03/80 - 01/06/90
27H/01A	Monte da Rocha		01/01/61 - 30/09/70
27L/04H	Limas	01/10/81 - 31/12/90	01/10/81 - 31/12/90
26J/01H	Albernoa	01/01/80 - 31/12/90	07/12/69 - 31/12/90
27I/01H	Entradas	01/01/80 - 31/12/90	01/10/70 - 31/12/90
27J/01H	Monte da Ponte	20/11/60 - 05/04/80 23/04/80 - 31/12/90	01/01/61 - 31/12/90
28K/02H	Oeiras	01/10/81 - 16/11/83 01/12/83 - 28/12/83 12/01/84 - 23/01/88 01/03/88 - 30/09/93	01/10/81 - 31/12/90
28L/02H	Vascão	01/01/80 - 30/09/83 01/12/84 - 18/11/89 06/12/89 - 30/09/91	01/01/61 - 31/12/90
29M/01H	Tenência	01/01/80 - 04/02/82 31/03/83 - 30/09/83 30/12/85 - 06/12/87 01/04/88 - 30/11/90	01/10/76 - 31/12/90
29L/01H	Monte Fortes	01/01/80 - 31/12/90	
30L/01A	Odeleite	01/10/65 - 30/09/66 01/10/67 - 30/09/69 25/03/73 - 30/09/76 01/11/76 - 31/03/77 01/07/77 - 21/12/83 01/10/84 - 30/09/90	01/01/61 - 30/09/93

Os caudais registados nas estações hidrométricas localizadas no rio Guadiana estão dependentes dos escoamentos afluentes de Espanha, para efeitos deste estudo, apenas foram consideradas sub-bacias do rio Guadiana que não estão dependentes dessas afluências, para desse modo ser possível verificar os impactes esperados nos escoamentos produzidos no território Português.

No modelo SHETRAN as linhas de água localizam-se nos lados das células. O número de células do modelo que contribuem para uma linha de água é definido pelo utilizador durante o pré-processamento dos ficheiros de entrada. A metodologia adoptada consistiu no seguinte:

1. Determinação da densidade de drenagem da bacia hidrográfica com base na hidrografia à escala 1:100 000 (classificação decimal do INAG);

2. Definição de um número de células no modelo para iniciar uma linha de água e determinação da densidade de drenagem;

3. Comparação das densidades de drenagem real e obtida no modelo;

4. Se a diferença for superior ao erro máximo admitido de 20%, alterar o ponto 2;

5. Efectuar nova comparação até que as densidades de drenagem estejam dentro da margem de erro.

O percurso das linhas de água é definido pelo modelo com base nas cotas do terreno. Por não ter disponível o levantamento topográfico do leito da linha de água, a definição da secção transversal das linhas de água nas bacias em estudo teve como base os Ortofotomapas à escala 1:10 000 para determinação da largura superficial dos canais. A forma da secção transversal adoptada é uma secção trapezoidal, de acordo com a Figura 4.15.

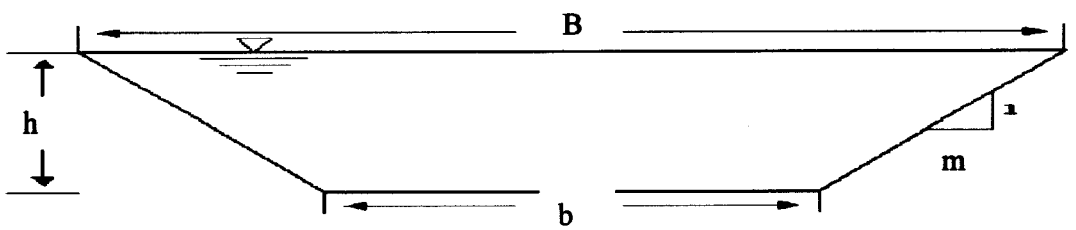


Figura 4.15 – Dimensões do canal trapezoidal.

É necessário definir a largura de rasto e a altura de escoamento para os troços do canal quando a secção está cheia. Assume-se que os taludes têm uma inclinação 2:1 (m=2). A largura de rasto do canal é calculada com base na equação:

$$b = B - 2 \times m \times h \qquad 4.4$$

Onde:

b: largura de rasto (m);

B: largura superficial (m);

m: inverso do declive do talude;

h: altura de água na secção transversal (m).

Devido ao pressuposto de considerar m=2 é possível que a largura de rasto calculada pela equação anterior seja igual ou inferior a zero. Se ocorrer essa situação estabelece-se que:

$$b = 0{,}5 \times B \qquad 4.5$$

4.8. Variabilidade climática

4.8.1. Introdução

Uma questão fundamental na modelação dos impactes é a identificação e separação da variabilidade climática natural da variabilidade atribuída às alterações climáticas (associadas à acção humana). As distribuições de probabilidade das variáveis hidrológicas apresentam variações interanuais e inter-décadas (Jain e Lall, 2001; Franks e Kuczera, 2002, Fowler *et al.*, 2003). No estudo de projecções dos caudais para 2050 o efeito das alterações climáticas sobre o caudal é frequentemente encontrado dentro da gama natural da variabilidade climática multi--década (Arnell, 2003; Prudhomme *et al.*, 2003).

É um facto bem conhecido que a quantidade e distribuição da precipitação na Península Ibérica é altamente irregular nas dimensões espaciais e temporais (Esteban-Parra *et al.*, 1998; Serrano *et al.*, 1999a; Trigo e DaCamara, 2000). No entanto, convém sublinhar que a maior parte da precipitação durante a época húmida no Inverno pode ser explicada por um número relativamente pequeno de variáveis atmosféricas de larga-escala para uma escala mensal (por exemplo, movimentos sazonais do sistema de alta pressão dos Açores) e no contexto da geografia regional (por exemplo, latitude, orografia, influências oceânicas e continentais). (Rodriguez-Puebla *et al.*, 1998; Trigo e Palutikof, 2001). Esta variabilidade de precipitação produz grandes variações interanuais no regime de caudal de todos os rios Ibéricos, sobretudo aqueles localizados nas áreas secas da região Sul.

Têm sido estabelecidas ligações entre a oscilação do Atlântico Norte (NAO) e a precipitação na Europa Ocidental e na bacia do Mediterrâneo (Hurrell 1995; Qian *et al.*, 2000; Trigo *et al.*,

2002) e vários estudos analisaram a relação entre a circulação atmosférica em grande escala e a precipitação sobre o território Português (Corte-Real *et al.*, 1995a, 1998, 1999a; Trigo e Da Camara, 2000; Trigo *et al.*, 2002; Goodess e Jones, 2002; Santos *et al.* 2005, Fragoso e Gomes, 2008). Em particular, alguns autores têm investigado a proeminência da NAO como um preditor da precipitação de Inverno na Península Ibérica Ocidental (Zorita *et al.* 1992, Corte-Real *et al.*, 1995a, 1998; Rodo *et al.*, 1997; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998; González-Rouco *et al.*, 2000; Trigo e Palutikof, 2001) e têm apontado a forte influência da NAO, sobre a variabilidade da precipitação de Inverno em Portugal.

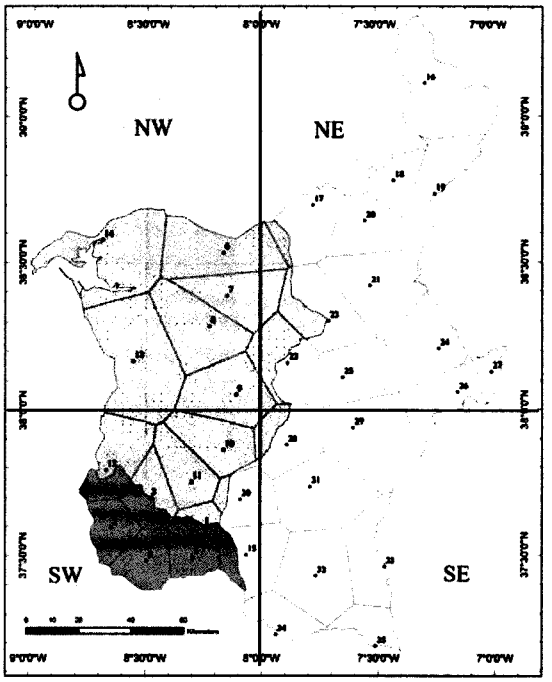
Nos últimos anos têm sido publicados vários estudos sobre a variabilidade climática e variação da precipitação na Península Ibérica (Zhang *et al.*, 1997; Romero *et al.*, 1998; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998, 2001; Sáenz *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2005; Rodrigo e Trigo, 2007) que demonstram a tendência de diminuição dos totais de precipitação anual e na Primavera principalmente no mês de Março (Mendes, 1993; Matos *et al.*, 1994; Trigo e DaCamara, 2000; Paredes *et al.*, 2006). Os estudos de Santos e Leite (2008) detectaram a tendência de aumento da temperatura máxima em Lisboa, nomeadamente em Março, e os resultados de Costa *et al.* (2008) sobre as características topográficas e a diversidade climática indicam que a precipitação intensa tem vindo a diminuir no Sul de Portugal.

Além disso, vários projectos europeus ACÁCIA - *Arid Climate, Adaptation and Cultural Innovation in Africa* (Jordan *et al.*, 2000); SWURVE - *Sustainable Water: Uncertainty, Risk and Vulnerability in Europe* (Kilsby, 2007) e MICE - *Modelling the Impact of Climate Extremes* (Hanson *et al.*, 1997) estudaram os efeitos das alterações climáticas nos recursos hídricos na Europa incluindo a Península Ibérica. Jordan *et al.* (2000) referem que são esperados períodos mais secos e ondas de calor na região do Mediterrâneo, e que os impactes mais negativos vão ser sentidos nas regiões mais marginais da região. Hanson *et al.* (1997), referem projecções de redução da precipitação no Sul da Espanha, Itália e Grécia e aumento dos valores extremos de precipitação. Kilsby (2007) estudou os impactes dos modelos de projecções climáticas no Sul de Portugal (Bacias hidrográficas dos rios Tejo e Guadiana) e os resultados sugerem uma diminuição da precipitação e escoamento anuais, que pode ter sérias implicações para a gestão partilhada dos rios internacionais entre Portugal e Espanha.

O estudo da variabilidade da precipitação é importante principalmente devido ao seu impacte sobre a sociedade, nomeadamente as actividades económicas como a produção agrícola, bem como sobre o uso do solo e dos recursos hídricos. Neste estudo pretende-se através de vários métodos estatísticos aplicados às series anuais e sazonais detectar a frequência de ocorrência de períodos secos e húmidos e as tendências temporais e espaciais da variabilidade climática especificamente no Sul de Portugal.

4.8.2. Séries de precipitação

Neste estudo é analisada a variabilidade climática da precipitação para o período 1931-2000, no Sul de Portugal, nomeadamente na região que compreende as bacias hidrográficas dos rios Guadiana, Sado e Mira. São apresentadas na Figura 4.16 as estações udométricas e respectivas áreas de influência dos polígonos de *Thiessen* consideradas no estudo da variabilidade climática.



1- Aldeia Palheiros
2- Odemira
3- Reliquias
4- Sabóia
5- Santana da Serra
6- Santiago do Escoural
7- Alcáçovas
8- Torrão
9- Ferreira do Alentejo
10- Aljustrel
11- Panóias
12- Cercal do Alentejo
13- Grandola
14- Águas de Moura
15- Almodôvar
16- Arronches
17- Azaruja
18- Vila Viçosa
19- Juromenha
20- Redondo
21- Reguengos
22- Cuba
23- Portel
24- Amareleja
25- Pedrógão do Alentejo
26- Santo Aleixo
27- Barrancos
28- Trindade
29- Serpa
30- Castro Verde
31- Algodôr
32- Martim Longo
33- Alcoutim
34- Barranco do Velho
35- Alcaria

Figura 4.16 – Estações udométricas e respectivas áreas de influência consideradas no estudo da variabilidade climática.

Na região de estudo cerca de 42% da precipitação anual média ocorre durante o Inverno. Os valores de precipitação nos meses de Verão correspondem a apenas 4% da precipitação anual média. As quantidades de precipitação no Outono ou na Primavera representam cada cerca de 27% da precipitação anual média.

Na Tabela 4.13, estão indicadas as estatísticas temporais deduzidas a partir de séries temporais construídas pela média dos valores de precipitação anual e sazonal para as estações udométricas consideradas no Sul de Portugal, na Tabela 4.14 são apresentadas a média espacial das estatísticas temporais da precipitação anual e da precipitação no Outono, no Inverno e na Primavera.

Tabela 4.13 – Estatísticas temporais da média aritmética de precipitação para as condições Anuais, de Outono, de Inverno e de Primavera.

	Precipitação anual (mm)	Precipitação no Outono (mm)	Precipitação no Inverno (mm)	Precipitação na Primavera (mm)
Média	592	166	242	162
Desvio padrão	141	69	100	53
Coeficiente de assimetria	0,11	0,47	0,38	0,09
Máximo	873	348	473	322
Mínimo	292	29	47	85

Tabela 4.14 – Estatísticas espaciais das estatísticas temporais das séries de precipitação Anual, no Outono, no Inverno e na Primavera para as estações udométricas.

	Precipitação anual (mm)	Precipitação no Outono (mm)	Precipitação no Inverno (mm)	Precipitação na Primavera (mm)
Média	592	166	242	162
Desvio padrão	196	97	128	73
Coeficiente de assimetria	0,36	0,75	0,62	0,61
Máximo	1092	464	596	367
Mínimo	226	14	25	21

Comparando os valores do desvio-padrão e do coeficiente de assimetria nas Tabelas 4.13 e 4.14, pode-se concluir que, na área de estudo, a variabilidade espacial é superior à variabilidade temporal. As Figuras 4.17 e 4.18 representam a precipitação média e desvio-padrão anual e sazonal ponderada pelo Inverso do Quadrado da Distância (IDW) e é possível verificar que o Sudeste é a região que apresenta menores valores de precipitação média e onde a variabilidade espacial é menor. A variabilidade espacial do desvio-padrão também é menor para a região Sudeste.

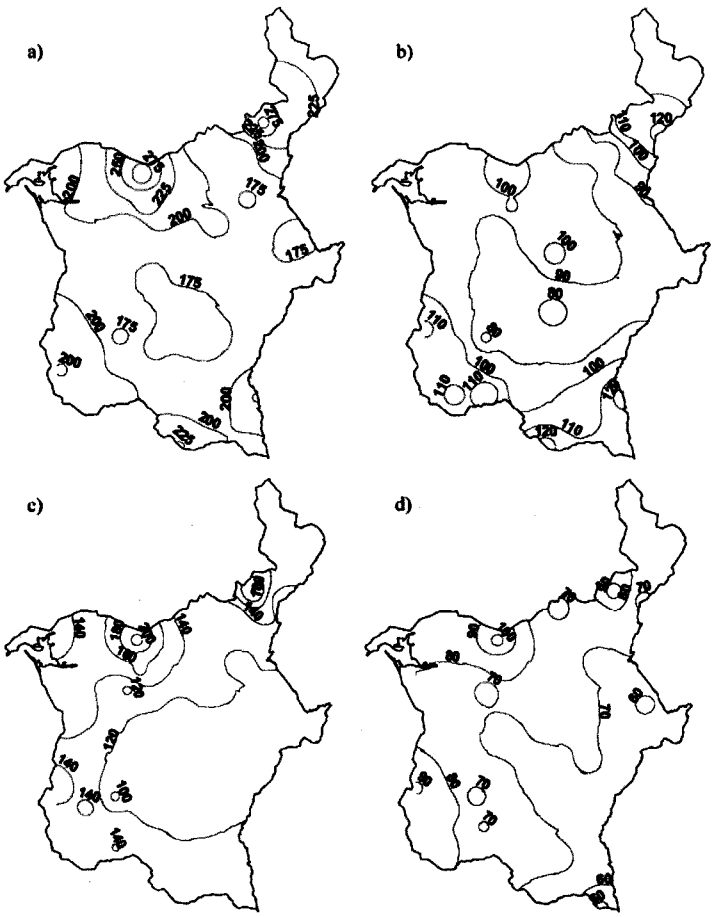


Figura 4.17 – Distribuição espacial da média das séries temporais de precipitação (mm) para as condições: a) anuais; b) no Outono; c) no Inverno e d) na Primavera.

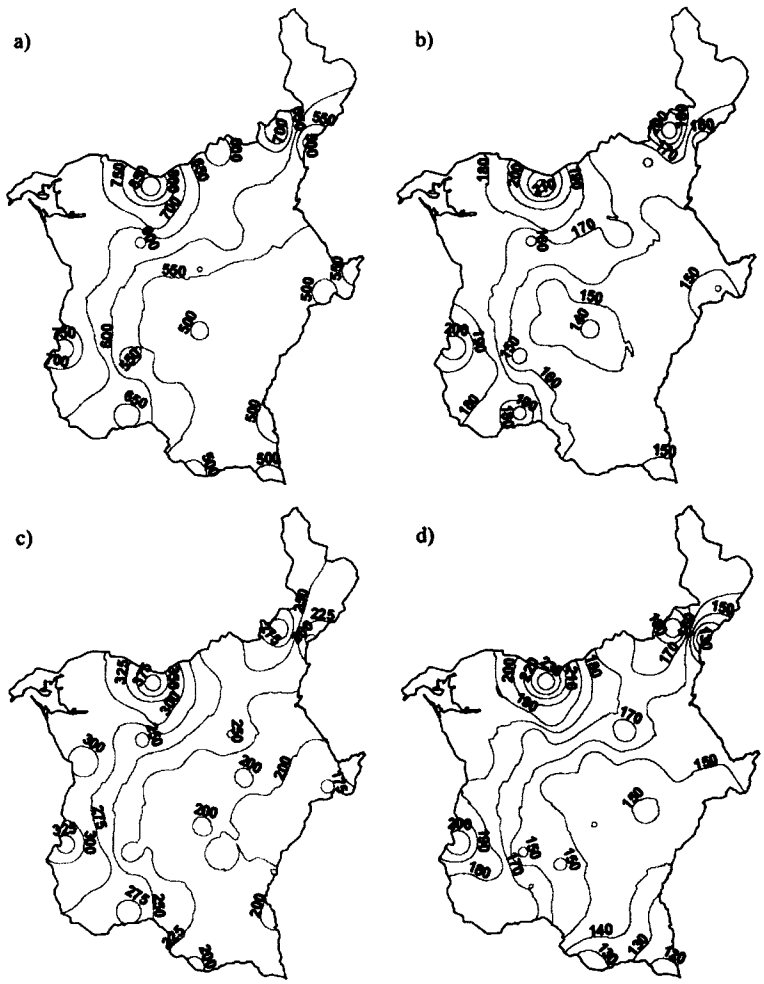


Figura 4.18 – Distribuição espacial do desvio padrão das séries temporais de precipitação (mm) para as condições: a) anuais; b) no Outono; c) no Inverno e d) na Primavera.

4.8.3. Teste de homogeneidade

Numa avaliação preliminar da homogeneidade das séries anuais de precipitação foi aplicado o método das duplas acumulações (Kohler, 1949), não tendo sido detectadas descontinuidade nas séries.

Foram, ainda aplicados quatro testes de homogeneidade às séries anuais e sazonais de precipitação: o teste padrão normal de homogeneidade de Alexandersson (SNHT: Alexandersson, 1986), o teste de Pettit (Pettit, 1979), o teste de Von Neumann (Von Neumann, 1941) e o teste de Buishand (Buishand, 1982). Estes testes foram seleccionados com base nas suas diferentes sensibilidades na detecção de não homogeneidades.

Os testes com excepção do teste de von Neumann proporcionam informações sobre o momento em que é esperada a quebra de uma série não-homogénea.

De acordo com Wijngaard *et al.* (2003) as séries foram classificadas em função do número de testes que rejeitam a hipótese nula de homogeneidade da série considerada. São consideradas as seguintes classes:

- Classe 1: útil - um ou zero testes rejeitam a hipótese nula ao nível de significância de 1%.
- Classe 2: duvidosa - dois testes rejeitam a hipótese nula ao nível de significância de 1%.
- Classe 3: suspeita - três ou quatro testes rejeitam a hipótese nula ao nível de significância de 1%.

Nas Tabelas 4.15 a 4.19 são apresentados para cada uma das séries de precipitação anual, sazonal e do mês de Março o resultado dos testes de homogeneidade, o ano em que a homogeneidade foi quebrada e a classe que foi atribuída a cada uma das estações udométricas.

Quando analisados os resultados sazonais verifica-se que a Primavera apresenta um número muito elevado de não homogeneidades. Para verificar se essas não homogeneidades são generalizadas para todos os meses da Primavera ou apenas para algum dos meses efectuou-se a análise mensal cujos resultados permitiram identificar o mês de Março como o mês onde se verificavam as não homogeneidades.

Os resultados dos testes de homogeneidade mostram que a maioria das séries podem ser classificadas como úteis para posterior identificação de tendências (Figura 4.19). Além disso, os testes ajudaram a detectar várias não-homogeneidades nos dados que não haviam sido detectadas anteriormente e, portanto, contribuiu para uma melhor caracterização das séries temporais de precipitação.

Tabela 4.15 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação anual das estações udométricas.

Estação udométrica	SNHT	Teste de Pettit	Teste de Buishand	Teste de von Neumann	Classe
Alcaria	1957	1957	✓	×	3
Alcoutim	✓	✓	✓	✓	1
Algodôr	✓	✓	✓	✓	1
Almodôvar	✓	✓	✓	✓	1
Amareleja	✓	✓	✓	✓	1
Arronches	✓	✓	✓	✓	1
Azaruja	✓	1972	✓	✓	1
Barranco	✓	✓	✓	✓	1
Barrancos	✓	✓	✓	✓	1
Castro Verde	✓	✓	✓	✓	1
Cuba	✓	✓	✓	✓	1
Juromenha	✓	✓	✓	✓	1
Martim Longo	✓	✓	✓	✓	1
Pedrógão	✓	1970	✓	×	2
Portel	1969	1969	1969	✓	3
Redondo	✓	✓	✓	✓	1
Reguengos	✓	✓	✓	✓	1
Serpa	✓	✓	✓	✓	1
Santo Aleixo	✓	✓	✓	✓	1
Trindade	✓	✓	✓	✓	1
Vila Viçosa	✓	✓	✓	✓	1
Santiago do Escoural	✓	1970	✓	✓	1
Alcáçovas	✓	1972	✓	✓	1
Torrão	✓	✓	✓	✓	1
Ferreira do Alentejo	✓	✓	✓	×	1
Aljustrel	✓	✓	✓	✓	1
Panóias	✓	✓	✓	✓	1
Cercal do Alentejo	✓	✓	✓	✓	1
Grândola	✓	✓	✓	✓	1
Águas de Moura	✓	✓	✓	✓	1
Odemira	✓	1962	✓	×	2
Relíquias	✓	✓	✓	✓	1
Sabóia	✓	✓	✓	✓	1
Santana da Serra	✓	✓	✓	✓	1
Aldeia de Palheiros	✓	✓	✓	✓	1

Tabela 4.16 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação de Outono das estações udométricas.

Estação udométrica	SNHT	Teste de Pettit	Teste de Buishand	Teste de von Neumann	Classe
Alcaria	✓	✓	✓	✓	I
Alcoutim	✓	✓	✓	✓	I
Algodôr	✓	✓	✓	✓	I
Almodôvar	✓	✓	✓	✓	I
Amareleja	✓	✓	✓	✓	I
Arronches	✓	✓	✓	✓	I
Azaruja	✓	✓	✓	✓	I
Barranco	✓	✓	✓	✓	I
Barrancos	✓	✓	✓	✓	I
Castro Verde	✓	✓	✓	✓	I
Cuba	1936	✓	✓	✓	I
Juromenha	✓	✓	✓	✓	I
Martim Longo	✓	✓	✓	✓	I
Pedrógão	✓	✓	✓	✓	I
Portel	✓	✓	✓	✓	I
Redondo	✓	✓	✓	✓	I
Reguengos	✓	✓	✓	✓	I
Serpa	✓	✓	✓	✓	I
Santo Aleixo	✓	✓	✓	✓	I
Trindade	✓	✓	✓	✓	I
Vila Viçosa	✓	✓	✓	✓	I
Santiago do Escoural	✓	✓	✓	✓	I
Alcáçovas	✓	✓	✓	✓	I
Torrão	✓	✓	✓	✓	I
Ferreira do Alentejo	✓	✓	✓	✓	I
Aljustrel	✓	✓	✓	✓	I
Panóias	✓	✓	✓	✓	I
Cercal do Alentejo	✓	✓	✓	✓	I
Grândola	✓	✓	✓	✓	I
Águas de Moura	✓	✓	✓	✓	I
Odemira	✓	✓	✓	✓	I
Relíquias	✓	✓	✓	✓	I
Sabóia	✓	✓	✓	✓	I
Santana da Serra	✓	✓	✓	✓	I
Aldeia de Palheiros	✓	✓	✓	✓	I

Tabela 4.17 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação de Inverno das estações udométricas.

Estação udométrica	SNHT	Teste de Pettit	Teste de Buishand	Teste de von Neumann	Classe
Alcaria	1948	✓	✓	✓	1
Alcoutim	✓	1960	✓	✓	1
Algodôr	✓	✓	✓	✓	1
Almodôvar	✓	✓	✓	✓	1
Amareleja	✓	✓	✓	✓	1
Arronches	✓	✓	✓	✓	1
Azaruja	✓	✓	✓	✓	1
Barranco	✓	✓	✓	✓	1
Barrancos	✓	✓	✓	✓	1
Castro Verde	✓	✓	✓	✓	1
Cuba	✓	✓	✓	✓	1
Juromenha	✓	✓	✓	✓	1
Martim Longo	✓	✓	✓	✓	1
Pedrógão	✓	✓	✓	✓	1
Portel	1978	1978	1978	✓	3
Redondo	✓	✓	✓	✓	1
Reguengos	✓	✓	✓	✓	1
Serpa	✓	✓	✓	✓	1
Santo Aleixo	✓	✓	✓	✓	1
Trindade	✓	✓	✓	✓	1
Vila Viçosa	✓	✓	✓	✓	1
Santiago do Escoural	✓	✓	✓	✓	1
Alcáçovas	✓	✓	✓	✓	1
Torrão	✓	✓	✓	✓	1
Ferreira do Alentejo	✓	✓	✓	✓	1
Aljustrel	✓	✓	✓	✓	1
Panóias	✓	✓	✓	✓	1
Cercal do Alentejo	✓	✓	✓	✓	1
Grândola	✓	✓	✓	✓	1
Águas de Moura	✓	✓	✓	✓	1
Odmira	✓	✓	✓	✓	1
Relíquias	✓	✓	✓	✓	1
Sabóia	✓	✓	✓	✓	1
Santana da Serra	✓	✓	✓	✓	1
Aldeia de Palheiros	✓	✓	✓	✓	1

Tabela 4.18 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação de Primavera das estações udométricas.

Estação udométrica	SNHT	Teste de Pettit	Teste de Buishand	Teste de von Neumann	Classe
Alcaria	✓	✓	✓	x	1
Alcoutim	✓	✓	✓	✓	1
Algodôr	1962	1962	✓	✓	2
Almodôvar	✓	✓	✓	✓	1
Amareleja	✓	1963	✓	✓	1
Arronches	1970	1970	1970	✓	3
Azaruja	1958	1958	1958	✓	3
Barranco	1961	1961	1961	✓	3
Barrancos	✓	✓	✓	✓	1
Castro Verde	✓	✓	✓	✓	1
Cuba	✓	✓	✓	x	1
Juromenha	1968	1968	1968	✓	3
Martim Longo	✓	✓	✓	✓	1
Pedrógão	1970	1962	✓	✓	2
Portel	1970	1970	1970	✓	3
Redondo	✓	✓	✓	✓	1
Reguengos	1962	1963	✓	✓	2
Serpa	✓	1964	✓	✓	1
Santo Aleixo	✓	✓	✓	✓	1
Trindade	✓	1963	✓	✓	1
Vila Viçosa	✓	✓	✓	✓	1
Santiago do Escoural	1964	1964	1964	✓	3
Alcáçovas	1971	1971	1971	✓	3
Torrão	✓	1963	✓	✓	1
Ferreira do Alentejo	✓	✓	✓	✓	1
Aljustrel	✓	✓	✓	✓	1
Panóias	✓	✓	✓	✓	1
Cercal do Alentejo	✓	✓	✓	✓	1
Grândola	1961	1961	✓	✓	2
Águas de Moura	✓	✓	✓	✓	1
Odemira	1960	1960	1960	✓	3
Relíquias	✓	1964	✓	✓	1
Sabóia	✓	✓	✓	✓	1
Santana da Serra	✓	✓	✓	✓	1
Aldeia de Palheiros	✓	✓	✓	✓	1

Tabela 4.19 – Resultados dos testes de homogeneidade para a série de precipitação do mês de Março das estações udométricas.

Estação udométrica	SNHT	Teste de Pettit	Teste de Buishand	Teste de von Neumann	Classe
Alcaria	✓	✓	✓	✓	1
Alcoutim	1942	✓	✓	✓	1
Algodôr	1961	1962	1961	x	3
Almodôvar	1961	1961	✓	✓	2
Amareleja	1975	1975	1975	✓	3
Arronches	1974	1974	1964	✓	3
Azaruja	1974	1968	1968	✓	3
Barranco	1961	1963	1961	✓	3
Barrancos	1975	1975	1975	✓	3
Castro Verde	1963	1963	1963	✓	3
Cuba	✓	✓	✓	✓	1
Juromenha	1968	1968	1968	✓	3
Martim Longo	1961	1961	1961	✓	3
Pedrógão	1968	1968	1968	✓	3
Portel	1968	1968	1968	x	3
Redondo	✓	✓	✓	✓	1
Reguengos	1969	1969	1962	✓	3
Serpa	1964	1965	1964	x	3
Santo Aleixo	✓	1978	✓	✓	1
Trindade	1964	1965	1964	✓	3
Vila Viçosa	1969	1975	1969	✓	3
Santiago do Escoural	1969	1965	1969	✓	3
Alcáçovas	1969	1969	1969	✓	3
Torrão	1968	1968	1968	✓	3
Ferreira do Alentejo	✓	1979	✓	✓	1
Aljustrel	✓	✓	✓	✓	1
Panóias	1968	1969	✓	✓	2
Cercal do Alentejo	1964	1965	1964	✓	3
Grândola	1965	1965	1965	✓	3
Águas de Moura	✓	1965	✓	✓	1
Odemira	1964	1964	1964	✓	3
Relíquias	1964	1965	1964	✓	3
Sabóia	✓	1966	✓	✓	1
Santana da Serra	✓	✓	1972	✓	1
Aldeia de Palheiros	1970	1970	1970	✓	3

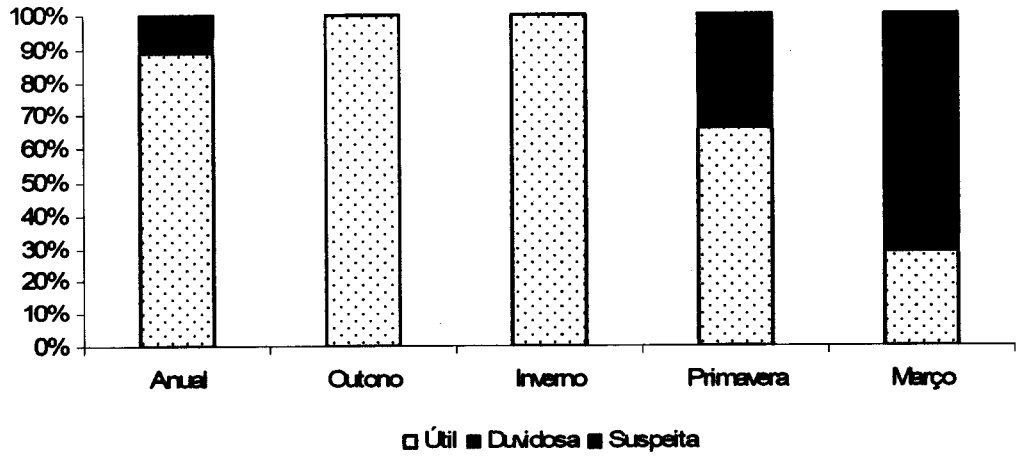


Figura 4.19 – Classes dos testes de homogeneidade.

Como se pode observar na Figura 4.19, as séries anuais, do Outono e do Inverno podem ser consideradas úteis, porém a série da Primavera particularmente a série de Março são consideradas suspeitas em termos da sua homogeneidade. Desconhecem-se alterações nas condições de operação das estações udométricas, o que é indicativo de possíveis variações na tendência da precipitação na Primavera e particularmente em Março.

Uma série temporal homogénea em clima é definida como aquela onde as variações são causadas apenas por variações no clima e meteorologia (Conrad e Pollak, 1950). Assim, pode-se concluir que a não homogeneidade na Primavera e na série de Março não é devida a problemas de aquisição de dados (porque esta não homogeneidade só acontece nesse período de tempo específico), mas reflectem uma possível evidência de mudanças nas tendências de precipitação. Por essa razão essas estações foram mantidas na análise da variabilidade climática.

Esta diminuição da precipitação da Primavera já tinha sido detectada e relatada por Mendes (1993), Matos *et al.* (1994), Serrano *et al.* (1999b) e Paredes *et al.* (2006).

4.8.4. Análise de tendência

A primeira abordagem para identificar tendências em séries anuais e sazonais de precipitação relativamente a cada uma das trinta e cinco estações udométricas foi uma análise exploratória, utilizando médias móveis simples de trinta anos. Foram analisados outros períodos mas nos quais não foram detectadas tendências diferentes.

O teste não-paramétrico de *Mann-Kendall*, originalmente de Mann (1945) e reformulado por Kendall (1948), foi seleccionado para testar a aleatoriedade contra a tendência. Este

procedimento tem a vantagem de não assumir qualquer forma especial para a função de distribuição dos dados.

A Tabela 4.20 apresenta de entre as 35 estações udométricas o número de estações com tendências estatisticamente significativas de aumento ou diminuição de acordo com o teste de *Mann-Kendall* e para os níveis de significância estatística de 1%, 5% e 10%. A análise foi efectuada para as séries de precipitação anual e sazonal.

Tabela 4.20 – Número de estações e respectivas tendências de aumento ou diminuição a diferentes níveis estatisticamente significativos.

Nível significativo	Diminuição Anual	Aumento Anual	Diminuição Primavera	Diminuição Inverno	Aumento Outono
1%	3	-	10	2	-
5%	1	1	9	1	2
10%	3	1	4	1	2

Na Tabela 4.21 são apresentadas as estações udométricas para as quais foram verificadas tendências estatisticamente significativas segundo o teste de *Mann-Kendall.*

Na Figura 4.20, é apresentada a distribuição espacial destas tendências. Em toda a região verifica-se uma ligeira diminuição da precipitação, principalmente na Primavera. As tendências decrescentes, estatisticamente significativas ao nível de 1%, verificam-se principalmente no Nordeste. Para as condições anuais e de Inverno a tendência decrescente é verificada apenas para algumas estações e, no Outono, a única a tendência crescente estatisticamente significativa apenas se verifica em quatro estações udométricas.

Cinzento, indica tendências decrescentes e preto, indica as tendências de aumento.

Figura 4.20 - Distribuição espacial das tendências estatisticamente significativas nas séries de precipitação anual e sazonal: a) Anual; b) Outono; c) Inverno; d) Primavera.

Tabela 4.21 – Estações udométricas e respectivas tendências da série de precipitação para diferentes níveis estatisticamente significativos.

Posto	*Tipo de série*	*Tendência*	*Nível de significância*
Alcaria	Anual	**Aumento**	0,05
Santo Aleixo	Anual	**Aumento**	0,10
Azaruja	Anual	Diminuição	0,05
Portel	Anual	Diminuição	0,01
Reguengos	Anual	Diminuição	0,10
Alcaçovas	Anual	Diminuição	0,10
Aljustrel	Anual	Diminuição	0,10
Santiago do Escoural	Anual	Diminuição	0,01
Odemira	Anual	Diminuição	0,01
Portel	Inverno	Diminuição	0,01
Vila Viçosa	Inverno	Diminuição	0,10
Santiago do Escoural	Inverno	Diminuição	0,05
Odemira	Inverno	Diminuição	0,01
Alcaria	Outono	**Aumento**	0,05
Almodovar	Outono	**Aumento**	0,10
Vila Viçosa	Outono	**Aumento**	0,10
Panóias	Outono	**Aumento**	0,05
Algodor	Primavera	Diminuição	0,05
Amareleja	Primavera	Diminuição	0,01
Azaruja	Primavera	Diminuição	0,01
Barrancos	Primavera	Diminuição	0,10
Castro Verde	Primavera	Diminuição	0,10
Pedrógão	Primavera	Diminuição	0,05
Portel	Primavera	Diminuição	0,01
Redondo	Primavera	Diminuição	0,05
Reguengos	Primavera	Diminuição	0,01
Serpa	Primavera	Diminuição	0,01
Trindade	Primavera	Diminuição	0,05
Vila Viçosa	Primavera	Diminuição	0,05
Águas de Moura	Primavera	Diminuição	0,10
Alcaçovas	Primavera	Diminuição	0,01
Aljustrel	Primavera	Diminuição	0,05
Cercal do Alentejo	Primavera	Diminuição	0,05
Grandola	Primavera	Diminuição	0,05
Santiago do Escoural	Primavera	Diminuição	0,01
Torrão	Primavera	Diminuição	0,01
Palheiros	Primavera	Diminuição	0,05
Relíquias	Primavera	Diminuição	0,01
Odemira	Primavera	Diminuição	0,01
Santana da Serra	Primavera	Diminuição	0,10

A análise com base nas médias móveis simples para trinta anos fornece resultados claros sobre a tendência da precipitação no período 1931-2006, para a maioria das estações udométricas e principalmente na Primavera.

Os resultados para as estações udométricas de Portel e Alcaria são apresentados nas Figuras 4.21 e 4.22, respectivamente. Estas duas estações udométricas são apresentados como exemplo das 35 estações. A série de precipitação anual de Portel representa uma estação udométrica com tendência de diminuição da precipitação. Para representar as estações udométricas onde não foi detectada nenhuma tendência foi seleccionada a estação udométrica de Alcaria para a precipitação de Primavera. Nestas Figuras são inidcados os percentis 10, 25, 50, 75 e 90 calculados para a série de precipitação.

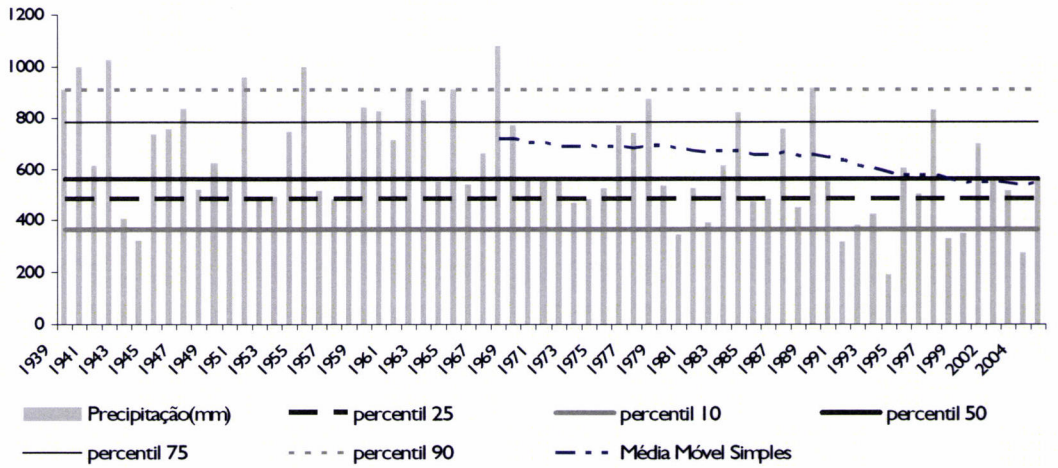


Figura 4.21 - Médias móveis simples para trinta anos e percentis da série de precipitação anual na estação udométrica de Portel.

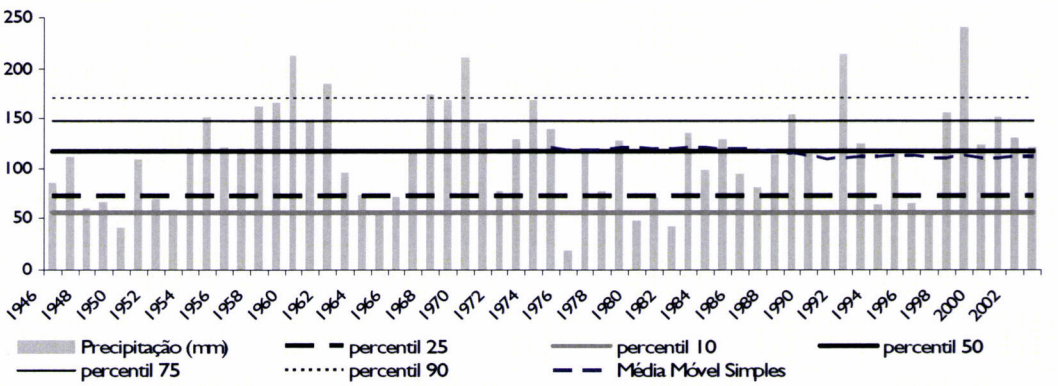


Figura 4.22 - Médias móveis simples para trinta anos e percentis da série de precipitação na Primavera para a estação udométrica de Alcaria.

A estação udométrica de Portel apresenta uma tendência estatisticamente significativa de diminuição da precipitação anual de acordo com o teste de *Mann-Kendall*, ao nível de significância de 1%, e o inverso é verdadeiro para a estação udométrica da Alcaria. Em Portel,

o número de anos com valores de precipitação acima do percentil 50 é baixo, o que é consistente com a conclusão obtida na análise da média móvel.

As estações udométricas de Serpa, Grândola e Relíquias também foram estudadas por Rodrigo e Trigo (2007) que apenas detectaram, com o teste de *Mann Kendall*, para o período 1951--2002 uma tendência decrescente estatisticamente significativa no Inverno para a estação udométrica de Relíquias. Neste estudo foi obtida uma tendência decrescente estatisticamente significativa para a Primavera em todas as três estações para o período 1931-2006.

O algoritmo de *cluster k-means* é uma técnica não-hierárquica, que produz um número específico de *clusters* com a maior distinção possível, movendo os objectos entre *clusters* para os agrupar, com o objectivo de minimizar a variância intra-*cluster* e maximizar a variância entre *clusters*. Os valores centrais dos *clusters* são escolhidos aleatoriamente numa primeira iteração e, em seguida, cada iteração adicional agrupa as observações, com base na menor distância euclidiana ao centro do *cluster*. Em cada etapa verifica-se alteração do centro do *cluster*. O processo continua até que o valor central dos *clusters* não se altere mais do que um determinado valor limite.

A análise dos *clusters* foi realizada utilizando a função R-quadrado como a quantidade a ser optimizada para obter o número final de *clusters*. Esta função mede a percentagem da variabilidade total que é explicada em cada solução (Maroco, 1997) e é também um índice de informação estatística.

$$R-\text{quadrado} = \frac{SQC}{SQT} = \frac{\sum_{i=1}^{P}\sum_{j=1}^{k} n_{ij}(\overline{X}_{ij} - \overline{X}_{i})^2}{\sum_{i=1}^{P}\sum_{j=1}^{k}\sum_{l=1}^{N}(X_{ijl} - \overline{X})^2} \qquad \textbf{4.6}$$

Onde:

P: número de variáveis;

k: número de *clusters*;

N: número de objectos em cada *cluster*;

n_{ij}: número de objectos da variável i no *cluster* j;

$\overline{x}_{ij}$: valor médio da variável i no *cluster* j;

$\overline{x}_{i}$: valor médio da variável i para todos os *clusters*;

$\overline{x}$: valor médio de todos os objectos em todas as variáveis;

x_{ijl} representa cada valor individual da série.

O número de *clusters* final é obtido de acordo com a seguinte metodologia:

- Para cada número de clusters o R-quadrado é calculado;
- Quando o R-quadrado atinge o valor de 0,95 considera-se que o número ideal de *clusters* foi atingido;
- Para verificar quais os *clusters* que não são independentes é efectuada a ANOVA ao teste *Tukey*. Se os *clusters* não forem considerados independentes são agregados e efectua-se novamente a ANOVA até se obterem apenas *clusters* independentes.

4.8.5. Variabilidade espacial e temporal

Após as análises anteriores terem detectado uma tendência decrescente da precipitação no Sul de Portugal, em especial na série anual e na série da Primavera, a variabilidade interanual de anos secos, normais e húmidos é agora considerada. As séries de precipitação anual e sazonal de cada estação udométrica foram submetidas a uma análise de *cluster k-means* para identificar grupos de anos semelhantes em termos de precipitação. Os *clusters* obtidos foram classificados em extremamente secos (ED), muito secos (VD), secos (D), normais (N), húmidos (W), muito húmidos (VW) e extremamente húmidos (EW) de acordo com Ramos (2001). Considerou-se que o *cluster* designado de normal é o que contém o valor de precipitação correspondente ao percentil 50.

A análise de *clusters* tem vantagens sobre outras técnicas de agrupamento, por exemplo, os percentis visto que não separa anos com precipitações totais muito semelhantes e por outro lado não inclui no mesmo *cluster*, anos com valores de precipitação distintos.

De modo a analisar não só cada estação udométrica isoladamente, mas toda a área, de modo a verificar a variabilidade espacial, as classes de precipitação obtidas na análise de clusters foram reclassificadas em: i) D - seco (inclui as classes de seco, muito seco e extremamente seco), ii) N - normal e iii) W - húmido (inclui as classes húmido, muito húmido e extremamente húmido). Os resultados para as 35 estações para as condições anuais e de Primavera são apresentados nas Figuras A.1 a A.10 do Anexo V.

A área de estudo foi dividida em quatro sectores (Figura 4.28):

- Sector Noroeste (NW): Norte da latitude 38°N e Oeste da longitude 8°W
- Sector Nordeste (NE): Norte da latitude 38°N e Este da longitude 8°W
- Sector Sudoeste (SW): Sul da latitude 38°N e Oeste da longitude 8°W
- Sector Sudeste (SE): Sul da latitude 38°N e Este da longitude 8°W

O NW e SW são os sectores com maior proximidade ao oceano. Na análise da variabilidade espacial foi dada atenção à possível influência da proximidade do mar.

Na Figura 4.23 e 4.24 apresentam-se para cada um dos quadrantes da área de estudo um exemplo do comportamento das estações, respectivamente, para as condições anuais e de Primavera.

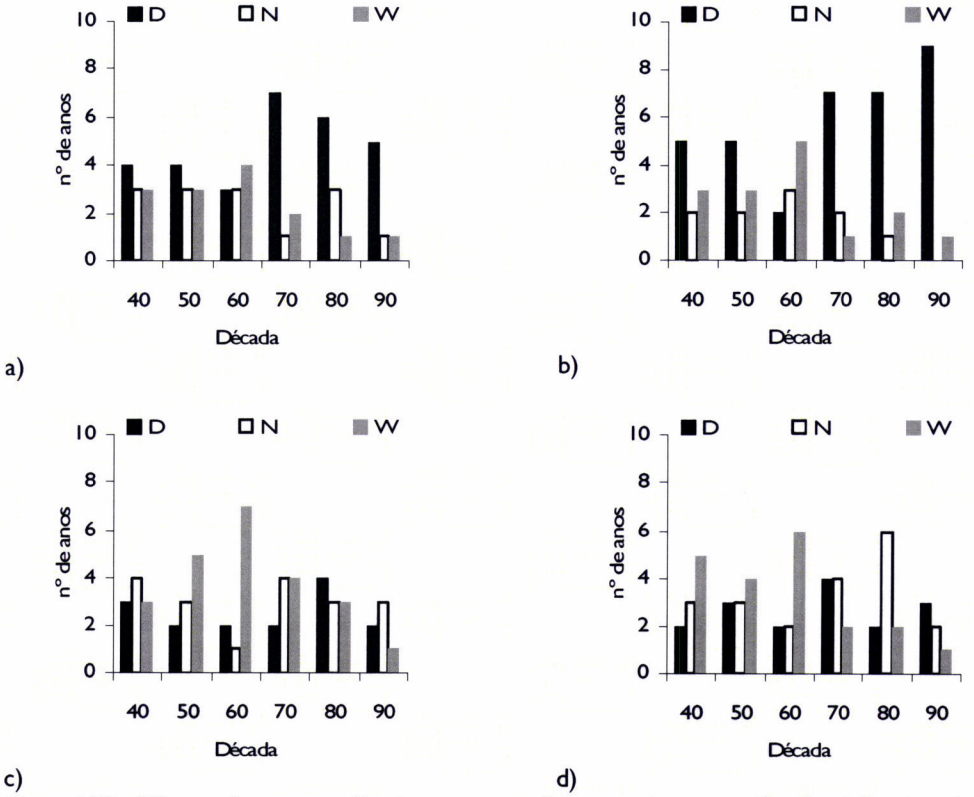


Figura 4.23 - Número de anos por década para as condições anuais nas estações de: a) Santiago do Escoural; b) Portel; c) Sabóia; d) Trindade.

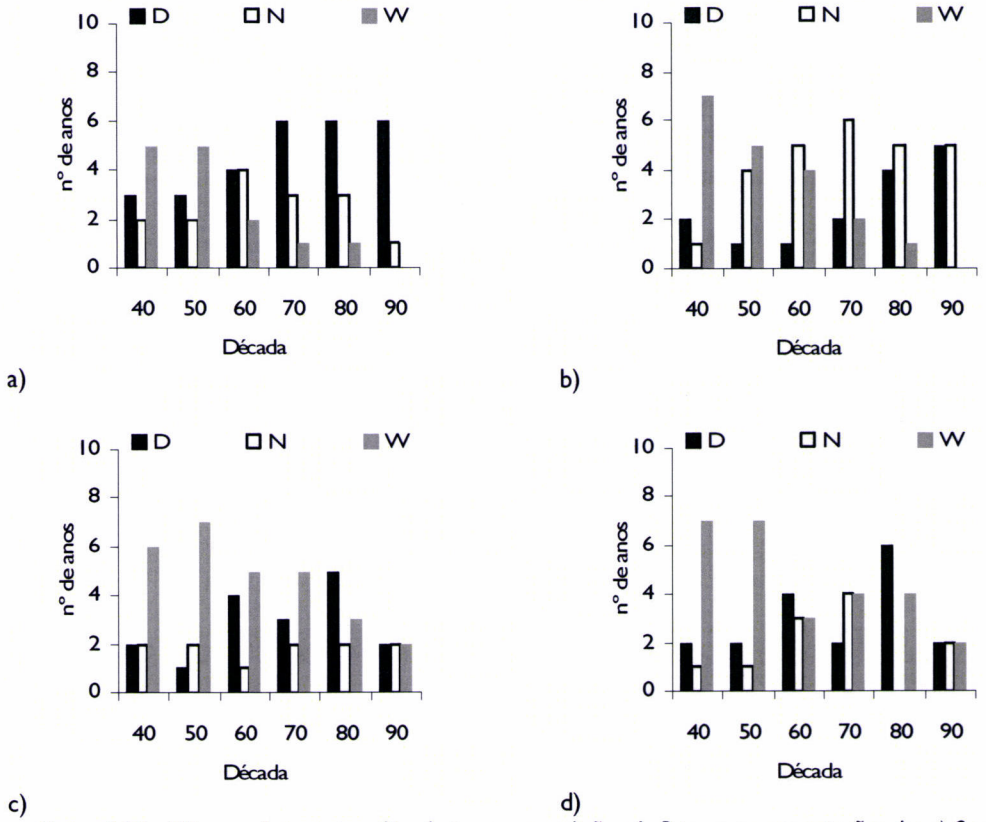


Figura 4.24 - Número de anos por década para as condições de Primavera nas estações de: a) Santiago do Escoural; b) Portel; c) Sabóia; d) Trindade.

Para a maioria das 35 estações udométricas a principal conclusão é de que a precipitação anual e na Primavera tem vindo a diminuir.

O teste não-paramétrico de *Mann-Kendall* foi aplicado à classificação dos *clusters* no período 1931-2000. Na Tabela 4.22 são apresentados os resultados da tendência da análise espacial da classificação dos *clusters*.

Tabela 4.22 – Tendência da análise espacial da classificação dos clusters.

Sector	Anual			Outono			Inverno			Primavera		
	D	N	W	D	N	W	D	N	W	D	N	W
NW	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	S(0,10) - I	NS	S(0,01) - D
NE	NS	NS	S (0,05) - D	NS	NS	NS	NS	NS	NS	S(0,10) - I	NS	S(0,05) - D
SW	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	S(0,10) - I	NS	S(0,05) - D
SE	NS	NS	NS	NS	NS	NS	S (0,10) - I	NS	NS	S(0,10) - I	NS	NS

I – Aumento
D - Diminuição
NS – não significativo
S – significativo ao nível de 1%, 5% ou 10%

É possível verificar que na Primavera a tendência de diminuição dos anos húmidos (e aumento do número de anos secos) é estatísticamente siginificativa para todo o Sul de Portugal excepto

no sector SE. Uma tendência de aumento, estatisticamente significativa, dos anos secos foi detectada apenas para as condições de Inverno no sector SE, e uma tendência de decréscimo da precipitação para as condições anuais foi detectada apenas no sector NE. Estes são os sectores mais afastados do oceano. Para as condições de Outono não foram detectadas tendências estatisticamente significativas.

A análise da variabilidade espacial é efectuada para vários períodos: i) o período total (1931--2000); ii) duas normais climatológicas 1931-1960 e 1961-1990; iii) o último período completo de 30 anos (1971-2000) e iv) a última década (1991-2000). O período de 2001 a 2006 não foi considerado, mas verificou-se nesse período, em relação ao período 1991-2000, uma diminuição da precipitação média para as condições anuais, de Inverno e de Primavera de, respectivamente, -19%, -41% e -21% e um aumento de +19% da precipitação para as condições de Outono. A variabilidade da precipitação espacial e temporal é apresentada na Figura 4.25.

Condições Anuais

Uma análise para o período total (1931-2000) mostra que as áreas próximas ao mar têm características mais homogéneas e que, nos sectores NE e SE os anos secos ultrapassam os anos húmidos, observa-se também que no sector NE quase não existe nenhum ano com classificação de normal. Comparando os períodos de 1931-1960 e 1961-1990, é possível detectar o aumento de anos secos em todos os sectores com um grande aumento nos sectores Norte, o aumento dos anos secos no sector NW é devido à diminuição dos anos normais, enquanto que nos outros sectores é devido à diminuição dos anos húmidos. No sector NE verifica-se o aumento mais considerável de anos secos na última década. Ao longo de 1991-2000 nos sectores NW e SE verifica-se o aumento de anos normais, como consequência da diminuição dos anos húmidos, o sector SW, perto do mar, é o único sector onde o número de anos húmidos aumenta e no sector NE quase todos os anos são classificadas como secos e nenhum ano é classificado de normal.

Condições de Outono

Ao longo do período 1931-2000 os Outonos secos dominam os Outonos húmidos, excepto para o sector NW. Os sectores NE e SE apresentam mais Outonos normais do que os sectores perto do mar. Comparando os períodos 1931-1960 e 1961-1990 verifica-se a diminuição de Outonos secos em todos os sectores e o aumento de Outonos húmidos principalmente nos sectores NW e SW próximos do mar. No período 1971-2000 detecta-se um pequeno aumento nos Outonos secos, excepto para o sector SE e a diminuição dos

Outonos húmidos, principalmente no sector SW o que permite concluir que a diminuição dos Outonos secos verificados em 1961-1990 ocorre na década de 1961-1970. Na década de 1991-2000 a percentagem de Outonos secos é maior no sector NE e menor no sector SW. Na região Sul é observada a diminuição nos Outonos secos para três períodos consecutivos, 1931-1960, 1961-1990 e 1991-2000.

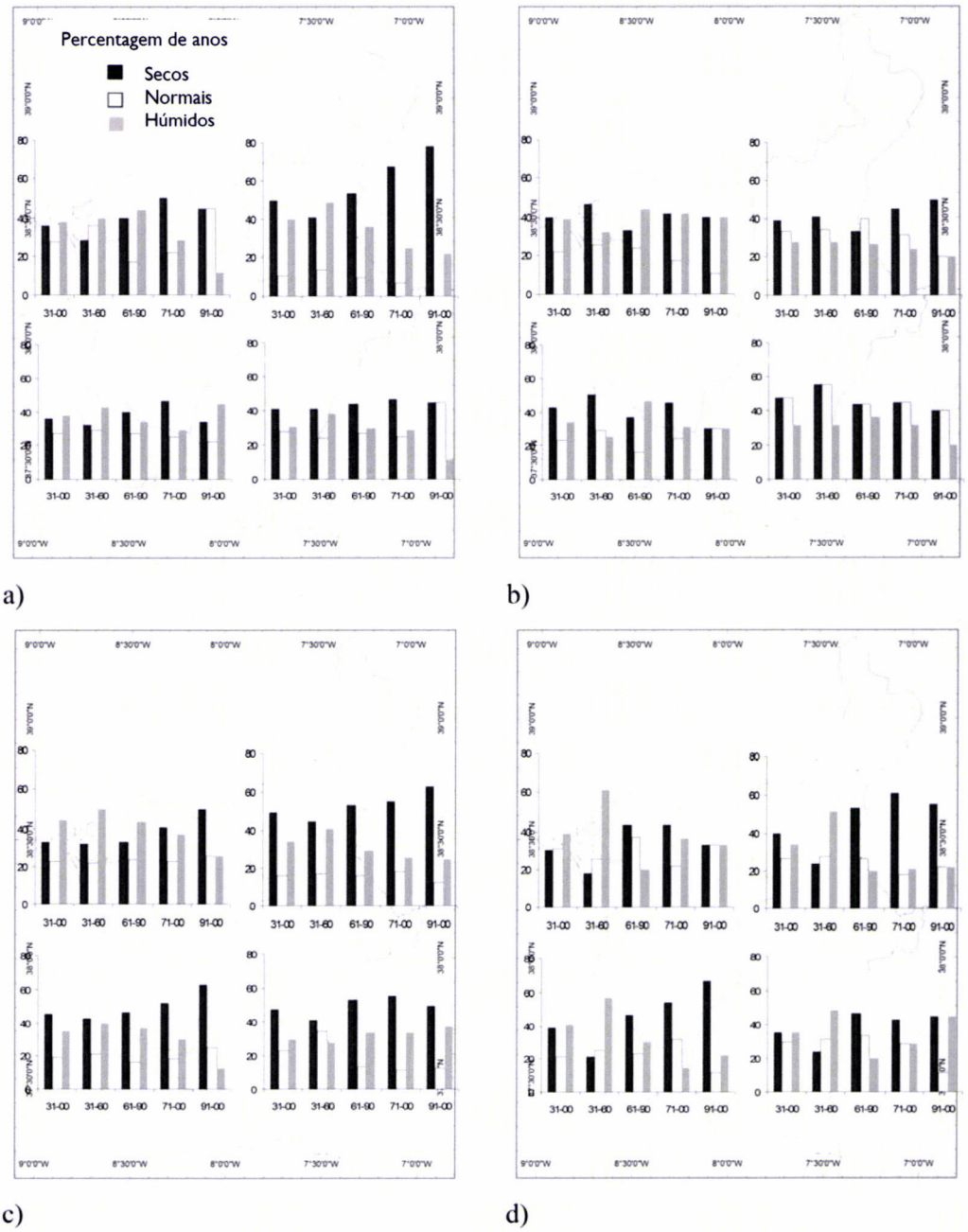


Figura 4.25 - Variabilidade espacial e temporal para o regime de precipitação: a) anual; b) Outono; c) Inverno; d) Primavera.

Condições de Inverno

Analisando o período 1931-2000, os Invernos secos predominam, excepto para o sector NW. Os períodos 1931-1960 e 1961-1990 mostram que o número de Invernos secos aumentou, principalmente nos sectores do interior. No sector NW os Invernos húmidos excedem os Invernos secos. No sector SE, observa-se a diminuição nos Invernos normais. Ao longo dos vários períodos analisados (1931-1960, 1961-1990 e 1991-2000) a percentagem de Invernos húmidos diminui, excepto para o sector SE. Na última década analisada (1991-2000) no sector NW a percentagem de Invernos secos é maior que a dos Invernos húmidos em contraste com a observada em outros períodos.

Condições da Primavera

Para o período de análise 1931-2000 não existe nenhum aspecto significativo a referir. No período 1931-1960 a percentagem de Primaveras húmidas é muito elevada em todos os sectores, e no período de 1961-1990 a maioria das Primaveras podem ser classificadas como secas. O número de Primaveras húmidas apresenta uma diminuição notável, com o aumento do número de Primaveras secas. Para os períodos de 1931-1960, 1961-1990 e 1991-2000 é observada a diminuição nas Primaveras húmidas no sector SW, com o aumento do número das Primaveras secas. Nos outros sectores para os períodos 1961-1990 e 1991-2000 não se verifica variabilidade. Na década de 1991-2000 verifica-se o aumento de Primaveras húmidas e a diminuição de Primaveras normais no sector SE.

Para analisar a tendência das séries de precipitação anuais e sazonais foram considerados os métodos das médias móveis simples, o teste de *Mann-Kendall* e os percentis. Todos estes métodos mostraram uma tendência para uma diminuição da precipitação na Primavera. Outro resultado importante é o facto de que os testes de homogeneidade também corroboram esta conclusão, porque foram detectadas nas séries de precipitação da Primavera não homogeneidades, especialmente em Março.

Para as condições anuais, o sector NE é caracterizado por um aumento nos anos secos e diminuição dos anos húmidos e o teste de *Mann-Kendall* revelou uma tendência estatisticamente significativa de diminuição dos anos húmidos no sector NE. Os Outonos húmidos apresentaram tendência crescente, principalmente nos sectores perto do mar. Os Invernos secos aumentaram, principalmente na região do interior e o teste de *Mann-Kendall* revelou uma tendência estatisticamente significativa de aumento apenas para o sector SE. As Primaveras húmidas apresentam uma tendência de diminuição com o número de Primaveras

secas a aumentar em todos os sectores, estas conclusões são igualmente verificadas pelas tendências estatisticamente significativas do teste de *Mann-Kendall* para as condições de Primavera.

Em resumo é possível concluir que o aumento dos anos secos no sector NE e a diminuição dos anos húmidos, com o consequente aumento dos anos normais no sector SE é uma consequência de um rearranjo dos regimes de precipitação, onde próximo do mar, os Outonos são cada vez mais húmidos e as Primaveras tornam-se cada vez mais secas o que implica que o efeito sobre as condições anuais se deve principalmente ao facto de que os Invernos e Primaveras, no período analisado, apresentam situações mais secas nos sectores do interior.

5. Construção do modelo hidrológico

5.1. Considerações gerais

O *software* de simulação hidrológica é uma ferramenta de representação do ciclo hidrológico que para uma utilização correcta tem que ser calibrado e validado de modo a obter a parameterização adequada à aplicação do modelo hidrológico no estudo dos impactes das alterações climáticas e do uso do solo nos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica. Nos subcapítulos seguintes é apresentada e aplicada a metodologia de calibração e validação considerada neste estudo e sistematizada a parameterização final do modelo hidrológico.

No capítulo 4 foi apresentada a caracterização biofísica de 34 bacias hidrográficas que serão consideradas para os diferentes objectivos desta dissertação. Na Tabela 5.1 encontram-se indicadas as bacias hidrográficas e os estudos em que foram aplicadas.

Foram calibradas e validadas 13 bacias hidrográficas. Os impactes das alterações climáticas nos recursos hídricos foram estudados em 17 bacias. Existem 17 bacias hidrográficas em que a secção de referência corresponde a uma secção interna das bacias hidrográficas anteriores e que, pelo facto de nessas secções existirem registos de caudal em estações hidrométricas, foram aplicadas na avaliação do desempenho do modelo hidrológico.

Para o estudo do impacte no armazenamento em albufeiras (disponibilidade de água para abastecimento e produção de energia) foram consideradas 14 bacias hidrográficas que correspondem a secções onde se encontra localizada uma barragem.

O estudo do impacte das alterações climáticas e do uso do solo foi efectuado apenas para a bacia hidrográfica do Enxoé.

Tabela 5.1 – Identificação dos objectivos dos estudos realizados nas bacias hidrográficas.

Código da estação hidrométrica	***Designação***	***Calibração / Validação***	***Estudo de Impacte nos Recursos Hídricos***	***Estudo de Verificação em Secção Interna***	***Estudo de Impacte no Armazenamento em Albufeira***
19N/01H	Monte Pisão	x		x	
19N/02H	Ponte Algalé	x		x	
20O/01A	Caia			x	x
20O/03H	Caia Guadiana		x		
22K/01A	Monte Novo			x	x
22L/01A	Vigia			x	x
23K/01H	Vendinha		x		
22M/01A	Lucefécit		x		x
23I/02H	Alcáçovas Valverde			x	
23G/01A	Pego Altar		x		x
23I/01H	Flor Rosa			x	
24H/03H	Torrão Alentejo	x		x	
24H/01A	Vale Gaio		x		x
24J/01A	Alvito			x	x
24I/01A	Odivelas	x	x		x
26F/01A	Campilhas			x	x
26F/02H	Ponte São Domingos	x		x	
26G/01AE	Fonte Serne			x	x
26G/04H	Ponte Alvalade Campilhas		x		
26I/01A	Roxo			x	x
26H/01H	Nabos		x		
26M/01A	Enxoé		x		x
27H/01A	Monte da Rocha		x		x
27L/04H	Limas	x	x		
27I/01H	Entradas	x		x	
26J/01H	Albernoa	x		x	
27J/01H	Monte da Ponte	x	x		
28J/01H	Neves Corvo			x	
28K/02H	Oeiras	x	x		
28K/03H	Carreiras		x		
28L/02H	Vascão	x	x		
29M/01H	Tenência	x	x		
29L/01H	Monte Fortes			x	
30L/01A	Odeleite	x	x		x

5.2. Discretização espacial das bacias

O detalhe espacial com que uma bacia hidrográfica é discretizada influencia o resultado da resposta hidrológica. O grau de detalhe seleccionado é determinado principalmente por dois factores: i) dados disponíveis e ii) capacidade do modelo. Com base nos resultados de Refsgaard (1997), na experiência da equipa que desenvolveu o modelo SHETRAN, nas análises de sensibilidade previamente efectuadas, nos dados disponíveis e nas limitações da matriz do *software*, foi definida uma dimensão mínima da malha a ser considerada.

Foi considerado que, nas aplicações às diferentes bacias hidrográficas em estudo, a malha de cálculo não deve variar muito, de modo a que os resultados obtidos possam ser comparados, dado que este estudo tem como objectivo apresentar resultados que possam ser representativos do comportamento das bacias hidrográficas do Alentejo no Sul de Portugal.

A dimensão da malha seleccionada é de 750m por 750m (56,25ha) com excepção das bacias hidrográficas de Lucefecit, do Enxoé, de Limas, de Ponte Alvalade Campilhas, de Monte da Rocha e de Carreiras cuja dimensão da malha é de 500m por 500 m (25,00ha). A dimensão da malha é inferior nas 6 bacias referidas pelo facto de ser necessário compatibilizar a restrição de discretização do modelo em uma matriz de 70 colunas e 100 linhas e a área e forma irregular das bacias hidrográficas.

5.3. Análise de sensibilidade

No subcapítulo 3.4 foi apresentada a análise de sensibilidade realizada por outros autores, neste subcapítulo são apresentados os resultados da análise de sensibilidade desenvolvida neste estudo.

A análise foi efectuada para dois tipos de solo: i) franco limoso e ii) franco arenoso e para dois usos do solo predominantes: i) culturas anuais e ii) florestal.

Os parâmetros analisados foram: características do solo: i) condutividade hidráulica saturada (K_s) ii) teor de água saturado (θ_{sat}); iii) teor de água residual (θ_{res}) e iv) os parâmetros n e α de *van Genuchten*; características do uso do solo: i) parâmetros de drenagem de *Rutter* (CK e Cb); ii) armazenamento de água nas copas (CSTCAP); iii) índice de área da planta (PLAI) e iv) índice da área foliar (LAI).

A análise de sensibilidade consistiu na comparação dos resultados da função objectivo (Dv) após a variação individual dos valores de cada um dos parâmetros a analisar. Foi efectuada uma

primeira simulação com o valor médio considerado para cada parâmetro e depois fez-se variar esse valor em incrementos de 10, 20 e 30%. Os resultados obtidos apresentam-se na Figura 5.1.

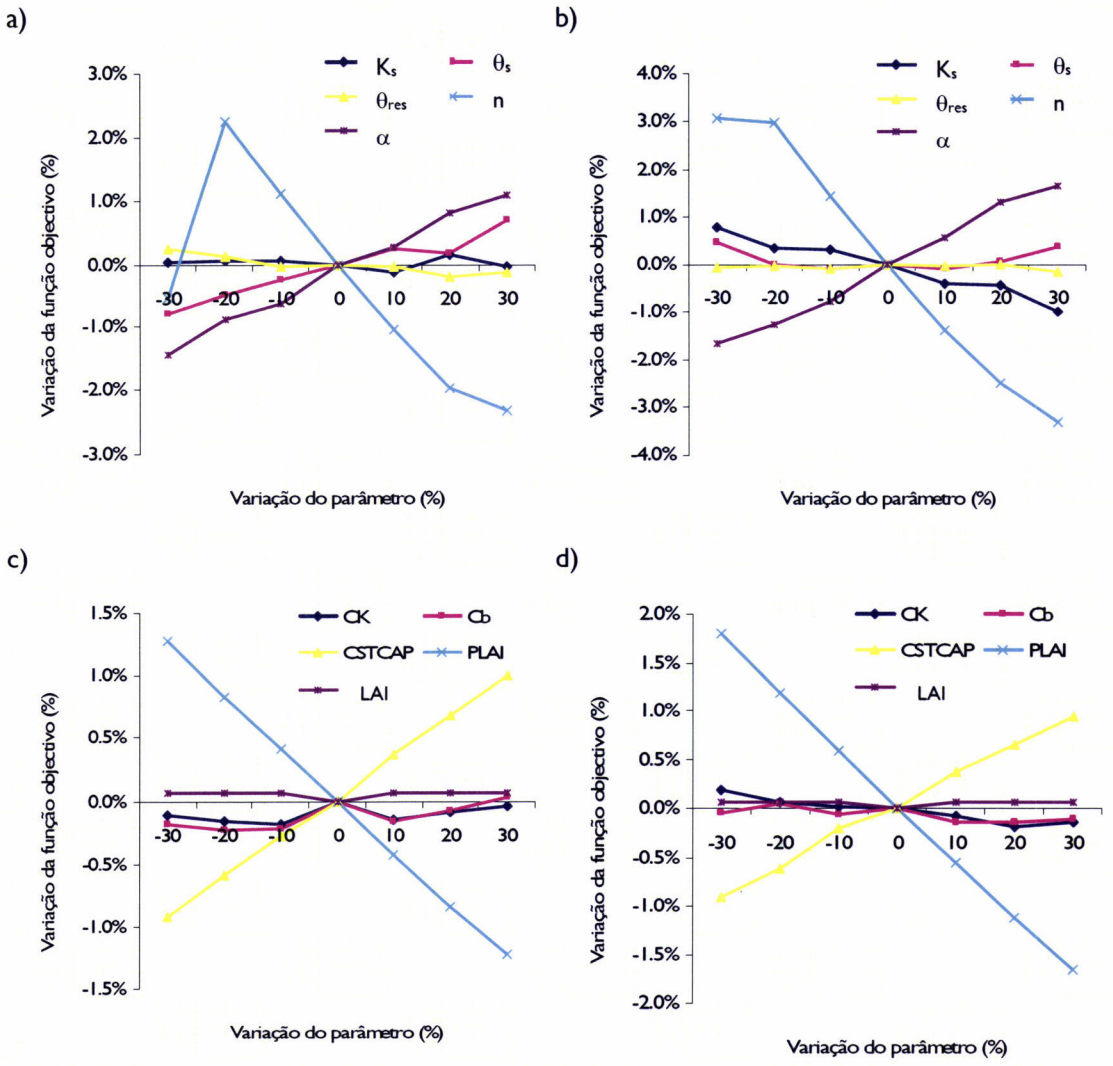


Figura 5.1 – Variação da função objectivo para a análise de sensibilidade: a) solo franco limoso; b) solo franco arenoso; c) culturas anuais; d) florestal.

Os parâmetros que apresentaram maior variação foram: i) os parâmetros n e α de *van Genuchten* nos dois tipos de solo; ii) a condutividade hidráulica saturada (K_s) no solo franco arenoso; iii) o armazenamento de água nas copas (CSTCAP) para os dois usos do solo e iii) o índice de área da planta (PLAI) também para os dois usos do solo. Estes resultados estão de acordo com as conclusões apresentadas por Anderton *et al.* (2002a).

Segundo o manual de utilização do modelo SHETRAN relativamente às características da vegetação, o modelo é mais sensível à razão evapotranspiração real /evapotranspiração de

referência função do potencial matricial do solo. Os valores considerados para os restantes parâmetros são apresentados na Tabela A.11 do Anexo IV.

Os valores do coeficiente de resistência de *Manning-Strickler* foram considerados constantes para cada uso do solo segundo Figueiredo (1998): i) urbano – 60 $m^{1/3}s^{-1}$; ii) culturas anuais – 1 $m^{1/3}s^{-1}$; iii) culturas permanentes – 2 $m^{1/3}s^{-1}$; iv) agroflorestal – 5 $m^{1/3}s^{-1}$; v) florestal – 60 $m^{1/3}s^{-1}$ e iv) arbustos – 10 $m^{1/3}s^{-1}$. Na linha de água o coeficiente de resistência de *Manning-Strickler* foi considerado igual a 30 $m^{1/3}s^{-1}$.

Os parâmetros a calibrar relativamente ao tipo de solo e aquífero foram os seguintes: i) os parâmetros n e α de *van Genuchten*; ii) a condutividade hidráulica saturada (K_s); iii) teor de água saturado (θ_{sat}) e iii) teor de água residual (θ_{res}); quanto à vegetação optou-se por calibrar a relação da evapotranspiração real e da evapotranspiração de referência função do potencial matricial do solo (Figura 3.1). Admitiu-se 2% da área da bacia como área mínima para que as características relativas a um determinado tipo de solo ou uso de solo sejam calibradas.

Através da análise de sensibilidade os parâmetros que não influenciam a resposta da bacia hidrográfica podem ser fixados para os seus valores de referência (Muleta e Nicklow, 2005; Christiaens e Feyen, 2001, 2002; Mertens *et al.*, 2004).

5.4. Calibração

5.4.1. Metodologia

O procedimento de calibração adoptado consistiu num processo manual. A opção por uma calibração manual deveu-se aos elevados tempos de computação necessários para a simulação hidrológica com o modelo SHETRAN, o que não permite efectuar um elevado número de simulações com todas as combinações possíveis de parâmetros.

A metodologia aplicada neste trabalho é uma adaptação dos procedimentos de calibração apresentados por Klemes (1986): i) *Split Sample test*; ii) *Proxy basin test*; iii) *Differential split-sample test* e iv) *Proxy-basin differential split-sample test*; aos dados existentes e às características das bacias hidrográficas em estudo. Identificaram-se condições estacionárias e não-estacionárias quer em termos climáticos quer em termos de características das bacias. A calibração foi efectuada em simultâneo para bacias hidrográficas que apresentavam características semelhantes.

Devido ao modelo SHETRAN ser um modelo distribuído o ideal seria dispor de várias respostas hidrológicas em diversas localizações no interior da bacia. Para este trabalho as respostas hidrológicas disponíveis são os caudais diários nas estações hidrométricas instaladas na bacia hidrográfica e registos de níveis piezométricos muito limitados em número e localizações.

Visto que o objectivo do estudo se concentra na disponibilidade hídrica e não no estudo de eventos extremos, e embora tenha sido considerada uma avaliação de desempenho multi-objectivo de entre as dez funções objectivo determinadas, quatro medidas estatísticas foram consideradas de maior utilidade e por isso utilizadas para avaliar o desempenho do modelo hidrológico: i) *raíz quadrada do desvio quadrado médio* – porque expressa o erro em termos de unidades da variável; ii) *desvio dos volumes* – porque o volume de água é importante em estudos de disponibilidade hídrica; iii) *coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe* – porque é mais sensível que o coeficiente de determinação e iv) *coeficiente de determinação* r^2 – porque é uma medida de representação da variância de fácil interpretação.

No capítulo 4 verificou-se que as características dos tipos de solos e de usos do solo variam espacialmente e que as bacias a calibrar se encontram distribuídas uniformemente pela área de estudo, permitindo diferentes combinações de tipo de solo e de uso do solo. Esta heterogeneidade espacial permite uma abordagem de calibração que se considera adequada para poder utilizar em simulações de bacias não monitorizadas. A inovação deste método consiste em efectuar o procedimento de calibração simultaneamente em várias bacias em que seja possível considerar características semelhantes.

A metodologia de calibração adoptada foi a seguinte:

- Para uma bacia com determinado tipo de solo e uso do solo são calibrados os parâmetros definidos no subcapítulo 5.3 e encontrado um conjunto de parâmetros que resultam num bom desempenho do modelo;

- Numa outra bacia, com o mesmo tipo de solo e/ou uso do solo, os parâmetros obtidos no ponto anterior são usados na simulação;

- Se o resultado do desempenho do modelo não for bom, são alterados os parâmetros até se obter um bom desempenho;

- A nova parameterização é aplicada na bacia inicial e é verificado o desempenho do modelo;

- Este procedimento é repetido até que seja encontrado uma parameterização que resulte num bom desempenho da simulação nas bacias com as mesmas características.

Esta metodologia permite obter um conjunto de parâmetros calibrados que resultam num bom desempenho na globalidade das bacias, o que lhes confere robustez numa posterior aplicação em bacias hidrográficas sem medições de caudal.

São apresentados na Tabela 5.2 os períodos de calibração e a precipitação anual ponderada nas 13 bacias hidrográficas.

Para as bacias que não foram objecto de calibração é necessário estabelecer a parameterização. A metodologia aplicada consistiu em adoptar: i) os valores obtidos para os parâmetros que caracterizam o tipo de solo e o tipo de uso do solo numa bacia hidrográfica calibrada, quando a bacia é uma sub-bacia desta. É o caso das bacias hidrográficas de Caia, de Vale do Gaio, de Monte da Ponte e de Ponte Alvalade Campilhas; ii) os valores obtidos para os parâmetros que caracterizam o tipo de solo e o tipo de uso do solo numa bacia hidrográfica calibrada semelhante (tipo de solo e uso do solo) e que se encontre na proximidade geográfica. É o caso das bacias hidrográficas de Lucefécit, de Pego do Altar, da Vendinha, de Monte da Rocha, de Enxoé, de Nabos e de Carreiras.

Tabela 5.2 – Precipitação anual ponderada para os períodos de calibração nas bacias estudadas.

Designação	Período de calibração	Precipitação (mm)			
		Ano 1	Ano 2	Ano 3	Ano 4
Monte Pisão	1/10/84 - 30/9/88	679	486	518	722
Ponte Algalé	1/10/84 - 30/9/88	679	486	518	722
Torrão Alentejo	1/10/84 - 30/9/88	852	588	564	826
Odivelas	1/10/64 - 30/9/68	620	908	736	439
Albernoa	1/10/80 - 31/9/84	241	483	299	612
Entradas	1/10/80 - 31/9/84	257	497	313	645
Monte Ponte	1/10/80 - 31/9/84	247	479	283	572
Limas	1/10/82 - 30/9/86	245	497	407	364
Ponte São Domingos	1/10/83 - 30/9/87	849	932	639	771
Oeiras	1/10/83 - 30/9/87	414	409	553	699
Odeleite	1/10/84 - 30/9/88	810	622	490	1084
Tenência	1/10/85 - 30/9/89	766	603	475	1039
Vascão	1/10/84 - 30/9/88	722	583	459	995

Verifica-se na Tabela 5.2 que a precipitação anual ponderada nas bacias hidrográficas nos períodos considerados para a calibração do modelo apresenta entre anos mais húmidos e anos mais secos desvios relativos que variam entre 32% e 61%

Fez parte ainda da avaliação do desempenho do processo de calibração e validação considerar mais do que uma resposta hidrológica nas bacias hidrográficas em que isso foi possível. Na Tabela 5.3 são indicadas as respostas hidrológicas estudadas para cada bacia hidrográfica.

Tabela 5.3 – Resposta hidrológica considerada na calibração e validação.

Código Hidrométrica	***Designação da bacia***	***Resposta hidrológica***
19N/01H	Monte Pisão	Caudal diário
19N/02H	Ponte Algalé	Caudal diário
24H/03H	Torrão Alentejo	Caudal diário
24I/01A	Odivelas	Caudal diário
26F/02H	Ponte São Domingos	Caudal diário
26J/01H	Albernoa	Caudal diário
27I/01H	Entradas	Caudal diário em duas secções
27J/01H	Monte da Ponte	Caudal diário em três secções
27L/04H	Limas	Caudal diário
28K/02H	Oeiras	Caudal diário
28L/02H	Vascão	Caudal diário
29M/01H	Tenência	Caudal diário; Nível piezométrico
30L/01A	Odeleite	Caudal diário; Nível piezométrico

Nas secções seguintes é apresentada, de acordo com os critérios de avaliação de desempenho definidos no subcapítulo 2.5.3, a avaliação do desempenho do modelo para as diferentes bacias hidrográficas calibradas. Os resultados obtidos correspondem ao escoamento diário e mensal em cada bacia hidrográfica.

5.4.2. Resultados diários

Os resultados obtidos para os diferentes critérios de desempenho devem ser analisados em conjunto, visto que se se considerasse apenas um critério de avaliação de desempenho com o qual até seria possível apresentar um valor que correspondesse a um maior ajustamento entre o valor de escoamento registado na estação hidrométrica e o simulado para a mesma secção, essa combinação de parâmetros poderia não ser a que na globalidade das situações fosse a mais adequada.

Na Tabela 5.4 apresentam-se os resultados finais para os critérios de desempenho: i) NS - Coeficiente de Nash-Sutcliffe; ii) d - Índice de concordância de Willmott; iii) d' - Índice de concordância de Willmott modificado; iv) d_{rel} - Índice de concordância de Willmott relativo; v) Dv - Desvio de volumes; vi) APB - Desvio absoluto de volumes; vii) RMSE - Raiz quadrada do desvio quadrado médio; viii) r - Correlação de Pearson e ix) r^2 - Coeficiente de determinação.

Tabela 5.4 – Resultados finais da eficiência do modelo no processo de calibração à escala diária.

Designação	NS (-)	d (-)	d' (-)	d_{rel} (-)	Dv (%)	APB (%)	RMSE (mm)	r (-)	r^2 (-)
Monte Pisão	0,58	0,87	0,72	0,97	-3	79	2,87	0,80	0,64
Ponte Algalé	0,60	0,87	0,73	0,88	7	90	1,04	0,80	0,64
Torrão Alentejo	0,59	0,86	0,80	0,48	-9	62	4,45	0,77	0,59
Odivelas	0,63	0,87	0,80	0,97	2	62	8,09	0,79	0,63
Ponte São Domingos	0,67	0,90	0,79	0,99	10	71	2,44	0,82	0,67
Albernoa	0,65	0,90	0,79	0,95	12	74	1,42	0,82	0,68
Entradas	0,60	0,82	0,79	0,99	15	65	0,55	0,82	0,67
Monte da Ponte	0,76	0,93	0,83	0,27	-2	59	4,85	0,87	0,76
Limas	0,60	0,89	0,76	0,20	-6	79	1,40	0,80	0,64
Oeiras	0,64	0,88	0,80	0,50	-4	66	5,85	0,80	0,64
Vascao	0,72	0,94	0,84	0,95	6	52	5,18	0,89	0,79
Tenência	0,60	0,83	0,77	0,24	5	77	11,10	0,80	0,63
Odeleite	0,76	0,92	0,81	0,77	-4	60	6,90	0,87	0,76

Os resultados das funções objectivo variaram para o NS entre 0,76 (Monte da Ponte e Odeleite) e 0,58 (Monte Pisão), para o Dv entre -9% (Torrão) e 15 % (Entradas), o melhor resultado do Dv foi obtido nas bacias de Odivelas e Monte da Ponte (+2% e -2% respectivamente). O r^2 variou entre 0,79 (Vascão) e 0,59 (Torrão Alentejo). Os resultados obtidos podem ser considerados bons.

Foi também efectuada uma análise visual dos hidrogramas obtidos que em conjunto com os critérios de avaliação de desempenho indicavam a direcção de alteração da parameterização a efectuar na iteração seguinte. Optou-se aqui por não apresentar essa informação, visto que é apenas uma análise qualitativa, que auxiliou o processo de calibração.

5.4.3. Resultados mensais

De acordo com o objectivo da dissertação relativo à avaliação das disponibilidades hídricas para longos períodos de tempo (30 anos) e embora a calibração tenha sido efectuada à escala diária (dados de entrada das variáveis climáticas e registos de escoamento) determinaram-se os escoamentos mensais (somatório dos escoamentos diários) simulados e registados e calcularam-se as medidas de eficiência cujos resultados são apresentados na Tabela 5.5.

Tabela 5.5 – Resultados finais da eficiência do modelo à escala mensal.

Designação	NS (-)	d (-)	d' (-)	d_{rel} (-)	Dv (%)	APB (%)	RMSE (mm)	r (-)	r^2 (-)
Monte Pisão	0,84	0,96	0,82	0,96	-3	43	10,32	0,96	0,92
Ponte Algalé	0,86	0,92	0,79	0,94	7	63	8,49	0,96	0,92
Torrão Alentejo	0,90	0,97	0,89	0,94	-9	31	6,23	0,95	0,91
Odivelas	0,95	0,99	0,92	0,96	2	20	8,08	0,98	0,96
Ponte São Domingos	0,90	0,98	0,90	0,20	10	30	10,73	0,96	0,92
Albernoa	0,91	0,98	0,89	0,92	12	34	5,16	0,97	0,94
Entradas	0,89	0,93	0,86	0,98	15	40	8,10	0,98	0,95
Monte da Ponte	0,95	0,99	0,91	0,94	-2	28	3,74	0,97	0,95
Limas	0,92	0,93	0,80	0,98	-6	58	6,16	0,95	0,90
Oeiras	0,90	0,93	0,84	0,87	-3	46	14,08	0,95	0,90
Vascao	0,94	0,97	0,87	0,97	6	35	13,13	0,98	0,95
Tenência	0,91	0,97	0,88	0,15	5	35	12,63	0,95	0,91
Odeleite	0,92	0,98	0,87	0,16	-4	34	14,32	0,96	0,92

Os resultados das funções objectivo variaram para para o critério NS entre 0,95 (Monte da Ponte e Odeleite) e 0,59 (Monte Pisão) e o r^2 variou entre 0,96 (Odivelas) e 0,90 (Limas e Oeiras). Estes resultados obtidos à escala mensal representam uma melhoria significativa em relação aos resultados da avaliação de desempenho à escala diária, indicando assim confiança nas simulações que venham a ser efectuadas para os estudos dos impactes, nomeadamente à escala mensal.

5.4.4. Calibração multi-localização

O modelo hidrológico SHETRAN é um modelo espacialmente distribuído com a capacidade de gerar séries de escoamento em qualquer secção na bacia hidrográfica. O processo de calibração de uma bacia hidrográfica seria reforçado se existissem registos de caudal em secções das linhas de água no interior das bacias. A escassez de dados impossibilita na maioria das bacias hidrográficas este processo. A existência de registos de caudal simultâneos em várias secções no interior da bacia não é uma situação frequente nas nossas redes de monitorização.

Por outro lado, neste estudo, embora não se pretenda estudar exaustivamente o que ocorre no interior da bacia hidrográfica, existem algumas ocasiões, nomeadamente a existência de uma albufeira, onde surge o interesse de conhecer os caudais afluentes a um local no interior da bacia e para o qual não existem dados registados.

Na área em estudo, para além da existência no rio Cobres da estação hidrométrica de Monte da Ponte (27J/01H), existem ainda mais duas estações hidrométricas (Albernoa - 26J/01H e

Entradas - 27I/01H) no rio Terjes afluente do rio Cobres, e verifica-se a existência temporal simultânea de registos nas três estações hidrométricas. É ainda de referir que as três bacias, referentes a cada uma das secções onde se localizam as estações hidrométricas, apresentam características fisiográficas distintas o que permite avaliar se um modelo espacialmente distribuído, bem caracterizado, demonstra capacidade de simulação para a resposta hidrológica no interior da bacia.

O processo de calibração aplicado na bacia hidrográfica de Monte da Ponte teve em consideração os resultados de escoamento diários obtidos através da simulação para as secções relativas às sub-bacias onde havia registos de caudal (Albernoa e Entradas). Ou seja, no processo de calibração da bacia hidrográfica na secção de Monte da Ponte o escoamento simulado para a secção de Entradas e de Albernoa foi comparado com o escoamento registados nessas secções. Na Figura 5.2 representam-se as bacias de Monte da Ponte, Entradas e Albernoa.

Figura 5.2 – Bacia hidrográfica do Monte da Ponte e sub-bacias de Entradas e Albernoa.

A bacia hidrográfica definida na secção de Odeleite apresenta também uma estação hidrométrica no seu interior, na secção de Monte dos Fortes (Figura 5.3).

Figura 5.3 – Bacia hidrográfica de Odeleite e sub-bacia de Monte dos Fortes

Nas Tabelas 5.6 e 5.7, respectivamente, são apresentadas as correlações de Pearson (r) verificadas para os resulados do caudal nas secções de Entradas e Albernoa, quando essas secções correspondem a secções interiores da bacia hidrográfica de Monte da Ponte. Foram considerados os resultados da simulação das bacias hidrográficas de Albernoa, Entradas e Monte da Ponte. Na interpretação das tabelas deve ser considerado:

- Simulação Entradas – refere-se ao escoamento obtido na secção de Entradas quando se simulou a bacia hidrográfica na secção de Entradas;
- Simulação Albernoa – refere-se ao escoamento obtido na secção de Entradas quando se simulou a bacia hidrográfica na secção de Albernoa;
- Simulação Monte da Ponte – refere-se ao escoamento obtido na secção de Entradas quando se simulou a bacia hidrográfica na secção de Monte da Ponte;
- Simulação Albernoa_2 – refere-se ao escoamento obtido na secção de Albernoa quando se simulou a bacia hidrográfica na secção de Albernoa;
- Simulação Monte da Ponte_2 – refere-se ao escoamento obtido na secção de Albernoa quando se simulou a bacia hidrográfica na secção de Monte da Ponte.

O resultado da correlação entre a série registada em Monte dos Fortes e a série simulada na mesma secção quando se aplicou o modelo à secção de Odeleite foi de 82%.

Tabela 5.6 – Correlações de Pearson (r) obtidas no processo de calibração para a secção de Entradas.

	Registado Entradas	Simulação Entradas	Simulação Albernoa	Simulação Monte da Ponte
Registado Entradas	1			
Simulação Entradas	0,82	1		
Simulação Albernoa	0,80	0,95	1	
Simulação Monte da Ponte	0,65	0,71	0,68	1

Tabela 5.7 – Correlações de Pearson (r) obtidas no processo de calibração para a secção de Albernoa.

	Registado Albernoa	Simulação Albernoa_2	Simulação Monte da Ponte_2
Registado Albernoa	1		
Simulação Albernoa_2	0,82	1	
Simulação Monte da Ponte_2	0,72	0,79	1

Os resultados à escala diária podem ser considerados adequados e reforçam a confiança nas séries de escoamento obtidas no interior da bacia hidrográfica para secções onde não existam registos históricos.

5.4.5. Calibração multi-resposta

Para além da possibilidade do modelo produzir séries de escoamento superficial para todas as células da bacia hidrográfica e troços da linha de água, o modelo simula outros processos hidrológicos, como apresentado no capítulo 3. No âmbito deste estudo apenas foi considerada mais uma resposta hidrológica referente ao nível piezométrico, visto que este é um dos factores da exploração das águas subterrâneas e que poderá sofrer impactes devido aos cenários projectados quer pelos modelos de clima quer pela alteração do uso do solo.

Para as bacias hidrográficas definidas nas estações hidrométricas Tenência (29M/01H) e Odeleite (30L/01A), existem 3 piezómetros que fazem parte da rede de monitorização das águas subterrâneas do SNIRH. O piezómetro 589/31 na bacia de Odeleite e os piezómetros 573/15 e 581/41 na bacia de Tenência. Na Tabela 5.8 é possível verificar que apenas existe um dado para cada mês e que o período de observação é de 18 meses com início em Fevereiro de 2001. O período de simulação para o estudo dos níveis piezométricos nas bacias de Odeleite e Tenência correspondeu ao período entre 1/10/1999 e 30/09/2003.

O processo de calibração destas duas bacias hidrográficas seguiu o seguinte procedimento:

- Calibração dos parâmetros para o período definido na Tabela 5.2, conforme descrição anterior;

- Simulação para o período 1999-2003 com os parâmetros definidos no ponto anterior e verificação do ajustamento dos níveis piezométricos simulados aos registados;

- Se não se verificar ajustamento, voltar a calibrar para o período onde existem dados de níveis piezométricos seguindo o procedimento de calibração apresentado;

- Repetir o processo até que se verifique um bom ajustamento do escoamento no período definido na Tabela 5.2, e um bom ajustamento dos níveis piezométricos no período para o qual esses dados se encontram disponíveis.

Tabela 5.8 – Registos de níveis piezométricos (m) disponíveis.

Data	573/15	581/41	589/31
08/02/2001	240,44	383,30	437,96
08/03/2001	240,80	383,39	439,41
09/04/2001	241,12	382,70	436,01
09/05/2001	241,15	382,16	433,36
11/06/2001	240,97	381,28	431,84
05/07/2001	240,90	380,66	431,71
13/08/2001	240,70	380,49	431,46
10/09/2001	240,55	379,31	426,98
09/10/2001	240,54	381,20	426,80
08/11/2001	240,55	382,76	426,82
07/12/2001	240,58	382,55	426,74
08/01/2002	240,70	383,18	436,46
11/02/2002	240,85	382,82	435,44
06/03/2002	240,80	382,76	435,66
10/04/2002	241,10	383,40	436,99
07/05/2002	241,10	382,66	436,86
19/06/2002	240,95	382,98	436,58
05/07/2002	240,80	381,16	430,09

Na Figura 5.4 são representados os níveis piezométricos registados e simulados no piezómetro 581/41 localizado na bacia hidrográfica de Tenência e na Tabela 5.9 presentam-se as correlações entre os níveis piezométricos simulados e registados para os outros piezómetros considerados no estudo.

Tabela 5.9 – Correlações de Pearson (r) obtidas entre os níveis piezométricos registados e simulados.

Piezómetro	r (-)
573/15	0,65
581/41	0,85
589/31	0,81

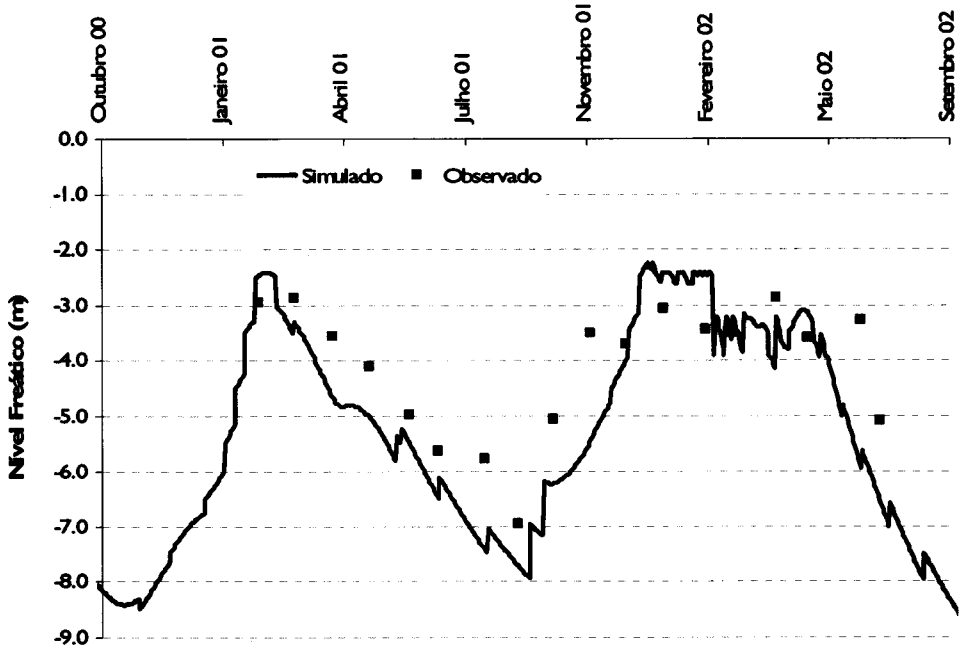


Figura 5.4 – Níveis freáticos registados e simulados no piezómetro 581/41 localizado na bacia hidrográfica de Tenência.

Os resultados obtidos neste estudo demonstram um bom desempenho do modelo SHETRAN para a simulação integrada de escoamento subterrâneo e superficial. O modelo SHETRAN é, assim, uma boa ferramenta no estudo do impacte nos recursos hídricos subterrâneos das projecções dos modelos de clima e das alterações do uso do solo. Sugere-se que em trabalhos futuros seja dada ênfase à melhoria deste estudo, destacando-se a necessidade de ampliação da rede de monitorização das águas subterrâneas e melhor exploração da rede já existente.

5.5. Validação

5.5.1. Metodologia

Foram identificados períodos secos e húmidos no intervalo de tempo considerado para o processo de validação. Deste modo, os resultados do processo de calibração e validação traduzem a eficiência do modelo no estudo do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas em condições climáticas distintas.

O período de validação surge na continuação do período de calibração, Tabela 5.10. Os resultados para o instante final da simulação para o processo de calibração são as condições iniciais para a simulação no período de validação, nomeadamente as condições de água no solo,

que são as condições que demoram mais tempo a atingir o equilíbrio hidráulico. Desse modo não foi necessário considerar um período de "*estabilização*" do modelo.

Tabela 5.10 – Precipitação anual ponderada para os períodos de validação nas bacias estudadas.

Designação	Período de validação	Precipitação (mm)		
		Ano 1	Ano 2	Ano 3
Monte Pisão	1/10/88 - 30/9/90	403	630	
Ponte Algalé	1/10/88 - 30/9/90	403	630	
Torrão Alentejo	1/10/88 - 30/9/90	504	825	
Odivelas	1/10/68 - 30/9/70	816	528	623
Albernoa	1/10/84 - 31/9/87	552	483	380
Entradas	1/10/84 - 31/9/87	541	491	374
Monte Ponte	1/10/84 - 31/9/87	548	490	395
Limas	1/10/86 - 30/9/89	513	552	
Ponte São Domingos	1/10/87 - 30/9/89	912	678	
Oeiras	1/10/87 - 30/9/89	514	1044	
Odeleite	1/10/88 - 30/9/90	961	1378	
Tenência	1/10/89 -30/11/90	931	1341	
Vascão	1/10/88 - 30/9/90	901	1305	

Verifica-se na Tabela 5.10 que a precipitação anual ponderada nas bacias hidrográficas nos períodos considerados para a validação do modelo apresenta entre anos mais húmidos e anos mais secos desvios relativos que variam entre 7% e 51%.

Verifica-se que o período de validação, quando comparado com o de calibração, nas bacias de Monte Pisão, de Ponte Algalé, de Torrão Alentejo, de Odivelas, e de Ponte São Domingos é em média mais seco, e verifica-se para as restantes bacias que o período de validação é em média mais húmido. Concluindo, os períodos seleccionados para calibração e validação apresentam variabilidade entre períodos secos e húmidos.

5.5.2. Resultados diários

Na Tabela 5.11 apresentam-se os resultados obtidos no processo de validação à escala diária para as diferentes medidas de eficiência consideradas.

Os resultados das funções objectivo variaram para o NS entre 0,75 (Torrão) e 0,54 (Entradas), para o Dv entre -14% (Tenência) e +12 % (Vascão), o melhor resultado do Dv foi obtido na bacia de Monte da Ponte (1%). O r^2 variou entre 0,77 (Torrão Alentejo) e 0,54 (Entradas).

Da comparação da Tabela 5.11 com a Tabela 5.5 é possível concluir que o modelo demonstrou boas capacidades de simulação para condições diferentes das condições verificadas no período

de calibração. Os melhores resultados verificaram-se para a bacia hidrográfica do Torrão e na bacia hidrográfica de Tenência os resultados foram menos satisfatórios tendo apresentado um grande desvio de volumes entre os caudais simulados e registados, talvez devido à série de precipitação que no período de validação apresenta totais de precipitação muito elevados.

Tabela 5.11 – Eficiência do modelo no processo de validação à escala diária.

Designação	NS (-)	d (-)	d' (-)	d_{rel} (-)	Dv (%)	APB (%)	RMSE (mm)	r (-)	r^2 (-)
Monte Pisão	0,60	0,90	0,76	0,97	3	76	2,85	0,83	0,69
Ponte Algalé	0,70	0,91	0,82	0,67	-5	59	1,56	0,84	0,70
Torrão Alentejo	0,75	0,94	0,84	0,95	-5	51	4,02	0,88	0,77
Odivelas	0,68	0,91	0,79	0,96	5	64	5,33	0,83	0,70
Ponte São Domingos	0,60	0,82	0,76	0,22	4	78	3,58	0,78	0,61
Albernoa	0,74	0,91	0,83	0,90	-3	57	1,09	0,87	0,76
Entradas	0,54	0,73	0,76	0,99	-9	72	0,55	0,73	0,54
Monte da Ponte	0,71	0,91	0,80	0,23	1	69	5,14	0,84	0,71
Limas	0,61	0,77	0,79	-0,18	9	57	2,59	0,79	0,62
Oeiras	0,69	0,90	0,84	0,95	-9	50	9,56	0,83	0,69
Vascao	0,67	0,92	0,84	0,90	12	51	11,10	0,86	0,74
Tenência	0,61	0,86	0,79	0,59	-14	59	5,86	0,79	0,62
Odeleite	0,72	0,91	0,83	-0,79	-4	51	14,01	0,85	0,72

5.5.3. Resultados mensais

Na Tabela 5.12 apresentam-se para as diferentes medidas de eficiência consideradas, os resultados obtidos na validação à escala mensal.

Os resultados das funções objectivo variaram para o NS entre 0,98 (Ponte Algalé) e 0,84 (Entradas) e o r^2 variou entre 0,98 (Ponte Algalé e Monte da Ponte) e 0,92 (Limas).

Os resultados apresentados reforçam a capacidade de simulação revelada pelo modelo nomeadamente à escala mensal, o que corresponde em pleno aos objectivos do estudo da dissertação. É de referir que todas as simulações hidrológicas efectuadas no capítulo 6 para o estudo dos impactes dos cenários de alterações climáticas e de uso do solo vão ser efectuadas à escala diária, mas a avaliação do impacte será à escala mensal e sazonal.

Tabela 5.12 – Eficiência do modelo no processo de validação à escala mensal.

Designação	NS (-)	d (-)	d' (-)	d_{rel} (-)	Dv (%)	APB (%)	RMSE (mm)	r (-)	r^2 (-)
Monte Pisão	0,85	0,97	0,82	0,84	3	53	14,37	0,97	0,94
Ponte Algalé	0,98	0,99	0,92	-13,94	-5	25	6,41	0,99	0,98
Torrão Alentejo	0,93	0,98	0,89	0,88	-5	32	8,83	0,98	0,97
Odivelas	0,92	0,98	0,89	-17,61	5	28	8,59	0,96	0,93
Ponte São Domingos	0,94	0,99	0,90	0,71	4	29	10,13	0,97	0,94
Albernoa	0,95	0,99	0,93	0,93	-3	21	3,23	0,98	0,96
Entradas	0,84	0,85	0,79	0,97	-9	55	9,37	0,97	0,94
Monte da Ponte	0,97	0,99	0,94	0,73	1	19	2,47	0,99	0,98
Limas	0,91	0,82	0,74	-5,04	9	71	12,42	0,96	0,92
Oeiras	0,92	0,98	0,89	0,67	-9	30	15,59	0,96	0,93
Vascao	0,91	0,98	0,89	0,99	12	29	23,53	0,98	0,97
Tenência	0,91	0,98	0,86	0,95	-14	31	7,23	0,97	0,94
Odeleite	0,90	0,97	0,87	0,99	-4	31	40,17	0,96	0,91

5.5.4. Validação para períodos alargados

Tendo em conta que o modelo apresentou um bom comportamento, durante a calibração e validação, na simulação das bacias hidrográficas localizadas no Alentejo e que o objectivo é aplicar o modelo para estudos de impacte nos recursos hídricos de cenários de alterações climáticas e de uso de solo, onde são simulados intervalos de tempo de 30 anos, foi efectuada a validação do modelo SHETRAN para períodos superiores aos apresentados no subcapítulo 5.5.1. Esta nova etapa permite incluir no processo de validação bacias hidrográficas em que nas secções de referência só existem registos de escoamento mensal (Tabela 5.13).

Tabela 5.13 – Bacias hidrográficas e períodos para validação do escoamento à escala mensal.

Código hidrométrica	Designação	Período de dados registados
19N/01H	Monte Pisão	Out/81 – Dez/90
19N/02H	Ponte Algalé	Mar/82 – Dez/90
23K/01H	Vendinha	Out/81 – Dez/90
24I/01A	Odivelas	Jan/61 – Set/70
26G/04H	Ponte Alvalade Campilhas	Fev/80 – Dez/90
27J/01H	Monte da Ponte	Jan/64 – Dez/90
27H/01A	Monte da Rocha	Jan/61 – Set/68
28K/02H	Oeiras	Out/81 – Dez/90
28L/02H	Vascão	Jan/61 – Dez/90

Os resultados da eficiência do modelo obtidos para os períodos alargados apresentam-se na Tabela 5.14 e para a função objectivo NS variaram entre 0,98 (Odivelas) e 0,88 (Vendinha) e o

r variou entre 0,92 (Odivelas, e Monte da Rocha) e 0,72 (Monte Pisão). Os resultados podem ser considerados muito bons.

Tabela 5.14 – Resultados da eficiência do modelo.

Código hidrométrica	*Designação*	*r (-)*	*NS (-)*
19N/01H	Monte Pisão	0,72	0,92
19N/02H	Ponte Algalé	0,89	0,95
23K/01H	Vendinha	0,76	0,88
24I/01A	Odivelas	0,92	0,98
26G/04H	Ponte Alvalade Campilhas	0,74	0,95
27J/01H	Monte da Ponte	0,90	0,95
27H/01A	Monte da Rocha	0,92	0,96
28K/02H	Oeiras	0,85	0,94
28L/02H	Vascão	0,80	0,91

A título de exemplo, na Figura 5.5 é apresentado o hidrograma simulado e registado na bacia do Vascão.

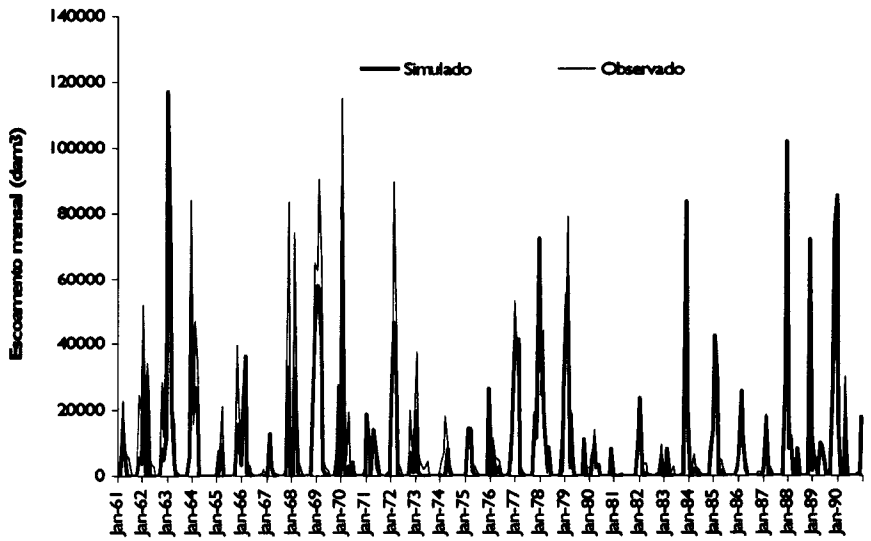


Figura 5.5 – Hidrograma do escoamento mensal registado e simulado para o período 1961-1990 na bacia de Vascão.

Os resultados apresentados na Tabela 5.14 estão de acordo com os obtidos durante a validação à escala diária e reforçam novamente a confiança na parameterização obtida, para utilizações posteriores. Verifica-se também que o modelo não responde bem aos caudais de ponta.

5.5.5. Parameterização final

O resultado final da parameterização após a conclusão do processo de calibração e validação, relativamente ao tipo de solo e aquíferos é apresentado na Tabela 5.15.

Tabela 5.15 – Parameterização final das características dos solos e dos aquíferos.

	Tipo de solos	K_{sat}(m dia^{-1})	θ_s (m^3m^{-3})	θ_{res}(m^3m^{-3})	n (-)	α (cm^{-1})
Monte Pisão	Franco arenoso	0,3830	0,351	0,039	1,140	0,0267
	Franco	0,1200	0,375	0,027	1,086	0,0111
	Franco argilo arenoso	0,0720	0,332	0,065	1,079	0,0051
	Franco limoso	0,1320	0,384	0,015	1,105	0,0211
	Argiloso	0,0144	0,475	0,090	1,037	0,0150
	Aquífero 17	0,0003	0,070	0,010	1,000	0,0120
Ponte Algalé	Franco arenoso	0,5100	0,470	0,100	1,400	0,0474
	Franco	0,3168	0,463	0,027	1,252	0,0506
	Franco argilo arenoso	0,0720	0,398	0,068	1,319	0,0206
	Franco argilo-limoso	0,0480	0,471	0,040	1,177	0,0197
	Franco argiloso	0,0480	0,464	0,075	1,242	0,0274
	Argiloso	0,0144	0,475	0,090	1,165	0,0210
	Aquífero 8	0,0004	0,070	0,010	1,000	0,0120
Torrão Alentejo	Franco arenoso	0,4000	0,425	0,070	1,300	0,0410
	Arenoso franco	1,2590	0,437	0,039	1,553	0,0670
	Franco	0,2190	0,463	0,044	1,271	0,0510
	Franco argilo arenoso	0,0840	0,420	0,066	1,200	0,0220
	Franco limoso	0,2400	0,490	0,054	1,200	0,0270
	Franco argiloso	0,0650	0,464	0,114	1,200	0,0240
	Argiloso	0,0810	0,486	0,208	1,240	0,0160
	Aquífero 17	0,00035	0,100	0,010	1,000	0,0100
Odivelas	Franco Arenoso	0,4000	0,351	0,039	1,140	0,0267
	Franco	0,3168	0,463	0,027	1,252	0,0506
	Franco argilo arenoso	0,0720	0,332	0,065	1,079	0,0051
	Franco argiloso	0,0360	0,409	0,075	1,070	0,0158
	Argiloso	0,0810	0,486	0,208	1,240	0,0160
	Aquífero 17	0,00035	0,070	0,010	1,000	0,0100
Ponte São Domingos	Franco Arenoso	0,6220	0,555	0,106	1,616	0,0680
	Arenoso franco	1,4664	0,506	0,067	1,872	0,1150
	Franco	0,3170	0,551	0,074	1,474	0,0900
	Argilo limoso	0,0960	0,533	0,136	1,321	0,0290
	Franco limoso	0,3168	0,582	0,063	1,363	0,0480
	Franco argiloso	0,0820	0,519	0,175	1,415	0,0390
	Argiloso	0,1480	0,523	0,195	1,293	0,0270
	Aquífero 9	0,00055	0,090	0,010	1,000	0,0120
Albernoa	Franco Arenoso	0,3830	0,351	0,039	1,140	0,0267
	Franco argiloso	0,0350	0,409	0,075	1,070	0,0159
	Argilo limoso	0,0240	0,425	0,056	1,040	0,0162
	Argiloso	0,01440	0,427	0,090	1,037	0,0150
	Aquífero 9	0,00035	0,070	0,010	1,100	0,0100

Tabela 5.15 – Parameterização final das características dos solos e dos aquíferos (Cont.).

	Tipo de solos	$K_{sat}(m\ dia^{-1})$	$\theta_s\ (m^3m^{-3})$	$\theta_{res}(m^3m^{-3})$	n (-)	$\alpha\ (cm^{-1})$
Entradas	Franco Arenoso	0,3830	0,351	0,039	1,140	0,0267
	Argilo limoso	0,0240	0,425	0,056	1,040	0,0162
	Argiloso	0,0144	0,427	0,090	1,037	0,0150
	Aquífero 9	0,00035	0,070	0,010	1,100	0,0100
Monte da Ponte	Franco Arenoso	0,5000	0,427	0,090	1,160	0,0350
	Argiloso	0,0140	0,427	0,090	1,037	0,0150
	Aquífero 9	0,00035	0,070	0,010	1,100	0,0100
Limas	Franco Arenoso	0,4000	0,440	0,072	1,210	0,0370
	Argiloso	0,0140	0,427	0,090	1,030	0,0150
	Aquífero 17	0,00035	0,070	0,010	1,100	0,0100
Oeiras	Franco Arenoso	0,5023	0,453	0,072	1,378	0,0474
	Argiloso	0,0812	0,475	0,1425	1,165	0,0210
	Aquífero 9	0,00035	0,070	0,010	1,100	0,0100
Vascao	Franco Arenoso	0,6216	0,453	0,041	1,322	0,0680
	Argiloso	0,0144	0,475	0,090	1,131	0,0270
	Aquífero 9	0,00035	0,070	0,010	1,100	0,0100
Tenência	Franco Arenoso	0,6220	0,520	0,091	1,400	0,0367
	Argiloso	0,0500	0,430	0,100	1,090	0,0200
	Aquífero 9	0,00035	0,090	0,010	1,100	0,0120
Odeleite	Franco Arenoso	0,6216	0,453	0,041	1,378	0,0474
	Argiloso	0,0800	0,480	0,090	1,200	0,0240
	Aquífero 9	0,00035	0,070	0,010	1,100	0,0100

A parameterização final da razão evapotranspiração real/evapotranspiração de referência função do potencial matricial do solo, que ficou definida durante o processo de calibração e validação é apresentada na Tabela 5.16.

Tabela 5.16 – Parameterização final da razão E_a/E_{ref} função do potencial matricial do solo.

Ψ (m)	Culturas anuais			Culturas Permanentes			Floresta		
	Mínimo	Médio	Máximo	Mínimo	Médio	Máximo	Mínimo	Médio	Máximo
-1000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
-50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
-20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
-15	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
-10	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5
-1	0,6	0,6	0,7	0,4	0,6	0,7	0,6	0,7	0,9
-0,1	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,9
Ψ (m)	Agro-florestal			Arbustos			Urbano		
	Mínimo	Médio	Máximo	Mínimo	Médio	Máximo	Mínimo	Médio	Máximo
-1000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
-50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
-20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
-15	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
-10	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4
-1	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9	0,6	0,6	0,6
-0,1	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9	0,6	0,6	0,6

O trabalho desenvolvido e apresentado neste capítulo permitiu a criação de uma ferramenta de simulação hidrológica cujos valores dos parâmetros relativos às características biofísicas das bacias se encontram ajustados à realidade que se pretende simular para os cenários de alterações climáticas e de uso do solo.

A parameterização final aqui estabelecida será aplicada nas simulações apresentadas no capítulo 6. Os resultados obtidos devem ser considerados como dependentes desta etapa do estudo.

6. Impactes das projecções dos modelos de clima e da alteração do uso do solo

6.1. Introdução

Nos capítulos anteriores foi caracterizada a área de estudo e calibrado e validado o modelo hidrológico SHETRAN. Neste capítulo vão ser apresentados os principais resultados do estudo de acordo com os objectivos definidos. O capítulo começa com a caracterização das projecções dos modelos de clima para o Sul de Portugal e descrição e análise dos métodos de correcção do desvio aplicados. De seguida, são apresentados e analisados os cenários de alteração do uso do solo. Na sequência do estudo dos cenários de alterações globais foram efectuadas simulações do comportamento das bacias hidrográficas com base nos cenários de alterações globais e finalmente, são avaliados os impactes das alterações no escoamento médio e nos caudais diários, máximos e mínimos.

6.2. Projecções dos modelos de clima

6.2.1. Descrição dos dados

O principal objectivo deste estudo consiste em avaliar a magnitude do impacte das projecções dos modelos de clima na disponibilidade dos recursos hídricos. Foram desenvolvidos vários trabalhos sobre os efeitos das alterações climáticas nos recursos hídricos, mas nenhum se debruçou com este detalhe e variedade de cenários climáticos (combinação de vários GCM, de vários RCM e de diferentes métodos de correcção do desvio) para a região do Alentejo no Sul de Portugal.

As projecções dos modelos de clima foram materializadas em séries de precipitação diária e temperatura média diária de três RCM forçados por dois GCM desenvolvidos por instituições que colaboraram no projecto PRUDENCE (Christensen, 2005) (Tabela 6.1). Foram considerados os resultados destes modelos para o cenário de emissões A2 (Nakicenovic *et al.*, 2000; IPCC, 2001). A resolução espacial dos RCM é perto de 50 km (resolução da grelha de 0,44° – 0,5°).

Tabela 6.1 – GCM e RCM considerados no projecto PRUDENCE.

Acrónimo	*Instituição*	*Modelo*
	GCM	
HC	Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Exeter, UK	HadAM3
MPI	Max-Planck-Institut fur Meterorologie, Hamburg, Germany	ECHAM4/OPYC
	RCM	
DMI	Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark	HIRHAM
HC	Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Exeter, UK	HadRM3P
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrkoping, Sweden	RCAO

A integração dos RCM, considerando as condições fronteiras dos GCM, encontram-se disponíveis para 30 anos correspondentes ao período entre 1961 e 1990 (período de controlo) e ao período entre 2071 e 2100 (período cenário). Todos os RCM consideram as condições de fronteira do GCM HadAM3. As integrações com as condições de fronteira do GCM ECHAM4 estão disponíveis para dois RCM (RCAO e HIRHAM). As combinações entre os RCM e os GCM, considerados neste estudo, e respectivo acrónimo, pelo qual vão ser designados, encontram-se na Tabela 6.2.

Tabela 6.2 – Combinações de GCM e RCM e respectivos acrónimos.

Instituição	*RCM*	*GCM*	*Acrónimo*
Danish Meteorological Institute (DMI)	HIRHAM	ECHAM4/OPYC A2	***dmi_ec***
		HadAM3H A2	***dmi_hc***
Hadley Centre – UK Met Office	HadRM3P	HadAM3P A2	***hc***
Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)	RCAO	HadAM3H A2	***smhi_hc***
		ECHAM4/OPYC A2	***smhi_mp***

As simulações dos modelos regionais de clima HIRHAM e RCAO são para 30 anos (1961-1990) com 12 meses e cada mês com 30 dias. Os resultados do modelo regional de clima HadRM3P encontram-se disponíveis para 31 anos (1960-1990) com 12 meses e cada mês com 30 dias. Na Figura 6.1 apresenta-se a grelha dos modelos de clima e a rede dos postos udométricos existentes no Sul de Portugal.

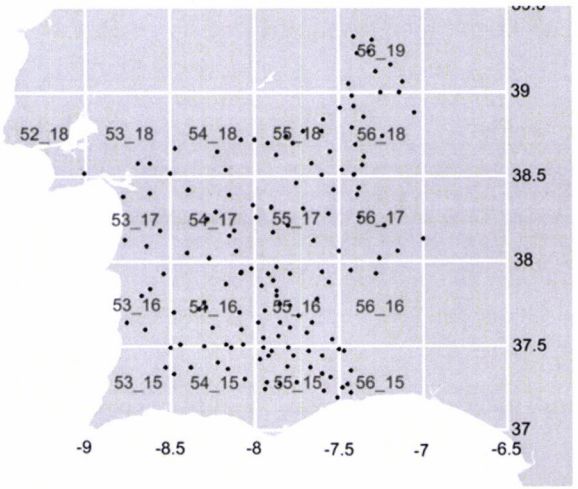


Figura 6.1 – Grelha dos modelos de clima e rede dos postos udométricos (pontos) para o Sul de Portugal.

De todas as estações udométricas existentes no Sul de Portugal foram escolhidas 35 de acordo com Mourato *et al.* (2009) e como referido no subcapítulo 4.6.4, estas estações dispõem de dados diários de precipitação para o período 1961-1990.

6.2.2. Comparação das séries registadas com as séries resultantes dos modelos de clima

Os modelos de clima apresentam como resultado séries de precipitação e temperatura para as células representadas na Figura 6.1. Numa primeira análise compararam-se os valores registados de precipitação e temperatura ponderados para a célula dos modelos de clima, com base nos polígonos de *Thiessen*, e os resultados na célula dos modelos de clima, para o período de controlo, para o Sul de Portugal. Nas Figuras 6.2 a 6.6 são representados espacialmente para o Sul de Portugal os desvios relativos da precipitação anual média e as diferenças da temperatura média anual entre os resultados dos modelos de clima e os valores registados ponderados nas células dos modelos para o período de controlo 1961-1990.

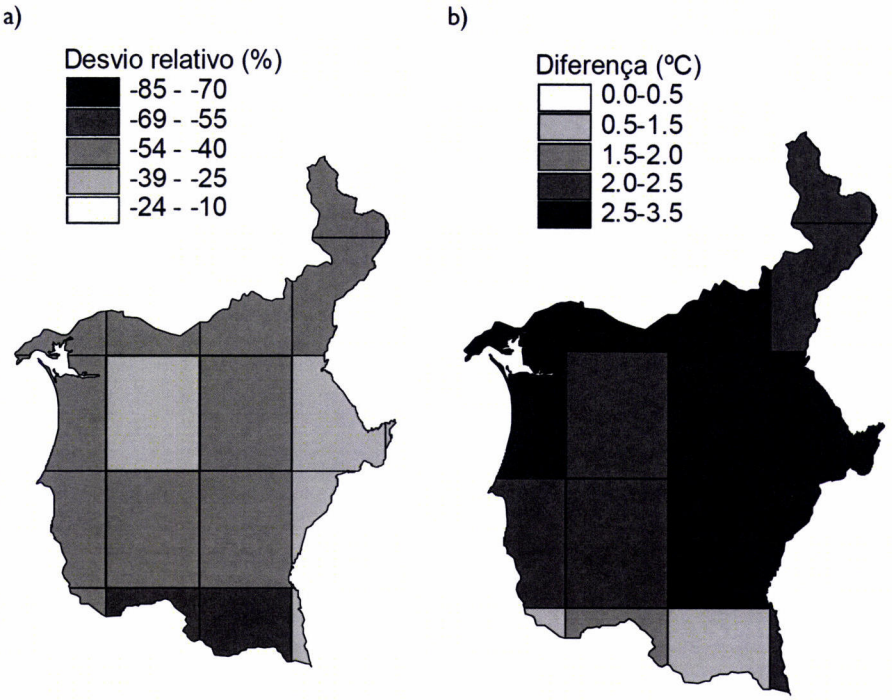


Figura 6.2 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima dmi_ec e os valores registados no período de controlo.

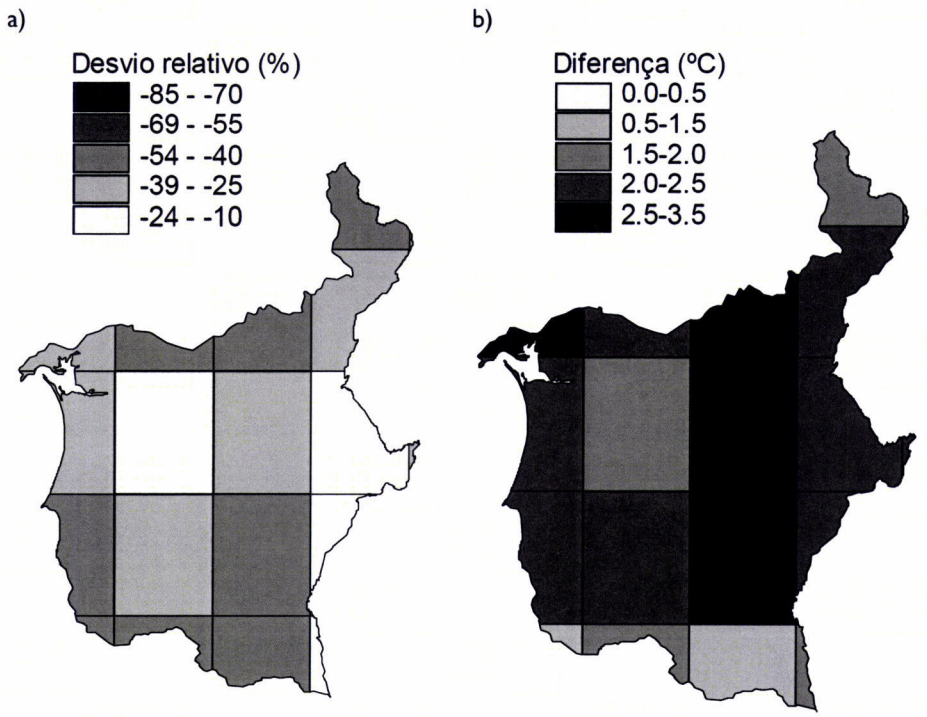


Figura 6.3 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima dmi_hc e os valores registados no período de controlo.

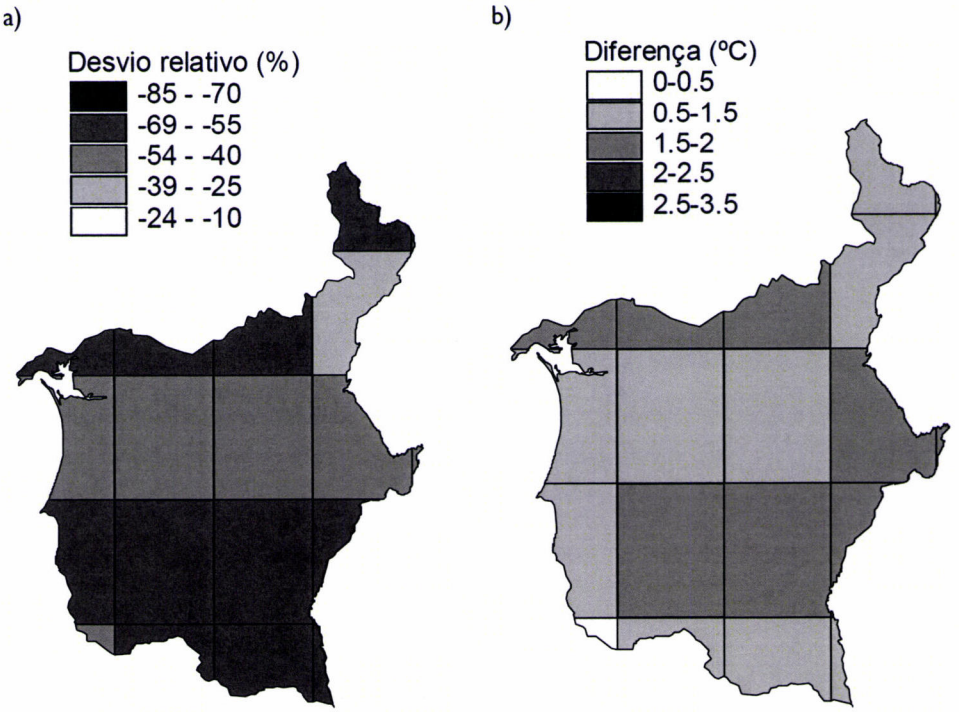


Figura 6.4 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima hc e os valores registados no período de controlo.

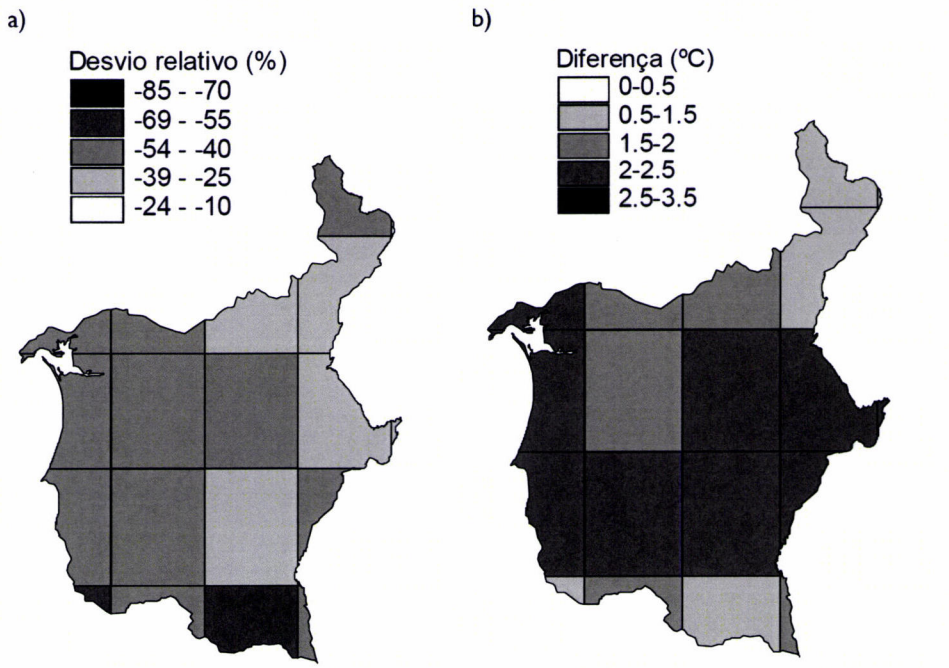


Figura 6.5 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima smhi_hc e os valores registados no período de controlo.

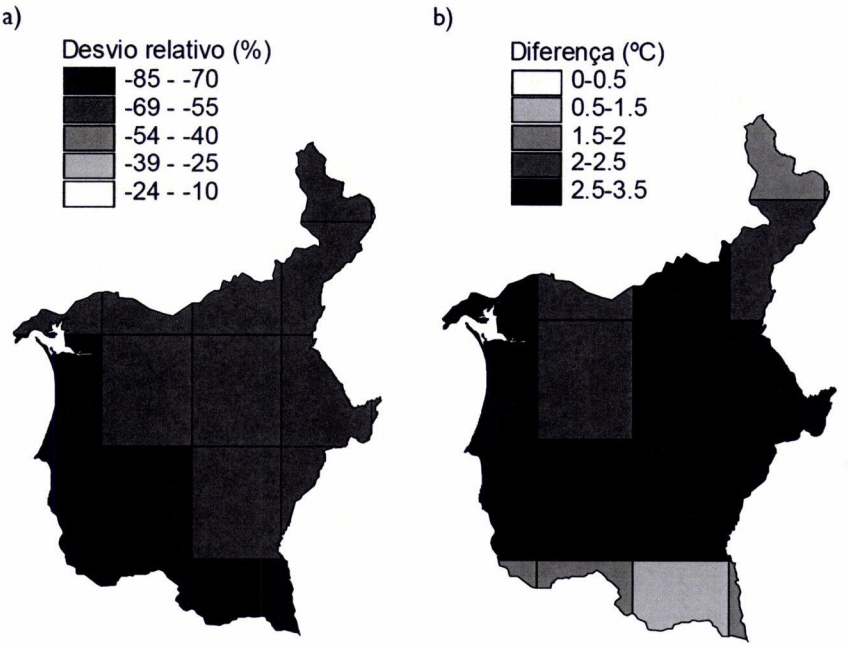


Figura 6.6 – a) Desvio relativo da precipitação média anual e b) diferença da temperatura média anual; entre os resultados do modelo de clima smhi_mp e os valores registados no período de controlo.

Com base nas Figuras 6.2 a 6.6 conclui-se que os desvios dos resultados dos modelos de clima, relativamente aos valores registados, são significativos, variam na área de estudo e são diferentes para os diferentes modelos de clima. Os modelos de clima apresentam valores da precipitação anual média em que o desvio relativo aos valores registados está no intervalo entre -10% nas zonas mais afastadas do mar e -80% nas zonas mais próximas da costa. Relativamente à temperatura média anual os modelos de clima sobrestimam a temperatura apresentando um desvio relativo aos valores registados entre +3,5°C no interior Norte e +0,5°C no Litoral Sul. O modelo de clima no qual os resultados mais se afastam dos registos é o modelo ***smhi_mp***.

Os desvios relativos da temperatura média anual diminuem de Nordeste para Sudoeste. Relativamente à precipitação anual média, não é possível detectar uma tendência nos desvios relativos, o que se justifica pela maior aleatoriedade da variável meteorológica.

A análise aqui apresentada revela que: os modelos de clima não conseguem representar bem o comportamento das variáveis meteorológicas; e que os modelos de clima não têm a mesma capacidade para representar as diferentes variáveis climáticas.

Relativamente à análise sazonal (resultados não representados neste documento), os modelos de clima apresentam a mesma tendência, demonstrando a necessidade de correcção de desvio a aplicar aos resultados dos modelos de clima antes de serem usados como dados de base em estudos de impacte das alterações climáticas, nomeadamente nos recursos hídricos.

Na Tabela 6.3 são apresentados os resultados para os cinco modelos de clima relativos às projecções das precipitações e temperatura anuais e sazonais. Para a temperatura média anual e sazonal são apresentadas; a diferença entre as projecções do RCM e os registos no período de controlo e a diferença entre as projecções do RCM no período cenário e o resultado das simulações do RCM no período de controlo. Para a precipitação anual e sazonal média são apresentados o desvio relativo entre as projecções do RCM e os registos, para período de controlo e o desvio relativo entre as projecções do RCM no período cenário e o resultado das simulações do RCM no período de controlo.

Tabela 6.3 – Diferenças anuais e sazonais de precipitação e temperatura entre o registado e as projecções dos modelos de clima no período de controlo e entre as projecções dos modelos de clima no período de controlo e no período cenário.

		$RCM_{Controlo}$ - Registado					$RCM_{Cenário}$ - $RCM_{Controlo}$				
		dmi_ec	dmi_hc	hc	smhi_hc	smhi_mp	dmi_ec	dmi_hc	hc	smhi_hc	smhi_mp
Temperatura (°C)	Anual	2,3	2,0	1,3	1,9	2,4	4,7	3,3	3,5	3,4	5,3
	Outono	1,8	2,1	0,9	1,7	1,3	5,2	3,1	3,9	3,2	5,5
	Inverno	2,1	1,8	0,3	1,7	2,1	3,8	2,7	3,3	2,8	4,1
	Primavera	2,4	1,6	1,4	1,8	3,0	4,7	3,4	3,3	3,4	5,6
	Verão	2,9	2,6	2,7	2,4	3,1	5,2	3,8	3,6	4,0	5,9
		($RCM_{Controlo}$ - Registado) / Registado					($RCM_{Cenário}$ - $RCM_{Controlo}$) / $RCM_{Controlo}$				
		dmi_ec	dmi_hc	hc	smhi_hc	smhi_mp	dmi_ec	dmi_hc	hc	smhi_hc	smhi_mp
Precipitação (%)	Anual	-41	-31	-55	-43	-68	-19	-30	-28	-28	-29
	Outono	-44	-35	-50	-41	-70	-37	-31	-30	-32	-47
	Inverno	-42	-37	-60	-43	-62	+1,5	-16	-17	-13	-1
	Primavera	-37	-20	-58	-42	-71	-32	-45	-37	-45	-67
	Verão	-38	-25	-20	-67	-91	-32	-46	-48	-55	-37

Quando se comparam os resultados dos modelos de clima com os registados, no período de controlo, conclui-se que:

- Quanto à temperatura o modelo de clima **hc** é aquele em que as diferenças verificadas entre o modelo e o registado são menores excepto para as condições do Verão em que o modelo que mais se aproxima aos valores registados é o modelo **smhi_hc** e o que mais se afasta é o **smhi_mp** excepto no Outono;

- Quanto à precipitação o modelo que apresenta os melhores resultados é o modelo **dmi_hc**, com excepção novamente das condições de Verão, onde o melhor desempenho é obtido pelo modelo de clima **hc**, no entanto no Verão a precipitação nesta região é quase inexistente. O modelo que mais se afasta é o **smhi_mp**.

Verifica-se na Tabela 6.3 que os desvios entre os valores projectados pelos modelos de clima e os registados no período de controlo se traduzem num aumento entre +0,3°C e +3,1°C para a temperatura e uma redução entre -91% e -20% para a precipitação. Os desvios verificados para a temperatura são maiores no Verão, seguidos da Primavera que são as estações mais quentes e são inferiores no Outono e Inverno que correspondem às estações mais frias. Quanto à precipitação os desvios são elevados na generalidade das estações do ano, apresentando variações de modelo para modelo.

A análise das diferenças das projecções dos modelos de clima para o cenário futuro, relativamente ao período de controlo, permitem concluir que a temperatura apresenta uma tendência de aumento em todos os modelos e estações do ano e que a precipitação apresenta uma tendência de diminuição excepto para as condições de Inverno onde se destaca o modelo ***dmi_ec*** que projecta um aumento de +1,5 %, e o modelo ***smhi_mp*** que apresenta uma redução de -1%. Para o Verão são projectadas as maiores reduções de precipitação, mas essa projecção não apresenta uma expressão significativa no clima Mediterrânico visto ser a estação seca.

De modo a verificar se as diferenças apresentadas são apenas nos valores médios ou se também se verificam na distribuição das projecções, apresenta-se nas Figura 6.7 e 6.8 a distribuição estatística das séries registadas de precipitação anual e temperatura média anual e das séries obtidas por cada um dos modelos de clima, no período de controlo.

Para a precipitação anual a dispersão verificada nos resultados dos modelos ***dmi_hc***, ***hc***, e ***smhi_hc*** apresenta maior ajuste à dispersão da série registada, estes modelos foram todos forçados pelo GCM do *Hadley Center*. A distribuição da série de temperatura média anual do modelo ***hc*** é a mais semelhante à dispersão da série registada, e este é também um modelo do *Hadley Center*.

As dispersões sazonais das séries projectadas pelos modelos no período de controlo são bastante diferentes das da série registada. Os modelos cuja dispersão das projecções das precipitações sazonais mais se ajustam à dispersão da série das precipitações sazonais registadas são: i) no Outono – ***dmi_hc***; ii) no Inverno – ***dmi_ec*** e ***hc***; iii) na Primavera – smhi_***hc***; iv) no Verão - ***dmi_ec*** e ***smhi_hc***. Correspondendo todos a modelos do *Hadley Center*.

Quanto à temperatura a dispersão das projecções do modelo para o Outono e Inverno são sempre diferentes da dispersão da série registada. Apresentam igual dispersão: i) no Inverno – ***smhi_hc*** e ***smhi_mp*** e ii) na Primavera – ***dmi_hc*** e ***smhi_mp***.

Para a temperatura já não se verifica a mesma tendência para os modelos do *Hadley Center*. Verifica-se assim que para diferentes variáveis climáticas o comportamento dos modelos é diferente.

Observa-se também que os modelos de clima apresentam mais *outliers* do que as séries de valores registados.

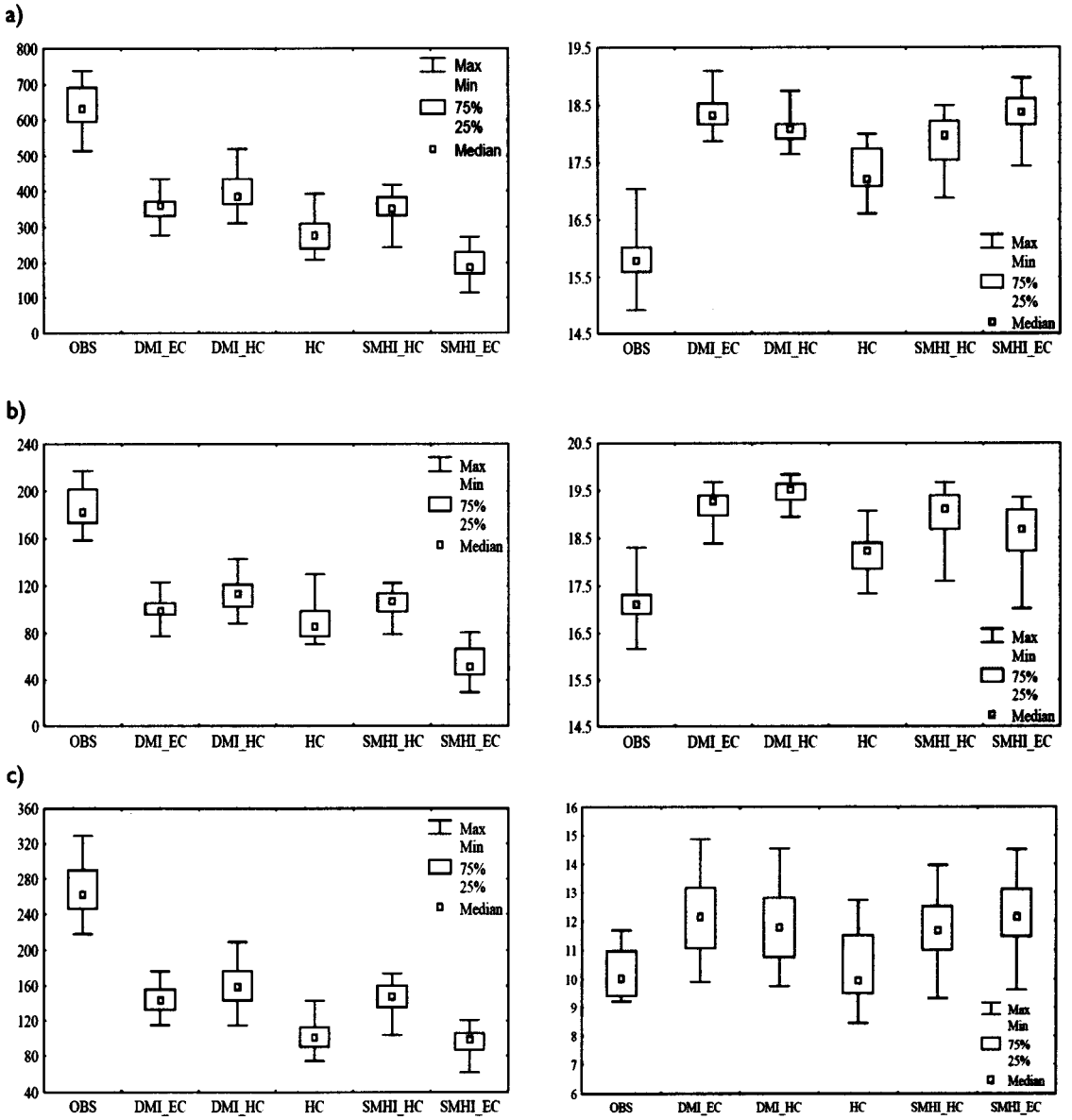
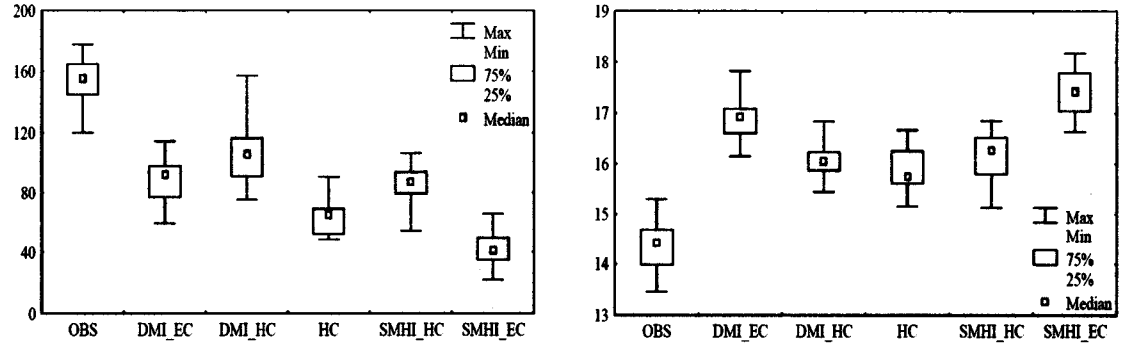


Figura 6.7 – Variabilidade da precipitação e temperatura média: a) Anual; b) Outono; c) Inverno.

a)



b)

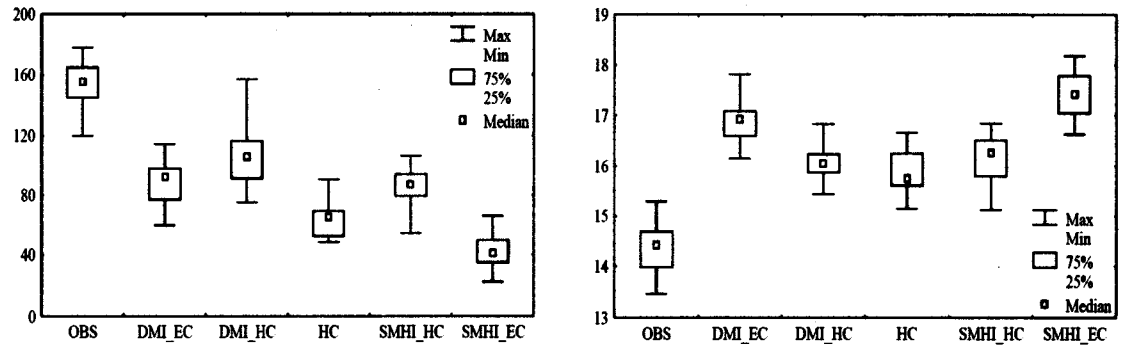


Figura 6.8– Variabilidade da precipitação e temperatura média: a) Primavera; b) Verão.

Com o objectivo de compreender se as projecções dos modelos de clima são mais afectadas pelo RCM ou pelo GCM, apresenta-se na Figura 6.9 a comparação dos valores da temperatura média anual e sazonal e precipitação anual e sazona média registados e projectados pelos modelos de clima no período de controlo para a área de estudo. A análise é anual e sazonal; i) Anual; ii) Inverno – DJF; iii) Primavera – MAM; iv) Verão - JJA e v) Outono - SON).

Da análise da Figura 6.9 é possível concluir que os diferentes RCM forçados pelo mesmo GCM apresentam valores médios mais semelhantes, pelo que se pode afirmar que é o GCM que mais influência os resultados, o que já tinha sido referido por Graham *et al.* (2007b) e Leander *et al.* (2008). Reforça-se novamente que os modelos regionais de clima forçados pelo GCM do *Hadley Center* são os que apresentam resultados mais próximos das séries registadas.

A análise apresentada fundamenta a necessidade de correcção do desvio, visto existirem diferenças significativas entre as médias das projecções e as médias registadas no período controlo. Essas diferenças são sazonais e diferem de modelo para modelo, e para além disso as diferenças não se verificam apenas na média, mas também na distribuição das séries de precipitação e temperatura. As diferenças verificadas transportariam erros para o cálculo das projecções no período cenário.

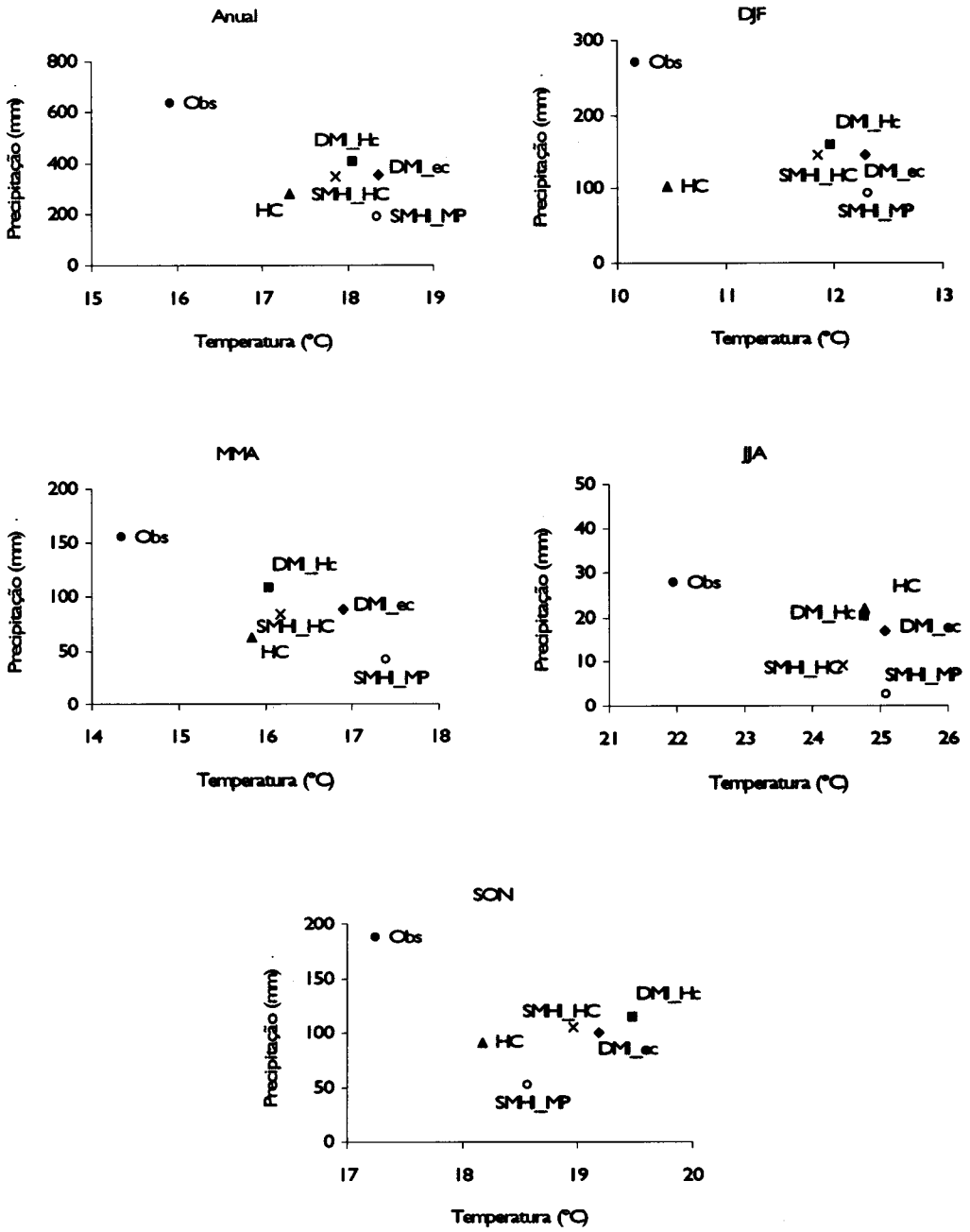


Figura 6.9 – Comparação dos valores da temperatura média e precipitação média registados e projectados pelos modelos de clima no período de controlo na área de estudo.

6.3. Correcção do desvio dos modelos de clima

De entre os métodos de correcção de desvio descritos na literatura optou-se por estudar apenas três, por serem os mais utilizados em estudos de disponibilidade dos recursos hídricos, não considerando neste estudo os métodos mais adaptados aos estudos de extremos. Os factores mensais de correcção de desvio são obtidos assumindo factores mensais

multiplicativos para a precipitação e factores mensais aditivos para a temperatura. Em primeiro lugar analisamos as hipóteses simplificativas que estão na base dos diferentes métodos e que são válidas para as séries de temperatura e de precipitação.

- Hipótese 1 - a relação entre a média registada em cada posto e a média dos registos em todos os postos (de uma célula) é igual à relação entre a média das projecções para o futuro em cada posto e a média das projecções em todos os postos (de uma célula) para o futuro.

- Hipótese 2 – a relação entre a média dos registos em todos os postos (numa célula) e a média do modelo de clima nessa célula no mesmo período é igual à relação entre a média dos postos (dessa célula) no futuro e a média da célula do modelo de clima no período futuro. O que significa que o desvio verificado na média durante o período de controlo entre o registado e o modelo será igual ao verificado entre o valor médio do futuro e o projectado pelo modelo.

Estas duas hipóteses são válidas nas abordagens dos métodos de correcção do desvio *Delta Change* e *Direct Forcing*. A hipótese 3, apresentada de seguida, é válida apenas para o método *Delta Change*.

- Hipótese 3 – a relação entre o valor registado da série de um posto e a média dos registos do posto é igual à relação entre o valor da série para o futuro e a média do posto para o futuro. Com base nesta hipótese, a distribuição estatística da série dos registos mantém-se no futuro.

A hipótese 4 é válida apenas para o método *Direct Forcing*.

- Hipótese 4 – a relação entre o valor da série para o futuro e a média da série para o futuro é igual à relação entre o valor da série projectada pelo modelo de clima no futuro e a média da série projectada no futuro. Com base nesta hipótese, a distribuição estatística da série projectada para o futuro mantém-se para a série no futuro.

De acordo com as hipóteses simplificativas apresentadas é possível estabelecer as equações de correcção do desvio a aplicar às séries projectadas pelo modelo.

Delta Change

$$P_{cenário} = P_{obs} \times \frac{\bar{P}_{RCMcenário}}{\bar{P}_{RCMcontrolo}} \qquad 6.1$$

$$T_{cenário} = T_{obs} + (\overline{T}_{RCMcenário} - \overline{T}_{RCMcontrolo}) \quad 6.2$$

Onde:

$P_{cenário}$: Precipitação diária projectada no período cenário corrigida (mm);

P_{obs}: Precipitação diária registada no período de controlo (mm);

$\overline{P}_{RCMcenário}$: Precipitação média mensal do ciclo anual projectada no período cenário (mm);

$\overline{P}_{RCMcontrolo}$: Precipitação média mensal do ciclo anual projectada no período de controlo (mm);

$T_{cenário}$: Temperatura média diária projectada no período cenário corrigida (°C);

T_{obs}: Temperatura média diária registada no período de controlo (°C);

$\overline{T}_{RCMcenário}$: Temperatura média mensal do ciclo anual projectada no período cenário (°C);

$\overline{T}_{RCMcontrolo}$: Temperatura média mensal do ciclo anual projectada no período de controlo (°C).

Direct Forcing

$$P_{cenário} = P_{RCMcenário} \times \frac{\overline{P}_{obs}}{\overline{P}_{RCMcontrolo}} \quad 6.3$$

$$T_{cenário} = T_{RCMcenário} + (\overline{T}_{obs} - \overline{T}_{RCMcontrolo}) \quad 6.4$$

Onde:

$P_{RCMcenário}$: Precipitação diária projectada no período cenário (mm);

$\overline{P}_{obs}$: Precipitação média mensal do ciclo anual egistada no período de controlo (mm);

$T_{RCMcenário}$: Temperatura média diária projectada no período cenário (°C);

$\overline{T}_{obs}$: Temperatura média mensal do ciclo anual registada no período de controlo (°C).

Lenderink et al. (2007)

Lenderink *et al.* (2007) aplicaram um método de correcção do desvio com base nas hipóteses simplificativas apresentadas, e com uma metodologia baseada na correcção em duas etapas; em primeiro lugar aplica-se a correcção na série projectada pelo modelo de clima no período de controlo através do método *Direct Forcing* e depois calcula-se a série corrigida para o período cenário aplicando o método *Delta Change* à série do período de controlo corrigida.

$$P_{cont,cor} = P_{RCMcontrolo} \times \frac{\overline{P}_{obs}}{\overline{P}_{RCMcontrolo}} \quad 6.5$$

$$P_{cenario} = P_{cont,cor} \times \frac{\overline{P}_{RCMcenário}}{\overline{P}_{RCMcontolo}} \quad 6.6$$

$$T_{cont,cor} = T_{RCMcontrolo} + (\overline{T}_{obs} - \overline{T}_{RCMcontrolo}) \quad 6.7$$

$$T_{cenário} = T_{cont,cor} + (\overline{T}_{RCMcenário} - \overline{T}_{RCMcontrolo}) \quad 6.8$$

Onde:

$P_{cont,cor}$: Precipitação diária projectada no período de controlo corrigida (mm);

$P_{RCMcontrolo}$: Precipitação diária projectada no período de controlo (mm);

$T_{cont,cor}$: Temperatura média diária projectada no período de controlo corrigida (°C).

$T_{RCMcontrolo}$: Temperatura média diária projectada no período de controlo (°C);

Nas secções seguintes as técnicas apresentadas serão referenciadas pelos prefixos: *Delta Change* – ***da***; *Direct Forcing.* – ***df***; *Lenderink et al. (2007)* – ***len.***

Na Figura 6.10 é apresentada a comparação entre o ciclo anual da precipitação mensal registada no posto udométrico de Castro Verde e o ciclo anual da precipitação mensal projectada para a célula 54_16 pelo modelo ***dmi_ec***, assim como a comparação do ciclo anual da temperatura média registada na estação meteorológica de Mértola e a o ciclo anual da temperatura média projectada para a célula 55_16 pelo modelo ***dmi_ec***. Verifica-se que o modelo de clima subestima os valores de precipitação mensal média, excepto para os meses de Julho e Agosto, no período de controlo, o que, mais uma vez confirma a necessidade de correcção do desvio. As temperaturas mensais são sobre-estimadas em todos os meses do ano. Os resultados são idênticos para todos os modelos de clima considerados.

Nas Tabelas 6.4 e 6.5 são apresentadas as estatísticas; média e coeficiente de variação (CV) das séries sazonais de precipitação e temperatura para o período cenário (2071-2100) projectadas pelos diferentes modelos de clima e corrigidas pelos métodos de correcção de desvio para as estações de Castro Verde e Mértola, respectivamente. De referir que as séries de precipitação registadas nesta região do País apresentam uma elevada percentagem (80%) de valores nulos.

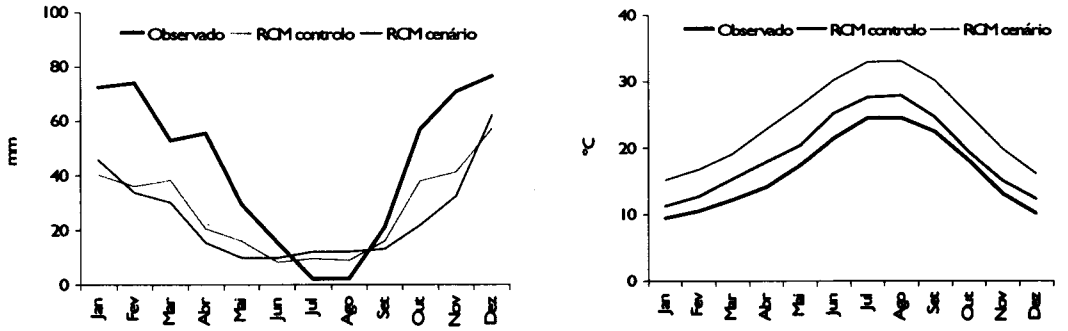


Figura 6.10 – Ciclo anual da precipitação mensal no posto udométrico de Castro Verde e da temperatura média mensal na estação meteorológica de Mértola.

Tabela 6.4 – Estatísticas sazonais das séries de precipitação para diferentes métodos de correcção de desvio e para diferentes modelos de clima na estação udométrica de Castro Verde.

	Média				CV			
	SON	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA
Obs	1,65	2,48	1,53	0,22	3,79	2,30	2,94	8,09
dmi_ec_da	1,16	2,58	1,13	0,26	3,79	2,30	2,94	8,09
dmi_ec_df	1,16	2,58	1,13	0,26	2,90	2,86	2,66	1,19
dmi_ec_len	1,16	2,58	1,13	0,26	2,64	2,80	2,49	1,80
dmi_hc_da	1,22	2,10	0,97	0,19	3,79	2,30	2,94	8,09
dmi_hc_df	1,22	2,10	0,97	0,19	2,50	2,40	2,35	1,32
dmi_hc_len	1,22	2,10	0,97	0,19	2,25	2,19	1,90	1,99
hc_da	1,16	1,93	0,91	0,10	3,79	2,30	2,94	8,09
hc_df	1,16	1,93	0,91	0,10	3,77	3,68	3,71	3,51
hc_len	1,16	1,93	0,91	0,10	3,14	3,56	3,03	3,64
smhi_hc_da	1,09	2,03	0,85	0,07	3,79	2,30	2,94	8,09
smhi_hc_df	1,09	2,03	0,85	0,07	4,15	2,83	5,22	3,99
smhi_hc_len	1,09	2,03	0,85	0,07	3,51	2,53	3,02	5,35
smhi_mp_da	0,80	2,31	0,44	0,13	3,79	2,30	2,94	8,09
smhi_mp_df	0,80	2,31	0,44	0,13	5,14	3,95	7,18	3,65
smhi_mp_len	0,80	2,31	0,44	0,13	4,51	3,42	4,09	4,49

Tabela 6.5 – Estatísticas sazonais das séries da temperatura média para diferentes métodos de correcção de desvio e para diferentes modelos de clima na estação meteorológica de Mértola.

	Média				CV			
	SON	DJF	SON	DJF	SON	DJF	SON	DJF
Obs	17,9	9,9	14,6	23,4	0,19	0,29	0,22	0,13
dmi_ec_da	23,1	13,9	19,4	28,6	0,14	0,24	0,15	0,10
dmi_ec_df	23,1	13,9	19,4	28,6	0,12	0,16	0,16	0,08
dmi_ec_len	23,1	13,9	19,4	28,6	0,12	0,17	0,16	0,09
dmi_hc_da	21,2	12,9	18,2	27,4	0,14	0,24	0,15	0,10
dmi_hc_df	21,2	12,9	18,2	27,4	0,13	0,17	0,18	0,10
dmi_hc_len	21,2	12,9	18,2	27,4	0,12	0,17	0,17	0,10
hc_da	22,0	13,5	18,2	27,6	0,14	0,24	0,15	0,10
hc_df	22,0	13,5	18,2	27,6	0,16	0,19	0,22	0,14
hc_len	22,0	13,5	18,2	27,6	0,15	0,22	0,19	0,13
smhi_hc_da	21,3	13,1	18,2	27,9	0,14	0,24	0,15	0,10
smhi_hc_df	21,3	13,1	18,2	27,9	0,13	0,17	0,18	0,11
smhi_hc_len	21,3	13,1	18,2	27,9	0,13	0,18	0,16	0,10
smhi_mp_da	23,5	14,2	20,3	29,5	0,14	0,24	0,15	0,10
smhi_mp_df	23,5	14,2	20,3	29,5	0,12	0,17	0,13	0,09
smhi_mp_len	23,5	14,2	20,3	29,5	0,12	0,18	0,14	0,09

A análise das séries corrigidas com os três métodos de correcção do desvio apresentados pode resumir-se da seguinte forma:

- A média sazonal da série corrigida mantém-se igual nos três métodos;
- Para a precipitação, com o método ***da***, o CV da série sazonal vai ser igual ao da série registada e diferente do CV dos outros dois métodos, ou seja este método mantém a dispersão da série registada;
- Para a temperatura, com o método ***da***, o CV da série sazonal calculado para todos os modelos é igual;
- As séries de temperatura e precipitação obtidas através dos métodos ***df*** e ***len*** apresentam um CV que é diferente do CV da série registada e também é diferente de método para método, ou seja estes dois métodos, alteram de forma diferente a variabilidade da série;
- A diferença de CV entre os métodos ***df*** e ***len*** é mais significativa para as séries de precipitação onde o CV das séries obtidas pelo método ***len*** é inferior ao do método ***df*** excepto no Verão.

A mesma análise para os registos em todas as outras estações udométricas consideradas apresenta conclusões semelhantes para as precipitações corrigidas. Em comparação com os

valores registados os modelos HIRHAM são os que apresentam valores de precipitação sazonal média mais elevados e os modelos RCAO são os que apresentam valores de precipitação sazonal média mais baixos.

Na análise para todas as estações meteorológicas conclui-se que os modelos forçados pelo HadAM3 são os que apresentam valores da precipitação sazonal média mais baixos.

As diferenças verificadas no CV à escala sazonal para os diferentes modelos e diferentes métodos de correcção de desvio são pequenas. Os métodos ***df*** e ***len*** apresentam valores de CV inferiores aos do método ***da***.

Esta análise demonstra que diferentes métodos de correcção do desvio permitem obter séries de temperatura e precipitação para o período cenário (com correcção do desvio verificado no período de controlo), que apresentam distribuições diferentes, facto que é de grande importância quando aplicadas nos estudos de impactes das alterações climáticas nos recursos hídricos.

6.4. Cenários de alteração do uso do solo

6.4.1. ATEAM

A cartografia do projecto europeu ATEAM é constituída por diversos mapas com uma resolução de 10'x10' para o Sul de Portugal, relativos à projecção de diferentes usos do solo para o ano de 2020, 2050 e 2080, obtidos em função dos diferentes cenários SRES (A1F1, A2, B1 e B2) e dos diferentes modelos climáticos.

Nas Figuras A.11 a A.24 do Anexo VI apresentam-se para o Sul de Portugal os cenários de alteração do uso do solo de acordo com os modelos de clima e cenários SRES considerados no âmbito do Projecto ATEAM. Na Tabela 6.6 é apresentada a variação da percentagem de área ocupada por cada tipo de uso do solo no Sul de Portugal entre 1990 e 2080 de acordo com as projecções dos modelos de clima para os diferentes cenários SRES.

Com o objectivo de estabelecer uma comparação entre os vários usos do solo para o Sul de Portugal e de avaliar os cenários de alteração do uso do solo para o ano de 2080, é representada na Figura 6.11 a variação da área entre 1990 e 2080, para cada um dos usos do solo, para os vários cenários de emissão de gases com efeito estufa e para o modelo de clima HadCM3.

Tabela 6.6 – Variação da percentagem de área ocupada por cada tipo de uso do solo no Sul de Portugal entre 1990 e 2080 segundo o projecto ATEAM.

Modelo de clima	CGCM2		HadCM3			CSIRO3	NCAR PCM
Cenário SRES	A2	A1	A2	B1	B2	A2	A2
Áreas de cultivo	-48	-77	-47	-54	-31	-48	-48
Pastagens	-63	-64	-63	-34	-37	-63	-63
Culturas bioenergéticas	+112	+141	+69	+126	+96	+97	+95
Florestas	-36	-22	-21	+75	+76	-21	-21
Urbano	+5	+5	+5	+1	-13	+5	+5
Áreas excedentárias	+177	+209	+188	-23	0	+155	+160

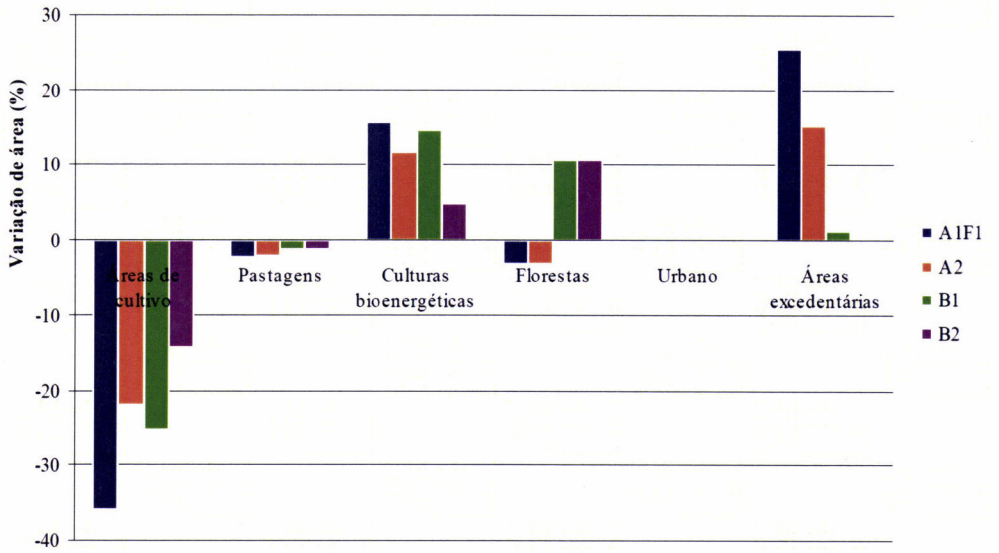


Figura 6.11 – Variação do uso do solo projectados pela aplicação do modelo de clima HadCM3 para o Sul de Portugal entre 2080 e 1990.

Os cenários apresentados na Figura 6.11 mostram uma diminuição acentuada das áreas de cultivo para o ano de 2080, exceptuando o cenário B2 em que a redução é menos acentuada. As áreas de pastagens sofrem igualmente um decréscimo em relação a 1990, principalmente para os cenários A1F1 e A2. Para os cenários com uma vertente mais económica, A1F1 e A2, a redução das áreas de cultivo, pastagens e florestas é compensada pelo aumento das áreas de culturas bioenergéticas. A diminuição que se verifica para os usos do solo referidos e a existência de pequena competição entre os vários tipos de usos do solo prevê-se que origine, em 2080, elevadas áreas excedentárias, especialmente no cenário A1F1.

No caso dos cenários com uma vertente mais ambiental, B1 e B2, a diminuição das áreas de cultivo e pastagens que se estima para 2080, é contrabalançada pelo acréscimo dos usos do

solo relativos a culturas bioenergéticas e florestas. Dado que no cenário B2, a diminuição das áreas de cultivo e pastagens é totalmente compensada pelo aumento de áreas para culturas bioenergéticas e florestas, estima-se para este cenário áreas excedentárias nulas em 2080. A variação das áreas urbanas é muito reduzida e não se considera que influencie a alteração dos outros usos do solo.

6.4.2. Empreendimento de Fins Múltiplos do Alqueva

O plano de regadio de Alqueva tem por objectivo a alteração das culturas de sequeiro para culturas de regadio nas áreas abrangidas pelos perímetros do Sistema Global de Rega de Alqueva (incluindo os perímetros de Odivelas e Roxo). Estas áreas inserem-se num território mais amplo, influenciado pelos mesmos agentes socio-económicos e por condicionalismos ambientais comuns, que, se considerou ser a Zona de Intervenção de Alqueva (ZIA) correspondente à área de influência do Empreendimento de Fins Múltiplos de Alqueva (EFMA), a qual se desenvolve entre Elvas e Aljustrel, ocupando cerca de 900 000 ha distribuídos por 19 concelhos (www.edia.pt).

Tradicionalmente, a agricultura do Alentejo era desenvolvida de forma extensiva, em sistemas de sequeiro, apresentando baixos rendimentos por hectare e assente na grande propriedade e na grande exploração. Predominavam as áreas de cereal, pousio, olival e montado, a par de pequenas hortas e campos destinados a consumo próprio em volta das povoações. A situação tem vindo a modificar-se em algumas zonas, com a emergência de uma agricultura de regadio, decorrente de iniciativa pública ou particular, que permitiu a reconversão dos sistemas agrícolas pela viabilização de algumas culturas de sequeiro e pela introdução de novas culturas regadas.

No subsistema de Alqueva a água é captada na albufeira de Alqueva, no rio Degebe. Após a estação elevatória dos Álamos e ultrapassado o sistema de barragens Álamos-Loureiro, a água é transportada, na direcção Norte, para o perímetro de Monte Novo e, na direcção Sul, para a barragem do Alvito, na bacia hidrográfica do Sado. A partir daí, são abastecidos os restantes perímetros do subsistema de Alqueva: a Oeste, os perímetros entre Alvito e Vale de Gaio, apoiados pelas barragens de Barras e de Vale de Gaio; na zona do perímetro de Alvito-Barras, a água é derivada para reforçar a barragem de Odivelas que alimenta os perímetros de Odivelas; a Sul, a água é conduzida até à albufeira do Pisão, servindo os perímetros da Vidigueira, de Cuba e de Beja. A partir da albufeira do Pisão, a água é repartida; na direcção Sudoeste, para os perímetros de Ferreira do Alentejo e de Aljustrel (Roxo), reforçando a barragem do Roxo; na direcção contrária, são servidos perímetros do concelho de Beja, com

o apoio de armazenamento nessa zona. Ao subsistema de Alqueva pertence, também, o perímetro da Luz/Mourão, que é alimentado por uma tomada de água própria, instalada na albufeira de Alqueva (www.edia.pt).

O subsistema de Pedrógão é alimentado a partir da albufeira de Pedrógão e serve as áreas da Vidigueira e de Beja, utilizando como reservatório intermédio a albufeira de São Pedro.

O subsistema do Ardila é alimentado a partir de uma tomada de água na albufeira de Pedrógão e serve os perímetros dos concelhos de Moura e de Serpa. Apoia-se num conjunto de pequenas barragens dispersas pelas áreas a regar.

Não se prevê que as alterações do uso do solo projectadas para esta região causem grandes diferenças em termos das características das novas espécies vegetais, no entanto vão conduzir ao aumento dos consumos de água para a rega.

Na Figura 6.12 apresenta-se o sistema de albufeiras, canais, túneis e áreas de regadio para os três subsistemas do Sistema Global de Rega de Alqueva.

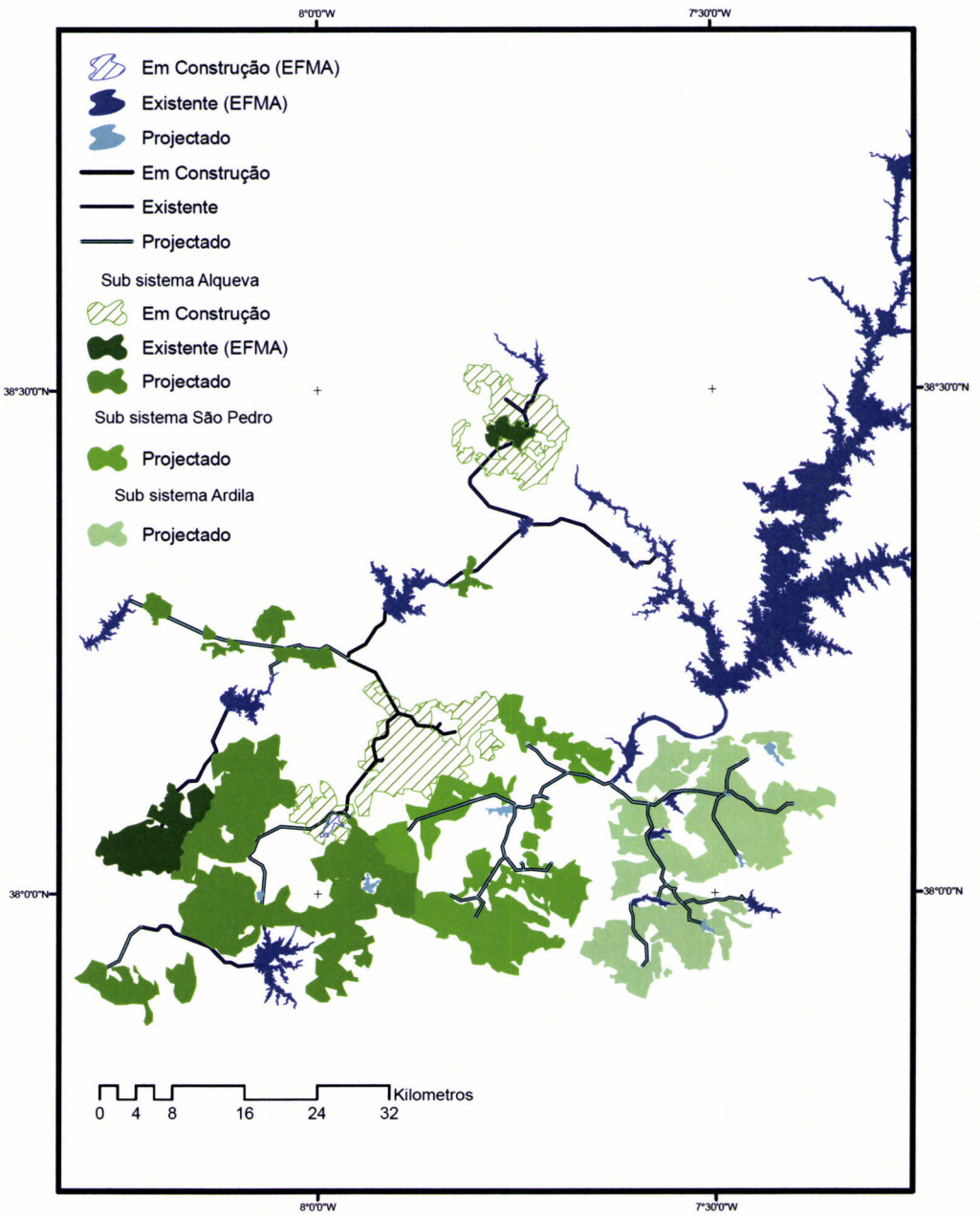


Figura 6.12 – Representação das albufeiras, redes e áreas de regadios nos três subsistemas do Sistema Global de Rega de Alqueva.

6.4.3. Plano Regional de Ordenamento Florestal

Os Planos Regionais de Ordenamento Florestal; i) Alto Alentejo (Decreto Regulamentar n.° 37/2007); ii) Alentejo Central (Decreto Regulamentar n.° 36/2007) e iii) Baixo Alentejo (Decreto Regulamentar n.° 18/2006) foram considerados como base para este estudo. Estes

planos têm por objectivo potenciar a organização dos espaços florestais de uma região, numa óptica de uso múltiplo e desenvolvimento sustentado, e em articulação com os restantes instrumentos de gestão territorial (art. 2° do Decreto-lei 204/99).

Como resultado da aplicação da metodologia dos planos e do tratamento dos dados consideraram-se as cartas de aptidão para o sobreiro, a azinheira, o pinheiro manso, o pinheiro bravo e o eucalipto.

A bacia hidrográfica para a qual são estudados os efeitos dos cenários de modelação de alteração do uso do solo, combinado com os cenários de alterações climáticas, é a bacia do Enxoé, que pertence à área de intervenção do PROF do Alentejo Central, nomeadamente à unidade homogénea da Margem Esquerda. Com base nas aptidões dos solos e características climáticas da zona, as projecções até 2045 da evolução da área ocupada pelas diferentes espécies florestais na unidade homogénea da Margem Esquerda são apresentadas na Tabela 6.7.

Tabela 6.7 – Evolução das áreas ocupadas pelas diferentes espécies florestais na unidade homogénea da Margem Esquerda.

Uso do Solo (ha)								
Espaço Florestal	***Espaço Florestal arborizado***	***Azinheira***	***Eucalipto***	***Medronheiro***	***Outras folhosas***	***Pinheiro Bravo***	***Pinheiro Manso***	***Sobreiro***
				2005				
15,98	9,23	7,39	0,37	0	0,09	0,09	0,55	0,74
				2025				
15,96	10,65	8,73	0,21	0	0,11	0,11	0,64	0,85
				2045				
15,96	12,62	10,46	0,13	0,13	0,13	0,13	0,63	1,01

De acordo com o PROF do Baixo Alentejo, nomeadamente para a Região designada de Margem Esquerda para o horizonte de projecto 2045 é indicada a evolução das espécies florestais em relação a 2005 (Figura 6.13).

Segundo o PROF prevê-se para a região da margem esquerda um aumento das áreas florestais arborizadas de 33% para 45% e uma diminuição de 4% para 1% de povoamentos sujeitos a silvicultura intensiva. As percentagens de área queimada são inferiores a 1% e não se prevê alteração para 2045.

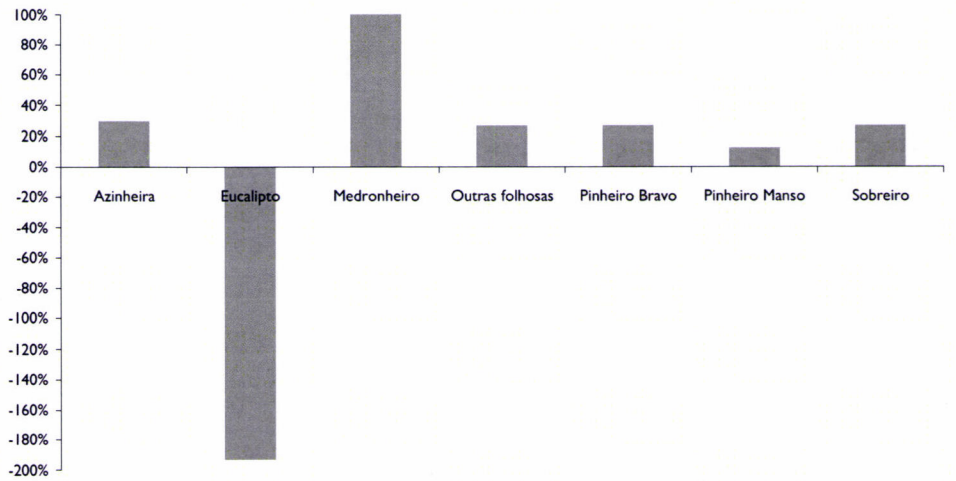


Figura 6.13 – Variação relativa (%) das espécies florestais entre 2005 e 2045.

6.5. Impactes nos recursos hídricos com base nas projecções dos modelos de clima

6.5.1. Considerações gerais

Neste subcapítulo são apresentados os resultados das projecções de escoamento obtidos para o período cenário 2071-2100, através da aplicação do modelo hidrológico SHETRAN calibrado e validado segundo a metodologia apresentada no capítulo 5 e com a aplicação das séries de precipitação diária e temperatura média diária provenientes das diferentes combinações dos modelos de clima e métodos de correcção do desvio apresentados no subcapítulo 6.3. O estudo dos impactes será efectuado nas 17 bacias apresentadas na Tabela 5.1.

A variável escoamento na secção de referência da bacia hidrográfica é a variável hidrológica a ser analisada. Esta variável corresponde à variável para a qual existem mais registos e por isso foi a resposta da bacia hidrográfica que serviu para avaliar o desempenho do modelo. Por outro lado esta variável permite cumprir os objectivos do estudo de avaliar as disponibilidades hídricas na bacia hidrográfica.

As simulações foram efectuadas à escala diária e os resultados vão ser apresentados à escala mensal e sazonal, dado os objectivos do estudo serem relativos à disponibilidade dos recursos hídricos e não ao estudo de eventos extremos.

Para permitir que as comparações possam ser realizadas com a mesma base de modelação para cada uma das bacias em estudo foi efectuada uma simulação hidrológica de *"Referência"* em que os dados de entrada das variáveis climáticas (precipitação diária e temperatura média

diária) são as séries registadas no período controlo 1961-1990. Constituiu-se, assim, a simulação de "*Referência*" para comparação dos resultados. Os resultados das simulações de "*Referência*" serão apresentados, para cada bacia, em conjunto com os resultados das simulações para os diferentes cenários.

No subcapítulo 6.5.2 são apresentados os resultados de escoamento obtidos nas simulações com os dados dos modelos de clima sem correcção do desvio, no subcapítulo 6.5.3 são apresentados os resultados de escoamento obtidos nas simulações com os dados dos modelos de clima, após correcção do desvio pelos três métodos considerados. No subcapítulo 6.5.4 são apresentados os resultados do armazenamento de água na zona insaturada e nos aquíferos para os cenários de alterações climáticas considerados.

As simulações efectuadas no subcapítulo 6.4.3 são a base para os resultados apresentados nesta dissertação.

6.5.2. Escoamento resultante das projecções dos modelos de clima sem correcção do desvio

No subcapítulo 6.2.2 desta dissertação foi verificada a existência de grandes desvios entre as séries de precipitação diária e temperatura média diária registadas e as séries resultantes dos modelos de clima para o mesmo período (1961-1990). Considerou-se, assim, justificada a necessidade de correcção do desvio e foram definidos os métodos de correcção do desvio a aplicar.

Para avaliar o impacte do desvio nas séries de precipitação e temperatura nas séries de escoamento, foram realizadas simulações hidrológicas das bacias hidrográficas do Enxoé e de Carreiras para o período cenário (2071-2100) e para as séries de precipitação diária e temperatura média diária obtidas directamente dos modelos de clima, sem correcção do desvio.

Nas Figuras 6.14 e 6.15 apresenta-se a comparação sazonal dos resultados do escoamento de "*Referência*" e os resultados do escoamento para os cinco cenários de alterações climáticas sem correcção de desvio.

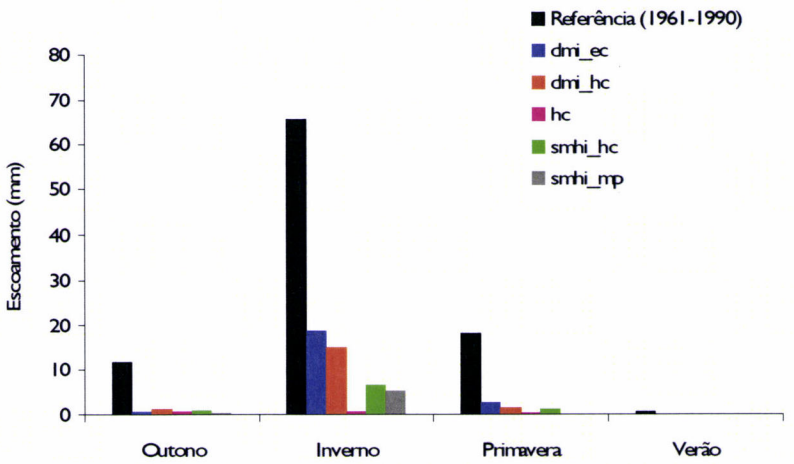


Figura 6.14 – Escoamento sazonal de "Referência" e para os cenários de alterações climáticas sem correcção de desvio, na bacia hidrográfica do Enxoé.

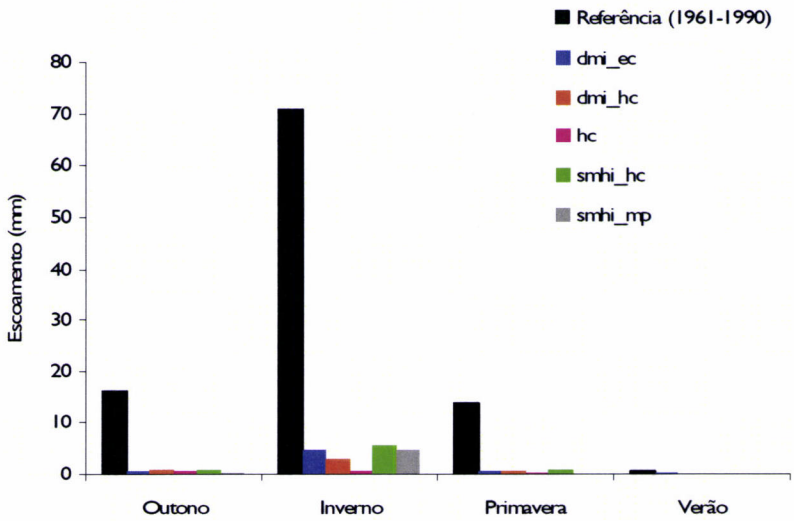


Figura 6.15 – Escoamento sazonal de "Referência" e para os cenários de alterações climáticas sem correcção de desvio, na bacia hidrográfica de Carreiras.

Verifica-se uma elevada redução do escoamento em relação ao período "*Referência*". Adoptar os resultados dos modelos de clima sem correcção do desvio iria conduzir a conclusões sobre impactes extraordinários das alterações climáticas nos recursos hídricos.

Nas secções seguintes será possível comparar estes resultados com os resultados obtidos após a correcção do desvio das séries de precipitação e temperatura projectadas pelos modelos de clima, para o período cenário.

6.5.3. Escoamento resultante das projecções dos modelos de clima com correcção do desvio

Neste subcapítulo são apresentados e discutidos os resultados das simulações hidrológicas efectuadas para os cenários de alterações climáticas com aplicação dos métodos de correcção do desvio das séries obtidas nos modelos de clima.

Para cada uma das 17 bacias hidrográficas foram efectuadas 15 simulações hidrológicas correspondentes aos 5 modelos de clima obtidos a partir da combinação entre os 3 RCM e os 2 GCM diferentes e para os 3 métodos de correcção de desvio. Para cada bacia hidrográfica será apresentado o intervalo de resultados que traduz as incertezas referentes às diferentes combinações de modelos de clima e métodos de correcção do desvio.

Para facilidade de interpretação dos resultados dos impactes das alterações climáticas nos recursos hídricos, são apresentados os valores sazonais com quatro níveis de análise: i) um primeiro nível em que são comparados os resultados dos 15 modelos para o período de cenário com a situação de "*Referência*"; ii) um segundo nível em que se avaliam as diferenças de resultados para cada bacia hidrográfica segundo os diferentes modelos de clima e diferentes métodos de correcção do desvio iii) um terceiro nível em que se avaliam as diferenças de resultados para cada modelo de clima com a aplicação das diferentes técnicas de correcção do desvio e iv) um quarto nível onde são comparados os resultados dos 5 modelos de clima diferentes para o mesmo método de correcção do desvio.

Nas Figuras 6.16 a 6.18 são apresentados os resultados da simulação de "*Referência*" e das simulações para os 15 cenários de projecções de modelos de clima, para as 17 bacias hidrográficas em estudo.

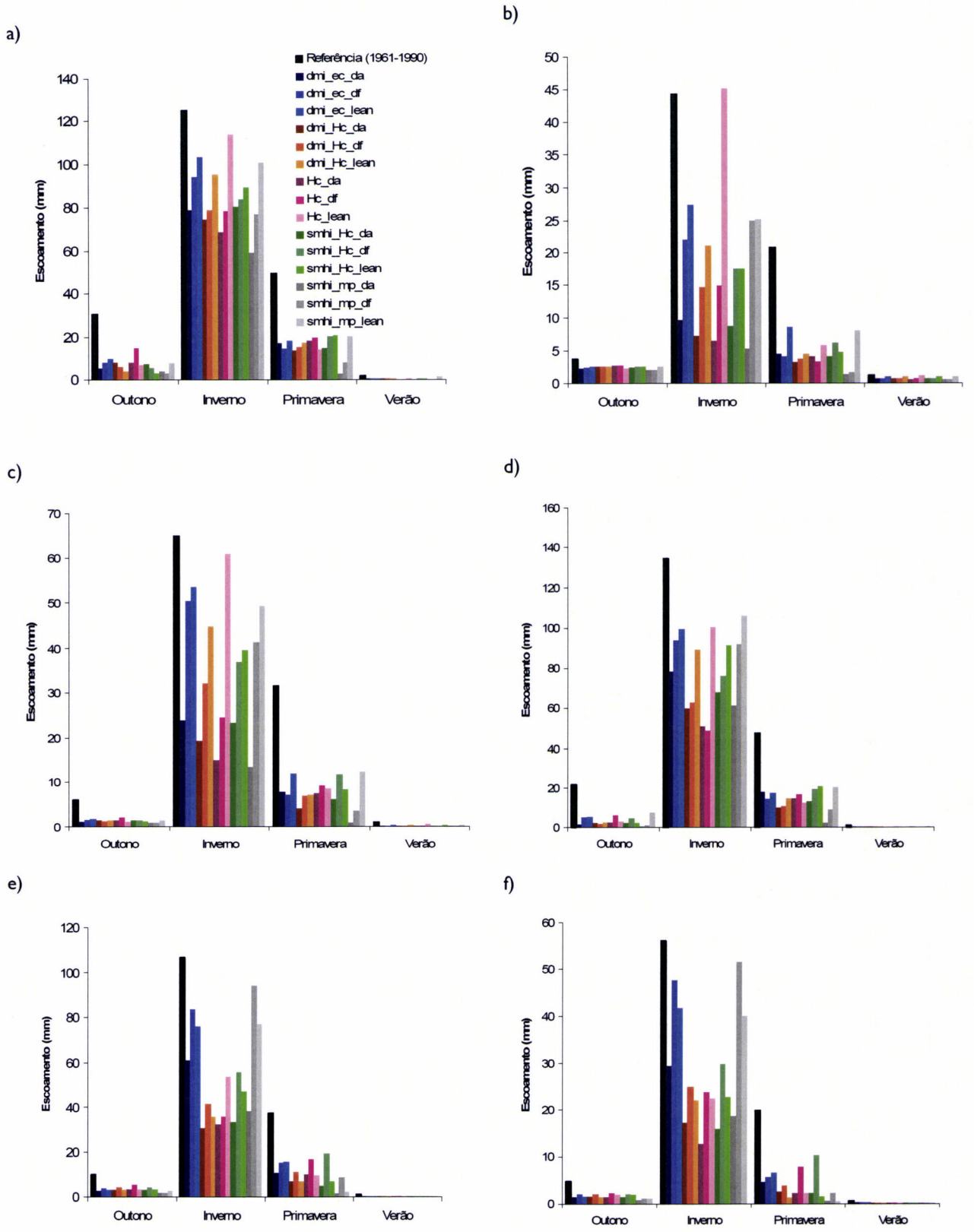


Figura 6.16 – Escoamento sazonal de "Referência" e para os cenários de alterações climáticas, nas bacias hidrográficas de: a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e)Ponte Alvalade Campilhas; f) Nabos.

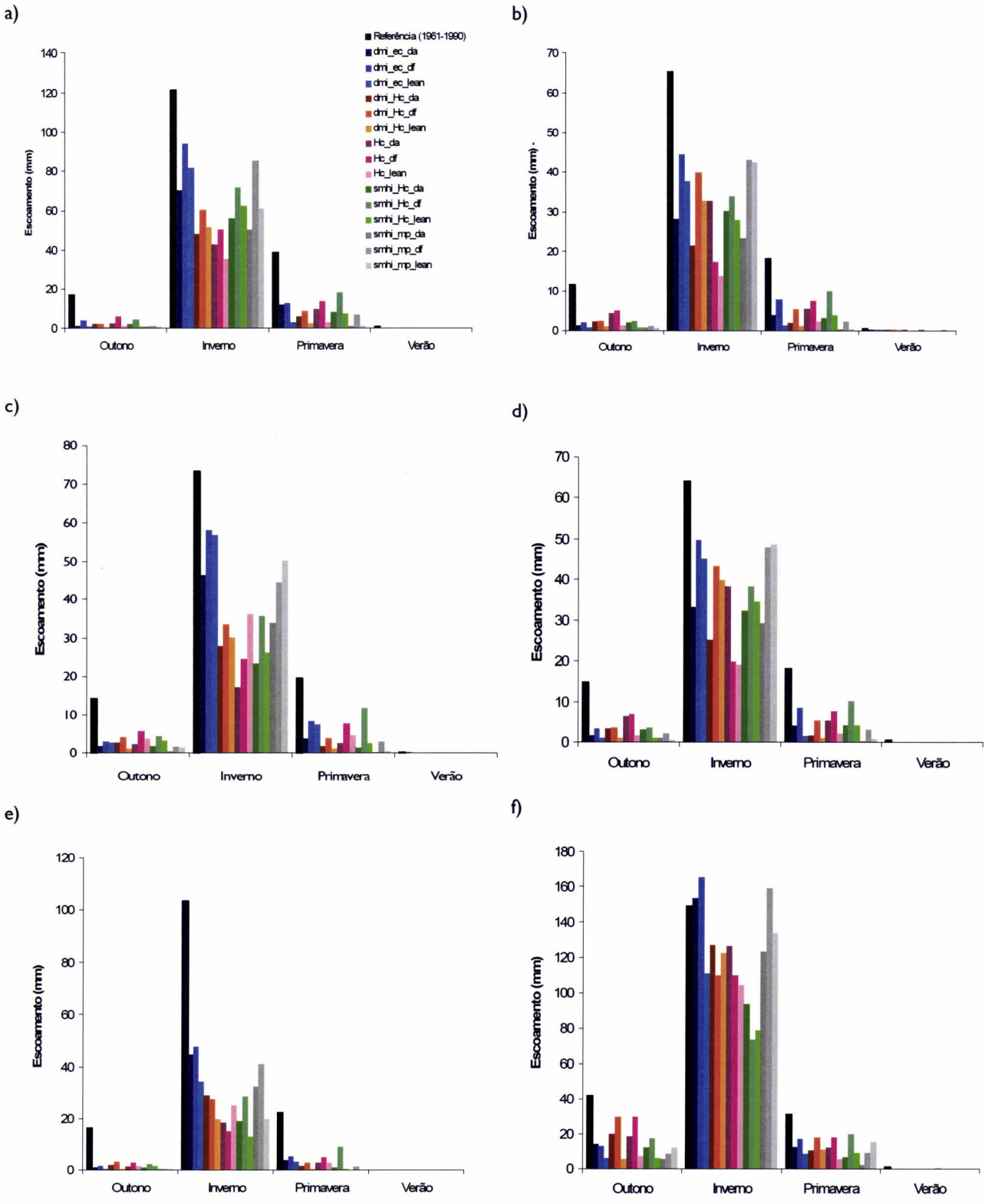


Figura 6.17 – Escoamento sazonal de "Referência" e para os cenários de alterações climáticas, nas bacias hidrográficas de: a) Odivelas; b) Enxoé; c) Monte da Ponte; d) Limas; e) Oeiras; f) Vascão.

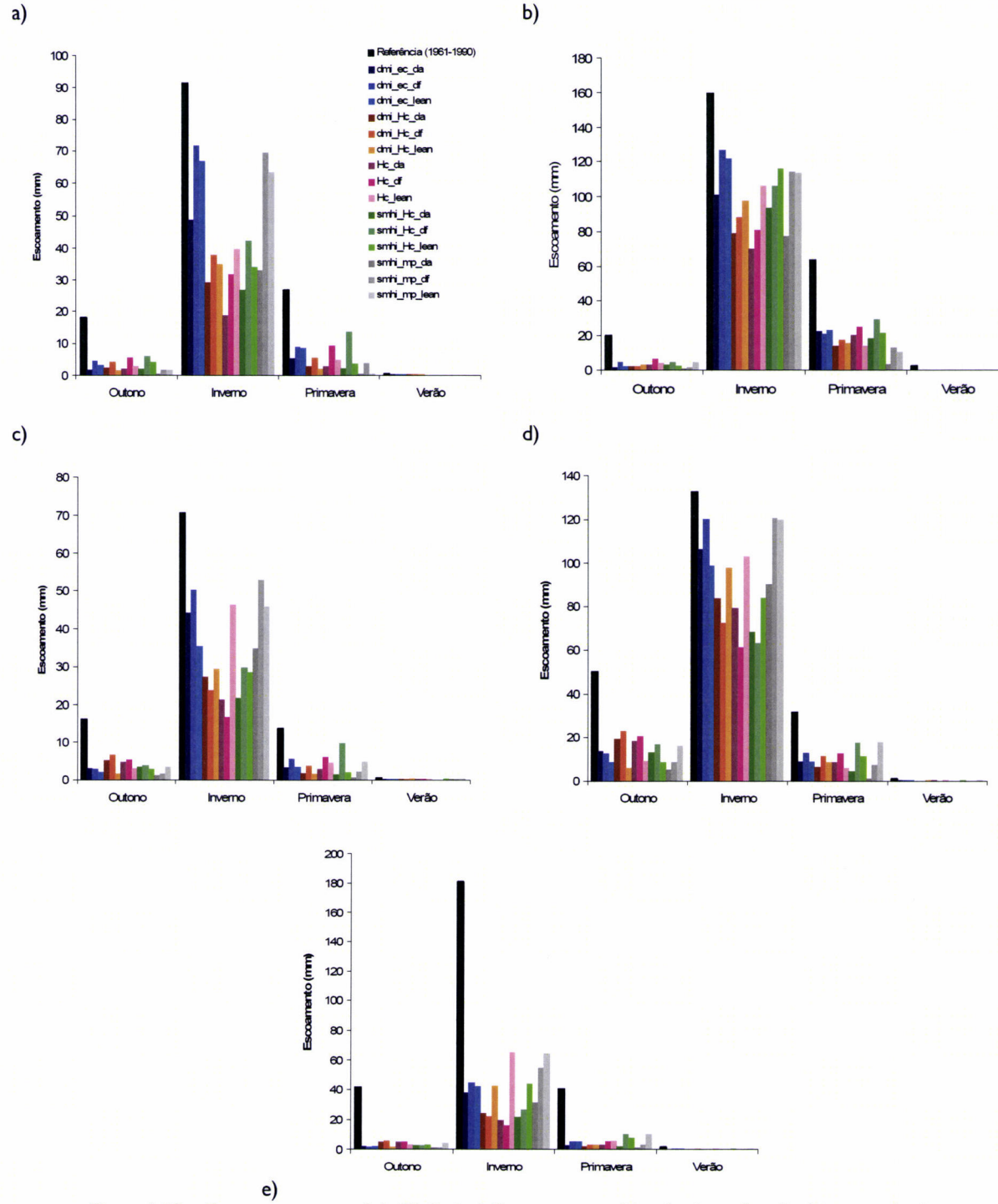


Figura 6.18 – Escoamento sazonal de "Referência" e para os cenários de alterações climáticas, nas bacias hidrográficas de: a) Monte da Rocha; b) Pego do Altar; c) Carreiras; d) Tenência; e) Odeleite.

Os resultados obtidos traduzem-se numa redução do escoamento superficial generalizado em todas as bacias hidrográficas e para todas as estações do ano excepto para o Inverno na bacia do Vascão onde se verificou um ligeiro aumento de acordo com os modelos ***dmi_ec*** e ***smhi_mp***.

As maiores reduções verificam-se no Outono, Primavera e Verão, no entanto as reduções projectadas para o Verão num clima Mediterrânico correspondem a valores relativos pouco importantes. Verifica-se também que entre modelos e métodos de correcção do desvio existe variabilidade nos resultados.

De seguida os resultados sazonais obtidos são avaliados quantitativamente do ponto de vista da variação de escoamento e da variabilidade dos resultados obtidos em cada bacia hidrográfica, cada modelo de clima e/ou método de correcção do desvio.

Nas Tabelas 6.8 a 6.12 são quantificadas as variações (%) das projecções do escoamento anual e sazonal para os diferentes cenários de alterações climáticas, relativas ao cenário de "*Referência*".

Para maior facilidade de apresentação dos resultados a partir deste subcapítulo os cenários de simulação considerados apresentam a seguinte designação: 1) ***dmi_ec_da***; 2) ***dmi_ec_df***; 3) ***dmi_ec_len***; 4) ***dmi_hc_da***; 5) ***dmi_hc_df***; 6) ***dmi_hc_len***; 7) ***hc_da***; 8) ***hc_df***; 9) ***hc_len***; 10) ***smhi_hc_da***; 11) ***smhi_hc_df***; 12) ***smhi_hc_len***; 13) ***smhi_mp_da***; 14) ***smhi_mp_df*** e 15) ***smhi_mp_len***.

Tabela 6.8 – Variação do escoamento anual para os cenários de projecções dos modelos de clima.

Bacia	**Cenário de alterações climáticas**														
	1	***2***	***3***	***4***	***5***	***6***	***7***	***8***	***9***	***10***	***11***	***12***	***13***	***14***	***15***
Caia Guadiana	-51	-43	-36	-53	-51	-43	-54	-45	-35	-50	-47	-45	-68	-57	-37
Lucefécit	-76	-58	-44	-80	-69	-58	-80	-69	-23	-77	-62	-63	-87	-58	-47
Vendinha	-68	-43	-35	-76	-61	-48	-77	-66	-32	-70	-51	-52	-85	-56	-39
Pego do Altar	-49	-38	-40	-61	-56	-53	-62	-54	-49	-53	-43	-43	-66	-48	-48
Vale Gaio	-52	-44	-40	-65	-63	-48	-67	-65	-43	-59	-51	-44	-68	-50	-34
Odivelas	-53	-38	-52	-69	-60	-69	-69	-61	-78	-63	-47	-61	-71	-47	-65
Ponte Alvalade Campilhas	-52	-34	-39	-74	-64	-71	-70	-63	-57	-73	-49	-63	-73	-32	-47
Nabos	-56	-32	-38	-73	-62	-69	-80	-58	-67	-76	-48	-68	-75	-33	-49
Enxoé	-65	-43	-59	-73	-51	-64	-55	-69	-82	-63	-52	-66	-74	-52	-55
Monte da Rocha	-59	-38	-42	-75	-65	-72	-83	-66	-65	-77	-55	-69	-75	-45	-52
Monte da Ponte	-52	-35	-37	-70	-61	-70	-80	-65	-59	-75	-52	-70	-68	-54	-52
Limas	-60	-37	-51	-69	-46	-57	-49	-65	-76	-59	-47	-59	-69	-46	-49
Oeiras	-65	-62	-73	-77	-77	-86	-84	-84	-79	-85	-72	-90	-77	-70	-86
Carreiras	-50	-42	-59	-66	-66	-68	-71	-72	-46	-74	-57	-67	-64	-44	-46
Vascão	-19	-13	-44	-29	-29	-38	-30	-29	-48	-50	-50	-58	-41	-21	-28
Tenência	-40	-32	-46	-49	-50	-48	-51	-56	-45	-60	-55	-52	-55	-36	-28
Odeleite	-84	-80	-81	-88	-88	-82	-90	-90	-72	-90	-85	-79	-87	-78	-70

A maior redução (-90%) verificou-se nas bacias de Odeleite para os cenários ***hc_da***, ***hc_df*** e ***smhi_hc_da*** e de Oeiras para o cenário ***smhi_hc_len***. A menor redução (-13%) verificou-se na bacia do Vascão para o cenário ***dmi_ec_df***.

Para todas as bacias hidrográficas, os cenários que apresentaram maiores reduções relativas do escoamento anual médio foram cenários obtidos com o método de correcção de desvio ***da***: ***dmi_hc_da***, ***hc_da***, ***smhi_hc_da*** e ***smhi_mp_da*** e os cenários que conduziram a menores reduções foram os cenários ***dmi_ec_df***, ***smhi_mp_df*** e ***smhi_mp_len***.

Tabela 6.9 – Variação do escoamento de Outono para os cenários de projecções dos modelos de clima.

Bacia	**Cenário de alterações climáticas**														
	1	***2***	***3***	***4***	***5***	***6***	***7***	***8***	***9***	***10***	***11***	***12***	***13***	***14***	***15***
Caia Guadiana	-84	-74	-68	-74	-80	-87	-74	-52	-78	-76	-82	-90	-87	-90	-75
Lucefécit	-40	-37	-31	-32	-31	-31	-30	-27	-40	-35	-33	-31	-48	-46	-32
Vendinha	-82	-75	-70	-78	-79	-77	-77	-66	-82	-78	-78	-79	-85	-85	-78
Pego do Altar	-92	-77	-90	-89	-91	-86	-86	-67	-79	-86	-78	-88	-94	-93	-76
Vale Gaio	-94	-77	-75	-90	-92	-88	-88	-71	-87	-89	-79	-89	-96	-95	-65
Odivelas	-94	-78	-95	-88	-89	-97	-87	-65	-93	-88	-75	-96	-96	-93	-98
Ponte Alvalade Campilhas	-72	-64	-68	-68	-60	-71	-65	-48	-64	-70	-60	-65	-82	-79	-73
Nabos	-71	-56	-66	-67	-56	-70	-69	-51	-61	-70	-57	-59	-82	-77	-77
Enxoé	-89	-83	-93	-81	-80	-92	-62	-59	-89	-83	-80	-93	-93	-90	-96
Monte da Rocha	-90	-75	-82	-86	-77	-92	-89	-69	-84	-89	-66	-77	-97	-90	-90
Monte da Ponte	-88	-80	-80	-81	-71	-92	-83	-61	-74	-87	-70	-78	-96	-89	-91
Limas	-89	-78	-93	-78	-76	-93	-56	-53	-88	-80	-76	-93	-94	-87	-97
Oeiras	-95	-91	-97	-89	-82	-98	-92	-82	-90	-95	-87	-91	-98	-99	-98
Carreiras	-81	-83	-87	-68	-59	-90	-71	-66	-81	-78	-76	-82	-93	-90	-78
Vascão	-66	-69	-85	-53	-30	-87	-56	-30	-84	-72	-59	-86	-86	-80	-71
Tenência	-73	-75	-83	-61	-54	-88	-63	-59	-81	-74	-66	-83	-89	-83	-68
Odeleite	-96	-96	-95	-88	-86	-96	-89	-89	-93	-94	-94	-93	-98	-97	-90

As maiores reduções verificaram-se na bacia de Oeiras (-99%) para o cenário ***smhi_mp_df*** e nas bacias de Odeleite e Odivelas (-98%) para os cenários ***smhi_mp_da*** e ***smhi_mp_len*** respectivamente. A menor redução (-27%) verificou-se na bacia do Lucefécit para o cenário ***hc_df***.

Numa análise global de todas as bacias os cenários que apresentaram maiores reduções médias foram os cenários ***smhi_mp_da*** e ***smhi_mp_df*** e os cenários que conduziram a menores reduções foram os cenários ***dmi_hc_df*** e ***hc_df***.

UNIVERSIDADE

Tabela 6.10 – Variação do escoamento de Inverno para os cenários de projecções dos modelos de clima.

Bacia	Cenário de alterações climáticas														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Caia Guadiana	-37	-24	-17	-40	-37	-24	-45	-37	-9	-35	-33	-28	-53	-38	-19
Lucefécit	-78	-50	-38	-84	-67	-52	-85	-66	2	-80	-60	-60	-88	-43	-43
Vendinha	-63	-23	-18	-70	-51	-31	-77	-62	-6	-64	-43	-39	-79	-37	-24
Pego do Altar	-37	-21	-24	-50	-45	-39	-56	-49	-34	-41	-33	-27	-51	-29	-29
Vale Gaio	-42	-30	-26	-55	-53	-33	-62	-64	-25	-50	-43	-32	-54	-32	-21
Odivelas	-42	-23	-33	-60	-50	-57	-65	-58	-71	-54	-41	-49	-59	-30	-50
Ponte Alvalade Campilhas	-43	-22	-29	-72	-61	-67	-70	-67	-50	-69	-48	-56	-64	-12	-28
Nabos	-47	-15	-26	-69	-55	-61	-77	-57	-60	-72	-47	-59	-67	-8	-29
Enxoé	-57	-32	-43	-67	-39	-50	-50	-74	-79	-54	-48	-57	-65	-34	-35
Monte da Rocha	-47	-22	-27	-68	-59	-62	-79	-65	-57	-71	-54	-63	-64	-24	-31
Monte da Ponte	-37	-21	-22	-62	-54	-59	-77	-66	-51	-68	-51	-64	-54	-39	-32
Limas	-48	-22	-29	-61	-32	-38	-40	-69	-70	-50	-40	-46	-54	-25	-24
Oeiras	-57	-54	-67	-72	-73	-81	-82	-85	-76	-81	-72	-87	-68	-60	-81
Carreiras	-38	-29	-50	-62	-66	-58	-70	-77	-34	-69	-58	-60	-51	-25	-35
Vascão	3	11	-26	-15	-26	-18	-15	-26	-30	-37	-51	-47	-17	7	-10
Tenência	-20	-9	-25	-37	-45	-26	-40	-54	-22	-48	-52	-37	-32	-9	-10
Odeleite	-79	-75	-77	-87	-88	-76	-89	-91	-64	-88	-85	-76	-83	-70	-64

A maior redução (-91%) verificou-se na bacia de Odeleite para o cenário ***hc_df***. A menor redução (-8%) verificou-se na bacia de Nabos para o cenário ***smhi_mp_df***.

Foram, também, verificados aumentos de escoamento na bacia do Vascão para os cenários ***dmi_ec_da***, ***dmi_ec_df*** e ***smhi_mp_df*** e de Lucefécit para o cenário ***hc_len***.

Numa análise global de todas as bacias os cenários que apresentaram maiores reduções médias foram os cenários ***hc_da*** e ***hc_df*** e os cenários que conduziram a menores reduções foram os cenários ***dmi_ec_df***, ***dmi_ec_len***, ***smhi_mp_df*** e ***smhi_mp_len***.

Tabela 6.11 – Variação do escoamento de Primavera para os cenários de projecções dos modelos de clima.

Bacia	Cenário de alterações climáticas														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Caia Guadiana	-66	-71	-63	-72	-70	-65	-63	-61	-72	-70	-59	-59	-94	-84	-59
Lucefécit	-79	-80	-59	-85	-82	-79	-81	-84	-72	-80	-70	-77	-94	-92	-61
Vendinha	-75	-77	-62	-87	-78	-77	-76	-71	-73	-80	-62	-74	-97	-88	-61
Pego do Altar	-65	-68	-65	-79	-73	-76	-68	-61	-78	-71	-54	-67	-95	-80	-84
Vale Gaio	-63	-69	-64	-79	-78	-69	-69	-65	-74	-72	-59	-57	-95	-81	-57
Odivelas	-70	-68	-93	-85	-78	-94	-76	-66	-93	-79	-54	-81	-97	-82	-97
Ponte Alvalade Campilhas	-72	-60	-59	-82	-71	-82	-74	-56	-75	-87	-49	-82	-96	-77	-94
Nabos	-77	-72	-67	-87	-81	-94	-89	-61	-89	-89	-48	-92	-97	-89	-97
Enxoé	-79	-57	-93	-90	-72	-94	-70	-59	-88	-83	-46	-79	-98	-88	-98
Monte da Rocha	-80	-66	-69	-90	-79	-92	-90	-65	-82	-92	-49	-86	-98	-86	-98
Monte da Ponte	-81	-58	-62	-91	-80	-95	-87	-61	-77	-93	-40	-88	-99	-86	-98
Limas	-79	-53	-92	-91	-71	-95	-71	-58	-88	-77	-44	-78	-99	-84	-96
Oeiras	-84	-76	-87	-93	-87	-99	-88	-77	-88	-95	-59	-99	-99	-94	-99
Carreiras	-76	-59	-74	-86	-73	-88	-78	-57	-67	-89	-29	-85	-95	-84	-64
Vascão	-61	-45	-73	-67	-42	-65	-62	-42	-82	-79	-36	-71	-94	-71	-50
Tenência	-72	-59	-72	-79	-64	-72	-73	-61	-81	-85	-45	-64	-96	-76	-43
Odeleite	-93	-87	-87	-95	-92	-92	-93	-88	-86	-95	-74	-81	-98	-93	-74

A maior redução (-99%) verificou-se na bacia de Oeiras para os cenários ***dmi_hc_len***, ***smhi_hc_len***, ***smhi_mp_da*** e ***smhi_mp_len*** e nas bacias de Monte da Ponte e de Limas para o cenário ***smhi_mp_da***. As menores reduções verificaram-se na bacia do Vascão (-42%) para os cenários ***dmi_hc_df*** e ***hc_df*** e na bacia de Carreiras para o cenário ***smhi_hc_df***.

Numa análise global de todas as bacias os cenários que apresentaram maiores reduções médias foram os cenários ***dmi_hc_da***, ***smhi_mp_da*** e ***smhi_mp_df*** e os cenários que conduziram a menores reduções foram os cenários ***hc_df*** e ***smhi_hc_df***.

Tabela 6.12 – Variação do escoamento de Verão para os cenários de projecções dos modelos de clima.

Bacia	Cenário de alterações climáticas														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Caia Guadiana	-83	-81	-77	-85	-86	-75	-89	-90	-75	-89	-88	-72	-94	-93	-34
Lucefécit	-42	-41	-22	-42	-41	-21	-53	-51	-15	-50	-49	-20	-56	-55	-24
Vendinha	-76	-76	-61	-76	-77	-59	-86	-86	-55	-84	-84	-59	-86	-86	-59
Pego do Altar	-90	-90	-91	-91	-92	-91	-94	-94	-94	-94	-94	-93	-94	-94	-93
Vale Gaio	-79	-80	-68	-80	-81	-65	-88	-88	-63	-87	-87	-63	-89	-90	-65
Odivelas	-88	-84	-88	-92	-92	-92	-93	-93	-94	-93	-93	-93	-91	-91	-92
Ponte Alvalade Campilhas	-61	-62	-63	-67	-68	-67	-66	-66	-68	-79	-79	-79	-67	-69	-69
Nabos	-50	-63	-65	-68	-75	-75	-81	-84	-84	-86	-88	-88	-81	-83	-83
Enxoé	-72	-72	-76	-80	-82	-84	-78	-85	-86	-84	-85	-87	-86	-85	-86
Monte da Rocha	-43	-58	-66	-68	-76	-77	-89	-90	-92	-88	-91	-90	-87	-90	-90
Monte da Ponte	-45	-64	-67	-74	-77	-76	-84	-85	-86	-89	-91	-91	-85	-87	-87
Limas	-80	-77	-81	-84	-86	-86	-84	-88	-89	-87	-87	-88	-88	-88	-88
Oeiras	-49	-47	-50	-62	-61	-63	-76	-78	-78	-82	-82	-83	-73	-73	-74
Carreiras	-53	-49	-44	-65	-61	-39	-63	-63	-44	-83	-82	-37	-78	-75	-39
Vascão	-81	-81	-83	-84	-81	-78	-82	-81	-74	-89	-95	-88	-87	-86	-82
Tenência	-75	-81	-79	-85	-86	-70	-81	-84	-79	-93	-93	-56	-91	-90	-77
Odeleite	-86	-85	-82	-89	-88	-81	-89	-89	-83	-94	-94	-82	-93	-92	-81

A maior redução (-95%) verificou-se na bacia do Vascão para o cenário ***smhi_hc_df***. A menor redução (-15%) verificou-se na bacia do Lucefécit para o cenário ***hc_len***. Numa análise global de todas as bacias, os cenários que apresentaram maiores reduções médias foram os cenários ***smhi_hc_da*** e ***smhi_hc_df*** e os cenários que conduziram a menores reduções foram os cenários ***dmi_ec_da*** e ***dmi_ec_len***.

As variações de escoamento relativas à situação de "*Referência*", apresentadas nas Tabelas anteriores apresentam grande dispersão entre bacias e entre cenários climáticos. Foram assim retirados desta análise os valores considerados *outliers* e que segundo os gráficos de *Box-Plot* são os valores que se encontram no intervalo definido por:

$$\{Q_1 - 1{,}5\,(Q_3 - Q_1)\,;\, Q_3 + 1{,}5\,(Q_3 - Q_1)\} \qquad \textbf{6.9}$$

Onde:

Q_1: quartil inferior;

Q_3: quartil superior.

Na Tabela 6.13 apresenta-se o intervalo de variação anual e sazonal do escoamento para cada uma das bacias hidrográficas em estudo.

Tabela 6.13 – Intervalo de variação sazonal do escoamento nas bacias hidrográficas em estudo.

Bacia	Anual		Outono		Inverno		Primavera		Verão	
	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín
Caia Guadiana	-57	-35	-90	-52	-53	-9	-84	-59	-94	-72
Lucefécit	-87	-44	-48	-27	-88	**+2**	-94	-70	-56	-15
Vendinha	-85	-32	-85	-75	-79	-6	-97	-62	-86	-55
Pego do Altar	-68	-34	-96	-65	-64	-21	-81	-57	-90	-63
Vale Gaio	-78	-38	-98	-78	-71	-23	-97	-54	-94	-91
Odivelas	-66	-38	-94	-67	-56	-21	-95	-54	-94	-90
Ponte Alvalade Campilhas	-74	-32	-82	-60	-72	-12	-96	-49	-69	-62
Nabos	-80	-32	-82	-51	-77	-8	-97	-48	-88	-63
Enxoé	-82	-43	-96	-59	-79	-32	-98	-46	-87	-72
Monte da Rocha	-83	-38	-97	-66	-79	-22	-98	-49	-92	-58
Monte da Ponte	-80	-35	-96	-61	-77	-21	-99	-40	-91	-64
Limas	-76	-37	-97	-56	-70	-22	-99	-44	-89	-80
Oeiras	-90	-62	-99	-82	-87	-54	-99	-76	-83	-47
Carreiras	-74	-42	-93	-59	-77	-25	-95	-29	-83	-37
Vascão	-58	-13	-87	-30	-47	**+7**	-94	-36	-89	-74
Tenência	-60	-28	-89	-54	-54	-9	-96	-43	-93	-70
Odeleite	-90	-70	-98	-86	-91	-64	-98	-81	-94	-81

Os resultados apresentados na Tabela 6.13 permitem efectuar uma avaliação global das reduções de escoamento por bacia hidrográfica que deve ser considerada na definição de medidas de adaptação a efectuar em estudos futuros.

As 17 bacias em estudo apresentam características diferentes como já foi referido no capítulo 4. Apresenta-se de seguida uma avaliação de possíveis correlações entre as características das bacias hidrográficas e os resultados das séries de escoamento para cenários de modelos de clima.

As características das bacias hidrográficas analisadas são: i) a área; ii) a altitude média; iii) o declive médio; iv) o tipo de aquífero; v) o tipo de solo e vi) o tipo de uso do solo. Foi aplicada uma análise de *cluster* com a técnica *k-means,* onde se definiu à priori que existiriam o número máximo de três *clusters* (grupos) de bacias hidrograficas, para não dispersar a análise de resultados.

Na Tabela 6.14 apresentam-se os grupos de bacias com características semelhantes.

Tabela 6.14 – Grupos de bacias com características semelhantes.

Grupo 1	***Grupo 2***	***Grupo 3***
Caia Guadiana	Nabos	Vascão
Vendinha	Enxoé	Ponte Alvalade Campilhas
Vale Gaio	Monte da Rocha	Tenência
Odivelas	Monte da Ponte	Lucefécit
Pego do Altar	Limas	Odeleite
	Oeiras	
	Carreiras	

As bacias hidrográficas do grupo 1 são constituídas principalmente por bacias com alguma extensão, declive médio, o aquífero corresponde às rochas Ígneas e Metamórficas - Zona de Ossa Morena, o solo é predominantemente franco arenoso e o tipo de uso do solo predominante é culturas anuais.

As bacias hidrográficas do grupo 2 são constituídas principalmente por bacias de menor dimensão, declive médio baixo, o aquífero corresponde às rochas metamórficas da Zona Sul Portuguesa, o solo é predominantemente franco arenoso e o tipo de uso do solo predominante são também as culturas anuais.

As bacias hidrográficas do grupo 3 são constituídas principalmente por bacias de dimensão média, declive elevado, o aquífero corresponde às rochas metamórficas da Zona Sul Portuguesa, o solo é predominantemente argiloso e os tipos de uso do solo predominantes são o florestal e os arbustos.

Na Figura 6.19 representam-se graficamente as variações relativas de escoamento anual e sazonal médio para os três grupos de bacias.

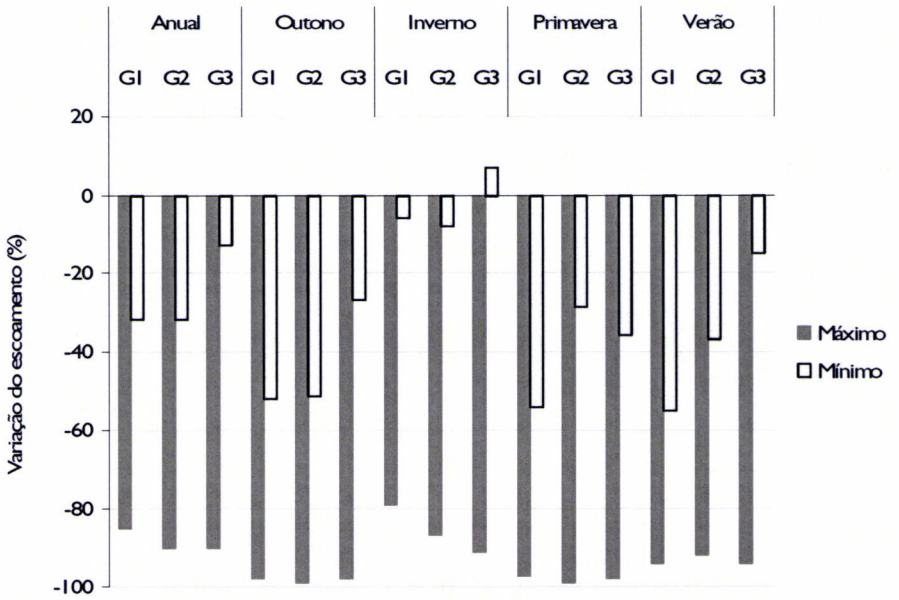


Figura 6.19 – Variação de escoamento nas bacias hidrográficas para as condições: a) anual; b) Outono; c) Inverno; d) Primavera; e) Verão.

As menores reduções são projectadas para as bacias hidrográficas do grupo 3 para todas as estações do ano, excepto na Primavera onde as bacias hidrográficas do grupo 2 apresentam menores reduções. As maiores reduções são projectadas nas bacias hidrográficas do grupo 3 para as condições de escoamento anual, Inverno e Verão e no grupo 2 para as condições anuais de Outono e Primavera. Concluindo-se a existência de uma maior amplitude dos resultados para as bacias hidrográficas do grupo 2 e 3.

Na Tabela 6.15 apresentam-se o intervalo da variação (%) de escoamento relativa obtido para o conjunto das bacias hidrográficas do rio Sado e do rio Guadiana.

Tabela 6.15 – Intervalo da variação relativa do escoamento anual e sazonal nas bacias hidrográficas do Sado e Guadiana.

	Sado		***Guadiana***	
	Máx	***Mín***	***Máx***	***Mín***
Anual	-83	-32	-90	-13
Outono	-98	-51	-99	-27
Inverno	-79	-8	-91	7
Primavera	-98	-48	-99	-29
Verão	-91	-58	-81	-15

Verifica-se que é na bacia do Guadiana que existe a maior amplitude dos resultados da variação de escoamento anual e sazonal.

Para além de uma avaliação das reduções de escoamento por bacia hidrográfica é necessário efectuar a avaliação das reduções obtidas por modelo de clima e por método de correcção do desvio.

Na Tabela 6.16 apresentam-se os intervalos de variação (%) do escoamento obtido considerando as combinações de todos os métodos de correcção do desvio e de todas as bacias hidrográficas e efectuando a análise por modelo de clima.

Tabela 6.16 – Intervalo de variação sazonal do escoamento para os modelos de clima.

	dmi_ec		***dmi_hc***		***hc***		***smhi_hc***		***smhi_mp***	
	Máx	***Mín***	***Máx***	***Mín***	***Máx***	***Mín***	***Máx***	***Mín***	***Máx***	***Mín***
Anual	-63	-36	-83	-46	-85	-33	-80	-45	-75	-41
Outono	-92	-67	-93	-53	-91	-42	-95	-64	-99	-75
Inverno	-54	-15	-80	-29	-84	-17	-79	-32	-76	-12
Primavera	-91	-55	-95	-65	-86	-62	-89	-52	-98	-69
Verão	-90	-35	-92	-54	-94	-63	-94	-65	-94	-58

O Inverno continua a ser a estação para todos os modelos onde se projectam as menores reduções de escoamento mas com a maior amplitude de resultados. Os modelos de clima que deram origem às maiores e menores variações de escoamento nas bacias hidrográficas estudadas são identificados na Tabela 6.17.

Tabela 6.17 – Modelos de clima com os quais se verificam as maiores e menores reduções de escoamento.

	Maiores Reduções	***Menores Reduções***
Anual	hc	hc
Outono	smhi_mp	hc
Inverno	hc	smhi_mp
Primavera	smhi_mp	smhi_hc
Verão	hc; smhi_mp; smhi_hc	dmi_ec

A principal conclusão que se pode retirar da Tabela 6.17 é de que os modelos de clima forçados pelos modelos do *Hadley Center* são os que originam as maiores reduções. As menores reduções de escoamento são obtidas com todos os modelos consoante a estação do ano analisada.

Estes resultados reforçam a ideia de que a utilização dos modelos de clima nos estudos de impactes nos recursos hídricos deve ser sempre analisada tendo em consideração a variabilidade das variáveis meteorológicas ao longo do ano.

Na Tabela 6.18 apresentam-se os intervalos de variação (%) de escoamento obtidos considerando as combinações de todos os modelos de clima e todas as bacias hidrográficas mas analisando os diferentes métodos de correcção do desvio.

Tabela 6.18 – Intervalo de variação sazonal do escoamento para os métodos de correcção de desvio.

	da		***df***		***len***	
	Máx	***Mín***	***Máx***	***Mín***	***Máx***	***Mín***
Anual	-87	-47	-67	-40	-77	-33
Outono	-94	-60	-91	-53	-97	-67
Inverno	-86	-25	-62	-24	-76	-14
Primavera	-95	-71	-84	-53	-97	-58
Verão	-93	-63	-93	-62	-93	-39

O método de correcção do desvio cujas simulações projectam maiores reduções do escoamento é o método ***len*** para o escoamento de Outono e Primavera e o método ***da*** para as condições anuais e de Inverno. No entanto é o método ***len*** que para as condições anuais, de Inverno e Verão projecta as menores reduções, tornando-se assim no método onde se verifica a maior amplitude de resultados. Para as condições de Outono e Primavera o método com menores reduções é o método ***df*** que é também o método onde se projectam em média a menor amplitude nos resultados.

Na Figura 6.20 representa-se a relação entre o coeficiente de variação e a média para cada método de correcção do desvio. É visível na Figura 6.20 que o método ***da*** apresenta o menor coeficiente de variação, os métodos ***df*** e ***len*** apresentam coeficientes de variação muito aproximados. De referir ainda que o coeficiente de variação apresenta uma maior amplitude no Outono e na Primavera.

Na Tabela 6.19 apresentam-se os intervalos de variação de escoamento obtidos considerando as combinações de todos os modelos de clima, todos os métodos de correcção do desvio para todas as bacias hidrográficas.

Tabela 6.19 – Intervalo de variação sazonal do escoamento para os 15 cenários de projecções dos modelos de clima.

	Máx	***Mín***
Anual	-77	-40
Outono	-94	-60
Inverno	-75	-21
Primavera	-92	-61
Verão	-93	-55

Os resultados indicam que o Inverno apresenta as menores reduções, mas que o intervalo de variação tem maior amplitude, o comportamento nas outras estações é mais aproximado.

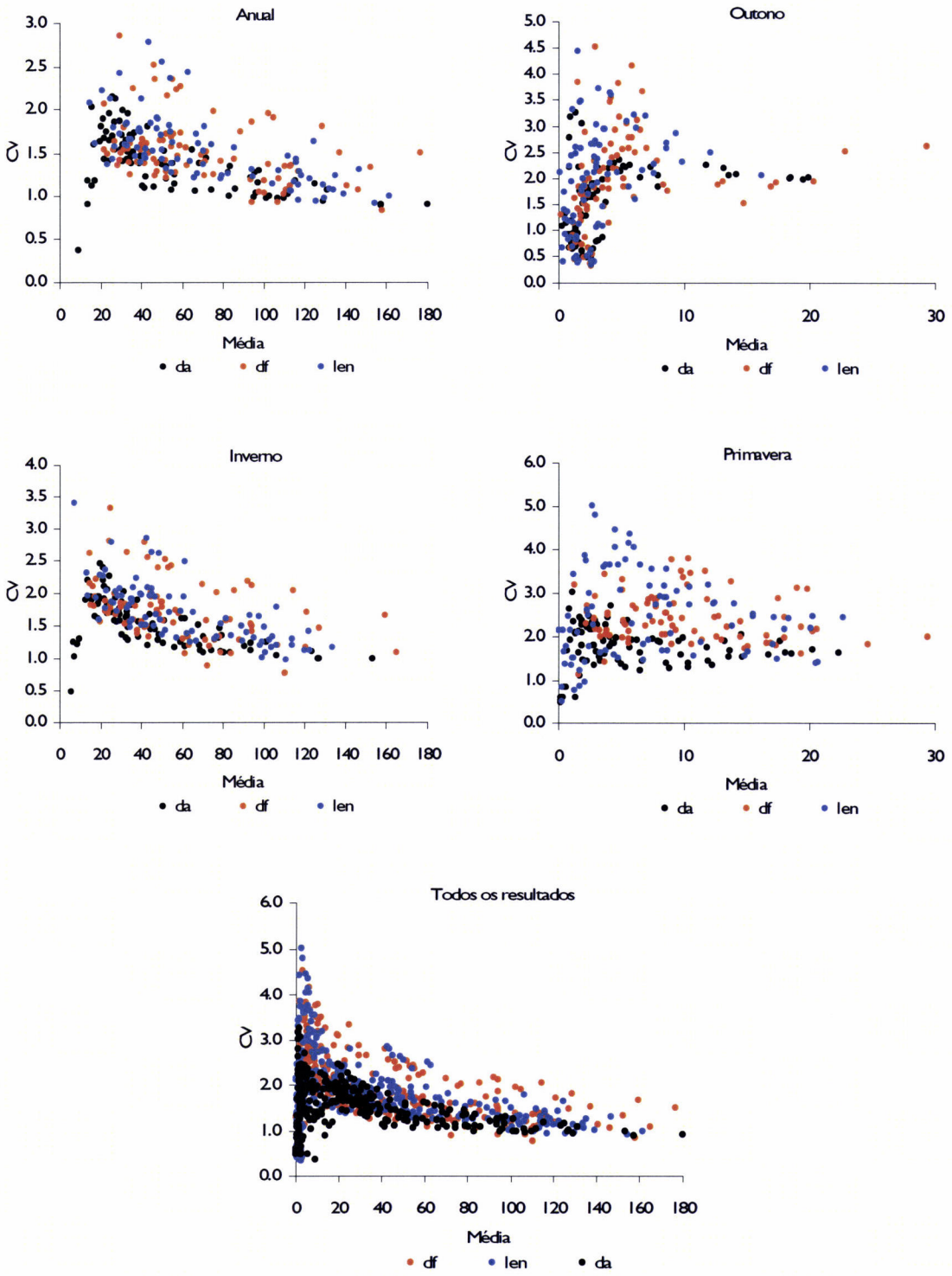


Figura 6.20 – Relação entre o coeficiente de variação e a média da variação de escoamento para os métodos de correcção do desvio.

Nas Figuras A.25 a A.36 do Anexo VII é possível observar a variabilidade do escoamento para cada bacia hidrográfica, cada cenário climático e para as condições anuais e sazonais. Os resultados da análise da variabilidade do escoamento apresentam um conjunto de tendências que se sistematizam do seguinte modo:

- ***Outono***

Nas bacias hidrográficas de Caia Guadiana e Lucefécit a variabilidade verificada nas simulações dos cenários é mais semelhante à da simulação de "*Referência*". A bacia de Lucefécit apresenta valores de escoamento muito inferiores a todas as outras bacias hidrográficas nesta estação do ano.

Em todas as simulações dos cenários excepto na bacia hidrográfica de Lucefécit o intervalo de escoamento entre os percentis 25 e 75 é muito inferior ao da simulação de "*Referência*".

Algumas das simulações dos cenários apresentaram valores extremos superiores aos verificados na simulação de "*Referência*". Na bacia do Vascão os cenários ***dmi_hc_df*** e ***hc_df*** apresentaram valores máximos muito elevados, situação também verificada na bacia de Tenência para o cenário ***dmi_hc_df***.

- ***Inverno***

Nas bacias hidrográficas de Caia Guadiana, de Odivelas, de Vascão e de Tenência o intervalo de escoamento entre os percentis 25 e 75 apresentou-se mais semelhante à da simulação de "*Referência*".

Nesta estação do ano, verificaram-se situações de escoamentos máximos superiores aos verificados na simulação de "*Referência*" para as seguintes bacias hidrográficas e os seguintes cenários:

  - Caia Guadiana e Lucefécit nos cenários ***dmi_hc_len***; ***hc_len*** e ***smhi_mp_df***;
  - Vendinha e Vale do Gaio nos cenários ***hc_len*** e ***smhi_mp_df***;
  - Odivelas, Enxoé e Limas nos cenários ***smhi_mp_df*** e ***smhi_mp_len***;
  - Ponte Alvalade Campilhas, Nabos, Monte da Rocha, Oeiras, Vascão e Tenência no cenário ***smhi_mp_df***;
  - Monte da Ponte nos cenários ***dmi_ec_df***; ***dmi_ec_len***; ***hc_len*** e ***smhi_mp_df***;

- Carreiras, Odeleite e Pego do Altar nos cenários ***hc_len*** e ***smhi_mp_df***.

- ***Primavera***

Em todas as bacias hidrográficas o intervalo de escoamento entre os percentis 25 e 75 é diferente da simulação de "*Referência*".

Nesta estação do ano, também se verificam situações de escoamentos máximos superiores aos da simulação de "*Referência*" para as seguintes bacias hidrográficas e cenários:

- Caia Guadiana e Vendinha nos cenários ***dmi_hc_len***; ***smhi_hc_df*** e ***smhi_mp_df***;
- Lucefécit no cenário ***dmi_hc_len***;
- Odivelas, Enxoé e Limas no cenário ***smhi_mp_df***;
- Ponte Alvalade Campilhas, Monte da Ponte, Monte da Rocha, Oeiras e Pego do Altar nos cenários ***dmi_hc_len*** e ***smhi_hc_df***;
- Carreiras nos cenários ***dmi_hc_len***, ***hc_df***, ***hc_len***; ***smhi_hc_df*** e ***smhi_mp_len***;
- Vascão e Tenência nos cenários ***dmi_ec_df***, ***dmi_ec_len***, ***dmi_hc_df***, ***hc_df***, ***hc_len***, ***smhi_mp_df*** e ***smhi_mp_len***;
- Odeleite nos cenários ***smhi_hc_df*** e ***smhi_mp_len***.

- ***Verão***

Todas as simulações de "*Referência*" apresentam valores de escoamento máximos superiores aos das simulações dos cenários, onde não há grandes variabilidades excepto para as seguintes bacias hidrográficas e os seguintes cenários:

- Caia Guadiana no cenário ***smhi_mp_len***;
- Monte da Ponte nos cenários ***dmi_ec_da*** e ***dmi_hc_da***;
- Monte da Rocha no cenário ***dmi_ec_da***;
- Tenência no cenário ***smhi_hc_len***.

De modo resumido pode-se afirmar que os resultados apontam no sentido da confirmação de grande variabilidade nas projecções, e que as maiores reduções ocorrem no Outono e Primavera e que no Inverno se verifica uma maior ocorrência de valores de escoamento extremos. Os modelos e métodos de correcção de desvio que projectam mais situações extremas são os modelos ***smhi_hc*** e ***smhi_mp*** e os métodos de correcção do desvio ***df*** e ***len***.

Os resultados das projecções de escoamento obtidas após a simulação hidrológica indicam a existência de grandes variações ao nível sazonal. Verifica-se também que essas variações apresentam uma grande amplitude consoante o cenário em causa. Nas Figuras 6.21 a 6.23 são apresentados os intervalos de variação do ciclo anual do escoamento mensal correspondentes à totalidade das simulações para cada uma das bacias hidrográficas. O intervalo de resultados é comparado com a simulação de "*Referência*".

Com esta análise pretende-se dar uma indicação da incerteza associada a cada um dos cenários, com base no intervalo de escoamento superficial que se obtêm com as projecções dos modelos de clima.

A análise dos resultados apresentados nas Figuras 6.21 a 6.23 permite identificar dentro da tendência de redução de escoamento superficial algumas particularidades ao nível mensal:

- O escoamento no mês de Janeiro para a simulação de "R*eferência*" encontra-se sempre dentro da gama dos resultados dos cenários excepto para as bacias de Vale do Gaio, Monte da Ponte, Oeiras e Odeleite, nas quais os escoamentos projectados são bastante inferiores aos do período de "*Referência*";

- O escoamento no mês de Abril também se encontra no intervalo dos resultados dos cenários para as bacias de Nabos, Enxoé, Monte da Ponte, Monte da Rocha, Limas, Oeiras, Carreiras, Tenência e Vascão.

- Em todas as bacias hidrográficas o escoamento projectado para o mês de Março apresenta grandes reduções;

- Verifica-se também diminuição de escoamento projectado para o mês de Novembro excepto nas bacias hidrográficas de Nabos e Lucefécit.

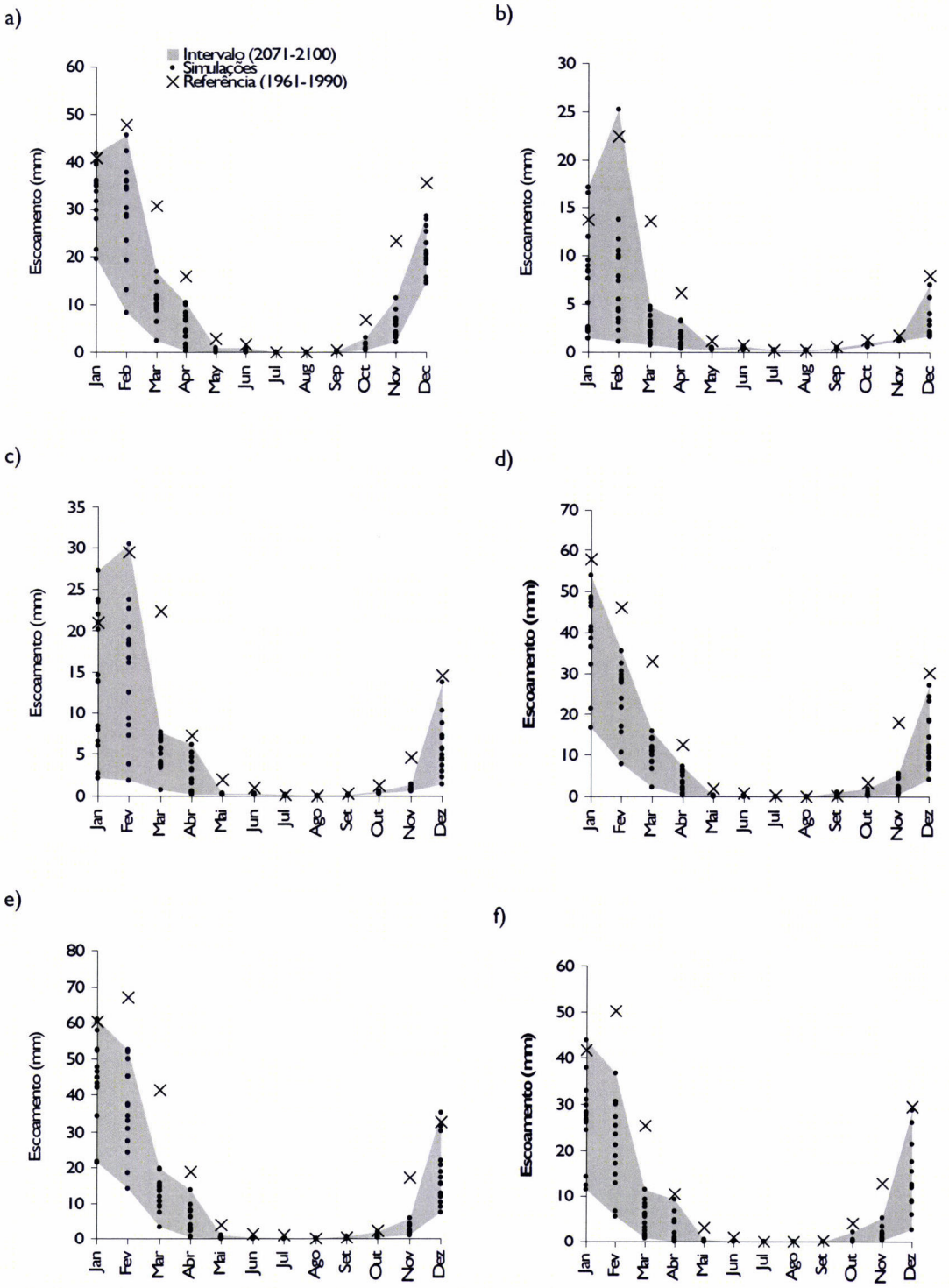


Figura 6.21 – Ciclo anual do intervalo de resultados para os 15 cenários de alterações climáticas e para as bacias hidrográficas de a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Pego do Altar; f) Odivelas.

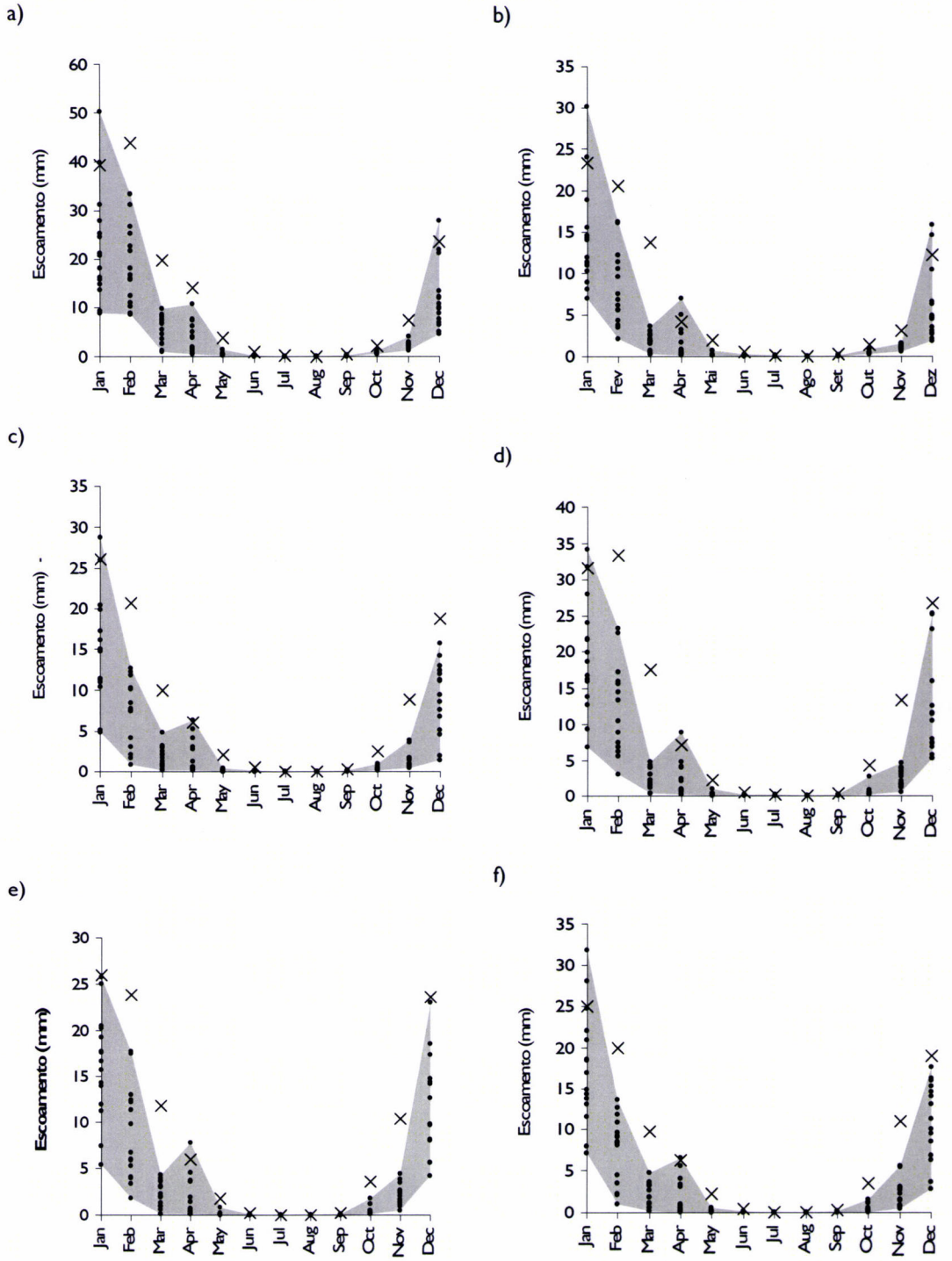


Figura 6.22 – Ciclo anual do intervalo de resultados para os 15 cenários de alterações climáticas e para as bacias hidrográficas de a) Ponte Alvalade Campilhas; b) Nabos; c) Enxoé; d) Monte da Rocha; e) Monte da Ponte; f) Limas.

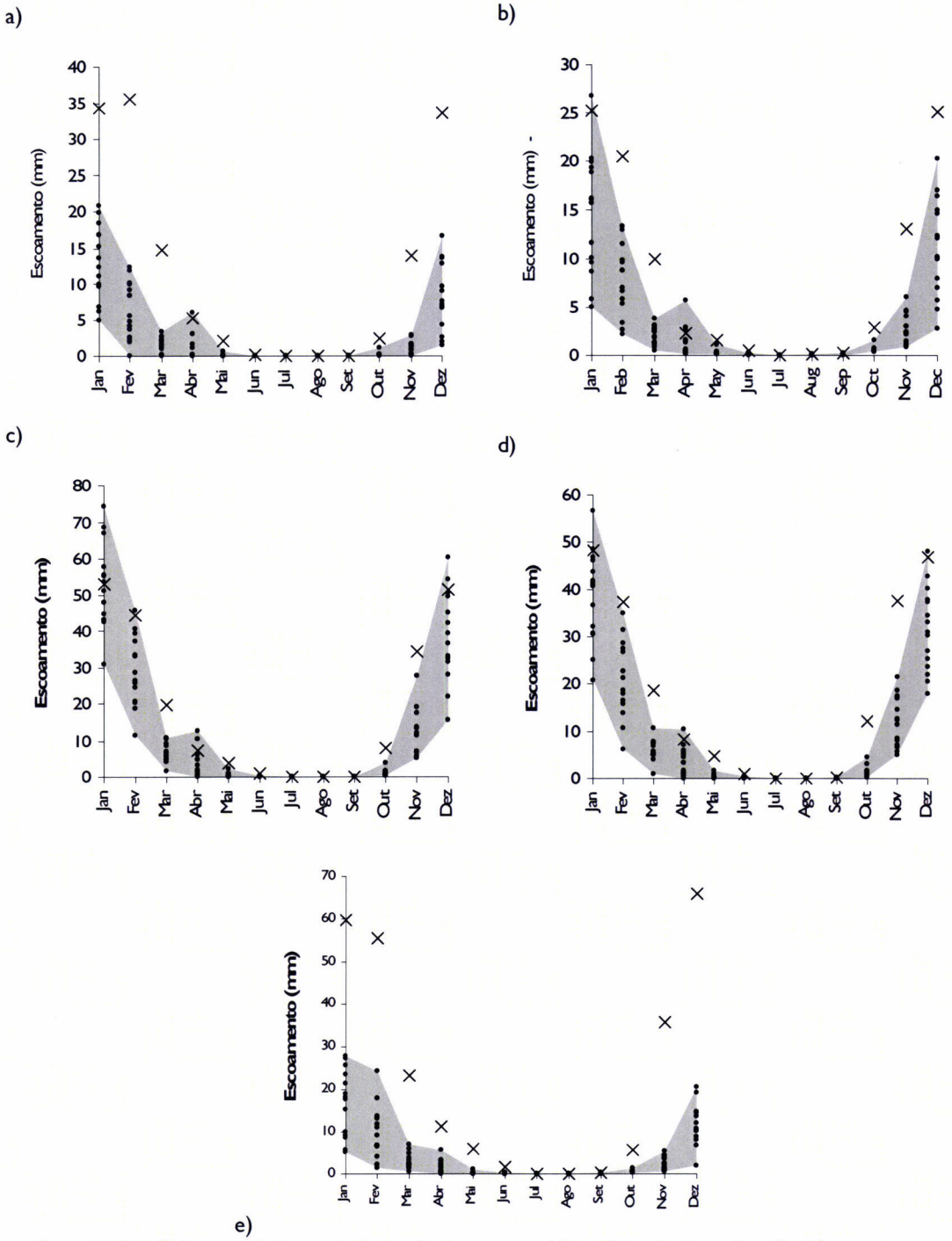


Figura 6.23 – Ciclo anual do intervalo de resultados para os 15 cenários de alterações climáticas e para as bacias hidrográficas de a) Oeiras; b) Carreiras; c Vascão); d) Tenência; e) Odeleite.

A comparação dos impactes projectados quando se consideram séries climáticas com e sem correcção do desvio para as bacias de Enxoé e Carreiras pode ser feita por análise dos resultados apresentados nas Figuras 6.22c e 6.23b e nas Figuras 6.14 e 6.15 permitindo concluir sobre a existência de diferenças consideráveis nos regimes de escoamento.

6.5.4. Armazenamento de água na zona insaturada do solo e no aquífero

O modelo SHETRAN fornece, também, como resultado da simulação o volume de água armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero em cada dia. Como verificado nos subcapítulos anteriores, a diminuição do escoamento superficial foi generalizada, os resultados seguintes permitem verificar se as reservas de água subterrânea também se encontram ou não comprometidas para os cenários projectados.

A análise desta variável será efectuada ao nível da evolução de todas as simulações dos cenários de projecção dos modelos de clima e comparação com a simulação de "*Referência*" ao longo do período 2071-2100. Nas Figuras 6.24 a 6.26, apresentam-se para cada bacia hidrográfica o intervalo de resultados das simulações dos volumes de água armazenada na zona insaturada e no aquífero.

A redução não é uniforme em toda a área de estudo verificando-se que nas bacias hidrográficas do grupo 1 as diminuições de armazenamento insaturada do solo e nos aquíferos não são tão acentuadas como as projectadas para as bacias hidrográficas dos grupos 2 e 3, em que as diminuições no armazenamento são significativas. Estas diferenças devem-se às características dos tipos de solo e dos aquíferos.

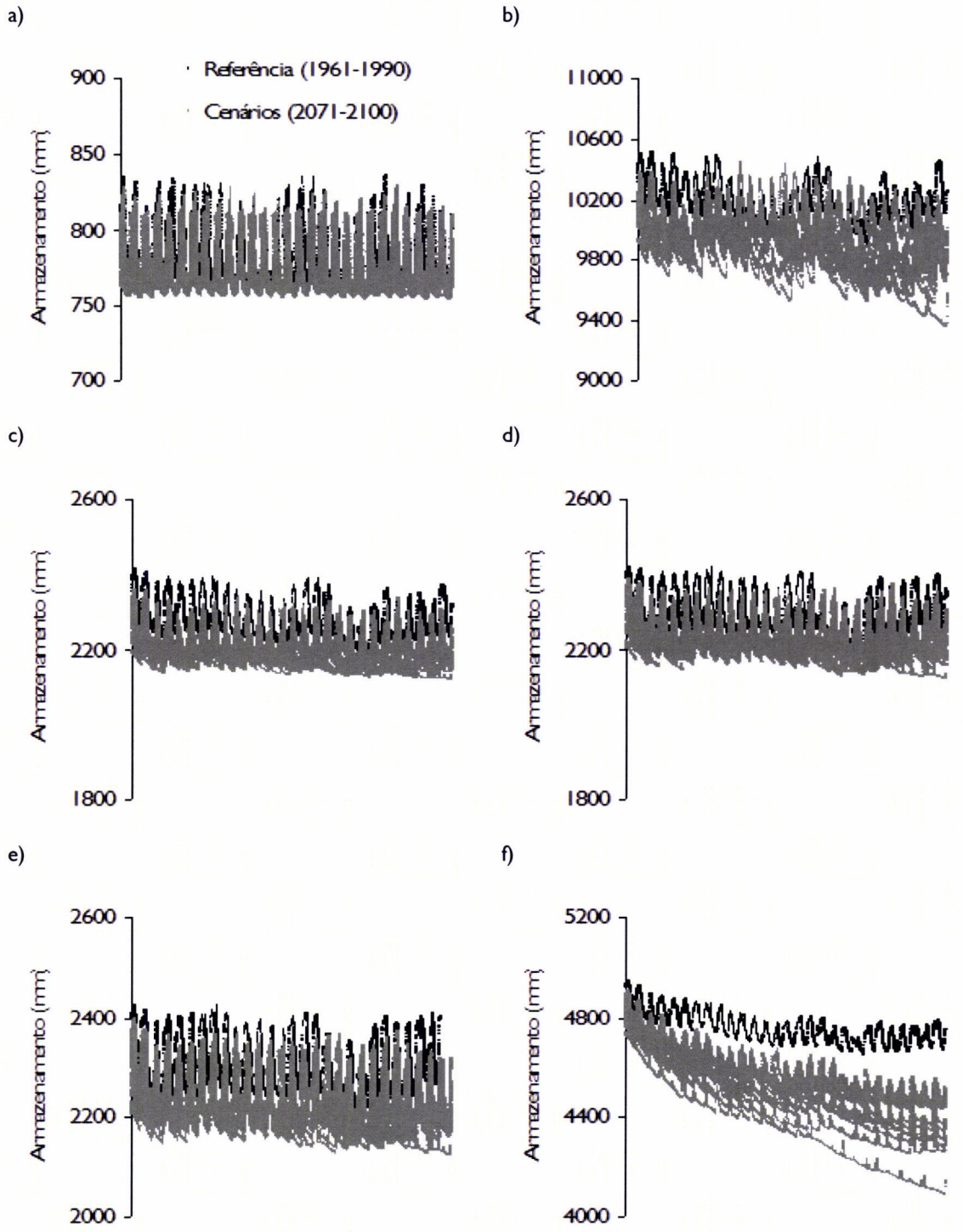


Figura 6.24 – Volume armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero nas bacias hidrográficas de: a) Caia Guadiana; b) Luceféćit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Pego do Altar; f) Odivelas.

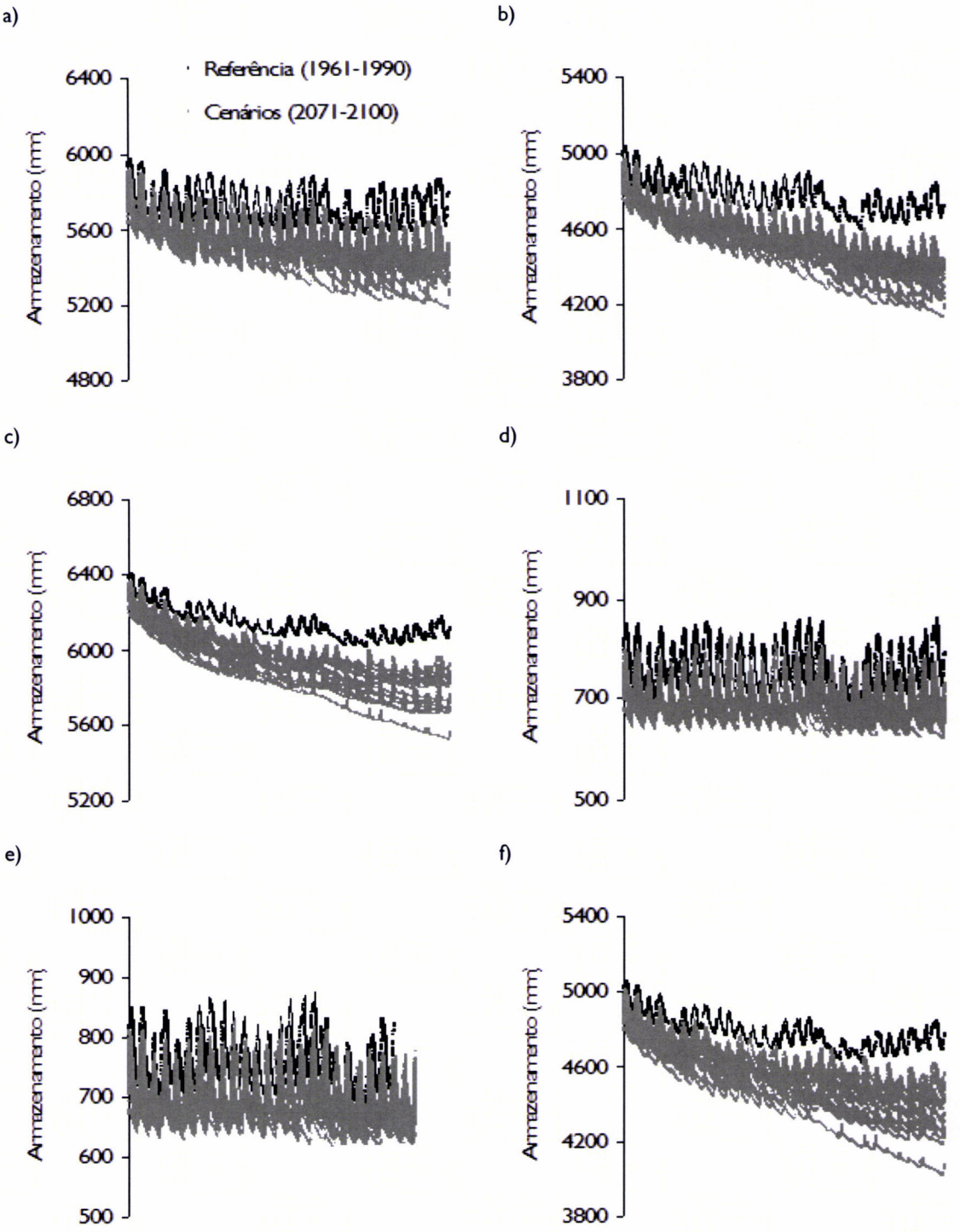


Figura 6.25 – Volume armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero nas bacias hidrográficas de: a) Ponte Alvalade Campilhas; b) Nabos; c) Enxoé; d) Monte da Rocha; e) Monte da Ponte; f) Limas.

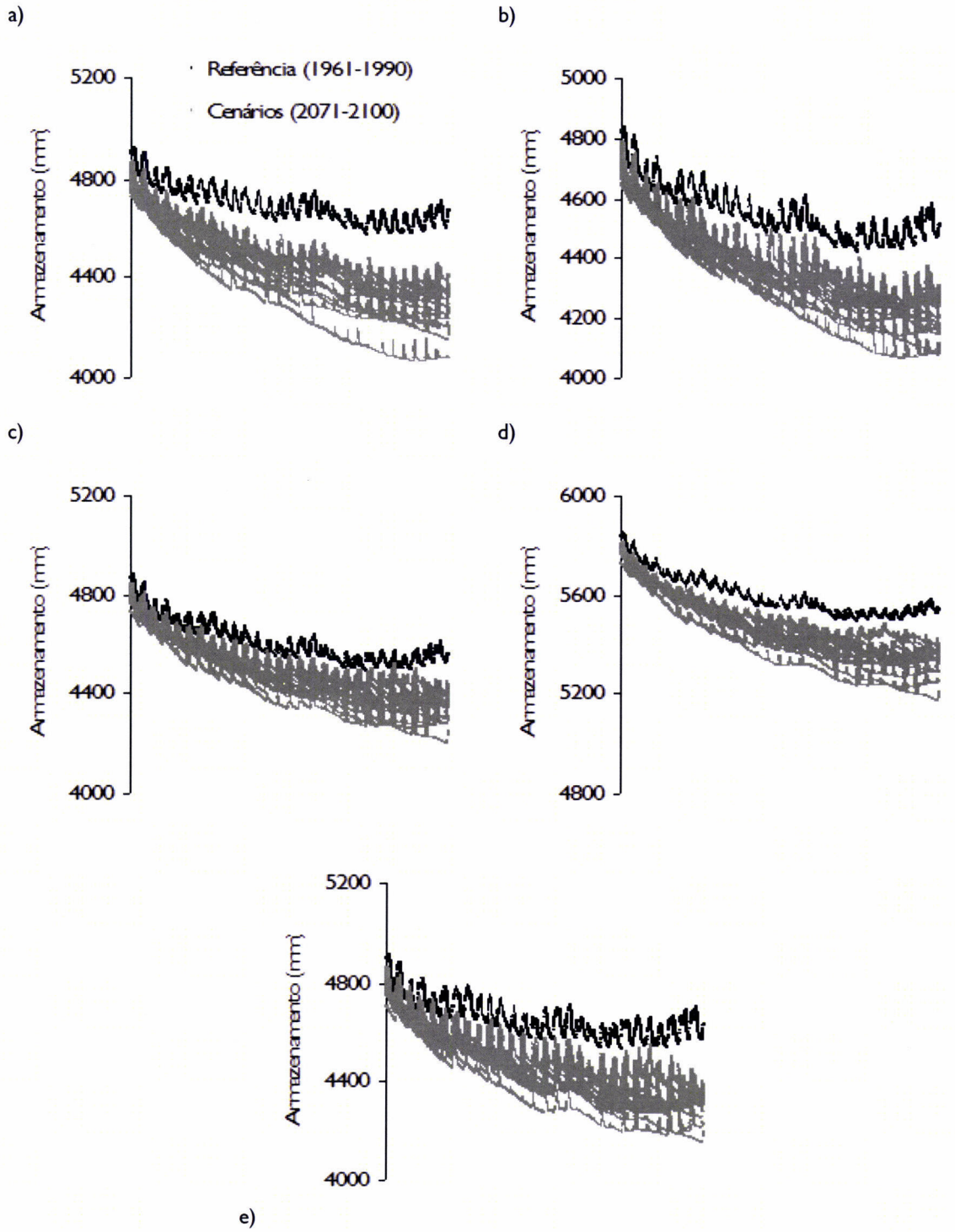


Figura 6.26 – Volume armazenado na zona insaturada do solo e no aquífero nas bacias hidrográficas de:a) Oeiras; b) Carreiras; c) Vascão; d) Tenência; e) Odeleite.

6.6. Cenários de alteração do uso do solo combinados com cenários de projecção de modelos de clima

6.6.1. Bacia hidrográfica do Enxoé

Os impactes das alterações globais nos recursos hídricos não podem ser estudados no âmbito restrito das alterações climáticas. Caso se verifiquem as projecções das alterações climáticas serão induzidas outras alterações, nomeadamente alterações no uso do solo. As espécies existentes têm de se adaptar às novas condições climáticas e podem vir a ser substituídas por outras espécies características das novas condições climáticas. Para além disso, as alterações de uso do solo de origem antropogénica são uma constante.

Neste subcapítulo pretendeu-se, com base nos estudos já referidos no subcapítulo 6.4, criar um conjunto de cenários de uso do solo, os mais distintos possíveis, para avaliar a tendência de variação do escoamento provocada por cada um dos cenários.

As alterações do uso do solo são representadas no modelo hidrológico através das características da vegetação, envolvidas nos processos físicos, intercepção e evapotranspiração.

Para este estudo, e devido aos elevados tempos de computação, optou-se por aplicar a metodologia apenas à bacia hidrográfica do Enxoé, uma bacia hidrográfica de reduzida dimensão. Os cenários de uso do solo criados vão ser simulados para o período de controlo (1961-1990), com as condições climáticas observadas nesse período, e para o período cenário conjugadas com os quinze cenários de alterações climáticas que já foram considerados.

A área de estudo seleccionada foi a bacia hidrográfica do Enxoé na secção da estação hidrométrica com o código 26M/01A à qual corresponde uma área de 60 km². Na Figura 6.27 são representados os usos do solo que actualmente se verificam na bacia hidrográfica e na Tabela 6.20 são indicadas as áreas ocupadas pelos diferentes tipos de usos do solo.

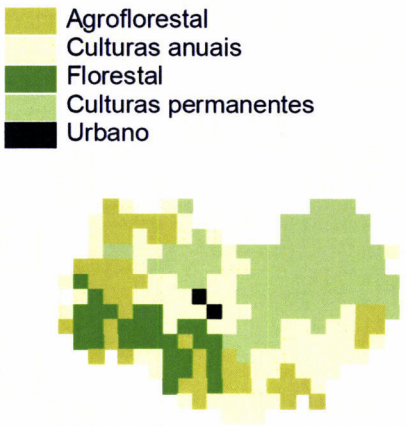


Figura 6.27 – Distribuição espacial dos diversos tipos de uso do solo na bacia hidrográfica do Enxoé.

Tabela 6.20 – Áreas ocupadas pelos diversos tipos de uso do solo na bacia hidrográfica do Enxoé.

Uso do solo	*Área (ha)*	*N° de células*	*Área (%)*
Urbano	50	2	1
Culturas anuais	1875	75	31
Culturas permanentes	2175	87	36
Agroflorestal	1200	48	20
Florestal	750	30	12

As alterações do uso do solo projectadas para 2080 no projecto ATEAM de acordo com o modelo HadCM3 e o cenário A2 são as seguintes:

- Manutenção das áreas urbanas e das massas de água;
- Redução de 63% da área ocupada com pastagens;
- Redução de 41% da área ocupada com culturas anuais;
- Redução de 58% da área ocupada com florestas;
- Surgimento de áreas abandonadas (excedentárias) em 16% da área total da bacia;
- Surgimento de áreas para culturas bioenergéticas em 10% da área total da bacia.

Estes resultados parecem sugerir que as áreas das culturas anuais vão ser abandonadas e as áreas correspondentes às pastagens e às florestas são substituídas por novas culturas bioenergéticas (lenhosas e não lenhosas).

De acordo com os elementos bibliográficos disponíveis foram criados cenários de alterações de uso do solo para o período 2071-2100. Considere-se a seguinte designação: i) Cenário I – ATEAM; ii) Cenário II – PROF; iii) Cenário III – Aumento de área de terrenos abandonados e iv) Cenário IV – Aumento da área florestal.

Os pressupostos que estiveram na base da construção dos cenários de alteração do uso do solo foram os seguintes:

- Cenário I:
    - Áreas urbanas mantêm-se;
    - Áreas das culturas permanentes mantêm-se;
    - Redução de 16% da área de culturas anuais que passam a terrenos abandonados;
    - Redução de 4% da área agro-florestal mais redução de 4% da área florestal que passam a ser consideradas áreas de espécies bioenergéticas.
- Cenário II:
    - Áreas urbanas mantêm-se;
    - Áreas das culturas permanentes mantêm-se;
    - Redução de 12% da área das culturas anuais que passa a ser área florestal.
- Cenário III:
    - Cenário baseado no cenário I em que se amplia a tendência do aumento das áreas abandonadas;
    - Áreas urbanas mantêm-se;
    - Áreas das culturas permanentes mantêm-se;
    - As áreas ocupadas por culturas anuais e agro-florestais são abandonadas.
- Cenário IV:
    - Cenário baseado no cenário II em que se aumentam as áreas florestais;
    - Áreas urbanas mantêm-se;
    - Áreas das culturas permanentes mantêm-se;
    - As áreas ocupadas por culturas anuais são transformadas em áreas florestais.

Na Tabela 6.21 são apresentadas as áreas ocupadas pelos diversos tipos de usos do solo para cada um dos cenários descritos anteriormente.

Tabela 6.21 – Áreas ocupadas pelos diferentes tipos de usos do solo nos cenários de alteração.

Cenário I		***Cenário II***		***Cenário III***		***Cenário IV***	
Uso	***Área (ha)***	***Uso***	***Área (ha)***	***Uso***	***Área (ha)***	***Uso***	***Área (ha)***
Urbano	50	Urbano	50	Urbano	50	Urbano	50
Culturas anuais	895	Culturas anuais	1149	Culturas permanentes	2175	Culturas permanentes	2175
Culturas permanentes	2175	Culturas permanentes	2175	Abandonado	3075	Agro-florestal	1200
Agro-florestal	940	Agro-florestal	1563	Florestal	750	Florestal	2625
Florestal	490	Florestal	1113				
Abandonado	980						
Bioenergéticas	520						

O modelo hidrológico para responder a estas alterações do uso do solo é afectado nos seguintes parâmetros:

- Coeficiente de resistência de *Manning-Strickler* (K);
- Razão E_a/E_{ref} em função do potencial matricial do solo (Ψ).

Na Tabela 6.22 apresentam-se os coeficientes resistência de *Manning-Strickler* e a razão E_a/E_{ref} em função do potencial matricial do solo (Ψ) considerados para cada uso do solo.

Tabela 6.22 – Coeficiente de resistência de Manning-Strickler e a razão E_a/E_{ref} em função de Ψ.

Parâmetro	Culturas anuais	Culturas permanentes	Agro-florestal	Florestal	Abandonado	Bioenergéticas
K ($m^{1/3}s^{-1}$)	1	2	5	5	10	4
Ψ				**E_a/E_{ref}**		
-20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
-10	0,30	0,30	0,40	0,40	0,20	0,35
-1	0,60	0,60	0,70	0,70	0,50	0,60
-0,1	0,60	0,60	0,70	0,70	0,50	0,70

Os resultados das simulações vão ser analisados nos seguintes níveis: i) comparação sazonal do escoamento calculado para os diferentes usos do solo e para o período de controlo; ii) comparação sazonal dos resultados de todos os cenários de alterações do uso do solo, no contexto das projecções de alterações climáticas para cada cenário climático e iii) análise do ciclo anual do intervalo de variações obtido para os vários modelos de clima e para cada um dos cenários do uso do solo.

6.6.2. Comparação dos resultados de escoamento para o período de controlo 1961-1990

Na Figura 6.28 apresenta-se a comparação do escoamento sazonal para as condições climáticas verificadas no período 1961-1990 considerando os usos do solo actuais (*Referência*) e os diversos cenários de alteração do uso do solo.

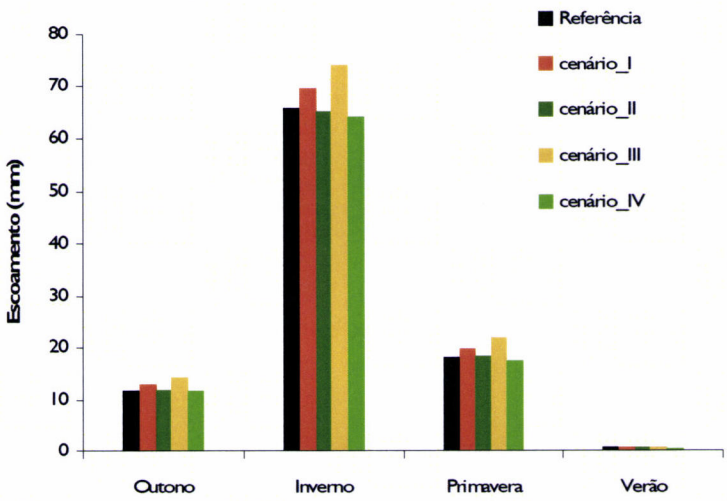


Figura 6.28 – Comparação do escoamento sazonal simulado com o uso de solo de "Referência" e os cenários do uso do solo para as condições climáticas do período 1961-1990.

Os resultados indicam que o cenário I conduz a aumentos anuais de escoamento de +7% e de +13%, +6%, +8% e +5% respectivamente para o Outono, Inverno, Primavera e Verão. O cenário II não apresenta variação anual no escoamento e apresenta um comportamento misto com aumento de +2% e +1% para o Outono e para a Primavera, respectivamente e com redução de escoamento de -1% e -4 % no Inverno e no Verão, respectivamente. O cenário III é o cenário que conduz aos maiores aumentos de escoamento. Esses aumentos atingem os +16% para o escoamento anual e +25%, +13%, +20% e +22% para o Outono, Inverno, Primavera e Verão, respectivamente. No cenário IV apenas se verifica um aumento de +2% no Outono e reduções de -2%, -4%, -10% e -2% para o Inverno, Primavera, Verão e escoamento anual, respectivamente.

Os resultados obtidos estão de acordo com os resultados apresentados por outros autores em aplicações a outras regiões. Os cenários I e III em que os terrenos são abandonados apresentam os maiores aumentos de escoamento, enquanto que politicas de aumento de áreas florestais podem conduzir à diminuição do escoamento se se verificarem em áreas mais extensas como é o caso do cenário IV. No projecto MEDACTION (Bathurst e Bovolo, 2004) as variações verificadas foram de aumento de +15% para um cenário em que as áreas

abandonadas aumentavam e uma redução de -7% para um cenário de aumento de áreas florestais.

O ciclo anual da variação do escoamento para as condições climáticas verificadas no período 1961-1990 considerando os usos actuais ("*Referência*") realtivamente aos cenários de alteração do uso do solo, apresenta-se na Figura 6.29.

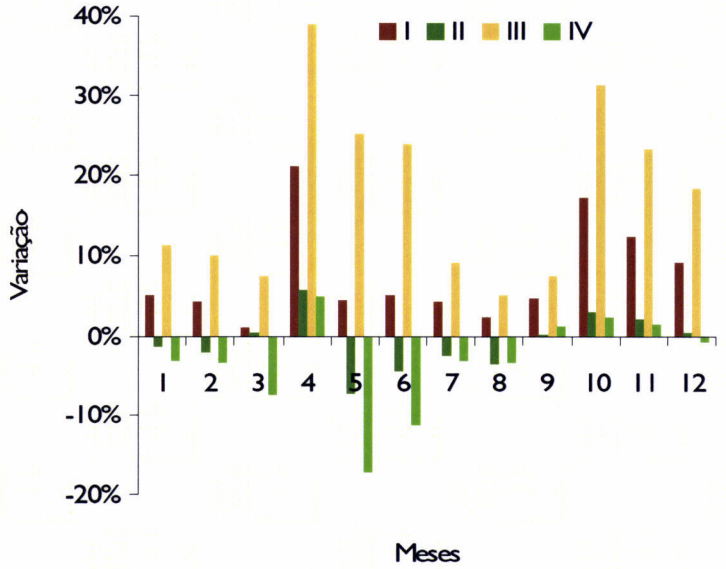


Figura 6.29 – Ciclo mensal da variação do escoamento simulado para os cenários do uso do solo e para as condições climáticas do período 1961-1990.

As terras abandonadas têm espécies com baixas taxas de evapotranspiração e verifica-se um consequente aumento de escoamento na escala mensal e anual. Nos meses de Verão os cenários de terras abandonadas apresentam escoamentos superiores. As maiores alterações de escoamento mensal verificam-se nos meses de Outono, Inverno e Primavera.

A florestação é caracterizada pelo aumento da taxa de evapotranspiração. O resultado é uma diminuição do escoamento superficial. A diminuição do escoamento é mais evidente no fim da Primavera e início do Verão.

Nas duas situações a forma do hidrograma é mantida, com mudança apenas na magnitude do caudal de ponta e do escoamento base.

A interpretação dos cenários pode constituir uma base para o desenvolvimento de orientações simples sobre a gestão futura do uso do solo. No entanto, tendo em conta a incerteza associada com: i) o desenvolvimento do cenário relativamente pouco sofisticado e ii) a parameterização do modelo; os resultados são mais apropriados para mostrar a tendência da variação e da mudança relativa ao invés de fornecer magnitudes absolutas de escoamento.

Nesse sentido, os resultados são ilustrativos e podem ser usados para apoio à decisão das entidades de planeamento que pretendem conhecer as consequências de diferentes acções, bem como alguns dos factores que devem ser considerados na gestão do uso do solo no futuro.

6.6.3. Comparação dos resultados obtidos para os diferentes cenários de uos do solo e para o período 2071-2100

Na Figura 6.30 apresentam-se, para cada um dos cenários de uso do solo, as projecções do escoamento sazonal no período 2071-2100 para os diferentes cenários de alterações climáticas. É também incluído nas figuras o escoamento da simulação de "*Referência*".

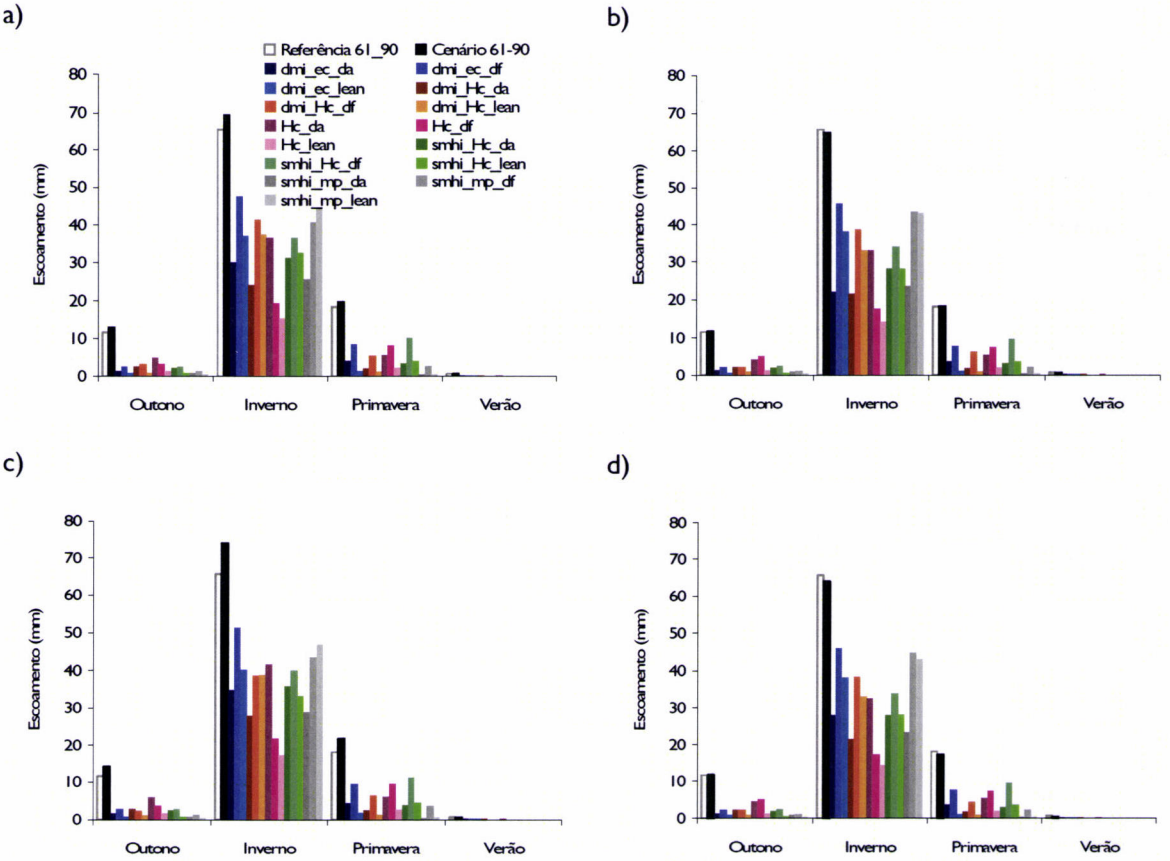


Figura 6.30 – Escoamento sazonal para os cenários de alterações climáticas e cenários de uso do solo: a) cenário I; b) cenário II; c) cenário III; d) cenário IV.

Os resultados indicam que o balanço anual de escoamento é mais afectado pelos cenários de alteração climática do que pelos cenários de alteração do uso do solo. Na Tabela 6.23 apresentam-se as variações de escoamento verificadas nas diversas combinações de cenários de alterações.

Tabela 6.23 – Variação do escoamento para os cenários de alterações consideradas.

Cenário clima	Base			Cenário I			Cenário II			Cenário III			Cenário IV		
	Cont (mm)	Cen (mm)	Δ (%)	Cont (mm)	Cen (mm)	Δ (%)	Cont (mm)	Cen (mm)	Δ (%)	Cont (mm)	Cen (mm)	Δ (%)	Cont (mm)	Cen (mm)	Δ (%)
1		33,5	-65		35,8	-65		33,9	-65		40,9	-63		33,2	-65
2		54,5	-43		58,6	-43		55,7	-42		63,8	-43		56,0	-40
3		39,7	-59		39,3	-62		40,2	-58		42,9	-61		40,2	-57
4		25,7	-73		28,7	-72		25,9	-73		33,6	-70		25,7	-73
5		47,3	-51		50,0	-51		47,3	-51		47,3	-57		45,0	-52
6		34,8	-64		39,6	-62		35,1	-63		41,1	-63		35,0	-63
7		42,8	-55		47,2	-54		43,1	-55		53,4	-52		42,7	-54
8	96,0	29,6	-69	103,0	30,7	-70	95,8	30,0	-69	111,1	35,0	-68	93,7	29,9	-68
9		17,4	-82		19,2	-81		17,6	-82		21,6	-81		17,7	-81
10		35,5	-63		36,8	-64		33,5	-65		42,2	-62		33,2	-65
11		46,2	-52		49,3	-52		46,5	-51		54,1	-51		46,2	-51
12		32,6	-66		37,4	-64		33,0	-66		38,7	-65		32,9	-65
13		24,5	-74		26,9	-74		24,8	-74		30,3	-73		24,7	-74
14		46,5	-52		44,7	-57		47,0	-51		48,5	-56		48,3	-48
15		43,4	-55		45,4	-56		44,2	-54		47,9	-57		44,0	-53

Estes resultados demonstram que a influência dos cenários de alteração do uso do solo é encoberta pela influência das projecções dos modelos de clima. Nas Figuras A.37 a A.39 do Anexo VIII comparam-se, para cada um dos cenários climáticos, a variação do ciclo anual do escoamento entre o período 1961-1990 e o período 2071-2100 para cada cenário de uso do solo.

Os resultados demonstram que a tendência da variação de escoamento mensal é diferente consoante o cenário climático considerado e que do ponto de vista do uso do solo os cenários florestais são os que conduzem a maiores reduções de escoamento principalmente no Inverno e Primavera e que os cenários predominantemente de abandono provocam aumentos de escoamento no Outono e Inverno, e consequentemente aumento da erosão.

Na Figura 6.31 são representados os ciclos anuais do intervalo de escoamento projectado para a bacia hidrográfica do Enxoé, considerando os efeitos das alterações climáticas e os efeitos combinados das alterações climáticas e do uso do solo.

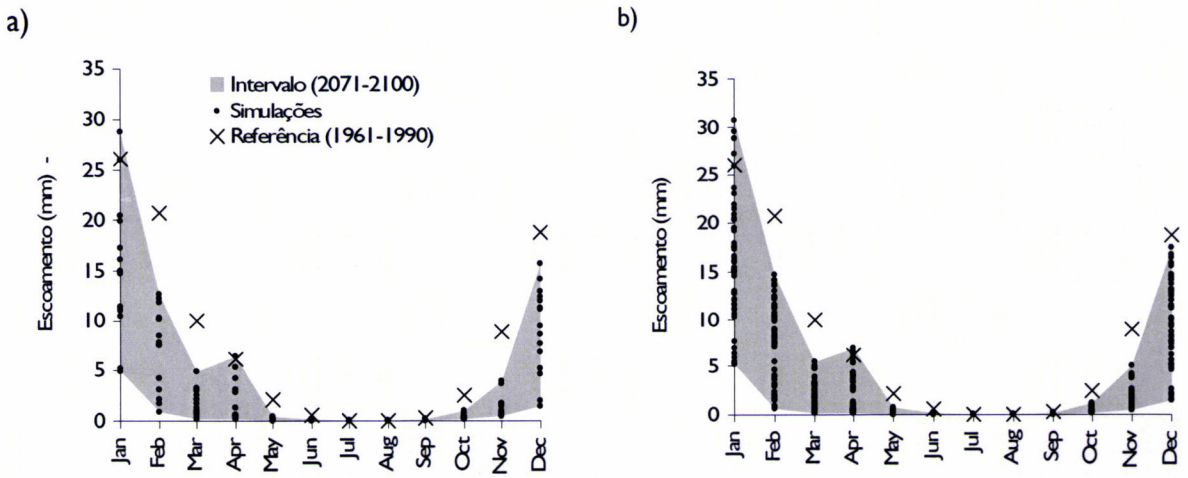


Figura 6.31 – Ciclo anual do intervalo de escoamento para: a) cenários de alterações climáticas; b) cenários de alterações climáticas e de uso do solo, na bacia hidrográfica do Enxoé.

Não se verificam alterações no intervalo mensal quando são considerados apenas cenários de alterações climáticas ou o efeito combinado das alterações globais.

6.7. Análise de caudais diários mínimos, médios e máximos

6.7.1. Considerações gerais

Neste subcapítulo optou-se por avaliar um conjunto de caudais que são normalmente considerados, do ponto de vista da engenharia, no dimensionamento de infra-estruturas hidráulicas, tais como os caudais diários mínimos, caudais diários máximos associados a períodos de retorno e os caudais classificados.

Embora os objectivos iniciais do estudo não incluam a análise de resultados extremos, do ponto de vista das aplicações práticas do estudo, os resultados apresentados neste subcapítulo são importantes. Pretende-se verificar a probabilidade de não excedência de caudais diários mínimos, o que é importante na análise de secas; por outro lado determinar os caudais diários máximos associados a vários períodos de retorno considerados no dimensionamento de infra-estruturas hidráulicas e finalmente analisar as curvas de caudais classificados em função das projecções que apontem para caudais mais extremos e para menor volume escoado.

6.7.2. Caudal diário mínimo anual

De acordo com os objectivos do estudo, o caudal diário mínimo, foi definido considerando três factores: i) a precipitação diária mínima de 1mm como característica de dias secos; ii) a relação entre o escoamento e a precipitação na bacia hidrográfica para o período de "*Referência*" e iii) a área da bacia. Os caudais mínimos calculados para as 17 bacias hidrográficas em estudo são apresentados na Tabela 6.24.

Tabela 6.24 – Caudal diário mínimo e a relação entre o escoamento e a precipitação considerados para as bacias hidrográficas.

Bacia	***C (-)***	***Caudal (m^3s^{-1})***
Caia Guadiana	0,35	3,3
Lucefécit	0,11	0,3
Vendinha	0,18	1,7
Pego do Altar	0,33	2,9
Vale Gaio	0,29	1,7
Odivelas	0,28	1,4
Ponte Alvalade Campilhas	0,22	1,8
Nabos	0,15	1,0
Enxoé	0,19	0,1
Monte da Rocha	0,24	0,7
Monte da Ponte	0,21	1,7
Limas	0,20	0,6
Oeiras	0,25	1,4
Carreiras	0,19	0,7
Vascão	0,33	1,6
Tenência	0,36	1,7
Odeleite	0,37	1,5

Para cada bacia hidrográfica foi calculado, para o período de "*Referência*", a probabilidade de ocorrer um caudal igual ou inferior ao definido ao caudal diário mínimo (Tabela 6.24), tendo sido obtida a probabilidade de não excedência para cada um dos cenários de alterações climáticas e para as condições de "*Referência*" que estão compiladas na Tabela 6.25.

Tabela 6.25 – Probabilidade de não excedência associada ao caudal diário mínimo para os cenários de alterações climáticas e para as condições de "Referência" nas bacias hidrográficas.

Bacia	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
Caia	0,92	0,93	0,92	0,92	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,95	0,95	0,92	0,84
Guadiana																
Lucefécit	0,90	0,92	0,91	0,91	0,92	0,90	0,91	0,93	0,91	0,91	0,91	0,90	0,93	0,94	0,91	0,83
Vendinha	0,95	0,95	0,94	0,96	0,96	0,94	0,96	0,96	0,94	0,95	0,95	0,94	0,97	0,97	0,94	0,87
Pego do Altar	0,91	0,93	0,87	0,92	0,93	0,92	0,92	0,93	0,94	0,91	0,92	0,91	0,93	0,95	0,93	0,80
Vale Gaio	0,92	0,93	0,91	0,93	0,94	0,91	0,94	0,94	0,93	0,92	0,93	0,91	0,94	0,96	0,92	0,82
Odivelas	0,92	0,93	0,95	0,93	0,94	0,96	0,93	0,94	0,97	0,92	0,93	0,95	0,94	0,95	0,97	0,83
Ponte Alvalade	0,91	0,91	0,91	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,94	0,93	0,93	0,93	0,94	0,95	0,95	0,84
Campilhas																
Nabos	0,93	0,94	0,94	0,95	0,95	0,97	0,96	0,94	0,95	0,96	0,95	0,96	0,96	0,96	0,96	0,86
Enxoé	0,94	0,94	0,96	0,96	0,94	0,96	0,93	0,96	0,97	0,95	0,94	0,96	0,97	0,96	0,97	0,87
Monte da Rocha	0,92	0,93	0,93	0,95	0,95	0,96	0,96	0,93	0,95	0,95	0,95	0,95	0,96	0,96	0,96	0,84
Monte da Ponte	0,95	0,96	0,96	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,89
Limas	0,95	0,95	0,97	0,96	0,94	0,96	0,94	0,96	0,98	0,95	0,95	0,97	0,97	0,96	0,97	0,90
Oeiras	0,95	0,96	0,97	0,96	0,97	0,98	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,97	0,98	0,99	0,88
Carreiras	0,94	0,95	0,96	0,96	0,97	0,97	0,96	0,96	0,96	0,97	0,96	0,96	0,97	0,96	0,95	0,89
Vascão	0,89	0,90	0,92	0,89	0,88	0,89	0,89	0,88	0,94	0,92	0,93	0,93	0,92	0,94	0,93	0,83
Tenência	0,90	0,91	0,93	0,91	0,90	0,90	0,90	0,93	0,94	0,92	0,94	0,93	0,93	0,94	0,93	0,84
Odeleite	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,97	0,98	0,98	0,97	0,98	0,98	0,97	0,98	0,98	0,96	0,84

Numa primeira análise verifica-se que o caudal diário mínimo estabelecido no período de "*Referência*" tem uma probabilidade de não excedência inferior para os diferentes cenários e em todas as bacias hidrográficas. Ou seja, os caudais projectados pelos cenários vão na maior parte do ano ser muito inferiores aos verificados no período de *"Referência"*.

Em média, os caudais diários mínimos no período de *"Referência"* não eram excedidos entre 82% a 90% dos dias e para os vários cenários essa probabilidade de não excedência apresenta um intervalo entre 89% a 99% dos dias, o que vai reforçar o carácter temporário das linhas de água no Sul de Portugal.

Na Figura 6.32 está representada a probabilidade de não excedência associada ao caudal diário mínimo para os vários cenários de alterações climáticas e de "*Referência*" para os grupos de bacias hidrográficas definidos com base nas suas características.

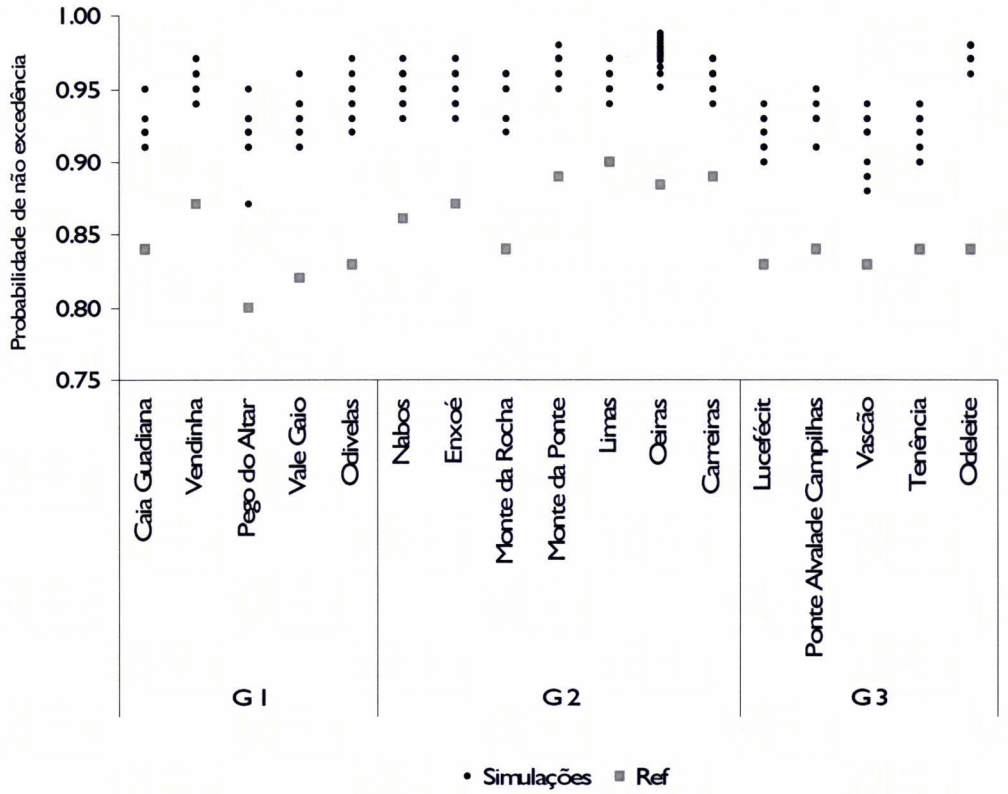


Figura 6.32 – Probabilidade de não excedência associada ao caudal diário mínimo para os vários cenários de alterações climáticas e condições de "Referência" por grupo de bacias hidrográficas.

Verifica-se que é nas bacias hidrográficas do grupo 2 que as probabilidades de não excedência associadas ao caudal diário mínimo obtidas pelas projecções dos modelos de clima são superiores e as do grupo 3 são menores, excepto para a bacia hidrográfica de Odeleite. No conjunto das bacias hidrográficas do grupo 1 observam-se os maiores desvios entre a simulação de "*Referência*" e as simulações dos cenários climáticos.

6.7.3. Caudal diário máximo anual

Para cada bacia hidrográfica foi construída a série de caudais diários máximos anuais referente a cada um dos cenários estudados. A essas séries foram ajustadas funções de distribuição de probabilidade. As funções teóricas que melhor se ajustaram foram as funções de Weibull e de Gumbel. Com base nessas funções foram determinados, para cada cenário, os caudais diários máximos associados a determinados períodos de retorno com interesse em trabalhos engenharia.

Os resultados dos caudais diários máximos associados aos períodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anos para os cenários climáticos e "*Referência*" para as bacias hidrográficas em estudo são apresentados nas Tabelas A.12 a A.16 do Anexo IX.

Nas Figura 6.33 e 6.34 apresentam-se os caudais diários máximos associados aos períodos de retorno de 10 e de 100 anos, respectivamente, para as bacias hidrográficas e cenários climáticos considerados.

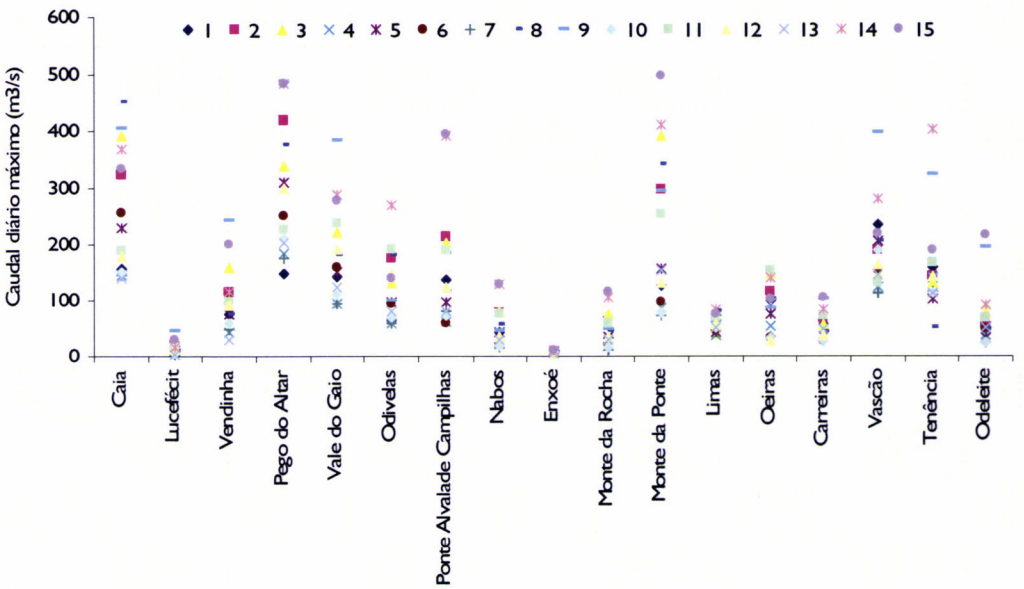


Figura 6.33 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 10 anos para as bacias hidrográficas e cenários climáticos.

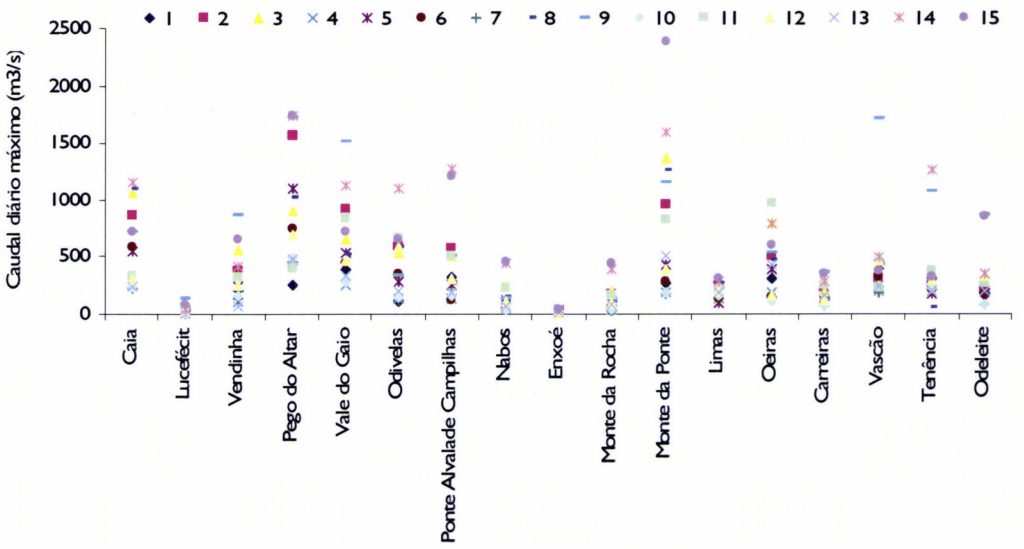


Figura 6.34 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 100 anos para as bacias hidrográficas e cenários climáticos.

As bacias hidrográficas que apresentam menor variabilidade dos caudais diários máximos para os períodos de retorno considerados são as bacias hidrográficas de Enxoé, de Lucefécit, de Limas, de Carreiras de Monte da Rocha e de Nabos. Excepto a bacia do Lucefécit que pertence ao grupo 3 todas as outras bacias pertencem ao grupo 2.

Verifica-se nas Figuras 6.33 e 6.34 que os cenários climáticos obtidos através dos métodos de correcção do desvio ***df*** e ***len*** apresentam para ambos os períodos de retorno, valores superiores de caudal, ou seja com base nesses cenários as obras hidráulicas terão de ser dimensionadas para caudais muito superiores. As conclusões aqui apresentadas devem ser consideradas na definição de medidas concretas de adaptação às alterações climáticas.

Os resultados mostram que para os períodos de retorno inferiores a 10 os caudais diários máximos são inferiores aos da simulação de "*Referência*" de cada bacia e para períodos de retorno maiores alguns cenários apresentam caudais diários máximos muito superiores aos de "*Referência*".

As bacias onde não se verificam caudais diários máximos muito superiores aos do período de "*Referência*" são: Enxoé e Lucefécit. O que poderá indicar que à escala diária em certas bacias hidrográficas o caudal diário máximo pode não corresponder a um valor extremo.

As bacias hidrográficas de Ponte Alvalade Campilhas, de Nabos, de Vendinha, de Carreiras e de Odeleite não apresentam para o cenário ***dmi_hc*** nenhum caudal diário máximo superior ao do período de "*Referência*".

Nas restantes bacias verifica-se que os caudais diários máximos são superiores aos do período de "*Referência*". Os modelos que projectam maiores caudais são o ***dmi_ec*** e o ***smhi_mp***, e os modelos forçados pelo GCM HadCM3 projectam os menores caudais diários máximos. Quanto ao método de correcção do desvio, são os cenários relativos aos métodos ***df*** e ***len*** que projectam os maiores caudais diários máximos.

Na Tabela A.17 do Anexo IX apresentam-se para a bacia hidrográfica do Enxoé e para os diversos cenários de alterações globais (alterações climáticas e alterações do uso do solo) os caudais diários máximos associados a diferentes períodos de retorno. Nas Figuras 6.34 e 6.35 apresentam-se para a bacia hidrográfica do Enxoé e para os cenários climáticos e de uso do solo considerados os caudais associados aos períodos de retorno de 10 e 100 anos.

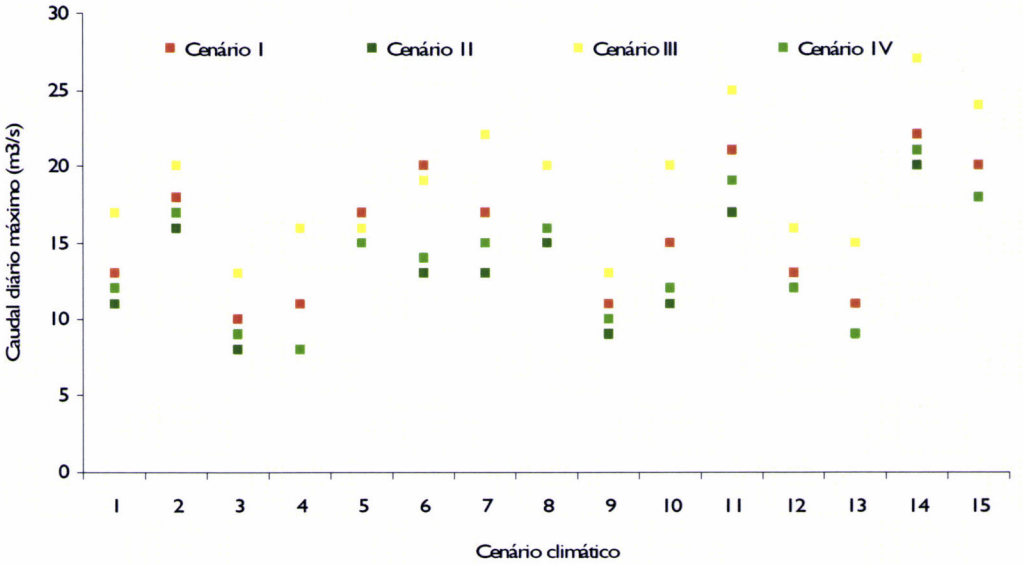


Figura 6.35 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 10 anos para os cenários climáticos e de uso do solo na bacia do Enxoé.

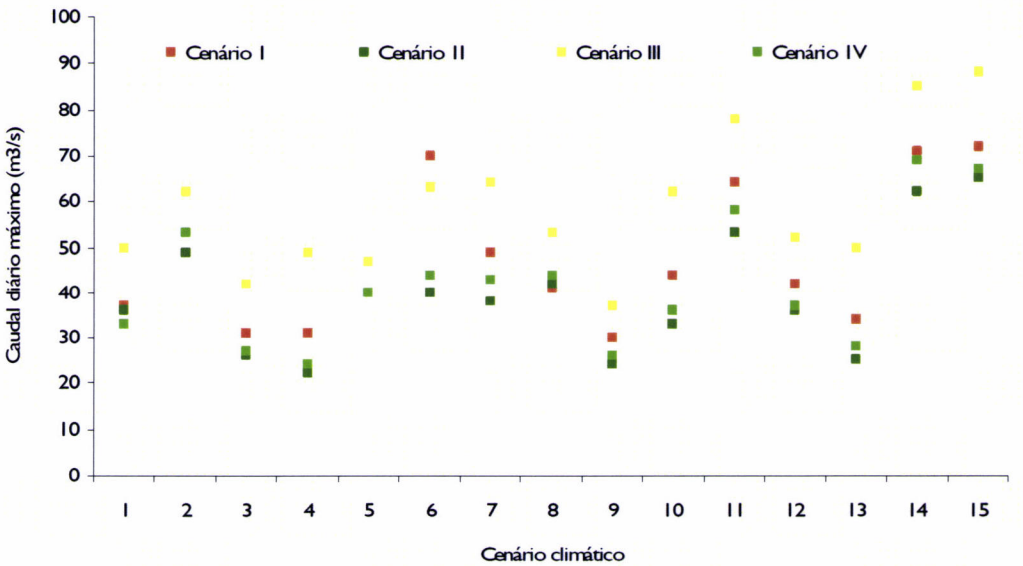


Figura 6.36 – Caudais diários máximos associados ao período de retorno de 100 anos para os cenários climáticos e de uso do solo na bacia do Enxoé.

Quando comparados os resultados obtidos apenas para os cenários climáticos ou para todos os cenários climáticos combinados com os cenários de uso do solo verificaram-se para esta situação aumentos no caudal diário máximo associado aos diferentes períodos de retorno.

Quanto ao comportamento por modelo de clima e método de correcção de desvio, as conclusões já não são tão uniformes, verificando-se que para os modelos ***dmi_hc*** e

smhi_mp, os métodos de correcção de desvio que projectam maiores caudais são o ***df*** e ***len***, enquanto que nos modelos ***hc*** e ***smhi_hc*** são os métodos ***da*** e ***df***, e para o modelo ***dmi_ec*** o método de correcção do desvio que projectou os maiores caudais diários máximos foi o método ***df***.

As maiores variabilidades nos caudais diários máximos são verificadas principalmente para os cenários de clima obtidos com o método de correcção do desvio ***da***.

6.7.4. Caudais classificados

Uma forma de analisar os caudais diários durante os 30 anos de simulação é através das curvas de duração de caudal. Essas curvas representam o caudal médio diário em função do número de dias em que esse caudal é igualado ou excedido. Esta curva reveste-se de grande importância nos estudos dos aproveitamentos hidráulicos. Na maior parte do ano os caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas são inferiores aos caudais médios diários de "*Referência*". Verifica-se, no entanto, que durante alguns dias em certos cenários essa situação não se verifica. Na Tabela 6.26 apresenta-se o número de dias do ano e os cenários em que se projecta que o caudal médio diário exceda o caudal da simulação de "*Referência*".

Tabela 6.26 – Número de dias do ano em que o caudal médio diário dos cenários excede o caudal médio diário da simulação de "Referência".

Bacia	***N° de dias***	***Cenários***
Caia Guadiana	16	3, 8, 9, 14, 15
Lucefécit	13	3, 8, 9, 14, 15
Vendinha	13	3, 9, 15
Pego do Altar	12	2, 9, 14
Vale Gaio	12	2, 3, 6, 9, 14, 15
Odivelas	12	14, 15
Ponte Alvalade Campilhas	17	2, 3, 9, 10, 14, 15
Nabos	23	2, 3, 14, 15
Enxoé	13	3, 5, 10, 14, 15
Monte da Rocha	19	2, 3, 9, 14, 15
Monte da Ponte	13	3, 6, 8, 9, 12, 14, 15
Limas	14	2, 3, 14, 15
Oeiras	-	-
Carreiras	17	14
Vascão	36	1, 2, 13, 14
Tenência	26	2, 13, 14, 15
Odeleite	-	-

Conclui-se que os cenários nos quais o caudal médio diário no período de *"Referência"* é excedido, são de uma forma geral, os cenários com correcção do desvio ***df*** e ***len*** e principalmente os cenários produzidos com os modelos ***dmi_ec*** e ***smhi_mp***. O intervalo de dias em que se verificam caudais superiores é entre 12 e 36 dias.

Nas Figuras 6.36 a 6.38 apresentam-se as curvas de duração de caudal para as bacias hidrográficas na simulação de "*Referência*" e nas simulações dos cenários de alterações climáticas.

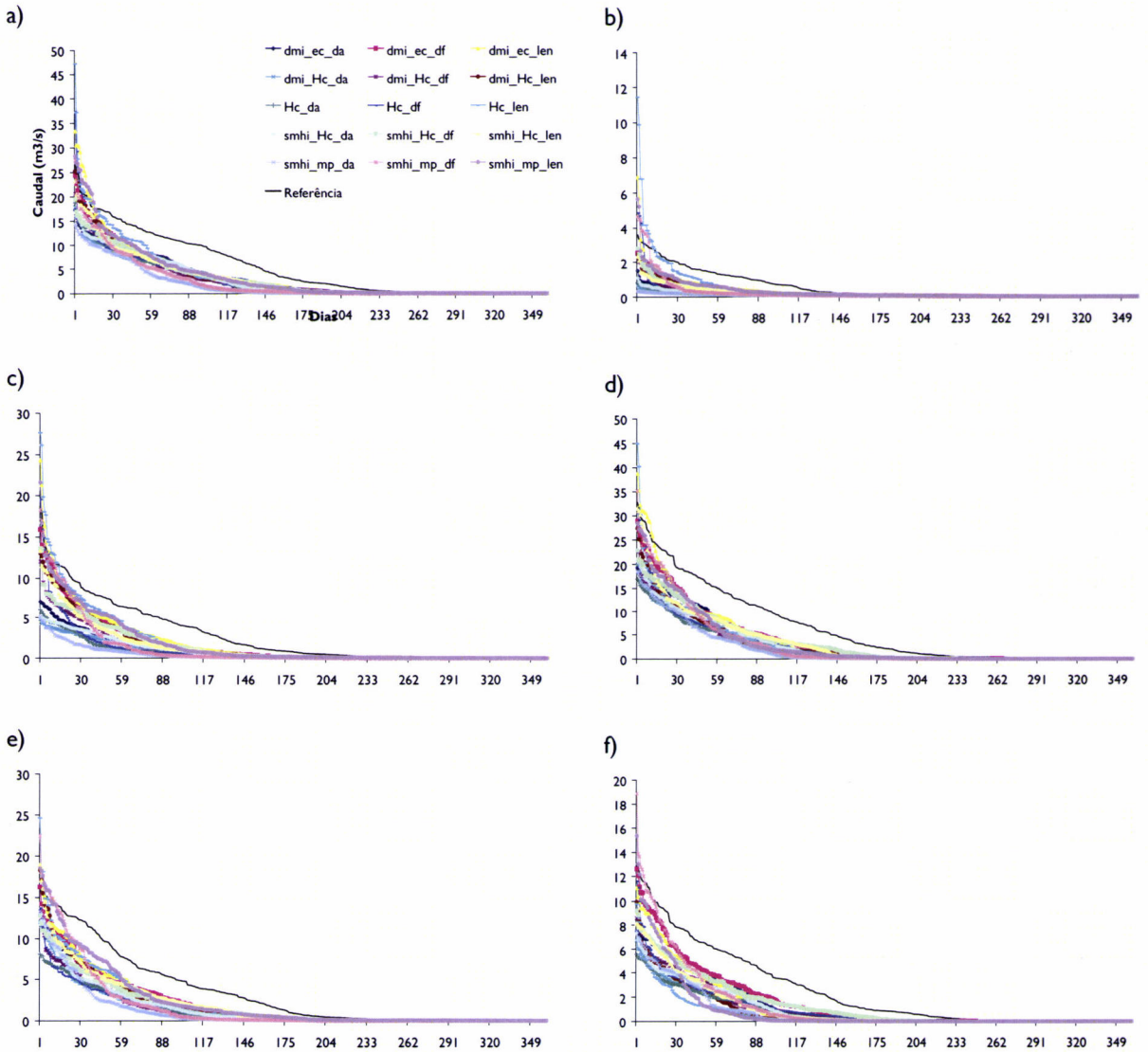


Figura 6.37 – Curva de duração dos caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas e para a simulação de "Referência" das bacias hidrográficas: a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Pego do Altar; e) Vale do Gaio; f) Odivelas.

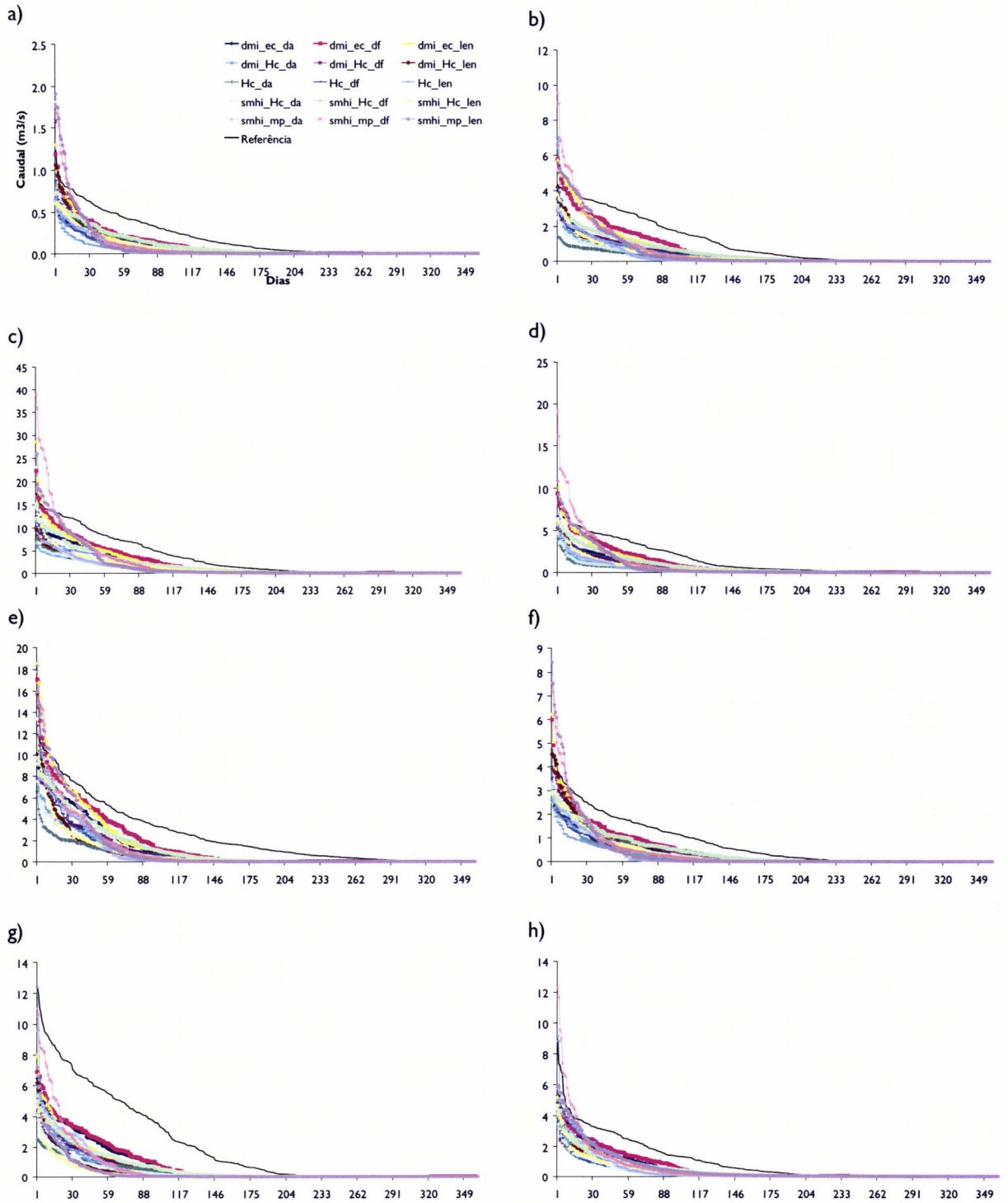


Figura 6.38 – Curva de duração dos caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas e para a simulação de "Referência" das bacias hidrográficas: a) Enxoé; b) Monte da Rocha; c) Ponte Alvalade Campilhas; d) Nabos e) Monte da Ponte; f) Limas; g) Oeiras; h) Carreiras.

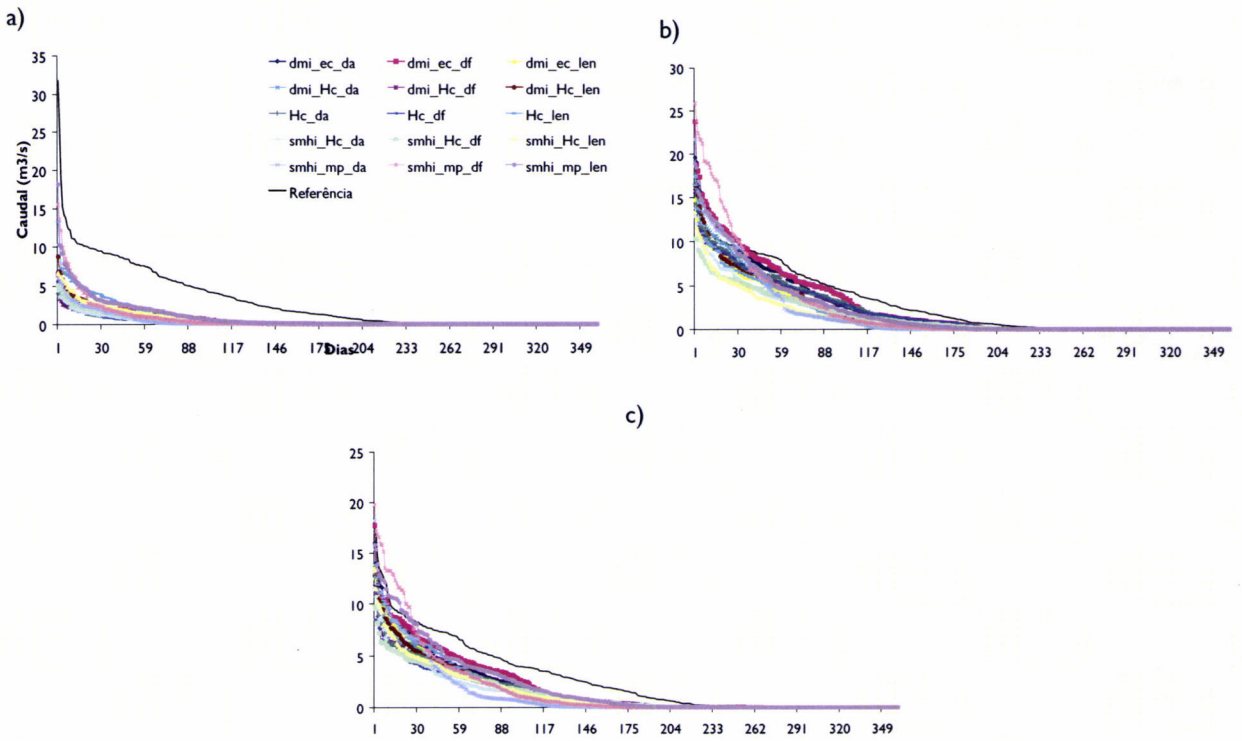


Figura 6.39 – Curva de duração dos caudais médios diários para os cenários de alterações climáticas e para a simulação de "Referência" das bacias hidrográficas: a) Odeleite; b) Vascão; c) Tenência.

Para a maioria das bacias hidrográficas estudadas as curvas de duração de caudal, projectadas para o clima futuro, apresentam maiores caudais diários em alguns dias do ano mas o volume total de escoamento é inferior ao verificado na situação de "*Referência*".

6.8. Considerações finais

O capítulo 6 apresentou o estudo dos impactes dos cenários de alterações climáticas e alterações dos usos do solo na área de estudo. A metodologia aplicada avaliou os impactes das alterações de forma individual para as bacias hidrográficas. Os resultados da simulação das variáveis hidrológicas estudadas foram analisados e comparados nas seguintes escalas temporais; diária, mensal, sazonal e anual.

As bacias hidrográficas seleccionadas para a simulação hidrológica pretendem ser representativas do Sul de Portugal, dada a heterogeneidade das suas características. Os resultados obtidos permitem interpretar os impactes da aplicação das séries climáticas resultantes dos modelos de clima, concluindo acerca da tendência das projecções para a disponibilidade dos recursos hídricos no Sul de Portugal para o final do século XXI.

Os resultados obtidos neste estudo podem ser comparado com os referidos para a mesma região por outros autores. Os resultados encontram-se de acordo com o quarto relatório de avaliação (FAR) do IPCC (Kundzewicz *et al.* 2007) que refere: i) a possível redução do teor de água no solo e ii) diminuição do caudal durante períodos de baixo caudal, devido ao menor escoamento subsuperficial. Quanto às tendências positivas ou negativas do escoamento, após alterações na precipitação reforça-se a tendência de diminuição para o escoamento.

No estudo de Nohara *et al.* (2006) foram analisados os impactes no escoamento superficial das projecções de dezanove modelos de clima mas para um cenário de emissões A1 ao contrário deste estudo onde se considerou o cenário A2 que resulta de maiores emissões de gases com efeito estufa logo um cenário mais gravoso. As tendências observadas neste estudo estão de acordo com Nohara *et al.* (2006) mas com uma maior diminuição dos caudais.

Os estudos de Cunha *et al.* (2002 e 2006) sobre o impacte dos cenários de emissões A2 e B2 e de vários modelos de clima no escoamento superficial em 62 bacias hidrográficas Portuguesas projectam para o cenário B2 um aumento de escoamento entre +10% a +20%, devido à maior precipitação no Inverno e para o cenário A2 grandes reduções de escoamento de até -80% na região semi-árida o que vai de encontro aos resultados obtidos neste estudo.

Nunes (2007) refere reduções anuais médias de escoamento de -50% e Bathurst *et al.* (1996) apresenta reduções anuais médias de escoamento de -55% na bacia do rio Cobres para um cenário de emissões do dobro de emissões de CO_2. Estes resultados encontram-se no intervalo de resultados obtidos nesta dissertação em que para a bacia do rio Cobres se projectam reduções entre -80% e -30%.

O estudo de Kilsby *et al.* (2007b) projectou uma diminuição do escoamento ao longo de todo o ano e uma redução anual que varia e entre -21 e -26% para a bacia do Guadiana. Estas reduções foram as menores verificadas na bibliografia mas que se podem dever a dois factores: i) o estudo ter sido efectuado para toda a bacia do Guadiana onde as características da bacia hidrográfica na parte espanhola podem ser bastante diferentes e ii) à utilização de um modelo conceptual.

7. Casos de estudo

7.1. Considerações gerais

As projecções das alterações hidrológicas, resultado das alterações climáticas e do uso do solo, têm implicações importantes no dimensionamento e operação das infra-estruturas hidráulicas. As alterações climáticas irão certamente desafiar a gestão dos recursos hídricos, acrescentando mais incertezas. Em alguns países, os dirigentes políticos, gestores do sector da água e do sector dos seguros estão a começar a considerar explicitamente as alterações climáticas, embora as metodologias ainda não estejam bem definidas (Dlugolecki, 2004).

No capítulo 6 os resultados foram analisados, interpretados e resumidos de modo a fornecer indicações para a totalidade da área de estudo, ou seja de modo a extrapolar para toda a região Sul de Portugal o conjunto das tendências obtidas. Neste capítulo, e dentro do objectivo geral do estudo dos impactes na disponibilidade hídrica, pretende-se apresentar as consequências desses impactes em casos de estudo concretos de utilização dos recursos hídricos e verificar se essas utilizações se encontram comprometidas a longo prazo caso se concretizem os cenários projectados.

Catorze das bacias hidrográficas estudadas incluem albufeiras que armazenam água para o consumo humano e/ou rega e produção de energia. Para essas albufeiras foram projectadas as afluências em cenários de alterações climáticas. Foi aplicado o balanço de água à albufeira de modo a determinar o volume de água armazenado. A selecção das albufeiras a incluir neste estudo dependeu de um conjunto de factores:

- Disponibilidade de dados de consumo: urbanos, industriais e agrícolas;
- Disponibilidade das curvas de armazenamento das albufeiras;
- Disponibilidades das características das máquinas hidráulicas dos aproveitamentos.

Os casos de estudo considerados incluem os impactes sobre a disponibilidade de água armazenada nas seguintes albufeiras e respectivas utilizações:

- Abastecimento para consumo humano e rega a partir das albufeiras de Caia, Monte Novo, Vigia, Alvito, Campilhas e Vale do Gaio;
- Produção de energia hidroeléctrica na mini-hídrica do aproveitamento de Alvito.

7.2. Armazenamento para consumo humano e rega

7.2.1. Introdução

O Sul de Portugal é uma região onde foram e estão a ser construídas várias barragens existindo por isso várias albufeiras que funcionam como reservas estratégicas de água. No âmbito do estudo da disponibilidade hídrica em cenários de alterações, o estudo dos volumes de água afluentes a essas albufeiras é um tema que deve ser abordado.

Noutros países já existem alguns estudos sobre os impactes concretos nos sistemas de abastecimento existentes. Esses estudos incluem estimativas de consumos futuros que inevitavelmente vão sofrer alterações consonantes com as alterações climáticas que venham a ocorrer.

Segundo Medellín-Azuara *et al.* (2008) as operações optimizadas do armazenamento das águas superficiais e subterrâneas mudam significativamente com o clima, nesse estudo os consumos de água para a rega e usos urbanos foram projectados para 2050 utilizando os métodos de Lund *et al.* (2003), Jenkins (2004), Jenkins *et al.* (2003) e Tanaka *et al.* (2006) para uma projecção de aumento de população na Califórnia. Os dados gerados pelo modelo hidrológico foram posteriormente considerados como dados de entrada de um modelo de operação de albufeiras que serviu para determinar a resposta do reservatório ao caudal afluente resultante da implementação da política de operação da albufeira. O desempenho do sistema de albufeiras revelou ser muito sensível às condições climáticas.

Para Portugal já foram realizados estudos de optimização da operação de albufeiras em cenários de alterações climáticas para o sistema Alvito-Odivelas (Mourato *et al.*, 2008; Rani *et al.*, 2008) e também sobre a disponibilidade de água para abastecimento público (Mourato e Moreira, 2008).

7.2.2. Balanço de água em albufeira

Para as albufeiras de: a) Caia; b) Monte Novo; c) Vigia; d) Alvito; e) Campilhas e f) Vale do Gaio estão disponíveis os caudais afluentes projectados pelos cenários de alterações climáticas obtidos no capítulo 6 e a disponibilidade dos dados relativos às albufeiras necessários à simulação do balanço de água aplicado às albufeiras. A localização das albufeiras encontra-se na Figura 4.14 e as suas características na Tabela 4.11.

Na Tabela 7.1 apresentam-se os consumos mensais (dam^3) para abastecimento urbano e rega e na Tabela 7.2 as curvas de armazenamento (área-volume) para cada uma das albufeiras seleccionadas. Os consumos mensais considerados nos cenários em estudo são os consumos médios ocorridos no período 1990-2009 segundo os registos do SNIRH. No caso da Albufeira do Alvito, consideraram-se dois cenários de consumo, um correspondente aos consumos médios ocorridos no período 1990-2009 e outro relativo aos consumos para o horizonte de projecto de acordo com o definido no projecto da barragem do Alvito. Não foram efectuados estudos de evolução de consumos, nem se criaram cenários futuros de consumos.

Tabela 7.1 – Consumos mensais para abastecimento urbano e rega nas albufeiras.

Mês	Caia	Monte Novo	Vigia	Alvito	Alvito_P[a]	Campilhas	Vale do Gaio
Out	367	252	83	85	284	54	276
Nov	219	218	81	84	284	0	0
Dez	204	196	85	95	324	0	0
Jan	189	152	89	102	324	0	0
Fev	169	140	81	116	365	0	0
Mar	334	175	88	136	406	0	0
Abr	1041	178	154	141	406	133	225
Mai	2669	220	340	142	446	150	433
Jun	5365	251	210	115	365	167	453
Jul	8636	298	124	94	284	218	587
Ago	6697	286	103	84	284	197	574
Set	2125	273	31	84	284	101	321

[a] *Dados de consumo para o horizonte de projecto indicados no projecto da Barragem*

Tabela 7.2 – Curva de armazenamento (área-volume) das albufeiras

Reservatório	Curva [a]
Caia	$Área = 0{,}281 \times Volume^{0{,}797}$
Monte Novo	$Área = 0{,}326 \times Volume^{0{,}7995}$
Vigia	$Área = 0{,}235 \times Volume^{0{,}8678}$
Alvito	$Área = 0{,}450 \times Volume^{0{,}714}$
Campilhas	$Área = 0{,}392 \times Volume^{0{,}691}$
Vale do Gaio	$Área = 0{,}426 \times Volume^{0{,}609}$

[a] *Área – Km^2; Volume hm^3*

Adoptou-se para o cálculo do caudal ecológico mensal um valor de 5% do caudal afluente à albufeira nesse mês.

O cálculo da evaporação mensal do espelho de água foi efectuado através do método de *Thornthwaite* como sugerido por Rodrigues (2009). As séries de temperatura para o cálculo da evaporação correspondem às séries de temperatura dos cenários climáticos consideradas neste estudo. O volume de precipitação que ocorre directamente no espelho de água é calculado com base nas séries de precipitação dos cenários climáticos.

Nas simulações efectuadas considerou-se como simplificação que no mês de Outubro de 2071 as albufeiras se encontravam no seu nível de pleno armazenamento.

7.2.3. Volumes de água armazenados

Os resultados variam muito de cenário para cenário, a tendência é de diminuição dos volumes armazenados, no entanto para alguns cenários ainda estará disponível água para abastecer as necessidades não colocando em risco o abastecimento urbano ou a rega mas para outras albufeiras é necessário racionalizar o consumo, pois caso não seja efectuada essa gestão pode não existir água disponível para abastecimento ao fim de alguns anos.

Na Figura 7.1 apresenta-se como exemplo a variação dos volumes de água armazenados (dam³) na situação de "*Referência*" e para o cenário ***dmi_ec_df***, nas albufeiras de Vigia e Vale do Gaio.

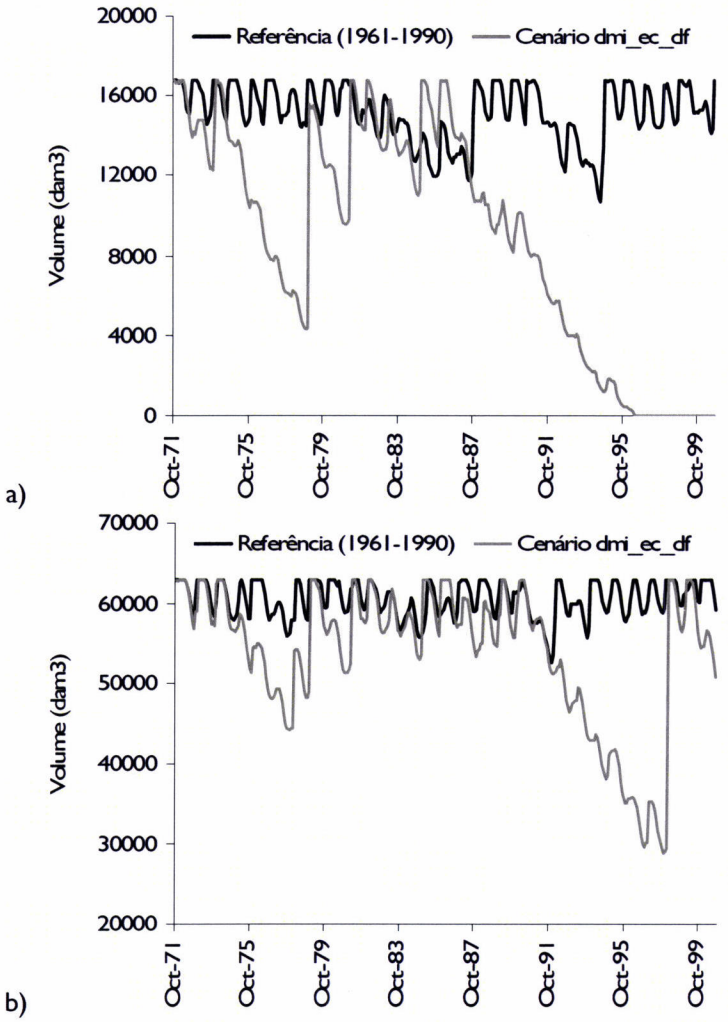


Figura 7.1 – Variação dos volumes de água armazenados para a situação de "Referência" e para o cenário dmi_ec_df nas albufeiras de: a) Vigia; b) Vale do Gaio.

Verifica-se na Figura 7.1 que as estimativas indicam que a partir de 2095 na albufeira da Vigia não é possível dispor de volume de água armazenado para fazer face aos consumos. Por outro

lado na albufeira de Vale do Gaio, estima-se uma redução do volume de água armazenado entre 2090 e 2095 mas que não compromete totalmente os consumos.

Na Figura A.40 do Anexo X apresentam-se os resultados obtidos nas simulações de "*Referência*" e nas Figuras A.41 a A.47 do Anexo X apresentam-se os resultados das simulações dos volumes de água armazenados projectados para as albufeiras de acordo com os vários cenários climáticos

Os maiores problemas em termos de volume de água armazenada nas albufeiras ocorrem nas albufeiras de Monte Novo em 13 dos 15 cenários climáticos e na albufeira da Vigia para 8 dos 15 cenários climáticos. Estas albufeiras apresentam a menor relação entre o volume de água armazenado na albufeira e a área do espelho de água o que em conjunto com as projecções de aumento de temperatura e diminuição da precipitação, fazem com que estas albufeiras se encontrem mais susceptíveis aos impactes das alterações climáticas. São também a par da albufeira do Caia as albufeiras com maior relação entre o consumo e o volume de armazenamento, o que faz com que os consumos assumam uma percentagem importante do volume armazenado.

As albufeiras em que as projecções indicam que não se fará sentir com elevada severidade os efeitos das alterações climáticas e por isso não se prevê grandes diminuições de armazenamento são as albufeiras de Campilhas e de Vale de Gaio. Não é projectado o esvaziamento total da albufeira de Campilhas e na albufeira de Vale do Gaio apenas para dois cenários do modelo ***smhi_mp*** se projecta a diminuição constante do volume de água armazenado na última década do século XXI. Estas albufeiras, em conjunto com a albufeira de Alvito, têm uma baixa relação entre o consumo e o volume de armazenamento.

Para a albufeira do Caia existem quatro cenários climáticos que projectam graves problemas de redução dos volumes armazenados, e correspondem aos cenários climáticos dos modelos ***dmi_ec*** e ***smhi_mp***, obtidos pelos métodos de correcção do desvio ***Df*** e ***Len***. Na albufeira do Alvito, para as duas condições de consumo consideradas apenas três cenários de clima (***hc_len***; ***smhi_mp_df*** e ***smhi_mp_len***) projectam elevadas reduções dos volumes armazenados.

Os cenários nos quais se verificaram os maiores impactes negativos nos volumes de armazenamento correspondem aos modelos ***dmi_ec*** e ***smhi_mp.***

7.3. Produção de energia hidroeléctrica

7.3.1. Introdução

Trigo *et al.* (2004) estudaram a influência da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) na precipitação de Inverno e no escoamento dos rios Douro, Tejo e Guadiana e consequentes impactes na produção de energia. Os resultados mostraram que uma tendência positiva da NÃO contribui para uma diminuição dos caudais e que essa redução representa um perigo para as economias de Portugal e Espanha devido ao impacte negativo nas actividades dependentes dos recursos hídricos como são o abastecimento urbano, a rega e a produção de energia hidroeléctrica.

A expressão "central mini-hídrica" generalizou-se para designar os aproveitamentos hidroeléctricos de potência inferior a 10 MW. Este limite é geralmente considerado como a fronteira de separação entre as pequenas e as grandes centrais hidroeléctricas. As primeiras, devido ao seu impacto ambiental diminuto, são consideradas centrais renováveis; as segundas, embora usem um recurso renovável, produzem efeitos consideráveis sobre o ambiente, pelo que a sua classificação como centrais renováveis é problemática.

As estatísticas nacionais da Direcção Geral de Energia e Geologia reportam os valores totais de 290 MW e 281 MW instalados, em centrais mini-hídricas com potência unitária até 10 MW e entre 10 MW e 30 MW, respectivamente, no final de 2007. Verifica-se que, desde 1994, a taxa de execução de novos aproveitamentos tem sido baixa. Como principais causas para esta situação têm sido apontadas as dificuldades de obtenção de novos licenciamentos, centradas principalmente nos procedimentos administrativos inerentes ao processo de utilização da água e a aplicação do regime jurídico de Reserva Ecológica Nacional, obrigando ao reconhecimento de interesse público municipal.

Neste estudo é apresentada a metodologia de determinação da produção de energia eléctrica para o caso da mini-hídrica a instalar no aproveitamento hidroeléctrico do Alvito na bacia hidrográfica de Odivelas. Este aproveitamento faz parte do EFMA da Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva. Esta central aproveita o desnível geométrico entre a albufeira do Alvito e o canal de adução Alvito-Pisão, da rede primária de rega. A central hidroeléctrica será equipada com dois grupos turbina gerador (turbina Kaplan de eixo vertical) com potência instalada de 3700 KVA e que derivará um caudal máximo de 40,6 m^3s^{-1} com uma queda máxima de cerca de 10 m (www.edia.pt).

7.3.2. Metodologia

O caudal na secção de um rio é uma variável com repartição não uniforme ao longo do ano. Os estudos hidrológicos poderão fornecer a probabilidade de ocorrência de caudais afluentes a uma determinada secção do curso de água que podem ser caudais diários se estiverem disponíveis, à escala diária, registos dos parâmetros necessários ao seu cálculo.

Recorrendo à curva de duração dos caudais médios diários, a turbina é, em primeira aproximação, dimensionada para um caudal nominal turbinado. É prática habitual tomar o caudal nominal igual ao caudal médio. Definido o caudal nominal e tomando, nesta fase, como constantes a altura de queda e o rendimento, a potência eléctrica nominal a instalar, P_N (W), é estimada por:

$$P_N = \gamma_w \times Q_N \times H_b \times \eta \qquad \textbf{7.1}$$

Onde:

P_N: potência eléctrica nominal a instalar (W);

γ_w : peso volúmico da água (9 810 N m^{-3});

Q_N: caudal nominal ($m^3 s^{-1}$);

H_b: altura de queda bruta (m);

η: rendimento global (-).

O rendimento global, que depende principalmente do caudal e da altura de queda, é o produto dos rendimentos do circuito hidráulico, da turbina, do gerador e do transformador, e ainda inclui os dispêndios de energia nos equipamentos auxiliares e perdas diversas. Normalmente consideram-se valores da ordem de 70%.

Segundo Almeida (1986) na curva de duração de caudais, marcam-se os limites de exploração da turbina ($Q_{min} = \alpha_1 Q_N$ e $Q_{Max} = \alpha_2 Q_N$), bem como o caudal de cheia, Q_c. Deste modo, ficam definidos as durações t_0, t_1 e t_2 que representam o número de dias em que o caudal de cheia, o caudal máximo de operação e o caudal mínimo de operação são igualados ou excedidos, respectivamente. Considerando que o rendimento global e a queda útil são constantes, a energia produtível (E_{a1}) é proporcional à área de exploração marcada na curva de duração de caudais, e pode ser estimada através de:

$$E_{a1} = \gamma_w \times H_b \times \eta \times \left((t_1 - t_2) \times \alpha_2 \times Q_N + \int_{t_1}^{t_2} Q(t)dt \right) \qquad \textbf{7.2}$$

Onde:

E_{a1}: energia produtível (MW h);

t_1: Período de tempo em que o caudal máximo de operação é igualado ou excedido (dia);

t_2: Período de tempo em que o caudal mínimo de operação é igualado ou excedido (dia).

O aproveitamento hidroeléctrico do Alvito é constituído por dois grupos turbina/gerador. O caudal mínimo de exploração é menor do que no caso de existir apenas uma turbina, agora dado por $\alpha_1 Q_{N1} = \alpha_1 Q_{N2}$. A este novo caudal mínimo corresponde o tempo t_3 em que o mesmo é igualado ou excedido. Nestas condições, a área de exploração é acrescida de uma área adicional e mais energia pode ser produzida. A energia produtível adicional (E_{a2}) em ano médio é:

$$E_{a2} = \gamma_w \times H_b \times \eta \times \int_{t_2}^{t_3} Q(t)dt \qquad 7.3$$

Onde:

E_{a2}: energia produtível adicional (MW h);

t_3: Período de tempo em que o caudal mínimo de operação é igualado ou excedido no cálculo da energia eléctrica produtível adicional (dia).

A energia total produzida corresponde à soma da energia calculada para as duas áreas.

7.3.3. Resultados

Na Figura 7.2 apresenta-se a curva de duração do caudal para a secção da barragem do Alvito no período de *"Referência"* e para os 15 cenários de alterações climáticas considerados.

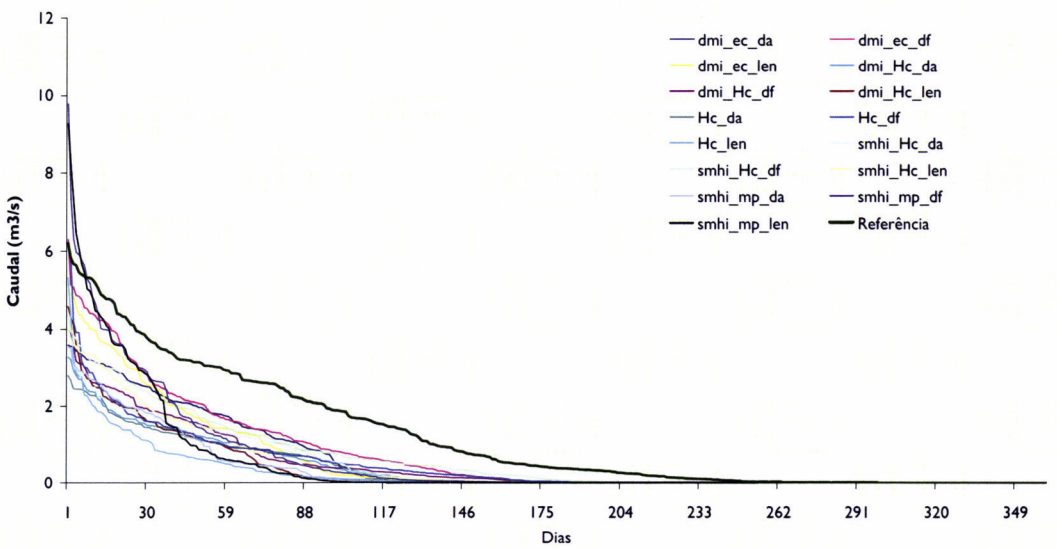


Figura 7.2 – Curva de duração dos caudais médios diários na secção da barragem do Alvito para o período de "Referência" e para os cenários de alterações climáticas.

As características das curvas de duração de caudal para as simulações dos cenários efectuadas apresentam-se na Tabela 7.3. Para facilitar os cálculos as curvas de duração de caudal foram ajustadas a uma curva exponencial do tipo:

$$Q(t) = a \times e^{\left(-\frac{t}{f}\right)} \qquad 7.4$$

Onde:

Q(t): caudal para um determinado tempo t (m^3s^{-1});

t: tempo (dia);

a e f: constantes de ajustamento (-).

O Caudal de Cheia (Q_c) foi considerado como o caudal que é excedido 10 dias (t_0) por ano (Lencastre, 2003).

Tabela 7.3 – Características das curvas de duração de caudais no aproveitamento hidroeléctrico do Alvito para os cenários de alterações climáticas.

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*	*14*	*15*	*Ref*
Q_N (m^3/s)	0,57	0,73	0,56	0,39	0,46	0,36	0,38	0,47	0,26	0,45	0,62	0,46	0,35	0,61	0,52	1,20
a	4,1	5,4	5,2	2,9	3,6	3,9	2,7	4,0	3,6	3,2	4,0	4,1	3,6	7,2	8,0	5,9
f	55	50	41	50	48	35	54	41	25	56	58	43	37	31	24	77
Q_{N1} (m^3/s)	0,14	0,18	0,14	0,10	0,12	0,09	0,09	0,12	0,07	0,11	0,15	0,12	0,09	0,15	0,13	0,30
Q_{N2} (m^3/s)	0,71	0,91	0,70	0,49	0,58	0,45	0,47	0,59	0,33	0,57	0,77	0,58	0,44	0,76	0,64	1,50
Q_c (m^3/s)	3,1	4,4	4,0	2,3	2,6	2,5	2,3	2,7	2,0	2,5	3,1	3,3	2,6	4,7	4,5	5,2
t_0 (*dias*)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
t_1 (*dias*)	96	89	83	91	88	76	94	79	60	96	96	84	78	69	60	106
t_2 (*dias*)	184	169	149	172	166	133	180	146	99	186	189	152	138	119	99	230
Q_{N3} (m^3/s)	0,07	0,09	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,03	0,06	0,08	0,06	0,04	0,08	0,06	0,15
t_3 (*dias*)	222	204	178	207	200	157	217	174	117	225	230	181	164	140	115	284

Os resultados de produção de energia (MWh) e o número de horas de funcionamento anual para os diferentes cenários de alterações climáticas são apresentados na Tabela 7.4.

Tabela 7.4 – Produção de energia e número de horas de funcionamento anual para os diferentes cenários de alterações climáticas.

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*	*14*	*15*	*Ref*
P_N (*KW*)	39	50	39	27	32	25	26	32	18	31	42	32	24	42	35	82
E_e (*MWh*)	151	190	121	95	110	69	98	98	37	122	167	101	70	104	73	386
E_{e2} (*MWh*)	0.7	1.3	0.5	0.4	0.5	0.3	0.4	0.4	0.1	0.5	0.7	0.4	0.3	0.4	0.3	1.9
E (MWh)	151	191	122	96	111	69	98	98	37	123	167	102	70	105	73	388
N° de horas (h)	3899	3834	3145	3591	3483	2802	3791	3051	2058	3933	3954	3219	2918	2496	2061	4715
Redução relativa de energia (%)	17	19	33	24	26	41	20	35	56	17	16	32	38	47	56	-

Os resultados apresentados permitem projectar reduções de produção de energia que variam entre os 16% com base no cenário ***smhi_hc_df*** e os 56% com base no cenário ***smhi_mp_len***.

7.4. Considerações finais

Os resultados das projecções apresentadas nos subcapítulos anteriores referentes aos casos de estudo: i) das albufeiras sobre a disponibilidade de volume de água armazenado e respectivos riscos de falta de água para o abastecimento urbano e rega e ii) o caso de estudo do aproveitamento hidroeléctrico do Alvito; dão indicação de que se os cenários de alterações climáticas projectados pelos modelos de clima disponíveis actualmente, e nomeadamente os mais gravosos, se concretizarem, é necessário começar desde já a estabelecer medidas de adaptação em três vertentes; i) melhorar a exploração dos sistemas já existentes; ii) reabilitação dos sistemas existentes e iii) dimensionamento tendo em conta as projecções das alterações climáticas para o ano horizonte.

O objectivo deste estudo não é apresentar medidas de adaptação às alterações climáticas as quais podem ser apresentadas apenas como direcções a seguir: i) diminuição dos consumos com uso mais eficiente dos recursos hídricos nomeadamente nas práticas agrícolas que apresentam os maiores consumos na região; ii) transferência de água entre albufeiras nomeadamente da albufeira do Alqueva, no entanto esta medida pode estar comprometida, porque as afluências a Alqueva também devem vir a sofrer diminuições por força das possíveis alterações climáticas e também pelo aumento dos consumos na parte Espanhola do Guadiana e iii) estudos conjuntos entre as autoridades Ibéricas sobre as disponibilidades hídricas e sobre a gestão dos recursos hídricos de modo a definir medidas de adaptação locais.

8. Conclusões

8.1. Considerações finais

Os objectivos do presente trabalho consistiram na avaliação dos impactes nos recursos hídricos dos cenários de alterações climáticas e cenários de alterações do uso do solo com recurso à modelação hidrológica.

Os impactes das alterações climáticas são uma questão actual e, na região Sul de Portugal, para onde estão projectadas mudanças significativas: i) redução da precipitação anual média; ii) aumento da intensidade de precipitação em eventos extremos e iii) aumento da temperatura média anual, não existia um estudo sistemático e exaustivo dos seus principais impactes que essas alterações podem vir a provocar em áreas tão sensíveis como a disponibilidade de água para o abastecimento público, a rega e a produção de energia hidroeléctrica.

Os principais resultados obtidos neste estudo podem ser divididos em sete temas distintos:

1. *Variabilidade climática no Alentejo no período 1931-2000*

Todos os métodos utilizados no estudo da variabilidade climática para o período 1931-2000 com dados registados mostraram principalmente uma tendência para uma diminuição da precipitação de Primavera especialmente em Março.

Para as condições anuais, o interior Norte do Alentejo é caracterizado por um aumento do número de anos secos e diminuição do número de anos húmidos. O número de Outonos húmidos apresenta uma tendência crescente, principalmente nos sectores perto do mar. O número de Invernos secos aumentou, principalmente na região do interior. O número de Primaveras húmidas mostra uma diminuição notável e o número de Primaveras secas aumenta em todo o Sul de Portugal.

O aumento do número de anos secos nas áreas de Nordeste e a diminuição do número de anos húmidos com o aumento do número dos anos normais no Sudeste é uma consequência dos regimes de precipitação. Os regimes de precipitação próximo do mar apresentam Outonos cada vez mais húmidos e Primaveras cada vez mais secas. O efeito sobre as condições anuais fica principalmente a dever-se ao facto de que os Invernos e Primaveras, no período estudado, apresentam situações mais secas nos sectores do interior.

Pode concluir-se que o clima do Sul de Portugal é caracterizado por uma significativa variabilidade climática natural interanual e intra-anual que também se reflecte na sua distribuição espacial.

2. *Projecções dos modelos de clima e métodos de correcção do desvio*

Verifica-se entre as projecções dos modelos de clima e os registos para o período de controlo desvios relativos da precipitação e diferenças de temperatura que se traduzem num aumento entre +0,3°C e +3,1°C para a temperatura e uma redução entre -91% e -20% para a precipitação. As diferenças de temperatura são maiores no Verão e menores no Outono, embora sejam elevadas na generalidade das estações do ano e apresentam variações de modelo para modelo. Essas diferenças são sazonais e diferem de modelo para modelo, e para além disso as diferenças não se verificam apenas na média anual, mas também na distribuição das séries.

O modelo que, para o período de controlo, apresenta maiores diferenças entre projecções e observações, quer para a temperatura quer para a precipitação, é o modelo ***smhi_mp***, enquanto que aqueles que apresentam as menores diferenças são o modelo ***hc*** para a temperatura e o modelo ***dmi_hc*** para a precipitação. É possível concluir que existe necessidade de correcção do desvio das séries climáticas provenientes dos modelos de clima.

As alterações nas séries de temperatura e precipitação resultantes da aplicação dos três métodos de correcção do desvio estudados podem resumir-se da seguinte forma: i) o método *Delta Change* mantém na série de precipitação corrigida os zeros da série de precipitação registada; ii) a média mensal da série corrigida mantém-se nos três métodos; iii) com o método *Delta Change*, o coeficiente de variação mensal da série corrigida da precipitação vai ser igual ao da série registada e diferente dos coeficientes de variação dos outros dois métodos, ou seja este método mantêm a variabilidade da série registada; iv) os coeficientes de variação das séries de precipitação corrigidas são diferentes para os métodos *Direct Forcing* e *Lenderink*; v) para a temperatura os coeficientes de variação obtidos das séries corrigidas com o método *Delta Change* são iguais para todos os modelos, mas diferentes do coeficiente de variação da série registada; vi) as séries de temperatura corrigidas através dos outros dois métodos têm coeficientes de variação diferentes do correspondente à série registada, e também são diferentes entre si, ou seja, estes dois métodos alteram a variabilidade da série registada.

Desta análise conclui-se que os diferentes métodos apresentam características diferentes e demonstram a necessidade de se considerar o maior número de métodos de correcção do desvio disponíveis, visto não ser possível indicar qual deles representa a melhor projecção do clima futuro.

3. *Impactes dos cenários de alterações climáticas na disponibilidade dos recursos hídricos*

Foram calibradas e validadas treze bacias hidrográficas com base na análise de dez critérios, de entre os quais foram considerados como mais importantes: i) a raiz quadrada do desvio

quadrado médio; ii) o desvio dos volumes; iii) a coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe e o iv) coeficiente de determinação. A avaliação do desempenho do modelo obtida durante a calibração e validação dos caudais à escala diária e mensal na secção de referência, dos níveis piezométricos e dos caudais em secções internas da bacia foi considerada boa.

Devido à metodologia de calibração e validação considerada neste estudo, segundo a qual os parâmetros calibrados apresentam um bom desempenho simultaneamente em mais do que uma bacia (com características semelhantes), foi possível considerar essa parameterização não só nas bacias hidrográficas calibradas, mas também para o estudo dos impactes das alterações climáticas e do uso do solo em dezassete bacias hidrográficas, repartidas pelas bacias do Sado e do Guadiana. Os impactes projectados foram bastante variáveis entre bacias hidrográficas, modelos de clima, métodos de correcção do desvio e períodos do ano.

As bacias hidrográficas estudadas apresentam características comuns e foram agrupadas através de análise de *cluster*: i) grupo 1 - dimensão média, declive médio, rocha Ígnea e Metamórficas - Zona de Ossa Morena, solo predominantemente franco arenoso e culturas anuais como tipo de uso do solo predominante; ii) grupo 2 - pequena dimensão, declive reduzido, rocha metamórfica da Zona Sul Portuguesa, solo predominantemente franco arenoso e culturas anuais como tipo de uso do solo predominante; iii) grupo 3 - dimensão média, declive elevado, rocha metamórfica da Zona Sul Portuguesa, solo predominantemente argiloso e zonas arbustivas e florestais como tipo de uso do solo.

As menores gamas de reduções de escoamento são projectadas para as bacias hidrográficas do grupo 3 para todas as estações do ano, excepto na Primavera onde as bacias hidrográficas do grupo 2 apresentam um intervalo menor. Os maiores intervalors de reduções são projectados nas bacias hidrográficas do grupo 3 para as condições de escoamento anual, de Inverno e de Verão e no grupo 2 para as condições anuais de Outono e Primavera. Concluindo-se a existência de uma maior amplitude dos resultados para as bacias hidrográficas dos grupos 2 e 3.

Analisando os resultados por bacias hidrográficas principais da área de estudo é na bacia hidrográfica do rio Guadiana que se verificam as maiores amplitudes de resultados da variação do escoamento anual e sazonal.

Analisando os resultados obtidos com todos os modelos de clima o Inverno é a estação do ano onde se verificam as menores reduções de escoamento, contudo é nessa estação que se obtem a maior amplitude de resultados para todas as bacias hidrográficas e para os quinze cenários de alterações climáticas.

As menores reduções de escoamento projectadas verificam-se para diferentes modelos de clima conforme o período analisado. Assim, as menores reduções são projectadas, à escala anual com o modelo ***hc***; no Outono com o modelo ***hc***; no Inverno com o ***smhi_mp***; na Primavera com o ***smhi_hc*** e no Verão com o modelo ***dmi_ec***. As maiores reduções são projectadas, para as condições de Inverno e de Verão com o modelo ***hc***, para o escoamento anual com o modelo ***hc***, para o Outono, Primavera e Verão com o modelo ***smhi_mp*** e também para o Verão com o modelo ***smhi_hc***.

Numa comparação dos métodos de correcção do desvio pode dizer-se que as maiores reduções de escoamento são projectadas com o método de *Lenderink* para o escoamento de Outono e Primavera e com o método *Delta Change*, para as condições anuais e de Inverno. As menores reduções são projectadas para as condições anuais, de Inverno e Verão pelo método *Lenderink*, que é o método com maior amplitude do intervalo de resultados. As menores reduções são projectadas para as condições de Outono e Primavera com o método *Direct Forcing* que é também o método para o qual se verifica, em média, a menor amplitude nos resultados.

Na generalidade dos cenários de alterações climáticas estudados o intervalo do escoamento entre os percentis 25 e 75 é muito menor do que na simulação de "*Referência*". Os resultados apontam para a estimativa de grandes variabilidades de escoamento principalmente no Inverno e na Primavera. Os cenários que apresentam os maiores valores máximos de escoamento, quase na totalidade, resultam da correcção de desvio *Direct Forcing* e *Lenderink* e dos modelos de clima ***dmi_hc, hc, smhi_hc*** e ***smhi_mp***.

O escoamento no mês de Janeiro para a simulação de "*Referência*" encontra-se sempre dentro do intervalo de resultados dos cenários excepto, para as bacias de Vale do Gaio, Monte da Ponte, Oeiras e Odeleite, em que os escoamentos projectados são bastante inferiores aos do período de "*Referência*". O escoamento no mês de Abril também se encontra no intervalo dos resultados dos cenários para as bacias de Nabos, Enxoé, Monte da Ponte, Monte da Rocha, Limas, Oeiras, Carreiras, Tenência e Vascão. Em todas as bacias hidrográficas o escoamento do mês de Março apresenta grandes reduções. Verifica-se também diminuição de escoamento no mês de Novembro, excepto nas bacias hidrográficas de Nabos e Lucefécit;

Quanto ao armazenamento na zona insaturada do solo e nos aquíferos, verificou-se que nas bacias hidrográficas do grupo 1 não ocorrem diminuições de armazenamento tão acentuadas como nas bacias hidrográficas dos grupos 2 e 3. Estas diferenças devem-se às características dos tipos de solo e dos aquíferos.

De um modo geral é possível concluir que os modelos regionais de clima forçados pelo modelo do *Hadley Center* são os que apresentam maiores reduções do escoamento e que os métodos de correcção do desvio que mais alteram a variabilidade das séries climáticas (*Direct Forcing* e *Lenderink*) são também os responsáveis pelas maiores reduções.

4. *Impactes dos cenários de alterações climáticas nos caudais médios diários, caudais mínimos e caudais máximos*

Para a maioria das bacias hidrográficas estudadas as curvas de duração de caudal, projectadas para o clima futuro, apresentam maiores caudais médios diários em alguns dias do ano mas o volume total de escoamento é inferior ao verificado na situação de "*Referência*".

O número de dias do ano em que se verifica um caudal médio diário superior ao verificado na simulação de "*Referência*" varia entre 12 e 36 dias, no entanto o volume escoado é menor. Concluiu-se que os cenários para os quais o caudal médio diário é mais excedido são de uma forma geral os cenários com correcção do desvio pelos métodos *Direct forcing* e *Lenderink* e principalmente os cenários produzidos com os modelos ***dmi_ec*** e ***smhi_mp***.

Os caudais diários mínimos no período de "*Referência*" não são excedidos em 82% a 89% dos dias, no entanto, para os vários cenários a probabilidade de não excedência apresenta um intervalo que varia entre 89% e 99% dos dias, o que vai reforçar o carácter temporário das linhas de água no Sul de Portugal. Verifica-se que é nas bacias hidrográficas do grupo 2 que as probabilidades de não excedência associadas ao caudal diário mínimo obtidas pelas projecções dos modelos de clima, são superiores enquanto que nas do grupo 3 a probabilidade de não excedência é menores, excepto para a bacia hidrográfica de Odeleite. No conjunto das bacias hidrográficas do grupo 1 observam-se os maiores desvios entre a simulação de "*Referência*" e as simulações dos cenários climáticos.

Os cenários correspondentes aos modelos ***dmi_ec***, ***smhi_hc*** e ***smhi_mp*** e aos métodos de correcção do desvio *Direct Forcing* e *Lenderink*, são os que resultam nas projecções dos maiores caudais diários máximos.

As bacias hidrográficas que apresentam menor variabilidade dos caudais diários máximos, para os períodos de retorno considerados, são as bacias hidrográficas de Enxoé, de Lucefécit, de Limas, de Carreiras de Monte da Rocha e de Nabos. Excepto a bacia do Lucefécit que pertence ao grupo 3 todas as outras bacias hidrográficas pertencem ao grupo 2.

5. *Impactes dos cenários de alterações climáticas e alterações do uso do solo na disponibilidade dos recursos hídricos*

O estudo combinado dos cenários de alterações climáticas com os de alteração do uso do solo foi efectuado apenas para a bacia hidrográfica do Enxoé. Os resultados indicam que o balanço anual do escoamento é mais afectado pelos cenários de alteração climática do que pelos cenários de alteração do uso do solo. Do ponto de vista do uso do solo, os cenários florestais são os que conduzem a maiores reduções de escoamento principalmente no Inverno e Primavera, os cenários de abandono dos terrenos projectam aumentos de escoamento no Outono e Inverno, com possível intensificação da erosão.

Verifica-se que, para os modelos ***dmi_hc*** e ***smhi_mp***, os métodos de correcção de desvio que conduzem aos maiores caudais diários máximos associados a determinados períodos de retorno são o *Direct Forcing* e *Lenderink*, enquanto que, para os modelos ***hc*** e ***smhi_hc*** os métodos referidos são o *Delta Change* e o *Direct Forcing*, para o modelo ***dmi_ec*** o método de correcção do desvio que estima caudais diários máximos mais elevados é o *Direct Forcing*.

6. *Impactes dos cenários de alterações climáticas no abastecimento para uso doméstico e rega*

Em alguns cenários de alterações climáticas as projecções indicam que ainda é viável a utilização da capacidade de armazenamento das albufeiras no período 2071-2100, enquanto que para outros cenários, os impactes são significativos em termos de diminuição dos volumes armazenados. Estas situações são mais gravosas nas albufeiras de Monte Novo e Vigia. Nas albufeiras de Campilhas e Vale do Gaio não se projecta um grande impacte nas diminuições de armazenamento. Estes resultados são justificados com as características das albufeiras em termos do volume de armazenamento, área do espelho de água e dos consumos.

7. *Impactes dos cenários de alterações climáticas na produção de energia hidroeléctrica*

Para o aproveitamento hidroeléctrico do Alvito projectam-se reduções de produção de energia hidroeléctrica que variam entre 16% com base no cenário ***smhi_hc_df*** e 56% com base no cenário ***smhi_mp_len***. Para outros aproveitamentos hidroeléctricos localizados na mesma região estimam-se reduções da mesma ordem de grandeza.

Os impactes projectados variam consoante o tipo de modelo de clima, o método de correcção do desvio, o período do ano ou as características das bacias hidrográficas, o que vem reforçar a ideia de que deve ser considerado um *ensemble* de simulações. Verifica-se também que não são apenas os valores médios das séries climáticas que provocam impactes nos recursos hídricos, mas também a sua distribuição ao longo do ano e os seus valores extremos.

8.2. Limitações do estudo

Os resultados obtidos e resumidos anteriormente têm de ser analisados com base no conhecimento das limitações que surgiram no decorrer do trabalho. As limitações deste estudo podem ser sistematizadas da seguinte forma:

- A quantidade de informação disponível relativamente à caracterização das bacias hidrográficas é deficiente;
- Os registos de parâmetros na bacia hidrográfica são inexistentes ou em número reduzido, nomeadamente dados de caudais e níveis piezométricos;
- O elevado tempo de cálculo do modelo hidrológico SHETRAN obriga à realização de uma calibração manual;
- Não é possível o estudo da incerteza devido às características do modelo hidrológico. Os resultados foram analisados com base no intervalo das estimativas das simulações efectuadas;
- Não foi possível ter disponíveis outros cenários de emissões de gases com efeito estufa (principalmente B2) para comparação de resultados;
- Não existem cenários de alteração do uso do solo para o período cenário (2071--2100).

8.3. Contribuições originais

Este estudo apresentou contribuições originais nas vertentes da avaliação dos impactes provocados pelas projecções das alterações climáticas, consideradas isoladamente e em conjunto com as alterações do uso do solo, na disponibilidade hídrica (superficial, zona insaturada do solo e no aquífero), nos caudais diários máximos e mínimos associados a períodos de retorno e na produção de energia hidroeléctrica. Essas contribuições são as seguintes:

- Agregação de conhecimentos de várias áreas do saber: i) a modelação climática; ii) a modelação hidrológica; iii) os sistemas de informação geográfica e iv) a análise estatística;
- Estudo da variabilidade climática no período 1931-2000 para o Sul de Portugal;

- Avaliação dos resultados das diferentes combinações dos modelos de clima fornecidos pelo projecto PRUDENCE para toda a região do Alentejo;

- Construção de séries de precipitação e de temperatura diária para cenários de alterações climáticas com vários modelos de clima e métodos de correcção do desvio;

- Desenvolvimento de uma metodologia de calibração multi-objectivo, multi-resposta, multi-bacia em que o conjunto óptimo de parâmetros pode ser utilizado em bacias hidrográficas sem registos hidrométricos históricos mas com características semelhantes;

- Simulação hidrológica com um modelo fisicamente baseado espacialmente distribuído com elevada resolução calibrado e validado para o Alentejo à escala diária;

- Construção de cenários de alterações do uso do solo com base em estudos de impactes das alterações climáticas nos usos do solo ao nível Europeu e com base na aptidão do solo para usos florestais;

- Determinação do intervalo de impactes das projecções das alterações climáticas na disponibilidade hídrica superficial, na zona insaturada do solo e nos aquíferos. Esse intervalo de impactes é baseado em vários modelos de clima e vários métodos de correcção do desvio;

- Determinação do intervalo de impactes na disponibilidade hídrica superficial resultantes da combinação das projecções dos cenários de alterações climáticas e dos cenários de alterações do uso do solo;

- Determinação de caudais extremos associados a determinados períodos de retorno, em cenários de alterações climáticas que são úteis no dimensionamento de infra-estruturas hidráulicas;

- Determinação das curvas de caudais médios em cenários de alterações climáticas para posterior aplicação em medidas de adaptação;

- Estimativa da evolução dos volumes armazenados nas albufeiras em cenários de alterações climáticas e das respectivas implicações em termos de abastecimento urbano e rega no Sul de Portugal;

- Estimativa da evolução da produção de energia hidroeléctrica numa mini-hídrica localizada no Alentejo para cenários de alterações climáticas.

8.4. Trabalhos futuros

Ao longo deste estudo e após a sua conclusão foram surgindo propostas de novas abordagens, ou de abordagens comparativas que podem acrescentar valor aos resultados obtidos. Os trabalhos que se pretendem ver continuados após este estudo são os seguintes:

- Ao nível da modelação hidrológica considera-se importante comparar os resultados obtidos com um modelo mais simples. Se esse modelo apresentar bons resultados pode ser possível avançar para uma análise da incerteza da modelação e posteriormente analisar a incerteza de milhares de cenários de alterações climáticas;

- Ao nível dos modelos de clima, incorporar na análise outros cenários de emissões, considerar novas técnicas de correcção de desvio, nomeadamente probabilísticas e combinar métodos estatísticos e dinâmicos de regionalização de forma a ampliar o quadro de cenários a estudar;

- Efectuar um estudo de comparação das características das bacias hidrográficas (análise de *clusters* e análise de componentes principais) de modo a poder agrupar bacias semelhantes e poder extrapolar os resultados das projecções obtidas;

- Estudar a evolução dos consumos urbanos em função das projecções dos cenários de alterações climáticas, para posterior utilização nos estudos de optimização das albufeiras;

- Construir cenários de alterações do uso do solo com base nas projecções dos modelos de clima com equipas multidisciplinares;

- Implementar um programa de monitorização numa bacia hidrológica do Sul de Portugal, de forma a permitir a calibração de processos hidrológicos não só de quantidade de água, mas também ao nível da qualidade da água e da produção de sedimentos;

- Concretizar medidas de adaptação às alterações climáticas e do uso do solo, para os diferentes modos de utilização dos recursos hídricos, em conjunto com as entidades gestoras dos sistemas de recursos hídricos e numa perspectiva transfronteiriça.

Referências

Abbott MB, Bathurst JC, Cunge JA, O'Connell PE, Rasmussen J. 1986. An introduction to the European Hydrologic System – Systeme Hydrologique Europeen: "SHE" 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* **87**: 45-49.

Adeloye AJ, Nawaz NR. 2006. Monte Carlo assessment of sampling uncertainty of climate change impacts on water resources yield in Yorkshire, England. *Climatic Change* **78**: 257-292.

Ajami NK, Gupta H, Wagener T, Sorooshian S. 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology* **298**(1-4): 112–135.

Akhtar M, Ahmad N, Booij MJ. 2008. The impact of climate change on the water resources of Hindukush–Karakorum–Himalaya region under different glacier coverage scenarios. *Journal of Hydrology* **355** (1-4): 148-163.

Alexandersson H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climate* **6**: 661–675.

Allen MR, Raper SCB, Mitchell JFB. 2001. Uncertainty in the IPCC's Third Assessment Report. *Science* **293**: 430–433.

Allen RG, Pereira LA, Raes D, Smith M. 1998. *Crop evapotranspiration.* FAO Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, Rome, Italy, 293 pp.

Alley WM. 2001. Ground water and climate. *Ground Water* **39**: 161.

Almeida B. 1986. "*Planeamento de pequenas centrais hidroeléctricas*". Seminário avançado - Tecnologias das fontes de energia eleéctrica descentralizadas. IST.

Ambroise B, Perrin JL, Retenauer D. 1995. Multi criterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht catchment (Vosges Massif, France). *Water Resources Research* **31**(6): 1467-1681.

Andersen J, Refsgaard JC, Jensen KH. 2001. Distributed hydrological modelling of the Senegal river basin – model construction and validation. *Journal of Hydrology* **247**: 200–214.

Anderson MG, Burt TP. 1990. Subsurface runoff. In: *Process studies in hillslope hydrology.* Anderson MG, Burt TP (Eds). Wiley, Chichester: 365–400.

Anderson MP, Woessner WW. 1992. The role of postaudit in model validation, *Advanced Water Research* **15**: 167–173.

Anderton S, Latron J, Gallart F. 2002a. Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrological Processes* **16**(2): 333-353.

Anderton S, Latron J, White S, Llorens P, Gallart F, Salvany C, O'Connell P. 2002b. Internal evaluation of a physically-based distributed model using data from a mediterranean mountain catchment. *Hydrology and Earth System Sciences* **6**(1): 67-83.

Andreasson J, Bergstörm S, Carlsson B, Graham LP, Lindström G. 2004. Hydrological change: climate change impact simulations for Sweden. *Ambio* **33:** 228-234.

Apaydin H, Anli AS, Ozturk A. 2006. The temporal transferability of calibrated parameters of a hydrological model. *Ecological modelling* **195**: 307–317.

Arheimer B, Andréasson J, Fogelberg S, Johnsson H, Pers CB, Persson K. 2005. Climate change impact on water quality: Model results from southern Sweden. *Ambio* **34:** 559-566.

Arnaud P, Boubier C, Cisneros L, Dominguez R. 2002. Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Journal of Hydrology* **260:** 216-230.

Arnell N, 2004. Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios. Global Environmental Change 14: 31–52.

Arnell N. 2003. Relative effects of multi-decadal climatic variability and changes in the mean and variability of climate due to global warming: future streamflows in Britain. *Journal of Hydrology* **270**: 195-213.

Arnell NW, Hudson DA, Jones RG. 2003. Climate change scenarios from a regional climate model: estimating change in runoff in southern Africa. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* **108**(D16): 4519-4536

Arnell NW, Reynard NS. 1996. The effects of climate change due to global warming on river flows of Great Britain. *Journal of Hydrology* **183**: 397–424.

Arnell NW. 1992. Factors controlling the effects of climate change on river flow regimes in a humid temperate environment. *Journal of Hydrology* **132**: 321–342.

Arnell NW. 1998. Climate change and water resources in Britain. *Climatic Change* **39**: 83-110.

Arnell NW. 1999. The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change* **9**: 5–23.

Arnell NW. 2005. Implications of climate change for freshwater inflows to the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* **110**, D07105.

Arnold JG, Srinivasan R, Muttiah RS, Williams JR. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment. Part I: model development. *Journal of the American Water Resources Association* **34**(1): 73–89.

Arribas A, Gallardo C, Gaertner MA, Castro M. 2003. Sensitivity of Iberian Peninsula climate to land degradation. *Climate Dynamics* **20**: 477–489.

ASCE. 1996. *Handbook of hydrology*. ASCE Manual and Rep. on Engineering Practice No. 28, New York.

Attri SD, Rhatore LS. 2003. Simulation of impact of projected climate change on wheat in India. *International Journal of Climatology* **23**: 693–705.

Bae D-H, Jung W, Chang H. 2008. Potential changes in Korean water resources estimated by high-resolution climate simulation. *Climate Research* **35**: 213–226.

Balabanis P, Peter D, Ghazi A, Tsogas M (eds). 1999. *Mediterranean Desertification — Research Results and Policy Implications*. European Commission.

Barlage MJ, Richards PL, Sousounis PJ, Brenner AJ. 2002. Impacts of climate change and land use change on runoff from a Great Lakes watershed. *Journal of Great Lakes Research* **28**: 568-582.

Barnett TP, Adam JC, Lettenmaier DP. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* **438**: 3003–3309.

Barrow EM, Hulme M, Semenov M. 1996. Effect of using different methods in the construction of climate change scenarios: examples for Europe. *Climate Research* **7**: 195–211.

Barry RG, Chorley RJ. 1998. *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge: London and New York.

Bastidas LA, Gupta HV, Sorooshian S, Shuttleworth W J, Yang ZL. 1999. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research* **104**: 19481–19490.

Batalla RJ, Gómez CM, Kondolf GM. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology* **290**:117-136.

Bates BC, Charles SP, Hughes JP. 1998. Stochastic downscaling of numerical climate model simulations *Environmental Modelling and Software* **13**(3-4): 325-331.

Bathurst JC, Bovolo I. 2004. Development of guidelines for sustainable land management in the Agri and Cobres target basins. Deliverable 28. MEDACTION - Policies for land use to combat desertification. Contract No EVK2-CT-2000-00085.

Bathurst JC, Burton A, Barry I, Clarke G, Gallart F. 2006. Application of the SHETRAN basin-scale, landslide sediment yield model to the Llobregat basin, Spanish Pyrenees. *Hydrological Processess* **20**: 3119–3138.

Bathurst JC, Ewen J, Parkin G, O'Connell PE, Cooper JD. 2004. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 3. Blind validation for internal and outlet responses. *Journal of Hydrology* **287**: 74–94.

Bathurst JC, Kilsby C, White S. 1996. Modelling the impacts of climate and land use change on basin hydrology and soil erosion. In: *Mediterranean Europe. Mediterranean Desertification and Land Use.* C. J. Brandt and J. B. Thornes (eds.). Chichester , John Wiley and Sons Ltd. 355-387.

Bathurst JC, Moretti G, El-Hames A, Moaven-Hashemi I A, Burton A. 2005. Scenario modelling of basin-scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **5**: 189–202.

Bathurst JC, O'Connell PE. 1992. Future of distributed modelling: the Systeme Hydrologique Europeen. *Hydrological Processes* **6**: 265-277.

Bathurst JC, Sheffield J, Vicente C, White SM, Romano N. 2002. Modelling large basin hydrology and sediment yield with sparse data: the Agri basin, southern Italy. In: *Mediterranean Desertification: A Mosaic of Processes and Responses.* Geeson, N.A., Brandt, C.J., and Thornes, J.B. (eds.), Wiley, Chichester, UK, 397-415.

Bathurst JC, Wicks JM, O'Connel PE. 1995. The SHE / SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system. In: *Computer models of watershed hydrologt,* Singh VP. (editor). Water Resources Publications. Highlands Ranch, 1130.

Bathurst JC. 1986. Physically-based distributed modelling of an upland catchment using the Systeme Hydrologique Europeen. *Journal of Hydrology* **87**: 79–102.

Beasley DB, Huggins LF, Monke EJ. 1980. ANSWERS: a model for watershed planning. *Trans. ASAE* **23**: 938–944.

Beasley DB, Monke EJ, Huggins LF. 1977. *ANSWERS: A model for watershed planning.* Purdue Agricultural Experimental Station Paper No. 7038, Purdue Univ., West Lafayette, Ind.

Bedritsky AI, Khamitov RZ, Shiklomanov IA, Zektser IS. 2007. Water Resources of Russia and their Use in New Socio-economic Conditions with the Account of Possible Climate Change. In: *Proceedings of theVIthAll-Russia Hydrological Congress.* Plenary Reports, St. Petersburg.

Beldring S. 2002. Multi-criteria validation of a precipitation-runoff model. *Journal of Hydrology,* **257**:189-211.

Bellone E, Hughes JP, Guttrop P. 2000. A hidden Markov model for downcaling synoptic atmospheric patterns to precipitation amounts. *Climate Research* **15**: 1-12.

Benistom M. 2003. Climatic change in mountain regions: A review of possible impacts. *Climatic Change* **59**: 5-31.

Bergström S, Carlsson B, Gardelin M, Lindström G, Pettersson A, Rummakainen M. 2001. Climate change impacts on runoff in Sweden – Assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modeling. *Climate Research* **16:** 101-112.

Bergström S, Forsman A. 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology* **4:** 147-170.

Bergström S, Lindström G, Pettersson A. 2002. Multi-variable parameter estimation to increase confidence in hydrological modelling. *Hydrological Processes* **16**(2): 413–421.

Bergström S. 1992. *The HBV model – its structure and applications*. SMHI Hydrology, RH No.4, Norrkoping: 35.

Bergström S. 1995. Chapter 13: The HBV model. In: *Computer models of watershed hydrology*. Singh VP (Ed). Water Resources Publications, Littleton, Colo: 443-476.

Beven K. 1989. Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105**: 157–72.

Beven K. 2001. *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. John Wiley & Sons: Chichester.

Beven KJ, Binley AM. 1992. The future of distributed models. Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* **6:** 279–298.

Beven KJ, Calver A, Morris E. 1987. *The Institute of Hydrology distributed model*. Institute of Hydrology Rep. No. 98, Wallingford, U.K, Oxon, UK, 204pp.

Beven KJ, Freer J. 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems. *Journal of Hydrology*. 249: 11-29.

Beven KJ, Kirkby MJ. 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrologic Science Bulletin* **24**(1): 43-69.

Beven KJ, Lamb R, Quinn PF, Romanowicz R, Freer J. 1995. Chapter 18: TOPMODEL. In: *Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications* Singh VP (Ed.). Colorado; 627–668.

Beven KJ. 1985. Distributed models. In: *Hidrological forecasting*. Anaderson MG, Burt TP (Eds). John Wiley Chichester: 405-435.

Beven KJ. 1989. Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105**: 157–72.

Beven KJ. 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources* **16:** 41–52.

Beven KJ. 2000. Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* **4**(2): 203-213.

Bicknell B, Imhoff J, Kittle JL, Donigian AS, Johanson RC. 1997. *Hydrological Simulation Program – FORTRAN: User's Manual for Version 11*. Tech. Rep. EPA/600/R-97/080, U.S. Environmental Protection Agency, National Exposure Research Laboratory.

Birkinshaw S, Thorne MC, Younger PL. 2005. Reference biospheres for post-closure performance assessment: inter-comparison of SHETRAN simulations and BIOMASS results. *Journal of Radiological Protection* **25**: 33-49.

Birkinshaw S. 2008. Physically-based modelling of double-peak discharge responses at Slapton Wood catchment. *Hydrological Processes* **22**: 1419–1430.

Birkinshaw SJ, Parkin G, Rao Z. 2008. A hybrid neural networks and numerical models approach for predicting groundwater abstraction impacts. *Journal of Hydroinformatics* **10**: 113-126.

Blaney HF, Criddle WO. 1950. *Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. Washington: USDA Soil Conservation Service. Technical Paper n.96: 48.

Blenkinsop S, Fowler H. 2007. Changes in European drought characteristics projected by the PRUDENCE regional climate models. *International Journal of Climatology*. **27**: 1595–1610.

Booij MJ. 2005. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. *Journal of Hydrology* **303**:176–198.

Boorman DB, Sefton CEM. 1997. Recognizing the uncertainty in the quantification of the effects of climate change on hydrological response. *Climatic Change* **35**: 415–434.

Boroneant C, Plaut G, Giorgi F, Bi X. 2006. Extreme precipitation over the Maritime Alps and associated weather regimes simulated by a regional climate model: Present-day and future climate scenarios. *Theoretical and Applied Climatology* **86**(1-4): 81-99.

Bouraoui F, Braud I, Dillaha TA. 2002. ANSWERS: A nonpoint source pollution model for water, sediment and nutrient losses. In: *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*, V. P. Singh e D. K. Frevert (Eds.). Water Resources Publications, Littleton, Colo.

Bouraoui F, Vachaud G, Haverkamp R, Normand B. 1997. A distributed physcal approach for surface subsurface water transport modeling in agricultural watersheds. *Journal of Hydrology* **203**(1-4): 79-92.

Boyle DB, Gupta HV, Sorooshian S, Koren V, Zhang Z, Smith M. 2001. Toward improved streamflow forecasts: value of semi-distributed modeling. *Water Resources Research* **37**(11): 2749–2759.

Boyle DP, Gupta HV, Sorooshian S. 2000. Toward improved calibration of hydrologic models: combining the strength of manual and automatic methods. *Water Resources Research* **36**(12): 3663–3674.

Boyle DP, Gupta HV, Sorooshian S. 2000. Toward improved calibration of hydrologic models: combining the strength of manual and automatic methods. *Water Resources Research* **36**(12): 3663–3674.

Brandão C. Rodrigues R. 2000. Hydrological Simulation of the International Catchments of Guadiana River. *Physics and Chemistry of the Earth (B)* **25**(3): 329-339.

Brandsma T, Buishand TA. 1997. Statistical linkage of daily precipitation in Switzerland to atmospheric circulation and temperature. *Journal of Hydrology* **198**: 98–123.

Bronstert A, Niehoff D, Burger G. 2002. Effects of climate and land-use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities. *Hydrological Processes* **16**: 509–529.

Bronstert A. 2004. Rainfall-runoff modelling for assessing impacts of climate and land-use change. *Hydrological Processes* **18**: 567–570.

Brooks RH, Corey AT. 1964. *Hydraulic Properties of Porous Media.* Hydrological Paper No. 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, United States.

Bruneau P, Gascuel-Odoux C, Robin P, Merot Ph, Beven KJ. 1995. Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation data. *Hydrological Processes* **9**: 69-82.

Buchtele J, Buchtelova M, Fortova M, Dubrovsky M. 1999. Runoff changes in Czech river basins—the outputs of rainfall-runoff simulations using different climate change scenarios. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* **47**(3): 180–194.

Buishand TA. 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hidrology* **58**: 11-27.

Bultot F, Coppens A, Dupries GL, Gellens D, Meulenbergh F. 1988. Repercussions of a CO_2 doubling on the water cycle and on the water balance—a case study for Belgium. *Journal of Hydrology* **99**: 319–347.

Burdine NT. 1953. Relative permeability calculation from size distribution data. *Trans. AIME* **198**:71-78.

Burger G, Chen Y. 2005. Regression-based downscaling of spatial variability for hydrologic applications. *Journal of Hydrology* **311**: 299-317.

Burman R, Pochop LO. 1994. *Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data.* Developments in Atmospheric Science, 22, Elsevier Science, Amsterdam, the Netherlands.

Burnash RJC, Ferral RL, McGuire RA. 1973. *A generalized streamflow simulation system, conceptual modeling for digital computer.*Sacramento, CA: US Department of Commerce, National Weather Service and State of California, Department of Water Resources.

Butts MB, Paynea JT, Kristensen M, Madsen H. 2004. An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* **298:** 242-266.

Buytaert W, Reusser D, Krause S, Renaud JP. 2008. Why can't we do better than Topmodel? *Hydrological Processes* **22:** 4175–4179.

Calder IR, Harding RJ, Rosier PTW. 1983. An Objective Assessment of Soil Moisture Deficit Models. *Journal of Hydrology* **60**: 329-355.

Calder IR, Harding RJ, Rosier PTW. 1983. An Objective Assessment of Soil Moisture Deficit Models. *Journal of Hydrology* **60:** 329-355.

Calder IR. 1990. *Evaporation in the Uplands.* John Wiley and Sons, Chichester, Englnad, pp 48.

Calder RI, Hall RL, Bastable HG, Gunston HM, Shela O, Chirwa A, Kafundu R. 1995. The impact of land use change on water resources in sub-Saharan Africa: a modelling study of Lake Malawi. *Journal of Hydrology* **170**: 123-135.

Cardoso JC. 1965. *Os solos de Portugal. Sua classificação, caractrização e génese. I – A Sul do Rio Tejo.* Direcção Geral dos Serviços Agrícolas. Lisboa.

Caspary HJ. 1990. An ecohydrological framework for water yield changes of forested catchments due to forest decline and soil acidification. *Water Resources Research* **26**(6): 1121-1131.

Casper M, Sauer T, Schobel S. 2008. How to reach behavioural physically based models by reducing parameter uncertainty. *D-Geophysical Research Abstracts* **10**:EGU2008.

CCDRA. 2003. *Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo (ERHSA).* Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional do Alentejo.

Chahinian N. 2004. *Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole.* PhD Thesis, University of Montpellier 238pp.

Chang H. 2003. Basin hydrologic response to changes in climate and land use: the Conestoga River basin, Pennsylvania. *Physical Geography* **24**: 222-247.

Charlton R, Fealy R, Moore S, Sweeney J, Murphy C. 2006. Assessing the impact of climate change on water supply and flood hazard in Ireland using statistical downscaling and hydrological modelling techniques. *Climatic Change* **74**: 475–491.

Chen D, Achberger C, Raisanen J, Hellstrom C. 2006. Using statistical downscaling to quantify the GCM-related uncertainty in regional climate change scenarios: A case study of Swedish precipitation. *Advances in Atmospheric Sciences* **23**: 54-60.

Chow VT, Maidment D. 1988. *Applied hydrology*. McGraw-Hill, New York, 572 p.

Chow VT. 1973. *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill, Singapore. pp. 116-123.

Christensen JH, Carter TR, Rummukainen M, Amanatidis G. 2007. Evaluating the performance and utility of regional climate models – the PRUDENCE project. *Climatic Change* **81**: 1-6.

Christensen JH, Christensen OB, Schultz JP. 2001. *High resolution physiographic data set for HIRHAM4: an application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe*. DMITechnical Report 01–15. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen, Denmark

Christensen JH, Machenhauer B, Jones RG, Schär C, Ruti PM, Castro M, Visconti G. 1997. Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions. *Climate Dynamics* **13**: 489-506.

Christensen JH. 2005. Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining EuropeaN climate change risks and Effects. PRUDENCE Final Report, available from http://prudence.dmi.dk/public/publications/

Christensen OB, Christensen JH, Machenhauer B, Botzet M. 1998. Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia - Present climate. *Journal of Climate* **11**: 3204–3229.

Christensen S, Wood AW, Voisin N, Lettenmaier DP, Palmer RN. 2004. The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado river basin. *Climate Change* **62**: 337-363.

Christiaens K, Feyen J. 2001. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE-SHE model. *Journal of Hydrology* **246**(1–4): 63–81.

Christiaens K, Feyen J. 2002. Use of sensitivity and uncertainty measures in distributed hydrological modeling with an application to the MIKE-SHE model. *Water Resources Research* **38**(9): 1169.

Collischonn W, Tucci CEM. 2003. Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um modelo hidrológico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. 8: 27-39.

Collischonn W. 2001. *Simulação hidrológica de grandes bacias*. Tese Doutoramento. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, FRGS.

Conrad V, Pollak C. 1950. *Methods in Climatology*. Cambridge, MA, Harvard University Press.

Conway D, Hulme M. 1996. The impacts of climate variability and future climate change in the Nile Basin on water resources in Egypt. *Water Resources Development* **12**(3): 277–296.

Conway D, Jones PD. 1998. The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling. *Journal of Hydrology* **212-213**: 348-361.

Cooper VA, Nguyen VTV, Nicell JA. 1997. Evaluation of global optimization methods for conceptual rainfall–runoff model calibration. *Water Science and Technology* **36**(5): 53–60.

Corte-Real J, Qian B, Xu H. 1998. Regional climate change in Portugal: precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology* **18**: 619–635.

Corte-Real J, Qian B, Xu H. 1999a. Circulation patterns, daily precipitation in Portugal and implications for climate change simulated by the second Hadley Center GCM. *Climate Dynamics* **15**: 921–935.

Corte-Real J, Wang X, Zhang X. 1995a. Modes of variability in the Northern Hemisphere's mid tropospheric large-scale circulation. *Theoretical and Applied Climatology* **50**: 133–146.

Corte-Real J, Xu H, Qian B. 1999b. A weather generator for obtaining daily precipitation scenarios based on circulation patterns. *Climate Research* **12**: 61–75.

Corte-Real J, Zhang X, Wang X. 1995b. Downscaling GCM information to regional scales: a non-parametric multivariate approach. *Climate Dynamics* **11**: 413–424.

Cosby BJ, Hornberger GM, Clapp RB, Ginn TR. 1984. A statistical exploration of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research* **20**: 682– 690.

Costa AC, Durão R, Pereira MJ, Soares A. 2008. Using stochastic space-time models to map extreme precipitation in Southern Portugal. *Natural Hazards and Earth systems Sciences* **8**: 763-773.

Costa JB. 1991. *Caracterização e constituição do solo*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 4ª Ed.

Crawford NH, Linsley RK. 1964. A conceptual model of hydrologic cycle. *IAHS* Publication **63**: 573–587.

Crow WT, Wood EF, Pan M. 2003. Multiobjective calibration of land surface model evapotranspiration predictions using streamflow observations and spaceborne surface radiometric temperature retrievals. *Journal of Geophysical Research* **108** (D23): 4725.

Cunderlik JM, Simonovic SP. 2005. Hydrological extremes in a southwestern Ontario river basin under future climate conditions. *Hydrological Sciences Journal* **50**: 631-654.

Cunha LV, Oliveira R, Nunes V. 2002. Water Resources. In: *Climate change in Portugal: scenarios, impacts and adaptation measures – project SIAM*. Santos FD, Forbes K, Moita R (Eds.). Gradiva – Publicações, Lisbon: 23-83.

Cunha LV, Ribeiro L, Oliveira RP, Nascimento J. 2006. Recursos hídricos. In: *Alterações climáticas em Portugal: cenários, impactos e medidas de adaptação – projecto SIAM II*. Santos FD, Miranda P (Eds.). Gradiva – Publicações, Lisbon: 115-168.

Cunnane C, Regan S. 1994. Hydrology and freshwater resources. In: *Climate Change: Studies of the implications for Ireland*. McWilliams BE (ed). Department of the Environment, Stationery Office, Dublin: 89-108.

Custódio E, Llamas MR, Villarroya F. 1998. The role of the Spanish Committee of the International Association of Hydrogeologists in the management and protection of Spain's groundwater resources. *Hydrogeology Journal* **6**:15- 23.

De Lannoy GJM, Houser PR, Pauwels VRN, Verhoest NEC. 2006. Assessment of model uncertainty for soil moisture through ensemble verification. *Journal of Geophysical Research* **111**(D10): D10101.

De Roo APJ, Wesseling CG, Ritsema CJ. 1996. LISEM: a single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins. I: Theory input and output. *Hydrological Processes* **10**: 1107-1117.

Déqué M, Jones RG, Wild M, Giorgi F, Christensen JH, Hassell DC, Vidale PL, Rockel B, Jacob D, Kjellstrom E, De Castro M, Kucharski F, van den Hurk B. 2005. Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: Quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Climate Dynamics* **25**: 653-670.

Déqué M, Rowell D, Schär C, Giorgi F, Christensen JH, Rockel B, Jacob D, Kjellstrom E, De Castro M, van den Hurk B. 2006. An intercomparison of regional climate models for Europe: Assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change* **81**: 53-70.

Dettinger MD, Cayan DR, Meyer MK, Jeton AE. 2004. Simulated hydrologic responses to climate variations and change in the Merced, Carson, and American river basins, Sierra Nevada, California, 1900–2099. *Climatic Change* **62**: 283–317.

Diaz-Nieto J, Wilby R. 2005. A comparison of statistical downscaling and climate change factor methods: impact on low flows in the River Thames, United Kingdom. *Climatic Change* **69**: 245-268.

Dibike YB, Coulibaly P. 2005. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *Journal of Hydrology* **307**: 145-163.

Diez E, Primo C, Garcia-Moya JA, Guttierez JM, Orfila B. 2005. Statistical and dynamical downscaling of precipitation over Spain from DEMETER seasonal forecasts. *Tellus A* **57(3)**: 409-423.

Dlugolecki A. 2004. *A changing climate for insurance. A summary report for chief executives and policymakers*. Associations of British Insurers.

Doblas-Reyes FJ, Goodess CM. 2005. *Working paper on the need for downscaling of seasonal-to-decadal integrations within the EU-funded ENSEMBLES project.* Ensembles Technical Report 2..

Döll P, Flörke M. 2005. *Global-scale estimation of diffuse groundwater recharge*. Frankfurt Hydrology Paper 03. Institute of Physical Geography, Frankfurt University, 26 pp.

Doms G, e Schättler U. 1999. *The Nonhydrostatic Limited- Area Model LM (Lokal-Modell) of DWD, Part I: Scientific Documentation*. Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung.

Donigian AS, Imhoff J, Bicknell B, Kittle JL. 1984. *Application Guide for Hydrological Simulation Program-FORTRAN*. Tech. Rep. EPA-600/3-84-065, U.S. Environmental Protection Agency, Environ. Res. Laboratory.

Drogue G, Pfister L, Leviander T, El Idrissi A, Iffly JF, Matgen P, Humbert J, Hoffmann L. 2004. Simulating the spatio-temporal variability of streamflow response to climate change scenarios in a mesoscale basin. *Journal of Hydrology* **293**(1-4):255-269.

Duan Q, Gupta VK, Sorooshian S. 1993. Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications* **76**(3): 501–521.

Duan Q, Sorooshian S, Gupta V. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall–runoff models. *Water Resources Research* **28**(4): 1015–1031.

Dunn SM, Mackay R. 1995. Spatial variations in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. *Journal of Hydrology* **171**: 49-73.

Durman CF, Gregory JM, Hassell DC, Jones RG, Murphy JM. 2001. A comparison of extreme European daily precipitation simulated by a global and a regional climate model for present and future climates. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **127**: 1005–1015.

EC 2003. *Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC).* Guidance Document No. 11. Planning Processes. Working Group 2.9. Office for the Official Publications of the European Communities, Luxembourg.

Eckhardt K, Fohrer N, Frede H-G. 2005. Automatic model calibration. *Hydrological Processes* **19**: 651–658.

Eckhardt K, Haverkamp S, Fohrer N, Frede H-G. 2002. SWAT-G, a version of SWAT 99 modified for application to low mountain range catchments. *Physics and Chemistry of the Earth* **27**: 641–644.

Eckhardt K, Ulbrich U. 2003. Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology* **284**: 244–252.

Eeles CWO, Blackie JR. 1993. Land-use changes in the Balquhidder catchments simulated by a daily streamflow model. *Journal of Hydrology* **145**: 315-336.

Ekström M, Hingray B, Mezghani A, Jones PD. 2007b. Regional climate model data used within the SWURVE project 2: addressing uncertainty in regional climate model data for five European case study areas. *Hydrology and Earth System Sciences* Special Issue, 1085-1096.

Ekström M, Jones PD, Fowler HJ, Lenderink G, Buishand A, Conway D. 2007a. Regional climate model data used within the SWURVE project. 1: projected changes in seasonal patterns and estimation of PET. *Hydrology and Earth System Sciences* Special Issue, 1069-1083.

Engeland K, Braud I, Gottschalk L, Leblois E. 2006. Multiobjective regional modelling. *Journal of Hydrology* **327**(3–4): 339–351.

Engelund F, Hansen E. 1967. A *Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams.* Technisk Vorlag, Copenhagen, Denmark.

Engman ET. 1986. Roughness Coefficients for Routing Surface Runoff. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-ASCE* **112**: 39-53.

Esteban-Parra MJ, Rodrigo FC, Castro-Diez Y. 1998. Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880–1992. *International Journal of Climatology* **18**: 1557–1574.

Evans J, Schreider S. 2002. Hydrological impacts of climate change on inflows to Perth, Australia. *Climatic Change* **55**: 361-393.

Ewen J, Parkin G, O'Connell PE. 2000. SHETRAN: distributed river basin flow and transport modelling system. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering* **5**: 250-258.

Ewen J, Parkin G, Sheffield J, Chappell NA, Vaughan MD. 1999. *Validation Testing of Solute Transport Modelling using SHETRAN: The Calder Hollow Experiments.* Report N/003 for Nirex UK.

Ewen J, Parkin G. 1996. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1- Method. *Journal of Hydrology* **175**: 583–594.

Ewen J. 1995. Contaminant transport component of the catchment modelling system SHETRAN. In: *Solute modelling in catchment systems.* Trudgill ST (Ed). Wiley, Chichester: 417–441.

Favis-Mortlock D, Boardman J, MacMillan V, 2001. The limits of erosion modeling: why we should proceed with care. In: *Landscape Erosion and Evolution Modeling.* Harmon RS, Doe WW (Eds.). Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York: 477-516.

Feddes RA, Kowalik P, Neuman SP, Bresler E. 1976. Finite Difference and Finite Element Simulation of Field Water Uptake by Plants. *Hydrological Science Bulletin* **21**: 81-98.

Ferrer-Julia M, Monrealb TE, Jimeneza ASC, Melendezc EG. 2004. Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. *Geoderma* **123**: 257–277

Feyen L, Vázquez R, Christiaens K, Sels O, Feyen J. 2000. Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrology and Earth System Sciences* **4**(1): 47–63.

Figueiredo EE. 1998. *Scale Effects and Land Use Change Impacts in Sediment Yield Modelling in a Semi-Arid Region of Brazil.* PhD Thesis. University of Newcastle upon Tyne, England. 264 pp.

Fortin JP, Moussa R, Bocquillon C, Villeneuve JP. 1995. HYDROTEL: Un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les Systèmes d'Information Géographique. *Revue des Sciences de l'Eau* **8**(1): 97-124.

Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C. 2007a. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology* **27**: 1547-1578.

Fowler HJ, Ekstrom M, Kilsby CG, Jones PD. 2005. New estimates of future changes in extreme rainfall across the UK using regional climate model integrations. 1. Assessment of control climate. *Journal of Hydrology* **300**(1–4); 212–233.

Fowler HJ, Kilsby CG, O'Connell PE. 2003. Modeling the impacts of climatic change and variability on the reliability, resilience, and vulnerability of a water resource system. *Water Resources Research* **39**(8): 1222.

Fowler HJ, Kilsby CG, Stunell J. 2007b. Modelling the impacts of projected future climate change on water resources in north-west England. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**: 1115-1126.

Fowler HJ, Kilsby CG. 2007. Using regional climate model data to simulate historical and future river flows in northwest England. *Climatic Change* **80**:337–367.

Fragoso M, Gomes TP. 2008. Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal. *International Journal of Climatology* **28**: 537–544.

Franchini M, Galeati G, Berra S. 1998. Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall–runoff models. *Hydrological Sciences Journal* **43**(3): 443–458.

Franks SW, Gineste P, Beven KJ, Merot P. 1998. On constraining the predictions of a distributed model: The incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resources Research* **34**: 787–797.

Franks SW, Kuczera G. 2002. Flood frequency analysis: evidence and implications of secular climate variability, New South Wales. *Water Resources Research* **38**(5): 1062.

Frause DP, Boyle F. 2005. Base comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences* **5**: 89-97.

Frederick KH. 1997. Adapting to climatic impacts on the supply and demand for water. *Climatic Change* **37**: 141–156.

Freeze RA, Cherry JA. 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliff, New Jersey.

Freeze RA, Harlan RL. 1969. Blueprint for a physicallybased, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology* **9**: 237–258.

Frei A, Armstrong RL, Clark MP, Serreze MC. 2002. Catskill mountain water resources: vulnerability, hydroclimatology and climatechange sensitivity. *Annals of the Association of American Geographers* **92**: 203-224.

Frei C, Schär C, Lüthi D, Davies *HC*. 1998. Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophysical Research Letters* **25**: 1431–1434.

Fujihara Y, Tanaka K, Watanabe T, Nagano T, Kojiri T. 2008. Assessing the impacts of climate change on the water resources of the Seyhan River Basin in Turkey: Use of dynamically downscaled data for hydrologic simulations. *Journal of Hydrology* **353** (1-2): Pages 33-48.

Gan TY, Biftu GF. 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall–runoff models: optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research* **32** (12): 3513–3524.

Gan TY, Dlamini EM, Biftu GF. 1997. Effects of model complexity and structure, data quality, and objective functions on hydrological modeling. *Journal of Hydrology* **192**: 81–103.

Gao XJ, Pal JS, Giorgi F. 2006. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters* **33**(3): L03706.

Geist H, Lambin E, Connel W, Alves D. 2005. Causes, Trajectories and Syndromes of Land-use/Cover Change. *Newsletter of the International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change*.

Gellens D, Roulin E. 1998. Streamflow response of Belgian catchments to IPCC climate change scenarios. *Journal of Hydrology* **210**: 242–258.

Georgakakos KP, Bae DH, Jeong CS. 2005. Utility of ten-day climate model ensemble simulations for water resources applications in Korean watersheds. *Water Resources Management* **19**: 849-872.

Gibelin AL, Deque M. 2003. Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics* **20**:327–339.

Giorgi F, Bi X, Pal JS. 2004. Means, trends and interannual variability in a regional climate change experiment over Europe. Part I: present day climate (1961–1990). *Clim Dynamics* **22**:733–756.

Giorgi F, Hewitson B, Christensen J, Fu C, Hulme M, Mearns L, von Storch H, Whetton P. 2001. Regional climate simulation — evaluation and projections. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Nigmer M, van der Linslen PJ, Dai X (eds). Cambridge University Press.

Giorgi F, Marinucci MR, Bates GT. 1993. Development of a second generation regional climate model (REGCM2) Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review* **121**:2794–2813.

Giorgi F, Mearns LO, Shields C, McDaniel L. 1998. Regional nested model simulations of present day and 2*CO^2 climate over the Central Plains of the U.S. *Climate Change* **40**: 457–493.

Giorgi F, Mearns LO. 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics* **29**: 191–216.

Giorgi F. 2006. Climate change hot- pots. *Geophysical Research Letters* **33**: L08707.

González-Rouco F, Zorita E, Heyen H, Valero F. 2000. Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the southwest of Europe. *Journal of Climate* **13**: 3057–3065.

Good P, Barring L, Giannakopoulos C, Holt T, Palutikof J. 2006. Non-linear regional relationships between climate extremes and annual mean temperatures in model projections for 1961-2099 over Europe. *Climate Research* **31**(1): 19-34.

Goodchild MF, Parks BO, Steyaert LT. 1993. *Environmental Modeling with GIS*. New York: Oxford University Press, 488p.

Goodess CM, Anagnostopoulou C, B ardossy A, Frei C, Harpham C, Haylock MR, Hundecha Y, Maheras P, Ribalaygua J, Schmidli J, Schmith T, Tolika T, Tomozeiu R, Wilby RL. 2006. An intercomparison of statistical downscaling methods for Europe and European regions – assessing their performance with respect to extreme temperature and precipitation events. *Climatic Change*

Goodess CM, Jones PD. 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology* **22**: 1593–1615.

Goodess CM, Mariani L, Palutikof JP, Menichini V, Minardi GP. 1998. Estimating future climates in the Mediterranean. In: *Atlas of Mediterranean environments in Europe*. Mairota P, Thornes JB, Geeson N (Eds.). John Wiley and Sons, Chichester: 38-43.

Goodess CM, Palutikof J. 1998. Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling. *International Journal of Climatology* **18**: 1051-1083.

Goodess CM. 2003. STAtistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions: STARDEX. Available from http://www.the-eggs.org/articles.php?id=37.

Gordon C, Cooper C, Senior CA, Banks H, Gregory JM, Johns TC, Mitchell JFB, Wood RA. 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* **16**: 147–168.

Götzinger J, Bárdossy A. 2005. Integration and calibration of a conceptual rainfall–runoff model in the framework of a decision support system for river basin management. *Advances in Geosciences* **5**: 31–35.

Graham DN, Butts MB. 2006. Flexible, integrated watershed modelling with MIKE-SHE. In: *Watershed Models*. Singh VP, Frevert DK (Eds). 245–272.

Graham LP, Andreasson J, Carlsson B. 2007b. Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods - A case study of the Lule River basin. *Climatic Change* **81**(Suppl. 1), 293-307.

Graham LP, Hagemann S, Jaun S, Beniston M. 2007a: On interpreting hydrological change from regional climate models. *Climatic Change*, **81**(Suppl. 1), 97-122.

Graham LP. 2004. Climate change effects on river flow to the Baltic Sea. *Ambio* **33**: 235-241.

Grayson R, Bloschl G, Moore ID. 1995. Chapter 19: Distributed parameter hydrologic modeling using vector elevation data: THALES and TAPEC-C. In: *Computer models of watershed hydrology*. Singh VP (ed.). Water Resources Publications, Littleton Colo.

Grayson R, Moore I, Mc Mahon T. 1992a. Physically based hydrological modelling. 1. A terrain based model for investigative purposes. *Water Resources Research* **28**(10): 2639-2658.

Grayson R, Moore I, Mc Mahon T. 1992b. Physically based hydrological modelling. 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research* **26**(14): 2659-2666.

Gregory PJ. 1988. *Growth and functioning of plant roots*. In: Wild A. (ed) Russell's Soil Condition and Plant Growth, 11th Edition, Longman Scientific and Technical, New York, pp113-167.

Guinot V, Gourbesville PH. 2003. Calibration of physically based models: back to basics? *Journal of Hydroinformatics* **5**: 233–244.

Gupta HV, Sorooshian S, Yapo PO. 1998. Toward improved calibration of hydrological models: multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research* **34** (4): 751–763.

Habets F, Etchevers P, Golaz C, Leblois E, Ledoux E, Martin E, Noilhan J, Ottlé C. 1999. Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *Journal of Geophysical Research* **104**(24): 31145-31172.

Hanson CE, Palutikof JP, Livermore MTJ, Barring L, Bindi M, Corte-Real J, Duaro R, Giannakopoulos C, Good P, Holt T, Kundzewicz Z, Leckebusch G, Moriondo M, Radziejewski M, Santos J, Schlyter P, Schwarb M, Stjernquist I, Ulbrich U. 2007. Modelling the Impact of Climate Extremes: An overview of the MICE Project. PRUDENCE. *Special Issue, Climatic Change* **81**: 163-177.

Harlin JM, Lanfear KJ. 1993. Geographic Information Systems and Water Resources. *American Water Resources Association* 432p.

Hashino T, Bradley AA, Schwartz SS. 2007. Evaluation of bias-correction methods for ensemble streamflow volume forecasts. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**: 939–950.

Hay LE, Clark MP, Wilby RL, Gutowski WJ, Leavesley GH, Pan Z, Arritt RW, Takle ES. 2002. Use of regional climate model output for hydrologic simulations. *Journal of Hydrometeorology* **3**:571–590.

Hay LE, Clark MP. 2003. Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. *Journal of Hydrology* **282**: 56–75.

Hay LE, Wilby RL, Leavesley GH. 2000. A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States. *Journal of the American Water Resources Association* **36**: 387-397.

Hayhoe K, Cayan D, Field CB, Frumhoff PC, Maurer EP, Miller NL, Moser SC, Schneider SH, Cahill KN, Cleland EE, Dale L, Drapek R, Hanemann RM, Kalkstein LS, Lenihan J, Lunch CK, Neilson RP, Sheridan SC, Verville JH. 2004. Emissions pathways, climate change, and impacts on California. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **101**: 12422-12427.

Haylock MR, Cawley GC, Harpham C, Wilby RL, Goodess CM. 2006. Downscaling heavy precipitation over the United Kingdom: A comparison of ynamical and statistical methods and their future scenarios. *International Journal of Climatology* **26**: 1397-1415.

Havnø K, Madsen MN, Dørge J. 1995. MIKE 11 – a generalized river modelling package. *Computer Models of Watershed Hydrology* (Ed. Singh, V.P.), Water Resources Publications, Colorado, 733-782.

Henrichs T, Alcamo J. 2001. Europe's water stress today and in the future. In: *Eurowasser - Model-based assessment of European water resources and hydrology in the face of global change.* Lehner B, Henrichs T, Döll P, Alcamo J (Eds). World Water Series Report No 5., Kassel, Germany: 7.1-7.16.

Herron N, Davis R, Jones R. 2002. The effects of large-scale afforestation and climate change on water allocation in the Macquarie River catchment, NSW, Australia. *Journal of Environmental Management* **65**: 369-381.

Hewitson BC, Crane RG. 1996. Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research* **7**: 85-95.

Heyen H, Zorita E, von Storch H. 1996. Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus* **48A**: 312-323.

Hingray B, Mezghani A, Buishand A. 2007a. Development of probability distributions for regional climate change from uncertain global-mean warming and an uncertain scaling relationship. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**: 1097-1114.

Hingray B, Mouhous N, Mezghani A, Bogner K, Schaefli B, Musy A. 2007b. Acounting for global-mean warming and scaling uncertainties in climate change impact studies: aplication to a regulated lake system. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**(2): 1207-1226.

Hornberger GM, Beven KJ, Cosby BJ, Sappington DE. 1985. Shenandoah watershed study: Calibration of the topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research* **21**(12): 1841-1850.

Horton P, Schaefli B, Mezghani A, Hingray B, Musy A. 2006. Assessment of limate –change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes* **20:** 2091-2109.

Houser PR, Gupta HV, Shuttleworth WJ, Famiglietti J. 2001. Multiobjective calibration and sensitivity of a distributed land surface water and energy balance model. *Journal of Geophysical Research* **106**(D24): 33421–33433.

Hughes JP, Guttorpi P, Charles SP. 1999. A non-homogeneous hidden Markov model for precipitation occurrence. *Applied Statistics* **48:** 15–30.

Hughes JP, Lettenmaier DP, Guttorp P. 1993. A stochastic approach for assessing the effect of changes in synoptic circulation patterns on gauge precipitation. *Water Resources Research* **29**(10): 3303–3315.

Hulme M, Conway D, Jones PD, Jiang T, Barrow EM, Turney C. 1995. Construction of a 1961–1990 European climatology for climate change modelling and impact applications. *International Journal of Climatology* **15:** 1333–1363.

Hulme M, Jenkins GJ, Lu X, Turnpenny JR, Mitchell TD, Jones RG, Lowe J, Murphy JM, Hassell D. 2002. *Climate Change Scenarios for the United Kingdom: The UKCIP02 Scientific Report.* Tyndall Centre for Climate Change Research, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, UK. 120 pp.

Hurrell JW. 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* **269**: 676–679.

Hydrologic Engineering Center HEC. 1981. *HEC-1 flood hydrograph package: Users manual.* U.S. Army Corps of Engineers, Davis, Calif.

Hydrologic Engineering Center HEC. 2000. *Hydrologic modelling system HEC-HMS user's manual, version 2.* Engineering, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, Calif.

INAG. 2001. *Plano Nacional da Água*. Instituto da Água, Lisbon, Portugal.

IPCC. 1992. *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment.* Prepared by IPCC Working Group I [Houghton JT, Callander BA, Varney SK (Eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 200 pp.

IPCC. 1995. In: R.T. Watson, M.C. Zinyowera and R.H. Moss, Editors, Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses, Cambridge University Press, UK p. 878.

IPCC. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden,X.Dai,K.Maskell and C.A. Johnson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, pp. 881.

IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (ed. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996

Jacob D. 2001. A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics* **77**: 61–73.

Jain S, Lall U. 2001. Floods in a changing climate: does the past represent the future? *Water Resources Research* **37**(12): 3193–3205.

Jakeman AJ, Chen TH, Post DA, Hornberger GM, Littlewood IG. 1993. Assessing uncertainties in hydrological response to climate at large scales. In *Macroscale modelling of the hydrosphere*, Wilkinson WB (Ed). *IAHS Publication* No. 214. IAHS Press: Wallingford, UK: 37–47.

Jakeman AJ, Hornberger GM. 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model. *Water Resources Research* **29**: 2637–2649.

Jasper K, Calanca P, Gyalistras D, Fuhrer J. 2004. Differential impacts of climate change on the hydrology of two alpine rivers. *Climate Research* **26:** 113-125.

Jenkins MW, Lund JR, Howitt RE. 2003. Using economic loss functions to value urban water scarcity in California. *Journal of the American Water Works Association* **95**(2): 58–70.

Jenkins MW. 2004. *California Urban Water Demands for 2050*. University of California, Davis.

Jeong CS, Heo JH, Bae DH, Georgakakos KP. 2005. Utility of highresolution climate model simulations for water resources prediction over the Korean Peninsula: a sensitivity study. *Hydrological Sciences Journal* **50:** 139- 153.

Jha M, Pan ZT, Takle ES, Gu R. 2004. Impacts of climate change on streamflow in the Upper Mississippi River Basin: a regional climate model perspective. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* **109**(D9): D09105.

Jønch-Clausen T. 2004. *Integrated Water Resources Management (IWRM) and Water Efficiency Plans by 2005. Why, What and How?* Global Water Partnership, TEC Background Papers No. 10, Stockholm.

Jones PD, Reid PA. 2001. Assessing future changes in extreme precipitation over Britain using Regional Climate Model integrations. *International Journal of Climatology* **21**: 1337–1356.

Jones RG, Murphy JM, Noguer M. 1995. Simulations of climate change over Europe using a nested regional climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society* **121**: 1413–1449.

Jordan A, O'Riordan T, Turner K, Lorenzoni I. 2000. Europe in the new millennium. In: *Assessment of Potential Effects and Adaptation for Climate Change in Europe: The Europe ACACIA Project.* Parry, M.L. (ed.). Jackson Environment Institute, University of East Anglia, Norwich, United Kingdom: 35-45.

Julien PY, Saghafian B, Ogden FL. 1995. Raster-based hydrologic modeling of spatially varied surface runoff. *Water Resources Bulletin* **313**: 523–536.

Julien PY, Saghafian B. 1991. *CASC2D user's manual.* Dept. of Civil Engineering Rep., Colorado State Univ., Fort Collins, Colo.

Kalvová J, Nemesová I. 1997. Projections of climate change for the Czech Republic. *Climatic Change* **36**: 41–64.

Katz RW, Parlange MB. 1995. Generalizations of chain dependent processes: Application to hourly precipitation. *Water Resources Research* **31**: 1331-1341.

Kavvas ML, Chen, Z-Q, Tan L, Soong S-T, Terakawa A, Yoshitani J, Fukami K. 1998. A regional scale land surface parameterization based on areally-averaged hydrological conservation equation. *Hydrological Sciences Journal* **43**(4): 611–631.

Kay A, Bell V, Davies H. 2006a. *Model Quality and Uncertainty for Climate Change Impact.* Centre for Ecology and Hydrology,Wallingford.

Kay A, Reynard NS, Jones RN. 2006b. RCM rainfall for UK flood frequency estimation. II. Climate change results. *Journal of Hydrology* **318**: 163-172.

Kendall MG. 1948. *Rank correlation methods.* New York, Hafer.

Kessler E, Neas B. 1994. On correlation, with applications to the radar and raingage measurement of rainfall. *Atmospheric Research* **34:** 217-229.

Kidson JW, e Thompson CS. 1998. A comparison of statistical and model-based downscaling techniques for estimating local climate variations. *Journal of Climate* **11**; 735-753.

Kilsby CG, Cowpertwait PSP, O'Connell PE, Jones PD. 1998. Predicting rainfall statistics in England and Wales using atmospheric circulation variables. *International Journal of Climatology* **18**: 523-*539*.

Kilsby CG, Jones PD, Burton A, Ford AC, Fowler HJ, Harpham C, James P, Smith A, Wilby RL. 2007a. A daily weather generator for use in climate change studies. *Environmental Modelling & Software* **22**(12): 1705-1719.

Kilsby CG, Tellier SS, Fowler HJ, Howels TR. 2007b. Hydrological impacts of climate change on the Tejo and Guadiana rivers. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**(3): 1175-1189.

Kilsby CG. 2007. Sustainable Water: Uncertainty Risk and Vulnerability in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**: 1175-1189.

Kilsby CG, Ewen J, Sloan WT, Burton A, Fallows CS, O'Connell PE. 1999. The UP modelling system for large scale hydrology: Simulation of the Arkansas-Red River basin. *Hydrology and Earth System Sciences* **3**(1): 137-149.

Kim J-W, Chang J-T, Baker NL, Wilks DS, Gates WL. 1984. The statistical problem of climate inversion: determination of the relationship between local and large-scale climate. *Monthly Weather Review* **112:** 2069-2077.

Kite GW. 1993. Application of a land class hydrological model to climatic change. *Water Resources Research* **29**: 2377–2384.

Klaassen W, Bosveld F, de Water E. 1998. Water Storage and evaporation as constituents of rainfall and interception. *Journal of Hydrology* **212-213:** 36-50.

Klemes V. 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences* **31**(1,3):13-24.

Knippertz P, Christoph M, Speth P. 2003. Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics* **83**(1-2): 67-88.

Knisel WG, Leonard RA, Davis FM, Nicks AD. 1993. *GLEAMS version 2.10, Part III, user's manual.* Conservation Research Rep., USDA, Washington, D.C.

Knisel WG, Williams JR. 1995. Chapter 28: Hydrology components of CREAMS and GLEAMS models. In: *Computer models of watershed hydrology*. V. P. Singh (Ed.) Water Resources Publications, Littleton, Colo.

Knowles N, Cayan DR. 2004. Elevational dependence of projected hydrologic changes in the San Francisco Estuary and watershed. *Climatic Change* **62:** 319-336.

Knudsen J, Thomsen A, Refsgaard JC. 1986. *WATBAL A Semi-Distributed, Physically Based Hydrological Modelling System*. Paper presented at the Nordic Hydrological Conference.

Kohler MA. 1949. Double-mass analysis for testing the consistency of records and for making adjustments. *Bulletin of the American Meteorological Society* **30**: 188–189.

Koren VI, Smith M, Wang D, Zhang Z. 2000. *Use of soil property data in the derivation of conceptual rainfall-runoff model parameters.* Proceedings of the 15th Conference on Hydrology, AMS, Long Beach, CA, pp. 103-106.

Kouwen N, Soulis ED, Pietroniro A, Donald J, Harrington RA. 1993. Grouped response units for distributed hydrologic modelling. *Journal Water Resources Planning and Management* **1193:** 289–305.

Kouwen N. 2000. *WATFLOOD/SPL: Hydrological model and flood forecasting system*. Dept. of Civil Engineering, Univ. of Waterloo, Waterloo, Ont.

Kovar K, Nachtnebel HP. 1993. Application of geographic information systems. In: *Hydrology and water resources management Cap. 14*. Vienna: International Association of Hydrological Sciences: 168- 179.

Krasny J. 1993. Classification of Transmissivity Magnitude and Variation. *Ground Water* **31**(2): 230 - 236.

Krause P, Boyle DP, Basel F. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences* **5**; 89–97.

Kuczera G. 1997. Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models. *Water Resources Research* **33**(1): 177–185.

Kundzewicz ZW, Mata LJ, Arnell NW, Döll P, Kabat P, Jiménez B, Miller KA, Oki T, Sen Z, Shiklomanov IA. 2007. Freshwater resources and their management. In: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van der Linden PJ, Hanson CE (Eds). Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge: 173-210.

Lamb R, Beven K, Myrabø S. 1998. Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall— runoff model. *Advances in Water Resources* **22**: 305–317.

Lambert SJ, Boer GJ. 2001. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics* **17**: 83–106.

Leander R, Buishand T, van den Hurk B, de Witt M. 2008. Estimated changes in flood quantiles of the river Meuse from resampling of regional climate model output. *Journal of Hydrology.* **351**(3-4): 331-343.

Leander R, Buishand T. 2007. Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *Journal of Hydrology* **332**: 487-496.

Leavesley GH, Lichty RW, Troutman BM, Saindon LG. 1983. *Precipitation-runoff modeling system user's manual.* USGS Water Resources Investigations Rep. No. 83-4238, Denver.

Leavesley GH, Stannard LG. 1995. The precipitation-runoff modelling system – PRMS. Chapter 9. In: *Computer Models of Watershed Hydrology.* Singh VP (Ed.). Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado: 281–310.

Ledoux E, Girard G, de Marsily G, Deschenes J. 1989. *Spatially distributed modeling: Conceptual approach, coupling surface water and ground water.* Unsaturated flow hydrologic modeling— theory and practice, H. J. Morel-Seytoux, ed., NATO ASI Series S 275, Kluwer Academic, Boston, 435–454.

Legates DR, Davis RE. 1997. The continuing search for an anthropogenic climate change signal - Limitations of correlation-based approaches. *Geophysical Research Letters* **24**: 2319-2322.

Legates DR, McCabe G. 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* **35**(1): 233-241.

Legesse D, Vallet-Coulomb C, Gasse F. 2003. Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology* **275**: 67-85.

Leinert A, Schröter D. 2004. Vulnerability of European sectors to global changes. In: *The 3rd ATEAM Stakeholder Dialogue Workshop.* Potsdam, Germany, Potsdam Institute for Climate Impact Research.

Lencastre A, Franco M. 2003. *Lições de Hidrologia.* 3ª ed., Fundação Armando Lencastre.

Lenderink G, Buishand TA, van Deursen W. 2007. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrology and Earth System Sciences* **11** 1145–1159.

Lenderink G, van den Hurk B, van Meijgaard E, van Ulden A, Cuijpers H. 2003. *Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments.* KNMI Technical Report 252:24.

Lettenmaier D. 1995. Stochastic Modeling of precipitation with applications to climate model downscaling. In: *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques.* von Storch H, Navarra A (Eds). Springer Verlag: 197–212.

Lettenmaier DP, Gan TY. 1990. Hydrologic sensitivities of the Sacramento-San Joaquin River Basin, California, to global warming. *Water Resources Research* **26:** 69-86.

Lettenmaier DP, Wood AW, Palmer RN, Wood EF, Stakhiv WEZ. 1999. Water resources implications of global warming: A U.S. regional perspective. *Climatic Change* **43**(3): 537-79.

Leung LR, Qian Y, Bian X, Washington WM, Han J, Roads JO. 2004. Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. *Climatic Change* **62:** 75-113.

Leyton L, Reynold ERC, Thompson FB. 1967. *Rainfall interception in forest and moorland.* In: Sopper, W.A., Lull, M.W. (eds) International Synposium on Forest Hydrology, Pergamon Press. New York. pp 163-178.

Liang X, Lettenmaier DP, Wood EF, Burges SJ. 1994. A simple hydrologically based model of land-surface water and energy fluxes for general-circulation models. *Journal of Geophysical Research –Atmospheres* **99**: 14 415–14 428.

Lindström G. 1997. A simple automatic calibration routine for the HBV model. *Nordic Hydrology* **28**(3): 153–168.

Lionello P, Dalan F, Elvini E. 2002. Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO_2 climate scenarios. *Climate Research* **22**(2): 147-159.

Liong SY, Khu ST, Chan WT. 1996. Construction of multiobjective function response surface with genetic algorithm and neural network. In: *Proceedings of the International Conference on Water Resources and Environmental Research.* 29–31 October, Kyoto, Japan, vol. II: 31–38.

Lise W, Tol RSJ. 2002. Impact of climate on tourist demand. *Climatic Change* **55**: 429–449.

Loague KM. 1992. Impact of overland flow plane characterization on event simulations with a quasiphysically based rainfall-runoff model. *Water Resources Research* **28**(9): 2541-2545.

Lohmann D, Raschke E, Nijssen B, Lettenmaier DP. 1998 Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser river, Germany. *Hydrological Sciences Journal* **43**(1): 143-158.

Lopez-Moreno J, Goyette S, Beniston A. 2007. Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and predictions over the Pyrenees from a set of regional climate models. *International Journal of Climatology* **28**(11): 1535-1550.

Lørup JK, Refsgaard JC, Mazvimavi D. 1998. Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology* **205**: 147-163.

Loukas A, Vasiliades L, Dalezios NR. 2002a. Climatic impacts on the runoff generation processes in British Columbia, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences* **6**: 211-227.

Loukas A, Vasiliades L, Dalezios NR. 2002b. Potential climate change impacts on flood producing mechanisms in southern British Columbia, Canada using the CGCMA1 simulation results. *Journal of Hydrology* **259**: 163-188.

Lukey BT, Sheffield J, Bathurst JC, Hiley RA, Mathys N. 2000. Test of the SHETRAN technology for modelling the impact of reforestation on badlands runoff and sediment yield at Draix, France. *Journal of Hydrology* **235**: 44–62.

Lund H. 1999. A "forest" by any other name. *Environmental Science and Policy* **2**: 125-133.

Lund JR, Howitt RE, Jenkins MW, Zhu T, Tanaka SK, Pulido M, Tauber M, Ritzema R, Ferreira IC. 2003. *Climate warming and California's water future*. Report No. 03-1. University of California, Davis, CA.

Machenhauer B, Windelband M, Botzet M, Jones R, Déqué M. 1996. *Validation of Present-day Regional Climate Simulations over Europe: Nested LAM and Variable Resolution Global Model Simulations with Observed or Mixed Layer Ocean Boundary Conditions.* Technical Report 191, Max-Planck-Institut für Meteorologie.

Madsen H, Wilson G, Ammentorp *HC*. 2002. Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology* **261**(1–4): 48–59.

Madsen H. 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* **235**: 276-288.

Madsen H. 2003. Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. *Advances in Water Resources* **26**: 205–216.

Maidment DR. 1996. GIS and hydrologic modelling: An assessment of progress. In: *The Third International Conference on GIS and Environmental Modeling*. Santa Fe, New Mexico.

Manley RE. 1993. *HYSIM Reference Manual*. R.E. Manley Consultancy, Cambridge.

Mann HB. 1945. Non-parametric test against trend. *Econometrika* **13**: 245-259.

Maroco J. 1997. *Análise estatística com utilização do SPSS*. Lisboa.

Matos A, Corte-Real J, Zhang X. 1994. Relação entre Alterações Climáticas e Distribuição de Moluscos Terrestres e de Água Doce no Alentejo. In: *Actas da 4ª Conf. Nacional sobre a Qualidade do Ambiente, Vol. III*, Lisboa: 227-232.

Maurer EP, Duffy PB. 2005. Uncertainty in projections of streamflowchanges due to climate change in California. *Geophysical Research Letters* **32**: L03704.

Maurer EP. 2007. Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California under two emissions scenarios. *Climatic Change* **82**: 309-325.

McCuen RH, Knight Z, Cutter AG. 2006. Evaluation of the Nash–Sutcliffe Efficiency Index. *Journal of Hydrologic Engineering* **11**:597–602.

McMichael CE, Hope AS, Loaiciga HA. 2006. Distributed hydrological modeling in California semi-arid shrublands: MIKESHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology* **317**: 307–324.

Mearns LO, Bogardi I, Giorgi F, Matyasovzky I, Palecki M. 1999. Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research* **104**(D6): 6603–6621.

Mearns LO, NARCCAP Team. 2006. *Overview of the North American regional Climate Change Assessment Program*. NOAA RISA-NCAR Meeting, Ucson, AZ.

Mearns LO, Rosenzweig C, Goldberg R. 1997. Mean and variance change in climate scenarios: methods, agricultural applications, and measures of uncertainty. *Climatic Change* **35**: 367–396.

Medellín-Azuara J, Harou JJ, Olivares MA, Madani K, Lund JR, Howitt RE, Tanaka SK, Jenkins MW, Zhu T. 2008. Adaptability and adaptations system to dry climate warming. *Climatic Change* **87** (Suppl 1):S75–S90

Meehl GA, Boer GJ, Covey C, Latif M, Stouffer RJ. 2000. The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society* **81**: 313-318.

Melching CS, Yen BC, Wenzel Jr HG. 1990. A reliability estimation in modeling watershed runoff with uncertainties. *Water Resources Research* **26**(10): 2275-2286

Melching CS. 1995. Computer models of watershed hydrology. In: *Reliability Estimation*. Singh VP (Ed). Water Resources Publications Littleton, CO: 69–118.

Mellor D, Sheffield J, O'Connell PE, Metcalfe AV. 2000. A stochastic space-time rainfall forecasting system for real time flow forecasting II: Aplication of SHETRAN and ARNO rainfall runoff models to the Brue Catchment. *Hydrology and Earth System Sciences* 4(4):617-626.

Mendes C. 1993. *Local Scale Microclimatology and Time Series Analysis.* MEDALUS I Final Report: 17-38. Commission of the European Communities. Contract number EPOC-CT90-0014-(SMA).

Merritt WS, Alila Y, Barton M, Taylor B, Cohen S, Neilsen D. 2006. Hydrologic response to scenarios change in sub watersheds of the Okanagan basin, British Columbia. *Journal of Hydrology* **326:** 9–108.

Mertens J, Madsen H, Feyen L, Jacques D, Feyen D. 2004. Including prior information in the estimation of effective soil parameters in unsaturated zone modelling. *Journal of Hydrology* **295:** 251–269.

Michaud J, Sorooshian S. 1994. Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed *Water Resources Research* **30:** 593–605

Middelkoop H, Daamen K, Gellens D, Grabs W, Kwadijk JCJ, Lang H, Parmet BWAH, Schädler B, Schulla J, Wilke K. 2001. *Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine Basin.* Climatic Change **49:** 105-128.

Mimikou MA, Baltas E, Varanou E, Pantazis K. 2000. Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators. Journal of Hydrology 234 95–109.

Mimikou M, Kouvopoulos Y, Cavvadias G, e Vayiannos N. 1991. *Regional hydrological effects of climate change. Journal of Hydrology* **123:** 119–146.

Minasny B, McBratney AB, Bristow KL. 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma* **93:** 225–253.

Minville M, Brissette F, Leconte R. 2008. Uncertainty of the impact of climate change n the hydrology of a Nordic watershed. *Journal of Hydrology* **358:** 70– 83

Mitchell TD, Hulme M. 1999. Predicting regional climate change: living with uncertainty. *Progress in Physical Geography* **23**(1): 57–78.

Molnar DK, Julien PY. 2000. Grid size effects on surface runoff modeling. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering* **5**(1): 8–16.

Monteith JL. 1965. Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology* **19:** 205-224

Moore DS. 1991. *Statistics: Concepts and Controversies,* 3rd Edition. W.H. Freeman and Company, New York, 439pp.

Moore RJ. 1985. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences Journal* **30**(2): 273-297.

Morel-Seytoux HJ, Alhassoun. 1988. Soil-aquifer-stream interactions—a reductionist attempt toward physical stochastic integration. *Journal of Hydrology* **102**: 355–379.

Morin G, Cluis D, Couillard D, Jones G, Gauthier JM. 1983. *Modélisation de la température de l'eau à l'aide du modèle quantité-qualité CEQUEAU.* Scientific Report 153, INRS-Eau, Sainte-Foy, Quebec, Canada.

Motovilov YG, Gottschalk L, Engeland K, Rodhe A. 1999. Validation of a distributed hydrological model against spatial observations. *Agricultural and Forest Meteorology* **98–99**: 257–277.

Mourato S, Deepti R, Moreira M, Corte-Real J. 2008. A exploração dos recursos hídricos no sistema Alvito-Odivelas para um cenário de alteração climática. In: *Workshop Internacional sobre Clima e Recursos Naturais nos países de língua portuguesa: Parcerias na Área do Clima e Ambiente (WSCRA08).* Ilha do Sal.

Mourato S, Moreira M, Corte-Real J. 2009. Interannual variability of precipitation distribution patterns in Southern Portugal. *International Journal of Climatology* 29: 000–000. DOI: 10.1002/joc.2021

Mourato S, Moreira M. 2008. Impactes das alterações climáticas na disponibilidade de água para o abastecimento público. In: *Alterações Climáticas e Gestão da Água e Energia em Sistemas de Abastecimento e Drenagem. Cambio Climático y Gestión del Agua y Energía en Sistemas de Abastecimiento e Drenaje.* Ramos H, Covas D, Gonçalves F, Soares A. (Eds). ISBN: 978-989-95838. 232-238. Lisboa.

Moussa R, Voltz M, Andrieux P. 2002. Effects of spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of farmed catchment during flood events. *Hydrological Processes* **16**(2): 393-412.

Mroczkowski M, Raper G, Kuczera G. 1997. The quest for more powerful validation of conceptual catchment models. *Water Resources Research* **33**(10): 2325-2335.

Mualem Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* **12**(3): 513–522.

Mualem Y. 1978. Hydraulic Conductivity of unsaturated porous media: generalized microscopic approach. *Water Resources Research* **14**: 325-334.

Muleta MK, Nicklow JW. 2005. Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology* **306**: 127–145.

Murphy J. 2000. Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical techniques. *International Journal of Climatology* **20**: 489–501.

Nadankumar N, Mein RG. 1997. Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology* **192**: 211-232.

Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, de Vries HJM, Fenhann J, Gaffin S, Gregory K, Grubler A, Jung TY, Kram T, La Rovere EL, Michaelis L, Mori S, Morita T, Papper W, Pitcher H, Price L, Riahi K, Roehrl A, Rogner H-H, Sankovski A, Schlesinger M, Shukla P, Smith S, Swart R, van Rooijen S, Victor N, Dadi Z. 2000. *Special Report on Emissions Scenarios. Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge.

Nash J, Sutcliffe J. 1970. River flow forecasting through conceptual model. Part I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**: 282-290.

Nasr A, Bruen, Jordan P, Moles R, Kiely G, Byrne P. 2007. A comparison of SWAT, HSPF and SHETRAN/GOPC for modelling phosphorus export from three catchments in Ireland. *Water Research* **41**:1065 – 1073.

Nathan RJ, McMahon TA, Finlayson BL. 1988. The impact of the Greenhouse effect on catchment hydrology and storage-yield relationships in both winter and summer rainfall zones. In: *Greenhouse, Planning for Climate Change*. Pearman GI (Ed). Division of Atmospheric Research, CSIRO, East Melbourne, Australia.

Nearing MA, Jetten V, Baffaut C, Cerdan C, Couturier A, Hernandez M, Le Bissonnais M, Nicholsa MH, Nunes JP, Renschler CS, Souchere V, van Oosti K. 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *Catena* **61**: 131–154.

Neitsch SL, Arnold JG, Kiniry JR, Williams JR. 2001. *Soil and Water Assessment Tool (SWAT) User's Manual Version 2000*. Grassland Soil and Water Research Laboratory, ARS, Temple, TX.

New M, Hulme M. 2000. Representing uncertainties in climate change scenarios: a Monte Carlo approach. *Integrated Assessment* **1**: 203–213.

Niel H, Paturel J-E, Servat E. 2003. Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology* **278**: 213–230.

Nohara D, Kitoh A, Hosaka M, Oki T. 2006. Impact of Climate Change on River Discharge Projected by Multimodel Ensemble. *Journal of Hydrometeorology* **7**(5): 1076-1089.

Nunes JP. 2007. Vulnerability of Mediterranean watersheds to climate change: the desertification context. PhD Thesis. Faculdade Ciências e Tecnologia. Universidade Nova de Lisboa. Portugal.

O'Connell PE, Todini E. 1996. Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview. *Journal of Hydrology* **175**: 3-16.

Ogden FL. 1998. *CASC2D version 1.18 reference manual.* Dept. of Civil & Environmental Engineering Rep. U-37, CT1665-1679, Univ. Connecticut, Storrs, Conn.

Oreskes N, Shrader-Frechette K, Belitz K. 1994. Verification, validation and confirmation of numerical models in earth sciences. *Science* **264**: 641–646.

Pachepsky YA, Rawls WJ, Timlin DJ. 1999. The current status of pedotransfer functions: their accuracy, reliability, and utility in field- and regional-scale modeling. In: *Assessment of non-point source pollution in the vadose zone.* Corwin DL et al. (Eds). Geophysical Monogr. 108. American Geophysical Union, Washington, DC: 223–234

Palmer TN, Alessandri A, Andersen U, Cantelaube P, Davey M, Délécluse P, Déqué M, Díez E, Doblas-Reyes FJ, Feddersen H, Graham R, Gualdi S, Guérémy J-F, Hagedorn R, Hoshen M, Keenlyside N, Latif M, Lazar A, Maisonnave E, Marletto V, Morse AP, Orfila B, Rogel P, Terres J-M, Thomson MC. 2004. Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to inter-annual prediction (DEMETER). *Bulletin of the American Meteorological Society* **85**: 853-872.

Palutikof JP, Conte M, Casimiro Mendes J, Goodess CM, Espirito Santo F. 1996. Climate and climate change. In: *Mediterranean desertification and land use.* Brandt CJ, Thornes JB (Eds). John Wiley and sons, Chichester: 43-86.

Palutikof JP, Winkler JA, Goodess CM, Andresen JA. 1997. The simulation of daily temperature time series from GCM output. Part I: Comparison of model data with observations. *Journal of Climate* **10**: 2497-2513.

Panagoulia D, Dimou G. 1997. Sensitivity of flood events to global climate change. *Journal of Hydrology* **191**: 208–222.

Panian TF. 1987. *Unsaturated Flow Properties Data Catalog*, Water Resources Center, Desert Research Institute Publication No. 45061, Vol. II, DEO-NV/10384-20.

Parada M, Fram JP, Liang X. 2003. Multi-resolution calibration methodology for hydrologic models: application to a sub-humid catchment. In: *Advances in Model Calibration.* Duan Q, Gupta HV, Sorooshian S, Rousseau AN, Turcotte R (Eds). Water Science and Application Series, 6, American Geophy. Union: 197-211.

Paredes D, Trigo RM, Garcia-Herrera R, Trigo IF. 2006. Understanding Precipitation Changes in Iberia in Early Spring: Weather Typing and Storm-Tracking Approaches. *Journal of Hydrometeorology* **7**: 101-113.

Parkin G, O'Donnell G, Ewen J, Bathurst JC, O'Connell PE, Lavabre J. 1996. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology* **175**: 595–613.

Parkin G. 1996. *A three-dimensional variably-saturated subsurface modelling system for river basins.* PhD thesis, University of Newcastle upon Tyne, U.K.

Parlange MB, Katz RW. 2000. An extended version of the Richardson model for simulationg daily weather variables. *Journal of Applied Meteorology* **39**: 610-622.

Patz JA, Campbell-Lendrum D, Holloway T, Foley JA. 2005. Impact of regional climate change on human health. *Nature* **439**: 310–317.

Payne JT, Wood AW, Hamlet AF, Palmer RN, Lettenmaier DP. 2004. Mitigating the effects of climate change on the water resources of the Columbia River basin. *Climatic Change* **62**: 233-256.

Pettit AN. 1979. A non-parametric approach to the change-point detection. *Applied Statistics* **28**; 126-135.

Pilling C, Jones JAA. 1999. High resolution climate change scenarios: implications for British runoff. *Hydrological Processes* **13**: 2877–2895.

Pilling CG, Jones JAA. 2002. The impact of future climate change on seasonal discharge, hydrological processes and extreme flows in the Upper Wye experimental catchment, mid-Wales. *Hydrological Processes* **16**: 1201–1213.

Pope VD, Gallani ML, Rowntree PR, Stratton RA. 2000. The impact of new physical parameterisations in the Hadley Centre climate model-HadAM3. *Climate Dynamics* **16**: 123–146.

Porter JW, McMahon TA. 1971. A model for the simulation of streamflow data from climatic records. *Journal of Hydrology* **13**: 297–324.

Press WH, Teukolsky SA, Vetterling WT, Flannery BP. 1992. *Numerical recipes in FORTRAN: the art of scientific computing.* Cambridge University Press.

Prudhomme C, Davies H. 2007. Comparison of different sources of uncertainty in climate change impact studies in Great Britain. In: *Climatic and Anthropogenic Impacts on the Variability Water Resources. FRIEND, Paris.* UNESCO: 183-190.

Prudhomme C, Jakob D, Svensson C. 2003: Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments. *Journal of Hydrology* **277**: 1-23.

Prudhomme C. 2006. GCM and downscaling uncertainty in modelling of current river flow: why is it important for future impacts? In: *Proc. 5th FRIENDWorld Conf.* Havana. IAHS Publication **308**: 375-381.

Puckett WE, Dane JH, Hajek BH. 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Science Society of American Journal* **49**: 831–836.

Qian B, Corte-Real J, Xu H. 2000. Is the North Atlantic oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe? *Journal of Geophysical Research* **105**: 11 901–11 910.

Quilbé AN, Rousseau J-S, Moquet S, Savary SR, Garbouj MS. 2008. Hydrological responses of a watershed to historical land use evolution and future land use scenarios under climate change conditions. *Hydrology and Earth System Sciences* **12**: 101–110.

Quinn PF, Beven KJ. 1993. Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, Mid-Wales. *Hydrological Processes* **7**: 425-448.

Quintana Seguí P, Ribes A, Martin E, Habets F, Boé J. 2009. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology In Press.*

Raisanen J, Hansson U, Ullerstig A, Doscher R, Graham LP, Jones C, Meier M, Samuelsson P, Willen U. 2004. European climate in the late 21st century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics* **22**:13–31.

Ramos MC. 2001. Divisive and hierarchical clustering techniques to analyse variability of rainfall distribution patterns in a Mediterranean region. *Atmospheric Research* **57**: 123-138.

Rani D. Moreira M, Mourato S. 2008. Preliminary analysis of Alvito-Odivelas reservoir system operation under climate change scenarios. In: *Drought management: scientific and technological innovations. Options Méditerranéennes : Série A. Séminaires Méditerranéens.* Lopez-Francos A. (Ed.). ISBN 2-85352-390-X. **80**:133-138.

Rawls WJ, Ahuja L, Brakensiek DL, Shirmohammadi A. 1993. Infiltration and soil water movement. In: *Handbook of hydrology.* Maidment DR (Ed). New York: McGraw-Hill. Cap.5: p.1-51.

Rawls WJ, Brakensiek DL, Saxton KE. 1982. Estimation of soil water properties. *Transaction American Society of Agricultural Engineering* **25**(5): 1316-1320.

Reed S, Koren V, Smith M, Zhang Z, Moreda F, Seo DJ, DMIP participants. 2004. Overall distributed model Intercomparison project results. *Journal of Hydrology* **298**(1-4): 27-60.

Refsgaard J, Knudsen J. 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research* **30**(7): 2189-2202.

Refsgaard JC, Henriksen HJ. 2004. Modelling guidelines – terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources* **27**(1): 71-82.

Refsgaard JC, Storm B. 1995. Chapter 23: MIKE SHE. In: *Computer models of watershed hydrology*. V. P. Singh (Ed.). Water Resources Publications, Littleton, Colo.

Refsgaard JC, van der Sluijs JP, Højberg AL, Vanrolleghem P. 2005. *Harmoni-CA Guidance Uncertainty Analysis. Guidance 1*. 46 pp. www.harmoni-ca.info.

Refsgaard JC. 1996. Terminology, modelling protocol and classification of hydrological models. In: *Distributed Hydrological Modelling*. Abbott MB, Refsgaard JC (Eds). Kluwer, Dordrecht: 17–39.

Refsgaard JC. 1997. Parameterisation, calibration, and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* **198**: 69–97.

Refsgaard JC. 2007. *Hydrological Modelling and River Basin Management*. PhD Thesis. Geological Survey of Denmark and Greenland. Denmark.

Revelle RR, Waggoner PE. 1983. Effects of a carbon dioxide-induced climatic change on water supplies in the western United States. In: *Changing Climate, Report of the Carbon Dioxide*. Assessment Committee, National Academy Press, Washington, D.C: 419-432.

Reynard NS, Prudhomme C, Crooks SM. 2001. The flood characteristics of large UK rivers: potential effects of changing climate and land use. *Climatic Change* **48**: 343–359.

Robson AJ, Jones TA, Reed DW. 1998. A study of national trend and variation in UK floods. *International Journal of Climatology* **18**: 165–182.

Rodó X, Baert E, Comin FA. 1997. Variations in seasonal rainfall in southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic oscillation and the El Nino–southern oscillation. *Climate Dynamics* **13**: 275–284.

Rodrigo FS, Trigo RM. 2007. Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002. *International Journal of Climatology* **27**: 513-529.

Rodrigues CM. 2009. Cálculo da evaporação de albufeiras de grande regularização do sul de Portugal. PhD Thesis. Universidade de Évora. Portugal.

Rodriguez-Puebla C, Encinas AH, Nieto S, Garmendia J. 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **18**: 299–316.

Rodríguez-Puebla C, Encinas EH, Sáenz J. 2001. Winter Precipitation over the Iberian Peninsula and its Relationship to Circulation Indices. *Hydrology and Earth System Sciences* **5**: 233-244.

Roeckner E, Baeuml G, Bonaventura L, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kirchner I, Kornblueh L, Manzini E, Rhodin A, Schlese U, Schulzweida U, Tompkins A. 2003. *The atmospheric general circulation model ECHAM5—Part 1*. MPI Report 349:127pp.

Romano N, Santini A. 1997. Effectiveness of using pedo-transfer functions to quantify the spatial variability of soil water retention characteristics. *Journal of Hydrology* **202**: 137–57.

Romero R, Guijarro JA, Ramis C, Alonso S. 1998. A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish MediterraneanIberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **18**: 541–560.

Rouhani H, Willems P, Wyseure G, Feyen J. 2007. Parameter estimation in semi-distributed hydrological catchment modelling using a multi-criteria objective function. *Hydrological Processes* **21**: 2998–3008.

Rounsevell MDA, Ewert F, Leemans R, Carter T. 2005. Future scenarios of European agricultural land use. II. Projecting changes in cropland and grassland. *Agriculture, Ecosystems and Environment* **107**:117-135.

Royer JF, Cariolle D, Chauvin F, Déqué M e outros. 2002. Simulation des changements climatiques au cours du XXIe siècle incluant l'ozone stratosphérique (Simulation of climate change during the 21st century including stratospheric ozone). *C R Geoscience* **334**:147–154.

Rutter AJ, Kershaw KA, Robins PC, Morton AJ. 1971-1972. A Predictive Model of Rainfall Interception in Forests, I. Derivation of the Model from Observations in a Plantation of Corsican Pine. *Agricultural Meteorology* **9**: 367-384.

Rutter AJ, Morton AJ, Robins PC. 1975. A predictive model of rainfall interception in forest, II. Generalization of the Model and Comparison with Observation in some Coniferous and Hardwood Stands. *Journal of Applied Ecology* **12** 367-380.

Rutter AJ. 1975. *The Hydrological Cycle in Vegetation*. In: Monteith J.L.(ed.). Vegetation and the atmosphere. Academic Press, London. pp111-154.

Sáenz J, Zubillaga J, Rodríguez-Puebla C. 2001. Interannual variability of winter precipitation in northern Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **21**: 1503-1513.

Sailor DJ, Li X. 1999. A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change. *Journal of Climate* **12**: 103–114.

Salathe EP. 2005. Downscaling simulations of future global climate with application o hydrologic modelling. *International Journal of Climatology* **25**: 419-436.

Sanchez E, Gallardo C, Gaertner M, Arribas A, Castro A. 2004. Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach. *Global and Planetary Change* **44**(1-4): 163-180.

Sanchez E, Yague C, Gaertner MA. 2007. Planetary boundary layer energetics simulated from a regional climate model over Europe for present climate and climate change conditions. *Geophysical Research Letters* **34**(1): L01709.

Santos F, Miranda P. 2006. *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação – Projecto SIAM II.* Gradiva. Lisboa.

Santos JA, Corte-Real J, Leite SM. 2005. Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal. *International Journal of Climatology* **25**: 33-50.

Santos JA, Leite S. 2008. Long-term variability of the temperature time series recorded in Lisbon. *Journal of Applied Statistics* **36**(3): 323–337.

Saxton KE, Rawls WJ, Rosemberger JS, Papendick RI. 1986. Estimating Generalized Soilwater Characteristics from Texture. *Soil Science Society American Journal* **50**: 1031-1036.

Saxton KE, Rawls WJ. 2005. The SPAW Model for Agricultural Watershed and Pond Hydrologyic Simulation. Proc. ASCE 2005 Conference, Washington DC.

Schaap MG, Leij FJ, van Genuchten MT. 1999. A bootstrap-neural network approach to predict soil hydraulic parameters. In: *Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media.* van Genuchten, M.Th., F.J. Leij, e L. Wu (eds), Proc. Int. Workshop, pp 1237-1250, University of California, Riverside, CA.

Schaap MG, Leij FJ, van Genuchten MT. 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* **251**: 163– 176.

Schnur R, Lettenmaier D. 1998. A case study of statistical downscscaling in Australia using weather classification by recursive partitioning. *Journal of Hydrology* **212**(123): 362–379.

Scholten H, Kassahun A, Refsgaard JC, Kargas T, Gavardinas C, Beulens AJM. 2007. A methodology to support multidisciplinary model-based water management. *Environmental Modelling & Software* **22**: 743-759.

Schröter D, Cramer M, Metzger M, the ATEAM consortium. 2004. *Advanced Terrestrial Ecosystem Analysis and Modelling.* Final Report. Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK). Potsdam, Germany.

Schulla J. 1997. *Hydrological Modelling of Riverine Areas for estimation of Climate Change Impacts, in German.* PhD Thesis, Institute for Atmospheric and Climate Science, Zürich, Switzerland, Swiss Federal Institute of Technology (ETH), 116 pp.

Sefton CEM, Boorman DB. 1997. A regional investigation into climate change impacts on UK streamflows. *Journal of Hydrology* **195**: 26–44.

Seibert J. 1999. *Conceptual runoff models - fiction or representation of reality?* PhD Thesis, Faculty of Science and Technology, University Uppsala 52 pp.

Seibert J. 2005. HBV light version 2, User's manual, Stockholm University.

Seidel K, Ehrler C, Martinec J. 1998. Effects of climate change on water resources and runoff in an Alpine basin. *Hydrological Processes* **12**: 1659–1669.

Semenov MA, Barrow EM. 1997. Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic Change* **35**: 397-414.

Serrano A, Garcia AJ, Mateos VL, Cancillo ML, Garrido J. 1999a. Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian Peninsula. *Journal of Climate* **12**: 2894–2919.

Serrano A, Mateos VL, García JA. 1999b. Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995. *Physics and Chemistry of the Earth (B)* **24**: 85-90.

Shabalova MV, van Deursen WPA, Buishand TA. 2003. Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. *Climate Research* **23**: 233-246.

Sharma DA, Gupta D, Babel MS. 2007. Spatial disaggregation of bias-corrected GCM precipitation for improved hydrologic simulation: Ping River Basin, Thailand. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**: 1373–1390.

Shiklomanov IA, Georgievsky VY. 2002. Effect of anthropogenic climate change on hydrological regime and water resources. *Climate Change and its Consequences* 152-164.

Shuttleworth WJ. 1993. Evaporation. In: *Handbook of hydrology*. Maidment DR (Ed). New York: McGraw-Hill. Cap.4: p.1-53.

Silberstein R, Sivapalan M, Wyllie A. 1999. On the validation of a coupled water and energy balance model at small catchment scales. *Journal of Hydrology* **220**(3-4): 149-168.

Sincock AM, Wheater HS, Whitehead PG. 2003. Calibration and sensitivity analysis of a river water quality model under unsteady flow conditions. *Journal of Hydrology* **277**: 214–229.

Singh P, Bengtsson L. 2004. Hydrological sensitivity of a large Himalayan basin to climate change. *Hydrological Processes* **18**: 2363-2385.

Singh VP. 1995. 'Chapter 1: Watershed modeling. In: *Computer models of watershed hydrology*. V. P. Singh (Ed.) Water Resources Publications, Littleton, Colo., 1–22.

Singh VP, Woolhiser DA. 2002. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *Journal of Hydrological Engineering* **7**: 270-292.

Sivapalan M, Ruprecht JK, Viney NR. 1996. Water and salt balance modelling to predict the effects of land use changes in forested catchments. 1. Small catchment water balance model. *Hydrological Processes* **10**:393-411.

Smith MB, Koren VI, Zhang Z, Reed SM, Pan J-J, Moreda F. 2004a. Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. *Journal of Hydrology* **298**: 267-286.

Smith MB, Seo D-J, Koren VI, Reed SM, Zhang Z, Duan Q, Moreda F, Cong S. 2004b. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology* **298**: 4-26.

Solman SA, Nunez MN. 1999. Local estimates of global climate change: a statistical downscaling approach. *International Journal of Climatology* **19**: 835–861.

Sorooshian S, Duan Q, Gupta VK. 1993. Calibration of rainfall– runoff models: application of global optimization to the Sacramento soil moisture accounting model. *Water Resources Research* **29**(4): 1185–1194.

Sorooshian S, Gupta HV, Bastidas LA. 1998. *Calibration of hydrologic models using multi-objectives and visualization techniques*. Final Report EAR 9418147. Dep. Hydrology and Water Resources, University of Arizona 78p.

Steele-Dunne S, Lynch P, McGrath R, Semmler T, Wang S, Hanafin J, Nolan P. 2008. The impacts of climate change on hydrology in Ireland. *Journal of Hydrology* **356**: 28– 45.

Stewart I, Cayan D, Dettinger M. 2004. Changes in snowmelt runoff timing in western North-America under a "business as usual" climate change scenario. *Climatic Change* **62**: 217– 232.

Stone MC, Hotchkiss RH, Hubbard CM, Fontaine TA, Mearns LO, Arnold JG. 2001. Impacts of climate change onMissouri River Basin water yield. *Journal of the American Water Resources Association* **37**: 1119-1129.

Sudicky E. 1996. A holistic approach to modeling hydrologic systems: Integrating models of stream, 2D overland and 3D variably-saturated flow and transport, (keynote address). *ModelCARE 96, Int. Conf. on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, convened by IGWMC, IAHS and IAH, Colorado School of Mines, Golden, Colo.

Sugawara M, et al. 1974. *Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanga River and Nam Mune*. Research Note, National Research Center for Disaster Prevention, No. 11, Kyoto, Japan, 1–64.

Sugawara M. 1995. Chapter 6: Tank model. In: *Computer models of watershed hydrology*. V. P. Singh (Ed.) Water Resources Publications, Littleton, Colo.

Sumner GN, Romero R, Homar V, Ramis C, Alonso S, Zorita E. 2003. An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century. Climate Dynamics **20**(7-8): 789-805.

Tanaka SK, Zhu T, Lund JR, Howitt RE, Jenkins MW, Pulido-Velazquez M, Tauber M, Ritzema RS, Ferreira IC. 2006. Climate warming and water management adaptation for California. *Climatic Change* **76**(3– 4): 361–387.

Tanakamaru H, Burges SJ. 1996. Application of global optimization to parameter estimation of the Tank model. In: *Proceedings of the International Conference on Water Resources and Environmental Research*, 29–31 October, Kyoto Japan, vol. II, pp. 39–46.

Thodsen H. 2007. The influence of climate change on stream flow in Danish rivers. *Journal of Hydrology* **333** (2-4): Pages 226-238.

Thorne MC, Degnan P, Ewen J, Parkin G. 2000. Validation of a physically based catchment model for application in post-closure radiological safety assessments of deep geological repositories for solid radioactive waste *Journal of Radiological Protection* **20:** 403–21.

Thyer M, Kuczera G, Bates BC. 1999. Probabilistic optimisation for conceptual rainfall–runoff models: a comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research* **35**(3), 767–773.

Tietje O, Tapkenhinrichs M. 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Science Society of America Journal* **57**: 1088–1095.

Tim US, Mostaghimi S, Shanholtz VO. 1992. Identification of critical nonpoint pollution source areas using geographic information systems and water quality modeling. *Water Resources Bulletin* **28**(5)877-887.

Todini E. 1996. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* **175**: 339–382.

Trigo RM, Azquez DP, Osborn TJ, Castro-Diez Y, Amiz-Fortis SG, Esteban-Parra MJ. 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **24**: 925–944.

Trigo RM, DaCâmara C. 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* **20**: 1599–1581.

Trigo RM, Osborn TJ, Corte-Real J. 2002. The North Atlantic oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research* **20**: 9–17.

Trigo RM, Palutikof JP, 2001. Precipitation Scenarios over Iberia: A Comparison between Direct GCM Output and Different Downscaling Techniques. *Journal of Climate* **14**: 4422-4446.

Trigo RM, Palutikof JP. 1999. Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach. *Climate Research* **13**: 45-59.

Tucci CEM. 1998. *Modelos Hidrológicos*. Editora da UFRGS ABRH 652p.

Uhlenbrook S, Leibundgut C. 2002. Process-oriented catchment modelling and multiple-response validation. *Hydrological Processes* **16**(2): 423.440.

Uhlenbrook S, Seibert J, Leibbundgut C, Rodhe A. 1999. Prediction uncertainty of conceptual rainfall–runoff models caused by problems in identifying model parameter and structure. *Hydrological Sciences Journal* **44**: 779–797.

Usuga JCL, Valentijn RNP. 2008. Calibration and multiple data set-based validation of a land surface model in a mountainous Mediterranean study area. *Journal of Hydrology* **356**: 223– 233

Vaché KB, McDonnell JJ. 2006. A process-based rejectionist framework for evaluating catchment runoff model structure. *Water Resources Research* **42**: W02409.

van Genuchten M, Leij F, Yates R. 1991. *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. EPA/600/2-91/095, US Environ. Protec. Agency, Washington D.C.

van Genuchten M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* **44**: 892-898.

van Genuchten MT, Leij FJ, Yates SR. 1991. *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. Tech. Rep. EPA/600/2-91/065, Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency, 85 pp.

van Liew MW, Garbrecht J. 2003. Hydrologic simulation of the Little Washita river experimental watershed using SWAT. *Journal of American Water Resources Association* **39**(2):413-426.

van Rheenen NT, Wood AW, Palmer RN, Lettenmaier DP. 2004. Potential implications of PCMclimate change scenarios for Sacramento–San Joaquin River basin hydrology and water resources. *Climatic Change* **62**: 257-281.

Vázquez RF, Feyen J. 2002. Assessment of the performance of a distributed code in relation to the ETp estimates. *Water Resources Management* **16**: 329–350.

Vázquez RF, Feyen L, Feyen J, Refsgaard JC. 2002. Effect of grid-size on effective parameters and model performance of the MIKE SHE code applied to a medium sized catchment. *Hydrological Processes* **16**: 355–372.

Vázquez RF, Willems P, Feyen J. 2008. Improving the predictions of a MIKE SHE catchment-scale application by using a multi-criteria approach. *Hydrological Processes* **22**: 2159–2179.

Vehviläinen B, Huttunen M. 1997. Climate change and water resources in Finland. *Boreal Environment Research* **2**: 3-18.

Vereecken H, Maes J, Feyen J. 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Science* **149**: 1–12.

Vertessy R, Hatton T, O'Shaughnessy P, Jayasuriya, M. 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology* **150**: 665-700.

Vertessy RA, Elsenbeer H. 1999. Distributed modeling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment: Effects of model parameterisation. *Water Resources Research* **35**: 2173–2187.

Vicuna S, Maurer EP, Joyce B, Dracup JA, Purkey D. 2007. The sensitivity of California water resources to climate change scenarios. *Journal of the American Water Resources Association* **43**(2): 482–498.

Vidale PL, Luthi C, Frei D, Seneviratne S, Schar C. 2003. Predictability and uncertainty in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* **108**(D18): 4586

Von Neumann J. 1941. Distribution of the Ratio of the Mean Square Successive Difference to the Variance. *Annals of Mathematical Statistics* **12**: 367-395.

von Storch H, Zorita E, Cubasch U. 1993. Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. *Journal of Climate* **6**: 1161-1171.

Vrugt JA, Bouten W, Gupta HV, Sorooshian S. 2003a. Toward improved identifiably of hydrologic model parameters: the information content of experimental data. *Water Resources Research* **39**(3): 1054–1064.

Vrugt JA, Gupta HV, Bastidas LA, Bouten W, Sorooshian S. 2003b. Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models. *Water Resources Research* **39**:1214.

Vrugt JA, Robinson BA. 2007. Improved evolutionary optimization from genetically adaptive multimethod search. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **104**(3): 708–711.

Wagener T, Boyle DP, Lees MJ, Wheater HS, Gupta HV, Sorooshian S. 2001. A framework for development and application of hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences* **5**: 13–26.

Wagenet RJ, Bouma J, Grossman RB. 1991. Minimum data sets for use of soil survey information in soil interpretive models. *Soil Science Society of America, Special Publication* **28**: 161– 182.

Walker W, Harremoes P, Rotmans J, van der Sluijs J, van Asselt M, Janssen P, von Krauss, M. 2003. Defining uncertainty: A conceptual basis for uncertainty management in model-based decision support. *Integrated Assessment* **4**(1): 5–18.

Wallis TWR, Griffiths JF. 1997. Simulated meteorological input for agricultural models. *Agricultural and Forest Meteorology* **88**: 241-258.

Walsh CL, Kilsby CG. 2007. Potential impacts of climate change on Atlantic salmon: case study in the Eden catchment, Cumbria, UK. *Hydrology and Earth System Sciences* **80**(3-4) 1573-1480.

Wang M, Hjelmfelt AT. 1998. DEM based overland flow routing model. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering* **3**(1):1–8.

Wang Q. 1991. The genetic algorithm and its applications to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research* **27**(9): 2467-2471.

Wang S, McGrath R, Semmler T, Sweeney C. 2006. The impact of the climate change on discharge of Suir River Catchment (Ireland) under different climate scenarios. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **6**: 387–395.

Webster M, Forest C, Reilly J, Babiker M, Kicklighter D, Mayer M, Prinn R, Sarofim M, Sokolov A, Stone P, Wang C. 2003. Uncertainty analysis of climate change and policy response. *Climatic Change* **61**: 295–320.

Weichert A, Bürger G. 1998. Linear vs non-linear techniques in downscaling. *Climate Research* **10**: 83–93.

Wetherald RT, Manabe S, 2002. Simulation of hydrologic changes associated with global warming. *Journal of Geophysical Research* **107** (D19): 4379-4393.

Wheater HS, Bishop KH, Beck MB. 1986. The identification of conceptual hydrological models for surface water acidification. *Hydrological Processes* **1**: 89–109.

Wicks JM, Bathurst JC, Johnson CW, Ward TJ. 1988. Application of two physically-based sediment yield models at plot and field scales. In: *Sediment Budgets*, Proc. Intl. Ass. Hydrol. Sci., Porto Alegre Symp., IAHS Publ. No. **174**, 583-591.

Wigley TML, Jones PD, Briffa KR, Smith G. 1990. Obtaining sub-gridscale information from coarse-resolution general circulation model output. *Journal of Geophysical Research* **95**: 1943-1953.

Wigley TML, Jones PD. 1987. England and Wales precipitation: A discussion of recent changes in variability and an update to 1985. *Journal of Climatology* **7**: 231-246.

Wigley TML, Raper SCB. 2001. Interpretation of high projections for global-mean warming. *Science* **293**: 451–454.

Wigmosta MS, Vail LW, Lettenmaier DP. 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* **306**: 1665–1679.

Wijngaard JB, Klein-Tank AMG, Können GP. 2003. Homogeneity of 20th century European Daily Temperature and Precipitation Series. *International Journal of Climatology* **23**: 679-692.

Wilby RL, Greenfield B, Glenny C. 1994. A coupled synoptic–hydrological model for climate change impact assessment. *Journal of Hydrology* **153**: 265–290.

Wilby RL, Harris I. 2006. A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: low flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research* **42**:W02419.

Wilby RL, Hay LE, Gutowski WJJ, Arritt RW, Takle ES, Pan Z, Leavesley H, Clark MP. 2000. Hydrological responses to dynamically and statistically downscaled climate model output. *Geophysical Research Letters* **27**: 199-1202.

Wilby RL, Whitehead PG, Wade AJ, Butterfield D, Davis RJ, Watts G. 2006. Integrated modelling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment: River Kennet, UK. *Journal of Hydrology* **330**: 204– 220.

Wilby RL, Wigley TML, Conway D, Jones PD, Hewitson BC, Main J, Wilks DS. 1998. Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. *Water Resources Research* **34**: 2995–3008.

Wilby RL, Wigley TML. 1997. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography* **21**: 530-548.

Wilby RL. 2006. Uncertainty in water resource model parameters used for climate change impact assessment. *Hydrological Processes* **19**:3201–3219.

Wilgoose G, Kuczera G. 1995. Estimation of subgrid scale kinematic wave parameters for hillslopes. Ch. 14. In: *Scale Issues in Hydrologic Modeling*. Kalma JD, Sivapalan M (Eds). John Wiley & Sons, Chichester: 227-240.

Wilks DS, Wilby RL. 1999. The weather generator game: A review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography* **23**: 329-358.

Wilks J, Hughes DA. 2002. Simulating the impacts of land-use and climate change on water resource availability for a large south Indian catchment. *Hydrological Sciences Journal* **47**: 19-30.

Willmott CJ. 1981. On the validation of models. *Physical Geography* **2**:184-194.

Winkler JA. Palutikof JP, Andresen JA, Goodess CM. 1997. The simulation of daily temperature time series from GCM output. Part II: Sensitivity analysis of an empirical transfer function methodology. *Journal of Climate* **10**: 2514-2532.

Wood AW, Lettenmaier DP, Palmer RN. 1997. Assessing climate change implications for water resources planning. *Climatic Change* **37**(1): 203–228.

Wood AW, Leung LR, Sridhar V, Lettenmaier DP. 2004. Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change* **62**: 189-216.

Wood EF, Sivapalan M, Beven K, Band L. 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology* **102**: 29–47.

Woolhiser DA, Smith RE, Giraldez JY. 1996. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resources Research* **32**: 671–678.

Woolhiser DA, Smith RE, Goodrich DC. 1990. *KINEROS—A kinematic runoff and erosion model: Documentation and user manual. Rep. No. ARS-77*, USDA, Washington, D.C.

Wu K, Johnston CA. 2008. Hydrologic comparison between a forested and a wetland/lake dominated watershed using SWAT. *Hydrological Processes* **22**: 1431–1442.

Wurbs RA. 1998. Dissemination of generalized water resources models in the United States. *Water International* **23**: 190–198.

Xu C-Y, Singh VP. 2004. Review on Regional Water Resources Assessment Models under Stationary and Changing Climate. *Water Resources Management* **18**: 591–612.

Xu C-Y. 1999. Operational testing of a water balance model for predicting climate change impacts. *Agricultural and Forest Meteorology* **98/99**(1–4): 295–304.

Yalin MS. 1963. An Expression for Bed-load Transportation. *Journal of Hydraulic Division* **89**(HY3): 221-250.

Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S. 1996. Automatic Calibration of Conceptual Rainfall- Runoff models: Sensitivity to Calibration Data. *Journal of Hydrology* **181**:23-48.

Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* **204**: 83-97.

Yates D, Gangopadhyay S, Rajagopalan B, Strzepek K. 2003. A technique for generating regional climate scenarios using a nearest-neighbor algorithm. *Water Resources Research* **39**(7): 1199.

Young R, Onstad CA, Bosch DD, Anderson WP. 1987. *AGNPS: Agricultural Non-Point Source Pollution Model: awatershed analysis tool.* USDA- Agricultural Research Service. Conservation Research Report 35. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

Younger PL. 1993. Simple generalized methods for estimating aquifer storage parameters. *Quarterly Journal of Engineering Geology* **26**: 127-135.

Yu Z. 1996. *Development of a physically-based distributed-parameter watershed (basin-scale hydrologic model) and its application to Big Darby Creek watershed.* PhD Thesis, Ohio State Univ., Columbus.

Zaapa M. 2002. *Multiple-response verification of a distributed hydrological model at different spatial scales.* Ph.D. Thesis (Natural Science), Swiss Federal Institute of Technology, Zurich. 167 p.

Zhang H, Haan CT, Nofziger DL. 1990. Hydrologic modeling with GIS: an overview. *Applied Engineering in Agriculture* **6**(4): 453-458.

Zhang W, Montgomery DR. 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water Resources Research* **30**(4): 1019-1028.

Zhang X, Wang XL, Corte-Real J. 1997. On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal. *Journal of Geophysical Research* **102**: 13495–13507.

Zhao RJ, Zhuang Y-L, Fang LR, Liu XR, Zhang QS. 1980. The Xinanjiang model. In: *Oxford Symposium on Hydrological Forecasting.* International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, U.K. **129**: 351–356.

Zierl B, Bugmann H. 2005. Global change impacts on hydrological processes in Alpine catchments. *Water Resources Research* **1**:W02028.

Zinke PJ. 1967. *Forest interception Studies in the United States.* In: Sopper WE, Lull HW. (Eds.) International Synposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. New York. pp 137-161.

Zorita E, Kharin V, von Storch H. 1992. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. *Journal of Climate* **5**: 1097–1108.

Zorita E, von Storch H. 1999. The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *Journal of Climate* **12**: 2474-2489.

Legislação

Decreto-Lei n.º 204/99, de 9 de Junho. D.R. n.º 133, Série I-A

Decreto Regulamentar n.º 18/2006, de 20 de Outubro. DR n.º 203, Série I.

Decreto Regulamentar n.º 37/2007, de 3 de Abril. DR n.º 12, Série I.

Decreto Regulamentar n.º 36/2007, de 2 de Abril. DR n.º 65, Série I.

ANEXOS

ANEXO I – Caracterização dos modelos hidrológicos

Tabela A.1 – Características dos modelos hidrológicos.

Modelo /acrónimo	Descrição dos processos	Resolução espacial	Segmentação do espaço	Escala temporal	Escoamento superficial	Infiltração	Zona saturada	Módulos suplementares	Tipo de calibração	Variáveis de validação	Observações	Referência
Physically Based Runoff Production Model (**TOPMODEL**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Índice topográfico	Continuo	Onda cinemática	+	Boussineq	Intercepção	Monte Carlo (GLUE)	Caudais. Humidade do solo	-	Beven e Kirkby, 1979;
Systeme Hydrologique Europeen (**SHE**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda difusa (St. Venant)	Richard 1D	Boussineq 2D, 3D	Sedimentos	-	-	-	Abbott *et al.*, 1986; Bathurst *et al.*, 1995
Generalized River Modeling Package – Systeme Hydrologique Europeen (**MIKE-SHE**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda difusa (St. Venant)	Richard 1D	Boussineq 2D, 3D	Sedimentos	-	-	-	Refsgaard e Storm, 1995
Systeme Hydrologique Europeen Transport (**SHETRAN**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda difusa (St. Venant)	Richard 1D	Boussineq 2D, 3D	Sedimentos / qualidade	Manual	Hidrograma /níveis piezométricos	-	Ewen *et al.*, 2000
Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (**DHSVM**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda cinemática/Onda difusa		Darcy	+	-	-	-	Wigmosta *et al.*, 1994
Distributed Hydrological Model (**HYDROTEL**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda difusa	Modelo dos reservatórios	Modelo dos reservatórios	+	-	-	-	Fortin *et al.*, 1995
Topographic Kinematic Approximation and Integration (**TOPKAPI**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda cinemática	-	+	Lagos e reservatórios	-	-	Pode ser acoplado ao HEC-RAS ou SOBEK	Todini, 1995
Limburg Soil Erosion Model (**LISEM**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda cinemática	Holtan-Overton. Green e Ampt. Richards 1D. Modelo de Philip	+	Erosão, Nutrientes	-	-	-	De Roo *et al.*, 1996
Hydrological (**CEQUEAU**) Model	Orientado para os processos	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	-	-	+	+	-	-	-	Morin *et al.*, 1983
Variable infiltration capacity (**VIC**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Separação do escoamento base	Modelo de infiltração variável de Nanjing	+	+	-	-	-	Liang *et al.*, 1994
Cascade two dimensional Model (**CASC2D**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Eventos	Método das diferenças finitas explicitas. Onda difusa. Manning	Green e Ampt	+	+	-	-	-	Ogden, 1998; Julien e Saghafian, 1991; Julien *et al.*, 1995
TOPOG	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda cinemática	Richard 1D	Richard 1D	+	-	-	-	Vertessy *et al.*, 1993
ECOMAG	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda cinemática	Richards 1D.	Darcy	+	Rosenbrock	Escoamento mensal. Níveis piezométricos e volumes evaporados	-	Motovilov *et al.*, 1999

Hydrologic Model System (**HMS**)	Fisicamente baseado	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda cinemática / Manning / Muskingum	Darcy	Darcy	+	-	-	-	Yu, 1996
THALES	Fisicamente baseado	Distribuído	HRU	Eventos	Manning	Green e Ampt	Darcy	+	-	-	-	Grayson *et al.*, 1995
Soil Water Assessment Tool (**SWAT**)	Fisicamente baseado	Distribuído	HRU	Continuo	Manning. Muskingum	Green e Ampt. SCS	Darcy	Qualidade	Manual, Monte Carlo	-	-	Arnold *et al.*, 1998
Precipitation Runoff Modelling System (**PRMS**)	Fisicamente baseado	Distribuído	HRU	Continuo	-	+	+	+	Manual	-	-	Leavesley *et al.*, 1983
MHYDAS	Fisicamente baseado	Distribuído	HRU	Eventos/ Continuo	Onda difusa	Richard 1D. Modelo de Philip. Green e Ampt. Horton. SCS	Modelo de reservatórios	Transferência de pesticidas/ Erosão	Hypercubo Latino. Monte Carlo	-	-	Moussa *et al.*, 2002
Institute of Hydrology Distributed Model (**IHDM**)	Fisicamente baseado	Distribuído	HRU	Continuo	Onda cinemática	-	-	+	-	-	-	Beven *et al.*, 1987;
WASIM	Fisicamente baseado	Distribuído	-	-	-	Richard 1D	-	+	Monte Carlo	-	-	Schulla, 1997
SWATCH	Fisicamente baseado	Distribuído	HRU	Continuo	Hidrograma Unitário. Onda cinemática	Green e Ampt	Boussinesq	+	-	-	Hidrogeológico	Morel-Seytoux e Alhassoun, 1988
Hydrologicl Engineering Center – Hydrologica Modeling System (**HEC-HMS**)	Fisicamente baseado	Semi distribuído	HRU	Eventos	Onda cinemática. Chezy. Manning. Muskingum	SCS	+	+	-	-	Não simula níveis subterrâneos	HEC 1981 e 2000
Kinematic Runoff and Erosion Model (**KINEROS**)	Fisicamente baseado	Semi distribuído	HRU	Eventos	Hidrograma unitário / onda cinemática	Green e Ampt	+	Qualidade / Intercepção / transporte de sedimentos	-	-	Diferenças finitas. Não contem a componente sub superficial	Woolhiser *et al.*, 1990;
WATBAL	Fisicamente baseado	Semi distribuído	HRU	Continuo	Chezy-Manning	Green e Ampt.	+	Sedimentos	Algoritmo PETTON	-	-	Knudsen e Refsgaard, 1986
Sacramento Soil Moisture Accounting Model (**SAC-SMA**)	Fisicamente baseado	Agregado	HRU	Continuo	-	-	-	+	Ajustando o escoamento base	-	-	Koren *et al.*, 2000
Areal Non-point Source Watershed Environment Response Simulation (**ANSWERS**)	Fisicamente baseado	Agregado	Malhas regulares	Continuo ou eventos	Manning	Green e Ampt	Darcy	Sedimentos / Intercepção	-	Níveis piezométricos	-	Beasley *et al.* 1980, 1977; Bouraoui *et al.*, 2002
Groundwater Loading effects of Agricultural Management Systems (**GLEAMS**)	Fisicamente baseado	Agregado	-	Continuo ou eventos	SCS	-	-	Erosão/Qualidade/Nutrientes	-	-	Limitado a zonas agrícolas de pequena dimensão.	Knisel *et al.*, 1993; Knisel e Williams 1995
Quasi-Physically Based Rainfall-Runoff Model (**QPBRRM**)	Quasi fisicamente baseado	Semi distribuído	Malhas regulares	-	Onda cinemática 1D	Modelo de Philip	-	+	-	-	-	Loague, 1992
Xinanjiang Model	Orientado para os processos	Agregado	Malhas regulares	Continuo	-	-	-	+	SCE	-	-	Zhao *et al.*, 1980
Waterloo Flood System (**WATFLOOD**)	Orientado para os processos	Semi distribuído	Malhas regulares	Continuo	Onda cinemática	Green e Ampt	-	Qualidade	-	-	-	Kouwen *et al.*, 1993; Kouwen, 2000

Agricultural Non-Point Source Model (**AGNPS**)	Conceptual	Distribuído	Malhas regulares	Eventos	SCS	-	+	Erosão/Qualidade	-	-	-	Young *et al.*, 1987
UP	Conceptual	Distribuído	Malhas regulares	Continuo	3D solute transport of surface and subsurface water	Balanço de água no solo derivado do modelo Xinanjiang	+	Sedimentos	-	-	-	Kilsby *et al.*, 1999
Large Scale Catchment Model (**LASCAM**)	Conceptual	Semi distribuído	HRU	Continuo	-	-	-	Qualidade/Sedimentos	SCE	-	-	Sivapalan *et al.*, 1996c
ARNO Model	Conceptual	Semi distribuído	HRU	Continuo	-	Balanço de água no solo derivado do modelo Xinanjiang	-	+	SCE-UA	-	-	Todini, 1996
Hydrological Simulation Model (**HBV**)	Conceptual	Semi distribuído	HRU	Continuo	Muskingum	Reservatórios	-	Sedimentos	Manual e Automática. Monte Carlo	Caudais	-	Bergström e Forsman, 1973; Bergström 1992 e 1995; Seibert, 2005
Tank model	Conceptual	Semi distribuído	-	-	-	-	-	+	SCE	-	-	Sugawara *et al.*, 1974; Sugawara, 1995; Tanakamaru e Burges, 1996; Cooper *et al.*, 1997
WBUDG	Conceptual	Semi distribuído	HRU	Continuo	-	-	-	Qualidade	-	-	Mensal	Mimikou *et al.*, 1991
CATCHMOD	Conceptual	Agregado	HRU	Continuo	-	-	-	+	-	-	-	Wilby *et al.*, 2006
Stanford Watershed Model (**SWM**)/ Hydrological Simulation Package-Fortran (**HSPF**)	Conceptual	Agregado	HRU	Continuo ou eventos	Onda cinemática	-	-	Qualidade	Manual e SCE	-	-	Crawford e Linsley, 1964; Bicknell *et al.*, 1997
Integrated Runoff Model (**IRMB**)	Conceptual	Agregado	HRU	Continuo	-	-	-	+	-	-	Diário	Bultot et al., 1988
Daily Conceptual Rainfall-Runoff Model (**HYDROLOG**)	Conceptual	Agregado	-	-	-	-	-	+	-	-	-	Porter e McMahon, 1971
HYSIM	Conceptual	Agregado	HRU	-	Onda cinemática	Modelo de Philip	-	+	-	-	-	Manley, 1993
NAM	Conceptual	Agregado	HRU	Continuo	-	-	-	+	-	-	-	Havnø *et al.*, 1995
Sacramento Soil Moisture Accounting Model (**SAC-SMA**).	Conceptual	Agregado	HRU	Continuo	-	-	-	+	SCE	Escoamento base e superficial. Tensão matricial do solo.	-	Burnash *et al.*, 1973

- Não disponível + Não aplicável

ANEXO II – Tipos de aquíferos das bacias hidrográficas estudadas

Tabela A.2 – Distribuição das diferentes formações geológicas nas bacias hidrográficas em estudo.

Bacia hidrográfica	Aquífero (%)																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Monte Pisão			38,6					8,9									52,5
Ponte Algalé								88,4					4,0				7,6
Caia			15,0					42,2			2,5		3,4				36,8
Caia Guadiana			10,4					31,5			3,6		6,8	10,5			37,2
Monte Novo						1,5											98,5
Vigia																	100
Vendinha	0,1					2,4											97,5
Lucefécit												11,5					88,5
Alcáçovas Valverde				30,5	4,5	2,1	15,7										47,2
Pego Altar				14,1	12,3	0,9	17,7		7,8								47,3
Flor Rosa						12,3	22,9									0,9	63,8
Torrão Alentejo						8,6	29,5									0,9	61,0
Vale Gaio						7,9	26,9		1,3							0,8	63,1
Alvito															5,5	0,5	94,0
Odivelas							13,8								2,7	2,7	80,8
Campilhas									100								
Ponte São Domingos									100								
Fonte Serne									100								
Ponte Alvalade Campilhas									100								

Tabela A.2 – Distribuição das diferentes formações geológicas nas bacias hidrográficas em estudo (Cont.).

Bacia hidrográfica	Aquífero (%)																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Roxo									87,0	13,0							
Nabos									91,7	8,3							
Enxoé		40,5															59,5
Monte da Rocha									100								
Limas									80,3	0,7							19,0
Albernoa									100								
Entradas									100								
Monte da Ponte									100								
Neves Corvo									100								
Oeiras									100								
Carreiras									100								
Vascão									100								
Tenência									100								
Monte Fortes									100								
Odeleite									100								

ANEXO III – Características dos tipos de solos das bacias hidrográficas estudadas

Tabela A.3 – Sumário dos diferentes tipos de solo.

Sub bacia	Tipo de solo (%)											
	Área social	Arenoso franco	Argiloso	Franco argilo-limoso	Franco argiloso	Franco	Franco argilo arenoso	Argilo limoso	Franco limoso	Franco arenoso	Limoso	Arenoso
Monte Pisão	0,5		7,7			1,5	0,2		3,2	86,9		
Ponte Algalé	0,6		3,8	2,4	0,8	3,2	2,2			86,9		
Caia	4,2	1,1	7,3	0,6	0,3	2,1	1,0	0,1	1,3	82,0		
Caia Guadiana	3,3	1,2	1	0,8	1,6	4,4	7,4	0,9	1,1	69,4		
Monte Novo	0,7	2,4	30,7	3,4	0,2	0,1	3,4	0,1	1,9	57,2		
Vigia	0,2	1,8	36,2		0,2	0,6	2,6	0,4	0,8	57,3		
Vendinha	0,7	3,5	29,2	1,3	0,5	0,2	4,3	0,9	1,2	58,1		
Lucefécit	1,1	0,1	49,0		8,5	0,6			1,7	39,0		
Alcáçovas Valverde	0,7	5,7	13,1	1,7	0,4	0,2			0,8	77,5		
Pego Altar	2,3	4,3	13,4	1,7	0,3	1,3	4,6		0,7	71,2	0,2	
Flor Rosa	2,1	4,3	21,9	1,8	2,1	0,5	1,6		0,9	64,7		
Torrão Alentejo	1,9	5,1	18,7	1,8	2,1	0,3	1,4		0,7	67,8		0,1
Vale Gaio	3,1	5,4	17,1	1,7	2,2	1,6	2,8		0,8	64,8		0,5
Alvito	0,8	1,9	22,1	1,0	1,4	0,7	2,1	0,4	1,3	68,2		
Odivelas	0,9	1,4	21,7	1,9	2,5	0,8	4,4	0,3	1,0	65,1		
Campilhas	3,2	0,2	21,6	4,6		0,9			0,2	69,1		
Ponte São Domingos	0,2	2,2	46,3		0,2	1,4	0,2		1,0	48,5		
Fonte Serne		1,6	1,6				0,8		53,5	37,2		5,4

Tabela A.3 – Sumário dos diferentes tipos de solo (Cont.).

Sub bacia	Tipo de solo (%)											
	Área social	Arenoso franco	Argiloso	Franco argilo-limoso	Franco argiloso	Franco	Franco argilo arenoso	Argilo limoso	Franco limoso	Franco arenoso	Limoso	Arenoso
Ponte Alvalade Campilhas	0,7	0,9	19,4	0,8	0,1	0,9	0,2	0,1	8,4	65,1		3,4
Roxo	1,0	9,6	5,5		10,4	0,8	2,3	4,1	1,8	64,6		
Nabos	1,5	6,1	8,7	0,1	12,2	2,8	4,6	5,8	1,3	56,8		
Enxoé	0,8		30,8		8,5	0,8	0,4	0,4		58,3		
Monte da Rocha		0,1	27,9				0,1	3,6	1,0	67,3		
Limas	0,4	0,9	39,9	0,1	1,8	0,2	0,7	0,9	0,2	54,9		
Albernoa	0,1		7,6		0,1	0,1	0,6	6,7		84,7		
Entradas			13,5					5,3		81,2		
Monte da Ponte	0,4		27,3			0,1	1,0	4,8	0,1	66,4		
Neves Corvo		0,4	76,8							22,7		
Oeiras	0,2	0,4	73,3					0,3		25,8		
Carreiras	0,5		46,6					0,2		52,7		
Vascão	0,1		94,8							5,1		
Tenência	0,3	0,1	98,7						0,1	0,9		
Monte Fortes	0,1		99,7							0,2		
Odeleite	0,1	0,1	99,5							0,3		

Tabela A.4 – Características hidráulicas do solo segundo Rawls et al. (1982).

Tipo de solo	Condutividade hidráulica saturada (m dia^{-1})	Teor de água saturada (m^3m^{-3})	Teor de água Residual (m^3m^{-3})	van Genuchten n (-)	van Genuchten α (cm^{-1})
Arenoso	5,0400	0,437	0,020	1,592	0,1380
Franco arenoso	0,6216	0,453	0,041	1,322	0,0680
Arenoso franco	1,4664	0,437	0,035	1,474	0,1150
Franco	0,1632	0,463	0,027	1,220	0,0900
Limoso	0,0336	0,443	0,023	1,355	0,0410
Franco argilo arenoso	0,1032	0,398	0,068	1,250	0,0360
Franco limoso	0,3168	0,501	0,015	1,211	0,0480
Franco argilo-limoso	0,0552	0,471	0,040	1,151	0,0310
Franco argiloso	0,0360	0,464	0,075	1,194	0,0390
Argilo-arenoso	0,0288	0,430	0,109	1,168	0,0340
Argilo limoso	0,0216	0,479	0,056	1,127	0,0290
Argiloso	0,0144	0,475	0,090	1,131	0,0270

Tabela A.5 – Características hidráulicas do solo segundo a aplicação Rosetta Litte ®.

Tipo de solo	Condutividade hidráulica saturada (m dia^{-1})	Teor de água saturada (m^3m^{-3})	Teor de água Residual (m^3m^{-3})	van Genuchten n (-)	van Genuchten α (cm^{-1})
Arenoso	6,430	0,3747	0,0530	3,1798	0,0353
Franco arenoso	0,383	0,3870	0,0387	1,4484	0,0267
Arenoso franco	1,051	0,3904	0,0485	1,7466	0,0347
Franco	0,120	0,3991	0,0609	1,4737	0,0111
Limoso	0,437	0,4887	0,0501	1,6769	0,0066
Franco argilo arenoso	0,183	0,4387	0,0645	1,6626	0,0051
Franco limoso	0,132	0,3837	0,0633	1,3298	0,0211
Franco argiloso	0,111	0,4820	0,0901	1,5202	0,0084
Franco argilo-limoso	0,082	0,4418	0,0792	1,4145	0,0158
Argilo-arenoso	0,114	0,3854	0,1169	1,2067	0,0334
Argilo limoso	0,096	0,4808	0,1108	1,3207	0,0162
Argiloso	0,148	0,4588	0,0982	1,2529	0,0150

Tabela A.6 – Valores mínimos das características hidráulicas do solo segundo Rawls et al., 1993.

Tipo de solo	Condutividade hidráulica saturada ($m\ dia^{-1}$)	Teor de água saturada (m^3m^{-3})	Teor de água Residual (m^3m^{-3})	van Genuchten n (-)
Arenoso	5,654	0,374	0,001	1,298
Franco arenoso	0,523	0,351		1,140
Arenoso franco	1,435	0,368	0,003	1,234
Franco Limoso	0,317	0,375		1,086
Franco argilo arenoso	0,072	0,332		1,079
Franco limoso	0,163	0,420		1,105
Franco argilo-limoso	0,048	0,418		1,039
Franco argiloso	0,048	0,409		1,070
Argilo-arenoso	0,029	0,370	0,013	1,048
Argilo limoso	0,024	0,425		1,040
Argiloso	0,014	0,427		1,037

Tabela A.7 – Valores máximos das características hidráulicas do solo segundo Rawls et al., 1993.

Tipo de solo	Condutividade hidráulica saturada ($m\ dia^{-1}$)	Teor de água saturada (m^3m^{-3})	Teor de água Residual (m^3m^{-3})	van Genuchten n (-)
Arenoso	5,654	0,500	0,039	2,090
Franco arenoso	0,523	0,555	0,106	1,616
Arenoso franco	1,435	0,506	0,067	1,872
Franco Limoso	0,317	0,551	0,074	1,418
Franco argilo arenoso	0,072	0,464	0,137	1,559
Franco limoso	0,163	0,582	0,058	1,363
Franco argilo-limoso	0,048	0,524	0,118	1,315
Franco argiloso	0,048	0,519	0,174	1,414
Argilo-arenoso	0,029	0,490	0,205	1,398
Argilo limoso	0,024	0,533	0,136	1,260
Argiloso	0,014	0,523	0,195	1,293

Tabela A.8 – Capacidade de campo e ponto de emurchecimento dos solos (Rawls et al., 1993 e Soil Water Characteristics v 6.02.70).

Tipo de solo	Capacidade de campo (m^3m^{-3})			Ponto de emurchecimento (m^3m^{-3})		
	Limite inferior	Limite superior	Média	Limite inferior	Limite superior	Média
Arenoso	0,018	0,164	**0,091**	0,007	0,059	**0,033**
Arenoso franco	0,060	0,19	**0,125**	0,019	0,091	**0,055**
Franco arenoso	0,126	0,288	**0,207**	0,031	0,159	**0,095**
Franco	0,195	0,345	**0,270**	0,069	0,165	**0,117**
Limoso	0,272	0,341	**0,307**	0,052	0,089	**0,071**
Franco argilo arenoso	0,186	0,324	**0,255**	0,085	0,211	**0,148**
Franco limoso	0,258	0,402	**0,330**	0,078	0,188	**0,133**
Franco argiloso	0,250	0,386	**0,318**	0,115	0,279	**0,197**
Franco argilo-limoso	0,304	0,428	**0,366**	0,138	0,278	**0,208**
Argilo-arenoso	0,245	0,433	**0,339**	0,162	0,316	**0,239**
Argilo limoso	0,332	0,442	**0,387**	0,193	0,307	**0,250**
Argiloso	0,326	0,466	**0,396**	0,208	0,336	**0,272**

ANEXO IV – Características dos usos do solo das bacias hidrográficas estudadas

Tabela A.9 - Nomenclatura de uso do solo adoptada no estudo a partir da carta Corine Land Cover.

Código	Uso do solo	Nomenclatura SHETRAN
1- Zonas Artificializadas		
11 - Tecido Urbano		
111	Tecido urbano contínuo	Tecido urbano
112	Tecido urbano descontínuo	Tecido urbano
12 - Zonas industriais comerciais ou de transporte		
121	Indústria, comércio e equipamentos gerais	Tecido urbano
122	Redes viárias e ferroviárias e espaços associados	Tecido urbano
123	Zonas portuárias	Tecido urbano
124	Aeroportos	Tecido urbano
13 - Minas, depósitos de resíduos ou zonas de construção		
131	Áreas de extracção mineira	Tecido urbano
132	Áreas de deposição de resíduos	Tecido urbano
133	Áreas em construção	Tecido urbano
14 - Zonas artificializadas não agrícolas com vegetação		
141	Espaços verdes urbanos	Tecido urbano
142	Equipamentos desportivos e de lazer	Tecido urbano
2 - Zonas agrícolas		
21 - Culturas anuais		
211	Culturas anuais de sequeiro	Culturas anuais
212	Culturas anuais de regadio	Culturas anuais
213	Arrozais	Culturas anuais
22 - Culturas permanentes		
221	Vinhas	Culturas permanentes
222	Pomares	Culturas permanentes
223	Olivais	Culturas permanentes
23 - Pastagens		
231	Pastagens	Pastagens
24 - Zonas agrícolas heterogéneas		
241	Culturas anuais associadas às culturas permanentes	Sistemas agro-florestais
242	Sistemas culturais e parcelares complexos	Sistemas agro-florestais
243	Agricultura com espaços naturais	Sistemas agro-florestais
244	Sistemas agro-florestais	Sistemas agro-florestais
3 - Zonas florestais e semi-naturais		
31 - Florestas		
311	Florestas de folhosas	Florestas
312	Florestas de resinosas	Florestas
313	Florestas mistas	Florestas
32 - Zonas com vegetação arbustiva ou com vegetação esparsa		
321	Pastagens naturais	Arbustos
322	Matos	Arbustos
323	Vegetação esclerófitica	Arbustos
324	Espaços florestais degradados, cortes e novas plantações	Arbustos
33 - Zonas sem vegetação ou com vegetação esparsa		
331	Praias, dunas e areais	Arbustos
332	Rocha nua	Arbustos
333	Vegetação esparsa	Arbustos
334	Áreas ardidas	Arbustos
335	Neves eternas e glaciares	

Tabela A.11 - Nomenclatura de uso do solo adoptada no estudo apartir da carta Corine Land Cover (Cont.).

Código	Uso do solo	Nomenclatura SHETRAN
4 - Zonas húmidas		
41 - Zonas húmidas interiores		
411	Pauis	Zonas Húmidas
412	Turfeiras	Zonas Húmidas
42 - Zonas húmidas costeiras		
421	Sapais	Zonas Húmidas
422	Salinas	Zonas Húmidas
423	Zonas intertidais	Zonas Húmidas
5 - Corpos de água		
51 - Águas interiores		
511	Linhas de água	Zonas Húmidas
512	Planos de água	Zonas Húmidas
52 - Águas costeiras		
521	Lagunas litorais	Zonas Húmidas
522	Estuários	Zonas Húmidas
523	Mar e oceano	Zonas Húmidas

Tabela A.10 - Sumário dos usos do solo nas bacias hidrográficas estudadas.

Bacia hidrográfica	Uso do solo (%)							
	Urbano	Água	Culturas anuais	Culturas permanentes	Pastagens	Agro-florestal	Florestas	Arbustos
Monte Pisão	0,3		13,4	6,3	0,1	48,4	22,4	9,1
Ponte Algalé	0,6		33,7	2,8		55,2	7,6	
Caia	0,4	1,8	32,9	4,9		42,9	12,4	4,7
Caia Guadiana	0,6	1,2	42,4	8,4	0,1	34,4	9,5	3,4
Monte Novo	0,2	1,2	67,6	1,3		15,0	13,5	1,1
Vigia		1,6	14,3	15,9	1,0	52,1	15,1	
Vendinha	0,2	0,6	44,2	5,9	0,2	28,5	19,5	0,9
Lucefécit	1,9	0,7	16,7	12,6	0,8	22,5	31,6	13,3
Alcáçovas Valverde	0,2	0,5	39,0	1,7		27,0	31,1	0,6
Pego Altar	0,2	1,3	33,5	1,7	0,2	29,8	30,6	2,7
Flor Rosa	3,3	0,2	59,5	0,7		22,8	13,5	0,1
Torrão Alentejo	2,3	0,2	53,8	1,3		29,0	13,3	0,1
Vale Gaio	2,3	1,0	51,7	2,9		28,3	13,7	0,1
Alvito		6,3	26,5	2,9		34,8	26,9	2,6
Odivelas	0,1	4,8	36,2	7,4		32,4	17,0	2,2
Campilhas	0,2	1,8	53,9			2,0	23,2	0,9

Tabela A.10 - Sumário dos usos do solo nas diferentes bacias hidrográficas estudadas (Cont.).

Bacia Hidrográfica	Uso do solo (%)							
	Urbano	Água	Culturas anuais	Culturas permanentes	Pastagens	Agro-florestal	Florestas	Arbustos
Ponte São Domingos			17,1			7,9	73,7	1,2
Fonte Serne		4,7	15,5			15,5	60,5	3,9
Ponte Alvalade Campilhas		0,5	29,8	0,2		22,9	44,4	2,1
Roxo	0,9	2,6	70,1	2,1		18,5	4,8	1,1
Nabos	1,4	1,7	67,2	2,8		21,6	4,3	1,0
Enxoé	0,8	2,0	33,2	35,6		16,6	11,7	
Monte da Rocha	0,7	2,2	43,3	0,5		33,4	16,2	3,6
Limas	0,3	0,3	17,7	6,5		50,7	14,5	10,0
Albernoa	0,4		86,4	1,5	1,5	9,2	1,0	
Entradas	0,5		91,3	1,0	4,8	1,4	1,0	
Monte da Ponte	0,7	0,2	58,9	1,9	0,8	30,7	3,5	3,2
Neves Corvo			16,1		0,4	37,1	37,6	8,8
Oeiras	0,4	0,4	39,8		0,1	32,3	9,7	17,3
Carreiras	0,1		37,9	0,1		41,8	0,2	19,9
Vascão	0,2		5,4	0,4		25,0	27,3	41,7
Tenência	0,1		2,0	0,3		31,9	7,1	58,8
Monte Fortes	0,1			0,2		23,1	25,5	51,1
Odeleite	0,1	1,9	0,1	0,1		27,6	22,6	47,6

Tabela A.11 - Valores médios da profundidade das raízes (Prof.); da resistência das copas (RC); do índice de área da planta (PLAI); da capacidade de armazenamento das copas (CSTCAP); dos parâmetros de drenagem (CK e CB) e do índice da área foliar (LAI).

Tipo de cobertura do solo	Prof. (m)	RC ($s\ m^{-1}$)	PLAI (-)	CSTCAP (mm)	CK ($mm\ s^{-1}$)	CB (mm^{-1})	LAI (-)
Agro-florestal	2,0*	150*	0,9	1,5*	$1,9\times10^{-5}$	3,7	4,0*
Arbustos			0,6	0,8	$1,4\times10^{-5}$	5,1	0,3[b]
Culturas anuais	0,5*	80*	0,5	0,5*	$1,4\times10^{-5}$	5,1	1,0* 7,0[b]
Culturas permanentes	0,5*	80*	0,5	0,5*	$1,4\times10^{-5}$	5,1	1,0* 7,0[b]
Florestas	2,0*	150*	0,9	1,5*	$1,9\times10^{-5}$	3,7	4,0* 3,5 - 7,0[a]
Pastagens	0,3* 0,6[d]	100*	0,9	0,1*	$1,4\times10^{-5}$	5,1	1,6* 3,0[c]

*Birkinshaw (2008); [a] Almeida e Soares (2003); [b] Zhou *et al.* (2005); [c] Ribeiro Neto (2006); [d] Allen *et al.* (1998)

ANEXO V – Variabilidade climática no Sul de Portugal

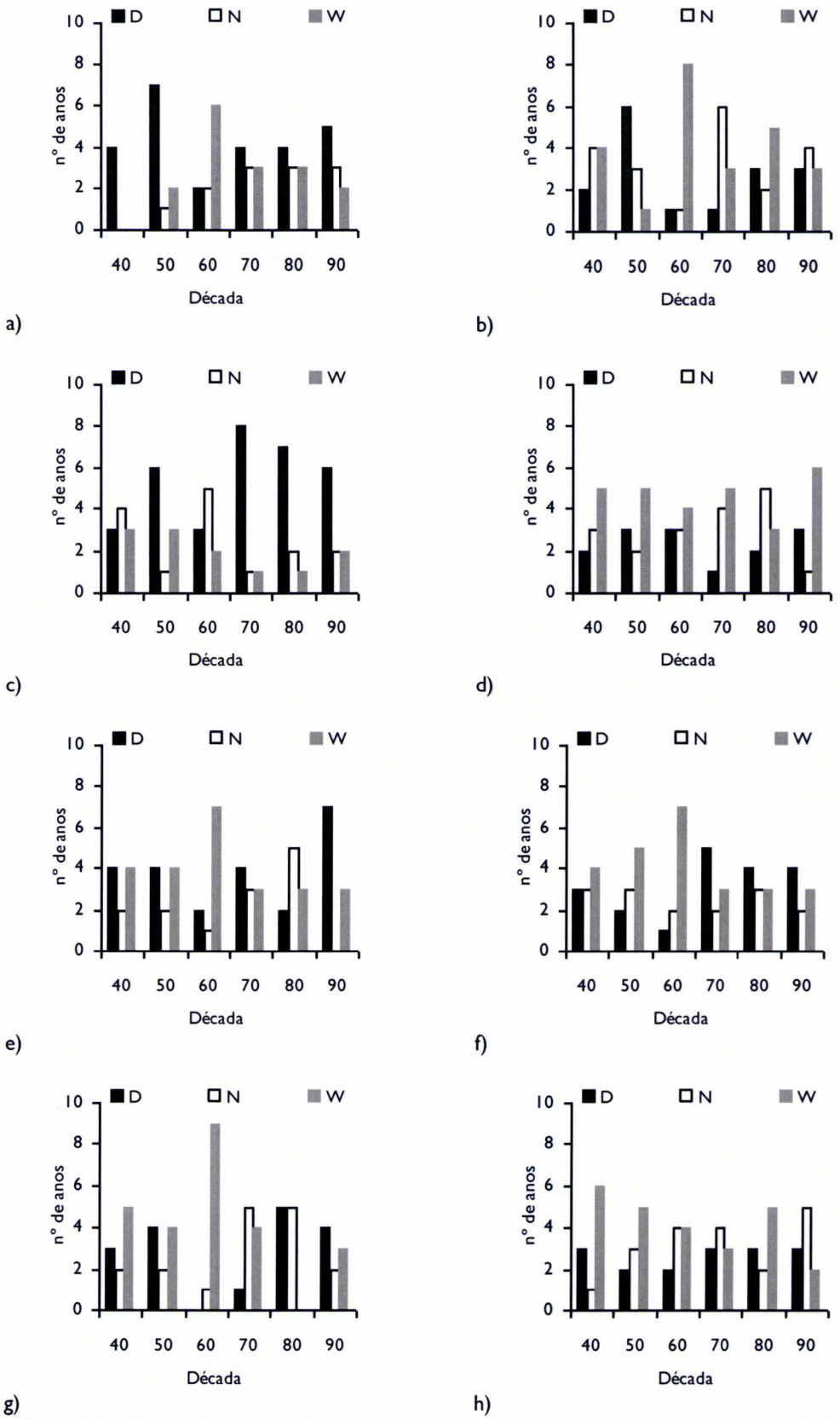


Figura A.1 - Número de anos por década para as condições anuais nas estações de a) Alcaria; b) Alcoutim; c) Algodôr; d) Almodôvar; e) Amareleja; f) Arronches; g) Azaruja; h) Barranco.

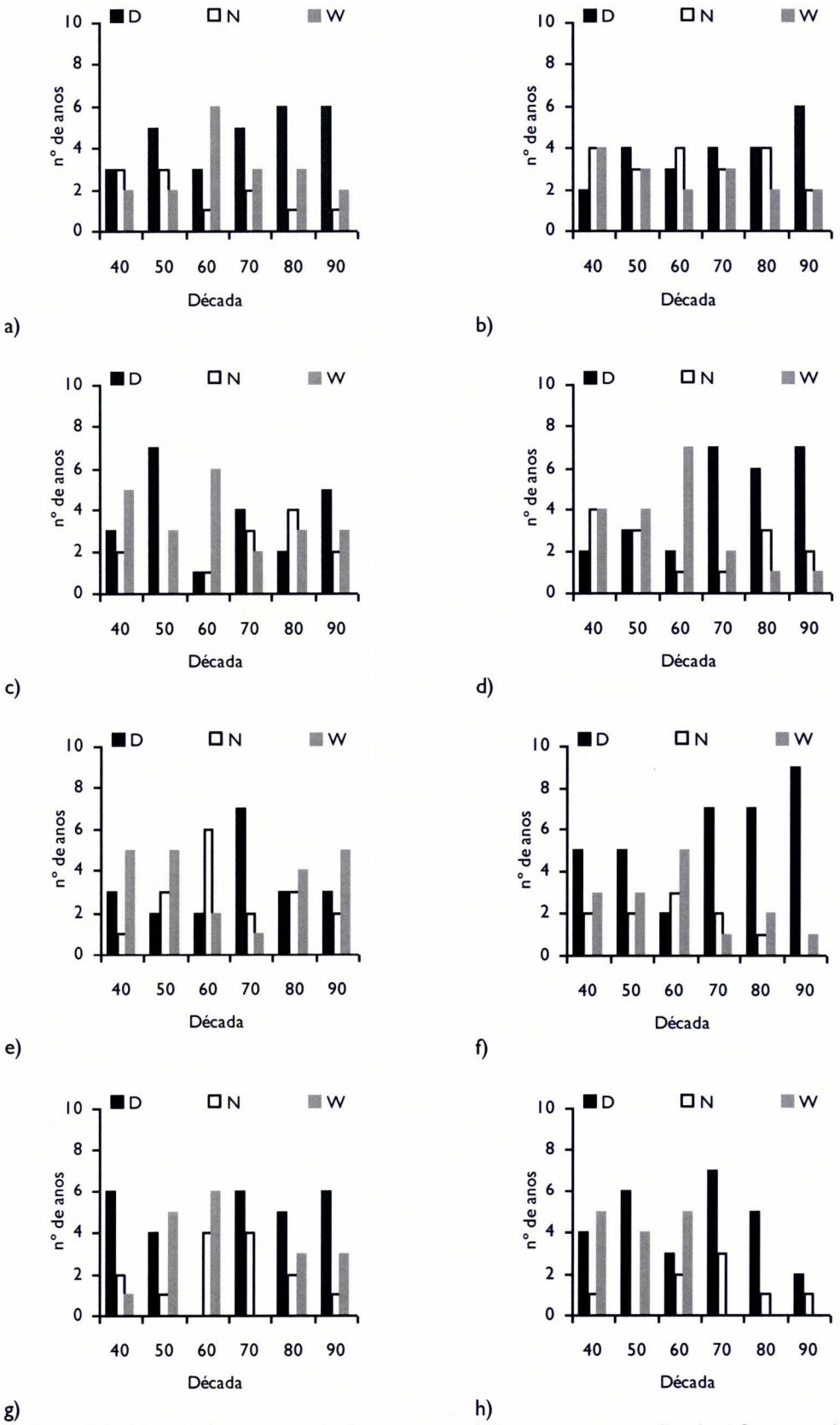


Figura A.2 - Número de anos por década para as condições anuais nas estações de a) Barrancos; b) Castro Verde; c) Cuba; d) Juromenha; e) Martim Longo; f) Portel; g) Pedrogão; h) Redondo.

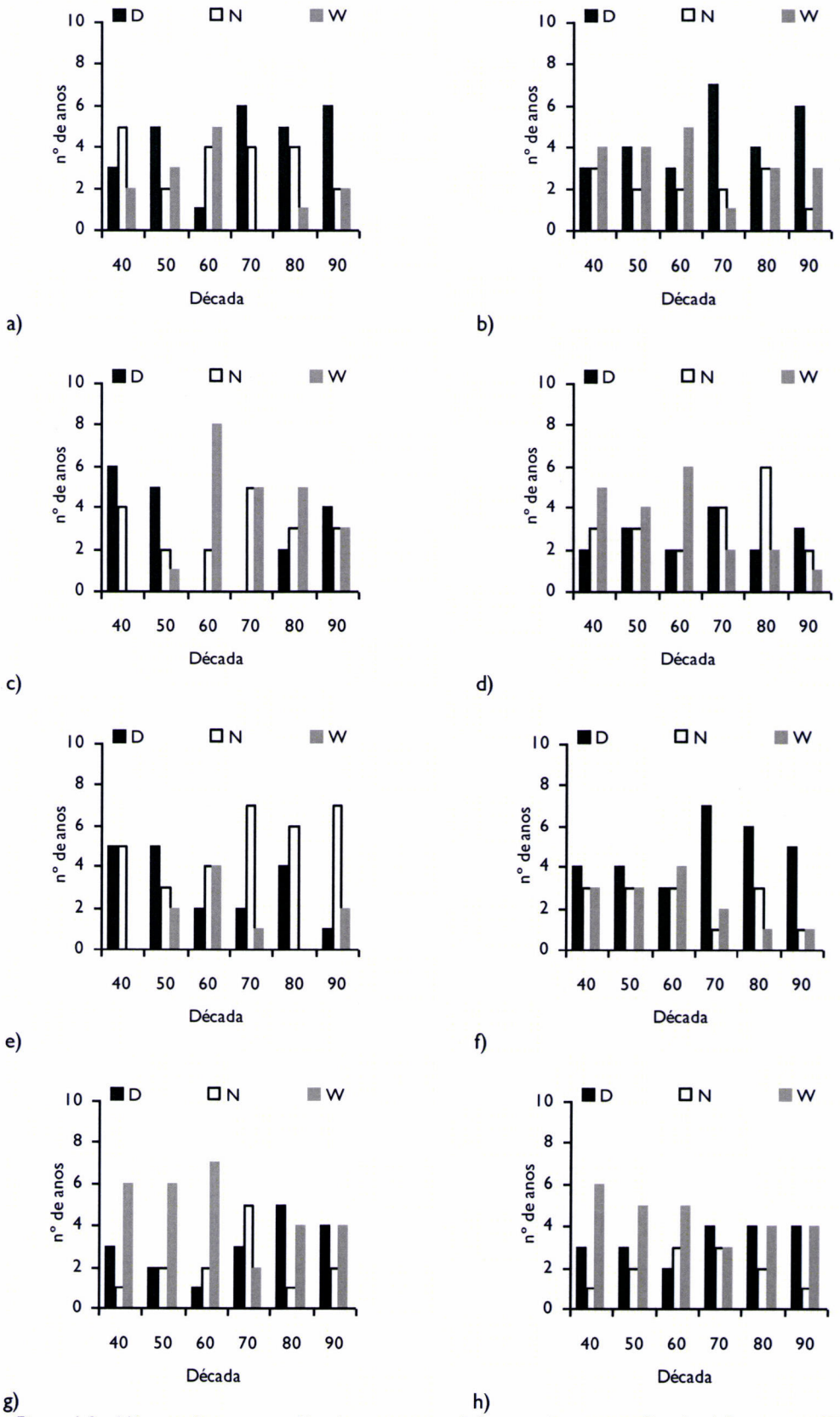


Figura A.3 - Número de anos por década para as condições anuais nas estações de a) Reguengos; b) Serpa; c) Santo Aleixo; d) Trindade; e) Vila Viçosa; f) Santiago do Escoural; g) Alcáçovas; h) Torrão do Alentejo.

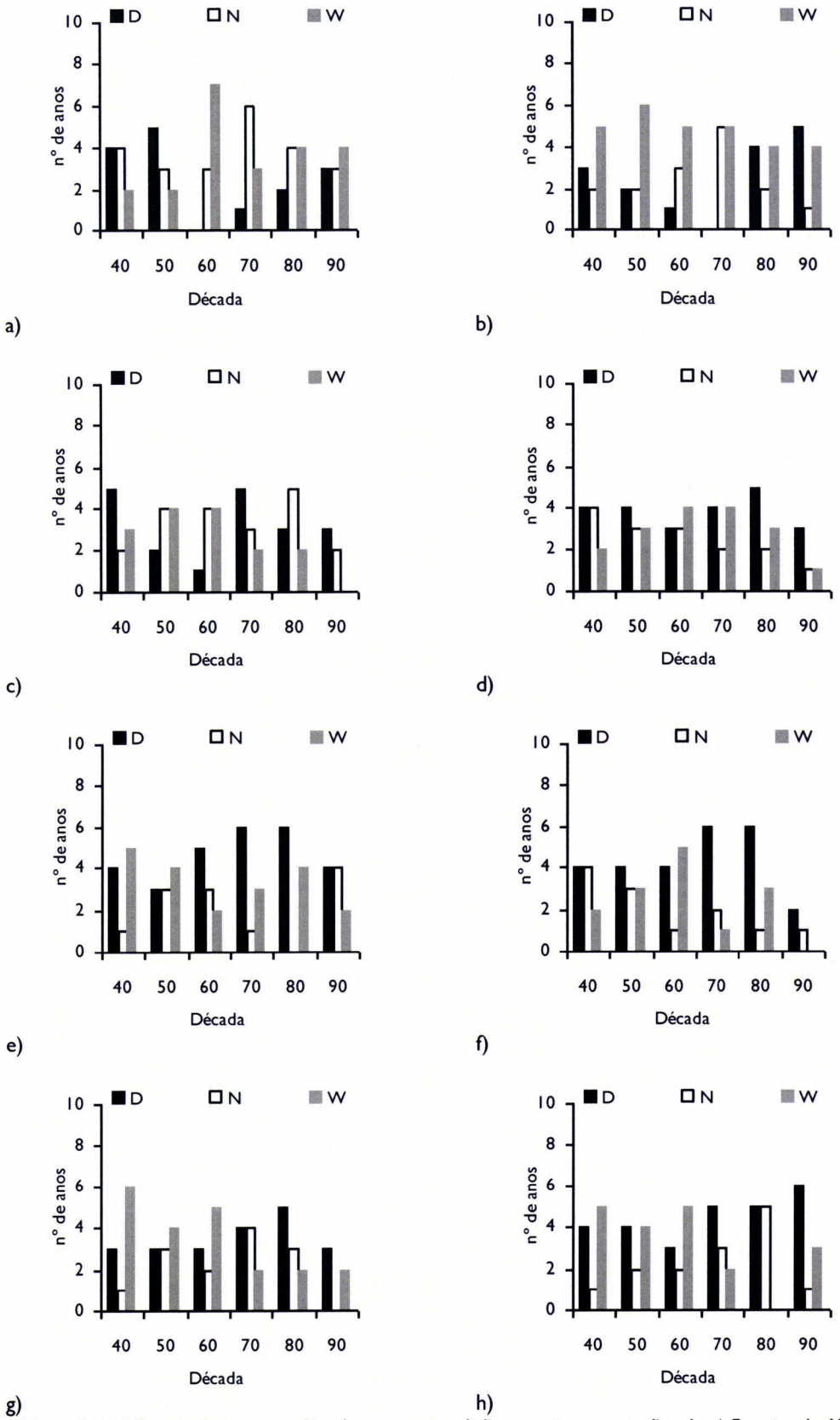
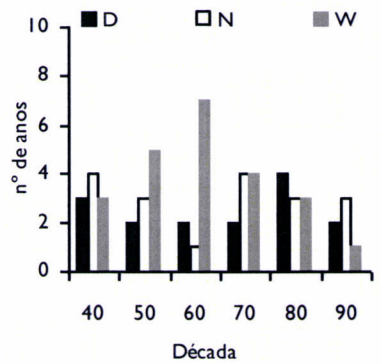
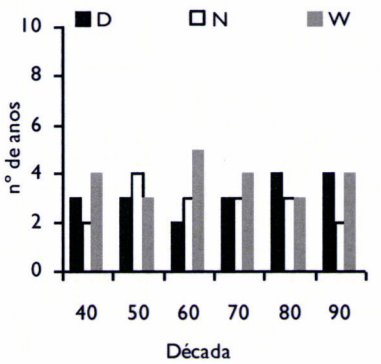


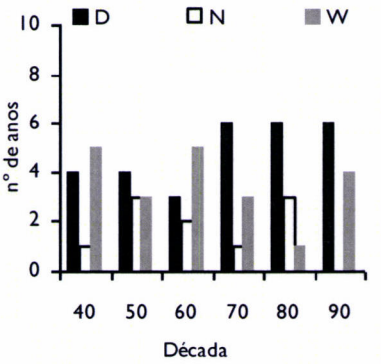
Figura A.4 - Número de anos por década para as condições anuais nas estações de a) Ferreira do Alentejo; b) Aljustrel; c) Panóias; d) Cercal do Alentejo; e) Grândola; f) Águas de Moura; g) Odemira; h) Relíquias.



a)



b)



c)

Figura A.5 - Número de anos por década para as condições anuais nas estações de a) Sabóia; b) Santana da Serra; c) Aldeia de Palheiros.

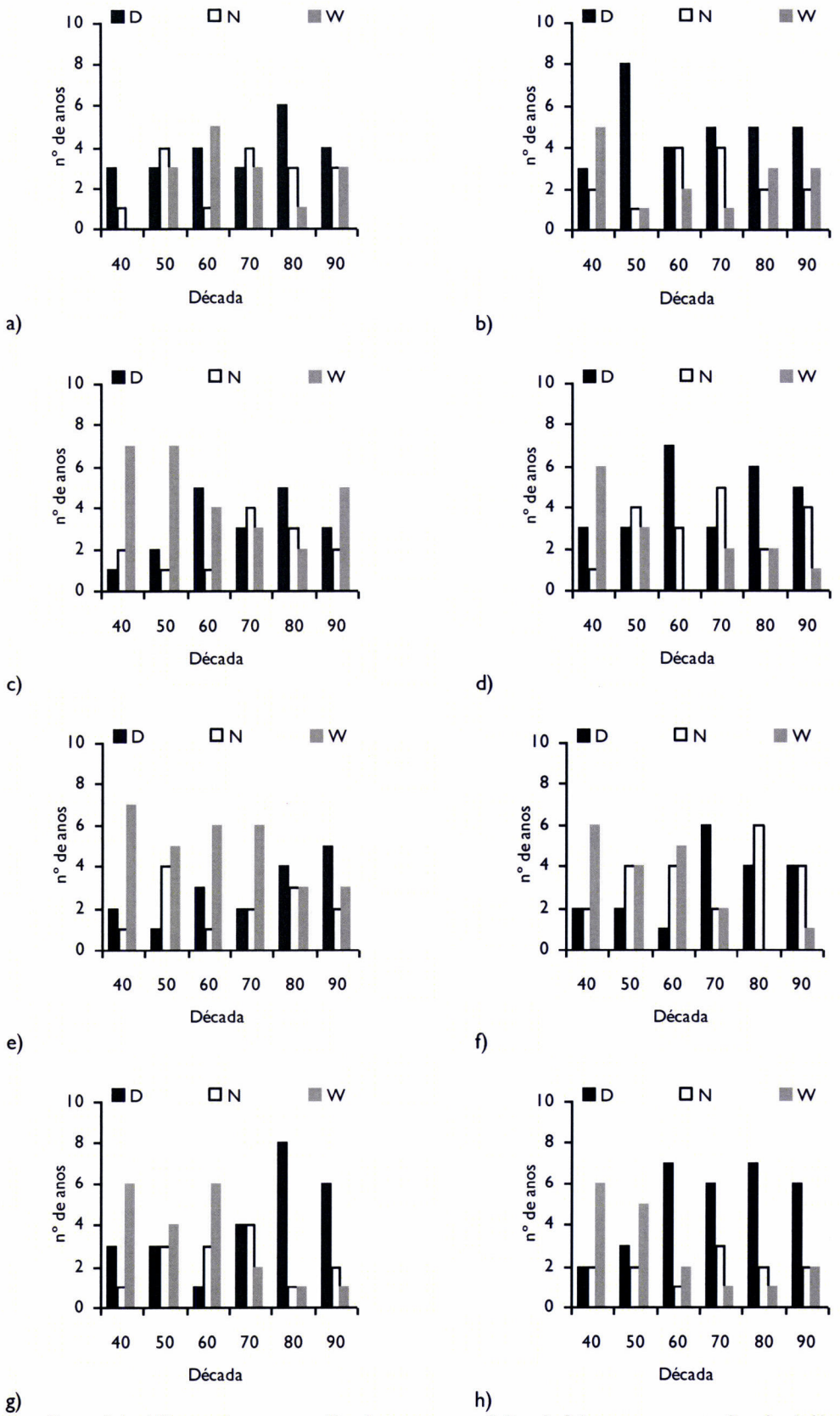


Figura A.6 - Número de anos por década para as condições de Primavera nas estações de a) Alcaria; b) Alcoutim; c) Algodôr; d) Almodôvar; e) Amareleja; f) Arronches; g) Azaruja; h) Barranco.

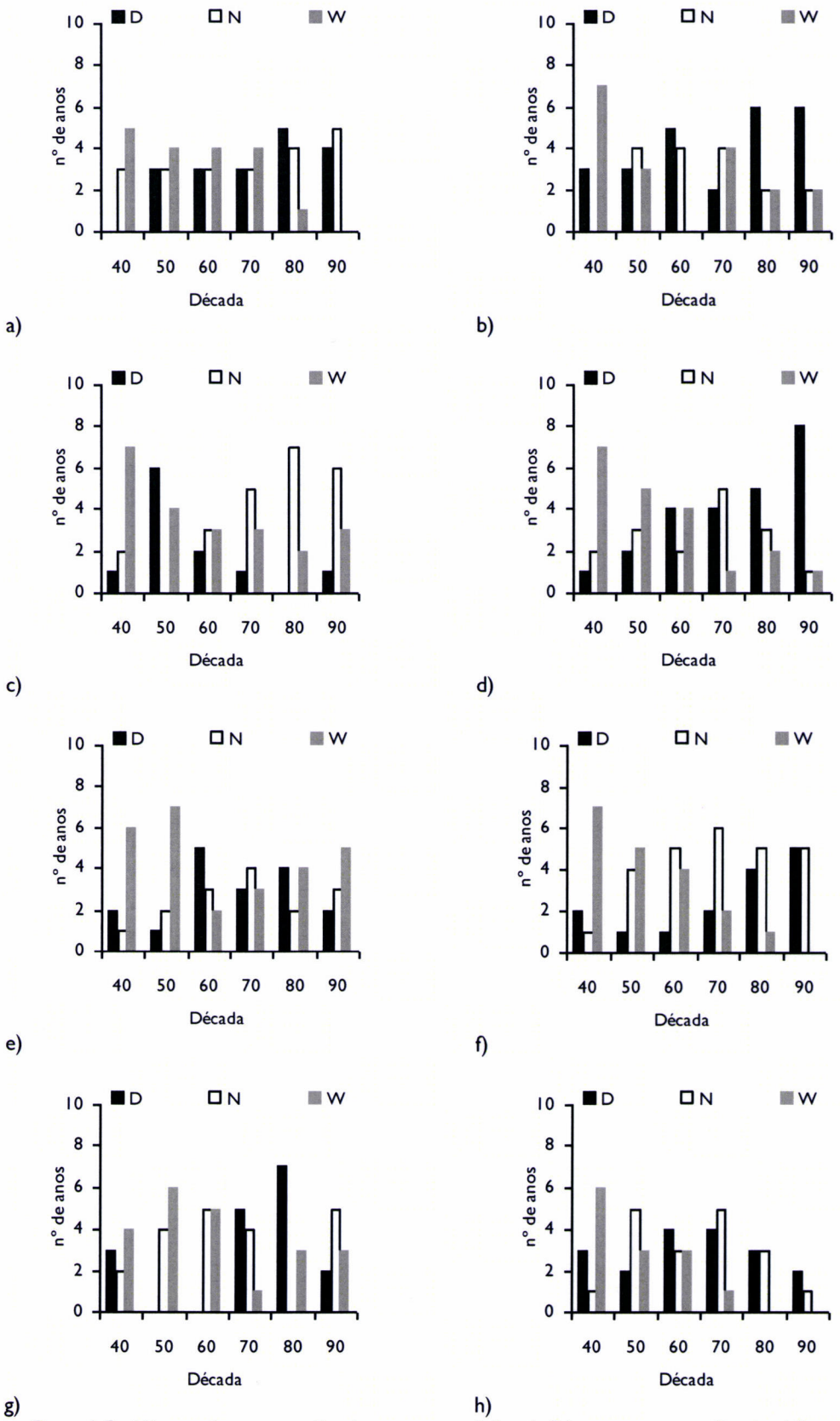


Figura A.7 - Número de anos por década para as condições de Primavera nas estações de a) Barrancos; b) Castro Verde; c) Cuba; d) Juromenha; e) Martim Longo; f) Portel; g) Pedrogão; h) Redondo.

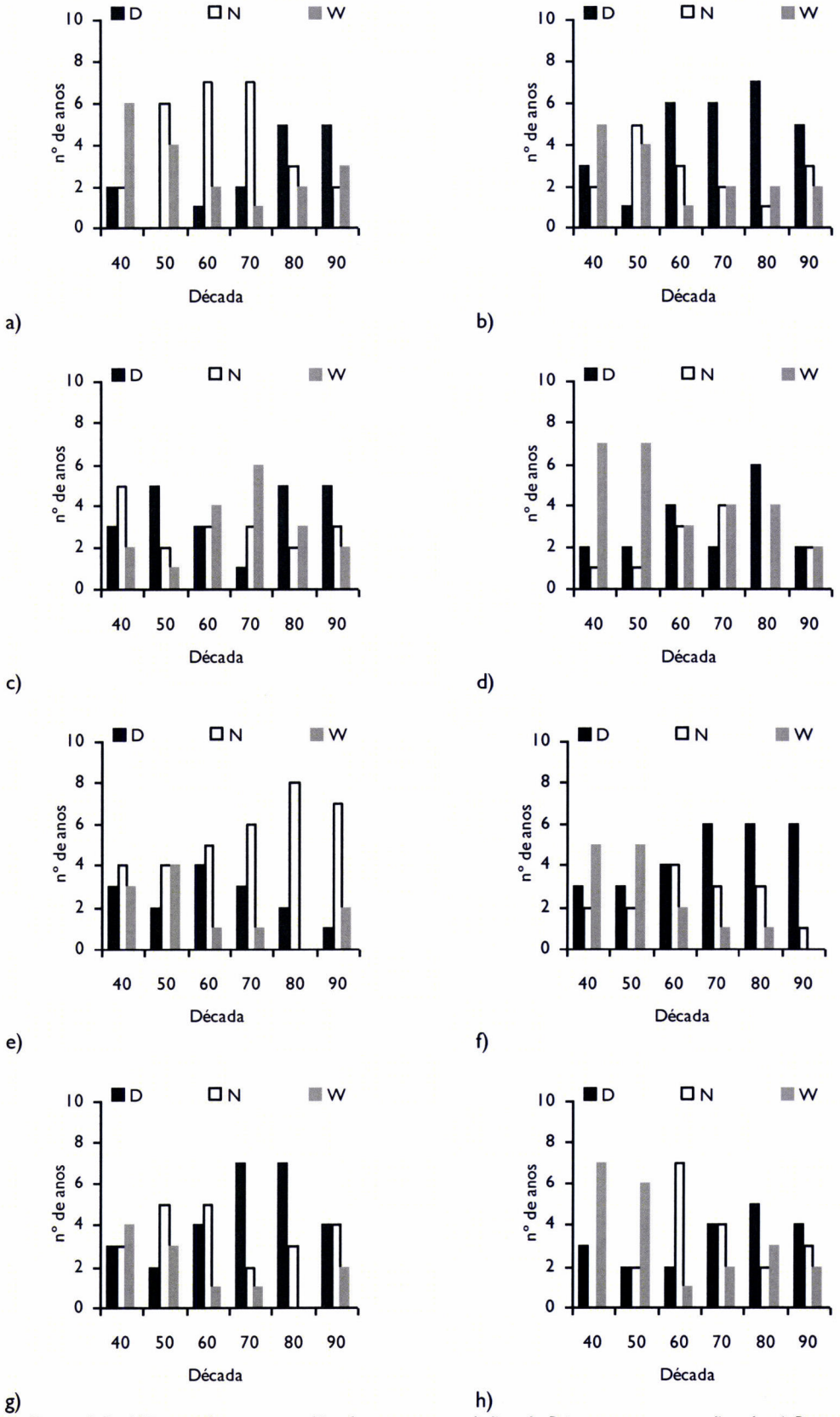


Figura A.8 - Número de anos por década para as condições de Primavera nas estações de a) Reguengos; b) Serpa; c) Santo Aleixo; d) Trindade; e) Vila Viçosa; f) Santiago do Escoural; g) Alcáçovas; h) Torrão do Alentejo.

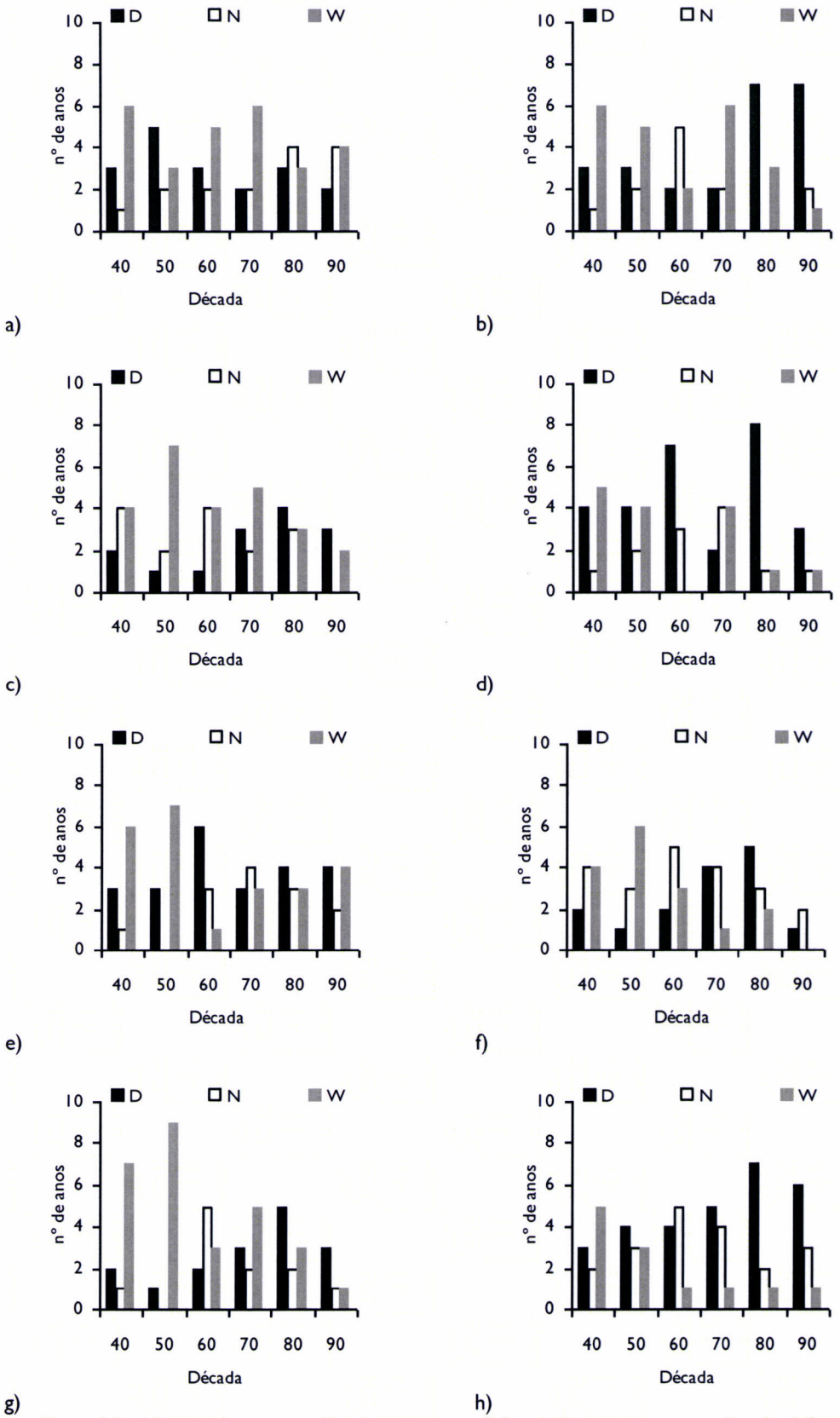


Figura A.9 - Número de anos por década para as condições de Primavera nas estações de a) Ferreira do Alentejo; b) Aljustrel; c) Panóias; d) Cercal do Alentejo; e) Grândola; f) Águas de Moura; g) Odemira; h) Relíquias.

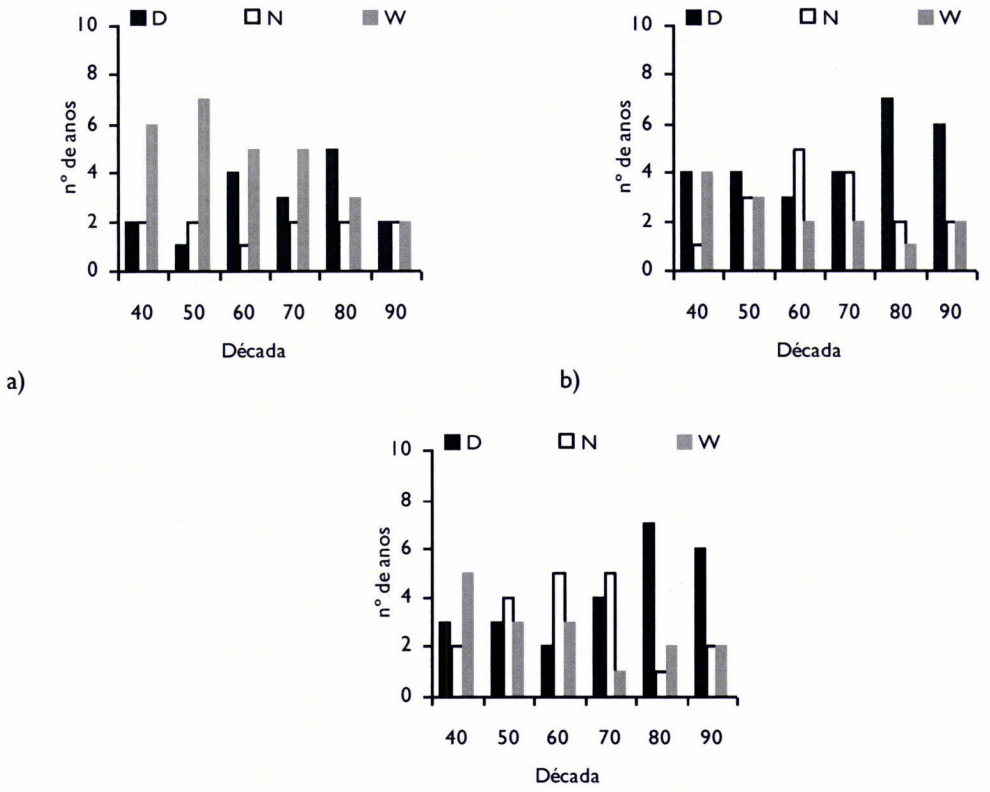


Figura A.10 - Número de anos por década para as condições de Primavera nas estações de a) Sabóia; b) Santana da Serra; c) Aldeia de Palheiros.

ANEXO VI – Cenários de alteração do uso do solo segundo o projecto ATEAM

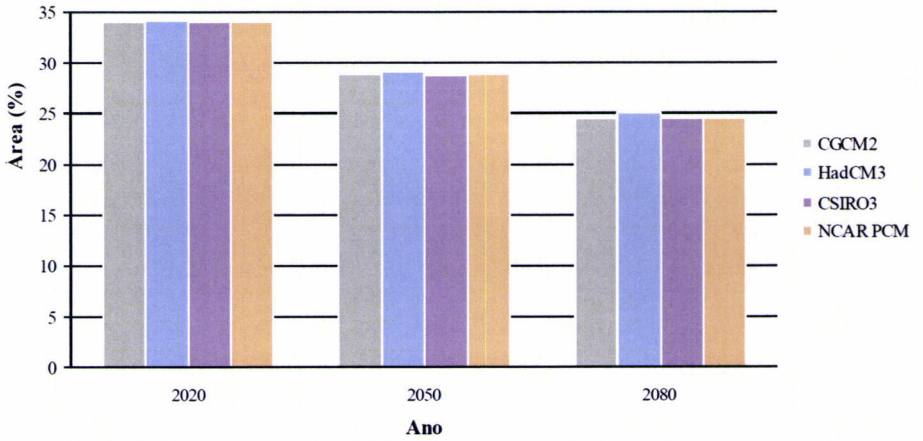


Figura A.11 - Variação da percentagem de áreas de cultivo no Sul de Portugal, para o cenário A2 e os quatro modelos climáticos.

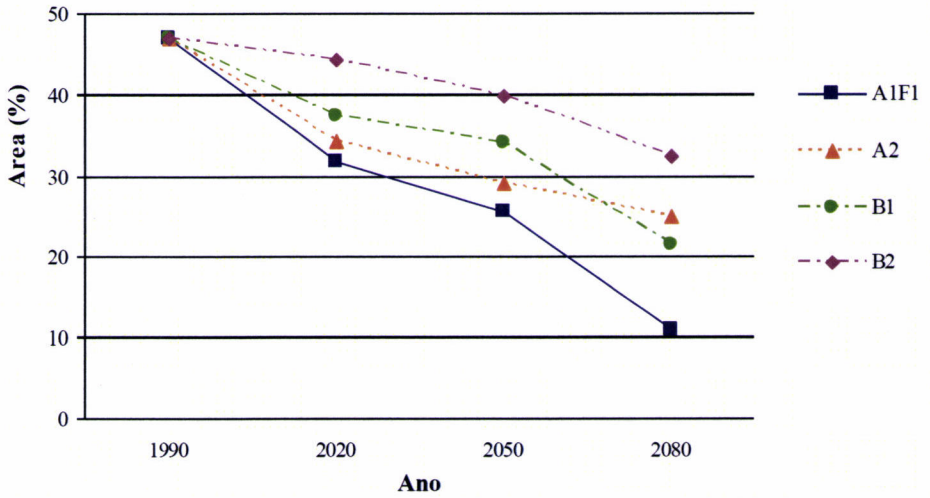


Figura A.12 – Variação da percentagem de áreas de cultivo para o Sul de Portugal, para os quatro cenários, e o modelo climático HadCM3.

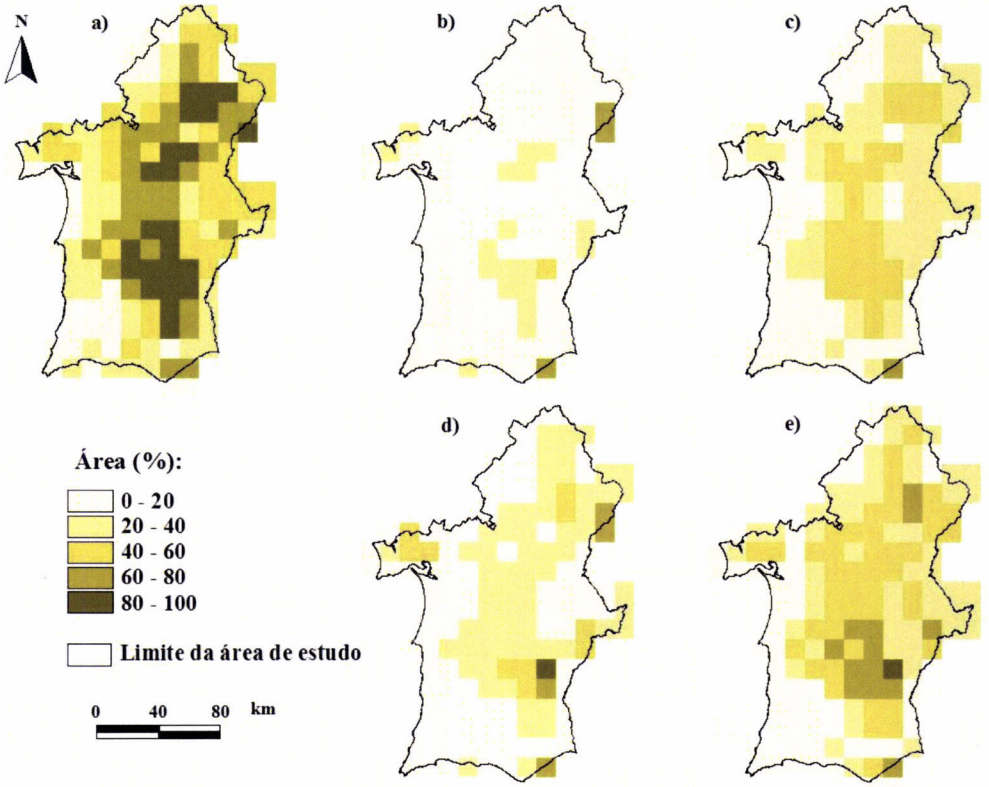


Figura A.13 – Áreas de cultivo para o Sul de Portugal (resolução 10' x 10') em 2080 e para: a) Ano de base (1990), b) Cenário A1F1 HadCM3, c) Cenário A2 HadCM3, d) Cenário B1 HadCM3, e) Cenário B2 HadCM3.

Pastagens

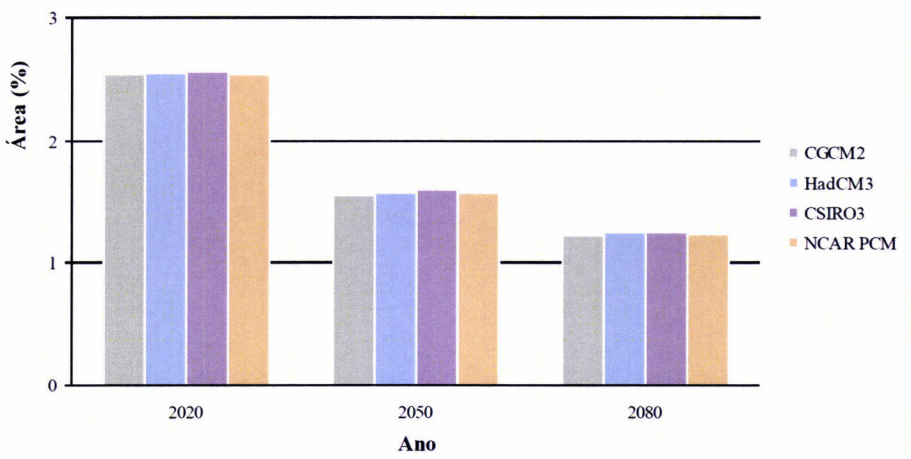


Figura A.14 – Variação da percentagem de áreas de pastagem no Sul de Portugal, para o cenário A2 e os quatro modelos climáticos.

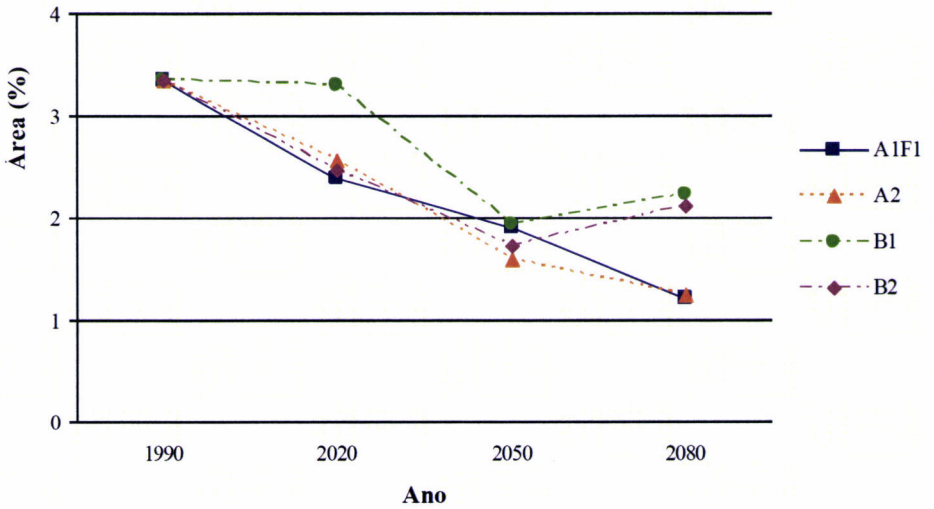


Figura A.15 – Variação da percentagem de áreas de pastagem para o Sul de Portugal, para os quatro cenários, e o modelo climático HadCM3.

Culturas bioenergéticas

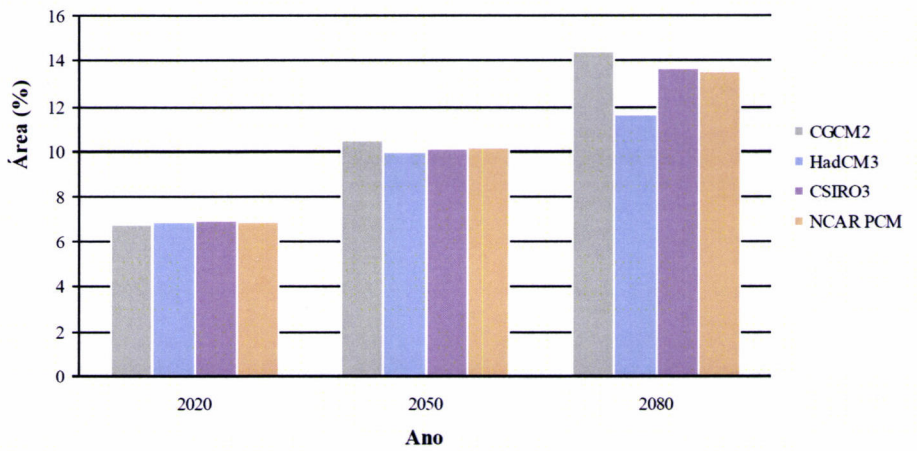


Figura A.16 – Variação da percentagem de áreas de culturas bioenergéticas no Sul de Portugal, para o cenário A2 e os quatro modelos climáticos.

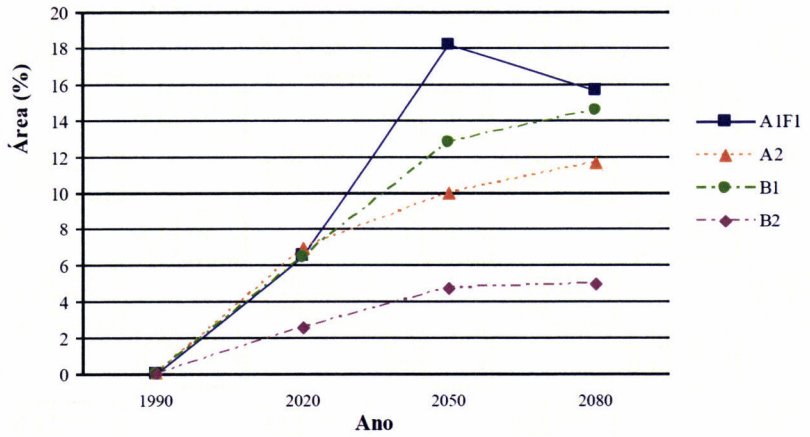


Figura A.17 – Variação da percentagem de áreas de culturas bioenergéticas para o Sul de Portugal, para os quatro cenários, e o modelo climático HadCM3.

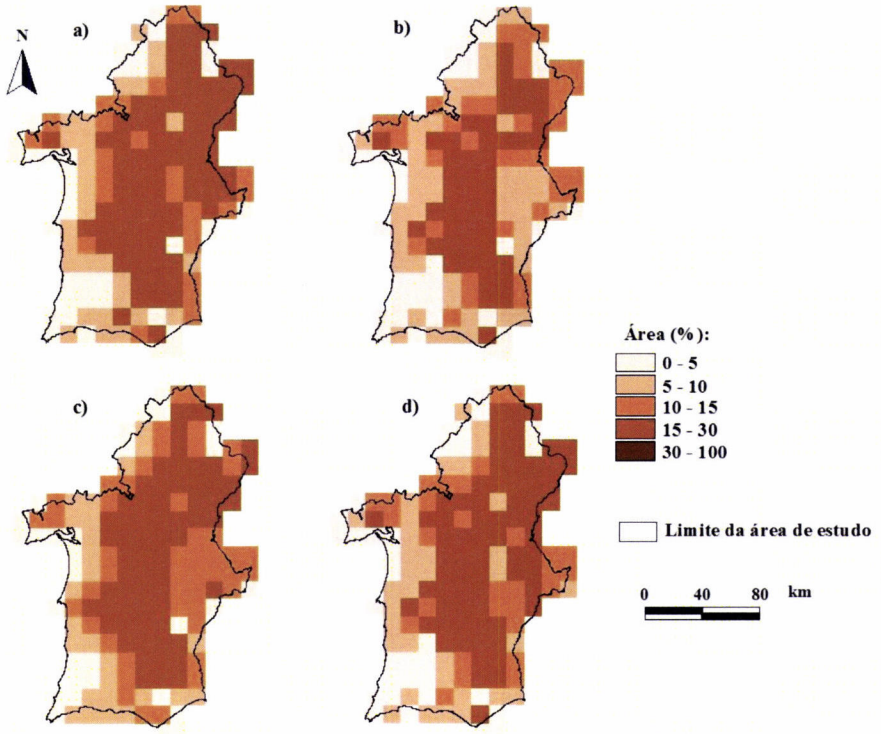


Figura A.18 – Áreas de culturas bioenergéticas para o Sul de Portugal (resolução 10' x 10') em 2080 e para: a) Ano de base (1990), b) Cenário A1F1 HadCM3, c) Cenário A2 HadCM3, d) Cenário B1 HadCM3, e) Cenário B2 HadCM3.

Florestas

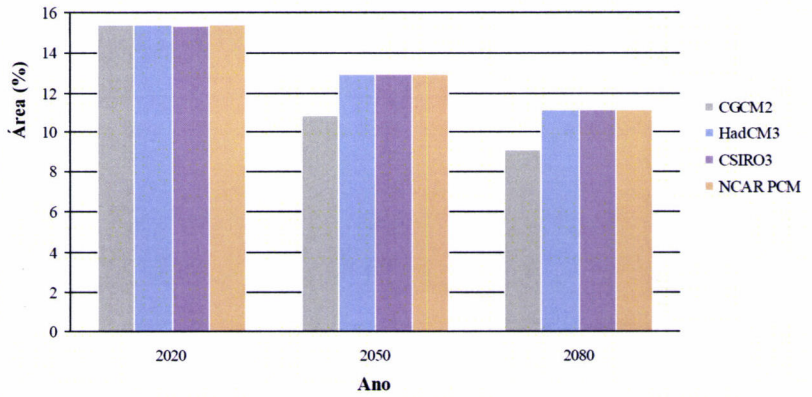


Figura A.19 - Variação da percentagem de áreas de floresta no Sul de Portugal, para o cenário A2 e os quatro modelos climáticos.

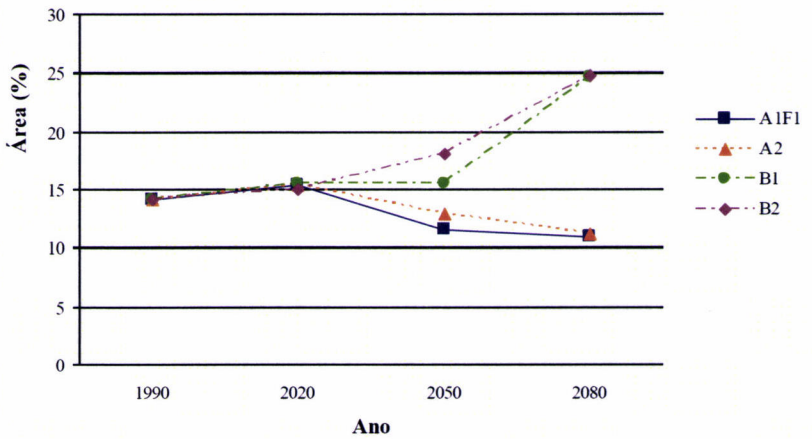


Figura A.20 – Variação da percentagem de áreas de floresta para o Sul de Portugal, para os quatro cenários, e o modelo climático HadCM3.

Urbano

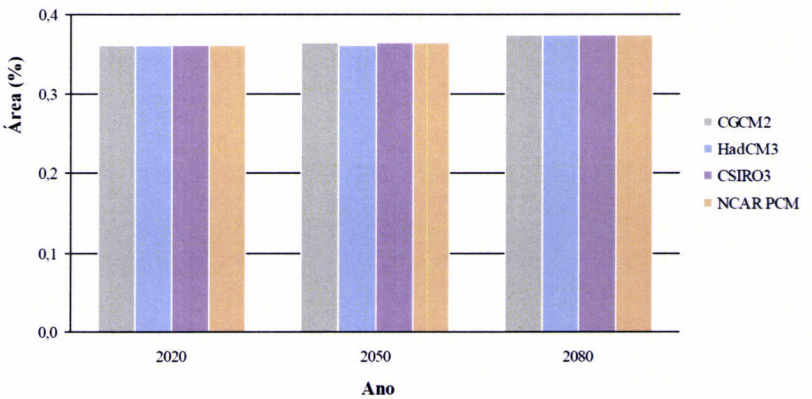


Figura A.21 – Variação da percentagem de áreas urbanas no Sul de Portugal, para o cenário A2 e os quatro modelos climáticos.

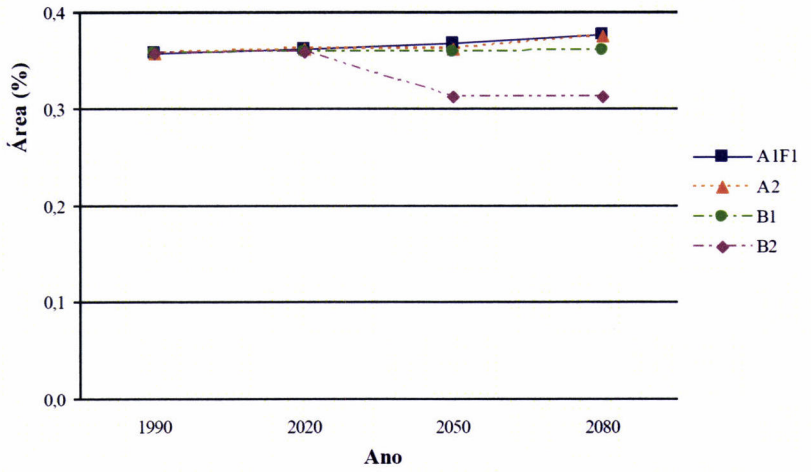


Figura A.22 – Variação da percentagem de áreas urbnas para o Sul de Portugal, para os quatro cenários, e o modelo climático HadCM3.

Áreas excedentárias

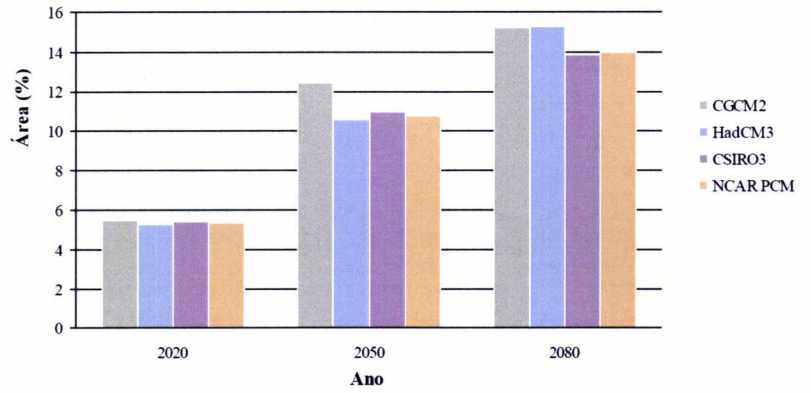


Figura A.23 – Variação da percentagem de áreas excedentárias no Sul de Portugal, para o cenário A2 e os quatro modelos climáticos.

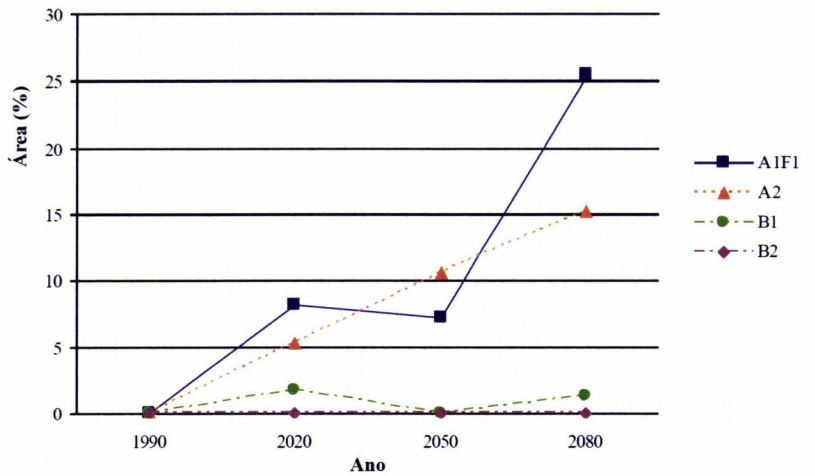


Figura A.24 – Variação da percentagem de áreas excedentárias para o Sul de Portugal, para os quatro cenários, e o modelo climático HadCM3..

ANEXO VII – Variabilidade dos resultados de escoamento de acordo com as simulações dos cenários de alterações climáticas

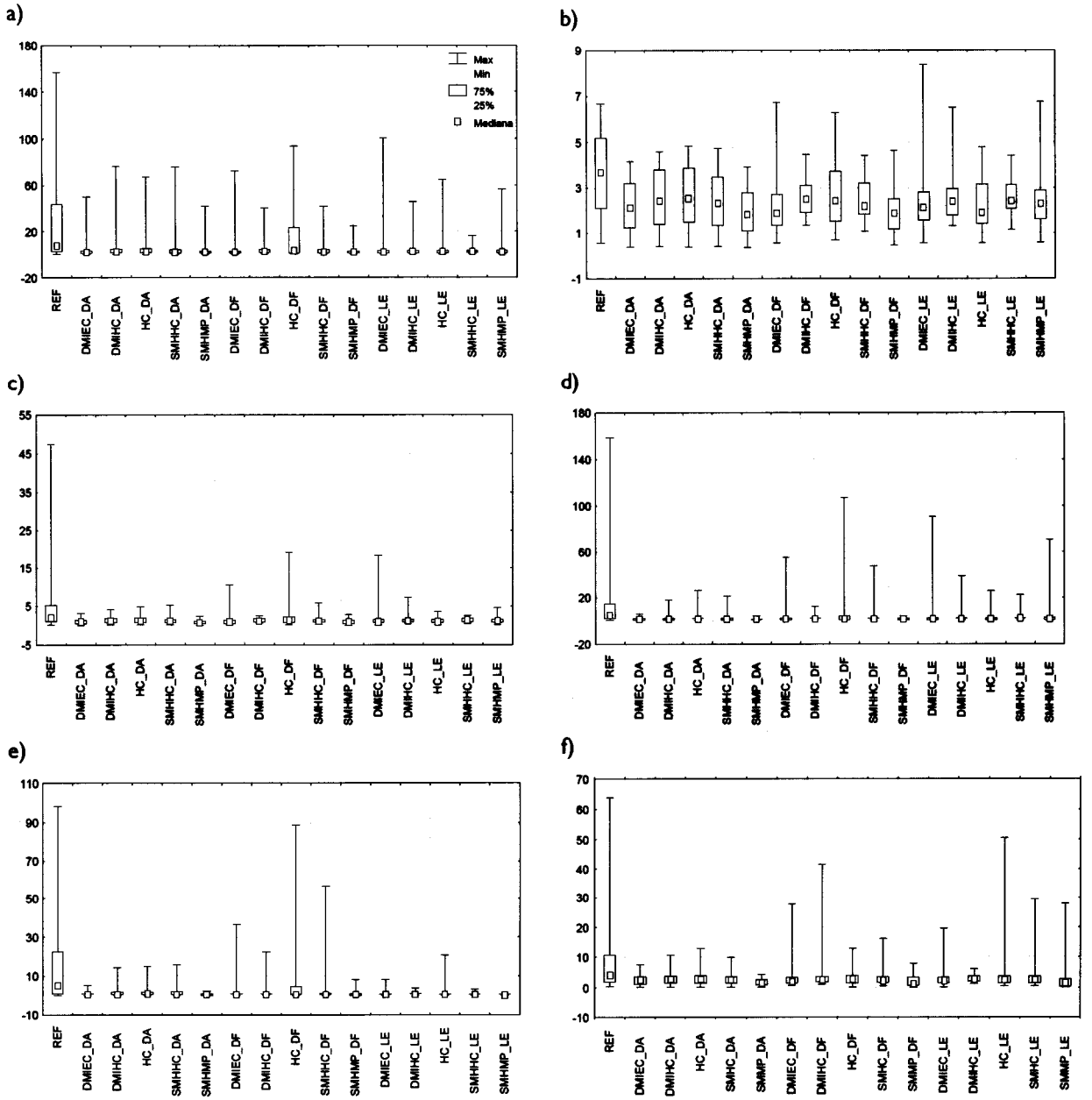


Figura A.25 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Outono) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Odivelas; f)Ponte Alvalade Campilhas.

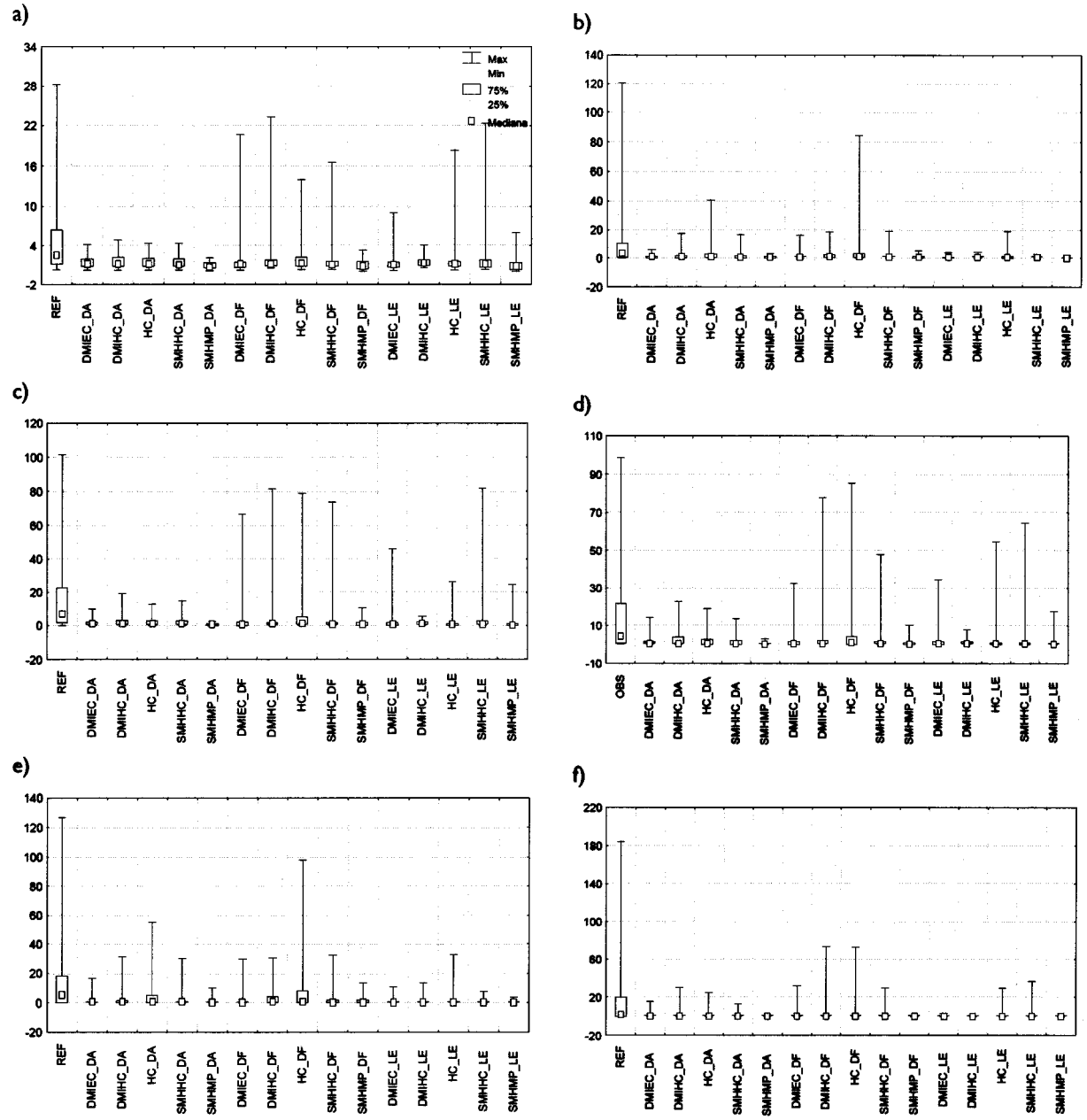


Figura A.26 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Outono) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Nabos; b) Enxoé c) Monte da Rocha; d) Monte da Ponte; e) Limas; f) Oeiras.

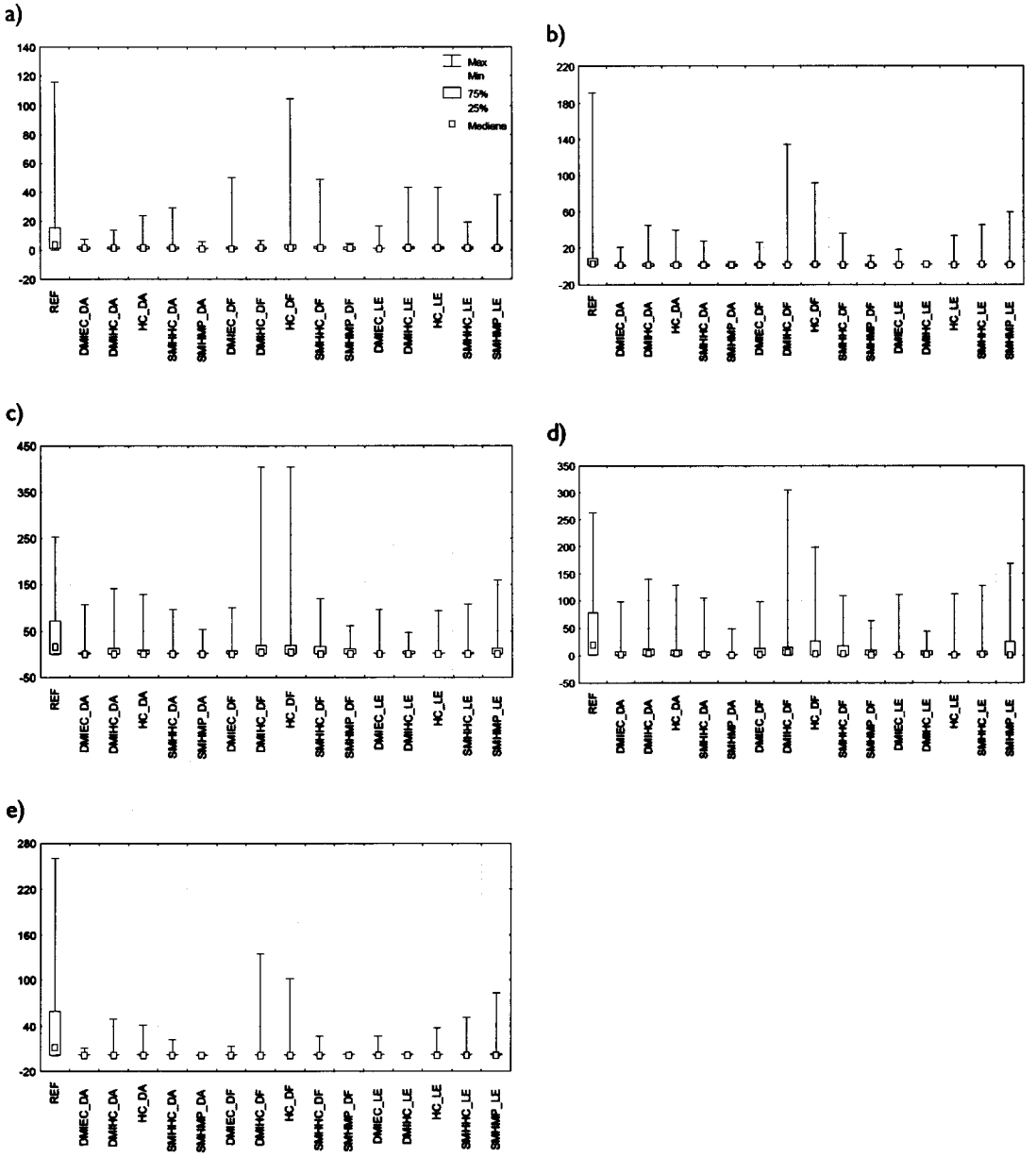


Figura A.27 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Outono) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Pego do Altar; b) Carreiras; c) Vascão; d) Tenência; e) Odeleite.

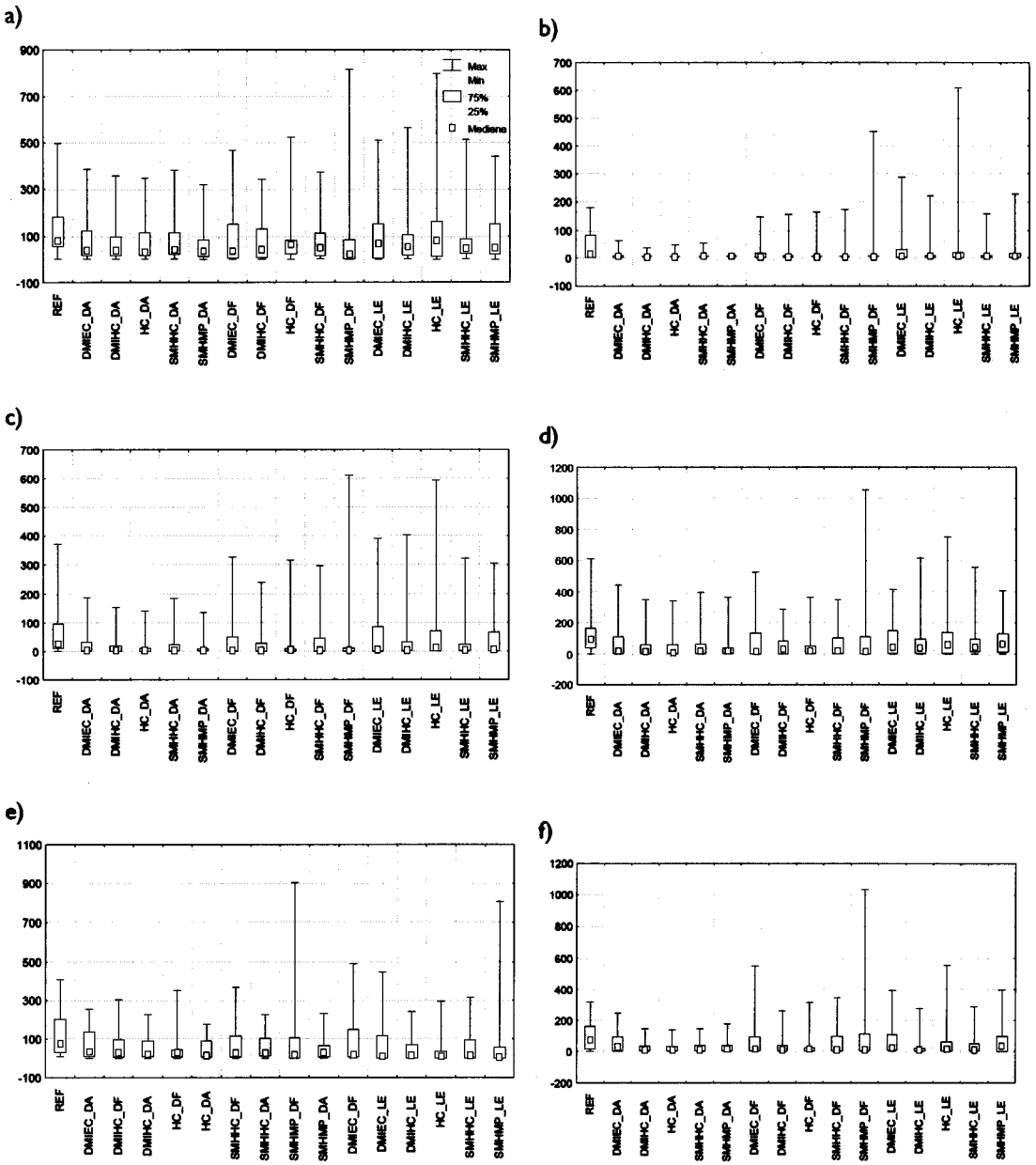


Figura A.28 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Inverno) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Odivelas; f)Ponte Alvalade Campilhas.

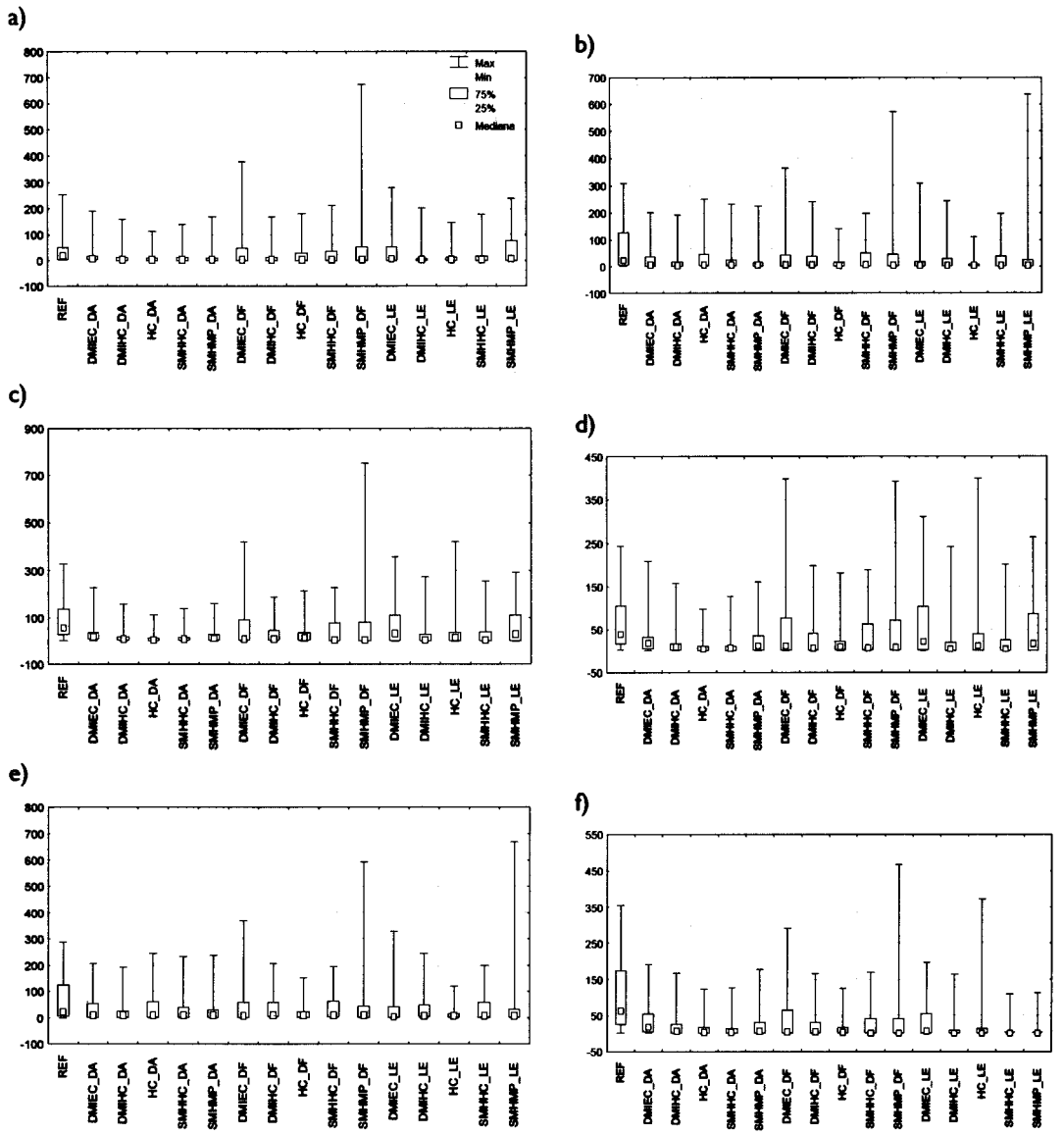


Figura A.29 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Inverno) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Nabos; b) Enxoé; c) Monte da Rocha; d) Monte da Ponte; e) Limas; f) Oeiras.

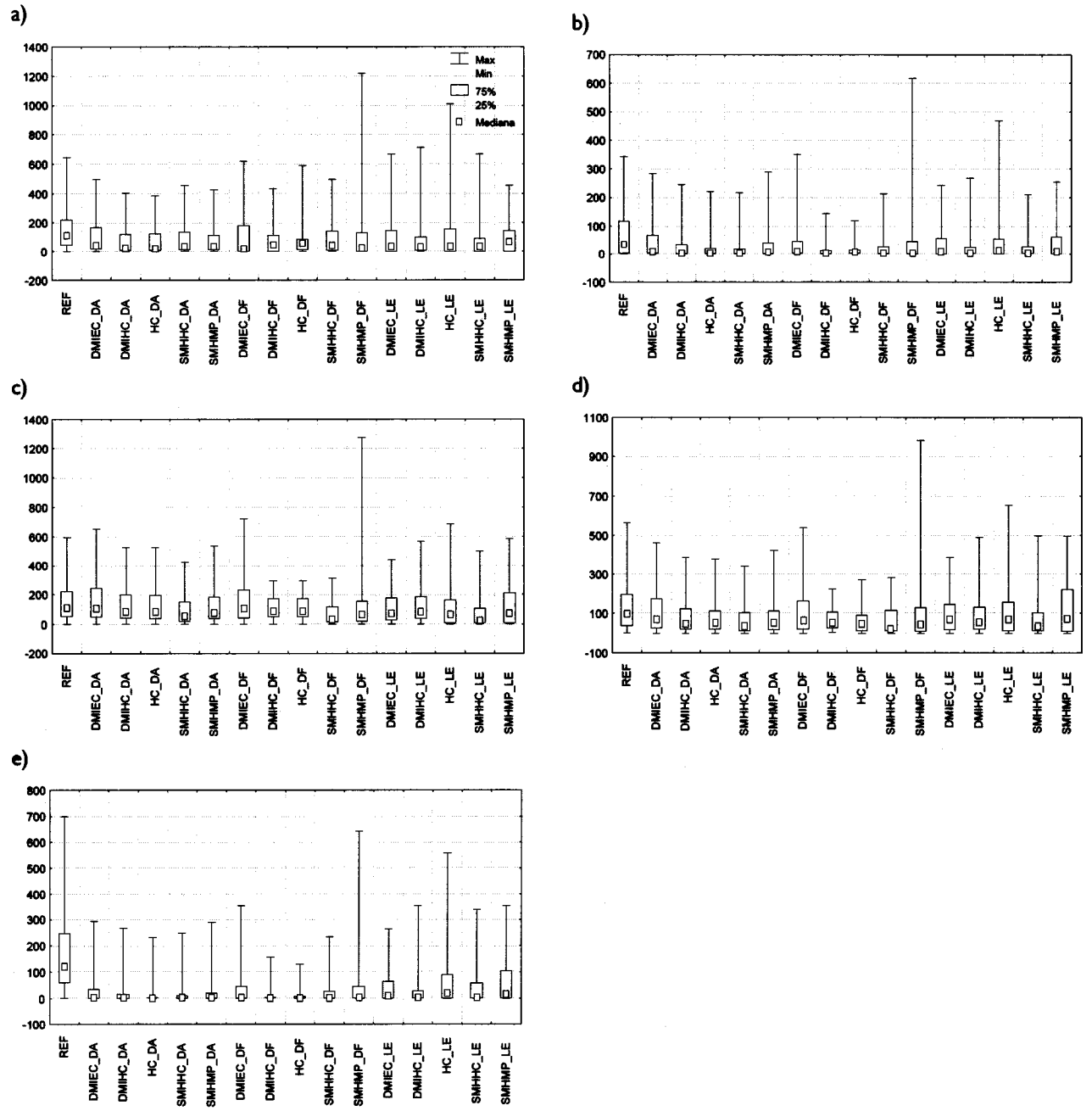


Figura A.30 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Inverno) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Pego do Altar; b) Carreiras; c) Vascão; d) Tenência; e) Odeleite.

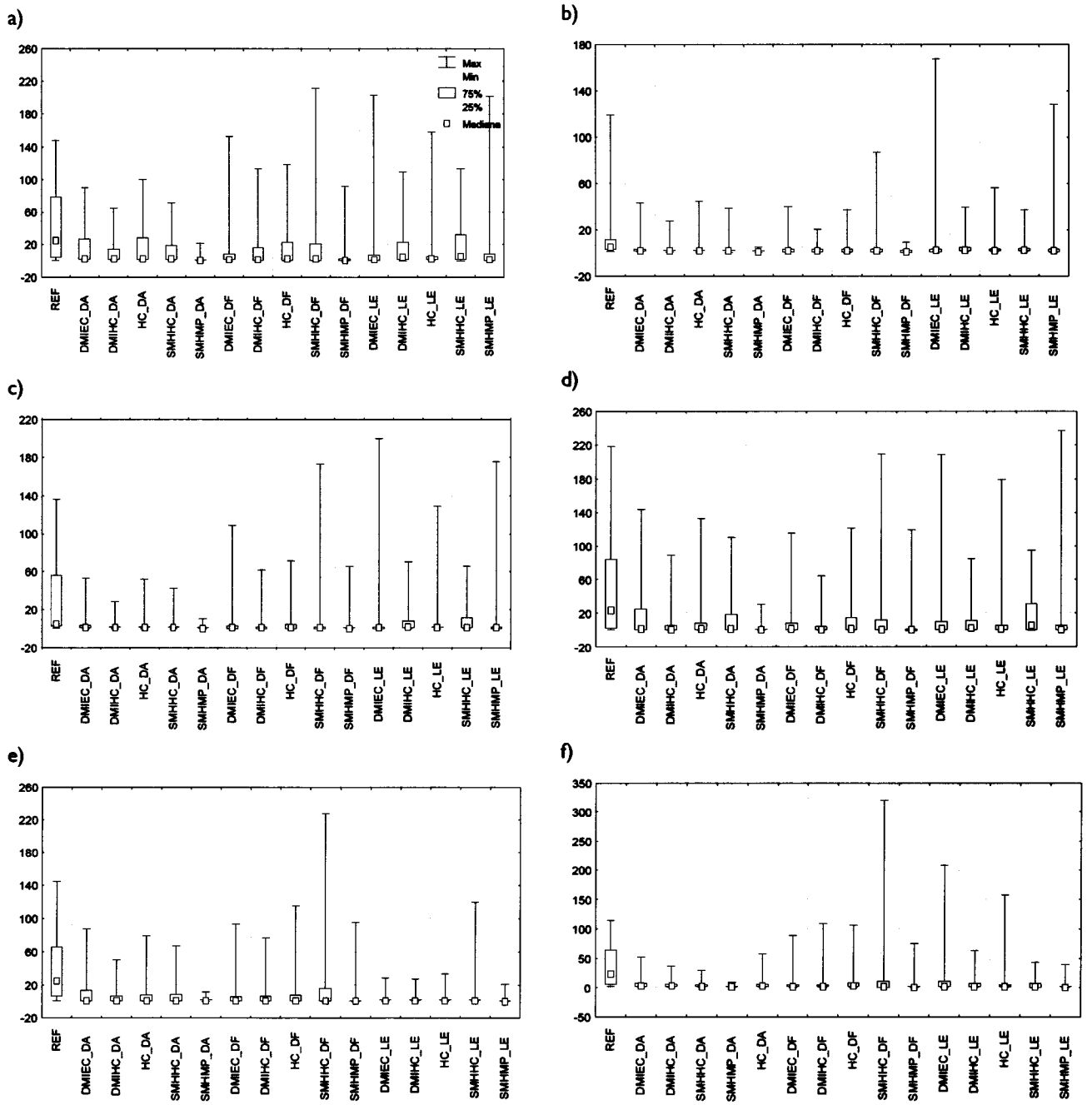


Figura A.31 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Primavera) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Caia Guadiana; b) Luceféćit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Odivelas; f)Ponte Alvalade Campilhas.

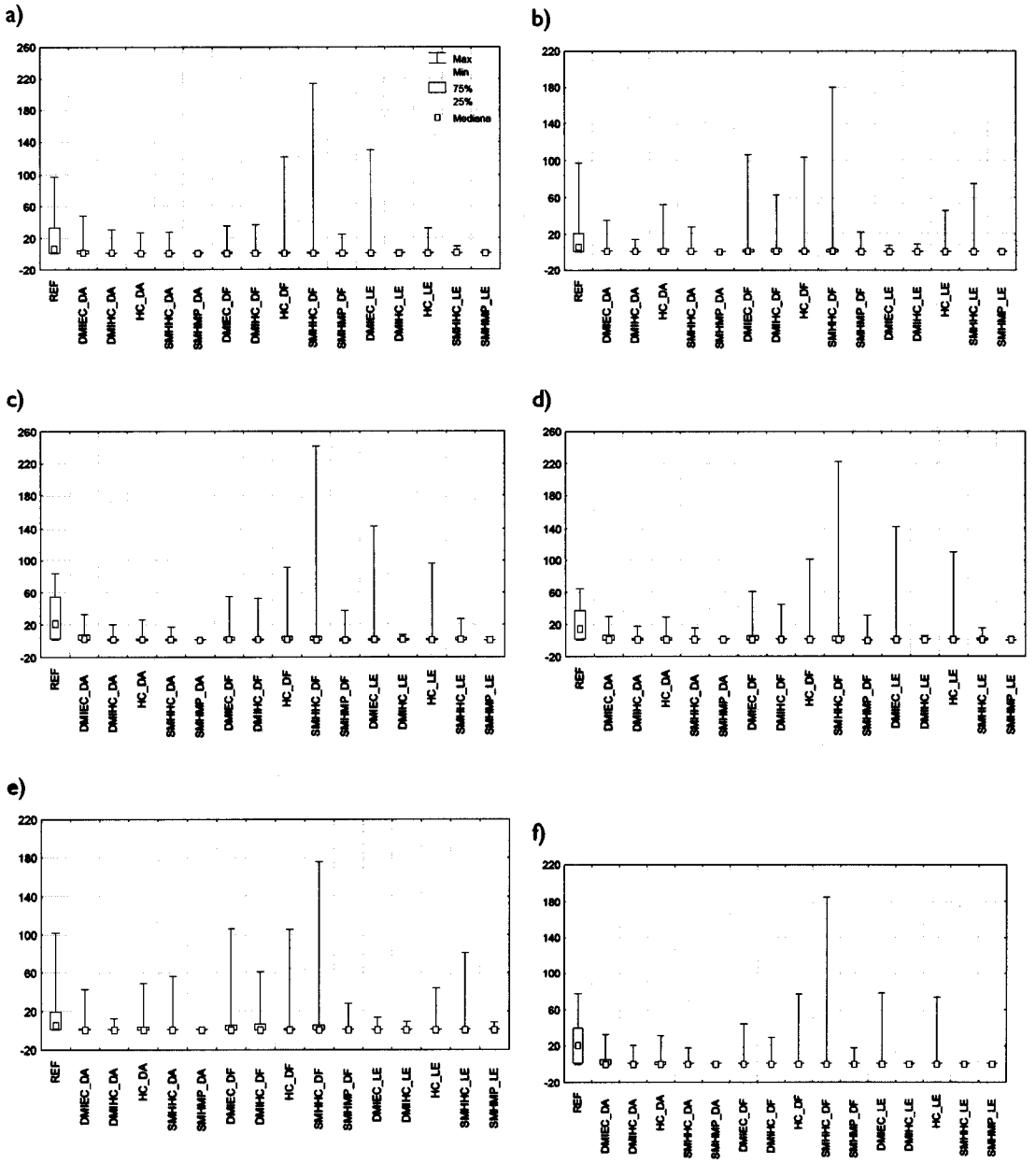


Figura A.32 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Primavera) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Nabos; b) Enxoé; c) Monte da Rocha; d) Monte da Ponte; e) Limas; f) Oeiras.

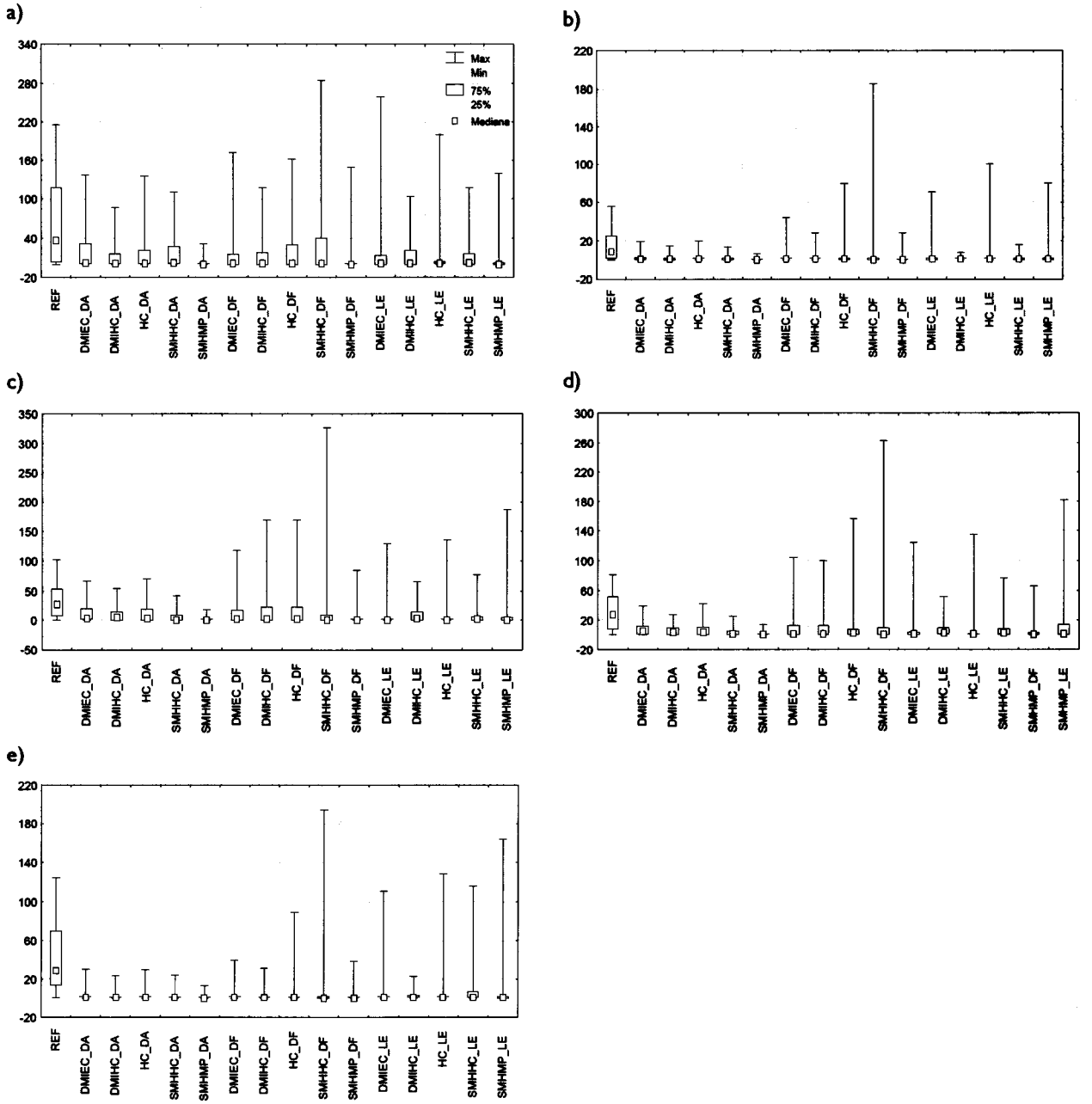


Figura A.33 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Primavera) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Pego do Altar; b) Carreiras; c) Vascão; d) Tenência; e) Odeleite.

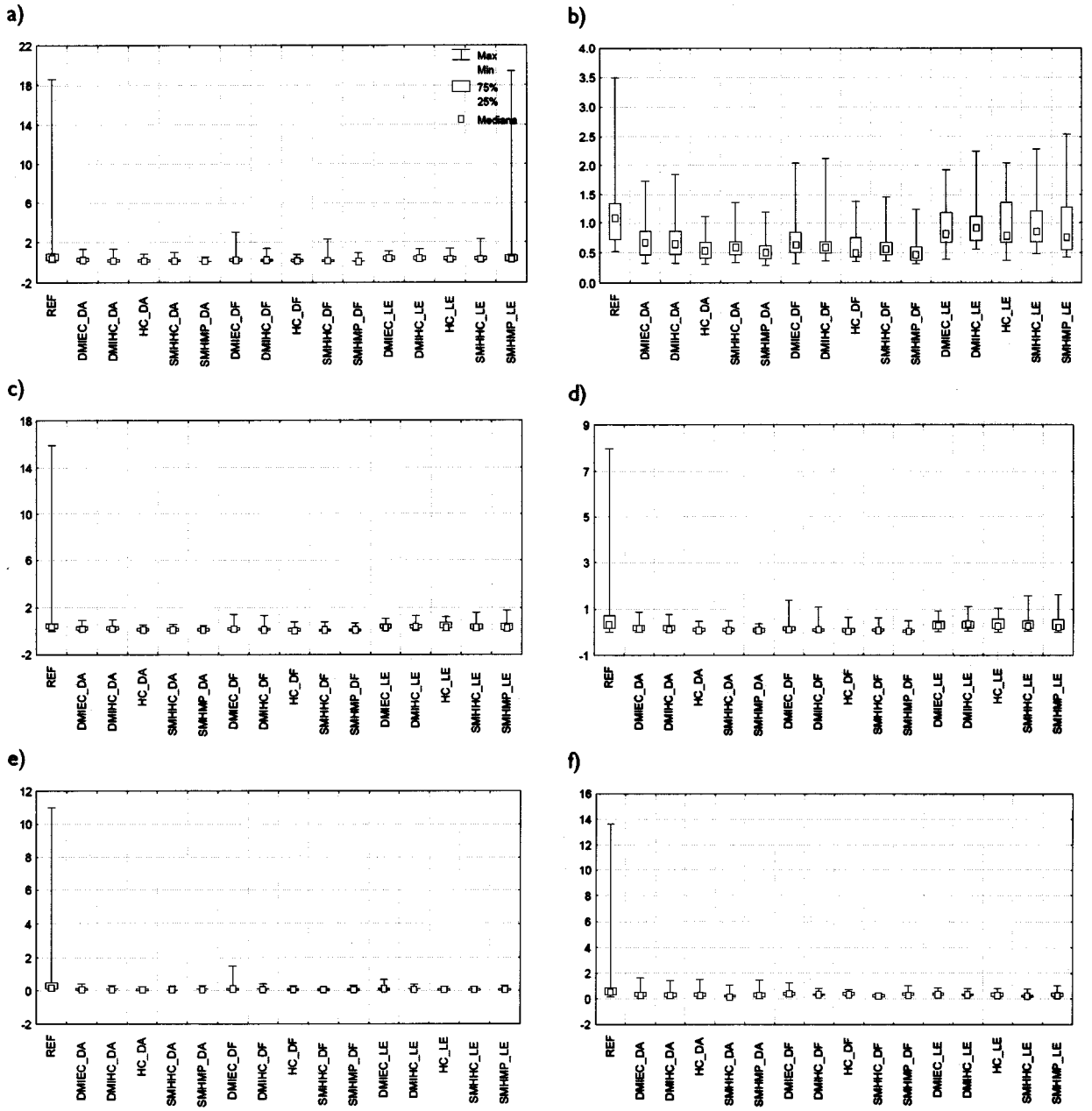


Figura A.34 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Verão) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Caia Guadiana; b) Lucefécit; c) Vendinha; d) Vale do Gaio; e) Odivelas; f)Ponte Alvalade Campilhas.

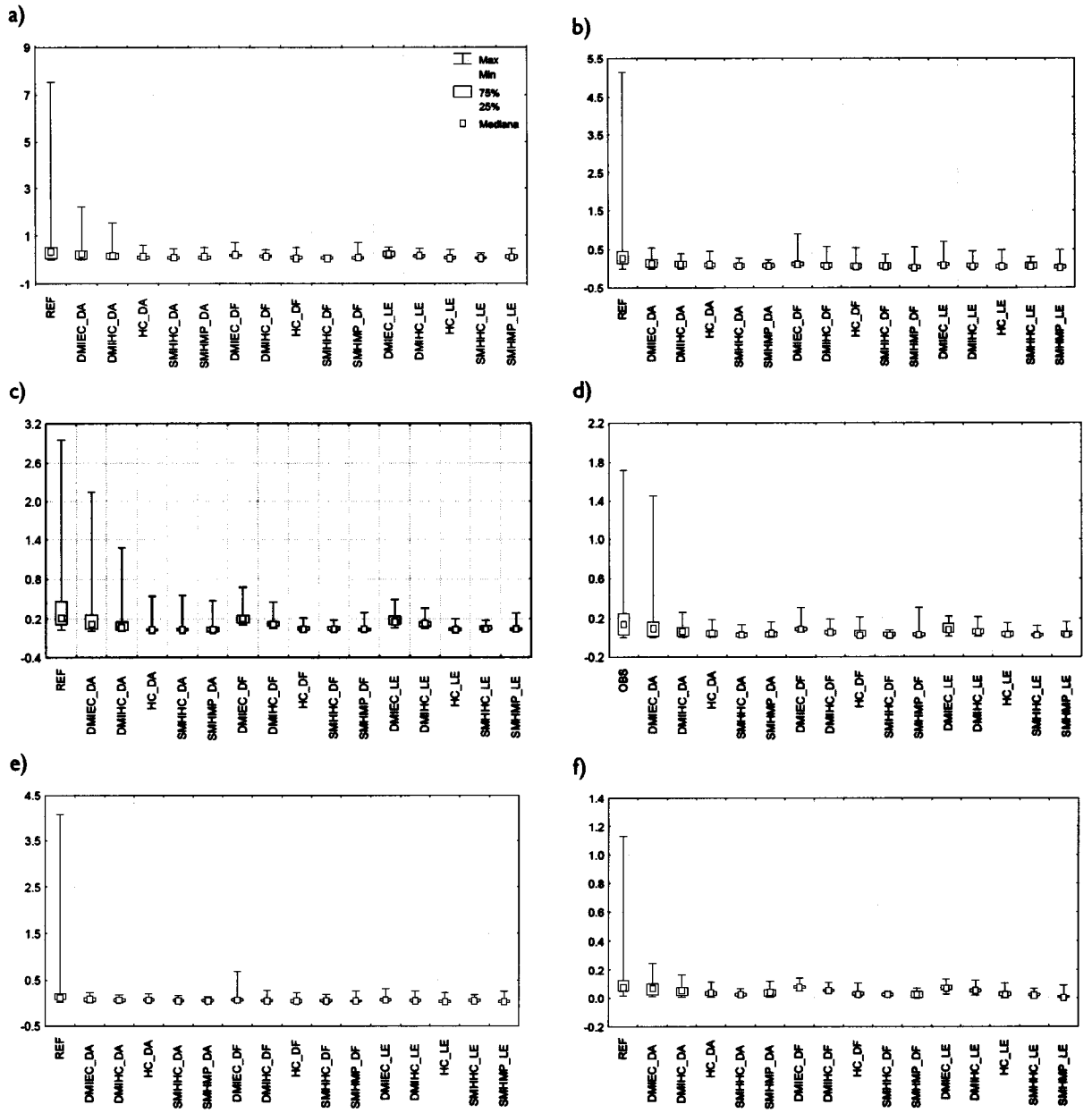


Figura A.35 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Verão) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Nabos; b) Enxoé; c) Monte da Rocha; d) Monte da Ponte; e) Limas; f) Oeiras.

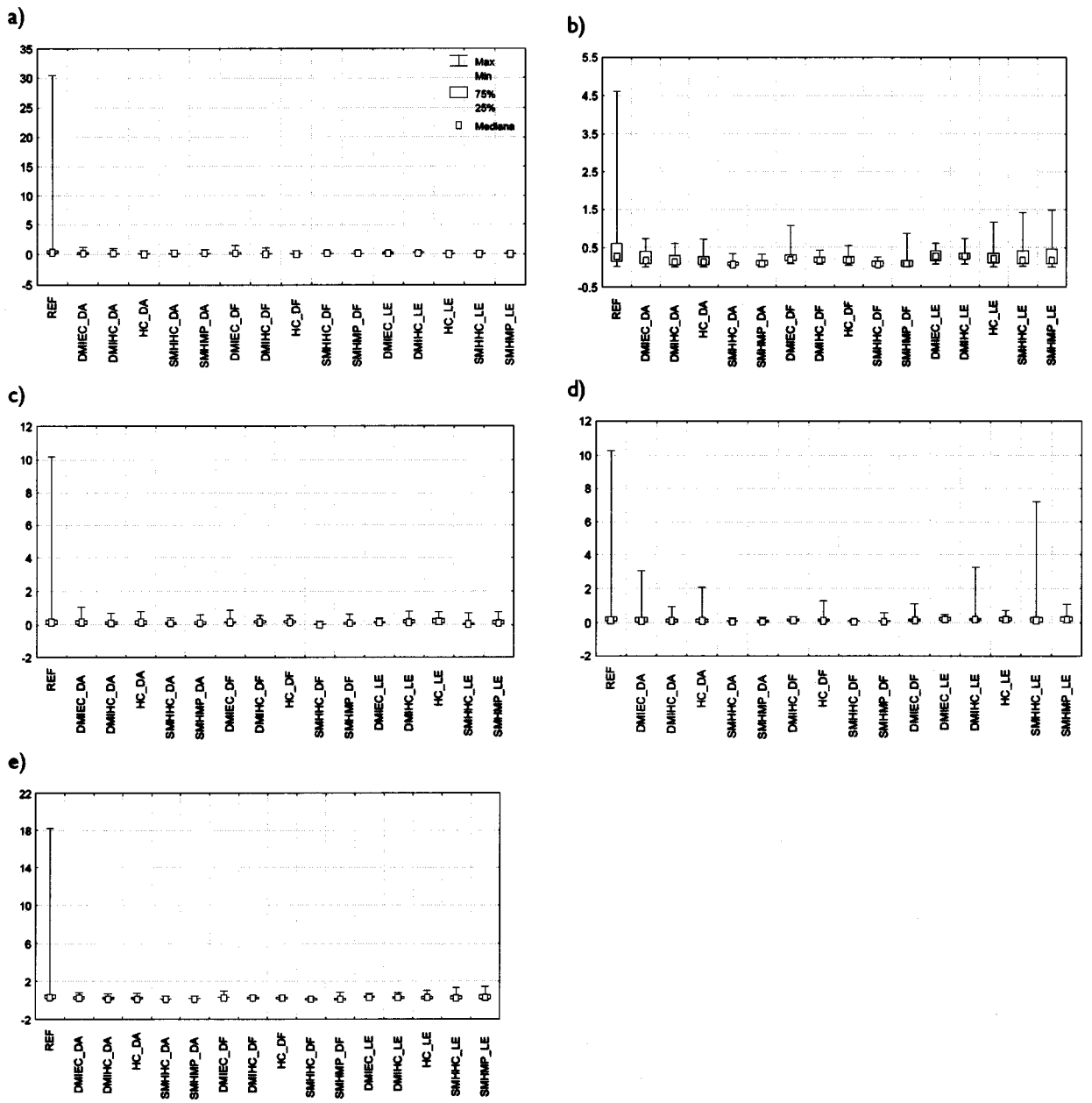


Figura A.36 – Distribuição do escoamento superficial (mm) (Verão) obtida nas várias simulações efectuadas para as bacias hidrográficas de a) Pego do Altar; b) Carreiras; c) Vascão; d) Tenência; e) Odeleite.

ANEXO VIII – Resultados do escoamento superficial de acordo com os cenários de alterações climáticas e do uso do solo na bacia do Enxoé

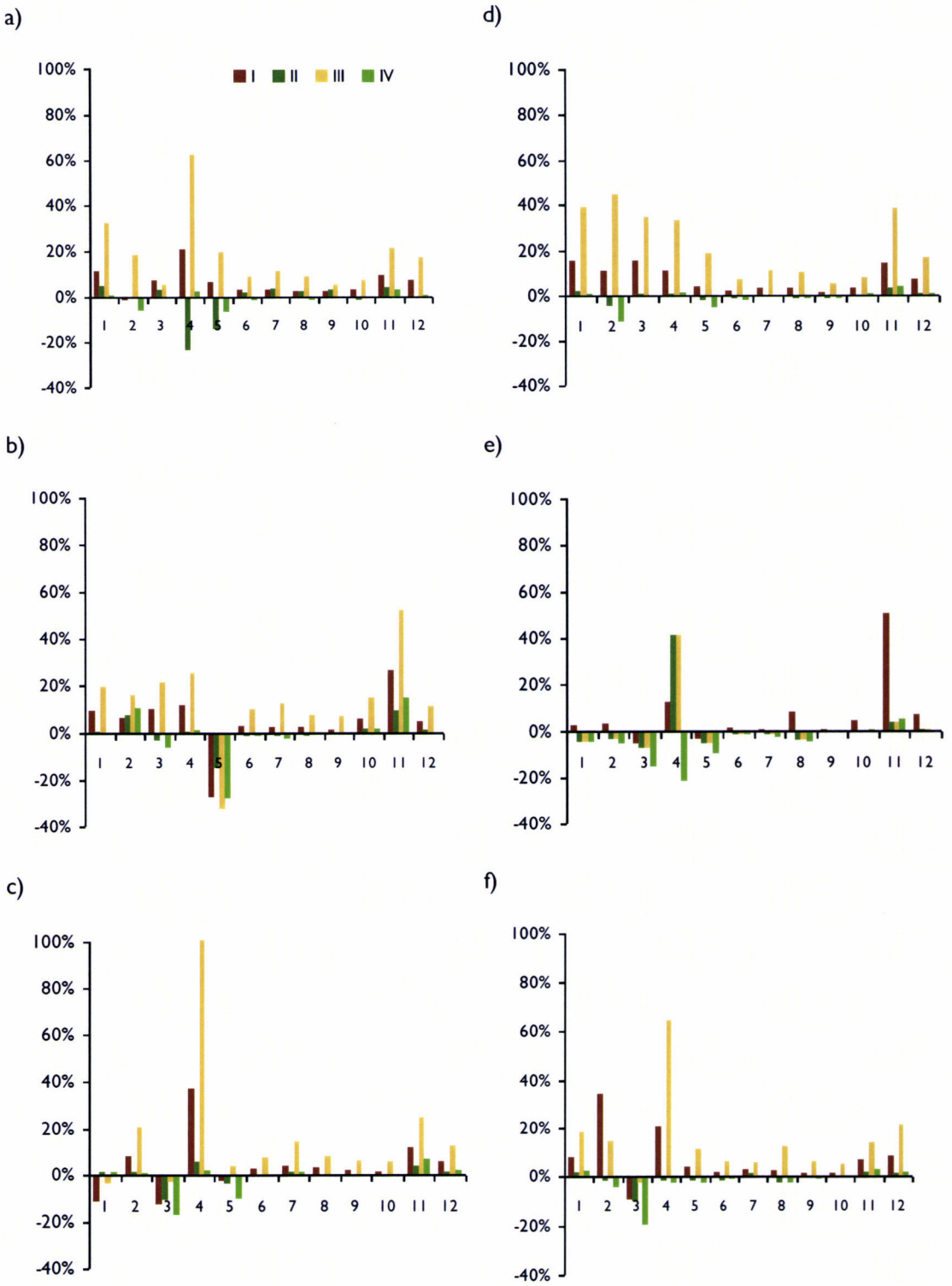


Figura A.37 – Variação do escoamento mensal no período 2071-2100 para os cenários de uso do solo e para os cenários climáticos: a) dmi_ec_da; b) dmi_ec_df; c) dmi_ec_len; d) dmi_hc_da; e) dmi_hc_df; f) dmi_hc_len.

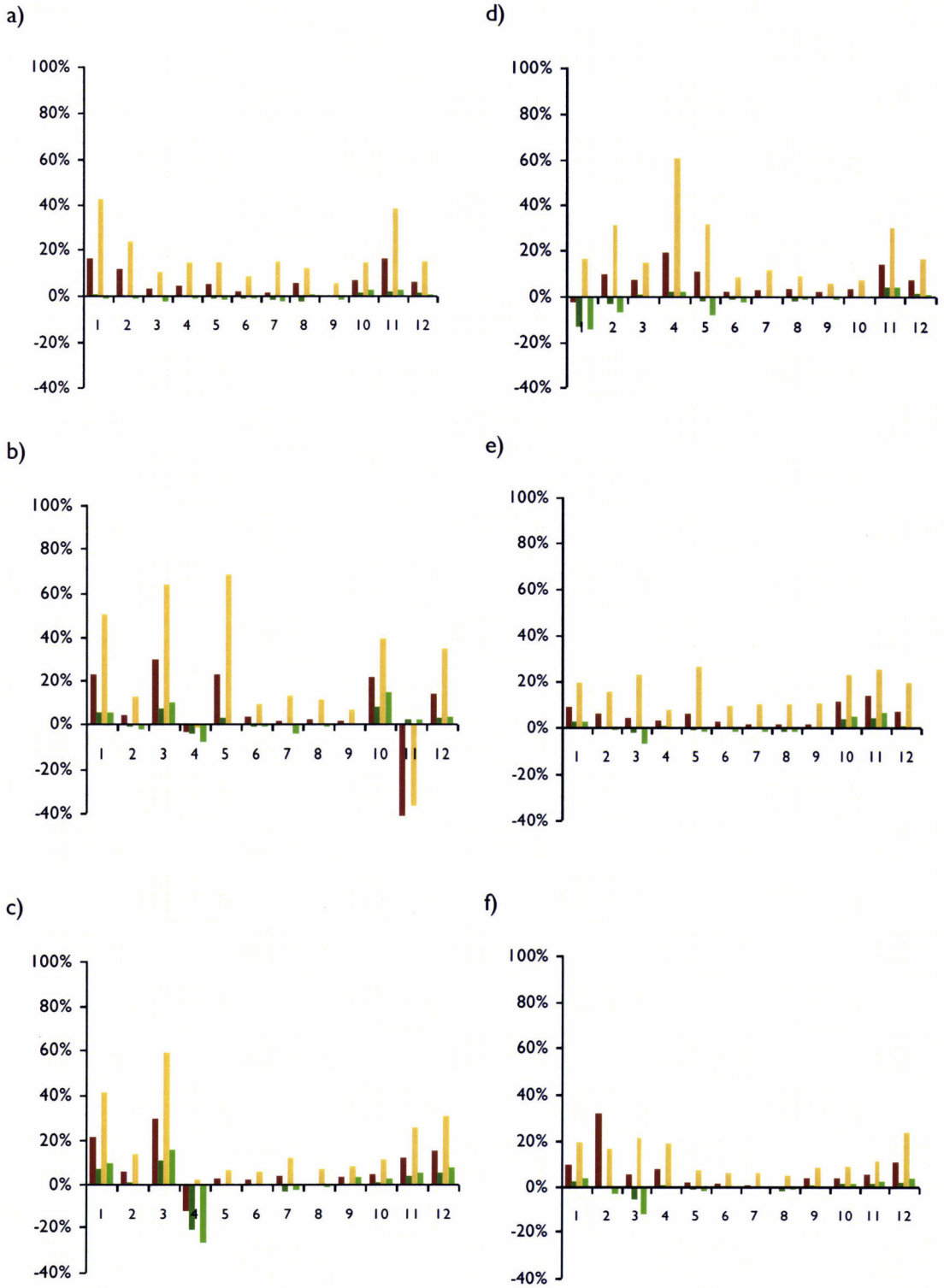


Figura A.38 – Variação do escoamento mensal no período 2071-2100 para os cenários de uso do solo e para os cenários climáticos: a) hc_da; b) hc_df; c) hc_len; d) smhi_hc_da; e) smhi_hc_df; f) smhi_hc_len.

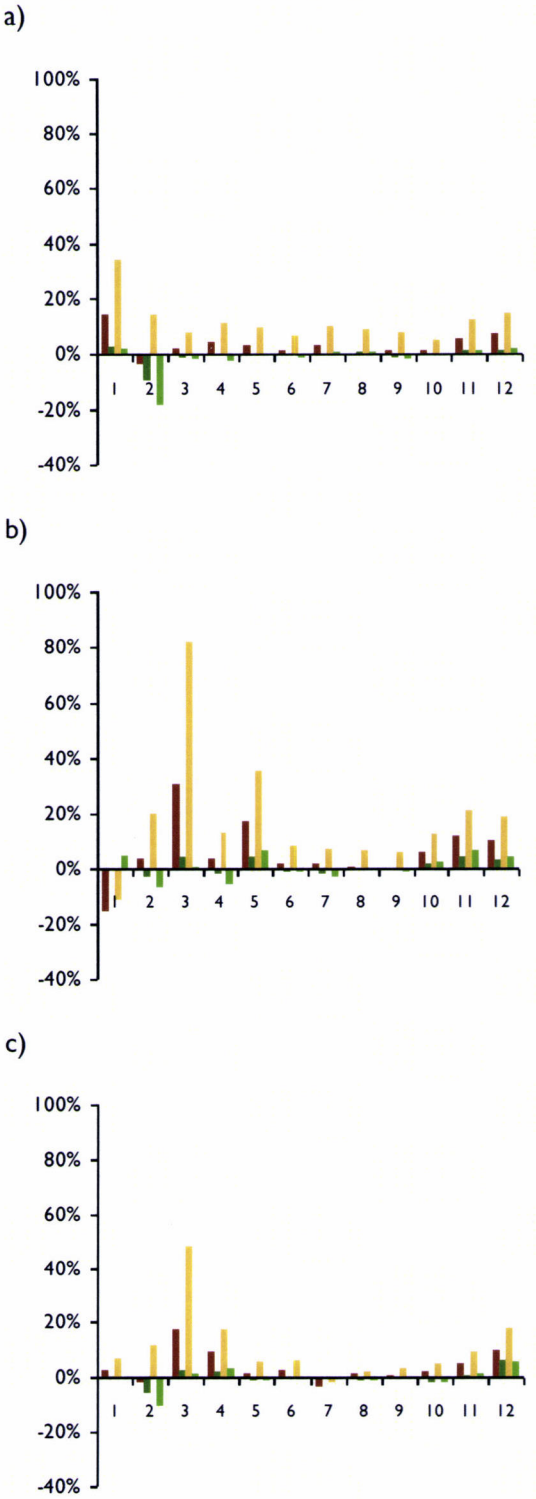


Figura A.39 – Variação do escoamento mensal no período 2071-2100 para os cenários de uso do solo e para os cenários climáticos: a) smhi_mp_da; b) smhi_ mp_df; c) smhi_ mp_len.

ANEXO IX – Caudais diários máximos anuais associados a períodos de retorno para os vários cenários de alterações climáticas

Tabela A.12 – Caudais diários máximos (m^3/s) associados a períodos de retorno para os vários cenários de alterações climáticas nas bacias hidrográficas Caia Guadiana, Lucefecit, Vendinha e Pego do Altar.

Caia Guadiana

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	83	59	70	76	51	62	76	97	153	81	78	80	62	51	90	144
5	126	194	235	118	147	167	118	285	305	124	144	139	109	204	226	211
10	155	322	393	146	230	255	145	452	407	152	188	178	141	368	334	247
20	183	468	572	172	320	348	171	633	504	180	230	215	171	569	445	278
50	218	683	839	207	446	478	205	892	630	215	285	263	210	884	596	314
100	245	861	1059	233	547	579	231	1099	724	242	326	299	239	1156	713	338

Lucefécit

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	2	4	5	2	3	3	2	3	7	2	3	3	1	3	6	9
5	5	12	16	3	7	8	3	8	27	5	10	9	2	10	19	25
10	8	20	26	4	11	12	4	11	46	6	15	13	2	16	30	39
20	10	29	38	5	15	17	5	15	68	8	21	18	3	22	43	54
50	13	41	54	6	21	23	5	19	102	10	30	25	3	31	61	75
100	15	52	67	7	25	28	6	23	130	11	37	30	3	39	75	91

Vendinha

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	12	15	18	9	10	15	8	15	26	11	13	15	6	13	25	46
5	43	63	83	26	41	59	28	47	124	35	53	53	18	61	107	112
10	75	116	158	43	76	106	48	76	241	59	97	91	29	117	199	163
20	112	181	255	61	118	165	71	108	392	86	151	135	41	188	313	215
50	169	284	413	88	185	256	106	155	643	126	237	201	57	304	495	285
100	217	375	554	109	243	335	135	193	871	160	313	257	70	409	656	338

Pego do Altar

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	68	43	61	36	34	37	35	67	54	50	91	71	46	53	53	113
5	117	214	203	113	159	142	108	225	253	137	173	195	131	250	250	164
10	149	421	338	183	309	250	175	377	486	211	227	299	203	484	484	198
20	180	693	491	261	502	378	250	551	786	290	279	411	281	786	786	231
50	219	1149	718	375	821	577	358	810	1279	400	346	566	390	1287	1287	273
100	249	1564	905	467	1109	746	446	1024	1723	487	396	689	477	1739	1739	304

Tabela A.13 – Caudais diários máximos (m^3/s) associados a períodos de retorno para os vários cenários de alterações climáticas nas bacias hidrográficas Vale do Gaio, Odivelas, Ponte Alvalade Campilhas e Nabos.

Vale Gaio

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	25	23	33	17	17	29	15	28	36	22	27	42	22	27	54	64
5	85	119	125	56	78	96	55	103	189	68	124	121	75	143	171	133
10	142	238	220	94	150	160	95	180	384	109	237	191	124	289	278	181
20	208	397	334	137	244	234	143	270	647	155	383	267	181	486	398	227
50	305	666	509	202	397	344	216	407	1098	220	621	375	265	822	572	286
100	386	914	658	255	536	435	278	524	1517	273	835	461	335	1134	714	330

Odivelas

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	30	21	12	16	16	10	17	24	13	20	22	14	17	23	10	52
5	51	93	65	40	57	49	40	99	54	48	100	73	52	130	64	78
10	65	174	133	60	98	95	59	181	99	69	191	149	82	269	140	94
20	78	277	226	81	146	155	77	281	156	91	306	249	115	459	251	107
50	95	442	385	109	219	255	102	441	247	119	495	421	162	791	452	122
100	108	589	533	131	280	346	121	581	328	141	663	580	200	1102	648	132

Ponte Alvalade Campilhas

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	33	38	42	16	19	15	20	28	31	18	33	26	20	51	57	75
5	91	127	127	41	59	39	53	76	107	48	112	78	53	214	221	156
10	138	213	203	61	97	58	81	117	182	73	187	123	80	393	395	212
20	189	310	286	82	139	77	109	160	268	99	273	173	109	615	604	266
50	259	455	405	112	200	104	148	220	398	136	400	243	149	967	930	335
100	314	576	502	134	250	125	179	268	507	165	505	300	180	1276	1210	386

Nabos

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	8	12	13	5	7	4	4	10	8	5	10	6	6	16	15	23
5	26	44	47	14	25	14	10	33	28	12	41	21	18	69	67	56
10	42	77	82	21	43	22	15	56	47	19	74	36	29	130	129	82
20	59	115	123	29	65	31	21	81	69	26	115	54	41	205	207	109
50	85	175	186	40	97	45	28	118	103	35	178	80	58	327	336	144
100	105	226	239	49	125	56	34	149	131	43	232	102	72	434	451	172

Tabela A.14 – Caudais diários máximos (m^3/s) associados a períodos de retorno para os vários cenários de alterações climáticas nas bacias hidrográficas Enxoé, Monte da Rocha, Monte da Ponte e Limas.

Enxoé

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	1	1	1	1	2	1	1	2	1	1	2	2	1	2	1	4
5	4	5	3	3	5	4	5	5	4	5	6	6	3	7	6	11
10	7	9	5	5	9	8	8	9	6	8	11	11	5	12	11	18
20	10	13	8	7	13	12	12	13	9	12	16	16	8	19	18	25
50	14	20	12	10	19	19	18	20	13	18	25	25	12	29	29	35
100	18	26	16	13	24	24	23	25	16	23	32	32	15	38	39	43

Monte da Rocha

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	10	10	13	5	6	4	3	10	8	5	10	6	6	11	11	25
5	22	35	44	13	21	13	8	29	29	12	34	20	19	54	58	37
10	32	61	74	19	34	21	11	46	49	17	58	34	30	105	116	44
20	41	92	108	25	50	29	15	65	73	23	87	49	42	171	194	50
50	54	138	160	33	74	41	19	91	108	30	130	70	60	282	325	56
100	63	178	203	39	94	51	23	112	137	36	166	88	74	383	445	61

Monte da Ponte

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	34	39	46	23	27	16	16	36	27	17	33	21	20	39	33	79
5	85	162	207	58	93	57	46	174	144	49	138	77	83	204	221	122
10	126	297	394	87	157	98	72	341	292	77	253	133	154	411	497	146
20	167	463	631	117	230	146	100	560	492	107	396	199	241	688	900	167
50	224	727	1019	159	339	219	140	927	835	151	623	301	380	1161	1644	191
100	267	958	1365	191	430	280	172	1260	1154	186	822	386	503	1598	2375	207

Limas

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	6	8	4	5	10	8	10	10	7	7	10	7	6	10	7	20
5	27	37	21	21	28	27	40	43	33	28	38	30	27	44	36	46
10	49	69	41	39	43	47	72	80	63	51	69	57	52	83	75	65
20	77	110	66	63	58	70	110	126	101	79	107	92	84	133	129	85
50	120	177	108	101	80	104	170	200	164	123	165	148	136	213	223	111
100	158	236	146	136	97	133	222	264	221	162	216	198	184	285	311	130

Tabela A.15 – Caudais diários máximos (m^3/s) associados a períodos de retorno para os vários cenários de alterações climáticas nas bacias hidrográficas Oeiras, Carreiras, Vascão e Tenência.

Oeiras

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	14	9	8	6	5	2	4	7	4	3	6	2	7	7	5	55
5	55	54	62	28	33	14	17	46	34	16	59	12	42	57	42	99
10	100	115	148	53	76	31	34	101	87	31	153	28	93	139	103	126
20	154	202	281	85	141	57	57	181	173	50	310	54	165	269	200	151
50	238	358	537	136	263	105	94	326	349	83	632	104	295	525	392	182
100	312	507	799	182	386	152	128	468	534	113	977	155	421	789	593	204

Carreiras

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	10	9	8	6	5	4	5	8	12	5	8	6	6	10	14	24
5	34	37	32	21	20	15	15	26	53	16	38	22	26	44	58	61
10	57	68	57	36	35	26	26	44	103	26	73	38	49	83	106	90
20	84	107	88	53	54	39	37	64	166	38	118	58	76	132	165	120
50	125	169	138	79	83	58	54	94	269	56	192	88	120	212	260	161
100	160	223	180	102	109	74	69	119	362	71	259	114	159	284	342	192

Vascão

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	69	90	61	62	58	42	59	58	32	37	57	27	65	109	93	70
5	163	148	112	99	140	105	92	140	187	116	102	96	112	213	168	113
10	234	187	146	124	204	154	114	204	398	189	132	163	144	281	218	138
20	307	224	179	148	269	205	136	269	693	270	161	242	174	347	266	160
50	403	272	221	180	356	273	163	356	1216	387	198	361	213	432	329	186
100	476	308	253	203	422	325	183	422	1715	483	226	461	242	496	375	204

Tenência

T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Ref
2	51	62	55	42	39	34	39	48	40	33	41	41	49	53	87	71
5	114	110	101	97	76	78	85	182	172	78	110	99	88	218	148	117
10	160	142	132	139	101	110	117	321	322	112	167	143	114	177	188	145
20	206	173	161	181	125	142	148	488	509	146	226	189	138	213	227	169
50	266	213	199	237	154	183	189	746	810	191	309	249	170	245	277	198
100	311	243	227	279	175	215	219	967	1077	225	374	295	194	299	315	219

Tabela A.16 – Caudais diários máximos (m^3/s) associados a períodos de retorno para os vários cenários de alterações climáticas na bacia hidrográfica de Odeleite.

Odeleite																
T	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**Ref**
2	7	6	9	5	4	6	3	6	15	3	6	10	5	9	20	75
5	31	30	41	20	17	26	13	26	89	13	33	47	26	46	106	129
10	60	57	79	37	33	49	24	49	194	24	67	92	52	92	215	161
20	97	93	126	58	54	79	37	78	342	37	113	151	86	153	363	191
50	158	151	204	92	88	127	57	126	608	57	191	249	144	256	616	226
100	213	203	273	123	119	170	74	168	866	75	263	337	197	352	850	250

Tabela A.17 – Caudais diários máximos (m^3/s) associados a períodos de retorno para os cenários de alterações climáticas e de uso do solo na bacia hidrográfica do Enxoé.

Uso do Solo - Cenário I																
T	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**61-90**
2	2	3	1	2	3	2	3	3	2	2	3	2	2	3	2	8
5	7	10	5	6	10	10	10	9	6	8	12	7	6	12	10	21
10	13	18	10	11	17	20	17	15	11	15	21	13	11	22	20	33
20	19	27	15	16	25	32	25	22	16	22	32	21	17	35	32	45
50	29	41	24	24	37	52	38	33	23	34	49	32	26	54	53	63
100	37	53	31	31	47	70	49	41	30	44	64	42	34	71	72	76

Uso do Solo -Cenário II																
T	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**61-90**
2	1	2	1	1	3	2	2	3	2	2	3	2	1	3	2	6
5	6	9	5	5	10	7	8	9	5	7	10	6	5	11	9	19
10	11	16	8	8	16	13	13	15	9	11	17	12	9	20	18	30
20	17	24	13	12	24	20	20	22	13	17	26	18	13	30	29	41
50	27	38	20	17	36	30	30	33	19	25	41	28	20	48	48	58
100	36	49	26	22	47	40	38	42	24	33	53	36	25	62	65	71

Uso do Solo -Cenário III																
T	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**61-90**
2	3	3	2	2	3	2	3	3	2	3	4	2	2	4	2	9
5	10	12	7	9	10	10	13	12	8	11	14	9	8	15	12	24
10	17	20	13	16	16	19	22	20	13	20	25	16	15	27	24	36
20	25	31	20	24	24	30	33	29	20	30	39	25	24	41	39	49
50	39	48	32	37	36	47	50	42	29	47	60	39	38	65	65	66
100	50	62	42	49	47	63	64	53	37	62	78	52	50	85	88	80

Uso do Solo -Cenário IV																
T	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**61-90**
2	2	2	1	1	3	2	2	3	2	2	3	2	2	3	2	7
5	7	9	5	5	9	7	9	9	6	7	11	7	5	12	9	19
10	12	17	9	8	15	14	15	16	10	12	19	12	9	21	18	31
20	17	26	13	13	22	21	22	23	14	19	29	18	14	33	30	43
50	26	41	21	19	32	34	33	35	21	28	45	28	21	52	50	60
100	33	53	27	24	40	44	43	44	26	36	58	37	28	69	67	74

ANEXO X – Volume de água armazenado nas albufeiras de acordo com os cenários de alterações climáticas

UNIVERSIDADE

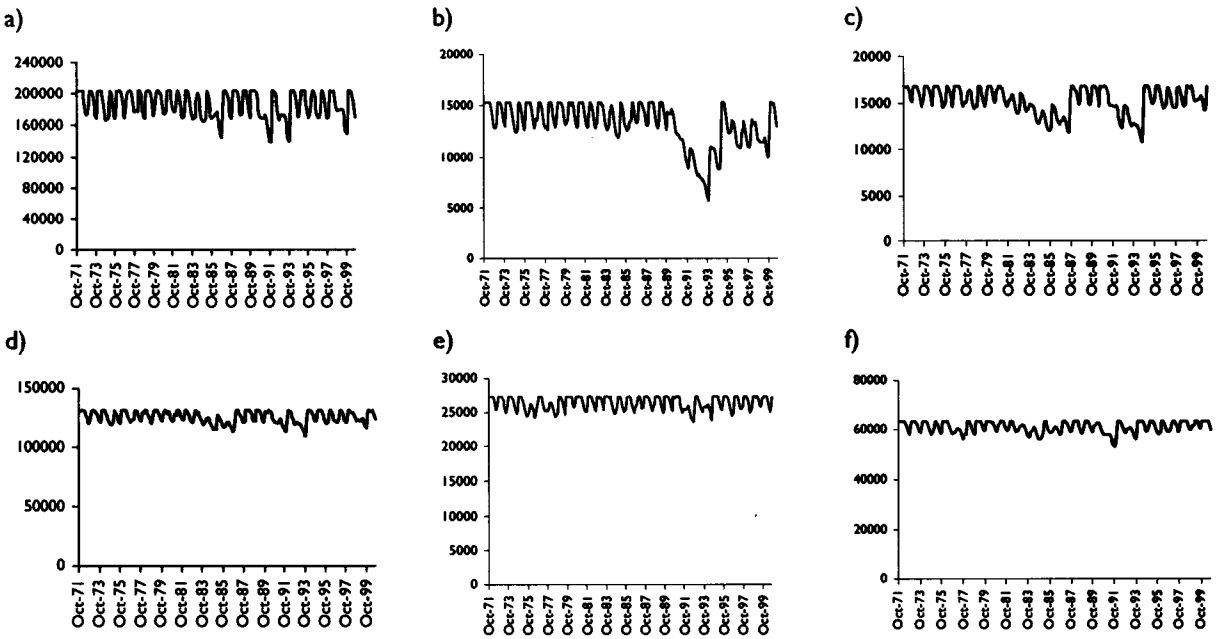


Figura A.40 – Volumes de água armazenados (dam³) para a situação de "Referência" nas albufeiras de: a) Caia; b) Monte Novo; c) Vigia; d) Alvito; e) Campilhas e f) Vale do Gaio.

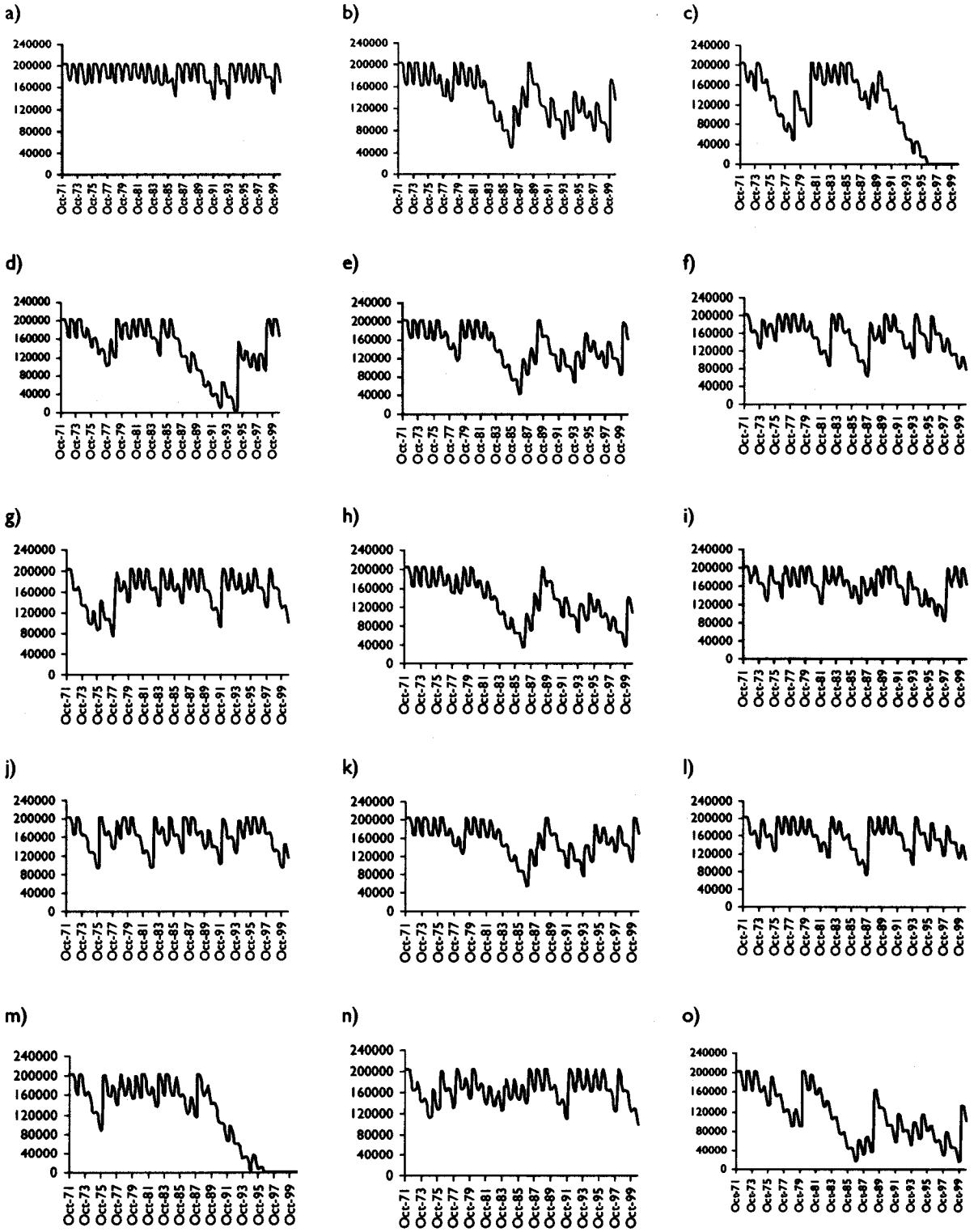


Figura A.41 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Caia para os cenários a) "Referência"; b) dmi_ec_da; c) dmi_ec_df; d) dmi_ec_len; e) dmi_hc_da; f) dmi_hc_df; g) dmi_hc_len; h) hc_da; i) hc_df; j) hc_len; k) smhi_hc_da; l) smhi _hc_df; m) smhi_hc_len; n) smhi_mp_da; o) smhi_mp_df; p) smhi_mp_len.

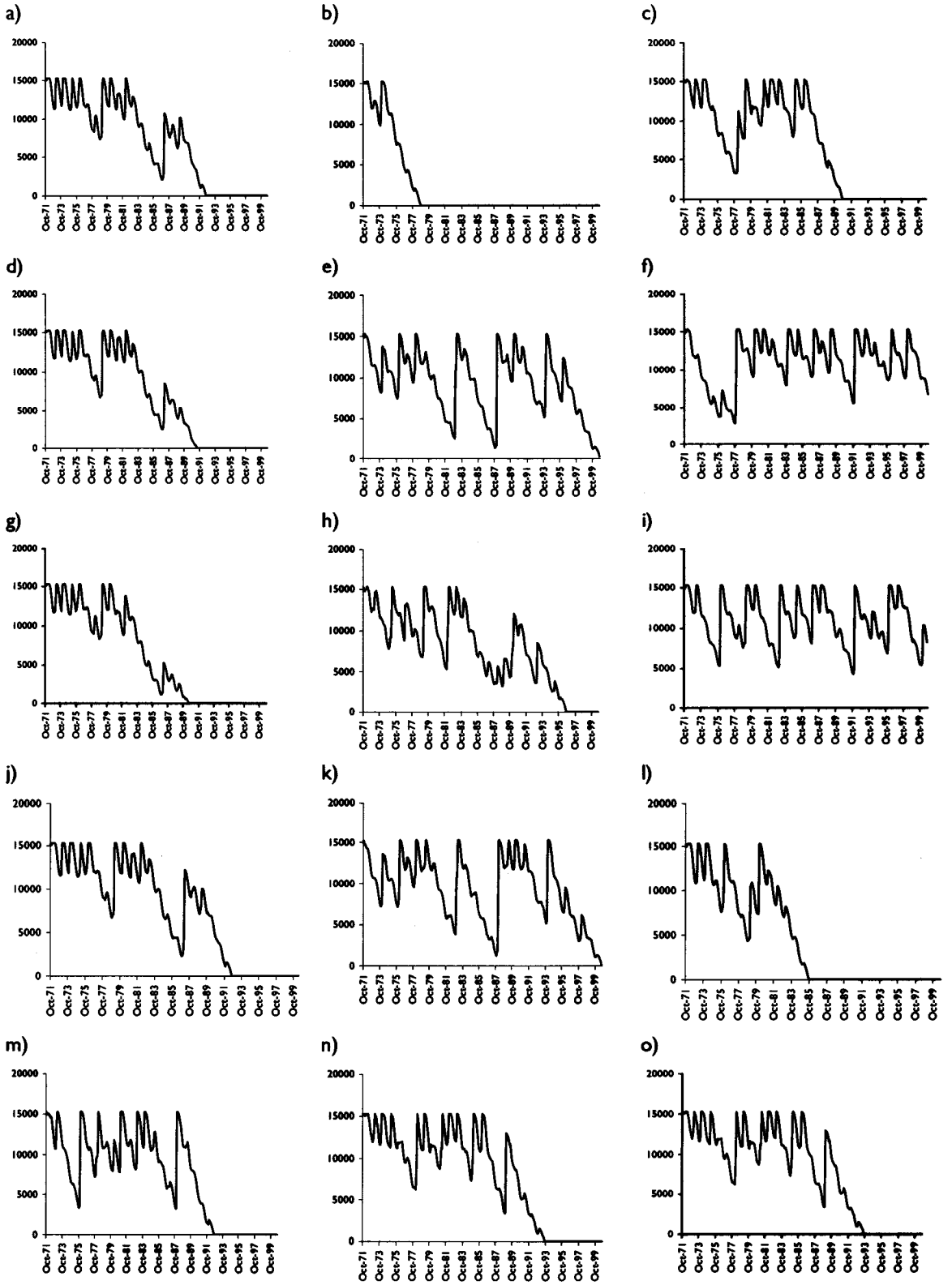


Figura A.42 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Monte Novo para os cenários: a) dmi_ec_da; b) dmi_ec_df; c) dmi_ec_len; d) dmi_hc_da; e) dmi_hc_df; f) dmi_hc_len; g) hc_da; h) hc_df; i) hc_len; j) smhi_hc_da; k) smhi _hc_df; l) smhi_hc_len; m) smhi_mp_da; n) smhi_mp_df; o) smhi_mp_len.

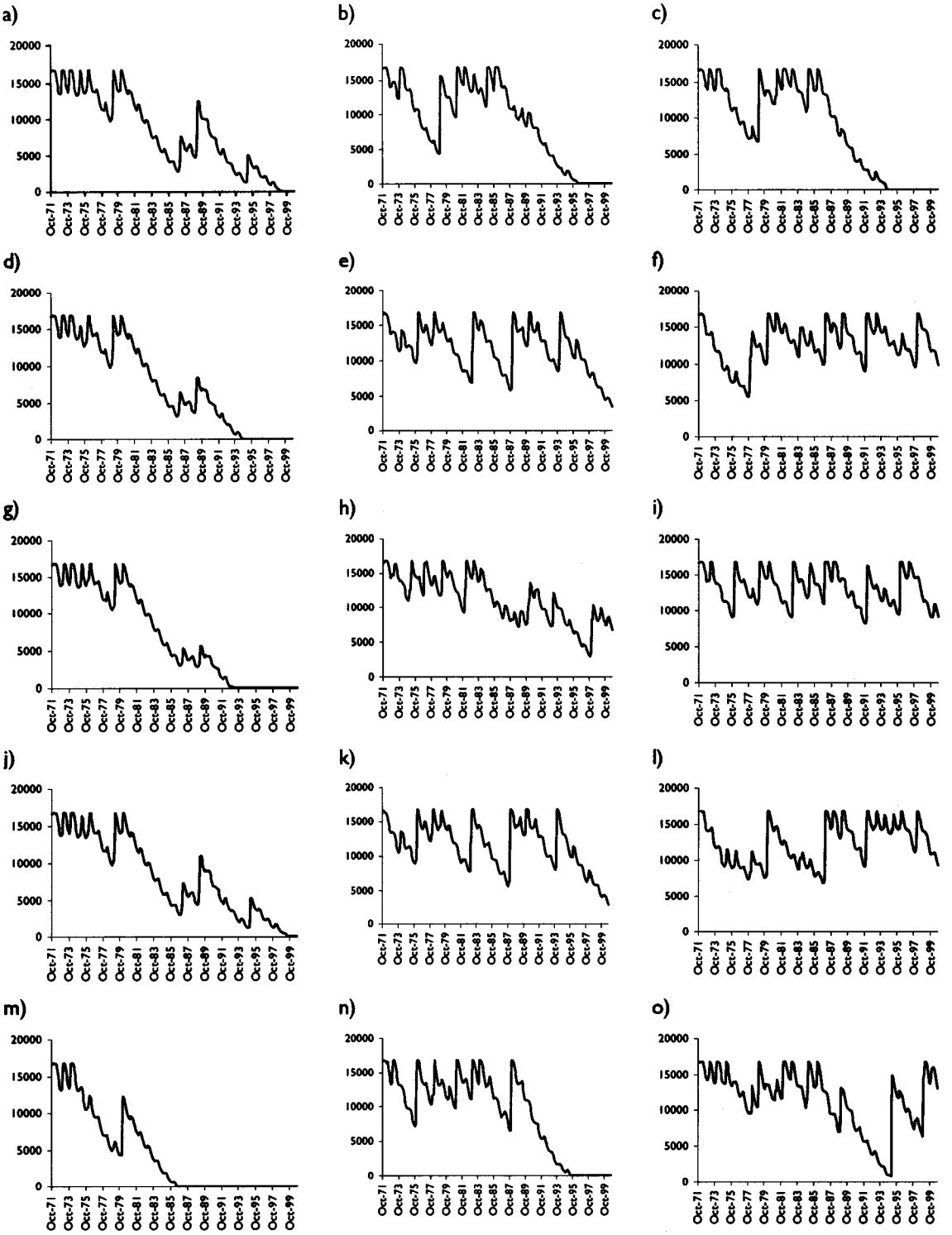


Figura A.43 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Vigia para os cenários: a) dmi_ec_da; b) dmi_ec_df; c) dmi_ec_len; d) dmi_hc_da; e) dmi_hc_df; f) dmi_hc_len; g) hc_da; h) hc_df; i) hc_len; j) smhi_hc_da; k) smhi _hc_df; l) smhi_hc_len; m) smhi_mp_da; n) smhi_mp_df; o) smhi_mp_len.

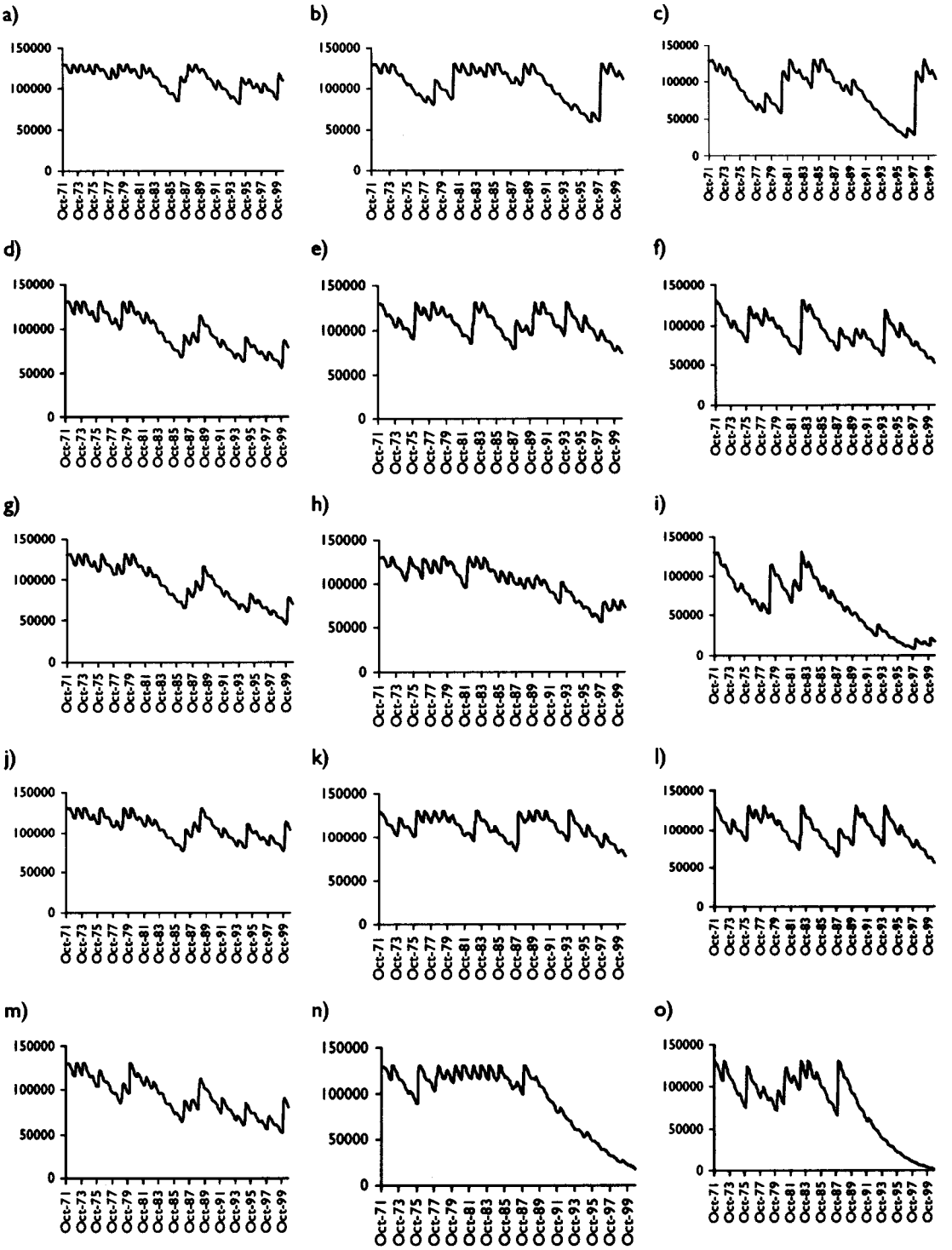


Figura A.44 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Alvito (consumos actuais) para os cenários: a) dmi_ec_da; b) dmi_ec_df; c) dmi_ec_len; d) dmi_hc_da; e) dmi_hc_df; f) dmi_hc_len; g) hc_da; h) hc_df; i) hc_len; j) smhi_hc_da; k) smhi _hc_df; l) smhi_hc_len; m) smhi_mp_da; n) smhi_mp_df; o) smhi_mp_len.

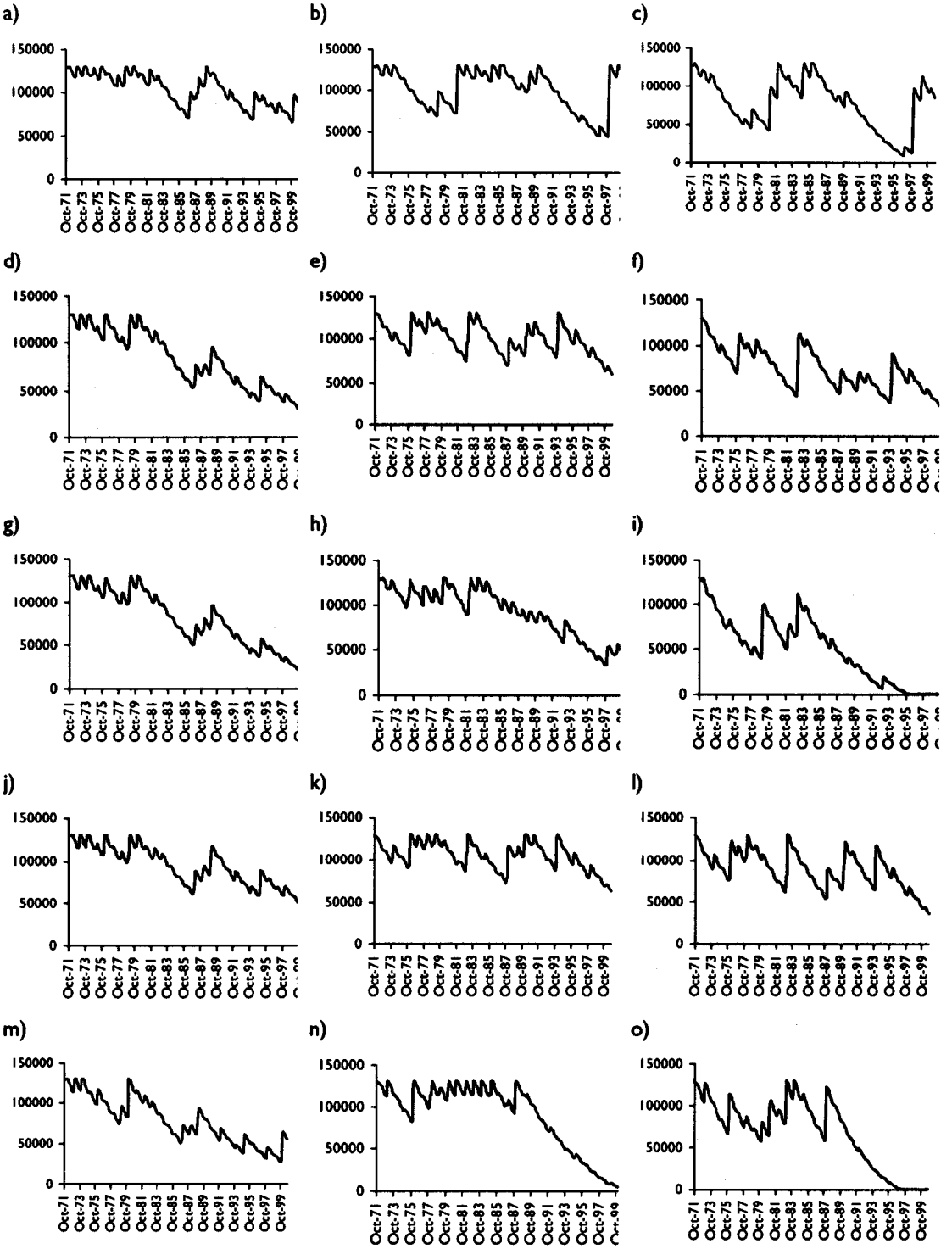


Figura A.45 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Alvito (consumos horizonte projecto) para os cenários: a) dmi_ec_da; b) dmi_ec_df; c) dmi_ec_len; d) dmi_hc_da; e) dmi_hc_df; f) dmi_hc_len; g) hc_da; h) hc_df; i) hc_len; j) smhi_hc_da; k) smhi _hc_df; l) smhi_hc_len; m) smhi_mp_da; n) smhi_mp_df; o) smhi_mp_len.

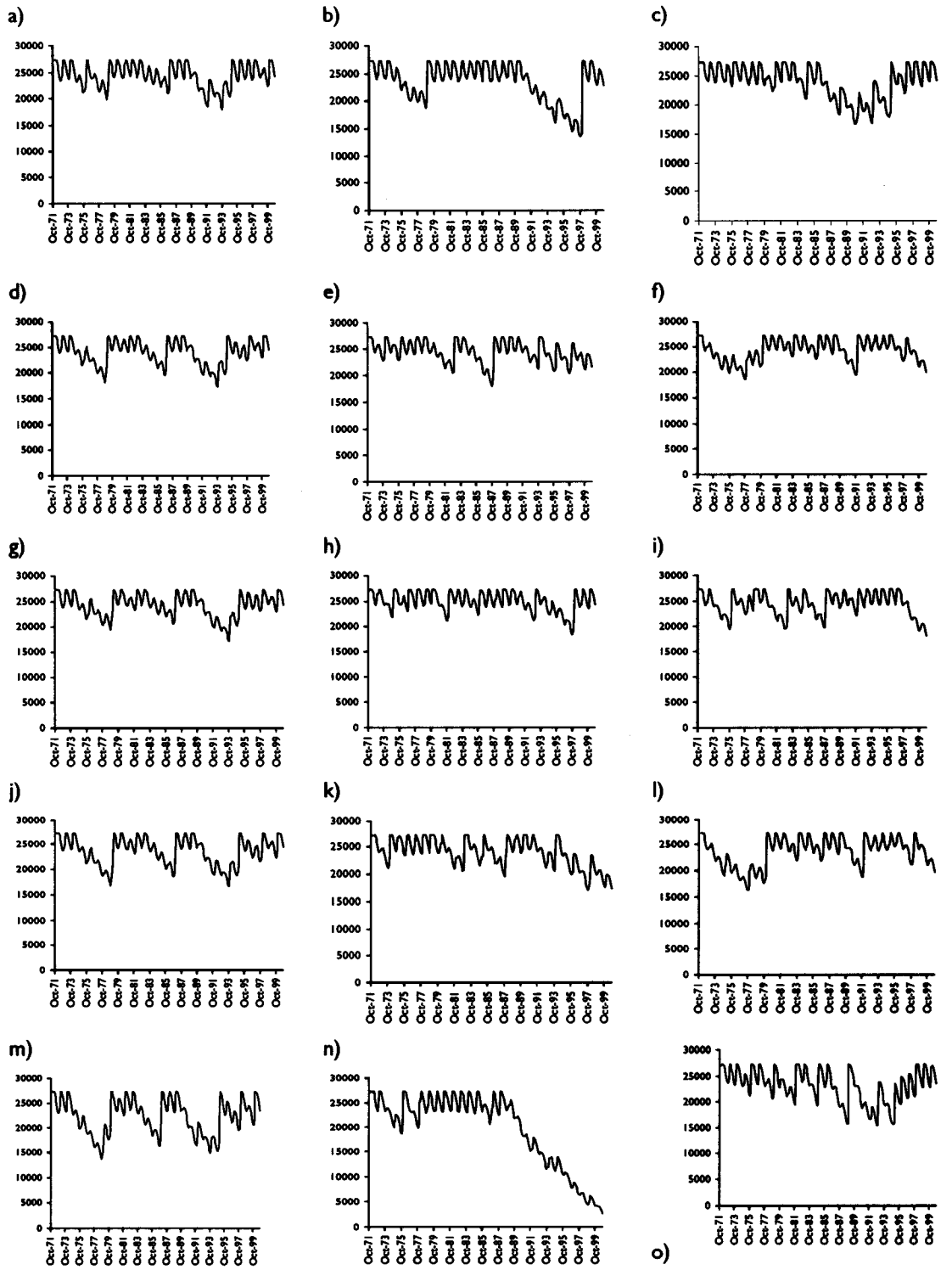


Figura A.46 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Campilhas para os cenários: a) dmi_ec_da; b) dmi_ec_df; c) dmi_ec_len; d) dmi_hc_da; e) dmi_hc_df; f) dmi_hc_len; g) hc_da; h) hc_df; i) hc_len; j) smhi_hc_da; k) smhi _hc_df; l) smhi_hc_len; m) smhi_mp_da; n) smhi_mp_df; o) smhi_mp_len.

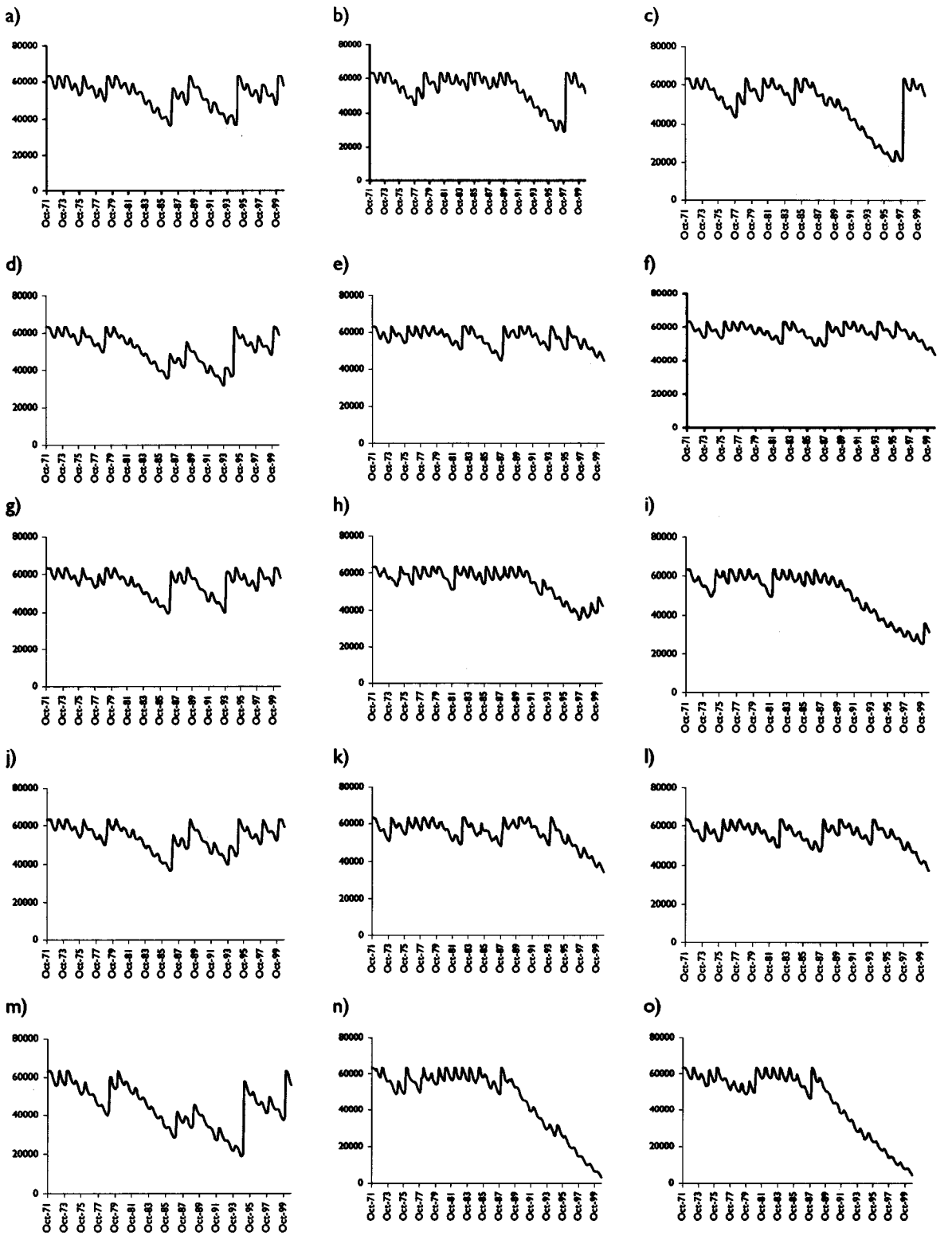


Figura A.47 – Volumes de água armazenados (dam³) na albufeira de Vale do Gaio para os cenários: a) dmi_ec_da; b) dmi_ec_df; c) dmi_ec_len; d) dmi_hc_da; e) dmi_hc_df; f) dmi_hc_len; g) hc_da; h) hc_df; i) hc_len; j) smhi_hc_da; k) smhi _hc_df; l) smhi_hc_len; m) smhi_mp_da; n) smhi_mp_df; o) smhi_mp_len.