



UNIVERSIDAD DE MURCIA
DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA
E HIDROLOGÍA

Análisis Estructural de Modelos
Hidrológicos y de Sistemas de Recursos
Hídricos en Zonas Semiáridas

D. Francisco Cabezas Calvo-Rubio

2015

**DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA E HIDROLOGÍA
UNIVERSIDAD DE MURCIA**

**Análisis estructural de modelos
hidrológicos y de sistemas de recursos
hídricos en zonas semiáridas**

Tesis doctoral presentada por
Francisco Cabezas Calvo-Rubio
bajo la dirección de
Melchor Senent Alonso

Murcia, noviembre de 2015

ÍNDICE BÁSICO

1. Introducción.....	21
2. El ciclo hidrológico	23
2.1. Introducción.....	23
2.2. Conceptos básicos del ciclo hidrológico	23
2.3. Ciclos asociados	29
2.4. Escalas espaciales, temporales e informacionales.....	29
2.5. Afecciones antrópicas.....	30
2.6. Relación de la hidrología con la planificación y gestión de recursos hídricos.....	39
2.7. Textos de referencia	40
3. Modelos y sistemas en hidrología	41
3.1. Concepto de modelación. Tipos de modelos.....	41
3.2. Sistema hidrológico. Ecuación del balance	42
3.3. Proceso de modelación y tipologías básicas.....	46
4. Modelos hidrológicos de balance	53
4.1. Modelos hidrológicos a escala hiperanual.....	53
4.2. Modelos hidrológicos a escala anual.....	58
4.3. Modelos hidrológicos a escala mensual	61
4.4. Modelos hidrológicos a escala diaria	93
5. Teoría de modelos hidrológicos	113
5.1. Introducción.....	113
5.2. Conceptos básicos	113
5.3. Especificación	114
5.4. Estimación	116
5.5. Validación de modelos	133
5.6. Análisis estructural. Sensibilidad e identificabilidad	137
6. Procedimientos de cálculo. Interfaz del metamodelo MHax	153
6.1. Introducción. Herramienta de cálculo	153
6.2. Interfaz de proceso	153
7. Análisis de modelación realizados	159
7.1. Introducción.....	159
7.2. Área de estudio. Datos de referencia.....	159
7.3. Calibración y análisis estructural	164
7.4. Análisis de perturbaciones.....	214
7.5. Análisis interestaciones de asociación de parámetros.....	230
8. Efectos de la irregularidad de caudales diarios en los modelos de sistemas de recursos hídricos.....	233
8.1. Introducción.....	233
8.2. Análisis de captaciones diarias.....	234
8.3. Contraste con periodos mensuales	238

8.4. Implementación numérica	242
9. Bases para la extensión a otros esquemas de modelación. Irregularidad de lluvias diaria.....	247
9.1. Modelación mensual semidistribuida.....	247
9.2. Modelación diaria.....	250
10. Resultados obtenidos y posibles extensiones	269
11. Conclusión.....	273
12. Referencias	275

ÍNDICE DETALLADO

1. Introducción.....	21
2. El ciclo hidrológico	23
2.1. Introducción.....	23
2.2. Conceptos básicos del ciclo hidrológico	23
2.3. Ciclos asociados	29
2.4. Escalas espaciales, temporales e informacionales.....	29
2.5. Afecciones antrópicas.....	30
2.5.1. La afección antrópica a escala de cuenca	30
2.5.2. La restitución al régimen natural	36
2.5.3. La afección antrópica a escala global	37
2.6. Relación de la hidrología con la planificación y gestión de recursos hídricos.....	39
2.7. Textos de referencia	40
3. Modelos y sistemas en hidrología	41
3.1. Concepto de modelación. Tipos de modelos.....	41
3.2. Sistema hidrológico. Ecuación del balance	42
3.3. Proceso de modelación y tipologías básicas.....	46
3.3.1. Tipologías estructurales	46
3.3.1.1. Modelos de caja negra o métricos	47
3.3.1.2. Modelos conceptuales	47
3.3.1.3. Modelos de base física.....	48
3.3.1.4. Modelos híbridos	48
3.3.1.4.1. Modelos híbridos semidistribuidos.....	48
3.3.1.4.2. Modelos híbridos conceptuales-estocásticos	49
3.3.1.5. Modelos integrados	49
3.3.2. Tipologías de parametrización espacial.....	50
3.3.2.1. Modelos agregados.....	50
3.3.2.2. Modelos semidistribuidos.....	50
3.3.2.3. Modelos distribuidos	50
3.3.3. Tipologías según el alcance temporal de los procesos analizados.....	50
4. Modelos hidrológicos de balance	53
4.1. Modelos hidrológicos a escala hiperanual.....	53
4.1.1. Modelos del tipo Budyko.....	53
4.1.2. Modelos con separación de caudales	57
4.2. Modelos hidrológicos a escala anual.....	58
4.2.1. Modelo estadístico lineal	59
4.2.2. Modelo anual abc.....	59
4.2.3. Modelo anual abcd.....	59
4.2.4. Modelos tipo Budyko.....	60
4.2.5. Modelo GR1A.....	60
4.3. Modelos hidrológicos a escala mensual	61
4.3.1. Introducción	61
4.3.2. Modelo de Thornthwaite-Mather.....	62
4.3.3. Modelo de Palmer	64
4.3.4. Modelo abcd.....	64

4.3.5.	Modelo de Témez	67
4.3.5.1.	Formulación estándar	67
4.3.5.2.	Variantes y extensiones	70
4.3.6.	Modelo GR2.....	73
4.3.7.	Modelo GR2M-1994 (GR4-1994).....	74
4.3.8.	Modelo GR2M-2006 (GR4-2006).....	76
4.3.9.	Modelo V2M-WASMOD	79
4.3.10.	Modelo de Guo 5P	80
4.3.11.	Modelo de Xiong-Guo 2P	82
4.3.12.	Modelo de Jazim 6P.....	82
4.3.13.	Modelo de Haan.....	84
4.3.14.	Modelo de Van der Beken-Byloos.....	86
4.3.15.	Modelo DTVGM	87
4.3.16.	Modelo WAPABA.....	88
4.3.17.	Consideración de las precipitaciones sólidas.....	90
4.3.17.1.	Precipitación nival	91
4.3.17.2.	Fusión nival	92
4.3.17.2.1.	Modelo del índice de temperatura o grado-día	92
4.3.17.2.2.	Modelo asintótico exponencial	92
4.4.	Modelos hidrológicos a escala diaria	93
4.4.1.	Introducción	93
4.4.2.	Modelos basados en el número de curva	94
4.4.3.	Modelo GR3.....	95
4.4.4.	Modelo SFBm.....	96
4.4.5.	Modelo de tanques de Sugawara.....	97
4.4.6.	Modelo SIMHYD	99
4.4.7.	Modelo IHACRES	101
4.4.8.	Modelo de balance de humedad del suelo en regadíos	102
4.4.9.	Modelo de balance de humedad del suelo LRPP.....	104
4.4.10.	Modelo MD1.....	108
5.	Teoría de modelos hidrológicos	113
5.1.	Introducción.....	113
5.2.	Conceptos básicos	113
5.3.	Especificación	114
5.4.	Estimación.....	116
5.4.1.	Introducción	116
5.4.2.	Objetivos y criterios de estimación.....	116
5.4.2.1.	Funciones objetivo basadas en el vector de errores.....	117
5.4.2.2.	Funciones objetivo básicas	117
5.4.2.3.	Funciones objetivo compuestas.....	120
5.4.2.4.	Funciones objetivo ecualizadas	121
5.4.2.5.	Funciones multiobjetivo	121
5.4.2.6.	Modelos distribuidos	122
5.4.3.	Estimación de mínimos cuadrados ordinarios	122
5.4.4.	Mínimos cuadrados generalizados.....	123
5.4.5.	Momentos generalizados estabilizados.....	123
5.4.6.	Máxima verosimilitud.....	124
5.4.6.1.	Formulación.....	124
5.4.6.1.1.	Concepto	124
5.4.6.1.2.	Errores normales e independientes	124

5.4.6.1.3.	Heterogeneidad de la varianza	125
5.4.6.1.4.	Errores autocorrelados con varianza estacionaria.....	126
5.4.6.1.5.	Errores autocorrelados con varianza no estacionaria.....	126
5.4.6.1.6.	Estimación de una función escalar de los parámetros	127
5.4.6.1.7.	Varianza de la estimación de una función escalar de los parámetros ..	127
5.4.6.2.	Inferencia	127
5.4.6.2.1.	Covarianzas de los parámetros. Matriz de información.....	128
5.4.6.2.2.	Inferencia aproximada usando la función de desviación	128
5.4.6.2.3.	Inferencia usando la función de perfil de verosimilitud. Comparación de modelos	129
5.4.7.	Comparación de objetivos. Resultados obtenidos	130
5.4.8.	Problemas de calibración. Equifinalidad	130
5.4.9.	Otras técnicas de estimación con incertidumbre.....	131
5.4.9.1.	Métodos bayesianos.....	131
5.4.9.2.	Incetidumbre de verosimilitud generalizada-GLUE	131
5.4.10.	Otros métodos de calibración.....	132
5.5.	Validación de modelos	133
5.5.1.	Pruebas basadas en la calibración	133
5.5.2.	Pruebas basadas en calibración cruzada	134
5.5.3.	Pruebas basadas en la reproducibilidad de estadísticos	135
5.5.4.	Fuentes de error. Ensemble de modelos. Combinación de salidas	136
5.6.	Análisis estructural. Sensibilidad e identificabilidad	137
5.6.1.	Introducción	137
5.6.2.	Conceptos básicos.....	137
5.6.3.	Efectos sobre la función objetivo.....	138
5.6.4.	Medidas de la sensibilidad	139
5.6.5.	Análisis de perturbaciones	140
5.6.5.1.	Perturbación global máxima.....	140
5.6.5.2.	Perturbación singular máxima	141
5.6.6.	Medida de la identificabilidad estructural.....	141
5.6.6.1.	Definiciones. Función de identificabilidad. Matriz de identificabilidad. ...	141
5.6.6.2.	Estimación a partir del jacobiano o matriz de sensibilidad	142
5.6.6.3.	Estimación directa del hessiano.....	142
5.6.6.4.	Comparación.....	142
5.6.7.	Elipsoide de indiferencia.....	143
5.6.8.	Medidas de identificabilidad de los parámetros.....	144
5.6.9.	Covarianzas de los parámetros.....	147
5.6.9.1.	Estimación	147
5.6.9.2.	Autovalores. Componentes principales	148
5.6.10.	Dependencia de indicadores. Regionalización y estabilidad estructural	149
5.6.10.1.	Introducción. Conceptos.....	149
5.6.10.2.	Correlaciones entre parámetros	150
5.6.10.3.	Autovalores de la MIE.....	151
6.	Procedimientos de cálculo. Interfaz del metamodelo MHAx	153
6.1.	Introducción. Herramienta de cálculo	153
6.2.	Interfaz de proceso	153
7.	Análisis de modelación realizados	159
7.1.	Introducción.....	159
7.2.	Área de estudio. Datos de referencia.....	159
7.3.	Calibración y análisis estructural	164

7.3.1.	Introducción	164
7.3.2.	Balance hiperanual	164
7.3.3.	Modelos a escala anual	165
7.3.3.1.	Resultados globales de calibración	165
7.3.3.2.	Detalle de resultados de calibración para una estación	169
7.3.3.3.	Análisis estructural del modelo	170
7.3.4.	Modelos a escala mensual	172
7.3.4.1.	Introducción	172
7.3.4.2.	Resultados globales de calibración	172
7.3.4.3.	Resultados de calibración según la aridez de las cuencas	176
7.3.4.4.	Calibración de parámetros de nieve	178
7.3.4.5.	Análisis estructural. Estimación e incertidumbres	180
7.3.4.5.1.	Evaluación de parámetros e incertidumbres	181
7.3.4.5.2.	Comportamiento de los errores de las calibraciones	186
7.3.4.5.3.	Covarianzas de los parámetros estimados	188
7.3.4.6.	Análisis estructural. Identificabilidad	195
7.3.4.6.1.	Número de condición de la matriz de identificabilidad estructural	195
7.3.4.6.2.	Indicadores de identificabilidad de los parámetros	196
7.3.4.6.2.1.	Autovalores de la MIE	196
7.3.4.6.2.2.	Sensibilidad condicionada	200
7.3.4.6.2.3.	Relación de sensibilidad	204
7.3.4.7.	Análisis estructural. Evolución temporal	207
7.3.4.8.	Detalle de resultados del análisis para una estación	211
7.4.	Análisis de perturbaciones	214
7.4.1.	Efectos del cambio climático	214
7.4.1.1.	Introducción	214
7.4.1.2.	Antecedentes y objetivos	215
7.4.1.3.	Evaluación a partir de escenarios climáticos y socioeconómicos acoplados a modelos hidrológicos	216
7.4.1.3.1.	Proceso general	216
7.4.1.3.2.	Escenarios socioeconómicos	218
7.4.1.3.3.	Escenarios climáticos	219
7.4.1.3.4.	Modelos hidrológicos	220
7.4.1.3.5.	Estimación de ETP a partir de temperaturas	221
7.4.1.3.6.	Resultados globales obtenidos	222
7.4.1.3.7.	Comportamiento estacional	228
7.4.1.3.8.	Conclusiones	229
7.4.2.	Efectos de los errores en las series hidroclimáticas	229
7.5.	Análisis interestaciones de asociación de parámetros	230
8.	Efectos de la irregularidad de caudales diarios en los modelos de sistemas de recursos hídricos	233
8.1.	Introducción	233
8.2.	Análisis de captaciones diarias	234
8.3.	Contraste con periodos mensuales	238
8.4.	Implementación numérica	242
9.	Bases para la extensión a otros esquemas de modelación. Irregularidad de lluvias diaria	247
9.1.	Modelación mensual semidistribuida	247
9.1.1.	Introducción	247
9.1.2.	Teselación hidrográfica	248

9.1.3.	Calibración y análisis estructural	249
9.2.	Modelación diaria.....	250
9.2.1.	Introducción	250
9.2.2.	Modelo de balance de humedad del suelo LRPP	250
9.2.3.	Caracterización de las lluvias.....	250
9.2.4.	Modelo de interceptación.....	252
9.2.5.	Caracterización de la infiltración y flujo no saturado	253
9.2.5.1.	Conceptos previos. Texturas y materia orgánica.....	254
9.2.5.2.	Funciones de edafotransferencia	256
9.2.5.3.	Resultados obtenidos	259
9.2.6.	Modelo de infiltración.....	264
9.2.7.	Modelo de interflujo	266
9.2.8.	Modelo MD1	267
9.2.9.	Efecto de la irregularidad intradiaria de la lluvia.....	267
10.	Resultados obtenidos y posibles extensiones	269
11.	Conclusión.....	273
12.	Referencias	275

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema conceptual del ciclo hidrológico	24
Figura 2. Esquema conceptual de subsistemas en una cuenca	27
Figura 3. Esquema de procesos según las fases del agua.....	27
Figura 4. Ciclo de las aguas subterráneas.....	28
Figura 5. Sistema clima-suelo-vegetación.....	29
Figura 6. Algunos ejemplos de alteraciones antrópicas del ciclo hidrológico	31
Figura 7. Afección de los bombeos en La Mancha sobre los caudales del río Júcar	32
Figura 8. Afección del embalse de Valdeinfierno sobre el manantial de los Ojos de Luchena.....	33
Figura 9. Relación entre aportación real y aportación natural para diferentes ríos españoles	34
Figura 10. Mapa de volúmenes de embalse aguas arriba (hm^3)	35
Figura 11. Mapa de máxima alteración potencial actual del régimen natural por efecto de la regulación existente.....	36
Figura 12. Distintas perspectivas de los efectos antrópicos sobre el ciclo hidrológico	38
Figura 13. Ciclo global en una cuenca a largo plazo	45
Figura 14. Esquema del modelo SHE.....	48
Figura 15. Esquema del balance medio global a largo plazo.....	53
Figura 16. Relación de Budyko para la España peninsular	56
Figura 17. Esquema del ciclo hidrológico para balances medios a largo plazo.....	57
Figura 18. Relaciones observadas en los términos del balance a largo plazo	58
Figura 19. Simetría espacio-temporal en la relación de Budyko	60
Figura 20. Esquema del modelo de Thornthwaite-Mather	62
Figura 21. Evolución de la humedad del suelo según el modelo de Thornthwaite.....	63
Figura 22. Esquema del modelo abcd.....	65
Figura 23. Relación Y-W en el modelo abcd	66
Figura 24. Esquema del modelo de Témez	67
Figura 25. Ley de excedentes y función de infiltración	68
Figura 26. Funcionamiento del acuífero.....	69
Figura 27. Concentración de precipitaciones	70
Figura 28. Descarga del acuífero con una o dos ramas.....	71
Figura 29. Esquema del modelo GR2.....	73
Figura 30. Esquema del modelo patrón.....	76
Figura 31. Esquema del modelo GR2M-2006	77
Figura 32. Densidad de probabilidad empírica de los parámetros calibrados.....	78
Figura 33. Esquema del modelo V2M-WASMOD	79
Figura 34. Esquema del modelo Jazim-6P	83
Figura 35. Esquema del modelo VBB.....	86
Figura 36. Curvas Suministro-Demanda-Consumo	88
Figura 37. Esquema del modelo Wapaba.....	89
Figura 38. Modelo asintótico de precipitación y fusión nival	93
Figura 39. Esquema del modelo de tanques de Sugawara	98
Figura 40. Esquema del modelo SIMHID.....	99
Figura 41. Esquema del modelo IHACRES.....	101
Figura 42. Representación esquemática de los mecanismos de balance hídrico del suelo	104
Figura 43. Salidas de agua del suelo en función de la humedad relativa	105
Figura 44. Evolución temporal de la humedad relativa respecto al umbral de déficit.....	107
Figura 45. Salidas de agua del suelo en función de la humedad	110
Figura 46. Esquema de modelación.....	116
Figura 47. Elipsoide de indiferencia.....	144
Figura 48. Tipologías de evolución de las correlaciones entre parámetros con el indicador.....	151

Figura 49. Interfaz principal de MHAx	154
Figura 50. Colección de estaciones seleccionadas	160
Figura 51. Relación de Budyko para la España peninsular	165
Figura 52. Resultados de aplicación del modelo GR1A	166
Figura 53. Sensibilidad de GR1A a las condiciones iniciales del simplex.....	167
Figura 54. Resultados de GR1A según el índice de aridez de las cuencas.....	168
Figura 55. Resultados de calibración de GR1A para una estación (1519).....	169
Figura 56. Resultados de análisis de sensibilidad de GR1A para una estación (1519).....	171
Figura 57. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MCO.	173
Figura 58. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MCO (detalle).....	173
Figura 59. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos. Estimación MCO.....	174
Figura 60. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MV	175
Figura 61. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MV (detalle).....	175
Figura 62. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos. Estimación MV	176
Figura 63. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos y cuencas, según su índice de aridez.....	177
Figura 64. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos y cuencas, según su índice de aridez (medias móviles)	178
Figura 65. Parámetro de fusión de nieves. Modelos Th-M y abcd.....	179
Figura 66. Parámetro de fusión de nieves. Modelos Témez y GR4	179
Figura 67. Parámetro de fusión de nieves. Modelo V2M.....	180
Figura 68. Modelo de Témez. Calibración del parámetro c	181
Figura 69. Modelo de Témez. Calibración del parámetro hmax	182
Figura 70. Modelo de Témez. Calibración del parámetro imax	182
Figura 71. Modelo de Témez. Calibración del parámetro alfa.....	183
Figura 72. Modelo de Témez. Coeficientes de variación de los parámetros estimados	184
Figura 73. Modelo GR4. Calibración del parámetro x1	184
Figura 74. Modelo GR4. Calibración del parámetro x2	185
Figura 75. Modelo GR4. Calibración del parámetro a.....	185
Figura 76. Modelo GR4. Coeficientes de variación de los parámetros estimados.....	186
Figura 77. Estadísticos <i>t</i> de significación de medias nulas de los errores	187
Figura 78. Estadísticos de significación de tendencia lineal de los errores.....	188
Figura 79. Modelo de Thorntwaite-Mather. Correlaciones de los parámetros	189
Figura 80. Modelo abcd. Correlaciones de los parámetros (I).....	190
Figura 81. Modelo abcd. Correlaciones de los parámetros (II)	190
Figura 82. Modelo de Témez. Correlaciones de los parámetros (I)	191
Figura 83. Modelo de Témez. Correlaciones de los parámetros (II).....	191
Figura 84. Modelo GR4. Correlaciones de los parámetros (I).....	192
Figura 85. Modelo GR4. Correlaciones de los parámetros (II)	193
Figura 86. Modelo V2M. Correlaciones de los parámetros (I).....	194
Figura 87. Modelo V2M. Correlaciones de los parámetros (II)	194
Figura 88. Número de condición de la MIE para los distintos modelos	195
Figura 89. Número de condición de la MIE para los distintos modelos (media móvil)	196
Figura 90. Autovalores de la MIE. Modelo de Thorthwaite-Mather.....	197
Figura 91. Autovalores de la MIE. Modelo abcd.....	198
Figura 92. Autovalores de la MIE. Modelo de Témez.....	199
Figura 93. Autovalores de la MIE. Modelo GR4.....	199
Figura 94. Autovalores de la MIE. Modelo V2M.....	200
Figura 95. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo de Thorthwaite-Mather	201
Figura 96. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo abcd	201
Figura 97. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo de Témez	202
Figura 98. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo GR4	203
Figura 99. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo V2M	203
Figura 100. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo de Thorthwaite-Mather	204
Figura 101. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo abcd	205
Figura 102. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo de Témez	205

Figura 103. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo GR4	206
Figura 104. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo V2M	206
Figura 105. Calibración de parámetros. Evolución temporal	208
Figura 106. Intervalos de confianza de los parámetros. Evolución temporal	209
Figura 107. Relación de sensibilidad de los parámetros. Evolución temporal.....	210
Figura 108. Número de condición de la MIE. Evolución temporal	211
Figura 109. Resultados de calibración de Témex para una estación (1519)	212
Figura 110. Resultados de calibración de GR4 para una estación (1519).....	212
Figura 111. Resultados de análisis de sensibilidad de Témex para una estación (1519).....	213
Figura 112. Resultados de análisis de sensibilidad de GR4 para una estación (1519)	214
Figura 113. Porcentajes de disminución de la aportación total propuestos en LBAE para los escenarios climáticos considerados, en el largo plazo de la planificación hidrológica....	216
Figura 114. Esquema del proceso de evaluación de efectos del cambio climático.....	217
Figura 115. Escenarios socioeconómicos.....	218
Figura 116. Ejemplo de resultados de experimentos climáticos.....	219
Figura 117. Ratio de ETPs mensuales por efecto del incremento de temperaturas	222
Figura 118. Resultados del modelo de Thornthwaite-Mather	223
Figura 119. Resultados del modelo de Palmer.....	223
Figura 120. Resultados del modelo abcd.....	224
Figura 121. Resultados del modelo de Témex	224
Figura 122. Resultados del modelo GR4.....	225
Figura 123. Resultados del modelo V2M.....	225
Figura 124. Resultados globales agregados y recta de ajuste	226
Figura 125. Resultados de las simulaciones para cada escenario climático	227
Figura 126. Resultados de las simulaciones para cada modelo hidrológico	227
Figura 127. Perturbaciones medias mensuales según modelos climáticos.....	228
Figura 128. Perturbaciones medias mensuales según modelos hidrológicos.....	229
Figura 129. Componentes principales y varianzas explicadas por los parámetros interestaciones....	231
Figura 130. Curva de duración de caudales diarios. Estación de Cullera	235
Figura 131. Volumen anual trasvasable con toma de 2.6 m ³ /s en función del caudal mínimo en La Marquesa	236
Figura 132. Volumen anual derivable en función del caudal mínimo en La Marquesa y la capacidad de toma	237
Figura 133. Volumen mensual derivable según el volumen mensual total circulante (hm ³ /mes) para distintos caudales ecológicos y toma de 2.6 m ³ /s.....	239
Figura 134. Valor esperado de la fracción derivable según el volumen mensual circulante para distintos caudales mínimos (de 0 a 20 m ³ /s) y toma de 2.6 m ³ /s	240
Figura 135. Volumen anual derivable desde La Marquesa en situación de referencia, según el caudal mínimo (de 0 a 10 m ³ /s) y la capacidad de la toma (entre 2.6 y 20.6 m ³ /s)	241
Figura 136. Coeficientes de puntas según el caudal mínimo (de 0 a 10 m ³ /s) y la capacidad de la toma (entre 2.6 y 20.6 m ³ /s).....	242
Figura 137. Teselación hidrográfica.....	249
Figura 138. Mapa de cabida cubierta.....	253
Figura 139. Diagrama USDA para clasificación de texturas del suelo	254
Figura 140. Contenido de arcillas (%).....	260
Figura 141. Contenido de arena (%).....	260
Figura 142. Contenido de limo (%).....	261
Figura 143. Contenido de materia orgánica	261
Figura 144. Punto de marchitez	262
Figura 145. Capacidad de campo	263
Figura 146. Permeabilidad saturada	263
Figura 147. Índice lambda de distribución de poros	264
Figura 148. Relación entre infiltración con lluvia uniforme y con variabilidad intradiaria.....	268

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Tipologías de modelos hidrológicos	41
Tabla 2. Problemas de caja negra	46
Tabla 3. Relaciones funcionales a largo plazo entre variables hidroclimáticas básicas	54
Tabla 4. Clasificación de zonas áridas según la UNESCO.....	55
Tabla 5. Parámetros representativos de los suelos	106
Tabla 6. Coeficiente de eficiencia en modelos mensuales.....	119
Tabla 7. Pruebas operativas de calibración	134
Tabla 8. Listado de estaciones seleccionadas.....	163
Tabla 9. Variaciones climáticas previstas	220
Tabla 10. Efectos sobre las aportaciones medias	228
Tabla 11. Parámetros representativos de los suelos	255
Tabla 12. Símbolos utilizados en las ecuaciones de estimación.....	257
Tabla 13. Ecuaciones para la estimación de características de los suelos	258
Tabla 14. Parámetros representativos para el modelo de Green-Ampt.....	265

Análisis estructural de modelos hidrológicos y de sistemas de recursos hídricos en zonas semiáridas

RESUMEN

El desarrollo de la modelación hidrológica ha experimentado un impulso extraordinario en las últimas décadas. Desde los primeros modelos conceptuales de la década de los 60 del pasado siglo hasta hoy no solo el número de modelos desarrollados es incontable, sino que sus tipologías se han multiplicado, sus aplicaciones prácticas se han extendido, y la propia teoría subyacente a la modelación ha sido objeto de avances sustanciales.

En esta tesis nos centraremos, en primer lugar, en un tipo específico de esos modelos, los denominados modelos conceptuales de balance hídrico o de lluvia-escorrentía, que simulan de forma agregada la respuesta hidrológica de una cuenca a partir de las precipitaciones producidas, con el objetivo de realizar una aplicación masiva a numerosas cuencas españolas y estudiar su comportamiento estructural. Para ello, y tras una presentación general del ciclo hidrológico y sus procesos subyacentes desde la perspectiva de estos modelos, se describen algunos comúnmente utilizados mostrando en detalle sus principios básicos, ecuaciones descriptivas, parametrización empleada y condiciones de aplicación.

Seguidamente se aborda el problema del análisis estructural, entendiendo por tal los aspectos relativos a la sensibilidad de los modelos, análisis de datos y perturbaciones, incertidumbres, problemas de identificabilidad, y validación de su funcionamiento. La descripción es autocontenida e incluye los desarrollos matemáticos necesarios para la comprensión de los conceptos y técnicas introducidos.

Para poder aplicar estas técnicas se ha desarrollado una aplicación informática, que incorpora muchos de los modelos y técnicas descritas y permite aplicarlas a gran escala. Brevemente se describe esta aplicación, sus interfaces y los resultados proporcionados.

Con este código se ha procedido a la aplicación práctica de la teoría a un extenso conjunto de cuencas españolas peninsulares, centrandó la perspectiva en las singularidades y diferencias de los modelos, desde el punto de vista estructural, según el grado de aridez de las cuencas a las que se aplican. Se introducen los conceptos de regionalización y estabilidad estructurales dependientes de indicadores, adoptando como tal indicador la aridez de las cuencas.

Las aplicaciones prácticas se completan con el estudio de perturbaciones aplicado a la evaluación de efectos del cambio climático mediante modelos conceptuales agregados.

Tras estos análisis, puramente hidrológicos, la investigación se completa con una consideración teórica del posible efecto de la aridez y torrencialidad de las cuencas sobre el funcionamiento de los modelos de optimización y simulación aplicados a los sistemas de recursos hídricos, aplicándolo a un caso real concreto.

Por último, se concluye con algunas consideraciones y posibles extensiones de las técnicas mostradas, orientadas a la modelación semidistribuida.

El análisis ha mostrado la viabilidad de la aplicación práctica de estas metodologías, la posibilidad de mejorar la parametrización de los modelos, y que muchos resultados

estructurales relativos a modelos de amplio uso son, en efecto, dependientes de la aridez de las cuencas a las que se aplican.

La aridez no solo condiciona el valor esperable y rango admisible de sus parámetros, información de utilidad para acotar información requerida a priori, sino que también influye en sus niveles de correlación y, por tanto, su identificabilidad estructural.

Asimismo se ha verificado que la aridez o irregularidad de flujos un territorio puede afectar a los resultados de los modelos de optimización y simulación de sistemas de recursos hídricos, al invalidar el supuesto de paso y captación mensual completa asumido por estos modelos. La importancia de esta afección depende de la configuración de estos sistemas y las características de sus caudales a escalas inframensuales como la diaria.

Con igual objetivo de valorar efectos de la aridez, se ha analizado el efecto de la concentración subdiaria de las intensidades de lluvia sobre la infiltración a escala diaria, observando que el efecto puede ser significativo dependiendo de la textura del suelo y su humedad inicial.

Finalmente se han apuntado algunos criterios o bases para la extensión de las técnicas mostradas a otras tipologías de modelos como los diarios o mensuales semidistribuidos, línea de gran interés práctico al permitir realizar evaluaciones de recursos a gran escala, en extensos territorios con numerosas estaciones, y contrastadas mediante calibración con datos observados en subcuencas aforadas, cuya extrapolación puede llevarse a cabo con las técnicas descritas.

Structural analysis of hydrological and water resources systems models in semiarid areas

ABSTRACT

The development of hydrological modeling has experienced an extraordinary boost in recent decades. From the first conceptual models of the 60s of the last century until today, not only the number of developed models is countless, but their typologies have multiplied, their practical applications have been extended, and underlying theory to modeling has been the subject of substantial progress. This thesis will focus, firstly, in a specific type of those models, the so-called rainfall-runoff conceptual models of continuous water balance, simulating the hydrologic response of a basin, in order to carry out a massive application of several models to numerous Spanish basins, and study their structural behaviour. To do this, and after a general presentation of the hydrological cycle and its underlying processes from the perspective of these models, some of them commonly used are described in detail showing its basic principles, describing equations, parameterization used and application conditions.

Then, the problem of structural analysis is discussed, including sensitivity of the models, data analysis and perturbations, uncertainties, identifiability problems, and validation of its operation. The description is self-contained and includes the mathematical developments needed for an understanding of the introduced concepts and techniques.

To apply these techniques we developed a software that incorporates many of the models and techniques described, and allows a large-scale execution. The software interfaces and the results provided are briefly described.

Using this software we proceeded to the practical application of the theory to an extensive set of Spanish basins, focusing perspective in singularities and differences of models, from a structural point of view, according to the degree of aridity of the considered basins. The concepts of regionalization and structural stability dependence on indicators are introduced, adopting as indicator the basin aridity.

The practical applications are completed with the study through conceptual models of perturbations applied to the evaluation of effects of climate change on water resources.

Following these purely hydrological issues, research is completed with a theoretical consideration of the possible effect of highly irregulars daily flow on the results of optimization and simulation models for water resources systems, with a monthly time step, and applying it to real case.

Finally, we conclude with some considerations and possible extensions of the exposed techniques to semidistributed and daily new model under development.

The analysis has shown the feasibility of the practical application of these methodologies, the possibility of improving the parametrization of the models, and many structural results for widely used models (structural identification matrix, covariances of parameter, eigenvalues,

conditioned sensitivity, sensitivity ratio, etc.) that are in fact dependent on the aridity of the basins.

Aridity not only determines the expected value and permissible range of parameters, useful information to narrow the a priori information required, but also it affects their levels of correlation and therefore structural identifiability.

It has also been verified that the irregularity of daily flows, typical in semiarid areas, can affect the results of optimization and simulation models of water resources systems, due to invalidate the assumption of full monthly step diversion taken by these models. The importance of this effect depends on the configuration of the system and the flow characteristics at submonthly scales as daily.

With the same objective of evaluating the effects of aridity, we analyzed the effect of intraday concentration of rainfall intensities on a daily scale infiltration, noting that the effect can be significant depending on the soil texture and initial water content.

Finally we include some considerations for extend the techniques to other types of models such as daily or monthly semi-distributed using tessellation, line of great practical interest to enable water resource assessments on a large scale, in extensive territories with numerous gage stations. Model results can be contrasted by calibration with gauged watersheds, and parameter extrapolation can be carried out with the described techniques.

1. INTRODUCCIÓN

El desarrollo de la modelación hidrológica ha experimentado un impulso extraordinario en las últimas décadas. Desde los primeros modelos conceptuales de la década de los 60 del pasado siglo hasta hoy no solo el número de modelos desarrollados es incontable, sino que sus tipologías se han multiplicado, sus aplicaciones prácticas se han extendido, y la propia teoría subyacente a la modelación ha sido objeto de avances sustanciales.

En esta tesis nos centraremos en un tipo específico de esos modelos, los denominados modelos conceptuales de balance hídrico o de lluvia-escorrentía, que simulan de forma agregada la respuesta hidrológica de una cuenca –sus caudales generados- a partir de las precipitaciones producidas.

Tras una presentación general del ciclo hidrológico y sus procesos subyacentes desde la perspectiva de estos modelos, se describen algunos comúnmente utilizados mostrando en detalle sus principios básicos, ecuaciones descriptivas, parametrización empleada y condiciones de aplicación.

Tras ello se aborda el problema del análisis estructural, entendiendo por tal los aspectos relativos a la sensibilidad de los modelos, análisis de datos y perturbaciones, incertidumbres, problemas de identificabilidad, y validación de su funcionamiento. La descripción es autocontenida e incluye los desarrollos matemáticos necesarios para la comprensión de los conceptos y técnicas introducidos.

Para poder aplicar estas técnicas se ha desarrollado una aplicación informática, que incorpora muchos de los modelos y técnicas descritas y permite aplicarlas a gran escala. Brevemente se describe esta aplicación, sus interfaces y los resultados proporcionados.

Con este código se ha procedido a la aplicación práctica de la teoría a un extenso conjunto de cuencas españolas peninsulares, centrando la perspectiva en las singularidades y diferencias de los modelos, desde el punto de vista estructural, según el grado de aridez de las cuencas a las que se aplican. Se introducen los conceptos de regionalización y estabilidad estructurales dependientes de indicadores, adoptando como tal la aridez de las cuencas.

Las aplicaciones prácticas se completan con el estudio de perturbaciones aplicado a la evaluación de efectos del cambio climático mediante modelos conceptuales agregados.

Tras estos análisis, puramente hidrológicos, la investigación se completa con una consideración teórica del posible efecto de la aridez y torrencialidad de las cuencas sobre el funcionamiento de los modelos de optimización y simulación aplicados a los sistemas de recursos hídricos, aplicándolo a un caso concreto.

Por último, se concluye con algunas consideraciones y posibles extensiones de las técnicas mostradas, orientadas a la modelación semidistribuida.

2. EL CICLO HIDROLÓGICO

2.1. INTRODUCCIÓN

En un sentido general, la hidrología se ocupa de la presencia y movimiento del agua en la hidrosfera, y puede ser considerada, en este sentido, como una parte de la geofísica.

Una diferencia fundamental con otras partes de la geofísica está en el origen de la disciplina, que surge históricamente como respuesta a la necesidad de resolver numerosos problemas de la vida ordinaria relacionados con el aprovechamiento del agua o con la defensa contra sus efectos adversos. Teniendo aún ese objetivo utilitario, las últimas décadas han propiciado un desarrollo orientado al estudio y comprensión de los fenómenos físicos, en paralelo con otras ramas similares del conocimiento científico.

2.2. CONCEPTOS BÁSICOS DEL CICLO HIDROLÓGICO

La cantidad global de agua en la Tierra es prácticamente constante, pero sufre continuas transformaciones de un estado a otro bajo la acción energética solar, en un complejo conjunto de procesos y subprocesos anidados e interrelacionados entre sí, y operando a diversas escalas espacio-temporales.

Dado que los procesos relacionados con el agua que tienen lugar en el planeta son sumamente diversos, se interpreta la hidrología, en un sentido más restringido, como la parte de los ciclos naturales del agua que tienen lugar en la tierra, dejando fuera de su alcance los procesos atmosféricos (meteorología) y los marinos (oceanografía). Centrando la atención únicamente en los procesos terrestres, existe a su vez una gran diversidad de procesos que conduce a otras subdivisiones o perspectivas, tal y como se muestra en el esquema.

Procesos atmosféricos:	Meteorología. Psicrometría.
Procesos marinos:	Oceanografía
Procesos terrestres:	Hidrología (en sentido estricto) <ul style="list-style-type: none"> - Hidrología de superficie - Hidrología subterránea o hidrogeología - Agrohidrología (relaciones con la agricultura) - Ecohidrología (relaciones con la vegetación) - Limnología (relaciones de las masas de agua con las comunidades biológicas) - Geomorfología e hidrografía (relaciones con el paisaje) - Criología (áreas heladas) - Hidrometeorología y climatología (procesos atmosféricos) - Hidrología estocástica (análisis de datos estadísticos) - ...

Entre las primeras descripciones completas del ciclo hidrológico, con todos los procesos asociados, está la formulada por Robert Elmer Horton, considerado uno de los padres de la moderna hidrología, en la década de 1930. Desde entonces se han realizado numerosas representaciones del ciclo, según la perspectiva adoptada.

Una representación conceptual, en términos de almacenamientos y flujos de intercambio de agua, para las distintas fases, es la de la figura siguiente.

Nótese que los almacenamientos son volúmenes y los flujos son caudales. El *tiempo de residencia* de un almacenamiento es el tiempo medio que una molécula de agua permanece en el mismo, y puede estimarse considerando sus magnitud y sus flujos de renovación.

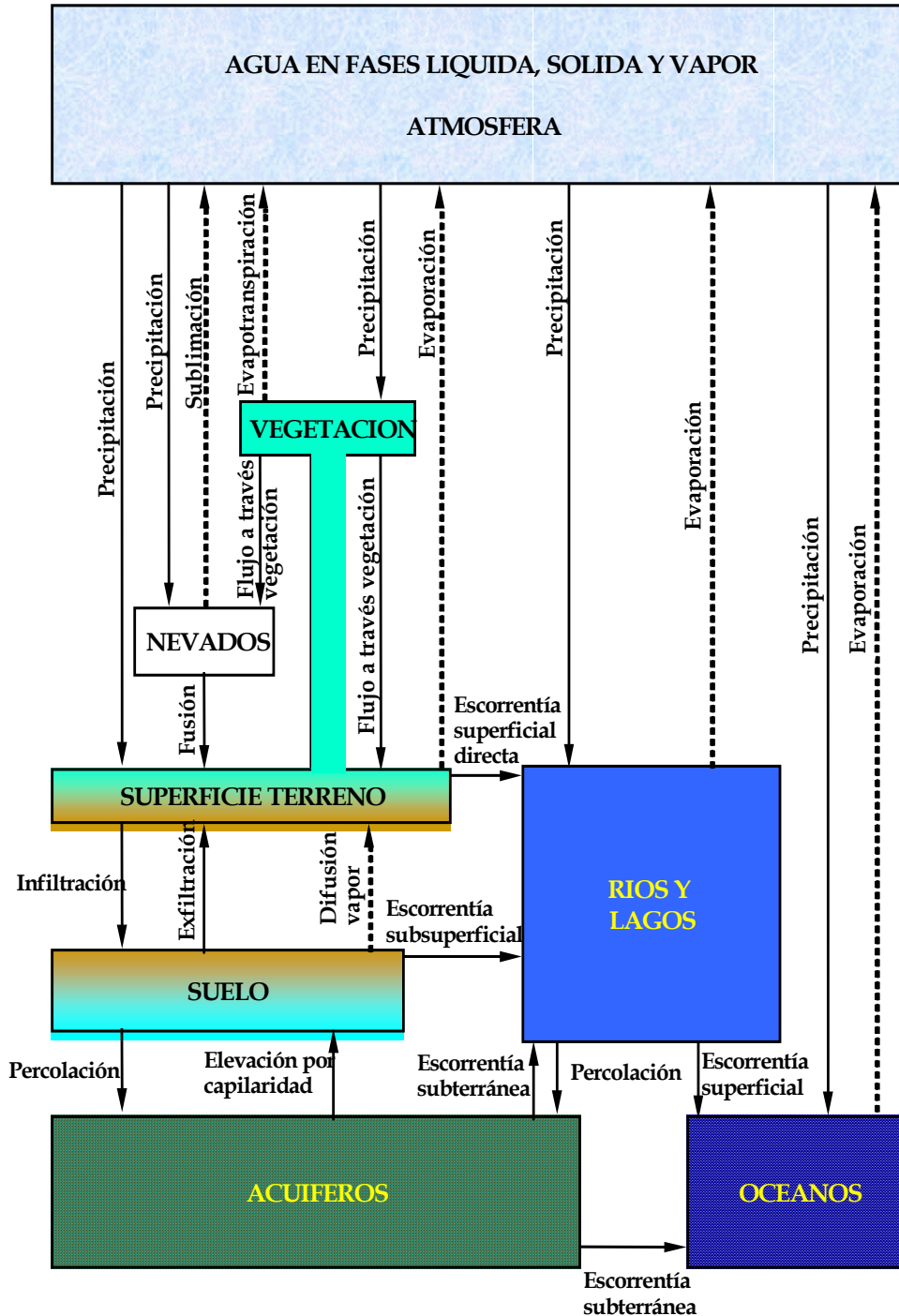


Figura 1. Esquema conceptual del ciclo hidrológico

Los *almacenamientos* básicos considerados en este esquema son, según los distintos medios o fases en que se encuentre el agua (no confundir estas fases con las fases físicas o estados en que puede encontrarse, sólido, líquido y gaseoso):

- Medio atmosférico
 - Atmósfera
- Medio terrestre
 - Vegetación
 - Superficie del terreno
 - Nevados
 - Suelo o Zona de raíces
 - Zona no saturada de los acuíferos
 - Zona saturada de los acuíferos
- Medio de agua
 - Ríos
 - Lagos
 - Océanos

Los *procesos* básicos, o transferencias o flujos entre almacenamientos, que incluye el ciclo hidrológico son

- Precipitación (líquida/sólida)
- Evaporación
- Evapotranspiración
- Sublimación
- Fusión
- Interceptación
- Flujo a través de la vegetación
- Infiltración
- Exfiltración
- Redistribución
- Percolación
- Recarga
- Elevación por capilaridad
- Escorrentía directa
- Escorrentía subsuperficial
- Escorrentía subterránea
- Propagación

La *precipitación* es la caída del agua desde la atmósfera a la superficie de la tierra (cubierta vegetativa y suelo), bien en forma líquida –lluvia- o sólida –nieve-.

La *evaporación* es el retorno a la atmósfera del agua líquida desde una superficie de agua (ríos, lagos, mares...). Si se produce desde el agua almacenada en el suelo, sin transpiración de las plantas –por ejemplo en suelos desnudos- se le denomina *exfiltración*. La *evapotranspiración* es el efecto conjunto que se produce a través de la evaporación del agua presente en la superficie terrestre y en los mares, ríos y lagos, y la transpiración procedente de la tierra a través de los seres vivos, en especial de las plantas. Esta evapotranspiración determina la formación de vapor atmosférico que al condensarse, bajo determinadas condiciones, retorna en parte a la superficie continental en forma de precipitación líquida o sólida.

Una parte de esa precipitación se *infiltra* en el suelo, donde se *redistribuye* (cambios del perfil de humedad tras el aguacero) y desde donde o bien se vuelve a evapotranspirar o bien *percola* (desciende por efecto gravitatorio al superarse la capacidad de campo) en el subsuelo, y otra

parte de la precipitación queda *interceptada* por la vegetación o *retenida* en pequeños almacenamientos superficiales o *escurre* superficialmente por la red de drenaje (*escorrentía superficial directa*) hasta alcanzar la red fluvial.

El agua infiltrada en el subsuelo, y que no es evapotranspirada, desciende por la zona no saturada, desde la que puede lateralmente surgir a la superficie en forma de *flujo hipodérmico* o subsuperficial, o *percolar* hasta alcanzar los niveles de las aguas subterráneas saturadas o niveles piezométricos de los acuíferos (proceso de *recarga*), que son las formaciones geológicas que tienen capacidad para almacenar y transmitir el agua.

La parte del agua que mediante la percolación *recarga* los acuíferos y vuelve a salir, diferida en el tiempo, a la red fluvial mediante los manantiales o en los tramos fluviales drenantes de acuíferos, se denomina *agua subterránea* y su circulación en el subsuelo es la *escorrentía* o *flujo subterráneo*. Es frecuente asociar la escorrentía subterránea al denominado *flujo base* de los ríos, aunque puede haber otras componentes del caudal con variabilidad temporal relativamente lenta, como la fusión de nieves, y cabe asimismo distinguir un flujo de fondo o base de otros flujos más rápidos en la descarga de los manantiales, siendo ambos escorrentía subterránea. En los acuíferos costeros el agua subterránea puede salir directamente al mar, en parte o en su totalidad.

Una vez que el agua alcanza los cauces fluviales, se *propaga* hacia aguas abajo reduciendo su caudal punta (efecto de *laminación*).

Se define como *aportación* de un río en un punto de la red fluvial el volumen de agua que pasa por él durante un periodo de tiempo –la integral de los caudales circulantes-. En el régimen natural esta aportación comprenderá, pues, la suma de escorrentía superficial directa de toda la cuenca situada aguas arriba, y la escorrentía subterránea que se incorpora a los cauces aguas arriba de ese punto. La aportación total generada en un territorio dividida por su área es la *aportación específica*.

Nótese que cabría hablar de una *fase atmosférica*, con los procesos del agua en la atmósfera, una *fase terrestre*, con los procesos de infiltración, percolación y flujo subterráneo, y una *fase de agua*, con los procesos de escorrentías y propagación de caudales en la red fluvial o las masas de agua. De igual modo cabe hablar conceptualmente de subsistemas superficial, subsuperficial y subterráneo, atendiendo a la generación y contribución de caudales a la red fluvial.

Las figuras adjuntas representan esta visión de subsistemas y la visión de procesos (Chow et al. 1994, p.6) en las tres fases del agua.

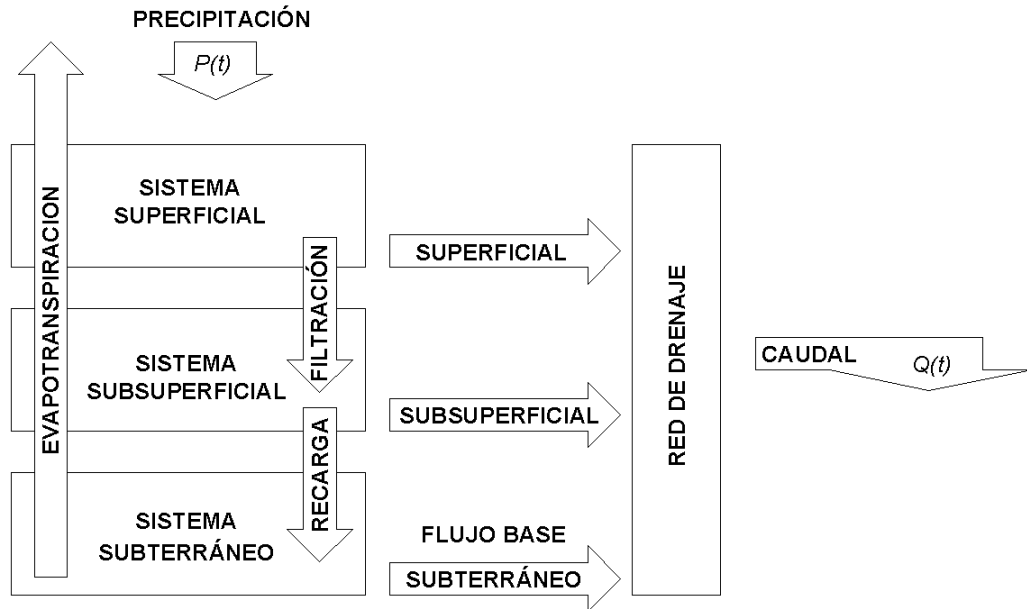


Figura 2. Esquema conceptual de subsistemas en una cuenca

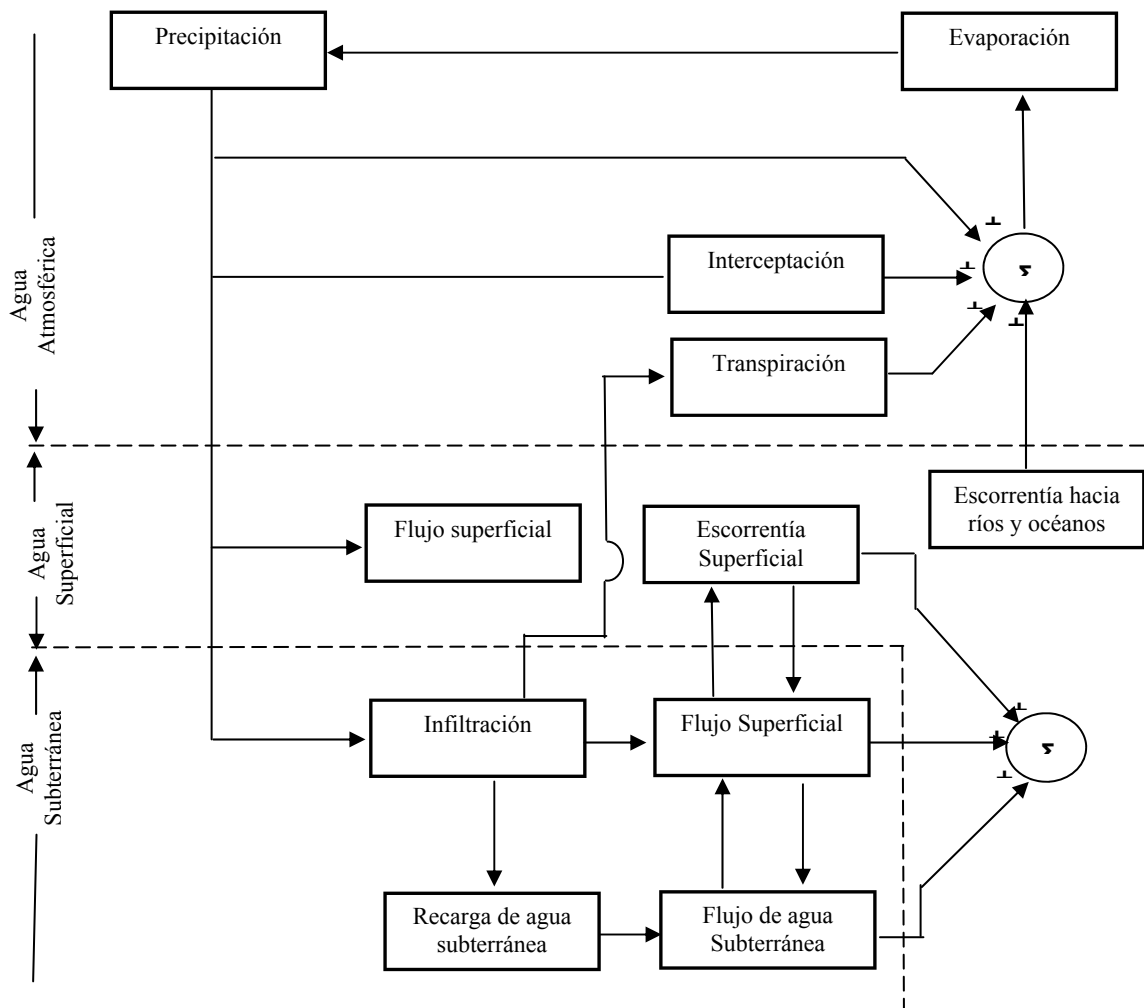


Figura 3. Esquema de procesos según las fases del agua

El ciclo de agua –escorrentía y propagación en superficie- es mucho más rápido que el ciclo terrestre o subsuperficial –infiltración, percolación, recarga, escorrentía subterránea-. Estas diferencias temporales son una característica fundamental para entender la dinámica del ciclo global.

La diversidad de subciclos a distintas escalas hace que no exista una representación general universal del ciclo válida en todos los casos, sino que puedan darse tantas representaciones como modelos, aspectos o problemas concretos se planteen. Por ejemplo, una visión del ciclo centrada en las aguas subterráneas es la mostrada en la figura.

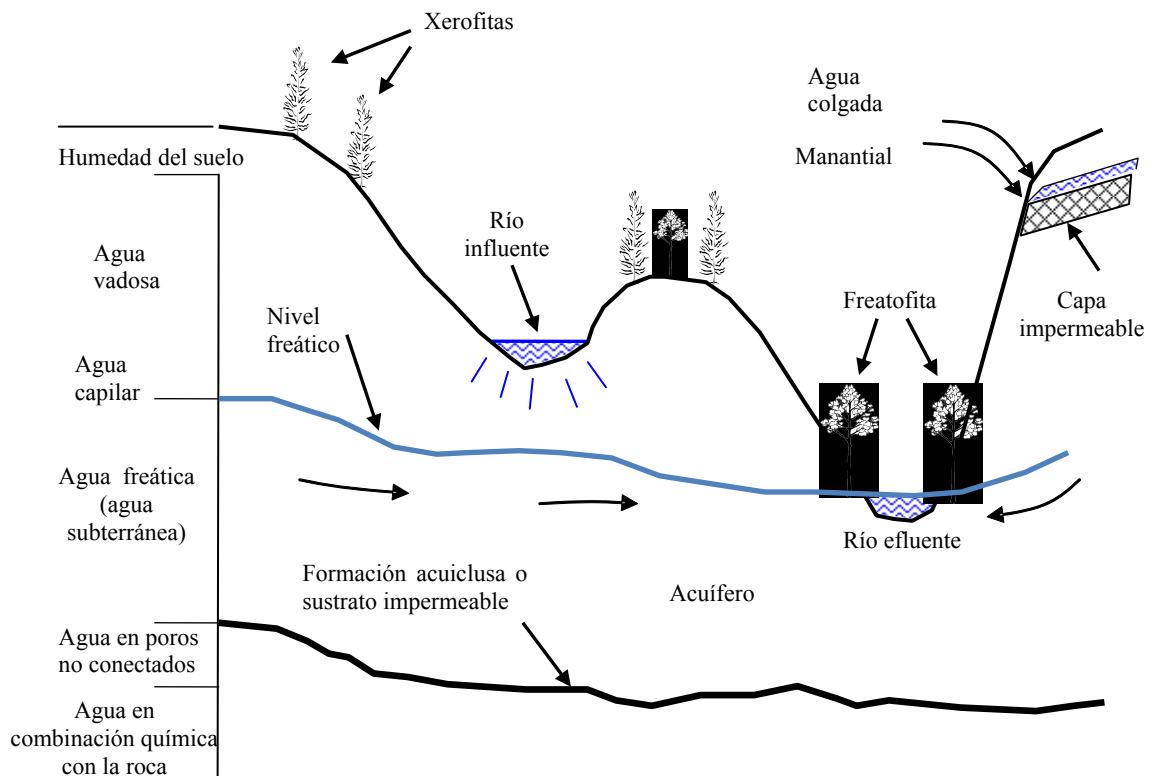


Figura 4. Ciclo de las aguas subterráneas

Otra representación centrada en el sistema clima-suelo-vegetación es la de la figura, tomada de Rodríguez-Iturbe et al. (2001), en la que las flechas sólidas representan las principales relaciones dinámicas y las punteadas las relaciones secundarias.

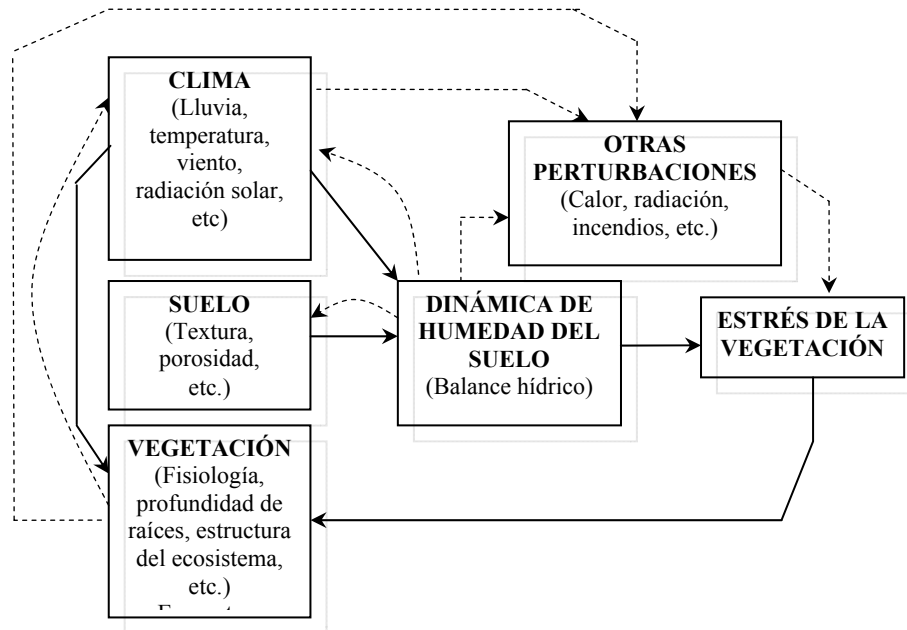


Figura 5. Sistema clima-suelo-vegetación

Finalmente, otra representación simplificada del ciclo, adecuada para los balances medios a largo plazo o periodos temporales largos, es la que considera que una parte de la precipitación total escurre directamente en superficie formando el flujo rápido, mientras que el resto contribuye al humedecimiento de suelos y acuíferos de la cuenca. Ésta humedad acabará finalmente siendo evapotranspirada o drenada en la forma de flujo lento.

En el epígrafe de modelos de balance hiperanual se describirá este esquema con mayor detalle.

2.3. CICLOS ASOCIADOS

Dado que el agua es un disolvente y conductor primordial de sustancias, el ciclo hidrológico actúa como ciclo controlador de numerosos procesos biogeoquímicos asociados.

- Solutos
- Sedimentos
- Nutrientes
- Pesticidas
- Microorganismos
- ...

2.4. ESCALAS ESPACIALES, TEMPORALES E INFORMACIONALES

El concepto del ciclo es muy simple, pero los fenómenos que intervienen son extraordinariamente complejos e intrincados. En realidad, como se ha señalado, no se trata de

un ciclo, sino de muchos subciclos interrelacionados a las escalas continental, regional y local. Además, la escala espacial puede ser la de una cuenca hidrográfica o la de un área cualquiera del territorio. La diferencia básica estriba en que la cuenca no tiene intercambios externos significativos con sus cuencas vecinas, mientras que un territorio puede tenerlos de cualquier magnitud relativa.

Por otra parte, la escala temporal es crucial para determinar la importancia relativa de los procesos intervinientes. Así, por ejemplo, la evapotranspiración es irrelevante en una crecida de un río, pero es fundamental en el balance a largo plazo de su cuenca.

Además de las escalas espacio-temporales, cabe también hablar de una escala informacional, referida a la cantidad de información hidrológica de que se dispone en cada caso. El conocimiento físico actual de los componentes del ciclo suele ser muy superior a los datos de que se dispone, por lo que es frecuente que la conceptualización de los problemas se lleve a cabo no conforme a la teoría física subyacente sino conforme a representaciones simplificadas compatibles con la información y observaciones disponibles en la práctica.

Únicamente en situaciones especiales –cuencas experimentales debidamente instrumentadas– se dispone de información suficientemente detallada como para aplicar modelos numéricos basados en los sistemas de ecuaciones diferenciales que gobiernan los procesos hidrológicos, por lo que lo usual es emplear modelos conceptuales simplificados que, inspirados en las leyes físicas subyacentes, reproducen los comportamientos observados de forma consistente con la información disponible.

Así, la disponibilidad de datos es un elemento determinante para el análisis hidrológico. Debe recordarse que las dificultades de cálculo no permitían, hasta el último tercio del siglo XX, el manejo eficiente de toda la información hidrológica disponible. Hoy la situación se ha invertido y la capacidad de cómputo supera ampliamente la disponibilidad de datos hidrológicos. Tal disponibilidad de datos es ahora el factor limitante para nuevos avances, lo que conduce a la necesidad de implantar redes de observación cada vez más extensas y completas.

En definitiva, es el conjunto de definición espacial, temporal e informacional el que determina el tipo de aproximación –modelo– que cabe aplicar en cada caso concreto.

2.5. AFECCIONES ANTRÓPICAS

Una vez expuestas las nociones básicas del ciclo hidrológico en régimen natural, procede considerar ahora este ciclo pero en las condiciones reales actuales, es decir, afectado por la acción humana. Para ello se expondrá el concepto clásico de ciclo influenciado o afectado y se mostrarán distintos casos de afección, tras lo que se planteará el problema básico de estimar los flujos naturales a partir de los flujos observados, lo que se conoce como restitución al régimen natural. Finalmente, se expondrá el nuevo concepto de la afección a escala global.

Nótese que los efectos antrópicos sobre el ciclo hidrológico transforman este ciclo natural en lo que podría llamarse *ciclo del agua*, que incluye captaciones, derivaciones, tratamientos, depuración, transportes, etc. y solo parcialmente coincide con aquel.

2.5.1. LA AFECCIÓN ANTRÓPICA A ESCALA DE CUENCA

El agua ha sido siempre un elemento imprescindible para el desarrollo de la civilización, y el hombre ha avanzado en este desarrollo modificando el régimen de los flujos y

almacenamientos naturales del agua en el ciclo hidrológico. Así, el establecimiento de las ciudades, o la producción de alimentos mediante la agricultura de regadío, o la producción de energía, han exigido derivar las aguas de sus lugares naturales -ríos, lagos o acuíferos- y aplicarlas a estos usos, modificando así la circulación que habrían tenido de no mediar intervención humana.

En muchas regiones del planeta, y en particular en nuestro país, estas intervenciones locales han sido muy intensas, y han dado lugar a una circulación del ciclo que resulta, en muchos casos, absolutamente distinta de la que se produciría en el régimen natural. Esta circulación real, resultante de los flujos y almacenamientos naturales modificados por las acciones antrópicas, constituye el ciclo hidrológico en régimen afectado.

En la figura adjunta se muestran esquemáticamente distintos ejemplos de afección al régimen natural, en su sentido clásico, debidos a la presencia de un embalse de regulación, de unos pozos en el acuífero, de una central térmica, de una ciudad y de una zona de regadíos.

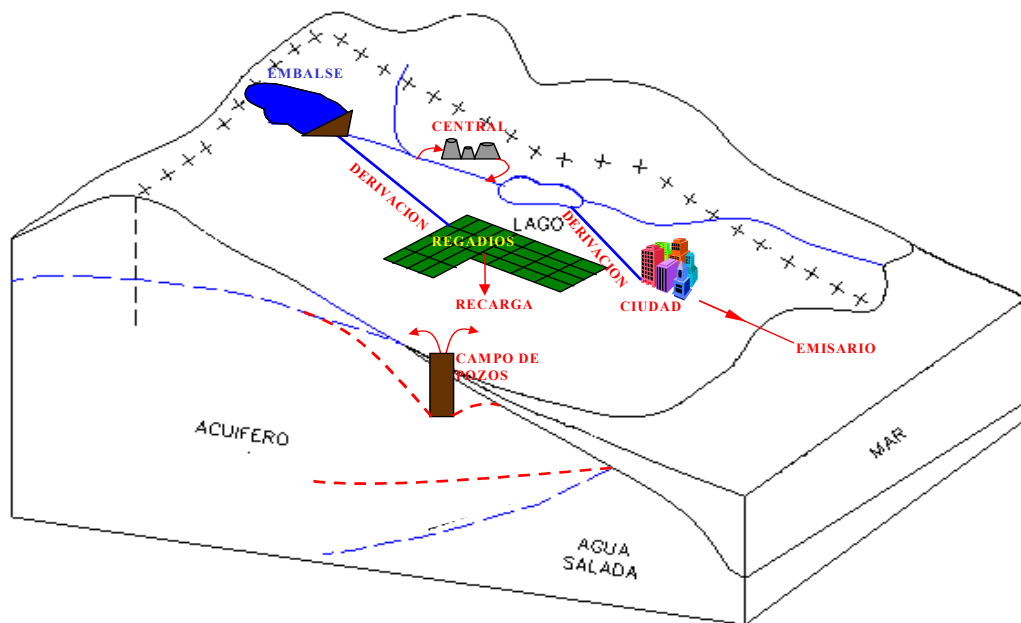


Figura 6. Algunos ejemplos de alteraciones antrópicas del ciclo hidrológico

El embalse de regulación supondrá una modificación del régimen hidrológico del río para adaptarlo a las demandas y mermará ligeramente sus aportaciones como consecuencia de la evaporación. Los pozos que bombean agua del acuífero darán lugar a un descenso de los niveles piezométricos, el cual afectará a los caudales del río y podría inducir a su vez, dada la proximidad de los pozos a la costa, una penetración del frente de intrusión salina. La central térmica derivará caudales para su refrigeración, los cuales al ser devueltos al río podrán ver aumentada su temperatura. El agua aplicada para los regadíos y utilizada por las plantas supondrá una disminución del recurso, mientras que la no consumida retornará a los ríos y acuíferos viendo alterada su calidad, al adquirir nuevos elementos procedentes de fertilizantes, insecticidas, pesticidas, etc. El agua detraída para el abastecimiento de la ciudad también se consumirá en parte, retornando el resto para ser depurada y evacuada al mar.

Como se ilustra en la figura y se deduce de los comentarios anteriores, las alteraciones que puede sufrir el ciclo hidrológico son muchas y de muy variados efectos.

Un buen ejemplo de la clásica afección antrópica de los bombeos de un acuífero sobre los caudales del río que lo drena es el proporcionado por el acuífero de la Mancha Oriental y el

río Júcar. La figura adjunta muestra muy expresivamente la evolución del proceso de los bombeos anuales del acuífero y la ganancia hídrica en el tramo fluvial asociado, en el periodo de los últimos 50 años. Como se aprecia, hay importantes volúmenes de agua que hasta los años setenta salían naturalmente al río, y ahora han pasado a extraerse por bombeo, afectando así a las aportaciones fluviales.

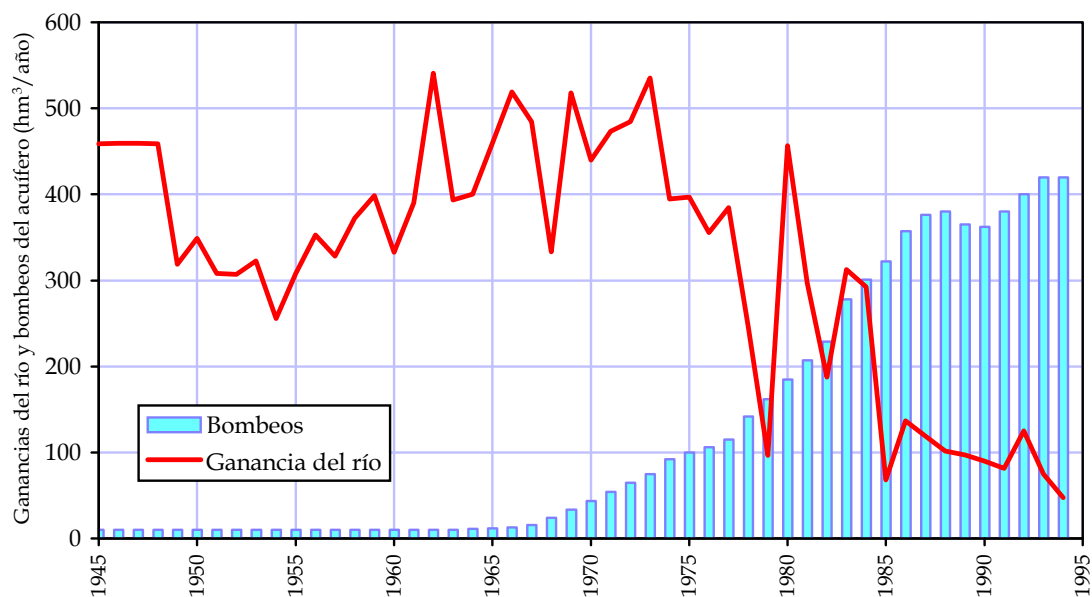


Figura 7. Afección de los bombeos en La Mancha sobre los caudales del río Júcar

Otro ejemplo ilustrativo y singular de afección antrópica es el producido por un embalse cuyo vaciado y llenado induce la respuesta de un manantial hidrogeológicamente asociado, modificándose así las condiciones de escorrentía natural del acuífero. Es el caso, por ejemplo, del embalse de Valdeinfierno en el río Guadalentín (cuena del Segura), y el importante manantial de los Ojos de Luchena, del que existen aforos discontinuos desde el siglo XVII. El gráfico adjunto muestra con claridad -para los aforos disponibles en el periodo 1981-1993- la afección indicada.

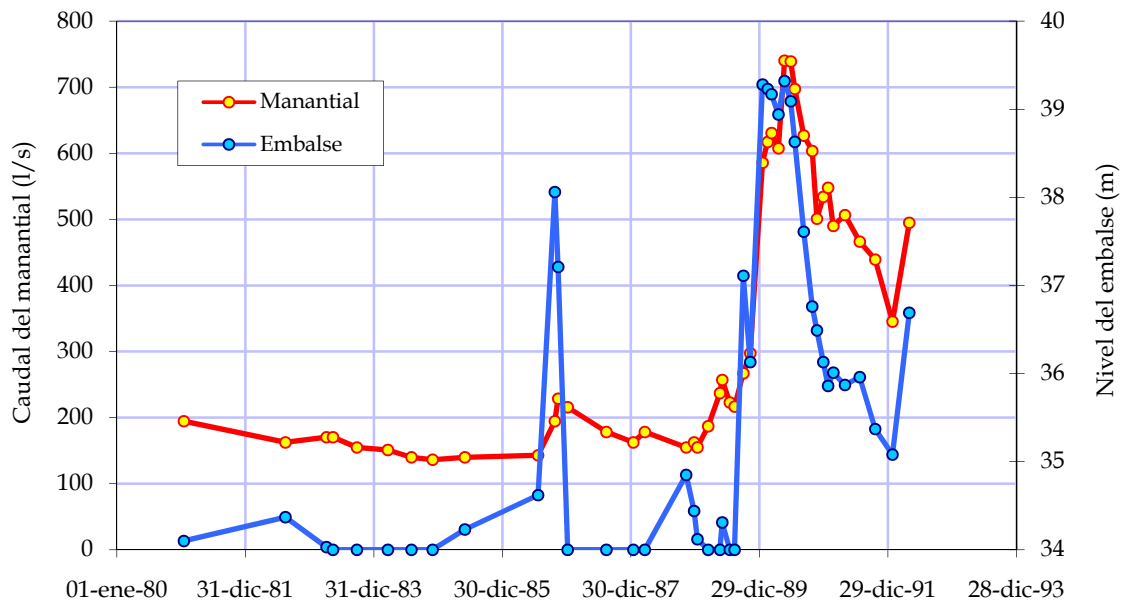


Figura 8. Afección del embalse de Valdeinfierno sobre el manantial de los Ojos de Luchena

Hay que hacer notar que el hecho de que se produzcan sobre el ciclo hidrológico afecciones antrópicas como las mostradas no es intrínsecamente negativo ni positivo. Se trata de distintos modelos de funcionamiento, cuya mayor o menor idoneidad con respecto a la situación inicial dependerá de muchas circunstancias globales y locales y debe dilucidarse en cada caso concreto.

Desde el punto de vista cuantitativo, la afección más significativa es sin duda la merma de los caudales naturales debida a las detracciones del agua para los usos consuntivos. Como es bien conocido, la mayor utilización consuntiva del agua en España es para los riegos, siendo un porcentaje muy alto de ese agua devuelta a la atmósfera mediante la evapotranspiración desde las zonas de regadío. Los usos urbanos e industriales en España representan una proporción consuntiva mucho menor que la de los usos agrícolas, mientras que el uso energético, principalmente la refrigeración de centrales, es muy poco consuntivo.

En el entendimiento de que se trata sólo de una primera imagen, un indicador inicial de la afección antrópica sobre el ciclo natural es el cociente entre el caudal medio que circula actualmente y, por tanto, en régimen real, afectado, y el que circularía si no hubiese afección humana, es decir, en régimen natural. Los valores de este indicador básico para algunos grandes ríos españoles se muestran en el gráfico adjunto, en el que se representa también el valor medio global para estos ríos, y se manifiesta con claridad el efecto de la afección antrópica.

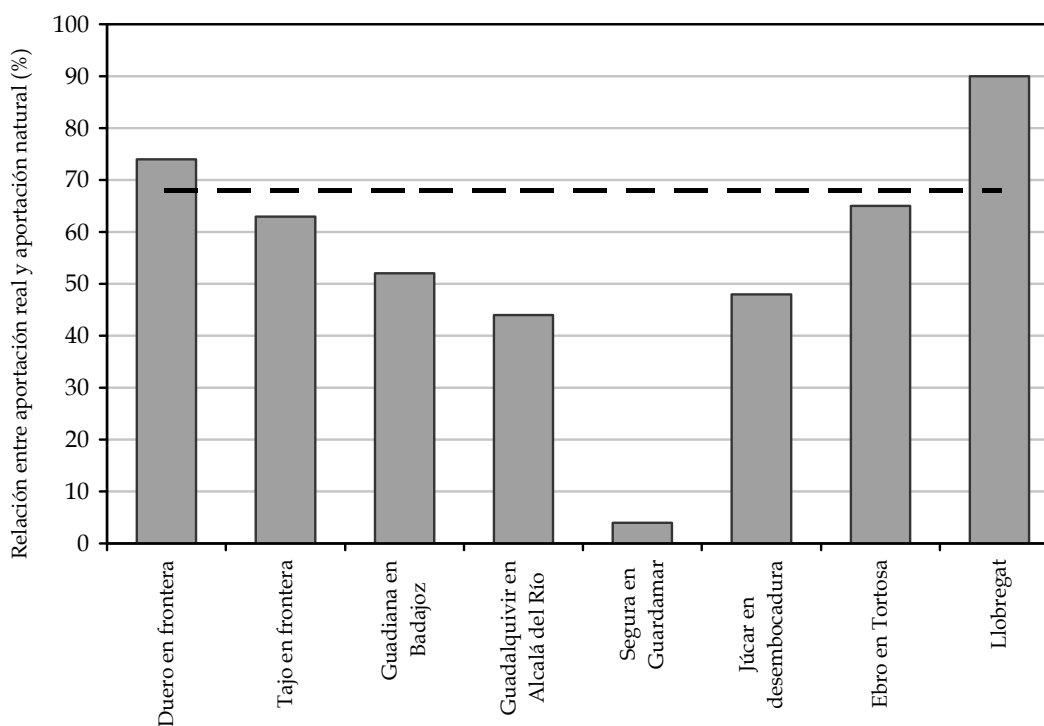


Figura 9. Relación entre aportación real y aportación natural para diferentes ríos españoles

Como se aprecia, el efecto relativo de las detracciones para usos aguas arriba es máximo en el Segura (llega al mar un 4% de lo que llegaría si no hubiese aprovechamientos), lo que revela una extrema utilización consuntiva de las aguas en esta cuenca. También es importante este efecto, aunque en menor medida, en las cuencas de los ríos Guadiana, Guadalquivir o Júcar, siendo menor en el Tajo, Ebro, Duero o Llobregat. Ha de advertirse del carácter inicial de este dato, pues puede haber efectos como aportaciones externas o retornos que distorsionen su significado.

Como se ha indicado, esta relación no es sino un primer indicador de la afección, pero en modo alguno la describe enteramente. Piénsese, por ejemplo, que puede haber modificaciones sustanciales del régimen de circulación de las aguas en la cuenca que no impliquen consumos apreciables (como producción hidroeléctrica o industrias con alto retorno) y, por tanto, no se reflejen en el ratio ofrecido. Además, y sobre todo, pueden producirse modificaciones muy importantes en las condiciones de calidad de las aguas que serían invisibles para este ratio.

Por otra parte, desde el punto de vista del régimen temporal de flujos, la afección más importante es sin duda la inducida por los embalses de regulación, cuyo objetivo es precisamente ése, la modificación del régimen de caudales naturales para su adaptación a los requerimientos humanos.

Bajo esta perspectiva, el grado de alteración producido en un punto de un río será básicamente función del volumen de embalse existente aguas arriba del punto, de la magnitud relativa de ese embalse con respecto a las aportaciones circulantes, y del régimen de explotación de estos embalses aguas arriba.

El régimen de explotación podría ser tal que se reprodujese la circulación natural, con lo que la alteración sería nula. En el extremo contrario, la máxima perturbación sería la correspondiente a la movilización de todo el volumen de embalse aguas arriba. Para acotar este efecto extremo, y tener una primera idea cuantitativa de lo que puede suponer en nuestro

país la alteración del régimen de caudales, como consecuencia de la regulación, en el Libro Blanco del Agua en España (LBAE) (MIMAM, 2000a) se elaboró un mapa de volúmenes de embalse aguas arriba de cada punto de la red fluvial, tal y como se muestra en la figura.

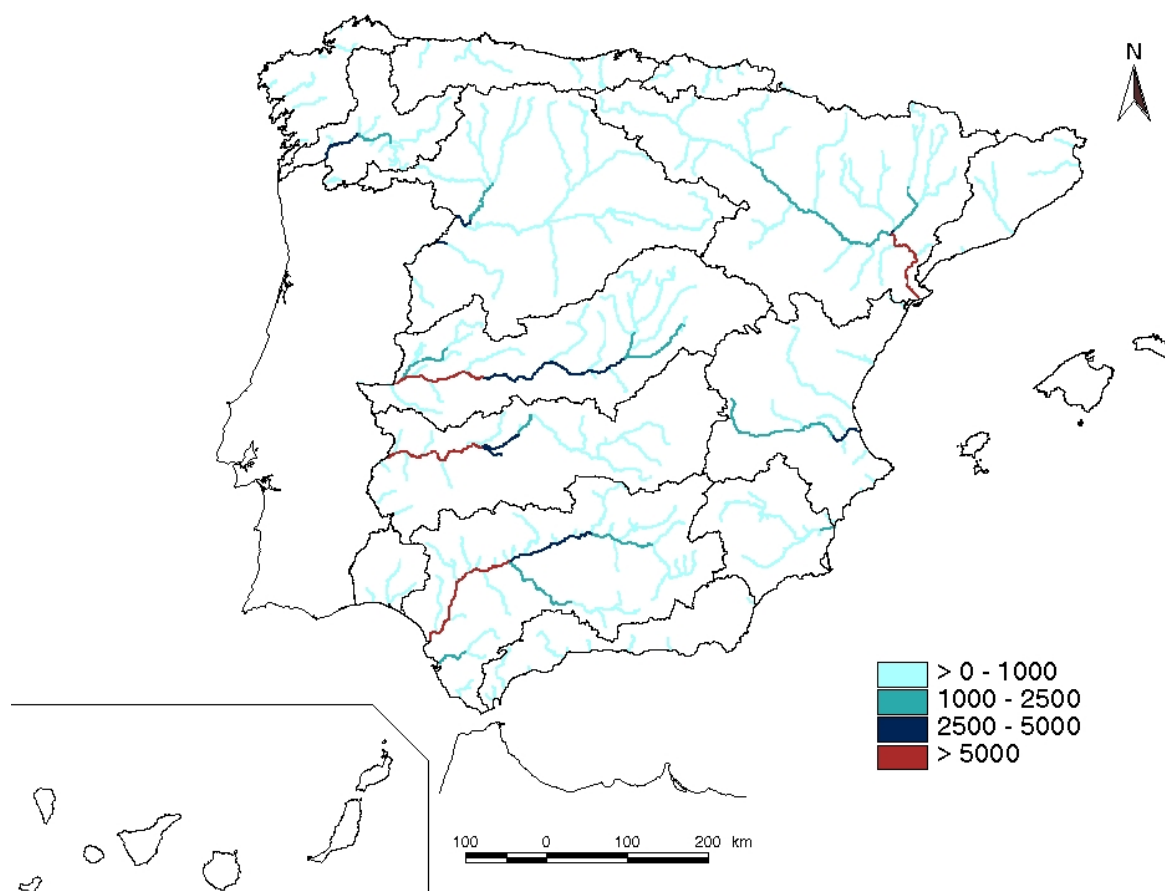


Figura 10. Mapa de volúmenes de embalse aguas arriba (hm^3)

Como se observa, los mayores volúmenes llegan a superar los 5.000 hm^3 , y se encuentran obviamente en los cursos bajos de los grandes ríos (Guadalquivir, Ebro, Tago y Guadiana). Por contra, existen algunas cuencas donde apenas se alcanzan los 1.000 hm^3 (Norte, Sur, C.I. de Cataluña, Galicia Costa y Segura).

Si se divide el mapa de aportación natural circulante por este mapa de volumen de embalse aguas arriba, se obtiene (MIMAM, 2000a) el mapa de máxima alteración potencial actual del régimen natural por efecto de la regulación existente mostrado en la figura.

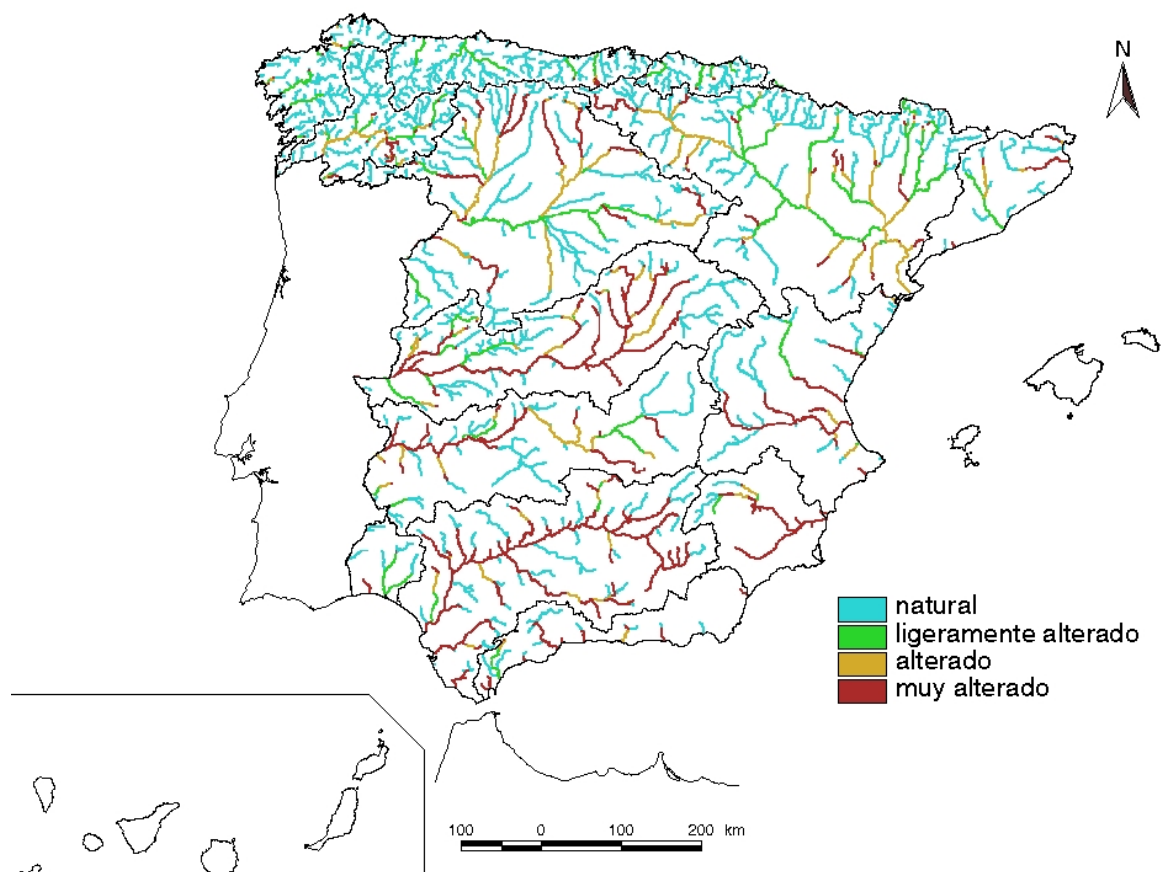


Figura 11. Mapa de máxima alteración potencial actual del régimen natural por efecto de la regulación existente

Como puede verse, las alteraciones potenciales por efecto de la regulación presentan un aspecto muy diferente al del embalse aguas arriba. Cuencas con muy alta capacidad absoluta de almacenamiento, como el Ebro, presentan regímenes en general poco alterados debido a su gran aportación natural, mientras que otras también con grandes aportaciones presentan posibilidades de alteración mucho mayor (Tago o Guadalquivir), debidas a su mayor disponibilidad de embalses.

Además, debe recordarse que nos estamos refiriendo a alteraciones máximas potenciales, y las reales pueden ser notablemente inferiores a estas. Piénsese, por ejemplo, en el caso frecuente de un embalse hidroeléctrico de muy alta capacidad, pero con poca carrera de explotación. La alteración potencial aguas abajo podría ser muy alta, pero la realmente producida puede ser muy pequeña. Asimismo la alteración podría ser mayor, pues aún no habiendo embalse aguas arriba, podría haber una derivación que modificase significativamente el caudal natural del tramo.

El problema de las alteraciones de los regímenes de caudales será estudiado con mayor detalle en posteriores capítulos, al desarrollar la descripción de los hidrogramas o series temporales de flujos circulantes por un tramo fluvial.

2.5.2. LA RESTITUCIÓN AL RÉGIMEN NATURAL

La restitución de los caudales de los ríos y drenajes de acuíferos consiste en estimar su régimen natural -que es el que define los recursos existentes- a partir del régimen alterado, que es el que puede observarse y medirse. Para estimar ese régimen natural es preciso conocer

las detracciones de agua de los ríos y acuíferos, los retornos al río, la gestión de los embalses, así como las evaporaciones y filtraciones que en ellos puedan producirse, las transferencias artificiales entre cuencas, etc. En suma, se necesita disponer de información sobre la evolución en el tiempo de todas las intervenciones humanas significativas que se han producido en la cuenca.

En general no se conocen de forma satisfactoria los usos y derivaciones del agua. Lógicamente, este conocimiento es mayor en aquellas zonas donde la escasez ha exigido mayores controles e intervenciones públicas para la distribución de las aguas, pero, en todo caso, y de forma general, resulta imprescindible promover avances fundamentales en esta dirección, que solo pueden venir de la intensificación y potenciación de las redes de medida, aspecto fundamental que ya avanzamos, y que trataremos más adelante.

Los retornos del agua derivada, que son aún menos conocidos cuantitativamente, dependen del tipo de uso y de la distancia del punto de utilización a los de toma y retorno. El retorno de agua superficial a los ríos se produce con un desfase respecto a la toma usualmente de horas o días, pero que puede llegar a ser del orden de un mes. Si el retorno se produce a través de los acuíferos, el desfase suele ser mucho mayor, incluso de años. Esto es importante a la hora de interpretar los datos de caudales históricos registrados en las estaciones de aforo de los ríos y, en particular, los de caudales bajos cuando están influidos por derivaciones de riego de cuantía desconocida. Lo mismo sucede cuando se producen bombeos de agua subterránea de cuantía y distribución temporal desconocida en acuíferos aluviales pequeños, que pueden influir de forma rápida en los caudales del río.

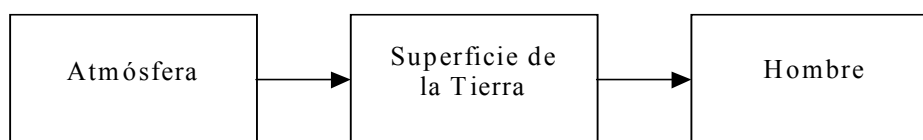
En definitiva, el nivel de alteración antrópica es a veces tan intenso y complejo que resulta prácticamente imposible restituir los caudales naturales, con cierta fiabilidad, a partir del imperfecto conocimiento de las afecciones producidas. En estos casos, frecuentes en los cursos bajos de los ríos, puede recurrirse a modelos hidrológicos de lluvia-escorrentía que, razonablemente calibrados, permitan estimar las condiciones naturales de la cuenca. Una adecuada combinación de distintos métodos y aproximaciones, según las circunstancias de cada caso, será la clave del éxito para atacar el problema de forma satisfactoria.

Restituir los caudales naturales históricos y obtener valores de aportaciones en régimen natural es una tarea de la mayor importancia para el conocimiento de los recursos hídricos y para la planificación hidrológica, pudiendo decirse que, en nuestros días, todavía está sujeta a algunas incertidumbres relativamente importantes, que no pueden ignorarse por esta planificación.

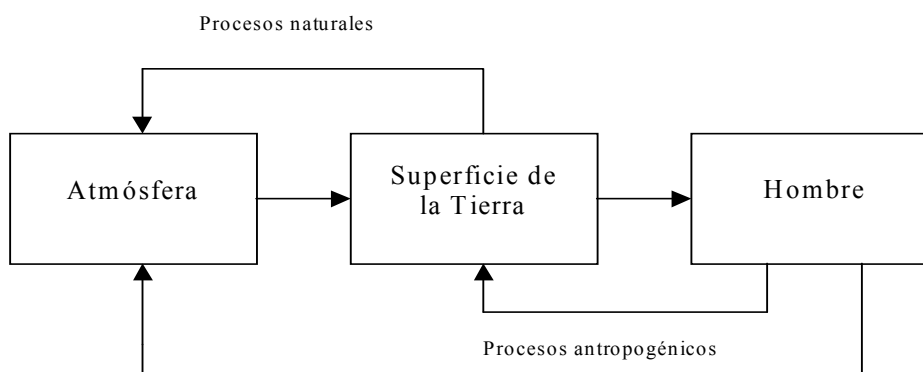
2.5.3. LA AFECCIÓN ANTRÓPICA A ESCALA GLOBAL

Además de las afecciones antrópicas convencionales previamente descritas, que operan a la escala local de las cuencas hidrográficas, recientemente ha emergido la consideración de otro tipo de afección antrópica sobre el ciclo hidrológico, que es la debida a los impactos humanos a escalas globales, continentales o planetarias.

Las alteraciones térmicas y emisiones de gases debidas a las concentraciones humanas y megalópolis en latitudes templadas, o la tala masiva y deforestación de los trópicos, son fenómenos planetarios conmensurables con los del intercambio de humedad de la circulación general atmosférica. El efecto de realimentación del estado de superficie, cada vez más influenciado de forma antrópica, sobre los procesos atmosféricos y el ciclo hidrológico a escala global, comienza a ser una realidad cuyas consecuencias no son aún suficientemente conocidas. La figura adjunta, tomada de NRC (1991), ilustra esquemáticamente estas perspectivas.



Visión clásica de la afección sobre el ciclo hidrológico



Visión moderna de la afección global sobre el ciclo hidrológico

Figura 12. Distintas perspectivas de los efectos antrópicos sobre el ciclo hidrológico

En definitiva, una moderna concepción del ciclo hidrológico ha de tener presente que, además de las afecciones clásicas a la escala de las cuencas fluviales, la actividad humana a la escala planetaria puede llegar a ser una parte significativa de este ciclo global, produciéndose complejos fenómenos de retroalimentación, aún no bien caracterizados desde el punto de vista científico.

La actividad humana incide sobre los flujos circulantes en el ciclo de múltiples formas:

- Captación de recursos para satisfacer necesidades o aumentar disponibilidades:
 - o Derivaciones superficiales de los ríos
 - o Captaciones subterráneas. Sobreexplotación (muy grave en muchas zonas del mundo).
- Desecación por motivos de salubridad
- Deforestación y tala excesiva, lo que puede aumentar el riesgo de inundación.
- Aumento del efecto invernadero = cambios climáticos?
- Alteración del régimen natural (obras, riegos, etc.)

Además de sobre la cantidad de los flujos, se incide también sobre su calidad. Los contaminantes se incorporan al ciclo por diversas vías:

- Vertidos puntuales: barriles de residuos, colectores de aguas residuales, etc.
- Vertidos difusos: pesticidas y fertilizantes riego; problemas de nitratos (solubles en agua y no se ligan a partículas del suelo); problemas de salinización de suelos o del regadío (1 Mha nuevas cada año en el mundo; afecta al 20% de toda el área regada en USA)
- Vías indirectas: lixiviación de yesos, etc.

- Vías atmosféricas: cenizas, pesticidas, lluvia ácida (ácidos que se forman a partir de óxidos de nitrógeno y dióxido de azufre). Deposición de ácidos seca y húmeda.

Como se indicó, avanzar en el conocimiento de todo este complejo cualitativo y cuantitativo de flujos circulantes exige un esfuerzo de investigación permanente y el desarrollo de las redes de observación directa y remota, mediante sensores en campo y aerotransportados.

2.6. RELACIÓN DE LA HIDROLOGÍA CON LA PLANIFICACIÓN Y GESTIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS

La hidrología proporciona información relevante que es requerida como dato para el análisis de sistemas complejos de recursos hídricos.

- Hidrología: ciclo natural
 - Recursos hídricos naturales. Flujos y almacenamientos
 - Condiciones de calidad
 - Agua disponible para el medio ambiente y los distintos usos
 - Entradas al sistema de utilización
- Sistema de utilización
 - Necesidades y demandas. Requisitos de calidad
 - Afecciones antrópicas al sistema natural
 - Restricciones sociopolíticas o ambientales
- Planificación
 - Sistemas de recursos hídricos
 - Análisis de sistemas. Optimización/simulación
 - Gestión integrada
 - Consideraciones económicas e institucionales

En las últimas décadas se han propuesto numerosos modelos para abordar el análisis y optimización de los sistemas de recursos hídricos, con diferentes objetivos y niveles de complejidad. Estos modelos, en su nivel de abstracción y generalización más alto, se orientan al análisis de grandes sistemas de recursos hídricos para su simulación, optimización técnico-económica, diseño de estrategias de gestión, garantías de suministro, planificación de sequías o análisis de disponibilidades. Existen numerosos desarrollos de este tipo de modelos tanto en España (p.e. AQUATOOL, Andreu et al., 1995, Solera et al., 2007) como en otros países (MODSIM, SIM-V, WEAP, HEC-PRM, etc.).

Tales herramientas han sido utilizadas muy extensamente en la planificación hidrológica de todas las cuencas peninsulares españolas (v., p.e., MIMAM, 2000b, donde se emplearon como series hidrológicas las obtenidas para toda la península mediante el modelo distribuido SIMPA) y están siendo objeto de continuos perfeccionamientos y ampliaciones.

Los modelos para el análisis de sistemas requieren como datos básicos la información hidrológica de la zona estudiada –aportaciones, evaporaciones, acuíferos, relaciones, etc.- que debe ser proporcionada por análisis hidrológicos previos.

2.7. TEXTOS DE REFERENCIA

En los últimos años se han publicado numerosos textos de referencia sobre hidrología. Algunos manuales fundamentales son los de Maidment (1993), Dingman (2002), Chow et al. (1988), Viessman et al. (1989), Bras (1990) o Linsley et al. (1988). Otros textos generales de interés son los de Gupta (2008), Raudkivi (1979), Brutsaert (2005), Shaw (2004), Davie (2008), Haan et al. (1982, 1994), Manning (1997), Putty (2010), Serrano (2010) o Wilderer (2011). Pese a su relativa antigüedad, sigue siendo una referencia clásica la de Chow (1964).

Con mayor orientación hacia las fases subsuperficiales del ciclo pueden verse Freeze y Cherry (1979), Pinder y Celia (2006), Fetter (2000), McWhorter y Sunada (2010), de Marsily (1986), Warrick (2003), o Hillel (1971, 1998). Con una perspectiva más física pueden mencionarse Hornberger et al. (1998) o Hendricks (2010), y más ambiental Ward y Trimble (2004), Wanielista et al. (1997) o Hammer y MacKichan (1981). Orientados hacia las crecidas e inundaciones pueden mencionarse los de Hoggan (1989), Bedient y Huber (1988), Sokolov et al. (1976) o Cudworth (1989), y con especial énfasis en medios nivales Gray (1970). Textos con enfoque hacia la modelación determinística son los de Dooge y O’Kane (2003) o Beven (2001). Una orientación hidroecológica se ofrece en Eagleson (2002) o Rodríguez-Iturbe y Porporato (2004). Con acento específico en la hidrología de medios semiáridos pueden verse Simmers (2003) o Graf (1988).

Entre los textos en castellano pueden mencionarse los de Aparicio Mijares (1989), Muñoz Carpena y Ritter Rodríguez (2005), Nanía y Gómez Valentín (2006), Martínez Marín (2001), Caro Becerra y Luján Godínez (2014), Llamas (1993) o Martínez de Azagra y Navarro (1995). Textos pioneros en España sobre las aguas subterráneas desde una perspectiva científica han sido los de Alberto Benítez (1963, 1972) sobre captaciones, o Noel Llopis (1970) sobre hidrogeología cárstica. Manuales más recientes son los de Castaño et al. (2006) o Sanz y Menendez-Pidal (2013), de carácter general, y Villanueva e Iglesias (1984) sobre interpretación de bombeos de ensayo. Referencias históricas muy divulgadas en España son los manuales compilados por Heras (1972, 1976), los apuntes de Osuna y Dominguez de Miguel (1972), el texto de Remenieras (1974) o, centrado en las aguas subterráneas, los de Custodio y Llamas (1983) o Davis y De Wiest (1971).

Además de estas referencias hidrológicas generales, la literatura especializada en validación y análisis de modelos hidrológicos es extraordinariamente extensa. A lo largo del texto se irán apuntando distintas referencias específicas que permiten continuar y extender algunos de los aspectos concretos expuestos en esta tesis.

3. MODELOS Y SISTEMAS EN HIDROLOGÍA

Seguidamente se introducen los conceptos fundamentales de la modelación hidrológica, que posteriormente serán objeto de desarrollo y aplicaciones concretas. Dado que el análisis estructural se centrará en los modelos conceptuales agregados, se expone singularmente la ecuación fundamental del balance hídrico para un volumen de control, pieza básica con la que se construyen los diferentes modelos que serán analizados posteriormente.

3.1. CONCEPTO DE MODELACIÓN. TIPOS DE MODELOS

La modelación es la construcción de un prototipo que reproduzca las características deseadas del mundo real que interesan en cada caso concreto (formalización de una sensación de analogía).

Un modelo ha de ser una simplificación de la realidad, específica para un problema dado. Puede pensarse como un mapa de la realidad, cuya escala y contenidos son los adecuados para el objetivo que se persigue.

Se dispone de un ingente número de modelos utilizados en hidrología, susceptibles de distintas clasificaciones, algunas de las cuales se muestran en la tabla. Existen además tipologías mixtas, como los modelos semidistribuidos, intermedios entre agregados y distribuidos, o híbridos descriptivos-conceptuales.

MODELOS	
Analógicos	Digitales
Continuos	Discretos
Dinámicos	Estáticos
Determinísticos	Estocásticos
Parámetros agregados	Distribuidos
Descriptivos	Conceptuales
Estructurados	De caja negra
De suceso	De simulación continua

Tabla 1. Tipologías de modelos hidrológicos

La modelación hidrológica, en sus distintas tipologías, constituye una herramienta fundamental para el análisis de numerosos problemas medioambientales y relacionados con la disponibilidad del agua. Cuestiones como las inundaciones, las sequías, la erosión, la contaminación difusa o puntual de origen agrícola, industrial o doméstico, la degradación de suelos, la desertificación, los usos del agua, y, en general, la gestión y preservación del medio hídrico, constituyen retos ambientales y sociales críticos, para cuya solución se requiere el concurso de técnicas de modelación hidrológica.

Existe actualmente una plétora de modelos hidrológicos desarrollados desde mediados del pasado siglo y orientados al análisis de muy diversos problemas. Compilaciones generales pueden verse, por ejemplo, en Haan (1982), Burton (1993), Singh (1995) o Singh y Frevert (2006).

La gran proliferación de esas técnicas va acompañada asimismo de una enorme diversidad en cuanto a objetivos y características. Muchos modelos pretenden ser de carácter general y están

concebidos para ser aplicados a una amplia diversidad de problemas. Mediante aproximaciones agregadas o distribuidas, las escalas operativas espacio temporales de los modelos son también muy distintas. Distintos modelos incorporan también componentes medioambientales, geoquímicos, bioquímicos, atmosféricos o costeros junto con los estrictamente hidrológicos. Además de esa diversidad de técnicas y objetivos, existe también una gran diversidad en cuanto a su codificación, tecnologías de modelación, desarrollo de interfaces, integración y formatos de datos, interoperabilidad y arquitectura de proceso.

Aspectos como las capacidades y técnicas de autocalibración, análisis de sensibilidad, análisis de perturbaciones, análisis de identificabilidad estructural o reparametrización, que serán examinados más adelante, son también abordados e incorporados de forma en general asistemática y sumamente heterogénea. Asimismo, cuestiones como la posibilidad de acceso por los usuarios, la documentación disponible, la facilidad de manejo, los costes de adquisición y mantenimiento, la formación y asistencia, etc. presentan la misma heterogeneidad.

Pese a la diversidad mencionada, existen técnicas y conceptos fundamentales, comunes a toda la modelación hidrológica, tal y como se expondrá en sucesivos epígrafes.

3.2. SISTEMA HIDROLÓGICO. ECUACIÓN DEL BALANCE

Un concepto fundamental en la modelación es el de sistema hidrológico. Un sistema hidrológico es una abstracción conceptual construida a partir de subsistemas simples asociados a un volumen de control sobre el que se especifican entradas, salidas y la estructura de comportamiento, o conjunto de relaciones entre sus elementos.

Este volumen de control o *dominio* del modelo, puede ser una unidad aislada de funcionamiento hidrológico relativamente autónomo, como una subcuenca o acuífero, donde todas las partes estén en relación hidrodinámica continua (medio continuo), y en cuyo interior, las influencias provocadas por acciones exteriores se propagan libremente. Este dominio está circunscrito por límites claramente definidos, bien constituyendo un obstáculo a todas las transferencias hacia el exterior o permitiendo los intercambios. Estas son las condiciones en los límites. El dominio puede asimismo no ser una unidad aislada sino un fragmento o un conjunto de las mismas.

Lo determinante en todo caso es la capacidad para aislarlo conceptualmente del resto y establecer sus condiciones de intercambio con el exterior.

Los subsistemas simples pueden constar de una entrada E , una salida S , y una capacidad de almacenamiento V . La ecuación de la continuidad, o del balance, es la ecuación básica de la hidrología y expresa que las entradas a un sistema menos sus salidas son la variación de su almacenamiento. Formalmente, la ecuación puede expresarse por

$$E - S = \Delta V \quad ; \quad E(t) - S(t) = \frac{dV(t)}{dt} \quad ; \quad E_i - S_i = V_i - V_{i-1}$$

según se emplee una representación continua o discreta del proceso. En el caso continuo es una ecuación diferencial ordinaria. En el caso discreto, las entradas y salidas se expresan como su integral en un intervalo temporal (integral de flujos, que proporciona un volumen), mientras que el almacenamiento es el valor instantáneo de volumen en los extremos temporales del intervalo.

El periodo temporal considerado ha de ser obviamente concurrente para todos los procesos considerados, y puede tener distintas resoluciones (hiperannual, anual, mensual, diaria, horaria o minutal) según el objetivo perseguido y la disponibilidad de información.

Según el sistema que se analiza y la escala temporal considerada, pueden construirse distintas ecuaciones de balance, atendiendo a sus almacenamientos y flujos dominantes. Algunos ejemplos de balances son

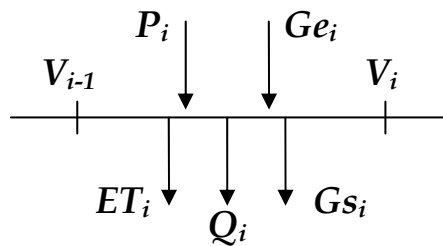
1. El volumen de control es una *cuenca hidrográfica en régimen natural*. Se tendrá

- Entradas: Precipitación P , flujo subterráneo G_{ent}
- Salidas: Evapotranspiración ET , escorrentía Q , flujo subterráneo G_{sal}
- Almacenamiento global V

La ecuación del balance es en este caso

$$P + G_{ent} - (ET + G_{sal} + Q) = \Delta S$$

Discretizando el proceso según el esquema



la ecuación resultante sería

$$P_i + G_{ent_i} - (ET_i + G_{sal_i} + Q_i) = V_i - V_{i-1}$$

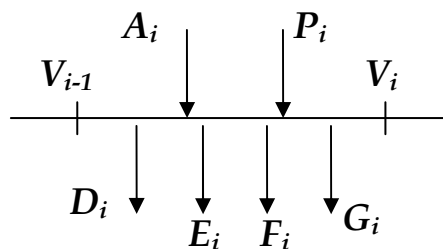
2. El volumen de control es un *embalse de regulación*. Se tendrá

- Entradas: Aportaciones totales procedentes de la cuenca vertiente A , precipitación directa sobre el embalse P
- Salidas: Desembalses ordinarios para atender la demanda D , evaporación E , filtraciones F , desembalses extraordinarios por vertidos G
- Almacenamiento V

La ecuación del balance es

$$A + P - (D + E + F + G) = \Delta S$$

Discretizando el proceso según el esquema



la ecuación resultante sería

$$A_i + P_i - (D_i + E_i + F_i + G_i) = V_i - V_{i-1}$$

La importancia relativa de los términos depende del intervalo temporal y la situación hidrológica. Por ejemplo, la precipitación (lluvia o nieve) directa sobre el embalse en general solo será significativa si la superficie inundada media es relativamente importante en relación a la superficie de la cuenca vertiente.

Para la realización del balance, tanto esta superficie inundada como las filtraciones y la evaporación dependerán del volumen embalsado, por lo que su cálculo requiere un proceso iterativo que tenga en cuenta los valores medios entre el volumen inicial y el final.

3. El volumen de control es un *acuífero saturado afectado*, sometido a bombeos y recargas por retornos de riego. Se tendrá

- Entradas: Recarga total (directa a través de la zona no saturada, más la directa y localizada) R , flujo subterráneo lateral $Gent$, retornos de riego $Rreg$
- Salidas: Evapotranspiración ET , flujo subterráneo lateral $Gsal$, bombeo B , salidas naturales o flujo base (salidas por ríos o manantiales) Qb
- Almacenamiento global V

Con un esquema de discretización temporal similar al anterior, la ecuación de balance sería

$$R_i + Gent_i + Rreg_i - (ET_i + Gsal_i + B_i + Qb_i) = V_i - V_{i-1}$$

4. El volumen de control es un *acuífero sobreexplotado no confinado*, con niveles profundos, sometido a bombeos y recargas por excedentes de riego. Este caso es similar al anterior, pero puede considerarse que:

- No hay salidas naturales, y toda la descarga es por bombeos.
- No hay transpiración desde el acuífero saturado (las mayores raíces alcanzan ordinariamente hasta 10 m, muy lejos del nivel piezométrico), ni hay evaporación E desde el nivel piezométrico, dada su profundidad.

En esas condiciones, el balance se reduce a

$$R_i + Gent_i + Rreg_i - (Gsal_i + B_i) = V_i - V_{i-1}$$

Nótese que esta formulación del balance, considerando como volumen de control el acuífero saturado, tiene la ventaja sobre el balance global ordinario de que la ET desde la zona de raíces, valor importante y con una gran incertidumbre asociada, no interviene de forma directa, sino que está indirectamente considerada mediante la recarga final de la zona saturada.

Puesto que el acuífero es no confinado, puede relacionarse directamente el almacenamiento saturado con los niveles piezométricos mediante $V=Sh$, siendo S el almacenamiento específico del acuífero y h el nivel piezométrico. Con ello, la ecuación de continuidad quedaría finalmente

$$R_i + Gent_i + Rreg_i - (Gsal_i + B_i) = S(h_i - h_{i-1})$$

Usualmente, los dos términos de más compleja estimación sin costosas campañas de toma de datos son la recarga (serie temporal) y el almacenamiento específico (parámetro).

5. El volumen de control es una *laguna costera* antropizada, alimentada por cauces, vertidos y por un acuífero afectado, y conectada hidráulicamente al mar mediante golas. En este caso se tendrá

- Entradas: Precipitaciones (directas sobre la laguna) P , flujo subterráneo del acuífero $Gent$, aportes de las cuencas vertientes $Qent$, aportes antrópicos (vertidos...) $Qver$, entrada del mar por las golas Qem .
- Salidas: Evaporación E , salida del mar por las golas Qsm
- Almacenamiento global V

y la ecuación del balance sería

$$P_i + Gent_i + Qent_i + Qver_i + Qem_i - (E_i + Qsm_i) = V_i - V_{i-1}$$

En todos los casos mostrados, es importante considerar que algunos elementos del balance pueden despreciarse dependiendo del intervalo temporal elegido. P.e., a largo plazo, en el caso 1 examinado, de balance de cuenca, se tendría

$$n\bar{P}_i + n\bar{Gent}_i - (n\bar{ET}_i + n\bar{Gsal}_i + n\bar{Q}_i) = V_i - V_{i-1}$$

donde la notación es la anterior, la barra significa valores medios, y n el número de años –en teoría infinito– sobre el que se realiza el balance. Dividiendo por n , reordenando, y suponiendo que las entradas y salidas subterráneas son similares (es decir, que el almacenamiento a largo plazo es constante, no variando las reservas), se tendría

$$\bar{P}_i + (\bar{Gent}_i - \bar{Gsal}_i) = \frac{V_i - V_{i-1}}{n} + \bar{ET}_i + \bar{Q}_i \quad ; \quad \bar{P}_i \approx \bar{ET}_i + \bar{Q}_i$$

que es la ecuación del balance global a largo plazo en una cuenca, mostrada en la figura, que se estudiará con detalle más adelante al presentar los modelos a escala hiperanual.

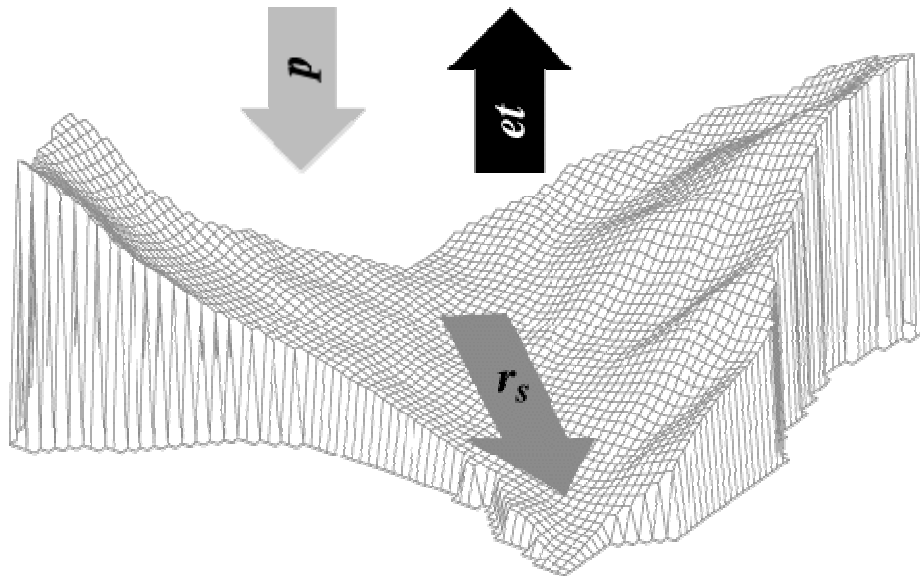


Figura 13. Ciclo global en una cuenca a largo plazo

Si, por el contrario, el intervalo temporal es muy pequeño (minutos u horas) y hay precipitaciones muy intensas, entonces las lluvias pueden ser el factor dominante y la ecuación del balance sería

$$P_i - Q_i = V_i - V_{i-1}$$

que es la de evolución del almacenamiento en una cuenca durante un aguacero.

Nótese que, pese a la diferencia entre ambas expresiones, ambas son el balance de la misma cuenca. La diferencia se debe únicamente a la distinta escala temporal considerada.

Asimismo, es importante recordar que la información hidrológica disponible está siempre sometida a errores e incertidumbres, y los balances tienen, por tanto, un valor aproximado. Es frecuente encontrar balances hidrológicos con cifras no significativas, sin redondeo, que transmiten una falsa sensación de precisión. Si la incertidumbre es muy alta cabe dar horquillas de valores en lugar de un valor único.

3.3. PROCESO DE MODELACIÓN Y TIPOLOGÍAS BÁSICAS

Desde un punto de vista estructural, entre las aproximaciones a la modelación del comportamiento de una cuenca caben las tres tipologías básicas: modelos de caja negra o métricos, modelos conceptuales y modelos de base física.

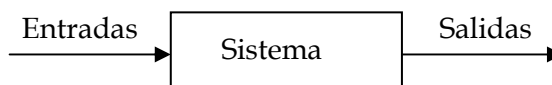
Es también común designar como modelo conceptual al esquema general de funcionamiento del proceso que se analiza, y que ha de realizarse con carácter previo a su formulación numérica.

Las tres tipologías indicadas son a su vez susceptibles de combinación para formar modelos híbridos.

Por otra parte, desde el punto de vista de su parametrización espacial cabe distinguir entre modelos agregados, modelos semidistribuidos y modelos distribuidos.

3.3.1. TIPOLOGÍAS ESTRUCTURALES

Se refieren a la forma estructural en que se consideran las relaciones entre las entradas y salidas del modelo. Una representación esquemática simple es



Con este esquema, los diferentes problemas que pueden plantearse son los mostrados en la tabla (C conocido, ? desconocido).

	Entradas	Sistema	Salida
Predicción:	C	C	?
Identificación:	C	?	C
Detección:	?	C	C

Tabla 2. Problemas de caja negra

La predicción o *simulación* del sistema es la obtención de salidas a partir de entradas y parámetros conocidos. También se le denomina el problema *directo*.

La identificación o *calibración* consiste en encontrar los parámetros del modelo que proporcionen la mayor concordancia entre las salidas calculadas y las observadas.

La detección o problema *inverso* consiste en estimar las entradas que han dado lugar a las salidas observadas, conocidos los parámetros del sistema. En hidrogeología es usual denominar *problema inverso* al aquí llamado de calibración, es decir, encontrar los parámetros del acuífero a partir del conocimiento de sus bombeos y el comportamiento observado de sus variaciones piezométricas.

3.3.1.1. Modelos de caja negra o métricos

En los modelos de caja negra o métricos se ignora la estructura causal del proceso, identificándose únicamente a partir de series de entradas y salidas relacionadas mediante expresiones generales usualmente lineales o polinómicas, sin estructura de comportamiento específica.

Ejemplos son el hidrograma unitario, basado en la hipótesis de sistema lineal, las funciones de transferencia, o los modelos estocásticos de series temporales.

3.3.1.2. Modelos conceptuales

Los modelos conceptuales se construyen mediante conjuntos de elementos simples, ensamblados entre sí para representar el fenómeno complejo.

Suelen ser de parámetros agregados.

La abstracción del sistema real se caracteriza por:

- Las entradas y salidas, usualmente en la forma de series temporales
- El sistema, o estructura de comportamiento que relaciona entradas y salidas, y que incorpora relaciones conceptuales imitativas o representativas del comportamiento físico
- Un conjunto de condiciones iniciales y de contorno
- Un conjunto de parámetros

El proceso de modelación se desarrolla en distintas fases. Un esquema común podría ser:

1. Identificación y conceptualización. Especificación y objetivos del problema. Examen y selección de datos disponibles. Escalas espacio-temporales. Construcción del modelo conceptual de funcionamiento.
2. Desarrollo e implantación. Análisis y especificación de componentes. Selección de técnicas. Selección de modelos existentes o desarrollo de formulaciones específicas (codificación y depuración). Preparación de datos. Ejecución del modelo.
3. Calibración. Análisis de resultados. Ajustes de parámetros. Análisis de sensibilidad.
4. Validación. Contrastes de prueba. Posibles refinamientos.
5. Utilización

Ejemplos de este tipo de modelos son el Stanford IV y sus posteriores derivaciones, el modelo de balance de Thornthwaite, etc.

3.3.1.3. Modelos de base física

A diferencia de los anteriores, estos modelos parten de las ecuaciones físicas –en general ecuaciones diferenciales ordinarias o en derivadas parciales- que gobiernan cada proceso del ciclo que se modela. Establecidas las ecuaciones diferenciales representativas, se formula el sistema de ecuaciones y condiciones del entorno, acoplado todos sus elementos, y se resuelve numéricamente el sistema resultante.

Son necesariamente de parámetros distribuidos.

Ejemplos de estos modelos son los ya examinados de St. Venant para el flujo superficial variable en cauces, las ecuaciones de Boussinesq para el flujo saturado, o las ecuaciones de Richard para el flujo no saturado. El acoplamiento numérico de estos elementos permite construir modelos complejos que integren distintos procesos del ciclo.

Estos modelos, de apreciable complejidad numérica, requieren cálculos muy intensivos y numerosos parámetros físicos sólo disponibles, y de forma parcial, en entornos experimentales. Un conocido ejemplo de estos modelos es el SHE, o sistema hidrológico europeo, cuyo esquema se muestra en la figura (Singh y Frevert 2006, Cap.10).

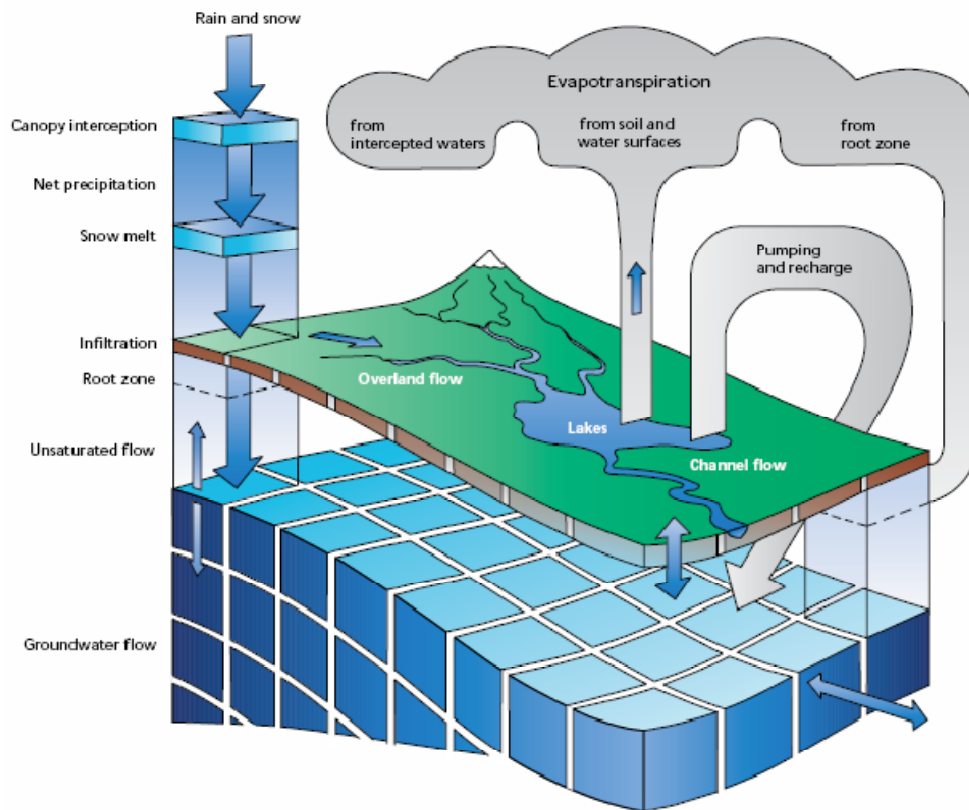


Figura 14. Esquema del modelo SHE

3.3.1.4. Modelos híbridos

3.3.1.4.1. Modelos híbridos semidistribuidos

Los problemas asociados a las escalas y subprocesos del ciclo pueden ser también abordados mediante modelos híbridos, en los que modelos agregados y distribuidos se combinan obteniendo modelos semidistribuidos, con ciertas ventajas operativas (Aral y Gunduz, 2005).

Así, por ejemplo, mientras los procesos de propagación en cauces y flujo saturado se abordan de forma distribuida con modelos de base física, los procesos de escorrentía superficial y flujo en la zona no saturada se pueden abordar con aproximaciones agregadas, simplificando los correspondientes análisis globales.

3.3.1.4.2. Modelos híbridos conceptuales-estocásticos

Otro tipo de modelos híbridos son los que se construyen con un esquema conceptual convencional, pero sustituyendo las relaciones de balance por ecuaciones estocásticas de comportamiento. En Corzo Pérez (2009) se desarrolla este concepto y se muestran ejemplos de aplicación.

3.3.1.5. Modelos integrados

Aunque no específicamente hidrológicos, en los últimos años se tiende a la construcción de modelos integrados o integrales en los que la hidrología es una componente más del sistema completo y se acopla al resto de subsistemas o componentes en que se considera dividido.

Tales componentes pueden ser medioambientales, geoquímicas, bioquímicas, atmosféricas o costeras junto con las estrictamente hidrológicas, ensambladas todas bajo un soporte general de modelación único.

Un modelo integral de cuenca debe aglutinar de manera eficiente y coordinada la explotación de todos esos modelos definidos por separado, manteniendo realimentación con las mediciones reales tomadas en el sistema dentro de su programa de monitorización. Los datos de campo permiten ajustar el modelo más exactamente a la realidad y, a su vez, el análisis de los resultados del modelo conduce a la mejor comprensión de la realidad y al replanteamiento de la distribución espacial o temporal de las mediciones que se están llevando a cabo. La calibración es, en definitiva, una fase del proceso de perfeccionamiento del modelo conceptual, hasta alcanzar soluciones estables y con incertidumbres reducidas.

Entre los retos planteados por los modelos integrales pueden citarse:

1. La necesidad de abordar sistemas fuertemente alterados, con modelos que permitan la simulación de afecciones junto con los procesos naturales.
2. La necesidad de mejorar el conocimiento de los sistemas mediante redes densas de monitorización. Especialmente críticos son la precipitación o la recarga de aguas subterráneas.
3. La necesidad de asimilación e integración de datos heterogéneos (sensores remotos, estaciones, fotografías, campañas, observaciones aisladas, etc.) en una base común.
4. La necesidad de integrar modelos ecológicos en los modelos hidrológicos y de sistemas de recursos hídricos.
5. La necesidad de diseñar interfaces de interoperabilidad entre modelos diferentes (p.e. hidrología de cuencas con hidrodinámica costera)

Un ejemplo de sistema adecuado para estas aproximaciones es el de la laguna del Mar Menor, en la que se ha puesto de manifiesto (IEA, 2009) la necesidad de una monitorización intensiva y de una integración de modelos hidrológicos de las cuencas vertientes, modelos hidrogeológicos de los acuíferos en contacto con la laguna, modelos hidrodinámicos del flujo en la laguna, modelos oceanográficos, y modelos de calidad del agua y ecológicos, acoplados a los modelos hidrológicos de balance.

3.3.2. TIPOLOGÍAS DE PARAMETRIZACIÓN ESPACIAL

Por otra parte, desde el punto de vista de su parametrización espacial cabe distinguir entre modelos agregados, modelos semidistribuidos y modelos distribuidos.

3.3.2.1. Modelos agregados

Son aquellos en los que la variabilidad espacial es ignorada y se integra en un parámetro único agregado representativo de todo el dominio.

Los modelos de parámetros agregados han venido jugando un papel fundamental en el desarrollo de la modelación hidrológica desde sus comienzos y, pese al desarrollo de las técnicas distribuidas y la creciente capacidad de cómputo, continuarán jugando este papel en el próximo futuro.

Cuestiones como la autocalibración, el análisis de sensibilidad, el análisis de perturbaciones, las técnicas de indentificabilidad estructural o la optimización multiobjetivo deben ir asociadas de forma estándar a estas técnicas de modelación.

3.3.2.2. Modelos semidistribuidos

Son aquellos que se forman por integración de distintos modelos agregados, cada uno de los cuales se supone representativo de un área o subcuenca específica.

Así, se aplica un modelo agregado en cada unidad espacial en que se divide el sistema (p.e. subcuencas resultantes de una teselación hidrográfica) y se trasladan las respuestas de cada unidad hacia aguas abajo hasta alcanzar el punto de salida del sistema, concatenando en el espacio y en el tiempo dichas respuestas a medida que se avanza hacia dicho punto.

Asimismo, los problemas asociados a las diferentes escalas y subprocesos del ciclo pueden ser también abordados mediante modelos híbridos, en los que modelos agregados y distribuidos se combinan obteniendo otro tipo de modelos semidistribuidos, con ciertas ventajas operativas sobre los puramente agregados o distribuidos (Aral y Gunduz, 2006).

3.3.2.3. Modelos distribuidos

Son aquellos en los que se considera de forma explícita la variabilidad espacial de los parámetros, representándolos no como escalares agregados sino como matrices representativas del territorio, con diferentes valores en cada punto.

Suelen ir asociados a los modelos de base física (p.e. SHE), aunque no necesariamente es así (p.e. Lange et al., 1999), y pueden también construirse con modelos conceptuales simples aplicados en cada celda del territorio y conectados entre sí (p.e. SIMPA, Estrela y Quintas, 1996).

Estos modelos permiten la integración en un marco espacial único basado en SIG de modelos hidrológicos convencionales, teledetección espacial y tecnologías de monitorización remota, aunque las incertidumbres y la heterogeneidades hidroclimáticas y geomorfológicas hacen que modelos semidistribuidos o agregados proporcionen con frecuencia resultados prácticos similares.

3.3.3. TIPOLOGÍAS SEGÚN EL ALCANCE TEMPORAL DE LOS PROCESOS ANALIZADOS

Desde la perspectiva de los procesos analizados cabe realizar una distinción fundamental entre los modelos de episodio y los modelos de simulación continua.

Los primeros tienen un horizonte temporal limitado a un episodio concreto, usualmente de crecidas, mientras que los segundos no tienen en principio duración limitada, pudiendo extenderse emporalmente el periodo analizado tanto como se desee.

Una diferencia fundamental entre ambos es, obviamente, la de su diferente escala temporal. Los modelos de episodio suelen extenderse pocos días y su intervalo temporal de cálculo es de minutos o, a lo sumo, horas, mientras que los de simulación continua pueden extenderse cuanto se desee, usualmente varios años o décadas, y su intervalo temporal es de días o meses.

Desde el punto de vista de su construcción, la diferencia fundamental está en que los primeros no requieren expresamente la consideración de la humedad de suelo para cada intervalo, dado que son otras las componentes dominantes en los episodios de caudales altos. Sin embargo, en los modelos continuos la consideración explícita del balance de humedad para cada intervalo es determinante, dado que se alterna y acarrea entre periodos secos y húmedos y condiciona procesos como la infiltración, recarga o drenaje superficial.

En ambientes semiáridos, el balance de humedad del suelo es probablemente el principal control hidrológico sobre diversos procesos ecológicos que tienen lugar en ecosistemas controlados por el agua.

4. MODELOS HIDROLÓGICOS DE BALANCE

Tras la exposición de los conceptos generales de modelación hidrológica expuestos en el capítulo anterior, se aborda ahora la descripción detallada de diferentes modelos conceptuales de balance, algunos de los cuales serán después objeto de los análisis estructurales.

Diferenciaremos los diferentes modelos según las escalas temporales empleadas.

4.1. MODELOS HIDROLÓGICOS A ESCALA HIPERANUAL

Estos modelos expresan las relaciones entre los valores medios a largo plazo del ciclo hidrológico en una región.

Caben dos formulaciones generales, según se consideren únicamente las entradas y salidas del sistema, o también su partición interna de flujos totales en superficiales y subterráneos. En el primer caso nos encontramos ante las formulaciones del tipo Budyko, mientras que en el segundo el modelo contempla la separación de caudales.

4.1.1. MODELOS DEL TIPO BUDYKO

La forma clásica de balance hiperanual, considerando el esquema de la figura, es expresar la relación entre los valores medios anuales de evapotranspiración real y precipitación (*índice de evapotranspiración*, $IE=ET/P$), en función de la relación entre los valores medios anuales de evapotranspiración potencial y precipitación (*índice de aridez*, $\phi=ETP/P$), de la forma

$$IE = \frac{ET}{P} = \frac{P-Q}{P} = f\left(\frac{ETP}{P}\right) = f(\phi)$$

siendo ET , ETP , P , Q los valores medios anuales (mm) de evapotranspiración real, evapotranspiración potencial, precipitación y aportación, respectivamente. El inverso del índice de aridez P/ETP se denomina *índice de humedad*. Suponiendo que la variación de almacenamiento es despreciable se tendrá $P=ET+Q$, y el balance es el mostrado en la figura.

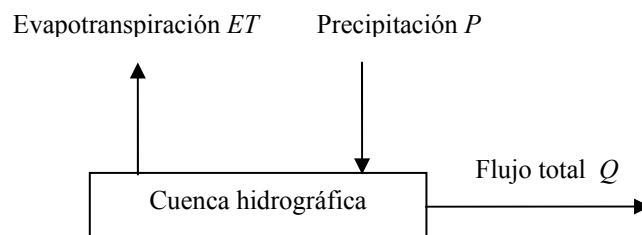


Figura 15. Esquema del balance medio global a largo plazo

La relación funcional entre ambos índices de evapotranspiración y aridez es conocida desde antiguo, planteándose ya a comienzos del siglo XX en los trabajos pioneros de Schreiber y Ol'Dekop.

Recogiendo estas formulaciones anteriores, Budyko sugirió emplear un valor intermedio entre ambas (su media geométrica), comprobando que este valor se adapta bien a numerosos ambientes hidrológicos en todo el mundo.

Posteriormente, la relación funcional antedicha ha sido objeto de distintas formulaciones según la función concreta utilizada. Potter y Zhang (2009) o Oudin et al. (2008) muestran algunas de ellas, resumidas en la tabla adjunta.

Modelo	Forma de la relación funcional $f [IE = f(\phi)]$	Comentario
Lineal	$b\phi$	
Schreiber, 1904	$1 - \exp(-\phi)$	Ha sido utilizada en España, a veces ajustando ϕ a partir de P y Q , pudiendo así estimarse la ETP
Ol'Dekop, 1911	$\phi \cdot \tanh(1/\phi)$	
Turc-Pike, 1954, 1964	$(1 + \phi^{-\nu})^{-1/\nu}$	En la formulación de Turc $\nu=2$
Budyko, 1974	$\{\phi(1 - e^{-\phi})\tanh(1/\phi)\}^{0.5}$	Media geométrica de Schreiber, Ol'Dekop
Abad	$\frac{1}{2} \left\{ 1 + \gamma(1 - R) - \left[[1 - 2\gamma(1 - R) + \gamma^2(1 - 2R + R^2)]^{1/2} \right] \right\}$	
Curva α de Milly	$\frac{e^{\alpha(1-1/\phi)} - 1}{e^{\alpha(1-1/\phi)} - 1/\phi}$	
Curva β de Milly	$\frac{e^{\beta(\phi-1)} - 1}{e^{\beta(\phi-1)} - 1/\phi}$	
Fu	$1 + \phi - (1 + \phi^w)^{1/w}$	
Zhang et al. (2001)	$1 - (1 + \phi + w \cdot \phi^2)^{-1}$	$w=0.2$ en zonas arboladas $w=0.5$ en zonas no arboladas $w=1$ no distinción

Tabla 3. Relaciones funcionales a largo plazo entre variables hidroclimáticas básicas

El índice de aridez $\phi = ETP/P$ se ha empleado extensamente para la caracterización de zonas áridas del mundo. Una clasificación muy difundida es la de UNESCO (1979), basada en el índice de humedad (su inverso) y mostrada en la tabla, en la que P es la precipitación media anual en mm, y ETP es la evapotranspiración media anual en mm estimada originalmente por el método estándar de Penman, si bien podría emplearse otro método de estimación.

Calificación de la Zona	Relación $P/ETP = 1/\phi$	Caracterización
-------------------------	---------------------------	-----------------

Calificación de la Zona	Relación $P/ETP = 1/\phi$	Caracterización
Hiper-árida	<0.03 ($\phi > 33$)	Baja e irregular precipitación, con ausencia en alguna estación. La variación interanual de la precipitación puede llegar al 100%. Apenas hay vegetación perenne, la vegetación anual puede crecer en algunos años. La agricultura y el pastoreo son en general inviables.
Árida	0.03 – 0.2 ($\phi: 3 - 5$)	Precipitación anual entre 80-150 mm hasta los 200-350 mm. La variación interanual de la precipitación está entre 50 y 100 %. El pastoreo es posible pero no la agricultura de regadío.
Semi-árida	0.2 – 0.5 ($\phi: 5 - 2$)	Precipitación anual de los 300-400 mm hasta los 700-800 mm en regímenes de precipitación en verano, y de 200-250 a 450-500 mm en regímenes de invierno. La variación interanual de la precipitación esta entre el 25-50 %. Es posible el buen pastoreo y el regadío, aunque con gran variabilidad en las producciones.
Semi-húmeda	0.5 – 0.75 ($\phi: 2 - 1.33$)	La variabilidad interanual de las precipitaciones es menor del 25%. La agricultura puede desarrollarse sin limitaciones de agua.

Tabla 4. Clasificación de zonas áridas según la UNESCO

En la figura adjunta puede verse la relación entre índice de aridez e índice de evapotranspiración medios hiperanuales para 210 cuencas distribuidas por toda la España peninsular, así como los coeficientes de escorrentía correspondientes, complementarios de los de evapotranspiración.

Junto con los valores medios hiperanuales se han representado las curvas correspondientes a los modelos teóricos de Budyko (línea continua), Ol'Dekop (línea discontinua superior verde) y Schreiber (línea discontinua inferior violeta), pudiendo apreciarse la buena concordancia del modelo de Budyko, media geométrica de los otros dos. Como se observa, hay cuencas tipificables como semiáridas, semihúmedas y húmedas, lo que revela en definitiva la diversidad hidrológica de España.

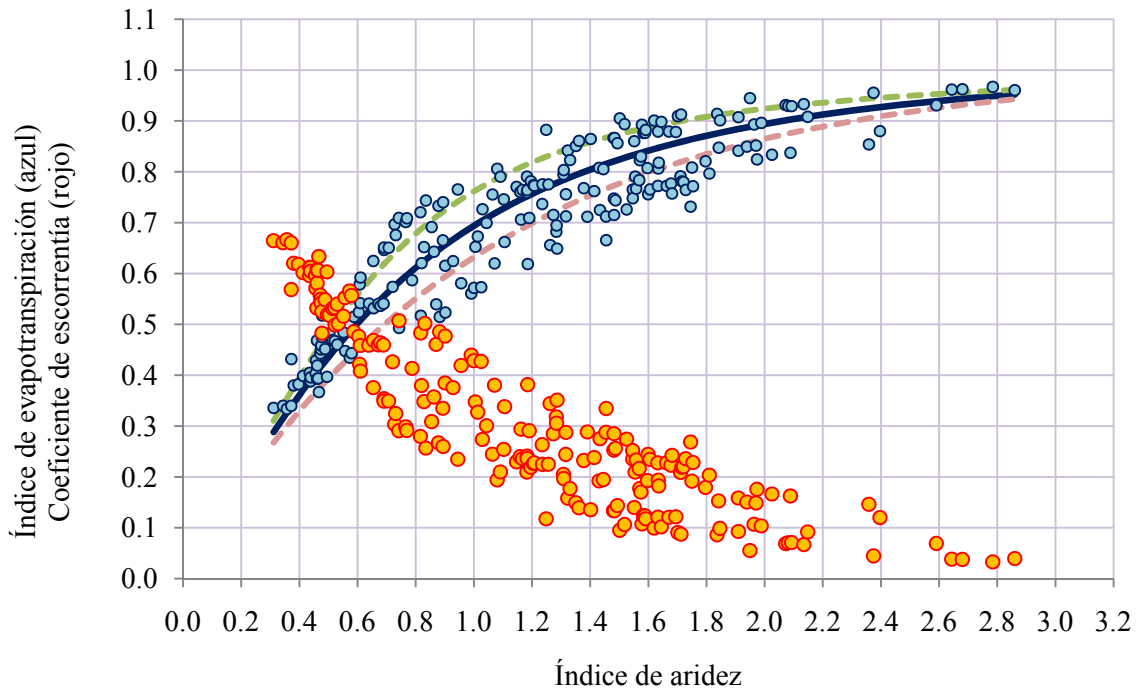


Figura 16. Relación de Budyko para la España peninsular

Estos modelos hiperanuales se han empleado también a escala anual, como se verá en el siguiente epígrafe, y para analizar posibles efectos del cambio climático sobre la escorrentía anual. Es el caso de MIMAM (2000a), o Arora (2002).

Por otra parte, su estructura matemática relativamente simple permite plantear de forma analítica diferentes análisis de sensibilidad. Así, si se supone que la variación año a año de la humedad almacenada en la cuenca es despreciable frente a ETP , Q y P , las desviaciones anuales respecto a sus medias de ETP pueden expresarse en función de las desviaciones de P y del índice de aridez, pudiendo obtenerse una expresión analítica de la relación de desviación de evaporación, o relación entre las desviaciones típicas de la ETP en relación a la de P , para distintos modelos, siguiendo la forma funcional:

$$\frac{\sigma_E}{\sigma_P} = F(\phi) - \phi \cdot F'(\phi)$$

En Arora (2000) se proporcionan las siguientes relaciones para distintos modelos:

Schreiber:
$$\frac{\sigma_E}{\sigma_P} = 1 - e^{-\phi} - \phi \cdot e^{-\phi}$$

Ol'Dekop:
$$\frac{\sigma_E}{\sigma_P} = \frac{4}{(e^{1/\phi} + e^{-1/\phi})^2}$$

Budyko:
$$\frac{\sigma_E}{\sigma_P} = \frac{\phi \cdot \tanh\left(\frac{1}{\phi}\right) \left[1 - e^{-\phi} - \phi e^{-\phi}\right] + \operatorname{sech}^2\left(\frac{1}{\phi}\right) \left[1 - e^{-\phi}\right]}{2 \left[\phi \tanh\left(\frac{1}{\phi}\right) (1 - e^{-\phi})\right]^{1/2}}$$

$$\text{Turc-Pike: } \frac{\sigma_E}{\sigma_P} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{1}{\phi}\right)^2\right]^{1/2}} - \frac{1}{\phi^2 \left[1 + \left(\frac{1}{\phi}\right)^2\right]^{3/2}}$$

$$\text{Zhang et al.: } \frac{\sigma_E}{\sigma_P} = \frac{1 - w + \phi + w\phi(1 + w\phi)}{\left(1 + w\phi + \frac{1}{\phi}\right)^2} \quad \frac{\sigma_E}{\sigma_P} = \frac{2\phi + \phi^2}{\left(1 + \phi + \frac{1}{\phi}\right)^2} \quad (w=1)$$

Un análisis de sensibilidad de interés es el de la elasticidad climática de la escorrentía a la precipitación, definida por

$$\varepsilon(P, Q) = \frac{dQ}{dP} \cdot \frac{P}{Q}$$

Este concepto, junto con la aceptación de una relación hidroclimática tipo Budyko, se ha utilizado extensamente en estudios de la respuesta hidrológica frente al cambio climático. En Yang et al. (2014) se revisan varios de tales estudios, junto con un análisis de errores de la hipótesis de Budyko considerada como una aproximación de primer orden de otras formulaciones más complejas como la de Mezentsev-Choudhury-Yang.

4.1.2. MODELOS CON SEPARACIÓN DE CAUDALES

En este caso, la precipitación total P se considera separada en dos componentes, una parte que escurre rápidamente en superficie R y el resto que contribuye a humedecer la cuenca (alimentar las abstracciones + infiltración) W . Esta parte W se añade al contenido de humedad de los suelos y acuíferos, y terminará bien evapotranspirándose o bien siendo drenada en la forma de un flujo subterráneo G , mucho más lento que R . La figura muestra esta situación.

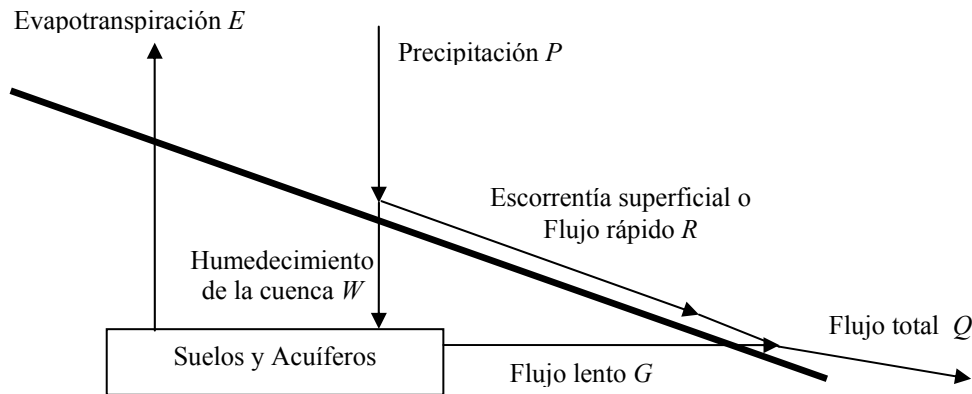


Figura 17. Esquema del ciclo hidrológico para balances medios a largo plazo

Hay, pues, dos niveles de separación: uno primero en el que la precipitación total se separa en escorrentía directa y aporte de humedad, y otro en el que el aporte de humedad se separa en escorrentía subterránea y evapotranspiración. Ambas pueden combinarse para formar la ecuación de balance global, igual a la empleada en las aproximaciones tipo Budyko.

$$P = R + W \quad ; \quad W = E + G \quad ; \quad P = Q + E$$

Si no hay acarreos significativos de un año al siguiente, la variación del almacenamiento es despreciable y estas ecuaciones podrían emplearse a escala anual.

Para evaluar los términos de estos balances, en L'vovich y Nace (1979) se recopilaron y agregaron datos de precipitaciones, temperaturas y evaporaciones en distintas estaciones de todo el mundo, analizaron los registros diarios de caudal mediante un filtro para la separación del flujo base, y obtuvieron así series anuales de P , E , R , G en numerosos puntos, estudiando las relaciones empíricas entre estas variables. Si se estudia la relación a largo plazo cada estación tendrá 4 valores, mientras que si se estudia a escala anual, tendrá 4 valores cada año.

Se observó que, de forma general, hay un umbral de P bajo el que no se produce R , y hay un nivel máximo de W , W_p , sobre el cual la precipitación tiende a ser predominantemente escorrentía rápida. W_p , es el potencial de humedad, o máxima infiltración y abstracción posible en la cuenca. Igual comportamiento se observa en la separación de W en E y G . La figura ilustra estas relaciones.

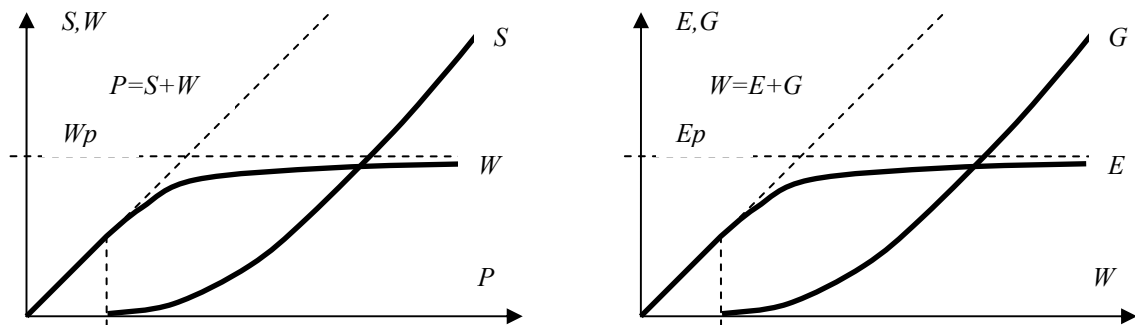


Figura 18. Relaciones observadas en los términos del balance a largo plazo

Nótese que este comportamiento es similar al del modelo de episodios del SCS basado en el número de curva, por lo que podría aplicársele la misma formulación (v. Ponce y Shetty, 1995; o Sivapalan et al., 2010), construyendo así un modelo con todos los componentes enunciados.

A partir de estos términos fundamentales del balance y la ETP pueden definirse distintos índices básicos descriptores del comportamiento general de una cuenca, adicionales a los índices de aridez y evapotranspiración antes mostrados. Son:

1. *Índice de Horton* $H = \frac{E}{W}$. Se ha comprobado que se mantiene muy constante entre años distintos.
2. *Coefficiente de escorrentía* $C = \frac{R+G}{P} = \frac{Q}{P}$
3. *Flujo base* $FB = \frac{G}{R+G} = \frac{G}{Q}$
4. *Fracción de ET* $FET = \frac{E}{W}$

4.2. MODELOS HIDROLÓGICOS A ESCALA ANUAL

Como se ha señalado, si no hay efectos de acarreos significativos de un año al siguiente, los modelos hiperanuales podrían también aplicarse al caso anual. Algunos desarrollos específicos son los que siguen.

4.2.1. MODELO ESTADÍSTICO LINEAL

Un modelo básico es el que hace depender los caudales anuales de una combinación lineal de lluvias y evapotranspiración potencial de cada año.

Su estructura sería

$$Q = \alpha + \beta P + \delta PE + \eta$$

4.2.2. MODELO ANUAL ABC

Fiering (1967) introdujo un modelo simple de balance hídrico a escala anual formado por dos ecuaciones: una para las aportaciones y otra para el almacenamiento subterráneo.

$$Q_i = (1-a-b)P_i + cQ_{i-1} + \varepsilon_i \quad ; \quad G_i = (1-c)G_{i-1} + aP_i + v_i \quad (0 \leq a, b, c \leq 1 \quad ; \quad 0 \leq a + b \leq 1)$$

Salas y Smith (1981) mostraron que estas ecuaciones podían integrarse en una sola expresión de la forma

$$Q_i = (1-c)Q_{i-1} + (1-a-b)P_i - [(1-a-b)(1-c) - ac]P_{i-1}$$

en la que Q_i y P_i son las aportaciones totales y las precipitaciones en el año i -ésimo, y a, b, c son los parámetros del modelo.

Salas y Smith (1981) mostraron también que este modelo conceptual es equivalente a suponer que las aportaciones anuales obedecen a un modelo estocástico ARMA(1,1), en el que el término de ruido blanco es la serie de precipitaciones. Si éstas son normales, los caudales también lo serían, y si son gamma o Pearson III, los caudales tendrían estas distribuciones. Referencias a este método pueden encontrarse p.e. en Vogel y Wilson (1996).

Vogel et al. (1997) introdujeron una modificación mejorando la consideración de la evapotranspiración al sustituir la relación original, dependiente solo de la precipitación ($E_i = bP_i$), por una expresión tipo Turc-Pike de la forma

$$E_i = \frac{P_i}{\sqrt{1 + \left(\frac{P_i}{ETP_i}\right)^2}}$$

y considerando que, conforme a diferentes resultados empíricos, la ETP anual puede expresarse como una función lineal de la temperatura anual ($ETP_i = d + eT_i$).

Este modelo, denominado abc extendido, proporcionó muy buenos resultados en su aplicación a ríos en el alto Colorado.

Pese a los buenos resultados prácticos de calibración en distintas cuencas, Vogel y Sankarasubramanian (2003) han mostrado la invalidez estructural de este modelo para reproducir las covarianzas de lluvias y caudales anuales y las autocorrelaciones de caudales anuales, por lo que debe ser empleado con cautela si estos estadísticos se consideran relevantes en el caso que se analiza.

4.2.3. MODELO ANUAL ABCD

Como ampliación del abc, el modelo abcd se introdujo inicialmente por Thomas para balance anual, si bien posteriormente se ha empleado extensamente para balance mensual con buenos resultados. Se estudiará por tanto junto con los otros modelos mensuales.

Como en el caso del modelo *abc*, Vogel y Sankarasubramanian (2003) han mostrado también la invalidez estructural de este modelo a escala anual para reproducir las covarianzas de lluvias y caudales anuales y las autocorrelaciones de caudales anuales.

4.2.4. MODELOS TIPO BUDYKO

Esta familia de modelos se basa en suponer que las relaciones del tipo Budyko, examinadas anteriormente, se verifican para cada año, y no solo para las medias a largo plazo.

Una de las más empleadas a escala anual es la de Turc-Pike, con un único parámetro ν , cuya estructura se examinó anteriormente.

$$ET_i = P_i \left[1 + \left(\frac{ETP_i}{P_i} \right)^{-\nu} \right]^{-1/\nu} ; \text{ originalmente } \nu=2 : ET_i = P_i \left[1 + \left(\frac{P_i}{ETP_i} \right)^2 \right]^{-0.5}$$

Igualmente, pueden emplearse las relaciones de Zhang et al. (2001), que introducen un parámetro indicativo de la disponibilidad de agua por la vegetación o la propuesta de Yang et al. (2007) incluyendo vegetación y capacidad de humedad del suelo.

Nótese que admitir la validez anual de esta relación supone aceptar el supuesto de simetría espacio-temporal de la relación, tal y como muestra la figura, en la que se ha escalado con la ETP (E_p) en lugar de con la P , como es habitual.

El gráfico de la izquierda muestra simetría, mientras que el de la derecha muestra no simetría. Los triángulos representan el balance medio a largo plazo, mientras que cada color representa una cuenca distinta.

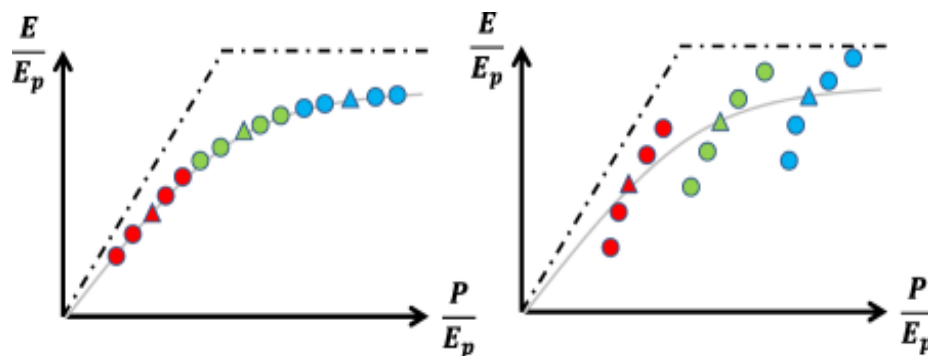


Figura 19. Simetría espacio-temporal en la relación de Budyko

4.2.5. MODELO GR1A

Desarrollado por el CEMAGREF en el ámbito de la colección de modelos GR (Genie Rural), y objeto de sucesivas modificaciones (Mouelhi et al., 2006b), el modelo en su formulación actual se expresa mediante la ecuación

$$Q_i = P_i \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{0.7P_i + 0.3P_{i-1}}{x \cdot ETP_i} \right)^2 \right]^{-0.5} \right\}$$

en la que Q_i , P_i , y ETP_i son la aportación, la precipitación y la evapotranspiración potencial en el año i -ésimo, y x es el único parámetro a calibrar. Aumentos del valor del parámetro implican reducciones en los caudales calculados, y viceversa.

Nótese que el modelo no contiene almacenamientos ni es autoregresivo en los caudales, dependiendo cada caudal anual tan solo de los datos de ese año y de la precipitación del año anterior.

En las calibraciones realizadas sobre 407 cuencas de prueba, x ha variado entre 0.13 y 3.5, con un valor medio en torno a 0.7 y una distribución lognormal.

En esta tesis se procederá a la aplicación de este modelo en numerosas cuencas peninsulares, estudiando su comportamiento y sensibilidad al carácter semiárido del territorio de aplicación.

Nótese la similitud de este modelo con el de Turc-Pike, pero introduciendo un parámetro y considerando el rezago mediante la precipitación del año anterior. Una posible extensión sería convertir en un nuevo parámetro el valor por defecto del 70/30 % de reparto de las precipitaciones.

4.3. MODELOS HIDROLÓGICOS A ESCALA MENSUAL

4.3.1. INTRODUCCIÓN

Los modelos de balance a escala mensual son muy utilizados para analizar la disponibilidad de recursos hídricos (v., p.e., Estrela, 1992, o Paredes et al., 2014) y los balances de cuencas hidrográficas de muy distintos tamaños y condiciones hidrológicas. Sus resultados son buenos si se puede asumir como idóneo el paso temporal mensual, lo que podrá hacerse en cuencas normales y húmedas, no semiáridas. Su número de parámetros suele oscilar entre 3 y 6, lo que permite calibraciones robustas y análisis de sensibilidad estructural relativamente intuitivos.

Los modelos mensuales son además particularmente idóneos para analizar los efectos del cambio climático sobre los recursos hídricos, dado que las modificaciones esperadas de precipitaciones y temperaturas futuras según los distintos escenarios, usualmente disponibles a escala mensual, pueden ser incorporadas con facilidad en este sistema de modelación.

Ha de señalarse que en zonas húmedas estos modelos suelen dar buenos resultados, pero en cuencas semiáridas las hipótesis físicas asociadas a la agregación temporal mensual pueden desviarse sensiblemente de la realidad. Se han realizado algunos intentos de parametrización adicional para introducir la variabilidad intramensual en estos modelos, mejorándose así sus resultados, y abordándose incluso desarrollos específicos para estas áreas. Algunas singularidades de la modelación en estas zonas pueden verse en Ye et al.(1997).

Igualmente, y desde una perspectiva de evaluación de recursos, estos modelos asumen la hipótesis de estacionariedad de sus parámetros, lo que resulta razonable en condiciones ordinarias pero es dudoso en condiciones de cambio global acelerado. Modelos con parámetros no estacionarios pueden ser una alternativa de interés para estas situaciones.

Asimismo, los modelos de balance hídrico de cuencas a escala mensual han sido desarrollados para condiciones naturales de funcionamiento, y no consideran, como es usual en los modelos hidrológicos, los efectos inducidos en el ciclo por la afección antrópica. Estos efectos pueden resultar determinantes, especialmente en zonas semiáridas donde hay una mayor escasez de agua y las afecciones suelen ser mayores, por lo que una línea de investigación de interés es la de desarrollar modelos de balance en condiciones de afección antrópica y de no

estacionariedad. Esta nueva generación de modelos permitiría el estudio tanto de restituciones del pasado como de escenarios futuros de la respuesta hidrológica ante el cambio global.

Seguidamente se describen algunos de los modelos convencionales más comunes, varios de los cuales serán posteriormente aplicados a cuencas peninsulares para investigar su comportamiento. Por último se describen las rutinas de modelación del proceso de precipitación y fusión de nieve incorporadas a los modelos y empleadas en el análisis.

4.3.2. MODELO DE THORNTHWAITTE-MATHER

El modelo de Thornthwaite se desarrolló inicialmente en los años 40 para el río Delaware, y es el planteamiento pionero del que han partido muchos otros modelos conceptuales de balance hídrico. Ha sido objeto de distintas modificaciones y se ha empleado extensamente en muchos lugares del mundo, concluyéndose que suele dar buenos resultados, especialmente en ambientes húmedos.

Siguiendo la formulación expuesta en Alley (1984), y con la modificación introducida por Mather de considerar que una fracción de la lluvia escurre de forma directa, el modelo puede describirse por un depósito superior, asimilable a la zona del suelo, de capacidad máxima Φ y almacenamiento S , y otro inferior, asimilable al acuífero, con capacidad ilimitada y almacenamiento Q . La figura adjunta muestra un esquema del modelo.

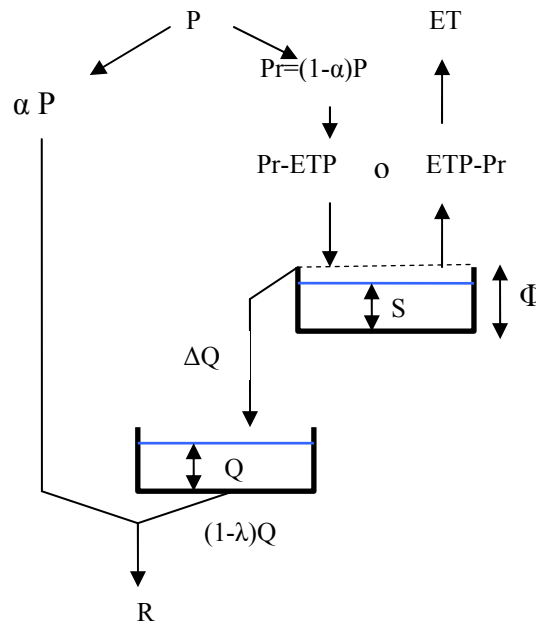


Figura 20. Esquema del modelo de Thornthwaite-Mather

Si la lluvia y la evapotranspiración potencial del mes i -ésimo son P_i y ETP_i , entonces la escorrentía directa es $Rd_i = \alpha P_i$ y la lluvia restante disponible es $Pr_i = (1-\alpha)P_i$, que se contrasta con la ETP_i para deducir la variación de humedad del suelo.

Si es mayor o igual, entonces hay exceso de humedad, la ET real será igual a la ETP ($ET_i = ETP_i$), y el almacenamiento a final del mes será

$$S_i = \min \{ S_{i-1} + Pr_i - ETP_i ; \phi \}$$

Si, por el contrario, la lluvia disponible no alcanza a la ETP, entonces se supone que la humedad desciende con el tiempo de forma proporcional a la magnitud relativa de esta diferencia y al propio almacenamiento, es decir

$$\frac{dS}{dt} = \frac{-(ETP - Pr)}{\phi} S$$

Esta ecuación diferencial, que es la hipótesis fundamental del modelo de Thornthwaite, tiene como solución

$$S_i = S_{i-1} \cdot \exp[-(ETP_i - Pr_i) / \phi]$$

La ET real será, en consecuencia, $ET_i = S_{i-1} - S_i + Pr_i$

La figura adjunta muestra la relación existente entre el incremento relativo de humedad de un mes respecto al anterior $\Delta S / \phi = (S_i - S_{i-1}) / \phi$, y el exceso relativo de humedad de ese mes, $(Pr - ETP) / \phi$ según sea la humedad relativa del mes anterior S_{i-1} / ϕ ($=0, 0.2, 0.4, \dots, 0.8, 1$).

Como se observa, si el exceso es muy negativo (la ETP es mucho mayor que la lluvia disponible) la humedad disminuirá, y en mayor o menor medida según sea el contenido inicial. Si el exceso va aumentando, la variación relativa de humedad será cada vez menor, y cuando llega a ser nulo, no habrá variación del contenido de humedad. Si el exceso es positivo, entonces la relación va creciendo linealmente hasta la unidad, partiendo de su valor inicial (ordenada en el origen) en cada caso concreto.

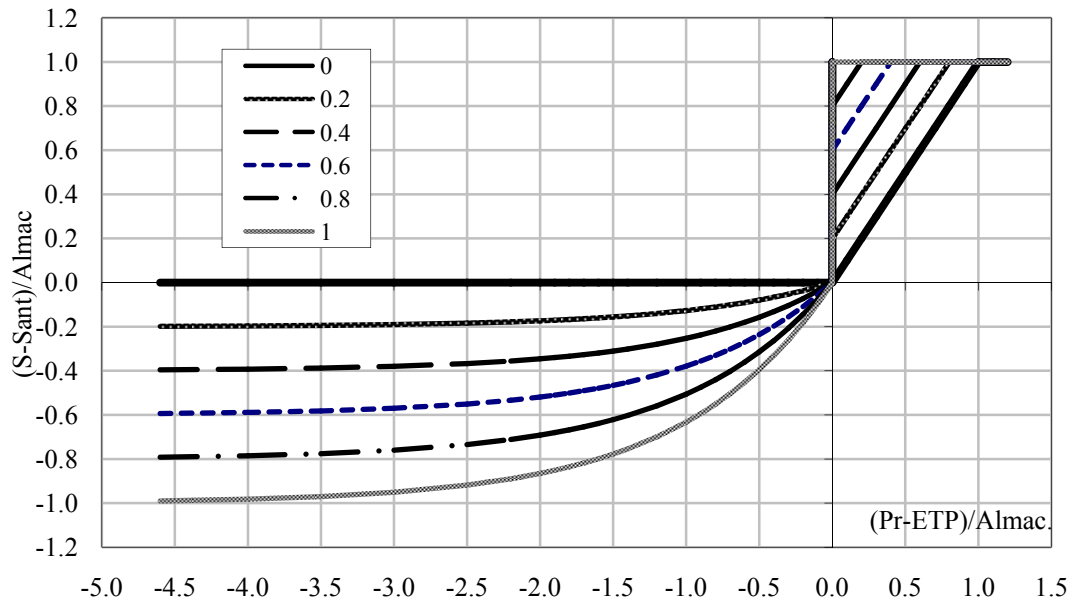


Figura 21. Evolución de la humedad del suelo según el modelo de Thornthwaite

Tras este balance de humedad del suelo, si no hay déficit de humedad ($D_i = \phi - S_i = 0$) el depósito está lleno, y puede haber flujo al depósito inferior dado por

$$\Delta Q = Pr_i - ETP_i + S_{i-1} - \phi$$

Si hay déficit de humedad ($D_i = \phi - S_i > 0$) el depósito del suelo no está lleno y no hay flujo al depósito inferior, es decir, $\Delta Q = 0$.

Introduciendo un nuevo parámetro λ indicativo de la fracción de agua disponible en el depósito inferior que queda retenida en este depósito, entonces el almacenamiento de este depósito a final de mes, y la escorrentía indirecta o subterránea correspondiente, son

$$Q_i = \lambda \cdot (Q_{i-1} + \Delta Q) \quad ; \quad Ri_i = (1 - \lambda)(Q_{i-1} + \Delta Q)$$

Nótese que ello equivale a considerar el almacenamiento inferior como un embalse lineal con parámetro $1-\lambda$.

Finalmente, la escorrentía total será la suma de la directa y la indirecta

$$R_i = Rd_i + Ri_i$$

Como puede verse, el modelo tiene 3 parámetros:

α es el coeficiente de escorrentía directa, que puede oscilar entre 0 y 1.

Φ es la capacidad del depósito de humedad del suelo, usualmente decenas o cientos de mm

λ es la fracción de agua subterránea retenida en el depósito inferior (equivalentemente, $1-\lambda$ es el coeficiente del embalse lineal del depósito). Puede oscilar entre 0 y 1.

Las 2 condiciones iniciales son el almacenamiento inicial del suelo y el acuífero.

Las series de entrada son la precipitación y la evapotranspiración potencial mensual.

Las series de salida son

ET evapotranspiración real

S almacenamiento de humedad del suelo

Q almacenamiento subterráneo (será escorrentía futura)

Rd escorrentía directa

Ri escorrentía indirecta o subterránea

R escorrentía total

4.3.3. MODELO DE PALMER

Este modelo es similar en su concepción al anterior, diferenciándose básicamente en una formulación distinta de la función de evapotranspiración y la consideración de dos zonas de almacenamiento de humedad en el suelo.

En la superior, o radicular, la evapotranspiración se produce a la tasa potencial, y en la inferior a una tasa más reducida conforme a la expresión

$$E_i^b = [(PE_i - P_i) - E_i^a] S_{i-1}^b / \Phi \quad E_i^b \leq S_{i-1}^b$$

El excedente de agua se produce cuando ambos depósitos a y b se llenan.

4.3.4. MODELO ABCD

El modelo *abcd* (Alley, 1984) introduce una formulación diferente del proceso de evapotranspiración, y permite que se produzca un excedente de agua aún cuando no se llene el depósito de humedad del suelo.

La distribución del excedente entre escorrentía superficial y recarga se realiza mediante un parámetro fijo, lo que resulta físicamente poco realista.

El esquema del modelo es el mostrado en la figura.

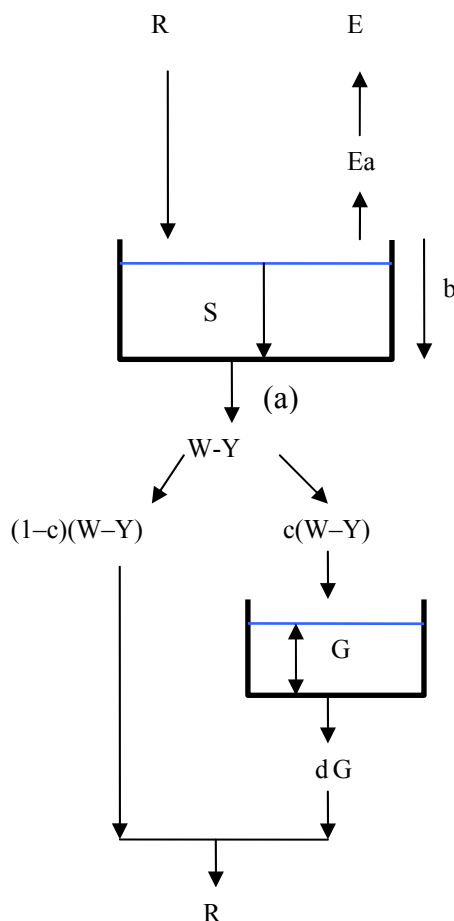


Figura 22. Esquema del modelo abcd

Los cuatro parámetros del modelo, que le dan nombre, son

- a es la propensión de la escorrentía a ocurrir antes de la saturación total del suelo. Sus valores oscilan entre ε (valor pequeño, próximo a 0) y 1, siendo usualmente muy próximos a 1 (p.e. 0.99).
- b es el límite superior de la suma de evapotranspiración y almacenamiento de humedad del suelo. Es un parámetro con poca base física, que puede valer desde pocos mm en adelante (p.e. >5)
- c es la fracción de la escorrentía media cuyo origen es subterráneo. Es un coeficiente de flujo base, variable entre 0 y 1 dependiendo de la hidrogeología de la zona.
- d es el recíproco del tiempo de residencia del agua subterránea en meses, con valores entre ε y 1. En calibración se ha comprobado que su variabilidad es muy alta, adoptando en ocasiones valores próximos a 1.

Denominando a las series de entrada, expresadas todas en mm/mes, como

P precipitación

ETP evapotranspiración potencial

y a las de salida como

S almacenamiento de humedad del suelo a final del mes

W agua disponible en el mes

E evapotranspiración real

$$Y = E + S$$

GR recarga subterránea

DR escorrentía directa

F escorrentía de origen subterráneo

G almacenamiento subterráneo al final del periodo

$$R \text{ escorrentía total} = DR + F$$

La relación asumida entre Y y el agua disponible W , según los dos parámetros a b , es la mostrada en la figura.

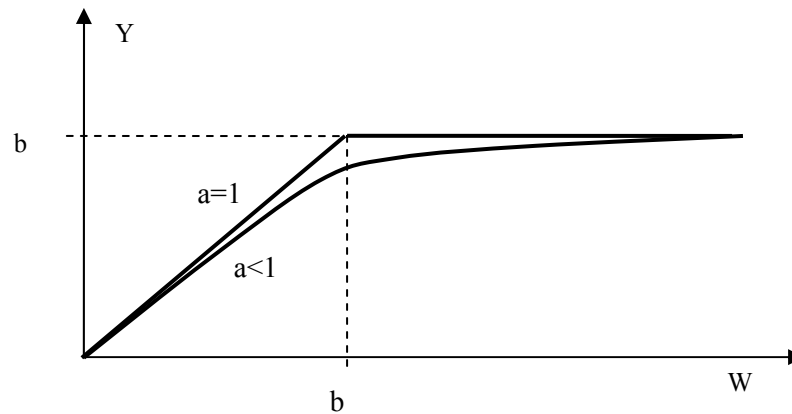


Figura 23. Relación Y-W en el modelo abcd

Las ecuaciones del modelo son

$$W_i = P_i + S_{i-1} \quad ; \quad Y_i = \frac{W_i + b}{2a} - \sqrt{\left(\frac{W_i + b}{2a}\right)^2 - \frac{W_i b}{a}} \quad (\text{función de } W_i)$$

Dado que se supone $\frac{dS}{dt} = -\frac{ETP}{b}S$, las ecuaciones de la humedad del suelo y evapotranspiración serán

$$S_i = Y_i \exp\left(\frac{-ETP_i}{b}\right) \quad ; \quad E_i = Y_i - S_i$$

y las escorrentías

$$GR_i = c(W_i - Y_i) \quad ; \quad DR_i = (1-c)(W_i - Y_i) \quad ; \quad G_i = \frac{GR_i + G_{i-1}}{1+d} \quad ; \quad F_i = dG_i \quad ; \quad R_i = DR_i + F_i$$

Las condiciones iniciales del modelo son la humedad del suelo y el almacenamiento subterráneo a comienzos de la simulación. Se ha comprobado que pueden ejercer una influencia apreciable en los resultados de las simulaciones pues si se toma un almacenamiento subterráneo demasiado pequeño o demasiado grande, el efecto de recuperación puede durar años.

Un criterio recomendado es adoptar $S_0=0$, $G_0=apm(c/d)$, en la que apm es la aportación total media mensual. Para obviar el efecto de arranque, el primer año de simulación debe descartarse.

El modelo abcd se ha utilizado ampliamente en diferentes ambientes hidrológicos, observándose, pese a sus deficiencias conceptuales, un funcionamiento en general satisfactorio.

4.3.5. MODELO DE TÉMEZ

Este modelo fue propuesto por José Ramón Témez (1977) y ha sido ampliamente utilizado desde entonces en numerosas cuencas españolas y de otros países, especialmente en los trabajos de evaluación de recursos desarrollados por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH). Es un modelo agregado y su extensión al caso distribuido, en el que cada celda se supone una unidad a la que se aplica el modelo, con las debidas transferencias entre celdas, dio lugar al modelo SIMPA, también ampliamente utilizado por el CEH para evaluación de recursos a gran escala (MIMAM, 2000a; Estrela et al., 1999; Cabezas et al., 1999).

Dada su muy amplia utilización en España, se expondrá seguidamente de forma detallada mostrando tanto su formulación estándar como las diferentes variantes o extensiones de que ha sido objeto, tal y como se describen en Estrela (1995).

4.3.5.1. Formulación estándar

El modelo considera el terreno dividido en dos zonas: una superior no saturada, o de humedad del suelo, y otra inferior saturada, o acuífero, que funciona como un embalse subterráneo que drena a la red de cauces.

La figura muestra un esquema del modelo en el que puede verse que una parte T del agua precipitada P acaba siendo drenada y sale por el río directamente o a través del acuífero, mientras que el resto, después de almacenarse en la zona de humedad del suelo, alimenta la evapotranspiración ET en fechas posteriores.

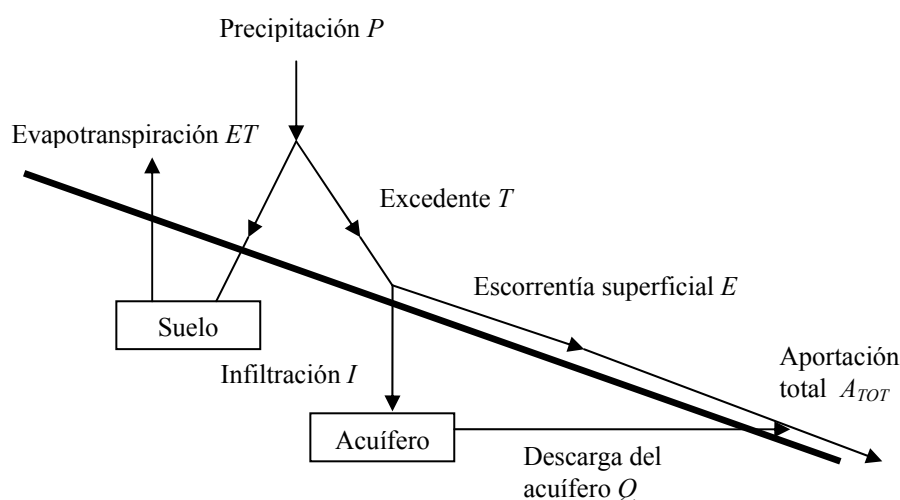


Figura 24. Esquema del modelo de Témez

El excedente T se descompone en una parte que discurre en superficie E , y otra que infiltra hasta el acuífero I . La primera circula por la red fluvial y sale de la cuenca dentro del período de tiempo presente mientras que el agua infiltrada se incorpora al acuífero, desaguando solo una parte en el presente intervalo temporal y quedando el resto en el embalse subterráneo para salir en fechas posteriores.

La ley de excedentes adoptada es la mostrada en la figura y viene dada por las expresiones

$$T_i = 0 \quad \text{si } P_i \leq P_0$$

$$T_i = \frac{(P_i - P_0)^2}{P_i + \delta - 2P_0} \quad \text{si } P_i > P_0$$

siendo

$$\delta = H_{\max} - H_{i-1} + ETP_i \quad ; \quad P_0 = C \cdot (H_{\max} - H_{i-1})$$

donde P_i es la precipitación en el período i -ésimo comprendido desde el instante $i-1$ al instante i (mm), T_i es el excedente en el período i (mm), H_{\max} es la capacidad máxima de humedad en el suelo (mm), H_{i-1} la humedad en el suelo a comienzo del periodo i (en el instante $i-1$) (mm), ETP_i la evapotranspiración potencial del periodo i (mm) y C un parámetro del modelo (adim) que hace depender proporcionalmente el umbral de escorrentía del déficit de humedad.

Esta ley de excedentes es asintótica a la que propuso Thornthwaite para valores altos de la precipitación pero difiere en su parte baja al permitir, de forma más realista, que se produzca excedente sin necesidad de llegar al valor δ es decir, sin que sea necesario agotar completamente la ETP y el déficit de humedad.

Una vez estimado el excedente, la humedad en el suelo H_i al final del período será

$$H_i = \max(0, H_{i-1} + P_i - T_i - ETP_i)$$

y se habrá producido una evapotranspiración real ET_i dada por

$$ET_i = \min(H_{i-1} + P_i - T_i, ETP_i)$$

La ley de infiltración al acuífero I es la mostrada en la figura. Hace depender ésta del excedente T y del parámetro de infiltración máxima I_{\max} de forma que la infiltración aumente con el excedente de forma asintótica hasta el máximo posible I_{\max} , que es otro parámetro del modelo (mm).

$$I_i = I_{\max} \frac{T_i}{T_i + I_{\max}}$$

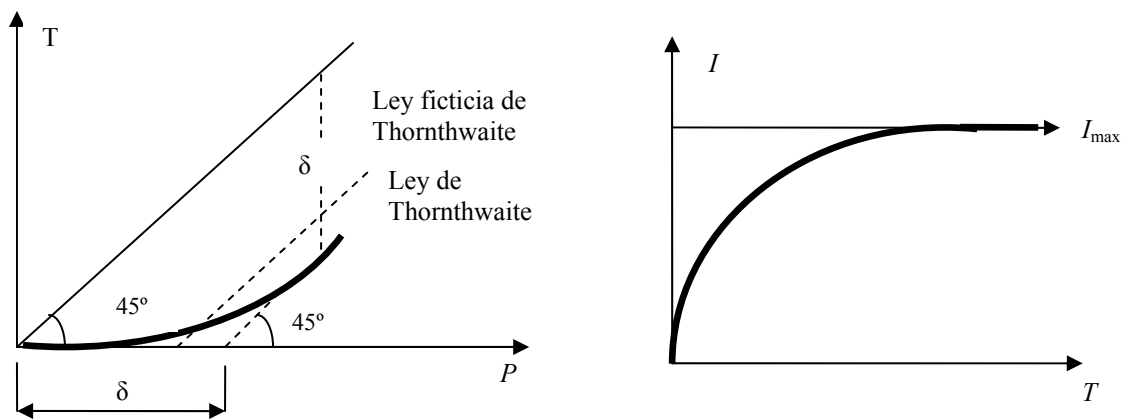


Figura 25. Ley de excedentes y función de infiltración

La infiltración I se asimila a la recarga al acuífero R , en tanto que el resto del excedente $T-I$ será drenado por el cauce como escorrentía superficial, de forma que $ASUP_i = T_i - R_i$.

Para asimilar I y R se asume que el tiempo de paso por la zona no saturada es inferior al intervalo de tiempo de simulación.

Respecto al acuífero, se realizan dos hipótesis básicas de funcionamiento: que se comporta como un embalse lineal, y que la recarga por infiltración se concentra instantáneamente en la mitad del periodo. Con estas hipótesis, la ley de descarga exponencial es

$$Q_i = Q_{i-1} \cdot e^{-\alpha t}$$

donde Q_i es el caudal de descarga en el instante i , α es el coeficiente de descarga del acuífero (otro parámetro del modelo) y t el intervalo de cálculo de la modelación o periodo de tiempo entre los instantes $i-1$ e i . La hipótesis de embalse lineal implica una relación entre el caudal de descarga, Q_i ; y el volumen, V_i , almacenado en el acuífero dada por

$$Q_i = \alpha \cdot V_i$$

Respecto a la recarga, se supone concentrada instantáneamente en la mitad del período, como se muestra en la figura, con lo que la ley de descarga de caudales subterráneos es

$$Q_i = (Q_{i-1} \cdot e^{-\alpha t/2} + \alpha \cdot R_i) e^{-\alpha t/2} = Q_{i-1} \cdot e^{-\alpha t} + \alpha \cdot R_i \cdot e^{-\alpha t/2}$$

siendo R_i la recarga al acuífero en el período i , asimilada a la infiltración I_i .

En la formulación original del modelo, se redefine un parámetro $\beta = e^{-\alpha t/2}$ que engloba el periodo de tiempo t y el coeficiente de descarga α , sustituyéndolo.

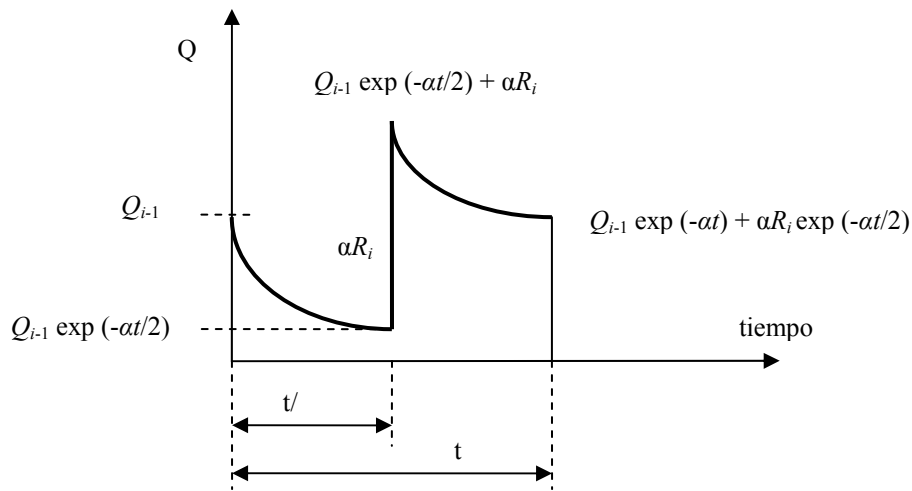


Figura 26. Funcionamiento del acuífero

La aportación subterránea a lo largo del período i $ASUB_i$ será

$$ASUB_i = V_{i-1} - V_i + R_i$$

y la aportación total que sale de la cuenca por el punto de control será la suma de la escorrentía superficial (excedente menos infiltración) y la aportación subterránea

$$ATOT_i = ASUP_i + ASUB_i$$

Como puede verse, los parámetros del modelo son cuatro: H_{\max} la capacidad máxima de humedad del suelo, C el parámetro de excedente, I_{\max} la capacidad máxima de infiltración y α el coeficiente de agotamiento del acuífero. Las constantes y condiciones iniciales son 2, la

humedad del suelo H y volumen almacenado en el acuífero V . El paso temporal es $t=dt$ (días), que se hará 30 si el paso es mensual, y que solo afecta a la dimensionalidad de α y no a los cálculos restantes.

Las series de entrada del modelo son las lluvias P y las ETP , y las series calculadas de salida son

P_0 lluvias umbrales de escorrentía

T excedente

ET evapotranspiración real

H humedad en el suelo

R recarga a acuíferos (igual a la infiltración I)

$ASUB$ aportación subterránea

$ASUP$ aportación superficial o escorrentía directa

$ATOT$ aportación total

Si se añade la consideración de la nieve, habría que añadir las entradas de temperatura o precipitación sólida y dos salidas adicionales que serían el almacenamiento de nieve y la escorrentía nival, junto con sus parámetros correspondientes.

4.3.5.2. Variantes y extensiones

Las variantes introducidas en el modelo intentan mejorar sus resultados en cuencas con precipitaciones muy concentradas y en acuíferos con más de una rama de descarga. También puede incorporarse el efecto de las pendientes del terreno.

Considerando el paralelismo entre el umbral de escorrentía y las abstracciones iniciales del método de número de curva, las pendientes podrían introducirse similarmente a como se mostró en la exposición de ese método.

Respecto al primer caso, conforme al esquema mostrado en la figura, la ley de excedentes adopta la misma expresión que en el modelo original y únicamente los parámetros sufren modificaciones debido al hecho de considerar que la precipitación se encuentra concentrada en la mitad del intervalo de simulación.

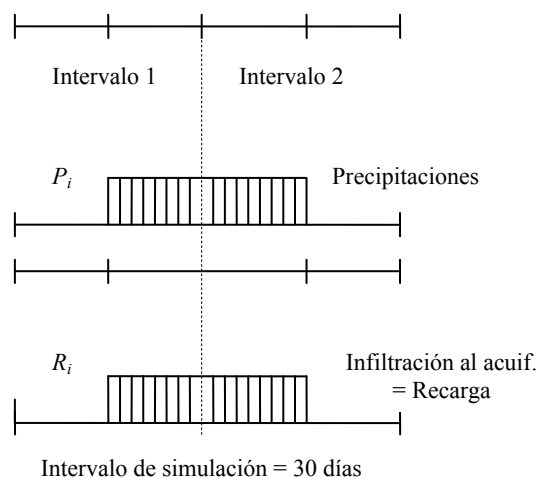


Figura 27. Concentración de precipitaciones

Las expresiones resultantes son

$$H_{\text{int1}} = \max\left[0, H_{i-1} - 0.5(1-a) \cdot ETP_i\right] \quad ; \quad \delta = H_{\text{max}} - H_{\text{int1}} + aETP_i$$

$$P_0 = C(H_{\text{max}} - H_{\text{int1}}) \quad ; \quad H_{\text{int2}} = \max\left(0, H_{\text{int1}} + P_i - T_i - aETP_i\right)$$

Donde H_{max} es la capacidad máxima de humedad en el suelo (mm), H_{i-1} es la humedad en el suelo en el instante $i-1$ (mm), H_{int1} es la humedad en el suelo en el instante en que comienza la precipitación (mm), H_{int2} es la humedad en el suelo al final de la precipitación (mm), ETP_i es la evapotranspiración potencial desde el instante $i-1$ al instante i (mm), a es la relación entre el número de días en que se reparte la lluvia y el número de días al mes ($0 \leq a \leq 1$) y C es un parámetro del modelo cuyo rango de variación es sensiblemente mayor que en el modelo original, permitiendo una mayor flexibilidad en la parte baja de la ley.

Estimado el excedente, la humedad en el suelo al final del período es

$$H_i = \max\left(0, H_{\text{int2}} - 0.5(1-a) \cdot ETP_i\right)$$

habiéndose producido una evapotranspiración real igual a

$$ET_i = \min\left(H_{i-1}, 0.5(1-a) \cdot ETP_i\right) + \min\left(H_{\text{int1}} + P_i - T_i, a \cdot ETP_i\right) + \min\left(H_{\text{int2}}, 0.5(1-a) \cdot ETP_i\right)$$

En esta última expresión el primer término del segundo miembro representa la evapotranspiración que tiene lugar en la primera parte del intervalo, cuando aun no se ha producido la precipitación concentrada, mientras que el segundo representa la que tiene lugar en el resto del intervalo.

Por otra parte, la ley de infiltración es la misma del modelo original y las hipótesis que se realizan sobre el funcionamiento del acuífero son las de descarga con dos leyes exponenciales, tal y como se muestra en la figura, y recarga concentrada en la mitad del periodo.

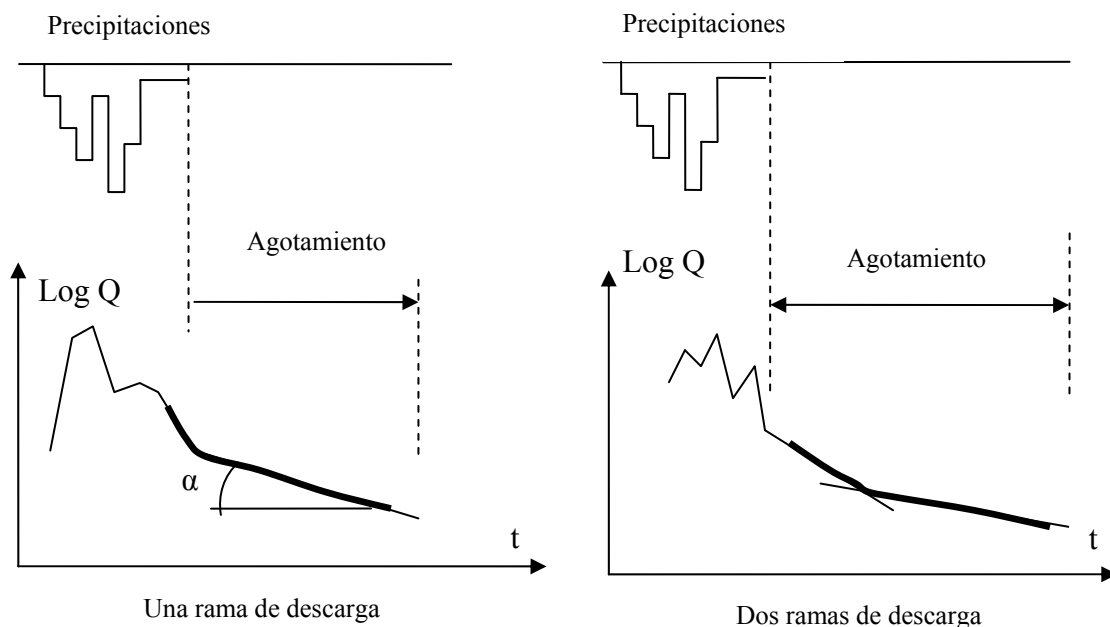


Figura 28. Descarga del acuífero con una o dos ramas

Con esta formulación, las leyes de descarga serán

$$Q_i^1 = Q_{i-1}^1 \cdot e^{-\alpha_1 t} \quad ; \quad Q_i^1 = \alpha_1 V_i^1 \quad ; \quad Q_i^2 = Q_{i-1}^2 \cdot e^{-\alpha_2 t} \quad ; \quad Q_i^2 = \alpha_2 V_i^2$$

donde Q_i^1 y Q_i^2 son los caudales de descarga en las celdas o embalses lineales virtuales 1 y 2 (correspondientes a ambas ramas de descarga) en el instante i , V_i^1 y V_i^2 sus volúmenes en el instante i , α_1 y α_2 los coeficientes de las ramas de descarga del acuífero, y t el paso de tiempo entre los instantes $i-1$ e i .

A su vez, suponer la recarga concentrada en la mitad del periodo da lugar a las siguientes expresiones de caudales subterráneos

$$\begin{aligned} Q_{\text{int}1}^1 &= Q_{i-1}^1 \cdot e^{-\alpha_1(1-a)0.5t} \\ Q_{\text{int}1}^2 &= Q_{i-1}^2 \cdot e^{-\alpha_2(1-a)0.5t} \\ Q_{\text{int}2}^1 &= Q_{\text{int}1}^1 \cdot e^{-\alpha_1 \cdot a \cdot t} + b_1 \cdot R_i \cdot (1 - e^{-\alpha_1 \cdot a \cdot t}) \\ Q_{\text{int}2}^2 &= Q_{\text{int}1}^2 \cdot e^{-\alpha_2 \cdot a \cdot t} + b_2 \cdot R_i \cdot (1 - e^{-\alpha_2 \cdot a \cdot t}) \\ Q_i^1 &= Q_{\text{int}2}^1 \cdot e^{-\alpha_1(1-a)0.5t} \\ Q_i^2 &= Q_{\text{int}2}^2 \cdot e^{-\alpha_2(1-a)0.5t} \end{aligned}$$

en las que R_i es la intensidad de la recarga al acuífero en el período en que se produce la precipitación, coincidente con la infiltración I_i , y b_1 , b_2 son los coeficientes de reparto de la recarga entre cada una de las celdas virtuales. Los coeficientes de reparto deben de satisfacer:

$$b_1 + b_2 = 1$$

El caudal de descarga total se obtendrá sumando los caudales de descarga de cada una de las celdas virtuales resultando

$$Q_i = Q_i^1 + Q_i^2$$

y la aportación subterránea a lo largo del período será $ASUB_i = ASUB_i^1 + ASUB_i^2$, donde

$$ASUB_i^1 = V_{i-1}^2 - V_i^1 + b_1 \cdot R_i \cdot a \cdot t \quad ; \quad ASUB_i^2 = V_{i-1}^2 - V_i^2 + b_2 \cdot R_i \cdot a \cdot t$$

Y la aportación total será la suma de la escorrentía superficial (excedente menos infiltración) y la aportación subterránea

$$A_i = T_i - I_i + ASUB_i$$

Los parámetros del modelo son ahora seis: H_{max} la capacidad máxima de humedad del suelo, C el parámetro de excedente, I_{max} la capacidad máxima de infiltración, α_1 el coeficiente de la primera rama de descarga, α_2 el coeficiente de la segunda rama de descarga y b_1 el coeficiente de reparto de la recarga o fracción de la recarga que va a la celda virtual correspondiente a la primera rama de descarga.

Las series de entradas y salidas y las condiciones iniciales son las mismas que en la formulación estándar.

Las pruebas realizadas no arrojan la evidencia de que estas variantes supongan siempre una mejora apreciable en el funcionamiento del modelo, por lo que su empleo no se considera recomendable de forma general, sino discrecional del analista. Dependiendo del régimen hidrológico, la introducción del cálculo nival puede ignorarse o, por el contrario, ser necesaria para obtener resultados satisfactorios.

4.3.6. MODELO GR2

El modelo GR2 se desarrolló en el CEMAGREF a finales de los años 80 y se ha empleado con éxito en numerosas cuencas francesas y en zonas de sabana y bosque en Costa de Marfil, con superficies desde pocos cientos a pocos miles de km².

Su formulación es extremadamente simple. Siguiendo a Makhlouf y Michel (1994), el modelo consta de dos depósitos, uno del suelo, con capacidad máxima A y almacenamiento H , y otro subterráneo, con capacidad no limitada y almacenamiento S , tal y como se muestra en la figura.

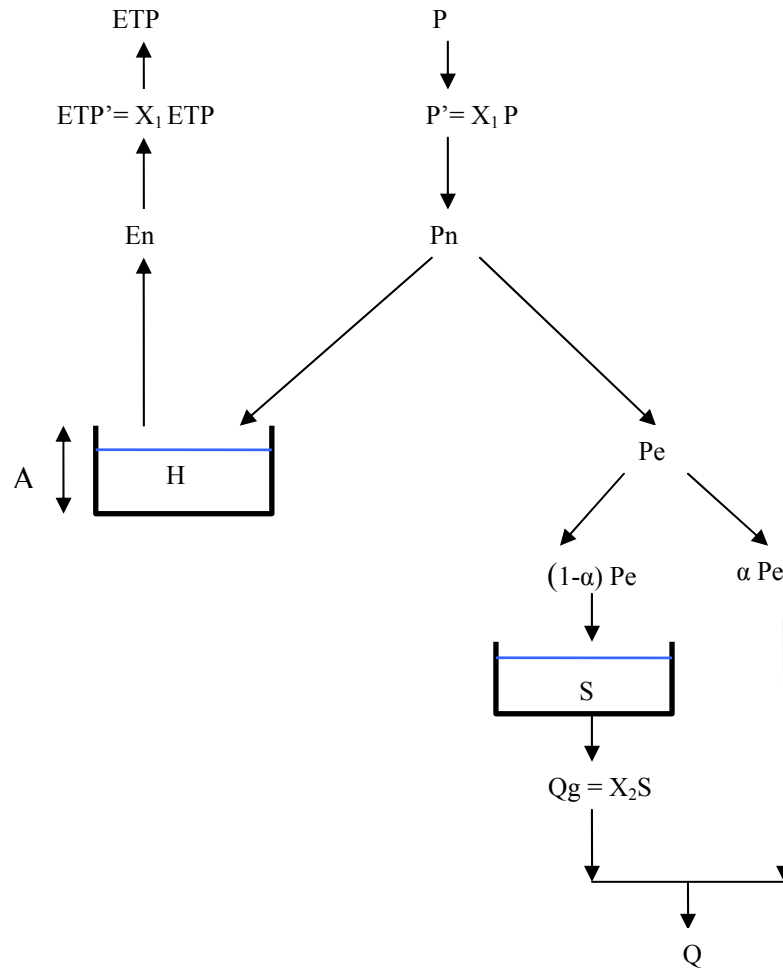


Figura 29. Esquema del modelo GR2

Los datos básicos de lluvias y evapotranspiraciones potenciales mensuales (P , ETP) se afectan de un coeficiente x_1 , obteniendo sus valores transformados y pudiendo calcularse la variable

$$U = \frac{x_1 P \cdot x_1 ETP}{\left(\sqrt{x_1 P} + \sqrt{x_1 ETP}\right)^2}$$

Esta variable, con iguales dimensiones que P y ETP (mm), se sustrae de los valores transformados para obtener las nuevas variables

$$Pn = x_1 P - U \quad ; \quad En = x_1 ETP - U$$

Estas dos variables condicionan la dinámica del almacenamiento de humedad del suelo H , de forma que si la humedad al comienzo de un mes es H_0 , al final del mes habrá experimentado un incremento debido a recibir una parte de Pn pasando a ser

$$H_1 = \frac{H_0 + A \cdot V}{1 + \frac{H_0 \cdot V}{A}} \quad \text{siendo } V = \tanh\left(\frac{Pn}{A}\right)$$

Bajo el efecto de En , el nivel H_1 llega a ser

$$H_2 = \frac{H_1(1-W)}{1+W\left(1-\frac{H_1}{A}\right)} \quad \text{siendo } W = \tanh\left(\frac{En}{A}\right)$$

Si Pe es el complemento de Pn , definido por $Pe = Pn - (H_1 - H_0)$, se considera que una fracción de Pe , αPe , escurre directamente, mientras que el resto fluye al depósito inferior S , que si tenía un nivel inicial S_0 , alcanza el nivel $S_1 = S_0 + (1 - \alpha)Pe$. La salida de este almacenamiento, considerado como embalse lineal, se define mediante el parámetro x_2 de forma que $Qg = x_2 S_1$. La escorrentía total será $Q = Qg + \alpha Pe$.

Makhlouf y Michel (1994) comprobaron que esta formulación daba buenos resultados en 91 cuencas francesas ensayadas, adoptando el valor fijo de 200 mm para la capacidad del depósito superior A , y 0.1 para el parámetro de reparto α , y quedando solamente dos parámetros a calibrar x_1 y x_2 . Estos autores indicaron igualmente la conveniencia de supervisar A , α en condiciones distintas de las francesas.

Otra aplicación de este modelo en un contexto de cambio climático y en 17 cuencas centrales y occidentales africanas (Nief et al., 2003), mostró que los parámetros son robustos frente a la no estacionariedad de las series de lluvias o escorrentías y los valores calibrados de A resultaban concordantes con estimaciones derivadas de los mapas de suelos de la zona.

No se ha dado una interpretación clara de la estructura de este modelo en términos físicos, siquiera conceptuales. De hecho, el parámetro coeficiente reductor x_1 se introdujo para reducir la elevada variabilidad de A , cuando esta capacidad máxima era calibrada, optando por fijarla y calibrar el coeficiente. Más aún, de Groen (2002) asimila la variable En a la evapotranspiración real, concluyendo un comportamiento del modelo físicamente poco realista frente a la variación de las lluvias mensuales.

Se trata, en consecuencia, de un modelo puramente empírico, casi de caja negra, que arroja buenos resultados en la reproducción de caudales observados, y puede ser de utilidad a tales efectos prácticos. Una versión ligeramente modificada es la que da lugar al modelo GR2M.

4.3.7. MODELO GR2M-1994 (GR4-1994)

Este modelo es una evolución del GR2, desarrollada con criterios empíricos, prescindiendo de fundamentación física y buscando mediante prueba y error la mejor capacidad reproductiva de los datos observados en numerosas estaciones francesas. Su descripción puede verse en Makhlouf y Michel (1994), donde se designa como GR2M (GR2 modificado). Si se liberan dos de los parámetros que se consideran fijos en GR2M, se obtiene un modelo que denominaremos GR4 en atención a su número de parámetros.

Designando a la lluvia y evapotranspiración mensual como R y E , se tiene

$$U = \frac{R \cdot E}{(R^{1/2} + E^{1/2})^2} ; R_n = R - U ; E_n = E - U ; R_{np} = x_1 \cdot R_n ; E_{np} = x_1 \cdot E_n$$

R_{np} hace que H llegue a ser H_1 según

$$H_1 = \frac{H + A \cdot V}{1 + \frac{H \cdot V}{A}} \quad \text{siendo } V = \tanh\left(\frac{R_{np}}{A}\right)$$

El exceso de lluvia es

$$Re = R_{np} + H - H_1$$

A su vez, E_{np} hace que H_1 llegue a ser H_2 :

$$H_2 = \frac{H_1(1-W)}{1+W\left(1-\frac{H_1}{A}\right)} \quad \text{siendo } W = \tanh\left(\frac{E_{np}}{A}\right)$$

El segundo depósito, cuyo nivel inicial es S , recibe $(1-\alpha)Re$, llegando a $S_1 = S + (1-\alpha) \cdot Re$ y desaguando un volumen $Q_s = x_2 \cdot S_1$, con lo que su almacenamiento al final del periodo será $S_2 = S_1 + Q_s$. La escorrentía total del mes es, finalmente, $Q = Q_s + Q_d = Q_s + \alpha \cdot Re$, y los valores de H_2 y S_2 son los iniciales para el siguiente mes.

En la formulación original se fijan los valores de $A=200$ mm y $\alpha=0.2$, que en esta versión GR4 se dejan como parámetros adicionales, susceptibles de calibración.

En definitiva, el modelo tiene como parámetros

x_1 suele oscilar entre 0.6 y 1.9

x_2 suele oscilar entre 0.03 y 18.2

A capacidad máxima del depósito H , del orden de 200 mm

α fracción del exceso de lluvia que se transforma en escorrentía, del orden de 0.2.

Sus condiciones iniciales son

H_{ant} humedad en el almacenamiento H al comienzo del periodo

S_{ant} humedad en el almacenamiento S al comienzo del periodo

Las series mensuales de entrada son las lluvias $r(i)$ y evapotranspiraciones potenciales $e(i)$, $i=1,2,\dots,n$ (mes)

Las series de salida son

h humedad almacenada en H al comienzo del periodo

s humedad almacenada en S al comienzo del periodo

q_s escorrentía de origen subterráneo en el periodo

q_d escorrentía de origen superficial (directa) en el periodo

q escorrentía total en el periodo

En España se ha aplicado este modelo, añadiéndole una rutina de fusión de nieves, en numerosas cuencas peninsulares, obteniéndose buenos resultados prácticos.

4.3.8. MODELO GR2M-2006 (GR4-2006)

Este modelo, descrito en Mouelhi et al.(2006a), es una nueva evolución del GR2M descrito en Makhoulf y Michel (1994). Puesto que aunque es un modelo distinto se denomina de igual forma, se ha añadido la fecha para diferenciarlos.

La estrategia de desarrollo ha sido partir de un esquema general –el modelo patrón con 5 parámetros- que se toma como base para analizar, mediante prueba y error, la selección del subconjunto de estructura y parámetros más adecuado a partir de datos de 410 cuencas de contraste, con muy amplia variabilidad hidroclimática.

El diagrama del modelo patrón, tomado de la mencionada referencia, es el mostrado en la figura. Puede verse que hay un elemento singular, no usual en este tipo de modelos, que es la posibilidad de intercambio con el exterior, controlada por el parámetro x_5 .

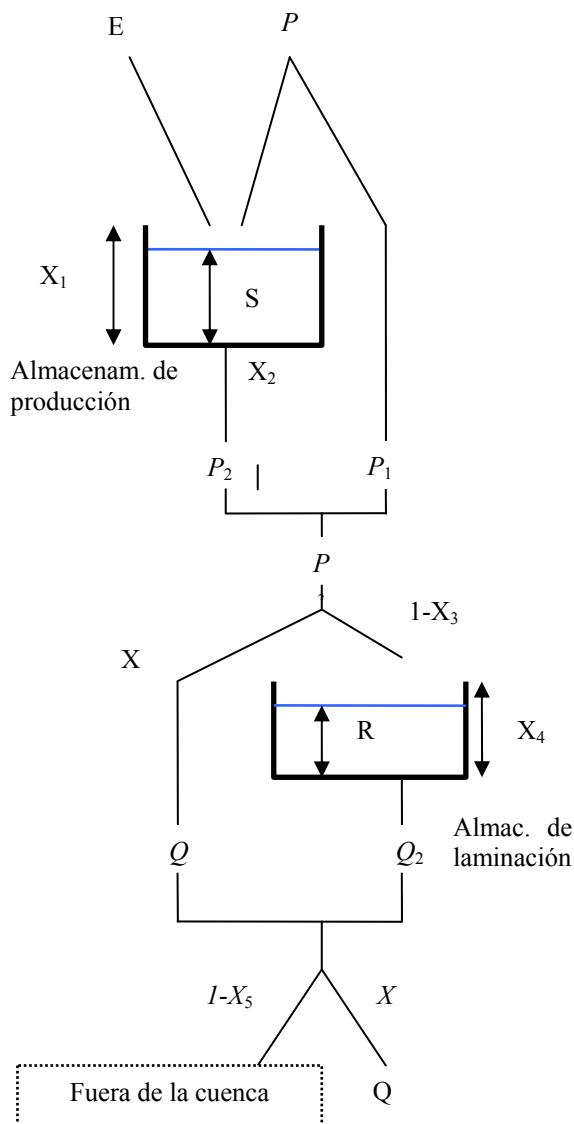


Figura 30. Esquema del modelo patrón

Las ecuaciones del modelo son

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad ; \quad \varphi = \tanh \frac{P}{X_1} \quad ; \quad P_1 = P + S - S_1$$

$$S_2 = \frac{S_1 (1 - \psi)}{1 + \psi \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right)} \quad ; \quad \psi = \tanh \frac{E}{X_1}$$

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^{X_2}\right]^{1/X_2}} \quad ; \quad P_2 = S_2 - S \quad ; \quad P_3 = P_1 + P_2$$

$$Q_1 = X_3 P_3 \quad ; \quad R_1 = R + (1 - X_3) P_3 \quad ; \quad Q_2 = \frac{R_1^2}{R_1 + X_4} \quad ; \quad R = R_1 - Q_2 \quad ; \quad Q = X_5 (Q_1 + Q_2)$$

Tras el análisis de comportamiento de las diferentes subestructuras y combinaciones paramétricas, el modelo finalmente propuesto es el GR2M-2006, cuyo esquema se muestra en la figura.

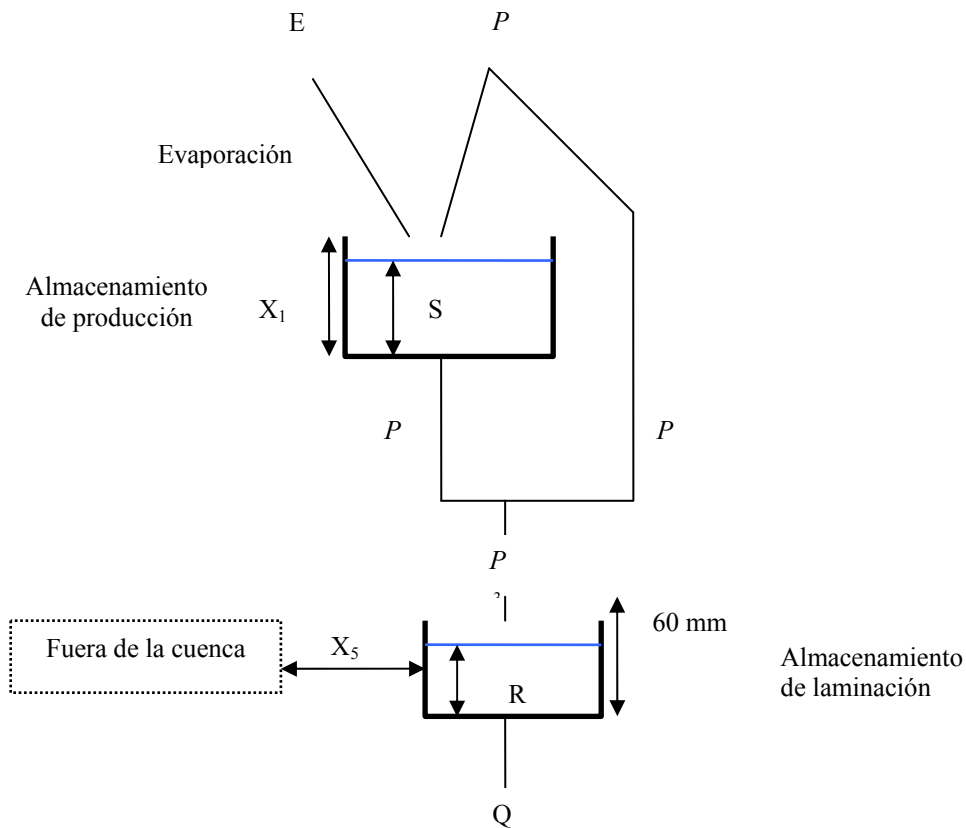


Figura 31. Esquema del modelo GR2M-2006

Las ecuaciones del modelo son

$$S_1 = \frac{S + X_1 \phi}{1 + \phi \frac{S}{X_1}} \quad ; \quad \phi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \quad ; \quad P_1 = P + S - S_1$$

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1 + \psi \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right)} \quad ; \quad \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)$$

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}} \quad ; \quad P_2 = S_2 - S \quad ; \quad P_3 = P_1 + P_2 \quad ; \quad R_1 = R + P_3 \quad ; \quad R_2 = X_5 \cdot R_1$$

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad ; \quad R = R_2 - Q$$

Como puede verse, los dos únicos parámetros finalmente propuestos para calibrar son x_1 (capacidad de almacenamiento del suelo) y x_5 (parámetro de intercambio exterior). x_4 se hace igual a 60 mm, x_2 se hace igual a 3, y x_3 se hace igual a 0. La figura adjunta muestra la densidad de probabilidad empírica de los dos parámetros ($X_1 = x_1$, $X_2 = x_5$), obtenida para la colección de cuencas estudiadas (la escala indica las probabilidades multiplicadas por mil).

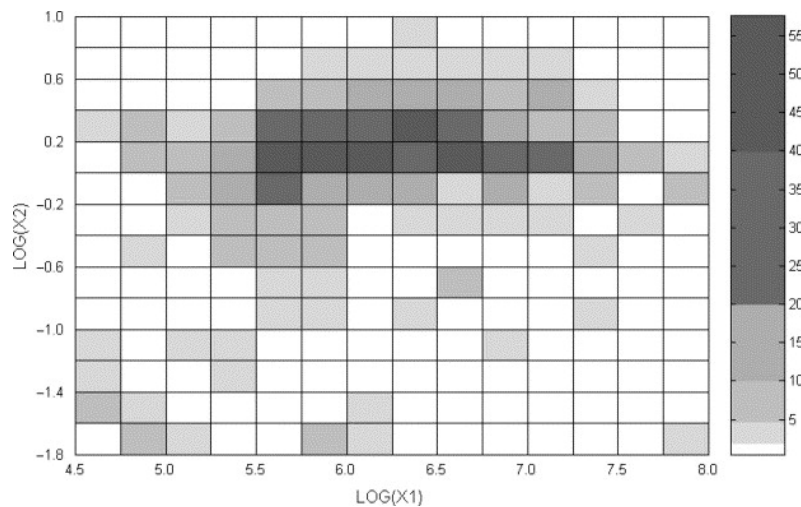


Figura 32. Densidad de probabilidad empírica de los parámetros calibrados

Este modelo ha sido comparado favorablemente con otros similares, sugiriéndose su empleo general, para cuencas de muy distintas condiciones hidrológicas.

La principal objeción que cabe realizar a esta aproximación es su casi completo empirismo, lo que acota su utilidad a aplicaciones prácticas donde el objetivo perseguido es la reproducción de los datos concretos observados, con posibilidades de regionalización no verificadas. En este caso, es una alternativa a considerar, dado su buen comportamiento empírico.

4.3.9. MODELO V2M-WASMOD

En Vandewiele et al. (1992) se llevó a cabo un trabajo de análisis y comparación de diferentes modelos conceptuales de balance a escala mensual, proponiéndose finalmente el que denominaremos como V2M (Vandewiele-Xu-NiLarWin tipo 2 modificado). Posteriormente parametrizaciones o ligeras variantes de este modelo, añadiendo una rutina de fusión de nieve, se han denominado como WASMOD (Xu, 2002; Li et al., 2010).

Otra versión de este modelo puede verse en Makhlof et al. (1994), si bien su descripción contiene errores frente a la formulación original.

El modelo se basa en descomponer la lluvia de forma que alimente un depósito de humedad y se produzcan dos tipos de escorrentía, rápida y lenta, según las leyes empíricas que se exponen más adelante. Se aleja así de un planteamiento puramente conceptual en favor de una formulación intermedia con la de caja negra.

El esquema del modelo es el mostrado en la figura.

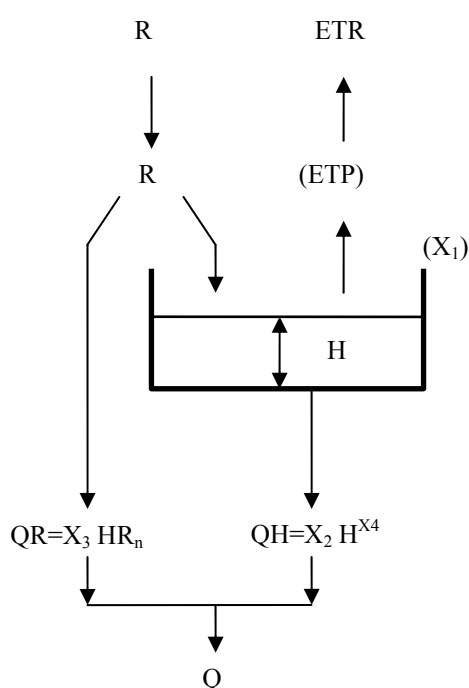


Figura 33. Esquema del modelo V2M-WASMOD

Las series de entrada son, como es usual, R y ETP (lluvia y evapotranspiración potencial mensuales, mm), y las de salida (todas en mm/mes)

H superávit de almacenamiento de humedad disponible al final del periodo mensual (podría ser negativo, como déficit)

ETR evapotranspiración real en el periodo

QR flujos rápidos en el periodo

QH flujos lentos en el periodo

Q flujos totales en el periodo, suma de los dos anteriores

La única condición inicial es el contenido inicial de humedad del suelo H_0 , y los 4 parámetros son

X_1 controlador de la ETR según la disponibilidad de agua

X_2 coeficiente de la descarga lenta

X_3 coeficiente de la descarga rápida

X_4 exponente de la descarga lenta

Con la notación de series y parámetros en mayúsculas, y variables auxiliares en minúsculas, el proceso de cómputo del balance para el mes i -ésimo es

$$aux = \max[H_{i-1}, 0] \quad (aux \text{ variable auxiliar}) \quad ; \quad wt = R_i + aux \quad (wt \text{ disponibilidad de agua})$$

Si $ETP_i < 1$ entonces $ETP_i = 1$ (controla valores muy pequeños de ETP para evitar overflow)

$$ETR_i = ETP_i \left(1 - X_1^{wt/ETP_i}\right) \quad ; \quad ETR_i = \min[ETR_i, wt]$$

$$rn = R_i - ETP_i \left[1 - \exp\left(\frac{-R_i}{ETP_i}\right)\right] \quad (rn \text{ lluvia disponible o reducida})$$

$$QH_i = X_2 \cdot aux^{X_4} \quad ; \quad QR_i = X_3 \cdot aux \cdot rn \quad ; \quad Q_i = QH_i + QR_i \quad (\text{escorrentía total})$$

$$H_i = H_{i-1} + R_i - ETR_i - Q_i$$

Se ha observado que el parámetro X_4 es poco sensible y está muy relacionado con X_2 por lo que en la formulación original se recomienda hacerlo constante e igual a 2. Asimismo, en esta referencia original se sugiere aplicar a los caudales la transformación de raíz cuadrada para evitar problemas de no normalidad de los residuos.

Una versión modificada de este modelo, utilizada por Li et al. (2010) en sus análisis de incertidumbres, es la de tres parámetros, descrita por las ecuaciones

$$aux = \max[H_{i-1}, 0] \quad (aux \text{ variable auxiliar}) \quad ; \quad wt = R_i + aux \quad (wt \text{ disponibilidad de agua})$$

Si $ETP_i < 1$ entonces $ETP_i = 1$ (controla valores muy pequeños de ETP para evitar overflow)

$$ETR_i = wt \left[1 - \exp(-X_1 ETP_i)\right] \quad ; \quad ETR_i = \min[ETR_i, ETP_i]$$

$$QH_i = X_2 \cdot aux^2 \quad ; \quad rn = R_i - ETP_i \left[1 - \exp\left(\frac{-R_i}{ETP_i}\right)\right] \quad ; \quad QR_i = X_3 \cdot aux \cdot rn \quad ; \quad Q_i = QH_i + QR_i$$

$$H_i = H_{i-1} + R_i - ETR_i - Q_i$$

Con los rangos de variación de parámetros:

$$0 \leq X_1 \leq 1 \quad ; \quad 0 \leq X_2 \leq 1 \quad ; \quad 0 \leq X_3 \leq 1$$

4.3.10. MODELO DE GUO 5P

Descrito en Guo (1995) y Xiong y Guo (1999), es una adaptación con 5 parámetros del modelo clásico de Thornthwaite y Mather (1957). Si se añade fusión de nieve (Guo 1995) resulta un parámetro adicional.

La evapotranspiración potencial del mes i -ésimo se estima a partir de la evaporación en tanque en ese mes mediante

$$PET_i = EP_i \cdot K_0$$

donde i indica el mes y K_0 es un parámetro.

El almacenamiento de agua en el suelo S_i está acotado superiormente por $SMAX$ (máxima humedad que puede contener el suelo).

Si la precipitación P_i es mayor que PET_i , entonces:

$$S_i = S_{i-1} + P_i - ETP_i$$

Si la precipitación P_i es menor que PET_i , entonces se va perdiendo agua de la humedad acumulada en el suelo en el mes anterior según (Alley, 1984):

$$\frac{dS}{dt} = \frac{-(PET_i - P_i)}{SMAX} S \quad \text{cuya solución es} \quad S_i = S_{i-1} \cdot e^{\frac{-(PET_i - P_i)}{SMAX}}$$

Cuando la precipitación supera la evapotranspiración y la humedad del suelo alcanza su máximo de capacidad $SMAX$, el exceso de agua es igual al exceso $(S_i - SMAX)$.

Parte de este exceso se transformará en escorrentía superficial $C \cdot (S_i - SMAX)$ mientras que el resto $(1-C) \cdot (S_i - SMAX)$ contribuirá al caudal total como escorrentía subsuperficial y como recarga al acuífero mediante percolación.

La escorrentía superficial será por tanto

$$QS_i = C \cdot (S_i - SMAX)$$

Denominando WS_i al resto de exceso de agua una vez detraída la escorrentía superficial del exceso de agua,

$$WS_i = (1 - C) \cdot (S_i - SMAX)$$

la escorrentía subsuperficial se calcula mediante la ecuación:

$$QI_i = K_1 \cdot WS_i$$

y la cantidad de agua que entra en el acuífero por percolación es:

$$(1 - K_1) \cdot WS_i$$

El modelo asume un retardo para el almacenamiento subterráneo de un mes, por lo que el balance del acuífero es

$$G_i = G_{i-1} + (1 - K_1) \cdot (1 - C) \cdot (S_i - SMAX) - K_2 \cdot G_{i-1} \quad WS_i \geq 0$$

$$G_i = G_{i-1} - K_2 \cdot G_{i-1} \quad WS_i < 0$$

La componente subterránea de escorrentía es, según se muestra en el balance superior, $K_2 \cdot G_{i-1}$, de modo que el caudal total estimado es la suma de la escorrentía superficial, la escorrentía subsuperficial y la descarga del acuífero

$$\hat{Q}_i = QS_i + QI_i + K_2 \cdot G_{i-1}$$

Los cinco parámetros del modelo son K_0 , $SMAX$, C , K_1 , K_2 , y sus dominios de validez:

$$0 \leq C \leq 1; \quad 0 \leq K_1 \leq 1; \quad 0 \leq K_2 \leq 1; \quad SMAX \geq 0$$

Este modelo ha sido aplicado en diferentes subcuencas del Dongjiang, en el sur de China, con buenos resultados. Xiong y Guo (1999) lo comparan con el modelo 2P, concluyendo un comportamiento similar en la práctica.

4.3.11. MODELO DE XIONG-GUO 2P

Desarrollado por Xiong y Guo (1999), toma como series mensuales de entrada la precipitación y la evaporación de tanque.

La escorrentía mensual del mes i -ésimo Q_i se supone relacionada con el contenido de agua del suelo al final del mes S_i mediante

$$Q_i = S_i \cdot \tanh \frac{S_i}{SC}$$

donde SC es uno de los parámetros del modelo, representativo de la capacidad de campo.

El otro parámetro del modelo es c , utilizado en la ecuación que relaciona la evapotranspiración mensual E_i con la evaporación de tanque EP_i y la precipitación mensual según

$$E_i = c \cdot EP_i \cdot \tanh \frac{P_i}{EP_i}$$

Nótese que esta expresión es similar al modelo de Ol'dekop para el balance anual.

Una vez estimada E_i , se calcula la cantidad potencial de agua en el suelo a comienzos de mes $S_{i-1} + P_i - E_i$, y la escorrentía del mes

$$Q(t) = [S_i + P_i - E_i] \cdot \tanh \frac{S_i + P_i - E_i}{SC}$$

Finalmente, la cantidad de agua en el suelo a fin de mes será

$$S_i = S_{i-1} + P_i - E_i - Q_i$$

Los parámetros calibrados por Xiong y Guo (1999) en 70 subcuencas húmedas y semihúmedas analizadas del sur de China dan valores $0.7 < c < 1.3$, $300 < SC < 1500$.

Para la condición inicial S_0 estos autores sugieren adoptar el valor medio de los S_i correspondientes al mes en cuestión (usualmente octubre), adoptándose valores entre 150-200 mm.

El modelo ha sido extendido por Guo et al. (2002) en una versión semidistribuida para análisis de efectos del cambio climático sobre el balance hídrico a gran escala.

4.3.12. MODELO DE JAZIM 6P

Desarrollado por Jazim (2006) para cuencas áridas y semiáridas, su principal característica es la división del almacenamiento de agua en el suelo (100-300 mm) en dos compartimentos, uno superior denominado *USM* (*Upper layer Soil Moisture*) y otro inferior *LSM* (*Lower Soil Moisture*).

El esquema del modelo es el mostrado en la figura.

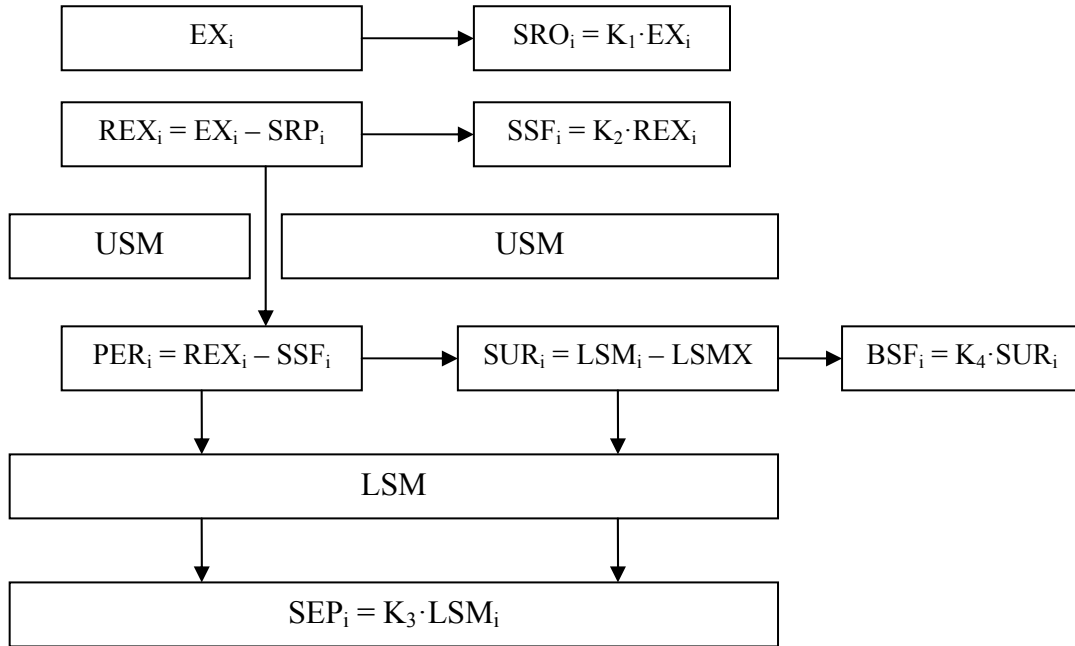


Figura 34. Esquema del modelo Jazim-6P

Para la evapotranspiración se consideran tres fórmulas dependiendo de si llueve, si la primera capa ha alcanzado la humedad máxima $USMX$, o no la ha alcanzado.

Si $P_i \neq 0$, la evaporación mensual adoptada es la propuesta por Xion y Guo (1999):

$$AET_i = c \cdot PE_i \cdot \tanh\left(\frac{P_i}{PE_i}\right)$$

donde P_i es la precipitación mensual, PE_i es la evaporación mensual en tanque y c es un parámetro adicional cuyos valores suelen oscilar entre 0.5 y 1.

Cuando la precipitación es cero y no se ha alcanzado el máximo de humedad de la capa superior $USMX$, se propone calcular la evapotranspiración mediante

$$AET_i = USM_{i-1} - USM_{i-1} \cdot e^{\frac{-PE_i}{USMX}}$$

donde USM es el contenido de humedad en la capa superior y $USMX$ es el máximo contenido de humedad que puede tener la capa superior.

Una vez la capa superior ha alcanzado su máximo $USMX$, la evapotranspiración real mensual AET_i se produce en la capa inferior según:

$$AET_i = LSM_{i-1} - LSM_{i-1} \cdot e^{\frac{-PE_i}{LSMX}}$$

donde LSM es el contenido de humedad de la capa inferior y $LSMX$ es el máximo contenido de humedad que puede tener la capa inferior.

El exceso de agua se define mediante:

$$EX_i = USM_i - USMX \quad \text{donde} \quad USM_i = USM_{i-1} - P_i - AET_i$$

Una parte de este exceso de agua EX_i se transforma en escorrentía superficial SRO_i

$$SRO_i = K_1 \cdot EX_i$$

El resto REX_i se transformará en flujo subsuperficial SSF_i y en recarga de humedad en la capa inferior.

$$REX_i = EX_i - SRO_i \quad ; \quad SSF_i = K_2 \cdot REX_i$$

La diferencia entre el exceso de humedad total y las escorrentías superficial y subsuperficial contribuirá a aumentar la humedad de la capa inferior

$$PER_i = REX_i - SSF_i$$

El flujo al acuífero es continuo cada mes siendo su valor el dado por

$$SEP_i = K_3 \cdot LSM_i$$

LSM_i es la humedad de la capa inferior del suelo y para su cálculo se realiza el balance:

$$\text{si } USM_i > 0 \text{ y } PER_i > 0 \text{ entonces } LSM_i = LSM_{i-1} + PER_i - BSF_i - SEP_i$$

$$\text{si } USM_i > 0 \text{ y } PER_i < 0 \text{ entonces } LSM_i = LSM_{i-1} - BSF_i - SEP_i$$

Donde BSF_i es el flujo base mensual que se produce cuando la humedad del suelo LSM_i es mayor que $LSMX$.

$$BSF_i = K_4 \cdot SUR_i \text{ donde } SUR_i = LSM_i - LSMX$$

Cuando $USM_i \leq 0$ y $SUR_i > 0$, el exceso de agua hace aumentar la humedad de la capa superior USM_i .

$$USM_i = USM_i - SUR_i \text{ y } BSF_i = 0$$

Finalmente, la escorrentía total simulada es la suma de la escorrentía superficial, más la subsuperficial y el flujo base.

$$Qsim_i = SRO_i + SSF_i + BSF_{i-1}$$

Los 6 parámetros del modelo y sus dominios en las cuencas saudíes estudiadas son $USMX(53-29)$, $LSMX(67-147)$, $K_1(0.169-0.078)$, $K_2(0.045-0.097)$, $K_3(0.182-0.435)$, $K_4(0.000-0.016)$.

4.3.13. MODELO DE HAAN

En este modelo la escorrentía se considera controlada por la intensidad de lluvia y el almacenamiento y transmisión de humedad del suelo. El modelo de humedad del suelo que se adopta es el de Ligon, que considera la capacidad de retención de humedad del suelo dividida en 2 almacenamientos:

M_r fácilmente disponible para la evapotranspiración (inicialmente se supone una capacidad máxima de 1 pulgada)

M_l menos fácilmente disponible para la ET (capacidad máxima C)

La precipitación P se divide en Infiltración y Escorrentía superficial. Se supone que toda la infiltración se almacena en M_r hasta llenar su capacidad, en cuyo momento cualquier infiltración adicional pasa directamente a llenar M_l . Cuando los se llenan, toda la precipitación pasa a ser escorrentía.

Utilizando la notación y unidades iniciales (pulgadas):

f_{\max} máxima posible tasa de infiltración

C capacidad de M_{ℓ} .

t incremento de tiempo adoptado.

E_p ETP diaria (en principio se tomó según Thornthwaite)

P_d profundidad de la lluvia (pulgadas), de ese día

S_{\max} máxima tasa de percolación (pulgadas/día)

F fracción constante de la percolación que se transforma en escorrentía

las ecuaciones que gobiernan los procesos son:

Tasa de infiltración f :

$$\begin{array}{ll}
 & P \geq f_{\max} \\
 f = f_{\max} & \text{si } M_r < 1 \text{ ó } M_{\ell} < C \\
 & P < f_{\max} \\
 f = P & \text{si } M_r < 1 \text{ ó } M_{\ell} < C \\
 f = 0 & \text{si } M_r = 1 \text{ y } M_{\ell} = C
 \end{array}$$

Volumen de Escorrentía V_S :

$$\begin{array}{ll}
 V_S = (P - f) \cdot t & \text{si } P > f \\
 V_S = 0 & \text{si } P \leq f
 \end{array}$$

Evapotranspiración diaria E :

$$\begin{array}{ll}
 E = E_p & Pd = 0 \\
 & 0 < M_r \leq 1 \\
 E = E_p \left(\frac{M_{\ell}}{C} \right) & Pd = 0 \\
 & M_r = 0 \\
 E = \frac{1}{2} E_p & Pd \geq 0.01 \\
 & 0 < M_r \leq 1 \\
 E = \frac{1}{2} E_p \left(\frac{M_{\ell}}{C} \right) & Pd \geq 0.01 \\
 & M_r = 0
 \end{array}$$

Filtración a zona profunda S :

$$S = S_{MAX} \left(\frac{M_{\ell}}{C} \right)$$

Flujo de retorno V_r :

$$V_r = F \cdot S$$

Escorrentía total V_t

$$V_t = V_s + V_r$$

En el desarrollo del modelo se probó en 24 cuencas de Kentucky, con áreas entre 1.74 y 1225 km² y escorrentía anual entre 187 y 486 mm, con buenos resultados (errores medios de la predicción a escala anual de un 4%).

Se han sugerido diferentes mejoras a este modelo, entre las que pueden señalarse

- Introducir una interceptación de superficie.
- Introducir otro parámetro que sustituya a la pulgada de máxima capacidad de M_r .
- Sustituir el 1/2 de la ET diaria por algún otro parámetro a estimar.
- Cambiar la ley de desagüe del embalse profundo por alguna otra de tipo embalse lineal.

4.3.14. MODELO DE VAN DER BEKEN-BYLOOS

Este modelo, que designaremos como VBB, se desarrolló en Bélgica por Van der Beken y Byloos (1977) para cuencas con estructuras geológicas complejas y drenaje a acuíferos profundos, y canales que las atraviesan y pueden drenar o ser drenados intercambiando agua con el exterior de la cuenca. Situaciones, en definitiva, donde las pérdidas o intercambios son difusos y de difícil evaluación.

Conceptualmente, se supone que un embalse único con almacenamiento S recibe una parte de la lluvia y las filtraciones de cauces y canales, y pierde agua por evapotranspiración, drenaje al sistema fluvial y percolación profunda, conforme al esquema mostrado en la figura.

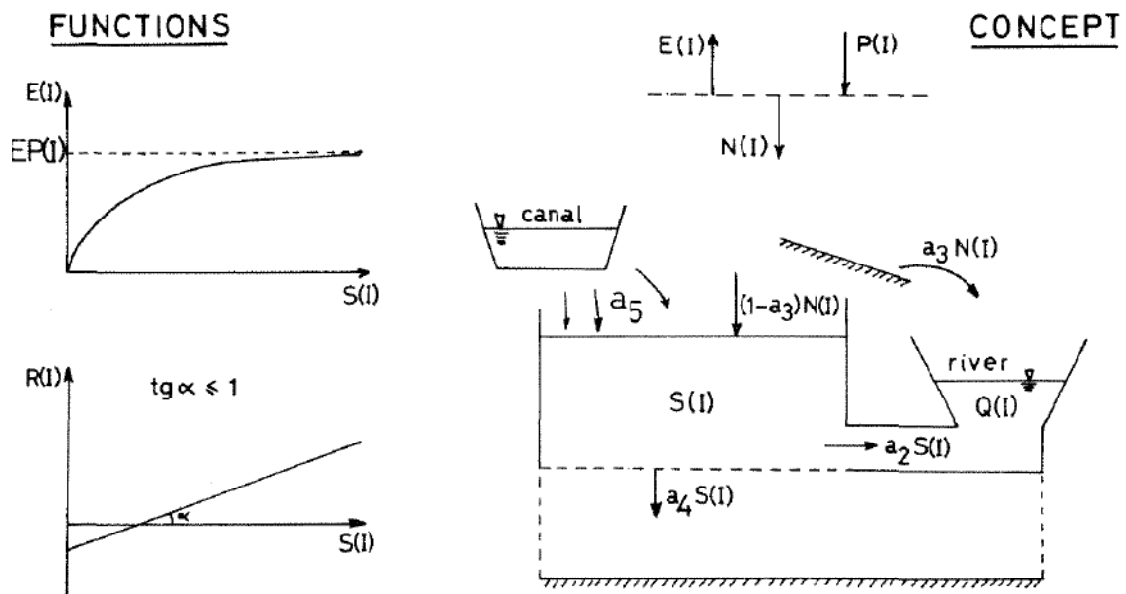


Figura 35. Esquema del modelo VBB

Sus series de entrada, de salida, parámetros y condiciones iniciales son las mostradas.

Series de entrada	Series de salida	Parámetros	Condics. inics.
-------------------	------------------	------------	-----------------

Series de entrada	Series de salida	Parámetros	Condic. inics.
p_i lluvia periodo i	s_i almacenamiento a comienzos del periodo i (agua total existente en la cuenca)	$a_1 > 0$	s_0 (almacenam. inicial)
etp_i evapotranspiración potencial (Penman en la ref. original)	e_i evapotranspiración real	$a_2 \quad 0 \leq a_2 \leq 1$	
	pn_i lluvia neta	$a_3 \quad 0 \leq a_3 \leq 1$	
	qb_i flujo base	$a_4 \quad 0 \leq a_4 \leq 1$	
	qs_i flujo superficial	$a_5 \geq 0$	
	r_i exportación de agua no aforada en el punto de salida		
	q_i flujo total en el punto de salida		

La estructura de cálculo, para cada mes i , es sumamente sencilla:

$$e_i = etp_i [1 - \exp(-a_1 s_i)] \quad ; \quad pn_i = p_i - e_i$$

Si $pn_i < 0$ entonces $qs_i = 0$, en caso contrario $qs_i = a_3 \cdot pn_i$

$$qb_i = a_2 \cdot s_i \quad ; \quad q_i = qb_i + qs_i \quad ; \quad r_i = a_4 \cdot s_i - a_5$$

$$s_{i+1} = s_i + pn_i - q_i - r_i$$

Valores representativos de los parámetros, en las cuencas belgas donde se ha aplicado, son

$$a_1=0.01-0.02 \quad , \quad a_2=0.1-0.3 \quad , \quad a_3=0.1-0.3 \quad , \quad a_4=0.0006-0.04 \quad , \quad a_5=0.001-3.9 \quad , \quad a_6=250-400.$$

4.3.15. MODELO DTVGM

El modelo de balance mensual distribuido con ganancia variable en el tiempo (distributed time-variant gain model DTVGM) se basa en el TVGM descrito por Xia et al. (1997).

Sus entradas son las precipitaciones, evapotranspiraciones y temperaturas mensuales, junto con un MDE y usos del suelo. Sus salidas son los caudales mensuales y otras variables del balance hídrico como la evapotranspiración y el contenido de humedad del suelo. Tiene 4 parámetros, y sus ecuaciones fundamentales son

$$S_M = MF \cdot (T_{av} - T_{mt}) \quad ; \quad ET_a = [(1 - KAW) \cdot f(P/ET_p) + KAW \cdot AW/WM] \cdot ET_p$$

$$\begin{cases} RS = g1 \cdot (AW/WM)^{g2} \cdot P & AW \geq WM_i \\ RS = g1 \cdot (WM_i/WM)^{g2} \cdot P & AW < WM_i \end{cases}$$

$$Rg = Kr \cdot AW \cdot ThinkU \quad ; \quad R = Rg + Rs$$

Con los rangos de variación de los parámetros:

$$0 \leq MF \quad ; \quad 0 \leq KAW \leq 1 \quad ; \quad 0 \leq g1 \leq 1 \quad ; \quad 0 \leq g2 \quad ; \quad 0 \leq Kr \leq 1.$$

4.3.16. MODELO WAPABA

El modelo Wapaba (Monthly WATER PARTITION BALANCE Model) combina la estructura básica del modelo *abcd* junto con la formulación de balance del modelo Budyko. Propuesto por Zhang et al. (2011), ha sido contrastado en numerosas cuencas de Australia, con buenos resultados frente a otros modelos mensuales e incluso frente a modelos diarios con los que se ha comparado.

Las ecuaciones de partición de Budyko reflejan el hecho de que para una demanda y suministro dados, el consumo real puede ser inferior a ambos por problemas de ineficiencia. Es el caso, por ejemplo, de los desajustes espacio-temporales entre suministros y consumos que pueden producirse a escala mensual. Considerando la evapotranspiración, el suministro puede ser el agua total disponible para evapotranspirar, la demanda sería la ETP, y el consumo la ET real, que puede ser inferior a ambas.

Una estructura funcional adecuada para expresar estas relaciones es la dada por

$$\frac{C}{D} = F\left(\frac{S}{D}, \alpha\right) = 1 + \frac{S}{D} - \left[1 + \left(\frac{S}{D}\right)^\alpha\right]^{1/\alpha}$$

en la que C es el consumo, D la demanda, S el suministro, F la relación funcional, y α un parámetro de eficiencia que oscila entre 1 (máxima ineficiencia) e ∞ (máxima eficiencia). La figura adjunta muestra esta función para diferentes valores del parámetro.

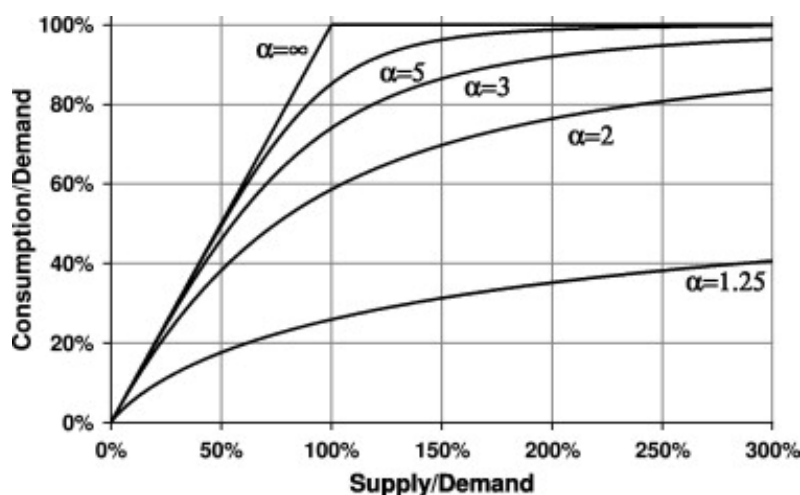


Figura 36. Curvas Suministro-Demanda-Consumo

Con este tipo de relaciones funcionales F , el modelo consta de dos depósitos, uno superior que resume los procesos hidrológicos que suceden en el suelo y otro inferior que simula las aguas subterráneas, conforme al esquema mostrado en la figura.

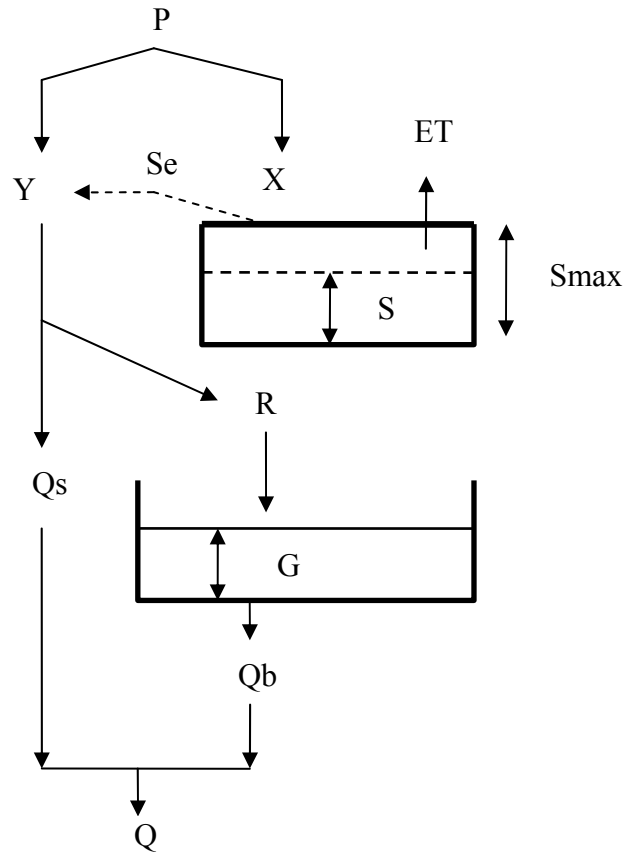


Figura 37. Esquema del modelo Wapaba

Para el mes *i*-ésimo, el proceso de cálculo se desarrolla como sigue.

1. Distribución de la precipitación y producción de agua

Dada la precipitación total del periodo P_i , el consumo de la cuenca en ese periodo X_i será

$$X_i = Xp_i \cdot F\left(\frac{P_i}{Xp_i}, \alpha_1\right)$$

siendo Xp_i el consumo potencial dado por

$$Xp_i = ETP_i + (S_{max} - S_{i-1})$$

en la que S_{max} es la máxima capacidad de almacenamiento de agua en el suelo y S_{i-1} es el almacenamiento al final del periodo *i*-1.

El agua que queda tras este consumo es la producción de la cuenca Y :

$$Y_i = P_i - X_i$$

2. Evapotranspiración y humedad del suelo

El agua total disponible para evapotranspiración será la suma de la existente más la consumida por la cuenca

$$W_i = S_{i-1} + X_i$$

La evapotranspiración real será

$$ET_i = ETP_i \cdot F\left(\frac{W_i}{ETP_i}, \alpha_2\right)$$

donde F es la función de consumo ya expuesta con el nuevo parámetro α_2 . El agua almacenada al final del periodo será por tanto

$$S_i = W_i - ET_i$$

3. Reparto de la producción

La producción total de agua de la cuenca Y se reparte entre recarga subterránea R y escorrentía de superficie Qs según un parámetro de proporcionalidad β

$$R_i = \beta \cdot Y_i \quad ; \quad Qs_i = (1 - \beta) \cdot Y_i$$

4. Descarga subterránea

El depósito inferior, correspondiente al acuífero, se supone asimilable a un embalse lineal con parámetro k (unidades de tiempo) de forma que su descarga Qb (flujo base) dependerá de su almacenamiento G y recarga R según

$$Qb_i = G_{i-1} \cdot (1 - e^{-1/k}) + R_i \cdot [1 - k \cdot (1 - e^{-1/k})]$$

El volumen subterráneo almacenado al final del periodo será

$$G_i = G_{i-1} + R_i - Qb_i$$

sin que haya ningún límite superior a este almacenamiento.

5. Flujo total

El caudal final de salida de la cuenca será la suma de las aportaciones directas superficiales y las subterráneas

$$Q_i = Qs_i + Qb_i$$

habiéndose con ello concluido los cálculos y pudiendo reiterarse el proceso para el siguiente periodo.

Como puede verse, el modelo tiene 2 series de entrada (P y ETP), diferentes series de salidas de flujos y almacenamientos (ET , R , Qs , Qb , S), 2 condiciones iniciales (almacenamientos de suelo y acuífero) y 5 parámetros cuyos valores representativos oscilan en las horquillas

$$5 \leq S_{max} \leq 1000 \text{ (mm)} \quad ; \quad 1 \leq \alpha_1 \leq 10 \quad ; \quad 1 \leq \alpha_2 \leq 10 \quad ; \quad 0 \leq \beta \leq 1 \quad ; \quad 0 < k < 1 \text{ (meses)}$$

4.3.17. CONSIDERACIÓN DE LAS PRECIPITACIONES SÓLIDAS

Examinados diferentes modelos mensuales de tipo conceptual, alguno de los cuales se empleará en las posteriores aplicaciones prácticas, se describen ahora los procedimientos empleados para la consideración de la precipitación sólida en esos modelos.

Esta consideración se extiende en primer lugar a la discriminación de la precipitación total en líquida o sólida, en función de la temperatura, y en segundo lugar al proceso de fusión de la nieve acumulada en la cuenca.

En todos los modelos la nieve se considera como un depósito conceptual más, que se llena con las precipitaciones sólidas y se vacía con el proceso de fusión.

4.3.17.1. Precipitación nival

La forma de la precipitación que cae sobre el terreno está determinada básicamente por la altura a la que se encuentra la superficie de los 0°. Si esta superficie está suficientemente elevada como para una completa fusión precipitará como lluvia, y si no es así lo hará como nieve. Es importante discriminar entre ambas formas puesto que afectan a la producción de los flujos del ciclo hidrológico.

Dado que la información de precipitaciones de que se dispone no suele realizar esta discriminación, es común recurrir a la temperatura para separar ambos casos.

Numerosas observaciones realizadas por Auer han permitido deducir que la probabilidad de precipitar lluvia en un instante dado es prácticamente nula si las temperaturas del aire a 2 m son inferiores a 0°, la de precipitar nieve es prácticamente nula si son superiores a 6°, y las probabilidades de ambas se igualan para 2.5°. No obstante, no se ha probado que esta ley sea válida en todas las regiones, por lo que debiera ser verificada localmente en cada caso.

Si se dispone de información sobre las temperaturas máxima y mínima del periodo concreto analizado (p.e. diario), la fracción de precipitación que cae como nieve puede estimarse por

$$FrNieve = 0 \text{ si } t_{\min} \geq tb ; FrNieve = 1 \text{ si } tb \geq t_{\max} ; FrNieve = \frac{tb - t_{\min}}{t_{\max} - t_{\min}} \text{ si } t_{\min} \leq tb \leq t_{\max}$$

siendo tb un parámetro (temperatura base) a calibrar, cuyo valor por defecto puede asumirse igual a -0.5 °C.

Una forma alternativa simétrica de la anterior, que supone igualmente relaciones lineales, sería emplear únicamente las temperaturas medias de cada periodo, en lugar de la máxima y la mínima, y establecer la fracción de precipitación nival como

$$FrNieve = 1 \text{ si } t_1 \geq t ; FrNieve = 0 \text{ si } t_2 \leq t ; FrNieve = \frac{t_2 - t}{t_2 - t_1} \text{ si } t_1 \leq t \leq t_2$$

siendo t la temperatura media del periodo y t_1 t_2 los dos parámetros a calibrar. En ausencia de datos para ello podrían adoptarse los valores de Auer antes indicados, $t_1=0$ $t_2=6$, debiendo recordarse en todo caso la necesidad de ajuste local.

Finalmente, otro criterio discriminador de lluvia-nieve es el de tipo asintótico exponencial, conforme al cual puede producirse lluvia y nieve para cualquier temperatura media inferior a una dada t_n , pero con proporciones relativas que aumentan a medida que se acercan a ella. De esta forma se tiene en cuenta la posibilidad de que, si el periodo temporal es largo como el mensual, la media no encubra eventuales situaciones extremas de los dos tipos. La expresión de la fracción de nieve es ahora

$$FrNieve = 0 \text{ si } t_{med} \geq t_n ; FrNieve = 1 - \exp \left[\left(\frac{t_{med} - t_n}{t_n - t_f} \right)^2 \right] \text{ si } t_{med} < t_n$$

en la que t_{med} es la temperatura media del periodo(°C) y t_n y t_f son dos parámetros (pocos °C sobre 0 y pocos °C bajo 0 respectivamente).

Este modelo, junto con el exponencial de fusión de nieves, con el que comparte los mismos parámetros, se ha utilizado con éxito en modelos mensuales aplicados a cuencas nivales en Suecia (v., p.e., Xu, 2002). En el epígrafe siguiente, de fusión de nieves, se muestra su planteamiento conjunto.

Una vez precipitada la nieve, se acumula en el terreno y se va fundiendo o sublimando según evolucionen las condiciones climáticas, fundamentalmente temperaturas del aire.

4.3.17.2. Fusión nival

Una de las componentes del flujo base de un río es la debida a la fusión de la nieve acumulada en el terreno, usualmente precipitada durante el invierno y que se funde con el aumento de temperaturas en primavera. En algunos ríos, esta contribución nival puede llegar a ser una parte importante de los caudales totales.

Para modelar la fusión de nieves en un punto puede recurrirse a métodos de balance energético, que utilizan las ecuaciones de la física de los procesos intervinientes. No obstante, dado que los datos requeridos para estos métodos son costosos y no suelen estar disponibles, es usual emplear modelos simplificados. Entre ellos pueden señalarse los de grado-día o asintótico exponencial.

4.3.17.2.1. Modelo del índice de temperatura o grado-día

Este modelo relaciona empíricamente la fusión de nieve a escala diaria o mayor con un índice térmico, razón por la que se denomina métodos del *índice de temperatura* o de *grado-día*.

En estos modelos, la fusión nival en un periodo diario o mayor se supone función lineal de la temperatura media del aire en ese periodo en la forma

$$f = cfus \cdot (t - tm) \quad \text{si } t \geq tm \quad ; \quad f = 0 \quad \text{si } t < tm$$

Siendo f la fusión de nieve en el periodo (mm); t la temperatura media en el periodo (°C); $cfus$ un parámetro denominado *coeficiente de fusión* o *factor de grado-día* (por las unidades en que se expresa); y tm otro parámetro de *umbral* o *interceptación*.

Se han propuesto distintas fórmulas empíricas para estimar $cfus$ en ausencia de datos medidos, empleando el albedo, la fracción de bosque cubierto, factores de pendiente, etc. Valores usuales son del orden de 1 a 7 mm/°C/día. En análisis mensuales $cfus$ debe aplicarse al número de días del mes.

Para el parámetro de umbral se han observado valores negativos reducidos. Dada la dispersión de los datos observados no es posible obtener estimaciones robustas de este parámetro, por lo que suele hacerse igual a 0 °C. En Xu et al. (1996) puede verse su aplicación a modelos hidrológicos mensuales en Suecia, en cuencas con innivación muy significativa.

4.3.17.2.2. Modelo asintótico exponencial

Un modelo simple alternativo al lineal de grado-día es el de tipo asintótico exponencial, conforme al cual se produce fusión de nieve para cualquier temperatura media superior a una dada t_f ; pero en una cuantía que se acerca asintóticamente al total de nieve disponible a media que la temperatura aumenta. De esta forma se tiene en cuenta la posibilidad de que, si el periodo temporal es largo como el mensual, la media no encubra eventuales situaciones extremas. La expresión de la fracción de nieve almacenada a comienzos de un periodo temporal que se funde durante ese periodo es

$$FrFus = 0 \quad \text{si } t_{med} \leq t_f \quad ; \quad FrFus = 1 - \exp \left[- \left(\frac{t_{med} - t_f}{t_n - t_f} \right)^2 \right] \quad \text{si } t_{med} > t_f$$

en la que t_{med} es la temperatura media del periodo y t_n y t_f son dos parámetros (algunos pocos grados sobre 0 y pocos bajo 0 respectivamente).

Este modelo, junto con el asintótico exponencial de precipitación nival, con el que comparte los mismos parámetros, se ha utilizado con éxito en modelos mensuales aplicados a cuencas nivales en Suecia. La figura adjunta muestra conjuntamente ambas funciones de precipitación y fusión a partir de las temperaturas medias.

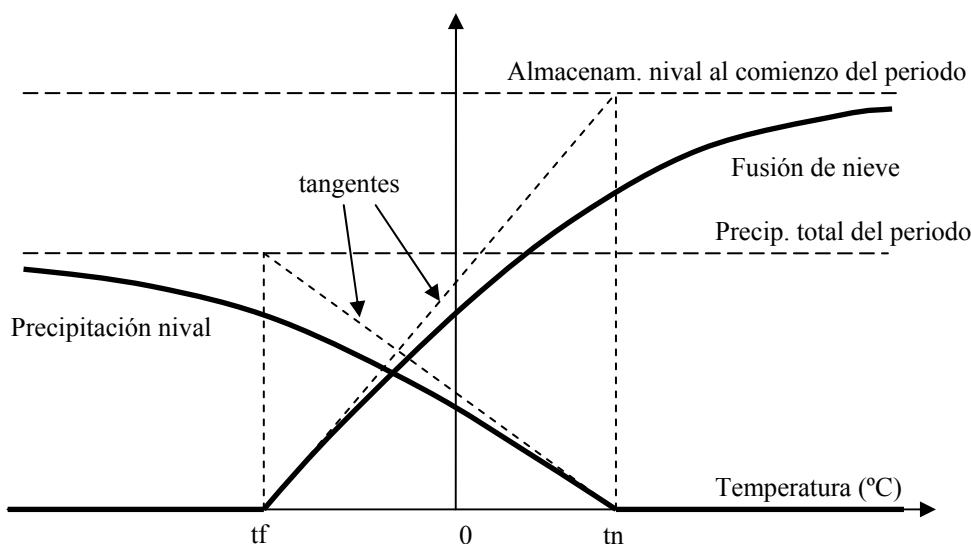


Figura 38. Modelo asintótico de precipitación y fusión nival

Como puede verse, es posible que dentro de un mismo periodo (un mismo mes) se produzca tanto precipitación nival como fusión (temperatura media entre t_n y t_f), lo que resulta realista considerando la agregación espacio-temporal del modelo conceptual.

Si se dispone de información suficiente podrían introducirse dos parámetros adicionales para suprimir la restricción de las pendientes, es decir, independizar los dos parámetros de fusión de los de precipitación, aunque en aplicaciones usuales este refinamiento no resulta necesario.

4.4. MODELOS HIDROLÓGICOS A ESCALA DIARIA

4.4.1. INTRODUCCIÓN

Los procesos y modelos examinados en el contexto de las crecidas fluviales operan a la escala de los episodios de tormenta, con intervalos temporales que pueden ser del orden de minutos. A escala diaria, los procesos quedan agregados de forma que sus ecuaciones descriptivas no son necesariamente coincidentes. Además, los modelos de episodio no suelen necesitar una consideración explícita del balance de humedad del suelo, que resulta irrelevante en las crecidas en las que se alcanza pronto la saturación y la escorrentía directa, pero es determinante en el seguimiento del balance continuo, durante largos periodos de tiempo.

Estas razones han llevado al desarrollo de modelos específicos para reproducir el ciclo hidrológico a escalas superiores a las de las tormentas, proporcionando un balance continuo de sus principales procesos y almacenamientos.

La variedad de modelos existentes es muy amplia por lo que no se pretende elaborar una comparación exhaustiva, limitándonos a describir algunos tipos fundamentales, de empleo frecuente en la práctica. Más concretamente, nos limitaremos a la descripción detallada de algunos modelos con pocos parámetros (3-6), frente a los que tienen un número de parámetros mucho mayor (10-20), que se expondrán de forma somera. La razón es que esta mayor complejidad paramétrica acarrea con frecuencia serios problemas de identificabilidad estructural, sin aportar mejoras sustanciales en las aplicaciones prácticas, por lo que la necesidad de su empleo frente a otros modelos más simples ha sido muy cuestionada.

Para la acumulación y fusión de nieves pueden emplearse aproximaciones similares a las expuestas para los modelos mensuales.

4.4.2. MODELOS BASADOS EN EL NÚMERO DE CURVA

Para ilustrar la introducción de la escorrentía diaria mediante un modelo continuo basado en la precipitación antecedente, se introducirá un modelo básico basado en el número de curva del SCS, al que se añade un indicador de humedad antecedente.

Ello puede hacerse considerando que el número de curva (cn) de una cuenca puede tomar valores diferentes cada día entre un valor mínimo cn_{min} y un máximo cn_{max} , entre los que variará linealmente según sea el índice de precipitación antecedente api definido por

$$api_i = c \cdot api_{i-1} + p_{i-1}$$

en la que p es la precipitación diaria y c un parámetro a calibrar.

El número de curva será cn_{max} si $api > apimax$, cn_{min} si $api < apimin$ y para valores intermedios

$$cn_i = cn_{min} + (api_i - apimin) \frac{cn_{max} - cn_{min}}{apimax - apimin}$$

En lugar de esta variación lineal, podría adoptarse otra similar de tipo logístico. Obtenido cn , la retención o reserva s y la lluvia efectiva o escorrentía pe resultantes son

$$s_i = \frac{25400}{cn_i} - 254 \quad ; \quad pe_i = \frac{(p_i - u \cdot s_i)^2}{p_i + (1-u) \cdot s_i} \quad \text{si } p_i > u \cdot s_i \quad , \quad pe_i = 0 \quad \text{si } p_i \leq u \cdot s_i$$

en la que u es el parámetro de umbral.

Hay en definitiva 6 parámetros de los que los cn se deducen de las características del suelo de la cuenca y el resto puede calibrarse en cada caso.

Este modelo es extremadamente simple y no contempla de forma explícita el balance de humedad del suelo. Se han propuesto distintas extensiones y modificaciones (v. referencias en Hawkins et al., 2009) que permiten su tratamiento de forma rigurosa.

Una modificación del modelo básico de evento para considerar el balance de humedad en modelos continuos a escala diaria es la propuesta en Arnold et al. (1998), utilizada, p.e., en el modelo SWAT (Nietsch et al., 2005). En este modelo, la escorrentía de superficie el día i se considera predicha por la ecuación clásica

$$pe_i = \frac{(p_i - u \cdot s_i)^2}{p_i + (1-u) \cdot s_i} \quad \text{si } p_i > u \cdot s_i \quad , \quad pe_i = 0 \quad \text{si } p_i \leq u \cdot s_i$$

en la que se toma $u=0.2$. El parámetro de retención s está relacionado con el número de curva por la expresión anteriormente mostrada

$$s_i = \frac{25400}{cn_i} - 254$$

Las fluctuaciones en el contenido de humedad del suelo hacen que s cambie con este contenido de humedad h conforme a la ecuación

$$s = s_1 \left(1 - \frac{h}{h + \exp[w_1 - h \cdot w_2]} \right) \quad \text{siendo } h = sw - pm$$

en las que s_1 es el valor de s asociado con el cn_1 (es decir, la máxima retención posible obtenida a partir de las ecuaciones anteriores), sw es el contenido total de agua del suelo (mm), pm es el punto de marchitez (mm), h es la humedad movilizable (mm, es la total menos la correspondiente al punto de marchitez), y w_1 y w_2 son dos parámetros de forma.

Estos parámetros pueden obtenerse suponiendo que $s=s_1$ (obtenida de cn_1) corresponde al punto de marchitez, $s=s_3$ (obtenida de cn_3) corresponde a la capacidad de campo, y el suelo tiene $cn=99$ ($s=2.54$) cuando está completamente saturado. Estas hipótesis conducen a

$$w_1 = \ln\left(\frac{cc}{1-s_{III}/s_I} - cc\right) + w_2 \cdot cc$$

$$w_2 = \frac{\ln\left(\frac{cc}{1-s_{III}/s_I} - cc\right) - \ln\left(\frac{sat}{1-2.54/s_I} - sat\right)}{sat - cc}$$

donde cc es la humedad correspondiente a la capacidad de campo (mm) y sat es la cantidad de agua en el suelo cuando está completamente saturado (mm).

Otra aproximación empleada en SWAT hace depender la retención s de la evapotranspiración, de forma que al final de cada día la retención de ese día se calcula como

$$s_i = s_{i-1} + ETP_i \exp\left(\frac{-cncoef - s_{i-1}}{s_I}\right) - p_i - pe_i$$

en la que $cncoef$ es un parámetro, ETP_i y p_i son la evapotranspiración potencial y la lluvia del día i (mm) y pe_i es la escorrentía superficial de ese día (mm), dada por la ecuación antes expuesta. El valor inicial de s se hace igual a $0.9s_I$. Conocida la retención s del día i , su cn se obtiene de las ecuaciones generales mostradas.

Si se desea, puede introducirse en el modelo la corrección de pendiente del cn , tal y como se expuso en la descripción general del método.

Otros modelos hidrológicos diarios basados en el número de curva son los de Williams-LaSeur, Hawkins, Pandit y Gopalakrishnan, o Mishra (v. Mishra y Singh, 2003, cap.7).

4.4.3. MODELO GR3

Este modelo se propuso por Editzano y Michel (1989) en el contexto de los modelos GR desarrollados en el CEMAGREF, y ha mostrado un comportamiento satisfactorio en diferentes cuencas francesas donde ha sido aplicado.

Se basa en una función de transferencia que lamina la lluvia útil mediante un hidrograma unitario cuya forma empírica es fija y cuya duración es un parámetro del modelo.

Sus series de entrada son la precipitación p y la evapotranspiración potencial e diarias (mm), y las de salida son la escorrentía q , el almacenamiento de humedad del suelo s y el almacenamiento en el acuífero o gravitatorio r . Las condiciones iniciales son las relativas a los caudales iniciales, almacenamiento en el suelo y almacenamiento en el acuífero, q_0 , s_0 y r_0 respectivamente. Si no hay información adecuada, se sugiere estimar éste último a partir del caudal inicial mediante

$$r_0 = \frac{q_0}{2} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4b}{q_0}} \right)$$

Los tres parámetros del modelo son

- a* capacidad máxima del depósito del suelo (valor representativo 150 mm)
- b* capacidad máxima del depósito del acuífero (valor representativo 50 mm)
- c* duración del hidrograma unitario (valor representativo 1.5 días)

Para la aplicación del modelo es necesario construir primero el hidrograma unitario, que es el mismo para todos los días, y ejecutar después los cálculos diarios de balance para toda la serie. El proceso es:

De forma previa, si $c > 9.99$ se toma $c = 9.99$ (máxima duración del h.u. son 10 días)

$ntm = \text{int}(c) + 1$ (redondea el número de periodos), y construye el h.u. $h(ntm+1)$ mediante

$$h(j) = \frac{3j(j-1)+1}{c^3} \quad j=1, 2, \dots, ntm \quad ; \quad h(ntm+1) = 1 - \left(\frac{ntm}{c}\right)^3$$

Tras ello, se ejecuta el balance para cada día *i*-ésimo mediante

$$\text{Si } p_i \leq e_i \text{ entonces } pr = 0 \quad ; \quad e_1 = e_i - p_i \quad ; \quad s_i = \frac{a \cdot s_{i-1}}{a + e_1 \left(2 - \frac{s_{i-1}}{a}\right)}$$

$$\text{Si } p_i > e_i \text{ entonces } p_1 = p_i - e_i \quad ; \quad w = \tanh\left(\frac{p_1}{a}\right) \quad ; \quad s_a = \frac{s + a \cdot w}{1 + \frac{s_{i-1} w}{a}} \quad ; \quad pr = p_i + s_{i-1} - s_a \quad ; \quad s_i = s_a$$

Se ejecuta la convolución de la lluvia *pr* con el hidrograma unitario *h* en el vector $dp(k)$, $k=1, 2, \dots, ntm+1$ mediante

$$dp(k) = dp(k+1) + h(k) \cdot pr \quad , \quad k=ntm, ntm-1, \dots, 2, 1 \quad ; \quad dp(ntm+1) = h(ntm+1) \cdot pr$$

Ejecutada la convolución, se tendrá

$$r_i = r_{i-1} - q_{i-1} + dp(1) \quad ; \quad q_i = \frac{r_i^2}{r_i + b}$$

pudiendo repetirse el cálculo para el siguiente día.

4.4.4. MODELO SFBM

Este modelo se ha desarrollado en Australia, aplicándolo a numerosas cuencas de ese país y otros, con buenos resultados tanto a escala diaria como mensual. La versión que expondremos es la modificada del modelo diario SFB –*surface infiltration baseflow*- de Boughton (1984), tal y como se describe en Kuczera (1997). Se denominará por tanto SFB modificado o SFBm.

En Abdulla y Al-Badranih (2000) se presenta una aplicación del SFB a Iraq, con datos mensuales, y tanto en su versión básica triparamétrica como con versiones extendidas con 5 y 6 parámetros.

Las series de entrada son, como es usual, la lluvia *r* y la evapotranspiración potencial *etp* (ambas en mm/periodo temporal), y las de salida (mm) son

- qf* flujo rápido durante el periodo
- s* almacenamiento en el suelo al final del periodo
- h* almacenamiento acuífero al final periodo
- et* evapotranspiración real

rge recarga del acuífero

bf flujo base

qt flujo total

Las condiciones iniciales son las correspondientes a los dos almacenamientos s_0 y h_0 .

Los parámetros del modelo y sus valores usuales a escala diaria son

F máxima tasa de recarga del acuífero (1-20)

B capacidad de drenaje del deposito del suelo (50- 200)

A coeficiente cálculo de ET (0.5-1.5)

W de forma que $-W$ corresponde al punto de marchitez (50-200)

K coeficiente de drenaje

El proceso de cálculo del balance hídrico para cada periodo temporal es:

$$qf_i = \max\{s_{i-1} - B, 0\} \quad ; \quad s1_{i-1} = s_{i-1} + r_i - qf_i$$

$$et_i = \min\{A \cdot etp_i, s1_{i-1} + W\} \quad ; \quad s2_{i-1} = s1_{i-1} - et_i \quad (\text{podría ser negativo, llegando hasta } -W)$$

$$\text{Si } s2_{i-1} > F \text{ , } rge_i = F \quad ; \quad \text{si } F \geq s2_{i-1} \geq 0 \text{ , } rge_i = s2_{i-1} \quad ; \quad \text{si } s2_{i-1} < 0 \text{ , } rge_i = 0$$

$$s_i = s2_{i-1} - rge_i \quad ; \quad bf_i = \max\{K \cdot h_i, 0\} \quad ; \quad h_i = h_{i-1} + rge_i - bf_i$$

El modelo SFB ha sido objeto de sucesivas adaptaciones por Boughton, su desarrollador, desembocando finalmente en el AWBM (Boughton, 2004), ampliamente utilizado en Australia.

4.4.5. MODELO DE TANQUES DE SUGAWARA

Propuesto por Sugawara para simular la escorrentía a escala diaria en función de la precipitación, este modelo fué inicialmente ideado para cuencas húmedas y sucesivamente perfeccionado desde su diseño originario a comienzos de los años 60. Una descripción actualizada puede verse en Sugawara (1995).

Las características geológicas del suelo se utilizan para dar un valor inicial a los parámetros del modelo antes de su calibración y refinamiento final mediante contraste con los caudales medidos a escala diaria.

El modelo considera la cuenca conceptualmente compuesta de cuatro tanques (uno superficial, dos de interflujo y otro de flujo base) interrelacionados como muestra la figura.

El primer tanque tiene dos descargas laterales y una de fondo correspondientes a escorrentías de superficie e infiltración respectivamente. El segundo y tercer tanque tienen dos salidas – lateral y de fondo- cada uno, mientras que el cuarto solo tiene una salida lateral. El agua en el segundo tanque se mueve parcialmente a los cauces mediante la salida lateral de interflujo, mientras su salida de fondo es percolación hacia el tercero. Las salidas laterales del tercero y cuarto forman el flujo base, mientras que la salida de fondo del tercero es percolación profunda.

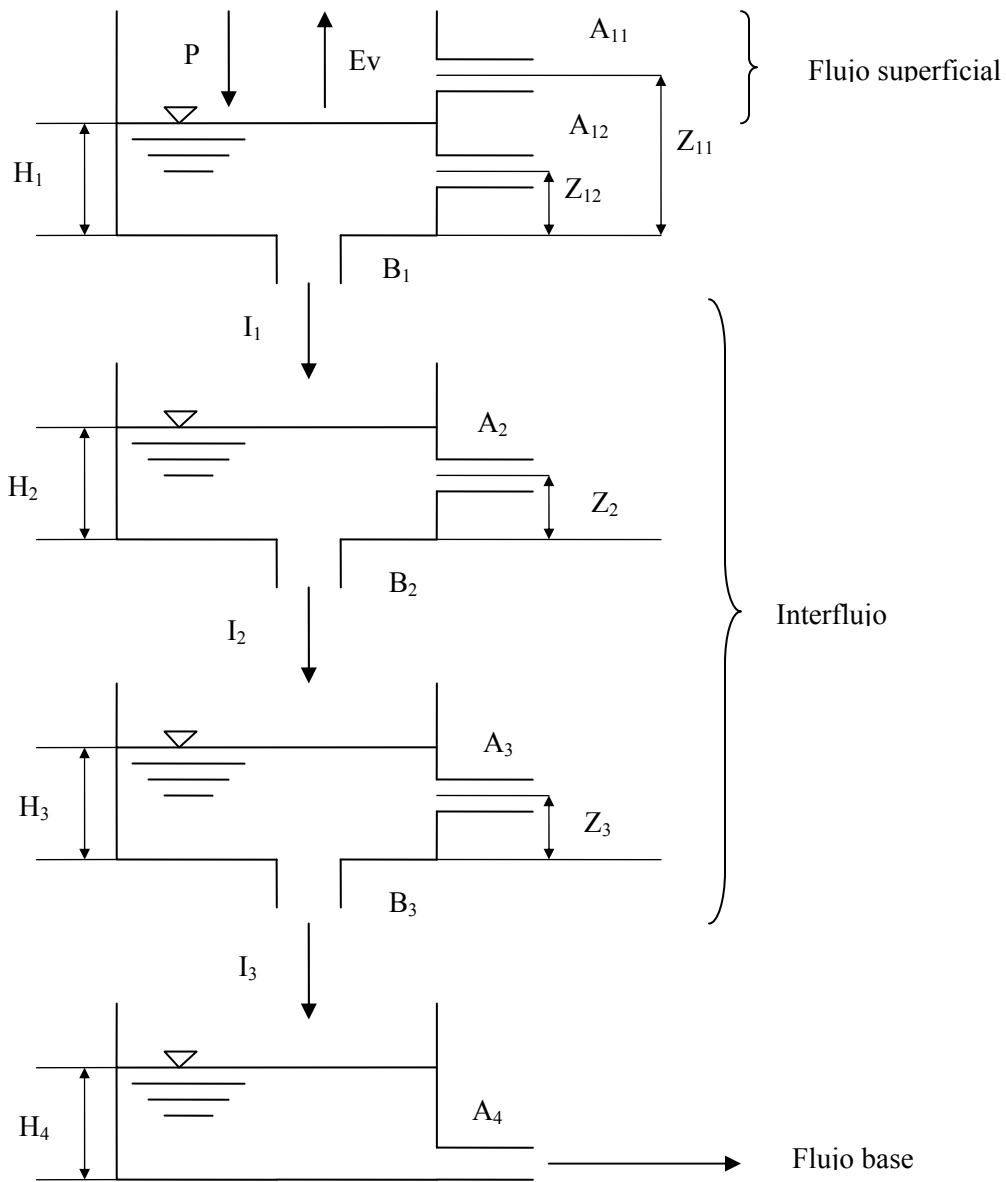


Figura 39. Esquema del modelo de tanques de Sugawara

Los cuatro tipos de ecuaciones del modelo son

$$R(i,t) = \begin{cases} A(i) \cdot [H(i,t) - Z(i)] & ; \quad (H(i,t) > Z(i)) \\ 0 & ; \quad (H(i,t) \leq Z(i)) \end{cases}$$

$$I(i,t) = B(i) \cdot H(i,t)$$

$$H(i,t+1) = \begin{cases} H(i,t) - R(i,t) \cdot \Delta t - I(i,t) \cdot \Delta t + P(t+1) \cdot \Delta t & (i=1) \\ H(i,t) - R(i,t) \cdot \Delta t - I(i,t) \cdot \Delta t + I(i-1,t) \cdot \Delta t & (i>1) \end{cases}$$

$$Q(t) = \sum_{i=1}^4 R(i,t)$$

siendo

i : número del tanque contado desde arriba (el primer tanque tiene dos coeficientes de escorrentía)

t : intervalo de tiempo (días)

$A(i)$: coeficiente de escorrentía del tanque i (1/día)

$B(i)$: coeficiente de infiltración del tanque i (1/día)

$H(i,t)$: altura de agua almacenada en el tanque i en el periodo t (mm)

$I(i,t)$: infiltración desde el tanque i en el periodo t (mm/día)

$P(t)$: precipitación en el periodo t (mm/día)

$Q(t)$: escorrentía total de la cuenca en el periodo t (mm/día)

$R(i,t)$: escorrentía del tanque i en el periodo t (mm/día)

$Z(i)$: altura umbral para el comienzo de la escorrentía en el tanque i (mm)

Son parámetros del modelo los 12 valores $A B Z$, y entradas la serie de precipitaciones P .

Para la calibración se opera en dos etapas. En la primera, a los parámetros relativos a descargas (A y B) se les asignan valores iniciales según las características de la cuenca, y los otros parámetros Z se calibran buscando el mejor ajuste. En una segunda etapa se fija el segundo conjunto de parámetros Z y se refinan los A y B .

El modelo puede usarse de forma agregada o distribuida.

4.4.6. MODELO SIMHYD

Este modelo estima el flujo a escala diaria o mensual a partir de la precipitación y evapotranspiración (Chiew et al., 2002). Contiene siete parámetros y se ha aplicado ampliamente en zonas semiáridas y húmedas de América y Australia.

El esquema es el mostrado en la figura, con tres almacenamientos (interceptación, humedad del suelo y agua subterránea) y los flujos entre estos indicados.

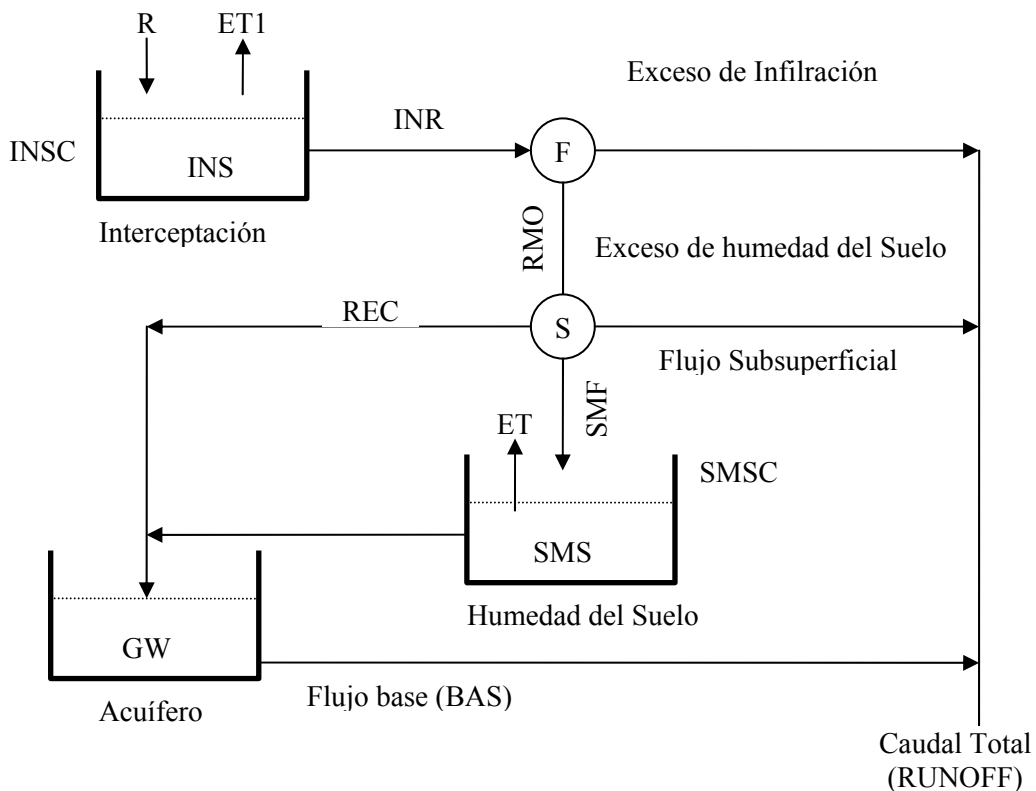


Figura 40. Esquema del modelo SIMHYD

.Una parte de la lluvia que cae es interceptada por las plantas. Esta interceptación se considera en el modelo como un almacenamiento, siendo el excedente la lluvia neta.

$$INR = \max\{RAIN + INS - INSC, 0\}$$

donde INR es la precipitación neta, $RAIN$ es la precipitación, $INSC$ es la capacidad de almacenamiento de la interceptación, e INS es la interceptación en cada momento, calculada mediante el balance

$$INS = RAIN - ET1 - INR$$

donde $ET1$ es la componente de la evapotranspiración correspondiente a la interceptación de cubierta vegetal.

$$ET1 = \min\{INS, PET\} \quad (PET \text{ es la tasa de evaporación medida con evaporímetro}).$$

El flujo superficial es el exceso de infiltración $IRUN$ calculado como

$$IRUN = INR - RMO$$

La infiltración que se produce está controlada por la humedad que existe en el suelo

$$RMO = \min\{INF, INR\}$$

RMO es la cantidad de agua infiltrada e INF es la tasa de infiltración, determinada mediante

$$INF = COEFF \cdot e^{-SQ \frac{SMS}{SMSC}}$$

$SMSC$ es la capacidad máxima de almacenamiento de humedad del suelo, SMS es la humedad actual del suelo, $COEFF$ es la pérdida de infiltración máxima y SQ el exponente de la pérdida de infiltración.

$$SMS = SMS - ET$$

ET es la evapotranspiración real total y se calcula mediante

$$ET = \min\left\{10 \cdot \frac{SMS}{SMSC}; POT\right\}; \text{ donde } POT = PET - ET1$$

Como se observa, POT es la evapotranspiración real total menos la componente de la interceptación $ET1$.

Dentro del balance de la humedad del suelo, SMF es el flujo que hace que aumente o disminuya la cantidad de agua almacenada

$$SMF = RMO - SRUN - REC$$

La componente $SRUN$ es el flujo subsuperficial, considerada como una función lineal del contenido de humedad:

$$SRUN = SUB \cdot \frac{SMS}{SMSC} \cdot RMO$$

Del mismo modo, el exceso de agua que recarga al acuífero REC se determina mediante:

$$REC = CRACK \cdot \frac{SMS}{SMSC} \cdot (RMO - SRUN)$$

El acuífero se considera un embalse lineal, de forma que el flujo base que produce, BAS , es proporcional a la cantidad de agua almacenada en ese instante

$$BAS = K \cdot GW$$

El flujo total *RUNOFF* es la suma de los tres flujos que se han descrito anteriormente, superficial, subsuperficial y base:

$$RUNOFF = IRUN + SRUN + BAS$$

4.4.7. MODELO IHACRES

El modelo IHACRES (Identification of unit Hydrographs And Component flows from Rainfall, Evaporation and Streamflow data), descrito en Jakeman et al. (1990) o Jakeman y Hornberger (1993), simula flujos a escala diaria a partir de precipitaciones y temperaturas mediante una aproximación mixta métrica (parte lineal)-conceptual (pérdidas).

Ideado y utilizado para pequeñas cuencas, sus parámetros pueden estimarse a partir de las características geomorfológicas de la cuenca, lo que resulta de utilidad para análisis regionales en lugares no aforados.

El esquema del modelo es el mostrado en la figura.

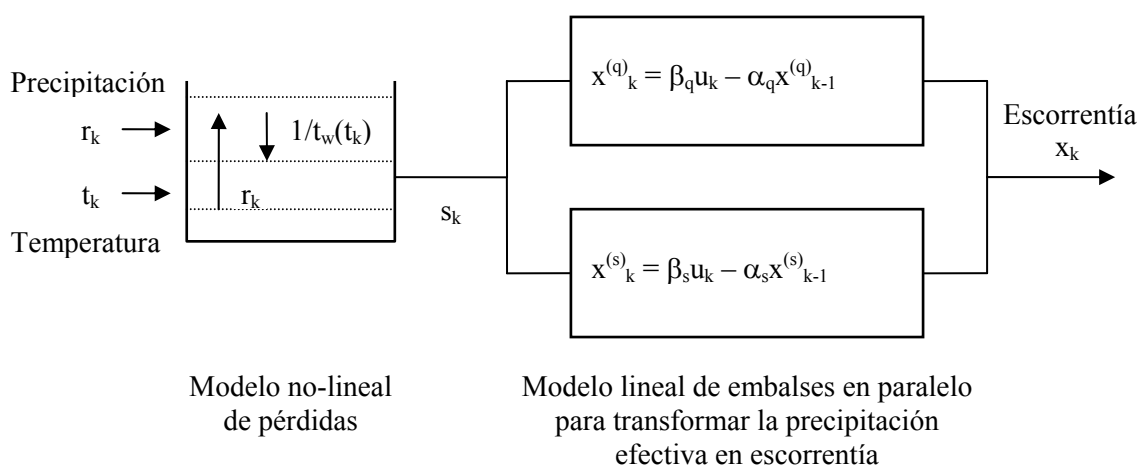


Figura 41. Esquema del modelo IHACRES

El índice de almacenamiento de la cuenca s_k indica el potencial de la cuenca de producir escorrentía debido a la precipitación. Varía entre cero y uno. Cuando el suelo está muy seco hay poca agua almacenada y s_k toma valores cercanos a cero, mientras que valores próximos a la unidad indican que el suelo de la cuenca está saturado. Se calcula mediante

$$s_k = \frac{r_k}{c} + \left[1 - \frac{1}{\tau_w(t_k)} \right] s_{k-1}$$

en la que c es un parámetro que determina el impacto que una unidad de lluvia de entrada tiene sobre el almacenamiento de la cuenca, la variable r_k es la precipitación, y $\tau_w(t_k)$ es la constante temporal (día) de pérdidas en función de la temperatura media diaria, t_k (°C), dada por

$$\tau_w(t_k) = \tau_w \exp(20f - t_k f)$$

en la que t_k es la constante temporal (días) de pérdidas a 20 °C y f es un factor que describe el efecto de una variación de un grado en la tasa de pérdidas.

La precipitación efectiva u_k , se calcula por

$$u_k = \frac{1}{2}(s_k - s_{k-1})r_k$$

Una vez obtenida la precipitación efectiva, el hidrograma unitario total se determina parametrizando y discretizando la siguiente ecuación integral de convolución como una serie de embalses lineales en paralelo

$$y(t) = \int_0^t h(t-s)u(s) \cdot ds$$

El modelo tiene seis parámetros, tres para la componente no-lineal (τ_w f c) y otros tres relacionados con la componente lineal (τ_q τ_s son las constantes temporales de rezago del hidrograma de la escorrentía rápida y lenta, respectivamente, y $v_s = 1 - v_q$ es la proporción del flujo lento sobre el total). Las variables τ_q , τ_s , v_s se relacionan con el resto de variables mediante las siguientes ecuaciones.

$$\tau_s = \frac{-\Delta}{\ln(\alpha_s)} \quad \tau_q = \frac{-\Delta}{\ln(\alpha_q)} \quad v_s = \frac{\beta_s}{(1 + \alpha_s)} \quad v_q = \frac{\beta_q}{(1 + \alpha_q)}$$

donde Δ es el intervalo de tiempo ($\Delta = 1$ si el intervalo de tiempo es un día) y los parámetros α_s y α_q representan la tasa de decaimiento del hidrograma.

Este modelo se ha aplicado en un gran número de cuencas (Jakeman et al, 1999), habiéndose desarrollado ecuaciones de regresión que explican sus parámetros a partir de las características geomorfológicas de las cuencas. Se ha utilizado para la predicción de caudales en cuencas no aforadas, o para estudiar efectos del cambio de usos del suelo, y ha sido extendido con utilidades y prestaciones más complejas (Croke et al., 2005).

4.4.8. MODELO DE BALANCE DE HUMEDAD DEL SUELO EN REGADIOS

Un modelo hidrológico diario de interés es el que considera el balance de humedad del suelo en áreas regadas. Conceptualmente, la diferencia fundamental con los modelos de balance de régimen natural es que ahora existe una aportación complementaria a la lluvia que es la debida a la aplicación de agua de riego, y se da un tratamiento específico a la evapotranspiración de los cultivos. Dado su interés práctico, y como contraste con los modelos de régimen natural, se expondrá con detalle un modelo de este tipo.

La ecuación del balance de humedad del día i -ésimo en una parcela regada es (todo en mm)

$$SMD_i = SMD_{i-1} + ET_i + DP_i - H_i - R_i$$

donde SMD es el déficit de humedad del suelo en la zona radicular (diferencia de almacenamiento entre el suelo a capacidad de campo y el contenido de agua del día i), ET es la evapotranspiración, DP es la percolación profunda, H es la lámina de riego, R es la precipitación efectiva.

La ET diaria es función de las condiciones climáticas, del suelo y del cultivo, y puede expresarse por

$$ET_i = ET_0 [Kc_i \cdot Ks + Kw(0.9 - Kc_i)]$$

donde ET_0 es la evapotranspiración de referencia o potencial (mm), que depende de las condiciones climáticas, Kc es el coeficiente de cultivo, Ks es el coeficiente de estrés del cultivo y Kw es un coeficiente de corrección de la evapotranspiración.

El coeficiente de cultivo K_c es adimensional y depende del tipo de cultivo y de su estado de crecimiento. K_w es un coeficiente adimensional de corrección de ET y su valor es 0.8, 0.5 y 0.3, respectivamente, para el primero, segundo y tercer día después de un suceso de lluvia o riego. Su objeto es contabilizar la evaporación desde la superficie del suelo cuando todavía el cultivo no está muy desarrollado ($K_c < 0.9$). A partir del tercer día de lluvia o riego, o si $K_c > 0.9$, el término corrector K_w se anula. Por último, el coeficiente de estrés del cultivo K_s , también adimensional, se obtiene por

$$K_{s_i} = \frac{\log \left[1 + 100 \left(1 - \frac{SMD_{i-1}}{AWC_i} \right) \right]}{\log 101}$$

donde AWC es la capacidad de almacenamiento de humedad en la zona radicular, definida por

$$AWC_i = \frac{CC - PMP}{100} RD_i$$

siendo CC y PMP el contenido de humedad volumétrica del suelo a capacidad de campo y en el punto de marchitez permanente respectivamente, en tanto por cierto, y RD la profundidad radicular (mm).

Puede verse que $K_s = 1$ cuando $SMD = 0$ y la evapotranspiración es máxima. Por el contrario, $K_s = 0$ cuando $SMD = AWC$ y la evapotranspiración es nula.

En el contexto de los regadíos, la profundidad radicular RD es entendida como la profundidad hasta la cual se produce la extracción de agua por las raíces de forma significativa. Esta profundidad es constante para cultivos permanentes (alfalfa, frutales adultos) y variable para cultivos anuales, creciendo a lo largo del ciclo hasta alcanzar un valor máximo que depende del cultivo y del suelo. La variación de la profundidad radicular para cultivos anuales se puede determinar de forma aproximada mediante el modelo de crecimiento radicular lineal con el tiempo dado por

$$RD_i = \frac{T}{T_{ef}} (RD_{\max} - RD_{\min}) + RD_{\min} \quad \text{si } T < T_{ef} \quad ; \quad RD_i = RD_{\max} \quad \text{si } T \geq T_{ef}$$

donde T es número de días tras la siembra, T_{ef} es el número de días para alcanzar la profundidad radicular máxima y suele corresponder al momento en que se alcanza la cobertura total, RD_{\min} y RD_{\max} son la profundidad radicular mínima y máxima en mm, respectivamente. La RD_{\min} corresponde aproximadamente a la profundidad de siembra (10 - 15 cm).

Respecto a la percolación profunda, se supone que sucede únicamente cuando la humedad del suelo supera a la correspondiente a la capacidad de campo. En este caso, la suma de la lámina de riego y la precipitación efectiva superan a la suma de la evapotranspiración y el déficit de humedad del suelo del día anterior según

$$DP = H_i + R_i - SMD_{i-1} - ET_i \quad \text{si } H_i + R_i > SMD_{i-1} + ET_i \quad ; \quad DP = 0 \quad \text{en caso contrario}$$

Nótese que este modelo se centra en el balance de humedad de la zona de raíces, que es el relevante desde el punto de vista de los regadíos, pero puede extenderse fácilmente añadiendo una componente de almacenamiento y descarga subterráneas, alimentadas por la percolación profunda, y una componente de escorrentía directa. Con ello podría construirse un modelo de balance completo de una cuenca.

4.4.9. MODELO DE BALANCE DE HUMEDAD DEL SUELO LRPP

Para facilitar el desarrollo de expresiones analíticas de diferentes resultados de interés en hidroecología, en Laio et al. (2001) o Rodríguez-Iturbe y Porporato (2004) se propone un modelo conceptual de balance diario de humedad del suelo que considera los mecanismos fundamentales de este balance tal y como se muestra en la figura.

El modelo se desarrolló inicialmente para un punto o parcela, extendiéndose después a las cuencas hidrográficas.

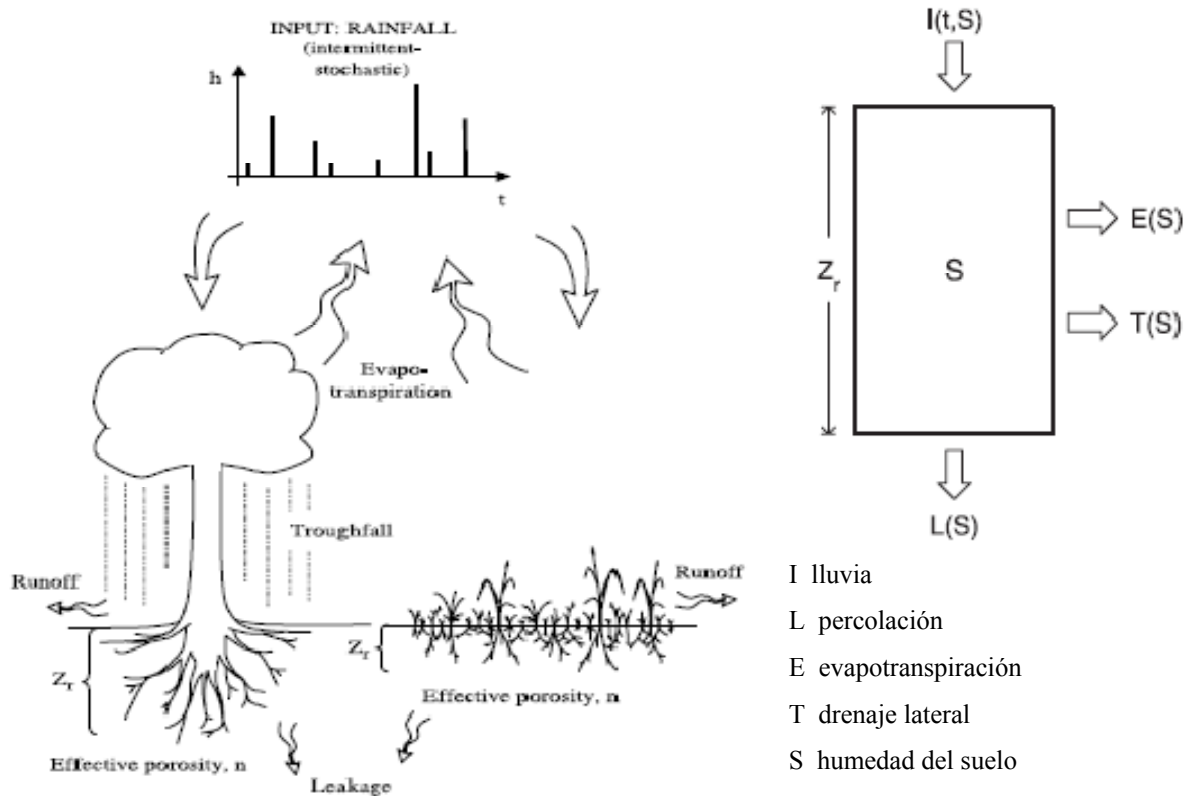


Figura 42. Representación esquemática de los mecanismos de balance hídrico del suelo

Siguiendo estas referencias, si la porosidad efectiva del suelo es n y la profundidad de las raíces de la vegetación existente (profundidad de suelo activo) es Z_r , entonces el suelo puede asimilarse a un depósito con capacidad máxima de almacenamiento $Z_r \cdot n$ (mm). Si este almacenamiento está lleno, la humedad relativa del suelo s será 1, y si está vacío será 0.

$$\text{Con los volúmenes } V_s = V_a + V_w + V_m \quad ; \quad n = \frac{V_a V_m}{V_s} \quad ; \quad s = \frac{V_w}{V_a + V_w} = \frac{\theta}{n} \quad 0 \leq s \leq 1$$

El depósito de humedad del suelo se alimenta exclusivamente con la infiltración de la lluvia neta, que es la total del día a la que resta una interceptación (mm/día) supuesta constante para cada tipo de vegetación. Valores de esta interceptación utilizados en sabanas africanas son 2 mm para árboles y 0.5 mm para herbáceos.

Asimismo, el depósito de humedad del suelo se vacía por los mecanismos de la evapotranspiración y la percolación, que están controlados por la humedad relativa existente, tal y como se muestra en la figura, representativa de condiciones de clima, suelo y vegetación propios de ecosistemas semiáridos.

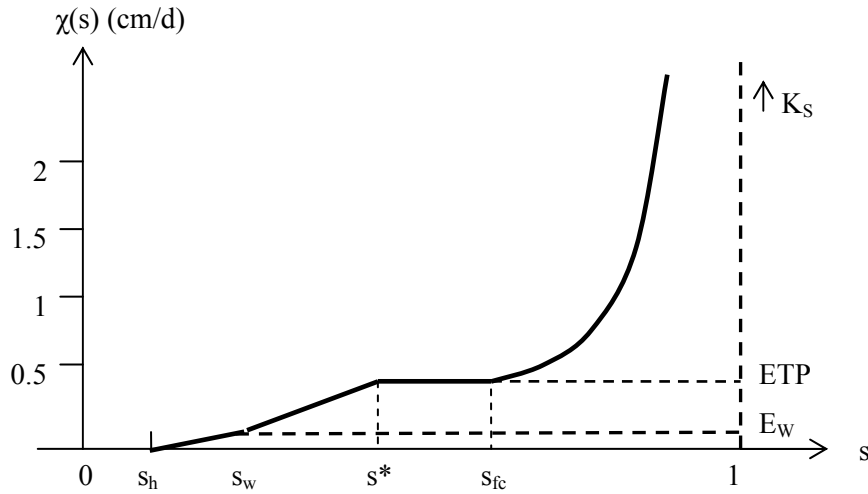


Figura 43. Salidas de agua del suelo en función de la humedad relativa

Para la evapotranspiración, se supone el modelo lineal ya expuesto en el correspondiente epígrafe sobre evapotranspiración real. Como allí se mostró, las hipótesis adoptadas son

- Para humedades superiores a la capacidad de campo s_{fc} , la ET se produce a su capacidad potencial ETP.
- Por debajo de la capacidad de campo, la ET sigue produciéndose a su tasa máxima $E_{max} = ETP$ hasta llegar a un valor s^* a partir del cual empiezan a cerrarse los estomas y a disminuir la ET respecto a la potencial. Este nivel es el punto de cierre incipiente de estomas, y suele oscilar entre un 50 y un 80% de la capacidad de campo.
- Desde aquí hasta llegar al punto de marchitez s_w la ET decrece linealmente con la humedad (hipótesis lineal clásica), hasta un mínimo E_w .
- En el punto de marchitez la transpiración de las plantas se anula, y solo existe evaporación desde el suelo, que puede suponerse linealmente decreciente hasta anularse para s_h , que es el punto higroscópico.
- Solo se produce percolación si la humedad supera a la capacidad de campo, y crece con la humedad desde 0 (para $s = s_{fc}$) hasta un valor máximo que es la conductividad hidráulica saturada K_s (para $s = 1$). Como se expuso al analizar las características de los suelos desde el punto de vista de la conductividad hidráulica, se han propuesto distintas formas de esta función, empleando aquí una de tipo exponencial.

Con todo ello se tendrá, como función de evapotranspiración

$$E(s) = \begin{cases} 0 & , 0 < s \leq s_h \\ E_w \frac{s - s_h}{s_w - s_h} & , s_h < s \leq s_w \\ E_w + (E_{max} - E_w) \frac{s - s_w}{s^* - s_w} & , s_w < s \leq s^* \\ E_{max} & , s^* < s \leq 1 \end{cases}$$

y como función de percolación de tipo exponencial, adoptada por distintos autores por su más fácil tratabilidad analítica frente al modelo potencial

$$L(s) = K(s) = K_s \frac{\exp[\beta(s - s_{fc})] - 1}{\exp[\beta(1 - s_{fc})] - 1} \text{ si } s_{fc} < s \leq 1 \quad ; \quad L(s) = 0 \text{ si } s \leq s_{fc}$$

donde β es un coeficiente usado para ajustar la anterior expresión a la ley potencial de conductividad hidráulica de Campbell

$$K(s) = K_s s^c$$

en la que $c = 2b+3$ (es el valor n de las curvas de retención, que designamos aquí como c para evitar la confusión con la porosidad n) y $b = 1/\lambda$ es el exponente de la curva de retención de Campbell, mostrada en el epígrafe de características de los suelos relacionadas con la retención de agua

$$h = H_b \cdot s^{-b}$$

Con el criterio de ajustar igualando el área bajo ambas curvas entre s_{fc} y 1, se obtiene la estimación $\beta = 2b+4$, de forma que β depende del tipo de suelo y oscila aproximadamente entre 12 para arena y 26 para arcilla.

En la tabla adjunta se muestran valores representativos de estos parámetros del suelo según sus texturas (Laio et al., 2001).

	H_b (MPa)	b	c	K_s (cm/día)	n	β	s_h	s_w	s^*	s_{fc}
Arena	$-0.34 \cdot 10^{-3}$	4.05	11.1	>200	0.35	12.1	0.08	0.11	0.33	0.35
Arena limosa	$-0.17 \cdot 10^{-3}$	4.38	11.7	≈ 100	0.42	12.7	0.08	0.11	0.31	0.52
Limo arenoso	$-0.70 \cdot 10^{-3}$	4.90	12.8	≈ 80	0.43	13.8	0.14	0.18	0.46	0.56
Limo	$-1.43 \cdot 10^{-3}$	5.39	13.8	≈ 20	0.45	14.8	0.19	0.24	0.27	0.65
Arcilla	$-1.82 \cdot 10^{-3}$	11.4	25.8		0.5	26.8	0.47	0.52	0.78	≈ 1

Tabla 5. Parámetros representativos de los suelos

El modelo de depósito descrito ignora la propagación del frente húmedo, resumiendo en un solo valor agregado de saturación la distribución de la humedad en toda la zona de raíces. En Guswa et al. (2002) se muestra que, bajo ciertas condiciones, puede reproducir con suficiente aproximación la dinámica de humedad del suelo frente a modelos más complejos como los basados en la ecuación de Richards.

Tal y como se ha formulado, el modelo reproduce el balance de humedad de un suelo en una parcela o área reducida, siendo por tanto adecuado para estudios ecohidrológicos o de balances a escala puntual, sin incorporar flujos base ni escorrentías directas.

Para considerar estas escorrentías superficiales ha de considerarse que, con un enfoque hortoniano, la precipitación que se produce con intensidad superior a la conductividad hidráulica del suelo, dependiente de su nivel de saturación, no puede infiltrarse y dará lugar a escorrentía directa. Asimismo, con un enfoque dunneiano, la precipitación que se produzca sobre un suelo saturado tampoco se infiltrará y dará lugar también a escorrentía directa.

Si al modelo de parcela se añade un mecanismo generador de escorrentía superficial y un depósito asimilable al acuífero, con sus correspondientes leyes de recarga –percolación tras el paso por la zona no saturada- y descarga –p.e. tipo embalse lineal- puede completarse un modelo hidrológico de balance diario relativamente sencillo y adecuado para reproducir los procesos básicos propios de cuencas semiáridas.

En esa dirección, aunque no de forma completa y detallada, este modelo de parcela se extendió a cuencas hidrográficas y se añadieron desarrollos adicionales como la derivación de expresiones analíticas directas para la curva de duración de caudales o las distribuciones frecuenciales de caudales mínimos (v. Botter et al., 2008).

Un concepto de interés, estrechamente asociado al de humedad del suelo, es el de *estrés hídrico* o estrés experimentado por la vegetación como consecuencia del déficit de humedad. Cabe definir un estrés *estático*, asociado a la situación de déficit de humedad de la planta en un momento determinado, y un estrés *dinámico*, asociado al efecto acumulativo de déficit de humedad a lo largo del tiempo. En el caso de cultivos, existe obviamente una estrecha relación entre el estrés hídrico así definido y las necesidades de riego de las plantas.

A escala diaria, es razonable suponer que el estrés estático EE es nulo cuando la humedad del suelo está por encima del nivel de incipiente reducción de la transpiración s^* es decir, la ET se produce a su tasa potencial ETP, y que alcanza un máximo, igual a 1, cuando la humedad se reduce hasta el límite de marchitez. Entre ambos valores, el estrés aumenta no linealmente con el déficit de humedad de forma que la relación entre EE y s puede expresarse por

$$EE=0 \text{ si } s > s^* \quad ; \quad EE=1 \text{ si } s < s_w \quad ; \quad EE = \left[\frac{s^* - s}{s^* - s_w} \right]^q \text{ si } s_w < s < s^*$$

en la que q es el parámetro de no linealidad ($q > 1$), dependiente de la especie de las plantas y, en menor medida, del tipo de suelo.

El concepto estático expuesto puede ser ampliado a situaciones dinámicas en las que las variaciones hidroclimáticas dan lugar a diferentes episodios de estrés a lo largo de un periodo de tiempo como p.e., la estación de crecimiento de las plantas. La figura adjunta muestra esta situación.

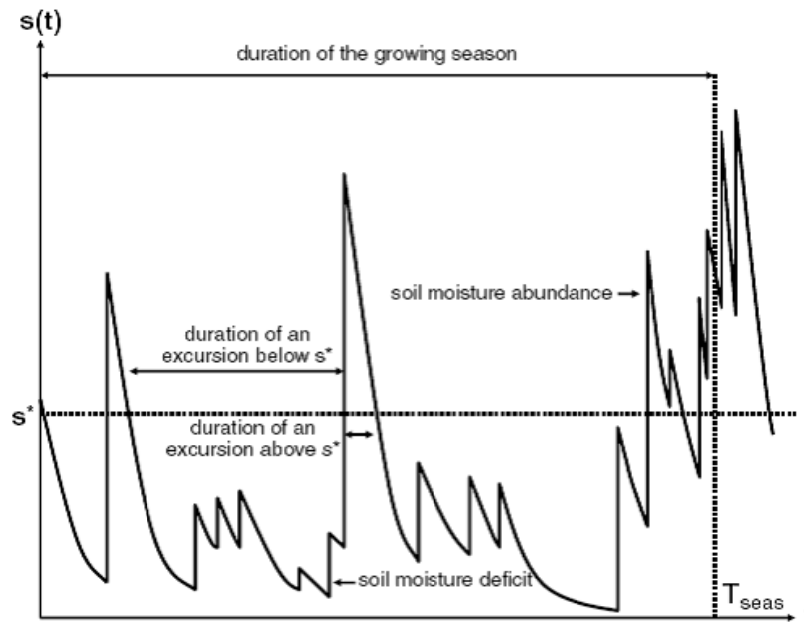


Figura 44. Evolución temporal de la humedad relativa respecto al umbral de déficit

El estrés total dinámico medio durante el periodo considerado \overline{ED} puede definirse por

$$\overline{ED} = \left[\frac{\overline{EE}_+ \cdot \overline{T}_+}{k \cdot T} \right]^{n_+} \quad \text{si } \frac{\overline{EE}_+ \cdot \overline{T}_+}{k \cdot T} < 1 \quad ; \quad \overline{ED} = 1 \text{ en caso contrario}$$

en la que \overline{EE}_+ es el estrés estático medio en los periodos donde es no nulo (es decir, en los periodos con humedad menor que el punto de cierre incipiente de estomas s^*), \overline{T}_+ es la

duración media de estos periodos, $\overline{n_+}$ es el número medio de tales periodos (que será el número de tales periodos si solo se analiza una estación concreta), T es la duración del periodo de tiempo analizado (la estación de crecimiento), y k r son dos parámetros.

El parámetro k es un indicador de la resistencia de la planta al estrés hídrico, o valor del estrés estático medio que la planta puede soportar sin sufrir daños permanentes cuando la duración del periodo de estrés es todo el periodo de crecimiento de la planta. En ausencia de información específica puede adoptarse $k=0.5$ para todas las especies.

El parámetro r pondera los valores altos de $\overline{n_+}$ evitando valores de estrés dinámico erróneamente elevados en el caso de periodos de estrés muy cortos pero muy frecuentes. En general $r=0.5$ es un valor admisible, con lo que el estrés dinámico resulta ser

$$\overline{ED} = \left[\frac{\overline{EE_+} \cdot \overline{T_+}}{k \cdot T} \right]^{\frac{1}{\overline{n_+}}}$$

Considerando las relaciones expuestas, puede analizarse cuantitativamente la dependencia del estrés hídrico respecto al clima, el suelo y la vegetación, así como evaluar la idoneidad de las condiciones ambientales para diferentes especies en ecosistemas controlados por la disponibilidad de agua.

4.4.10. MODELO MD1

El modelo MD1, desarrollado por Cabezas en el IEA dentro de las actividades de MHZS-PIRHZE, ejecuta el balance diario en una parcela o subcuenca utilizando para el balance del suelo los conceptos del modelo ecohidrológico LRPP antes descrito, pero añadiendo para la infiltración de las lluvias diarias un mecanismo de concentración subdiaria basado en las relaciones intensidad-duración de las tormentas. Este mecanismo permite considerar un aspecto fundamental de la hidrología en zonas semiáridas como es el de la muy elevada concentración temporal de las precipitaciones y la necesidad de descender a escalas horarias o subhorarias para una mejor estimación de la infiltración y la escorrentía a la escala agregada diaria. Conforme a distintos resultados experimentales, se asume que 15 minutos es un intervalo temporal adecuado a estos efectos.

Además, se incorpora también un modelo de interceptación de la vegetación, proceso que no suele considerarse de forma explícita pero cuya incidencia en estos ambientes puede ser muy significativa.

Finalmente, se incorpora también un mecanismo de recarga adicional parcial de las escorrentías superficiales, desde los cauces que forman la red fluvial. Con ello se considera la posibilidad de que una parte de la escorrentía superficial generada se convierta también en recarga considerando procesos de variabilidad espacial no contemplables en la agregación realizada.

Con la notación anterior, el suelo se asimila a un depósito con capacidad máxima de almacenamiento s_{max} (mm). Si este almacenamiento está lleno, la humedad relativa del suelo sr será 1, y si está vacío será 0. Entre ambos estados se definen las humedades intermedias correspondientes al punto higroscópico, punto de marchitez, punto de cierre incipiente de estomas, y capacidad de campo.

A partir de los datos diarios de precipitación total, temperatura y ETP, junto con la humedad del suelo inicial s_0 , y los parámetros de interceptación, infiltración e interflujo, el proceso es:

1. A partir de las precipitaciones totales pt y las temperaturas t se obtienen las fracciones líquida pl (lluvia) y sólida ps (nieve). La precipitación sólida se añade al depósito nival, cuya fusión se añade a la escorrentía de superficie. Si la nieve se considera irrelevante puede prescindirse de este proceso.
2. Se aplica a la lluvia pl un modelo de interceptación, obteniendo la fracción que alcanza el suelo, pu .

Para ello, usando el modelo de interceptación descrito en su correspondiente epígrafe, las ecuaciones fundamentales para un área con cabida cubierta f_{cc} son

$$pu = (1 - f_{cc}) \cdot pl \quad \text{si } pl \leq P_0 \text{ mm}$$

$$pu = (1 - f_{cc}) \cdot pl + f_{cc} (a \cdot pl - b) \quad \text{si } pl > P_0 \text{ mm}$$

que con valores usuales de los parámetros resulta ser

$$pu = (1 - f_{cc}) \cdot pl \quad \text{si } pl \leq 3 \text{ mm}$$

$$pu = (1 - f_{cc}) \cdot pl + f_{cc} (0.8 \cdot pl - 2.5) = (1 - 0.2 \cdot f_{cc}) \cdot pl - 2.5 \cdot f_{cc} \quad \text{si } pl > 3 \text{ mm}$$

3. A partir de las relaciones IDF, se obtienen los coeficientes de una tormenta de diseño balanceada de duración 24 horas y periodo temporal 15 minutos, $cdt(96)$. El producto de estos coeficientes, que son fijos para toda la simulación y dependientes tan solo de las IDF, por la lluvia total de cada día pu proporcionará el hietograma subdiario $td(96)$ correspondiente a ese día.
4. Para cada día i , $i = 1, 2, \dots, n$ se calcula el balance hídrico por:
 - a. Se aplican a pu_i los coeficientes $cdt(96)$, obteniendo el hietograma $td(96)$.
 - b. Con la humedad inicial s_{i-1} y los parámetros dados, se calcula la infiltración correspondiente al hietograma anterior mediante el método de Green-Ampt, obteniendo la infiltración y la escorrentía diarias totales $pinfd_i$ y $pescd_i$, respectivamente, por suma de los valores quinceminutales. El valor $pinfd_i$, y no el total pu_i , es el que accede al depósito del suelo como infiltración, mientras que $pescd_i$ es la escorrentía superficial directa drenada por la red fluvial.
 - c. Para tener en cuenta la posible infiltración adicional por la red de flujo, se supone que una fracción de la escorrentía superficial producida podría infiltrarse, hasta llegar a un máximo admisible $vfiamax$ con lo que los valores finales de infiltración y escorrentía diarias $pinf_i$ y $pesc_i$, podrían ser de la forma

$$pinf_i = pinfd_i + fia \cdot pescd_i^\alpha ; \quad pesc_i = (1 - fia) \cdot pescd_i^\alpha \quad \text{si } fia \cdot pescd_i^\alpha \leq vfiamax$$

$$pinf_i = pinfd_i + vfiamax ; \quad pesc_i = pescd_i - vfiamax \quad \text{si } fia \cdot pescd_i^\alpha > vfiamax$$

- d. Considerando la humedad representativa del periodo i -ésimo igual a su humedad inicial $s = s_{i-1}$ se estiman inicialmente los valores de evapotranspiración real E , (modelo lineal) percolación L (modelo de Campbell), y escorrentía lateral o interflujo QI (formulación de Mohseni-Stefan), mediante

$$E_i = \begin{cases} 0 & , 0 < s \leq s_h \\ E_w \frac{s - s_h}{s_w - s_h} & , s_h < s \leq s_w \\ E_w + (ETP_i - E_w) \frac{s - s_w}{s_1 - s_w} & , s_w < s \leq s_1 \\ ETP_i & , s_1 < s \leq 1 \end{cases}$$

$$L_i = K_i = K_s \cdot \left(\frac{s}{s_{max}} \right)^c \quad \text{si } s_{fc} < s \leq 1, \quad c = 3 + 2b; \quad L_i = 0 \quad \text{si } s \leq s_{fc}$$

$$QI_i = \beta(s - s_{fc}) \quad \text{si } s > s_{fc}, \quad \beta = \frac{0.048 \cdot DD \cdot K_s \cdot SC}{\phi}; \quad QI_i = 0 \quad \text{si } s \leq s_{fc}$$

El interflujo se considera procedente del depósito del suelo y no de la zona no saturada, como parece razonable en zonas semiáridas. Si se considera que es poco relevante puede ignorarse haciéndolo nulo. Los parámetros hidrológicos del suelo se pueden estimar mediante las funciones de edafotransferencia de Saxton-Rawls descritas en su correspondiente epígrafe.

- e. Conocidas estas tres salidas E L QI , representadas en la figura, junto con la entrada $pinf_i$, el balance de humedad del suelo al final del periodo s_i y el exceso de escorrentía durante el periodo e_i serán

$$\begin{aligned} w_i &= s_{i-1} + pinf_i - E_i - L_i - QI_i \\ s_i &= w_i, \quad e_i = 0 && \text{si } 0 \leq w_i \leq s_{max} \\ s_i &= 0, \quad e_i = 0 && \text{si } w_i < 0 \\ s_i &= s_{max}, \quad e_i = w_i - s_{max} && \text{si } w_i > s_{max} \end{aligned}$$

- f. Conocidas las humedades del suelo al comienzo y al final del día, puede estimarse una humedad representativa del día $s = (s_i + s_{i-1})/2$. Con esta humedad representativa se vuelve al paso c., hasta alcanzar la convergencia.
- g. Se pasa al siguiente día hasta concluir el cálculo para toda la serie.

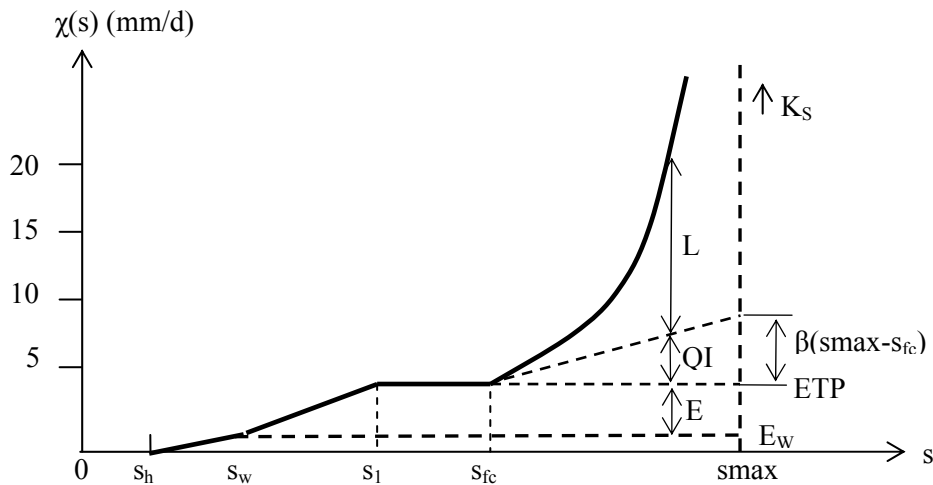


Figura 45. Salidas de agua del suelo en función de la humedad

La serie de percolación diaria L puede asimilarse a la recarga del acuífero inferior R , aunque con un posible retraso temporal debido al tránsito por la zona no saturada que, como se mostró, puede modelarse mediante

$$R_i = L_i \cdot (1 - e^{-1/d}) + R_{i-1} \cdot e^{-1/d}$$

en la que R_i es la recarga del acuífero el día i (mm), d es un parámetro indicativo del tiempo de rezago (días), y L_i es la percolación o agua que sale de la zona de raíces en el día i .

Conocida la serie de recargas, la descarga del acuífero puede computarse suponiendo un modelo de embalse lineal con una o dos ramas de descarga con parámetros α_1 y α_2 .

Utilizando el modelo unicelular con parámetro α se tendría para la serie de almacenamientos subterráneos S y descargas subterráneas diarias QS

$$S_{i+1} = S_i \cdot e^{-\alpha\Delta t} + \frac{R_i}{\alpha} (1 - e^{-\alpha\Delta t}) \quad ; \quad QS_{i+1} = \alpha \cdot S_{i+1} = e^{-\alpha\Delta t} (QS_i - R_i) + R_i$$

Esta descarga se sumaría a la superficial y al interflujo para obtener la escorrentía total.

5. TEORÍA DE MODELOS HIDROLÓGICOS

5.1. INTRODUCCIÓN

En otros capítulos se han examinado distintos tipos de modelos que miden la asociación entre variables hidrológicas mediante relaciones lineales (regresiones, funciones de transferencia, modelos estocásticos lineales, etc). Estas ideas pueden extenderse a casos más generales, donde existen distintas variables que evolucionan con el paso del tiempo y están relacionadas entre sí por relaciones no lineales. Tales relaciones pueden expresarse de manera muy general mediante una ecuación de operadores que puede contener ecuaciones diferenciales ordinarias o en derivadas parciales, ecuaciones integrales o ecuaciones algebraicas, incluyendo entre sus elementos tanto escalares como vectores, funciones y vectores de funciones.

Los modelos conceptuales de balance, en los que centraremos el análisis, constan usualmente de una estructura compartimental descrita mediante funciones de varias variables con umbrales, discontinuidades y no linealidades propias de los procesos hidrológicos que pretenden reproducir.

Este tipo de modelos hidrológicos se construye suponiendo una representación conceptual del ciclo hidrológico en la que intervienen variables que interactúan entre sí y que pueden ser exógenas, datos dados externos al sistema, o endógenas, que son las que se calculan dentro del sistema. Las variables se expresan como series temporales en intervalos discretos, y las relaciones funcionales entre variables incluyen un conjunto de parámetros, usualmente desconocidos y que deben ser ajustados en cada caso concreto. Las relaciones funcionales suelen ser complejas y deben contemplarse mejor como un procedimiento o subrutina de cálculo, con entradas –series de datos y parámetros- y salidas –series de resultados-, que como una función analítica de varias variables.

El proceso de ajuste o calibración es el de obtención del conjunto de parámetros más satisfactorio, entendiendo por tal aquel que optimiza alguna función objetivo deseada. Usualmente, la función objetivo es la suma de los errores cuadráticos entre la serie de control observada y la serie calculada –mínimos cuadrados-, pero existen otros criterios como se mostrará en su correspondiente epígrafe.

Es interesante observar que el problema de calibración puede verse como un problema de cálculo –minimización de una función de varias variables- o como un problema de estimación estadística. Ambas aproximaciones, determinística y estadística, son complementarias y plantean, como se verá, diferentes perspectivas.

5.2. CONCEPTOS BÁSICOS

Un modelo conceptual del ciclo hidrológico puede verse como un sistema que recibe entradas externas –las series de entrada (usualmente lluvias, evapotranspiraciones potenciales, temperaturas, etc.)- y genera salidas -series de salida (usualmente infiltraciones, niveles de humedad, caudales subterráneos y superficiales, etc.)-. Las series temporales se expresan en intervalos discretos y son volúmenes de agua movilizados en un intervalo (p.e.mm de lluvia

caídos en ese intervalo) o valores instantáneos existentes en un momento dado (p.e. humedad del suelo a comienzos del intervalo) observados en esos intervalos discretos.

Además de las series de entrada o exógenas y de salida o endógenas, un modelo hidrológico consta de un conjunto de parámetros, que permiten su ajuste, y de un conjunto de constantes y condiciones iniciales específicas (p.e. humedad del suelo al comienzo de la simulación).

Nótese que desde un punto de vista funcional, tanto las constantes y condiciones iniciales como las series de entrada y los parámetros son variables de la función general descrita por el modelo. La diferencia entre ellas está en que así como las series de entrada se modifican a lo largo del tiempo, adoptando distintos valores, los parámetros y constantes son fijos a lo largo de toda la simulación.

En el caso de modelos distribuidos la situación es similar, pero las series temporales son ahora matrices 3D representativas de la evolución en el tiempo de variables espacialmente distribuidas. Los parámetros y condiciones iniciales serán matrices 2D.

Para calibrar un modelo se requiere elegir una o varias series de control, que son aquellas de las que se dispone de datos observados y, en consecuencia, sobre las que se puede realizar la comparación con los calculados, obtener las series de errores de cálculo de estas series de control (valores observados menos valores calculados) y definir un criterio objetivo para realizar el ajuste.

La literatura existente sobre estas cuestiones se ha multiplicado extraordinariamente en las últimas décadas. Una reflexión de interés sobre los conceptos de calibración y validación de modelos hidrológicos, desde una perspectiva epistemológica, puede verse en Anderson y Bates (2001). En Duan et al. (2003) se ofrece una síntesis y puesta al día de los problemas de calibración de estos modelos, también abordados en Beven (2001, 2012), Wagener et al. (2004), Hill y Tiedeman (2007). En Sun y Sun (2015) se ofrece un planteamiento matemático formal y generalizado.

Desde un enfoque más amplio, no específicamente hidrológico, presentaciones sobre la teoría estadística general de modelos no lineales pueden verse en Bates y Watts (1988), Seber y Wild (2003) o Gallant (1987), y de la teoría de la sensibilidad y análisis de incertidumbres en Cacuci (2003), Saltelli et al. (2000) o Saltelli et al. (2008).

5.3. ESPECIFICACIÓN

Con el marco conceptual expuesto, la expresión general formal de un modelo hidrológico es

$$y_i = f(x_i; \theta; c) + \varepsilon_i \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

en la que

y_i es la matriz de nss series de salida del modelo (usualmente caudales fluviales, niveles piezométricos, etc), algunas de las cuales son observadas y forman las series de control a efectos de su calibración. En modelos lluvia-escorrentía la serie de control suele ser una sola, la de los caudales observados. En modelos de cuencas pueden ser la de caudales y piezometría observada, que podría extenderse, por ejemplo, a evapotranspiraciones reales a medida que el desarrollo de la teledetección permita la observación de esta variable.

x_i es la matriz de nse series de entrada (usualmente precipitaciones, evapotranspiraciones potenciales, temperaturas, etc).

θ es el vector de np parámetros (coeficientes de flujo, almacenamientos máximos, tasas de recarga o descarga, etc), incluido en el espacio factible Θ , que es un subconjunto de

\mathfrak{R}^{np} . Este espacio factible es el de parámetros físicamente verosímiles, y excluye aquellas combinaciones de parámetros irrazonables, con valores carentes de significación física según la aproximación conceptual realizada. Usualmente, $\boldsymbol{\theta}$ es un hiperrectángulo delimitado por los intervalos $[\theta_{i,\min}, \theta_{i,\max}]$, ($i = 1, 2, \dots, np$).

\mathbf{c} es el vector de nci constantes, que también puede emplearse para introducir condiciones iniciales del modelo si éstas se consideran datos, y no parámetros de calibración.

$\boldsymbol{\varepsilon}_i$ es la matriz de nss series correspondientes a los términos de error o residuos del modelo correspondientes a cada variable de salida y a cada predicción. Solo se podrán conocer los errores correspondientes a las series de control, siendo el resto desconocido.

$f(\cdot)$ es el modelo, o estructura funcional que relaciona las series de salida con las series de entrada, parámetros y constantes del modelo. Esta estructura funcional no tiene, a priori, limitación alguna, y puede interpretarse no solo como una relación funcional multidimensional clásica, sino, de manera completamente general, como un algoritmo, subrutina o procedimiento de cómputo que devuelve series de salida a partir de series de entrada, parámetros y constantes del modelo. Usualmente, y salvo en modelos extremadamente simples, la relación f no será lineal ni analítica, sino no lineal y procedural.

Considerando que las constantes, que están fuera del proceso de calibración, forman parte de la estructura funcional f del modelo y están embebidas en ella, la especificación general del modelo quedaría expresada en la forma

$$y_i = f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta}) + \varepsilon_i \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

en la que $E[\boldsymbol{\varepsilon}_i] = \mathbf{0}$.

Como se verá, desde una perspectiva estadística, y al igual que sucede con la regresión lineal, para una mejor aplicación teórica del modelo es deseable que errores sean normales, independientes, con media nula y varianza constante, aunque no todas estas condiciones se cumplen siempre en la práctica.

Si, como sucede usualmente, solo se dispone de una serie de control (típicamente los caudales observados en los modelos de lluvia-escorrentía), el modelo podría formularse mediante

$$y_i = f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta}; \mathbf{c}) + \varepsilon_i \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

expresión en la que no se incluyen explícitamente todas las series de salida, sino solo la de control u observada, que se empleará para el contraste.

Como en el caso general, si se considera que las constantes forman parte de la estructura funcional f del modelo y están embebidas en ella, la especificación del modelo quedaría expresada en la forma

$$y_i = f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta}) + \varepsilon_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad ; \quad E[\varepsilon_i] = 0.$$

Con la notación

$$f_i(\boldsymbol{\theta}) = f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta}) \quad ; \quad \mathbf{f}(\boldsymbol{\theta}) = [f_1(\boldsymbol{\theta}) \quad f_2(\boldsymbol{\theta}) \quad \dots \quad f_n(\boldsymbol{\theta})]' \quad ; \quad \boldsymbol{\varepsilon} = [\varepsilon_1 \quad \varepsilon_2 \quad \dots \quad \varepsilon_n]'$$

el modelo se especificaría como

$$\mathbf{y} = \mathbf{f}(\boldsymbol{\theta}) + \boldsymbol{\varepsilon}$$

La figura adjunta muestra esquemáticamente esta representación.

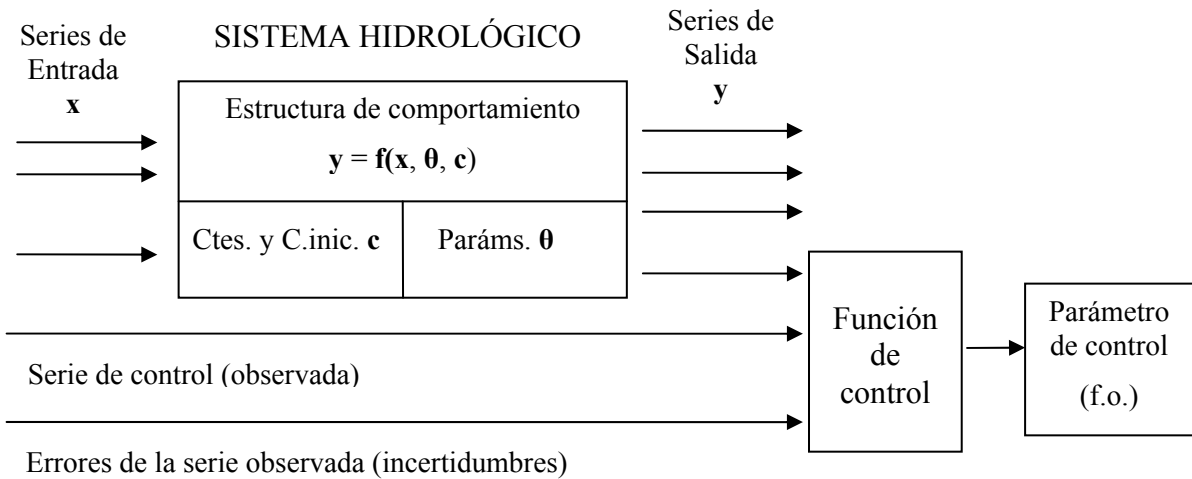


Figura 46. Esquema de modelación

En términos de código de cálculo, un modelo hidrológico es un procedimiento numérico que recibe los dos vectores de constantes y condiciones iniciales $\mathbf{ci}(nci)$ y de parámetros $\mathbf{pa}(np)$, y la matriz de series de entrada o exógenas $\mathbf{se}(n,nse)$; tras el cálculo devuelve la matriz de series de salida o endógenas $\mathbf{ss}(n,nss)$. El vector de llamada al procedimiento del modelo #### sería

Sub mh####(n, nci, np, nse, nss, ci(), pa(), se(), ss())

5.4. ESTIMACIÓN

5.4.1. INTRODUCCIÓN

Siguiendo el marco conceptual expuesto, seguidamente se desarrollan las ideas fundamentales sobre estimación de parámetros o calibración de modelos hidrológicos, exponiendo los objetivos del problema, los criterios para abordarlo, y el detalle de la teoría clásica basada en variantes del método de mínimos cuadrados y máxima verosimilitud, junto con distintos conceptos y resultados de interés derivados de estas técnicas.

5.4.2. OBJETIVOS Y CRITERIOS DE ESTIMACIÓN

El objetivo de la estimación de parámetros en los modelos hidrológicos es encontrar el punto np -dimensional representativo del mejor conjunto de parámetros entre todo el espacio factible Θ antes descrito.

Un problema básico es que no existe una traducción formal directa de lo que se entiende por *mejor*, ya que lo mejor depende del objetivo perseguido, y este objetivo no necesariamente es único. Es posible incluso que el mismo objetivo pueda alcanzarse con diferentes conjuntos de parámetros, no existiendo, en consecuencia, ninguno mejor (situación conocida como de *equifinalidad*).

En la práctica, el problema se aborda definiendo formalmente una función objetivo, dependiente de las observaciones y los parámetros, y aplicando técnicas de optimización a esa función objetivo. Se han aplicado distintos tipos de funciones objetivo, teniendo todas en común que se busca asegurar un buen acuerdo entre las observaciones registradas y las

calculadas por el modelo. Estas series de control pueden ser una o varias (p.e. caudales fluviales circulantes, niveles piezométricos, descargas subterráneas, evapotranspiraciones, etc.), y las diferencias se expresan, como se indicó, mediante el vector de errores, que se debe minimizar.

Para la calibración puede emplearse el vector de errores u otras medidas análogas derivadas de las series observadas y calculadas, tal y como se muestra en los próximos epígrafes. Estas funciones objetivo se denominan también en ocasiones medidas del ajuste o medidas de verosimilitud.

5.4.2.1. Funciones objetivo basadas en el vector de errores

Las medidas del tamaño de un vector \mathbf{v} , análogas al valor absoluto de un escalar, son las *normas* de ese vector, y se designan por $\|\mathbf{v}\|$. Las normas proporcionan métricas de las distancias en espacios vectoriales. Entre ellas, la más común es la norma L_2 , o norma euclídea, definida como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las componentes del vector, y cuya interpretación geométrica es muy intuitiva, al ser precisamente la longitud del vector. El empleo de esta norma como función objetivo conduce a la técnica de mínimos cuadrados.

Otra norma vectorial es la L_1 , suma de los valores absolutos de las componentes del vector. Su uso en hidrología ha sido muy limitado por dificultades analíticas de su tratamiento.

También se ha utilizado muy limitadamente la norma L_∞ definida como el mayor valor absoluto de las componentes del vector (mínimo máximo o *minimax*).

Es interesante señalar que, así planteado, el problema de la estimación de parámetros es matemáticamente un problema determinístico propio de la teoría de optimización de funciones con varias variables cuya función objetivo es una norma de un vector de errores.

Sin embargo, si se considera que los errores son variables aleatorias entonces el mismo problema puede verse también como un problema de estimación estadística. Si la norma elegida como función objetivo es la L_2 , entonces se trataría de estimación mínimo-cuadrática, y si la función objetivo no es una norma sino la verosimilitud, o probabilidad de ocurrencia del conjunto de datos observados, entonces se trataría de estimación máximo-verosímil. Ello permite aplicar los resultados de la teoría de inferencia de máxima verosimilitud y obtener estimaciones no solo de los parámetros sino también de su incertidumbre, cuestión de gran interés práctico.

Ambas técnicas estadísticas están relacionadas entre sí, de forma que, como se verá, si se dan determinados supuestos las estimaciones son coincidentes. Asimismo, la relación entre la perspectiva del cálculo funcional y la perspectiva estadística ha contribuido también a que la norma absolutamente dominante en problemas de modelación hidrológica sea la L_2 .

5.4.2.2. Funciones objetivo básicas

Además de las deducidas del vector de errores, se han propuesto otras medidas adicionales como funciones objetivo en la calibración de modelos hidrológicos, que permiten tener en cuenta variables como las áreas de segmentos desviados, errores porcentuales en el caudal punta o en el volumen del hidrograma, multieventos, autocorrelación de los errores, heterocedasticidad de errores, etc.

Seguidamente se resumen las principales funciones básicas empleadas en hidrología. Las funciones básicas no consideran la estructura de autocorrelación de las series ni efectos de heterogeneidad de la varianza, no asumiendo a priori ninguna estructura estadística de los errores. Otros casos más complejos, considerando estas circunstancias con estructuras estadísticas subyacentes, se abordarán en posteriores epígrafes.

Suma de los cuadrados de los residuos. Es la función objetivo básica de mínimos cuadrados, muy comúnmente empleada, norma L_2 del vector de errores o residuos

$$fo = \sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2$$

Si se divide por el número de términos se obtiene el *error medio cuadrático*, función que proporciona idénticos parámetros óptimos pero está escalada de forma que su valor no aumenta con la longitud de la serie

$$fo = \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{n}$$

Otra función similar, con igual solución, es la *raíz cuadrada del error medio cuadrático*

$$fo = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{n}}$$

Asimismo, a partir de esta función puede definirse una función objetivo *normalizada* mediante

$$fo = \frac{1}{o} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{n}}$$

Como puede verse, esta función es realmente un coeficiente de variación que permite comparar diferentes situaciones al escalar la raíz del error medio cuadrático por el valor observado medio.

Suma de potencias de los residuos. Con dos parámetros b c de escalado vertical, permite ponderar de forma diferente los valores mayores

$$fo = \sum_{i=1}^n (o_i^b - c_i^b)^c$$

Si se hace $b=0.5$, $c=2$ se obtiene el criterio O de Chapman (1970) propuesto como compromiso de ajuste entre valores altos y bajos.

Si se hace $b=c=1$ se obtiene el criterio del Sesgo, adecuado cuando el objetivo preferente es predecir el volumen de los hidrogramas mas que su evolución o sus puntas.

Suma de errores absolutos. Pondera por igual todos los errores

$$fo = \sum_{i=1}^n |o_i - c_i|$$

Presenta la dificultad analítica de su no derivabilidad en el origen. Es la norma L_1 del vector de errores.

Minimax. Ajuste tal que se minimiza el máximo error absoluto. Con frecuencia da lugar a comportamientos inestables. Es la norma L_{∞} .

$$f\hat{o} = \max_i [o_i - c_i]$$

Coefficiente de eficiencia, llamado a veces coeficiente de determinación

$$f\hat{o} = \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2 - \sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}$$

Debido a Nash y Sutcliffe, es una medida adimensional de uso muy extendido y recomendada como estándar. La tabla adjunta muestra algunos valores recomendados como guía para la valoración en modelos mensuales (Moriasi et al., 2007).

Comportamiento	Coef. Nash-Sutcliffe
Muy bueno	$0.75 \leq \text{CENS}$
Bueno	$0.65 < \text{CENS} \leq 0.75$
Satisfactorio	$0.50 < \text{CENS} \leq 0.75$
Insatisfactorio	$\text{CENS} \leq 0.50$

Tabla 6. Coeficiente de eficiencia en modelos mensuales

Coefficiente de eficiencia con error volumétrico. Un criterio modificado, empleado en algunos modelos como el HBV, es el que combina el coeficiente de eficiencia de Nash R^2 con el error volumétrico relativo RD , en la forma

$$RV = R^2 - w|RD|$$

Se ha observado que, en la práctica, optimizar R^2 conduce a errores volumétricos que pueden ser reducidos por este criterio sin que apenas se resienta la eficiencia. Los mejores resultados se han obtenido con valores de w próximos a 0.1.

Varianza explicada

$$f\hat{o} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i - \bar{o} + \bar{c})^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}$$

Tiende a coincidir con la Eficiencia de Nash si el modelo no es sesgado.

Optimización automática de parámetros

$$f\hat{o} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{o_i - c_i}{o_i^b} \right)^c$$

b y c son parámetros de control adaptables en caso según el objetivo perseguido.

Estimación de error reducido

$$fo = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}}$$

Es sesgado a los valores mas altos.

Estimación de error proporcional. Da un peso igual a errores relativos iguales

$$fo = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{o_i - c_i}{o_i} \right)^2}$$

Estimación de error estándar

$$fo = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{n - 2}} = \sigma_\varepsilon$$

Es dimensional e independiente del número de puntos. Equivale a la desviación típica del error. También puede usarse la medida inversa $fo = (\sigma_\varepsilon^2)^{-k}$, siendo k un parámetro de forma.

Estimación exponencial de error estándar

$$fo = \exp \left[-k \left(\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - c_i)^2}{n - 2} \right) \right]$$

en la que k es un parámetro de forma. Esta función tiene la ventaja de variar entre 0 para errores muy grandes y 1 para errores nulos, habiéndose usado como métrica en estimaciones mediante el método GLUE.

5.4.2.3. Funciones objetivo compuestas

Si se consideran varias funciones objetivo básicas de forma simultánea, cabe definir una función compuesta como aquella que incluye varias funciones objetivo fo en la misma expresión. Formas usuales de una función compuesta go son

$$go = \sum_{i=1}^n w_i \cdot fo_i \quad , \quad go = \sum_{i=1}^n w_i \cdot |fo_i| \quad , \quad go = \sum_{i=1}^n w_i \cdot fo_i^2$$

donde w son los pesos que se asignan a cada función básica.

En general no se hace distinción, y se emplea el término de *función objetivo* para designar tanto a las simples como a las múltiples o compuestas.

5.4.2.4. *Funciones objetivo ecualizadas*

Con series de datos estacionales cabe la posibilidad de construir una función objetivo que asigne diferentes ponderaciones a los datos (diferentes importancias relativas a los errores) según la estación a la que corresponda, introduciendo así una ecualización estacional a los errores diferente en cada época del año.

Con esta técnica sería posible centrar los objetivos de la calibración en los periodos concretos deseados, según el objetivo del análisis, como p.e. los caudales de estiaje.

La ecualización puede asimismo extenderse a truncamientos o, con gran generalidad, a cualquier asignación de ponderadores distintos según diferentes segmentos de la distribución empírica de los datos.

5.4.2.5. *Funciones multiobjetivo*

Cuando existan varias series de salida del modelo que puedan considerarse como series de control, de las que se dispone de registro observado, emplear estas series puede suponer en ocasiones una mejora importante en la calibración de los modelos hidrológicos. En un contexto de modelación agregada el problema se plantea, p.e., por Yapó et al. (1998), introduciendo el nuevo algoritmo específico MODCOM-UA, o, en un contexto de modelación distribuida, por Rientjes (2004).

Así, la incorporación de datos como los niveles de aguas subterráneas –deducidos de la evolución de sus almacenamientos- o la evolución de la salinidad, o flujos de energía, pueden hacer que la calibración mejore sensiblemente. En general, modelos con un número elevado de parámetros producen habitualmente problemas de identificación estructural, y es en esos casos donde la consideración de una función multiobjetivo podría ser más efectiva.

Las funciones objetivo en estos casos pueden diseñarse como combinaciones lineales de funciones ordinarias, una para cada variable considerada, con el necesario rescalado para asegurar la homogeneidad relativa de unidades, y la ponderación que se desee en cada caso. Así, si en lugar de una sola serie de control se dispone de varias, el problema de la estimación puede considerar la minimización de errores no solo de una serie sino de todas simultáneamente. Un procedimiento para ello sería el de definir una función objetivo compuesta mediante la ponderación de los errores de todas las series de control, según su importancia y magnitud relativa. La expresión anterior se reformularía como

$$S(\boldsymbol{\theta}) = \sum_{j=1}^{nsc} \alpha_j \cdot \left(\sum_{i=1}^n \varepsilon_{i,j}^2 \right)$$

siendo α_j el ponderador correspondiente a la serie de control j-ésima, y nsc el número de series de control. Una dificultad de esta aproximación es la de elegir los ponderadores de las series, en principio subjetivos y definidos a priori.

Una posibilidad alternativa, que obvia esa dificultad, es la de calibrar para los distintos objetivos de forma independiente, obteniendo sus hiperelipsoides de parámetros, y elegir finalmente la parametrización resultado de la intersección de los distintos hiperelipsoides asociados a los distintos objetivos.

Como se muestra en Werkhoven et al. (2009), en problemas de calibración multiobjetivo el empleo del análisis de sensibilidad puede ayudar a reducir el número de parámetros del modelo.

5.4.2.6. Modelos distribuidos

El caso de la modelación distribuida es conceptualmente similar al de la agregada pero con una notable complejidad adicional derivada del muy elevado número de parámetros.

Dos recientes algoritmos específicos para abordar el problema de calibración distribuida son el DDS (*Dynamically Dimensioned Search*) o CORS (*Constrained Optimization using Response Surfaces*). Ambos funcionan bien con un número limitado de reejecuciones del modelo y están orientados a modelos distribuidos muy intensivos en cálculo y con largos tiempos de ejecución (minutos a horas). Una descripción general de ambos puede verse en Yilmaz et al. (2010), detalles de DDS en Tolson y Shoemaker (2007), y detalles de CORS en Regis y Shoemaker (2005).

5.4.3. ESTIMACIÓN DE MÍNIMOS CUADRADOS ORDINARIOS

En el caso ordinario de una sola serie de control, el estimador mínimo cuadrático de los parámetros θ , designado por $\hat{\theta}$, es aquel que minimiza la norma euclídea, L_2 , o suma de los cuadrados de los errores

$$S(\theta) = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - f(\mathbf{x}_i; \theta)]^2 = [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\theta)]' [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\theta)] \quad ; \quad \theta \in \Theta$$

Nótese que, a diferencia de los mínimos cuadrados en regresiones lineales, en los que el mínimo es único y absoluto, el carácter general, no lineal, de la relación funcional f hace que la función S pueda tener varios mínimos relativos además del mínimo absoluto, cuyos parámetros designaremos como θ^* . Podría incluso teóricamente darse el caso de varios mínimos absolutos idénticos.

Es importante subrayar que, pese a los importantes avances producidos en los últimos años, no existe ningún algoritmo de optimización que garantice el encuentro del óptimo para cualquier relación funcional f , por lo que una característica fundamental de los modelos hidrológicos y, en general, de todos los modelos no lineales de procesos ambientales relativamente complejos, es la ausencia de seguridad de alcanzar el óptimo absoluto en el proceso de calibración, y la necesidad de supervisión, contraste y validación de los resultados obtenidos.

Si los errores ε son independientes e idénticamente distribuidos, con varianza σ^2 , entonces, bajo ciertas condiciones de regularidad, $\hat{\theta}$ y $s^2 = S(\hat{\theta})/(n - np)$ son estimadores consistentes de los valores verdaderos θ^* . Con condiciones adicionales de regularidad, puede probarse que $\hat{\theta}$ es asintóticamente normal. Si, además, se supone que ε tiene distribución normal, NID(0, σ^2), entonces el estimador mínimo cuadrático $\hat{\theta}$ coincide con el de máxima verosimilitud. Este último supuesto es particularmente interesante, porque permite aplicar las propiedades de los estimadores máximo-verosímiles a la inferencia sobre parámetros de los modelos hidrológicos, como se mostrará en el siguiente epígrafe.

Nótese que en el caso particular de modelo lineal, el conjunto de parámetros es el formado por los coeficientes beta y la varianza del error de la regresión, y la función f es una simple combinación lineal de las variables explicativas o series de entrada del modelo.

Como ya se apuntó, si en lugar de una sola serie de control se dispone de varias, los mínimos cuadrados pueden aplicarse al conjunto ponderado de errores de las distintas series de control.

5.4.4. MÍNIMOS CUADRADOS GENERALIZADOS

Una extensión del modelo de mínimos cuadrados ordinarios, ya estudiada con detalle en el caso del modelo de regresión lineal, es el de mínimos cuadrados generalizados o ponderados, caracterizados porque la matriz de covarianza de los errores no es escalar, es decir, las varianzas de los errores no son constantes y se definen mediante $\text{var}(\boldsymbol{\varepsilon}) = \sigma^2 \mathbf{V}$, siendo \mathbf{V} una matriz definida positiva. Si las varianzas fuesen constantes (caso de los mínimos cuadrados ordinarios) se tendría $\mathbf{V} = \mathbf{I}_n$ y si las covarianzas son nulas (caso de errores independientes, series de errores sin autocorrelación) entonces \mathbf{V} es diagonal.

Esta situación es de interés en la modelación hidrológica para considerar de forma explícita la posibilidad de datos con distintos errores esperados debido a diferente fiabilidad de las medidas, heterocedasticidad, cambios de precisión en las técnicas de medición, etc.

La función a minimizar es ahora

$$S(\boldsymbol{\theta}) = [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\boldsymbol{\theta})]' \mathbf{V}^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\boldsymbol{\theta})]$$

y el estimador que la minimiza se designa por $\hat{\boldsymbol{\theta}}_G$

El procedimiento usual es hacer una descomposición de Cholesky $\mathbf{V} = \mathbf{U}'\mathbf{U}$, y reducir el problema a uno de mínimos cuadrados no lineales ordinarios, de forma análoga a la expuesta en el capítulo de regresión lineal.

Una situación común en hidrología es la de errores autocorrelados con varianzas estacionaria y estructura de correlación autoregresiva de primer orden. En este caso, la matriz de covarianzas adopta la conocida forma (v. capítulo de regresión lineal)

$$\mathbf{V} = \frac{\sigma_u^2}{1 - \rho^2} \begin{bmatrix} 1 & \rho & \rho^2 & \dots & \rho^{n-1} \\ \rho & 1 & \rho & \dots & \rho^{n-2} \\ \rho^2 & \rho & 1 & \dots & \rho^{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \rho^{n-1} & \rho^{n-2} & \rho^{n-3} & \dots & 1 \end{bmatrix} = \sigma_u^2 \mathbf{W}$$

en la que σ_u es la varianza de la componente aleatoria del error $e_i = \rho e_{i-1} + u_i$.

5.4.5. MOMENTOS GENERALIZADOS ESTABILIZADOS

Si se observa la anterior función objetivo a minimizar desde la perspectiva del cálculo funcional, sin emplear ninguna hipótesis ni perspectiva estadística, estaríamos ante un problema de minimización de norma L_2 con una matriz de pesos \mathbf{V}^{-1} .

En algunos casos se ha comprobado que el problema así definido, con esa función objetivo, resulta mal condicionado, con soluciones inestables y diferentes conjuntos de parámetros conduciendo a objetivos prácticamente indistinguibles (Carrera et al, 2005). Para resolver este problema se ha sugerido añadir a la función objetivo un término adicional que estabilice la solución, amortiguando oscilaciones. Este término adicional sugerido es

$$S_\lambda(\boldsymbol{\theta}) = \lambda (\boldsymbol{\theta} - \boldsymbol{\theta}^*)' \mathbf{C}^{-1} (\boldsymbol{\theta} - \boldsymbol{\theta}^*)$$

donde $\boldsymbol{\theta}^*$ es una estimación a priori del vector de parámetros verdaderos, deducido de toda la información disponible (p.e. medidas en un punto, relación con otros atributos o informaciones hidrológicas existentes, etc.), \mathbf{C} es la matriz de covarianza de los parámetros estimados, y λ es un parámetro escalar positivo de proporcionalidad.

La función objetivo generalizada a minimizar sería ahora

$$S = S(\boldsymbol{\theta}) + S_2(\boldsymbol{\theta})$$

Se ha probado (Carrera y Neuman, 1896) que esta estimación es la de máxima verosimilitud de los parámetros, dados los datos.

Nótese el paralelismo de esta aproximación con la técnica de la regresión cresta o contraída en problemas lineales con alto grado de colinealidad en sus variables.

5.4.6. MÁXIMA VEROSIMILITUD

5.4.6.1. Formulación

5.4.6.1.1. Concepto

Como se expuso en capítulos anteriores en relación con la estimación de distribuciones frecuenciales y los errores estándares de los periodos de retorno, el estimador de máxima verosimilitud es el vector de np parámetros $\boldsymbol{\theta}$ que hace máxima la probabilidad conjunta de ocurrencia de la muestra, es decir, que hace que la muestra sucedida sea la que tenía más probabilidades de suceder.

En el caso de las distribuciones, ya examinado en un capítulo previo, suponiendo que las realizaciones del modelo x_i son independientes, la función de verosimilitud, o probabilidad de ocurrencia de la muestra, es

$$l = \prod_{i=1}^n f(x_i; \boldsymbol{\theta})$$

siendo los parámetros máximo-verosímiles aquellos que maximizan esta función.

Dado que el máximo de una función se produce para los mismos valores que el máximo de su logaritmo, por facilidad de cálculo a veces se utiliza la función de log-verosimilitud L

$$L = \ln l = \ln \left[\prod_{i=1}^n f(x_i; \boldsymbol{\theta}) \right] = \sum_{i=1}^n \ln [f(x_i; \boldsymbol{\theta})]$$

Como se indicó, la maximización puede llevarse a cabo de forma directa o resolviendo el sistema de np ecuaciones

$$\frac{\partial L}{\partial \theta_i} = 0 \quad ; \quad i = 1, 2, \dots, np$$

En el caso de los modelos hidrológicos, si los errores se suponen idénticamente distribuidos con distribución $g(\varepsilon/\sigma)/\sigma$, de forma que g es la distribución de los errores estandarizados para tener varianza unitaria, entonces la función de verosimilitud es

$$l = \text{prob}(\mathbf{y} | \boldsymbol{\theta}, \sigma^2) = \prod_{i=1}^n \frac{g(\varepsilon_i/\sigma)}{\sigma} = \prod_{i=1}^n \left[\sigma^{-1} g \left(\frac{y_i - f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta})}{\sigma} \right) \right]$$

5.4.6.1.2. Errores normales e independientes

Si los errores son NID $(0, \sigma^2)$, entonces la expresión anterior se transforma en

$$l = \text{prob}(\mathbf{y} | \boldsymbol{\theta}, \sigma^2) = (2\pi\sigma^2)^{-n/2} \exp \left(-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \frac{[y_i - f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta})]^2}{\sigma^2} \right)$$

Ignorando las constantes, la log-verosimilitud es

$$L(\boldsymbol{\theta}, \sigma^2) = -\frac{n}{2} \log \sigma^2 - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n [y_i - f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta})]^2 = -\frac{n}{2} \log \sigma^2 - \frac{1}{2\sigma^2} S(\boldsymbol{\theta})$$

Como puede verse, dado σ^2 , esta expresión se maximiza con respecto a $\boldsymbol{\theta}$ cuando se minimiza la suma de los cuadrados de los errores (estimador mínimo-cuadrático). Además, la solución de $\partial L / \partial \sigma^2 = 0$ es $\sigma^2 = S(\boldsymbol{\theta})/n$, lo que sugiere que $\hat{\boldsymbol{\theta}}$ (mínimo-cuadrático) y $\hat{\sigma} = S(\hat{\boldsymbol{\theta}})/n$ son los estimadores de máxima verosimilitud. El estimador mínimo-cuadrático no es solo el de máxima verosimilitud, sino que es también asintóticamente eficiente.

5.4.6.1.3. Heterogeneidad de la varianza

En la calibración de modelos hidrológicos, es relativamente frecuente que se aprecien efectos de heterocedasticidad (heterogeneidad de la varianza) en la varianza de las salidas del modelo, de forma que la variabilidad de los residuos aumenta con el valor de la predicción. Esta situación se detecta en el proceso de calibración examinando un gráfico de los errores asociados a las variables calculadas, en el que puede verse si la dispersión aumenta o permanece constante.

En este caso, la estimación mínimo cuadrática de los parámetros puede dar lugar a resultados erróneos siendo frecuente, para evitar esta situación, el empleo de la transformación de Box-Cox, tal y como se expuso en su correspondiente epígrafe.

Si el modelo es

$$y_i = f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta}) + \varepsilon_i \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

y se aplica la transformación de Box-Cox, el modelo reformulado es

$$y_i^{(\lambda)} = f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta})^{(\lambda)} + \varepsilon_i$$

La log-verosimilitud de este modelo, excluidas las constantes, es

$$L(\boldsymbol{\theta}, \sigma^2, \lambda) = -\frac{n}{2} \log(\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n [y_i^{(\lambda)} - f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta})^{(\lambda)}]^2 + (\lambda - 1) \sum_{i=1}^n \log y_i$$

Para su calibración caben dos posibilidades: maximizar directamente esta función de verosimilitud conjunta, considerando λ un parámetro más del modelo o, alternativamente, obtener una estimación de máxima verosimilitud de λ y, considerando este λ fijo, maximizar L con respecto a $\boldsymbol{\theta}$ y σ^2 , lo que equivale a minimizar

$$\sum_{i=1}^n [y_i^{(\lambda)} - f(\mathbf{x}_i; \boldsymbol{\theta})^{(\lambda)}]^2$$

para obtener $\hat{\boldsymbol{\theta}}_\lambda$ y después hacer

$$\hat{\sigma}_\lambda^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i^{(\lambda)} - f(\mathbf{x}_i; \hat{\boldsymbol{\theta}}_\lambda)^{(\lambda)}]^2$$

El estimador máximo-verosímil de λ maximiza la función de log-verosimilitud concentrada

$$M(\lambda) = -\frac{n}{2} \log(\hat{\sigma}_\lambda^2) + (\lambda - 1) \sum_{i=1}^n \log y_i$$

que puede ser evaluada para cada valor de λ , representando su comportamiento.

Estudios realizados muestran que el efecto de considerar λ estimado como verdadero puede inducir errores en las covarianzas de parámetros que en general son poco importantes, especialmente con muestras largas y varianza de errores pequeña.

5.4.6.1.4. Errores autocorrelados con varianza estacionaria

Como se indicó, en el caso de errores autocorrelados con varianza estacionaria y estructura de correlación autoregresiva de primer orden, la matriz de covarianzas adopta la forma

$$\mathbf{V} = \frac{\sigma_u^2}{1-\rho^2} \begin{bmatrix} 1 & \rho & \rho^2 & \dots & \rho^{n-1} \\ \rho & 1 & \rho & \dots & \rho^{n-2} \\ \rho^2 & \rho & 1 & \dots & \rho^{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \rho^{n-1} & \rho^{n-2} & \rho^{n-3} & \dots & 1 \end{bmatrix} = \sigma_u^2 \mathbf{W}$$

en la que σ_u es la varianza de la componente aleatoria del error $e_i = \rho e_{i-1} + u_i$.

Si q son los caudales calculados, o serie de control del modelo, y se supone en ambos casos $q_0=0$, la log-verosimilitud a maximizar puede expresarse bajo la forma (Sorooshian y Dracup, 1980)

$$L(\boldsymbol{\theta}, \sigma_u, \rho) = -\frac{n}{2} \ln(2\pi) - \frac{1}{2} \ln \frac{\sigma_u^{2n}}{1-\rho^2} + \frac{\rho^2 \varepsilon_1^2}{2\sigma_u^2} - \frac{1}{2\sigma_u^2} \sum_{t=1}^n [(q_t - \rho q_{t-1})_{obs} - (q_t - \rho q_{t-1})_{cal}]^2$$

5.4.6.1.5. Errores autocorrelados con varianza no estacionaria

En el caso de errores autocorrelados y heterogeneidad de la varianza, con valores no estacionarios que crecen hasta un valor asintótico estable, la log-verosimilitud a maximizar puede expresarse bajo la forma (Sorooshian y Dracup, 1980)

$$L(\boldsymbol{\theta}, \sigma_u, \rho) = -\frac{1}{2} \ln(2\pi) - \frac{1}{2} \ln \sigma_u^{2n} - \frac{1}{2\sigma_u^2} \sum_{t=1}^n [(q_t - \rho q_{t-1})_{obs} - (q_t - \rho q_{t-1})_{cal}]^2$$

en la que, como antes, se supone $q_0=0$. La ventaja de esta formulación es que si se supone σ_u conocida, entonces la máxima verosimilitud se obtiene minimizando la función objetivo suma cuadrática

$$\min_{\boldsymbol{\theta}, \rho} fo = \sum_{t=1}^n [(q_t - \rho q_{t-1})_{obs} - (q_t - \rho q_{t-1})_{cal}]^2 = \sum_{t=1}^n (\rho \varepsilon_{t-1} - \varepsilon_t)^2 \quad ; \quad \varepsilon_t = q_{t,cal} - q_{t,obs}$$

Otra ventaja es que ρ puede evaluarse explícitamente de

$$\rho = \left(\sum_{t=2}^n \varepsilon_t \varepsilon_{t-1} \right) / \left(\sum_{t=2}^n \varepsilon_{t-1}^2 \right)$$

si bien se ha comprobado en la práctica que es recomendable, a efectos de cómputo, emplear la expresión completa de la regresión, sin suponer que la media del error es nula. Ello es especialmente importante al evaluar, en el proceso numérico iterativo de las optimizaciones, conjuntos de parámetros alejados del óptimo, que pueden dar lugar a series de error con medias significativamente no nulas.

El cálculo procedería suponiendo inicialmente $\rho=0$ y optimizando los parámetros de la f_0 , tras lo que se obtendría la serie de errores y podría estimarse ρ , volviendo a optimizar y repitiendo el proceso hasta alcanzar la convergencia.

El valor de σ_u se obtiene directamente de

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{n} \left[-\rho^2 \varepsilon_1^2 + \sum_{t=1}^n (\rho \varepsilon_{t-1} - \varepsilon_t)^2 \right] = \frac{f_{0_{opt}} - \rho^2 \varepsilon_1^2}{n}$$

pudiendo reevaluarse en cada paso de las iteraciones.

5.4.6.1.6. Estimación de una función escalar de los parámetros

Si $\hat{\theta}$ es el vector de parámetros máximo-verosímiles estimados, y $w = f(\theta)$ es una función escalar de los parámetros del modelo, entonces el estimador de máxima verosimilitud de w , cuyo valor verdadero es w^* , puede obtenerse por

$$\hat{w} = f(\hat{\theta})$$

Ello indica que una vez que se ha obtenido la estimación de máxima verosimilitud de los parámetros de un modelo, la estimación de máxima verosimilitud de cualquier función de esos parámetros puede obtenerse por simple sustitución (Coles, 2001).

Nótese que este es el caso, por ejemplo, del valor de la variable extrema asociado a un periodo de retorno dado, valor escalar que depende únicamente de los parámetros de la distribución.

5.4.6.1.7. Varianza de la estimación de una función escalar de los parámetros

En el caso de función escalar descrita anteriormente, si la muestra es suficientemente grande la distribución del estimador $\hat{w} = f(\hat{\theta})$ es aproximadamente normal con media w^* y varianza

$$\text{var}(\hat{w}) = \begin{pmatrix} \frac{\partial w}{\partial \theta_1} & \dots & \frac{\partial w}{\partial \theta_{np}} \end{pmatrix} \mathbf{V} \begin{pmatrix} \frac{\partial w}{\partial \theta_1} \\ \vdots \\ \frac{\partial w}{\partial \theta_{np}} \end{pmatrix} = \nabla w' \cdot \mathbf{V} \cdot \nabla w$$

donde \mathbf{V} es la matriz de covarianzas de los parámetros (inversa de la matriz de información),

y la nábla ∇ es el operador *gradiente*, $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial \theta_1} \quad \dots \quad \frac{\partial}{\partial \theta_{np}} \right)^T$, que se aplica a la función

escalar w .

Este resultado se denomina en ocasiones como *método delta*. La asunción de normalidad permite obtener intervalos de confianza aproximados de w .

Nótese que, como en el caso anterior, esta propiedad puede utilizarse para la obtención del error estándar de caudales extremos, mostrado en el capítulo correspondiente sobre periodos de retorno.

5.4.6.2. Inferencia

Una vez examinadas distintas formas de la verosimilitud, cabe abordar el problema de inferencia de los parámetros óptimos obtenidos, para el que cabe adoptar diferentes aproximaciones.

5.4.6.2.1. Covarianzas de los parámetros. Matriz de información

Una ventaja fundamental de este método de estimación es que existen resultados teóricos que permiten obtener aproximaciones de los errores estándares de los parámetros y sus intervalos de confianza. Estos resultados son leyes asintóticas obtenidas para tamaños muestrales tendentes a infinito y bajo determinados supuestos de regularidad. Sin embargo es usual suponer que pueden aplicarse en la práctica con muestras finitas, asumiendo que su precisión es mayor cuanto mayor sea su longitud.

Si $\hat{\theta}$ es el estimador de máxima verosimilitud de los parámetros verdaderos θ^* , suponiendo las adecuadas condiciones de regularidad y que n es suficientemente grande, se cumple que la distribución de $\hat{\theta}$ es aproximadamente normal multivariada con media θ^* y covarianza $V=I_E(\theta^*)^{-1}$, siendo $I_E(\theta)$ la *matriz de información esperada* de Fisher, que mide la curvatura de la función de log-verosimilitud respecto a los parámetros

$$I_E(\theta) = \begin{pmatrix} E\left\{-\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_1^2}\right\} & \dots & \dots & E\left\{-\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_1 \partial \theta_{np}}\right\} \\ \vdots & E\left\{-\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_i \partial \theta_j}\right\} & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ E\left\{-\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_{np} \partial \theta_1}\right\} & \dots & \dots & E\left\{-\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_{np}^2}\right\} \end{pmatrix}$$

Puesto que el valor verdadero θ^* no suele ser conocido, es usual aproximar los términos de esta matriz esperada por los de la *matriz de información observada*, $I_O(\theta)$, que llamaremos matriz de información de Fisher **MIF**, definida por

$$MIF = I_O(\theta) = \begin{pmatrix} -\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_1^2} & \dots & \dots & -\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_1 \partial \theta_{np}} \\ \vdots & -\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_i \partial \theta_j} & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ -\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_{np} \partial \theta_1} & \dots & \dots & -\frac{\partial^2 L(\theta)}{\partial \theta_{np}^2} \end{pmatrix}$$

y evaluada en el punto estimado $\hat{\theta}$. Nótese que esta matriz es el hessiano, cambiado de signo, de la función de log-verosimilitud con respecto a los parámetros del modelo, considerados como sus variables.

Puesto que se asume una distribución normal, con la matriz de covarianzas obtenida invirtiendo la matriz de información observada pueden obtenerse los intervalos de confianza que se deseen.

5.4.6.2.2. Inferencia aproximada usando la función de desviación

Un método alternativo para cuantificar la incertidumbre del estimador máximo-verosímil es el basado en la *función de desviación* definida por (v. p.e., Coles, 2001)

$$D(\theta) = 2\{L(\hat{\theta}) - L(\theta)\}$$

Parámetros con desviación pequeña implican una alta verosimilitud, que es máxima para el estimador correspondiente, cuya desviación es nula.

Con ello, una aproximación al problema de la inferencia sobre los parámetros podría ser adoptar un valor c , y tomar como intervalo de confianza de los parámetros aquel que hace que se cumpla la condición $D \leq c$.

Para la aplicación práctica de este criterio, cabe considerar que para muestras largas y adecuadas condiciones de regularidad, la desviación se distribuye según una χ^2 con np grados de libertad, por lo que pueden construirse intervalos de confianza con nivel de significación α mediante

$$C_\alpha = \{\boldsymbol{\theta} \mid D(\boldsymbol{\theta}) \leq c_\alpha\}$$

siendo c_α el cuantil $(1-\alpha)$ de la distribución χ^2 con np grados de libertad.

Esta aproximación es con frecuencia más precisa que la basada en la normalidad asintótica del estimador de máxima verosimilitud, pero a costa de una mayor complejidad de cálculo.

5.4.6.2.3. Inferencia usando la función de perfil de verosimilitud. Comparación de modelos

Si del conjunto total $\boldsymbol{\theta}$ de np parámetros se separa uno de ellos, i -ésimo, el conjunto restante se designa por $\boldsymbol{\theta}_{-i}$ y el *perfil de log-verosimilitud* para este parámetro θ_i es

$$L_p(\theta_i) = \max_{\boldsymbol{\theta}_{-i}} L(\boldsymbol{\theta}_{-i})$$

es decir, la máxima log-verosimilitud considerando el resto de los parámetros, excluido θ_i , o visto de otra forma, el perfil de la superficie de log-verosimilitud vista desde el eje i -ésimo.

Esta definición puede generalizarse al caso en que no se separa un solo parámetro sino un subconjunto de ellos, dando lugar a dos conjuntos $\boldsymbol{\theta}^{(1)}$ y $\boldsymbol{\theta}^{(2)}$ con k y $np-k$ parámetros respectivamente.

El perfil de log-verosimilitud para $\boldsymbol{\theta}^{(1)}$ se define ahora por

$$L_p(\boldsymbol{\theta}^{(1)}) = \max_{\boldsymbol{\theta}^{(2)}} L(\boldsymbol{\theta}^{(1)}, \boldsymbol{\theta}^{(2)})$$

Puede demostrarse que, bajo ciertas condiciones de regularidad y para muestras largas, el perfil de desviación de las log-verosimilitudes del modelo np completo y el k reducido, expresado mediante

$$D_p(\boldsymbol{\theta}^{(1)}) = 2 \{L(\hat{\boldsymbol{\theta}}) - L_p(\boldsymbol{\theta}^{(1)})\}$$

sigue una distribución χ^2 con k grados de libertad. Este resultado permite abordar dos problemas diferentes.

En primer lugar, puede emplearse para determinar intervalos de confianza de un parámetro i -ésimo. En efecto, conforme a lo expuesto,

$$C_\alpha = \{\theta_i \mid D_p(\theta_i) \leq c_\alpha\}$$

es el intervalo de confianza $(1-\alpha)$ del parámetro siendo c_α el cuantil $(1-\alpha)$ de la distribución χ^2 con 1 grado de libertad. Para una significación del 5% su valor es 3.84.

Otra posibilidad es la de comparar modelos alternativos para seleccionar uno. Si M_1 es un modelo con vector de np parámetros $\boldsymbol{\theta}$ y M_0 es otro modelo con su vector de parámetros reducido mediante la restricción (fijación o anulación) de k parámetros, entonces el conjunto $\boldsymbol{\theta}$

puede suponerse dividido en dos grupos $\theta^{(1)}$ y $\theta^{(2)}$ donde el primero de ellos, con dimensión k , está libre en M_1 y fijado en M_0 .

Sean $L_1(M_1)$ la máxima verosimilitud para el modelo M_1 y $L_0(M_0)$ la máxima verosimilitud para el modelo M_0 , y defínase el *estadístico de desviación* (*deviance*, no confundir con la función de desviación) como

$$D = 2\{L_1(M_1) - L_0(M_0)\}$$

Por los resultados anteriores, $C_\alpha = \{\theta^{(1)} \mid D_p(\theta^{(1)}) \leq c_\alpha\}$ es un intervalo de confianza $(1-\alpha)$ para el valor verdadero de $\theta^{(1)}$, siendo D_p su perfil de verosimilitud. En consecuencia, para comprobar si M_0 es una simplificación parsimoniosa y satisfactoria de M_1 sería suficiente con chequear si el valor 0 está dentro del intervalo C_α o, equivalentemente, si $D < c_\alpha$. Esta verificación es el *test de razón de verosimilitud*, y permite una aproximación rigurosa al problema de la parsimonia o reducción de parámetros de los modelos hidrológicos.

Para su aplicación práctica, si $D > c_\alpha$ se rechazaría la hipótesis de validez del modelo M_0 en relación con el M_1 .

5.4.7. COMPARACIÓN DE OBJETIVOS. RESULTADOS OBTENIDOS

Se han realizado numerosos estudios comparando diferentes funciones objetivo para la calibración de modelos hidrológicos. Sorooshian et al. (1983) compararon las técnicas de mínimos cuadrados ordinarios, máxima verosimilitud homocedástica y máxima verosimilitud con autocorrelación, proponiendo finalmente utilizar como función objetivo la de máxima verosimilitud heterocedástica por proporcionar estimaciones más realistas de los parámetros y previsiones más fiables, no viéndose sustancialmente alteradas por la longitud de las series empleadas en el análisis. El comportamiento de los otros procedimientos se mostró sensible a la variabilidad de la longitud de los datos, observándose que aunque exista en todos los casos cierta autocorrelación de los residuos, el método de máxima verosimilitud heterocedástica proporciona resultados sensiblemente mejores.

La aplicación de mínimos cuadrados ordinarios puede ser perfectamente satisfactoria pero en ocasiones tiende a ajustar los datos de forma que se reproducen mejor los picos del hidrograma, a costa de perder calidad la reproducción de los caudales bajos. Puesto que el modelo opera con balance de masas, se puede dar lugar a previsiones inconsistentes. El método de máxima verosimilitud heterocedástica en general reproduce bien los siglos de caudales bajos y altos.

5.4.8. PROBLEMAS DE CALIBRACIÓN. EQUIFINALIDAD

En experimentos realizados con series generadas a partir de parámetros conocidos, en los que no hay por tanto errores del modelo, se ha mostrado la frecuente imposibilidad práctica de recomponer este conjunto de parámetros conocidos mediante técnicas de calibración automática. Las razones para ello pueden ser:

1. Existe interdependencia entre los parámetros del modelo, con matrices de covarianza no diagonales. Es una situación relativamente frecuente que da lugar a problemas de identificabilidad, tal y como se expondrá en posteriores epígrafes.
2. La función objetivo es indiferente a valores de parámetros inactivos, que, por ejemplo, por razones climáticas, no se activan en ningún tramo de la simulación. Es el caso,

p.e., de parámetros de producción y fusión de nieves en modelos aplicados a cuencas con escasa niviosidad.

3. Existen numerosas discontinuidades en la superficie de respuesta inducidas por la naturaleza no lineal y los umbrales utilizados para la conceptualización del modelo.
4. Existen mínimos locales por no convexidad de la superficie respuesta.

Estas razones pueden deberse, por tanto, a la formulación estructural del modelo, a los datos, o a una incorrecta representación por el modelo de los fenómenos físicos involucrados. Una exposición de estos problemas relacionados con la estimación puede verse en Sorooshian y Gupta (1983), Yeh (1991) o Wagener et al. (2004).

Por otra parte, al trabajar con modelos hidrológicos como los de lluvia-escorrentía y estudiar su calibración, se observa con frecuencia la práctica inviabilidad de obtener valores únicos y óptimos de los parámetros, comprobándose que a veces distintas condiciones iniciales conducen a distintos parámetros óptimos, con funciones objetivo muy similares, indiscernibles en la práctica. Es el fenómeno conocido como de *equifinalidad* (v. Beven y Binley (1992); Beven, 2001; Beven y Freer (2001); Beven, 2006; Beven, 2009).

La equifinalidad introduce una nueva perspectiva en la modelación hidrológica por la que se renuncia a la búsqueda de un único conjunto óptimo de parámetros –suponiendo que exista tal conjunto único- y se sustituye por la búsqueda, mediante el método de Montecarlo, de conjuntos de parámetros admisibles, que alcanzan el mismo objetivo de buena concordancia con las observaciones.

5.4.9. OTRAS TÉCNICAS DE ESTIMACIÓN CON INCERTIDUMBRE

Además de las aproximaciones analíticas clásicas mostradas, la evaluación de incertidumbres en modelos hidrológicos puede llevarse a cabo por dos tipos de métodos adicionales, los bayesianos y los del tipo GLUE. En las últimas dos décadas se han desarrollado distintas metodologías y análisis comparativos entre uno y otro, presentando ambos ventajas e inconvenientes relativos.

5.4.9.1. Métodos bayesianos

Los métodos bayesianos se basan en la aplicación del teorema de Bayes a los parámetros del modelo suponiendo un modelo teórico y una distribución a priori de los mismos.

Su dificultad básica es encontrar un modelo estadístico adecuado que ajuste los datos, incluyendo transformaciones y distribuciones conjuntas, lo que resulta usualmente difícil. A ello se suma la complejidad de cálculo a que suele dar lugar.

Por el contrario, su ventaja principal es la disponibilidad de un aparato teórico estadístico sólido y bien fundamentado. En Li et al.(2010) puede verse una discusión y revisión de este método.

5.4.9.2. Incertidumbre de verosimilitud generalizada-GLUE

Una técnica de estimación muy extendida en los últimos años es la de incertidumbre de verosimilitud generalizada (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation-GLUE*). Esta técnica se basa en el principio de equifinalidad (no existe un modelo óptimo con un conjunto

único de parámetros), y sustituye la búsqueda de este conjunto óptimo de parámetros por una simulación de Monte Carlo en la que se dispone de una función de evaluación (Beven, 2001).

Para la aplicación del método se simula un número alto de ejecuciones del modelo, cada una de las cuales se hace con un conjunto aleatorio de parámetros sorteado dentro del dominio admisible a partir de una distribución a priori. La aceptabilidad de cada ejecución se evalúa mediante una métrica de verosimilitud (p.e. la propia verosimilitud estadística o el coeficiente de eficiencia de Nash) que contraste sus resultados con los observados, y si el resultado es inferior al elegido como umbral mínimo la ejecución se considera un mal comportamiento (*non-behavioral*) y esa combinación de parámetros queda descartada. La métrica de verosimilitud obtenida se utiliza como ponderador relativo de su conjunto de parámetros, de forma que la distribución de la predicción se puede obtener calculando los cuantiles de las predicciones ponderadas. Si las simulaciones aceptables son N y la métrica L se renormaliza de forma que

$$\sum_{i=1}^N L[M(\theta_i)] = 1$$

entonces para cada paso temporal t se pueden obtener los cuantiles

$$\text{prob}(\hat{Q}_t < q) = \sum_{i=1}^N L[M(\theta_i) | (\hat{Q}_{i,t} < q)]$$

Nótese que el método es conceptualmente simple pero tanto la métrica elegida como el umbral de aceptación son subjetivos, lo que introduce elementos de indeterminación. A este inconveniente se suma el que no está basado en un modelo de errores estadísticamente consistente, sino que es una medida informal que puede dar resultados incoherentes según la métrica elegida. Una comparación entre este método y el bayesiano puede verse en Li et al. (2010) o Jin et al. (2010).

Un ejemplo de aplicación de GLUE para calibración en cuencas no aforadas puede verse en Winsemius et al. (2009)

5.4.10. OTROS MÉTODOS DE CALIBRACIÓN

Como se ha mostrado, el problema general de la calibración se reduce formalmente a un problema matemático de optimización de una función objetivo no lineal, sujeta a restricciones, y con tantas variables como parámetros tiene el modelo. Para abordar este problema se han desarrollado numerosas técnicas. En un contexto hidrológico, una discusión de tales técnicas de optimización incluyendo métodos de búsqueda directa como el clásico downhill-simplex de Nelder y Mead (1964), métodos de gradiente, métodos de búsqueda aleatoria, algoritmos multiarranque, y algoritmos complejos de barajado, puede verse en Sooroshian y Gupta (1995). Una revisión de funciones objetivo y herramientas para el desarrollo y validación de modelos considerando la incertidumbre puede verse en Wagener et al. (2004). Otras recientes revisiones del problema de calibración son las ofrecidas por Aster et al. (2005), Duan et al. (2003) o Sun y Sun (2015).

Además de la optimización de una función objetivo se han desarrollado otras técnicas de calibración incluyen los algoritmos genéticos, que emplean los mecanismos de la selección natural para encontrar combinaciones óptimas de parámetros de manera muy eficiente. En hidrología se han empleado por Wang (1991) o Savic et al. (1999) para la selección y calibración de modelos, por Srivastava et al. (2002) para optimización de cuencas, o por Gentry et al. (2003) en investigación de acuíferos. Asimismo, las técnicas de redes neuronales capturan directamente la relación entre conjuntos de patrones, lo que las hace útiles para

análisis de sistemas complejos en los que se observa el comportamiento pero no se conoce bien la estructura. Revisiones del empleo de redes neuronales en modelación hidrológica pueden verse en ASCE (2000), Govindaraju y Rao (2000).

Una perspectiva conjunta de estas diferentes técnicas de modelación hidrológica basada en datos puede verse en Sivakumar y Berndtsson (2010).

Por otra parte, una aproximación diferente no basada en optimización matemática sino en técnicas de inteligencia artificial, es la proporcionada por los sistemas expertos, que se han aplicado en distintos contextos hidrológicos tanto para ayudar a calibración de modelos como para la construcción de modelos basados en reglas. Un ejemplo de esas aplicaciones es el desarrollo llevado a cabo por Garrote (1990) o Cuenca et al. (1992) para apoyo a la toma de decisiones en situaciones de crecida empleando sistemas automáticos de información hidrológica (SAIH).

5.5. VALIDACIÓN DE MODELOS

Desde una perspectiva filosófica, las hipótesis de un modelo hidrológico nunca pueden ser completamente validadas, siendo posible tan solo invalidarlas.

La situación es similar a la inferencia estadística y el chequeo de hipótesis. Aceptar o rechazar un modelo hidrológico equivale a aceptar o rechazar hipótesis estadísticas, para las que nunca existe certeza absoluta.

Pese a estas consideraciones, las aproximaciones seguidas para aceptar o *validar* un modelo se han basado tradicionalmente en su calibración. Si se consiguen buenos resultados el modelo se considera aceptable, descartándose si no es así. Ha de advertirse no obstante que, pese a que éste es un requisito básico, existen otras técnicas basadas en la propia capacidad estructural del modelo para reproducir comportamientos observados considerados relevantes. Distintas aproximaciones se muestran en los epígrafes que siguen.

5.5.1. PRUEBAS BASADAS EN LA CALIBRACIÓN

Las pruebas basadas en la calibración se limitan a verificar que los controles de calidad del ajuste (índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe, coeficiente de correlación, etc.) se encuentran dentro de los límites admisibles. Aunque puede aceptarse en primera instancia, o como filtro inicial ante grandes conjuntos de datos, es deseable complementarlo con la inspección visual de las series y el chequeo de los errores producidos.

Un control de calidad importante es el la inspección de los errores del modelo, debiendo verificarse al menos el grado de cumplimiento de la condición de medias nulas, homocedasticidad, normalidad e independencia. En la práctica muy raramente se cumplen todas estas condiciones, pero ha de verificarse al menos que las desviaciones no son muy significativas y no hay comportamientos aberrantes.

De igual modo, el contraste de tendencias en la serie de errores resulta de utilidad para validar la hipótesis de parámetros estacionarios, hipótesis tradicionalmente admitida pero que podría cuestionarse en un contexto de cambio global. En Milly et al. (2008) se aborda esta interesante cuestión.

En todo caso, conviene apuntar que, en un contexto de calibración, no necesariamente basta con la consecución de un objetivo de errores mínimos para validar un modelo, pues pudiera requerirse introducir cierta capacidad de reproducción de otros procesos internos que quedan enmascarados con la minimización de errores. Es el caso, p.e., de hidrogramas que no solo contienen información de la evolución de caudales totales, sino también de sus componentes

subterráneas identificables mediante las técnicas de separación. La adecuada reproducción de estos hidrogramas puede ser determinante si se están estudiado este tipo de procesos.

5.5.2. PRUEBAS BASADAS EN CALIBRACIÓN CRUZADA

Además de verificar la buena concordancia entre las series observadas y calculadas en una simulación, puede ser conveniente realizar algunas pruebas adicionales que permitan contrastar la capacidad de extrapolación o *portabilidad* del modelo tanto temporal como espacialmente, lo que puede verse como un contraste de validación cruzada.

Para ello, Klemes (1986) sugirió cuatro pruebas, en orden creciente de dificultad, que son:

1) Test de muestra partida

Se divide el registro disponible en 2 segmentos de aproximadamente igual longitud (50/50%) y alternativamente se usa uno para calibrar y el otro para validar. Se considerará aceptable solo si los dos resultados son similares (obviamente el periodo de calibración tendrá mejores indicadores de ajuste) y los errores son admisibles.

Si el registro disponible no tiene la suficiente longitud, pueden usarse segmentos 70/30 y 30/70 en las dos pasadas.

Este test permite verificar la extrapolación temporal del modelo, y suele ser el único de los 4 empleado en la práctica.

2) Test de cuencas próximas

Si se pretende simular caudales en C, no aforada, deben seleccionarse dos cuencas aforadas A y B. El modelo se calibra en A y se valida en B y viceversa. Solo si ambos dan resultados aceptables pueda extenderse a C con alguna confianza.

Es una prueba conveniente en análisis de extrapolación espacial del modelo, aunque muy raramente se utiliza.

3) Test de muestra partida diferenciada

Se identifican en el registro disponible dos periodos con diferentes valores en los parámetros (p.e. periodo de lluvias altas/periodo de lluvias bajas). Se calibra y valida alternativamente en ambos periodos, comparando así la capacidad del modelo para pasar de una situación a otra.

4) Test de cuencas próximas y muestras partidas diferenciadas

Es mezcla de 2) y 3) simultaneas.

La tabla adjunta muestra estas pruebas de forma esquemática.

	Estacionario	No estacionario
En la misma cuenca donde se calibró	1)-Relleno de series -MUESTRA PARTIDA	3)- Simulac. en cuenca aforada tras cambios climáticos y de uso del suelo - MUESTRA PARTIDA DIFERENCIADA
En otra cuenca donde no se ha calibrado, dentro de la misma región	2) – Simulación en cuenca no aforada - CUENCAS PRÓXIMAS	4)-Sim. en cuenca no aforada tras cambio climático y de uso del suelo -CUENCAS PRÓXIMAS Y MUESTRA PARTIDA DIFERENCIADA

Tabla 7. Pruebas operativas de calibración

Ha de notarse que si el problema de la calibración se aborda de forma regional, y se consideran las incertidumbres de los parámetros en esa calibración, este tipo de verificaciones puede perder interés práctico. Podrían incluso reducirse todas las pruebas a una sola partiendo de un conjunto inicial de datos en distintas estaciones y con varias ventanas temporales (no solo una muestra partida en dos segmentos) para cada estación, como si de varias estaciones se tratase. Así, la consideración de los parámetros junto con sus intervalos de confianza permitiría contrastar su no estacionariedad e investigar regionalmente fenómenos como el conocido *efecto 80*.

Aplicando las técnicas generales de comparación de modelos, podrían realizarse estas pruebas para todas las estaciones deseadas de forma simultánea. Asimismo, para el contraste de los test pueden emplearse las razones de verosimilitud antes expuestas.

En relación con la estimación regional, Merz y Blöschl (2004) analizan la regionalización espacial de parámetros en 308 cuencas austriacas con un modelo conceptual agregado diario, mostrando buenos resultados con un criterio simple de proximidad en lugar de regresiones con atributos de las cuencas. Seibert (1999) aborda el mismo problema con 11 cuencas y el modelo HBV.

5.5.3. PRUEBAS BASADAS EN LA REPRODUCIBILIDAD DE ESTADÍSTICOS

Además de la calibración y portabilidad espacio-temporal, las pruebas de validación de un modelo pueden basarse en otras consideraciones tal y como su capacidad para reproducir estadísticos observados en las series de entrada y salida, sin necesidad de proceder a ninguna calibración.

En Vogel y Sankarasubramanian (2003) se aborda esta aproximación estudiando la capacidad de diferentes modelos para reproducir la covarianza observada de las series de entrada y de salida. Indudablemente ésta es una propiedad deseable de los modelos más allá de la *bondad del ajuste*, o buena apariencia de los resultados de su calibración.

Para ello se requiere únicamente seleccionar estas series observadas (p.e. lluvias y caudales), y realizar simulaciones de Monte Carlo comprobando que los estadísticos observados caen dentro del espacio de resultados factibles obtenido por simulación. El procedimiento detallado sería:

1. Se elige el modelo que se va a analizar y las series observadas que se utilizarán para el contraste. Usualmente serán precipitaciones y caudales, pero podrían ser otras cualesquiera de entrada y de salida, incluso en número mayor de 2.
2. Se seleccionan y calculan los estadísticos de contraste. Dado que por su concepción los modelos de balance preservan estructuralmente el balance de masas, los estadísticos de mayor interés serán los de segundo orden. Usualmente serán las correlaciones entre entradas y salidas (p.e. coeficiente de correlación lluvias-caudales), y la autocorrelación de primer orden de las salidas (r_1 de los caudales), pero pueden también añadirse otros como los relacionados con caudales mínimos, crecidas, etc. Este será el vector de estadísticos observados.
3. Se selecciona el hipercubo de los parámetros factibles.
4. Se genera mediante Monte Carlo aplicado al hipercubo, con distribuciones uniformes e independientes para cada parámetro, un punto interior o conjunto de parámetros factible. Puede refinarse la simulación para generar conjuntos más realistas, pero no es un requisito imprescindible.

5. Para ese conjunto y las series de entrada conocidas se ejecuta el modelo, obteniendo las series de salida.
6. Se obtienen el vector de estadísticos deseados de las series de entrada y salida, que denominaremos vector de contraste. Este vector tiene tantas componentes como estadísticos, y equivale a un punto en el espacio de los estadísticos de contraste.
7. Si se repiten los pasos 4, 5 y 6 un número grande de veces se obtendrá una densa nube de puntos, imagen del espacio factible de estadísticos que el modelo es capaz de generar. La densificación puede llegar hasta donde sea necesario para definir el espacio con suficiente claridad y confianza.
8. Se contrasta el vector de estadísticos observados con la nube de puntos anterior, examinando si se encuentra dentro o fuera del espacio factible. Si se encuentra fuera, el modelo no tiene capacidad estructural para reproducir la realidad y, por tanto, quedaría invalidado. Si se emplean dos estadísticos habrá dos ejes y la verificación es la comprobación de inclusión de un punto en una nube bidimensional. Si se emplean más, el problema puede seccionarse en diferentes vistas bidimensionales.

Mejoras del método podrían ser incluir intervalos de confianza a la estimación de estadísticos observados, mejorar las estrategias de muestreo del espacio de parámetros factibles, analizar los comportamientos estacionales, etc. A medida que aumente el número de estadísticos de contraste la probabilidad de invalidar el modelo será mayor, por lo que deben elegirse de forma juiciosa, atendiendo a lo que se considere más relevante en cada caso.

Utilizando la correlación lineal entre precipitaciones y caudales anuales, y la autocorrelación de primer orden de caudales anuales, Vogel y Sankarasubramanian (2003) mostraron la invalidez del modelo anual *abc* para simular caudales anuales en todas las regiones de USA, resultado muy compacto y difícil de acreditar mediante el análisis de calibraciones en todas las estaciones.

Pese a la escasa aplicación práctica de estas técnicas su empleo se considera recomendable, pues permite desvelar problemas estructurales de los modelos que podrían quedar enmascarados por una calibración aparentemente satisfactoria.

5.5.4. FUENTES DE ERROR. ENSEMBLE DE MODELOS. COMBINACIÓN DE SALIDAS

Suponiendo que los métodos numéricos implementados en los modelos son adecuados y no introducen errores de computación (sobre este importante aspecto pueden verse, p.e., Clark y Kavetsky, 2010; Kavetsky y Clark, 2010), se producen otras indeterminaciones en la modelación que hacen que sus resultados sean siempre estimativos y sometidos a incertidumbre.

Con la notación introducida, las incertidumbres o fuentes de error en la modelación se pueden deber al sesgo o conceptualización del modelo f , a errores en los datos x , y a incertidumbres de los parámetros θ .

Para reducir el error esperable se tiende a incorporar todas estas fuentes de incertidumbre en un *ensemble* de modelación para los análisis o predicciones hidrológicas, de forma que se aporte no solo un resultado sino también información sobre la incertidumbre de los resultados.

Para ello, respecto a f se pueden emplear varios modelos distintos, respecto a x se pueden realizar análisis de perturbaciones –efecto sobre los resultados de las alteraciones en los datos de entrada–, y respecto a θ , se pueden sortear los parámetros de forma que no se tomen como

fijos los resultantes de la calibración, sino que sean generados a partir de sus valores esperados y su covarianzas.

Una cuestión relacionada es la de combinación de salidas de diferentes modelos para obtener una salida única representativa. En Shamseldin et al. (1997) se muestran diferentes técnicas para abordar este problema. Asimismo, en McMillan et al. (2010) se aborda el problema de afección sobre las respuestas (caudal calculado) de errores en los caudales aforados debidos a errores en las curvas de gasto. De igual modo, en Oudin et al. (2006) se repasa esta cuestión, mostrando los efectos de errores en las entradas (lluvias y ETP) sobre la eficiencia y los parámetros del modelo, y empleando en el análisis 12 cuencas y 2 modelos distintos.

Interesantes iniciativas internacionales sobre calibración de modelos y estimación en cuencas no aforadas son MOPEX (*Model Parameter Estimation Experiment*) o PUB (*Predictions in Ungauged Basins*).

5.6. ANÁLISIS ESTRUCTURAL. SENSIBILIDAD E IDENTIFICABILIDAD

5.6.1. INTRODUCCIÓN

Como se ha señalado anteriormente, es frecuente encontrar dificultades para la calibración de modelos hidrológicos conceptuales, que pueden deberse a distintas causas. Una de ellas, muy importante, es la de posibles problemas en la propia formulación estructural y parametrización del modelo, que tiende a agravarse a medida que la complejidad crece y el número de parámetros aumenta. El análisis estructural del modelo desde el punto de vista de su capacidad para favorecer su calibración es lo que se conoce como *análisis de identificabilidad estructural*.

Nótese que así como los problemas de estimación se refieren a la obtención de parámetros e inferencias sobre los mismos, el análisis estructural aborda el problema de la idoneidad de la propia estructura y parametrización del modelo hidrológico.

Asimismo, la perspectiva del análisis estructural es puramente determinística, y no requiere de los supuestos estadísticos antes introducidos al referirnos a las técnicas de estimación de parámetros considerados como variables aleatorias. Ambas perspectivas están obviamente interrelacionadas como se mostrará posteriormente.

5.6.2. CONCEPTOS BÁSICOS

Siguiendo la notación anterior, si no se incluyen explícitamente todas las series de salida sino solo la de control, el modelo hidrológico puede expresarse mediante

$$y_t = f(\mathbf{x}_t; \boldsymbol{\theta}) + \varepsilon_t \quad (t = 1, 2, \dots, n)$$

donde y_t es la serie de control observada, $f(\mathbf{x}_t; \boldsymbol{\theta}) = f_t(\boldsymbol{\theta})$ es la serie de control calculada a partir de las series de entrada \mathbf{x}_t y parámetros $\boldsymbol{\theta}$ mediante la ecuación estructural f , y ε_t es el término de error. Así planteado, sería un problema de minimización de una función objetivo de varias variables que son los parámetros, es decir, minimización de alguna norma de ese vector. Suponiendo que el término de error es una variable aleatoria con media nula, el problema puede verse como uno de estimación estadística para el que puede emplearse la técnica de máxima verosimilitud.

En este caso, dadas las series de entrada, cada conjunto de parámetros, imaginable como un punto del espacio factible np -dimensional Θ , da lugar a una serie de salida y un vector de errores, diferencias entre la serie observada y esta de salida resultante. Dada una función de verosimilitud L , la serie de errores dará lugar a un valor escalar de la verosimilitud, que es el objetivo a maximizar.

El proceso puede representarse esquemáticamente por la doble transformación (Sorooshian y Gupta, 1985):

$$\theta \xrightarrow{\text{Modelo } f} \mathbf{y}(\theta) \xrightarrow{\text{Función de verosimilitud}} L(\mathbf{y}(\theta))$$

de forma que un punto θ en un espacio np -dimensional se transforma finalmente en un escalar L , que es una medida de optimalidad. Igual razonamiento sería aplicable si L es una función objetivo cualquiera, norma del vector de errores como la euclídea L_2 (clásica suma de errores cuadráticos), la L_1 o la L_∞ , antes examinadas.

Con esta representación, se dice que dos puntos o conjuntos de parámetros θ^1 y θ^2 son *equivalentes* si $L(\theta^1)=L(\theta^2)$; se dice que el punto θ^* es *localmente identificable* si y solo si existe un entorno abierto de θ^* que no contiene ningún otro punto equivalente θ en el espacio factible Θ ; y se dice que θ^* es *globalmente identificable* si y solo si no existe ningún otro punto equivalente θ en todo el espacio factible Θ . Nótese que si la función de verosimilitud u objetivo L es unimodal, ambas definiciones son equivalentes. En términos funcionales podría decirse que la aplicación $\theta \rightarrow L$ es *inyectiva*.

Puesto que la transformación de θ en L se produce en dos fases, cabe pensar que hay dos posibles fuentes de no identificabilidad. La primera sería la debida a que dos puntos de Θ (dos conjuntos diferentes de parámetros) produzcan la misma serie de salida y, en consecuencia, el mismo vector de errores. La segunda sería la debida a que dos vectores de errores diferentes den lugar a la misma medida L .

Este segundo caso no puede darse si la función L está bien escogida, de forma que su matriz hessiana con respecto a las salidas sea definida negativa, como sucede con los criterios usuales. El problema básico está, pues, en el primer caso, y nos permite definir que la *estructura* de un modelo f parametrizado con θ es *identificable* si y solo si diferentes conjuntos de θ dan lugar a diferentes vectores de errores.

En la práctica no se dará el caso de estructuras de modelos *no identificables*, sino de estructuras *pobrementemente identificables*, de forma que conjuntos de parámetros claramente diferenciables darán lugar a series de salida muy parecidas, casi indistinguibles entre sí. Gupta y Sorooshian (1983) han mostrado ejemplos de este comportamiento, en el que imprecisiones numéricas o errores de redondeo originan serias dificultades en la calibración de modelos hidrológicos, singularmente en las componentes de percolación de modelos clásicos como el de Sacramento.

Para avanzar en el análisis es necesario disponer de algunas medidas que proporcionen una valoración cuantitativa tanto de la sensibilidad del modelo como de la pobreza o riqueza de la identificabilidad, tal y como se muestra seguidamente.

5.6.3. EFECTOS SOBRE LA FUNCIÓN OBJETIVO

Una vez calibrado el modelo, un primer resultado de interés es el de la respuesta de la función objetivo frente a variaciones de los parámetros estimados.

Para ello, se fijan todos los parámetros en sus valores óptimos y se van modificando de uno en uno, manteniendo los demás fijos, observando el efecto de esta variación sobre la función

objetivo. Las curvas resultantes, obviamente con forma de U, serán más tendidas cuanto menos sensible sea la función objetivo a la perturbación del parámetro, y a la inversa.

Numéricamente habrá de emplearse una diferencia finita adecuada a la resolución y precisión del parámetro, y tantas diferencias hacia atrás y adelante como se desee. En el punto medio el incremento del parámetro es nulo (valor óptimo o de referencia), y todas las funciones objetivo tendrán el mismo valor, correspondiente al óptimo.

Dado que puede haber diferencias en las escalas para cada parámetro, es útil visualizar las curvas de respuesta de la función objetivo representándolas gráficamente de dos formas: con valores escalados que cubran la ventana gráfica, para comprobar si en todos los parámetros se marca adecuadamente el mínimo, y con valores absolutos, para examinar los parámetros con mayor incidencia en la función objetivo que serán, como se indicó, aquellos con las curvas menos tendidas. Es también de utilidad examinar las curvas tanto en el entorno del óptimo como en todo el intervalo o dominio factible para el parámetro.

Estas inspecciones gráficas permitirán también detectar si la respuesta es asimétrica respecto al óptimo, y posibles anomalías en las curvas debidas a resoluciones inadecuadas, proximidad a los límites del dominio factible, etc.

5.6.4. MEDIDAS DE LA SENSIBILIDAD

El análisis de sensibilidad tiene por objeto determinar como es la respuesta de las salidas del modelo (serie de control $\mathbf{f} : f_1 f_2 \dots f_n$) frente a cambios de sus parámetros, condiciones iniciales o entradas. En este contexto nos centraremos en la sensibilidad frente a los parámetros, de forma que la sensibilidad de la salida i -ésima del modelo con respecto a cambios en el parámetro j -ésimo vendrá dada por la derivada parcial $\partial f_i / \partial \theta_j$.

La matriz $\mathbf{S} = \nabla_{\theta} f(\boldsymbol{\theta})$ ($n \times np$), jacobiano de las salidas \mathbf{f} con respecto a los parámetros $\boldsymbol{\theta}$, se denomina *matriz de sensibilidad*. Su fila i -ésima es en definitiva el vector gradiente de la salida f_i con respecto a los parámetros.

$$\mathbf{S} = \nabla_{\theta} f(\boldsymbol{\theta}) = \begin{pmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial \theta_1} & \frac{\partial f_1}{\partial \theta_2} & \dots & \frac{\partial f_1}{\partial \theta_{np}} \\ \frac{\partial f_2}{\partial \theta_1} & \frac{\partial f_2}{\partial \theta_2} & \dots & \frac{\partial f_2}{\partial \theta_{np}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_n}{\partial \theta_1} & \frac{\partial f_n}{\partial \theta_2} & \dots & \frac{\partial f_n}{\partial \theta_{np}} \end{pmatrix}$$

Este jacobiano puede definirse de forma global, funcionalmente, para todo el dominio considerado, o de forma puntual, localmente, para el punto de interés de parámetros óptimos.

Puede definirse igualmente la *matriz de sensibilidad normalizada* \mathbf{N} como la resultante de reescalar la sensibilidad ij mediante θ_j/f_j . El resultado, que elimina el efecto de las unidades de medida, es comparable al concepto económico de *elasticidad*, expresa el porcentaje de cambio en la salida i si el parámetro j cambia un 1%, y equivale a la sensibilidad de las funciones logarítmicas correspondientes

$$\{N\}_{ij} = \{S\}_{ij} \frac{\theta_j}{f_i} = \frac{\partial f_i}{\partial \theta_j} \frac{\theta_j}{f_i} = \frac{\partial \ln f_i}{\partial \ln \theta_j}$$

El examen de las matrices **S** y **N** puede revelar resultados de interés. Así, valores negativos del elemento S_{ij} supondrán un aumento de la salida i frente a una disminución del parámetro j , y a la inversa. Las diferencias entre los valores de las columnas revelan distintas respuestas frente a cada parámetro, mientras que las diferencias entre filas revelan los elementos más sensibles del vector de salidas. Los valores más elevados de las columnas de **N** revelan una mayor influencia sobre las salidas del parámetro correspondiente a esa columna, y a la inversa. De igual modo, pueden verse los elementos del vector de salidas más afectados por un parámetro concreto.

El examen conjunto de los valores de columnas con la columna correspondiente de la serie de salidas calculadas permite el contraste señalado.

Para estas definiciones de sensibilidad subyace el supuesto de que las derivadas parciales de orden superior no son relevantes, y de que los parámetros no están correlacionados. No obstante, y pese a que no siempre se cumplen estas condiciones teóricas, los expuestos conceptos de sensibilidad se usan extensamente como un elemento en la modelación de sistemas ambientales (v., p.e., Hamby, 1994, o Beven, 2012).

5.6.5. ANÁLISIS DE PERTURBACIONES

El concepto de variación relativa de una salida, o sensibilidad relativa, inducida por una perturbación de los parámetros, permite derivar algunos resultados de interés en el contexto del análisis de efectos de las perturbaciones de parámetros del modelo (Hearne, 1985).

Así, ante una pequeña perturbación $\Delta\theta$ del vector de parámetros, los elementos de la serie de salida de control $f_i(\theta)$ ($=f_i$) se verán alterados en una magnitud

$$\Delta f_i = \sum_{j=1}^{np} \frac{\partial f_i}{\partial \theta_j} \Delta \theta_j = \sum_{j=1}^{np} N_{ij} \frac{\Delta \theta_j}{\theta_j} f_i$$

y la perturbación relativa para este elemento i -ésimo de la serie de control será

$$e_i = \frac{\Delta f_i}{f_i} = \sum_{j=1}^{np} N_{ij} \alpha_j \quad \text{siendo} \quad \alpha_j = \frac{\Delta \theta_j}{\theta_j}$$

En definitiva

$$\begin{pmatrix} e_1 \\ e_2 \\ \vdots \\ e_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} N_{11} & N_{12} & \cdots & N_{1np} \\ N_{21} & N_{22} & \cdots & N_{2np} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ N_{n1} & N_{n1} & \cdots & N_{nnp} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \vdots \\ \alpha_{np} \end{pmatrix} ; \quad \mathbf{e} = \mathbf{N}\alpha$$

Una medida de la perturbación relativa total de la serie de salida será

$$PRT = \sum_{i=1}^n e_i^2 = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = (\mathbf{N}\alpha)^T (\mathbf{N}\alpha) = \alpha^T \mathbf{N}^T \mathbf{N} \alpha$$

La matriz $\mathbf{N}^T \mathbf{N}$ se denomina matriz de *curvatura normalizada*.

Bajo este planteamiento, pueden abordarse diferentes problemas sobre perturbaciones tal y como se muestra seguidamente.

5.6.5.1. Perturbación global máxima

Un problema de interés es el de determinar la perturbación global de parámetros que maximice la perturbación relativa total de la serie de salida.

Estableciendo una acotación δ a la magnitud del cambio de parámetros en la forma

$$\sum_{j=1}^{mp} \alpha_j^2 = \mathbf{a}^T \mathbf{a} = \delta \quad (\delta > 0)$$

el problema equivale a encontrar el vector \mathbf{a} tal que se maximice $PRT = \mathbf{a}^T \mathbf{N}^T \mathbf{N} \mathbf{a}$ sujeta a la restricción $\mathbf{a}^T \mathbf{a} = \delta$ siendo $\delta > 0$.

Este problema puede resolverse mediante el método de multiplicadores de Lagrange según

$$\frac{\partial}{\partial \alpha_j} \left[\mathbf{a}^T \mathbf{N}^T \mathbf{N} \mathbf{a} - \lambda (\mathbf{a}^T \mathbf{a} - \delta) \right] = 0$$

lo que conduce al autoproteblema

$$\mathbf{N}^T \mathbf{N} \mathbf{a} = \lambda \mathbf{a}$$

cuya solución es $\mathbf{a} = \phi$ siendo ϕ el autovector correspondiente al mayor autovalor de $\mathbf{N}^T \mathbf{N}$ escalado de forma que $\phi^T \cdot \phi = \delta$.

La mayor componente de ϕ indica el parámetro más sensible (perturbador), y el resto de componentes indican la sensibilidad relativa de los otros parámetros. Nótese que este \mathbf{a} es el que introduce la mayor perturbación global, revelando por tanto las direcciones de perturbación pésima.

5.6.5.2. Perturbación singular máxima

Otro problema que puede plantearse es encontrar el parámetro más perturbador θ_j , que maximice la perturbación relativa total del vector de salida. Para ello, pueden probarse todos los α_j ($j=1,2,\dots,np$) buscando aquel que maximice $\mathbf{a}^T \mathbf{N}^T \mathbf{N} \mathbf{a}$ siendo \mathbf{a} un vector unitario

$$\mathbf{a} = (0 \quad \dots \quad \alpha_j \quad \dots \quad 0)^T$$

En la práctica, la evaluación numérica de la sensibilidad puede realizarse mediante un esquema de diferencias finitas de primer orden (v., p.e., Abramowitz y Stegun, 1972, cap.25; o Zwillinger, 2003, cap.8.3.2.) que aproxime la pendiente de la superficie de respuesta en el entorno del punto θ .

5.6.6. MEDIDA DE LA IDENTIFICABILIDAD ESTRUCTURAL

5.6.6.1. Definiciones. Función de identificabilidad. Matriz de identificabilidad.

Puesto que la identificabilidad estructural se relaciona con la discernibilidad de respuestas frente a diferentes vectores de parámetros, una medida de esta identificabilidad estructural en el entorno de un punto θ podría ser el escalar IE , suma cuadrática de estas diferencias de salidas al introducir una perturbación a ese punto $\Delta\theta$, es decir

$$IE = IE(\theta, \Delta\theta) = \sum_{t=1}^n \{f_t(\theta + \Delta\theta) - f_t(\theta)\}^2 = \sum_{t=1}^n \{\Delta f_t\}^2$$

Para que la estructura del modelo sea globalmente identificable se requiere que $IE \neq 0$ para todo $\Delta\theta \neq 0$, y una condición suficiente para garantizar esto es que IE sea estrictamente convexa para todo $\Delta\theta$. Ello implica que la matriz de primeras derivadas parciales de $IE(\theta + \Delta\theta)$ con respecto a $\Delta\theta$ sea de rango completo (rango= np) o, equivalentemente, que la matriz hessiana de IE respecto a $\Delta\theta$ sea definida positiva, es decir

$$\mathbf{H}(IE)_{\Delta\theta} = \nabla_{\Delta\theta}^2 IE = \left\{ \frac{\partial^2 IE}{\partial \Delta\theta_i \partial \Delta\theta_j} \right\}_{i,j=1..np} > 0$$

Nótese que se emplea la notación simplificada $\mathbf{H}(IE)_{\Delta\theta} = \nabla_{\Delta\theta}^2 IE$ en lugar de $\mathbf{H}(IE)_{\theta+\Delta\theta} = \nabla_{\theta+\Delta\theta}^2 IE$ porque estamos contemplando identificabilidad global, para cualquier punto θ perteneciente a Θ .

Conforme a la expresión anterior, este hessiano es

$$H_{ij} = \left\{ \nabla_{\Delta\theta}^2 IE \right\}_{ij} = 2 \sum_{t=1}^n \left\{ \frac{\partial f_t(\theta + \Delta\theta)}{\partial \Delta\theta_i} \frac{\partial f_t(\theta + \Delta\theta)}{\partial \Delta\theta_j} \right\} + 2 \sum_{t=1}^n \left\{ \Delta f_t \frac{\partial^2 f_t(\theta + \Delta\theta)}{\partial \Delta\theta_i \partial \Delta\theta_j} \right\}$$

Puesto que salvo en casos muy simples, como modelos lineales en los parámetros, no es posible en la práctica comprobar que la matriz hessiana es definida positiva para cualquier valor de $\Delta\theta$, puede obtenerse una medida local de identificabilidad en θ analizando el comportamiento de $\mathbf{H}(IE)_{\theta}$ como límite de $\mathbf{H}(IE)_{\theta+\Delta\theta}$ cuando $\Delta\theta$ tiende a $\mathbf{0}$. Se tendrá

$$\lim_{\Delta\theta \rightarrow 0} \left\{ \nabla_{\theta+\Delta\theta}^2 IE \right\}_{ij} = 2 \sum_{t=1}^n \left\{ \frac{\partial f_t(\theta)}{\partial \theta_i} \frac{\partial f_t(\theta)}{\partial \theta_j} \right\}$$

o, de forma equivalente, utilizando la matriz de sensibilidad \mathbf{S}

$$\mathbf{MIE} = \mathbf{H}(IE)_{\theta} = \nabla_{\theta}^2 IE(\theta) = \lim_{\Delta\theta \rightarrow 0} \nabla_{\theta+\Delta\theta}^2 IE = 2 \cdot \nabla_{\theta} f(\theta)^T \cdot \nabla_{\theta} f(\theta) = 2 \cdot \mathbf{S}^T \mathbf{S}$$

La matriz $\mathbf{H}(IE)_{\theta}$ ($np \times np$), hessiano de la función escalar de identificabilidad estructural IE con respecto a los parámetros en el punto θ , se denomina *matriz de identificabilidad estructural MIE* en θ .

Esta matriz puede ser definida positiva o semidefinida positiva. Si es definida positiva entonces la estructura del modelo hidrológico es localmente identificable.

5.6.6.2. Estimación a partir del jacobiano o matriz de sensibilidad

Como se ha mostrado, \mathbf{MIE} puede estimarse directamente a partir de la matriz de sensibilidad o jacobiano de las salidas \mathbf{f} con respecto a los parámetros θ . Ello requiere la obtención numérica de derivadas parciales de primer orden y un producto matricial.

La matriz $\mathbf{S}^T \mathbf{S}$, mitad de \mathbf{MIE} , se denomina *matriz de curvatura*.

5.6.6.3. Estimación directa del hessiano

Además de a partir de la matriz de sensibilidad \mathbf{S} , también podría estimarse \mathbf{H} de forma directa, aplicando a la superficie de respuesta las derivadas parciales segundas con un esquema numérico de diferencias finitas de segundo orden.

Desde una perspectiva estadística, cabe recordar que si se adopta la log-verosimilitud como función objetivo, el hessiano de esta función objetivo respecto a los parámetros es la matriz de información de Fisher cambiada de signo, lo que proporciona una conexión entre esta perspectiva y la puramente determinística seguida en anteriores epígrafes.

5.6.6.4. Comparación

Ambos métodos de estimación de \mathbf{H} , a partir del jacobiano o de forma directa, proporcionan resultados idénticos si los modelos son lineales en los parámetros, pero pueden dar valores

ligeramente distintos si no es así. Los programas de regresión no lineal emplean un método u otro sin preferencia clara.

Una cuestión relevante es, como se ha apuntado, el esquema en diferencias finitas y la resolución dP adoptada. En ambos métodos este tamaño de las diferencias puede influir apreciablemente sobre los valores obtenidos, debiendo elegirse en cada caso con criterios numéricos de minimización de errores (Press et al., 1992, ap.5.7.).

Se ha comprobado que, con esquemas $O(dP^2)$ la precisión de la estimación es mayor estimando \mathbf{H} a partir de la matriz de sensibilidad, empeorando en mayor medida la estimación del hessiano con el aumento de dP .

En relación con la matriz de información de Fisher (hessiano de la log-verosimilitud cambiado de signo), Hamilton (1994, p.143) denomina a la estimación directa $2D$ (derivadas de segundo orden) y a la indirecta PE (producto externo), y concluye que no hay un criterio claro de preferencia.

Si ambas estimaciones difieren apreciablemente ello puede indicar una mala especificación del modelo. En este caso, puede emplearse la estimación de *cuasi máxima verosimilitud* de White, basada en la combinación

$$\left[\mathbf{H}_{2D} \mathbf{H}_{PE}^{-1} \mathbf{H}_{2D} \right]^{-1}$$

5.6.7. ELIPSOIDE DE INDIFERENCIA

El desarrollo en serie de Taylor de la función escalar de identificabilidad estructural en el punto $\Delta\theta=0$ resulta

$$IE \cong IE \Big|_{\Delta\theta=0} + \Delta\theta^T \nabla_{\Delta\theta} IE \Big|_{\Delta\theta=0} + \frac{1}{2} \Delta\theta^T (\nabla_{\Delta\theta}^2 IE \Big|_{\Delta\theta=0}) \Delta\theta \cong \frac{1}{2} \Delta\theta^T \cdot \nabla_{\theta}^2 IE(\theta) \cdot \Delta\theta \cong \frac{1}{2} \Delta\theta^T \cdot \mathbf{H}_0 \cdot \Delta\theta$$

Si el modelo es lineal en los parámetros las ecuaciones anteriores se cumplirán exactamente.

Como puede verse, con este planteamiento la identificabilidad estructural es una forma cuadrática definida positiva, que permite aproximar IE a partir del vector de incrementos o perturbaciones de los parámetros y la matriz de identificabilidad estructural estimada en el punto de interés.

Si se admite que $\psi/2$ es el nivel máximo de IE , es decir, de la suma de las diferencias cuadráticas de las salidas, para que dos salidas se consideren indistinguibles en la práctica, entonces la ecuación anterior representa la superficie de un hiperelipsoide de np dimensiones de forma que

$$\Delta\theta^T \cdot \mathbf{H}_0 \cdot \Delta\theta \leq \psi$$

representa el lugar geométrico aproximado, en el espacio θ alrededor del punto de parámetros θ , para el que todas las secuencias de salidas son indistinguibles de $f(\theta)$ o, dicho de otra forma, todos los puntos son equivalentes a θ . En términos de las salidas del modelo, cualquier valor que adopten los parámetros dentro del elipsoide da lugar a un vector de salidas indistinguible del valor correspondiente al punto de referencia θ , con una perturbación nula $\Delta\theta=0$.

Diagonalizando \mathbf{H} según $\mathbf{H}=\mathbf{P}\mathbf{A}\mathbf{P}^{-1}$, las columnas de \mathbf{P} serán los autovectores normalizados de \mathbf{H} , y \mathbf{A} será la matriz diagonal de autovalores de \mathbf{H} . El i -ésimo mayor autovalor λ_i corresponderá al i -ésimo autovector, que marca la dirección del eje i -ésimo del elipsoide, mientras que la longitud de este eje i -ésimo será $\sqrt{\psi/\lambda_i}$.

Si \mathbf{H} es diagonal, los ejes del elipsoide se orientan según las direcciones de los ejes de los parámetros y el elipsoide no admite posible compensación entre ellos. Si no es diagonal, existirá interdependencia y compensación entre parámetros, que es una posible fuente de no identificabilidad.

5.6.8. MEDIDAS DE IDENTIFICABILIDAD DE LOS PARÁMETROS

Para idear una medida de la identificabilidad de los parámetros del modelo, siguiendo las ideas anteriores, puede examinarse la figura adjunta, en la que se representa el elipsoide de indiferencia ψ en torno al punto θ , en el caso sencillo de modelo con dos parámetros $np=2$.

Como puede verse, de forma general, se supone que existe interdependencia y compensaciones entre los parámetros como la mostrada.

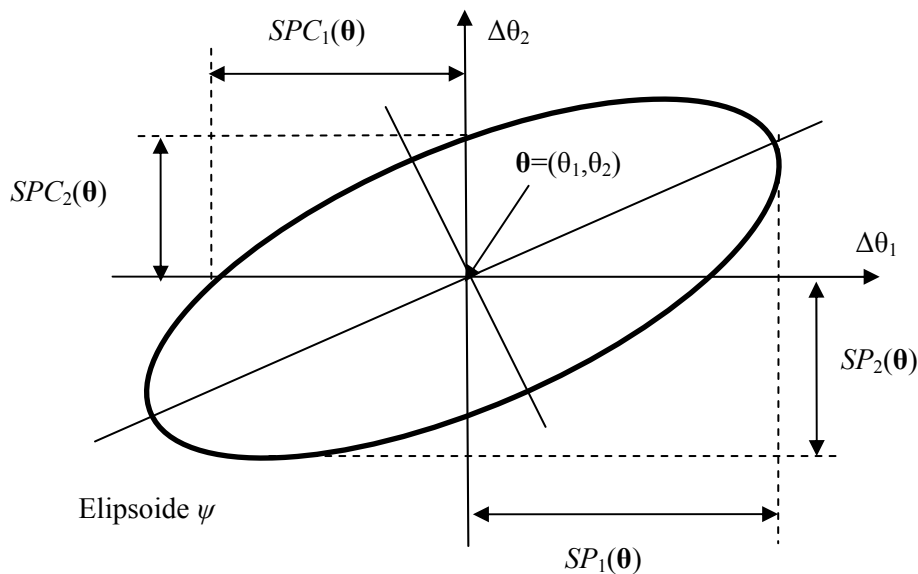


Figura 47. Elipsoide de indiferencia

Un primer indicador asociado a un parámetro es el resultante de los autovalores de la matriz de identificabilidad estructural \mathbf{H} .

Como se ha mostrado, geoméricamente los autovalores son inversamente proporcionales a los cuadrados de las longitudes de los ejes del hiperelipsoide. Un autovalor muy pequeño implica un eje muy largo, es decir, un amplio recorrido de ese parámetro dentro del elipsoide, con igual valor de IE en todo el recorrido, situación claramente indeseable desde el punto de vista de su identificabilidad. Por el contrario, autovalores muy grandes implican ejes muy pequeños y por tanto, poco margen de variación de su parámetro, es decir, buena identificabilidad.

Si algún autovalor es 0, entonces el número de condición NC de la matriz MIE \mathbf{H} es infinito y la matriz se dice que está mal-condicionada (es semidefinida positiva y por tanto el modelo es estructuralmente no identificable). En la situación óptima, los autovalores son todos iguales, $NC=1$, y el hiperelipsoide se convierte en una hiperesfera de forma que todos los ejes (parámetros) contribuyen de forma análoga.

Estos resultados algebraicos pueden utilizarse para definir otras medidas de identificabilidad de los parámetros del modelo.

Así, si todos los parámetros pueden variar simultáneamente, el i -ésimo podría desplazarse una distancia máxima dada por el que podría denominarse índice de *sensibilidad del parámetro*, SP_i expresado por (Sorooshian y Gupta, 1985)

$$SP_i(\boldsymbol{\theta}) = \pm \left[\frac{\psi}{(s_{ii} - \mathbf{g}_i^T \cdot \mathbf{G}_i^{-1} \cdot \mathbf{g}_i)} \right]^{1/2}$$

donde \mathbf{G}_i es la submatriz $(np-1, np-1)$ obtenida al suprimir la i -ésima fila y columna de \mathbf{H} ; \mathbf{g}_i es el vector $(np-1)$ equivalente a la i -ésima columna de \mathbf{H} con el elemento i -ésimo suprimido; y s_{ij} es el elemento ij de \mathbf{H} .

Si los ejes estuviesen alineados con los de los parámetros (\mathbf{H} diagonal) entonces este valor sería el de *sensibilidad del parámetro condicionada* SPC_i .

$$SPC_i(\boldsymbol{\theta}) = \pm \left[\frac{\psi}{s_{ii}} \right]^{1/2}$$

El SPC es uno de los índices más empleados en los análisis de sensibilidad de parámetros, midiendo la cantidad que puede variar un parámetro dentro del hiperelipsoide manteniendo los otros parámetros fijos, sin efectos compensatorios por variaciones simultáneas entre ellos. Mayores valores suponen mayor recorrido y, por tanto, peor identificabilidad, pudiendo interpretarse el índice como un intervalo de confianza alrededor del centro del hiperelipsoide.

Como puede verse, el cociente entre ambos índices SP y SPC proporciona una medida adimensional de la cantidad que los otros parámetros del modelo $\theta_j, j \neq i$ pueden compensar por cambios en las salidas causados por perturbaciones en θ_i . A este cociente se le denomina *relación de sensibilidad* η_i

$$\eta_i = \frac{SP_i(\boldsymbol{\theta})}{SPC_i(\boldsymbol{\theta})} = \left[\frac{s_{ii}}{s_{ii} - \mathbf{g}_i^T \cdot \mathbf{G}_i^{-1} \cdot \mathbf{g}_i} \right]^{1/2}$$

Si su valor es 1 no hay compensación posible y la identificabilidad de θ_i es máxima. A medida que η_i va aumentando la identificabilidad de θ_i se hace cada vez más pobre en relación con los otros parámetros, viéndose más afectado por las interacciones. Nótese que η_i , es independiente de ψ .

Para medir la interdependencia de dos parámetros concurrentes, dejando fijos todos los demás, Sorooshian y Arfi (1982) introdujeron los índices de *concentricidad* e *interacción*.

El índice de *concentricidad* χ caracteriza la desviación de la elipse respecto a un círculo mediante el cociente de las longitudes de los semiejes mayor y menor

$$\chi_{ij} = \left(\frac{\lambda_{\min}^{ij}}{\lambda_{\max}^{ij}} \right)^{1/2}$$

Donde los λ son los autovalores menor y mayor de la submatriz extraída de la de identificabilidad estructural

$$S(i, j) = \begin{bmatrix} s_{ii} & s_{ij} \\ s_{ji} & s_{jj} \end{bmatrix}$$

La *concentricidad* varía entre 0 y 1 (círculo perfecto).

El otro índice de *interacción*, I mide el mínimo de los dos ángulos formados por el eje mayor de la submatriz y las direcciones de los ejes de los parámetros. Viene dado por

$$I_{ij} = \frac{v_{ij}}{45^\circ}$$

Donde v_{ij} es el mínimo de los valores absolutos de los dos ángulos en grados sexagesimales. I varía entre 0 y 1 (máximo ángulo de interacción).

No entre dos parámetros sino de forma global, un indicador de interés para medir la forma y orientación del hiperelipsoide es el *número de condición* de su matriz, NC , definido como la relación, en valores absolutos, entre el mayor y el menor de sus autovalores. Como se vio en el estudio de la regresión lineal múltiple, el NC de la matriz de correlaciones de las variables es una medida usual de su condicionamiento o capacidad para ser invertida, en estrecha relación con el problema de la colinealidad. Matrices con NC alto se denominan *mal condicionadas* y, en la terminología del cálculo numérico, un problema está mal condicionado cuando bien por sus datos o por su estructura y parametrización, no es posible obtener estimadores estables de sus parámetros. Con cálculos en doble precisión, la situación se degrada inaceptablemente para $NC > 10^{12}$, aunque valores inferiores pueden magnificar los errores en los datos de forma significativa.

En el contexto de la modelación hidrológica o, de forma más general, de sistemas ambientales, una exposición de este problema puede verse p.e. en Anderson y Bates (2001), cap.6.

Como se apuntó, geoméricamente los autovalores están en proporción inversa a los cuadrados de las longitudes de los ejes del hiperelipsoide de forma que un autovalor muy pequeño implica un eje muy largo con igual valor de IE en su recorrido, situación claramente indeseable desde el punto de vista de su identificabilidad. Parámetros más identificables serán aquellos con mayores autovalores por lo que la mera inspección de sus magnitudes permite apreciar directamente aquellos parámetros con mejor (mayores autovalores) y peor (menores autovalores) identificabilidad.

Otro índice interesante desde el punto de vista de la interacción conjunta es el *índice de interacción multiparámetro* IM , definido como el determinante de la inversa normalizada de la matriz de identificabilidad estructural

$$IM = \det(\text{norm } \nabla_{\theta}^2 IE(\theta)^{-1})$$

donde

$$\{\text{norm } \nabla_{\theta}^2 IE(\theta)^{-1}\}_{ij} = \{\nabla_{\theta}^2 IE(\theta)^{-1}\}_{ij} / \left[\left\{ \nabla_{\theta}^2 IE(\theta)^{-1} \right\}_{ii} \cdot \left\{ \nabla_{\theta}^2 IE(\theta)^{-1} \right\}_{jj} \right]^{1/2}$$

Nótese que si el inverso de la matriz de identificabilidad estructural se asimilase a una matriz de covarianza, esta sería su correspondiente matriz de correlación, con valor 1 en la diagonal y entre -1 y 1 fuera de la misma. El determinante es la *covarianza generalizada* de Wilks. Si la matriz fuese la identidad, no hay interacciones de parámetros resultando $IM=1$. A medida que aumentan las interacciones IM se reduce hasta el mínimo valor 0.

Otros indicadores de identificabilidad son los denominados *identificabilidad del parámetro* y *reducción relativa de error*, sugeridos por Doherty y Hunt (2009).

5.6.9. COVARIANZAS DE LOS PARÁMETROS

5.6.9.1. Estimación

Como se señaló, el problema de identificabilidad y calibración de modelos puede verse desde la perspectiva determinística del cálculo de funciones de varias variables o, si se introduce una consideración de los datos como variables aleatorias, desde la perspectiva estadística.

Los desarrollos expuestos sobre identificabilidad estructural son relativos al análisis de superficies y el cálculo diferencial, se basan en la matriz de identificabilidad estructural, que es el hessiano de una función simple IE , y no incorporan ningún supuesto estocástico. La función escalar IE cuya respuesta se analiza es simplemente la suma de errores cuadráticos introducidos por una perturbación, sin que se presuponga ninguna estructura o modelo estadístico de estos errores.

Incorporar supuestos estadísticos a los errores (como normalidad, independencia, etc.) permite vincular la identificabilidad estructural con la información de Fisher y obtener estimaciones de las covarianzas de los parámetros.

Así, y como se mostró anteriormente, si se supone que los errores resultantes del modelo hidrológico son iid normales y con varianza constante σ^2 entonces la función de log-verosimilitud del modelo es

$$L(\boldsymbol{\theta}) = -\frac{n}{2} \ln(2\pi) - \frac{n}{2} \ln(\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{t=1}^n (y_t - f_t(\boldsymbol{\theta}))^2 = -\frac{n}{2} \ln(2\pi\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{t=1}^n \varepsilon_t^2$$

Si $\hat{\boldsymbol{\theta}}$ es el estimador máximo verosímil de los parámetros, la matriz hessiana en ese punto es

$$H_{ij} = \left\{ \nabla_{\boldsymbol{\theta}}^2 L(\hat{\boldsymbol{\theta}}) \right\}_{ij} = -\frac{1}{\sigma^2} \sum_{t=1}^n \left[\frac{\partial f_t(\hat{\boldsymbol{\theta}})}{\partial \theta_i} \frac{\partial f_t(\hat{\boldsymbol{\theta}})}{\partial \theta_j} + (y_t - f_t(\hat{\boldsymbol{\theta}})) \frac{\partial^2 f_t(\hat{\boldsymbol{\theta}})}{\partial \theta_i \partial \theta_j} \right] = \frac{-1}{2\sigma^2} \left\{ \nabla_{\boldsymbol{\theta}}^2 IE(\hat{\boldsymbol{\theta}}) + D_{\boldsymbol{\theta}}(\hat{\boldsymbol{\theta}}) \right\}$$

donde

$$\left\{ D_{\boldsymbol{\theta}}(\hat{\boldsymbol{\theta}}) \right\}_{ij} = 2 \sum_{t=1}^n (y_t - f_t(\hat{\boldsymbol{\theta}})) \frac{\partial^2 f_t(\hat{\boldsymbol{\theta}})}{\partial \theta_i \partial \theta_j} = 2 \sum_{t=1}^n \frac{\partial^2 f_t(\hat{\boldsymbol{\theta}})}{\partial \theta_i \partial \theta_j} \cdot \varepsilon_t$$

Como se expuso al analizar el método de máxima verosimilitud para la estimación de parámetros estadísticos, la matriz de covarianzas de los parámetros es la inversa de la matriz de información de Fisher \mathbf{MIF} , que es, a su vez, el hessiano de la log-verosimilitud cambiado de signo. En consecuencia, y en términos de la \mathbf{MIE} , la estimación de la matriz de covarianza de los parámetros del modelo viene dada por la inversa del valor esperado del menos hessiano de la log-verosimilitud, es decir

$$\boldsymbol{\Sigma}_{\boldsymbol{\theta}} = E \left\{ -\nabla_{\boldsymbol{\theta}}^2 L(\hat{\boldsymbol{\theta}}) \right\}^{-1} = 2\sigma^2 \left[\nabla_{\boldsymbol{\theta}}^2 IE(\hat{\boldsymbol{\theta}}) + E \left\{ D_{\boldsymbol{\theta}}(\hat{\boldsymbol{\theta}}) \right\} \right]^{-1}$$

Si el valor esperado de los errores es nulo o el modelo es aproximadamente lineal en el entorno local de $\hat{\boldsymbol{\theta}}$, entonces $E \left\{ D_{\boldsymbol{\theta}}(\hat{\boldsymbol{\theta}}) \right\} = 0$ y la expresión anterior se reduce a

$$\boldsymbol{\Sigma}_{\boldsymbol{\theta}} = 2\sigma^2 \left[\nabla_{\boldsymbol{\theta}}^2 IE(\hat{\boldsymbol{\theta}}) \right]^{-1} = 2\sigma^2 \left[\mathbf{H}(IE)_{\boldsymbol{\theta}} \right]^{-1} = 2\sigma^2 \mathbf{MIE}^{-1} = \sigma^2 \left[\mathbf{S}^T \mathbf{S} \right]^{-1}$$

La varianza de los errores puede estimarse mediante

$$\sigma^2 = \frac{\boldsymbol{\varepsilon}^T \boldsymbol{\varepsilon}}{n - np}$$

Puede probarse que esta estimación es una cota superior de la covarianza en el caso general, resultando por tanto conservadora en la práctica.

Como puede verse, si se considera que el modelo establece una función de los parámetros variables y las series de entrada consideradas como constantes, junto con la serie de control conocida, a partir de la que se calcula una serie de errores que a su vez determinan el resultado de la función (función objetivo), entonces, asumiendo determinados supuestos de comportamiento estadístico para estos errores y que los parámetros son realizaciones de variables aleatorias, en el entorno del óptimo de esta función la covarianza de los parámetros es proporcional a la inversa de la matriz de curvatura en ese punto, y la constante de proporcionalidad es precisamente la varianza de los errores.

Este resultado pone de manifiesto la estrecha relación existente entre identificabilidad estructural, matriz de información, y covarianza de los parámetros del modelo. Designando para mayor claridad como **S** a la matriz de sensibilidad, **MIF** a la matriz de información de Fisher, **HLV** al hessiano de la log-verosimilitud, **HIE** al hessiano de la función de identificabilidad estructural, y $\boldsymbol{\varepsilon}$ al vector de errores, las ecuaciones fundamentales son

$$\mathbf{MIF} = -\mathbf{HLV} \ ; \ \mathbf{HIE} = \mathbf{MIE} = 2 \cdot \mathbf{S}^T \cdot \mathbf{S} \ ; \ \mathbf{MIE} = \frac{-1}{2\sigma^2} \mathbf{HLV}$$

$$\boldsymbol{\Sigma}_\theta = 2\sigma^2 \cdot \mathbf{MIE}^{-1} = \sigma^2 \cdot [\mathbf{S}^T \cdot \mathbf{S}]^{-1} \ ; \ \sigma^2 = \frac{\boldsymbol{\varepsilon}^T \boldsymbol{\varepsilon}}{n - np}$$

Puede verse que todas las estimaciones pueden desplegarse a partir de la matriz de sensibilidad **S**, que requiere el cálculo numérico de derivadas parciales de primer orden, y el vector de errores del modelo $\boldsymbol{\varepsilon}$ derivado en el punto $\boldsymbol{\theta}$ óptimo, que minimiza la función objetivo.

Como se mostró, si la matriz de covarianzas de los errores $\boldsymbol{\Omega}$ no es escalar, entonces las expresiones anteriores pueden generalizarse a

$$\boldsymbol{\Sigma}_\theta = \sigma^2 [\mathbf{S}^T \boldsymbol{\Omega}^{-1} \mathbf{S}]^{-1} \ ; \ \sigma^2 = \frac{\boldsymbol{\varepsilon}^T \boldsymbol{\Omega}^{-1} \boldsymbol{\varepsilon}}{n - np}$$

Operativamente, a partir de una estimación inicial de los parámetros se estiman su covarianza y la serie de errores, a partir de la que obtiene una nueva estimación de la covarianza de los errores, a partir de la que se obtiene una nueva estimación de la covarianza de los parámetros, y así sucesivamente, iterando hasta alcanzar la convergencia.

5.6.9.2. Autovalores. Componentes principales

Estimada la covarianza y matriz de correlación de los parámetros, es posible realizar un paralelismo entre la utilización de esta matriz para investigar su estructura de sociación, y la de la matriz de identificabilidad estructural para investigar su identificabilidad. Ambas perspectivas son muy diferentes pero conducen a resultados concordantes.

Como es conocido del análisis de componentes principales, la diagonalización de la matriz de correlación de los parámetros proporciona sus autovalores y autovectores, con los mayores autovalores correspondiendo a las componentes dominantes (con mayores fracciones de explicación de la varianza conjunta) en términos de este análisis de componentes principales.

Puesto que la matriz de covarianzas es proporcional a la inversa de la **MIE**, sus autovalores serán proporcionales a los inversos de los de la **MIE**, de forma que autovalores grandes de la **MIE** implican autovalores pequeños de las covarianzas y, por tanto, asociados a componentes principales inferiores, no dominantes.

A la inversa, parámetros con autovalores más pequeños de la **MIE** tendrán a su vez ejes más largos en el elipsoide de la **MIE**, y autovalores mayores en la matriz de correlación, indicando su contribución a una componente principal dominante y, en definitiva, a un parámetro importante en el conjunto del modelo.

Si hay una sola componente principal muy dominante significa que hay al menos dos parámetros correlacionados, el conocimiento de uno explicará en buena parte a los otros (redundancia), y no pueden establecer compensaciones entre sí, dando lugar a una pobre identificación.

Nótese que al ser las componentes principales combinaciones lineales de los parámetros, lo relevante para el análisis es el número y magnitud de autovalores muy grandes de la **MIE**. Si solo uno destaca claramente, ese parámetro es más identificable mientras que el resto podrían, de algún modo, combinarse para favorecer su identificación y formar una componente principal dominante.

Si hay dos parámetros con autovalores de la **MIE** relativamente similares y que destacan sobre el resto, ambos son más identificables, y el resto podría combinarse, etc.

En síntesis, parámetros más identificables conllevan peores asociaciones con los otros (menos correlacionados), y a la inversa. Un grupo con autovalores relativamente similares puede suponer o no un grupo más correlacionado entre sí que con el resto dependiendo del valor relativo de esos autovalores con relación a los otros.

El esquema adjunto muestra esta relación entre ambas perspectivas.

Autov. de MIE	pequeño	→ eje elips.	largo	→ identif.	mala	Autov. de Cov	grande	comp. ppal.	dominante
	grande		corto		buena		pequeño		no domin.

Si hay solo pocos parámetros dominantes, explicativos de la mayor parte de la varianza, el modelo podría estar sobrep parametrizado y una posible adaptación del modelo reduciendo el número de parámetros podría dar resultados igualmente efectivos.

En todo caso estas deducciones son procedentes para el conjunto de datos empleado en la calibración, siendo posible que otro conjunto de datos active los parámetros de otra forma y desaparezca el efecto indicado. Para contrastar si el efecto es debido a los datos empleados o a la propia estructura del modelo, ha de verificarse si desaparece o no cuando se aplica a datos distintos, de otra ventana temporal o de otras estaciones de control.

5.6.10. DEPENDENCIA DE INDICADORES. REGIONALIZACIÓN Y ESTABILIDAD ESTRUCTURAL

5.6.10.1. Introducción. Conceptos

Los planteamientos anteriores se refieren a una cuenca concreta, en la que se realiza el análisis estructural de identificabilidad. Es posible, no obstante, ampliar este análisis convencional considerando distintas cuencas y evaluando posibles modificaciones estructurales del mismo modelo, según las condiciones de la cuenca a la que se aplica.

Nótese que no se trata de un problema de regionalización de parámetros, sino de un concepto distinto y novedoso, que podría denominarse de *regionalización de estructura*.

Así, y como ejemplo, si para un modelo concreto se estiman las matrices de correlaciones de sus parámetros en diferentes cuencas, y se representa la variación de estas correlaciones con respecto a un indicador cualquiera de la cuenca (p.e. un índice de aridez), se obtienen representaciones útiles para conocer el comportamiento estructural de los modelos desde la perspectiva del indicador elegido, pudiendo apreciarse si este comportamiento estructural se modifica o no según sea la variación del indicador o, dicho de forma, si el modelo es *estructuralmente estable* frente a ese indicador.

Seguidamente se examinan algunos criterios de identificabilidad estructural y su posible respuesta frente a indicadores de las cuencas.

5.6.10.2. Correlaciones entre parámetros

En el caso analizado de correlaciones entre parámetros, cada par de parámetros de un modelo np -paramétrico dará lugar a una línea representativa de su tendencia con respecto al indicador, existiendo por tanto $np(np-1)/2$ líneas distintas que definen de forma conjunta la respuesta del modelo. Si tales líneas no son discernibles o presentan cambios significativos de tendencia, el indicador elegido no sería relevante desde este punto de vista.

Observando la línea correspondiente a un par de parámetros cualesquiera, y suponiendo que la pendiente de esta línea no presenta cambios de signo en todo el dominio, decreciente positivo significaría una tendencia a debilitar una correlación positiva mientras que decreciente negativo significaría, al contrario, fortalecer una correlación negativa.

A la inversa, creciente positivo significaría una tendencia a fortalecer una correlación positiva mientras que creciente negativo significaría, al contrario, debilitar una correlación negativa.

Cabe por tanto identificar 9 situaciones distintas, 3 con líneas crecientes, 3 con líneas decrecientes, y 3 con líneas horizontales, según sea su posición relativa respecto al eje de abscisas o, mejor, a la franja de independencia.

Pares de parámetros con correlaciones crecientes positivas (1) o decrecientes negativas (2) son pares que rigidizan su relación (aumentan su correlación) con el aumento del indicador, mientras que pares con correlaciones crecientes negativas (4) o decrecientes positivas (5) debilitan su relación (reducen su correlación) con el indicador. Si la línea no es creciente ni decreciente la relación puede ser negativa (6), positiva (3) o inexistente (7), pero es estable con respecto al indicador. Por último, cabría pensar en otros dos casos en los que la línea cruzase el nivel 0 o franja de independencia creciendo (8) o decreciendo (9).

La figura adjunta muestra estas posibles tipologías.

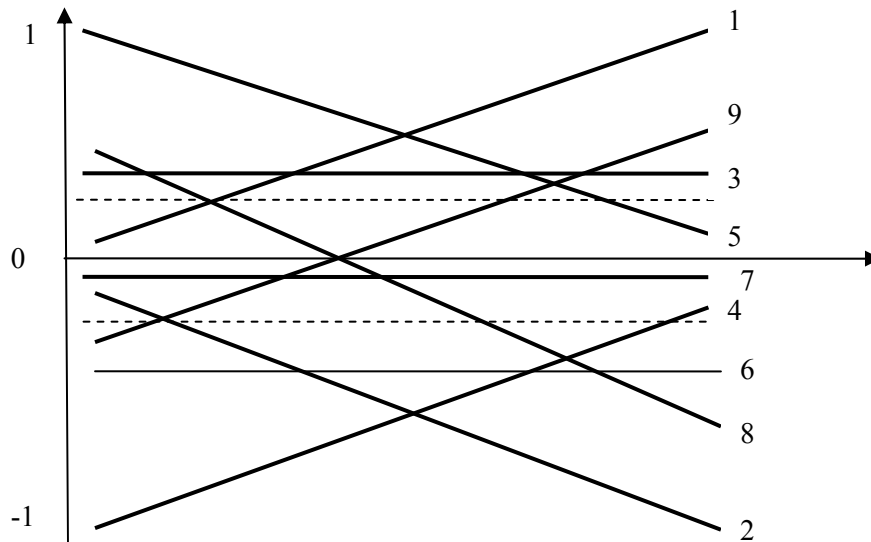


Figura 48. Tipologías de evolución de las correlaciones entre parámetros con el indicador

Con un indicador cualquiera los casos 1 al 7 son imaginables en la práctica, mientras que los 8 y 9 significarían que la relación cambia, disminuyendo primero y aumentando después, con signo inverso. En términos de los parámetros, significaría que hay un valor crítico del indicador para el que los parámetros son independientes, pasando a compensarse positiva o negativamente al alejarse el indicador de este valor crítico. Visto de otra forma: en determinadas cuencas los mismos parámetros del mismo modelo serían independientes, en otras cuencas tendrían correlación positiva, y en otras cuencas negativa. Es una situación poco verosímil desde un punto de vista físico, que podría revelar la irrelevancia del indicador elegido frente a otros ocultos y dominantes.

Empleando técnicas de componentes principales y correlación canónica podría quizá simplificarse esta interpretación.

5.6.10.3. Autovalores de la MIE

Los autovalores de la MIE son también de utilidad para interpretar la dependencia. Autovalores crecientes con el indicador revelan que la identificabilidad del parámetro aumenta con éste, y a la inversa.

Los autovalores más elevados apuntan a parámetros dominantes, no necesariamente correlacionados entre sí, ni con los de autovalores más reducidos. Estos con valores más reducidos son no dominantes y suelen estar correlacionados por lo que podrían asociarse entre sí para formar un dominante.

Si hay solo un autovalor claramente dominante sobre el resto su parámetro correspondiente es bien identificable y, con frecuencia, el resto es susceptible de agrupación.

Las tendencias de los autovalores con el indicador apuntan a posibles cambios estructurales, máxime si la estructura de dominancia se ve alterada con la evolución del indicador.

6. PROCEDIMIENTOS DE CÁLCULO. INTERFAZ DEL METAMODELO MHAX

6.1. INTRODUCCIÓN. HERRAMIENTA DE CÁLCULO

Con objeto de aplicar en la práctica las diferentes técnicas y desarrollos teóricos descritos en los epígrafes anteriores, se ha diseñado y construido un metamodelo de cálculo (MHAX) que incorpora distintos tipos de modelos hidrológicos agregados, incluyendo la posibilidad de optimización automática de parámetros, diferentes análisis de sensibilidad e identificabilidad estructural, y posibilidades adicionales avanzadas tales como análisis de perturbaciones, procedimientos refinados para calibración ponderada, o comparación automática de modelos y de perturbaciones.

Además de modelos hidrológicos, puede incluir también distintas utilidades matemáticas y estadísticas de uso común en hidrología, así como otros diversos modelos específicos que, aún alejados del marco conceptual global, se ejecutan también desde la interfaz común.

Este desarrollo se ha llevado a cabo a partir de un prototipo previo desarrollado por F. Cabezas, y que ha sido objeto de diferentes ampliaciones y mejoras.

La principal singularidad del MHAX es que ha sido diseñado no como un modelo, sino como un metamodelo o contenedor de modelos hidrológicos, con una estructura conceptual común, que es la expuesta en epígrafes anteriores, y un soporte compartido para los distintos análisis. La generalidad del diseño y la potencia de estos análisis permiten incorporar con facilidad cualquier nuevo modelo hidrológico agregado que se desee (o, de forma general, cualquier modelo de sistemas discretos con entradas y salidas múltiples), con unos requerimientos muy abiertos que se limitan a la estructura general comentada en epígrafes anteriores.

El diseño permite también incorporar, además de los modelos agregados, distintas herramientas y utilidades matemáticas y estadísticas de interés en hidrología.

Así se ha hecho, por ejemplo, con las utilidades para análisis del efecto de concentración temporal diaria en los modelos mensuales de optimización y simulación de sistemas, utilidades que han sido utilizadas para cuantificar este efecto como se mostrará posteriormente.

Seguidamente se describe la interfaz del metamodelo y sus principales características de interés utilizadas en esta tesis.

6.2. INTERFAZ DE PROCESO

El programa MHAX toma sus datos de un formulario principal de ejecución y de diferentes ficheros de entrada, y muestra sus resultados de forma visual, mediante gráficos, y en diferentes ficheros de salida.

De forma estándar necesita como datos de entrada 4 ficheros de datos (especificaciones, series, configuración y calibración, todos con extensión .dat), así como los parámetros de la ejecución requeridos en el formulario.

Como salidas devuelve distintos ficheros, según el problema que se analice y la modalidad de cálculo, así como visualizaciones en pantalla, etc.

El programa admite el análisis sucesivo de varios casos (p.e. estaciones) en una única ejecución, permitiendo el filtrado de casos y del periodo de datos, e incluyendo procedimientos refinados para funciones objetivo y autocalibración.

La ejecución puede hacerse en modo directo, con los parámetros dados, o en modo de calibración, con parámetros que se optimizan automáticamente.

La figura adjunta muestra la interfaz del metamodelo MHAX (modelación hidrológica agregada extendida), con los diferentes controles y ventanas de resultados.

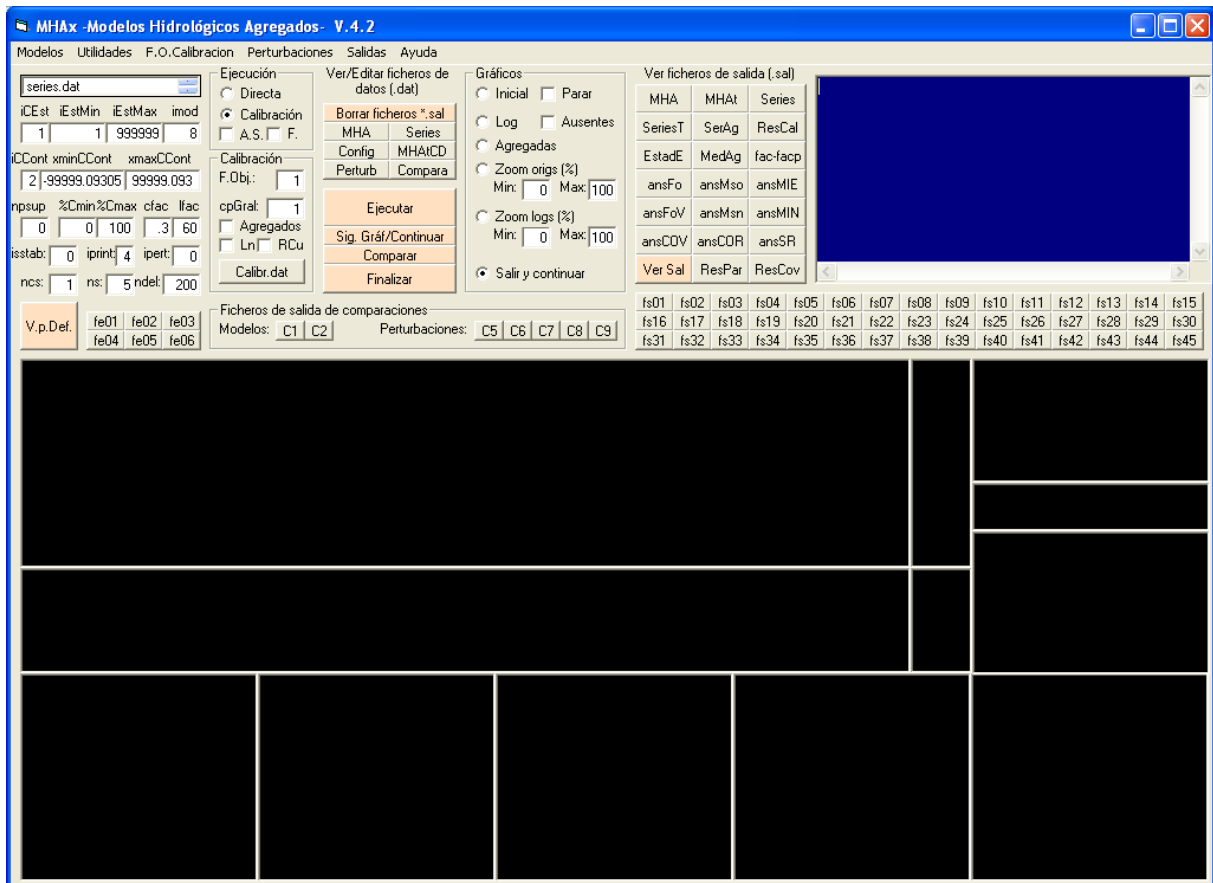


Figura 49. Interfaz principal de MHAX

Como se ha apuntado, en su estado de desarrollo actual el metamodelo incorpora diferentes modelos hidrológicos agregados a escala mensual y diaria, así como otras utilidades para análisis hidrológicos y estadísticos, algunas de las cuales han sido utilizadas en los análisis que siguen.

En definitiva, partiendo del código inicial preexistente y considerando las sucesivas mejoras incorporadas, se dispone en la actualidad de un código plenamente operativo para diferentes funcionalidades y en fase experimental para otras. Los análisis de modelación hidrológica expuestos en esta tesis se han llevado a cabo con este código en su versión más reciente. Su progresiva ampliación y puesta a punto requiere en todo caso de la programación de pruebas y depuraciones adicionales, antes de poder ser considerado como suficientemente estable y susceptible de un uso abierto y generalizado.

No es objeto de esta tesis la descripción detallada de MHAX, pero si resulta conveniente examinar algunas de sus salidas, relevantes para el análisis de modelos objeto de la tesis.

Las cajas de la parte superior de la pantalla contienen distintas especificaciones y botones de acceso a los diferentes ficheros tanto de especificaciones como de entradas y salidas de cálculo. Incluye también en el ángulo superior derecho una consola de seguimiento y control de las ejecuciones. Los gráficos del formulario pueden cambiar según el tipo de modelo o análisis de sensibilidad realizado. Además de este formulario, puede desplegarse otro (VerSal) específico para algunos procesos.

Para los modelos con calibración, en la ventana de texto o consola **g8** se muestran los parámetros empleados, los intervalos dados, su resolución, y [si se toca el límite inferior del intervalo y] si se toca el superior. Otros modelos o utilidades sin calibración pueden ofrecer salidas específicas que se describirán en cada caso concreto. Los resultados estándares para modelos conceptuales son los descritos seguidamente para las ventanas gráficas mostradas. Estas ventanas se presentan en dos pantallas distintas: la de calibración y la de análisis de sensibilidad, con los contenidos que se describen seguidamente.

g1				g11	g8
					g10
g2				g12	g9
g3	g4	g5	g7	g6	

Pantalla de calibración

En la ventana grafica 1, **g1**, se muestran las series observada y calculada. Pueden representarse o no los valores ausentes (codificados como *xmis*) según se marque la casilla del formulario. El eje es mas grueso en el subperiodo de calibración empleado, lo que permite verlo. El eje es el nivel correspondiente al cero (permite ver series con valores positivos y negativos. Esto no serán series de datos hidrológicos de lluvia o caudal, pero si pueden ser, p.e., series transformadas estadísticas, etc.). En g1, si se elige zoom de series originales con datos periódicos (p.e. mensuales), entonces elige automáticamente el periodo mínimo de datos enteros (con años completos) que incluye la ventana elegida. Siempre se redondea la ventana y sus cálculos (p.e. fac, etc) a años completos.

Además del ajuste esta ventana permite observar el régimen de la estación: intermitente, muy periódica, irregular, con memoria y ciclos de agotamiento más allá del año, etc.

En la ventana grafica **g2**, se muestra la serie de errores y distintos estadísticos de esta serie. Para los errores ponderados, se muestran sus valores mínimo y máximo, y para los errores restantes tras los iniciales suprimidos (*>nsup*) su media, desviación típica, estadístico *t* de significación de media nula y estadístico *t* de significación de tendencia lineal. Para estos dos

estadísticos, si su valor absoluto es aprox. <2 , entonces no puede rechazarse la hipótesis de que la serie tiene media nula o no tendencia, respectivamente, a niveles de significación del 5%. Si es >2 , entonces la media no es nula y existe tendencia. En este caso, se marcará un asterisco * por cada test excedido, lo que resulta útil para ver rápidamente si hay alguna anomalía. Los valores *tnul* y *ttrend* soportan datos ausentes (los identificados como *xmis* en la serie obs).

La aparición de tendencias en los errores podría revelar problemas de no estacionariedad en los parámetros del modelo debidos a cambios ambientales.

Debe tenerse presente que los valores que se muestran en **g2** no son de los errores calc-obs, sino de los errores ponderados. Si todos los coefs de ponderación son 1, entonces si serán los errores reales.

Además, no se muestran los resultantes de transformación logarítmica o de raíz cuadrada, sino siempre los datos originales. Los test de media y tendencia nula ofrecidos se refieren a los datos originales, no a los empleados en la calibración (por lo que es probable que con transf. log o raíz cuadrada la media no sea nula).

Si se elige gráfico logarítmico, puede observarse como son las curvas de agotamiento, que deben aparecer como líneas rectas. Para encontrar los periodos de agotamiento (mas secos) puede utilizarse la curva de desviaciones unitarias acumuladas, que se dibuja si se ha especificado en *config.dat*, y haciendo zoom logarítmico a estos periodos secos. Podría verse si hay 1 ó 2 ramas de agotamiento, etc.

En las ventanas gráficas **g3** y **g4** se muestran en gráfico XY los valores calculados frente a los observados y los errores. En **g3** se representa además la recta de 45° indicativa de ajuste perfecto.

En la **g5** se muestran las series acumuladas observadas y calculadas.

La ventana **g7** muestra la FD empírica de los errores en papel normal y el ajuste teórico resultante, junto con unos intervalos de confianza aproximados del 95%. Ello permite ver si la hipótesis de normalidad de errores es o no admisible. La representación de errores ausentes (dato observado ausente, codificado como *xmis*) se controla con el chequeo de *Ausentes* del formulario.

En las ventanas gráficas **g8** y **g9** se muestran las medias y dtips y sus interv. de confianza aproximados del 95% para las series observada y calculada. Esto permite ver si están encajadas, en el caso estacional que meses o periodos tienen buen o mal ajuste, etc. El cero se traza como línea horizontal blanca, pero puede no ser visible, dado que se muestra siempre solo la ventana de interés (máximo-mínimo, con un pequeño marco envolvente).

Además del ajuste puede verse el régimen de caudales, sus puntas estacionales, etc.

La ventana **g6** muestra las FAC y FACP de la serie de errores, soportando datos ausentes, junto con sus intervalos aproximados de confianza. Es una representación gráfica de la información ofrecida en el fichero *fac.sal*, accesible desde el formulario.

En **g11** se muestra la barra de ponderadores estacionales o ecualización de la calibración.

Pantalla de análisis de sensibilidad

Para los modelos con calibración automática, si se ha especificado en el formulario ejecución de Análisis de Sensibilidad, tras la pantalla de calibración se mostrará la de análisis de sensibilidad o análisis estructural, con la misma consola pero con los diferentes resultados gráficos siguientes.

En la ventana **g1** o de sensibilidad ordinaria se muestra la sensibilidad (derivada) de las salidas respecto a variación de parámetros. Sus valores numéricos son los del fichero *ansMso.sal*. En esta ventana se dibuja también, con trazo discontinuo, la serie calculada.

En **g2** se muestra la sensibilidad normalizada o relativa (equivalente a la *elasticidad* en economía) representándose las variaciones porcentuales relativas debidas a cada parámetro (% de variac. de las salidas para un 1% de variación del parámetro). Su inspección permite ver si se afecta positiva o negativamente, si afecta a los valores altos o bajos o es igual, etc. Los parámetros más sensibles son aquellos que deben calibrarse con más finura y son los que más influyen en las salidas del modelo. Los valores numéricos están en el fichero *ansMsn.sal*.

En **g3** y **g4** se muestran los valores de la FO. en ventana relativa (valores escalados para cubrir la ventana) y en ventana absoluta (valores reales), para variaciones del parámetro en el entorno del óptimo. En **g3** se muestran también los nombres de los parámetros en sus colores de representación.

Puede verse el efecto de la diferencia finita empleada para el cálculo de derivadas y la sensibilidad de los distintos parámetros según la curvatura de la f.o. (absoluta). Si se reejecuta con *ncs* grande (p.e. 10 ó 20) entonces toma una diferencia alta (10 ó 20 veces el *irpar*), con lo que el mínimo del gráfico se ve más claramente. Con la diferencia inicial (*ncs*=1) el zoom es muy grande, y puede no apreciarse el mínimo local. Si se aprecia este mínimo indica que está bien capturado, aún en ventana con escala de mucho detalle. Siempre se representan los valores de la f.o. en el entorno del valor de referencia de los parámetros (el dado por el usuario si se ejecuta simulación directa o el óptimo si se ejecuta autocalibración).

Como las anteriores, en **g5** y **g7** se muestran las funciones objetivo relativa y absoluta, pero no en el entorno, sino para todos los valores de la ventana factible elegida para cada parámetro. En **g5** se marcan con círculos los valores actuales del parámetro, y con rayitas verticales los correspondientes al mínimo de la f.o. En modo de calibración deben ser coincidentes. En **g7** se indica también para cada parámetro el número de intervalos empleado para discretizar la ventana completa. Si se desea aumentarlo para tener mayor resolución, puede disminuirse *ndel*, que es el multiplicado de *dP* para definir el incremento con el que se cubrirá todo el intervalo factible.

Así como en **g3** y **g4** los gráficos están centrados en el mínimo, en **g5** y **g7** no tienen porque estarlo ya que la posición relativa del óptimo dentro del intervalo factible es diferente para cada parámetro. Esto puede ayudar a refinar los intervalos factibles.

Ha de tenerse presente que la visualización gráfica es diferente de la calibración. La calibración se hace siempre con *iagr*, *ilog*, *nparcal* fijos especificados, mientras que la visualización se hace de la forma que se solicite, pero manteniendo siempre el anterior como criterio de calibración. Así, es posible fijar un parámetro igualando los extremos de su intervalo factible, en cuyo caso no lo calibrará ni podrá representarlo en **g5** y **g7** (no hay intervalo), pero sí que lo representará en **g3** y **g4**, calculará las derivadas en su entorno, autovalores, etc.

En **g8** y **g10** se muestra la matriz de correlación de los parámetros con el código de color mostrado, lo que permite visualizar rápidamente esta estructura de correlación.

En **g9**, ventana de indicadores de sensibilidad *SPC SP RS*, se muestran estos 3 valores para cada parámetro, junto con la línea horizontal del valor 1.

En **g6**, ventana Autovalores de la MIE, se representan los autovalores de esta matriz, mostrando un "0" en la parte inferior si el autovalor es nulo, y un "<0" si es negativo, lo que no debe suceder nunca. Si existe algún autovalor nulo, el modelo no es identificable para este parámetro.

Con ello puede apreciarse a simple vista la magnitud del *número de condición* de la MIE, o relación entre el mayor y el menor autovalor de esta matriz. Valores elevados indican problemas de identificabilidad.

Los resultados numéricos detallados mostrados en estas pantallas gráficas se ofrecen en diferentes ficheros accesibles desde la interfaz mediante sus correspondientes botones.

Estos ficheros incluyen las salidas del modelo, parámetros calibrados, análisis de sensibilidad, matrices de indentificación estructural, covarianzas, etc.

7. ANÁLISIS DE MODELACIÓN REALIZADOS

7.1. INTRODUCCIÓN

Examinados en capítulos anteriores los aspectos teóricos de la modelación hidrológica, y habiéndose desarrollado la herramienta de cálculo descrita, MHAX, seguidamente se procede a aplicar estos conceptos, usando MHAX, en diferentes cuencas hidrográficas, y a la investigación e interpretación de los resultados obtenidos.

En primer lugar se describen las colecciones de datos empleados, para realizar después un análisis de calibración e identificabilidad estructural, y un análisis de perturbaciones, aplicado a investigar los posibles efectos del cambio climático sobre el conjunto de estaciones elegidas.

7.2. ÁREA DE ESTUDIO. DATOS DE REFERENCIA

Para el análisis estructural de modelos hidrológicos de balance, y tras valorar diferentes alternativas, se ha optado por escoger como datos básicos de referencia la colección de series hidroclimáticas mensuales elaborada en el marco de los trabajos para la redacción del Libro Blanco del Agua en España y el Plan Hidrológico Nacional del año 2000. Esta colección, preparada por el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, se puso a punto buscando diferentes objetivos:

- Ha de cubrir diferentes ambientes hidrológicos distintos, procurando cubrir todo el territorio peninsular, con estaciones en todas las demarcaciones hidrográficas peninsulares y con cuencas representativas, de diferentes tamaños.
- Para cada estación representativa de una cuenca, se debe disponer de registros mensuales largos de precipitaciones, diferenciando las sólidas (nieve) de las líquidas (lluvia), evapotranspiraciones potenciales, temperaturas y aportaciones observadas en esa cuenca.
- Se pueden incluir tanto observaciones de caudal en estaciones de aforo como caudales derivados de balances en embalses, siempre en régimen natural o cuasi-natural (con afecciones poco significativas).
- El registro debe ser homogéneo, con un periodo temporal común, y sin datos ausentes. Si algún registro no cubre toda la ventana temporal elegida, se procederá al relleno de datos de forma que se cubra la ventana completa en todas las estaciones.

Siguiendo estos criterios se eligió finalmente una colección de 210 estaciones con subcuencas repartidas por todas las demarcaciones, y un periodo de datos común desde octubre de 1940 a septiembre de 1996 (56 años hidrológicos completos). Los datos climáticos en las subcuencas pueden derivarse de forma homogénea a partir de las colecciones de mallas climáticas disponibles como las desarrolladas para SIMPA, mientras que los datos de caudal se obtienen a partir de distintas fuentes como los registros de los Anuarios de aforos, restituciones realizadas en algunas cuencas, o rellenos y estimaciones de SIMPA.

Pese al ligero sesgo hacia el modelo de Témez que puede introducir en algunas series la utilización de SIMPA, que es una versión distribuida de ese modelo, se estima que esta colección reúne los requisitos de calidad, homogeneidad, longitud y representatividad suficientes para los análisis que van a desarrollarse.

La tabla y figura adjuntas muestran la colección de estaciones elegidas.



Figura 50. Colección de estaciones seleccionadas

Puede verse la adecuada distribución y representatividad espacial de las estaciones elegidas, cubriendo muy diferentes ambientes hidrológicos desde las muy húmedas del norte a las semiáridas del sureste.

Asimismo se observa la diversidad de tamaños de las cuencas vertientes a las estaciones, cubriendo todo el rango desde decenas hasta miles de kilómetros cuadrados.

Codigo	s(km2)	Xutm30	Yutm30	IdROEA	Nombre
1440	199	118152	4840646	1440	PTE. SEGADE (MAÑÓN)
1519	1141	39536	4771969	1519	PORTOMOURO
1552	551	63438	4750112	1552	PUENTE CIRA
1619	795	118605	4788000	1619	BEGONTE
1621	2388	128022	4771140	1621	LUGO
1631	12967	98352	4699674	1631	ORENSE
21769	8001	112685	4710296	1769	SAN PEDRO

1427	828	164486	4815068	1427	SAN TIRSO DE ABRES
1404	280	184779	4772374	1404	SAN ANTOLIN
1398	92	214350	4825742	1398	LUARCA
1395	407	222190	4822265	1395	TREVIAS
1353	529	211883	4788363	1353	CORIAS
1295	478	327205	4801960	1295	CANGAS DE ONIS
1268	647	369677	4797287	1268	PUNTELES (PANES)
1215	364	421551	4794736	1215	PUENTE VIESGO
61054	4925	248995	4818423	1054	PUENTE DE FORCINAS
1163	258	519908	4784350	1163	LEMONA
1106	768	603044	4794358	1106	ENDARLAZA
1196	453	464651	4797552	1196	COTERILLO
1103	434	548642	4786469	1103	ALZOLA
1080	766	579061	4786633	1080	ANDOAIN
1464	265	89610	4801024	1464	MUÑIFERAL
1414	142	186741	4826817	1414	SUEIRO
1369	950	266657	4796280	1369	PARTEAYER
1158	1041	508561	4788359	1158	ECHEVARRI
1520	95	59732	4772461	1520	CAROLLO
1141	102	543394	4795450	1141	BERRIATUA
1724	485	194052	4728260	1724	QUILOS
1645	309	44804	4684592	1645	PUNTEAREAS
2005	895	493017	4602651	2005	OSMA
2007	6605	482277	4602636	2007	SAN ESTEBAN DE GORMAZ
2012	471	438241	4572398	2012	SEPULVEDA
2028	372	477549	4654519	2028	CASTROVIDO
2029	4251	396702	4663171	2029	CORDOVILLA LA REAL
2031	2392	411235	4659080	2031	PERAL DE ARLANZA
2040	958	367996	4678709	2040	VILLOLDO
2044	986	357025	4614262	2044	VALLADOLID
2049	303	434357	4631167	2049	CABAÑES DE ESGUEVA
62043	14600	363687	4622327	2043	CABEZON DE PISUERGA
2053	1515	387166	4556927	2053	BENARDOS
2056	5301	352249	4594714	2056	VALDESTILLAS
62056	5301	352249	4594714	2056	VALDESTILLAS
2064	3568	273675	4600663	2064	VILLAGODIO (PUENTE)
2067	603	333212	4759549	2067	RIAÑO
2076	511	262320	4731869	2076	SAN MARTIN DE LA FALAMOSA
42029	16132	250930	4601605	2029	RICOBAYO
2094	2351	194970	4544512	2094	PUENTE RESBALA
22038	1867	280099	4505044	2038	SANTA TERESA
42041	7137	221900	4574245	2041	ALMENDRA
42004	71638	180225	4551012	2004	SAUCELE
2002	1458	545282	4627391	2002	GARRAY
2004	5133	499121	4592766	2004	GORMAZ
2129	1066	300691	4595763	2129	TORO
2087	3811	277168	4537570	2087	SALAMANCA
2010	751	453187	4598182	2010	LINARES DEL ARROYO
2000	121	520072	4639956	2000	VINUESA
3005	3350	534991	4505110	3005	TRILLO
23001	3871	590351	4494231	3001	PERALEJOS DE LAS TRUCHAS
23087	3333	518417	4472428	3087	BUENDIA
63175	11479	448110	4437271	3175	ARANJUEZ (P.LARGO)
63115	4095	354395	4430716	3115	CAZALEGAS=BAJO ALBERCHE
63128	4456	241356	4414358	3128	TORREJON-TIETAR
63028	5451	168728	4408876	3028	ALCANTARA
3182	438	250325	4487657	3182	GARCIBUEY
3168	874	246601	4394493	3168	MONROY
3211	147	365801	4403503	3211	VILLAREJO DE MONTALBAN
23023	381	444376	4431479	3023	FLAMENCA, LA
63285	55265	110470	4400338	3285	CEDILLO
3001	533	590351	4494231	3001	PERALEJOS DE LAS TRUCHAS
3082	2035	483491	4461594	3082	ORUSCO
3111	1060	369015	4476193	3111	BURGUILLO
3231	623	355383	4474400	3231	NAVALUENGA
23104	495	483906	4531290	3104	BELEÑA
23032	583	532329	4521285	3032	LA TAJERA
23088	364	407013	4406303	3088	GUAJARAZ
3030	980	587251	4520291	3030	VENTOSA

3045	343	558416	4477216	3045	PRIEGO (ESCABAS)
4004	958	509239	4314296	4004	CUBETA, LA
4101	539	486989	4299695	4101	VALLEHERMOSO
4201	1080	493046	4388097	4201	QUINTANAR DE LA ORDEN
24997	16556	413440	4323180	4997	EL VICARIO
4008	18782	403289	4305494	4008	BALBUENA O VALBUENA
4210	758	391935	4358347	4210	TORRE DE ABRAHAM
24002	24381	326457	4360130	4002	CIJARA
24006	7685	285119	4310472	4006	ZUJAR
4202	3599	473316	4362873	4202	VILLAFRANCA DE LOS CABALLEROS
4007	16556	413353	4323108	4007	TORREBLANCA
4104	7685	285016	4310478	4104	ZUJAR
4173	151	118742	4183948	4173	PAYMOGO
4172	315	122596	4180705	4172	PAYMOGO
24008	17788	413720	4323841	4008	VICARIO, EL
5027	541	452972	4221338	5027	RUINAS DE PUENTE
25001	571	517859	4225127	5001	TRANCO DE BEAS
25005	580	429427	4223901	5005	RUMBLAR
25006	535	404093	4264669	5006	MONTORO III
25009	1181	353161	4211791	5009	GUADALMELLATO
25012	1673	305628	4197224	5012	BEMBEZAR
25018	1239	507518	4246157	5018	GUADALMENA
65016	2421	341171	4187411	5016	VALCHILLON
65121	8282	305251	4171579	5121	PRESA DE EL JUDIO
65998	56687	201710	4080097	5998	---
45053	136	231020	4165174	5053	GERGAL, EL
45028	296	271018	4060376	5028	HURONES, LOS
5041	243	437761	4134040	5041	MOLINO DEL TUERTO
25020	647	439514	4125653	5020	CUBILLAS
5040	647	439013	4125429	5040	PUENTE CUBILLAS
45007	2249	414725	4231204	5007	JANDULA
45023	1361	481389	4192666	5023	POSITO
45024	649	468374	4177679	5024	HORNO DEL VIDRIO
5028	2905	468560	4219693	5028	ARIZA
5084	267	433825	4179466	5084	PUENTE JONTOYA
25011	1084	240604	4208149	5011	PINTADO, EL
5081	1668	367419	4172563	5081	CASTRO DEL RIO
5125	1336	269729	4160635	5125	CARMONA-LORA
5076	906	211055	4133462	5076	AZNALCAZAR PUENTE
6005	122	496288	4087643	6005	TOSQUILLAS, LAS
6028	356	280134	4034143	6028	JIMENA
6031	171	371987	4070729	6031	AGUJERO
6073	2131	591489	4133892	6073	SANTA BARBARA
46003	481	331073	4091373	6003	PRESA DE GUADALTEBA
46002	968	340142	4088840	6002	CHORRO-GAITANEJO, EL
46001	273	339355	4089001	6001	CONDE GUADALHORCE
6024	280	525988	4094863	6024	CANJAYAR
6055	89	467488	4088293	6055	PAMPANEIRA (CENTRAL)
6022	171	373607	4084294	6022	CASABERMEJA
26009	355	451882	4085615	6009	BEZGAR
26010	123	396448	4080005	6010	VIÑUELA, LA
26002	968	339919	4089913	6002	GUADALHORCE
26003	481	339567	4090038	6003	GUADALTEBA
67001	1195	569052	4250074	7001	FUENSANTA (DESEMBALSE)
67003	982	599937	4262265	7003	TALAVE (DESEMBALSE)
67013	2587	607490	4247392	7013	CENAJO (DESEMBALSE)
67024	2695	617782	4243990	7024	CAMARILLAS (EMBALSE)
67007	826	622684	4231787	7007	ALFONSO XIII (DESEMBALSE)
67017	9076	641189	4229292	7017	ABARAN
67033	1428	603989	4177161	7033	PUNTES (EMBALSE)
67025	3361	656365	4200135	7025	REGUERON (P. DE LOS CARROS)
67030	15888	705065	4218676	7030	GUARDAMAR (PRESA DE S. ANTONIO)
7019	173	632689	4213532	7019	CIERVA, LA (DESEMBALSE)
7004	982	616980	4251792	7004	AZARAQUE
7020	669	638234	4211360	7020	BAÑOS DE MULA
7035	302	560250	4251625	7035	ESTRECHO DE ARGAMASA
8030	672	689490	4448298	8030	TERDE, EL
8015	2262	660419	4467542	8015	TERUEL
8018	4074	658591	4411679	8018	ZAGRA

8025	6326	714420	4377599	8025	PRESA, LA
8090	841	610123	4421928	8090	PAJARONCILLO
48009	3466	628649	4378172	8009	CONTRERAS
8112	4749	664371	4347592	8112	COFRENTES
48001	2930	576275	4379812	8001	ALARCON
8071	594	735690	4305930	8071	VILLALONGA
8093	1038	687400	4357201	8093	MACASTRE
48014	4226	662939	4399133	8014	GENERALISIMO (BENAGEBER)
68025	6009	831234	4634672	8025	ULLDECONA
8036	6286	608086	4332795	8036	FRAILES, LOS
8022	5198	690351	4386264	8022	BUGARRA
8129	3225	578627	4368601	8129	PICAZO, EL
8083	1596	698870	4245283	8083	ASPE
8130	3466	628422	4376703	8130	CONTRERAS SALIDA EMBALSE
8140	777	611045	4397521	8140	HUERMECES
8139	1273	616970	4399641	8139	VILLORA
8092	711	623310	4392211	8092	CAMPORROBLES
9002	25137	607795	4670594	9002	CASTEJON
9004	2800	598796	4685419	9004	FUNES
9005	5467	611113	4688811	9005	CAPARROSO
69995	8557	602550	4677121	9995	MILAGRO
9008	740	601211	4561387	9008	NUEVALOS
9009	6583	632717	4551765	9009	HUERMEDA
69087	9653	651715	4621728	9087	GRISEN
9051	850	759028	4707594	9051	ESCALONA
9063	515	662956	4723304	9063	SIGÜES
9065	1558	639835	4720389	9065	LIEDENA
9070	351	577904	4727190	9070	ERAUL
9071	963	578999	4724753	9071	ESTELLA
9092	1086	467154	4738951	9092	TRESPADERNE
9093	1038	466120	4731503	9093	OÑA
9149	10383	538593	4703700	9149	CORTIJO, EL
69089	3979	679663	4615313	9089	ZARAGOZA
29817	672	694114	4539891	9817	CUEVA FORADADA
29818	1228	726420	4516951	9818	SANTOLEA
29829	2268	649000	4719765	9829	YESA
29846	1844	764610	4689554	9846	MEDIANO
29848	1512	773680	4668869	9848	BARASONA-JOQUIN COSTA
29862	1767	855145	4668948	9862	OLIANA
69996	21876	780388	4592047	9996	---
69027	84407	796957	4523998	9027	TORTOSA
9166	309	470793	4739562	9166	VIRUES
9158	178	482453	4692690	9158	SAN MIGUEL DE PEDROSO
9012	2048	685616	4671614	9012	ARDISA
9033	779	738407	4644081	9033	PERALTA DE ALCOFEA
10001	660	889092	4650488	10001	CARDONA
10005	4531	913192	4602705	10005	MARTORELL
10006	140	867392	4595732	10006	QUEROL
10008	286	888192	4578629	10008	FOIX
10011	216	879009	4670994	10011	LLOSA DE CAVALL
10012	178	982228	4703887	10012	BOADELLA
10013	133	954993	4685488	10013	OLOT
10014	32	834141	4558139	10014	RIUDECANYES
10016	788	979025	4685855	10016	ESPONELLA
10019	1229	939692	4661268	10019	RODA DE TER
10025	310	878467	4660513	10025	OLIUS
10033	746	929019	4682161	10033	RIPOLL
10040	135	973075	4684687	10040	SERIÑA
10056	114	963866	4639314	10056	GARDUX
10065	101	891239	4609564	10065	POBLA DE CLARAMUNT, LA
10078	330	901474	4684640	10078	FIGOLS
30003	310	881676	4655953	10003	SAN PONS
30005	1542	948551	4660421	10005	SAU
30009	521	903291	4674856	10009	BAELLS, LA

Tabla 8. Listado de estaciones seleccionadas

7.3. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL

7.3.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se procede a aplicar las técnicas de autocalibración y análisis estructural al conjunto de datos de todas las estaciones indicadas en la tabla anterior (210 estaciones con 56 años de datos mensuales cada una), tanto a escala hiperanual como anual y mensual.

Los modelos anuales son útiles para determinados problemas de recursos hídricos a gran escala y su mayor sencillez hace que sean muy adecuados para comprender los conceptos fundamentales de la modelación y sus diferentes aspectos.

Los modelos mensuales son de uso muy común en hidrología, pues abordan el problema de la evaluación de recursos hídricos considerando su variación no solo interanual sino también intraanual o estacional. Los registros que generan son los empleados directamente en la planificación hidrológica de las demarcaciones, teniendo por tanto un evidente interés práctico. Su mayor complejidad permite además abordar análisis estructurales como el de identificabilidad de forma completa.

7.3.2. BALANCE HIPERANUAL

Una primera aplicación de modelos agregados al conjunto de datos de referencia es el ajuste de modelos globales a escala hiperanual de tipo Budyko, sin separación de caudales.

Nótese que el modelo clásico de Budyko no es paramétrico, limitándose a proponer una función que hace depender el índice de evapotranspiración (o alternativamente el de escorrentía) del índice de aridez.

Agregando hiperanualmente para cada estación los valores de precipitación total, evapotranspiración potencial y escorrentía total, pueden obtenerse los índices de aridez y evapotranspiración de todas las estaciones, cuya representación es la mostrada en la figura.

Junto con los valores medios hiperanuales se han representado las curvas correspondientes a los modelos teóricos de Budyko (línea continua), Ol'Dekop (línea discontinua superior verde) y Schreiber (línea discontinua inferior violeta), pudiendo apreciarse la buena concordancia del modelo de Budyko, media geométrica de los otros dos.

Igualmente podrían ajustarse y representarse las curvas de otros modelos hiperanuales antes presentados, pero se considera que no es necesario dado que el objetivo de la tesis es estudiar el comportamiento estructural de modelos conceptuales de balance, que operan con series temporales a escala anual o infraanual.

Como se observa, hay cuencas tipificables como semiáridas, semihúmedas y húmedas, lo que revela en definitiva la diversidad hidrológica de España y la buena representatividad de las estaciones seleccionadas.

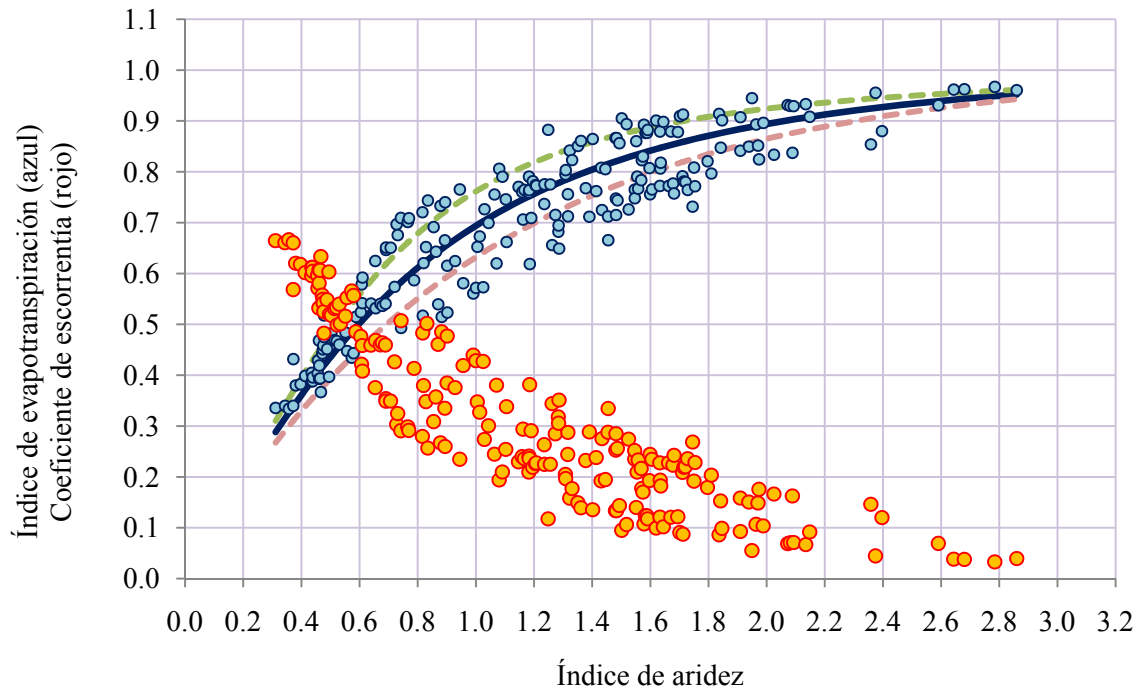


Figura 51. Relación de Budyko para la España peninsular

La conclusión obtenida es, en definitiva, la buena adecuación del modelo de Budyko, no paramétrico, para representar las condiciones medias hiperanuales a escala peninsular en diferentes ambientes hidrológicos. Dada la cantidad y representatividad de cuencas ensayadas, podrían trazarse incluso unos intervalos de confianza empíricos para esta relación.

7.3.3. MODELOS A ESCALA ANUAL

Agregando los datos mensuales de referencia a la escala anual se obtiene una colección de series anuales para cada estación, a las que se ha aplicado el modelo anual GR1A, elegido por su adaptación y buenos resultados en diferentes cuencas donde se ha empleado. Los resultados de su aplicación se describen seguidamente.

7.3.3.1. Resultados globales de calibración

Aplicado GR1A a las 210 estaciones del conjunto de referencia, en modo de calibración automática, sin transformación de datos, y con mínimos cuadrados ordinarios como función objetivo, los resultados son los mostrados en la figura.

Para mejor visibilidad se han representado como gráficos de líneas los datos de las distintas estaciones, aunque obviamente no forman series y cabría rigurosamente representar mediante barras. No obstante, dada la cantidad de información incluida en el gráfico, este tipo de representación resultaría inviable.

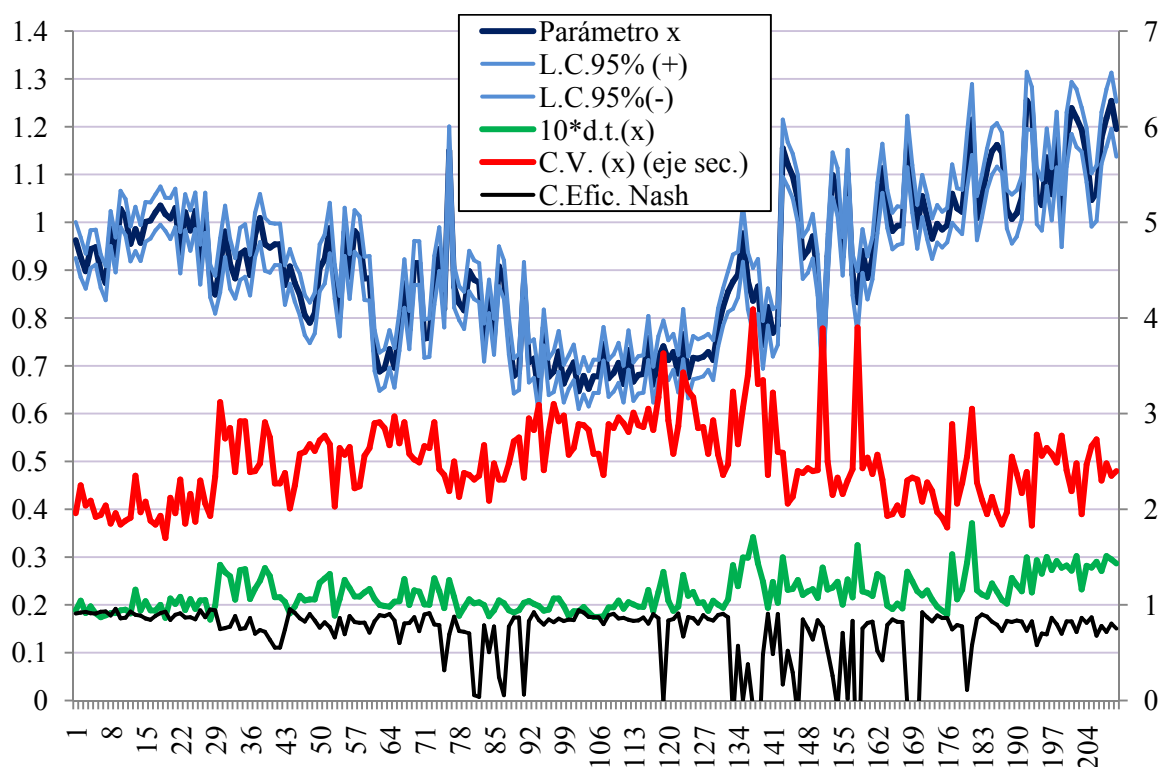


Figura 52. Resultados de aplicación del modelo GR1A

Puede verse que el parámetro x estimado para las diferentes cuencas es relativamente estable, con valores medios de 0.9 y una variación interestaciones entre 0.6 y 1.4.

Mediante la matriz de identificabilidad estructural, deducida del análisis de sensibilidad, se ha estimado la varianza del parámetro, representada en la línea verde tras afectarla de un factor de 10 para mejor legibilidad en la escala del eje principal.

Es interesante apreciar que la desviación típica del parámetro estimado es muy estable, con un valor entre 0.02 y 0.03 para todas las cuencas. Ello hace que el coeficiente de variación de las estimaciones de parámetros tenga un comportamiento concordante con el del parámetro aunque inverso, de forma que las cuencas con parámetros más reducidos tienen un mayor coeficiente de variación.

Esta variabilidad no es, sin embargo, muy relevante en la práctica, como se observa en las representaciones del intervalo de confianza de los parámetros estimados. De estas representaciones se deduce una conclusión relevante y es que cabe una cierta regionalización del parámetro, pero no cabe definir un valor constante para el conjunto peninsular. Una región podría ser la correspondiente a los valores más reducidos (del orden de 0.7), que viene a ser la cuenca del Guadalquivir y del Sur conjuntamente. El estudio de regionalización puede realizarse fácilmente a partir de estos resultados, pero no lo abordaremos en el marco de esta tesis.

Otro resultado indicativo relevante es el de los coeficientes de eficiencia Nash de los diferentes ajustes, representados con línea negra en el eje secundario.

Puede verse que la mayoría ofrece valores satisfactorios, pero hay algunas estaciones con valores inaceptables (próximos a cero e incluso negativos). El estudio de detalle de esos casos queda fuera de los objetivos de esta tesis, si bien cabe apuntar que podría deberse a una parametrización singular, fuera del rango admisible del parámetro fijado a priori, o a una

inadecuación del reparto 70/30 de precipitaciones. Es interesante constatar que las anomalías parecen darse sobre todo en el área mediterránea (Segura y Júcar).

Un análisis de interés es el del posible efecto del supuesto a priori sobre el valor del parámetro y su rango de viabilidad. Este valor inicial y rango son el punto de partida del algoritmo downhill-simplex de optimización de la función objetivo, por lo que si los valores optimizados cambian al elegir otros valores iniciales ello revelaría inestabilidad del algoritmo de optimización.

Para comprobar esta posibilidad se han reiterado las calibraciones pero partiendo de otra condición inicial, obteniéndose los resultados mostrados en la figura, en la que se han contrastado tanto el parámetro calibrado como su varianza de estimación y el coeficiente de Nash.

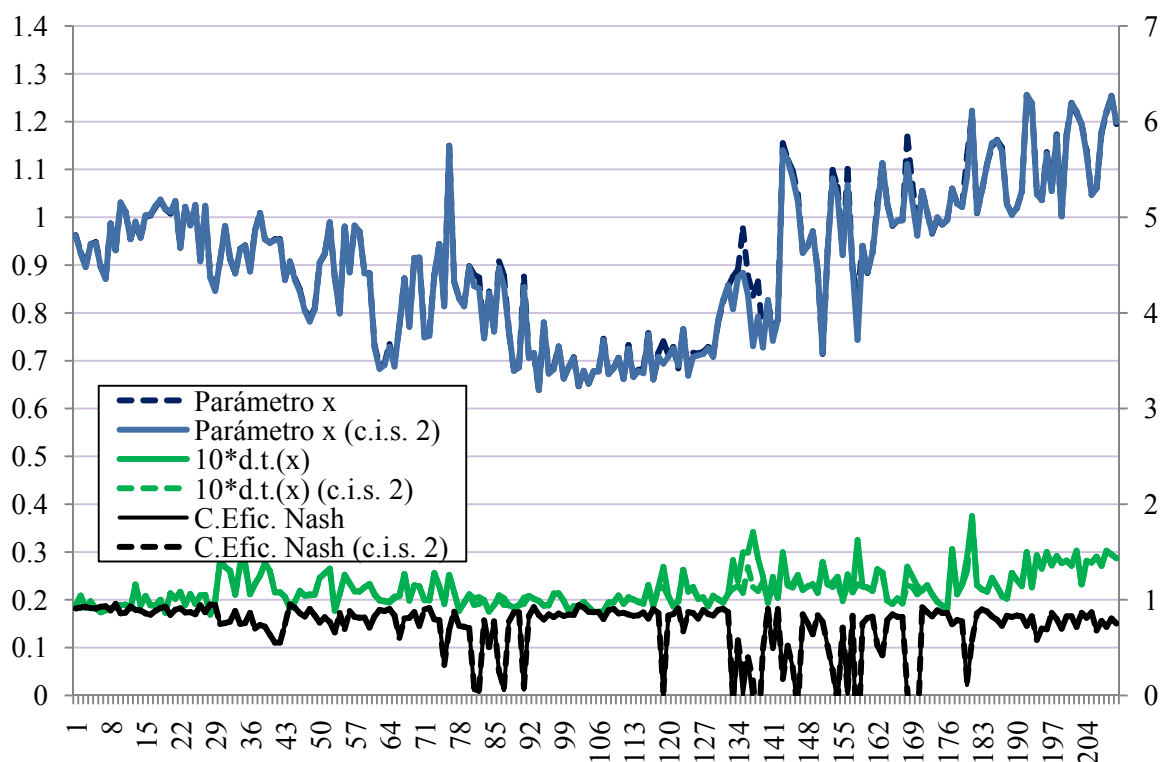


Figura 53. Sensibilidad de GR1A a las condiciones iniciales del simplex

Como puede verse, los resultados son prácticamente idénticos salvo algún caso muy puntual, que además entra dentro de las estaciones anómalas antes mencionadas, por lo que cabe concluir que el efecto de la especificación inicial del simplex es irrelevante y el algoritmo de optimización alcanza los mismos valores independientemente de ésta.

Para apreciar mejor la dependencia de los resultados obtenidos en función de la mayor o menor aridez de las cuencas, se han repetido los gráficos anteriores no en el orden tabular dado de las series, basado en su codificación CEH, sino ordenando las estaciones por su índice de aridez, representado en el eje de abscisas.

Nótese que con ello se introduce la aridez como el indicador para el análisis de calibración y posterior identificabilidad estructural del modelo, introduciendo así los conceptos expuestos en el capítulo de desarrollos teóricos.

Los resultados de esta ordenación son los mostrados en la figura.

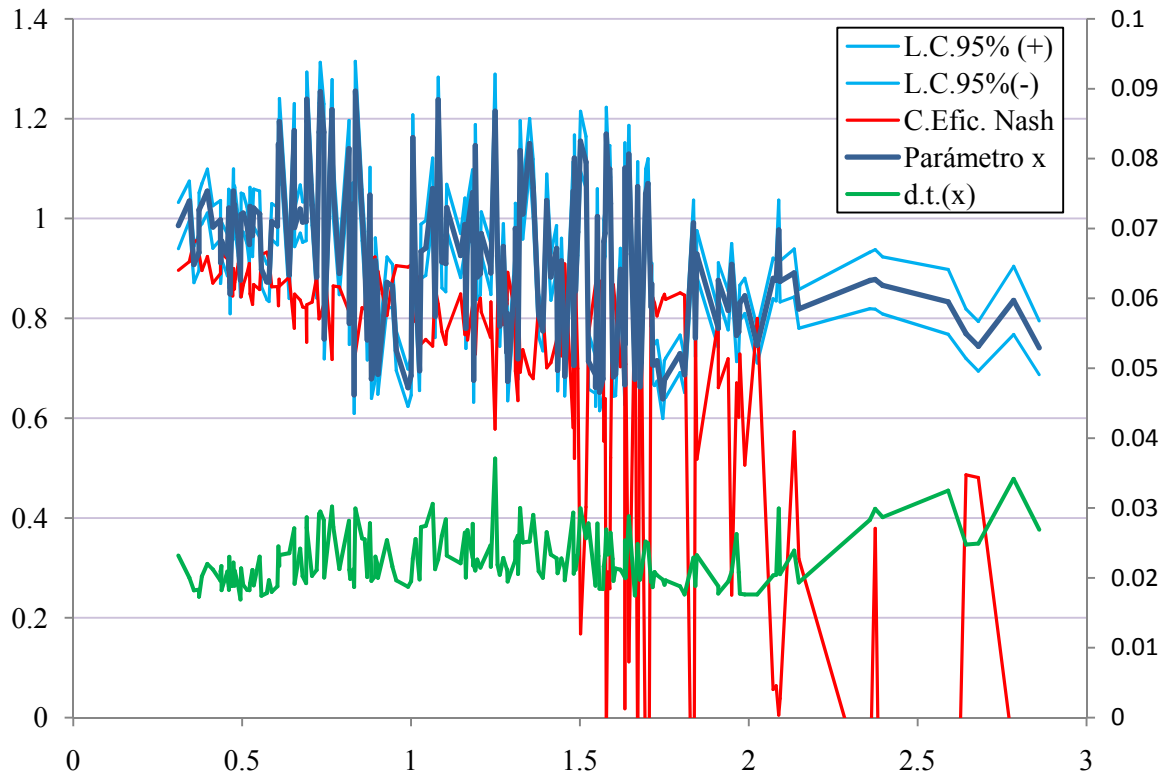


Figura 54. Resultados de GR1A según el índice de aridez de las cuencas

Puede verse como, en efecto, la introducción de la aridez como criterio ordenador de las cuencas resulta muy reveladora, pues aparecen claramente patrones que la ordenación por códigos no puede obviamente captar.

Así, puede verse como el parámetro x parece adoptar valores ligeramente decrecientes con el aumento de aridez, apreciándose incluso dos niveles extremos: hasta 0.8 (cuencas más húmedas) y sobre 1.8 (cuencas más áridas).

Es interesante observar que la desviación típica del error de estimación del parámetro es independiente de la aridez, con un valor, como se indicó, muy estable en todos los casos.

Asimismo es interesante comprobar que los peores valores del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe corresponden precisamente a las cuencas más áridas, confirmando así las mayores dificultades para su calibración, incluso en periodos tan dilatados como el anual.

Dejando a salvo el rango por encima de 1.5, con valores bajos o inaceptables, incluso en el rango entre 0.3 y 1.5 se observa una clara tendencia decreciente y prácticamente lineal, que parece prolongarse en medio del ruido colindante hasta valores del orden de 2. Ello muestra que a mayor humedad de la cuenca mejor ajuste de este modelo en todo el rango de valores.

Dado su carácter uniparamétrico no es posible abordar análisis de identificabilidad, sino solo de sensibilidad frente al parámetro único, como se muestra en los epígrafes que siguen.

7.3.3.2. Detalle de resultados de calibración para una estación

La figura siguiente muestra los resultados de la calibración para una estación cualquiera (concretamente la 1519, río Tambre en Portomouro), tal y como se muestran en la interfaz principal del modelo tras su ejecución.

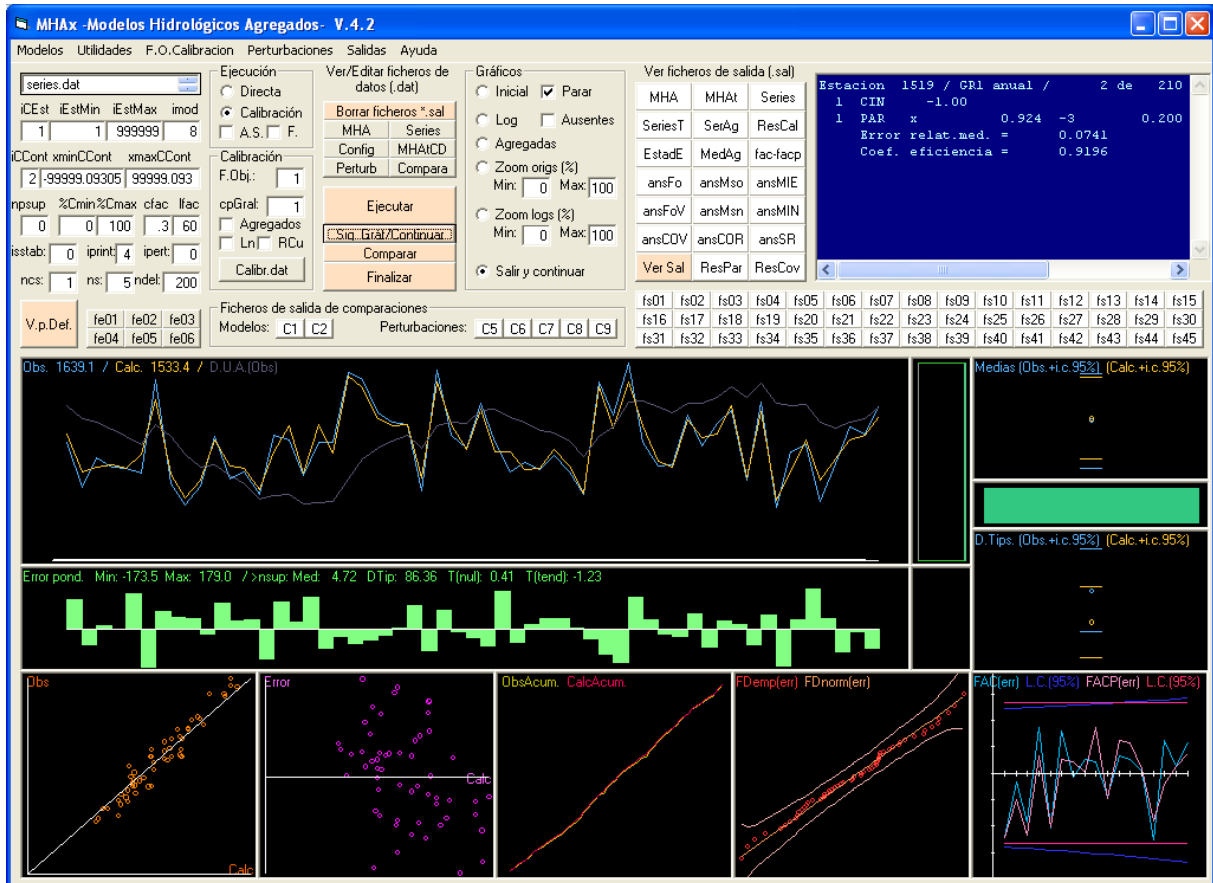


Figura 55. Resultados de calibración de GR1A para una estación (1519)

Los parámetros calibrados ($x=0.924$) y los principales resultados de ajuste (error relativo medio=0.0741 y coeficiente de eficiencia de Nash=0.9196) se muestran en la consola (ventana azul superior derecha).

Con la designación de las ventanas gráficas de la interfaz, expuesta anteriormente, en g1 se observa el excelente ajuste conseguido tras la calibración, que ha abarcado la totalidad del registro (eje grueso). La serie observada es la azul y la calculada la anaranjada. Los errores ponderados se muestran en g2, en la que se ofrecen también el valor mínimo y máximo (-173 y 179), así como su media y desviación típica (4.72 y 86.36). Finalmente se muestran los dos estadísticos t de significación de media nula (0.41) y tendencia lineal (-1.23). En ambos casos no se alcanza el valor crítico de 2 para una significación del 5% por lo que cabe concluir que los errores pueden considerarse con media nula y sin tendencia temporal, como en efecto debe suceder en un ajuste satisfactorio.

En los gráficos g8 y g9 puede verse como tanto la media como la desviación típica de las series observada y calculada son estadísticamente indiscernibles al nivel de significación del 5%. Para la media la concordancia es prácticamente perfecta.

En g3 y g4 se observan en gráficos XY los valores Observados y Errores frente a los valores Calculados, pudiendo apreciarse la excelente distribución de datos en torno a la línea de 45° y

la falta de heterocedasticidad de los errores, que no parecen aumentar con el valor calculado, indicativo también de la calidad del ajuste.

Las curvas de valores acumulados mostradas en g5 resultan indistinguibles, con perfecta concordancia en todo su desarrollo.

La distribución empírica de los errores en papel normal, ofrecida en g7, es perfectamente concordante con la distribución normal teórica ajustada, quedando todos los valores dentro de los límites de confianza representados. Puede afirmarse en consecuencia que los errores son gaussianos.

Finalmente, la ventana g6 muestra las FAC y PACF de la serie de errores junto con sus límites de confianza del 95%, pudiendo comprobarse que ambas funciones son compatibles con una especificación de ruido blanco, con errores independientes.

En definitiva, el examen de este formulario, con un contenido muy rico en información, permite afirmar que el ajuste alcanzado es excelente, con eficiencia de Nash de 0.92 y errores con media nula, sin tendencia temporal, con distribución normal, e independientes, satisfaciendo así todas las condiciones teóricas de la calibración de modelos. Además, en el proceso de calibración no se ha realizado ninguna transformación de datos y se ha empleado como función objetivo la de mínimos cuadrados ordinarios.

Se trata en definitiva de un buen ejemplo, con datos reales, de calibración automática de un modelo hidrológico que conduce a un excelente ajuste, verificando la satisfacción de todas las condiciones teóricas requeridas.

7.3.3.3. Análisis estructural del modelo

Concluida y validada la calibración, se ha llevado a cabo un análisis estructural examinando la sensibilidad de las salidas y de la función objetivo a perturbaciones de los parámetros.

Al tratarse de un modelo uniparamétrico no es posible estudiar correlaciones entre parámetros ni indicadores basados en la matriz de identificabilidad estructural.

La pantalla de salidas del análisis de sensibilidad para la estación anterior es la mostrada en la figura. La salida de consola es la misma, mostrándose los resultados de interés en las nuevas ventanas gráficas.

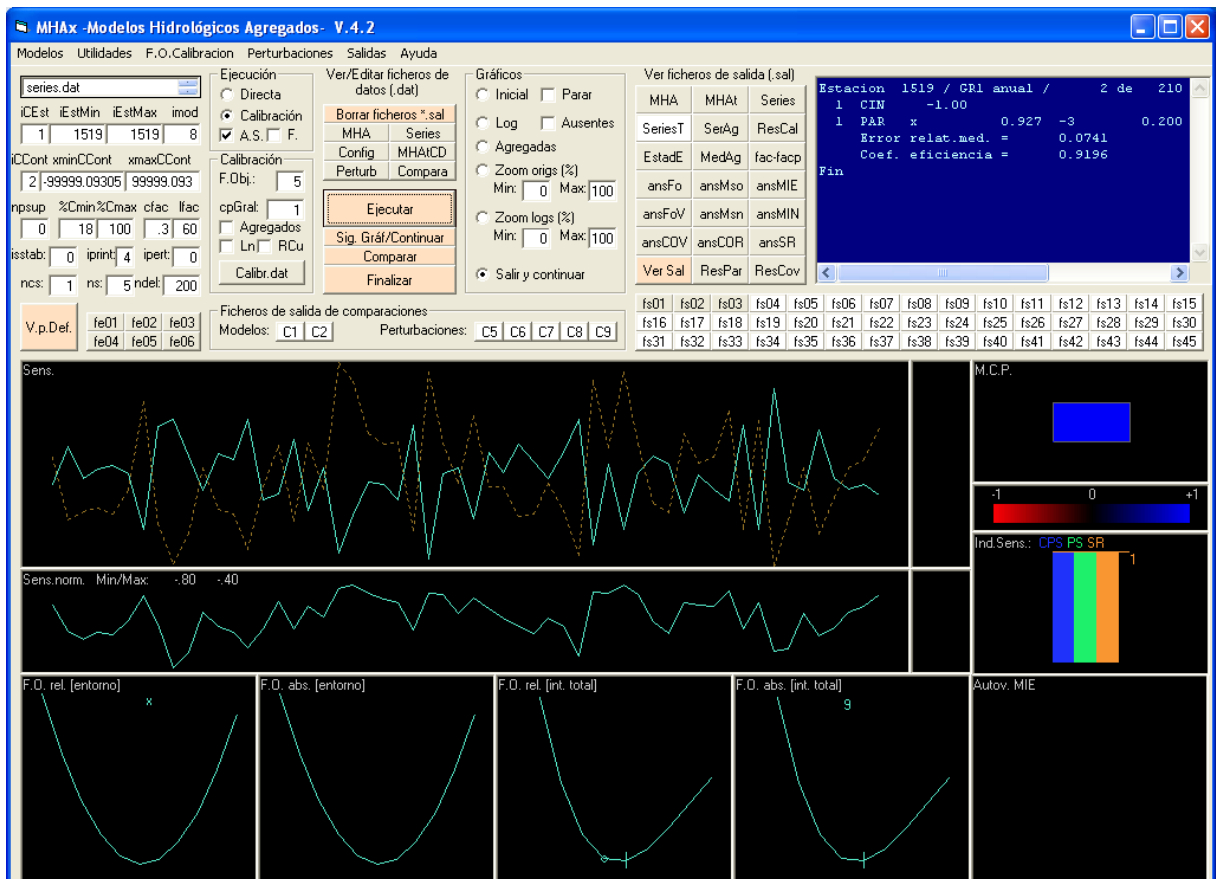


Figura 56. Resultados de análisis de sensibilidad de GR1A para una estación (1519)

En el gráfico g1 se muestra la sensibilidad ordinaria, o serie de derivadas de las distintas salidas con respecto a variaciones del parámetro. Los valores mostrados son siempre negativos, indicando que un aumento del parámetro supone una reducción de los caudales de salida, y viceversa.

Las sensibilidades normalizadas se muestran en g2. Sus valores oscilan entre -0.4 y -0.8, lo que indica que un aumento del 1% del parámetro induce una reducción en los valores de salida entre el 0.4 y el 0.8%, correspondiendo la mayor variación a los valores menores de caudal.

En los cuatro gráficos inferiores, de respuesta de la función objetivo, se observa la excelente conformación de las curvas de respuesta, tanto en el dominio completo de factibilidad como en el entorno del valor óptimo de referencia. La distinción entre ventanas absolutas y relativas carece aquí de sentido al tratarse de un modelo uniparamétrico y no existir por tanto elementos de contraste.

Puede verse también que la curva resulta ligeramente más tendida a la derecha del intervalo total, revelando una respuesta asimétrica, más insensible para los valores mayores del parámetro.

Como ya se indicó, al tratarse de un modelo uniparamétrico no es posible estudiar correlaciones entre parámetros ni indicadores basados en la matriz de identificabilidad estructural, por lo que los gráficos de la derecha no aportan información relevante.

7.3.4. MODELOS A ESCALA MENSUAL

7.3.4.1. *Introducción*

Una vez mostrados los resultados a grandes escalas temporales hiperanual o anual, se aborda el análisis de modelos a escala mensual, que es la adecuada para estudios de evaluación de recursos hídricos y simulación de sistemas de recursos hídricos.

Como colección de datos de cálculo se empleará la del conjunto de referencia, y como modelos mensuales se emplearán 6 diferentes, de uso común en este tipo de análisis, ya descritos anteriormente. Con la codificación de MHAX, son los modelos:

11 Thornthwaite-Mather

12 Palmer

13 abcd

14 Témez

15 GR4

16 V2M

Todos los modelos incluyen un módulo de generación y fusión de nieve, además de sus propios parámetros estándares. En el GR4, y siguiendo algunas recomendaciones empíricas, el parámetro f se fija en el valor 0.3, por lo que pasa a tener 3 parámetros activos, además de los de nieve.

Todas las estaciones del conjunto de referencia se someten a análisis de calibración e identificabilidad estructural, empleando para ello cada uno de los mencionados modelos.

Los diferentes experimentos realizados y resultados obtenidos se describen en los epígrafes que siguen.

7.3.4.2. *Resultados globales de calibración*

En primer lugar, se aplican todos los modelos a todas las series, autocalibrándolos con una función objetivo de mínimos cuadrados ordinarios.

Para visualizar sintéticamente la gran cantidad de información generada se requiere elegir algún indicador inicial que filtre resultados y permita un primer contraste. Como indicadores para este contraste de resultados se ha elegido el clásico error cuadrático medio junto con el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe, ampliamente utilizado en estudios de modelación hidrológica.

Para cada modelo, ambos indicadores calculados para las 210 estaciones se han ordenado de menor a mayor, representando sus valores ordenados en las figuras que siguen.

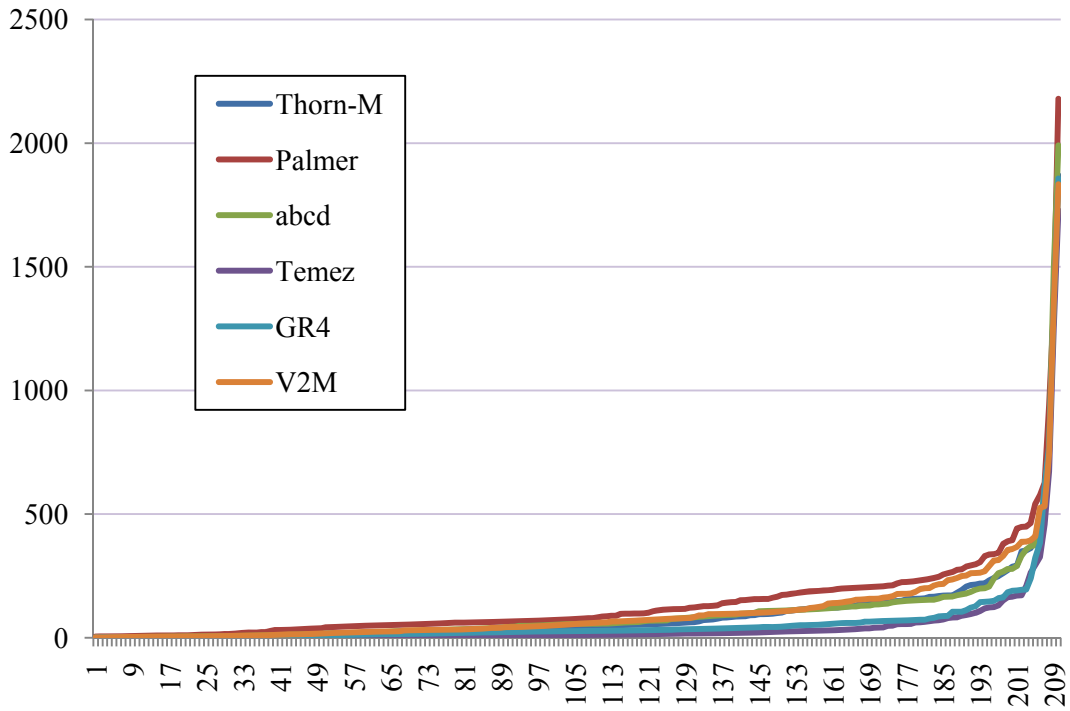


Figura 57. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MCO.

Puede verse que hay un conjunto reducido de estaciones que presentan errores cuadráticos muy altos para todos los modelos ajustados lo que, a falta de mayores detalles, revelaría problemas en las series de datos. Si se prescindie de estas estaciones anómalas representando solo las curvas hasta el valor $emc=500$ se obtiene la siguiente figura, donde se aprecia mejor el comportamiento relativo de los distintos modelos.

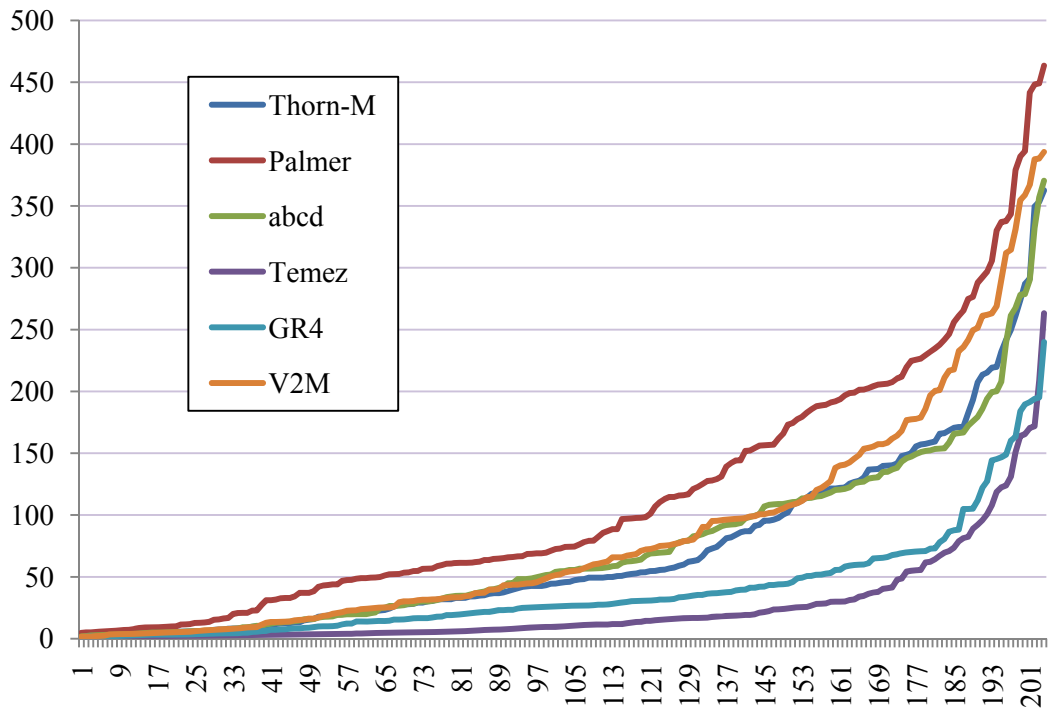


Figura 58. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MCO (detalle)

Se observa que los peores resultados corresponden al modelo de Palmer, los mejores resultados al de Témex y GR4, y los otros tres modelos (Thornthwaite-Mather, V2M y abcd) presentan un comportamiento intermedio y similar entre ellos.

Si en lugar del error medio cuadrático se emplea como indicador de los ajustes el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe, los resultados son los mostrados en la figura.

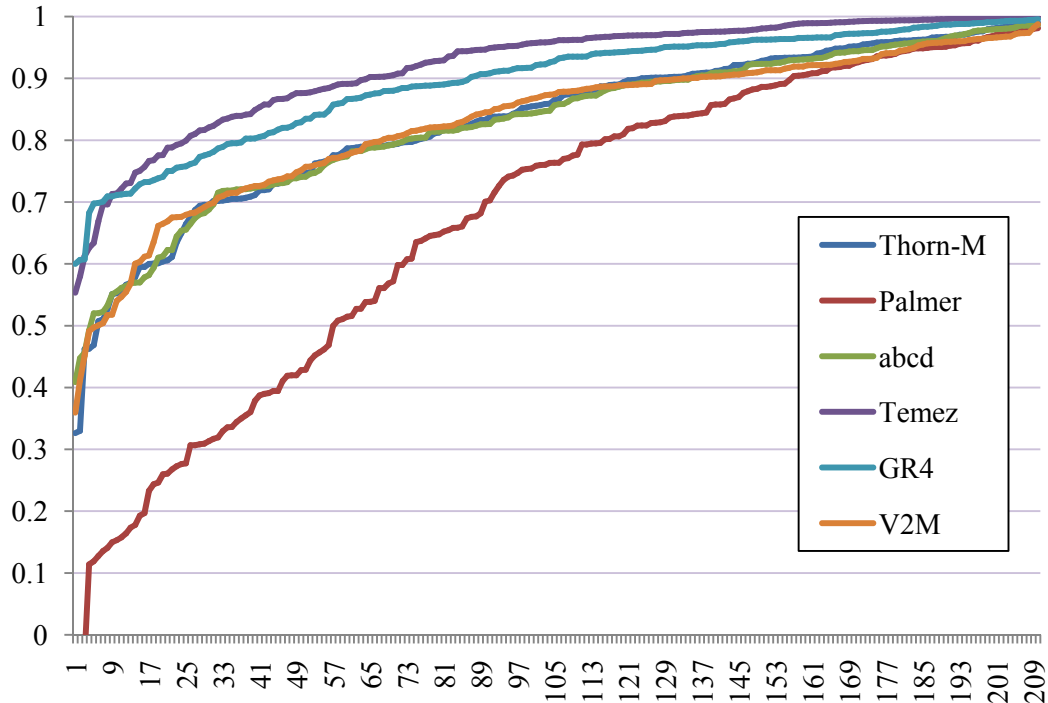


Figura 59. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos. Estimación MCO

Los resultados de este indicador son concordantes con los del anterior, apreciándose con toda claridad que Palmer presenta los peores resultados, Témex y GR4 los mejores, y los otros tres son muy similares entre si, presentando prácticamente el mismo comportamiento.

Para analizar la dependencia de estos resultados respecto al criterio de estimación, se han repetido los cálculos pero empleando ahora como función objetivo la de máxima verosimilitud en lugar de mínimos cuadrados ordinarios. Los resultados se muestran en las figuras que siguen, con similares contenidos que las anteriores y la única modificación de la función objetivo.

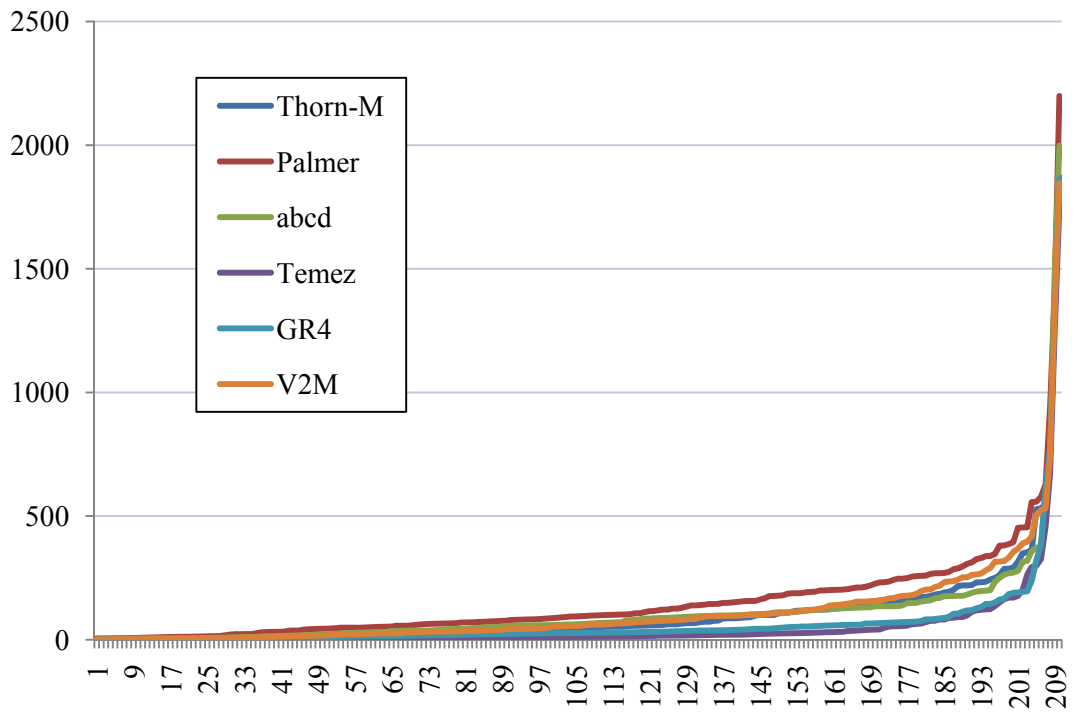


Figura 60. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MV

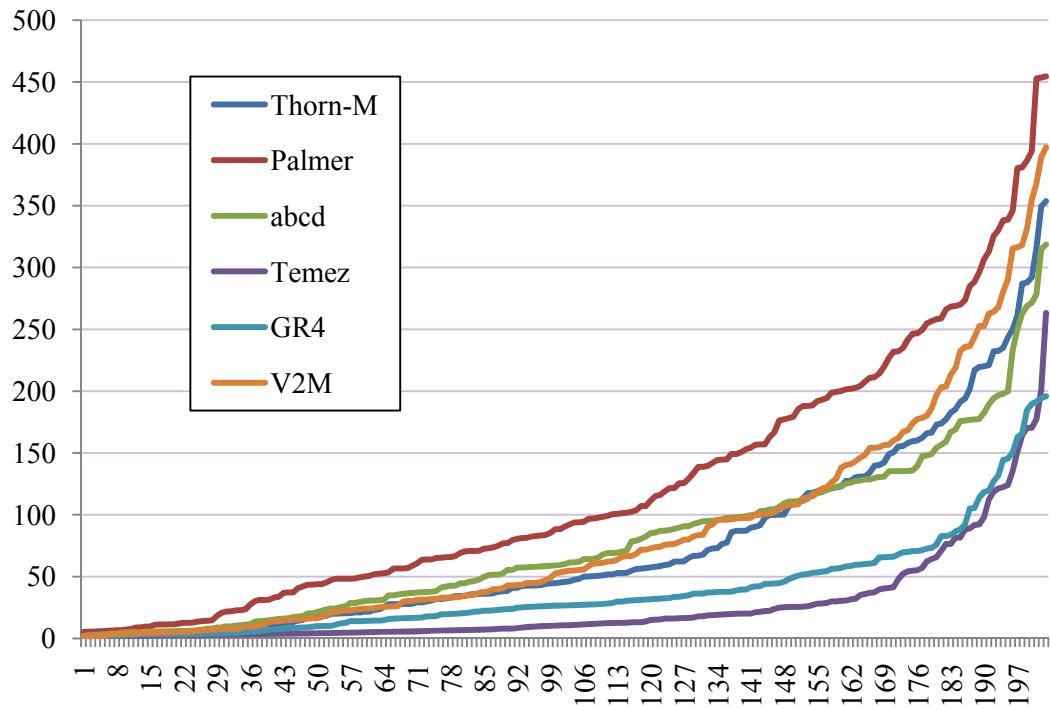


Figura 61. Error cuadrático medio de los diferentes modelos. Estimación MV (detalle)

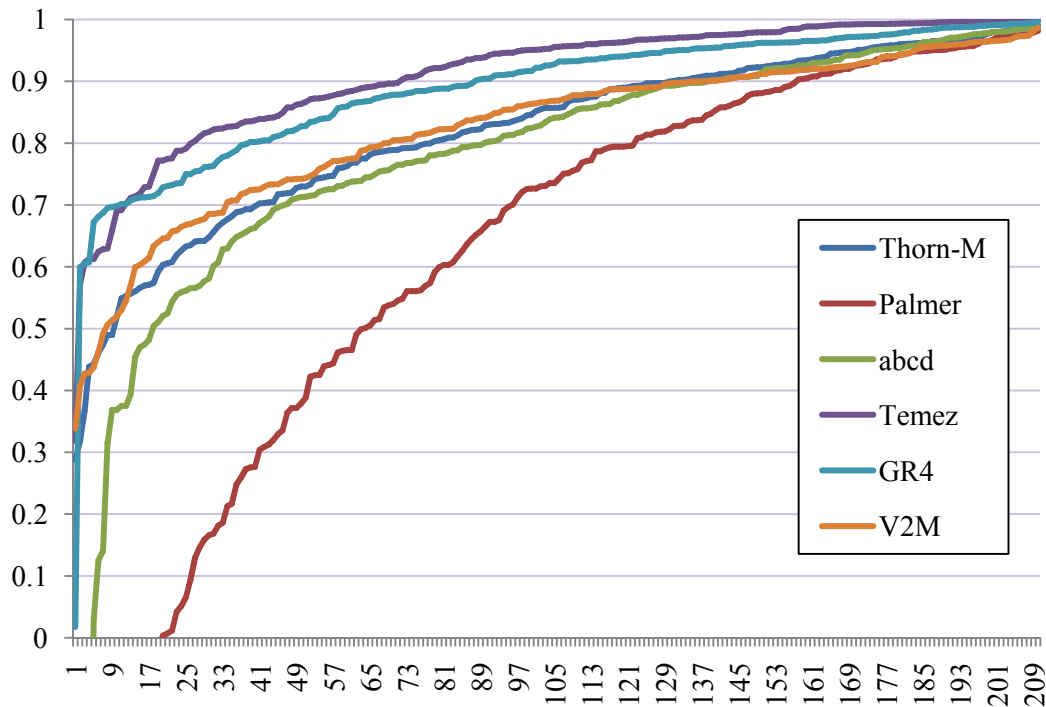


Figura 62. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos. Estimación MV

Puede verse que, aunque los valores obtenidos son obviamente diferentes, los comportamientos relativos de los modelos son los mismos que los de estimación MCO, con un modelo claramente peor (Palmer), dos mejores (Témez y GR4), y los otros tres intermedios y similares, acaso con una muy ligera desventaja del *abcd*.

Puesto que podría haber un pequeño sesgo a favor del modelo Témez por haberse empleado en su versión distribuida (SIMPA) para completar datos en algunas estaciones del conjunto básico de referencia, no puede afirmarse que sea indudablemente mejor que GR4, pudiendo mantenerse el supuesto de una supremacía indistinta de ambos frente a Th-M, *abcd* y V2M, y pudiendo descartarse sin duda el modelo de Palmer.

En conclusión, puede afirmarse que, a escala global, para el conjunto peninsular, los modelos de Témez y GR4 presentan el mejor comportamiento generalizado, aunque no de forma totalmente concluyente, mientras que el modelo de Palmer arroja resultados generales deficientes y debe ser descartado de forma generalizada.

Los modelos *abcd*, Thornthwaite-Mather y V2M presentan un comportamiento en general aceptable, no descartándose que de forma local puedan mejorar a los de Témez y GR4 en algunas estaciones.

Para investigar este comportamiento e intentar discernir su posible dependencia hidrológica regional, se han analizado estas respuestas pero ordenando las estaciones por su índice de aridez. Los resultados se muestran en los siguientes epígrafes.

7.3.4.3. Resultados de calibración según la aridez de las cuencas

Para analizar la eficiencia de los distintos modelos según la aridez de las cuencas a las que se aplican se ha procedido a seleccionar, de entre el conjunto de referencia, un conjunto de estaciones cuyo coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe, es mayor de 0.65, magnitud

comúnmente aceptada como indicativa de un buen ajuste, para todos los modelos seleccionados.

Estos modelos seleccionados son todos excepto el de Palmer que, a la vista de los resultados ya mostrados, se considera descartable.

El conjunto seleccionado tiene un total de 178 estaciones, número que se considera suficientemente elevado como para representar a toda la España peninsular. Dentro de este conjunto hay cuencas húmedas, semihúmedas y semiáridas, confirmando la mencionada representatividad.

Para todos los modelos y todas las estaciones seleccionadas se han calibrado sus parámetros y se ha obtenido el coeficiente de eficiencia del ajuste. Ordenando las cuencas por su índice de aridez, la representación de estos coeficientes para cada modelo es la mostrada en la figura.

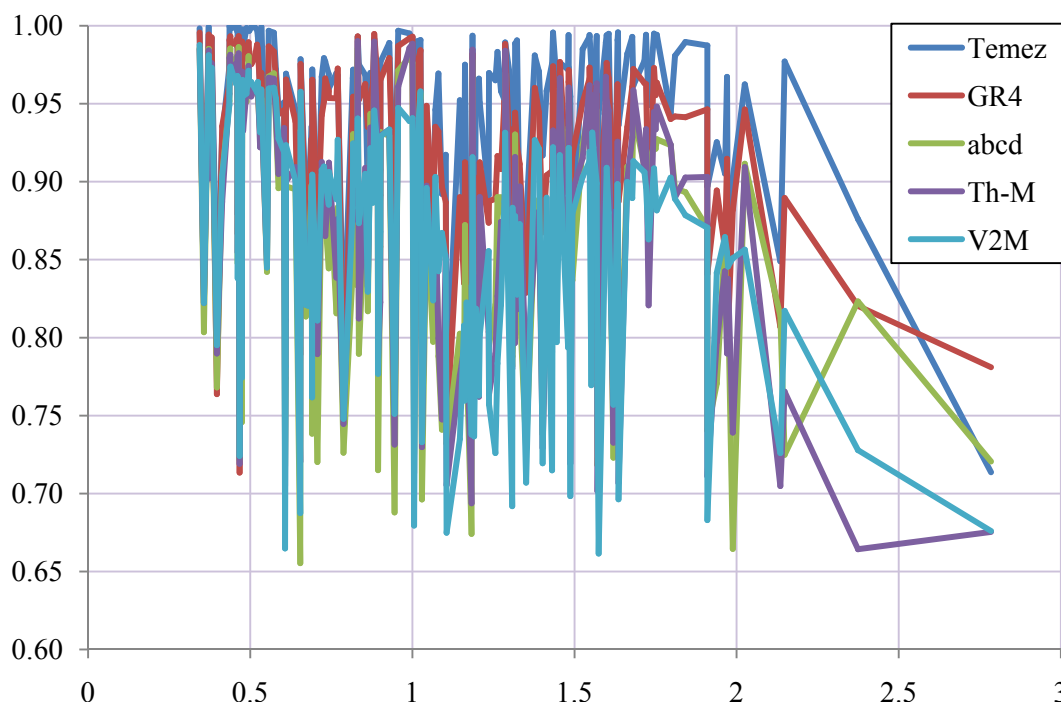


Figura 63. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos y cuencas, según su índice de aridez

En esta representación es difícil extraer conclusiones más allá de que el modelo de Temez parece ser el de mejor comportamiento, con independencia de la aridez de las cuencas, y el V2M el de peor comportamiento. Asimismo parece apreciarse que, con carácter general para todos los modelos, y como sucedía con GR1A a escala anual, las eficiencias parecen inferiores para las cuencas más áridas.

Para mejorar la visibilidad de estos resultados se han construido las medias móviles de las eficiencias con respecto a valores centrales del índice de aridez (-3 a +3), representándose como antes, y arrojando los resultados mostrados en la figura.

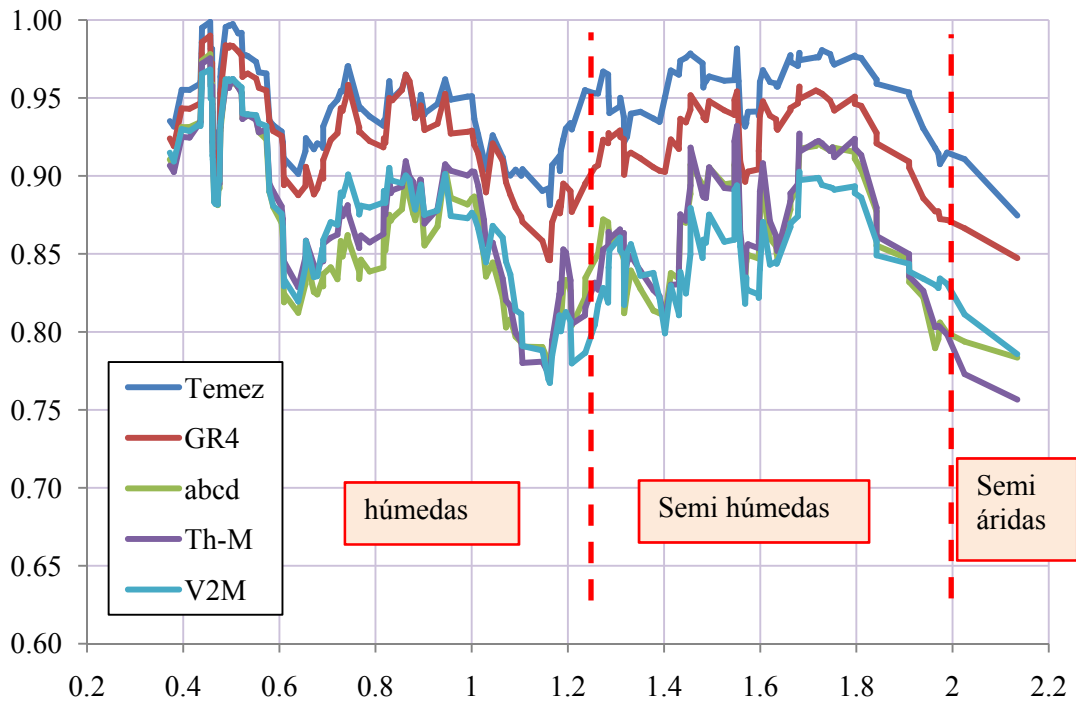


Figura 64. Coeficiente de eficiencia de Nash de los diferentes modelos y cuencas, según su índice de aridez (medias móviles)

Como se observa, el efecto de alisado por media móvil hace que ahora se perciba con gran claridad el comportamiento relativo de los distintos modelos. Así, puede confirmarse que el mejor comportamiento, en toda la gama de aridez, corresponde al modelo de Témex junto con el GR4. Para las cuencas húmedas son muy similares pero a medida que aumenta la aridez Témex parece resultar dominante.

En zonas semihúmedas y húmedas el comportamiento es similar, mientras que en las zonas semiáridas parece empeorar progresivamente con el aumento de la aridez. Es curiosa la aparición de otro mínimo en la transición de semihúmedo a húmedo, pero fuera de este mínimo, la eficiencia es estable, con valores del orden de 0.95 para Témex y GR4, y entre 0.85 y 0.9 para los otros.

Todas las eficiencias se degradan progresivamente para índices de aridez mayores de 1.8, y ello sucede para todos los modelos, como si de un fenómeno estructural se tratase. Para las cuencas semiáridas los comportamientos de los modelos son peores que para las húmedas o semihúmedas, pero tanto Témex como GR4 se mantienen por encima de 0.70 en todos los casos.

A falta de análisis de puntuales mayor detalle, estos resultados permiten validar un uso generalizado de los modelos de Témex y GR4 para el conjunto de las cuencas peninsulares en España, si bien con mayores reservas en las zonas semiáridas y en una ventana de aridez situada en torno al índice de 1.1. La investigación de esta ventana requeriría posteriores estudios adicionales.

7.3.4.4. Calibración de parámetros de nieve

Las rutinas empleadas para separación de nieve se utilizaron en el proceso de generación de las series, por lo que estas ya diferencian entre líquida y sólida. Para la fusión se empleó el método descrito de grado-día, con un solo parámetro *cfus*.

Considerando éste como un parámetro más a calibrar, los resultados de las estimaciones son las mostradas en las figuras, en las que se representan tales estimaciones para cada modelo y cada estación, ordenadas por su índice de aridez.

Para una mejor visualización se separan los modelos en diferentes figuras, con las mismas escalas y contenidos.

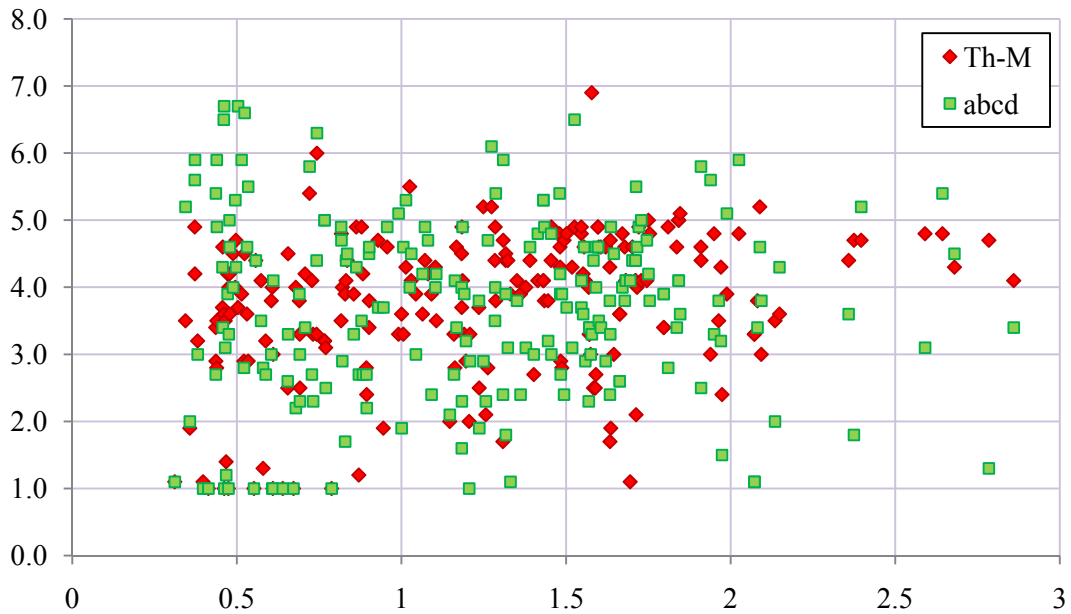


Figura 65. Parámetro de fusión de nieves. Modelos Th-M y abcd

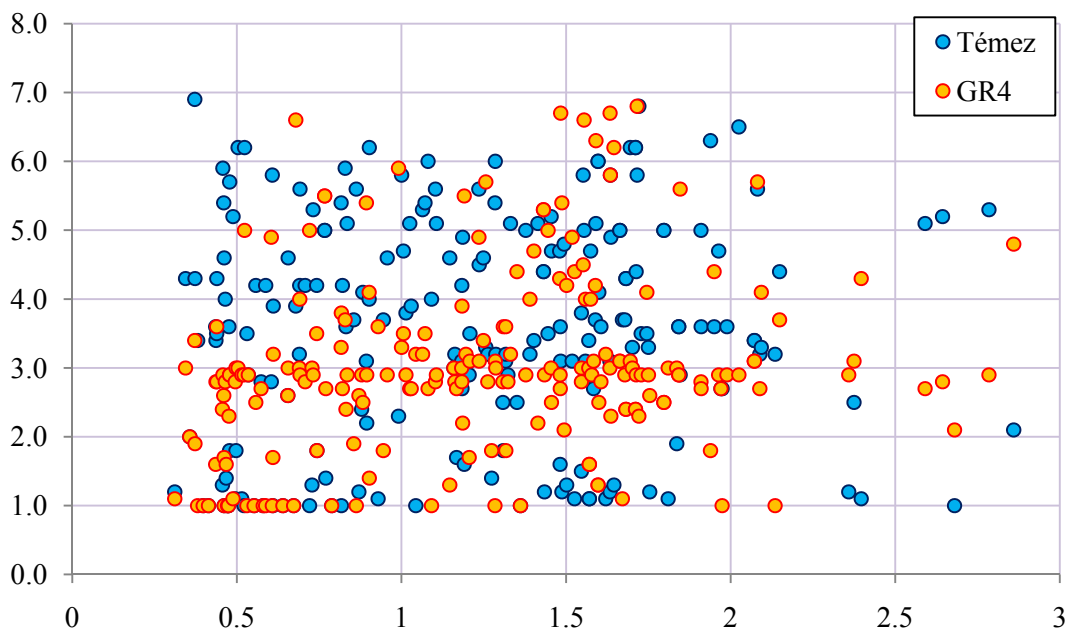


Figura 66. Parámetro de fusión de nieves. Modelos Temez y GR4

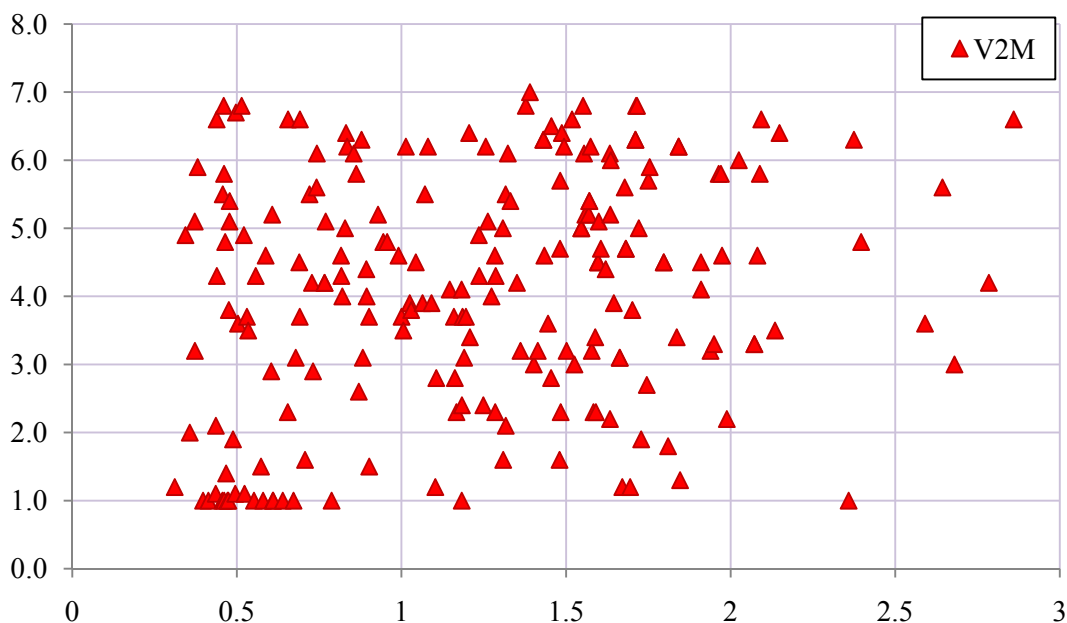


Figura 67. Parámetro de fusión de nieves. Modelo V2M

Puede verse que, como cabía esperar, no se aprecian tendencias significativas del coeficiente de fusión con la aridez en ninguno de los modelos, y su comportamiento es similar para los distintos modelos, errático en torno a un valor medio entre 3 y 4 mm/°C.día, dentro del margen factible fijado a priori entre 1 y 7.

En algunos casos, para las estaciones más húmedas, se alcanza el extremo inferior de 1, pero no en todos los modelos ni en todas las estaciones. Hay estaciones en las que apenas llega a activarse, siendo por tanto inviable su calibración. En el análisis estructural, presentado más adelante, se aprecia que en numerosas estaciones su autovalor de la MIE es nulo, indicando este tipo de problemas de no identificabilidad.

A la vista de estos resultados, cabe pensar en la posible supresión del parámetro, y su sustitución por una constante o parámetro sin calibración, dado a priori, fijado en 3 ó 4 mm/°C.día.

Únicamente en aquellos casos de cuencas con innivación significativa y datos suficientes podría abordarse su consideración como parámetro y su eventual calibración.

7.3.4.5. *Análisis estructural. Estimación e incertidumbres*

Examinados los modelos desde el punto de vista de su calibración y eficiencia, cabe examinar ahora algunos aspectos de su comportamiento estructural. Puesto que Témez y GR4 parecen destacar sobre los demás, centraremos el análisis únicamente en estos dos modelos descartando el resto.

En primer lugar se analizan los resultados de la calibración de parámetros examinando su valor junto con su incertidumbre para las distintas estaciones, ordenadas según la aridez de su cuenca. Tras ello, se observan los indicadores de tendencia y nulidad de las series de errores. Se concluye con la estructura de covarianzas e indicadores de identificabilidad estructural.

7.3.4.5.1. Evaluación de parámetros e incertidumbres

Para el conjunto de referencia y los dos modelos elegidos se han estimado los parámetros de los modelos en cada estación.

La estimación se ha realizado mediante MCO y sin transformación previa de los datos.

Para el modelo de Témex los resultados obtenidos son los representados en las figuras en las que, como antes, se adopta el índice de aridez como criterio de ordenación de las cuencas, y visualmente se emplea una representación de serie con líneas, a sabiendas de que en realidad no es así y se trata de un gráfico de puntos XY.

Para cada parámetro se muestra tanto su valor estimado como los límites de confianza del 95% de la estimación realizada.

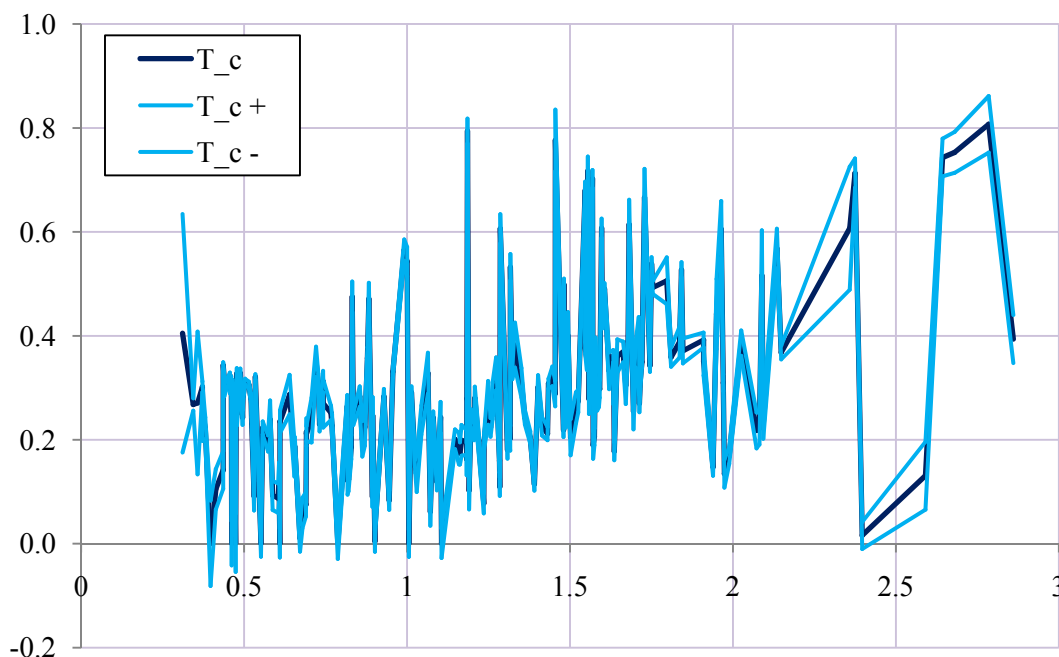


Figura 68. Modelo de Témex. Calibración del parámetro c

Puede verse que el parámetro c tiende a aumentar con la aridez de la cuenca, aunque con oscilaciones interestaciones muy superiores a sus límites de confianza, lo que podría dificultar estimaciones regionales. Para las cuencas más áridas los intervalos de confianza son mayores y las oscilaciones de mayor amplitud.

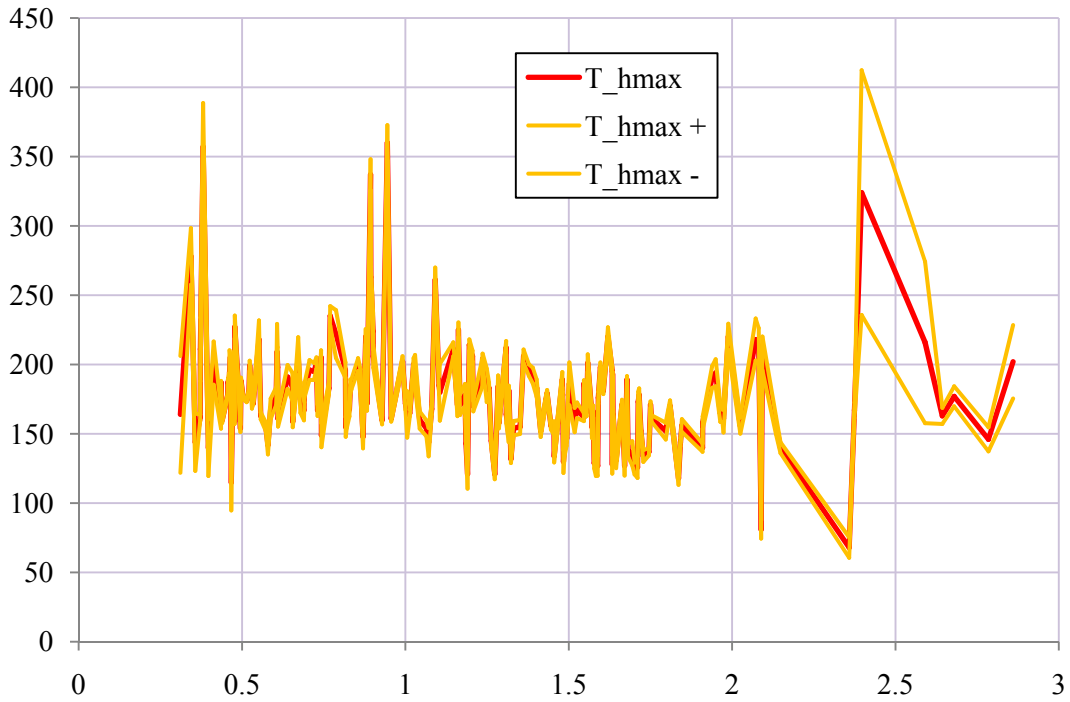


Figura 69. Modelo de Temez. Calibración del parámetro hmax

A diferencia de c , el parámetro $hmax$ es muy estable en todo el intervalo, entre 150 y 200, presentando tan solo un comportamiento muy irregular de manera puntual y en las cuencas más áridas, al igual que c . Indagar este fenómeno requeriría una investigación específica.

Los intervalos de confianza son estrechos apuntando a buena estimación pero con dificultades para regionalización atendiendo solo a la aridez.

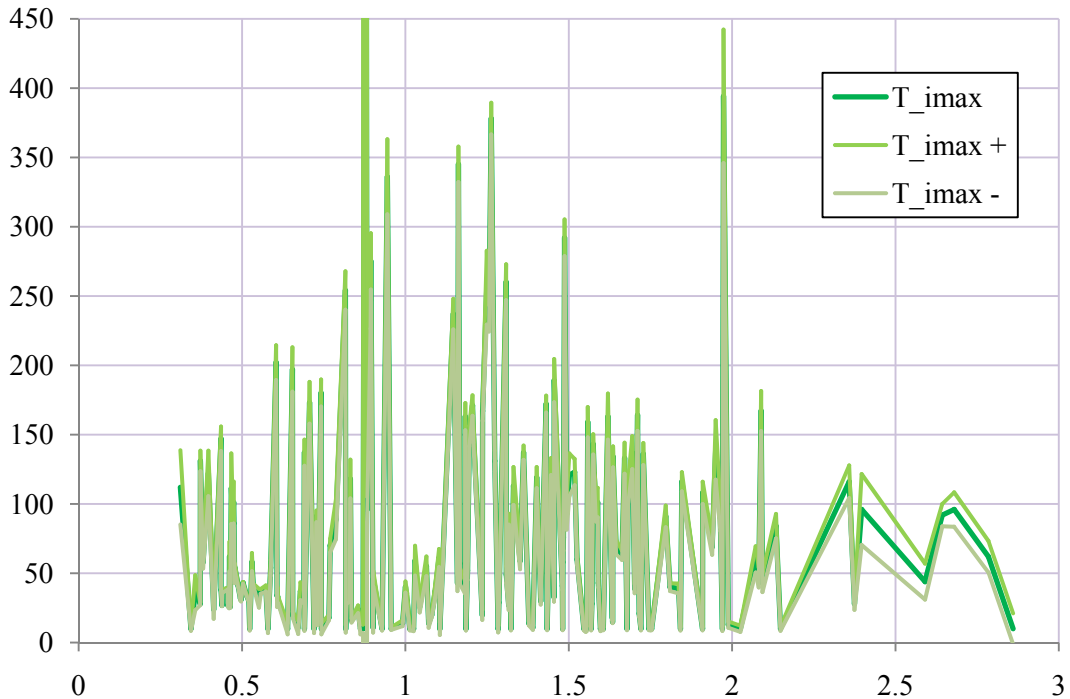


Figura 70. Modelo de Temez. Calibración del parámetro imax

Al igual que $hmax$, y a diferencia de c , el parámetro $imax$ parece también estable con respecto a la aridez en todo el intervalo, con el mismo comportamiento irregular que antes. Las bandas de confianza son también estrechas, con idénticas implicaciones que $hmax$.

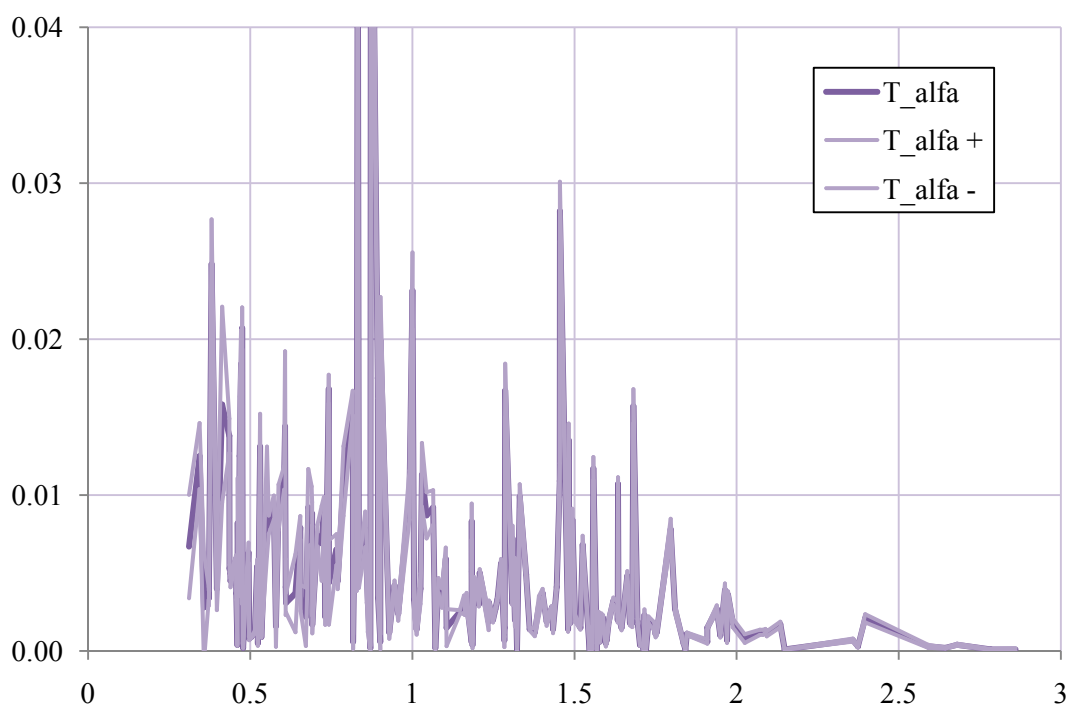


Figura 71. Modelo de Témex. Calibración del parámetro alfa

Finalmente, $alfa$ parece mostrar una tendencia decreciente con la aridez tanto en sus valores estimados como, llamativamente, en su irregularidad.

Además de los parámetros y sus intervalos de confianza, es interesante examinar los coeficientes de variación porcentuales de los errores respecto a las estimaciones, obtenidos dividiendo el error estándar del parámetro por su valor estimado. La figura adjunta muestra estos resultados para los cuatro parámetros de este modelo.

Dada la gran variabilidad de estos valores, para su mejor visibilidad se han representado en escala logarítmica.

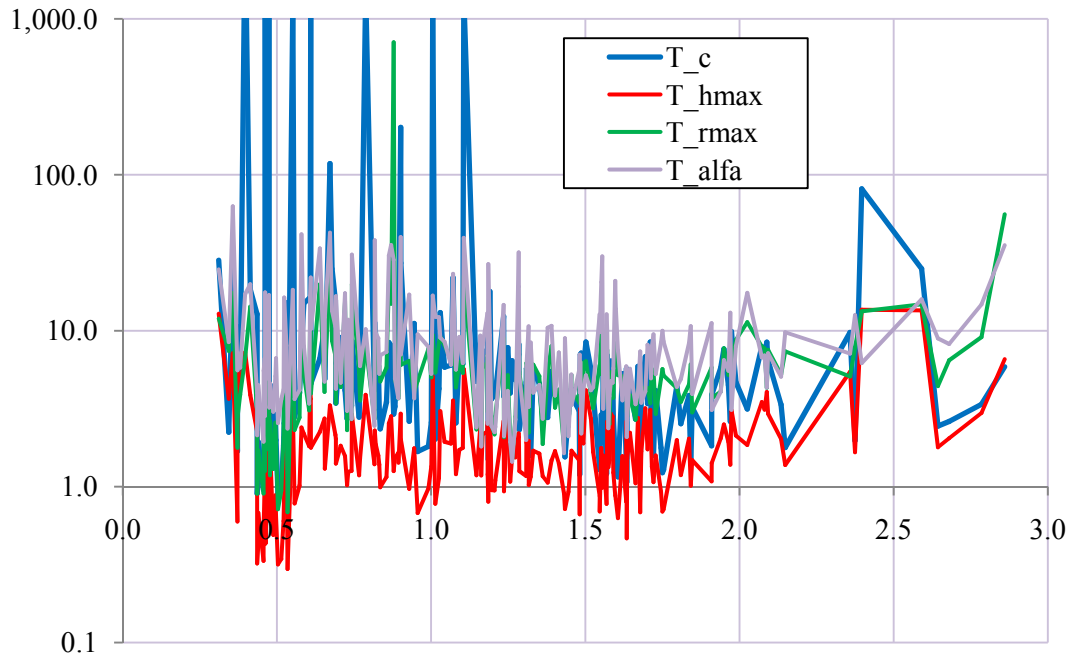


Figura 72. Modelo de Témex. Coeficientes de variación de los parámetros estimados

Puede verse que no hay tendencias claras con la aridez, mientras que sí parece haber una ordenación, que se mantiene en todo el rango, que sitúa sistemáticamente los cv de los otros parámetros siempre por encima de los de *hmax*, que es el parámetro con menor incertidumbre.

Para el modelo GR4 los resultados de la estimación son los de las siguientes figuras.

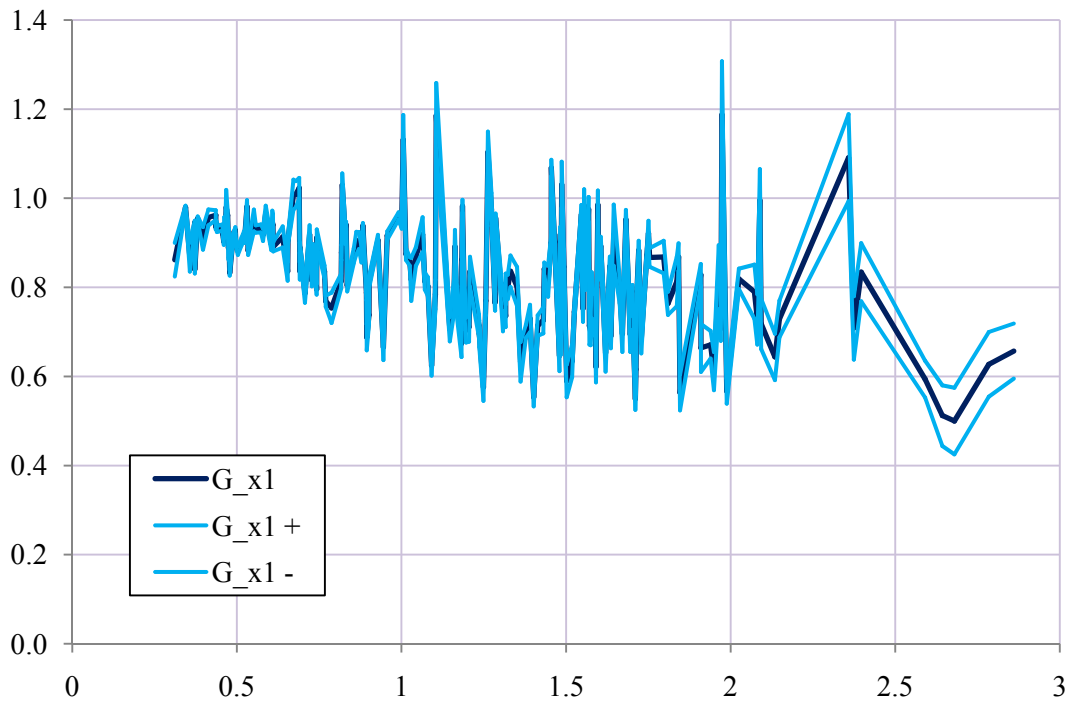


Figura 73. Modelo GR4. Calibración del parámetro x1

Puede verse que x_1 muestra una tendencia claramente decreciente con la aridez, y con oscilaciones que también parecen aumentar con ella.

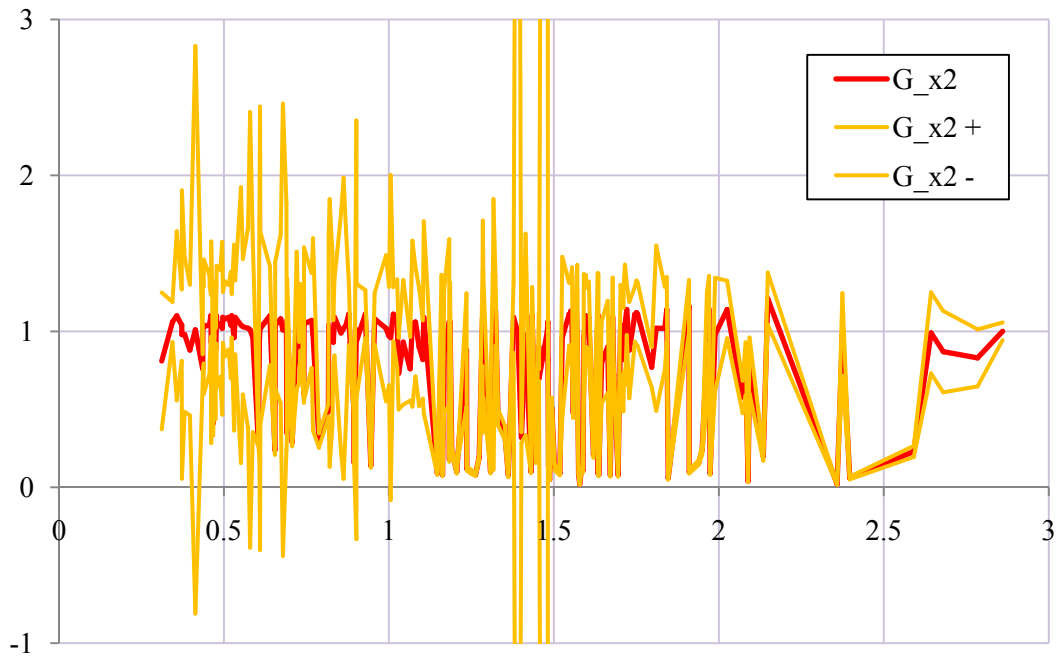


Figura 74. Modelo GR4. Calibración del parámetro x_2

Sin embargo x_2 parece muy estable en todo el rango, oscilando alrededor de un valor medio unidad pero con intervalos de confianza relativamente amplios y variables.

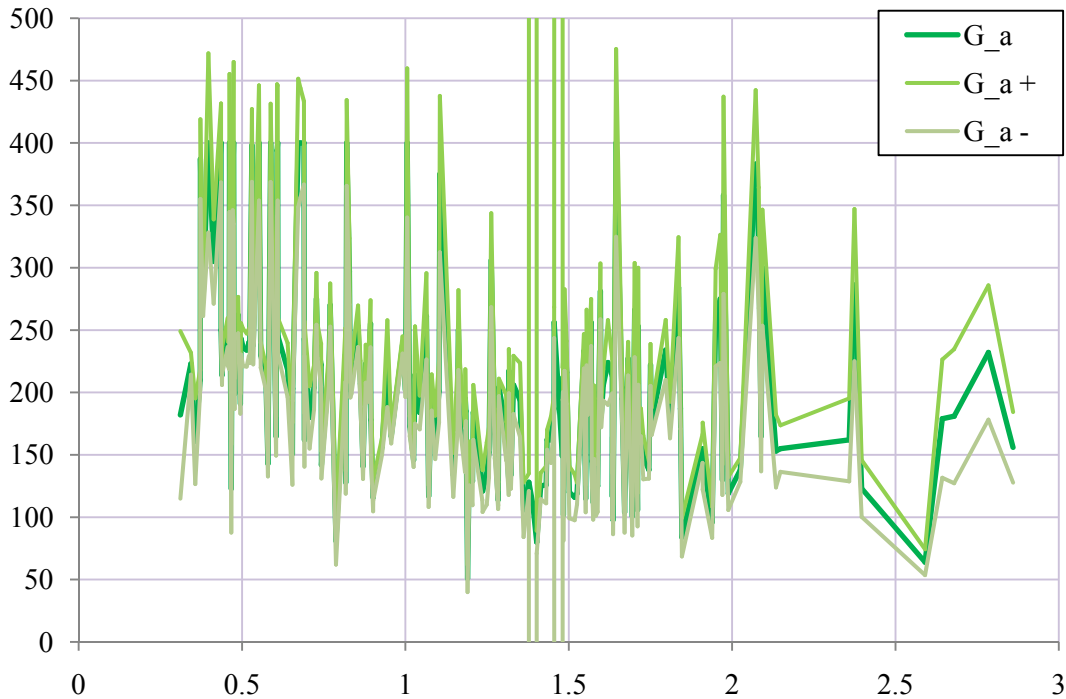


Figura 75. Modelo GR4. Calibración del parámetro a

El parámetro a vuelve a mostrar en apariencia una tendencia ligeramente decreciente con la aridez, y con fuertes oscilaciones aunque con intervalos de confianza estrechos.

La representación de los coeficientes de variación de parámetros estimados para este modelo ofrece los resultados de la figura.

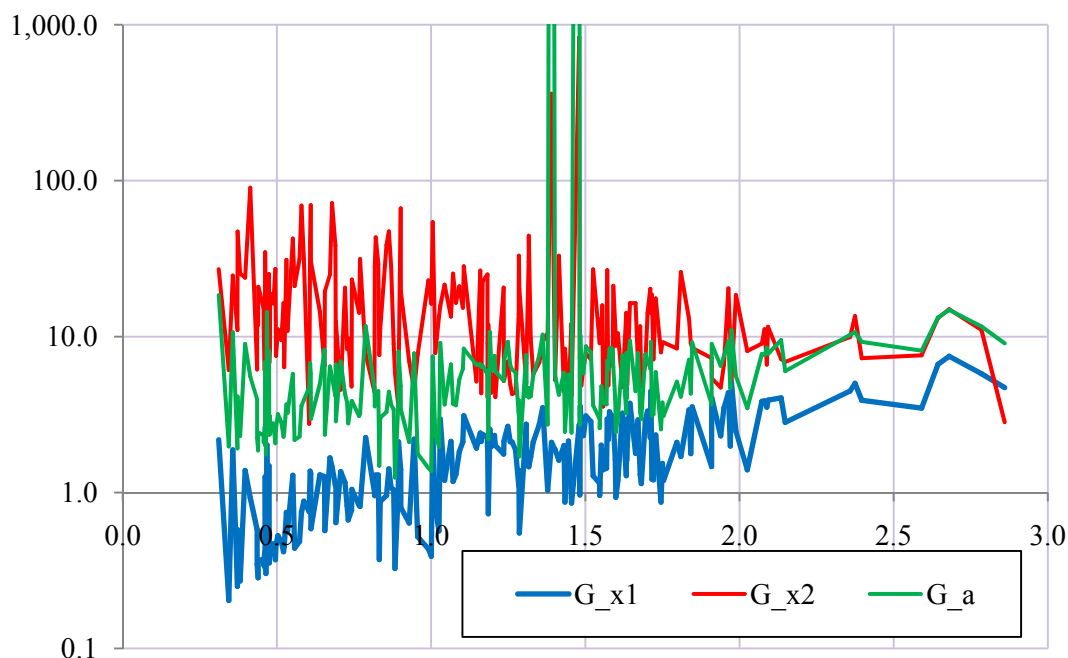


Figura 76. Modelo GR4. Coeficientes de variación de los parámetros estimados

Puede verse que, a diferencia de lo que sucedía con el de Témex, ahora sí que hay una clara separación de los coeficientes de forma que los de x_2 son siempre mayores que los de a y estos son siempre mayores que los de x_1 .

Además, el efecto de la aridez parece desplegarse en abanico, de forma que para las cuencas más áridas los coeficientes son más parecidos (x_2 y a), mientras que para las más húmedas la separación es mayor.

7.3.4.5.2. Comportamiento de los errores de las calibraciones

Examinados los resultados de la estimación, es interesante analizar el comportamiento de los errores de calibración pues, como se indicó, pueden revelar tanto anomalías en los ajustes como problemas de no estacionariedad de los parámetros resultantes.

Obviamente, con una investigación a tan gran escala como la que se está realizando no es posible analizar los detalles concretos de cada caso, pero sí obtener una impresión general robusta del comportamiento global de los modelos analizados.

Para este análisis se han calculados los estadísticos t de significación del test de medias nulas para las series de errores de cada estación y cada modelo. Los resultados para los dos modelos son los mostrados en el gráfico, en el que se representan también los límites de confianza aproximados del 95%.

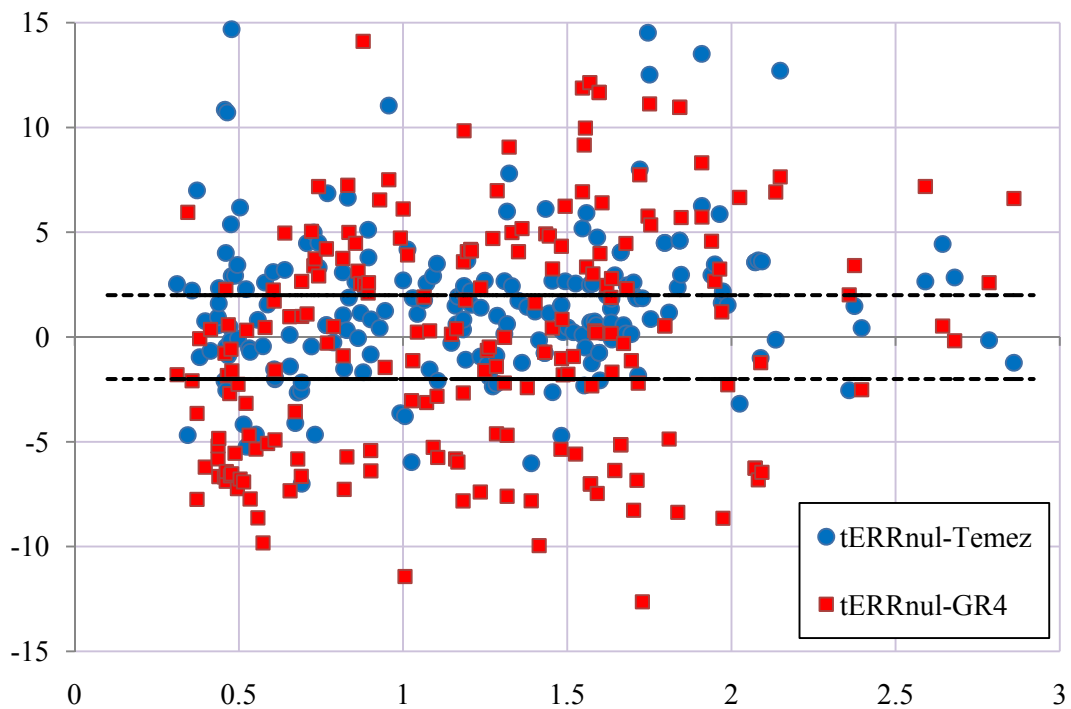


Figura 77. Estadísticos t de significación de medias nulas de los errores

Se observa que muchas de las calibraciones quedan dentro de los límites de confianza pero hay también un número considerable que queda fuera, y tanto por arriba como por abajo.

Aunque pudiera parecer que hay una diferencia en los valores inferiores con mayor incumplimiento de GR4, el efecto no es tan significativo como para extraer ninguna conclusión firme.

Los incumplimientos del test tampoco parecen depender de la aridez de las cuencas si bien, como antes, no cabe extraer conclusiones firmes.

Examinando ahora la hipótesis de no tendencia lineal en la serie de errores, los resultados del test para los dos modelos examinados son los mostrados en la figura.

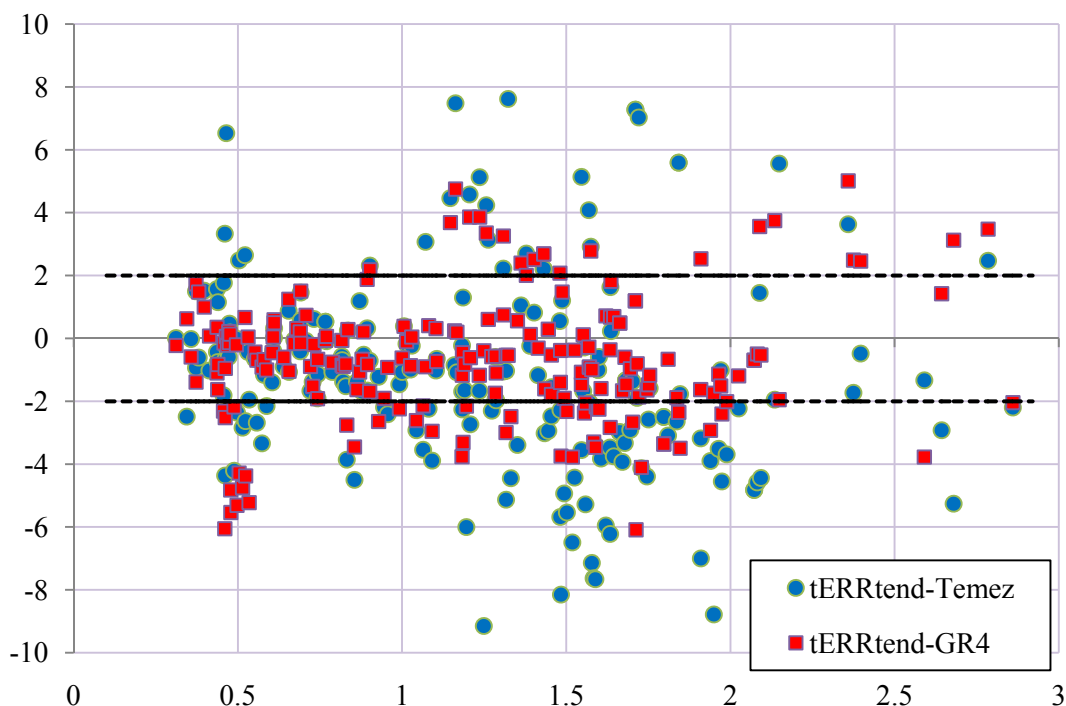


Figura 78. Estadísticos de significación de tendencia lineal de los errores

Con respecto a este criterio, la mayoría de calibraciones caen dentro de los límites de confianza, sin que se observe dependencia de este estadístico respecto a la aridez de la cuenca estudiada.

Sin embargo, sí que parece observarse que hay un mayor número de incumplimientos con el modelo de Temez que con el GR4, y además con valores negativos indicando tendencias mayoritariamente decrecientes. Errores decrecientes podrían implicar caudales observados decrecientes o problemas de no estacionariedad, pero a la vista de estos resultados no hay suficiente evidencia de que sea así.

7.3.4.5.3. Covarianzas de los parámetros estimados

Tras el examen de los resultados de la estimación y de las series de errores, cabe abordar el análisis de la estructura de covarianzas de los parámetros calibrados.

Para cada modelo y cada estación se ha estimado la matriz de covarianzas de los parámetros calibrados mediante las técnicas descritas en anteriores capítulos. De las covarianzas se han derivado las correlaciones, que se muestran en las figuras que siguen, elaboradas con el mismo criterio de ordenar las estaciones por su índice de aridez.

Las matrices se representan por sus valores para cada par de parámetros estimados en todas las estaciones, empleando para mayor claridad de visualización dos gráficos por modelo en los casos con 4 parámetros (abcd, Temez, GR4 y V2M), y un solo gráfico para el triparamétrico Th-M.

Como se apuntó, imaginando una línea representativa de la tendencia de las correlaciones con la aridez, y suponiendo que la pendiente de esta línea no presenta cambios de signo en todo el dominio, decreciente positivo significa una tendencia a debilitar una correlación positiva mientras que decreciente negativo significa, al contrario, fortalecer una correlación negativa.

A la inversa, creciente positivo significa una tendencia a fortalecer una correlación positiva mientras que creciente negativo significa, al contrario, debilitar una correlación negativa.

Cabe por tanto identificar 9 situaciones distintas, 3 con líneas crecientes, 3 con líneas decrecientes, y 3 con líneas horizontales.

Pares de parámetros con correlaciones crecientes positivas (1) o decrecientes negativas (2) son pares que rigidizan su relación (aumentan su correlación) con el aumento de aridez, mientras que pares con correlaciones crecientes negativas (4) o decrecientes positivas (5) debilitan su relación (reducen su correlación) con la aridez.

Si la línea no es creciente ni decreciente la relación puede ser negativa (6), positiva (3) o inexistente (7), pero es estable con respecto a la aridez.

Por último, cabría pensar en otros dos casos en los que la línea cruzase el nivel 0 o franja de independencia creciendo (9) o decreciendo (8). Esto significaría que la relación cambia, aumentando primero y disminuyendo después, con signo inverso.

Seguidamente examinaremos estos comportamientos para todos los modelos seleccionados.

Comenzando por el de Thorntwaite-Mather, sus resultados de correlación son los representados en la figura.

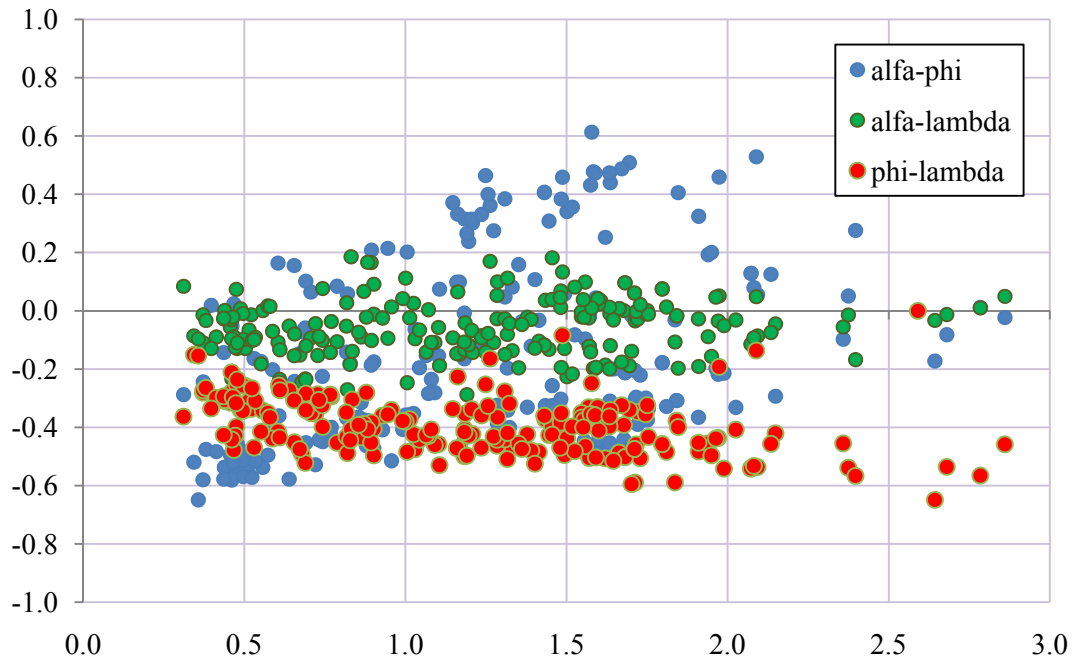


Figura 79. Modelo de Thorntwaite-Mather. Correlaciones de los parámetros

Se observa que las correlaciones son en general reducidas excepto en el caso *phi-lambda*, con valores siempre negativos y significativos. La correlación *alfa-phi* es más variable que las otras dos. En ningún caso se observa tendencia apreciable siguiendo la aridez de la cuenca.

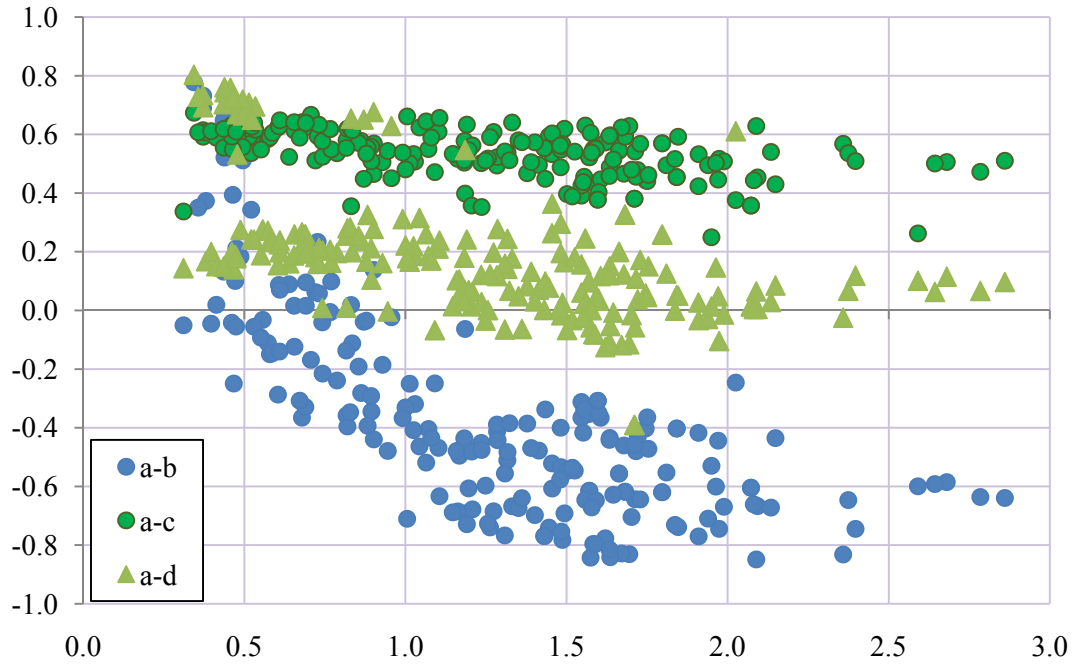


Figura 80. Modelo abcd. Correlaciones de los parámetros (I)

Por el contrario, para el *abcd* sí parece observarse una tendencia a la baja, más acusada en las correlaciones *a-b* y *b-c*, con valores negativos significativos, y también decreciente, aunque positivos en el caso *a-c* y *c-d*. Las correlaciones *a-d* y *b-d* son menos significativas y relativamente estables, sin tendencias apreciables con la aridez de la cuenca.

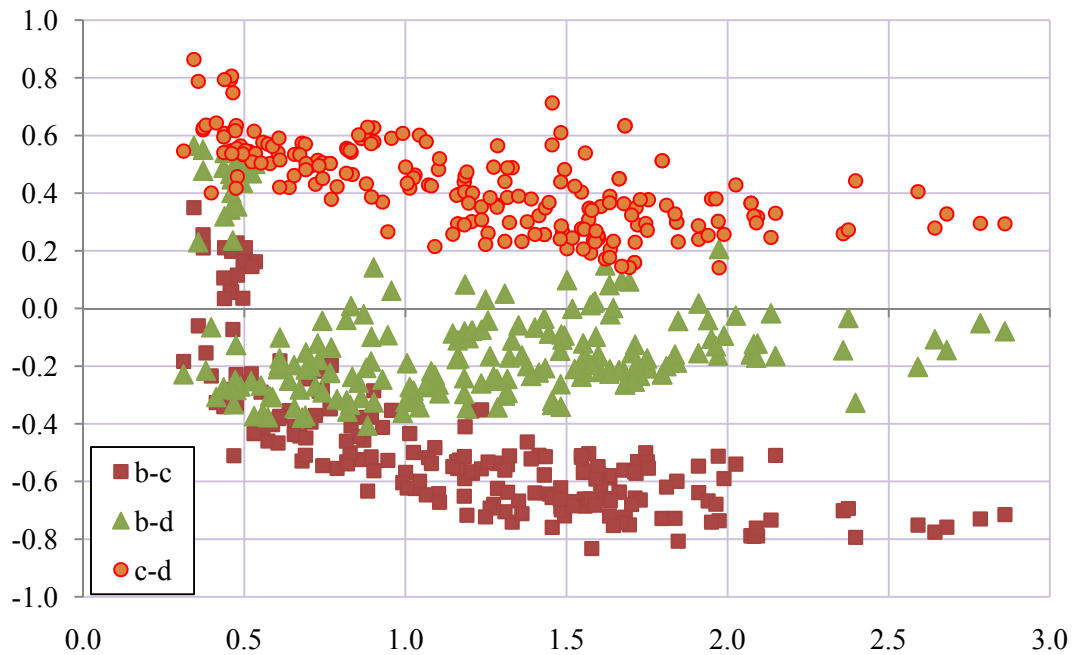


Figura 81. Modelo abcd. Correlaciones de los parámetros (II)

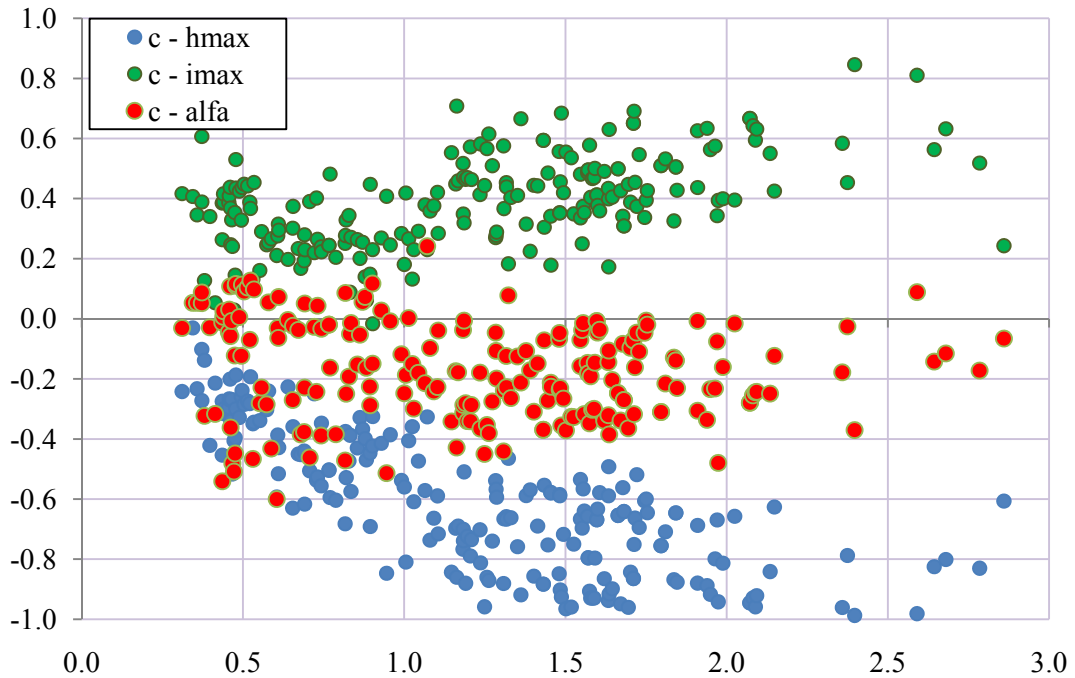


Figura 82. Modelo de Témez. Correlaciones de los parámetros (I)

Para el modelo de Témez, es interesante observar que el parámetro c parece estar correlacionado con todos los demás, positivamente con $imax$ y negativamente con $hmax$. La asociación más débil se da con $alfa$ pero aún así existe y es negativa.

Además, las correlaciones de c con $imax$ y con $hmax$ dependen de la aridez de las cuencas, aumentando a medida que ésta es mayor.

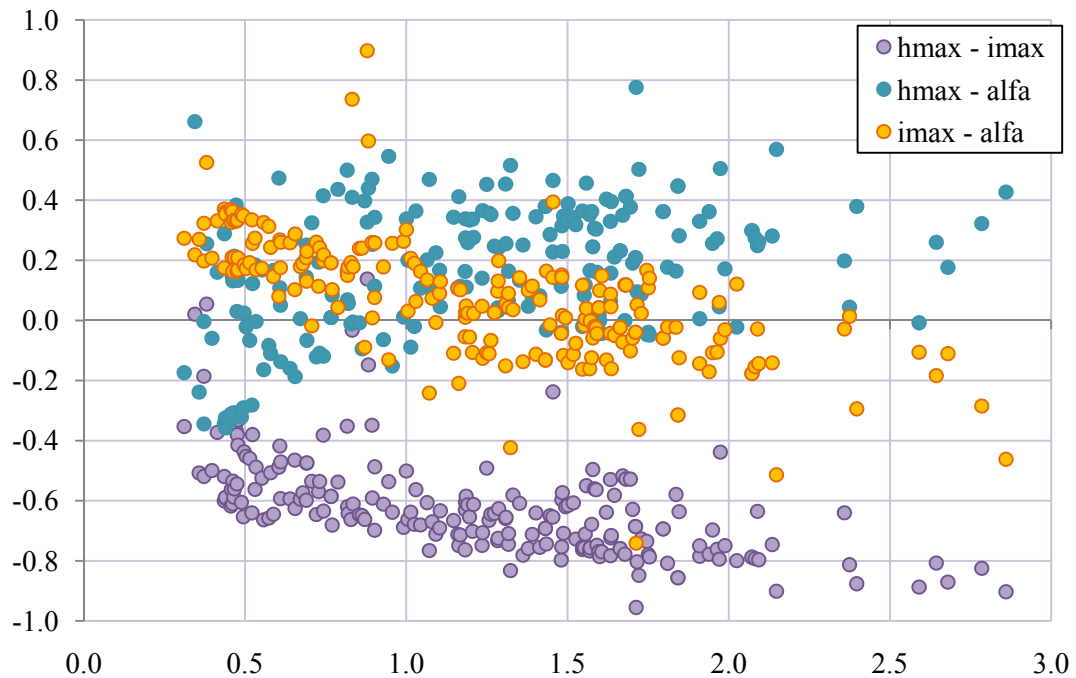


Figura 83. Modelo de Témez. Correlaciones de los parámetros (II)

Por su parte, $hmax$ e $imax$ muestran también una fuerte correlación negativa, que también aumenta con la aridez como cabía esperar dada su asociación con c , mientras que $hmax$ y $alfa$ muestran asimismo correlación positiva, aunque con menores valores y sin una dependencia tan clara respecto a la aridez.

La asociación más débil de este modelo se produce entre $imax$ y $alfa$, aunque también en este caso se observa una tendencia decreciente con el aumento de la aridez.

Estos resultados son de indudable interés pues apuntan a una posible sobreparametrización del modelo de Témez, y con una estructura más rígida (mayores correlaciones) a medida que las cuencas presentan mayor aridez.

Repetiendo los análisis para el modelo GR4, los resultados son los ofrecidos en las figuras.

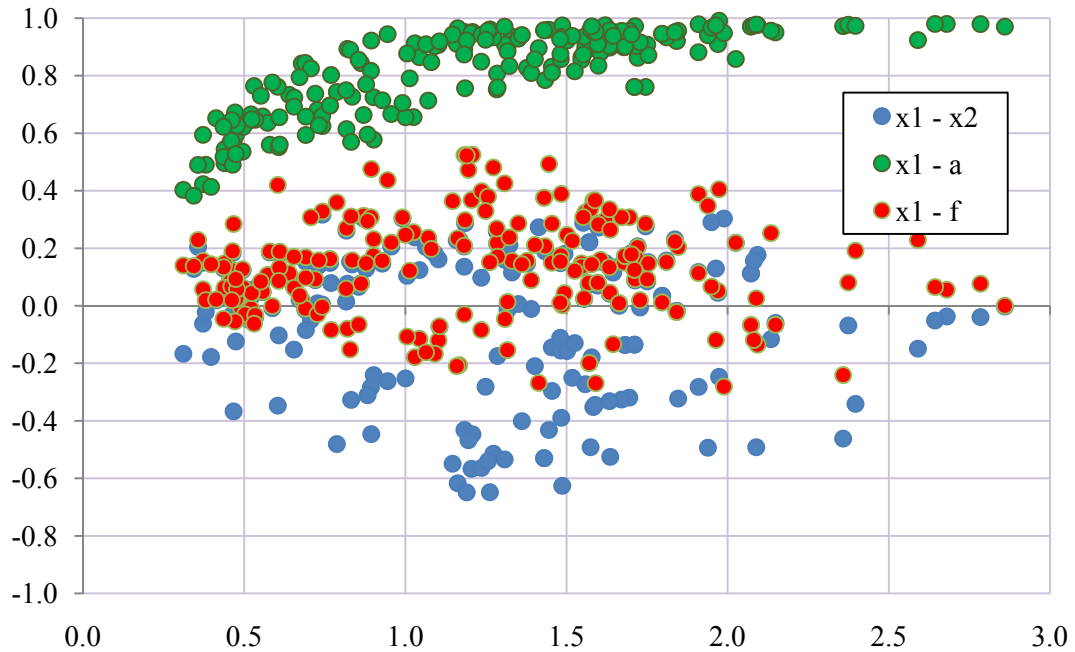


Figura 84. Modelo GR4. Correlaciones de los parámetros (I)

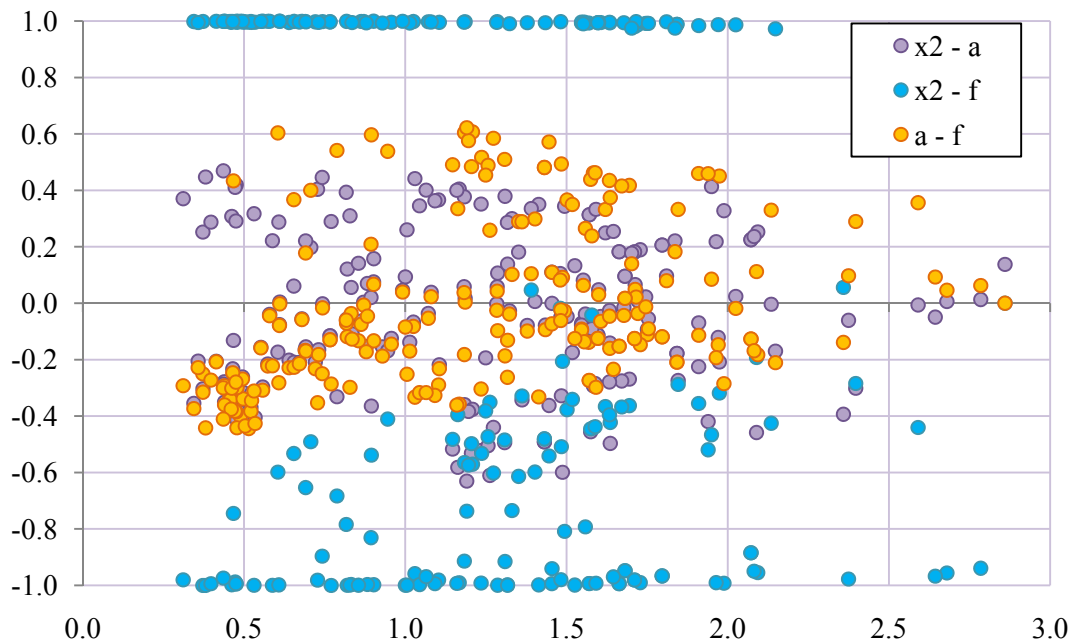


Figura 85. Modelo GR4. Correlaciones de los parámetros (II)

Se observa que hay una muy fuerte correlación positiva entre los parámetros x_1 y a , que además aumenta asintóticamente hasta el máximo con el aumento de aridez de la cuenca.

Los parámetros x_1 y x_2 también están correlacionados pero en menor grado, positiva y negativamente, y sin que parezca depender de la aridez.

Como era de esperar a la vista de la correlación de x_1 y a , igual sucede con x_2 y a que son prácticamente iguales a medida que aumenta la aridez.

Como se indicó para el modelo de Témez, estos resultados son también de interés práctico pues apuntan también a una posible sobreparametrización del modelo GR4, ya de por sí más parsimonioso al haber fijado como constante el parámetro f , y con una estructura que permitiría quizá suprimir otro parámetro más en las cuencas más áridas sin pérdida significativa de la calidad del ajuste.

Finalmente, para el modelo V2M los resultados son los mostrados en las figuras.

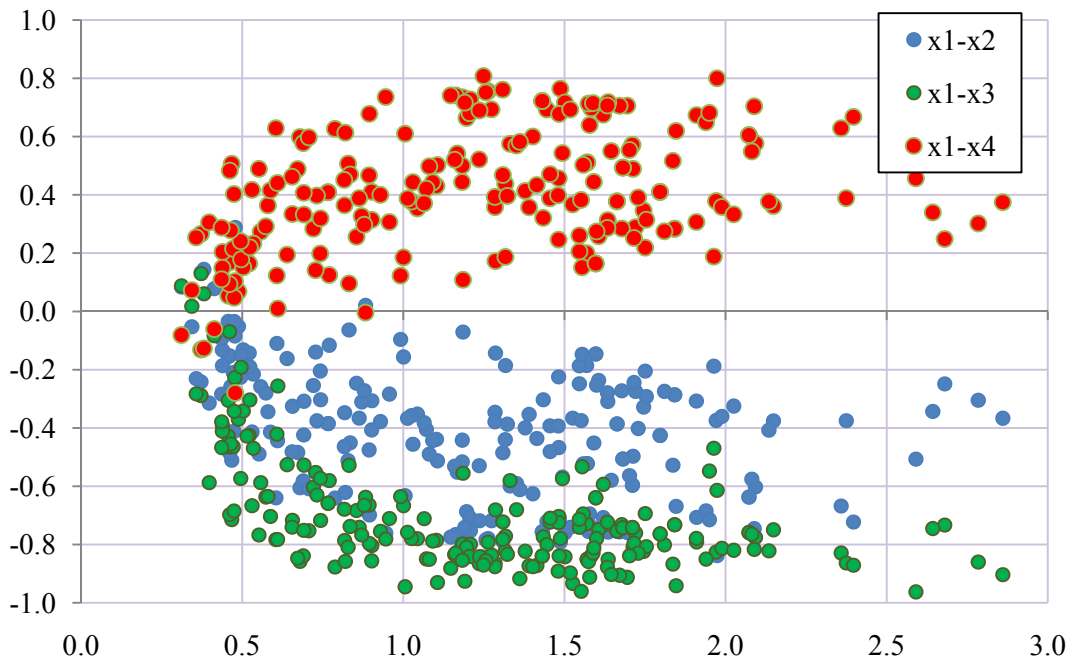


Figura 86. Modelo V2M. Correlaciones de los parámetros (I)

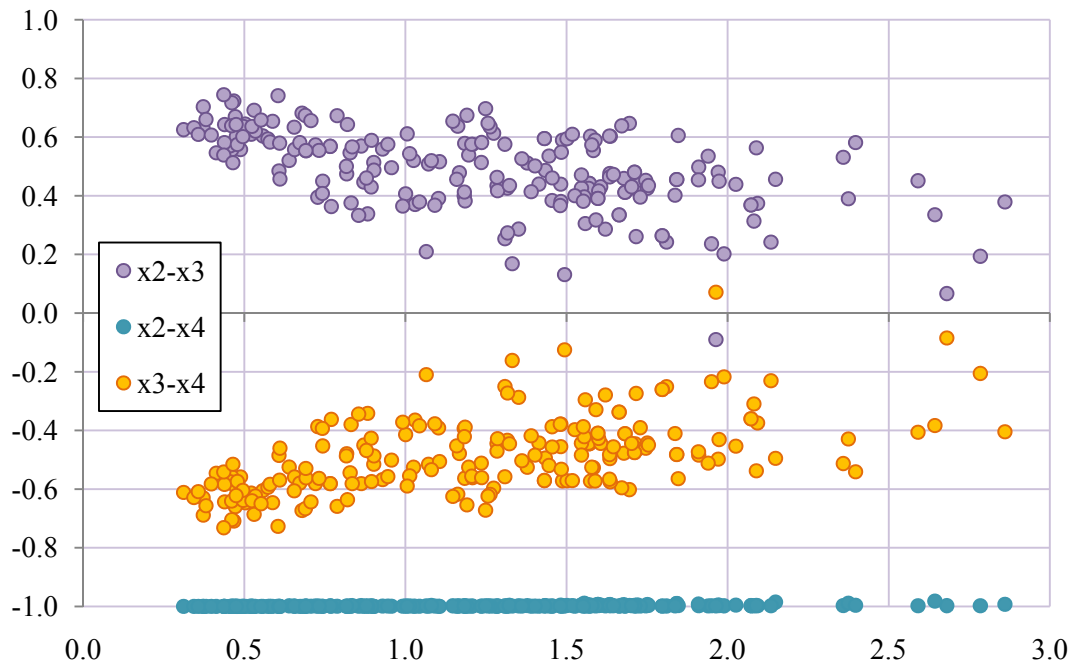


Figura 87. Modelo V2M. Correlaciones de los parámetros (II)

Se observa que x_1 está correlacionado con los otros 3. Positivamente con x_4 y negativamente con x_3 y x_2 , con éste último de forma simétrica respecto a x_4 . A su vez, x_2 y x_4 son indistinguibles, con correlación -1 casi siempre, confirmando la simetría apuntada que vuelve obviamente a reflejarse entre x_2-x_3 y x_3-x_4 .

En la formulación del modelo empleada hay por tanto un parámetro completamente redundante que cabría eliminar.

7.3.4.6. Análisis estructural. Identificabilidad

Tras el examen del comportamiento de los modelos desde el punto de vista de su estimación e incertidumbre, procede abordar ahora su análisis desde el punto de vista de su identificabilidad estructural.

Para ello, en primer lugar se analiza el indicador del número de condición de la matriz de identificabilidad estructural (MIE) para cada estación y cada modelo, ordenando los resultados, como antes, según la aridez de su cuenca. El número de condición es un indicador global conjunto, no asociado a ningún parámetro concreto, y que revela la forma y orientación del hiperelipsoide de la MIE. Números más elevados son indicativos de peor condicionamiento. Tras ello, se observan los indicadores identificabilidad obtenidos para los distintos parámetros de los modelos.

Los modelos considerados en el análisis son todos excepto el de Palmer, cuyos pobres resultados permiten descartarlo en lo sucesivo.

7.3.4.6.1. Número de condición de la matriz de identificabilidad estructural

Como se ha indicado, el NC de la MIE es un indicador global de identificabilidad, estrechamente relacionado con la colinealidad e invertibilidad de la matriz. En la figura adjunta se muestran los números de condición de las matrices MIE en cada estación y para cada modelo hidrológico, ordenando las estaciones por su índice de aridez. Dada la variabilidad y elevados valores del NC , se representa en escala logarítmica.

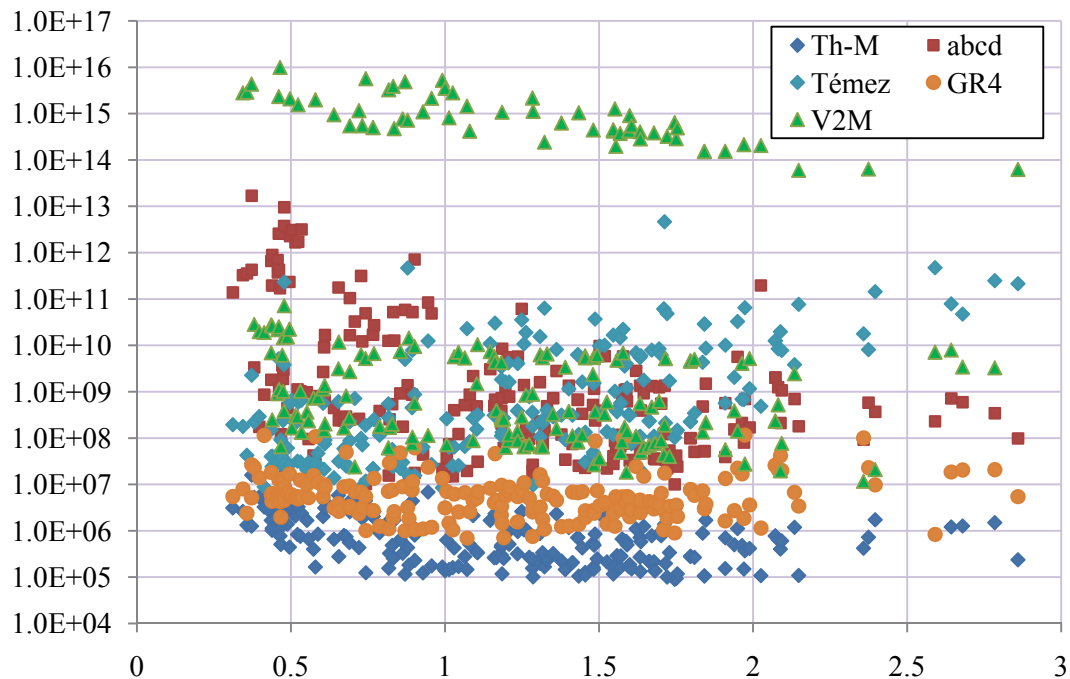


Figura 88. Número de condición de la MIE para los distintos modelos

Puede verse que, en efecto, los NC llegan a alcanzar valores sumamente elevados, del orden de 10^{16} , que es aproximadamente el límite de cómputo en doble precisión, con 16 dígitos. Valores tan altos revelan una inadmisibles situación de inestabilidad y propagación de errores. Parece asimismo apreciarse una cierta separación de sus valores entre los distintos modelos y una relativa independencia respecto a la aridez.

Para visualizar mejor estos datos se han representado alisados mediante una media móvil centrada de orden 7, que obviamente carece de cualquier sentido físico y se ofrece solo a efectos de visualización. El resultado es el mostrado en la figura.

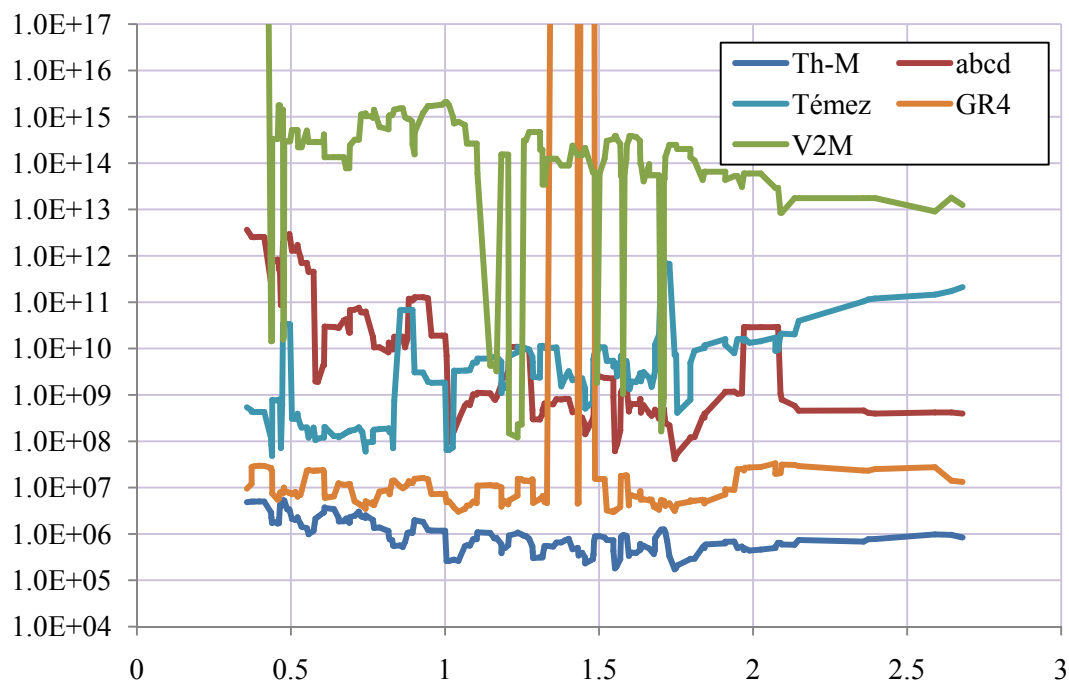


Figura 89. Número de condición de la MIE para los distintos modelos (media móvil)

En esta figura se aprecian mejor los comportamientos relativos de los modelos, pudiendo verse como, en efecto, hay una separación entre sus NC para todo el rango de estaciones analizadas.

El modelo V2M alcanza valores de práctica no identificabilidad, especialmente en las cuencas más húmedas, mientras que los otros ofrecen NC sensiblemente inferiores. Los mejores parecen Th-M y GR4, con valores estabilizados en torno a 10^6 - 10^7 y alguna anomalía puntual en el GR4. El modelo de Témez muestra peor identificabilidad y una aparente tendencia a empeorar con la aridez, mientras que el *abcd*, con NC similares al de Témez, parece empeorar con la humedad de la cuenca.

7.3.4.6.2. Indicadores de identificabilidad de los parámetros

Tras la inspección del número de condición de la matriz de identificabilidad estructural, indicativo de la identificabilidad global de los modelos, examinaremos distintos indicadores de identificabilidad de sus diferentes parámetros. Los indicadores elegidos son los autovalores de la MIE, la sensibilidad del parámetro condicionada SPC , y la relación de sensibilidad RS , cociente entre la sensibilidad del parámetro SP y su sensibilidad condicionada.

7.3.4.6.2.1. Autovalores de la MIE

Los autovalores de la matriz de identificabilidad estructural para los distintos modelos considerados son los mostrados en las figuras.

Como antes, para cada modelo los resultados de autovalores de las distintas estaciones se ordenan por su índice de aridez y, dada su gran variabilidad, se representan en escala logarítmica.

Para el modelo Th-M, con 3 parámetros principales, se ha incluido también el de fusión de nieves $cfus$, aunque es común a todos los demás. Con frecuencia no se activa, dando valores de autovalores nulos y alguno positivo en el segmento de las cuencas más húmedas, lo que viene a confirmar, tal y como se apuntó, que de forma general, y salvo análisis específicos en áreas de frecuente innivación, podría prescindirse de calibrar este parámetro, considerándolo en los modelos como una constante fija para todas las cuencas peninsulares.

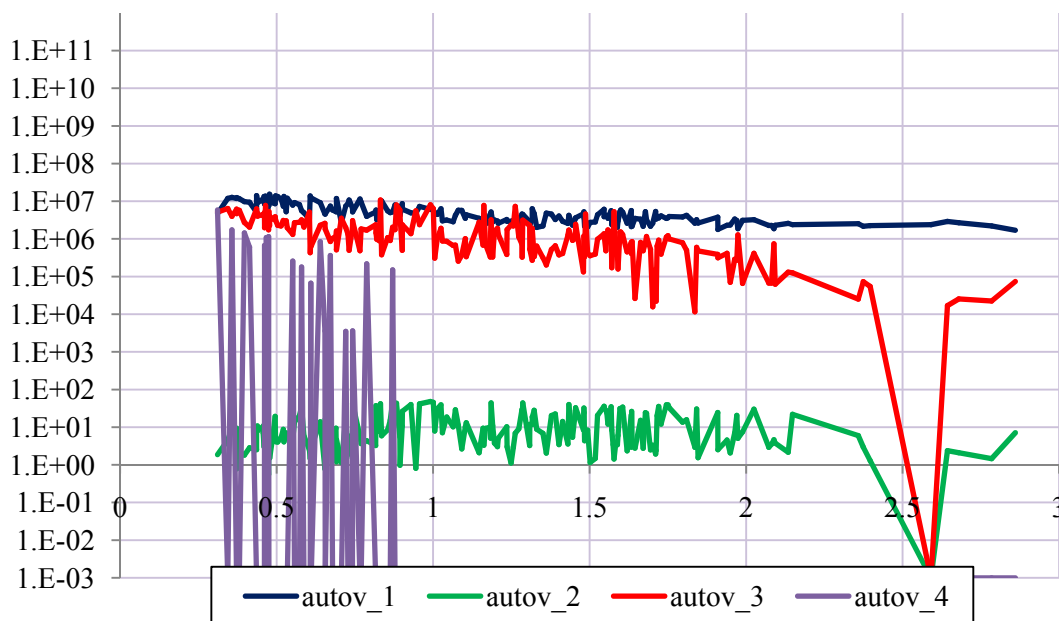


Figura 90. Autovalores de la MIE. Modelo de Thorthwaite-Mather

Como puede verse, para el modelo de Thonthwaite-Mather parecen darse dos grupos separables de parámetros desde el punto de vista de sus autovalores.

Hay un grupo de dos parámetros (el primero y tercero, α y λ) con autovalores altos, y otro (el segundo, ϕ) con autovalores muy sensiblemente inferiores en todas las cuencas. Además, para este segundo no parece haber tendencia alguna con respecto a la aridez, mientras que los otros dos parecen mostrar una tendencia ligeramente decreciente (sobre todo λ).

La conclusión es una peor identificabilidad para ϕ (eje del elipsoide IE más alargado), y mejor para α y λ , pareciendo además mejorar con la humedad de la cuenca. El que haya 2 parámetros bien identificables apunta a una buena estructuración del modelo. Estos parámetros no muestran correlación significativa entre ellos, como se comprobó anteriormente, y el tercero ϕ parece presentarla más estable con λ . Ello apunta a que los parámetros con mayores autovalores de la MIE son dominantes y relativamente incorrelados con el resto, pudiendo formar componentes principales casi de forma autónoma, sin intervención de otros.

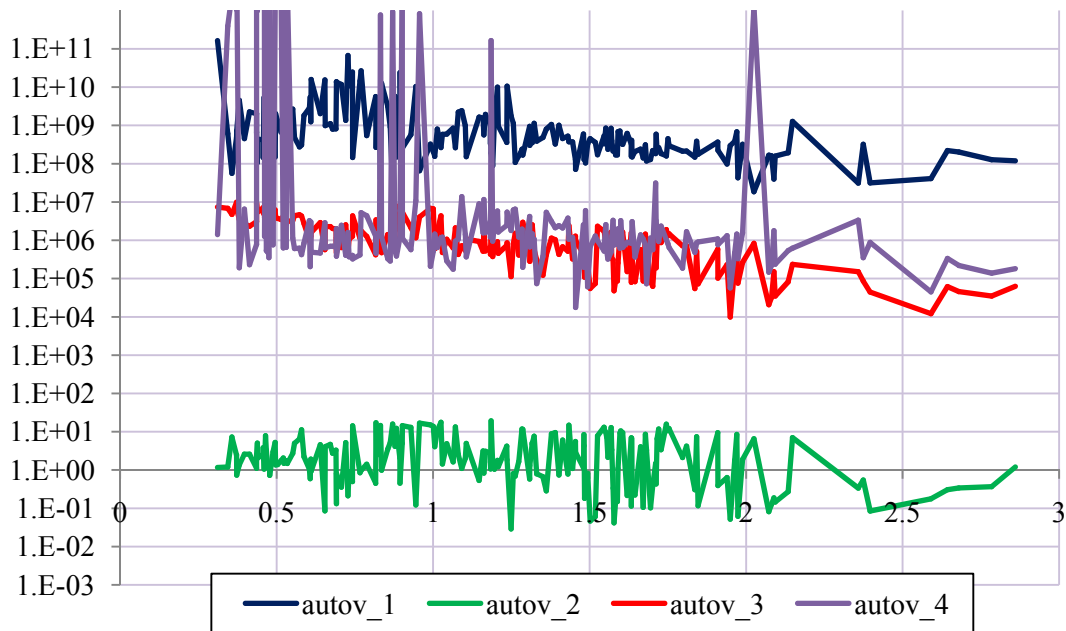


Figura 91. Autovalores de la MIE. Modelo abcd

Por su parte, el modelo *abcd* muestra una posible agrupación en tres grupos de parámetros.

El parámetro (*b*) tiene autovalores muy inferiores a los otros, otro parámetro (*a*) tiene autovalores muy superiores a los otros, y dos intermedios (*c* y *d*) con autovalores similares entre sí.

Como en el modelo de Thonhwaite-Mather, no se observa tendencia con la aridez en los autovalores de *b*, y una ligera tendencia decreciente en los de *a*, *c* y *d*., revelando un posible comportamiento estructural de mejora de la identificabilidad con la humedad de la cuenca, al margen del modelo empleado.

En definitiva, *b* es el parámetro peor identificable en todas las cuencas, *a* es el mejor identificable también en todas las cuencas, y *c* y *d* ocupan una posición intermedia entre los otros y similar entre sí.

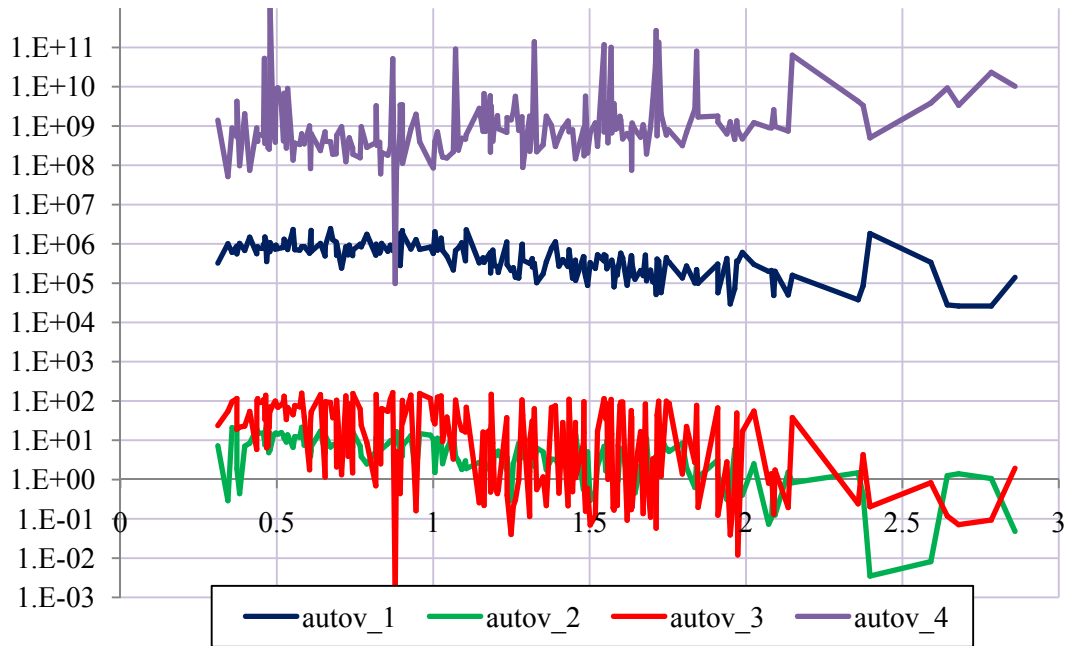


Figura 92. Autovalores de la MIE. Modelo de Témex

Para el modelo de Témex se observan también tres agrupaciones de parámetros según sus autovalores de la MIE.

El parámetro *alfa*, con mayores autovalores para todas las cuencas, es el mejor identificable, seguido de *c*, y posteriormente, con autovalores inferiores y relativamente similares, los peormente identificables *hmax* e *imax* que, como se mostró, presentan a su vez fuertes correlaciones iniciales de esta falta de identificabilidad.

Puede verse que el aparente comportamiento estructural antes sugerido, por el que los autovalores descienden con la aridez, también parece apreciarse en este modelo, confirmando la hipótesis de que la identificabilidad de los parámetros decrece con la aridez de la cuenca.

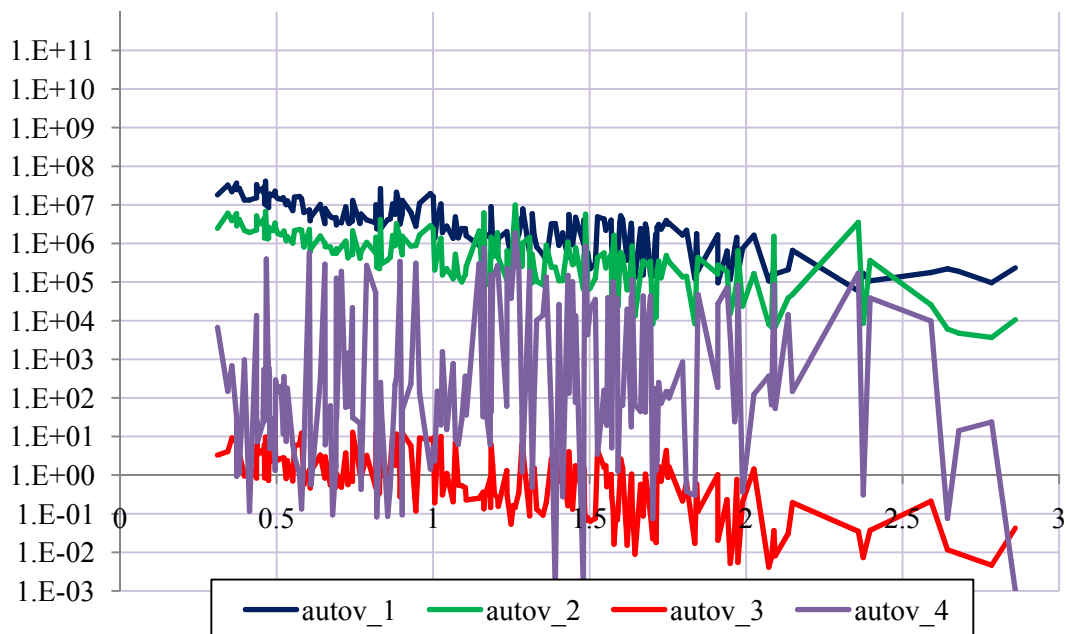


Figura 93. Autovalores de la MIE. Modelo GR4

Para el modelo GR4 podrían discernirse 3 agrupaciones de parámetros.

El primero, con mayores autovalores, estaría formado por x_1 y x_2 , que son los mejor identificables, seguidos por f , con unas variaciones muy erráticas en toda la gama de aridez de las cuencas, si bien el haber fijado en la calibración ese parámetro hace que este resultado deba verse con cautela. El parámetro peor identificable es a . Los parámetros mejor identificables presentan, como se vió, una estructura de correlación relativamente débil frente a las otras.

Puede apreciarse con claridad que, también para este modelo, los autovalores descienden con la mayor aridez de las cuencas, confirmando la hipótesis de que la identificabilidad de los parámetros decrece con la aridez de la cuenca.

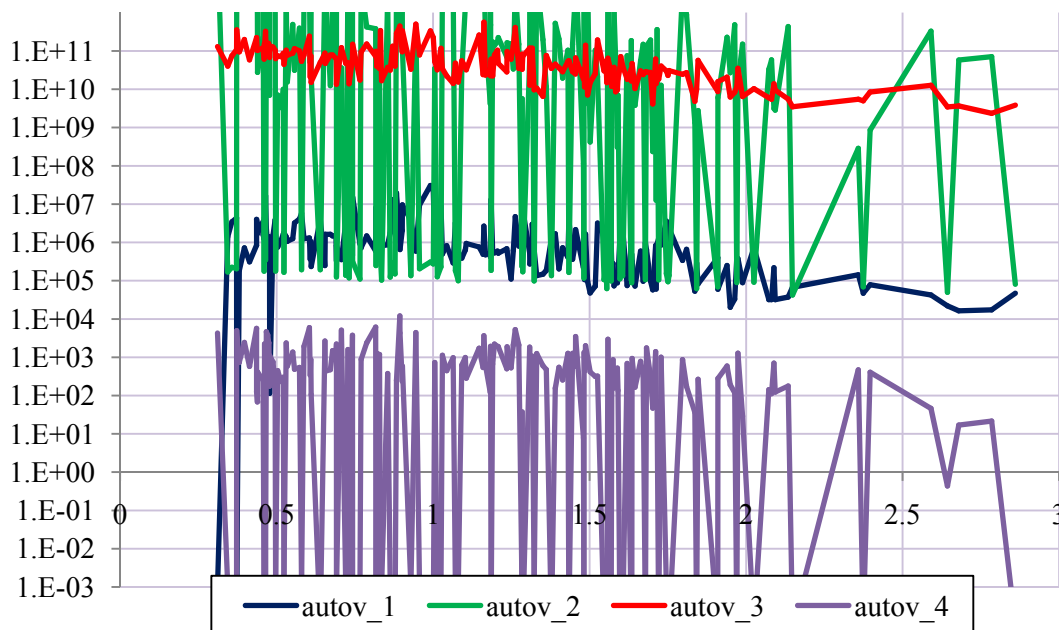


Figura 94. Autovalores de la MIE. Modelo V2M

En cuanto al modelo V2M, hay dos parámetros (x_2 y x_4) con comportamiento anómalo muy errático y paralelo, uno claramente dominante (x_3) y otro inferior (x_1). Con ello x_3 es el mejor identificable y x_4 el peor, si bien han de cuestionarse estos resultados a la vista de los anómalos resultados obtenidos al estudiar las correlaciones de esta formulación.

7.3.4.6.2.2. Sensibilidad condicionada

Tras la inspección de los autovalores de la MIE correspondientes a los distintos parámetros, se analizará ahora otro indicador de identificabilidad utilizado con frecuencia como es el de sensibilidad del parámetro condicionada (*SPC*), indicativo de la magnitud que puede variar un parámetro dentro del hiperelipsoide, manteniendo a los otros fijos.

Los resultados obtenidos para los distintos modelos son los mostrados seguidamente.

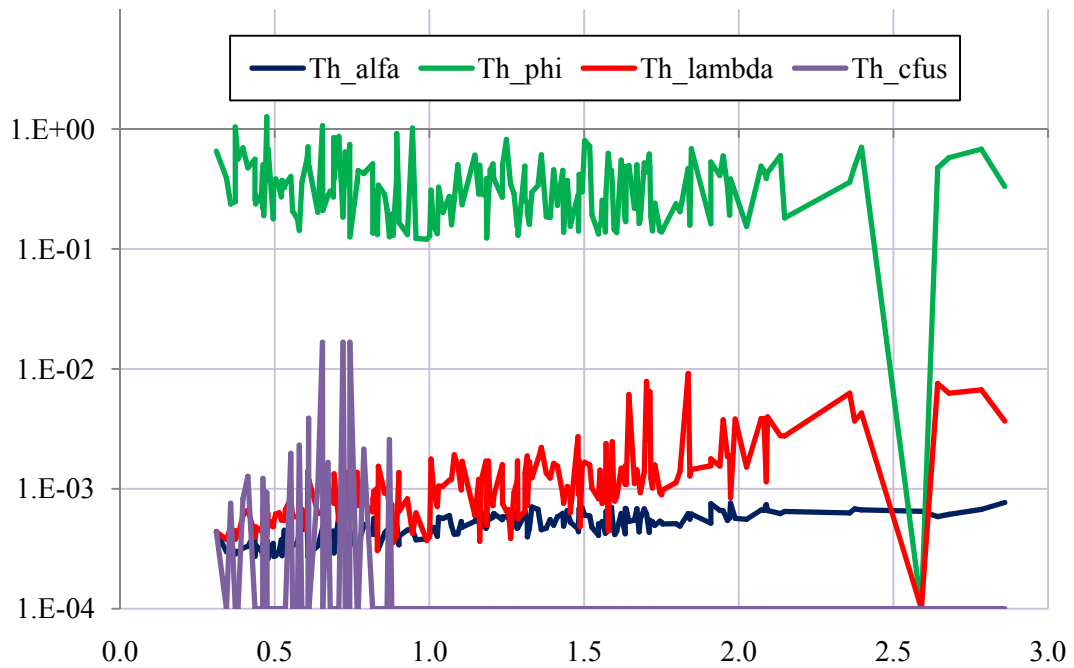


Figura 95. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo de Thorthwaite-Mather

En el modelo de Thorntwaite-Mather se observa que *phi* tiene los mayores valores de *SPC*, mientras que *alfa* tiene los menores, seguidos por *lambda*. Con ello, *phi* mostraría una peor identificabilidad frente a los otros, resultado concordante con el derivado de los autovalores de la *MIE*.

Tanto para *lambda* como para *alfa* se aprecia una tendencia creciente del *SPC* con la aridez, mientras que para *phi* parece independiente de la misma.

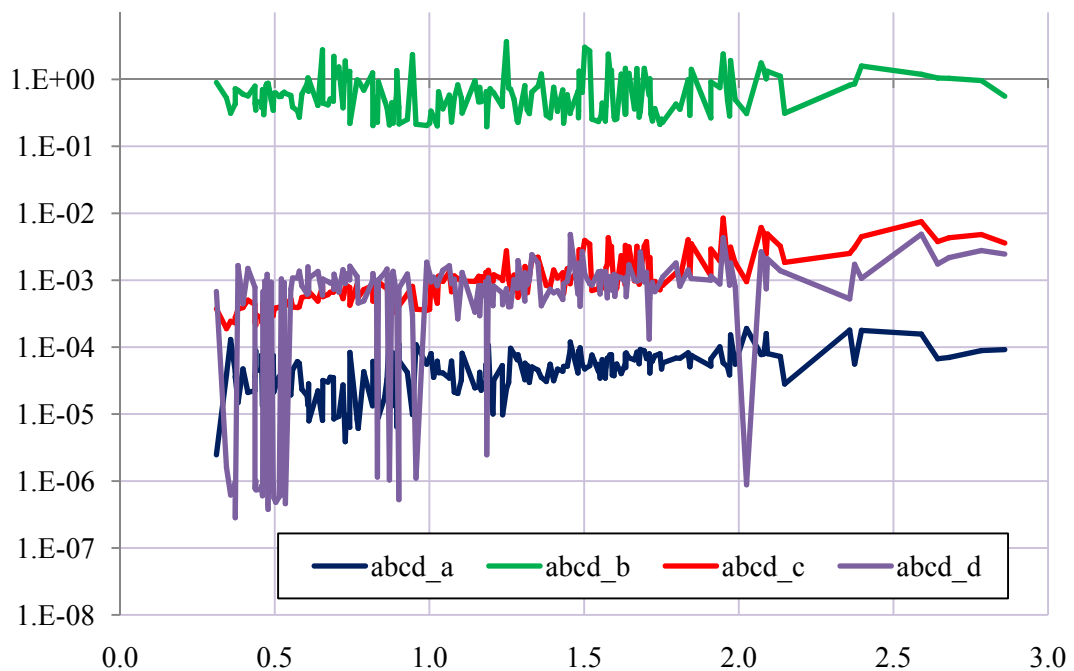


Figura 96. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo abcd

Para el modelo *abcd* los mayores valores de *SPC* se dan para *b* y los menores para *a*, adoptando *c* y *d* posiciones intermedias y similares. Estos resultados resultan plenamente concordantes con los del análisis de autovalores, que mostró la mejor identificabilidad para *a*, la peor para *b*, e intermedia para *c* y *d*.

Como sucedía en el modelo Th-M, la *SPC* es relativamente estable o presenta una ligera tendencia creciente con la aridez.

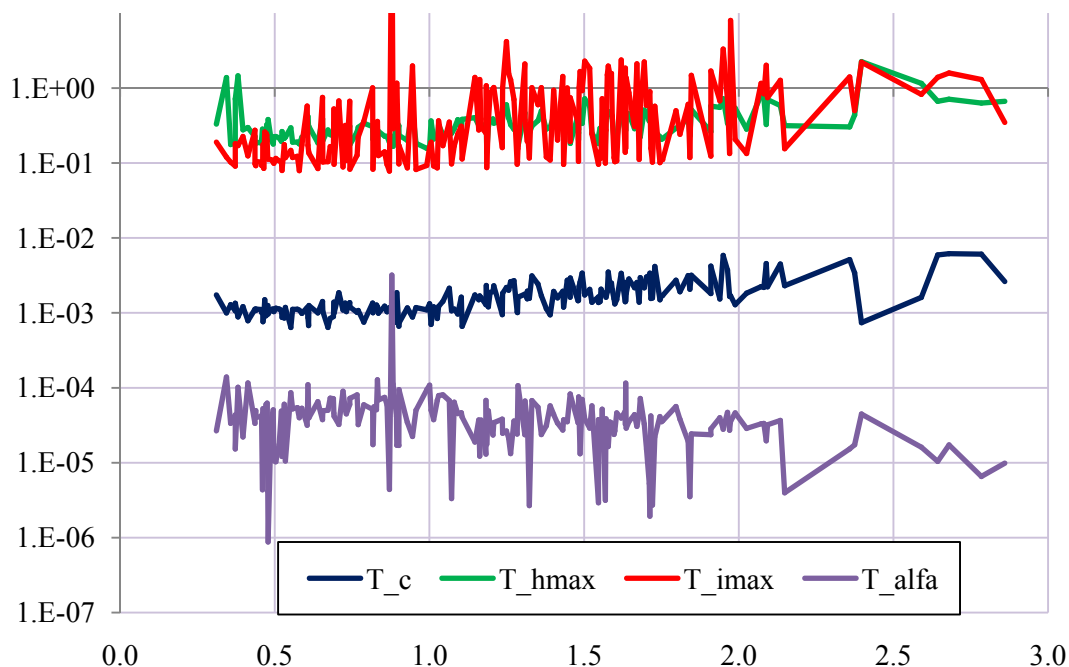


Figura 97. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo de Témex

Para el modelo de Témex los *SPC* máximos corresponden a *hmax* e *imax* y el mínimo a *alfa*, ocupando *c* una posición intermedia. Este resultado es plenamente concordante con el obtenido mediante el análisis de autovalores antes mostrado, revelando la mejor identificabilidad para *alfa* y la peor para *hmax* e *imax*.

Al igual que sucedía con los modelos anteriores, la *SPC* es relativamente estable o presenta una ligera tendencia creciente con la aridez.

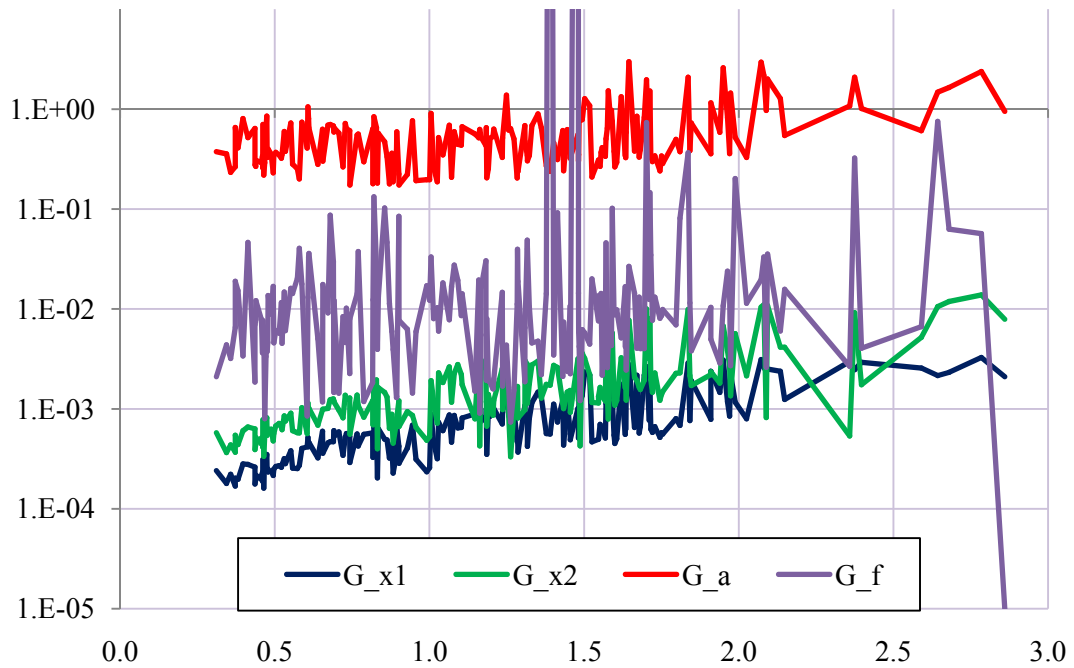


Figura 98. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo GR4

El modelo GR4 muestra los mayores índices de SPC para el parámetro a y los menores para x_1 y x_2 , resultado que coincide plenamente con el del análisis de autovalores.

Como con todos los modelos anteriores, la *SPC* es relativamente estable o presenta una tendencia creciente con la aridez.

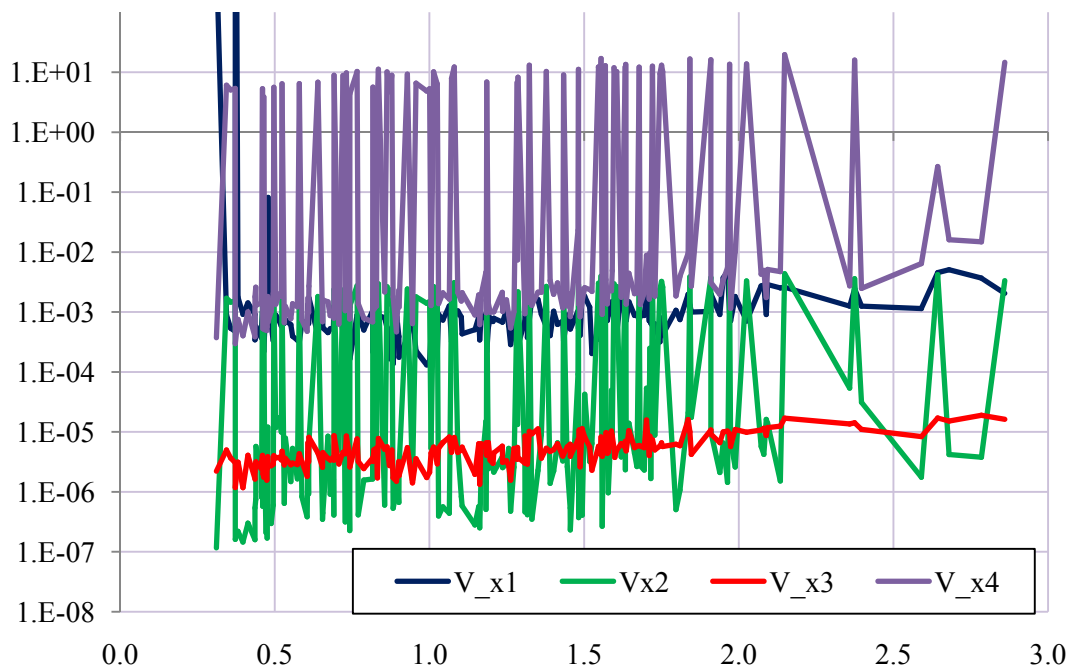


Figura 99. Sensibilidad condicionada de los parámetros. Modelo V2M

Por su parte, los resultados de *SPC* para el modelo V2M son también concordantes con los del análisis de autovalores, mostrando mejor identificabilidad para x_3 y peor para x_4 , con las anomalías de irregularidad que entonces se comentaron.

Asimismo, y como con todos los modelos anteriores, la *SPC* es relativamente estable o presenta una tendencia creciente con la aridez.

Al observarse este comportamiento para todos los parámetros de todos los modelos, cabe deducir que la estabilidad o aumento de la *SPC* con la aridez es un fenómeno estructural, independiente del modelo empleado.

Asimismo, la concordancia de estos resultados de identificabilidad basados en *SPC* con los basados en los autovalores de la *MIE* conduce a considerar ambos métodos como equivalentes.

7.3.4.6.2.3. Relación de sensibilidad

Finalmente se analiza el valor de la relación de sensibilidad de los parámetros (*RS*), indicador adimensional de la cantidad que los otros parámetros del modelo pueden compensar de los cambios en las salidas inducidos por la perturbación del parámetro que se ensaya.

Los resultados obtenidos son los descritos seguidamente.

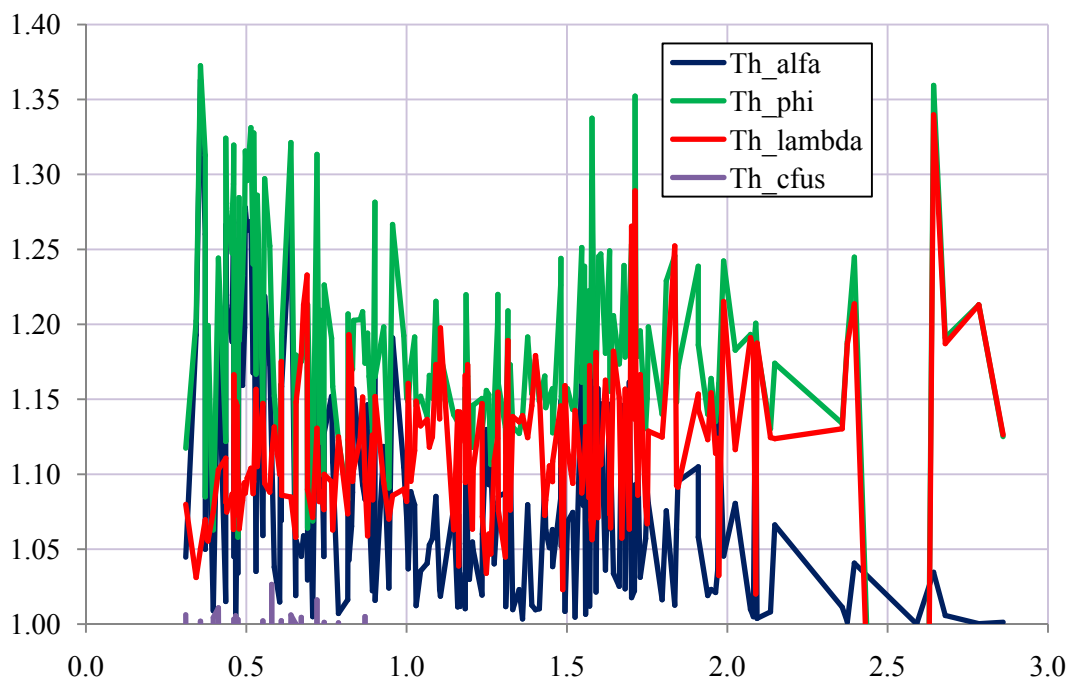


Figura 100. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo de Thorthwaite-Mather

Para el modelo Th-M el parámetro menos compensable es *alfa*, con valores de *RS* próximos a 1, indicando muy buena identificabilidad. El menos compensable es *phi*, indicando peor identificabilidad, si bien con valores *RS* no muy alejados de 1. Lambda ocuparía una posición intermedia entre ambos. Este resultado coincide plenamente con el derivado de los anteriores análisis de autovalores de la *MIE* y *SPC*.

No se aprecia con claridad ninguna tendencia de *RS* con la aridez, apareciendo como relativamente estable.

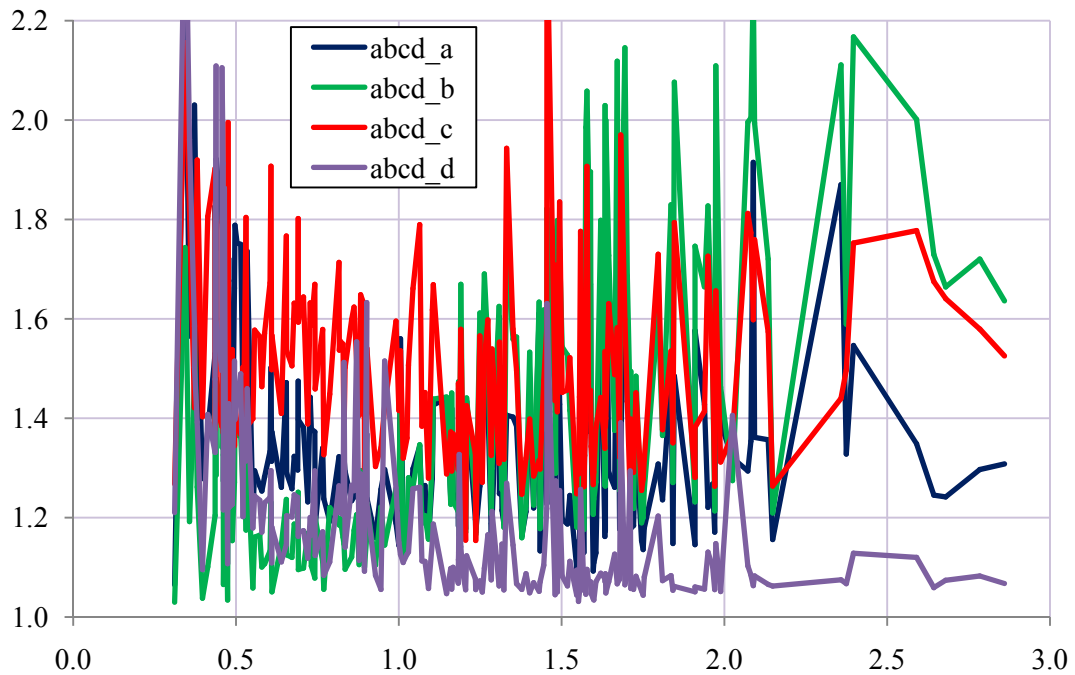


Figura 101. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo abcd

Con el modelo *abcd* no se observa una separación clara del valor *RS* para los distintos parámetros, Acaso la menor compensación la tiene el parámetro *d* para valores de aridez mayores de 1 y *b* para valores menores, mientras que la mayor parece corresponder a *c*, pero tampoco en todo el recorrido. Las oscilaciones de *RS* son elevadas y no resulta posible derivar resultados concluyentes.

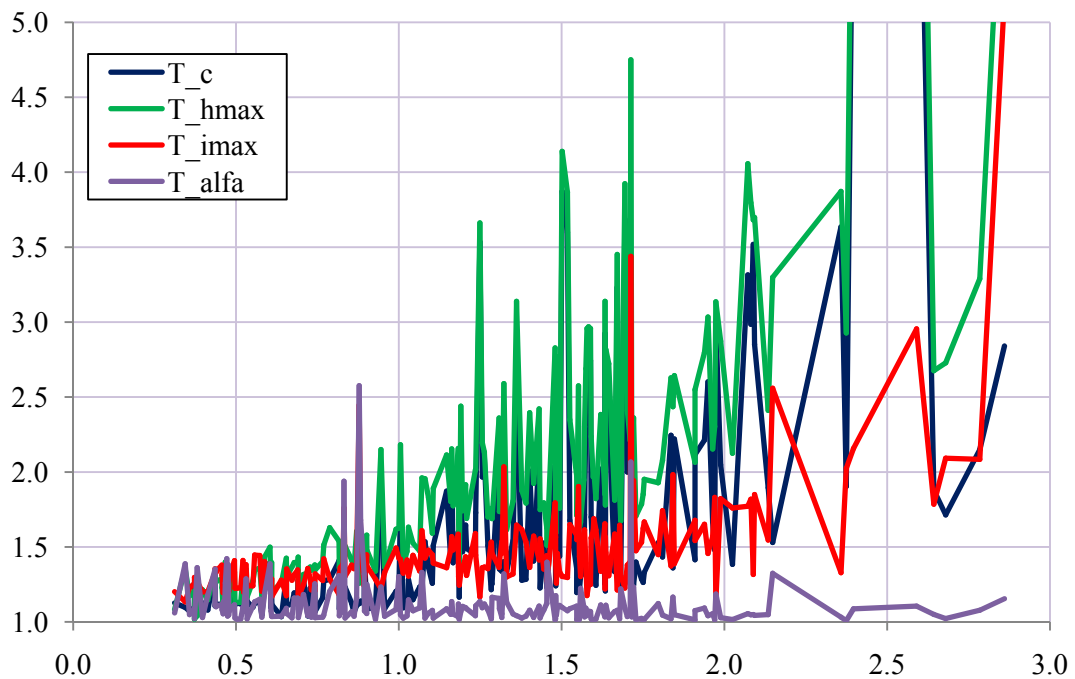


Figura 102. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo de Témex

Para el modelo de Témex la situación es distinta, obteniéndose los menores valores de *RS* para *alfa* y los mayores para *hmax*, lo que viene a coincidir con los resultados de identificabilidad obtenidos con los otros indicadores.

Llama la atención, sin embargo, el significativo aumento que experimenta RS con la aridez para todos los parámetros excepto α . Este aumento puede interpretarse como un empobrecimiento de la identificabilidad con el aumento de aridez.

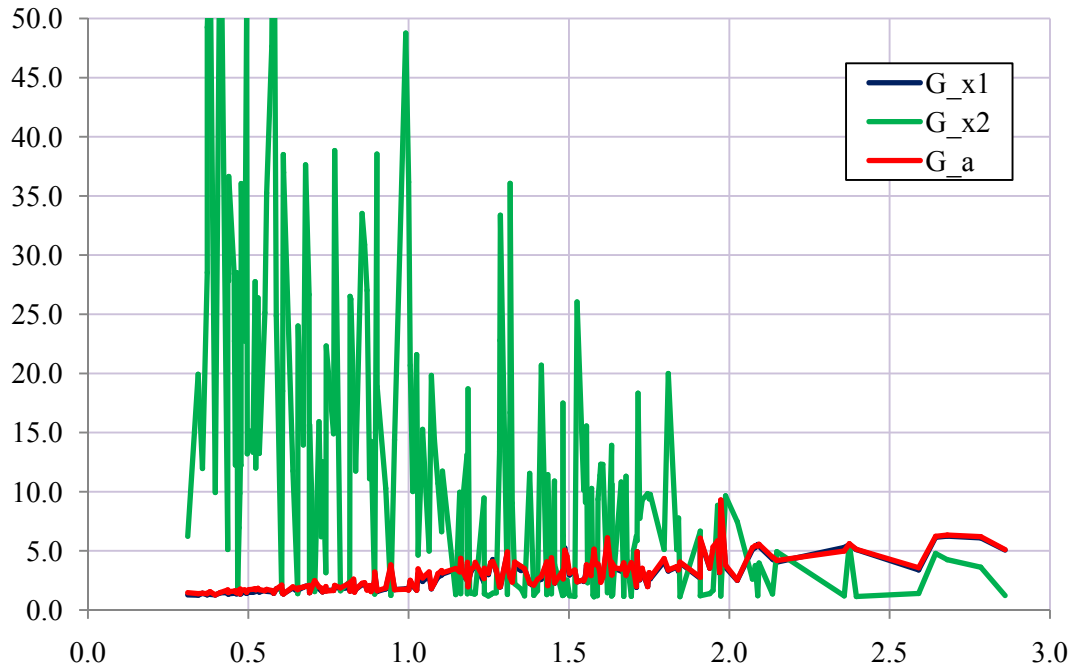


Figura 103. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo GR4

El modelo GR4 arroja valores mínimos de RS para el parámetro a y el $x1$, con valores que resultan prácticamente indistinguibles y que van aumentando con la aridez. Sin embargo el parámetro $x2$ muestra valores de RS mucho mayores, al menos hasta índices de aridez del orden de 1.2. Este resultado no es plenamente coincidente con el derivado de autovalores y SPC en cuanto que ambos muestran al parámetro a como pobremente identificable frente a $x2$ mientras que ahora esa situación no se da, al menos para las cuencas más húmedas.

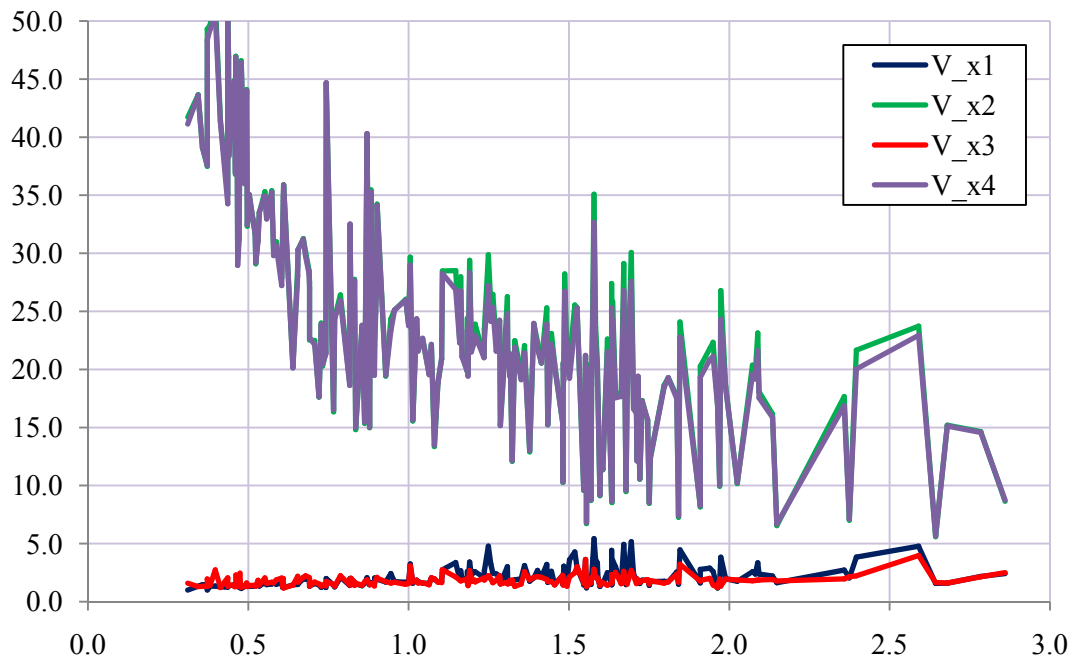


Figura 104. Relación de sensibilidad de los parámetros. Modelo V2M

Finalmente, el modelo V2M muestra un patrón similar en cierto modo al GR4, de forma que x_1 y x_3 arrojan valores de RS netamente inferiores a los de x_2 y x_4 , éstos últimos con tendencia claramente decreciente al aumentar la aridez. Este resultado es concordante con el de los indicadores anteriores en cuanto a que x_3 resulta sin duda el parámetro mejor identificable, pero no en cuanto a x_2 y x_1 . Por otra parte, aparecen parámetros que, a diferencia de lo observado anteriormente, mejoran su identificabilidad con la aridez.

Ha de recordarse, no obstante, el anómalo comportamiento de esta especificación de V2M que conduce, como ya se apuntó, a contemplar con suma cautela los resultados obtenidos.

7.3.4.7. Análisis estructural. Evolución temporal

Los análisis realizados hasta ahora han abordado el comportamiento estructural de un conjunto extenso de modelos y estaciones, usando como indicador la aridez. Otro análisis de interés es el que atiende a la evolución de la identificabilidad pero no según un indicador hidroclimático o geomorfológico descriptivo de las cuencas, sino a lo largo del tiempo, en una misma cuenca y diferentes ventanas temporales.

Para ilustrar esta evolución se han elegido de entre la colección de referencia distintas cuencas de la cabecera del Segura, dividiéndose la longitud total de las series 1940-96 en 7 segmentos o subseries comprendiendo los periodos de 8 años 1940-48, 1948-56, 1956-64, 1964-72, 1972-80, 1980-99 y 1988-96.

Las 4 estaciones elegidas son las 67001 (Fuensanta), 67003 (Talave), 67007 (Alfonso XIII) y 67013 (Cenajo). Las cuencas son próximas por lo que no es de esperar grandes diferencias de comportamiento, habiéndose elegido varias para contrastar las conclusiones que se obtendrían de una sola. En total, los 7 segmentos aplicados a las 4 estaciones dan lugar a un total de 28 diferentes subseries.

Empleando el modelo de Témez con transformación de raíz cuadrada de los datos para la heterocedasticidad, cada una de las 28 subseries ha sido objeto de calibración automática y análisis estructural, con los resultados que se muestran seguidamente.

La primera figura muestra la evolución de los parámetros estimados en los sucesivos segmentos de 8 años de datos para cada estación.

En el primer gráfico (parámetro c) se incluye la leyenda de estaciones, igual en todos los casos y no repetida para mayor simplificación de los otros gráficos.

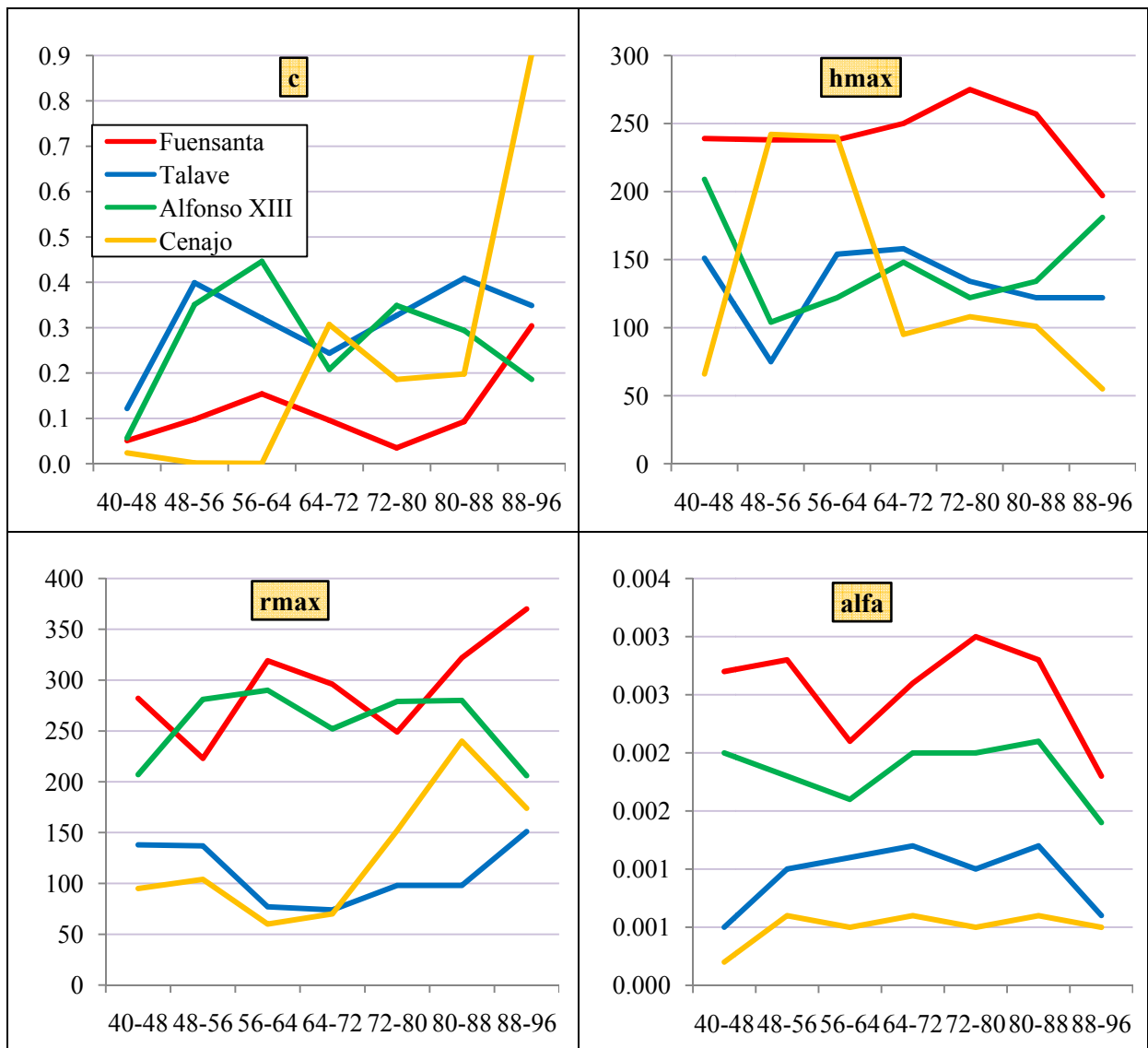


Figura 105. Calibración de parámetros. Evolución temporal

Puede verse que, sin perjuicio de sus diferentes valores en cada estación, existe una variabilidad no despreciable a lo largo del tiempo, sobre todo en los parámetros c y h_{max} y atemperada en los r_{max} y α .

Sin embargo, esta variabilidad no muestra tendencia clara en las últimas dos subseries, que cubren el periodo desde 1980 a 1996, de forma que la estimación de parámetros no parece ser sensible al efecto 80, al menos con estas series, de forma que la hipotética reducción de aportaciones acompaña y se explica por la variación climática sin necesidad de introducir no estacionariedad en los parámetros del modelo.

Ha de recordarse que estas series no son necesariamente las estrictamente observadas correspondientes al régimen natural, por lo que estos resultados relativos al posible cambio climático han de contemplarse con cautela. Nuestro objetivo ahora no es evaluar el efecto 80 sino la variación de estimaciones de parámetros con el paso del tiempo, al cambiar la ventana temporal de la serie, y desde esa perspectiva las conclusiones mostradas pueden admitirse como válidas.

Para tener una idea de la significación relativa de esta variación, en los siguientes gráficos se muestra la misma evolución pero añadiendo sus límites de confianza aproximados del 95%.

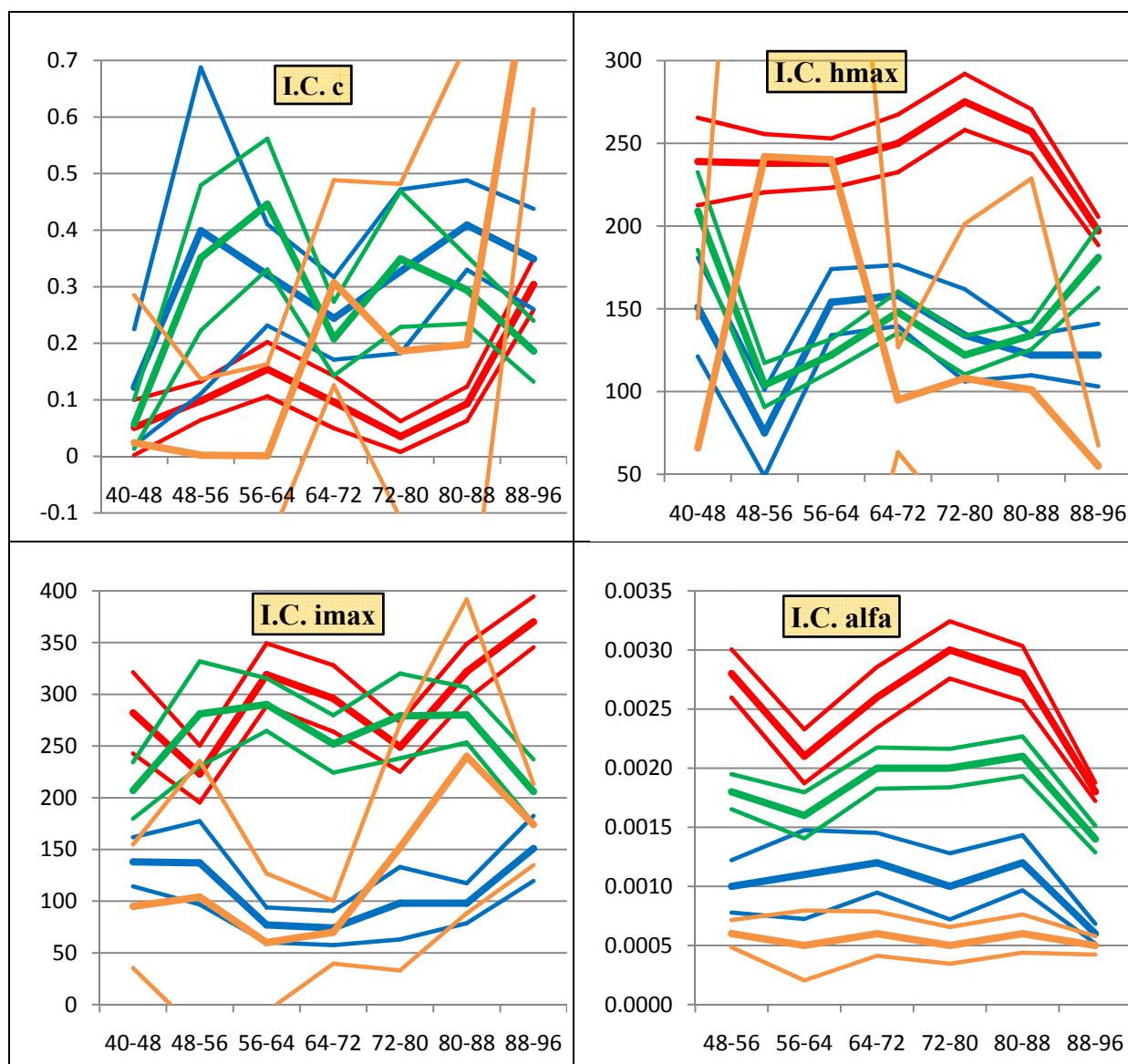


Figura 106. Intervalos de confianza de los parámetros. Evolución temporal

Puede verse que, en general, los intervalos de confianza muestran franjas más estrechas que las variaciones entre segmentos, lo que conduce a una conclusión relevante, y es que los valores de los parámetros no pueden en principio suponerse iguales en los distintos segmentos temporales.

Dicho de otra forma: no parece admisible el supuesto de extrapolación temporal de parámetros si los tamaños de las subseries mensuales son de 8 años. Para comprobar la longitud mínima de extrapolación podría reiterarse el mismo análisis con otras ventanas más largas, análisis de interés pero que no abordaremos en esta tesis.

Valorando conjuntamente la irregularidad temporal con la influencia de cada parámetro podrían extraerse conclusiones sobre el efecto global inducido. Del mismo modo, podría contrastarse la evolución de parámetros con la de otras variables hidroclimáticas igualmente segmentadas. Ambos análisis son interesantes pero no los abordaremos en esta tesis.

Desde el punto de vista del análisis estructural, junto con la evolución de las estimaciones puede observarse también la de algún indicador como la relación de sensibilidad RS .

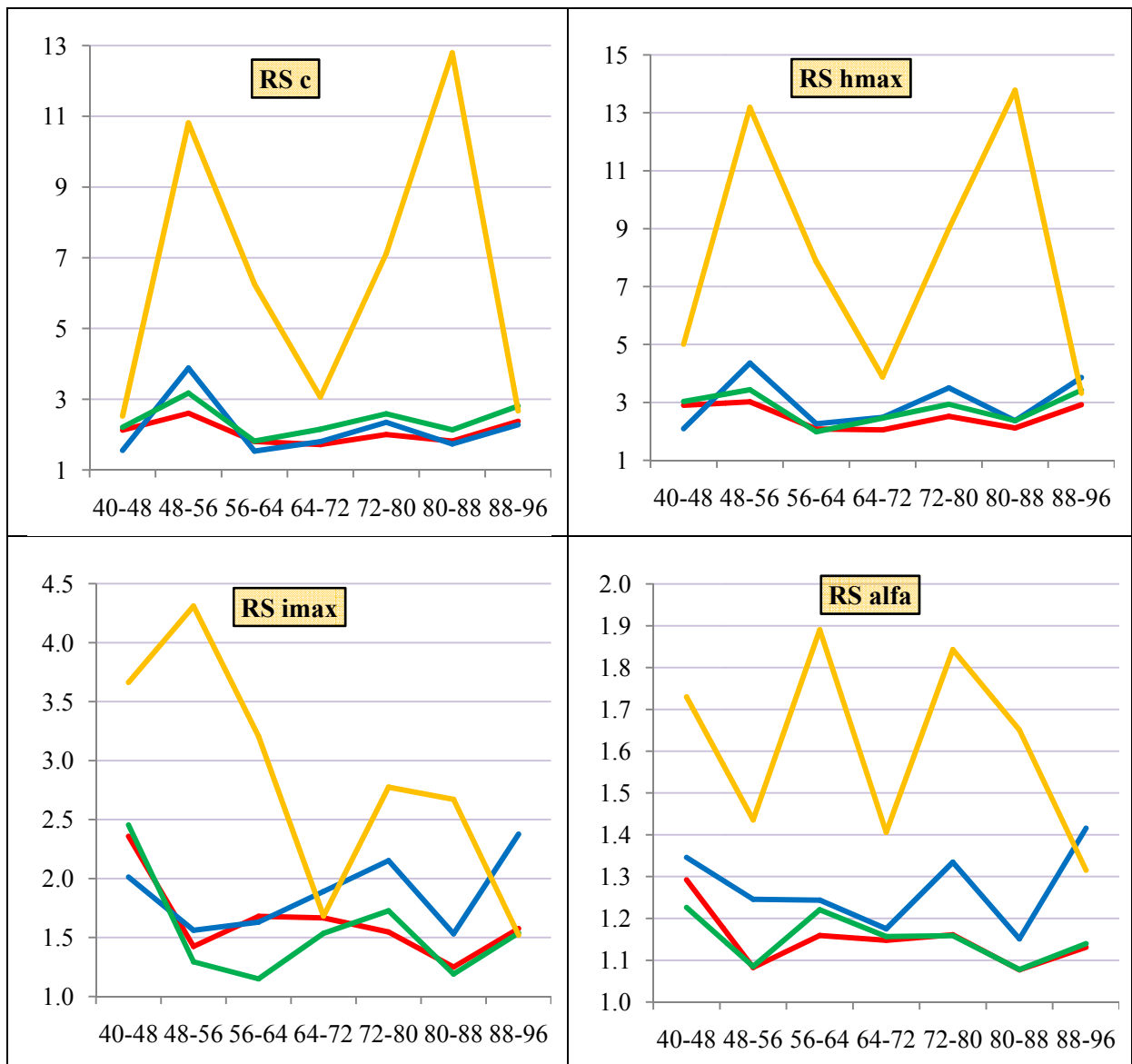


Figura 107. Relación de sensibilidad de los parámetros. Evolución temporal

La figura muestra esta evolución de *RS* según las ventanas empleadas, pudiendo apreciarse que, al igual que sucedía con los parámetros, sus relaciones de sensibilidad también muestran variaciones, aunque de una naturaleza distinta.

En efecto, hay una estación (Cenajo) con *RS* sensiblemente mayor para todos los parámetros, mientras que para las otras los valores son relativamente similares entre sí tanto en sus valores medios como en su evolución temporal, apuntando una cierta estabilidad temporal en este indicador de identificabilidad y confirmando los resultados del análisis con muestras completas por el que el parámetro más identificable de este modelo es *alfa*, seguido de *c* y *rmax*, y con *hmax* como el menos identificable.

La evolución observada no revela nada en relación con el efecto 80 y, además, parece seguir un patrón parecido para cada parámetro en las diferentes estaciones.

Lo limitado de las muestras no permite extraer conclusiones firmes más allá de sugerir los indicios apuntados.

Finalmente, si se examina la evolución de un indicador global de comportamiento estructural como el número de condición de la *MIE* se obtienen los resultados de la figura.

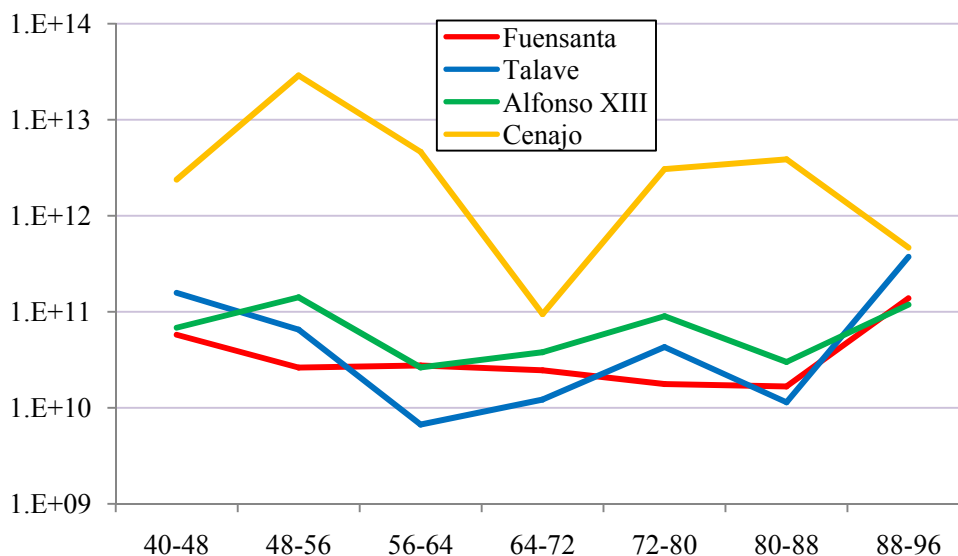


Figura 108. Número de condición de la MIE. Evolución temporal

Se observa que, como antes, hay una estación peor identificable frente a las otras, que presentan valores del *NC* más parecidos y relativamente estables entre segmentos, no apreciándose en ningún caso indicios del efecto 80.

7.3.4.8. Detalle de resultados del análisis para una estación

Concluidos los análisis de calibración e identificabilidad de los modelos, a efectos ilustrativos se muestran seguidamente distintas pantallas de resultados de estos análisis ejecutados con el metamodelo MHAX antes descrito.

Al igual que se hizo con el modelo anual GR1A, la figura siguiente muestra los resultados de la calibración mensual para la misma estación (1519, río Tambre en Portomouro), tal y como se muestran en la interfaz principal del modelo tras su ejecución.

Se ofrecen los resultados de calibración y análisis estructural tanto para el modelo de Témez como para el GR4.

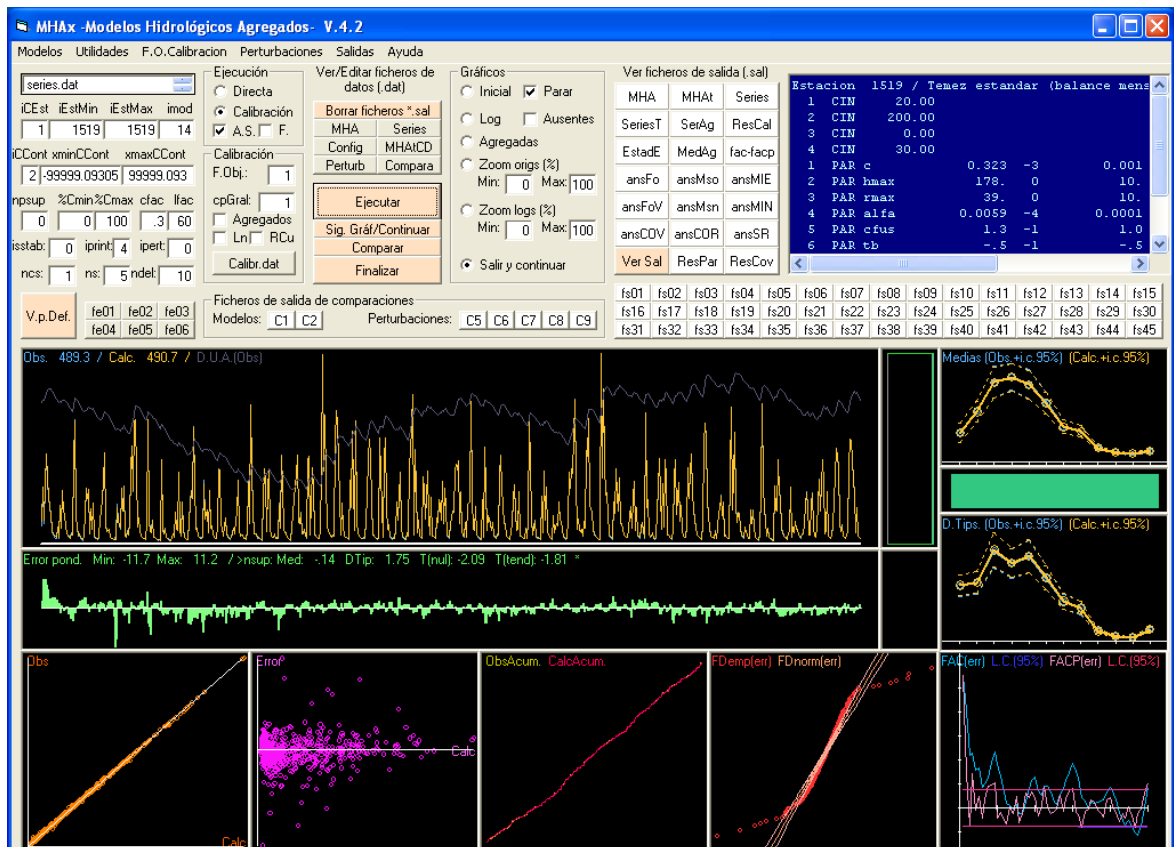


Figura 109. Resultados de calibración de Témez para una estación (1519)

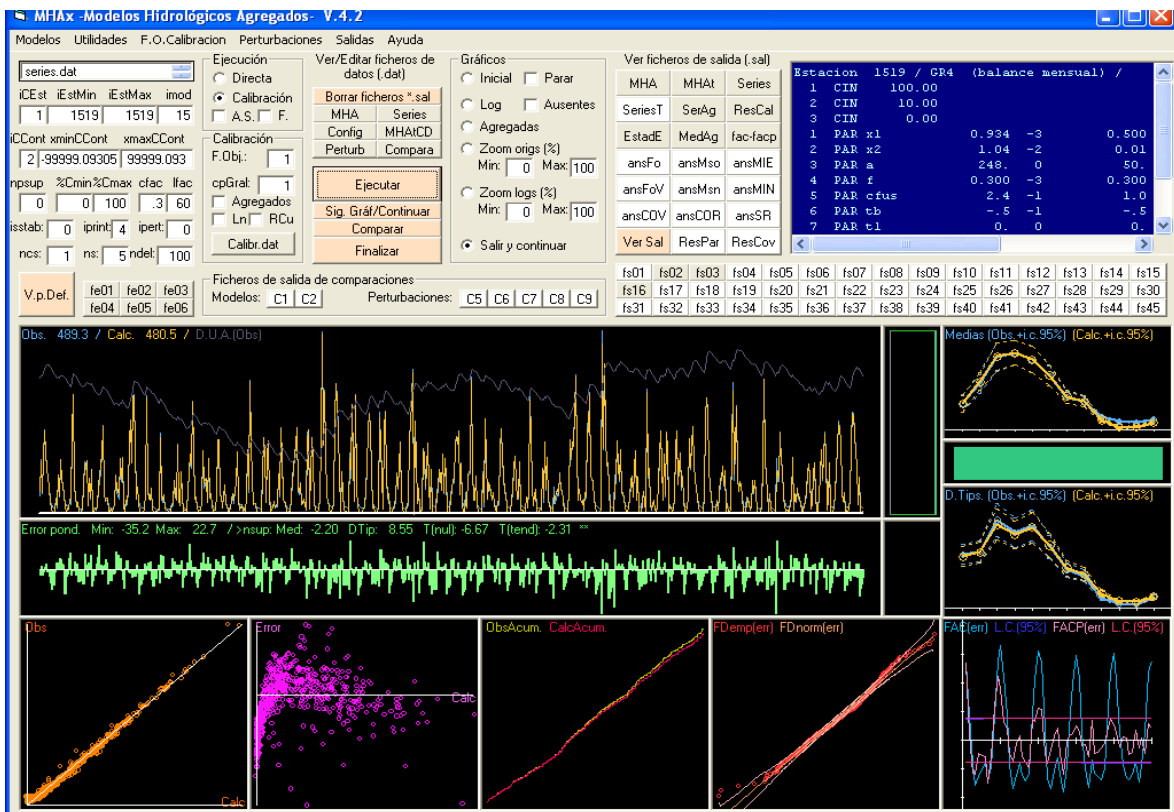


Figura 110. Resultados de calibración de GR4 para una estación (1519)

Puede verse el buen resultado obtenido a escala mensual con ambos modelos, que podría deberse, en parte, a la circunstancia ya comentada de incorporación de resultados de SIMPA.

En el de Témez se aprecia que los estadísticos estacionales son prácticamente iguales, aunque hay una pequeña desviación de la normalidad de los residuos, una autocorrelación significativa, y un posible ligero incumplimiento de la hipótesis de medias nulas.

Algo parecido sucede con el modelo GR4, cuyos resultados son similares, pero con unos errores que parecen depender no linealmente de los valores calculados, tal y como se observa en la figura, y el incumplimiento de los test de tendencias y medias nulas.

Se confirma así que pese a un excelente acuerdo visual de los resultados calibrados, las condiciones generales teóricas de normalidad, media nula y no autocorrelación de los residuos muy raramente se cumplen en la práctica, siendo usual admitir una cierta relajación de estas condiciones.

Nótese que estos detalles pasarían completamente inadvertidos con un mero ajuste ciego de calibración, cuyos resultados son ciertamente muy satisfactorios.

Las siguientes figuras muestran las pantallas de sensibilidad y análisis estructural de ambas calibraciones.

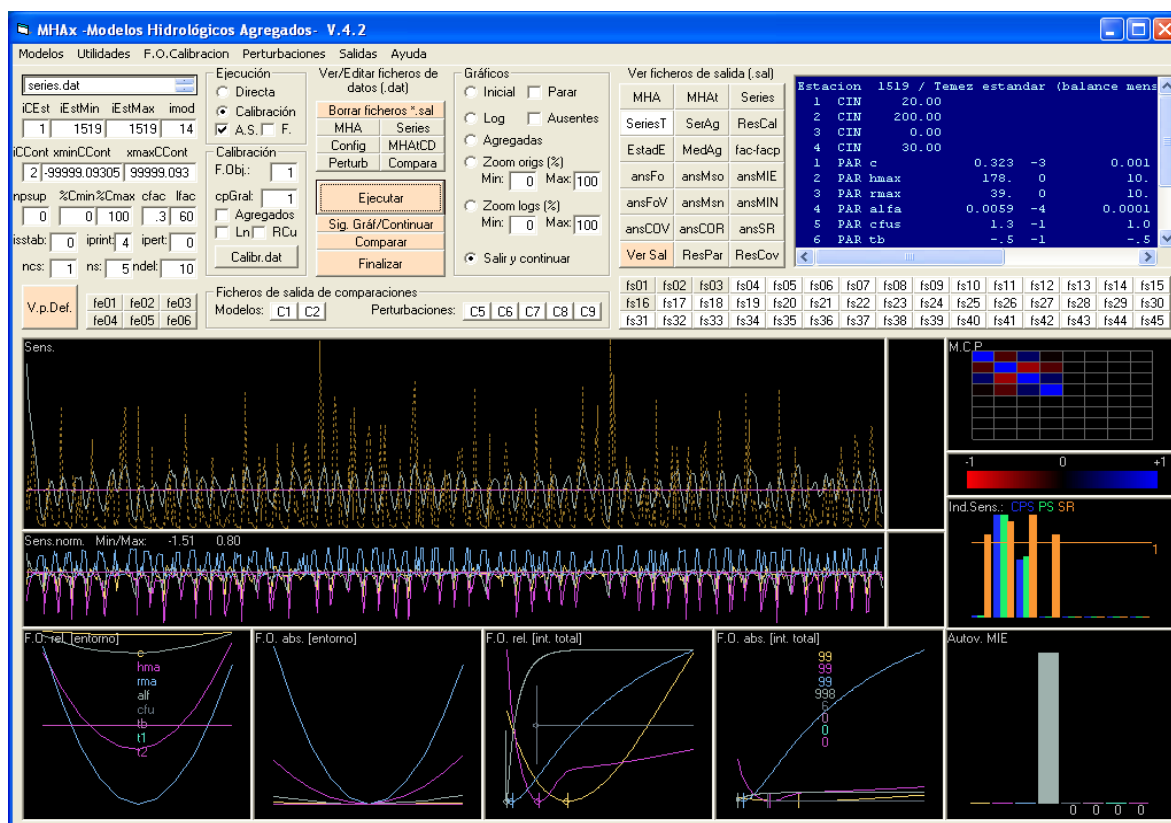


Figura 111. Resultados de análisis de sensibilidad de Témez para una estación (1519)

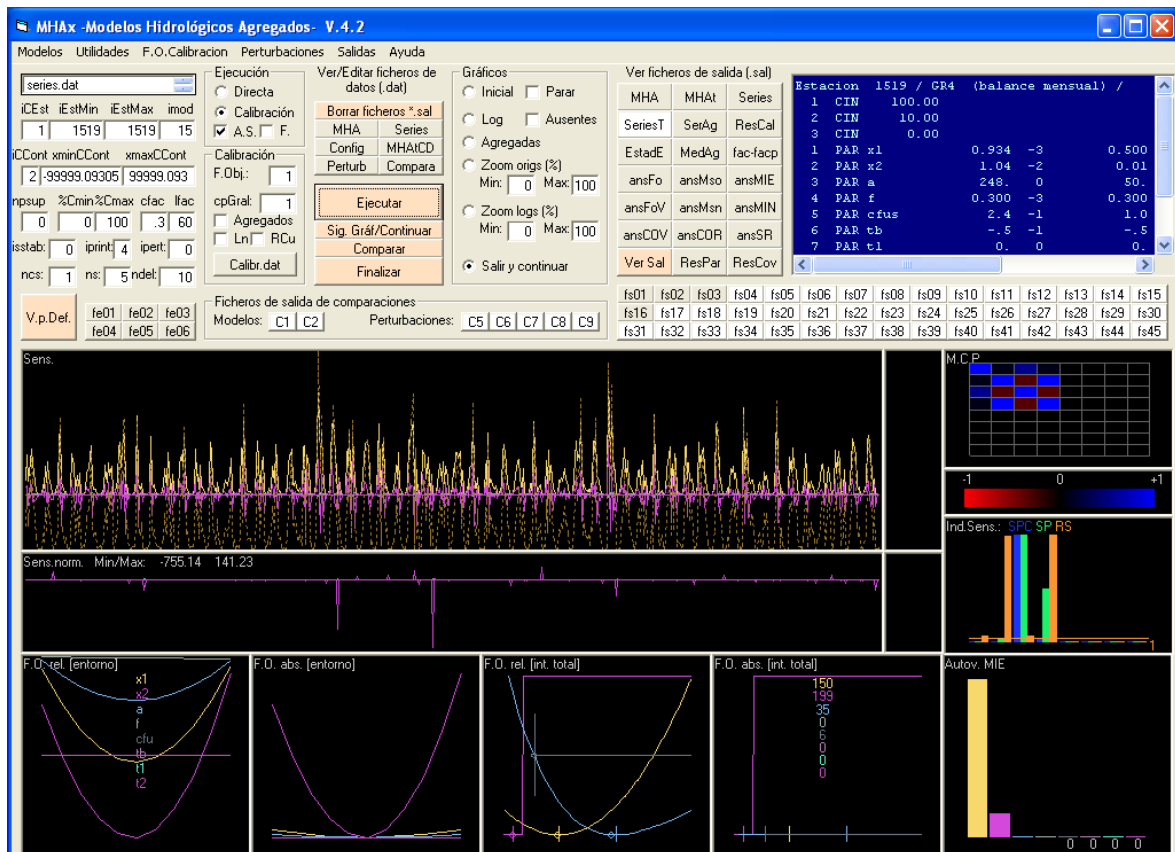


Figura 112. Resultados de análisis de sensibilidad de GR4 para una estación (1519)

7.4. ANÁLISIS DE PERTURBACIONES

7.4.1. EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO

7.4.1.1. Introducción

En este capítulo, y como ejemplo de las posibilidades del análisis de perturbaciones de los modelos conceptuales, se procede al análisis de los posibles efectos del cambio climático sobre los recursos hídricos en régimen natural, considerando que este cambio climático es una perturbación en las series climáticas de entrada a los modelos, y utilizando para ello modelos de balance mensual junto con la técnica de análisis de perturbaciones antes descrita.

El ámbito del análisis es el mismo que el de aplicación de los modelos de balance, empleando como colección inicial de datos de referencia los correspondientes a las 210 estaciones seleccionadas.

A esta colección se aplicará un chequeo de control de calidad, descartando aquellas estaciones que no lo superan, y utilizando la colección restante para los análisis de perturbaciones mediante los modelos hidrológicos calibrados para todas las estaciones seleccionadas.

Se forma con ello un *ensemble* de simulación, combinando distintos escenarios climáticos con distintos modelos hidrológicos, cuyos resultados generales pueden considerarse muy robustos frente a otras aproximaciones más simplificadas.

7.4.1.2. *Antecedentes y objetivos*

En el Libro Blanco del Agua en España (MIMAM, 2000) se presentó un análisis de la situación entonces existente respecto a las investigaciones del cambio climático y sus posibles impactos sobre los recursos hídricos en España. Este trabajo puede considerarse uno de los avances pioneros en la consideración del agua y cambio climático, y el primero formulado por la Administración hidráulica española.

Sintetizando lo allí expuesto, cabe señalar que el escenario utilizado como referencia asumía una hipótesis de duplicación del CO₂ atmosférico (situación prevista para el 2030), estimando los efectos de esta duplicación sobre los ambientes hidroclimáticos del país.

Sin perjuicio de las cautelas e incertidumbres asociadas al problema, la evolución más probable del clima peninsular español, como resultado de esos análisis, se sintetizó en los siguientes escenarios de temperatura y precipitación:

- Se estimó, en general, que una duplicación de CO₂ podría producir un aumento de temperatura media anual que oscilaría entre 1 °C (análisis de respuesta en transición) y 4 °C (mejor estimación del análisis de respuesta en equilibrio), aunque siendo ligeramente mayores esos aumentos en verano.
- Se estimó que podrían producirse descensos generales de los valores de la precipitación media anual comprendidos entre el 5% y el 15%, siendo más probables en la mitad sur de la península. Se apuntaba una tendencia hacia una concentración temporal de la precipitación, así como a una mayor variabilidad anual e interanual. Esta tendencia implicaría un aumento de los períodos secos y una mayor torrencialidad de las precipitaciones. Los MCGA-OA no proporcionaban todavía respuestas que cuantifiquen adecuadamente estos efectos.

Científicamente, estos resultados están expuestos, además, a las incertidumbres que existen sobre la función de las nubes y los aerosoles en el sistema climático, que pueden reducir el calentamiento debido a la intensificación del efecto invernadero, especialmente en las latitudes medias del hemisferio Norte, junto con otras incertidumbres aún hoy no plenamente esclarecidas.

Los resultados más recientes sobre precipitación en la península ibérica, a partir de modelos globales, mostraban variaciones de la precipitación moderadas, al situar nuestra zona en un área de cambio de signo de la variación esperada de las precipitaciones, pudiendo afirmarse que en todos los experimentos la línea de cambio nulo atraviesa la península ibérica. Ello podría suponer condiciones hidrológicas más húmedas que las anteriormente expuestas, pudiendo producirse mayores precipitaciones que las actuales en las áreas más septentrionales de la península.

Las incertidumbres existentes en los resultados que proporcionan los MCG obligan a trabajar con escenarios y no con predicciones. Las conclusiones obtenidas como resultado de los estudios de impactos sectoriales deberían, por tanto, estar más orientadas a poner de manifiesto las debilidades de los sistemas que a modificar sus criterios de diseño o funcionamiento.

No obstante, y pese a esta incertidumbre básica, en el LBAE se estimaron los efectos que estos escenarios climáticos podrían tener sobre los recursos hídricos, analizándose dos supuestos de aumento de temperatura en 1°C y aumento de temperatura combinado con disminución generalizada de la precipitación en un 5%. Metodológicamente, se utilizó la relación de Budyko, antes expuesta, contrastando el efecto de cambio de precipitación y temperatura en cada cuenca sobre las aportaciones globales en esa cuenca.

Se comprobó que estos dos escenarios climáticos implicaban una disminución media de aportaciones hídricas en España, en régimen natural, entre un 5 y un 14%, encontrándose para

el Ebro reducciones entre un 5 y un 15%. En el Segura y Júcar, las disminuciones oscilaban entre un 10 y un 20%.

La figura adjunta, tomada del LBAE, resume tales resultados.

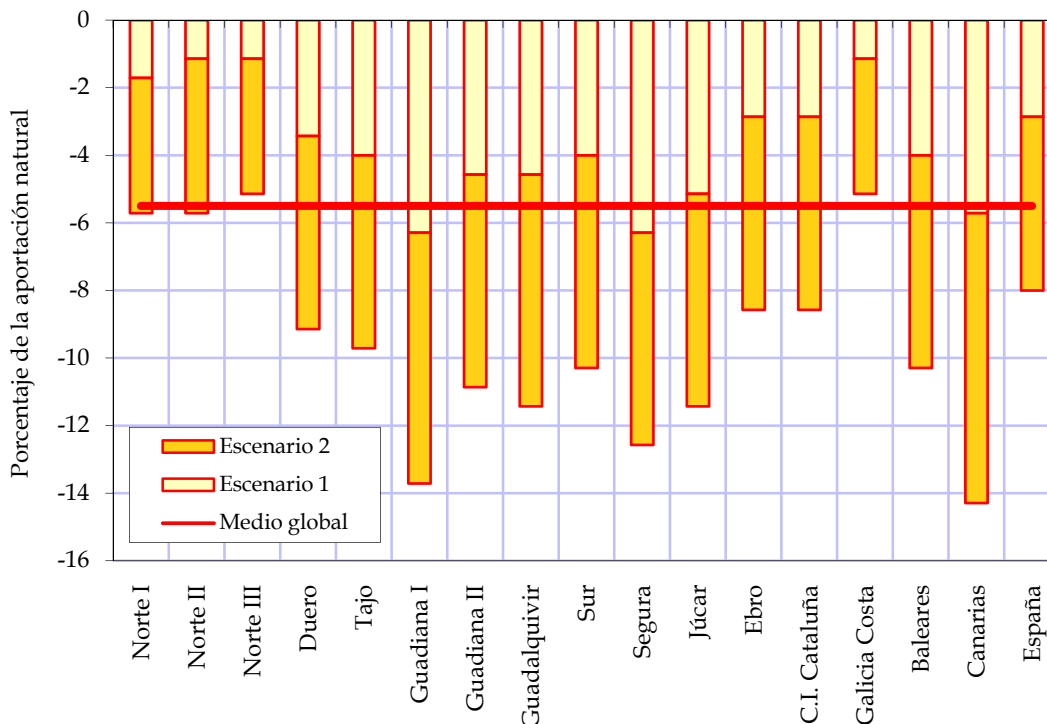


Figura 113. Porcentajes de disminución de la aportación total propuestos en LBAE para los escenarios climáticos considerados, en el largo plazo de la planificación hidrológica

La consideración de los horizontes de la planificación hidrológica, inferiores a los apuntados, llevó al LBAE, en definitiva, a sugerir reducciones de aportaciones del 5% como criterio general de diseño para la planificación hidrológica de todo el país.

Tras estos trabajos iniciales, se han desarrollado por diferentes instituciones muy numerosos estudios con el mismo propósito. Considerando los objetivos de esta tesis no abordaremos la revisión de tales estudios, centrándonos de forma exclusiva en los aspectos metodológicos del empleo de modelos hidrológicos agregados para el análisis de los efectos de perturbaciones hidroclimáticas derivadas del cambio climático. El punto de partida son los trabajos desarrollados por Cabezas (2004), que se resumen seguidamente, y a los que se añade ahora un planteamiento expreso en términos de perturbaciones de modelos y una investigación de afecciones estacionales, no realizada en esos trabajos previos, y llevada a cabo con las herramientas descritas en esta tesis.

7.4.1.3. Evaluación a partir de escenarios climáticos y socioeconómicos acoplados a modelos hidrológicos

7.4.1.3.1. Proceso general

Entre las diferentes aproximaciones al problema, una ampliamente extendida es la de emplear escenarios climáticos y socioeconómicos, y aplicar estos escenarios previstos acoplándolos a modelos hidrológicos de lluvia-escorrentía calibrados en cuencas aforadas. Aunque cabe el empleo de modelos hidrológicos tanto agregados como distribuidos y con diferentes intervalos temporales, y acoplados o no a los modelos atmosféricos, es común emplear el mes

como intervalo temporal, y utilizar modelos mensuales de balance que se calibran y se someten a perturbaciones en las precipitaciones y las temperaturas.

En definitiva, desde el punto de vista de los recursos hídricos, los escenarios climáticos y socioeconómicos se traducen en modificaciones previstas en el régimen pluviométrico y de temperaturas en las cuencas, modificaciones de temperatura que, a su vez, implicarán modificaciones en las correspondientes ETPs. La modificación estacional de estas tres variables -lluvias, temperaturas y ETPs- implicará modificaciones futuras en los regímenes de caudales de los distintos ríos hoy no conocidas, y que se pretenden evaluar.

Operativamente, el procedimiento a seguir para la cuenca que se desea investigar sería el de calibrar un modelo de lluvia-escorrentía en esa cuenca, obteniendo los parámetros representativos de su respuesta hidrológica. Con estos parámetros, se reejecutaría el modelo pero asumiendo ahora que las condiciones de lluvias, temperaturas y ETPs son las correspondientes al régimen alterado. Las aportaciones así generadas son una estimación del futuro régimen fluvial alterado, cuya comparación con el actual permite inferir los efectos del cambio climático sobre los recursos hídricos.

Asimismo, estos nuevos regímenes alterados resultados de los modelos –series de aportaciones mensuales- pueden, a su vez, adoptarse como inputs para modelos de simulación de los sistemas de recursos hídricos, evaluándose así los posibles efectos del cambio climático sobre estos sistemas.

La figura adjunta muestra esquemáticamente el proceso descrito.

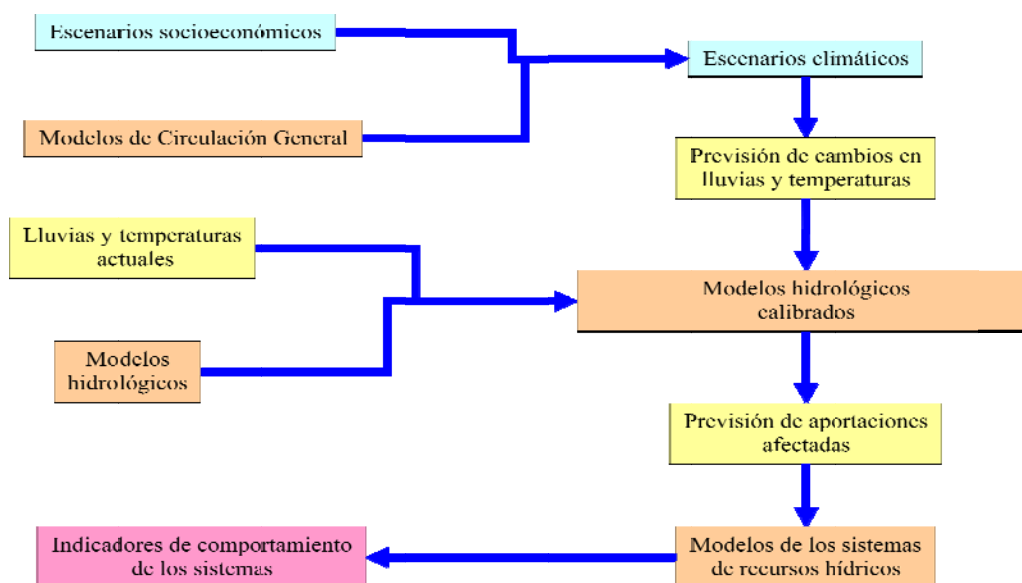


Figura 114. Esquema del proceso de evaluación de efectos del cambio climático

Como referencia climática emplearemos los resultados de la acción concertada ACACIA, tal y como se describe posteriormente. Existen numerosos escenarios climáticos diferentes y más recientes que los mostrados en ACACIA, pero se estima que estos son suficientes a los efectos perseguidos en este análisis que no son, debe recordarse, realizar una actualización de evaluaciones de cambio climático, sino mostrar la funcionalidad de los modelos hidrológicos para este objetivo.

7.4.1.3.2. Escenarios socioeconómicos

Para evaluar las posible magnitud de los cambios climáticos, se han asumido los cuatro escenarios socioeconómicos globales futuros, considerando los ejes de globalidad/localidad y consumismo individual/conservacionismo comunitario como muestra la figura adjunta. Estos escenarios vienen siendo estándares en las diferentes Informes de evaluación del IPCC.

Figura 115. Escenarios socioeconómicos

- A1: “Mercado mundial”. Progreso de la globalización y desarrollo de los mercados y el consumo. Énfasis en crecimiento económico más que en desarrollo sostenible. Europa funciona como un mercado único interconectado con otros grandes mercados regionales (Norteamérica y Asia).
- B1. “Sostenibilidad global”. Avance en una línea comunitaria de integración y cooperación ambiental. Desarrollo de programas sociales y énfasis en la cooperación internacional para resolver problemas globales. Desarrollo de las instituciones internacionales pasando de ser reguladores de problemas ambientales a desarrolladores de programas sociales.
- A2. “Iniciativas provinciales”. Heterogeneidad y desarrollo del consumo, con toma de decisiones al nivel nacional y subnacional. Crecimiento económico global inferior al del escenario A1, y con mayores desigualdades. Se protege políticamente la protección de las economías nacionales y las exigencias de consumo frente a la calidad ambiental.
- B2. “Sostenibilidad local”. Compromiso para abordar los problemas ambientales aplicando soluciones locales. Valores dominantes comunitarios y ecocéntricos, aplicando subsidiariedad. Mayor heterogeneidad y posible aumento de las desigualdades relativas. El medioambiente se beneficia de este escenario, pero no tanto como en el escenario B1 por la limitada coordinación interregional e internacional.

Cada uno de estos escenarios socioeconómicos implica diversos efectos sobre variables ambientales, de forma que, desde el punto de vista de la variabilidad climática, sus efectos son progresivamente crecientes en la secuencia B1-B2-A1-A2.

Así, para cada simulación de MCG se dispone de 4 supuestos, linealmente escalados conforme a los escenarios socioeconómicos.

7.4.1.3.3. Escenarios climáticos

Junto con los escenarios socioeconómicos, los resultados climáticos para el futuro que se consideran en este análisis son los basados en los experimentos de simulación con Modelos de Circulación General (MCG) empleados en ACACIA. Tales experimentos empleados para construir los escenarios son:

CGCM1 (Canadian GCM #1). 1999.

CSIRO-Mk2b (Commonwealth Scientific Industrial Research Organisation, Model #2b). 1999.

ECHAM4 (European Centre / Hamburg Model #4). 1998.

HadCM2 (Hadley Centre Coupled Model #2). 1997. (3 experimentos: 1, 2, 3)

Estas simulaciones incorporaban refinamientos técnicos adicionales a los modelos clásicos de los años 80 y 90, definen un rango de situaciones climáticas que engloban varias de las incertidumbres del futuro entonces identificadas.

Algunos resultados de estos experimentos para la década 2050, integrados a escala nacional para España, y para los distintos supuestos de escenarios socioeconómicos, son los mostrados en la figura adjunta.

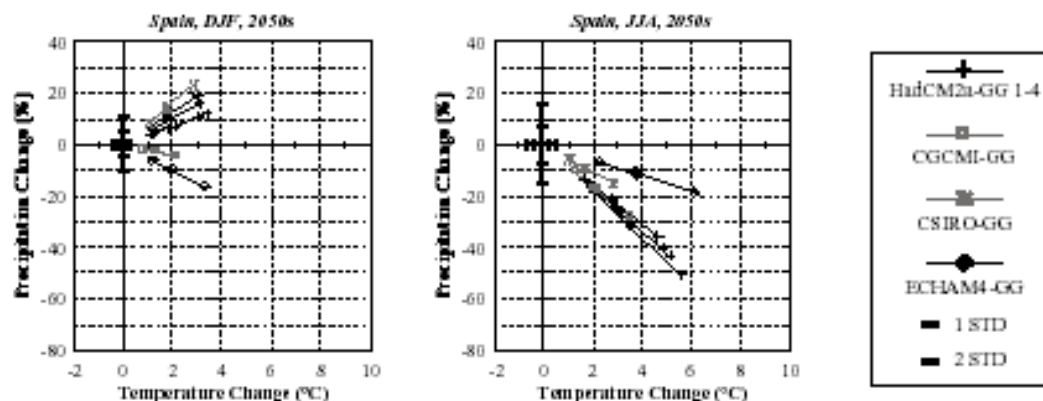


Figura 116. Ejemplo de resultados de experimentos climáticos.

Estos gráficos muestran, para el invierno y el verano de la década de 2050 -valor medio en torno al año 2055-, la distribución de cambios previstos en la temperatura y precipitación media de referencia, para cada simulación MCG y cada uno de los escenarios socioeconómicos, tal y como se señaló.

Estos cambios se comparan asimismo con la variabilidad natural multidecadal de lluvias y temperaturas, lo que permite observar el orden de magnitud relativo de los cambios supuestos.

Como puede verse, las simulaciones prevén, en todos los casos, una disminución de precipitaciones y aumento de temperaturas en verano, mientras que en invierno todas las simulaciones prevén aumento de temperaturas, pero la mayoría prevé también un aumento de precipitaciones.

Los valores de estas previsiones son los mostrados en la tabla adjunta, en la que se ofrecen los valores de variación mes a mes, considerando en primavera y otoño valores de temperaturas interpolados entre los de invierno y verano, y considerando valores de precipitación con

variación nula en las estaciones sin previsión –primavera y otoño-, dado que las precipitaciones suelen mostrar inversión de signo entre invierno y verano. Cada línea corresponde a una diferente hipótesis de perturbación.

Desde el punto de vista de los modelos hidrológicos que van a emplearse, estas serían las perturbaciones mensuales de lluvias y temperaturas cuyo efecto sobre las aportaciones se pretende evaluar.

Simulación	Cambios en la precipitación (%)												Cambios en la temperatura (°C)											
	O	N	D	E	F	M	A	Y	J	L	G	S	O	N	D	E	F	M	A	Y	J	L	G	S
HadCM2-1-1	0	0	7	7	7	0	0	0	-13	-13	-13	0	1.4	1.4	1.1	1.1	1.1	1.4	1.4	1.4	1.7	1.7	1.7	1.4
HadCM2-1-2	0	0	11	11	11	0	0	0	-30	-30	-30	0	2.6	2.6	1.7	1.7	1.7	2.6	2.6	2.6	3.4	3.4	3.4	2.6
HadCM2-1-3	0	0	11	11	11	0	0	0	-32	-32	-32	0	2.7	2.7	1.8	1.8	1.8	2.7	2.7	2.7	3.5	3.5	3.5	2.7
HadCM2-1-4	0	0	19	19	19	0	0	0	-50	-50	-50	0	4.3	4.3	3.0	3.0	3.0	4.3	4.3	4.3	5.6	5.6	5.6	4.3
HadCM2-2-1	0	0	6	6	6	0	0	0	-14	-14	-14	0	1.5	1.5	1.1	1.1	1.1	1.5	1.5	1.5	1.8	1.8	1.8	1.5
HadCM2-2-2	0	0	10	10	10	0	0	0	-25	-25	-25	0	2.4	2.4	1.9	1.9	1.9	2.4	2.4	2.4	2.9	2.9	2.9	2.4
HadCM2-2-3	0	0	10	10	10	0	0	0	-40	-40	-40	0	3.4	3.4	2.0	2.0	2.0	3.4	3.4	3.4	4.8	4.8	4.8	3.4
HadCM2-2-4	0	0	16	16	16	0	0	0	-43	-43	-43	0	4.1	4.1	3.1	3.1	3.1	4.1	4.1	4.1	5.1	5.1	5.1	4.1
HadCM2-3-1	0	0	6	6	6	0	0	0	-14	-14	-14	0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
HadCM2-3-2	0	0	7	7	7	0	0	0	-20	-20	-20	0	2.5	2.5	2.1	2.1	2.1	2.5	2.5	2.5	2.8	2.8	2.8	2.5
HadCM2-3-3	0	0	11	11	11	0	0	0	-22	-22	-22	0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	2.9	2.9	2.9	3.0
HadCM2-3-4	0	0	13	13	13	0	0	0	-35	-35	-35	0	4.0	4.0	3.4	3.4	3.4	4.0	4.0	4.0	4.6	4.6	4.6	4.0
CGCM1-1	0	0	-2	-2	-2	0	0	0	-10	-10	-10	0	1.0	1.0	0.7	0.7	0.7	1.0	1.0	1.0	1.3	1.3	1.3	1.0
CGCM1-2	0	0	-2	-2	-2	0	0	0	-16	-16	-16	0	1.7	1.7	1.3	1.3	1.3	1.7	1.7	1.7	2.0	2.0	2.0	1.7
CGCM1-3	0	0	-2	-2	-2	0	0	0	-17	-17	-17	0	1.8	1.8	1.3	1.3	1.3	1.8	1.8	1.8	2.2	2.2	2.2	1.8
CGCM1-4	0	0	-4	-4	-4	0	0	0	-27	-27	-27	0	2.8	2.8	2.2	2.2	2.2	2.8	2.8	2.8	3.4	3.4	3.4	2.8
CSIRO-1	0	0	9	9	9	0	0	0	-6	-6	-6	0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1
CSIRO-2	0	0	14	14	14	0	0	0	-9	-9	-9	0	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7
CSIRO-3	0	0	14	14	14	0	0	0	-9	-9	-9	0	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
CSIRO-4	0	0	23	23	23	0	0	0	-15	-15	-15	0	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9
ECHAM-1	0	0	-6	-6	-6	0	0	0	-6	-6	-6	0	1.7	1.7	1.1	1.1	1.1	1.7	1.7	1.7	2.3	2.3	2.3	1.7
ECHAM-2	0	0	-9	-9	-9	0	0	0	-10	-10	-10	0	2.8	2.8	1.9	1.9	1.9	2.8	2.8	2.8	3.7	3.7	3.7	2.8
ECHAM-3	0	0	-10	-10	-10	0	0	0	-11	-11	-11	0	2.9	2.9	2.0	2.0	2.0	2.9	2.9	2.9	3.8	3.8	3.8	2.9
ECHAM-4	0	0	-16	-16	-16	0	0	0	-18	-18	-18	0	4.7	4.7	3.3	3.3	3.3	4.7	4.7	4.7	6.1	6.1	6.1	4.7

Tabla 9. Variaciones climáticas previstas

Como puede verse, se han incorporado los 3 experimentos HadCM2, y la numeración de cada perturbación corresponde a los distintos escenarios socioeconómicos, tal y como se señaló anteriormente: 1:B1(bajo); 2:B2(medio); 3:A1(medio); 4:A2(alto).

Nótese que las variaciones de precipitación se expresan en términos porcentuales respecto a la media del periodo de referencia, mientras que las variaciones de temperatura se expresan en términos absolutos, como incremento en °C respecto al mismo periodo.

7.4.1.3.4. Modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos de balance hídrico reproducen el comportamiento de las cuencas a partir de esquemas conceptuales de funcionamiento que representan los aspectos fundamentales del ciclo hidrológico a las escalas temporales pertinentes en cada caso.

Para el presente análisis se ha empleado el conjunto de 6 modelos hidrológicos ya descritos (Tornthwaite-Mather, Palmer, abcd, Temez, GR4 y V2M).

La estrategia de análisis ha sido la siguiente:

1. Se selecciona un conjunto de estaciones foronómicas representativas, de las que se disponga de series mensuales de aportaciones restituidas al régimen natural. Para este conjunto, se evalúan sus precipitaciones y ETPs mensuales, construyendo el fichero de series hidrológicamente representativo del periodo referencia para España.
2. Se aplican todos los modelos hidrológicos a todas las estaciones, calibrando sus parámetros y obteniendo indicadores de calidad de los ajustes.
3. Se descartan los ajustes considerados insatisfactorios (aquellos que no superan el criterio de calidad que se fije), constituyendo el resto el conjunto básico de referencia. El criterio empleado, muy exigente, ha sido de un coeficiente de eficiencia mayor de 0'9.
4. Para el conjunto básico de referencia, se modifican las condiciones climáticas según los escenarios previstos, y se reejecutan los todos los modelos con estas nuevas condiciones manteniendo los parámetros calibrados. Se obtienen así las nuevas aportaciones alteradas como consecuencia de la perturbación del cambio climático.
5. Se comparan las aportaciones de referencia con las alteradas, evaluando así los efectos del cambio climático.

7.4.1.3.5. Estimacion de ETP a partir de temperaturas

Un requisito necesario para aplicar esta metodología es el de disponer de estimaciones de ETP futuras, obtenidas a partir de las estimaciones de las temperaturas. El problema es obviamente mucho más complejo y ésta es una mera aproximación, pero dadas las indeterminaciones futuras se estima que puede ser adecuada a los efectos perseguidos.

Entre los métodos hidrológicos sugeridos para abordar el problema, una simplificación práctica, útil a nuestros efectos, es la propuesta por Hamon para estimar la ETP diaria mediante

$$ETP_H = 29.8 \cdot D \cdot \frac{e_a(T)}{T + 273.2}$$

en la que la ETP se obtiene en mm/día, D es la longitud del día en horas, y $e_a(T)$ es la presión de vapor de saturación (expresada en kPa) a la temperatura media diaria T (°C), dada por

$$e_a(T) = 0.611 \cdot \exp\left(\frac{17.3 \cdot T}{T + 237.3}\right)$$

A partir de estas expresiones, puede estimarse la variación relativa en la ETP de un mes como función única de la temperatura y su variación en ese mes mediante

$$RatioETP_H(T, \Delta T) = \frac{ETP_H(T + \Delta T)}{ETP_H(T)} = \frac{\exp\left(\frac{17.3 \cdot (T + \Delta T)}{T + \Delta T + 237.3}\right) \cdot (T + 273.2)}{\exp\left(\frac{17.3 \cdot T}{T + 237.3}\right) \cdot (T + \Delta T + 273.2)}$$

Otra propuesta similar a la de Hamon para estimar la ETP mensual a partir de la temperatura es la formulada por Malmstrom como

$$ETP_M = 40.9 \cdot e_a(T)$$

en la que ETP_M se expresa en mm/mes, e_a en kPa, y T es la temperatura media mensual en °C en aquellos meses en que es mayor de 0 °C.

Como antes, la variación relativa de la ETP de un mes como función única de la temperatura y su variación en ese mes será ahora

$$RatioETP_M(T, \Delta T) = \frac{ETP_M(T + \Delta T)}{ETP_M(T)} = \frac{\exp\left(\frac{17.3 \cdot (T + \Delta T)}{T + \Delta T + 237.3}\right)}{\exp\left(\frac{17.3 \cdot T}{T + 237.3}\right)}$$

La figura adjunta muestra el resultado de ambas expresiones para distintos valores de temperatura y su incremento, ambos expresados en °C.

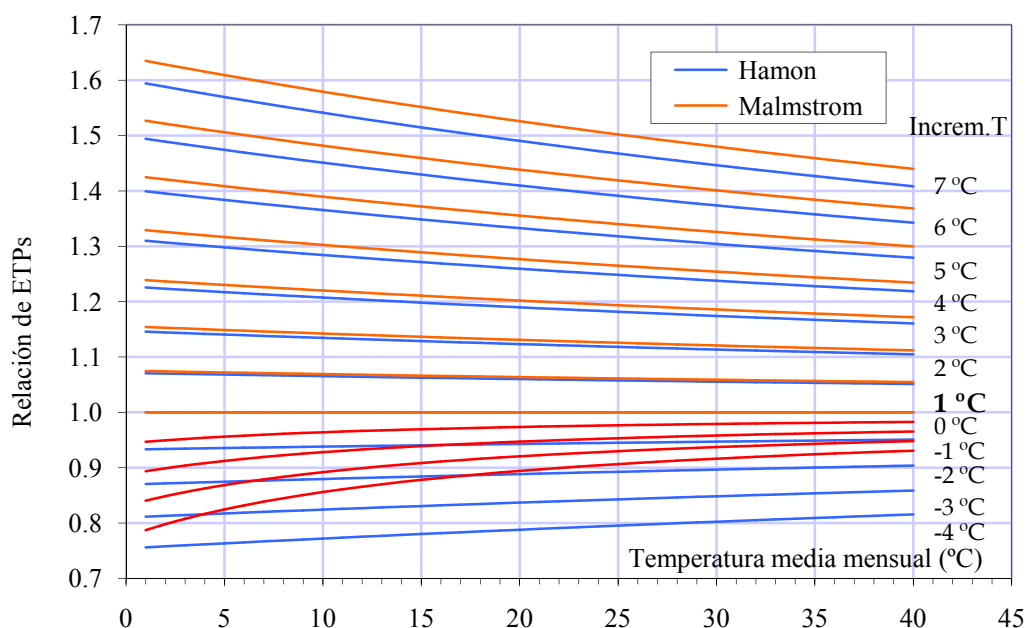


Figura 117. Ratio de ETPs mensuales por efecto del incremento de temperaturas

Como puede verse, ambas expresiones proporcionan valores similares (diferencias máximas inferiores al 3% para incrementos positivos de temperatura), proponiéndose adoptar la expresión de Malmstrom, que ofrece ratios ligeramente superiores –mayores ratios de ETPs para cualquier incremento de temperatura–.

7.4.1.3.6. Resultados globales obtenidos

Los resultados obtenidos para los distintos modelos son los mostrados en las figuras que siguen, en las que se ha representado la recta de 45°, que supondría no afectación en las aportaciones medias anuales.

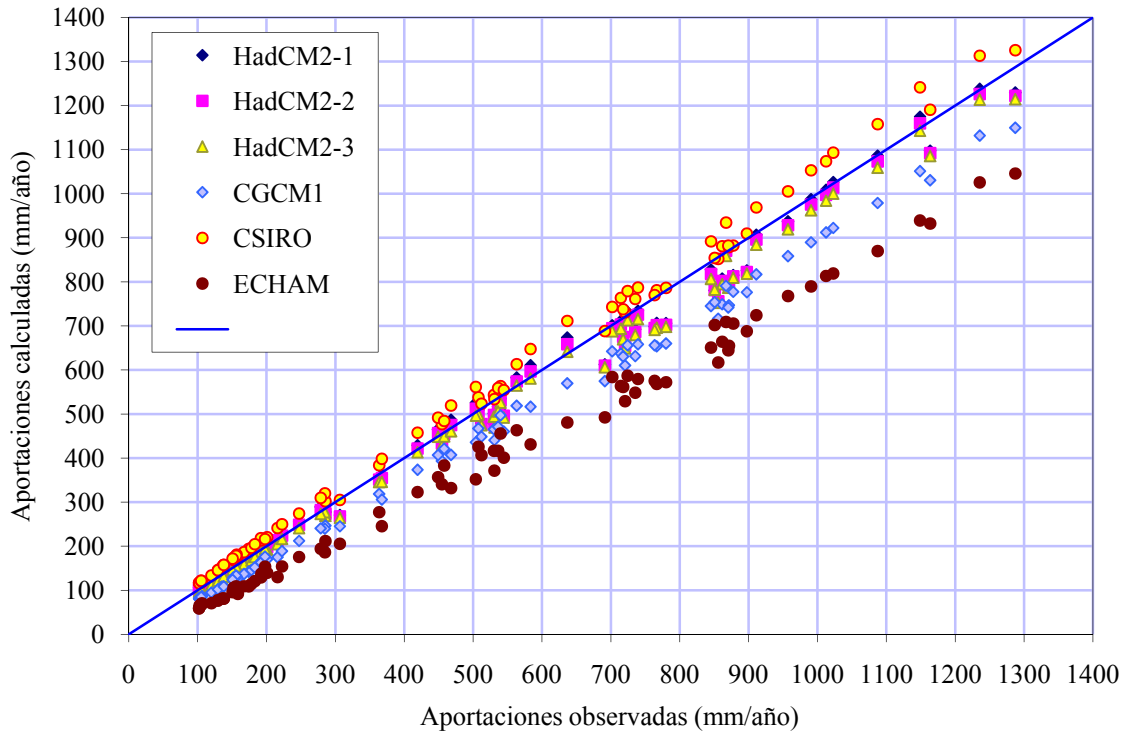


Figura 118. Resultados del modelo de Thornthwaite-Mather

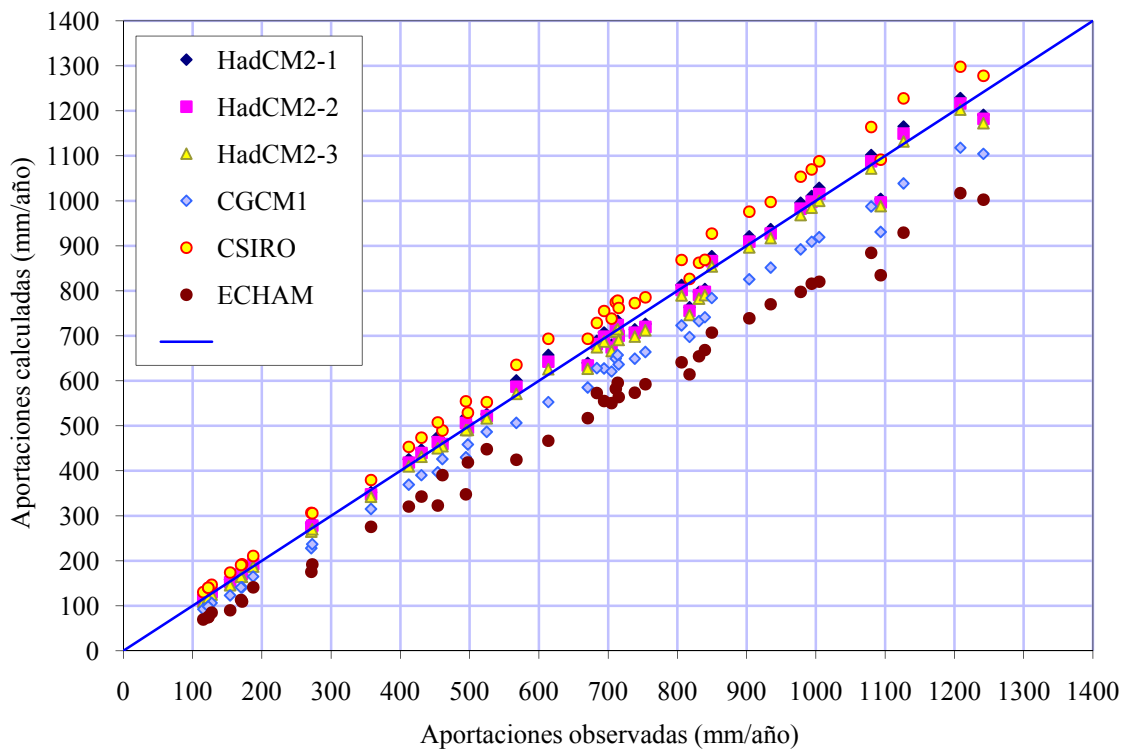


Figura 119. Resultados del modelo de Palmer

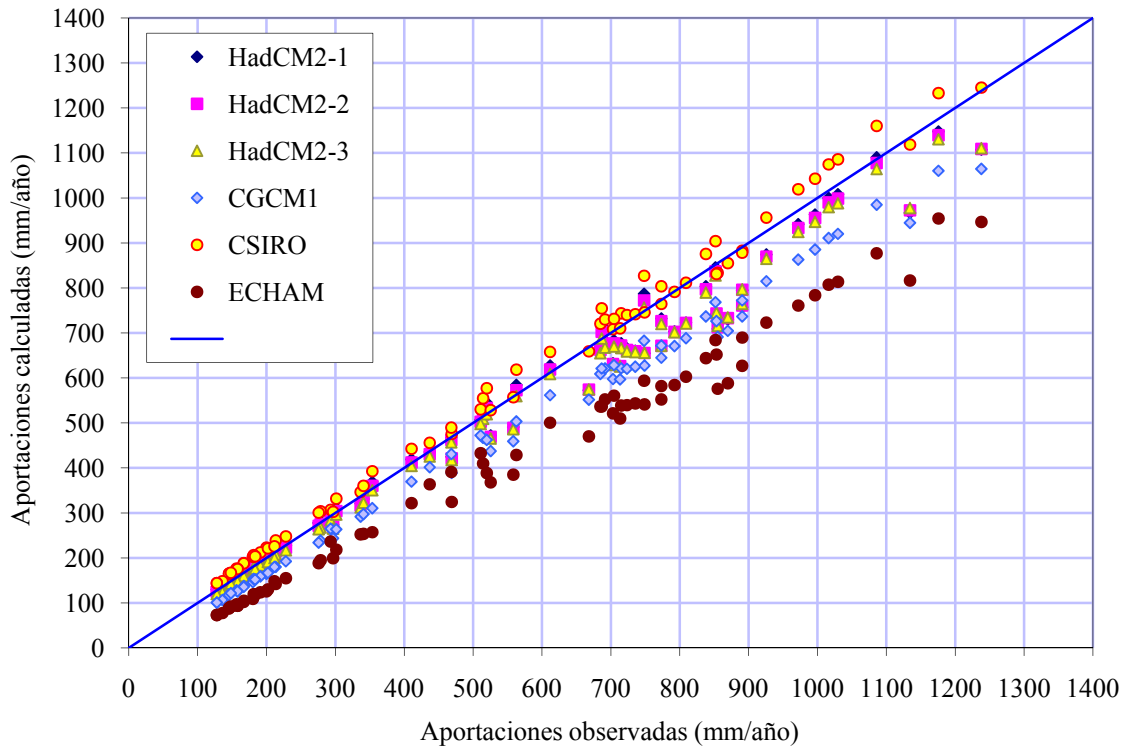


Figura 120. Resultados del modelo abcd

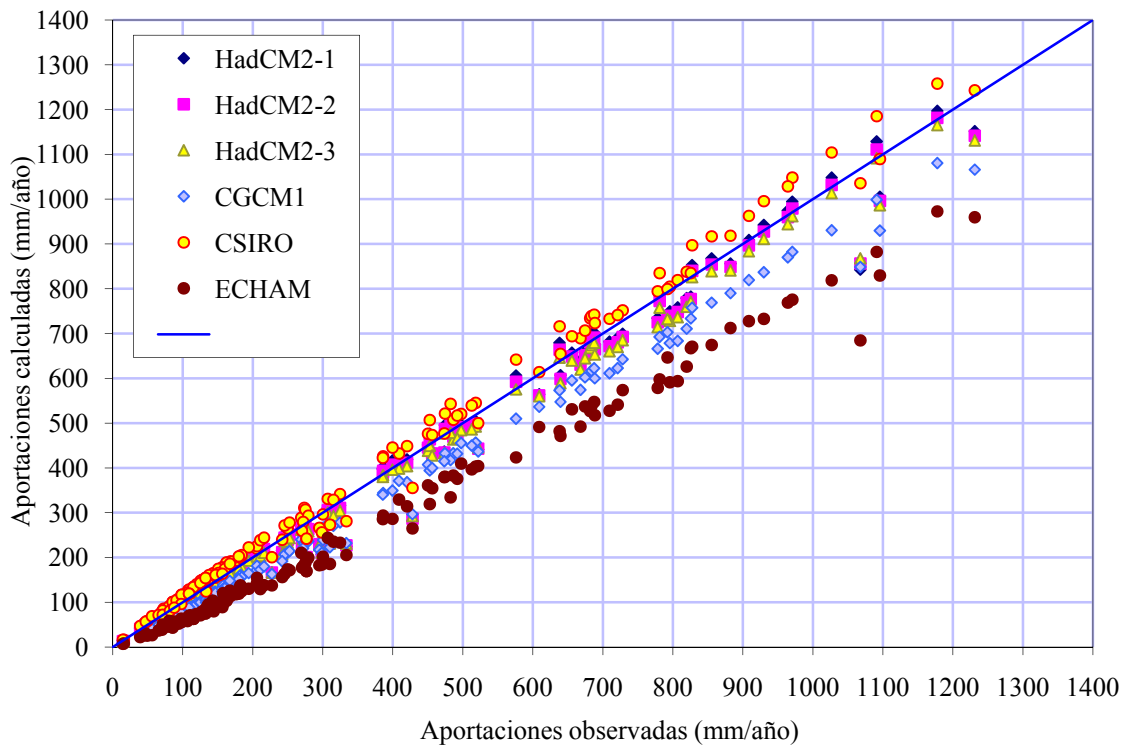


Figura 121. Resultados del modelo de Témez

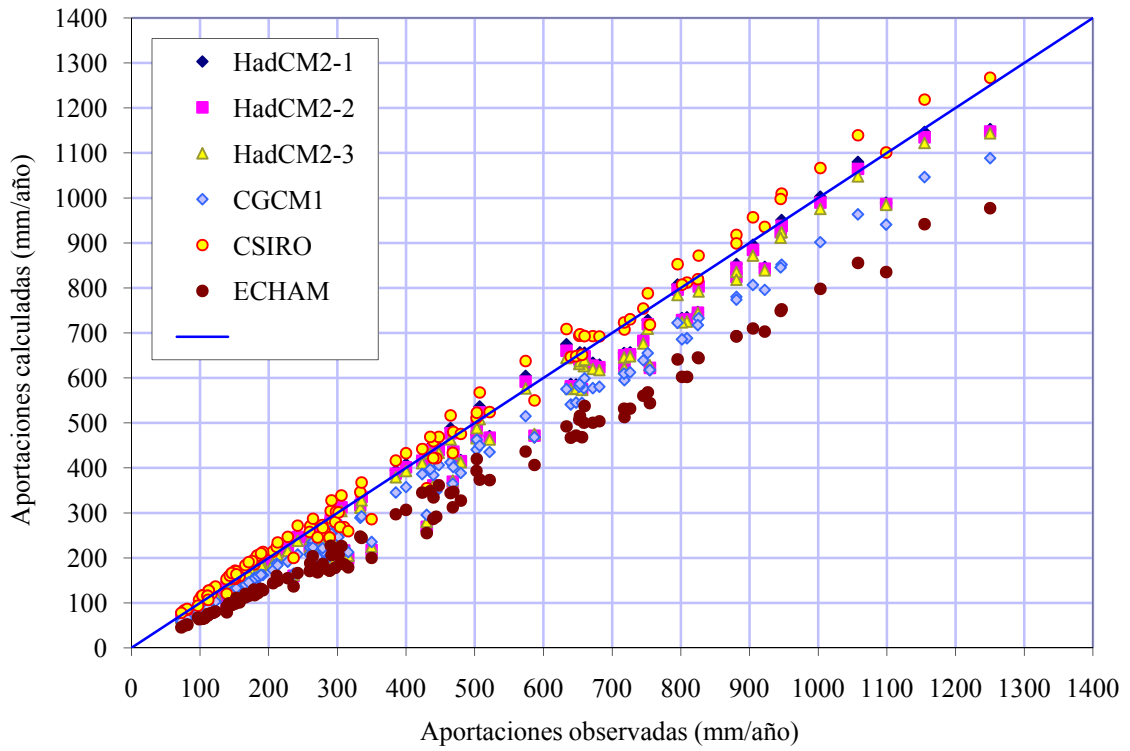


Figura 122. Resultados del modelo GR4

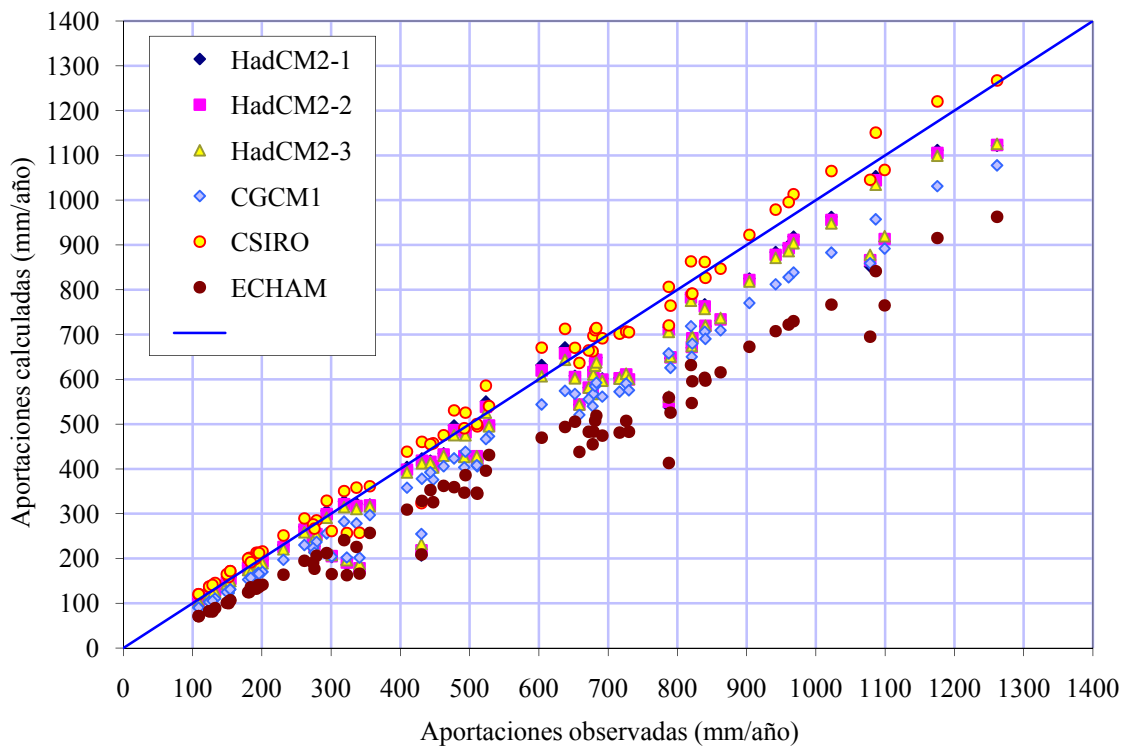


Figura 123. Resultados del modelo V2M

Los resultados globales agregados, uniendo todos los modelos empleados, son los mostrados en la figura.

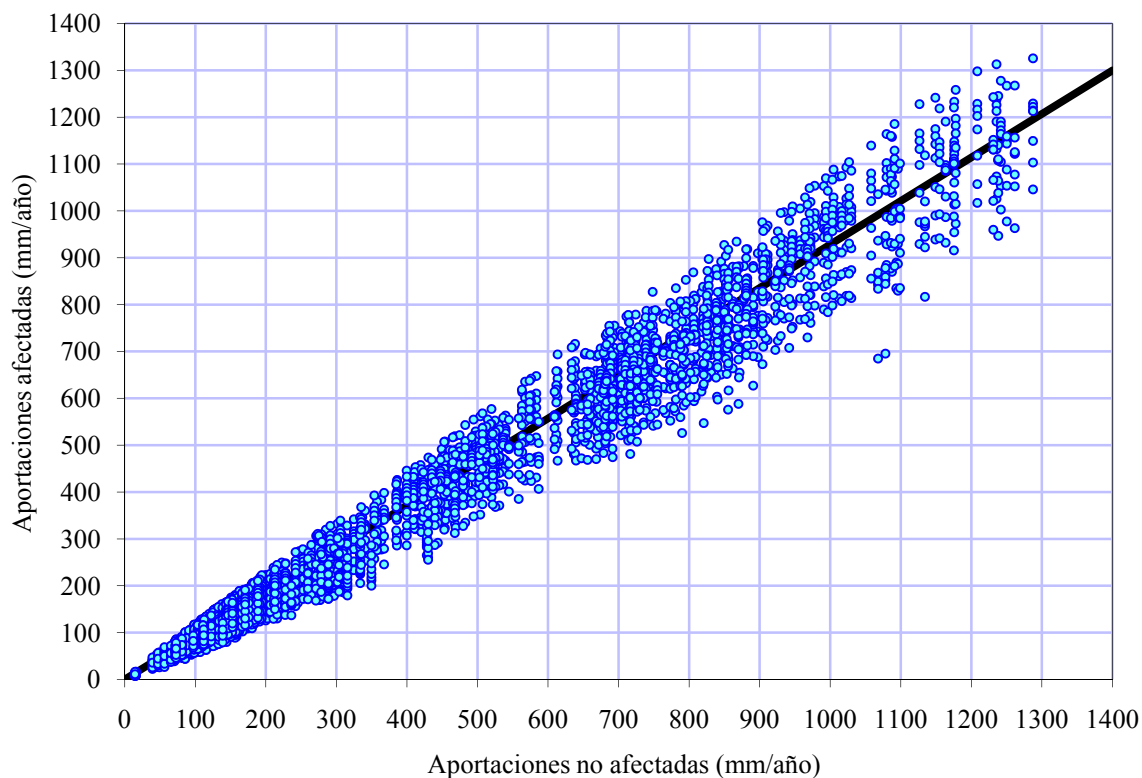


Figura 124. Resultados globales agregados y recta de ajuste

La recta de ajuste de estos puntos tiene una pendiente de 0.93, lo que conduce a proponer, como síntesis global agregada, reducciones del orden de un 7%.

Para contrastar el comportamiento relativo de los modelos, si se obtienen los valores medios de los cocientes entre calculados alterados y originales para cada simulación climática y cada modelo hidrológico, los resultados mostrados son los de las figuras y tabla adjunta.

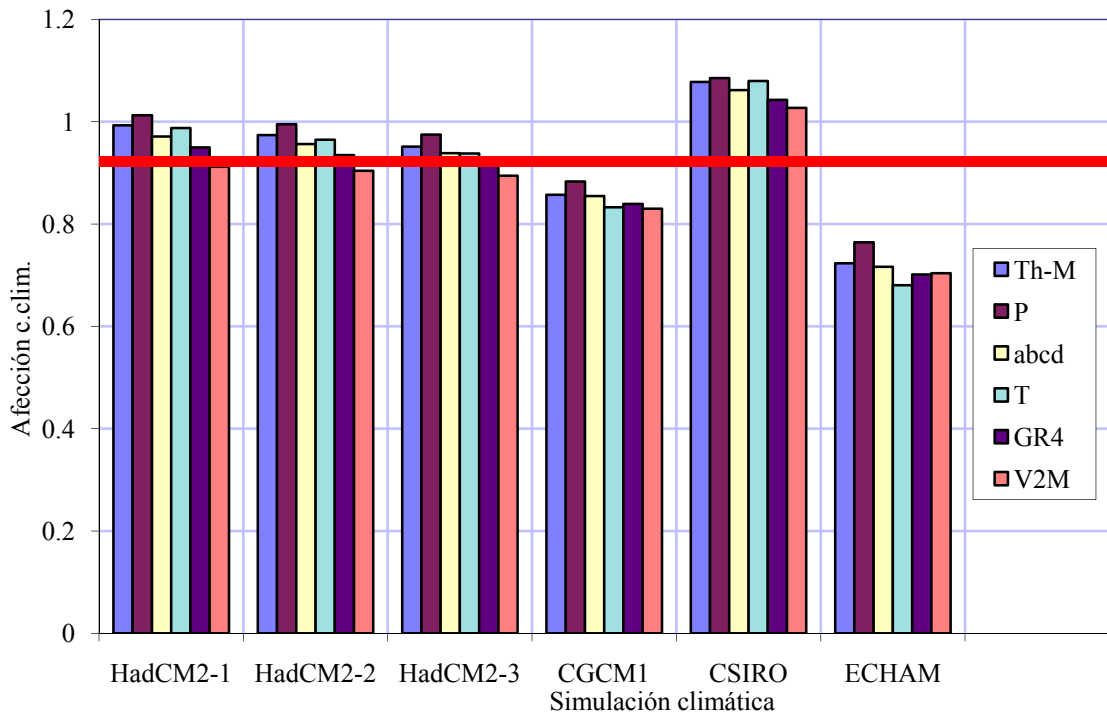


Figura 125. Resultados de las simulaciones para cada escenario climático

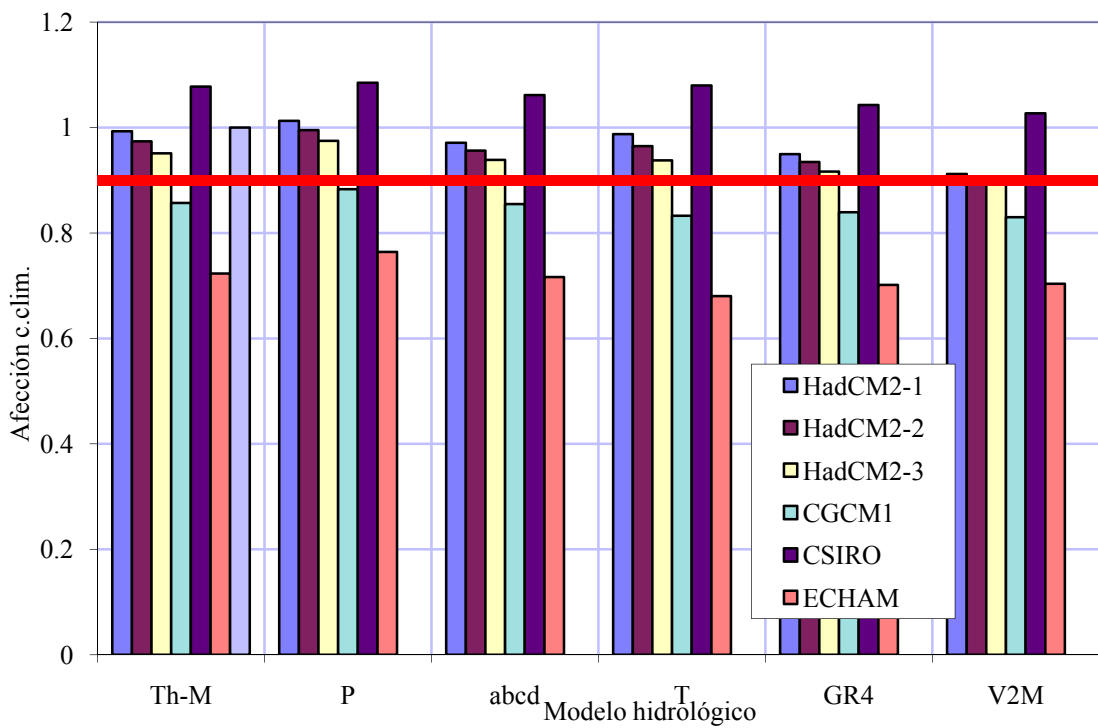


Figura 126. Resultados de las simulaciones para cada modelo hidrológico

Simulación	Coficiente
HadCM2-1	0.97
HadCM2-2	0.95
HadCM2-3	0.94

CGCM1	0.85
CSIRO	1.06
ECHAM	0.71
Global IPCC	0.93

Tabla 10. Efectos sobre las aportaciones medias

Se observa que los resultados de los diferentes modelos hidrológicos son relativamente similares (todos excepto CSIRO prevén reducciones), y que el valor medio global del cociente es de 0.93, lo que supone reducciones del orden del 7%, coincidentes con las anteriores.

Cabría proponer, en definitiva, reducciones globales medias del 7% de los recursos, y ello asumiendo el escenario socioeconómico más desfavorable de los 4.

Nótese que esta es una propuesta conservadora, dado que asume el escenario socioeconómico más desfavorable de todos, A2. Una propuesta más razonable sería, probablemente, asumir el escenario A1.

Esta cifra global puede ser desagregada tanto en el espacio, discriminando en las diferentes cuencas, como en el tiempo, investigando la estructura de los cambios a escala intraanual. Seguidamente se aborda la estructura estacional de los cambios previstos.

7.4.1.3.7. Comportamiento estacional

Examinada la respuesta a las perturbaciones climáticas en términos de totales anuales, procede evaluar ahora la forma estacional de esta respuesta según la perturbación y el modelo hidrológico elegido.

Los resultados obtenidos son los mostrados en las figuras, la primera representando los valores medios de cocientes mensuales de aportaciones perturbadas respecto a las no alteradas, para cada modelo climático considerado, y la segunda con similar información pero procesada por modelos hidrológicos en lugar de modelos climáticos.

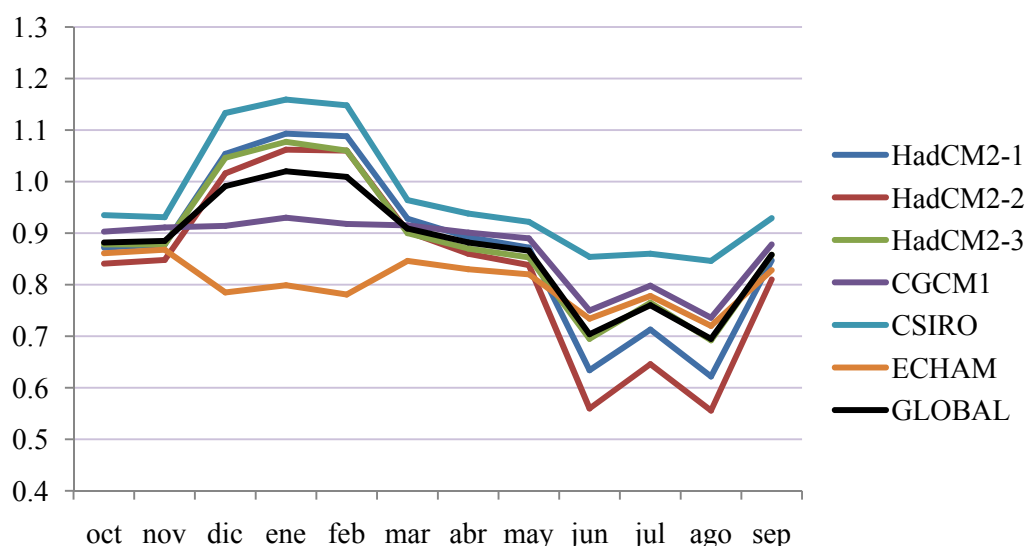


Figura 127. Perturbaciones medias mensuales según modelos climáticos

Se observa que la variación estacional de la afección presenta en general un patrón similar para los diferentes modelos o simulaciones climáticas, si bien con diferencias cuantitativas entre ellos. En la mayoría de escenarios la afección es reducida y hacia un ligero aumento de aportaciones en los meses invernales, mientras que en los meses de verano siempre es hacia la

disminución de aportaciones, y con mayores reducciones relativas, llegando en los casos más adversos hasta el 40%. Como se mostró, CSIRO presenta los valores más altos, siempre superiores a todos los otros.

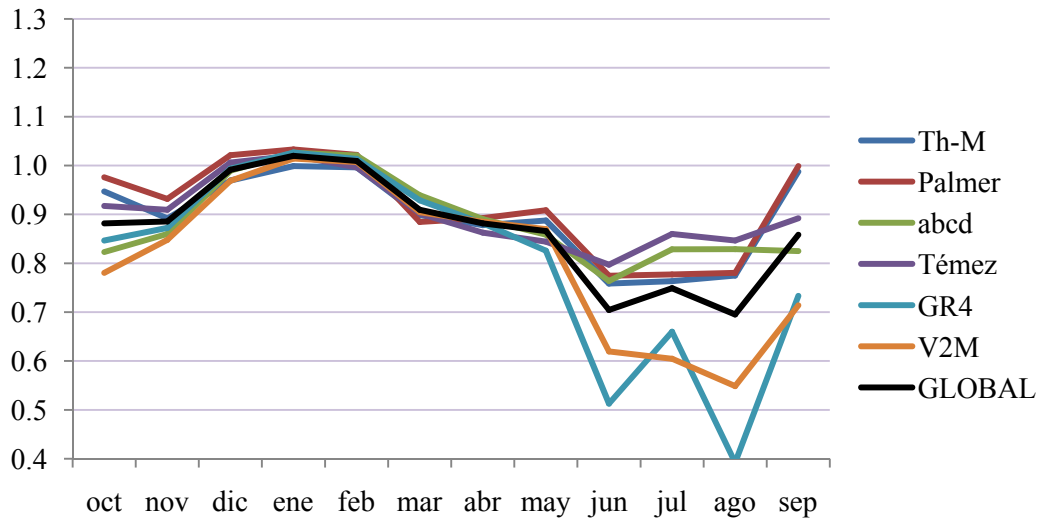


Figura 128. Perturbaciones medias mensuales según modelos hidrológicos

Atendiendo ahora a las respuestas de los modelos hidrológicos, puede verse que se mantiene esta tendencia hacia el práctico mantenimiento de las aportaciones en invierno frente a reducciones significativas en verano.

Es interesante observar que la respuesta de noviembre a mayo es muy similar para todos los modelos hidrológicos, mientras que de junio a septiembre todos decrecen pero con variabilidad mucho mayor.

Destaca la fuerte sensibilidad del modelo GR4, con los resultados más reducidos e inestables de todos, y ello pese a su buen comportamiento general desde el punto de vista de la calibración como se vió en anteriores capítulos.

Nótese que esta respuesta a perturbaciones climáticas es otro indicador de sensibilidad de los modelos, de difícil valoración pero indudable interés práctico.

7.4.1.3.8. Conclusiones

Pese a las numerosas incertidumbres que rodean a estos análisis, el examen de los resultados del *ensemble* mostrado permite concluir que habrá probablemente una reducción global media de las aportaciones anuales esperables del orden de un 7%, y que esa reducción se producirá fundamentalmente en los meses estivales, de junio a septiembre.

Una consecuencia práctica de interés es que el hecho de que las reducciones de aportaciones se produzcan en las épocas de mayores necesidades de agua, por la fuerte estacionalidad del regadío, hará que aumenten las necesidades de regulación de caudales, si se desean mantener los actuales niveles de garantía de suministro.

7.4.2. EFECTOS DE LOS ERRORES EN LAS SERIES HIDROCLIMÁTICAS

Otra aplicación útil del análisis de perturbaciones sería la de estudiar el efecto sobre las salidas y comportamiento estructural de los modelos frente a errores en las series hidroclimáticas de entrada.

En el caso de las predicciones de caudal, este tipo de análisis se ha llevado a cabo por McMillan et al. (2010), mostrando que la consideración explícita de los errores en los caudales aforados conduce a superficies de respuesta más alisadas, con mayores incertidumbres en la estimación de parámetros, y sugiriendo el empleo de una distribución del caudal aforado en lugar de un valor puntual.

Con la aplicación desarrollada puede llevarse a cabo el estudio de la respuesta mediante simulación de Montecarlo, superponiendo una serie de errores, con la estructura que se desee, a la serie observada, y contrastando su salida con la correspondiente a la situación no perturbada.

7.5. ANÁLISIS INTERESTACIONES DE ASOCIACIÓN DE PARÁMETROS

En epígrafes anteriores se ha estudiado con detalle la identificabilidad estructural de los modelos y sus parámetros, que es aquella debida a la formulación de su estructura interna, para una serie concreta en una estación.

Otro análisis de interés es el de la estructura de asociación de los parámetros de los modelos, considerados como realizaciones en el espacio de una variable aleatoria con tantas dimensiones como parámetros. Los parámetros estimados en cada estación serían una realización de esta variable np -dimensional, habiendo tantas realizaciones como estaciones analizadas.

Esta nueva estructura de asociación de parámetros interestaciones puede contrastarse con la asociación computada intraestacionalmente, mediante el análisis de covarianzas de los parámetros y su identificabilidad estructural.

Como una primera indagación en esta dirección, para cada modelo hidrológico se han calculado los autovalores y autovectores de los 4 parámetros principales calibrados en las distintas estaciones. Sus valores acumulados son indicativos de las varianzas explicadas por la sucesiva incorporación de autovalores cada vez menores. Se trata, en definitiva, de un análisis de componentes principales aplicado, para cada modelo, a la tabla de los parámetros estimados en las diferentes estaciones.

Los resultados obtenidos se muestran en la figura, en la que se representan los autovalores en el eje principal y las varianzas explicadas en el eje secundario.

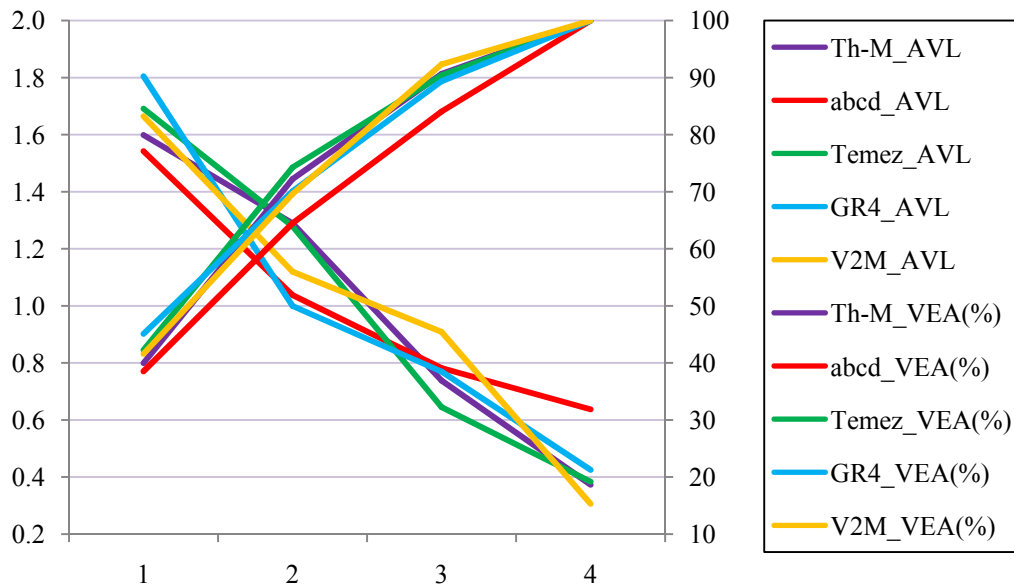


Figura 129. Componentes principales y varianzas explicadas por los parámetros de interés

Como puede verse, los autovalores son decrecientes de forma casi lineal para todos los modelos considerados, linealidad que se traslada a las varianzas explicadas acumuladas de forma que alcanzar valores muy altos, próximos al 100%, requiere prácticamente el concurso de todos los autovalores.

Este comportamiento es generalizado para los distintos modelos, pudiendo señalarse acaso el modelo *abcd* como el de aparente mayor regularidad (línea de acumulados prácticamente recta), con todos los demás indistinguibles.

La conclusión es que así como se observan diferencias en las correlaciones internas entre parámetros de los distintos modelos, debidas a su formulación estructural, no se observan diferencias significativas entre los modelos desde el punto de vista de la correlación externa o interestaciones de sus parámetros, contribuyendo todos casi por igual a la variación espacial existente.

8. EFECTOS DE LA IRREGULARIDAD DE CAUDALES DIARIOS EN LOS MODELOS DE SISTEMAS DE RECURSOS HÍDRICOS

8.1. INTRODUCCIÓN

De forma complementaria al estudio de los procesos hidrológicos, se realiza un análisis adicional atendiendo a problemas específicos de las zonas semiáridas, pero centrado ahora no en la modelación hidrológica sino en la planificación y gestión de los recursos hídricos.

En las últimas décadas se han propuesto numerosos modelos para abordar el análisis y optimización de los sistemas de recursos hídricos, con diferentes objetivos y niveles de complejidad. Estos modelos, en su nivel de abstracción y generalización más alto, se orientan al análisis de grandes sistemas de recursos hídricos para su simulación, optimización, diseño de estrategias de gestión, planificación de infraestructuras o análisis de disponibilidades.

Existen numerosos desarrollos de este tipo de modelos tanto en España (p.e. AQUATOOL, Andreu et al., 1994; Andreu et al., 1995, Solera et al., 2007) como en otros países (MODSIM, SIM-V, Texas, PRM, WEAP, etc.). En España su empleo es generalizado en todas las demarcaciones hidrográficas, habiéndose utilizado estos modelos en la elaboración y revisiones de los planes hidrológicos de cuenca y del plan hidrológico nacional.

Aunque han sido utilizados extensamente en el área mediterránea española, con buenos resultados, es interesante investigar adicionalmente en algunos aspectos específicos de zonas concretas.

Uno de ellos de especial interés en zonas semiáridas, con elevada irregularidad de los caudales fluviales, es el de la influencia en sus resultados de la consideración de la unidad temporal mensual, que es la estándar en este tipo de modelos.

La realización a esa escala mensual del balance de caudales en los nudos que forman la red de flujo representativa del sistema, implica asumir que en una derivación de un cauce puede captarse la totalidad del volumen mensual requerido siempre que el volumen circulante total mensual en el punto de captación al menos iguale a este requerimiento.

La concentración diaria de caudales se considera irrelevante, ya que la única magnitud considerada es el volumen total mensual. Sin embargo, y dependiendo de la irregularidad del régimen hidrológico, este volumen total podría circular en un periodo muy corto de tiempo y con caudales elevados, que no podrían ser íntegramente captados por la toma.

Tal situación se dará con más frecuencia en cuencas áridas o semiáridas, donde los caudales base son mínimos o inexistentes y se presenta con frecuencia ese tipo de régimen.

Este interesante problema no ha sido analizado en la práctica hasta ahora. En este capítulo de la tesis se plantea investigar el efecto de la concentración temporal de caudales submensuales sobre las posibilidades reales de captación. El desarrollo teórico se aplica a un caso práctico de interés, que es el del río Júcar en Cullera, en el paraje conocido como azud de La Marquesa, próximo a la desembocadura en el mar, donde finalmente se ha ubicado la toma de derivación del Júcar al Vinalopó.

Dado que los análisis de sistemas se han realizado siempre con modelos a escala mensual, es oportuno analizar la posibilidad de captación a escala diaria y contrastar los resultados obtenidos en ambos supuestos.

En los epígrafes que siguen se aborda en primer lugar el análisis de captaciones a escala diaria para contrastarlo posteriormente con la escala mensual, y exponiendo las técnicas empleadas y las conclusiones derivadas del contraste.

8.2. ANÁLISIS DE CAPTACIONES DIARIAS

Como se ha señalado, tanto en una derivación de caudales fluyentes como en un suministro a una demanda, los modelos empleados con escala temporal mensual suponen que puede captarse la totalidad del volumen mensual siempre que la disponibilidad total mensual en el punto de captación así lo permita. Llamaremos a este supuesto el de *unidad mensual*.

Si los caudales circulantes por un punto son irregulares, no totalmente regulados y procedentes en parte de retornos y pequeñas crecidas esporádicas, la hipótesis de unidad mensual puede no ser aceptable, y el efecto de concentración temporal de las puntas diarias, típico de zonas semiáridas, podría resultar suficientemente significativo como para alterar sensiblemente los resultados obtenidos por los modelos en el sentido de que los caudales mensuales realmente derivables son inferiores a los computados por el modelo.

Para estudiar este efecto se ha procedido a analizar la serie de caudales a escala diaria circulantes por la estación de aforos del río Júcar número 49 (Cullera), publicados en los anuarios de aforos, y representativos de lo que ha circulado por La Marquesa y podría haberse derivado por el trasvase Júcar-Vinalopó si éste hubiese estado construido en el periodo cubierto por los datos.

La serie presenta huecos y discontinuidades, con datos en las primeras décadas del siglo XX (de 1912 a 1931), en la primera mitad de los años 40, y en los años 90. Para introducir una cierta regularidad y el mayor aprovechamiento de la serie disponible, se ha considerado que un año tiene datos cuando todos sus meses tienen al menos 20 días con datos.

Con este criterio, el número total de años con datos ha sido 22, suficiente para describir la frecuencia de caudales, si bien ha de señalarse que la relativa ausencia de los datos más recientes puede sesgar los resultados hacia unos volúmenes derivables mayores que los que realmente podrían derivarse ahora, con una menor circulación media por ese punto.

La curva de duración de caudales diarios, complementaria de la función de distribución empírica de estos datos, y obtenida de forma robusta (Vogel y Fennessey, 1995) como la mediana de las 22 curvas de duración anuales para todos los 22 años con datos, filtrando así efectos de los extremos, es la representada en la figura.

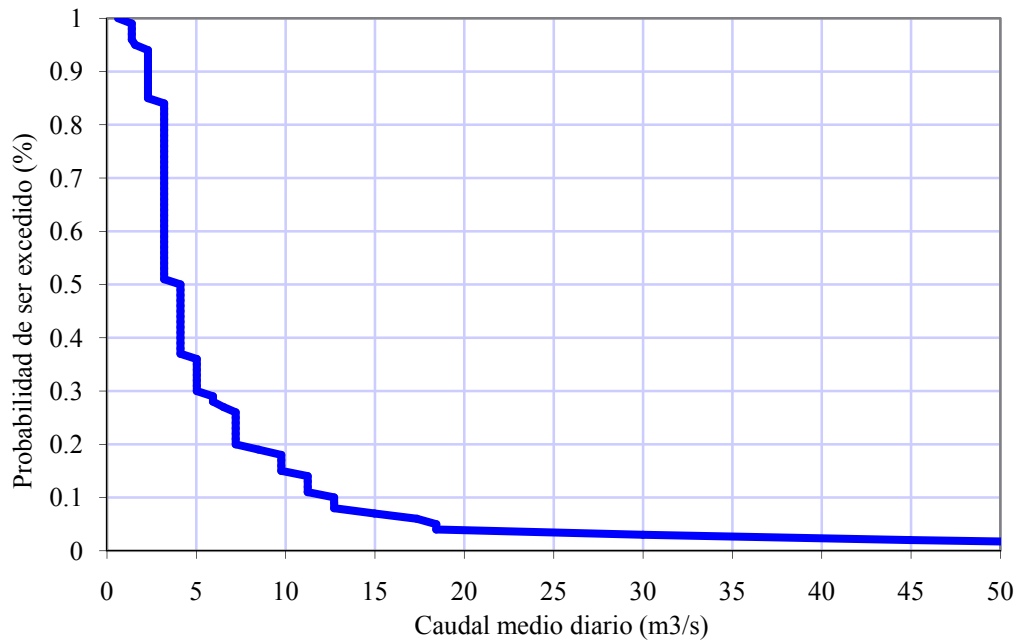


Figura 130. Curva de duración de caudales diarios. Estación de Cullera

Según puede verse en estos registros, el caudal medio anual históricamente circulante por Cullera ha sido del orden de 350 hm³/año, superior al actual, pero los caudales diarios presentan, como se observa, una muy acusada variabilidad, de forma que la probabilidad de excedencia desciende rápidamente para muy pequeños incrementos del caudal.

Una consecuencia práctica de este comportamiento es que la fijación de flujos ecológicos mínimos, aún de magnitud moderada, reduce sustancialmente el caudal disponible para posibles derivaciones hasta casi anularlo en la práctica.

Para ilustrar este efecto, la siguiente figura muestra el volumen anual derivable al Vinalopó desde La Marquesa con una toma de 2.6 m³/s (= 6.8 hm³/mes = 82 hm³/año), en función del caudal ecológico que se fije en este punto, y calculado a partir de la curva de duración de caudales diarios aforados en Cullera.

Para ello, se observa el número de días en que existe en el río un caudal suficiente para alimentar la toma y satisfacer el mínimo ecológico, y se multiplica la derivación diaria de la toma por este número de días.

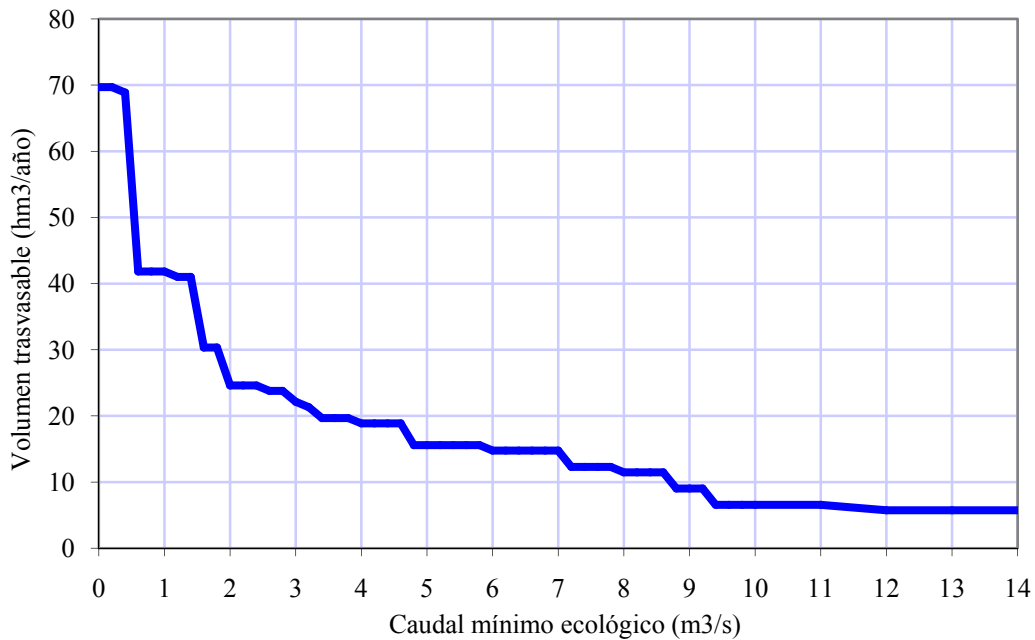


Figura 131. Volumen anual trasvasable con toma de $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$ en función del caudal mínimo en La Marquesa

Como puede verse, si se supone una referencia de $4 \text{ m}^3/\text{s}$ como caudal mínimo ecológico, el volumen trasvasable apenas llega a $20 \text{ hm}^3/\text{año}$, y suprimiendo completamente el caudal mínimo el máximo alcanzable hubiese sido de $69 \text{ hm}^3/\text{año}$. La fijación de tan solo $1 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal ecológico reduce el volumen anual trasvasable a $41 \text{ hm}^3/\text{año}$, que pasan a ser $25 \text{ hm}^3/\text{año}$ con $2 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal mínimo. Para valores de caudal mínimo mayores de $4 \text{ m}^3/\text{s}$ el volumen trasvasado descende, llegando a ser de $5 \text{ hm}^3/\text{año}$ para $14 \text{ m}^3/\text{s}$.

La conclusión que se deduce de estos resultados es clara: conforme a los datos históricos disponibles de caudales reales circulantes en La Marquesa, con un criterio simple de toma sobre umbral no hubiese sido posible trasvasar los $80 \text{ hm}^3/\text{año}$ máximos previstos en ningún caso, ni con caudal ecológico nulo. Para alcanzar valores significativos de trasvase, aún con caudales ecológicos muy pequeños, sería necesario programar desembalses específicos a este objeto, modificando la explotación del curso final del río con este objetivo.

En consecuencia, no es posible en este caso establecer una regla de funcionamiento de sobrantes estrictos con el criterio único de toma sobre umbral, como la que se previó para el trasvase del Ebro del PHN 2000, sino que se requiere necesariamente movilizar recursos regulados del sistema del Júcar. La movilización de estos recursos habría de realizarse conforme a alguna regla de gestión que determine la modulación de caudales de forma que no se alteren apreciablemente las garantías de suministro de los usuarios del sistema.

Además, debe recordarse que, como se señaló, estos resultados se han obtenido con los datos históricos publicados, que arrancan en 1912, y que son, obviamente, mayores que los actuales y los futuros, dado que incluyen periodos históricos con menor desarrollo de los aprovechamientos en la cuenca del Júcar y con menor regulación que la actual. La curva correspondiente a los caudales diarios futuros será, sin duda, inferior a esta, reduciendo los caudales a igualdad de probabilidad, y alterando a la baja los volúmenes trasvasables obtenidos.

Aún con esta limitación, y con objeto de contrastar y perfeccionar los resultados ofrecidos, se ha continuado el análisis de datos históricos suponiendo distintos caudales mínimos y aplicando la ecuación del balance diario en el azud de La Marquesa para todos los días con dato disponible.

Además del valor mencionado de 2.6, se ha asumido una capacidad de toma variable entre 2 y 10 m³/s, y se ha supuesto que la combinación de distintos grupos de bombeo y la programación de estos grupos, aún perdiendo eficiencia, permitiría captar caudales a partir de un 30% de la capacidad de diseño de la toma, sin necesidad de llegar a esta capacidad de diseño (coeficiente de activación de la toma de 0.3). Debe notarse que esta hipótesis teórica de toma parcial supone asumir un funcionamiento sumamente optimizado de la captación, que debe adaptarse de forma continua a los caudales variables circulantes por el río, y exige un sobreesfuerzo de funcionamiento de los grupos adicional al que se requeriría para un funcionamiento estable del bombeo, optimizado conforme a su capacidad de diseño. En su caso, ello se traducirá en mayores costes de mantenimiento y en pérdida de eficiencia energética de la instalación.

Con estos supuestos, los resultados obtenidos de volumen derivable en función del caudal mínimo en La Marquesa y la capacidad de la toma disponible, calculado por balance de caudales diarios, y con coeficiente de activación de 0.3, son los mostrados en el gráfico.

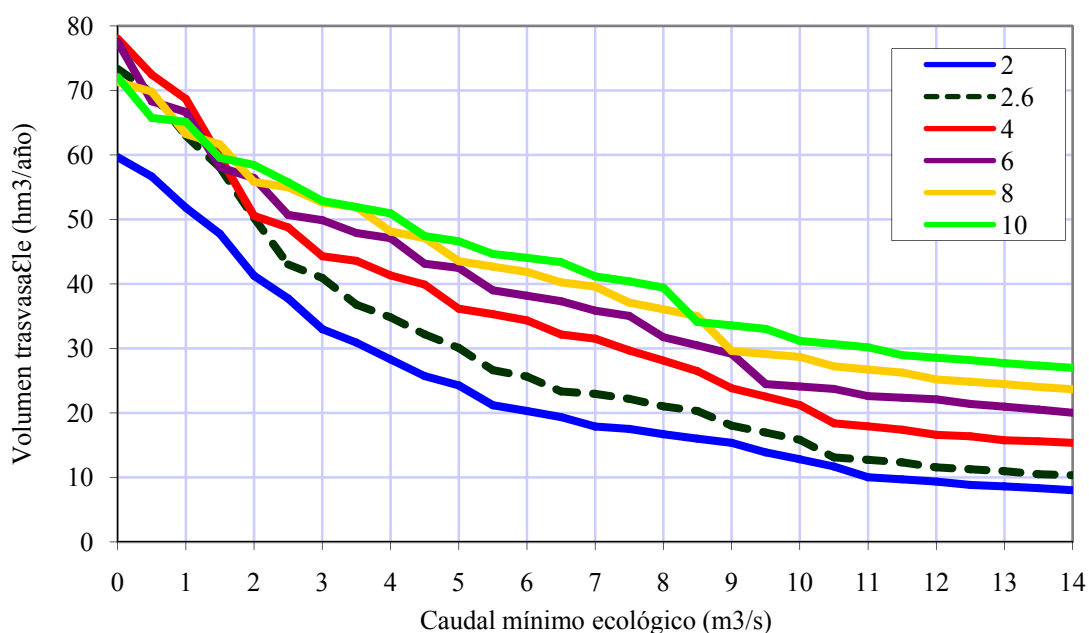


Figura 132. Volumen anual derivable en función del caudal mínimo en La Marquesa y la capacidad de toma

Puede verse que se mantienen sustancialmente los resultados anteriores para una toma de 2.6 m³/s, aunque incrementados por el efecto de activación parcial de la toma. Resulta interesante comprobar que si se aumenta sensiblemente el tamaño de la toma no se produce un incremento igualmente apreciable del volumen trasvasado, de forma que, por ejemplo, con el mínimo ecológico de referencia, de 4 m³/s, disponer una toma muy grande, de 10 m³/s en La Marquesa apenas elevaría el caudal trasvasable de unos 35 a 50 hm³/año. Si el caudal mínimo no es nulo, los volúmenes trasvasables se alejan del máximo de 80, aunque se aumente mucho la capacidad de la toma, y no se proporcionarían 80 en ningún caso, ni aún suprimiendo el caudal ecológico.

Estos resultados vienen a confirmar y ampliar los anteriores en el sentido de que incluso para caudales ecológicos muy reducidos no se hubiese garantizado la disponibilidad de 80 hm³/año para la derivación, ni aún aumentando apreciablemente la capacidad de la toma. La disponibilidad de estos caudales exige, como se indicó, una regla de gestión que programe los desembalses y la explotación del sistema.

Debe de nuevo recordarse que todos estos análisis y magnitudes corresponden a lo que hubiese sucedido con el registro histórico disponible, sin duda con caudales mayores que el actual y

futuro. Para poder realizar una comparación entre ambas tomas desde el punto de vista de su rendimiento actual, la información histórica solo tiene un valor orientativo, y se requiere aplicar el efecto de reducción por puntas diarias a las series mensuales obtenidas de la simulación de escenarios mediante modelos de simulación y optimización a escala mensual, en el supuesto de que estos efectos de puntas tendrán un patrón parecido al de los datos observados.

Para investigar este patrón, se ha realizado un estudio de caudales a escala diaria, computando sucesivos balances diarios del azud para diferentes especificaciones de los caudales ecológicos y capacidades de la toma. En cada caso, los caudales diarios se han agregado en mensuales, y se ha calculado así la fracción derivable expresada en términos absolutos, y como porcentaje de la capacidad de la toma. Ello ha requerido un desarrollo específico cuyo planteamiento y resultados se exponen seguidamente.

8.3. CONTRASTE CON PERIODOS MENSUALES

Para constrar los resultados a escala temporal diaria con los resultados a la escala mensual, que es el objetivo de esta investigación, se ha supuesto una situación general en la que el tramo fluvial tiene una toma con capacidad dada y un caudal mínimo de obligada circulación hacia aguas abajo.

El cálculo procede ejecutando el balance diario de este tramo, considerando, como antes, un coeficiente de activación de la toma del 30%. Se obtienen así las tres series diarias, extendidas a todo el periodo de datos disponible, de entrada al tramo, de derivación por la toma y de salida del tramo. Agregando estas series diarias en mensuales, se obtienen las series de circulaciones y derivaciones mensuales correspondientes. Expresando las derivaciones mensuales en valores absolutos o como una fracción de la capacidad total de la toma, pueden representarse en un gráfico estos pares de valores, correspondiendo cada punto a un mes de la serie.

Para el caso práctico analizado, en la figura adjunta se representan 6 de estos gráficos correspondientes a los caudales mínimos de 0 a 20 m³/s, incrementados de 4 en 4 m³/s (10.4 hm³/mes), y para una capacidad de la toma, en todos los casos, de 2.6 m³/s (6.8 hm³/mes), que es la inicialmente proyectada para la alternativa de toma en La Marquesa.

En los gráficos se ha representado también la línea de los 45°, que es la correspondiente a la hipótesis de mes unidad, sin efectos de concentración diaria, y que es la asumida por los modelos de optimización y simulación empleados en los análisis de comportamiento del sistema.

Ésta línea teórica de mes unidad, representada en color y trazo grueso, corresponde a la ordenada cero hasta alcanzar el caudal ecológico fijado, y arranca desde ahí con los 45° hasta alcanzar la ordenada del máximo derivable (6.8 hm³/mes), a partir de la cual es constante y con ese valor de la toma.

La línea ascendente no se visualiza con 45° reales, apareciendo deformada por efecto de las distintas escalas de abcisas y ordenadas.

Las figuras incluyen además una línea negra cuyo significado se expondrá seguidamente.

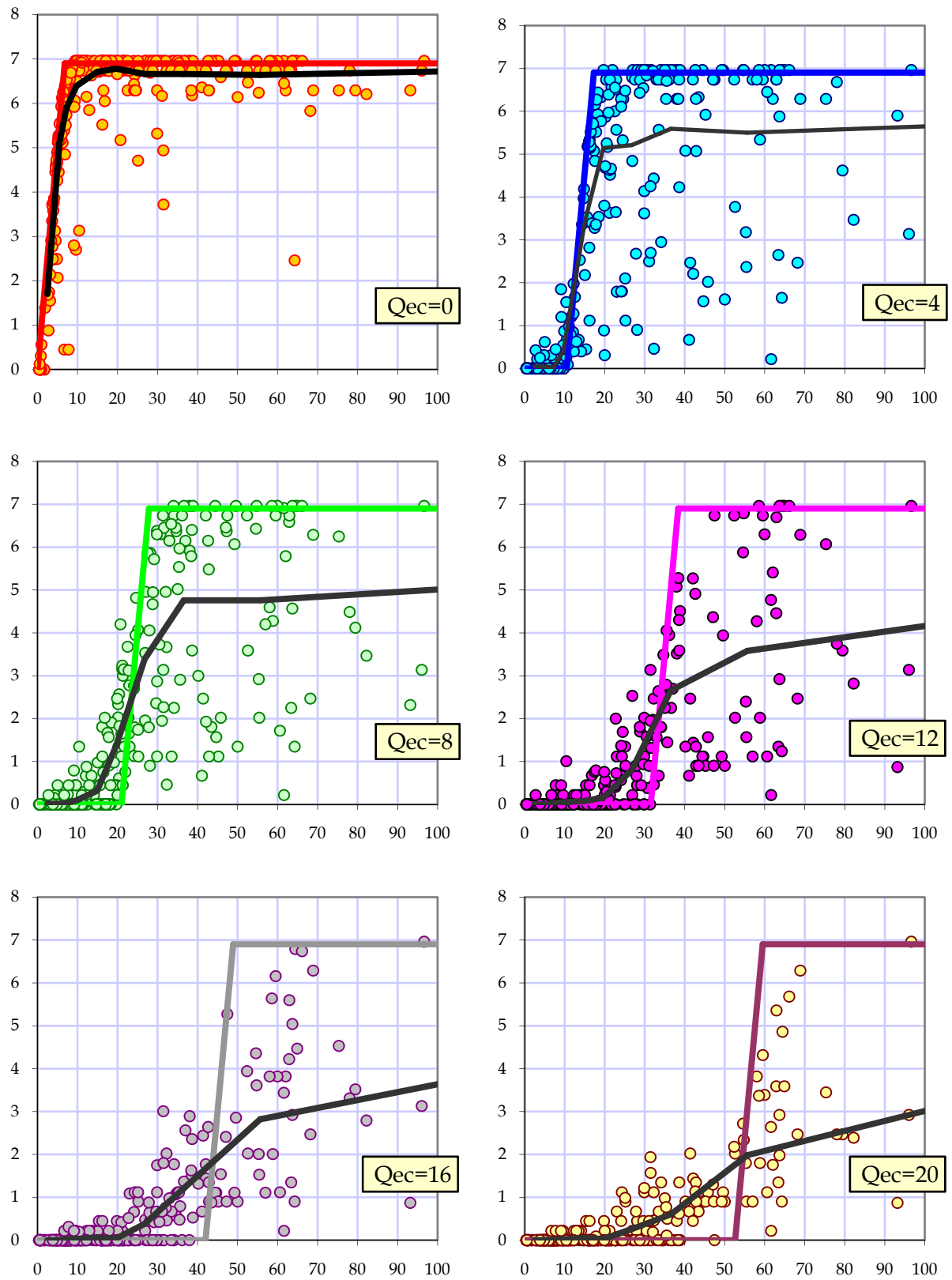


Figura 133. Volumen mensual derivable según el volumen mensual total circulante (hm^3/mes) para distintos caudales ecológicos y toma de $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$

Puede verse que las nubes de puntos obtenidas tienden a agruparse próximas a la línea de 45° , pero se desvían de ésta tanto al alza como a la baja, por el efecto de la concentración diaria y la

activación de la toma. Como es de esperar, la desviación de esta línea es mayor a medida que los caudales ecológicos aumentan, siendo prácticamente coincidente en el caso de no fijación de caudal mínimo, y desviándose sensiblemente para caudales mínimos de $20 \text{ m}^3/\text{s}$.

Para obtener una representación analítica de estas nubes de puntos, que ofrezca el valor esperado de la derivación en función de los caudales mensuales circulantes, se ha procedido al ajuste de una función empírica poligonal, con 10 puntos, calculada mediante las medias de 10 bloques con igual número de circulaciones. Este procedimiento, similar al empleado para obtener el variograma experimental en los análisis de krigeado, permite la computación del efecto de concentración diaria sobre los flujos agregados mensuales y su incorporación a los análisis de posibles derivaciones desde conducciones en casos como el del tramo final del Júcar, en los que la hipótesis de mes unitario resulta dudosa.

Los ajustes empíricos obtenidos por este procedimiento de medias por bloques se han representado también como líneas poligonales negras en las figuras anteriores, y se muestran ahora todos juntos en la figura siguiente, expresados como fracción porcentual de la capacidad de la toma (en este caso, $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$ con coeficiente de activación de 0.3) en función de la circulación mensual en el tramo de La Marquesa (hm^3/mes), y para los distintos valores del caudal mínimo que debe dejarse circular hacia aguas abajo de forma prioritaria (desde 0 a $20 \text{ m}^3/\text{s}$).

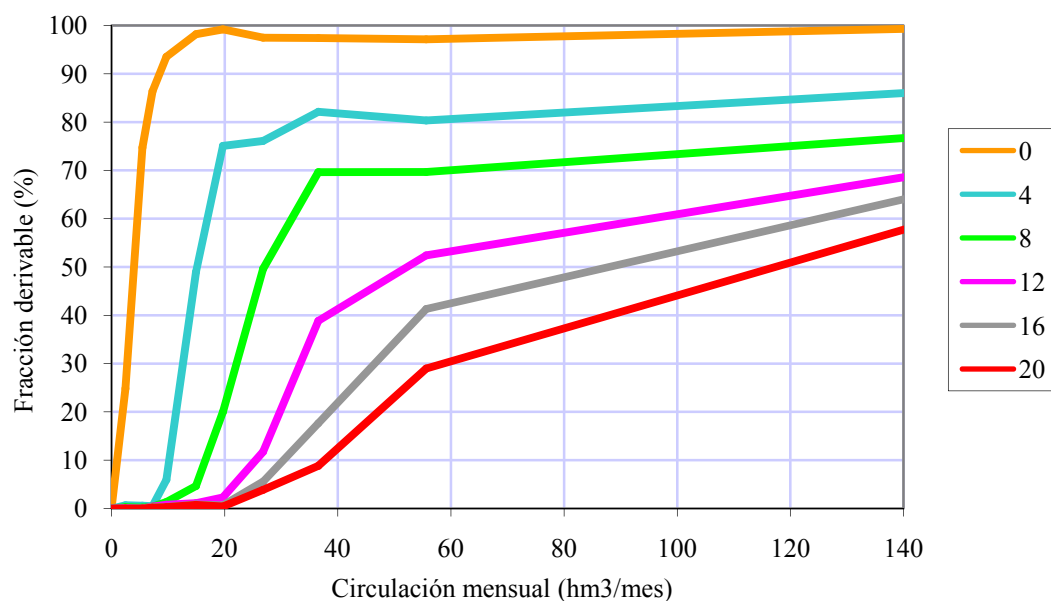


Figura 134. Valor esperado de la fracción derivable según el volumen mensual circulante para distintos caudales mínimos (de 0 a $20 \text{ m}^3/\text{s}$) y toma de $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$

Puede verse que, como cabía esperar, las líneas se van haciendo más tendidas a medida que aumenta el caudal mínimo, y alcanzar el máximo del 100% se hace más improbable con este aumento, pese a que la circulación sea muy elevada, notablemente superior a la estrictamente requerida para alcanzarlo en términos de valor agregado mensual.

Si en lugar de una toma de $2.6 \text{ m}^3/\text{s}$ se previese otra con diferente capacidad, se obtendría otro conjunto de curvas, obviamente con diferentes valores, pero similar a éste. Así, en definitiva, el conjunto global de familias de curvas de fracciones derivables, formalmente empaquetable en una matriz tridimensional, resume toda la información sobre el efecto de concentraciones diarias sobre los flujos agregados mensuales y permite evaluar este efecto sobre cualquier serie que se desee investigar.

Se ha desarrollado un modelo numérico que, a partir únicamente de una serie de caudales diarios, ejecuta de forma automática todos los cálculos expuestos obteniendo la matriz indicada para cualquier gama de caudales mínimos y capacidades de toma con coeficientes de activación que se desee. Los detalles de esta implementación se mostrarán en el siguiente epígrafe.

Una vez obtenida la matriz correspondiente a un punto, si por otra parte se dispone de una serie de circulaciones mensuales en ese punto obtenida con los modelos de optimización o simulación en el análisis de escenarios, puede aplicarse el interpolador de la matriz a esta serie mensual, obteniéndose las posibles derivaciones calculadas, no como es usual con el supuesto de mes unitario, sino considerando de forma directa el efecto de irregularidad por las puntas diarias de caudal.

La aplicación de estos procedimientos al río Júcar en el azud de La Marquesa, aplicando un esquema de optimización cuyos prolijos detalles no se incluyen en esta tesis, permite obtener los volúmenes medios derivables de este azud ($\text{hm}^3/\text{año}$) suponiendo la situación de referencia de los modelos en función del caudal mínimo ecológico (de 0 a $15 \text{ m}^3/\text{s}$) y para capacidades de toma variables entre 2.6 y $20.6 \text{ m}^3/\text{s}$, considerando la variabilidad de los caudales diarios. Los resultados obtenidos se muestran en la figura.

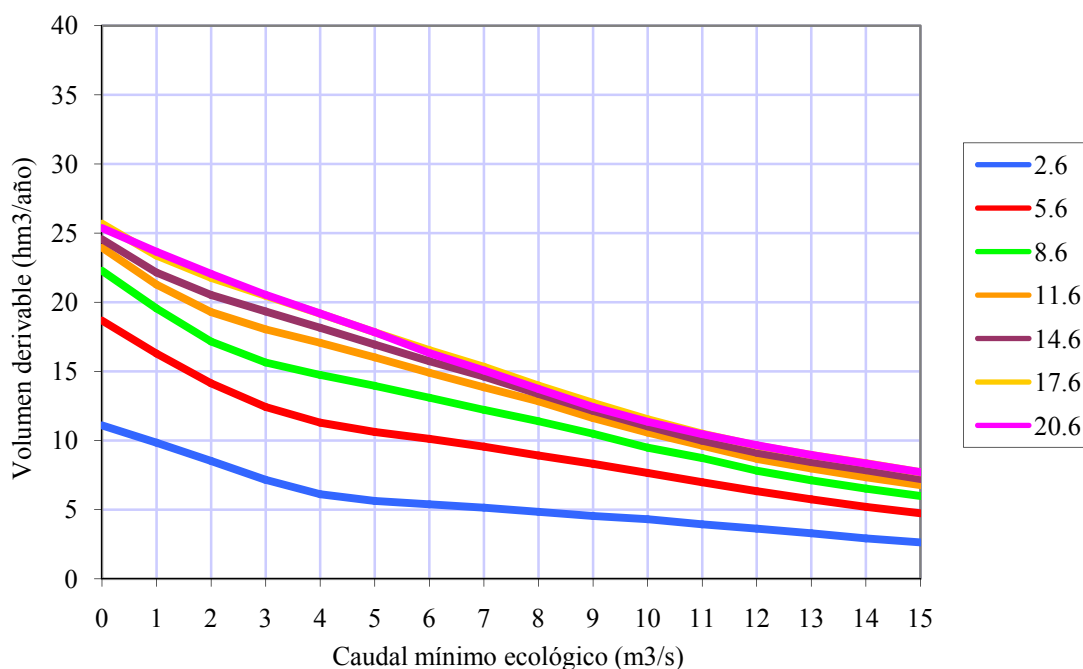


Figura 135. Volumen anual derivable desde La Marquesa en situación de referencia, según el caudal mínimo (de 0 a $10 \text{ m}^3/\text{s}$) y la capacidad de la toma (entre 2.6 y $20.6 \text{ m}^3/\text{s}$)

El cociente entre estos resultados y los derivados de los modelos bajo el supuesto de mes unidad permite obtener los coeficientes de reducción por puntas diarias, que son los mostrados en la siguiente figura, y que resultan ser, como puede verse, del orden del 85-90% para los valores inferiores del caudal ecológico, y con relativa independencia de la capacidad de toma a partir de cierto nivel.

Ello significa en definitiva que, en este caso concreto, los resultados de captaciones de los modelos mensuales han de ser reducidos del orden de un 10-15% para tener en cuenta el mencionado efecto de variabilidad diaria de caudales circulantes por el punto donde se sitúa la captación.

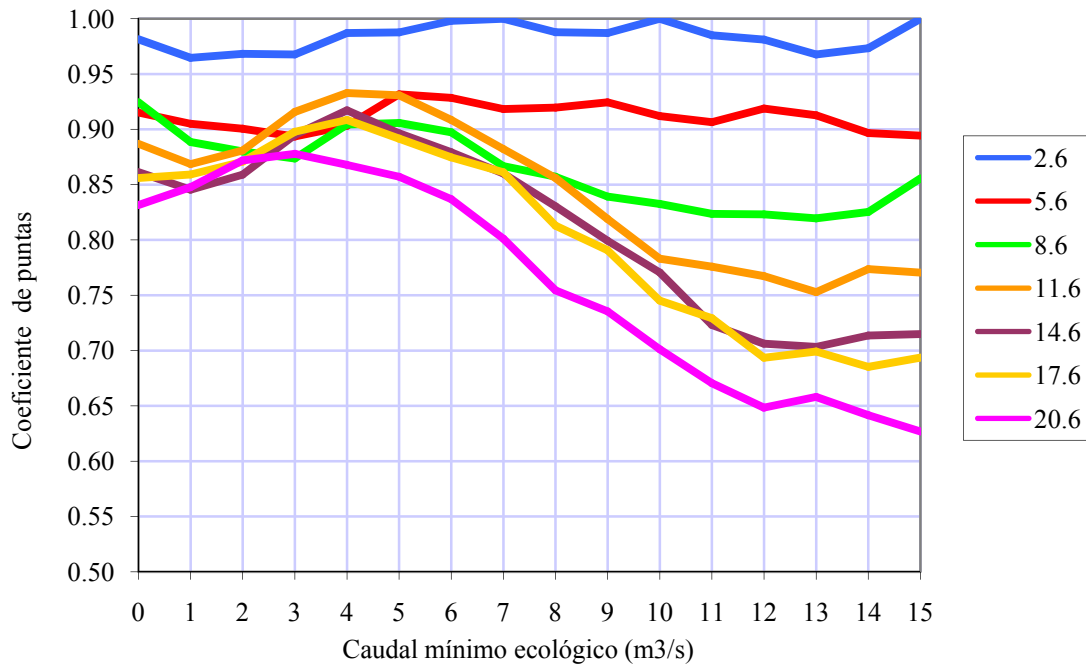


Figura 136. Coeficientes de puntas según el caudal mínimo (de 0 a 10 m³/s) y la capacidad de la toma (entre 2.6 y 20.6 m³/s)

Una conclusión de estos análisis es que la pretensión de funcionamiento de la conducción al Vinalopó con la alternativa planteada, y como un mero derivador de sobrantes absolutos en La Marquesa, cuando los haya, proporcionaría realmente un trasvase medio no mayor de 10-20 hm³/año. Ello indica que el simple cambio de toma, con esta alternativa, no asegura la disponibilidad de caudales suficientes para el trasvase.

Para que exista tal disponibilidad de caudales derivables resulta necesario que se realicen desembalses específicos a este efecto y se gestionen las tomas en los azudes aguas abajo de Tous de forma que posibiliten la llegada de estos caudales programados hasta La Marquesa, o se arbitren las necesarias sustituciones. Se requiere, en definitiva, el establecimiento de unas reglas de explotación que destinen parcialmente aguas reguladas del sistema Júcar para su conducción al Vinalopó, de idéntica forma a como habría de funcionar la conducción con toma en Cortes, con un planteamiento de sobrantes ordinarios, no absolutos. No habría diferencia conceptual formal alguna entre ambas opciones de toma –ambas son a sobrantes ordinarios, no absolutos–, y el elemento clave determinante del funcionamiento de la transferencia no sería necesariamente la ubicación de la toma, sino la regla de explotación de sobrantes ordinarios que se establezca.

8.4. IMPLEMENTACIÓN NUMÉRICA

Para llevar a cabo los análisis numéricos anteriores se ha desarrollado una utilidad de cálculo, de propósito general, incorporada al metamodelo descrito en capítulos anteriores, que permite obtener los caudales derivables mediante una toma situada en una conducción por la que hay una circulación de caudales dada (serie de entrada, diaria, en m³/s), en función de cual sea la capacidad de la toma y cual sea la ley de caudales mínimos que es obligado respetar sin captar (estos mínimos se especifican para cada mes, suponiéndose iguales para todos los días dentro de cada mes).

El procedimiento implementado admite ejecución multiestación (estudiar varias estaciones o series de caudales diarios en una única ejecución) y soporta datos ausentes, bien porque no existe la línea correspondiente en el fichero de series, o bien porque existe y se especifica como dato ausente.

Como se ha indicado, esta utilidad se ha incorporado al metamodelo MHAx codificándola como mh62, siguiendo sus convenciones y estándares cuyo planteamiento general no se incluye aquí, limitándonos a la descripción detallada de esta utilidad específica.

Como entrada, en el fichero MHA.dat se especifica el mínimo, máximo y salto a emplear tanto para la capacidad de la toma como para los coeficientes a b de suma y multiplicación que se aplican a los 12 valores mensuales de caudal mínimo especificados ($a+bq_{min}$). De este modo puede ensayarse lo que sucede para distintas especificaciones de q_{min} y de capacidad de toma.

Para mayor versatilidad, si la capacidad de toma inicial u_{in} se hace negativa, entonces la capacidad empleada será $abs(u_{in}) * q_{cmed}$ (q_{cmed} =media global total del caudal circulante entrante a la conducción), lo que permite analizar series distintas al relativizar la toma con respecto al caudal circulante.

Se especifica también el nmd o número mínimo de días para que se considere que un mes tiene datos, el volumen máximo anual ($hm^3/año$) a partir del cual no se deriva más, y el umn o valor mínimo de caudal disponible en la conducción, una vez satisfecho el ecológico, para que la toma se active. Se expresará en porcentaje de la capacidad total de la toma. Si se pone 0 entonces lo capta todo, y si se pone 100 solo comenzará a captar cuando circule un caudal suficiente para llenar la toma. Sirve para considerar mínimos de caudal para que los posibles bombeos sean eficientes, etc.

También se especifica el número de meses del fichero itera.qcm y el número de casos (filas) de este fichero. Esto se requiere si se va a hacer análisis de captación mensual con efecto de puntas. Si no se desea realizar este análisis basta con poner 0 en alguno de ambos valores. Tal modo de operación permite el empleo de esta utilidad conjuntamente con el modelo Optiges de optimización de sistemas de recursos hídricos.

Como salidas, la utilidad devuelve:

Las series correspondientes al último supuesto considerado, siguiendo los estándares de series.sal y serag.sal, etc.

Una tabla en el fichero fs01.sal con las aportaciones circulantes (entrantes) por la conducción (hm^3) en cada año (total) y cada mes de cada año (1=enero, 12=diciembre). Si no hay datos, anuales pone -1.

Una tabla en el fichero fs02.sal con el número de días con datos en cada año y cada mes de cada año (1=enero, 12=diciembre). Si algún mes o año no hay ningún dato, su número será 0.

Una tabla de derivaciones en el fichero fs03.sal en la que cada fila corresponde a un supuesto, y ofrece la siguiente información:

En la primera fila, encabezamiento de los años. En la segunda fila, datos anuales de volumen circulante (hm^3), por años naturales (no hidrológicos). Es igual para todos los supuestos, por lo que solo se ofrece en esta fila inicial, y corresponde a la situación de capacidad de toma infinita (999999) y caudal ecológico 0 (se deriva todo lo que circula).

En las siguientes filas, una para cada supuesto, datos de:

- Código de estación
- Capacidad de la toma (m^3/s) para este supuesto
- Caudal mínimo medio (m^3/s) (media de los 12 valores mensuales) correspondiente a este supuesto
- Volumen derivado medio resultante para este supuesto ($\text{hm}^3/\text{año}$)
- % del volumen derivado medio respecto a la capacidad total de la toma en este supuesto
- hm^3 derivados cada año resultantes para este supuesto ($\text{hm}^3/\text{año}$), con un valor para cada año natural (no hidrológico)

Una tabla de derivaciones mensuales en fs04.sal con una línea para cada supuesto y mes con datos, conteniendo:

- Código de estación
- Mes analizado
- Capacidad de la toma (m^3/s) para este supuesto
- Caudal mínimo medio (m^3/s) (media de los 12 valores mensuales) correspondiente a este supuesto
- Volumen circulante ese mes (hm^3/mes)
- Volumen derivado en ese mes para este supuesto (hm^3/mes)
- % del volumen derivado medio respecto a la capacidad total de la toma en este supuesto

Este fichero puede emplearse para investigar correlaciones del % de toma según circulación y capacidades o qecol, etc.

Una tabla en fs05.sal con los datos a partir de fs04.sal, obteniendo para cada supuesto un polígono de 10 puntos con las medias de los valores de [circulación, %vol.derivado medio] de la tabla 4, segmentando en 10 franjas de circulación cada una de las cuales tiene $n/10$ puntos, siendo n el número total de puntos de cada caso (un punto es un par [circulación,%deriv]). Estos polígonos son similares a los semivariogramas experimentales y sirven para expresar el efecto de concentración de puntas diarias frente al supuesto de mes unidad.

Una tabla en el fichero fs06.sal con una línea resumen para cada estación conteniendo el nombre de la estación (o caso), el número de años naturales completos considerados, y la circulación media anual en $\text{hm}^3/\text{año}$ natural. Seguidamente se incluyen, como referencia, los caudales medios anual y mensuales (m^3/s) obtenidos considerando todos los datos diarios disponibles. Puede no coincidir con el dato de circulación media anual anterior si hay ausentes, bisiestos, etc.

Un fichero fs07.sal, que solo es útil en ejecuciones de un solo caso, y contiene la misma información de los polígonos de fs05.sal pero ya completados con el primer punto (siempre 0,0) y el último (siempre 999999.999,100) del polígono, y en forma tabular para su fácil lectura. Este fichero sirve para hacer interpolaciones en las circulaciones mensuales que se obtienen de los modelos Optiges/Simges, o de otras fuentes, de forma que se tenga en cuenta el efecto de concentración de puntas para analizar posibles derivaciones en una conducción con una posible toma. Esta es la metodología sugerida para analizar el efecto de concentración de caudales.

Un fichero complementario fs16.sal con los balances diarios (m^3/s) correspondientes al último caso de la última estación, y una línea final con las medias globales de los distintos conceptos en $\text{hm}^3/\text{año}$. El único dato no diario es el volumen derivado acumulado cada año, con 2 decimales, en hm^3 . Además de los datos diarios de balance, se añaden al final dos tablas (en m^3/s y en $\text{hm}^3/\text{periodo}$) con la desagregación de medias mensuales correspondientes a los totales anuales de los conceptos antes ofrecidos, considerando todos los datos diarios disponibles utilizados en el balance.

Este fichero es útil solo si se desea examinar el detalle de un caso concreto y para ver su distribución mensual. Sus valores medios no tienen porque coincidir exactamente con los de fs03, ya que aquí se toma la media de todos los datos diarios existentes, aunque solo haya 1 dato en un mes, sin considerar *nmd*, mientras que los resultados de fs03 son las medias de los años con datos, entendiendo por tales aquellos en los que todos los meses hay al menos *nmd* datos. Solo coincidirán si la serie es completa, sin ningún día sin dato, y aún así de forma aproximada por efectos del redondeo y de los años bisiestos.

Finalmente, el análisis de concentración de puntas es una posibilidad opcional, no obligatoria, de esta utilidad, que puede ejecutarse o no según se desee. Si no se desea, basta con especificarlo en mha.dat, y puede hacerse ejecución multicaso. Si se desea, debe disponerse de un fichero llamado itera.qcm, especificarlo en mha.dat, y hacer ejecución monocaso.

Para hacer este tipo de análisis, que debe ser siempre de caso único (fichero de series con una sola estación), debe especificarse en mha.dat el conjunto de valores de capacidad de toma y caudales ecológicos que se desea aplicar a la conducción, y señalar esta conducción como de control para salidas detalladas en el iterador de Optiges. El iterador mh75 ha de prepararse de la forma habitual, en modo 0, para que genere cuantos casos se desee estudiar, y esta utilidad mh62 aplicará la interpolación a todas las circulaciones que se hayan obtenido (una para cada caso), con sus propios valores de qecol y capacidad de toma, que son independientes de las especificaciones anteriores.

Ha de tenerse en cuenta que los qecol del tramo analizado (que debe ser una conducción final para no alterar resultados) no deben forzarse obligatoriamente en el esquema de Optiges, sino que puede dejarse que sea mh62 quien los imponga y los filtre, especificándose en mha.dat. Solo se forzarían si se quiere ponerlos como prioritarios en lugar de cómo el resultante de la circulación de una conducción, en cuyo caso debe hacerse el esquema de forma que quede claro el caudal ecológico exigido por Optiges y separado el tramo donde se va a aplicar el análisis de captaciones (que sería un final, aguas abajo de éste).

Para emplear esta utilidad, el modelo mh75 –iteraciones de Optiges- habrá generado antes de forma automática el fichero itera.qcm de circulaciones mensuales por la conducción para cada caso, y estas circulaciones se interpolarán y transformarán en %derivados con los valores de esta tabla ofreciéndose los resultados en fs08.sal, en el que se ofrecen, para cada supuesto e hipótesis, las derivaciones mensuales producidas considerando el efecto de puntas. La 2ª columna de cada fila ofrece la media anual derivada en este caso ($\text{hm}^3/\text{año}$), y las siguientes columnas los correspondientes valores mensuales. Las derivaciones obtenidas pueden contrastarse con las del fichero de derivaciones anuales por la toma para cada supuesto, regqcm.sum y su resumen global regqcm.sal.

Para emplear esta posibilidad siempre ha de ejecutarse primero el modelo mh75 –iteraciones de Optiges- sin especificar (en fe03.dat) qmin en la conducción de la toma ni, obviamente, diferentes capacidades de toma, y después traer al directorio mha el fichero generado itera.qcm, que es al que se aplicará la interpolación en cada caso según el qecol y capacidad de toma que se deseen, que son las definidas en mha.dat. En mha.dat deben especificarse el número de meses (en columnas) y el número de simulaciones (en filas) de este fichero. Si se

pone en alguno 0, entonces no ejecutará esta posibilidad. Si en itera solo interesa un caso (no hay cambios de dimensionamiento de nada), entonces debe ejecutarse con solo ese caso de salida (será $nhip=1$).

Debe notarse que es posible aplicar el interpolador para el efecto de puntas en circulaciones para cualquier serie de circulaciones mensuales, no necesariamente generada por itera y procedente de un esquema de Optiges o de cualquier otro modelo de análisis de sistemas. Para ello bastaría con escribir esta serie de circulaciones en el formato itera.qcm (por filas), y operar con ella de idéntica forma.

El ejemplo mostrado ilustra una situación especial aunque relativamente frecuente en zonas semiáridas, en las que un régimen de caudales circulantes muy irregulares a escala diaria podría, dependiendo de la configuración del sistema y las capacidades de captación, introducir errores en las previsiones de suministros y garantías de los modelos de optimización y simulación aplicados a estos sistemas.

9. BASES PARA LA EXTENSIÓN A OTROS ESQUEMAS DE MODELACIÓN. IRREGULARIDAD DE LLUVIAS DIARIA

Además de los modelos conceptuales de balance y los modelos de optimización y simulación de sistemas de recursos hídricos, la especificidad de las áreas semiáridas y el empleo de técnicas como las mostradas puede mejorar el análisis de otras estructuras de modelación como las descritas seguidamente.

No es objetivo de esta tesis avanzar en su implementación, limitándonos a sugerir algunas bases sobre las que ésta puede llevarse a cabo, apuntando la influencia que algunos fenómenos como la concentración temporal de lluvias máximas, típica de zonas semiáridas, puede tener en los resultados de la modelación.

9.1. MODELACIÓN MENSUAL SEMIDISTRIBUIDA

9.1.1. INTRODUCCIÓN

Los modelos hidrológicos descritos, a los que se han aplicado las técnicas de identificación estructural, son de tipo conceptual y agregado, aplicándose por tanto a una subcuena concreta.

Si el territorio que se analiza es muy extenso como para constituir una sola unidad hidrográfica, o presenta diferencias de comportamiento hidrológico significativas entre una parte y otra de su territorio, necesario recurrir bien a modelación distribuida, con parámetros en mallas regulares, o bien a modelos de tipo semidistribuido en los que la cuenca completa se desagrega en subcuencas o unidades hidrográficas, irregulares y de tamaños variables, para cada una de las cuales cabe aplicar un modelo agregado como los antes descritos. Esta es la aproximación seguida en numerosos y conocidos modelos hidrológicos como HEC-HMS o SWAT.

La primera posibilidad, de modelación distribuida, presenta aún dificultades operativas en su implementación a gran escala, en territorios extensos con varios puntos de control en su interior, en los que se dispone de registros observados de control.

Una cuestión fundamental relativa a estos modelos distribuidos es que, en principio, sus parámetros pueden deducirse de características físicas de las cuencas hidrográficas mediante supuestos a priori. No obstante, la experiencia muestra que este supuesto a priori necesita de una cierta calibración para que sus resultados ofrezcan la necesaria fiabilidad y consistencia con los datos observados. Así sucede, p.e., con el modelo SIMPA, versión distribuida del modelo conceptual de Témez, que resulta de gran utilidad para obtener estimaciones de aportaciones en cualquier punto de territorios muy extensos (como toda la España peninsular), con resultados globalmente buenos, pero que en lugares concretos pueden presentar desviaciones significativas respecto a los datos observados.

La modelación semidistribuida mediante subcuencas o teselas hidrográficas permite superar estas dificultades estableciendo un protocolo de calibración consistente que asegura la sujeción de resultados a los puntos de control.

Seguidamente se describe este proceso de subdivisión o teselación hidrográfica, apuntando una posible extensión y aplicación de las técnicas descritas.

Estos modelos semidistribuidos constituyen línea de gran interés práctico al permitir realizar evaluaciones de recursos a gran escala, en extensos territorios con numerosas estaciones, y contrastadas mediante calibración con datos observados en subcuencas aforadas, cuya extrapolación puede llevarse a cabo con técnicas de análisis estructural.

9.1.2. TESELACIÓN HIDROGRÁFICA

En un territorio cualquiera, de extensión arbitraria, siempre es posible definir una red de drenaje básica arborescente, con el nivel de detalle que se desee, formando una la de referencia. Si las subcuencas resultantes de esa red de referencia se consideran unidades para la modelación agregada como la descrita en capítulos anteriores, todo el territorio quedaría cubierto por un conjunto de subcuencas que cubren toda la superficie del territorio formando una *teselación hidrográfica*. Cada tesela es una unidad que puede drenar a otra tesela, a ninguna (endorreicas), o al mar (desagües). Una tesela que no recibe el drenaje de ninguna otra es una subcuenca de *cabecera*.

Además de los puntos de confluencia (en cada confluencia se unirán dos subcuencas, con puntos identificativos definidos al final de los tramos que se unen, inmediatamente aguas arriba del punto de unión), pueden definirse otros puntos de interés en la red fluvial situados en medio de tramos, cada uno de los cuales tendrá asociada su tesela correspondiente. Cada tesela es en definitiva la subcuenca propia asociada a cada uno de los puntos (confluencias o intermedios) que configuran la red.

La figura adjunta muestra un ejemplo de esta teselación, con 16 subcuencas de las que dos forman parte de una cuenca endorreica (16 y 13), seis son de cabecera (10, 8, 1, 2, 3 y 14) y el resto son intermedias, drenando solo por un punto de salida (15). Asimismo se han definido cuatro puntos intermedios, que no corresponden a confluencias (p.e. estaciones de control).

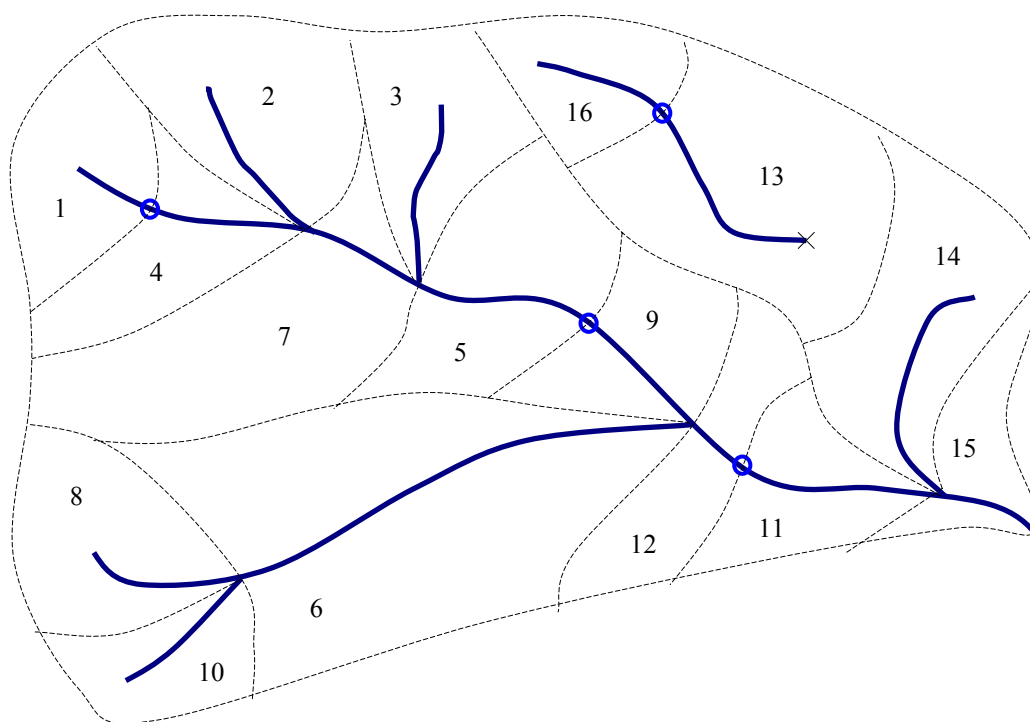


Figura 137. Teselación hidrográfica

Para codificar esta teselación basta definir para cada tesela su código numérico identificativo, las coordenadas X Y Z de su punto de drenaje, su superficie y el código de la tesela a la que desagua. Ello permite realizar distintas operaciones de acumulación y formalizar una base para la modelación semidistribuida de la cuenca.

Nótese que la única información adicional requerida, complementaria de la apuntada al describir los modelos conceptuales, es la de un fichero topológico donde se incorpore la información antedicha para la definición de la red.

9.1.3. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Cada tesela que desagua en un punto de control puede considerarse como una subcuenca unitaria susceptible de una modelación conceptual agregada y calibración con los datos de ese punto, pudiendo obtenerse, además de los parámetros, distintos resultados del análisis estructural.

Con ellos, empleando la estructura topológica de los drenajes, y siguiendo la metodología descrita, puede extenderse la calibración a todo el territorio, incluyendo subcuencas no aforadas, de una forma relativamente simple y compacta, y asegurando una buena concordancia en cualquier punto de los caudales calculados con los registrados en las estaciones de control.

Esta aproximación permite superar un problema de los modelos puramente distribuidos, con parámetros en mallas, como es el de su contraste y calibración con los datos observados en las redes fluviales. Considerando los recientes avances en la construcción y depuración de una red fluvial de referencia para todas las demarcaciones españolas, este tipo de métodos constituyen una línea de investigación y desarrollo de indudable interés en el próximo futuro.

9.2. MODELACIÓN DIARIA

9.2.1. INTRODUCCIÓN

Los modelos hidrológicos agregados a escala diaria pueden ser tratados de forma idéntica a los modelos mensuales, no existiendo en principio diferencia alguna más que su formulación e intervalo temporal. La herramienta de cálculo desarrollada permite su calibración y análisis estructural del mismo modo, con iguales salidas de cálculo.

En este capítulo se describen los trabajos realizados para la especificación y construcción de un prototipo de modelo hidrológico diario con parámetros semidistribuidos, especialmente orientado a las zonas semiáridas.

Este modelo parte de los conceptos del balance de humedad del modelo ecohidrológico LRPP, descrito anteriormente, añadiendo distintos refinamientos en cuanto a la caracterización de lluvias y de propiedades hidrodinámicas de los suelos.

9.2.2. MODELO DE BALANCE DE HUMEDAD DEL SUELO LRPP

Para facilitar el desarrollo de expresiones analíticas de diferentes resultados de interés en hidroecología, en Laio et al. (2001) o Rodríguez-Iturbe y Porporato (2004) se propone el modelo conceptual de balance diario de humedad del suelo que se mostró en capítulos anteriores.

Partiendo de este modelo básico seguidamente se expone una extensión y descripción de componentes que permite la construcción de modelos distribuidos a escala diaria. A estos modelos pueden aplicarse las técnicas descritas de análisis estructural, considerando como parámetros aquellos que se introducen de forma agregada en cada celda o recinto para adaptar los parámetros fijados a priori en la forma de mapas de atributos hidrológicos.

Las componentes consideradas para los procesos de lluvia, interceptación e infiltración son las descritas seguidamente.

9.2.3. CARACTERIZACIÓN DE LAS LLUVIAS

En este apartado se describe el modelo de caracterización de intensidades de lluvia basado en las relaciones IDF desarrolladas para la cuenca del Segura por Cabezas (1995), y que será empleado para la construcción de tormentas sintéticas utilizadas, como se verá, para la desagregación temporal de las lluvias diarias.

Mediante el análisis de las bandas pluviográficas registradas en las tres estaciones completas disponibles en la cuenca del Segura (Murcia, Alcantarilla y San Javier), este autor obtuvo una relación IDF regional, adecuada para el análisis de las tormentas en esta zona y, por extensión, en toda el área mediterránea con similares características.

Denominando I_t a la intensidad de lluvia (mm/h) correspondiente a una duración t (horas), y P_{24} a la lluvia total en 24 horas (mm), la relación obtenida es

$$I_t = 0.57 \cdot t^{-0.52} \cdot P_{24} \quad \text{si } 10 \text{ min} \leq t \leq 1 \text{ hora}$$

$$I_t = 0.57 \cdot t^{-0.81} \cdot P_{24} \quad \text{si } 1 \text{ hora} \leq t \leq 4 \text{ días}$$

Puede verse que la relación de tipo potencial presenta dos tramos, uno para duraciones muy cortas (menores de 1 hora) y otro para duraciones mayores, siguiendo un patrón de intensidades a dos niveles que se ha observado en otros casos de estudio. Estas expresiones proporcionan un buen ajuste a lo largo de toda la gama de tiempos considerada. Si se desea forzar el ajuste para periodos de 24 horas, lo que puede ser de interés para la construcción

exacta de tormentas de diseño, el exponente -0.81 puede sustituirse por -0.823125, sin pérdidas significativas de precisión.

Nótese que si se impone esta última condición el modelo IDF consta de 3 parámetros, pues los otros dos vienen determinados por aquellos (condición de intensidad en 24 horas y condición de punto t_0 común). Los 5 parámetros totales son a_1 a_2 b_1 b_2 t_0 , pudiendo simplificarse a 3 independientes a_1 a_2 t_0 mediante

$$I_t = a_1 \cdot t^{b_1} \cdot P_{24} \quad \text{si } t \leq t_0 \quad ; \quad I_t = a_2 \cdot t^{b_2} \cdot P_{24} \quad \text{si } t > t_0$$

$$\{a_1, a_2, t_0\} \rightarrow b_2 = \frac{-\ln a_2}{\ln 24} - 1 \quad ; \quad b_1 = b_2 + \frac{\ln(a_2/a_1)}{\ln t_0} \quad \text{si } t_0 \neq 1$$

$$\{b_1, a_2, t_0\} \rightarrow b_2 = \frac{-\ln a_2}{\ln 24} - 1 \quad ; \quad a_1 = a_2 \quad \text{si } t_0 = 1$$

La ventaja de esta formulación IDF es su dependencia directa de la duración y de la lluvia total en 24 horas, que es el dato del que suele disponerse en la práctica, además de su adecuación al modelo teórico paretiano recomendado en la literatura (Koutsoyiannis et al., 1998).

Se demostró que esta relación podía suponerse en la práctica independiente del periodo de retorno y también, mediante contraste por análisis de la varianza, que puede considerarse la misma para las tres estaciones analizadas, lo que permite sostener su robustez regional. En el análisis de varianza se utilizaron como parámetros descriptores de las tormentas su duración, coeficiente de variación de los datos treintaminutales, intensidad punta, volumen total y ratio de duración para la punta, obtenidos para 220 episodios históricos en las tres estaciones.

Puede comprobarse que los valores de intensidad de lluvia que proporciona son apreciablemente mayores que los de otras IDF disponibles como la de Nadal Aixalá o las curvas regionales de la IC. Por ejemplo, conforme a estas curvas, la lluvia horaria en el área estudiada es del orden del 42-46% de la lluvia diaria, mientras que la IDF ofrecida arroja valores del 57%. Esto hace que deba emplearse preferentemente para evitar una significativa infravaloración de las intensidades de lluvia esperables.

Nótese que, si se adopta una duración de referencia de 24 h y se supone que el parámetro c es 0, entonces para cualquier distribución se cumplirá

$$\frac{I_{t,T}}{I_{24,T}} = \frac{fn(T)}{fd(t)} \Big/ \frac{fn(T)}{fd(24)} = \frac{fd(24)}{fd(t)} = \left(\frac{24}{t}\right)^d \quad ; \quad I_{t,T} = I_{24,T} \left(\frac{24}{t}\right)^d = \frac{P_{24,T}}{24} \left(\frac{24}{t}\right)^d = 24^{d-1} \cdot P_{24,T} \cdot t^{-d}$$

expresión similar a la de esta IDF de la cuenca del Segura, pero en la que el coeficiente y el exponente de t están funcionalmente relacionados. Si $d=0.81$ entonces el coeficiente es 0.55, similar al propuesto para el 2º tramo, mientras que para 0.52 resultaría ser 0.22, que es distinto al obtenido. Ello implica que, admitido el modelo de cociente funcional, la hipótesis de parámetro $c=0$ puede ser aceptable en el 2º tramo de la curva IDF, correspondiente a duraciones mayores de 1 hora, pero no lo es para las duraciones menores. Para estas duraciones es la pulsación debida al ciclo de vida de las celdas convectivas (aprox. 40 minutos) el dominante, mientras que para las duraciones largas se produce un efecto de alisado de las intermitencias que suaviza los resultados. Este cambio de comportamiento para duraciones de 1 h ha sido observado p.e. por Baldassarre et al. (2006), atribuyéndolo a un cambio en el comportamiento de escala y sugiriendo el empleo de otra formulación IDF para duraciones muy cortas tal y como, de forma empírica, se propuso para el Segura.

Hecha esta salvedad, el supuesto de independencia del periodo de retorno y de la distribución elegida es perfectamente válido, quedando su información embebida en el dato de 24 horas. Este resultado es muy relevante pues permite simplificar las expresiones IDF remitiéndolas a un valor de referencia, incluso si se supone $c \neq 0$, siempre que se asuma la hipótesis de que la distribución es la misma para todas las duraciones.

9.2.4. MODELO DE INTERCEPTACIÓN

La interceptación es la cantidad de agua retenida por la vegetación. Es una función de la estructura y volumen de la tormenta, el tipo de vegetación, su densidad y la época del año. En cuencas muy forestadas puede llegar a ser un 25% de la precipitación anual, mientras que en cuencas con escasa o nula vegetación puede suponerse inexistente. En ambientes mediterráneos la interceptación media puede alcanzar valores entre el 30 y el 40% de las precipitaciones totales.

El agua interceptada por la vegetación se divide en tres partes: una que gotea desde la cubierta vegetal o trascolación (*thoroughfall*), otra que discurre por las ramas y los troncos hasta llegar al suelo (*stemflow*), y otra que queda retenida en la cubierta vegetal (*canopy storage*). Los dos primeros constituyen la lluvia neta o efectiva (la que alcanza el suelo), mientras que el último acaba evaporándose sin llegar al suelo.

La mayor parte de la interceptación se produce al comienzo de la tormenta, y suele asimilarse conceptualmente a un almacenamiento que retiene y evapora su capacidad, una vez lleno, o todo el volumen que almacene si no lo está.

Si se desea una descripción más detallada, a lo largo de la tormenta la interceptación puede expresarse mediante ecuaciones de la forma $I = a + bP^c$, siendo I P la interceptación y precipitación acumuladas, y a b c parámetros dependientes de la cubierta vegetal.

Para esta tesis se ha desarrollado un procedimiento específicamente adaptado a las condiciones mediterráneas, que parte de observaciones de campo en parcelas experimentales.

En efecto, recientes experiencias en parcelas cubiertas con especies de vegetación típicas de medios semiáridos mediterráneos, han mostrado que el almacenamiento o retención en la cubierta vegetal en un episodio de lluvia oscila entre 1.7 y 4 mm, con valor medio representativo del orden de 3 mm, y que la lluvia neta de un episodio es del orden del 80% de la total (Belmonte et al., 2011), cifras relativamente estables para diferentes especies, y que advierten de la importancia de este proceso.

Con ello, un modelo de lluvia neta para estos casos sería $P_n = aP - b$ si $P \geq P_0$; $P_n = 0$ si $P < P_0$, siendo a b P_0 parámetros cuyos valores en el caso indicado son 0.8, 2.5 y 3 respectivamente, es decir, $P_n = 0.8P - 2.5$ si $P \geq 3$; $P_n = 0$ si $P < 3$ (mm).

A la escala de mayores superficies o subcuencas, la interceptación media ha de ponderarse considerando las especies presentes y el porcentaje total de cabida cubierta f_{cc} , o fracción total de la superficie del suelo que está cubierta por la proyección vertical de las copas de la vegetación. Expresando f_{cc} en tanto por uno, el modelo de lluvia neta para un episodio sería

$$P_n = (1 - f_{cc}) \cdot P \quad \text{si } P \leq P_0 \text{ mm}$$

$$P_n = (1 - f_{cc}) \cdot P + f_{cc} (a \cdot P - b) \quad \text{si } P > P_0 \text{ mm}$$

que con los parámetros antes señalados es

$$P_n = (1 - f_{cc}) \cdot P \quad \text{si } P \leq 3 \text{ mm}$$

$$P_n = (1 - f_{cc}) \cdot P + f_{cc} (0.8P - 2.5) = (1 - 0.2 \cdot f_{cc}) \cdot P - 2.5 \cdot f_{cc} \quad \text{si } P > 3 \text{ mm}$$

Para estimar la cabida cubierta se ha construido un mapa digital para toda la cuenca del Segura a partir de la información proporcionada por los Mapas de cultivos y aprovechamientos y Mapa forestal de España. Los resultados porcentuales son los mostrados en la figura.

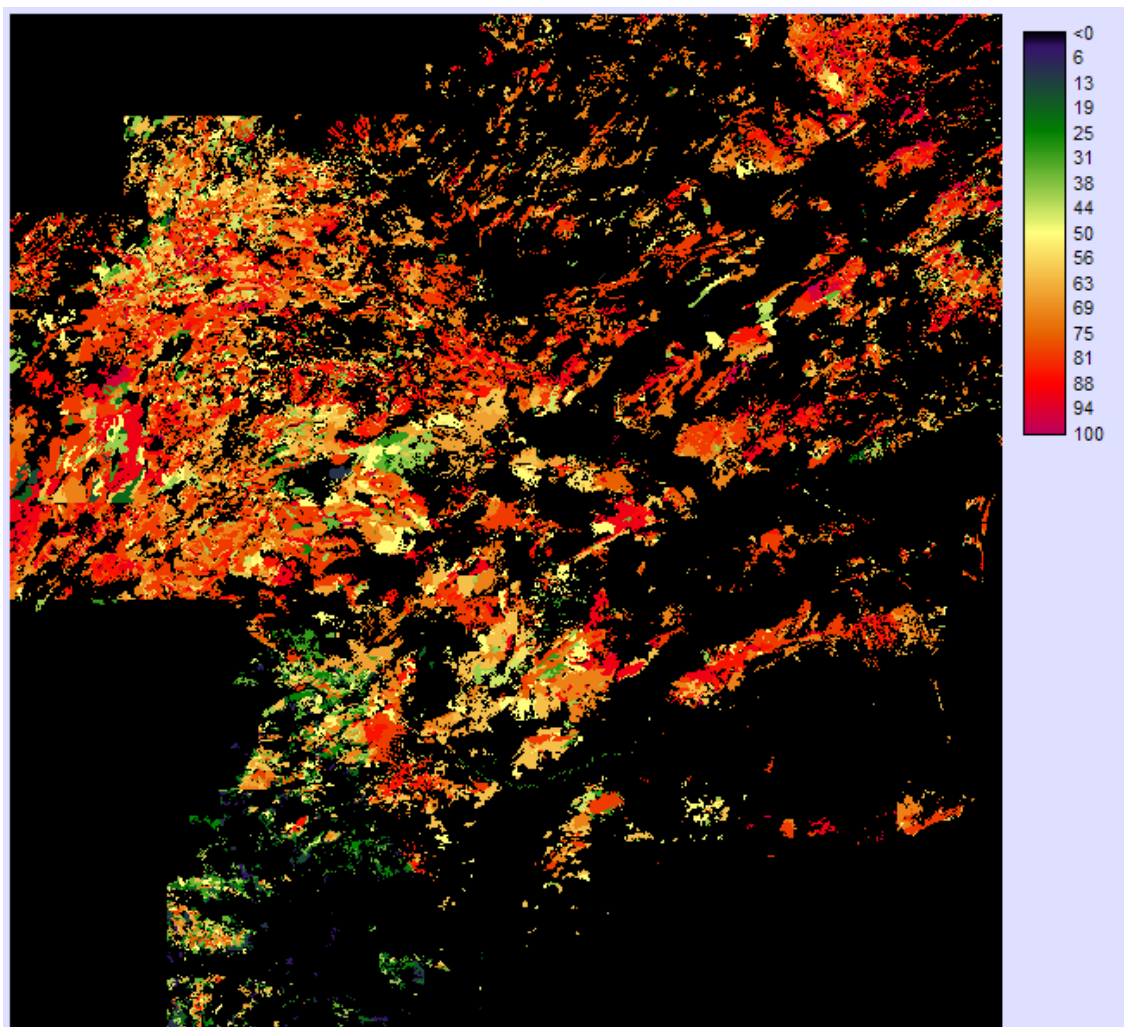


Figura 138. Mapa de cabida cubierta

En general, dado que la interceptación suele ser reducida respecto a las precipitaciones movilizadas en los episodios de las grandes tormentas y crecidas, es frecuente suponerla como un valor fijo que se detrae a su comienzo. Si lo que se analiza no son episodios sino balances a medio y largo plazo, su importancia puede llegar a ser muy significativa.

En el modelo diario sugerido se propone incorporar esta formulación de forma explícita.

9.2.5. CARACTERIZACIÓN DE LA INFILTRACIÓN Y FLUJO NO SATURADO

Tras exponer el modelo ecohidrológico básico y la caracterización empleada para las intensidades de precipitación e interceptación, en este apartado se describe el procedimiento seguido para la caracterización de las propiedades hidrodinámicas del suelo, que controlan los procesos de infiltración y percolación. Los parámetros que definen estos procesos se han

obtenido a partir de funciones de edafotransferencia basadas en texturas y aplicadas a la totalidad del territorio de la cuenca del Segura, tal y como se describirá seguidamente.

En primer lugar se repasan los conceptos básicos relativos a texturas del suelo para después describir las funciones de edafotransferencia utilizadas, concluyendo con los resultados obtenidos de su aplicación.

9.2.5.1. Conceptos previos. Texturas y materia orgánica

La textura de un suelo hace referencia a la distribución de las partículas que lo integran, y es una característica fundamental para describir su comportamiento hidrológico. Un estándar internacional de clasificación (USDA, United States Department of Agriculture) es el que considera la textura dependiente de las proporciones relativas de arena, limo y arcilla del suelo, entendiendo por arena las partículas de diámetro (mayor dimensión) entre 0.05 y 2 mm, limo entre 0.002 y 0.05 mm, y arcilla menor de 0.002 mm.

Una vez removidas las partículas de gravilla o grava (mayores de 2 mm), las proporciones relativas en peso de arena, limo y arcilla definen la textura tal y como se muestra en la figura adjunta, conocida como triángulo de clases de texturas del suelo.

Si una fracción significativa del suelo (más del 15%) es gravilla o grava, se añade el calificativo “con grava” o “pedregoso” al nombre de la textura.

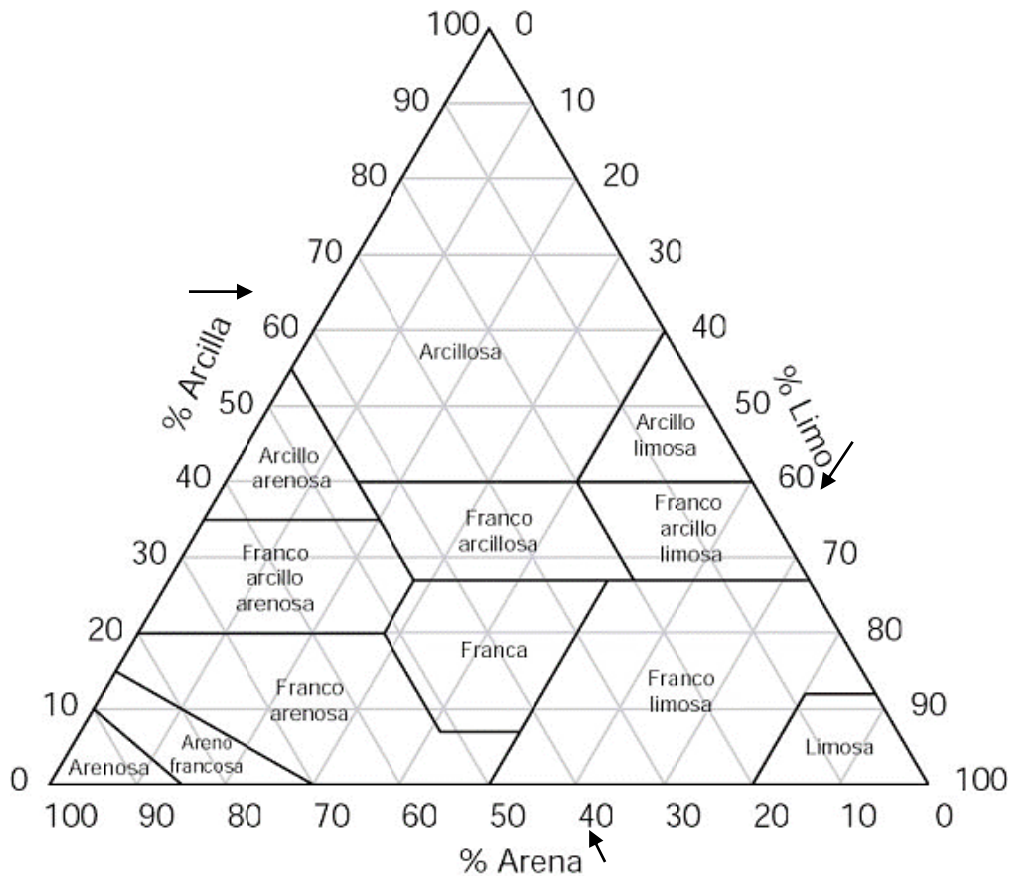


Figura 139. Diagrama USDA para clasificación de texturas del suelo

Las 12 clases de texturas definidas son, en definitiva, las mostradas en la tabla. A la textura franca se le denomina en ocasiones margosa, aunque suele entenderse un suelo margoso como aquel que con textura franca presenta además materia orgánica.

Los suelos francos tienen una textura equilibrada entre arena, arcilla y limo, presentando las mejores condiciones para el desarrollo de la vegetación.

Tipo	Denominación	Denominación USDA	
1	Arenosa	Sand	Sa
2	Arenosa-franca	Loamy sand	LSa
3	Franco-arenosa	Sandy loam	SaL
4	Franco-limosa	Silt loam	SiL
5	Franca	Loam	L
6	Franco-arcillo-arenosa	Sandy clay loam	SaCL
7	Franco-limo-arcillosa	Silty clay loam	SiCL
8	Franco-arcillosa	Clay loam	CL
9	Arcillo-arenosa	Sandy clay	SaC
10	Arcillo-limosa	Silty clay	SiC
11	Arcilla	Clay	C
12	Limo	Silt	Si

Tabla 11. Parámetros representativos de los suelos

Se han desarrollado numerosas experiencias para estimar parámetros físicos e hidrodinámicos del suelo a partir de su textura. La razón es que, como mostraron Cosby et al. (1984), la textura es el principal factor explicativo de las propiedades hidrológicas de los suelos, dando cuenta de buena parte de su variabilidad.

Además de la textura, otra característica relevante de los suelos es su contenido orgánico.

El carbono orgánico del suelo (COS) se encuentra en forma de residuos orgánicos poco alterados de vegetales, animales y microorganismos, en forma de humus y en formas muy condensadas de composición próxima al C elemental. En condiciones naturales, el C orgánico del suelo resulta del balance entre la incorporación al suelo del material orgánico fresco y la salida de C del suelo en forma de CO₂ a la atmósfera, erosión y lixiviación.

A su vez, la materia orgánica del suelo (MOS) es el conjunto de residuos orgánicos de origen animal y vegetal en diferentes etapas de descomposición, y que se acumulan tanto en la superficie como dentro del perfil del suelo, incluyendo una fracción viva, o biota, que participa en la descomposición y transformación de los residuos orgánicos.

El COS es el principal elemento que forma parte de la MOS, por esto es común que ambos términos se confundan o se hable indistintamente de uno u otro. Es usual que los métodos analíticos (calcinación húmeda o seca) determinen el COS, y que la MOS se estime a partir del COS multiplicado por factores empíricos que son variables según las circunstancias locales. USDA ha recomendado, a falta de otros datos, emplear 1.72 como factor de conversión ($OM = 1.72 * OC$), expresando OC como porcentaje de C por 100 g de suelo.

La materia orgánica del suelo es un indicador clave de su calidad agrícola (idoneidad para los cultivos) y ambiental (captura de carbono y calidad del aire). La agregación y la estabilidad de la estructura del suelo aumentan con el contenido de materia orgánica, influyendo en sus propiedades hidrológicas como se mostrará más adelante.

Las expresiones que explican propiedades hidrológicas de los suelos en función de características físico-químicas como las indicadas se conocen como funciones de edafotransferencia o de pedotransferencia (PTF). En Pachepsky y Rawls (2004) pueden verse recientes desarrollos sobre estas funciones y otras cuestiones relacionadas. En Martínez Fernández (1996) se muestran distintos interesantes resultados obtenidos específicamente para cuencas semiáridas (rambla de Perea, afluente del río Mula, en la cuenca del Segura), junto con una investigación sobre su variabilidad espacial. Los trabajos generales más recientes,

que son los empleados en esta investigación, son los de Saxton y Rawls, descritos a continuación.

9.2.5.2. *Funciones de edafotransferencia*

Como síntesis y perfeccionamiento de numerosos trabajos anteriores, tanto propios como de otros autores, Saxton y Rawls (2006) han desarrollado un extenso conjunto de ecuaciones de regresión que permiten estimar parámetros hidrológicos característicos del suelo a partir de sus datos básicos de textura y materia orgánica.

Además de actualizar ecuaciones anteriores, introdujeron los efectos de la densidad, contenido de gravas, materia orgánica y salinidad para mejorar la capacidad predictiva de las ecuaciones de regresión. Sus resultados, contrastados con numerosas muestras de suelo de la base de datos USDA, pueden considerarse representativos del estado de conocimiento actual sobre estas funciones de edafotransferencia y han sido codificados en el software SWC (Soil Water Characteristics) desarrollado por USDA-Agricultural Research Service, e incluido en el modelo hidrológico SPAW (Saxton y Willey, 2006).

La única información requerida para la estimación es el contenido de arena S (% en peso), el contenido de arcilla C (% en peso), y la materia orgánica OM (% en peso), no siendo necesaria la identificación previa de la clase textural del suelo, como era usual en tablas anteriores.

Las estimaciones básicas pueden perfeccionarse con correcciones por gravas, densidad y salinidad.

El contenido en gravas, expresado en peso por R_w o volumen por R_v , afecta al agua disponible y a la conductividad saturada. Ambas disminuyen si aumenta el contenido de grava.

La corrección de densidad, expresada por el parámetro DF (entre 0.9 y 1.3), se refiere a cambios por encima o debajo de los valores medios.

La salinidad afecta al punto de marchitez y , en consecuencia, al agua disponible para las plantas. El potencial osmótico que produce ha de sumarse al potencial mátrico para obtener el total.

Las tablas adjuntas muestran las variables consideradas y el conjunto de ecuaciones predictivas. En estas ecuaciones C S R_w ó R_v se expresan en tanto por uno, y OM en tanto por ciento. Los valores entre paréntesis junto a las variables de las 5 primeras ecuaciones indican el coeficiente de determinación R^2 y el error estándar de la estimación S_e de sus correspondientes regresiones, lo que resulta de interés para abordar análisis de sensibilidad de resultados de forma directa o mediante técnicas de simulación Montecarlo.

Puede verse que se ofrecen las funciones de humedad-tensión (en tres segmentos) y humedad-conductividad (en un segmento) para toda la gama de humedades, disponiéndose así de un esquema de cálculo completo.

Símbolo	Definición
A, B	Parámetros de la curva de tensión-humedad (ec. 11)
C	Arcilla (% en peso) (para aplicar las ecuaciones ha de ser <60%)
DF	Factor de ajuste de densidad (0.9-1.3)
EC	Conductancia eléctrica de un extracto de suelo saturado dS/m (dS/m=mili mho/cm)
FC	Humedad de la capacidad de campo (33 kPa), %v
OM	Materia orgánica (% en peso) (para aplicar las ecuaciones ha de ser <8%)
PAW	Humedad disponible para las plantas (33-1500 kPa, suelo matriz), %v
PAW_B	Humedad disponible para las plantas (33-1500 kPa, suelo aparente), %v
S	Arena (% en peso)
SAT	Humedad de saturación (0 kPa), %v
WP	Humedad del punto de marchitez (1500 kPa), %v
θ_ψ	Humedad correspondiente a la tensión ψ , %v
θ_{1500t}	Humedad 1500 kPa, primera solución, %v
θ_{1500}	Humedad 1500 kPa, %v
θ_{33t}	Humedad 33 kPa, primera solución, %v
θ_{33}	Humedad 33 kPa, densidad normal, %v
θ_{33-DF}	Humedad 33 kPa, densidad ajustada, %v
$\theta_{(S-33)t}$	Humedad SAT-33 kPa, primera solución, %v
$\theta_{(S-33)}$	Humedad SAT-33 kPa, densidad normal %v
$\theta_{(S-33)DF}$	Humedad SAT-33 kPa, densidad ajustada, %v
θ_S	Humedad saturada (0 kPa), densidad normal, %v
θ_{S-DF}	Humedad saturada (0 kPa), densidad ajustada, %v
ψ_θ	Tensión correspondiente a la humedad θ , kPa
ψ_{et}	Tensión en la entrada del aire, primera solución, kPa
ψ_e	Tensión en la entrada del aire (presión de burbuja), kPa
K_s	Conductividad saturada (matriz del suelo), mm/h
K_b	Conductividad saturada (suelo aparente), mm/h
K_θ	Conductividad no saturada en la humedad θ , mm/h
ρ_N	Densidad normal, g/cm ³
ρ_B	Densidad aparente (matriz más grava), g/cm ³ (ha de ser >1 y <1.8)
ρ_{DF}	Densidad ajustada, g/cm ³
λ	Índice de distribución del tamaño de poros = 1/B
α	Densidad matricial del suelo /densidad de la grava (2.65) = $\rho_N/2.65$
R_v	Fracción volumétrica de grava (decimal), g/cm ³
R_w	Fracción de grava en peso (decimal), g/g
Ψ_O	Potencial osmótico para $\theta = \theta_S$, kPa
$\Psi_{O\theta}$	Potencial osmótico para $\theta < \theta_S$, kPa

Tabla 12. Símbolos utilizados en las ecuaciones de estimación

	Ec.	Var.	Símbolo	Ecuación
Regresiones para e cálculo de humedad	1	t1500 (0.86/ 0.02)	θ_{1500}	$\theta_{1500} = \theta_{1500t} + (0.14 \cdot \theta_{1500t} - 0.02)$ $\theta_{1500t} = -0.024 \cdot S + 0.487 \cdot C + 0.006 \cdot OM + 0.005 \cdot S \cdot OM -$ $- 0.013 \cdot C \cdot OM + 0.068 \cdot S \cdot C + 0.031$
	2	t33 (0.63/ 0.05)	θ_{33}	$\theta_{33} = \theta_{33t} + (1.283 \cdot \theta_{33t}^2 - 0.374 \cdot \theta_{33t} - 0.015)$ $\theta_{33t} = -0.251 \cdot S + 0.195 \cdot C + 0.011 \cdot OM + 0.006 \cdot S \cdot OM -$ $- 0.027 \cdot C \cdot OM + 0.452 \cdot S \cdot C + 0.299$
	3	ts33 (0.36/ 0.06)	$\theta_{(S-33)}$	$\theta_{S-33} = \theta_{(S-33)t} + (0.636 \cdot \theta_{(S-33)t} - 0.107)$ $\theta_{(S-33)t} = 0.278 \cdot S + 0.034 \cdot C + 0.022 \cdot OM - 0.018 \cdot S \cdot OM -$ $- 0.027 \cdot C \cdot OM - 0.584 \cdot S \cdot C + 0.078$
	4	pe (0.78/ 2.9)	ψ_e	$\psi_e = \psi_{et} + (0.02 \cdot \psi_{et}^2 - 0.113 \cdot \psi_{et} - 0.70)$ $\psi_{et} = -21.67 \cdot S - 27.93 \cdot C - 81.97 \cdot \theta_{S-33} + 71.12 \cdot S \cdot \theta_{S-33} +$ $+ 8.29 \cdot C \cdot \theta_{S-33} + 14.05 \cdot S \cdot C + 27.16$
	5	ts (0.29/ 0.04)	θ_S	$\theta_S = \theta_{33} + \theta_{(S-33)} - 0.097 \cdot S + 0.043$
	6	rn	ρ_N	$\rho_N = 2.65 \cdot (1 - \theta_S)$
Efectos de densidad	7	rdf	ρ_{DF}	$\rho_{DF} = \rho_N \cdot DF$
	8	tsdf	θ_{S-DF}	$\theta_{S-DF} = 1 - (\rho_{DF} / 2.65)$
	9	t33df	θ_{33-DF}	$\theta_{33-DF} = \theta_{33} - 0.2 \cdot (\theta_S - \theta_{S-DF})$
	10	ts33df	$\theta_{(S-33)DF}$	$\theta_{(S-33)DF} = \theta_{S-DF} - \theta_{33-DF}$
Humedad-tensión	11	p150033	$\psi_{(1500-33)}$	$\psi_0 = A \cdot \theta^{-B}$
	12	p33pe	$\psi_{(33-\psi_e)}$	$\psi_0 = 33.0 - [(\theta - \theta_{33}) \cdot (33 - \psi_e) / (\theta_S - \theta_{33})]$
	13	tpe	$\psi_{(\psi_e-0)}$	$\theta = \theta_S$
	14	a	A	$A = \exp(\ln 33 + B \cdot \ln \theta_{33})$
	15	b	B	$B = [\ln(1500) - \ln(33)] / [\ln(\theta_{33}) - \ln(\theta_{1500})]$
Humedad-conductiv.	16	cks	K_S	$K_S = 1930 \cdot (\theta_S - \theta_{33})^{3-\lambda}$
	17	ckt	K_θ	$K_\theta = K_S \cdot (\theta / \theta_S)^{3+2/\lambda}$
	18	plambda	λ	$\lambda = 1/B$
Efectos de las gravas	19	rv rw alfa	$R_v R_w$	$R_v = \frac{\alpha \cdot R_w}{1 - R_w \cdot (1 - \alpha)} ; R_w = \frac{R_v}{\alpha + R_v \cdot (1 - \alpha)} ; \alpha = \frac{\rho_N}{2.65}$
	20	rb	ρ_B	$\rho_B = \rho_N \cdot (1 - R_v) + 2.65 \cdot R_v$
	21	pabb	PAB_B	$PAW_B = PAW \cdot (1 - R_v)$
	22	ckb	K_b	$K_b = K_s \cdot (1 - R_w) / [1 - R_w (1 - 3\alpha/2)]$
Ef. salin.	23	f0	Ψ_o	$\Psi_o = 36 \cdot EC$
	24	fot	$\Psi_{O\theta}$	$\Psi_{O\theta} = 36 \cdot EC \cdot \theta_S / \theta$

Tabla 13. Ecuaciones para la estimación de características de los suelos

Para el desarrollo de estas regresiones se omitieron las muestras de suelo con valores extremos:

- densidades aparentes <1 ó >1.8 g/cm^3 , indicativas de distorsión (compactaciones, etc.) que han alterado el estado natural del suelo
- materia orgánica $OM > 8$ % en peso, indicativa de un suelo orgánico cuyas características hidrológicas no son representativas de los suelos minerales
- arcilla $C > 60\%$ en peso, indicativa de una estructura de poros y efectos mineralógicos distintos de los que contienen elevadas cantidades de limos.

Como se indicó, las variables explicativas básicas, sin considerar las correcciones de gravas, densidad y salinidad, se limitan a S , C , OM y sus interacciones. La humedad de saturación se estimó a partir de las densidades aparentes de las muestras suponiendo una densidad de partículas de 2.65 g/cm^3 . Las regresiones se ejecutaron en dos fases, una primera lineal estándar, y una segunda correctora de las desviaciones en las predicciones de la primera, siendo ésta lineal o no lineal.

Para facilitar los cálculos hidrológicos del flujo de agua en el suelo para toda la gama de humedades se facilitan tres segmentos que cubren toda la curva de humedad-tensión (1500-33, $33-\psi_e$, y ψ_e-0 , kPa). El primero de estos segmentos se estimó por una ecuación potencial con parámetros A B , del tipo Campbell, cuyos parámetros se deducen de los valores extremos del segmento. El segundo segmento se supone lineal, y el tercero se establece con humedad constante de saturación. Para la relación humedad-conductividad se emplea el modelo de Campbell.

Para suelos con gravas, pueden emplearse las ecuaciones [1-18] aplicadas a la matriz, y aplicar después la corrección de gravas dada en [20-22].

Respecto a la salinidad, medida como conductancia eléctrica del suelo saturado CE (dS/m), afecta al potencial osmótico como muestra la ecuación [23], representándose mediante [24] el potencial para suelos parcialmente saturados.

9.2.5.3. Resultados obtenidos

En proyectos anteriores desarrollados por el IEA en colaboración con la Universidad de Murcia (Ortiz et al., 2007; Alonso, 2012) se pudo llegar a una caracterización de los suelos de la cuenca del Segura a partir de numerosos muestreos de campo y la aplicación de técnicas de interpolación espacial. El resultado de estos trabajos fue una colección de mapas digitales entre los que se encuentran los de texturas y carbono orgánico.

A partir de estos mapas iniciales, se llevó a cabo una reclasificación y adaptación para la aplicación de las funciones de Saxton-Rawls antes descritas.

Tales funciones fueron programadas en SIG construyéndose un sistema de cómputo completo que permite la generación automática de mapas de propiedades hidrodinámicas de suelos a partir de los mapas básicos de texturas y materia orgánica.

Los mapas básicos empleados son los de contenidos de arcilla, limo, arena y materia orgánica, mostrados en las figuras.

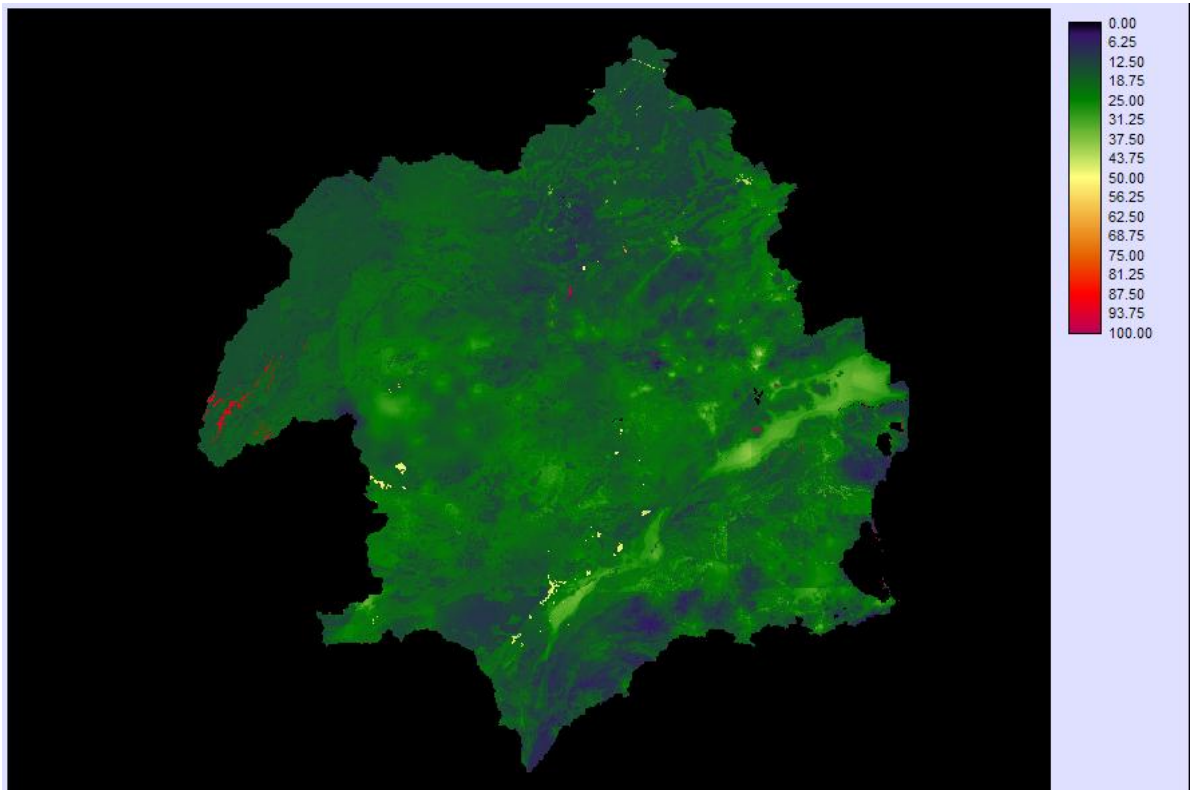


Figura 140. Contenido de arcillas (%)

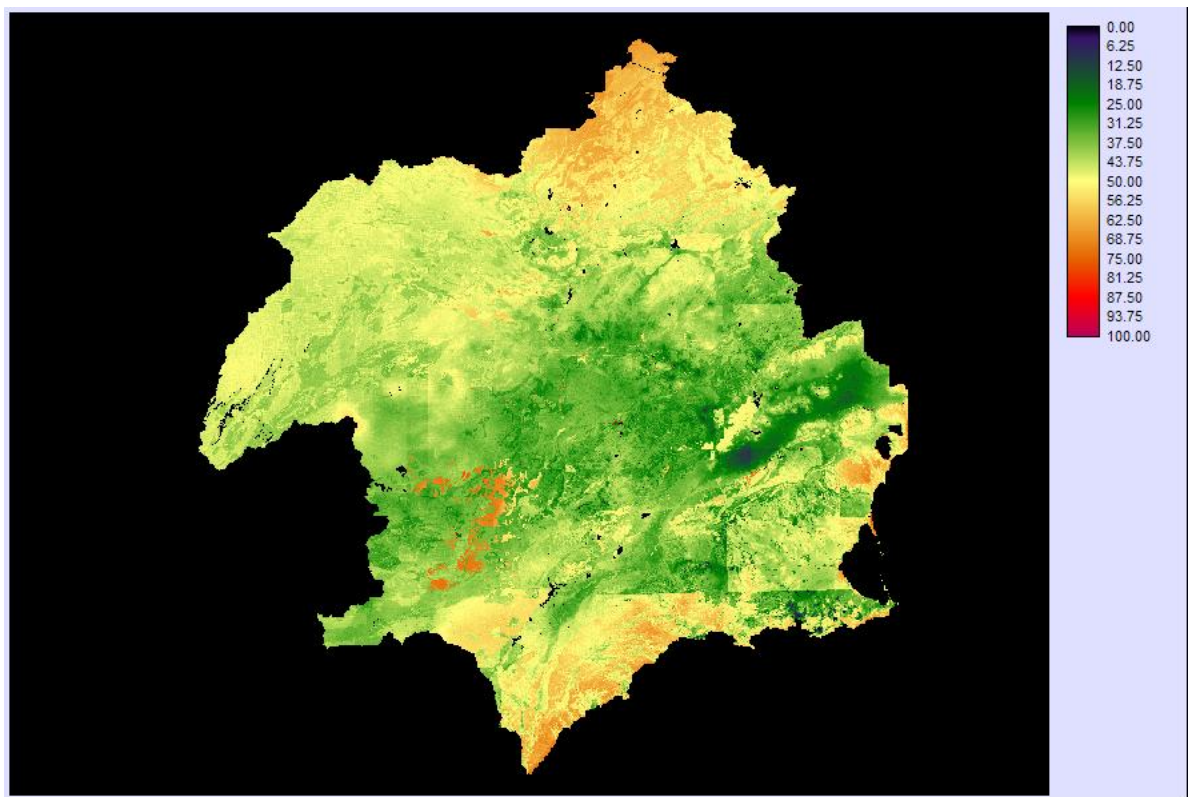


Figura 141. Contenido de arena (%)

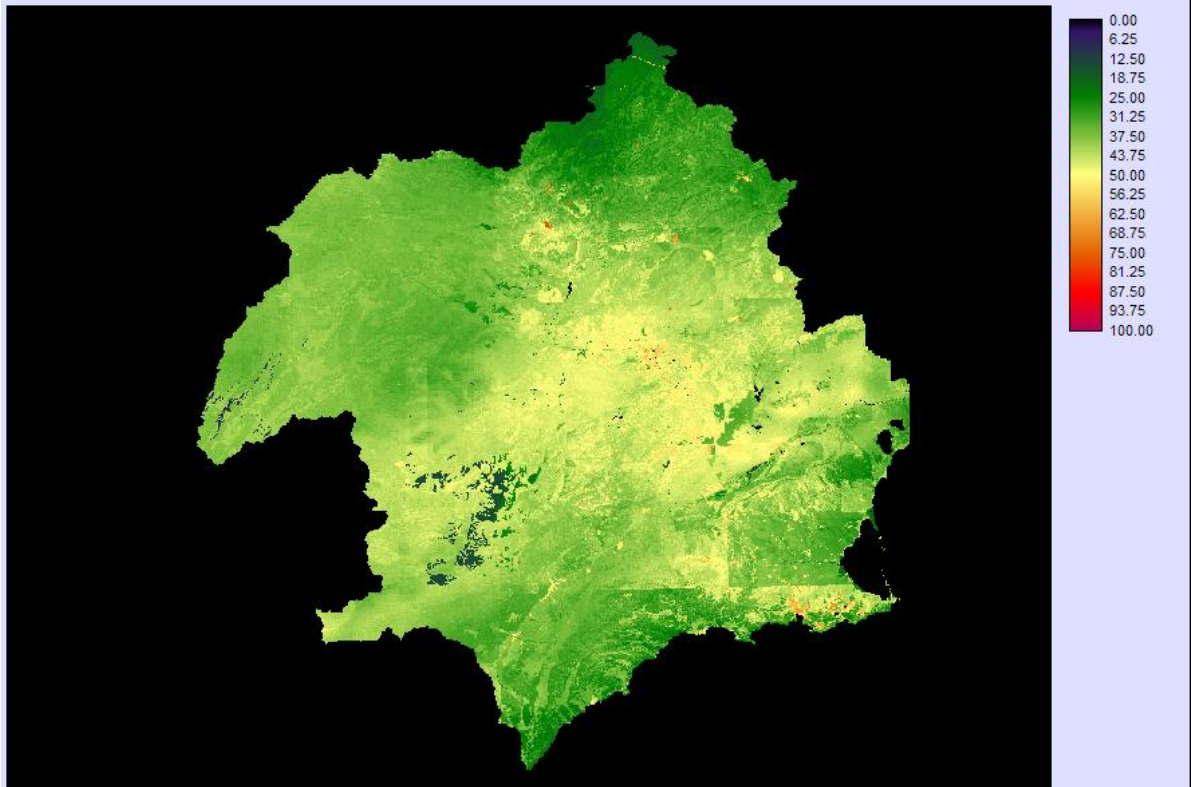


Figura 142. Contenido de limo (%)

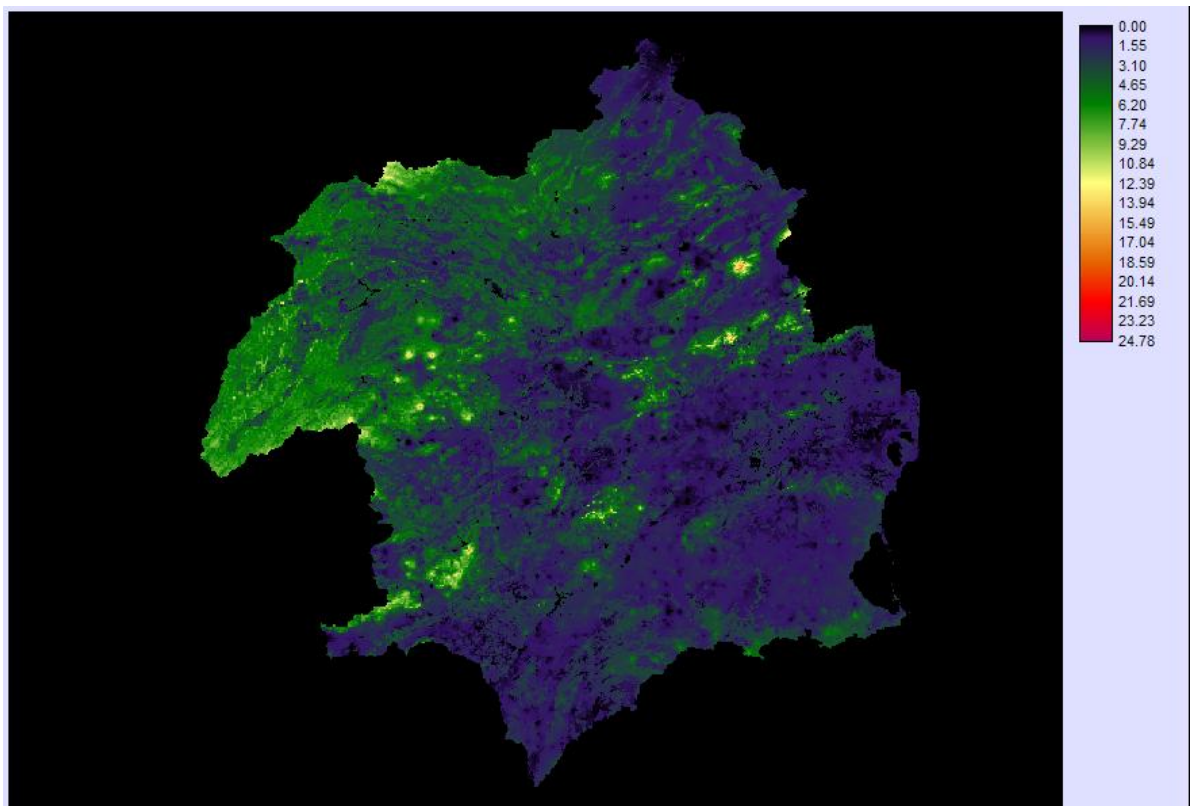
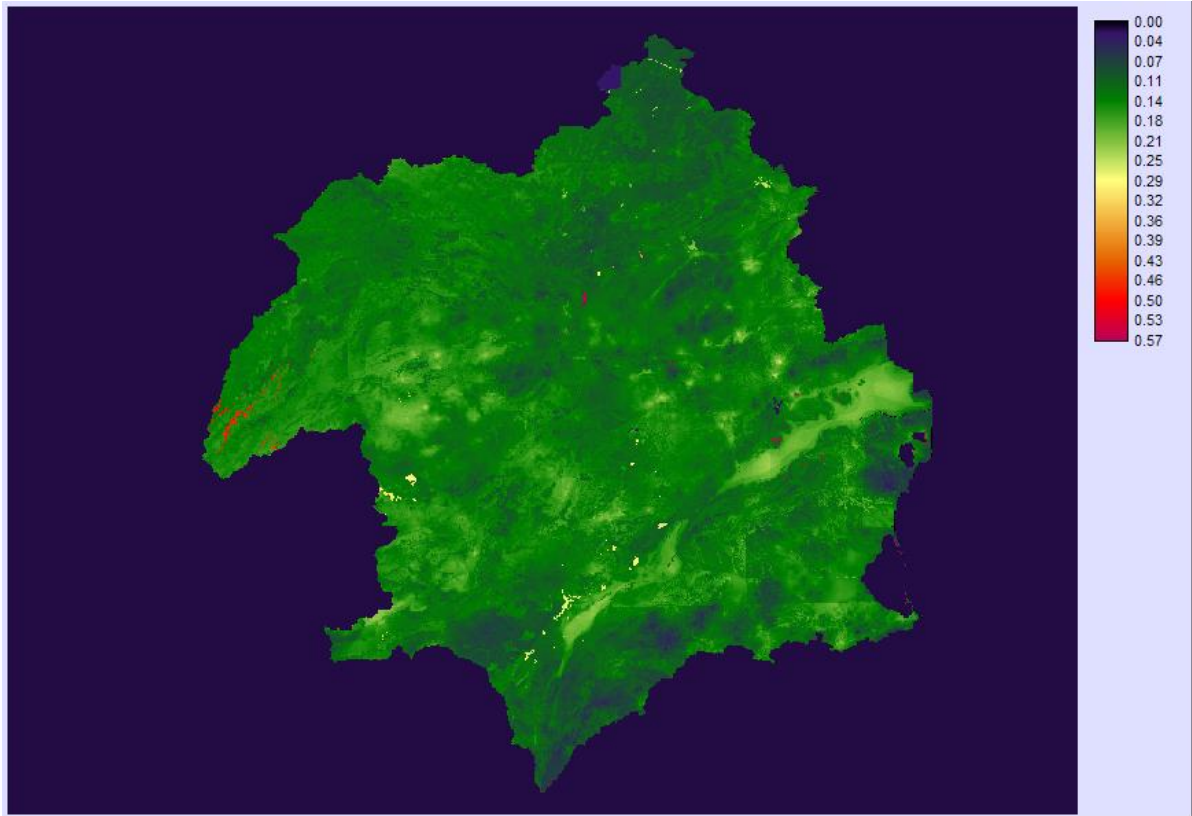


Figura 143. Contenido de materia orgánica

A partir de estos mapas básicos se generó una colección de mapas derivados, algunos de los cuales se muestran seguidamente.



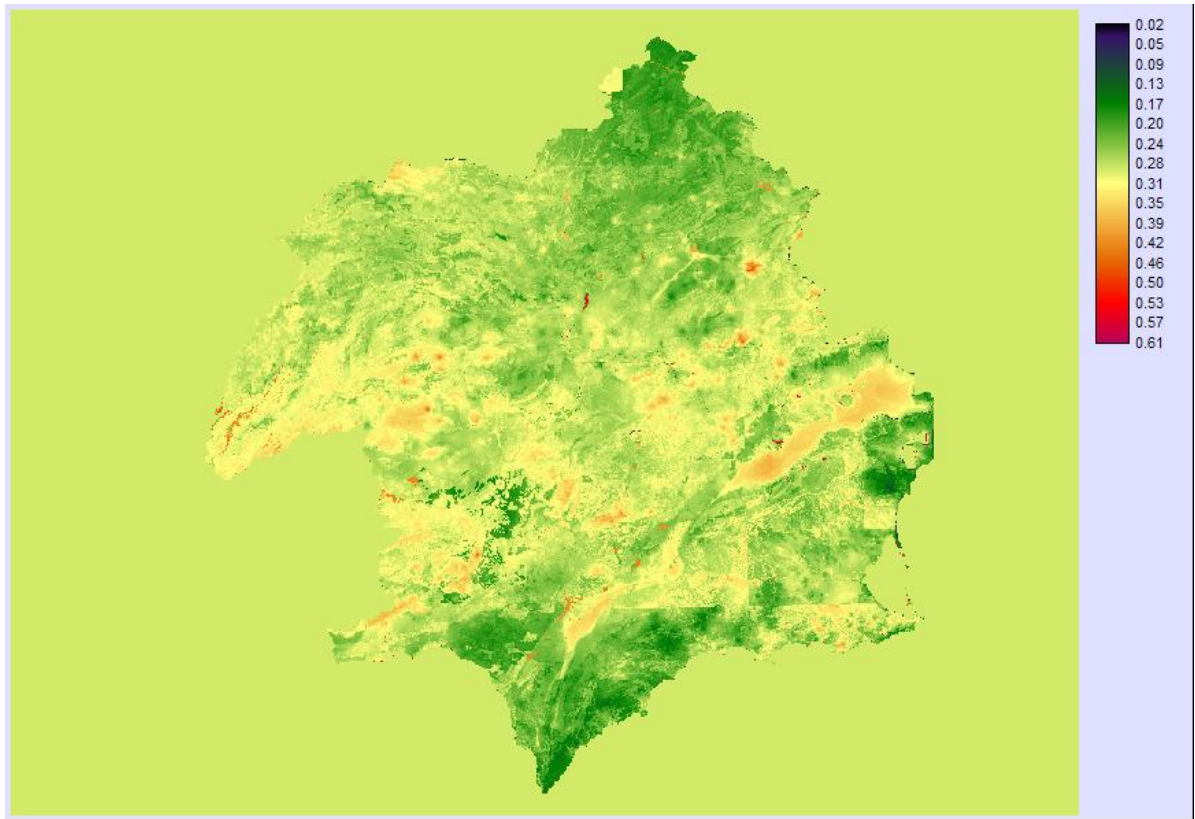


Figura 145. Capacidad de campo

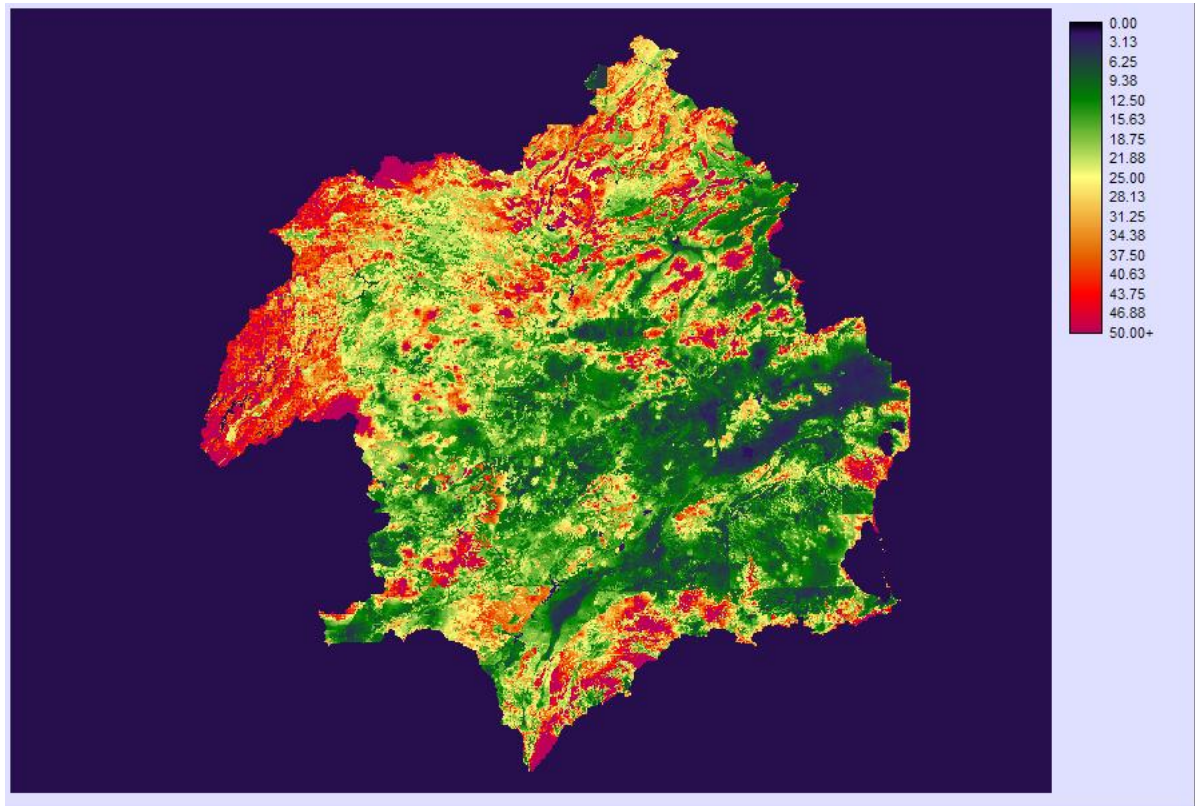


Figura 146. Permeabilidad saturada

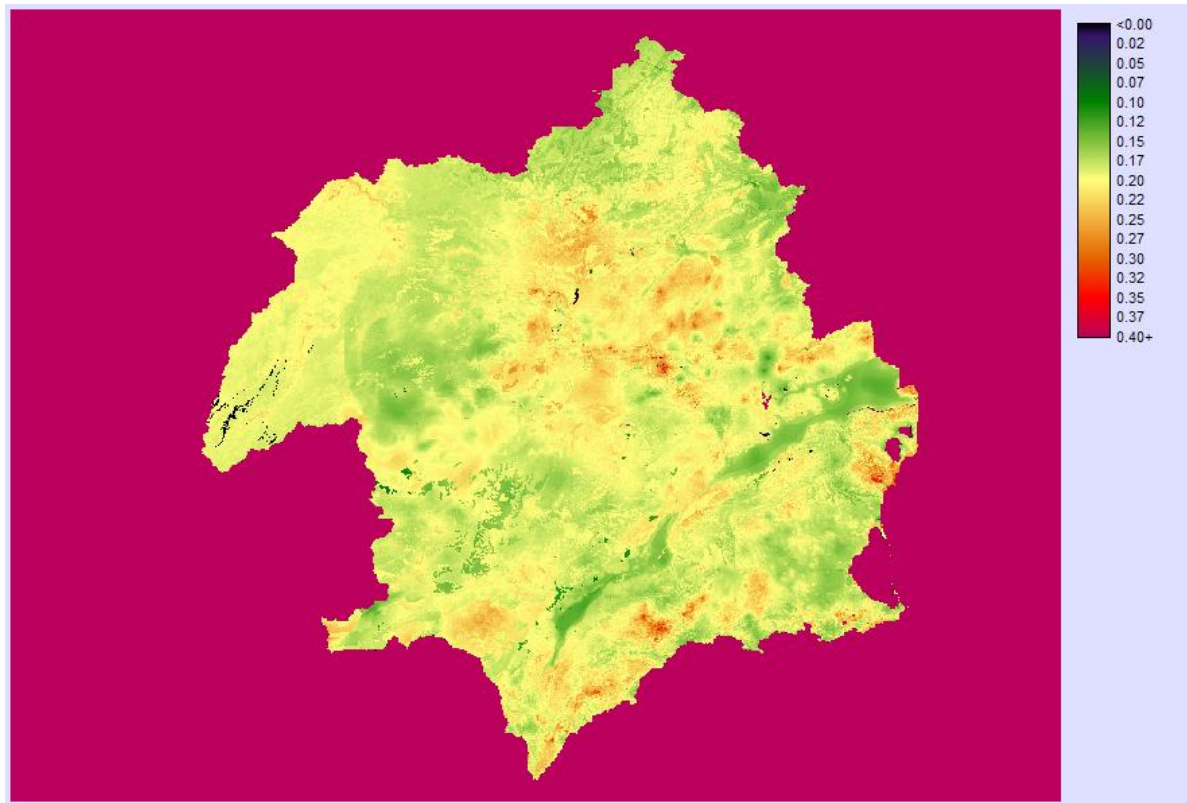


Figura 147. Índice lambda de distribución de poros

La disponibilidad de estos mapas permite la aplicación del modelo de infiltración y percolación con parámetros distribuidos dados a priori, que se incorpora al nuevo modelo diario desarrollado MD1.

9.2.6. MODELO DE INFILTRACIÓN

Para modelar la infiltración se asume un modelo clásico de Green-Ampt, ampliamente conocido y experimentado (Chow et al., 1988; Dingman, 2002; Viessman et al., 1989), y que se aplica a las tormentas de diseño variables generadas a partir de las IDF regionales antes descritas.

La aplicación del método requiere conocer como condición inicial el estado inicial de humedad del suelo θ_0 y, como parámetros, la conductividad hidráulica K , la porosidad ϕ y la carga de succión en el frente húmedo ψ . Tanto K como ψ dependen del contenido de humedad de suelo, por lo que adoptar valores medios representativos implica asumir una variabilidad que puede ser muy significativa.

La tabla adjunta, tomada de Rawls et al. (1993), muestra valores representativos de los parámetros de Green-Ampt para 11 clases USDA, obtenidos a partir de numerosas muestras de suelo. Los valores entre paréntesis acotan el intervalo correspondiente a una desviación típica alrededor del valor central dado. Puede verse que la variabilidad de la porosidad es relativamente reducida mientras que la de la carga de succión es muy elevada, lo que podría explicarse por el efecto de dependencia de la humedad antes señalado.

La conductividad ofrecida en la tabla es la saturada, que es la que se considera alcanzable asintóticamente y equiparable al parámetro K (Dingman, 2002; Bras, 1990) de forma que $K = K_s$. No obstante, algunos autores (Rawls y Brakensiek, 1983; Haan et al., 1982, cap.4; Gupta,

2008; Chow et al., 1988) han sugerido que hay razones teóricas, como la formación de costras o macroporos, para suponer $K < K_s$. Así, Bouwer (1966) demostró que un valor adecuado es tomar la mitad. Siguiendo a Bouwer, Rawls y Brakensiek (1983) proponen también adoptar para K la mitad de la conductividad hidráulica saturada $K = K_s/2$ para suelos desnudos. Distintos estudios de calibración con datos reales (p.e. Risse et al., 1994) muestran también que $K < K_s$. En general K es un parámetro que debe ser calibrado para las condiciones locales, pudiendo adoptarse por defecto el valor medio del saturado.

	Textura del suelo	Porosidad ϕ	Carga de succión ψ (cm)	Conductividad hidr. saturada K_s (cm/h)
1	Arenosa	0.437 (0.374-0.500)	4.95 (0.97-25.36)	23.56
2	Areno-francosa	0.437 (0.363-0.506)	6.13 (1.35-27.94)	5.98
3	Franco-arenosa	0.453 (0.351-0.555)	11.01 (2.67-45.47)	2.18
4	Franco-limosa	0.501 (0.420-0.582)	16.68 (2.92-95.39)	0.68
5	Franca	0.463 (0.375-0.551)	8.89 (1.33-59.38)	1.32
6	Franco-arcillo-arenosa	0.398 (0.332-0.464)	21.85 (4.42-108.0)	0.30
7	Franco-arcillo-limosa	0.471 (0.418-0.524)	27.30 (5.67-131.50)	0.20
8	Franco-arcillosa	0.464 (0.409-0.519)	20.88 (4.79-91.10)	0.20
9	Arcillo-arenosa	0.430 (0.370-0.490)	23.90 (4.08-140.2)	0.12
10	Arcillo-limosa	0.479 (0.425-0.533)	29.22 (6.13-139.4)	0.10
11	Arcilla	0.475 (0.427-0.523)	31.63 (6.39-156.5)	0.06

Tabla 14. Parámetros representativos para el modelo de Green-Ampt

Estos valores pueden tomarse como una primera aproximación. Si se dispone de información más detallada de los suelos, pueden obtenerse estimaciones más precisas. Por ejemplo, según Rawls y Brakensiek (1983), el parámetro de carga de succión en el frente húmedo puede estimarse a partir de los parámetros de succión de Brooks-Corey presión capilar de burbuja h_b e índice de distribución del tamaño de poros λ mediante

$$\psi = \frac{2 + 3\lambda}{1 + 3\lambda} \cdot \frac{h_b}{2} = \frac{2b + 3}{2b + 6} \cdot h_b$$

Igualmente, estos autores ofrecieron una expresión que relaciona la carga de succión con las propiedades del suelo según

$$w = 6.53 - 7.326 \cdot \phi + 0.00158 \cdot C^2 + 3.809 \cdot \phi^2 + 0.000344 \cdot S \cdot C - 0.04989 \cdot S \cdot \phi + 0.0016 \cdot S^2 \cdot \phi^2 + 0.0016 \cdot C^2 \cdot \phi^2 - 0.0000136 \cdot S^2 \cdot C - 0.00348 \cdot C^2 \cdot \phi + 0.000799 \cdot S^2 \cdot \phi$$

$$\psi = \exp(w)$$

siendo S C los porcentajes respectivos de arena y arcilla (%), y ϕ la porosidad.

Asimismo, la conductividad hidráulica saturada puede estimarse por

$$K_s = a \left(\frac{\theta_e}{h_b} \right)^2 \frac{\lambda^2}{(1 + \lambda)(2 + \lambda)} \quad (\theta_e \text{ porosidad efectiva, } a \text{ parámetro empírico } a=21, \text{ con } K \text{ cm/s})$$

Si se introducen las ecuaciones de retención y flujo en el suelo mediante alguna de las curvas examinadas, entonces el modelo de Green-Ampt se describe por los parámetros característicos de estas curvas, según el modelo elegido, junto con la condición inicial de humedad.

Ha de recordarse que las estimaciones ofrecidas corresponden a parámetros del suelo en un punto concreto, no en áreas extensas o subcuencas. Dado que la variabilidad espacial de las características de los suelos es elevada, y el comportamiento de los flujos es no lineal, no sería

riguroso promediar valores de los parámetros puntuales espacialmente interpolados, debiendo considerarse éstos valores agregados representativos como parámetros a calibrar. A falta de datos para calibración, una estimación inicial podría ser la dada por los mencionados promedios, susceptibles en su caso de aplicación de un coeficiente corrector que sería el parámetro agregado que podría calibrarse.

9.2.7. MODELO DE INTERFLUJO

Para modelar el interflujo en MD1 se sigue la formulación de Mohseni-Stefan (1998). Estos autores han sugerido que si el contenido de humedad de la zona de raíces s supera a la capacidad de campo s_{fc} , una fracción β de este exceso aparecerá en la superficie en forma de interflujo, siendo esta fracción una función de las características fisiográficas de la cuenca.

El interflujo qi será por tanto

$$qi = \beta(s - s_{fc}) \quad \text{si } s > s_{fc} \quad ; \quad qi = 0 \quad \text{si } s \leq s_{fc}$$

Para estimar la fracción β se supone que si la humedad es superior a la capacidad de campo los episodios de lluvia saturarán la capa superior del suelo, y esta capa saturada alimentará los cauces de la cuenca, moviéndose el agua a una velocidad proporcional a la conductividad hidráulica saturada

$$q = \phi \cdot v = -K_s \frac{dh}{ds}$$

Siendo q el caudal específico, ϕ la porosidad del suelo, v la velocidad de flujo, K_s la conductividad hidráulica saturada (m/h), y dh/ds el gradiente hidráulico.

Si Δx es la longitud recorrida por el agua en un periodo Δt para alcanzar la red fluvial, y L es la longitud total de cauces de la cuenca (km), entonces $2 L \Delta x$ es aproximadamente el área desde la que el interflujo contribuye al caudal fluvial en el periodo Δt . Definiendo Δx en función de la velocidad de infiltración, aproximando el gradiente hidráulico por la pendiente media de la cuenca S_0 , y considerando la expresión anterior, la fracción de la superficie total de la cuenca A (km²) que contribuye al interflujo será por tanto

$$\beta = \frac{2 \cdot L \cdot \Delta x}{A} = \frac{2 \cdot L \cdot K_s \cdot \Delta t \cdot S_0}{\phi \cdot A}$$

Nótese que L/A es la densidad de drenaje (DD) de la cuenca y $A/(2L)$ es la longitud media del recorrido en ladera, antes de alcanzar un cauce.

Con las unidades anteriormente indicadas y adoptando periodos temporales de 1 mes y de 1 día, la ecuación anterior se reduce respectivamente a

$$\beta = \frac{1.44 \cdot L \cdot K_s \cdot S_0}{\phi \cdot A} \quad (1 \text{ mes}) \quad ; \quad \beta = \frac{0.048 \cdot L \cdot K_s \cdot S_0}{\phi \cdot A} \quad (1 \text{ día})$$

pudiendo emplearse estas expresiones finales para estimar el interflujo en modelos hidrológicos de balance a escala mensual o diaria.

Como puede verse, este modelo se basa en suponer que el interflujo es función lineal del exceso de humedad sobre la capacidad de campo, y que el coeficiente de proporcionalidad es un parámetro propio de cada cuenca que puede estimarse inicialmente a partir de sus características fisiográficas y del periodo temporal empleado, o siendo susceptible de calibración agregada de forma directa o mediante un coeficiente corrector.

Con esta formulación, el resto del exceso de humedad, descontado el interflujo, sería la percolación de agua hacia el acuífero.

Otras formulaciones de interflujo como la propuesta en TOPMODEL podrían incorporarse con relativa facilidad.

9.2.8. MODELO MD1

El modelo MD1 ejecuta el balance diario en una parcela o subcuenca utilizando para el balance del suelo los conceptos del modelo ecohidrológico LRPP antes descrito, pero añadiendo para la infiltración de las lluvias diarias un mecanismo de concentración subdiaria basado en las relaciones intensidad-duración de las tormentas, e integrando las distintas componentes descritas en los epígrafes previos. El mecanismo de concentración subdiaria de lluvias permite considerar un aspecto fundamental de la hidrología en zonas semiáridas como es el de la muy elevada concentración temporal de las precipitaciones y la necesidad de descender a escalas horarias o subhorarias para una mejor estimación de la infiltración y la escorrentía a la escala agregada diaria.

Los fundamentos teóricos y detalles del modelo se describieron en un capítulo anterior, no repitiéndose aquí.

Nótese que se parte de información a priori, distribuida en mapas de atributos o parámetros considerados fijos, y que se puede integrar en las teselas de interés. Obtenidos los valores agregados, e incorporando otros parámetros (correctores de los promedios agregados o enteramente nuevos), podrían aplicarse los métodos de calibración e identificabilidad antes descritos.

De especial relevancia es la consideración de la concentración temporal de las lluvias mediante el empleo de la IDF del área. Esta circunstancia, similar en su concepto a la concentración de caudales diarios a la escala mensual, constituye una característica singular de medios semiáridos que puede mejorar los resultados de la modelación en estos medios.

9.2.9. EFECTO DE LA IRREGULARIDAD INTRADIARIA DE LA LLUVIA

Como se ha señalado, el modelo MD1 incorpora para la infiltración de las lluvias diarias un mecanismo de concentración subdiaria basado en las relaciones intensidad-duración de las tormentas. El mecanismo de concentración subdiaria permite tener en cuenta la variabilidad de intensidades, especialmente acusada en zonas semiáridas, siguiendo un patrón basado en la IDF del área.

Nótese que este efecto de concentración infradiaria-diaria de las lluvias es similar al descrito para la concentración de caudales diarios-mensuales, como se apuntó anteriormente en relación con posibles efectos de la aridez en los modelos de sistemas de recursos hídricos.

Como primera aproximación para su evaluación se ha construido un modelo de infiltración a partir de las lluvias diarias que segmenta el día en periodos 15 minutales, construye una tormenta sintética balanceada para la lluvia diaria, e infiltra esta tormenta en el terreno aplicando el método de Green-Ampt para tormentas variables.

Como series de lluvia diaria se han empleado un total de 48 estaciones, como parámetros de Green-Ampt los medios representativos correspondientes para las distintas texturas del suelo, siguiendo la clasificación en 11 grupos antes descrita, y como curvas IDF las derivadas para la cuenca del Segura también descrita anteriormente, y la correspondiente a intensidad

constante, que supone tomar el dato de lluvia total diaria en el cálculo de infiltración, sin variabilidad intradiaria alguna. Para la humedad inicial se han supuesto tres casos: muy baja (0.05), media (0.5) y muy alta (0.95), y solo se ha considerado escorrentía hortoniana, sin posibles efectos por saturación del suelo o interflujos.

Para cada tipo de suelo, humedad inicial, y serie de datos se ha ejecutado el cálculo de infiltración con la IDF-Segura y con intensidad variable. El cociente entre los valores de porcentaje infiltrado en ambos supuestos proporciona una primera idea del efecto de concentración analizado.

Los resultados obtenidos son los mostrados en la figura en la que se ofrece, para cada textura del suelo y situación de humedad inicial, una estimación de la relación entre la infiltración sin consideración de variabilidad intradiaria de intensidades, y la infiltración considerando tal variabilidad derivada de la curva IDF.

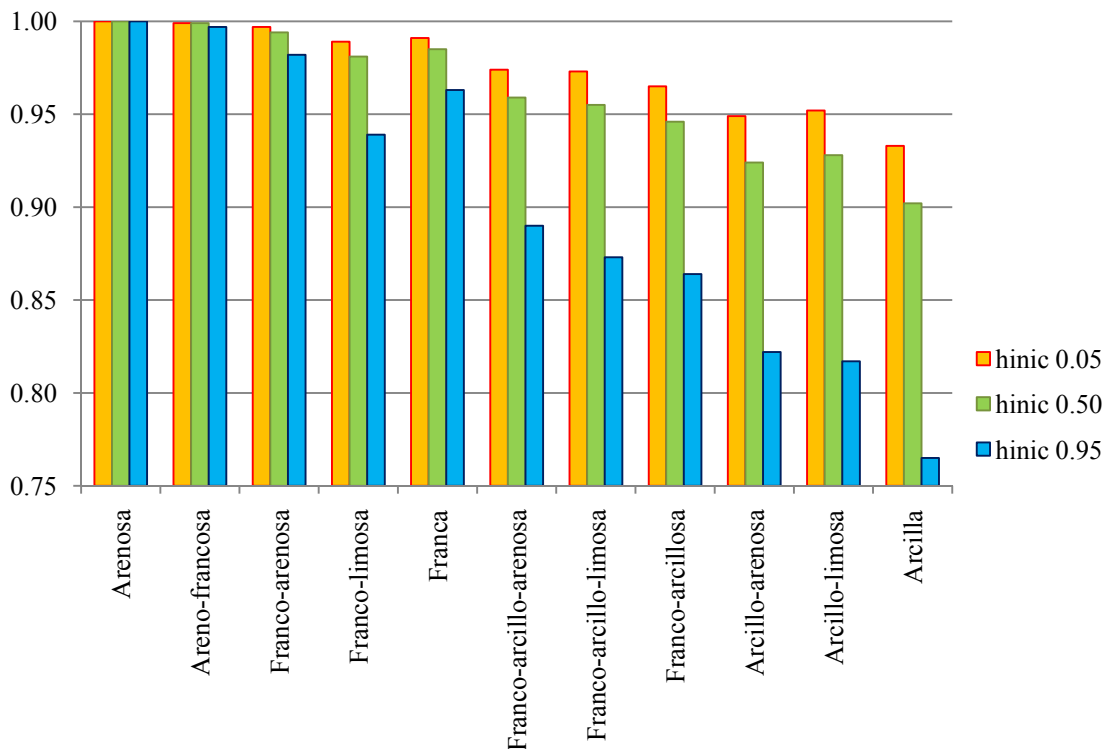


Figura 148. Relación entre infiltración con lluvia uniforme y con variabilidad intradiaria

Como puede verse, en las condiciones expuestas existe una relación variable entre 1 y 0.76, dependiendo en gran medida de la mayor o menor permeabilidad del suelo y de su humedad inicial.

Debe recordarse que estos cálculos se han realizado bajo supuestos simplificados y no tienen más objetivo que indagar si se producen diferencias de infiltración a escala diaria debidas a la concentración temporal de intensidades, como en efecto parece deducirse. Investigar estas diferencias requeriría de análisis adicionales que no abordaremos en el marco de esta tesis.

10. RESULTADOS OBTENIDOS Y POSIBLES EXTENSIONES

Algunos resultados específicos de interés obtenidos en el desarrollo de la investigación son los siguientes.

Los modelos hiperanuales como Budyko presentan una buena concordancia con los datos de las cuencas peninsulares, pudiendo considerarse como adecuado para el balance hiperanual en toda la península. Dada la cantidad y representatividad de cuencas ensayadas, podrían trazarse incluso unos intervalos de confianza empíricos para esta relación.

Los modelos anuales simples como GR1 ofrecen buenos resultados de forma generalizada, con varianzas de los errores relativamente estables en todos los casos y coeficientes de eficiencia elevados. Se ha comprobado asimismo la robustez de la calibración mediante downhill-simplex frente a diferentes intervalos y valores iniciales del parámetro.

La consideración de la aridez como indicador y criterio ordenador de las cuencas ensayadas a escala anual se ha mostrado como muy reveladora, apareciendo claramente patrones estructurales no apreciables sin esta ordenación. Así, el parámetro del modelo decrece ligeramente con la aridez, mientras que la varianza del error de estimación no parece verse afectada por esta.

Además, los peores valores del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe corresponden precisamente a las cuencas más áridas, confirmando así las mayores dificultades para su calibración, incluso con modelos tan simples y en periodos tan dilatados como el anual.

A escala mensual, de los 6 modelos mensuales empleados, únicamente uno (Palmer) ofrece resultados muy inferiores a los otros, desaconsejándose su empleo. Los otros son todos aceptables, quizá con una ligera ventaja de Témez y Palmer, si bien no se considera muy significativa.

En cuencas semiáridas la transformación de raíz cuadrada para los datos puede ser más adecuada que la logarítmica, evitando el problema de valores nulos o muy reducidos de caudal. La transformación de Box-Cox resolvería también esta dificultad pero a costa de un nuevo parámetro en la estimación. En todo caso no parecen observarse diferencias significativas.

En los distintos modelos ensayados, la función objetivo elegida (MCO, MV) no parece modificar sustancialmente los resultados de la calibración.

Siguiendo el indicador de aridez, la relativa superioridad de los modelos de Témez y GR4 según la eficiencia se muestra en todo el recorrido. En zonas semihúmedas y húmedas el comportamiento es similar, mientras que en las zonas semiáridas la eficiencia parece empeorar progresivamente con el aumento de la aridez.

Todas las eficiencias se degradan progresivamente para índices de aridez mayores de 1.8, y ello sucede para todos los modelos, como si de un fenómeno estructural se tratase. Para las cuencas semiáridas los comportamientos de los modelos sistemáticamente son peores que para las húmedas o semihúmedas.

Salvo casos singulares con datos abundantes y fuerte innivación, los parámetros de acumulación y fusión de nieves introducidos en los modelos mensuales podrían quedar fuera del proceso de calibración y análisis de sensibilidad, pues en general dependen solo de las temperaturas, y no de las características o procesos hidrológicos específicos de las cuencas.

Se ha comprobado su práctica independencia de la aridez por lo que, en estos modelos mensuales, podrían suprimirse como parámetros quedando fijados como constantes para todas las cuencas, constantes deducidas, en su caso, de una primera calibración y contraste iniciales que no sería necesario repetir en cada caso.

En cuanto a la estimación e incertidumbres de los parámetros de los diferentes modelos, se ha realizado un análisis exhaustivo del que cabe extraer algunas conclusiones generales. Así, se ha comprobado que los parámetros de los modelos son en general sensibles a la aridez de las cuencas, en algunos casos creciendo y en otros decreciendo con la misma. Los intervalos de confianza de las estimaciones son relativamente estrechos en relación a la variabilidad del parámetro, incluso en cuencas próximas, lo que alerta sobre las dificultades de su traslación espacial y la conveniencia de introducir los intervalos de confianza en posibles intentos de regionalización.

Par a los supuestos de independencia serial de los errores y de medias nulas, se observa que muchas de las calibraciones quedan dentro de los límites de confianza pero hay también un número considerable que queda fuera, y tanto por arriba como por abajo, y este comportamiento no parece depender de la aridez.

Atendiendo a las covarianzas de los parámetros, se observa que suelen ser significativas y, con frecuencia, dependientes de la aridez. Su magnitud podría sugerir posibles sobreparametrizaciones, susceptibles de resolver mediante reducción de parámetros, y eso pese a su reducido número.

Entrando en el análisis de identificabilidad, se observa que los números de condición de las matrices de identificabilidad estructural de cada modelo son en general elevados, pero de diferentes órdenes de magnitud según el modelo. El V2M alcanza valores de práctica no identificabilidad, especialmente en las cuencas más húmedas, mientras que los otros ofrecen NC sensiblemente inferiores. Los mejores parecen Th-M y GR4, con valores estabilizados en torno a 10^6 - 10^7 y alguna anomalía puntual en el GR4. El modelo de Témez muestra peor identificabilidad y una aparente tendencia a empeorar con la aridez, mientras que el *abcd*, con NC similares al de Témez, parece empeorar con la humedad de la cuenca.

La identificabilidad no de los modelos sino de los parámetros de cada modelo se ha estudiado mediante los autovalores de la MIE, la sensibilidad condicionada, y la relación de sensibilidad, conduciendo los tres indicadores a resultados similares.

Un efecto estructural de interés, y claramente perceptible, es el de que, para todos los modelos, los tres indicadores son dependientes de la aridez, de forma que se puede postular la hipótesis de que la identificabilidad de los parámetros decrece con la aridez de la cuenca.

En cuanto al empleo del análisis estructural de perturbaciones, se ha mostrado su aplicación al caso de evaluación de impactos del cambio climático sobre los recursos hídricos en régimen natural, empleando distintos escenarios climáticos futuros considerados como perturbaciones en las series de entrada a los modelos hidrológicos. Los resultados obtenidos a escala interanual e intraanual muestran respuestas distintas aunque con similares patrones generales.

Otra aplicación mostrada es la relativa a la posible influencia de la irregularidad de caudales, muy común en zonas semiáridas, sobre los resultados de los modelos de optimización y simulación de sistemas de recursos hídricos, de muy amplio empleo en la planificación

hidrológica. La irregularidad afecta fundamentalmente a la posibilidad o no de captación de caudales en las tomas, pues el mismo volumen mensual podría ser captado totalmente a escala mensual, si la toma tiene esa capacidad, o captarse en una fracción reducida si se considera la concentración a escala diaria.

Se ha desarrollado un procedimiento de cálculo específico y se ha aplicado a un caso real comprobando que, en efecto, un régimen de caudales circulantes muy irregulares a escala diaria podría, dependiendo de la configuración del sistema y las capacidades de captación, introducir errores apreciables en las previsiones de suministros y garantías de los modelos de optimización y simulación aplicados a estos sistemas.

En general, los modelos mensuales de SRH son perfectamente adecuados a los objetivos que persiguen, y estos errores solo se darían en circunstancias muy singulares de caudales y tomas, pero es conveniente señalar su posible existencia de forma que sean tenidos en cuenta o descartados al analizar casos donde pueden presentarse.

Finalmente se concluye mostrando unas bases para la extensión de las técnicas de calibración y análisis estructural a modelo semidistribuidos, alternativa que se considera en principio preferible a los modelos distribuidos, dada su mayor facilidad para la calibración y aplicación en áreas muy extensas.

Una cuestión fundamental relativa a estos modelos distribuidos es que, en principio, sus parámetros pueden deducirse de características físicas de las cuencas hidrográficas mediante supuestos a priori. No obstante, la experiencia muestra que este supuesto a priori necesita de una cierta calibración para que sus resultados ofrezcan la necesaria fiabilidad y consistencia con los datos observados. Así sucede, p.e., con el modelo SIMPA, versión distribuida del modelo conceptual de Témez, que resulta de gran utilidad para obtener estimaciones de aportaciones en cualquier punto de territorios muy extensos (como toda la España peninsular), con resultados globalmente buenos, pero que en lugares concretos pueden presentar desviaciones significativas respecto a los datos observados.

La modelación semidistribuida mediante subcuencas o teselas hidrográficas permite superar estas dificultades estableciendo un protocolo de calibración consistente que asegura la sujeción de resultados a los puntos de control.

En cuanto al efecto de concentración diaria de las lluvias sobre la escorrentía se ha realizado una primera investigación comparando el resultado de usar datos diarios sin segmentar frente al resultado empleando datos segmentados en tormentas balanceadas de diseño según la IDF, apreciándose diferencias que pueden ser significativas según la textura de suelo y su humedad inicial.

Tras la breve exposición de algunas conclusiones relevantes, se apuntan distintas posibilidades de ampliación y futuras líneas de investigación, en continuidad con los desarrollos mostrados en esta tesis.

En cuanto a las tareas básicas, se estima conveniente ampliar la colección de datos de referencia a un mayor número de estaciones aforadas en régimen natural o cuasi-natural. En esta ampliación ha de procurarse minimizar los segmentos o series hidrológicas no directamente observadas sino derivadas de otras modelaciones, y realizar controles de calidad que aseguren la total fiabilidad y representatividad de los datos.

Asimismo sería de interés ampliar el número de modelos considerados, incorporando otros de los muchos existentes que hayan mostrado un buen funcionamiento en otros lugares. La

aplicación informática desarrollada permite añadir cuantos se quiera y tratarlos conjuntamente con suma facilidad.

Por otra parte, sería también de interés reiterar los análisis realizados con modelos a escala diaria como los mostrados en un capítulo anterior. Ello requeriría tan solo desarrollar una colección de series diarias en régimen natural representativas de las distintas condiciones peninsulares, e introducir en el análisis los modelos a escala diaria que se desee. En su versión actual la aplicación informática lo soportaría directamente sin modificación alguna.

En cuanto a otras posibilidades de análisis, podría ampliarse el estudio de las correlaciones de parámetros mediante la aplicación de componentes principales que ilustren posibles simplificaciones de los modelos, así como aplicar esta técnica a los controles de calidad o posibles funciones objetivo, obtenidos para las diferentes estaciones, estudiando también sus posibles asociaciones.

Por otro lado, la identificabilidad estructural mediante la MIE opera sobre un hiperelipsoide de indiferencia que, aunque conceptualmente distinto, es también, y estrictamente, una región de equifinalidad. Sería interesante contrastarlo con los resultados de técnicas basadas en la equifinalidad como GLUE.

El análisis de perturbaciones podría aplicarse para estudiar el problema práctico del efecto de errores en las series hidroclimáticas sobre los resultados de la simulación, o el impacto de circunstancias como el efecto 80 y su posible análisis mediante modelos con parámetros no estacionarios. Este tipo de análisis pueden ser de interés en un contexto de cambio global.

El análisis del problema de concentración diaria en modelos SRH podría dar lugar a modificaciones en estos modelos que lo tengan en cuenta de forma explícita. Bastaría para ello introducir un coeficiente de captación de las tomas, como el mostrado, que derive tan solo una fracción del total posible a la escala mensual y circule el resto no captado hacia aguas abajo, en aquellas situaciones en que se estime necesario.

De forma análoga se ha analizado el efecto de concentración subdiaria de las lluvias sobre la infiltración a escala diaria, pudiendo ampliarse el análisis tanto aumentando los posibles conjuntos de parámetros para los distintos tipos de suelo, utilizando más series diarias de lluvia, y discriminando no solo por texturas de suelo sino también por indicadores como las lluvias totales anuales, relacionadas con la aridez.

Por último, cabe recordar que el análisis de sensibilidad e identificabilidad mostrado se ha basado en el empleo de la aridez como el atributo indicador clave, pero podría utilizarse cualquier otro o incluso una combinación de varios.

Aún más allá, podría pensarse en un análisis de estabilidad estructural multivariado, en el que se utilicen varios atributos indicadores de forma conjunta.

11. CONCLUSIÓN

En los capítulos anteriores se ha mostrado, junto con diferentes modelos usuales, el desarrollo teórico del análisis estructural de modelos hidrológicos conceptuales de balance, y su aplicación numérica mediante un programa de cálculo específico que incorpora las técnicas descritas y permite su aplicación masiva a grandes conjuntos de datos.

El análisis ha mostrado la viabilidad de la aplicación práctica de estas metodologías y que muchos resultados estructurales relativos a parametrización de modelos de amplio uso en España, como el de Témez, son dependientes de la aridez de las cuencas a las que se aplican.

La aridez no solo condiciona el valor esperable y rango admisible de los parámetros de los modelos, información de utilidad para acotar información requerida a priori, sino que también influye en sus niveles de correlación y, por tanto, su identificabilidad estructural.

Se ha incluido también un ejemplo de las técnicas de análisis de modelos hidrológicos mediante perturbaciones, aplicándolo al problema de evaluación de efectos sobre los recursos hídricos inducidas por el cambio climático.

Asimismo se ha mostrado que la aridez o irregularidad de flujos un territorio puede afectar a los resultados de los modelos de optimización y simulación de sistemas de recursos hídricos, al invalidar el supuesto de unidad mensual asumido por estos modelos. La importancia de esta afección depende de la configuración de estos sistemas y las características de sus caudales a escalas inframensuales como la diaria.

Finalmente se han apuntado algunos criterios o bases para la extensión de las técnicas mostradas a otras tipologías de modelos como los diarios semiagregados o mensuales semidistribuidos, línea de gran interés práctico al permitir realizar evaluaciones de recursos a gran escala, en extensos territorios con numerosas estaciones, y contrastadas mediante calibración con datos observados en subcuencas aforadas, cuya extrapolación puede llevarse a cabo con las técnicas descritas.

12. REFERENCIAS

- Abramowitz M., I.A. Stegun (1972), *Handbook of Mathematical Functions*. Ninth printing. Dover Publications Inc., New York.
- Aldana A.L., F. Estrada y F. Cabezas (1996), Modelación hidrológica y de la gestión hidráulica en el sistema automático de información hidrológica: modelos PLU y CREM. *Ingeniería Civil*, 104, 81-88.
- Allen R.G., L.S. Pereira, D. Raes, M. Smith (1998), *Evapotranspiración del cultivo*. Estudio FAO Riego y Drenaje. Documento 56.
- Alley W. M. (1984), On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, 20(8), 1137-1149.
- Alonso F. (2011), *Cartografía de propiedades físicas e hidrodinámicas de los suelos de la cuenca del Segura*, Prj. Investigación conjunta IEA-Universidad de Murcia.
- Anderson, M. G. Y P. D. Bates (2001), *Model Validation. Perspectives in Hydrological Science*, John Wiley & Sons.
- Andreu J. (1983), Modelos agregados y distribuidos. Modelos unicelulares. Modelos Glover-Jenkins., incl. en Varela M., ed. (1983), *Utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas*. SGOP-UPV. Madrid, cap. B-2.
- Andreu J. Ed. (1993), *Conceptos y métodos para la planificación hidrológica*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, CIMNE. Barcelona.
- Andreu, J., J. Capilla, F.Cabezas (1994), Los Sistemas soportes de decisión en la planificación y gestión racionales de los recursos hídricos. *Ingeniería del Agua*, Vol.1, Num.2, 7-20.
- Andreu, J., J. Capilla, E. Sanchis, y S. Sanchez (1995), *AQUATOOL. Sistema Soporte de Decisión para la Planificación de Recursos hídricos*. Serv. Publ. Universidad Politécnica de Valencia.
- Aparicio Mijares F.J. (1989), *Fundamentos de hidrología de superficie*. Limusa, México.
- Aral, M.M., O. Gunduz (2005), Large-Scale Hybrid Watershed Modeling. Cap.4 de *Watersheds Models*, V.P. Singh y D.K. Frevert, p.77.
- Archfield S. A., y R. M. Vogel (2010), Map correlation method: Selection of a reference streamgage to estimate daily streamflow at ungaged catchments, *Water Resources Research*, 46, W10513, doi:10.1029/2009WR008481.
- Arora V.K. (2002), The use of aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology*, 265, 164-177.
- ASAE (1983), *Advances in infiltration*, Proceedings of the Nacional Conference on Advances in Infiltration, American Society of Agricultural Engineers, Chicago, Ill, December 1983.
- ASCE (2000), Artificial neural networks in hydrology.1: Preliminary concepts. 2: Hydrologic applications. *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 5 (2), 115-137.
- Aster R. C., B. Borchers, C. H. Thurber (2005), *Parameter Estimation and Inverse Problems*. Elsevier Academic Press.
- Bai J., y P.Perron (1998), Estimating and testing linear models with multiple structural changes, *Econometrica*, Vol.66, No.1, 47-78.
- Bai J., y P.Perron (2003), Computation and analysis of multiple structural change models, *Journal of Applied Econometrics*, Vol.18, No.1, 1-22.
- Baldassarre G. di, A. Brath, A. Montanari (2006), Reliability of different depth-duration-frequency equations for estimating short-duration design storms, *Water Resources Research*, 42, W12501, doi: 10.1029/2006WR004911.
- Bates D.M. y D.G. Watts (1988), *Nonlinear Regression Analysis and Its Applications*, John Wiley & Sons.
- Bedient P.B. y W.C. Huber (2002), *Hydrology and Floodplain Analysis*. Prentice Hall, N.J.

- Belmonte Serrato F., A. Romero Díaz, J.D. Ruiz Sinoga, P. Hueso González (2011), *Evolución de la precipitación neta que llega al suelo bajo distintas coberturas de vegetación mediterránea*, Pry. de investigación Fundación IEA-UM, Murcia.
- Belmonte Serrato F., A. Romero Díaz, Eds. (2013), *Estudios de interceptación de la lluvia por la vegetación en España*. Ed. Fundación IEA, Murcia.
- Beven K. (1986), Runoff production and flood frequency in catchments of order n: an alternative approach, incl. en Gupta, V.K., Rodríguez-Iturbe, I., E.F. Wood, eds. (1986), *Scale Problems in Hydrology*. Reidel, Dordrecht, pp.107-131.
- Beven K.J. ed. (1997), *Distributed Hydrological Modelling. Applications of the TOPMODEL concept*, John Wiley & Sons.
- Beven K. J. (2001), *Rainfall-runoff modelling. The primer*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Beven K. (2006), A Manifesto for the equifinality thesis, *Journal of Hydrology*, 320 (1-2), 18-36.
- Beven K. J. (2009), *Environmental Modelling: An Uncertain Future?*. Routledge.
- Beven K. J. (2012), *Rainfall-Runoff Modelling. The primer*. Wiley-Blackwell, 2nd ed.
- Beven, K y M.J. Kirkby (1979), A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, 43-69.
- Beven K. y A. Binley (1992), The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction, *Hydrological Processes*, Vol.6, 279-298.
- Beven K. y J. Freer (2001), Equifinality, data assimilation and uncertainty estimation in mechanistic modeling of complex environmental systems, *Journal of Hydrology*, 249, 11-29.
- Blöschl G., M. Sivapalan, T. Wagener, A. Viglione, H. Savenije eds. (2013), *Runoff Prediction in Ungauged Basins. Synthesis across Processes, Places and Scales*. Cambridge University Press.
- Botter G., S. Zanardo, A. Porporato, I. Rodríguez-Iturbe, y A. Rinaldo (2008), Ecohydrological model of flow duration curves and annual minima, *Water Resources Research*. 44, W08418, doi:10.1029/2008WR006814, 12 pp.
- Boughton W.C. (1984), *A simple model for estimation of the water yield of ungauged catchments*, Civ. Engrs. Trans. Aut. CE26(21), 83-88.
- Boughton W.C. (1993), *A hydrograph-based model for estimating the water yield of ungauged catchments*. Hydrology and Water Resources Symposium, Institution of Engineers Australia, Newcastle; 317-324.
- Boughton W.C. (2004), *The Australian water balance model*. Environmental Modelling & Software, 19, 943-956.
- Bouwer, H. (1966), Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *Water Resources Research* 2(4), 729-738.
- Bras R.L. (1990), *Hydrology. An Introduction to Hydrologic Science*. Addison-Wesley publs.
- Brutsaert W. (1991), *Evaporation into the Atmosphere, Theory, History and Applications*, Kluwer Academic Publishers.
- Brutsaert W. (2005), *Hydrology. An introduction*. Cambridge University Press.
- Budyko, M.I. y L.I. Zubenok. The determination of evaporation from the land surface. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geogr.* No. 6, 3-17. 1961.
- Burn D.H. (1994), Hydrologic effects of climatic change in west-central Canada. *Journal of Hydrology* 160(1-4), 53-70.
- Burrough, P.A. (1990), *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Clarendon Press. Oxford.
- Burton, J.S., compiler (1993), *Proceeding of the Federal Interagency Workshop on Hydrologic Modelling Demands for the 90's*. U.S.Geological Survey Water Resources Investigations Report 93-4018, Federal Center, Denver, CO.
- Cabezas F. (1995), *Relaciones intensidad-duración-frecuencia de precipitaciones en la cuenca del Segura*. Ingeniería e Investigación. Colegio de I.C.C.P., Demarcación de Murcia.

- Cabezas F. (2004), Cambio climático y recursos hídricos en la planificación hidrológica. *Ingeniería y Territorio*, 68, 10-15.
- Cabezas F., F. Estrada, T. Estrela. (1999), Algunas contribuciones técnicas del Libro Blanco del Agua en España. *Ingeniería Civil*, 155, 79-96.
- Cacuci D.G. (2003), *Sensitivity and uncertainty analysis*, 2 Vols., Chapman & Hall/CRC.
- Caro Becerra J.L. y R. Luján Godínez (2014), *Hidrología superficial*. Editorial Académica Española.
- Carrera J., A. Alcolea, A. Medina, J. Hidalgo, L.J. Slooten (2005), Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*. 13(1), 206-222.
- Carrera J., S.P. Neuman (1986); Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions. 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resources Research*. 22(2), 199-210.
- Celia M. A., E. T. Bouloutas, R. L. Zarba (1990), A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, 26(7), 1483-1496.
- Chapman (1970), *Optimization of a rainfall-runoff model for an arid zone catchment*. Simposio de cuencas representativas y experimentales, UNESCO, Madrid.
- Chiew, F.H.S., M. C. Peel, and A. W. Western (2002), Application and testing of the simple rainfall-runoff model SIMHYD. Incl. in: *Mathematical Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publication, Littleton, Colorado.
- Chow V.T. ed. (1964), *Handbook of Applied Hydrology. A compendium of water-resources technology*. Mc-Graw Hill.
- Chow V.T., D.R. Maidment, L.W. Mays (1988), *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York. (existe edición en español, *Hidrología aplicada*, 1994.)
- Claps P., F. Rossi y C. Vitale (1993), Conceptual-stochastic modeling of seasonal runoff using autoregressive moving average models and different scales of aggregation, *Water Resources Research*, 29(8), 2545-2559.
- Clark M. P., y D. Kavetski (2010), Ancient numerical daemons of conceptual hydrological modeling: 1. Fidelity and efficiency of time stepping schemes, *Water Resources Research*, 46, W10510, doi:10.1029/2009WR008894.
- Contreras S., M. M. Boer, F.J. Alcalá, F. Domingo, M. García, A. Pulido-Bosh, J. Puigdefàbregas (2008), An ecohydrological modelling approach for assessing long-term recharge rates in semiarid karstic landscapes. *Journal of Hydrology*, 351, 42-57.
- Corzo Pérez G.A. (2009), *Hybrid models for hydrological forecasting. Integration of data-driven and conceptual modelling techniques*, CRC Press/Balkema.
- Croke B.F.W., F. Andrews, A. J. Jakeman, S. Cuddy, and A. Luddy (2005), Redesign of the IHACRES rainfall-runoff model. *Engineers Australia, 29th Hydrology and Water Resources Symposium*. 21-23 February 2005, Canberra.
- Cuena, J., L. Garrote, M. Molina (1992), *Combining Simulation Models and Knowledge Bases for Real Time Flood Management*. Hydraulic Engineering Software HYDROSOFT'92. Computational Mechanics Publications. Wessex Institute of Technology.
- Custodio E., M. R. Llamas eds. (1983), *Hidrología Subterránea*, Ed. Omega.
- Davie T. (2008), *Fundamentals of Hydrology*, 2nd. Ed. Routledge.
- Davis S.N., R. De Wiest (1971), *Hidrogeología*. Ed. Ariel. Barcelona.
- de Marsily G. (1986), *Quantitative Hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, Inc.
- Doherty J., y R. J. Hunt (2009), Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction, *Journal of Hydrology*, 366, 119-127.
- Dingman S.L. (2002), *Physical Hydrology*. Second edition. Waveland Press, Inc. Ill.
- Dooge J. y J.P. O'Kane (2003), *Deterministic Methods in Systems Hydrology*. Balkema publs.
- Duan Q., H.V. Gupta, S. Sorooshian, A.N. Rousseau, R. Turcotte eds. (2003), *Calibration of Watershed Models*, Water Science and Application series, vol.6. American Geophysical Union.

- Dunne, T. and L.B. Leopold (1978), *Water in Environmental Planning*. W. H. Freeman and Company, New York, New York.
- Eagleson, P.S. (2002), *Ecohydrology. Darwinian Expression of Vegetation Form and Function*. Cambridge University Press.
- Ebtehaj M., H. Moradkhani, y H.V. Gupta (2010), Improving robustness of hydrologic parameter estimation by the use of moving block bootstrap resampling, *Water Resources Research*, 46, W07515, doi:10.1029/2009WR007981, 14 p.
- Edijatno, C. Michel (1989), Un modele pluie-debit journalier a trois parametres. *La Houille Blanche*, 2, 113-121.
- Efstratiadis A., y D. Koutsoyiannis (2010), One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modeling: a review, *Hydrological Sciences Journal*, 55(1), 58-78.
- Eliás F., R. Jiménez (1965), *Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España*. Ed. Ministerio de
- Estrela T. (1992), *Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos*. Monografías CEDEX. Madrid.
- Estrela T. (1995), *El modelo de Temez*. Curso de Hidrología, CEDEX. Madrid.
- Estrela T. y L. Quintas (1996), El sistema integrado de modelización precipitación-aportación SIMPA. *Ingeniería Civil*, nº 104. 43-52, Madrid.
- Estrela T., F. Cabezas, F. Estrada (1999), La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. *Ingeniería del Agua*, 6(2), 125-138.
- Fetter C.W. (2000), *Applied Hydrogeology*. 4th ed. Prentice Hall.
- Fiering M.B. (1967), *Streamflow Synthesis*, Harvard University Press, 139p.
- Finch J. W. (1998), Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model – sensitivity to land surface parameters. *Journal of Hydrology*, 221 (1-4), 112-125.
- Freeze R.A., J.A. Cherry (1979), *Groundwater*. Prentice Hall, N.J.
- Gallant A.R. (1987), *Nonlinear Statistical Models*, John Wiley & Sons.
- Gan T.Y., G.N. Biftu (1996), Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, 32(12), 3513-3524.
- Garrote L. (1990), *Modelos hidrológicos de ayuda a la decisión en tiempo real basados en técnicas de inteligencia artificial*. Tesis doctoral, ETSICCP. Universidad Politécnica de Madrid.
- Garrote L., R. L. Bras (1995), A distributed model for real-time flood forecasting using digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 352, 168-173.
- Gentry, R.W., D. Larsen, y S. Ivey (2003), Efficacy of genetic algorithms to investigate small scale aquitard leakage. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE 129(7), 527-535.
- González Quijano P.M. (1922), *Hidrología General Agrícola*. Espasa-Calpe. Madrid.
- Goodrich, D.C., D. G. Williams, C. L. Unkrich (2004), *Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge*. Incl. en Groundwater recharge in a desert environment: the southwestern United States. American Geophysical Union, 77-99.
- Govindaraju, R.S. y A. R. Rao, eds. (2000), *Artificial Neural Networks in Hydrology*. 329 pp., Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Graf, W.L. (1988), *Fluvial Processes In Dryland Rivers*, The Blackburn Press, N.J.
- Gray, D.M. ed. (1970), *Principles of Hydrology. A general text with special emphasis on canadian conditions*, Water Information Center, Canada.
- Guo S. (1995), Impact of climate change on hydrological balance and water resource systems in the Dongjiang Basin, China. *Modeling and Management of Sustainable Basin-Scale Water Resource Systems* (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995 LAHS Publ. no. 231).
- Guo S., J. Wang, L. Xiong, A. Ying, D. Li (2002), A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China, *Journal of Hydrology*, 268 (2002), 1-15.
- Gupta, R.S. (2008), *Hydrology and Hydraulic Systems*. Third edition. Waveland Press, Inc. Ill.

- Gupta V.K. y S. Sorooshian (1983), Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff models parameters: The percolation process examined, *Water Resources Research*, 19(1), 269-276.
- Gupta, V.K., Rodríguez-Iturbe, I., E.F. Wood, eds. (1986), *Scale Problems in Hydrology*. Reidel, Dordrecht.
- Guswa, A. J., M. A. Celia, I. Rodríguez-Iturbe (2002), Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: A comparative study. *Water Resources Research*, 38(9), 1166.
- Haan C.T., B.J. Barfield, y J.C. Hayes (1994), *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments*. Academic Press.
- Haan C.T., H.P. Johnson, D.L.Brakensiek. (1982), *Hydrologic Modelling of Small Watersheds*. American Society of Agricultural Engineers.
- Hamby D.M. (1994), A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models, *Environmental Monitoring and Assessment*, 32, 135-154.
- Hammer M.J. y K.A. MacKichan (1981), *Hydrology and Quality of Water Resources*, John Wiley & Sons.
- Harbaugh A.W, E.R.Banta, M.C. Hill, y M.G.McDonald (2000), *MODFLOW-2000. The US Geological Survey Modular Groundwater Model. User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process*. USGS Open File Report 0092, Reston, VA.
- Harman C.J., Troch P.A., Sivapalan M. (2010), Functional model of water balance variability at the catchment scale, 2: Elasticity of fast and slow runoff components to precipitation change in the continental United States. *Water Resources Research*, submm nov, 2010.
- Hawkins R.H., T.J. Ward, D.E. Woodward, J.A. Van Mullem eds. (2009), *Curve Number Hydrology. State of the Practice*. ASCE.
- Healy R. W. (2010), *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press.
- Hearne J. W. (1985), Sensitivity analysis of parameters combinations, *Applied mathematical modelling*, 9(2), 106-108.
- Hendricks M. R. (2010), *Introduction to Physical Hydrology*. Oxford University Press.
- Heras R., ed. (1972), *Manual de Hidrología*, 7 vols. Instituto de Hidrología. DGOH. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid.
- Heras R., ed. (1976), *Hidrología y Recursos Hidráulicos*, 2 vols. DGOH. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid.
- Hewlett J.D. (1982), *Principles of Forest Hydrology*. The University of Georgia Press. Athens.
- Hill M.C. y C.R. Tiedeman (2007), *Effective Groundwater Model Calibration. With analysis of Data, Sensitivities, Predictions, and Uncertainty*, Wiley Interscience.
- Hillel, D. (1971), *Soil and water: Physical principles and processes*. Academic Press. New York.
- Hillel, D. (1998), *Environmental Soil Physics*. Academic Press. New York.
- Hogan J. F., F. M. Phillips, B. R. Scanlon eds. (2004), *Groundwater Recharge in a Desert Environmen: The Southwestern United States*, Water Science and Application, 9. American Geophysical Union.
- Hoggan D.H. (1989), *Computer assisted floodplain hydrology & hydraulics*, McGraw-Hill.
- Hornberger G.M., J.P. Raffensperger, P.L. Wiberg, K.N. Eshleman (1998), *Elements of Physical Hydrology*. The Johns Hopkins University Press.
- Iglesias A. (1984), Diseño de un modelo para el estudio de descargas de acuíferos. Modelo MEDA. *Boletín Geológico y Minero*, 95(1), 52-57.
- INUNMUR (2007), *Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia*, CARM.
- Jakeman A.J., y G. M. Hornberger (1993), How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?, *Water Resources Research*, 29(8), 2637-2649.
- Jakeman, A.J., I.G. Littlewood, P. G. Whitehead (1990), Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments, *Journal of Hydrology*, 117(1-4), 275-300.

- Jazim A. A. (2006), A Monthly Six-parameter Water Balance Model and Its Application ar Arid and Semiarid Low Yielding Catchments. *Journal of King Saud University*, Vol 9, Eng. Sci (1), 65-82, Riyadh.
- Jin X., C.-Y. Xu, Q. Zhang, V. P. Singh (2010), Parameter and modelling uncertainty simulated by GLUE and a formal Bayesian method for a conceptual hydrological model, *Journal of Hydrology* 383(2010), 147-155.
- Kapangaziwiri E. (2007), *Physically based parameter estimation methods for hydrological models. Revised calibration and application procedures for the Pitman monthly rainfall-runoff model in southern African basins*, LAP Lambert Academic Publishing.
- Kavetski D., y M. P. Clark (2010), Ancient numerical daemons of conceptual hydrological modeling: 2. Impact of time stepping schemes on model analysis and prediction, *Water Resources Research*, 46, W10511, doi:10.1029/2009WR008896.
- Klemes (1986), Operational testing of hydrological simulation models, *Hydrological Sciences Journal*. 31(1), 13-24.
- Koutsoyiannis D., D. Kozonis, A. Manetas (1998), A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships, *Journal of Hydrology*, 206, 118-135.
- Kuczera G. (1997), Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models. *Water Resources Research*, 33(1), 177-185.
- L'vovich M. I., R.L. Nace (1979), *World Water Resources and their Future*. Russ. Translation. American Geophysical Union.
- Laio F., A. Porporato, L. Ridolfi, I. Rodriguez-Iturbe (2001), Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Advances in Water Resources* 24 (2001), 707-723.
- Lane, L. J. (1985), Estimating transmission losses. Proc. Specialty Conference *Development and Management Aspects of Irrigation and Drainage Systems*, Irrigation Division ASCE, San Antonio, Texas, July 1985, 106-113.
- Lange J., C. Leibundgut, N. Greenbaum y A. P. Schick (1999), A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resources Research*, 35, 2161-2172.
- Leibundgut C., P. Maloszewski, C. Külls (2009), *Tracers in Hydrology*, Wiley-Blackwell.
- Li L., C.-Y. Xu, V. P. Singh (2010), Evaluation of the subjective factors of the GLUE method and comparison with the formal Bayesian method in uncertainty assessment of hydrological models, *Journal of Hydrology* 390(2010), 210-221.
- Linsley R.K., M.A.Kohler, J.L.H.Paulhus (1988), *Hydrology for Engineers*, SI Metric Edition, Mc Graw-Hill (existe edicion es español *Hidrología para ingenieros*. Trad. de la 2ª ed., de 1977, McGraw-Hill Latinoamericana).
- Liu Y. y F. Sun (2010), Sensitivity analysis and automatic calibration of a rainfall-runoff model using multi-objectives, *Ecological Informatics*, 5, 304-310.
- Llamas J. (1993), *Hidrología general. Principios y aplicaciones*, Publ. Universidad del Pais Vasco.
- Lloyd E. H., T. O'Donnell, J. C. Wilkinson (1979), *The Mathematics of Hydrology and Water Resources*. Academic Press.
- Lyne V.D. y M. Hollick (1979), *Stochastic time-variable rainfall runoff modelling*. Hydrology and Water Resources Symposium, Institution of Engineers Australia, Perth; 89-92.
- Maass A., M.M. Hufschmidt, R. Dorfman, H.A. Thomas jr., S.A. Marglin, G.M. Fair (1962), *Design of Water-Resource Systems. New Techniques for Relating Economic Objectives, Engineering Analysis, and Governmental Planning*. Harvard University Press, Cambridge, MA.
- Maidment D.R. (1993), *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill.
- Makhoulf Z., C. Michel (1994), A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162 (3-4), 299-318.
- Manning J.C. (1997), *Applied Principles of Hydrology*. Third edition. Prentice Hall, N.J.
- Martínez de Azagra A. y J. Navarro Hevia (1995), *Hidrología forestal. El ciclo hidrológico*. Publ. Universidad de Valladolid.

- Martínez Fernández, J. (1996), *Variabilidad espacial de las propiedades físicas e hídricas de los suelos en medio semiárido mediterráneo*. Universidad de Murcia.
- Martínez Marín E. (2001), *Hidrología práctica*, Ed. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid.
- McMillan H., J. Freer, F. Pappenberger, T. Krueger, M. Clark (2010), Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions, *Hydrological Processes*, 25, 1270-1284.
- Merz R., G. Blöschl (2004), Regionalisation of catchment model parameter, *Journal of Hydrology*, 287, 95-123.
- Milly P. C. D. (1994), Climate, soil water storage, and the average annual water balance, *Water Resources Research*, 35 (7), 2161-2172.
- Milly P. C. D., J. Betancourt, M. Falkenmark, R. M. Hirsh, Z. W. Kundzewick, D. P. Lettenmaier, R. J. Stouffer (2008), Stationarity Is Dead: Whiter Water Management?, *Science*, 319, 1 feb 2008, 573-574.
- MIMAM (2000b), *Libro Blanco del Agua en España*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- MIMAM (2000b), *Plan Hidrológico Nacional. Vol. Análisis de los sistemas hidráulicos*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- Mishra S.K. y V.P. Singh (2003), *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Mohseni O. y H.G. Stefan (1998), A monthly streamflow model. *Water Resources Research* 34(5), 1287-1298.
- Moriassi D.N., J.G. Arnold, M.W. Van Liew, R.L. Bingner, R.D. Harmel, T.L. Veith (2007), *Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watersheds simulations*, Transactions of the ASABE, Vol.50(3), 885-900.
- Mouelhi, S, C. Michel, C. Perrin, V. Andréassian (2006a), Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, 318, 200-214.
- Mouelhi, S, C. Michel, C. Perrin, V. Andréassian (2006b), Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology*, 328, 283-296.
- Muñoz Carpena R., A. Ritter Rodríguez (2005), *Hidrología Agroforestal*. Ed. Mundi-Prensa.
- Nanía L., M. Gómez Valentín (2006), *Ingeniería hidrológica. Segunda Edición*. Grupo Editorial Universitario. Granada. 280 pp.
- Nief H, J-E Paturel, E. Servat (2003), Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology*, vol 278, pp.213-230.
- NRC (1991), *Opportunities in the Hydrologic Sciences*. National Research Council. Nat. Academic Press. Washington.
- Ortiz Silla R. (2007), *Caracterización de las propiedades físicas e hidrodinámicas de los suelos de la cuenca del Segura*, Pry. Investigación conjunta IEA-Universidad de Murcia.
- Osuna A., y J.R. Dominguez de Miguel (1972), *Apuntes de Hidrología*. Ed. Publicaciones de la ETSICCP. Madrid.
- Oudin L., Ch. Perrin, T. Mathevet, V. Andréassian, C. Michel (2006), Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models, *Journal of Hydrology*, 320, 62-83.
- Oudin, L. V. Andréassian, J. Lerat, C. Michel (2008), Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. *Journal of Hydrology*, 357, 303-316.
- Pachepsky Ya. y W.J. Rawls, eds (2004), *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*. First Edition. Development in Soil Science, vol. 30. Elsevier.
- Paredes Arquíola J., A. Solera Solera, J. Andreu Álvarez, N. Lerma Elvira (2014), *Herramienta EvalHid para la evaluación de recursos hídricos. Manual Técnico v1.1*. Grupo de Ingeniería de Recursos Hídricos. Universidad Politécnica de Valencia.
- Pinder G. F. y M.A. Celia (2006), *Subsurface hydrology*. Wiley Interscience. 1st ed.
- Ponce V. M. y A. V. Shetty (1995), A conceptual model of catchment water balance. 1 y 2. *Journal of Hydrology*, 173, 27-50.
- Ponce V.M. (1989), *Engineering Hydrology. Principles and Practices*. Prentice Hall, N.J.
- Potter, N.J., L. Zhang, (2009), Interannual variability of catchment water balance in Australia. *Journal of Hydrology*, 369, 120-129.

- Press W. H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, B. P. Flannery (1992), *Numerical recipes in Fortran 77. The art of scientific computing*, Second Edition. Cambridge University Press.
- Putty M. R. Y. (2010), *Principles of Hydrology*. I. K. International Publishing House Pvt. Ltd., New Delhi-Bangalore.
- Raudkivi A.J. (1979), *Hydrology. An advanced Introduction to Hydrological Processes and Modelling*, Pergamon Press.
- Rawls W.J., D.L.Brakensiek (1983), *A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters*, Incl. en ASAE (1983), pag.102-112.
- Rawls W.J., L.R. Ahuja, D.L.Brakensiek, A. Shirmohammadi (1993), *Infiltration and soil water movement*, Cap. 5 de Maidment (1993).
- Regis R.M. y C. A. Shoemaker (2005), Constrained Global Optimization of Expensive Black Box Functions Using Radial Basis Functions, *Journal of Global Optimization*, Vol.31, n.1, 153-171.
- Remenieras G. (1974), *Tratado de hidrología aplicada*, 2ª ed. Editores Técnicos Asociados, Barcelona.
- Rientjes T.H.M. (2004), *Inverse modelling of the rainfall-runoff relation. A multiobjective model calibration approach*. Delft University Press Science.
- Rigby, R. A. and D.M. Stasinopoulos (2001), The GAMLSS project: a flexible approach to statistical modelling, en: New Trends in *Statistical Modelling: Proceedings of the 16th International Workshop on Statistical Modelling*, ed: Klein, B. and Korsholm, L, 249-256, Odense, Denmark.
- Rigby, R. A. and D.M. Stasinopoulos (2005), Generalized Additive Models for Location, Scale and Shape, (with discussion). *Appl. Statist.*, 54, 507-554.
- Risse, L.M., M.A. Nearing, M.R. Sarabi (1994), Determining the Green-Ampt effective hydraulic conductivity from rainfall-runoff data for the WEPP model, *Transactions of the ASAE*, 37(2), 411-418.
- Roche M. (1963), *Hydrologie de Surface*. Gauthier-Villars. Paris.
- Rodríguez-Iturbe I., A. Porporato, F. Laio, L. Ridolfi (2001), Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. I. Scope and general outline. *Advances in Water Resources* 24 ,695-705.
- Rodríguez-Iturbe I., y A. Porporato (2004), *Ecohydrology of Water-Controlled Ecosystems. Soil Moisture and Plant Dynamics*. Cambridge University Press.
- Rodríguez-Iturbe, I. (1982), *The coupling of climate and geomorphology in rainfall-runoff analysis*, incl. en Singh V.P. ed. (1982), *Rainfall-Runoff Relationship*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA, p.431-448.
- Rodríguez-Iturbe, I. (2000), A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics, *Water Resources Research*, 36(1), 3-9.
- Rosenzweig, C., y D. Hillel (1988), *Climate Change and the Global Harvest*. Oxford University Press.
- Saltelli A., K. Chan, E. M. Scott (2000), *Sensitivity Analysis*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Saltelli A., M. Ratto, T. Andres, F. Campolongo, J. Cariboni, D. Gatelli, M. Saisana, S. Tarantola (2008), *Global sensitivity analysis. The Primer*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Sanz Pérez E., I. Menéndez-Pidal (2013), *Hidráulica Subterránea*. 2ª edición. Garceta grupo editorial-Colegio de ICCP. Madrid.
- Saxton K.E. y W.J. Rawls (2006), Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions, *Soil Science Society of America Journal*, 70, 1569-1578.
- Saxton K.E. y P.H. Willey (2006), *The SPAW model for agricultural field and pond hydrologic simulation*. Incl. en Singh y Frevert (2006), 401-435.
- Savic D.A., G. A. Walters, J. W. Davidson (1999), A genetic programming approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resources Management*, 13, 219-231.
- Seber G.A.F y C.J. Wild (2003), *Nonlinear Regression*, John Wiley & Sons.
- Seibert J. (1999), Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model, *Agricultural and Forest Meteorology*, 98.99, 279-293.

- Serrano S. E. (2010), *Hydrology for Engineers, Geologists, and Environmental Professionals*, 2nd ed. HydroScience Incl.
- Shamseldin A. Y., K. M. O'Connor, G. C. Liang (1997), Methods for combining the outputs of different rainfall-runoff models, *Journal of Hydrology*, 197(1997), 203-229.
- Shaw E.M. (2004), *Hydrology in Practice*. Third edition, repr. Routledge.
- Simmers, I. (2003), *Understanding Water in a Dry Environment: Hydrological Processes in Arid and Semi-Arid Zones*. Balkema Publishers. IAH International Contributions to Hydrogeology, 23.
- Singh V.P. ed. (1982), *Rainfall-Runoff Relationship*. Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Singh V.P. ed. (1995), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Singh V.P. editor (1982), *Statistical Analysis of Rainfall and Runoff*. Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Singh V.P., D.K. Frevert (2002a), *Mathematical models of large watershed hydrology*. Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Singh V.P., D.K. Frevert (2002b), *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*. Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Singh V.P., D.K. Frevert (2006), *Watershed models*. CRC Press.
- Sivakumar B., R. Berndtsson (2010), *Advances in Data-Based Approaches for Hydrologic Modeling and Forecasting*, World Scientific Publishing Co.
- Sivapalan M., Yaeger M.A., Harman C.J., Xu X., Troch P.A. (2010), Functional model of water balance variability at the catchment scale, 1: Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resources Research*, submm nov, 2010.
- Solera, A., J. Paredes Arquiola, y J. Andreu Alvarez (2007), *Aquatooldma SSD para planificación de cuencas: manual de usuario 1.0*. http://dihmoh1.dihma.upv.es/members/asolera/ManUsuarioAquatooldma_V002.pdf.
- Sorooshian S., V.K. Gupta (1985), The analysis of structural identifiability: Theory and application to conceptual rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, 21(4), 487-496.
- Sorooshian S., F. Arfí (1982), Response surface sensitivity analysis methods for post calibration studies. *Water Resources Research*, 18(5), 1531-1538.
- Sorooshian S., J. A. Dracup (1980), Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: Correlated and heteroscedastic error cases. *Water Resources Research*, 16(2), 430-442.
- Sorooshian S., V.K. Gupta (1983) Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: The question of parameter observability and uniqueness, *Water Resources Research*, 19(1), 260-268.
- Sorooshian S., V.K. Gupta, y J.L. Fulton (1983), Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: Influence of calibration data variability and length on model credibility, *Water Resources Research*, 19(1), 251-259.
- Sorooshian, S., V.K. Gupta (1995), *Model calibration*. Cap. 2 de *Computer Models of Watershed Hydrology*, p.23-68, V.P. Singh, ed., Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Stephens D. B. (1995), *Vadose Zone Hydrology*, CRC Press, 1st ed.
- Sugawara M. (1995), *Tank model*. Cap. 6 de *Computer Models of Watershed Hydrology*, V. P. Singh, ed., Water Resources Publications, Littleton, CO.
- Sun N.-Z., y A. Sun (2015), *Model Calibration and Parameter Estimation, For Environmental and Water Resource Systems*. Springer.
- Témez J.R. (1977), *Modelo matemático de transformación "precipitación-aportación"*. Asociación de Investigación Industrial Eléctrica (ASINEL). Madrid.
- Tindall J. A. y J. R. Kunkel (1998), *Unsaturated Zone Hydrology for Scientist and Engineers*, Pearson Education 1st ed.

- Tolson B. A. y C.A. Shoemaker (2007), Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration, *Water Resources Research*, Vol.43, W01413, doi: 1029/2005WR004723.
- Troutman B.M. (1985), Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling, 1, Theory., 2, Case study, *Water Resources Research*, 21(8), 1195-1222.
- UNESCO (1979), *Carte de la repartition mondiale des régions arides*. Paris.
- Van der Beken A. y J. Byloos (1977), A monthly water balance model including deep infiltration and canal losses. *Hydrological Sciences Bulletin XXII*, 3, 341-351.
- Vandewiele G.L, C.-Y Xu, N.-L. Win (1992), Methodology and comparative study of monthly water balance models in Belgium, China and Burma, *Journal of Hydrology*, 134(1-4), 315-347.
- Viessman W., G.L. Lewis, J.W. Knapp (1989), *Introduction to Hydrology*. Third Edition. Harper Collins Publishers.
- Vieux B. E. (2004), *Distributed hydrologic modeling using GIS*, 2nd edition. Water Science and Technology Library, Vol 48. Kluwer Academic Publishers.
- Vogel R.M., N.M. Fennessey (1995), Flow duration curves II: A review of applications in water resources planning. *Water Resources Bulletin*, 31(6), 1029-1039.
- Vogel R.M., I. Wilson (1996), Probability distribution of annual maximum, mean, and minimum streamflows in the United States. *Journal of Hydrologic Engineering*, 1(2), 69-76.
- Vogel, R.M., A. Sankarasubramanian (2003), Validation of a watershed model without calibration. *Water Resouces Research* 39(10), doi:10.1029/2002WR001940.
- Vogel R.M., A. Zafirakou-Koulouris, T. Green (1997), *A simple extension to the 'abc' model*, incl. en English M., A. Szollosi-Nagy, eds. (1997), *Managing water: Coping with scarcity and abundance*. ASCE Conf. Proc. 27th Congress IAHR. 960pp, p.566-571.
- Wagener T., H.S. Weather, H.V. Gupta (2004), *Rainfall-Runoff Modelling in Gauges and Ungauged Catchments*. Imperial College Press. London.
- Wang Q. J., (1991), The genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 27(9), 2467-2471.
- Wanielista M., R. Kersten, R. Eaglin (1997), *Hydrology. Water Quantity and Quality Control*, 2nd. Ed. John Wiley & Sons.
- Ward A.D. y S.W. Trimble (2004), *Environmental Hydrology*. Second edition. Lewis Publishers.
- Werkhoven K., T. Wagener, P. Reed, Y. Tang (2009), Sensitivity-guided reduction of parametric dimensionality for multi-objective calibration of watershed models, *Advances in Water Resources*, 32, 1154-1169.
- Westerberg I. K., J.-L. Guerrero, P. M. Younger, K. J. Beven, J. Seibert, S. Halldin, J. E. Freer, y C.-Y. Xu (2011), Calibration of hydrological models using flow-duration curves, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2205-2227.
- Wheater H. S. (2008), *Modelling hydrological precesses in arid and semiarid areas*. Hydrological Modelling in Arid and Semiarid Areas. International Hydrology Series. Cambridge University Press.
- Winsemius H. C., B. Schaefli, A. Montanari, H. H. G. Savenije (2009), On the calibration of hydrological models in ungauged basins: A framework for integrating hard and soft hydrological information, *Water Resources Research*, vol.45, W12422, doi: 1029/2009WR007706.
- Wurbs R. A. (1995), *Water Management Models. A guide to software*. Prentice Hall PTR.
- Xiong L., y S. Guo (1999), A two-parameter monthly water balance model and its application, *Journal of Hydrology*, 216(1999), 111-123.
- Xu C.-Y. (2002), *WASMOD – The water and snow balance modelling system*. Incl. en Singh y Frevert (2002b), cap. 17.
- Xu C.-Y., J. Seibert, S. Halldin (1996), Regional water balance modelling in the NOPEX area: development and application of monthly water balance models. *Journal of Hydrology*, 180, 211-236.

- Yang D., F. Sun, Z. Liu, Z. Cong, G. Ni, and Z. Lei (2007), Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in non-humid regions of China using the Budyko hypothesis. *Water Resources Research*, 43, W04426, doi: 10.1029/2006WR005224.
- Yang H., D. Yang, y Q. Hu (2014), An error analysis of the Budyko hypothesis for assessing the contribution of climate change to runoff. *Water Resources Research*, 50(12), 9620-9629. doi: 10.1002/2014WR015451.
- Yapo, P.O., H.V. Gupta, y S. Sorooshian (1998), A multi-objective global optimization for hydrologic models, *Journal of Hydrology*, 204, 83-97.
- Ye W., B.C. Bates, N.R. Viney, M. Sivapalan, A.J. Jakeman (1997), Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 33(1), 153-166.
- Yeh W. W-G. (1982), *Parameter estimation in rainfall-runoff modelling*, incl. en Singh V.P. editor (1982), *Statistical Analysis of Rainfall and Runoff*. Water Resources Publications, Littleton, CO, p. 481-490.
- Yilmaz K. K., J. A. Vrugt, H. V. Gupta, y S. Sorooshian (2010), *Model Calibration in Watershed Hydrology*, cap 3 de Sivakumar y Brendtsson (2010).
- Zhang L., W. R. Dawes, y G. R. Walker (2001), Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale, *Water Resources Research*, 37, 701-708.
- Zhang Q.J., T.C. Pagano, S.L. Zhou, H.A.P. Hapuarachchi, L. Zhang, D.E. Robertson (2011). Monthly versus daily water balance models in simulating monthly runoff, *Journal of Hydrology*. 404(2011), 166-175.
- Zwillinger D. (2003), *Standard Mathematical Tables and Formulae*. 31st edition. Chapman & Hall/CRC.

