

UNIVERSIDAD DE GRANADA



DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

## HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA DE LA CUENCA DEL RÍO GUADALFEO

**Aplicación del modelo HSPF para la simulación  
de la fusión de nieve y del balance hídrico**



GHATAFAN AL ALWANI

TESIS DOCTORAL  
1997



Biblioteca Universitaria de Granada



02089629

T  
16  
122

**HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA DE LA CUENCA DEL RÍO GUADALFEO**  
**Aplicación del modelo HSPF para la simulación**  
**de la fusión de nieve y del balance hídrico**

Tesis Doctoral que presenta el Licenciado Ghatafan Al Alwani para obtener el título de  
Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada

**DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA**  
**UNIVERSIDAD DE GRANADA**

Vº Bº de los Directores

**Dr. Antonio Pulido Bosch**  
Departamento de Hidrogeología  
y Química Analítica  
Universidad de Almería  
Proyecto AMB95-0493 (CICYT)

**Dr. Alberto Padilla Benítez**  
INGEMISA  
Alcázar del Genil, Ed. Zulema  
Granada

El Doctorando

**Ghatafan Al Alwani**  
Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencias  
Universidad de Granada

*A mis padres y  
a mis hermanos*

*...Porque de algunas rocas brotan ríos  
y de otras que se quebrajan mana el agua,  
... y sacamos del agua a todo ser viviente.*

El Corán

## ÍNDICE

## INTRODUCCIÓN

1. OBJETIVOS Y JUSTIFICACIÓN . . . . .	3
2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA . . . . .	5
2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA . . . . .	5
2.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA . . . . .	6
2.3. LOCALIZACIÓN HIDROLÓGICA . . . . .	6
3. MARCO SOCIO-ECONÓMICO Y ASPECTOS HUMANOS . . . . .	8
4. METODOLOGÍA . . . . .	9
5. ANTECEDENTES . . . . .	12
6. AGRADECIMIENTOS . . . . .	12

### PRIMERA PARTE

## CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO DE LA CUENCA

### I. EL MARCO GEOLÓGICO

1. LITOESTRATIGRAFÍA . . . . .	19
1.1. INTRODUCCIÓN . . . . .	19
1.2. COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE . . . . .	19
1.2.1. Manto del Veleta . . . . .	20
1.2.2. Manto del Mulhacén . . . . .	20
1.3. MANTOS ALPUJÁRRIDES . . . . .	21
1.3.1. Manto de Lújar . . . . .	23
1.3.2. Manto de Cástaras . . . . .	23
1.3.3. Manto de Alcázar . . . . .	24
1.3.4. Manto de Murtas . . . . .	25
1.3.5. Manto de La Herradura y de Trevenque . . . . .	25
1.3.6. Manto de Salobreña . . . . .	27
1.3.7. Manto de los Guájares . . . . .	27
1.4. NEÓGENO Y CUATERNARIO . . . . .	27
1.4.1. Neógeno . . . . .	27
1.4.2. Cuaternario . . . . .	30
2. TECTÓNICA . . . . .	31
2.1. COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE . . . . .	31
2.2. CONTACTO ALPUJÁRRIDE / NEVADO-FILÁBRIDE . . . . .	33
2.3. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE . . . . .	33
2.4. TECTÓNICA DEL NEÓGENO-CUATERNARIO . . . . .	34
3. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS . . . . .	34

3.1. ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO REGIONAL . . . . .	34
3.2. EL MODELADO DE SIERRA NEVADA . . . . .	35
3.3. PRINCIPALES SISTEMAS MORFOGENÉTICOS . . . . .	36
3.3.1. Sistema Glaciar . . . . .	36
3.3.2. Sistema Periglaciar . . . . .	38
3.3.3. Sistema Fluvial . . . . .	39
3.3.4. Movimientos en masa . . . . .	40
3.3.5. El sistema kárstico . . . . .	41

## II. RASGOS CLIMATOLÓGICOS

1. INTRODUCCIÓN . . . . .	45
2. PRECIPITACIONES . . . . .	45
2.1. DATOS DE BASE . . . . .	45
2.2. TRATAMIENTOS DE LOS DATOS . . . . .	46
2.3. CORRECCIÓN DE LOS DATOS . . . . .	49
2.4. DETERMINACIÓN DE ERRORES . . . . .	49
2.5. PRECIPITACIONES MEDIAS MENSUALES . . . . .	50
2.6. PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL . . . . .	50
2.7. RELACIÓN PRECIPITACIÓN-ALTITUD . . . . .	52
2.8. DISTRIBUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DE LA LLUVIA Y SU INTENSIDAD . . . . .	53
3. TEMPERATURA . . . . .	55
3.1. RELACIÓN TEMPERATURA-ALTITUD . . . . .	56
3.2. ISOTERMAS Y VARIACIÓN TEMPORAL . . . . .	59
4. EVAPOTRANSPIRACIÓN . . . . .	60
4.1. INTRODUCCIÓN . . . . .	60
4.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL . . . . .	62
4.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL . . . . .	62
4.3.1. Método de Thornthwaite . . . . .	62
4.3.2. Método de Turc . . . . .	63
4.3.3. Método de Coutagne . . . . .	63
4.3.4. Balance hídrico de Thornthwaite . . . . .	67
5. INFILTRACIÓN . . . . .	67

## III. HIDROLOGÍA

1. DATOS FÍSICOS DE LA CUENCA . . . . .	71
---	----



1.1. LOS PARÁMETROS FÍSICOS . . . . .	71
1.2. ESTUDIO DE LA RED HIDROGRÁFICA . . . . .	81
1.2.1. Jerarquización de la red y razón de bifurcación . . . . .	81
1.2.2. Relación de longitudes . . . . .	83
1.2.3. Densidad de drenaje . . . . .	84
1.2.4. Índice de frecuencia . . . . .	85
<b>2. APORTACIONES Y SU VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL . . . . .</b>	<b>86</b>
2.1. INTRODUCCIÓN . . . . .	86
2.2. RÍO CADIAR . . . . .	87
2.3. RÍO TREVÉLEZ . . . . .	90
2.4. RÍO POQUEIRA . . . . .	90
2.5. EL RÍO IZBOR Y SUS AFLUENTES . . . . .	92
2.5.1. Características físicas . . . . .	92
2.5.2. Aportaciones . . . . .	93
2.6. RÍO DE LA TOBA . . . . .	99
2.7. EL RÍO GUADALFEO EN LOBRES . . . . .	100
2.8. RESUMEN . . . . .	102

#### **IV. HIDROGEOLOGÍA**

<b>1. INTRODUCCIÓN . . . . .</b>	<b>107</b>
<b>2. LOS MATERIALES Y SU COMPORTAMIENTO</b>	
<b>HIDROGEOLÓGICO . . . . .</b>	<b>108</b>
2.1. MATERIALES DE SIERRA NEVADA . . . . .	108
2.2. MATERIALES ALPUJÁRRIDES . . . . .	108
2.3. MATERIALES DEL NEÓGENO-CUATERNARIO . . . . .	109
<b>3. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS Y SUS CARACTERÍSTICAS . . . . .</b>	<b>110</b>
3.1. "ACUÍFERO" DE SIERRA NEVADA . . . . .	110
3.2. "ACUÍFEROS" EN MATERIALES METAMÓRFICOS . . . . .	112
3.3. ACUÍFEROS CALIZO-DOLOMÍTICOS DISPERSOS . . . . .	114
3.4. ACUÍFERO DE SIERRA DE LÚJAR . . . . .	117
3.5. ACUÍFERO DE LA UNIDAD DE ESCALATE . . . . .	120
3.6. ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DEL CHAPARRAL Y DE LAS GUÁJARAS . . . . .	122
3.7. ACUÍFERO DE LA SIERRA DE ALBUÑUELAS . . . . .	123
3.8. ACUÍFEROS EN CONGLOMERADOS . . . . .	125
3.9. ACUÍFEROS DETRÍTICOS CUATERNARIOS . . . . .	127
3.10. RESUMEN . . . . .	131

## SEGUNDA PARTE

# APLICACIÓN DEL MODELO HSPF A LA SIMULACIÓN DE LA FUSIÓN DE NIEVE Y DEL BALANCE HÍDRICO

### I. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE LA MODELIZACIÓN

1. EL MODELO HSPF . . . . .	137
1.1. CONSIDERACIONES GENERALES . . . . .	137
1.1.1. Fundamento teórico . . . . .	137
1.1.2. Conceptos operativos . . . . .	139
1.2. LA SIMULACIÓN DE UN SEGMENTO DE TERRENO PERMEABLE (Módulo PERLND) . . . . .	139
1.2.1. Distribución de la temperatura del aire (gradientes) . . . . .	140
1.2.2. Estructura del modelo de acumulación y fusión de la nieve . . . . .	140
1.2.3. Estructura del modelo de balance hídrico . . . . .	142
2.. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE LA MODELIZACIÓN . . . . .	147
2.1. INTRODUCCIÓN . . . . .	147
2.2. SEGMENTACIÓN PRELIMINAR DEL ÁREA BASADA EN LOS DATOS CLIMÁTICOS . . . . .	148
2.2.1. Disponibilidad general de datos meteorológicos . . . . .	150
2.2.1.1. Precipitación . . . . .	152
2.2.1.2. Evapotranspiración potencial (ETP) . . . . .	154
2.2.1.3. Temperatura del aire . . . . .	157
2.2.1.4. Velocidad del viento . . . . .	160
2.2.1.5. Radiación solar . . . . .	161
2.2.1.6. Punto de rocío . . . . .	163
2.2.2. Discusión sobre la elección de los datos . . . . .	163
2.3. SEGMENTACIÓN FINAL DEL SECTOR ESTUDIADO . . . . .	165
2.3.1. Definición de segmentos y grupos de segmentos . . . . .	165
2.3.2. Grupos de segmentos del sector estudiado . . . . .	167
2.3.3. División de los grupos en segmentos . . . . .	169
2.3.4. Definición de las áreas de contribución de cada segmento . . . . .	177

### II. PARÁMETROS DEL MODELO Y SU EVALUACIÓN

1. INTRODUCCIÓN . . . . .	185
---------------------------	-----

<b>2. SELECCIÓN E IDENTIFICACIÓN DE PARÁMETROS</b> . . . . .	186
2.1. RELACIONADOS CON LA CORRECCIÓN DE LA TEMPERATURA . . . . .	186
2.2. RELACIONADOS CON LA ACUMULACIÓN Y FUSION DE NIEVE . . . . .	186
2.3. PARÁMETROS RELACIONADOS CON HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA . . . . .	190
<b>3. AJUSTE DE LOS PARÁMETROS EXTERNOS AL ÁREA DE ESTUDIO</b> . . . . .	196
3.1. TIPOS DE PRÁCTICAS DE CULTIVO . . . . .	196
3.2. ESCORRENTÍA LATERAL . . . . .	197

### III. VERIFICACIÓN Y RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> . . . . .	201
<b>2. CALIBRACIÓN HIDROLÓGICA Y VERIFICACIÓN</b> . . . . .	201
2.1. SUBCUENCA DEL RÍO POQUEIRA . . . . .	204
2.1.1. Período de calibración . . . . .	204
2.1.2. Período de verificación . . . . .	207
2.1.3. Influencia de la duración de la lluvia . . . . .	211
2.1.4. Análisis de los componentes del hidrograma . . . . .	217
2.1.5. Comprobación de la bondad del modelo . . . . .	219
2.2. SUBCUENCA DEL RÍO CÁDIAR . . . . .	220
2.2.1. Período de calibración . . . . .	220
2.2.2. Período de verificación . . . . .	222
2.2.3. Influencia de la duración de la lluvia . . . . .	227
2.2.4. Análisis de los componentes del hidrograma . . . . .	230
2.2.5. Conducción y respuesta del terreno bajo influencia pluvial . . . . .	231
2.3. SUBCUENCA DEL RÍO TREVÉLEZ . . . . .	234
2.3.1. Consideraciones generales . . . . .	234
2.3.2. Estación propuesta "opción a" . . . . .	234
2.3.2.1. Período de calibración . . . . .	234
2.3.2.2. Período de verificación . . . . .	239
2.3.2.3. Influencia de la duración de la lluvia . . . . .	240
2.3.3. Punto de trasvase "opción b" . . . . .	243
2.3.3.1. Período de calibración . . . . .	243
2.3.3.2. Período de verificación . . . . .	245
2.3.3.3. Distribución mensual de los caudales calculados . . . . .	247
2.3.3.4. Análisis de los componentes del hidrograma . . . . .	248

2.3.4. Comparación de aportaciones anuales al aplicar un factor que aumenta la precipitación . . . . .	250
2.4. SUBCUENCA DEL RÍO GUADALFEO EN "ÓRGIVA" . . . . .	251
2.4.1. Consideraciones generales . . . . .	251
2.4.2. Período de calibración . . . . .	252
2.4.3. Período de verificación . . . . .	255
2.4.4. Análisis de los componentes del hidrograma . . . . .	256
2.5. SUBCUENCA DEL RÍO LANJARÓN . . . . .	258
2.5.1. Período de calibración . . . . .	258
2.5.2. Período de verificación . . . . .	260
2.5.3. Influencia de la duración de la lluvia . . . . .	264
2.5.4. Análisis de los componentes del hidrograma . . . . .	268
2.5.5. Comparación entre los caudales simulados y medidos en épocas de estiaje . . . . .	269
2.6. SUBCUENCA DEL RÍO DÚRCAL . . . . .	271
2.6.1. Consideraciones generales . . . . .	271
2.6.2. Período de calibración . . . . .	272
2.6.3. Período de verificación . . . . .	275
2.6.4. Análisis de los componentes del hidrograma . . . . .	280
2.7 SUBCUENCA DEL RÍO IZBOR EN "RESTÁBAL" . . . . .	282
2.7.1. Consideraciones generales . . . . .	282
2.7.2. Período de calibración . . . . .	283
2.7.3. Período de verificación . . . . .	285
2.7.4. Influencia de la descarga subterránea . . . . .	287
<b>3. EXPLOTACIÓN DEL MODELO</b> . . . . .	<b>288</b>
3.1. GENERALIDADES . . . . .	288
3.2. CASO HIPOTÉTICO DE LLUVIAS TORRENCIALES . . . . .	289
3.3. PROCESO DE DESHIELO POR ELEVACIÓN BRUSCA DE LA TEMPERATURA . . . . .	292
<b>RESUMEN Y CONCLUSIONES</b> . . . . .	<b>297</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> . . . . .	<b>307</b>
<b>MAPA HIDROGEOLÓGICO</b>	

# **INTRODUCCIÓN**



## 1. OBJETIVOS Y JUSTIFICACIÓN

Mi especialización en hidrogeología la inicié con la Tesis de Licenciatura sobre "Gestión de los recursos hídricos totales del río Guadalfeo", que me acercó a los temas descriptivos. Tras ello, pensé que sería muy oportuno tratar el tema desde otro punto de vista, o sea el "mundo de los números" que, aunque frío, es también muy apasionante. Comprendí la necesidad de traducir los datos hidrometeorológicos a un lenguaje objetivo mediante la utilización de un modelo matemático de simulación, que trate de estimar el balance hídrico y la fusión de nieve en el área en cuestión. Dicho modelo tenía que ser capaz de **cuantificar los recursos y características hidrológicas de cada una de las subcuencas, donde ha sido aplicado, para su posterior posibilidad de aprovechamiento y regulación, y comparar unas con otras.**

Con el presente estudio se pretenden cuantificar los recursos hídricos en la cuenca del río Guadalfeo, tanto superficiales como subterráneos, sobre todo en el sector alto de la cuenca, donde se aporta casi el 80 % del agua y donde el factor nieve juega un papel importante; se pretende igualmente establecer las bases para una utilización racional conjunta optimizada. La simulación de la fusión de nieve y del balance hídrico es necesaria para adecuar estos recursos a la demanda cada vez mayor que existe en este área, de considerable pujanza económica.

El desarrollo agrícola aumenta día a día, por el cambio a tipos de cultivo más rentables o por los nuevos regadíos, sobre todo en la cuenca baja del río por debajo de la presa de Rules, actualmente en construcción; esto ha llevado consigo un notable aumento de la demanda. Además, el aumento de la población turística en los meses de verano en la costa granadina implica otro consumo de agua que afecta a los recursos hídricos de la cuenca.

Son muy pocas las ocasiones en las que se han modelizado áreas cubiertas por una capa nival en España; mediante el modelo **CEQUEAU** del **INRS** de la Universidad de Quebec, fueron simulados los procesos de deshielo en un sector de la Cordillera Cantábrica, en el marco del programa **ERHIN** (MOPT, 1992). Esta es la primera vez que se aplica en Andalucía el modelo *Hydrologic Simulation Program - FORTRAN* (**HSPF**) (CEAM, 1989). Además, mi incorporación al Equipo de la Universidad de Granada que llevaba a cabo el proyecto "Evaluación de Impacto Ambiental (Sierra Nevada)", me acercó todavía más a observar los procesos del deshielo y las leyes que los rigen.

A partir de series de datos meteorológicos y parámetros fisiográficos, el modelo **HSPF**, de tipo determinista, proporciona predicciones a nivel diario, incluso menos, de los caudales circulantes en las cuencas montañosas afectadas por la nieve; este modelo es igualmente susceptible de aplicar en cuencas no cubiertas de nieve.

Las dificultades más importantes de aplicación de un modelo de éstas características afectan a escasa información disponible, a nivel temporal y espacial, necesaria para la evaluación de algunos parámetros; la existencia de datos erróneos o con lagunas, el grado de la representatividad de dichos datos al área estudiada, etc.

A continuación paso a enumerar algunos de los objetivos que conlleva la simulación matemática de estas zonas:

- La caracterización mediante simulación matemática del funcionamiento hídrico de algunas cuencas determinadas, sobre todo si tienen cobertura nival, frente a la caracterización meramente descriptiva, permite comparar de forma objetiva su comportamiento medio frente a otras cuencas de similares características.
- Dicha caracterización pondrá de manifiesto las posibilidades de regulación hídrica que se pueden llevar a cabo.
- Con la simulación se pueden evaluar los recursos hídricos de la cuenca en cuestión y realizar estimaciones bajo condiciones naturales diferentes o extremas, lo que permite una mejor planificación futura de la utilización de los recursos disponibles.
- La aplicación del Modelo HSPF a la cuenca del río Guadalfeo permite simular el comportamiento de sus subcuencas bajo condiciones alternativas proyectadas o pretendidas; el análisis de éstas es la etapa más crítica aquí y en la mayoría de las aplicaciones de dicho modelo.

Aparte de estos objetivos concretos, que se derivan del ajuste del modelo en cuestión, cuyas ventajas prácticas son inmediatas, pretendo cubrir otros objetivos de carácter general:

- Síntesis de las características climatológicas, geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas del área de estudio.
- Análisis y estimación de los parámetros físicos de la cuenca y su influencia en la variación espacio-temporal de la escorrentía superficial.
- Cálculo y determinación, de forma aproximada, de los recursos subterráneos y de las reservas de los acuíferos existentes en la cuenca.
- Establecimiento del balance hídrico en las subcuencas del Guadalfeo, donde no existen datos observados, para predecir las aportaciones probables, dada su importancia para una planificación adecuada.
- Discusión y validez de los resultados obtenidos para realizar una evaluación crítica del modelo y de su adaptación a las áreas de drenaje simuladas y los objetivos perseguidos con la modelización.

Con todo ello, creo que este estudio aporta nuevos conocimientos para la planificación de los recursos hídricos en la vertiente Sur de Sierra Nevada.



## 2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA

### 2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El área investigada, cuya superficie es de 1.295,4 km<sup>2</sup>, se sitúa al Sur de la provincia de Granada. Tiene como límite septentrional la línea de cumbres de Sierra Nevada, como límite meridional la Sierra de Contraviesa y la línea costera mediterránea (figura 1). Comprende casi toda la hoja de Lanjarón (20-43) y parte de las hojas de Güéjar-Sierra (20-42), Albuñol (20-44), Padul (19-42), Dúrcal (19-43), Motril (19-44), Aldeire (21-42) y Berja (21-43), del MTN a escala 1/50.000.

La región es accidentada, con frecuentes alineaciones montañosas orientadas aproximadamente en dirección E-W, en alguna de las cuales llega a superarse los 3.400 m de altitud (Sierra Nevada) para descender bruscamente hasta el nivel del mar.

La agricultura constituye la principal fuente de riqueza del sector y está concentrada, fundamentalmente, en las depresiones del interior (Padul-Dúrcal y Órgiva) y en el litoral (Vega de Motril-Salobreña).

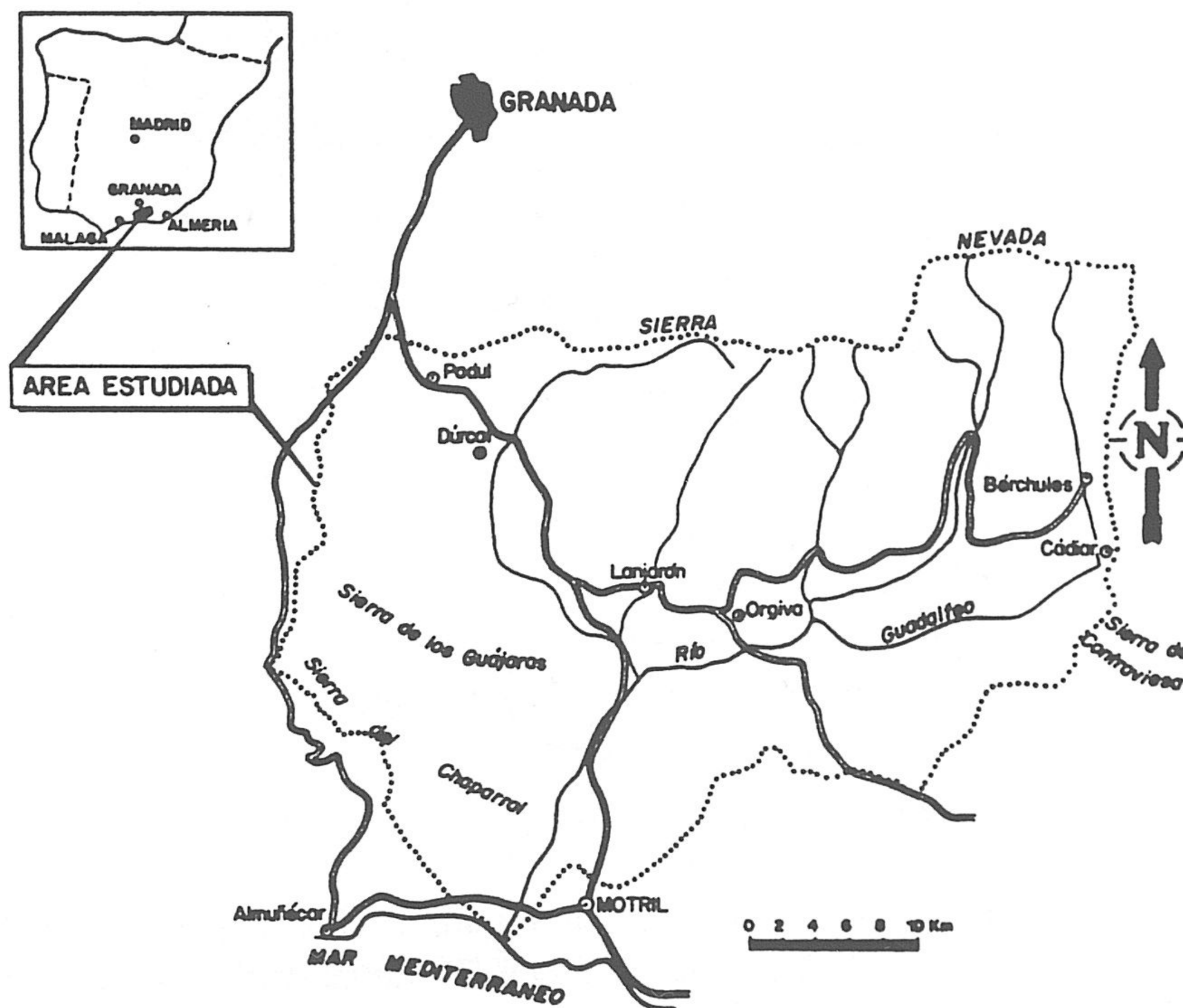


Figura 1. Localización geográfica del área estudiada.

## 2.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

El área de estudio se sitúa, desde el punto de vista geológico, dentro de las zonas internas de las Cordilleras Béticas (Zona Bética). Comprende fundamentalmente materiales pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride y al Complejo Alpujárride, y algunos depósitos postorogénicos (neógeno-cuaternario), como se detalla en la figura 2.

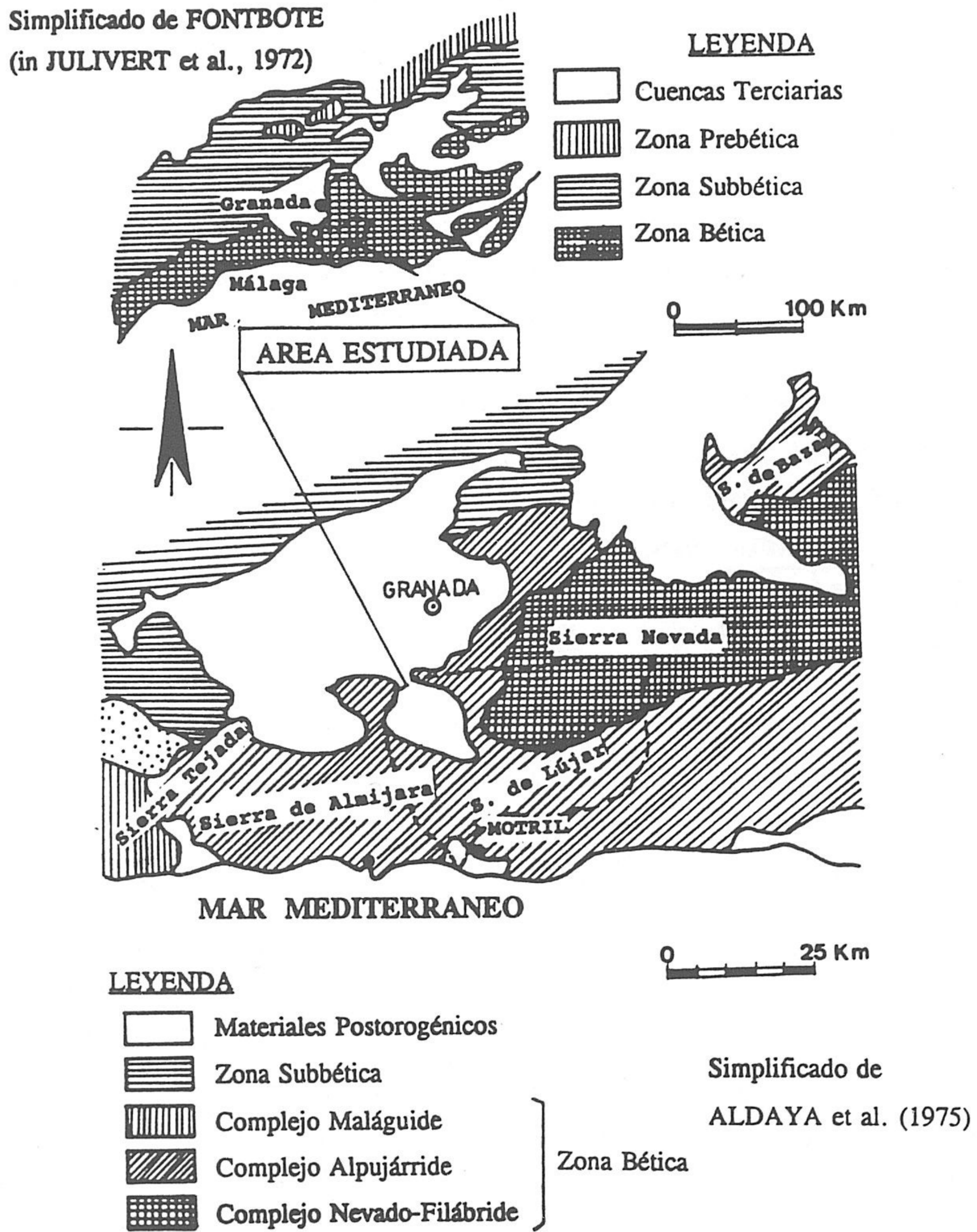


Figura 2. Localización geológica del área estudiada.

Los principales rasgos geológicos del área investigada se recogen en la cartografía y las correspondientes memorias de las hojas de Padul (Fontboté *et al.*, 1980), Dúrcal (Avidad *et al.*, 1981), Motril (Avidad y García-Dueñas, 1981), Güéjar-Sierra (Díaz de Federico y Puga, 1980), Lanjarón (Aldaya *et al.*, 1979), Albuñol (Aldaya, 1981), Aldeire (Díaz de Federico y Orozco, 1981) y Berja (Aldaya, *et al.*, 1983) correspondientes al Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA). A partir de ellas he obtenido la base geológica del

mapa hidrogeológico (plano 1) del anexo, en el que adopto la terminología que, para los diferentes mantos, emplean los autores de dichas memorias.

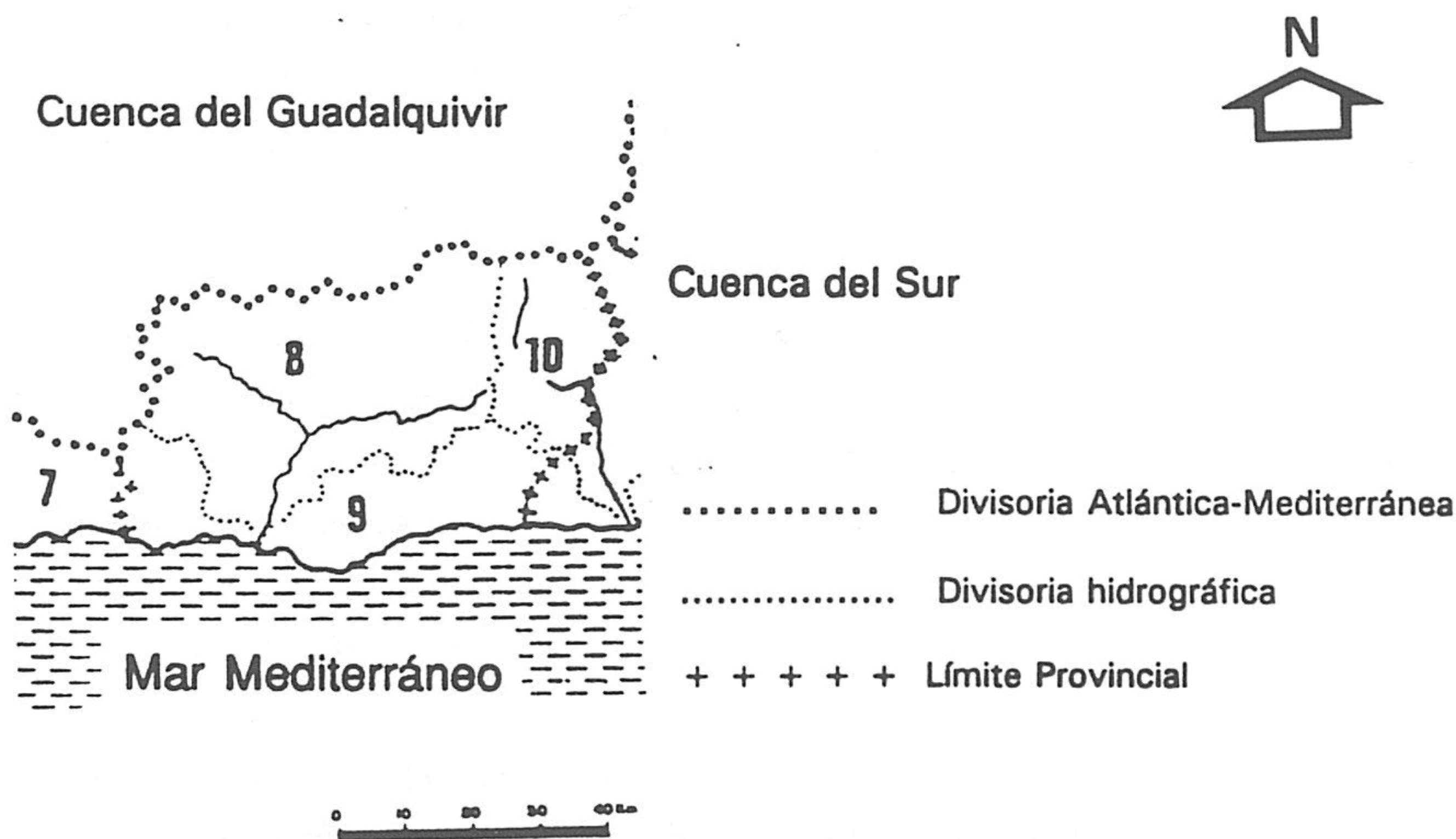
### 2.3. LOCALIZACIÓN HIDROLÓGICA

Desde el punto de vista hidrográfico, la cuenca del río Guadalfeo pertenece a la Cuenca del Sur de España. Dicha cuenca está limitada al Norte por la divisoria atlántica-mediterránea, y al Sur llega hasta la desembocadura del río en el mar Mediterráneo. La situación se indica en el esquema de la figura 3.

### 3. MARCO SOCIO-ECONÓMICO Y ASPECTOS HUMANOS

La importancia de la cuenca estudiada radica en su condición de elemento de transición entre la zona húmeda occidental y la zona seca oriental de la Cuenca Sur de España. Debido esencialmente al relieve y al clima, la presencia humana es más abundante en la costa; en efecto, salvo Motril, que supera actualmente los 44.000 habitantes, ningún núcleo urbano alcanza los 10.000 habitantes permanentes.

Al considerar la población por sectores de actividad se desprende una neta disminución del sector agrícola que pasa de casi 50 por ciento de la población activa en 1960 a algo más de un 30 % a principios de los años setenta; al contrario, conocen una variación opuesta el sector industrial que pasa del 20 al 30 %, y el sector terciario (servicios) que pasa del 30 a algo más del 40 por ciento (CHSE, 1983).



Subcuencas: (7) Entre Guaro y Guadalfeo; (8) Guadalfeo; (9) Entre Guadalfeo y Adra; (10) Río Adra.

Figura 3. Localización hidrológica de la cuenca en cuestión.

En lo que a distribución de la renta se refiere, el sector estudiado percibe una renta media cinco veces menos elevada que las áreas más desarrolladas de la Cuenca Sur. De la actividad económica de esta cuenca, es el sector agrícola el que forma, junto al turístico, la principal aportación de riqueza, debido a la existencia de cultivos, sobre todo en la Vega de Motril-Salobreña. Se encuentran desde labores agrícolas de gran rentabilidad (aguacate, caña de azúcar, chirimoyo, etc.) hasta cultivos de secano dedicados a la vid, el olivo y, sobre todo, los almendros. En la última década han aumentado de manera considerable los cultivos que utilizan las técnicas llamadas de primor, que se practican en el sector litoral; destaca el uso del enarenado y del invernadero.

Además, la demanda de agua total -suma de la urbana, agrícola e industrial- anterior (1970), actual y futura (año 2000) sería de unos 82, 109 y 142 hm<sup>3</sup>, respectivamente (Al Alwani, 1992); la representación gráfica de la demanda total se muestra en la figura 4. No obstante, hay que tener en cuenta que para satisfacer la demanda estimada, no sólo se consideran las aguas provenientes exclusivamente de los recursos del Guadalfeo, sino que existe una parte apreciable procedente del acuífero detrítico de la Vega de Motril-Salobreña y de otras ramblas cercanas.

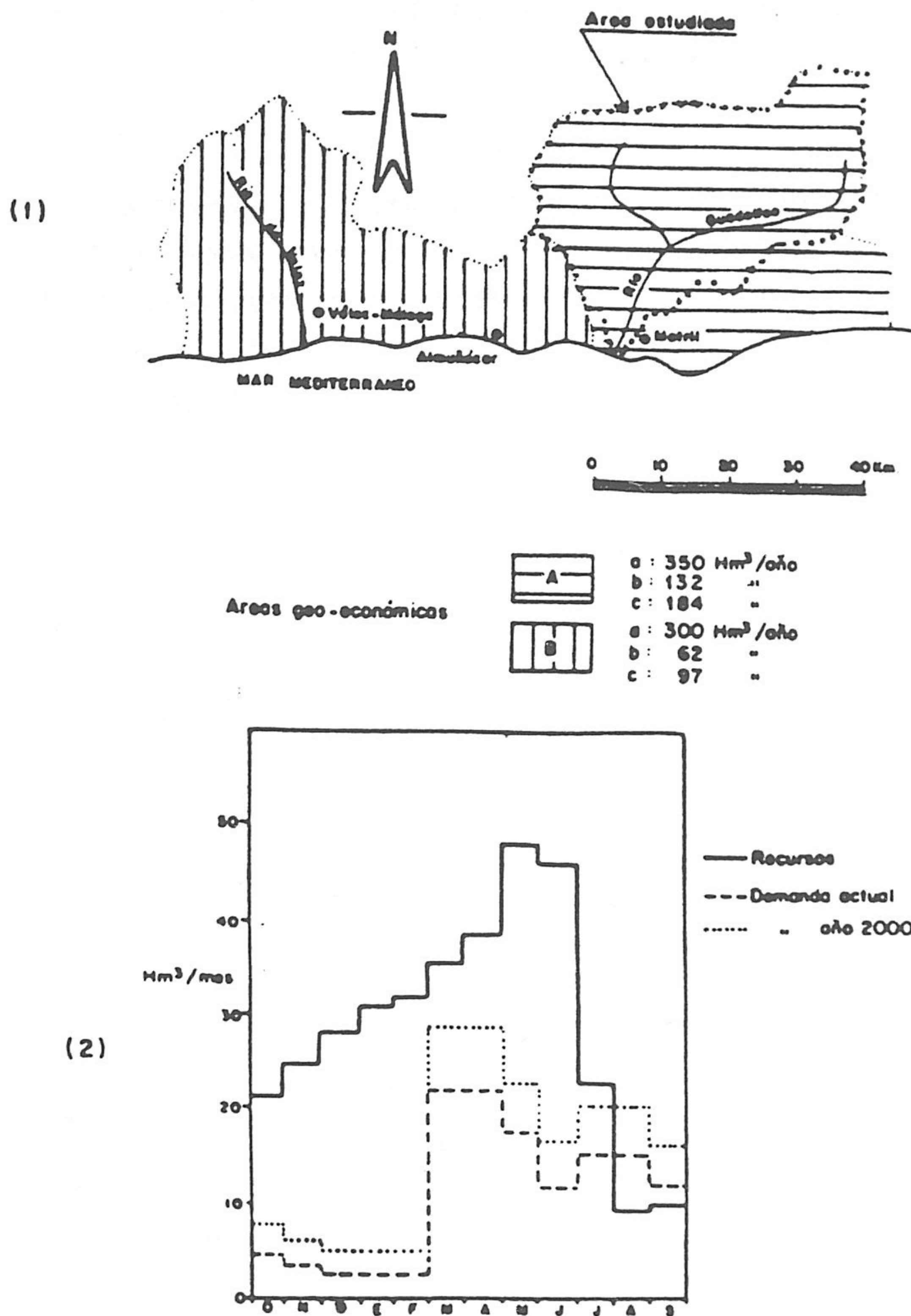
#### 4. METODOLOGÍA

Para cubrir los objetivos propuestos, he intentado reunir toda la información referente al tema de estudio. El trabajo de campo ha sido conocer sobre el terreno las características físicas del área estudiada, la recogida de muestras de agua, tanto superficial como subterránea en algunos puntos determinados del área estudiada, y al mismo tiempo, la medición de la conductividad, el pH y la temperatura. Además, medí los caudales de algunos cursos de agua, cuando fue posible, y llevé a cabo una estimación aproximada de los mismos en caso contrario.

La primera etapa ha consistido en la recopilación bibliográfica existente sobre el área de estudio y temas relacionados con los objetivos perseguidos. Posteriormente, he hecho el tratamiento de los datos climatológicos, hidrológicos y hidroquímicos adquiridos, mediante ordenador, así como las correcciones oportunas. Con este gran volumen de datos disponibles, he procedido a su estudio, elaborando una serie de mapas de isoyetas, isotermas, valores de igual ETP, valores de igual ETR, ..., gráficos de evolución temporal en distintas formas, esquemas, tablas, etc.

El objetivo de aplicar un modelo matemático de los que existen en la actualidad me llevó al conocimiento del modelo HSPF, cuya aplicación es muy variada. Pero para la presente investigación se centra, principalmente, en la simulación de cuencas superficiales tratando de estimar la fusión de la nieve y el balance hídrico, entre otras aplicaciones.

Como datos de entrada y calibrado del modelo he tomado, fundamentalmente, las series existentes de precipitación, temperatura máxima y mínima, evaporación, insolación, velocidad del viento y caudales de las principales ríos de la cuenca. Además, son muchos los parámetros fisiográficos necesarios para desarrollar el sistema, lo que obliga en casi todos los casos a considerar las áreas de drenaje como segmentos aislados (o unidad hidrológica), en las que el caudal considerado representa la mayor parte de las aportaciones al sistema. La excepción ha sido el sector de Padul (subcuenca del río Izbor) donde la descarga subterránea de los acuíferos adyacentes, localizados fuera del área simulada, toma suma importancia.



(1).- Recursos globales (a), demanda actual (b) y estimada para el año 2000 (c), en las áreas geo-económicas de las Alpujarras (A) y Costa del Sol Oriental (B).  
 (2).- Recursos y demandas mensuales en el área A.

Figura 4. Demanda total (urbana, agrícola e industrial) actual y futura.

La principal desventaja que se deriva del ajuste del modelo con una base de calibración escasa, es la falta de datos de precipitación horaria, dada su relación directa con la intensidad y la duración de un aguacero, aunque, se pueden considerar como suficientemente representativos del funcionamiento medio de un área de drenaje determinada. Sin embargo, intenté comprobar la sensibilidad del modelo mediante la aplicación de una supuesta duración, del primer año del período de simulación, de 12 y 6 horas con una intensidad homogéneamente repartida durante estas horas elegidas, dentro de un día determinado, aleatoriamente. Por otro lado, la aplicación de este modelo se puede extender a la mayoría de los sectores similares (vertiente Norte de Sierra Nevada, por ejemplo), dado que los datos necesarios pueden estar fácilmente disponibles o, en su defecto, su obtención exige poco coste económico.

Dada la variedad del tipo de datos utilizados y de formato en que se encuentran los registros correspondientes, aparte de las lagunas de datos ausentes en las series principales, es fácil imaginar el largo tiempo que supondría la preparación necesaria de los ficheros en formato adecuado, gracias a la creación de algunos programas auxiliares en lenguajes FORTRAN 77 y BASIC. Basta decir que el programa HSPF ha sido escrito en FORTRAN versión 77 (ANSI), implementado en un microordenador PC de alta capacidad y velocidad y con la versión 6.0 del sistema operativo MS-DOS.

La principal consideración en cualquier aplicación de un modelo sería la división de los recursos disponibles entre las tareas que se van a realizar. A continuación represento la información sobre el esfuerzo de aplicación cumplido, mediante varias etapas de trabajo (tabla 1). No hay que olvidar que esta división de esfuerzo es relativa y sería diferente de un estudio a otro.

ETAPAS DEL TRABAJO	% ESFUERZO
Definición del objetivo	5
Planteamiento de la modelización	5
Aprendizaje de aspectos operacionales del modelo	15
Elaboración e introducción de las series temporales	30
Determinación de los parámetros	15
Calibración y verificación	30

*Tabla 1. Etapas de trabajo y porcentaje de esfuerzo en la aplicación del programa.*

## 5. ANTECEDENTES

Muchos son los antecedentes que tratan de la geología en general y de la hidrogeología de la región estudiada; también son numerosos los trabajos efectuados en áreas adyacentes. Las primeras investigaciones relacionadas con la cuenca en cuestión se deben a Barrois y Offert (1889). Trabajos posteriores son los de Van Bemmelen (1927) y Westerveld (1929).

El primero de ellos definió el Manto de Lújar como unidad tectónicamente superior a la Unidad de Sierra Nevada e inferior al Manto de Lanjarón, también definido por él.

Para Banting (1933), los materiales del manto de Lújar y los del manto de Lanjarón-Gádor (definido por la escuela holandesa), pertenecen a una gran unidad que llama pliegue-manto de Lújar-Gádor. En 1935, Blumenthal no admite el apilamiento de mantos, como lo admiten los holandeses; en 1958, el mismo investigador, considera a la Sierra de Lújar como parte del substrato autóctono o parautóctono, y al manto esquisto-gnéisico le llama manto de Gádor. Copponex (1959) denomina manto de Guájar al de Gádor de Blumenthal, pero conserva la misma interpretación, con ligeras variaciones.

En 1964, Egeler propone el nombre de unidades Nevado-Filábrides para los materiales de la "*Mischungszone*" y los "esquistos cristalinos de Sierra Nevada", considerados como una sola unidad tectónica. Sobre esta unidad han cabalgado los materiales alpujárrides. La posibilidad de que la Sierra de Lújar fuera el flanco invertido de un anticlinal tumbado de vergencia Norte fue idea de Boulin (1964).

Estudios más recientes (Aldaya, 1969), se inclinan por la concepción de Van Bemmelen. El propio Aldaya distingue cuatro mantos al Sur de Sierra Nevada en los materiales alpujárrides, que de inferior a superior son: Cástaras, Alcázar, Murtas y Adra, y considera al manto de Lújar como independiente del edificio Alpujárride.

El trabajo de Estévez *et al.* (1985) describe una nueva interpretación de la estructura de los mantos del Complejo Alpujárride situados al S de Sierra Nevada; la disposición de los mantos, de abajo a arriba, es: Lújar, Murtas y Adra. Para estos autores, los denominados "manto de Cástaras y manto de Alcázar", no tienen entidad propia y los correspondientes afloramientos deben incorporarse a las unidades de los Pelaos y de Escalate, que integran el manto de Lújar.

Respecto a los materiales metamórficos del Complejo de Sierra Nevada, el estudio global más destacado es el efectuado por Puga (1971). Por su parte, Gallegos (1975) distingue al Oeste de Sierra Nevada cuatro mantos en los materiales alpujárrides, que de abajo a arriba son: Víboras, Vacaril, Trevenque y Fuente Piedra. Posteriormente, Díaz de Federico y Puga (1976), en un sector que comprende al anterior, utilizan una sistematización más coherente y de mayor manejabilidad.

En lo relativo a los materiales postorogénicos, González Donoso (1967) estudia los materiales en la depresión de Granada; los materiales postorogénicos del sector estudiado pertenecen en su mayor parte a aquellos materiales. Aldaya (1969), por su parte, comenta la semejanza litológica y paleontológica que existe con los materiales terciarios de la cuenca de Ugíjar. Más recientemente, Sanz de Galdeano (1976) suministra datos sobre las formaciones neógenas y cuaternarias del sector de Padul, dentro del área estudiada.

En cuanto a la hidrogeología, voy a mencionar en el capítulo correspondiente los trabajos de interés en este campo, aunque aquí citaré algunas referencias. Fernández-Rubio y Orellana (1962), a través de Aero Service, y para el Instituto Nacional de Colonización efectuaron un estudio sobre las características hidrogeológicas de la cuenca de Órgiva, dirigidas a la captación y explotación de sus aguas subterráneas.

Pulido Bosch (1979, 1980) realizó un estudio sobre la Hidrogeología de los Alpujárrides y sus bordes en el extremo occidental de Sierra Nevada, y aborda aspectos de la hidrogeología del sector NW de la cuenca en cuestión.

Son de importancia la Tesis Doctoral de Benavente (1982), que estudia los acuíferos costeros de la provincia de Granada, y varias Tesis de Licenciatura que estudian de una u otra forma los principales factores que están en relación con el agua subterránea; destacan la de Casas (1975), Castillo (1975), Morell (1976), Calvache (1981) y Castillo (1982).

También, destaca la investigación que hizo el ITGE (1991) bajo el título "Investigación Hidrogeológica para Apoyo a la Gestión Hidrológica en la Cuenca del Río Guadalfeo (Granada)", y que incluye la aplicación de un modelo matemático para estudiar el flujo subterráneo en la Vega de Motril-Salobreña y estimar los recursos hídricos disponibles en la cuenca del Guadalfeo para una futura planificación.

Por último, hay que mencionar mi Tesis de Licenciatura (1992) que aborda la mayor parte de los aspectos relacionados con la gestión de los recursos hídricos totales de la misma cuenca, tanto superficiales como subterráneos, para una planificación adecuada de tales aportaciones.

## **6. AGRADECIMIENTOS**

Quisiera con estas líneas manifestar mi sincero agradecimiento a las numerosas personas y organismos que a lo largo de la realización de esta Tesis han colaborado con sus aportaciones científicas y su apoyo humano. En este caso particular, nunca fue tan cierto el tópico de que sin su ayuda no hubiera salido a la luz la presente memoria.

En primer lugar quiero manifestar mi gran agradecimiento a mi director el Dr. A. Pulido Bosch, siempre abierto a la discusión y orientación, cuya valiosa enseñanza en el campo de la Hidrogeología ha permitido mi formación en este campo. Como amigo, su apoyo moral fue, en muchas ocasiones y en los momentos difíciles, el impulso necesario para poder continuar con este trabajo.

Quedo en deuda con el Dr. A. Padilla Benítez, codirector de la Tesis, por enseñarme los primeros pasos en el mundo de la simulación y su inestimable colaboración en la creación



de algunos programas auxiliares para la preparación de las series temporales necesarios para la simulación; además, por sus apreciables discusiones y aportaciones en el campo de la modelización, que han enriquecido el desarrollo de esta aplicación.

He tenido también la suerte de poder conversar, en muchas ocasiones, sobre los aspectos teóricos del modelo con F. Cubillo González, Jefe del Departamento de Tecnologías Aplicadas del Canal Isabel II; su experiencia y comentarios han sido fundamentales en el desarrollo de mi investigación.

A los Dres. A. Castillo Martín y J. Benavente Herrera mi gratitud, por las explicaciones, aclaraciones y sugerencias que he recibido de ellos.

Varios son los organismos que de una u otra forma han facilitado mi labor de investigación. En este sentido tengo que agradecer:

- Al Canal Isabel II (Madrid), que puso a mi disposición el material informático y bibliográfico necesario para mi aprendizaje de la simulación en elementos finitos (el programa HSPF).

- Al Centro Meteorológico Territorial de Andalucía Oriental (Málaga), gracias al cual he podido disponer de las series de datos meteorológicos de la cuenca y sus alrededores, imprescindibles en las aplicaciones prácticas realizadas en este trabajo.

- A la Confederación Hidrográfica del Sur (Málaga), por facilitarme las series de caudales de las estaciones de aforos existentes en el sector estudiado y otros datos de precipitación.

- Al Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), gracias al cual he podido disponer información y datos hidrológicos de los proyectos llevados a cabo por el mismo en la cuenca del río Guadalfeo.

- A la Compañía Sevillana de Electricidad, por facilitarme los datos foronómicos necesarios para el desarrollo de este estudio.

- Al Instituto de Radio Astronomía Milimétrica "IRAM" (Granada), que ha puesto a mi disposición las series de velocidad del viento necesarias para la simulación de los procesos de deshielo.

- A la empresa CETURSA, que gestiona la Estación de Esquí Sierra Nevada, por haberme facilitado la información sobre la nieve, de gran interés, y su inestimable ayuda en los recorridos de campo durante mi participación en el proyecto "Evaluación de Impacto Ambiental" en Sierra Nevada, a lo largo de los años 1991-94.

- Mi gratitud a la "*Environmental Protection Agency*" (Georgia, USA), creadora del programa HSPF, por su apreciable ayuda mediante el suministro de las últimas versiones de dicho programa.

- Al Departamento de Geodinámica y a su Profesorado, le estoy muy agradecido, ya que me ha facilitado el acceso a su biblioteca, laboratorio y ordenadores.

Quiero agradecer también la colaboración prestada durante todos estos años a mis compañeros y amigos:

- A los Dres. A. Jabaloy y J. Galindo, profesores de este Departamento; siempre los he encontrado dispuestos para cualquier consulta en el ámbito de la Geología.

- A la Dr<sup>a</sup>. M.L. Calvache y los Dres. M. López Chicano y E. Pardo Iguzquiza, compañeros de doctorado, mi sincero reconocimiento por facilitarme algunos medios de trabajo, y que de una manera u otra me han ayudado en la realización de esta memoria.

No puedo olvidar el ambiente caluroso de amistad y colaboración que he tenido siempre con los amigos Dr<sup>a</sup>. A. Vallejos Izquierdo, J. Currás Pérez, Dr. W. Martín Rosales y J. Gisbert Gallego, especialmente en la última y más sufrida etapa de edición de esta memoria.

Además de mantener conversaciones beneficiosas, he compartido con ellos muchas jornadas de campo. Al Dr. J.C. Cerón García, y Y. Ben Sbih también mi más sincero agradecimiento.

De forma general quiero mostrar mi agradecimiento a todas aquellas personas y organismos que de una forma u otra contribuyeron a la realización de este trabajo.

Por último, no quiero dejar de mencionar a P. Leboeuf que con tanto cariño y amabilidad ha seguido mi carrera desde que me incorporé a esta Universidad.

Esta Tesis fue financiada durante los años 1988-90 por una beca de formación de posgraduados, subvencionada por la asociación "*Arab Student Aid International*" (New Jersey, USA); durante el año 1990/91 con una ayuda de estudio de la Agencia de Cooperación con el Mundo Árabe (Madrid); y durante los años 1991-92 con una ayuda de estudio por parte de la "*International Islamic Relief Organization*" (Jeddah, Arabia Saudita).

**PRIMERA PARTE**

**CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO  
HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO DE  
LA CUENCA**



## **I. EL MARCO GEOLÓGICO**



## 1. LITOESTRATIGRAFÍA

### 1.1. INTRODUCCIÓN

En el área estudiada afloran materiales preorogénicos de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, pertenecientes a los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride; y materiales postorogénicos del Neógeno-Cuaternario, que se localizan en sectores deprimidos como Padul-Dúrcal, Órgiva, Este de Cádiar y la Vega de Motril-Salobreña, este último en el litoral.

El Complejo Nevado-Filábride está integrado por rocas metapelíticas que se agrupan en dos conjuntos litológicos: el inferior, compuesto por micasquistos grafitosos y cuarcitas y el superior, constituido por micasquistos feldespáticos, mármoles, gneises y metabasitas. Díaz de Federico y Puga (1976) diferencian los mantos del Veleta, del Mulhacén y la Formación de mármoles conglomeráticos con yeso.

En cuanto al Complejo Alpujárride, está formado por varios mantos de corrimiento, localizados dentro de la cuenca estudiada. Cada uno de ellos está constituido por dos formaciones bien diferenciadas: una inferior, que está compuesta esencialmente por materiales metapelíticos (micasquistos y/o filitas con intercalaciones cuarcíticas y a veces migmatitas y gneises), y otra superior, constituida por calizas y dolomías o materiales calizo-dolomíticos, con mayor o menor grado de recristalización; la transición entre ambas suele estar representada por un tramo de calcosquistos de desarrollo variable. La continuidad y la correlación entre los mantos alpujárrides es una cuestión aún discutida.

Los materiales de edad Neógeno y Cuaternario se disponen discordantemente sobre los materiales del Complejo Alpujárride; son, por tanto, materiales post-manto. La distribución de litofacies y de potencias de estos materiales está condicionada e influenciada por el desarrollo de las estructuras de fracturación, como resultado de la etapa neotectónica.

### 1.2. COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE

El Complejo de Nevado-Filábride consta de dos elementos mayores: Manto del Veleta, tectónicamente inferior, y Manto del Mulhacén, situado sobre aquél; sobre ambos reposa el Complejo Alpujárride. El conjunto litológico que existe sobre el manto del Veleta es muy variado; comporta esquistos de diversos tipos, gneises, anfíbolitas, etc. Dentro de este conjunto se diferencian dos unidades: Unidad de Soportújar, la inferior, y Unidad de Lanjarón; están separadas entre sí por un contacto mecánico (Puga, 1971). Haré la descripción en el orden de superposición actual de los terrenos, comenzando por la unidad más profunda.

### 1.2.1. Manto del Veleta

Este manto está compuesto por varias unidades; se sitúa en la parte norte y noroccidental del área estudiada (unidad de las Yeguas), y representa gran parte de los materiales del Nevado-Filábride dentro de la cuenca del río Guadalfeo. Las rocas que componen dicha unidad son, por lo general, de tono oscuro, gris o negro (presencia de abundante grafito); los micasquistos son de color dorado y las cuarcitas feldespáticas del techo de esta unidad son de colores gris claro a crema. Está constituida, de arriba a abajo, por una formación de cuarcitas feldespáticas y micasquistos feldespáticos, seguida por una formación de micasquistos grafitosos con feldespato. Ocupan la mayor potencia de dicha unidad; dentro de estos micasquistos se presentan algunas intercalaciones de cuarcitas.

La edad de estas rocas, según correlaciones cronológicas (ausencia de fósiles), podría oscilar entre el Paleozoico y Precámbrico hasta el Permo-Trías. La potencia del manto del Veleta es de 3.300 m como mínimo (Díaz de Federico y Puga, 1980).

### 1.2.2. Manto del Mulhacén

El nombre de esta unidad proviene del Pico del Mulhacén (Puga, *op. cit.*), donde afloran estos materiales; incluyen una amplia variedad litológica. Dentro de este manto se han diferenciado tres unidades: unidad de San Francisco, unidad de la Caldera y unidad de las Sabinas. La primera no se observa en el área de estudio, mientras que la segunda aflora en unos isleos situados al Norte y Noreste; la última unidad aflora en pequeños tramos situados en el contacto del manto del Veleta con el Complejo Alpujárride, al norte de Lanjarón.

De éstas, la unidad de La Caldera es la más representada y potente; se encuentra corrida sobre el manto del Veleta (unidad de las Yeguas) y está situada bajo la unidad de las Sabinas salvo en la limitada extensión en que se encuentra sobre la unidad de San Francisco (Díaz de Federico y Puga, *op. cit.*). Dentro de la unidad de la Caldera se distingue, de arriba a abajo una formación de mármoles con granate, de colores amarillos o pardos que forman lentejones discontinuos de 40 m de espesor máximo y que alternan con micasquistos; le sigue una formación de micasquistos feldespáticos y ortogneises, de colores claros y verdosos y una formación de micasquistos con distena y estaurolita, que se distingue de la anterior por la presencia de colores oscuros (grafito). Por último aparece una formación de anfibolitas y serpentinas que afloran en varios sitios y apenas si son representables a la escala de la cartografía que acompaña la presente memoria.

Todas las formaciones, tanto del manto del Mulhacén como del Veleta, se agrupan en el mapa hidrogeológico bajo la sigla N-F.



## 1.3. MANTOS ALPUJÁRRIDES

La distribución de los mantos alpujárrides en el área al Sur de Sierra Nevada, que está incluida dentro del mapa geológico de la cuenca del río Guadalfeo, es algo compleja desde el punto de vista tectónico; en este sector, el apilamiento de mantos alpujárrides, de abajo a arriba, empieza con el de Cástaras -que ocupa la posición más baja y reposa sobre los materiales nevado-filábrides- se acuña y desaparece hacia el Sur.

La unidad más inferior es el manto de Lújar (Aldaya, 1969), que en este sector no reposa sobre los materiales nevado-filábrides. A techo se encuentra el de Alcázar, salvo en puntos muy localizados (las relaciones entre estos mantos y el resto se expone con detalle en epígrafes posteriores). En la tabla 2 se enumeran y describen los mantos alpujárrides que afloran en la cuenca estudiada según su litología y edad.

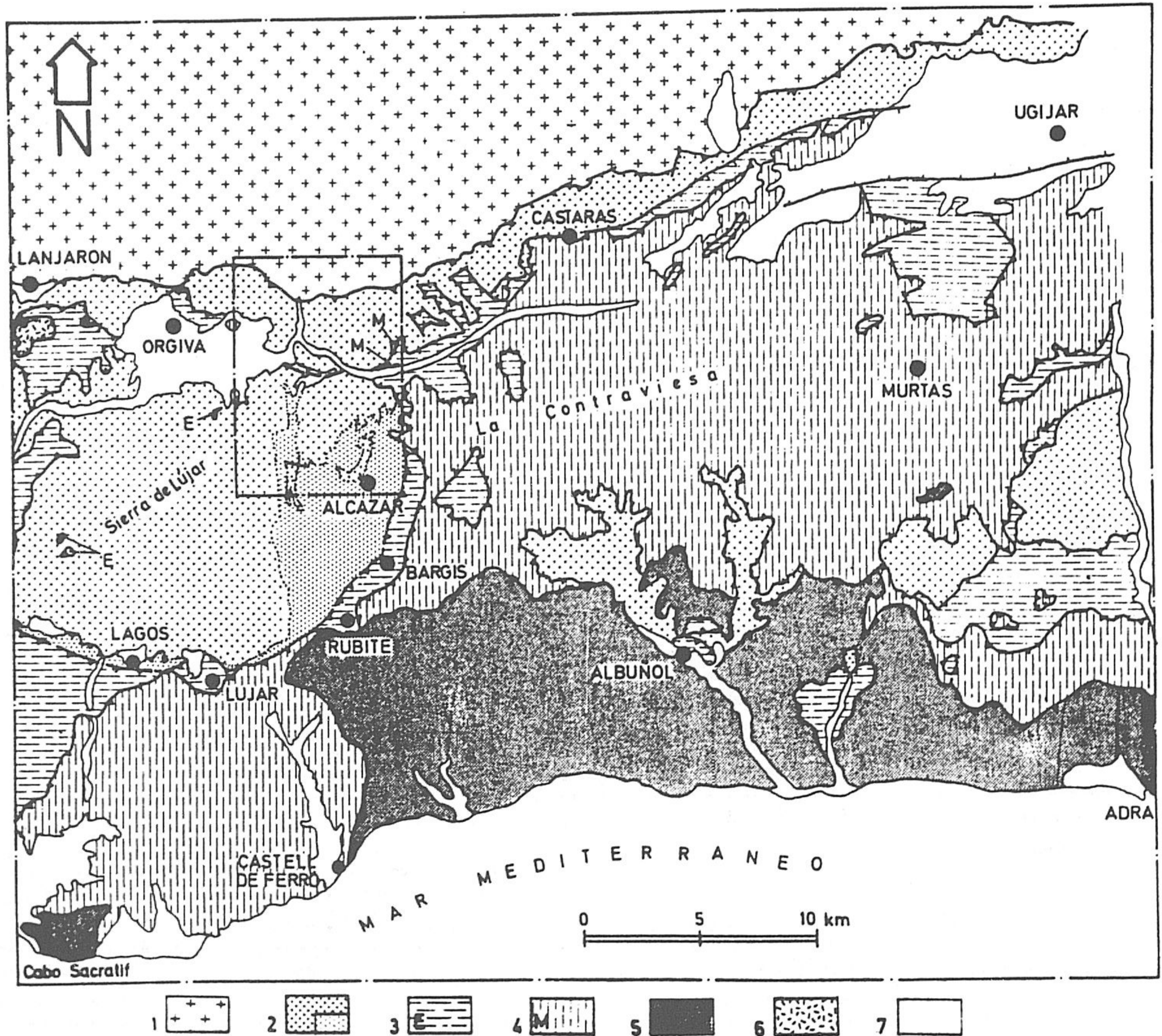
DENOMINACION	LITOESTRATIGRAFIA	EDAD
Manto de Lújar	Filitas muy poco recristalizadas con niveles de calcoesquistos (L1)	Permo-Trías
	Calizas y dolomías con intercalaciones locales de margocalizas, yesos, rocas básicas y arcillas (L2)	Trías medio-superior
Manto de Cástaras	Filitas y cuarcitas, localmente yesos y calcoesquistos (C1)	Permo-Trías
	Calizas recristalizadas, dolomías y calcoesquistos en la base (C2)	Trías medio-superior
Manto de Alcázar	Filitas y cuarcitas, localmente yesos y calcoesquistos (A1)	Permo-Trías
	Dolomías y calizas, mármoles y calcoesquistos en la base (A2)	Trías medio-superior
Manto de Murtas	Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita (en la base). Micasquistos granatíferos localmente con estaurolita (M1)	Paleozoico
	Calizas recristalizadas y mármoles micáceos (M2) *	Trías medio-superior
Manto de La Herradura y de Trevenque	Micasquistos biotíticos y esquistos de grano fino (H1)	Permo-Trías
	Calizas y calizo-dolomías masivas y tableadas (en la base). Mármoles con intercalaciones de esquistos, dolomías y mármoles dolomíticos (H2)	Trías medio-superior
Manto de Salobreña	Esquistos de grano fino, cuarcitas y cuarzoquistos y mármoles intercalados (S1)	Paleozoico-Trías inferior
	Mármoles con tremolita y esquistos intercalados (S2)	Trías medio-superior
Manto de los Guájares	Migmatitas, gneises migmatíticos y esquistos biotíticos. Esquistos negros grafitosos, niveles cuarcíticos y esquistos grises (G1)	Paleozoico-Trías inferior ?
	Mármoles frecuentemente con biotita (G2)	Trías ?

\*: esta formación no aflora en la cuenca estudiada.

Tabla 2. Apilamiento de los mantos alpujárrides que afloran en el área estudiada.

No obstante, en opinión de Estévez *et al.* (1985), el Complejo Alpujárride al S de Sierra Nevada está integrado, de abajo a arriba, por tres mantos: Lújar, a su vez formado por dos unidades tectónicas -la unidad de los Pelaos, que ocupa la mayor parte de la Sierra de Lújar, y las unidades de Escalate, Murtas y Adra-. Según estos autores, no es posible mantener la

distinción entre "manto de Lújar" y "manto de Cástaras"; la secuencia carbonatada de éste muestra grandes semejanzas con los términos basales correspondientes del manto de Lújar y en ningún lugar se ha observado la superposición del "manto de Cástaras" sobre el de Lújar. Respecto al "manto de Alcázar", los mismos autores concluyen que los afloramientos de filitas, cuarcitas y rocas carbonatadas, situadas al E del pueblo de Lagos y hasta el sector de Alcázar, no pertenecen a una unidad tectónica independiente superpuesta a la unidad de los Pelaos, sino que en realidad representan su base estratigráfica (figura 5).



*Figura 5. Esquema geológico en el que se indican nuevas agrupaciones de los mantos alpujárrides en el sector estudiado, al S de Sierra Nevada. Leyenda: 1) Complejo Nevado-filábride. 2) Unidad de los Pelaos o unidad inferior del manto de Lújar. 3) Unidad de Escalate o unidad superior del manto de Lújar; pequeños afloramientos señalados con la letra E. 4) Manto de Murtas; pequeños afloramientos indicados con la letra M. 5) Manto de Adra. 6) Mantos de la Herradura y de los Guájares. 7) Neógeno y Cuaternario (tomado de Estévez et al., 1985).*

En la presente memoria, y respecto a la estructura de los mantos Alpujárrides, trataré de describir cada manto como unidad tectónica independiente, prescindiendo de las distintas hipótesis señaladas por los diversos investigadores que han estudiado este área.

### 1.3.1. Manto de Lújar

El sustrato del manto de Lújar no aflora en ningún punto dentro del área, pero fuera de ésta y hacia Ugíjar (Orozco, 1972), se observa que se superpone a los materiales nevado-filábrides. Este manto está constituido por dos formaciones principales:

#### A.- *Filitas muy poco recristalizadas con niveles de calcoesquistos (L1)*

Esta formación aflora al NE de Órgiva y en la margen derecha del río Guadalfeo, hacia el centro de la cuenca. Se trata de filitas de grano muy fino, de intensas tonalidades rojizas, púrpuras, verdosas y azuladas; alternan con cuarcitas poco recristalizadas y tramos finos de calcoesquistos.

#### B.- *Calizas y dolomías, intercalaciones locales de margocalizas, yeso, rocas verdes y arcillas, mineralizaciones de plomo y fluorita (L2)*

La formación carbonatada de este manto se compone de una potente sucesión (más de 1.300 m) en la que alternan gruesos paquetes de calizas y dolomías y se intercalan niveles de menor espesor de rocas metapelíticas; bajo este sustrato existen materiales de transición con calcoesquistos de tonalidades amarillento-grisáceas de forma lenticular. Esta formación está compuesta por los siguientes tramos: a) calizas inferiores (oscuras y bien estratificadas); b) dolomías con franciscana (con intercalaciones de calizas margosas); c) mármoles negros (con intercalaciones potentes de dolomías oscuras).

### 1.3.2. Manto de Cástaras

Este manto aflora de un modo continuo a lo largo del borde meridional de Sierra Nevada, y se adelgaza hacia el Sur hasta desaparecer. Está situado en toda su extensión sobre materiales nevado-filábrides, salvo en dos puntos: a 1 km al SE de la confluencia de los ríos Guadalfeo y Trevélez, donde se puede observar la superposición de las filitas y cuarcitas del manto de Cástaras sobre rocas carbonatadas del manto de Lújar (figura 6) y en el sector de la confluencia de los ríos Izbor y Guadalfeo, donde aparecen rocas carbonatadas atribuidas al manto de Lújar bajo filitas y cuarcitas del manto de Cástaras. Más al Este, son los micasquistos del manto de Murtas los que reposan sobre el de Cástaras; este último está constituido por formaciones que, de abajo a arriba, son:

#### - *Filitas y cuarcitas, localmente yesos y calcoesquistos (C1)*

Esta formación aparece como muy homogénea, con tonalidad azulada; bancos de cuarcitas de potencia centimétrica a decimétrica alternan dentro de una masa filitosa, siendo característicos algunos bancos de cuarcitas blancas; también se puede encontrar yeso primario intercalado. Los colores rojizos son abundantes en el manto hacia la parte superior. Existe un sólo nivel de calizas que aparece intercalado en la formación de filitas y cuarcitas

y se observa, por ejemplo, al N de Órgiva, en la margen izquierda del río Sucio (su atribución al manto de Cástaras no es segura, pues bien pudiera tratarse de un retazo del manto de Lújar; Aldaya *et al.*, 1979).

- *Calizas recristalizadas, dolomías, calcoesquistos en la base, con mineralizaciones locales de hierro y mercurio hacia el muro (C2)*

Los calcoesquistos, que marcan la transición de los filitas y cuarcitas a los calizas y dolomías, están bien representados en el corte del escarpe que existe al Sur de Lanjarón. La litología de esta formación es de dolomías masivas y existen también calizas bien estratificadas; ambas muestran en ocasiones una recristalización notable, con aspecto marmóreo y un fajeado en tonos grises y blancos con apariencia masiva y sin recristalización visible. Un corte de esta formación lo proporciona el barranco de Lobres, con calizas bien estratificadas y potentes (más de 200 m) hasta llegar a las filitas de base, similares a las del mármol negro de Lújar.

Gallegos (1974) propone que el manto de Cástaras represente la base del manto de Lújar, opinión no compartida por otros autores. Por su facies, las calizas y dolomías del manto de Cástaras son atribuidas con seguridad al Trías medio-superior; hay que tener en cuenta su importancia desde el punto de vista hidrogeológico.

### 1.3.3. Manto de Alcázar

El manto de Alcázar, definido por Aldaya (1969), está bien representado en varios sectores dentro de la cuenca, donde ocupa grandes extensiones; solamente aparece la formación de filitas y cuarcitas permotriásicas; las calizas y dolomías pertenecen al Trías medio-superior. Su prolongación hacia el N forma parte del denominado manto de Vacaril según la nomenclatura de Gallegos (1975). Las formaciones que constituyen este manto son:

- *Filitas y cuarcitas, localmente yeso y calcoesquistos (A1)*

Se caracterizan por su gran homogeneidad, aunque predominan las filitas de tonalidad gris-azulada, en ocasiones rojizas o verdosas. Las cuarcitas nunca son puras y presentan cantidades considerables de mica, tienen color claro a blanco; hacia la parte norte su color es más rojizo o violáceo y a veces oscuro debido a la existencia de grafito, menos abundante en la formaciones infrayacentes. Aparecen esporádicamente niveles de calcoesquistos bien recristalizados, generalmente amarillentos, intercalados a varias alturas y sin continuidad lateral; también existen intercalaciones de yeso primario. En algunos puntos hay rocas volcánicas muy alteradas. Existen además intercalaciones de calizas bien recristalizadas, con potencias que oscilan entre 1 y 7 metros y escasa continuidad lateral.

- *Dolomías y calizas, mármoles y calcoesquistos en la base (A2)*

Hacia la parte superior de la formación se observa un enriquecimiento en términos

carbonatados y mediante transición, muchas veces gradual con calcoesquistos, se pasa a una formación potente, de varios centenares de metros, de dolomías recristalizadas, calizas y eventualmente mármoles. Aunque inicialmente debe tratarse de un contacto estratigráfico normal, el contacto conserva el carácter mecánico aún en los puntos donde los calcoesquistos de transición existen y no se muestran despegados o tectonizados (figura 6); en muchos sectores faltan los calcoesquistos en grandes extensiones. Según Aldaya (1970), se podría pensar en la existencia de despegues generalizados de gran magnitud que se habrían realizado paralelamente al contacto entre ambas formaciones, sin alterar sus potencias.

En cuanto a su características, se trata de una alternancia de calizas y dolomías de un color grisáceo predominante, generalmente recristalizadas, llegando a ser verdaderos mármoles en algunos puntos. El contacto entre los mantos de Murtas y Alcázar está jalonado por pequeños restos de la formación. Su potencia puede llegar a los 400 m como es el caso del Sur del túnel de Izbor en la carretera de Granada a Motril.

#### 1.3.4. Manto de Murtas

Este manto aflora en la parte sudoccidental de la cuenca con gran extensión en los términos atribuidos al Paleozoico. Más al E y al S y fuera del área en cuestión, aparecen importantes sucesiones de filitas y cuarcitas permotriásicas y calizas y dolomías del Trías medio y superior. Tectónicamente, el manto de Murtas está situado sobre el manto de Alcázar (figura 6), pero en un sector situado al sur llega a faltar y el manto de Murtas descansa directamente sobre el de Lújar (ventana de Albuñol). Dentro del mismo se pueden diferenciar:

- *Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita, en la base y micasquistos granatíferos localmente con estauroлита (M1).*
- *Calizas recristalizadas y mármoles micáceos (M2).*

#### 1.3.5. Manto de La Herradura y de Trevenque

Este manto tiene varios afloramientos en distintos sectores de la parte E de la cuenca, hacia el N y hacia el S. Descansa sobre el manto de Alcázar y en algunos puntos sobre el de Cástaras (por las importantes laminaciones que ha sufrido el manto de Alcázar en numerosos sectores). El manto del Trevenque es, según numerosos autores, la prolongación del manto de Alcázar hacia el Norte.

En esta unidad la formación carbonatada está representada principalmente por dolomías cuya estratificación aparece clara; la columna litoestratigráfica del Trevenque (Gallegos, 1974) muestra, como regla general, la existencia de un tramo calcoesquistoso en la base de

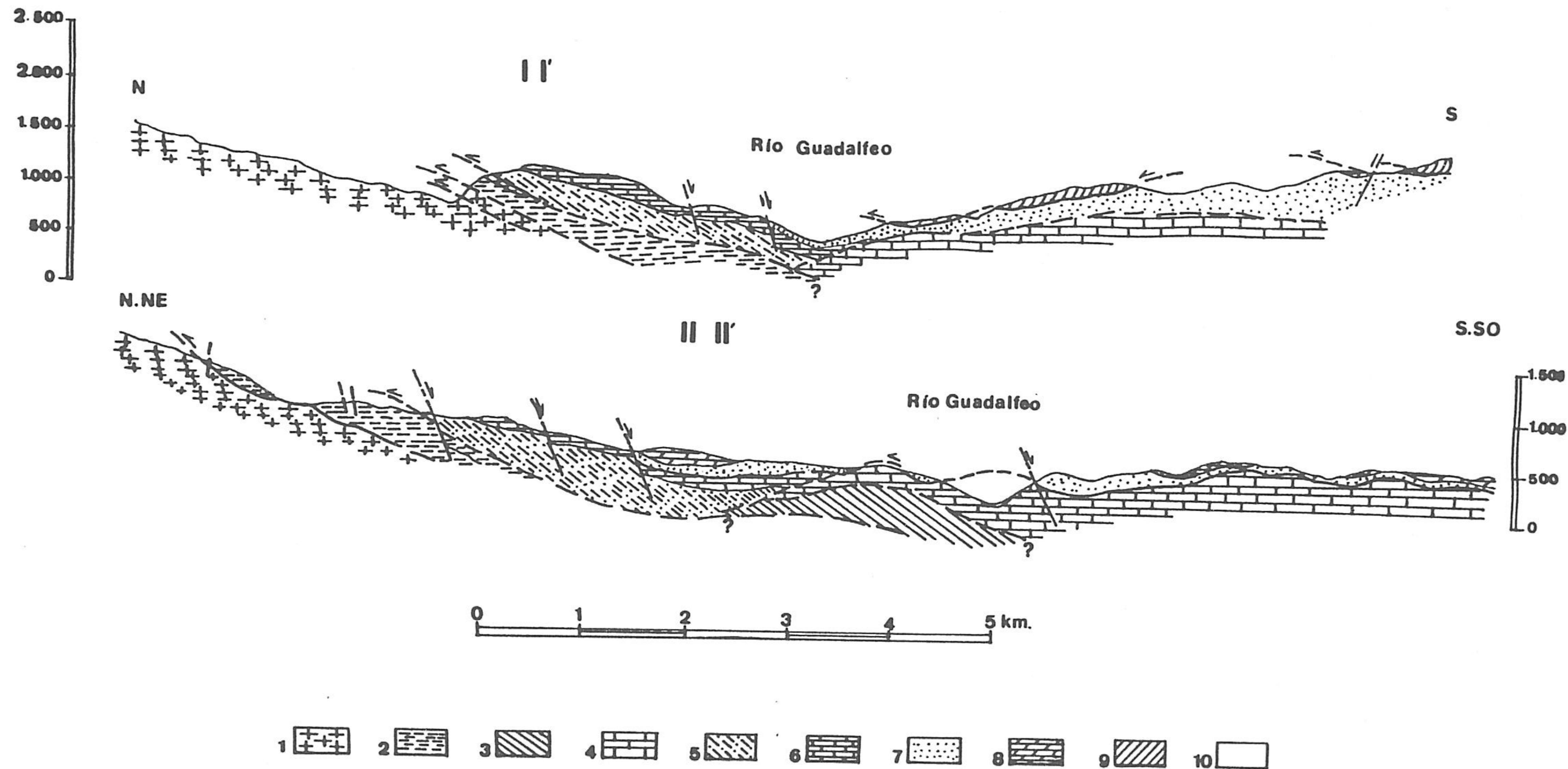


Figura 6. Cortes geológicos en el sector central de la cuenca estudiada. Leyenda: 1) Micasquists grafitosos del manto del Veleta. 2) Micasquists feldespáticos del manto del Mulhacén. 3) Formación de filitas y cuarcitas del manto de Lújar. 4) Formación carbonatada del manto de Lújar. 5) Formación de filitas y cuarcitas del manto de Cástaras. 6) Formación carbonatada del manto de Cástaras. 7) Formación de filitas y cuarcitas del manto de Alcázar. 8) Formación carbonatada del manto de Alcázar. 9) Formación de cuarcitas y esquistos del manto de Murtas. 10) Neógeno y Cuaternario (tomada de Aldaya et al., 1979).

la formación carbonatada, seguido por tramos predominantemente calizos (caliza tableada, o bien compactada) hasta 150 m de potencia; en algunos puntos aparece yeso asociado a las calizas, y encima se observa un predominio prácticamente absoluto de dolomías puras y de coloración blanca (aspecto desde brechoide hasta cataclasitas). La potencia de esta unidad es superior a los 1.000 m al N de Padul (cresta de la Silleta) y baja a varios centenares de metros en otros puntos.

### 1.3.6. Manto de Salobreña

El manto de Salobreña no ocupa gran extensión en el área estudiada, y sus afloramientos en los sectores Sur y Sureste de la cuenca son más representativos; además, existe otro afloramiento al Este de Motril (unidad del Cortijo del Jaril); los materiales y las sucesiones son semejantes en las unidades que representan este manto y la diferencia sólo puede verse desde el punto de vista tectónico. Está constituido por rocas metapelíticas (micasquistos oscuros y cuarcitas) y mármoles.

### 1.3.7. Manto de los Guájares

Este manto se extiende ampliamente por la mitad Este de la cuenca del río Guadalfeo; además, aparecen pequeños "klippes" situados al S de Lanjarón y en la carretera de Lanjarón a Órgiva. Es el más alto de los mantos alpujárrides en este sector; su parte superior está erosionada y no aparece más que en un término bastante bajo de la serie; reposa sobre el manto de la Herradura cuando falta el de Salobreña. Al no existir el primero reposa directamente sobre el de Salobreña mediante un contacto mecánico en parte y tectónico en otra, y parecen faltar los niveles intermedios entre ellos. Dichos niveles normalmente se encuentran muy bien desarrollados en el manto de Salobreña.

## 1.4. NEÓGENO Y CUATERNARIO

Las grandes cuencas terciarias y cuaternarias de la cuenca del río Guadalfeo son: la depresión del Padul, las depresiones de Dúrcal-Albuñuelas, la de Órgiva, la parte Este de la de Cádiar y la de la Vega de Motril-Salobreña.

### 1.4.1. Neógeno (T)

En la cuenca se denominan el neógeno de Tablate, el neógeno de Órgiva -que ocupan una extensión apreciable en los alrededores de estas localidades- y el neógeno de Cádiar, que forma parte de la cuenca de Ugíjar (fuera del área). Los primeros autores que han estudiado

los materiales terciarios fueron Westerveld (1929), el cual ha dado detalles sobre terrenos miocenos del Sur de Sierra Nevada; Fallot, Solé y Colom (1950), que dan un esquema de la serie de la cuenca de Ugíjar; Durán Delga y Fontboté (1960), que opinan que los nummulites deben ser, en realidad, *amphisteginas*; y González Donoso (1967), que realiza un estudio detallado sobre el mioceno de la depresión de Granada; además, la región estudiada por él se extiende por el SE hasta las proximidades de Lanjarón.

#### **A.- Neógeno de la depresión Padul-Dúrcal (Ta y Tc)**

Los materiales de edad miocena y más moderna tienen gran extensión dentro y fuera del área en cuestión; destacan por su característica común de ser netamente discordantes sobre el conjunto alpujárride, y pertenecen al relleno de las depresiones de Granada y del Valle de Lecrín. Estos materiales han sido bien estudiados por González Donoso (*op. cit.*), el cual señala que son post-manto, y su distribución de litofacies y de potencias está en muchos casos claramente condicionada e influida por el desarrollo de las estructuras de fracturas, que son el resultado más llamativo de esta etapa neotectónica de la historia tectónica regional. Las formaciones existentes dentro de la cuenca de estudio son:

- **Formación de Murchas:** se incluyen aquí los materiales más antiguos del Mioceno, aflorantes al S de Dúrcal. Están compuestos por calizas y margocalizas de celestina lacustre. Desde la base aparecen conglomerados, limos y arena fina de color variado; sobre estos reposa una serie de 200 m de espesor de calizas bioclásticas, arenas, conglomerados, areniscas y otros niveles; se les atribuye edad Burdigaliense inferior-Serravalliense inferior. Aparecen otros afloramientos en el valle del río Izbor y al S de Pinos del Valle muy relacionados con los tramos descritos anteriormente; se les han llamado "limos y arenas del río Izbor"; la potencia de estos materiales, de colores abigarrados, es de 10 m. El tramo de los materiales de Albuñuelas (limos, arena y conglomerados) que aflora al N y al S del río de dicho pueblo, tiene un espesor variable y puede llegar hasta 150 m.

- **Formación de Tablate:** está constituida por limos arcillosos. Entre los limos aparecen intercalados algunos niveles margosos; su edad podría ser Serravalliense-Tortonense inferior. Estos materiales están en contacto discordante con los alpujárrides y por encima afloran materiales homométricos de cantos poligénicos bien redondeados de un diámetro medio de alrededor de 3 cm (con niveles areniscos y algunos lentejones arcillosos). Otros materiales equivalentes son los conglomerados de Albuñuelas, discordantes y de una potencia de 20 m al N de del río Albuñuelas.

#### **B.- Neógeno de Órgiva (Tc)**

Principalmente consiste en dos conjuntos:

- **Margas y limos arcillosos con alguna intercalación calizas.-** aparecen en un sólo



afloramiento constituido por limos amarillos, en el sector de la desembocadura del río Sudio en el Guadalfeo. Por su posición y semejanza litológica, se han asimilado a las margas y limos amarillentos de la cuenca de Ugíjar.

- **Conglomerados heterométricos con intercalaciones arenosas.**- son conglomerados mal clasificados, sueltos a mal cementados, de grandes cantos (10-30 cm y a veces más). Estos cantos están rodeados por material mayoritariamente arenoso, que puede ser limoso en algunos puntos; existen intercalaciones de material limoso; sus colores, de grisáceo sucio en corte fresco, aparecen en el paisaje como rojizos; pueden atribuirse al Plioceno.

### *C.- Neógeno de Cádiar (Tc)*

Son sedimentos miocenos en facies marinas muy detríticas que ocupan gran extensión fuera del área de estudio, según la datación micropaleontológica realizada por González Donoso (Aldaya, 1969). El neógeno de Cádiar está constituido por varias formaciones desde sedimentos marinos hasta continentales de tipo torrencial, de edad Plio-cuaternario. Los tramos que están incluidos dentro de la cuenca del Guadalfeo son los que se describen a continuación:

- **Conglomerados homométricos de cemento calizo con cantos pequeños y bien redondeados.**- los niveles inferiores se hacen muy conglomeráticos y es difícil precisar su límite en el sector de Cádiar. Esta formación, sobre todo en su base, está constituida fundamentalmente por cantos de materiales del Nevado-filábride. El contacto es concordante con los materiales de base y la potencia es variable; estos materiales se sitúan en el borde de la cuenca al pie de las estribaciones meridionales de Sierra Nevada.

- **Margas y limos amarillos con alguna intercalación caliza.**- reposan de forma discontinua y constituyen, en muchos puntos, el primer depósito sobre los materiales Alpujárrides por falta de los términos basales. La composición de estos materiales no es homogénea pues dentro de algunos niveles aparecen bancos finos de areniscas con cuarzo, fragmentos de rocas metamórficas, de conglomerados, calizas y margocalizas; estas últimas son abundantes. En la base de los limos y margas, inmediatamente al W de Cádiar, existen intercalaciones de areniscas. En opinión de González Donoso (*op. cit.*), estos materiales pertenecen al Tortoniense.

- **Conglomerados heterométricos con intercalaciones arenosas.**- tienen características similares a las de los conglomerados heterométricos de la cuenca de Órgiva. Es un tramo continental que reposa de forma discordante sobre los tramos anteriores; sus cantos son generalmente del Nevado-filábride como consecuencia de su depósito después de la elevación de Sierra Nevada. Está constituida por una alternancia de niveles de conglomerados, areniscas y lechos más o menos arcillosos.

#### 1.4.2. Cuaternario (Q)

Los depósitos cuaternarios constituyen los primeros depósitos discordantes sobre los mantos Alpujárrides, cuando no están presentes los materiales terciarios; este hecho se observa sobre todo en el sector de la Vega de Motril-Salobreña y en otros sectores de la cuenca. En el área de estudio, las formaciones encontradas son las que describo a continuación:

##### - *Travertinos (Qtr)*

Los travertinos en la cuenca del Guadalfeo aparecen en Lanjarón y al nordeste de Vélez de Benaudalla. El afloramiento de Lanjarón ocupa toda la ladera situada entre los ríos Salado y Lanjarón por debajo de dicha población; es una importante masa de travertinos originada a partir de aguas surgentes del macizo montañoso de Sierra Nevada; dicho travertino tiene la peculiaridad de contener cantidades apreciables de minerales de hierro (hematites) que han sido objeto de explotación en determinados momentos. El travertino de Vélez de Benaudalla está relacionado con las aguas procedentes de la masa calizo-dolomítica de la Sierra de Lújar.

##### - *Conglomerados (P-Q)*

Son conglomerados de distintos tipos según el sector donde se encuentran; entre ellos se incluyen los depósitos de piedemonte del borde de Sierra Nevada cerca de Padul (un depósito extenso). En algunos puntos aparecen otros depósitos cuaternarios cementados, no travertinos, como los del pueblo de los Tablones (SE de Órgiva) que es un antiguo cono de deyección cementado.

##### - *Turbas (Qtu)*

Aparecen en la fosa tectónica del Padul, actualmente rellena por una potente masa de turba con intercalaciones de arenas, arcillas y yesos. Según datos de sondeos, la potencia mínima de este término es de 100 m. Menéndez-Amor y Florschütz (1962) en un estudio palinológico señalan que estas turbas pertenecen al Villafranquiense y al Holoceno.

##### - *Formaciones aluviales (Qal)*

Se extienden a lo largo del río Guadalfeo y de algunos de sus afluentes; además se incluyen aquí las acumulaciones de tipo deltaico. La granulometría de estos materiales muestra la existencia de distintos tamaños de grano, desde gravas gruesas hasta arenas y, menos frecuentemente, limos. En el litoral afloran gravas y arenas de playa recientes; en muchos casos los materiales de las playas son los propios aluviones lavados.

##### - *Derrubios (Qcd)*

Son los materiales más recientes del Cuaternario; existen conglomerados cementados y sueltos; a veces tienen un desarrollo importante o dificultan la observación de los contactos entre términos más antiguos. Se incluyen aquí también los derrubios indiferenciados que ocupan una extensión considerable al N de Cádiar.

## 2. TECTÓNICA

### 2.1. COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE

La estructura tectónica del Complejo Nevado-filábride es el resultado de numerosas etapas de deformación desarrolladas en épocas y condiciones de presión y temperatura muy diferentes. Fontboté (1983) describe tres rasgos estructurales: la superposición tectónica de los materiales del manto del Mulhacén a los del manto del Veleta; la ubicuidad de una foliación muy visible que transpone y enmascara otras anteriores; y la existencia de pliegues de gran radio, de envergadura plurikilométrica, que se ponen bien en evidencia precisamente por la disposición actual de la referida foliación y de la superficie de contacto anormal entre los mencionados mantos.

Los materiales nevado-filábrides han sufrido un metamorfismo prealpino, con paragénesis que indican condiciones de baja presión. El metamorfismo alpino en estos materiales es de carácter polifásico y tiene dos episodios: el primero de alta presión, y el segundo de presión intermedia. Gómez Pugnaire (1979) propone una evolución metamórfica continua para el metamorfismo alpino; sin embargo, para Puga *et al.* (1989) la evolución metamórfica no es continua y los dos episodios se deben a dos subducciones distintas, existiendo entre ambas un proceso de levantamiento y erosión.

En lo relativo a la tectónica, en primera apreciación aparece un rasgo estructural notable: la superposición tectónica de los materiales del manto del Mulhacén sobre los del manto del Veleta; esta superposición es consecuencia de la estructura de cabalgamiento y corrimiento a gran escala. Las fases de deformación en las rocas del Nevado-Filábride han sido:

- Deformación previa a la deformación principal (se observa mejor fuera del área en cuestión): esta deformación se desarrolla en un contacto compresivo y da lugar a pliegues con una foliación muy penetrativa de orientación media E-W (Jabaloy y González Lodeiro, 1988).

- Deformación principal que produce un conjunto de estructuras desarrolladas en una zona de cizalla extensiva de dúctil a dúctil frágil heterogénea y con desplazamiento de bloques de techo al W-SW. Las estructuras asociadas a esta deformación son pliegues y estructuras miloníticas, pliegues que afectan a los anteriores y que desarrollan una foliación de crenulación y clivajes de crenulación extensional. Los primeros pliegues, cuya foliación de plano axial es la foliación principal, se han originado en una zona de cizallamiento dúctil heterogéneo; son pliegues apretados de charnelas curvas y de charnelas rectas (Galindo, 1990). En cuanto a los segundos pliegues, son de apretados a abiertos. Su tamaño está comprendido entre milimétrico y hectométrico. El clivaje de crenulación extensional fue identificado en la región de Sierra Nevada por Aldaya *et al.* (1984); está compuesto por dos tipos diferentes de superficie las de foliación y las de cizalla, con carácter dúctil, dúctil-frágil o frágil.

- Deformaciones tardías que comprenden estructuras frágiles y grandes pliegues de dirección media E-W. Sobre las estructuras de la deformación principal anteriores se superponen una serie de deformaciones frágiles: diaclasas, microfallas, fallas de bajo ángulo y grandes pliegues de dirección media E-W. Las diaclasas, que son de interés desde el punto de vista hidrogeológico, se observan en todas las litologías y están bien desarrolladas; tienen una dirección NW-SE y subverticales. Las microfallas son escasas y de tres tipos, según la clasificación de Galindo (1990):

- Fallas con cataclasitas albíticas (afloran en los micasquistos situados al Sur de Sierra Nevada).
- Fallas con harinas de falla (se desarrollan en los micasquistos esencialmente); la potencia de las rocas de falla oscila entre pocos centímetros y la decena de metros.
- Fallas sin desarrollo de rocas de fallas (son escasas, y sirven para determinar la orientación de los paleoesfuerzos).

Los pliegues tardíos, de tamaño kilométrico, son la última deformación que afecta a todos los materiales nevado-filábrides. Estos grandes pliegues condicionan la topografía del sector produciendo el aumento de la pendiente en las laderas que coinciden con sus flancos (han sido descritos en el sector de Nigüelas por Galindo (*op. cit.*)).

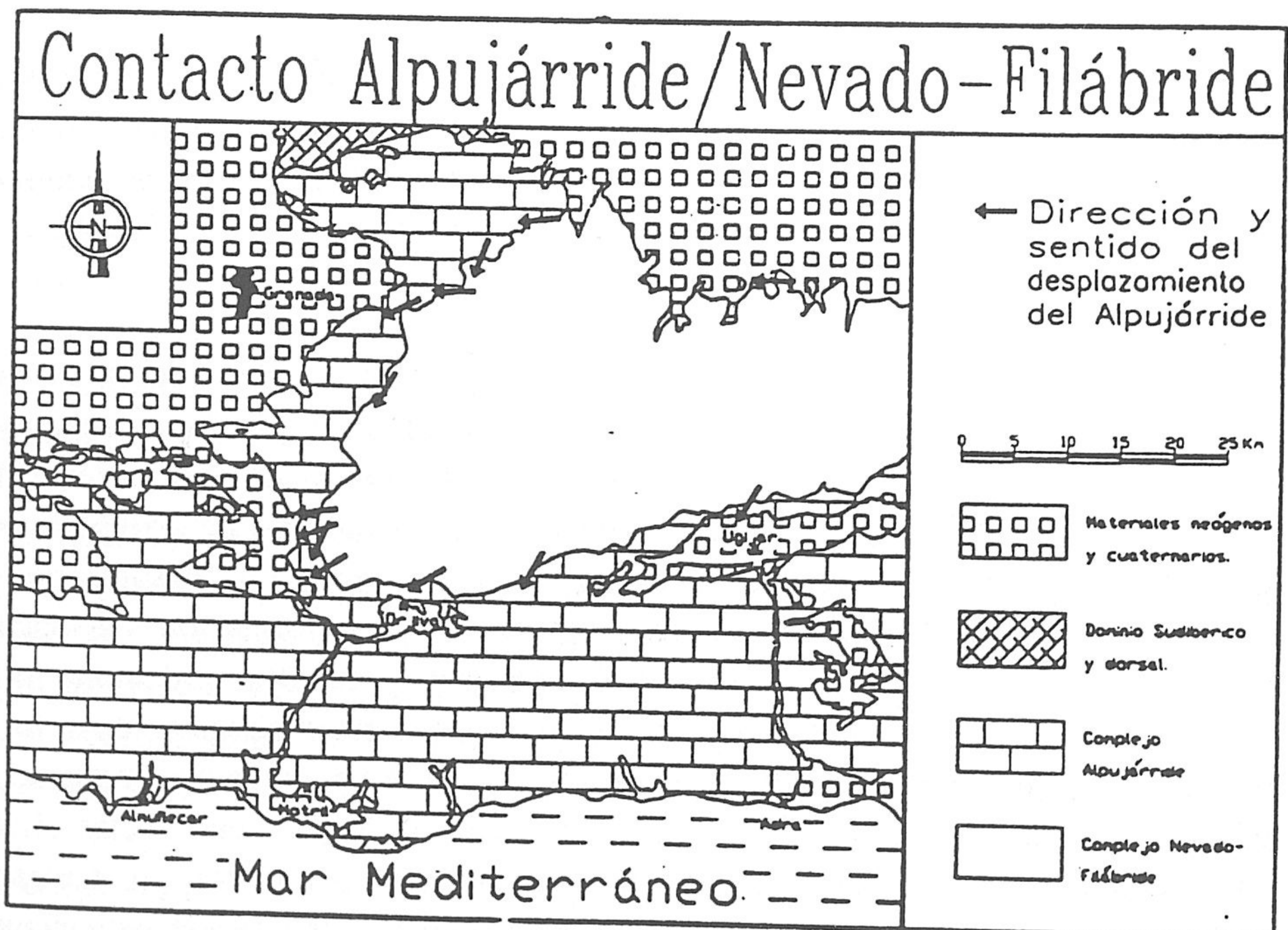


Figura 7. Direcciones y sentidos del desplazamiento del Alpujárride sobre el Nevado-filábride en Sierra Nevada, determinados a partir de las microestructuras de las fallas (tomada de Galindo, 1990).

## 2.2. CONTACTO ALPUJÁRRIDE / NEVADO-FILÁBRIDE

Este contacto separa rocas que han tenido una evolución tecto-metamórfica diferente y a él se asocian las deformaciones de carácter extensivo. Es una superficie neta que corresponde a una gran falla frágil, que en el sector de Sierra Nevada se ha denominado Falla de Mecina (Aldaya *et al.*, 1984); asociadas a esta de falla se desarrollan cataclasitas y harinas de falla que engloban fragmentos de esquistos, de filitas y brechas tectónicas con cemento carbonatado.

El sentido del movimiento se muestra en la figura 7 y coincide con el carácter descendente del contacto hacia el W-SW. El salto del contacto es difícil de estimar; sin embargo, la superposición mínima de los materiales alpujárrides sobre los nevado-filábrides varia desde 60 (en dirección N-NW) hasta 400 km (en la dirección E-W).

## 2.3. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

Se reconoce un primer episodio de metamorfismo alpino en los materiales alpujárrides que produce paragénesis que indican condiciones de alta presión / baja temperatura con un gradiente térmico de 12 a 16 °C/km (Goffé *et al.*, 1989). Las condiciones metamórficas evolucionan posteriormente hacia gradientes de baja presión / alta temperatura a través de condiciones de presión intermedia (Goffé *et al.*, *op. cit.*).

Las estructuras y las deformaciones de los mantos alpujárrides indican una primera etapa compresiva sinmetamórfica relacionada con un proceso de engrosamiento cortical y otra posterior extensiva en la que se desarrollan fundamentalmente estructuras frágiles.

*Fase compresiva.*- Las deformaciones compresivas producen pliegues y mantos de corrimiento que duplican las secuencias alpujárrides. Cuevas (1988) y Simancas y Campos (1988) distinguen dos etapas de cabalgamiento; la primera etapa es dúctil con desplazamiento de los bloques de techo hacia el E-NE; la segunda es de carácter dúctil-frágil y frágil, con desplazamiento de los bloques de techo hacia el N-NW. Los materiales afectados son rocas con una foliación, a veces milonítica, que contiene una lineación de estiramiento muy marcado de dirección N10°E-N20°E (Galindo, 1990). Los pliegues asociados a estas fases compresivas, tienen vergencia N.

*Fase extensiva.*- La fase extensiva y las estructuras asociadas (mitad occidental de Sierra Nevada) dan lugar al adelgazamiento e incluso a la omisión de algunas unidades alpujárrides a lo largo de fallas normales, por lo general, de bajo ángulo. Galindo (*op. cit.*) ha estudiado las mesoestructuras, diaclasas y microfallas, asociadas a esta fase. Las diaclasas se agrupan en tres juegos subperpendiculares; las fallas (contacto entre unidades alóctona y de carácter frágil y sustractivo) tienen desplazamiento de los bloques de techo, en general, hacia el SW.

## 2.4. TECTÓNICA DEL NEÓGENO-CUATERNARIO

Los materiales neógenos que afloran en torno a Sierra Nevada, en general, permiten datar parte de las deformaciones de la fase extensiva citada en el apartado anterior. Sanz de Galdeano (1976) describe numerosas fallas normales, muchas de las cuales jalonan el contacto con los materiales alpujárrides, y están asociadas también con algunos juegos de diaclasas.

Respecto a las deformaciones que son posteriores a la tectónica de corrimiento, se presentan algunas fallas inversas de gran ángulo, de vergencia Norte, una estructura en escamas, con buzamiento hacia el Sur y un plegamiento muy suave, de dirección aproximada N-S (Aldaya, *et al.*, 1979).

De los datos sedimentológicos y estratigráficos, es posible extraer algunas informaciones sobre los movimientos de elevación de Sierra Nevada a partir del Neógeno (abundancia de materiales detríticos de cantos metamórficos, depósito de la formación "Block-Formation", existencia de materiales más modernos, etc.); la elevación pudo producirse hacia el Messiniense o en el Plioceno (Díaz de Federico y Puga, 1980).

El último de los plegamientos importantes que ha afectado a la región es de dirección aproximada N80 -90 E; da lugar a pliegues muy importantes de gran radio, como la alineación de Sierra Nevada, alineación Sierra de Lújar-Sierra de Contraviesa, etc. Finalmente, la última actividad tectónica está representada por una etapa de fallas normales que se extiende hasta el Cuaternario (en numerosos puntos las fallas afectan a terrenos cuaternarios con dirección N y NW). La conclusión que se obtiene del estudio de las fallas, es que son consecuencia de esfuerzos de tensión, generalmente, NE-SW y localmente de NE-SW a N-S (Galindo, 1990).

## 3. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS

### 3.1. ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

Goy y Zazo (1989, *in* Gutiérrez Elorza *et al.*, 1994) consideran tres unidades morfoTECTónicas en las Cordilleras Béticas. Por una parte, los dos conjuntos orográficos, Cordillera Penibética al Sur, y Cordillera Subbética al Norte; entre ambas unidades existe una amplia depresión longitudinal, frecuentemente estrangulada pero con suficiente entidad como para distinguirla de los otros conjuntos citados. En esta depresión -denominada Penibética por dichos autores- se sitúan las *Hoyas* de Antequera, Vega de Granada, Guadix-Baza, depresión del Segura y Campo de Cartagena.

La Cordillera Penibética bordea la costa y presenta las mayores cotas topográficas (serranía de Ronda, 1.919 m s.n.m.; Sierra Almirante, 1.824 m; Sierra Tejeda, 2.065 m; Sierra Nevada, 3.482 m; Sierra de Gádor, 2.236 m, etc). La Cordillera Subbética, situada más o menos paralelamente y al norte del sistema anterior, comprende los relieves de Grazalema (1.654 m), Mágina (2.167 m), Segura (2.036 m), Cazorla (1.830 m), la Sagra (2.383 m), María (2.045 m), etc.

En su sector central, la Cordillera Penibética -donde se circunscribe la cuenca objeto de la presente Tesis-, se desdobra en dos alineaciones bien definidas: la Cordillera Penibética litoral, formada por las sierras de Tejeda, Almirante, Guájara, Contraviesa, Gádor y Alhamilla, y la Cordillera Penibética Interior, constituida por las sierras de las Estancias, Nevada, Baza y Filabres. Entre ambas se desarrolla un amplio valle tectónico orientado de Este a Oeste que forma Las Alpujarras. Dicho valle corresponde a una depresión sinclinal compleja que fue invadida por los materiales miocenos de la Transgresión Tortoniense, y en la actualidad está recorrida por dos valles subsecuentes opuestos por sus cabeceras: el del Guadalfeo y el del Andarax. La citada depresión continúa hacia el Este por el amplio corredor que se extiende entre Alhamilla y Filabres (*Corredor de las Alpujarras*), para hundirse suavemente hacia el mar en la zona de Garrucha (Almería).

El mejor ejemplo de relieve Penibético es sin duda Sierra Nevada, vasta cúpula de 80 km de longitud cuyo tramo más ancho corresponde a la transversal del Mulhacén, por otra parte el pico más alto de la Península Ibérica (3.482 m s.n.m.). La arquitectura de esta sierra es relativamente simple; se trata de un potente abombamiento que afecta a un apilamiento de Unidades en el cual la erosión ha abierto una gran ventana tectónica en la que afloran las Unidades más profundas de las Zonas Internas (el complejo Nevado-Filábride).

El macizo de Sierra Nevada queda interrumpido al Oeste por el Valle de Lecrín y hacia el Este, los Llanos del Marquesado lo separan de las sierras de Baza y los Filabres. Uno de los rasgos más característicos del principal macizo de la Cordillera Penibética lo constituye el modelado glaciar que tan sólo se desarrolla en Sierra Nevada.

### 3.2. EL MODELADO DE SIERRA NEVADA

La topografía y el modelado actual de Sierra Nevada están íntimamente relacionados con las características litológicas y estructurales del macizo, así como con los diversos sistemas morfoclimáticos que han actuado sobre él (Jiménez Olivencia, 1991). Cabe destacar en primer lugar un *núcleo central de micasquistas* caracterizado por una sucesión algo monótona de formas alomadas que le confieren un aspecto monolítico, debido fundamentalmente a la continuidad de la línea de cumbres y a la escasez de pasos entre las vertientes meridional y septentrional.

Dentro de esta gran unidad y desde una perspectiva geomorfológica, es importante destacar la presencia de formas glaciares y periglaciares, a las que prestaré especial atención en el siguiente epígrafe. Las primeras -las formas glaciares- se sitúan esencialmente en la zona de altas cumbres, proporcionando una morfología abrupta en la que son frecuentes los escarpes y pedregales, mientras que las segundas abundan en el área de laderas medias o media montaña.

La *orla mesozoica calizo-dolomítica* destaca frente a la anterior por su topografía bastante más quebrada, caracterizada por la presencia de valles encajados, cantiles y barrancos modelados esencialmente por la acción fluvial, a los que se asocian con cierta frecuencia amplios conos de deyección en las áreas de piedemonte.

Ligados a un dominio climático templado, e incluso semiárido, destacan las morfologías de tipo *bad lands*, desarrolladas sobre materiales poco competentes ante la erosión hídrica. En la cuenca del río Guadalfeo, este tipo de morfologías son apreciables de forma localizada, y asociadas fundamentalmente a filitas alpujárrides, así como sobre las arcillas y conglomerados del Neógeno de Cádiar. La elevada erosionabilidad de estos materiales, unido a elevadas pendientes, una pobre cubierta vegetal, así como unas deficientes prácticas de conservación de suelos, condicionan la existencia de este típico paisaje abarrancado, fácilmente distinguible y cartografiable.

En las áreas próximas a los pueblos de Juviles, Nieves y Cástaras, donde son relativamente frecuentes los afloramientos de filitas, la vegetación ha alcanzado estadios avanzados de degradación por sobrepastoreo, talas e incendios, lo cual ha contribuido a la generación de numerosas cárcavas que progresan rápidamente aguas arriba, llegando a distinguirse morfologías de tipo bad land y que ocupan áreas de la margen derecha del río Guadalfeo.

### 3.3. PRINCIPALES SISTEMAS MORFOGENÉTICOS

#### 3.3.1. Sistema Glaciar

Las referencias al glaciario de Sierra Nevada se remontan a mediados del siglo XIX (Schimper, 1849; Rein, 1899, etc.), aunque es a partir de los primeros decenios del presente cuando las aportaciones a su morfología adquieren mayor rigor y relevancia (Obermaier y Carandell, 1916). Desde entonces las contribuciones más notorias han sido las de Dresch, (1937), García Sáinz (1943), Paschinger (1957), Hempel (1960), Messerli (1965), Lhenaff (1977), García-Rossell y Pezzi (1977), Pezzi y García-Rossell (1978), Soria *et al.* (1984, 1985a y 1985b), Sánchez *et al.* (1988) Gutiérrez Elorza y Estévez (1989), si bien los últimos trabajos más completos llevados a cabo sobre el tema se deben a Sánchez *et al.* (1990), Gómez Ortiz *et al.* (1992, 1994) y Gómez Ortiz y Salvador (1996).



El macizo de Sierra Nevada constituyó el reducto glaciario más meridional de Europa. El fenómeno glaciario es evidente tanto en las formas como en los depósitos; sin embargo, la extensión exacta de los glaciares y el número de glaciaciones que afectaron a dicho macizo continúa aún en controversia.

Los diferentes sistemas glaciares quedaron recluidos, fundamentalmente, a las cabeceras de los barrancos. La latitud y orientación de la sierra y la procedencia de las masas húmedas, fueron factores determinantes en el desarrollo de los diferentes aparatos. Hay que indicar al respecto que existen diferencias morfológicas notables entre las vertientes norte y sur. A parte de razones litoestructurales, que han contribuido a la generación de muchos circos y disimetrías que caracterizan a algunos valles, la preponderancia e intensidad de los vientos de poniente, la pronta fusión de las nieves instaladas en la vertiente sur, etc, explican buena parte de los contrastes morfológicos existentes (Gómez Ortiz, *et al.*, *op. cit.*).

La cara Norte de la Sierra incluye un mayor número de sistemas glaciares (Dílar, Guarnón, Genil, Monachil, etc.), pues su orientación y la procedencia de las precipitaciones así lo favorecieron. Sin embargo, es en la vertiente sur donde las morfologías, sobre todo deposicionales, adquieren mayor nitidez (Lanjarón, Veleta, Poqueira, Trevélez), dado el menor gradiente de las vertientes y mayor grado de aridez. Gómez Ortiz *et al.* (*op. cit.*) distinguen dos tipos principales de sistemas glaciares en Sierra Nevada: por una parte, los que denominan como cortos glaciares de valle, con emisión de lengua canalizada a lo largo del surco torrencial colector (Genil, Guarnón, San Juan, Dílar, Monachil, Lanjarón, Veleta, etc.), y por otra parte los glaciares de circo, con una producción limitada de depósitos que quedaba pronto inmovilizada apenas sobrepasados los límites del circo (Siete Lagunas, Las Albardas, Alhori, etc.). Lógicamente, entre unos y otros existen tipologías intermedias.

Los rasgos comunes que se observan en ambas vertientes son: a) circos bien delimitados; b) valles de perfil transversal en U y con niveles de erosión en vertientes; c) superficies cimaras aplanadas y escasamente retocadas por la dinámica glaciaria; d) eficaz influencia de la estructura en la construcción de determinadas formas; e) diferentes grupos de sedimentos morrénicos atribuibles a distintos períodos; f) profusión de glaciares rocosos orientados según las direcciones E y SE, y abundancia de material periglaciario remodelando formas glaciares.

La acción glaciaria pleistocena en Sierra Nevada debió desarrollarse en distintos períodos de tiempo de clima contrastado, pues tanto las formas de relieve asociadas a los hielos como los suelos desarrollados en diferentes enclaves del área glaciada así parecen confirmarlo. Gómez Ortiz *et al.* (*op. cit.*) distinguen depósitos glaciares del Tardiglacial, del Würm y del Riss, si bien estos últimos plantean serias dudas sobre su pertenencia a esta época glaciaria, ya que podrían tratarse de restos atribuibles a una rápida pulsación del Würm (Goy y Zazo, 1989).

El límite de las nieves perpetuas para el Tardiglacial se establece en la franja altitudinal 2.800-2.900; en el caso del Würm dicho límite se sitúa en torno a los 2.300 para la vertiente Norte (2.200 en el sector oriental y 2.400 en el occidental). Para la vertiente Sur se establece hacia los 2.400 (2.300 en la exposición oriental y 2.500 en la occidental). En el caso del Riss, de estar representados los depósitos, el límite de las nieves perpetuas habría descendido unos 200 m. De todas formas, conviene indicar que el establecimiento de tales límites altitudinales ha sido objeto de diversa interpretaciones según los autores que han realizado investigaciones al respecto, tal y como queda recogido en la tabla 3.

AUTOR	VERTIENTE NORTE	VERTIENTE SUR
Obermaier (1916)	Würm, 2.400-2.500 m	Würm, 2.600-2.700 m
Casas (1943)	Würm, 2.300 m	
Paschinger (1957)	Würm, 2.400-2.500 m Tardiglacial, 2.800 m	Würm, 2.600-2.700 m Tardiglacial, 2.950 m
Hempel (1960)	pre-Würm, 2.000 m Würm, 2.400-2.500 m Tardiglacial, 2.850 m	
Messerli (1965)	Riss, 2.100 m Würm, 2.300 m Tardiglacial, 2.800-2.900 m	Würm, 2.400 m

*Tabla 3.- Nivel de nieves permanentes según diversos autores (tomado de Gómez Ortiz y Salvador, 1996).*

### 3.3.2. Sistema Periglacial

El periglacialismo de las Cordilleras Béticas, al igual que todo el dominio mediterráneo, presenta como una de las formas más características y extendidas las acumulaciones de gelifractos, unas veces cementados -formando verdaderas brechas-, y otras en depósitos sueltos o algo consolidados que frecuentemente aparecen formando vertientes ordenadas -*grezes litées* y *eboulis ordonés*-.

En Sierra Nevada, paralelamente a la dinámica glacial -circunscrita a los altos tramos de los barrancos- las cotas más elevadas y sus respectivas vertientes, sufrieron una actividad muy intensa de la acción del hielo, lo que supuso la génesis de formas propias. En la actualidad, la morfogénesis periglacial o crionival aún caracteriza los niveles culminantes de la Sierra, y se encuentra relegada a sus cotas más elevadas, a partir de los 2.700 m s.n.m.

El área de influencia de la morfogénesis periglaciaria durante el Pleistoceno debió ser muy extensa en Sierra Nevada, a juzgar por el origen de los depósitos que se vienen detectando en las vertientes, algunos establecidos en torno a los 1.000 m s.n.m. (Alpujarra Oriental).

La extremada aridez y la deficitaria tasa de recubrimiento vegetal que caracterizan al macizo son factores que contribuyen eficazmente a la acción mecánica del hielo en el suelo. Así, tal y como se ha evidenciado en ciertas parcelas experimentales del Alto del Chorrillo, Lanjarón-Elorrieta y Pandero del Mulhacén, las figuras geométricas y rellanos escalonados que caracterizan estas lomas, son el resultado de la conjunción de la aridez -*humectación-desecación*-, del frío, del hielo y del viento -*gelisolifluxión, geliturbación, pip krake y crioeolización*-, según Gómez Ortiz *et al.* (*op. cit.*).

### 3.3.3. Sistema fluvial

Las variaciones del nivel del mar y la intensa actividad neotectónica durante períodos recientes han sido tan marcadas, que el modelado fluvial teórico de grandes valles y sus correspondientes sistemas de terrazas ha sido ampliamente modificado, de tal forma que se pueden observar en la cuenca profundos fondos de valle sin apenas niveles de terrazas asociados; ejemplos de ello son el cañón del río Trevélez y la garganta de Cañizares, el primero de ellos excavado sobre micasquitos y cuarcitas y el segundo sobre carbonatos alpujárrides. En las inmediaciones de su desembocadura los cauces de cierta entidad presentan una notable acumulación de sedimentos en su talweg, producto del elevado potencial de arrastre de los mismos y de la súbita reducción de pendiente, además de otros condicionantes -naturaleza litológica de la vertiente, estado de forestación de la cuenca, prácticas de conservación de suelos, etc.-.

Al igual que la gran mayoría de los cauces que vierten sus aguas al Mediterráneo -y a diferencia de aquéllos que son tributarios del Guadalquivir-, el río Guadalfeo presenta, en condiciones naturales, un marcado régimen torrencial (Martín Rosales *et al.*, 1996), habiendo sufrido numerosas avenidas ligadas a una torrencialidad de gran intensidad, y en muchos casos relacionada con fenómenos de gota fría. El potencial erosivo ejercido por la erosión hídrica es más acusado en el extremo oriental de la cuenca, concretamente en las ramblas de Torvizcón y Alcázar, donde Castillo *et al.* (1996a y 1996b) estiman las pérdidas de suelo en 133 y 72 t/ha/año, respectivamente, mediante la aplicación del modelo USLE. El valor medio deducido para la cuenca es de 42 t/ha/año, muy similar al obtenido por otros autores en cuencas próximas.

Este tipo de modelado fluvial y el correspondiente comportamiento hidrológico se asocian frecuentemente a sistemas de abanicos aluviales, una morfología muy característica de la red de drenaje del SE español. En la cuenca del río Guadalfeo caben destacar los abanicos desarrollados en la depresión de Órgiva y, lógicamente, los correspondientes a la

desembocadura del curso principal; merecen mención además los conos de deyección asociados a los frentes montañosos de fractura o escarpes de falla, cuyo ejemplo más espectacular lo constituyen los abanicos aluviales desarrollados en el borde NO del valle de Lecrín, y relacionados genéticamente con el accidente tectónico de Nigüelas (Keller *et al.*, 1996 y Sanz de Galdeano, 1996).

### 3.3.4. Movimientos en masa

En la cuenca estudiada es muy frecuente la aparición de movimientos en masa, originados fundamentalmente por las condiciones topográficas -elevados rangos de pendiente- y la existencia de materiales poco consolidados (DGOH, 1993). Fernández *et al.* (1996) presentan un exhaustivo inventario de movimientos de ladera en la vertiente norte de la Contraviesa y la Sierra de Lújar, al sur de Sierra Nevada, mediante la utilización de un Sistema de Información Geográfica. En la zona estudiada -aproximadamente 94 km<sup>2</sup>- llega a inventariar 899 zonas de ruptura, de las que 140 corresponden a desprendimientos, 297 a deslizamientos, y, el resto, 373, a corrientes de derrubios y barro. Además describe diferentes combinaciones de movimientos del tipo desprendimiento-corriente de derrubios (3 rupturas), desprendimiento deslizamiento (85 rupturas) y deslizamiento-flujo. Las implicaciones más importantes se producen sobre vías de comunicación -carreteras comarcales, pistas y caminos-, afectadas por todo tipo de movimientos, dependiendo de la zona por donde discurran. Los daños han llegado a ser bastante importantes durante los últimos años, implicando cortes de circulación a vehículos.

Las intensas precipitaciones ocurridas el pasado año hidrológico han motivado la aparición de nuevos deslizamientos, así como la reactivación de otros preexistentes y que aparentemente se encontraban fosilizados (Fernández del Castillo, *com. pers.*). En concreto se pueden observar desprendimientos de bloques de material consolidado, generalmente rocas carbonatadas, dispuestas sobre filitas; también se detectan en la cuenca desprendimientos y movimientos gravitacionales asociados a laderas y en relación con fenómenos de sobreexcavación del cauce en terrenos blandos, también filitas, y más raramente calcoesquistos. Por último, son especialmente visibles en la cuenca movimientos en masa de tipo rotacional generados por la acción antrópica, generalmente asociados a taludes en carreteras.

El primer tipo descrito -desprendimientos de bloques de material consolidado, generalmente carbonatos sobre filitas- es el más visible en la cuenca; de hecho estos fenómenos tienen lugar en numerosos contactos en los que los carbonatos se disponen topográficamente sobre las filitas, habiendo sido observados en Lobras, Torvizcón, Tablones, los ríos Cádiar, Seco, Sucio, Chico, Lanjarón y en las proximidades de la Cerrada del futuro embalse de Rules. Los factores de este tipo de inestabilidades son, principalmente, la topografía, fracturación, buzamiento del contacto filitas-carbonatos y la potencia relativa de

los estratos resistentes respecto a los menos competentes.

El segundo grupo de movimientos en masa, deslizamientos de laderas de barrancos asociados a cauces, se restringe casi exclusivamente a laderas desarrolladas en filitas y esquistos muy fracturados; el encajamiento del cauce aumenta considerablemente la pendiente de la ladera, hasta desencadenar la movilización de la misma. Dichos procesos se han observado de un modo muy especial en las subcuencas de los ríos Chico, Sucio y Lanjarón. Los graves problemas a que da lugar este tipo de fenómenos han obligado a adoptar medidas diversas para su control; el taponamiento de los cauces por este tipo de avalanchas suele producir avenidas de un gran poder destructivo; para el control de estos movimientos se han construido en las áreas más vulnerables, y desde hace muchos años, diques de retención de sedimentos y de consolidación, evitando así la progresión del encajamiento y generando una cuña de aterramiento, aguas arriba del dique, con lo que se consigue dificultar el deslizamiento de las laderas. Destacan en el área el dique de Lanjarón, el dique 24 de Río Sucio, y otros diques de gaviones muy recientes, como el situado en la desembocadura de la rambla de Cáñar, en la subcuenca de Río Sucio. Estas obras ejercen, además de los señalados, otros efectos de tipo hidrológico y morfológico en las cuencas donde se instalan, pudiendo además ejercer un papel en la recarga de acuíferos (Martín Rosales, 1997). Los estudios realizados por la Dirección General de Obras Hidráulicas en la cuenca (DGOH, 1993) han servido para elaborar una serie de planes de actuación, priorizados regionalmente (Vázquez Sell, 1993). Entre las acciones previstas, caben destacar la construcción de numerosos diques de mampostería hidráulica y gavionada, que están siendo instalados en las cuencas con mayor riesgo erosivo, así como la revegetación en fajas y cauces en las laderas de la Contraviesa vertientes al embalse de Rules, en construcción.

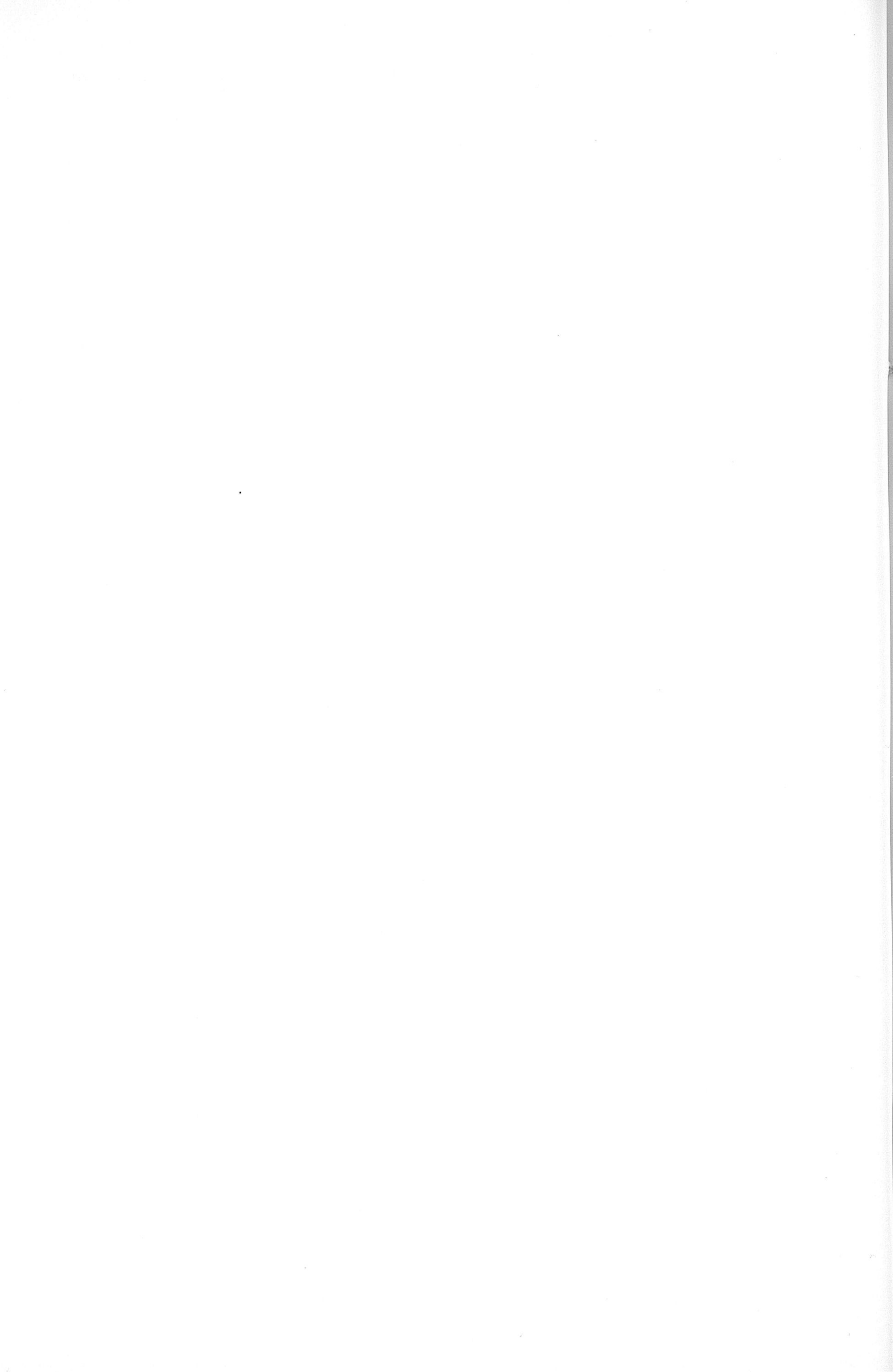
El estudio y evaluación de estos fenómenos erosivos -movimientos gravitacionales-, posee un carácter muy específico, y en multitud de casos se trata de situaciones muy localizadas, siendo numerosos los parámetros que se requieren para poder caracterizarlos correctamente y establecer así estrategias para su control y prevención.

### 3.3.5. El sistema kárstico

Constituye uno de los sistemas morfogenéticos menos representativos de la cuenca, restringiéndose fundamentalmente a las laderas de la Sierra de Lújar vertientes al Guadalfeo, -área en la que no se aprecia un desarrollo aparente de morfologías exokársticas-, así como a las unidades carbonatadas situadas en el sector meridional de la cuenca. En la sierra de Escalate y sectores próximos a Vélez de Benaudalla, Florido (1993), realiza un exhaustivo inventario de cavidades desarrolladas sobre carbonatos alpujárrides. Las cavidades inventariadas ascienden a 26, caracterizándose en general por un desarrollo fundamentalmente horizontal -aunque en algún caso se superan los 75 m de desnivel-, frecuentes morfologías graviclásticas o de desplome y poca profusión de espeleotemas.

Por otra parte, Pulido Bosch (1979 y 1980) describe una serie de formas kársticas en las proximidades de Lanjarón, incluyendo cavidades que realmente corresponden a fracturas abiertas en vertientes de acusada pendiente.

## **II. RASGOS CLIMATOLÓGICOS**





## 1. INTRODUCCIÓN

La característica más señalada del clima granadino es la diversidad, haciendo de Granada un ejemplo típico de clima mediterráneo; sin embargo, la parte sur de la provincia de Granada forma parte de la España Semiárida, es decir de aquella que recibe menos de 600 mm de lluvia anual, pero en las regiones que tienen más de 800 metros de altitud, como es el caso del sector alto de la cuenca del río Guadalfeo, las precipitaciones caídas pueden ser superiores a los 1.000 mm.

Como es sabido, el conocimiento de la climatología de una región es, obligadamente, la base de todo estudio hidrológico; para la evaluación de los principales componentes del balance hídrico dentro de un área determinada, hay que tratar y analizar los datos hidrometeorológicos, y sacar los resultados que satisfacen el objetivo de la presente memoria.

Existen varios antecedentes dentro de la zona o cerca de ella, con diferentes enfoques, según los casos: Villegas (1972), Capel (1974), Nieto (1974), Casas (1975), Castillo (1975), Fernández-Rubio (1975), Ferrando y Martínez (1975), Morell (1976), Romero (1977), Frontana (1979), Pulido Bosch (1980), Fernández-Rubio (1981), Frontana y Rodríguez (1981), Benavente (1982) y Al Alwani (1992); en todos ellos he encontrado detalladas informaciones al respecto.

Los datos utilizados en este capítulo han sido tomados mensualmente debido a que sólo servirán como base de una información climática orientativa para la siguiente aplicación del modelo HSPF, con sus respectivas series temporales a un intervalo mucho más pequeño, comprendido entre 1 y 24 horas.

## 2. PRECIPITACIONES

### 2.1. DATOS DE BASE

El conjunto de datos pluviométricos y termométricos ha sido facilitado por la Comisaría de Aguas del Sur de España (Servicio de Hidrología), salvo los correspondientes a los primeros años, que han sido tomados de los Boletines Climatológicos del S M N editados por el antiguo Ministerio del Aire. He considerado veintiuna estaciones pluviométricas que están distribuidas de una forma homogénea sobre el área estudiada; el período de tiempo utilizado para el estudio es de treinta años (1955/56-1984/85). En todas las estaciones he dispuesto de valores mensuales, obtenidos a partir de las correspondientes observaciones diarias referentes a cantidad. En la tabla 4 se muestran las coordenadas y número de años con registro de cada estación; en la figura 8 se muestra la localización geográfica de todas ellas.

Nº	ESTACIÓN	ALTITUD (m)	N.A.R.	COORDENADAS	
				LATITUD	LONGITUD
1	Aguadero	740	27	37°01'10" N	03°35'10" W
2	Albuñuelas	730	24	36°55'40" N	03°37'40" W
3	Bérchules	1319	17	36°58'35" N	03°11'10" W
4	Cádiar	916	27	36°56'40" N	03°10'40" W
5	Dúrcal	890	30	37°00'30" N	03°33'07" W
6	Guájar (Faragüit)	281	23	36°50'25" N	03°34'50" W
7	Haza del Lino	1240	25	36°48'50" N	03°18'20" W
8	Ítrabo	390	24	36°48'00" N	03°38'00" W
9	Lanjarón	665	30	36°55'10" N	03°29'00" W
10	Lentegí	631	24	36°50'10" N	03°40'10" W
11	Lújar (Sierra)	1842	20	36°49'20" N	03°23'50" W
12	Mecina Bombarón	1200	27	36°58'50" N	03°10'05" W
13	Melegís	450	30	36°55'30" N	03°33'45" W
14	Molvízar	220	15	36°47'05" N	03°36'12" W
15	Motril	40	14	36°45'10" N	03°31'00" W
16	Órgiva	450	25	36°54'00" N	03°25'10" W
17	Padul	753	30	37°01'30" N	03°37'20" W
18	Salobreña	50	23	36°44'45" N	03°33'45" W
19	Soportújar	1700	22	36°57'35" N	03°24'05" W
20	Trevélez	1476	26	37°00'10" N	03°15'45" W
21	Vélez de Benaudalla	130	25	36°50'50" N	03°30'30" W

Nota: N.A.R.: número de años con registro pluviométrico en el intervalo 1955/56-1984/85

Tabla 4. Las estaciones pluviométricas consideradas para el estudio de las precipitaciones con su número, altitud y coordenadas geográficas.

## 2.2. TRATAMIENTOS DE LOS DATOS

Para completar los datos de agua precipitada en aquellos años que faltan valores de tres meses o menos, he procedido al empleo del método consistente en "obtener el dato que falta mediante la media aritmética del dato correspondiente de tres estaciones pluviométricas próximas, y alrededor de aquella cuyo dato se pretende obtener, y situados aproximadamente a la misma distancia de ella" (in Benítez, 1972).

Este método utilizado por U.S. Weather Bureau, ha sido aplicado a las estaciones pluviométricas de Soportújar (los meses de Octubre y Noviembre de 1963/64), Salobreña (los meses de Octubre, Noviembre, Diciembre y Enero de 1963/64), Aguadero (los meses de Noviembre, Marzo, Abril, Mayo de 1959/60), Ítrabo (el mes de Mayo de 1960/61 y el mes de Julio de 1963/64), y por último Molvízar (los meses de Octubre, Noviembre y Diciembre de 1963/64).

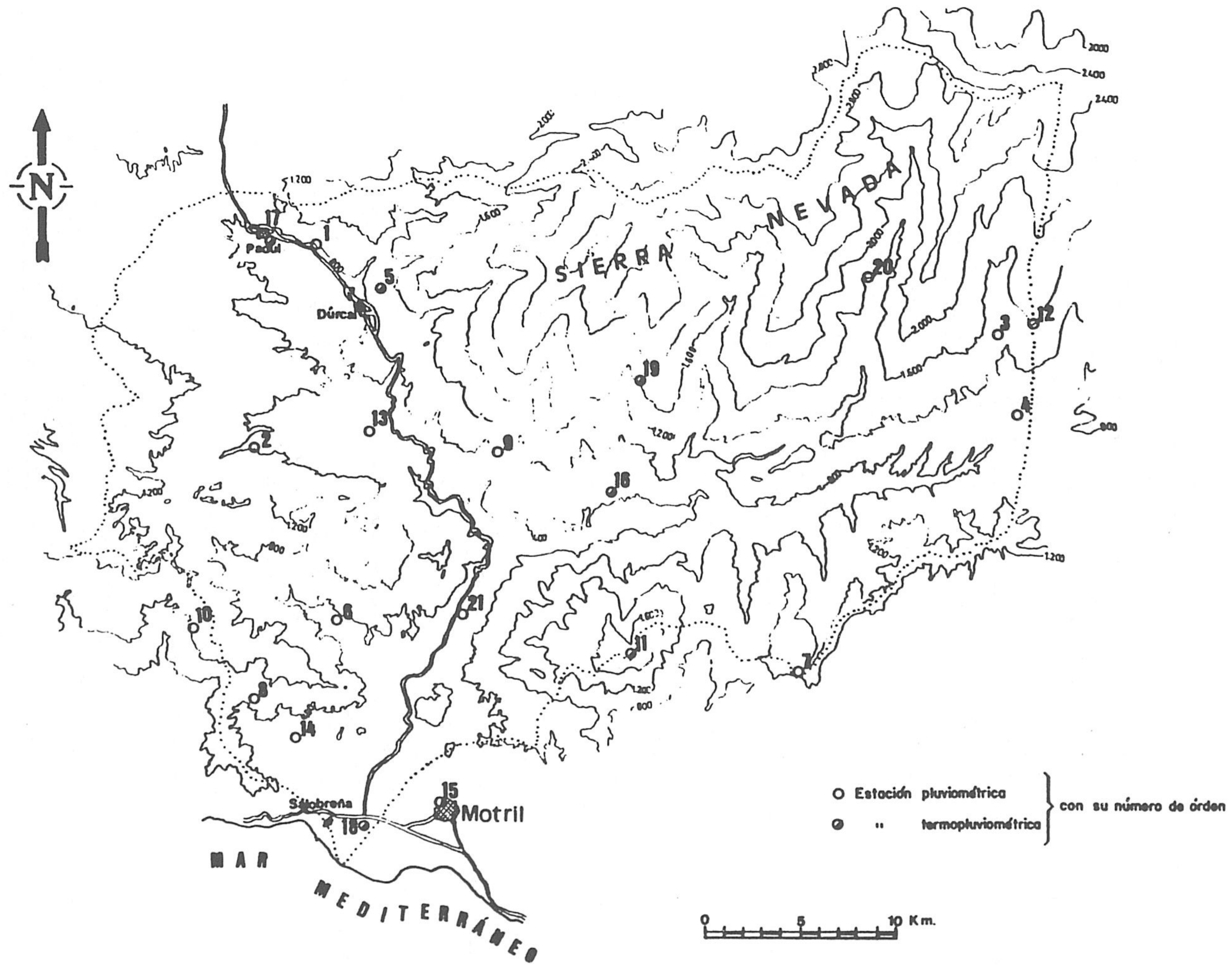


Figura 8. Localización geográfica de las estaciones termopluviométricas consideradas en el área de estudio.

ESTACIÓN (Y)	COMPLETADA CON LA ESTACIÓN (X)	N	R	ESTACIÓN DE LA RECTA DE REGRESIÓN
Aguadero	Bérchules	14	0.84	$y = 0.40 x + 169.8$
Albuñuelas	Bérchules	13	0.89	$y = 0.93 x - 116.8$
	Lanjarón	24	0.84	$y = 0.80 x + 72.5$
Bérchules	Mecina Bombarón	16	0.96	$y = 0.90 x + 101.7$
	Trevélez	14	0.88	$y = 0.71 x + 178.4$
Cádiar	Bérchules	16	0.92	$y = 0.90 x + 6.9$
	Soportújar	19	0.88	$y = 0.87 x - 60.1$
Guájar (Faragüit)	Lentegí	23	0.86	$y = 0.53 x + 128.6$
	Mecina Bombarón	23	0.80	$y = 0.70 x + 118.0$
	Motril	10	0.80	$y = 1.04 x + 133.2$
	Órgiva	23	0.84	$y = 1.10 x + 44.1$
	Soportújar	15	0.76	$y = 0.74 x - 13.4$
Haza del Lino	Melegís	25	0.78	$y = 1.35 x - 90.8$
Ítrabo	Albuñuelas	23	0.73	$y = 0.57 x + 295.8$
	Bérchules	14	0.91	$y = 0.51 x + 256.3$
	Trevélez	20	0.68	$y = 0.38 x + 334.1$
Lentegí	Bérchules	13	0.92	$y = 1.19 x + 90.7$
	Soportújar	22	0.84	$y = 1.12 x - 77.9$
Lújar (Sierra)	Lentegí	14	0.72	$y = 0.79 x + 153.5$
	Motril	13	0.73	$y = 1.54 x + 115.6$
Mecina Bombarón	Bérchules	16	0.96	$y = 1.02 x + 50.5$
	Padul	27	0.85	$y = 1.46 x - 16.5$
Molvízar	Melegís	15	0.93	$y = 1.62 x - 229.9$
Motril	Lentegí	11	0.87	$y = 45.0 x + 72.9$
	Melegís	14	0.78	$y = 71.0 x + 78.8$
	Salobreña	11	0.92	$y = 0.73 x + 37.8$
Órgiva	Cádiar	25	0.93	$y = 0.67 x + 59.6$
	Soportújar	17	0.92	$y = 0.57 x + 31.5$
Salobreña	Melegís	23	0.85	$y = 1.12 x + 3.3$
	Motril	11	0.92	$y = 1.17 x + 29.9$
	Vélez de Benaudalla	23	0.86	$y = 0.97 x - 6.3$
Soportújar	Órgiva	17	0.92	$y = 1.49 x + 62.8$
Trevélez	Bérchules	14	0.88	$y = 1.09 x - 36.20$
	Órgiva	21	0.84	$y = 1.70 x - 141.0$
Vélez de Benaudalla	Bérchules	14	0.92	$y = 0.55 x + 144.7$
	Melegís	25	0.83	$y = 0.87 x + 145.3$

N: Número de años concurrentes; R: Coeficiente de correlación

Tabla 5. Resultados obtenidos, para el completado de las series pluviométricas, en aquellas estaciones con falta de datos en su registro.

En los años en que esta metodología no ha podido ser aplicada, he completado los valores mensuales mediante correlación estadística entre series, utilizando para completar la recta de regresión correspondiente a aquellas estaciones que presentan coeficientes de correlación más elevados (siempre superior a 0.72, salvo en el caso de estación de Ítrabo con un coeficiente de 0.68 y sólo para completar los años 1982/83 y 1984/85), como se ve en la tabla 5.

Todo esto ha sido posible mediante una serie de programas, cuya descripción ha sido ya publicada (Padilla, 1984; Padilla y Pulido Bosch, 1985); de este modo he obtenido series completadas que servirán para el siguiente paso del tratamiento.

### 2.3. CORRECCIÓN DE LOS DATOS

Para detectar los errores existentes en las series de datos, tanto sistemáticos como accidentales, el procedimiento seguido se inspira en la metodología gráfica o aritmética (De Wiest, 1965), descrita en Benítez (1972) y Heras (1972), y también utilizada de manera frecuente en trabajos hidrogeológicos. He utilizado el procedimiento de dobles acumulaciones (o dobles masas), que estriba en representar en un sistema de coordenadas los valores medios de las precipitaciones anuales acumuladas de algunas estaciones cercanas a la estación en cuestión (Estación Tipo) en el eje de abscisas, y los mismos valores pero de la estación que se quiere comprobar en ordenadas; se debe cumplir que la serie de puntos obtenidos ha de encontrarse sobre una línea recta. La estación tipo ha de cumplir los requisitos de proximidad geográfica, limitada diferencia de sus altitudes y limitada dispersión de sus valores pluviométricos acumulados respecto a la media del grupo que se supone menos afectada por los errores particulares de cada una de las estaciones que la integran.

He realizado esta forma de acumulación a partir de los datos más reciente, los cuales considero como más fiables; así pues, el primer punto de la recta representa el valor del año hidrológico 1984/85 y el último el del año 1955/56. Los errores sistemáticos se manifestarían por el cambio en la pendiente de la recta, mientras que los accidentales se reflejarían en un desplazamiento paralelo de la recta a partir del punto anómalo. Para confeccionar la estación tipo, se cuenta con tres grupos; cada grupo incluye siete estaciones según el criterio siguiente: el grupo 1 comprende todas las estaciones cercanas al litoral y con una altitud menor de 450 m; el segundo grupo incluye las estaciones con altitud media menor de 890 m, (salvo la estación de Haza del Lino 1240 m, que presenta un valor acumulado similar a la media del grupo); y por último, el grupo 3 que incluye a las estaciones con altitudes por encima de 916 m; además comprende la estación de Lentegí (631 m) por tener un valor acumulado muy cercano al del grupo.

### 2.4. DETERMINACIÓN DE ERRORES

He calculado la relación de pendientes, y en el caso de existir errores sistemáticos, he corregido los valores acumulados multiplicándolos por el coeficiente de correlación obtenido, como he mencionado anteriormente, por considerar que los años recientes son más fiables. Sólo en el caso de las estaciones de Cádíar y Trevélez he tomado los años antiguos como los más fiables, pues presentan una pendiente más aceptable y además pasa por el origen (en general, no tiene porqué pasar por el origen; Heras, 1976).

Respecto a los errores accidentales, han sido corregidos restando y/o sumando un valor determinado (depende de cada caso), para que el punto representativo del valor acumulado se encaje en la recta. Otra cuestión es el error sistemático que presenta la estación de Molvízar en sus tres años más antiguos (de 1955/56 hasta 1957/58); no lo he corregido ya que los cambios de pendiente formados por menos de cinco puntos no se consideran representativos (Heras, *op. cit.*).

La corrección de los errores a nivel mensual se ha hecho por una sencilla regla de tres, lo cual presupone que el error se reparte anualmente a lo largo de los doce meses del año. Trece del total de las estaciones estaban afectadas por errores tanto sistemáticos como accidentales. En el anexo 1 de la Tesina de Al Alwani (1992) se recogen los datos completados y corregidos de las series de treinta años así como las precipitaciones medias mensuales de cada estación en el período estudiado.

## 2.5. PRECIPITACIONES MEDIAS MENSUALES

En la figura 9 se representan los hietogramas de precipitaciones medias mensuales de tres estaciones representativas. En dicha figura, el hietograma de la estación de Órgiva es representativo de las estaciones de Albuñuelas, Lanjarón, Lentegí, Melegís y Soportújar. En todas ellas, el máximo se produce en el mes de Diciembre, y luego decrece de forma gradual hasta los meses de Julio y Agosto, que presentan valores mínimos de precipitación.

Por otro lado, el hietograma de la estación de Trevélez representa a los de las estaciones de Bérchules, Cádiar, Haza del Lino, Lújar "Sierra", Mecina Bombarón, Molvízar y Padul, los cuales presentan precipitaciones máximas en Diciembre, y además registran otro máximo relativo en el mes de Febrero. El último grupo de estaciones que incluye Dúrcal, Guájar Faragüit, Ítrabo, Motril, Salobreña y Vélez de Benaudalla, -representados por el hietograma de la estación de Aguadero-, presentan un máximo en el mes de Diciembre y otro relativo en el mes de Marzo; sin embargo, la diferencia entre los dos es muy acusada.

En general, todas las estaciones registran un cantidad apreciable de precipitación en Noviembre; las lluvias de las estaciones costeras (Salobreña y Motril), marcan un máximo de igual cantidad en los meses de Marzo y Abril. Por último, no hay que olvidar que las precipitaciones sobre el área presentan gran dispersión a escala mensual con respecto a la media.

## 2.6. PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL

He obtenido el módulo pluviométrico anual -media aritmética de la lluvia anual- durante el período considerado, en cada una de las estaciones (Al Alwani, 1992). Según el índice de

humedad, he clasificado los años en húmedos, medios y secos; para la mayoría de las estaciones, el año más húmedo fue el 1962/63, de acuerdo con Pulido Bosch (1980) y Benavente (1982); para identificar el año más seco existen algunas dificultades, pues en algunas estaciones fue el año 1966/67, y en otras fue el año 1960/61, mientras que en la parte NE de la cuenca fue el año 1972/73.

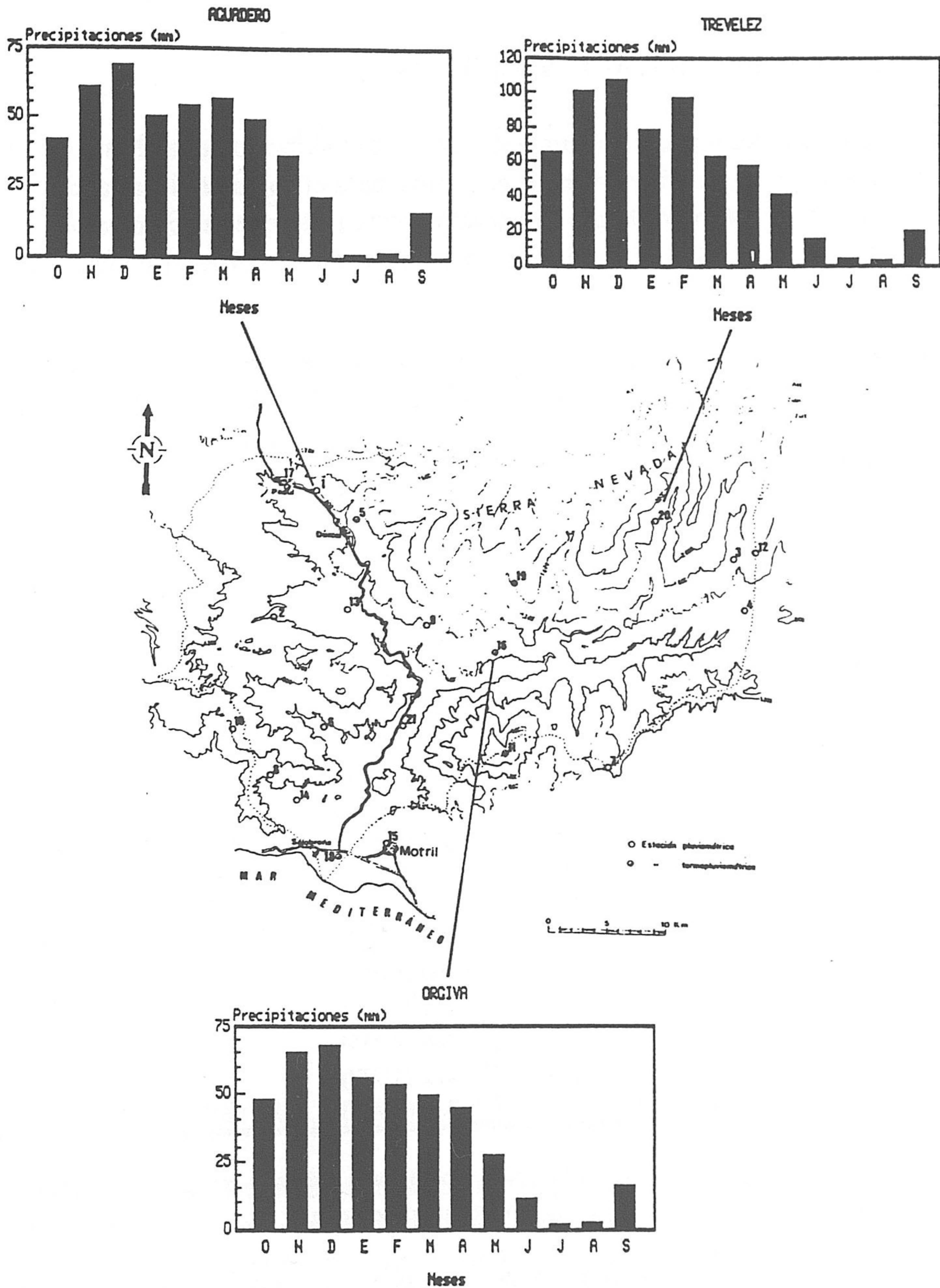


Figura 9. Hietogramas de tres estaciones representativas de la cuenca.

En la tabla 6 se reseñan los valores del año más húmedo, medio y más seco; además, quiero poner de manifiesto que la variación tan marcada dentro del sector estudiado, depende de muchos factores, como la diferencia de altitudes, la existencia de un microclima en el Valle de Lecrín y sus prolongaciones hacia Órgiva y Vélez de Benaudalla, las alineaciones montañosa y el sentido de los vientos portadores de humedad.

## 2.7. RELACIÓN PRECIPITACIÓN-ALTITUD

La precipitación registra un aumento claro con el aumento de la altitud; por este motivo he calculado el gradiente pluviométrico de la zona para el conjunto de las estaciones; el valor obtenido ha sido 15,4 mm/100 m. La ecuación de la recta que relaciona ambas variables es  $P = 0,154 h + 448$ , con un coeficiente de correlación de 0.70, en donde h se expresa en metros y P en mm.

Nº	ESTACIÓN	ALTITUD	P AÑO SECO	P MEDIO	P AÑO HÚMEDO
1	Aguadero	740	278 (66/67)	456	685 (68/69)
2	Albuñuelas	730	312 (80/81)	518	975 (62/63)
3	Bérchules	1319	460 (80/81)	685	1140 (62/63)
4	Cádiar	916	349 (72/73)	605	1024 (62/63)
5	Dúrcal	890	322 (82/83)	514	868 (62/63)
6	Guájar (Faragüit)	281	288 (72/73)	527	821 (68/69)
7	Haza del Lino	1240	285 (84/85)	582	1307 (62/63)
8	Ítrabo	390	327 (66/67)	584	840 (62/63)
9	Lanjarón	665	320 (84/85)	543	982 (62/63)
10	Lentegí	631	490 (66/67)	825	1373 (62/63)
11	Lújar (Sierra)	1842	371 (74/75)	750	1133 (62/63)
12	Mecina Bombarón	1200	435 (72/73)	654	1147 (62/63)
13	Melegís	450	206 (60/61)	450	710 (62/63)
14	Molvízar	220	62 (60/61)	460	844 (78/79)
15	Motril	40	242 (60/61)	407	661 (62/63)
16	Órgiva	450	281 (74/75)	441	614 (68/69)
17	Padul	753	300 (81/82)	450	785 (62/63)
18	Salobreña	50	280 (60/61)	500	852 (62/63)
19	Soportújar	1700	464 (74/75)	768	1177 (62/63)
20	Trevélez	1476	212 (72/73)	655	1161 (62/63)
21	Vélez de Benaudalla	130	330 (66/67)	522	737 (62/63)

*Tabla 6. Precipitación media, año más seco y más húmedo de la serie estudiada en las estaciones del área (altitud: en metros; P: precipitación en mm).*

No obstante, como el coeficiente de correlación de tales variables no es alto, he considerado necesario representar el conjunto de las estaciones sin incluir la de Lentegí, por dos razones: la primera es que está situada fuera del área; y la segunda es que resulta



especialmente anómala por la cantidad de lluvia en exceso registrada. La ecuación de la recta pasa a ser  $P = 0.16 h + 428.5$  y el coeficiente de correlación  $r = 0.84$ , un coeficiente bastante aceptable (en las figuras 10 y 11, se muestran los dos casos).

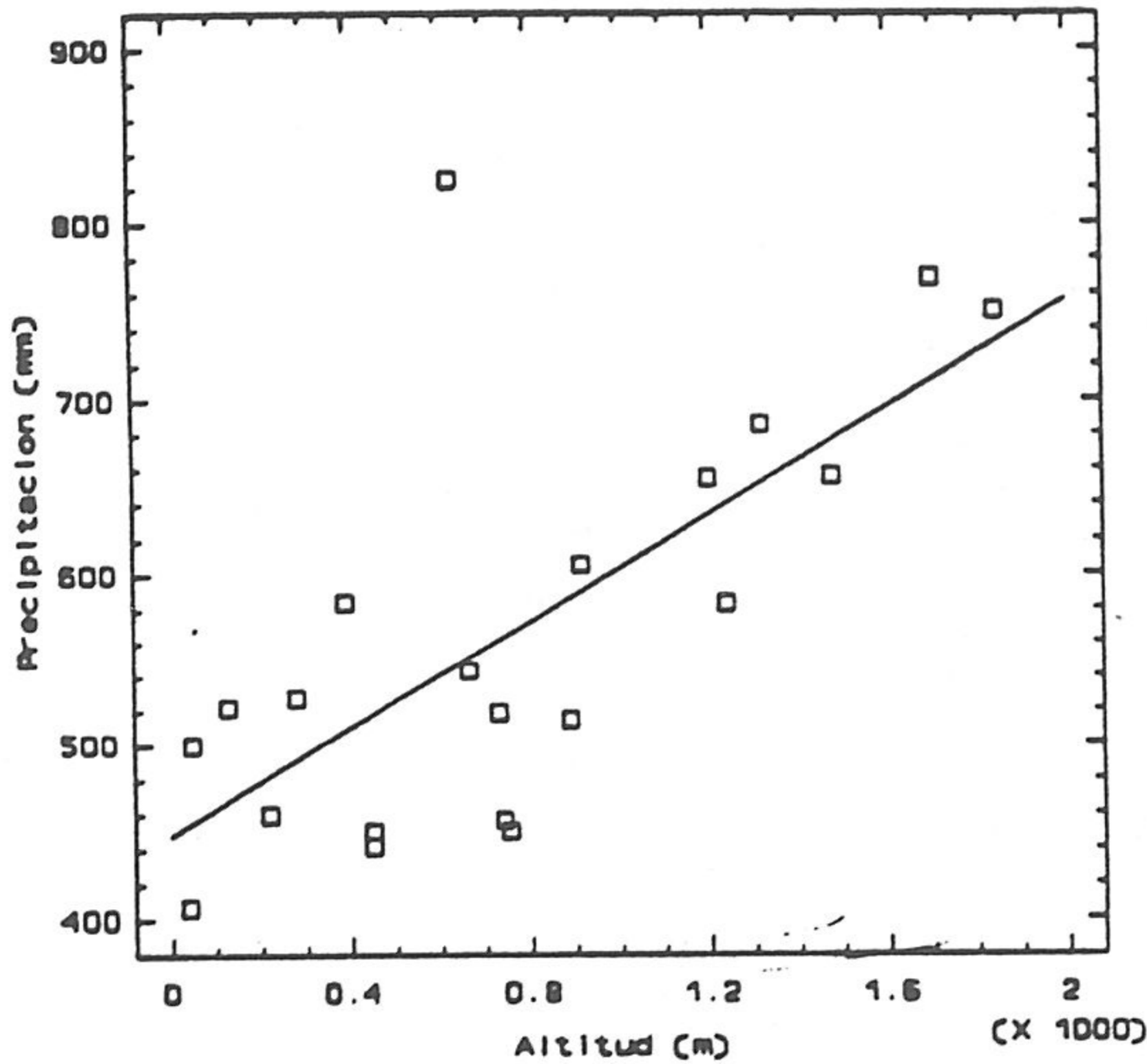


Figura 10. Relación precipitación-altitud en la cuenca del Guadalfeo, para el conjunto de las estaciones.

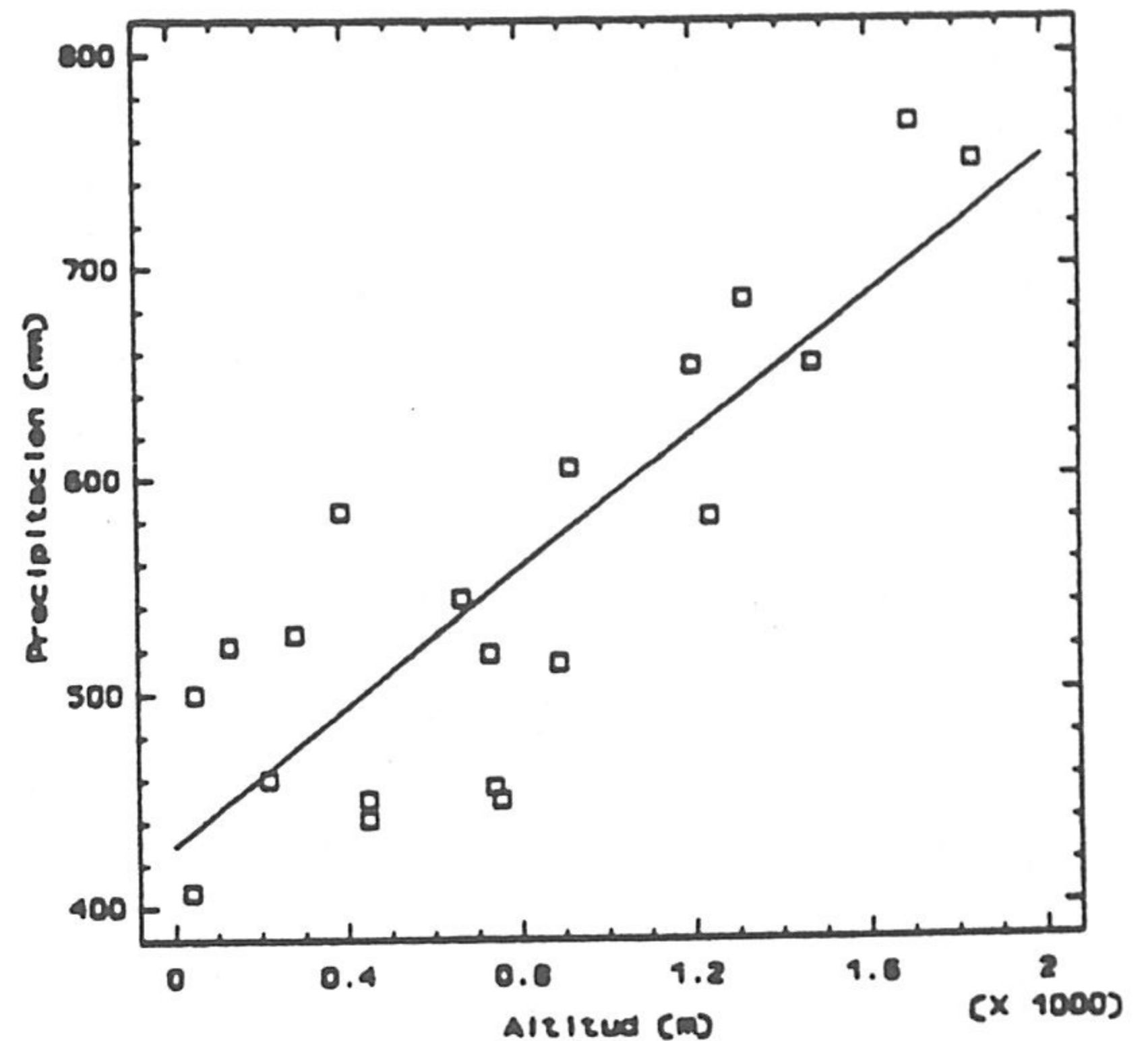


Figura 11. Relación precipitación-altitud en la cuenca, sin incluir la estación pluviométrica de Lentegí.

Para el borde occidental de Sierra Nevada, sector meridional, la ecuación obtenida por Pulido Bosch (1980) es  $P = 0.26 h + 399$  con  $r = 0.87$ ; Benavente (1982), para el total de su área de trabajo, menciona un gradiente de 17 mm/100 m ( $P = 0.17 h + 466$ ), con un coeficiente de correlación de  $r = 0.56$ ; por ello este autor distingue el sector costero y el interior (altitud superior a 800 m); el gradiente que corresponde a las estaciones propiamente costeras es de 79 mm/100 m ( $Y = 0.79 h + 391$ , con  $r = 0.96$ ) y el del interior es de 24 mm/100 m con un coeficiente de correlación de 0.91 ( $Y = 0.24 h + 346$ ). Tanta diferencia resulta, cuando menos, muy sorprendente.

En definitiva, las razones que explican estas diferencias del gradiente pluviométrico se encuentran en la extensión de la cuenca de estudio, número de estaciones a elegir, el período considerado, la variación de altitudes y toda una serie de otras posibles.

## 2.8. DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LA LLUVIA Y SU INTENSIDAD

Los días al año que registran precipitaciones apenas si constituyen el 23 % del total, de acuerdo con los datos obtenidos por Benavente (1982) como media del período 1955/56-1974/75. El mapa de isoyetas medias para el período considerado (figura 12) permite conocer la distribución espacial de las precipitaciones, además de informar acerca de los volúmenes medios de lluvia precipitada sobre las diferentes áreas del sector estudiado. Se observa en

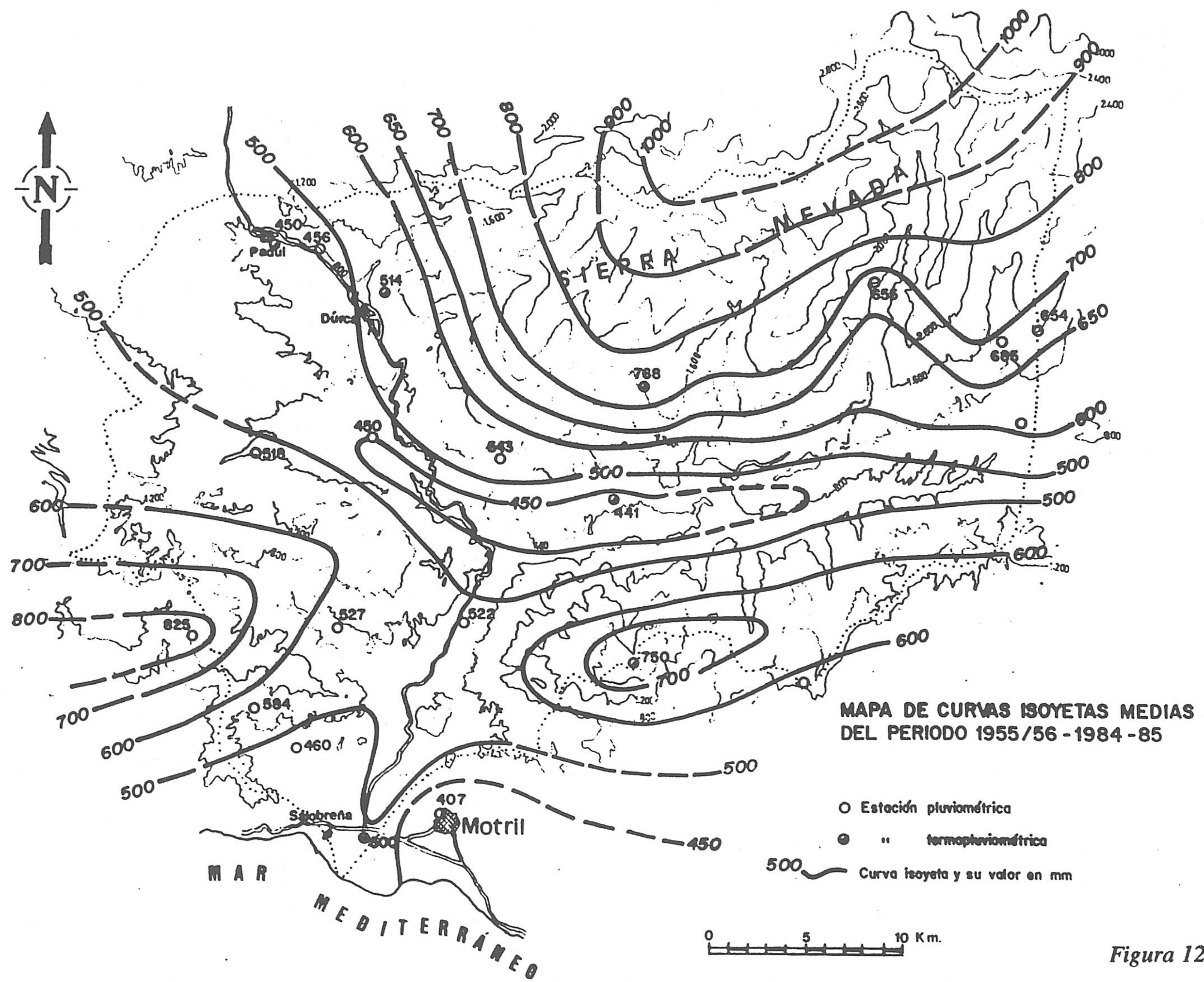


Figura 12.

dicho mapa, cómo la isoyeta del borde costero, hacia el Este y la zona central del Valle de Lecrín, está por debajo de los 450 mm, mientras que el borde costero hacia el Oeste y el resto de las zonas deprimidas se encuentran entre las isoyetas 450 y 500 mm.

El control de las isoyetas es marcadamente orográfico; aparecen dos importantes máximos pluviométricos relacionados con las alineaciones montañosas que bordean el litoral (Sierras de Almijara y Lújar). En la sierra Almijara (estación de Lentegi) las curvas de igual precipitación media superan los 800 mm; la causa de esta cierta anomalía, como se ha mencionado anteriormente, viene por la oposición que presenta dicha sierra a los vientos portadores de humedad. El trazado de las isoyetas sobre la Sierra de Lújar está relacionado con la morfología de esta sierra que responde a un domo, bastante individualizado respecto a los macizos contiguos; la precipitación máxima en este sector alcanza un valor de 700 mm.

En el interior del área estudiada, se registra otro máximo pluviométrico relacionado con las elevaciones montañosas de Sierra Nevada, donde se miden precipitaciones medias por encima de 1000 mm. Además, se observa que las curvas de igual precipitación se aprietan en el sector SW de la Sierra, marcándose un gradiente pluviométrico elevado, debido principalmente a la orientación de dicha Sierra, que se opone a los vientos húmedos procedentes del SW peninsular; hacia el E y SE de Sierra Nevada, el gradiente pluviométrico es menos marcado, donde el efecto de föehn (in Remenieras, 1960) tiene poca influencia. En todo caso, la precipitación media obtenida mediante el método de las curvas de igual precipitaciones es de 639 mm, valor más alto que el obtenido por la media aritmética (566 mm).

### 3. TEMPERATURA

Para el estudio de las temperaturas he contado con los registros de temperatura media mensual correspondientes al período 1955/56-1984/85 en seis estaciones dentro de la cuenca del río Guadalfeo (Lújar, Salobreña, Padul, Órgiva, Dúrcal, Soportújar), que son aquellas donde, en dicho período, existe mayor número de datos; he considerado el mismo período para el estudio de precipitaciones. En las estaciones citadas existen algunas lagunas en los registros; la de Lújar (Sierra) tiene un registro de 12 años, mientras que el resto lo tiene bastante extenso; en este caso, no he recurrido a completar y corregir las series como hice con los datos pluviométricos, pues las considero suficientemente aceptables y representativas.

El resto de las estaciones empleadas en el apartado anterior (15 en total), carece de datos termométricos; por esta razón creo que es necesario recurrir a calcular la  $T^a$  media anual de cada una de ellas mediante la ecuación de la recta de regresión (método de los mínimos cuadrados) a partir de la temperatura y la altitud.

### 3.1. RELACIÓN TEMPERATURA-ALTITUD

Como es lógico, la gran diferencia de cotas que existe en el área tiene su reflejo en la temperatura, que disminuye considerablemente al aumentar la altitud. La relación entre la temperatura media anual (T) y la altitud (h) para este área viene dada por la ecuación  $T = 18,02 - 0,0038 h$ , con un coeficiente de correlación  $r = - 0.89$ ; así pues el gradiente térmico vale  $- 0.38^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ , la temperatura media a nivel del mar resulta ser de  $17,92^{\circ}\text{C}$ . (figura 13).

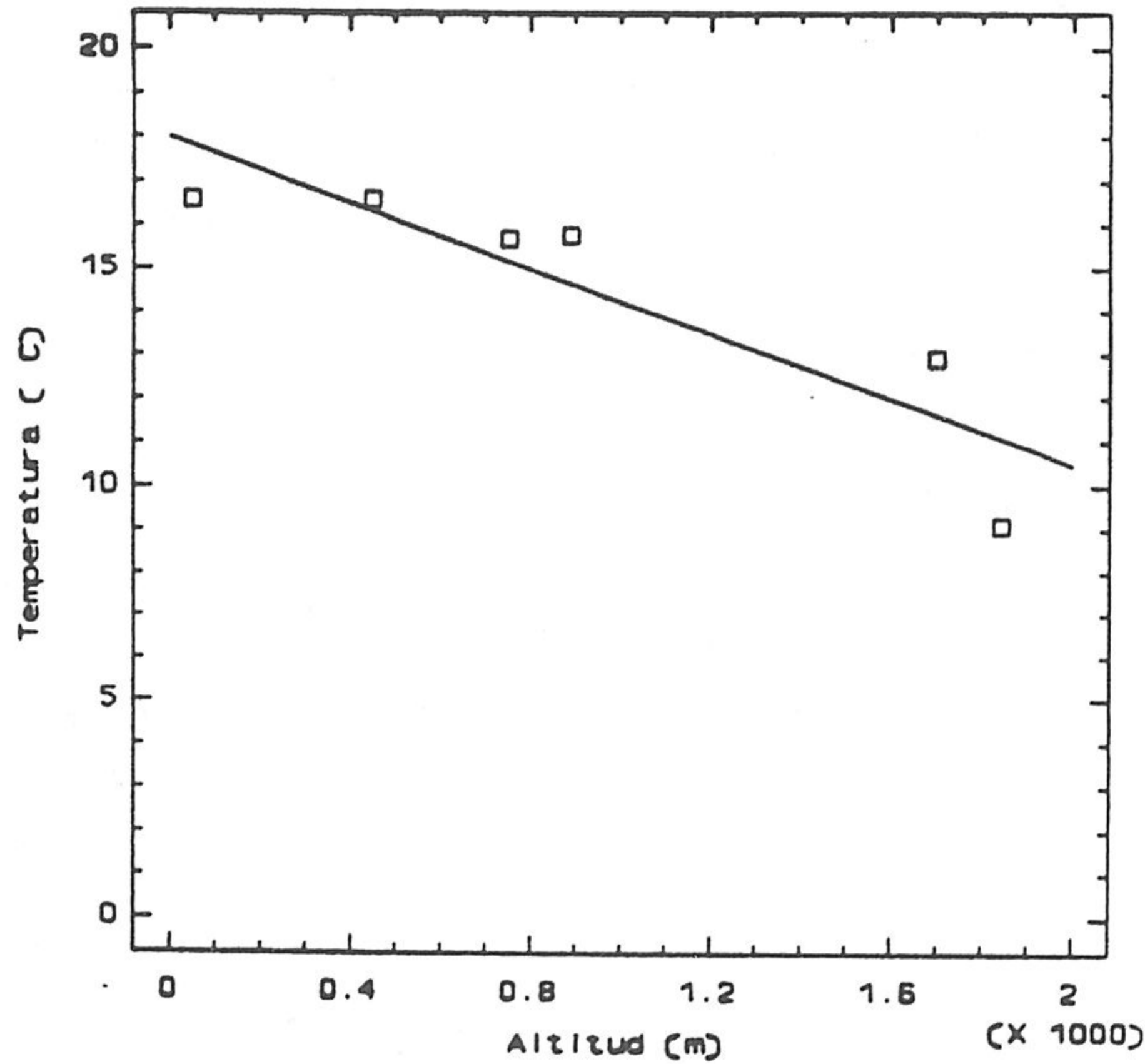


Figura 13. Relación temperatura-altitud en la cuenca estudiada.

AUTOR	ÁREA	GRADIENTE (°C/100 m)
Messerli (1965)	Vertiente sur de Sierra Nevada	0.68-0.69
Fernández Rubio (1975) *	Sur de la provincia de Granada	0.496
	Franja 400-2000 m	0.61
Cruz Sanjulián (1976)	Cuenca Sur de España	0.42
Morell (1976)	Cuenca media del río Guadalfeo	0.557
Pulido Bosch (1980)	Extremo oeste de Sierra Nevada	0.55
Frontana, Goicoechea y Rodríguez (1981)	Vertiente sur de Sierra Nevada	0.48
Benavente (1982)	Acuíferos costeros de la provincia de Granada	0.42

(\*: este autor calcula, asimismo, los valores estacionales del gradiente)

Tabla 7. Valores del gradiente térmico del aire, obtenidos en investigaciones anteriores, en sectores incluidos dentro del área de estudio o adyacentes.

ESTACIÓN	EVAPORACIÓN	PERÍODO
Padul (Piché)	1249	1961/80
Dúrcal C. (Piché)	1604	1968/80
Lanjarón (tanque)	835	1968/76
Órgiva (Piché)	875	-

Tabla 8. Evaporación media anual (mm), medida en cuatro estaciones (tomada de Castillo, 1982).

Nº	ESTACIÓN	P media (mm)	T <sup>a</sup> media (°C)	Altitud (m)	EVAPOTRANSPIRACIÓN (THORNTHWAITE)			
					ETP (mm)	ETR (mm)		
						R = 25	R = 50	R = 100
1	Aguadero	456		740	815	277	303	348
2	Albuñuelas	518		730	815	264	290	338
3	Bérchules	685		1319	697	306	333	383
4	Cádiar	605		916	815	293	320	370
5	Dúrcal	514	15.8	890	815	285	311	359
6	Guájar (Faragüit)	527		281	821	299	326	347
7	Haza del Lino	582		1240	658	238	264	313
8	Ítrabo	584		390	821	302	329	380
9	Lanjarón	543		665	815	301	327	376
10	Lentegí	825		631	815	314	341	392
11	Lújar (Sierra)	750	9.1	1842	658	262	289	340
12	Mecina Bombarón	654		1200	697	308	334	385
13	Melegís	450		450	840	267	293	337
14	Molvízar	460		220	821	267	291	331
15	Motril	407		40	821	276	299	342
16	Órgiva	441	16.6	450	840	272	297	339
17	Padul	450	15.7	753	815	284	310	355
18	Salobreña	500	16.6	50	821	295	321	366
19	Soportújar	768	12.9	1700	697	311	337	387
20	Trevélez	655		1476	697	283	312	362
21	Vélez de Benaudalla	522		130	821	296	323	370

Notas: ETP: Eva. potencial; ETR: Eva. real; R: Reserva de agua utilizable por las plantas (mm); P media: Precipitación media anual; T<sup>a</sup> media: Temperatura media anual.

Tabla 9. Resumen de los valores de temperatura y evapotranspiración potencial y real media anual (método de Thornthwaite) en las estaciones consideradas.

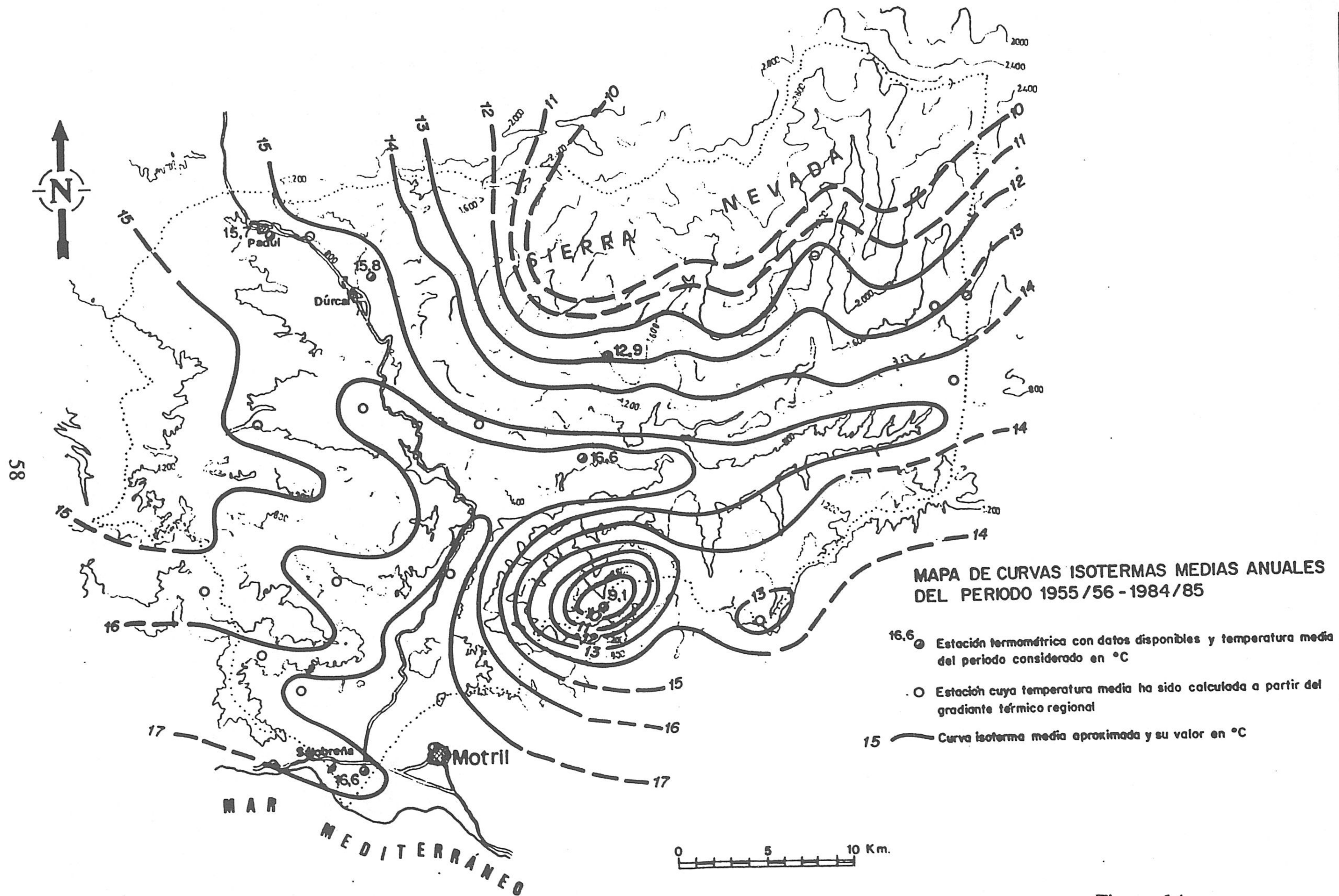


Figura 14.

En comparación con los valores del gradiente térmico obtenidos por otros autores en sectores dentro de la cuenca o cerca de ella, el valor que obtengo es bajo (tabla 7); ello es debido, en primer lugar a la falta de estaciones termométricas en alta montaña, así como a la distribución irregular en la cuenca y, sobre todo, a la influencia de factores geomorfológicos.

En la tabla 9 se indican los valores de la temperatura media anual de todas las estaciones, obtenidos mediante la recta de regresión; en general, determinados sectores cercanos de las cumbres montañosas, no llegan a superar los  $10^{\circ}\text{C}$  como valor medio (incluso por debajo de  $5^{\circ}\text{C}$  en el caso de Sierra Nevada).

### 3.2. ISOTERMAS Y VARIACIÓN TEMPORAL

He dibujado las curvas de igual temperatura a partir de la  $T^a$  media (estaciones con registro) y de aquellas con una temperatura media calculada según el gradiente térmico regional (figura 14). Se observa en este mapa la existencia de dos mínimos termométricos, el primero situado en la Sierra de Lújar, con un  $9,1^{\circ}\text{C}$  (también existe baja temperatura en la Sierra de Contraviesa con un valor de  $13^{\circ}\text{C}$ ), y el segundo, como es lógico, en las elevaciones de Sierra Nevada.

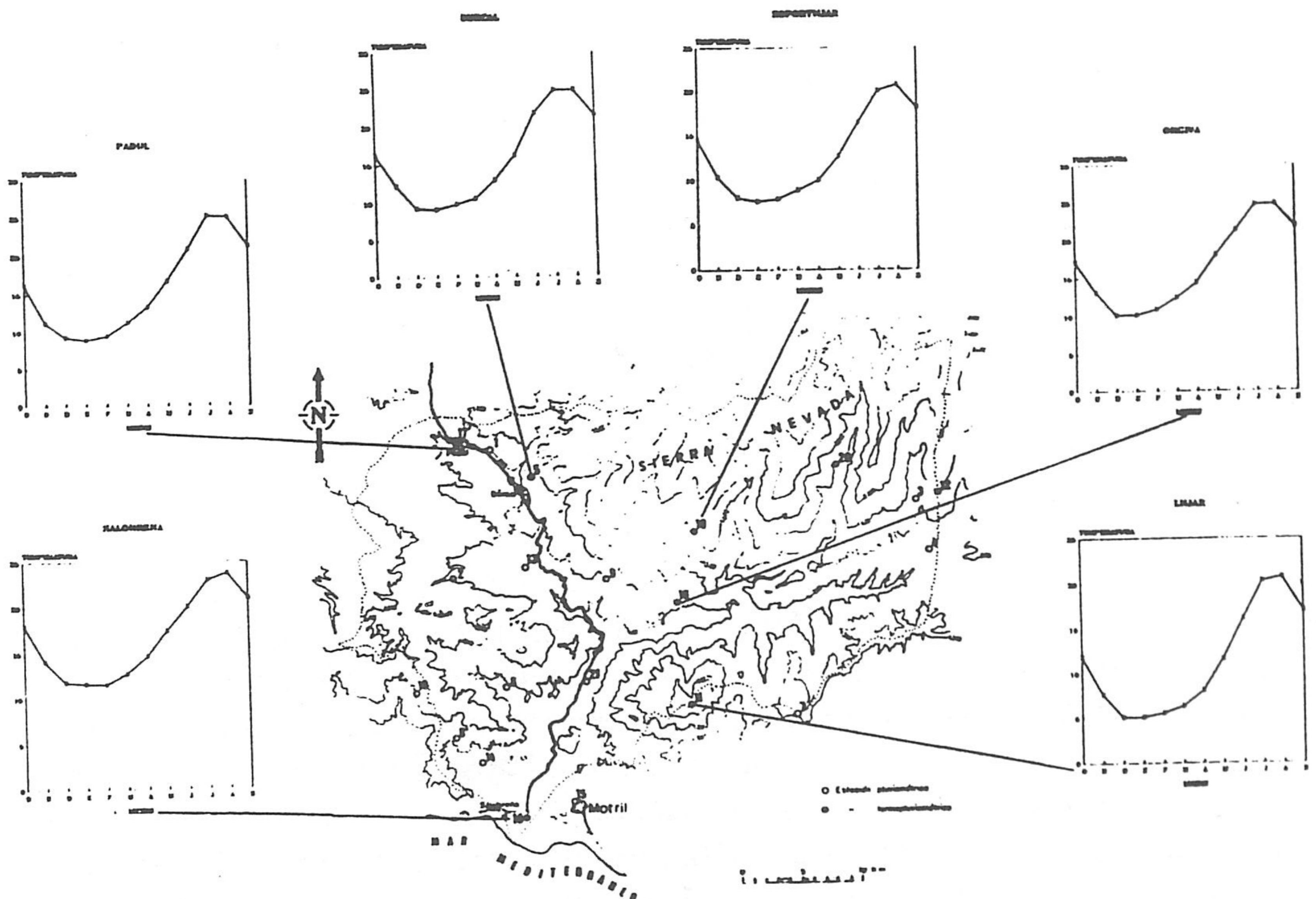


Figura 15. Temperaturas medias en seis estaciones del área con registro suficiente.

Las altas temperaturas registradas en la zona están situadas en la costa (parte poniente) con un valor de 18°C, y en las prolongaciones del Valle de Lecrín, con valores que oscilan entre 16 y 17°C; ello, debido a la influencia marítima, que se pone de manifiesto al contrastar los gradientes térmicos altitudinales de la vertiente norte y sur de Sierra Nevada (Messerli, 1965; Frontana et al., 1981).

Se observa en la figura 15 que los gráficos que representan las variaciones de la temperatura media mensual durante el año presentan distintas morfologías; depende del sector donde está localizada la estación. En el caso de las estaciones de Lújar y Órgiva marcan la mínima temperatura en el mes de Diciembre y la máxima en el de Agosto; respecto a las estaciones de Dúrcal, Padul y Soportújar la temperatura mínima registrada era en el mes de Enero, mientras que la máxima era durante los meses de Julio y Agosto en el caso de Padul y Dúrcal, y en Agosto en la estación de Soportújar.

La estación de Salobreña registra su temperatura mínima en los meses de Diciembre, Enero y Febrero, aunque en el último más baja; la temperatura máxima, como es normal en litoral granadino, se mide en el mes de Agosto. Cabe decir aquí que esta representación indica de forma orientativa a los cambios de temperatura al pasar los meses del año medio.

## 4. EVAPOTRANSPIRACIÓN

### 4.1. INTRODUCCIÓN

Existen en el área de estudio algunas estaciones que realizan el registro de la evaporación controladas por la Comisaría de Aguas del Sur de España o por los Servicios del Instituto Nacional de Meteorología; hay cuatro estaciones (Padul, Dúrcal C., Lanjarón y Órgiva) que realizan un control de la evaporación mediante evaporímetro de tipo Piché, o de tanque. Estos datos no han sido sometidos a ningún tipo de tratamiento, por que, de momento, sirven como datos orientativos. Se observa en la tabla 8 los valores de la evaporación media anual, para diferentes estaciones, y el período de registro a que se refieren.

Como puede verse, estos valores son muy dispares; oscilan entre 1604 mm como máximo en Dúrcal Central y 835 mm como mínimo en Lanjarón; esta diferencia no parece justificable y trae consigo serias dudas sobre la fiabilidad de las medidas efectuadas. Hay que tener en cuenta que los valores así considerados y la evaporación medida en superficie de agua libre son diferentes (la mitad o menos incluso; Castany, 1963), como es el caso del área pantanosa del Padul; además, la mayor parte de la cuenca está cubierta por vegetación; esto indica que las pérdidas de agua a la atmósfera incorporan la transpiración; no obstante, la evaporación a partir de un suelo desnudo es superior a la del mismo suelo cubierto con vegetación.



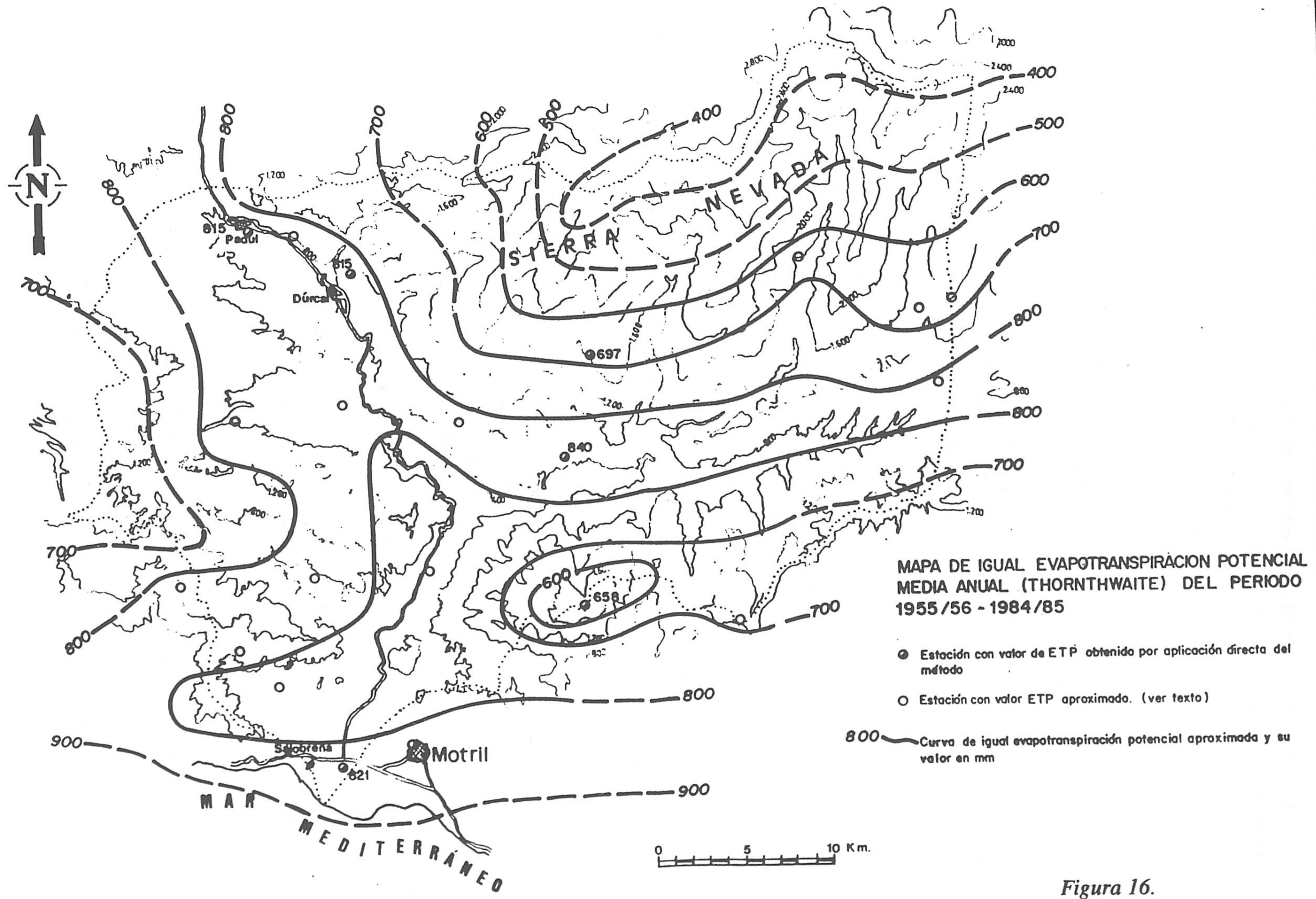


Figura 16.

La transpiración es el resultado del proceso físico-biológico, por el cual, el agua cambia de estado líquido a gaseoso, a través del metabolismo de las plantas, y pasa a la atmósfera. En definitiva, lo que importa más desde el punto de vista hidrogeológico, es la evapotranspiración que sería la suma de evaporación y transpiración o el resultado de los dos procesos en común.

## 4.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

El estudio de la evapotranspiración potencial se ha efectuado a partir de los datos de temperatura registrados en seis estaciones (anteriormente citadas); para el resto de las estaciones, he obtenido una estimación de la ETP anual media mediante los datos de temperatura de la estación más cercana a la estación en cuestión y con similares características geográficas. He utilizado el método de Thornthwaite que es un método empírico, dada la falta de instalaciones lisimétricas en el área, para calcular la ETP; este parámetro es de gran importancia para establecer el balance hídrico. Para su determinación entra en juego la situación geográfica de la estación, el efecto de iluminación mensual que influye en notable grado (tabuladas por Elías y Giménez, 1965), y las temperaturas medias mensuales del período considerado.

La estimación de la ETP podría haberse realizado directamente por regresión a partir de la latitud (dato conocido en todas las estaciones), dando resultados prácticamente similares a los anteriormente calculados; en la tabla 9 se encuentran los valores obtenidos según el mismo método para todas las estaciones. La figura 16 recoge las curvas de igual evapotranspiración potencial media anual; en este mapa se observa que los valores máximos de ETP se encuentran en las zonas deprimidas, el litoral, y en la parte suroeste de la cuenca (influencia de los vientos procedentes del Océano Atlántico); los valores mínimos de la ETP están situados en las elevaciones montañosas (Sierra de Lújar y Sierra Nevada).

## 4.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL

He utilizado varios métodos para determinar la evapotranspiración real: Thornthwaite - los cálculos se han llevado a cabo mediante el programa "CLIMA", elaborado por Padilla, (1984)-, Turc y Coutagne.

### 4.3.1. Método de Thornthwaite

Se define a partir de los datos mensuales de la ETP, precipitación, y un factor que se denomina capacidad de campo o reserva de agua utilizable por las plantas; este último significa la capacidad de retención de un suelo hasta alcanzar el grado de saturación y

depende, esencialmente, de las características litológicas que condicionan el tipo de suelo y, por tanto, el tipo de vegetación; valores de 25, 50 y 100 mm pueden ser representativos en terrenos karstificados algo arcillosos, arenosos y arcillosos, respectivamente.

Los datos de la ETR obtenidos para diferentes valores de capacidad de campo se muestran en la tabla 9; también he calculado los porcentajes de pérdida de precipitación por evapotranspiración para todas las estaciones; este porcentaje varía entre 35-68% para una c.c. = 25 mm; cuando la c.c. = 50 mm el porcentaje oscila entre 38-73 %; y por último para c.c. = 100 mm oscila entre 45-84 %. En cuanto al total del área, se deducen valores de ETR de 286, 312 y 358 mm, correspondientes a una capacidad de campo de 25, 50 y 100 mm, con porcentajes de pérdida de precipitación de 50, 55 y 63 % respectivamente. La figura 17 representa el mapa de curvas de igual evapotranspiración real, según el mismo método, con capacidad de campo de 100 mm en el área estudiada.

#### 4.3.2. Método de Turc

En este método la evapotranspiración real sólo depende de valores de precipitación y temperatura, según la fórmula siguiente:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

donde ETR = evapotranspiración media real (mm); P = precipitación media anual (mm);  
L = 300 + 25 T + 0.05 T<sup>2</sup>; T = temperatura media anual (°C).

En la tabla 10 se recogen los valores obtenidos según este método y el porcentaje de lluvia que vuelve a la atmósfera mediante el proceso de evapotranspiración, además de su variación de una estación a otra; sin embargo, para el total de la cuenca la ETR ha sido de 446 mm, equivalente al 79 % de la precipitación, lo cual resulta un valor bastante alto.

#### 4.3.3. Método de Coutagne

Coutagne propone una fórmula distinta para calcular la ETR pero con los mismos parámetros que entran en juego en el método anterior; la expresión es:

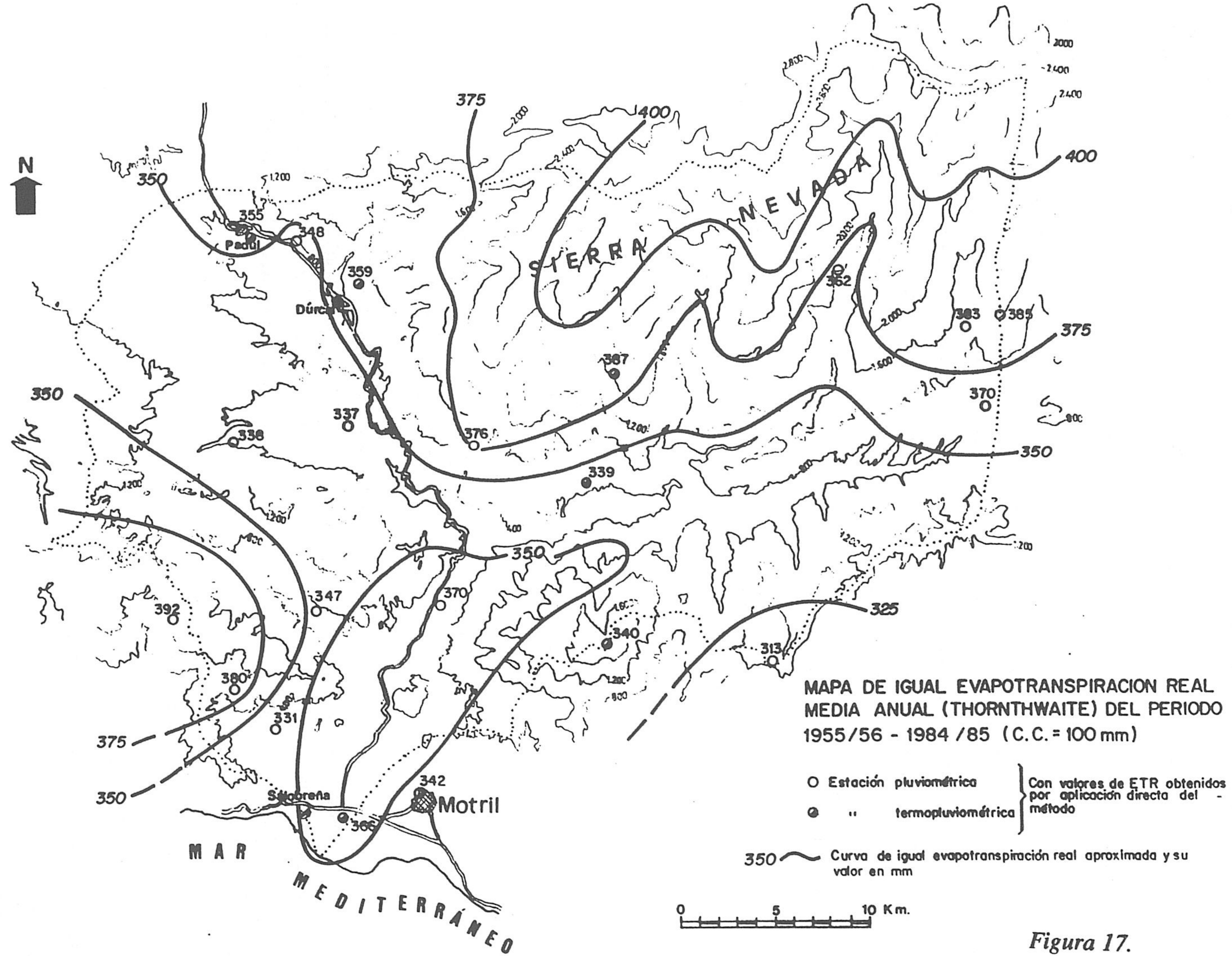


Figura 17.

$$ETR = P - \lambda P^2 \quad \text{en donde} \quad \lambda = \frac{1}{0.80 + 0.14 T} ; P \text{ se expresa en m y } T \text{ en } ^\circ\text{C}$$

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 10; este método no es aplicable en el caso de las estaciones de Melegís y Motril por no dar valores válidos; el criterio a considerar es que los valores de la precipitación tienen que estar comprendidos entre:

$$\frac{1}{8 \lambda} < P < \frac{1}{2 \lambda}$$

El resto de las estaciones da valores válidos; en este caso la media obtenida para toda la cuenca es de 456 mm, lo que supone un 81 % de la lluvia precipitada.

Nº	ESTACIÓN	P media (mm)	Tª media (°C)	Altitud (m)	EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL (ETR)			
					Turc		Coutagne	
					(mm)	(%)	(mm)	(%)
1	Aguadero	456	15.2 *	740	397	87	386	85
2	Albuñuelas	518	15.2 *	730	432	83	429	83
3	Bérchules	685	13.0 *	1319	475	69	505	74
4	Cádiar	605	14.5 *	916	474	78	483	80
5	Dúrcal	514	15.8	890	430	84	426	83
6	Guájar (Faragüit)	527	16.9 *	281	442	84	438	83
7	Haza del Lino	582	13.3 *	1240	425	73	440	76
8	Ítrabo	584	16.5 *	390	470	80	475	81
9	Lanjarón	543	15.5 *	665	450	83	448	83
10	Lentegí	825	15.6 *	631	548	66	598	72
11	Lújar (Sierra)	750	9.1	1842	472	63	514	69
12	Mecina Bombarón	654	13.4 *	1200	465	71	490	75
13	Melegís	450	16.3 *	450	398	88	NA	
14	Molvízar	460	17.1 *	220	404	88	392	85
15	Motril	407	17.8 *	40	370	91	NA	
16	Órgiva	441	16.6	450	392	89	378	86
17	Padul	450	15.7	753	349	88	382	85
18	Salobreña	500	16.6	50	427	85	419	84
19	Soportújar	768	12.9	1700	631	82	542	71
20	Trevélez	655	12.4 *	1476	466	71	490	75
21	Vélez de Benaudalla	522	17.5 *	130	439	84	435	83

Notas: P media: Precipitación media anual; Tª media: Temperatura media anual; \*: Temperatura media anual obtenida a partir de del gradiente térmico; NA: Estación en que no ha sido aplicado el método.

Tabla 10. Resumen de los valores de la evapotranspiración real media anual de las estaciones del área, según los métodos de Turc y Coutagne.

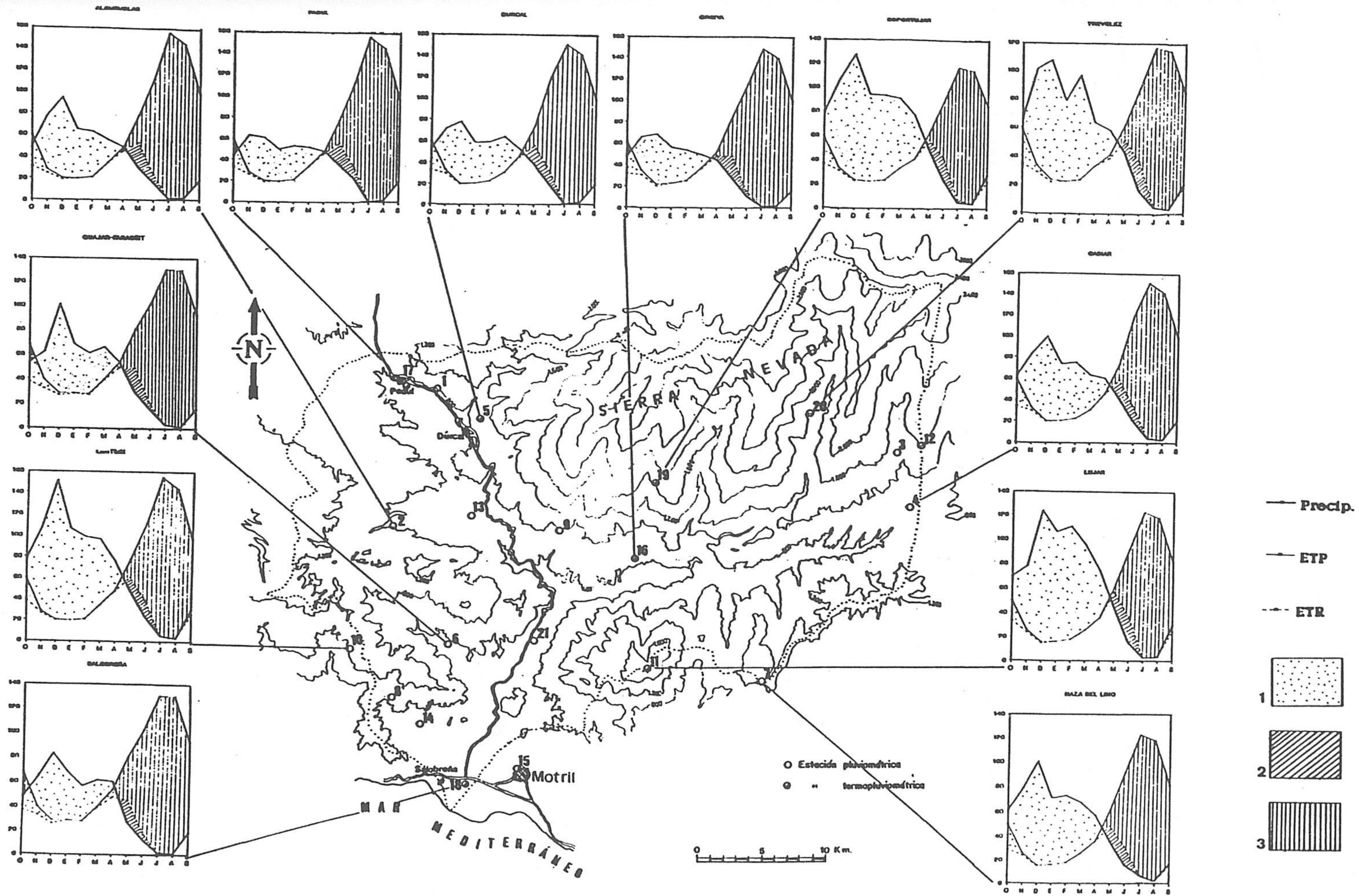


Figura 18. Balance hídrico de Thornthwaite de algunas estaciones representativas del área estudiada, con una capacidad de campo de 50 mm. 1) Restitución de la reserva y excedentes. 2) Utilización de la reserva. 3) Déficit estricto de agua.

#### 4.3.4. Balance hídrico de Thornthwaite

Con objeto de completar los datos climatológicos expongo a continuación, de forma fundamentalmente gráfica, el balance de algunas estaciones representativas, a nivel mensual, del período 1955/56-1984/85; se toman valores medios de precipitación, ETP y ETR (corresponde a la capacidad de campo dada) que constituyen los componentes del balance. Para determinar la variación de este balance según las condiciones geográficas en cada sector, he dibujado los gráficos que representan el balance hídrico de aquellas estaciones, con capacidad de campo de 50 mm por considerarlo como valor medio (figura 18). De la observación de los gráficos se deduce que en todas las estaciones consideradas, salvo la de Órgiva, el balance precipitación-evapotranspiración es negativo a partir del mes de abril y a veces comienza en la segunda quincena del mismo mes o en los primeros días de mayo (en el caso de estaciones de alta precipitación); mientras en el de Órgiva es negativo a partir de los últimos días del mes de marzo, dada la situación peculiar de dicha estación.

En lo que se refiere a las evapotranspiraciones reales, éstas no aumentan en los meses secos al mismo tiempo que las potenciales, por falta de agua disponible; además, se puede observar una suave variación entre una y otra estación y, por consiguiente, los déficits anuales serán inferiores a los superávits en todos los casos. Finalmente, si las curvas de ETP y ETR en los gráficos no coinciden en los primeros meses del año hidrológico, es porque la media de la ETR corresponde a una serie completa del período considerado, mientras que la media de la ETP ha sido calculada a partir de datos térmicos que no cubren todo el período considerado, como he mencionado anteriormente en el epígrafe 3.1.

## 5. INFILTRACIÓN

Existen varios métodos empíricos para determinar la infiltración que aunque no son de gran exactitud, dan una idea de los ordenes de magnitud; como no es posible utilizar métodos directos, hay que recurrir a estos métodos. Kessler (1965) propone un método que sirve para utilizarlo en terrenos carbonáticos con cierto grado de karstificación; parte sólo de valores de precipitación de una serie determinada y mediante algunos cálculos llega a obtener la infiltración. He utilizado éste método para determinar la infiltración de toda la cuenca, y he elegido algunas estaciones representativas; la infiltración media obtenida para el total de la cuenca ha sido 60 %; es posible que los resultados obtenidos como porcentajes de infiltración sean una cierta aproximación a la realidad en algunos casos (Sierra de Lújar y las formaciones carbonatadas de los mantos alpujárrides existentes en la zona). Al estudiar y analizar más adelante el balance hídrico y estimar los recursos de los acuíferos, trataré con detalle estos valores para generalizarlos de forma relativa a toda la cuenca.





### **III. HIDROLOGÍA**



## 1. DATOS FÍSICOS DE LA CUENCA

### 1.1. LOS PARÁMETROS FÍSICOS

"Se denomina cuenca hidrográfica o cuenca receptora de un río, en un punto dado, el área limitada por el contorno en cuyo interior el agua precipitada se acumula en ese punto del río". Este término ha sido definido por Roche (1963), recogido por Heras (1976) y otros autores. Para delimitar la cuenca en estudio he trazado la divisoria topográfica que separa las aguas que superficialmente llegan al punto estudiado, en este caso la desembocadura del río en el Mediterráneo, de las que pasarían a otras cuencas.

Casi en todo el contorno de la cuenca del Guadalfeo, las divisorias hidrológica e hidrogeológica coinciden, salvo en el Noroeste cerca de Padul, donde la divisoria hidrogeológica se extiende más al Norte; ello queda reflejado en la descarga que presentan los acuíferos adyacentes (Casas, 1974; Pulido Bosch, 1980; Castillo, 1982).

Debido a la gran extensión de la cuenca y a los objetivos del presente trabajo, voy a analizar los parámetros correspondientes a la totalidad de la misma en vez de hacerlo para cada subcuenca. Las principales características que definen una determinada cuenca desde un punto de vista físico, según Heras (1976), son:

- Superficie y Perímetro
- Distribución de altitudes
- Curva hipsométrica y Altitud media
- Índice de compacidad
- Rectángulo equivalente
- Índice de pendiente, longitud y pendiente media del río
- Factor de forma y Radio de elongación
- Alejamiento medio
- Coeficiente orográfico
- Perfil longitudinal del río
- Amplitud del relieve y Relación de relieve

Para la aplicación práctica, como orden de magnitud, en cuanto a escala, puede considerarse la siguiente distribución entre superficies de cuenca y escala a utilizar  $1.100 < S < 10.000 \text{ km}^2$  escala 1:200.000; esta ha sido, pues, la escala de partida para determinar los distintos parámetros.

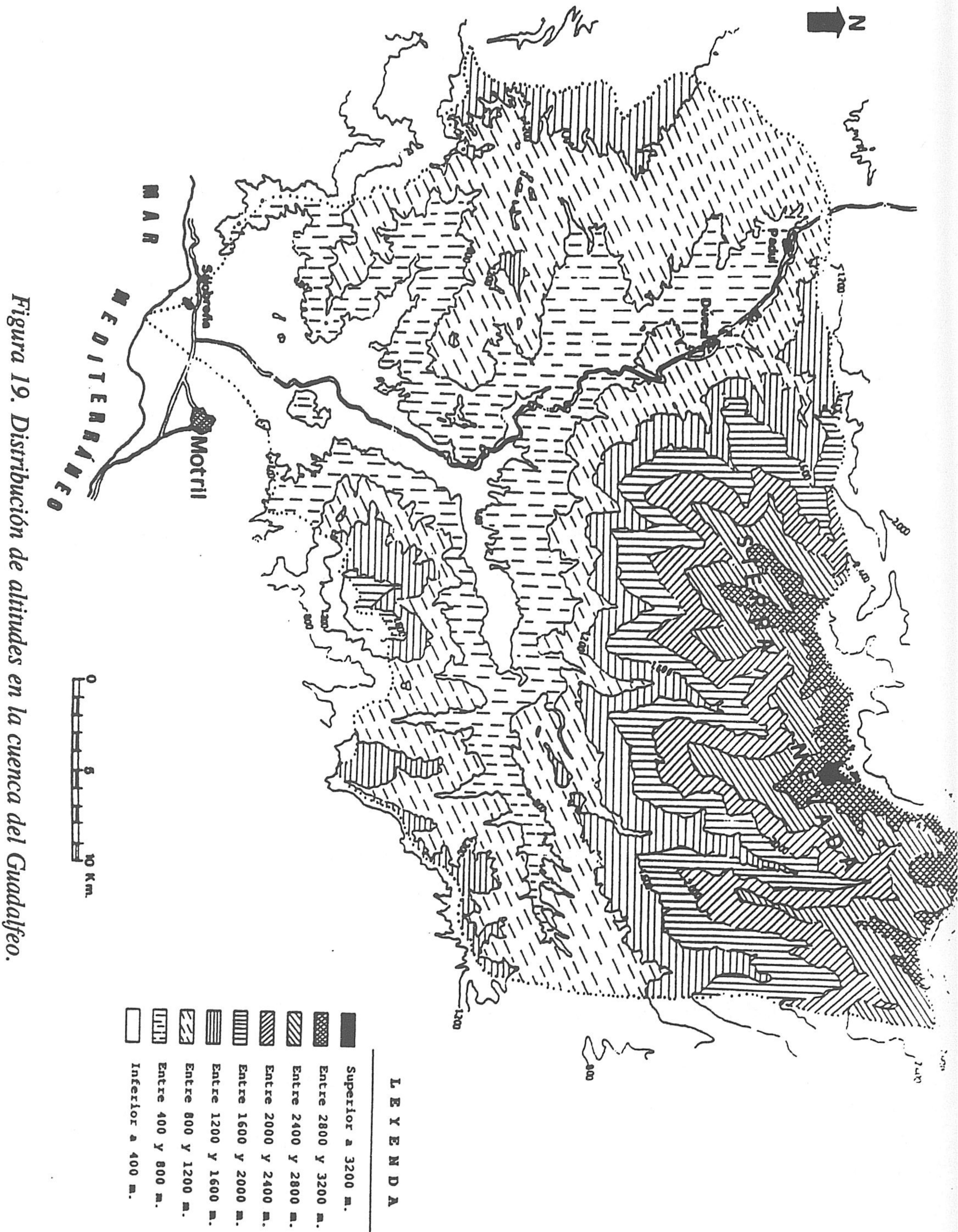


Figura 19. Distribución de altitudes en la cuenca del Guadalfeo.

**A.- Superficie y Perímetro**

La superficie total que he calculado para la cuenca del río Guadalfeo es de 1295,4 km<sup>2</sup> (escala 1:200.000); este valor coincide con los datos obtenidos por el MOPU (Centro de Estudios Hidrográficos). El perímetro de la cuenca obtenido sobre el plano a escala 1:200.000 es de 175,5 km, mientras que a escala 1:100.000 he obtenido del orden de 185 km. A partir de ahora y para los siguientes cálculos consideraré los valores obtenidos a escala 1:200.000 tanto del perímetro como de la superficie.

**B.- Distribución de altitudes**

He confeccionado el mapa de las curvas de nivel con una equidistancia de 400 m; en este mapa (figura 19) se muestran unas altitudes decrecientes hacia el Sur y el Suroeste; gran parte de la cuenca está situada entre las cotas 800 y 1200 m. Es evidente que las máximas altitudes se encuentran en los bordes Norte y Noreste (Sierra Nevada) donde se superan los 3200 m. Al Sur destacan las Sierras de Contraviesa (1457 m) y de Lújar (1824 m), que superan los 1200 m; además se tienen las Sierras de Albuñuelas, las Guájares y parte de la de Almirajara, situadas al Oeste, con altitudes máximas comprendidas entre 800 y 1200 m, e incluso superiores. La figura 20 muestra la curva de distribución de frecuencias de altitudes; de este gráfico se deduce que la altitud comprendida entre 800 y 1200 m constituye el 33 % del total de la cuenca, que viene a confirmar lo que he mencionado anteriormente.

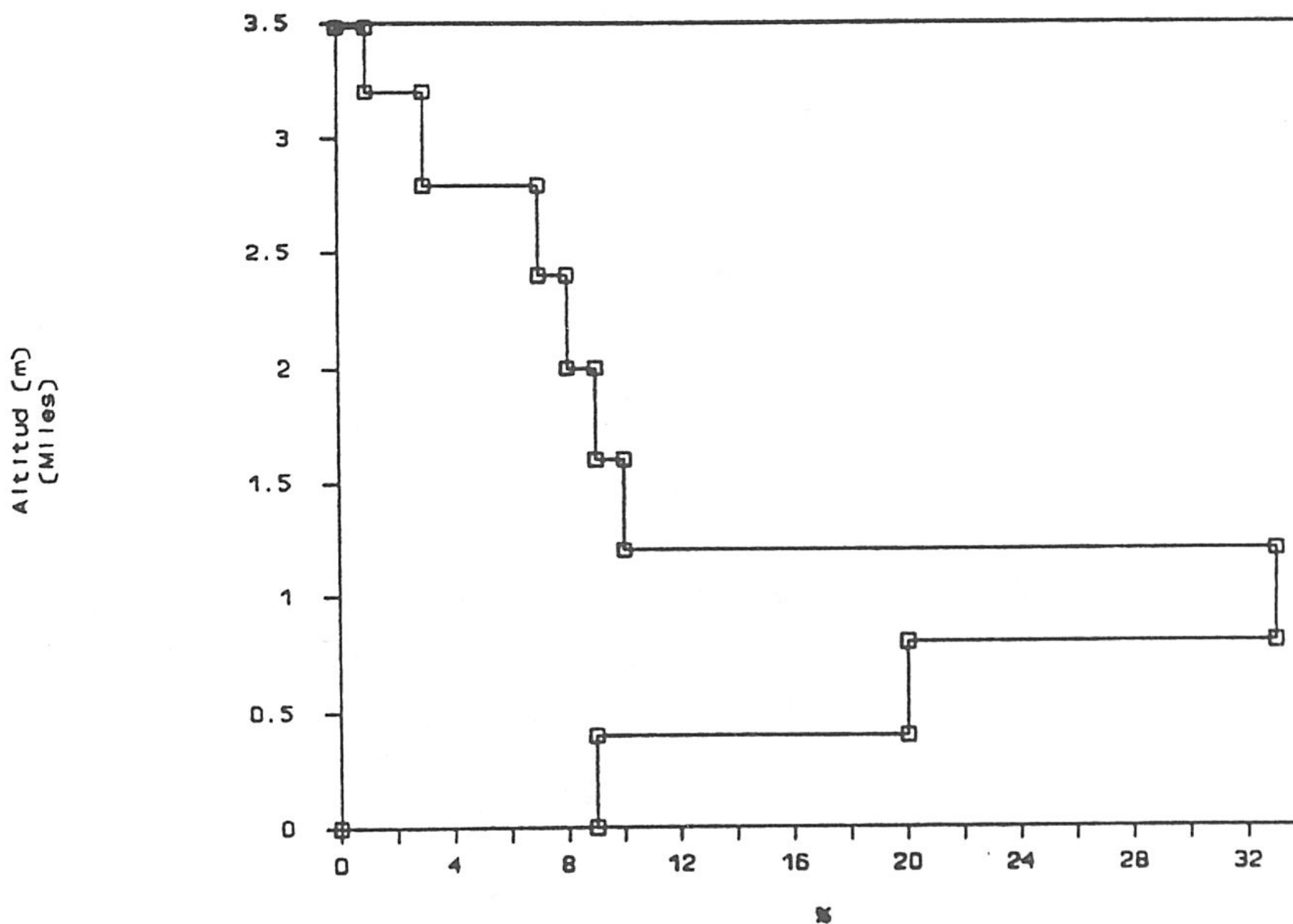
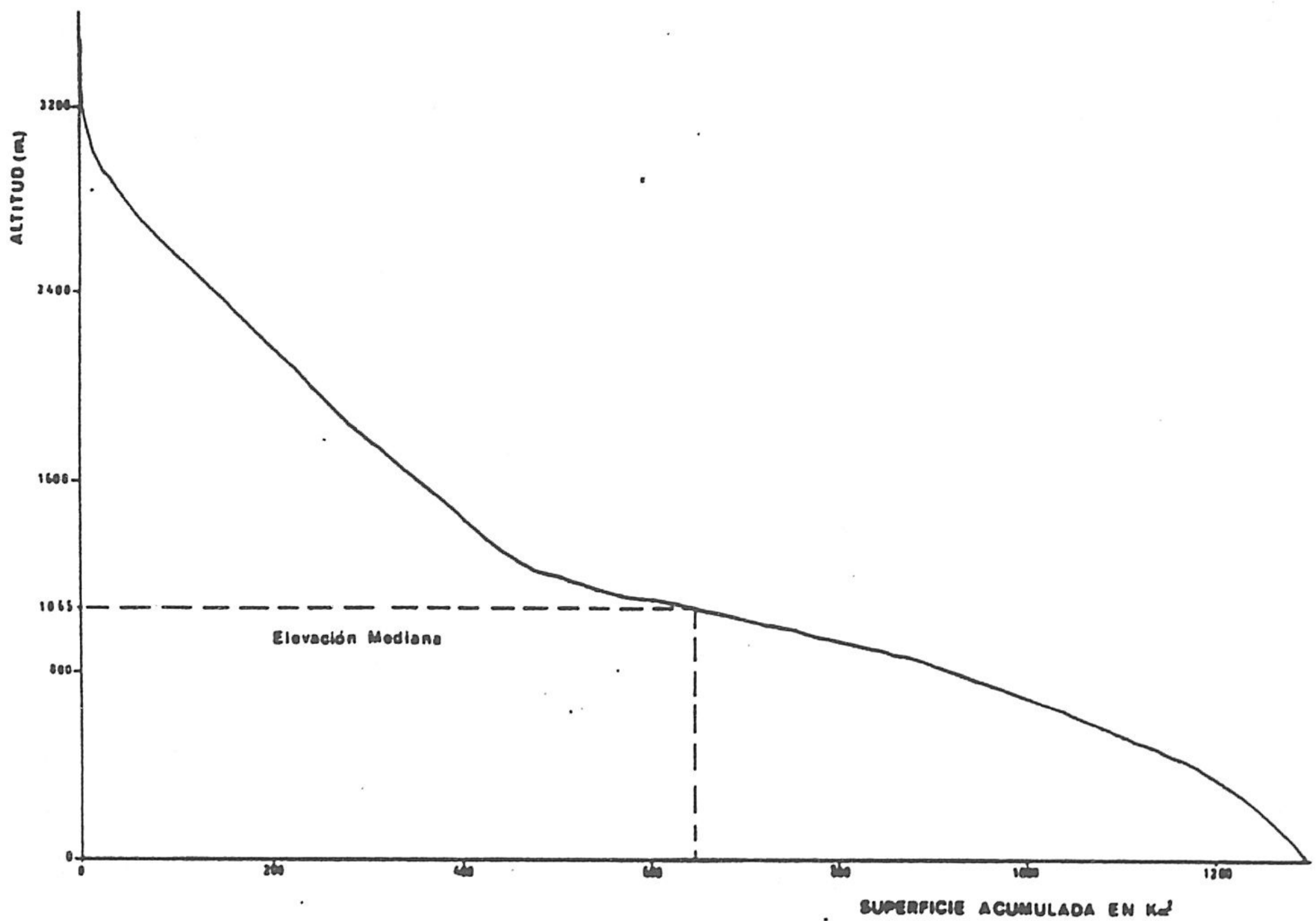


Figura 20. Curva de distribución de frecuencias de altitudes.

**C.- Curva hipsométrica y Altitud media**

La curva hipsométrica representa la superficie situada por encima de cada cota; se obtiene mediante la acumulación en orden inverso de tales superficies; el dibujo de esta curva con valores absolutos a escala adecuada se muestra en la figura 21. La fuerte pendiente de la curva por encima de los 1200 m manifiesta la existencia de laderas abruptas a esa altitud; la elevación mediana es de 1065 metros, que presenta la altitud correspondiente al 50 % de la superficie. Otra forma de representación de la curva hipsométrica es a partir de la distribución de altitudes (figura 22), en la que se relaciona la altitud con el % de la superficie total por encima de cada cota. La altitud media es la altitud correspondiente al 50 % de la cuenca vertiente y, en este caso, es del orden de 1060 m; corresponde a la ordenada media de la curva de distribución de altitudes (figura 22), definida por Roche (1963).



*Figura 21. Curva hipsométrica.*

Si se calcula la sumatoria de los productos de las superficies parciales por la cota media a la que se hayan situadas y se divide por la superficie total de la cuenca, se obtendrá también, de esta forma, la altitud media:

$$H_{media} = \frac{\sum (h_i * s_i)}{S}$$

Con esta fórmula se obtiene 1.239 m.

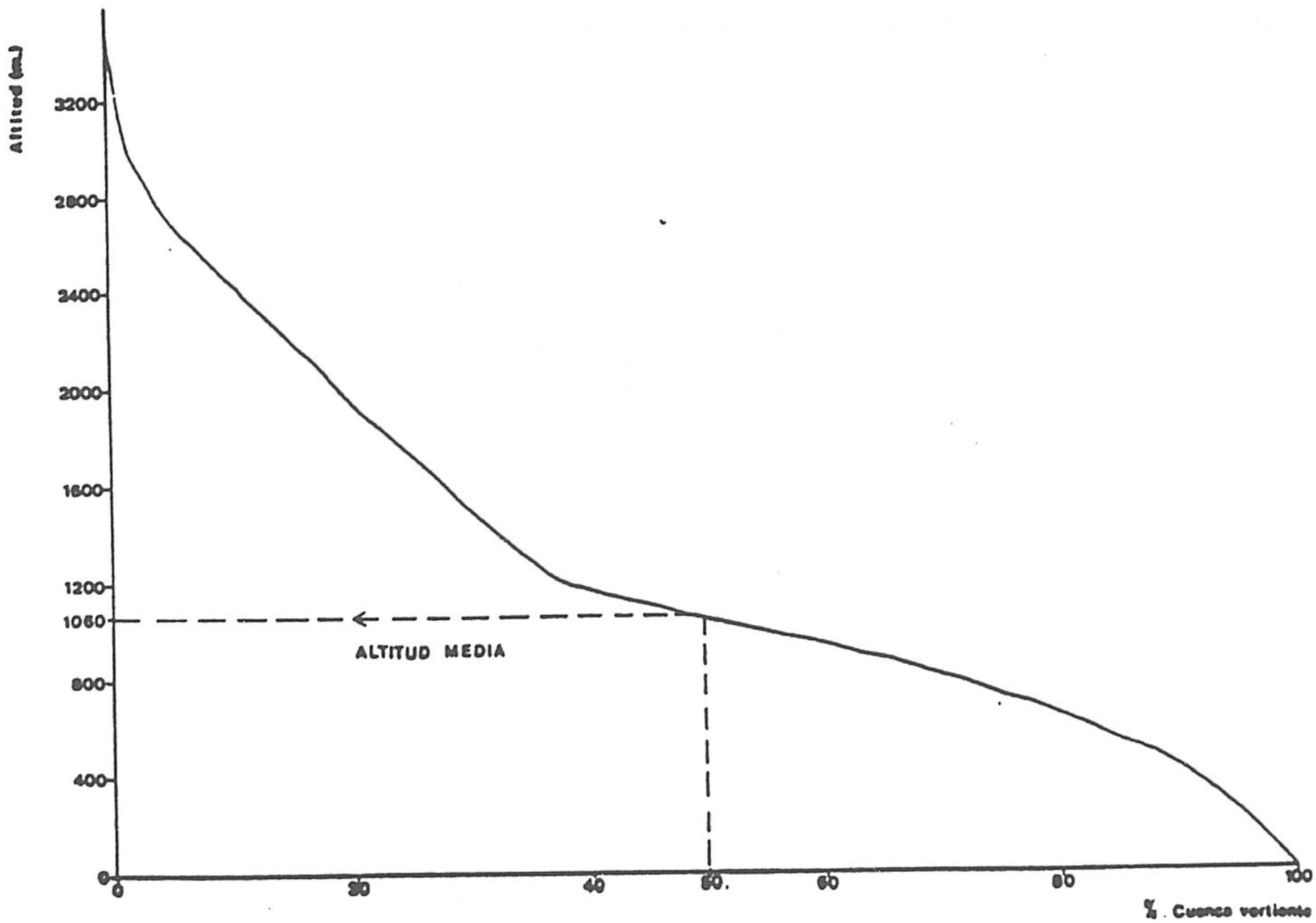


Figura 22. Curva de distribución de altitudes.

**D.- Índice de compacidad o de Gravelius**

Se obtiene a partir de la relación que existe entre el perímetro de la cuenca y el de un círculo de la misma superficie; viene expresada por la ecuación:

$$I_c = \frac{P}{2 \sqrt{\pi S}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} = 0.28 \frac{175,5}{\sqrt{1295,4}} = 1,36$$

Cifra que indica que la cuenca se acerca a una forma redondeada, o más bien a un tipo elíptico, con mayor dimensión en la dirección Este-Oeste.

**E.- Rectángulo equivalente**

Se define como el rectángulo con la superficie de la cuenca, el mismo índice de compacidad e idéntica representación hipsométrica. Se trata de transformar geoméricamente la cuenca en un rectángulo de su mismo perímetro; las curvas de nivel se convierten en rectas paralelas al lado menor del rectángulo. Si se llaman L y l a los lados mayor y menor del rectángulo equivalente, se debe cumplir:

$$L + l = \frac{P}{2} \quad (P = \text{perímetro de la cuenca})$$

$$L \times l = S \quad (S = \text{superficie de la misma})$$

como cada cuenca tiene un índice de compacidad, sustituyendo, se obtiene:

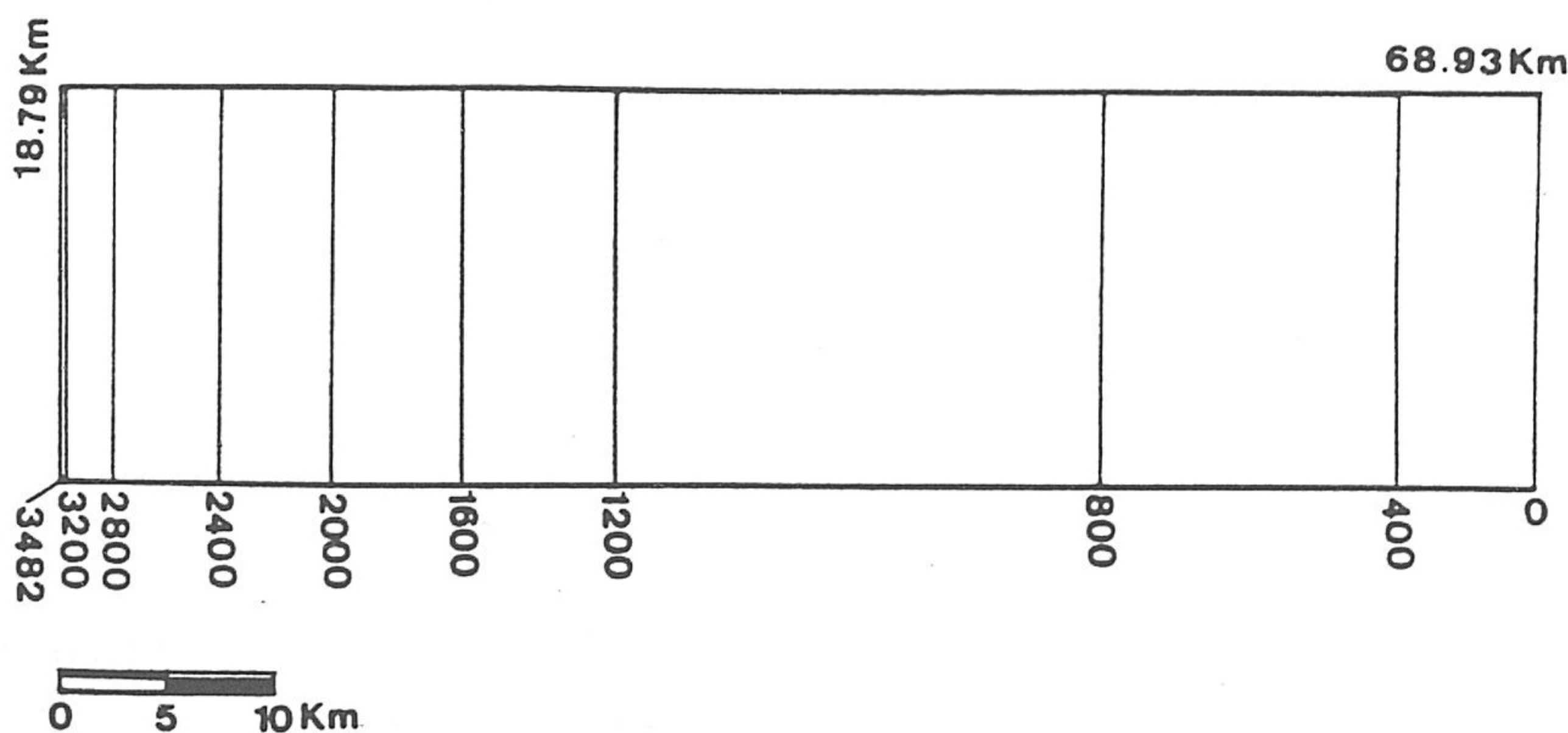
$$I_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \text{ en donde } 2(L + l) = P = \frac{I_c \sqrt{S}}{0.28} ;$$

con estas consideraciones se deduce que los lados del rectángulo vienen dados (Roche, 1963) por las ecuaciones:

$$L = \frac{I_c \sqrt{S}}{1.12} * \left[ 1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{I_c}\right)^2} \right]$$

$$l = \frac{I_c \sqrt{S}}{1.12} * \left[ 1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{I_c}\right)^2} \right]$$

Por tanto, en este caso serían:  $L = 68,94 \text{ km}$  y  $l = 18,79 \text{ km}$ . A partir de estos datos se dibuja un rectángulo de base  $L$  y de altura  $l$ , después se hallan los cocientes  $A_1/l$ ,  $A_2$ , ..... y  $A_9/l$ , y estas magnitudes se llevan en el lado mayor del rectángulo (figura 23).



*Figura 23. Rectángulo equivalente.*

**F.- Índice de pendiente, longitud y pendiente media del río**

Representa un valor medio de las pendientes; para calcularlo se dividen las superficies parciales por la superficie total que serán  $B_1, B_2, \dots, \text{y } B_9$ ; si llamamos  $AH_i$  al intervalo de altura, que es del orden de 400 m, el índice de pendiente viene definido por la siguiente expresión:

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} * \sum_{i=1}^n \left[ \sqrt{\frac{A H_i * B_i}{1000}} \right]$$



en donde  $L$  = la longitud del lado mayor del rectángulo y  $n = 9$ .

Desarrollando la fórmula para la cuenca del Guadalfeo se obtiene:

$$I_p = 0.206$$

valor elevado que indica la existencia de laderas de fuerte pendiente. La longitud del curso de agua principal de la cuenca es de 71,4 km, que se considera como la distancia existente desde el punto más alto y lejano del río hasta su desembocadura o hasta el punto donde se quiere estudiar en su cuenca, medida a lo largo del lecho principal.

Si se divide la diferencia entre las altitudes máximas y mínimas, en metros, por la longitud del río, se obtiene la pendiente media:

$$I = \frac{H_{máx.} - H_{mín.}}{L_r} = \frac{3482 - 0}{71,4} = 48,77 \text{ m / Km} = 4,87 \%$$

La pendiente media del río se puede también deducir a partir del rectángulo equivalente:

$$I = \frac{A}{L} = \frac{3200 - 0}{68,93} = 46,48 \text{ m / Km} = 4,65 \%$$

siendo  $A$  = el desnivel total de la cuenca;  $L$  = longitud mayor del rectángulo.

TERRENO	PENDIENTE MEDIA %
Llano	2
Suave	5
Accidentado medio	10
Accidentado	15
Fuertemente accidentado	25
Escarpado	50
Muy escarpado	> 50

Tabla 11. Clasificación de terrenos en función de la pendiente media.

Según Heras (1976) ésta pendiente media corresponde a un terreno suave a medidamente accidentado (tabla 11); además de los valores anteriores, Morell (1976) ha mencionado un valor del orden de 3,94 % para el sector de cuenca cercano a Órgiva; creo que la aparente diferencia tiene su justificación en que dicho autor ha considerado la altura máxima donde se inicia el río como curso de agua permanente, situada a un cota de 2800 m, en lugar de la cota máxima de la cuenca. Sin embargo, si el cálculo de pendiente se hace por tramos será más real; en este caso la pendiente media será:

$$I = \frac{2800 - 1600}{9} = 133.3 = 13 \%$$

$$I = \frac{1600 - 400}{29.4} = 40.8 = 4 \%$$

$$I = \frac{400 - 0}{33} = 12.1 = 1.2 \%$$

que corresponde al tramo de cabecera (muy accidentado), curso medio (poco accidentado) y curso bajo (llano) respectivamente.

### **G.- Factor de forma y Radio de elongación**

El factor de forma es el cociente entre la superficie de la cuenca y el cuadrado de la longitud del curso principal de la cuenca:

$$F_d = \frac{S}{L^2} = \frac{1295,4}{(71,4)^2} = 0.254$$

El valor obtenido es indicativo de una cuenca poco alargada respecto al curso principal.

El radio de elongación se define como el cociente entre el diámetro de un círculo de igual superficie que la cuenca y la longitud del río:

$$C_r = \frac{D}{L} = \frac{40,61}{71,4} = 0.57$$

valor medio indicativo de una cuenca poco alargada.

### **H.- Alejamiento medio**

Es la relación entre el curso de agua más largo y la raíz cuadrada de la superficie de cuenca:

$$A = \frac{L}{\sqrt{S}} = \frac{71,4}{\sqrt{1295,4}} = 1,98$$

también el valor obtenido es otra demostración de la forma que tiene la cuenca, mencionada anteriormente.

### **I.- Coeficiente orográfico**

Según Heras (1976) viene expresado por:

$$C = H \tan\alpha$$

donde H = altitud media de la cuenca;  $\tan\alpha$  = coeficiente de masividad de Martonne, que se obtiene dividiendo la altitud media de la cuenca por su superficie proyectada horizontalmente (es una medida de la pendiente de la cuenca). Si se considera H = 1060 m entonces:

$$\tan\alpha = \frac{1.060}{1295,4} = 0.01285, \text{ y por consiguiente } C = 13,625$$

El valor obtenido es  $13,6 > 6$ , que corresponde a un terreno de relieve acentuado; además, de esta forma se combinan las dos variables esenciales del relieve: su altura media, que influye sobre la energía potencial del agua, y su pendiente, que actúa sobre la escorrentía. Estos dos coeficientes son formas distintas de indicar la altura media con relación a la superficie, y cuyo significado físico se puede relacionar con el carácter físico de la cuenca; para su comprensión hay que recurrir a estudios de comparación con otras áreas.

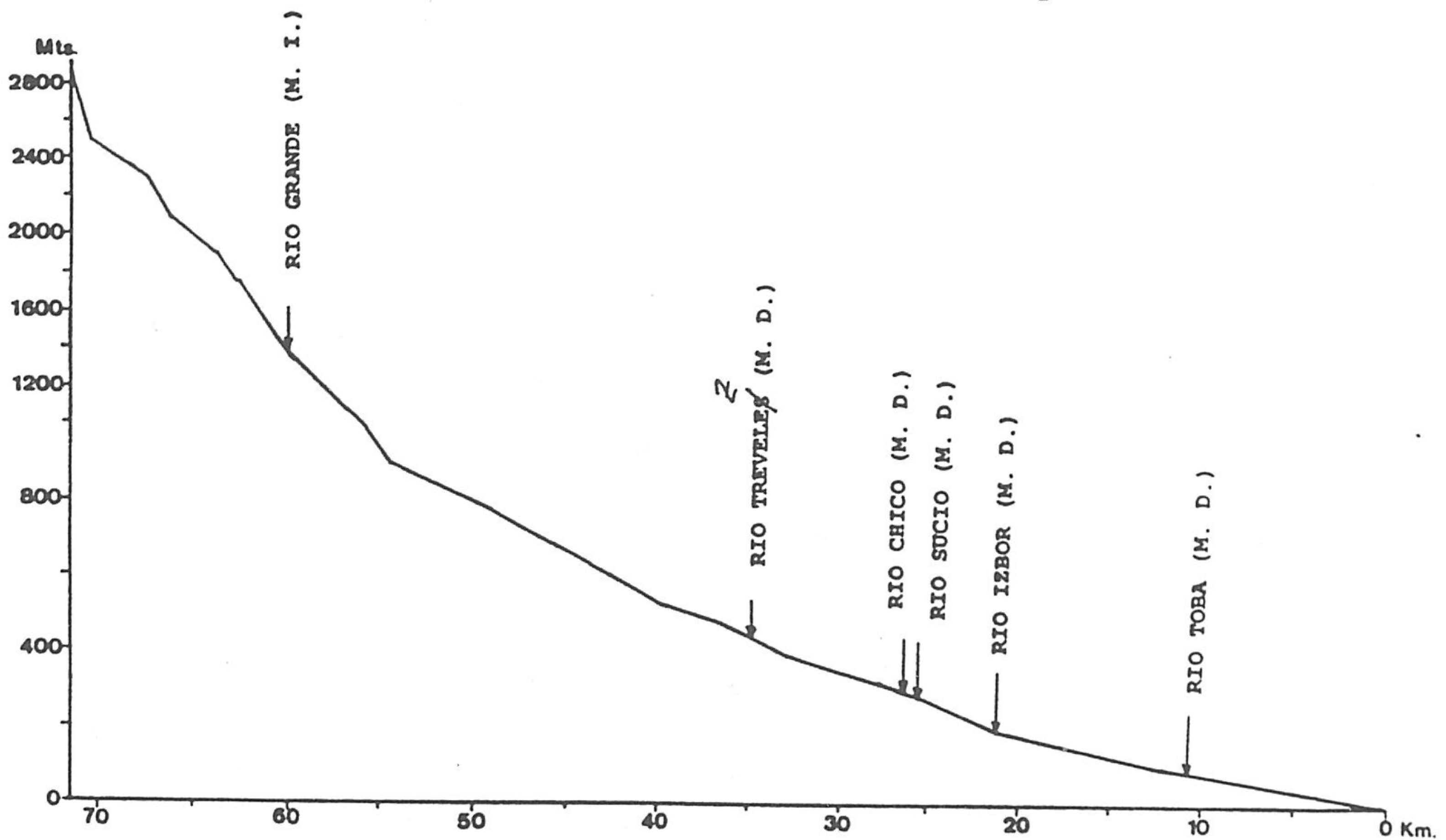


Figura 24. Perfil longitudinal del río Guadalfeo.

### J.- Perfil longitudinal del río

Este perfil se obtiene mediante una representación en abscisas de la distancia al origen o nacimiento del río en kilómetros, y en ordenadas las altitudes correspondientes; en la figura 24 se muestra el perfil longitudinal del río con los puntos de confluencia de sus principales afluentes. En este perfil se pueden diferenciar tres tramos: un sector inicial de fuerte pendiente, situado aguas arriba de los 900 m; otro intermedio comprendido entre los 900 y 200 m, y un tercer tramo aguas abajo de la confluencia con el río Izbor, caracterizado por tener la menor pendiente.

### K.- Amplitud del relieve y Relación de relieve

La amplitud del relieve es el máximo desnivel de la cuenca, obtenido de la diferencia de sus cotas máximas y mínimas:

$$Ah = h(\text{max}) - h(\text{min}) = 3482 - 0 = 3482 \text{ m.}$$

La relación de relieve pondera la relación entre la amplitud del relieve y la longitud de la cuenca:

$$R_c = \frac{Ah}{L_c} = 0.04876 = 4,8 \%$$

Como puede observarse coincide con la pendiente media de la cuenca y supera el umbral de escorrentía 3 %; al igual que otros parámetros, indica predominio de la escorrentía superficial sobre la infiltración, al menos en gran parte de la cuenca, donde la permeabilidad del terreno es muy baja.

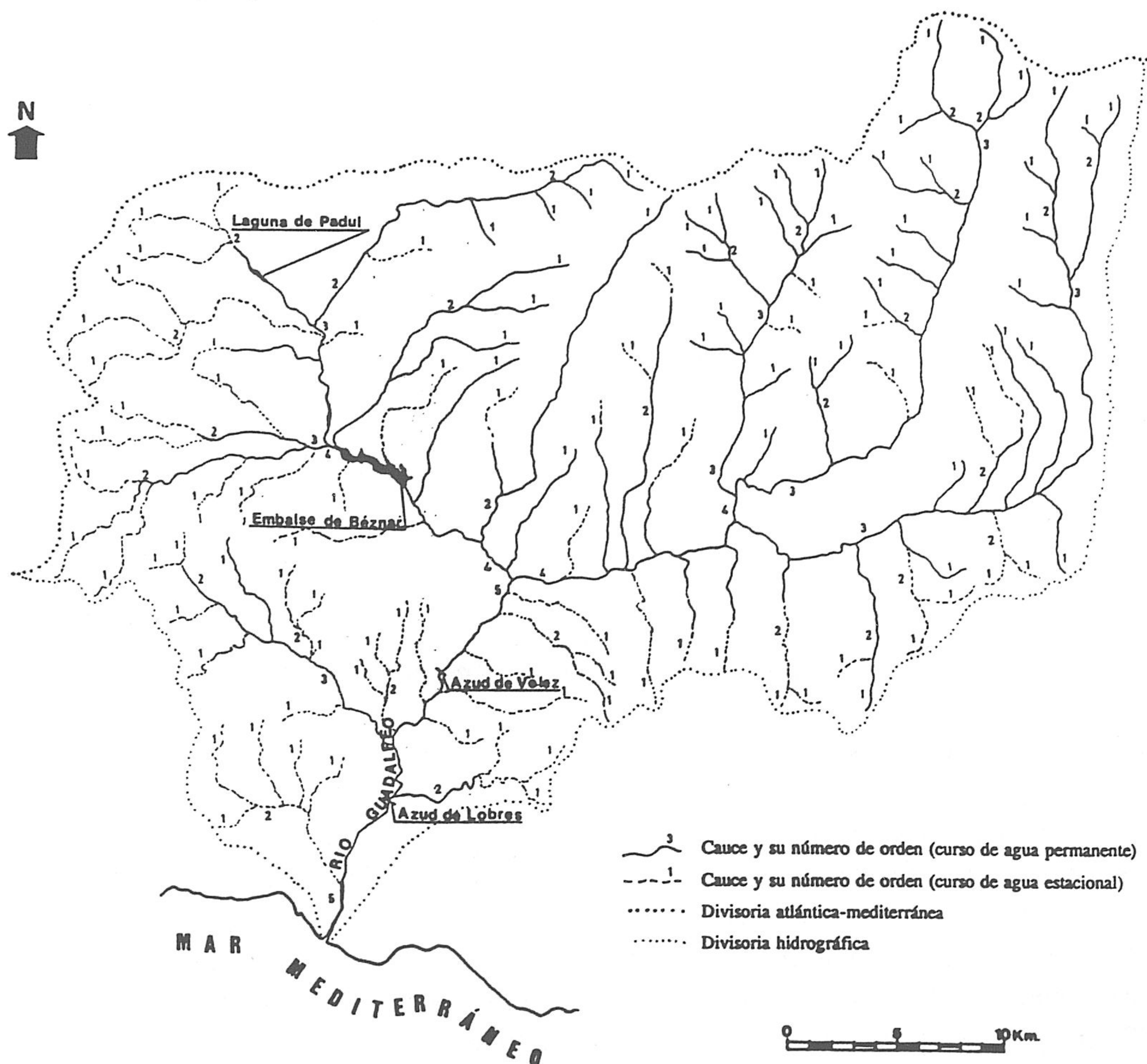


Figura 25. Red hidrográfica de la cuenca del río Guadalfeo.

## 1.2. ESTUDIO DE LA RED HIDROGRÁFICA

La red hidrográfica es el conjunto de canales de drenaje naturales, permanentes ó temporales por donde discurren las aguas que provienen de la escorrentía ó la restituida por los acuíferos bien en forma de manantiales ó por restitución continua a lo largo del lecho del curso del agua (Roche, 1963). Se denominan cauces de primer orden a los que no tienen ningún afluente; la unión de dos cauces de este orden origina uno de segundo orden y así sucesivamente hasta obtener el orden "n" para el río principal; este criterio ha sido establecido por Strahler (1952, 1975), modificando el originalmente propuesto por Horton, ligeramente más complejo.

He obtenido la red hidrográfica (figura 25) dibujando todos los canales existentes sobre los mapas topográficos de escala 1:200.000; el trazado de la red, su ramificación, la longitud media de los canales de los distintos órdenes así como la densidad de drenaje y otros coeficientes, no son uniformes en toda esta área, sino que varían en los diferentes sectores que la integran. La figura 26 (tomada de Morell, 1976) de la red de drenaje del Guadalfeo a una escala mayor demuestra este hecho.

### 1.2.1. Jerarquización de la red y razón de bifurcación

El orden de la cuenca del Guadalfeo ha sido de valor 5, y el número de cauces encontrados ha sido de 148 con un total de 750 km. En la tabla 12 se especifica el número de cauces que corresponde a cada orden y la razón de bifurcación (que es la proporción existente entre el número de segmentos de un orden y los del orden inmediatamente superior). En todo caso, esta razón es superior a 2, y oscila entre 2 y 4,14 con una media de 3,41.

ORDEN DE LA CORRIENTE	NUMERO DE CAUCES	RAZÓN DE BIFURCACIÓN (Rb)
1	112	
2	27	4.14
3	6	4.5
4	2	3.0
5	1	2.0

*Tabla 12. Número de cauces de la cuenca del Guadalfeo.*

A partir de esta distribución del número de segmentos, se deduce la primera ley de

Horton ó ley del número de cauces: "el número de segmentos de órdenes sucesivamente inferiores de una cuenca dada tiende a formar una progresión geométrica que comienza con el único segmentos de orden más elevado y crece según una relación constante de bifurcación"; se representa en una gráfica semilogarítmica la progresión geométrica y se obtiene un recta (figura 27).

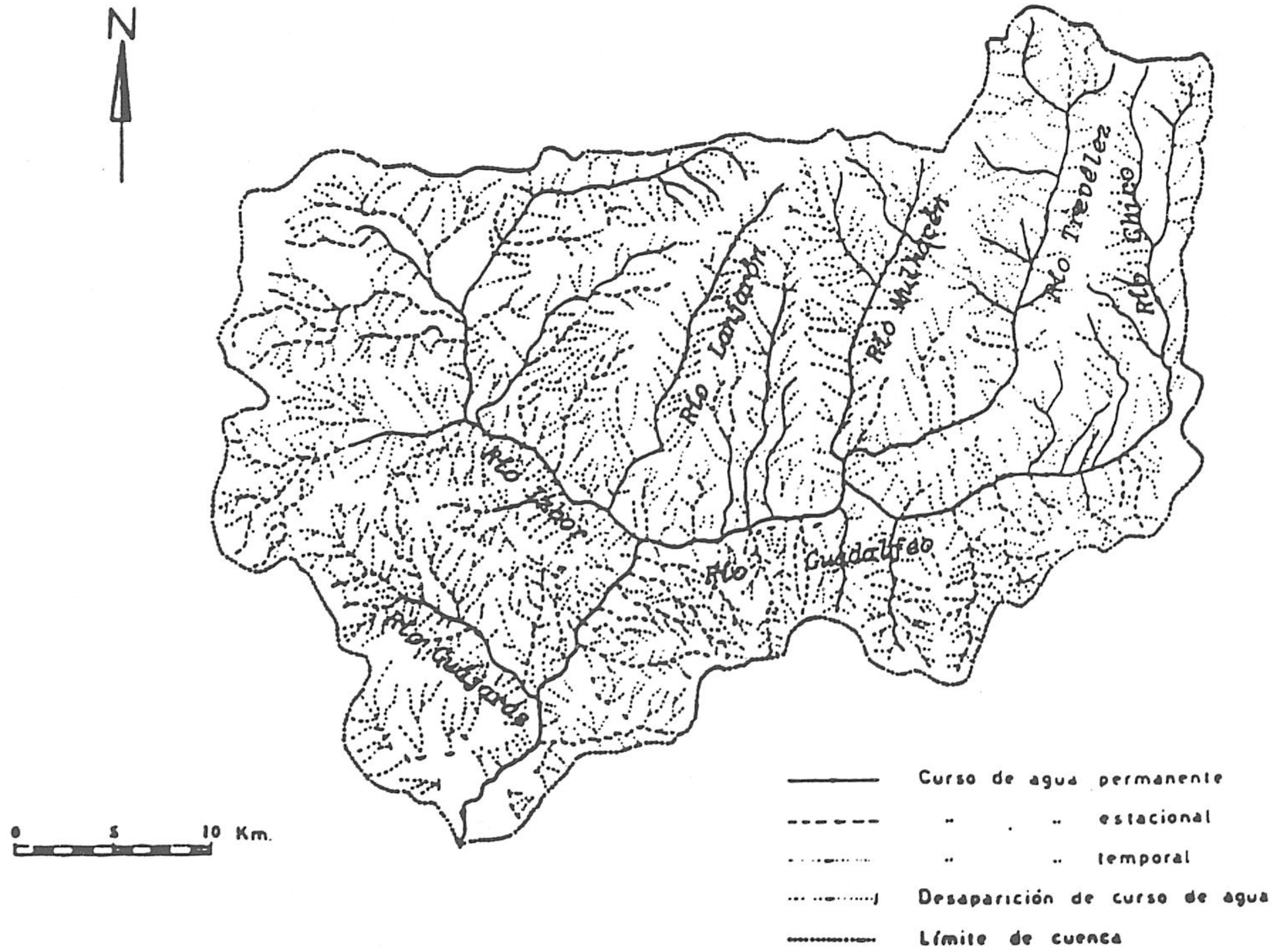


Figura 26. Red de drenaje del Guadalfeo (tomada de Morell, 1976).

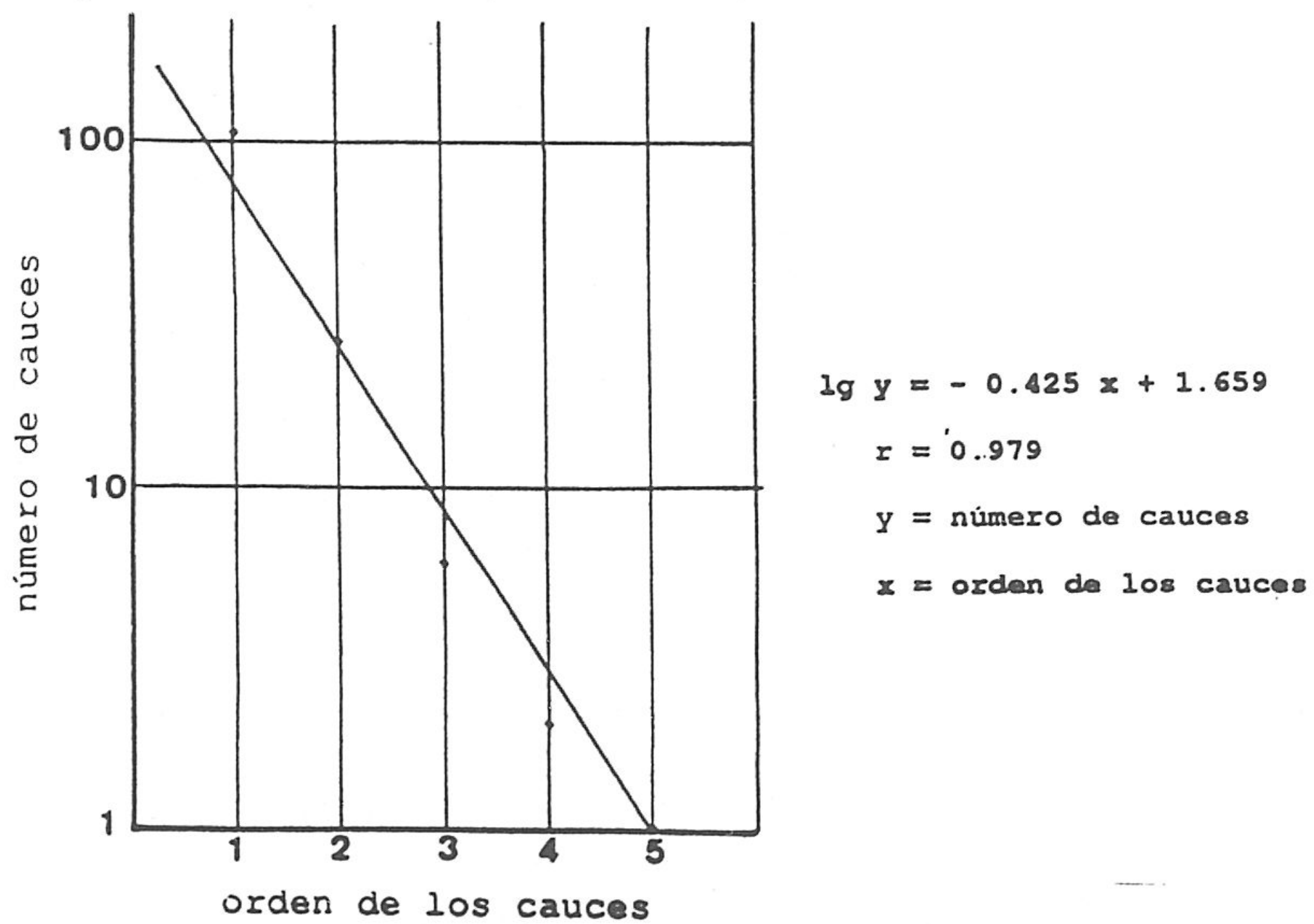


Figura 27. Número de cauces.

Esta relación es una función exponencial negativa y la formulación matemática es:

$$Nu = R_b^{(k-u)}$$

donde Nu es el número de cauces, Rb es razón de bifurcación, k es el orden del cauce principal y u el orden de un segmento. Para el río Guadalfeo la formula se expresa:

$$Nu = 3.41^{(5-u)}$$

Según Horton el número total de segmentos de la totalidad de cuenca de drenaje viene

dada por:

$$\sum Nu = \frac{R_b^k - 1}{R_b - 1}$$

aplicando esta fórmula a la cuenca en cuestión, considerando la media de la razón de bifurcación se obtiene:

$$\sum Nu = \frac{3.41^5 - 1}{3.41 - 1}$$

valor que es un 1,91 % superior al medio de segmentos encontrados (148).

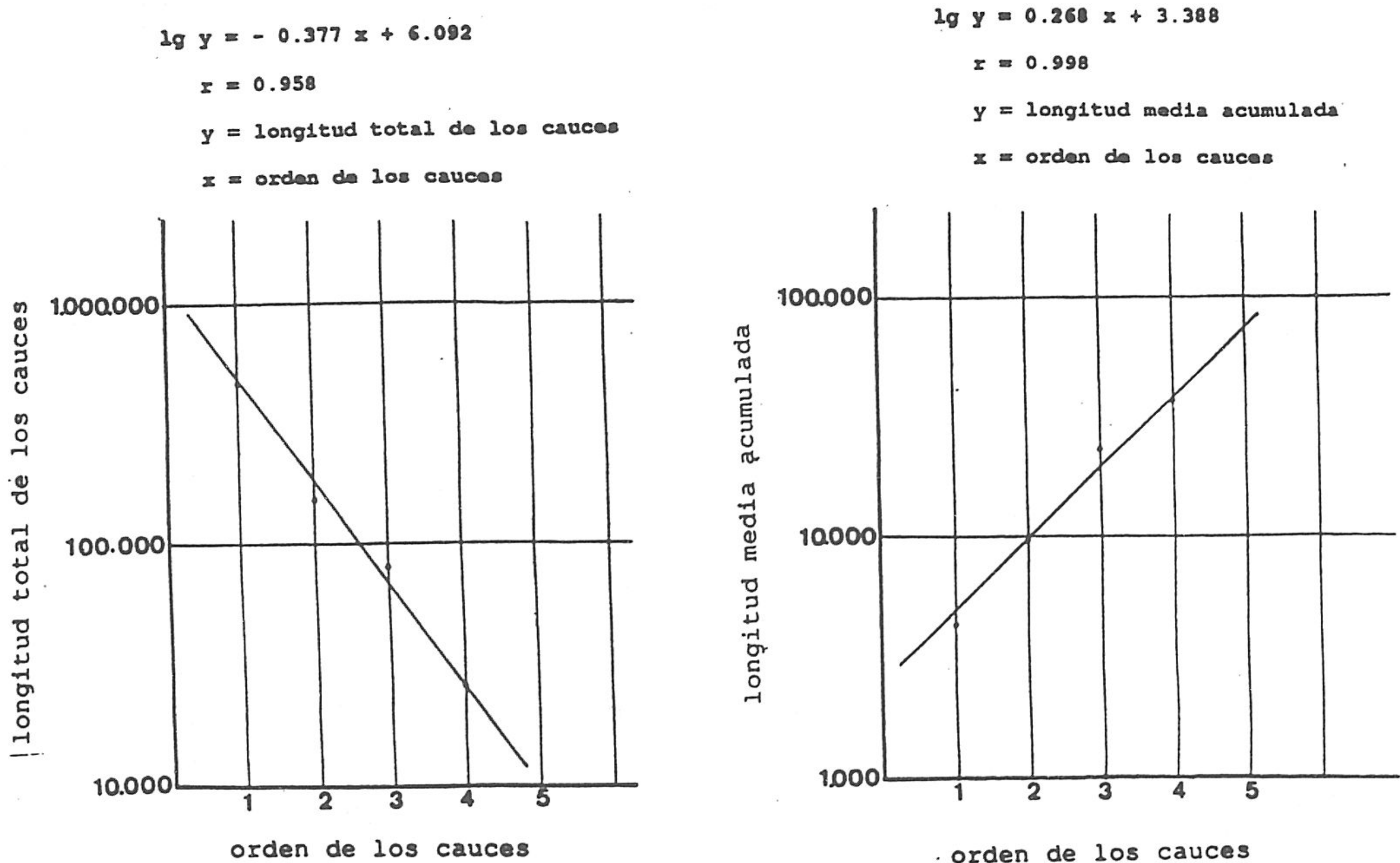
### 1.2.2. Relación de longitudes

He medido las longitudes de todos los segmentos de los diferentes órdenes (tabla 13); la relación de longitudes ( $R_L$ ) definida como el cociente entre la longitud media de los segmentos de un determinado orden y la de los segmentos del orden inmediatamente inferior, tiende a ser aproximadamente constante para cada sistema de drenaje (Strahler, 1952 y 1975); en este caso tiene una media de 1,57.

NUMERO DE ORDEN	LONGITUD TOTAL (km)	LONGITUD MEDIA (m)	$\Sigma$ DE LA LONGITUD MEDIA (m)	RELACIÓN DE LONGITUDES ( $R_L$ )
1	471	4.205	4.205	-
2	152	5.630	9.835	1.34
3	80	13.333	23.168	2.37
4	26	13.000	36.168	0.98
5	21	21.000	57.168	1.62

Tabla 13. Longitudes de los cauces de la cuenca del Guadalfeo.

La segunda ley de Horton puede enunciarse: "La longitud media acumulada de segmentos de cauce de órdenes sucesivos tiende a formar progresión geométrica cuyo primer término es la longitud media de los segmentos de primer orden y tiene por razón una relación de longitud constante". Al representar en una escala semilogarítmica este hecho (figura 28), y para que se cumpla la segunda ley es preciso que los puntos estén alineados; se observa que estos puntos se encuentran alineados a excepción de los de orden primero, que se sitúan por debajo de la recta.



*Figura 28. Longitud total y longitud media acumulada de los cauces.*

### 1.2.3. Densidad de drenaje

Se define como la longitud media de la red por kilómetro cuadrado, y se calcula dividiendo la longitud total de los cauces, expresada en kilómetros, por el área total de la cuenca en kilómetros cuadrados:

$$D = \frac{\sum L_{Km}}{S_{Km^2}} = \frac{750}{1295,4} = 0.579 Km^{-1}$$

El valor obtenido es muy bajo, derivado del hecho de que la escala de trabajo no es la adecuada para caracterizar este parámetro. Para una cuenca como la del río Guadalfeo existe gran gama de densidad de drenaje. Ésta varía entre alta hasta la baja densidad (tabla 14),



según datos obtenidos por García-Rossell y Vega (1980) en el plano publicado de la red de drenaje de Sierra Nevada. Hay que señalar que todo ello deriva de la escala de trabajo; lógicamente a escala 1:100.000 o 1:50.000 se habría obtenido una densidad mucho mayor.

DENSIDAD DE DRENAJE	km/km <sup>2</sup>	DENOMINACIÓN
Baja	3 a 4	Textura gruesa
Media	12 a 16	Textura media
Alta	30 a 40	Textura fina
Muy alta	200 a 500	Textura ultrafina

Tabla 14. Clases de la densidad de drenaje.

He calculado la densidad de drenaje a partir del mapa citado anteriormente, para cada una de las subcuencas del sector alto del Guadalfeo que serán simuladas en la segunda parte de esta memoria; los resultados se reflejan en la tabla 15.

SUBCUENCAS	km/km <sup>2</sup>	DENSIDAD
Cádiar	2.8	Baja
Trevélez (opción "b")	2.6	Baja
Poqueira	2.2	Baja
Lanjarón	2.4	Baja
Dúrcal (opción "b")	5.0	Baja a media

Tabla 15. Densidad de drenaje de las subcuencas simuladas.

#### 1.2.4. Índice de frecuencia

Es una expresión del número de cauces por unidad de superficie; expresa rasgos fundamentales del modelado junto con los datos de densidad (García-Rossell y Vega, 1980):

$$I_f = \frac{N^{\circ} \text{ cauces}}{S (\text{Km}^2)} = \frac{148}{1295,4} = 0.114 \text{ cauces / Km}^2$$

Estimo que es un valor bajo y no refleja las características reales de la cuenca, debido a que la escala de trabajo utilizada es pequeña, tal como especifiqué con anterioridad. De la

misma forma, se obtiene el índice de frecuencia (tabla 16) de cada una de las subcuencas donde se aplica el modelo HSPF.

SUBCUENCAS	ÍNDICE DE FRECUENCIA	CATEGORÍA
Cádiar	3.1	Bajo
Trevélez (opción "b")	3.2	Bajo
Poqueira	2.5	Bajo
Lanjarón	2.8	Bajo
Dúrcal (opción "b")	15.2	Medio

*Tabla 16. Índice de frecuencia de las subcuencas simuladas.*

## 2. APORTACIONES Y SU VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL

### 2.1. INTRODUCCIÓN

La necesidad del estudio de las aportaciones de una cuenca -en el marco de este trabajo- es evidente, dada la importancia de evaluar los recursos de agua superficial y el conocimiento de sus condicionantes; en otras palabras, se hace preciso conocer lo mejor posible la repartición del agua desde el momento en que se produce la precipitación hasta su llegada al mar o su reincorporación al ciclo en cualquier punto del mismo.

He analizado las principales características hidrológicas del río Guadalfeo desde la cabecera hasta su desembocadura en el mar Mediterráneo; esto constituye la base fundamental de este tipo de investigaciones; para este fin, he recurrido a consultar la mayoría de los antecedentes que abordan, de distintas maneras, el conocimiento hidrológico de dicho río, que es uno de los ríos más caudalosos de la cuenca Sur.

La estimación de los valores medios de aportación, en un período más o menos largo, en algunas subcuencas del río y sus coeficientes de escurrentía, constituye la primera fase del estudio de la simulación hidrológica que será tratado en la segunda parte. La comparación entre dichos valores y los valores medios de los datos observados y calculados, dentro de los márgenes del período de simulación, es de suma importancia porque señala al tipo de período, si es seco o es húmedo, y así se puede saber la fidelidad de los resultados.

En efecto, existen numerosas estaciones de aforo en la cuenca del Guadalfeo (números: 4, 7, 10, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 55, 97, 98 y 101 de la Cuenca Sur de España), pero sólo las de los números 10 (río Cádiar en "Narila"), 42 (río Dúrcal en los "Sauces"), 43 (río

Izbor en "Presa de Melegís", actualmente no funciona) y 55 (río Poqueira en "Central de Pampaneira") disponen de un registro suficientemente continuo (en algunas estaciones desde 1940/41 hasta la actualidad); el resto de las estaciones ha dejado de funcionar. En los últimos años, se instalaron nuevas estaciones de aforo como la 97 (río Guadalfeo en "Órgiva"), 98 (río Lanjarón en "Lanjarón") y 101 (río Izbor en Restábal"), que tienen registro a partir del año hidráulico 1988/1989. En la figura 29 aparece la situación de dichas estaciones.

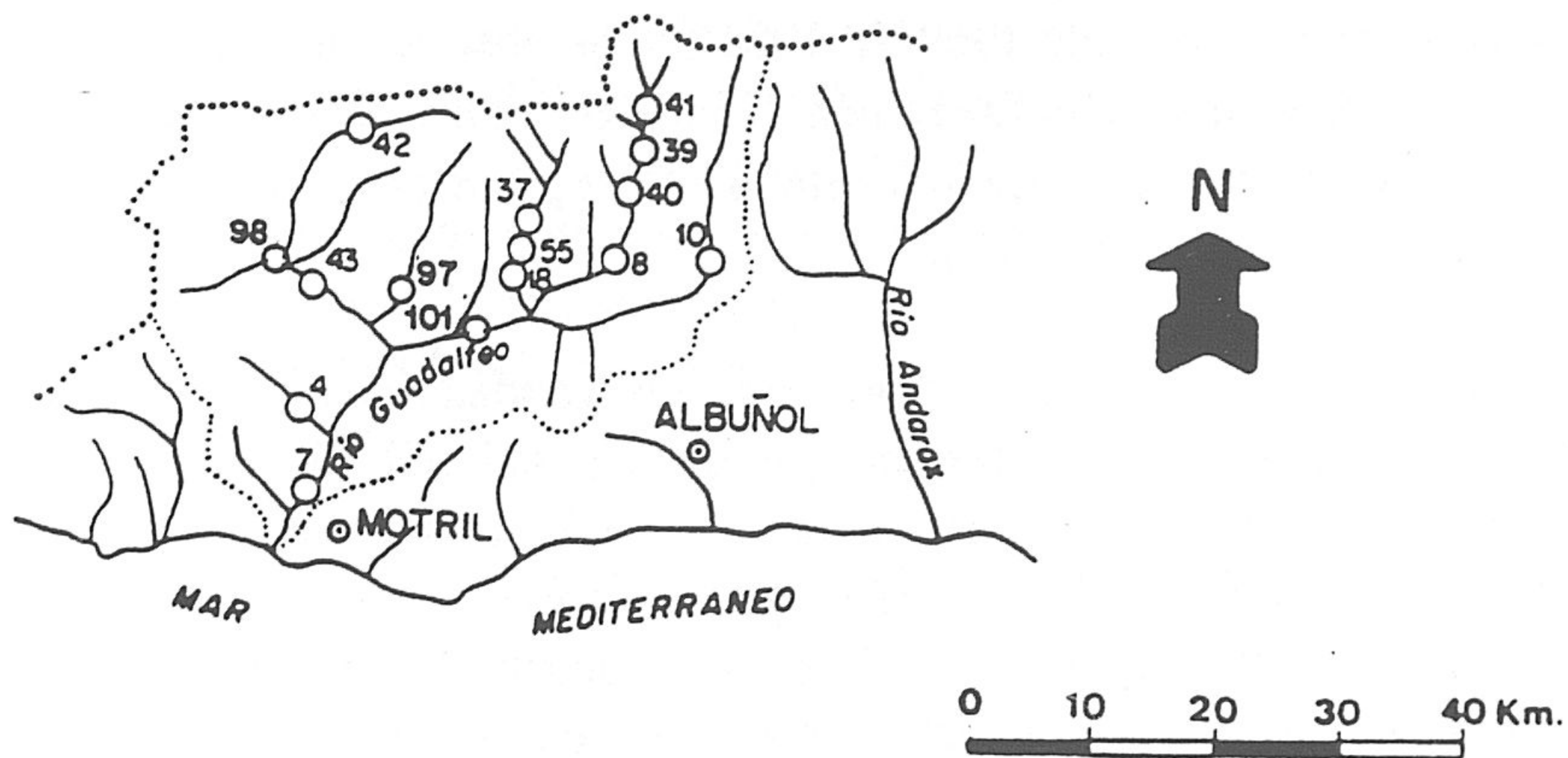


Figura 29. Situación de las estaciones.

También se dispone de otros datos mediante aforos esporádicos, desigualmente repartidos en el tiempo, efectuados con micromolinete por distintos organismos y personas. Un problema previo radica en la fiabilidad de los diferentes registros foronómicos de que he dispuesto, como expondré más adelante al tratar de estudiar cada subcuenca en función de sus características físicas y aportaciones; la excepción ha sido para las subcuencas de los ríos Chico, Sucio y Seco por no tener ningunos datos de referencia. Además, los valores obtenidos se pueden tomar por defecto debido a que existen acequias que derivan sus aguas, aguas arriba del punto de control, como es el caso de la acequia de Mecina Bombarón (río Cádiar) que arroja sus aguas fuera del límite de la cuenca. A partir de los datos obtenidos, se puede estimar de forma aproximada el volumen de agua disponible -aportaciones- para satisfacer la demanda dentro y fuera del área en cuestión.

## 2.2. RÍO CADIAR

El río Cádiar es el primer tramo del Guadalfeo; lo constituyen los ríos Grande (margen izquierda) y Chico de Bérchules; se inicia entre el Tajo Colorado y el Peñón del Puerto de la parte central de Sierra Nevada, y recoge sus aguas de varios barrancos.

Al principio su recorrido se hace sobre materiales Nevado-Filábrides y luego atraviesa derrubios permeables del Cuaternario y, finalmente, materiales carbonatados alpujárrides. Hasta llegar a la estación de aforo nº 10, "Narila" el río tiene 14,9 km de longitud y su cuenca receptora es de 67 km<sup>2</sup> aproximadamente. Según la litología de su cuenca cabría,

pues, pensar en una alimentación oculta hacia otras cuencas limítrofes del río o bajo el propio lecho, al estar constituido por materiales permeables.

La estación aforos de "Narila" se sitúa a cota 960 m y es controlada por la Comisaría de Aguas del Sur de España. A partir de los aforos directos realizados por el mismo organismo -Sección de Hidrología-, he estimado los caudales medios mensuales y la aportación anual durante el período 1969/70-1984/85. Se observa en la figura 30 que el valor más elevado corresponde al mes de Enero con 779 l/s; otro máximo considerable, de 751 l/s, se registra en el mes de Mayo; el caudal mínimo se registra en el mes de Agosto (unos 9 l/s). El caudal medio anual es de 437 l/s.

Al analizar el hidrograma que representa los caudales medios mensuales con la precipitación media mensual, se observa que el régimen del río es pluvial, por estar concordante con la lluvia registrada en la estación de Bérchules durante el período 1955-56/1984-85 (esta estación se considera como representativa de la cuenca), aunque con retraso a causa del recorrido del río en materiales permeables; sin embargo, conserva cierta influencia nival demostrada en los meses del deshielo, que en este caso cubren desde Abril hasta finales de Julio.

Se puede concluir, pues, que el régimen del río Cádiar es, en general, pluvial por la influencia de su tributario el río Grande de Bérchules, aunque conserva cierta influencia nival marcada por su segundo tributario, el río Chico, con un caudal elevado en los meses de deshielo.

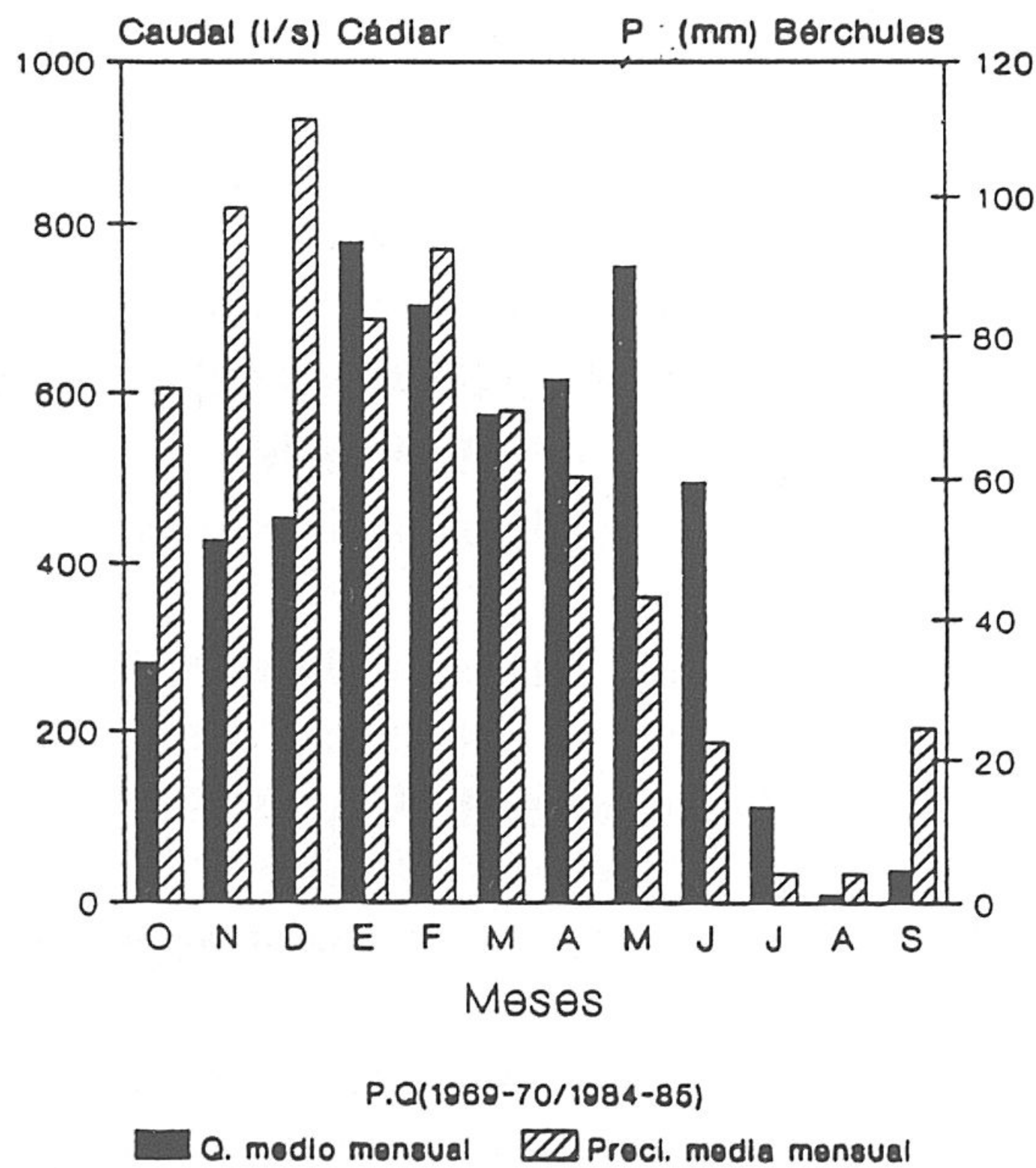


Figura 30. Caudales medios mensuales del río Cádiar en "Narila". Período de precipitación 1955-56/1984-85.

De igual manera he estimado las aportaciones anuales del mismo período anterior (figura 31); la aportación media estimada asciende a unos 14 hm<sup>3</sup>/año, con un máximo de 26 hm<sup>3</sup> en el año 1973/74, y un mínimo registrado en el año 1980/81, con algo menos de 5 hm<sup>3</sup>. El coeficiente de escorrentía es de 0.3, y el caudal específico medio es de 6,5 l/s/km<sup>2</sup>. Además, hay que tener en cuenta la cantidad de agua derivada por la acequia de Mecina Bombarón, aguas arriba de la estación n° 10, que se estima en unos 3 hm<sup>3</sup>/año.

Según un Resumen Estadístico de la CASE para una serie de 22 años, no continua, la aportación media obtenida es del orden de 25 hm<sup>3</sup>; estimo que este valor ha sido demasiado elevado, dado que los datos antiguos no tienen suficiente garantía y, en algunos años, se registraron caudales aparentemente muy elevados. Por su parte Castillo (1985) estima una aportación media de 23,6 hm<sup>3</sup>/año, durante el período 1934/35-1982/83; el coeficiente de escorrentía en este caso es de 0.51.

El coeficiente de escorrentía obtenido en el presente estudio es bajo (0.3) respecto a las características físicas de la cuenca y su altitud media, ya que no he tenido en cuenta el volumen de agua derivado mediante distintas acequias, que se encuentran por encima de la estación de aforo, por falta de datos concretos sobre la cuantía de estas aguas. No obstante, si se considera un coeficiente de escorrentía representativo de la cuenca de 0,5, y en función de las precipitaciones registradas durante el mismo período de aportación (1969/70-1984/85), la cantidad de agua derivada por acequias, junto con otras pérdidas de agua hacia otros sectores o bajo el propio lecho sobre el que se sitúa la estación, como he mencionado anteriormente, puede llegar a representar el 52 % del total de las aportaciones.

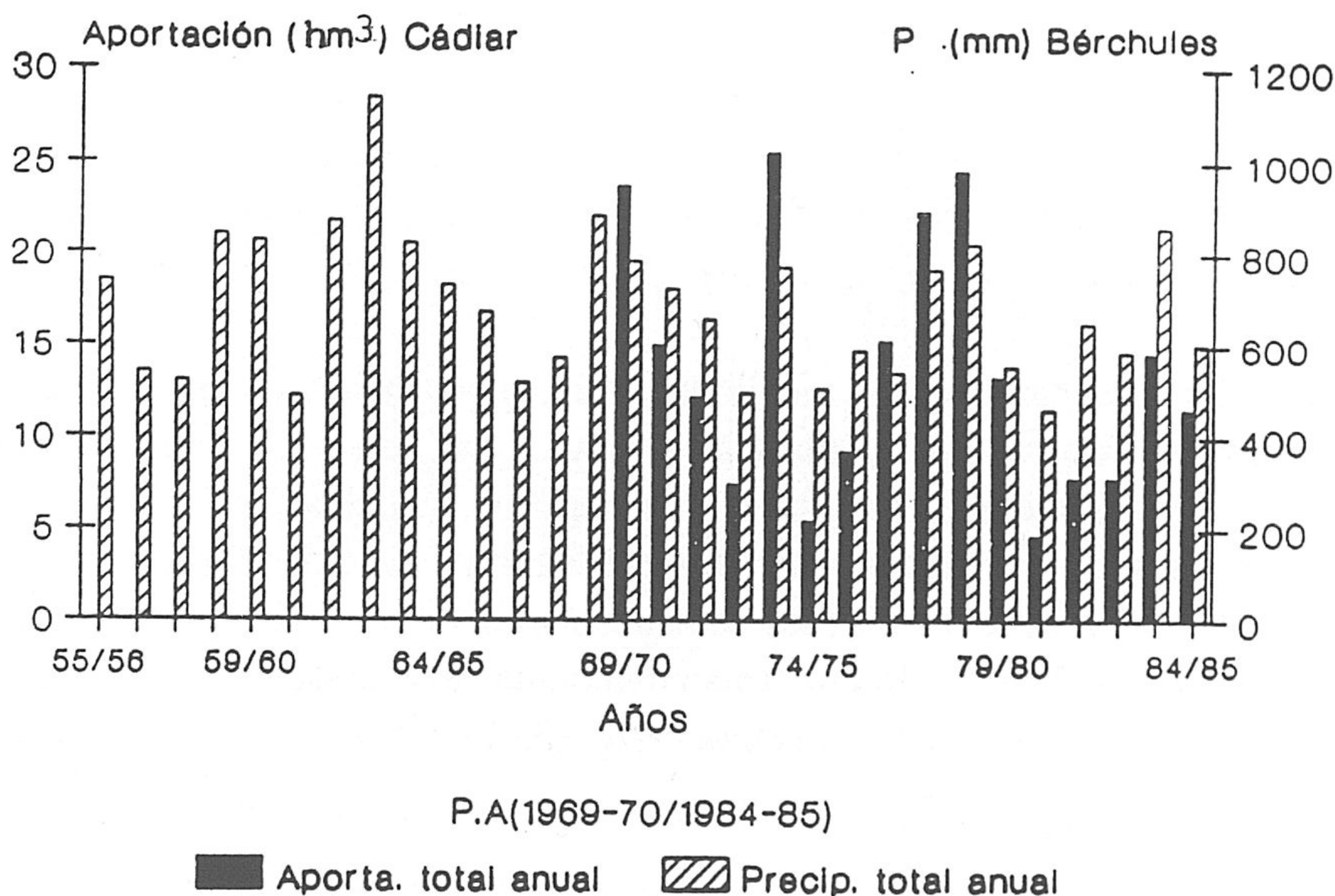


Figura 31. Aportaciones anuales del río Cádjar en Narila.

### 2.3. RÍO TREVÉLEZ

El río Trevélez es uno de los afluentes principales del Guadalfeo por su margen derecha; constituye una cuenca vertiente, hasta el punto de confluencia con el río Poqueira a cota 470 m, de considerable superficie; toda esa cuenca está ocupada por materiales nevado-filábrides. El río inicia su recorrido al pie del Mulhacén (3.482 m), a partir de varias lagunas (las Siete Lagunas son de las más importantes) localizadas entre la Loma de las Albardas y dicha cumbre, en los cerros más altos de Sierra Nevada.

En el río Trevélez no existe en la actualidad ninguna estación de aforo en funcionamiento; por tanto, no se puede representar la aportación y su variación con el tiempo; pero según datos antiguos tomados de los anuarios de aforo de la DGOH, con un período de 11 años de registro y una cuenca vertiente de 108 km<sup>2</sup> (Morell, 1976), este río arroja un caudal medio de 1.210 l/s, y su aportación anual media supera los 38 hm<sup>3</sup>/año. De acuerdo con los valores obtenidos, he utilizado la precipitación media de la estación de Trevélez (de 1955-56/1984-85) para calcular el coeficiente de escorrentía; ello arroja un valor medio de escorrentía de 0.54, que lo considero bastante aceptable; el caudal específico es de 11,2 l/s/km<sup>2</sup>.

### 2.4. RÍO POQUEIRA

Este río nace en la parte central de Sierra Nevada entre el Mulhacén y el Pico del Tajo de los Machos; recoge sus aguas de varias lagunas, la más grande de ellas es la Laguna de la Caldera; hasta su confluencia con el Trevélez, con una superficie de cuenca vertiente de unos 352 km<sup>2</sup>, el río Poqueira hace su recorrido sobre materiales metapelíticos, de baja permeabilidad, del Nevado-Filábride. La superficie de la cuenca receptora en la estación de aforos n° 55 es de 81 km<sup>2</sup>, y la longitud del río en este punto es de algo más de 13 km; la otra estación (n° 38), situada un poco mas abajo, tiene una cuenca vertiente de 87 km<sup>2</sup>.

Para evaluar los caudales del río Poqueira existe en la actualidad la estación de aforos n° 55 "Central de Pampaneira" controlada por la CASE, que publica anualmente los niveles de la lámina de agua mediante la cual se obtienen los caudales diarios que pasan por dicha estación. He realizado el hidrograma que representa los caudales medios mensuales de una serie de 9 años (1971-72/1979-80); los caudales máximos registrados son de 3093 l/s y 3049 l/s para los meses de Mayo y Junio, respectivamente; los caudales mínimos corresponden a los meses de Agosto, con 511 l/s, y Septiembre 503 l/s (figura 32); estos valores arrojan un caudal medio de 1668 l/s al año.

El régimen del río es plenamente nival; además, los valores máximos ponen de manifiesto la influencia del deshielo durante los meses de verano; sin embargo, existe una cierta relación con la lluvia caída en la cuenca, aunque la estación pluviométrica de

Soportújar no representa en realidad la precipitación, pero sí da una idea aproximada del régimen.

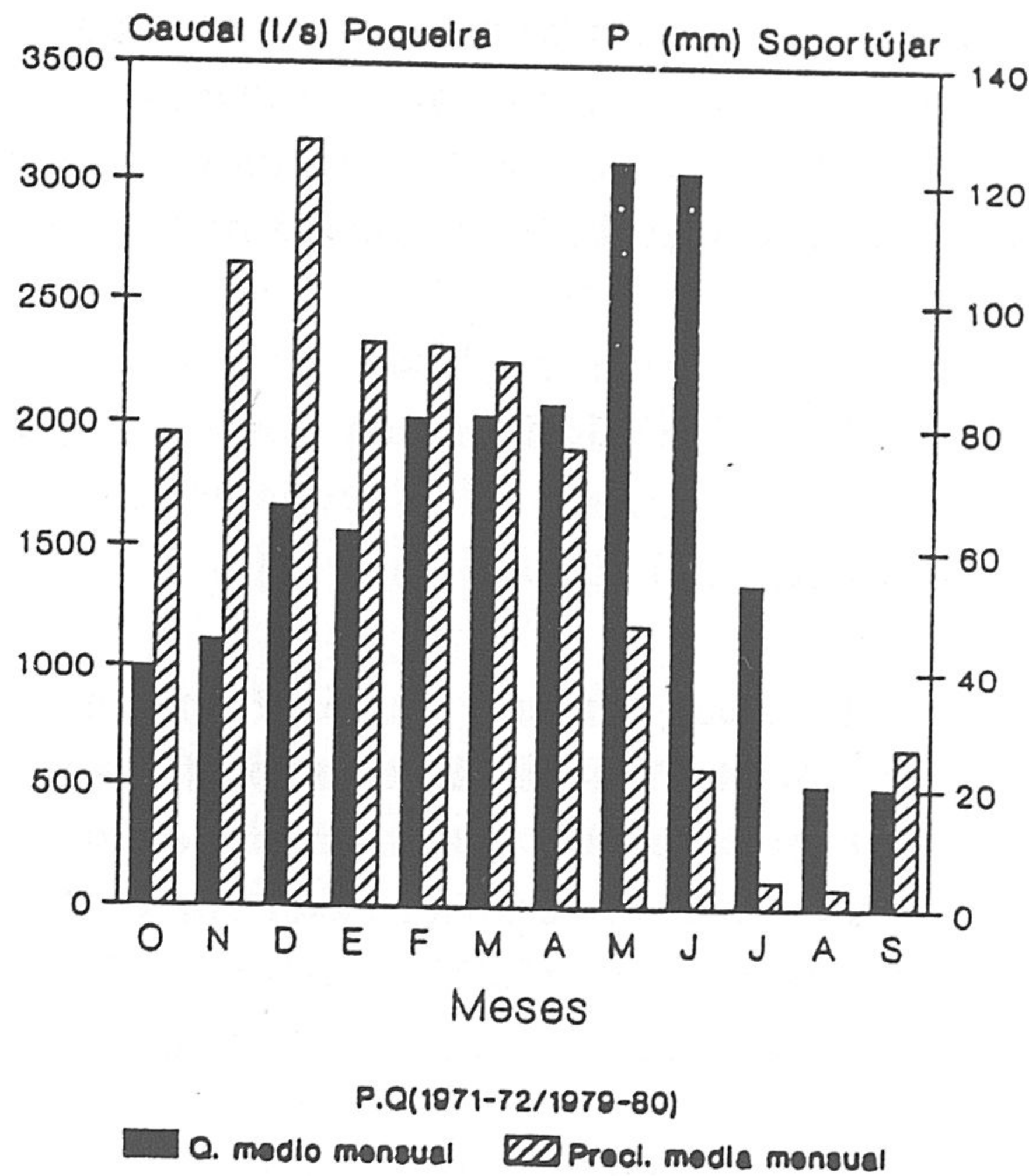


Figura 32. Caudales medios mensuales del río Poqueira en "Pampaneira". Período de precipitación 1955-56/1984-85.

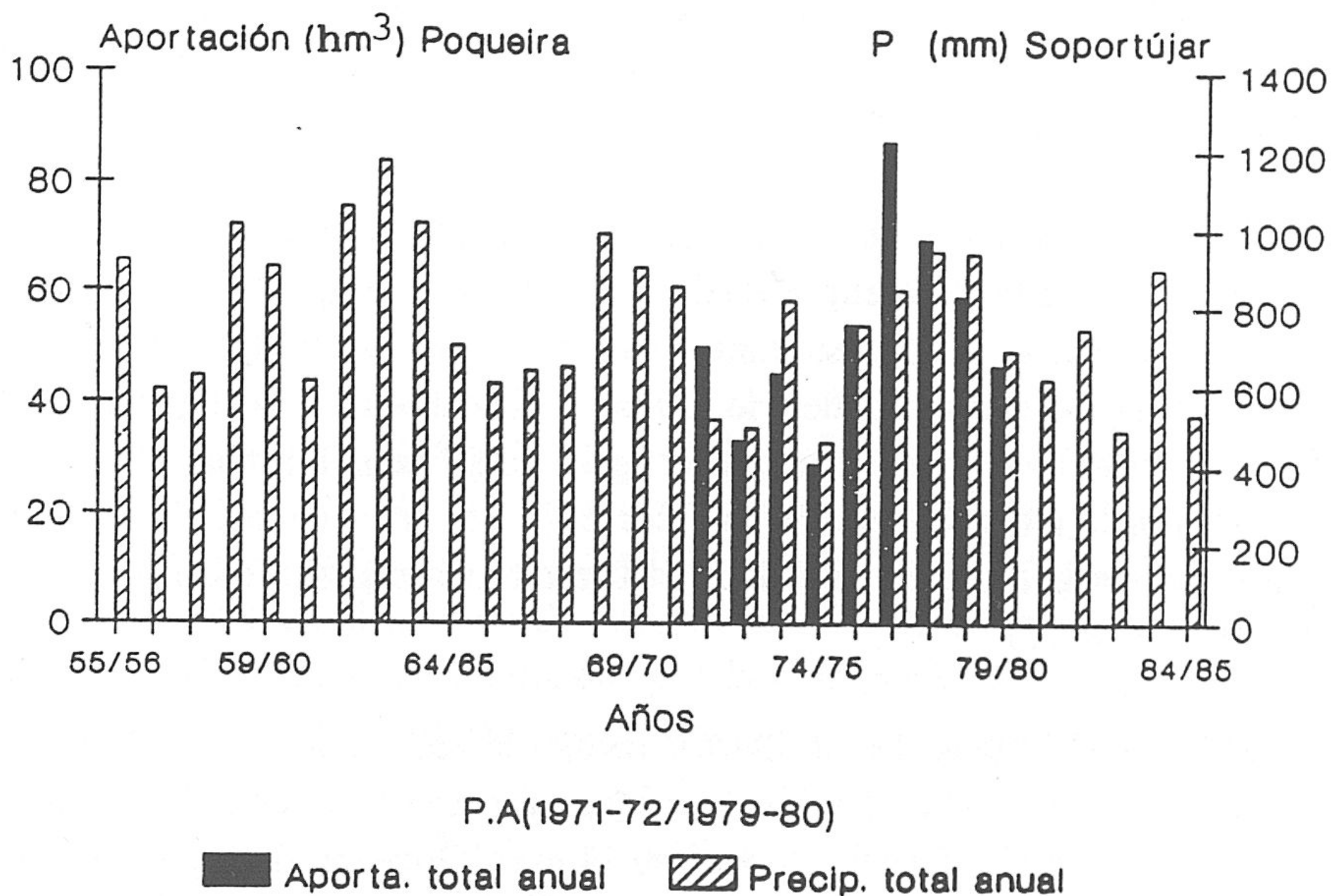


Figura 33. Aportaciones anuales del río Poqueira en "Pampaneira". Período de precipitación 1955-56/1984-85.

Las aportaciones totales durante el mismo período dan un valor medio del orden de 53 hm<sup>3</sup>/año, con la máxima aportación de 87,6 hm<sup>3</sup> en el año 1976/77, y una mínima de 29,2 hm<sup>3</sup> (figura 33); según el trabajo de Castillo (1985), el caudal medio es de 1342 l/s y la aportación media anual de 42,3 hm<sup>3</sup>. Otros datos de interés mencionados por Morell (1976) sobre la estación de aforo n<sup>o</sup> 38 "Vertedero II", con una cuenca receptora de 87 km<sup>2</sup>, indican un caudal medio de 1540 l/s y unos 48,5 hm<sup>3</sup>/año de aportación.

## 2.5. EL RÍO IZBOR Y SUS AFLUENTES

### 2.5.1. Características físicas

El río Izbor tiene una cuenca vertiente de 455,7 km<sup>2</sup>, hasta su confluencia con el río Guadalfeo por la margen derecha; sus tributarios arrojan distintos aportes de agua según la situación geográfica de cada uno de ellos y la naturaleza de los materiales sobre los que van excavados los cauces. Drena la mayor parte del sector noroccidental de la cuenca en estudio; unos 240 km<sup>2</sup> de su cuenca corresponden a la vertiente de Sierra Nevada. Su longitud es de 38,5 km (CEH, 1965). Las características de sus afluentes principales son:

- **Río Dúrcal:** Se inicia en las cumbres de Sierra Nevada, entre el Pico del Tosal Cartujo y el Puerto del Cura, en donde comienza a encajarse en los materiales nevado-filábrides, con una pendiente media, en este tramo, del 18 %. En materiales alpujárrides carbonatados excava su acceso a la depresión de Padul-Dúrcal, a cota 800 m, a través de un encajado cañón, de unos 7 km de recorrido, con escarpes de hasta 500 m de desnivel entre la Buitrera y el Cerro de la Chaja.

- **"Río" de la Laguna:** Este río recoge las aguas de una serie de manantiales que drenan por la turbera y la escorrentía superficial de una cuenca receptora de 55 km<sup>2</sup> de superficie; asimismo recoge parte de las sobrantes de los regadíos de los bordes de la turbera, abastecidas con aguas derivadas del río Dúrcal a su entrada en la depresión (Pulido Bosch, 1979; Castillo, 1982). A cuatro kilómetros aguas abajo de la entrada, y a cota 670 m recibe el río Dúrcal, por la margen derecha, la escorrentía del "río" de la Laguna, que corresponde al drenaje de la antigua laguna de Padul, realizada artificialmente a finales del siglo XVIII (Villegas, 1967 y 1972).

- **Rambla de Cijancos:** El río Dúrcal recoge la escorrentía de la Rambla de Cijancos, apenas un kilómetro más abajo, y por la margen derecha. La cuenca vertiente de la rambla es de unos 35 km<sup>2</sup>; sin embargo, sólo en su último kilómetro de recorrido, en donde nace un manantial de considerable caudal, la rambla de Cijancos lleva agua perenne.

- **Río Albuñuelas:** Con algunos encajados meandros de control estructural, y en dirección N-S hasta Restábal, recibe el río Dúrcal, también por la margen derecha, su



tributario de mayor cuenca, el río Albuñuelas o Salares. Este río tiene 90,1 km<sup>2</sup> de cuenca vertiente y 15 km de longitud (CEH, 1965); recoge sus aguas de la escorrentía superficial de la parte sur de la Sierra de Albuñuelas y del sector noroeste de la Sierra de las Guájaras, además de algunos manantiales cerca de su cauce.

- **Río Torrente:** Es el primer afluente de envergadura del río Dúrcal, por la margen izquierda, con cuenca receptora de unos 35,5 km<sup>2</sup> y una longitud total de 15,5 km; inicia su recorrido en la ladera occidental del Caballo y excava un abrupto cañón a su paso sobre materiales carbonatadas alpujárrides, con hasta 600 m de desnivel. La pendiente media en su recorrido antes de la depresión es del 20 %, que decrece de forma considerable desde este punto hasta la desembocadura, a partir de la cual el río Dúrcal recibe la denominación de Izbó.

- **Barranco de Tablate:** Hasta la desembocadura del río Lanjarón, a tan sólo 2 km de la confluencia del río Izbó con el Guadalfeo, recibe el río Izbó una serie de tributarios tanto por la margen derecha como por la izquierda; el más importante de ellos es el barranco de Tablate, con 8 km de longitud y 15 km<sup>2</sup> de cuenca vertiente.

- **Río Lanjarón:** Este río, con 54,3 km<sup>2</sup> de cuenca vertiente y 15,5 km de longitud, es el último afluente que recibe el río Izbó por su margen izquierda. Nace en la Laguna de Lanjarón, en la vertiente meridional de Sierra Nevada; su cauce tiene una pendiente media de 18 % aproximadamente. El río Lanjarón recibe, por la margen derecha, las aguas de su tributario el Arroyo Salado, en donde el INIA tiene instalada una cuenca experimental, con observación de numerosos parámetros; este arroyo fue acondicionado, entre otras cosas, para determinar la influencia de la repoblación forestal en la conservación de los suelos y en la disminución de los arrastres sólidos.

### 2.5.2. Aportaciones

- **Río Dúrcal:** La estación de aforos nº 42 "Los Sauces", a cota 1.640 m s.n.m. y con una cuenca receptora de 20 km<sup>2</sup>, está controlada por el MOPU; sus datos se recogen en los Anuarios de Aforos, publicados por la DGOH. El período de observación ha sido de 33 años (1955/56-1987/88), si bien el período de registro se remonta al año 1940/41; sin embargo, los datos de los últimos 20 años, facilitados por la Compañía Sevillana de Electricidad, de los caudales medios diarios turbinables, han sido más fiables; el período de las precipitaciones fue de 20 años 1955/56-1974/75, tomado de Pulido Bosch (1979). En éste se pone de manifiesto una sospechosa regularidad y mucho menos congruencia con la precipitación en los últimos años, que podría indicar modificaciones en la sección no controlada con aforos directos.

De acuerdo con los datos obtenidos, he estimado los caudales medios mensuales que se

esquematizan en la figura 34; el caudal máximo corresponde a los meses de Mayo (562 l/s) y Junio (546 l/s), y el mínimo a los meses de Septiembre (184 l/s) y Octubre (204 l/s); el caudal medio es del orden de 341 l/s. El régimen del río es nival, porque la influencia del deshielo es muy marcada en este tramo del río, como corresponde a su elevada cota media (por encima de 2000 m); considerando el caudal de base del río en este punto como la aportación media de la escorrentía subterránea a la total, se obtiene un valor de 5,8 hm<sup>3</sup> (55 %).

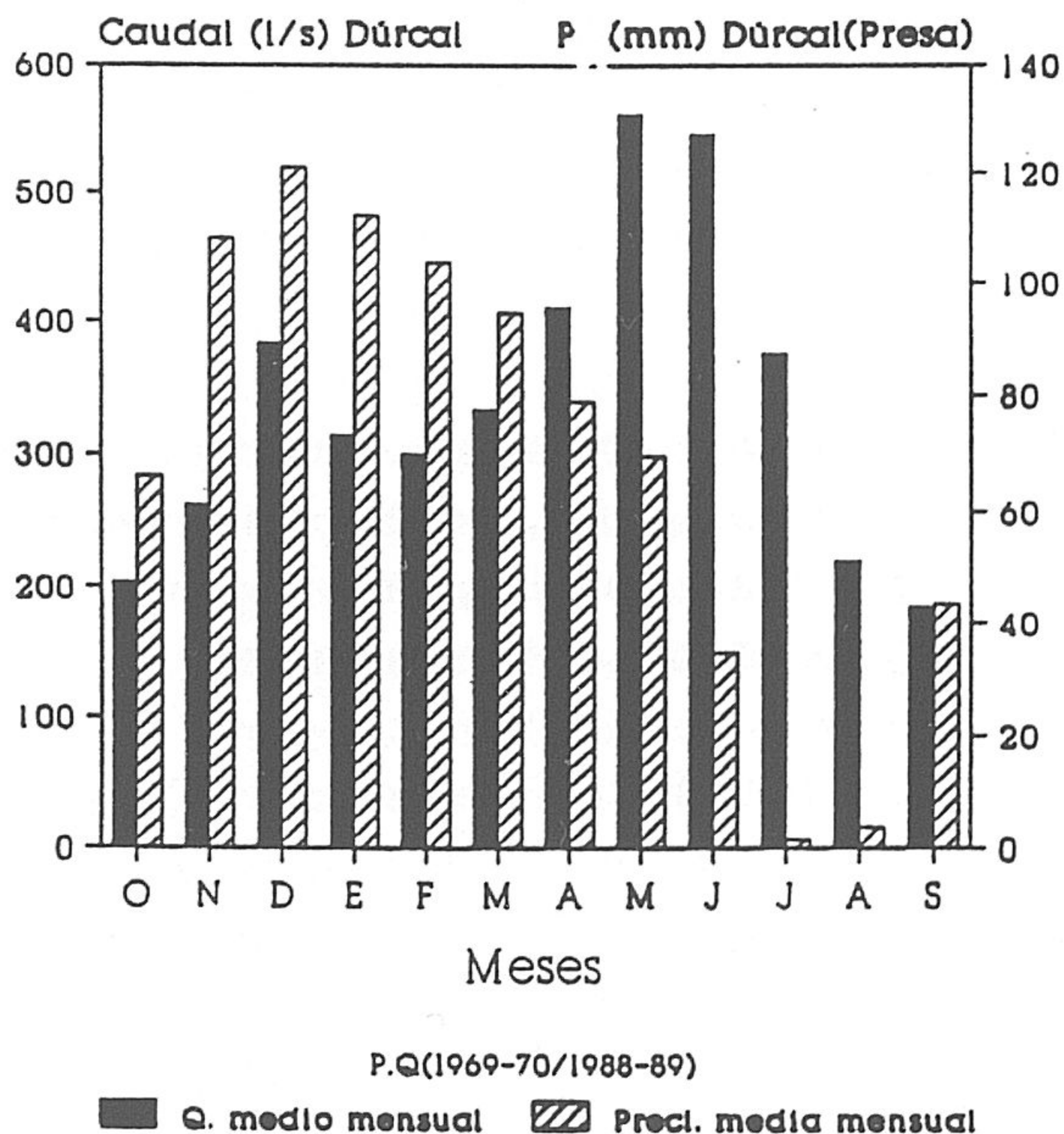


Figura 34. Caudales medios mensuales del río Dúrcal en "Los Sauces". Período 1955-56/1974-75.

En cuanto a las aportaciones anuales, los valores oscilan entre algo más de 28 hm<sup>3</sup> en el año más húmedo 1962/63 y 6 hm<sup>3</sup> en el 1974/75, con un valor medio de 10,5 hm<sup>3</sup>, como los representa el hidrograma en la figura 35; según estos valores, se obtiene para la cuenca implicada un caudal específico de 17,1 l/s/km<sup>2</sup>, y el coeficiente de escorrentía media resulta ser del 0.58 o 0.64, según que la precipitación media estimada sea de 900 o de 823 mm.

Los datos mencionados por Castillo (1985) dan valores algo elevados, y estimó la aportación media en unos 12,3 hm<sup>3</sup>/año y el caudal específico medio en 19,5 l/s/km<sup>2</sup>; también, en los datos publicados por la DGOH y en Pulido Bosch (1979), el coeficiente de escorrentía medio dado para los períodos 1943/44-1966/67 y 1955/56-1974/75, fue de 0,61 y 0,59, respectivamente.

- "Río" de la Laguna: En la actualidad, sólo se dispone de aforos esporádicos desigualmente repartidos en el tiempo, puesto que este "río" es el único drenaje superficial de toda la cuenca vertiente de la depresión de Padul. Ha sido objeto de investigación por parte de varios autores en el ámbito de hidrogeología. Para valorar el caudal medio de

descarga, Castillo (1982) ha dispuesto de dieciocho aforos efectuados, todo ellos con micromolinete, desde Julio de 1979 hasta Julio de 1981; los caudales oscilaron entre 373 l/s en Julio (1979) y 1016 l/s en Diciembre del mismo año (el reducido caudal en los meses de verano se debe fundamentalmente al riego existente); de otras tres medidas, se obtiene un caudal medio del orden de 570 l/s. Sin embargo, la fluctuación podría llegar a ser bastante mayor, tanto por exceso como por defecto.

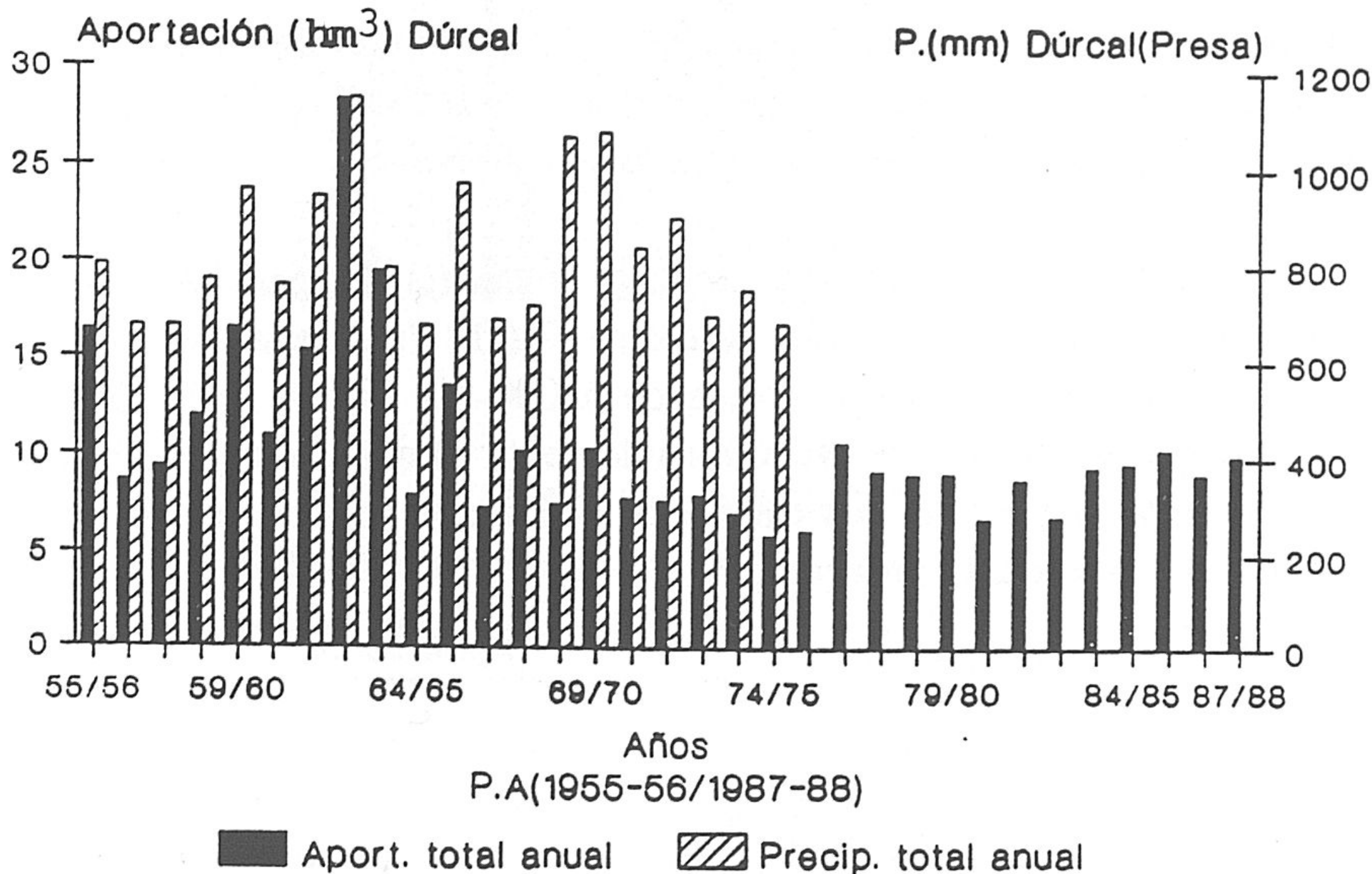


Figura 35. Aportaciones anuales del río Dúrcal en Los Sauces. Período de precipitación 1955-56/1974-75.

- **Río Albuñuelas o Salares:** Los aportes de este río proceden tanto de escorrentía superficial como de la descarga de varios manantiales existentes en su cuenca, e incluye además parte del agua que sobra del regadío mediante la acequia de las Cañas (se estimó un caudal de 41 l/s el 26-2-1981); en otros aforos efectuados en 6-3-1981, el río dio un caudal del orden de 295 l/s; ello se traduce en una aportación de 9,3 hm³; el coeficiente de escorrentía en este caso es del 0.20 y el caudal específico de 3.3 l/s/km²; estos valores podrían tomarse por defecto, respecto a la media de precipitación que es de unos 514 mm, dado el alto porcentaje de materiales permeables existentes en la cuenca.

- **Río Torrente:** Existen pocos datos para la estimación de los caudales en este río, según mi observación el 22-3-1989, el caudal registrado, aguas abajo de Nigüelas, supera los 700 l/s; en una serie de aforos directos realizados por Pulido Bosch (1979), sólo en 11 ocasiones el río llevaba agua, y el caudal máximo aforado fue de 1.030 l/s (3-3-1977); otro aforo efectuado en el mismo río debajo del partidur de Nigüelas, registró un caudal del orden de 134 l/s; en efecto, la mayor parte del caudal del río se deriva por dos acequias; una discurre al Sureste del mismo pueblo (de Vacaril) y la otra riega los cultivos al N de Dúrcal, aguas arriba del lugar de aforo. Además, hay que tener en cuenta que el cauce del río es muy permeable, por lo que la infiltración es considerable.

- **Río Izbor en "Presa de Melegís"**: La estación de aforos nº 43 "Presa de Melegís" tiene un período de control similar al de Los Sauces, aunque he dispuesto sólo de 20 años de registro (1955/56-1974/75); la precipitación media que representa la de la cuenca, se recoge de la estación pluviométrica de Dúrcal (Central), con un período de 30 años 1955/56-1984/85. La cuenca vertiente hasta el punto de control es de 328 km<sup>2</sup>, e incluye los ríos de Dúrcal, de la Laguna, rambla de Cijancos, Salares y Torrente. Además, el régimen del río en este punto no es del todo natural, dado que existen numerosas derivaciones para usos agrícolas, agua arriba del punto de control, por lo que los valores más afectados serán los correspondientes a los de mayor regadío (primavera y verano).

A partir de los datos de los anuarios, sin tener en cuenta el aspecto anterior, los caudales máximos se registran durante los meses de Enero (2.500 l/s), Febrero (2.450 l/s) y Marzo (2,400 l/s) y el mínimo en Agosto con unos 1.000 l/s (figura 36). Como muestra el hidrograma, el régimen del río es predominantemente pluvial, aunque aún es visible una cierta influencia nival; en efecto, los caudales máximos y mínimos se distribuyen más en consonancia con los valores de precipitación.

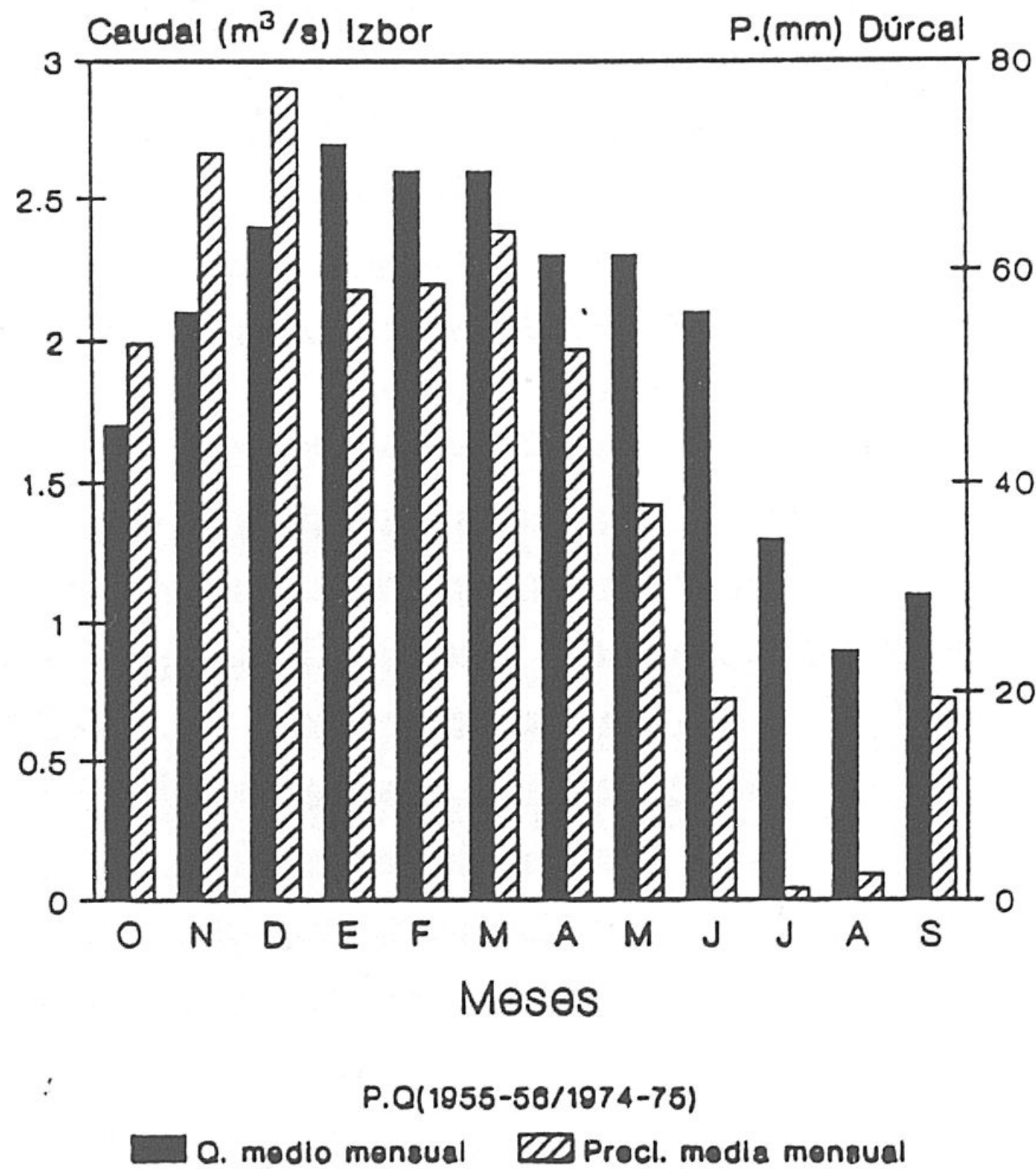


Figura 36. Caudales medios mensuales del río Izbor en "Presa de Melegís". Período de precipitación 1955-56/1984-85.

Las aportaciones anuales para el mismo período se representan en la figura 37; los valores oscilan entre algo más de 86 hm<sup>3</sup> (1962/63) en el año más lluvioso, y poco menos de 49 hm<sup>3</sup> (1957/58), con una aportación media de 65 hm<sup>3</sup>/año; considerada como equivalente al caudal de base del río, la aportación subterránea a esta escorrentía arroja un valor de 31,5 hm<sup>3</sup> (48,5 %).

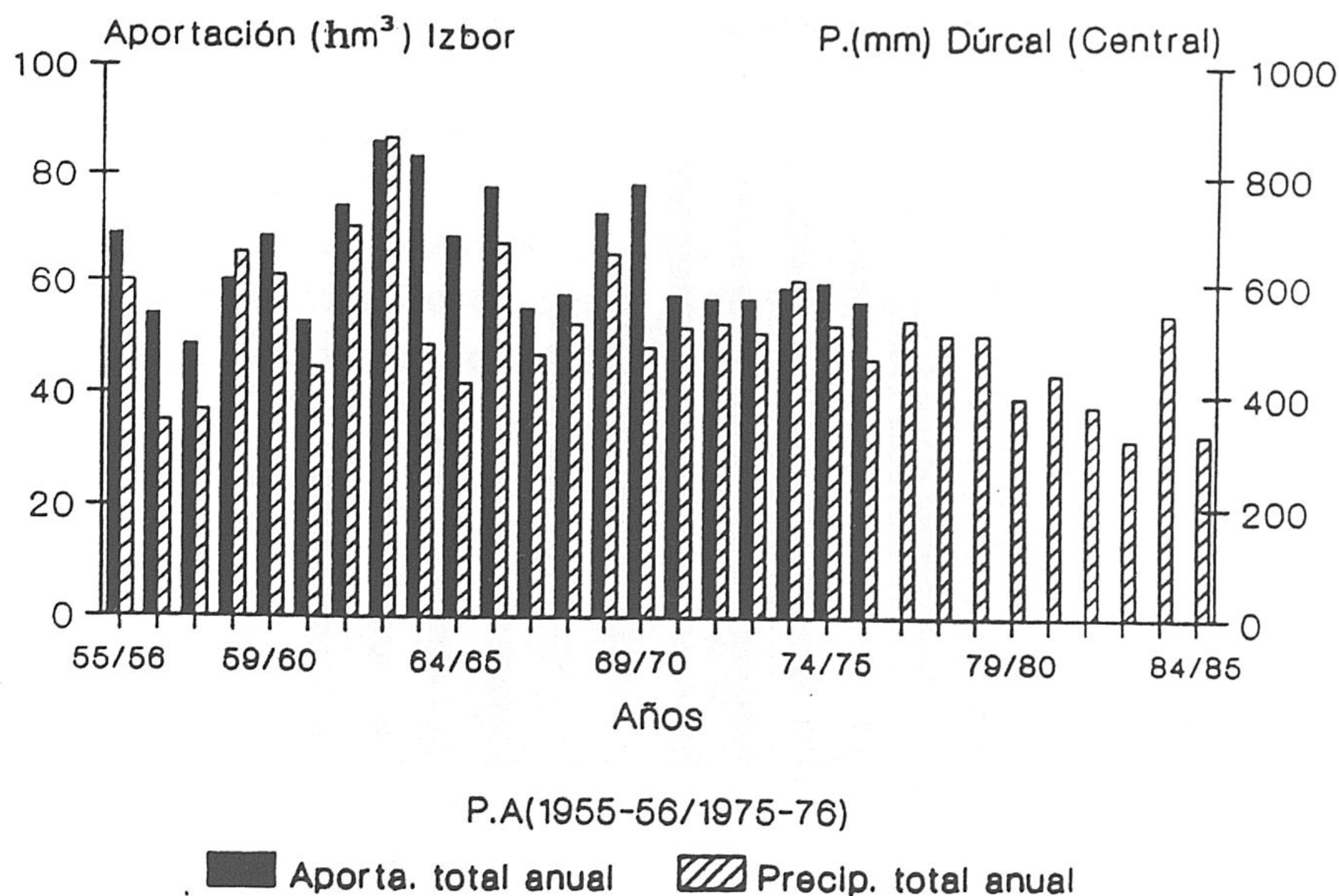


Figura 37. Aportaciones anuales del río Izbor en "Presa de Melegís".

El caudal específico medio, que se obtiene para el total de cuenca implicada, es de 6,3 l/s/km<sup>2</sup>, y el coeficiente de escorrentía media es del orden de 0.38; el mismo coeficiente calculado en los anuarios de aforo de la DGOH, para el período 1945/46-1966/67, es del orden de 0.29, inferior al obtenido antes.

Los aportes del río Izbor al llegar a la presa de Melegís, se dividen en dos partes: la primera parte pasa al Túnel de desvío de la obra de construcción de la presa de Béznar con un caudal de 107 l/s (6-3-1981), y la segunda suministra agua a las turbinas de la Central de Izbor.

- **Río Lanjarón:** Los datos foronómicos que existen en la cuenca del río Lanjarón corresponden a su afluente, por la margen derecha, el Arroyo Salado, tomados por el INIA desde hace varias decenas de años. Parte de estos datos (período 1954/55-1966/67), fueron recopilados y elaborados por Fabregas (1978). La cuenca vertiente a la estación de aforo es de 5,16 km<sup>2</sup>; los caudales medios mensuales oscilan entre 50,9 l/s en el mes de Marzo y 23,5 l/s en Agosto (figura 38), y se adaptan bien a la distribución de las precipitaciones, de lo que se deduce que la influencia del deshielo es despreciable, lo cual es lógico si se tiene en cuenta que la totalidad de su cuenca está situada por debajo de cota 2000 m.

Las aportaciones anuales están comprendidas entre 0,97 hm<sup>3</sup> (1963/64) y 1,45 hm<sup>3</sup> (1958/59), con un valor medio de 1,19 hm<sup>3</sup>/año (figura 39); el caudal específico para la cuenca es, por tanto, de 7,3 l/s/km<sup>2</sup>; de acuerdo con los cálculos de Fabregas (1978), la precipitación media de la cuenca asciende a 646 mm, equivalente a 3,3 hm<sup>3</sup>, por lo que el coeficiente de escorrentía será del 0.35.

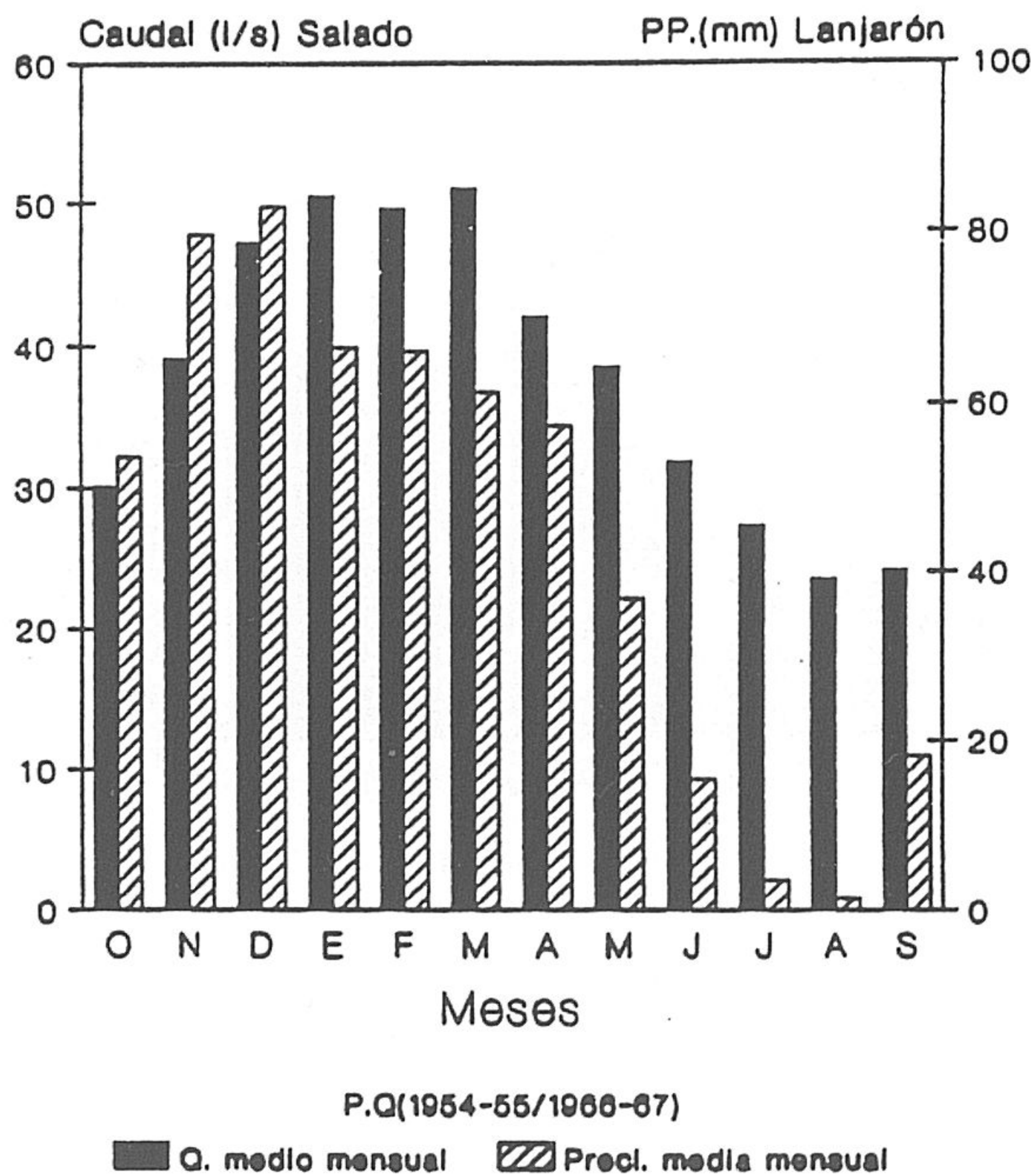


Figura 38. Caudales medios mensuales del Arroyo Salado (INIA). Período de precipitación 1955-56/1984-85.

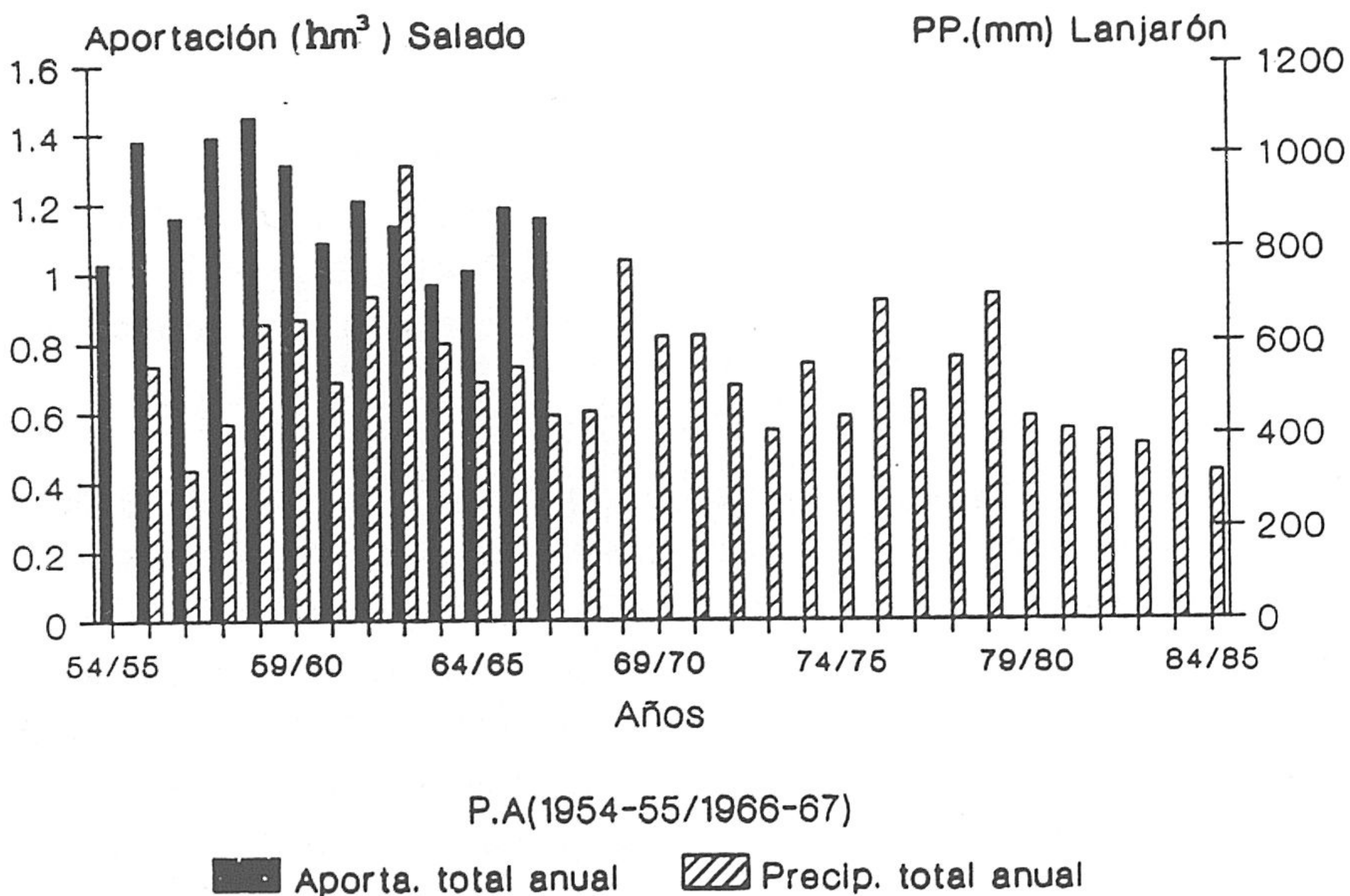


Figura 39. Aportaciones anuales del arroyo Salado (río Lanjarón).

Ahora bien, en función de los datos foronómicos anteriores, y de acuerdo con la precipitación media de la estación de Lanjarón (ver el capítulo de Rasgos Climatológicos), que aporta valores más fiables, he calculado la aportación media (1,13 hm³) obteniendo un coeficiente de escorrentía medio del 0.4. Si consideramos un caudal de base de 23,5 l/s

(Agosto), se traduce en una aportación subterránea del orden de 0,74 hm<sup>3</sup> (61 %), que es congruente con la existencia de varios manantiales (algunos de ellos de aguas termales), en los contactos entre materiales carbonatados alpujárrides y nevado-filábrides.

De la extrapolación de estos datos a la cuenca del río Lanjarón, de características litológicas similares, aunque no en altitud, distribución y forma de precipitaciones, la aportación media de este río sería de 12,5 hm<sup>3</sup>/año, o de 11,8 hm<sup>3</sup>/año, en el segundo caso.

## 2.6. RÍO DE LA TOBA

El río de la Toba se inicia en Guájar Alto, en materiales carbonatados permeables alpujárrides, sobre todo en su cuenca alta; tributario del río Guadalfeo por su margen derecha, es el último afluente considerable que recibe el Guadalfeo. Existe en el sector de cabecera de este río, de una cuenca vertiente de 30 km<sup>2</sup>, la estación de aforo n<sup>o</sup> 4 que dispone de un registro de aportaciones mensuales hasta el año 1963; la serie más completa de estos datos cubre un período de 51 años 1912/13-1962/63 procede del CEH (*in* CHSE, 1969) y corresponde a valores "depurados", es decir obtenidos a partir de diferentes tratamientos hidrológico-estadísticos (registro A, de la figura 40).

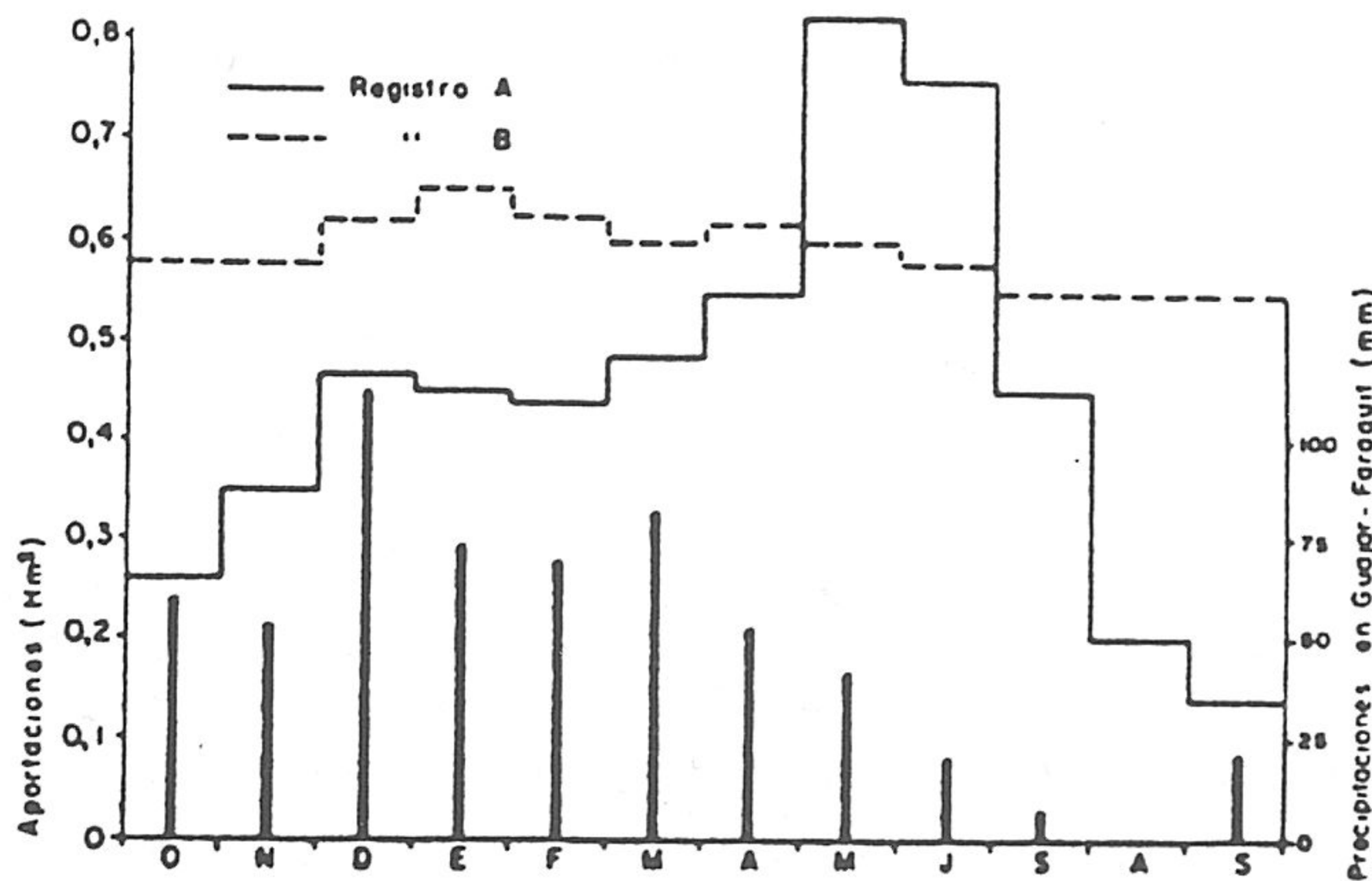


Figura 40. Aportaciones medias mensuales del río de La Toba en Guájar Alto, según los dos registros considerados (tomada de Benavente, 1982).

Los datos relativos a caudales medios mensuales, obtenidos a partir de los correspondientes valores diarios, durante un período de 6 años (valores recogidos por el CEH, 1966), se han obtenido a partir de lecturas diarias de altura de la lámina de agua, para cada escala, y su correspondiente transformación a caudales mediante la curva de gastos característica de la estación ("registro B"; Benavente, 1982). En la figura 40 se representan los valores relativos a la aportación media mensual, para la misma cuenca vertiente (superficie de 30 km<sup>2</sup>); según los datos del registro A, se deduce una aportación media anual

de 4,5 hm<sup>3</sup> (equivalente a unos 140 l/s de caudal continuo), con un coeficiente de escorrentía de 0.25 (CHSE, *op. cit.*).

El hidrograma resultante presenta unos valores máximos en los meses de Mayo y Junio, del orden de 0.8 hm<sup>3</sup>/mes (unos 300 l/s de caudal continuo) y mínimo en el mes de Septiembre de 0.14 hm<sup>3</sup> (equivalente a 50 l/s de caudal continuo). En este caso, la influencia nival ha de ser prácticamente despreciable, en función de las características físicas e hidrometeorológicas de la reducida cuenca aforada, constituida en su totalidad por materiales carbonatados permeables, aspecto que no concuerda con el trazado que muestra dicho hidrograma; ello podría deberse al efecto inducido a partir del cual se ha obtenido dicho registro, con el siguiente riesgo de alejamiento para ciertos valores reales (Benavente, 1982). En la figura 40 se representan, asimismo, las aportaciones medias mensuales pero según el registro B, que aportan un valor medio de 7,1 hm<sup>3</sup>/año (230 l/s de caudal continuo), y muestran una distribución mensual con un carácter muy homogéneo (máximo de 250 l/s, en Enero y mínimo de 210 l/s, desde Julio a Septiembre).

En función de tales datos, se obtiene un caudal específico del orden de 8 l/s/km<sup>2</sup> y un coeficiente de escorrentía aproximado de 0.3, con la salvedad de que más del 90 % del volumen total drenado por el río correspondería a aportes subterráneos. Tales aspectos, en relación con las características hidrológicas de la cuenca, aconsejan considerar a los resultados ofrecidos por el registro B como aproximados y más aceptables para esta subcuenca.

## 2.7. EL RÍO GUADALFEO EN LOBRES

El río Guadalfeo recibe aguas de multitud de barrancos y arroyos extendidos en su cuenca, a parte de sus principales afluentes, y sobre todo en la falda norte de la sierra de Lújar y Contraviesa, aunque en pequeña cantidad, respecto a la escasa escorrentía superficial que discurre en estos terrenos; además, hasta su desembocadura recoge el Guadalfeo la mayor parte de la escorrentía superficial de la Vega de Motril-Salobreña.

La serie más completa referente a aportaciones mensuales en la estación n<sup>o</sup> 7, durante un período de 51 años 1912/13-1962/63, procede del CEH (*in* CHSE, 1969); asimismo corresponde a valores "depurados", (registro A de la figura 41). La cuenca vertiente del río hasta dicha estación es de 1250 km<sup>2</sup>, y su longitud supera los 159 km.

El "registro B" (de dicha figura), dispone de un período de 10 años (1939/40-1948/49); los datos proceden de la misma fuente y a partir de lecturas diarias. Después de la construcción del azud de Vélez de Benaudalla ha sido posible estimar aproximadamente el caudal total circulante por el río Guadalfeo a la altura de la estación número 7, en función de los diferentes aprovechamientos hídricos existentes; dicho control, con un período de 6



años ("registro C" de la figura 41), se realiza de manera diaria desde hace tiempo, y por tanto permite asimismo, estimar la fracción del caudal total que, al no ser derivado por sobrepasar la capacidad de tales aprovechamientos, se pierde, en su mayor parte, directamente al mar (Benavente, 1982).

De acuerdo con los registros A, B y C de las aportaciones medias mensuales, se representa el hidrograma del río Guadalfeo en la estación nº 7 "Azud de Lobres", (figura 41); en función de los valores medios mensuales (registro B), se deduce una aportación media de  $134 \text{ hm}^3/\text{año}$  ( $4,3 \text{ m}^3/\text{s}$  continuo), para el período considerado en dicha observación; la aportación máxima, del orden de  $25 \text{ hm}^3/\text{mes}$ , se registra en los meses de Febrero y Marzo y se produce el agotamiento total (aportación nula) en el mes de Agosto.

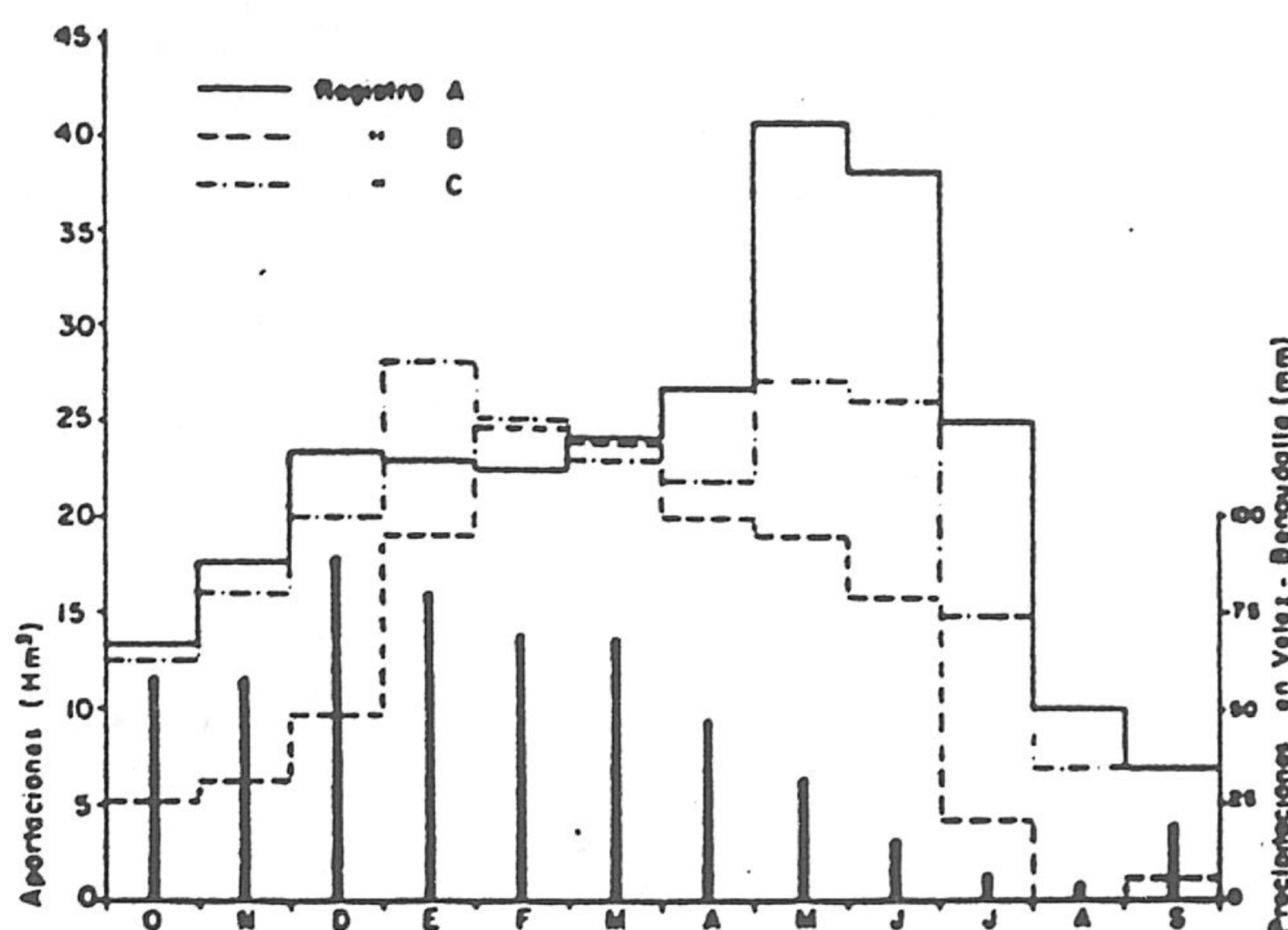


Figura 41. Aportaciones medias mensuales del río Guadalfeo en Lobres, según los diferentes registros considerados (tomada de Benavente, 1982).

La forma del hidrograma está relacionada estrechamente con la distribución en la cantidad de las precipitaciones (se han representado las registradas en Vélez de Benaudalla, de acuerdo con los valores obtenidos del período 1955/56-1974/75, estudiado por Benavente, 1982). Además, del mismo registro B se desprenden algunos resultados según la forma del hidrograma que es estrictamente pluvial; no parece estar de acuerdo con las características registradas de los más importantes cursos de agua que drenan la vertiente sur del macizo de Sierra Nevada (Trevélez, Poqueira y Dúrcal sobre todo), que muestran una marcada influencia nival (máximo caudal en los meses de Mayo y Junio), en su régimen de descarga. Estas características deberían mostrarse, de manera más acusada, en el hidrograma correspondiente al río Guadalfeo en total, lo que obligaría a que, en el trazado de dicho hidrograma, se reflejase de alguna manera, el efecto inducido por el fenómeno del deshielo.

Otro aspecto a comentar, estriba en la ausencia de aportaciones en el mes de Agosto; este hecho resulta difícil de admitir, aún para los años de más pertinaz sequía, como muy bien conocen los lugareños. Ello supondría unas aportaciones subterráneas (caudal de base)

totalmente nulas, lo que no está de acuerdo con los datos ofrecidos por Pulido Bosch (1979), relativos a unos aportes, en tal sentido, procedentes de su tributario el río Izbor, del orden de  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ , que han de considerarse como mínimos en función de diversas aportaciones procedentes de otros cursos tributarios de menos entidad (Romero, 1977; Fabregas, 1978).

Además, existen aportaciones de agua subterránea ligadas a macizos kársticos, cuya descarga se efectúa directamente al río, escasos kilómetros aguas arriba de dicha estación, que supone un caudal medio del orden de  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ; ambos efectos inducirán un caudal de base mínimo del orden de  $2 \text{ m}^3/\text{s}$ , que aparece reflejado en dicho hidrograma.

En la figura 41 aparecen representados, asimismo, los valores correspondientes a aportaciones mensuales en dicha estación, obtenidos a partir de los registros A y C; aunque existen algunas diferencias entre los respectivos hidrogramas resultantes, la influencia del deshielo es manifiesta en ambos casos (sensiblemente más acentuada para el registro A). También, existe una similitud entre los valores relativos a caudales de base, ofrecidos por ambos registros, del orden de  $2,7 \text{ m}^3/\text{s}$  en el mes de Septiembre, que esta en perfecto acuerdo con las consideraciones antes efectuadas; la aportación media anual asciende a  $224 \text{ hm}^3$  (registro C) y  $272 \text{ hm}^3$  (registro A).

Por último, en otro estudio de la CHSE (1969) se aborda el aspecto referente a las aportaciones del río Guadalfeo en la misma estación nº 7, durante un período de 20 años 1945/46-1964/65, y se toman como partida los datos correspondientes al registro A, para completar los restantes, no cubiertos por dicho registro; se utiliza una regresión lineal (coeficiente de correlación = 0.936) entre las aportaciones anuales en dicha estación y en la número 43 "Presa de Melegís"; a partir de ella estiman una aportación media anual, en dicho período, de  $258 \text{ hm}^3$  (equivalente a unos  $8 \text{ m}^3/\text{s}$  de caudal continuo) y, en función de los aportes pluviométricos registrados y de la superficie de cuenca receptora, los valores medios relativos al coeficiente de escorrentía y el caudal específico de 0.28 y  $6 \text{ l/s/km}^2$ , respectivamente.

## 2.8. RESUMEN

Se han estudiado las principales características físicas e hidrológicas de los ríos Cádíar, Trevélez, Poqueira, Lanjarón, Dúrcal, Izbor (incluyendo sus tributarios), de la Toba y Guadalfeo en su tramo final. El régimen del río, en general, es nival para las cuencas de elevada altitud situadas en la vertiente meridional de Sierra Nevada; los caudales máximos se registran en los meses de deshielo (Mayo y Junio) y los mínimos se encuentran entre Agosto y Septiembre.

Los ríos de moderada altitud media tienen un régimen pluvial y marcan una estrecha relación con la precipitación, sin olvidar que, en algunos casos, la existencia de descarga de

aguas subterránea no deja notar este hecho. Todo ello se pone de manifiesto mediante el cambio del coeficiente de escorrentía que se muestra en la tabla 17.

RÍO	SUPERFICIE (km <sup>2</sup> )	APORTACIÓN MEDIA (hm <sup>3</sup> /año)	COEFICIENTE DE ESCORRENTÍA	CAUDAL ESPECIFICO (l/s/km <sup>2</sup> )
Cádiar n° 10	67	13,8	0.30	6,5
Trevélez n° 8	108	38,2	0.54	11,2
Poqueira n° 55	81	52,8	0.72	20,6
Salado	5,2	1,1	0.40	7,3
Dúrcal n° 42	20	10,5	0.58	17,1
Izbor n° 43	328	65	0.38	6,3
De La Toba n° 4	30	7,1	0.30	8
Guadalfeo n° 7	1250	258	0.28	6

*Tabla 17. Principales características de los afluentes del río Guadalfeo.*

Destaca también que, para el resto de los afluentes del río Guadalfeo, no ha sido posible determinar las aportaciones por falta de estaciones de aforos, aunque se pueden tomar valores aproximados en comparación con otros afluentes de similares características físicas e hidrológicas.



## **IV. HIDROGEOLOGÍA**



## 1. INTRODUCCIÓN

Las complejas características geológicas -que son la nota predominante en la cuenca del río Guadalfeo-, no permiten deducir fácilmente los aspectos hidrogeológicos del área, sin que exista una posibilidad considerable de error. A partir de este hecho, de acuerdo con una visión general de la Hidrogeología de la cuenca, y en función de la escala de trabajo, creo que es conveniente diferenciar aquellas unidades acuíferas de suficiente extensión, que puedan tener cierta importancia en cuanto a sus recursos y reservas se refiere, a la hora de estimar el balance hídrico en cada una de las subcuencas simuladas.

Las unidades que considero integran la cuenca son:

- "Acuífero" de Sierra Nevada
- "Acuíferos" en materiales metamórficos
- Acuíferos calizo-dolomíticos del borde S y SW de Sierra Nevada
- Acuífero de Sierra de Lújar
- Acuífero de la unidad de Escalate
- Acuífero de las Sierras de las Guájaras y del Chaparral
- Acuífero de la Sierra de Albuñuelas
- Acuíferos en conglomerados
- Acuíferos en materiales cuaternarios

El hecho de separar el acuífero calizo-dolomítico situado al norte del cauce principal del río Guadalfeo del acuífero de Lújar tiene su justificación, por un lado, por la desconexión hidráulica que existe entre ambos en la mayor parte de su contacto y por otro lado, porque este acuífero suele estar topográficamente "colgado" sobre los materiales metapelíticos impermeables.

También he de hacer constar que, dentro del grupo de materiales metamórficos, recojo los pertenecientes a los distintos mantos alpujárrides como una sola unidad desde el punto de vista de sus características hidrogeológicas, aunque a escala de detalle existen diferentes comportamientos hidráulicos debido al grado de alteración y de fracturación.

En lo relativo a los acuíferos en conglomerados y aluviales, he estudiado con detalle aquellos que ocupan más extensión dentro de la cuenca y, por consiguiente, los que aportan volúmenes de agua considerables a la hora de evaluar sus recursos.

## 2. LOS MATERIALES Y SU COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

### 2.1. MATERIALES DE SIERRA NEVADA

Se puede considerar al conjunto englobado de estos materiales dentro del término "rocas de zócalo" (Carlsson *et al.*, 1977). Está integrado por una gran variedad litológica (cuarcitas, micasquistos, anfibolitas, serpentinas, epidotitas, mármoles, filitas, ortogneises, etc.), de funcionamiento muy complejo desde el punto de vista hidrogeológico. En otras palabras, la permeabilidad de los materiales nevado-filábrides (N-F) se debe a la fisuración existente, a la esquistosidad, diaclasado y otras fracturas; en el caso de los mármoles hay procesos de disolución y karstificación, y la percolación del agua se efectúa a través de las fracturas no colmatadas. Dichas fracturas se pueden localizar con relativa facilidad mediante métodos geofísicos eléctricos (Fernández-Rubio y Pulido Bosch, 1972).

La potencia de este "acuífero" no es bien conocida. Existen multitud de pozos, galerías y manantiales, que se localizan en las inmediaciones de los barrancos y cursos principales de la cuenca (en su mayoría de pequeña entidad). Tanto pequeño manantial hace pensar que se trata, en general, de un acuífero de baja permeabilidad, siendo los elementos transmisivos localizados en la zona de alteración los que presentan mayores valores. Sin embargo, en otras zonas donde los materiales no han sufrido demasiada alteración se comportan como acuicludo-acuífugo.

### 2.2. MATERIALES ALPUJÁRRIDES

Estos materiales están constituidos por dos formaciones principales: formación metapelítica en la base y formación carbonatada de techo (en algunos sectores se trata de mármoles). Los materiales metapelíticos (L1, C1, A1, M1, H1, S1 y G1), dentro de ciertos márgenes, presentan permeabilidad baja. Las filitas alpujárrides son muy impermeables; su situación, sobre los materiales de Sierra Nevada, hacen como una "suela" y condiciona las surgencias de agua entre ambos conjuntos. De igual manera se comportan bajo los materiales carbonatados alpujárrides. En cuanto a los micasquistos, que se han considerado tradicionalmente como impermeables, existe un cierto grado de permeabilidad, resultado del desarrollo de una densa fracturación, que da lugar a posible circulación de aguas subterráneas, como ponen de manifiesto los manantiales relacionados con este tipo de materiales.

Las características esenciales de las unidades carbonatadas alpujárrides (L2, C2, A2, H2, S2 y G2) son su desigual distribución espacial y la desconexión aparente entre los distintos afloramientos. En general se comportan como acuíferos debido a su permeabilidad producida por una serie de fisuras y procesos de disolución. La permeabilidad, como consecuencia de la porosidad primaria, es escasa en general, por lo que una roca carbonatada, de no mediar



otros procesos, se comportaría como acuífugo (Pulido Bosch, 1979). Los procesos de fracturación son los que confieren la mayor permeabilidad inicial al material carbonatado; a través de estas fracturas y de otras discontinuidades (planos de estratificación) actúa la corrosión (ataque químico y disolución) que las ensanchan.

Las rocas calizo-dolomíticas suelen presentarse interestratificadas con otros materiales de los que destacan por su mayor dureza (como los relieves calizos que aparecen en algunos puntos del área estudiada); mientras que en otros casos, presentan fragilidad frente a las deformaciones y, dan lugar a una fracturación bastante densa, como el caso de las dolomías del manto de Trevenque (kakiritas). La elevada densidad de la fracturación de estos materiales permite considerarlos como similares a acuíferos detríticos de permeabilidad por porosidad intergranular (Pulido Bosch, *op. cit.*).

La permeabilidad varía de una unidad a otra y la existencia de conos de deyección al borde de estas unidades facilita el paso del agua hacia cotas más bajas. De los materiales carbonatados alpujárrides destacan los que componen Sierra de Lújar como un acuífero regional importante y de alta permeabilidad, la unidad de Escalate y el sector del manto de Trevenque (NE de Padul) que descarga sus aguas en la cuenca del Guadalfeo.

### 2.3. MATERIALES DEL NEOGENO-CUATERNARIO

Existe una gran variedad litológica dentro de los depósitos neógeno-cuaternarios, como se indicó en el capítulo de Geología. La permeabilidad de estos materiales depende de la abundancia de gravas y arenas dentro de sus componentes. En este apartado describiré, de forma simplificada, el comportamiento hidráulico de cada tipo de ellos.

Los conglomerados (Tc) de grandes cantos (10-30 cm), que existen en el sector de Órgiva y al SW de Cádiar, se comportan como acuífero de permeabilidad media y, a veces, como acuitardo, por la presencia de niveles de limos de muy baja permeabilidad; son materiales sueltos o mal cementados.

Los materiales de igual litología que ocupan gran extensión en la depresión Padul-Dúrcal, y están en contacto con los materiales carbonatados alpujárrides son en general abanicos aluviales y su comportamiento hidráulico es acuífero. También afecta a su permeabilidad media la matriz arcillosa y la presencia de cambios granulométricos tanto en la horizontal como en la vertical.

Los limos con yesos (Ta) se comportan como acuicludo, aunque los tramos de arenas y conglomerados intercalados, cuando están en contacto con otros materiales permeables, pueden suministrar pequeños caudales. Además, cuando la potencia de algunos tramos no es muy elevada, se comportan como acuitardo, y pueden permitir la conexión entre niveles

acuíferos, debido a la existencia de intercalaciones de areniscas y arcillosas.

Las calcarenitas bioclásticas, que constituyen la formación intermedia entre los materiales carbonatados de base y los detríticos de superficie, proporcionan captaciones de elevado rendimiento (ENADIMSA, 1980), aunque se puede pensar en la existencia de una alimentación considerable procedente del sustrato carbonatado.

Los materiales pliocuaternarios (P-Q) del valle del río Albuñuelas poseen algunos niveles de arena e incluso horizontes calizos, cantos de materiales alpujárrides); tienen un comportamiento hidrogeológico como acuitardo a acuífero de baja permeabilidad.

Los materiales aluviales, coluviales y conos de deyección (Qal) que pertenecen al Cuaternario, están distribuidos por distintos sectores de la cuenca y contienen gravas, arenas, limos y arcilla en proporciones variables. El mayor desarrollo de los depósitos aluviales se alcanza en la Vega de Motril-Salobreña, en donde constituye un acuífero de alta permeabilidad, sobre todo en el paleocauce y el cauce actual del río Guadalfeo.

En el caso de la depresión de Padul-Dúrcal están bien representados los conos de deyección (Qcd), formados esencialmente por cantos de carbonatos alpujárrides; tienen comportamiento acuífero y están en conexión hidráulica con los acuíferos alpujárrides (Casas, 1975; Casas y Fernández-Rubio, 1975; Fernández-Rubio y Pulido Bosch, 1978). En el sector al N de Cádiar se encuentran algunos derrubios (Qal) que se comportan como acuífero y tienen una buena conexión hidráulica con el río del mismo nombre.

En cuanto a los materiales que constituyen la turbera de Padul (Qtu), tienen una permeabilidad muy baja, que los aproximan, en su comportamiento hidrogeológico, a los acuicludos (almacenan pero no transmiten el agua, o lo hacen con extremada lentitud).

Los travertinos (Qtr) que ocupan el sector de Lanjarón, el sector NE de Vélez de Benaudalla y el sector de Pinos del Valle - tienen poca extensión superficial - son muy porosos y de permeabilidad elevada; se comportan como acuífero de poca envergadura y sirven como medio de transición para los materiales que los rodean.

### **3. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS Y SUS CARACTERÍSTICAS**

#### **3.1. "ACUÍFERO" DE SIERRA NEVADA**

Este acuífero ocupa un área de 447 km<sup>2</sup>, siendo el más extenso de todos los existentes en la cuenca del río Guadalfeo; constituye el principal área de alimentación para los acuíferos alpujárrides, los conglomerados y los aluviales situados en dicha cuenca. Las aguas de escorrentía superficial de Sierra Nevada poseen muy buena calidad físico-química-biológica;

el único reparo que se les podría poner es su escasa mineralización, inferior a 300 mg/l de sales disueltas (Castillo, 1985). Desde luego, los factores responsables de esa escasa mineralización son: los micasquistos (muy poco solubles), la baja temperatura de las aguas, el rápido drenaje de las mismas (poco tiempo de contacto agua-roca), etc.

Los micasquistos que forman gran parte del macizo tienen bien desarrolladas las fracturas de cierta envergadura, como he comentado en el apartado anterior; dan lugar a numerosos manantiales. Sin embargo, las aguas que surgen de estos materiales se caracterizan por su gran heterogeneidad hidroquímica, con grandes variaciones de temperatura aún en distancias muy cortas, fruto de los distintos caminos recorridos hasta su salida; se puede observar este fenómeno en el Chorreón de Pórtugos y en el de Ferreirola.

Pulido Bosch (1979) proporcionó algunos datos sobre un manantial ubicado en la margen derecha del río Lanjarón; se desprende de las características físico-químicas de su agua la estrecha relación existente con los materiales nevado-filábrides (infiltración profunda). Al norte de Cáñar hay un manantial que arroja entre 10 y 15 l/s (Morell, 1976). Otro manantial, situado al este de Bérchules en la margen izquierda del río Grande, arroja unos 0,5 l/s (Al Alwani, 1992); aunque se localiza en los derrubios, está en clara relación con los materiales nevado-filábrides, dado que se trata de aguas ferruginosas.

En el sector de Lanjarón, cinco sondeos horizontales productivos perforados en micasquistos permitieron aumentar la disponibilidad de aguas minerales, para la empresa Aguas de Lanjarón S.A., en casi 12 l/s (Fernández Gutiérrez y Fernández-Rubio, 1981).

En el caso de algunos manantiales del mismo sector (Rodríguez Gordillo *et al.*, 1981), se puede pensar que se trata de aguas meteóricas, con proceso de circulación corto y poco profundo (mineralización y temperatura normal); están directamente relacionados con rocas metamórficas del Nevado-Filábride. Las características hidroquímicas y físicas de las aguas subterráneas en el sector de Sierra Nevada han sido tratadas con detalle por Al Alwani (*op. cit.*).

La precipitación media estimada en algunas estaciones representativas situadas en borde Sur de este acuífero es de 690 mm, y la ETR representa el 65 % de la pluviometría. Ahora bien, a partir de las curvas de igual precipitación para el año medio, y en función de la superficie calculada entre cada dos curvas, el valor estimado de la precipitación media es de 829 mm, considerado como valor representativo para todo el acuífero. Según el mapa de curvas de igual evapotranspiración real (figura 17), para una reserva de agua utilizable por la vegetación de 100 mm, la evapotranspiración real media anual se estima en un 48 % de la precipitación. De acuerdo con la superficie del acuífero, se obtiene un valor de la lluvia útil de 193 hm<sup>3</sup>/año.

La mayor fracción de la lluvia útil sobre este acuífero se convierte en escorrentía

superficial, otra fracción se infiltra, tanto directamente como tras la fusión de las nieves, a través de las fracturas de la masa rocosa dando lugar a tres tipos de flujo: profundo, intermedio y subsuperficial o hipodérmico.

Los caudales medios registrados en las estaciones de aforo que controlan parte de escorrentía superficial totalizan unos 117 hm<sup>3</sup>/año, para una cuenca vertiente de 281 km<sup>2</sup>; en efecto, este valor casi coincide con la cantidad de lluvia útil obtenida sobre dicha cuenca; considero aquí que las aguas derivadas mediante acequias en las cabeceras de los ríos del sector después de su infiltración, vuelven a incorporarse al drenaje superficial antes de llegar a los puntos de control, salvo la acequia de Mecina Bombarón que deriva sus aguas (unos 3 hm<sup>3</sup>/año, aproximadamente) fuera de la cuenca estudiada; por ello, los valores del caudal medio hay que tomarlos con reserva. A partir del caudal base de los hidrogramas, se deduce que la descarga subterránea a los ríos del sector representa el 38 % de la escorrentía superficial (unos 44 hm<sup>3</sup>/año); es un porcentaje elevado, debido a que opero con valores medios aproximados.

La principal descarga, en los bordes del acuífero se produce a través de los manantiales del sector de Lanjarón que presentan las cotas más bajas del contacto con los materiales alpujárrides (formaciones del manto de Cástaras C1), y la misma densa fracturación de los micasquistos hace posible la circulación de las aguas subterráneas. Este hecho lo ha confirmado la construcción de sondeos horizontales en la ladera de montaña, realizados para Aguas de Lanjarón, S. A. (Fernández-Rubio *et al.*, 1983); según el mismo autor, los caudales captados están comprendidos entre centenares y 28.000 litros/hora; sin embargo, los sondeos horizontales dan un notable incremento en los caudales captados, que totalizan más de un millón de litros/día, con una constancia muy regular en su época de construcción, aunque posteriormente bajaron de forma considerable.

Además, existen multitud de surgencias de pequeña entidad en todo el sector (al norte de Cáñar, se localizan unos manantiales que arrojan hasta 15 l/s); y una descarga difusa a través de los barrancos o los ríos que se encuentran sin estaciones de aforo (el elevado contenido salino en las aguas del río Lanjarón, es un buen indicio de esta descarga), sin olvidar la posible alimentación a los materiales alpujárrides y postorogénicos que constituyen los contactos sur y oeste del acuífero. Todas las salidas del borde S y SW del acuífero totalizan entre 3 y 5 hm<sup>3</sup>.

### 3.2. "ACUÍFEROS" EN MATERIALES METAMÓRFICOS

Se incluyen aquí todos los materiales metapelíticos pertenecientes a los mantos alpujárrides (Cástaras, Alcázar, Murtas, Salobreña, Herradura y los Guájares), los cuales incluyen filitas, cuarcitas, micasquistos, etc., que desde el punto de vista hidrogeológico son materiales escasamente permeables.

El funcionamiento general de estos "acuíferos" no se puede separar de su entorno, donde los distintos tipos de contactos con otros materiales y fallas afectan de una forma directa al movimiento de las aguas en profundidad; además, en la franja subsuperficial de alteración es posible la acumulación y/o circulación, en un camino corto, de las aguas subterráneas hasta encontrar el punto de salida; en la franja más baja, el desarrollo de fracturas más o menos profundas permite circular el agua en caudales no despreciables, en determinados casos.

En las filitas se encuentran algunos pequeños manantiales de caudales mínimos, en relación directa con la precipitación; no subsisten largo tiempo después del aguacero. Su contacto con las formaciones carbonatadas y/o los mármoles, da lugar a otros manantiales, de pequeña entidad. Sin embargo, se localizan algunas surgencias en los cuarcitas y esquistos que pertenecen al manto de Murtas, sobre todo en los barrancos y zonas de alteración por fracturas, y su contacto con las filitas del manto de Alcázar.

Con respecto a las condiciones de circulación de las aguas subterránea, aún queda mucho por investigar. Las características físico químicas de estas aguas son, en general, muy parecidas a las de las aguas ligadas a los materiales de Sierra Nevada.

Como he comentado anteriormente, las filitas y los calcoesquistos alpujárrides se comportan de forma muy similar a los del nevado-filábride desde el punto de vista hidrogeológico, pues en ellos se localizan algunos manantiales de caudales mínimos, con poco tiempo de duración, excepto en los micasquistos (si tienen bien desarrollada las fracturas y diaclasas) donde los manantiales arrojan caudales considerables.

Para estimar los recursos de estos "acuíferos", es conveniente dividirlos, según su localización, en dos sectores principales: los acuíferos situados al Sur de Sierra Nevada y los que pertenecen a las Sierras del Chaparral y de las Guájaras. Para el primero de ellos y según las isoyetas medias, la precipitación es de unos 500 mm; la ETR (como valor medio de las estaciones representativa del sector) es del 64 % de la pluviometría, para una capacidad de campo de 100 mm; de acuerdo con la superficie (unos 175 km<sup>2</sup>), la lluvia útil será del orden de 31 km<sup>3</sup>/año.

La precipitación media para el segundo sector (67 km<sup>2</sup> de superficie) se estima en unos 575 mm; la ETR media alcanza valores del 68 % de la pluviometría, para una reserva de agua utilizable por las plantas de 100 mm; los recursos anuales superan los 11 hm<sup>3</sup>. Hay que tener en cuenta, que gran proporción de la lluvia útil sobre estos materiales se convierte en escorrentía superficial y podría considerarse de nuevo, en algunos casos, fuente de alimentación a los materiales carbonatados, conglomerados y aluviales que están en contacto con los anteriores.

En cuanto a las reservas en los "acuíferos" metamórficos, sólo se pueden considerar los

mármoles (son reducidos sus afloramientos), al ser los que presentan mejores condiciones hidráulicas, aunque, a nivel regional, esta reserva se considera despreciable. En gran parte, se trata de acuíferos a presión, y podría pensarse en su explotación para solucionar problemas locales (Morell, 1976).

### 3.3. ACUÍFEROS CALIZO-DOLOMÍTICOS DISPERSOS

Se trata de numerosos afloramientos de extensión pequeña y elevado grado de compartimentación; corresponden a las formaciones carbonatadas de distintos mantos alpujárrides que se superponen al manto de Lújar (Cástaras, Alcázar, Murtas y Trevenque) y se agrupan en las proximidades de los ríos Guadalfeo y Izbor; el último de ellos (unidad de la Sierra de Padul) es de notable importancia por su extensión más allá de la divisoria hidrográfica (aporta una considerable descarga al acuífero detrítico de Padul).

En el funcionamiento de la unidad de la Sierra de Padul influyen dos factores principalmente: por una parte, la compleja estructura interna, que crea discontinuidades capaces de romper o, al menos, dificultar la interconexión hidráulica; por otra, las relaciones existentes entre el acuífero y las aguas superficiales, que lo alimentan o drenan según los sectores, en función principalmente, de la posición relativa del río y de la superficie libre del acuífero.

Respecto a las otras unidades, y debido a su distribución y desconexión aparente, estas calizas se pueden considerar como un acuífero libre muy compartimentado por las numerosas fracturas que ofrecen un sistema de "cascada" durante la época de recarga; estos acuíferos están drenados por pequeños manantiales de muro, o de manera difusa a través de los cauces que los atraviesan, por no poder infiltrar a más profundidad por existir el sustrato impermeable. Hay casos en el que el aislamiento del acuífero calizo-dolomítico es total y no ofrece duda, pero en otros, podría existir comunicación por accidentes tectónicos.

De esta manera se explicarían las pequeñas surgencias existentes en algunos puntos, a cotas variables, que las harían incompatibles con las surgencias principales, situadas en el punto más bajo, como es el caso de las calizas localizadas al Sur de Lanjarón, donde existe un manantial (Agudo) en el cauce de río del mismo pueblo. Algunos manantiales, aunque surgen sobre materiales cuaternarios, se consideran como los desagües principales del acuífero dolomítico de la unidad de la Sierra de Padul (Pulido Bosch, 1979).

Los materiales calizo-dolomíticos que pertenecen a los mantos de Cástaras y Alcázar (unos 56 km<sup>2</sup> de superficie) y al de Trevenque (45 km<sup>2</sup>) ocupan una extensión superficial dentro de la cuenca de 101 km<sup>2</sup> aproximadamente. La distribución de la lluvia, como principal fuente de alimentación, sobre estos acuíferos "colgados" es variable, debido a la topografía que presenta cada uno de ellos.

A partir de las isoyetas medias, la precipitación estimada sobre los primeros acuíferos (C2 y A2) es de unos 500 mm/año, y los cálculos de la ETR, para una reserva de agua utilizable por la vegetación de 50 mm, aportan un valor aproximado del 65 % de la pluviometría. En este caso, los recursos se pueden estimar en unos 9 hm<sup>3</sup>/año si se considera que la fracción de la escorrentía superficial es igual a la alimentación lateral a través de otros acuíferos y/o de la escorrentía de los materiales metapelíticos adyacentes.

Estos materiales tienen continuidad lateral, tanto hacia el Este como hacia el Oeste, bordeando Sierra Nevada; su espesor varia desde 100 m hasta 300 m. A lo largo de todo el borde, estos materiales están surcados por una serie de ríos (Guadalfeo en el punto aguas arriba de su confluencia con el Trevélez, Chico, Sucio, Lanjarón, Tablate, Torrente y Dúrcal), con los que se encuentran en estrecha relación hidráulica.

La descarga visible se produce a través de numerosos manantiales ligados a estos acuíferos, pero por regla general, todos ellos arrojan caudales escasos; el manantial de Agudo (situado en el tramo final del río Lanjarón) arroja un caudal de 15 l/s, y otro manantial, en el sector de Órgiva, registra un caudal superior a 2 l/s. En efecto, los puntos de salida están en relación con varios tipos de contacto (mecánico, cabalgamiento, etc.) o con fallas de poca envergadura. Además, el drenaje de estas subunidades se debe llevar a cabo directamente por los cursos de agua, en especial los ríos Izbor y Lanjarón, por ser los puntos más bajos (IGME, 1983).

Dado que las calizas constituyen una fina lámina que reposa sobre las filitas, con gran desnivel topográfico entre unos puntos y otros, gran parte de ellas se encuentran sin saturar, o lo están con muy poco volumen de reserva.

En cuanto al acuífero de Trevenque "H<sub>2</sub>" (unidad de la Sierra de Padul), el área de alimentación se extiende más allá de la divisoria hidrológica de la cuenca y puede superar 60 km<sup>2</sup> (Castillo, 1982). Para una superficie de 46 km<sup>2</sup>, incluidos los pequeños tramos calizo-dolomíticos de otros mantos situados en el sector oeste de Sierra Nevada con posible conexión hidráulica con el acuífero principal y una precipitación media de unos 600 mm, se obtiene un valor de 14 hm<sup>3</sup>/año, para valores de infiltración superiores al 50 % de la precipitación (Pulido Bosch, 1979; Casares *et al.*, 1979; Benavente *et al.*, 1979).

La fracción de la escorrentía superficial tanto sobre estos materiales (muy poca) como sobre los nevado-filábrides se considera más o menos igual a la proporción alimentada por los cursos de agua al acuífero. En efecto, la relación entre ríos-embalse subterráneo en el mismo sector, fue confirmada por Pulido Bosch (*op. cit.*), pues actúan de aliviadero natural y elemento de recarga.

En los puntos bajos del río Dúrcal existen surgencias en su recorrido donde el nivel piezométrico está a cota del cauce; un hecho contrario al anterior, es el observado en el río

Torrente bajo el pueblo de Nigüelas, donde el cauce se queda seco al encontrar el nivel piezométrico a cotas más bajas que la cota del cauce del río. Una alimentación oculta al acuífero procedente de los materiales nevado-filábrides parece factible, a través del contacto con fracturas y diaclasas de los micasquitos, donde el agua circula con preferencia.

Las salidas del acuífero se engloban en:

- Salidas por manantiales que se encuentran a diferentes cotas, junto a los cauces; el más importante de ellos es el del Ojo Oscuro (a cota 730 m), que se ubica en la turbera del Padul. El agua de este manantial y otros más se incorpora directamente a las aguas superficiales-subterráneas de la turbera; por ello, será difícil la cuantificación de su volumen; sin embargo, Castillo (*op. cit.*) de una forma indirecta, mediante la estimación del balance hídrico, dio un valor medio de 24 hm<sup>3</sup> (está incluida aquí toda la alimentación posible de este acuífero al de Padul). El valor obtenido es muy superior a la recarga estimada (unos 14 hm<sup>3</sup>/año), y la explicación de este contraste se encuentra en el esquema invocado para justificar la existencia de surgencias a cotas distintas y otras en el punto más bajo, inspirado en Toth (1963); en él se diferencia dos sistema de flujo: uno local (divisoria hidrológica) y, otro intermedio, cuyo punto de drenaje sería la turbera de Padul (Pulido Bosch, *op. cit.*).

- Salidas por bombeo neto a través de captaciones que consisten en galerías (Dúrcal dispone de una y Padul de cuatro), y un pozo situado en el núcleo de Padul con una extracción total de 10.000 m<sup>3</sup>/año. Parece clara la existencia de una salida oculta hacia los materiales neógeno-cuaternario del borde, según se deduce de las características físico químicas de las aguas, que son muy expresivas en este sentido.

De los datos del ITGE (1991), se desprende que los recursos propios de la unidad de la Sierra de Padul, estimados a partir de la infiltración directa de la lluvia sobre sus 87 km<sup>2</sup> (unos 45 km<sup>2</sup> incluido dentro de la cuenca), son algo más de 21 hm<sup>3</sup>/año. Comparada con las salidas hacia la turbera de Padul (estimados en unos 20 hm<sup>3</sup>/año), se observa que prácticamente la totalidad de la recarga por infiltración estimada para la unidad se dirigiría hacia aquella, por lo que resultaría necesaria una mayor cifra de alimentación, para explicar las salidas subterráneas que se producen a través de los cauces de los ríos.

Este último aspecto será de suma importancia a hora de comparar los tres tipos de escorrentía (superficial, subsuperficial y subterránea) simulados en las subcuencas de los ríos Izbor y Dúrcal con los datos calculados. La tarea de modelización de estos fenómenos, para aproximarlos a la realidad, ha sido la más complicada en la aplicación del programa HSPF, como se verá en la segunda parte de esta memoria.



### 3.4. ACUÍFERO DE SIERRA DE LÚJAR

Este acuífero consiste en un paquete de materiales carbonatados de alta permeabilidad que supera los 1.300 m de potencia; existen también intercalaciones de margocalizas, rocas volcánicas y yesos. Más del 80% de extensión superficial drena hacia el río Guadalfeo, aunque la escorrentía superficial se considera nula. La heterogeneidad que presenta este acuífero, tanto en la vertical como en la horizontal, desde el punto de vista hidrogeológico, se manifiesta por el drenaje natural a cotas bastante diferentes, aunque de pequeño caudal.

El borde meridional del sistema acuífero está en contacto con materiales metamórficos que constituyen un límite impermeable. Estoy de acuerdo con Benavente (1982) en que no existe drenaje subterráneo del acuífero hacia el mar. Para los bordes oriental y occidental, los materiales basales de los mantos de Alcázar y Murtas constituyen también otro límite impermeable (Aldaya, 1981), aunque en el borde occidental es difícil identificar tal contacto por la existencia de materiales postorogénicos.

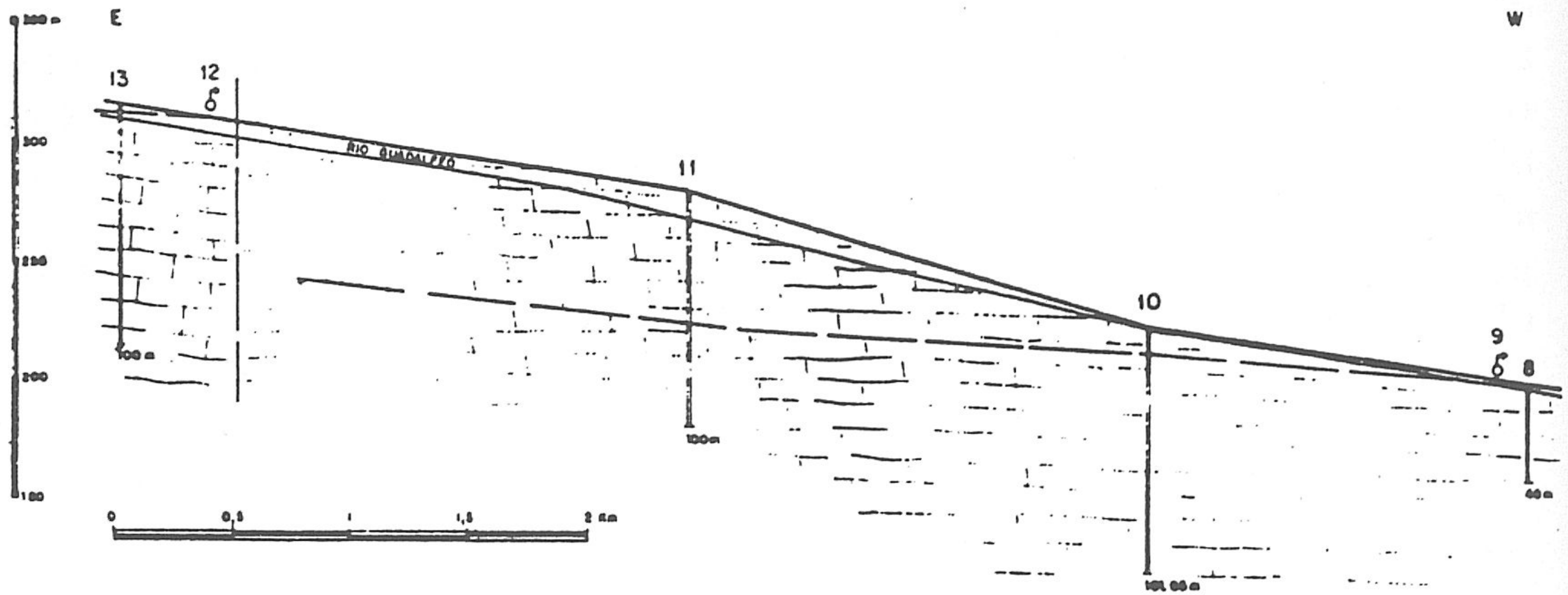
El borde septentrional corresponde al contacto del acuífero de Sierra de Lújar (L2) con los aluviales del río Guadalfeo (Qal); la conexión hidráulica entre ambos acuíferos no es del todo clara. La mayoría de los investigadores que trabajaron el área (Fernández-Rubio y Orellana, 1962; Morell, 1976; Carrasco, 1981) están de acuerdo en suponer una alimentación del acuífero carbonatado hacia el aluvial; para otros (Benavente, 1982) dicha alimentación no sería factible, aunque para el segundo autor, existen posibles aportaciones en determinados sectores.

De acuerdo con los datos piezométricos de los sondeos realizados por el SGOP (tabla 18), sobre la formación carbonatada que muestra la figura 42 (tomada de Carrasco, 1981), se efectuaría una alimentación entre los puntos 8 y 9, mientras que dicha situación sería la contraria donde el nivel piezométrico del acuífero está por debajo del correspondiente al acuífero aluvial.

Sondeo n°	Profundidad del sondeo (m)	Profundidad del nivel piezométrico (m)		
		01/11/80	22/11/80	19/12/80
13	100	2,87	3,80	3,90
11	100		57,77	57,80
10	101,6		10,39	10,35
8	40			1,20

Tabla 18. Profundidad del nivel piezométrico en algunos sondeos del borde septentrional de la Sierra de Lújar (datos del SGOP, in Carrasco, 1981).

La principal recarga del acuífero se produce a partir de la precipitación; según el método de Kessler, el porcentaje de infiltración es del orden del 60 % de la precipitación. Otra posible alimentación al acuífero se produciría a partir del curso del río Guadalfeo en el sector entre Órgiva y su confluencia con el río Izbor. En cuanto a la descarga del acuífero, las surgencias de Vélez de Benaudalla y la fuente del Algarrobo, situadas en el borde occidental, los manantiales de Rules (en el flanco norte) y otros manantiales al sur de Órgiva, constituyen la principal salida del acuífero.



*Figura 42. Corte hidrogeológico a lo largo del borde septentrional de la Sierra de Lújar (tomado de Carrasco, 1981).*

El macizo carbonatado de la Sierra de Lújar es el acuífero más importante, respecto a sus recursos y características hidrogeológicas, de todos los acuíferos carbonatados existentes en la cuenca; por consiguiente, destaca su importancia cuando se trata de gestionar los recursos hídricos de dicha cuenca. Los materiales del acuífero presentan elevada permeabilidad; se considera que la precipitación constituye la principal fuente de alimentación; sin embargo, podría existir otra fuente de recarga, como la posible alimentación del río Guadalfeo al acuífero.

La precipitación sobre el acuífero puede estimarse, según las isoyetas medias, en unos 600 mm/año; la evapotranspiración real media anual, para una reserva de agua utilizable por la vegetación de 25 mm, se estima del orden del 60 % de la pluviometría. Para una superficie de unos 66,5 km<sup>2</sup>, que está delimitada por la divisoria hidrográfica de la cuenca y por el contacto con los aluviales del río Guadalfeo (borde septentrional), se obtiene un valor de lluvia útil del 16 hm<sup>3</sup>/año (la escorrentía superficial se considera prácticamente nula).

Hay que señalar que existe un pequeño sector de drenaje hacia el Sur; por lo tanto, considero que la cantidad de agua infiltrada en éste, se acumula en el mismo acuífero y no

tiene la probable salida hacia el mar, según la hipótesis esbozada por Morell (1976) y Zamora (1979), o hacia los materiales detríticos de la rambla del Puntalón (Nieto, 1974). La otra fuente de alimentación hacia el acuífero, procedente del acuífero aluvial del río Guadalfeo, ha sido cuantificada entre 5 y 7 hm<sup>3</sup>/año (Benavente, 1982).

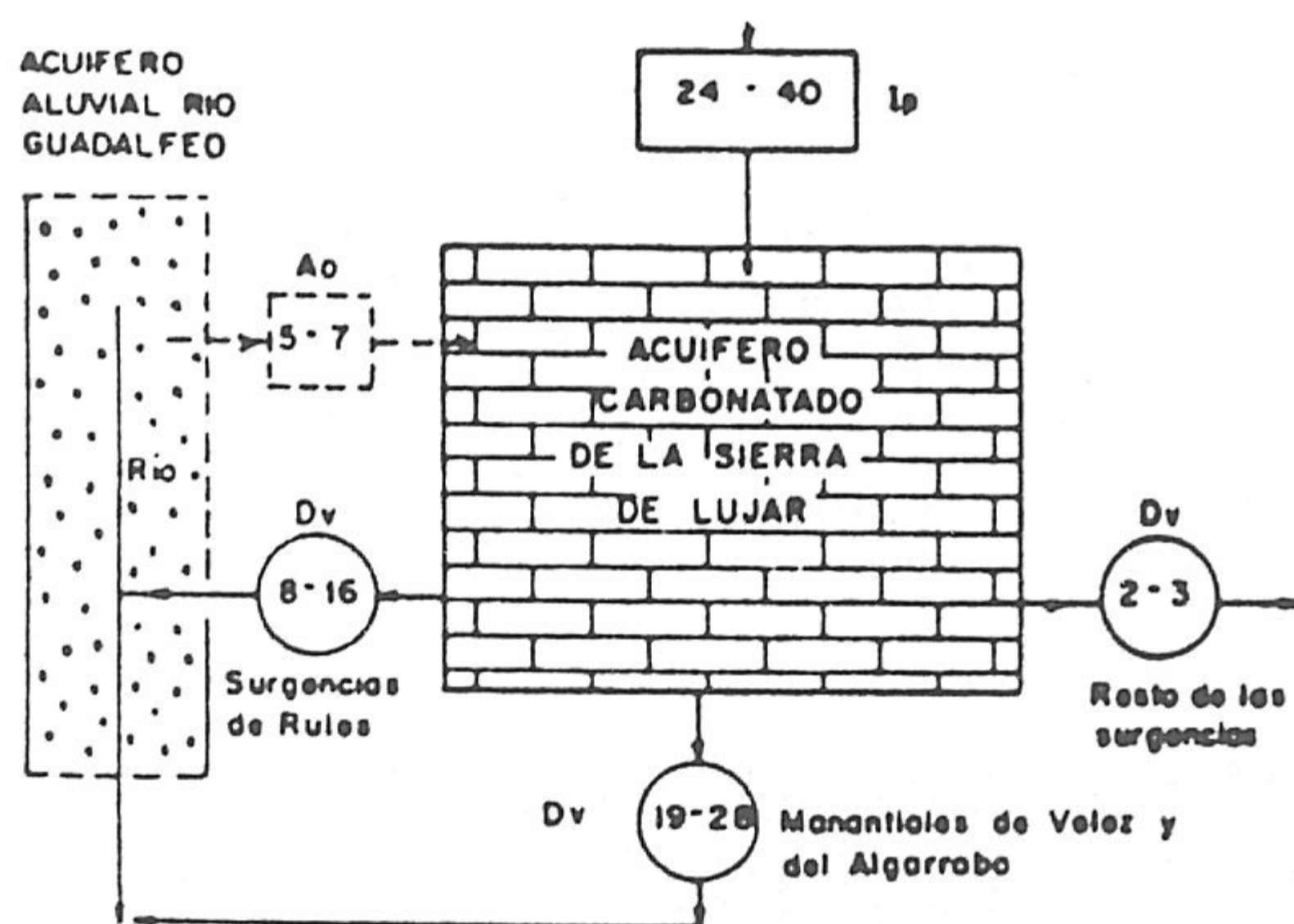
Los principales puntos visibles de salida del sistema son:

- Manantiales de Vélez de Benaudalla, con cotas aproximadas comprendidas entre 150 y 200 m; el caudal medio del conjunto es del orden de 560 l/s (equivalente a unos 18 hm<sup>3</sup>/año), según la media obtenida a partir de los valores mencionados por los autores anteriores.

- Fuente de Algarrobo, a cota 320 m aproximadamente; es en la realidad una galería, cuyo caudal se caracteriza por una respuesta casi instantánea a las precipitaciones y un decrecimiento igualmente rápido; como valor medio da unos 150 l/s (Benavente, 1982)

- Surgencias de Rules y otros manantiales cercanos; se trata de una serie de pequeñas surgencias a lo largo de 200 m, en el contacto del acuífero con el aluvial que aportan un caudal de 375 l/s; el resto de los manantiales presentan caudales reducidos (sólo uno de ellos al sur de Órgiva da un caudal del orden de 20 l/s); para la totalidad, se puede estimar un valor medio de 75 l/s. La descarga en total sería del orden de 14 hm<sup>3</sup>/año, como valor medio.

La figura 43 representa un esquema de los principales componentes del balance hídrico tomado de Benavente (1982). En mi opinión, estos valores deben ser tomados con reservas por el hecho de que han sido evaluados anteriormente a la sequía que ha afectado a la región en los primeros años de la década de los ochenta.



NOTAS:

Ip: Infiltración de la precipitación

Ao: Aportación oculta

Dv: Drenaje visible

- Todos los valores son aproximados y se expresan en hm<sup>3</sup>/año

RESUMEN ACUIFERO SIERRA DE LUJAR

ENTRADAS	PRECIPITACION	24 - 40
	OCULTAS	5 - 7
SALIDAS	SURGENCIAS	29 - 47

Figura 43. Representación esquemática de los principales componentes del balance hídrico para el acuífero de la Sierra de Lújar (tomada de Benavente, 1982).

Con respecto a las reservas que puede tener este acuífero, he considerado un coeficiente de almacenamiento de 1,4 % (aceptable para formaciones carbonatadas alpujárrides, según pruebas de bombeo; Pulido Bosch, 1979) para un espesor saturado de 150 m, y de acuerdo con la superficie del acuífero, la disponibilidad de agua subterránea es de 140 hm<sup>3</sup>; si este valor es próximo a la realidad, el acuífero serviría como elemento básico a la hora de gestionar los recursos hídricos de la cuenca en cuestión.

### 3.5. ACUÍFERO DE LA UNIDAD DE ESCALATE

Esta unidad pertenece al manto de Alcázar; está formada por calizas y dolomías recristalizadas de una permeabilidad media, con niveles de calcoesquistos y yeso en la base; el espesor es muy variable, pues en escasos kilómetros pasa de unos 400 m, en su borde sur, a pocas decenas de metros en su extremo norte; superpuestos al acuífero, aparecen materiales de otros mantos.

El acuífero se localiza entre la Vega de Motril-Salobreña y Vélez de Benaudalla, y está dividido en dos macizos: Espartina, al oeste, y Escalate al este. Estos dos macizos están impermeabilizados en sus límites por los materiales metapelíticos del manto de Alcázar, excepto en aquellos puntos donde se ponen en contacto con materiales cuaternarios del acuífero aluvial del río Guadalfeo. La conexión hidráulica con acuíferos adyacentes parece estar clara; por el borde sur el contacto con los materiales del acuífero de Motril-Salobreña, deja drenar una descarga apreciable, sin contabilizar una probable alimentación oculta hacia el mismo acuífero; por el borde occidental puede existir, a cierta profundidad, una conexión con las formaciones carbonatadas de mantos suprayacentes.

Los parámetros hidráulicos del acuífero, según datos del IGME (1979) referentes a un ensayo de bombeo, son: la transmisividad oscila entre 5 y 16 m<sup>2</sup>/día y el caudal específico es del orden de 0.3 l/s/m; creo que las cifras citadas son demasiado bajas para un acuífero carbonatado alpujárride. La precipitación directa y la percolación del agua a partir de cursos superficiales constituyen la principal recarga del acuífero, mientras que las salidas son varias (manantiales, escasos bombeos, una galería subálvea, etc.).

Entre el acuífero de Escalate y el aluvial del río Guadalfeo existe una estrecha relación, y será conveniente en este caso, describir las principales características hidráulicas del último de ellos. A partir de una serie de ensayos de bombeo y recuperación realizados a lo largo del sector, aguas abajo de Vélez Benaudalla, se han obtenido valores de transmisividad comprendidos en la mayoría de los casos entre 20.000 y 30.000 m<sup>2</sup>/día; ello implica una permeabilidad superior a 1000 m/día, valor característico de gravas limpias (Benavente *et al.*, 1991). En la figura 44, se muestra la variación del nivel piezométrico antes y después de efectuar el bombeo.

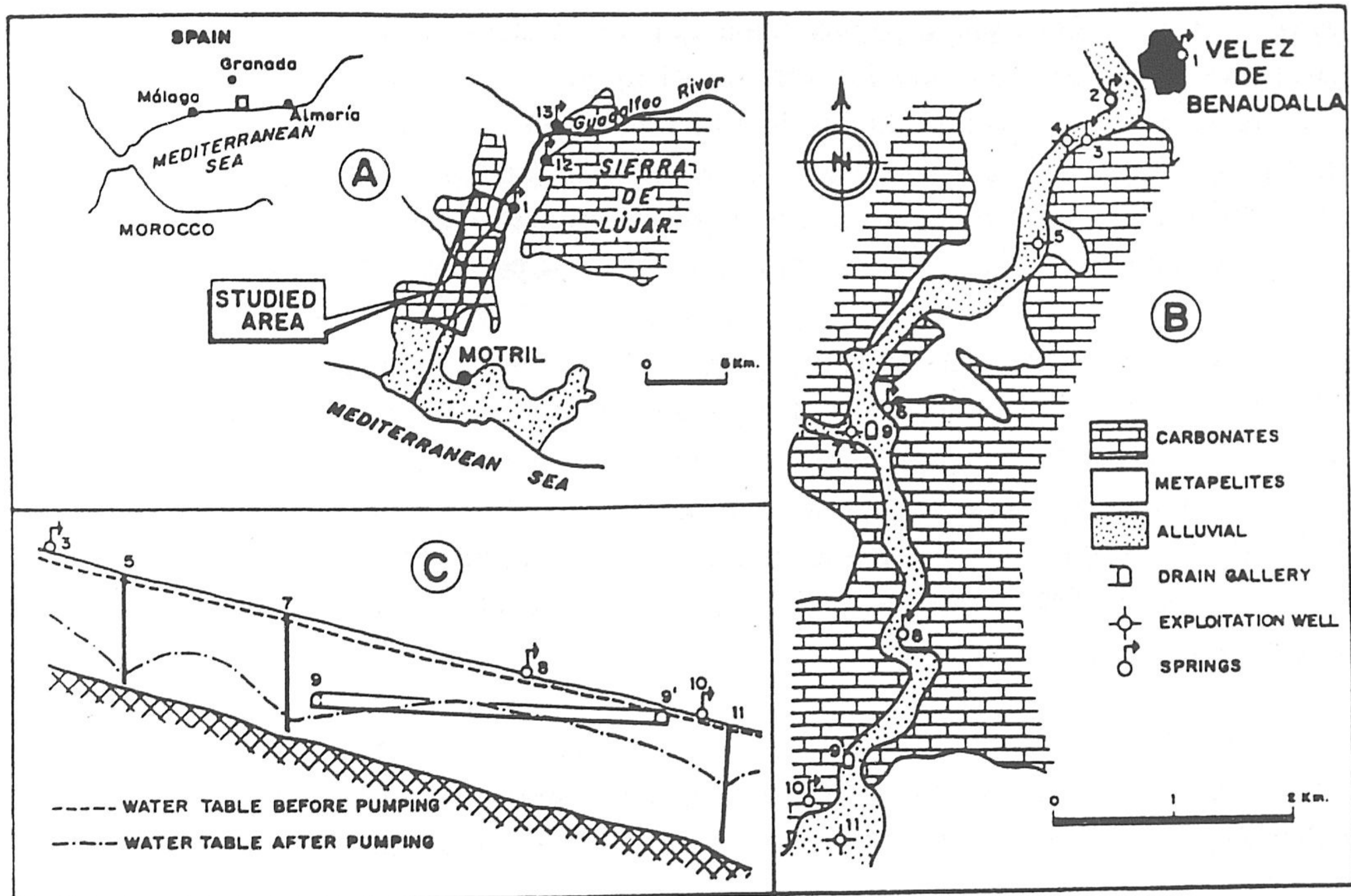


Figura 44. Variación del nivel piezométrico según un ensayo de bombeo en el acuífero aluvial del río Guadalfeo (tomada de Benavente et al., 1991).

La característica más peculiar del acuífero de Escalate es su clara conexión hidráulica con los aluviales, donde el curso del río Guadalfeo lo divide en dos partes. La superficie total del acuífero carbonatado es de 18 km<sup>2</sup> (casi toda esta extensión se localiza dentro de la cuenca); la precipitación, naturalmente, forma la principal fuente de alimentación; a partir de la precipitación media obtenida (522 mm) de la estación de Vélez de Benaudalla, como representativa del sector, se puede estimar la ETR en el 53 % de la pluviometría, para una capacidad de campo de 25 mm (alto porcentaje de infiltración); los recursos que proporciona la lluvia útil son, pues, del orden de 5 hm<sup>3</sup>. Otra fuente de alimentación directa, se produce a través de la percolación del agua procedente de los cursos superficiales y otros aportes externos; la recarga ha sido estimada en unos 3 hm<sup>3</sup>/año (Diputación de Granada, 1990).

La salidas por bombeo son muy escasas y se localizan en el borde sur del macizo en el contacto con el acuífero de Motril-Salobreña. La descarga más fuerte se produce a través de la galería subálvea (que ya ha dejado de funcionar) y se observaba el descenso rápido del nivel piezométrico tanto en el acuífero aluvial como en el carbonatado, de manera que la galería inducía el agotamiento de la principal descarga visible del acuífero.

En los últimos años se están incrementado los bombeos en el acuífero del río; se bombean más de 400 l/s continuos durante largo tiempo del año, sobre todo, en los meses de verano, pero la extracción media de un período de 9 años totaliza 5 hm<sup>3</sup>/año (Benavente

*et al., op. cit.*). Otra salida considerable es la del manantial de Pago Alto; se encuentra 100 m aguas abajo del azud de Lobres, en el contacto entre los materiales carbonatados y aluviales; arroja un caudal medio de 110 l/s; según estos datos, la descarga visible en la mitad occidental del acuífero es del orden de 3 hm<sup>3</sup>/año. Durante el verano de 1995 se han perforado una decena de sondeos dentro de la garganta de Escalate, por lo que la potencia total instalada supera los 1500 l/s, muy superior a la potencia del acuífero en un año medio.

Los aluviones se disponen, principalmente, sobre materiales metapelíticos, aunque en algunos sectores se prolongan por debajo del contacto, de modo que el sustrato del acuífero aluvial corresponde a la formación metapelítica de la unidad de Escalate, como parece suceder sobre todo en la margen derecha del cauce del río. Los datos ofrecidos por Castillo y Fernández-Rubio (1978), relativos a una descarga oculta procedente de la mitad occidental hacia el acuífero detrítico de la Vega, dan una cifra de 6 hm<sup>3</sup>/año; este valor parece, a priori, demasiado elevado.

Las salidas totalizan unos 15 hm<sup>3</sup>, de los cuales 12 hm<sup>3</sup>/año corresponden a descarga subterránea, que puede repartirse aproximadamente al 50 % hacia el acuífero aluvial (incluido la galería) y hacia el acuífero de Motril-Salobreña. Ello implica una recarga adicional, cifrada en unos 7,5 hm<sup>3</sup>/año, que debe proceder directa o indirectamente de otras unidades próximas. En cuanto a la reserva, creo que este acuífero no dispone de grandes reservas debido a la topografía accidentada del sector donde se encuentra y al espesor variable de la formación carbonatada respecto al sustrato impermeable.

### 3.6. ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DEL CHAPARRAL Y DE LAS GUÁJARAS

Este acuífero lo constituyen los afloramientos carbonatados correspondientes a los tramos superiores de los mantos de Salobreña y de Los Guájares (S2 y G2); en el contacto entre ambos tramos existe un sector jalonado por materiales metapelíticos impermeable (G1), lo que parece asegurar una desconexión hidráulica (Benavente, 1982).

Hacia el oeste, este acuífero se prolonga en la Sierra de Almirajara hasta llegar fuera de la provincia de Granada. El borde meridional corresponde, de manera general, al contacto con las formaciones metapelíticas que constituyen el sustrato impermeable del acuífero. La conexión hidráulica con el acuífero de Sierra de Albuñuelas en el borde septentrional parece compleja (posiblemente exista una divisoria subterránea); mientras que para el borde oriental es más probable esta conexión con otros acuíferos cercanos al río Guadalfeo. La precipitación directa es casi la única recarga del acuífero; la salida más importante (dentro de la cuenca estudiada) es el drenaje subterráneo visible, a lo largo de la subcuenca del río de La Toba (ver el capítulo de hidrología), y que, en su conjunto, la salida subterránea hacia éste río ha sido estimada en unos 210 l/s (ITGE, 1991).

Como he comentado anteriormente, la existencia de una divisoria hidrogeológica entre este acuífero y el de Albuñuelas, me permite estimar que la superficie que ocupa el acuífero dentro del área es de unos 98 km<sup>2</sup>, sin contar con los afloramientos de materiales impermeables. Los recursos medios estimados, a partir de la precipitación, como única fuente de alimentación (podría existir una recarga oculta a través de los bordes, dada la notable complejidad hidrogeológica del sector), son del orden de 21 hm<sup>3</sup>/año, si se considera la evapotranspiración real del 65 % de la lluvia, para una reserva de agua utilizable por las plantas de 50 mm.

La descarga se produce por manantiales, en su mayoría situados a lo largo de los límites del acuífero y su base impermeable, localizados a cotas diferentes y con caudales variables; la parte más importante de la descarga se produce de manera difusa a través de los cursos de agua superficiales, como sucede en la cabecera del río de La Toba (Romero, 1977). Al término del período de estiaje, el caudal de base del río supera los 130 l/s; además, de los datos foronómicos se desprende un caudal mínimo de 200 l/s.

Benavente (*op. cit.*) estimó el valor medio del drenaje subterráneo visible en la cabecera del río de La Toba en unos 5 hm<sup>3</sup>/año, y otra salida del acuífero (en el sector de la Sierra del Chaparral) que arroja un volumen de 3 hm<sup>3</sup>/año aproximadamente. En cualquier caso, hay que tener en cuenta la fracción de la lluvia útil que se convierte en escorrentía superficial y el drenaje existente en el contacto de este acuífero con los aluviales del tramo final del río anterior, a cotas por debajo de 100 m, que se estima en unos 4 hm<sup>3</sup>/año como valor medio. Se puede pensar, en la existencia de un flujo subsuperficial de corto camino, donde la salida del agua se localiza dentro de la cuenca y otro a más profundidad donde el agua circula en un recorrido largo y hace posible la descarga fuera del área estudiada.

En cuanto a la reserva que presenta este acuífero, creo que dispone de cantidades de agua considerables debido a que las formaciones carbonatadas que integran el acuífero tienen una potencia notable y que en algunos sectores alcanza los 500 m de espesor; en otros casos, no se puede conocer su potencia con exactitud por el hecho de que no se puede determinar la profundidad del sustrato impermeable. Si consideramos un coeficiente de almacenamiento entre el 1-2 % y una franja saturada de 200 m de profundidad, se obtiene un volumen de 275 hm<sup>3</sup> de agua almacenada en este acuífero. Se pueden explotar las reservas mediante sondeos, para utilizarlas en una regulación adecuada, en vez de que se pierda de manera difusa incontrolada.

### 3.7. ACUÍFERO DE LA SIERRA DE ALBUÑUELAS

Se supone la existencia de una divisoria subterránea entre este acuífero y el anterior, de la que se desconocen sus características y localización concreta. En general, los materiales que constituyen este acuífero son mármoles con intercalaciones esquistosas, dolomías y

mármoles dolomíticos. La precipitación media que alimenta el acuífero no es alta y la salida, en muchos casos, se produce mediante una descarga oculta del acuífero hacia las depresiones adyacentes, aunque la naturaleza hidrogeológica de estos contactos (mediante fallas normales) es confusa.

Las descargas puntuales más importantes del borde sureste corresponden a los manantiales de la Zaza (30 l/s), Pinos del Valle (20 l/s) y Hoya Artera (10 l/s), situados todos en el contacto del acuífero carbonatado del manto de La Herradura y de Trevenque con su impermeable de base (ITGE, 1991).

El río Albuñuelas, en el tramo comprendido entre el contacto del Mioceno con los mármoles alpujárrides y la cota 820 m s.n.m., recibe del acuífero, por medio de manantiales, un caudal total próximo a 80 l/s. Al parecer existe una descarga subterránea de la misma unidad, no visible, hacia los materiales detríticos miocenos del Valle de Lecrín. Las dos descargas últimas, por sus caudales apreciables, parecen estar relacionadas con una alimentación procedente del acuífero de la Sierra del Chaparral y de Los Guájares y, como he mencionado anteriormente, es difícil determinar la divisoria hidrogeológica que separa a los dos acuíferos.

La descarga a través del borde oriental tiene lugar fundamentalmente por medio de varias manantiales (destaca el de Cijancos, con unos 200 l/s de caudal medio) cuya caudal medio conjunto es de unos 500 l/s. También en el mismo borde existe una descarga subterránea, difícilmente cuantificable, hacia la turbera de Padul y hacia el Neógeno del Valle de Lecrín. De todo lo mencionado anteriormente, es importante cuantificar la descarga subterránea total en tramo del río Izbor y sus afluentes antes del punto de aforo (estación de Restábal, nº 98), dada la necesidad de su comparación con el caudal subterráneo simulado, que será estudiado en la segunda parte.

El acuífero de la Sierra de Albuñuelas se extiende sobre una superficie de unos 125 km<sup>2</sup> dentro del área estudiada, y sus materiales presentan permeabilidad media reforzada por un juego de fallas en distintas direcciones, por lo cual da lugar a algunas surgencias en sectores donde no aparece ningún contacto, aparentemente, con otros materiales.

La recarga del acuífero procede, principalmente, de la precipitación, que según las isoyetas medias supera los 500 mm/año; la ETR calculada para la estación pluviométrica de Albuñuelas, como representativa del sector, y con una capacidad de campo de 50 mm (en este sector está bien desarrollada la vegetación), es igual al 55 % de la pluviometría. De acuerdo con la superficie del acuífero, se obtiene un valor de la lluvia útil de 28 hm<sup>3</sup>/año. Sin embargo, hay que tener en cuenta que existe una escorrentía superficial de pequeña entidad y del orden del 15 %, que es equivalente a 3,5 hm<sup>3</sup>/año, por lo cual, los recursos quedan en 24,5 hm<sup>3</sup>/año.



La descarga visible procede fundamentalmente de una serie de surgencias situadas en el contacto con los materiales de la depresión Padul-Dúrcal, a cotas comprendidas entre 700 y 750 m aproximadamente, cuyo volumen conjunto anual es de 15,8 hm<sup>3</sup>/año (Atlas Hidrogeológico, 1990). Destaca aquí el manantial de la rambla de Cijancos que corresponde a la salida de gran interés que suministra agua de forma continua al cauce de dicha rambla. Los manantiales de la Zaza, Pinos del Valle y Hoya Artera (aguas abajo del embalse de Béznar) que arrojan una cantidad media de 2 hm<sup>3</sup>/año. Además, podría existir una descarga difusa en el contacto con los aluviales del río Izbor (en su tramo final) a la altura de la desembocadura del río Tablate en el Izbor, donde el cauce de éste corta los materiales del acuífero. El resto de la descarga debe drenarse hacia las formaciones detríticas de los bordes fuera de la cuenca estudiada.

La potencia de este acuífero varía entre 200 y 500 m, como lo demuestran los cortes geológicos; los materiales metapelíticos de base se comportan como suela impermeable del acuífero. Por ello, se puede dar, con aproximación, una cifra del volumen de agua almacenada en el acuífero del orden de 263 hm<sup>3</sup>, para una franja saturada de 150 m de espesor, con un coeficiente de almacenamiento de 1,4 %.

### 3.8. ACUÍFEROS EN CONGLOMERADOS

Como he comentado en el capítulo de geología, los conglomerados pertenecen al Neógeno y a veces al Plioceno; estos materiales están bien representados en las depresiones de Padul-Dúrcal, Órgiva y Cádiar, y en algunos puntos ligados al cauce del río Guadalfeo, de limitada extensión; se trata de numerosos afloramientos y elevado grado de compartimentación. En su conjunto los conglomerados pueden ser considerados como un acuífero de permeabilidad por porosidad intergranular, aunque su comportamiento hidrogeológico es más bien de acuífero-acuitardo. La potencia posible de los conglomerados al sur de Cádiar es del orden de 125 m; en las inmediaciones de Órgiva, en el barranco del río Chico, esta potencia es superior a 45 m; en el sector de Dúrcal el espesor del relleno podría superar los 150 m.

Dentro de estos materiales existen distintos tramos y varían desde los abanicos aluviales hasta formaciones de limos, arenas y conglomerados (localmente con yesos, "acuitardo"), y por lo tanto, las características físico-químicas de sus aguas oscilan dentro de una gama bastante amplia. Estos acuíferos, muy diferentes en cuanto a su extensión superficial, guardan estrecha relación con los acuíferos cuaternarios, cuando ambos están en contacto, aparte de su conexión o no con los acuíferos carbonatados alpujárrides próximos.

He estimado los recursos de los sectores que integran estos acuíferos en unos 24 hm<sup>3</sup>/año, a partir de la precipitación media de las estaciones pluviométricas representativas de cada sector, y con el cálculo de la ETR, para una reserva de agua utilizable por la

vegetación de 50 mm, que para el total resulta una media del 61 % de la precipitación; en la tabla 19, se recogen los valores correspondientes a cada acuífero.

ACUÍFEROS EN CONGLOMERADOS	SUPERFICIE (km <sup>2</sup> )	RECURSOS (hm <sup>3</sup> /año)
Sector alrededor de Órgiva	15	2
Sector al Sur de Cádiar	3,5	1
Sector alrededor de Dúrcal	21	4
Sector alrededor de Padul	13,2	2
Sector de Albuñuelas	63,6	15
TOTAL	116,3	24

*Tabla 19. Recursos estimados en los distintos acuíferos en conglomerados a partir de la lluvia útil.*

Hay que decir que el presente estudio, al ser a nivel regional, no me permite profundizar en los cálculos del balance hídrico de cada sector; sin embargo, voy a mencionar las principales salidas de cada caso concreto, teniendo en cuenta y de manera muy simplificada, que las entradas y salidas externas son del mismo orden de magnitud.

En los conglomerados de Órgiva, la explotación de ocho puntos de agua (7 manantiales y un sondeo), se cifra en 1 Hm<sup>3</sup>/año (Morell, 1976). Estos materiales que, en su mayor parte, se apoyan directamente sobre el acuífero carbonatado de Lújar, parecen estar alimentados por éste y al mismo tiempo drenados por el río Guadalfeo en el tramo del mismo comprendido entre 300 y 340 m s.n.m., es decir, por encima de la estación de aforos "nº 101" de Órgiva. El caudal correspondiente a este drenaje difuso y no localizado ha sido estimado en unos 200 l/s (ITGE, 1991).

Por otra parte, los aforos diferenciales realizados en el río Guadalfeo, a su paso sobre los materiales carbonatados del extremo NE del acuífero de Lújar (entre 400 y 450 m s.n.m.), ponen también de manifiesto un incremento de caudal de 1 m<sup>3</sup>/s aproximadamente. Este caudal, hay que tenerlo en cuenta en la comparación entre los caudales observados y simulados en el punto de aforo mencionado. Por el contrario, entre Órgiva y Rules, por debajo de la estación de aforos, el río Guadalfeo parece perder unos 400 l/s, que pasarían a la recarga del acuífero de Lújar (ITGE, *op. cit.*).

Respecto a los conglomerados de la depresión de Padul-Dúrcal, no son acuíferos bien individualizados, pues tienen una estrecha relación con los acuíferos cuaternarios; además,

carezco de datos suficientes para estimar la descarga total que presentan. Por esta razón, me remito a los datos obtenidos por Pulido Bosch (1979); en las proximidades de Padul, los caudales de tres sondeos que captan aguas del acuífero conglomerado están comprendidos entre 7 y 4 l/s, con cotas del nivel piezométrico de 790 m. Las aguas ligadas a los afloramientos existentes al Sur de Béznar deben tener una cota de base, impuesta por el río Dúrcal, del orden de 350 m.

En los materiales detríticos alrededor de Dúrcal, los caudales suministrados por los sondeos oscilan entre menos de 1 l/s (pozo) y menos de 10 l/s, mientras que los manantiales inventariados por mí al sur de Cónchar dan caudales de 6 l/s aproximadamente (Al Alwani, 1992). En los tramos miocenos en las inmediaciones de Albuñuelas, he inventariado tres manantiales que arrojan en su conjunto un caudal de 1,5 l/s.

### 3.9. ACUÍFEROS DETRÍTICOS CUATERNARIOS

Se incluyen en este apartado los acuíferos localizados en la cercanía de Padul-Dúrcal (conos de deyección), el relleno cuaternario que rodea la turbera, los materiales indiferenciados aluviales (fundamentalmente pertenecen a sedimentos del río Guadalfeo) y derrubios en relación con los cursos de agua existentes en el área; destaca aquí la importancia del acuífero de la Vega de Motril-Salobreña, como un embalse subterráneo que recibe casi todo el drenaje de la cuenca.

En relación con las diferentes litologías que atraviesa el río Guadalfeo, la composición varía de un punto a otro, en cuanto a textura se refiere. En efecto, la relación del sistema acuífero-río responde al esquema de alimentación regulador del acuífero hacia el río; por ello, es frecuente detectar surgencias en el propio lecho del río. De todos modos, creo que es conveniente esquematizar estos acuíferos respecto, sobre todo, a los parámetros hidráulicos de cada tipo de ellos. En cuanto a sus recursos y reservas, estos acuíferos no presentan la misma importancia. Sin embargo, he expuesto, de forma resumida, la alimentación que recibe cada acuífero en función de la precipitación media de la estación representativa de cada uno de ellos (tabla 20), con el porcentaje de la ETR, para una reserva de agua utilizable por la plantas según la litología del material acuífero (25, 50 y 100 mm).

Entre los acuíferos cuaternarios más considerables, respecto a su explotación aprovechable, se tienen el acuífero de Padul y el de la Vega de Motril-Salobreña, que los voy a tratar con detalle.

#### A.- Acuífero de la depresión de Padul

Está formado, en el sector de la turbera, por lentejones de grava y arena conos de deyección (acuífero) y turba (acuicludo); en superficie (unos 10 km<sup>2</sup>) la permeabilidad es muy

baja y aumenta al profundizar en el sustrato. El acuífero tiene conexión hidráulica con los materiales alpujárrides, de los cuales recibe gran cantidad de agua además de la infiltración superficial, que a su vez transmite a los niveles detríticos y los conglomerados. La transmisividad es del orden de  $8 \text{ m}^2/\text{día}$  (ENADIMSA, 1980); la permeabilidad horizontal debe ser mucho mayor que la vertical. En los materiales detríticos de borde -conos-, la transmisividad puede ser varios órdenes de magnitud superior a la del resto de la turbera.

En varios sondeos situados en ésta última, los resultados obtenidos ponen de manifiesto bruscas variaciones laterales de la transmisividad, en la franja afectada por los ensayos (Castillo, 1982). Las características físico químicas del agua es distinta, debido a la situación del punto de captación y su relación con uno y/o más tramos de la formación. Estos materiales se consideran como el área de descarga de los acuíferos carbonatados adyacentes; la alimentación de este acuífero consiste en:

- Descarga del acuífero alpujárride del borde septentrional (manto de Trevenque) a través de distintos manantiales (Ojo Oscuro, etc.).
- Descarga del acuífero de Sierra de Albuñuelas, mediante los manantiales de la Raja, del Mal Nombre, del Molino, etc.
- Caudal procedente de los sobrantes de la Acequia de Padul, que deriva sus aguas del río Dúrcal y riega en los bordes de la turbera.
- Escorrentía superficial de la cuenca vertiente (unos  $55 \text{ km}^2$  de superficie), a partir de lluvia caída sobre materiales de permeabilidad variable.

Las salidas principales son las siguientes:

- Salida visible por los cursos de agua; la más importante se efectuaría a través del "río" de La Laguna.
- Salidas por manantiales y bombeos netos.
- Salida oculta por los laterales.
- Pérdida por evaporación directa en la zona encharcada y evapotranspiración.

El conjunto de las entradas que es igual a las salidas, ha sido estimado por Castillo (1982), y está comprendido entre  $37 - 53 \text{ hm}^3/\text{año}$ . Creo que los componentes del balance han sido estimados por exceso y este extremo será objeto de investigaciones posteriores.

La estimación de la reserva del acuífero cuaternario de la turbera de Padul, con una superficie de  $8,5 \text{ km}^2$ , y un coeficiente de almacenamiento medio de  $1.77 \times 10^{-3}$  (valor bajo y típico de acuíferos confinados), obtenido de una serie de parámetros hidráulicos (ENADIMSA, 1980), cuya fiabilidad está condicionada por el método y sistemática empleados, da un valor de unos  $3 \text{ hm}^3$  (valor exclusivo de la turbera), si se considera una franja saturada del orden de  $175 \text{ m}$  aproximadamente.

ACUÍFEROS CUATERNARIOS	SUPERFICIE (km <sup>2</sup> )	RECURSOS (hm <sup>3</sup> /año)
Sector al N de Cádiar	2	1
Sector alrededor de Padul	19,5	4
Turbera de Padul	8,5	1
Sector al W de Dúrcal	6,5	1
Sector de Albuñuelas	13	2
Aluviales dispersos	13,9	3
Parte de la Vega de Motril-Salobreña	14	3
Travertino de Lanjarón	1,2	1
Travertino de Vélez Benaudalla	2,3	
<b>TOTAL</b>	<b>80,9</b>	<b>16</b>

Tabla 20. Recursos estimados en los acuíferos cuaternarios a partir de la lluvia útil.

#### B.- Acuífero de la Vega de Motril-Salobreña:

Este acuífero ha sido objeto de numerosos estudios relativos a sus características hidrogeológicas generales y de otros más específicos. Es un acuífero detrítico, constituido por gravas, arenas, limos y arcillas; se sabe, por datos geológicos, que se produce un aumento de la fracción fina de norte a sur y el espesor supera los 200 m incluso los 300 m en la cercanía del mar (Castillo, 1975; Geirnaert, *et al.*, 1981).

El acuífero tiene una extensión aproximada de 42 km<sup>2</sup>, de los cuales 35 corresponden a materiales aluviales; el sustrato parece estar constituido por materiales impermeables (micasquitos y filitas) excepto el sector septentrional, que está ocupado por calizas (Geirnaert, *et al.*, *op. cit.*). El borde meridional lo constituye el mar Mediterráneo, los bordes oriental y occidental están limitados por materiales impermeables de distintas unidades.

La transmisividad alcanza valores elevados en las inmediaciones del río Guadalfeo (superior a 5.000 m<sup>2</sup>/día, e incluso a 10.000 m<sup>2</sup>/día), donde se sabe, por datos de sondeos mecánicos, que el espesor saturado del acuífero es inferior a 50 m (Benavente, 1982). Según datos publicados por Castillo y Fernández-Rubio (1978), la transmisividad está comprendida entre 2.000 y más de 10.000 m<sup>2</sup>/día; la dirección del flujo subterráneo es de norte a sur y con una disminución del gradiente hidráulico hacia el mar. Para el sector oriental de la Vega,

los caudales específicos medios están comprendidos entre 1 y 25 l/s/m, deduciéndose valores de transmisividad de 250 a 750 m<sup>2</sup>/día a partir de la fórmula de Walton. La porosidad eficaz se estima comprendida entre 5 y 10 % (Castillo, 1975).

El agua almacenada en este acuífero, para un espesor saturado de 75 m y un coeficiente de almacenamiento del 5 al 10 %, oscila entre 150 - 300 hm<sup>3</sup>, según la evaluación obtenida por Castillo (*op. cit.*) y Castillo y Fernández-Rubio (*op. cit.*). Se puede admitir un descenso máximo de 10 m para evitar el riesgo de intrusión marina; ello se traduce en unos 20 - 40 hm<sup>3</sup> de utilización potencial.

Las entradas principales de este acuífero corresponden a los elementos siguientes:

- Infiltración directa de las precipitaciones: se estima, sobre una superficie de 42 km<sup>2</sup> y una precipitación media de 475 mm, entre 0.4 y 3,5 hm<sup>3</sup>, para un coeficiente de infiltración variable entre el 2 y 14 %.

- Infiltración de la escorrentía superficial: procedente de las cuencas vertientes de una superficie total de 137 km<sup>2</sup>, y un coeficiente de escorrentía comprendido entre el 0.14 y 0.20, para una infiltración del 60 - 80 %, supone una aportación de 5 - 11 hm<sup>3</sup>/año (Pulido Bosch y Rubio Campos, 1988).

- Los excedentes de riego de los 62 hm<sup>3</sup>/año utilizados alcanzan 12 hm<sup>3</sup>/año, sobre la base de un 20 % de infiltración.

- La alimentación lateral procedente del acuífero carbonatado del Escalate supone unos 6 hm<sup>3</sup>/año, estimada mediante la aplicación de la ley de Darcy (Pulido Bosch y Rubio Campos, *op. cit.*).

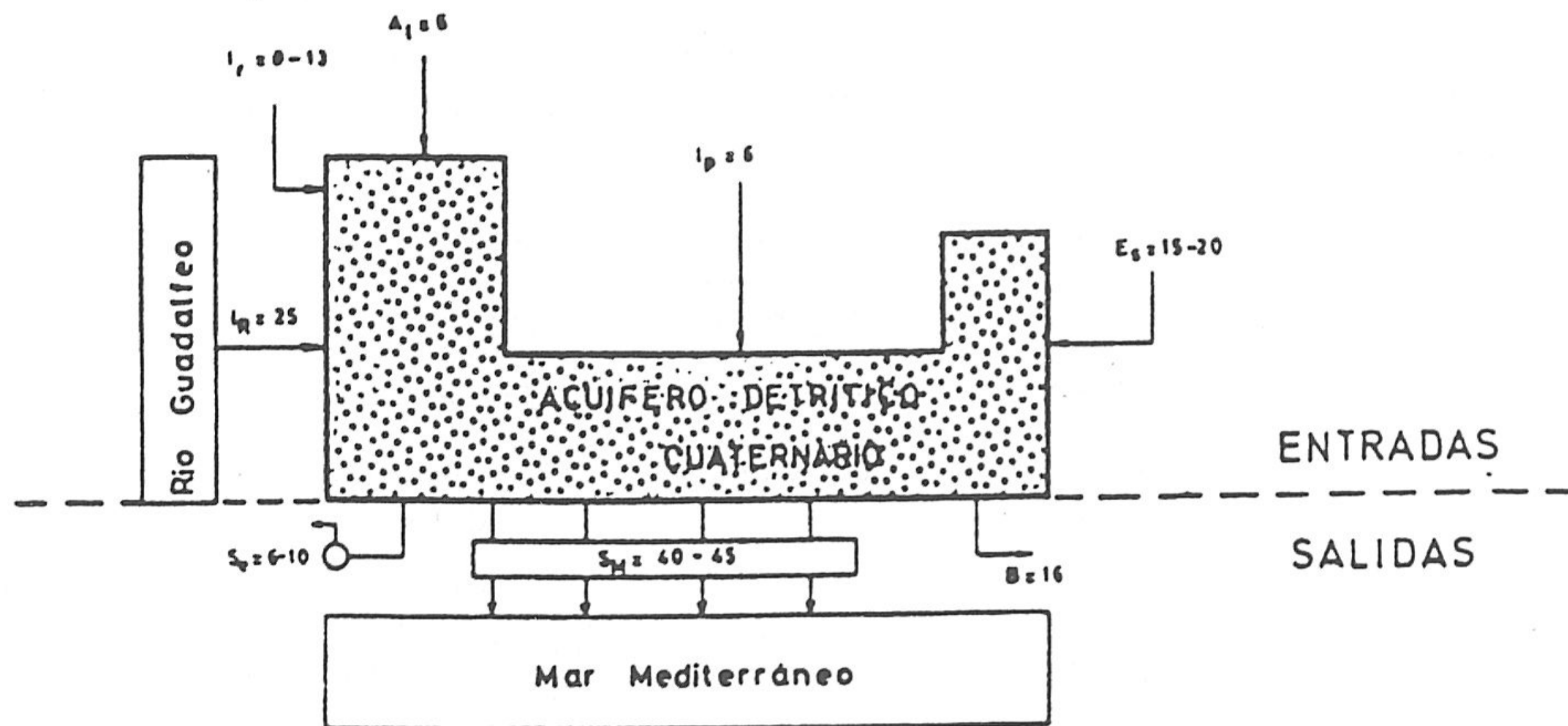
- La infiltración directa del río Guadalfeo: está comprendida entre 32 y 37 hm<sup>3</sup>/año, ello supone el 12 - 14 % de las aportaciones medias estimadas en el azud de Lobres a la entrada de la Vega.

Las salidas del acuífero se producen esencialmente mediante:

- Salida por bombeo: la extracción por bombeo, ha sido estimada en 16 hm<sup>3</sup>/año (Castillo, 1975); por su parte, Benavente en su Tesis Doctoral (1982), estimó estas extracciones en algo más de 25 hm<sup>3</sup>/año, y a partir de los datos obtenidos por el IGME (1984), los bombeos superan los 28 hm<sup>3</sup>/año, ya que hay que tener en cuenta la sequía que ha afectado a la región en los primeros cinco años de la década de los ochenta, así como el aumento de la demanda a lo largo del tiempo como consecuencia del aumento de la población y de la superficie cultivada.

Un problema importante relacionado con este tipo de salida radica en la concentración de extracciones en las inmediaciones del río Guadalfeo y el consiguiente peligro de sobreexplotación local que ésta conlleva (Benavente, *op. cit.*).

- Por manantiales: se estima que superan los 5 hm<sup>3</sup>/año (sobre todo los manantiales de Los Tubos y de "El Gambullón"); se desprende de la figura 45, que la aportación de tales surgencias están comprendidas entre 6 - 10 hm<sup>3</sup>/año.



NOTA: Valores en hm<sup>3</sup>/año

Figura 45. Componentes principales del balance hídrico en el acuífero de Motril-Salobreña, en hm<sup>3</sup>/año (A<sub>l</sub>: alimentación lateral procedente del acuífero carbonatado de Escalate; I<sub>p</sub>: infiltración directa de las precipitaciones; E<sub>s</sub>: infiltración a partir de la escorrentía generada en los materiales impermeables de borde; I<sub>r</sub>: infiltración a partir de los regadíos; I<sub>R</sub>: infiltración directa procedente del río Guadalfeo; S<sub>e</sub>: salidas por manantiales; B: salidas ocultas hacia el mar (tomada de Castillo, 1975 y Castillo y Fernández-Rubio, 1978).

- Salida al mar: se han estimado, para el año 1984, por la aplicación de la ley de Darcy, entre 22 y 36 hm<sup>3</sup>/año, no debiendo considerarse estas cifras invariables debido a las oscilaciones de niveles que se registran en el acuífero.

- Existen algunas áreas encharcadas, donde el nivel piezométrico está a pocas profundidades (entre 0-2 metros), por ello la evaporación directa aumenta considerablemente (la temperatura media es de 17 °C); en los últimos años tales áreas han quedado reducidas y su influencia en el balance total es despreciable.

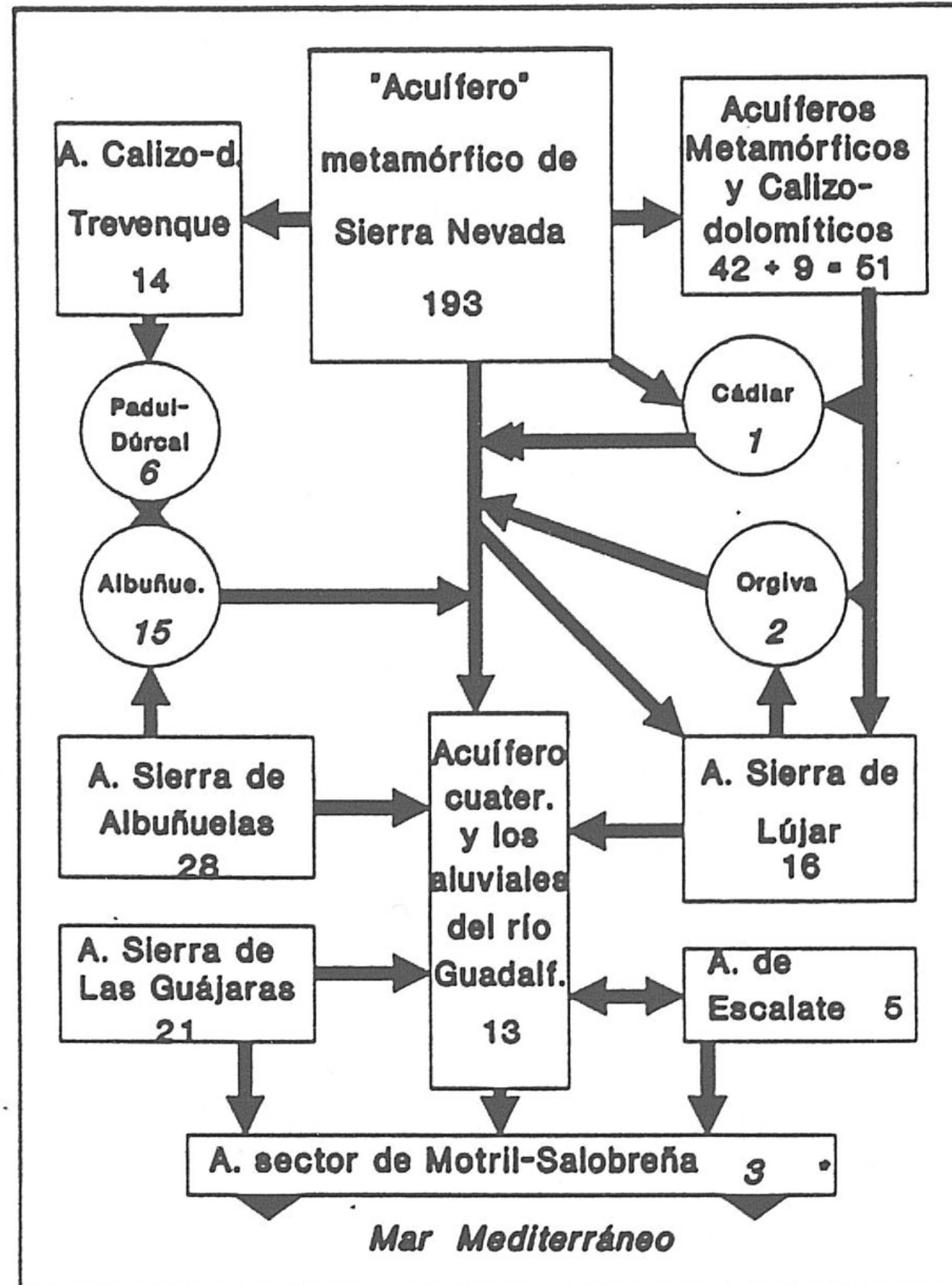
### 3.10. RESUMEN

Las principales unidades acuíferas que integran la cuenca estudiada y su interrelación entre ellas y con el río Guadalfeo, vienen representadas en el esquema de la figura 46.

En esta figura he agrupado los acuíferos calizo-dolomíticos "colgados" situados al Sur de Sierra Nevada con los metamórficos, por su relación con otras unidades acuíferas en el mismo sector. Los acuíferos en conglomerados se representan en forma de círculo, y los cuaternarios están agrupados con los aluviales del cauce principal del Guadalfeo y sus

afluentes.

En cuanto al sector incluido en el área estudiada del acuífero (Vega de Motril-Salobreña), no se puede dar ninguna cifra exacta de su descarga al mar Mediterráneo. Por último, los recursos hídricos medios estimados a partir de la lluvia útil, totalizan del orden de 370 hm<sup>3</sup>/año.



*Figura 46. Esquema representativo de las principales unidades acuíferas y su interrelación con el río Guadalfeo. Las cifras expresan los recursos hídricos medios estimados a partir de la lluvia útil (hm<sup>3</sup>/año); \*: sólo la parte de este acuífero incluida dentro del área estudiada.*



**SEGUNDA PARTE**

**APLICACIÓN DEL MODELO HSPF A LA  
SIMULACIÓN DE LA FUSIÓN DE LA NIEVE  
Y DEL BALANCE HÍDRICO**



# **I. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE LA MODELIZACIÓN**



## 1. EL MODELO HSPF

### 1.1. CONSIDERACIONES GENERALES

#### 1.1.1. Fundamento teórico

El Programa *Hydrological Simulation Programm - FORTRAN* (HSPF) es un paquete informático diseñado por Johanson *et al.* (1984) para la *U.S. Environmental Protection Agency* (EPA) que permite, mediante 500 subrutinas, simular cualquier proceso hidrológico en terrenos de diferente naturaleza y en sus cursos de agua. El software de este programa se ha basado en modelos anteriores tales como HSP (Hydrocomp, 1976), ARM y NPS (Donigian y Crawford, 1976 a y b), y SERATRA (Onishi y Wise, 1979), pero no como una simple agrupación de los mismos, sino como un nuevo sistema capaz de simular de manera sencilla una gran variedad de procesos.

El HSPF considera el *mundo real* como un *prototipo*. El *mundo real* se presenta como un conjunto de *constituyentes* y *procesos*; dichos *constituyentes* son, por ejemplo, el agua, los sedimentos, los componentes químicos, etc., que se relacionan entre sí para generar un proceso determinado. El *prototipo* precisa de *elementos*; el *elemento* es un grupo de "*nodos*" y *zonas*. Un *nodo* corresponde a una función variable en el espacio, por ejemplo, el caudal de un río en un punto. Una *zona* corresponde a una porción finita en el espacio definida por dos *nodos*; por ejemplo, el caudal de agua que atraviesa un tramo de río o de un canal (figura 47). De este modo, la relación entre los valores zonales y nodales es similar a la que existe entre la integral definida de una función y sus valores en los límites de integración.

El programa simula la respuesta de cualquier tipo de terreno frente a los procesos del ciclo hidrológico usando los *elementos* denominados "*segmentos*". Un segmento es una porción de terreno que presenta propiedades uniformes en toda su área; sería algo parecido a lo que se denomina en otros modelos "*unidad de respuesta hidrológica homogénea*" (OMM, 1975). De este modo, los *segmentos* de una superficie permeable se denominan *segmentos de terreno permeable* "PLSs"; se consideran permeables todo tipo de terreno natural, mientras que los terrenos que incluyan edificaciones, zonas urbanas, zonas cementadas o asfaltadas, etc., se incluyen en los denominados *segmentos de terreno impermeable* "ILSs", o sea que la infiltración en ellos es prácticamente nula. Los constituyentes de un "PLS" son un conjunto de *zonas* diferenciadas verticalmente y que no presentan *nodos* (figura 47 a), a diferencia de la modelización del tramo de un río que consiste en una *zona* simple situada entre dos *nodos* (figura 47 b).

No existen reglas fijas que gobiernen la agrupación de *zonas* y *nodos* para formar

*elementos* mayores. El investigador debe decidir qué agrupación será razonable y significativa, de acuerdo con su visión de los procesos del *mundo real* que quiere simular (Johanson, *et al.*, 1984).

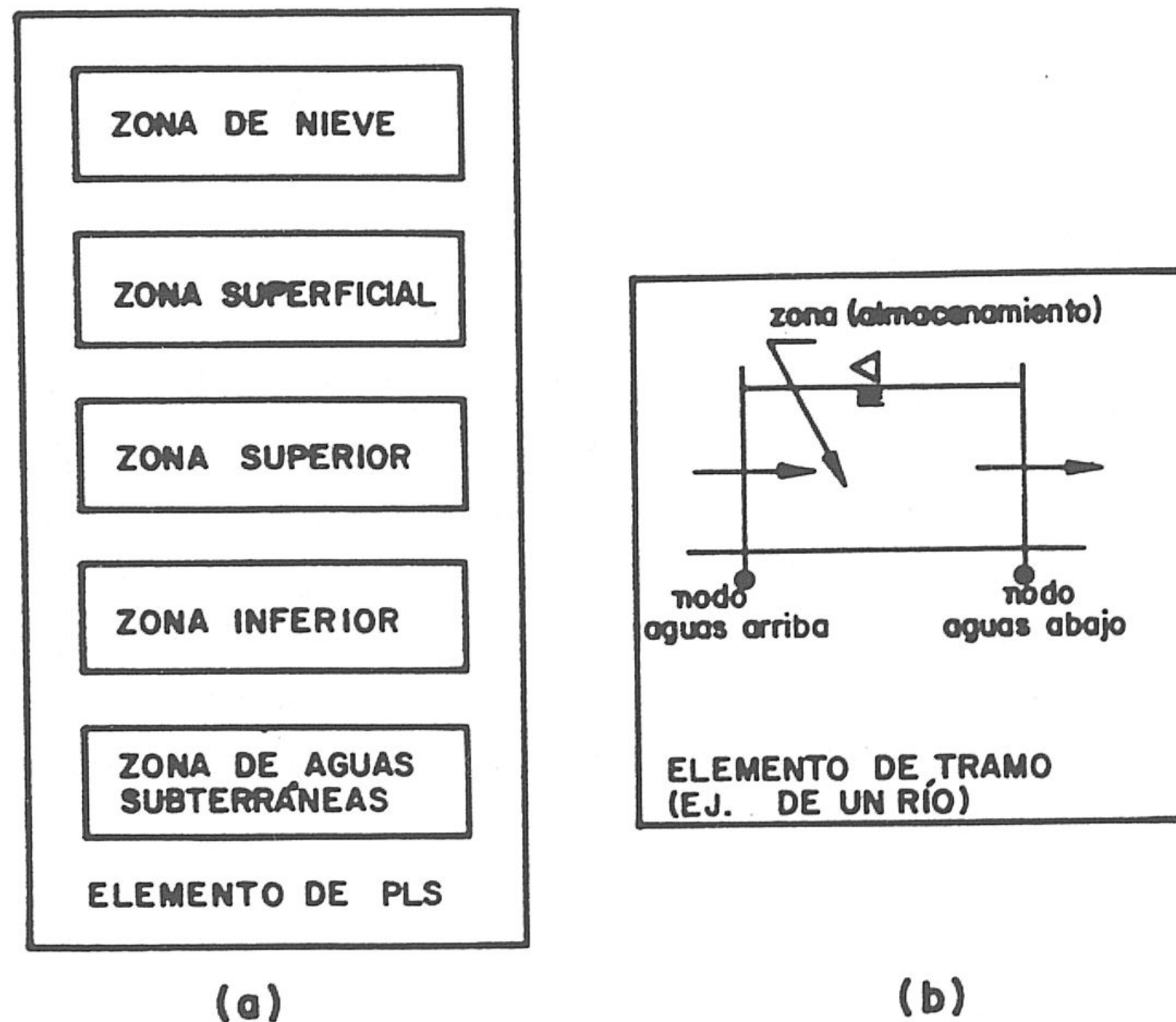


Figura 47. Nodos, zonas y elementos. a: elemento tipo PLS y su perfil zonal; b: elemento tipo zona y nodos, que define el tramo de un río o un canal.

Generalmente, es conveniente ordenar los elementos de modo que una porción extensa del mundo real pueda ser caracterizada por un grupo de ellos conceptualmente idénticos. Así, deberíamos hablar de "elemento tipo", por ejemplo, *elementos tipo* "PLS", representados por un conjunto de parámetros con una estructura idéntica. Las diferencias, por tanto, entre los *segmentos* tipo "PLSs" vendrían únicamente representadas por las variaciones en los valores de sus parámetros. Lo mismo se aplicaría para caracterizar otro *tipo de elemento*, tal como el tramo de un río (*zona*).

Normalmente, los *nodos* se utilizan para definir los límites de *zonas* y *elementos*; una *zona* se caracteriza por el almacenamiento de agua (reserva de agua), recibe unos caudales (de entrada o aportes) y pierde otros (de salida o descargas); y si los valores nodales de una variable de campo son conocidos, entonces se pueden calcular fácilmente los valores zonales (almacenamiento de agua) en los tramos del río que queremos simular.

A la hora de la simulación de un *prototipo*, el programa analiza los procesos que ocurren dentro de los *elementos* y transfiere los datos y constituyentes entre ellos. Para grandes *prototipos*, el programa HSPF diseña un módulo de aplicación (o *módulo de simulación*) simple para un determinado tipo de elemento o grupo de elementos y lo aplica simultáneamente las veces necesarias a todos los miembros de igual características del sistema.

Existen tres tipos de módulos de aplicación: *PERLND*, que simula los *elementos* tipo PLS, *IMPLND*, que trata los procesos sobre los *elementos* tipo ILS, y RCHRES, que se aplica a los elementos del tipo *zona* y *nodos*, como, por ejemplo, todos o parte de los tramos de un río (incluso canales) en una cuenca determinada, mediante la simulación de la conducción del caudal.

### 1.1.2. Conceptos operativos

Generalmente, con este sistema se puede hacer gran variedad de actividades mediante dos tipos de módulos distintos: *módulos de aplicación* (previamente discutidos), que simulan los procesos asignados, y *módulos de utilidad*. Estos últimos incluyen todo tipo de tratamiento de los datos (en forma de series temporales), como pueden ser la ayuda en la introducción de los datos, manejo de datos de salida, tratamientos estadísticos, etc. Cualquier actividad que realice el programa necesita al menos dos de las siguientes operaciones: buscar y llamar las series de entrada, someterla a un tratamiento determinado (realizado por el módulo de aplicación y/o utilidad) y presentar los resultados (en forma de tablas y de trazos).

Por consiguiente, una pasada de simulación -"Run"- es un conjunto de *operaciones* realizadas en secuencia. Este trabajo se hace mediante un "*módulo operativo*". Todas las series temporales que se incluyen en una operación deberían tener el mismo intervalo de tiempo y la misma duración. Sin embargo, las series originales se pueden agregar o desagregar (incluso multiplicarlas por un factor de corrección) según un intervalo de tiempo, para una operación o un grupo de operaciones elegido "a priori" y que depende del proceso que se pretende simular. El programa incluye tres formas de almacenar las series temporales: fichero simple de acceso directo o *librería principal*, ficheros de acceso secuencial, y la *memoria de trabajo interna*.

Por último, la jerarquía de funciones que dispone el HSPF permite la realización de las operaciones en forma ordenada y controlada, mediante un *supervisor de operaciones*. En dichas operaciones, pueden formar parte tanto los *módulos de simulación* como los de *utilidad*.

## 1.2. LA SIMULACIÓN DE UN SEGMENTO DE TERRENO PERMEABLE (Módulo PERLND)

El módulo PERLND está compuesto por varias secciones; cada una de ellas trata de simular un proceso determinado, tal como la acumulación de nieve y su consiguiente deshielo (sección SNOW), el balance hídrico (sección PWATER), erosión y producción de sedimentos (sección SEDMNT), concentración de algunos componentes químicos (sección PQUAL), etc.; todos estos procesos ocurren sobre terrenos permeables desde el punto de vista del

modelo. Dentro del objetivo del presente estudio voy a considerar sólo las secciones de este módulo relacionadas con la fusión de nieve y el balance hídrico. También, he utilizado algunas funciones auxiliares incluidas en el programa relacionadas con el tratamiento de los datos meteorológicos, tal como la función que corrige la temperatura del aire en relación con la altitud media de un segmento determinado.

Para simular una cuenca (o subcuenca) hay que considerarla como un sólo segmento o dividirla en un grupo de segmentos. En este sentido, un segmento corresponde a un área de la cuenca con características hidrológicas similares (Johanson, *et al.*, 1984). El número de segmentos a considerar y sus límites dependerá de la escala de trabajo y de los objetivos del estudio en sí.

### 1.2.1. Distribución de la temperatura del aire (gradientes)

Los datos termométricos de una estación meteorológica determinada se corrigen según un gradiente prefijado y la diferencia, si es notable, entre la altitud de la estación y la altura media del segmento simulado. La relación temperatura-altitud o el "gradiente térmico" depende, también, de la precipitación durante el intervalo de tiempo simulado. Si llueve, el gradiente térmico *húmedo* toma el valor de  $-0.63^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ; en caso contrario, otro gradiente *seco* toma valores más altos (entre  $-0.63$  y  $-0.910^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) distribuidos durante las 24 horas del día. Estos gradientes pueden ser modificados, de acuerdo con las características del sector simulado.

### 1.2.2. Estructura del modelo de acumulación y fusión de la nieve

La distribución de la nieve está definida mediante la distribución de las variables temperatura y precipitación, y su estructura se basa en la estimación de la escorrentía derivada de la nieve a partir de su caída (también en forma de lluvia sobre la capa nival ya existente), acumulación (intercepción, umbría, espesor, densidad), distribución zonal, intercambio de energía en superficie (incluyendo la distribución estacional), procesos internos (el contenido en agua sólida, el almacenamiento y la percolación del agua líquida), interacción con el suelo y evaporación (sublimación).

La figura 48 muestra los procesos ocurridos en el manto nival y su fusión sobre un segmento de terreno dado. Los algoritmos usados están basados en los trabajos de *Corp of Engineers* (1956), Anderson y Crawford (1964) y Anderson (1968). Además, se emplean relaciones empíricas cuando los fenómenos físicos no son del todo conocidos. Los algoritmos de nieve utilizan datos meteorológicos para determinar la forma de la precipitación caída (lluvia y/o nieve) a partir de una temperatura crítica, para simular el balance de energía de la capa nival y para determinar el efecto de los flujos de calor en ella.



La simulación de estos procesos necesita al menos cinco series temporales de datos meteorológicos: **Precipitación, Temperatura del aire (máxima y mínima), Radiación solar, Punto de rocío y Velocidad del viento.** La temperatura del aire determina el comienzo de una nevada. Una vez que exista nieve sobre el terreno, los intercambios térmicos entre la misma y su entorno, que afectan el deshielo, son los siguientes:

- Radiación neta de onda corta y larga
- Transferencia de calor sensible por convección
- Transferencia de calor latente por condensación de humedad
- Calor derivado de la lluvia caída sobre el manto nival
- Transferencia de calor entre el manto nival y el suelo subyacente.

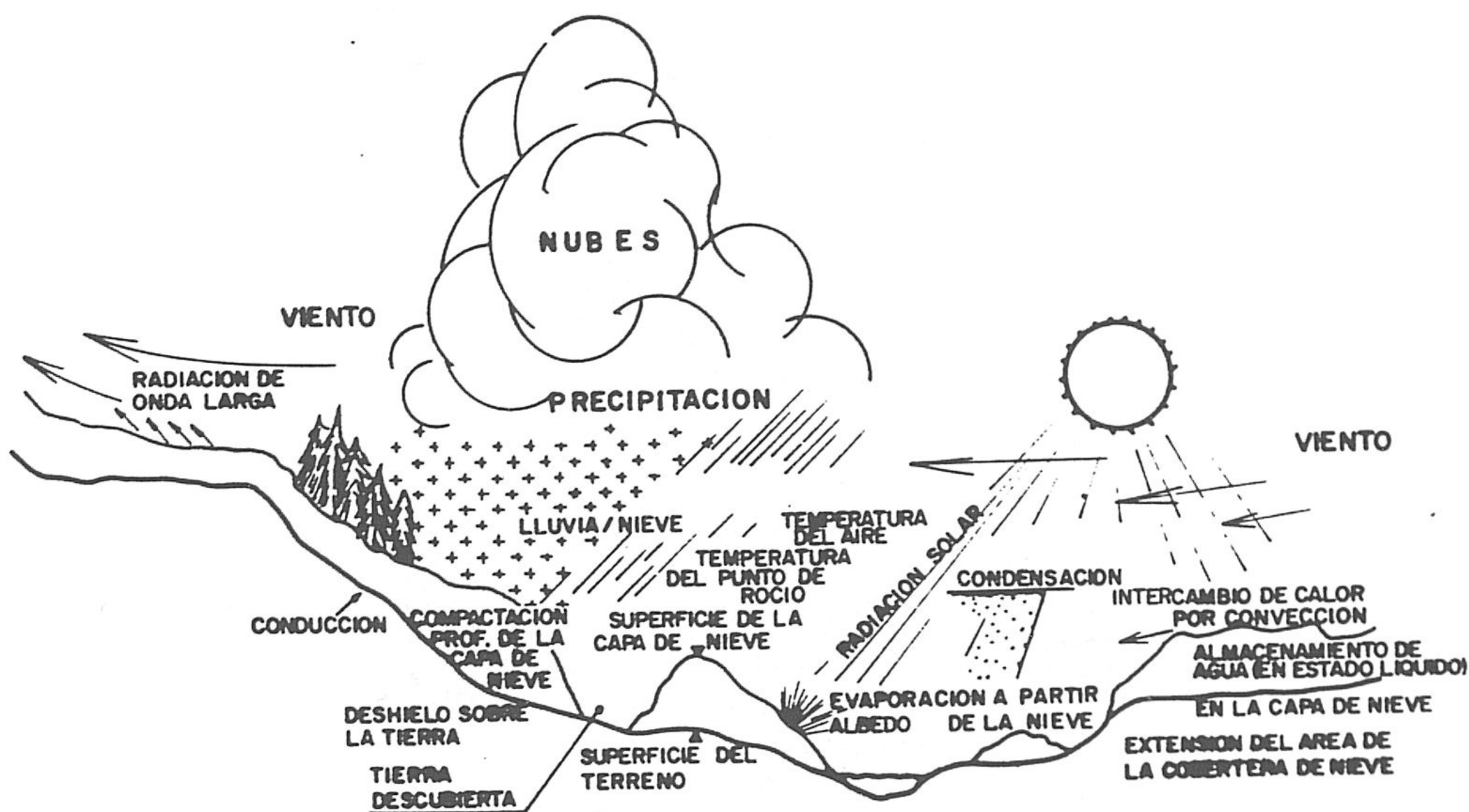


Figura 48. Acumulación de nieve y procesos del deshielo.

La energía liberada mediante estos procesos se emplea para fundir la nieve; se considera que son necesarios  $202.4 \text{ calorías/cm}^2$  sobre la superficie para fundir  $2,54 \text{ cm}$  de nieve (expresado en equivalente en agua) a una temperatura de  $0^\circ\text{C}$ . Todas las fuentes de calor se consideran positivas (entrantes en la capa nival) o toman el valor cero, excepto el calor procedente de la radiación solar neta de las ondas corta y larga, que también puede ser negativo (liberándose de la capa nival por reflexión).

En la figura 49 se muestran, en forma de organigrama, todos los procesos e interacciones que tienen lugar en la capa nival desde su formación hasta su desaparición mediante el deshielo y la evaporación (sublimación). Naturalmente, la precipitación puede ser en forma de lluvia o de nieve sobre el manto nival, ya existente, o sobre el suelo desnudo. La sublimación se produce sólo a partir de la fracción congelada del manto nival.

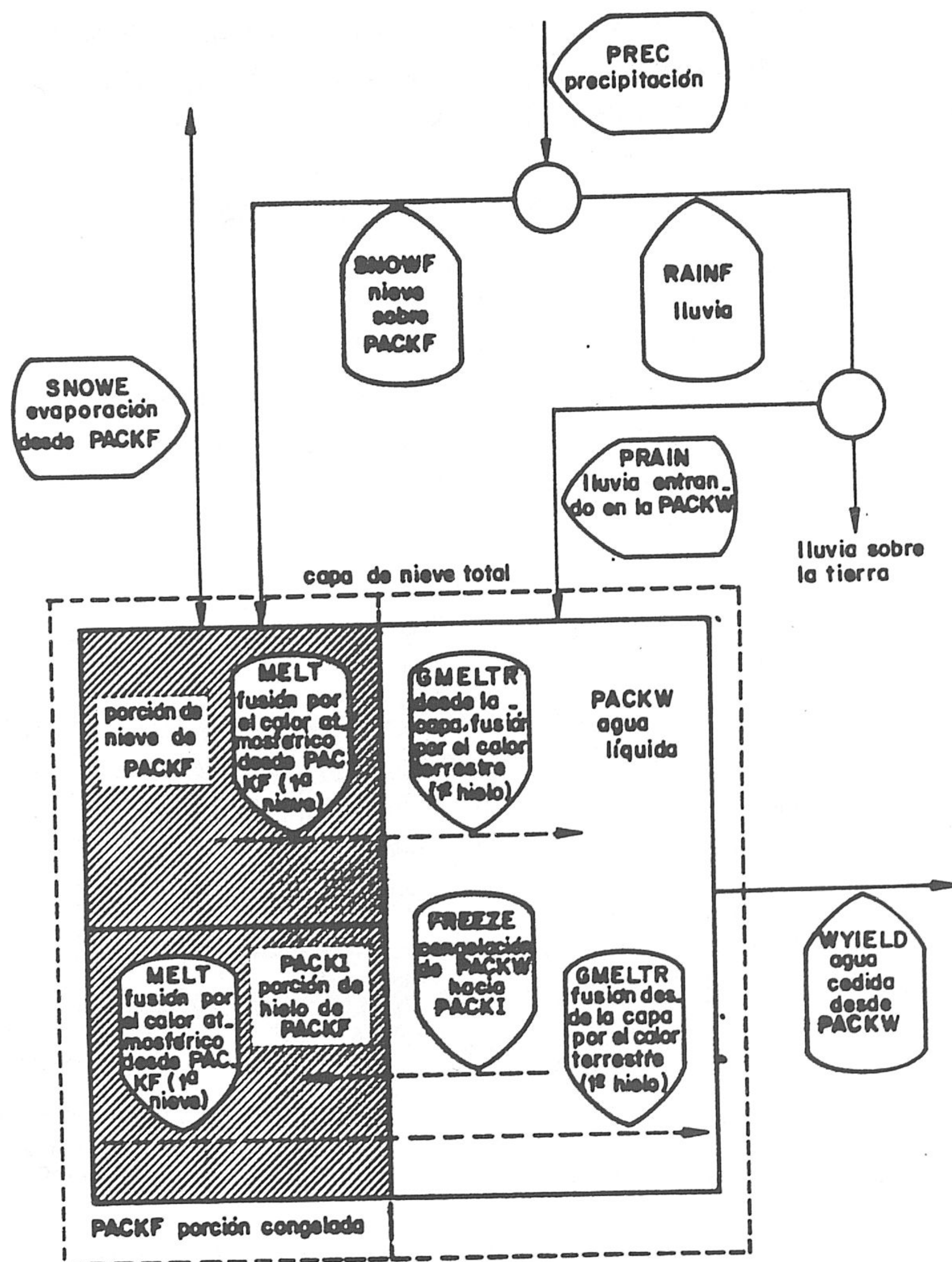


Figura 49. Organigrama que esquematiza los procesos modelizados en el manto nival (tomada de Johanson, et al., 1984).

### 1.2.3. Estructura del modelo del balance hídrico

El ciclo hidrológico engloba gran cantidad de procesos, algunos de los cuales son modelizados por el programa, tales como la precipitación, la interceptación, los distintos tipos de escorrentía, etc. (figura 50), para efectuar el balance hídrico. Los componentes del balance hídrico son calculados para obtener el total de la escorrentía generada en un segmento o grupo de segmentos de una cuenca. Los procesos hidrológicos modelizados están basados en la investigación original del programa LANDS de *Stanford Watershed Model IV* (Crawford y Linsley, 1966). Las ecuaciones empleadas se encuentran en la versión del programa LANDS usada en el Modelo PTR (Crawford y Donigian, 1973), HSP

(Hydrocomp, 1976) y los Modelos ARM y NPS (Donigian y Crawford, 1976 a y b). Las ecuaciones que representan la relación existente entre la infiltración y el contenido de humedad del suelo se basan en el trabajo de Philip (1957).

Los datos de entrada necesarios para simular el balance hídrico son básicamente la evapotranspiración potencial y la precipitación, en el caso de que no se consideren las acumulaciones de nieve sobre el terreno. Sin embargo, cuando las condiciones de nieve se tengan en cuenta, la temperatura del aire, la precipitación (en forma de lluvia), la fracción de superficie cubierta de nieve, el agua procedente del deshielo, el contenido de hielo en la capa nival, etc., también son necesarios para este modelo, y se obtienen a partir de los resultados de la aplicación anterior.

Además, los datos de evapotranspiración potencial son modificados por el modelo teniendo en cuenta el área cubierta de nieve, las zonas de bosque (especialmente las coníferas que pueden transpirar a través del manto nival) y las zonas abiertas (sin bosque).

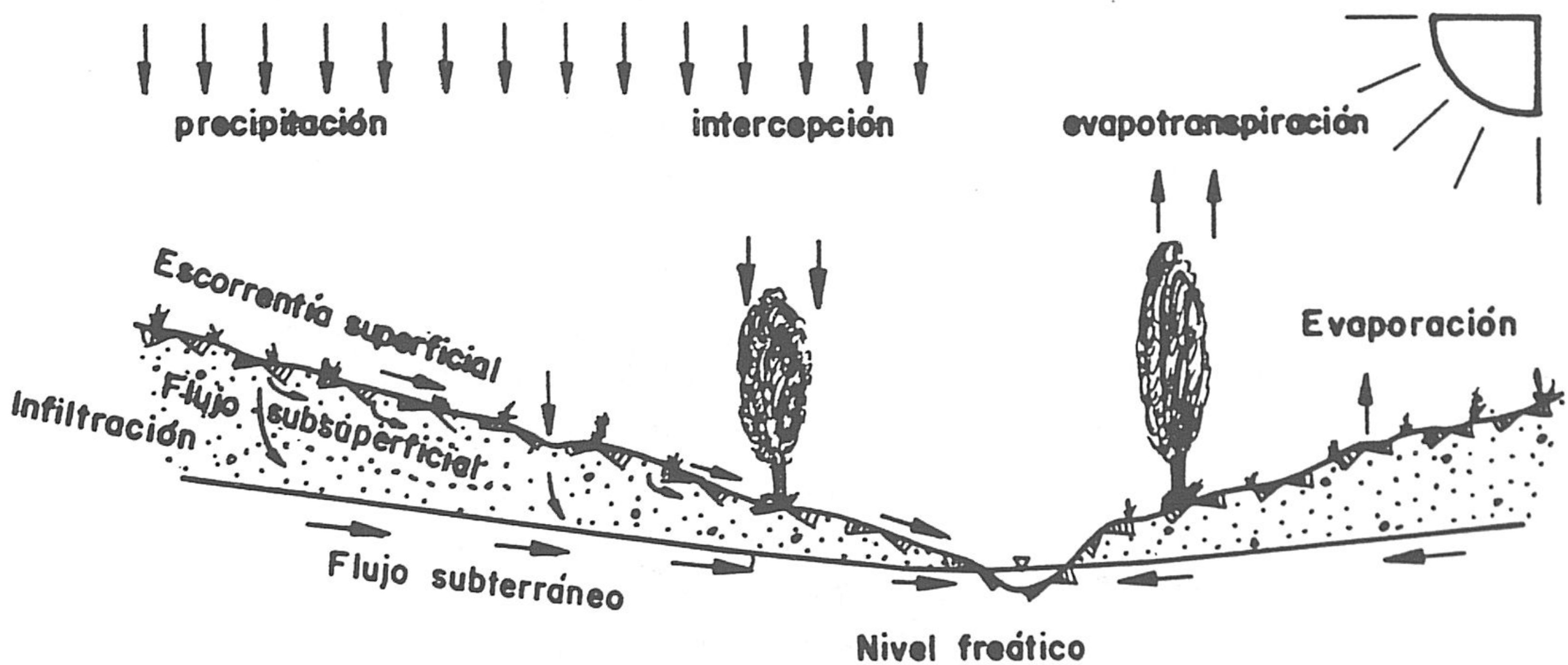
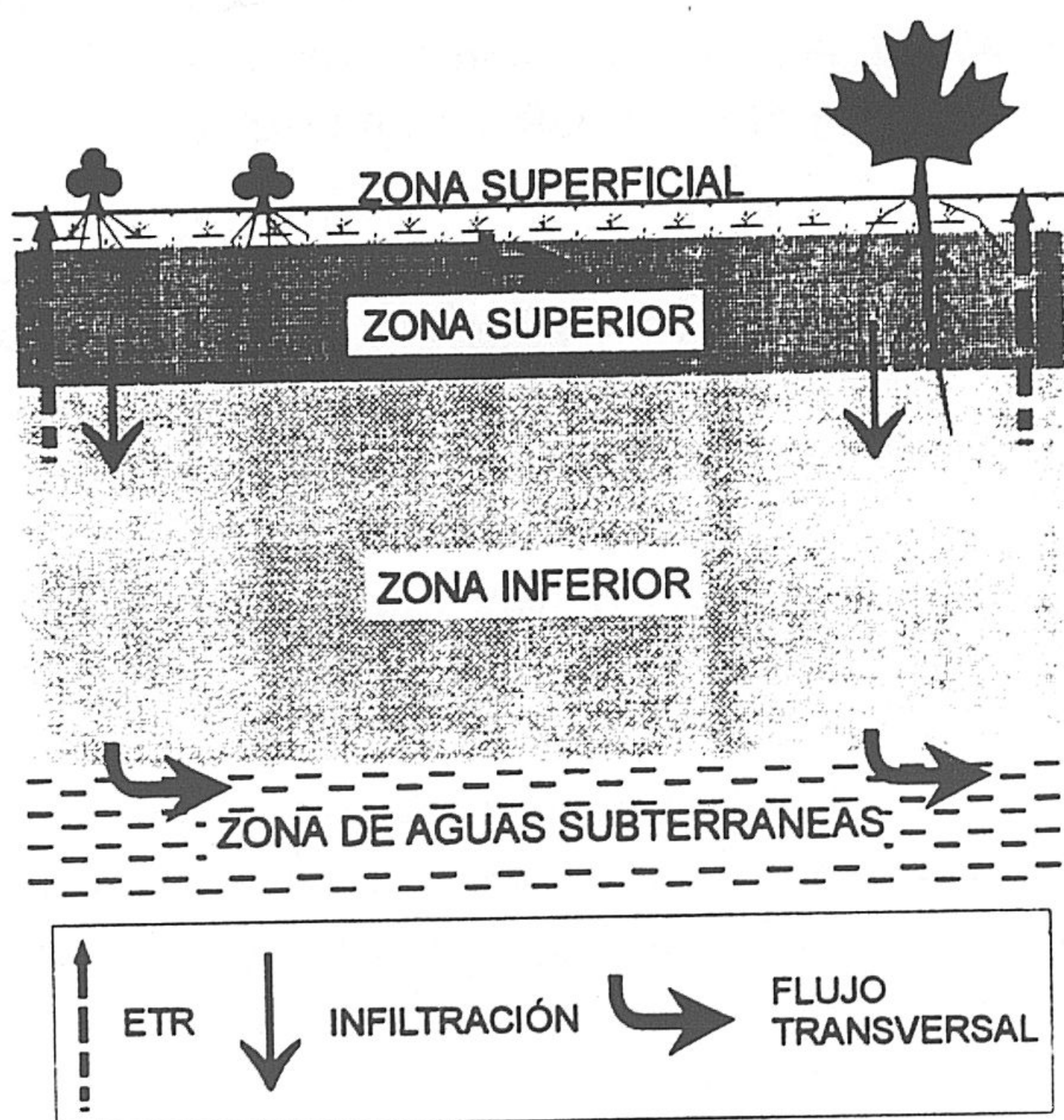


Figura 50. Procesos del ciclo hidrológico simulados.

Como he mencionado anteriormente, las zonas de humedad del perfil de un suelo, desde el punto de vista del modelo, son en total cuatro (figura 51) y se definen de la siguiente manera: la zona superficial, que representa unos pocos milímetros de espesor y depende de las características de la superficie del suelo (pequeñas morfologías donde se forman charcos que producen retenciones del flujo superficial); la zona superior, que es aquella franja del suelo que está afectada directamente por las prácticas agrícolas, en caso de terrenos cultivados, y su espesor depende de la matriz del suelo y está comprendido entre pocos centímetros y varias decenas de centímetros; la zona inferior, que corresponde a la franja no saturada donde se encuentran también las raíces de las plantas y, por supuesto, está sometida a evapotranspiración; zona de aguas subterráneas, que es la zona saturada relacionada con los acuíferos y está limitada en su parte superior por el nivel freático.



*Figura 51. Perfil zonal del suelo considerado por el modelo.*

La figura 52 muestra el organigrama utilizado para la simulación del balance hídrico, donde aparecen los distintos flujos de humedad y tipos de almacenamientos de agua existentes en las series verticales de zonas de humedad (perfil del suelo). El aporte de humedad (nieve fundida y precipitación), que alcanza un segmento de terreno permeable está afectado por la intercepción (vegetación, ramas, hojas, restos de cosecha, etc.). Cuando el almacenamiento de humedad por intercepción supera su capacidad máxima, todo el agua sobrante alcanza la superficie del suelo, considerando éste como el primer aporte de humedad que llega a la zona superficial. En algunos casos particulares y de manera opcional, a este aporte se le añade otro procedente de zonas adyacentes que se denomina *flujo de entrada superficial lateral externo*, por ejemplo, la descarga de un manantial situado fuera o en el límite de la cuenca (o subcuenca) simulada.

El total de los aportes anteriores, que se consideran como un *flujo de entrada* hacia el *almacenamiento de humedad por detención superficial*, será añadido a la humedad existente en la superficie del suelo (por lluvia precedente y/o riego) y el total del agua estará disponible para la infiltración y la escorrentía. El agua que se infiltra directamente se mueve hacia abajo y llega a la zona inferior y luego a la zona de aguas subterráneas (acuífero). Otra parte del agua se almacena en la zona superior, y podría reaparecer de nuevo como escorrentía procedente del *almacenamiento por detención superficial* (zona superficial) o desde el *almacenamiento del flujo subsuperficial (o intermedio)*; en caso contrario, puede permanecer almacenada sobre la superficie del suelo, incorporándose más tarde a la escorrentía superficial o a la infiltración (figura 52).

Los procesos de infiltración y escorrentía superficial ocurren en la naturaleza de forma simultánea. Las características de la superficie del suelo afectan directamente a dichos procesos; por ejemplo, si existe una turbera densa sobre laderas suaves, se reduce la velocidad del flujo superficial y disminuye su volumen, proporcionando tiempo suficiente al proceso de infiltración. Incrementado el porcentaje de humedad en el suelo, debido a una infiltración prolongada, se reducirá con el tiempo la proporción de la infiltración dando lugar a un aumento de la escorrentía superficial. Por supuesto, la "capacidad de almacenamiento por detención superficial" es capaz de modificar la dirección del flujo hacia la infiltración o hacia la escorrentía superficial, como es el caso de una lluvia intensa, que permite que dicha capacidad alcance su valor máximo en poco tiempo.

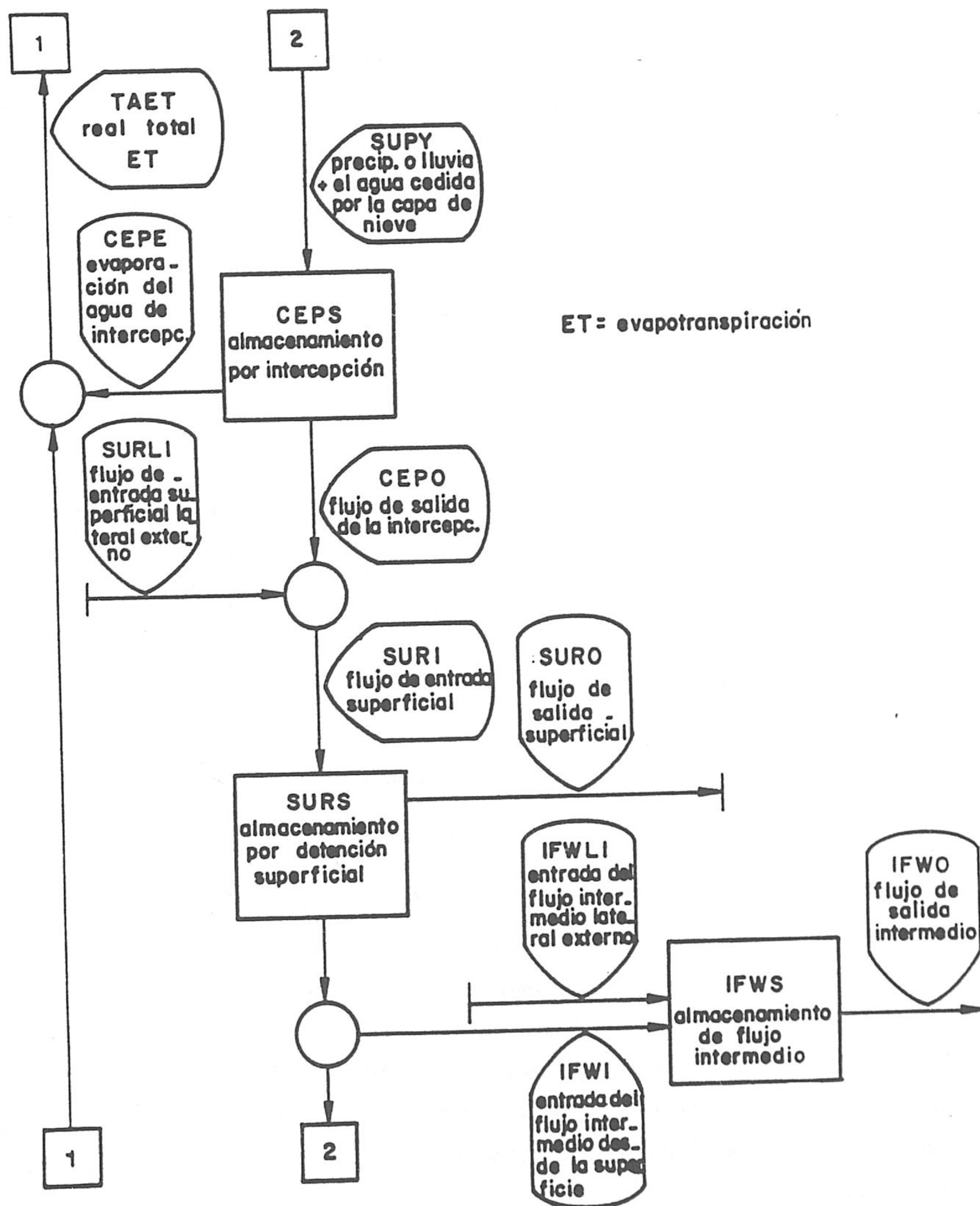


Figura 52. Organigrama del balance hídrico donde se muestra el movimiento y los distintos tipos de almacenamiento de agua; 1: pérdidas por ET; 2: ganancias (lluvia útil) (tomado de Johanson et al., 1984).

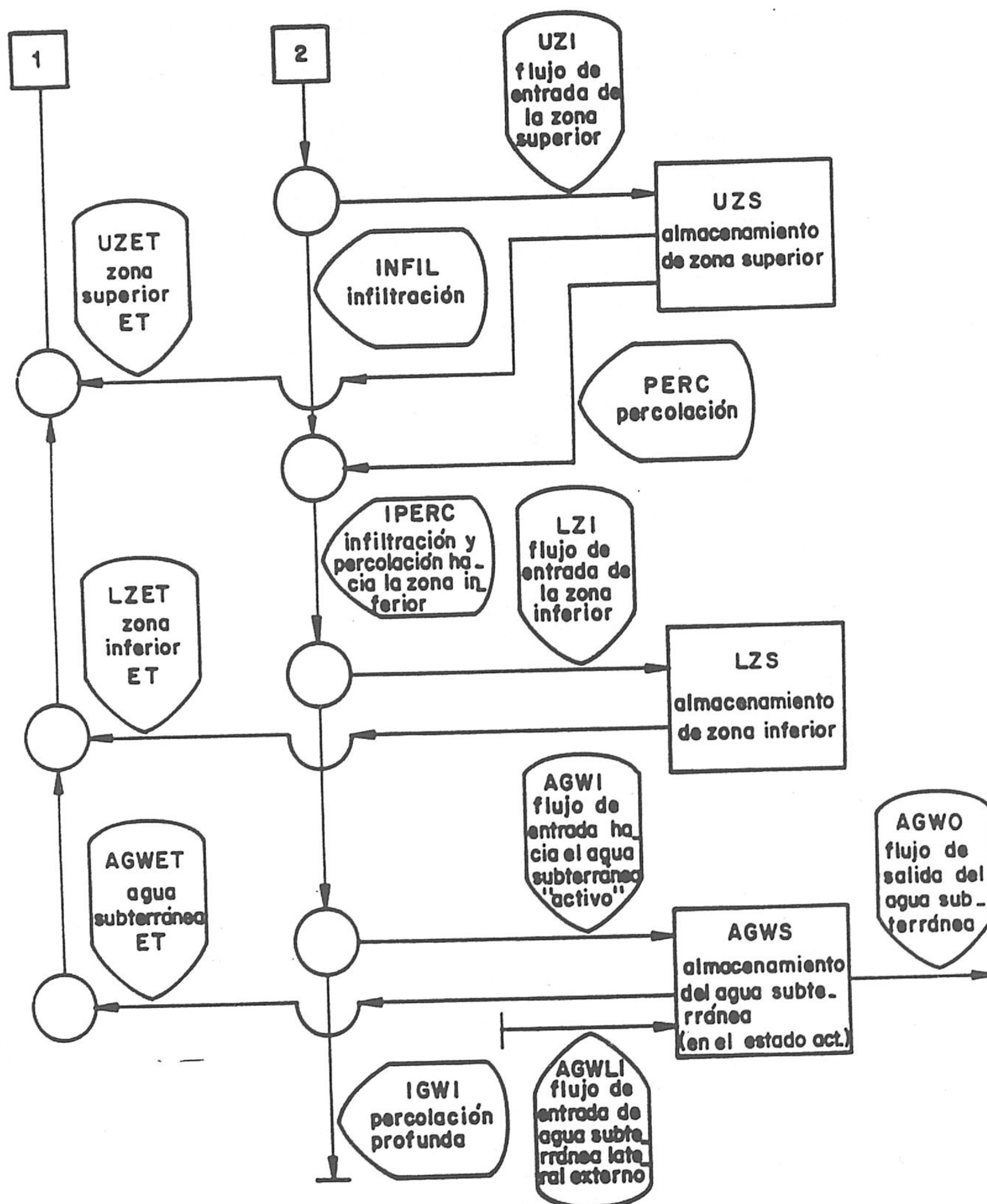


Figura 52. (continuación).

En una primera aproximación, el modelo considera que toda la nieve fundida se infiltra. Cuando la capacidad de almacenamiento de la zona superficial del suelo alcanza su valor máximo, la infiltración *diaria* está limitada por un valor que representa su capacidad máxima y la nieve fundida restante se convierte en escorrentía superficial. El agua excedente de la zona superficial del suelo se desplaza hacia el "almacenamiento del flujo subsuperficial" y hacia el acuífero. El "depósito" (embalse) subsuperficial funciona como si se tratara de un sistema lineal, mientras el "depósito" de agua subterránea puede tratarse como un sistema lineal o como no lineal.

El agua que se infiltra a través de la superficie y percola a partir de la zona superior hacia el *almacenamiento de la zona inferior* alcanza el *almacenamiento de zona de aguas*

*subterráneas* o puede perderse en profundidad mediante la *percolación* o infiltración profunda. Eventualmente el agua subterránea reaparece como caudal de base, es decir, desde el punto de vista del modelo, la descarga subterránea tendrá lugar antes del punto de desagüe (o estación de aforo) de la cuenca simulada; en tal caso, el acuífero se encuentra en *estado activo* (o sea, se puede hablar de *recursos*). En caso contrario, cuando el agua infiltrada alcanza grandes profundidades *infiltración profunda*, entonces el modelo la considera como *pérdidas* en relación con el balance hídrico simulado sobre dicha cuenca (o sea que se puede hablar de *reservas*); en este caso, el acuífero se encuentra en *estado inactivo*. Estas *pérdidas* de agua pueden aparecer de nuevo por debajo del punto de control (estación de aforo) de la cuenca simulada, o se incorporan a los acuíferos de los sectores bajos como *flujo de entrada subterráneo lateral externo*.

Como se desprende de la figura 52, los *flujos de entrada laterales externos* que van hacia los almacenamientos subsuperficial y subterráneo están también sometidos a la simulación. En esta opción, existe la posibilidad de simular algunos casos particulares, por ejemplo, si un segmento de terreno de las laderas altas es muy diferente de otro segmento de laderas bajas y no existen cauces entre los dos (como el caso de prácticas de cultivo sobre terrazas situadas sobre fuertes pendientes y tienen varios tipos de desagüe). Otro caso puede ser la simulación de un área de descarga (puede tener uno o más de los tres tipos de descarga: superficial, subsuperficial y subterránea) sin incluir en la simulación el área de la recarga, pero sí la disponibilidad de las series temporales de dichas variables.

Uno de los aspectos importantes en la simulación del balance hídrico es determinar la capacidad máxima de los distintos tipos de almacenamiento; por ello, el modelo considera una capacidad *nominal*, distinta a la capacidad que se denomina *absoluta*, que permite amortiguar los cambios abruptos que pudieran aparecer cuando se sobrepasa la capacidad *absoluta* (Johanson, *et al.*, 1984).

Los almacenamientos de humedad también están afectados por la pérdida por evapotranspiración (ET). La evapotranspiración se simula para los almacenamientos por intercepción, zonas superior e inferior, agua subterránea en el estado activo y directamente para el caudal de base; el total de todas estas componentes será la *evapotranspiración real*. La mayor parte de la ET ocurre a partir de la zona inferior (sobre todo la franja de las raíces). También, se tiene en cuenta la correlación entre la ET potencial y la altitud media del segmento o la cuenca simulada.

## 2. PLANIFICACIÓN Y DESARROLLO DE LA MODELIZACIÓN

### 2.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo trato de explicar cómo se planifica y desarrolla la simulación de una

cuenca mediante el programa HSPF, así como el método seguido para la modelización de la cuenca alta del Guadalfeo. Por definición, el plan de simulación pretende representar y ordenar un área determinada basándose en las condiciones meteorológicas y su variación espacial, características del suelo, topografía, uso del terreno, focos de contaminación, información histórica disponible, etc. Los datos meteorológicos deben ser representativos de los distintos *segmentos* del terreno que van a ser modelizados. Un esquema de segmentación de una cuenca dada se basa en la definición de áreas con una *respuesta hidrológica homogénea*, a partir, fundamentalmente, de las características del suelo y el uso del terreno en las mismas, así como de las condiciones climáticas.

En cuanto a un sistema hidrológico representativo se refiere, hay que tener en cuenta también las características geométricas e hidráulicas. Así, los datos de caudal y del volumen de agua medidos, que podrían ser utilizados para calibrar el modelo, deben ser examinados y gozar de fiabilidad; además, es necesario tener una visión general de todos los datos disponibles antes de empezar la modelización para aprovechar al máximo dichos datos. El propósito de esta estrategia de modelización es llegar a poner las líneas principales de los procesos de una representación general. Las consideraciones más importantes para lograr este objetivo se incluyen en los cinco puntos siguientes:

1. Seleccionar los constituyentes del agua, los puntos de agua y los focos de contaminación que van a ser modelizados.
2. Segmentación preliminar del área basada en datos climáticos.
3. Segmentación final del área, teniendo en cuenta las propiedades y usos del suelo.
4. Segmentación y caracterización del curso principal de agua en cuestión y sus áreas de contribución correspondientes.
5. Caracterización de las acciones especiales (intervención humana) y/o los acontecimientos que suceden sobre el terreno.

El objetivo de la presente investigación es la estimación de los recursos hídricos totales del río Guadalfeo desde el punto de vista cuantitativo y de forma detallada los procedentes del sector alto de la cuenca; éste proporciona cerca del 80% de los recursos hídricos totales de la cuenca y, además, en este ámbito la acumulación de nieve y los procesos de deshielo adquieren suma importancia; por ello, sólo voy a tratar las etapas de modelización que se relacionan con este fin.

## 2.2. SEGMENTACIÓN PRELIMINAR DEL ÁREA BASADA EN LOS DATOS CLIMÁTICOS

Esta primera etapa se enfoca hacia el desarrollo de una representación adecuada de las condiciones climáticas para el total de la cuenca del Guadalfeo, ya efectuada en la primera parte de esta memoria, que se basa en los datos meteorológicos procedentes de estaciones



localizadas dentro o cerca del área estudiada. Hay que tener en cuenta, además de los datos meteorológicos necesarios para la simulación hídrica, por un lado, la importancia de algunos tipos de estos datos para los resultados de la simulación, en función de la disponibilidad de dichos datos; y por otro lado, el criterio seguido para seleccionar los mejores registros de las estaciones existentes y su localización respecto del área en cuestión.

Los datos meteorológicos (en forma de *series temporales*) son una entrada fundamental para la simulación hidrológica y/o de la calidad del agua. Todas las simulaciones hidrológicas de escorrentía superficial requieren necesariamente datos de precipitación y evapotranspiración potencial. Sin embargo, los estudios hidrológicos que simulan la fusión de nieve y el proceso del deshielo necesitan, además, datos adicionales tales como temperatura del aire, velocidad del viento, radiación solar y punto de rocío (tabla 21).

Algunos de estos factores, tales como la precipitación y la evapotranspiración son determinantes directos de la disponibilidad de agua, mientras que el resto (temperatura, insolación, etc.) sólo puede afectar a la variación en el tiempo del caudal mediante la alteración de la proporción de agua en la época del deshielo. En consecuencia, si existe una variabilidad significativa sobre el área para un tipo de dato fundamental (precipitación o evapotranspiración), entonces sería necesaria la utilización de múltiples registros de varias estaciones climáticas.

DATOS METEOROLÓGICOS	SECCIONES DEL MÓDULO "PERLND"		
	TEMP	SNOW	PWATER
Precipitación	*	*	*
Evapotranspiración potencial			*
Temperatura del aire	*	*	
Velocidad del viento		*	
Radiación solar		*	
Punto del rocío		*	
Nubosidad		+	

Tabla 21. Series temporales necesarias para el funcionamiento del módulo "PERLND" del sistema HSPF. \*: series temporales requeridas; +: serie temporal requerida para otras secciones del modelo.

No obstante, se observa que existe un límite para la cuantía de segmentación, a grandes rasgos, que se realiza sólo a base de condiciones meteorológicas. Sería necesaria una segmentación adicional del área para representar las diferencias existentes en las características del terreno y el uso del suelo. Así, por ejemplo, si existen tres segmentos definidos sobre la base de una variabilidad meteorológica y además hay tres tipos de uso del suelo, entonces el número total de segmentos sería el producto de ambos, nueve.

Como regla general, una representación meteorológica adecuada en la mayoría de las cuencas con superficie que supera los 100 km<sup>2</sup> requiere aproximadamente al menos tres registros de lluvia diferentes, o más si las isoyetas son bastante variables. Sin embargo, para una cuenca cuya superficie es menor que 100 km<sup>2</sup>, un registro de precipitación podría ser adecuado si la lluvia es razonablemente uniforme y los objetivos del estudio no requieren mucha precisión (Donigian, *et al.*, 1982).

En general, un procedimiento efectivo será la segmentación del área basada en tres o cuatro conjuntos de datos que incluyan registros de baja, media y alta precipitación y evapotranspiración seleccionados a partir de las isoyetas del año medio y de las curvas de igual evapotranspiración.

A la hora de seleccionar los datos meteorológicos más apropiados, algunos factores son importantes, tales como:

- El comportamiento climatológico del área durante períodos largos
- La diferencia entre el comportamiento de un período largo y el de un período corto para algunas estaciones específicas
- La variabilidad espacial de la climatología del área expuesta en ambos registros de período largo y corto
- Completar los registros de cada estación de forma adecuada y verificar el grado de precisión de los datos.

Normalmente dichos factores afectan a la selección de los datos meteorológicos representativos del área de trabajo; por ello, cada tipo de datos se considera por separado. De la misma forma, el procedimiento de selección varía en función de la disponibilidad de los datos, de la variabilidad espacial y de la influencia del tipo de datos sobre los resultados de la simulación.

### **2.2.1. Disponibilidad general de datos meteorológicos**

Existen más de 40 estaciones pluviométricas y/o termométricas dentro de la cuenca o cerca de ella, aunque algunas han dejado de funcionar. Sin embargo, para el presente trabajo he elegido las estaciones más representativas tanto en su situación geográfica como en su

registro, que cubre el período de simulación, siempre de acuerdo con la segmentación final del sector simulado y también con las estaciones consideradas, en la primera parte, para la estimación de los valores medios de un período de 30 años (1955/56-1984/85).

Nº	N. I. *	ESTACIÓN	TIPO DE DATOS	ALTITUD (m)	LATITUD	LONGITUD
1	5514	Armillá B. A.	Insolación	670	37°08'51" N	03°37'50" W
2	257I	Arquilla	Precipitación y temperatura	1652	36°56'53" N	03°28'25" W
3	224	Bérchules	Precipitación	1319	36°58'35" N	03°11'22" W
4	225	Cádiar	Precipitación y temperatura	916	36°56'40" N	03°10'25" W
5	243A	Capileira	Precipitación	1436	36°57'40" N	03°21'23" W
6	252	Dúrcal C.	Precipitación, Temperatura y evaporación	890	37°00'30" N	03°33'22" W
7	251	Dúrcal P.	Precipitación	1800	37°02'20" N	03°28'23" W
8	**	IRAM	Velocidad del viento	2860	37°03'55" N	03°23'01" W
9	258	Lanjarón	Precipitación, temperatura y evaporación	710	36°55'10" N	03°29'21" W
10	253	Nigüelas	Precipitación	913	36°59'00" N	03°32'21" W
11	247	Órgiva	Precipitación y evaporación	450	36°54'00" N	03°25'22" W
12	249	Padul	Temperatura y evaporación	753	37°01'30" N	03°37'23" W
13	243	Pitres	Precipitación	1240	36°56'10" N	03°19'22" W
14	242U	Poqueira C.	Precipitación	1530	36°57'55" N	03°21'24" W
15	257O	Posturas	Temperatura	1050	36°56'04" N	03°29'25" W
16	246	Soportújar	Precipitación y temperatura	1700	36°57'35" N	03°24'22" W
17	226	Torvizcón	Precipitación	684	36°52'40" N	03°17'25" W
18	234	Trevélez	Precipitación	1476	37°00'10" N	03°16'20" W

Tabla 22. Estaciones meteorológicas utilizadas para preparar los registros completos de las series temporales. \*: Número de identificación según el Centro Meteorológico Zonal (Málaga); \*\*: Estación meteorológica perteneciente al Observatorio del Instituto de Radio Astronomía Milimétrica (Sierra Nevada).

Los datos de precipitación diaria han sido registrados en la mayoría de las estaciones anteriores. Los datos de temperatura máxima y mínima diaria (hora de observación supuesta

a las 8:00 h de la mañana), han sido recogidos en algunas estaciones. Respecto a los datos de evapotranspiración potencial, he utilizado dos tipos de registro para cubrir todo el período de simulación: uno a partir de datos de evaporación (de tanque clase A y/o de evaporímetro tipo "Piché"), y el otro mediante el uso de datos de temperatura de las estaciones seleccionadas (método de Thornthwaite). Los datos de evaporación sólo tuvieron registro a nivel diario aunque no continuado, en cuatro estaciones. En cuanto a otros datos meteorológicos adicionales, como los datos de radiación solar (medida como insolación en horas/día) y velocidad del viento (medida cada 2 horas), sólo ha sido posible tomarlos con un registro suficientemente largo, para el período de simulación, en dos estaciones situadas fuera de los límites de la cuenca y cercanas a ella y se consideran, hasta cierto punto, representativas de estas dos variables.

En la tabla 22 se recoge la información de las estaciones utilizadas, y la localización geográfica de cada una de ellas en relación con la divisoria de la cuenca y los límites del sector simulado. Una primera delimitación de cada subcuenca (o grupo de segmentos) que serán fijados de acuerdo con otros criterios, como explicaré más adelante, se muestra en la figura 53.

Sin embargo, no todas las estaciones tuvieron un registro completo durante el período de simulación, por lo que he recurrido a completar la falta de datos utilizando registros de otras estaciones que puedan tener características similares (como altitud, situación geográfica, cercanía, etc.); las series temporales necesarias para el funcionamiento del modelo HSPF deben ser continuadas y además, como es lógico, sin ningún tipo de datos erróneos o lagunas.

#### 2.2.1.1. Precipitación

De acuerdo con lo expuesto en la primera parte de esta memoria, la precipitación media anual de toda la cuenca durante un período suficientemente largo ha sido estimada en unos 566 mm (media aritmética) y 639 mm (a partir de las isoyetas del año medio). No obstante, y con respecto a la zona de aplicación del modelo (el sector alto de la cuenca) esta precipitación media varía entre 450 mm en las zonas deprimidas y más de 1000 mm en la parte alta (figura 12). Dada la importancia de los datos de precipitación para simular el balance hídrico, he considerado oportuno utilizar siete estaciones *principales* que son los más representativos para este tipo de estudio, siempre de acuerdo con la división del sector simulado en grupos de segmentos (subcuencas) y segmentos.

Las estaciones principales, de donde he tomado el registro *principal* de los datos diarios, son: Bérchules, Trevélez, Poqueira (Central), Torvizcón, Arquilla, Dúrcal (Central) y Dúrcal (Presa); he utilizado otras estaciones pluviométricas (7 en total) para completar la falta de datos (o lagunas) en los registros principales, de acuerdo con las condiciones citadas

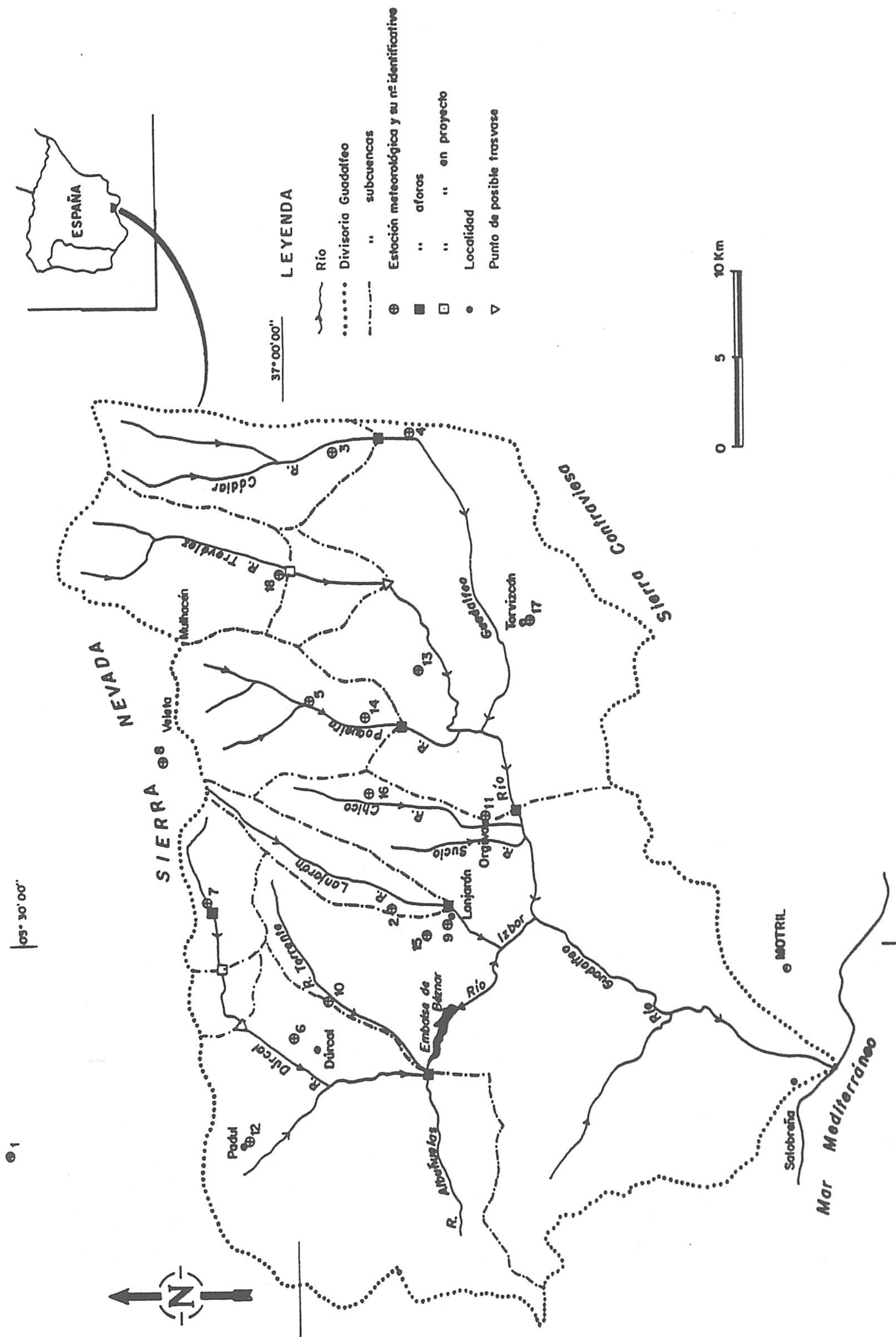


Figura 53. Localización geográfica de las estaciones meteorológicas y de aforos, en relación con la división preliminar en subcuencas basada en criterios climáticos.

anteriormente, atribuyendo los datos correspondientes a la estación más cercana y mejor y representativo, sin ningún tratamiento previo. La tabla 23 muestra el período de cada laguna de datos y el nombre de las estaciones tanto principales como secundarias correspondientes. Un resumen de la precipitación media anual de los registros principales definitivos utilizados para la simulación se muestra en la tabla 24.

2.2.1.2. Evapotranspiración potencial (ETP)

La ETP media anual ha sido estimada, a partir de datos mensuales, en el capítulo II de la primera parte (figura 16), dando un valor en el sector simulado comprendido entre 800 mm y por encima de 400 mm. Los registros de evaporación diaria han sido disponibles en cuatro estaciones (Dúrcal, Lanjarón, Órgiva y Padul), aunque no estaban completos con respecto al período de simulación.

ESTACIONES SECUNDARIAS	ESTACIONES PRINCIPALES						
	BÉRCHULES	TREVÉLEZ	POQUEIRA	TORVIZCÓN	ARQUILLA	DÚRCAL P.	DÚRCAL C.
Arquilla					1989/01- 1990/01; 1990/03- 1990/04; 1990/06- 1990/10; 1991/01- 1991/02; 1991/04- 1993/09		
Bérchules	1986/10- 1987/08; 1987/10; 1988/01- 1989/01; 1989/06; 1990/01- 1990/06; 1990/09- 1992/10; 1992/12- 1993/09	1990/09; 1991/08					
Cádiar	1989/07			1986/10; 1991/08; 1992/08			
Capileira			1986/10- 1986/12; 1990/08				
Dúrcal C.							1986/10- 1989/06; 1989/09- 1990/01; 1990/03- 1990/07; 1990/09- 1991/06; 1991/09- 1992/07; 1992/09- 1992/12; 1993/02- 1993/09

ESTACIONES SECUNDARIAS	ESTACIONES PRINCIPALES						
	BÉRCHULES	TREVÉLEZ	POQUEIRA	TORVIZCÓN	ARQUILLA	DÚRCAL P.	DÚRCAL C.
Dúrcal P.						1986/10- 1990/01; 1990/03- 1992/12; 1993/02- 1993/09	
Lanjarón					1986/10- 1988/03; 1988/06- 1988/12; 1990/02; 1990/05; 1991/03		
Nigüelas						1990/02; 1993/01	1989/07- 1989/08; 1990/02; 1990/08; 1991/07- 1991/08; 1992/08; 1993/01
Órgiva				1991/07			
Pitres		1989/07	1990/07; 1990/09				
Poqueira C.			1987/01- 1990/06; 1990/10- 1993/09				
Soportújar					1988/04- 1988/05; 1990/11- 1990/12		
Torvizcón				1986/11- 1991/06; 1991/09- 1992/07; 1992/09- 1993/09			
Trevélez	1987/09; 1987/11- 1987/12; 1989/02- 1989/05; 1989/08- 1989/12; 1990/07- 1990/08; 1992/11	1986/10- 1989/06; 1989/08- 1990/08; 1990/10- 1991/07; 1991/09- 1993/09					

Tabla 23. Lagunas de datos de precipitación en los registros principales completadas con las estaciones correspondientes, sin ningún tratamiento previo.

Dos conjuntos de datos se han utilizado: como primero de ellos -representativo de la parte Este del sector simulado de la cuenca- se ha tomado la estación de Lanjarón, desde abril del año 1986 hasta febrero de 1990; y en el segundo conjunto, que representa la parte Oeste, tenía como **registro principal** los datos procedentes de la estación de Padul correspondiente al mismo período anterior. De acuerdo con el período de simulación, los registros utilizados cubren un período de tres años hídricos (1986/87-1988/89). Debido a la escasez de datos de este tipo en la cuenca del Guadalfeo las lagunas de datos en los registros principales han sido completadas entre estas cuatro estaciones anteriores como se puede ver

en la tabla 25.

No obstante, no hay que olvidar que estos registros de datos originales procedentes de estaciones meteorológicas son valores de evaporación en superficie de agua libre (estanque clase A) o evaporímetro Piché, y metodológicamente existe una pequeña diferencia en las tasas de evaporación entre estos dos métodos; los valores medidos en el segundo aparato son más elevados que los del estanque en aproximadamente un 20 % (Arnáiz, 1976). En el presente estudio, tal diferencia es despreciable dada la falta de datos medidos en un sólo instrumento. Para estimar la evapotranspiración potencial (ETP) a partir de los datos de evaporación, he seguido el método de Penman, que es un método semiempírico. Los valores de evaporación anteriores se multiplican por un coeficiente reductor empírico para obtener finalmente la evapotranspiración potencial. Según una tabla citada por Arnáiz (*op. cit.*), éste coeficiente varía entre un valor mínimo de 0,6 (en Enero) y un máximo de 0,8 (en Agosto) siendo el coeficiente medio anual de 0,7.

AÑO HIDROLÓGICO	ESTACIÓN PRINCIPAL (precipitaciones en mm)						
	Bérchules	Trevélez	Poqueira	Torvizcón	Arquilla	Dúrcal P.	Dúrcal C.
1986/87	576	618	851	534	585	700	294
1987/88	636	642	712	555	485	693	437
1988/89	691	696	749	560	560	697	478
1989/90	1.107	1.092	1.203	869	731	867	660
1990/91	534	559	732	448	573	566	460
1991/92	495	454	513	323	380	422	331
1992/93	462	508	478	381	352	261	239
Media aritmética	643	653	748	524	524	601	414
Media de isoyetas	797	850	859	772	561	770	530

*Tabla 24. Precipitación total anual en las estaciones que representan los registros principales y correspondiente a los años de simulación, y precipitación media deducidas a partir del planimetrado entre isoyetas para cada subcuencas.*

A partir del registro principal de Lanjarón, y con un coeficiente reductor de 0.7, he obtenido la ETP media para el período de calibración (1986/87-1988/89) que es de unos 735 mm/año; mientras que en el caso del registro de Padul (753 m s.n.m.), y para el mismo período, la ETP media ha sido 1083 mm/año, que es un valor más alto en comparación con el de Lanjarón (710 m s.n.m.), como se recoge de la tabla 26. Posiblemente, esta diferencia es debida a la existencia de un microclima en el Valle de Lecrín, donde penetran frentes de aire cálido procedentes del Mediterráneo.



ESTACIÓN SECUNDARIA	ESTACIÓN PRINCIPAL	
	Lanjarón	Padul
Dúrcal C.		1986/10; 1987/03-1987/04
Lanjarón	1986/10-1986/12; 1987/06-1988/03; 1988/06-1989/09	1986/11-1986/12; 1989/09
Órgiva	1987/01-1987/05; 1988/04-1988/05	1987/01-1987/02
Padul		1987/05-1988/12; 1989/02-1989/08

Tabla 25. Lagunas en los registros de evaporación correspondiente a cada estación.

AÑO HIDROLÓGICO	ESTACIÓN PRINCIPAL (Evapotranspiración mm)	
	Padul	Lanjarón
1986/87	1.031	678
1987/88	1.120	715
1988/89	1.096	811
Media	1.082	735

Tabla 26. Evapotranspiración potencial estimada en las estaciones principales y correspondiente a los años de calibración.

Por otra parte, en la mayoría de las estaciones donde ha sido calculada la ETP media anual mediante el método de *Thornthwaite*, se puede observar que los valores anuales obtenidos son muy coherentes con los valores de la evapotranspiración potencial estimados según la fórmula de *Penman*, sobre todo los datos correspondientes al registro de Lanjarón; en el caso de serie de datos de Padul, estos valores anuales han sido algo más elevados. Por ello, creo que el coeficiente reductor con un valor de 0,7 es adecuado para obtener los valores que representan la **evapotranspiración potencial** en la mayor parte del sector simulado. Como he mencionado anteriormente, he utilizado para parte del período simulado los datos de ETP estimadas por el método de *Thornthwaite* a nivel diario, mediante el programa EVADIA (Padilla y Pulido Bosch, 1986).

### 2.2.1.3. Temperatura del aire

Normalmente existe una relación estrecha entre la **latitud** de una estación termométrica y la temperatura media anual del aire y la **altitud** donde está ubicada esta estación. En el caso del sector simulado, casi todas las subcuencas modelizados se encuentran alrededor de 37° de latitud Norte, y no existe una variación considerable entre ellas. En cuanto a la variación de altitud y a la localización geográfica, existe una diferencia notable entre los

valores de la temperatura media anual (isotermas), como se puede ver en la figura 14.

Además, existe una variabilidad entre registros largos y cortos de las mismas estaciones porque algunos períodos de tiempo pueden ser más fríos o calurosos con respecto a la temperatura media anual de cada período. Los períodos de simulación (período de calibración 1986/87-1988/89 y de verificación 1989/90 1992/93) no mostraron una diferencia considerable con respecto al período largo (1955/56-1984/85), aunque en general existe una tendencia hacia el descenso. Dado el hecho de que las estaciones termométricas que han sido seleccionadas se utilizan para representar las temperaturas sobre más o menos una amplia zona de su alrededor, no presentan grandes diferencias entre sus registros de período largo y corto. Por ello, los criterios seguidos para elegir los registros de la temperatura máxima y mínima diaria han sido los siguientes según su orden de importancia:

1. He empleado cuatro estaciones principales, cada una de ellas representativa de una subcuenca determinada, de acuerdo con los registros de precipitación considerados anteriormente, dado que es mejor siempre obtener los registros de estas dos variables de la misma estación o de dos estaciones cercanas con características similares.
2. Existe poca diferencia entre los registros de largo y corto período de estas estaciones, en cuanto a la temperatura media se refiere.
3. En general, el registro del período corto (o de simulación) ha sido menos caluroso que el registro del período largo.
4. Las estaciones termométricas han sido localizadas dentro de los límites del sector modelizado aunque no dentro de cada subcuenca simulada, en la mayoría de los casos.

La calidad de los registros utilizados ha sido buena, aunque a veces presentan falta de datos en algunos meses concretos. Estos registros fueron completados utilizando los datos existentes en las estaciones cercanas y/o en aquellas que presentan características similares, sin tratamiento previo (tabla 27). Según los criterios anteriores, los cuatro *registros principales* de temperatura seleccionados han sido los siguientes:

- **Soportújar**: esta estación está localizada fuera de las subcuencas de los ríos de Cádiar, Trevélez y Poqueira (figura 53), pero por su altitud y su situación geográfica se considera la más representativa de las subcuencas citadas. La temperatura media anual es de 13.0°C, y los registros de período de corto y largo de esta estación son similares.

- **Cádiar**: esta estación representa a la subcuenca del río Guadalfeo en su punto de cierre en Órgiva, sin incluir las subcuencas de los ríos de Cádiar, Trevélez y Poqueira. Está localizada dentro del área simulada y su altitud no presenta diferencia considerable con la altitud media de esta subcuenca; la temperatura media anual ha sido de 13.7°C.

ESTACIÓN SECUNDARIA	ESTACIÓN PRINCIPAL			
	Soportújar	Cádiar	Arquilla	Dúrcal C.
Arquilla	1989/03; 1989/05; 1989/07-1989/08; 1989/10-1989/12; 1990/07; 1990/10; 1991/12; 1992/02- 1992/03; 1992/05- 1993/09		1989/03-1990/01; 1990/03; 1990/06- 1990/07; 1990/09- 1990/10; 1991/01- 1991/02; 1991/04- 1993/09	
Cádiar		1986/11-1987/09; 1987/11; 1988/01- 1988/05; 1988/08- 1988/09; 1988/11- 1989/10; 1989/12- 1990/02; 1990/04- 1990/05; 1990/07- 1990/09; 1991/05- 1991/06; 1991/08- 1991/09; 1991/11; 1992/01; 1992/03; 1992/05; 1992/07- 1992/08		
Dúrcal				1986/10-1987/07; 1987/09; 1989/01- 1993/09
Lanjarón		1986/10-1986/12; 1987/10; 1987/12; 1988/06-1988/07; 1988/10; 1989/11; 1990/03; 1990/06; 1990/10-1991/04; 1991/07; 1991/10; 1991/12; 1992/02; 1992/04; 1992/06; 1992/09-1993/09		
Padul				1987/08; 1987/10- 1988/12
Posturas	1990/08		1990/08	
Soportújar	1986/10-1989/02; 1989/04; 1989/06; 1989/09; 1990/01- 1990/06; 1990/09; 1990/11-1991/11; 1992/01; 1992/04		1986/10-1989/02; 1990/02; 1990/04- 1990/05; 1990/11- 1990/12; 1991/03	

Tabla 27. Lagunas de datos de temperatura en los registros principales completadas con las estaciones correspondientes.

- **Arquilla:** la estación de Arquilla está localizada dentro de la subcuenca de río Lanjarón; tiene un registro disponible desde 1989 y representa muy bien a esta subcuenca; la temperatura media anual es de 12.0°C.

- **Dúrcal Central:** esta estación dispone de un largo período de datos y está localizada dentro de la subcuenca del río Izbor cerca de la subcuenca de su afluente, el río Dúrcal; la

temperatura media anual para el período de simulación es de 15.0°C.

Todos los registros consisten en datos de temperatura máxima y mínima diaria, a partir de los cuales el programa HSPF distribuye a valores horarios, considerando que la temperatura máxima ha sido medida a las 4 h de la tarde y la mínima a las 6 h de la mañana. Las temperaturas medias anuales para el período de simulación se pueden ver en la tabla 28.

AÑO HIDROLÓGICO	TEMPERATURA (°C)			
	Soportújar	Cádiar	Arquilla	Dúrcal
1986/87	13.3	12.7	13.3	15.3
1987/88	13.3	13.4	13.5	15.7
1988/89	13.4	12.9	12.0	15.1
1989/90	14.6	13.8	13.2	15.6
1990/91	14.5	14.5	12.1	14.5
1991/92	11.7	14.1	10.1	14.1
1992/93	10.3	14.5	10.3	14.5
Media aritmética	12.0	13.7	12.0	15.0
Media de isotermas	14.0	14.5	14.0	15.8

*Tabla 28. Temperatura media anual en las estaciones principales y correspondientes a los años de simulación.*

#### 2.2.1.4. Velocidad del viento

Los regímenes generales de dirección e intensidad del viento, para Granada, en general, según se deduce de los mapas y esquemas del Atlas Climático Nacional (MAPA, 1991), y en función de las estaciones del año son los siguientes:

- a) Primavera : dominante del Sur, medios; secundarios del Oeste, flojos.
- b) Verano: dominantes del Oeste, flojos; secundarios del Suroeste, hasta fuertes.
- c) Otoño: dominantes del Sur, medios; secundarios, ventolinas variadas.
- d) Invierno: dominantes del Sur, flojos; secundarios, ventolinas variadas.

Los datos de viento han sido tomados mediante una estación de la marca *Lambrecht* con sensores para medir la dirección y la velocidad del viento, la presión, la humedad y la

temperatura. Dicha estación esta ubicada junto al observatorio del *Instituto de Radioastronomía Milimétrica* (IRAM), que se encuentra en la Loma de Dilar en Sierra Nevada, a una altura de aproximadamente 2.860 metros, muy cerca del sector estudiado, y tiene un registro casi completo que cubre todo el período de simulación.

La información es recogida cada dos horas de forma semiautomática con una medición de la velocidad en m/s. Hay que tener en cuenta que estos datos proceden de un instituto que no está dedicado a la investigación meteorológica; por tanto, no tienen el grado de precisión que quizás algunos estudios meteorológicos puedan necesitar. Pero debido a la falta de datos del mismo tipo disponibles para el presente estudio, considero oportuno el uso de dichos datos. Las escasas lagunas existentes en el registro de datos han sido completadas siguiendo el proceso de estimar un valor medio entre las dos medidas que determinan la laguna. La velocidad media del viento para el período de 9 años hidrológicos (1986/87-1992/93) ha sido de 18,22 Km/h (tabla 29).

VELOCIDAD DEL VIENTO (km/día)	AÑOS						
	1986/87	1987/88	1988/89	1989/90	1990/91	1991/92	1992/93
Media	388,89	560,25	426,21	541,10	408,01	352,56	383,80

Tabla 29. Velocidad del viento media anual en la estación (IRAM) considerada representativa para todo el sector y correspondiente a los años de simulación.

#### 2.2.1.5. Radiación solar

Los datos de la radiación solar han sido elaborados a partir de los registros de insolación procedentes de la estación meteorológica de Armilla (Base Aérea), que está ubicada a una distancia aproximada de 30 km de la cuenca del Guadalfeo, a una altura de 670 m s.n.m. Esta estación es también la única estación disponible con datos suficientemente representativos para el sector estudiado. Ha sido disponible un registro de datos que comprende desde 1986 hasta el año 1993, o sea, con una cobertura de todo el período de simulación. La falta de datos, que ha sido muy escasa, en el registro de insolación fue completada de forma aproximada dependiendo del mes y de los datos disponibles más próximos a las lagunas existentes, debido a que no he dispuesto de otros datos de insolación que representen más o menos al sector estudiado. A partir de los datos de insolación (horas/día) completados he utilizado la *fórmula de Glover y McCulloch*, válida para latitudes comprendidas entre 0° y 60°, que es la siguiente:

$$R_i = R_A ( 0,29 \cos\lambda + 0,52 n/N )$$

donde:

$R_i$  = radiación global incidente sobre una superficie horizontal a nivel del suelo, en cal/cm<sup>2</sup>. día

$R_A$  = radiación solar teórica suponiendo que no existe atmósfera, en cal/cm<sup>2</sup>. día; (Langley/día = cal/cm<sup>2</sup>. día)

$\lambda$  = latitud del lugar

n = número de horas de insolación medidas con un heliógrafo

N = máximo de horas de insolación según latitud y fecha.

Los datos de  $R_A$  y N han sido deducidos de los cuadros siguientes (tablas 30 y 31), tomados de Arnáiz (1976):

LATITUD	MESES											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
35°	436	559	719	856	947	979	957	874	749	597	459	395
40°	364	495	673	833	944	985	958	858	710	536	390	325

*Tabla 30. Radiación global incidente (cal/cm<sup>2</sup>. día), según las latitudes indicadas (tomada de Arnáiz, 1976).*

N.M.H.S. (*)	MESES											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
LATITUD(37°)	10	10.8	12	13.2	14.2	14.8	14.5	13.6	12.4	11.3	10.2	9.6

*Tabla 31. Variación de horas máximas de sol en la latitud 37°N; \*: número máximo de horas de sol/día (tomados de Arnáiz, 1976).*

Los datos de la radiación solar calculados se expresan en Langley/día y, de acuerdo con el funcionamiento del modelo HSPF, el mismo programa los convierte en valores horarios, teniendo en cuenta la latitud del sector simulado (37°N). Un resumen de dichos datos se muestra en la tabla 32.

RADIACIÓN SOLAR (Langley/día)	AÑOS						
	1986/87	1987/88	1988/89	1989/90	1990/91	1991/92	1992/93
Media	372,1	397,8	381,3	381,7	382,2	385,8	399,2

*Tabla 32. Radiación solar media anual representativa para todo el sector y correspondiente a los años de simulación.*

2.2.1.6. Punto de rocío

En algunos estudios anteriores, donde ha sido aplicado el modelo (Donigian, 1982), la comparación entre el punto del rocío y temperatura mínima diaria en un registro de 60 días no dio diferencias considerables. Por ello, en este trabajo, y por falta valores del punto de rocío, he utilizado para este término la **temperatura mínima diaria** correspondiente a los cuatro registros principales que fueron utilizados para los datos de temperatura máxima y mínima del aire. Además, las estaciones que sirvieron para completar los datos de temperatura han sido las mismas que he usado para completar la falta de datos en estos registros (ver la tabla 27). La media anual del punto de rocío correspondiente a los años de simulación se muestra en la tabla 33.

AÑO HIDROLÓGICO	PUNTO DE ROCÍO (Temperatura mínima °C)			
	Soportújar	Cádiar	Arquilla	Dúrcal
1986/87	4.0	5.7	4.0	9.7
1987/88	4.1	6.4	4.1	9.5
1988/89	6.9	5.6	6.3	9.4
1989/90	9.5	6.5	8.8	10.4
1990/91	8.4	8.6	7.5	9.1
1991/92	7.3	8.5	6.3	8.7
1992/93	6.4	8.6	6.4	8.9
Media	6.6	7.1	6.2	9.4

Tabla 33. Punto de rocío medio anual en las estaciones principales y correspondiente a los años de simulación.

2.2.2. Discusión sobre la elección de los datos

La división del sector alto del Guadalfeo en determinadas subcuencas ha sido adecuada y representa la variabilidad observada, sobre todo, en las dos variables más determinantes: la precipitación y la temperatura. Dicha división se basa en el anterior análisis de los datos climáticos disponibles de las estaciones situadas dentro y fuera de la cuenca.

El proceso de esta división, que puede servir como guía para cualquier otro estudio de este tipo, ha seguido las siguientes etapas:

- (1) Representación, en un mismo mapa, de las estaciones meteorológicas dentro y cerca del área de estudio.

- (2) Trazado de mapas de isoyetas, isotermas, curvas de igual ETP, etc., correspondientes a un período largo. Estos planos, que han sido realizados en la primera parte, sirven para elaborar la primera valoración que necesita la segmentación del área simulada basada sobre dichos datos.
- (3) Para cada tipo de datos climáticos hay que examinar la longitud del registro de un período largo y el valor medio anual en cada una de las estaciones consideradas.
- (4) En dichos planos, las estaciones han sido situadas cada una con su valor medio durante el período considerado; de esta forma se puede obtener información directa sobre qué estaciones hubieran sido más representativas para cada parte del área estudiada, en relación con la media obtenida de los registros principales.
- (5) A partir de los datos climáticos disponibles y una estimación de la disponibilidad de los datos foronómicos, ha sido elegido el período de simulación tanto para la fase de calibración como para la de verificación.
- (6) Los valores medios de cada estación y de cada tipo de datos han sido presentados en forma de tablas.
- (7) La evaluación de los valores medios anuales ha servido para identificar la tendencia de un período climático corto que corresponde al período de simulación y detectar la posible anomalía en los registros de poca duración que impiden su utilización como datos representativos de grandes áreas.
- (8) Para la simulación de la fusión de la nieve, sería útil la comparación entre la tendencia de aumento de la temperatura en la primavera en varias estaciones y el incremento del caudal observado en las estaciones de aforo. Tanto la duración del deshielo como el volumen de agua procedente del mismo dependen de la temperatura del aire y, por lo tanto, una buena simulación de la escorrentía durante los meses primavera-verano depende del buen uso de los datos térmicos apropiados.
- (9) He elegido la estación meteorológica más representativa para cada tipo de datos y para cada grupo de segmentos (en este caso subcuencas).
- (10) La falta de datos en algunos registros meteorológicos ha sido suplida, o usando las estaciones cercanas y/o de similares características, estimando un valor medio entre dos medidas cercanas, o asignando un valor aproximado.

De todo lo expuesto se deduce que ha habido que analizar la información procedente de muchas estaciones dentro y fuera del sector estudiado y también dentro y fuera de los límites de cada subcuenca, sobre todo de tipo pluviométrico y termométrico. Sin embargo, las dificultades en este proceso podrían venir de un conjunto de datos que representa un tipo determinado de información climatológica. Por ejemplo, los datos de radiación solar, velocidad del viento y el punto del rocío son muy escasos para representar cada subcuenca del sector estudiado y necesitan un mayor esfuerzo de enjuiciamiento y aproximación para desarrollar una buena entrada necesaria para la modelización.

La sustitución de los registros del punto del rocío por los registros de la temperatura mínima diaria es un ejemplo de tal aproximación. Es importante tener en consideración la



selección de estos datos meteorológicos, dada la necesidad, a veces, de hacer algunos cambios más tarde en la base de datos, cuando se descubra que la selección no fue la más apropiada. En el presente trabajo no hubo necesidad de recurrir a cualquier modificación posterior.

## 2.3. SEGMENTACIÓN FINAL DEL SECTOR ESTUDIADO

### 2.3.1. Definición de segmentos y grupos de segmentos

Una vez realizada la segmentación preliminar basada en los factores meteorológicos, en este apartado discuto otros aspectos relacionados con las características del suelo y el uso y aprovechamiento del mismo, para llegar a una segmentación final del área estudiada. El desarrollo de esta operación se realiza en dos etapas: en la primera he definido de modo general los segmentos y grupos de segmentos, de acuerdo con los objetivos del trabajo; en la segunda, he determinado con exactitud la superficie de cada segmento dentro de los grupos de segmentos, teniendo en cuenta las descripciones de las características del suelo, la topografía y los límites de las áreas de contribución de estos segmentos al curso de agua en cuestión.

Para los objetivos de este estudio y como he mencionado anteriormente, un segmento se define como una unidad de terreno que produce una "*respuesta hidrológica homogénea*". Se utiliza un conjunto de parámetros hidrológicos para caracterizar toda el área considerada como un sólo segmento. Esto no implica que un segmento sea continuo, sino que puede estar compuesto de varias parcelas aisladas y que constituya en sí solo un segmento particular. El único hecho imprescindible es que el conjunto de parámetros de este segmento debe representar las propiedades hidrológicas de todo el terreno considerado como parte del segmento, y que el total del área de cada segmento, cuya escorrentía contribuye a un determinado tramo del curso de agua, sea conocido, y debe localizarse por encima del punto de control.

La respuesta hidrológica de un sector de terreno, en general, depende de datos meteorológicos (isoyetas, isotermas, curvas de igual ETP, etc.), de las características del suelo y del uso y aprovechamiento de este suelo. En la mayoría de los casos, dichos valores meteorológicos y las características del suelo se deben tener en cuenta para una división preliminar de una cuenca en "grupos de segmentos".

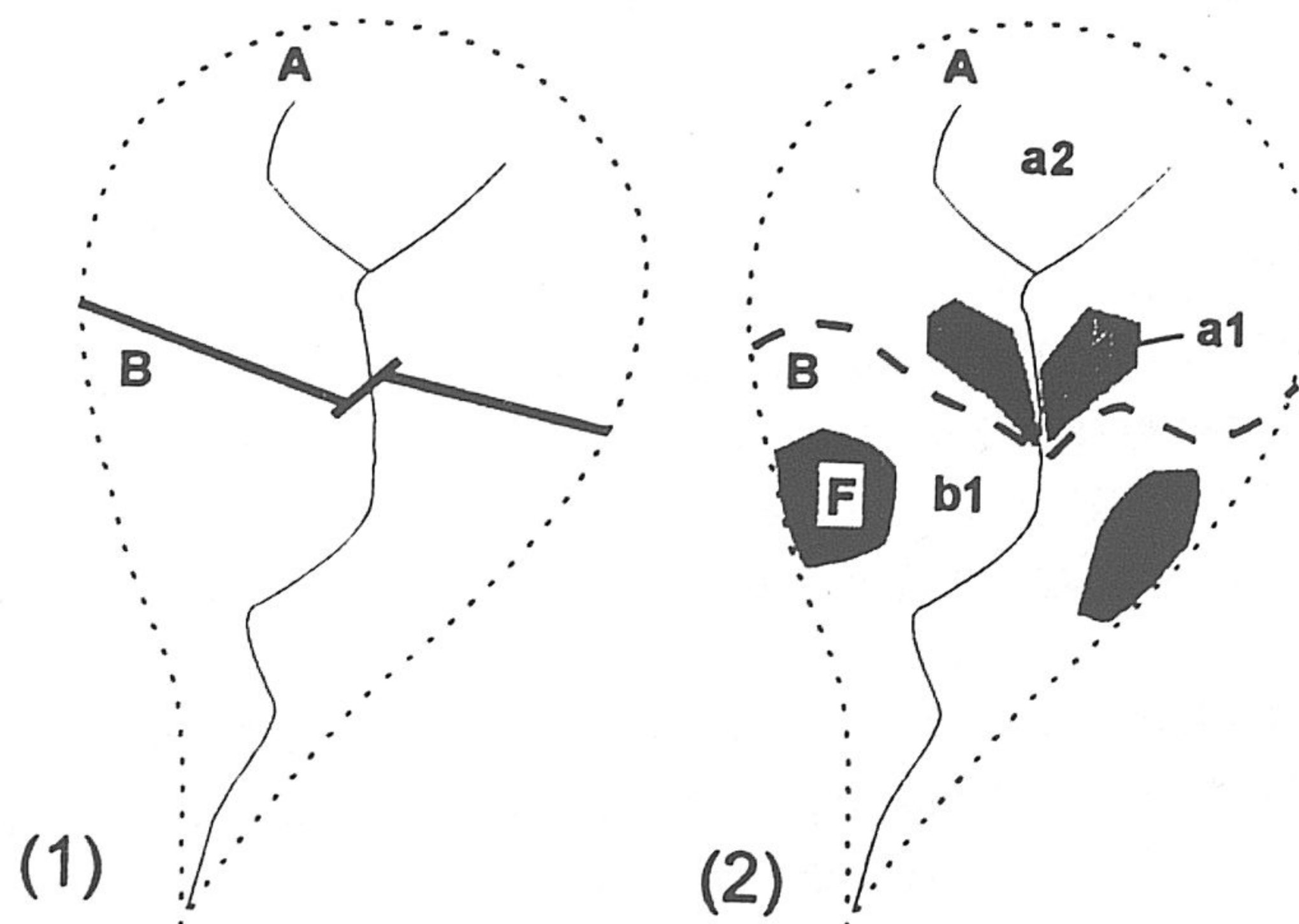
Un *grupo de segmentos* es una porción de terreno (por ejemplo, una subcuenca) que está sometido a unas condiciones climáticas determinadas (precipitación, evaporación, etc.) y que está representado, según la finalidad de la modelización, por un conjunto de series temporales. Además, se tiene en cuenta que todo el terreno de un grupo de segmentos manifestaría una respuesta hidrológica homogénea si tuviera el mismo uso del suelo. Para

realizar esta suposición según el orden anterior, las características del suelo deben ser razonablemente homogéneas (o similares) para todo el área del grupo de segmentos. Posteriormente, los grupos se dividen en segmentos (o "unidades hidrológicas"), en que cada uno de los cuales representa un uso de suelo distinto.

Para aclarar los conceptos anteriores podría servir el esquema de la figura 54. En dicho esquema se supone que la cuenca tiene las mismas condiciones meteorológicas y, por tanto, no necesita una primera división en función de estas condiciones; no obstante, afloran dos tipo de materiales: micasquistos y calizo-dolomías, separados por un contacto geológico, lo que implica una división preliminar de dicha cuenca en dos grupos de segmentos A y B (figura 54). Además, es necesario en este caso hacer un ajuste del límite que separa los dos tipos de material A y B para que coincida con el área de contribución de cada uno de ellos respecto a un tramo determinado del curso de agua en cuestión (dada la necesidad de determinar la superficie de cada segmento, como etapa posterior).

En el grupo A existen parcelas de cultivo (hortalizas, por ejemplo) y el resto del área está cubierta por vegetación más o menos desarrollada (pastos y otras especies similares). El total del área del grupo B esta cubierta por vegetación poco desarrollada, excepto una parte cubierta de bosque. Por consiguiente el grupo A se divide en dos segmentos:  $a_1$ , que incluye toda el área cultivada y  $a_2$ , que está formado por el resto del área del mismo grupo. En cuanto al grupo B, se puede considerar como un sólo segmento ( $b_1$ ), con un porcentaje de forestación (expresado como parámetro). Finalmente, en la división hemos tenido tres segmentos distintos a los que se le asigna un conjunto de parámetros dado, característico de cada uno de ellos ( $a_1$ ,  $a_2$  y  $b_1$ ).

En el sector alto de la cuenca del Guadalfeo el proceso de segmentación ha sido desarrollado, con descripción detallada, tal como viene en los epígrafes siguientes.



*Figura 54. Esquema de segmentación de una supuesta cuenca modelizada; 1: división preliminar en dos grupos de segmentos; 2: división de cada grupo en sus segmentos correspondientes.*

### 2.3.2. Grupos de segmentos del sector estudiado

Normalmente y respecto a la variabilidad meteorológica, el sector alto de la cuenca del río Guadalfeo se puede dividir, a gran escala, en tres grupos de segmentos, en función de las informaciones obtenidas de las curvas de isoyetas e isotermas de un largo período considerado (1955/56-1984/85). Desde el punto de vista litológico, en el mismo sector se diferencian tres tipos: a) micasquitos, cuarcitas y filitas; b) calizas, dolomías y mármoles; c) formaciones terciarias y cuaternarias.

Nº	N.I.	ESTACIÓN	ALTITUD	LATITUD	LONGITUD	PERÍODO
1	10	Narila	960	36°57'22" N	03°10'40" W	1986/87-1990/91
2	55	Pampaneira	960	36°56'30" N	03°21'50" W	1986/87-1993/94
3	97	Lanjarón	620	36°55'30" N	03°28'20" W	1988/89-1993/94
4	98	Restábal	470	36°55'59" N	03°34'43" W	1988/89-1992/93
5	101	Órgiva	300	36°53'10" N	03°24'48" W	1988/89-1992/93
6	*	La Magara	1250	37°02'27" N	03°30'35" W	-
7	*	Trevélez	1420	36°59'53" N	03°16'48" W	-
8	**	Dúrcal	910	37°01'33" N	03°32'48" W	-
9	**	Trevélez	1110	36°56'53" N	03°16'15" W	-

Notas: N.I. número de identificación según la Confederación Hidrográfica del Sur de España; \*: estación de aforos (en proyecto); \*\*: punto de posible trasvase

Tabla 34. Estaciones de aforos, con sus correspondientes períodos de registro, y puntos de posible trasvase, usadas para determinar las subcuencas simuladas (figura 53).

Como resultado de la situación de las estaciones de aforo (tabla 34), situadas en un punto determinado en los cursos de agua principales de la cuenca del Guadalfeo, y la posibilidad de elegir en cada caso una estación pluviométrica con un registro largo de datos y representativa de cada área, he considerado oportuno realizar una división del sector simulado en siete grupos de segmentos que corresponden a las subcuencas siguientes: 1º Cádiar (A), 2º Trevélez (B y B'), 3º Poqueira (C), 4º Órgiva (D), 5º Lanjarón (E), 6º Dúrcal (F y F') e 7º Izbora (G). En la figura 53 se muestran los límites de cada subcuenca

en relación con la localización geográfica de las estaciones de aforo correspondientes, mientras que en la tabla 35 se recoge un resumen de los datos meteorológicos finales asignados, como conjuntos de datos, a cada subcuenca considerada.

TIPO DE DATOS	FUENTE DE LOS REGISTROS DE LOS DE DATOS METEOROLÓGICO						
	A (Cádiar)	B (Trevélez)	C (Poqueira)	D (Órgiva)	E (Lanjarón)	F (Dúrcal)	G (Izbor)
PRECIPTACIÓN	Bérchules/ Trevélez/ Cádiar	Trevélez/ Pitres/ Bérchules	Poqueira/ Pitres/ Capileira	Torvizcón/ Cádiar/ Órgiva	Arquilla/ Lanjarón/ Soportújar	Dúrcal P./ Nigüelas	Dúrcal C./ Nigüelas
EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL	Lanjarón/ Órgiva	Lanjarón/ Órgiva	Lanjarón/ Órgiva	Lanjarón/ Órgiva	Lanjarón/ Órgiva	Padul/ Lanjarón/ Dúrcal C./ Órgiva	Padul/ Lanjarón/ Dúrcal C./ Órgiva
TEMPERATURA DEL AIRE	Soportújar/ Arquilla/ Posturas	Soportújar/ Arquilla/ Posturas	Soportújar/ Arquilla/ Posturas	Cádiar/ Lanjarón	Arquilla/ Soportújar/ Posturas	Dúrcal C./ Padul	Dúrcal C./ Padul
VELOCIDAD DEL VIENTO	IRAM	IRAM	IRAM	IRAM	IRAM	IRAM	IRAM
RADIACIÓN SOLAR	Arquilla	Arquilla	Arquilla	Arquilla	Arquilla	Arquilla	Arquilla
PUNTO DE ROCÍO	Soportújar/ Arquilla/ Posturas	Soportújar/ Arquilla/ Posturas	Soportújar/ Arquilla/ Posturas	Cádiar/ Lanjarón	Arquilla/ Soportújar/ Posturas	Dúrcal C./ Padul	Dúrcal C./ Padul

Nota: en caso de utilizar más de una estación, el registro principal de datos ha sido tomado de la primera estación que viene en la tabla.

Tabla 35. Resumen de los conjuntos de datos meteorológicos utilizados para representar las subcuencas simuladas.

En dos de las subcuencas considerados (caso de Trevélez y Dúrcal) el punto de desagüe será una estación de aforos en proyecto "opción a" y/o un lugar de posible trasvase "opción b", como muestra la figura 53. Además, en las subcuencas de Cádiar, Trevélez, Poqueira y Lanjarón no ha sido necesario un ajuste de los límites de cada subcuenca basado en la distribución espacial de los suelos. La mayor parte del área de las subcuencas anteriores está cubierta por rocas metamórficas y suelos generados de formaciones cristalinas (micasquistos y cuarcitas), por ello, la segmentación final en las mencionadas subcuencas depende más del uso del suelo en lugar de las características del mismo.

Sin embargo, en el caso de las subcuencas de Dúrcal y Órgiva e Izbor, la división preliminar ha sido basada en criterios de tipo de suelo, que al mismo tiempo esta muy relacionada con el aprovechamiento del mismo. A gran escala, se pueden distinguir cinco litologías diferentes: a) micasquistos y cuarcitas; b) filitas y esquistos cuarcíticos; c) calizas, dolomías y mármoles; d) formaciones terciarias y cuaternarias; e) turbera. Además, y desde el punto de vista hidrogeológico, los tipos litológicos se pueden diferenciar posteriormente, debido a su grado de alteración que afecta a la conducción hidráulica y sobre todo en el caso del tipo (d), donde se han distinguido varias formaciones acuíferas; todo ello hay que tenerlo en cuenta a la hora de estimar los parámetros relacionados con la infiltración.

Generalmente, los tipos de suelo generados a partir de las formaciones litológicas mencionadas no están bien desarrollados, sobre todo en las zonas más elevadas del sector simulado. Sin embargo, cada tipo de suelo condiciona (o está relacionado) con la vegetación y la clase de aprovechamiento al que está sometido; esta situación ayuda en la división de cada grupo en sus segmentos correspondientes.

### 2.3.3. División de los grupos en segmentos

La subdivisión final de las subcuencas en segmentos, o "*unidades hidrológicas*", de terreno permeable (PLSs) y/o impermeable (ILSs) se basa en el uso del suelo. En el sector alto de la cuenca del Guadalfeo, la escorrentía procedente de los pueblos y zonas urbanas (que se consideran terrenos impermeables y que representan menos del 1 % del total del área) no se considera un aporte de agua significativo en comparación con el resto del área; por ello, esta posibilidad se descarta.

Por otro lado, la mayor parte del área simulada está ocupada por pastos poco desarrollados, pastizales, matorrales, árboles frutales y espacios forestales; aproximadamente, sólo en el 10% del total del área donde se practica cultivo de regadío. Como resultado, sólo se aplican las diferencias en el uso del suelo y en las prácticas agrícolas a la hora de dividir cada subcuenca en múltiples segmentos del tipo permeable.

En cuanto al área de cultivo de regadío, está formada casi en su totalidad por huertas, cultivos herbáceos, olivares, árboles frutales y choperas. En este sector hay que tener en cuenta los efectos del arado del terreno y el riego sobre los parámetros de infiltración y la humedad del suelo. Otros efectos pueden ser las aplicaciones de fertilizantes y pesticidas en las áreas de regadío sobre la calidad del agua y posibles focos de contaminación. Pero debido a que el objetivo de esta memoria es tratar los recursos hídricos desde el punto de vista cuantitativo y a que el porcentaje de áreas de cultivo respecto a la superficie total simulada es muy pequeño, he tenido en cuenta estos efectos.

A partir de los mapas de cultivo y aprovechamiento a escala 1:50.000 que cubren el sector estudiado (Ministerio de Agricultura, 1975) y el mapa de forestación de España (MAPA, 1991), he obtenido la información necesaria para distinguir los tipos de vegetación existentes, siempre de acuerdo con la litología y las características del suelo correspondientes. En el caso de las subcuencas de Cádiar, Trevélez, Poqueira, Lanjarón y Dúrcal se han diferenciado *dos tipos de vegetación*: a) pastizales (lastonar) y matorrales poco desarrollados, con zona de desierto rocoso en las cumbres, sin ningún tipo de masa forestal; b) matorral denso, lasto-erial, lasto-mato-erial y especies arbóreas poco desarrollada (como el encinar) en las zonas bajas, con masas forestales en su mayoría compuestas de coníferas y quercus mixto.

Como he mencionado anteriormente, las cuencas pueden modelizarse de modo global o pueden subdividirse. Generalmente, *las cuencas se modelizan globalmente cuando la altitud es menor a 1500 m.* (OMM, 1975); dada la gran diferencia de altitud que existe en el sector estudiado, en este trabajo ha sido oportuno dividir el sector en dos zonas de altitud.

En el presente trabajo las subcuencas de Cádiar, Trevélez, Poqueira, Lanjarón y Dúrcal fueron modelizadas como *dos zonas altitudinales* divididas por la supuesta línea de nieve situada aproximadamente a la cota 2200 m. Cada zona altitudinal de dichas subcuencas se ha considerado, inicialmente, como un segmento. Esta división se apoya también en un cambio en la cubierta vegetal, debido a que alrededor de la cota 2200 m se observa un cambio claro en el tipo de vegetación natural, pasándose de un desierto rocoso (en la cumbres de Sierra Nevada) con lastonar en zonas más bajas hasta llegar a matorral denso, lastonar, erial, pastizales y otras especies más desarrolladas. Más tarde, y debido también a la diferencia de altitud entre la línea de 2200 y la de las cumbres de Sierra Nevada, he considerado adecuado dividir el sector por encima de la línea de innivación en dos segmentos, cada uno con sus características propias relacionadas con cada subcuenca.

En cuanto a *las áreas de cultivo del regadío en dichas subcuencas*, éstas se han considerados como segmentos aislados dentro de cada subcuenca, sin diferenciar el tipo de cultivo y la práctica seguida en cada caso, debido a que la mayor parte de estas áreas está formada por suelos similares, generados a partir de micasquitos y rocas cristalinas. Sin embargo, en la subcuenca de Dúrcal, he determinado otro segmento (tabla 36) que incluye un área en la que aflora una formación calizo-dolomítica muy fracturada cubierta totalmente de bosque (coníferas) bien desarrollado, de mediana altura. La figura 55 muestra cada grupo de segmentos que forma una subcuenca determinada, tal como lo requiere el proceso de modelización.

Una vez establecida estas consideraciones, el resultado final de esta etapa y la numeración de los segmentos modelizados de cada subcuenca mencionada anteriormente viene a continuación:

- 1<sup>a</sup>) Subcuenca del río Cádiar (A): incluye 4 segmentos, como muestra la figura 56;
- 2<sup>a</sup>) Subcuenca del río Trevélez (B y B'): incluye 4 segmentos, tanto en su opción "a" como en la "b" (figura 57);
- 3<sup>a</sup>) Subcuenca del río Poqueira (C): también, está dividida en cuatro segmentos (figura 58);
- 4<sup>a</sup>) Subcuenca del río Lanjarón (E): incluye 4 segmentos (figura 59);
- 5<sup>a</sup>) Subcuenca del río Dúrcal (F y F'): incluye 5 segmentos, tanto en su opción "a" como en la "b" (figura 60).

GRUPOS DE SEGMENTOS	PLS#	CARACTERÍSTICAS		
		Meteorológicas *	Tipo del suelo	Uso del suelo
A (Cádiar)	1	conjunto de datos A	micasquistos y suelo bien desarrollado	cultivo de regadío
	2	conjunto de datos A	micasquistos y suelo desarrollado	matorral denso desarrollado, pastizal y otros
	3	conjunto de datos A	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
	4	conjunto de datos A	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
B (Trevélez), opción a y b	1	conjunto de datos B	micasquistos y suelo bien desarrollado	cultivo de regadío
	2	conjunto de datos B	micasquistos y suelo desarrollado	matorral denso desarrollado, pastizal y otros
	3	conjunto de datos B	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
	4	conjunto de datos B	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
C (Poqueira)	1	conjunto de datos C	micasquistos y suelo bien desarrollado	cultivo de regadío
	2	conjunto de datos C	micasquistos y suelo desarrollado	matorral denso desarrollado, pastizal y otros
	3	conjunto de datos C	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
	4	conjunto de datos C	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
D (Órgiva)	1	conjunto de datos D	terciarios y cuaternarios, bien desarrollado	cultivo de regadío
	2	conjunto de datos D	calizo-dolomíticos, suelo pobre	garriga media degradada
	3	conjunto de datos D	calcoesquistos, filitas y cuarcitas; suelo poco desarrollado	cultivo de secano, matorral mixto
	4	conjunto de datos D	micasquistos y suelo desarrollado	cultivo de secano y matorral mixto
E (Lanjarón)	1	conjunto de datos E	micasquistos y suelo bien desarrollado	cultivo de regadío
	2	conjunto de datos E	micasquistos y suelo desarrollado	matorral denso desarrollado, pastizal y otros
	3	conjunto de datos E	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
	4	conjunto de datos E	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
F (Dúrcal), opción a y b	1	conjunto de datos F	calizo-dolomíticos, suelo pobre	quercus y pino pinaster
	2	conjunto de datos F	micasquistos y suelo desarrollado	matorral denso, lastonar mixto y garriga
	3	conjunto de datos F	micasquistos y suelo desarrollado	cultivo de regadío
	4	conjunto de datos F	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
	5	conjunto de datos F	micasquistos y suelo poco desarrollado	desierto rocoso, lastonar y matorral mixto
G (Izbor)	1	conjunto de datos G	materiales cuaternarios	cultivo de regadío
	2	conjunto de datos G	turbera	cultivo de regadío
	3	conjunto de datos G	materiales terciarios	matorral mixto y cultivo de secano
	4	conjunto de datos G	calizo-dolomíticos, suelo pobre	matorral mixto y pino halepensis
	5 **	conjunto de datos G	formaciones terciarias	matorral de mosaico irregular y cultivo de secano
	6 **	conjunto de datos G	calizo-dolomíticos, suelo pobre	matorral mixto de talla media, coníferas

Nota: # nº de los segmentos; \* ver la tabla 35 para la descripción de los datos meteorológicos; \*\*: segmento situado fuera del área, pero con descarga subterránea dentro de ella

Tabla 36. Resumen de la segmentación final del sector simulado con las características de cada segmento.

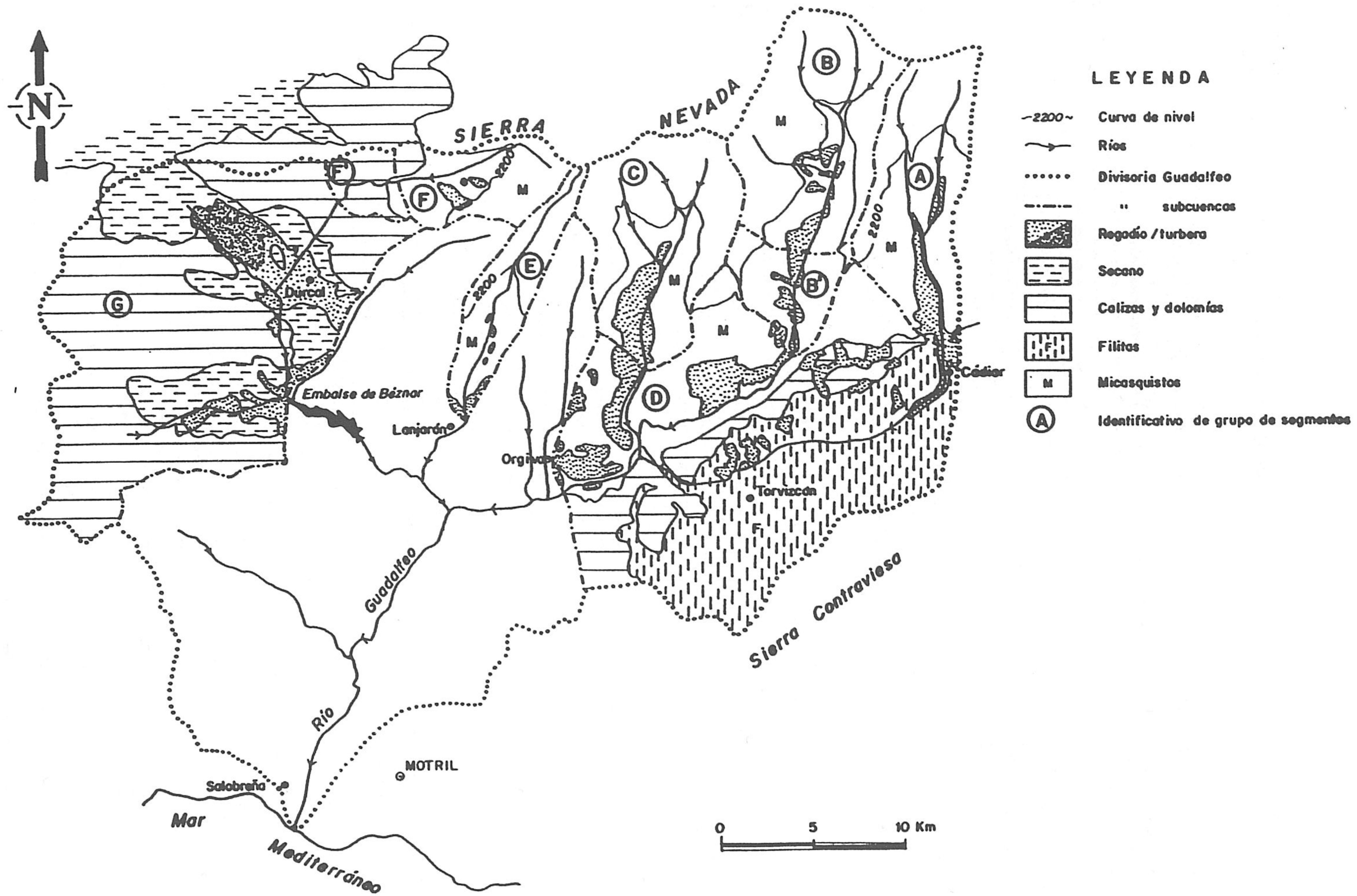


Figura 55. Segmentación final del sector simulado en grupos de segmentos.



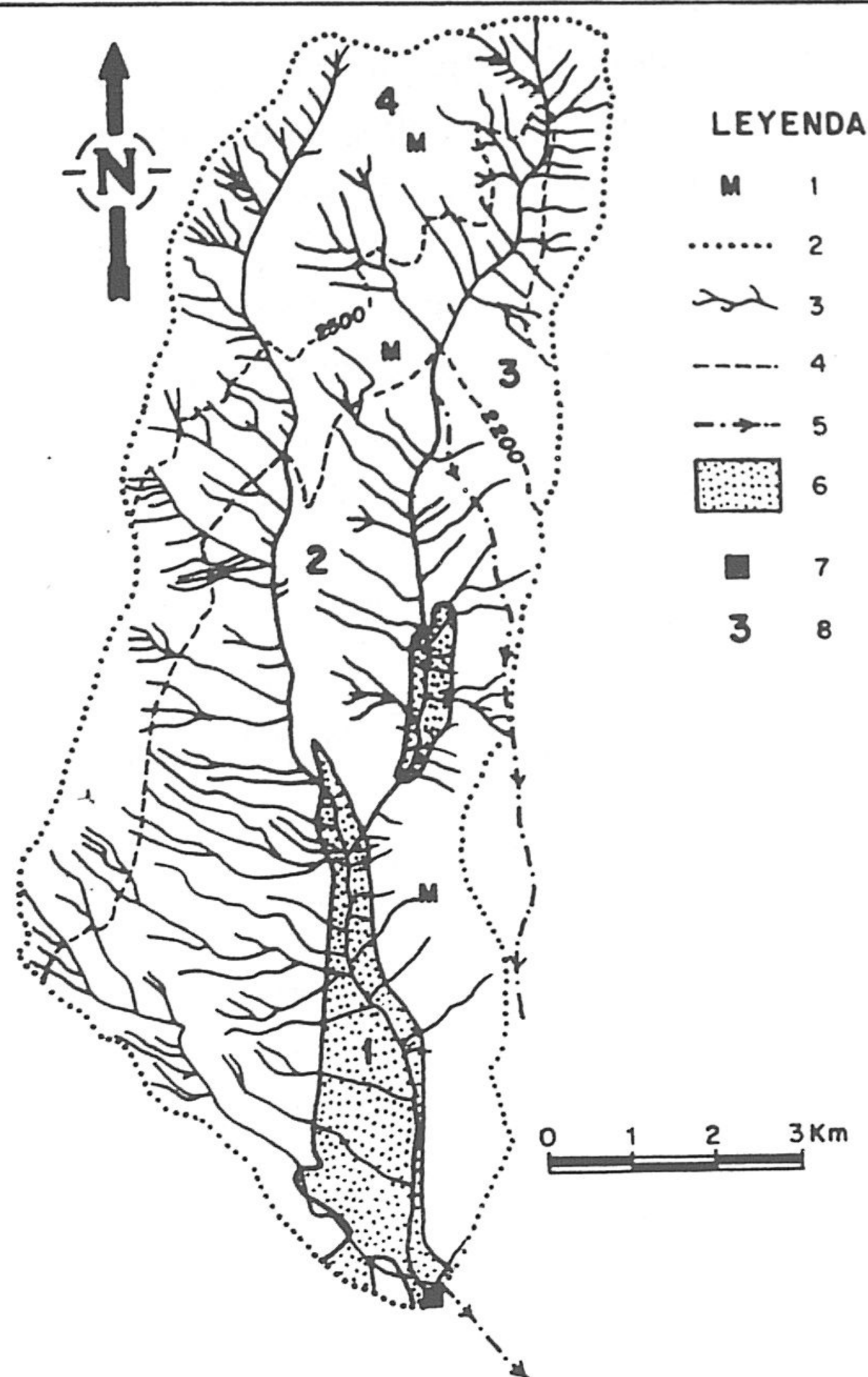
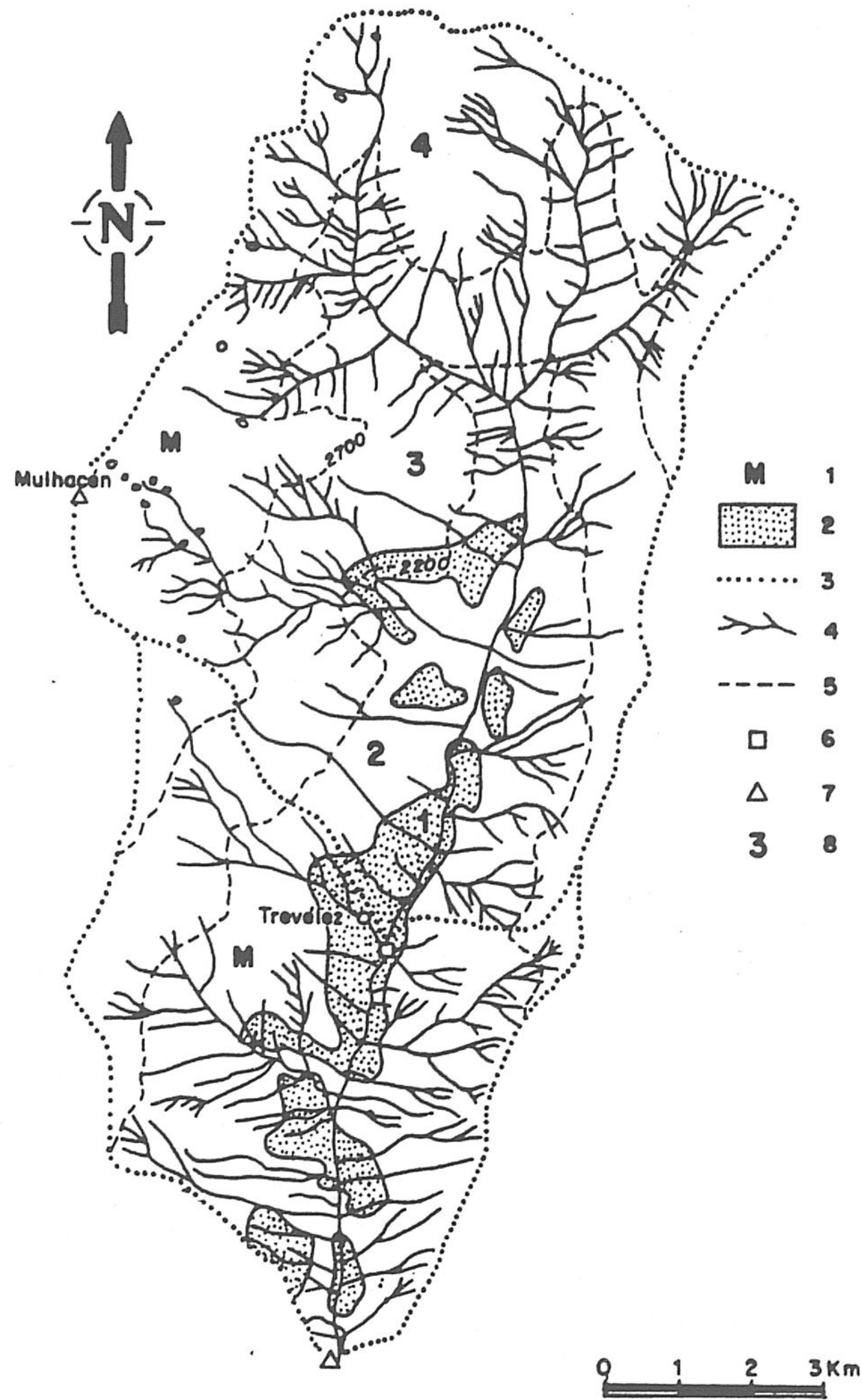


Figura 56. Esquema litológico, red de drenaje y división en segmentos de la cuenca vertiente del río Cádiz. 1: Micasquitos; 2: divisoria hidrográfica; 3: red de drenaje; 4: curva de nivel; 5: acequia; 6: áreas de cultivos; 7: estación de aforos de Narila; 8: número de segmento.

En el caso de la subcuenca de Órgiva (D) su división final en segmentos ha sido la siguiente: el primer segmento incluye materiales terciarios y cuaternarios donde se practica el cultivo de regadío; el segundo está compuesto de materiales calizo-dolomíticos (de los mantos Alpujárrides), con vegetación poco desarrollada, cubierto en su mayoría de bosques y arboleda (sobre todo coníferas) con talla mayor de 7 m.; el tercer segmento está formado por suelos generados a partir de calcoesquitos, filitas y cuarcitas, con cultivo de secano (vid y árboles de secano, como almendro); el cuarto segmento incluye el área situada al Norte del curso del río Guadalfeo y está compuesto por suelo generado a partir de micasquitos, con vegetación bien desarrollada mezcla de pastizales y matorrales (figura 61).

Por otro lado, la subcuenca de Izbor (G) se ha dividido también en cuatro segmentos que son los siguientes: 1º) formado por áreas de cultivo de regadío, sin diferenciar el tipo del suelo, aunque la mayor parte de este último lo constituye formaciones cuaternarias; 2º) contiene la turbera que ocupa la depresión de Padul, debido a las características particulares de este tipo de terreno, y prácticamente toda el área está cubierta por cultivos de regadío; 3º) lo constituyen las parcelas de terreno de materiales terciarios en su mayoría y que están

cubiertas por matorrales mixtos con algunos cultivos agrícola de secano; 4º) casi en su totalidad está formado por materiales calizo-dolomíticos (del manto del Trevenque), y gran parte de su área está cubierta por masas forestales (coníferas bien desarrolladas) y en menor medida por matorral y otro tipo de especies no arbóreas (ver figura 62). Sin embargo, en la subcuenca anterior (G) ha sido imprescindible, para una simulación correcta, introducir la modelización de un sector situado fuera de los límites de dicha subcuenca (figura 62) cuya descarga subterránea está localizada dentro de la subcuenca del Izbor, y que se encuentra relacionada precisamente con el segmento nº 2 (depresión de Padul).



*Figura 57. Esquema litológico, red de drenaje y división en segmentos de la cuenca vertiente del río Trevélez. 1: Micasquitos; 2: áreas de cultivos; 3: divisoria hidrográfica; 3: red de drenaje; 4: curva de nivel; 5: estación de aforos propuesta "Trevélez"; 6: punto de trasvase; 7: número de segmento.*

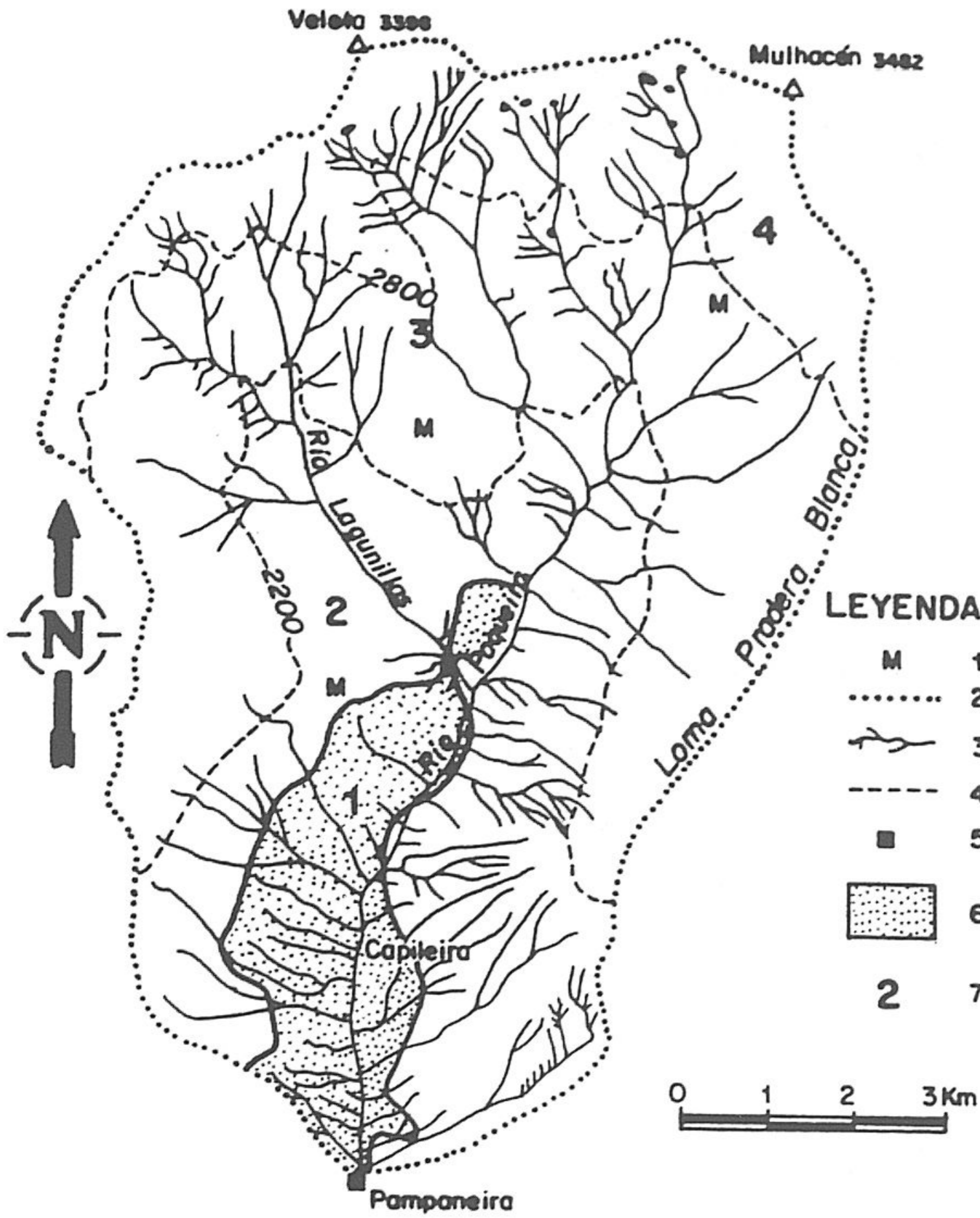
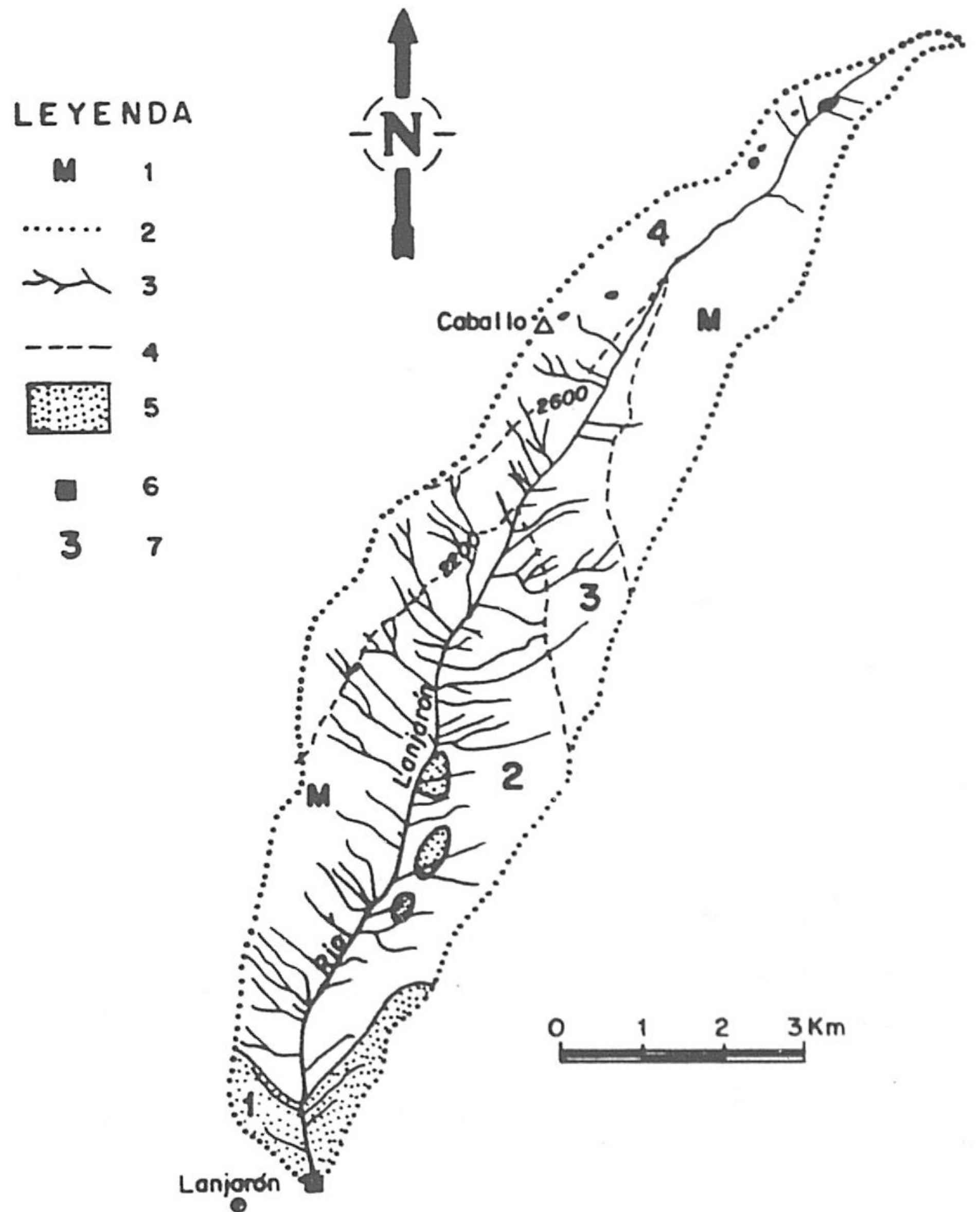


Figura 58. Esquema litológico, red de drenaje y división en segmentos de la cuenca vertiente del río Poqueira. 1: Micasquistos; 2: divisoria hidrográfica; 3: red de drenaje; 4: curva de nivel; 5: estación de aforos de Pampaneira; 6: áreas de cultivos; 7: número de segmentos.

Figura 59. Esquema litológico, red de drenaje y división en segmentos de la cuenca vertiente del río Lanjarón. 1: Micasquistos; 2: divisoria hidrográfica; 3: red de drenaje; 4: curva de nivel; 5: áreas de cultivos; 6: estación de aforos de Lanjarón; 7: número de segmento.



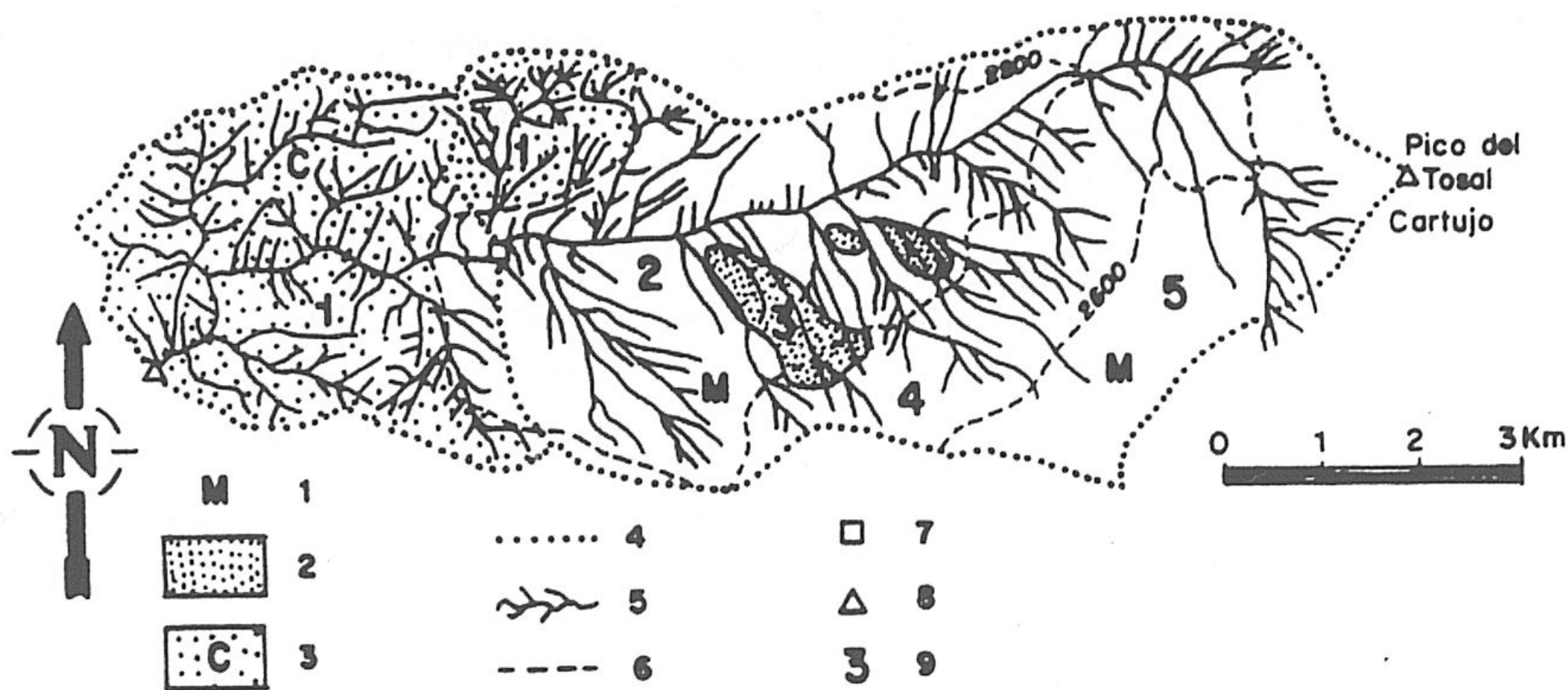


Figura 60. Esquema litológico, red de drenaje y división en segmentos de la cuenca vertiente del río Dúrcal. 1: Micasquistos; 2: áreas de cultivos; 3: formación carbonatada; 4: divisoria hidrográfica; 5: red de drenaje; 6: curva de nivel; 7: estación de aforos propuesta "La Magara"; 8: punto de trasvase; 9: número de segmento.

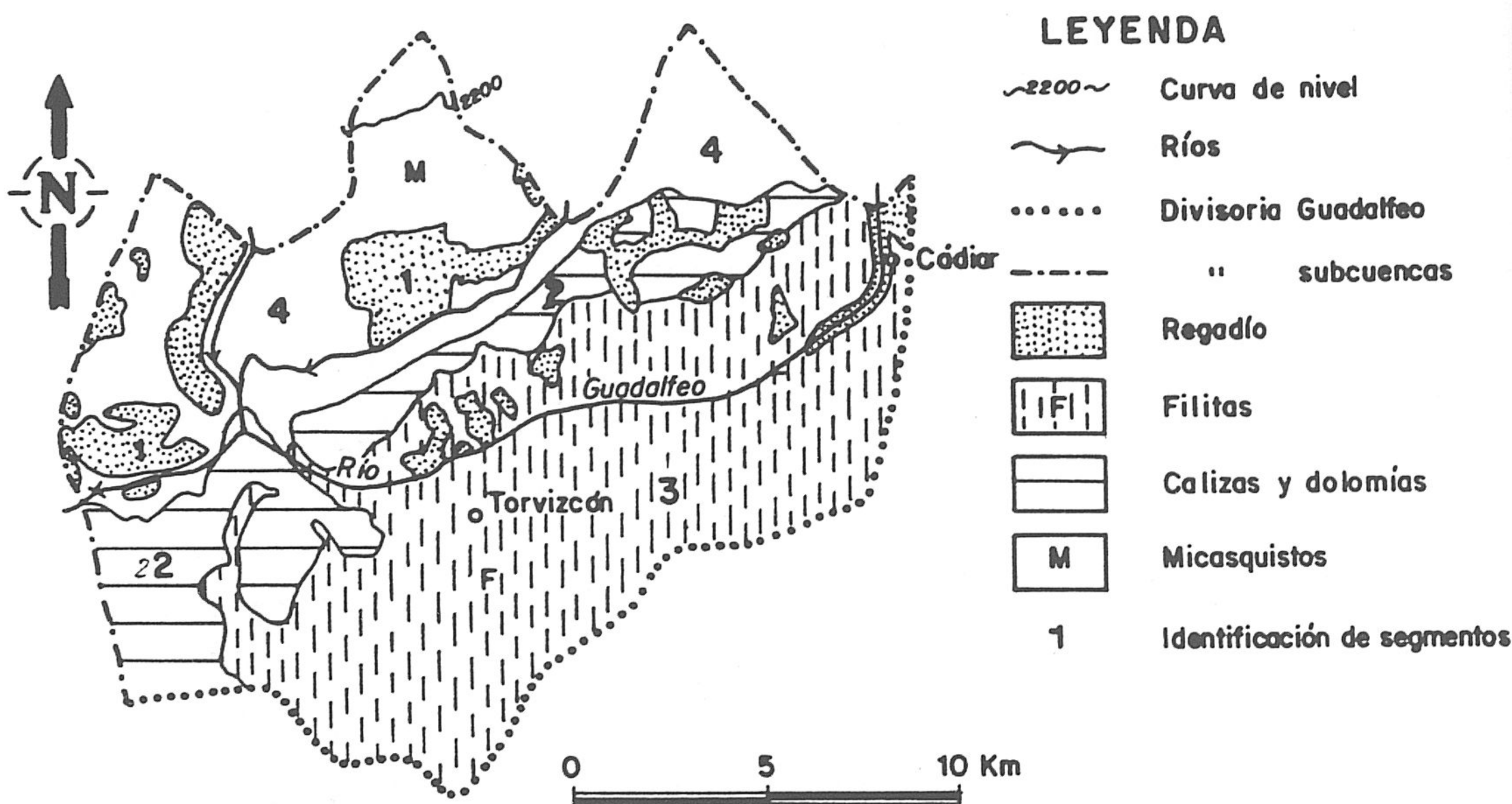


Figura 61. Esquema litológico y división en segmentos de la cuenca media del río Guadalfeo en "Órgiva".

Dicho sector se ha dividido, en función de sus características y el uso del suelo, en dos segmentos: el primero, que incluye toda el área formada por materiales terciarios y vegetación formada de matorrales de mosaico irregular, y que he definido como segmento 5º; y el segundo, formado por la prolongación de los materiales calizo-dolomíticos (mantos Alpujárrides) y cubierto por bosques (coníferas) en más del 70 % y por matorral mixto de talla media; éste ha sido asignado como segmento 6º (figura 62) de la subcuenca de Izbor.

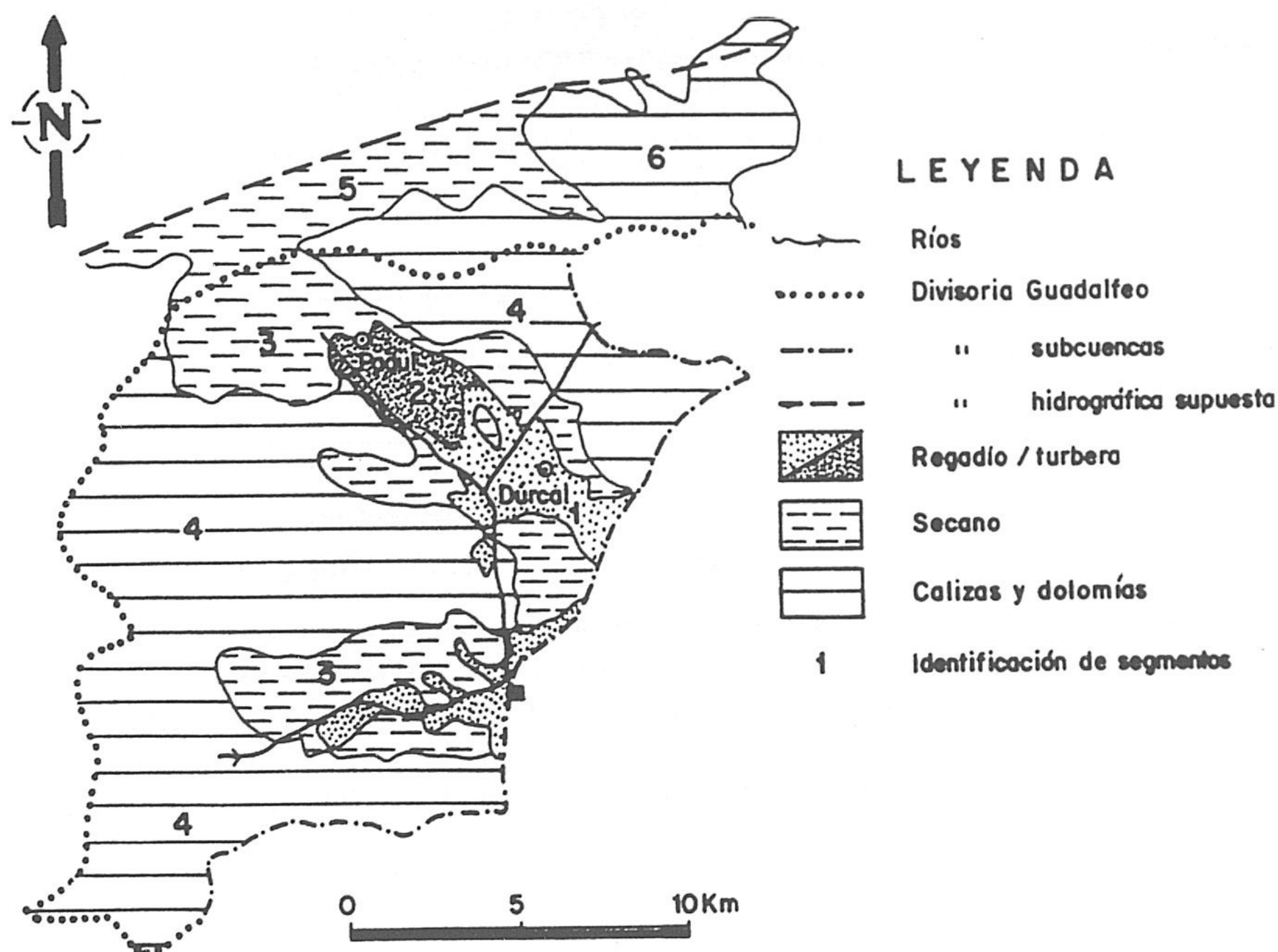


Figura 62. Esquema litológico y división en segmentos de la cuenca media del río Izbor en "Restábal".

#### 2.3.4. Definición de las áreas de contribución de cada segmento

Ha de tenerse en cuenta un número determinado de factores en cuenta a la hora de tomar la decisión sobre cuando hay que considerar los distintos usos del suelo como segmentos y, en ese caso, cuantos tener en cuenta. Es necesarios en ese sentido, considerar lo siguiente:

- El esfuerzo y la complejidad que necesita la modelización con respecto al tiempo permitido para el estudio.
- El grado de precisión espacial, en cuanto a la división preliminar del área se refiere, requerido para contestar a los objetivos del estudio.
- El número de grupos de segmentos necesarios para representar las diferencias existentes en las condiciones meteorológicas, topográficas y litológicas.
- El grado de heterogeneidad del uso del suelo dentro de cada grupo.
- Disponibilidad de datos reales que servirán como base de la división de los grupos en segmentos (PLSs) deseados.

Debido a la peculiaridad del sector estudiado en la cuenca y, a modo de resumen, el desarrollo de la modelización definitiva ha sido el siguiente:

*Hidrología e Hidrogeología de la cuenca del río Guadalfeo.*

GRUPO "A"	SUBCUENCA DEL RÍO CÁDIAR		
PLS	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie forestal (km <sup>2</sup> )	% de la S.F. del total del área
1	7.64	1.24	16.23
2	32.19	9.72	30.2
3	13.69	7.31	53.39
4	13.68	0.00	0.00
Total	67.2	18.27	27.19

Nota: S.F. superficie forestal en cada segmento.

GRUPO B	SUBCUENCA DEL RÍO TREVÉLEZ		
PLS	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie forestal (km <sup>2</sup> )	% de la S.F. del total del área
1	4.53	0.20	4.42
2	17.77	4.24	23.86
3	32.78	0.48	1.46
4	27.92	0.48	1.72
Total	83.00	5.40	6.50
GRUPO "B"(*)	8.33	2.42	29.05
2	36.29	16.06	44.25
3	34.45	0.65	1.89
4	29.34	0.65	2.21
Total	108.41	19.78	18.24

\*: subcuenca hasta el punto de trasvase (opción 2)

GRUPO "C"	SUBCUENCA DEL RÍO POQUEIRA		
PLS	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie forestal (km <sup>2</sup> )	% de la S. F. del total del área
1	8.89	2.97	33.41
2	25.94	9.89	38.13
3	32.41	2.68	8.27
4	13.89	0.00	0.00
Total	81.00	15.54	19.18

GRUPO "D"		SUBCUENCA DEL RÍO Órgiva	
PLS	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie forestal (km <sup>2</sup> )	% de la S. F. del total del área
1	31.13	0.59	1.89
2	43.36	8.17	19.29
3	125.85	4.50	3.57
4	61.66	19.56	31.72
Total	262	32.82	12.53

GRUPO "E"		SUBCUENCA DEL RÍO LANJARÓN	
PLS	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie forestal (km <sup>2</sup> )	% de la S. F. del total del área
1	1.96	0.46	23.45
2	16.94	6.32	36.78
3	7.33	0.00	0.00
4	8.97	0.00	0.00
Total	35.2	6.69	19.01

GRUPO "F"		SUBCUENCA DEL RÍO DÚRCAL	
PLS	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie forestal (km <sup>2</sup> )	% de la S. F. del total del área
1	2.24	2.24	100.00
2	14.23	2.39	16.79
3	1.59	0.19	11.95
4	8.86	0.00	0.00
5	7.25	0.00	0.00
Total	34.17	4.82	14.11
GRUPO "F"(*)	13.38	13.38	100.00
2	15.23	2.39	15.69
3	1.59	0.19	11.95
4	8.86	0.00	0.00
5	7.25	0.00	0.00
Total	46.31	15.96	34.46

\*: subcuenca hasta el punto de trasvase (opción 2)

GRUPO "G"	SUBCUENCA DEL RÍO IZBOR		
PLS	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie forestal (Km <sup>2</sup> )	% de la S. F. del total del área
1	22.00	0.00	0.00
2	7.34	0.00	0.00
3	58.18	0.00	0.00
4	153.17	73.07	47.71
Total	240.69	73.07	30.36
5 *	18.00	1.57	8.72
6 *	42.00	31.76	75.62

\*: área con descarga subterránea dentro de la subcuenca (figura 62)

*Tabla 37. Áreas de contribución de los segmentos de cada una de las subcuencas modelizadas, con el porcentaje de forestación correspondiente.*

1. En las subcuencas de Cádiar, Trevélez (a y b), Poqueira, Lanjarón y Dúrcal (a y b) ha sido aplicada la modelización por separado. Esto se debe a varios motivos: a) la disponibilidad de los datos de observación (medidas de caudal); b) el período de calibración y de verificación; c) creo que de esta manera es mucho más beneficioso y goza de un cierto grado de precisión a la hora de hacer una buena calibración del modelo.
2. En el caso de la subcuenca de Órgiva, han sido incorporadas en la simulación las subcuencas de Cádiar, Trevélez (opción b) y Poqueira todas ellas incluidas con su área de drenaje.
3. Lo mismo ha ocurrido en cuanto a la subcuenca de Izbor, donde se incorporó la subcuenca de Dúrcal (opción b), con su correspondiente área de drenaje.

Una vez definidos los segmentos sobre el mapa correspondiente, he calculado el área de drenaje de cada uno de ellos hasta el punto de control (estación de aforos y/o punto de trasvase). He medido, asimismo, la superficie de las masas forestales correspondiente a cada segmento, y posteriormente he estimado el porcentaje de éstas respecto a la superficie total, para que sea utilizado más tarde junto con los demás parámetros necesarios. En los cuadros de la tabla 37 se recoge toda esta información de forma detallada, obtenida a partir del mapa de forestación (MAPA, 1991) y recogido en la figura 63.



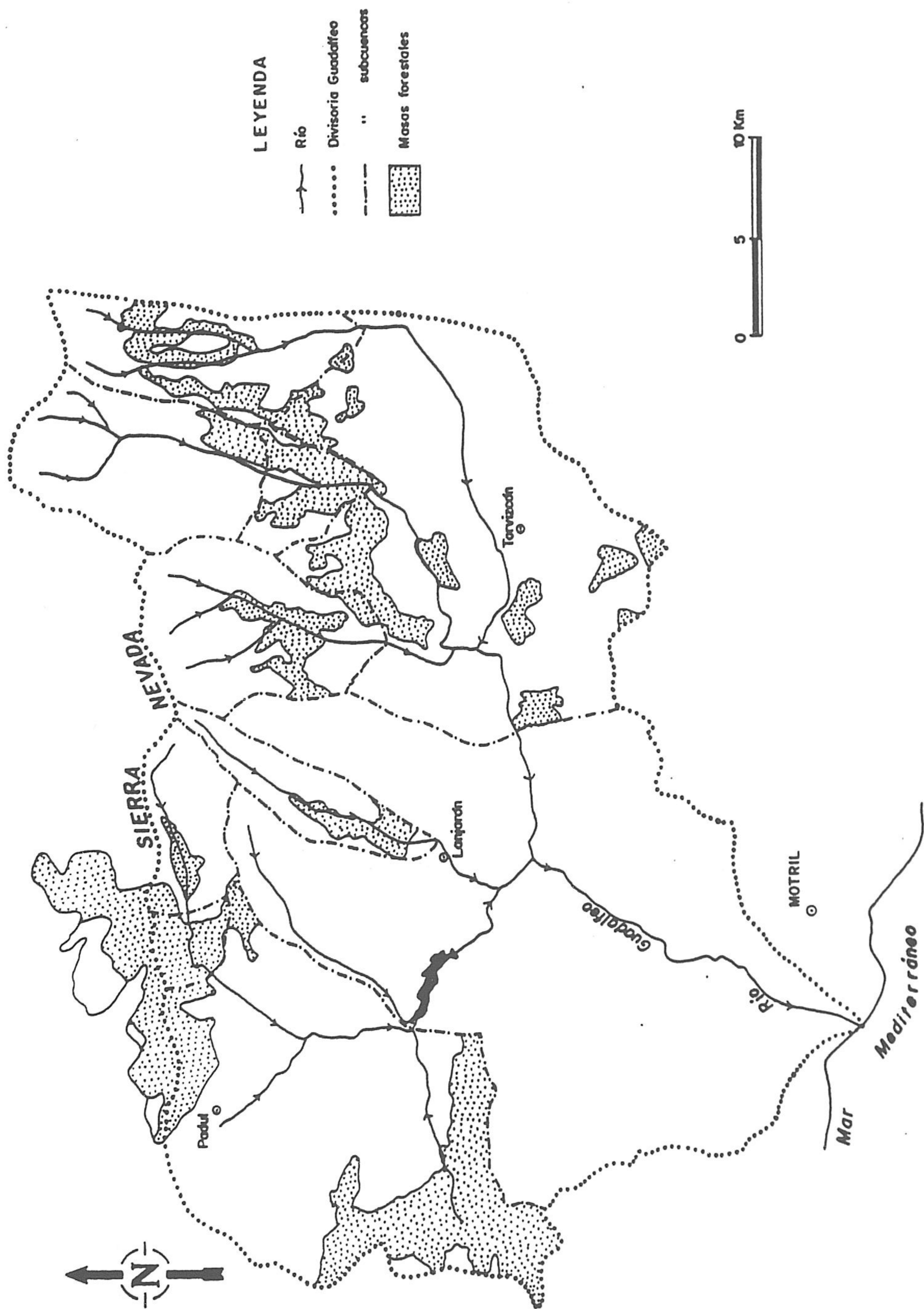


Figura 63. Masas forestales distribuidas sobre los grupos de segmentos.



## **II. PARÁMETROS DEL MODELO Y SU EVALUACIÓN**



## 1. INTRODUCCIÓN

Los parámetros utilizados por el modelo HSPF son *datos de entrada* constantes, es decir, que no sufren variación durante la ejecución del programa. Existen dos tipos de parámetros: parámetros de *control* y parámetros de *proceso*. Los parámetros de control permiten especificar el módulo que se va a utilizar, las unidades de medida, el tipo de entradas y salidas, duración del período de simulación, intervalo de cálculo, las operaciones de simulación específicas utilizadas, etc.

Los parámetros de proceso son necesarios para el módulo de aplicación "PERLND" y, en especial, para sus secciones "ATEMP", "SNOW" y "PWATER" que han sido aplicados en este estudio. Puesto que el modelo se ha utilizado en diferentes cuencas, estos últimos parámetros proporcionan el mecanismo necesario para el ajuste de la simulación en condiciones específicas: topográficas, hidrológicas, y de tipo y uso del suelo de un área particular. Dichos parámetros se dividen, a su vez, en dos tipos: 1) parámetros relacionados con las características de la cuenca; 2) parámetros calibrados, siempre en función de los datos medidos.

Generalmente, existen más que 1000 parámetros requeridos para el desarrollo de todas las secciones del programa HSPF; sin embargo, sólo un número determinado de estos parámetros es necesario para una aplicación dada. Para más detalle sobre la evaluación de los parámetros, se remite al interesado a los manuales de los Modelos ARM (Donigian *et al.*, 1978) y NPS (Donigian *et al.*, 1979). Sin embargo, de algunos parámetros de proceso especialmente interesantes para el presente estudio, se va a hacer referencia a los valores que han tomado y a su método de cálculo. Normalmente, para estimar los parámetros de proceso, hay que contar con varios tipos de datos e información necesaria, entre la que cabe mencionar los mapas topográficos, de vegetación, de aprovechamiento y uso del suelo, datos de caudal y observaciones de campo. La estimación de dichos parámetros ha de tener en cuenta las consideraciones siguientes:

A) Es difícil realizar una simulación hidrológica si los parámetros físicos del área estudiada no tienen valores razonables y no reflejan exactamente las características existentes.

B) Algunos de los parámetros pueden variar durante el año, tal como los que están relacionados con *el almacenamiento por intercepción, almacenamiento de agua "nominal" en la zona superior, la rugosidad de la superficie del terreno, la escorrentía subsuperficial y su recesión, la ETR a partir de la zona inferior, etc.* Los parámetros citados se pueden suministrar al programa de forma *mensual* para tener siempre en cuenta los posibles cambios en los valores de aquellos parámetros.

En los apartados siguientes voy a hacer referencia a los parámetros relacionados con las secciones aplicadas del módulo PERLND, especialmente desde el punto de vista fisiográfico, analizando con más detalle los parámetros de calibración en el capítulo siguiente.

## **2. SELECCIÓN E IDENTIFICACIÓN DE PARÁMETROS**

### **2.1. RELACIONADOS CON LA CORRECCIÓN DE LA TEMPERATURA**

El objetivo de esta corrección es modificar los registros de temperatura para que sean representativos de la temperatura media del aire del segmento del terreno. Existen dos parámetros para lograr este objetivo:

- \* **La diferencia de altitudes (en metros):** entre la altitud de la estación termométrica y la elevación media del segmento o del grupo de segmentos, si no existe una diferencia apreciable entre sus componentes (tabla 38).
- \* **La temperatura (°C) de dichas altitudes:** calculada según el gradiente térmico para cada segmento y correspondiente al comienzo de la simulación (en horas); este gradiente puede variar entre  $-0.55$  y  $-0.63^{\circ}\text{C}/100$  m, dependiendo de cada subcuenca.

A partir de los mapas topográficos del sector modelizado a escala 1:100.000, he elaborado las curvas hipsométricas (figura 64 y tabla 38) de los segmentos o grupos de segmentos simulados -subcuencas- para obtener la altitud media.

### **2.2. RELACIONADOS CON LA ACUMULACIÓN Y FUSIÓN DE NIEVE**

Algunos de estos parámetros se pueden estimar a partir de las características de cada segmento o, a mayor escala, de cada subcuenca modelizada, mientras que otros parámetros, que son determinantes para el deshielo, se les asigna un valor inicial, y éste último va modificándose durante el proceso de calibración.

Según las observaciones de acumulación de nieve en Sierra Nevada, dentro del programa ERHIN (MOPTMA, 1994) para los años 1989-1992, se sabe que la línea de nieve está situada alrededor de altitud de 2200 m s.n.m., lo cual constituyó uno de los criterios de división de las subcuencas A, B, C, E y F en dos franjas, por encima y por debajo de dicha línea, correspondientes a dos segmentos distintos (figura 55). Otra información obtenida de la misma fuente es la relacionada con la densidad de la nieve y el espesor de la capa nival. Estas últimas variables han sido útiles para el ajuste de la densidad y el espesor de manto nival de los años simulados y sirvieron como referencia imprescindible para el desarrollo de la simulación.

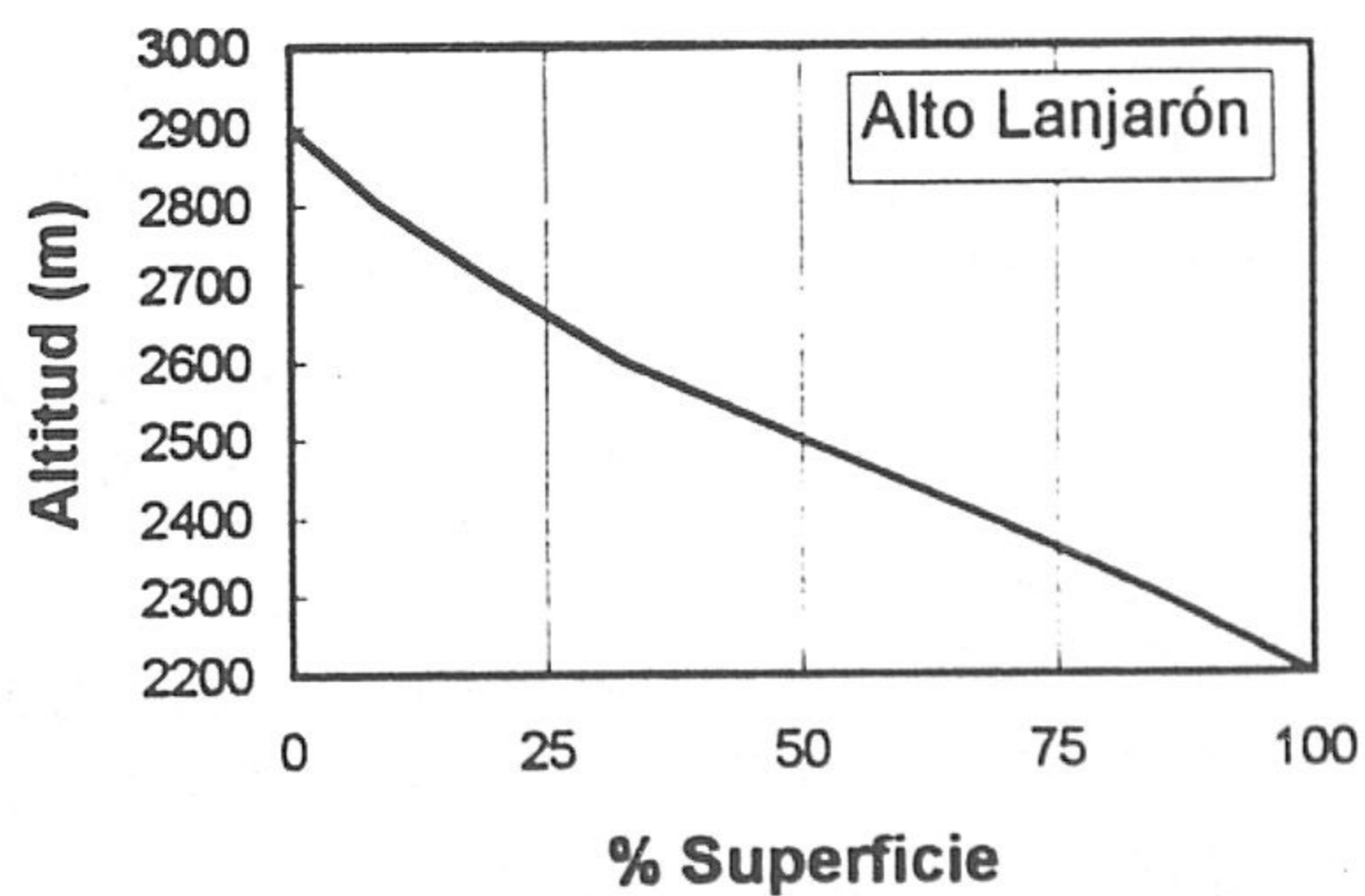
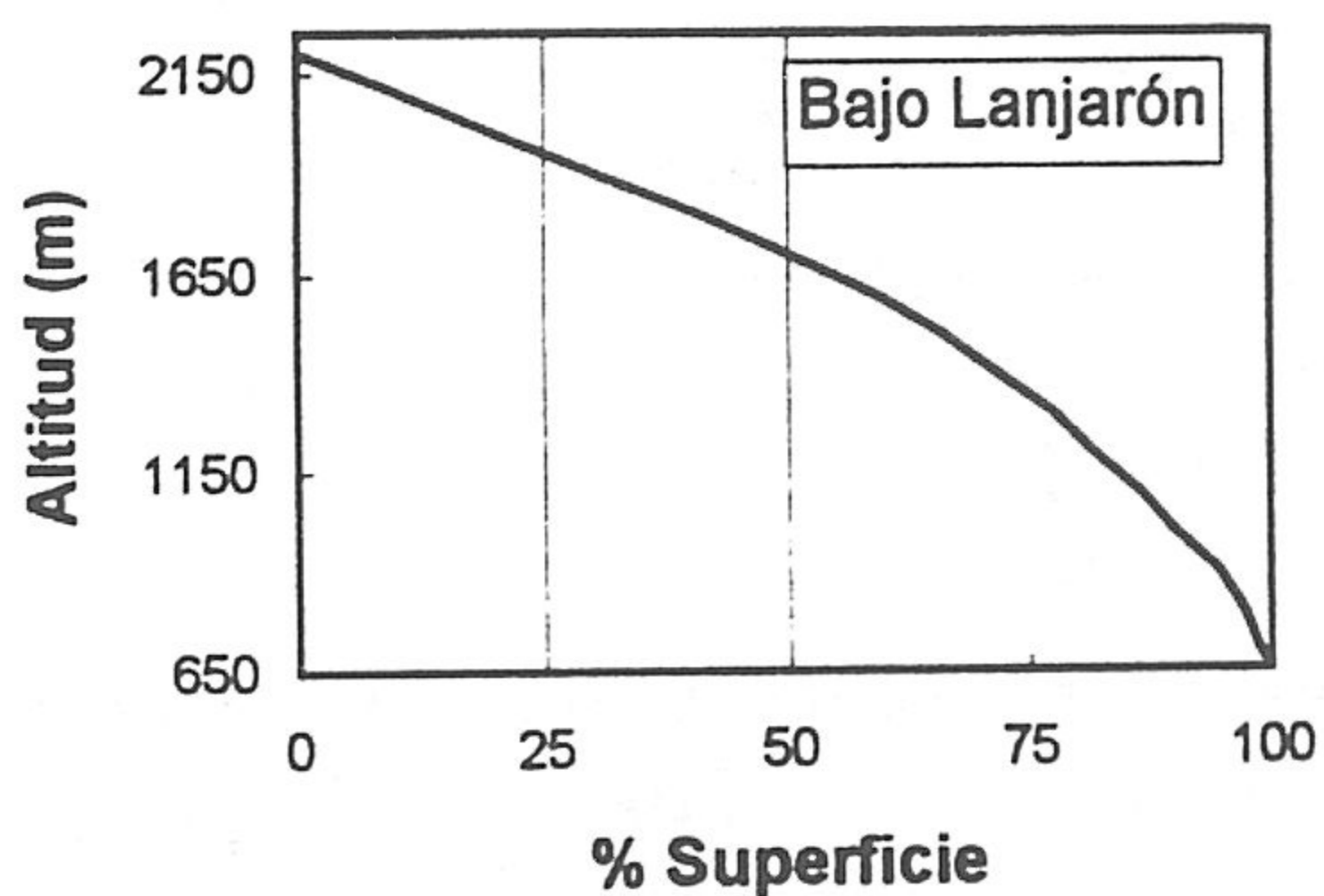
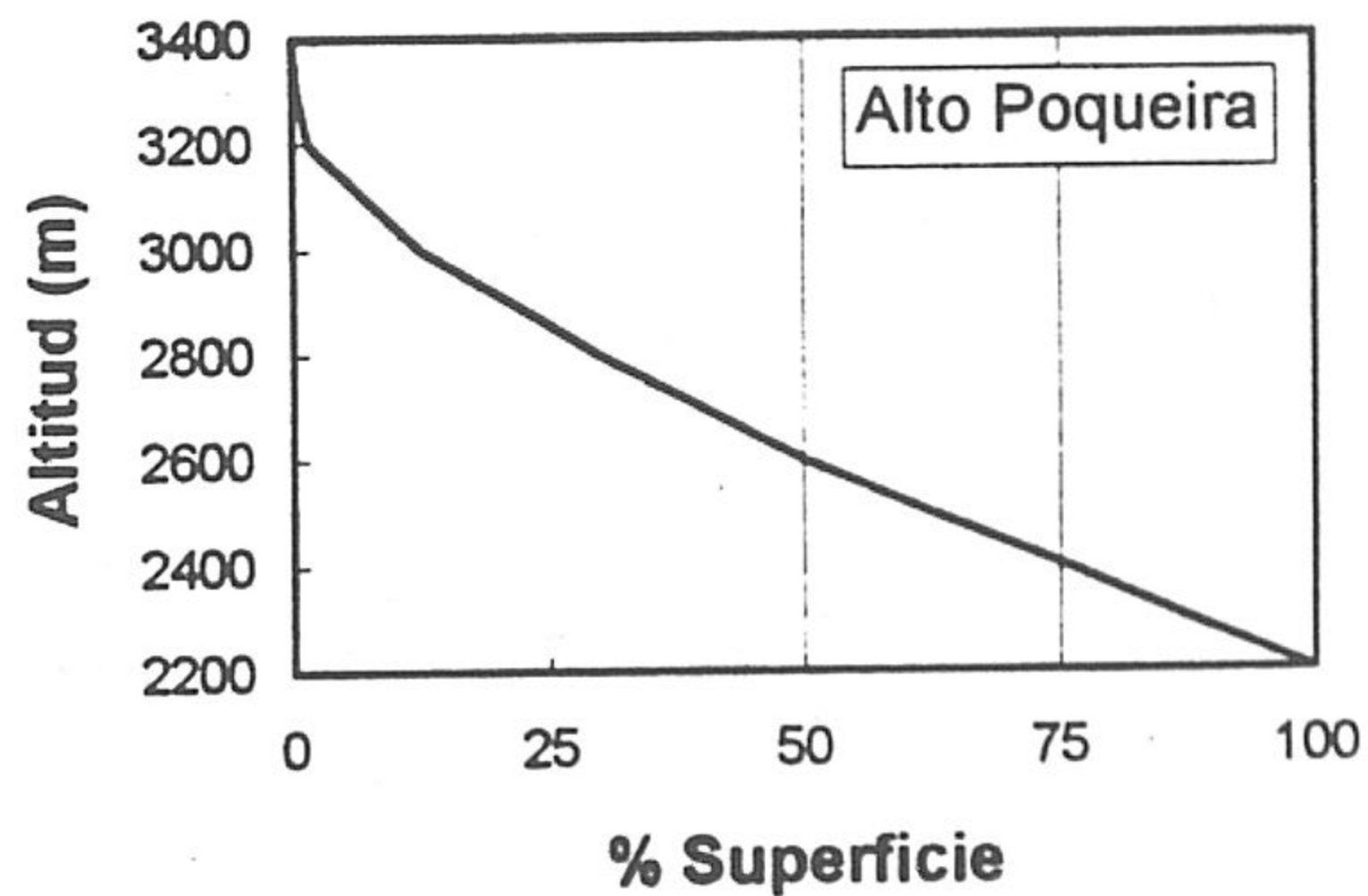
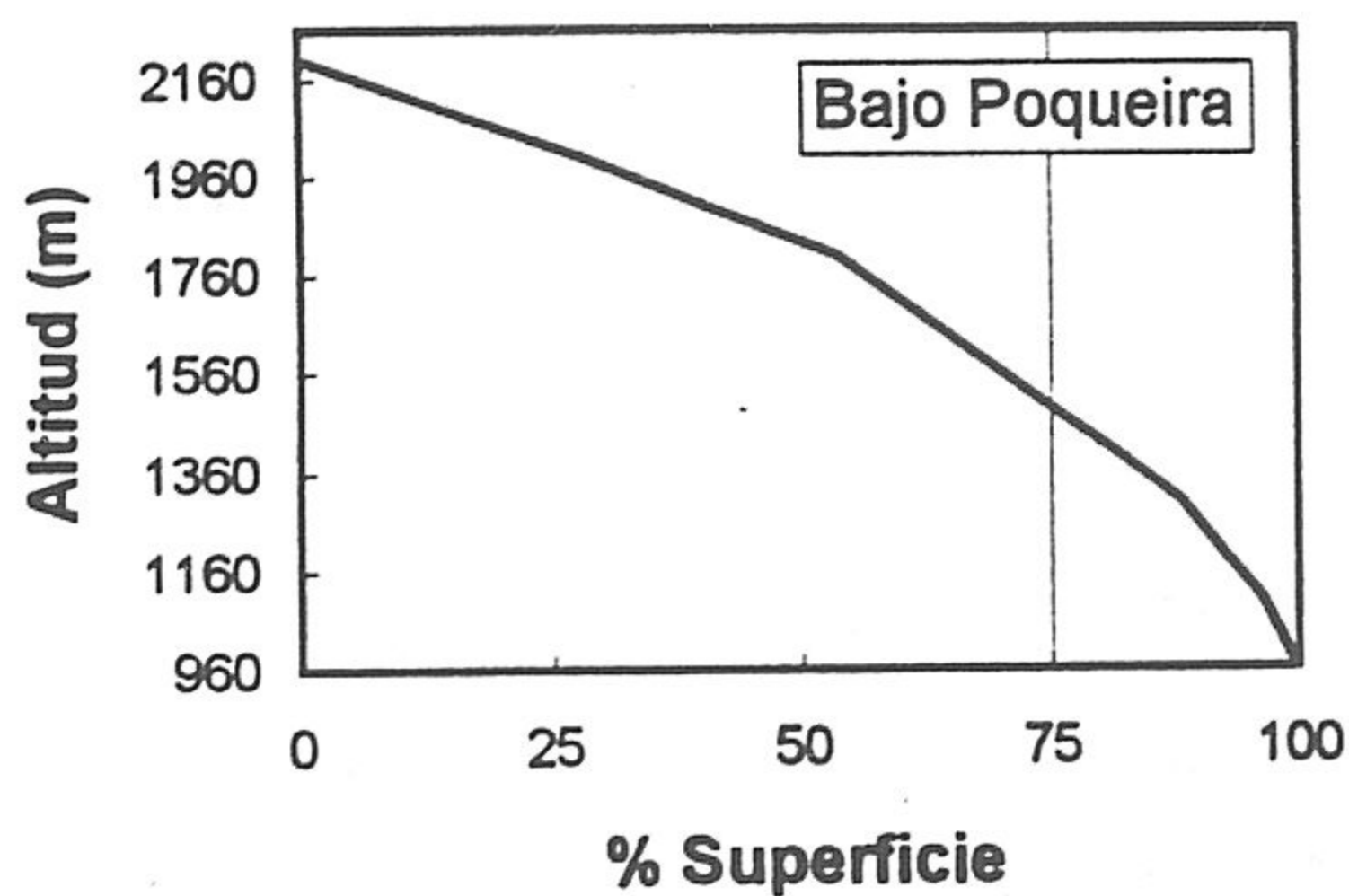
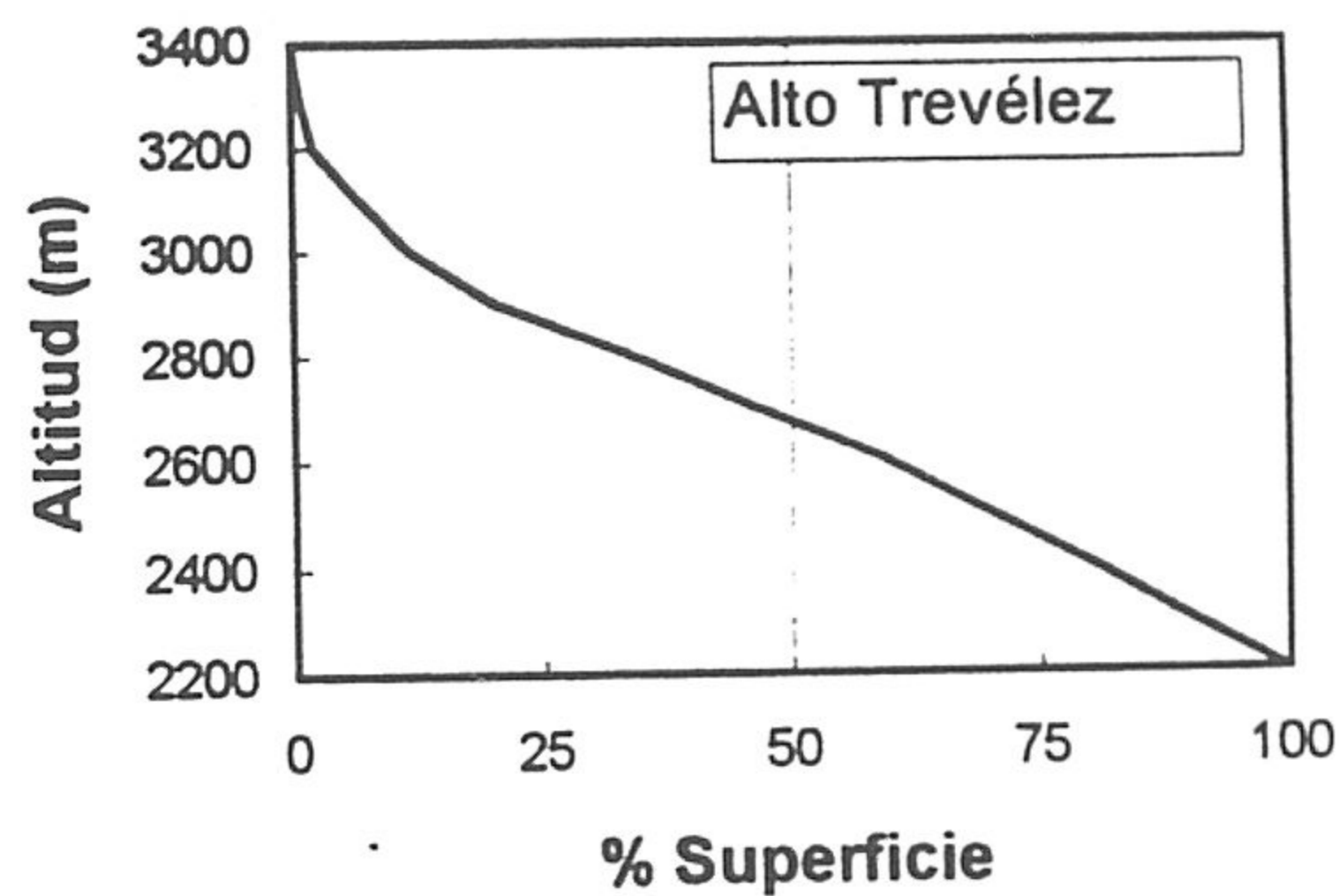
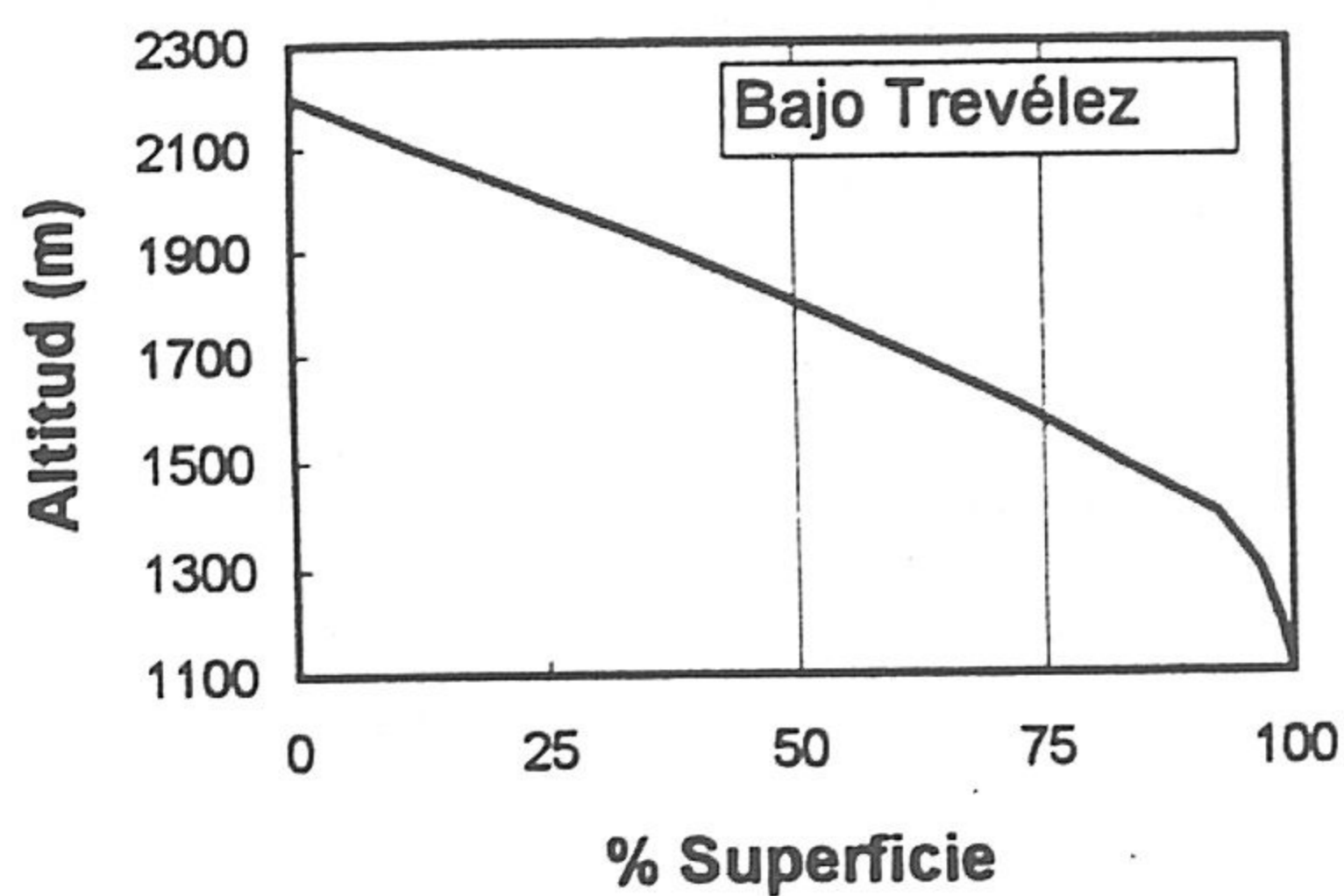
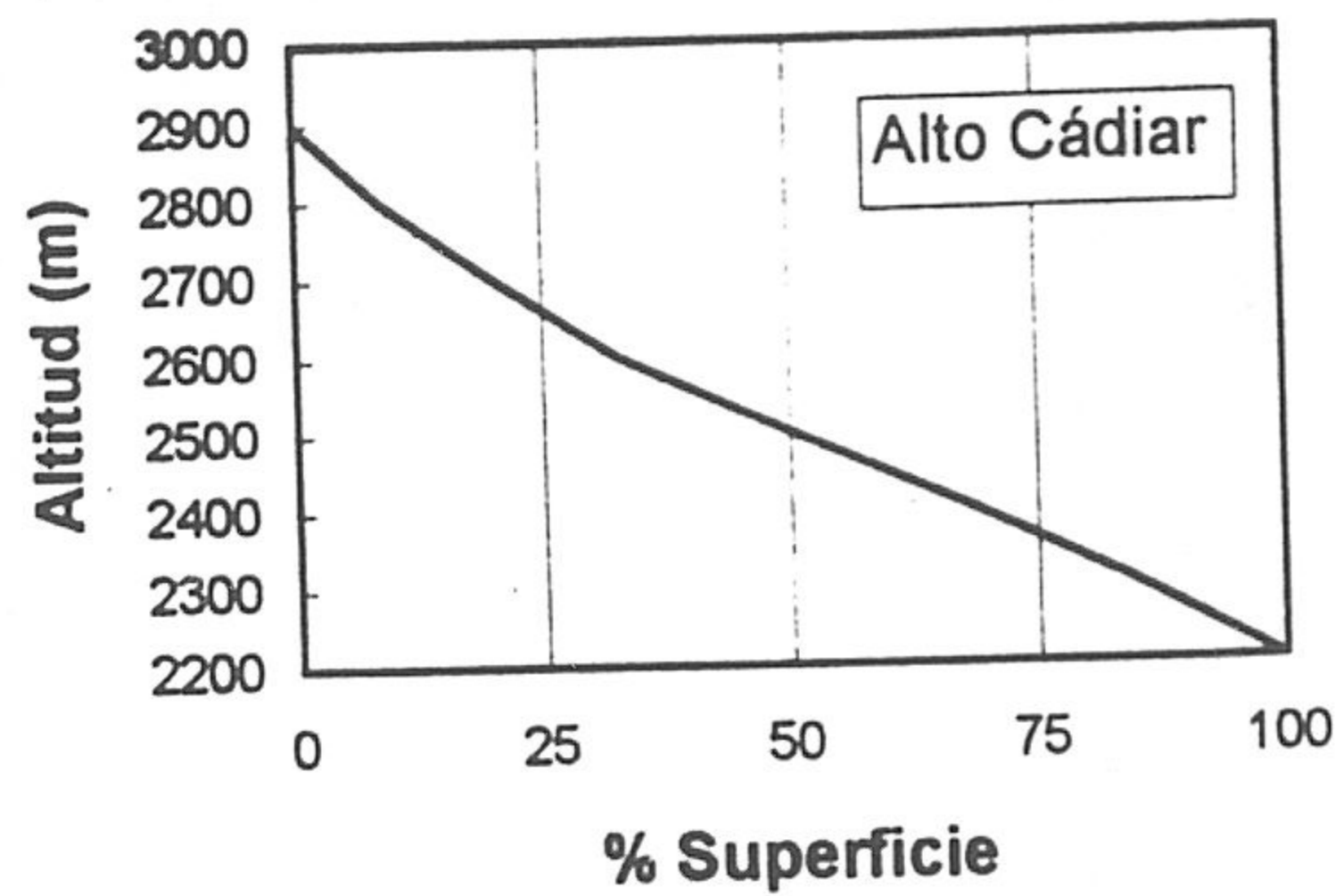
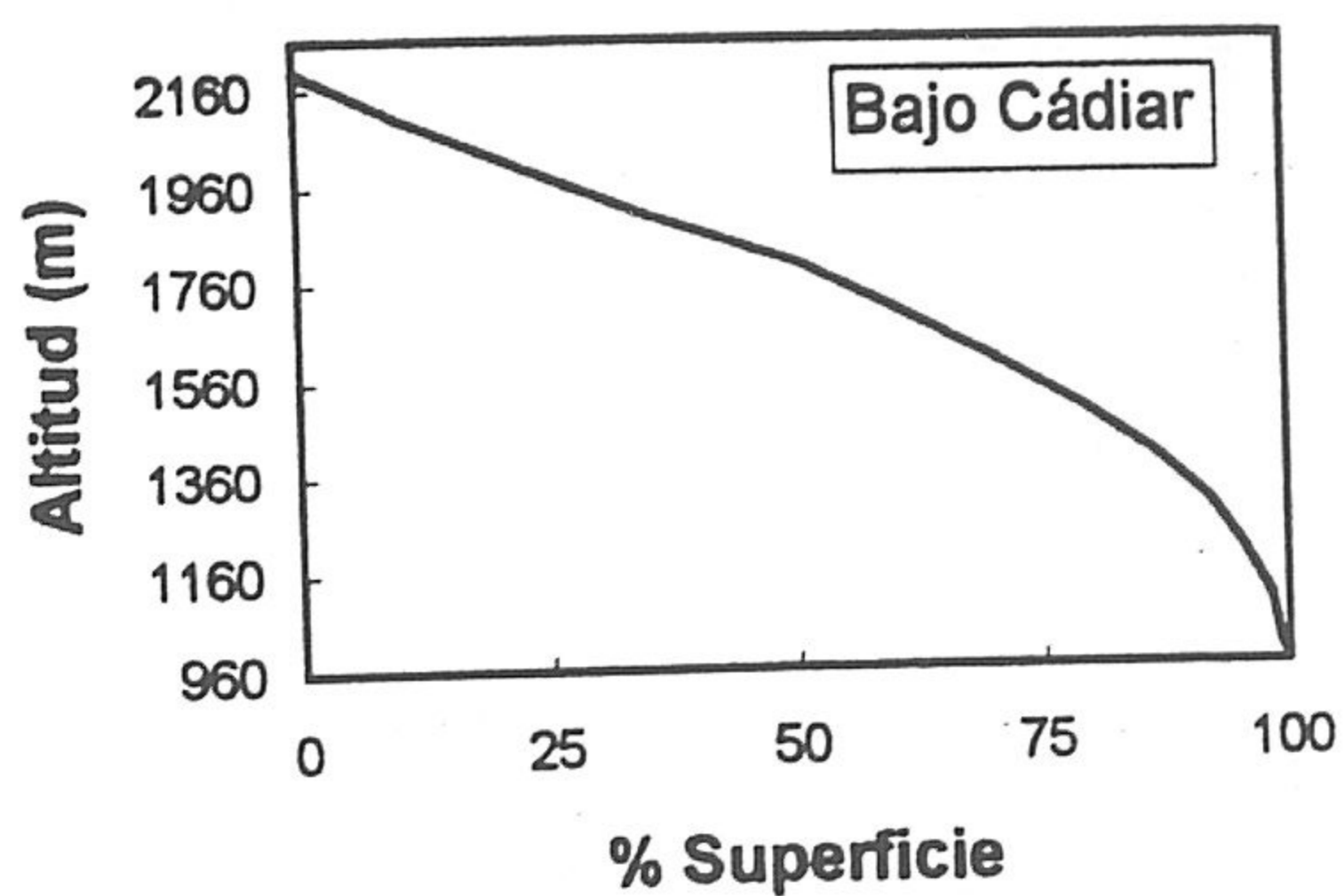


Figura 64.- Curvas hipsométricas de las subcuencas simuladas.

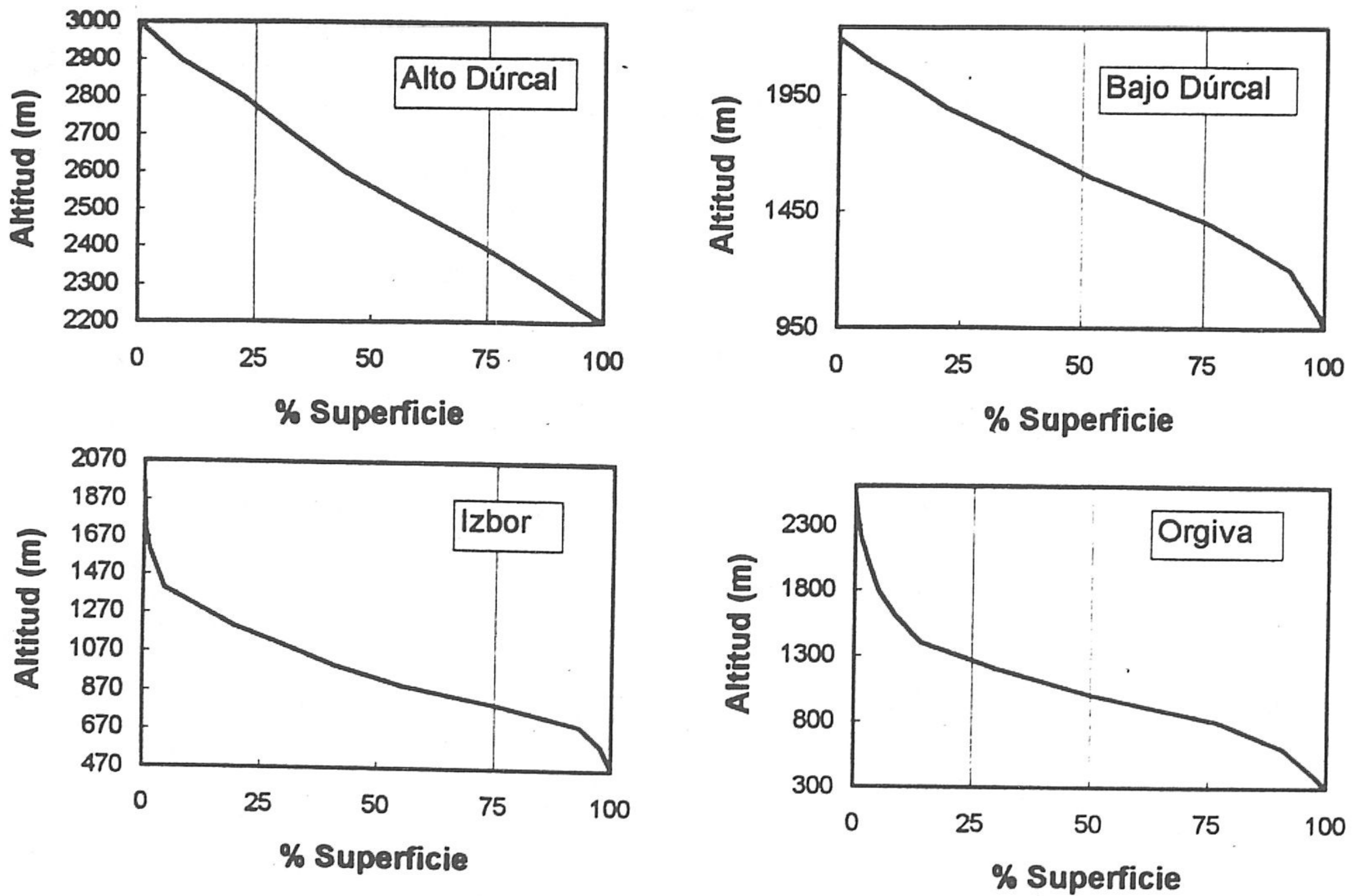


Figura 64. Continuación.

Los parámetros relacionados con la acumulación y fusión de la nieve son los siguientes:

- \* **Latitud aproximada de los segmentos:** ha sido aplicado el valor  $37^\circ$  latitud Norte para toda el área simulada.
- \* **Altitud media de cada segmento (m):** en la tabla 38 se recogen las altitudes medias de todos los segmentos o grupos de segmentos (subcuencas), en el caso de no existir gran diferencia entre los segmentos del mismo grupo.
- \* **Umbría (% de la superficie):** puede depender de la orientación o de la masas forestales; dada la orientación (norte-sur) de las subcuencas de la vertiente sur de Sierra Nevada teniendo en cuenta la trayectoria del sol, parte de la superficie de dichas subcuencas se encuentra en sombra algunas horas por la mañana y la opuesta no recibe radiación solar directa por la tarde; por ello, y según los criterios de forestación, los valores de éste parámetro varían entre 15 % y 25 % de la superficie de cada subcuenca.
- \* **Factor de corrección de la precipitación en forma de nieve:** este parámetro es importante para los segmentos situados por encima de cota 2200 m, dado que la mayor parte de la precipitación que cae en esta franja lo hace en forma de nieve; por ello, tiene una estrecha relación con la cantidad de precipitación caída e incluye, implícitamente, el aumento de la misma variable en función de la altitud. Este parámetro varía entre 1.0



y 1.5 y ha sido estimado en cada caso durante la fase de calibración.

- \* **El máximo equivalente en agua prefijado de la capa nival (mm):** es un parámetro relacionado con la extensión superficial de la capa nival que especifica el equivalente en agua por encima del cual siempre existe 100 % de cobertura superficial (OMM, 1991); dicho parámetro es función de las condiciones climáticas y topográficas; para cuencas de alta montaña, como es nuestro caso, toma valores por encima de 150 mm.
- \* **Densidad de nieve recién caída a 0°F:** normalmente este parámetro toma valores comprendidos entre 0.15 y 0.25 en áreas de alta montaña; sin embargo, después de la primeras calibraciones se compara la densidad de la nieve a la temperatura ambiental con la densidad media de la nieve en la zona obtenida del programa ERHIN (MOPTMA, 1994), y suele variar entre 0.33 y 0.40 g/cm<sup>3</sup>.
- \* **Temperatura media a la que comienza a nevar (°C):** según las observaciones registradas en Sierra Nevada ("IRAM") este parámetro (también se denomina temperatura crítica) varía entre -1.0°C y +4.0°C; depende en gran medida de la humedad relativa del aire y es, ante todo, un parámetro de calibración. En este sentido, la fabricación de *nieve producida* en Sierra Nevada indica que a 60 % de la humedad relativa del aire se puede producir nieve a una temperatura ambiental de -1.0°C (Timmermans, 1996), y existe una relación proporcional entre las dos variables.
- \* **Parámetro de sublimación:** determina la cantidad de evaporación a partir del manto nival y depende de una ecuación analítica, pero suele tomar valores alrededor de 0.1.
- \* **Contenido máximo de agua en la capa nival (%):** en zonas con temperaturas del aire elevadas, este parámetro puede variar entre 0.05 y 0.1, e incluso más. Además, son necesarios tres parámetros relacionados con la capa de nieve y su contenido en nieve existente, hielo y agua (equivalente en agua, en mm) sólo en el caso de que la simulación comience en un momento en el que haya acumulación de nieve (por ejemplo, a comienzos del mes de Enero).
- \* **Efecto del factor geotérmico del suelo (mm/día):** es función del tipo de material rocoso y de suelo y varía alrededor de 0.25 mm/día. En áreas con masa forestal desarrollada disminuye notablemente, pudiendo llegar a 0.0.
- \* **Densidad del contenido helado del manto nival (g/cm<sup>3</sup>):** este parámetro aumenta con la temperatura ambiental media; en el área estudiada su valor suele estar próximo a 0.4.
- \* **Temperatura media del contenido helado (°C):** dicho parámetro está comprendido entre -0.5 y 1.5°C y depende de la estación del año.

- \* **Índice de opacidad de la superficie nevada:** está relacionado con la estimación del albedo y toma un valor medio cercano a 400.
- \* **Fracción del cielo despejado en el momento de nevar:** este parámetro depende de la extensión del segmento en cuestión y se acerca al valor 1.0 para pequeñas superficies.
- \* **El incremento actual esperado en la cantidad de hielo en la capa nival (mm):** es un parámetro de interés en zonas donde permanezcan las heladas largo tiempo; el valor utilizado en este estudio varía entre 0.0 y 0.1.
- \* **El máximo equivalente en agua que se produjo durante el período de acumulación nival (mm):** este parámetro está relacionado con el parámetro del máximo equivalente prefijado (OMM, 1990); suele tomar un valor equivalente a la décima parte del valor que se le asigna a éste último (Johanson *et al.*, 1984).

### 2.3. PARÁMETROS RELACIONADOS CON HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

Estos parámetros están relacionados con la aplicación de la sección "PWATER" del Módulo "PERLND"; la mayoría de ellos depende de las características físicas y la cubierta vegetal de un segmento dado, y son los siguientes:

- \* **Forestación (%):** el porcentaje de la superficie cubierta por masa forestal; los valores de este parámetro estimados para todos los segmentos simulados, se recogen de la tabla 37. El tanto por ciento de la masa forestal existente en las áreas de regadío es un indicio del abandono de dichos cultivos; sin embargo, en otros casos, el hecho de implantar árboles, como choperas, robles, etc., no tiene mayor influencia sobre las prácticas agrícolas.
- \* **Almacenamiento de humedad nominal en la zona inferior (mm):** este parámetro está relacionado con el ciclo anual de la precipitación y la evapotranspiración, por un lado, y con las propiedades del suelo, por otro lado; su valor oscila entre 125 y 500 mm, aunque es un parámetro de calibración. No obstante, Linsley *et al.* (1988) proporcionan una estimación inicial basada en la precipitación registrada a nivel anual o estacional.
- \* **Índice de la capacidad de infiltración del suelo (mm/h):** este parámetro es similar a la capacidad media de infiltración y su estimación depende principalmente de las características del suelo; los valores iniciales se obtienen de Donigian *et al.* (1978) a partir de la clasificación de los grupos hidrológicos del suelo (SCS.U.S., 1974). Suelen variar entre 0.25 y 25.0 mm/h, pero generalmente se someten al proceso de ajuste durante la calibración.

SUBCUENCAS SIMULADAS	PLS #	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS				
		Altitud media (m)	Diferencia de altitudes (m) **	Longitud del declive (m)	Pendiente del declive	Factor n de Manning
Cádiar (A)	1	1810	110	181	35.0	0.14
	2	1810	110	181	35.0	0.10
	3	2360	660	196	32.1	0.08
	4	2660	960	196	32.1	0.08
Trevélez (B Y B')	1	1800	100	189	46.4	0.14
	2	1800	100	189	46.4	0.10
	3	2470	770	189	46.4	0.08
	4	2880	1180	199	44.3	0.08
Poqueira (C)	1	1830	130	227	44.7	0.14
	2	1830	130	227	44.7	0.10
	3	2480	780	245	41.8	0.08
	4	2970	1270	245	41.8	0.08
Órgiva (D)	1	700	(-) 200	114	38.4	0.16
	2	915	0.0	59	41.2	0.18
	3	1020	100	148	25.4	0.12
	4	1210	300	189	31.8	0.10
Lanjarón (E)	1	1700	0.0	206	48.9	0.14
	2	1700	0.0	206	48.9	0.10
	3	2390	690	221	45.8	0.08
	4	2790	1090	221	45.8	0.08
Dúrcal (F y F')	1	1890/1620	1000/730	59	50.5	0.05
	2	1890	1000	117	46.4	0.10
	3	1890	1000	157	26.2	0.14
	4	2420	1530	137	36.2	0.08
	5	2800	1910	137	36.2	0.08
Izbor (G)	1	935	45	184	14.3	0.16
	2	785	(-) 105	258	5.1	0.25
	3	935	45	114	36.4	0.10
	4	935	45	59	51.1	0.18
	5 **	890	0.0	114	16.4	0.09
	6 **	1390	500	59	46.7	0.20

Tabla 38. Resumen de los valores de algunos parámetros relacionados con las características físicas de los segmentos simulados. # n° de identificación de los segmentos; \*: segmento situado fuera del área, pero con descarga subterránea dentro de ella; \*\*: diferencia de altitudes entre la estación en cuestión (tabla 22) y la altitud media del segmento.

- \* **Longitud del declive (m):** he calculado la longitud media del declive a partir de la red de drenaje de Sierra Nevada (García-Rossell y Vega, 1980) y según el procedimiento citado en Mintegui y Robredo (1993) para la mayor parte de los segmentos; en las áreas sin red de drenaje, los valores de este parámetro se consideran similares a los obtenidos para zonas con datos, y siempre que la litología sea similar (tabla 38).
- \* **Pendiente del declive:** lo mismo ha ocurrido para este parámetro, donde he seguido el procedimiento citado en el trabajo mencionado anteriormente (tabla 38).
- \* **Parámetro que afecta al comportamiento de la recesión de la descarga subterránea (l/mm):** los valores de este parámetro se determinan en conjunto con el índice del gradiente hidráulico de las aguas subterráneas (Donigian, 1978) para conocer la variación del parámetro, que se explica más adelante.
- \* **Constante de reducción diaria de la descarga subterránea (l/día):** se estima a partir de los datos medidos de caudal en épocas sin precipitación y es simplemente la razón media entre la descarga de un día dado y la misma del día anterior; sin embargo, he recurrido al procedimiento básico (Schulz, 1974) para calcular la recesión de los tres tipos básicos de escorrentía: superficial, subsuperficial y subterránea a partir de los datos foronómicos observados después de una tormenta dada.

Además, se precisan dos parámetros (en °C) permiten reducir los valores de la ETP procedentes de los datos de entrada del 50 % al 0 % a partir de unas temperaturas dadas; se toma por defecto el valor 4.5°C para el primer caso y 1.7°C para el segundo, respectivamente.

Existen otros dos parámetros (sin unidad) relacionados con la ecuación de infiltración y con el cambio de la capacidad de infiltración (Johanson *et al.*, 1984).

- \* **Fracción de percolación profunda (%):** es un parámetro que se usa para estimar la fracción de la recarga de las aguas subterráneas que alcanza los acuíferos profundos ("*inactivos*"), los cuales no tendrán contribución alguna al caudal de base por encima del punto de desagüe (estación de aforo); la influencia de este parámetro en el caso que nos ocupa es poco apreciable, dada la existencia de descarga subterránea permanente en la mayoría de los ríos simulados en la época de estiaje; además, no obstante, es un parámetro a calibrar.

Además, son necesarios dos parámetros (sin unidad) relacionados con la evaporación a partir del caudal base (descarga subterránea) y del mismo acuífero, en el caso de que el nivel freático se encuentre cerca de la superficie y/o la existencia de plantas freatofitas en el segmento dado.

- \* **Capacidad de almacenamiento por intercepción (mm):** es función de la densidad de cobertura vegetal y representa la máxima intercepción alcanzada durante el año; suele variar entre 0.0 y 5.0 mm.
- \* **Almacenamiento de humedad "nominal" en la zona superior (mm):** este parámetro generalmente está relacionado con la topografía del segmento simulado y con el almacenamiento de la zona inferior (que según Linley *et al.* 1988, su valor inicial representa la décima parte del valor estimado para la zona inferior) y, ante todo, con las características y tipo de vegetación del suelo. A cada tipo de complejo suelo-vegetación se le asigna un valor, llamado Número de Curva o Número Hidrológico, que define sus condiciones hidrológicas. Estos números están basados en los siguientes grupos litológicos:
  - *Materiales de elevada permeabilidad:* corresponden a los aluviales, tanto actuales como recientes.
  - *Materiales permeables:* en este grupo se incluyen los afloramiento carbonatados correspondientes a las formaciones superiores de los mantos de Murtas, Alcázar, Cástaras, Lújar y Tervenque; se trata fundamentalmente de calizas, dolomías y mármoles del Complejo Alpujárride.
  - *Materiales poco permeables:* integran este grupo los esquistos, cuarzoesquistos, cuarcitas y calcoesquistos pertenecientes a la formación inferior de los mantos citados; aunque se trata de materiales prácticamente impermeables, pueden presentar un comportamiento acuitado debido a los procesos de alteración en superficie (porosidad intergranular) y la intensa fracturación que las puedan afectar localmente (porosidad por fisuración).
  - *Materiales impermeables:* se trata de los escasos afloramientos de filitas existentes, aunque pueden tener cierta importancia y desarrollo en la subcuenca de Órgiva "nº 4".

Además, hay que tener en cuenta la vegetación y el uso del suelo de cada grupo. Los valores iniciales del Número de Curva no son más que una indicación de la potencialidad de un complejo suelo-vegetación (o grupos hidrológicos) dado para generar escorrentía superficial (SCS, 1974), como muestra la matriz aplicada a los distintos segmentos en la tabla 39.

Después de tener en cuenta el estado de humedad del suelo previo al comienzo del período de simulación (en Octubre), y siguiendo el procedimiento citado en Mintegui y Robredo (1993), se determinan los grupos hidrológicos y los valores del Número de Curva correspondientes. A partir de ellos se estiman los valores del almacenamiento de humedad (tabla 40); sin embargo, los últimos valores pueden someterse más tarde al proceso de calibración.

- \* **Coefficiente de rugosidad de Manning, o factor n de Manning:** se presenta la rugosidad de todo el flujo superficial, no la del cauce del río en sí. Los valores de este parámetro varían entre 0.05 y 0.35 (tabla 40).
- \* **Constante del flujo de entrada subsuperficial:** se refiere a la componente subsuperficial de la escorrentía total; toma valores iniciales comprendidos entre 0.5 y 5.0. Sin embargo, es un parámetro necesariamente a calibrar.
- \* **Constante de recesión de la escorrentía subsuperficial (l/día):** se estima de la misma manera que la recesión de descarga subterránea, o gráficamente por la técnica de descomposición de hidrogramas observados (Linsley *et al.*, 1975).

VEGETACIÓN Y USOS DEL SUELO	GRUPO HIDROLÓGICO			
	A	B	C	D
MASAS ARBÓREAS Y FRUTALES	32	58	72	79
MATORRAL DENSO	30	48	65	73
MATORRAL POCO DENSO	35	56	70	77
MATORRAL DEGRADADO	48	67	77	83
ERIAL/PASTIZAL	60	80	87	93
CULTIVOS DE SECANO	72	81	88	91
CULTIVOS DE REGADÍO	61	70	77	80

*Tabla 39. Grupos hidrológicos y sus Números de Curva correspondientes según los complejos suelo-vegetación existentes en el sector simulado (tomada de Castillo, 1995).*

- \* **Índice de evapotranspiración real de la zona inferior:** este parámetro está relacionado con la fracción del total del área cubierta por masas forestales o de plantas de raíces profundas; suele variar entre 0,25 y 0.9.
- \* **Almacenamiento inicial de agua por intercepción (mm):** depende en general de las lluvias registradas en los últimos cinco días antes del comienzo de la simulación, cuando no se practica cultivo de regadío. En caso contrario, ha de tenerse en cuenta la cantidad de agua utilizada en los últimos riegos. Es un parámetro de calibración.
- \* **Almacenamiento inicial de agua en la zona superficial (mm):** igual que el parámetro anterior, depende de la topografía del segmento en sí, ya que puede contener charcas de agua de las últimas lluvias.

GRUPOS DE SEGMENTOS	PLS #	CARACTERÍSTICAS DEL COMPLEJO SUELO-VEGETACIÓN			
		Grupos hidrológicos	Número de Curva (II)	Número de Curva (I)	USZN* (mm)
Cádiar (A)	1	C	77	59	11.8
	2	C	65	45	20.7
	3	C	70	51	16.3
	4	C	70	51	16.3
Trevélez (B y B')	1	C	77	59	11.8
	2	C	65	45	20.7
	3	C	70	51	16.3
	4	C	70	51	16.3
Poqueira (C)	1	C	77	59	11.8
	2	C	65	45	20.7
	3	C	70	51	16.3
	4	C	70	51	16.3
Órgiva (D)	1	B	70	51	16.3
	2	B	58	38	27.6
	3	D	88	75	5.6
	4	C	77	60	11.3
Lanjarón (E)	1	C	77	59	11.8
	2	C	65	45	20.7
	3	C	70	45	16.3
	4	C	70	51	16.3
Dúrcal (F y F')	1	A-B	40	23	56.7
	2	C	65	45	20.7
	3	C	77	59	11.8
	4	C	70	51	16.3
	5	C	70	51	16.3
Izbor (G)	1	A	61	41	23.4
	2	D	80	63	9.9
	3	C	78	60	11.3
	4	B	52	33	34.4
	5 **	C	78	60	11.3
	6 **	A-B	40	23	56.7

Tabla 40. Grupos hidrológicos, Números de Curva considerados y valores de almacenamiento de humedad "nominal" en la zona superior de los segmentos correspondientes. # n° de identificación de los segmentos; (II): condición media de humedad; (I): condición de humedad cuando el suelo está seco; \*: almacenamiento de humedad nominal en la zona superior; \*\*: segmento situado fuera del área, pero con descarga subterránea dentro de ella.

- \* **Almacenamiento inicial de agua en la zona superior (mm):** es un parámetro que depende también de las últimas lluvias anteriores al comienzo de la simulación; cuando no se conoce, se especifica de forma relativa en comparación con el almacenamiento nominal de la misma zona y se ajusta después de las primeras calibraciones.
- \* **Almacenamiento inicial de agua relacionada con el flujo subsuperficial (mm):** este parámetro es apreciable en zonas de alta montaña. Se le asigna un valor inicial aproximado y después se ajusta durante el proceso de calibración.
- \* **Almacenamiento inicial de agua en la zona inferior (mm):** depende precisamente de la capacidad "nominal" de humedad en la misma zona y de la época en que comienza la simulación; es un parámetro de ajuste.
- \* **Almacenamiento inicial de aguas subterráneas en el acuífero "activo" (mm):** es un parámetro relacionado con la descarga subterránea que se incorpora al caudal del curso de agua antes del punto de cierre (o estación de aforo); este parámetro se reajusta después de las primeras calibraciones.
- \* **Índice del gradiente hidráulico de las aguas subterráneas en el acuífero "activo" (mm):** depende de la variación de la descarga subterránea, y toma valores altos durante la época lluviosa (cuando existe recarga) y al contrario en épocas de estiaje; es otro parámetro de ajuste.

### **3. AJUSTE DE LOS PARÁMETROS EXTERNOS AL ÁREA DE ESTUDIO**

Algunas de las aplicaciones del modelo en zonas donde existen prácticas de cultivo o escorrentía lateral al área de estudio procedente de sectores adyacentes, se producen afecciones a algunos parámetros de los citados anteriormente. En los epígrafes siguientes voy a tratar de aclarar los aspectos relacionados con estos dos casos.

#### **3.1. TIPOS DE PRÁCTICAS DE CULTIVO**

La práctica de cultivo tiene especial interés en la aplicación de los módulos del programa HSPF, dado su impacto en el cambio de los valores de algunos parámetros relacionados directamente, como es nuestro caso, con la escorrentía. Estas prácticas tales como cultivo de regadío en terrazas (con o sin desagüe) y en curvas de nivel, y/o cultivo de secano sin prácticas de conservación, afectan a los parámetros hidrológicos e hidrogeológicos.

En el área de estudio, las zonas de cultivo corresponden en gran mayoría a almendros y vides labradas según curvas de nivel, pero en pendientes muy altas -sector de La



Contraviesa-, siendo escasas las superficies aterrazadas. Sin embargo, en la vertiente sur de Sierra Nevada se aprecian terrazas y bancales escalonadas, con cultivo de regadío y zonas de frutales densos, alternando con importantes masas forestales.

Un aspecto a tener en cuenta es la casi inexistencia de masas arbóreas o de matorral en el sector de la Sierra de Contraviesa (segmento nº4 de la subcuenca de Órgiva "nº4"), debido a la puesta en cultivo de toda su superficie (vid, principalmente), quedando tan sólo relictos de matorral y encinas aisladas en los barrancos.

Dicho lo anterior, los parámetros más afectados por la práctica de cultivo por terraza son: *el almacenamiento de humedad "nominal" de la zona superior, la longitud del declive, la capacidad de infiltración y la constante del flujo de entrada subsuperficial*, que aumentan sus valores iniciales con respecto al mismo tipo de terreno natural sin ésta práctica agrícola. En cuanto al cultivo de secano, principalmente en el sector de La Contraviesa, afecta negativamente al parámetro de almacenamiento de humedad, mientras aumenta el valor inicial de los otros tres parámetros.

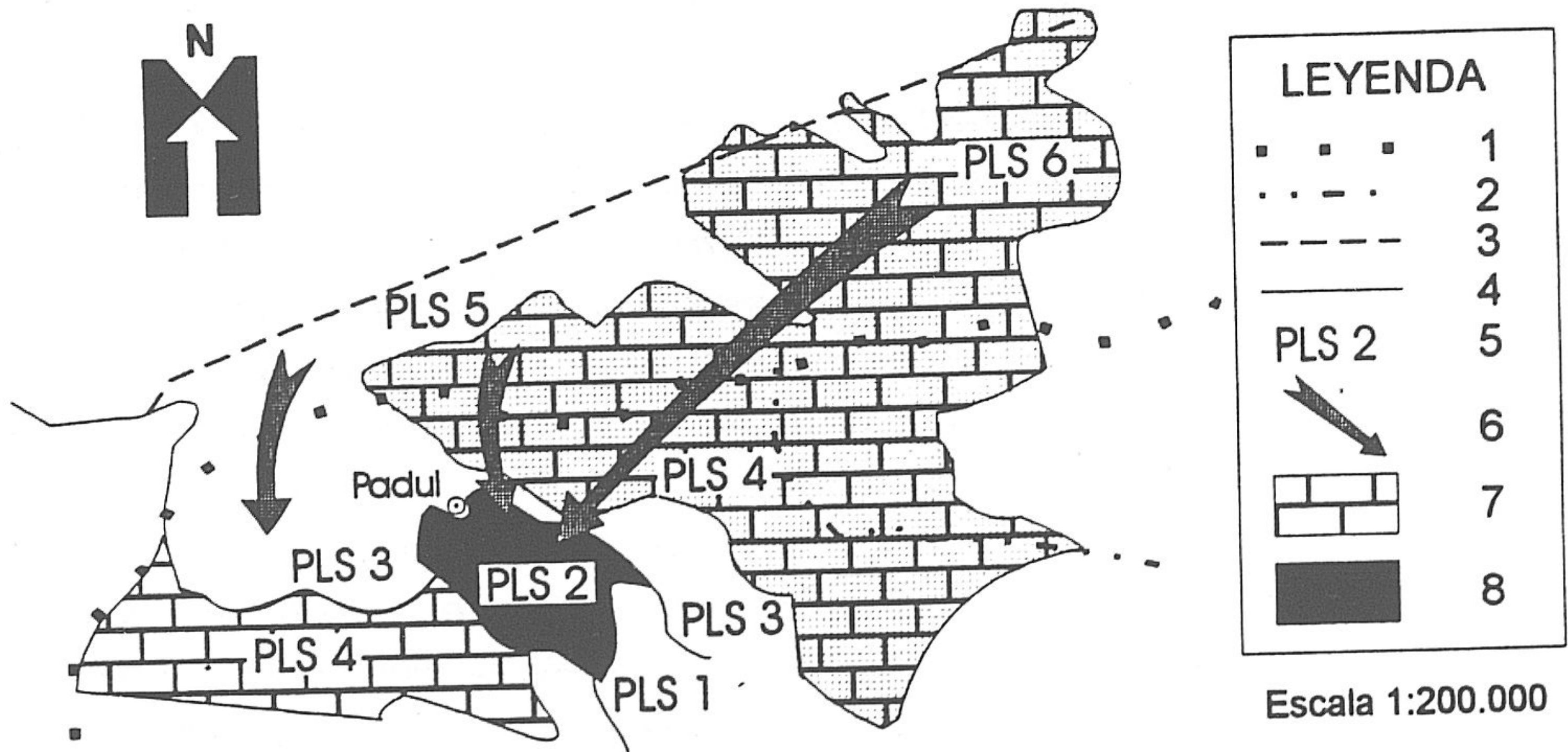
El sistema de abancalamiento normalmente reduce la escorrentía superficial y la erosión; además, cambia la trayectoria del flujo superficial, o sea la longitud del declive. Por ello, es necesario definir el terreno sometido a estas prácticas como un segmento distinto de los otros de iguales características del complejo suelo-vegetación, pero carente de aterrazamiento. Precisamente, esto es lo que he hecho a la hora de modelizar el sector en cuestión.

### 3.2. ESCORRENTÍA LATERAL

Como es sabido, existen tres tipos de escorrentía: superficial, subsuperficial y subterránea, y puede ser generada de forma directa o procedente de sectores adyacentes; su importancia relativa depende del tipo de terreno y de sus características físicas. En casi todo el sector alto de la cuenca del Guadalfeo se supone que no existe flujo lateral que alimente al área simulada fuera de su divisoria hidrográfica. Sólo en el área de la Sierra de Padul existe una descarga subterránea procedente de zonas adyacentes que en su mayoría son continuación de la formación carbonatada del manto de Trevenque (figura 55). Dicha descarga necesita ser incluida en el balance hídrico a la hora de simular la subcuenca del Izbor (G), dada su notable importancia en el caudal que discurre por la depresión de Padul.

Ello supone la existencia de conexión subterránea de los segmentos nº 2 y 3 por una parte, y 5 y 6 por otra, de la subcuenca del Izbor. La descarga principal de la formación carbonatada se produce fundamentalmente por su límite meridional, bien sea a través de los manantiales del borde de la depresión de Padul-Dúrcal o bien, de modo no visible alimentando a los acuíferos detríticos de ésta. Por ello, determinar los parámetros de los segmentos modelizados de la subcuenca en cuestión requiere una cuidadosa labor de

planificación, que deberá tener en cuenta toda esta complejidad hidráulica; ello se refleja en el proceso de calibración y verificación, como se verá más adelante. En la figura 65 se ilustra lo expuesto mediante un esquema simple, donde se muestra la dirección del flujo subterráneo procedente de los segmentos 5 y 6 que alimenta de forma oculta los segmentos 2 y 3. Según la modelización y la composición del organigrama del modelo (figura 52), este flujo se considera un flujo de entrada lateral subterráneo que alimenta a los segmentos considerados y altera el balance hídrico (entrada = salida) de la subcuenca de Izbor.



*Figura 65. Esquema de la conexión hidráulica entre los segmentos de la subcuenca del río Izbor y la dirección de los flujos subterráneos laterales. 1: Divisoria del río Guadalfeo; 2: divisoria entre subcuencas; 3: divisoria hidrogeológica supuesta; 4: límite entre segmentos; 5: número de segmento; 6: dirección principal del flujo subterráneo; 7: formación carbonatada; 8: turbera de Padul.*

### **III. RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN**



## 1. INTRODUCCIÓN

Los procesos de calibración y verificación son de suma importancia a la hora de hacer una buena aplicación del modelo HSPF. En este capítulo, se desarrolla el proceso de calibración sobre unas etapas bien definidas, de acuerdo con los trabajos y las experiencias obtenidas de las aplicaciones de dicho programa en varias zona del mundo, sobre todo en EE. UU., ya que la metodología de calibración y verificación es una base fundamental para el desarrollo de la modelización.

La calibración es un procedimiento iterativo de evaluación y refinamiento de los parámetros a través de la comparación entre los valores calculados y observados. Esta comparación es necesaria para algunos parámetros que no pueden ser evaluados determinísticamente de manera precisa, desde las características topográficas, climáticas, edáficas, físicas, etc. Además, este proceso tiene que ser establecido sobre varios años de simulación. Normalmente, un período óptimo de 3 a 5 años puede ser adecuado, siempre en función de los parámetros que van a ser estimados bajo una variedad de condiciones climáticas, de humedad del suelo y de infiltración (Donigian *et al.*, 1982).

En el presente trabajo se ha estudiado con detalle la distribución de las variables meteorológicas, especialmente precipitación y temperatura del aire, para evitar cualquier incertidumbre adicional en el proceso de simulación. Años con precipitación alta son bastante mejor simulados desde el punto de vista práctico, porque tendrían una distribución uniforme relativa sobre una cuenca determinada. Al contrario, una escorrentía anual baja puede ser generada por uno o varios aguaceros que no cubrieron uniformemente toda la cuenca simulada. Los parámetros calibrados durante un período seco no son apropiados para representar los procesos ocurridos en períodos húmedos.

Además, las condiciones de humedad del suelo iniciales pueden tener efectos prolongados durante varios meses, lo que conduce a valores de parámetros calibrados deficientes en el caso de períodos de simulación cortos. En esta investigación, la calibración finaliza cuando los valores de los parámetros calibrados generan un alto grado de semejanza entre los caudales y volúmenes de escorrentía (mensuales y anuales) calculados y observados durante todo el período de simulación. No obstante, he intentado ajustar algunos parámetros determinados, como los de infiltración y almacenamiento de humedad de la zona superior, para mejorar los hidrogramas en general y algunas tormentas aisladas.

## 2. CALIBRACIÓN HIDROLÓGICA Y VERIFICACIÓN

La calibración hidrológica combina las características físicas de la geometría de una cuenca y las series de datos meteorológicos observados para producir una respuesta

hidrológica simulada. Todas las cuencas tienen componentes hidrológicas similares pero éstas, generalmente, se presentan en combinaciones diferentes; de este modo ocurren respuestas hidrológicas diferentes sobre cuencas individuales. El modelo HSPF simula la escorrentía a partir de cuatro componentes: *escorrentía superficial desde áreas impermeables, escorrentía superficial desde áreas permeables, escorrentía hipodérmica de áreas permeables, y el caudal de base (subterráneo)*. Puesto que, históricamente, el caudal de un río no se encuentra dividido en esas cuatro unidades, la relación relativa de estas componentes debe ser deducida a partir del examen de muchos aguaceros (análisis del hidrograma) sobre distintos años de simulación continua. Los períodos de registro con predominio de una componente (por ejemplo, escorrentía superficial durante períodos de tormenta, o caudal de base después de un largo período de sequía) podrían ser estudiados para evaluar la simulación de las componentes individuales de escorrentía, según las etapas que vienen a continuación.

### 1ª) Balances hídricos

La primera tarea en la calibración hidrológica es establecer balances hídricos anuales, de la forma siguiente:

$$\text{Precipitación} - \text{Evapotranspiración real} - \text{Percolación profunda} \\ \pm \Delta \text{ Almacenamiento de humedad en el suelo} = \text{Escorrentía}$$

donde el término escorrentía representa la escorrentía superficial total en la estación de aforo o cualquier punto de control. Además de los datos meteorológicos básicos necesarios para el funcionamiento del programa, los parámetros que controlan este balance son el almacenamiento "nominal" de la zona inferior, la capacidad media de infiltración y el índice de evapotranspiración a partir de la zona inferior "no saturada", puesto que la mayor porción de la evapotranspiración real (ETR) ocurre a partir de la humedad del suelo en esta zona.

He utilizado dos metodologías para el cálculo de la ETP: a) la fórmula de Penman; y b) el método de Thornthwaite. A partir de estos valores de ETP calculados se pueden mejorar los parámetros de la ETR. De aquí en adelante, cuando me refiera al período de calibración, los cálculos de ETP han sido obtenidos mediante el primer método, mientras que, cuando me refiera a los períodos de verificación y total, los cálculos han sido realizados mediante el segundo método.

### 2ª) Distribución mensual

Cuando el balance hídrico anual se establece, la distribución mensual o estacional de escorrentía puede ser ajustada a partir del parámetro de infiltración que controla la distribución de la humedad una vez alcance la faz del terreno en escorrentía superficial

directa, hipodérmica y subterránea, después de cubrir los déficit de humedad en las distintas zonas del suelo. Además, han tenido especial interés los parámetros responsables de los componentes significativos de escorrentía hipodérmica y flujo subsuperficial; este es el caso de las subcuencas de Cádiar, Trevélez, Poqueira, Lanjarón y Dúrcal y, en menor grado, en las subcuencas de Órgiva e Izbor.

Hay que tener en cuenta las condiciones previas de humedad en las distintas zonas del perfil del suelo, y determinar la cantidad de agua precipitada durante los últimos cinco días antes del inicio de la simulación (tabla 41). Se deben, además, calibrar bien los parámetros de humedad y flujo de descarga subterránea (caudal base) en los primeros días de cada ciclo hidrológico, como aconseja Maidment *et al.* (1993).

ESTACION	Bérchules	Trevélez	Poqueira	Arquilla	Torvizcón	Dúrcal P.	Dúrcal C.
Precipitación *	2.7	0.0	0.5	8.5	4.0	0.0	0.0

\* suma de la precipitación (mm) registrada durante los últimos cinco días antes de la fecha del comienzo de la simulación (01/10/1986)

*Tabla 41. Resumen de las precipitaciones que intervienen en la estimación de las condiciones iniciales de humedad del suelo.*

### 3ª) Discusión y explotación de parámetros

Una vez realizadas las primeras etapas del procedimiento iterativo de la evaluación y ajuste de los parámetros (con un intervalo de simulación de una hora), mediante una comparación entre los valores simulados y observados, parece claro que la subcuenca del río Poqueira goza de buenas condiciones de referencia para hacer un buen ajuste, en general, desde los siguientes puntos de vista:

- \* una buena representación de los datos meteorológicos sobre el área
- \* medición de caudal bastante regular durante todo el período de simulación
- \* situación favorable del punto de control (estación de Pampaneira) donde no existen pérdidas a través del lecho del río
- \* influencia, tanto nival como pluvial, en el régimen del río que puede proporcionar una buena información para este tipo de estudios.

Por todo ello, voy a tratar esta subcuenca en primer lugar, teniéndola como punto de referencia para reevaluar algunos parámetros en las demás partes modelizadas en la cuenca del Guadalfeo.

## 2.1. SUBCUENCA DEL RÍO POQUEIRA

### 2.1.1. Período de calibración

Como he mencionado anteriormente, el período de calibración elegido ha sido de tres ciclos hidrológicos completos, entre el 1 de Octubre de 1986 hasta el 30 de Septiembre de 1989, para una serie de caudales diarios observados con un promedio de 0.985 m<sup>3</sup>/s. Los componentes del balance hídrico calculados para este período se presentan en la tabla 42. En la misma se observa cómo el volumen de precipitación sufre cambios de un año a otro, el valor medio de 63,7 hm<sup>3</sup>/año (785 mm); la mayor parte de esta precipitación a lo largo de los tres años cae en forma de lluvia (521, 469 y 559 mm) y el resto -348, 257 y 201 mm, respectivamente- en forma de nieve.

En cambio, la precipitación registrada en la estación de Poqueira en el mismo período (tabla 24) se diferencia de la precipitación estimada en una cantidad apreciable. Esta cantidad es el resultado de aplicar un coeficiente que supone un aumento de la precipitación a la hora de nevar, sobre todo en las partes altas de la subcuenca (segmentos 3 y 4); esta situación es lógica ya que al aumentar la altitud también se incrementa la precipitación (gradiente pluviométrico).

En cuanto a la evapotranspiración real calculada a partir de los datos de ETP (método de Thornthwaite) para los tres ciclos calibrados, presenta un valor medio de 28,4 hm<sup>3</sup> (incluyendo 0.7 hm<sup>3</sup> de sublimación, como valor medio), que supone un 44 % del total de la precipitación; este porcentaje está en concordancia con la figura 17 (mapa de igual evapotranspiración real, según el método de Thornthwaite) y con varios trabajos realizados anteriormente en este área y sus alrededores. Además, he utilizado los datos de ETP (fórmula de Penman) para el mismo período; los resultados para todos los componentes del balance hídrico se muestran en la tabla 42; el valor medio es de 28,3 hm<sup>3</sup> (incluido 0.7 hm<sup>3</sup> de sublimación), que supone el mismo porcentaje estimado anteriormente.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total	
					Calc.	Obs.
86/87	70.6	27.3	3.6	- 1.5	38.2	32.6
87/88	58.9	27.3	3.4	+ 3.9	32.1	32.9
88/89	61.7	30.2	2.9	- 9.0	19.6	27.7
Media	63.7	28.3	3.3	- 2.2	29.9	31.1

*Tabla 42. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.*



Para precisar el tanto por ciento de las pérdidas de agua por infiltración profunda -descarga subterránea fuera de los límites de la cuenca vertiente-, he tenido en cuenta las características del terreno (grietas, fisuras, etc.) junto con las prácticas de aprovechamiento de agua comunes en la comarca de la Alpujarra, los "careos". Alimentados por acequias, en estos careos se infiltran las aguas de escorrentía que, tras circular por los micasquitos, reaparecen en las *fuentes* y *remanentes*, aguas abajo de los límites del área estudiada. Se estima que esta pérdida producida por  $I_p$  está comprendida entre 2,5 y 3  $\text{hm}^3$  aproximadamente (Ben Sbih, 1995). La diferencia en la  $I_p$  entre el valor estimado y el calculado se debe a que la infiltración profunda no se realiza únicamente en las áreas de careo sino a través, en menor medida, de todo el "acuífero fisurado" de los micasquitos.

La cuarta componente del balance hídrico, se refiere a los cambios de humedad en el perfil zonal del suelo, e indica que el mismo balance se altera cuando baja la precipitación después de un año lluvioso; pero esta variación de la humedad del suelo es prácticamente despreciable a la hora de calcular el balance para largos períodos de simulación. No obstante, en los últimos dos días de Septiembre de 1989 la lluvia registrada supera los 63 mm (unos 5  $\text{hm}^3$ ), y prácticamente esta cantidad hay restarla del balance de aquel año hidrológico y añadirla al balance del año siguiente, ya que la respuesta del terreno aparece en este último. Por último, la escorrentía total calculada incluye la suma de sus tres componentes superficial, subsuperficial y subterránea, y su valor medio es de unos 29.9  $\text{hm}^3$ ; sin embargo, el caudal medio observado en Pampaneira da una aportación para el mismo período de 31,1  $\text{hm}^3$  (tabla 42).

El hidrograma que representa los resultados de la simulación durante el período de calibración se muestra en la figura 66; en la misma, parece clara la existencia de una semejanza notable entre los caudales observados y calculados, sobre todo en épocas cuando la precipitación cae en forma de lluvia; por el contrario se observa cierto desfase entre los dos durante el deshielo, y una distribución no concordante de la precipitación en forma de nieve. Interpreto todo ello como debido a cuatro motivos bien definidos, que son los siguientes:

- la ausencia de datos de temperatura medidos en las partes altas y que reflejen bien los cambios diurnos y nocturnos de esta variable
- la gran diferencia de altitud existente en cada segmento simulado, respecto a su altitud media
- la variación de la temperatura crítica a la hora de nevar, siempre en función de la humedad relativa del aire.
- distribución temporal y duración de la precipitación, como analizaré más adelante para el hidrograma del año 1986/87.

No obstante, la limitación con que me he encontrado de no disponer de datos suficientes para este tipo de programas (por ejemplo, precipitación horaria), no tiene consecuencias

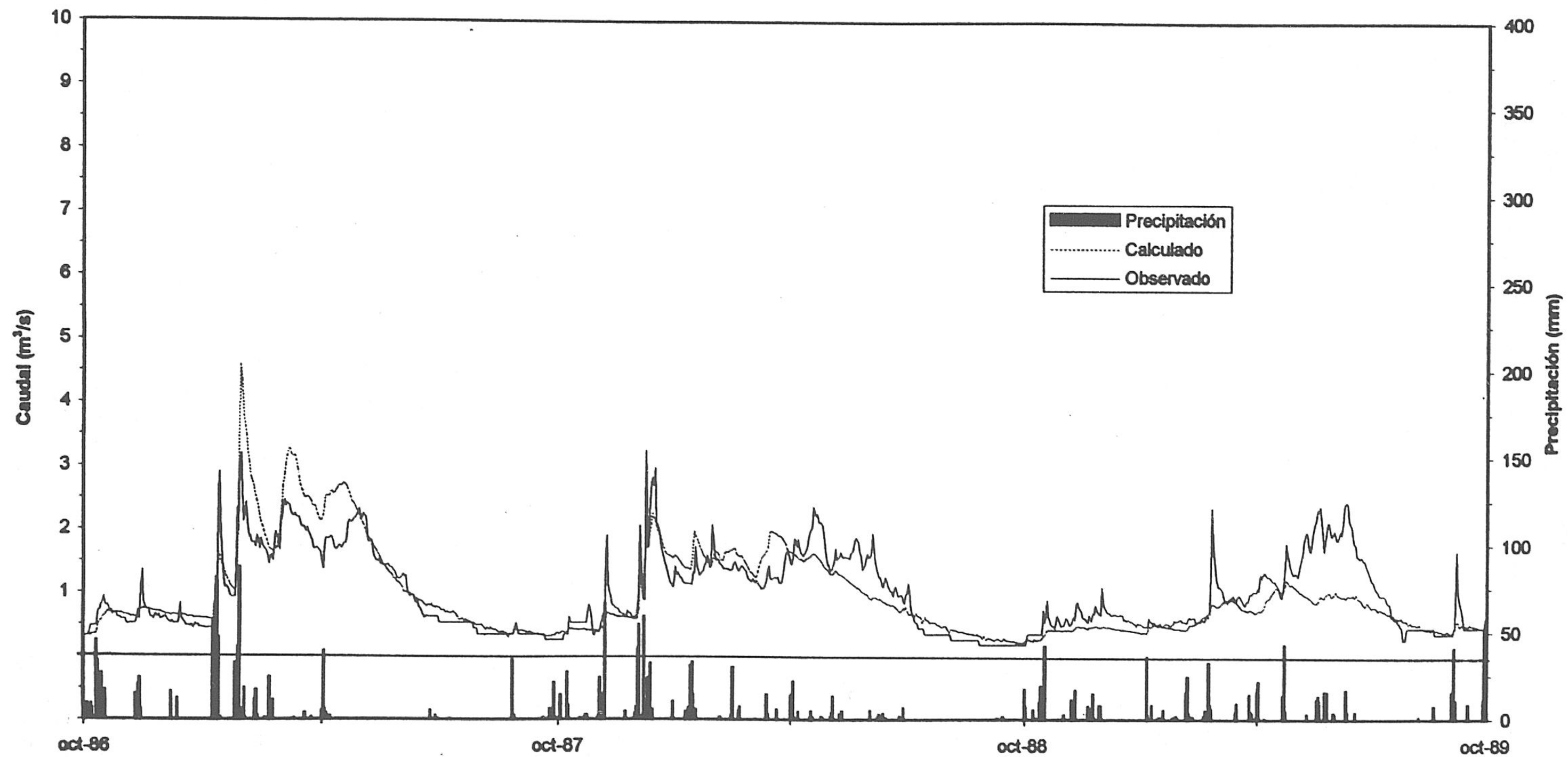


Figura 66. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Pampaneira para el período de calibración 1986/87-1988/89.

mayores sobre el objetivo fundamental de la presente tesis, que es el conocimiento de las aportaciones mensuales y anuales y los caudales máximos, medios y mínimos en las distintas subcuencas del sector alto del Guadalfeo, sobre todo en sus afluentes más caudalosos Poqueira y Trevélez.

### 2.1.2. Período de verificación

El período de verificación elegido, en principio, ha sido de 4 ciclos hidrológicos completos, que cubre los años 1989/90-1992/93, al considerarlo con las similares características climáticas, edáficas y de uso del suelo al período anterior (el de calibración). Para este tipo de prueba, he utilizado algunos criterios de verificación tanto numéricos como gráficos, que suelen ser aplicados a los resultados de una predicción hidrológica operativa.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs.
89/90	99.8	32.2	7.3	+ 3.1	63.4	58.8
90/91	60.6	27.9	2.9	+ 2.1	31.9	30.2
91/92	42.6	25.1	2.2	+ 2.0	17.3	26.2
92/93	39.9	21.2	2.1	+ 2.3	18.9	22.2
Media	60.7	26.6	3.6	+ 2.4	32.9	34.3

Tabla 43. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación. Todos los valores están expresados en  $hm^3$ .

Los resultados de las distintas partidas del balance para este período se recogen de la tabla 43; en cuando a la representación gráfica de este período, la figura 67 muestra el hidrograma correspondiente en el que existe una semejanza aceptable entre los caudales. Esta buena respuesta hidrológica del área en cuestión pone de manifiesto el acierto a la hora de estimar los parámetros hidrológicos más importantes. Cabe destacar también que las puntas de caudal observado se deben a precipitaciones de duración menor a 24 h, lo que se traduce en una subida acentuada de la escorrentía potencial directa.

Además, otra demostración gráfica de los buenos resultados obtenidos ha sido la representación del período de simulación total (figura 68); los cálculos del balance hídrico para este período aparecen en la tabla 44. En la misma, se observa en el balance del año hidrológico 1989/90 que el caudal calculado supera al caudal medido en unos  $5 hm^3$  debido a las lluvias registradas antes del inicio de este período, como he mencionado anteriormente. Cabe destacar aquí que los cambios de humedad en las distintas capas del suelo son casi

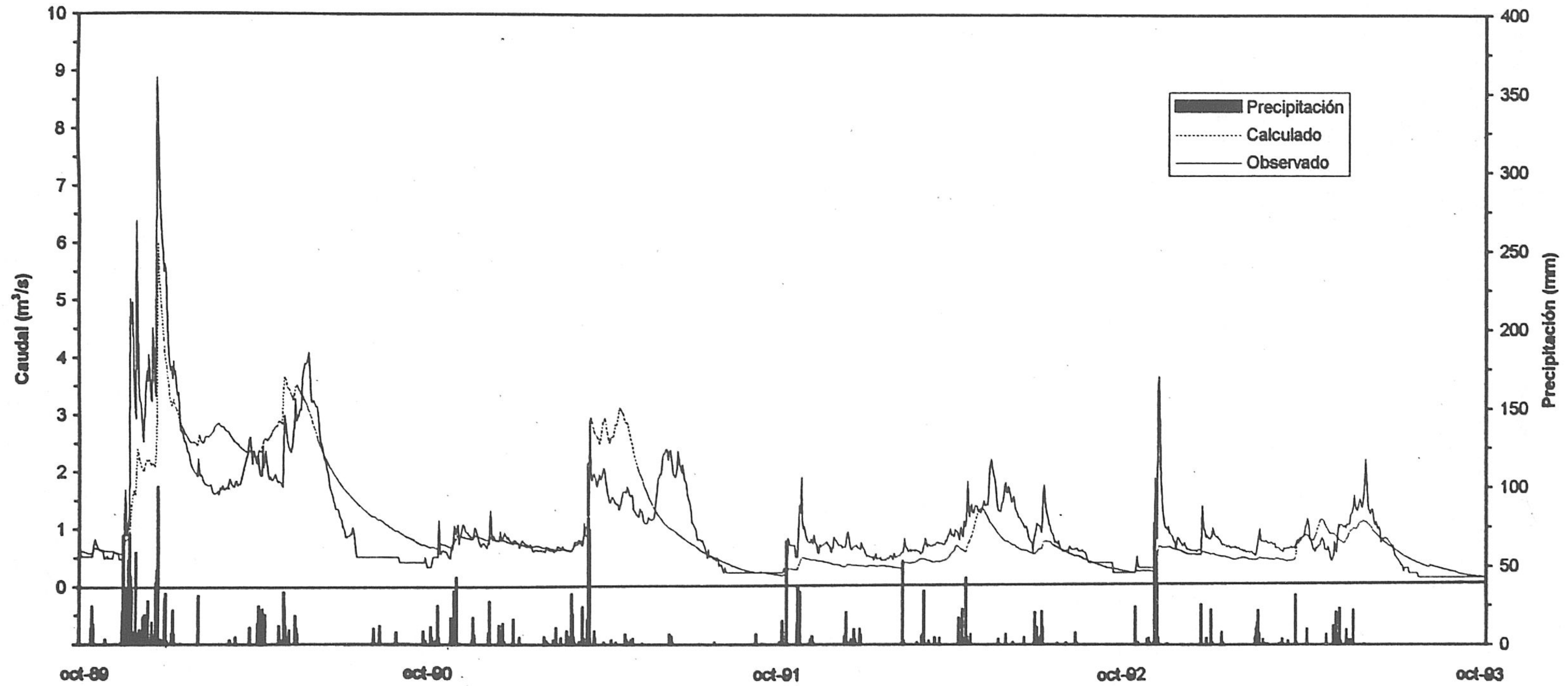


Figura 67. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Pampaneira para el período de verificación 1989/90-1992/93.

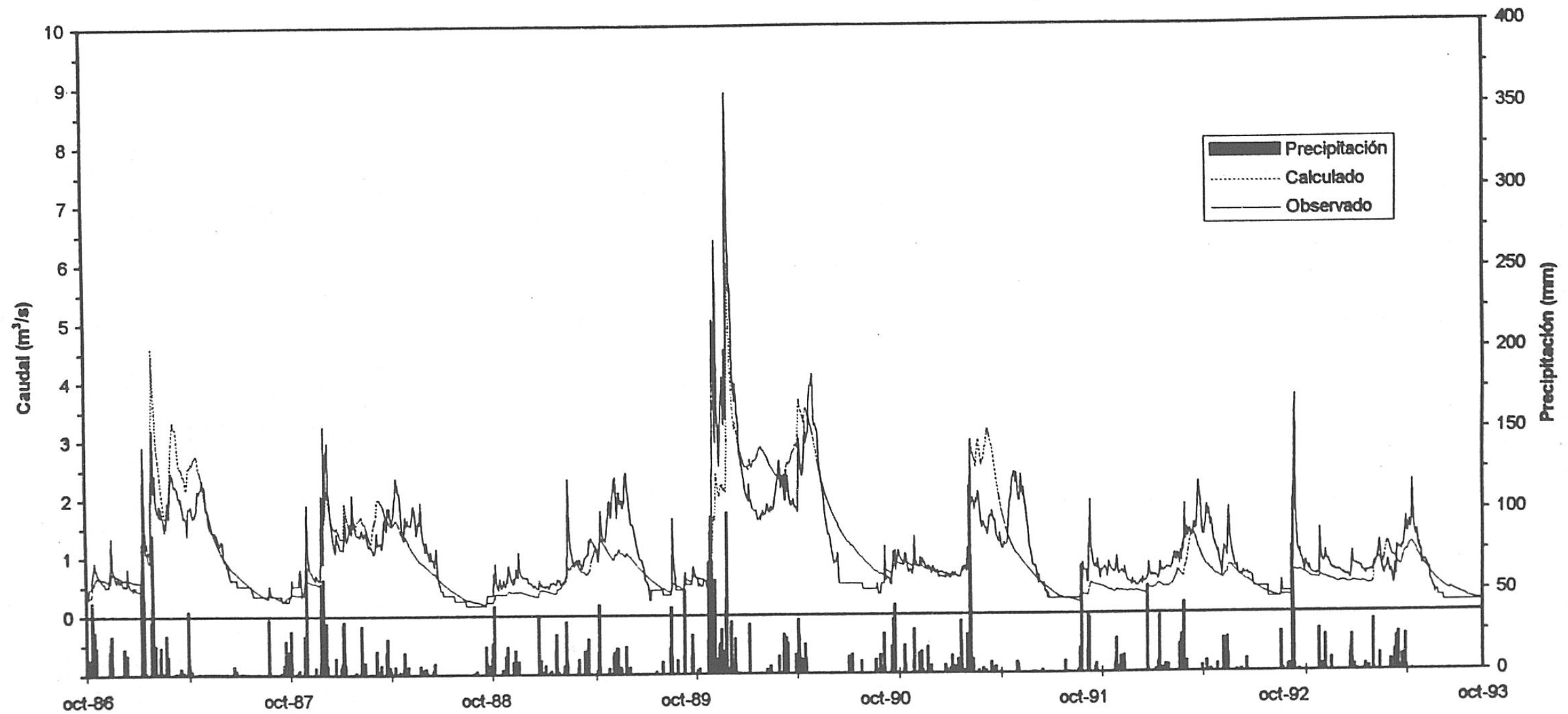


Figura 68. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Pampaneira para el período de total 1986/87-1992/93.

despreciables en el balance hídrico medio anual para el período completo, lo que significa que el buen ajuste de los parámetros aparece más claro cuanto mayor es el período simulado.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total	
					Calc.	Obs.
86/87	70.6	28.5	3.6	- 0.3	38.2	32.6
87/88	58.9	27.7	3.4	+ 3.6	31.4	32.9
88/89	61.7	28.9	3.0	- 9.6	20.2	27.7
89/90	99.8	32.2	7.3	+ 3.1	63.4	58.8
90/91	60.6	27.9	2.9	+ 2.1	31.9	30.2
91/92	42.6	25.1	2.2	+ 2.0	17.3	26.2
92/93	39.9	21.2	2.1	+ 2.3	18.9	22.2
Media	62.0	27.3	3.5	+ 0.4	31.6	32.9

Tabla 44. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período total. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.

En una buena calibración hidrológica, la diferencia entre los valores simulados y observados suele estar alrededor del 15 % (Donigian *et al.*, 1982). En este caso, los volúmenes escurridos calculados y observados se diferencian en un 3,8 % (3.5 hm<sup>3</sup>), para el período de calibración, y en 4,4 % (5.9 hm<sup>3</sup>) para el de verificación; mientras que, para el período total, esta diferencia no supera el 4,1 % (9,3 hm<sup>3</sup>), como se aprecia en la tabla 45. Además del *error o diferencia relativa*, se puede utilizar en la comparación de caudales calculados y observados el *caudal medio diario*, la *desviación típica* y los *caudales máximos y mínimos diarios*.

Especial interés tienen los tres criterios de verificación propuestos por la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1975), el coeficiente de correlación y el criterio de Nash o NTD, cuya fórmula se muestra a continuación:

$$NTD = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (q_{ci} - q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^n (q_{oi} - q_m^-)^2}$$

donde q<sub>c</sub> y q<sub>o</sub> son los caudales diarios calculados y observados respectivamente, y q<sub>m</sub> es el caudal medio observado; y la razón de la cantidad (1 - NTD) para los períodos de verificación de calibración:

$$\frac{(1 - NTD)_{VER}}{(1 - NTD)_{CAL}}$$

Se consideran como valores críticos de una buena calibración cuando el coeficiente de correlación supera o iguala 0.8 y NTD es mayor o igual a 0.7, aunque este último hay que tomarlo con reserva y que no se puede hacer un buen ajuste en la calibración del período de fusión de la nieve; en cuanto a la razón (1 - NTD) para ambos períodos, su valor debería tender a la unidad. La comparación del funcionamiento del modelo durante el período de calibración con la del período de verificación se refleja en la razón (1 - NTD) entre ambos períodos; el valor de este último ha sido 0.95, que es muy aceptable.

Criterios	Calibración		Verificación		Período completo	
	obs	calc	obs	calc	obs	calc
Er	3.8 %		4.4 %		4.1 %	
R	0.84		0.81		0.82	
Qm	0.98	0.95	1.09	1.04	1.04	1.0
S	0.62	0.69	0.94	0.89	0.82	0.81
Qmáx	3.25	4.59	8.89	5.99	8.89	5.99
Qmín	0.18	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18
NTD	0.62		0.64		0.64	

Tabla 45. Criterios de verificación y comparación de valores significados. Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; Qm: caudal medio diario; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo; NTD: criterio de Nash. Todos los valores de caudales están expresados en m<sup>3</sup>/s.

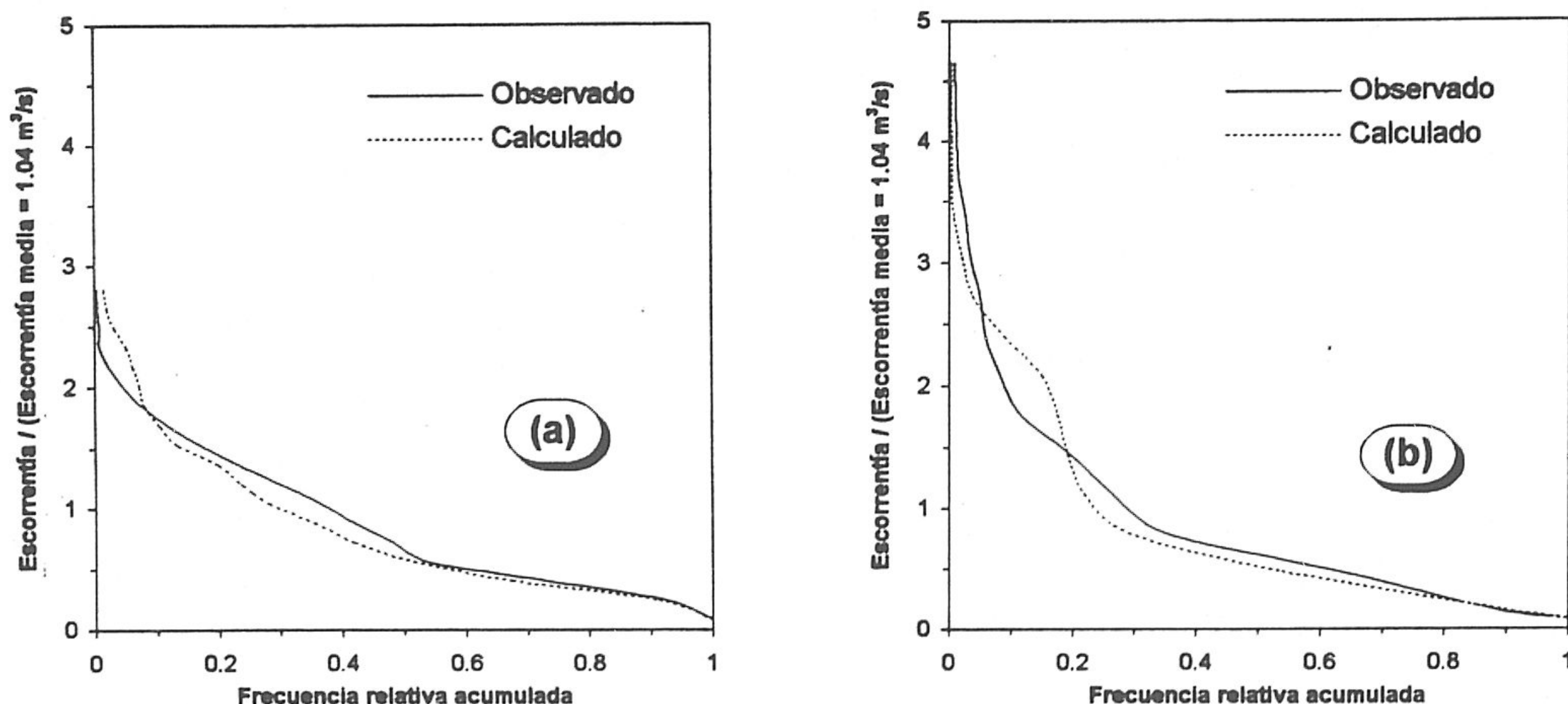
Otro criterio de verificación es la presentación de las curvas de duración del flujo de los caudales diarios simulados y observados, en los que la ordenada vertical se expresa como escorrentía/escorrentía media, realizadas por separado para los períodos de calibración y de verificación (figura 69); se han obtenido mejores resultados para el período de verificación que para el período de calibración.

### 2.1.3. Influencia de la duración de la lluvia

#### A) Consideraciones teóricas

Puesto que los cálculos del modelo han sido con un paso de tiempo "horario", reparto

los valores de precipitación diaria disponible (no existen datos pluviográficos) uniformemente en 24 horas; este proceso afecta a algunos parámetros importantes como son la interceptación, humedad de las capas superiores del suelo, escorrentía potencial directa, infiltración, entre otros. Por otro lado, esta distribución de la precipitación se ve afectada también por la oscilación de la temperatura durante el día; ello conduce a una alteración en la forma de la precipitación -lluvia o nieve-, sobre todo en los meses de invierno, cuando la precipitación se produce casi en su totalidad en forma de nieve en las áreas de alta montaña.



*Figura 69. Curvas de duración del flujo de los caudales diarios calculados y observados, tanto para el período de calibración (a) como el de verificación (b), períodos 1986/87-1988/89 y 1989/90-1992/93, respectivamente.*

Dado que no existen registros horarios de precipitación, se ha pensado sacar máximo partido del programa mediante una distribución arbitraria de la precipitación diaria en cantidades uniformes de 12 y 6 horas de duración, período este último que suele aceptarse como próximo a la realidad de una lluvia "diaria" (Heras, 1976; Témez, 1978); ello ha permitido una mayor aproximación a las condiciones reales y ajustar mejor los parámetros de interés.

El año hidrológico elegido para esta prueba ha sido el 1986/87, siendo los componentes del balance hídrico calculados para los tres casos mencionados se presentan en la tabla 46. En la misma se observa cómo el volumen de precipitación para el mismo año tiene una media de  $70.5 \text{ hm}^3$  (868 mm), del cual  $27.3 \text{ hm}^3$  (336 mm) caen en forma de nieve y el resto -  $43.2 \text{ hm}^3$  (532 mm)- en forma de lluvia. Esta pequeña variación en el volumen de la precipitación depende de la distribución de ésta última -en forma sólida o líquida- y de las correcciones hechas en algunos parámetros para cada caso.



Duración	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total
6 h	70.481	27.566	3.429	- 1.847	37.639
12 h	70.400	27.196	3.543	- 1.730	37.931
24 h	70.583	27.264	3.612	- 1.453	38.254
<i>Observado =</i>					32.659

Tabla 46. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para precipitaciones repartidas en 24, 12 y 6 horas (año 1986/87). Todos los valores están expresados en  $hm^3$ .

En cambio, la precipitación registrada en la estación de Poqueira en el mismo año (1986/87), unos 851 mm ( $69\text{ hm}^3$ ), se diferencia de la precipitación estimada en 18 mm. Esta cantidad es el resultado de aplicar un coeficiente que supone un aumento de la precipitación a la hora de nevar, sobre todo en las partes altas de la cuenca (segmentos 3 y 4); esta situación es lógica ya que al aumentar la altitud también se incrementa la precipitación (gradiente pluviométrico).

En cuanto a la evapotranspiración real calculada, en los tres casos presenta un valor medio de  $27,3\text{ hm}^3$  (incluyendo  $0,8\text{ hm}^3$  de sublimación), que supone un 39% del total de la precipitación; este porcentaje ha sido un poco bajo con respecto a los de otros años, por las bajas temperaturas registradas en este año.

Como he mencionado anteriormente, la infiltración profunda  $I_p$  no se realiza únicamente en las áreas de careo sino a través, en menor medida, de todo el "acuífero fisurado" de los micasquitos. Se observa el aumento de esta componente cuando la distribución de la lluvia es mayor -pasando de 6, 12 a 24 h-, es decir, la baja intensidad de la precipitación se traduce en un crecimiento de las tasas de infiltración en general. Esta pérdida se estima en unos  $3,5\text{ hm}^3$  como valor medio, no sólo para este año sino para el año medio del período de simulación completo.

Exactamente ocurre lo contrario respecto a la cuarta componente del balance hídrico en este caso concreto, que se traduce en un aumento del déficit de humedad en el perfil zonal del suelo cuando es más corta la duración de la lluvia. Además, el valor medio de esta variable ( $1,7\text{ hm}^3$ ) indica que el terreno ha retenido más cantidad de agua este año (1986/87) que el anterior; esto tiene su justificación en que este año ha sido más lluvioso y en que se registró una temperatura media anual más baja con respecto a otros años.

Por último, la escorrentía total calculada incluye la suma de sus tres componentes superficial, subsuperficial y subterránea. Se observa aquí (tabla 46) un caso no habitual, por suponer que la escorrentía debe aumentar al disminuir la duración de una tormenta; ello tiene

la justificación en que el mayor volumen de esta variable proviene del deshielo, que es un proceso normalmente lento y regular en las partes altas del Poqueira (segmentos 3 y 4), que tiene elevada tasa de infiltración. El caudal medio calculado es de 37,9 hm<sup>3</sup>; sin embargo, el caudal observado en Pampaneira da una aportación anual de 32,7 hm<sup>3</sup>. Hay que tener en cuenta que las dos acequias principales (la acequia Baja de Pitres, margen izquierda, y la acequia Nueva, margen derecha) arrojan una cantidad de agua fuera de los límites de la cuenca vertiente de unos 3 hm<sup>3</sup>, como valor medio; esta cantidad es aprovechable normalmente en el período que coincide con la época de deshielo y afecta especialmente a la escorrentía superficial e hipodérmica.

También he aplicado los criterios de verificación a los resultados de esta prueba (tabla 47). Nuevamente es el caso de precipitaciones con duración de 6 horas el que mejor reproduce la realidad de los procesos.

	Qm	S	Qmáx	Qmín	Er	R	NTD
<i>Calc-6 h</i>	1.19	0.81	3.41	0.30	14.2 %	0.96	0.82
<i>Calc-12 h</i>	1.20	0.87	4.00	0.29	14.9 %	0.94	0.71
<i>Calc-24 h</i>	1.21	0.90	4.58	0.30	15.7 %	0.94	0.68
<i>Observado</i>	1.03	0.68	3.20	0.26			

*Tabla 47. Criterios de verificación y comparación de valores significativos en relación con la distribución de la precipitación. Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo anual; Qmín: caudal mínimo anual; Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; NTD: criterio de Nash. Todos los valores de caudales están expresados en m<sup>3</sup>/s.*

La verificación ha incluido también la elaboración de los diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y medidos para los tres casos simulados (figura 70). El mejor ajuste es el obtenido para el caso de 6 horas, con el mayor coeficiente de correlación (0.96). Se observa, sin embargo, que en los tres gráficos existen puntos que se separan de la recta de ajuste; estos puntos representan el período de deshielo, en el cual los caudales calculados superan siempre a los reales en las tres simulaciones.

## **B) Resultados obtenidos**

Los hidrogramas resultantes de la simulación presentan en general una semejanza apreciable con los caudales diarios observados, como se muestra en la figura 71. Merece especial interés el hidrograma en que aparece la distribución de la precipitación diaria (duración 6 horas), donde se observa una respuesta de los caudales bastante buena en relación

con la lluvia. Ello, por un lado, coincide con lo citado en el estudio de Témez (1978), que estima una duración de las tormentas en el Este y Sureste peninsular de 6 h; por otro lado, ha proporcionado mejores resultados para determinar el valor adecuado de algunos parámetros que son difíciles de medir (infiltración, capacidad máxima de almacenamiento de humedad del suelo, etc.).

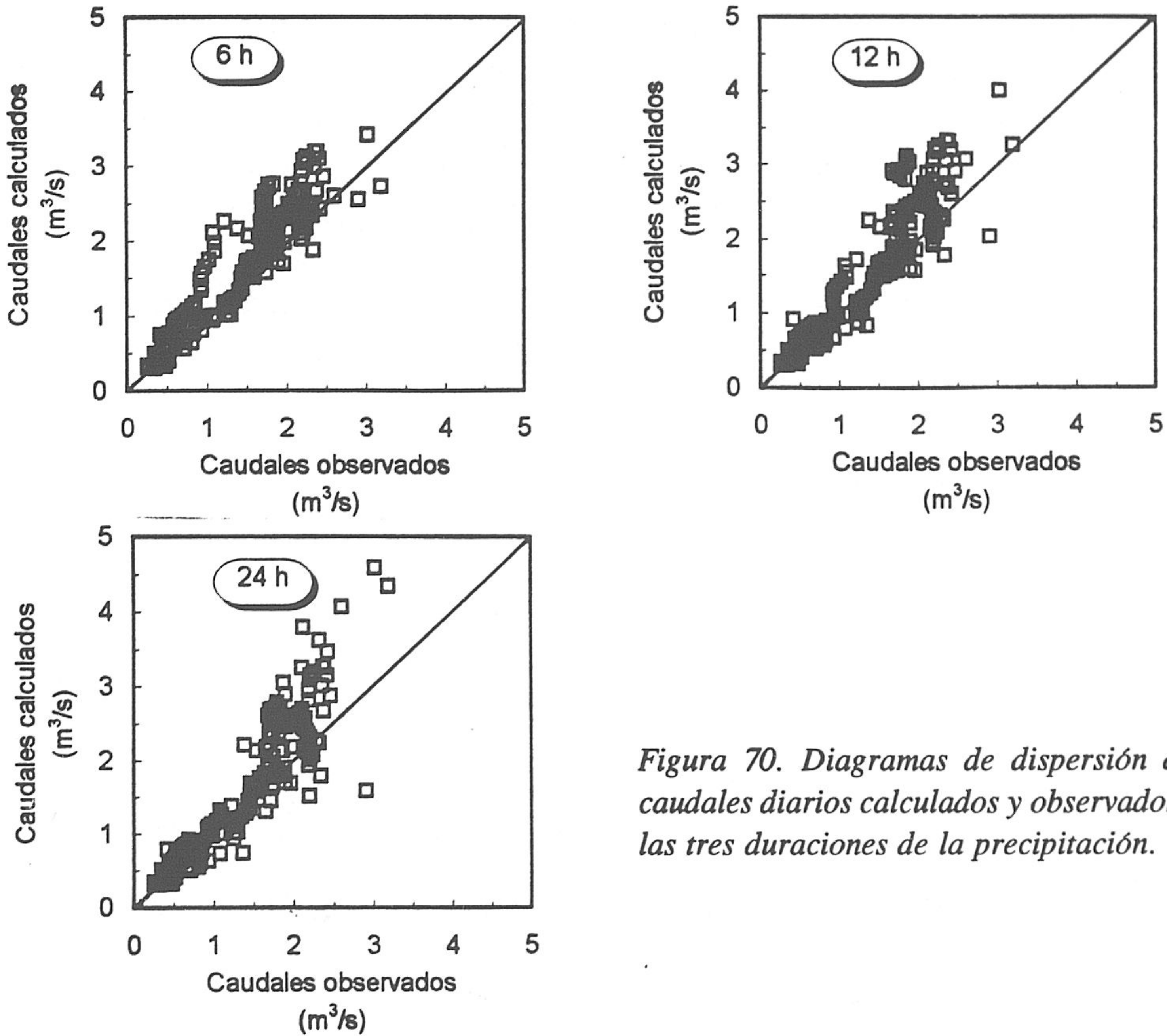


Figura 70. Diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y observados para las tres duraciones de la precipitación.

Existen en los tres gráficos dos situaciones en las que el ajuste ha sido menos satisfactorio. La primera concierne a los caudales punta, con una respuesta distinta para los calculados, debido a la repartición o duración de las precipitaciones (intensidad); incluso una parte de estas precipitaciones podría caer en forma de nieve. El período de deshielo constituye el segundo caso, tanto en la intensidad (caudales mayores para la simulación) como en un cierto desfase que se aprecia en los días finales del mismo. Ambas cuestiones podrían solucionarse con una mejor repartición de las temperaturas, ya que las temperaturas base son medidas a 1.700 m de altitud, mientras que la cuenca tiene su cabecera por encima de los 3.300 m; además, esta situación se ve agravada por el hecho de que las temperaturas extremas juegan un papel importante en la nieve y el deshielo. No obstante, las diferencias de caudales calculados y observados no superan un  $m^3/s$ , por lo general; teniendo también en cuenta que las captaciones de agua para riego o los careos aguas arriba de la estación de aforos de Pampaneira pueden ser importantes (sobre todo durante la época de deshielo) esta diferencia deja de ser significativa.

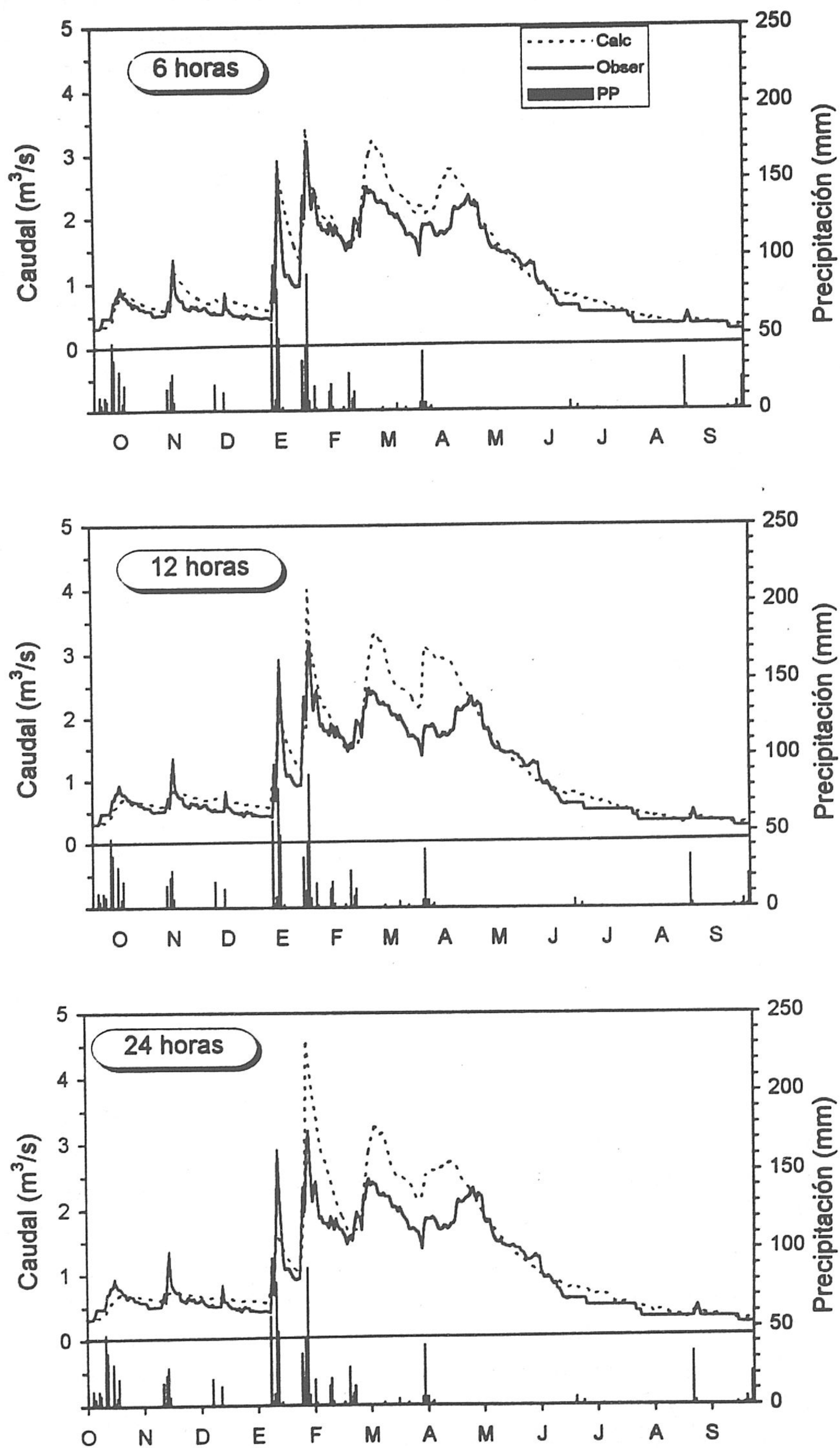


Figura 71. Hidrogramas simulados obtenidos en la estación de aforos de Pampaneira en el año 1986/87, para los tres casos supuestos de distribución de la precipitación diaria (24, 12 y 6 horas).

Por otro lado, los caudales observados merecen ser cuestionados en el período de recesión y agotamiento del flujo durante los meses de Julio a finales de Septiembre; unos caudales tan constantes son raros en la naturaleza, y más aún en un área tan afectada por los regadíos donde un hidrograma menos regular sería más normal. Esto posiblemente se deba a que el mantenimiento de la Central Hidroeléctrica del Duque, situada en Pampaneira, pueden ser la causa de las anomalías, ya que existe una conducción que lleva el agua hasta la Central, con un salto de 500 m de desnivel. Dicha conducción toma su agua de la acequia Real, que a su vez recoge el agua del río Bermejo (al Este de la cuenca), donde las acequias alta y baja (derivadas del río Poqueira a más de 2000 m de altitud) y otros barranco adyacentes descargan sus aguas. Estas dos últimas riegan parte del terreno de cultivo en la cuenca vertiente de Poqueira, y parte de sus aguas satisface la necesidad de las áreas cercanas; el resto de estas agua se incorpora al río Bermejo, donde se conduce de nuevo a la Central, justo antes de la estación de Pampaneira.

Por tanto, interpreto que los caudales de recesión durante la época de estiaje deben ser superiores a los observados, puesto que el agua llevada por dicha conducción forma parte de las aportación de la cuenca en cuestión y ha de ser considerada en el cálculo del balance hídrico simulado.

#### 2.1.4. Análisis de los componentes del hidrograma

El balance establecido por el modelo permite separar las aportaciones debidas a los distintos componentes del flujo total de un río. En la figura 72 se muestra una división de los distintos flujos que componen la escorrentía expresados en caudal diario para el año 1986/87, con duración de precipitación de 6 h.

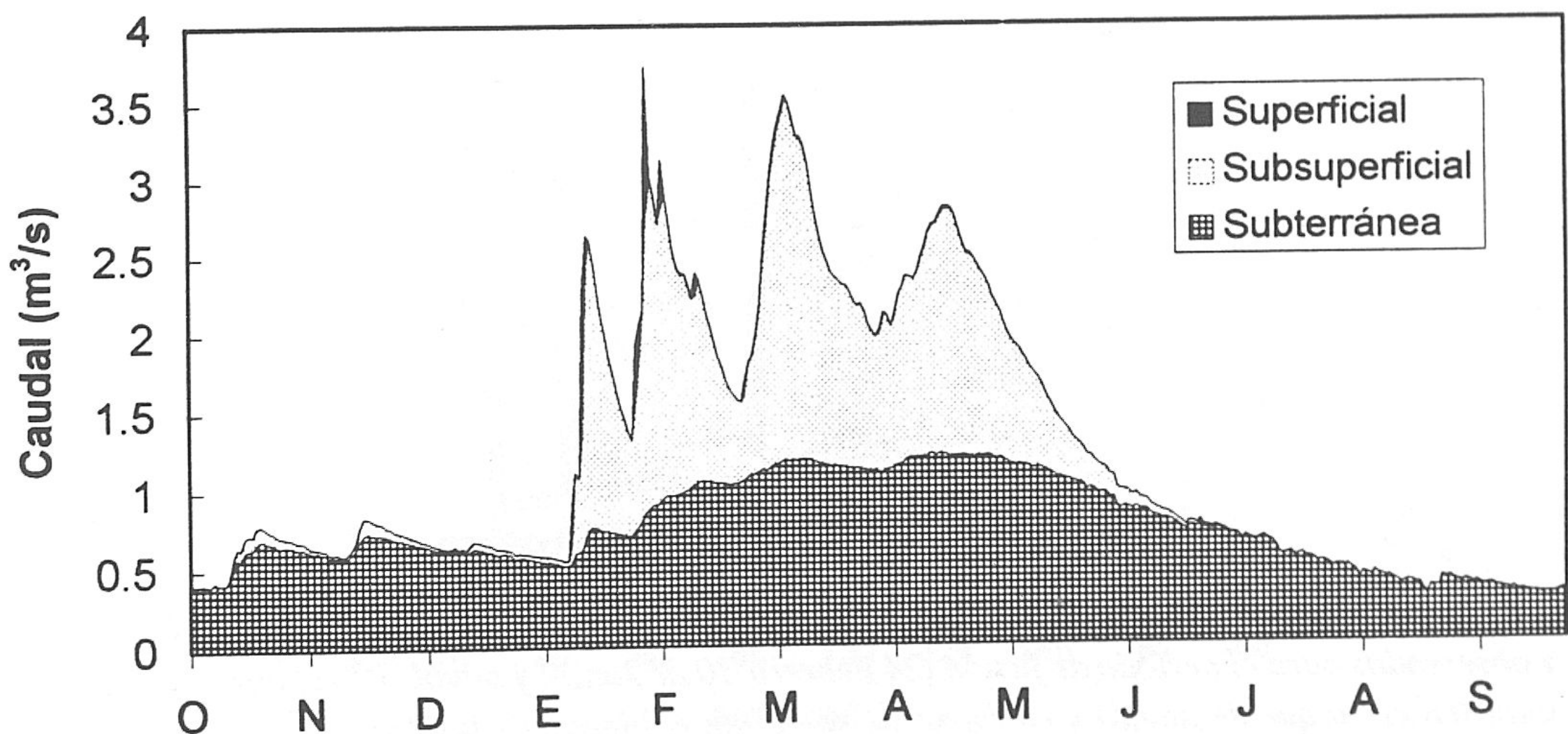
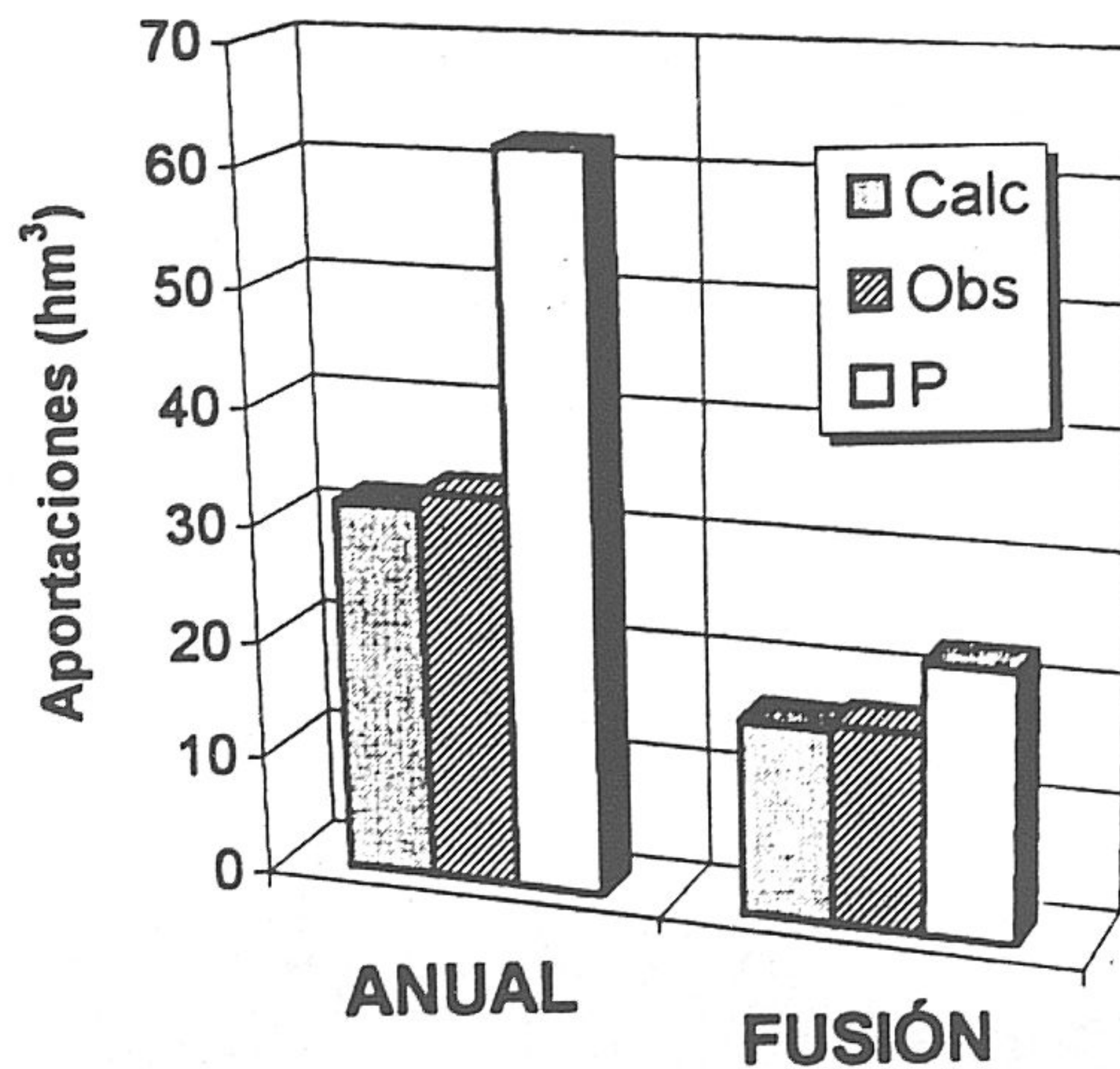


Figura 72. Desglose de la escorrentía total en los distintos componentes de la misma para el año 1986/87, según los datos obtenidos de la simulación.

Según las simulaciones realizadas para el año 1986/87, la aportación de las aguas subterráneas es la mayor (60 %), seguida de la aportación del flujo subsuperficial, con un 38 % de la escorrentía total; esta última cifra engloba también al deshielo más o menos directo. Finalmente, la aportación de la escorrentía superficial directa o pluvial no llega al 2 % del total, y refleja las escasas puntas de caudales de avenida que existen ese año. En el caso del período total de simulación (7 años), estos tres componentes han sido: 80 %, 18% y 2 % de la aportación total, respectivamente. Hay que tener en cuenta que el componente subterráneo incluye parte del flujo hipodérmico, ya que la franja superior descomprimida y alterada puede alcanzar un espesor de 40 m e incluso más (Pulido Bosch *et al.*, 1993). El flujo subsuperficial calculado incluye un porcentaje apreciable del superficial, y este último tarda en aparecer si las lluvias están distribuidas durante 24 h, como es el caso de la simulación del período total.

Todo este análisis de los hidrogramas se completa con el estudio y comparación de las aportaciones medias calculadas (para 7 años) y observadas para los períodos de fusión (24 de febrero - 30 de junio) y anual (figura 73). De este gráfico se deduce que las diferencias relativas, en cuanto a aportaciones totales se refiere, son del 2.6 % para el período de fusión y del 4 % para todo el período. En este mismo gráfico está representado el volumen de precipitación anual medido sobre la cuenca, y el volumen de precipitación en forma de nieve (calculado). Es preciso señalar que estos errores que se observan no se pueden atribuir intrínsecamente al modelo aplicado. Así, las dinámicas atmosféricas particulares, las componentes principales de los vientos y su relación con la humedad relativa del aire, y el gradiente pluviométrico real afectan significativamente a los resultados, más aún en una zona donde la diferencia de altitudes es muy notable.



*Figura 73. Comparaciones de los volúmenes totales de escorrentía calculados (tres supuestos) y observados para el período de fusión (24 Febrero-30 de Junio) y anual. P: volumen de precipitación total (en el bloque de anual) y en forma de nieve (en el bloque de fusión).*

2.1.5. Comprobación de la bondad del modelo

A partir de las series de los caudales calculados y observados del período total (7 ciclos hidrológicos), he obtenido la serie de los residuos para su posterior tratamiento, con el objetivo de comprobar la bondad del modelo. Al aplicar el Test de Normalidad, el histograma con la curva ajustada se muestra en la figura 74. El valor del Chi-cuadrado, con 10 grados de libertad, es de 730.6; la  $P(\chi^2 > 730.6)$  es prácticamente cero. Luego la distribución de los residuos se ajusta muy bien a una ley Normal, lo que indica que se acepta la independencia de los residuos.

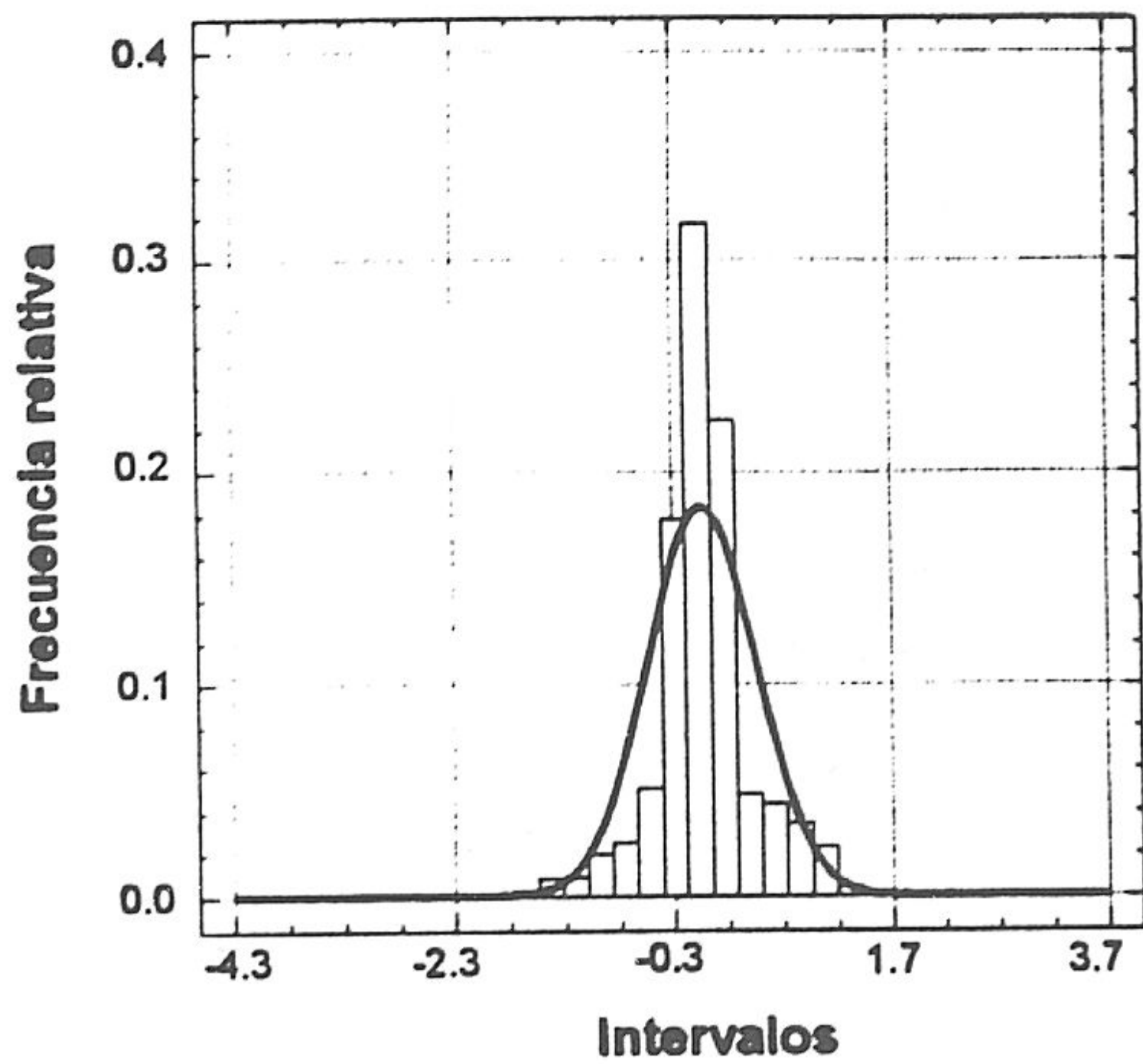


Figura 74. Histograma de los residuos obtenidos de las series de caudales calculados y observados del Poqueira.

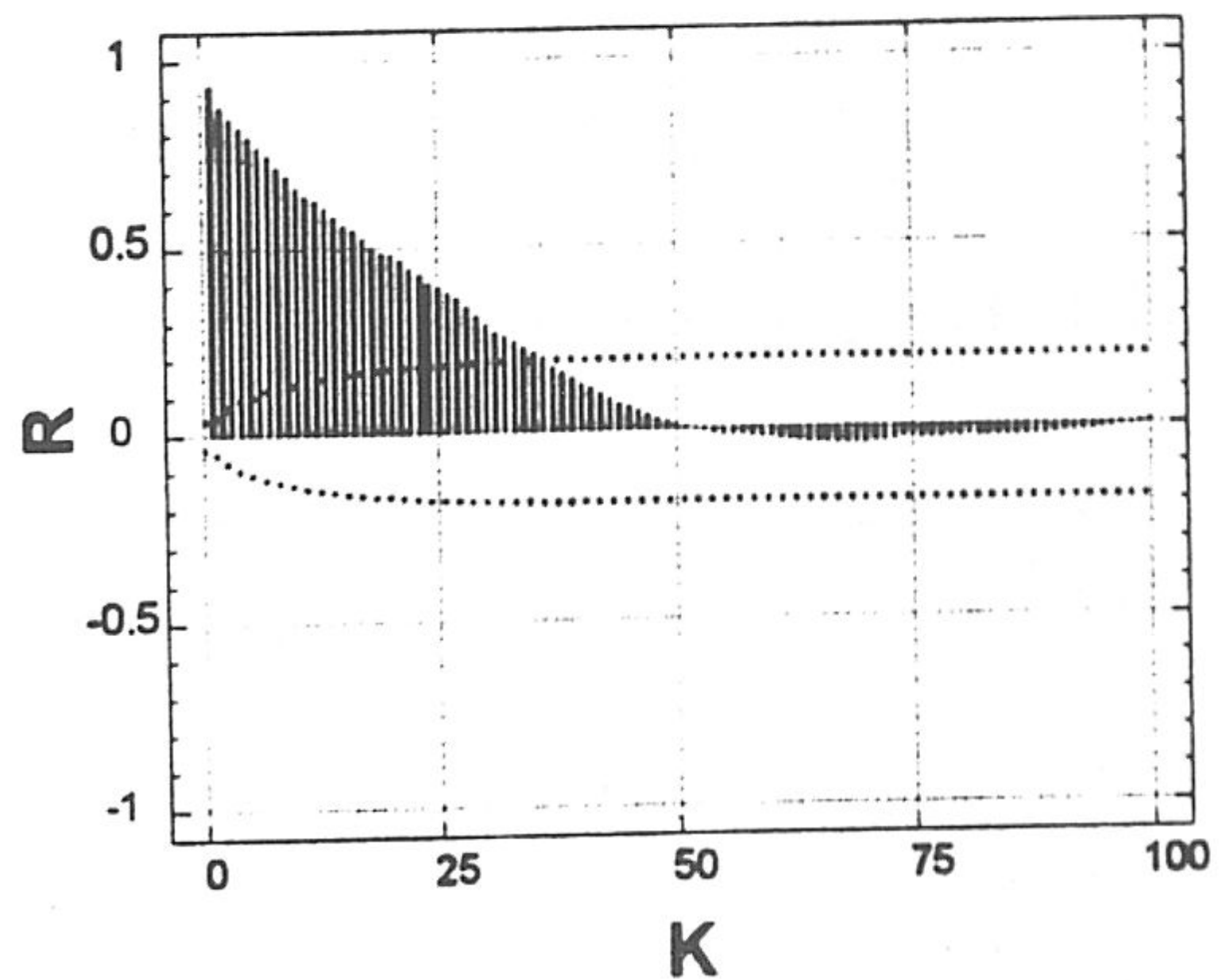


Figura 75. Autocorrelograma de los residuos de las series de caudales calculados y observados del Poqueira.

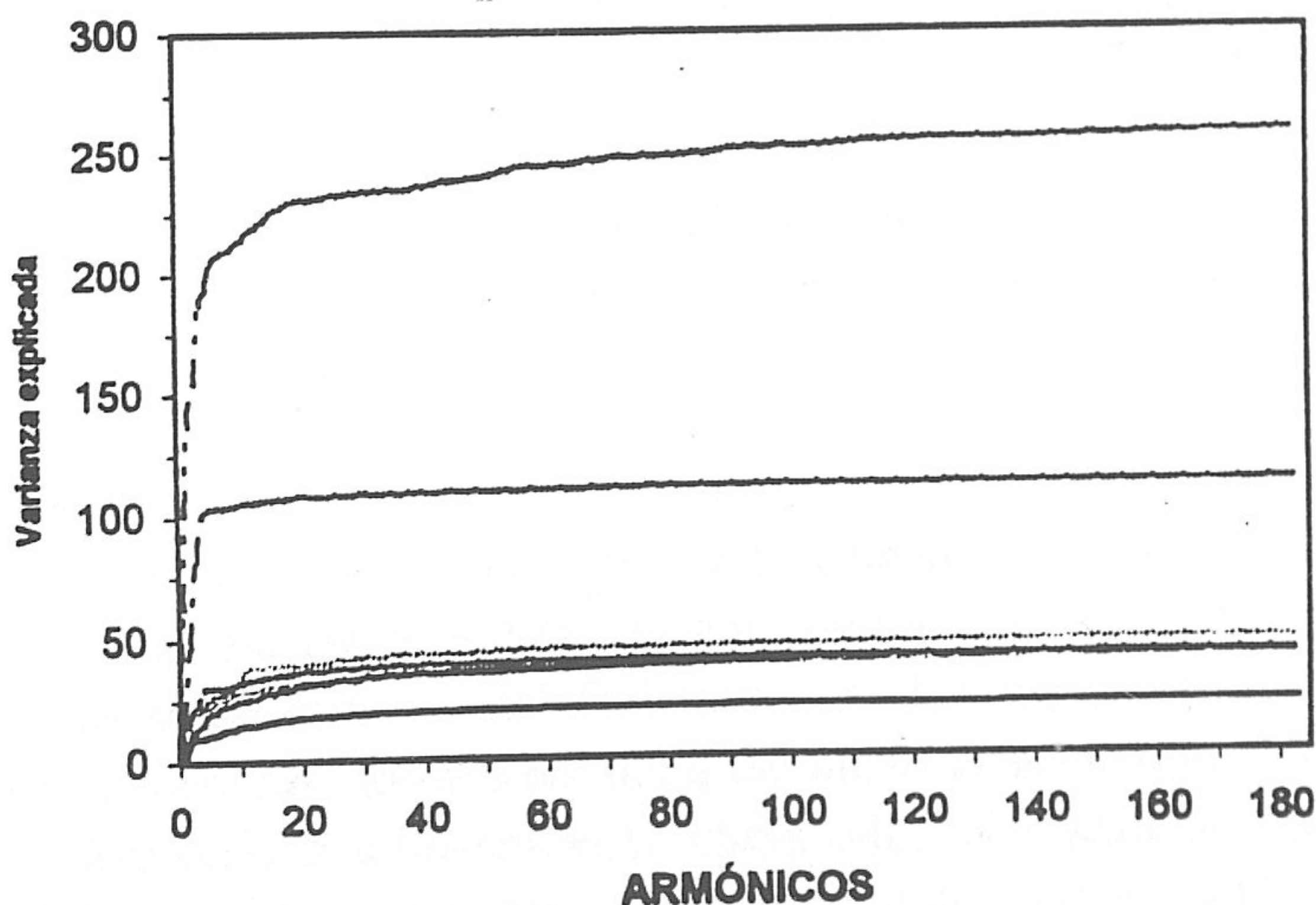


Figura 76. Periodogramas acumulados de los residuos entre las series de caudales calculados y observados del Poqueira.

Aunque existe independencia en la distribución de los errores, no es así en el tiempo. Existe una dependencia temporal como generalmente se manifiesta en el periodograma y en el correlograma de los residuos. Esto es debido a que la simulación realizada no es de tipo estocástico sino determinista; por tanto, los errores cometidos en una determinada época se acumulan y continúan en las estimaciones inmediatamente posteriores. El autocorrelograma de los residuos de la figura 75 confirma gráficamente esta dependencia y se deduce que la dependencia en el tiempo alcanza un período de 50 días. Ello es posiblemente debido a que la duración del deshielo fuerte suele tener una duración similar. Los periodogramas de los residuos de cada uno de los 7 años de la figura 76 indican periodicidades predominantes relacionadas con lo que he explicado anteriormente.

## 2.2. SUBCUENCA DEL RÍO CÁDIAR

### 2.2.1. Período de calibración

En las primeras pruebas de calibración de esta subcuenca y en comparación con la de Poqueira, se pueden deducir los siguientes hechos significativos:

- a) Aumento de las tasas de evapotranspiración; aunque es lógico, debido a su situación geográfica más hacia el Este, menor altitud media, existencia de alto porcentaje de masas forestales, etc.
- b) Baja capacidad de infiltración en general (sobre todo en los segmentos 1 y 2) debido al desarrollo del suelo y la vegetación, con pérdidas de aguas mediante percolación profunda hacia áreas adyacentes, ya que el lecho del río donde está situada la estación de Narila (nº 10) y su alrededor está formado por materiales cuaternarios (conos de deyección) y estos últimos están en contacto con formaciones calizo-dolomíticas (ver el mapa hidrogeológico).
- c) Aumento del almacenamiento de humedad en las zonas superficial y superior del suelo, y disminución del mismo parámetro en la inferior.
- d) Existencia de un desfase entre el caudal calculado y el observado después de algunos aguaceros fuertes.

En cuanto a la pérdida por infiltración profunda  $I_p$ , he tenido en cuenta las características del terreno en los distintos segmentos. La formación de micasquitos domina en los segmentos 2, 3 y 4 (figura 77), por lo cual las fisuras y grietas deben jugar un papel considerable; éstos entran en contacto con materiales cuaternarios que a su vez yacen sobre materiales calizo-dolomíticos aguas abajo del punto de control. Además, el lecho del río en este punto tiene, por sus materiales, alto grado de permeabilidad. Con todo ello,  $I_p$  ha sido estimada en unos  $2.2 \text{ hm}^3$ , aunque siempre es mejor tener como referencia el valor medio del período total por su estrecha relación con las condiciones de humedad.



Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs.
86/87	39.2	23.8	2.1	- 0.3	13.0	7.9
87/88	43.4	25.0	2.8	+ 1.5	17.0	13.4
88/89	43.5	28.5	1.8	- 5.0	8.2	10.8
Media	42.0	25.8	2.2	- 1.3	12.7	10.7

Tabla 48. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración. Todos los valores están expresados en  $hm^3$ .

Después de tener estas consideraciones en cuenta, los componentes de la distintas partidas del balance hídrico se recogen de la tabla 48. La precipitación registrada en la estación de Bérchules para el mismo período (tabla 24) se diferencia de la precipitación estimada en pequeña cantidad, debido al aumento de la misma variable a la hora de nevar. El análisis del primer componente del balance indica que la precipitación tiene un valor medio de  $42 \text{ hm}^3$  ( $620 \text{ mm}$ ); la mayor parte de ésta a lo largo de estos tres años cae en forma de lluvia ( $386, 434$  y  $511 \text{ mm}$ ) y el resto  $-198, 212$  y  $137$ - en forma de nieve. La ETR calculada tiene una media de  $25.8 \text{ hm}^3$  (incluyendo  $0.5 \text{ hm}^3$  de sublimación, como valor medio), que supone  $60 \%$  del total de la precipitación. Este porcentaje, como es lógico, ha sido más alto que su similar en la subcuenca del Poqueira, debido a las consideraciones mencionadas anteriormente.

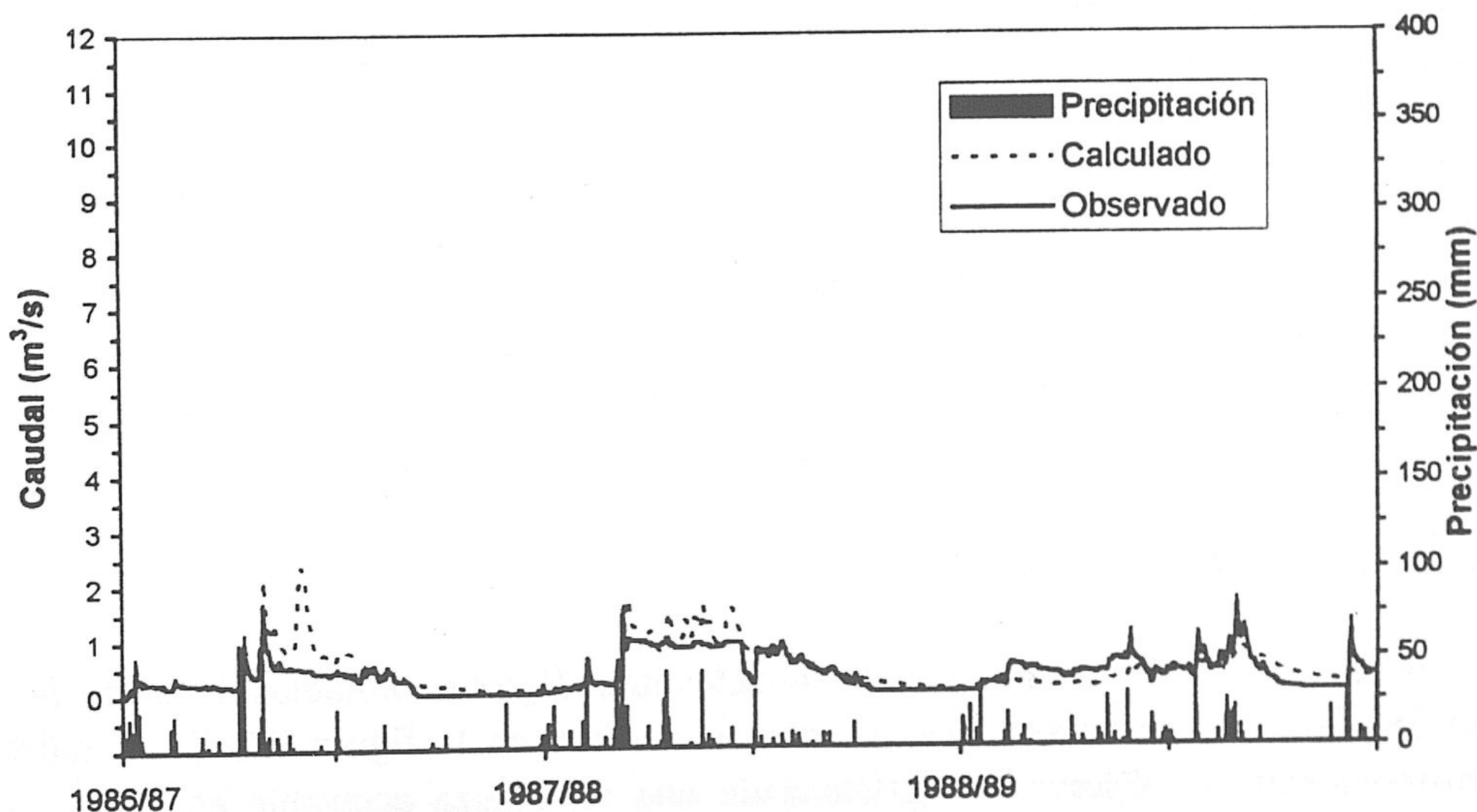


Figura 77. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Narila para el período de calibración 1986/87-1988/89.

La cuarta parte del balance hídrico se refiere a los cambios de humedad en el perfil zonal

del suelo, e indica que el mismo balance se altera cuando baja la precipitación después de un período lluvioso. Normalmente, este componente debe reducirse a cero -como valor medio-, después del ajuste del balance para largos períodos; en la realidad no ocurre así, pues la cantidad de lluvia que cae en los últimos cinco días del mes de Septiembre puede que no se convierta, en la mayoría de los casos, en escorrentía potencial directa (observada), sino que va a cubrir los déficits de humedad en el suelo. Ahora bien, una pequeña cantidad de precipitación en los primeros días del mes siguiente (Octubre) será apreciable y se reflejaría en un aumento del caudal en sus tres componentes (superficial, subsuperficial y subterráneo). Esto ha sido precisamente el caso del año 1988/89, pues en los últimos cinco días antes del inicio del siguiente ciclo (1989/90) han caído más que 45 mm (unos 3,3 hm<sup>3</sup>) sobre la cuenca vertiente y no se observó ningún aumento de caudal en el registro foronómico; por ello, esta cantidad ha sido descartada en el cálculo del balance de aquel año (tabla 48).

Por último, la escorrentía total calculada para el período de calibración tiene un valor medio de 13.9 hm<sup>3</sup>, mientras que el caudal medio observado en Narila da una aportación media para el mismo período de 10.7 hm<sup>3</sup> (tabla 48). Aparentemente, esta diferencia parece apreciable, pero en realidad representa la derivación por acequias, por un lado, y por otro, la estación de aforos en sí no presenta condiciones óptimas, debido a un aterramiento parcial.

El hidrograma que representa los resultados comentados se muestra en la figura 77; se desprende de la misma la existencia de una semejanza notable entre los caudales observados y los calculados, sobre todo en épocas cuando la precipitación cae en forma de lluvia. No obstante, se observa que el caudal medido a finales de Junio de 1988 tiende a un mínimo cuando se supone que los procesos de fusión de nieve y la descarga subterránea hubieran tenido un cierto volumen. Esta irregularidad puede que sea debida a dos hechos concretos: bien a la existencia de una fuerte derivación del agua del río para uso agrícola, o bien, a errores (accidentales) en la medida del flujo. Me inclino por la primera hipótesis sosteniendo que el resto del registro vuelve a ser normal y aceptable. Realizaré un análisis al respecto en los epígrafes siguientes. Por el contrario, se observa una distribución no concordante entre los dos caudales cuando la precipitación cae en forma de nieve; ello es debido a algunos de los motivos mencionados anteriormente en el comentario sobre la subcuenca del Poqueira.

### **2.2.2. Período de verificación**

El período de verificación elegido (4 ciclos hidrológicos completos) es el mismo que el caso anterior, y su representación gráfica se muestra en la figura 78. En el hidrograma correspondiente se observa la existencia de una semejanza aceptable entre los caudales medidos y calculados, salvo en el año 89/90 cuando el caudal máximo calculado se duplica respecto al medido. En este caso concreto, la precipitación registrada (duración 24 h) en los días 16, 17 y 18 supera (en total) los 186 mm, de ellos 153 mm en forma de lluvia y sólo 33 mm en forma de nieve; y las temperaturas medias correspondientes a los mismos días en

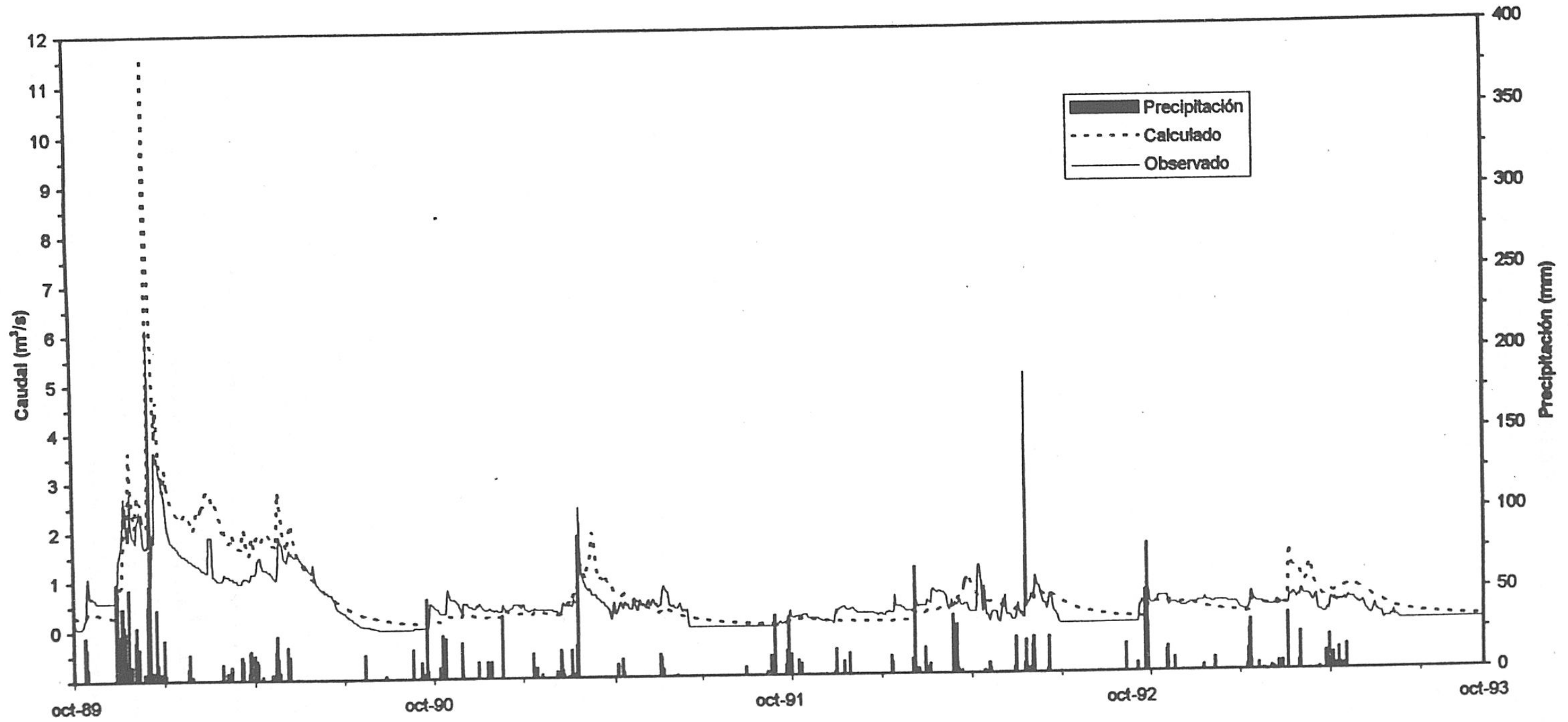


Figura 78. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Narila para el período de verificación 1989/90-1992/93.

la parte más alta (segmento 4) son 2, 0.2 y 1.6°C, respectivamente. Una posible explicación parte de este último segmento totalmente cubierto de nieve que recibe precipitaciones en forma líquida, dando lugar a un aumento considerable del deshielo, debido al calor sensible de la lluvia y al calor latente producido al congelar las gotas líquidas que entran en contacto con el manto nival. Un simple cálculo de la fusión generada por el calor de las lluvias (Llamas, 1993) durante los tres días citados sobre el segmento anterior, da un valor de 0.9 hm<sup>3</sup>; ello da una idea aproximada sobre la dificultad de controlar todos los procesos con los escasos datos existentes.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total	
					Calc.	Obs.
89/90	78.6	29.1	6.8	+ 2.8	45.5	31.7
90/91	36.3	22.8	1.9	- 0.4	11.2	11.0
91/92	33.8	24.2	1.6	+ 0.2	8.2	8.3
92/93	31.7	20.3	1.8	+ 1.5	11.1	8.1
Media	45.1	24.1	3.0	+ 1.0	19.0	14.8

*Tabla 49. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.*

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total	
					Calc.	Obs.
86/87	39.2	24.0	2.1	+ 0.1	13.2	7.9
87/88	43.4	24.7	2.8	+ 1.2	17.1	13.4
88/89	43.5	27.4	2.0	- 4.6	9.5	10.8
89/90	78.6	29.1	6.8	+ 2.8	45.5	31.7
90/91	36.3	22.8	1.9	-0.4	11.2	11.0
91/92	33.8	24.2	1.6	+ 0.2	8.2	8.3
92/93	31.7	20.3	1.8	+ 1.5	11.1	8.1
Media	43.8	24.6	2.7	0.0	16.5	13.0

*Tabla 50. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período total. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.*

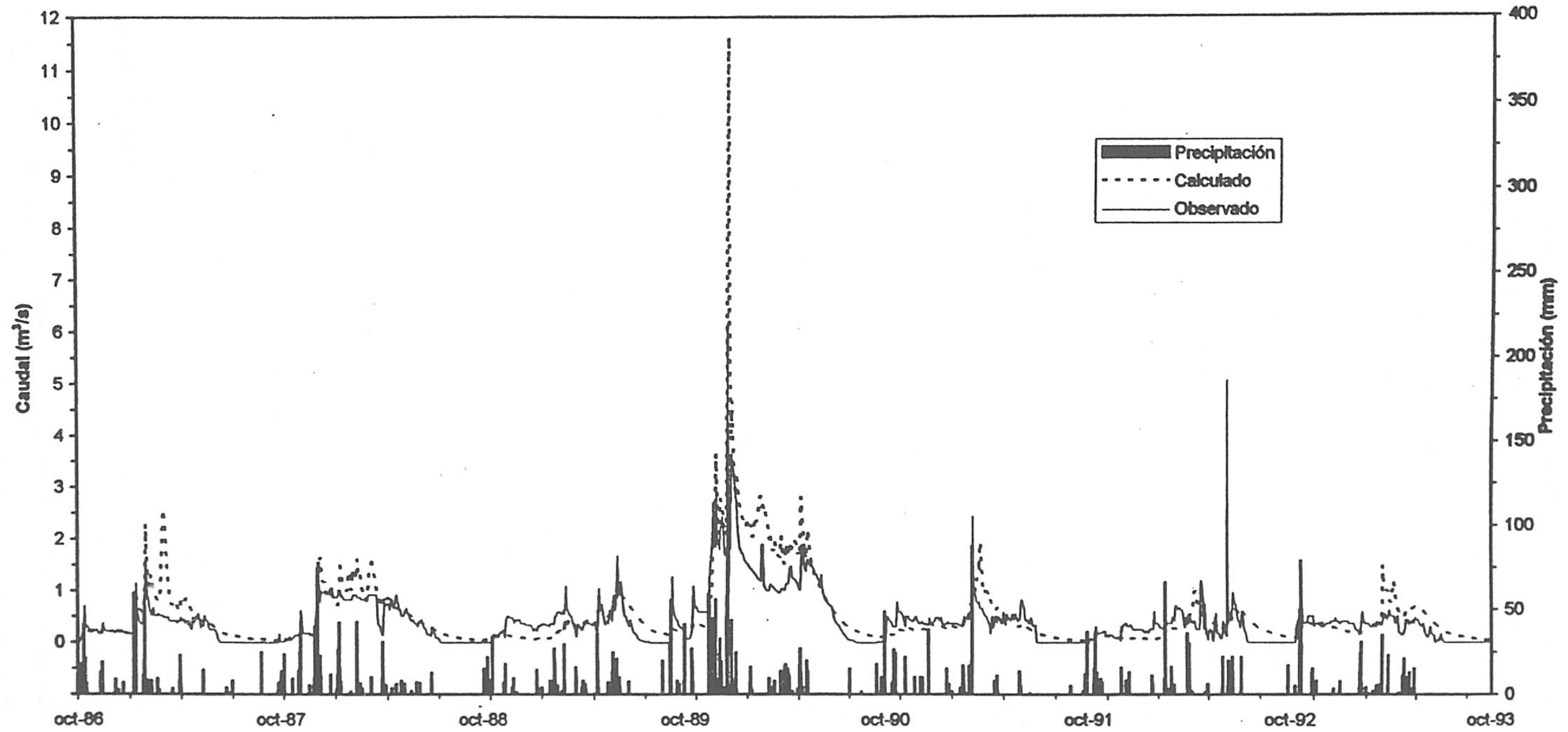


Figura 79. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Narila para el período total 1986/87-1992/93.

Las distintas partidas del balance hídrico para este período se reflejan en la tabla 49. Además, la demostración gráfica de los resultados obtenidos para el período de simulación total se muestra en la figura 79, cuyo balance se recoge de la tabla 50. En la misma, se puede observar que los cambios de humedad en el perfil zonal del suelo son prácticamente nulos; por otro lado, la diferencia entre el caudal observado y el calculado tiene un valor medio de 3,5 hm<sup>3</sup>/año. Esta diferencia podría tener su explicación en el hecho de que existe una derivación de aguas (mediante acequias) por encima del punto de control (estación de Narila).

Criterios	Calibración		Verificación		Período completo	
	obs	calc	obs	calc	obs	calc
Er	17 %		25 %		24 %	
R	0.76		0.79		0.78	
Qm	0.34	0.42	0.47	0.60	0.41	0.52
S	0.31	0.41	0.57	0.87	0.47	0.72
Qmáx	1.68	2.5	6.13	11.64	6.13	11.64
Qmín	0.0	0.04	0.0	0.03	0.0	0.03

Tabla 51. Criterios de verificación y comparación de valores significativos. Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo. Todos los valores de caudales están expresados en m<sup>3</sup>/s.

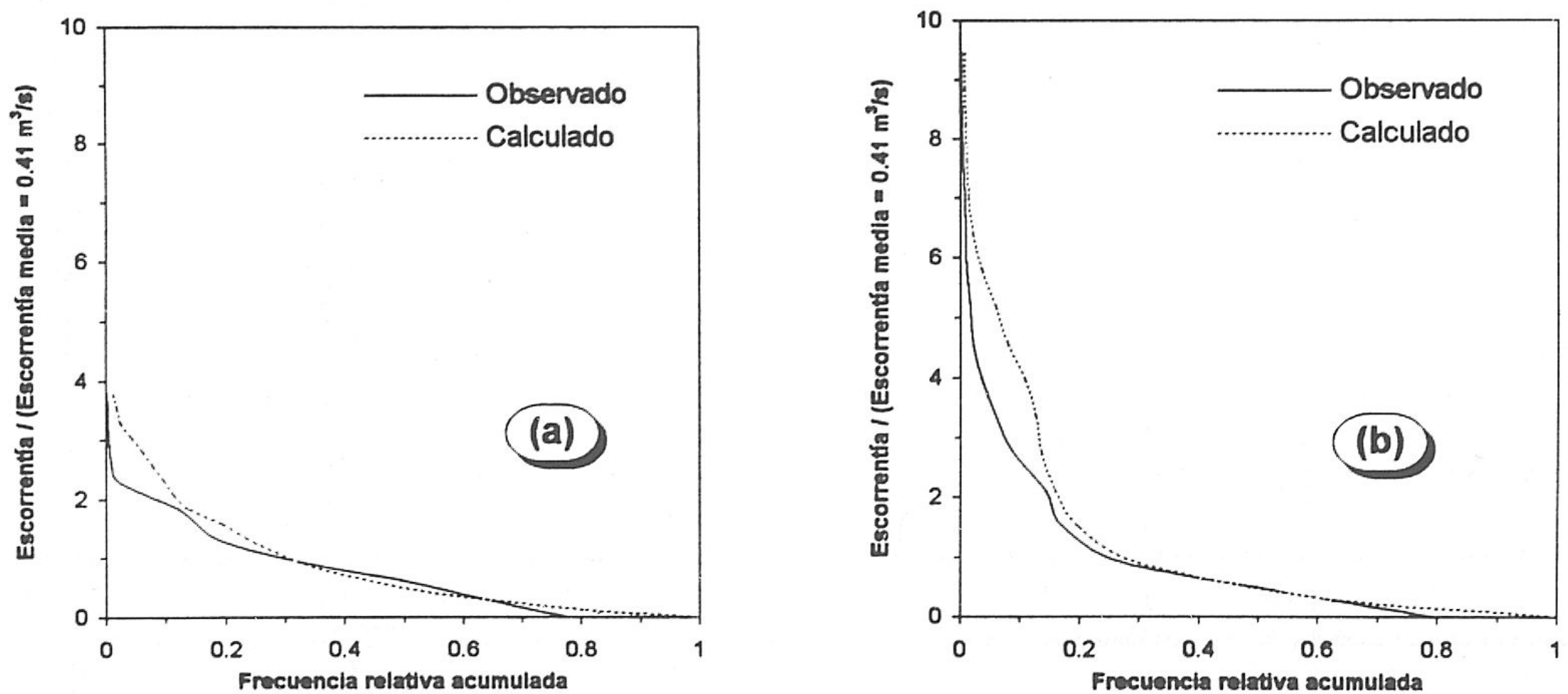


Figura 80. Curvas de duración del flujo de los caudales diarios calculados y observados para los períodos de calibración (a) y de verificación (b) correspondientes a los períodos de 1986/87-1988/89 y 1989/90-1992/93, respectivamente.

Se han aplicado para esta subcuenca los mismos criterios de verificación que para la subcuenca del Poqueira, con excepción del criterio de Nash (o NTD), dado que este último no es aconsejable cuando los caudales observados no reflejan de forma clara la fusión de la nieve (OMM, 1975). Para el resto de los criterios, sus valores se recogen en la tabla 51. Los volúmenes escurridos calculados y observados se diferencian en un 26 % (9.8 hm<sup>3</sup>), para el período de calibración, y en 27 % (18.2 hm<sup>3</sup>) para el de verificación.

Por último, la presentación de las curvas de duración de caudales medidos y calculados, tanto para el período de calibración como para el de verificación, viene en la figura 80; en ella, se observa mejor ajuste entre las dos curvas para el segundo período que para el primero.

### 2.2.3. Influencia de la duración de la lluvia

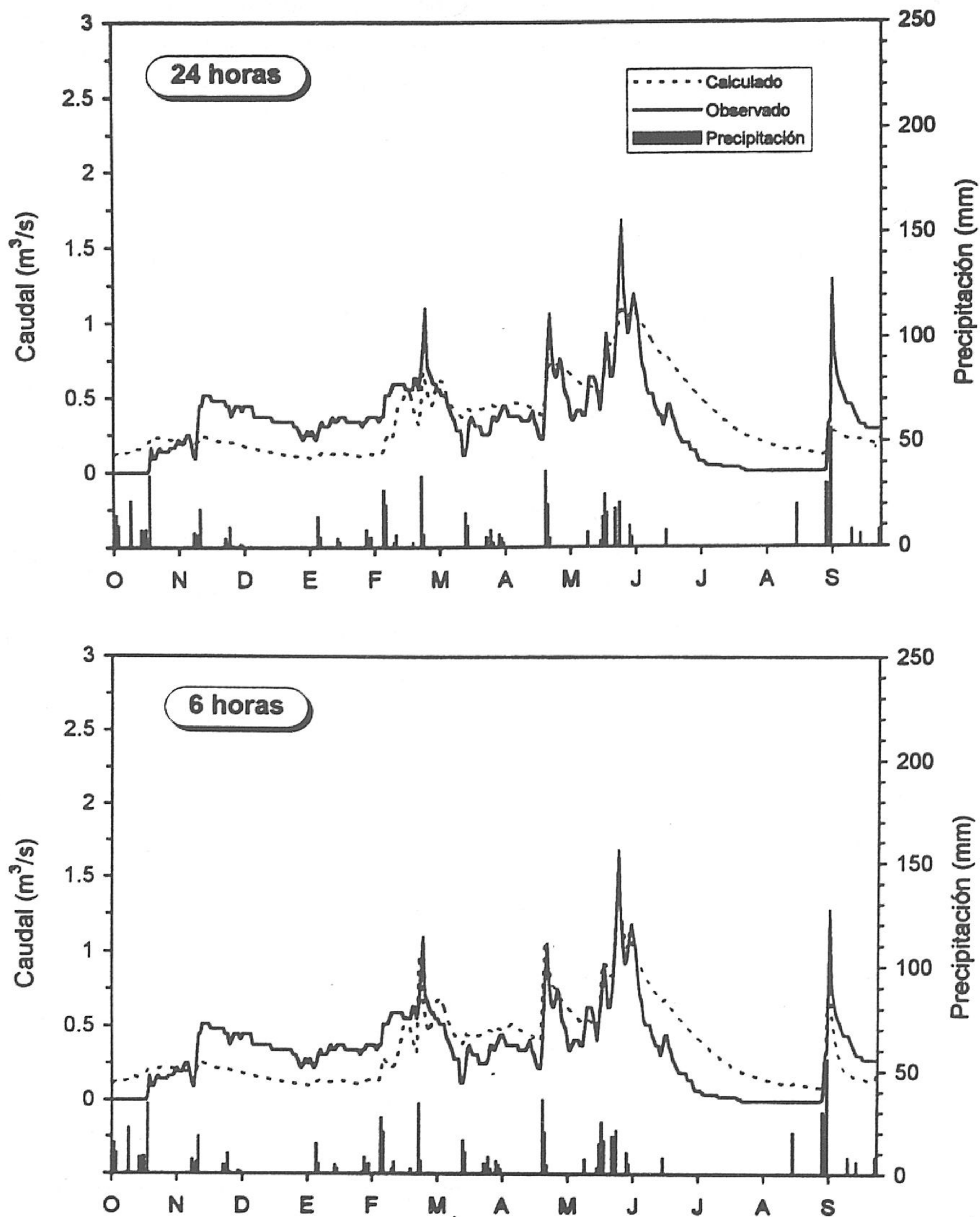
En el mismo epígrafe correspondiente a la subcuenca del Poqueira, he explicado con detalle los motivos y la necesidad de comprobar este tipo de prueba para mejorar no sólo el hidrograma del caudal calculado respecto al observado, sino los valores de algunos parámetros de interés. Para el caso del Cádíar y del resto de las subcuencas siguientes, voy a presentar los hidrogramas correspondientes a una duración de lluvias de 6 y 24 h, ya que la tercera prueba (duración de 12 h) no aporta demasiada información. Sin embargo, cuando la precipitación diaria supera los 60 mm la he distribuido en cantidades uniformes durante 12 h, dentro del registro de 6 h; por el contrario, cuando la misma variable no supera 5 mm/día, la distribución ha quedado en 1 o 2 horas de duración.

Duración	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total
6 h	43.882	28.906	1.523	- 2.238	11.215
24 h	43.546	28.501	1.601	- 2.314	11.130
				Observado =	10.772

Tabla 52. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para precipitaciones repartidas en 24 y 6 horas para el año 1988/89. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.

Los resultados de estos dos casos se recogen de la tabla 52, y los hidrogramas correspondientes se muestran en la figura 81. El año hidrológico elegido para esta prueba ha sido el 1988/89 en vez del 1986/87, como es el caso de la subcuenca del Poqueira, debido a que el primero presenta más concordancia entre los caudales observados y calculados que el segundo, y una predominancia pluvial. En la misma tabla se observa cómo el volumen de precipitación en el caso de 6 h es ligeramente más grande que el otro caso (24 h); ello es

debido principalmente al aumento de la misma variable en forma de nieve que es 157 mm (10.5 hm<sup>3</sup>) en el primero y unos 132 mm en el segundo (8.9 hm<sup>3</sup>) -la lluvia ha sido 496 mm (33.3 hm<sup>3</sup>) y 516 mm (34,7 hm<sup>3</sup>), respectivamente-.



*Figura 81. Hidrogramas simulados obtenidos en la estación de aforos de Narilá en el año 1988/89, para los dos casos supuestos de distribución de la precipitación diaria (24 y 6 horas).*

En cuanto al resto de las componentes, la respuesta del terreno en los dos casos ha sido como debe ser, ya que en la duración de la lluvia de 6 h se observa un ligero aumento de ETR (incluyendo 0.15 hm<sup>3</sup> como valor medio de sublimación) y  $\Delta$ humedad respecto a los de 24 h, mientras que la respuesta de  $I_p$  y la escorrentía ha sido la contraria. Por último, debo indicar que el caudal simulado (que es muy similar al observado) ha sido más grande en estos dos casos que el calculado en el período completo (tabla 50); esta diferencia está relacionada



con el ajuste del balance hídrico teniendo en cuenta las condiciones de humedad al inicio y al final del mismo año.

También, he aplicado los criterios de verificación a los resultados de esta prueba (tabla 53). Nuevamente es el caso de precipitaciones con 6 horas de duración el que mejor se adapta a estos requisitos.

	Qm	S	Qmáx	Qmín	Er	R
Calc-6 h	0.36	0.26	1.41	0.091	4.0 %	0.72
Calc-24 h	0.35	0.24	1.09	0.097	3.3 %	0.63
Observado	0.34	0.27	1.68	0.0		

Tabla 53. Criterios de verificación y comparación de valores significativos en relación con la distribución de la precipitación. Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo anual; Qmín: caudal mínimo anual; Er: error relativo; R: coeficiente de correlación. Todos los valores de caudales están expresados en m<sup>3</sup>/s.

La verificación ha incluido también la elaboración de los diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y medidos para los dos casos simulados (figura 82). El mejor ajuste es el obtenido para el caso de 6 horas, con el mayor coeficiente de correlación (0.72). Se observa, sin embargo, que en los dos gráficos existen puntos que se separan de la recta de ajuste; estos puntos están relacionados sobre todo con la curva de agotamiento del caudal observado, ya que este último no refleja la realidad durante esta época.

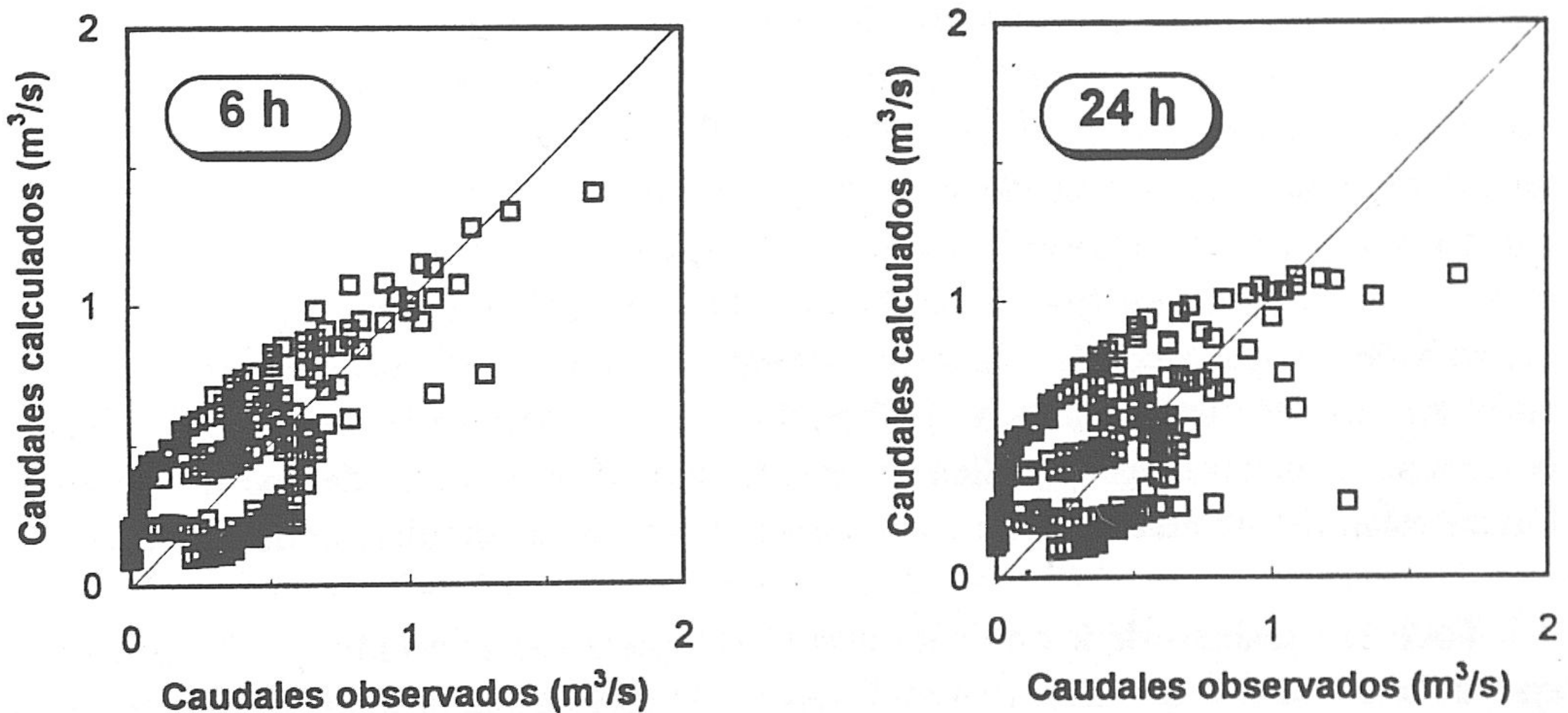


Figura 82. Diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y observados para las dos duraciones de la precipitación (24 y 6 h).

#### 2.2.4. Análisis de los componentes del hidrograma

El balance establecido por el modelo permite separar las aportaciones debidas a los distintos componentes del flujo total de un río. En la figura 83 se muestra una división de los distintos flujos que componen la escorrentía expresados en caudal diario para el año 1986/87, con duración de precipitación de 6 h.

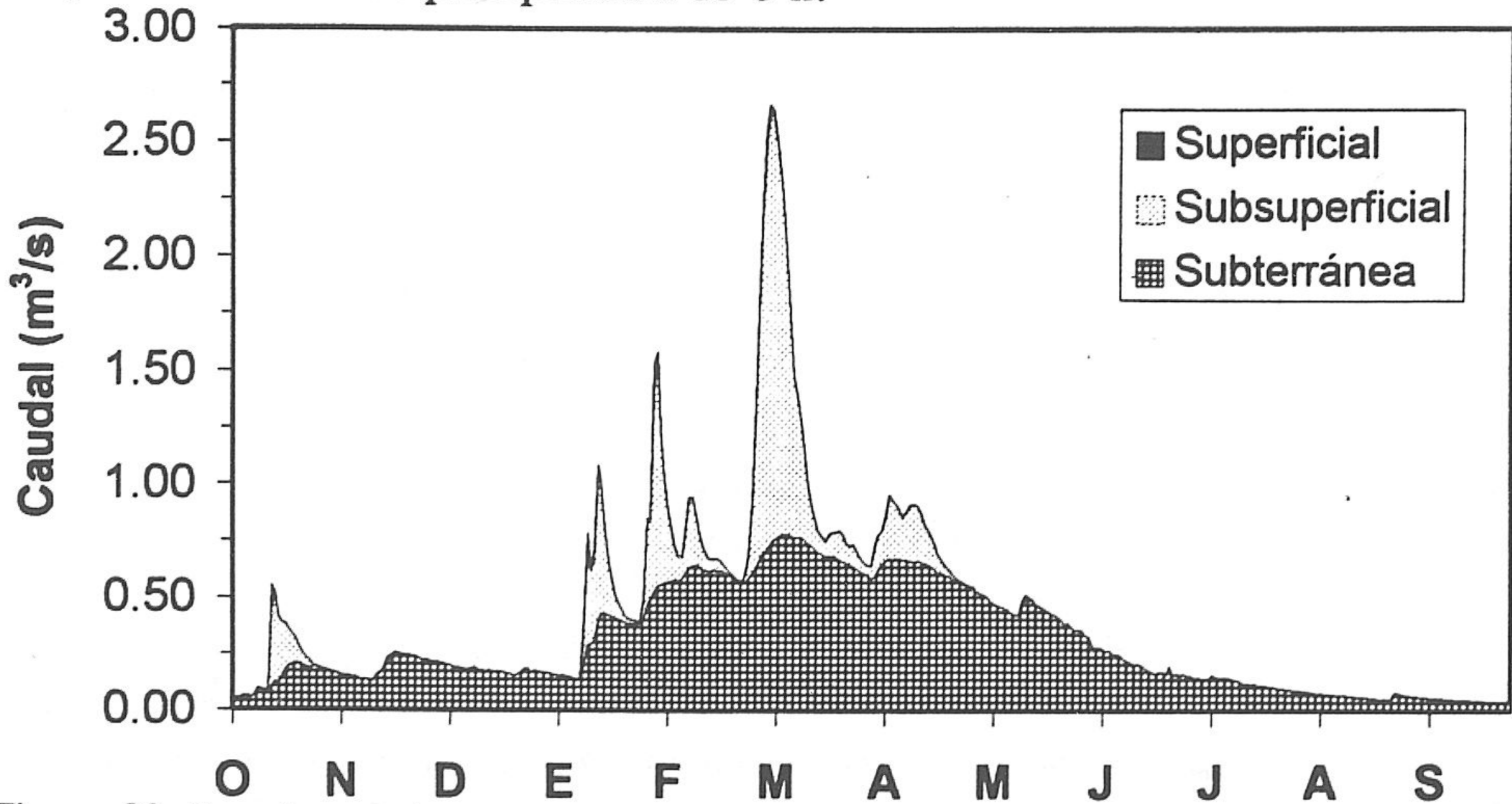


Figura 83. Desglose de la escorrentía total en los distintos componentes de la misma para el año 1986/87, según los datos obtenidos de la simulación.

Según las simulaciones realizadas para el mismo año, la aportación de las aguas subterráneas es la mayor (75 %), seguido de la aportación del flujo subsuperficial con un 24 % de la escorrentía total, aunque esta cifra engloba también al deshielo más o menos directo. Finalmente, la aportación de la escorrentía superficial directa o pluvial no llega al 1 % del total, y refleja las escasas puntas de caudales de avenida que existen ese año. En el caso del período total de simulación (7 años), estos tres componentes han sido: 83 %, 16 % y 1 % de la aportación total, respectivamente. Hay que tener en cuenta que el componente subterráneo incluye una parte importante del flujo hipodérmico, ya que la franja superior descomprimida y alterada puede alcanzar grandes espesores y todo el agua que se infiltra es considerada por el modelo como parte del componente subterráneo; si se tiene en cuenta que el nivel freático en este tipo de materiales sigue la topografía del lugar y se corta en la mayoría de los casos con los valles y barrancos, hay la posibilidad de que la descarga no tarde en aparecer en los lechos. En cuanto al flujo subsuperficial calculado, incluye un porcentaje apreciable del superficial y en este último aumenta el tiempo de demora si las lluvias están distribuidas durante 24 h, como el caso de la simulación del período total.

Todo este análisis de los hidrogramas se completa con el estudio y comparación de las aportaciones medias calculadas (para 7 años) y observadas para los períodos de fusión (24 de febrero - 30 de junio) y anual (figura 84). De este gráfico se deduce que las diferencias relativas, en cuanto a aportaciones totales se refiere, son del 30 % para el período de fusión

y del 24 % para todo el período. En este mismo gráfico está representado el volumen de precipitación anual sobre la cuenca y el volumen de precipitación en forma de nieve (calculado). Es preciso señalar que el error relativo durante el período de fusión es más alto que durante el período anual, lo que pone en evidencia el importante papel que juegan las derivaciones en esta cuenca en particular.

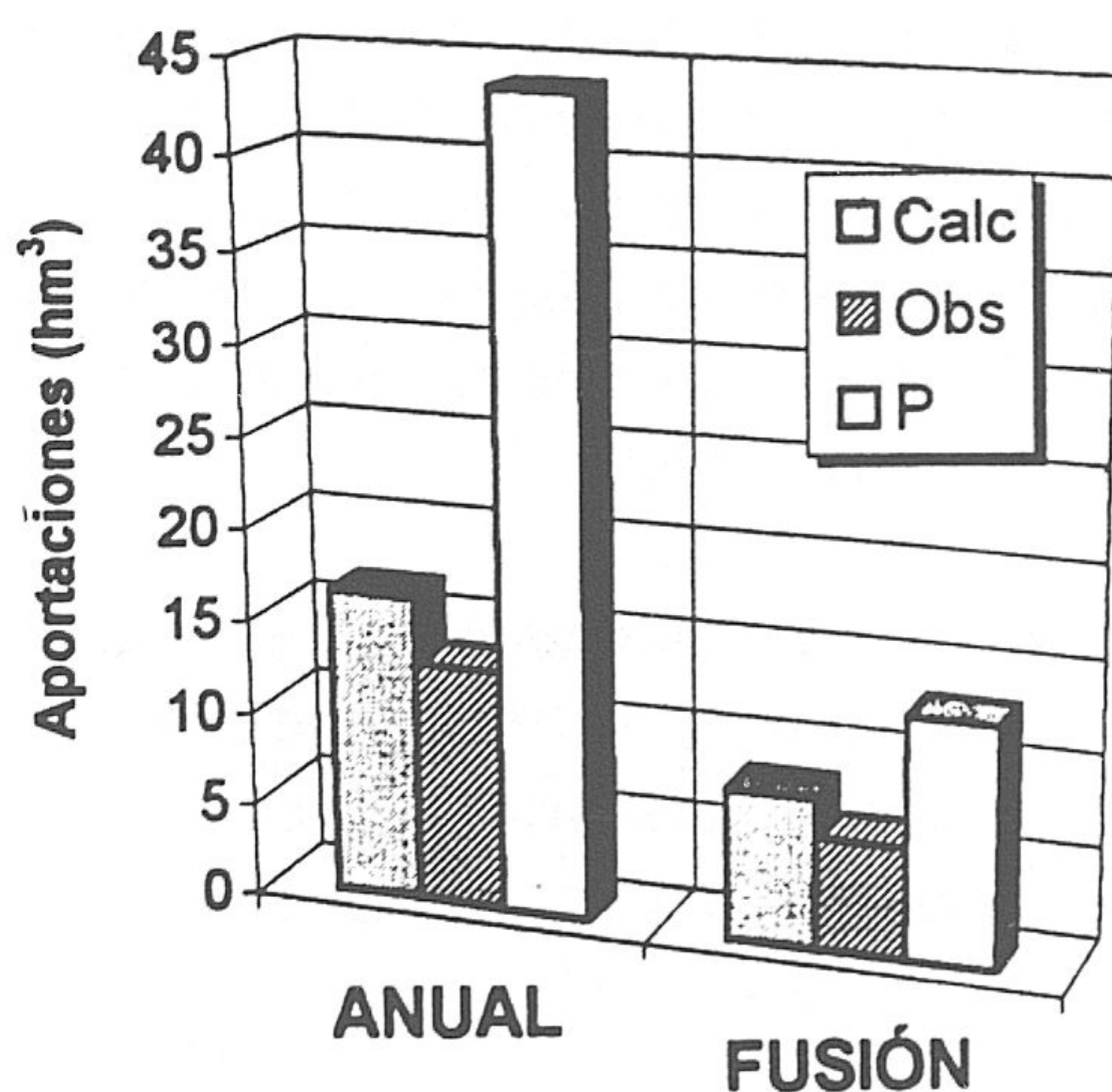


Figura 84. Comparaciones de los volúmenes totales de escorrentía calculados (tres supuestos) y observados para el período de fusión (24 Febrero-30 de Junio) y anual. P: volumen de precipitación total (en el bloque de anual) y en forma de nieve (en el bloque de fusión).

### 2.2.5. Conducción y respuesta del terreno bajo influencia pluvial

Una de las características de la cuenca vertiente del río Cádíar es la combinación de dos tipos de regímenes: pluvial y nival. Este último predomina en las partes altas (segmentos 3 y 4) y en particular el río Chico de Bérchules, el afluente principal del Cádíar por su margen derecha. Además, la existencia de varias acequias en esta subcuenca que derivan sus aguas de los dos afluentes principales (Chico y Grande de Bérchules) a cotas altas, máxima en los meses que coinciden con la época del deshielo, afecta notablemente al volumen del caudal observado en la estación de Narila (nº 10). Del total de las acequias existentes en la cuenca vertiente, se destacan dos que arrojan sus aguas fuera de los límites de esta (figura 56): la de Mecina Bombarón y la de Narila. La primera es la que más agua lleva y su punto de toma está a 1980 m s.n.m.; mientras que la otra tiene menor envergadura y deriva sus aguas unos 20 m por encima de la estación de aforos anteriormente citada.

Teniendo estos aspectos en cuenta, consideré oportuno hacer una prueba que consiste en simular solamente las partes bajas de la cuenca que están por debajo de la línea de 2200 m (segmentos 1 y 2); ello sirve para comprobar la respuesta del terreno desde el punto de vista pluvial. Al mismo tiempo, hice otra demostración mediante la simulación de una conducción hipotética que recoge sus aguas a partir de los segmento 3 y 4 (parte de la subcuenca que está

por encima de la curva topográfica de 2200 m), y que supone haber recibido los dos tercios del total de la descarga en sus tres componentes: superficial y subsuperficial y subterráneo. En este caso, la fecha elegida (25 de Febrero) coincide con una disminución notable del caudal observado -en este año precisamente (1986/87)-. La cantidad de agua de derivación calculada ha sido 3.6 hm<sup>3</sup>, que supone había sido conducida por las acequias que parten de los dos tributarios por encima de 1900 m (más arriba que su punto de confluencia "1600 m"). El agua que arroja las acequias dentro de la cuenca satisface la necesidad de las plantas y reduce el déficit de humedad del terreno; por lo tanto, la mayor parte de ella se pierde por evapotranspiración, y el resto se incorpora a la escorrentía. Mientras que el agua conducida por la acequia de Mecina es la más importante en cuanto a su volumen se refiere; su valor medio anual suele estar alrededor de 3 hm<sup>3</sup>.

Los resultados de estas pruebas se muestran en la figura 85, en la que se reproducen tres gráficos correspondientes al año hidrológico 1986/87 con una duración de lluvia de 6 h. El primero de ellos sirve como referencia, después de ser calibrado su balance hídrico, que dio los resultados que se muestran en la la tabla 54. Estos se pueden comparar con los de 24 h de duración para el mismo año, en la tabla 48.

Duración	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total
6 h	39.2	23.8	1.9	0.7	12.8

*Tabla 54. Valores de las distintas partidas del balance calculado para precipitaciones repartidas en 6 horas para el año 1986/87. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.*

En este hidrograma se observa una respuesta bastante aceptable en caso de que la precipitación caiga en forma de lluvia (379 mm), mientras que la acumulación de nieve (205 mm) no se manifiesta en nada en el caudal medido en la época del deshielo, en comparación con el caudal calculado. Ahora bien, el segundo gráfico representa el mismo hidrograma anterior después de aplicar la conducción hipotética mencionada anteriormente, en la que se ve claramente una semejanza mayor entre los dos caudales respecto al primer hidrograma. El tercero y último gráfico muestra la respuesta del terreno sólo en las partes baja del Cádiar donde la precipitación cae prácticamente en forma de lluvia y donde las derivaciones son escasas y no tienen impacto apreciable. Además, se observa que el caudal simulado (de los segmento 1 y 2) coincide con el medido en la época de estiaje y es prácticamente nulo.

Muchas son las conclusiones que se pueden sacar de la demostraciones anteriores, entre ellas: la importancia del volumen de agua derivada por acequias no sólo en el caso del río Cádiar sino en todo el sector simulado, que forma parte de la Alpujarra granadina; y el efecto de esta derivación sobre el régimen nival del río durante la época del deshielo, que no aparece marcado en el registro de la estación, dando influencia más notable al régimen

pluvial. Por supuesto, tales consideraciones han contribuido a mejorar y hasta optimizar algunos parámetros de interés para futuras investigaciones, tales como índices de infiltración, almacenamiento de humedad en el perfil zonal del terreno, tanto por ciento de ETR, coeficientes de escorrentía, etc.

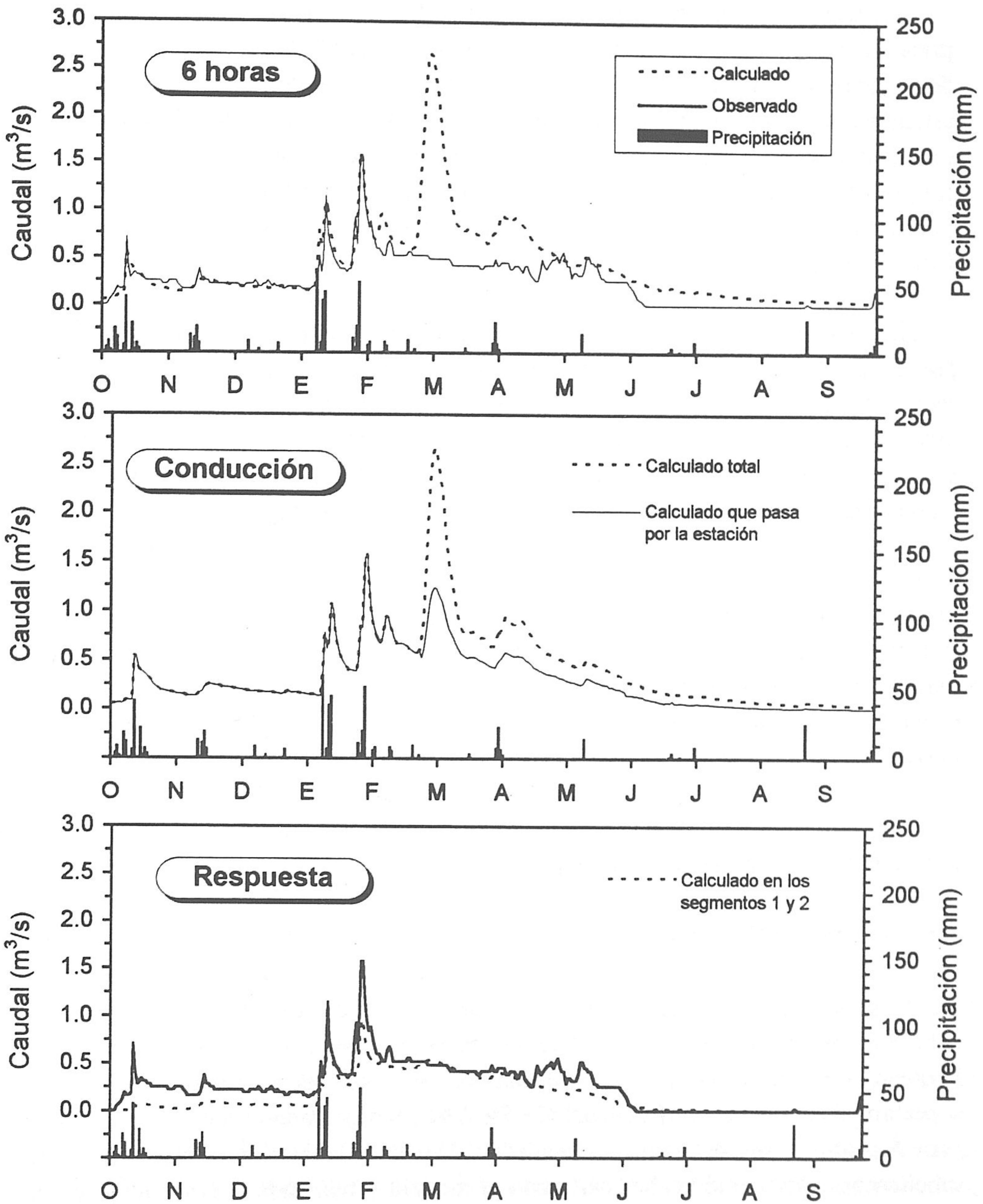


Figura 85. Comparación entre tres hidrogramas simulados para el mismo año (1986/87) en los que aparecen: el hidrograma normal (6 h); después de aplicar una conducción hipotética durante un período determinado; y la respuesta del terreno en caso de modelización las partes bajas del Cádjar (segmentos 1 y 2).

## 2.3. SUBCUENCA DEL RÍO TREVÉLEZ

### 2.3.1. Consideraciones generales

La simulación de esta subcuenca se considera uno de los objetivos fundamentales de la presente Tesis, debido a la falta de medida de los caudales circulantes en este río, a pesar de su gran aportación hídrica. Se trata del segundo después del Poqueira, en cuanto a los afluentes más caudalosos del río Guadalfeo se refiere. Con este fin, he elegido dos puntos de control para estimar los caudales; el primero corresponde a una estación de aforo propuesta -"opción a"- (figura 57); el segundo está relacionado con una tubería de derivación (ya puesta en marcha) -"opción b"- para abastecer a los pueblos de la Sierra de la Contraviesa.

El hecho de calibrar esta subcuenca después de las de Poqueira y Cádiar viene justificado por la necesidad de hallar los valores más adecuados de algunos parámetros, difíciles de medir, y compararlos con los valores obtenidos para las subcuencas adyacentes. Como se observa en la figura 57, los segmentos modelizados en el Trevélez, tanto para la opción "a" como para la opción "b", son muy similares a las subcuencas citadas; ello, por lo tanto, ha sido de gran ayuda a la hora de determinar las cifras adecuadas.

Además de hacer los cálculos para las dos opciones, he intentado evitar mostrar algunos resultados e hidrogramas que no aportan demasiada información, para no repetir lo mismo. Por ello, el hidrograma de los caudales mensuales calculados, la aportación anual y en período de fusión, y el desglose de la esorrentía total han sido representados en relación con el punto de trasvase "opción b"; de este modo, se pueden obtener nuevos resultados que ayudan a comprender mejor los procesos hidrológicos en el área estudiada.

### 2.3.2. Estación propuesta "opción a"

#### 2.3.2.1. Período de calibración

El período de calibración elegido ha sido de tres ciclos hidrológicos completos (1986/87-1988/89). Además, ha sido adoptada la serie de caudales diarios observados en el río Poqueira en "Pampaneira", multiplicada por un factor de corrección relacionado con la superficie de la cuenca vertiente del río Trevélez, por considerarla como punto de referencia para la calibración del caudal calculado, debido a la similitud existente entre las dos subcuencas. Después de haber calibrado el modelo y realizada la simulación de los 3 años, los componentes del balance hídrico calculados para este período se presentan en la tabla 55. En la misma se observa que la precipitación media es de 56.5 hm<sup>3</sup>/año (681 mm); la mayor parte de esta precipitación a lo largo de los tres años cae en forma de lluvia (350, 356 y 481 mm) y el resto -299, 318 y 241 mm, respectivamente- en forma de nieve.

En cuanto a la evapotranspiración real, calculada para el mismo período, presenta un valor medio de 27,0 hm<sup>3</sup>/año (incluyendo 0.9 hm<sup>3</sup>/año de sublimación, como valor medio), que supone un 48 % del total de la precipitación. Este porcentaje está en concordancia con lo que refleja el mapa de igual evapotranspiración real (figura 17) y es más elevado que el calculado en Poqueira (44 %), como es normal, por su situación más hacia el Este.

Para precisar el tanto por ciento de las pérdidas de agua por infiltración profunda -descarga subterránea fuera de los límites de la cuenca vertiente-, he tenido en cuenta las características del terreno (grietas, fisuras, etc.) junto con las prácticas de aprovechamiento de agua comunes en la comarca de la Alpujarra: la red de acequias y los "careos". La acequia de Bérchules-Juviles (margen izquierda) tiene gran envergadura y es la más larga de todas las acequias en el sector alpujarreño (unos 12 km); arroja sus aguas fuera de los límites de la cuenca vertiente. Otra acequia, "Cástaras", riega en parte las terrazas del término de Trevélez (se incluyen en la opción "b") y el resto de sus aguas va fuera del punto de control. Teniendo estos aspectos en cuenta, se estima que esta pérdida producida por  $I_p$  es de alrededor de 2,5 hm<sup>3</sup>/año como valor medio en este período.

La cuarta componente del balance hídrico se refiere a los cambios de humedad en el perfil zonal del suelo, e indica que el mismo balance se altera cuando baja la precipitación después de un año lluvioso; pero esta variación de la humedad del suelo debería ser prácticamente despreciable a la hora de calcular el balance para largos períodos de cálculo, si la simulación hubiese sido suficientemente buena. No obstante, en los tres hidrogramas del año 1988/89 correspondientes a las subcuencas Poqueira, Cádíar y Trevélez se puede observar que el caudal observado supera notablemente el caudal calculado. Después de hacer numerosas pruebas de ajuste, he llegado a la conclusión de que este mismo año, además de ser el más caluroso de los dos años cercanos (1987/88 y 1989/90), con el siguiente aumento de la ETR, ha registrado lluvias -en su mayoría- en forma tormentosa (incluso de menos de 6 h de duración), dando menos tiempo a la infiltración y con una subida notable de la esorrentía directa.

Cabe destacar también que las lluvias en los último cinco días del ciclo hidrológico 1988/98 se supone que se dividen en dos partes: la primera va a satisfacer el déficit de humedad del suelo de la época de estiaje precedente, y la segunda, escurre directamente hacia los cauces y se refleja en un aumento de caudal; por ello, ha de tener en cuenta este incremento de humedad a la hora de estimar los valores iniciales de los parámetros de almacenamiento de humedad en el suelo para el año siguiente (en este caso el inicio del período de verificación). Además, posiblemente han caído fuertes nevadas en las partes altas del sector simulado y no se han registrado en las estaciones pluviométricas correspondientes, dado que estas últimas han registrado lluvias en los días 29 y 30 de Septiembre de 1989 de unos 50 mm.

Por último, la esorrentía total calculada incluye la suma de sus tres componentes

superficial, subsuperficial y subterránea, y su valor medio es de unos 24.6 hm<sup>3</sup>; sin embargo, el caudal medio observado en Pampaneira, tomado como punto de referencia, da una aportación para el mismo período de 31,8 hm<sup>3</sup> (tabla 55).

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs. *
86/87	53.9	25.3	2.4	+ 1.2	27.4	33.5
87/88	55.9	26.8	2.6	+ 1.9	28.4	33.7
88/89	59.9	29.0	2.5	- 10.4	18.0	28.4
Media	56.5	27.0	2.5	- 2.4	24.6	31.8

Tabla 55. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en la estación de aforo propuesta en el río Trevélez; \*: caudal observado en el río Poqueira (Pampaneira) multiplicado por un factor de corrección. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.

El hidrograma que representa los resultados anteriores se muestra en la figura 86; se desprende de la misma la existencia de una semejanza bastante aceptable entre los caudales observados en "Pampaneira" y los calculados en "Trevélez", sobre todo en épocas cuando la precipitación cae en forma de lluvia. No obstante, existe un desfase entre el caudal calculado y el medido en épocas de deshielo; hay que tener en cuenta que los procesos de fusión de la nieve en esta subcuenca empiezan un poco antes que en el Poqueira y posiblemente sean más rápidos debido a la situación geográfica y a la altitud media de las partes elevadas del Trevélez.

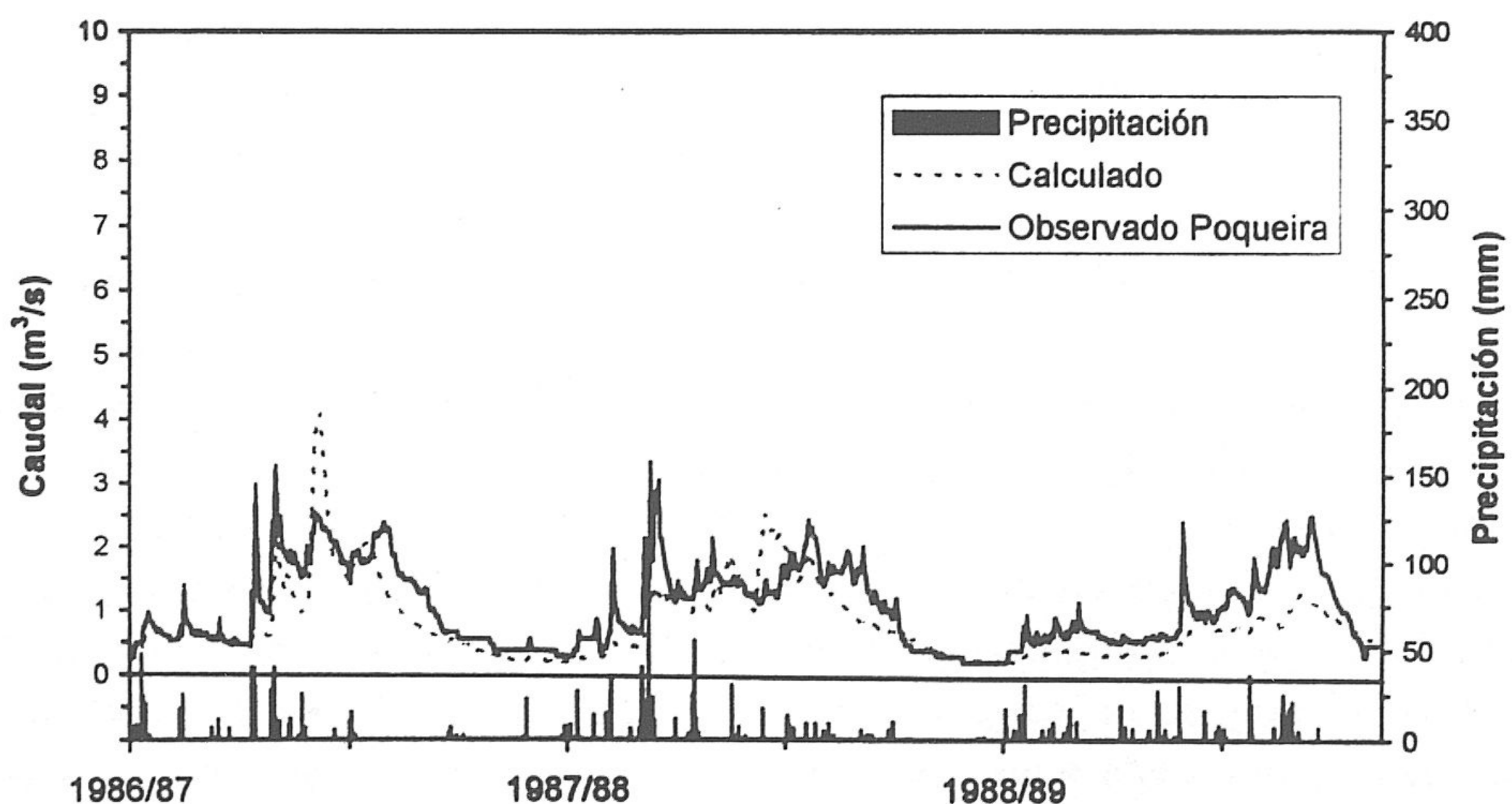


Figura 86. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos propuesta en "Trevélez" para el período de calibración 1986/87-1988/89.



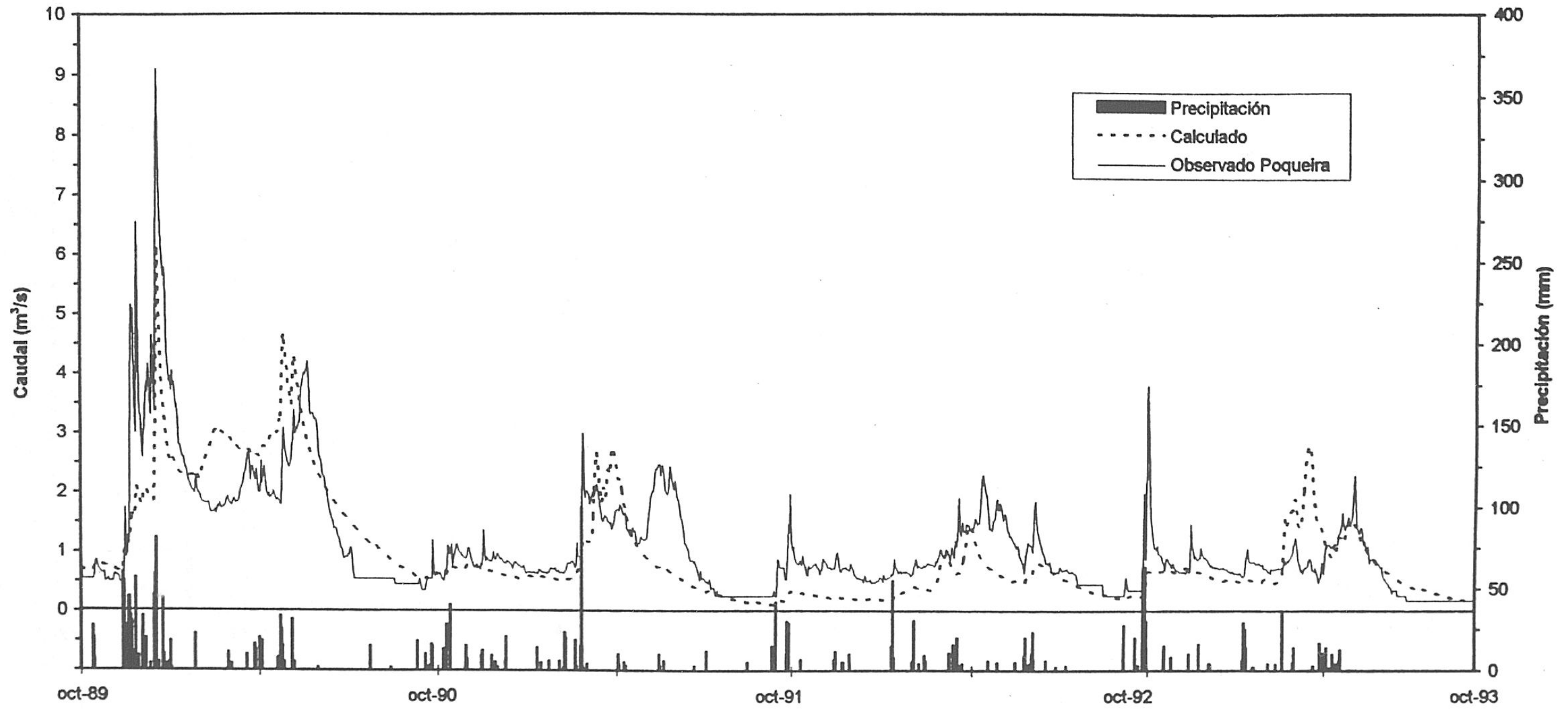


Figura 87. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos propuesta de "Trevélez" para el período de verificación 1989/90-1992/93.

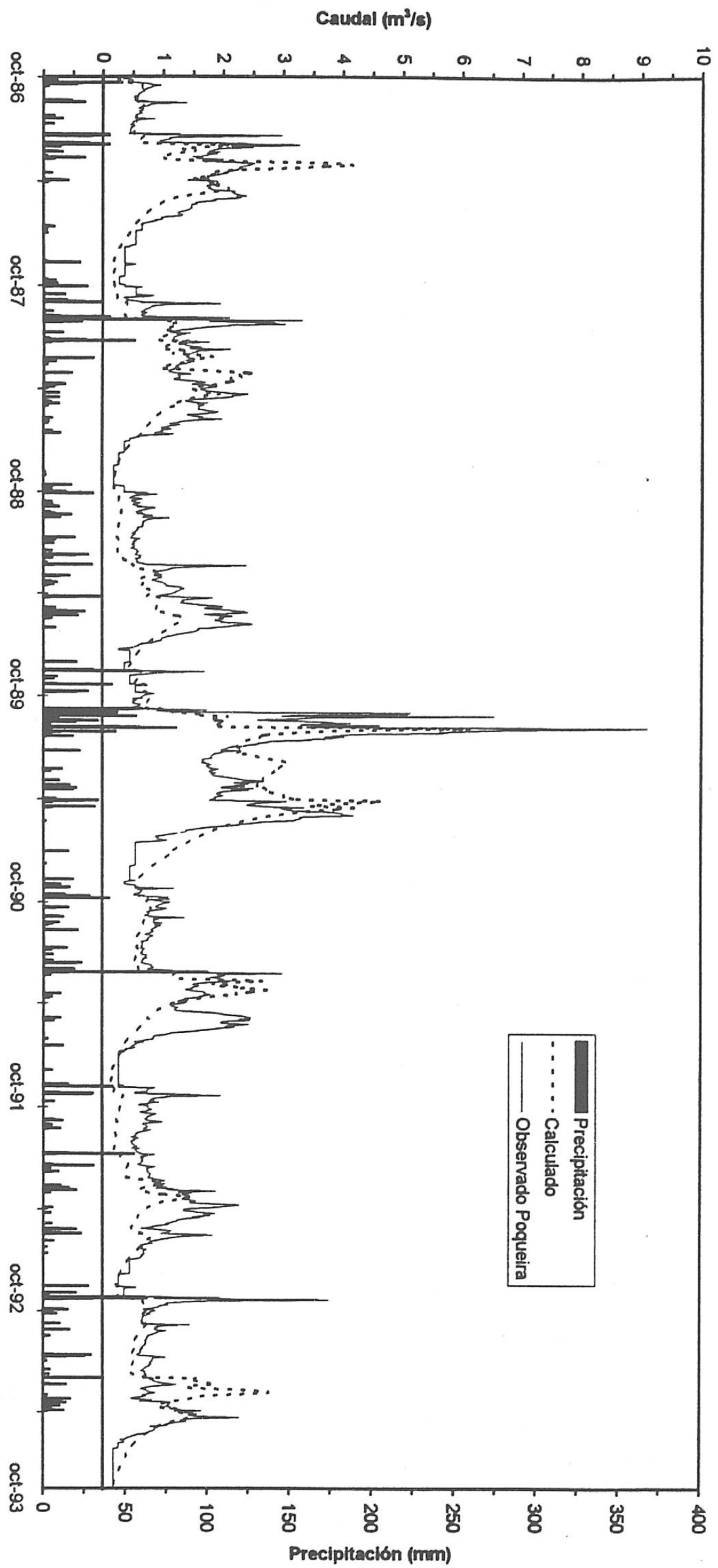


Figura 88. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos propuesta de "Trevélez" para el periodo total 1986/87-1992/93.

2.3.2.2. Período de verificación

El período de verificación elegido ha sido el mismo que en los dos casos anteriores, y su representación gráfica se muestra en la figura 87. En el hidrograma correspondiente se observa la existencia de una semejanza aceptable entre los caudales medidos (\*) y los calculados, salvo en el año 90/91 donde este último es bajo respecto al primero; este año hubo una fuerte nevada que no quedó reflejada en el registro de la precipitación. Las distintas partidas del balance hídrico para este período se reflejan en la tabla 56.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs. *
89/90	95.2	31.7	6.3	+ 5.7	62.9	60.3
90/91	48.6	26.6	2.0	+ 3.3	23.3	31.0
91/92	39.7	23.3	1.6	- 0.5	14.3	26.8
92/93	45.0	20.9	2.1	+ 1.4	23.4	22.8
Media	57.1	25.6	3.0	+ 2.5	31.0	35.2

Tabla 56. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación en la estación de aforo propuesta en el río Trevélez; \*: caudal observado en el río Poqueira (Pampaneira). Todos los valores están expresados en  $hm^3$ .

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs. *
86/87	53.9	27.0	2.3	+ 2.6	27.2	33.5
87/88	55.9	27.4	2.5	+ 1.4	27.4	33.7
88/89	59.9	28.1	2.5	- 11.2	18.1	28.4
89/90	95.2	31.7	6.3	+ 5.7	62.9	60.3
90/91	48.6	26.6	2.0	+ 3.3	23.3	31.0
91/92	39.7	23.3	1.6	- 0.5	14.3	26.8
92/93	45.0	20.9	2.1	+ 1.4	23.4	22.8
Media	56.9	26.4	2.7	+ 0.3	28.1	33.8

Tabla 57. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período total en la estación de aforo propuesta en el río Trevélez; \*: caudal observado en el río Poqueira (Pampaneira). Todos los valores están expresados en  $hm^3$ .

También he realizado las pruebas relacionada con el período de simulación total; la demostración gráfica de los resultados obtenidos aparece en la figura 87, cuya balance se recoge de la tabla 57. El análisis de los componentes del balance hídrico de este período demuestra que la precipitación tiene un valor medio de 56,9 hm<sup>3</sup> (686 mm, de ellos 309 mm en forma de nieve el resto -377 mm- en forma de lluvia). Los valores de la ETR e Ip no sufren casi ningún cambio en comparación con los que han sido establecidos en el período de calibración. Merece especial interés la variación de humedad en el suelo, donde se ve claramente que su valor (0.3 hm<sup>3</sup>) es despreciable cuanto más largo es el período simulado.

En cuanto a los criterios de verificación se refiere, he excluido los que están relacionados con la comparación entre los caudales calculados y los observados por falta de estos últimos; la tabla 58, muestra los valores obtenidos para el resto de los criterios.

Criterios	Calibración		Verificación		Período total	
	obs. *	calc.	obs. *	calc.	obs. *	calc.
Er	25.8 %		12.8 %		18.4 %	
R	0.78		0.75		0.76	
Qm	1.0	0.78	1.12	0.98	1.07	0.89
S	0.64	0.58	0.97	0.89	0.84	0.79
Qmáx	3.33	4.10	9.11	0.15	9.11	6.15
Qmín	0.18	0.15	0.18	0.12	0.18	0.12

*Tabla 58. Criterios de verificación y comparación de valores significados. Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo; \*: Caudal observado en el río Poqueira (Pampaneira) corregido. Todos los valores de caudales están expresados en m<sup>3</sup>/s.*

### 2.3.2.3. Influencia de la duración de la lluvia

He seguido la misma metodología aplicada en los casos anteriores de Poqueira y Cádiar para probar la sensibilidad del modelo a la hora de distribuir la precipitación en período de 6 y 24 h. Los resultados de estos dos casos se recogen en la tabla 59, y los hidrogramas correspondientes se muestran en la figura 89. El año hidrológico elegido para esta prueba ha sido el 1986/87. Al observar los hidrogramas y las partidas del balance hídrico para los dos casos se deduce que la distribución de la precipitación en 6 h de duración ha dado mejores resultados porque responde más a la realidad. No hay que olvidar que la utilización del caudal medido en Poqueira (Pampaneira) corregido ha sido una base de referencia, tanto para volúmenes como para la distribución del caudal simulado.

Duración	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total
6 h	53.701	25.332	2.115	+ 1.411	27.665
24 h	53.867	25.331	2.376	+ 1.191	27.351
<i>Observado</i> * =					33.465

Tabla 59. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para precipitaciones repartidas en 24 y 6 horas para el año 1986/87 en la estación propuesta del río Trevélez; \*: Caudal observado en el río Poqueira (Pampaneira) corregido (valores expresados en hm<sup>3</sup>).

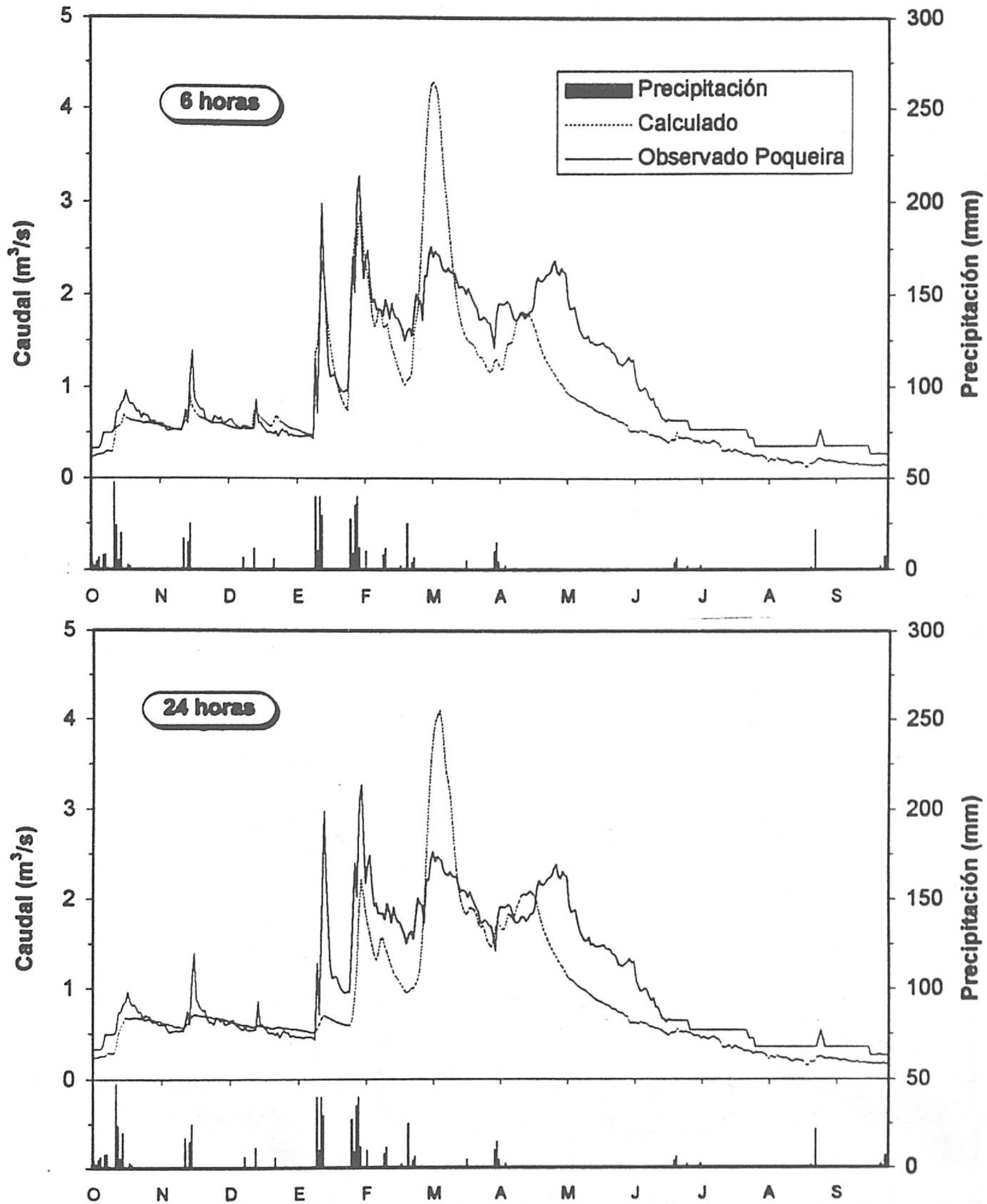


Figura 89. Hidrogramas simulados obtenidos en la estación de aforos propuesta de Trevélez en el año 1986/87, para los dos casos supuestos de distribución de la precipitación diaria (24 y 6 horas).

También, he aplicado los criterios de verificación a los resultados de esta prueba (tabla 60). Nuevamente es el caso de precipitaciones con 6 horas de duración el que mejor se adapta a estos requisitos.

	Qm	S	Qmáx	Qmín	Er	R
Calc-6 h	0.88	0.79	4.29	0.123	18.9 %	0.84
Calc-24 h	0.87	0.73	4.10	0.151	20.1 %	0.83
Observado *	1.06	0.71	3.28	0.266		

Tabla 60. Criterios de verificación y comparación de valores significativos en relación con la distribución de la precipitación. Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo anual; Qmín: caudal mínimo anual; Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; \*: Caudal observado en el río Poqueira (Pampaneira) corregido (valores de caudal expresados en m<sup>3</sup>/s).

La verificación ha incluido también la elaboración de los diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y medidos para los dos casos simulados (figura 90). El mejor ajuste es el obtenido para el caso de 6 horas, con el mayor coeficiente de correlación (0.84). Se observa, sin embargo, que en los dos gráficos existen puntos que se separan de la recta de ajuste; estos puntos están relacionados sobre todo con la época de deshielo del caudal simulado, debido a que posiblemente este último sea más intenso y dure menos que el caudal observado en el Poqueira en este período.

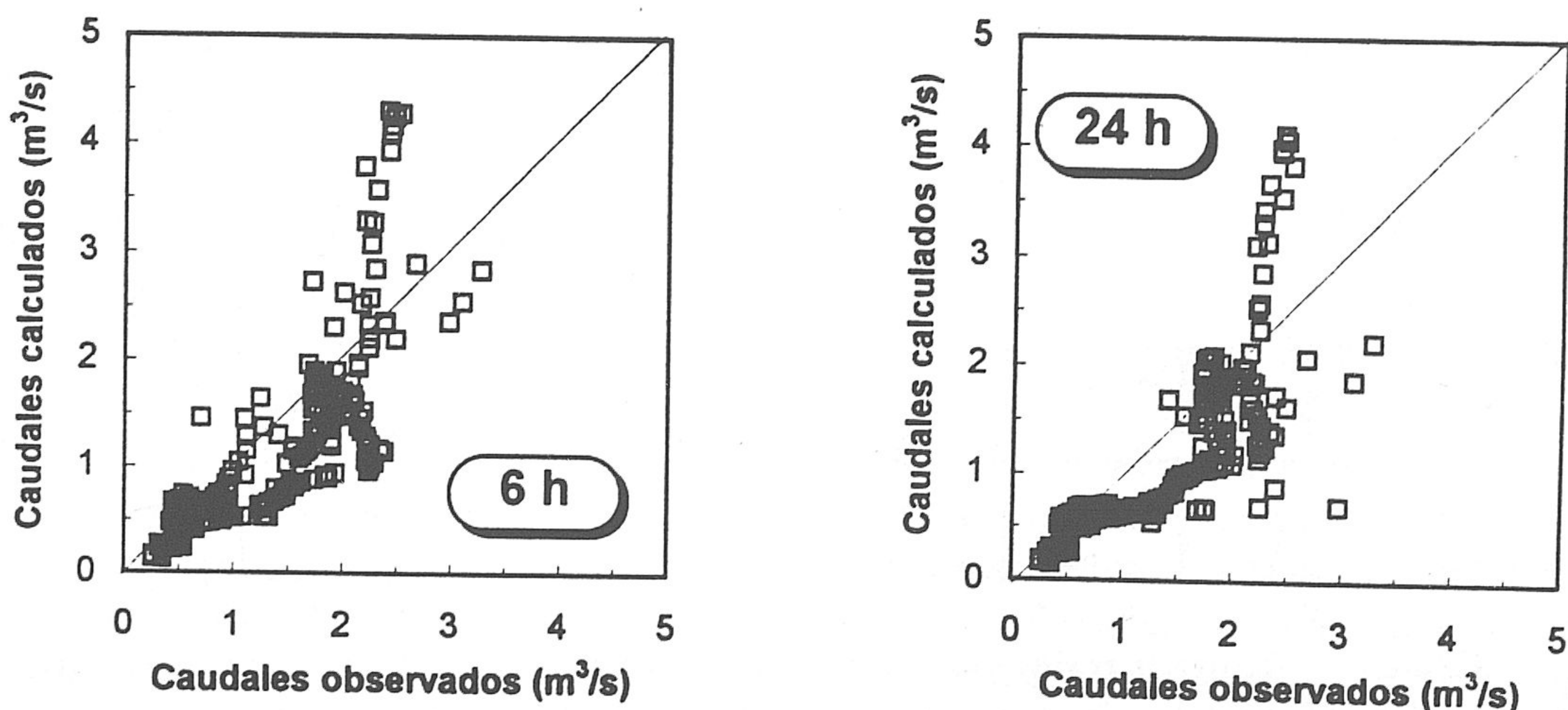


Figura 90. Diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y observados (medidos en el Poqueira "Pampaneira" y corregidos) para las dos duraciones de la precipitación (24 y 6 h).

### 2.3.3. Punto de trasvase "opción b"

#### 2.3.3.1. Período de calibración

Normalmente, la simulación de este período en el punto de trasvase ha sido mucho más simple que en el de la estación propuesta. La distribución de los caudales calculados se ha mantenido casi tal como es, y el único cambio ha sido el relativo a la cantidad. La distribución de la precipitación en las dos formas, líquida y sólida, sobre la cuenca vertiente ha sido mayor para la lluvia; ello, ha favorecido el aumento de la evapotranspiración y la infiltración. Los componentes del balance hídrico calculados para este período se presentan en la tabla 61.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total calc.
86/87	69.7	35.9	2.9	- 0.8	30.1
87/88	72.5	37.7	3.3	+ 1.9	33.4
88/89	77.7	41.7	2.8	- 13.4	19.8
Media	73.3	38.4	3.0	- 4.2	27.7

Tabla 61. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en el punto de trasvase del río Trevélez (valores expresados en  $hm^3$ ).

Al analizar los componentes de este balance se observa que la precipitación media durante este período ha sido  $73.3 \text{ hm}^3/\text{año}$  (676 mm); la mayor parte de esta precipitación a lo largo de los tres años cae en forma de lluvia (377, 390 y 509 mm) y el resto -266, 279 y 208 mm, respectivamente- en forma de nieve. En cuanto a la evapotranspiración real, calculada para el mismo período, presenta un valor medio de  $38.4 \text{ hm}^3$  (incluyendo  $1.1 \text{ hm}^3$  de sublimación, como valor medio), que supone un 52 % del total de la precipitación. Este aumento porcentaje al respecto a la opción "a" (48 %), es debido principalmente al incremento de las zonas de cultivo y las áreas forestales, aparte de la disminución de la altitud media de las partes bajas.

Para el cálculo de infiltración profunda  $I_p$  he tenido en cuenta parte del agua derivada por las acequias, mencionadas en el epígrafe del período de calibración de la opción "a"; este agua se incorpora, después de los *careos* y de regar las terrazas en el término de Trevélez, al río antes del punto de control. El valor medio de la  $I_p$  ha sido  $3 \text{ hm}^3/\text{año}$  que incluye parte del flujo profundo "regional" que muy posiblemente alimente a los manantiales situados en el contacto micasquistos-carbonatos alpujárrides; éstos se caracterizan por su gran heterogeneidad hidroquímica, con grandes variaciones de su temperatura aún en distancias muy cortas.

En cuanto al estado de humedad en el suelo, he expuesto anteriormente con detalle los cambios de esta variable; sin embargo, para conocer bien la fiabilidad de los parámetros que controlan el agua retenida en las distintas capas del suelo, hay que fijarse en el balance final del período de simulación completo; el valor de este componente es prácticamente nulo (tabla 62). Por último, la escorrentía total calculada incluye la suma de sus tres componentes superficial, subsuperficial y subterránea, y su valor medio es de unos 27.7 hm<sup>3</sup>; sin embargo, el caudal medio calculado para el período total es mucho más alto (33.3 hm<sup>3</sup>), que es más concordante con los datos estimados anteriormente (Morell, 1976).

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total calc.
89/90	123.1	43.6	8.3	+ 8.6	79.8
90/91	63.0	35.3	2.5	+ 2.5	27.7
91/92	51.3	32.1	2.1	+ 0.8	17.9
92/93	58.1	30.9	2.7	+ 3.2	27.7
Media	73.9	35.5	3.9	+ 3.8	38.3

Tabla 62. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación en el punto de trasvase del río Trevélez (valores expresados en hm<sup>3</sup>/año).

El hidrograma que representa los resultados anteriores se muestra en la figura 91; se observa que este hidrograma es muy parecido al que representa el mismo período en la estación propuesta de "Trevélez", y sólo existe diferencia del volumen entre los dos.

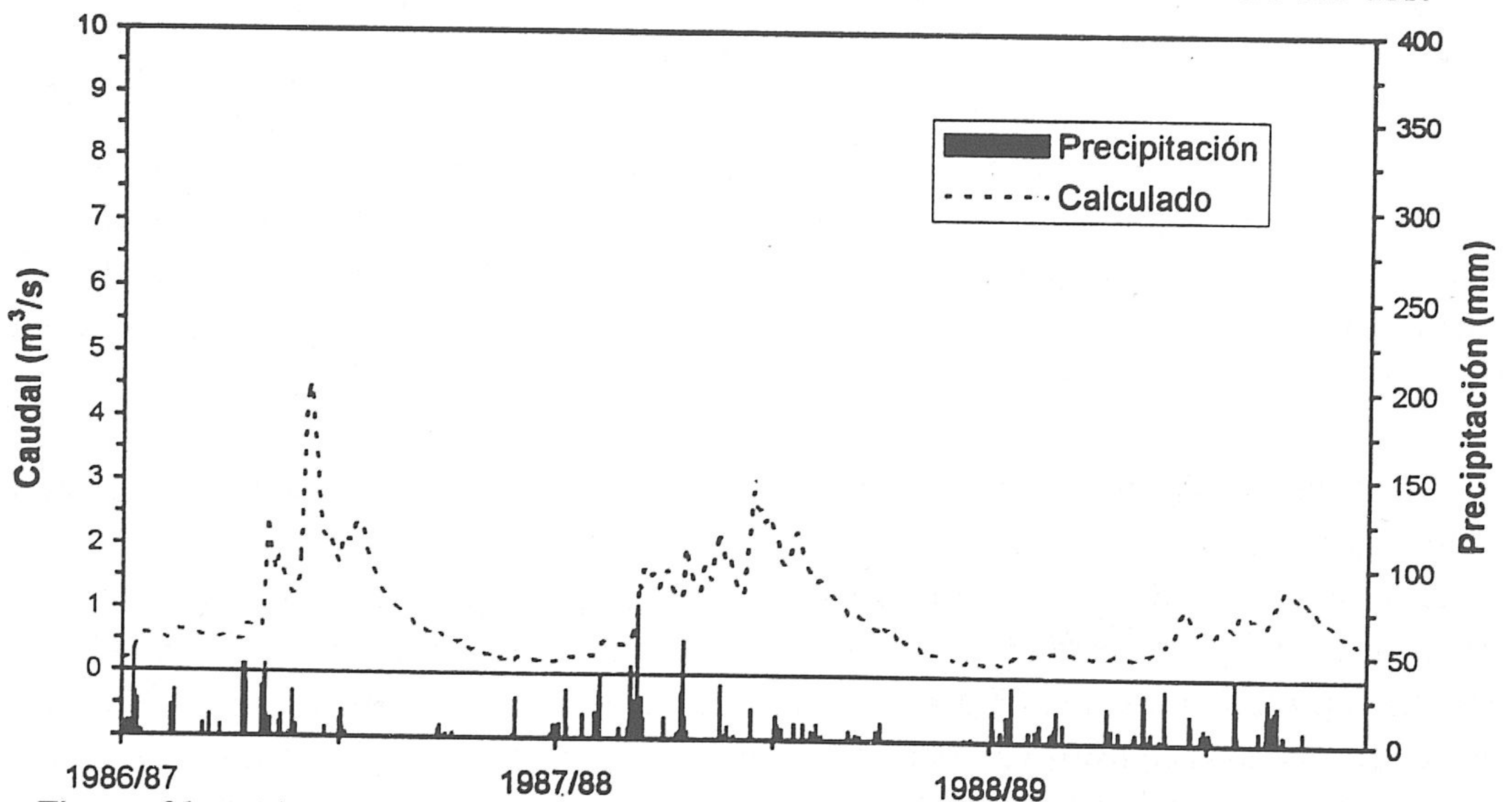


Figura 91. Hidrograma simulado obtenido en el punto de trasvase del río Trevélez para el período de calibración 1986/87-1988/89.



2.3.3.2. Período de verificación

El período de verificación (1986/87-1992/93) en el caso de la opción "b" proporciona una idea sobre la respuesta del río en un punto de control distinto al que ha sido estudiado anteriormente. Las distintas partidas del balance hídrico para este período se reflejan en la tabla 62, y su representación gráfica se muestra en la figura 92. El valor medio del caudal calculado ( $38.3 \text{ hm}^3$ ) es igual al que ha sido estimado en estudios anteriores (Morell, 1976). El hidrograma correspondiente parece similar al que representa la opción "a" y sólo cambia el relativo a la cantidad de agua escurrida y al pico de los caudales medios diarios. También, la recesión en este último caso es más prolongada y más alta que la estimada en la estación propuesta de "Trevélez".

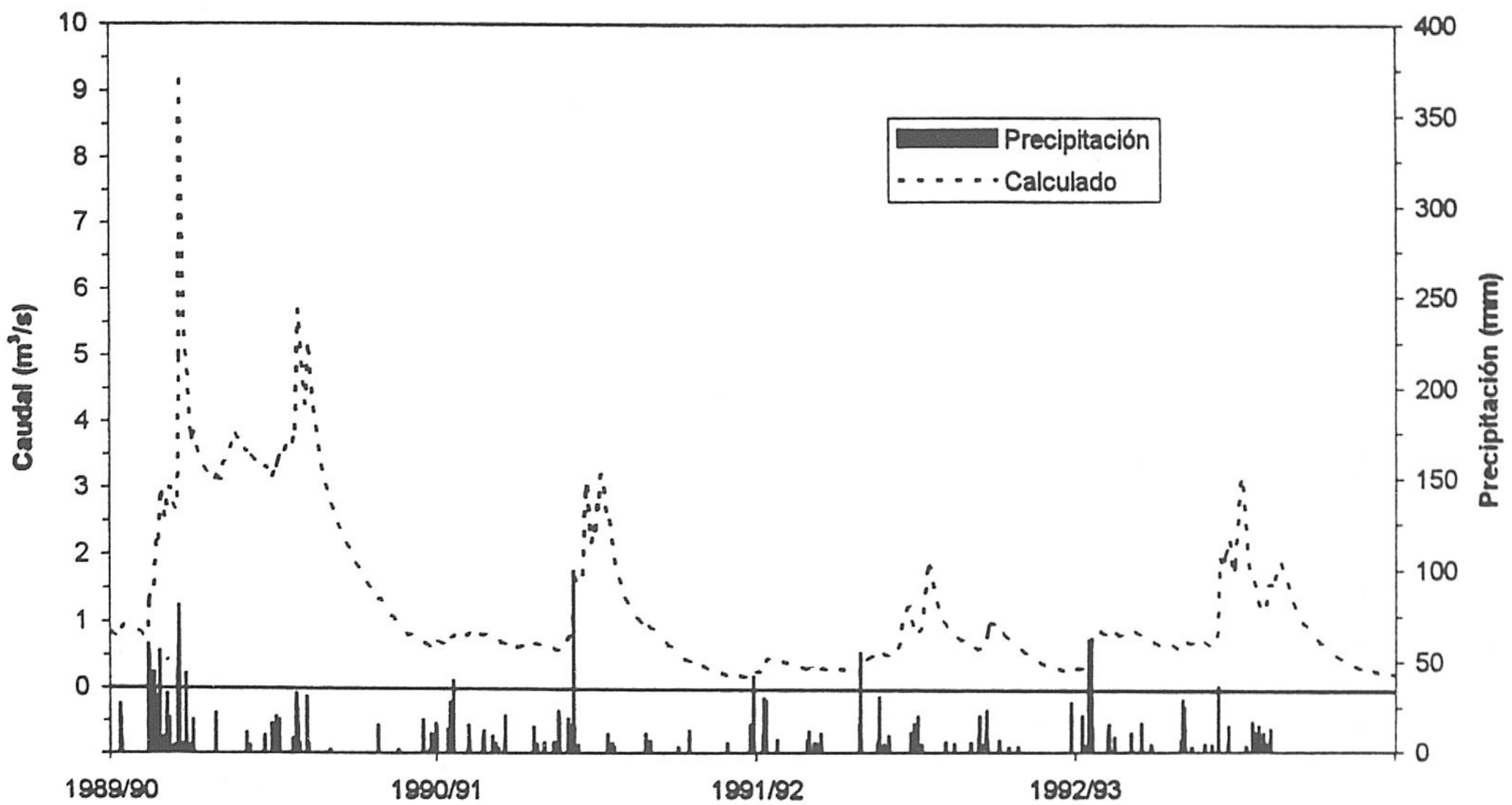


Figura 92. Hidrograma simulado obtenido en el punto de trasvase del río Trevélez para el período de verificación 1989/90-1992/93.

También he realizado las pruebas relacionadas con el período de simulación total, y la demostración gráfica de los resultados obtenidos se muestra en la figura 93, cuyo balance se recoge en la tabla 63. El análisis de los componentes del balance hídrico de este período muestra que la precipitación tiene un valor medio de  $73.6 \text{ hm}^3$  (679 mm, de ellos 266 mm en forma de nieve y el resto -413 mm- en forma de lluvia). La evapotranspiración real media alcanza  $36.5 \text{ hm}^3$  que representa el 50 % de la precipitación. El valor medio de la percolación profunda  $I_p$  ha sido  $3.5 \text{ hm}^3$ , que es bastante aceptable según las experiencias en la zona. El cambio de humedad en el suelo para el balance medio del período total no supera  $0.3 \text{ hm}^3$ , indicio del buen ajuste de los parámetros que controlan este proceso.

En cuanto a los criterios de verificación para esta opción, la tabla 63 muestra los valores obtenidos para el resto de los criterios. Estos nuevos datos son de interés para la planificación hídrica en la cuenca del Guadalfeo.

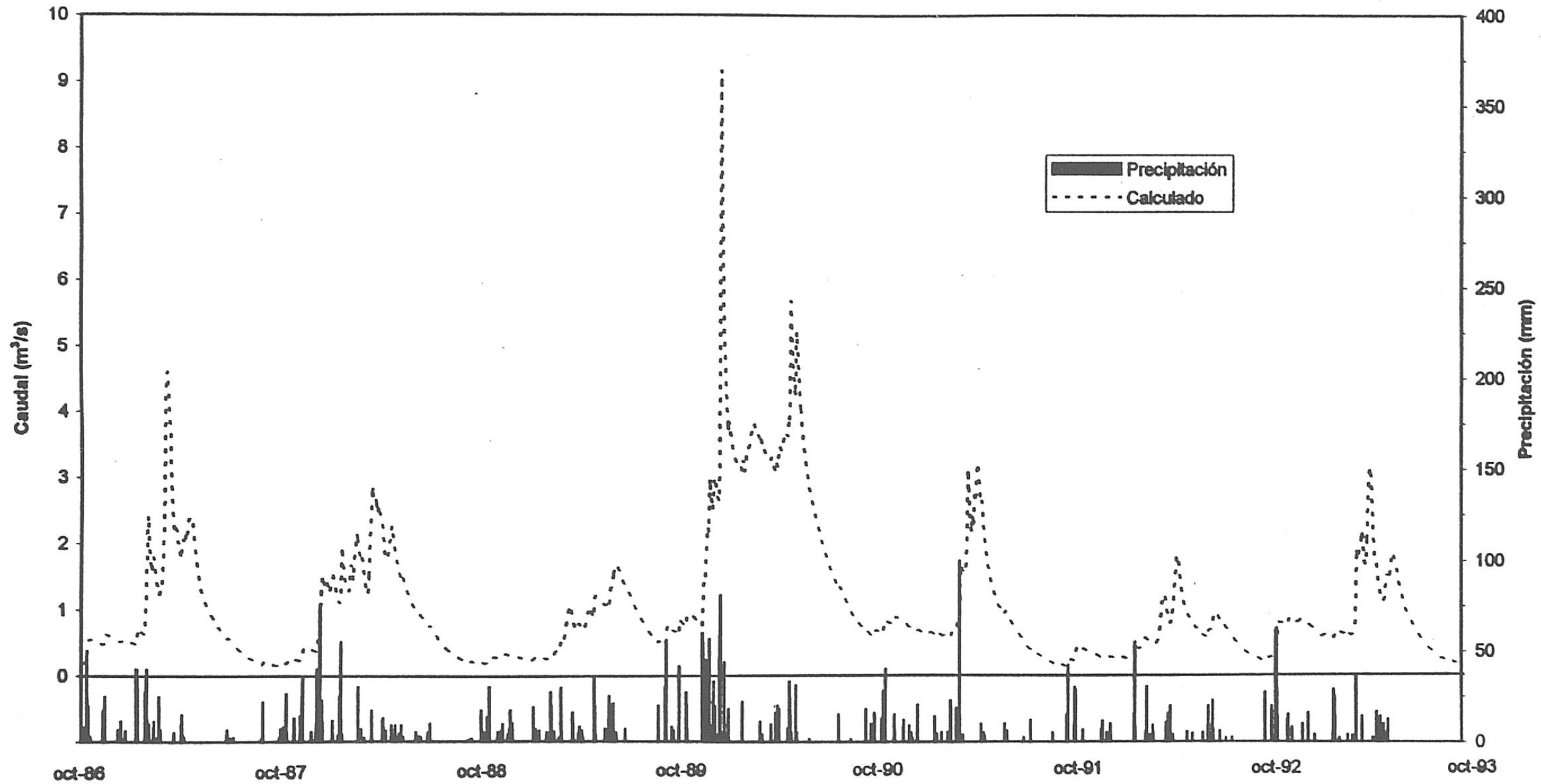


Figura 93. Hidrograma simulado obtenido en el punto de trasvase del río Trevélez para el período total 1986/87-1992/93.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total calc.
86/87	69.7	37.5	2.9	+ 0.8	30.1
87/88	72.5	38.2	3.2	+ 1.4	32.5
88/89	77.7	38.1	3.0	- 15.5	21.1
89/90	123.1	43.6	8.3	+ 8.6	79.8
90/91	63.0	35.3	2.5	+ 2.5	27.7
91/92	51.3	32.1	2.1	+ 0.8	17.9
92/93	58.1	30.9	2.7	+ 3.2	27.7
Media	73.6	36.5	3.5	+ 0.2	33.8

Tabla 63. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período total en el punto de trasvase del río Trevélez (valores expresados en hm<sup>3</sup>).

Criterios	Calibración	Verificación	Período total
Qm	0.88	1.21	1.07
S	0.69	1.16	1.01
Qmáx	4.53	9.17	9.17
Qmín	0.16	0.15	0.15

Tabla 64. Criterios de verificación para la opción "b". Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo. Todos los valores de caudales están expresados en m<sup>3</sup>/s.

### 2.3.3.3. Distribución mensual de los caudales calculados

Se ha elegido como referencia la representación de los caudales medios mensuales en el punto de control de "Trasvase" debido a la existencia de datos foronómicos "antiguos" (ver el capítulo II de la primera parte) representativos de la misma cuenca vertiente. De la figura 94 se deduce que los valores más elevados corresponden a los meses de Marzo, con 1,9 m<sup>3</sup>/s, y de Abril, con 2,1 m<sup>3</sup>/s; otro máximo considerable, de 1,1 m<sup>3</sup>/s, se registra en el mes de Diciembre; los caudales mínimos corresponden a los meses de Agosto, con 0.44 m<sup>3</sup>/s, y Septiembre (0.34 m<sup>3</sup>/s); el caudal medio es de 1,07 m<sup>3</sup>/s. La precipitación media para el período 1986/87-1992/93 ha sido 678 mm.

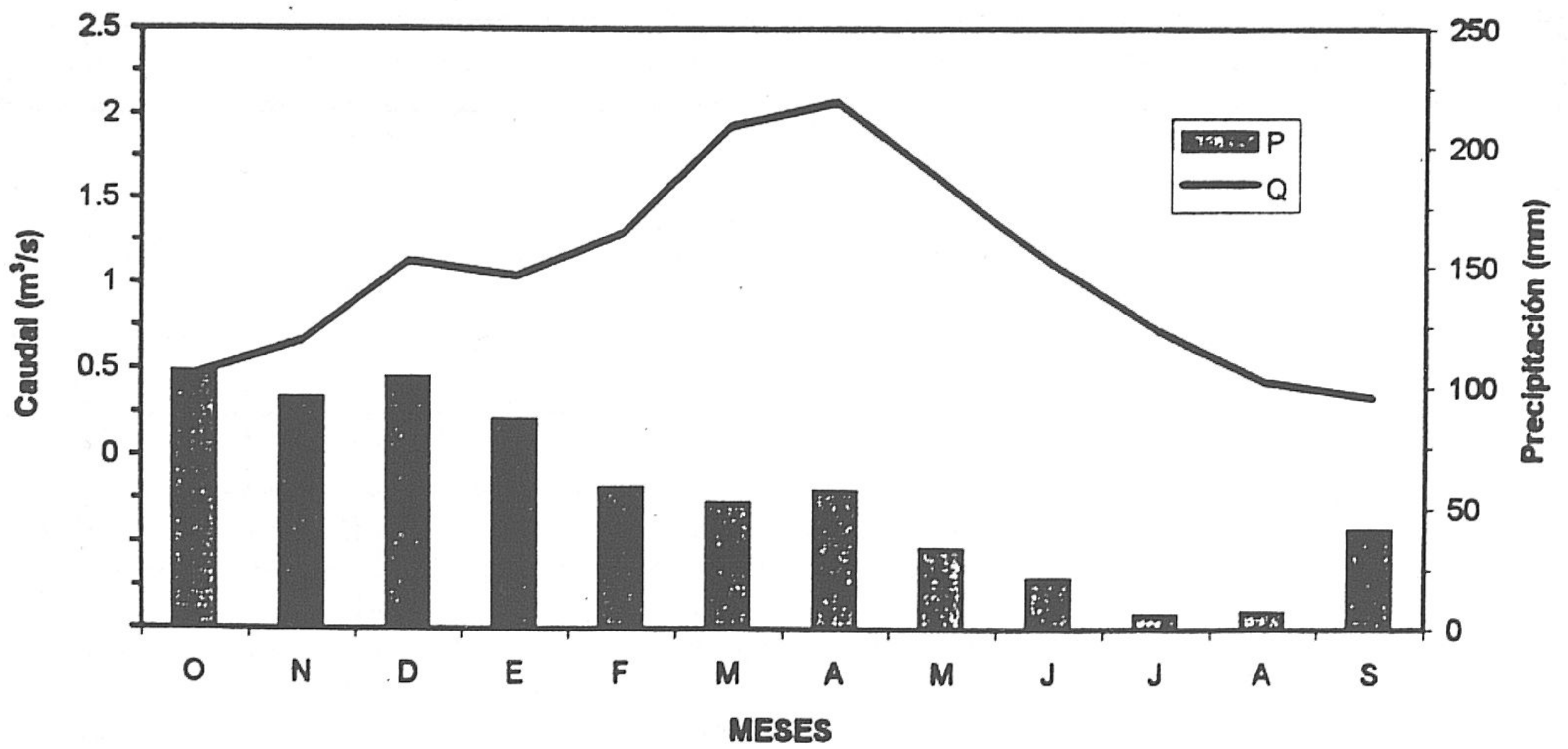


Figura 94. Caudales medios mensuales del río Trevélez en el Punto de Tránsito (opción "b"). Período 1986/87-1992/93.

Al analizar el hidrograma que representa los caudales medios mensuales con la precipitación media mensual, se observa que el régimen del río es plenamente nival, con un flujo perenne; además, los valores máximos ponen de manifiesto la influencia del deshielo durante los meses de verano. Sin embargo, existe cierta relación con la lluvia registrada en la cuenca vertiente del río, sobre todo en los segmentos 1 y 2, dado que la estación pluviométrica de Trevélez refleja más bien la precipitación caída en forma de lluvia que la caída en forma de nieve. En cuanto a las aportaciones totales durante el mismo período, éstas han sido explicadas con detalle en el epígrafe anterior.

#### 2.3.3.4. Análisis de los componentes del hidrograma

He preferido presentar los distintos componentes del flujo total del río Trevélez en el punto de tránsito en vez de la estación propuesta de Trevélez. Ello, desde mi punto de vista, permite obtener mayor información sobre los tres tipos de flujo en un área amplia con el influyente cambio en algunas de las características del terreno. En la figura 95 se muestra una división de los distintos flujos que componen la escorrentía expresados en caudal medio diario para el año 1986/87, con duración de precipitación de 6 h. Según las simulaciones realizadas para el mismo año, la aportación de las aguas subterráneas es la mayor (66 %), seguido de la aportación del flujo subsuperficial con un 33 % de la escorrentía total, aunque esta cifra engloba también al deshielo más o menos directo. Finalmente, la aportación de la escorrentía superficial directa o pluvial no llega al 1 % del total. En el caso del período total de simulación (7 años), estos tres componentes muestran un aumento del flujo subterráneo a cuenta del flujo subsuperficial, ya que el suelo y la vegetación en las partes bajas de esta subcuenca (segmentos 1 y 2) se encuentran más desarrollados; sus valores son: 84 %, 15 % y 1 % de la aportación total, respectivamente.

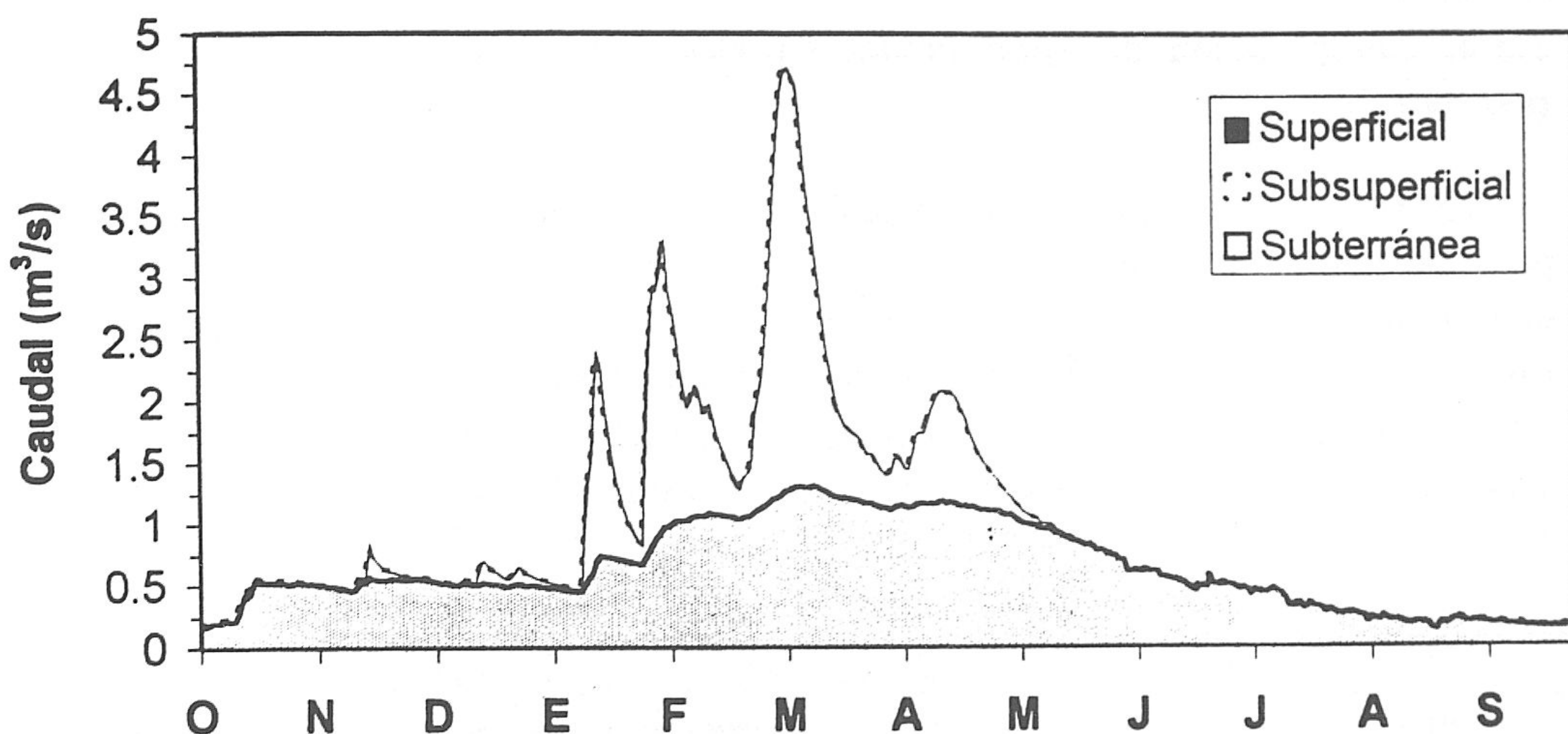


Figura 95. Desglose de la escorrentía total en los distintos componentes de la misma para el año 1986/87 en el punto de trasvase del río Trevélez (opción "b"), según los datos obtenidos de la simulación.

Todo este análisis de los hidrogramas se completa con el estudio y comparación de las aportaciones medias calculadas (para 7 años) y observadas para los períodos de fusión (24 de Febrero - 30 de Junio) y anual (figura 96).

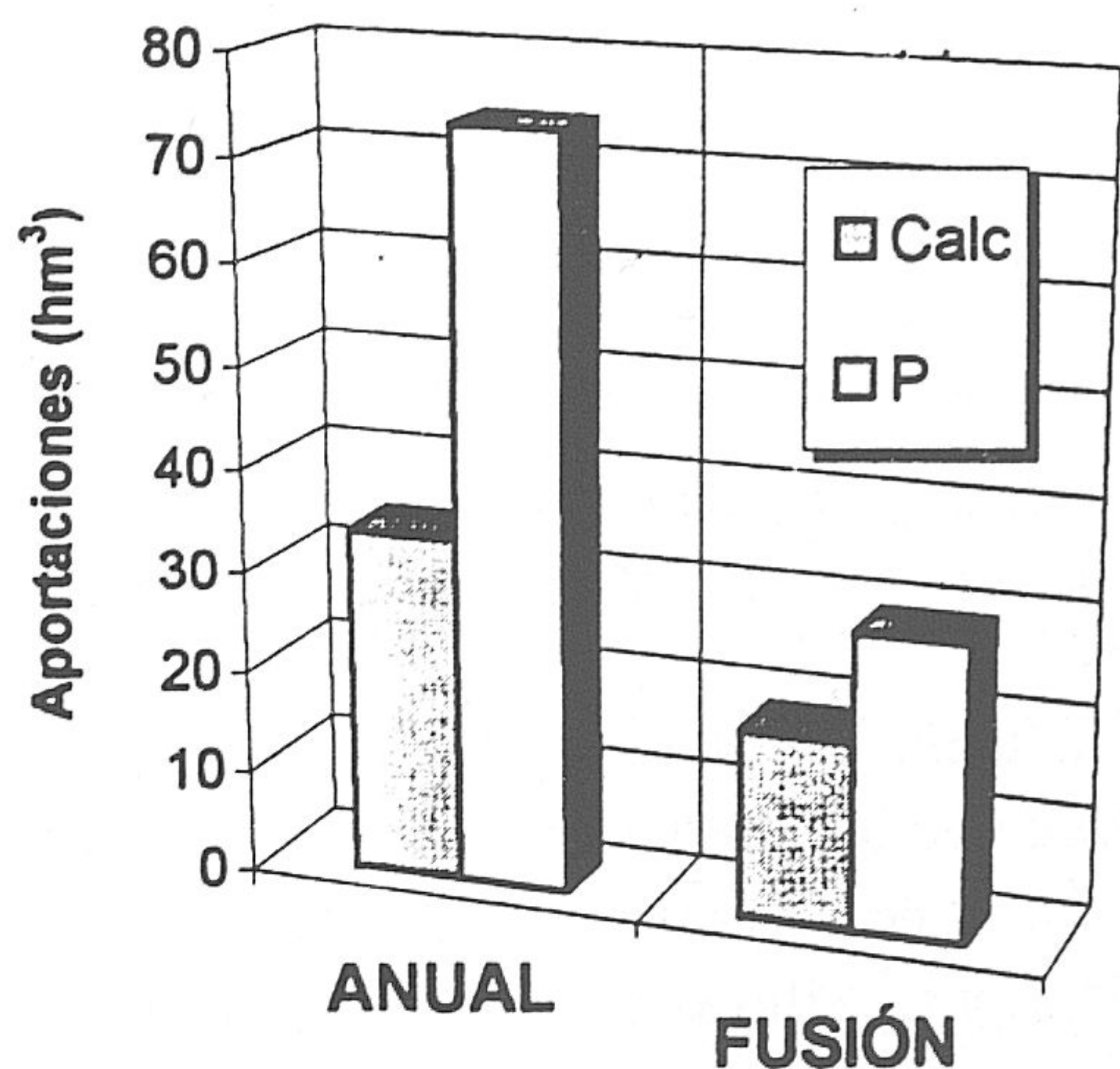


Figura 96. Comparaciones de los volúmenes totales de escorrentía calculados (tres supuestos) para el período de fusión (24 Febrero-30 de Junio) y anual. P: volumen de precipitación total (en el bloque de anual) y en forma de nieve (en el bloque de fusión).

De este gráfico se deduce que el coeficiente de escorrentía es mucho más alto durante la época de fusión que el anual -64 % y 46 %, respectivamente-. No hay que olvidar que la distribución de la precipitación, para el cálculo de este período completo, ha sido con duración de 24 h; por ello, han de tomarse estos porcentajes con reservas. En este mismo gráfico está representado el volumen de precipitación anual sobre la cuenca vertiente de 108,41 km<sup>2</sup> de superficie y el volumen de precipitación en forma de nieve (calculado).

### 2.3.4. Comparación de aportaciones anuales al aplicar un factor que aumenta la precipitación

La estimación de las aportaciones excesivas de la subcuenca del Trevélez en los dos puntos de control (opciones a y b) está justificada por el hecho de que la situación del punto de medida de la precipitación (estación de Trevélez) no representa de forma adecuada esta variable en toda la superficie vertiente, sobre todo en las partes de elevada altitud (segmentos 3 y 4). Por ello, he recurrido a la aplicación de un factor que aumenta la precipitación, teniendo en cuenta un gradiente pluviométrico moderado (16 mm/100 m), para aproximarnos más a la realidad.

AÑO	ESTACIÓN PROPUESTA		PUNTO DE TRASVASE	
	Aportación	Aportación (*)	Aportación	Aportación (*)
86/87	27.2	33.4	30.1	38.2
87/88	27.4	35.1	32.5	40.9
88/89	18.1	23.9	21.1	26.1
89/90	62.9	77.5	79.8	93.7
90/91	23.3	29.8	27.7	33.4
91/92	14.3	19.1	17.9	21.0
92/93	23.4	29.6	27.7	34.0
Media	28.1	35.5	33.8	41.1

Tabla 65. Aportaciones anuales en el río Trevélez en dos puntos de control distintos; \*: al aplicar un factor que aumenta la precipitación. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.

Los resultados obtenidos se recogen de la tabla 65, y su representación gráfica se muestra en la figura 97. De esta prueba se deduce que los *coeficientes de escorrentía* sufren un cambio significativo a la hora de aplicar el factor de corrección, y aportan nuevos datos a los obtenidos de los trabajos de Al Alwani (1992) y Castillo *et al.* (1996), entre otros, pues pasan de 0.49 y 0.46 a ser 0.54 y 0.50, en la estación propuesta y en el punto de trasvase, respectivamente. No hay que olvidar que el período de cálculo no ha sido demasiado largo (7 años), y en este tipo de estimaciones es aconsejable que el período sea lo más largo posible para evitar la influencia de la periodicidad de épocas secas y lluviosas, para proporcionar más fiabilidad a los valores de los volúmenes medios. Por último, la tabla 66 muestra algunos criterios de verificación en los dos casos después de corregir el volumen de la precipitación y que se pueden comparar con los criterios anteriores (sin factor de corrección de precipitación).

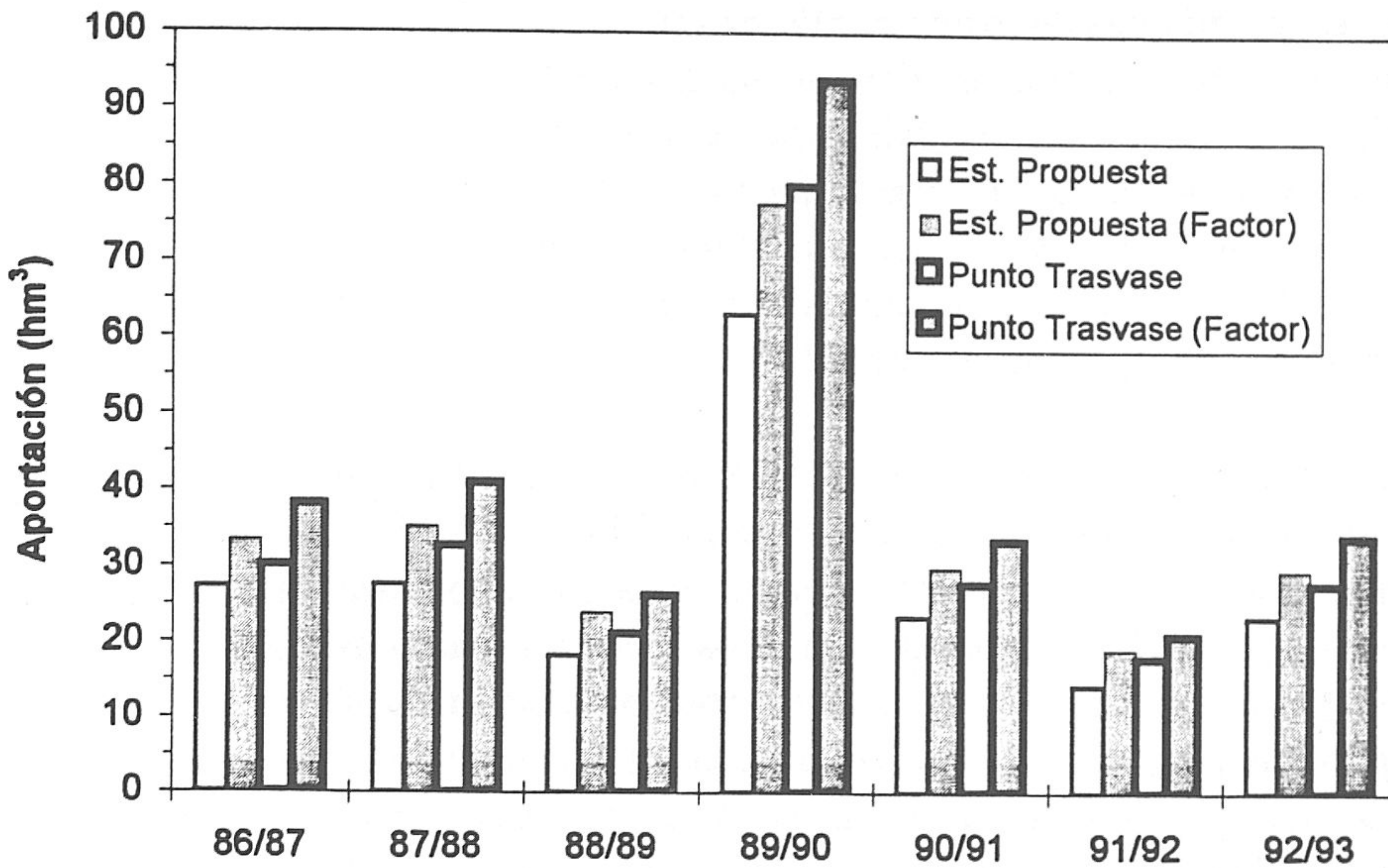


Figura 97. Comparación de aportaciones anuales en el río Trevélez al aplicar un factor que aumenta la precipitación.

CRITERIOS	TREVÉLEZ "OPCIÓN A" (con factor de corrección)	TREVÉLEZ "OPCIÓN B" (con factor de corrección)
Qm	1.12	1.30
S	0.98	1.20
Qmáx	8.60	11.61
Qmín	0.17	0.18

Tabla 66. Criterios de verificación al aplicar un factor que aumenta la precipitación. Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo (valores de caudal expresados en m³/s).

## 2.4. SUBCUENCA DEL RÍO GUADALFEO EN "ÓRGIVA"

### 2.4.1. Consideraciones generales

Esta subcuenca incluye las subcuencas de Cádiar, Trevélez (opción "b"), Poqueira y el sector medio del río Guadalfeo, aguas arriba de la estación de aforos de "Órgiva" (nº 101). En total recoge una cuenca vertiente de 518 km² dividida en 16 segmentos, cada uno con sus características climáticas, edáficas, hidrológicas, etc. Los registros foronómicos de dicha estación no tienen continuidad durante el período de simulación, y presentan algunas

irregularidades difíciles de explicar; ello ha dificultado los cálculos del balance hídrico. La relación río-acuífero es otra cuestión que ha de considerarse en esta subcuenca y sobre todo en el último tramo del río. Posiblemente, este último recibe parte de la alimentación del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar hacia el aluvial (ver el capítulo de Hidrogeología). Por ello, he tenido en cuenta este hecho suponiendo que la mayor parte de la descarga subterránea de los materiales carbonatados modelizados (segmento 1, grupo D) se incorpora al río aguas arriba del punto de control.

Por otro lado, las características hidrogeológicas que presentan los materiales de la Sierra de la Contraviesa (segmento 3), compuestos de filitas, cuarcitas y calcoesquistos, son otro hecho que ha de tenerse en cuenta. A pesar de la escasa permeabilidad de estos materiales (acuicludo), los sondeos perforados en ellos han dado caudales considerables en algunos casos, lo que indica la existencia de cierto comportamiento "acuífero" en la zona alterada y descomprimida, a consecuencia de los procesos de fracturación y fisuración que han afectado a estos materiales. Cabe destacar que las áreas de regadío que componen el segmento 2 (figura 61) recibe aguas casi a lo largo de todo el año mediante la compleja red de acequias existente en la zona. Ello quiere decir que estas áreas deben tener escaso déficit de humedad en su perfil zonal del suelo.

#### 2.4.2. Período de calibración

Las pruebas de calibración en esta subcuenca no se han ceñido exactamente al período 1986/87-1988/89 por falta de datos foronómicos antes del 1 de Junio de 1989, cuando la estación empezó su registro. Por ello, en este epígrafe presento los cálculos del mismo período como si fueran los de calibración, para mantener el mismo orden que he seguido anteriormente. Las distintas partidas del balance hídrico se recogen en la tabla 67; el volumen del caudal observado corresponde sólo a los meses comprendidos entre Junio y Septiembre de 1998.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total calc.
86/87	320.5	159.5	8.8	+ 1.8	154.0
87/88	320.5	166.7	9.0	+ 7.2	152.0
88/89	318.4	189.4	5.9	- 30.3	92.8
Media	319.8	171.8	7.9	- 7.2	132.9

*Tabla 67. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en el río Guadalfeo en "Órgiva" (valores expresados en hm<sup>3</sup>). Los cálculos de la ETP han sido a partir de la fórmula de Penman.*



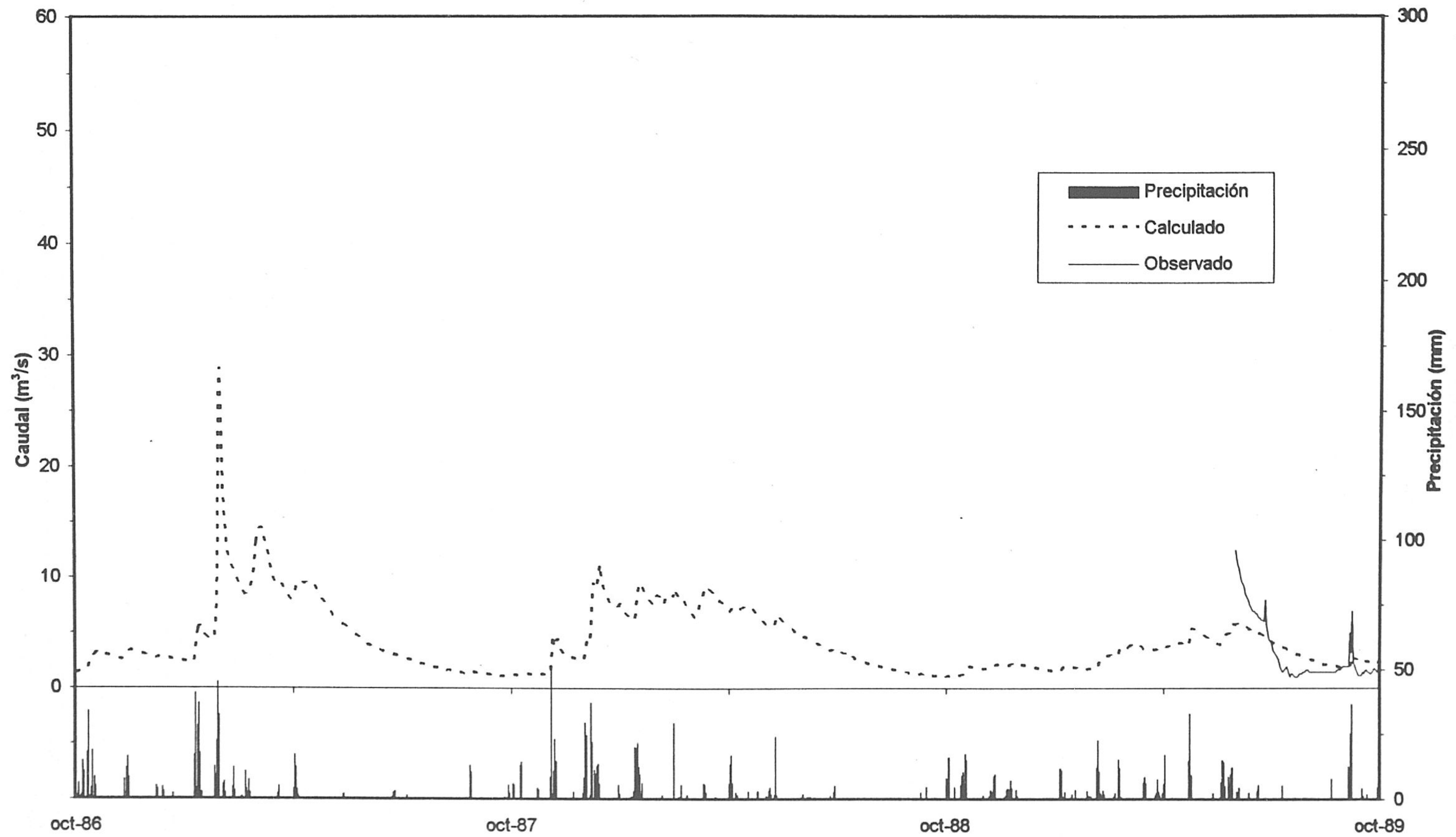


Figura 98. Hidrograma simulado obtenido en la estación de "Órgiva" del río Guadalfeo para el período de calibración 1986/87-1988/89.

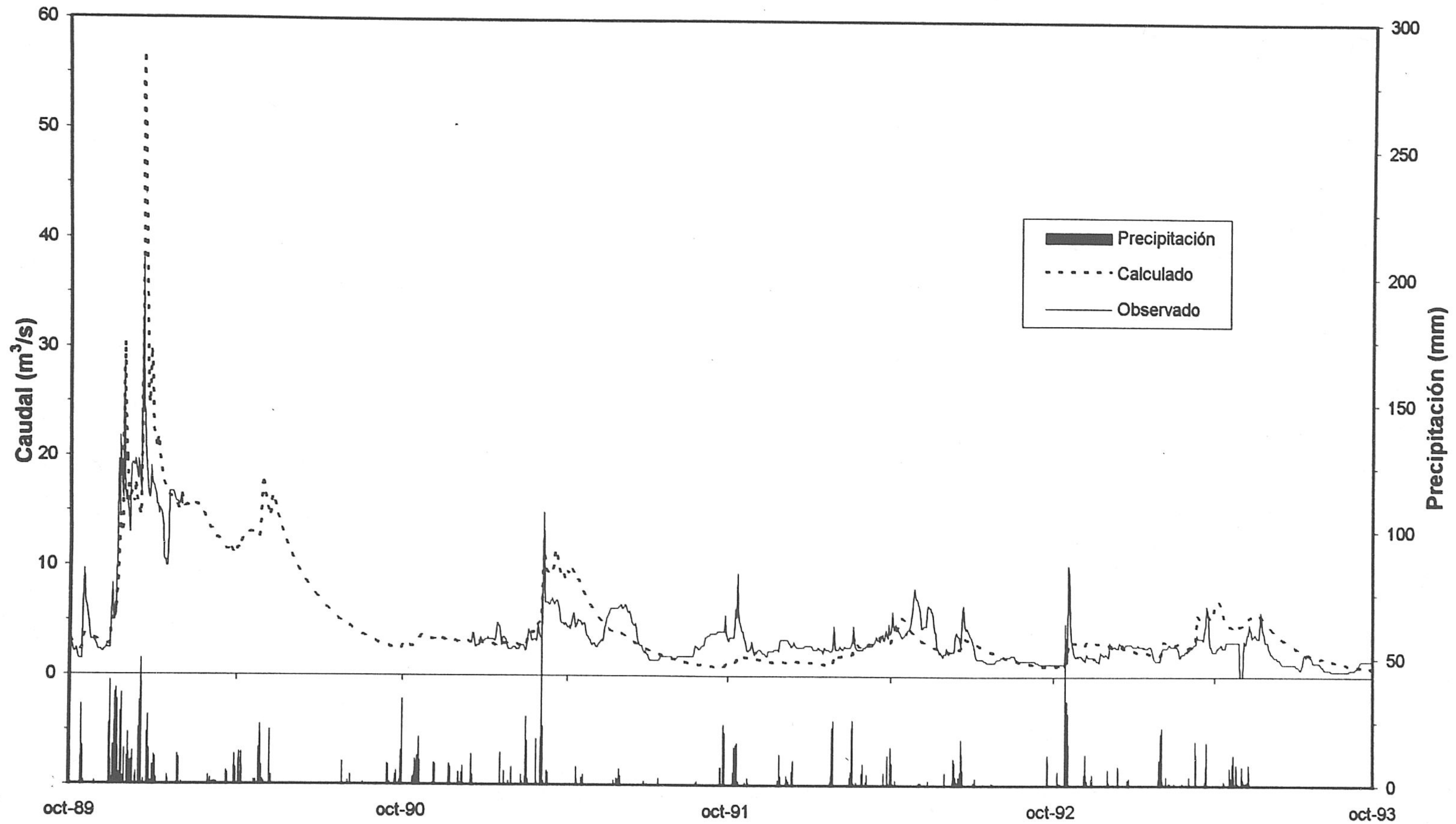


Figura 99. Hidrograma simulado obtenido en la estación de "Órgiva" del río Guadalfeo para el período de verificación 1989/90-1992/93.

El hidrograma simulado del mismo período se muestra en la figura 98. Los resultados son aceptables aunque los cálculos representan un período corto, donde la precipitación tiene un valor medio de 319.8 hm<sup>3</sup> y la ETR representa el 59% de total de la precipitación, mientras el componente Ip tiene un valor medio de 7.9 hm<sup>3</sup> y la variación de humedad negativa ha de tomarse con reserva. En cuanto al hidrograma de este período, poco se puede comentar por falta de datos foronómicos durante la mayor parte del período, aunque cuando empieza la estación a registrar se observa que la respuesta del caudal reproducido no era tan ajustada; ello posiblemente se debe a la intensidad y duración de las lluvias.

### 2.4.3. Período de verificación

Prácticamente sólo en este período ha sido posible la comparación de caudales medidos y estimados a pesar de las lagunas existentes en el registro de los primeros (figura 99). Por ello, aquí lo único que se puede analizar a nivel de volúmenes es lo que corresponde a los últimos dos años de este período (1991/92-1992/93). La tabla 68 representa las distintas partidas del balance hídrico en la que se observa que la precipitación media es de 314.9 hm<sup>3</sup> (607 mm) -137 mm, en forma de nieve, el resto, 470 en forma líquida-. La ETR representa un 52 % de la precipitación, valor bajo en comparación con el mapa de curvas de igual evapotranspiración real según el método de Thornthwaite.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total	
					Calc.	Obs.
89/90	540.9	199.8	18.3	+ 14.7	337.5	123.5 *
90/91	277.5	157.8	5.6	+ 5.9	120.0	92.3 *
91/92	212.1	152.8	2.8	+ 11.9	68.4	92.8
92/93	229.2	140.6	4.6	+ 11.0	95.0	69.3
Media	314.9	162.7	7.8	+ 10.8	155.2	81.1 **

Tabla 68. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación en la estación de "Órgiva" (valores expresados en hm<sup>3</sup>). \*: Caudal observado no completo; \*\*: valor medio sólo de los últimos dos años del período. El cálculo de ETP ha sido mediante el método de Thornthwaite.

La pérdida por infiltración profunda representa la descarga subterránea a través de algunos flujos "regionales" que alimentan a los acuíferos carbonatados y/o surgen aguas abajo de la estación de afloramiento. En cuanto a los cambios de humedad, han sido en este caso positivos al tener en cuenta la alimentación de los materiales de la Sierra de Lújar al río Guadalfeo, anteriormente comentada. Por último, la escorrentía media calculada es de 155.2

hm<sup>3</sup>; esta misma variable está alrededor de unos 81.7 hm<sup>3</sup>/año como valor medio en los dos últimos años, que es prácticamente igual al de la escorrentía medida.

El hidrograma que representa este período es aceptable aunque las puntas de caudal en algunos casos se diferencian en magnitud, como es el caso de mes de Febrero de 1990, donde el caudal calculado supera al observado. Este hecho tiene su justificación en que la lluvia está distribuida en 24 horas y con la oscilación de la temperatura diaria, se produce una crecida rápida por el cambio de la forma de la precipitación lluvia/nieve/lluvia, sobre todo en el sector alto del Guadalfeo.

En cuanto a los criterios de verificación, algunos de ellos como el error relativo (0.7 %), han sido estimados a partir de las series continuas del caudal observado y el calculado (2 años); otros, como el caudal mínimo observado, se han considerado el mínimo registrado en la estación cuando su valor no es cero. El resto ha sido estimado tal como permite el cálculo; los resultados de verificación se muestran en la tabla 69. Por último, la presentación de las curvas de duración del flujo de los caudales diarios medidos y calculados para el período de verificación viene en la figura 100; en ella, se observa un ajuste aceptable para este período entre las dos curvas. Se puede apreciar que los caudales por debajo de 1200 l/s representan el 82 % del total, tanto para el flujo observado como para el calculado, y se ajustan razonablemente bien.

Período de verificación (1989/90-1992/93)	Criterios					
	Er	R	Qm	S	Qmáx	Qmín
Q observado	0.7 %	0.54	3.0	3.83	38.1	0.52
Q calculado			4.92	5.24	56.83	0.75

*Tabla 69. Criterios de verificación y comparación de valores significados. Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo (valores de caudal expresados en m<sup>3</sup>/s).*

#### 2.4.4. Análisis de los componentes del hidrograma

La representación de los distintos componentes del flujo total del río Guadalfeo en "Órgiva" permite obtener mayor información acerca de la respuesta de la cuenca frente a cambios o variaciones en las características del terreno. En la figura 101 se muestra la descomposición de los distintos flujos que constituyen la escorrentía, expresados como caudales medios diarios para el año 1986/87, y para una precipitación de 6 h de duración.

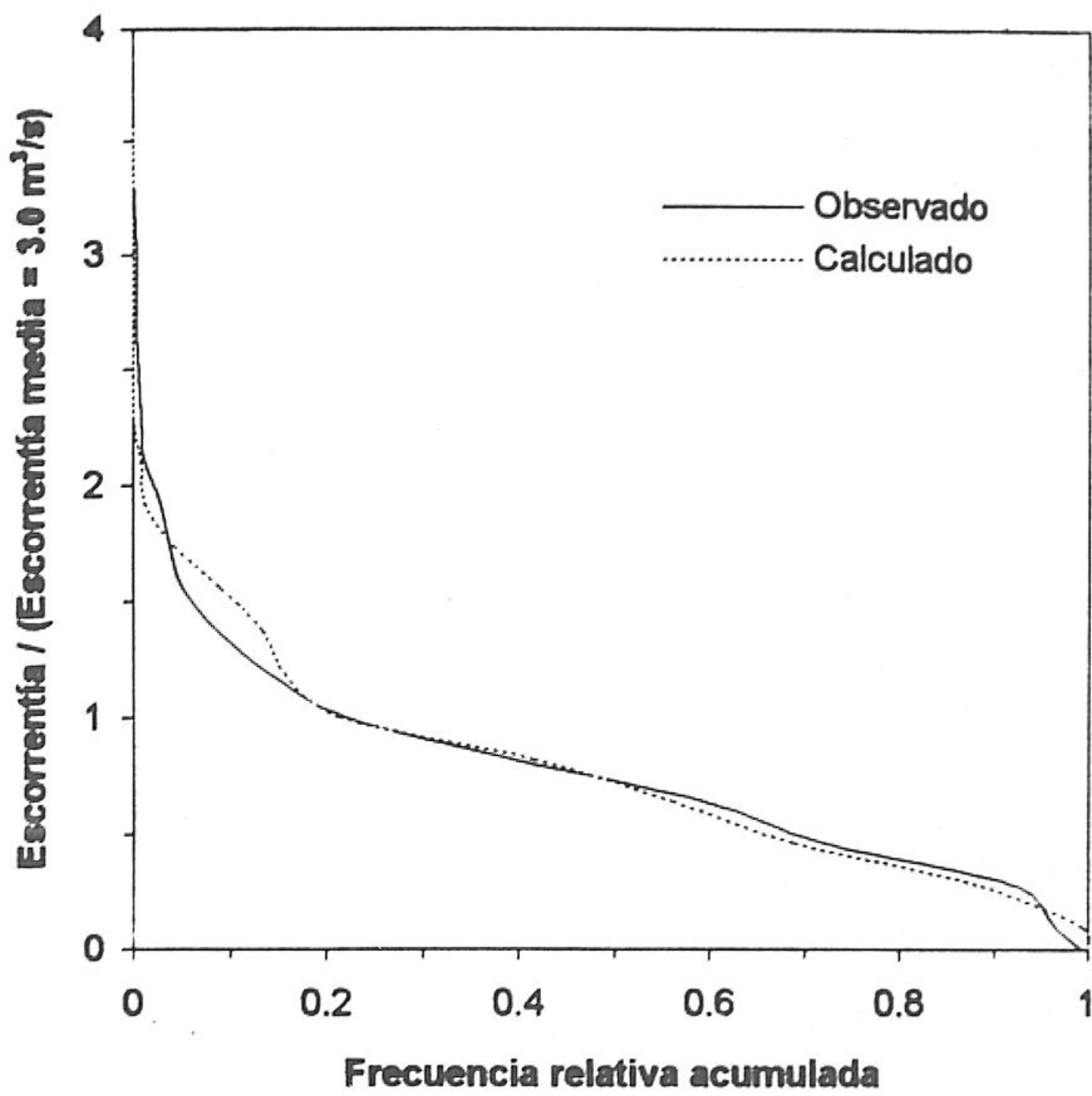


Figura 100. Curvas de duración del flujo de los caudales diarios calculados y observados para el período de verificación (1989/90-1992/93) en la estación de aforos de Órgiva.

Según las simulaciones realizadas para el mismo año, la aportación de las aguas subterráneas es la mayor (70 %), seguida de la aportación del flujo subsuperficial con un 28 % de la escorrentía total, si bien esta última engloba también al deshielo más o menos directo. Finalmente, la aportación de la escorrentía superficial directa o pluvial no llega al 2 % del total. En el caso del período simulado (7 años), estos tres componentes muestran un aumento del flujo subterráneo a cuenta del flujo subsuperficial, ya que el suelo y la vegetación en las partes bajas de esta subcuenca (segmentos 1 y 2) se encuentran más desarrollados; sus valores son: 87 %, 12 % y 1 % de la aportación total, respectivamente.

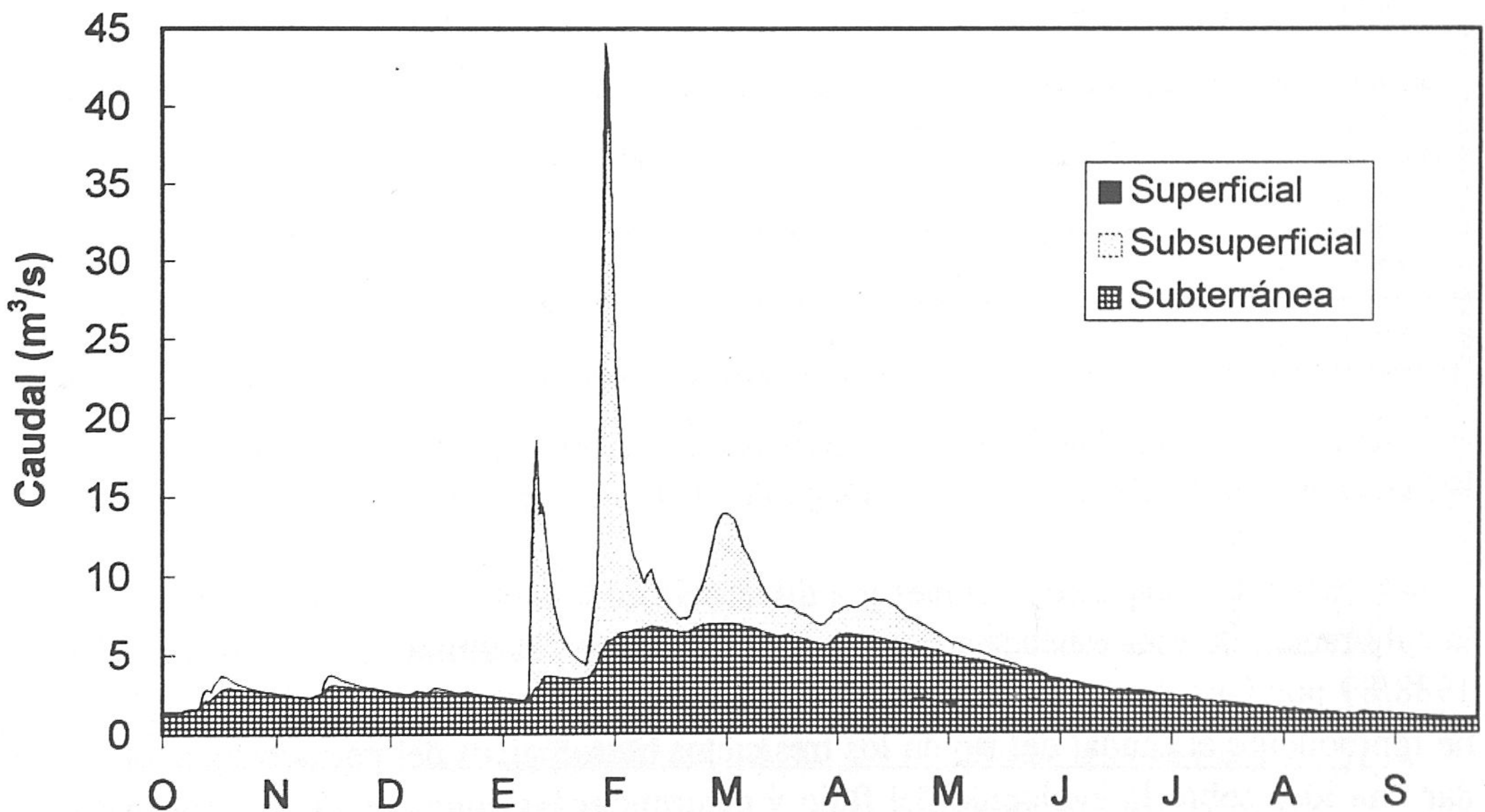


Figura 101. Desglose de la escorrentía total en los distintos componentes de la misma para el año 1986/87 en la estación de Órgiva sobre el río Guadalfeo, según los datos obtenidos de la simulación.

## 2.5. SUBCUENCA DEL RÍO LANJARÓN

### 2.5.1. Período de calibración

La calibración de esta subcuenca ha sido bastante complicada debido a varios factores, entre ellos:

- a) la configuración de la cuenca vertiente, que tiene forma alargada, muy estrecha y elevadas pendientes en las dos laderas y en el cauce principal del río, por tanto, en los segmentos los valores medios tienen mucha dispersión.
- b) vegetación densa y muy desarrollada, con área considerable de masas forestales.
- c) el caudal de base del río se mantiene casi estable durante la época de estiaje; es un flujo permanente que no sufre agudas fluctuaciones cuando no hay tormentas.
- d) las precipitaciones dominantes parecen ser en forma de aguacero de poca duración, sobre todo a media altura de la cuenca, como se deduce del hidrograma observado
- e) la situación geográfica de la estación pluviométrica de Arquilla (nº2), en mi opinión, no representa de forma adecuada la lluvia que cae dentro de la cuenca vertiente, debido al efecto orográfico, por su localización cerca de la divisoria entre el Lanjarón y su afluente el Arroyo Salado, que refleja más la lluvia caída en este último (figura 53); no obstante, la altitud de esta estación (1652 m) y su proximidad del área estudiada han condicionado su elección.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs.
86/87	21.3	11.8	0.8	+ 0.6	9.3	-
87/88	17.7	11.2	0.7	+ 0.4	6.2	-
88/89	20.3	12.8	0.7	- 2.4	4.4	5.0
Media	19.7	11.9	0.7	- 0.5	6.6	5.0

*Tabla 70. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en la estación de aforos de Lanjarón. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.*

A partir de estas observaciones y a diferencia de las subcuencas estudiadas hasta ahora, la calibración de esta subcuenca ha sido, sobre todo, en el último año del período 1986/87-1988/89 por falta de datos foronómicos en los primeros dos años del mismo. Sin embargo, he reproducido el caudal del río en los tres ciclos hidrológicos del período mencionado para dar una idea sobre la evolución del flujo y determinar las condiciones de humedad previas al año 1988/89. Los componentes de las distintas partidas del balance hídrico se recogen de la tabla 70. De la misma se deduce que la precipitación tiene un valor medio de 19.7 hm<sup>3</sup>

(561 mm); la mayor parte de esta variable cae en forma de lluvia (383, 317 y 404) y el resto -223, 185 y 172- en forma de nieve. La ETR calculada tiene una media de 11.9 hm<sup>3</sup> (incluyendo 0.2 hm<sup>3</sup> de sublimación, como valor medio), que supone un 60 % del total de la precipitación. Este porcentaje refleja la influencia de la densa vegetación y de la masa forestal existente en el área estudiada.

La tercera componente del balance, que es la infiltración profunda  $I_p$  no registrada en el punto de control, se supone que no debe ser excesivamente alta debido a que la estación de aforos se encuentra a una altitud baja y justo por encima del contacto entre los micasquitos Nevado-filábrides y las formaciones carbonatadas alpujárrides; ello supone que parte considerable de la percolación profunda se incorpora al río antes del punto de control. No obstante, otra parte de este flujo alimenta a los acuíferos carbonatados aguas abajo; su valor medio calculado es de 0.7 hm<sup>3</sup>/año.

Merece especial interés la parte del balance relativa al cambio de humedad en las distintas capas del suelo. El ajuste de esta componente ha sido bastante laborioso debido a dos motivos: la falta de datos de caudal en los primeros dos años del período, y la estrecha relación entre la humedad en la franja no saturada "zona inferior" y la capa acuífera. Por ello, hice varias pruebas para determinar las condiciones de humedad previas al inicio de la simulación de este período teniendo como referencia el caudal registrado en la estación de Lanjarón en los primeros días de Octubre de 1988. Además, ha de tenerse en cuenta que la precipitación ha sido diaria con una duración de 24 h, motivo por lo cual el caudal de base fue un poco elevado en los primeros días de la época de estiaje. El valor medio de este componente ha sido 0.5 hm<sup>3</sup>/año.

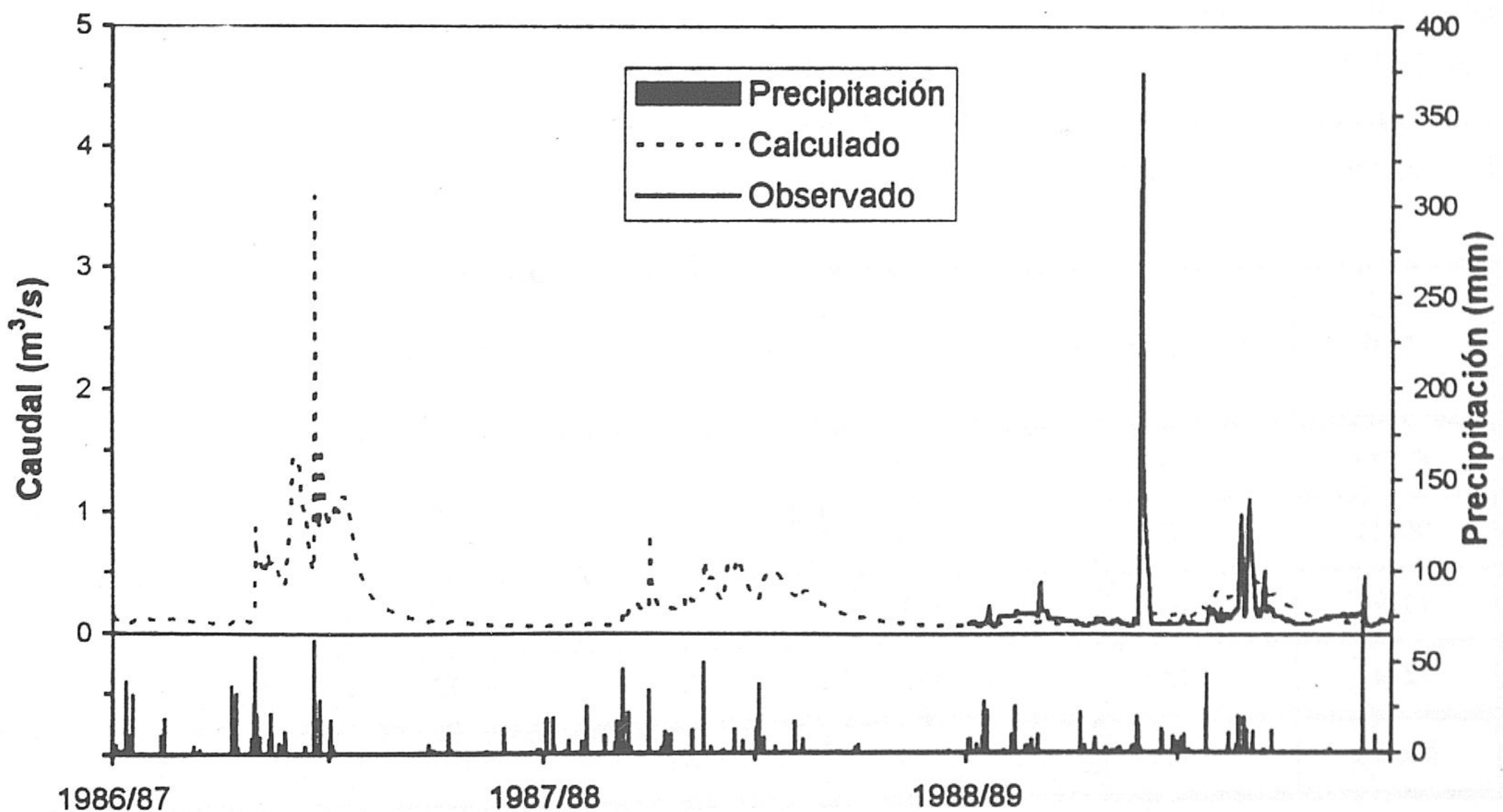


Figura 102. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Lanjarón para el período de calibración 1986/87-1988/89.

Con todo ello, se deduce que la escorrentía total calculada para el período de calibración tiene un valor medio de 6.6 hm<sup>3</sup>, y el caudal observado para el año 1988/89 ha sido 5.0 hm<sup>3</sup>. El hidrograma que representa los resultados de la simulación de este período se muestra en la figura 102; en la misma, existe una semejanza notable entre los caudales observados y calculados del último año, sobre todo cuando no hay tormentas intensas como ocurrió en los últimos días del mes de Febrero de 1989. Además de este hecho que va a ser analizado en un epígrafe posterior, se observa cierto desfase entre los dos caudales durante el deshielo, lo mismo que sucedía en las demás subcuencas y que fue discutido en su momento.

### 2.5.2. Período de verificación

Normalmente en todas las subcuencas simuladas hasta ahora se observa una ligera disminución de los valores de la evapotranspiración real, en este período y en el período total, respecto a los del período de calibración. Ello es debido a que los datos de ETP fueron estimados a partir de los datos de temperatura (mediante el método de Thornthwaite) en vez de los datos de evaporación (fórmula de Penman). La diferencia entre las dos estimaciones puede servir para proporcionar una idea sobre la sensibilidad de esta variable. Por otro lado, se observa que la escorrentía calculada para el año 1989/90 se diferencia de la medida en unos 3 hm<sup>3</sup>, mientras el valor de la misma en el siguiente año hidrológico aumenta en dicha cantidad respecto a la observada (tabla 71). La justificación de este hecho parece estar relacionada con la lenta infiltración ocasionada por la distribución de la lluvia, dejando la "zona inferior" casi saturada con el consiguiente suministro de humedad hacia la capa acuífera. Por ello, el valor medio de los cambios de humedad en el balance hídrico del período de simulación total (tabla 72) tiende a ser nulo. Cabe destacar en este último período que la ETR representa el 58 % del total de la precipitación, como valor medio; posiblemente este porcentaje debe ser más alto debido a la existencia de vegetación desarrollada y áreas forestales en esta subcuenca.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total	
					Calc.	Obs.
89/90	26.7	13.0	1.4	+ 1.6	13.9	17.6
90/91	20.8	11.0	0.8	- 0.9	8.1	5.0
91/92	14.0	10.1	0.5	+ 1.1	4.5	3.3
92/93	12.9	9.0	0.5	+ 0.7	4.1	3.3
Media	18.6	10.8	0.8	+ 0.6	7.6	7.3

*Tabla 71. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación en la estación de aforos de Lanjarón. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.*



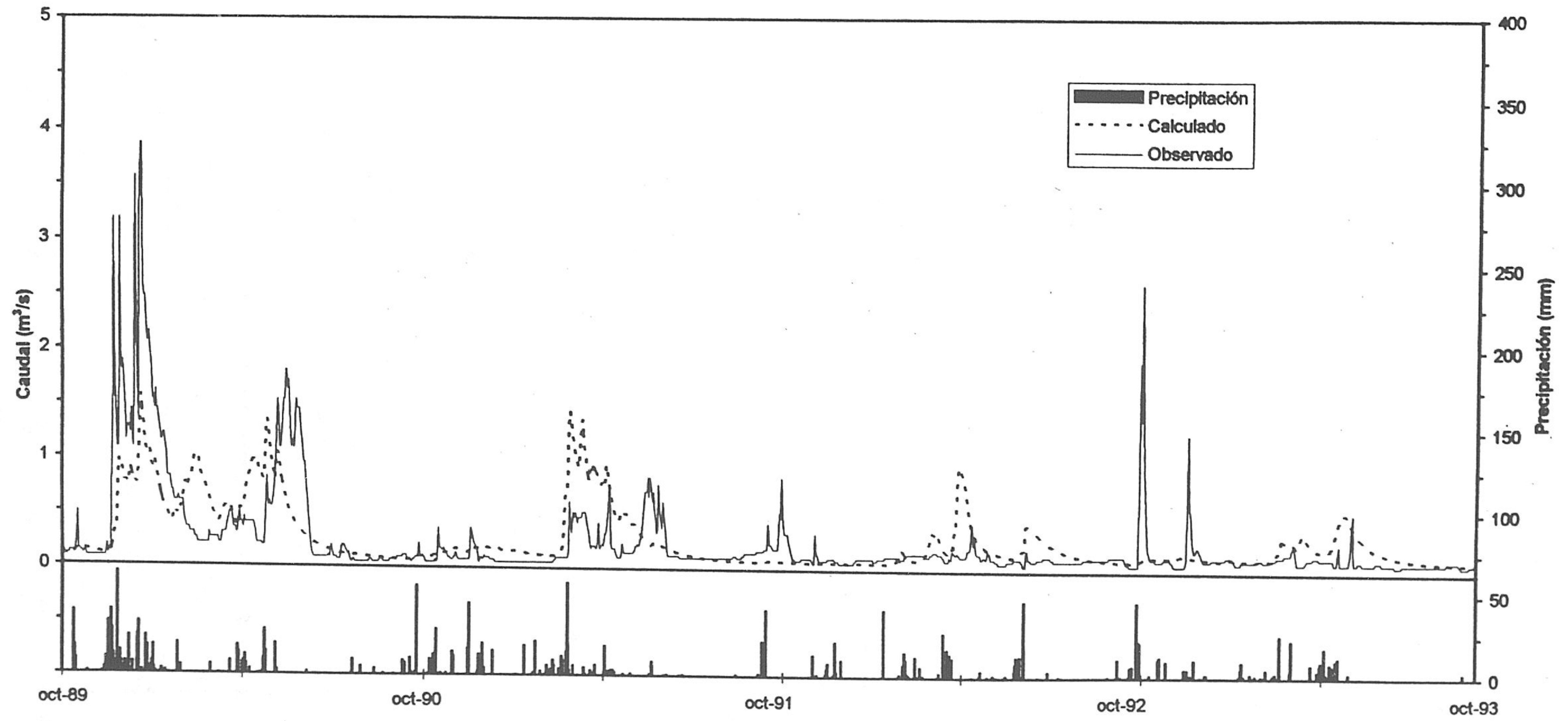


Figura 103. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Lanjarón para el período de verificación 1989/90-1992/93.

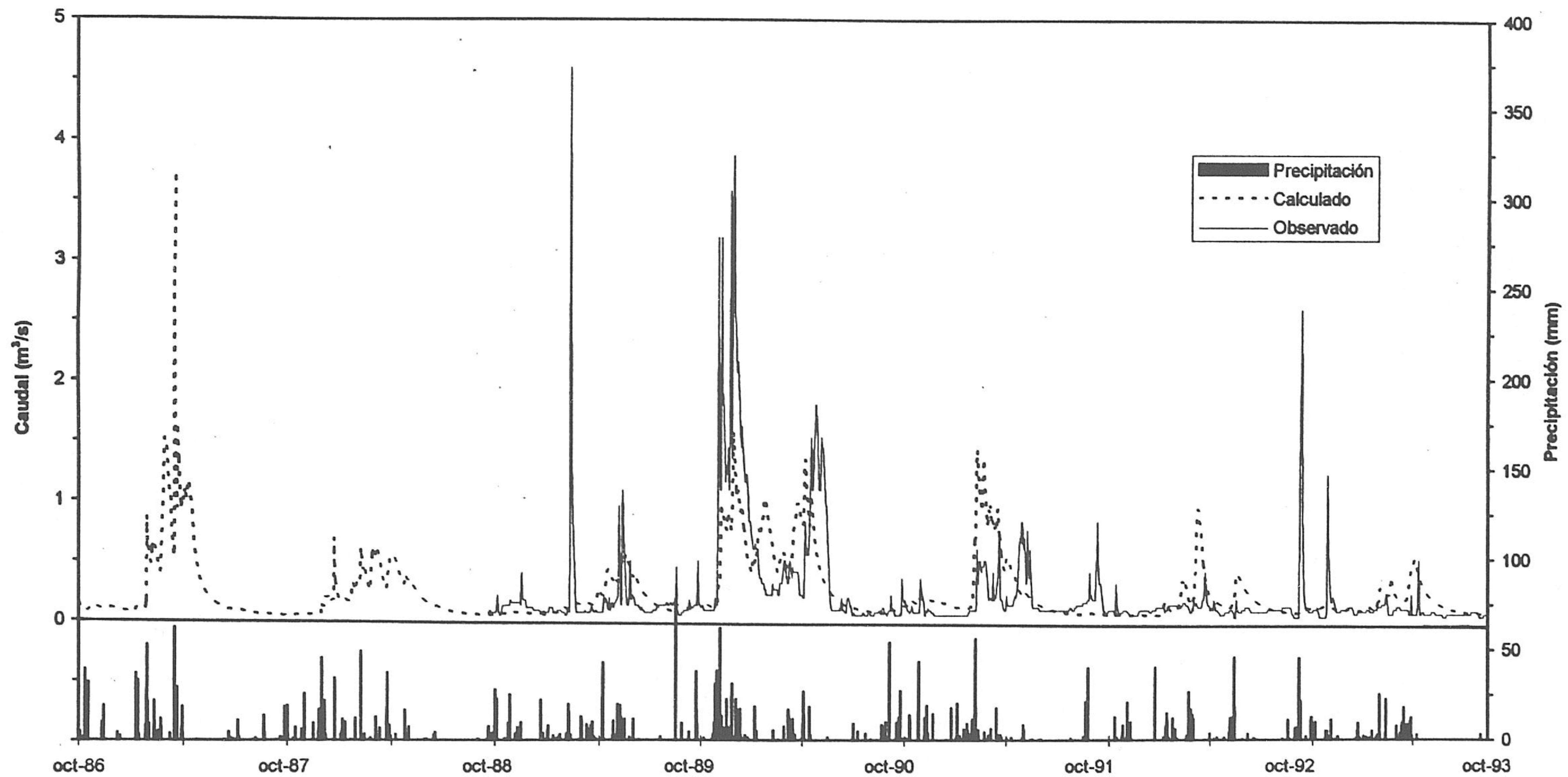


Figura 104. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos de Lanjarón para el período total 1986/87-1992/93.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs.
86/87	21.3	11.9	0.8	+ 1.0	9.6	-
87/88	17.7	11.0	0.7	+ 0.2	6.2	-
88/89	20.3	11.9	0.8	- 2.8	4.8	5.0
89/90	26.7	13.0	1.4	+ 1.6	13.9	17.6
90/91	20.8	11.0	0.8	- 0.9	8.1	5.0
91/92	14.0	10.1	0.5	+ 1.1	4.5	3.3
92/93	12.9	9.0	0.5	+ 0.7	4.1	3.3
Media	19.1	11.1	0.8	+ 0.1	7.3	6.8

Tabla 72. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período total en la estación de aforos de Lanjarón. Todos los valores están expresados en  $hm^3$ .

Al analizar los hidrogramas del período de verificación (figura 103) y del período total (figura 104) se observa que el flujo medido y estimado tienen una semejanza bastante aceptable; sin embargo, esto no ocurre así en lo relativo a los elevados picos de caudal a consecuencia de fuertes tormenta, o en el caso de las crecidas durante la época del deshielo. Los motivos de estas anomalías han sido ya explicados en las anteriores simulaciones.

Los criterios de verificación utilizados anteriormente han sido aplicados en el caso de esta subcuenca a un sólo período "completo" (1988/98-1992/93) en lo que a caudales medidos y estimados se refiere, por falta de registros foronómicos que cubran todos los años simulados. Los valores vienen recogidas en la tabla 73. La diferencia relativa entre los volúmenes escurridos calculados y observados para el mismo período no ha sido demasiado grande (3,7 %), que es equivale a  $1.3 hm^3$  a favor del caudal calculado; el coeficiente de correlación ha sido bajo, debido a la falta de respuesta del caudal estimado, a causa de la distribución de la precipitación en 24 horas. Sin embargo, los valores del caudal medio en los dos casos son bastante similares, y estos se diferencian en el caudal mínimo, motivo que me ha llevado a analizar, más adelante, los caudales base en época de estiaje.

Por último, la presentación de las curvas de duración de caudales medidos y calculados para el período completo viene en la figura 105; en ella, se observa un ajuste aceptable para este período entre las dos curvas. Se puede apreciar que los caudales por debajo de 200 l/s representan el 80 % del total, tanto para el flujo observado como para el calculado, y se ajustan razonablemente bien.

Período completo (1988/89-1992/93)	Criterios					
	Er	R	Qm	S	Qmáx	Qmín
Q observado	3.7 %	0.54	0.217	0.406	4.60	0.021
Q calculado			0.226	0.258	1.57	0.039

Tabla 73. Criterios de verificación y comparación de valores significativos. Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo (valores de caudal expresados en m<sup>3</sup>/s).

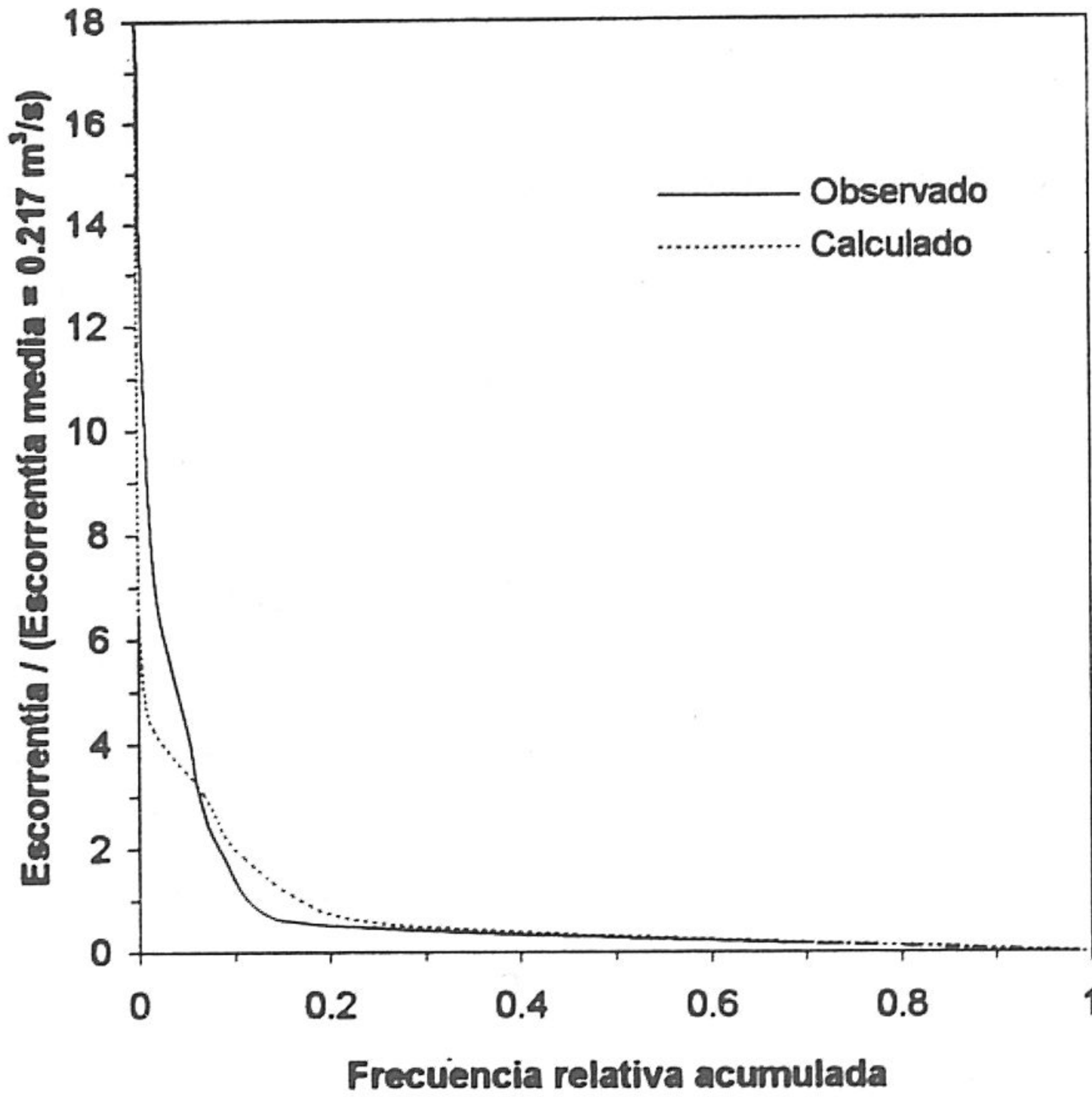


Figura 105. Curvas de duración del flujo de los caudales diarios calculados y observados para el período completo.

### 2.5.3. Influencia de la duración de la lluvia

La metodología que he aplicado aquí, a la hora de distribuir la precipitación en duración de 6 y 24 h, es diferente a las anteriores por presentar el caso de una tormenta concreta que no refleja en absoluto la cantidad de lluvia registrada aquellos días en la estación de Arquilla, sea cual sea la duración de la misma. Este es el caso del aguacero que ocurrió en los últimos días de Febrero de 1987, en que el caudal observado alcanzó un máximo diario de 4.6 m<sup>3</sup>/s, si el registro de la estación de aforos de Lanjarón hubiera sido de total confianza. En los 8 días que duró el aguacero la precipitación registrada fue de unos 43 mm; de esta última cantidad sólo 7 mm han caído en esos 4 días antes de la fuerte tormenta, y el resto -36 mm- durante ella. Teniendo en cuenta la superficie vertiente (35,2 km<sup>2</sup>), el volumen de agua precipitada en estos 4 días sería 1.26 hm<sup>3</sup>. Sin embargo, la escorrentía registrada en el estación de aforos de Lanjarón (del 25/2 hasta el 3/3 de 1989) a consecuencia de esta tormenta fue de 1.14 hm<sup>3</sup>, sin tener en cuenta el caudal de base (0.063 m<sup>3</sup>/s) del río en la misma fecha.

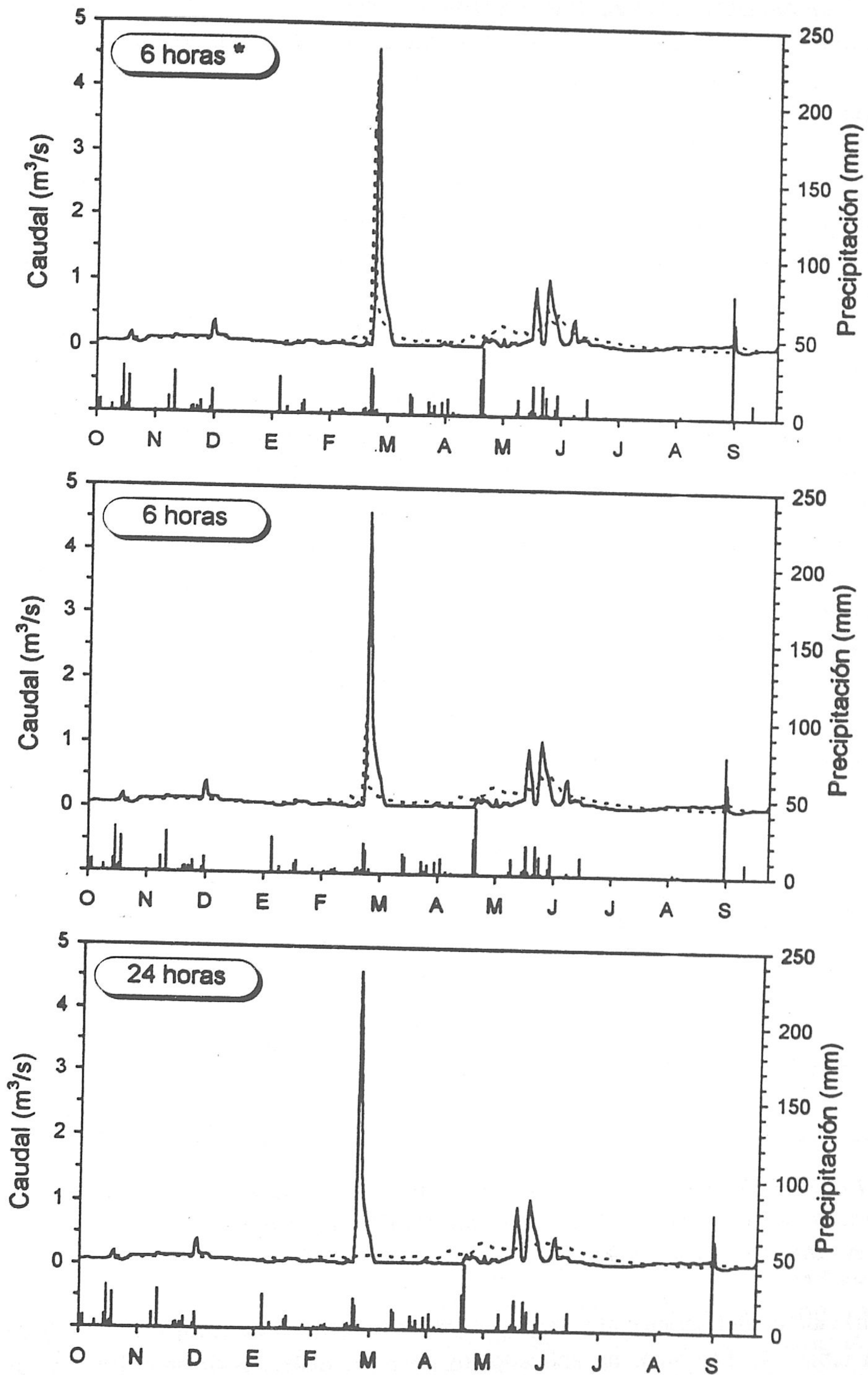


Figura 106. Hidrogramas simulados obtenidos en la estación de aforos de Lanjarón en el año 1988/98, para los dos casos supuestos de distribución de la precipitación diaria (24 y 6 horas); \*: precipitación de 6 h multiplicada por un factor de corrección.

Esta repuesta de caudal es prácticamente imposible porque supone que toda el agua caída se había convertido en escorrentía superficial directa, sin ninguna pérdida por infiltración y/o por evapotranspiración, y teniendo en cuenta que el suelo había alcanzado el máximo grado de humedad.

Ahora bien, un análisis de las lluvias registrada en las estaciones localizados alrededor de la cuenca en cuestión, y precisamente al Noreste, indica que el frente húmedo en aquella fecha iba dejando cada vez más agua en esa dirección. En efecto, la precipitación registrada entonces en las estaciones de Pitres, Poqueira C., Soportújar y Trevélez indica un aumento que oscila entre 20 y 35 mm en comparación con la de "Arquilla", que está situada al oeste de la cuenca vertiente (figura 53). A base de esta información, hice la prueba siguiente: incrementar la cantidad de precipitación en los dos días (24 y 25 de Febrero de 1989) que el aguacero alcanzó su máximo en unos 26 mm, y representar el hidrograma correspondiente. Los resultados de los tres casos (duración de 24, 6 y 6 horas de precipitación corregida) se muestran en la figura 106. Se puede observar que el hidrograma simulado que representa el último caso responde de forma bastante similar al medido en el punto de control. Además, existe un desfase entre ambos hidrograma en que el observado tarda más que 24 h en alcanzar su máximo a pesar de la fuerte pendiente de las laderas de la cuenca (47 %) y del curso del río (18 %). Posiblemente, la causa de este hecho radica en la alta rugosidad del terreno por la densa vegetación que impide el recorrido rápido del flujo superficial. Cabe destacar también que las lluvias registradas en el mes de Mayo han provocado un fuerte deshielo, como muestra el caudal observado, mientras que la fusión de nieve simulada ha sido más rápida de lo previsto.

Duración	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total
6 h *	21.190	13.578	0.671	- 1.091	5.850
6 h	20.275	13.550	0.747	- 0.937	5.041
24 h	20.275	13.053	0.792	- 1.272	5.158
<i>Observado =</i>					5.005

*Tabla 74. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para precipitaciones repartidas en 24 y 6 horas; \*: precipitación multiplicada por un factor de corrección. Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.*

El cálculo del balance hídrico de los tres casos para el año hidrológico 1988/89 se recoge en la tabla 74. También, he aplicado los criterios de verificación a los resultados de esta prueba (tabla 75). Nuevamente es el caso de precipitaciones con 6 horas de duración el que mejor se adapta a estos requisitos. La verificación incluye, además, la elaboración de los diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y medidos para dichos tres casos

(figura 107). Se observa claramente que los caudales punta medidos relacionados con la citada tormenta se separan de la recta de ajuste de forma notable, mientras el resto de los caudales (la mayoría por debajo de un m<sup>3</sup>/s) se agrupa de modo bastante aceptable.

	Qm	S	Qm <sub>máx</sub>	Qm <sub>mín</sub>	Er	R
Calc-6 h *	0.186	0.291	4.14	0.062	15.0 %	0.28
Calc-6 h	0.160	0.128	1.47	0.062	0.7 %	0.33
Calc-24 h	0.163	0.094	0.454	0.064	3.0 %	0.17
Observado	0.159	0.325	4.60	0.042		

Tabla 75. Criterios de verificación y comparación de valores significativos en relación con la distribución de la precipitación. Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qm<sub>máx</sub>: caudal máximo anual; Qm<sub>mín</sub>: caudal mínimo anual; Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; \*: precipitación multiplicada por un factor de corrección. Todos los valores de caudal están expresados en m<sup>3</sup>/s.

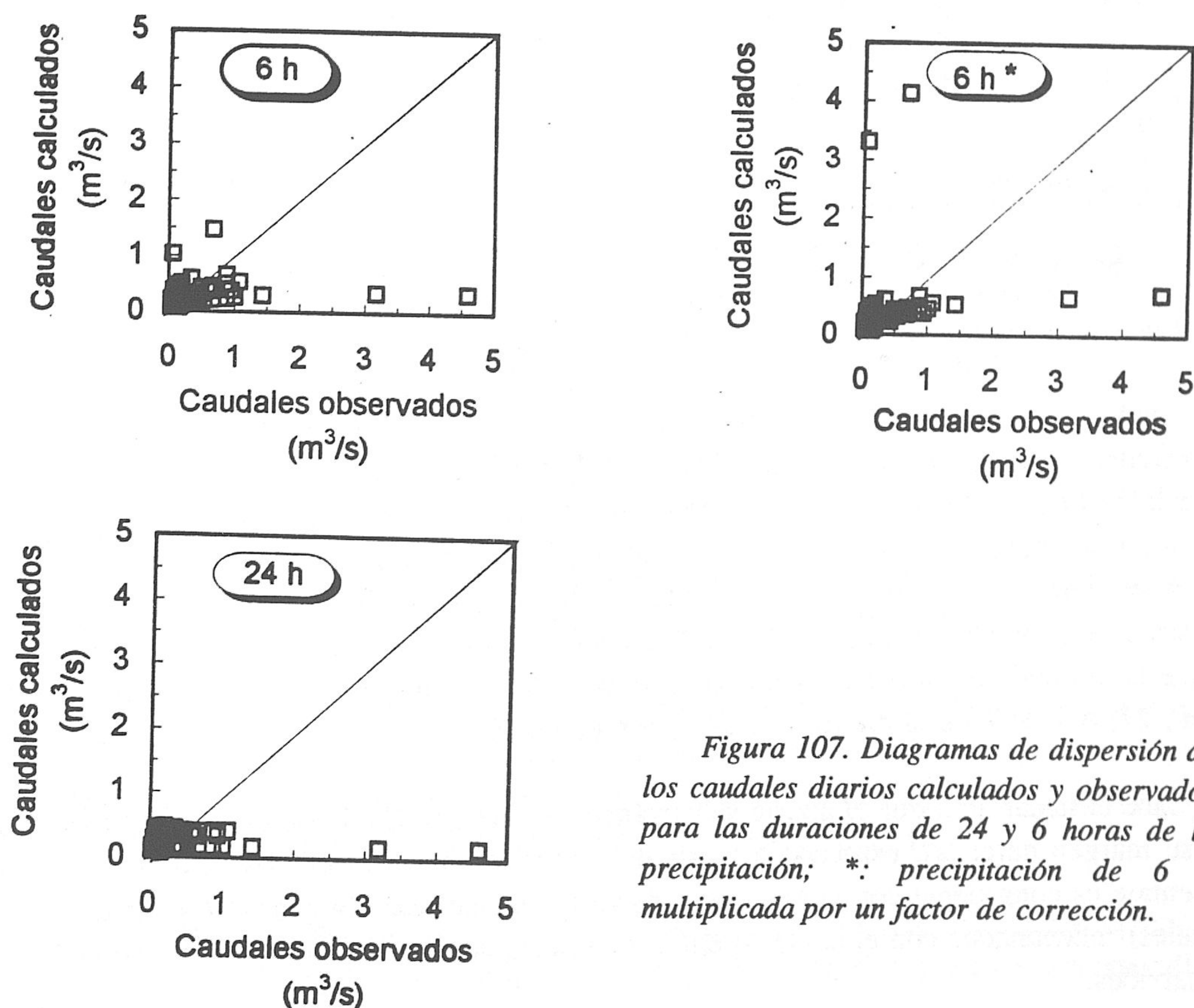


Figura 107. Diagramas de dispersión de los caudales diarios calculados y observados para las duraciones de 24 y 6 horas de la precipitación; \*: precipitación de 6 h multiplicada por un factor de corrección.

#### 2.5.4. Análisis de los componentes del hidrograma

La peculiaridad de esta subcuenca y la limitación de los datos existentes para el desarrollo de la simulación ha dificultado el proceso de separar los tres componentes del hidrograma. Por ello, he decido elegir un año concreto que muestra mejor que otros el caudal reproducido para este fin. El exceso de la precipitación registrada en el año hidrológico 1989/90 sirve como ejemplo para estimar el tanto por ciento de cada uno de los componentes de la escorrentía, aunque el ajuste de volúmenes entre el caudal observado y el calculado no es del todo satisfactorio. La figura 108 muestra una división de los distintos flujos que componen la escorrentía expresados en caudal medio diario, con duración de precipitación de 6 h.

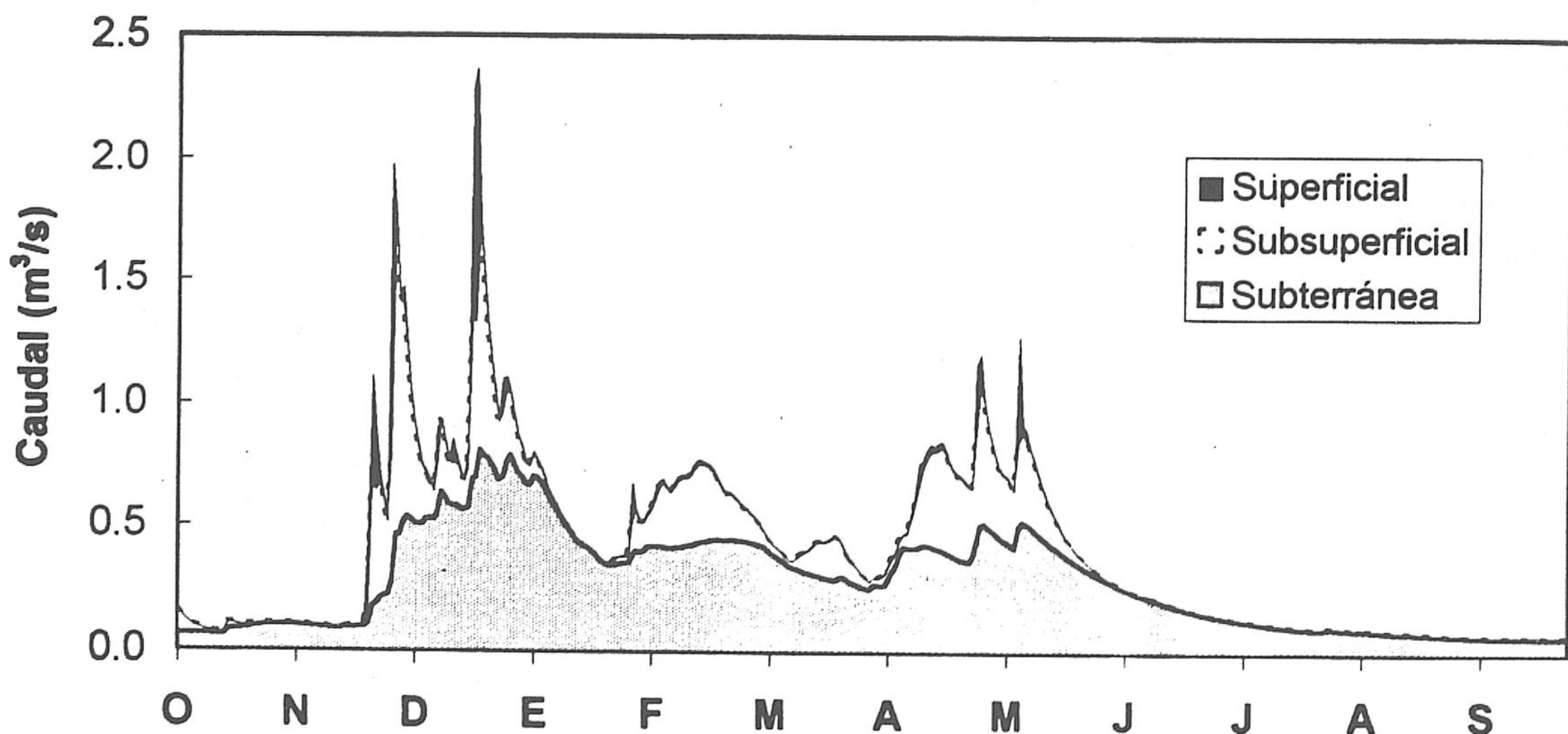


Figura 108. Desglose de la escorrentía total en los distintos componentes de la misma para el año 1989/90, según los datos obtenidos de la simulación.

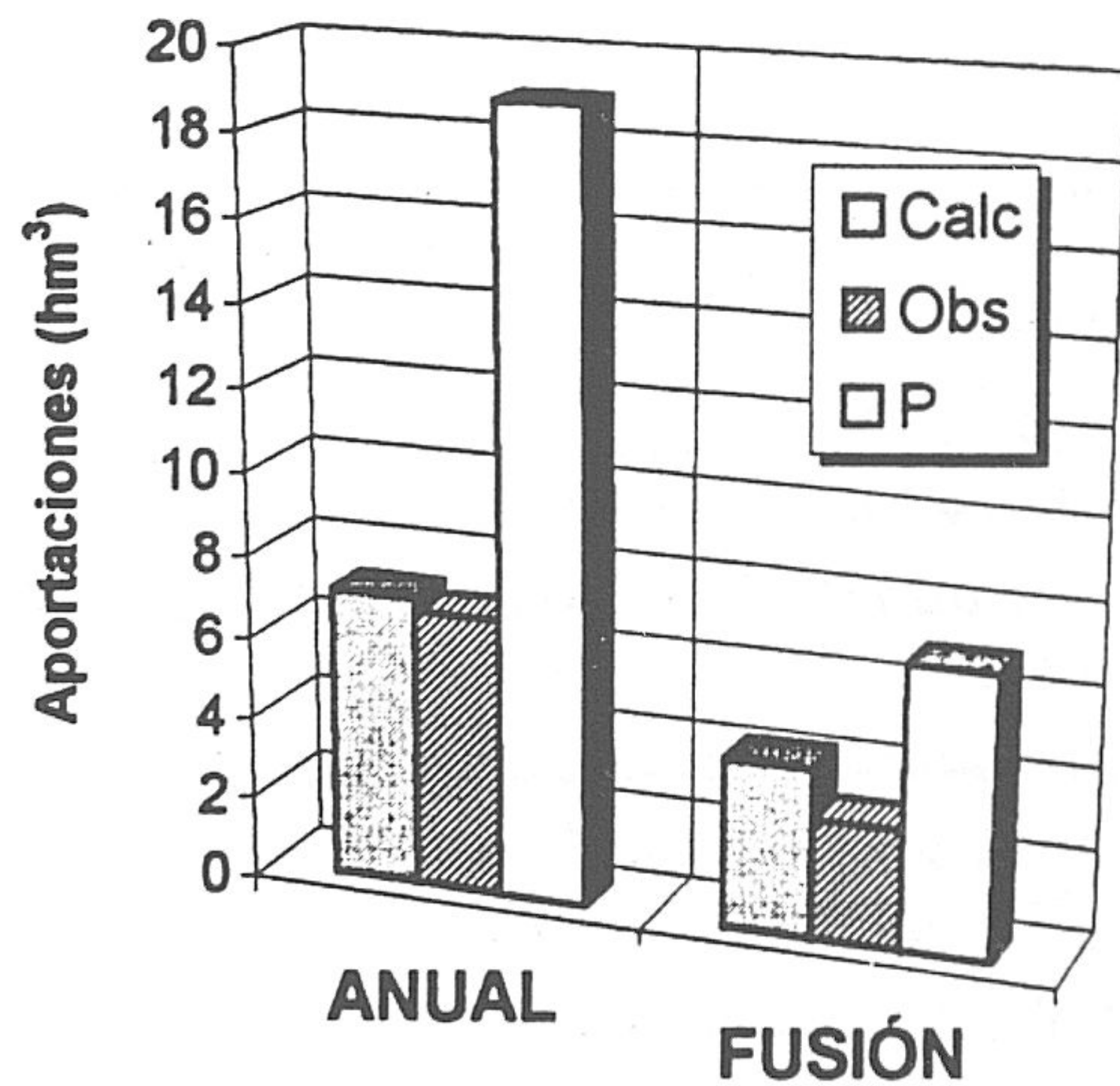
Según las simulaciones realizadas para el mismo año, la aportación de las aguas subterráneas es la mayor (69 %), seguida de la aportación del flujo subsuperficial con un 26 % de la escorrentía total, aunque esta cifra engloba también parte del deshielo más o menos directo. Finalmente, la aportación de la escorrentía superficial directa o pluvial representa el 5 % del total. En el caso del período total de simulación (7 años), estos tres componentes muestran un aumento del flujo subterráneo a cuenta de los flujos subsuperficial y superficial, ya que la duración de la precipitación de este período ha sido de 24 horas; sus valores son: 76 %, 21 % y 3 % de la aportación total, respectivamente.

Cabe destacar aquí que el aporte subterráneo del Arroyo Salado (tributario del Lanjarón por su margen derecha), estimado a partir del caudal de base, es del orden de 61 %; este porcentaje es congruente con la existencia de varios manantiales (algunos de ellos de aguas termales) relacionados con el contacto entre materiales nevado-filábrides y los carbonatados alpujárrides.



Otra forma del análisis de los hidrogramas puede ser el estudio y comparación de las aportaciones medias calculadas y observadas (durante 5 años) para los períodos de fusión (24 de febrero - 30 de junio) y anual (figura 109). De este gráfico se deduce que los coeficiente de escorrentía en el bloque de fusión, tanto para el caudal calculado como para el observado, son del 60 % y 42 %, respectivamente. Creo que el deshielo observado en Sierra Nevada en general sería más lento del estimado por el modelo y se prolonga quizás hasta finales de Julio. En cuanto a los coeficientes de escorrentía a nivel anual, presentan una diferencia mínima pues han sido de 37 % (para el calculado) y 36 % (para el observado); han de tomarse estos porcentajes con reservas porque la precipitación utilizada ha sido, como ya se sabe, con una duración de 24 h. En este mismo gráfico está representado el volumen de precipitación anual sobre la cuenca vertiente de 35,2 km<sup>2</sup> de superficie y el volumen de precipitación en forma de nieve (calculado).

*Figura 109. Comparaciones de los volúmenes totales de escorrentía calculados (tres supuestos) para el período de fusión (24 Febrero-30 de Junio) y anual. P: volumen de precipitación total (en el bloque de anual) y en forma de nieve (en el bloque de fusión).*



### 2.5.5. Comparación entre los caudales simulados y medidos en épocas de estiaje

Para abordar de forma detallada el comportamiento del río Lanjarón, creí oportuno hacer una discusión en tal sentido para explicar la regularidad de sus aguas, sobre todo, en épocas de estiaje. Para este fin, hice una demostración gráfica que representa los caudales registrados en la estación de aforos de Lanjarón (figura 110) y los calculados en el mismo punto (figura 111) en los últimos tres meses de varios años hidrológico.

En la figura 110, que representa estos caudales en los cinco años de registro, se observa que el flujo se mantiene estable, siempre y cuando no haya una tormenta, y casi no pierde volumen sino al contrario, sufre un aumento que no es fácil de interpretar. La causa de este aumento de caudal puede estar relacionada con los motivos siguientes:

- a) Descarga subterránea de flujo "intermedio" (característico de este sector) que supone que tarda semanas o meses, entre la lluvia que originó la infiltración eficaz correspondiente

y la llegada de ese agua al punto del río considerado. Esta escorrentía subterránea es distinta a la que da una respuesta rápida de la zona descomprimida donde el "nivel freático" se ajuste más bien a la topografía local.

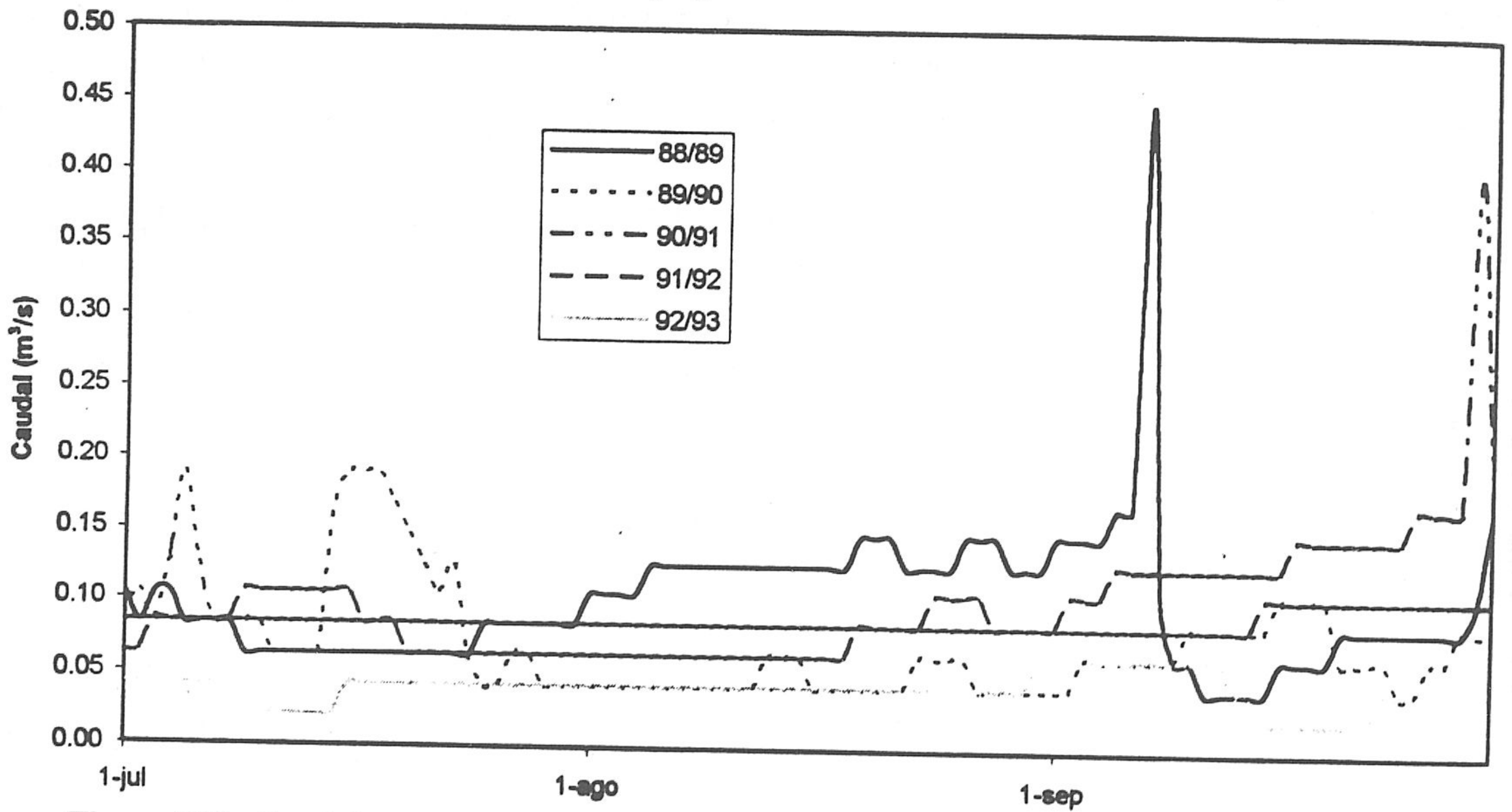


Figura 110. Caudales observados en los tres meses de estiaje para el período completo (1988/89-1992/93).

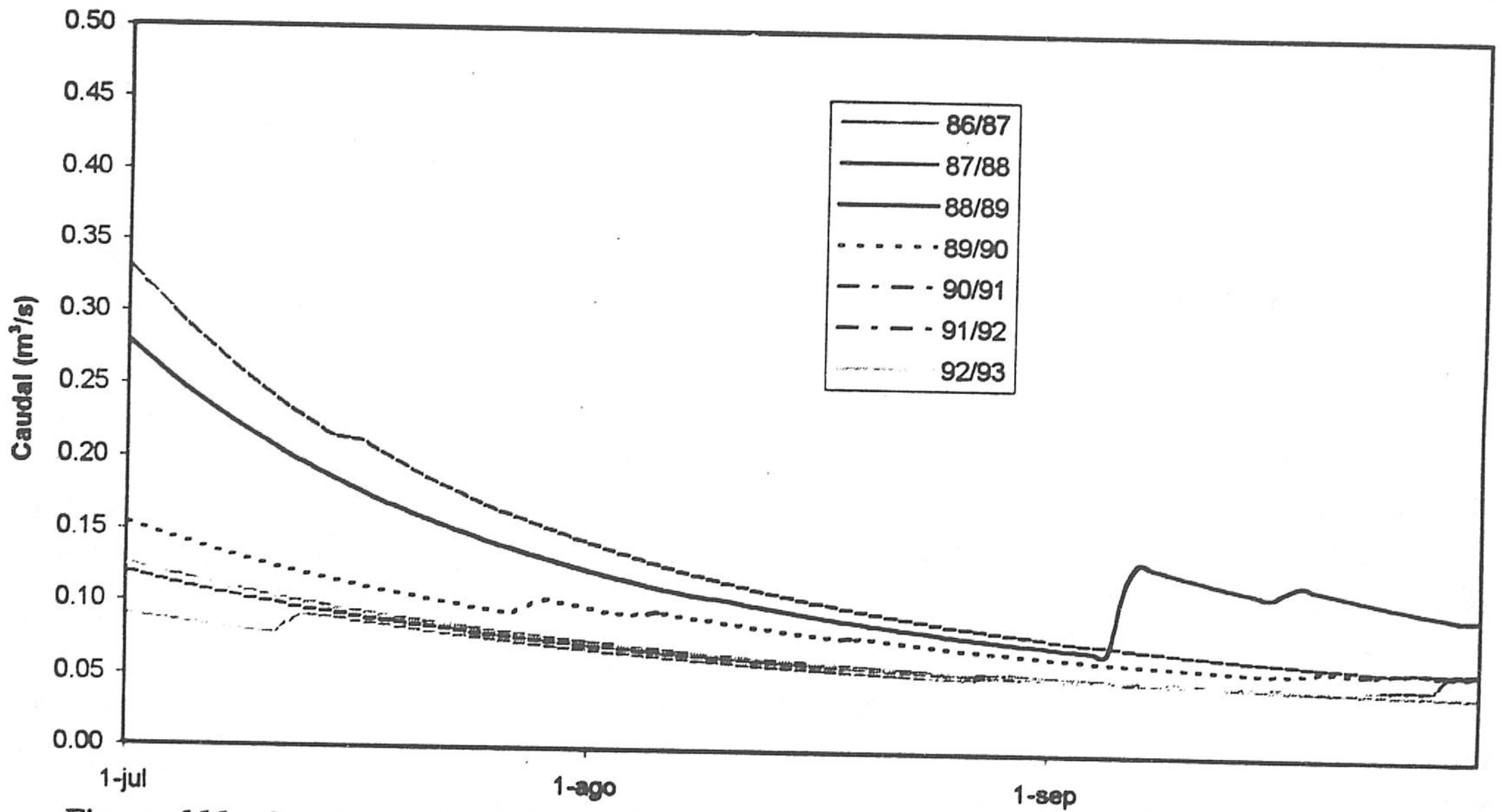


Figura 111. Caudales calculados en los tres meses de estiaje para el período total (1986/87-1992/93).

b) La existencia de varias lagunas (la más importante es la de Lanjarón) y algunos manantiales en el sector alto de esta cuenca vertiente, que puede ejercer un efecto

regulador sobre la escorrentía directa.

- c) Otro elemento de menor envergadura puede ser el retorno de las aguas de regadío llevadas a la zona de cultivo mediante acequias.

Por todo ello, he hecho lo posible para ajustar bien los parámetros de las constantes de recesión de los segmentos simulados para que el caudal de base calculado sea lo más similar al observado. Este hecho es de interés para tener en cuenta que la escorrentía subterránea representa al menos un 60 % de la aportación total. La figura 111, que representa los caudales de estiaje para el período total (7 años de simulación), demuestra tales consideraciones.

## 2.6. SUBCUENCA DEL RÍO DÚRCAL

### 2.6.1. Consideraciones generales

La importancia de la subcuenca del río Dúrcal radica en que es la única parte de la subcuenca del río Izbor -simulada en el apartado siguiente- donde destaca el proceso de acumulación y fusión de nieve, proporcionando un caudal notable en la época de deshielo. Además, la falta de medidas de caudal en toda esta subcuenca de superficie vertiente considerable -sin olvidar los registros foronómicos en la estación de Los Sauces "nº 42" (20 km<sup>2</sup>) que datan de los últimos años de la década de los ochenta- hace imprescindible el conocimiento del comportamiento hidrológico de este río. Por ello, he elegido dos puntos de control para estimar los caudales previstos: el primero corresponde a una estación de aforos propuesta -Subcuenca F (opción "a")-; y el segundo está relacionado con una posible obra de derivación -Subcuenca F' (opción "b")- (figura 55). En la figura 60 se observa que la parcela de terreno correspondiente al segmento nº 1 en la segunda opción está formado totalmente por materiales carbonatados cubiertos casi en su totalidad de masas forestales.

Este hecho puso en evidencia, después de realizar las pruebas de simulación adecuadas, que el caudal calculado en el punto de control (opción "b") durante los períodos de sequía apenas sufre cambios en su volumen con respecto al caudal estimado en la estación propuesta (opción "a"). Esto quiere decir que el hidrograma simulado en esta última opción sería similar al que se reproduce en el punto de trasvase y sólo se diferencia cuando haya alguna tormenta fuerte de poca duración (6 horas o menos) y/o en el caudal de base, debido a la descarga subterránea considerable de estos materiales. Estas dos cuestiones no son fáciles de determinar con los datos que he dispuesto, ya que los registros de precipitación vienen en forma diaria, mientras que el flujo subterráneo en los materiales calizo-dolomíticos del manto de Trevenque puede separarse en tres tipos: local, intermedio y regional (Pulido Bosch, 1979). Por ello, es difícil saber cuantitativamente la descarga subterránea en estos materiales que se incorpora al río aguas arriba del punto de control.

Una vez discutidos estos aspectos, voy a representar gráficamente sólo los hidrogramas reproducidos en la estación propuesta "La Magara", y presentar los resultados para el punto de trasvase en forma de tablas.

### 2.6.2. Período de calibración

El período de calibración considerado ha sido el mismo que en otros casos (1986/87-1988/89). La simulación de los dos primeros años ha tenido como referencia los datos de caudal registrados en la estación de aforos de Los Sauces. De esta forma, ha sido posible ajustar algunos parámetros que no pueden ser fáciles de estimar. Además, hice algunas pruebas de simulación para la cuenca vertiente del sector alto de este río que confluye en "los Sauces", con 20 km<sup>2</sup> de superficie y una altitud media de 2440 m, con el fin de reproducir el caudal en este punto (figura 112). Los resultados de las partidas del balance hídrico de esta prueba se recogen en la tabla 76. En dicha tabla se observa que el balance se ajusta de forma satisfactoria en cuanto se refiere a los volúmenes.

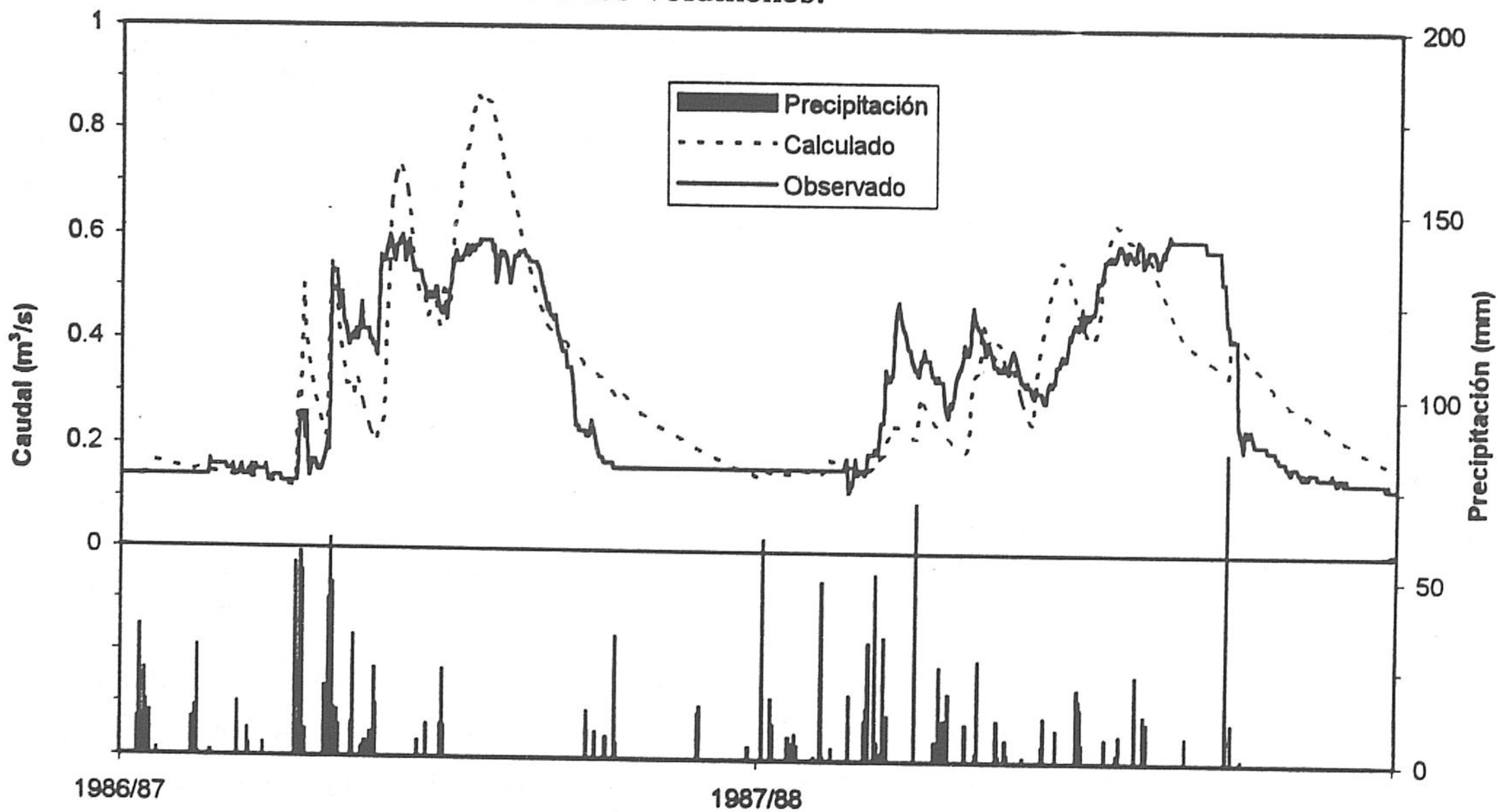


Figura 112. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos "los Sauces" del río Dúrcal para el período 1986/87-1987/88.

La precipitación media ha sido de unos 815 mm (16.3 hm<sup>3</sup>), de los que 448 mm han caído en forma de nieve y el resto -367 mm- en forma de lluvia. La precipitación media registrada en la estación pluviométrica de Dúrcal Presa (1800 m, de altitud) asciende a 697 mm, mientras la misma variable durante largo período suele estar alrededor de 950 mm (Castillo *et al.*, 1996). Dada la diferencia de altitud entre la estación y la elevación media del sector, he aplicado el gradiente pluviométrico (16 mm/100 m) que ha sido estimado en la primera parte de este trabajo para toda la cuenca del Guadalfeo. A esto se añade el

resultado de aplicar el parámetro que corrige la precipitación cuando cae en forma de nieve. Estas etapas han sido también consideradas en el cálculo de esta variable en las simulaciones posteriores, tanto para la opción "a" como para la "b".

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total	
					Calc.	Obs.
86/87	16.4	5.7	0.3	0.0	10.4	9.2
87/88	16.2	5.8	0.4	0.0	10.0	10.2
Media	16.3	5.7	0.4	0.0	10.2	9.7

Tabla 76. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en la estación de aforos "los Sauces". Todos los valores están expresados en hm<sup>3</sup>.

La evapotranspiración real representa el 35 % de la precipitación; este porcentaje va aumentando con el incremento de la superficie de la cuenca vertiente al incluir los segmentos del sector bajo del río Dúrcal. En cuanto a la pérdida por infiltración profunda Ip, el valor de esta componente ha sido bajo (0.4 hm<sup>3</sup>) de acuerdo con las características del terreno. Llama la atención que el balance de la humedad del suelo ha sido nulo. Por último, la diferencia entre el caudal calculado y el observado no supera 0.5 hm<sup>3</sup>; hay que tener en cuenta las derivaciones mediante acequias de parte del caudal, aguas arriba del punto de control.

Una vez finalizadas dichas pruebas, hice las simulaciones del período de calibración correspondientes a la opción "a" para reproducir el caudal en la estación propuesta "la Magara". Los componentes del balance hídrico calculados se presentan en la tabla 77. En la misma se observa cómo el volumen de precipitación casi no sufre cambios de un año a otro, y su valor medio es 25.9 hm<sup>3</sup>/año (760 mm) que representa un período medio; la mayor parte de esta precipitación a lo largo de los tres años cae en forma de lluvia (414, 484 y 467 mm) y el resto -350, 270 y 294 mm- en forma de nieve. En cambio, la precipitación registrada en la estación de Dúrcal Presa durante el mismo período ha sido 697 mm.

En cuanto a la evapotranspiración real, esta variable alcanza un valor medio de 11,7 hm<sup>3</sup> (incluyendo 0.01 hm<sup>3</sup> de sublimación, como valor medio), que supone un 45 % del total de la precipitación. Para precisar el tanto por ciento de las pérdidas de agua por infiltración profunda -descarga subterránea fuera de los límites de la cuenca vertiente-, he tenido en cuenta las características del terreno (fracturas, fisuras, etc.) y el valor obtenido ha sido 0.7 hm<sup>3</sup>. La cuarta componente del balance hídrico se refiere a los cambios de humedad en el perfil zonal del suelo, e indica que el ajuste ha sido suficientemente bueno. Las componentes del balance hídrico para el "punto de Trasvase" (tabla 78) no muestran mucha diferencia con respecto a los valores obtenidos para "la Magara".

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total calc.
86/87	26.1	11.2	0.7	+ 0.1	14.3
87/88	25.8	12.1	0.7	+ 0.1	13.1
88/89	26.0	11.8	0.6	- 3.0	10.6
Media	25.9	11.7	0.7	- 0.8	12.7

*Tabla 77. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en la estación propuesta "la Magara" (valores expresados en hm<sup>3</sup>).*

Por último, la escorrentía total calculada incluye la suma de sus tres componentes superficial, subsuperficial y subterránea, y su valor medio es de 12,8 hm<sup>3</sup>; sin embargo, el caudal medio que debería esperar en "la Magara" será inferior a esta cantidad por las derivaciones existentes aguas arriba del punto de control.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total calc.
86/87	34.5	15.1	1.4	+ 0.3	18.3
87/88	34.1	17.1	1.2	+ 0.3	16.1
88/89	34.4	17.1	1.0	- 3.7	12.6
Media	34.3	16.4	1.2	- 1.0	15.7

*Tabla 78. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en el punto de trasvase del río Dúrcal (valores expresados en hm<sup>3</sup>).*

El hidrograma que representa los resultados de la simulación durante el período de calibración se muestra en la figura 113; en la misma parece clara la existencia de una semejanza notable entre los caudales observados y calculados, sobre todo en épocas cuando la precipitación cae en forma de lluvia; por el contrario, se observa cierto desfase entre los dos durante el deshielo, y una distribución no concordante de la precipitación en forma de nieve. Interpreto todo ello como debido a cuatro motivos bien definidos, que son los siguientes:

- la ausencia de datos de temperatura medidos en las partes altas y que reflejen bien los cambios diurnos y nocturnos de esta variable
- variabilidad en altitud existente en cada segmento simulado, respecto a su altitud media
- la variación de la temperatura crítica a la hora de nevar, siempre en función de la humedad relativa del aire.
- distribución temporal y duración de la precipitación, como analizaré más adelante para el hidrograma del año 1986/87.

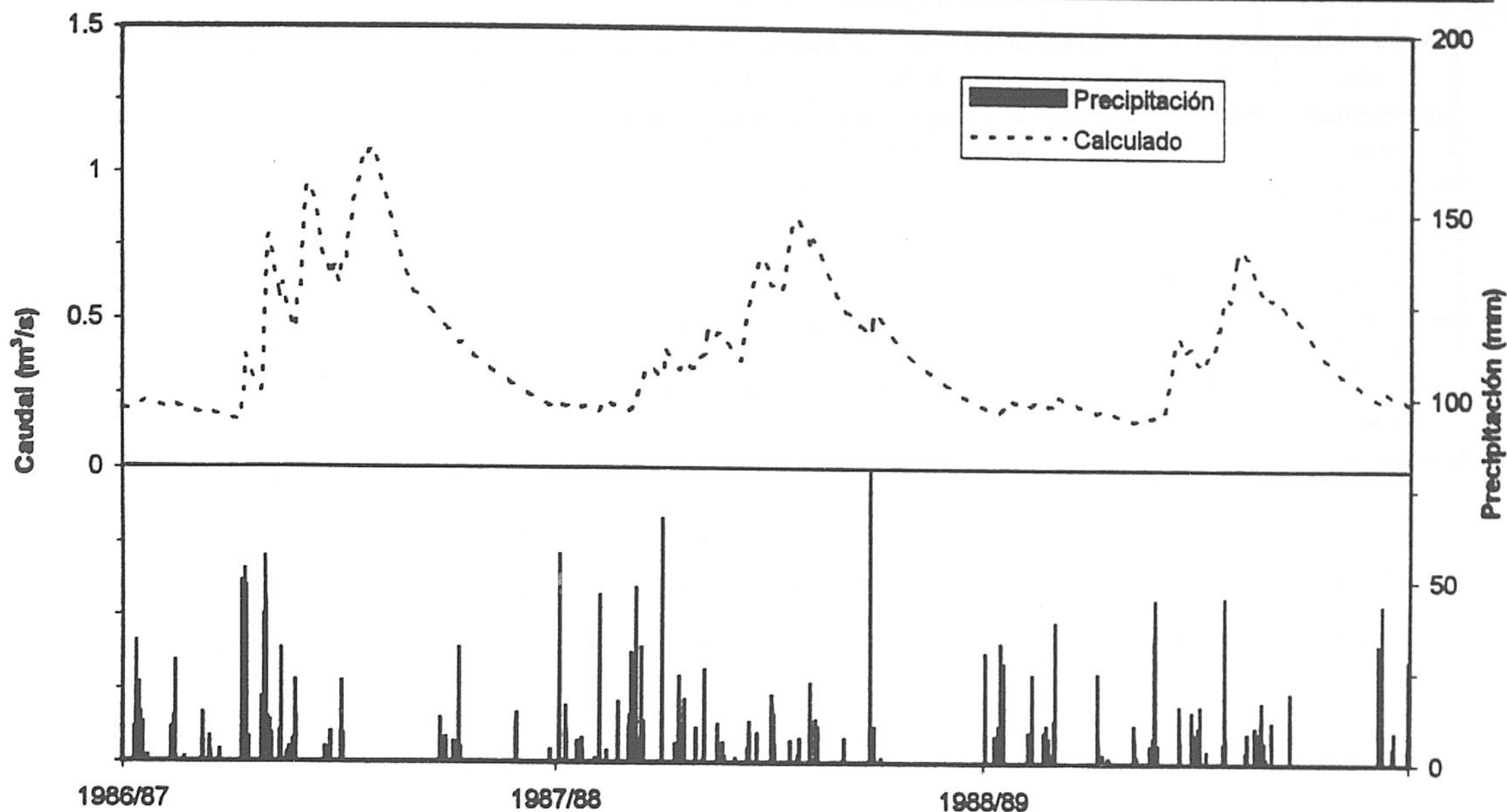


Figura 113. Hidrograma simulado obtenido en la estación propuesta "la Magara" del río Dúrcal para el período de calibración 1986/87-1988/89.

2.6.3. Período de verificación

Los resultados de las distintas partidas del balance para este período se recogen en la tabla 79 para el caso de la opción "a", y en la tabla 80, para la de opción "b". En cuando a la representación gráfica de este período, he descartado el hidrograma reproducido en el punto de trasvase por la escasa información que puede aportar en la verificación, y sólo se muestra en la figura 114 la esorrentía estimada en "la Magara". Cabe destacar también que las puntas de caudal observado se deben a precipitaciones de duración menor a 24 h, lo que se traduce en una subida acentuada de la esorrentía potencial directa.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total calculada
89/90	32.2	11.3	1.2	1.2	20.9
90/91	21.1	8.6	0.5	0.9	12.9
91/92	15.7	8.5	0.4	1.1	7.9
92/93	9.7	6.6	0.2	1.7	4.6
Media	19.7	8.7	0.6	1.2	11.6

Tabla 79. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación en la estación "la Magara" (valores expresados en hm³).

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total calculada
89/90	42.8	15.7	2.1	+ 1.7	26.7
90/91	28.0	11.8	1.0	+ 0.7	15.9
91/92	20.8	11.7	0.7	+ 1.4	9.8
92/93	13.0	9.0	0.3	+ 1.7	5.4
Media	26.1	12.0	1.0	+ 1.3	14.4

Tabla 80. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de verificación en el punto de trasvase del río Dúrcal (valores expresados en hm<sup>3</sup>).

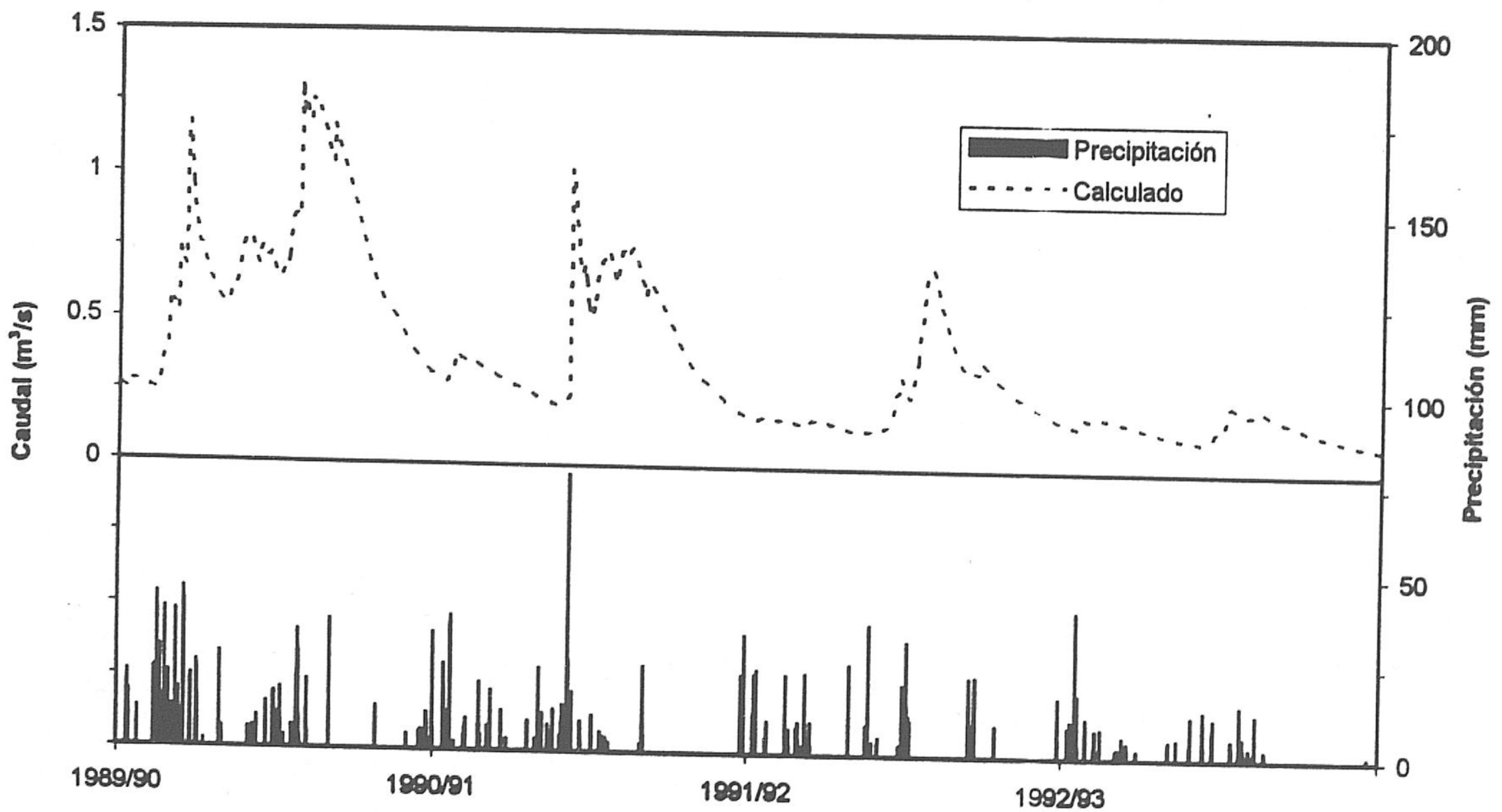


Figura 114. Hidrograma simulado obtenido en la estación propuesta "la Magara" del río Dúrcal para el período de verificación 1989/90-1992/93.

Además, otra demostración gráfica de los buenos resultados obtenidos ha sido la representación del período de simulación total para ambas opciones (a y b); las figuras 115 y 116 muestran este hecho, y los cálculos correspondientes del balance hídrico para este período aparecen en las tablas 81 y 82. En las mismas se observa que el balance del año hidrológico 1989/90 se altera, en cuanto a la variación de humedad se refiere; ello está posiblemente relacionado con las lluvias caídas al inicio y/o al final del ciclo hidrológico. Sin embargo, estos cambios de humedad en las distintas capas del suelo son casi despreciables en el balance hídrico medio anual para todo el período simulado, lo que significa que el buen ajuste de los parámetros aparece más claro cuanto más largo es el período simulado.



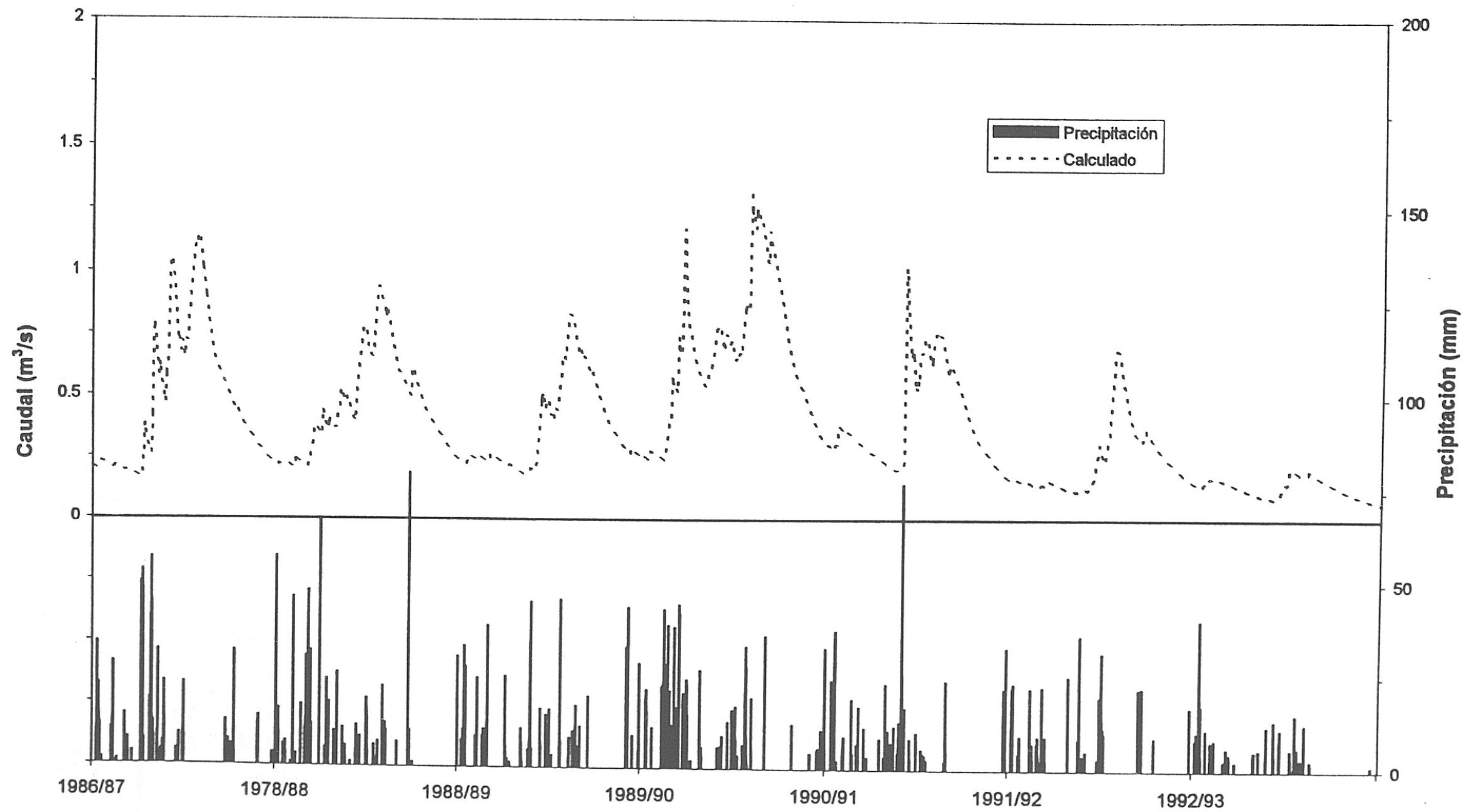


Figura 115. Hidrograma simulado obtenido en la estación propuesta "La Magara" del río Dúrcal para el período total 1986/87-1992/93.

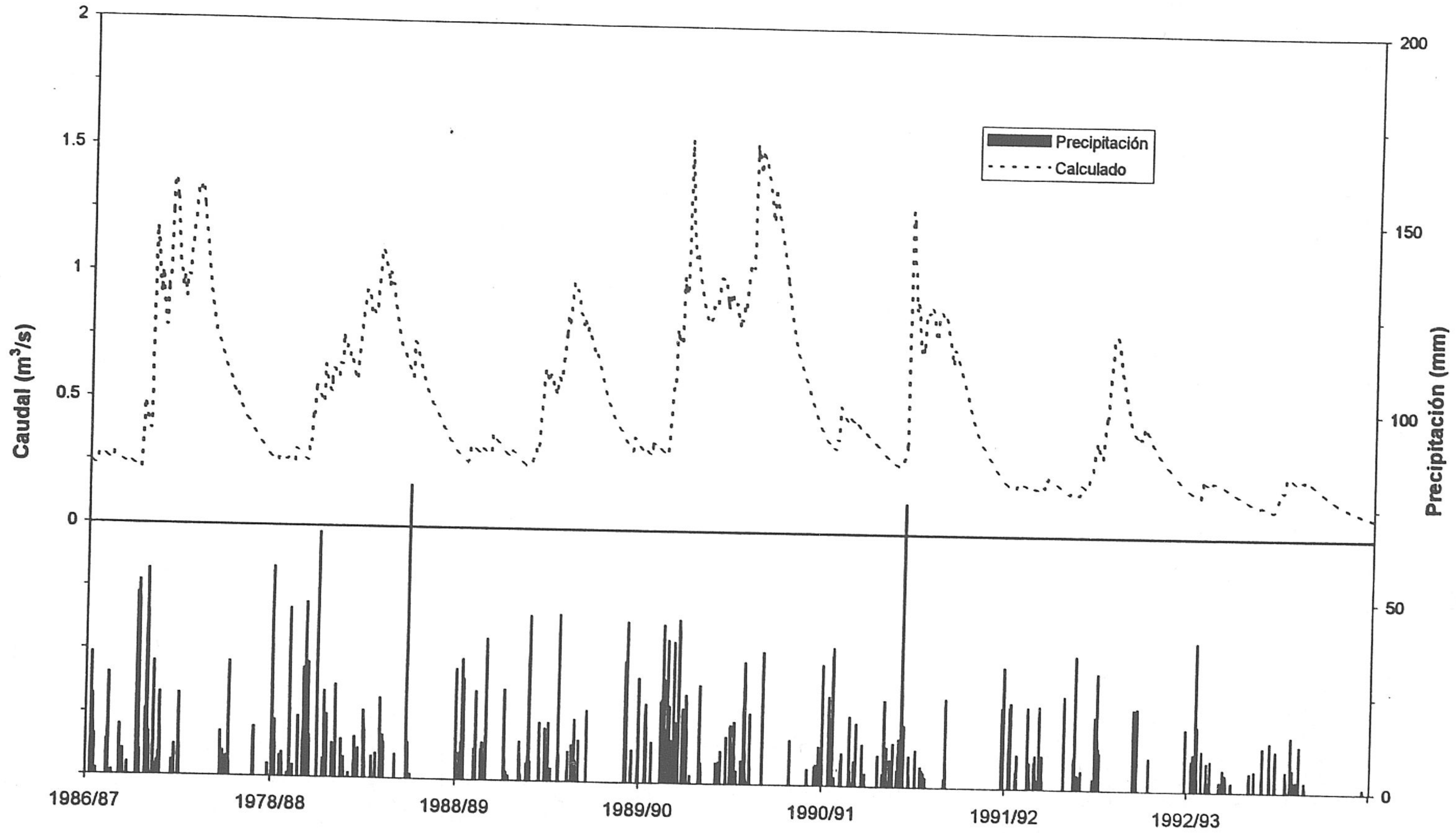


Figura 116. Hidrograma simulado obtenido en el punto de trasvase del río Dúrcal para el período total 1986/87-1992/93.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total calculada
86/87	26.1	10.5	0.7	0.0	14.9
87/88	25.8	10.5	0.8	- 0.1	14.4
88/89	26.0	11.0	0.7	- 2.6	11.7
89/90	32.2	11.3	1.2	+ 1.2	20.9
90/91	21.1	8.6	0.5	+ 0.9	12.9
91/92	15.7	8.5	0.4	+ 1.1	7.9
92/93	9.7	6.6	0.2	+ 1.7	4.6
Media	22.4	9.6	0.6	+ 0.3	12.5

Tabla 81. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período total en la estación "la Magara" (valores expresados en hm<sup>3</sup>).

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total calculada
86/87	34.5	14.2	1.4	+ 0.2	19.1
87/88	34.1	14.3	1.5	0.0	18.3
88/89	34.4	15.4	1.2	- 3.1	14.7
89/90	42.8	15.7	2.1	+ 1.7	26.7
90/91	28.0	11.8	1.0	+ 0.7	15.9
91/92	20.8	11.7	0.7	+ 1.4	9.8
92/93	13.0	9.0	0.3	+ 1.7	5.4
Media	29.7	13.1	1.2	+ 0.3	15.7

Tabla 82. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período total en el punto de trasvase del río Dúrcal (valores expresados en hm<sup>3</sup>).

Criterios	Calibración	Verificación	Período total
Qm	0.40	0.37	0.39
S	0.21	0.27	0.25
Qmáx	1.9	1.31	1.31
Qmín	0.16	0.08	0.08

Tabla 83. Criterios de verificación para la opción "a" (estación la Magara) del río Dúrcal. Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo. Todos los valores de caudales están expresados en m<sup>3</sup>/s.

En cuanto a los criterios de verificación para esta opción se encuentran en la tabla 83; sus valores se consideran como datos de interés para la planificación hídrica en la cuenca del Guadalfeo.

#### **2.6.4. Análisis de los componentes del hidrograma**

Dada la importancia de estudiar el comportamiento de los materiales metamórficos, predominantes en Sierra Nevada, y su carácter es "acuífero", intenté separar los componentes del hidrograma simulado en dos puntos de control distintos. El primero corresponde a la estación de aforos "los Sauces" y, el segundo, representa la estación propuesta de "la Magara". En el hidrograma que representa el primer punto (figura 117), se observan los distintos flujos que componen la escorrentía expresados en caudal medio diario para el año hidrológico 1986/87, con duración de precipitación de 6 horas. De esta figura se deduce que la aportación del flujo subterráneo es la mayor (51 %), seguido de la aportación del flujo hipodérmico con un 47 % de la escorrentía total; finalmente, la escorrentía superficial directa no supera el 2 %. Ahora bien, en los comentarios anteriores relativos al mismo análisis en otras subcuencas simuladas, hice referencia a que el flujo subsuperficial representaba, en efecto, la escorrentía superficial, máxima en la época del deshielo.

Al observar el hidrograma parece bien claro que a partir de un punto concreto (en este caso coincide con el principio del mes de Junio) se puede separar en dos tramos la curva que representa el flujo subsuperficial. El primero se considera un flujo superficial procedente del deshielo (por falta de precipitación en el mismo período); y el segundo tramo, sigue hasta el final de la época de estiaje. Este hecho ha sido observado en el sector alto de la cuenca del río Monachil (Sierra Nevada), de similares características litológicas (Al Alwani *et al.*, 1996). De todo ello, se puede deducir la existencia de dos flujos que el programa HSPF, en este caso concreto, no llega a discriminarlos de forma satisfactoria. Uno representa la escorrentía superficial potencial directa, que tiene estrecha relación con las condiciones de humedad previa y la intensidad y la duración de la lluvia; el otro, más lento, procede sobre todo del agua cedida por la nieve, y depende de las características del terreno (fracturas, fisuras, esquistosidad y otras discontinuidades).

En cuanto al desglose del hidrograma en el segundo punto (figura 117), no se observa cambio aparente en la distribución de los componentes de la escorrentía, sino un aumento en el flujo subterráneo a cuenta del subsuperficial. El primero llega al 60 % del total frente al 38 % para el segundo, mientras permanece el flujo superficial en un 2 %. Para completar esta prueba, he estimado estos tres componentes para todo el período de simulación, y sus porcentajes son: 72 %, 27 % y 1 %, respectivamente. Cabe destacar aquí que el aporte subterráneo debe aumentar, teóricamente, en este caso debido a la existencia de materiales carbonatados (segmento nº 1) con alta tasa de infiltración.

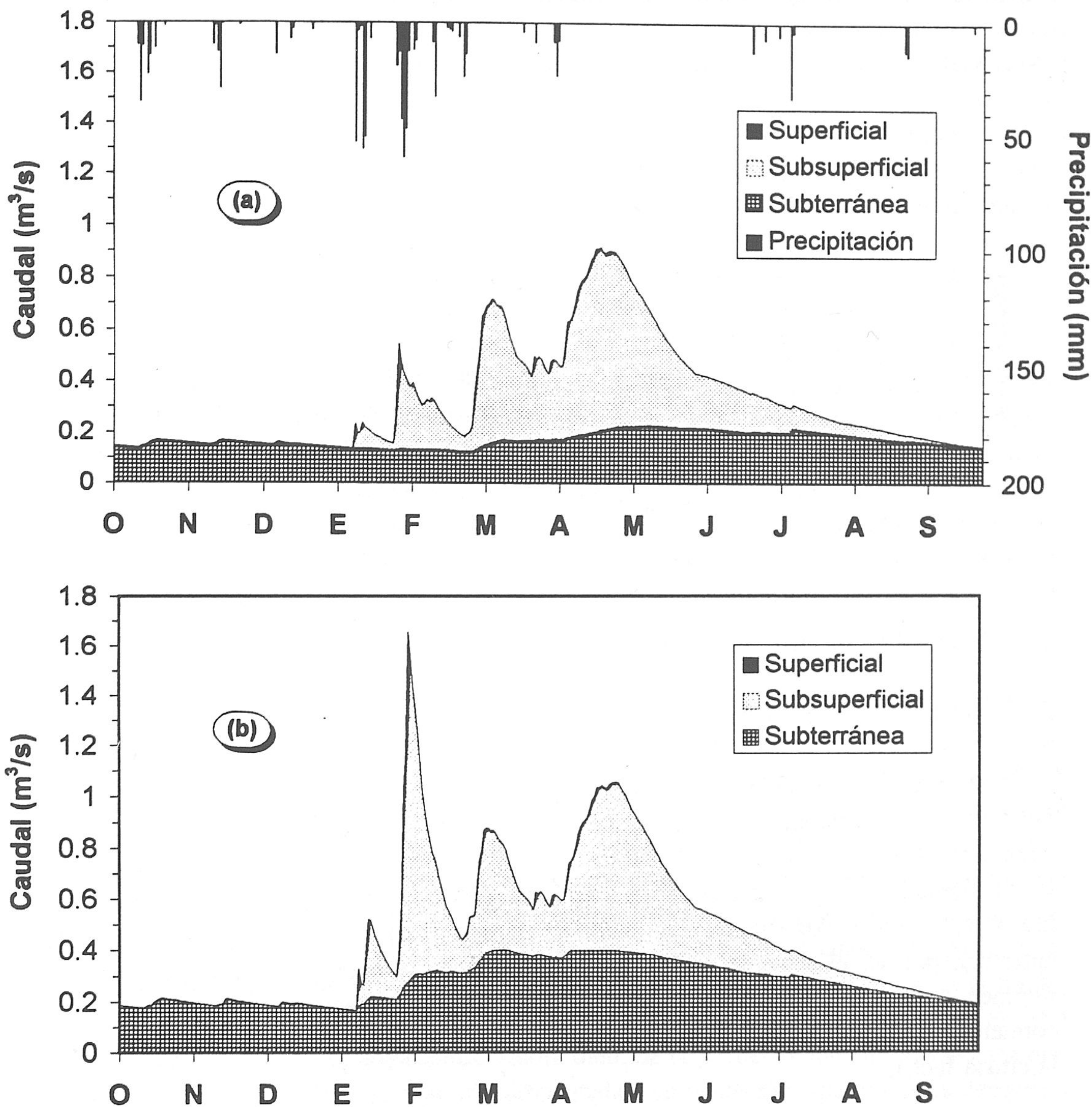


Figura 117. Desglose de la escorrentía total en los distintos componentes de la misma para el año 1986/87 en la estación de aforos "los Sauces" (a) y en la "la Magara" (b), según los datos obtenidos de la simulación.

Este análisis se contempla con el estudio y la comparación de las aportaciones medias calculadas (para 7 años) y observadas para los períodos de fusión (24 de febrero - 30 de junio) y anual (figura 118). De este gráfico se observa, como es normal, un aumento del coeficiente de escorrentía durante la época de fusión (0.73) en comparación con el anual

(0.56). Estas cifras han de tomarse con reservas por la estrecha relación entre ellas y la intensidad y la duración de la precipitación. En este mismo gráfico está representado el volumen de precipitación anual sobre la cuenca vertiente de 108,41 km<sup>2</sup> de superficie y el volumen de precipitación en forma de nieve (calculado).

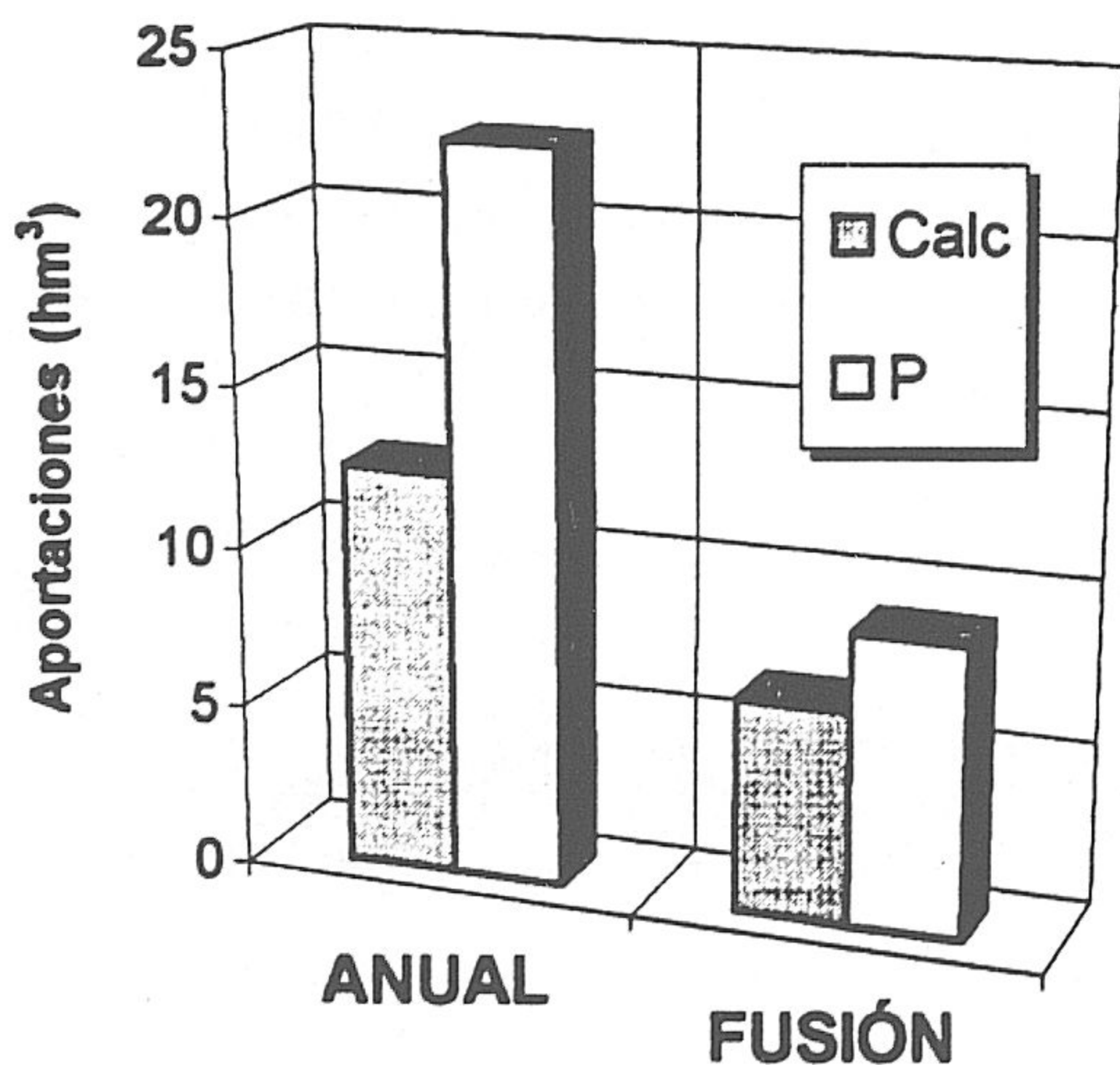


Figura 118. Comparación de los volúmenes totales de escorrentía calculados (dos supuestos) para el período de fusión (24 de Febrero-30 de Junio) y anual. P: volumen de precipitación total (en el bloque de anual) y en forma de nieve (en el bloque de fusión).

## 2.7. SUBCUENCA DEL RÍO IZBOR EN "RESTÁBAL"

### 2.7.1. Consideraciones generales

Esta subcuenca incluye la subcuenca del río Dúrcal (F') "opción b" y el sector medio del río Izbor que está situado aguas arriba de la estación de aforos de "Restábal" (nº 98). La cuenca vertiente tiene una extensión total de 287 km<sup>2</sup>, y está dividida en 9 segmentos, dada la diversidad de las características del terreno (topográficas, climáticas, litológicas, hidrológicas, etc.). Por ello, ha sido calibrada primero la subcuenca del río Dúrcal (apartado anterior), por ser el afluente más importante del Izbor, y tener una influencia nival en el régimen general del río. Los datos foronómicos de la estación de aforos en cuestión comienzan el 1 de Octubre de 1988, por lo que la calibración del modelo empezó a partir de la citada fecha.

Sin embargo, el hecho más revelante en la modelización de esta subcuenca es el aporte subterráneo que arroja la formación carbonatada del manto de Trevenque, representado principalmente por dolomías que en gran parte de la zona se hayan muy fisuradas y trituradas ("kakiritas"). En sus bordes occidental y meridional, este acuífero se pone en contacto con los materiales detríticos (segmentos 3 y 5) y cuaternarios (segmentos 1 y 2) de la depresión de Padul-Dúrcal, a los que aporta una alimentación lateral subterránea más o menos importante, según los sectores.

Por otro lado, hay que considerar las características hidrológicas e hidrogeológicas que presentan los materiales cuaternarios, ocupados en su mayoría por áreas de regadío (segmento 1) y la turbera de Padul (segmento 2), surcada por un sistema de drenaje. Las áreas de regadío reciben agua a lo largo del año mediante acequias que se nutren de los principales cursos de agua del sector y a partir de algunos manantiales y perforaciones existentes en la zona. En cuanto a la turbera, ha de tenerse en cuenta que presenta un superávit de humedad en su perfil zonal a consecuencia de la conexión hidráulica con la formación carbonatada representada, tanto por la Sierra de Padul como por la de Albuñuelas.

### 2.7.2. Período de calibración

En realidad, no se ha realizado la calibración en el período (1986/87-1987/88), pero lleva este nombre para mantener el mismo orden que las simulaciones anteriores; intenté reproducir el caudal en el punto de control, a pesar de que carece de registro estos dos años. El proceso de calibración lo he realizado en los demás años hidrológicos que voy a analizar en el epígrafe de verificación. Sin embargo, creo oportuno explicar aquí los componentes del balance hídrico para este período, con el fin de aclarar todos los factores que afectan a este balance. El más importante de éstos es la descarga subterránea de los materiales adyacentes al sector simulado.

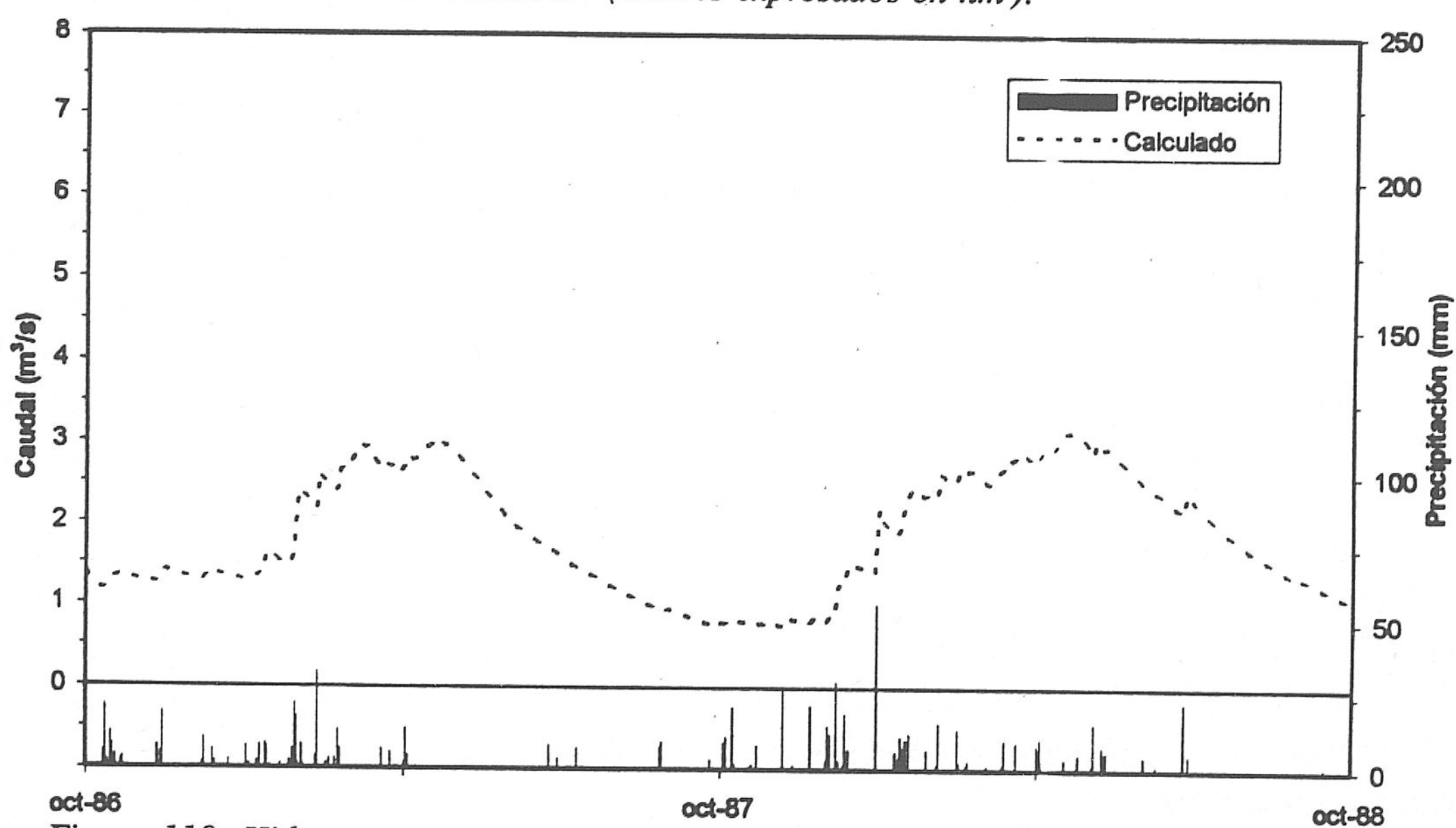
Como he explicado en el apartado de modelización, la divisoria hidrogeológica se encuentra más allá del límite de la cuenca vertiente y posee un área de alimentación de aproximadamente 60 km<sup>2</sup>, de los cuales 42 km<sup>2</sup> pertenecen a los materiales carbonatados y el resto -18 km<sup>2</sup>- al terciario detrítico. Parte del flujo subterráneo de estos materiales reaparece a través de los cauces de los ríos, que atraviesan estos materiales y van hacia otras cuencas hidrográficas (caso del río Dílar), y/o mediante manantiales, entre los que destaca el de Huenes, caso del río Monachil (ITGE, 1991). Dentro de la cuenca del Guadalfeo, los ríos Dúrcal y Torrente (al este del sector simulado) drenan en su curso alto parte de la unidad carbonatada. Como un valor medio, he considerado para este trabajo que el 85 %, aproximadamente, del total de esta descarga se incorpora a la subcuenca del Izbor; el resto (15 %) va hacia los sectores adyacentes. Ahora bien, de la primera cantidad he supuesto que un 70 % de la descarga de la formación carbonatada (segmento 6) reaparece en la depresión de Padul a través de manantiales, galerías, pozos, sondeos, etc.; mientras que un 30 % se incorpora al flujo subterráneo de los materiales que constituyen esta depresión, mediante conexión hidráulica. En el caso de los materiales terciarios (segmento 5), el aporte profundo se incorpora directamente al flujo subterráneo del mismo tipo de materiales, incluidos en sector simulado (segmento 3).

Los resultados que arroja la modelización de esta área alimentadora indican que la escorrentía subterránea calculada es de 12.9 hm<sup>3</sup> (para el año 1986/87) y 13.8 hm<sup>3</sup> (1987/88). Ahora bien, el ajuste del balance hídrico en este caso concreto no es del todo

fácil, pues las condiciones de humedad previa al inicio del período de simulación en los segmentos que reciben aportaciones significativas de otros localizados fuera del sector modelizado, son de difícil estimación. Este hecho afecta notablemente al cálculo de las componentes del balance, por lo menos en los primeros años. Por eso, en la tabla 84 se observa que el balance hídrico del año 1987/88 empieza a ser equilibrado en cuanto a la variación de humedad se refiere. En realidad, el simple cálculo de restar el volumen de la descarga subterránea lateral estimado de la escorrentía total calculada no significa que esta última iba a tener el mismo valor indicado en la tabla 85, sino un valor próximo; ello se debe a que el agua de este flujo, una vez reaparece superficialmente y/o se incorpora al flujo subterráneo en el segmento asignado, será sometida a todo tipo de condiciones climáticas, edáficas, hidrológicas, etc., del segmento receptor. El hidrograma de la figura 119 es una demostración gráfica de tales resultados.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	$\Delta$ Humedad	ES total calculada
86/87	105.9	81.3	1.5	+ 19.3	55.3
87/88	139.8	88.8	2.8	+ 0.9	61.1
Media	122.8	85.1	2.1	+ 9.5	58.2

*Tabla 84. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período de calibración en la estación de "Restábal" (valores expresados en hm<sup>3</sup>).*



*Figura 119. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos "Restábal" del río Izbor para el período 1986/87-1987/88.*



**2.7.3. Período de verificación**

La verificación en este caso engloba el período completo (1988/89-1992/93), donde fue posible la comparación de caudales medidos y estimados en el punto de control. Además, en este proceso se puede comprobar cómo las condiciones de humedad influyen en el volumen de escorrentía total, sobre todo en los segmentos que tienen algún tipo de conexión hidráulica con otros adyacentes.

Los cálculos del balance hídrico de este período se recogen en la tabla 85; en la misma se observa que el volumen de precipitación media estimada es de 132.4 hm<sup>3</sup>, y la ETR representa el 68 % (90.1 hm<sup>3</sup>), valor aceptable que refleja las condiciones de microclima que existen en este sector. En cuanto a la infiltración profunda, que puede aparecer aguas bajo del punto de control, ha sido estimada en 2.5 hm<sup>3</sup>, como valor medio; posiblemente, estas pérdidas se producen a través de algún flujo subterráneo "intermedio" hacia la subcuenca adyacente del río Torrente (al Este del río Dúrcal) en su curso alto. Otra pérdida puede producirse a través del propio lecho del río Izbor, donde afloran materiales aluviales.

Año	Precipitación	ETR	I profunda	ΔHumedad	ES total		
					Calc *	Obs	Descarga
88/89	149.8	105.5	1.9	2.2	55.5	53.2	10.9
89/90	202.1	109.5	6.5	13.2	118.9	59.8	19.6
90/91	138.9	82.3	2.9	11.8	80.1	47.5	14.6
91/92	100.6	86.7	1.0	22.1	44.1	48.1	9.3
92/93	70.6	66.5	0.3	14.0	22.8	39.4	5.0
Media	132.4	90.1	2.5	12.6	64.3	49.6	11.9

*Tabla 85. Valores de las distintas partidas de los balances calculados para el período completo en la estación de "Restábal" (valores expresados en hm<sup>3</sup>). \*: Caudal simulado total (incluida la descarga subterránea de sectores adyacentes).*

En lo relativo a la cuarta componente del balance destaca que los cambios de humedad han sido positivos y con valores elevados a la hora de ajustar el balance. Hay que tener en cuenta la alimentación procedente de los segmentos 5 y 6 hacia los materiales terciarios y la turbera de Padul, anteriormente comentada, durante el año; por ello, aquí no se puede equilibrar un balance de este tipo fácilmente. Por último, la escorrentía media calculada es de 64.3 hm<sup>3</sup>, incluida una descarga subterránea media de unos 11.9 hm<sup>3</sup>. Se observa en la tabla 85 que el caudal estimado en el año húmedo 1989/90 llega casi a duplicar el caudal registrado, hecho que no corresponde a la realidad, mientras que en años secos se comporta de forma contraria. Las causas de tal diferencia serán explicadas con detalle en el epígrafe

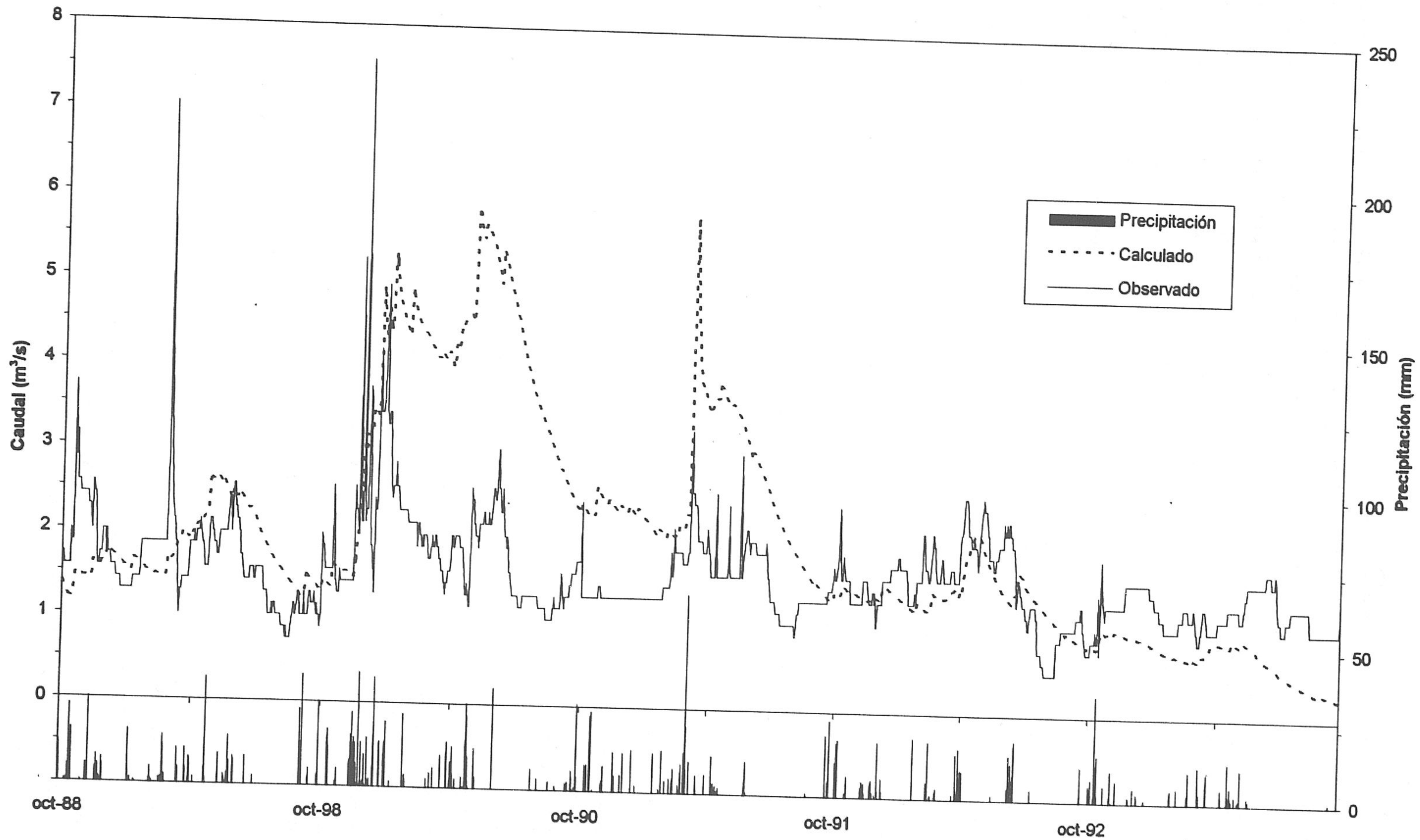


Figura 120. Hidrograma simulado obtenido en la estación de aforos "Restábal" del río Izbor para el período completo (1988/89-1992/93).

siguiente.

En cuanto a los criterios de verificación, todos ellos han sido estimados para el período completo de 5 años (1988/89-1992/93) de los caudales observados y calculados (tabla 86). Destaca el bajo coeficiente de correlación entre ambos y el valor elevado de la diferencia relativa. Además, llama la atención el valor tan bajo del caudal mínimo calculado que, aparentemente, debería ser más elevado de lo que ha sido, debido a la regularidad del aporte subterráneo lateral, los manantiales y los excedentes del regadío.

El hidrograma que representa este período (figura 120) es aceptable, aunque las puntas de caudal en algunos casos se diferencian en magnitud cuando la respuesta está relacionada con algunas tormentas aisladas, unidas a un fuerte deshielo. Se observa también que el caudal de base estimado en el último año simulado, donde pasan casi tres meses sin que se registre precipitación alguna, baja de forma drástica en comparación con el medido. Sin tener en cuenta la variación de los volúmenes en algunos años entre ambos caudales, los valores de las constantes de recesión para los 11 segmentos simulados en esta subcuenca son aceptables.

Período completo (1988/89-1992/93)	Criterios					
	Er	R	Qm	S	Qmáx	Qmín
Q observado	25 %	0.46	1.57	0.54	7.59	0.48
Q calculado			2.04	1.25	5.84	0.25

*Tabla 86. Criterios de verificación y comparación de valores significativos. Er: error relativo; R: coeficiente de correlación; Qm: caudal diario medio; S: desviación típica; Qmáx: caudal máximo del período; Qmín: caudal mínimo (valores de caudal expresados en m<sup>3</sup>/s).*

#### 2.7.4. Influencia de la descarga subterránea

La influencia del aporte subterráneo lateral en el comportamiento hidrogeológico e hidrológico de la cuenca vertiente del río Izbor es un hecho determinante para la estimación de los recursos de este río. La comparación entre caudales medidos y calculados en el hidrograma del período completo demuestra tal evidencia. El aumento del caudal simulado en un período lluvioso (el año 1989/90, por ejemplo) es mucho más de lo esperado; creo que ello se debe a varios motivos no considerados en el modelo de forma satisfactoria, entre ellos:

- 1) la descarga subterránea debe ser mucho más lenta y uniforme de lo que estima el programa, y eso lo demuestra el bajo caudal calculado en épocas largas de estiaje

- 2) la regulación y conducción de las aguas circulantes en esta subcuenca, aparte de la gran variedad de propiedades de sus unidades hidrológicas, que van desde suelos prácticamente impermeables hasta terrenos con elevada tasa de infiltración
- 3) la compleja relación entre río-acuífero en este sector es un hecho relevante que se refleja en las salidas subterráneas que se producen a través de los cauces de los ríos.
- 4) la gran extensión de formaciones carbonatadas (segmento 4) que afloran en el área y que dificultan la aplicación de este tipo de programas, que están más enfocados a la simulación hidrológicas que al comportamiento y estimación de recursos en acuíferos carbonáticos.

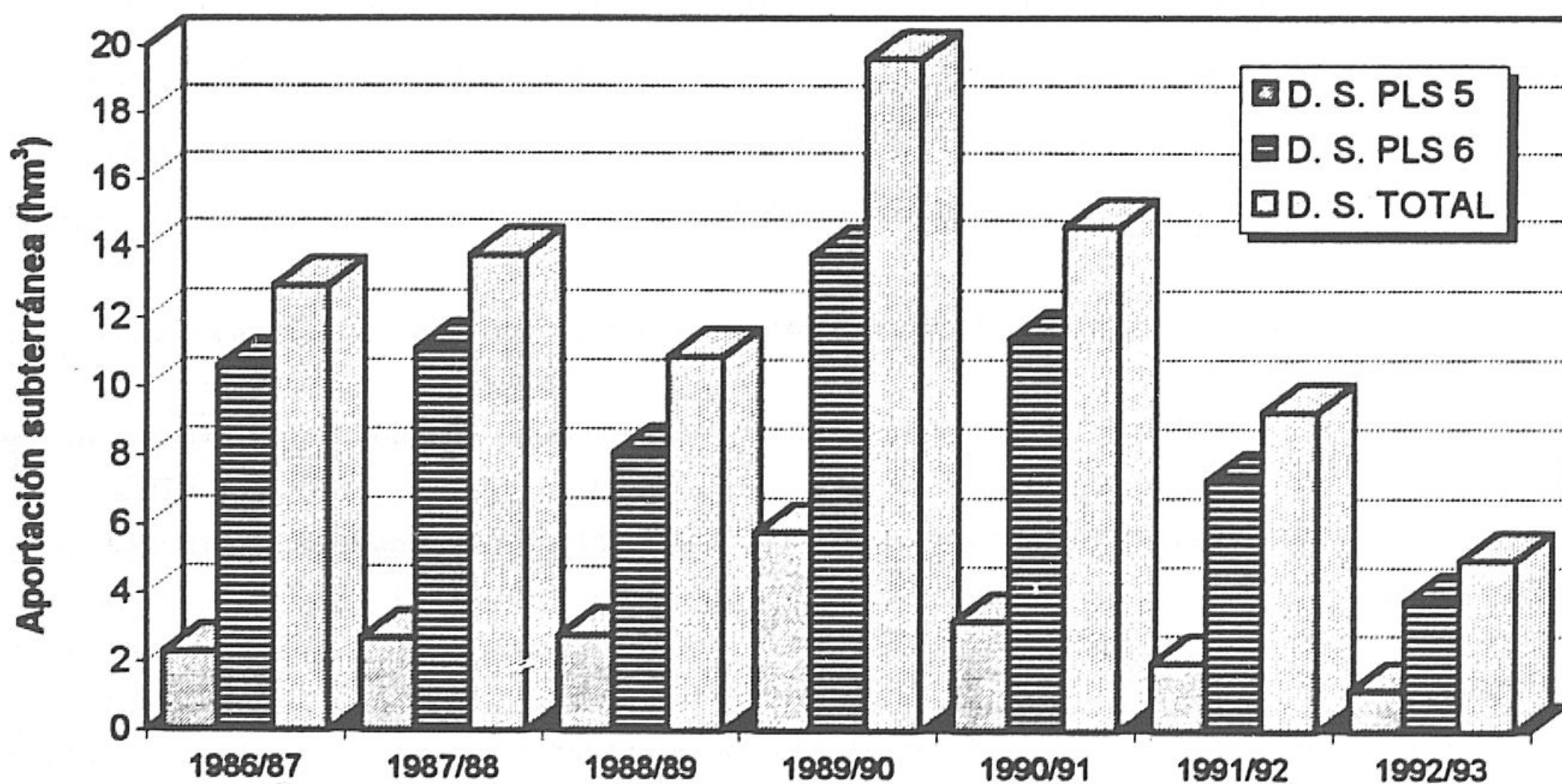


Figura 121. Diagrama de las aportes subterráneos laterales que alimentan la subcuenca del Izbor. D. S. PLS 5: descarga subterránea del segmento 5; D. S. PLS 6: descarga subterránea del segmento 6; D. S. (figura 62). Total: suma de las dos aportaciones subterráneas.

Dicho esto, lo que he intentado en esta aplicación es estimar el volumen medio de esta descarga de forma aproximada (según los criterios tomados), aunque existen diferencias entre los investigadores que han trabajado en la zona sobre la cantidad de la aportación subterránea y la superficie receptora de la misma. La figura 121 muestra en un diagramas de barras la alimentación lateral que reciben algunos sectores en el área simulada.

### 3. EXPLOTACIÓN DEL MODELO

#### 3.1 GENERALIDADES

Los modelos de predicción con series cronológicas constituyen una herramienta extremadamente útil en la gestión y la planificación de recursos hidráulicos, así como en la prevención de riesgos hidrológicos. Estos modelos son de gran aplicación en la producción

de energía hidroeléctrica, gestión y explotación de embalses, y predicción de sequías e inundaciones; asimismo, son objetivos a medio plazo la predicción del comportamiento de cuencas no instrumentadas o aforadas y la predicción de caudales generados por procesos de fusión de nieve. Constituyen objetivos a largo plazo el análisis de garantías en el suministro de agua para usos doméstico y agrícola, la investigación de fenómenos relacionados con el cambio climático y la gestión en general de cualquier sistema fluvial para usos múltiples.

Algunos de los objetivos reseñados en el párrafo precedente han sido abordados en la presente Memoria de Tesis. Cabe destacar en este sentido la predicción del comportamiento de cuencas no aforadas (subcuencas de Trevélez y Dúrcal), la estimación de caudales diarios producidos por deshielo, así como el análisis y predicción de caudales anómalamente bajos, si bien en este último se aplicó para un periodo reducido (año 1992/93).

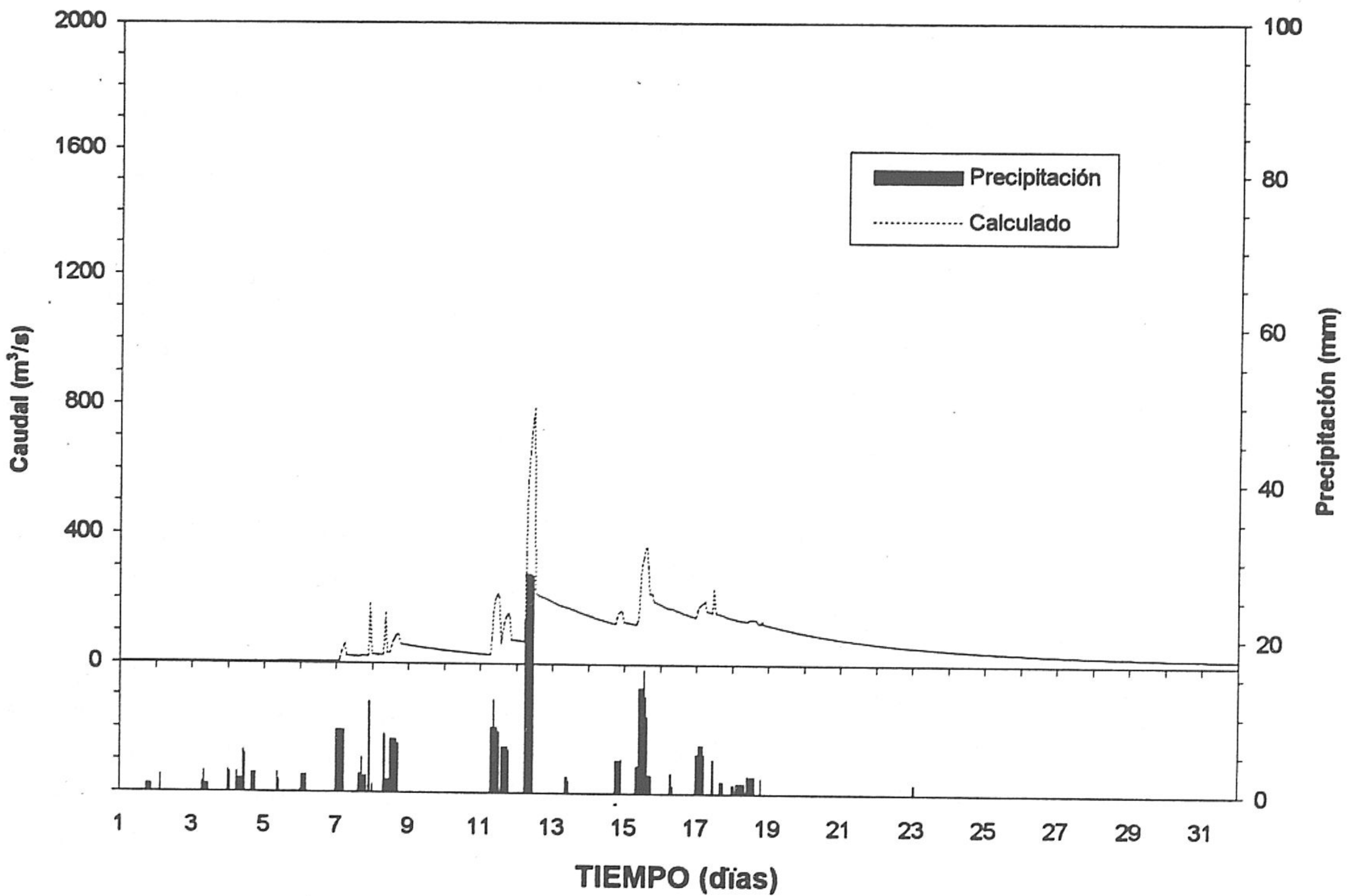
En este apartado voy a utilizar de forma sucinta el modelo en dos casos hipotéticos extremos que de algún modo podrían integrarse dentro del conjunto de procesos relacionados con el cambio climático y que, por otra parte, suministran valiosa información aplicable a la gestión de embalses y prevención de daños por inundaciones. Se trata en primer lugar de un supuesto evento de precipitación de gran intensidad -similar a las generadas por el fenómeno de gota fría, de aparición frecuente en la cuenca mediterránea-, y en segundo lugar se simula la respuesta hidrológica frente a un proceso de deshielo súbito debido a una brusca elevación de las temperaturas.

La cuenca seleccionada para dichas simulaciones ha sido la del Guadalfeo en sus sectores alto y medio, concretamente la subcuenca vertiente a la estación de aforos de Órgiva (nº 101). Dicha subcuenca incluye las Cádiar (A), Trevélez (B), Poqueira (C) y Órgiva (D), todas ellas simuladas en la fase anterior. La selección de dicha subcuenca se debe a la importancia -desde el punto de vista hidrológico- de la misma, por incluir gran parte de la cuenca del río Guadalfeo, donde los procesos de deshielo adquieren notable relevancia, además de incluir en ella la futura presa de Rules, actualmente en construcción.

### 3.2. CASO HIPOTÉTICO DE LLUVIAS TORRENCIALES

Tal y como indiqué en el apartado de Geomorfología, el río Guadalfeo, al igual que la mayoría de los cauces que vierten sus aguas al Mediterráneo, presenta un marcado carácter torrencial (Martín Rosales *et al.*, 1996), habiendo sufrido numerosas avenidas ligadas a lluvias muy intensas, en muchos casos relacionadas con fenómenos de gota fría. Valgan como ejemplo las crecidas catastróficas ocurridas en la región durante el mes de Octubre de 1973 (DGOH, 1976), y que dieron lugar a caudales del orden de 1200 m<sup>3</sup>/s -250 veces superiores a la media para dicho mes- cerca de la desembocadura del río Guadalfeo, con una cuenca vertiente de 1295 km<sup>2</sup>.

Consideremos un mes supuestamente lluvioso, -Octubre o Noviembre, por ejemplo-, durante el cual se registran 636 mm de precipitación sobre la cuenca estudiada, de tal forma que durante los días 11 y 12 precipitan 255 mm. Se considera además que las necesidades hídricas del suelo estaban satisfechas como consecuencia de algunas lluvias ocurridas en días precedentes. El hidrograma resultante de la simulación efectuada se muestra en la figura 122. En la misma se representan los caudales medios horarios. El caudal máximo instantáneo calculado, que es generado por un evento tormentoso de unos 167 mm distribuidos en un periodo de tiempo de 6 horas, supera los 790 m<sup>3</sup>/s; el caudal medio diario en los primeros días del mes en cuestión es de 1,7 m<sup>3</sup>/s, y sólo 48 horas antes de la crecida, el mismo caudal sería 35 m<sup>3</sup>/s.



*Figura 122. Hidrograma simulado correspondiente a la estación de Órgiva en el río Guadalfeo para la hipótesis de precipitación intensa en 6 horas.*

Sin embargo, en el supuesto que las anteriores condiciones continúen sin variaciones pero en una hora determinada del día de crecida precipitasen unos 34 mm de forma homogénea en la cuenca vertiente analizada en sólo una hora, el caudal generado superaría 1957 m<sup>3</sup>/s (figura 123). Esta cifra implicaría daños generalizados en todas las áreas dominadas, amén de una importante pérdida de suelos por efecto de la erosión hídrica. No obstante, hay que tener en cuenta que el supuesto de lluvia homogénea, circunstancia ésta poco probable en situaciones de gota fría, provoca una sobreestimación de los caudales de crecida.

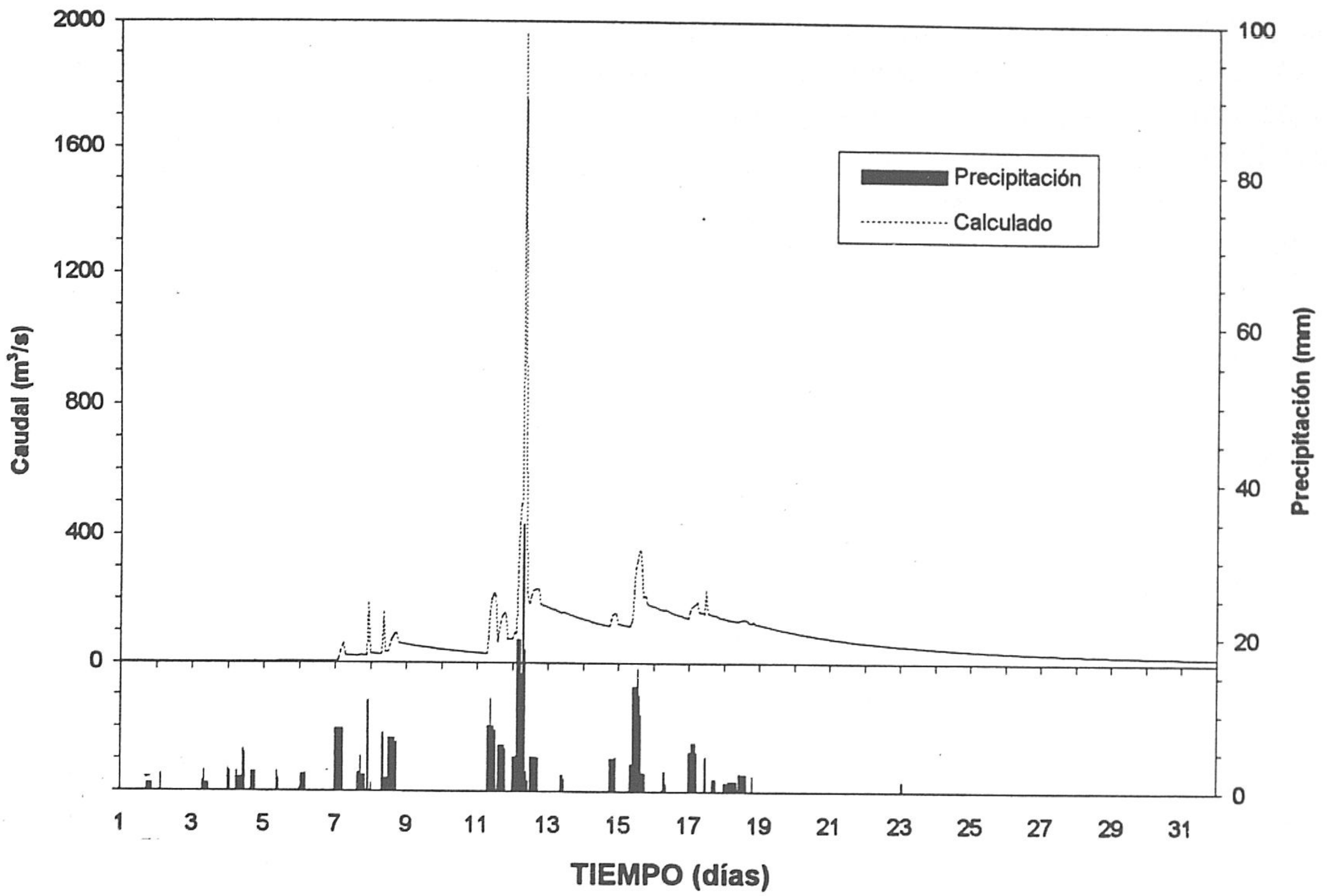


Figura 123. Hidrograma simulado correspondiente a la estación de Órgiva en el río Guadalfeo para la hipótesis de precipitación intensa en 6 horas, con una máxima en 1 hora.

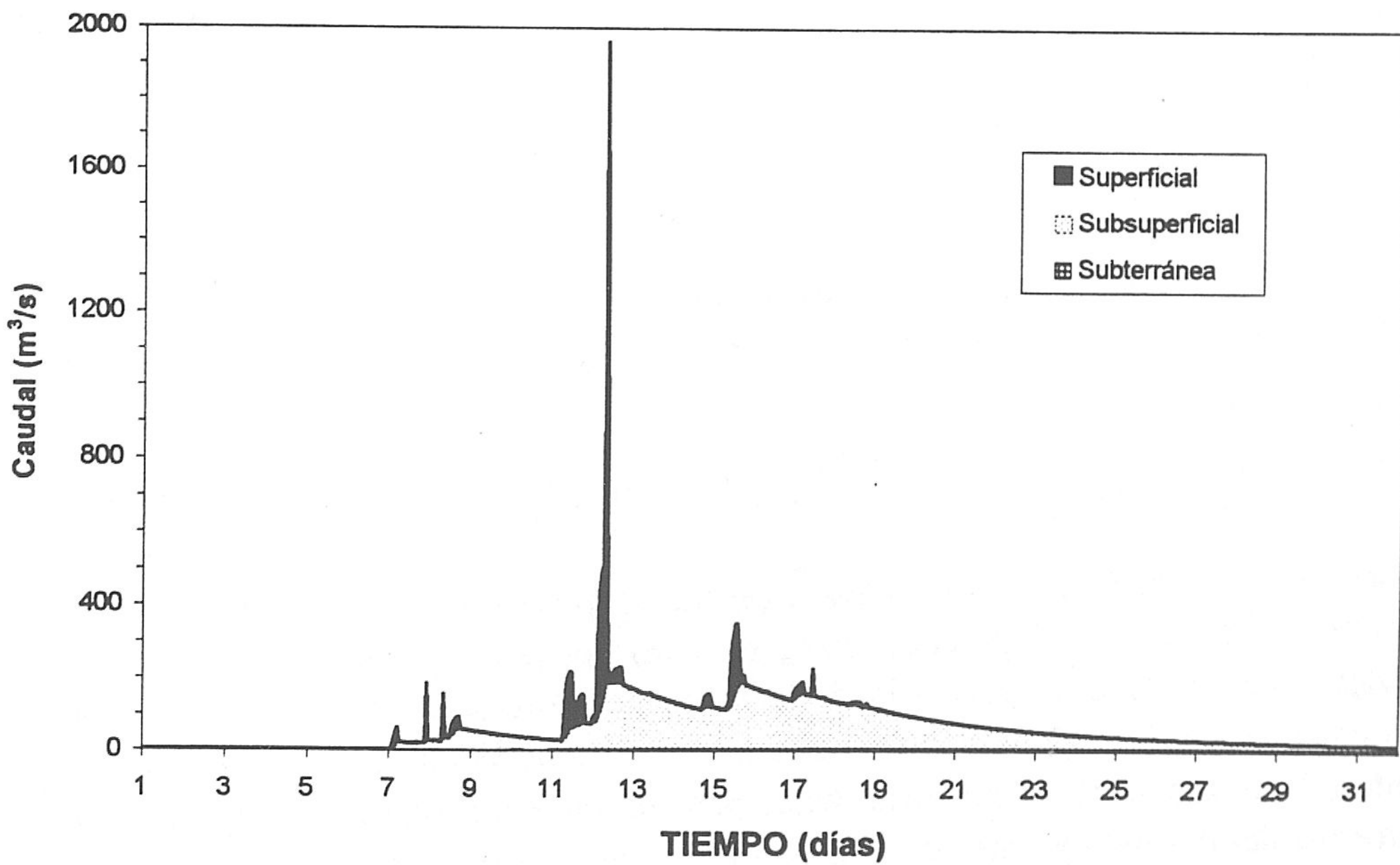
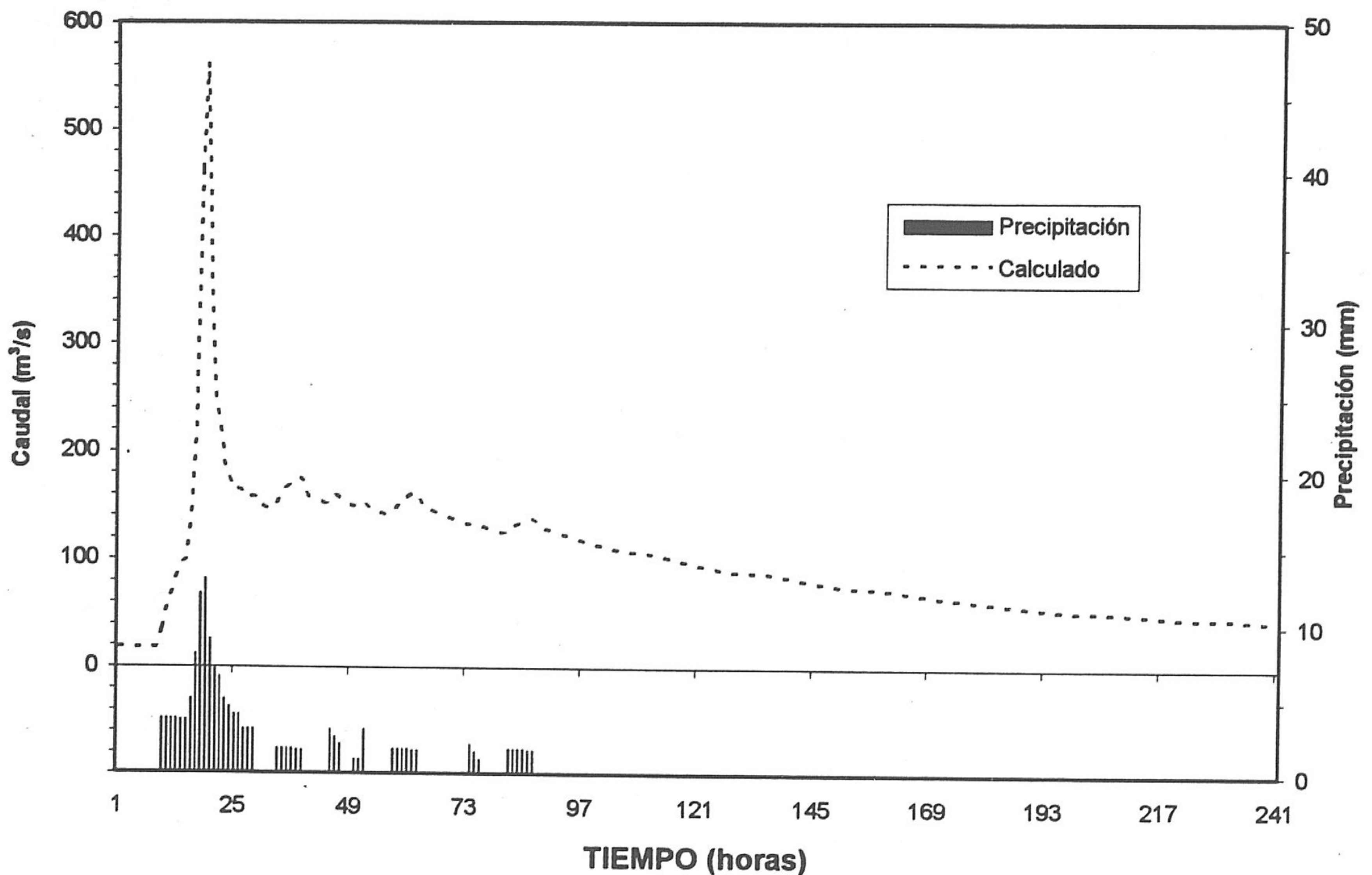


Figura 124. Descomposición de la escorrentía total para un periodo de crecida, según los datos obtenidos de la simulación.

El análisis de los componentes del último hidrograma proporciona una idea sobre el potencial de escorrentías superficial directa e hipodérmica. La figura 124 muestra una separación de los distintos componentes de la escorrentía total, expresados a nivel horario. Según las simulaciones realizadas en este ensayo, la escorrentía superficial directa presenta un caudal máximo a las 8:00 h del 12 de unos 1800 m<sup>3</sup>/s (92 % del total), seguida por la hipodérmica, con un caudal de 147 m<sup>3</sup>/s (7,5 %), y por último la subterránea, con 5 m<sup>3</sup>/s (0.5 %).



*Figura 125. Hidrograma simulado correspondiente a la estación de Órgiva sobre el río Guadalfeo para un hipotético caso de deshielo por elevación brusca de la temperatura.*

### 3.3. PROCESO DE DESHIELO POR ELEVACIÓN BRUSCA DE LA TEMPERATURA

Las condiciones climáticas en este caso supuesto se presentan con un planteamiento distinto al anterior. En un mes hipotético -Febrero o Marzo, por ejemplo- se produce una intensa nevada que afecta a la generalidad de la cuenca estudiada durante 5 días que representan una precipitación global -en forma de nieve- de unos 380 mm. Durante los cinco días siguientes, la temperatura se mantiene baja, pero la variación diaria de esta variable afecta al proceso del deshielo y parte de la capa nival, sobre todo en los tramos inferiores de la cuenca, que da lugar a un proceso de fusión y genera un caudal considerable. Pasado este periodo, el sexto día, la cuenca se ve influenciada por los efectos de una masa de aire cálido -procedente del norte de Africa, por ejemplo- acompañada de un frente húmedo que



deja grandes cantidades de lluvia que precipitan con gran intensidad. La precipitación ha sido distribuida de forma arbitraria, con una duración de 6 h. En algunos casos, la tormenta se produce al mismo tiempo en toda la cuenca simulada y se alcanzan valores de 13 mm en una hora; el total de precipitación durante los cuatros días de tormenta es de 156 mm.

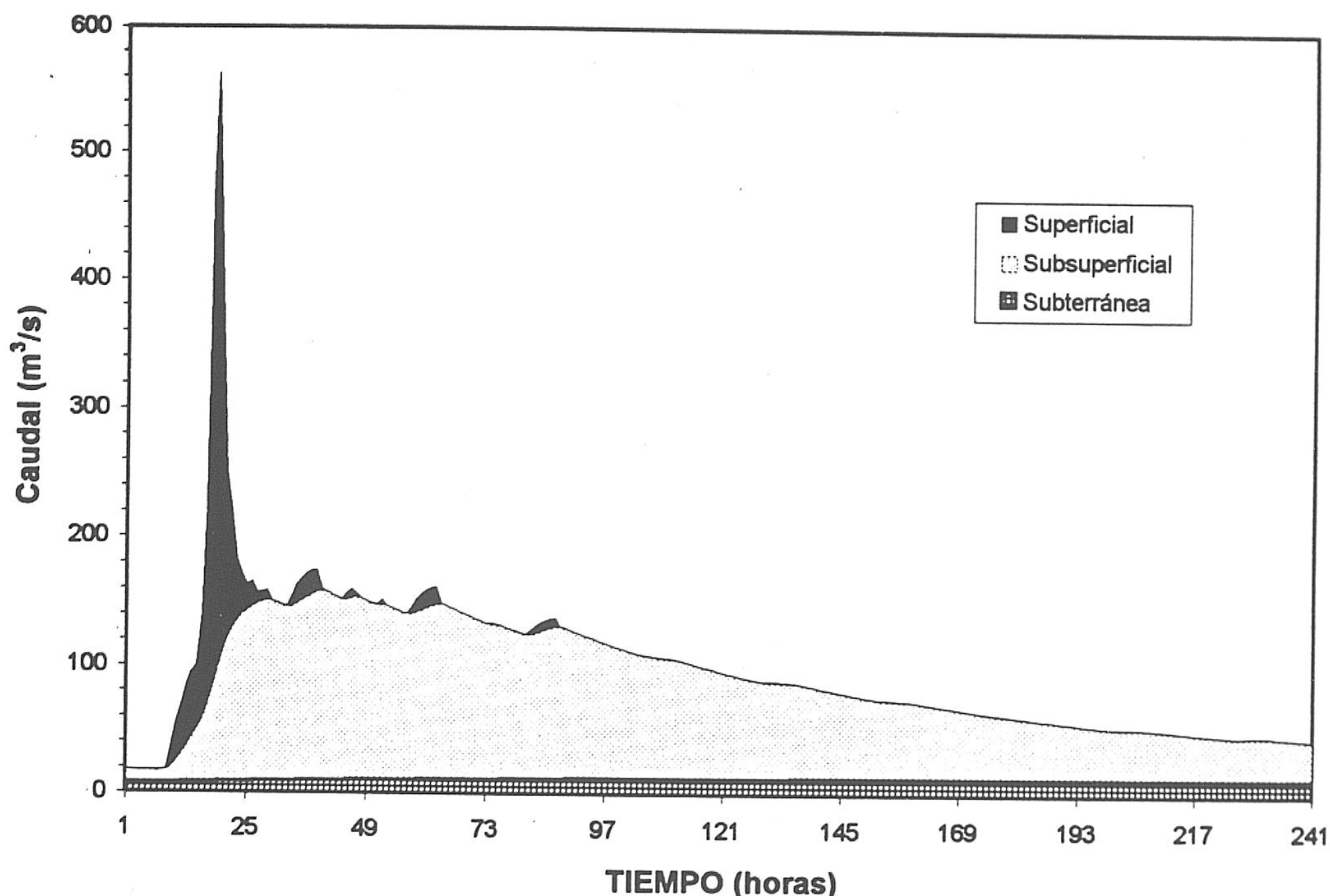


Figura 126. Descomposición de la escorrentía global en los distintos componentes para un evento de crecida generada por deshielo.

La intensa lluvia, unida a las elevadas temperaturas aceleran el proceso del deshielo, generando una escorrentía de gran magnitud, de forma que el caudal máximo alcanzaría un valor de 570 m<sup>3</sup>/s (figura 125). El volumen total escurrido durante los 26 días de crecida, sin considerar el caudal base, es de 78 hm<sup>3</sup>. La separación de los distintos componentes del flujo total en este caso se recoge en la figura 126. En ella puede observarse que a las 19:00 horas del día en que se registra el caudal máximo, el flujo superficial directo es el más importante, con 468 m<sup>3</sup>/s (83 % del total), seguido del subsuperficial, con 87 m<sup>3</sup>/s (16 %) y, finalmente, el subterráneo, que no supera los 8 m<sup>3</sup>/s (1 % del total). En cuanto a las aportaciones estimadas para el mes en cuestión, estos porcentajes serían del orden del 6 % (8 hm<sup>3</sup>), 71 % (95 hm<sup>3</sup>) y 23 % (32 hm<sup>3</sup>), respectivamente.



## **RESUMEN Y CONCLUSIONES**



## RESUMEN Y CONCLUSIONES

La presente investigación versa sobre la cuenca hidrográfica del río Guadalfeo, en la provincia de Granada, que representa, desde una perspectiva hidrológica, el tránsito entre las cuencas occidentales húmedas y las orientales -áridas y semiáridas-, dentro de la cuenca del Sur de España. Aunque la extensión total de la cuenca es de 1.295 km<sup>2</sup>, los trabajos se centraron fundamentalmente en las subcuencas más importantes, -Cádiar, Trevélez, Poqueira (cerrada de Órgiva), Lanjarón, Dúrcal e Izbor- que comprenden una superficie total de 840 km<sup>2</sup>.

El objetivo esencial perseguido ha sido el establecimiento de las bases fundamentales necesarias para la cuantificación de los recursos hídricos totales de la cuenca. Para ello empleé como herramienta básica la modelización hidrológica, en concreto la aplicación del modelo HSPF, elaborado por la Environmental Protection Agency norteamericana -EPA-.

La geología que presenta el área estudiada es muy compleja; a grandes rasgos, se diferencian tres grupos de materiales: materiales del complejo Nevado-filábride, del complejo Alpujárride y materiales del Neógeno-cuaternario. El complejo Nevado-filábride está constituido por dos mantos de materiales metamórficos: el Veleta (inferior) y el Mulhacén (superior) y una formación de materiales cristalinos, que ocupan gran extensión dentro del área. El complejo Alpujárride está formado por varios mantos de corrimiento; cada manto presenta dos formaciones: una de materiales metapelíticos en la base y otra de materiales carbonatados en el techo; ésta última tiene gran interés hidrogeológico. Los materiales del Neógeno-cuaternario están constituidos por distintas formaciones, donde los conglomerados y aluviales son los que revisten mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico.

Con respecto a la tectónica que presenta la región, destaca la superposición de los mantos Alpujárrides sobre los materiales del Nevado-filábride y el contacto discordante de los materiales postorogénicos sobre los Alpujárrides. En éstos últimos, han tenido lugar dos fases tectónicas: compresiva -tectónica de corrimiento- y extensiva -adelgazamiento de los mantos-. Una fase posterior se manifiesta en algunas fallas inversas de gran ángulo, de vergencia Norte, que ha afectado a los materiales del Neógeno-cuaternario.

La precipitación media del área correspondiente al período 1955/56-1984/85 se ha estimado en 639 mm; el análisis de las diversas variables meteorológicas consideradas permite adscribir el área considerada dentro de un dominio climático de tipo seco subhúmedo. La variabilidad espacial de la precipitación es notablemente elevada, constatándose marcados contrastes pluviométricos entre la costa y el interior. La pluviosidad es muy elevada en Sierra Nevada (más de 1000 mm, en sus estribaciones) y en los sectores

elevados del interior (700 mm); en la costa, al contrario, las precipitaciones medias son inferiores a los 500 mm, e incluso a los 400 mm al Este de Motril. En lo referente a la distribución intraanual de las precipitaciones, cabe destacar la existencia de un período húmedo de Noviembre a Abril, durante el cual se registra un 75 por ciento de la lluvia anual, y un período casi completamente seco que abarca los meses de Junio a Agosto. La ecuación que relaciona la precipitación en mm con la altitud en m es  $P = 0.16 h + 428.5$ , con un coeficiente de correlación de 0.84.

Las temperaturas medias anuales, durante un período suficientemente largo, oscilan entre unos 5 °C en las laderas de Sierra Nevada, y unos 17 °C en la costa. La ecuación calculada que relaciona la temperatura media anual en °C con la altitud en m en el área, es  $T = 18,02 - 0.0038 h$ , con un coeficiente de correlación de 0.89.

La evapotranspiración potencial media anual, calculada por el método de Thornthwaite, asciende a 782 mm, y la evapotranspiración real media anual, según el mismo método, alcanza valores de 286, 312 y 358 mm correspondientes a una capacidad de campo de 25, 50 y 100 mm, que representan al 50, 55 y 63 % de las precipitaciones, respectivamente. El valor más representativo para la cuenca estudiada es de 365 mm, calculado mediante las curvas de igual evapotranspiración real, para una capacidad de campo de 100 mm (57 % de la precipitación). El balance hídrico de Thornthwaite de todas las estaciones consideradas, salvo el de Órgiva, es negativo a partir del mes de Abril, mientras que el de Órgiva es negativo a principios de Marzo; ello implica que los regadíos necesitan aguas al menos cuatro meses al año, en la mayoría de los sectores del área.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los materiales metapelíticos del Nevado-filábride se comportan, en general, como acuíferos por fisuración, con permeabilidad baja a media; aunque tradicionalmente estos materiales se han considerado como acuicludos. Los materiales carbonatados alpujárrides se comportan como acuíferos, con permeabilidad elevada, debido a los procesos de fracturación y karstificación -aunque no aparece paisaje kárstico bien desarrollado-. Dentro de los materiales neógeno-cuaternarios del área estudiada existen también formaciones de comportamiento acuífero de permeabilidad variable; enclave característico del elevado interés hidrogeológico es la turbera de Padul, cuyo funcionamiento e interacciones hidrológicas e hidrogeológicas con los materiales de su entorno juega un importante papel en el volumen de recursos de la cuenca vertiente a Izbor.

Desde el punto de vista de la geometría y estructura de los embalses subterráneos, se diferencian dos unidades acuíferas en materiales metamórficos: el "acuífero" de Sierra Nevada, que se extiende a gran superficie al N y NE de la cuenca, caracterizado por su espesor potente de materiales metapelíticos (sobre todo macasquistos) y su complejidad tectónica que ha permitido el desarrollo de fracturas de cierta envergadura; los "acuíferos" en materiales metamórficos son los que pertenecen a las formaciones básicas de los mantos alpujárrides, con alto porcentaje de alteración en su capa superior, que posibilita la

circulación y acumulación de las aguas e incluso a cierta profundidad, y actúan como "suela" para las formaciones carbonatadas de los mismos mantos.

Las unidades acuíferas carbonatadas son: los acuíferos calizo-dolomíticos dispersos, que pertenecen a distintos mantos alpujárrides, con pequeña extensión y un grado de compartimentación elevado. Los acuíferos en conglomerados (materiales del Neógeno) y cuaternarios ocupan una superficie considerable en el sector de Padul-Dúrcal-Albuñuelas, y Órgiva; actúan como aliviaderos de los acuíferos carbonatados y su potencia puede llegar hasta los 200 m.

Desde una óptica hidrológica, el macizo de Sierra Nevada constituye un gran sistema de enorme potencialidad, ya que las precipitaciones en forma de nieve se acumulan en el periodo invernal, para fundir algunos meses después, en el periodo comprendido entre Mayo y Junio. El comportamiento hidrológico del río Guadalfeo está condicionado, a su vez, por el régimen frecuentemente tormentoso de las precipitaciones, por las elevadas pendientes topográficas y por la abundancia de formaciones casi impermeables, sobre todo en la cabecera de los principales cursos de agua. Estos tres parámetros confluyen en los sectores situados a alturas medias de la cuenca, donde los caudales pueden ser muy elevados en temporadas húmedas, para dar lugar a un estiaje pronunciado en verano; sin embargo, la fusión de la nieve acumulada en Sierra Nevada es responsable de un régimen nival en algunos afluentes del río Guadalfeo, y provoca una mayor continuidad -e incluso una casi permanencia- de los caudales superficiales, en los meses de Mayo y Junio y, a veces, Julio.

Las aportaciones anuales medias de los ríos de la cabecera de la cuenca totalizan 117 hm<sup>3</sup>, con un coeficiente de escorrentía medio de 0.5. El valor elevado de este coeficiente es debido a la reducida evapotranspiración, consecuencia de la baja temperatura media en la cabecera de los ríos. En estos ríos, los caudales máximos medidos se registran durante los meses de Mayo y/o Junio (los ríos Cádiar, Dúrcal, Poqueira y Trevélez), y a veces, con valores elevados durante los meses de Abril y Julio. Este hecho responde al efecto retardador del deshielo en la escorrentía superficial (régimen nival o pluvionival). La aportación media anual de la escorrentía subterránea a los ríos de cabecera, obtenida por estimación a partir del caudal de base de los mismos, representa el 38 % de la escorrentía total.

El río Guadalfeo constituye el más importante de los cursos de agua que drenan la vertiente suroccidental de Sierra Nevada, y el segundo, después del Genil, en cuanto a volumen de recursos se refiere. El desarrollo del litoral granadino y áreas costeras adyacentes depende, en gran medida, de los recursos hídricos del río Guadalfeo. Además, los proyectos de regulación de tales recursos, mediante la construcción de presas y obras de trasvase hacia otras cuencas hidrográficas, requiere un conocimiento amplio del volumen de agua disponible y de su variación espacio-temporal, hecho que justifica plenamente la utilización de modelos hidrológicos como el aquí presentado.

En una primera aproximación se puede concluir que la cuenca alta del río dispone de unos recursos anuales superiores a los 300 hm<sup>3</sup>; son recursos (superficiales y subterráneos) que superan la demanda necesaria en la cuenca baja, con una excepción: su distribución temporal no es del todo satisfactoria. Este es el motivo por el que el río Guadalfeo posee embalses de regulación en su curso medio, como son el de Béznar y el de Rules, éste último aún en fase de construcción.

Los primeros capítulos de la Memoria de Tesis constituyen la base de datos requerida para la aplicación del modelo hidrológico. El modelo HSPF constituye una herramienta eficaz en el análisis en cuencas de la evolución temporal de los componentes del ciclo hidrológico y sus relaciones, y permite por tanto llevar a cabo la simulación de caudales en un punto dado de la cuenca. Dicho modelo dispone de muchas subrutinas necesarias para modelizar las condiciones físicas del suelo y subsuelo, en condiciones naturales o después de la intervención del hombre. En este trabajo se han aplicado las subrutinas relacionadas con el proceso de acumulación y fusión de nieve y las relativas a la estimación del balance hídrico. Los datos utilizados en este trabajo, en forma de series temporales, fueron: precipitación, evapotranspiración potencial, temperatura del aire, radiación solar, velocidad del viento y punto de rocío.

Las primeras etapas del proceso de simulación están relacionadas con la disponibilidad de datos y la existencia de estaciones de registro en el sector estudiado. Esta etapa preliminar de selección de datos meteorológicos, completado de lagunas en registros y su elaboración y preparación para que sean legibles por el programa, constituye una labor tediosa pero de gran trascendencia. Esta información, -sobre todo los datos pluviométricos y termométricos-, ha sido utilizada como criterio básico para efectuar una subdivisión preliminar en subcuencas del sector simulado. El siguiente paso fue la localización de los puntos de control -estaciones de aforos-, labor que me permitió aprovechar los correspondientes registros foronómicos para la comparación entre caudales observados y calculados.

La tercera etapa fue trazar los límites de cada subcuenca, que se encuentra formada por un grupo de segmentos o "unidades hidrológicas". De este modo, definí las siguientes subcuencas: Cádiar (A), Trevélez (B), Poqueira (C), Órgiva (D), Lanjarón (E), Dúrcal (F) e Izbor (G). En dos de estas cuencas he optado por otro punto de control, además de la estación de aforos, que puede servir en la gestión y aprovechamiento de los recursos de la cuenca del río Guadalfeo. Estas opciones son el posible trasvase del río Trevélez subcuenca B) y el del río Dúrcal (subcuenca F).

La litología del área está compuesta principalmente por micasquistos, detríticos terciarios y, en menor medida, carbonatos. Esto discrimina tres tipos de segmentos por criterios litológicos; afortunadamente, en las subcuencas que conforman el sector alto del río Guadalfeo, afloran el mismo tipo de materiales (micasquistos del complejo Nevado-filábride fundamentalmente).



La cobertera nival observada en el campo puede extenderse, por término medio, desde las cumbres hasta la línea de innivación a cota 2200 m s.n.m.; este hecho condiciona la segunda segmentación de la cuenca en los terrenos por encima y por debajo de esta cota. La separación de la superficie por encima de 2200 m s.n.m. en dos segmentos diferentes se realiza debido a la gran diferencia de altitud existente -en algunas subcuencas más de 1000 m-, y es necesaria para una mejor simulación de los procesos de acumulación de nieve y deshielo. Por último, los usos del suelo condicionan la segmentación final del área de estudio, diferenciando entre zonas de regadío, de secano y vegetación natural. Las masas forestales pueden estar presentes en cualquier tipo de segmento, excepto en los de mayor altitud.

En el caso de las subcuencas de Órgiva e Izbor, su división final ha sido basada, además de en los criterios anteriores, en la litología presente en sus correspondientes áreas, donde afloran formaciones carbonatadas, filitas, cuarcitas, calcoesquistos y materiales detríticos del terciario y el cuaternario, aparte de los micasquistos. Además, en las dos subcuencas existen áreas de secano con su respectivo tipo de cultivo. Ello supuso otra división teniendo en cuenta tales aspectos.

Una cuestión concreta se presentó en la modelización de la subcuenca del río Izbor, donde ha de incluir la simulación de sectores adyacentes que tienen la mayor parte de su descarga, sea a través de manantiales o alimentando de modo no visible a los acuíferos detríticos de la depresión de Padul-Dúrcal.

Otro tipo de datos de entrada imprescindible para la simulación ha sido el de los parámetros; estos se incluyen en tres categorías: 1<sup>a</sup>) parámetros relacionados con la corrección de la temperatura; 2<sup>a</sup>) parámetros relacionados con la acumulación y fusión de nieve; 3<sup>a</sup>) parámetros hidrológicos e hidrogeológicos. Destaca en los últimos que en su mayoría dependen de las características físicas y la cobertera vegetal de cada segmento. La mayor parte de los parámetros ha sido estimada de forma satisfactoria y sólo en algunos que dependen del estado de la nieve y de su fusión, he recurrido a asignarles un valor medio o los estimé mediante el proceso de calibración.

La etapa más laboriosa y en la que he empleado el mayor tiempo fue la de calibración y verificación. Primero por las numerosas subcuencas que han sido objeto de la simulación y, segundo, por las características que presenta cada una de ellas, tanto en aspectos fisiográficos como en hidrológicos e hidrogeológicos. Después de hacer las primeras pruebas de simulación del sector en cuestión, opté por elegir la cuenca vertiente del río Poqueira como ejemplo para ajustar algunos parámetros de calibración; precisamente, los relativos a los procesos que ocurren en la capa nival. Este hecho ha sido de gran ayuda para determinar algunos valores de los citados parámetros.

La subcuenca del río Cádiar ha proporcionado una interesante información acerca de las prácticas de derivación en estas cuencas, así como del comportamiento pluvio-nival de estos cauces. Una vez terminada la fase de calibración de estas dos subcuencas, ha sido una tarea fácil analizar los procesos hidrológicos y los factores determinantes en la subcuenca del río Trevélez, a pesar de la falta de medición de caudales en su curso principal, motivo que dificulta el ajuste del balance hídrico.

En función de los datos disponibles y dentro del período de simulación total (1986/87-1992/93) he establecido dos períodos: el de calibración (1986/87-1988/89) y el de verificación (1989/90-1992/93), aunque en algunos casos no ha sido posible mantener este orden, por falta de datos foronómicos.

Los mejores resultados conseguidos han sido los relativos a la simulación de la cuenca del río Poqueira, donde la aportación media calculada para un período de 7 años ha sido de 31.6 hm<sup>3</sup>, con una diferencia relativa de la aportación observada en la estación de aforos de Pampaneira que no supera el 4 %; el caudal medio diario "calculado" es de 1 m<sup>3</sup>/s; y el coeficiente de correlación entre los caudales calculados y observados es superior a 0.8.

Cabe destacar aquí que el valor del caudal máximo estimado (5.99 m<sup>3</sup>/s) se diferencia de forma notable del caudal medido (8.89 m<sup>3</sup>/s) en unos 2.9 m<sup>3</sup>/s; tal diferencia depende en gran parte de la distribución de la precipitación en forma líquida y/o sólida. Ésta última, por no disponer de datos de precipitaciones en continuo, ha sido suministrada en forma diaria, lo cual implica que el programa (con un paso de cálculo horario) reparte el valor diario en cantidades uniformes en 24 horas. El resultado de este proceso afecta a algunos parámetros importantes como son la interceptación, humedad del suelo y el subsuelo, escorrentía potencial directa e infiltración, entre otros. Por otro lado, tal distribución horaria de esta variable supone que parte de la precipitación cae en forma sólida y/o líquida dependiendo de la hora en que ocurra la precipitación, sobre todo en las partes altas del sector estudiado, donde la variación térmica juega un papel determinante; esta variación afecta también a los procesos de deshielo, si parte de la lluvia cae sobre la capa nival. Por ello, he recurrido a distribuir la precipitación diaria en forma arbitraria en cantidades uniformes de 12 y 6 horas, con el fin de sacar el máximo partido del programa HSPF. El resultado de dicha prueba, además de mejorar la respuesta del hidrograma simulado, ha proporcionado más información sobre la estimación de los valores de algunos parámetros de interés, que son difíciles de medir.

Los valores del criterio de Nash (NTD) en el caso de la subcuenca de Poqueira han sido aceptables (próximos a 0.65), aunque no han llegado al valor crítico (0.70). Esto se debe a que la simulación de la acumulación y fusión de nieve no ha sido del todo satisfactoria por varios motivos, entre otros: el alto grado de la variación térmica diaria, la exposición de las laderas, gran diferencia de altitud respecto a la altitud media de los segmentos elevados, etc.

El balance establecido por el modelo permite separar las aportaciones debidas a los distintos componentes del flujo total de un río. Según la simulación realizada para el año 1986/87, el flujo subterráneo es el de mayor relevancia (60 %), seguido del flujo subsuperficial, con un 38 %; esta última cifra engloba también al deshielo más o menos directo. Finalmente, la aportación superficial directa o pluvial no llega al 2 %.

Este análisis del hidrograma se completa con el estudio de las comparaciones entre las aportaciones medias calculadas (para 7 años) y observados para los períodos de fusión (24 de Febrero - 30 de Junio) y anual. Se deduce en el caso de Poqueira que las diferencias relativas, en cuanto a aportaciones totales se refiere, son del 2.6 % para el período de fusión y del 4 % para todo el período.

Es preciso destacar que la subcuenca del río Poqueira se considera el ejemplo más representativo de las áreas simuladas, dada su importancia como afluente más caudaloso del río Guadalfeo.

Finalmente, y una vez calibrados los distintos parámetros en la cuenca, he llevado a cabo un proceso de simulación de crecidas en dos hipotéticos casos; el primero de ellos representa un supuesto evento de lluvias intensas, mientras que en el segundo la crecida se origina como consecuencia de un proceso de deshielo por elevación brusca de la temperatura.



## **BIBLIOGRAFÍA**



## BIBLIOGRAFÍA

- Aldaya, F. (1969). Los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. *Tesis Doctoral* (inédita). Universidad de Granada.
- Aldaya, F. (1970). Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujárrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 35-37.
- Aldaya, F. (1981). Memoria explicativa de la Hoja nº 1056 (Albuñol) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. *IGME*. Madrid.
- Aldaya, F., Vera, J.A. y Fontboté, J.M. (1975). Memoria explicativa de la Hoja nº 83 (Granada-Málaga) del Mapa Geológico de España a escala 1/200.000. *IGME*. Madrid.
- Aldaya, F., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V., Martínez García, E., Navarro Vila, F. y Puga, E. (1979). Memoria explicativa de la Hoja nº 1042 (Lanjarón) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. *IGME*. Madrid.
- Aldaya, F., García Dueñas, V. y Navarro Vila, F. (1979). Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispánica*, tomo 14 pp. 154-166.
- Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983). Memoria explicativa de la Hoja nº 1043 (Berja) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (2ª serie). *IGME*. Madrid.
- Aldaya, F., Campos, J., García Dueñas, V., González Lodeiro, F. y Orozco, M. (1984). El contacto Alpujárrides/Nevado-Filábrides en la vertiente Meridional de Sierra Nevada. Implicaciones Tectónicas. In: *El Borde mediterráneo español: evolución del neógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Granada, pp. 18-20.
- Al Alwani, G.K. (1992). Bases para la gestión de los recursos hídricos totales del río Guadalfeo (Granada). *Tesis de Licenciatura* (inédita). Univ. Granada. 212 p.
- Anderson, E.A. (1968). Development and Testing of Snow Pack Energy Balance Equations. *Water Resour. Res.* 4(1): 19-37.
- Anderson, E.A., and Crawford, N.H. (1964). The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer. Department of Civil Engineering, Stanford University. Stanford, California. *Technical Report No. 36*. 103 p.
- Anónimo (1964). Normas internacionales para el agua potable. *OMS*. 218 p. Ginebra.
- Avidad, J. y García Dueñas, V. (1981). Memoria explicativa de la Hoja nº 1055 (Motril) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. *IGME*. Madrid.
- Avidad, J., Garcia Dueñas, V., Gallegos, J.A. y González Donoso, J.M. (1981). Memoria explicativa de la Hoja nº 1041 (Dúrcal) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. *IGME*. Madrid.
- Banting, A.H. (1933). Sur le pli-nappe de Lújar-Gádor. *Proceed. Konnin. v. Wettensch.* Amsterdam. XXXVI (1).
- Barrois, C. y Offret, A. (1889). Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie, de la Sierra Tejada a la Sierra Nevada. *Mém. Ac. Sc. Paris*, vol. 30 "Mission d'Andalousie", 79-169.

- Bemmelen, R.W. Van. (1927). Bijdrge tot de geologie der Betische Ketens in der province Granada. *Tesis Delfet*. Amsterdam. 176 pp.
- Benavente, J. (1982). Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada. *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 571 p. Edición resumida en 1985, bajo el título "Las aguas subterráneas en la Costa de Sol de Granada". 336 p.
- Benavente, J., Fernández Rubio, R. y Pulido Bosch, A. (1979). Aportación al conocimiento hidrogeológico de la Sierra de Jaén. *II Simp. Nac. Hidrogeol.* T. IV. pp. 167-188. Pamplona.
- Benavente, J., Pulido Bosch, A., Fernández Rubio, R., Fernández Gutierrez, R. y Calvache, A. (1981). Itinerario hidrogeológico por el Sur de la provincia de Granada. *Simp. Agua Andalucía*. 35 p. Granada.
- Benítez, A. (1972). Captación de aguas subterráneas. *Ed. Dossat*. 619 p. Madrid.
- Blumenthal, M.M. (1935). Reliefurberschiebungen in den westliche Betischen Cordilleren. *Geol. Med. Occ.*, IV-8: 3-28.
- Boulin, J. (1964). Problèmes structuraux dans le domaine alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne). *Geol. en Mijnb.*, 43: 277-281.
- Calvache, A. (1981). Estudio hidroquímico del acuífero de Motril-Salobreña (provincia de Granada). *Tesis de Licenciatura* (inédita) Univ. Granada. 125 p.
- Capel, J.J. (1974). Génesis de las inundaciones de Octubre de 1973 en el SE de la Península Ibérica. *Cuad. Geogr. Univ. Granada*, 4: 149-166.
- Carlsson, L. y Carlstedt, A. (1977). Estimation of transmissivity and permeability in Swedish bedrock. *Nordic Hydrology*, 8, pp 103-116.
- Carrasco, F. (1981). Características hidrogeológicas del borde Norte del acuífero calizodolomítico de la Sierra de Lújar. Su relación con el río Guadalfeo. *Simp. Agua Andalucía*, I: 233-248. Granada.
- Casares, J., Fernández Rubio, R. y Pulido Bosch, A. (1979). Aspectos hidrogeológicos de dos macizos carbonatados del dominio subbético interno. *II Simp. Nac. Hidrogeol.* I: 147-165. Pamplona.
- Casas, A. (1943). Contribución al estudio del glaciario cuaternario en Sierra Nevada. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, XLI: 543-567.
- Casas, D. (1975). Estudio hidrogeológico del Valle de Lecrín (Granada). *Tesis de Licenciatura* (inédita) Univ. Granada. 165 p.
- Casas, D. y Fernández Rubio, R. (1975). Consideraciones hidrogeológicas sobre el Alto valle de Lecrín (Granada). *V Jorn. Min. Met.* T III. pp 163-192. Bilbao.
- Castany, G. (1963). *Traité pratique des eaux souterraines*. Ed. Dunod, 657 p. Paris. (Trad. español, 1971, Ed. Omega).
- Castillo, A. (1982). Estudio hidroquímico de la depresión de Padul (Granada). *Tesis de Licenciatura* Univ. Granada (inédita). 227 p. Granada.
- Castillo, A. (1985). Las aguas superficiales y subterráneas en Sierra Nevada (Granada y Almería), In: "Sierra Nevada". Ed. Andalucía S.A. 145-169 pp. Granada.
- Castillo, A. (1995). Hidrología torrencial. In: *Restauración hidrológica forestal de la cuenca alimentadora al embalse de Rules en el río Guadalfeo* (varios autores). Ed.



- Confederación Hidrográfica del Sur de España. Dir. Gral. Obras Hidráulicas. Granada. 275 p.
- Castillo, A., Martín Rosales, W. y Osorio, R. (1996a). Erosión hídrica en la cuenca del río Guadalfeo (Granada); estudio comparativo de las metodologías USLE y Fournier. *Geogaceta*, 19. 142-145.
- Castillo, A., Martín Rosales, W. y Osorio, R. (1996b). Vulnerabilidad y factores condicionantes de la erosión en la cuenca del río Guadalfeo vertiente al embalse de Rules (Granada). *Geogaceta*, 20(5): 1138-1140.
- Castillo, A., Gisbert, J. y Al Alwani, G. (1996).
- Castillo, E. (1975). Hidrogeología de la Vega de Motril-Salobreña y sus bordes. *Tesis de Licenciatura* (inérita) Univ. Granada. 184 p.
- Castillo, E. y Fernández Rubio, R. (1978). Hidrogeología del acuífero de la Vega de Motril-Salobreña. *Bol. Geol. Min.* LXXXIX: 39-48. Madrid.
- CEAM (1989). Hydrologic Simulation Program - FORTRAN (HSPF) "version 9.01". *Center for Exposure Assessment Modeling. Office of Research and Development. Environmental Research Laboratory. U.S. Environmental Protection Agency, Athens, Georgia.*
- CEH (1965). Datos físicos de las corrientes clasificadas por el C.E.H.; *Ministerio de Obras Públicas*, Madrid.
- CHSE (1969). Estudio para la viabilidad técnico-económica del plan de aprovechamiento integral del río Guadalfeo. Informe técnico (inérito). *MOPU* (Granada).
- CHSE (1972). Plan Guadalfeo. *MOPU* (Granada). 8 p.
- CHSE (1983). Estudios básicos para la redacción del Plan Hidrológico de la cuenca hidrográfica del Sur de España - 1º fase. *MOPU, D.G.O.H. e INITEC, S.A.* XV tomos.
- Copponex, J. (1959). Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales. *Bol. IGME*, LXX: 79-208.
- Crawford, N.H. and Donigian, A.S. (1973). Pesticide Transport and Runoff Model for Agricultural Lands. *Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Washington D.C.* EPA 660/2-74-013. 211 p.
- Cruz San Julián, J. (1976). Sobre la temperatura límite del termalismo. *Tecniterrae*, 12: 45-54. Madrid.
- Cuevas, J. (1988). Microtectónica y metamorfismo de los mantos alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra). *Doct. Univ. Pais Vasco*. 283 pp.
- De Wiest, R. (1965). *Geohydrology*. Ed. *John Wiley & Sons*. New Yourk.
- Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1976). Estudio geológico del complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres. *Tecniterrae*, II-9, pp. 26-35.
- Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1980). Memoria explicativa de la Hoja nº 1027 (Güéjar-Sierra) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. *IGME*. Madrid.
- Díaz de Federico, A. y Orozco, M. (1981). Memoria explicativa de la Hoja nº 1028 (Aldeire) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. *IGME*. Madrid.
- Diputación de Granada-ITGE (1990). Atlas Hidrogeológico de la provincia de Granada. 107 p. Granada.

- DGOH (1993). Anteproyecto de restauración hidrológico-forestal de la cuenca del embalse de Rules sobre el río Guadalfeo (Granada). *Dirección General de Obras Hidráulicas. Confederación Hidrográfica del Sur de España*, Málaga.
- Donigian, A.S., Baker, J.L., Haith, D.A. and Walter, M.F. (1980). HSPF Parameter Adjustments to Evaluate the Effects of Agricultural Best Management Practices. *Draft Report. U.S. Environmental Protection Agency*, Athens, GA.
- Donigian, A.S. and Crawford, N.H. (1976 a). Modeling Pesticides and Nutrients on Agricultural Lands. *Environmental Research Laboratory*, Athens, Georgia. EPA 600/2-7-76-043. 317 p.
- Donigian, A.S. and Crawford, N.H. (1976 b). Modeling Nonpoint Pollution From the Land Surface. *Environmental Research Laboratory*, Athens, Georgia. EPA 600/3-76-083. 280 p.
- Donigian, A.S. and Davis, H.H. (1978). User's Manual for Agricultural Runoff Management (ARM) Model. *Environmental Protection Agency*, Athens. GA. EPA-600/3-78-080.
- Donigian, A.S., Imhoff, J.C., Bicknell, B.R. and Kittle, J.L. (1982). Guide to the Application of the Hydrological Simulation Program - FORTRAN (HSPF). *Environmental Protection Agency*, Athens, GA. 135 p.
- Dresch, J. (1937). De la Sierra Nevada au Grand Atlas, formes glaciaires et formes de nivation. *Melanges de geographie et d'orientalisme offerts a E.F. gautier. Tours*, pp:194-212.
- Duran Delga, M. y Fontboté, J.M. (1960). Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. Paris*, vol. III, pp. 181-187.
- Egeler, C.G. (1964). On tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Runds.* 53: 260-269.
- Elías, F. y Giménez, R. (1965). Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España. *Direc. Gen. Agric.* 293 p. Madrid.
- ENADIMSA (1980). Investigación de carbón en Arenas del Rey y Padul. *Plan Energ. Nac.* (inédito). Madrid.
- Estévez, A., Delgado, F., Sanz De Galdeano, C. y Martín Algarra, A. (1985). Los alpujarrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterránea. Ser. Geol.* 4: 5-32.
- Fábregas, J. (1978). Estudio hidrogeológico de la cuenca baja del río Lanjarón. *Trabajo Monográfico Hidrogeol.* (inédito). 118 p. Cátedra Hidrogeol. Univ. Granada.
- Fallot, P., Solé, L., Colom, G. et Birot, P. (1950). Sur l'âge des couches de Baza et de la formation de Guadix (Province de Granada). *C.R. Ac. Sc. Paris.* 231. 504-507.
- Fernández-Rubio, R. (1975). Identificación del hidrotermalismo y su aplicación a la zona meridional de la provincia de Granada. *Tecniterrae*, 7: 38-50. Madrid.
- Fernández-Rubio, R. (1981). Investigación hidrogeológica del sector de Lanjarón (Granada). (Informe inédito). 298 p. Granada.
- Fernández-Rubio, R., Moreno, I., Cuesta, M. y Torres, J.A. (1983). Captación de aguas subterráneas mediante sondeos horizontales en Lanjarón (Granada). *III Simp. Hidrogeol.* I: 397-406 Madrid.

- Fernández-Rubio, R. y Orellana, E. (1962). Prospección geológico-geofísica de aguas subterráneas en el término municipal de Orgiva (Granada), para el I.N.C. (Informe inédito). *Aero Service Ltd.* 15 p. Madrid.
- Fernández-Rubio, R. y Pulido Bosch, A. (1972). Investigación de aguas subterráneas para la Estación Internacional de Esquí (Sierra Nevada). (Inédito). 14 p. Granada.
- Fernández-Rubio, R. y Pulido Bosch, A. (1978). Problemas hidrológicos que afectan a la explotación de la Turbera de Padul (Granada, España). Estudio preliminar. *SIAMOS*, Granada, I: 125-132.
- Ferrando, J. y Martínez, J. (1975). Cálculo de la lluvia útil a través de un método gráfico y analítico. *V Jorn. Min. Met.*, VIII: 55-65. Granada.
- Florido, F. (1993). Avance al catálogo de cavidades de la Unidad de Escalate. *Espeleotemas*, 3:17-32.
- Fontboté, J.M. (1983). Zonas internas y unidades adyacentes. In: libro Jubilar J.M. Ríos, *Geología de España*, Tomo II: 251-343.
- Fontboté, J.M., Gallegos, J.A., González Donoso, J.M. y Sanz de Galdeano, C. (1980). Memoria explicativa de la Hoja nº 1026 (Padul) del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. *IGME*. Madrid.
- Frontana, J. (1979). El clima de la costa mediterránea andaluza. Estudio estadístico. *Tesis Licenc.* Univ. Granada. (inédita). 255 p. Granada.
- Frontana, J. y Rodríguez, F. (1981). La aridez y el balance de agua en la costa mediterránea andaluza. *Simp. Agua Andalucía*. I: 17-30. Granada.
- Frontana, J., Goicoechea, M. y Rodríguez, F. (1981). Esquema evolutivo y problemática actual de los estudios climatológicos sobre Sierra Nevada. *VII Coloquio de geografía*. Pamplona.
- Galindo Zaldívar, J. (1990). Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Tesis Doc.* Univ. Granada 374 pp.
- Gallegos, J. A. (1974). Sobre la posición tectónica del manto de Cástaras (Cordilleras Béticas. Sierra Nevada). *Bol. Geol. Min.* 85: 149-152.
- Gallegos, J. A. (1975). Los alpujárrides al N de Sierra Nevada. *Tesis Doct.* Univ. Granada. 494 p. Granada.
- García-Rossell, L. y Pezzi, M. (1977). Análisis de los depósitos periglaciares en el sector central de las Cordilleras Béticas (Andalucía). *V Coloquio de Geografía*, pp: 99-117.
- García-Rossell, L. y Vega, R. (1980). Caracterización e índices paramétricos de la red de drenaje de Sierra Nevada (España meridional). *Tecniterrae*. 33: 22-29. Madrid.
- García Sáinz, L. (1943). El glaciario cuaternario en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, IV: 233-254.
- Geirnaert, W., Pulido Bosch, A., Castillo, E. y Fernández Rubio, R. (1981). Estudio de la geometría del acuífero detrítico de la Vega de Motril-Salobreña mediante SEV. *Simp. Agua Andalucía*. I: 291-302. Granada.
- Goffé, B., Michard, A., García Dueñas, V., Gonzalez Lodeiro, F., Monié, P., Campos, J., Galindo, J., Jabaloy, A., Martínez Martínez, J.M. y Simancas, J.F. (1989). First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujárride nappes,

- Betic Cordilleras (S.E. Spain). *Eur. J. Mineral.* 1: 139-142.
- Gómez Ortiz, A., Sánchez, S., Simón, M., Salvador, F., Esteban, A. (1992). Síntesis de la morfología glacial y periglacial de Sierra Nevada. In López Bermúdez, Conesa y Romero, Eds.: Estudios de Geomorfología en España. *Actas II Reun. Nac. de Geomorfología*, SEG, pp:379-392.
- Gómez Ortiz, A., Díaz del Olmo, F. y Simón, M. (1994). Periglaciario en las Cordilleras Béticas. In Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Estudios significativos. *SEG-Universidad de Granada-SGEP*. Granada, pp: 165-188.
- Gómez Ortiz, A. y Salvador, F. (1996). Acerca de la génesis y la morfodinámica del glaciario de Sierra Nevada. *Primera Conferencia Internacional de Sierra Nevada*, I: 233-260.
- Gómez Pugnaire, M.T. (1979). La evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Tesis Doct. Univ. Granada*. 327 pp.
- González Donoso, J.M. (1967). Estudio geológico de la depresión de Granada. *Tesis Doct. Univ. Granada*. (inédita). 149 p. Granada.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1989). Cordilleras Bética y Baleares. En Territorio y Sociedad en España, I. Geografía Física. *Ed. Taurus*, Madrid, pp: 81-98.
- Gutiérrez Elorza, M. y Estévez, A. (1989). Depósitos periglaciares en la vertiente septentrional de la Sierra de Lújar. Implicaciones neotectónicas. *Mediterránea*, pp: 95-105.
- Gutiérrez Elorza, M., et al. (1994). Geomorfología de España. *Editorial Rueda*, 526 p., Madrid.
- Hempel, L. (1960). Límites altitudinales geomorfológicos en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 78: 81-93.
- Heras, R. (1972). Métodos prácticos para el estudio de aguas subterráneas. *DGOH-CEH 564* p. Madrid.
- Heras, R. (1976). Hidrología y recursos hidráulicos. *CEH 1588* p. Madrid.
- HYDROCOMP Inc. (1976). Hydrocomp Simulation Programming: Operations Manual. Palo Alto, California, 2nd ed.
- IGME (1983). Abastecimiento a Lanjarón (Granada). "Proyecto para la realización de estudios hidrogeológicos locales en la cuenca del Guadalquivir y baja del Guadiana. *Informe técnico* (Inédito). 35 p.
- IGME (1984). Estudio sobre la evolución de la población y la demanda urbana en la Comarca de La Contraviesa (Granada). *Informe interno*.
- ITGE (1991). Investigación Hidrogeológica para Apoyo a la Gestión Hidrológica en la Cuenca del Río Guadalfeo (Granada). *DAS. Serie: Manuales de utilización de acuíferos*. 148 p. Madrid.
- Jabaloy, A. y González Lodeiro, F. (1988). La deformación en los bloques de techo y muro de los cabalgamientos de las unidades inferiores Nevado-filábrides (Cordilleras Béticas, SE España). *Estudios Geológicos*. 44: 253-261.

- Jiménez Olivencia, Y. (1991). Los paisajes de Sierra Nevada. cartografía de los sistemas naturales de una montaña mediterránea. *Universidad de Granada*, 223 p., Granada.
- Johanson, R.C., Imhoff, J.C., Kittle, J.L., Donigian, A.S. (1984). Hydrological Simulation Program - FORTRAN (HSPF): User's Manual for Release 8.0. *Environmental Protection Agency*, Athens, GA. EPA-600/3-84-066.
- Keller, E.A., Sanz de Galdeano, C. y Chacón, J. (1996). Tectonic geomorphology and earthquake hazard of Sierra Nevada, Southern Spain. *I Conferencia Internacional de Sierra Nevada*, I: 201-218.
- Kessler, H. (1965). Water balance investigations in the karstic regions of Hungary. *Actes Colq. Hydrog. des roches fissurées*, Dubrovnik. I: 91-105. A.I.H. Paris.
- Lhenaff, R. (1977). Recherches géomorphologiques sur les Cordilleres Bétiques centro-occidentales (Espagne). *Thèse Université de Lille*.
- Linsley, R.K. Jr. (1988). *Hydrology for Engineers*. S.I. Metric Edition. McGraw-Hill, U.K., 491 p.
- MAPA (1991). Mapa Forestal de España Escala 1:200.000. Hoja 3-10 Granada-Málaga. Ed. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid. 216 p.
- Martín Rosales, W. (1997). Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería). *Tesis Doctoral* Universidad de Granada, 266 p.
- Martín Rosales, W., Castillo, A. y Osorio, R. (1996). Rasgos hidrológicos de la cuenca vertiente al embalse de Rules en el río Guadalfeo (Granada). *IV SIAGA*, Almería, 1:157-165.
- Menéndez Amor, J. y Florschütz, F. (1962). Un aspect de la végétation en Espagne méridionale durant la dernière glaciation et l'Holocène. *Geol.Mijnbouw*, pp.131-134.
- Messerli, B. (1965). Beitragē zur geomorfologie der Sierra Nevada (Andalusien). *Juris Verlag*. Zurich.
- Mintegui, J.A. y Robredo, J.C. (1993). *Métodos para la estimación de los efectos torrenciales en una cuenca hidrográfica*. Fundación Conde del Valle de Salazar, ETSI de Montes, 88 p, Madrid.
- Morell, I. (1976). Estudio hidrogeológico del curso medio del río Guadalfeo (Granada). *Tesis Licenc.* Univ. Granada (inédita). 138 p. Granada.
- Morell, I. y Fernández Rubio, R. (1976). Aspectos cuantitativos del drenaje superficial en la cuenca del río Guadalfeo (Granada). *I Simp. Nac. Hidrogeol.* 204-210. Valencia.
- Nieto, M. (1974). Estudio hidrogeológico de la rambla de Albuñol (Granada). *Monogr. Geol. Univ. Granada*. 102 p. Granada.
- Obermaier, H. y Carandell, J. (1916). Los glaciares cuaternarios de Sierra Nevada. *Trabajos del Museo Natural de Ciencias Naturales (Geología)*, 17:1-68.
- Orozco, M. (1972). Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental. *Tesis Univ.* Granada 379 pp.
- Padilla, A. y Pulido Bosch, A. (1986). El programa EVADIA para la estimación automática de la lluvia útil a nivel diario. *II SIAGA*, II: 631-636.
- Paschinger, H. (1957). Las formas glaciares de Sierra Nevada, España. *Memorias y comunicaciones del Instituto Provincial*, Barcelona, pp:81-94.

- Padilla, A. (1984). Aplicaciones del microordenador a la Hidrogeología. *Tesis de Licenciatura* (inédita). Univ. Granada. 81 p.
- Padilla, A. y Pulido Bosch, A. (1985). Programas para elaboración y tratamiento de datos climatológicos de interés en hidrogeología. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 12: 187-200.
- Pezzi, M. y García-Rossell, L. (1978). Análisis del medio físico de Sierra Nevada, ordenación de sus recursos y clasificación en unidades paisajísticas. *Cuadernos Geográficos*, pp: 211-230, Granada.
- Philip, J.R. (1956). The Theory of Infiltration: The Infiltration Equation and Its Solution. *Soil Science* 83: 345-375.
- Puga, E. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental. *Tesis Doct.* Univ. Granada.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Bargossi, G.M. y Morten, L. (1989). L'association métaophiolitique névado-filabride dans la région de Cobdar (Cordillère Bétique, SE Espagne): "conservation des structures en coussins et développement d'éclogites en couronne". *Geod. Acta*, 3, 17-36.
- Pulido Bosch, A. (1979). Aportación al conocimiento de la hidrogeología de los alpujárrides y sus bordes en el extremo occidental de Sierra Nevada. Memoria (inédita) para la *Fund. J. March*. 189 p. Granada.
- Pulido Bosch, A. (1980). Datos hidrogeológicos sobre el borde Occidental de Sierra Nevada. Serie Univ. *Fund. J. March*. 51 p. Madrid.
- Pulido Bosch, A. y Rubio, J.C. (1988). Los acuíferos costeros de Motril-Salobreña y Carchuna. *TIAC'88*. II: 209-238. Almuñécar (Granada).
- Roche, M. (1963). Hydrologie de surface. *Ed. Gauthier-villars*. 430 pp. Paris.
- Rodríguez Gordillo, J., Velilla, N. y Fernández Rubio, R. (1981). Hidroquímica y termalismo de las aguas de Lanjarón (Granada). *Simp. Agua Andalucía*. I: 501-515. Granada.
- Romero, A. (1977). Estudio hidrogeológico de la cuenca del río de las Guájaras (Granada). *Tesis Licenc.* Univ. Granada (inédita). 185 p. Granada.
- Sánchez, J., Simón, M., García, I. y Gómez, A. (1988). Morfogénesis de un sistema nival de Sierra Nevada: Laguna Seca (Granada). *Cuaternario y Geomorfología*, 2:99-105.
- Sánchez, J., Simón, M. y García, I. (1990). Morfogénesis glacial de la cuenca del río Lanjarón (Sierra Nevada, Granada). *I Reun. Nac. de Geomorfología*, Teruel, 203-210.
- Sanz de Galdeano, C. (1976). Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector de Padul (Granada). *Com. Reun. Geodn. Cord. Bét. Mar Alborán*. 197-218. Granada.
- Sanz de Galdeano, C. (1996). Neotectónica y tectónica activa en el sector de Padul-Dúrcal (borde SW de Sierra Nevada, España). *I Conferencia Internacional de Sierra Nevada*, I: 219-231.
- Simancas, J.F. y Campos, J. (1988). La estructuración de componente norte de los Mantos Alpujárrides en el sector central de la Cordillera Bética. Simposio sobre: Cinturones orogénicos. *II Congreso Geológico de España*. S.G.E. Granada. 27-33.

- Soria, J.M., Soria, F.J. y Jabaloy, A. (1984). Evidencias de acción glacial en la parte alta de la cuenca del río Poqueira (Sierra Nevada). *Primer Congreso Español de Geología*, Vol. I: 561-571.
- Soria, F.J., Soria, J.M. y Ruiz López, J.L. (1985a). El modelado glacial en las vertientes meridionales de Sierra Nevada (Granada). *I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, pp: 153-163.
- Soria, F.J., Soria, J.M. y Ruiz López, J.L. (1985b). Los Glaciares de Sierra Nevada. Sierra Nevada y la Alpujarra, Granada.
- Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. America Bull.*, 63: 1117-1142.
- Strahler, A.N. (1974). Geografía física. *Ed. Omega*. Barcelona. pp. 521-539.
- Toth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.* 68, 16: 4795-4812.
- Vázquez Sell (1993). Restauración Hidrológico-Forestal de la cuenca alimentadora del embalse de Rules en el río Guadalfeo (Granada). *Confederación Hidrográfica del Sur de España*, 275 p., Málaga.
- Villegas, F. (1967). Laguna de Padul. Evolución geológico-histórica. *Revista Estudios Geográficos*. XXVIII: 561-576.
- Villegas, F. (1972). El Valle de Lecrín. Inst. Geog. Aplic. "Alonso Herrera". CSIC. 348 p. Granada.
- Westerveld, J. (1929). De Bouw der Alpujarras en Het Tektonische Verband der oostelijke Betische Ketens. *Tesis Doct.* Univ. Delft. 120 pp.
- Zamora, R. (1979). Estudio hidrogeológico del sector Oeste de Sierra de Lújar. *Trabajo monográfico* (inédito) Cátedra de Hidrogeología, Univ. Granada. 131 p.





# MAPA HIDROGEOLÓGICO