



Escuela Técnica Superior de Ingenieros de
Caminos, Canales y Puertos



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

TRABAJO FINAL DE GRADO

Empleo de modelos hidráulico-hidrológicos basados en el
esquema de Muskingum para predicción de caudales en
tiempo real. Aplicación al río Ésera (Huesca)

Presentado por

De Hoz Diego, Luis Ángel

Para la obtención del

Grado de Ingeniería de Obras Públicas

Curso: 2017/2018

Fecha: 03-09-2018

Tutor: Rafael Luis García Bartual

Cotutor: Jose Angel Aranda Domingo

Índice-Memoria

1. Interés de la predicción de caudales en sistemas hidrológicos	1
2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo	4
2.1 Modelos de propagación en cauces.....	4
2.1.1 Modelo Hidráulico de las Ecuaciones de Saint-Venant.....	4
2.1.2 Modelo Hidrológico de Muskingum.....	7
2.1.3 Modelo Hidrológico-Hidráulico de Muskingum-Cunge.....	12
2.2 Índices para evaluación de la bondad de la predicción.	13
2.2.1 Coeficiente de correlación (r).....	14
2.2.2 Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E).....	15
3. Objetivos	16
4. Metodología adoptada.....	17
5. Plan de trabajo	18
6. Resultados	19
6.1 Caracterización física y morfológica de la cuenca y el cauce principal del río Ésera (Huesca).....	19
6.2 Estaciones de aforo y pluviómetros.....	31
6.3 Desarrollo del modelo de propagación en cauces M-C utilizado para la cuenca del río Ésera	31
6.3.1 Implementación del modelo básico de M-C	31
6.3.2 Introducción de datos de forma razonada.....	34
6.3.3 Limitaciones y recomendaciones al modelo M-C	36
6.3.4 Proceso Iterativo	37
6.3.5 Evaluación de la bondad del modelo, calibración y análisis de sensibilidad	38
6.3.6 Variante utilizando el parámetro de aporte lateral y evaluación de la bondad del modelo modificado	39
6.3.7 Predicción de caudales en tiempo real	42
7. Discusión y conclusiones	44
8. Referencias.....	46

Índice-Anejos

Anejo 1: Estaciones de aforo y pluviómetros.....	1
1.1 Estaciones de Aforo.....	1
1.1.1 Campos.....	1
1.1.2 Graus	3
1.2 Pluviómetros	5
Anejo 2: Datos Históricos de eventos de crecida en el Río Ésera	6
Anejo 3: Datos Pluviométricos	19
Anejo 4: Resultados de la hoja de cálculo del modelo empleado para el primer tramo del evento de crecidas del 06-2013	27
4.1 Datos iniciales.....	27
4.2 Cálculo de factores de peso asociados a cada pluviómetro para obtener el parámetro de aporte lateral.....	28
4.3 Cálculos de los caudales de salida del tramo 1	28
4.4 Bondad del ajuste.....	33
Anejo 5: Hidrogramas de los cuatro eventos de crecidas.....	34
Evento 1.....	34
Evento 2.....	35
Evento 3.....	36
Evento 4.....	37
Anejo 6: Formulación de resistencia al flujo para cauces de lecho móvil de Einstein-Barbarossa.....	38

1. Interés de la predicción de caudales en sistemas hidrológicos

El agua es el recurso natural más valioso para el ser humano, hemos convivido con ella desde el principio de la existencia. Ahora el cambio climático está provocando la concentración en espacio y tiempo del recurso hídrico lo que nos lleva a episodios de sequías y también de crecidas más intensos.

La nueva visión de la sociedad basada en el saber convivir con las inundaciones, va más allá de la simple solución de construcción de infraestructuras de protección, y se integra dentro de un marco más extenso y pluridisciplinar de gestión del riesgo. Dentro de este marco, tiene un gran peso **la predicción de caudales** disponiendo de una información que permita tomar decisiones y medidas acertadas con antelación.

El conocer cuál será la distribución espacial y temporal de los caudales en el territorio es muy útil para:

Gestión de riesgos para la población

Poder predecir con cierta antelación cuál será el hidrograma de crecida en ciertos puntos críticos permite a la Administración y servicios de protección civil actuar en caso de peligro.



ILUSTRACIÓN 1: DESBORDAMIENTO DEL RÍO ESERA A SU PASO POR ERISTE (RIADA DE 2013)



ILUSTRACIÓN 2: PUENTE LINSOLES EN ERISTE (RIADA DE 2013)

Optimización en la gestión de presas con múltiples usos (abastecimiento, laminación, generación de energía hidroeléctrica)

En el caso de la gestión de presas con diferentes usos, muchas veces con fines contrapuestos, permite un mejor aprovechamiento del recurso hídrico. P. ej. Una presa que tenga unos usos de abastecimiento y laminación, con una correcta predicción de avenidas es capaz de desembalsar agua suficiente para disminuir el pico de la misma.



ILUSTRACIÓN 3: PRESA DE BARASONA SOBRE EL RÍO ÉSERA DESEMBALSANDO

Utilidad en deportes de aventura en el medio fluvial

En la actualidad cada vez más personas se suman a realizar diversas actividades dentro del propio entorno fluvial, el conocimiento y predicción de los caudales en dichos cauces es de vital importancia en el desarrollo de dichas actividades.



ILUSTRACIÓN 4: DESCENSO DEL BARRANCO DEL ERISTE (AFLUENTE DEL RÍO ÉSERA)



ILUSTRACIÓN 5: RAFTING POR EL RÍO ÉSERA

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

Objetivo final del estudio de la propagación es predecir hidrogramas de crecidas en el punto de desagüe. La propagación se produce en dos fases muy diferenciadas: ladera y cauce

Cuando hablamos de métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba, nos referimos a la predicción en la fase de cauce, que para cuencas con formas alargadas es la más importante.

2.1 Modelos de propagación en cauces

Tenemos tres modelos ampliamente conocidos para el estudio de la propagación en cauces:

- Modelo Hidráulico de las **Ecuaciones de Saint-Venant**, con su simplificación de la onda cinemática
- Modelo Hidrológico de **Muskingum**
- Modelo Hidrológico-Hidráulico de **Muskingum-Cunge**

2.1.1 Modelo Hidráulico de las Ecuaciones de Saint-Venant

La modelación exclusivamente hidráulica de las **ecuaciones de Saint Venant** [1] para flujo en lámina libre transitorio es la más precisa, sin embargo, es necesario conocer al detalle las características hidráulicas de todo el cauce.

Hipótesis:

- Fluido incompresible
- Lecho y márgenes no erosionables
- Pendiente longitudinal pequeña
- Flujo 1D o 2D (paralelo)
- Distribución vertical de la presión hidrostática
- Pérdidas por fricción aproximadas por ecuaciones de flujo estacionario (Manning)

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

Ecuaciones:

1. Ecuación de continuidad:

La ecuación de continuidad tiene en cuenta un balance de masa sobre un volumen de control [Ilustración 6].

$$uB \frac{\partial y}{\partial x} + A \frac{\partial u}{\partial x} + B \frac{\partial y}{\partial t} = 0$$

ECUACIÓN 1: CONTINUIDAD

Dónde: velocidad promedio del volumen de control (u), Ancho del volumen de control (B), calado (y), tiempo (t), área de la sección transversal (A).

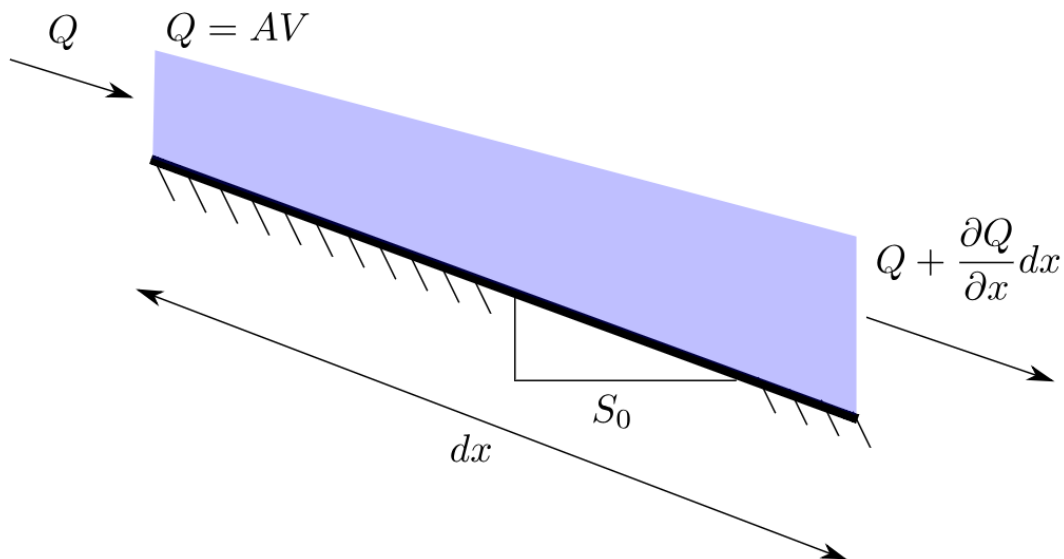


ILUSTRACIÓN 6: ESQUEMA DE BALANCE DE MASA Y CONTINUIDAD PARA ECUACIONES DE SAINT VENANT

2. Ecuación dinámica o de cantidad de movimiento:

La ecuación de cantidad de movimiento surge al igualar las fuerzas externas aplicadas al volumen de control como la gravedad, la presión, la fricción. En forma conservativa puede escribirse esta ecuación en términos de:

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

Caudal (Q), Área (A), profundidad o calado (y), pendiente del canal (S_0), Pendiente de fricción (S_f), y de gravedad (g) [Ecuación 2].

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_0 - S) = 0$$

ECUACIÓN 2: CANTIDAD DE MOVIMIENTO

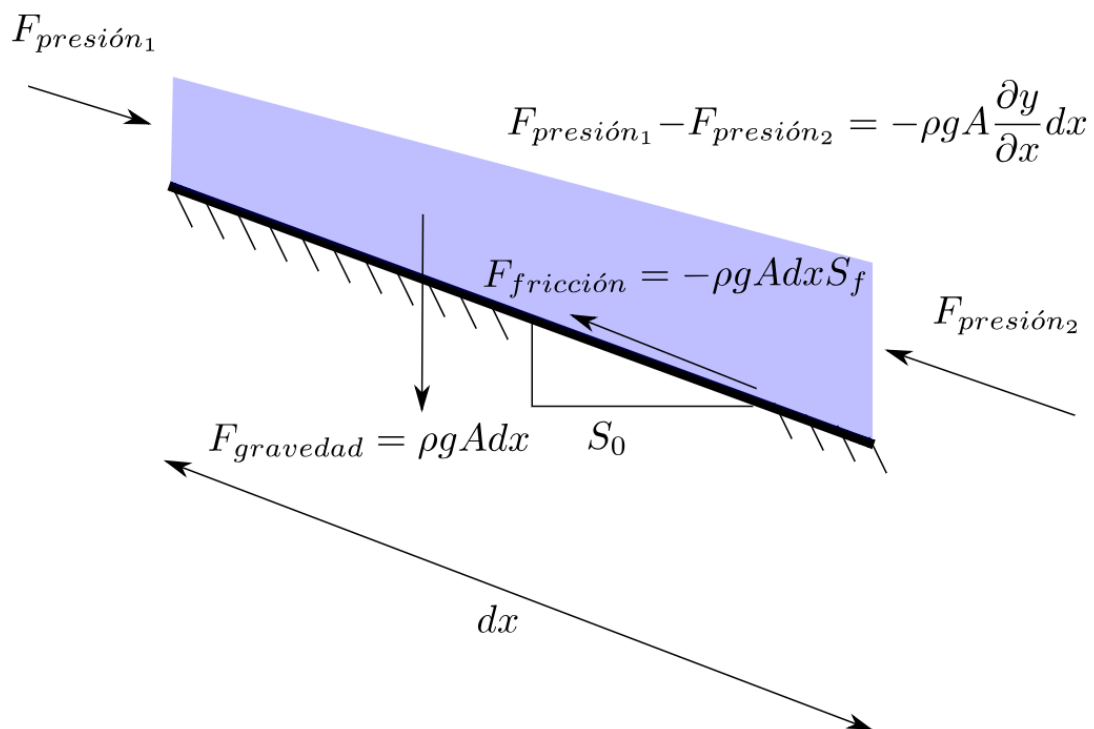


ILUSTRACIÓN 7: ESQUEMA DE BALANCE DE FUERZAS PARA ECUACIONES DE SAINT VENANT

Debido a que en varios contextos la solución de las ecuaciones de Saint-Venant presenta dificultades para encontrar una respuesta satisfactoria o que en ocasiones no es necesario utilizar todos los términos de las ecuaciones existen tres simplificaciones básicas conocidas como «onda dinámica», «onda difusiva» y «onda cinemática», que se diferencian entre sí de acuerdo con los términos de la ecuación de cantidad de movimiento tenidos en cuenta [Ilustración 8].

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

Aproximación	$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t}$	$+\frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right)$	$+g \frac{\partial y}{\partial x}$	$-gS_0$	$+gS_f$	$= 0$
	Término de aceleración local	Término de aceleración convectiva	Término de fuerza de presión	Término de fuerza gravitacional	Término de fuerza de fricción	
	Términos inerciales					
Onda dinámica	✓ Si	✓ Si	✓ Si	✓ Si	✓ Si	✓ Si
Onda difusiva	✗ No	✗ No	✓ Si	✓ Si	✓ Si	✓ Si
Onda cinemática	✗ No	✗ No	✗ No	✓ Si	✓ Si	✓ Si

ILUSTRACIÓN 8: TÉRMINOS DE LA ECUACIÓN DE CANTIDAD DE MOVIMIENTO

2.1.2 Modelo Hidrológico de Muskingum

Por otro lado, tenemos la formulación de los **modelos Hidrológicos** basado en el concepto de embalse, se considera que el río por el hecho de almacenar una cantidad de agua produce una propagación y atenuación del hidrograma [Ilustración 9: Efecto de retardo y atenuación de un hidrograma entre la entrada y la salida Ilustración 9].

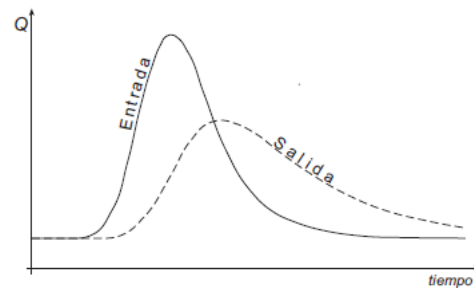
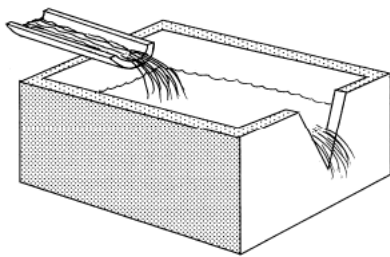


ILUSTRACIÓN 9: EFECTO DE RETARDO Y ATENUACIÓN DE UN HIDROGRAMA ENTRE LA ENTRADA Y LA SALIDA

A lo largo de un canal o río, el efecto es similar. Supongamos que en el extremo de un canal seco arrojamamos un volumen de agua [Ilustración 10]. El hidrograma generado (posición A del dibujo) será inicialmente más alto y de menor duración y, a medida que avanza, el mismo volumen pasará por los puntos B y C cada vez con un hidrograma más aplanado. Suponemos que no existe pérdida de volumen (por infiltración o evaporación), de modo que el área comprendida bajo los tres hidrogramas será idéntica. En este caso, el retardo será el correspondiente al recorrido del agua a lo largo del canal.

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

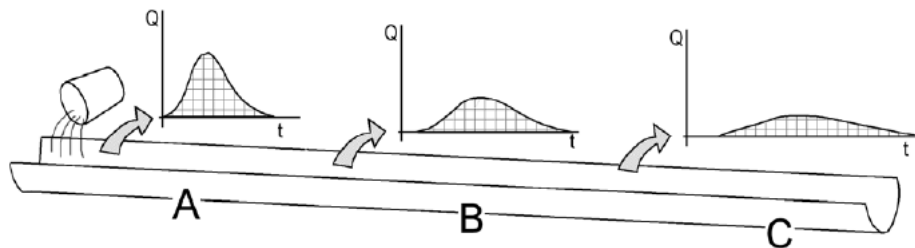


ILUSTRACIÓN 10: EFECTO DE TRÁNSITO A LO LARGO DE UN CANAL O UN RÍO

Calcular el tránsito de un hidrograma es obtener el hidrograma del punto C a partir del hidrograma del punto A. También se habla de tránsito de avenidas. (En inglés Hydrograph Routing, Flood Routing o Flow Routing).

En los modelos hidrológicos se utiliza por lo tanto la ecuación de continuidad:

Volumen de entrada – Volumen de salida = Δ almacenamiento dividiendo por Δt

$$Q \text{ entrada} - Q \text{ salida} = \Delta \text{ almacenamiento} / \Delta t$$

$$I - O = \frac{S_i - S_{i-1}}{\Delta t}$$

ECUACIÓN 3: ECUACIÓN DE CONTINUIDAD EN MODELOS HIDROLÓGICOS

Siendo:

Δt = intervalo de tiempo entre los tiempos t_{i-1} y t_i

S_{i-1} = volumen almacenado en el comienzo del Δt

S_i = volumen almacenado al final del Δt (tiempo t_2)

I = Caudal medio de entrada (durante el intervalo Δt)

O = Caudal medio de salida (durante el intervalo Δt)

Es posible que el caudal de entrada (I) o el de salida (O) no sean constantes a lo largo del Δt , para ello consideramos el caudal de entrada como la media de los valores al principio (I_1) y al final (I_2) Δt , es decir: $I = (I_1 + I_2)/2$. Y análogamente el caudal de salida. Así, la [Ecuación 3] resultaría:

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

$$\frac{I_{i-1} + I_i}{2} - \frac{O_{i-1} + O_i}{2} = \frac{S_i - S_{i-1}}{\Delta t}$$

ECUACIÓN 4: ECUACIÓN DE CONTINUIDAD ENTRE DOS INTERVALOS DE TIEMPO

Estos modelos Hidrológicos no se basan en parámetros físicos del cauce y en su elaboración se utilizan la ecuación de continuidad [Ecuación 4], y una ecuación de descarga que será diferente según el modelo hidrológico usado. En el caso del modelo de **Muskingum**, se utilizan dos parámetros (X y K) que son constantes a lo largo del cauce. Para elaborar este modelo hace falta el hidrograma aguas arriba (obtenido en una estación de aforo), y además un hidrograma aguas abajo para poder calibrar dichos parámetros.

Tránsito en cauces: Método de Muskingum

El almacenamiento (S) en un tramo el cauce puede descomponerse en dos partes: almacenamiento en prisma, que sería proporcional al caudal de salida (O) y almacenamiento en cuña, que sería función de la diferencia entre el caudal de entrada y el de salida (I-O), ya que cuanto mayor sea esa diferencia, más pronunciada sería la cuña:

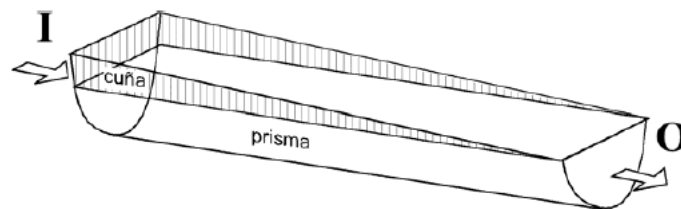


ILUSTRACIÓN 11: ALMACENAMIENTO EN UN CAUCE SEGÚN EL MÉTODO MUSKINGUM

$$S_{prisma} = K \cdot O$$
$$S_{cuña} = b \cdot (I - O)$$

ECUACIÓN 5: ECUACIONES DE ALMACENAMIENTO MÉTODO MUSKINGUM

donde:

S = almacenamiento en el tramo considerado de un cauce

I = caudal de entrada en ese tramo

Q = caudal de salida de ese tramo

K = constante para ese tramo de cauce referente al almacenamiento en prisma

b = constante para ese tramo de cauce referente al almacenamiento en cuña

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

Sumando las dos expresiones anteriores, se obtiene:

$$\begin{aligned} S &= S_{prisma} + S_{cuña} \\ &= K O + b (I-O) = bI + (K-b) O \\ &= K \left[\frac{b}{K} I + \frac{(K-b)}{K} O \right] = K \left[\frac{b}{K} I + \left(1 - \frac{b}{K} \right) \cdot O \right] \end{aligned}$$

ECUACIÓN 6: EXPRESIÓN DE LOS ALMACENAMIENTOS EN PRISMA Y EN CUÑA

Si denominamos X a la relación b/K entre las dos constantes consideradas en la [Ecuación 5], la [Ecuación 6] resulta:

$$S = K [XI + (1-X) O]$$

ECUACIÓN 7: ECUACIÓN DE ALMACENAMIENTO MEDIANTE LOS PARÁMETROS X Y K

Dónde: S, I, O, K se encuentran definidas arriba, y

X = constante adimensional para ese tramo de cauce que asigna mayor o menor importancia relativa al almacenamiento en cuña o en prisma.

Un X=0 supondría una traslación del hidrograma sin atenuación, mientras que un X máximo de 0.5 equivale a la máxima atenuación del hidrograma.

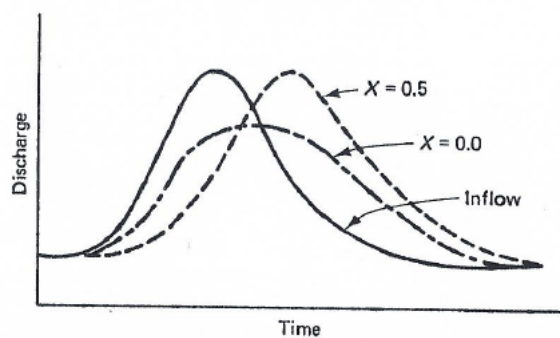


ILUSTRACIÓN 12: COMPORTAMIENTO DEL HIDROGRAMA PARA DISTINTOS VALORES DEL PARÁMETRO X

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

Aplicamos [Ecuación 7: Ecuación de almacenamiento mediante los parámetros X y K a dos tiempos consecutivos t1 y t2, separados por un intervalo incremento de t:

$$S_{i-1} = K [X I_{i-1} + (1-X) O_{i-1}]$$

$$S_i = K [X I_i + (1-X) O_i]$$

ECUACIÓN 8: ALMACENAMIENTO EN TIEMPO ACTUAL t_i , Y EN EL INTERVALO DE TIEMPO ANTERIOR t_{i-1}

Sustituimos las expresiones de [Ecuación 8] en la [Ecuación 4] :

$$\frac{I_{i-1} + I_i}{2} - \frac{O_{i-1} + O_i}{2} = \frac{K[XI_i + (1-X)O_i] - K[XI_{i-1} + (1-X)O_{i-1}]}{\Delta t}$$

ECUACIÓN 9

y despejando O_i , resulta:

$$O_i = I_i \frac{-KX + 0,5\Delta t}{K - KX + 0,5\Delta t} + I_{i-1} \frac{KX + 0,5\Delta t}{K - KX + 0,5\Delta t} + O_{i-1} \frac{K - KX - 0,5\Delta t}{K - KX + 0,5\Delta t}$$

ECUACIÓN 10

Que para el cálculo del caudal de salida para el tiempo t_i , se esquematiza así:

$$O_i = C_0 I_i + C_1 I_{i-1} + C_2 O_{i-1}$$

ECUACIÓN 11: ECUACIÓN FUNDAMENTAL DEL MODELO HIDROLÓGICO DE MUSKINGUM

donde:

I_{i-1} , O_{i-1} = Caudales de entrada y salida al final del Δ tiempo anterior

I_i , O_i = Caudales de entrada y salida tras este Δ tiempo

$C_0 = (-KX + 0,5 \Delta t) / (K - KX + 0,5 \Delta t)$

$C_1 = (KX + 0,5 \Delta t) / (K - KX + 0,5 \Delta t)$

$C_2 = (K - KX - 0,5 \Delta t) / (K - KX + 0,5 \Delta t)$

K, X = constantes que dependen de cada tramo de cauce

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

2.1.3 Modelo Hidrológico-Hidráulico de Muskingum-Cunge

Por último, tenemos la formulación Hidrológico-hidráulica de **Muskingum-cunge**. Cunge combinó métodos hidráulicos con la simplicidad del método de Muskingum, mostró que la forma en diferencias finitas del método de Muskingum, se convertía en la ecuación de la onda difusiva de Saint-Venant si los parámetros de ambos métodos se relacionaban apropiadamente.

El Método de Muskingum-Cunge utiliza por lo tanto la simplificación de las ecuaciones de Saint-Venant. En este caso los parámetros del modelo dependen de las características hidráulicas del cauce y además ya no son constantes. Es necesario conocer el hidrograma de entrada para elaborar el modelo, y si es posible el hidrograma de salida para poder calibrar los parámetros.

$$K = \Delta x / c$$
$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{BS_0 c \Delta x} \right)$$

ECUACIÓN 12: PARÁMETROS DEL MODELO DE MUSKINGUM-CUNGE

Δx = longitud del tramo del cauce considerado

c = “celeridad” = velocidad media. m/s

m = aproximadamente 5/3 para cauces naturales amplios

S_0 = pendiente media del cauce (adimensional)

Q = caudal

B = anchura del cauce

La correcta aplicación de este método requiere elegir correctamente el Δt y el Δx . Para ello se dividirá el tramo estudiado en subtramos, de modo que el caudal de salida de uno de ellos será el caudal de entrada del siguiente [2].

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

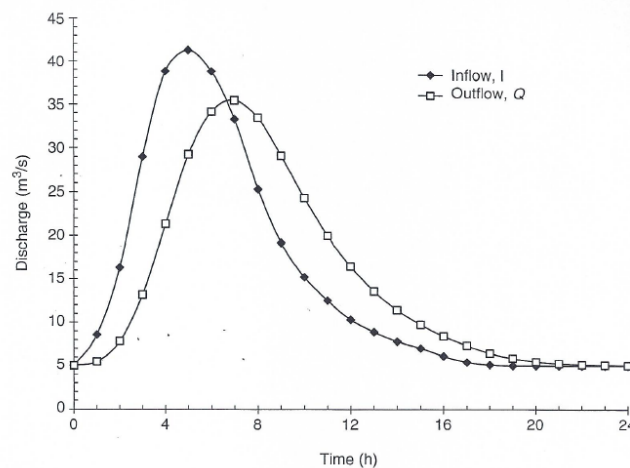


ILUSTRACIÓN 13: PROPAGACIÓN Y ATENUACIÓN DE UN HIDROGRAMA DEBIDO AL FLUJO POR EL CAUCE

En nuestro caso práctico utilizaremos el modelo hidrológico-hidráulico de propagación en cauces de Muskingum-Cunge que con una menor cantidad de parámetros físicos necesarios comparado con las ecuaciones de Saint-Venant y teniendo estación de aforo y por lo tanto hidrograma aguas arriba, somos capaces de elaborar un modelo robusto de propagación la de estudio.

2.2 Índices para evaluación de la bondad de la predicción.

La **bondad de ajuste** de un modelo estadístico describe lo bien que se ajusta un conjunto de observaciones. Las medidas de bondad en general resumen la discrepancia entre los valores observados y los calculados con el modelo de estudio.

La calibración es el proceso por el cual se identifican los valores de los parámetros del modelo para los cuales la serie de datos simulado se ajusta de manera óptima a la serie de datos observados. La calibración de modelos usualmente se enfoca en un “criterio de exactitud”, el cual se apoya en la **cuantificación de la bondad de ajuste** del modelo. Para este fin, se hace uso de diferentes “medidas de bondad de ajuste”, existen muchas, pero para nuestro caso concreto hemos escogido las dos siguientes:

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

2.2.1 Coeficiente de correlación (r)

Expresa la dependencia lineal entre dos variables que, en nuestro caso, son los caudales observados y los caudales simulados. Se formula como:

$$r = \frac{S_{obs,sim}}{\sqrt{S_{obs}S_{sim}}}$$

ECUACIÓN 13: COEFICIENTE DE CORRELACIÓN

donde $S_{obs,sim}$ es la covarianza sin sesgo entre los caudales observados y simulados y, S_{obs} y S_{sim} son las varianzas sin sesgo de los caudales observados y simulados respectivamente.

$$S_{obs,sim} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})(Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})$$

$$S_{obs} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2 \quad S_{sim} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})^2$$

ECUACIÓN 14: COVARIANZAS Y VARIANZAS SIN SESGO DE LOS CAUDALES OBSERVADOS Y SIMULADOS

El coeficiente de correlación puede tomar valores entre $0 < r < 1$ a mayor valor de r, mejor ajuste. El uso de esta medida de bondad de ajuste se recomienda cuando se espera una relación lineal entre las variables observadas y simuladas.

2. Marco Teórico: métodos de predicción a partir de aforos aguas arriba y evaluación de la bondad del modelo

2.2.2 Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E)

El criterio de Nash-Sutcliffe es uno de los más usados en Hidrología. Se define como:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2}$$

ECUACIÓN 15: EFICIENCIA DE NASH-SUTCLIFFE

Fuente: [3]

y mide cuánto de la variabilidad de las observaciones es explicada por la simulación. Si la simulación es perfecta, $E=1$; si se intentase ajustar las observaciones con el valor promedio, entonces $E=0$. Algunos valores sugeridos para la toma de decisiones son resumidos en la siguiente tabla. Este indicador puede ser utilizado para cualquier escala de tiempo.

TABLA 1: VALORES REFERENCIALES DEL CRITERIO DE NASH SUTCLIFFE

E	Ajuste
<0.2	Insuficiente
0.2-0.4	Satisfactorio
0.4-0.6	Bueno
0.6-0.8	Muy Bueno
>0.8	Excelente

Fuente: [3]

3. Objetivos

- Elaborar un modelo de propagación en cauces basado en el modelo de Muskingum-Cunge para predecir caudales en tiempo real, teniendo en cuenta además la aportación lateral.
- Aplicar dicho modelo al tramo del río Ésera situado entre Campos Y Graus, calibrándolo para dicho caso real y evaluando la bondad del modelo.

4. Metodología adoptada

Hemos realizado un proyecto de investigación utilizando la metodología del método científico empírico analítico [Ilustración 14].

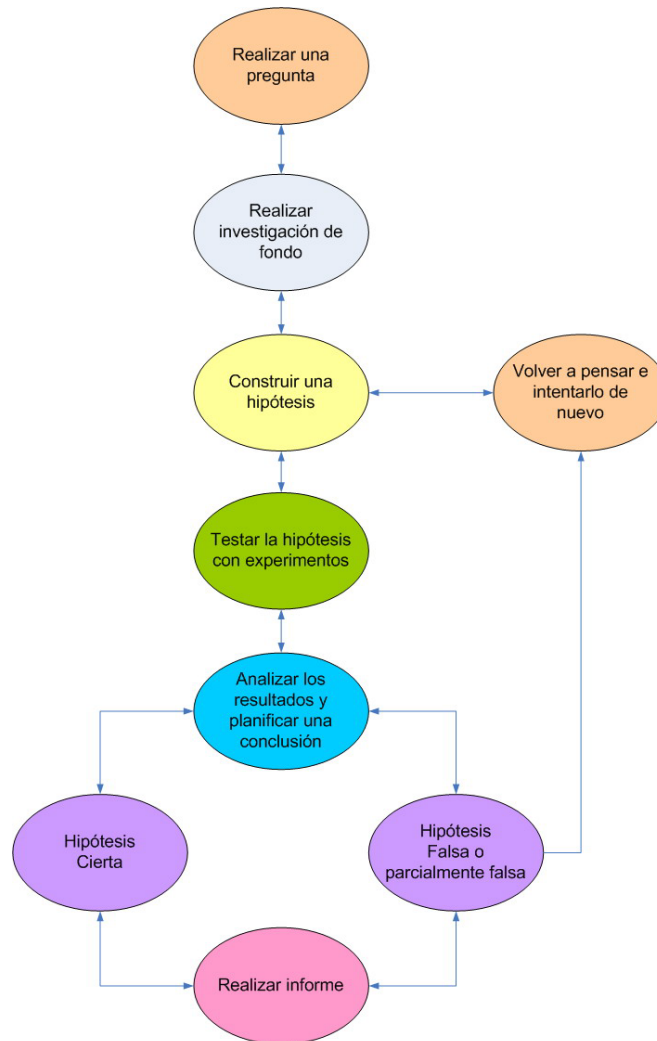


ILUSTRACIÓN 14: MÉTODO SIMPLIFICADO DE LAS ETAPAS DEL MÉTODO CIENTÍFICO

5. Plan de trabajo

- 1 Se nos plantea la **necesidad de predecir los caudales** del río Ésera a la entrada de la presa de Barasona.
- 2 Decidimos el uso **de un modelo de propagación en cauces Hidráulico-Hidrológico en un caso real** (tramo del río Ésera) para poder predecir caudales, debido a la ventaja de necesitar muchos menos cantidad de datos respecto a un modelo hidráulico puro.
- 3 Realizamos un **estudio a fondo de qué modelos ya existentes** funcionarían mejor para alcanzar nuestro objetivo.
 - a. Decidimos utilizar el modelo de Muskingum-Cunge
- 4 **Acotamos el problema**, estudiando el último tramo del río Ésera anterior a la localización de la presa de Barasona, concretamente el tramo situado entre las poblaciones de Campos y Graus.
- 5 Realizar la **caracterización física y morfológica** de ese tramo de cauce y su cuenca asociada.
- 6 Recopilar todos los datos necesarios para la **implementación del modelo** y aplicarlo.
 - a. Implementación del modelo tomando la decisiones oportunas y justificadas sobre los datos empleados y **calibrarlo** con los datos observados en el aforo de Graus situado aguas debajo de nuestro tramo de estudio.
 - b. Estudiar la **bondad del ajuste** e investigar nuevos planteamientos para la mejora del modelo
- 7 Elaborar unas **conclusiones** sobre la idoneidad o no de utilizar modelos sencillos Hidráulicos-Hidrológicos para predicción de caudales en tiempo real en una cuenca.

6. Resultados

El principal objetivo de este estudio es la aplicación práctica del modelo de propagación de M-C al último tramo del río Ésera anterior al embalse de Barasona, concretamente el tramo de 32 km de longitud entre la población de Campos y Graus. Con ello nuestro objetivo es, conociendo el caudal de agua que pasa por el aforo de campos, predecir qué caudales tendremos a la entrada al embalse.

Para la elaboración del modelo hemos utilizado los datos de caudal registrados en los aforos de Campo y Graus en cuatro episodios de crecidas (Anexo 1).

6.1 Caracterización física y morfológica de la cuenca y el cauce principal del río Ésera (Huesca)

El río Ésera recoge aguas de una cuenca vertiente de forma estrecha y alargada en dirección Norte-Sur, con una superficie de 1.535 km², una longitud de unos 98 km y una anchura media de 16 km aproximadamente. Nace en el pirenaico Macizo de la Maladeta, cuyo pico Aneto, 3.404 m, es la mayor altura del Pirineo y en su cabecera se presenta la mayor trasgresión subterránea de límites de cuencas hidrográficas pues los caudales procedentes del Glaciar de la Maladeta drenan al río Garona (Forau de Ayguallut- Güells del Jueu). Desemboca en el río Cinca, del cual es tributario, en los términos municipales de Olvena y Estada, que lindan con el Cinca por su margen izquierda, aguas abajo del embalse de El Grado y al norte de la ciudad de Monzón. Su cuenca se emplaza en la provincia de Huesca, en la comarca de La Ribagorza, a excepción de los dos municipios citados de la desembocadura, de la comarca del Cinca Medio.

La altitud de la cuenca oscila entre los 3.404 y los 335 m.s.n.m. de la desembocadura en el río Cinca, del cual es afluente. La disposición de las sierras pirenaicas en dirección Este-Oeste provoca que el río, al erosionarlas, discorra por profundos y angostos pasos que dan lugar a los denominados cañones y congostos que caracterizan a esta zona del Pirineo, dificultando las comunicaciones que condicionaron su situación económica y social hasta el comienzo del desarrollo de la hidroelectricidad y de los planes de acceso por carreteras, de principios del siglo XX.

El río Ésera es afluente por la margen izquierda del Cinca. El único afluente del río Ésera que presenta cierta entidad es el río Isábena, que discurre paralelamente por su margen izquierda confluyendo con él aguas abajo de la ciudad de Graus. El resto son pequeños ríos y barrancos de corto recorrido [Ilustración 15].

6. Resultados

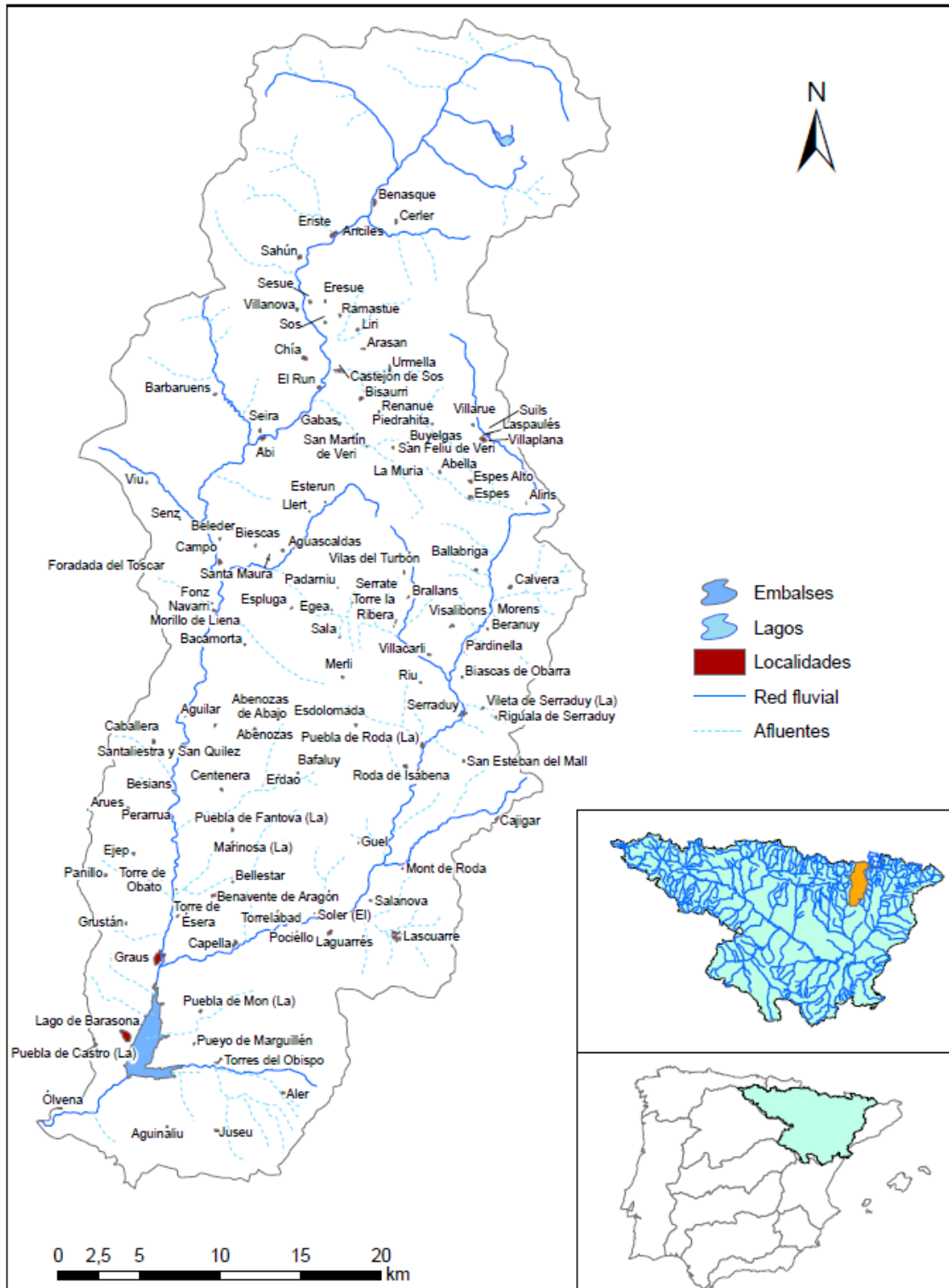


ILUSTRACIÓN 15: SITUACIÓN GENERAL DE LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA CON LAS LOCALIDADES Y NÚCLEOS DE POBLACIÓN

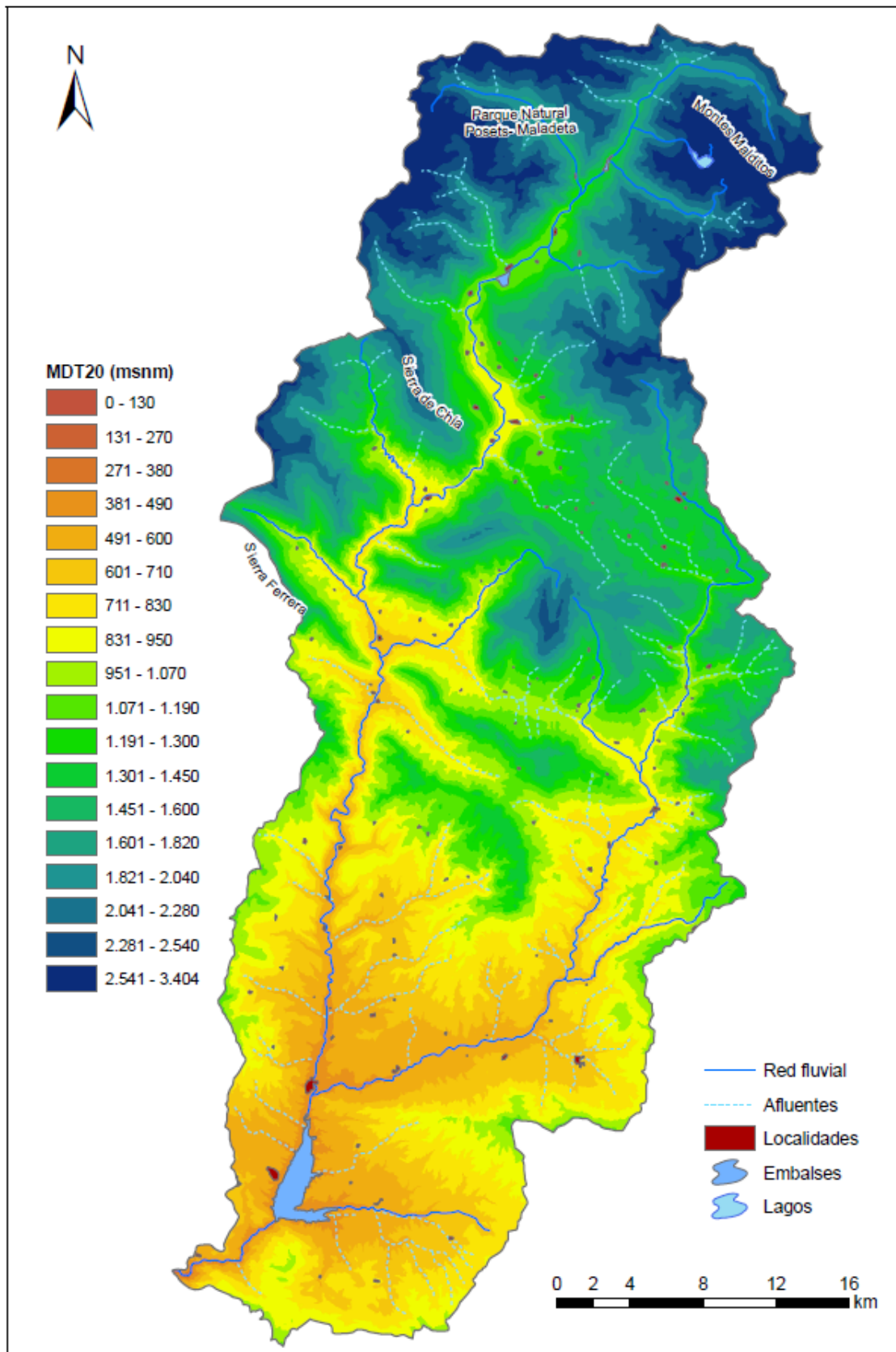


ILUSTRACIÓN 16: TOPOGRAFÍA DE LA CUENCA

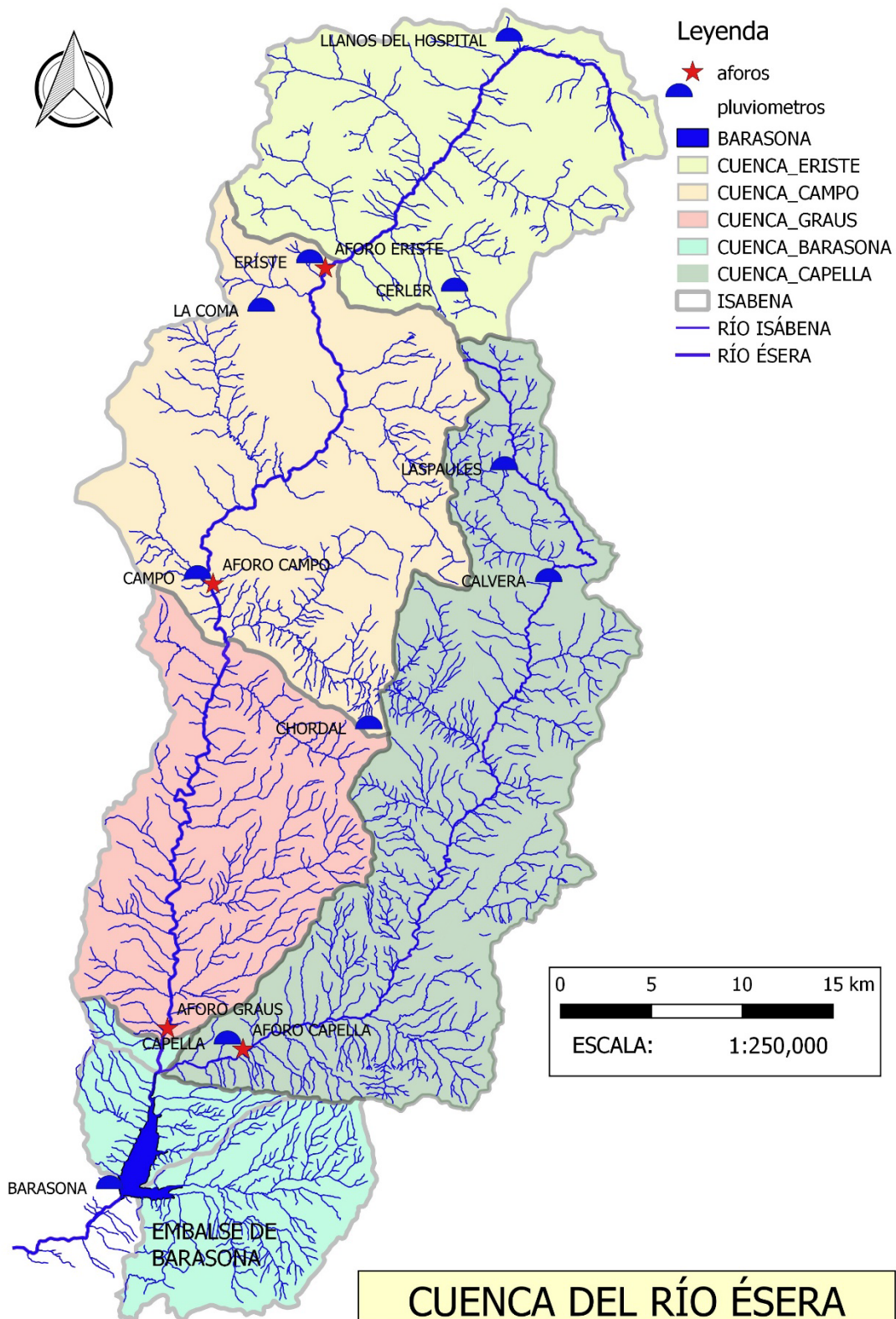


ILUSTRACIÓN 17: MAPA GENERAL DE LA DE LAS SUBCUENCAS AGUAS ARRIBA DEL EMBALSE DE BARASONA. LOCALIZACIÓN DE ESTACIONES DE AFORO Y PLUVIÓMETROS

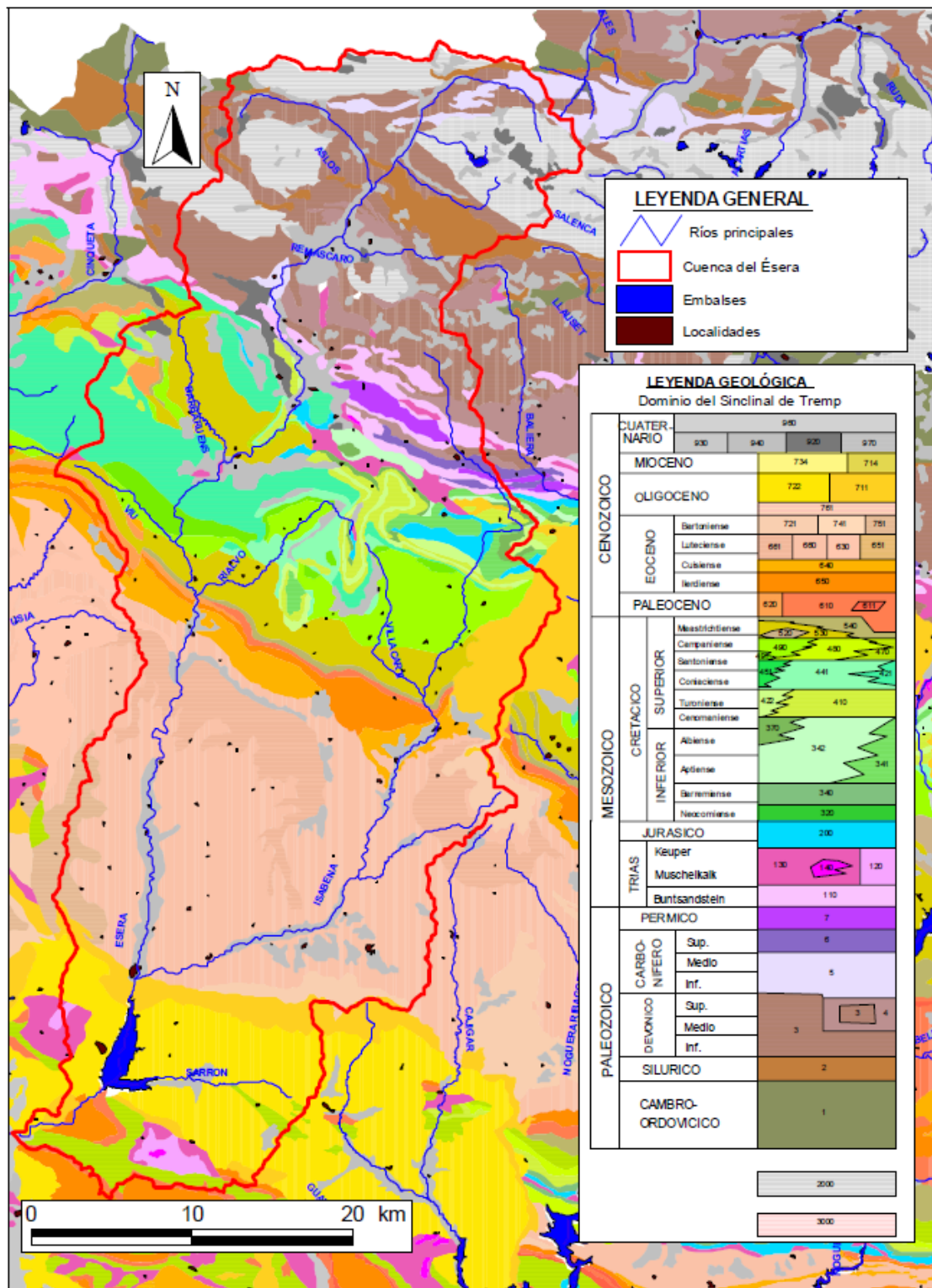


ILUSTRACIÓN 18: ESQUEMA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA

6. Resultados

Código	Descripción de la litología
960	Gravas; arenas; limos y arcillas
970	Calizas Travertínicas
920	Cantos y bloques
940	Gravas; arenas; limos y arcillas
930	Gravas y arenas
714	Conglomerados; areniscas
734	Lutitas y areniscas
711	Conglomerados; areniscas y lutitas
722	Areniscas y lutitas
761	Yesos
751	Calizas
741	Margas con niveles de areniscas. Brechas
721	Areniscas conglomerados y margas
651	Calizas con Nummulites; Assilinas y Alveolinas
630	Margas y localmente brechas
660	Areniscas
661	Areniscas con intercalaciones de conglomerados
640	Margas; arcillas y yesos con intercalaciones de calizas
650	Calizas con alveolinas
620	Calizas y dolomías
611	Intercalaciones de calizas lacustres y lignitos
610	Conglomerados; areniscas y arcillas
540	Areniscas
530	Margas con intercalaciones de areniscas
520	Masas olistostrómicas
470	Calizas bioclásticas
480	Margas y areniscas
491	Brechas
490	Turbiditas
451	Arenas
441	Margas y margocalizas
421	Calizas con Lacazina
422	Margas con Glauconita; arcillas y margocalizas. Puntualmente brechas
410	Calizas con Prealveolina y calizas con rudistas
370	Areniscas
342	Margas y margocalizas con Ammonites; a techo con lutitas y lignitos
341	Calizas bioclásticas con Rudistas y Orbitolinas; calizas margosas
340	Calizas bioclásticas y calizas micríticas con lignitos
320	Calizas; calcarenitas; lignitos; calizas litográficas y margas. Brecha carbonatada ("Brecha límite" a muro)
200	Dolomías; calizas; margas y calcarenitas
140	Ofitas
130	Arcillas versicolores y yesos
120	Dolomías
110	Conglomerados; areniscas y lutitas
7	Areniscas; lutitas y conglomerados
6	Calizas; pelitas; arenitas y conglomerados en la base. Intercalaciones de tobas y lavas
5	Liditas. Turbiditas; arenitas; pelitas y conglomerados poligénicos
4	Pizarras
3	Calizas; dolomías y pizarras
2	Pizarras ampelíticas
1	Lutitas; areniscas; grauvacas; conglomerados y calizas marmóreas
2000	Rocas intrusivas
3000	Rocas metamórficas

ILUSTRACIÓN 19: DESCRIPCIÓN DE LA LITOLOGÍA

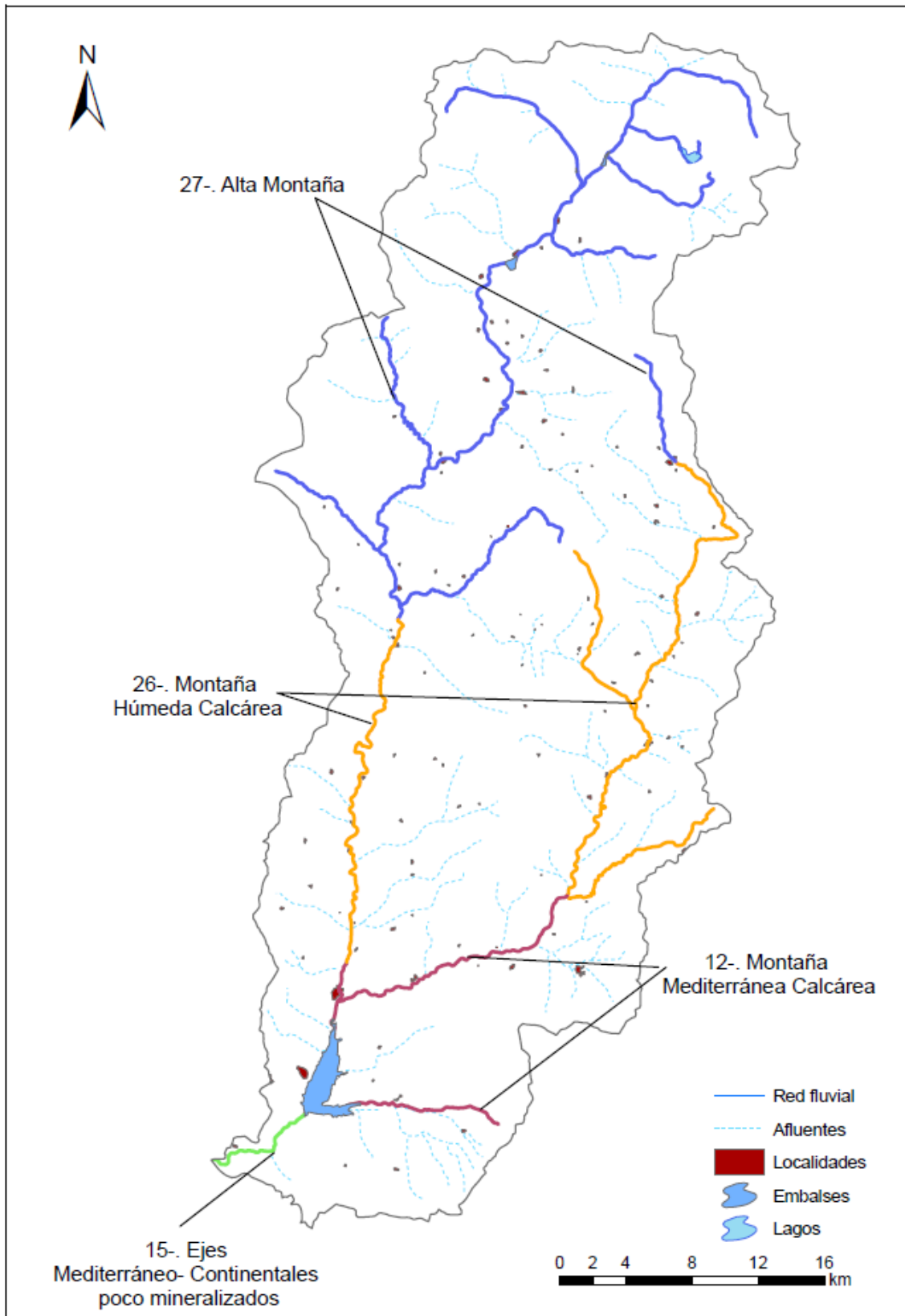


ILUSTRACIÓN 20: ECOTIPOS DE LAS MASAS DE AGUA FLUVIALES DE LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA

6. Resultados

Ecotipo	Montaña mediterránea calcárea	Ejes mediterráneo-Continental poco mineralizados	Montaña húmeda calcárea	Alta Montaña
Altitud ¹ (m.s.n.m)	450-1.280	140-940	420-1.180	890-1.800
Amplitud térmica anual ² (°C)	15,4-19,8	15,0-20,0	13,2-19,4	13,8-17,8
Área de cuenca ³ (km ²)	15-1.090	660-11.050	10-1.730	10-280
Orden del río de Stralher ⁴	1- 4	3- 5	1- 4	1- 3
Pendiente media de la cuenca ⁵ (%)	1,6-10,1	2,6-10,2	4,0-16,6	7,6-18,7
Caudal medio anual ⁶ (m ³ /s)	0,1-5,3	6,4-108,0	0,2-39,0	0,2-9,2
Caudal específico medio anual de la cuenca ⁷ (m ³ s ⁻¹ km ⁻²)	0,002-0,011	0,005-0,022	0,011-0,038	0,014-0,058
Temperatura media anual ⁸ (°C)	9- 14	10- 14	7- 14	6- 14
Distancia a la costa ⁹ (km)	50-255	50-330	35-165	50-270
Latitud ¹⁰ (ggnmss)	-043836 a 031039	-065204 a 031526	-044559 a 021358	-064714 a 022747
Longitud ¹⁰ (ggnmss)	365309 a 425302	394437 a 424932	415547 a 430850	401116 a 425828
Conductividad ¹¹ (µs cm ⁻¹)	> 300	< 450	> 220	> 15

ILUSTRACIÓN 21: CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE CADA UNO DE LOS ECOTIPOS IDENTIFICADOS EN LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA [ILUSTRACIÓN 20]. SE DAN LOS VALORES MÍNIMO Y MÁXIMO QUE ACOTAN EL 90% DE LOS RÍOS DE CADA ECOTIPO

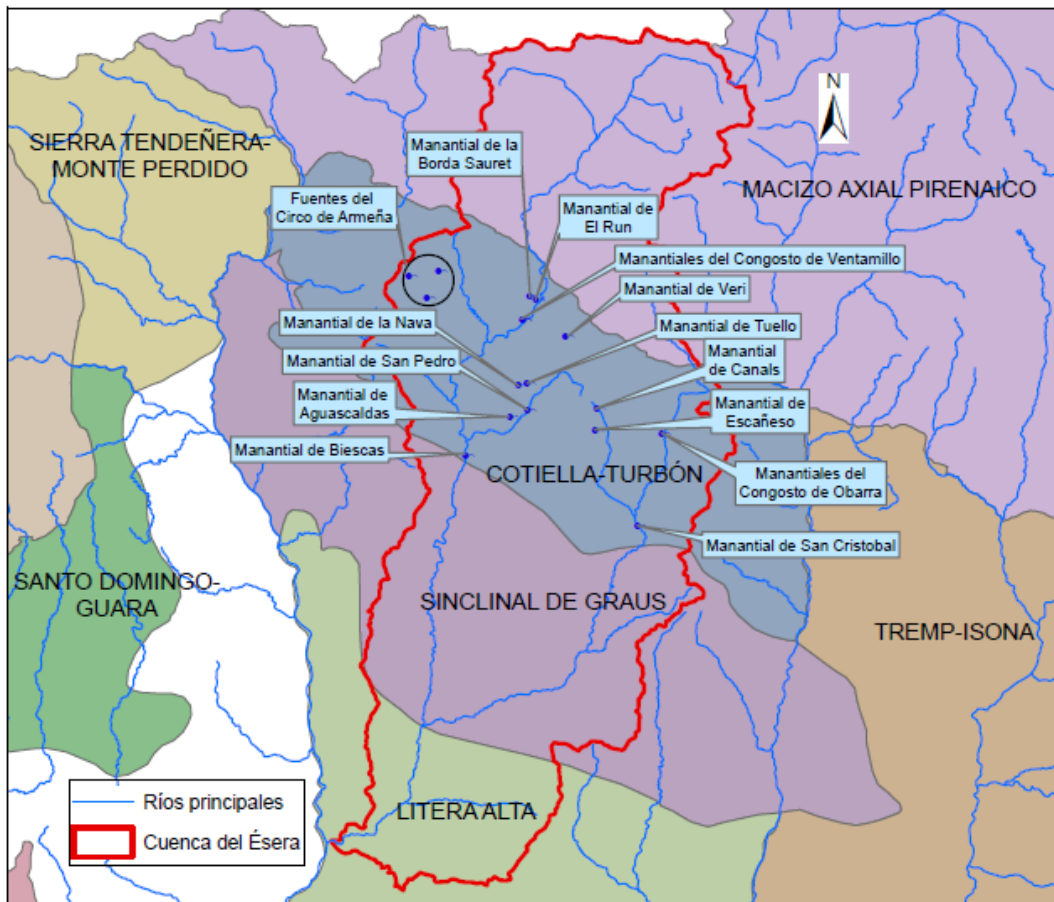


ILUSTRACIÓN 22: MASAS DE AGUA SUBTERRÁNEA Y PRINCIPALES MANANTIALES DE LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA

6. Resultados

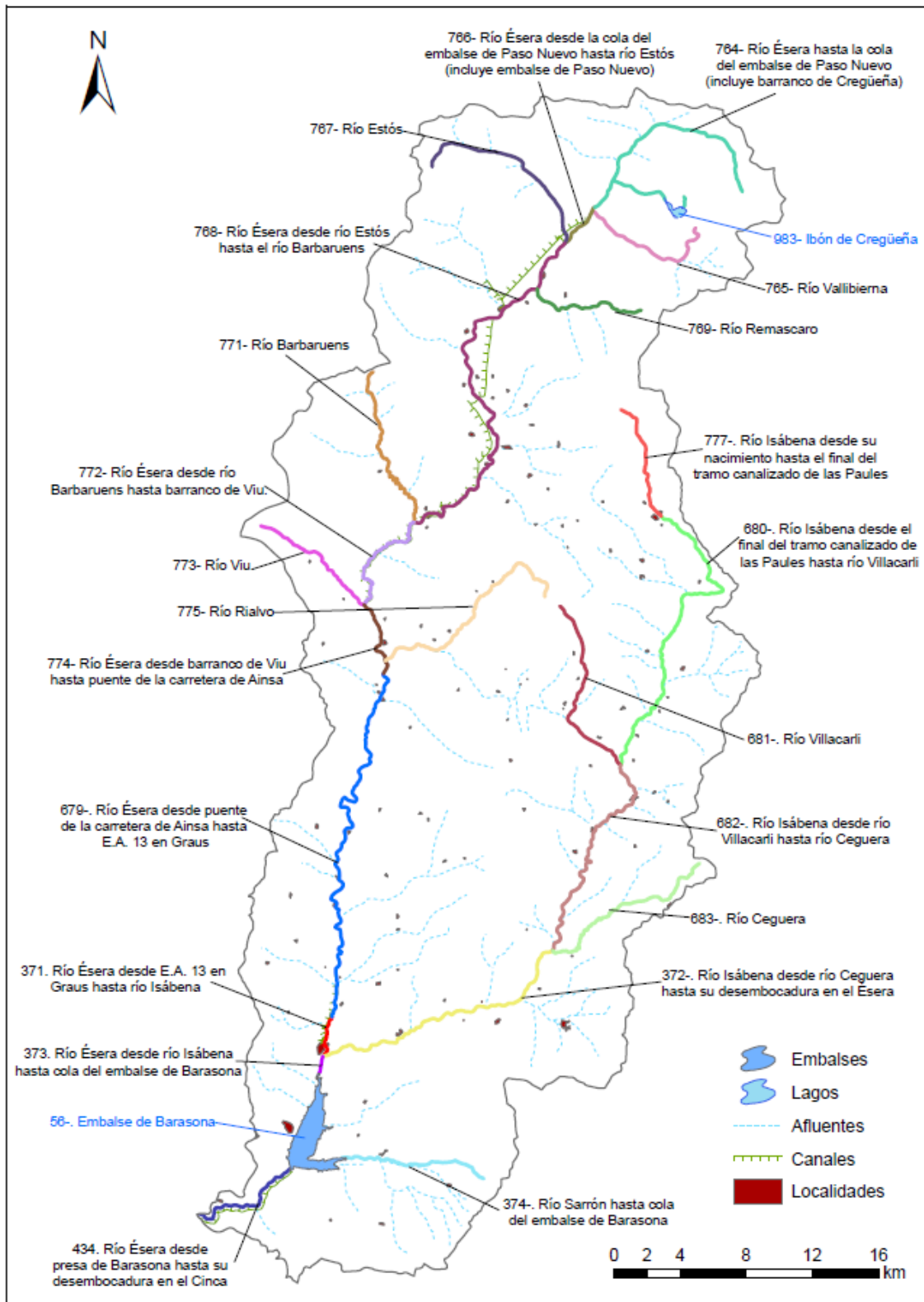
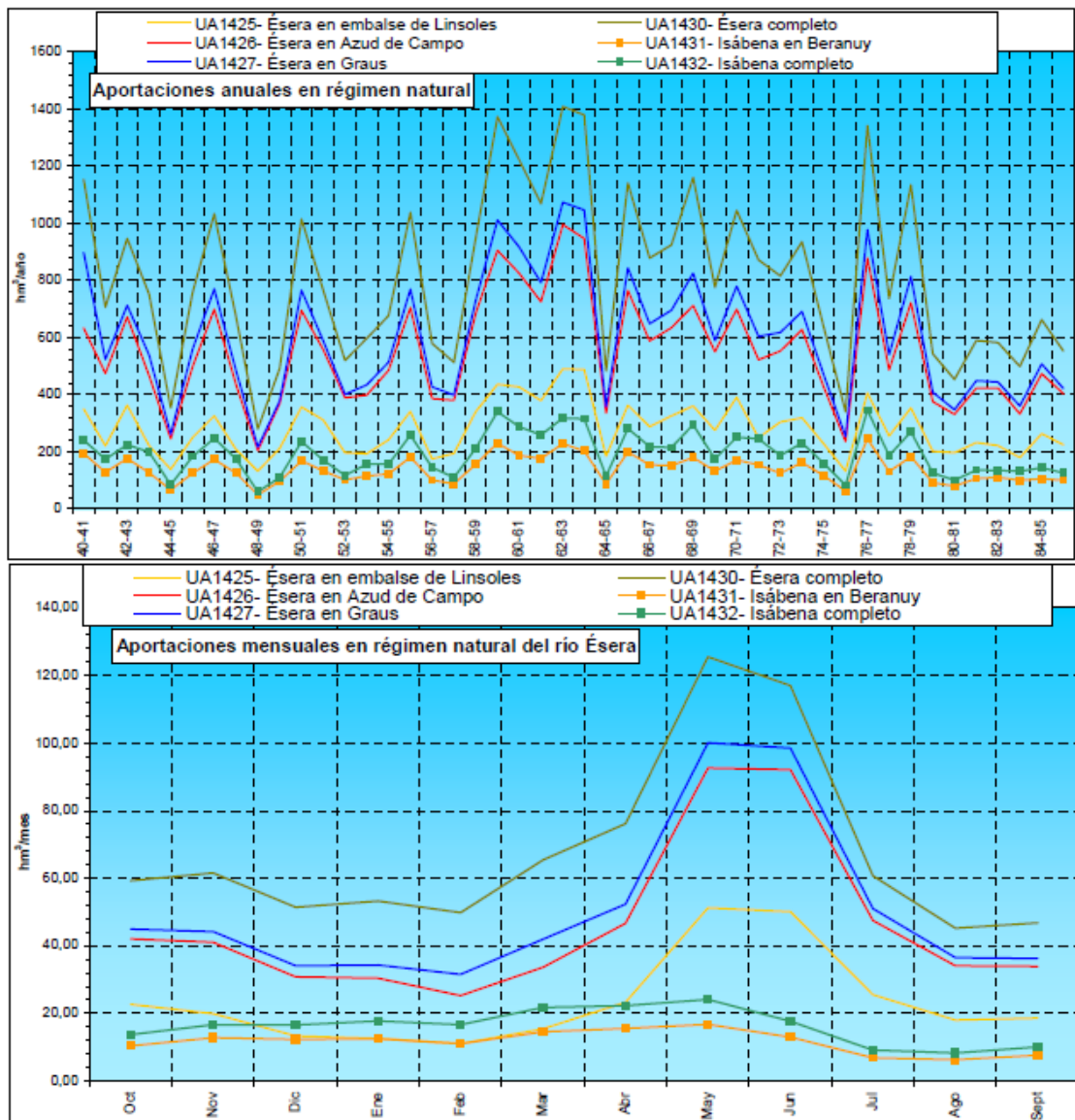


ILUSTRACIÓN 23: MASAS DE AGUA SUPERFICIALES DE LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA

6. Resultados



	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Anual
UA1425- Ésera en embalse de Linsoles	22,66	19,92	13,29	12,52	11,09	15,40	23,30	51,25	50,08	25,58	18,00	18,60	281,70
UA1426- Ésera en Azud de Campo	42,07	41,05	30,80	30,37	25,31	33,68	46,61	92,64	92,11	47,47	34,06	33,89	549,51
UA1427- Ésera en Graus	44,96	44,17	34,04	34,29	31,53	41,97	52,35	100,06	98,49	50,99	36,47	36,23	605,55
UA1430- Ésera completo	59,29	61,53	51,40	53,26	49,82	65,37	76,09	125,53	116,97	60,67	45,23	46,78	811,94
UA1431- Isábena en Beranuy	10,35	12,78	12,33	12,51	11,04	14,57	15,55	16,76	12,94	6,82	6,30	7,64	139,60
UA1432- Isábena completo	13,70	16,69	16,59	17,75	16,62	21,77	22,28	24,16	17,65	9,14	8,27	10,03	194,65

Datos en hm³

ILUSTRACIÓN 24: APORTACIONES ANUALES Y MENSUALES DEL RÉGIMEN NATURAL EN VARIOS PUNTOS SIGNIFICATIVOS DE LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA

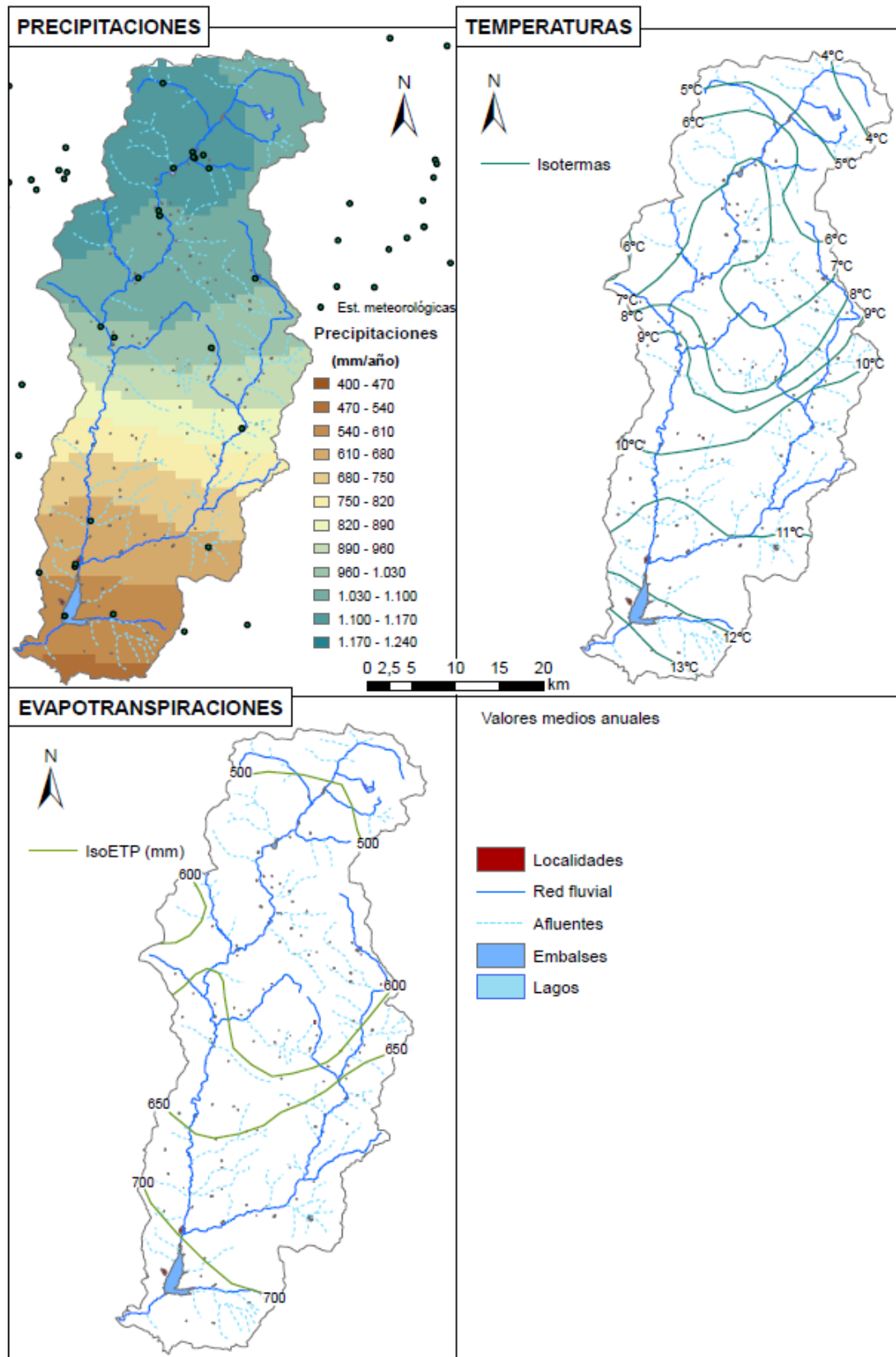


ILUSTRACIÓN 25: DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES MEDIOS ANUALES EN LAS PRINCIPALES VARIABLES CLIMATOLÓGICAS DE LA CUENCA DEL RÍO ÉSERA

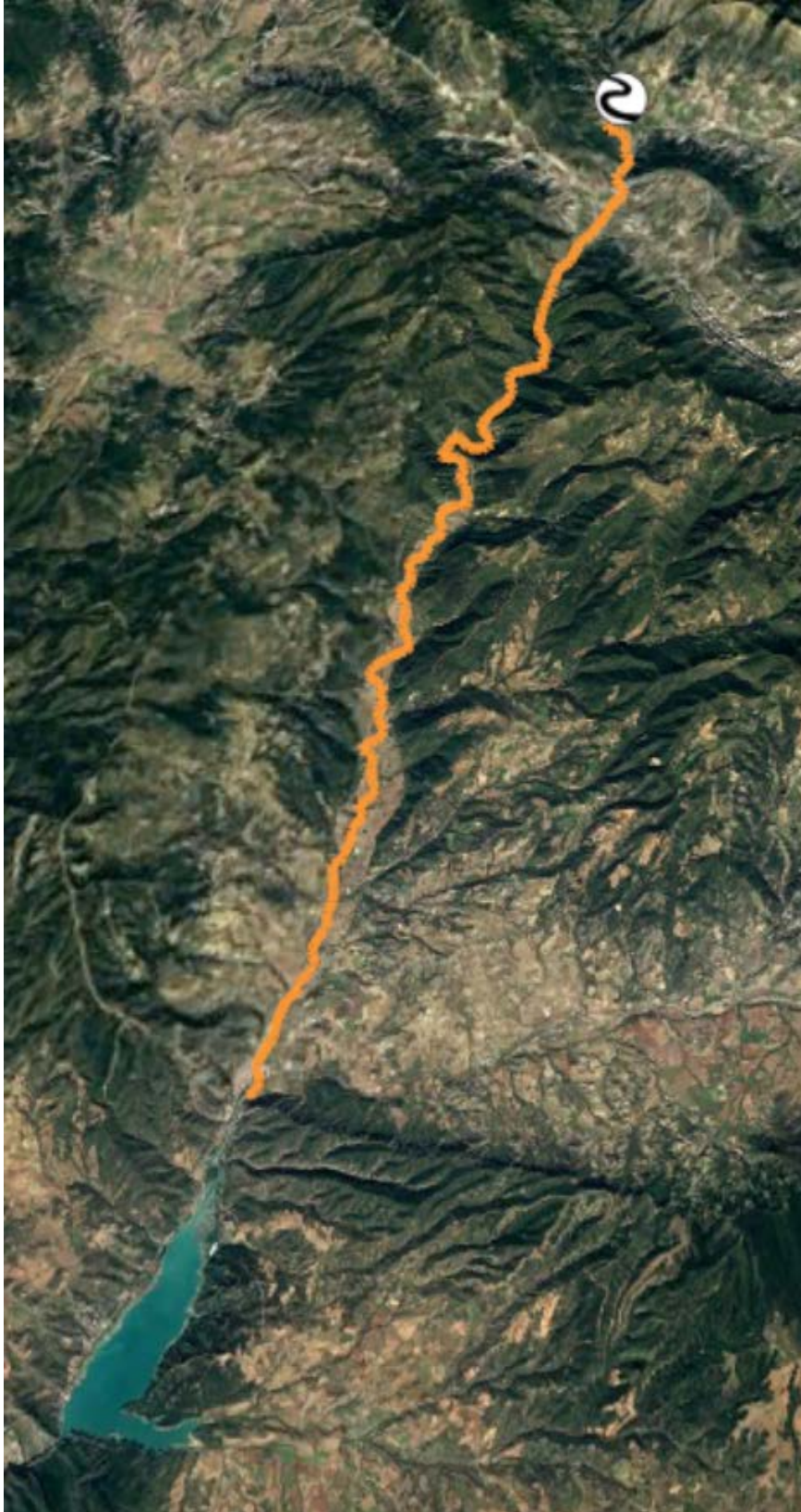


ILUSTRACIÓN 26: VISUALIZACIÓN DEL TRAMO DE CAUCE ESTUDIADO DEL RÍO ÉSERA. Vía SATÉLITE

6.2 Estaciones de aforo y pluviómetros

Para la elaboración del modelo hemos utilizado los datos suministrados por las dos estaciones de aforo que delimitan nuestro tramo de estudio, y los cuatro pluviómetros más cercanos de nuestra cuenca. Los datos utilizados y demás información correspondiente se encuentra en el Anexo 1.

Localizaciones [Ilustración 17].

Estaciones de Aforo [Anexo 1.1]:

- Graus
- Campos

Pluviómetros [Anexo 1.2]

- Pluviómetro de Eriste
- Pluviómetro de Laspaules
- Pluviómetro de Capella
- Pluviómetro de Campo

6.3 Desarrollo del modelo de propagación en cauces M-C utilizado para la cuenca del río Ésera

Hemos escogido este modelo de **propagación no agregada** frente a modelos de propagación agregada, porque la cuenca es de una gran extensión [Ilustración 17]. Además, al ser una cuenca con forma alargada, existe un **predominio de la propagación en cauce** frente a la propagación por ladera. Y por último es un modelo que no requiere una gran cantidad de datos y que, sin embargo, es muy robusto.

Nos hemos centrado en el estudio a fondo del tramo de cauce del río Ésera que discurre desde Campos hasta Graos, un recorrido de 32km, la implementación de este modelo calibrado, nos permite predecir qué caudales tendremos en tiempo real en la zona de Graos, en función de los caudales entrantes por el aforo de Campos.

6.3.1 Implementación del modelo básico de M-C

Partimos de la ecuación fundamental del modelo de propagación hidrológico de Muskingum [Ecuación 11]. Para el desarrollo del modelo hemos seguido las indicaciones reflejadas en libro “Open channel Hydraulics” de Akan, A. Osman [4].

Es necesario calcular los coeficientes C_0 , C_1 y C_2 a partir de los parámetros del modelo K Y X.

$$C_0 = \frac{(\Delta t/K) - 2X}{2(1 - X) + (\Delta t/K)}$$

$$C_1 = \frac{(\Delta t/K) + 2X}{2(1 - X) + (\Delta t/K)}$$

$$C_2 = \frac{2(1 - X) - (\Delta t/K)}{2(1 - X) + (\Delta t/K)}$$

ECUACIÓN 16: COEFICIENTES DEL MODELO DE MUSKINGUM

Mientras que en el modelo hidrológico de Muskingum, los parámetros K y X son constantes en el tiempo y el espacio para cada tramo, en el modelo de M-C Cunge son variables al estar relacionados con elementos físicos del cauce [Ecuación 17].

$$K = \frac{L}{mV_0}$$

$$X = 0.5 \left[1 - \frac{Q_0}{mT_0S_0V_0L} \right]$$

ECUACIÓN 17: PARÁMETROS DEL MODELO DE M-C [4]

L = Longitud del tramo de cauce

m = factor obtenido a partir de la curva de capacidad. (aproximadamente 5/3 para cauces naturales amplios)

Parámetros que el autor considera de descarga de referencia:

Q_0 = Caudal de descarga del tramo de referencia

V_0 = Velocidad media del flujo de referencia

T_0 = Tirante o ancho superior de la lámina de agua

S_0 = Pendiente media de referencia

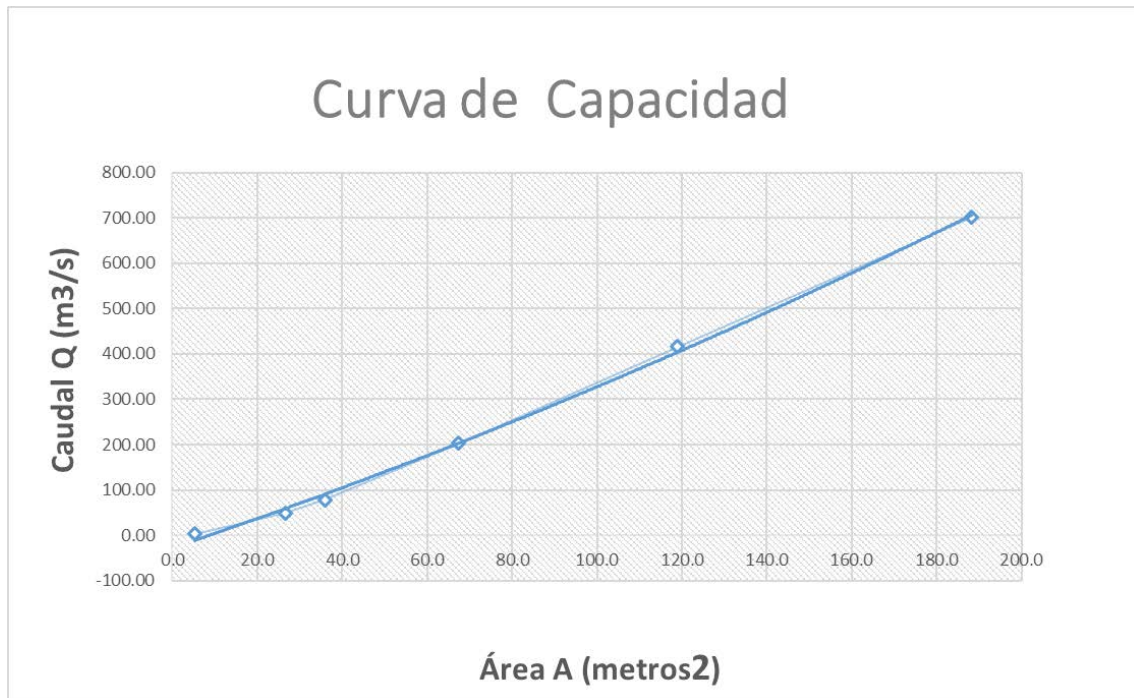
Hemos adoptado como valor constante de $m=5/3$ que es la que propone la bibliografía para cauces naturales amplios como es el nuestro. Aun así, hemos realizado una pequeña comprobación de que realmente es así.

6. Resultados

$$Q = eA^m$$

ECUACIÓN 18: CURVA DE CAPACIDAD

Mediante la formulación de resistencia al flujo para cauces de lecho móvil de Einstein-Barbarossa [5] introduciendo los datos físicos medios de nuestro cauce, hemos obtenido la curva de capacidad media de nuestro cauce y se ajusta muy bien adoptando como $m=5/3$. Desarrollo de la formulación (Anexo 6).



Los resultados del método de M-C dependen por lo tanto de los parámetros de descarga de referencia que escojamos. Podemos eliminar esta interdependencia actualizando los parámetros de descarga de referencia en cada paso de iteración mediante la siguiente formulación (Ponce and Yevjevich, 1978):

$$Q_0 = \frac{(I_1 + I_2 + Q_1)}{3}$$

ECUACIÓN 19: DESCARGA DE REFERENCIA

Y recalcular T_0 , V_0 , X , K , C_0 , C_1 y C_2 usando dicha descarga de referencia actualizada en cada paso de iteración.

6. Resultados

6.3.2 Introducción de datos de forma razonada

Una vez definido el modelo, procedemos a introducir los datos requeridos por el mismo, adoptando para cada uno los valores el que consideremos oportunos, de forma razonada.

Datos Iniciales			Aproximaciones				
intervalo de tiempo	15	minutos	T0	Ancho superior del cauce	40	metros	Cauce rectangular y anchura constante
	0.25	horas	b	Ancho fondo del cauce	0.0	metros	
Longitud de cada tramo del cauce (Longitud cte)	1000	metros	S0	Pendiente longitudinal media del canal	0.00609	m/m	Pendiente constante en todo el cauce
m	1.67		n	Numero de manning	0.0217		Rugosidad cte en todo cauce
e	1		ks=Ds	rugosidad de la partícula	0.02	m	
desnivel total de todo el cauce	195	metros					
Peso específico de las partículas	2.65	ton/m3					
Longitud del cauce total	32000	metros					
Numero de tramos a dividir	32	tramos					

ILUSTRACIÓN 27: DATOS INICIALES DEL MODELO

Todos los valores en rojo son datos introducidos a mano de forma razonada. El resto de datos se obtienen a partir de estos primeros

Intervalo de tiempo: Hemos escogido 15 minutos ya que es el mínimo intervalo de tiempo en el que tenemos datos de las estaciones de aforo, y es suficientemente pequeño como para el estudio de un evento de crecidas.

Longitud de cada tramo de cauce: obtenido al dividir el cauce total entre el número de tramos en que queremos subdividirlo.

m: parámetro necesario, obtenido a partir de la curva de capacidad [4].

e: parámetro constante e igual a 1 para la mayoría de los cauces [4].

Desnivel total del cauce: obtenido mediante un programa de sistema de información geográfica.

Longitud del cauce total: obtenido mediante un programa de sistema de información geográfica.

Número de tramos a dividir: debido a la limitación de longitud impuesta [Ecuación 20], y tras probar distintas cantidades de subtramos en el modelo, decidimos que 32 es un número razonable. Dejando cada subtramo con una longitud de 1000m.

Peso específico de las partículas: tras el estudio morfológico realizado en la cuenca [Ilustración 18], podemos asumir que la mayor parte del cauce transcurre por zonas de roca caliza, luego adoptamos como peso específico un valor intermedio más habitual usado en hidráulica fluvial, de 2.65 ton/m3.

6. Resultados

NOMBRE DE LA ROCA	DENSIDAD (Ton/m3)
Arcilla	1.8
Arenisca	2.2 a 2.5
Andesita	2.2 a 2.8
Balasto	2.8 a 3.3
Caliza	2.6 a 2.9
Conglomerado	2.3 a 2.8
Cuarcita	2.4 a 2.7
Diorita	2.7 a 2.9
Granito	2.6 a 2.8
Mármol	2.6 a 2.7
Pizarra	2.7 a 2.8

ILUSTRACIÓN 28: VALORES CARACTERÍSTICOS DE DENSIDADES DE DIFERENTES TIPOS DE ROCAS

Ancho superior del cauce “Tirante”: representa la anchura de la lámina de agua, si modelásemos el cauce con forma trapecial, este valor sería variable con el calado. Como con este trabajo buscamos una forma sencilla de predecir caudales usando un modelo hidrológico-hidráulico, hemos decidido y tras observar la morfología del cauce, que la aproximación del modelo a un cauce rectangular es bastante apropiada.

Ancho del fondo del cauce: al adoptar la aproximación de cauce rectangular, el ancho del fondo del cauce es igual al tirante.

Pendiente longitudinal media: la hemos calculado como el desnivel acumulado total entre la longitud total del cauce, y la hemos considerado constante en todo el recorrido para simplificar el modelo y tras haber observado la morfología del cauce y no apreciar saltos bruscos de desnivel.

Rugosidad de la partícula: tras observar la morfología de la cuenca y revisando otros estudios realizados sobre el mismo cauce [6], escogemos 2cm como rugosidad de la partícula y por simplificación, la consideramos constante a lo largo del cauce.

Número de manning: Existen múltiples formulaciones empíricas para calcular el número de manning de un cauce. Nosotros hemos usado la siguiente:

$$\text{VEN TE CHOW (1959): } n = 0.0417 D_{50}^{1/6}$$

ILUSTRACIÓN 29: CÁLCULO DE LA RUGOSIDAD DE MANNING [6]

Donde D_{50} representa el diámetro más representativo de las partículas del cauce (D_s), que equivale a la rugosidad de la partícula [5].

6.3.3 Limitaciones y recomendaciones al modelo M-C

Existen una serie de recomendaciones y limitaciones a la hora de introducir los datos en el modelo:

Limitación de Longitud de tramo:

$$L \leq 0.5 \left[mV_0 \Delta t + \frac{Q_0}{mT_0 V_0 S_0} \right]$$

ECUACIÓN 20: LIMITACIÓN DE LONGITUD DE TRAMO

En nuestro caso, obtenemos que la longitud máxima recomendable de análisis [Ecuación 20] es de 2178m. Subdividimos entonces nuestro tramo de cauce de 32km en 32 tramos de 1km. Por lo tanto, ahora todo el proceso iterativo de cálculo para cada Δt durante toda la duración del evento de crecidas, se realizará para cada subtramo. De modo que las entradas al tramo 2, serán las salidas calculadas en el tramo 1 y así sucesivamente.

Limitación del rango del parámetro X:

$$0 \leq X \leq 0.5$$

ECUACIÓN 21: RANGO DEL PARÁMETRO X

Comprobamos también que a lo largo de las iteraciones el parámetro X se encuentra siempre entre esos dos valores [Ecuación 21]. Analizando los valores del parámetro X nos damos cuenta que cuanto más cercano a 0.5 se produce menos laminación del hidrograma. Por lo tanto, cuanto más dividamos el cauce en subtramos, menor será el valor del parámetro X y mayor será la laminación producida por el cauce con este modelo.

Limitación del intervalo de tiempo:

$$2KX \leq \Delta t \leq \frac{t_p}{5}$$

ECUACIÓN 22: RECOMENDACIÓN DE VALORES LÍMITES EN LOS INCREMENTOS DE TIEMPO

El intervalo de tiempo entre cada paso ha de situarse entre estos valores [Ecuación 22]. Comprobamos también que en nuestros casos se cumple dicha recomendación.

6.3.4 Proceso Iterativo

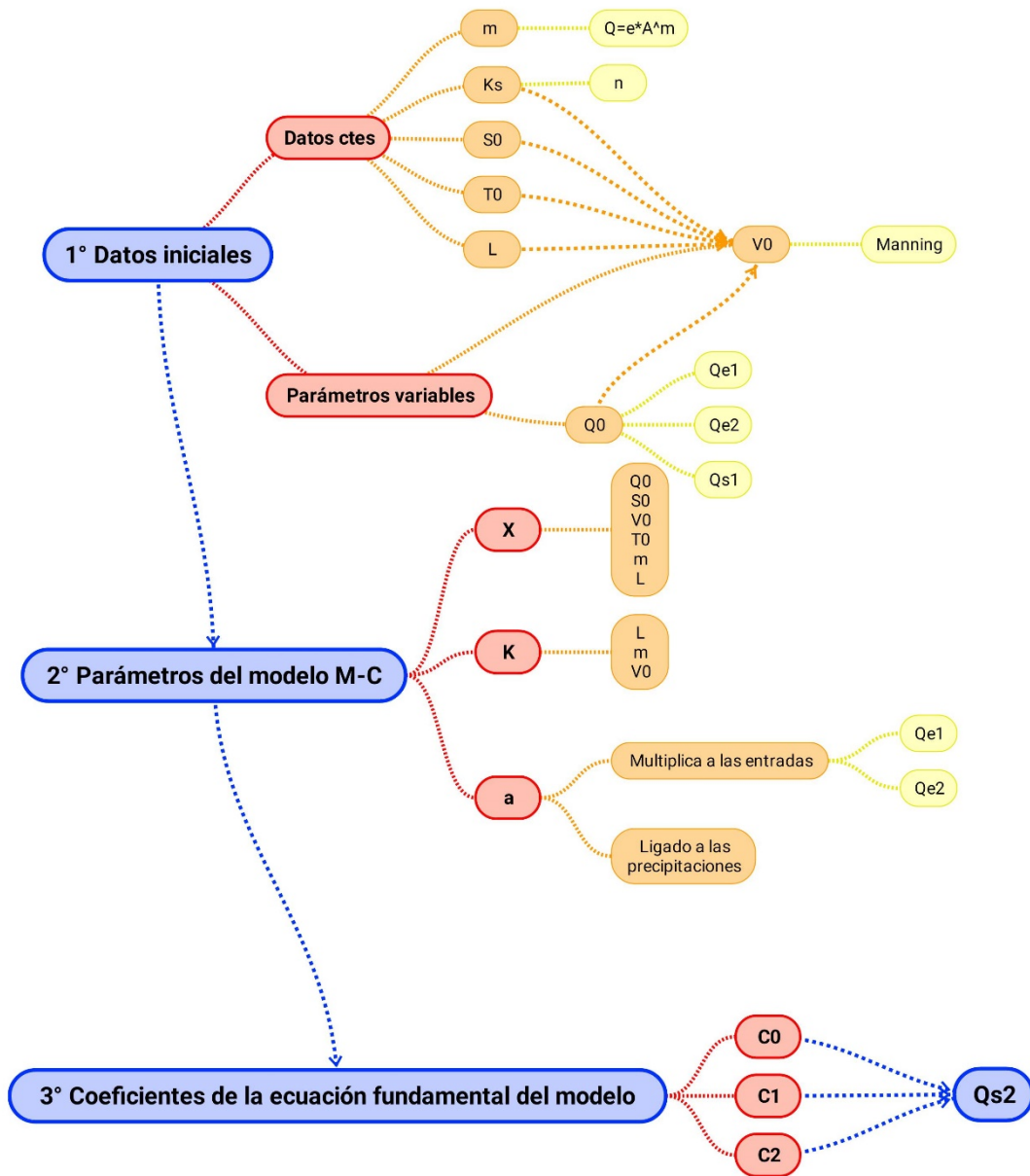


ILUSTRACIÓN 30: ESQUEMA DEL PROCESO ITERATIVO

$$Q = V \cdot A$$

ECUACIÓN 23: CÁLCULO DEL CAUDAL EN FUNCIÓN DE LA VELOCIDAD [4]

$$V = \frac{1}{n} \cdot R^{2/3} \cdot S^{1/2}$$

ECUACIÓN 24: FÓRMULA DE MANNING [4]

Finalmente el problema principal en el modelo es resolver de forma iterativa un sistema de dos ecuaciones [Ecuación 23] y [Ecuación 24], con dos incógnitas (V_0 y h) velocidad de la descarga de referencia, y el calado asociado. Con ello ya podemos obtener los parámetros (X y K) del modelo M-C, a continuación, los coeficientes C_0 , C_1 y C_2 y por último el caudal de salida calculado. Todo ello en cada paso de la iteración o intervalo de tiempo y para cada subtramo del cauce. Por lo tanto, para este sistema con 32 subtramos de 1000 metros cada uno y 300 pasos en cada subtramo, tenemos que realizar un total de 9600 iteraciones para cada evento de crecida analizado, en nuestro caso analizamos cuatro eventos independientes.

El objetivo de cada iteración es obtener el caudal de salida del subtramo correspondiente (Q_{s2}), para cada intervalo de tiempo. Al finalizar todas las iteraciones de un subtramo hemos obtenido su hidrograma de salida, que será el hidrograma de entrada del subtramo siguiente y así sucesivamente hasta abarcar todo el cauce analizado.

Se pueden ver los resultados del proceso de cálculo iterativo del modelo para el primer subtramo de uno de los eventos de crecida, en el Anexo 4.3.

6.3.5 Evaluación de la bondad del modelo, calibración y análisis de sensibilidad

Para decidir si se ajusta mejor o peor nuestros datos calculados a los observados, realizamos la **evaluación de la bondad del modelo** de dos formas distintas: mediante el coeficiente de correlación [Ecuación 13], y mediante la Eficiencia de Nash-Shutcliffe [Ecuación 15].

Teniendo ya el hidrograma de salida calculado, intentamos **calibrar el modelo** para que se ajuste más a los datos observados. Realizamos un **análisis de sensibilidad** modificando uno a uno todos los parámetros involucrados y observamos que de ninguna manera se consigue que nuestros datos calculados se acerquen en gran medida a los datos observados [Ilustración 31].

6. Resultados

Nos planteamos entonces si las hipótesis adoptadas en la toma de datos y sus aproximaciones eran correctas o lo suficientemente ajustadas



ILUSTRACIÓN 31: HIDROGRAMA SIN APORTACIÓN LATERAL EVENTO ENERO-2013

Se observa que existe una gran diferencia entre el caudal entrante y el saliente observados de nuestro tramo [Ilustración 31]. Esto se debe a que existe una gran aportación lateral de agua que no pasa por el hidrograma de entrada, como ya se observaba en los datos recopilados de la cuenca en el apartado correspondiente [Ilustración 24] entre el aforo de Campos (aguas arriba) y el aforo de Graus (aguas abajo).

El modelo de Muskingum-Cunge no tiene en cuenta una posible aportación lateral como se observa en su ecuación fundamental [Ecuación 11], el caudal de salida depende siempre del de entrada y es conservativo, es decir, sale la misma cantidad de agua que entra luego nunca vamos a poder ajustar este modelo a una cuenca con grandes aportaciones laterales como es nuestro caso. El modelo de M-C está más pensado para cuencas pequeñas o con aportación lateral casi nula.

Por lo que decidimos realizar una modificación del modelo tradicional de M-C incorporando un tercer parámetro de aportación lateral [8].

6.3.6 Variante utilizando el parámetro de aporte lateral y evaluación de la bondad del modelo modificado

Incorporamos en el modelo un posible aporte lateral que establecemos proporcional al caudal de entrada aguas arriba, mediante la adopción de un coeficiente de proporcionalidad como tercer parámetro del modelo [8].

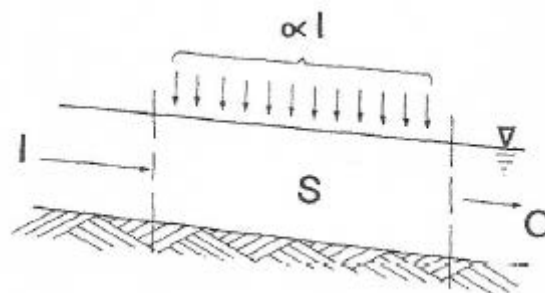


ILUSTRACIÓN 32: ESQUEMA DE LA APORTACIÓN LATERAL

6. Resultados

La ecuación de continuidad [Ecuación 3] queda ahora expresada de la siguiente manera:

$$I(1 + \alpha) = O + \frac{dS}{dt}$$

ECUACIÓN 25: ECUACIÓN DE CONTINUIDAD CON APORTE LATERAL

Y la ecuación fundamental de Muskingum [Ecuación 11], queda ahora expresada bajo estos coeficientes d_i :

$$O_{j+1} = d_1 I_j + d_2 I_{j+1} + d_3 O_j$$

ECUACIÓN 26: ECUACIÓN FUNDAMENTAL DEL MODELO DE MUSKINGUM CON INCORPORACIÓN DE APORTACIÓN LATERAL

Donde:

$$d_1 = (1 + \alpha) \frac{\Delta T + 2Kx}{\Delta T + 2K(1 - x)} = (1 + \alpha)c_1$$

$$d_2 = (1 + \alpha) \frac{\Delta T - 2Kx}{\Delta T + 2K(1 - x)} = (1 + \alpha)c_2$$

$$d_3 = \frac{-\Delta T + 2K(1 - x)}{\Delta T + 2K(1 - x)} = c_3$$

ECUACIÓN 27: COEFICIENTES DEL MODELO DE MUSKINGUM CON APORTACIÓN LATERAL

Esta modificación del modelo fue pensada para realizar en el modelo hidrológico de Muskingum. Nosotros la incorporamos a nuestro modelo M-C donde los parámetros X y K no son constantes y por lo tanto las C_0 , C_1 y C_2 o en este caso las d_1 , d_2 y d_3 tampoco son constantes, por lo que este nuevo parámetro de aporte lateral podría ser variable tanto en el tiempo (cada iteración) como en el espacio (cada subtramo). Sin embargo, decidimos establecer este nuevo parámetro α constante tanto en el tiempo como en el espacio en nuestro caso, para facilitar el uso del modelo.

Para el cálculo de este nuevo parámetro O'Donnell [8] lo que plantea es un sistema de ecuaciones usando los datos observados y de esta forma calcular un α que produzca el mejor ajuste posible para ese evento registrado. Nosotros hemos realizado este procedimiento para cada evento de estudio (4 en total), pero la variabilidad del α es tan grande entre unos eventos y otros que, si tomásemos un valor intermedio estándar constante para ese tramo de cauce y esa cuenca, el ajuste del hidrograma calculado respecto a los observados, serían pésimos.

Por lo tanto, tomamos la decisión de **vincular el valor del α a la serie de precipitaciones** caídas en los pluviómetros más cercanos a nuestro tramo de estudio, para cada evento de crecida.

El proceso seguido para generar un valor de α único y distinto para cada evento de crecidas y ligado a las precipitaciones ha sido **establecer un sistema de ecuaciones** donde la suma de las precipitaciones totales producidas durante el evento analizado para cada pluviómetro multiplicado cada uno por un factor F_{Eriste} , $F_{Lapaules}$, $F_{Capella}$ y F_{Campo} es igual al α obtenido al ajustar el modelo con el hidrograma observado. Tenemos por lo tanto cuatro parámetros que hallar, y disponemos del análisis de cuatro eventos de crecidas, luego resolvemos el sistema de ecuaciones determinado y obtenemos un parámetro o peso asociado a cada pluviómetro que se mantendrá constante para cualquier evento de crecida, de tal forma que si disponemos del hidrograma de entrada a nuestro cauce y la previsión de precipitaciones para cada pluviómetro podremos calcular un α único asociado a ese evento concreto, y predecir el hidrograma de salida de nuestro cauce de estudio.

$$\alpha_{\text{evento 1}} = F_{Eriste} * \sum P. Eriste . e1 + F_{Lapaules} * \sum P. Lapaules . e1 + F_{Capella} * \sum P. Capella . e1 + F_{Campo} * \sum P. Campo . e1$$

$$\alpha_{\text{evento 2}} = F_{Eriste} * \sum P. Eriste . e2 + F_{Lapaules} * \sum P. Lapaules . e2 + F_{Capella} * \sum P. Capella . e2 + F_{Campo} * \sum P. Campo . e2$$

$$\alpha_{\text{evento 3}} = F_{Eriste} * \sum P. Eriste . e3 + F_{Lapaules} * \sum P. Lapaules . e3 + F_{Capella} * \sum P. Capella . e3 + F_{Campo} * \sum P. Campo . e3$$

$$\alpha_{\text{evento 4}} = F_{Eriste} * \sum P. Eriste . e4 + F_{Lapaules} * \sum P. Lapaules . e4 + F_{Capella} * \sum P. Capella . e4 + F_{Campo} * \sum P. Campo . e4$$

6. Resultados

Cálculo parámetro de aporte lateral					
sistema de ecuaciones					
Eventos estudio	Alfas empíricas	P.Eriste	P.Lapaules	P.capella	P.Campo
Evento 1	0.0035	0.2	60.8	24	29.8
Evento 2	0.003	37.4	34	26.2	0.8
Evento 3	0.02	75.2	83.4	31.8	95.8
Evento 4	0.0015	14.8	19.6	14.6	16
Matriz Inversa		-0.014	0.021	0.010	-0.037
		0.024	0.021	0.008	-0.095
		-0.011	-0.018	-0.025	0.175
		-0.006	-0.029	0.004	0.054
Evento nuevo	Pluviómetros	Parámetros	Precipitaciones totales	Alfa	
	P.Eriste	1.64E-04	0.2	3.50E-03	
	P.Lapaules	1.69E-04	60.8		
	P.capella	-3.41E-04	24		
	P.Campo	4.57E-05	29.8		

TABLA 2: CÁLCULO DEL PARÁMETRO DE APORTE LATERAL EN FUNCIÓN DE LAS PRECIPITACIONES CAÍDAS

6.3.7 Predicción de caudales en tiempo real

Tenemos ahora un **modelo hidrológico-hidráulico de Muskingum-Cunge** modificado con la inclusión de un **tercer parámetro de aporte lateral** como estableció O'Donell, y **modificado por nosotros para vincularlo a las precipitaciones** de forma directa de tal manera que si somos capaces de predecir el hidrograma de entrada en Campos y disponemos de una previsión certera de precipitaciones en nuestro pluviómetros cercanos, seremos capaces de predecir los caudales de salida en Graus con bastante exactitud y todo ello con el uso de un modelo bastante sencillo y con escasa necesidad de aportación de datos.

Podemos apreciar como el hidrograma de salida calculado por nuestro modelo y el observado en Graus son casi idénticos cuando implementamos el aporte lateral [Ilustración 34].

6. Resultados



ILUSTRACIÓN 33: HIDROGRAMAS DEL EVENTO DE CRECIDAS DE MARZO DE 2001. SIN APORTACIÓN LATERAL



ILUSTRACIÓN 34: HIDROGRAMAS DEL EVENTO DE CRECIDAS DE MARZO DE 2001. CON APORTACIÓN LATERAL

Los hidrogramas obtenidos para el resto de eventos de crecida, se pueden observar en el Anexo 5.

Evaluamos la bondad del modelo [Tabla 3], y podemos corroborar que el ajuste es excelente [Tabla 1].

Bondad de Ajuste: Eficiencia de Nash-Sutcliffe (E)				Coef de correlacion
E	Numerador	Denominador	Qmedio	r
0.961	11286	290963	78	0.983

TABLA 3: BONDAD DEL AJUSTE PARA EL EVENTO DE CRECIDA DE MARZO DE 2001

7. Discusión y conclusiones

El cambio climático es ya una realidad y su afección en nuestro entorno a nivel hidrológico está bastante clara: mayor escasez de recursos hídricos y una mayor frecuencia de eventos extremos. **La predicción de caudales** en nuestros ríos tiene una importancia clave en este asunto, tanto para la planificación y gestión de los recursos hídricos como para evitar riesgos para la población.

Son muchos los cauces que vertebran los territorios. Un análisis exhaustivo de todos ellos es prácticamente inviable a medio plazo debido a la gran cantidad de datos necesarios para elaborar modelos hidráulicos complejos y completos.

Con este trabajo hemos querido comprobar la posibilidad de elaborar un modelo más sencillo que requiera mucha menos cantidad de datos, pero que a la vez sea suficientemente robusto como para ser capaces de predecir caudales en tiempo real de forma bastante aproximada. Para ello hemos partido del modelo de propagación en cauces Hidrológico-Hidráulico de Muskingum-Cunge. En cauces de gran longitud y con un aporte lateral importante, este modelo se queda insuficiente por lo que hemos incorporado un tercer parámetro al modelo [8] que tenga en cuenta esto último. Y para finalizar en lugar de dejar el parámetro de aporte lateral constante para esa cuenca independientemente del evento de crecidas que se produzca, hemos establecido una relación entre este parámetro de aporte lateral, y las precipitaciones caídas durante cada evento de crecidas.

Este modelo nos permite, por lo tanto, predecir caudales en tiempo real. Si tuviésemos una predicción de caudales de entrada en campos, y una previsión de precipitaciones en nuestros cuatro pluviómetros de referencia, podríamos predecir con antelación el hidrograma de salida en Graus con bastante exactitud. La ventaja de este modelo es que, al ser relativamente sencillo, se puede extrapolar con cierta facilidad a cauces de otras cuencas sin necesidad de recopilar una gran cantidad de datos.

Al ser un modelo bastante sencillo y con una gran cantidad de aproximaciones en la introducción de los datos, produce ligeras desviaciones entre los datos calculados y los finalmente observados. Se podría afinar más en dicho ajuste incorporando algunas mejoras más:

- Aumentando la cantidad de datos introducidos, haciendo variables algunos datos aproximados que se han considerado constantes (K_s, T_0, S_0).
- Aumentando el Número de tramos de cálculo (lo que produciría una mayor laminación del hidrograma).

7. Discusión y conclusiones

- Calcular los factores asociados a cada pluviómetro para el cálculo del parámetro lateral, con mayor cantidad de eventos de crecida y una red más amplia de pluviómetros cercanos.
- Escoger los horarios de los datos introducidos de precipitaciones para cada pluviómetro en función del tiempo de concentración asociado a cada pluviómetro

En definitiva, hemos creado un modelo hidráulico-hidrológico de propagación en cauces para predecir caudales, funcional, sencillo en el cálculo y en la cantidad de datos necesarios, con una modificación necesaria para tener en cuenta el aporte lateral, y con la innovación de establecer una relación (que en la realidad existe) entre este aporte lateral, y las precipitaciones caídas durante el evento estudiado.

8. Referencias

- [1] V. T. Chow, *Open Channel Hydraulics*, McGraw-Hill, 1988.
- [2] U. A. C. o. Engineers, "The Hydrologic Engineering Center," 1991. [Online]. Available: <http://www.hec.usace.army.mil/publications/TechnicalPapers/TP-135.pdf>. [Accessed Agosto 2018].
- [3] P. Molnar, ""Calibration". Watershed Modelling, SS 2011," 2011. [Online]. Available: <http://www.hyd.ifu.ethz.ch/>.
- [4] A. o. Akan, *OPEN CHANNEL HYDRAULICS*, Oxford: Butterworth-Heinemann, 2006.
- [5] D. y. S. F. SIMONS, *Sediment Transport Technology*, Water Resources Publications, 1992.
- [6] T. O`DONNELL, "A direct three-parameter Muskingum," *Hydrological Sciences Journal*, pp. 479-496, Dec 1985.
- [7] A.-H. y. Esen, *Aproximate methods for the estimation of Muskingum flood routing parameters*, W.R.M, 2006.
- [8] V. T. Chow, D. R. Maidment and L. W. Mays, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, 1988.
- [9] J. Cabrera, "Instituto para la mitigación de los efectos del fenómeno El Niño," 2014. [Online]. Available: <http://www.imefen.uni.edu.pe/>.
- [10] "SAIH-Confederación Hidrográfica del Ebro," [Online]. Available: <http://www.saihebro.com>. [Accessed Junio 2018].
- [11] F. J. S. S. Román, "Hidrología Hidrogeología," Universidad de Salamanca (España), [Online]. Available: <http://hidrologia.usal.es/>. [Accessed Agosto 2018].
- [12] "Plan Hidrológico Río Ésera," Mayo 2007. [Online]. Available: <http://www.adelapa.com/descargas/esera.pdf>. [Accessed Agosto 2018].