

CONTROL DEL TRANSPORTE DE FONDO EN UNA CRECIDA CONTROLADA EN EL TRAMO BAJO DEL RÍO EBRO

PRIMERA EVALUACIÓN DE UN MÉTODO INDIRECTO



Universitat de Lleida



FICHA TÉCNICA

Descripción: Informe que se entrega a la Confederación Hidrográfica del Ebro en relación al encargo de servicios para la evaluar aproximaciones indirectas para la estimación del transporte de fondo en el tramo bajo del río Ebro.

Autores: Damià Vericat, Álvaro Tena, Fanny Ville, Ramon J. Batalla. RIUS: [Fluvial Dynamics Research Group](#) (Universitat de Lleida, UdL).

Fecha: agosto de 2024

Nota en cuanto a las referencias: en el caso de los ejemplos que se presenten en este informe se han utilizado, mayoritariamente, citas relacionadas con trabajos en los que ha participado el grupo de investigación RIUS.

Proyecto en el que se ha podido desarrollar los métodos evaluado en este informe: MORPHAB (PID2019-104979RB-I00/AEI/10.13039/501100011033)

Foto de portada: *Río Ebro en su paso por Ascó. Foto tomada durante la crecida de mantenimiento, se puede ver el aDcp (equipo doppler) obteniendo datos*

Autor: Álvaro Tena

Lugar: Puente de Ascó mirando aguas abajo.

Fecha: 30-01-2024

1 OBJETIVO Y JUSTIFICACIÓN DEL TRABAJO: TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

El objetivo general de este trabajo es **evaluar una aproximación indirecta para estimar la carga de fondo en ríos de gravas**: i.e. sedimentos que se mueven en contacto permanente (tracción: deslizando o rotando) o semipermanente (saltación) con la superficie del lecho fluvial. Los sedimentos fluviales se pueden categorizar en base al rol que tienen en la morfología del cauce, su tamaño, el mecanismo de transporte y el principio de medición (Figura 1). De manera general, la carga de fondo determina la estructura de los cauces, mientras que los sedimentos finos (arenas i sedimentos de menor calibre), transportados mayoritariamente en suspensión, tienen una relación directa con la estructura de las llanuras de inundación (Figura 1). Tal y como muestra la figura 1, la clasificación de la fracción de arenas en cuanto al mecanismo de transporte estará determinada por la magnitud de las fuerzas del flujo impuestas sobre el lecho. Así, a menudo, esta fracción granulométrica está sometida a una fase de tracción y una de suspensión durante su transporte, siendo la primera asociada a fuerzas menores que no permiten mantener las partículas en suspensión, mientras que la segunda está asociada a caudales mayores con presencia de turbulencias que permiten el desplazamiento de dichos sedimentos en suspensión (figura 1).

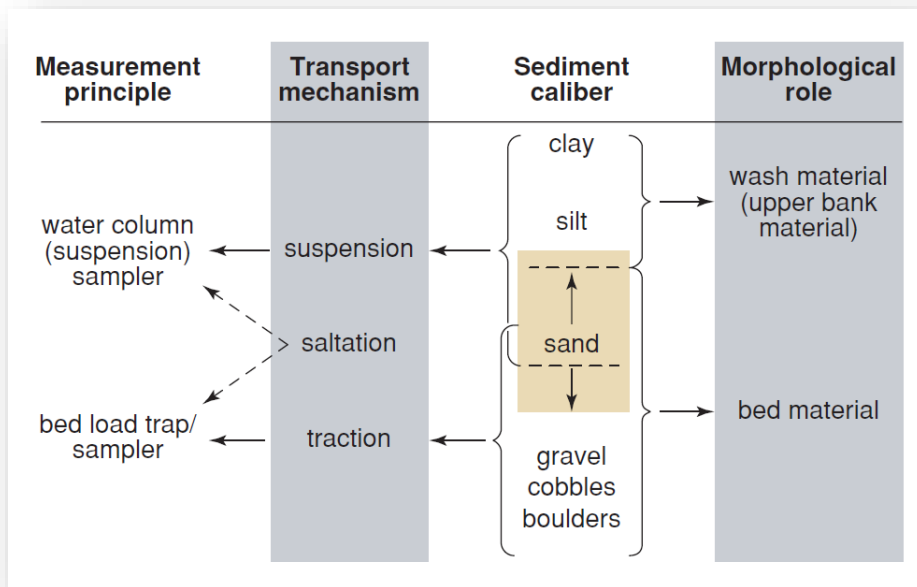


Figura 1. Categorización de los sedimentos fluviales según el mecanismo de transporte, el principio de medición y su relación morfológica/sedimentaria (extraído de Church, 2006).

Una de las características del transporte de sedimentos es la no linealidad, i.e. la magnitud de los caudales sólidos no está correlacionada de manera positiva con la magnitud de los caudales líquidos.

En el caso particular de los sedimentos en suspensión los fenómenos de histéresis son conocidos y ampliamente estudiados (ver uno de los estudios de referencia en Williams, 1989), no tanto en el caso de la carga de fondo. De manera general, la fuente de los sedimentos, que condiciona la disponibilidad de estos, determina la magnitud y el tiempo de tránsito del caudal sólido. Fuentes próximas al punto de muestreo conllevan histéresis horarias, mientras que fuentes lejanas pueden generar histéresis anti horarias. De la misma forma, las características morfo-sedimentarias del cauce también condiciona los patrones de histéresis que se observan en un punto de muestreo (e.g. Figura 2). En este caso, las características morfo-sedimentarias condicionan la disponibilidad de sedimentos (e.g. presencia de parches o sedimentos finos) y la estructura sedimentaria (e.g. presencia de acorazamiento). Durante una crecida, una histéresis horaria indica que el pico de los sedientos se registra antes que el pico del caudal. En el caso de las anti horarias, el pico de los sedimentos se observa después del pico del caudal. La no linealidad en el transporte posibilita que para un mismo caudal se puedan observar flujos sólidos que difieren en más de 5 órdenes de magnitud (e.g. Figura 3).



Figura 2. Heterogeneidad y estructura sedimentaria en el Río Cinca en Escalona. (A) Barra de sedimentos en la que se observa la heterogeneidad de los sedimentos (nube de puntos *renderizada* con el color de real de la imagen; datos obtenidos con un láser BLK360). (B) Parte del cauce en la que se observa una zona con cierto acorazamiento y una zona a una cota menor con presencia de sedimentos finos con algunos clústeres de sedimentos de mayor calibre (nube de puntos *renderizada* con el color de real de la imagen; datos obtenidos a partir de fotogrametría digital).

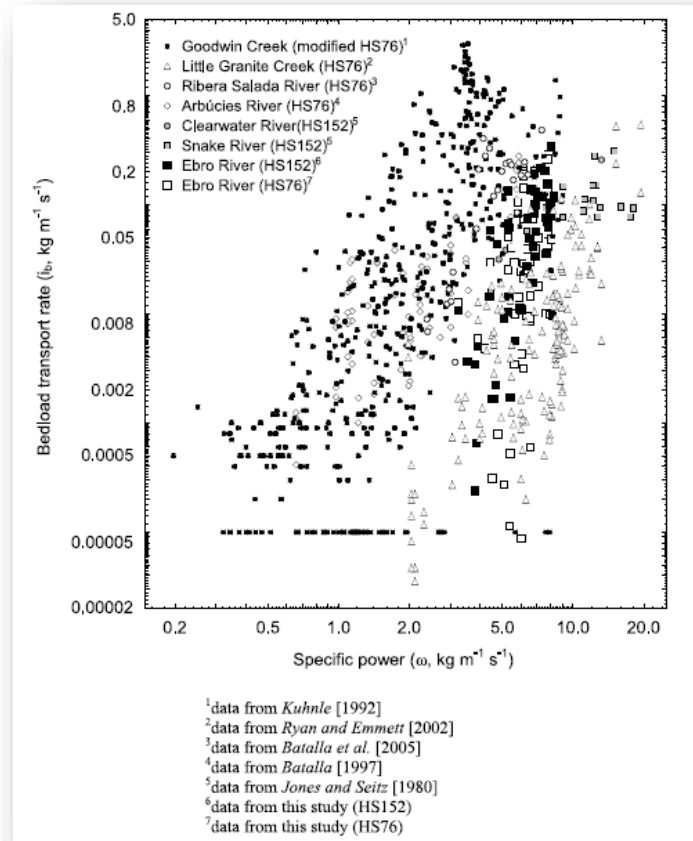


Figura 3. Variabilidad en la relación entre la fuerza del flujo normalizada y el transporte como carga de fondo por unidad de anchura del lecho (de Vericat et al., 2006).

Aunque la variabilidad de los caudales sólidos en sistemas fluviales es inherente, la dificultad en el muestreo condiciona, en muchos casos, estudios detallados. Estos condicionantes incluyen el período por el que se dispone de datos, la representatividad de estos y la dificultad para obtener datos del transporte como carga de fondo. La monitorización en continuo del sedimento en suspensión es posible gracias a metodologías indirectas a partir de sensores de turbidez. De esta forma, actualmente, muchas de las estaciones de aforos, al mismo tiempo que se registra un valor de profundidad (d), que se transforma a caudal (V/t) a través de una curva de gastos específica para la estación, también se registra un valor de turbidez (i.e. medida de la transparencia del agua), que a su vez se puede transformar a concentración de sedimentos en suspensión (i.e. M/V) mediante curvas de calibración. Ambos datos permiten el cálculo de la masa de sedimentos en suspensión por unidad de tiempo (i.e. $V/t \times M/V = M/t$) y, la integración de estos datos para un período de tiempo

específico, aporta la masa o cantidad de sedimentos que se ha transferido en una sección durante dicho período (e.g. Béjar et al, 2018). Por su parte, el estudio de las relaciones entre caudal y concentraciones permite estudiar los patrones de transporte (e.g. histéresis) e inferir en el funcionamiento de la cuenca como sistema (e.g. López-Tarazón et al., 2010; Tena et al., 2014; Llana et al., 2021; Tuset et al., 2022). Tal y como se ha indicado, la obtención de datos mediante sensores de turbidez se considera una aproximación o método indirecto y requerirá de una calibración para transformar la medida de transparencia del agua a concentración de sedimentos en suspensión.

En el caso de la carga de fondo, existe una mayor dificultad para su monitoreo. Aunque existen métodos que permiten la obtención de datos en continuo (e.g. Figura 4), estos están sujetos a ciertas limitaciones y no son siempre posibles en todo tipo de sistemas fluviales.

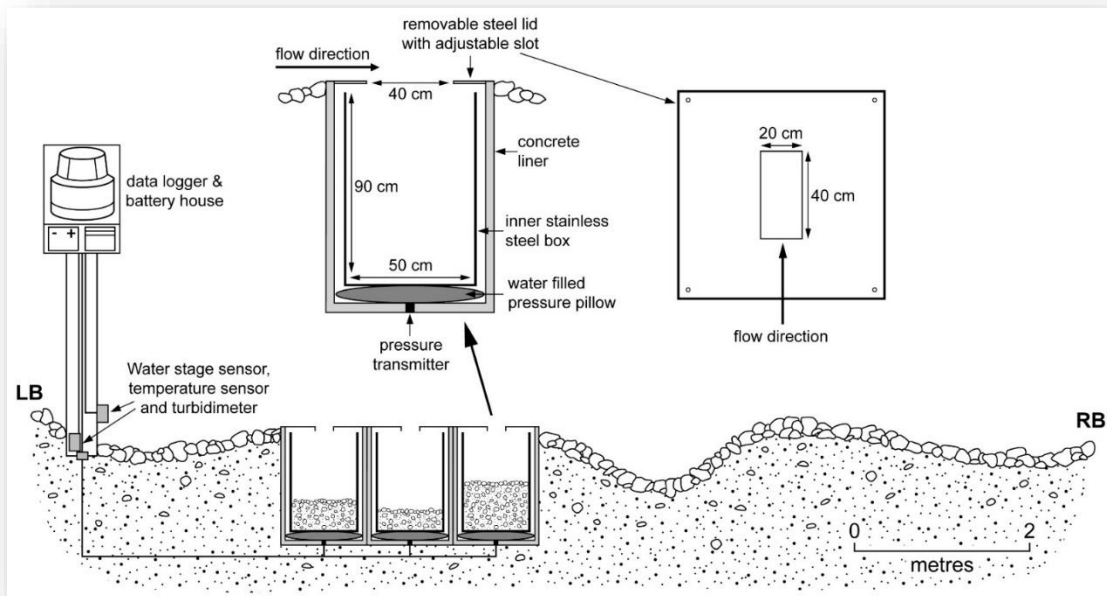


Figura 4. Esquema de una trampa de carga de fondo. Se trata de una estación de transporte de sedimentos completa en la Ribera Salada, cuenca del Segre (de Vericat y Batalla, 2010). La estación dispone de datos en continuo de caudal (a partir de la profundidad y la curva de gastos de la estación), sedimentos en suspensión (a partir de los registros de turbidez y la recta de calibración) y carga de fondo (a partir del registro del cambio de presión en cada una de las trampas debido a la entrada de sedimentos y la recta de calibración de cada trampa). Una de las principales limitaciones de estas técnicas recae en la instalación y mantenimiento, que una vez llenas las trampas no se dispone de datos, y que no se pueden utilizar en ríos grandes.

Uno de los métodos más utilizados para obtener datos de carga de fondo son los muestreadores de cesta (*basket samplers*; e.g. Figura 5) y, dentro de ellos, los muestreadores Helley-Smith (1971) han sido muy utilizados tanto en ríos vadeables (e.g. Batalla, 1997) como en grandes ríos con

profundidades superiores a los 5 metros y velocidades del flujo superiores a los 2 m/s (e.g. Vericat y Batalla, 2006). La representatividad de las muestras obtenidas con estos equipos ha sido ampliamente evaluada y discutida por la comunidad científica. Entre las causas de discusión se destacan, entre otros: i) el tipo de muestras, ya que son muestras instantáneas en un punto específico del cauce y en un momento determinado sujeto a unas condiciones hidráulicas específicas, ii) la representatividad de un punto en la sección, iii) el tiempo de muestreo y variabilidad temporal, iv) las condiciones de asentamiento del muestreador en el cauce y v) la relación entre la boca de entrada del muestreador y el tamaño de los sedimentos presentes (estructura del lecho) y arrastrados por el fondo (transporte).

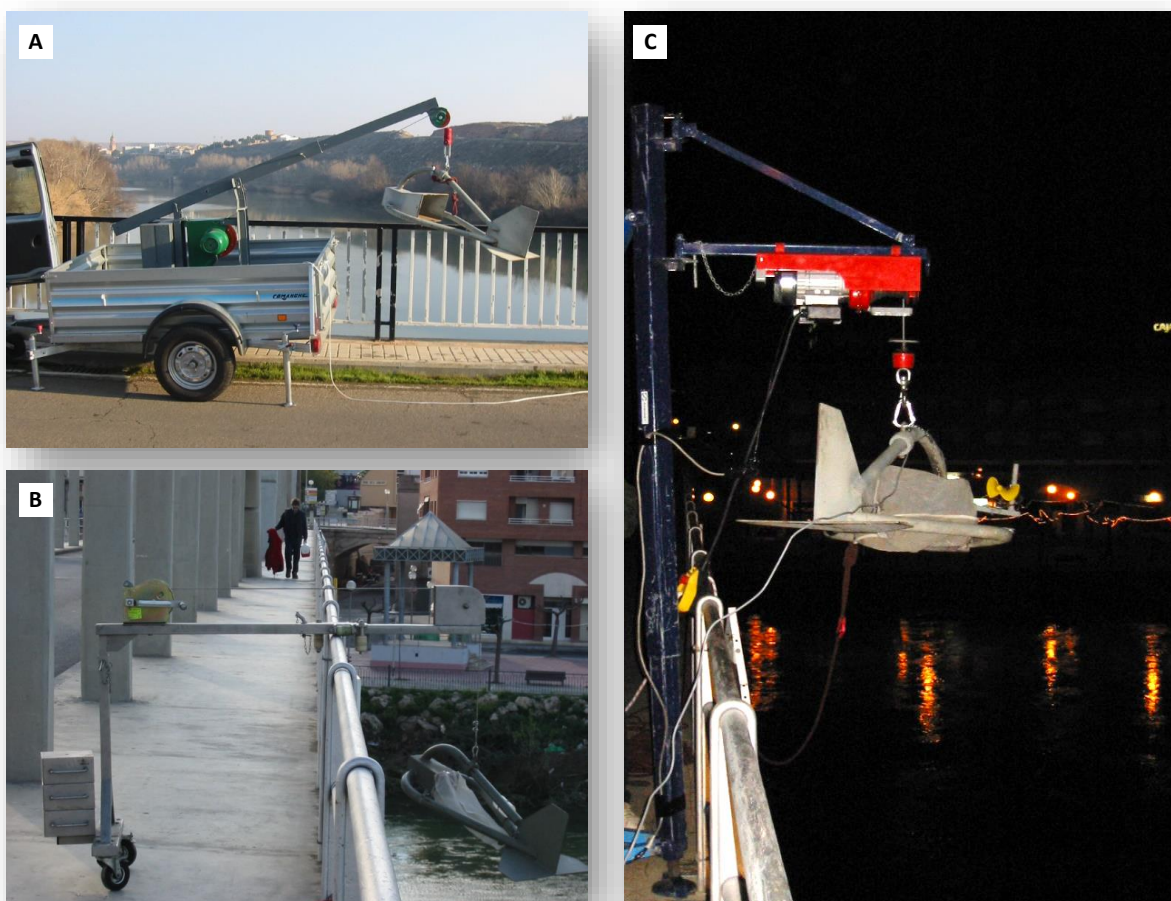


Figura 5. Muestreadores de cesta. (A) Helley-Smith de 152 mm de abertura de boca operado con una grúa en Sástago (río Ebro). (B) Helley-Smith de 76 mm de boca operado en Móra d'Ebre (río Ebro). (C) Helley-Smith de 152 mm operado en Móra d'Ebre (río Ebro). Autor: RIUS-UdL.

En este sentido, tal y como muestra la figura 6, el empleo de este tipo de muestreadores puede estar sujeto a sesgos relacionados con la obstrucción de la boca del propio muestreador, o a los relacionados con que parte del muestreador no está en contacto con el lecho debido a las protrusiones que ejercen las partículas de mayor tamaño. Estos sesgos se pueden amplificar si la apertura de la boca de los muestreadores es relativamente pequeña en comparación al tamaño de los sedimentos del lecho o a los que se movilizan y transportan (Figura 6).

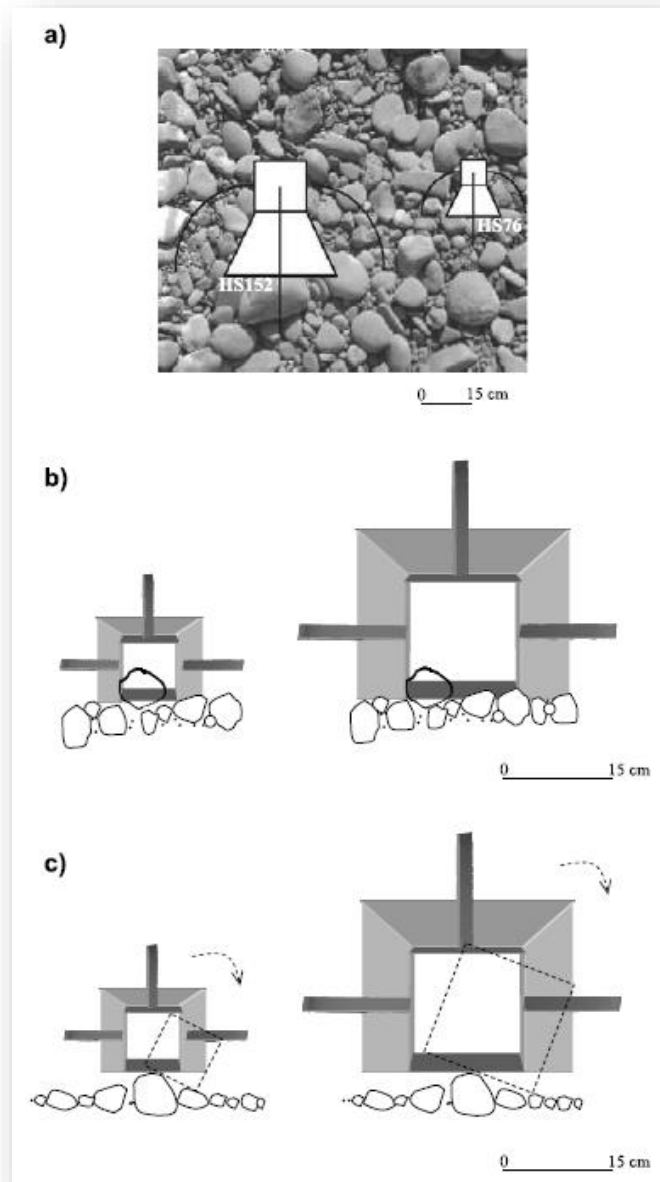


Figura 6. Utilización de muestreadores tipo cesta para la estimación de la carga de fondo en ríos de gravas. Ejemplos gráficos de las causas de posibles errores de muestreo asociados al uso de muestreadores Helley-Smith (de Vericat et al., 2006).

Tanto las trampas de sedimentos como los muestreadores tipo cesta se pueden considerar métodos directos que requieren la invasión del medio en el que se obtiene la muestra. Al ser directos, la principal y más relevante característica es que se obtiene una muestra de los sedimentos transportados, y de esta no solo se puede extraer la masa sino también su textura, i.e. la curva granulométrica de los sedimentos movilizados como carga de fondo. Por el contrario, además de las limitaciones e incertidumbres explicadas anteriormente, al ser metodologías invasivas implican una modificación local de las condiciones hidráulicas del flujo que podría, a su vez, repercutir en los caudales sólidos calculados. Una de las alternativas, es la utilización de metodologías indirectas.

De entre las metodologías indirectas, existe, de manera general, la aproximación morfológica, ya sea mediante la utilización de trazadores (e.g. Figura 7; i.e. *the step length approach*) o mediante la comparación de modelos topográficos del cauce activo (e.g. Figura 8; i.e. *sediment continuity approach*). Una de las principales limitaciones de estas aproximaciones es que implican la integración de periodos de tiempo; esto significa que proporcionan una estimación del flujo de sedimentos o caudal sólido mínimo para el período estudiado, pero estas estimaciones pueden tener un sesgo debido a posibles efectos de compensación y, por dicho motivo, se asume que el valor obtenido representa una estimación mínima del volumen transportado. Por ejemplo, para un tramo de cauce determinado, se puede disponer de la topografía inicial y de la topografía resultante después de un periodo de crecidas competentes. Aplicando la aproximación morfológica, el caudal sólido medio para el periodo puede ser nulo o próximo a 0. Esta situación viene determinada por un cambio topográfico muy próximo a 0 pero, contrariamente, durante las crecidas (escala *intra*), el cauce haya podido sufrir procesos de erosión y sedimentación significativos, lo que se traduciría en flujos *intra* periodo positivos, pero, como los modelos de inicio y final del periodo son similares, el caudal sólido medio para el periodo se considera nulo. Tal y como se ha dicho, estos fenómenos se denominan procesos de compensación en el cauce y es necesario tenerlos en cuenta. Es necesario también destacar las posibles limitaciones que se pueden dar en ríos sinuosos o meandriformes, en los que sea difícil la utilización de trazadores debido a las elevadas profundidades, o sea complicada la obtención de información topográfica para el cálculo de los cambios topográficos del cauce. Aunque actualmente existen tanto trazadores como métodos apropiados para la obtención de topografía en dichos ríos, hay una serie de situaciones que dificultan la aplicación de algunas de las técnicas de obtención de datos, como la presencia de elevadas profundidades, que la mayoría del cauce activo esté debajo del agua en caudales bajos, y un elevado relieve topográfico en el cauce. . Por el contrario, ambos métodos son de gran interés en ríos trenzados con una exposición elevada

de los depósitos sedimentarios activos durante caudales bajos, lo que permite utilizar un amplio abanico de técnicas para trazar los sedimentos y obtener la topografía del cauce.

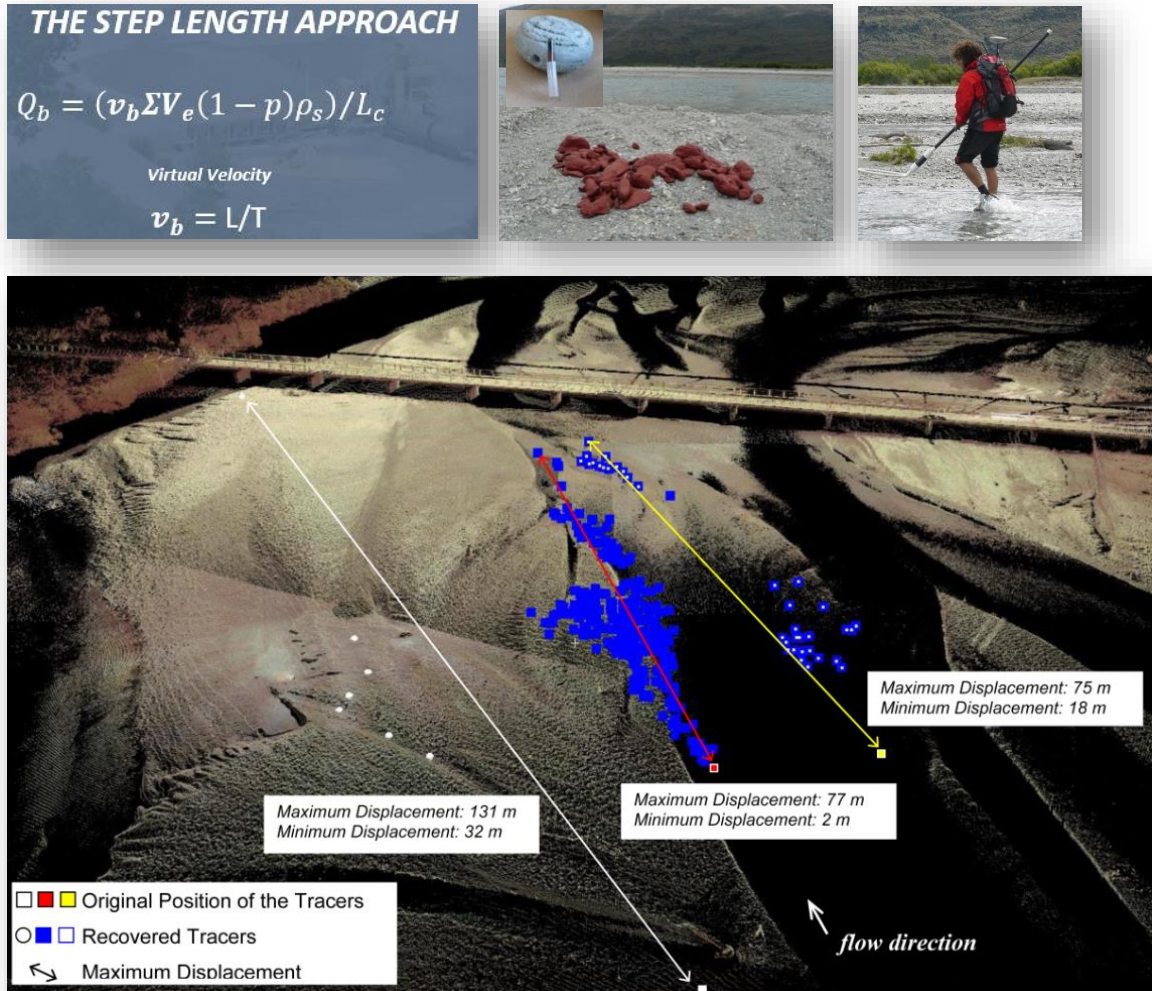


Figura 7. Utilización de trazadores para el cálculo de caudales sólidos (Q_b en la figura) durante periodos de tiempo para los que se pueda calcular la distancia que han recorrido los trazadores y la capa activa del cauce (de Vericat et al., 2017).

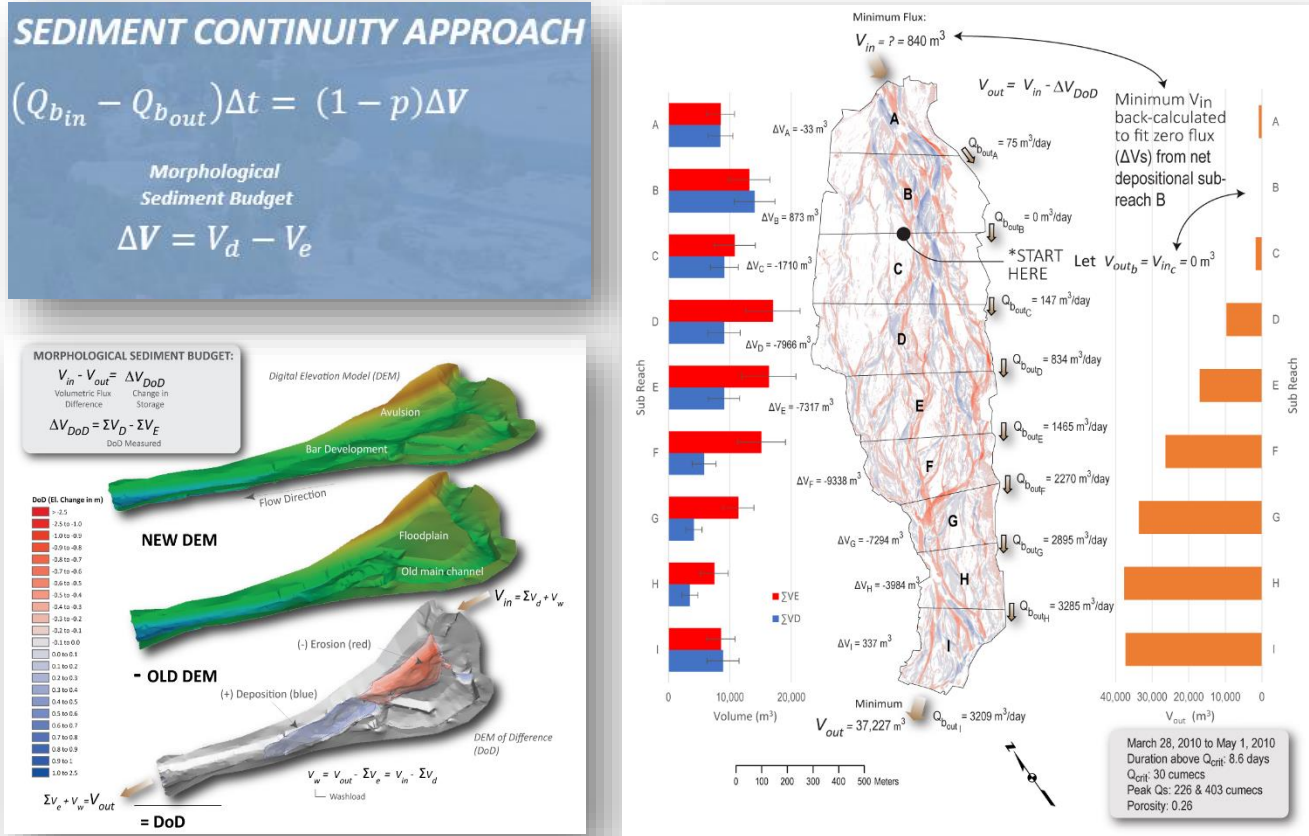


Figura 8. Comparación de modelos para el cálculo de caudales sólidos (Q_b en la figura) para periodos de tiempo en los que se disponga de topografía del cauce activo. Si se dispone de un caudal sólido en la entrada (*in*) o salida (*out*) de un tramo con longitud inferior a la distancia que potencialmente pueden transportarse los sedimentos para el periodo de tiempo estudiado (figura de la izquierda), se puede calcular la variabilidad de los caudales sólidos a lo largo de un tramo y así inferir en la variabilidad espacial de los flujos y su relación con la dinámica morfo-sedimentaria de los cauces (de Vericat et al., 2017).

Aunque existen más aproximaciones indirectas (e.g. sismógrafos, placas de impactos o geófonos), una de las aproximaciones indirectas no invasiva que permite tener una distribución de los flujos de carga de fondo se basa en la **utilización de métodos acústicos mediante un sonar doppler**. Este método ha sido desarrollado por Rennie et al. (2002) (colaborador habitual del Grupo RIUS de la Universidad de Lleida en proyectos de investigación y dirección de tesis) y utilizado en ríos de arenas y gravas (ver revisión reciente en Rennie et al., 2017). Algunos de los equipos *doppler* disponen de múltiples haces que permiten obtener la distribución de la velocidad del flujo en profundidad, el cálculo del desplazamiento de la plataforma donde se ubica el sistema, a través del

bottom tracking (seguimiento de fondo) o a través de un Sistema Global de Navegación por Satélite o GNSS, la obtención de la sección topográfica y el caudal (Figura 9). La combinación de estos datos permite el cálculo de la **velocidad aparente del lecho** (ver apartado 2 de este informe), lo que, una vez pos procesados los datos se puede traducir en caudal sólido. **Este ha sido el método indirecto evaluado en este trabajo.**

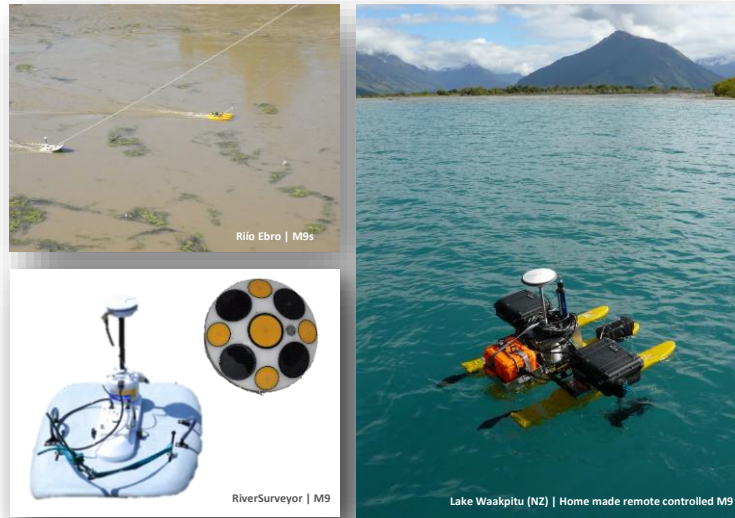


Figura 9. Sonar Doppler o aDcp Sontek River Surveyor M9 (RS-M9). Se observa: i) plataformas para su desplazamiento, múltiples haces, sistema GNSS integrado. Autor: RIUS-UdL.

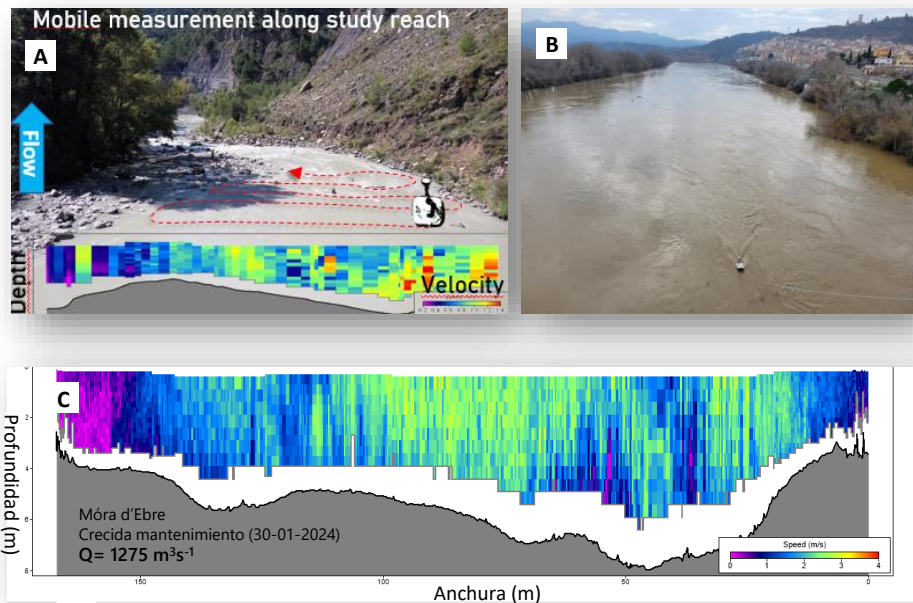


Figura 10. (A) Esquema de un tramo de río (río Ésera) levantado con un RS-M9 en operación y datos de velocidad. (B) El RS-M9 en operación durante la crecida de 30 de enero de 2024 en el río Ebro en Ascó. (C) Resultados reales de uno de los transectos obtenidos el 30 de enero de 2024 en el río Ebro. Autor: RIUS-UdL.

2 VELOCIDAD APARENTE DEL LECHO: UNA METODOLOGÍA INDIRECTA

Rennie et al. (2002) presentan el cálculo de la velocidad aparente del lecho como una alternativa para obtener datos del transporte de sedimentos como carga de fondo en ríos de gravas y arenas. Además, más allá de los flujos, dicha aproximación es de gran interés para localizar las áreas del lecho con mayor movilidad o perturbación (e.g. Figura 11).

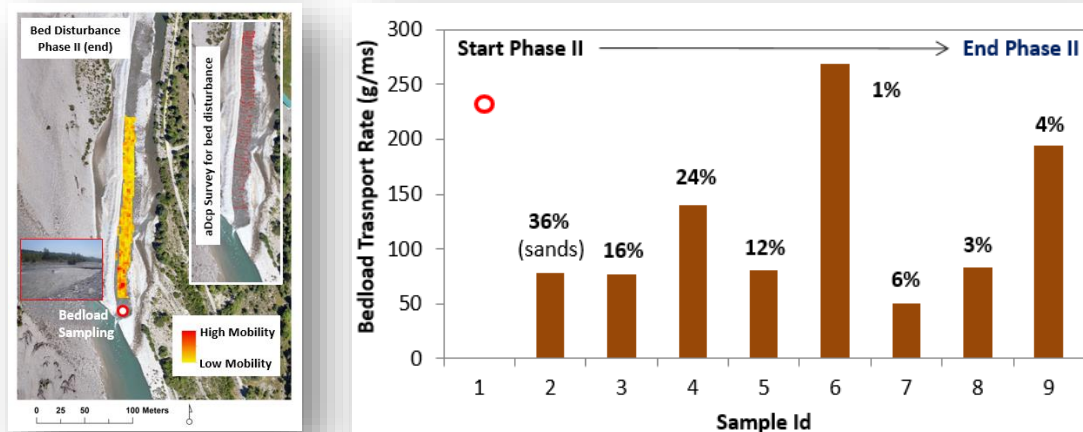


Figura 11. Ejemplo de estudio de movilidad en el río Cinca (Otoño 2014) en un pequeño canal artificial hecho para poder derivar el flujo de agua y poder reparar la escollera del margen derecho. En la derecha se muestran las tasas de carga de fondo obtenidas al final del cauce en el que se estudió la movilidad (punto rojo en el esquema de la izquierda). Se obtuvieron un total de 9 muestras de carga de fondo con un muestreador Helley-Smith. Las condiciones de caudal fueron constantes. Como se puede ver, la variabilidad temporal de las tasas es muy elevada, al igual que los cambios en la textura, representado en la figura a través del % de arenas. En la izquierda se observa el recorrido del aDcp (figura incrustada en miniatura) y con una rampa de color de amarillo a rojo los niveles de movilidad. Dichos niveles permiten analizar el grado de perturbación del cauce sin entrar al detalle de las tasas de transporte. Nota: en esta y otras figuras se mantiene en inglés debido a que se trata de una figura a extraída de una presentación de un congreso sin estar aún publicada.

¿Cómo se calcula la velocidad aparente del lecho a partir de un aDcp?

El *bottom tracking* y la utilización de un rtk-GNSS permite calcular la velocidad de movimiento del cauce (sedimentos). El *bottom tracking* (BT) implica enviar un pulso acústico a lo largo de cada uno de varios haces hasta el lecho del río. La componente (E, N) de velocidad paralela a cada haz puede determinarse a partir del cambio en la frecuencia del pulso de retorno de cada haz retrodispersado desde el lecho del río (*Doppler shift*). Se asume que este cambio se debe a la velocidad del barco (V_{BT}), pero si el material del lecho del río se está moviendo el *bottom tracking* o

el seguimiento del aDcp está sesgado por la velocidad del lecho, y el cambio de frecuencia se debe tanto a la velocidad del barco como al movimiento del sedimento. Si se dispone de un rtk-GNNS, la diferencia entre la V_{BT} y la velocidad del barco calculada por el rtk-GNSS ($V_{rtk-GNSS}$) se utiliza como medida de la velocidad aparente del lecho o de la carga de fondo (V_a).

¿Cómo se puede evaluar esta aproximación?

Una correcta evaluación de esta aproximación requiere de un muestreo simultáneo: aDcp y Helley-Smith (HS; o muestreador similar, e.g. Bunte Trap, Bunte et al., 2004). Este muestreo debe ser estático, i.e. el aDcp y el muestreador no se mueve e integrando suficiente tiempo para obtener un volumen de muestra y velocidad mínima para poder hacer los cálculos. El aDcp se tiene que ubicar justo aguas arriba del muestreado, por lo que la velocidad del lecho calculada por el aDcp corresponde a los sedimentos que el muestreador captura en su cesta (e.g. Figura 12). Este tipo de evaluación permite establecer relaciones entre velocidad aparente y tasa de carga de fondo, por lo que sería posible transformar los datos del aDcp y disponer de tasas de carga fondo a la frecuencia en la que el aDcp registra datos. Además, si se realizan barridos con una plataforma flotante es posible disponer de mapas representando la variabilidad espacial de las tasas de carga de fondo.

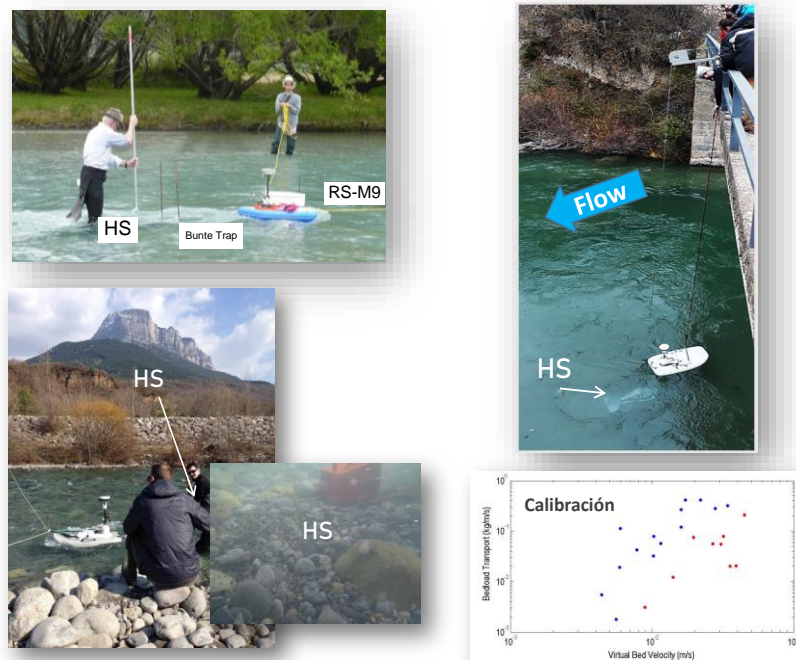


Figura 12. Ejemplos de evaluaciones y calibraciones de la aproximación de la velocidad aparente del lecho: Rees River (Nueva Zelanda, arriba-izquierda); río Cinca (abajo derecha), río Ésera (arriba-derecha), y calibración diferenciando la presencia o no de arenas (abajo-derecha). Autor: RIUS-UdL.

¿Qué diferencia hay entre un muestreo estático (un punto) o dinámico (barrido) con un aDcp?

Tal y como se ha indicado anteriormente, para una correcta calibración de esta aproximación inversa es necesario un muestreo estático. La figura 13 muestra la situación que se debería observar con un muestreo estático en el que haya movilidad del lecho. En este caso se puede ver como la movilidad del aDcp según el *bottom track* es clara y evidente, en cambio, según el sistema rtk-GNSS (elevada exactitud y precisión) ubicado en la plataforma del aDcp, la movilidad del aDcp es mínima (i.e. $V_{\text{rtk-GNSS}} \sim 0$; está estático). Si se divide la distancia de desplazamiento resultante de la señal del *bottom track* con el tiempo en el que se han tomado los datos, se obtendría la velocidad aparente del lecho (V_a). Como se ha indicado anteriormente, el muestreo estático permite la evaluación y calibración del método y, una vez realizado, permitiría disponer de tasas de carga de fondo en continuo en el punto que se ubica el aDcp y con la frecuencia a la que se registran los datos, normalmente 1 segundo.

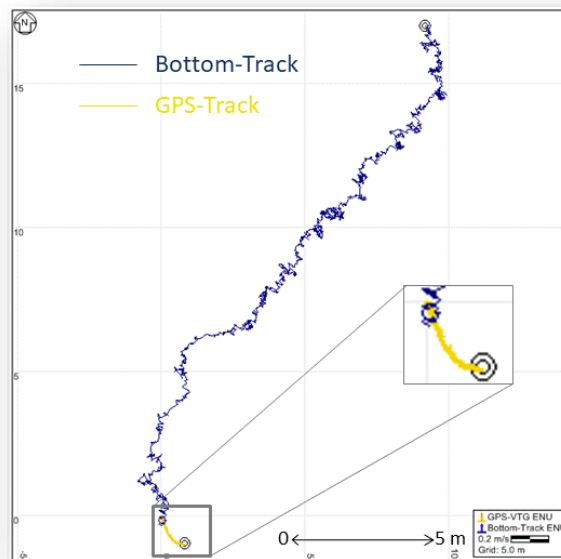


Figura 13. Toma de datos de manera estática: desplazamiento del aDcp según el *bottom track* (*Bottom-Track* en la figura) y mínimo desplazamiento del adcp según el rtk-GNSS (*GPS-Track*).

Por el contrario, cuando se opera el aDcp de manera dinámica o en movimiento (barrido; e.g. Figura 14), no se puede evaluar o calibrar la aproximación. En este caso se toman datos distribuidos en el espacio para poder analizar como varía la V_a y, si se dispone de calibración, se pueden obtener mapas de la distribución espacial de la tasa de carga de fondo. Si solo se quiere estudiar la movilidad de una forma cualitativa, se pueden realizar mapas de niveles de movilidad para determinar zonas

donde estos son superiores o críticos (e.g. Figura 11). En el caso de tomar datos distribuidos en el espacio, es fundamental que estos se tomen en condiciones constantes de caudal, ya que, si durante el barrido el caudal cambia significativamente, las fuerzas ejercidas en el lecho serán cambiantes y la variabilidad se vería influenciada por este cambio. En el caso de los barridos, la $V_a = V_{BT} - V_{rtk-GNSS}$ requiere de algoritmos de cálculo para transformar cada uno de los registros (frecuencia 1 segundo) a V_a y a tasa de carga de fondo, si se dispone de calibración.

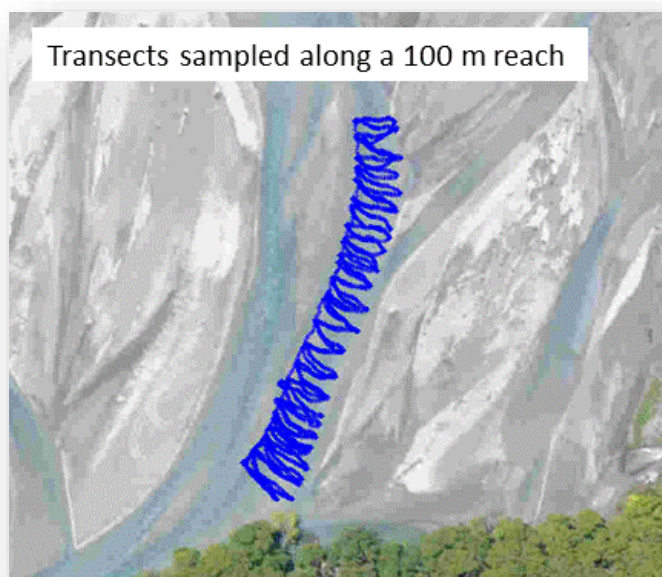


Figura 14. Ejemplo de barrido con el aDcp en el Rees River (Nueva Zelanda).

3 METODOLOGÍA

El 30 de enero de 2024, aprovechando una crecida de mantenimiento y a petición de la Confederación Hidrográfica del Ebro, se realizó una evaluación del cálculo de la velocidad aparente del lecho del río Ebro en dos secciones de muestreo: Ascó (puente de la carretera C-12) y Móra d'Ebre (puente de la carretera N-420a). En este caso, para la evaluación no se obtuvieron datos con un muestreador de cesta tipo Helley-Smith tal y como se ha indicado en el apartado 2, únicamente se ha evaluado la aproximación con aDcp para observar si existe una señal clara que indique cierta movilidad del lecho.

3.1 Trabajo de campo

Teniendo en cuenta las previsiones de la Confederación Hidrográfica del Ebro, se diseñó una campaña para poder tomar datos en las secciones de Ascó y Móra d'Ebre durante las condiciones

máximas de caudal. Según la figura 15, el caudal máximo en Ascó fue de alrededor a los 1400 m³/s. Los aforos que se hicieron antes de realizar la toma de datos para el cálculo de la velocidad aparente corroboran que la toma de datos con el aDcp fue próxima al pico de la crecida. En el caso de Ascó, el caudal aforado fue de 1350 m³/s a las 11:21 horas; mientras que en Móra d'Ebre el caudal pico aforado fue de 1280 a las 14:33 horas.

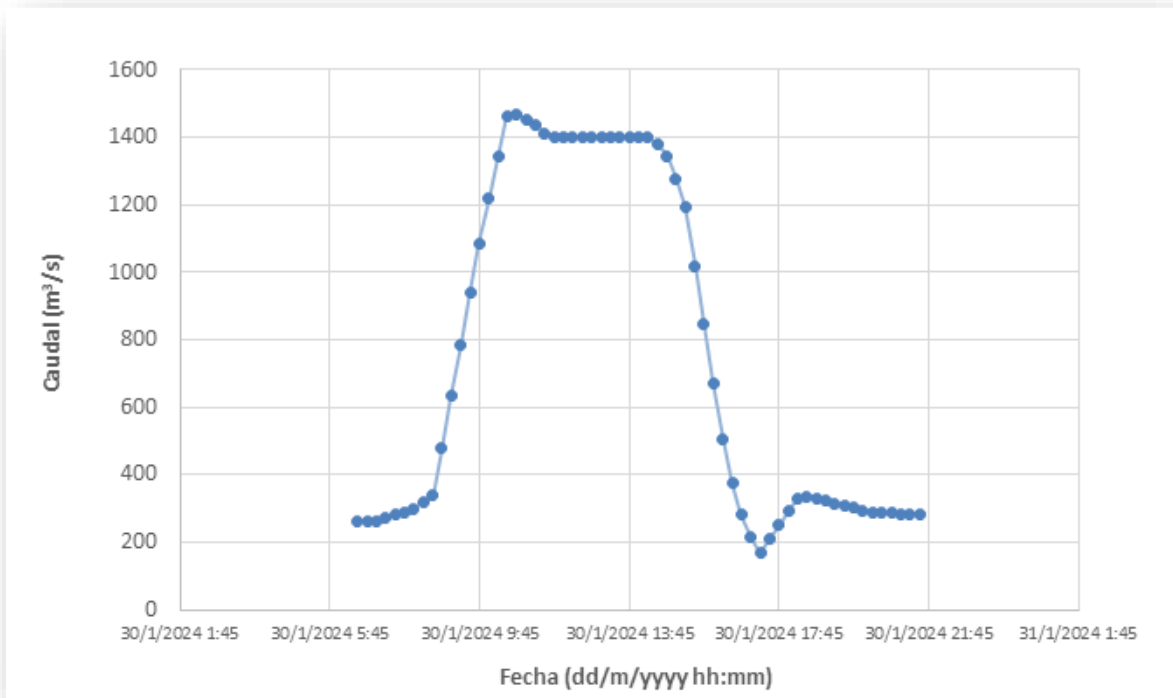


Figura 15. Hidrograma de la crecida de 30 de enero de 2024 (datos facilitados por el Sistema Automático de Información Hidrológica de la Cuenca Hidrográfica del Ebro el día 5 de agosto de 2024).

Durante las condiciones máximas de caudal se tomaron datos de dos formas distintas:

- Estáticos: ubicación del aDcp en puntos de mayor calado y mantenimiento del equipo estático durante unos 15-20 minutos para ver la variabilidad temporal de la V_a .
- Barridos: desplazamiento del aDcp del margen derecho al margen izquierdo a velocidad constante y relativamente baja para ver la variabilidad en el espacio de la V_a .

Tanto la toma de datos en modo estático como en modo dinámico se realizó con un RS-M9 conectado a un equipo GNSS Leica GS15 con correcciones a tiempo real a partir de una base de referencia local (Figura 16).



Figura 16. Equipo utilizado para la toma de datos: Sontek River Surveyor M9 (RS-M9) y Leica GNSS GS15. Autor: RIUS-UdL.

3.2 Trabajo de Gabinete

Los datos *.riv del aDcp han sido exportados a matrices de Matlab (*.mat) y procesados por los algoritmos de cálculo desarrollados por el Prof. Colin Rennie. Estos algoritmos están en lenguaje de programación Matlab y se han adaptado a las características de la zona de estudio. En ningún caso se ha hecho una evaluación de la incertidumbre de los resultados. Se trata de una primera evaluación de la aproximación y cualquier uso a un nivel superior requeriría de más datos y un diseño específico, incluyendo una calibración en una de las dos secciones de muestreo y un estudio detallado del posible impacto de los macrófitos sobre la calidad de los datos (ver el último trabajo de revisión de esta aproximación realizada por el Prof. Rennie si se está interesado en más detalles de la aproximación, Rennie et al., 2017).

4 RESULTADOS

4.1 Evaluación a partir de un muestreo estático (un punto sin mover el equipo)

Los resultados indican que, aparentemente, **los materiales del lecho del río se movieron**. Antes de presentar los valores numéricos se presenta la diferencia del recorrido del *bottom track* en

comparación al recorrido del rtk-GNSS (Figura 17). Aunque se aprecia un poco de ruido atribuido a la movilización puntual de la plataforma para evitar el golpeo con restos vegetales, claramente, el recorrido de la plataforma según el *bottom track* es superior a la registrada por el rtk-GNSS.

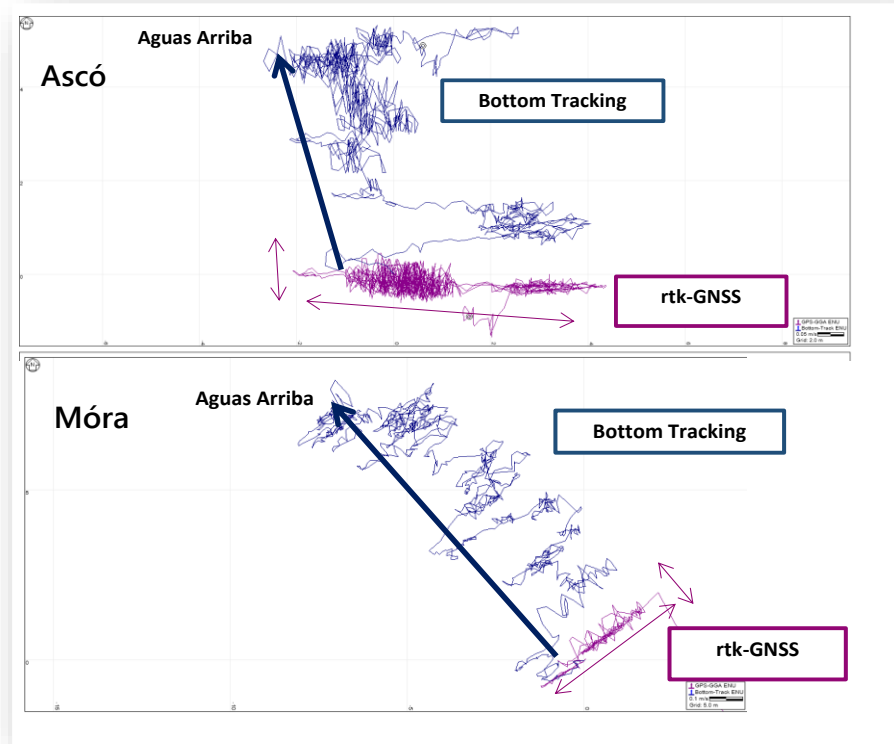


Figura 17. Toma de datos de manera estática: desplazamiento de la plataforma del aDcp según el *bottom track* y el rtk-GNSS en Ascó (arriba) y Móra d'Ebre (abajo).

Los movimientos horizontales, en cambio, son similares (los realizados para esquivar restos de flotantes). Dicho comportamiento se observa en ambas secciones, aunque parece más nítido en Móra d'Ebre. Estas diferencias se pueden atribuir a diferencia en la textura del lecho y a la magnitud de la carga fondo; ambos aspectos están discutidos en la revisión realizada por Rennie et al. (2017). Aunque muchos de los tramos del río Ebro entre Flix y Móra d'Ebre se encuentran acorazados (Vericat et al., 2006), existe cierta variabilidad temporal y espacial que está muy relacionada con la distancia desde la presa de Flix y el tiempo transcurrido desde la última crecida con competencia suficiente para movilizar la mayoría de los sedimentos del lecho. A nivel numérico, los resultados indican una elevada variabilidad (proceso errático), pero la integración de los datos estáticos (20 minutos) proporcionan valores de velocidad aparente medios de 0,0027 m/s (con una desviación estándar de SD= 0,27 m/s) en Ascó y 0.0038 m/s (SD= 0,20 m/s) en Móra d'Ebre. Las elevadas SD

indican que la variabilidad temporal es significativa y relevante; resultados similares a los obtenidos por Vericat y Batalla (2006) mediante la obtención de muestras de carga de fondo mediante un Helley-Smith en Móra d’Ebre.

4.2 Evaluación a partir de un muestreo dinámico o en movimiento (barrido a lo largo de la sección)

Se realizaron dos muestreos en movimiento en cada una de las secciones de muestreo. Los resultados indican que también existe una elevada variabilidad espacial en ambas secciones (Figuras 18 y 19). Las flechas indican la localización y magnitud de las velocidades aparentes del lecho. En Ascó se observa una mayor velocidad en el margen derecho (Figura 18), lugar donde también se registra el mayor calado y velocidad. En Móra d’Ebre se observa el efecto tanto de la barra lateral, como de la pila del puente que hay en el margen izquierdo, y es en este margen donde se observan los vectores de menos magnitud.

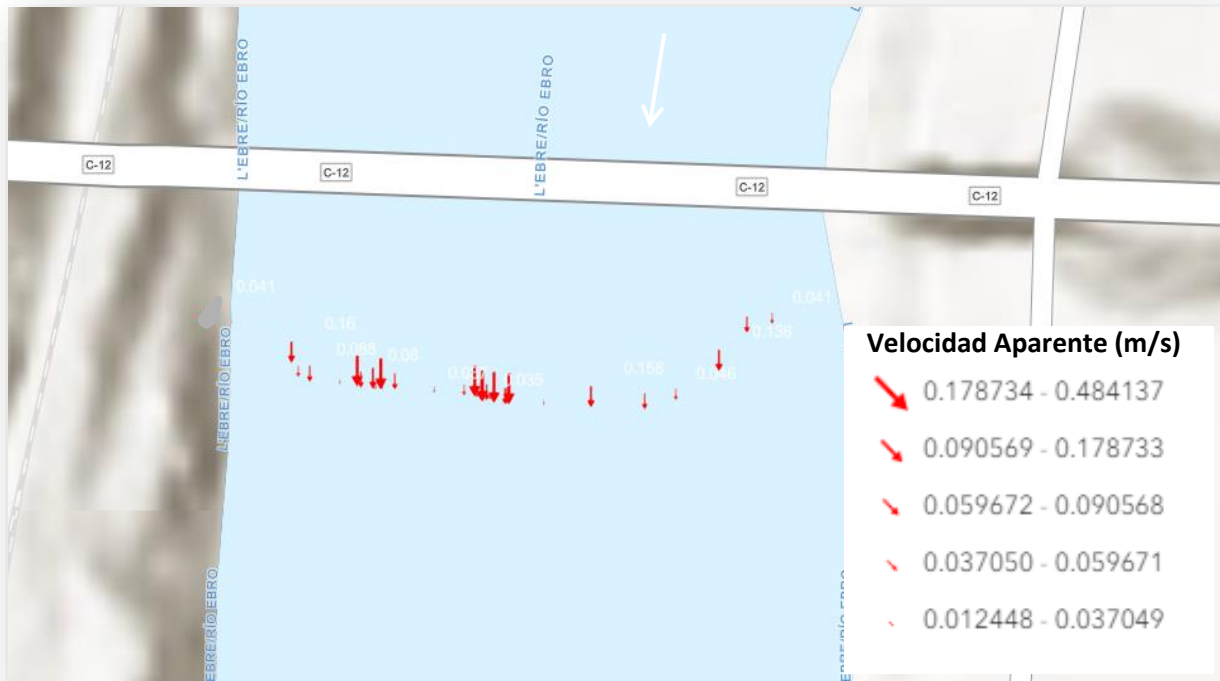


Figura 18. Variabilidad de la velocidad aparente del lecho (V_a en m/s) en Ascó. La flecha blanca indica la dirección del flujo.

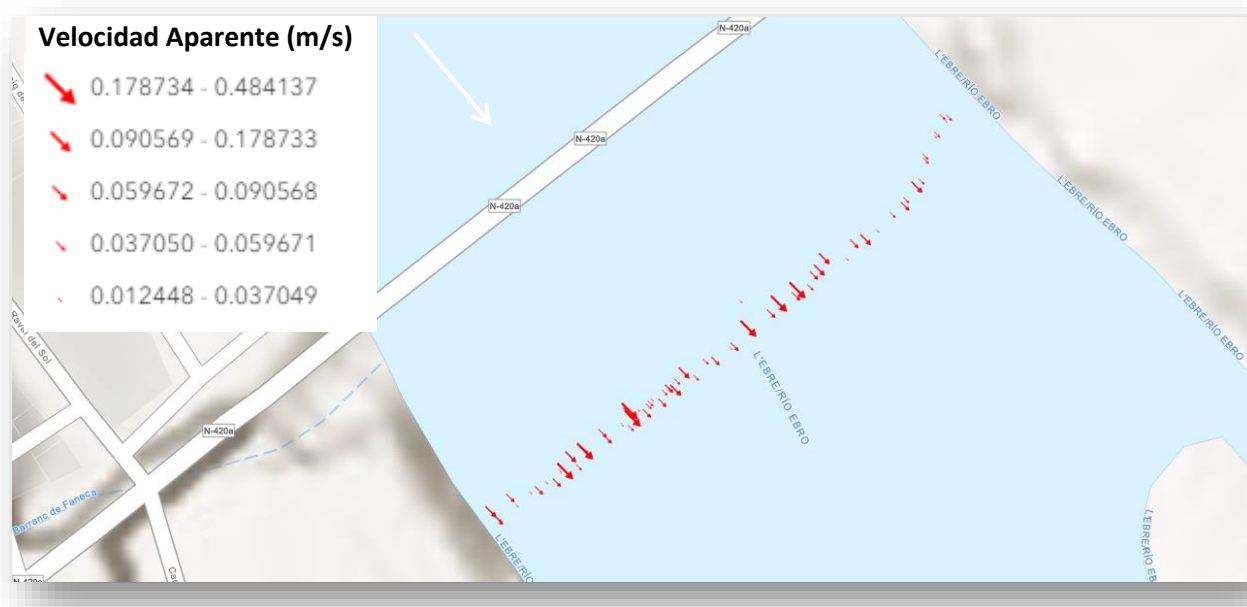


Figura 19. Variabilidad de la velocidad aparente del lecho (V_a en m/s) en Móra d'Ebre. La flecha blanca indica la dirección del flujo.

A nivel numérico, los resultados indican que la variabilidad, aún siendo significativa, es inferior a la observada temporalmente (muestreo estático):

- Ascó: valor máximo = 0,48 m/s, valor mínimo= 0,01 m/s, valor promedio= 0,12 m/s (desviación estándar o SD= 0,13 m/s)
- Móra d'Ebre: valor máximo = 0,43 m/s, valor mínimo = 0,01 m/s, valor promedio= 0,08 m/s (SD= 0,09 m/s)

4.3 Significado de los valores de velocidad aparente calculados y posibles tasas asociadas

Por último, para poder analizar el significado de los valores obtenidos y saber si se sitúan alrededor de los medidos con muestreadores Helley-Smith en el río Ebro, se parte de dos consideraciones:

- La utilización de un conjunto de calibraciones disponible en Rennie et al. (2017), añadiendo los datos que el grupo RIUS-UdL ha obtenido recientemente. Estas calibraciones permiten transformar el valor medio de la velocidad aparente obtenido (V_a) a un rango de tasas posibles según la literatura.

- En base al rango de tasas de carga de fondo obtenidas, comprobar si se asemejan a las muestreadas en Móra d’Ebre (Vericat y Batalla, 2006) con condiciones parecidas de caudal.

Se han considerado los muestreos estáticos para determinar una velocidad aparente media. Se considera que la velocidad aparente media durante las condiciones de caudales analizados (i.e. $\sim 1300 \text{ m}^3/\text{s}$) es de $\sim 0,003 \text{ m/s}$ (i.e. $0,3 \text{ cm/s}$). Según este valor, las tasas que le correspondería según las calibraciones de la figura 20 oscilarían entre $0,0001$ y $0,1 \text{ kg/m/s}$ (i.e entre $0,1$ y 100 g/m/s).

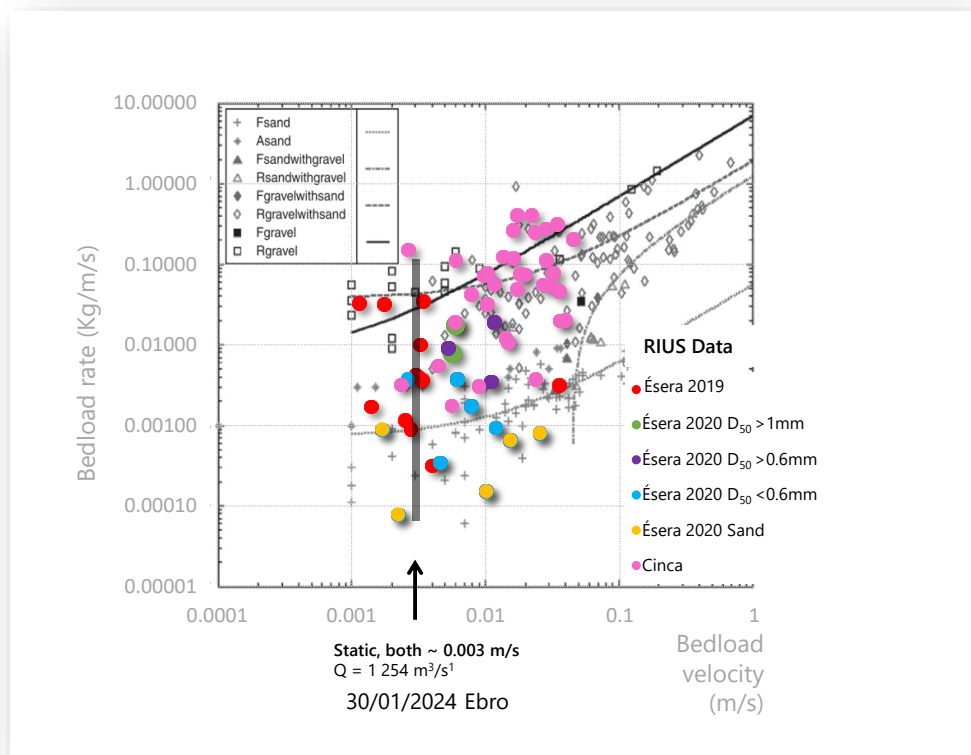


Figura 20. Calibraciones entre velocidad aparente del lecho y tasas de carga de fondo obtenidas para distintos ríos (de Rennie et al., 2017). También se han añadido los datos obtenidos por el grupo RIUS-UdL. Se distingue la textura para demostrar la dependencia de está en las relaciones. La flecha indica el valor de referencia o medio de $V_a = 0,003 \text{ m/s}$. La barra en gris transparente ubicada encima de $V_a = 0,003 \text{ m/s}$ indica el rango de tasas posibles para este valor de V_a .

El rango de tasas obtenido en base al valor medio de $V_a = 0,003 \text{ m/s}$ se ubica dentro del rango de tasas que Vericat y Batalla (2006) obtuvieron en condiciones de coraza y rotura de coraza, y también el período posterior en el que no existía coraza, pero el lavado selectivo de las crecidas re-acorazó el cauce (Figura 21). De manera específica, el ajuste es mejor en el caso de la existencia de

la coraza; es en estas condiciones donde se registra la mayor variabilidad atribuida al subministro puntual de sedimento y a la posible rotura parcial de la coraza a medida que las fuerzas ejercidas sobre el lecho aumentan. En el caso de la evaluación realizada en este trabajo, los caudales han sido constantes. Tampoco se cree que los caudales de la crecida de mantenimiento hayan sido suficientes para romper la coraza de manera generalizada. Aun así, los resultados sí que indican un patrón altamente variable debido a la disponibilidad puntual de sedimentos que podría venir de algún parche o de la movilización de materiales debido a la re-movilización de macrófitos (puntualmente). Se trata de una hipótesis especulativa que requeriría de un muestreo específico para ser evaluada correctamente.

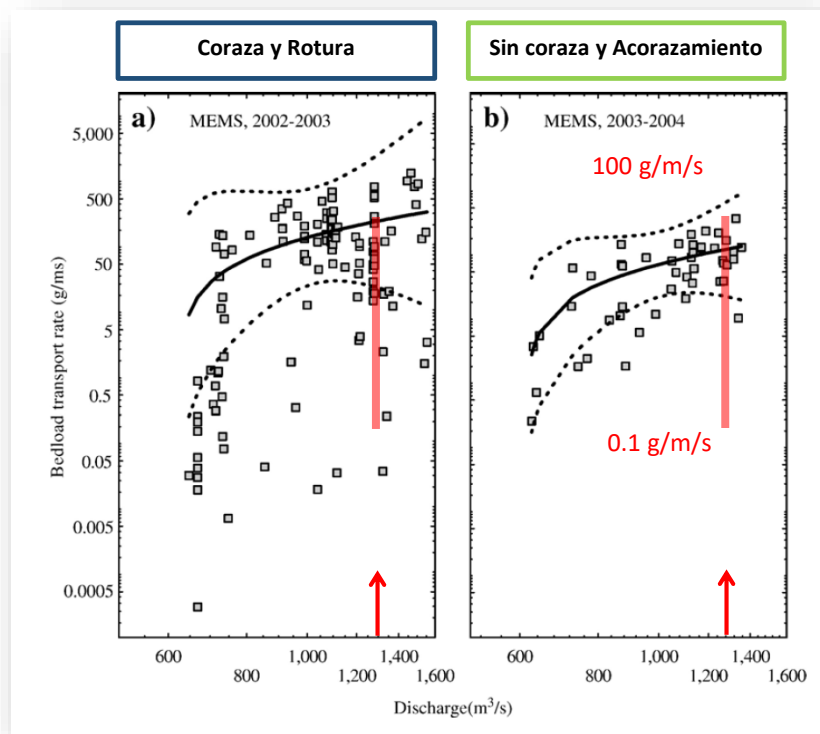


Figura 21. Relación entre caudal y tasa de carga de fondo en el río Ebro obtenidos por Vericat y Batalla (2006). Se distingue la situación del lecho acorazado y posterior rotura, y la situación de sin coraza y un posterior acorazamiento. La flecha indica el valor de $Q = 1300 \text{ m}^3/\text{s}$. La barra roja transparente ubicada por encima de $Q = 1300 \text{ m}^3/\text{s}$ indica el rango de tasas obtenidas en función del valor medio de V_a .

5 CONCLUSIONES

Las conclusiones de este trabajo son:

- La crecida de mantenimiento de enero de 2024 pudo generar una movilidad parcial e incipiente (también denominada marginal) de los sedimentos del lecho del río Ebro en las secciones de muestreo de Ascó y Móra d'Ebre.
- Ambas secciones de muestreo se comportan de manera similar, con un valor de velocidad aparente medio en torno a los 0,3 cm/s bajo caudales próximos a los 1300 m³/s.
- La evaluación del muestreo estático (en un punto) indica que la velocidad aparente del lecho es altamente variable, con desviaciones superiores a los 0,20 m/s, dos órdenes de magnitud superiores al valor medio de la velocidad aparente.
- La evaluación del muestreo dinámico o barrido indica que la variabilidad espacial es inferior a la temporal, siendo la desviación estándar de la velocidad aparente del lecho a lo largo de la sección en torno los 0,10 m/s.
- Según las calibraciones disponibles en la literatura y que el grupo de investigación RIUS ha elaborado en los ríos Ésera y Cinca, la velocidad aparente del lecho observada representaría tasas de carga de fondo entre 0,1 y 100 g/m/s.
- Los resultados en ambas secciones de muestreo son coherentes con las observaciones de campo (métodos directos) obtenidos en estudios precedentes desarrollados por el grupo de investigación RIUS.
- Si el objetivo es disponer de tasas de carga de fondo reales en el río Ebro, se requeriría de una calibración *ad hoc* a través de un diseño específico y con planificación anticipada.
- Se requiere de un estudio del efecto potencial de los macrófitos sobre los resultados. Discusiones preliminares con el científico que ha desarrollado la metodología indican que la densidad de macrófitos en el cauce no parece que pueda afectar los resultados de manera general aunque, si es muy alta, podría haber un efecto ya que alteraría la señal acústica que llega al lecho.

Finalmente, es importante que **este trabajo se considere como un primer paso en la evaluación de esta aproximación metodológica**. Se requiere más trabajo de campo (datos) bajo condiciones

de caudal más variables para una validación detallada de la aproximación. Sería de gran interés disponer de datos con condiciones de movilidad incipiente y datos con una movilidad total del lecho, al igual que muestras obtenidas con muestreadores Helley-Smith en el mismo punto en los que se estima la velocidad aparente del lecho con el aDcp.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo pertenecen al grupo de Dinámica Fluvial de la Universitat de Lleida (RIUS; www.fluvialdynamics.com), grupo consolidado de la Generalitat de Catalunya (2021 SGR 01114). Los autores agradecen todo el apoyo del grupo de investigación en las tareas asociadas a la preparación de la metodología evaluada en este trabajo, especialmente la colaboración del profesor Colin Rennie (Ottawa University).

REFERENCIAS

Batalla, R.J. (1997): Evaluating bed-material transport equations using field measurements in a sandy gravel-bed stream, Arbúcies river, NE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 121-130.

Béjar, M., Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N. (2018): Variation in flow and suspended sediment transport in a montane river affected by hydropeaking and instream mining. *Geomorphology*, 310(1): 69-83.

Bunte, K., Abt, S.R., F. ASCE, Potyondy, J.P., Ryan, S.E. (2004): Measurement of coarse gravel and cobble transport using portable bedload traps. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(9): 879-893.

Church, M. (2006): Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 34, 325–354.

Helley, E. J., Smith W. (1971): Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler, open file report, Water Resour. Div., U. S. Geol. Surv., Menlo Park, Calif.

López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D. Balasch, J.C. (2010): Rainfall-runoff-sediment transport relations in a large mountainous catchment: the river Isábena (Ebro basin). *Catena*, 82, 23-34.

Llena, M.; Smith, M.; Batalla, R.J.; Vericat, D. (2021): Do badlands (always) control sediment yield? Evidence from a small intermittent catchment. *Catena*, 198, 105015. doi.org/10.1016/j.catena.2020.105015

Rennie, C., Vericat, D., Williams, R.D., Brasington, J., Hicks, M. (2017): Calibration of Acoustic Doppler Current Profiler Apparent Bedload Velocity to Bedload Transport Rate. In: *Gravel-Bed Rivers: Processes and Disasters*, Chapter: 8, Publisher: Wiley, Editors: Daizo Tsutsumi, Jonathan B. Laronne, pp.209-235.

Rennie, C.D., Millar, R.G. and Church, M.A. (2002): Measurement of Bed Load Velocity using an Acoustic Doppler Current Profiler. *J. Hydraul. Eng.*, 128, 473–483. DOI:10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:5(473)

Tena, A., Vericat, D., Batalla, R.J. (2014): Suspended sediment dynamics during flushing flows in a large impounded river (the lower River Ebro). *Journal of Soils and Sediments*, 14(12): 2057-2069.

Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J. (2022): Temporal patterns of suspended sediment dynamics in a Mediterranean mountainous catchment. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 64-64, 379-405.

Vericat, D., Wheaton, J., Brasington, J. (2017): Revisiting the Morphological Approach: Opportunities and Challenges with Repeat High-Resolution Topography. In: *Gravel-Bed Rivers: Processes and Disasters*, Chapter: 5, Publisher: Wiley, Editors: Daizo Tsutsumi, Jonathan B. Laronne, pp.121-158.

Vericat, D., Batalla, R.J. (2006): Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology* 79 (1–2), 72–92.

Vericat, D., Batalla, R.J. (2010): Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena*, 82, 77-86.

Vericat, D., M. Church, Batalla R.J. (2006): Bedload bias: Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel-bed river, *Water Resour. Res.*, 42, W01402, doi:10.1029/2005WR004025.