

Ressaut de marée et Mascaret - exemples de la Garonne et de la Seine

Tidal bore and Mascaret – example of Garonne and Seine Rivers

Natalie Bonneton, Philippe Bonneton, Jean-Paul Parisot,

Aldo Sottolichio et Guillaume Detandt

Université Bordeaux 1, CNRS, UMR 5805-EPOC, Talence, F-33405 France

Tel. : 05 40 00 37 90 ; Fax. : 05 56 84 08 48 ; n.bonneton@epoc.u-bordeaux1.fr

Résumé :

Nous présentons dans cet article une analyse de la dynamique des ressauts de marée basée sur des données issues de deux campagnes de mesures réalisées en 2011 simultanément sur la Seine et la Garonne. Nous avons montré que, contrairement à ce qui était couramment admis, des ressauts de marée ondulés se formaient dans la Garonne pour une large majorité de marées et même, dans des conditions de faible débit fluvial, par marée de morte-eau. Nous avons identifié des ressauts de marée de faible cambrure associés à des ondes secondaires de basse fréquence, invisibles à l'œil nu mais accessible à la mesure. De tels ressauts ondulés basses fréquences ont aussi été identifiés et caractérisés pour la première fois dans la Seine. Dans ce fleuve, la hauteur de la première vague associée à ces ressauts peut dépasser 1 m. Nous avons mis en évidence une forte amplification de la cambrure des ondes secondaires, associées au ressaut de marée ondulé, lorsque le nombre de Froude dépasse une valeur critique F_c . Le

régime d'onde de forte cambrure correspond au phénomène qu'on dénomme couramment *mascaret*. Pour qualifier les ressauts liés à la marée, quel que soit leur intensité, les auteurs préconisent d'utiliser la terminologie générale de *ressaut de marée* (équivalente à la terminologie Anglaise *tidal bore*) et de réserver le terme de *mascaret* aux ressauts de fortes amplitudes ($F > F_c$).

Abstract:

In this paper we present a study on the tidal bore dynamics based on the analysis of the database acquired in 2011 during two simultaneous field campaigns in the Seine and Garonne Rivers. We have shown that in the Garonne River, contrary to the common view, undular tidal bore can form for a large majority of tides, even sometimes at neap tide when the river discharge is low. We have identified, from surface elevation measurements, low-steepness, low-frequency undular tidal bores which are not visually observable. Such low-frequency tidal bores have been also identified and characterised for the first time in the Seine River. In this river, the first undulation wave height can be higher than 1 meter. We have shown that the secondary wave steepness strongly increases when the Froude number exceeds the critical value F_c . The large-steepness tidal bore regime corresponds to what is commonly termed in French *mascaret*.

Mots-clés :

Estuaire – Fleuve – Ressaut de marée – Mascaret – Ecoulement non-hydrostatique – Déferlement – Ecosystème estuarien

Keywords:

Abridged English version

A tidal bore is a positive surge propagating upstream that may form when a significant amplitude rising tide enters shallow, gently sloping and narrowing rivers. If qualitative observations of high-intensity tidal bores (i.e. *mascaret* in French) have been made in many places worldwide, only a few field experiments (e.g. Simpson *et al.*, 2004, Wolanski *et al.*, 2004) have been devoted to a quantitative study of the tidal bore dynamics. In this paper we present a study on tidal bore occurrence and dynamics in the two main macrotidal French estuaries: the Seine and Gironde/Garonne estuaries. The field campaigns were conducted simultaneously in the Seine and Garonne Rivers in 2011 around autumn equinox (low flow discharges). In the Seine River we chose two field sites: the first one in Caudebec-en-Caux (55 km upstream from the estuary mouth), located where tidal bore intensity reached its maximum amplitude until the mid-1960s, and the second one in Val des Leux, 100 km upstream from the estuary mouth. The Garonne field site was situated at Podensac, 126 km upstream from the estuary mouth. This site was selected owing to the presence, during spring tide, of well-developed undular tidal bores (see fig. 1). Pressure sensors (Ocean Sensor System) were moored in the three sites. High-frequency (10 Hz) pressure measurements were converted to water depth, taking into account non-hydrostatic effects. Our method has been validated by

comparing its results with direct acoustic surface tracking measurements (AWAC, Nortek).

Figure 2 presents time series of water elevation when the tide flow turns to rising at Podensac (Garonne). We observe at spring tide (fig. 2a) a well-developed undular tidal bore, characterized by a Froude number equal to 1.24 and a first wave-front height of 1.57 m. During the 2011-campaign, tidal bores occurred for all tides even at neap tide (fig. 2b), where a low intensity tidal bore ($F=1.04$) formed. These observations are consistent with previous long-term experiments in 2010 (Bonneton et al., 2011c,d), which showed that tidal bores occur in Podensac for a large majority of tides: around 90% during autumn equinox (low flow discharges) and 60% during spring equinox (high flow discharges). In the Seine River, tidal bores have nearly disappeared due to river training and dredging. For instance, we did not observe tidal bore at Caudebec-en Caux even for the highest spring tide. However, further upstream at Val des Leux we have identified well-developed tidal bores (see fig. 3). For the highest tide we observe (fig. 3a) an undular bore characterized by a Froude number of 1.07 and a first wave-front height of 1.02 m. Figure 4 presents the evolution of the dimensionless wavelength (λ/D_1) of the secondary wave field as a function of the Froude number, for both Seine and Garonne data. When the Froude number is larger than a critical value F_c ($F_c \sim 1.1$ at Podensac), λ/D_1 is in agreement with Lemoine's theory and laboratory experiments conducted in rectangular channels (Favre, 1935, Treske, 1994). This undular tidal bore regime corresponds to high-frequency and high-steepness secondary waves (see fig. 1 and fig. 2a) and is named *mascaret* in French. For $F < F_c$, the high-frequency mode strongly decreases in amplitude and the wave field is then dominated

by low frequency waves (large λ/D_1), which are not easily observable without quantitative water-depth measurements. Tidal bores, observed for the first time at Val des Leux (Seine), correspond to this low-frequency and low-steepness regime.

1. Introduction

Lorsqu'une marée de forte amplitude se propage dans un estuaire convergent de faible pente, on peut observer, au début du flot, la formation et la propagation d'un ressaut en translation. Nous dénommerons, par la suite, ce phénomène *ressaut de marée* (noté *RM*), terminologie inspirée de « tidal bore » en anglais. Nous réserverons le terme *mascaret*, conformément à son usage commun et aux définitions des dictionnaires, aux *RM* suffisamment intenses (déferlants ou non déferlants) pour être facilement perceptibles à l'œil nu (cf. fig. 1). S'il existe de nombreuses observations qualitatives des *RM* de fortes intensités (i.e. *mascarets*) dans différents estuaires du monde, peu d'études ont analysé quantitativement leur dynamique en milieu naturel (ex. : Simpson et coll., 2004, Wolanski et coll., 2004) et en particulier sur une large gamme de nombres de Froude incluant des *RM* de faibles intensités (Bonneton et coll., 2011a,c,d). Pourtant, les *RM* peuvent jouer un rôle important sur les écosystèmes estuariens, en particulier en termes de mise en suspension des sédiments et d'érosion des berges (Chanson, 2011). Il est donc essentiel d'avoir une meilleure connaissance de l'occurrence et de l'intensité des *RM* dans les principaux systèmes fluvio-estuariens macrotidaux.

Parmi les grands estuaires français, la Seine et le système Gironde/Garonne/Dordogne ont été les deux environnements macrotidaux où l'on observait les *mascarets*

les plus fréquents et intenses (Comoy, 1881). Les aménagements très importants entrepris à partir du milieu du 19^{ème} siècle, en terme d'endiguement, de dragage ainsi que d'exploitation des granulats, ont eu un fort impact sur la propagation de la marée et donc sur l'occurrence, l'intensité et la localisation des *mascarets* (cf. Maladain, 1988, Foussard et coll., 2010 et Parisot et coll., 2010). Afin de contribuer à une meilleure caractérisation de l'état actuel des *RM* dans les grands estuaires Français, nous avons réalisé en 2011 deux campagnes de mesures simultanées sur la Seine et la Garonne lors des marées d'équinoxe d'automne. En nous appuyant sur ces deux campagnes, ainsi que sur les mesures réalisées sur le Garonne en 2010 (Bonneton et coll., 2011a,c,d), nous présentons dans cet article une analyse de l'occurrence et de la dynamique des *RM* dans la Seine et la Garonne.

La structure des ressauts en translation est principalement contrôlée par le nombre de Froude F , défini par $F = (c_b - u_1) / \sqrt{gD_1}$, où c_b est la célérité du front et D_1 et u_1 les profondeur et vitesse (intégrée suivant la verticale) à l'avant du ressaut. Lorsque F est faiblement supérieur à 1, les ressauts sont de forme ondulée et non-déferlants. Dans des canaux rectangulaires, pour le régime non-déferlant, il est bien connu (cf. Favre, 1935) que la structure des ondulations secondaires évolue progressivement lorsque F augmente, avec en particulier une augmentation de l'amplitude et une diminution de la longueur d'onde. L'augmentation de la cambrure avec F conduit au déferlement de la première onde lorsque F devient supérieur à F_1 (F_1 de l'ordre de 1.2-1.3). Les ondes secondaires voient leur amplitude diminuer avec F et elles disparaissent pour $F > F_2$ (F_2 de l'ordre de 1.45-1.5), laissant place à un ressaut pleinement déferlant. Les ressauts de marée observés de par le monde sont le plus souvent de type ondulé (non-déferlant ou

partiellement déferlant) et très rarement de type pleinement déferlant (Chanson, 2011). Dans cet article nous analysons la structure du champ d'ondes secondaires associé aux *RM* ondulés. Nous montrons que dans un milieu fluvial naturel, avec des berges en pente douce, il existe un changement de régime pour les *RM* autour d'un nombre de Froude critique F_c . Pour $F > F_c$, on observe des ondes secondaires de fortes cambrures aux caractéristiques voisines de celles observées en canal rectangulaire. Ce type de *RM* ondulé, énergétique et visuellement observable, correspond au phénomène dénommé en Français *mascaret* ou *la barre* (les *RM* pleinement déferlants et non ondulés sont aussi qualifiés de *mascaret*). En revanche, pour $F < F_c$ les *RM* ondulés sont caractérisés par une cambrure beaucoup plus faible que celle observée en canal rectangulaire pour un même nombre de Froude.

2. Sites d'étude

Des *mascarets* très puissants pouvaient autrefois se former dans la Seine. Ils atteignaient leur intensité maximale à Caudebec-en-Caux, avec une hauteur du premier front de vague dépassant 2.0 m (Foussard et coll., 2010). Le front d'onde pouvait alors déferler sur toute la largeur du fleuve (Maladin, 1988). Des travaux continus d'endiguement et de dragage de la Seine depuis le milieu du 19^{ème} siècle ont conduit à la formation d'un chenal uniforme et profond (profondeur supérieure à 10 m) qui n'est plus favorable à la formation de *mascaret*. Sa dernière apparition sous sa forme spectaculaire a eu lieu en 1963, et sa quasi-disparition s'est produite suite à l'aménagement de l'embouchure en 1979 (Foussard et coll., 2010). Cependant, par forts

coefficients de marée, une onde de faible intensité peut être encore visible en amont de Caudebec-en-Caux entre Duclair et Sahurs (Loïc Le Louargant, communication personnelle). Afin d'étudier les *RM* sur la Seine nous avons identifié deux sites d'études. Le premier, à Caudebec-en-Caux, situé à 55 km en amont de l'embouchure (le point 0 étant l'extrémité ouest de la digue du Ratier), a été choisi pour des raisons historiques, car il était le lieu où les *mascarets* étaient autrefois les plus intenses. Le second site instrumenté a été Val des Leux situé à 100 km en amont de l'embouchure, dans une zone semblant actuellement plus propice à la formation de *RM*. Les mesures ont été réalisées du 25 août au 13 septembre 2011. Nous nous sommes focalisés plus particulièrement sur les marées comprises entre les vives eaux du 31 août (coef. 111) et les mortes eaux du 6 septembre (coef. 42). Dans la Seine le marnage (T_R), par vives eaux, décroît fortement lors de la propagation de la marée dans le fleuve. Pour la marée de vive-eau du 31 août, T_R a évolué de 7.50 m à l'embouchure de l'estuaire à 4.85 m à Caudebec-en-Caux, puis 3.70 m à Val des Leux. En morte-eau, le 6 septembre, T_R est passé de 3.45 m à l'embouchure à 2.70 m à Caudebec-en-Caux, puis 2.25 m à Val des Leux. Sur ces deux sites l'onde de marée est très asymétrique avec une durée du montant de 4 h 5 min en vive-eau. Le débit moyen sur la période de mesures a été de 216 m³/s, valeur très légèrement supérieure au débit moyen à cette saison, mais bien inférieur au débit moyen annuel de 365 m³/s. Pour les marées de vive-eau la profondeur hydraulique à basse mer était de 7.7 m à Val des Leux.

Dans le système fluvio-estuarien Gironde/Garonne/Dordogne, par forts coefficients, des *mascarets* intenses sont actuellement observables aussi bien dans la Garonne que dans la Dordogne, avec des hauteurs de vagues (H_b) pouvant dépasser 1.5

m. Dans le cadre de cette étude nous nous sommes concentrés sur la dynamique des *RM* dans la Garonne. Comoy (1881) observait à son époque que le *mascaret* pouvait se former légèrement en amont de la confluence des deux rivières et atteignait son amplitude maximale légèrement en amont de Bordeaux, à environ 94 km en amont de l'embouchure (le point 0 étant situé au Verdon), pour ensuite diminuer d'intensité et disparaître vers Portets (115 km en amont de l'embouchure). La localisation des *mascarets* dans la Garonne est à présent fortement décalée en amont du fleuve. Ils se forment dorénavant en amont de Bordeaux, atteignent une amplitude maximale proche de Podensac (126 km en amont de l'embouchure), puis décroissent et disparaissent vers Langon (141 km en amont de l'embouchure) (cf. Bonneton et coll., 2011d). Ce décalage vers l'amont des *RM* est à relier aux fortes augmentations de marnage dans la Garonne observées depuis le milieu du 19^{ème} siècle en amont de Bordeaux (jusqu'à 3 m d'augmentation à Cadillac entre 1847 et 1961). De plus, Castaing et coll. (2006) ont montré que ce phénomène s'est poursuivi suite aux dragages ainsi qu'aux extractions de granulats qui ont fortement modifié le lit du fleuve à partir des années 1960. Afin de caractériser la dynamique actuelle des *RM* dans la Garonne deux campagnes de mesures de grande ampleur ont été réalisées en 2010 (cf. Bonneton et coll., 2011a,c,d) autour des marées d'équinoxe de printemps, du 24 février au 15 avril (campagne TBG1), et des marées d'équinoxe d'automne, du 1^{er} septembre au 22 octobre (campagne TBG2). Des mesures complémentaires ont été mises en œuvre pendant les marées d'équinoxe d'automne 2011, au même moment que celles réalisées sur la Seine. Nous avons choisi le site de Podensac (126 km en amont de l'embouchure) qui est une zone où le marnage est proche de sa valeur maximale dans la Garonne et où les *mascarets* sont de fortes

intensités. Pour la marée de vive-eau (31 août 2011, coef. 111) T_R a évolué de 5.04 m à l'embouchure de l'estuaire (le Verdon) à 6.17 m à Podensac. En morte-eau (6 septembre 2011, coef. 42) T_R est passé de 2.35 m à l'embouchure à 4.27 m à Podensac. Sur ce site l'onde de marée est très asymétrique avec une durée du montant de 3 h 12 min en vive-eau. Le débit moyen sur la période de mesures a été de $135 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur inférieure à la moyenne pour cette période qui est de l'ordre de $180 \text{ m}^3/\text{s}$. La profondeur hydraulique à basse mer a peu varié autour d'une valeur moyenne de 2.7 m.

3. Méthodes

Dans cet article nous analysons principalement des mesures d'élévation de la surface libre. En 2011 nous avons mouillé sur chacun des deux sites de la Seine un capteur de pression (Ocean Sensor System) programmé en continu à une fréquence d'acquisition de 10 Hz. Les capteurs étaient placés à côté des marégraphes de Caudebec-en-Caux et de Val des Leux, dans des profondeurs d'eau à marée basse (pour les plus basses mers) respectivement de 1.0 m et 1.5 m. Pour le site de Podensac sur la Garonne en 2011, outre des mesures de profils de courant et de turbidité qui ne seront pas décrites dans cet article, nous avons réalisé des mesures de pression à 10 Hz (Ocean Sensor System) à la fois dans l'axe du fleuve et sur les berges. Les dispositifs expérimentaux de 2010 pour les campagnes TBG1 et TBG2 sur la Garonne ont été décrits dans Bonneton et coll. 2011a,c.

Pour les *RM* les plus intenses que nous ayons observés, le champ d'ondes secondaires est caractérisé par une forte cambrure et un rapport $\lambda/D \sim 5$, où D est la profondeur hydraulique et λ la longueur d'onde. Ce rapport caractérise un champ

d'onde modérément non-hydrostatique. Il est donc nécessaire d'appliquer une correction non-hydrostatique à la pression mesurée pour estimer la hauteur d'eau. Pour cela, nous avons utilisé une approche classique basée sur une transformée de Fourier du signal et l'application sur chaque mode d'une correction non-hydrostatique reposant sur la théorie linéaire des vagues. Pour valider notre approche nous avons confronté les hauteurs d'eau issues de mesures de pression avec celles obtenues simultanément par mesure acoustique directe de la surface libre lors de la campagne TBG2. Ces mesures ont été réalisées à partir d'un AWAC (Nortek) à une fréquence d'acquisition de 2 Hz. Dans la situation la plus défavorable en terme de non-linéarité et de non-hydrostaticité (*RM* intenses) l'erreur maximale induite par notre correction non-hydrostatique sur l'amplitude des ondes secondaires est inférieure à 10%.

Des profils bathymétriques précis des sections instrumentées sur la Seine et la Garonne nous ont permis de calculer les profondeurs hydrauliques D et le nombre de Froude F . Le nombre de Froude est déterminé à partir des mesures de hauteurs d'eau de part et d'autre du front d'onde moyen et en appliquant la conservation de la masse et de la quantité de mouvement à travers la section du fleuve. Pour estimer la longueur d'onde λ de la première ondulation, nous avons utilisé $\lambda=c_b T$, où T est la période et c_b est la célérité du ressaut. La période s'obtient facilement à partir des signaux de pression. La célérité a été calculée à partir de la relation $c_b = u_1 + F(gD_1)^{1/2}$, où g est la gravité et D_1 et u_1 sont respectivement la profondeur hydraulique et la vitesse horizontale intégrée sur la verticale, à l'avant du ressaut (i.e. en aval par rapport à la direction de propagation du *RM*). Pour les campagnes de mesure sur la Garonne u_1 a été calculée à partir de mesures ADCP RDI acquises à 2 Hz. Des mesures directes de c_b ,

obtenues à partir du calcul du déphasage entre deux capteurs de pression synchronisés, nous ont montré que la relation utilisée pour c_b conduisait à des erreurs inférieures à 5%. Dans le cas de la Seine, n'ayant pas de mesures directes de u_1 pendant notre campagne, nous nous sommes appuyés sur les hypothèses suivantes : a) dans cette portion de fleuve, où l'onde de marée est très asymétrique, on observe, lors de la marée descendante, l'établissement d'un courant de jusant qui reste pratiquement constant jusqu'à la renverse de marée basse, et b) la valeur maximale de ce courant évolue peu en fonction du coefficient de marée. A partir des données de la littérature nous avons estimé cette valeur u_1 , à Val des Leux par faible débit fluvial, à -0.7m/s. Il est à noter que cette correction est faible par rapport à c_b , dont l'ordre de grandeur pendant la campagne de mesures à Val des Leux était de 8.4 m/s.

4. Formation des ressauts de marée

Les observations sur la Garonne à Podensac en 2010, sur près de 200 marées, ont permis de quantifier pour la première fois l'occurrence des *RM* dans cet environnement (cf. Bonneton et coll. 2011c). Pour la campagne TBG1, réalisée à la fin de l'hiver autour des marées d'équinoxe de printemps, des *RM* sont observés pour 60 à 64% des marées. Pour les marées d'équinoxe d'automne de la campagne TBG2 on observe, pour le même type de forçage tidal à l'entrée de l'estuaire, des *RM* plus intenses avec une occurrence de l'ordre de 85 à 90%. L'incertitude sur la quantification de l'occurrence vient du fait que pour des nombres de Froude faiblement supérieurs à 1, l'identification des ressauts et de leur champ d'ondes secondaires devient difficile (cf.

discussion de la figure 3). La différence marquée entre les deux campagnes de mesures est liée à des débits fluviaux très différents. A la fin de l'été, par faible débit fluvial, on observe une forte amplification de l'onde de marée lors de sa propagation entre l'entrée de l'estuaire et Podensac (cf. Bonneton et coll. 2011d). Les forts débits à la fin de l'hiver vont atténuer très fortement ce phénomène et donc être moins favorables à la formation de *RM*.

Les mesures complémentaires à Podensac en 2011 lors des marées d'équinoxe d'automne (de vive-eau à morte-eau) ont été réalisées pour des débits fluviaux similaires à ceux de TBG2. Cependant des *RM* ont été identifiés pour l'ensemble des 16 marées analysées. La différence d'occurrence des *RM* entre cette campagne 2011 et TBG2 est due au fait qu'en 2010 le coefficient de marée minimal était de 32 alors qu'en 2011 la marée de morte-eau était de plus forte amplitude avec un coefficient de 42. La figure 2 présente les ressauts observés en 2011 pour les deux situations extrêmes que sont les marées de vive-eau et morte-eau. Pour la marée de vive-eau (cf. fig. 2a) on observe un *RM* intense, caractérisé par un nombre de Froude de 1.24 et des ondes secondaires de fortes amplitudes. La hauteur du premier front d'onde, H_b , atteint 1.57 m et la période de la première vague est de 2.6 s. La structure du *RM*, présentée sur la figure 2a, est représentative des *mascarets* de la Garonne, avec un champ d'ondes secondaires fortement cambrées et organisé sous la forme de groupes d'ondes (modulation à une période de l'ordre de 25 s). Le déferlement se produit sur les berges et localement au milieu du fleuve pour les vagues les plus intenses au sein des groupes d'ondes (cf. Bonneton et coll., 2011c). Pour la marée de morte-eau (cf. fig. 2b) on observe un *RM* de très faible intensité ($F=1.04$) et un champ d'ondes secondaires peu

développé ($H_b=0.19$ m), avec des oscillations à des périodes beaucoup plus longues que celles des *mascarets*, de l'ordre de 15 s. Bien que de très faible intensité, ce *RM* est néanmoins caractérisé par une vitesse d'élévation maximale, $d\zeta/dt|_{\max} = 2.2 \cdot 10^{-2}$ m/s, d'au moins un ordre de grandeur supérieur à celle observée pour les rares cas sans *RM* lors des marées d'équinoxe d'automne en 2010. Nos résultats montrent que les *RM* se forment dans la Garonne pour une large majorité de marées et qu'ils peuvent même se produire pour des marées de morte-eau comme nous l'avons observé en 2011.

Les mesures réalisées à Caudebec-en-Caux sur la Seine n'ont pas permis d'identifier de *RM*. L'absence de *RM* dans la zone où ils étaient historiquement les plus intenses s'explique à la fois par les aménagements et dragages de toute la partie aval du fleuve, qui ont modifié les caractéristiques globales de l'onde de marée, mais aussi par des raisons plus locales. La zone de Caudebec-en-Caux au début du 19^{ème} siècle était particulièrement dangereuse pour la navigation du fait de hauts fonds. Les dragages dans cette zone ont été très importants, en particulier dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle (cf. Documentation GIP Seine-Aval), avec un approfondissement des chenaux de plus de 4 m.

En revanche, à Val des Leux, 45 km en amont de Caudebec-en-Caux, des *RM* peuvent être clairement identifiés. La figure 3 présente l'évolution temporelle de l'élévation du plan d'eau à Val des Leux, au début de la marée montante, pour les marées d'équinoxe allant du 31 août au 7 septembre 2011. Ces observations, réalisées en même temps que celles sur la Garonne (cf. fig. 2), représentent les premières mesures de *RM* ondulés dans la Seine. Pour les six marées les plus intenses (fig. 3a-f) on observe

la présence de *RM* ondulés bien développés, caractérisés cependant par des nombres de Froude modérés compris entre 1.05 et 1.07. Pour la marée la plus intense (fig. 3a) la hauteur du premier front d'onde est de 1.02 m et la période T est égale à 34 s. Ce ressaut est tout à fait significatif puisque le plan d'eau va s'élever d'un quart du marnage en moins de 50 s. Malgré des conditions de marnage et de profondeur d'eau beaucoup moins favorables que sur la Garonne ($T_R = 3.70$ m, $D_1 = 7.7$ m à Val les Leux ; $T_R = 6.17$ m, $D_1 = 2.7$ m à Podensac) la distorsion de l'onde de marée sur 100 km depuis l'embouchure permet néanmoins la formation d'un *RM* d'intensité significative. Pour les marées de faibles amplitudes (fig. 3j-o) on observe une évolution progressive de la marée montante, sans présence de *RM*. Les figures 3g-i illustrent la transition progressive entre les *RM* bien développés et l'absence de *RM*. Sur la figure 3g on observe un *RM* très faible ($F=1.04$) qui devient pratiquement imperceptible lors de la marée suivante (fig. 3h). Le même type de transition a été obtenu en 2010 pour la Garonne (cf. Bonneton et coll., 2011c).

5. Structure du champ d'onde secondaire

Notre connaissance des ressauts ondulés repose en grande partie sur des études théoriques et expérimentales pour des canaux de forme simple et le plus souvent rectangulaire. Dans de tels canaux, les caractéristiques des ressauts ondulés non-déferlants évoluent de façon continue en fonction de l'intensité du ressaut. Lorsque le nombre de Froude augmente l'amplitude des ondes secondaires croît et la longueur d'onde, λ , décroît (Favre, 1935, Treske, 1994 ou Chanson, 2011). Cette évolution est assez bien reproduite par la théorie de Lemoine (1948) comme le montrent les résultats

de Favre (1935) et Treske (1994) sur la figure 4. En milieu naturel, les fleuves ont généralement des berges en pente douce. Sur les sites que nous avons étudiés les pentes étaient comprises entre 10 et 35%. Ces pentes douces ont un très fort impact sur la structure des ondes secondaires par rapport à ce qu'on peut observer dans des canaux rectangulaires (Treske, 1994 et Bonneton et coll., 2011c,d). Si la structure du ressaut moyen est pratiquement homogène dans la direction transverse au fleuve (Bonneton et coll., 2011c,d), en revanche le champ d'onde secondaire va présenter une très forte variabilité spatiale (cf. fig. 1). De plus, la structure du champ d'onde ne va pas évoluer de façon continue en fonction du nombre de Froude comme l'illustre la figure 4. Cette figure présente l'évolution de la longueur d'onde de la première vague, λ , adimensionnée par la profondeur hydraulique à l'avant du ressaut, D_1 , en fonction de F . L'ensemble des mesures présentées a été réalisée au voisinage de l'axe du fleuve, excepté pour celles de Val des Leux. La figure 4 met en évidence un changement de comportement, ou transition, autour d'un nombre de Froude F_c ($F_c \sim 1.1$ à Podensac). Pour $F > F_c$, on observe des oscillations à haute fréquence (cf. fig. 2a) avec des longueurs d'onde adimensionnées en accord avec celles mesurées pour des ressauts ondulés se propageant dans un canal rectangulaire. En revanche lorsque F devient inférieur à F_c le mode haute fréquence voit son amplitude fortement décroître et il laisse place à des ondes de longueurs d'onde beaucoup plus grandes. Un tel phénomène avait déjà été identifié par Treske (1994) pour des ressauts en translation se propageant dans un canal trapézoïdal. Nous avons aussi observé, comme cet auteur, qu'au voisinage des berges le mode basse fréquence était dominant même lorsque $F > F_c$.

Lorsque $F > F_c$, la cambrure des ondes secondaires est suffisamment intense pour que le *RM* soit observable visuellement en milieu naturel (cf. fig. 1) et il est alors dénommé dans le langage courant *mascaret*. Par contre pour $F < F_c$ les ondes secondaires sont de faibles cambrures et difficilement observables in situ sans mesure précise et haute fréquence de l'évolution de la hauteur d'eau. Cependant ce type de phénomène est associé à une hydrodynamique intense avec par exemple, pour un Froude de 1.08 à Podensac, une variation de l'intensité de la vitesse horizontale de 1 m/s en 21 s (cf. Bonneton et coll., 2011a). Les *RM* observés dans la Garonne lors des forts débits fluviaux (TBG1), même pour un coefficient de marée de 116, sont tous de type « faible cambrure » et ne peuvent pas être qualifiés de *mascarets*. Il est intéressant de noter que pour ce régime ($F < F_c$) les valeurs λ/D_1 sont cohérentes pour les trois campagnes de mesures sur la Garonne, alors que deux d'entre elles ont été réalisées pour des débits fluviaux et donc des D_1 très différents.

Les *RM* ondulés que nous avons identifiés sur la Seine appartiennent aussi à ce régime « faible cambrure ». Ceci explique pourquoi, malgré des hauteurs de vagues très significatives ($H_b \sim 1\text{m}$), ces *RM* n'avaient pas été identifiés jusqu'à présent sur la Seine. Les valeurs λ/D_1 sont supérieures pour un même F à celles mesurées sur la Garonne. Le fait que les mesures sur la Seine aient été réalisées proches des berges peut expliquer partiellement ces différences. Cependant, pour ces faibles nombres de Froude, Treske (1994) a montré en laboratoire et Bonneton et coll. (2011c) in situ, que le champ d'onde secondaire était beaucoup plus homogène, perpendiculairement au sens de propagation, que celui observé pour $F > F_c$ (cf. figure 1). Cet écart entre les deux sites semble davantage relié aux différences de pente des berges. Des berges de faibles pentes, telles

que celles de Val des Leux, conduisent pour un même nombre de Froude à des longueurs d'onde adimensionnées plus grandes.

5. Conclusions

Nous avons montré que dans un milieu fluvial naturel, avec des berges en pente douce, il existe un changement de régime pour les *RM* ondulés autour d'un nombre de Froude critique F_c . Lorsque $F < F_c$, le champ d'onde secondaire est dominé par des ondes basses fréquences de faibles cambrures, alors que des ondes de plus hautes fréquences et de fortes cambrures deviennent dominantes lorsque le nombre de Froude dépasse F_c . Dans le second cas, les *RM* sont généralement visuellement observables et correspondent au phénomène dénommé dans le langage courant *mascaret*. Nous avons montré que l'occurrence des *RM* en milieu fluvio-estuarien était jusqu'à présent sous-estimée (Chanson, 2011), car le régime « faible cambrure » ($F < F_c$) n'est pas facilement appréhendable sans mesure haute fréquence de la hauteur d'eau. Grâce à ce type de mesure nous avons pu identifier des *RM* ondulés de « faible cambrure » dans la Seine et présenter les premières mesures quantitatives de ce phénomène. Nous avons montré que sur la Seine la localisation des *RM*, par rapport à celle du milieu du 20^{ème} siècle, s'est fortement décalé vers l'amont. Le même phénomène de décalage vers l'amont a aussi été observé dans la Garonne. Nous avons aussi montré que dans la Garonne les *RM* étaient présents pour une large majorité de marées et que par faible débit fluvial il pouvait même se développer par marée de morte-eau. Cette réévaluation de l'occurrence des ressauts de marée, en particulier dans des environnements comme la Seine où ils semblaient, suite à des aménagements, avoir en partie disparu, ouvre de nouvelles

perspectives sur le rôle qu'ils jouent dans les écosystèmes fluvio-estuariens et en particulier sur les échanges sédimentaires. Les modèles de propagation de marée dans ces environnements ne décrivent pas actuellement les processus dispersifs associés au *RM*. Leur modélisation en milieu naturel va donc nécessiter le développement de nouveaux modèles non-hydrostatiques (cf. Bonneton et coll., 2011b).

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet MASCARET (Région Aquitaine), avec des financements complémentaires de l'Université de Bordeaux 1. Nous remercions l'ensemble des personnes qui ont été impliquées dans ces campagnes de mesures et tout particulièrement G. Oggian, S. Capo, N. Pochon (EPOC) et F. Pradalier (CKBN). Les VNF (Voies Navigables de France) de Cadillac nous ont été d'un très grand soutien pour le mouillage des instruments dans la Garonne, ainsi que Y. Lavigne pour les photos aériennes. Merci à la société RDI qui nous a prêté un ADCP. Nous remercions P. Tournier et C. Guillon (Grand Port Maritime de Rouen) et J-P. Lemoine (GIP Seine Aval) pour leur aide lors de la campagne de mesures sur la Seine. Nous remercions P-Y. Lagrée, D. Mouazé et H. Michallet pour leurs commentaires constructifs en tant que rapporteurs, qui ont contribué à améliorer cet article.

Références bibliographiques

Bonneton, N., Bonneton, P., Parisot, J-P., Detandt, G., Sottolichio, A. and Crapoulet, A. 2011a. Structure verticale des courants associés à la propagation de la marée dans la Garonne - Impact du mascaret. 20^{ème} Congrès Français de Mécanique, 6p.

- Bonneton, P., Barthelemy, E., Chazel, F., Cienfuegos, R., Lannes, D., Marche, F., Tissier, M. 2011b. Recent advances in Serre–Green Naghdi modelling for wave transformation, breaking and runup processes. *Eur. J. Mech. B Fluids*, 30, 589-597, doi:10.1016/j.euromechflu.2011.02.005
- Bonneton, P., Van de Loock, J., Parisot, J-P., Bonneton, N., Sottolichio, A., Detandt, G., Castelle, B., Marieu, V. and Pochon, N. 2011c. On the occurrence of tidal bores -The Garonne River case. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 1462-1466.
- Bonneton, P, Parisot, J-P., Bonneton, N., Sottolichio, A., Castelle, B., Marieu, V., Pochon, N. and Van de Loock, J. 2011d. Large amplitude undular tidal bore propagation in the Garonne River, France, ISOPE, in press.
- Castaing P., Etcheber H., Sottolichio A. et Cappé R. 2006. Evaluation de l'évolution hydrologique et sédimentaire du système Garonne-Dordogne-Gironde. Rapport UMR 5805 EPOC pour l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, mars 2006, 65 pp.
- Chanson, H. 2011. Tidal bores, aegir, eagre, mascaret, pororoqa. Theory and observations. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd.
- Comoy, G.E. 1881. Étude pratique sur les marées fluviales et notamment sur le mascaret. Gauthier-Villars, Paris, 399p.
- Favre, H. 1935. Etude théorique et expérimentale des ondes de translation dans les canaux découverts, Dunod, Paris, 1935.
- Foussard V., Cuvilliez A., Fajon P., Fisson C., Lesueur P., Macur O., 2010. Evolution morphologique d'un estuaire anthropisé de 1800 à nos jours. Fascicule Seine-Aval n°2.3, 43p.

- Lemoine, R. 1948. Sur les ondes positives de translation dans les canaux et sur le ressaut ondulé de faible amplitude. *Houille Blanche*, **2**, 183–185.
- Malandain, J.J. 1988. La Seine au Temps du Mascaret. *Le Chasse-Marée*, N°34, pp. 30-45.
- Parisot, J-P., Bonneton, P., Bonneton, N., Van de Loock, J., Castelle, B., Marieu, V., Sottolichio, A., Detandt, G., Oggian, G., Derriennic, H., Bujan, S., Tissier, M., Castaing, P., Lubin, P., Chanson, H., Pradalier, F., and Marcel, R. 2010. Etude préliminaire des mascarets d'Aquitaine. Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 945-954. DOI:10.5150/jngcgc.2010.104-P.
- Simpson, J.H., Fisher, N.R. and Wiles, P. 2004. Reynolds stress and TKE production in an estuary with a tidal bore. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **60**, 619-627.
- Treske, A. 1994. Undular bore (Favre-waves) in open channels - Experimental studies. *Journal of Hydraulic Research*, 32, n°3, 355-370.
- Wolanski, E, Williams, D., Spagnol, S. and Chanson, H. 2004. Undular tidal bore dynamics in the Daly Estuary, Northern Australia. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **60** 4: 629-636.



Fig. 1 : Illustration de la forme caractéristique des *RM* ondulés de forte intensité (*i.e. mascarets*) dans la Garonne. Photo aérienne réalisée le 10 septembre 2010 à 500 m en aval de notre site de mesure de Podensac. La largeur du plan d'eau, à basse mer, est de 145 m. $T_R=6.3$ m (marnage sur site), $F=1.26$.

Fig. 1: Illustration of the characteristic shape of high-intensity undular tidal bore propagating in the Garonne River. Aerial photograph taken the 10th of September 2010, 500 m downstream our field site in Podensac. The low tide wetted width is 145 m. $T_R=6.3$ m (local tidal range), $F=1.26$.

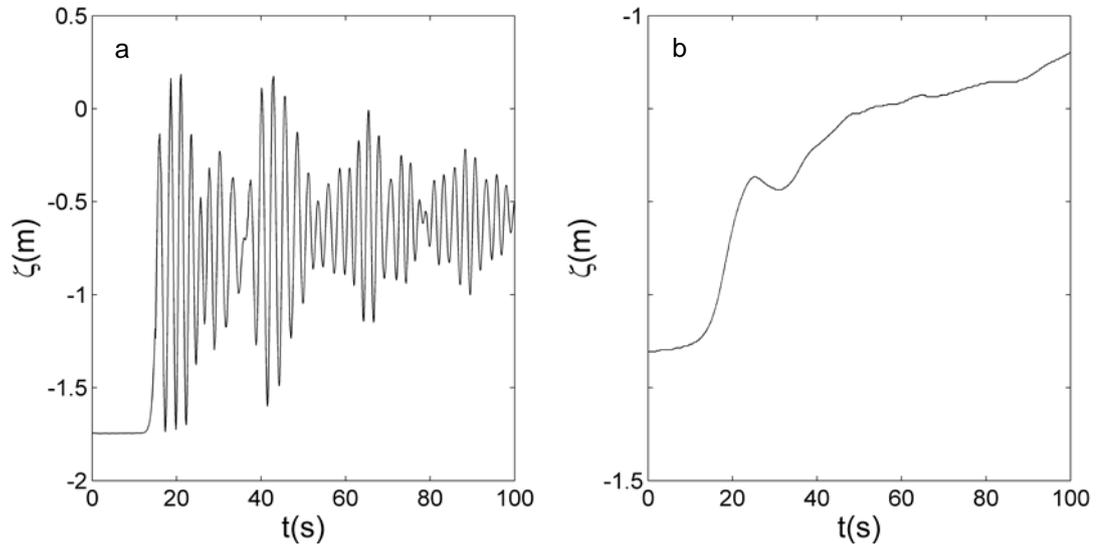


Fig. 2 : Evolution temporelle de l'élévation du plan d'eau (cote NGF-IGN69) à Podensac (Garonne) au début de la marée montante. Marées d'équinoxe 2011 : a, marée de vive eau le 31 août (5 h38' TU), coef=111, $T_R=6.17$ m, $F=1.24$; b, marée de morte-eau le 6 septembre (22h49' TU), coef=42, $T_R=4.27$ m, $F=1.04$.

Fig. 2: Time evolution of water elevation (NGF-IGN69) at Podensac (Garonne) when the tidal flow turns to rising. Equinox tides 2011: a, spring tide the 31st of August (5 h38'UT), coef=111, $T_R=6.17$ m, $F=1.24$; b, neap tide the 6th of September (22h49' UT), coef=42, $T_R=4.27$ m, $F=1.04$.

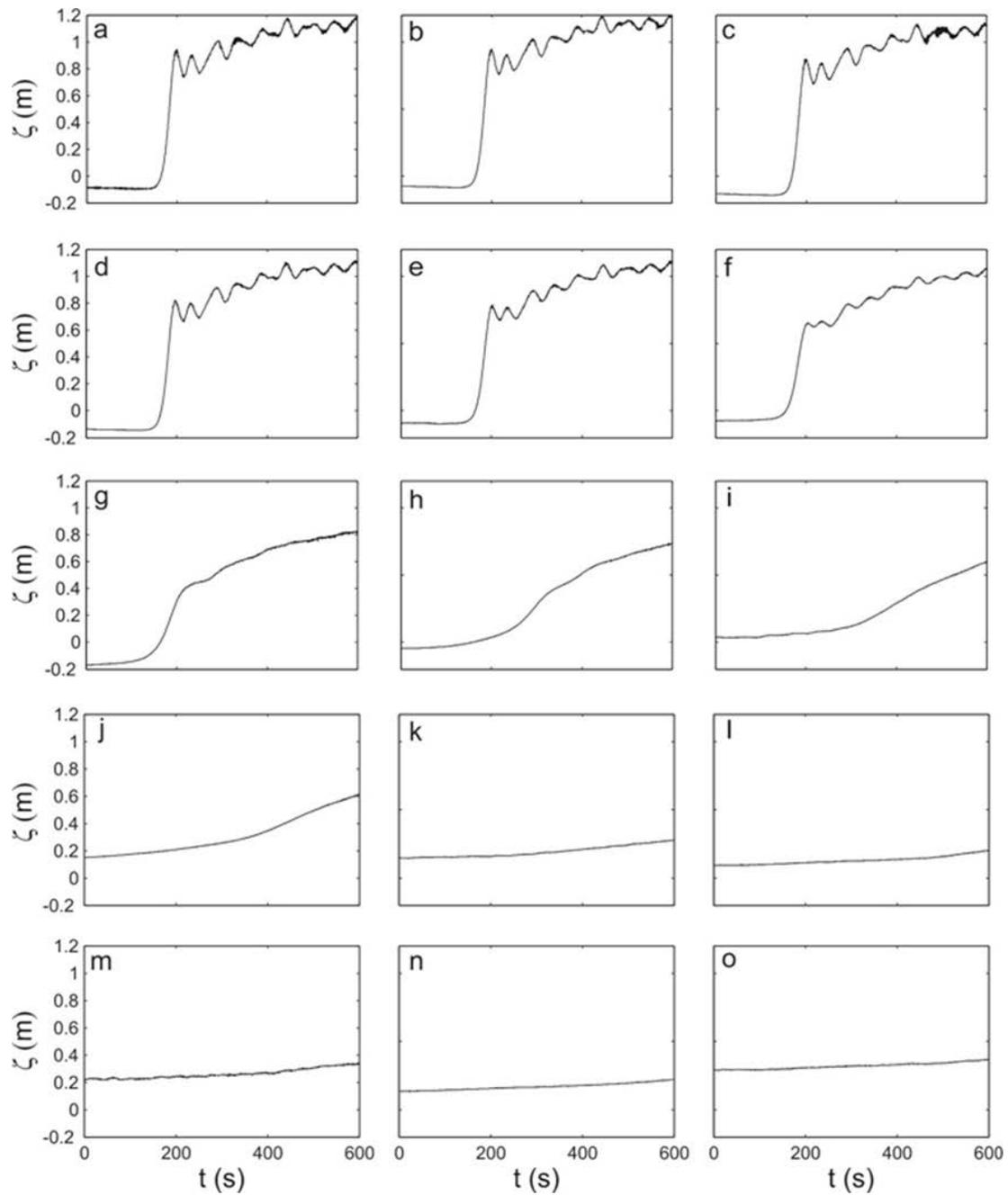


Fig. 3 : Evolution temporelle de l'élévation du plan d'eau (cote NGF-IGN69) à Val des Leux (Seine) au début de la marée montante. Marées d'équinoxe en 2011 du 31 août (10 h42' TU) au 7 septembre (16h42' TU). T_R est le marnage local et non pas celui à l'entrée de l'estuaire. a, coef=111, $T_R=3.68$ m, $F=1.07$; b, coef=108, $T_R=3.65$ m, $F=1.07$; c, coef=105, $T_R=3.72$ m, $F=1.07$; d, coef=99, $T_R=3.72$ m, $F=1.06$; e, coef=92, $T_R=3.61$ m, $F=1.06$; f, coef=85, $T_R=3.44$ m, $F=1.05$; g, coef=76, $T_R=3.40$ m, $F=1.04$; h, coef=67, $T_R=3.14$ m ; i, coef=59, $T_R=3.13$ m ; j, coef=51, $T_R=2.75$ m ;

k, coef=45, $T_R=2.60$ m ; l, coef=42, $T_R=2.41$ m ; m, coef=42, $T_R=2.24$ m ; n, coef=45, $T_R=2.45$ m ; o, coef=49, $T_R=2.35$ m.

Fig. 3: Time-evolution of water surface elevation (altimetry NGF-IGN69 system) at Val des Leux (Seine) when the tide flow turns to rising. Equinox tides in 2011 from the 31st of August (10 h42' UT) to the 7th of September (16h42' UT). T_R is the field site tidal range. a, coef=111, $T_R=3.68$ m, $F=1.07$; b, coef=108, $T_R=3.65$ m, $F=1.07$; c, coef=105, $T_R=3.72$ m, $F=1.07$; d, coef=99, $T_R=3.72$ m, $F=1.06$; e, coef=92, $T_R=3.61$ m, $F=1.06$; f, coef=85, $T_R=3.44$ m, $F=1.05$; g, coef=76, $T_R=3.40$ m, $F=1.04$; h, coef=67, $T_R=3.14$ m ; i, coef=59, $T_R=3.13$ m ; j, coef=51, $T_R=2.75$ m ; k, coef=45, $T_R=2.60$ m ; l, coef=42, $T_R=2.41$ m ; m, coef=42, $T_R=2.24$ m ; n, coef=45, $T_R=2.45$ m ; o, coef=49, $T_R=2.35$ m.

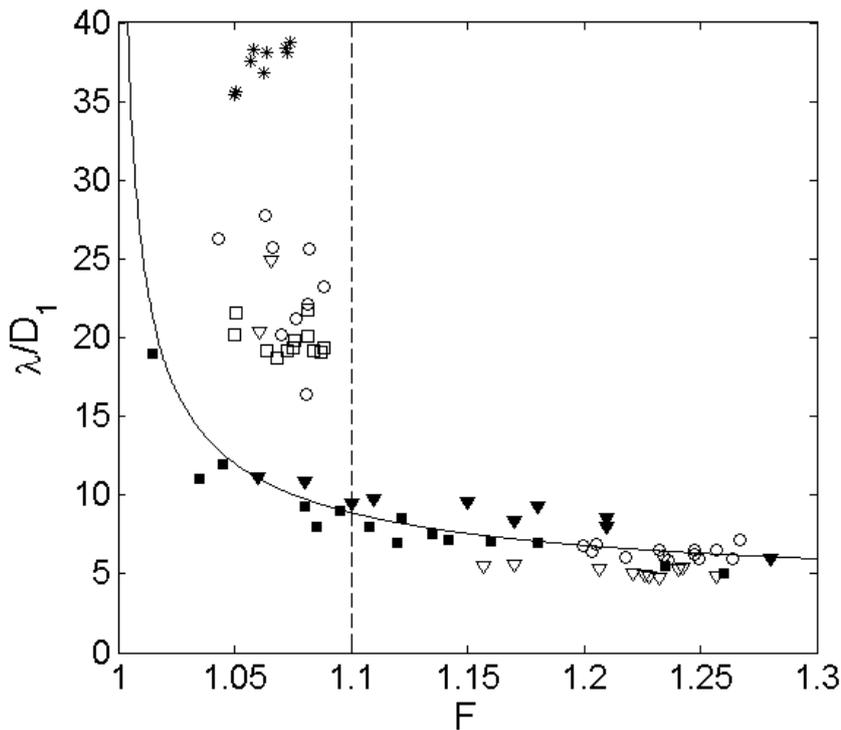


Fig. 4 : Longueur d'onde adimensionnée en fonction du nombre de Froude F . \square , TBG1 ; \circ , TBG2 ; ∇ , Garonne 2011 ; $*$, Seine 2011 ; \blacksquare , canal rectangulaire, Treske (1994) ; \blacktriangledown , canal rectangulaire, Favre (1935) ; —, théorie de Lemoine (1948).

Fig. 4 : Dimensionless wavelength in function of the Froude number F . \square , TBG1 ; \circ , TBG2 ; ∇ , Garonne 2011 ; $*$, Seine 2011 ; \blacksquare , rectangular channel, Treske (1994) ; \blacktriangledown , rectangular channel, Favre (1935) ; —, Lemoine's theory (1948).