Caractérisation (2010) et évolution récente (1999-2010) du gradient granulométrique longitudinal dans les deux bras du Rhône deltaïque (France méditerranéenne)

Characterisation (2010) and recent evolution (1999-2010) of the downstream grain-size distribution in the two channels of the deltaic Rhône River (Mediterranean France)

Guillaume Brousse*, Gilles Arnaud-Fassetta*

Résumé

À partir des données de terrain récemment acquises (août 2010) et des données antérieures (juillet-août 1999) rassemblées dans une base de données, l'article étudie les caractéristiques (2010) et l'évolution récente (1999-2010) du gradient granulométrique longitudinal sur 106 sites répartis dans les deux bras du Rhône deltaïque. Dérivés des analyses granulométriques (laser ou tamisage), le grain médian (D_{50}), l'indice de tri (σ) et l'indice d'asymétrie (*Sk*) ont servi à définir la texture du matériau de fond de chenal. Les images CM de R. Passega (1957) ainsi que les courbes à ordonnée de probabilité de G.S. Visher (1969) ont permis de déterminer et quantifier les modes de transport sédimentaire. Les résultats 2010 montrent que le matériau de fond du Petit Rhône est plus fin et plus homogène que celui du Grand Rhône. L'étude confirme également l'existence d'un gradient granulométrique longitudinal des dépôts de fond du Rhône deltaïque, même à proximité du niveau de base. La variabilité temporelle de ce gradient est grande et la comparaison 1999-2010 montre un affinement granulométrique dans les deux bras fluviaux. Des facteurs communs aux deux bras (aménagements hydrauliques en amont, fluctuations du coin salé en aval) peuvent expliquer ce phénomène tout autant que les facteurs intrinsèques (ajustement hydrogéomorphologique distinct lors des crues ; rôle des deltas de rupture de berge et de digue ; importance de l'incision ; hydraulicité et style fluvial différents).

Mots clés : matériaux de fond de chenal, gradient granulométrique longitudinal, transport sédimentaire, Rhône, delta.

Abstract

From recently acquired field data (August 2010) and previous measures (July-August 1999), compiled in a database, the characterisation (2010) and the recent evolution (1999-2010) of the downstream grain-size distribution in the two channels of the deltaic Rhône River were undertaken on 106 sites. Through grain-size analysis (laser granulometry and dry-sieving), the median bed-materiel grain size (D_{50}), the standard deviation (σ) and Skewness (Sk) were calculated in order to define the texture of the bed-material load. The CM diagram of R. Passega (1957) and the log-probability grain-size curves of G.S. Visher (1969) were built in order to determine and quantify each mode of sediment transport. The characterisation of bed-material load in 2010 highlights that the grain size of the sediments in the Petit Rhône River is finer and more homogeneous than the grain size of the sediments of the Grand Rhône River. The study confirms that a downstream grain-size fining occurs in the bed-material of the deltaic Rhône River, even close to the base level. The comparison 1999-2010 shows the downstream fining is characterised by a high temporal variability in the two fluvial branches. Some factors common to both fluvial branches (hydraulic equipment in the upper part of the channel, variability of the salt wedge downstream) and specific factors (hydromorphological adjustment during floods; role of crevasse splays; hydraulicity and fluvial style) can explain this phenomenon.

Key words: bed-material load, downstream grain-size fining, sediment transport, Rhône River, delta.

Abridged English version

The downstream grain-size distribution is defined by two processes. First, the abrasion is responsible for a downstream fining by grinding, splitting, chipping, crushing and/or cracking (Frings, 2008). Second, the sorting is responsible for a selective transport of the finest grains. Sediment input/output can alter this downstream fining because they modify the hydraulic slope. Most of the studies on downstream grainsize fining focused on the spatial variability of gravely bed

* Université Paris-Est Créteil Val-de-Marne (Paris 12) – UMR 8591 (LGP, Meudon) du CNRS – 61, avenue du Général de Gaulle – 94010 Créteil Cedex – France (gilles.arnaud-fassetta@u-pec.fr).

rivers (Rice and Church, 1998; Surian, 2002; Browne, 2004; Moussavi-Harami et al., 2004; Rengers and Wohl, 2006; Montané et al., 2009). The temporal variability of the downstream grain size distribution is less studied whereas the rhythm of hydrological successions and intra-channel stress related to hydraulic equipment may modify the downstream grain-size distribution fir a long time (Arnaud-Fassetta, 1997; Doyle and Shields, 2000; Frings and Kleinhans, 2008; Heitmuller and Hudson, 2009). Furthermore, only few studies concern the downstream grain-size fining in the deltaic/estuarine part of the hydrosystems because, next to the base level, it is supposed that the grain-size variations are null or insignificant (Sambrook Smith and Fergusson, 1996). With the example of the deltaic Rhône River, we explore once again the characterisation of the bed-material load and changes in space and time of the downstream grain-size fining. Field data were acquired in August 2010 and compiled in a database with previous (July-August 1999) field measurement (Quisserne, 2000). The previous study of the bed-material load in the deltaic Rhône River concluded to a downstream grain-size fining in relation with the downstream stream-power decreasing (Arnaud-Fassetta et al., 2003). Eleven years after, the objectives of the study are multiple: (i) Characterise once more the downstream grainsize distribution (2010) of the deltaic Rhône River; (ii) Analyse the recent evolution (1999-2010) of the downstream grainsize distribution; (iii) Validate the sampling method; (iv) Improve the sedimentological characterisation of fluviatile palaeochannels by analogs method (actualism).

The Rhône River is 810-km long and crosses a large catchment (97800 km²; fig. 1) with heterogeneous climatic influences (Alpin, oceanic, Mediterranean) and various morphostructural units (Alps, Jura, Massif Central). The Rhône delta (1742 km²) is located along the French Mediterranean coast. The delta is limited, to the west/north-west by the Costières de Nîmes and the Costières de Generac, to the east by the Crau, and to the north-east by the Alpilles. The hydrological regime of the Rhône River is characterised by a high intra- and inter-annual variability, with the occurrence of large floods, as in December 2003 (11 500 m³/s at Beaucaire) alternating with periods of low flows which permit marine intrusion in the downstream part of the channels. The study area focuses on the two deltaic Rhône channels: to the west, the Petit Rhône River, 60-km long and sinuous, and to the east, the Grand Rhône River, 50-km long and moderately sinuous. At the diffluence between the two branches, a hydraulic flow divider maintains only 10-15% of the total discharge in the Petit Rhône River. Downstream to Arles, the hydraulic gradient does not exceed 0.04%, increasing the deposition of the coarse fraction. The bed-material load of the Grand Rhône River includes cobbles and pebbles up to Terrin then the sands and silty sands predominate downstream. The bed-material load of the Petit Rhône River is essentially composed of sands the presence of which is discontinuous because of numerous incision sectors. Hydraulic equipments have modified both lateral and vertical mobility of the deltaic Rhône River. Inherited from channelisation works (19-20th centuries), dikes and embankments limit bank erosion hydraulics whereas hydraulic deflectors create a permanent selfdredging in the bottom channel. The Vallabrègues dam, the last one before the sea, interrupts the sedimentary yields (bedload), leading to a sediment deficit both in the downstream parts of the channel and on the coastal fringe (Suanez and Provansal, 1998; Sabatier, 2001; Maillet et al., 2006).

The methodology is based on fieldwork, grain-size analysis and statistic interpretation (Brousse, 2011). Field data were acquired thanks to a sediment trap specifically built for this study (fig. 2); the bed-material load was sampled (n = 106) every kilometre at the maximum depth in the two branches of the deltaic Rhône River in August 2010 (fig. 3). Grain-size analysis by laser granulometry and dry-sieving allowed us to quantify the median grain size (D_{50}), the standard deviation (σ) and Skewness (Sk) were calculated in order to define the texture of the bed-material load. The CM diagram of R. Passega (1957) and the log-probability plots of grain-size distribution by the method of G.S. Visher (1969) were built in order to determine and quantify each mode of sediment transport.

The bed-material characterisation highlights that the downstream grain-size distribution is finer and more homogeneous in the Petit Rhône River (fig. 4). The bed-material load of the Petit Rhône River is mostly composed by sands, silts and silty-clays, transported by graded suspension or uniform suspension (fig. 5), whereas the Grand Rhône River exhibits a significant part of cobbles and pebbles transported by rolling (fig. 5). In both branches, mud deposits occurred near to the channel mouth. The study confirms a downstream grain size fining occurs in the bed-material of the deltaic Rhône River, even near to the base level. The comparison 1999-2010 shows that the downstream fining is characterised by a high temporal variability in the two fluvial branches (fig. 6 and fig. 7). Between 1999 and 2010, the median grain-size shows a general fining in the two branches of the deltaic Rhône River, with poorer sorting and stable Skewness. Some factors common to both fluvial branches and specific factors can explain this phenomenon. Bed-material changes in the Grand Rhône are probably due to preferential sand transport during high flows and floods (fig. 8 and fig. 9), whereas crevasse splays which occurred during the large flood of December 2003 led to modify the bed-material pattern in the lower part of the Petit Rhône River because of the great volume of sands trapped in the flood plain. Near to the river mouths, the rise of the salt wedge, which was responsible for clays flocculation, was more frequent and more important in 2010 than in 1999 (fig. 10). To sum up, hydraulic equipment in the upper part of the channel, variability of the salt wedge downstream, hydromorphological adjustment during floods, the role of crevasse splays and specific hydraulicity and fluvial style can explain the evolution of the grain-size fining in the two branches of the deltaic Rhône River between 1999 and 2010.

This work presents a sedimentological interest (average grain size; downstream grain-size variations; fig. 11) for the characterisation of fluvial palaeochannels (discrimination between active channel and moribund channel; downstream sectorisation; distance from the palaeomouths and palaeoshorelines) by the analogs method (Arnaud-Fassetta, 1998, 2001, 2007, 2009).

Introduction

Dans les lits fluviaux, le gradient granulométrique longitudinal a été mis en évidence par H. Sternberg (1875). Ce gradient est contrôlé par deux types de processus, l'usure et le tri. L'usure des grains résulte du broyage et des frottements alors que le tri est fonction de la durée et de l'intensité de mise en mouvement, de transport et de sédimentation. Nous y ajouterons un processus spécifique aux deltas et aux estuaires, à savoir la floculation des argiles imposée par la pénétration des eaux salées sous les eaux douces (i.e., remontée du coin salé) du chenal. L'équation de D. Knighton (1980), qui caractérise ce gradient selon la formule $D = D_0 e^{-\alpha L}$, dans laquelle D = grain caractéristique à la section (en mm), D_0 = taille initiale du grain (en mm), e = exponentielle, $\alpha =$ coefficient intégrant l'effet indifférencié de l'usure et du tri et L = distance (en km) n'est donc pas tout à fait adaptée au milieu deltaïque, même si cela ne concerne que les derniers kilomètres des bras fluviaux. Ce gradient peut présenter des irrégularités longitudinales dont l'origine est un déséquilibre

entre la fourniture sédimentaire et la capacité de transport des cours d'eau, du reste parfois liées aux extractions de sédiments (Sambrook Smith et Fergusson, 1996 ; Ferguson *et al.*, 2006 ; Macnab *et al.*, 2006 ; Frings, 2008 ; Rădoane *et al.*, 2008) et/ou aux aménagements hydrauliques (Wang *et al.*, 2009). La plupart des études traitant du gradient granulométrique

Fig. 1 - Localisation de la zone d'étude. A : Carte de localisation du delta du Rhône. B : Le gradient granulométrique longitudinal du Rhône de sa source à la mer (d'après Montané, 2009). C : La plaine deltaïque du Rhône et la taille du grain médian ; 1 : limite de la plaine alluviale et deltaïque du Rhône ; 2 : plaine de la Crau ; 3 : Costières ; 4 : Alpilles ; 5 : marais ou étangs permanents ; 6 : pas de données ; 7 : galets et graviers (64 mm-4 mm) ;8 : sables moyens (0,5-0,25 mm); 9: sables fins (0,25-0,125 mm); 10 : limons (0,063-0,004 mm) ; 11 : ruptures de berge/digue en décembre 2003 ; 12 : principaux sites de dragage (taille proportionnelle au volume extrait) : 13 : écluse de Saint-Gilles : 14 : barrage de Vallabrègues ; 15 : remontée maximum du coin salé. D : Profil longitudinal du Petit Rhône. E : Profil longitudinal du Grand Rhône.

Fig. 1 – Location of the study area. A: Location map of the Rhône delta. B: Downstream grainsize distribution in the Rhône River from its source to the sea (after Montané, 2009). C: The deltaic plain of the Rhône River and median grain size; 1: limits of the floodplain and deltaic plain of the Rhône River; 2: Crau plain; 3: Costières; 4: Alpilles; 5: permanent marsh or pond; 6: no data; 7: pebbles and cobbles (64-4 mm); 8: medium sands (0,5-0,25 mm); 9: fine sands (0,25-0,125 mm); 10: silts (0,063-0,004 mm); 11: crevasse splays of December 2003; 12: main dredging sites (size proportional to extracted volume); 13: Saint-Gilles lock; 14: Vallabrègues dam; 15: maximum increase of salt wedge towards the north. D: Longitudinal profile of the Petit Rhône River. E: Longitudinal profile of the Grand Rhône River.

longitudinal dans les lits fluviaux aborde la question sur des cours d'eau à fond graveleux et se bornent à mesurer des variations spatiales (Rice et Church, 1998; Surian, 2002; Browne, 2004 ; Moussavi-Harami et al., 2004 ; Rengers et Wohl, 2006 ; Montané et al., 2009). La variabilité temporelle du gradient granulométrique est beaucoup moins étudiée. Or, l'évolution des successions hydrologiques et des contraintes liées aux aménagements hydrauliques intra-chenal peuvent incidemment modifier le gradient granulométrique au cours du temps (Arnaud-Fassetta, 1997 ; Doyle et Shields, 2000 ; Frings et Kleinhans, 2008 ; Heitmuller et Hudson, 2009). Enfin, rares sont les études abordant la question de l'évolution du gradient granulométrique dans les hydrosystèmes deltaïques, étant par principe souvent admis que le gradient granulométrique s'atténue considérablement voire disparaît à proximité du niveau de base (Sambrook Smith et Fergusson, 1996).

Dans le Rhône, le gradient granulométrique longitudinal décroît de la source jusqu'à ses embouchures, de façon irrégulière (IRS, 2000 ; fig. 1A). D'après A. Montané (2009), les variations longitudinales de la pente expliqueraient à



plus de 80 % les irrégularités du gradient granulométrique du Rhône observées du glacier à la mer (fig. 1B). Très en aval, à partir de la diffluence du Rhône à l'apex de l'aire deltaïque, l'alternance de seuils et de mouilles (fig. 1 D et E) définit un système de pentes complexe responsable d'un profil longitudinal en marches d'escaliers. La diminution drastique de la pente hydraulique, qui est à l'origine de la dernière irrégularité du gradient granulométrique longitudinal du Rhône, est un sérieux frein au transit de la charge grossière (IRS, 2000). À travers l'exemple du Rhône deltaïque, cette étude propose d'analyser l'évolution du gradient granulométrique et son espace-temps, grâce à l'élaboration d'une base de données compilant les résultats de prélèvements effectués en 1999 (Quisserne, 2000 ; Arnaud-Fassetta et al., 2003) puis en 2010 (Brousse, 2011 ; cette étude). L'analyse granulométrique des dépôts de fond superficiels du Grand Rhône et du Petit Rhône échantillonnés en 1999 est la dernière étude complète en date des dépôts de fond du Rhône deltaïque. Cette étude avait montré une disparité granulométrique significative entre les dépôts de fond superficiels des deux bras du Rhône. Cette disparité s'explique par les spécificités hydrauliques et géomorphologiques inhérentes à chaque bras. Mais dans l'ensemble, l'étude avait conclu à la décroissance granulométrique du matériau de fond de chenal, de la diffluence jusqu'aux embouchures, conformément à la diminution amont-aval des puissances spécifiques (Arnaud-Fassetta, 2003 ; Bravard, 2010). Aujourd'hui (i.e., 11 ans après), les objectifs de l'étude sont multiples : 1) caractériser à nouveau le gradient granulométrique (2010) du Rhône deltaïque ; 2) analyser l'évolution récente du gradient granulométrique (1999-2010) et les facteurs explicatifs ; 3) valider une méthode d'échantillonnage des dépôts de fond superficiels (en cours d'élaboration) ; 4) montrer l'intérêt de l'approche actualiste pour l'étude des paléochenaux fluviatiles. Ce travail pourrait être également mis en lien avec des études connexes s'intéressant à la nature des stocks sédimentaires, les habitats aquatiques, l'évolution longitudinale de la charge de fond et l'estimation du charriage et des bilans sédimentaires (OSR, 2010), le plan triennal de l'Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR) définissant l'amélioration des connaissances de la granularité des fonds du chenal sur l'ensemble du linéaire rhodanien comme l'une de ses actions prioritaires. Après avoir présenté la zone d'étude et la méthodologie (prélèvements, analyses granulométriques et traitement statistique), les résultats 2010 seront exposés puis comparés à ceux obtenus en 1999, avant d'aborder la chaîne des différents facteurs responsables des changements observés.

L'hydrosystème rhodanien dans l'aire deltaïque

Le Rhône draine un vaste bassin-versant de 97 800 km² où se croisent différentes influences climatiques (alpines, océaniques, méditerranéennes) sur des unités morphostructurales très variées (Alpes, Jura, Massif central ; fig. 1A). D'une longueur de 810 km, le Rhône prend sa source en Suisse (glacier du Rhône) et se déverse en Méditerranée au niveau de Port-Saint-Louis-du-Rhône (Grau de Roustan) et des Saintes-Maries-de-la-Mer (Grau d'Orgon). Le régime hydrologique du Rhône est caractérisé par une forte variabilité intra- et interannuelle. En amont immédiat de l'apex deltaïque, le débit moyen du Rhône à Beaucaire est de 1 700 m³/s, ce qui en fait le second fleuve de Méditerranée après le Nil, et dépasse 3 500 m3/s lors des crues moyennes. De plus, les étiages les plus sévères sont inférieurs à 400 m3/s alors que les crues centennales dépassent 11 000 m3/s (Antonelli, 2002). Le delta du Rhône (1 742 km²) est situé sur la côte de la Méditerranée française, entre 43°20 et 43°35 de latitude nord. Au sud, son front deltaïque domine un plateau continental en pente très faible (0,5-0,3 %), qui se développe entre 0 et 120 m de profondeur, suivi d'un talus découpé par de profonds canyons sous-marins dont les tracés peuvent être suivis jusqu'à 2 500 m de profondeur. Au nord-ouest, la plaine deltaïque est bordée par les Costières de Nîmes et de Génerac, au nord-est par le chaînon calcaire des Alpilles et à l'est par les méga-cônes torrentiels graveleux de la Crau. Le delta du Rhône est une vaste plaine de niveau de base dont l'édification holocène résulte de l'interaction entre plusieurs facteurs physiques (alluvionnement, eustatisme, topographie de la surface pré-existante, mouvements du sol ; Arnaud-Fassetta, 2007). La variabilité hydrosédimentaire y a joué un rôle majeur dans son développement. Génétiquement voué aux crues débordantes, aux défluviations et aux conflits eau douce/eau salée, ce delta constitue un milieu physique instable, fait de contraintes naturelles fortes. Pourtant, son occupation et sa mise en valeur à l'Antiquité, au Moyen Age puis aux Temps Modernes montrent l'intérêt qu'il a suscité auprès des sociétés humaines (Landuré et al., 2004).

Le secteur d'étude correspond aux deux bras du Rhône deltaïque : le Petit Rhône et le Grand Rhône, dont les caractéristiques hydro-géomorphologiques sont différentes malgré un système seuils-mouilles présent dans les deuxchenaux (Arnaud-Fassetta et al., 2003). Le Petit Rhône, d'une longueur de 60 km, est caractérisé par un tracé sinueux [indice de sinuosité (IS) = 1,9] alors que le Grand Rhône, long de 50 km, est caractérisé par un tracé modérément sinueux (IS = 1,13). Le séparateur de débit installé sur l'ancienne île des sables, au niveau de la diffluence, laisse au Petit Rhône seulement 10-15 % du total de la masse liquide en transit. Cet aménagement ne constitue pas une barrière physique au transit sédimentaire mais favorise l'accumulation dans le chenal du Petit Rhône. Depuis l'apex du delta, la pente hydraulique du Rhône peine à dépasser 0,04 ‰, ce qui accentue la tendance à la sédimentation de la charge grossière mais qui n'empêche pas la mobilisation, même par de faibles débits, des alluvions plus fines. À l'est, vers Terrin, le fond du Grand Rhône est contraint par les affleurements pléistocènes de la Crau d'origine durancienne, constitués de galets et de graviers émoussés, emballés dans une matrice sableuse peu abondante et cimentés pour former un poudingue (L'Homer, 1975, 1987). On retrouve ces galets jusqu'au sud du seuil de Terrin [point kilométrique (PK, distance depuis Lyon) 294]. En aval de ce seuil, les galets disparaissent au profit des sables voire des limons argileux à proximité de l'embouchure. Le lit du Petit Rhône est quant à lui caractérisé par la présence plus discontinue d'alluvions essentiellement sableuses, en raison de nombreuses sections en incision nette, en particulier en amont de l'écluse de Saint-Gilles (Arnaud-Fassetta, 1997; Quisserne, 2000; fig. 1C).

Les interventions humaines sur l'hydrographie et l'hydraulique ont joué et jouent encore un rôle essentiel dans le fonctionnement du chenal. Après les crues de 1840 et 1856, le Service Spécial du Rhône (SSR) a été chargé de l'aménagement du Rhône pour atténuer l'impact des inondations et augmenter la capacité navigable du fleuve. Le SSR a réalisé dans un premier temps une homogénéisation des digues insubmersibles dans la plaine d'inondation, les premières rectifications du chenal, la construction de digues submersibles pour déconnecter les bras secondaires (i.e., les « lônes ») du chenal principal et l'immersion d'épis hydrauliques pour contrôler l'orientation des flux dans le chenal. Ainsi, entre Pont-Saint-Esprit et Beaucaire-Tarascon, plus des deux-tiers du linéaire fluvial (berges, îles) ont été aménagés entre la fin du XVIIIe siècle et 1870 (Volcot, 2001). En aval de Beaucaire-Tarascon (fig. 1C) et dans l'aire deltaïque en particulier, l'aménagement majeur fut l'endiguement du Rhône, qui fut achevé vers 1869. Dans les années 1890, le SSR, alors dirigé par l'ingénieur en chef Girardon, poursuit les travaux de rectification du chenal tout en généralisant la pose de ca-

siers (i.e., les « casiers Girardon »), submersibles au-dessus du niveau d'étiage. Cette opération, conduite entre 1911 et 1938 entre Beaucaire et Arles et dans le Grand Rhône, sera relayée par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), créée en 1933 pour gérer et exploiter la puissance hydraulique du fleuve. Les nombreux équipements hydrauliques ont modifié la dynamique latérale et verticale du fleuve. Les digues et les enrochements limitent le sapement des berges et chenalisent le Rhône alors que les déflecteurs hydrauliques ou les épis Girardon créent dans la section un auto-curage permanent du fleuve. Les opérations de dragage dans le Grand Rhône, gérées par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), garantissent une côte à -4,75 m NGF pour faciliter la navigation. Le barrage de Vallabrègues (fig. 1C), le dernier avant la mer, ralentit voire interrompt temporairement le transit sédimentaire et favorise le transport par suspension au détriment du transport par charriage, provoquant un déficit sédimentaire dans certains secteurs du chenal aval. D'après D. Pont (1997), l'ouverture des vannes du barrage, durant les crues, serait responsable de 80 % des apports sédimentaires (charge de fond) du Rhône deltaïque. La réduction des apports sableux du Petit Rhône et du Grand Rhône a été identifiée comme étant la principale cause de l'accélération de l'érosion des plages camarguaises (Suanez et Provansal, 1998 ; Sabatier, 2001 ; Maillet *et al.*, 2006).

Méthodes d'étude du matériau de fond de chenal

Les objectifs de cette étude étant de caractériser le gradient granulométrique du Rhône deltaïque et d'analyser son évolution récente, la méthodologie adoptée est identique à celle utilisée en 1999 (prélèvements dans les dix premiers centimètres de la couche de fond ; granulométrie ; grain médian (D_{50}) ; indices de tri et d'asymétrie ; image CM de Passega ; test de Visher ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003).

Campagne de prélèvements

À bord d'un bateau pneumatique semi-rigide (fig. 2A), la campagne d'échantillonnage s'est déroulée sur la journée du 16/08/2010 alors que le Rhône était en période d'étiage (Q =



Fig. 2 – **Méthodes de prélèvement**. A : Bateau pneumatique semi-rigide utilisé lors de la campagne de prélèvement. B : Piège à sédiments réalisé spécifiquement pour l'étude. C : Schéma de l'échantillonnage réalisé dans une section du Petit Rhône. D : Piège à sédiments : grâce aux ailettes et au poids placés sur le piège, ce dernier est orienté et plaqué au fond du lit. La traction du bateau permet au piège de pénétrer dans les premiers dix centimètres du fond du lit fluvial et de se remplir très vite de sédiments. 1 : poids ; 2 : ailettes ; 3 : récupérateur.

Fig. 2 – **Sampling methods**. A: Semi-rigid, inflatable boat used during the field measurement. B: Sediment trap specifically built for the study. C: Sampling scheme in the cross section of the Petit Rhône River. D: Sediment trap: thanks to fins and weights, the trap is oriented towards the channel bottom. The boat traction permits to the trap to penetrate into the first ten centimetres of the bottom load, so the fill is very rapid. 1: weight; 2: little wings; 3: recuperator.



Fig. 3 – Debits moyens journaliers du Rhone en aout 2010. En noir, le debit moyen du Rhone à Beaucaire au cours de la periode de prélèvement.

Fig. 3 – Average daily discharge of the Rhône River in August 2010. In black, the discharge of the Rhône River at Beaucaire during sampling.

969 m3/s à Beaucaire ; fig. 3), au commencement d'une courte période de renforcement du débit ($Q_{\text{max}} = 1\ 600\ \text{m}^3/\text{s}$ le 19/08/2010). Un échantillon superficiel des dépôts de fond a été prélevé à chaque PK du Petit Rhône et du Grand Rhône (fig. 2C). La méthode d'échantillonnage a consisté à immerger un piège à sédiments (fig. 2 B et D), créé spécialement pour cette étude, jusqu'à la profondeur maximale ou dans l'axe de la section du chenal et ce, quelle que soit la morphologie du fond du lit (seuil, mouille). Le piège a un volume suffisant pour garantir un prélèvement représentatif des alluvions de fond pour toutes les fractions granulométriques excepté pour la fraction graveleuse dont la masse échantillonnée devrait excéder de 100 fois celle du D_{50} ; Church *et al.*, 1987). Des tests préalables en piscine et en eau douce peu profonde ont été effectués de façon à contrôler et corriger jusqu'à l'ajustement optimum le comportement hydraulique et mécanique du piège à sédiment. Un poids d'un kilogramme et deux ailettes en aluminium placées de part et d'autre du piège à sédiment garantissent son placage sur le fond du chenal tout en limitant le rebond lors de sa traction tandis que les trois points d'ancrage lui permettent une inclinaison idéale pour pénétrer facilement dans la couche sédimentaire. Au final, ce dispositif permet de prélever dans les dix premiers centimètres de la couche de fond. La méthode a été répétée sur 106 sites, en prenant soin à chaque fois de relever la longitude, la latitude et la position dans le chenal à l'aide d'un GPS et de noter la profondeur à laquelle a été effectué le prélèvement grâce à un échosondeur. Au final, près de 60 kg de sédiments ont été récupérés et stockés avant leur traitement en laboratoire. Le fait d'avoir concentré le temps d'échantillonnage sur une seule journée et d'avoir systématisé le protocole de prélèvement à tous les sites a permis de travailler dans des conditions hydrologiques de prélèvement équivalentes pour chaque échantillon. Si l'inter-distance moyenne d'1 km entre les différents sites d'échantillonnage ne permet pas de garantir avec certitude l'homogénéité du matériau de fond sur l'ensemble du tronçon kilométrique, des tests aléatoires ont démontré la constance de la texture du matériau de fond entre deux points de mesure. De plus, à l'échelle de Rhône, qui présente des seuils et des mouilles larges de 2 à 4 km, et avec plus de 100 points de prélèvement, il est possible d'émettre l'hypothèse de l'existence d'un gradient longitudinal même si des effet locaux peuvent créer des résidus une fois ajustée la distribution longitudinale des mesures granulométriques. Une autre incertitude d'échantillonnage concerne l'homogénéité des prélèvements sur la section transversale. Globalement, la distribution des vitesses d'écoulement sur la section décroît du sommet et du centre du chenal vers le fond et les berges du fleuve (Antonelli, 2002). Ce phénomène peut être à l'origine d'un gradient granulométrique transversal. Cependant, si ce gradient transversal existe, il n'a que peu d'incidence sur le gradient granulométrique longitudinal, qui reste ici le principal objet d'étude et qui existe bel et bien dès lors que l'on s'impose de prélever dans des conditions comparables (profondeur, axe du chenal; Arnaud-Fassetta et al., 2003).

Mesure de la granularité des dépôts de fond superficiels et choix des indices granulométriques

Les analyses sédimentologiques ont été réalisées au sein de l'unité de sédimentologie du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon (LGP, UMR 8591 CNRS), entre novembre et décembre 2010. Le même protocole d'analyse granulométrique (norme AFNOR) a été appliqué à tous les échantillons. Les analyses granulométriques de la fraction fine ont été effectuées avec la même méthode en 1999 et en 2010. Les sédiments fins ont été placés dans une étuve à 50°C pendant 3 à 5 jours puis réduit en poudre. Avant analyse granulométrique, chaque échantillon a été traité à l'eau oxygénée (H₂O₂) afin de détruire la matière organique. La fraction fine (< 1 mm), présente dans 95 % des échantillons, a subi une analyse granulométrique laser (Coulter) alors que la fraction grossière (> 1 mm) a subi un tamisage à sec et/ou

un comptage pour les fractions les plus grossières (> 20 mm). Sur les 106 échantillons de départ, 100 ont fait l'objet d'une mesure au granulomètre laser, 2 ont subi un comptage et 4 n'ont pas pu être analysés par manque de sédiments (ceci découlant du fait que le site de prélèvement était situé dans une section à très faible accumulation sédimentaire). Enfin, lorsque la granulométrie d'un échantillon a été estimée par deux types de méthode, les résultats ont été rassemblés sur une seule et même courbe granulométrique. Plusieurs indices caractéristiques ont été choisis en considérant l'échelle granulométrique de C.K. Wentworth (1922). La caractérisation d'une distribution granulométrique fait intervenir généralement le D50, qui représente la valeur centrale de l'échantillon et la taille de grain la plus représentative d'une distribution granulométrique longitudinale. Cependant, le recours à d'autres indices comme l'indice de tri (Sorting ; σ) et l'indice d'asymétrie (Skewness ; Sk ; Folk et Ward, 1957 ; Blott et Pye, 2001) ont permis de compléter la caractérisation des distributions granulométriques. Les indices σ et Sk sont dérivés de valeurs exprimées en ϕ , qui font intervenir les percentiles D_5 , D_{16} , D_{84} et D_{99} et dont la conversion est donnée par l'équation = (-Log₂. D_x), avec D_x = taille d'un grain (en mm). Nous avons utilisé les mêmes indices granulométriques que D. Quisserne (2000) et G. Arnaud-Fassetta et al. (2003), afin de faciliter la comparaison entre les résultats

1999 et 2010. Les images granulométriques CM de R. Passega (1957), régulièrement utilisées sur le Rhône depuis les travaux précurseurs de J.-P. Bravard (1983), ont été construites pour identifier les modes de transport sédimentaire (roulement-charriage, saltation, suspension) et les sédiments issus de courants non tractifs (décantation). Le test de G.S. Visher (1969) a complété l'analyse des sédiments de fond du Grand Rhône et du Petit Rhône

Fig. 4 – Texture du matériau de fond du Rhône deltaïque. A : Echantillon de galets du Grand Rhône. B : Echantillon de graviers et de coquilles du Grand Rhône ; a : graviers ; b : Planorbis carinatus (remanié de vieux limons compacts constituant l'encaissant du chenal) ; c : Corbicula fluminea. C : Echantillon sableux du Petit Rhône. D : Matériau de fond du Petit Rhône. E : Matériau de fond du Grand Rhône ; 1 : argiles ; 2 : limons ; 3 : sables fins ; 4 : sables moyens ; 5 : sables grossiers ; 6 : graviers et galets.

Fig. 4 – Bed-material texture of the Rhône River in its delta. A: Cobbles-pebbles sample of the Grand Rhône River. B: Gravels and shells samples of the Grand Rhône River; a: gravels; b: Planorbis carinatus (reworking from old compact silts which constitute the channel bottom); c: Corbicula fluminea. C: Sandy sample in the Petit Rhône River. D: Bed material of the Petit Rhône River. E: Bed material of the Grand Rhône River; 1: clays; 2: silts; 3: fine sands; 4: medium sands; 5: coarse sands; 6: pebbles and cobbles. en prolongeant les résultats obtenus avec les images CM. Ce test repose sur l'analyse des points de troncature sur les courbes à ordonnée de probabilité de chaque distribution granulométrique cumulée, permettant ainsi d'identifier le ou les différents stocks sédimentaires constituant un échantillon donné et de quantifier ainsi l'importance relative de chaque mode de transport associé à ces stocks.

Calculs hydrauliques. Il nous a fallu estimer les vitesses critiques d'érosion pendant les hautes eaux de 2010 dans le Grand Rhône, pour les besoins de l'argumentaire. Les vitesses (V ; en m/s) ont été calculées selon l'équation V = Q/S, avec Q = débit (en m³/s) et S = surface mouillée (en m²) à chaque PK du Grand Rhône. Intégrant les données granulométriques de 1999, les vitesses critiques (V_{cr}) ont été calculées à partir de l'équation de J.E. Costa (1983) : $V_{cr} = 5,9 \sqrt{D_{50}}$, avec D exprimé en mm.

Caractéristiques des dépôts de fond superficiels du Rhône deltaïque en août 2010

Dans le Petit Rhône. Les dépôts de fond superficiels ont une texture sableuse, sablo-limoneuse ou argilo-limoneuse (fig. 4D). 71 % des échantillons sableux ont un D_{50} compris





Fig. 5 - Image granulométrique CM (Passega, 1957) des dépôts de fond superficiels du Rhône deltaïque en 1999 et en 2010. A : Image granulométrique CM du Petit Rhône. B : Image granulométrique CM du Grand Rhône.

Fig. 5 - CM diagram (Passega, 1957) of the bed material of the deltaic Rhône River in 1999 and 2010. A: CM diagram of the Petit Rhône River. B: CM diagram of the Grand Rhône River.

entre 0,63 mm et 0,5 mm (fig. 4C). Les sables moyens $(0,25 \text{ mm} < D_{50} < 0,5 \text{ mm})$ sont majoritaires à 87 %, les sables fins (0,63 mm $< D_{50} < 0,25$ mm) ne constituant que 13 % du stock sableux. L'indice d'asymétrie des échantillons sableux, toujours très positif (0,5 < Sk < 0,57), est similaire pour les sables fins et les sables moyens. En revanche, les sables moyens sont modérément triés ($\sigma = 1,2$) 0,016 mm. Ils sont très mal triés ($\sigma = 2,44$) et les valeurs de Sk indiquent que les dépôts ont une distribution relativement symétrique. Regroupés dans le segment R'S', les limons compacts sont transportés ici par suspension uniforme en mode énergique dans une vieille plaine d'inondation fossile dont les dépôts constituent l'encaissant du chenal fluvial actuel.

 $(\sigma = 2,6)$. L'image CM (fig. 5A) révèle que les sables sont transportés par suspension graduée (segment QR) et/ou par saltation/roulement-charriage (segment PQ). Les sables les plus fins sont quant à eux transportés par suspension uniforme en mode énergique (segment R'S' ; Arnaud-Fassetta, 1998). Les alluvions sableuses sont propices à la colonisation par Corbicula fluminea dont on retrouve des coquilles le plus souvent en position de vie (Arnaud-Fassetta et al., 2003). Le reste des sédiments est caractérisé par une fraction essentiellement limoneuse (D_{50} < 0,63 mm). Les limons diffèrent selon leur nature et se répartissent pour moitié entre les vases d'embouchure et les limons compacts (i.e., ancienne plaine d'inondation hydromorphe dont les dépôts constituent l'encaissant du chenal) dans les secteurs en incision nette. Le D_{50} des vases d'embouchure est toujours inférieur à celui des limons compacts. Étant d'aucun intérêt de regrouper les vases d'embouchure (sédiments actuels) avec les limons compacts (sédiments fossiles), nous les décrirons séparément. Les vases d'embouchure présentent un D_{50} en moyenne de 0,011 mm, avec des variations comprises entre 0,006 mm et 0,024 mm. Composées en moyenne de 27 % d'argiles, elles sont mal triées (σ = 1,98) et leur indice d'asymétrie est positif (Sk = 0,19). Sur le diagramme CM de Passega (fig. 5A), les vases sont regroupées sur le segment RS, indiquant un mode de transport dominé par la suspension uniforme, avant que la floculation n'associe de façon réversible leurs particules argileuses constituantes, là où les eaux fluviales rencontrent les eaux salées de la mer (i.e., coin salé) qui pénètrent au fond du lit du fleuve. Les limons compacts ont un D_{50} compris entre 0,007 mm et 0,023 mm, pour une moyenne de

Dans le Grand Rhône

La texture granulométrique du matériau de fond du Grand Rhône est plus hétérogène (fig. 4E) : 5 % des échantillons sont graveleux (fig. 4 A et B), 77 % sont sableux et 18 % sont limoneux (dont deux tiers de limons compacts et un tiers de vases d'embouchure). La fraction graveleuse est caractérisée par un D_{50} supérieur à 32 mm et présente un indice de tri moyen ($\sigma = 0.87$) du fait de l'absence de matrice sableuse dans les échantillons. Les galets sont transportés exclusivement par roulement-charriage (segment NO de l'image CM ; fig. 5B). La fraction sableuse est composée à 97 % de sables moyens généralement modérément triés (0,58 < σ < 2,95) avec un indice d'asymétrie très positif (0,26 < Sk <0,77) ; le mode de transport prédominant est la saltation/suspension graduée (segments PQ-QR ; fig. 5B). De nombreuses coquilles de Corbicula fluminea, en position de vie ou en thanatocénose, sont retrouvées sur les fonds gravelo-sableux. Les limons compacts ont un D_{50} compris entre 0,005 mm et 0,022 mm pour une moyenne de à 0,012 mm. Ils sont très mal triés (σ = 2,2) et leur indice d'asymétrie est symétrique

(Sk = 0.05). Les vases d'embouchure, dont l'origine est liée à la floculation des argiles, ont un D_{50} compris entre 0.023 mm et 0.041 mm (moyenne : 0.032 mm) et sont composées en moyenne de 18 % d'argiles. Elles sont très mal triées (σ = 2.7) et présentent un indice d'asymétrie positif (Sk = 0.19). L'image CM (fig. 5B) met en évidence que les limons compacts ont été mis en place par suspension uniforme (segment RS) alors que les vases d'embouchure sont transportées par suspension uniforme en mode énergique (segment R'S').

Evolution récente (1999-2010) des dépôts de fond superficiels du Rhône deltaïque

Variabilité spatio-temporelle du D₅₀

Dans les deux bras du Rhône deltaïque, la granularité (*i.e.*, caractéristique de la taille des grains et de leur distribution) des dépôts de fond est plus fine en 2010 qu'en 1999 (fig. 6A et fig. 7A), sans pour autant remettre en question la corrélation significative entre la taille décroissante des alluvions et leur distance par rapport à la mer (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003). En 2010, les dépôts de fond du Petit Rhône ont un D_{50} plus fin et son affinement s'accentue vers l'aval avec l'apparition

Fig. 6 – Evolution du gradient granulométrique longitudinal du Petit Rhône entre 1999 et 2010. A : Evolution du D_{50} . B : Evolution de σ . C : Evolution de *Sk*.

Fig. 6 – Evolution of the downstream grain-size distribution of the Petit Rhône River between 1999 and 2010. A: Evolution of D_{50} . B: Evolution of σ . C: Evolution of Sk. d'une fraction fine (limons < à 0,063 mm, 30 % des échantillons). En moyenne, le D_{50} passe de 0,413 mm (1999) à 0,234 mm (2010) avec un minimum et un maximum évoluant respectivement de 0,212 mm (1999) à 0,007 mm (2010) et de 0,630 mm (1999) à 0,438 mm (2010). La transition brutale entre les dépôts sableux (sables moyens) et les dépôts vaseux est corroborée par l'absence de sables fins à très fins. La corrélation entre le D_{50} et la distance à la mer est meilleure en 2010 ($r_{2010} = -0,543$) qu'en 1999 ($r_{1999} = -0,157$, non significative). Dans le Grand Rhône, la taille des alluvions de fond diminue elle aussi globalement. La comparaison 1999-2010 à partir des différents indices statistiques est altérée par le fait que les 4 échantillons (PK 293, 297, 300 et 303) qui n'ont pas été mesurés en 2010 se trouvent dans des secteurs de haute énergie à charge grossière. Néanmoins, à partir du PK 304, la taille des dépôts de fond du Grand Rhône diminue sans pour autant changer de texture. Ainsi, le grain médian évolue en moyenne de 0,490 mm (1999) à 0,350 mm (2010), avec un minimum qui augmente de 0,018 mm (1999) à 0,023 mm (2010) et un maximum qui diminue de 0,630 mm (1999) à 0,490 mm (2010). Sur ce tron-





Fig. 7 – Evolution du gradient granulométrique longitudinal du Grand Rhône entre 1999 et 2010. A : Evolution du D_{50} . B : Evolution de σ . C : Evolution de *Sk*.



çon fluvial (*i.e.*, en aval du PK 304), la corrélation entre la diminution du D_{50} et la distance à la mer est stable entre les deux périodes ($r_{1999} = -0.306$; $r_{2010} = -0.304$).

Variabilité spatio-temporelle de σ et de Sk

De manière générale, dans le Petit Rhône, σ s'est détérioré, passant de moyen à mauvais, et *Sk* est resté stable entre 1999 et 2010. La corrélation entre σ et la distance à la mer est significativement positive (r = 0,52), c'est-à-dire que les dépôts sableux, en amont, sont mieux triés que les dépôts plus fins (sables fins, limons organiques) en aval (fig. 6B). Cette diminution de σ en fonction de la distance à la mer (r= -0,009) n'avait pas pu être mise en évidence en 1999 du fait d'un matériau de fond essentiellement sableux. Pour la même raison, *Sk*, pourtant en moyenne stable (très positif),

présente le même type d'évolution (fig. 6C), tendant vers la symétrie à mesure que la distance à la mer diminue. La part des particules fines et des particules grossières tend à s'équilibrer vers l'embouchure, même si la corrélation (r = -0,18) n'est pas jugée réellement significative. Comme dans le Petit Rhône, la comparaison 1999-2010 montre que σ s'est détérioré, passant de moyen à mauvais et tendant à se dégrader vers l'embouchure (fig. 7B), et Sk est resté stable dans le cas des sédiments du Grand Rhône. Même si la corrélation entre σ et la distance à la mer est meilleure en 2010 (r =(0,18) qu'en 1999 (r = 0,12), cette dernière n'est pas jugée significative. En revanche la corrélation entre Sk et la distance à la mer est moins bonne en 2010 ($r_{2010} = 0,32$) qu'en 1999 ($r_{1999} = 0,54$; fig. 7C) et reste significative, exprimant le renforcement de la part des particules fines vers l'embouchure. Au final, les deux bras du Rhône présentent donc deux états différents en 1999 et en 2010. La présence de dépôts vaseux (limons organiques) jusqu'à 10 km en amont de l'embouchure modifie radicalement le gradient granulométrique longitudinal des dépôts de fond superficiels du Petit Rhône, dans lequel les alluvions sont de moins en moins bien triées en direction de l'aval et très fines vers l'embouchure. Dans le Grand Rhône, les dépôts sableux ou limoneux sont plus fins en 1999 qu'en 2010 sans pour autant que cela ne remette en question la distribution longitudinale des textures granulométriques établie en 1999 (Arnaud-Fassetta et al., 2003). En revanche, en tête de delta, le passage des dépôts graveleux aux dépôts sableux modifie la texture des dépôts de fond de chenal. Sur la période 1999-2010, leur affinement appelle à s'interroger sur la signification hydro-géomorphologique et sur les variables explicatives du phénomène.

Interprétation et discussion

Les perturbations locales du gradient granulométrique, dues à des changements locaux de la micromorphologie du lit (*i.e.*, rides de courant, dunes hydrauliques) et au comportement périodique de l'écoulement turbulent (effet « *pulsing* »), ont déjà été mises en évidence sur le Rhône deltaïque. Ainsi, C. Antonelli (2002) montre que la granularité de la fraction sableuse peut varier en fonction de la microtopographie (*i.e.*, dunes hydrauliques) du fond de chenal. Réfléchir aux raisons de la variabilité longitudinale de la taille des dépôts de fond superficiels implique cependant de hiérarchiser autrement les facteurs explicatifs en privilégiant l'échelle du tronçon plus que l'échelle de la section.



Fig. 8 – **Régime hydrologique récent du Rhône à l'apex du delta**. Les données combinent les mesures disponibles aux stations hydrologiques de Beaucaire (2009) et de Tarascon (2010).

Fig. 8 – **Recent hydrological regime of the Rhône River at the apex of the delta**. Data are compiled the measures from Beaucaire (2009) and Tarascon (2010) gauge stations.

Les galets du Grand Rhône

Le fait de ne pas avoir observé en 2010 autant ($\Delta = 6/12$) de secteurs à fonds graveleux dans le Grand Rhône qu'en 1999 nous fait émettre trois hypothèses : 1) La méthode d'échantillonnage n'a pas permis de prélever la charge graveleuse, pourtant présente en 2010 ; 2) La charge graveleuse a été remobilisée et transportée ailleurs entre 1999 et 2010 ; 3) La charge graveleuse a été recouverte par la charge sableuse entre 1999 et 2010. L'hypothèse 1 est à écarter, le diamètre du piège à sédiment de 80 mm étant supérieur au diamètre de la majorité des galets prélevés en 1999. De plus, sur les sites où les galets n'ont pas été retrouvés, l'opération de prélèvement a été répétée ailleurs sur la section. Hypothèses 2 et 3 : au regard du régime hydrologique récent du Rhône (fig. 8), la crue de février 2009 (6 030 m³/s le 07/02/2009 à Beaucaire), par exemple, a pu faciliter à la fois une recharge en sables et le transport de la charge de fond du chenal. En effet, le débit de crue moyen journalier a été supérieur au débit critique de mise en mouvement des galets (Q_0), estimé par C. Antonelli (2002 ; 2 511 m³/s < Q_0 < 4 357 m³/s) sur une fraction graveleuse plus fine que celle



Fig. 9 – Vitesses critiques d'érosion (V_{cr}) pendant les hautes eaux de 2010 dans le Grand Rhône. Les vitesses d'érosion engendrées par les hautes eaux ordinaires sont supérieures aux conditions critiques de mise en mouvement de la fraction fine (sables et limons) mais inférieures aux conditions critiques de mise en mouvement des galets et des graviers.

Fig. 9 – Critical velocity (V_{cr}) during high flows of 2010 in the Grand Rhône River. Velocity values during high flows are higher than critical velocity necessary to move the fine bed-material load (sands and silts) but lower than the critical velocity necessary to move the coarse bed-material load (cobbles and pebbles).

mesurée en 1999 (15 mm < D_{50} < 27,5 mm). Dès lors, il est tentant de considérer le transport des galets en février 2009 comme une hypothèse plausible. Cependant, G. Arnaud-Fassetta (2003) a démontré que les puissances spécifiques critiques nécessaires à la remobilisation de la charge de fond ne sont véritablement atteintes que dans des conditions de débit à pleins bords durant lequel la puissance dégagée dans le chenal est maximale. Comme le débit à pleins bords est en fait bien supérieur au débit atteint lors de la crue de février 2009, si les conditions hydrodynamiques de la dernière crue moyenne du Rhône a permis le roulement-charriage de la charge de fond, les distances parcourues par celle-ci ont sans doute été très modestes. En revanche, les débits et les puissances spécifiques atteintes en février 2009 ont été suffisants pour le transport de la charge sableuse du chenal. On ajoutera à cela la forte récurrence des hautes eaux ordinaires au cours de l'année 2010, responsable d'un dépassement fréquent des vitesses critiques de cisaillement. Ainsi, l'hydrogramme de crue du Rhône montre que 5 épisodes de hautes eaux ordinaires (début janvier : 3 100 m3/s; fin février/début mars : 3 140 m3/s ; début avril : 3 210 m3/s ; mi-mai : 2 870 m3/s ; mijuin : 2 870 m³/s) se sont produits en 2010 (fig. 8). Les vitesses d'écoulement estimées dans le chenal lors de ces événements ont dépassé les vitesses critiques de cisaillement nécessaires à la remobilisation de la charge sableuse mais pas celles suffisantes pour remobiliser la charge graveleuse. Les débits atteints lors des hautes eaux ordinaires ont donc été suffisants pour permettre seulement le transport des sables, au détriment des graviers et surtout des galets restés sur place (fig. 9). L'hypothèse 3 selon laquelle la charge de fond graveleuse a été recouverte par les sables est donc également plausible.

Les sables du Petit Rhône

Lors des crues débordantes, les processus de sédimentation dans la plaine d'inondation peuvent aussi avoir une incidence sur le gradient granulométrique (Frings, 2008). En effet, lors des débordements de crue, la fraction grossière est rapidement déposée depuis les berges jusqu'à la plaine d'inondation proximale, due au différentiel entre les vitesses d'écoulement dans le chenal et celles prévalant dans la plaine d'inondation, alors que la fraction fine peut refluer vers le chenal. En ce sens, les débordements de la crue quasi centennale de décembre 2003 (11 500 m³/s à Beaucaire) et les ruptures de levée de berge et de digue qui ont eu lieu le long du Petit Rhône sur les sites de Petit Argence et de Claire Farine (fig. 1C) ont pu avoir une incidence sur l'affinement des dépôts de fond superficiels (IRSN, 2004). En effet, la crue de 2003 est responsable d'un bilan sédimentaire largement positif dans la partie occidentale du delta (IRSN, 2004 ; Arnaud-Fassetta, 2007 ; Arnaud-Fassetta et al., 2009 ; Gautier et al., 2009). Sur les 0,810 Mm³ de sédiments qui se sont accumulés dans la plaine d'inondation, 0,545 Mm³ (67 %) sont composés de sables et 0,265 Mm³ (32,9 %) de limons et d'argiles, les graviers ne représentant que 699 m³ (0,1 %) de la charge déposée. La part de la fraction sableuse étant largement supérieure à celle des autres sédiments piégés dans la plaine d'inondation, le gradient granulométrique dans le chenal du Petit Rhône a pu localement s'affiner en aval des deltas de rupture de berge/digue de 2003.

Facteurs explicatifs d'un affinement généralisé des dépôts de fond superficiels

Les nombreux équipements hydrauliques (déflecteurs, casiers Girardon) ainsi que les opérations récurrentes de dragage ont modifié l'équilibre hydrosédimentaire entre la fourniture sédimentaire et la capacité de transport du Rhône (Lane, 1955 ; Quisserne, 2000). Aujourd'hui, la réponse du Rhône à ces aménagements ne peut se faire que de manière verticale par des phénomènes d'incision dans le plancher alluvial (Doyle et Shields, 2000). D'après R.M. Frings (2008), les phénomènes d'incision peuvent être considérés comme un phénomène d'accroissement de la taille des alluvions dans le chenal car le transport des particules fines est alors privilégié. Ce phénomène ne s'observe pas dans le delta du Rhône car l'incision du chenal se produit très vite dans les sables mais plus lentement dans les limons compacts (hérités) qui constituent l'encaissant du chenal en incision ; Arnaud-Fassetta et al., 2003). Le remaniement de ces fonds limoneux pourrait contribuer à fournir des fines ; cependant, leur érosion réclame des vitesses de cisaillement et des débits de remise en mouvement bien supérieurs à ceux nécessaires à la reprise des sables, ce qui limite l'importance du phénomène et nous fait dire que la contribution des fonds limoneux est somme toute modeste. Enfin, à la transition plaine/mer, au niveau des embouchures, les argiles transportées en suspension par le Rhône sédimentent sous l'effet de la floculation des argiles (Savey et al., 1972). Ce processus perturbe le gradient granulométrique en ce sens qu'il ajoute aux variables d'explication classiques (usure-tri hydrodynamique) une dimension géochimique puisque le phénomène de floculation dépend essentiellement du changement de salinité lié à la rencontre des eaux fluviales (faiblement concentrées en ions) avec les eaux marines (fortement concentrées en ions). Ce phénomène, qualifié de coin salé, est soumis à une variabilité à la fois spatiale et temporelle. La faiblesse ou l'absence de vent de nord couplée à un faible débit du Rhône favorisent la remontée temporaire du coin salé. Plus précisément, ce dernier amorce sa remontée lorsque le débit mesuré à Beaucaire est inférieur à 1 300 m³/s (Savey et al., 1972; Bravard et Clémens, 2008). Les plus bas étiages (débits inférieurs à 500 m3/s) permettent au coin salé d'atteindre le seuil de Terrin sur le Grand Rhône, soit 35 km en amont de l'embouchure, et Sylvéréal sur le Petit Rhône (fig. 1C). Sur la période d'étude, la récurrence des débits moyens journaliers autorisant une remontée du coin salé montre que, théoriquement, le coin salé a pu remonter dans le fleuve plus haut et plus souvent en 2010 (85 jours) qu'en 1999 (52 jours ; fig. 10A). En 2010 et dans le Grand Rhône, le coin salé a atteint 5 fois la latitude de Mas-Thibert, situé à 30 km en amont de l'embouchure, contre 1 fois seulement en 1999. Toujours en 2010, la direction et la force des rafales de vent ont pu aussi renforcer les effets d'une hydrologie favorable à la remontée plus fréquente et plus septentrionale du coin salé. En 2010, le vent était de secteur nord dans 48 % des

Fig. 10 – Récurrence des remontées du coin salé dans le chenal du Grand Rhône en 1999 et en 2010. A : Nombre de jours où le débit du Grand Rhône a été suffisamment faible pour permettre la remontée du coin salé dans le chenal. B : Direction des plus fortes rafales de vent en 1999 et en 2010 (en pourcentage des jours de remontée du coin salé). C : Vitesse moyenne (en km/h) et direction des plus fortes rafales de vent en 1999 et en 2010. Données tirées de la station météorologique automatique semi-professionnelle du Grau-du-Roi.

Fig. 10 – Recurrence of the salt wedge in the Grand Rhône channel in 1999 and 2010. A: Number of days during which the discharge was favourable to the rise of salt wedge in the Grand Rhône channel. B: Direction of the strongest gusts in 1999 and 2010 (in percentage of the number of days during which the salt wedge occurred in the channel). C: Mean velocity (in km/h) and direction of the strongest winds in 1999 and in 2010. Data from the semi-professional, meteorological station of Grau-du-Roi.

jours où le coin salé est remonté dans le chenal du Grand Rhône, contre 31 % en 1999 (fig. 10B), alors que la vitesse moyenne des rafales a été de 45 km/h en 2010 mais seulement de 30 km/h en 1999

(fig. 10C). On peut conclure que les conditions favorables à la sédimentation des vases d'embouchure ont été plus nombreuses en 2010 (débit, régime de vents, remaniement des fonds limoneux en amont).

Conclusions et incidentes

Trois points alimentent nos conclusions et les perspectives de recherche, portant sur 1) la sédimentologie des fonds du Rhône deltaïque, 2) la validation d'une méthode de prélèvement efficace et peu coûteuse et 3) l'intérêt de l'approche actualiste pour l'étude des paléochenaux fluviatiles.

Sédimentologie des fonds du Rhône deltaïque

Nos résultats confirment qu'en dépit de la proximité du niveau de base, il existe bel et bien un gradient granulométrique dans les chenaux du Rhône deltaïque mais que celuici diffère dans le Petit Rhône et le Grand Rhône. La comparaison de l'affinement des dépôts de fond superficiels dans les deux bras fluviaux entre 1999 et 2010, sans être un phénomène temporellement linéaire, confirme que le gradient granulométrique peut évoluer rapidement (11 ans). Les fluctuations des conditions d'écoulement, les successions hydrologiques et les aménagements du chenal (barrages, épis) ont pu influencer et faire varier l'espace-temps des modes de transport des alluvions de fond. Le Petit Rhône semble être plus sensible à ces fluctuations que le Grand Rhône, peut-



être à cause des événements hydrosédimentaires récents (rôle des deltas de rupture de berge/digue), de l'importance que revêt le phénomène d'incision dans ce bras, en raison aussi d'une hydraulicité plus réduite que celle du Grand Rhône et d'un style fluvial particulier (à méandres). Dans un contexte global de réduction de la charge sédimentaire annuelle, l'affinement des dépôts de fond superficiels du Rhône deltaïque, s'il devait se poursuivre au cours des prochaines années, aurait des conséquences sans doute néfastes sur l'équilibre sédimentaire déjà précaire du chenal, l'affinement granulométrique augmentant la capacité de transport réelle du chenal et, *de facto*, les volumes sédimentaires évacués vers l'aval, à conditions hydrauliques et hydrologiques équivalentes.

Validation d'une méthode de prélèvement efficace et peu coûteuse

Le piège à sédiments élaboré spécifiquement pour l'étude s'est avéré efficace. Son utilisation apporte des éléments pour valider une méthode d'échantillonnage qui resterait à affiner sachant que de nombreuses vérifications ont déjà été faites. Par rapport aux prélèvements effectués en ayant recours exclusivement aux plongées en scaphandre autonome, le piège à sédiments, couplé à la force motrice du bateau duquel il est tracté, présente la possibilité de prélever plus vite et plus profond (le chenal du Rhône peut atteindre plus de 20 m de profondeur dans le delta). Le diamètre du tube (le corps du piège), reste bien sûr à calibrer en fonction de la taille maximale des sédiments à prélever ; son diamètre est



Fig. 11 – Variations du D₅₀ des dépôts de fond superficiels du Rhône deltaïque entre 1999 et 2010. A : Petit Rhône. B : Grand Rhône. Seule la fraction fine (sables et limons) est représentée.

Fig. 11 – Variations of D₅₀ of the surficial bed-material of the deltaic Rhône River between 1999 and 2010. A: Petit Rhône River. B: Grand Rhône River. Only the fine fraction (sand and silt) is represented.

donc à adapter selon les cas. Le système de « chaussette » est apparu pleinement efficace pour prélever l'ensemble de la gamme granulométrique (galets, graviers, sables, limonsargiles) composant les alluvions du Rhône deltaïque, avec très peu de perte à la remontée. Les plongées en scaphandre restent toutefois complémentaires de l'utilisation du piège à sédiments 1) pour une meilleure localisation de celui-ci sur le fond du chenal, quoique l'obscurité et l'opacité des eaux du Rhône limitent considérablement l'inspection *de visu* (géoradar préférable) et 2) pour qui souhaite travailler aussi sur les figures sédimentaires et la micromorphologie du lit, ce qui, dans notre cas, n'était pas au cahier des charges.

Intérêt de l'approche actualiste pour l'étude des paléochenaux fluviatiles

L'utilité des analogues actuels pour mieux interpréter les stratigraphies alluviales a été démontrée à maintes reprises

dans le delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998, 2001, 2007, 2009). Notre étude présente un intérêt pour l'étude rétrospective des « paléochenaux » dans la plaine deltaïque et ce, pour plusieurs raisons : 1) la prise en compte de la sédimentologie de l'ensemble du linéaire fluvial (50 km pour le Grand Rhône ; 60 km pour le Petit Rhône) a permis d'obtenir une granularité « moyenne » significative ; 2) l'analyse amont-aval de la distribution du matériau de fond de chenal a permis de sectoriser la taille des alluvions en fonction de la distance à la mer, permettant de raisonner rétrospectivement sur la position des paléoembouchures et des paléolignes de rivage ; 3) les différences de granulométrie mises en évidence en comparant le Grand Rhône et le Petit Rhône ont permis de faire le distinguo entre bras actif principal (Grand Rhône) et bras secondaire plus moribond (Petit Rhône), ce qui peut servir de référent dans le cadre d'une interprétation de la dynamique des bras fossiles ; 4) la comparaison 1999-2010 a permis d'évaluer de combien pouvait varier la granulométrie des dépôts de chenal sur une dizaine d'années (cette différence est en moyenne de 0,18 mm dans le Petit Rhône et de 0,01 mm dans le Grand Rhône ; fig. 11), de façon à juger ensuite si les différences observées sur des paléochenaux diachrones sont significatives de changements hydrodynamiques majeurs ou pas.

Remerciements

Nous tenons à remercier Guy et Tecla Arnaud-Fassetta, retraités des transports à Istres, pour la réalisation des pièges à sédiment (Guy) et le support logistique (Tecla), Jean-Philipe Degeai, Ingénieur d'études au Laboratoire de Géographie Physique de Meudon (UMR 8591 du CNRS), pour son encadrement et son aide à la réalisation des analyses granulométriques, les deux relecteurs anonymes dont les remarques et les suggestions ont permis d'améliorer la première version du manuscrit et Jean-Pierre Peulvast [université Paris-Sorbonne (Paris 4)] pour la relecture des textes en anglais.

Références

- Antonelli C. (2002) Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval. Thèse de doctorat en géographie, université de Provence (Aix-Marseille 1), 279 p.
- Arnaud-Fassetta G. (1997) Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (delta du Rhône, France du Sud). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3, 237-256.
- Arnaud-Fassetta G. (1998) Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse de doctorat en géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 1), 329 p. Atelier National de Reproduction des Thèses, Villeneuve d'Ascq, 358 p.
- Arnaud-Fassetta G. (Coord.) (2001) Le risque hydrologique dans le delta du Rhône au Moyen Age. Evaluation, gestion et impact sur la dynamique évolutive de l'occupation du sol. Action Concertée Incitative « Jeunes Chercheurs », programme du Ministère de la Recherche, 35 p.
- Arnaud-Fassetta G. (2003) River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena* 51, 141-172.
- Arnaud-Fassetta G. (2007) L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géoarchéologie et géosciences. Habilitation à diriger des recherches (HDR) en géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7), 3 vol., 35 p., 435 p. et 357 p.
- Arnaud-Fassetta G. (2009) Palaeohydrographic, palaeohydrological and palaeohydraulic investigations in Mediterranean geoarchaeology. Case studies of the Rhône River (France) and Isonzo River (Italy) deltas. *In* (De Dapper M., Vermeulen F., Deprez S., Taelman D. Eds.): *Ol' Man River. Geo-archeological Aspects of Rivers and River Plains*. Archaeological Reports Ghent University 5, Academia Press, Ghent, 21-42.
- Arnaud-Fassetta G., Quisserne D., Antonelli C. (2003) Downstream grain-size distribution of surficial bed material and its hydro-geomorphological significance in a large and regulated river: the Rhône in its delta area (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 33-50.

- Arnaud-Fassetta G., Astrade L., Bardou E. Corbonnois J., Delahaye D., Fort M., Gautier E., Jacob N., Peiry J.-L., Piégay H., Penven M.-J. (2009) – Fluvial geomorphology and floodrisk management. *Géomorphologie : relief, processus, environnment* 2, 109-128.
- Blott S.J., Pye K. (2001) GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- **Bravard J.-P. (1983)** Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut Rhône (approche qualitative et spatiale). *Revue de Géographie Alpine*, 71, 4, 39-51.
- **Bravard J.-P. (2010)** Discontinuities in braided patterns: The Rhône River from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology* 117, 219-233.
- Bravard J.-P., Clémens A. (Eds.) (2008) Le Rhône en 100 questions. GRAIE, Lyon, 296 p.
- Brousse G. (2011) Caractérisation (2010) et évolution récente (1999-2010) du gradient granulométrique dans les deux bras du Rhône deltaïque. Mémoire du master 2 Espace, Dynamique des milieux et Risques, université Paris-Est Créteil Val-de-Marne (Paris 12), 113 p.
- **Browne G. (2004)** Downstream Fining and Sorting of Gravel Clasts in the Braided Rivers of mid-Canterbury, New Zealand. *New Zeland Geographer* 60-2, 2-14.
- Church M.A., McLean D.G., Wolcott J.F. (1987) River bed gravels: sampling and analysis. *In* (Thorne C.R., Bathurst J.C., Hey R.D. Eds.) *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. John Wiley and Sons, Chichester, 43-88.
- **Costa J.E.** (1983) Paleohydraulic reconstruction of flashflood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin* 94, 986-1004.
- **Doyle M.W., Shields Jr. F.D. (2000)** Incorporation of bed texture into a channel evolution model. *Geomorphology* 34, 291-309.
- Ferguson R.I., Cudden J.R., Hoey T.B., Rice S.P. (2006) River system discontinuities due to lateral inputs: generic styles and controls. *Earth surface processes and landforms* 31, 1149-1166.
- Folk R.L., Ward W.C. (1957) Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology* 27, 1, 3-26.
- Frings R.M. (2008) Downstream fining in large sand-bed rivers. *Earth-Science Reviews* 87, 39-60.
- Frings R.M., Kleinhans M.G. (2008) Complex variations in sediment transport at three large river bifucartions during discharge waves in the river Rhine. *Sedimentology* 55, 1145-1171.
- Gautier E., Corbonnois J., Petit F., Arnaud-Fassetta G., Brunstein D., Grivel S., Houbrechts G., Beck T. (2009) – Multi-disciplinary approach for sediment dynamics study of active floodplains. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 65-78.
- Heitmuller F.T., Hudson P.F. (2009) Downstream trends in sediment size and composition of channel-bed, bar, and bank deposits related to hydrologic and lithologic controls in the Llano River watershed, central Texas, USA. *Geomorphology* 112, 246-260.
- IRS (Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône) (2000) – Etude du transport solide. IRS, Valence, 48 p.
- IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire) (2004) – Conséquences radiologiques des inondations de dé-

cembre 2003 en Petite Camargue au lieu dit « Claire Farine ». IRSN, Le Vésinet, 20 p.

- Knighton D. (1980) Longitudinal changes in size and sorting of stream-bed material in four English rivers. Bulletin of the Geological Society of America 91, 55-62.
- Landuré C. Pasqualini M., Guilcher A. (Eds.) (2004) Delta du Rhône. Camargue antique, médiévale et moderne. Bulletin Archéologique de Provence, Supplément 2, Editions de l'Association Provence Archéologie, 334 p.
- Lane E.W. (1955) Design of stable channels. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 120, 1234-1279.
- L'Homer A. (1975) Notice explicative de la carte géologique d'Istres au 1/50000. BRGM, Orléans, 47 p.
- L'Homer A. (1987) Notice explicative de la carte géologique d'Arles au 1/50000. BRGM, Orléans, 72 p.
- Macnab K., Jacobson C., Brierley G. (2006) Spatial Variability of Controls on Downstream Patterns of Sediment Storage: a Case Study in the Lane Cove Catchment, New South Wales, Australia. *Geographical Research* 44-3, 255-271.
- Maillet G.M., Sabatier F., Rousseau D., Provansal M., Fleury T.J. (2006) – Connexions entre le Rhône et son delta (partie 1) : évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le milieu du XIX^e siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, 111-124.
- Montané A. (2009) Approche morpho-sédimentaire et statistique du gradient granulométrique du Rhône. Mémoire du Master 2 Espace, Dynamique des Milieux et Risques, université Paris-Diderot (Paris 7), 96 p.
- Montané A., Arnaud-Fassetta G., Reynard E. (2009) Analyse statistique et modélisation de la variabilité du gradient granulométrique du Rhône Suisse. *Bulletin de la Murithienne*, 127, 19-27.
- Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Khanehbad M. (2004) Analysis of controls on downstream fining along three gravelbed rivers in the Band-e-Golestan drainage basin NE Iran. *Geomorphology* 61, 143-153.
- **OSR (Observatoire des Sédiments du Rhône) (2010)** L'Observatoire des Sédiments du Rhône. Programme d'action 2010-2013. Lyon, 16 p.
- Passega R. (1957) Texture as characteristic of clastic deposition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 41, 1952-1964.
- Pont D. (1997) Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-95). *Revue de Géographie de Lyon*, 72-1, 23-32.

- **Quisserne D. (2000)** Caractérisation de la charge de fond du Rhône dans sa plaine deltaïque. Hydrologie-sédimentologieécologie. Mémoire de maîtrise en géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7), 143 p.
- **Rădoane M., Rădoane N., Dumitriu D., Miclău C. (2008)** Downstream variation in bed sediment size along the East Carpathian rivers: evidence of the role of sediment sources. *Earth Surfaces Processes and Landforms* 33, 674-694.
- **Rengers F., Wohl E. (2006)** Trends of grain sizes on gravel bars in the Rio Chagres, Panama. *Geomorphology* 83, 282-293.
- Rice S., Church M. (1998) Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 245-363.
- Sabatier F. (2001) Fonctionnement et dynamiques du littoral du delta du Rhône. Thèse de doctorat en géographie physique, université de Provence (Aix-Marseille 3), 272 p.
- Sambrook Smith G.H., Ferguson R.I. (1996) The gravel-sand transition: flume study of channel response to reduced slope. *Geomorphology* 16, 147-159.
- Savay P., Pommier M., Marvaud P. (1972) Observations et mesures effectuées sur les coins sales du Grand et Petit Rhône. *La Houille Blanche*, 2-3, 151-162.
- Sternberg H. (1875) Über Längen-und Querprofil geschiebeführender Flüsse. Zeitschrift für Bauwesen 25, 483-506.
- Suanez S., Provansal M. (1998) Large scale evolution of the littoral oh the Rhône Delta (Southeast France). *Journal of Coastal Research* 14, 493-501.
- **Surian N. (2002)** Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes. *Geomorphology* 43, 137-149.
- Visher G.S. (1969) Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 1074-1106.
- Volcot J. (2001) La métamorphose du Bas Rhône depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Mémoire du DEA Géomorphologie, relief, dynamique de la surface, risques naturels, université Paris-Diderot (Paris 7), 190 p.
- Wang Z., Chen Z., Li M., Chen J., Zhao Y. (2009) Variations in downstream grain-sizes to interpret sediment transport in the middle-lower Yangtze River, China: A pre-study of Three-Gorges Dam. *Geomorphology* 113, 217-229.
- Wentworth C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30, 377-392.

Article soumis le 10 mai 2011, accepté le 28 juin 2011.