Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2011, n° 3, p. 307-318

Evolution hydrogéomorphologique de la bande active de l'Ubaye (Alpes françaises du Sud) de 1956 à 2004 : contribution à la gestion des crues

Hydrogeomorphological evolution of the active channel of the Ubaye River (southern French Alps) from 1956 to 2004: a contribution to flood management

Guillaume Brousse*, Gilles Arnaud-Fassetta*, Stéphane Cordier*

Résumé

L'évolution hydrogéomorphologique de la bande active de l'Ubaye a été quantifiée sur la période 1956-2004, montrant que la variabilité hydroclimatique et les actions humaines agissent comme les deux principaux facteurs de contrôle de cette évolution. L'analyse diachronique de 222 sites répartis tous les 250-300 m le long de la rivière a été réalisée à partir de quatre séries de photographies aériennes (1956, 1960/1962, 1997, 2004). Trois variables quantitatives, à savoir la surface de la bande active, sa largeur, et l'indice de tressage, ainsi qu'une variable qualitative, l'anthropisation, ont été évaluées. Les résultats montrent que la géométrie de la bande active de l'Ubaye connaît une très forte variabilité spatiale depuis 1956. La bande active s'élargit après les fortes crues, plus particulièrement celles de juin 1957 (crue > Q_{50}) et de juin et octobre 2000 (crues > Q_{20}). La bande active se contracte entre ces aléas hydroclimatiques, du fait de l'absence de crue véritablement morphogène et de l'augmentation de la pression anthropique dans le lit ou en bordure de la rivière. Déjà mise en évidence dans le bassin durancien (Haut-Guil), cette dynamique définit un véritable modèle spécifique au bassin de la Haute Durance.

Mots clés : hydrogéomorphologie, tressage, gestion des risques, Ubaye, Alpes du sud.

Abstract

The recent (1956-2004) hydrogeomorphological evolution of the active channel of the Ubaye River has been reconstructed, assuming that the hydroclimatic and human parameters are the main control factors. The research, based upon the diachronic study of 222 sites along the river (intervals between two sites ranging between 250 and 300 m), was performed through four series of aerial photographs (1956, 1960/62, 1997 and 2000). Assessments of three quantitative parametres (width, surface and braiding index) and one qualitative parameter (anthropogenic influence) were realised. The results show that the active channel of the Ubaye River has experienced significant lateral variations since 1956. The active channel widens after severe flood events, e.g. *in June 1957 [recurrence interval (RI) of flood event >* Q_{50}*)], and in June and October 2000 (RI >* Q_{20}*). In contrast, the active channel contracts between those severe flood events, due to the lack of morphogeneous flood events and the increase of human actions along the river. These results which confirm those recently obtained for the Upper Guil valley highlight an original evolution in the Upper Durance catchment.*

Key words: *hydrogeomorphology, braiding, flood management, Ubaye River, southern Alps.*

Abridged English version

A braided river can be characterised by the spatial extent of channels separated by gravelly-sandy banks not vegetated (Rust, 1978; Bravard and Petit, 1997). This active channel is characterised by a strong lateral mobility and a strong morphogenic activity because of significant erosion processes during hydroclimatic hazards exceeding the ten-year flood (Q_{10}*; Fort* et al.*, 2002; Arnaud-Fassetta* et al.*, 2005). The dynamics of the active channel is controlled by the morphogenic capacity of the river, which in turns depends on many parameters such as the hydrological regime, discharge, transport capacity, specific stream power, the shear force on the bed bottom and the sediment supply (Charlton, 2009). Recent research focusing on several tributaries (Eygues, Roubion, Drôme, Durance) of the left bank of the Rhône River (south-eastern France)*

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

shows that the active channels often exhibit a contraction and/or a decrease in braiding index between 1948 and 1991 (Jorda, 1985; Bravard, 1989; Bravard and Peiry, 1993; Liébault and Taillefumier, 2000; Flez and Lahousse, 2003; Flez and Garrite, 2006). Two main parametres are used to explain these trends: (i) the climatic change after the Little Ice Age, which leads to a decrease of the frequency and the intensity of flood peak resulting in morphodynamic changes in the catchment; (ii) the anthropogenic influence (through changes in the land occupation as the actions of the 'Restoration des Terrains en Montagne' office), which leads to changes in water and sediment discharges. In contrast with this evolution, the upper Guil River (left tributary of the Upper Durance) shows original dynamics with alternating phases of widening and contraction. G. Arnaud-Fassetta and M. Fort (2004) recently highlighted the recurrence of strong morphogeneous floods [low frequency, high magnitude (LFHM) events] as the main control factor of the active channel evolution.

*This study proposes to measure and to map the recent evolution (1956-2004) of the active channel of the Ubaye River, to assess the originality of the evolution of some active channels of Upper Durance catchment. The Ubaye is a 80 km long river and its catchment covers an area of 970 km² located exclusively in the intra-Alpine area of western Alps (fig. 1 A and B). The catchment has a complex structure due to the Alpine orogeny which is responsible for the establishment of thrust sheets, leading to an important lithological and tectonic diversity (fig. 1C). The sinuosity index of 1.06 (Piégay and Lama, 1995) and the multiplicity of channels allow to define the Ubaye River as a braided river, following the classification of B.R. Rust (1978). The valley is characterised by a mountain climate with Mediterranean influences (*i.e.*, occurrence of high-intensity rainfalls). The hydrological regime is dominated by snowmelt and by the rain (fig. 2A) for a mean annual discharge of 10.7 m³/s at the Durance confluence. This contrasted regime is also marked by the possible occurrence of LFHM floods (fig. 2B; Brousse, 2010).*

The methodology is based on the diachronic analysis through interpretation of vertical aerial photographs from the National Geographic Institute (IGN). The threshold of morphological adjustment corresponds to the bankfull discharge (Q_b). This latter was estimated at 109 m³/s following the equation used by F. Petit et al. *(2005) on a stony Ardennes River. The comparison of this value with the HYDRO data bank (DIREN PACA) shows that Q_b corresponds to an intermediate value between decadal floods and twenty-year recurrence floods ($Q_{10} < Q_b < Q_{20}$). From the knowledge of critical morphological adjustment discharge, we identified three significant morphogeneous floods, in June 1957 (480 m³/s; Tricart, 1958), June 2000 (100 m³/s), and October 2000 (111 m³/s). Five sets of aerial photographs were chosen to frame the main morphogeneous hydroclimatic events of 1957 and 2000: June-July 1956 (1:25,000), August 1960 (1:25,000) and the end of June 1962 (1:20,000), July 1997 (1:30,000), and 2004 (Geoportail). The width of the active channel and braiding index (*i.e.*, average number of anabranches - 1) were measured in 222 transects drawn perpendicularly to the main channel flow and spread out every 250-300 m from La Barge (1 830 m) to Lauzet-sur-Ubaye (895 m; fig. 1). The surface of the active channel (*A*) was calculated from the sum of the measured widths (*w*) and the inter-mean distance transects (*t*), according to the equation $A = \Sigma wt$. Human impact has been the subject of a typology (facilities functions) and a binary qualitative estimation (presence/absence). In parallel to the manual measurements, a GIS was created to superimpose both the IGN TOP 25 maps and the set of aerial photographs of 1960/1962 and 2004.*

Over the entire period (1956-2004), the measurements (fig. 4) show that the active channel of the Ubaye River has expanded and braiding index increased (fig. 4). But according to the period and the section considered, the results show very distinct evolutions (fig. 5 and fig. 6). The active channel of the Ubaye River actually enlarges when a LFHM flood affects the catchment, and contracts between two LFHM floods. Two main forcing factors can explain this evolution: (i) the recurrence of hydroclimatic extreme events and the long time of hydrological calm play a major role in the morphogenesis of the active channel of the Ubaye River. This trend may be compared with the 'hydrogeomorphological crisis/resilience time' model of C.S. Holling (1973). The differences in discharge at the time of peak floods may explain the different impacts of the flood of 1957 and 2000 on the active channel of the Ubaye River. (ii) The anthropogenic influence in the Ubaye valley is also an important factor for the dynamics of the active channel, as the land occupation in the valley floor has developed over the period. New equipments, related to a recent increase of the population in the valley were often built at the margin or even in the active channel of the Ubaye River (Brousse, 2010), interacting with the natural dynamics of the active channel between two LFHM events. At the section scale (fig. 5), the lithological diversity is also responsible for distinctive erosion patterns causing a more or less efficient constraint on the active channel (fig. 6 and fig. 7). The marls and schists areas are very sensitive whereas limestone and flyschs areas are less sensitive. The evolution trend of the active channel of the Ubaye River is similar to that of the upper Guil River in the Queyras (Arnaud-Fassetta and Fort, 2004). The occurrence of LFHM flood led to hydrogeomorphological crisis in both catchments, their effects being temporary and more or less quickly mitigated depending on the speed of the hydrosystem's recovery. However, the dynamics of the active channel of the Ubaye River is distinct from those of the middle Durance River (Miramont and Guilbert, 1997) and pre-Alpine tributaries of the middle Rhône River (Liébault and Taillefumier, 2000), which recorded a continued trend contraction of the active channels between 1948 and 1991, in parallel with a decrease of flooding and a increase of anthropogenic influence.

Introduction

Comprendre et gérer l'évolution des bandes actives est devenu aujourd'hui un objectif de première importance, alors que les fonds de vallée sont de plus en plus densément habités et/ou aménagés en zones d'activités commerciales ou de loisir (Bravard, 2000 ; Garitte et Lahousse, 2002 ; Garit-

te *et al*., 2007). Même si les aménageurs et les gestionnaires du risque d'inondation s'intéressent à la dynamique spatio-temporelle des plaines alluviales, force est de constater que de nombreux plans d'aménagement et de prévention du risque d'inondation négligent ce paramètre (Bravard *et al*., 2008), s'en tenant à une simple délimitation à un moment donné des unités hydrogéomorphologiques constituant la plaine alluviale . Cette lacune est particulièrement problématique dans le cas de cours d'eau de haute énergie, caractérisés par la présence d'une bande active de tressage. Le tressage est ici défini comme la multiplicité de chenaux délimités par des bancs gravelo-sableux pas ou peu végétalisés (herbacées et arbustes). Une bande active est caractérisée par des chenaux très mobiles et par une activité morphogénique soutenue, du fait de remaniements sédimentaires très importants à chaque crue supérieure à la crue décennale (Q_{10} ; Fort *et al*., 2002 ; Arnaud-Fassetta *et al*., 2005). La dynamique de la bande active est alors contrôlée par le potentiel morphogénique de la rivière, lui-même fonction de plusieurs paramètres tels que la variabilité du régime hydrologique, le débit, la capacité de transport, la puissance spécifique, la force de cisaillement sur le fond du lit et la fourniture sédimentaire (Charlton, 2009). De plus, contrairement aux bassins versants de piémont, certains hauts bassins montagnards sont davantage soumis à de très gros abats d'eau intenses et brutaux (orages) sur des pentes élevées, à l'origine de crues à fort potentiel morphogène. Dans ce contexte, il ressort des études réalisées dans le sud du massif alpin que les bandes actives des rivières en tresses ont connu une contraction, relative ou absolue, depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG ; Jorda, 1985 ; Bravard, 1989 ; Liébault et Taillefumier, 2000 ; Flez et Lahousse, 2003 ; Flez et Garrite, 2006), associée à une réduction de l'indice de tressage (Bravard et Peiry, 1993). Cette tendance s'inscrit dans un contexte de réduction des débits liquides et solides, favorisant la reconquête par la ripisylve des marges des bandes actives. Ce processus résulte de causes diverses : épuisement graduel des stocks sédimentaires hérités du PAG, diminution de l'intensité et de la fréquence des pics de crue, anthropisation de plus en plus poussée des fonds de vallée auparavant soumis à un exode rural important, dans un contexte où l'on a protégé les versants de l'érosion en favorisant leur reboisement sauvage ou planifié (pin noir d'Autriche, dont le rôle protecteur est d'ailleurs parfois discutable). L'anthropisation et la fréquence des pics de crue apparaissent comme deux facteurs particulièrement importants dans la dynamique des hydrosystèmes : d'après F. Liébault et F. Taillefumier (2000), les bandes actives des principaux affluents de rive gauche du Rhône (Drôme, Eygues, Roubion ; fig. 1B) se sont contractées en moyenne de 55 % entre 1948 et 1991, essentiellement entre 1948 et

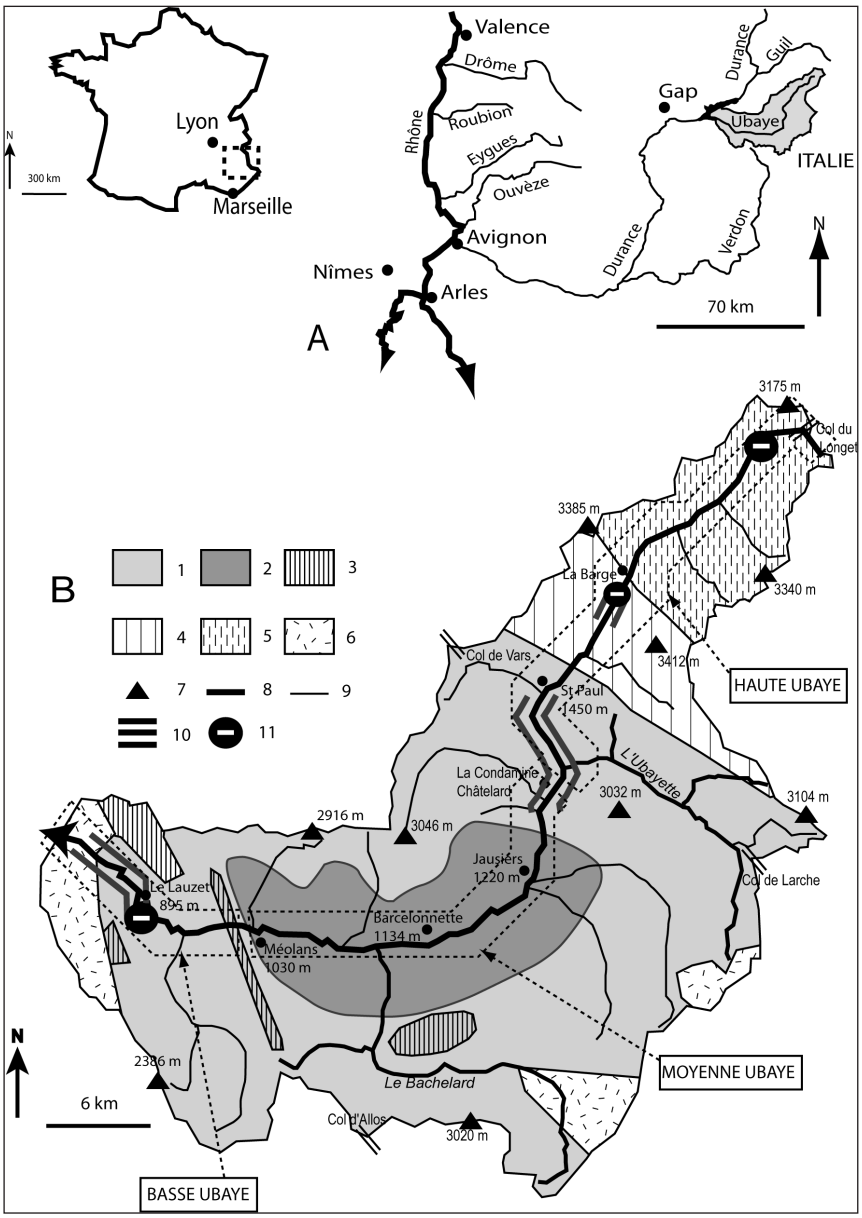

Fig. 1 – **Carte générale du secteur étudié** (d'après Péguy, 1947a, modifié). A : Localisation du secteur d'étude parmi les affluents méditerranéens de rive gauche du Rhône. B : Géologie et géomorphologie du bassin de l'Ubaye. Les pointillés séparent les différents secteurs de la vallée. 1 : flyschs ; 2 : marnes ; 3 : marbres à plaquettes et calcschistes ; 4 : calcaires et dolomies ; 5 : schistes lustrés ; 6 : conglomérats nummulithiques ; 7 : sommets ; 8 : principaux affluents ; 9 : affluents secondaires ; 10 : gorges sous-glaciaires ; 11 : ombilics.

*Fig. 1 – **General map of the study area** (after Péguy, 1947a, modified). A: Location of the study area among the Mediterranean left bank tributaries of the Rhône River. B: Geology and geomorphology of the Ubaye catchment. 1: flyschs; 2: marls; 3: plaque marble and calcschists; 4: limestones and dolomites; 5: 'schistes lustrés'; 6: nummulithic conglomerates; 7: summits; 8: major tributaries; 9: other tributaries; 10: subglacial gorges; 11: ombilics.*

1971. Ce phénomène de contraction continue est expliqué par les modifications importantes des modes d'occupation et d'utilisation des sols (déprise agro-pastorale et reboisement) dans les bassins versants et par une raréfaction des fortes crues entre 1951 et 1971. Les caractères de l'hydrologie et des actions humaines ont alors permis le développement rapide de la ripisylve, renforçant ainsi la contraction des bandes actives. Dans les parties amont du bassin durancien, le modèle d'évolution des bandes actives pourrait être différent, à l'image de celui du Haut Guil, caractérisé par l'alternance de phases de contraction et d'élargissement depuis 1855 (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004, 2005). De par sa localisation, la vallée de l'Ubaye est en situation intermédiaire entre Le Guil et les Préalpes du sud. L'Ubaye, rivière torrentielle (pente moyenne 12,9 ‰) au régime hydrologique particulièrement contrasté, a développé une bande active d'une surface moyenne de 180 ha sur la période 1948-1990 (Piégay et Salvador, 1997). Celle-ci présente donc des caractéristiques propices à une étude fine de sa variabilité spatiale.

L'objectif de cet article est de quantifier et de cartographier la dynamique de la bande active de l'Ubaye au cours des dernières décennies (1956-2004), afin de compléter le modèle d'évolution des bandes actives dans les hauts bassins montagnards duranciens. La dynamique récente de la bande active de l'Ubaye n'a fait l'objet que de peu d'études, à l'exception d'une étude bio-géomorphologique portant sur le tronçon Jausiers/Le Lauzet-en-Ubaye (Piégay et Salvador, 1997 ; Piégay *et al*., 2000). Ces auteurs ont mis en évidence une contraction continue de la bande active de 1960 à 1990 sous l'effet de la progression de la ripisylve. L'Ubaye n'ayant pas connu de crue majeure sur la période 1960-1990, il semblait donc intéressant de compléter l'analyse en y incluant la crue de 2000. Après une présentation des caractéristiques physiques et humaines du bassin de l'Ubaye, nous expliciterons les méthodes utilisées pour quantifier la dynamique de la bande active à l'échelle du bassin-versant et du tronçon fluvial, avant de discuter des principaux facteurs responsables des changements hydromorphologiques observés.

Le bassin-versant intra-alpin montagnard de l'Ubaye

L'Ubaye est une rivière de rang 5 (classification de Strahler), qui s'écoule sur plus de 80 km dans un bassin-versant de 970 km² inscrit exclusivement dans la zone intra-alpine des Alpes occidentales (fig. 1 A et B). L'indice de sinuosité moyen est de 1,06 (Piégay et Lama, 1995) et la multiplicité de ses chenaux permet de qualifier l'Ubaye de rivière en tresses, selon la classification de B.R. Rust (1978). Cependant, même si le tressage est prédominant, le style fluvial de l'Ubaye se modifie (méandrage, chenal unique) en fonction de la largeur et de la pente du fond de vallée, ces paramètres dépendant eux-mêmes de la structure géologique des terrains traversés, des héritages glaciaires (verrous, gorges sous-glaciaires, ombilics) et des mouvements de versant. La vallée se caractérise de fait par une structure complexe, en raison de la présence de grandes nappes de charriage datant de l'orogenèse alpine, aboutissant à une mosaïque de terrains autochtones (marnes de la « Fenêtre de Barcelonnette », conglomérats nummulithiques) et allochtones (schistes lustrés, calcaires et dolomies de la Haute-Ubaye ; flyschs, calschistes et marbres à plaquettes de la Moyenne Ubaye ; fig. 1C). Le bassin-versant de l'Ubaye se caractérise par un climat montagnard d'influence méditerranéenne. Située dans la moyenne vallée, la station de Barcelonnette reçoit annuellement 701 mm de précipitations en moyenne pour une température moyenne de 7°C (Péguy, 1947b). L'hydrologie dépend des apports en eau issus de la fusion nivale et des pluies, notamment celles en liaison avec les remontées de masses d'air humides méditerranéennes (*i.e*., coups de Lombarde). L'amont et l'aval de la vallée de l'Ubaye ainsi que les vallées affluentes (Ubayette : 1 030 mm/a ; Bachelard : 1295 mm/a ; fig. 1) sont les plus arrosés. Le régime hydrologique de l'Ubaye est donc du type nivo-pluvial (fig. 2A), avec deux *minima* (hiver et fin de l'été) et un *maximum* au printemps, pour un module de 10,7 m³/s. En outre, le bassin-versant est marqué par l'occurrence possible de crues « basse fréquence/haute magnitude » (BFHM ; fig. 2B). De 1904 à 2008, 9 crues de récurrence supérieure aux crues vicennales (Q_{20}) ont affecté le bassin, dont 3 crues cinquantennales (Q_{50} ; 1920, 1957 et 2008). Plus de 80 % des crues sont printanières et résultent d'une combinaison de la fusion nivale et de fortes quantités de précipitations. Ainsi, J. Tricart (1958) a montré que l'épisode pluviométrique exceptionnel de juin 1957 avait accéléré la fusion du manteau neigeux encore présent à basse altitude, provoquant la crue la plus importante du XXe siècle ($Q > 400$ m³/s à Barcelonnette). Le reste des crues (20 %) se produit en automne, en liaison avec des pluies d'origine cévenole. Le potentiel morphogène des crues printanières est plus élevé que celui des crues automnales car leur débit est en général plus important (Evin, 1990 ; Fanthou, 1994). Afin d'atténuer l'impact des crues BFHM, différentes politiques de protection-prévention ont été entreprises depuis la fin du XIXe siècle par le service de la Restauration des Terrains en Montagne (RTM), par le biais du reboisement des bassins versants et de la rectification du lit de nombreux torrents (Fourchy, 1966 ; fig. 3). Même si le bilan de ce reboisement doit être nuancé, l'effet bénéfique du pin noir étant atténué par le fait que cette espèce appauvrit les sols sans les protéger entièrement de l'effet du *splash*, l'ensemble des travaux ont abouti par endroits à la modification de l'hydraulique et à l'artificialisation des lits torrentiels (SDAGE Haute Durance, 2009). Depuis l'exode rural entre le XVIIIe et le milieu du XXe siècle (Avocat, 1970 ; Fabre et Vernet, 2006), l'essor démographique lié au tourisme hivernal et estival (40 % de l'activité économique ; DATAR, 2009) se traduit par la concentration de nouveaux enjeux dans le fond de la vallée.

Méthodes d'étude

L'étude repose sur l'analyse diachronique par photointerprétation de clichés aériens verticaux pris par l'Institut Géographique National (IGN ; fig. 3). L'objectif de l'étude étant de quantifier les ajustements morphologiques de la bande active liés aux principales crues, les dates des photographies

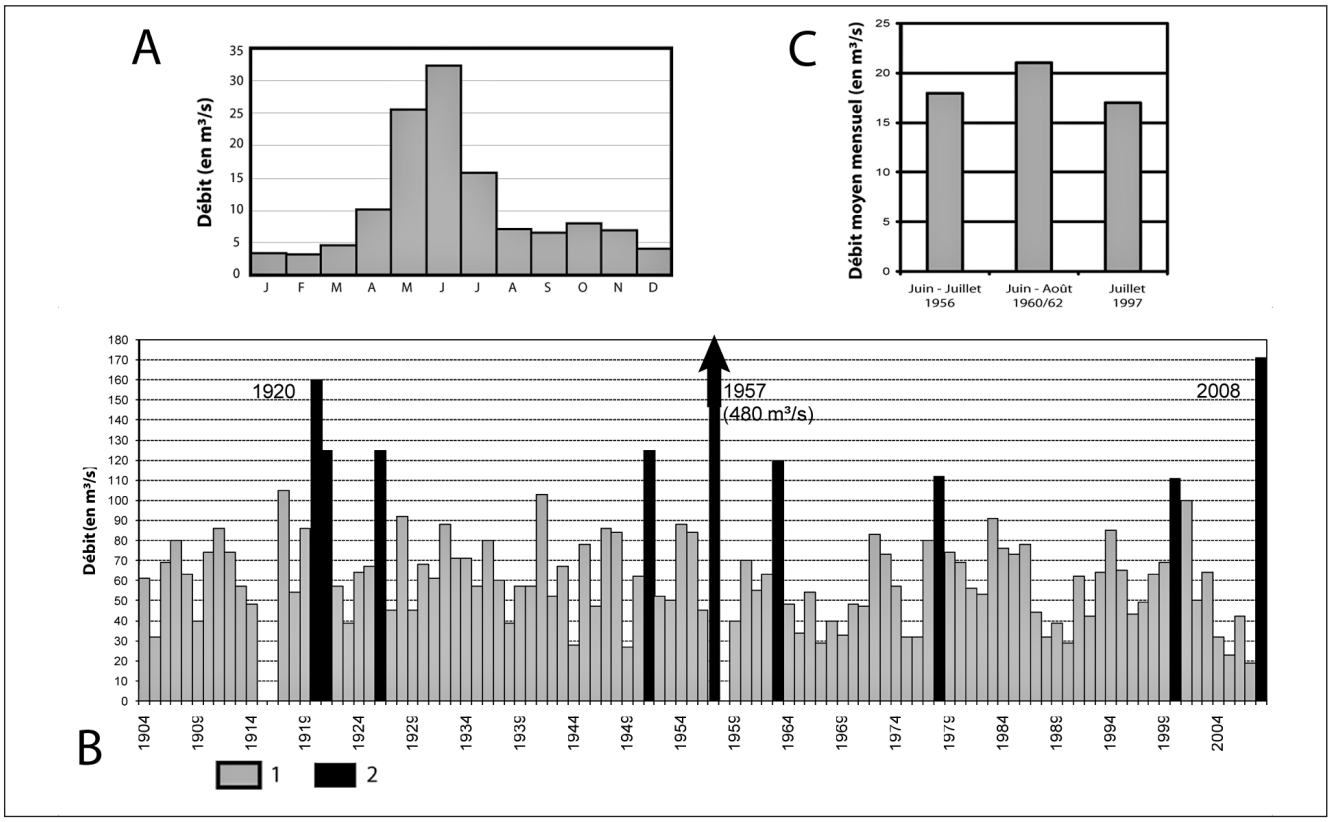

Fig. 2 – **Régime hydrologique et récurrence des crues en Ubaye** [d'après Banque HYDRO (DIREN PACA)]. A : Régime hydrologique de l'Ubaye. B : Historique des crues en Ubaye entre 1904 et 2008. Les années sans pic de crue (1915, 1916 et 1958) sont liées à un dysfonctionnement de la station de mesure. 1 : pic de crues annuels (en m³/s) ; 2 : crues supérieures aux crues vicennales. Noter la très forte variabilité des pics de crue d'une année sur l'autre sur l'ensemble de la période. Cet histogramme peut cacher la récurrence de crues morphogènes dans le cas où celles-ci seraient inférieures au pic de crue maximal annuel. C : Débits au moment des prises de vues aériennes (d'après DIREN PACA, 2010). Débits moyens annuels : 1956, 8,7 m³/s ; 1960, 16,9 m³/s ; 1962, 10,6 m³/s ; 1997, 12,6 m³/s.

*Fig. 2 – **Hydrological regime and recurrence of the flooding in the Ubaye valley** [after HYDRO data bank (DIREN PACA)]. A: Hydrological regime of the Ubaye River. B: Flood events in the Ubaye valley from 1904 to 2008. 1: annual maximal peak floods (in m³/s); 2: flood superior to the twenty-year flood. The years without flood peaks (1915, 1916, 1958) are related to a malfunction of the measuring station. Note, throughout the period, the very high variability of flood peaks from one year to another. This histogram can hide the morphogeneous flooding in those cases where it would be less than the maximum annual flood peak. C: Mean discharge at the time of capture of aerial pictures (after DIREN PACA, 2010). Annual average discharge: 1956, 8.7 m³/s; 1960, 16.9 m³/s; 1962, 10.6 m³/s; 1997, 12.6 m³/s.*

utilisées ont été choisies de façon à encadrer au plus près les crues morphogènes de type BFHM, qui correspondent à un dépassement du seuil d'ajustement morphologique. Ce seuil reste cependant difficile à évaluer dans le cas des rivières en tresses, dans la mesure où le débit à pleins bords (Q_b) est difficile à déterminer et n'a que peu de signification dans un système en tresses, du fait de la présence de plusieurs chenaux au fonctionnement synchrone ou diachrone (Métivier, 2003 ; Arnaud-Fassetta, 2007). Néanmoins, plusieurs auteurs (Nixon, 1959 ; Andrews, 1980 ; Petit et Pauquet, 1997 ; Petit *et al.*, 2005) ont proposé de calculer Q_b en fonction de la surface du bassin-versant. A partir de l'étude de 38 rivières ardennaises à charge caillouteuse, à substrat imperméable et à régime hydrologique contrasté, F. Petit *et al.* (2005) ont proposé l'équation suivante : $Q_b = 0{,}128\ A^{0.981}$ ($R^2 = 0{,}961$). En appliquant cette équation à un tronçon à chenal unique de l'Ubaye, Q_b a pu être estimé à 109 m³/s, ce qui correspond pour la station hydrologique de Barcelonnette à une crue comprise entre les valeurs décennales et vicennales ($Q_{10} < Q_b < Q_{20}$; DIREN PACA, 2010). En tenant compte des différences entre l'Ubaye et les rivières ardennaises, caractérisées par des pentes moins fortes et un régime pluvial associé à un climat tempéré dégradé, et en étendant ce résultat aux secteurs en tresses, il est donc possible de fixer en un point donné du cours d'eau un débit critique correspondant à une crue vicennale et une puissance spécifique critique (ω) de 258 W/m² calculée à partir de l'équation : $\omega = (\gamma.Q_b.s)/w$, avec γ = masse volumique de l'eau, s = pente et w = largeur de la bande active. À partir de la connaissance des débits critiques d'ajustement morphologique et après avoir vérifié la tendance à l'accalmie hydrologique relative entre les crues de 1957 et de 2000, nous avons identifié trois crues significativement morphogènes, celles de juin 1957 (480 m³/s à Barcelonnette; Tricart, 1958), de juin 2000 (100 m³/s) et d'octobre 2000 (111 m³/s). Cinq séries de photographies aériennes ont été choisies afin d'encadrer ces événements hydroclimatiques remarquables : juin-juillet 1956 (1/25.000) ; août 1960 (1/25.000) et fin juin 1962 (1/20.000) ; juillet 1997 (1/30.000) ; 2004 (Géoportail). La largeur de la bande active et l'indice de tressage (*i.e.*, nombre moyen d'anabranches - 1) ont été mesurés sur 222 transects dressés

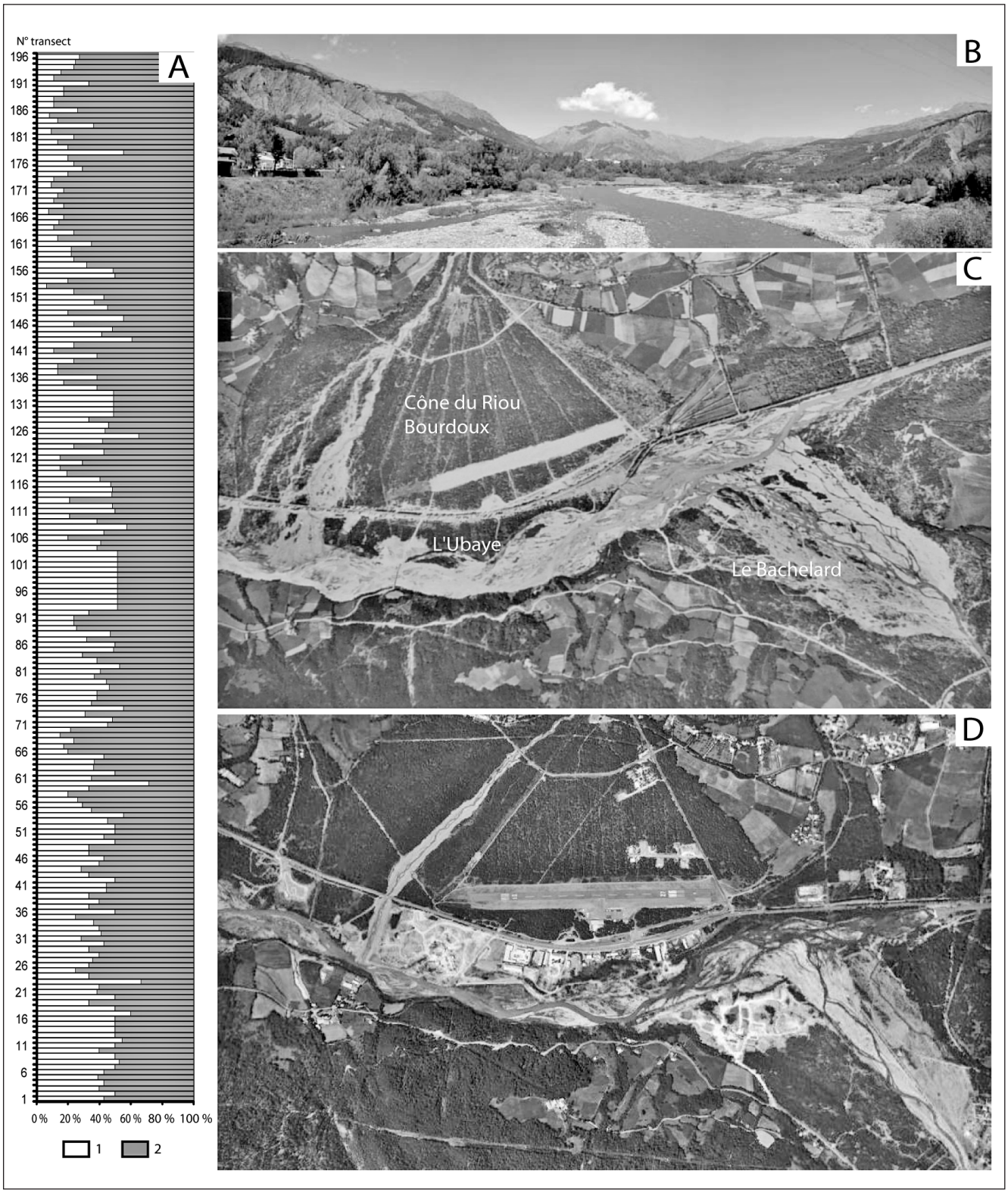

Fig. 3 – **Comparaison de la bande active de l'Ubaye après les crues de 1957 et 2000 au niveau du Riou Bourdoux.** A : Largeur de la bande active de l'Ubaye (en %) avant et après une crue (indice base 100) ; 1 : largeur en 1956 ; 2 : largeur en 1960/62. B : Photographie transversale de la bande active de l'Ubaye (Atlas départemental des paysages des Alpes de Haute-Provence, 2003). C : Etat de la bande active en 1960. D : Etat de la bande active en 2004. Noter la rectification des affluents (Riou Bourdoux et Bachelard) et la reconquête végétale sur les marges déconnectées.

*Fig. 3 – **Comparison of the active channel of the Ubaye River after the floods of 1957 and 2004 near the Riou Bourdoux**. A: Width of the Ubaye's active channel (in %) before and after a flood (base index 100); 1: width in 1956; 2: width in 1960/62. B: Cross-section of the Ubaye's active channel (after Atlas départemental des paysages des Alpes de Haute-Provence, 2003). C: The active channel in 1960. D: The active channel in 2004. Note the correction of tributaries (Riou Bourdoux and Bachelard) and the recovery plant on the disconnected margins.*

perpendiculairement au chenal principal d'écoulement et répartis tous les 250-300 m d'intervalle à partir du lieu-dit La Barge (1 830 m ; fig. 1) jusqu'au Lauzet-sur-Ubaye (début du lac de Serre-Ponçon ; 895 m ; fig. 1). La surface de la bande active (*A*) a été calculée à partir de la somme des largeurs mesurées (*w*) et de l'inter-distance moyenne des transects (*t*), selon l'équation $A = \Sigma\ w.t$. Ces trois variables quantitatives ont été mesurées en phase estivale et sont toutes suffisamment éloignées des pics de crue pour être comparables (fig. 2C). Les débits ainsi que les hauteurs d'eau dans les chenaux étant assez proches d'une série à l'autre, le nombre de chenaux en eau (indice de tressage) a pu être suivi avec précision. L'évaluation de l'anthropisation a fait l'objet d'une typologie intégrant la fonction des équipements (route, pont, digue) et des aménagements (zone d'activités artisanales, commerciales et industrielles) et d'une mesure qualitative binaire (présence/absence). Parallèlement à ces mesures manuelles, un Système d'Information Géographique (SIG) a été créé à partir des cartes TOP 25 de l'IGN. Le SIG repose sur la superposition des photographies aériennes de 1960/1962 et de 2004, géoréférencées grâce à la technique des points d'amer (erreur RMSE < 1) ; les autres photographies n'ont pas pu être géoréférencées par absence de droit. L'intérêt du SIG est double, à savoir pouvoir comparer les mesures manuelles avec les mesures automatisées et cartographier l'extension de la bande active après les crues BFHM. Les surfaces calculées par SIG sont similaires aux mesures manuelles (+ 10 % en 1960/1962 et + 4,7 % en 2004). Ces écarts se retrouvent sur l'ensemble des transects et peuvent s'expliquer par un manque de précision (extrapolation) dans le calcul manuel des surfaces. Au final, la bande active ainsi que les îles végétalisées – ces dernières ne faisant pas partie de la bande active – ont été digitalisées sur 70 % du cours d'eau, les 30 % restant correspondant d'une part à l'amont du bassin et d'autre part au lac de Serre-Ponçon, deux secteurs pour lesquels il n'a pas été possible de géoréférencer les clichés en raison de la difficulté à obtenir des points d'amer.

Dynamique de la bande active de l'Ubaye (1956-2004) et facteurs de contrôle

Sur l'ensemble de la période (1956-2004), les mesures effectuées (fig. 4) montrent que la bande active de l'Ubaye s'est élargie alors que l'indice de tressage a augmenté. Ainsi, l'indice de tressage et la largeur de la bande active présentent un coefficient de corrélation (*r*) moyen de 0,61 (Brousse, 2010). Cependant, cette tendance doit être fortement nuancée en fonction des périodes prises en considération :

- Sur la période 1956-1960/1962, tous les sites mesurés montrent un élargissement très important de la bande active et un renforcement de l'indice de tressage (fig. 4). La largeur

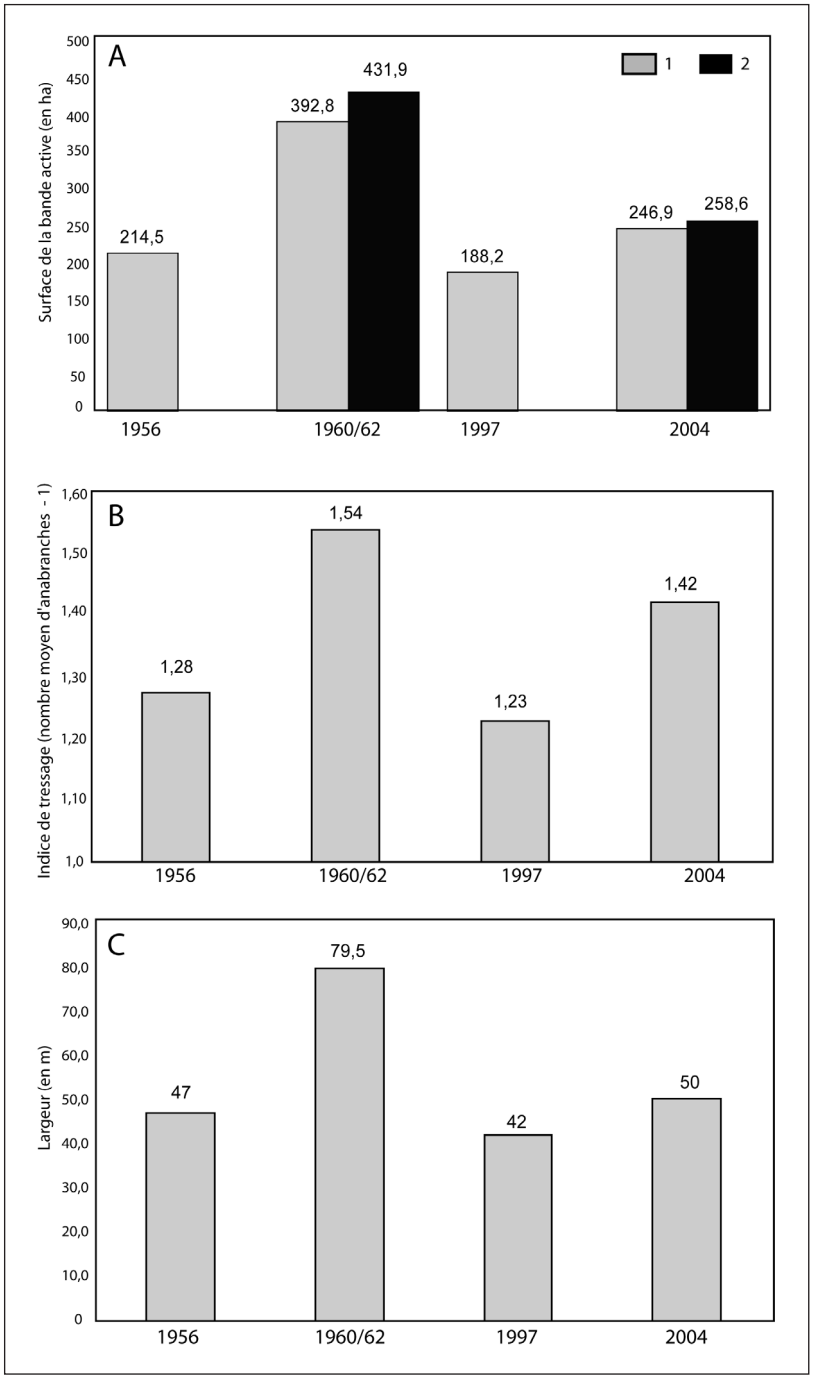

Fig. 4 – **Evolution des paramètres hydrogéomorphologiques.** A : Evolution de la superficie de la bande active de l'Ubaye de 1956 à 2004. 1 : mesures manuelles ; 2 : mesures SIG. B : Evolution de l'indice de tressage de 1956 à 2004. C : Evolution de la largeur moyenne de la bande active de l'Ubaye de 1956 à 2004.

*Fig. 4 – **Evolution of the hydrogeomorphological parametres.** A: Area of the active channel of the Ubaye River from 1956 to 2004. 1: manual measurements; 2: GIS measurements. B: Braided index evolution from 1956 to 2004. C: Mean width of the active channel of the Ubaye River from 1956 to 2004.*

moyenne augmente de 69 %, la surface de 83 % et l'indice de tressage de 20 %. L'élargissement de la bande active s'inscrit dans un contexte d'anthropisation stable (*i.e.*, pas de nouvelle infrastructure).

- La dynamique s'inverse sur la période 1960/1962-1997. La contraction importante de la bande active se traduit par une diminution de 47 % de la largeur moyenne alors que sa surface se réduit de 52 % et que l'indice de tressage diminue de 20 % (fig. 4). La contraction est telle que la bande active reste en deçà des limites de la bande active de 1956. Cette évolution s'inscrit dans un contexte de fort développement des emprises humaines dans le fond de vallée, avec l'implantation de campings et la création d'une zone industrielle (en aval de Barcelonnette) et d'une déchetterie (en aval de Jausiers), non systématiquement protégés par des levées artificielles ou des digues. Globalement, le linéaire des D900 et D902, routes départementales bordant la rivière en rive droite, est stable mais il n'est pas rare qu'il ait été élargi ou consolidé.

- La dynamique s'inverse une nouvelle fois sur la période 1997-2004 durant laquelle l'élargissement de la bande active s'accompagne d'un renforcement du tressage, dans un contexte anthropique stable. La largeur moyenne de la bande active augmente de 19,5 %, la surface de 31 % et l'indice de tressage de 16 % (fig. 4).

Si tous les secteurs de la vallée connaissent la même dynamique, certains sont plus actifs que d'autres (fig. 5). La bande active enregistre les plus fortes variations latérales (différences de 1 à 2,5) dans la haute et la moyenne vallée de l'Ubaye alors que la basse vallée est plus stable (différences de 1 à 1,5). En définitive, la bande active de l'Ubaye s'élargit lorsqu'une crue BFHM affecte le bassin-versant ; elle tend à se contracter entre deux crues BFHM. Deux groupes de facteurs sont responsables de cette évolution :

- La récurrence d'événements hydroclimatiques extrêmes tient un rôle majeur dans la morphogenèse de la bande active de l'Ubaye. Si les effets hydromorphologiques exceptionnels de la crue de 1957 sont bien décrits, la littérature ne détaille pas bien ceux des crues de 2000. Toutefois, on sait que sur le Haut-Guil, à quelques kilomètres au nord de l'Ubaye, l'onde de crue de juin 2000 a engravé plusieurs campings et coupé de nombreuses voies de communication (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004). À l'opposé, la phase de contraction s'inscrit dans une longue période de calme hydrologique, comme celle de 1978-1999 caractérisée par l'absence totale de crues vicennales, favorisant *in fine* la reconquête végétale de la ripisylve. Cette dynamique se rapproche du « modèle crise hydrogéomorphologique/temps de résilience » de C.S. Holling (1973), qui, dans le cas de la bande active de l'Ubaye, permet de concevoir à la fois les effets brutaux d'une crue morphogène, de type BFHM, déstabilisante pour l'hydrosystème dans son ensemble, et les périodes plus ou moins longues de relaxation, récupératrices pour l'hydrosystème et la ripisylve. Les impacts distincts des crues BFHM de 1957 et 2000 peuvent s'expliquer par les différences de débit et de puissance spécifique (Arnaud-Fassetta, 2006).

- L'anthropisation est une variable de contrôle importante dans la dynamique de la bande active. Globalement, sur la période 1956-2004, l'anthropisation des versants est restée assez stable, l'essentiel des actions du service RTM ayant débuté à la fin du XIXe siècle. En revanche, l'occupation des sols dans le fond de vallée s'est développée sur la période considérée. De nouveaux équipements, liés notamment au repeuplement de la vallée, ont été construits bien souvent au contact ou dans la bande active de l'Ubaye (Brousse, 2010), interagissant *de facto* avec la dynamique naturelle de la bande active. On peut les considérer comme étant à l'origine non seulement du phénomène de contraction de la bande active entre deux crues BFHM mais aussi de la modification des conditions hydrauliques locales.

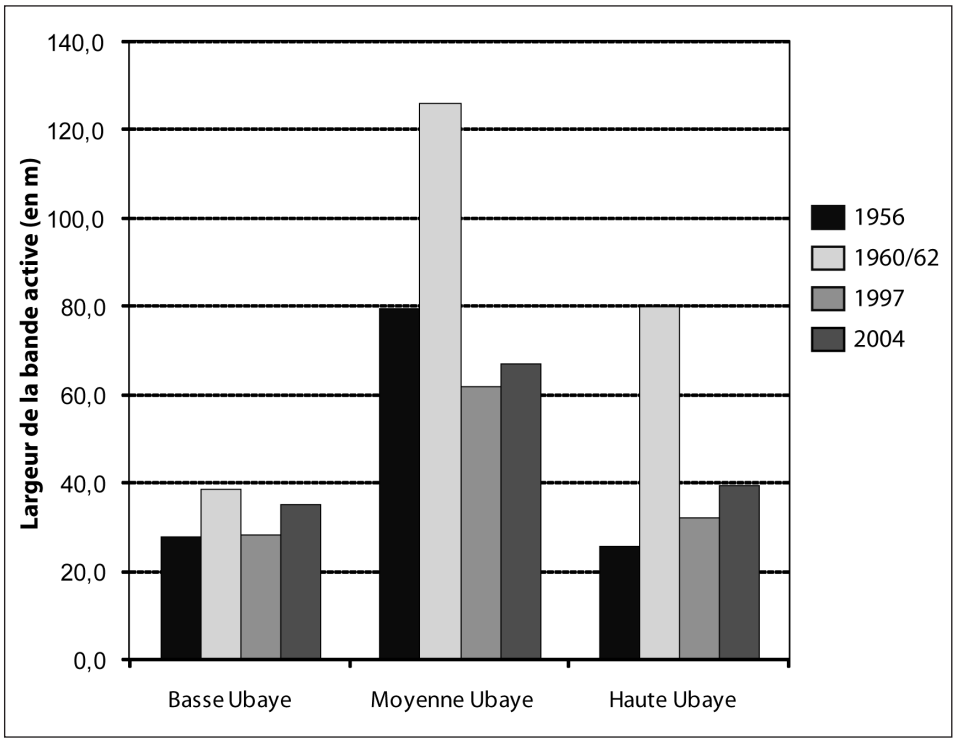

Fig. 5 – **Sectorisation de l'évolution de la largeur de la bande active de l'Ubaye.** 1 : largeur moyenne en 1956 ; 2 : largeur moyenne en 1960/1962 ; 3 : largeur moyenne en 1997 ; 4 : largeur moyenne en 2004. Les espaces endigués à Jausiers et à Barcelonnette (moyenne vallée de l'Ubaye) ne sont pas pris en compte.

*Fig. 5 – **Sectorisation of the width evolution of the active channel of the Ubaye River. 1: mean width in 1956; 2: mean width in 1960/1962; 3: mean width in 1997; 4: mean width in 2004. The diked areas near Jausiers and Barcelonnette (median** part of the Ubaye valley) are not taken into consideration.*

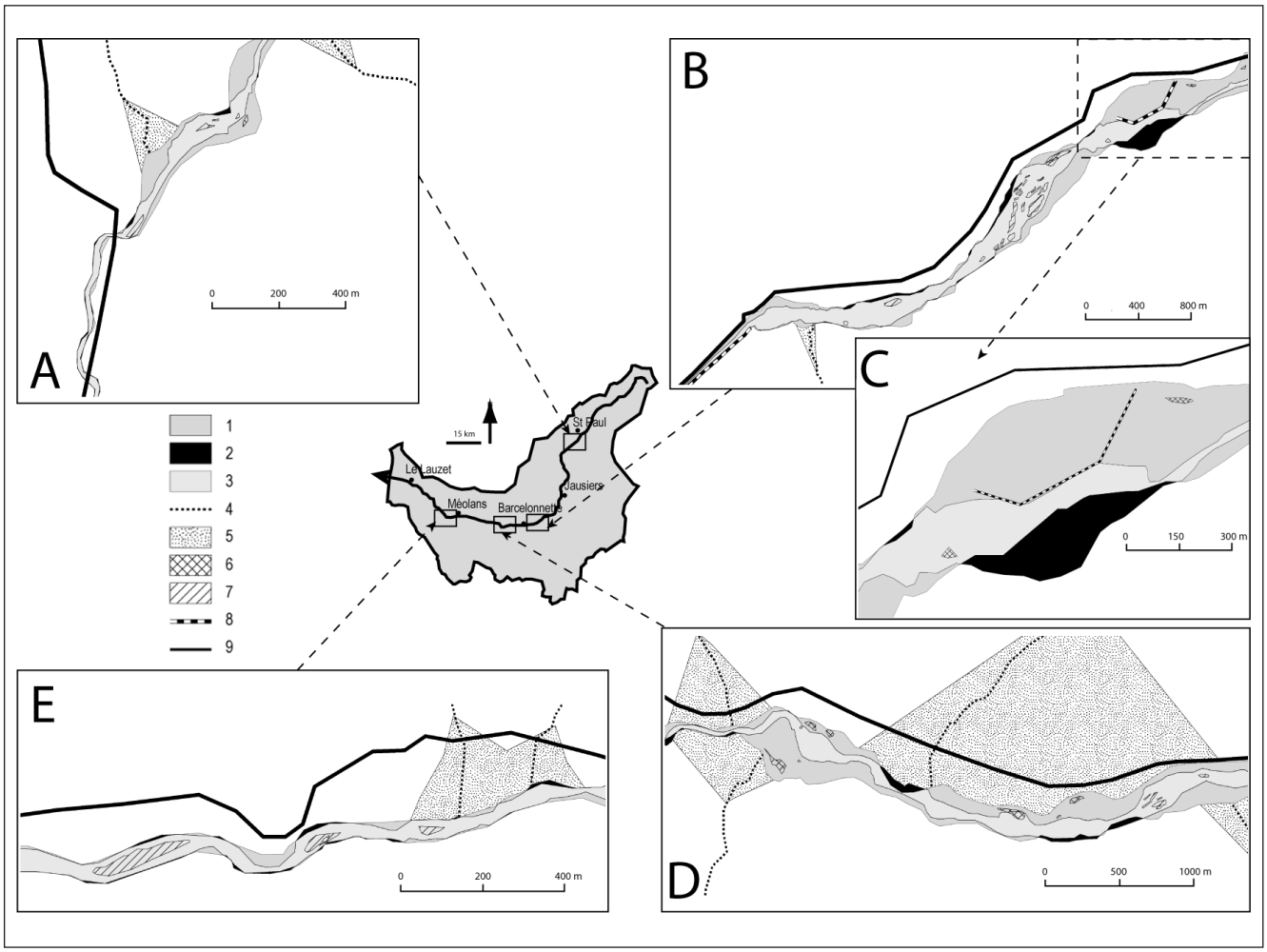

Fig. 6 – **Cartographie comparative de l'extension de la bande active de l'Ubaye après les crues de 1957 et 2000.** Les différents secteurs choisis sont représentatifs de l'évolution sectorielle de la bande active en fonction de la lithologie et des aménagements. A : Secteur dans la haute vallée de l'Ubaye en aval de Saint-Paul-sur-Ubaye (flyschs, calcaires et dolomies). B : Secteur dans la moyenne vallée de l'Ubaye en aval de Jausiers (marnes). C : Détail sur l'impact de l'anthropisation sur la dynamique naturelle de la bande active de l'Ubaye. Noter la présence d'une digue, qui protège une déchetterie située sur la bande active de 1960/1962, qui modifie les ondes de crues et qui favorise l'érosion sur la rive opposée. D : Secteur dans la moyenne vallée de l'Ubaye en aval de Barcelonnette (marnes). E : Secteur dans la basse vallée de l'Ubaye en aval de Méolans (flyschs). 1 : extension de la bande active en 1960/1962 ; 2 : extension de la bande active en 2004 ; 3 : bande active commune ; 4 : affluents ; 5 : cônes de déjection ; 6 : extension des îles végétalisées en 1960/1962 ; 7 : extension des îles végétalisées en 2004 ; 8 : digues ; 9 : RD900 / RD902.

*Fig. 6 – **Comparative mapping of the extension of the active channel of the Ubaye River after the floods of 1957 and 2000**. The different sectors are representative of the local evolution of the active channel in relation with the lithology and the land use regulation. A: Upper sector of the Ubaye valley downstream Saint-Paul-sur-Ubaye (flyschs, limestones and dolomies). B: Median part of the Ubaye valley downstream Jausiers (marls). C: Details on the impact of the land use on the natural evolution of the active channel of the Ubaye River. Note the presence of a levee, built to protect a wast collecting centre located on the active channel of 1960/1962. This levee able to change the flood wave and to favorise the erosion on the opposite bank. D: Median part of the Ubaye valley downstream Barcelonnette (marls). E: Lower sector of the Ubaye valley downstream Méolans (flyschs).*

Par exemple, les digues ont provoqué une augmentation des niveaux d'eau et une augmentation de la vitesse de courant, abaissant ainsi les seuils d'érosion des berges et du plancher alluvial (fig. 6C).

Outre ces deux facteurs, il convient d'invoquer la diversité lithologique qui intervient dans la dynamique de la bande active de l'Ubaye à l'échelle du tronçon. En effet, la forte variabilité spatiale de la bande active dans le secteur de la haute et de la moyenne Ubaye est partiellement liée à la présence d'affleurements rocheux majoritairement peu résistants (schistes lustrés et marnes ; fig. 6 A, B et D), alors que la faible variabilité spatiale de la bande active du secteur de la basse Ubaye est liée à la présence d'affleurements rocheux plus résistants (flyschs et marbres à plaquettes ; fig. 6E). Ces différences lithologiques favorisent une érosion différentielle (fig. 7). Localement, les cônes torrentiels représentent des contraintes latérales fortes (fig. 6D) et leur front n'est réellement sapé qu'en période de crues BFHM, telles celles de 1957 (Tricart, 1958) ou de 2000. Enfin, les endiguements construits dans les secteurs de Barcelonnette et de Jausiers empêchent aujourd'hui tout ajustement latéral de la bande active.

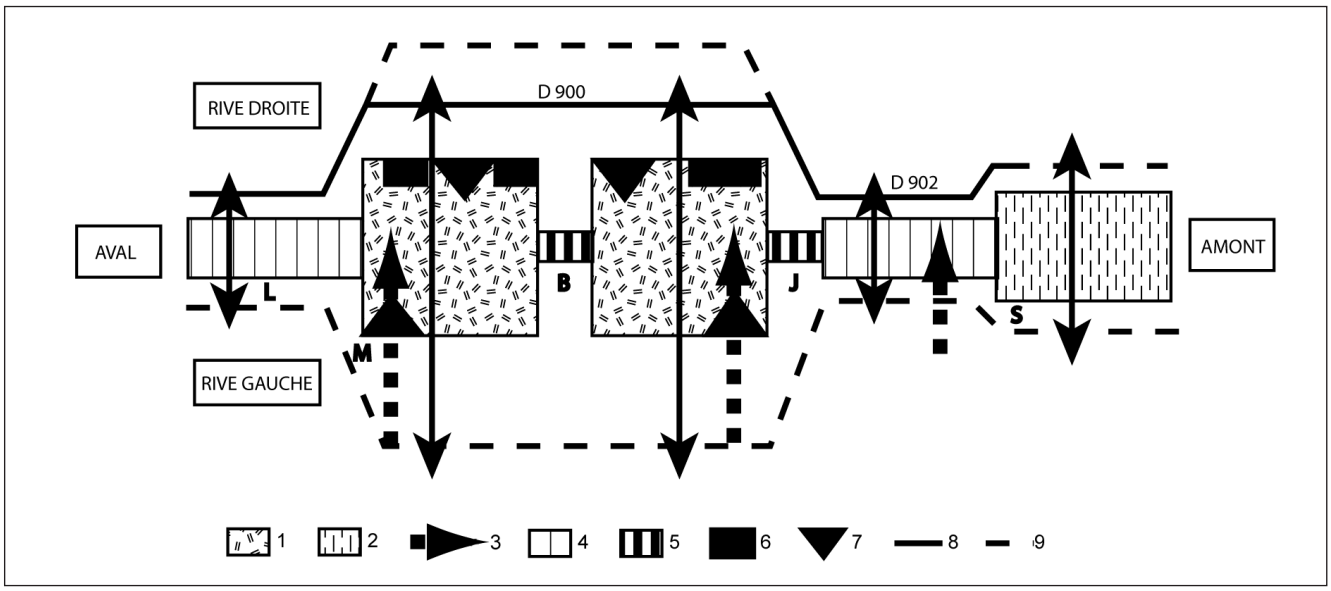

Fig. 7 – **Modèle schématique de la dynamique de la bande active de l'Ubaye**. La largeur des rectangles schématise la largeur moyenne de la bande active. Les doubles flèches représentent le potentiel d'élargissement ou de contraction de la bande active. Facteurs aggravants, 1 : marnes ; 2 : schistes ; 3 : affluents principaux. Facteurs limitants, 4 : flyschs ; 5 : digues ; 6 : aménagements dans le fond de vallée ; 7 : cône de déjection ; 8 : RD900 / RD902 ; 9 : fond de vallée. S : Saint-Paul-sur-Ubaye ; J : Jausiers ; B : Barcelonnette ; M : Méolans ; L : Lauzet-sur-Ubaye.

*Fig. 7 – **Schematic model of the dynamics of the active channel of the Ubaye River**. The width of rectangles represents the mean width of the active channel. The double arrows represent the potential for widening or contraction of the active channel. Aggravating factors, 1: marls; 2: schists; 3: main tributaries. Mitigating factors, 4: flyschs; 5: dikes; 6: developments in the valley bottom; 7: torrential cone; 8: roads (RD900 / RD902); 9: valley bottom. S: Saint-Paul-sur-Ubaye; J: Jausiers; B: Barcelonnette; M: Méolans; L: Lauzet-sur-Ubaye.*

Discussion et conclusions

Les résultats de cette étude montrent une forte variabilité spatio-temporelle de la bande active de l'Ubaye entre 1956 et 2004. La dynamique hydrogéomorphologique observée, à savoir un élargissement de la bande active de l'Ubaye après le passage d'une crue BFHM et une contraction entre deux crues BFHM, répond au modèle « crise hydro-géomorphologique/temps de récupération » (Arnaud-Fassetta et Fort, 2005). Cette étude apporte à la fois des données nouvelles sur la dynamique récente de la bande active de l'Ubaye et de nouveaux éléments permettant de conforter l'idée que certaines bandes actives situées dans les hauts bassins montagnards duranciens ont une évolution originale en comparaison avec celles situées sur le piémont préalpin. Dans le bassin de l'Ubaye, l'influence déterminante de phases d'élargissement (contrôlées par le passage de crues BFHM), alternant avec des phases de contraction, n'avait pu être montré par H. Piégay et P.-G. Salvador (1997) ni par H. Piégay *et al*. (2000), dont l'étude ne prenait en compte que la période 1960-1990, période sur laquelle, à juste titre, ces auteurs ont pu conclure à une contraction continue, du fait de l'absence de crue BFHM. En intégrant plusieurs crues BFHM à l'analyse, dont celle de juin 2000, nous montrons ainsi que la dynamique récente de la bande active de l'Ubaye est tout à fait comparable à celle du Haut-Guil (Arnaud-Fassetta et Fort, 2004). L'occurrence de crues BFHM provoque dans les deux bassins versants une crise hydro-géomorphologique temporaire dont les effets sont plus ou moins vite atténués en fonction de la vitesse de récupération de l'hydrosystème. Dans le Haut-Guil, la crue de juin 2000 semble avoir été plus morphogène qu'en Ubaye, sans doute à cause de pics de crue plus élevés (Q_{30} dans le Haut-Guil, Q_{20} en Ubaye) en rapport avec la configuration des retours d'est, qui touchent toute la vallée du Guil et seulement une partie de la vallée de l'Ubaye (*i.e.*, la très haute Ubaye). En revanche, la dynamique de la bande active de l'Ubaye est distincte de celles de la moyenne Durance (Miramont et Guilbert, 1997) et des affluents préalpins du Rhône moyen (Liébault et Taillefumier, 2000), qui enregistrent une tendance continue à la contraction de leurs bandes actives entre 1948 et 1991. Ces études mettent en avant la raréfaction des pics de crue depuis la fin du PAG et l'anthropisation des hydrosystèmes comme les deux principales causes du phénomène. Dans la mesure où la vallée de l'Ubaye est beaucoup moins anthropisée que ne peuvent l'être celles des affluents du Rhône moyen et de la moyenne Durance, l'action anthropique sur le fonctionnement des bandes actives y joue *de facto* une part moins importante. De plus, la fréquence des phénomènes hydroclimatiques extrêmes, qui associent de très fortes précipitations à la fusion nivale (Tricart, 1958), tend à maintenir un niveau de crue morphogène ($> Q_{20}$) assez stable dans le temps. Enfin, dans un contexte de fermeture des sites d'extraction de granulats et grâce à une fourniture en débris *quasi* inépuisable à court terme, en relation avec la lithologie (marnes, schistes

lustrés) et des formations superficielles d'autant plus favorables à l'érosion qu'elles se situent sur les versants à forte pente, le bassin de l'Ubaye a pu conserver un fort potentiel morphodynamique malgré le changement climatique consécutif à la fin du PAG.

Aujourd'hui, les zones d'activités commerciales, construites sur une « paléo-bande active » latéralement réduite par des digues, la voierie et les ponts (le plus souvent sous-dimensionnés), apparaissent menacés en cas de crues BFHM. Le présent travail permet d'apporter aux gestionnaires une cartographie de l'emprise spatiale des « paléo-bandes actives » dans le fond de vallée, réutilisable dans le cadre des plans de prévention des risques (PPR), même si ces résultats doivent encore être enrichis par les effets de la crue de mai 2008 (> Q_{50}). Une étude sur la vulnérabilité des aménagements dans le fond de vallée, mise en lien avec la dynamique de la bande active de l'Ubaye, permettrait d'améliorer la gestion des crues BFHM dans le bassin-versant.

Remerciements

Nous tenons à remercier Anne-Marie Ganne, responsable de la photothèque de l'IGN Saint-Mandé, pour la mise à disposition des photographies aériennes, François Bétard, maître de conférences à l'université Paris-Diderot (Paris 7), pour son aide à la réalisation du Système d'Information Géographique, et les deux relecteurs anonymes pour leurs remarques constructives qui ont permis d'améliorer la première version du manuscrit.

Références

Andrews E.D. (1980) – Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa river basin, Colorado and Wyoming. *Journal of Hydrology* 46, 311-330.

Arnaud-Fassetta G. (2006) – Alloformations alluviales, morphodynamique fluviale et paléohydrologie. *In* Allée P., Lespez L. (Eds.) : *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement. Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature & Sociétés, 3, Clermont-Ferrand, 35-46.

Arnaud-Fassetta G. (2007) – *L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géarchéologie 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., Fort M. (2004) – La part respective des facteurs hydroclimatiques et anthropiques dans l'évolution récente (1956-2000) de la bande active du Haut-Guil, Queyras, Alpes françaises du Sud. *Méditerranée*, 1-2, 143-156.

Arnaud-Fassetta G., Fort M. (2005) – Recent hydro-bio-morphological change (1855-2005) and control factors on an upper alpine valley floor (Guil river, Southern French Alps). *Sixth International Conference of the International Association of Geomorphologists (IAG)*, September, Saragoza, Spain. Abstract of oral communication, 1 p.

Arnaud-Fassetta G., Cossart E., Fort M. (2005) – Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, French Alps). *Geomorphology* 66, 41-67.

Atlas départemental des paysages des Alpes-de-Haute-Provence (2003) – *Atlas des paysages - Alpes-de-Haute-Provence - A la découverte des paysages*. DIREN PACA, Conseil régional PACA, DDE 05, CG 05. Atelier Azimuts, Château-Arnoux.

Avocat C. (1970) – Premiers résultats du recensement de 1968. *Revue de Géographie Alpine,* 58, 3, 435-451.

Bravard J.-P. (1989) – La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du moyen âge et à l'époque moderne. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 25, 145-157.

Bravard J.-P. (Ed.) (2000) – *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques*. Sedes, Paris, 287 p.

Bravard J.-P., Peiry J.-L. (1993) – La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau. *Zeitschrift für Geomorphologie* 88, 7-13.

Bravard J.-P., Petit F. (1997) – *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Armand Colin, Paris, 222 p.

Bravard J.-P., Provansal M., Arnaud-Fassetta G., Chabbert S., Gaydou P., Dufour S., Richard F., Valleteau S., Melun G., Passy P. (2008) - Un atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. *Edytem*, 6, 101-116.

Brousse G. (2010) – *Evolution hydrogéomorphologique de la bande active de l'Ubaye de 1956 à 2004*. Mémoire de Master 1, université Paris-Est Créteil Val-de-Marne (Paris 12), 76 p.

Charlton R. (2009) – *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, New York, 234 p.

DATAR (2009) – *Contrat de redynamisation des sites de défense de la vallée de l'Ubaye*. Rapport, 26 p.

DIREN PACA (2010) – *Banque HYDRO : L'Ubaye à Barcelonnette* (http://www.hydro.eaufrance.fr/).

Evin M. (1990) – Les risques naturels dans un espace montagnard : la Haute Ubaye. *Revue de Géographie Alpine*, 78, 1-3, 175-192.

Fabre E., Vernet C. (2006) – Evolution de l'occupation du sol dans les Alpes-de-Haute-Provence (début XIXe siècle-fin du XXe siècle). *Méditerranée*, 107, 35-42.

Fanthou T. (1994) - . Thèse, université Denis-Diderot (Paris 7), 189 p.

Flez C., Lahousse P. (2003) – Contribution to assessment of the role of anthropic factors and bio-climatic controls in contemporary torrential activity in the southern Alps (Ubaye valley, France). *In* Fouache E. (Ed.): *The Mediterranean World Environment and History*. Elsevier, Paris, 109-121.

Flez C., Garitte G. (2006) – Contribution à la connaissance des facteurs responsables de la rétraction contemporaine des bandes actives torrentielles. Tentative de régionalisation à travers l'exemple de quatre bassins versants élémentaires (Ubaye et Haute-Durance). *In* Allée P., Lespez L. (Eds.) : *L'érosion, entre société, climat et paléoenvironnement*. Collection « Nature et Sociétés », Presses Universitaires de Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand, 291-296.

Fort M., Arnaud-Fassetta G., Cossart E., Beaudouin B., Bourbon C., Debail B., Einhorn B. (2002) – Impacts et signification hydromorphologique de la crue du Guil de juin 2000 (Haut Queyras). *In* Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. (Eds.) : *Geomorphology: from Expert Opinion to Modelling. A tribute to*

Professor Jean-Claude Flageollet. Proceedings of the Symposium held in Strasbourg, France, on April 26-27 2002, CERG Editions, 159-166.

Fourchy P. (1966) – Déboisement et reboisement. Les débuts de la lutte contre l'érosion au XIXe siècle dans les Alpes françaises. *Revue forestière française,* 7, 467-487.

Garitte G., Lahousse P. (2002) – Contribution à l'évaluation de l'aléa torrentiel dans le bassin-versant du Riou Chanal (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 8-1, 61-70.

Garitte G., Lahousse P., Thénard T., Salvador P.-G. (2007) – Évolution contemporaine de l'activité torrentielle sur les cônes de déjection de la basse vallée de la Clarée (Briançonnais, Alpes françaises du Sud). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4, 293-208.

Holling C.S. (1973) – Resilience and stability of ecological systems. *Annual Review of Ecology and Systematics* 4, 1-23.

Jorda M. (1985) – La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahier ligures de Préhistoire et de Protohistoire*, 2, 49-70.

Liébault F., Taillefumier F. (2000) – L'évolution contemporaine de la bande active des principaux affluents de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion (Préalpes du Sud, France). *Géocarrefour*, 75, 4, 327-336.

Métivier F. (2003) – *Des sources aux océans, enjeux et problématiques en géomorphologie fluviale*. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, université Paris-Diderot (Paris 7), 118 p.

Miramont C., Guibert X. (1997) – Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la métamorphose fluviale en moyenne Durance. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3-4, 325-337.

Nixon M. (1959) – A study of the bankfull discharges of river in England and Wales. *Proc. Instit. Civil Eng.,* 93, 149-165.

Péguy C.-P. (1947a) – Haute Durance et Ubaye. *Revue de Géographie Alpine*, 35-4, 389-522.

Péguy C.-P. (1947b) – Haute Durance et Ubaye : climat, végétation, eaux et glaciers. *Revue de Géographie Alpine*, 35-4, 585-737.

Petit F., Pauquet A. (1997) – Bankfull discharge recurrence interval in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 685-693.

Petit F., Hallot E., Houbrechts G., Mols J. (2005) – Evaluation des puissances spécifiques de rivières de Moyenne et de Haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 46, 37-50.

Piégay H., Lama E. (1995) – L'intégration des stratégies foncières individuelles dans la gestion des lits boisés (exemple de quatre rivières de rang intermédiaire du bassin du Rhône). *Revue de Géographie Alpine*, 33-1, 89-110.

Piégay H., Salvador P.-G. (1997) – Contemporary floodplain forest evolution along the middle Ubaye river, Southern Alps, France. *Global Ecology and Biogeography Letters* 6, 397-406.

Piégay H., Salvador P.-G., Astrade L. (2000) – Réflexions relatives à la variabilité spatiales de la mosaïque fluviale à l'échelle d'un tronçon. *Zeitschrift für Geomorphologie* 44, 317-342.

Rust B.R. (1978) – A classification of alluvial channel systems. *In* Miall A.D. (Ed): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, memoir 5, 187-198.

SDAGE Haute Durance (2009) – *L'atlas de bassin – Cartes de l'atlas Haute Durance* (http://sierm.eaurmc.fr/sdage/atlas-bassin.php#16).

Tricart J. (1958) – La crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cerveyette. *Revue de Géographie Alpine*, 4, 565-627.

Article soumis le 9 septembre 2010, accepté le 1er décembre 2010.