

Impact de la glace de ségrégation sur l'érosion des berges d'un ruisseau ardennais (la Chavanne, Belgique)

Impact of segregation ice on riverbank erosion (Chavanne River, Belgium)

Véronique Wallemacq*, François Petit**, Jean Van Campenhout**, Geoffrey Houbrechts**

Résumé

L'impact érosif de la glace de ségrégation a été analysé dans les berges d'un ruisseau ardennais (la Chavanne, Belgique), dans une région soumise à un climat tempéré. Sur une période de 19 mois (février 2008-septembre 2009), des mesures de recul de berges à l'aide de barres d'érosion ont montré un recul moyen d'une dizaine de centimètres. Cette érosion s'est essentiellement produite durant le mois de janvier 2009 à la suite d'une vague de froid. Par la suite, l'érosion par entraînement hydraulique des matériaux désagrégés par la glace de ségrégation a été plus lente. D'autre part, la glace de ségrégation joue un rôle majeur dans l'accélération de l'incision des chenaux de recoupement de méandres. Enfin, l'érosion latérale moyenne mesurée durant la période d'étude (10,3 cm en 19 mois) a été comparée au recul moyen des berges déterminé sur la base de comparaison diachronique du tracé de la rivière sur photographies aériennes à grande échelle (1952-1982, 1982-2007). Le recul annuel moyen des berges de la rivière s'élève à 0,24 m/a pour la première période et à 0,18 m/a pour la seconde, ce qui est supérieur à la valeur observée entre 2008 et 2009, bien que cette période ait été caractérisée par un hiver rigoureux. Ce ralentissement de l'érosion pourrait s'expliquer par une érosion fluviale plus faible suite au développement des méandres qui semblent avoir atteint un stade de stabilité et qui tendent maintenant au recoupement.

Mots clés : *piprake*, glace de ségrégation, levée de berge, érosion latérale, Ardenne.

Abstract

Erosive impacts of needle ice and segregation ice were analysed on the banks of a river in the Ardennes region (the Chavanne River, Belgium), which is characterised by a temperate climate. Over a 19-month period (February 2008-September 2009), bank retreat was measured using erosion pins, which indicated an average erosion of approximately 10 cm. Most of the erosion occurred in January 2009, during a cold spell. Afterwards, fluvial denudation of the ice-disturbed material continued more slowly. Segregation ice plays an important role in increasing the depth of cut-off channels. Finally, the mean measured lateral erosion (10.3 cm in 19 months) was compared to the mean bank retreat based on the interpretation of large-scale aerial photographs (1952-1982, 1982-2007). The mean annual bank retreat reaches 0.24 m/a during the first period and 0.18 m/a during the second period. These values are greater than the figures observed between 2008 and 2009, even though this period was characterised by a harsh winter. This erosion depletion may be linked to weaker fluvial denudation due to the stability reached by the meanders which now tend to be cut-off.

Key words: *needle ice, segregation ice, riverbank, lateral erosion, Ardennes region.*

Abridged English version

Few studies have discussed the impacts of freezing on river-bank erosion in temperate climates. However, in freezing periods, ground water can be transformed into segregated ice (Beskow, 1935; Pissart, 1964; Pissart, 1987) and lead to silt displacement and weathering. The weakened surface layer is then easily removed by floods, even of low magnitude (fig. 1). Maximum erosion occurs in winter, due

to the combination of ground weathering processes by freezing, and hydrological events (Lawler, 1986). These combined processes were observed and quantified by Yumoto et al. (2006) in Japan, where banks underwent 20.7% to 56.4% of their total annual retreat by subaerial erosion during the thawing period.

This study seeks to quantify the erosion generated by segregated ice on the Chavanne River (Ardennes region, Belgium) and to compare it with the fluvial erosion which oc-

* Université de Liège - Département Architecture, Géologie, Environnement & Construction - Chemin des Chevreuils, 1 (Bât. B52/3) - Sart Tilman - B-4000 Liège - Belgique (<http://www.argenco.ulg.ac.be/accueil.php>).

** Université de Liège - Département de Géographie - Allée du 6 août, 2 (Bât. B11) - Sart Tilman - B-4000 Liège - Belgique (<http://www.dept-geo.ulg.ac.be/>).

curs during the flooding period. Bank erosion was monitored over a 19-month period by studying 11 vertical profiles distributed along a 150-m long sector, in order to cover a maximum diversity of bank types (fig. 2).

The Chavanne River drains a catchment area of 21 km² whose elevation varies from 500 m to 285 m. The study area is located in a region where the minimal temperatures can fall to -20°C and remain lower than -10°C for more than 10 days in the valleys. The site is located within a structural depression which can shelter a temperature inversion in winter and then enhance the development of piprakes and segregated ice. The subvertical and denuded banks, as well as the presence of many fallen trees in the main channel suggest that there is active erosion and considerable lateral mobility. The sector has a sinuosity index of 2.3, which corresponds to a meander river according to S.A. Schumm (1977)'s classification. The ratio of the curvature radius over the width (r_c/w) indicates the stage of evolution of a meander (Knighton, 1984). This was calculated for each of the two loops of the four meanders in the study area (fig. 3). The major hydrological and climatic events of the study period (18/02/08-29/09/09) on the study site are two floods which exceeded Q_b (29/05/08 and 17/02/09) and a long freezing period (average daily temperature < 0°C) during the winter of 2008-2009 (41 days). During this period, the temperature stayed below -10°C over 7 days, and reached a minimum of -15.8°C (07/01/09).

Fig. 4 shows hydrological events greater than 0.1 Q_b , the minimal temperatures measured on the banks, the erosion observed on two measuring poles placed in the middle of a concave bank [TR2 (TR23)] and twenty meters downstream, at the exit of a loop [TR3 (TR33); fig. 3], as well as the average retreat of all of the profiles. The banks were primarily eroded at the end of each cold snap (fig. 3). The most important rates of erosion (15 cm in a few days) were observed during the thawing periods, when small floods occurred. The combination of material weathering by freezing and fluvial action explains the erosion of such large quantities of sediment. Two periods of erosion were distinguished during the winter of 2008-2009: the first in mid-January, where the banks retreated significantly and rapidly, and the second during second half of February, where erosion occurred more slowly. The first phase of erosion occurred due to low amplitude floods, which carried away the sediments impacted by segregated ice at the bottom of the banks. The second phase of erosion was also due to thawing and involved stronger floods which affected the full height of the banks. Erosion during the second phase was more gradual due to the slow thawing of the segregated ice remaining in the depths of the banks.

From the 01/03/08 to the 01/03/09 erosion was significant, not only on the profiles located on the concave banks but also on the profiles located in the linear sectors and on each side of the river. This suggests that erosion is not only related to the hydraulic flow but also to segregated ice. The channel thus widened by about 35 cm in 12 months. This value is particularly high and results primarily from the action of segregated ice, but it may also be influenced by other parameters (reforestation in the catchment area, runoff from

the nearby motorway, etc). This widening, however, could not be confirmed by aerial photos or transverse profiles from the Rivers Atlas (1967).

Metal measuring poles installed in the bottom of a cut-off channel (C on fig. 3) allowed incision due to segregated ice to be quantified. A layer of frozen sediment, about thirty centimetres thick, was removed from the bottom of the channel during a flood greater than the bankfull discharge due to thawing in February. From this example, it is clear that the geomorphological impact of segregated ice should not be overlooked in studies relating to morphometric changes of river courses.

The changes to the course of the Chavanne River over recent decades were quantified using diachronic analysis of aerial photos. Two periods were distinguished in relation to the construction of the motorway (1952-1982; 1982-2007), as this would have had a 'clear water effect' (Trimble, 2009) on the river's erosion regime and also in order to include a diversity of climatic and hydrological events. The evolution rates of the two periods are lower than expected according to D. Knighton (1984)'s r_c/w ratio (fig. 8; respectively 0.24 m/a and 0.18 m/a on average) and they are also weaker nowadays than previously. The reduction in this value shows that the river seems to be approaching a stage of stability. As lateral erosion is too weak to modify the meanders, the river evolves by cutting through the meanders and thus reducing the sinuosity.

Over the hydrological year (01/03/08-01/03/09), total erosion on the whole site was 10.3 cm/a, on average. This rate is higher than that measured by D.M. Lawler (1993; 6.4 cm/a) as the winter of 2008-2009 was exceptional (the coldest for 12 years), the floods subsequent to the cold spells allowed the removal of weathered material, the entire bank was supplied with water and the entrenched site shelters a temperature inversion in winter. This value appears low when compared to the rate of evolution observed between 1952 and 1982, but it approaches rates of change calculated between 1982 and 2007. Indeed, the measuring poles located halfway up the bank indicated bank retreat of 10 cm to 15 cm in a very short space of time, those at the bottom of bank indicated approximately 5 cm of erosion, while those at the top of the bank showed little evolution. As bank erosion eventually occurs in a uniform way (with the formation of a notch and then the collapse of the material above it), the values of 15 cm/a seem to be coherent over the short and long term.

The evolution of rivers located in areas where freezing can be intense and long is thus due not only to fluvial erosion but also to cold spells which weather bank sediments through the formation of segregated ice. The sediments are in turn removed by subsequent floods (60% to 70% of total annual erosion).

Introduction

L'impact du gel sur l'érosion des berges en contexte climatique tempéré est souvent négligé dans les études portant sur l'érosion latérale des rivières. Cependant, en période de gel, l'eau présente dans le sol peut se transformer en glace, engendrant l'apparition de processus érosifs de type « péri-

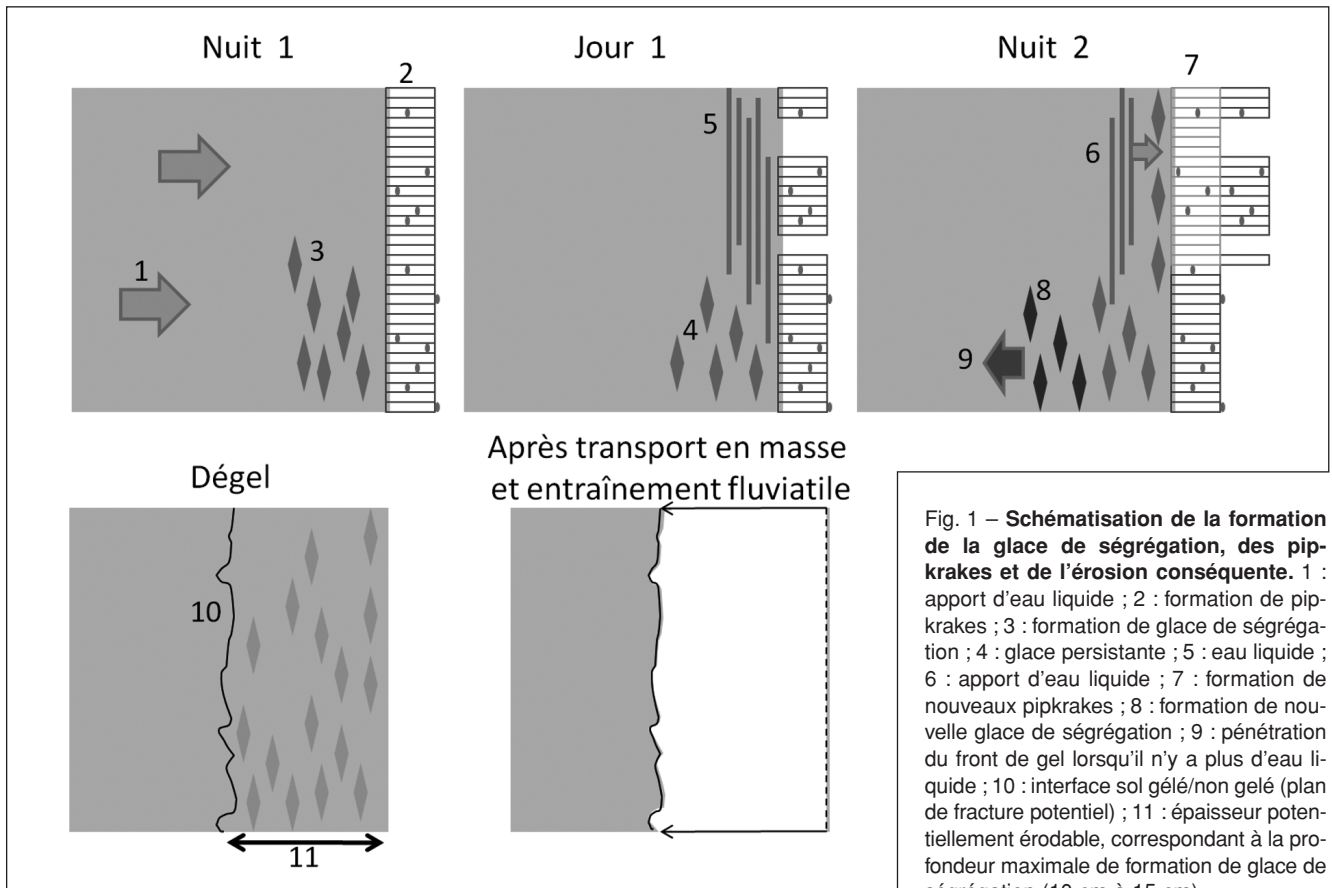


Fig. 1 – Schématisation de la formation de la glace de ségrégation, des pipkrakes et de l'érosion conséquente. 1 : apport d'eau liquide ; 2 : formation de pipkrakes ; 3 : formation de glace de ségrégation ; 4 : glace persistante ; 5 : eau liquide ; 6 : apport d'eau liquide ; 7 : formation de nouveaux pipkrakes ; 8 : formation de nouvelle glace de ségrégation ; 9 : pénétration du front de gel lorsqu'il n'y a plus d'eau liquide ; 10 : interface sol gelé/non gelé (plan de fracture potentiel) ; 11 : épaisseur potentiellement érodable, correspondant à la profondeur maximale de formation de glace de ségrégation (10 cm à 15 cm).

Fig. 1 – Schematisation of segregation ice and needle ice formation, and consequent erosion. 1: liquid supply of water; 2: pipkrakes formation; 3: segregation ice formation; 4: persistent ice; 5: liquid water; 6: liquid supply of water; 7: new pipkrakes formation; 8: new segregation ice formation; 9: penetration of the freezing plan when no more liquid water is available; 10: interface between frozen and non frozen ground (potential fracture plan); 11: thickness of potentially erodible soil, corresponding to the maximum depth of segregation ice formation (10 cm to 15 cm).

glaciaire », comme le soulèvement et le déplacement de sédiments et la désagrégation des limons. Ainsi, sur une rivière du Pays de Galles (Royaume-Uni), une forte corrélation a été observée entre la fréquence du gel et les taux d'érosion les plus élevés, davantage qu'avec tout indice de précipitation ou d'écoulement. Le recul moyen des berges a été de l'ordre de 6,4 cm/a, une grande partie (32 % à 43 %) ayant été acquis entre novembre et avril (Lawler, 1993).

D'après D.M. Lawler (1986), la quantité érodée dépend de la préparation du matériau de la berge avant la crue. Lorsque les températures nocturnes descendent sous -1°C à -2°C , la perturbation du matériau de surface par la glace de ségrégation donne naissance à une couche superficielle déconsolidée. Ces éléments sont ensuite facilement entraînés par les crues, même de faible magnitude (fig. 1). L'érosion maximale se produit donc en hiver suite à la combinaison entre les processus de désagrégation du sol par le gel et les événements hydrologiques, plus fréquents au Pays de Galles durant cette période. Il est à noter que, dans ce contexte climatique, les précipitations sont en moyenne de 1 200-1 350 mm/a, avec un maximum de septembre à janvier, et la température de l'air au niveau du sol passe 73 fois par an sous 0°C (moyenne entre 1962 et 1991). La formation de la glace de ségrégation, *via* le processus de cryosuccion, a également

pour conséquence de redistribuer l'humidité dans le sol. Lors du dégel, la couche superficielle du sol se trouve donc sursaturée, engendrant des mouvements du sol pouvant aller jusqu'aux coulées de boue, surtout si le sol sous-jacent reste gelé et empêche l'humidité de retourner en profondeur (Pisart, 1987). De plus, lors du dégel, la disparition des lentilles de glace qui garantissent la cohésion du matériau peut également entraîner une érosion des berges par effondrement par gravité avec parfois un retard de plusieurs mois par rapport aux crues. Les plans de fracture correspondent aux lentilles de glace de ségrégation qui ont soulevé le sol. Les *pipkrakes* contribuent dans une moindre mesure à l'érosion des berges, via l'inclusion de sédiments entre les cristaux en croissance ou entre les strates des *pipkrakes* polycycliques. Une structure en écailles peut parfois se distinguer au niveau des sédiments pris dans la glace. La dispersion des particules le long des aiguilles de glace suggère une croissance par étapes (fig. 2). La fréquence d'apparition des *pipkrakes* et de la glace de ségrégation dépend non seulement des températures, mais aussi des précipitations. En effet, ces dernières accroissent l'humidité du sol, favorisant l'action des processus cryogéniques, même sous des températures négatives assez faibles (Lawler, 1993). Par ailleurs, lors des périodes de précipitations, le débit de la rivière risque d'être



Fig. 2 – Les flèches indiquent des sédiments en écaille inclus dans les pipkrakes prélevés le long du ruisseau de Vaux-Chavanne (30/12/08).

Fig. 2 – Arrows indicate scale-like sediments in needle ice taken from the banks of the Vaux-Chavanne River (08/30/12).

plus important et le matériau fragilisé après la fonte sera davantage érodé (Lawler, 1986). L'évolution de la rivière serait donc étroitement liée à la fréquence des événements hydrologiques (crues) et météorologiques (précipitations et périodes où la température de l'air passe sous 0°C).

L'impact géomorphologique de la formation de la glace de ségrégation dans les berges de rivière a également été étudié dans une région volcanique du Japon (Yumoto *et al.*, 2006). Les mesures, réalisées sur une période de 20 mois, visaient à connaître l'impact des cycles gel-dégel sur l'érosion de ces berges. L'évolution des profils de berges, du soulèvement par le gel et du transport en masse a été interprétée en fonction de la température du sol, de sa dureté, de son contenu en eau/glace et de la profondeur du gel. Trois processus géomorphologiques constituant le cycle d'évolution des berges ont été identifiés : une encoche s'est formée par « érosion subaérienne » (*i.e.*, entraînement de particules situées directement à la surface du sol par le vent et les précipitations) puis s'est accentuée par « entraînement fluvial » puis le surplomb s'est effondré par « transport en masse » puis la formation de l'encoche a repris (Yumoto *et al.*, 2006). La quantité enlevée par érosion subaérienne (20,7 % à 56,4 % de l'érosion totale annuelle) en période de fonte a été plus importante que celle emportée par entraînement fluvial (33,8 % à 43,6 % de l'érosion totale annuel-

le) lors des périodes de crue. Le transport en masse maximal a été observé en période de fonte sous la forme de blocs d'une dizaine de centimètres dont le cœur était gelé. Ce processus réalise jusqu'à 45,5 % de l'érosion totale des alluvions. L'action érosive de l'entraînement fluvial sous le niveau du plan d'eau est donc favorisée par les cycles gel-dégel qui ont eu lieu durant l'hiver (Yumoto *et al.*, 2006).

Etant donné que des périodes de gel rigoureux se produisent fréquemment en Ardenne et que de la glace de ségrégation est souvent observée sur les berges durant ces périodes, nous avons cherché à mesurer l'importance de l'érosion engendrée par la glace de ségrégation et à la comparer avec l'érosion fluviale qui s'exerce durant les périodes de crue. Pour ce faire, nous avons implanté des barres d'érosion dans les berges d'un ruisseau ardennais (la Chavanne) et nous avons effectué des relevés réguliers de l'érosion des berges par rapport à ces repères fixes durant une période de 19 mois. La durée de cette étude est toutefois relativement courte pour apprécier l'impact d'événements climatiques distincts. Ainsi, au cours des dernières décennies, des hivers particulièrement rigoureux se sont produits (Mievis, 2009) ainsi que des crues nettement plus importantes [Institut Royal Météorologique (IRM), 2009] que celles observées durant la période de suivi. Afin d'avoir une idée de l'érosion latérale de la Chavanne à un pas de temps plus grand, nous avons également analysé l'évolution du tracé de la rivière au cours des cinquante dernières années à partir de l'analyse de photographies aériennes à grande échelle.

Caractéristiques de la glace de ségrégation

Lors d'épisodes de gel, l'eau présente dans le sol peut migrer pour former de la glace de ségrégation. Ce type de glace doit son nom à la séparation de l'eau du sédiment. La glace de ségrégation peut se présenter soit sous la forme de lentilles de glace à l'intérieur du sol, soit sous la forme d'aiguilles de glace à la surface de sol. Ce dernier type de glace est appelé *pipkrakes* (en suédois) ou *needle ice* (en anglais) dans la terminologie périglacière internationale. Plusieurs conditions doivent être réunies afin que la glace de ségrégation apparaisse dans le sol lors des périodes de gel (Pissart, 1987) : 1) de l'humidité doit exister dans le sol ; cette condition est généralement garantie dans les berges de rivières, en raison de la proximité du plan d'eau et de la nappe phréatique ; 2) le taux de refroidissement doit être lent pour permettre à l'eau liquide du sol de circuler en direction du front de gel ; cette eau capillaire peut migrer dans le sol en état de surfusion ; 3) la granularité des formations superficielles doit être relativement fine de façon à ce qu'existe de l'eau capillaire ; la granularité la plus favorable se situe dans la gamme des limons (Grab, 2004), ce qui permet à l'eau de circuler par capillarité et le *silt-clay index* doit être supérieur à 10 % voire 20 % (Matsuoka, 1996 *in* Couper, 2003) ; 4) l'épaisseur de la formation superficielle surincombante doit être inférieure à 10 m en raison de la pression lithostatique qui peut empêcher la migration de l'eau ; ce paramètre n'intervient pas dans notre étude, mais joue un rôle important dans la croissance des buttes cryogéniques de type « lithalse » (Pissart, 1987).

Les lentilles de glace de ségrégation résultent d'une redistribution de l'eau du sol par un mécanisme appelé « cryosuccion » : lorsque l'eau capillaire située à proximité du front de gel se transforme en glace, la quantité d'eau liquide adsorbée par les particules diminue. Cette pellicule d'eau ainsi déséquilibrée a ensuite tendance à se reconstituer de façon homogène autour de la particule, ce qui crée un mouvement général d'eau liquide vers le front de gel, depuis le sol plus profond (Beskow, 1935). Il se crée donc un déficit hydrique en profondeur, ce qui se marque parfois par la présence de fentes de dessiccation (Pissart, 1964). Par ailleurs, le changement de phase de l'eau en glace est une réaction exothermique. Il libère donc une certaine quantité d'énergie thermique qui retarde la progression du front de gel. L'arrivée d'eau liquide, éventuellement en état de surfusion, combinée à l'apport de chaleur par le changement de phase de l'eau, permet le maintien du front de gel en position stationnaire, et ainsi le développement de glace sous forme de lentilles, ce qui soulève le sol. Lorsque l'humidité du sol diminue autour des lentilles, ou que la vitesse de refroidissement s'accroît, le gel pénètre en profondeur et leur croissance

s'arrête. Durant les épisodes de gel prolongés, le front de gel pénètre davantage dans le sol et forme d'autres niveaux de lentilles de glace, là où l'humidité redevient plus importante. Les lentilles peuvent ainsi atteindre des épaisseurs variant de quelques millimètres dans la plupart des cas à 20-30 cm au sein des palses et lithales (Pissart, 1987).

À la surface du sol, la glace de ségrégation peut se former selon le même principe que celui décrit pour les lentilles de glace. Toutefois en surface, elle se présente sous la forme de fins cristaux, semblables à des aiguilles qui prennent naissance directement à la surface du sol (Washburn, 1979) et qui croissent perpendiculairement à la surface topographique et donc au front de gel (Lawler, 1986). Dans une étude menée sur une rivière du Pays de Galles, les aiguilles de glace dans les berges présentaient une longueur moyenne de 8 mm à 10 mm et une section transversale d'environ 1 mm² (Lawler, 1993). L'allongement et l'axe optique des cristaux sont perpendiculaires au gradient de température, donc au front de pénétration du gel (Washburn, 1979). Ils se forment lorsque le refroidissement est compensé au niveau du sol par la chaleur dégagée par la congélation de l'eau qui

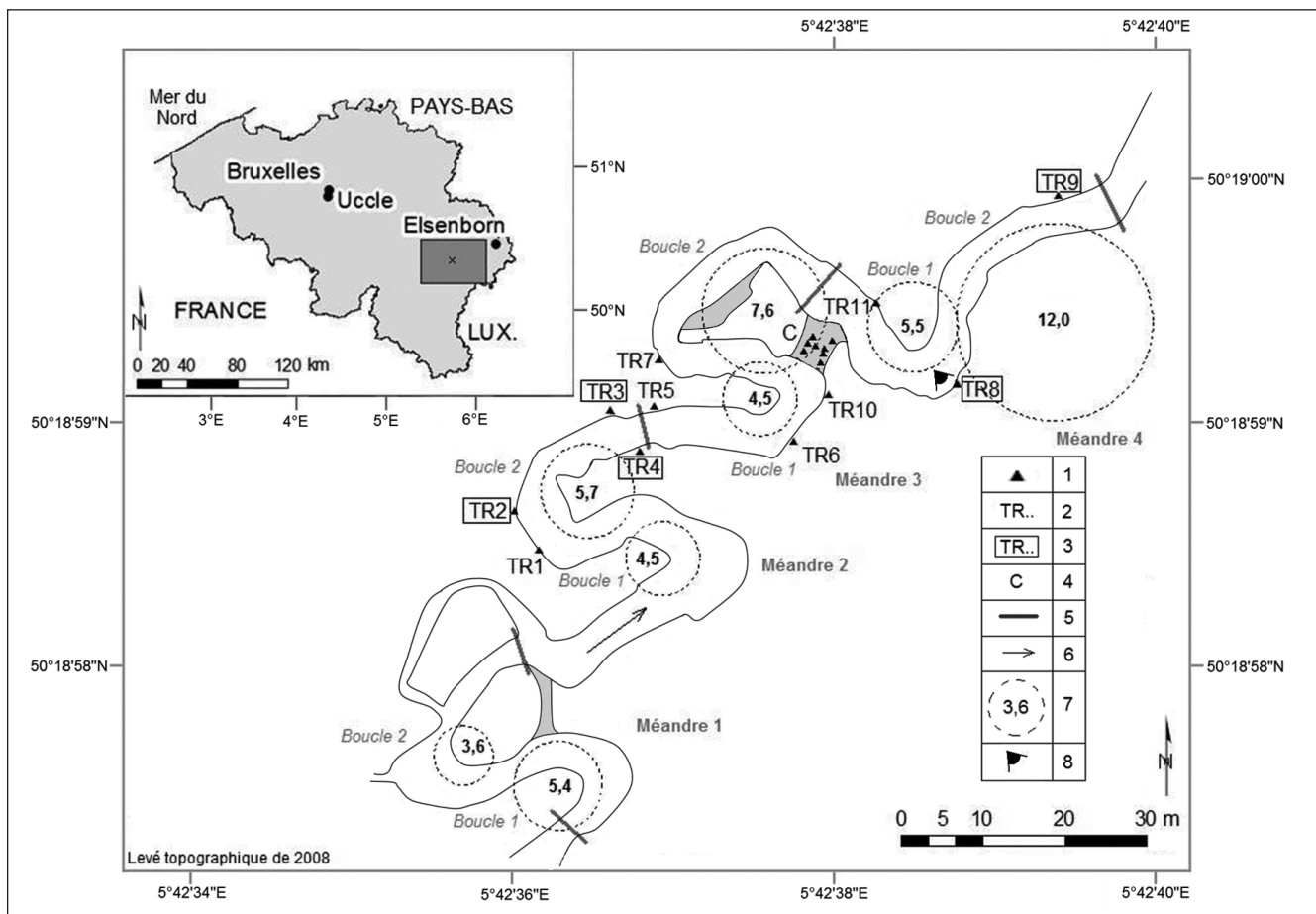


Fig. 3 – Localisation de la zone d'étude en Belgique, localisation des profils et rayons de courbure des boucles de méandre. 1 : profil ; 2 : nom du profil ; 3 : site de mesure de température ; 4 : chenal de recoupement ; 5 : limite d'un méandre (composé de 2 boucles) ; 6 : sens d'écoulement ; 7 : cercle utilisé pour mesurer le rayon de courbure et valeur du rayon de courbure (m) ; 8 : lieu de la prise de vue de la fig. 7.

Fig. 3 – Location of the study area in Belgium, location of profiles and radius of curvature of meanders. 1: profile; 2: name of the profile; 3: site of temperature measurement; 4: cutting channel; 5: limit of a meander (compound of 2 loops); 6: direction of flow; 7: circle used to measure the radius of curvature and value of the radius of curvature (m); 8: spot of fig. 7 shot.

arrive au front de gel. Lorsque le gel est interrompu ou que le sol subit un déficit hydrique, des *pipkrakes* polycycliques ou multicouches peuvent apparaître (Grab, 1999, 2004). Ils sont composés de différents « étages » dont les limites représentent les périodes de stress hydrique ou d'arrêt du gel. Dans le cas où un réchauffement diurne se produit, on peut considérer que chaque couche de cristaux correspond à une nuit de gel. Toutefois, un même épisode de gel peut donner naissance à plusieurs strates distinctes (Soons et Greenland, 1970). Enfin, ces formations étagées de cristaux de glace peuvent atteindre des épaisseurs importantes là où la fonte par réchauffement diurne est faible, à cause d'une orientation opposée à l'ensoleillement, ou de l'ombre projetée par la végétation (Lawler, 1993).

Site d'étude

Localisation et description du secteur étudié. La Chavanne draine un petit bassin-versant (surface : 21 km²) situé dans l'est de la Belgique, en Ardenne. Elle fait partie du bassin de l'Amblève qui est un affluent de l'Ourthe qui se jette dans la Meuse à Liège. La Chavanne s'écoule SW-NE sur une longueur totale d'environ 9 km, de 500 m à 285 m d'altitude. Les coordonnées géographiques du site d'étude sont 50°18'57"N et 5°42'43"E [UTM : 692281 (x) ; 5575473 (y) ; (zone 31 Nord) ; fig. 3]. Les conditions pluviométriques sont semblables à celles de la zone étudiée par D.M. Lawler (1993) : précipitations annuelles comprises entre 1 200 mm et 1 400 mm avec deux maxima, l'un en juillet-août et l'autre en décembre-janvier (IRM, 2009). En hiver, en Haute-Belgique, les températures minimales peuvent descendre jusqu'à -15°C sur les plateaux et -19°C dans les vallées. Les températures minimales peuvent rester sous -10°C durant 12 jours dans les vallées. Le secteur de rivière étudié a été choisi pour son altitude relativement élevée (355 m) pour la Belgique, ce qui occasionne un gel plus fréquent. De plus, le site se trouve au fond d'une grande dépression structurale, relativement encaissée par rapport aux lignes de crête qui culminent à 500 m d'altitude. Cette configuration permet, par type de temps radiatif (froid, sec et peu venteux), l'apparition d'une inversion de température propice au développement des *pipkrakes* et de la glace de ségrégation. Le secteur d'étude consiste en une succession de 8 boucles de méandre. Il présente un indice de sinuosité de 2,3, ce qui correspond à un tracé méandrique selon la classification de S.A. Schumm (1977). Étant donné la forte sinuosité du secteur, plusieurs boucles de méandre sont en voie de recouplement par incision de chenaux dans la plaine alluviale, au travers du pédoncule des méandres. Les berges sont subverticales et dépourvues de végétation, traduisant une érosion active. La présence de nombreux arbres basculés dans le lit mineur suggère également une forte mobilité latérale dans ce secteur. Enfin, l'autoroute (E25-A6) franchit la Chavanne 250 m en amont du secteur étudié. Ce secteur d'autoroute a été construit au début des années 1980. Les collecteurs d'eau de pluie de l'autoroute ont vraisemblablement un im-

port non négligeable sur les débits de pointes des crues (Mayeres, 2005). De plus, cette eau est peu chargée en sédiments, ce qui peut entraîner un « effet d'eau claire » (Trimble, 2009), donc accentuer l'érosion des berges étant donné que l'érosion des sédiments des berges n'est pas compensée à la décrue par une sédimentation de dépôts érodés dans le bassin. Un élargissement du lit mineur pourrait donc se produire (Notebaert, 2009).

Caractéristiques morphométriques de la Chavanne. La largeur moyenne de la Chavanne dans le secteur étudié avoisine 5 m et la pente longitudinale locale du plan d'eau est de 0,5 %. D'après la courbe de tarage établie pour une station limnimétrique installée dans le secteur étudié, le débit à pleins bords (Q_b) s'élève à 2,8 m³/s (Houbrechts, 2005). Cette dernière valeur est relativement importante par rapport aux autres rivières ardennaises de taille similaire. Cette différence s'explique notamment par une hauteur des berges relativement grande (entre 1 m et 1,5 m), suite à une importante sédimentation en plaine alluviale au cours des derniers siècles (de l'ordre de 0,7 m en 500 ans ; Houbrechts et Petit, 2006). Le rapport du rayon de courbure sur la largeur (r_c/w) a été calculé pour chacune des boucles des quatre méandres qui composent la zone d'étude (fig. 3). Cet indice constitue un indicateur du stade d'avancement dans lequel se trouve un méandre (Knighton, 1984). La largeur du lit mineur (w) à pleins bords a été mesurée d'après un levé topographique de 2008. Les rapports r_c/w pour chacun des quatre méandres composant la zone d'étude sont repris dans le tab. 1. Le rayon de courbure moyen dans ce secteur est de 6,1 m. Les méandres 1 et 2 présentent des valeurs inférieures à cette moyenne pour chaque boucle qui les compose et sont ainsi les plus développés de la zone. En revanche, le rayon de courbure de la deuxième boucle du méandre 4 est le plus important de tous (12 m). De plus, cette dernière présente un rapport r_c/w plus élevé que les autres : 2,67 contre 0,80 à 1,73 pour les autres boucles.

Localisation et description des profils de berge suivis. L'érosion des berges a été suivie au niveau de 11 profils répartis sur l'ensemble du secteur. La localisation de ces profils a été définie de manière à couvrir une diversité maxi-

		Rayon de courbure (en m)	Largeur moyenne (en m)	rc/w
Méandre 1	Boucle 1	5,4	4,3	1,25
	Boucle 2	3,6	4,0	0,90
Méandre 2	Boucle 1	4,5	5,6	0,80
	Boucle 2	5,7	4,7	1,22
Méandre 3	Boucle 1	4,5	4,7	0,95
	Boucle 2	7,6	4,4	1,73
Méandre 4	Boucle 1	5,5	5,4	1,01
	Boucle 2	12,0	4,5	2,67

Tab. 1 – Rayon de courbure (rc), largeur moyenne en mètres (w) et rapport rc/w en 2008.

Tab. 1 – Radius of curvature (rc), mean width in metres (w) and rc/w ratio in 2008.

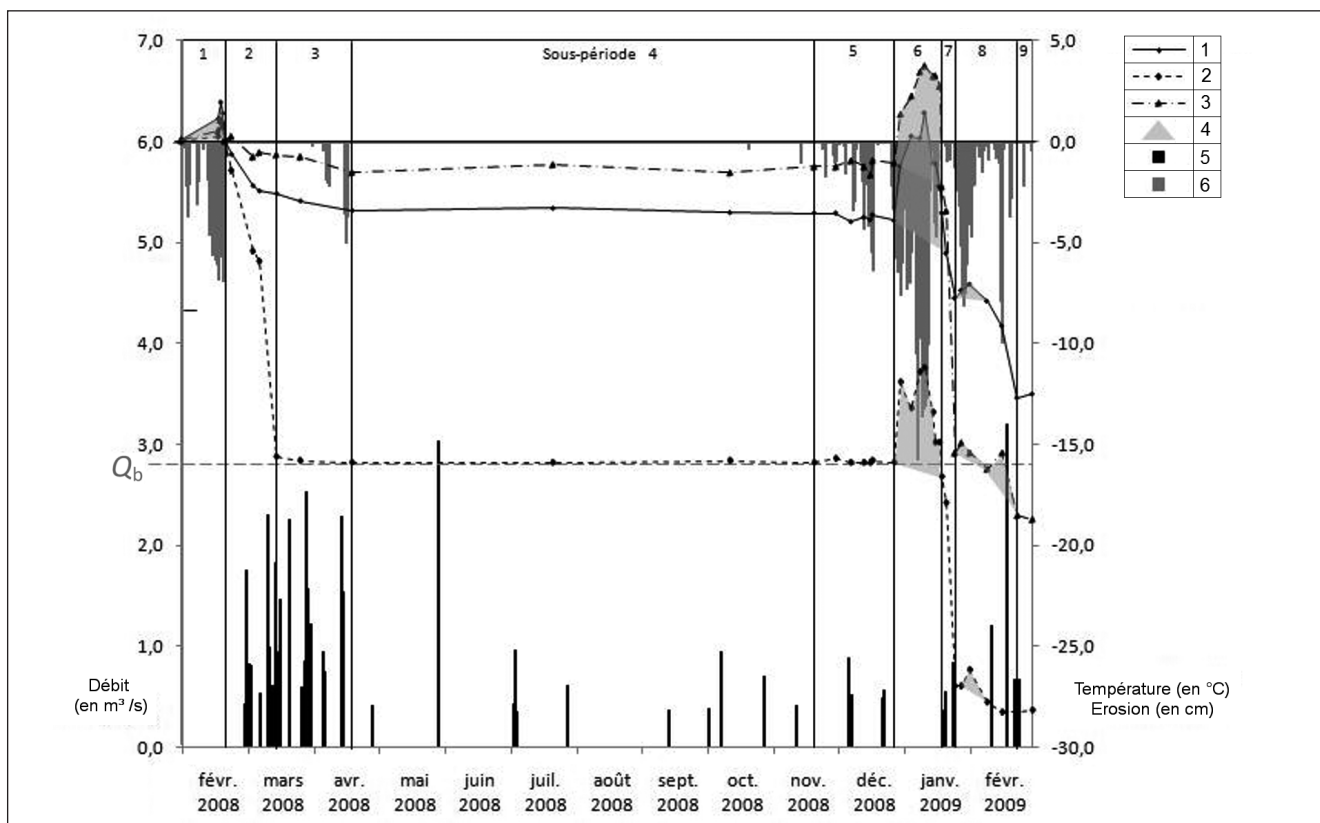


Fig. 4 – Evolution de la berge au niveau des barres d'érosion TR23 (érosion brusque en 2008 et en 2009) et TR33 (érosion brusque en 2009), érosion moyenne de tous les profils, pics de crue et températures négatives (à la station d'Oster jusqu'à mai 2008 et in situ à partir d'octobre 2008) entre le 01/02/08 et le 01/03/09. 1 : érosion moyenne des 11 profils ; 2 : TR23 ; 3 : TR33 ; 4 : épaisseur de la couche de glace formée par les pipkrakes ; 5 : crues > 0,1 Qb ; 6 : températures négatives dans la plaine alluviale de la Chavanne.

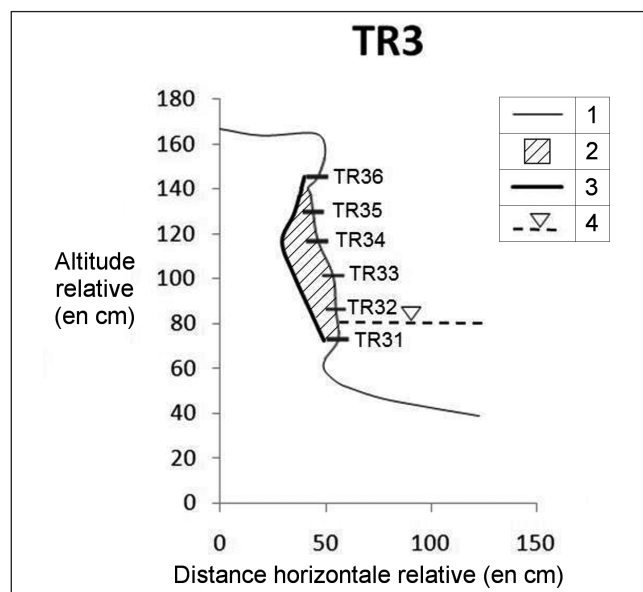
Fig. 4 – Profile TR23 (abrupt erosion in 2008 and 2009) and TR33 (abrupt erosion in 2009), mean erosion of all the profiles, flood peak and negative temperatures (at the Oster weather station until May 2008 and on the study area from October 2008 on) from 08/2/1 to 09/3/1. 1 : average erosion of the 11 profiles; 2 : TR23; 3 : TR33; 4 : thickness of the ice layer formed by pipkrakes; 5 : floods > 0,1 Qb; 6 : negative temperatures in the alluvial plain of the Chavanne River.

male de types de berge : en rive concave et en secteur rectiligne, haute ou basse, nue ou partiellement recouverte de mousses, dans des secteurs à rayon de courbure faible ou important, au niveau de seuil ou de mouille, et en fonction de l'orientation (exposée au soleil ou ombragée), ce dernier paramètre pouvant théoriquement jouer un rôle important dans le réchauffement de la berge et donc influencer la pénétration du gel. Toutefois, étant donné la proximité avec le versant situé en rive droite (NE) et la présence d'une plantation d'épicéas de plus de 20 m de haut sur ce versant, ce secteur de la rivière est quasiment à l'ombre durant tout l'hiver. La plupart des berges présentent un surplomb dû au rôle protecteur des racines de graminées, ainsi qu'une encoche à

leur base, témoin du transit de la charge de fond et de la salation (fig. 5). Les caractéristiques principales des profils de berge étudiés sont reprises dans le tab. 2.

Fig. 5 – Exemple de profil (d'après levé topographique et mesures des barres d'érosion) : TR3 (profil topographique, barres d'érosion, plan d'eau et recul sur une année). 1 : berge le 08/03/08 ; 2 : Matériau erode ; 3 : berge le 18/04/09 ; 4 : plan d'eau le 08/03/08.

Fig. 5 – Profile example (from topographical level and erosion pins data): TR3 (topographic profile, erosion bars, water level and retreat over one year). 1 : bank on 08/3/8; 2 : eroded material; 3 : bank on 09/4/18; 4 : water level on 08/3/8.



	Nom du profil	Pente moyenne de la berge	Hauteur de berge (en cm)	Contexte hydro-morphologique local	Rayon de courbure local de la berge (en m)	Orientation de la berge (peu d'influence vu l'encaissement de la vallée)
Berges à pente faible	TR1	40°	140,0	Rive gauche concave, mouille	5,3	NE
	TR5	52°	110,0	Rive gauche rectiligne, seuil	30,6	S
	TR6	50°	120,0	Rive droite concave, début de mouille	4,1	NW
Berges à pente moyenne	TR2	64°	120,0	Rive gauche concave, mouille	5,3	NE
	TR10	67°	130,0	Rive droite concave, mouille	4,1	NW
Berges à pente forte	TR7	71°	110,0	Rive gauche concave, début de mouille (colmaté)	2,6	NE
	TR8	71°	130,0	Rive droite concave, mouille	5,3	NNW
	TR3	77°	100,0	Rive gauche rectiligne, fin de mouille	30,6	S
	TR9	79°	120,0	Rive gauche concave, mouille	12,5	S
Berges basses	TR4	46°	80,0	Rive droite rectiligne, seuil	30,6	N
	TR11	73°	70,0	Rive gauche rectiligne, seuil	38,4	SW

Tab. 2 – Caractéristiques des profils de berge étudiés.

Tab. 2 – Characteristics of the studied bank profiles.

Caractéristiques granulométriques des berges. L'analyse granulométrique a montré que la majorité des échantillons prélevés dans les berges de la Chavanne présentent un mode compris entre 10 μm (limons fins) et 45 μm (limons grossiers). Le *silt-clay index* (*i.e.*, rapport entre le volume de particules dont le diamètre est inférieur à 74 μm et la totalité de l'échantillon ; Schumm, 1977) oscille entre 46 % et 100 %. Ces valeurs sont nettement supérieures à celles présentées dans la littérature (10 % ; Grab, 2004 ; 20 % ; Couper, 2003) comme étant les valeurs minimales pour permettre la formation des *pipkrakes* et de la glace de ségrégation.

Période de suivi, événements hydrologiques et climatiques. Les premiers relevés de terrain ont été effectués le 18/02/08. Les dernières observations ont été effectuées le 29/09/09, ce qui constitue une période de suivi d'une durée totale de plus de 19 mois. Les événements de crue survenus dans la zone d'étude ont été répertoriés grâce au limniographe installé 300 m en amont de la zone d'étude. Sur la période de suivi, seules deux crues ont dépassé Q_b : le 29/05/08 et le 17/02/09. Les événements ont été les plus nombreux au cours du mois de mars 2008. Ensuite, durant l'été et jusqu'en décembre 2008, la fréquence moyenne a été d'un pic de crue par mois environ (*cf. infra*). En ce qui concerne les événements climatiques, les températures ont été mesurées au niveau des berges de la Chavanne ainsi qu'à la station météorologique d'Oster (station gérée par M. Houet), à 6,4 km à vol d'oiseau en amont de la zone

d'étude. Un écart de température de plusieurs degrés est souvent observé entre le site et la station, non seulement à cause de la différence d'altitude entre les deux sites (respectivement 355 m et 447 m), mais aussi en raison de la configuration encaissée de la Chavanne qui favorise la descente et la stagnation d'air froid en fond de vallée. De plus, les paramètres climatiques de l'hiver 2008-2009 ont occasionné la stagnation d'air froid, donc la descente des températures à plusieurs endroits situés en fond de vallées, dont celle de la Chavanne. Les températures négatives les plus basses au niveau des berges ont été observées durant le mois de janvier 2009, avec un minimum de -15,8°C le 07/01/09 à 3 h locale. Il a gelé sur le site d'étude pendant 41 j durant l'hiver 2008-2009 (température moyenne journalière < 0°C) et la température est descendue sous -10°C durant 7 j. Une vague de froid aussi importante en durée et en intensité n'avait plus été observée en Belgique depuis l'hiver 1996-1997, c'est-à-dire 12 ans auparavant. La température moyenne du mois de janvier dans la région du site d'étude a été 2°C inférieure à la normale. Cependant, la vague de froid de 2009, comparée à celles des années 50', 60' et 80', n'est pas exceptionnelle. En effet, lors de la vague de froid de 1963, la température minimale à Uccle était de -16,8°C, ce qui est le record de cette station pour la période 1950-2010 (Mievis, 2009). L'examen en parallèle des données hydrologiques et climatiques (températures) montre que les deux hivers de la période d'étude sont assez différents. Le mois de février 2008 comporte quelques épisodes de gel et le mois de mars qui a suivi se caractérise plutôt par des crues répétées mais

sans aucune descente des températures sous 0°C. À l'inverse, les mois de décembre 2008, janvier 2009 et février 2009 ont subi des épisodes de froid intense mais les événements hydrologiques y ont été moins nombreux. L'hiver 2007-2008 a donc été plus « humide » et l'hiver 2008-2009 plus « froid ».

Méthodes et résultats

Deux méthodes ont été utilisées pour mesurer l'érosion des berges à deux échelles temporelles : sur une période de 19 mois d'une part et grâce à des relevés de barres d'érosion, au cours des cinquante dernières années d'autre part, sur la base de comparaisons du tracé de la Chavanne sur photographies aériennes géoréférencées. Les valeurs d'érosion moyenne obtenues par cette deuxième méthode permettent de déterminer si l'érosion qui s'est produite au cours de l'hiver 2008-2009, caractérisé par de nombreux jours de gel, est anormalement élevée ou pas. Une précaution méthodologique doit cependant être prise pour cette analyse, étant donné que la vitesse d'érosion latérale d'une rivière à méandre dépend du stade de développement des méandres (Knighton, 1984).

Mesure de l'évolution des berges grâce aux barres d'érosion

Données et méthodes. Pour analyser le recul des berges de façon précise, 48 fers à béton de 8 mm de diamètre et de 50 cm de longueur ont été enfoncés horizontalement dans les berges au niveau de 11 profils (fig. 6). La mesure de la longueur des barres dépassant de la berge renseigne alors de façon ponctuelle sur l'érosion ou la sédimentation au niveau de chaque barre. La précision de cette méthode permet de mesurer des évolutions de l'ordre du centimètre. Afin d'évi-

ter, autant que possible, le *frost heaving*, les barres ont été enfoncées sur 40 cm de profondeur. Il importe de signaler que lors des relevés en période de gel, nous n'avons pas constaté de déchaussement des barres. Ceci est prouvé par les mesures de dépassement identiques effectuées avant les épisodes de gel et directement après la fonte des *pipkrakes*, avant que l'érosion des sédiments affectés par le gel ne se produise. Dans les différents profils, les barres ont été réparties verticalement entre le sommet de la berge et le contact entre les limons de crue et le cailloutis (entre 3 à 6 barres par profils, espacées de 10-20 cm). Des barres ont été enfoncées dans la partie supérieure des berges, là où les racines jouent un rôle protecteur contre l'érosion, au niveau du milieu de la berge, ainsi qu'en pied de berges, là où des encoches d'érosion fluviale sont parfois présentes, suite au transit de la charge de fond et en saltation. Par ailleurs, 8 barres ont été enfoncées verticalement dans un chenal de recoupement (C sur la fig. 3). Elles visent à comparer l'érosion d'une surface horizontale avec celle qui s'opère sur les berges verticales d'une part et à déterminer la vitesse d'approfondissement du chenal d'autre part. Le recul des berges a été mesuré 37 fois entre le 18 février 2008 et le 29 septembre 2009. Des relevés réguliers (tous les 2 à 4 j) ont été effectués durant les épisodes de gel ou de crues et de manière plus espacée en dehors de ces périodes.

Importance de l'érosion liée au gel et aux crues. L'évolution (érosion/sédimentation) des berges de la Chavanne a été mesurée au niveau des 48 barres réparties dans les 11 profils. Pour mettre en évidence cette évolution et, surtout, les périodes d'érosion des berges, nous avons établi pour chaque barre une courbe d'évolution du dépassement de l'extrémité de la tige. Nous présentons ici les relevés effectués sur deux barres (TR23 et TR33) situées au milieu de deux profils de berges (TR2 et TR3 respectivement). Le premier (TR2) se situe en rive concave, ce qui devrait entraîner

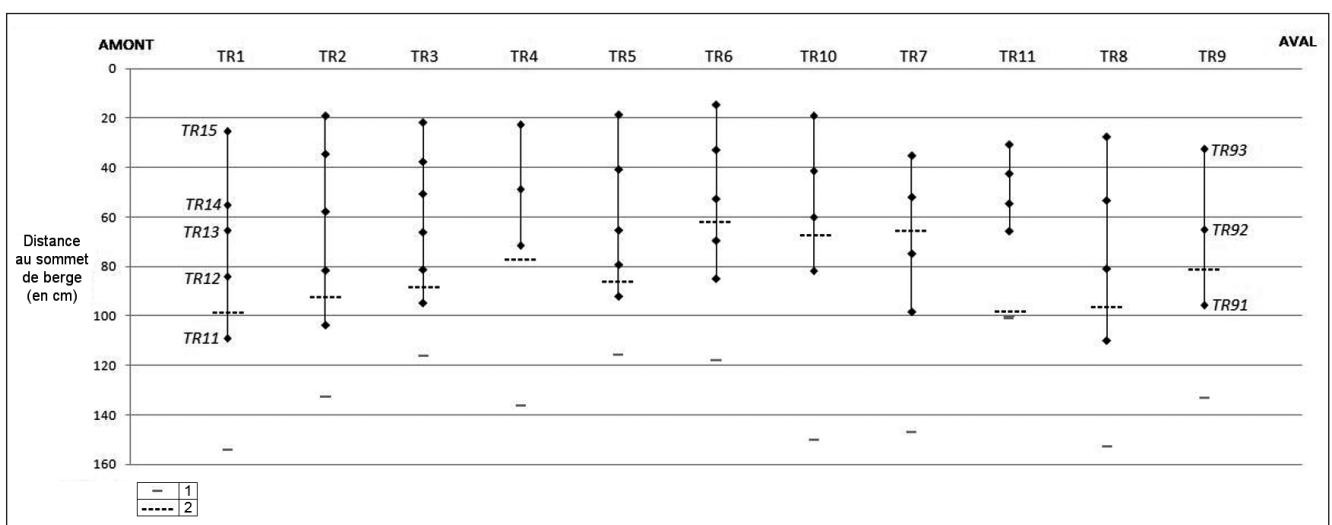


Fig. 6 – Positions relatives des barres d'érosion au sein des 11 profils de berge par rapport au sommet-berge. 1 : cailloutis ; 2 : plan d'eau [08/03/08 (TR1 à TR5), 16/03/08 (TR6 à TR11)].

Fig. 6 – Relative positioning of the erosion bars within the 11 bank profiles relative to the top of the bank. 1: gravel bed; 2: water level [08/3/8 (TR1 to TR5), 08/3/16 (TR6 to TR11)].

un maximum d'érosion en période de crue, le second profil (TR3) se situe une vingtaine de mètres en aval, en sortie de boucle (fig. 3). Nous détaillons l'évolution de ces deux profils car ils n'ont pas évolué de la même manière au cours de la période de suivi (2 périodes d'érosion importante pour TR2, une seule pour TR3). Sur la fig. 4, nous avons superposé les événements hydrologiques supérieurs à $0,1.Q_b$, les températures minimales mesurées au niveau des berges, les reculs mesurés au niveau de TR2 et TR3, ainsi que le recul moyen de tous les profils. La fig. 4 présente les relevés effectués durant la période comprise entre le 18/02/08 et le 01/03/09 ; sur le graphique, nous n'avons pas représenté la période comprise entre le 01/03/09 et le 29/09/09 car aucune évolution des berges n'a été constatée, malgré deux crues moyennes ($0,45.Q_b$ le 17/04/09 et $0,67.Q_b$ le 12/05/09). On constate que les berges ont reculé essentiellement à la suite des différentes vagues de froid qui se sont produites. Afin de faire la part de l'érosion liée au gel et celle liée aux crues, nous avons subdivisé la période en 8 sous-périodes en relation avec les événements de crue et les épisodes de gel :

1) Du 01/02/08 au 21/02/08, les berges n'ont pas évolué, malgré de nombreux jours présentant des températures négatives. Ceci est dû au fait que les berges étaient consolidées par le gel et qu'aucune crue ne s'est produite durant cette période. Des *pipkrakes* polycycliques se sont formés à la surface des berges, totalisant une épaisseur maximale de 6 cm le 19/02/08.

2) Du 22/02/08 au 16/03/08, une période d'érosion est observée, résultant de la fonte de la glace de ségrégation dans la berge combinée à l'action des petites crues qui se sont produites durant cette période. L'érosion est relativement importante au niveau de la barre TR23 (16 cm) par rapport aux autres barres. Cette différence s'explique probablement par la position particulière du profil 2 (rive concave) où l'écoulement fluvial est plus érosif, ce qui a favorisé l'enlèvement des sédiments désagrégés par le gel.

3) L'érosion des berges s'est poursuivie jusqu'au 20/04/08 mais dans une moindre ampleur. Durant cette période, plusieurs crues relativement fortes se sont pourtant produites ainsi que 7 jours de gel. Toutefois, la température n'est descendue qu'une seule fois sous -5°C , ce qui n'est pas suffisant pour entraîner la formation de lentilles de glace de ségrégation en profondeur et donc provoquer une érosion importante. La berge a reculé de 16 cm au niveau de la barre TR23 alors qu'elle n'a pas été érodée en TR33. Cette érosion légèrement moins importante en TR23 pourrait être liée au fait que les sédiments déconsolidés par la vague de froid de février n'ont pas été directement emportés comme cela a été le cas en TR23 mais ont été érodés de manière plus progressive et avec un certain retard.

4) Du 21/04/08 au 20/11/08, aucune évolution n'a quasiment pas été observée au niveau des différentes barres, malgré le fait qu'une crue supérieure à Q_b soit survenue le 29/05/08. L'érosion hydraulique de la berge apparaît donc particulièrement faible, voire nulle, sans déstructuration préalable des sédiments par le gel.

5) Du 21/11/08 au 27/12/2008, le gel se produit de manière régulière et la température descend durant deux nuits sous

-5°C . Quelques légers reculs de berge sont observés au niveau de différentes barres mais l'érosion reste très faible.

6) À partir du 28/12/08, un anticyclone constitué d'une masse d'air froid continental s'installe sur l'Europe du nord-ouest (Mievis, 2009). Dans un premier temps, les températures nocturnes sont comprises entre -2°C et -7°C , puis elles diminuent nettement entre le 6/01/09 et le 11/01/09, avec un minimum le 07/01/09 ($-15,8^{\circ}\text{C}$). Durant cette période, des *pipkrakes* polycycliques se sont formés sur toutes les berges. Les plus longs cristaux de glace ont atteint 8 cm de long au niveau de la barre TR92. Sur le profil 8, la longueur des cristaux atteignait 6 cm. Le gel a pénétré dans la berge jusqu'à une profondeur d'environ 30 cm au niveau de ce même profil (11/01/09). À nouveau, durant cette période, les berges ont été consolidées par la glace, garantissant la cohésion des sédiments. Des lentilles de glace de ségrégation n'ont pas été observées sur toute l'épaisseur du sol gelé. Il est donc possible que la désagrégation du matériau ne se produise que lorsque ces dernières sont bien développées, expliquant que l'érosion observée suite aux vagues de froid soit inférieure à 30 cm.

7) Le 18/01/09, la température est redevenue positive. Les *pipkrakes* ont fondu suite à ce réchauffement et à quelques petites crues qui se sont produites suite à la fonte de la neige, du reste abondamment présente dans le bassin-versant jusqu'au 20/01/09. Malgré le faible débit de ces crues, une érosion s'est produite au niveau de nombreuses barres situées sous le niveau du plan d'eau. Sur la fig. 7, qui illustre ce qui



Fig 7 – Evolution d'une encoche dans une berge de la Chavanne durant la montée des eaux après la période de gel (date de la prise de vue : 22/02/09). La berge a été rafraîchie par une crue supérieure à Q_b le 17/02/09. 1 : encoche le 18/01/09 ; 2 : encoche le 20/01/09 ; 3 : encoche le 24/01/09.

Fig. 7 – Notch evolution of a bank on the Chavanne River, during the thawing period (date of shot : 09/2/22). The bank was totally eroded following a flow event above the bankfull limit on the 09/2/17. 1: notch on 09/1/18; 2: notch on 09/1/20; 3: notch on 09/1/24.

s'est passé au cours de cette période, les traits représentent les encoches d'érosion observées sur le terrain à la suite de 3 crues successives de plus en plus fortes. Ces encoches se sont formées *via* le réchauffement de la berge et la fonte de la glace de ségrégation sous la surface du plan d'eau. En revanche, au dessus du plan d'eau, le réchauffement par l'air n'a pas été suffisant pour entraîner la fonte complète de la glace de ségrégation en profondeur, garantissant la cohésion de la partie supérieure de la berge. D'après D.M. Lawler (1993), ce type d'encoche, qui se forme lors des crues directement après la fonte de la glace de ségrégation, peut éventuellement subsister plusieurs mois, même pour des crues importantes, si le matériau détaché par le gel a le temps d'être reconsolidé. Après ce court réchauffement climatique, la température a de nouveau chuté, entraînant la formation de *pipkrakes* en surface et le développement de lentilles de glace de ségrégation en profondeur. La température la plus froide (-8°C) a été enregistrée le 28/01/09. Cette vague de froid s'arrête brutalement le 03/02/2009 (si l'on excepte le pic de froid isolé à -10°C du 15/02/09). Ce réchauffement, combiné à des précipitations causées par une masse d'air maritime dépressionnaire (Mievis, 2009), entraîne la fonte rapide de la neige présente dans le bassin et une crue ($3,2 \text{ m}^3/\text{s}$) supérieure à Q_b le 17/02/09. Cette conjonction des facteurs hydrologique et climatique a entraîné une période d'érosion intense sur l'ensemble du site d'étude (10 cm de recul en moyenne sur toutes les barres ; maximum : 19,2 cm en TR34).

8) Par la suite (jusqu'au 29/09/09), aucune érosion de berge n'a été observée malgré que 2 crues d'importance moyenne se soient produites ($0,45.Q_b$ et $0,67.Q_b$). Ceci confirme bien que l'érosion des berges de la Chavanne est essentiellement liée à la désagrégation préalable des sédiments par le gel.

Le **tab. 3** reprend les données de chacun des profils en fonction de la périodisation des modalités de l'érosion présentée ci-dessus :

- Au cours de l'année hydrologique 2008-2009 (du 01/03/08 au 01/03/09), l'érosion moyenne des profils s'élève à 10,3 cm. Les reculs ont été importants non seulement au niveau des profils situés sur une rive concave d'une mouille (TR1, TR2, TR6, TR10, TR7 et TR8 : 10,7 cm de recul en moyenne) mais également sur les profils situés dans les secteurs rectilignes (TR3, TR4, TR5, TR11 et TR9 : 9,7 cm de recul en moyenne). En outre, l'érosion a été observée de part et d'autre de la rivière dans l'un de ces secteurs (rive gauche : TR3 et TR5 : 10 cm de recul en moyenne ; fig. 5 ; rive droite : TR4 : 9,5 cm de recul).

- Les périodes d'érosion les plus fortes correspondent à la fin des vagues de froid. Une érosion moyenne de 2,8 cm est observée entre le 22/02/08 et le 16/03/08, à la suite de la première vague de froid. L'érosion la plus forte est observée en TR2 située en concavité (boucle 2) ainsi qu'en TR4 (berge basse située en secteur rectiligne). L'évolution de ce dernier profil est relativement élevée par rapport aux autres berges situées en secteur rectiligne et s'explique notamment par la formation d'une encoche d'érosion en pied de berge. D'autres secteurs de berge situés en concavité n'ont pas évolué aussi fortement qu'en TR2. L'évolution la plus faible

d'un profil en concavité correspond à TR7 mais cette boucle se situe dans le secteur en voie de recouplement et le débit y est donc plus faible que dans le reste du tronçon.

- La deuxième période de forte érosion s'est produite au cours de l'hiver 2008-2009. La combinaison entre un réchauffement de l'air (T_{max} diurne : $3,7^{\circ}\text{C}$ le 18/01/09 ; $6,1^{\circ}\text{C}$ le 19/01/09 ; T_{min} durant la nuit du 18/01/09 au 19/01/09 : $0,3^{\circ}\text{C}$) et un événement de crue d'importance relativement faible ($0,55 \text{ m}^3/\text{s}$ le 19/01/09) a favorisé l'entraînement des matériaux perturbés par la glace de ségrégation de façon similaire au niveau de tous les profils. Les barres situées à mi-hauteur de berge ont présenté des reculs de 10 cm à 15 cm en très peu de temps, celles en bas de berge reculent d'environ 5 cm, tandis que le sommet de la berge a peu évolué. L'impact de la glace de ségrégation s'est donc fait ressentir sur l'ensemble du cours d'eau, et pas uniquement sur les rives concaves. Le mois de février 2008 a présenté un nombre de jours de gel relativement moins important qu'en janvier mais, grâce à la crue du 17/02/08 ($3,2 \text{ m}^3/\text{s}$), supérieure à Q_b , une érosion comparable à celle observée en janvier. Les reculs maxima dépassent 9 cm sur tous les profils.

- L'analyse de l'évolution du secteur rectiligne au niveau des profils TR4 (rive droite) et TR3-TR5 (rive gauche) révèle que durant les 8 périodes détaillées sur le **tab. 3**, l'érosion totale au niveau du profil TR4 est de 19,6 cm et atteint 15,5 cm en TR3 et 14,7 cm en TR5. On peut donc estimer que le chenal s'est élargi de l'ordre de 35 cm en 12 mois. Cette valeur est particulièrement élevée et résulte essentiellement de l'action de la glace de ségrégation. D'autres paramètres pourraient également expliquer la tendance à l'élargissement du chenal, comme l'augmentation des débits en relation avec la présence de l'autoroute dans le bassin-versant. La réduction de l'érosion des sols dans le bassin-versant, suite aux reboisements et à la disparition des cultures au cours des XIX^e et XX^e siècles, entraîne également une diminution de la fourniture sédimentaire et donc une sédimentation moins importante dans le chenal. Enfin, l'« effet d'eau claire » pourrait jouer un rôle dans cet élargissement suite aux apports d'eau non chargée en sédiments par les drains de l'autoroute.

Erosion verticale et approfondissement du chenal de recouplement. Les mesures réalisées au moyen de barres plantées verticalement dans le chenal de recouplement (C sur la fig. 3) ont montré que l'érosion absolue moyenne est nettement plus importante que celle observée au niveau des barres horizontales insérées dans les berges (27,8 cm contre 10,3 cm). En effet, les points de mesure sont soumis à une action érosive *quasi* permanente de l'écoulement fluvial. La majorité de ce processus s'est réalisé durant la période hivernale, lorsque des blocs de sédiments gelés ont été emportés suite aux actions combinées de la glace de ségrégation et de l'entraînement fluvial. Cette conclusion a été émise suite aux observations de terrain : le 18/01/09, l'écoulement dans le chenal s'effectuait en dessous les couches sédimentaires gelées. L'eau surcreusait alors le sédiment non-gelé, sous la couche supérieure touchée par la glace de ségrégation. Ainsi, des blocs de sédiment gelé ont été isolés au

Périodes		18 au 21/02/2008	22/02 au 16/03/2008	17/03 au 20/04/2008	21/04 au 20/11/2008	21/11 au 27/12/2008	28/12/2008 au 18/01/2009	19/01 au 08/02/2009	09/02 au 22/02/2009
Nombre de jours de gel		3 (sur 3)	0 (sur 23)	7 (sur 34)	2 (sur 213)	24 (sur 36)	19 (sur 21)	18 (sur 20)	10 (sur 13)
Débit de la crue maximale (en m ³ /s)		Pas de crue	2,3	2,5	3,0	0,9	0,4	0,8	3,2
Erosion par profil et moyenne par période (en cm)		0,2	2,8	1,3	0,8	1,0	3,7	4,4	4,6
TR1	min.	0,0	0,4	0,2	0,3	0,2	3,3	0,5	1,0
	max.	5,6	8,8	9,1	2,2	1,8	11,6	10,4	9,1
	moy.	1,1	4,7	2,3	0,9	1,0	7,0	5,5	4,7
TR2	min.	0,0	2,5	0,3	0,0	0,0	0,7	0,0	0,4
	max.	0,0	15,7	3,2	3,3	1,7	7,0	11,2	10,8
	moy.	0,0	8,6	1,9	1,1	0,5	4,0	5,2	4,8
TR3	min.	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,6	0,3	0,5
	max.	0,3	1,3	1,5	0,4	0,9	9,5	14,0	12,2
	moy.	0,1	0,7	0,7	0,2	0,4	3,5	4,7	5,2
TR4	min.	0,0	1,7	0,6	0,1	0,4	0,2	1,2	0,3
	max.	0,0	9,5	4,2	2,3	5,1	1,3	7,5	9,3
	moy.	0,0	5,7	2,0	0,9	3,4	0,7	3,4	3,5
TR5	min.	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	2,2	1,3	0,1
	max.	0,9	3,2	0,5	0,9	4,1	7,2	6,0	6,9
	moy.	0,2	1,9	0,3	0,4	1,2	4,4	3,3	3,1
TR6	min.	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	3,5
	max.	0,0	5,8	6,8	1,7	2,2	10,3	6,3	8,0
	moy.	0,0	2,0	2,0	0,6	0,7	3,5	3,1	5,7
TR7	min.	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	1,0	0,3	2,2
	max.	0,0	1,3	1,3	0,7	1,1	6,5	9,8	3,0
	moy.	0,0	0,6	0,5	0,4	0,6	3,5	4,7	2,4
TR8	min.	0,0	0,1	0,0	0,0	0,5	0,2	0,2	1,3
	max.	0,2	6,8	1,5	2,5	1,8	6,5	15,0	11,7
	moy.	0,0	3,9	0,8	0,8	1,0	3,3	5,1	5,4
TR9	min.	0,0	0,0	0,1	0,2	0,5	0,5	0,2	0,7
	max.	0,0	0,2	3,2	1,2	1,0	4,5	8,0	6,4
	moy.	0,0	0,1	1,5	0,5	0,8	2,5	4,4	2,8
TR10*	min.	-	0,3	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3
	max.	-	1,4	2,8	6,0	1,5	8,5	15,7	5,8
	moy.	-	0,8	1,3	1,9	0,7	4,0	5,6	2,8
TR11*	min.	-	0,2	0,8	0,0	0,0	0,6	0,0	7,0
	max.	-	1,6	1,0	3,0	5,5	7,0	8,5	12,5
	moy.	-	1,0	1,0	1,1	1,5	2,7	3,7	9,5

Tab. 3 – **Erosion minimale, maximale et moyenne par période et par profil.** * Ces profils ont été mis en place le 24/02/2008.

Tab. 3 – **Minimum, maximum and mean erosion by period and by profile.** * These profiles were put on site on 08/2/24.

Nom du profil	Dates entre lesquelles le recul maximal s'est produit	Recul maximal d'un point de mesure (en cm)	Erosion moyenne sur tout le profil (en cm)
TR1	18-31/01/2009	11,0	8,9
TR2	8-22/02/2009	10,8	12,5
TR3	18-24/01/2009	13,2	11,9
TR4	8-22/02/2009	9,3	9,5
TR5	4-14/01/2009	10,0	8,1
TR6	17-18/01/2009	10,0	10,4
TR10	18-24/01/2009	12,0	10,8
TR7	27/01-8/02/2009	5,8	8,0
TR11	8-15/02/2009	9,4	12,6
TR8	18-20/01/2009	13,5	13,8
TR9	15-22/02/209	5,9	6,3

Tab. 4 – **Erosion totale moyenne par profil entre le 01/03/08 et le 01/03/09, reculs maxima et dates associées.**

Tab. 4 – **Total mean erosion for each profile between 08/3/1 and 09/3/1, maximum retreat and associated dates.**

dessus du niveau d'écoulement mais, l'action érosive hydrologique aidant, leur stabilité a diminué jusqu'à ce qu'ils soient emportés par le courant le 20/01/09. L'épaisseur ainsi enlevée (une vingtaine de centimètres) correspondrait donc approximativement à la profondeur maximale de la glace de ségrégation dans le chenal. Au total, une trentaine de centimètres d'épaisseur de sédiments a été érodée dans le chenal de recoupement au cours de toute la période d'étude. Grâce aux actions érosives combinées de la glace de ségrégation et de l'écoulement fluvial, ce chenal est devenu actif en permanence, ce qui pourrait rapidement donner lieu à l'assèchement total de la boucle du méandre. La glace de ségrégation pourrait donc contribuer à une modification drastique du tracé de la rivière.

Discussion. Les valeurs mesurées au niveau des barres d'érosion sur la Chavanne sont supérieures à celles obtenues par D.M. Lawler (1993) sur une rivière du Pays de Galles. L'érosion moyenne totale de tous les profils de mars 2008 à mars 2009 s'élève à 10,3 cm en moyenne, tandis que D.M. Lawler (1993) a comptabilisé un recul moyen de 6,4 cm/an. Les conditions climatiques expliquent partiellement cette différence. En effet, les températures au niveau du site d'étude sur la Chavanne ont été exceptionnellement basses durant l'hiver 2008-2009 (le plus froid depuis 12 ans), ce qui a permis un développement important de la glace de ségrégation et des *pipkrakes*. De plus, la crue subséquente à cette vague de froid a permis l'enlèvement de la plus grande partie du sédiment de berge perturbé durant l'hiver. M. Yumoto *et al.* (2006) émettent des conclusions identiques quant aux parts respectives des processus qui régissent l'évolution de la rivière. Les cycles gel-dégel désagrègent la

berge et la rendent plus fragile, ce qui augmente l'impact de l'entraînement fluvial directement après les périodes de froid. Par ailleurs, les conditions topoclimatologiques et sédimentologiques du secteur étudié le rendent plus propice à l'accumulation d'air froid en hiver, à la pénétration du front de gel en profondeur dans les berges et à la formation de *pipkrakes* et de glace de ségrégation. D'autres rivières dans un contexte différent ne pourront donc pas montrer des phénomènes d'une intensité similaire. Sur les rivières de plus grande taille par exemple, la hauteur des berges est telle que la partie haute n'est pas suffisamment alimentée en eau, ce qui empêche la formation de glace de ségrégation à cet endroit. Enfin, vu l'allongement des méandres du secteur étudié et l'augmentation de la sinuosité qui s'est produit ces dernières décennies, une diminution de l'érosion des berges aurait dû être observée. Or, les valeurs élevées mesurées pour la période d'étude sont plus importantes que celles déduites de l'analyse des photographies aériennes (tab. 6). L'érosion mesurée en 2008-2009 n'est donc pas liée uniquement à l'écoulement hydraulique mais aussi au gel car elle a été généralisée aux rives concaves et aux secteurs rectilignes.

L'évolution des méandres par étude diachronique des photographies aériennes

L'érosion des berges mesurée grâce aux barres d'érosion est relativement importante. Etant donné que l'autoroute peut expliquer partiellement cette évolution, il nous a semblé intéressant de comparer la dynamique d'érosion latérale avant et après la construction de l'autoroute sur deux périodes relativement longues (1952-1982 ; 1982-2007) grâce à la comparaison du tracé de la Chavanne sur des photographies aériennes à grande échelle. De plus, l'hiver 2008-2009 a été particulièrement rigoureux. Il est donc nécessaire de comparer l'érosion survenue durant cette période avec les taux de migration latérale moyens observés pour deux périodes plus longues, englobant une diversité d'événements climatiques et hydrologiques. Enfin, nous avons constaté une tendance à l'élargissement du lit mineur dans les secteurs rectilignes.

Données et méthodes. Afin d'analyser l'évolution du tracé au cours des dernières décennies, des couples stéréoscopiques de photographies aériennes couvrant la zone ont été rassemblées et géoréférencées. La série la plus ancienne date de 1952 et la plus récente de 2007 (tab. 5). Elles proviennent de deux sources distinctes : l'Institut Géographique National (IGN) et la Direction Générale Opérationnelle 1 [DGO 1, anc. Ministère des Travaux Publics ou Ministère de l'Équipement et des Transports (MET)]. Par ailleurs, il existe une série d'orthophotographies datant de 1994, réalisées par la Région Wallonne dans le cadre de l'élaboration des PPNC (Plans Photographiques Numériques Communaux).

Date de la photo	Echelle	Nombre de GCP pris en compte pour la triangulation	RMSE (x, y) : erreur quadratique moyenne (en m)
28/10/52	1/25000	16	2,62
9/03/82	1/4000	18	1,48
15/04/2007*	1/15500 - 1/25000	-	-

Tab. 5 – Dates, nombre de points de référence et erreurs de géoréférencement des photographies aériennes. * Référence pour le géoréférencement.

Tab. 5 – Dates, number of Ground Control Points and georeferencing errors of the aerial photos. * Reference for georeferencing.

Cependant, des aulnes ont été plantés vers 1984 en plaine alluviale, qui était jusqu'alors un pré de fauche abandonné. Etant donné que les clichés de 1994 ont été pris durant la saison végétative, les berges de la rivière sont indiscernables à travers le feuillage des aulnes plantés en bordure de berges. Ces orthophotographies n'ont donc pas pu être utilisées. En revanche, nous avons utilisé les photographies aériennes de 1982 réalisées au début des travaux de construction de l'autoroute. Cet élément a en effet pu jouer un rôle perturbateur important sur l'écoulement dans le bassin-versant, donc sur la dynamique de la rivière *via* l'« effet d'eau claire » (*cf. supra*). Cette série de photographies, à l'échelle 1/4000, permet de scinder la période 1952-2007 en deux et d'analyser la dynamique d'érosion latérale avant et après la construction de l'autoroute. De plus, étant donné le faible laps de temps qui sépare certaines séries, les erreurs de géoréférencement étaient, dans certains cas, supérieures au déplacement observé entre deux séries consécutives. Les comparaisons présentées ici sont donc plus espacées dans le temps que les photographies disponibles. Le géoréférencement a été réalisé sur les couples stéréoscopiques de photographies à l'aide du logiciel *Erdas*, plus précisément de l'extension *LPS*. Elle permet, au moyen d'une paire de photographies aériennes, d'orthorectifier celles-ci et d'éliminer ainsi le biais introduit par le relief de la région photographiée. Cette méthode a permis de réduire drastiquement l'erreur de géoréférencement [erreur quadratique moyenne ou *Root Mean Square Error* (RMSE)] par rapport à un calage classique de photographies sur une image de référence (« géorectification » ; Hughes *et al.*, 2006). La référence planimétrique utilisée est une ortho-image couleur d'une résolution de 0,5 m réalisée pour la DGO 3 du Service Public de Wallonie à partir d'images numériques orthorectifiées. Les prises de vue pour la feuille cartographique n°55 datent du 15/04/07 et comprenaient à l'origine les canaux rouge, vert, bleu et proche infrarouge. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de l'IGN, d'une résolution de 20 m, a été utilisé comme repère altimétrique. Pour chaque couple de photographies, des points de référence [Ground Control Points (GCP)] communs aux photographies et à l'ortho-image ont été choisis de façon à être répartis de manière plus ou moins homogène sur la photographie. Après la triangulation effectuée par le logiciel entre ces GCP, une orthophotographie a été obtenue mais l'erreur de géoréférencement (RMSE) était

importante. Afin de diminuer celle-ci, les GCP présentant l'erreur globale la plus importante ont été éliminés et remplacés par d'autres qui étaient plus précisément localisables sur les photographies, jusqu'à ce qu'aucun point ne présente une RMSE totale supérieure à 10 m. Enfin, la RMSE planimétrique a été calculée (équation 1) *via* les paramètres de la triangulation fournis par le logiciel. Les erreurs planimétriques dépendent principalement de la précision des photographies, en fonction de l'échelle des documents (1/4 000 à 1/25 000 environ). L'erreur de géoréférencement

la plus faible atteint 1,48 m pour les images de 1982 en raison de leur grande échelle (1/4 000). Après ces manipulations, les images ont été superposées les unes aux autres dans le logiciel *ArcGIS* et les contours du plan d'eau ont été digitalisés pour chacune d'elles.

$$\text{RMSE moyenne} = \frac{\sum \sqrt{(\text{erreur en } x)^2 + (\text{erreur en } y)^2}}{\text{nombre de GCP}} \quad (1)$$

Evolution du tracé du secteur au cours des dernières décennies (1952-1982 ; 1982-2007). L'étude du déplacement latéral de la Chavanne au cours des dernières décennies a été réalisée dans le but de comparer l'évolution observée durant la saison hydrologique 2008-2009 avec des taux de migration moyens sur des périodes plus longues. Toutefois, selon D. Knighton (1984), les paramètres morphométriques de chaque méandre déterminent la vitesse d'évolution du tracé. Ainsi, pour un rapport r_c/w élevé, le taux de migration latérale est faible. Il augmente ensuite quand le rapport devient plus faible, atteint son maximum pour un rapport r_c/w de l'ordre de 3, puis décroît au fur et à mesure que le méandre s'étire et que le rapport diminue. Il se produit ensuite des recoupements de méandre qui réinitialisent le système, entraînant un nouveau cycle d'évolution. Dans l'analyse de la vitesse de migration latérale de la Chavanne, il est donc nécessaire de prendre en considération le fait que l'érosion latérale n'est pas uniquement due à la désagrégation des berges par le gel et/ou aux érosions en périodes de crue mais que le déplacement latéral des méandres peut également être plus ou moins rapide en fonction de leur stade d'avancement. Les rapports r_c/w ont été calculés pour chacune des boucles de méandre sur base des rayons de courbure visibles sur les photographies aériennes de 1952 et 1982. La largeur du chenal à pleins bords a été obtenue *via* des profils transversaux de 1967 et un levé topographique de 2008. Il a été constaté que la largeur (environ 5 m) est restée globalement constante entre ces deux dates. Ensuite, les rapports r_c/w ont été mis en relation avec les vitesses d'évolution moyennes observées au cours des deux périodes analysées (1952-1982 ; 1982-2007).

De 1952 à 1982, la vitesse d'évolution des méandres est comprise entre 0,13 m/a et 0,35 m/a (tab. 6). D'une manière générale, les vitesses de migration latérale sont infé-

Méandre		1		2		3		4	
Boucle		1	2	1	2	1	2	1	2
Vitesse moyenne annuelle d'évolution (en m/a)	1952-1982	0,20	0,31	0,35	0,06	0,15	0,09	0,21	0,13
	1982-2007	0,07	0,05	0,08	0,13	0,20	0,12	0,12	0,36

Tab. 6 – Vitesses moyennes annuelles d'évolution du secteur étudié entre 1952 et 2007 d'après l'analyse de photographies aériennes.

Tab. 6 – Mean annual evolution rate of the study area between 1952 and 2007, based on aerial photo comparisons.

rieures à celles prédites par la courbe-type de D. Knighton (1984 ; fig. 8). La plus forte évolution est observée pour la boucle 1 du méandre 2 pour un rapport r_c/w de 1,4. La dispersion des points par rapport à la courbe-type de Knighton peut résulter d'autres paramètres extérieurs à la rivière, tels que l'influence des grandes vagues de froid des années 1950 et 1960 ou bien des crues qui se seraient produites durant cette période. Malheureusement, aucune donnée de débit n'est disponible pour la Chavanne pour cette période et les données des stations météorologiques les plus proches ne remontent pas suffisamment loin dans le temps. La station limnigraphique la plus proche de notre secteur se situe en aval, sur la Lienne, mais elle n'a été installée qu'en 2006. Il est donc quasiment impossible d'analyser les valeurs d'éro-

absisses (rapport r_c/w inférieur à 2) montre que le secteur est arrivé à un stade de sénilité ou de stabilité. Le taux de migration attendu d'après la courbe-type de Knighton est donc faible, ce que confirment les observations des photographies aériennes ; la vitesse de migration réelle est même plus faible que celle attendue par la courbe. Le tab. 6 fournit des valeurs très faibles pour le méandre 1 mais ceci résulte principalement du fait que ce méandre a été recoupé entre 1982 et 2007 et que son tracé n'a donc plus pu évoluer.

Sur le secteur étudié, 3 méandres ont subi un recouplement. Le premier s'est produit après 1982 au niveau du méandre 1. En 1982, le rapport r_c/w de la boucle qui a été recoupée était de 2,4. Comme évoqué plus haut, cette valeur est proche des valeurs pour lesquelles la vitesse de migration est maximale d'après la courbe-type de Knighton. L'évolution de ce méandre entre 1952 et 1982 s'est en grande partie produite sur la rive concave en amont du recouplement. Cette rive n'a pas beaucoup évolué suite au recouplement en 1982. En second lieu, se trouve le chenal qui recoupe la deuxième boucle du méandre 1 (fig. 9). Ce dernier s'est fortement encaissé (environ -1 m) dans la plaine alluviale au cours de la période d'étude. Une diminution du débit et une augmentation de la sédimentation a également été observée dans la deuxième boucle du méandre 1 durant toute la période de suivi. Ce recouplement est visible sur les photographies aériennes de 2007 mais il est possible qu'il se soit formé plus tôt, tout comme le troisième recouplement présent sur la zone d'étude. Celui-ci passe outre la deuxième boucle du méandre 3. Au début de la période d'étude, il n'était actif qu'en période de crue, mais en raison de l'incision de 30 cm évoquée plus haut à laquelle la glace de ségrégation a contribué, il était actif quasiment en permanence à la fin de la période de suivi.

sion par rapport aux crues et aux vagues de froid.

De 1982 à 2007 (fig. 8), les vitesses d'évolution sont à nouveau inférieures à celles attendues par la courbe-type de Knighton pour toutes les boucles de méandre. Le rapport r_c/w de la boucle 2 du méandre 4 (2,4) est proche de l'intervalle où le taux de migration est considéré comme maximal. Enfin, la localisation des points sur les valeurs faibles de l'axe des

absisses (rapport r_c/w inférieur à 2) montre que le secteur est arrivé à un stade de sénilité ou de stabilité. Le taux de migration attendu d'après la courbe-type de Knighton est donc faible, ce que confirment les observations des photographies aériennes ; la vitesse de migration réelle est même plus faible que celle attendue par la courbe. Le tab. 6 fournit des valeurs très faibles pour le méandre 1 mais ceci résulte principalement du fait que ce méandre a été recoupé entre 1982 et 2007 et que son tracé n'a donc plus pu évoluer.

Entre 1982 et 2007, le changement le plus marquant est un recouplement

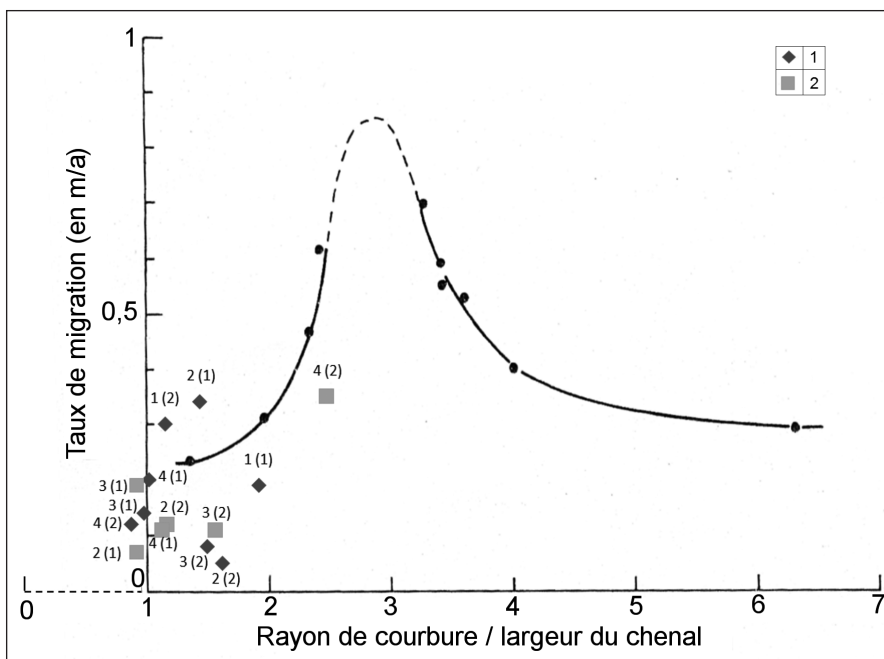


Fig. 8 – Courbe théorique de D. Knighton (1984) signifiant le taux de migration en fonction du rapport r_c/w . Comparaison avec l'évolution du secteur à méandres de la Chavanne entre 1952 et 2007. Le premier méandre étant peu visible sur la photographie de 1982, il n'a pas été possible de mesurer sa largeur (w) ; il ne figure donc pas sur le graphique. 1 : évolution entre 1952 et 1982 ; 2 : évolution entre 1982 et 2007.

Fig. 8 – D. Knighton (1984)'s theoretical curve plotting migration rate with r_c/w ratio. Comparison with migration rate in the study area between 1952 and 2007. As the first meander was not visible on the 1982 photograph, it was impossible to quantify its width (w). It therefore does not appear on the plot. 1: evolution between 1952 and 1982; 2: evolution between 1982 and 2007.

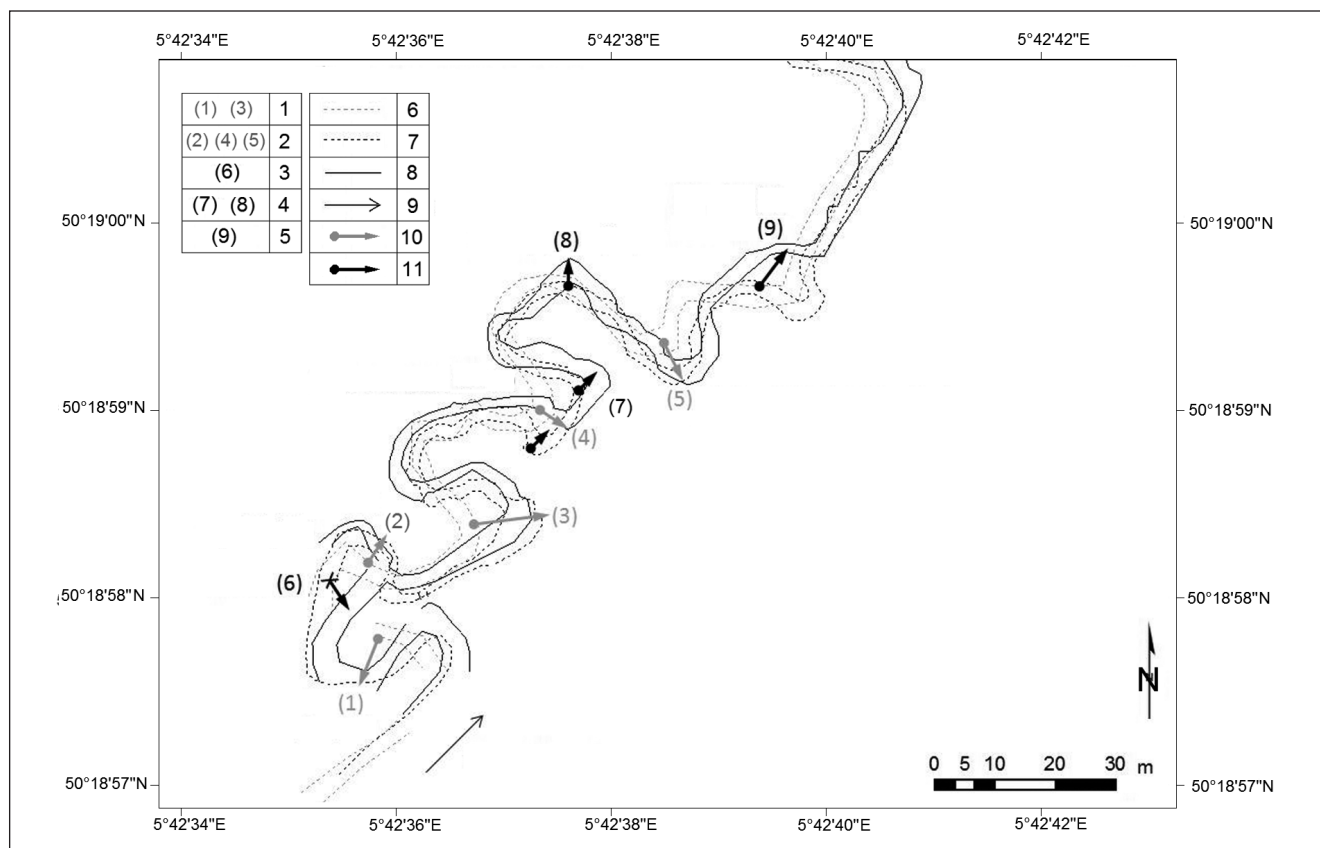


Fig. 9 – Superposition des tracés du secteur à méandres de la Chavanne en 1952, 1982 et 2007 d'après photos aériennes. 1 : évolution d'environ 10 m (0,3 m/a) ; 2 : évolution de 5 m à 6 m (0,16 m/a à 0,20 m/a) ; 3 : recoupement ; 4 : évolution de 4 m ou plus (0,16 m/a) ; 5 : évolution de 8 m à 9 m (0,34 m/a) ; 6 : rivière en 1952 ; 7 : rivière en 1982 ; 8 : rivière en 2007 ; 9 : sens d'écoulement ; 10 : évolution entre 1952 et 1982 ; 11 : évolution entre 1982 et 2007.

Fig. 9 – *Overlay of the layouts of the sinuous sector of the Chavanne River in 1952, 1982 and 2007, based on aerial photos. In grey: modifications between 1952 and 1982; in black: modifications between 1982 and 2007. 1: evolution of approximately 10 m (0.3 m/a); 2: evolution of 5 m to 6 m (0.16 m/a to 0.20 m/a); 3: cutting; 4: evolution of 4 m or more (0.16 m/a); 5: evolution of 8 m to 9 m (0.34 m/a); 6: river in 1952; 7: river in 1982; 8: river in 2007; 9: direction of flow; 10: evolution between 1952 and 1982; 11: evolution between 1982 and 2007.*

qui s'est effectué au niveau du méandre le plus à l'amont de la zone d'étude (6). Les valeurs d'érosion ne semblent pas plus importantes après la construction de l'autoroute ; elles avoisinent toujours 0,15 m/a. Le seul secteur qui présente une évolution plus importante est la deuxième boucle du quatrième méandre. Sa morphologie est très différente de celle des autres méandres (tab. 1) ; il est à un stade d'évolution moins avancé. Cela occasionne une évolution à un rythme différent, ce qui peut conduire à une augmentation rapide de la sinuosité dans ce secteur à l'avenir, alors que le reste de la zone d'étude évoluera plus lentement et d'une autre façon. Actuellement, le tracé de l'ensemble du tronçon semble donc avoir atteint un stade de sénilité mais avec réactivation suite aux recoupements de méandre par des chenaux actifs quasiment en permanence. Ainsi, le chenal de recoupement de la boucle 1 du méandre 1 a incisé les limons de crue jusqu'au cailloutis et la boucle en aval est en cours de remblaiement. Une sédimentation de plus de 30 cm s'est produite depuis 2008 dans la deuxième boucle du méandre 1 et les berges n'ont plus évolué par érosion fluviale. Le chenal de recoupement de la boucle 2 du méandre 3 que nous avons suivi avec des barres d'érosion est lui aussi

maintenant actif en permanence et l'évolution de la berge de la boucle 2 du méandre 3 (mesurée sur le profil 7) est également fortement ralentie. A l'avenir, il est fort probable que la dynamique de la rivière se réactive après une longue période de stabilité et que de nouveaux méandres se forment à partir de ces chenaux, ce qui modifiera considérablement le tracé du secteur dans les prochaines années. L'évolution de ce tronçon de rivière, *via* des recoupements davantage que par érosion latérale, se poursuivra donc, ce qui est confirmé par les observations de terrain (amorce d'un troisième recoupement à l'amont de la zone d'étude et approfondissement des recoupements existants). En revanche, la dernière boucle du secteur a présenté un taux de migration plus important qu'attendu, ce qui peut s'expliquer par un stade d'évolution moins avancé que les autres méandres, comme en atteste son rayon de courbure nettement supérieur.

Discussion. 1) Durant la période d'étude, l'érosion la plus rapide s'est produite pendant ou directement après chacun des deux hivers, entraînant, à certains endroits, des taux d'érosion d'une quinzaine de centimètres sur quelques jours. La combinaison entre la désagrégation du matériau par le gel et l'action fluviale semble donc nécessaire à

l'érosion de telles quantités de sédiment. Un élargissement du chenal a pu être constaté suite à ces processus mais cela n'a cependant pas pu être confirmé à plus long terme, que ce soit par les photographies aériennes ou par les cartes de l'atlas des cours d'eau. 2) Les modifications de la rivière par le passé au niveau du site d'étude ont pu être quantifiées *via* l'analyse diachronique de photographies aériennes. Deux périodes ont été distinguées en fonction de la construction de l'autoroute en 1982. Les vitesses d'évolution sont inférieures à celles attendues d'après le rapport r_c/w de D. Knighton (1984) et également plus faibles actuellement que par le passé. En raison de la trop faible évolution par érosion latérale, l'évolution de la rivière s'effectue principalement par le biais des recoupements de méandre et d'une diminution de la sinuosité. 3) Au cours de l'année hydrologique (01/03/08-01/03/09), l'érosion totale moyenne sur l'ensemble du site s'élève à 0,1 m/a (10,3 cm). Ce chiffre paraît faible comparé aux vitesses d'évolution observées entre 1952 et 1982, mais il se rapproche des vitesses de modifications calculées entre 1982 et 2007. En effet, certains points de mesure ont présenté des reculs d'environ 0,15 m au cours de l'année hydrologique 2008-2009. Cependant, il faut reconnaître qu'une étude sur une année hydrologique n'est pas suffisamment longue pour montrer de manière complète l'évolution des berges sur une rivière de ce type. En effet, l'érosion se produit en plusieurs étapes et par le biais de plusieurs processus. Tout d'abord, la charge en saltation érode le pied de berge. Puis l'érosion la plus forte se produit à mi-hauteur de la berge par les processus fluviaux et par le gel (fig. 5). Cette partie de la berge est la plus sensible car elle est affectée par les crues moyennes et il n'y a pas de racine à ce niveau pour garantir la cohésion des sédiments. Ce retrait crée un surplomb au sommet de la berge qui s'effondrera ensuite par gravité (ou suite à l'action du piétinement par les animaux). Etant donné qu'une berge s'érode *in fine* de façon uniforme, les valeurs de 0,15 m/an semblent être cohérentes à court comme à long terme. 4) L'érosion a été plus intense au niveau des profils situés sur une rive concave mais elle a touché les deux berges de la rivière, occasionnant ainsi un léger élargissement dans les sections rectilignes du cours d'eau. Au cours de l'hiver 2008-2009, deux périodes d'érosion ont été distinguées *via* les relevés des barres installées sur les berges : la première à la mi-janvier, où les reculs ont été importants et rapides, la seconde durant la seconde moitié du mois de février, où l'érosion s'est réalisée plus lentement. Etant donné les conditions météorologiques et hydrologiques de ces périodes, il est possible d'attribuer la première vague d'érosion à des crues de faible amplitude, qui ont emporté les sédiments touchés par la glace de ségrégation en bas de berge, et la seconde au dégel saisonnier, qui a occasionné des crues plus importantes qui ont touché la berge sur toute sa hauteur mais où le recul s'est réalisé plus progressivement en raison de la fonte lente de la glace de ségrégation subsistant en profondeur. 5) Les barres métalliques installées dans le fond d'un chenal de recouplement ont permis de quantifier l'érosion causée par la glace de ségrégation qui a pu se former dans celui-ci lorsqu'il était émergé. Il s'est avéré qu'une trentaine de centimètres de sé-

diments gelés ont été emportés lors d'une crue à pleins bords durant le dégel du mois de février, suite à l'incision réalisée sous ceux-ci par l'écoulement fluvial. L'approfondissement rapide de ce chenal suite à la formation de glace de ségrégation accélèrera le recouplement du méandre, ce qui modifiera fortement le tracé de la rivière. L'impact géomorphologique de la formation de ce type de glace n'est donc pas à négliger lors de l'étude des changements morphométriques de la rivière à grande échelle.

Conclusion

L'évolution des rivières situées dans des régions où le gel peut être intense et long n'est pas uniquement due aux crues. Les vagues de froid sont responsables d'une partie importante de l'érosion. Durant la période d'étude, l'érosion maximale s'est produite après deux vagues de froid particulièrement intenses. Cependant, les températures négatives survenues en décembre 2008 n'ont pas été suffisamment basses pour entraîner un gel de la berge en profondeur. Il faudrait donc des températures inférieures à -5°C pendant plusieurs nuits consécutives pour qu'une érosion engendrée par la glace de ségrégation soit possible. Toutefois, le gel ne peut pas expliquer l'érosion à lui seul ; il déstructure les sédiments de la berge qui seront ensuite emportés par les crues. Les périodes de froid de l'hiver 2008-2009 et les crues subséquentes ont entraîné une érosion qui, à elle seule, pour chacun des points de mesure, représente 60 % à 70 % de l'érosion totale annuelle. Les mesures continues réalisées durant la période d'étude au moyen des barres d'érosion ont permis d'estimer le recul moyen des berges à 10,3 cm sur 19 mois et un approfondissement d'un chenal de recouplement à une trentaine de centimètres suite à la fonte de la glace de ségrégation et à l'entraînement fluvial combinés. Entre 1952 et 1982, les méandres présentent des vitesses moyennes d'évolution de 0,24 m/a tandis qu'entre 1982 et 2007, les taux de modification sont voisins de 0,18 m/an. La diminution de cette valeur montre que le tracé de la rivière tend vers un stade de stabilité. Son évolution s'effectue donc actuellement davantage *via* des recoupements alors que la vitesse de formation est accentuée par la glace de ségrégation et les *piprakes*.

Remerciements

Les auteurs remercient D.M. Lawler pour les remarques et les suggestions apportées durant cette recherche, A. Pissart et les deux relecteurs anonymes pour leurs commentaires et M. Erpicum pour avoir fourni les sondes de températures. Les données météorologiques de la station d'Oster ont aimablement été transmises par J.-P. Houet.

Références

- Beskow G. (1935) – *Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads. The Swedish Geological Society*, 375-3, série C, 145 p.
- Couper P. (2003) – Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion. *Geomorphology* 56, 95-108

- Grab S.W. (1999)** – A pilot study on needle ice induced stream-bank erosion in the Mashai Valley, Lesotho highlands. *South African Geographical Journal* 81, 126-134.
- Grab S.W. (2004)** – Needle ice. In Andrew S. Goudie (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. II. Routledge, London, 709.
- Houbrechts G. (2005)** – *Utilisation des macroscories et des microscories en dynamique fluviale: application aux rivières du massif ardennais (Belgique)*. Thèse de doctorat, Faculté des sciences, université de Liège, Belgique, 328 p.
- Houbrechts G., Petit F. (2006)** – Utilisation des microscories métallurgiques comme traceur de la sédimentation dans les plaines alluviales des rivières ardennaises. 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, 93-98.
- Hughes M.L., McDowell P.F., Marcus W.A. (2006)** – Accuracy assessment of georectified aerial photographs: implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology* 74, 1-16.
- Institut Royal Météorologique (IRM) (2009)** – *Le climat*. [Http://www.meteo.be/meteo/view/fr/65657-Le+climat.html](http://www.meteo.be/meteo/view/fr/65657-Le+climat.html).
- Knighton D. (1984)** – *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold, Baltimore, 139-143.
- Lawler D.M. (1986)** – River bank erosion and the influence of frost: a statistical examination. *Transactions of the Institute of British Geographers* 11-2, 227-242.
- Lawler D.M. (1993)** – Needle ice processes and sediment mobilization on river banks: the River Ilston, West Glamorgan, UK. *Journal of Hydrology* 150-1, 81-114.
- Matsuoka N. (1996)** – Soil moisture variability in relation to diurnal frost heaving on Japanese high mountain slopes. *Permafrost and Periglacial Processes* 7, 139-151
- Mayeres N. (2005)** – *Impacts géomorphologiques d'un ouvrage d'art sur un cours d'eau – Le cas de l'autoroute A26 sur la Chavanne*. Mémoire de Licence en Sciences Géographiques, orientation Géomatique-Géométrie, université de Liège, 137 p. + annexes.
- Mievis P. (2009)** – *Météo en Belgique : climatologie : relevés et analyses* (<http://www.meteobelgique.be>).
- Notebaert B. (2009)** – *Sensitivity of river systems to human actions and climatic events across different environments: a Holocene perspective*. KUL, Departement Aard- en Omgevingswetenschappen, 334 p.
- Pissart A. (1964)** – Contribution expérimentale à la connaissance de la genèse des sols polygonaux. *Annales de la société géologique de Belgique* 87-7, 213-223.
- Pissart A. (1987)** – *Géomorphologie périglaciaire - Texte des leçons de la Chaire Francqui belge 1987*. Laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire de l'Université de Liège, 135 p.
- Rivers Atlas (1967)** – *Atlas des cours d'eau non navigables*. Ministère de la région wallonne (Service public de Wallonie), Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Division de l'eau, Direction des cours d'eau non navigables (<http://environnement.wallonie.be/de/dcenn/>).
- Schumm S.A. (1977)** – *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York, 338 p.
- Soons J.M., Greenland D.E. (1970)** – Observations on the growth of needle ice. *Water Resources Research* 6, 579-593.
- Trimble S.W. (2009)** – Fluvial processes, morphology and sediment budgets in the Coon Creek Basin, WI, USA, 1975-1993. *Geomorphology* 108, 8-23.
- Washburn A.L. (1979)** – *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 91-96.
- Washburn A.L. (1980)** – Permafrost features as evidence of climatic change. *Earth Science Reviews* 15, 327-402.
- Yumoto M., Ogata T., Matsuoka N., Matsumoto E. (2006)** – Riverbank freeze-thaw erosion along a small mountain stream, Nikko Volcanic Area, Central Japan. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 325-339.

Article soumis le 31 mars 2010, accepté le 25 août 2010.