

**LA DYNAMIQUE  
HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE DE LA  
RIVIÈRE PRAHOVA:  
FONCTIONNEMENT ACTUEL,  
ÉVOLUTION RÉCENTE ET  
CONSÉQUENCES GÉOGRAPHIQUES**



**GABRIELA IOANA-TOROIMAC**

**LA DYNAMIQUE  
HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE DE LA  
RIVIÈRE PRAHOVA:  
FONCTIONNEMENT ACTUEL,  
ÉVOLUTION RÉCENTE ET  
CONSÉQUENCES GÉOGRAPHIQUES**



**EDITURA UNIVERSITARĂ**  
**București, 2014**

Referenți științifici:

Prof. univ. dr. Yvonne Battiau-Queney

Prof. univ. dr. Florina Grecu

Prof. univ. dr. Gilles Arnaud-Fassetta

Prof. univ. dr. Gérard Beltrando

Prof. univ. dr. Dănuț Petrea

Prof. univ. dr. Liliana Zaharia

Redactor: Gheorghe Iovan

Tehnoredactor: Gabriela Ioana-Toroimac

Coperta: Monica Balaban

Editură recunoscută de Consiliul Național al Cercetării Științifice (C.N.C.S.) și inclusă de Consiliul Național de Atestare a Titlurilor, Diplomelor și Certificatelor Universitare (C.N.A.T.D.C.U.) în categoria editurilor de prestigiu recunoscut.

**Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României**

**IOANA-TOROIMAC, GABRIELA**

**La dynamique hydrogéomorphologique de la rivière  
Prahova : fonctionnement actuel, évolution récente et  
conséquences géographiques / Gabriela Ioana-Toroimac. –**

București : Editura Universitară, 2014

Bibliogr.

ISBN 978-606-28-0138-0

551.4(498)(28 Prahova)

DOI: (Digital Object Identifier): 10.5682/9786062801380

© Toate drepturile asupra acestei lucrări sunt rezervate, nicio parte din această lucrare nu poate fi copiată fără acordul Editurii Universitare

Copyright © 2014

Editura Universitară

Editor: Vasile Muscalu

B-dul. N. Bălcescu nr. 27-33, Sector 1, București

Tel.: 021 – 315.32.47 / 319.67.27

www.editurauniversitara.ro

e-mail: redactia@editurauniversitara.ro

Distribuție: tel.: 021-315.32.47 / 319.67.27 / 0744 EDITOR / 07217 CARTE

comenzi@editurauniversitara.ro

O.P. 15, C.P. 35, București

www.editurauniversitara.ro

## TABLE DE MATIÈRES

<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	9
1. Cadre thématique .....	9
1.1. La rivière en tant que système : connectivité longitudinale, connectivité latérale et perturbations .....	10
1.2. Styles fluviaux .....	12
2. Problématique et structure de la thèse .....	19
3. Cadre méthodologique .....	20
4. Cadre géographique : la Prahova – une rivière carpatique .....	22
<b>PREMIÈRE PARTIE. FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE ET HYDROGÉOMORPHOLOGIQUE DE LA PRAHOVA</b> .....	29
1.1. Introduction : fonctionnement de la rivière dans son bassin-versant .....	29
1.2. Régime hydrologique et crues de la Prahova .....	30
1.2.1. Introduction .....	30
1.2.2. Démarche méthodologique .....	31
1.2.2.1. Données climatiques et hydrologiques .....	31
1.2.2.2. Méthodes appliquées .....	33
1.2.3. Contraintes climatiques – prémisses pour l’analyse du régime hydrologique .....	36
1.2.4. Prahova – un régime hydrologique nivo-pluvial .....	38
1.2.5. Variations mensuelles des débits de pointe de la Prahova .....	42
1.2.6. Crues de référence de la Prahova .....	43
1.2.6.1. La crue de juillet 1975 .....	43
1.2.6.2. La crue de septembre 2001 .....	45
1.2.6.3. Les crues de l’année 2005 .....	46
1.2.6.4. La crue de mars 2007 .....	50
1.2.7. Conclusions .....	55
1.3. Débit à pleins bords et puissance fluviale de la Prahova : détermination et signification hydrogéomorphologique .....	56
1.3.1. Introduction .....	56
1.3.2. Démarche méthodologique .....	57
1.3.2.1. Détermination du niveau à pleins bords – travail de terrain ....	57
1.3.2.2. Calcul du débit à pleins bords par la formule de Manning-Strickler .....	60
1.3.2.3. Calcul de la fréquence du débit à pleins bords .....	63
1.3.2.4. Calcul de la puissance fluviale .....	65
1.3.3. Variations du débit à pleins bords et de la puissance fluviale de la Prahova .....	65
1.3.3.1. Aperçu des dimensions du chenal fluvial / bande active .....	65
1.3.3.2. Variations spatiales du débit à pleins bords et de la puissance fluviale .....	67
1.3.3.3. Temps de retour du débit à pleins bords .....	76
1.3.4. Conclusions .....	77
1.4. Conclusions de la première partie .....	78

<b>DEUXIÈME PARTIE. ÉVOLUTION RÉCENTE DE LA PRAHOVA SOUS L'INFLUENCE DES FACTEURS NATURELS ET ANTHROPIQUES .....</b>	<b>80</b>
2.1. Introduction : le contexte de l'évolution récente des rivières montagneuses européennes .....	80
2.2. Démarche méthodologique : analyse réalisée à partir d'une étude cartographique diachronique .....	83
2.2.1. Documents utilisés .....	83
2.2.2. Mise en place de l'étude diachronique .....	87
2.2.3. Interprétation des résultats .....	90
2.2.3.1. Détermination du style fluvial .....	90
2.2.3.2. Reconstitution de chenal fluvial à partir des documents utilisés .....	93
2.3. Évolution récente de la Prahova .....	96
2.3.1. Le style fluvial – prémisse de sectorisation de la Prahova .....	96
2.3.2. Evolution de la bande active de tressage de la Prahova .....	104
2.3.2.1. Rétrécissement de la bande active à la fin du 19 <sup>ème</sup> siècle .....	104
2.3.2.2. Le rétrécissement de la bande active continue au 20 <sup>ème</sup> siècle .....	105
2.3.2.3. Le rétrécissement de la bande active s'intensifie après 1980 ...	109
2.3.2.4. Incision du chenal de la Prahova essentiellement après 1980 : études de cas .....	112
2.3.2.4.1. Incision du chenal subcarpatique de la Prahova .....	112
2.3.2.4.2. Incision du tronçon Piatra-Pisculești .....	116
2.3.2.5. Métamorphose fluviale de la Prahova .....	118
2.3.3. Évolution des méandres de la Prahova .....	121
2.3.3.1. Évolution active avant 1955 versus évolution lente après 1955 .....	125
2.3.3.2. Prahova – méandres ancrés .....	134
2.4. Facteurs responsables de l'évolution de la Prahova .....	136
2.4.1. Variations climatiques .....	136
2.4.1.1. La fin du Petit Âge Glaciaire .....	136
2.4.1.2. Diminution du cumul de précipitations depuis la fin du 19 <sup>ème</sup> siècle .....	139
2.4.1.3. Diminution de la magnitude des événements hydropluviométriques extrêmes ? .....	144
2.4.2. Rôle des facteurs anthropiques .....	145
2.4.2.1. Effets de l'exploitation des graviers et des sables .....	145
2.4.2.2. Effets des barrages-réservoirs .....	149
2.4.2.3. Impact de l'endiguement du chenal de la Prahova .....	154
2.5. Conclusions de la deuxième partie .....	156
<b>TROISIÈME PARTIE. CONSÉQUENCES DE LA DYNAMIQUE DE LA PRAHOVA DANS SON ESPACE DE LIBERTÉ .....</b>	<b>159</b>
3.1. Introduction : le contexte de la nécessité de préserver l'espace de liberté de la rivière .....	159
3.2. Délimitation de l'espace de liberté de la Prahova .....	161
3.2.1. Introduction .....	161
3.2.2. Démarche méthodologique .....	163
3.2.3. Espace de liberté de la Prahova. Études de cas pour des tronçons à dynamiques différentes .....	166
3.2.3.1. L'exemple d'un tronçon carpatique .....	167
3.2.3.2. L'exemple d'un tronçon subcarpatique .....	169

3.2.3.3. L'exemple des deux tronçons tressés dans la Plaine de Ploiești	172
3.2.3.4. L'exemple de deux tronçons à méandres dans la Plaine de Gherghița	178
3.2.4. Discussions et conclusions	183
3.3. Les enjeux liés à la dynamique de la Prahova	185
3.3.1. Introduction	185
3.3.2. Démarche méthodologique	186
3.3.3. Les enjeux liés aux processus de dynamique fluviale (érosion des berges, incision, aggradation)	188
3.3.3.1. Les problèmes récents des voies de transport	188
3.3.3.1.1. Les problèmes de la route DN1/E60	188
3.3.3.1.2. Ponts routiers et ferroviaires traversants la Prahova	191
3.3.3.2. État des ouvrages de protection des zones industrielles de Comarnic et de Poiana Cămpina	195
3.3.3.3. Recul de la terrasse de la Prahova menaçant les localités de Piatra et de Stejaru	197
3.3.4. Les enjeux liés aux inondations par débordement de la Prahova	199
3.3.4.1. Sinaia : l'exemple de l'inondation de mars 2007	199
3.3.4.2. Gherghița : exemples des inondations de juillet 1975, de septembre 2005 et de mars 2007	201
3.3.4.3. La pollution de l'eau de la Prahova – un danger supplémentaire	205
3.3.5. Conclusions	209
3.4. Les zones humides alluviales de la Prahova et leur gestion	210
3.4.1. Introduction	210
3.4.2. Démarche méthodologique	212
3.4.2.1. Calcul des indices de végétation par la télédétection	212
3.4.2.2. Valorisation de l'étude cartographique diachronique	215
3.4.3. Mosaique des zones humides alluviales de la Prahova	215
3.4.3.1. Ripisylves	217
3.4.3.2. Mares et marais	218
3.4.3.3. Près et pâtures	220
3.4.4. Quelle gestion des zones humides alluviales de la Prahova ?	233
3.4.4.1. Ripisylve du tronçon en tresses – conservation de cette zone-tampon	233
3.4.4.2. Les marais de la Prahova – logiques multiples de gestion	236
3.4.4.3. Pâtures utilisées pour l'élevage du bétail	244
3.4.5. Conclusions et perspectives de l'usage des zones humides alluviales	244
3.5. Conclusions de la troisième partie	246
<b>CONCLUSIONS GÉNÉRALES</b>	248
<b>REZUMAT</b>	253
<b>INTRODUCERE GENERALĂ</b>	254
1. Cadrul tematic	254
2. Obiectivele și structura tezei	255
3. Metodologia lucrării	255
4. Cadrul geografic: Prahova – un râu carpatic	257

<b>PRIMA PARTE. FUNCȚIONAREA HIDROLOGICĂ ȘI HIDROGEOMORFOLOGICĂ A RÂULUI PRAHOVA</b> .....	258
1.1. Introducere: funcționarea râului în bazinul său hidrografic .....	258
1.2. Regimul hidrologic și viiturile râului Prahova .....	258
1.3. Debitul de umplere și puterea fluvială a râului Prahova: determinare și semnificație hidrogeomorfologică .....	259
1.4. Concluziile primei părți .....	260
<b>PARTEA A DOUA. EVOLUȚIA RECENTĂ A RÂULUI PRAHOVA SUB INFLUENȚA FACTORILOR NATURALI ȘI ANTROPICI</b> .....	260
2.1. Introducere: contextul evoluției recente a râurilor de munte din Europa .....	260
2.2. Demersul metodologic: un studiu cartografic diacronic .....	261
2.3. Evoluția recentă a râului Prahova .....	262
2.4. Factori responsabili de evoluția râului Prahova .....	263
2.5. Concluziile părții a doua .....	264
<b>PARTEA A TREIA. CONSECINȚELE DINAMICII RÂULUI PRAHOVA ÎN SPAȚIUL SĂU DE LIBERTATE</b> .....	264
3.1. Introducere: contextul necesității prezervării unui spațiu de libertate al râului	264
3.2. Delimitarea spațiului de libertate al râului Prahova .....	265
3.3. Probleme de risc asociate dinamicii râului Prahova .....	266
3.4. Zonele umede aluviale ale râului Prahova și gestiunea lor .....	267
<b>CONCLUZII</b> .....	268
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....	270
<b>LISTE DES SIGLES</b> .....	287
<b>ANNEXE</b> .....	288
Localités de la vallée de la Prahova : situation administrative territoriale, nombre d’habitants, attestation historique, toponymie .....	288



# INTRODUCTION GÉNÉRALE

## 1. Cadre thématique

Le but de la thèse est de contribuer à une meilleure connaissance de la dynamique des rivières ayant leurs sources dans des régions de montagne (essentiellement de la zone de moyennes latitudes) par une approche hydrogéomorphologique. Ces rivières et ce type d'approche ont été choisis comme cadre thématique de recherche pour quatre raisons principales : 1) le milieu de montagne est susceptible de subir facilement l'impact des variations du climat, qui pourraient se ressentir au niveau des sources d'alluvions et du régime hydrologique des rivières ; 2) les particularités de la dynamique de ces rivières de montagnes favorisent certains axes socio-économiques ; leur puissance est utilisée pour obtenir de l'énergie hydraulique ; leurs alluvions sont exploitées... ; ces pratiques pourraient avoir des effets sur leur équilibre sédimentaire et sur leur régime hydrologique ; 3) en conséquence, par leur position, ces rivières peuvent subir des ajustements significatifs à une échelle temporelle récente ; elles ressentent aussi bien l'impact des activités humaines, que les variations du climat ; 4) ces ajustements peuvent avoir des conséquences sur le fonctionnement des milieux riverains et sur les enjeux socio-économiques.

Par le cadre thématique de recherche, la thèse s'inscrit dans les travaux de recherches antérieurs qui portent sur les rivières carpatiques roumaines (Ichim et al., 1989 ; Tetelea, 2005 ; Petrea et al., 2006, 2007 ; Rădoane et al., 2008), sur les rivières carpatiques polonaises (Wyzga, 1996, 2001 ; Maruszczak, 1997 ; Starkel, 2005, 2006 ; Lach et Wyzga, 2002 ; Malik, 2005 ; Korpak, 2007 ; Zawiejska et Wyzga, 2009), sur les rivières sudètes tchèques et polonaises (De Roo, 2001 ; Zielinski, 2003 ; Klimeck et Latocha, 2007 ; Latocha, 2009), sur les rivières alpines et apennines italiennes (Surian, 1999, 2002 ; Gurnell et al., 2000 ; Rinaldi, 2003 ; Spaliviero, 2003 ; Surian et Rinaldi, 2003 ; Rinaldi et al., 2005 ; Surian et Cisotto, 2007 ; Bertoldi et al., 2010), sur les rivières alpines et celles du Massif central françaises (Peiry, 1987 ; Bravard, 1991, 2010 ; Piégay, 1995, 1996 ; Marston et al., 1995 ; Bravard et al., 1997, 1999 ; Landon et Piégay, 1994, 1999 ; Petit et al., 1996 ; Piégay et Bravard, 1997 ; Landon et al., 1998 ; Miramont et al., 1998 ; Malavoi et al., 1998 ; Gautier et al., 2000 ; Bendjoudi et al., 2002 ; Kondolf et al., 2002, Liébault et Piégay, 2001 ; 2002 ; Marston et al., 2003 ; Piégay et al., 2003, 2005 ; Taillefumier et Piégay, 2002 ; Arnaud-Fassetta, 2003 ; Arnaud-Fassetta et Fort, 2008).

Afin de comprendre l'évolution de la rivière, on considère nécessaire de mettre l'accent sur quelques principes généraux concernant la dynamique des rivières.

### 1.1. La rivière en tant que système : connectivité longitudinale, connectivité latérale et perturbations

L'ensemble du réseau hydrographique et de son bassin-versant est synthétisé par le concept de système fluvial (Schumm, 1977). Les systèmes fluviaux fonctionnent selon le principe des flux unidirectionnels, centrés sur le transfert spatial des sédiments au sein du bassin-versant. En ce sens, Schumm (1977) propose le découpage des bassins versants élémentaires et donc des cours d'eau en trois parties distinctes (Figure 1A) : 1) la zone de production, qui se trouve dans la partie supérieure du bassin-versant et dont la fonction est de produire des sédiments ; cette zone se distingue par de fortes connexions latérales entre les versants et le chenal ; 2) la zone de transfert, qui correspond à la partie moyenne du bassin-versant et dont la fonction est le transport des sédiments vers l'aval ; 3) la zone de stockage, située dans la partie inférieure du bassin-versant et dont la fonction est l'accumulation des sédiments. Dans le contexte de cette approche, la dimension longitudinale est privilégiée, que ce soit du bassin-versant vers le chenal ou de l'amont vers l'aval.

En réalité, il existe aussi des flux latéraux (Figure 1B), qui prennent une importance particulière dans les plaines alluviales et dont la prise en considération est à l'origine du concept d'hydrosystème fluvial (Amoros et Petts, 1993). En ce sens, les débordements ont un rôle important, parce qu'ils assurent la connectivité latérale de l'hydrosystème. Les hydrosystèmes fluviaux ont aussi une dimension verticale qui concerne la superposition des écosystèmes superficiels et souterrains et leurs échanges, comme par exemple les relations entre les cours d'eau et les aquifères.

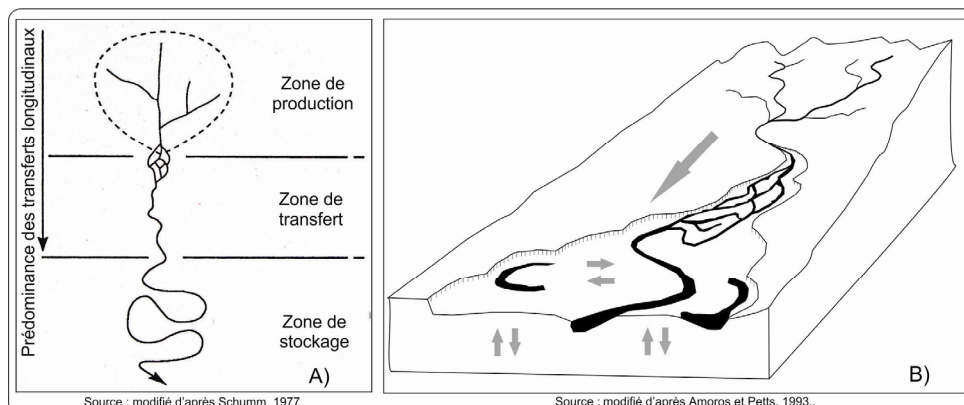


Figure 1. Directions des flux de matière et d'énergie (A) dans un système fluvial et (B) dans un hydrosystème fluvial.

Étant donné le fait que les rivières fonctionnent comme des systèmes à processus réponse, elles enregistrent les modifications qui se produisent dans leurs bassins versants. La réponse d'un système à des perturbations (modifications des variables de contrôle : climat, occupation du sol...) se fait en trois phases (Brunsden, 1980 cité par Rollet, 2007) : 1) la phase de réaction, nécessaire à la mise en œuvre de l'ajustement ; 2) la phase de relaxation, nécessaire au rétablissement des conditions d'équilibre dynamique ; 3) et la troisième phase, qui se caractérise par la persistance des nouvelles conditions. Cela implique une quatrième dimension pour les hydrosystèmes fluviaux, qui est la dimension temporelle. L'équilibre dynamique est l'état moyen autour duquel le système fluctue et au sein duquel un certain degré de stabilité est établi (Knighton, 1984). Ce concept d'équilibre dynamique explique ainsi le principe selon lequel les hydrosystèmes fluviaux sont capables de retrouver un état proche de l'état d'origine après une perturbation. Cette capacité de rétablir des conditions proches de l'état initial s'appelle résilience. Dans certains cas, si les modifications des variables de contrôle sont durables, le nouvel état d'équilibre intervient après une transformation. Par exemple des événements rares de forte magnitude peuvent être responsables de changements catastrophiques de la morphologie des chenaux. Quand cette transformation implique le style fluvial, elle s'appelle métamorphose fluviale (Schumm, 1969).

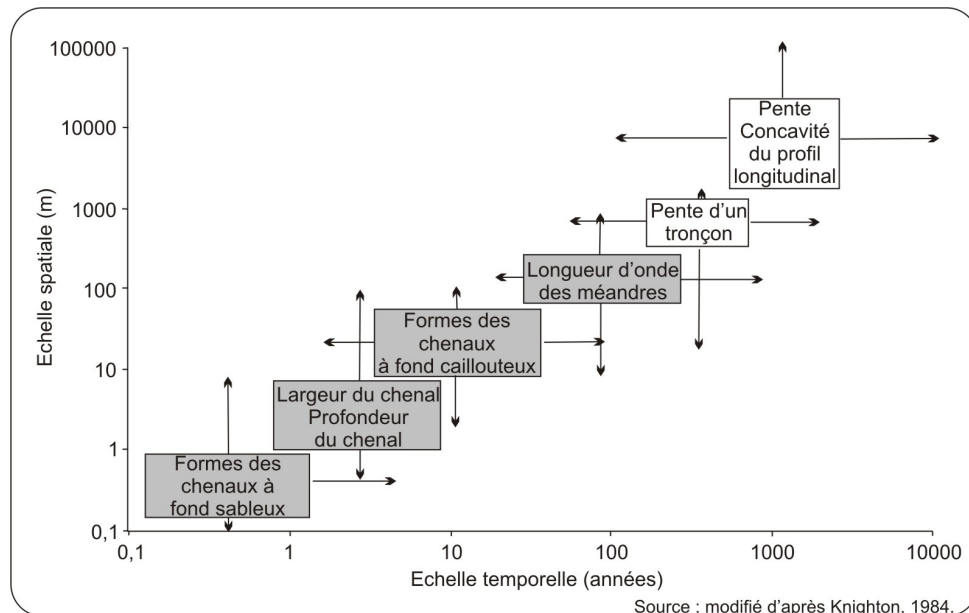


Figure 2. Échelle spatio-temporelle des modifications du chenal fluvial ; les modifications associées à l'échelle centennale sont notées en gris.

En relation avec ces perturbations ou simplement comme résultat de la dynamique naturelle du cours d'eau, les chenaux fluviaux évoluent à des échelles de temps de  $10^1$ - $10^2$  ans (cf. Figure 2).

Par exemple la géométrie en long (pente) et en travers (largeur et profondeur) des chenaux fluviaux, ainsi que le style fluvial pourraient se transformer par rapport à un état initial si les flux en transit connaissaient des modifications à longue durée ou subissaient des épisodes de crise exceptionnels (Schumm, 1977 ; Knighton, 1984) :

$$Q_1^+ \text{ et } Q_s^+ = w^+, d^+, (w/d)^+, \lambda^+, S^\pm, I_s^-;$$

$$Q_1^- \text{ et } Q_s^- = w^-, d^-, (w/d)^-, \lambda^-, S^\pm, I_s^+;$$

$$Q_1^+ \text{ et } Q_s^- = w^\pm, d^+, (w/d)^\pm, \lambda^\pm, S^-, I_s^+;$$

$$Q_1^- \text{ et } Q_s^+ = w^\pm, d^-, (w/d)^\pm, \lambda^\pm, S^+, I_s^-;$$

où  $Q_1$  = débit liquide ;  $Q_s$  = débit solide (charge de fond) ;  $w$  = largeur du chenal ;  $d$  = profondeur du chenal ;  $\lambda$  = longueur d'onde des méandres ;  $S$  = pente du chenal ;  $I_s$  = sinuosité du chenal.

Starkel (1983) prend en compte dans ce système la tendance de l'évolution des variables de contrôle. Les équations qui en résultent sont :

$$Q_1^- > Q_s^- = w^-, d^-, \lambda^-, S^-, I_s^+ (A_m);$$

$$Q_1^- < Q_s^- = w^-, d^+, \lambda^-, S^-, I_s^+ (E_m).$$

La diminution de l'écoulement induit une réduction de la largeur du chenal, de la pente, de la largeur d'onde des sinuosités et l'augmentation de la sinuosité des méandres (m pour méandres). Si la réduction du débit liquide est moins importante que celle du débit solide, des processus d'aggradation (A pour aggradation) ont lieu ; si la diminution de la charge de fond est plus importante, les processus d'érosion (E) se produisent.

$$Q_1^- < Q_s^+ = w^+, d^-, \lambda^+, S^+, I_s^- (A_t);$$

$$Q_1^+ > Q_s^+ = w^+, d^+, \lambda^+, S^+, I_s^- (E_t).$$

L'augmentation du débit liquide se manifeste par l'augmentation de la largeur du chenal, de la pente, de la longueur d'onde des sinuosités, mais par une diminution de l'indice de sinuosité. C'est la situation typique pour l'apparition des tresses (t pour tresses). Si l'augmentation du débit liquide est moins importante que celle du débit solide, la compétence de la rivière diminue et le chenal est soumis à l'aggradation et l'inverse.

## 1.2. Styles fluviaux

Le chenal fluvial représente la composante d'un cours d'eau, constituée d'un lit et délimitée par des berges, qui peuvent être constituées d'alluvions ou/et de la roche en place. Du point de vue hydrologique, le chenal fluvial est soumis au régime hydrologique du cours d'eau. En situation de basses eaux, l'eau s'écoule par le talweg ou la ligne des plus grandes profondeurs, qui appartiennent au chenal fluvial. En situation de moyennes eaux et jusqu'à l'atteinte du niveau à pleins bords, l'eau occupe le

chenal fluvial proprement dit. En situation de hautes eaux et de crue, dont le niveau est supérieur à celui à pleins bords, l'eau déborde dans le lit d'inondation. Du point de vue géomorphologique, dans le chenal fluvial se manifestent des processus d'érosion et d'accumulation qui affectent son lit ou/et ses berges, dont l'intensité varie dans l'espace et dans le temps.

Le style fluvial représente la forme en plan des chenaux fluviaux. Il est le résultat des apports combinés d'eau et de sédiments. En conséquence il dépend, d'une part, de caractéristiques naturelles du bassin-versant (géologie, relief, climat, végétation, sol) et, d'autre part, de l'occupation du sol. Le style fluvial est considéré comme caractéristique de la physionomie d'un cours d'eau et, en général, il est démonstratif pour sa dynamique.

Des contributions importantes au développement de cet axe de recherche concernant le style fluvial ont été apportées par Leopold et Wolman (1957), Brice (1964, 1984), Schumm (1968, 1985), Rust (1978), Knighton et Nanson (1993), Nanson et Knighton (1996), Neill (1973). Leopold et Wolman (1957) proposent la première classification des styles fluviaux selon les critères de sinuosité et de multiplicité des chenaux. Ils distinguent les styles fluviaux rectilignes, à méandres et en tresses. Contrairement aux cours d'eau rectilignes, les méandres se caractérisent par un taux de sinuosité supérieur à 1,5. Les cours d'eau en tresses se caractérisent par la division de l'écoulement en deux ou plusieurs bras entourant des îles. Schumm (1968) propose une classification fondée sur la charge solide (charge de fond, charge « mixte » et charge en suspension) et sur le nombre de chenaux (unique, multiples) (cf. Figure 3A). Le type 1 est un chenal rectiligne dont la largeur est presque uniforme. Il se caractérise par une charge en suspension. Le rapport largeur/profondeur est faible. Les bancs d'alluvions créés se déplacent à l'intérieur du chenal sans provoquer l'instabilité latérale ; ce sont les chenaux les plus stables. Le type 2 est un chenal rectiligne dont le talweg est sinueux. Ces cours d'eau se caractérisent par une charge mixte qui favorise la formation de bancs latéraux ; leur déplacement peut déterminer l'instabilité latérale du chenal. Les types 3a et 3b représentent des chenaux à méandres, dont l'organisation diffère en fonction du type de charge. Le type 3b, qui se caractérise par une charge mixte et la présence de bancs alluviaux latéraux, est moins stable ; il est favorable à la migration latérale. Le type 4 est une forme de transition entre les chenaux à méandres et les chenaux en tresses. Le type 5 représente les chenaux tressés. Ils se caractérisent par une charge de fond qui favorise l'apparition de bancs peu stables et l'érosion des berges. L'ensemble de ces chenaux est favorable à l'évolution latérale. En conséquence le rapport largeur/profondeur est important. Les chenaux en tresses sont les moins stables. En conclusion l'instabilité des chenaux augmente du type 1 au type 5, donc des chenaux rectilignes aux chenaux tressés. À partir de recherches effectuées sur plusieurs rivières australiennes, le même auteur propose un

nouveau type de style fluvial qui se caractérise par des chenaux multiples et une charge en suspension : le style anastomosé. Rust (1978) propose une classification des styles fluviaux selon la sinuosité et la multiplicité des chenaux (cf. Figure 3B). Il définit les chenaux anastomosés comme des chenaux multiples et sinueux. Brice (1984) et Schumm (1985) distinguent les cours d'eau formant des anabranches, qui représente des chenaux, séparés par des îles stables et végétalisées. Bien que, dans un premier temps, les cours d'eau présentant des anastomoses et des anabranches soient confondus, Nanson et Knighton (1996) expliquent la différence par la nature des sédiments de la plaine alluviale : les cours d'eau anastomosés se forment dans des sédiments cohésifs et ils ont une énergie faible, tandis que les cours d'eau en anabranches se forment dans d'autres types de sédiments (sables, graviers). Neill (1973) distingue les cours d'eau divagants. Ils se caractérisent par plusieurs chenaux séparés par des îles couvertes de forêt. Ils sont très mobiles latéralement, érodent leurs bancs et rendent mobiles les sédiments de la plaine alluviale. Ward et al. (2001) proposent un autre type de style fluvial : le style tressé avec des îles qui se caractérisent par plusieurs chenaux fluviaux séparés par des îlots couverts de forêt.

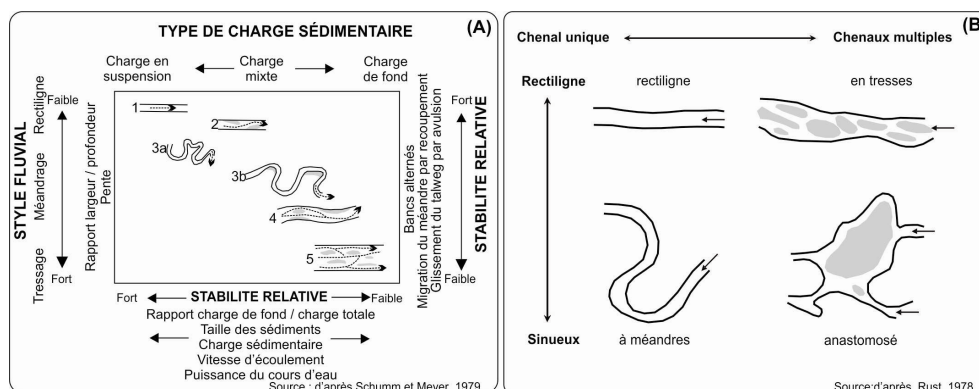


Figure 3. Classifications des styles fluviaux selon la charge solide (A) et selon la sinuosité et la multiplicité des chenaux fluviaux (B).

En préfigurant les résultats de la thèse, cette analyse se focalise sur quatre styles fluviaux : rectilignes et sinueux, à méandres et en tresses. Les informations qui se retrouvent ci-dessus forment la base de la compréhension des styles fluviaux de la rivière Prahova.

La condition de base de la formation des chenaux rectilignes est la résistance élevée à l'écoulement, en raison de la résistance à l'érosion des parois ou de leur rugosité faible, par exemple (Leopold et al., 1964). Ils se forment d'habitude dans la partie supérieure des bassins versants (Beechie et al., 2006), ou en relation avec la géologie et la géomorphologie locales (failles, gorges) selon Twidale (2004), ou encore en relation avec les travaux hydrauliques. Les chenaux rectilignes sont les moins fréquents. Le plus souvent les chenaux rectilignes se transforment en chenaux sinueux, qui, si

l'extension du lit majeur le permet, se transforment en chenaux à méandres. Cette transformation consiste dans la modification des variables hydrauliques – variations de la vitesse en profil transversal sous l'influence de la force centrifuge, qui conduit à l'apparition des seuils et des mouilles (Leopold et al., 1964) ; la mouille se forme au pied de la concavité où se concentre la vitesse du courant ; le seuil se forme là où le courant est faible et les sédiments érodés s'accumulent ; le seuil se prolonge en aval par un banc latéral (banc de convexité dans le cas des méandres). Cette transformation est un mécanisme d'auto-organisation des cours d'eau, qui ont la tendance à consommer le minimum d'énergie, à la recherche d'un état d'équilibre, ce qui se manifeste par l'allongement du tracé conduisant à une réduction de la pente (Hooke, 2007a, b). Leopold et al. (1964) considèrent que les chenaux sinueux, voir à méandres, sont les plus proches de la situation d'équilibre. Selon les mêmes auteurs, le rôle de la charge solide dans l'apparition et le développement des méandres est secondaire ; à vrai dire aussi bien les cours d'eau supraglaciaires, que le Gulf Stream forment des méandres. Par rapport aux résultats de la thèse, il faut savoir que les méandres sont de plusieurs types : 1) selon leurs possibilités d'évoluer latéralement, ils peuvent être encaissés, libres et ancrés ; 2) selon leur degré de confinement et de mobilité, les méandres libres peuvent être actifs dans des alluvions grossières, confinés dans des alluvions fines et fixes avec des chenaux incisés dans les plaines deltaïques soumises à une surrection tectonique (Ikeda, 1989). La relation des méandres avec leur morphométrie est mise en évidence dans les recherches de Hickin (1978), Allen (1982), Richards (1982).

À partir des premières classifications des styles fluviaux, présentées ci-dessus, les cours d'eau en tresses se caractérisent par des chenaux fluviaux multiples, séparés par des bancs alluviaux peu stables et constitués d'alluvions grossières ; en général les bancs alluviaux ne sont pas couverts de végétation, ce qui montre qu'ils peuvent être submergés plusieurs fois durant l'année. Les conditions de base du tressage sont (selon Leopold et al., 1964 ; Knighton, 1984 ; Morisawa, 1985) : 1) la charge de fond abondante du cours d'eau, mais il faut également que la taille du matériau puisse, au moins localement, dépasser la compétence de façon à amorcer un dépôt ; ceci peut résulter d'une rupture de pente ou dépendre du matériau de recharge ; 2) la pente prononcée, qui donne au cours d'eau la puissance nécessaire pour transporter sa charge de fond ; 3) les variations hydrologiques, qui favorisent l'instabilité des chenaux et le remaniement des bancs alluviaux ; 4) l'érodibilité des berges, qui permet l'extension en largeur du système de tresses. En conséquence, les tresses sont un thème de recherche important (Best et al., 1993 ; Klingeman et al., 1998 ; Sambrook Smith et al., 2006).

Afin de mieux comprendre la dynamique spécifique de chaque style fluvial, trois exemples sont proposés.

La rivière Pilchuck (États-Unis d'Amérique, État de Washington) est démonstrative pour la dynamique de son chenal rectiligne. La rivière prend sa source dans les montagnes des Cascades, à environ 650 m d'altitude. Elle se dirige vers l'ouest, puis elle change de direction, en se dirigeant vers le sud, en aval de la ville de Granite Falls. Le Pilchuck se jette dans la rivière Snohomish à environ 2 m d'altitude. Elle forme un bassin hydrographique de 329 km<sup>2</sup> qui correspond entièrement à une région de montagne d'origine magmatique, constituée essentiellement de granites. La rivière a une longueur de 64 km et un débit moyen annuel de 13 m<sup>3</sup>/s (United States Geology Survey, 2009). Son chenal a des tronçons rectilignes, formés d'une succession de mouilles et de seuils (Department of Natural Resource of Tulalip Tribes, 2009). Nous avons choisi cette rivière, parce qu'elle traverse une région de montagne, constituée de roches résistantes à l'érosion et couverte de forêts, ainsi que pour ses dimensions ; tous ces aspects rappellent le secteur carpatique de la Prahova, dont les caractéristiques seront présentées dans le chapitre 2 de la thèse. Beechie et al., (2006) ont mené une recherche sur les chenaux d'écoulement et la dynamique des lits d'inondation de sept bassins hydrographiques situés dans l'état de Washington, parmi lesquels celui de Snohomish ; un des sites pris en compte se trouve sur la rivière Pilchuck. Cette recherche met en évidence que le chenal rectiligne de cette rivière est relativement peu dynamique. Il évolue peu latéralement par érosion. En conséquence la partie médiane de son lit d'inondation n'a pas été renouvelée depuis environ 65 ans. Les mêmes auteurs estiment que le lit d'inondation est renouvelé tous les 10<sup>1</sup>-10<sup>2</sup> ans, en fonction de sa position par rapport au chenal. Ainsi la relation entre le chenal d'écoulement et le lit d'inondation est faible. De plus les débordements épisodiques sont susceptibles de contribuer à l'aggradation du lit d'inondation et à l'incision du chenal, ce qui contribue à la diminution de l'intensité de la relation à long terme entre les deux composantes du cours d'eau. Cette situation a une conséquence écologique : le lit d'inondation est colonisé par la végétation, mais les écotopes sont peu variés. En conclusion la dynamique hydrogéomorphologique relativement lente de ce chenal rectiligne est déterminée, d'une part, par la résistance à l'érosion des roches dans lesquelles le chenal est sculpté, et, d'autre part, par le débit peu élevé et donc la puissance fluviale réduite du cours d'eau.

La rivière Prut (Roumanie) est démonstrative pour son chenal à méandres. La rivière prend ses sources dans les Carpates, en Ukraine, puis traverse le plateau de la Moldavie, constituant la frontière naturelle entre la Roumanie à l'ouest, l'Ukraine et la République Moldave à l'est, et se jette dans le Danube. La rivière a une longueur de 1181 km et une superficie du bassin hydrographique de 28463 km<sup>2</sup>. Son débit moyen annuel, en amont de



la confluence avec le Danube, est de 85,3 m<sup>3</sup>/s. Le secteur présenté se trouve en aval de la localité d'Oroftiana (kilomètre 235 de la rivière), qui coïncide avec l'entrée du Prut en Roumanie, et il s'étend jusqu'à la confluence avec le Danube. Le choix de présenter ce secteur de la rivière Prut dans la problématique de la thèse réside dans la complexité des phénomènes et processus qui affectent ce hydrosystème à méandres ; de plus, la pente faible (0,2‰) et la constitution lithologique du chenal rappellent le secteur à méandres de la rivière Prahova, présenté dans le chapitre 2 de la thèse. Le long de ce secteur de la rivière, le chenal, formé dans des matériaux friables (argiles, marnes, sables), crée des méandres, parmi lesquels 90% sont des méandres libres (Rădoane et al., 2008) ; en aval du barrage-réservoir de Stânca-Costești, l'indice de sinuosité des méandres atteint localement la valeur 7. Dans ces méandres libres la berge concave est érodée et la berge convexe est accumulée (et inondée) ; l'accumulation de la berge convexe se reflète dans l'apparition d'un banc alluvial latéral (Rădoane et al., 2006b). À long terme (1915-2000), Rădoane et al. (2008) montrent que les méandres ont évolué par migration vers l'aval et par des mécanismes de recoupement, en essayant de redresser son cours ; ces deux processus naturels ont eu une évolution progressive entre les années de l'analyse. De même, Rădoane et Rădoane (2007b) estiment que les rivières, et surtout celles à méandres, sont susceptibles de subir des processus d'avulsion lors des inondations ; en ce sens, les auteurs prennent l'exemple des rivières roumaines affectées par les inondations de 2005. On précise que l'avulsion représente la séparation d'une portion de terrain de la rive d'un cours d'eau suite à la formation d'un nouveau chenal d'écoulement. Mais en 1978, un barrage-réservoir a été construit sur la rivière Prut dans la localité de Stânca-Costești, au kilomètre 350 de la rivière. Suite à sa construction, le débit liquide a été régularisé (débit assuré de 35 m<sup>3</sup>/s) et le débit solide d'alluvions en suspension a baissé en aval du barrage (Rădoane et al., 2006a). D'une part la dynamique fluviale naturelle et d'autre part l'intervention anthropique ont déterminé des changements importants dans la géométrie du chenal d'écoulement. Rădoane et al. (2008) montrent que, localement, le type de chenal d'écoulement a changé, en passant de tresses à méandres et d'un style sinueux à un style à méandres ; les méandres présentant des îlots ont évolué vers des méandres sans îlots ; suite aux recoupements des méandres, le chenal du cours d'eau est devenu sinueux sur des tronçons peu longs. Néanmoins cette évolution n'est pas prévisible ! En ce qui concerne l'évolution verticale, en amont du lac, le fond du chenal d'écoulement a enregistré un processus d'aggradation, tandis qu'en aval, le processus dominant a été celui de dégradation. Selon les mêmes auteurs les principaux types de risques associés à la dynamique de la rivière Prut sont le risque inondation et le risque de forte érosion en cas d'événement hydrologique exceptionnel ; le risque est déterminé également par la

présence des enjeux socio-économiques (localités, terrains agricoles) dans le lit d'inondation de la rivière. En ce sens, localement, des digues ont été construites ; elles sont susceptibles de résister à un débit dont la récurrence est inférieure à 0,5%. Effectivement des inondations se sont produites sur la rivière Prut en juillet 2008, en amont du lac de Stânca-Costești. Toutefois, les inondations sont susceptibles d'être bénéfiques pour l'environnement. En ce sens, le secteur inférieur de la rivière est protégé pour sa biodiversité dans le cadre d'un parc naturel (Parcul Natural Lunca Joasă a Prutului Inferior, 2009).

Les rivières de la Nouvelle Zélande sont représentatives pour leurs chenaux tressés. À la sortie des montagnes, ces rivières sont généralement tressées ; le tressage est dû essentiellement à la charge alluviale abondante (de fond et en suspension), en tant que conséquence des processus intenses d'érosion (Mosley et Duncan, 1992, cités de Battiau-Queney, 1999). La puissance de l'érosion s'explique par la conjonction de plusieurs facteurs (selon Battiau-Queney, 1999) : 1) des précipitations abondantes de plus de 1000 mm par an et intenses ; il serait tombé jusqu'à 648 mm en 24 h dans les Alpes du Sud ; des volumes de plus de 180 mm par 24 h ne sont pas exceptionnels ; 2) de larges affleurements de matériaux peu résistants mécaniquement ; 3) la forte énergie de relief, la forte pente en relation avec la surrection crustale. Etant donné l'histoire de la Nouvelle Zélande, ses rivières se confrontent toujours avec des processus de tressage actifs, contrairement aux rivières européennes (Liébault et al., 2005). Les plus importants systèmes tressés de la Nouvelle Zélande se trouvent dans les régions de Canterbury et Malborough (Departement of Conservation of New Zealand, 2009), sur les versants orientaux des Alpes du Sud. Au nord de la région de Canterbury se trouve la rivière Ashley. Elle traverse les montagnes Puketeraki, la vallée de Lees, la gorge d'Ashley, puis la plaine de Canterbury du Nord et se jette dans la l'Océan Pacifique, dans le golfe de Pegasusk, au nord de la ville de Christchurch. Elle a un bassin hydrographique hétérogène, une longueur d'environ 90 km et un débit moyen annuel de 15 m<sup>3</sup>/s ; son débit de pointe a atteint 426 m<sup>3</sup>/s ; en aval de la gorge d'Ashley, pour les derniers 55 km de longueur, la rivière homonyme forme des tresses (Glova, 1988). La rivière Ashley est représentative des rivières de montagne de la Nouvelle Zélande, qui se caractérisent par des relations bien développées entre leurs éléments de géométrie hydraulique, malgré la tectonique active, ce qui montre que les processus qui les déterminent sont très intenses (Molnar et Ramirez, 2002 ; Wohl et Wilcox, 2005). Les interventions anthropiques dans le bassin de l'Ashley sont peu importantes, donc sa dynamique est quasi-naturelle. Depuis les années 1850, les pâturages du bassin de la rivière sont utilisés pour l'élevage des moutons. Et les seuls travaux de rectification du cours

d'eau se résument à la construction d'un gabion dans les années 1930. L'intérêt de cette rivière pour notre recherche réside aussi dans le fait que l'hétérogénéité géomorphologique de son bassin et ses dimensions correspondent aux caractéristiques du secteur en tresses de la Prahova, telle qu'elles sont présentées dans le Chapitre 2 de la thèse. Warburton et al. (1993) mettent en évidence les principaux processus qui affectent ce hydrosystème en tresses. La bande active est constituée de plusieurs chenaux et bancs alluviaux. Parmi eux, quelques uns sont très mobiles, tandis que d'autres perdurent pendant 10 ans. Les plus importants changements de la physionomie de la bande de tressage ont lieu lors des crues, quand des chenaux anciens peuvent être réoccupés. À l'intérieur de la bande active, les chenaux sont affectés par des processus d'aggradation. En géomorphologie fluviale, l'aggradation correspond à l'exhaussement du fond du chenal d'écoulement. Dans le cas de la rivière Ashley, ce processus affecte les piliers du pont qui la traverse entre les affluents Whistler et Towshend, où l'aggradation a été de 1,5 m en 60 ans (1930-1990). La bande active a été affectée par des processus d'érosion des berges ; en conséquence la bande de tressage de la rivière migre, en se déplaçant vers le nord. De plus, la largeur de la bande de tressage a évolué d'environ 80 m entre 1950 et 1992, sa tendance générale étant de s'élargir au détriment du lit d'inondation. Le lit d'inondation est affecté aussi par des processus d'avulsion. Ce processus est le plus souvent associé aux crues et aux inondations. Pour le tronçon analysé par Warburton et al. (1993), l'avulsion ne représente pas une menace pour la société étant donné le caractère naturel de l'hydrosystème Ashley ; mais, dans d'autres situations, ce processus pourrait être catastrophique. En ce qui concerne les crues et les inondations dans les hydrosystèmes en tresses, Morisawa (1985) mentionne que, lors d'inondations, ces cours d'eau se comportent comme les cours d'eau rectilignes.

## **2. Problématique et structure de la thèse**

Dans le cadre thématique général de la dynamique des rivières de montagne, la thèse se focalise sur l'évolution récente et le fonctionnement actuel d'une rivière et, en second lieu, sur ses causes et sur ses conséquences.

L'analyse de l'évolution du cours d'eau privilège les caractéristiques du chenal fluvial ; cette évolution permet de comprendre son fonctionnement actuel.

La notion de « récente » se réfère à l'échelle temporelle des 150 dernières années ; elle a été choisie afin de pouvoir comptabiliser, parmi les

causes de l'évolution et du fonctionnement du cours d'eau, aussi bien l'influence des facteurs naturels, que l'influence de l'Homme.

Les conséquences portent sur l'espace utilisé par la rivière durant la période de temps analysée et à la manière dont l'Homme le gère et l'utilise en s'adaptant à ces caractéristiques naturelles.

La thèse est organisée en trois parties.

La première partie permet de mieux connaître le terrain d'étude et de passer de précipitations qui tombent aux caractéristiques du chenal fluvial. Cette première partie représente la base de la compréhension des parties ultérieures. Les phénomènes présentés dans cette partie, ainsi que les paramètres calculés se retrouveront, sous différentes formes (par exemple des comparaisons), ultérieurement dans la thèse. Cette partie de la thèse contribue à la compréhension du fonctionnement actuel de la Prahova.

La deuxième partie se focalise sur le chenal fluvial et son évolution durant les 150 dernières années en relation avec les changements environnementaux et les interventions anthropiques dans l'hydrosystème.

À partir des ajustements latéraux du chenal fluvial mis en évidence dans la partie antérieure, la troisième partie propose tout d'abord de délimiter l'espace utilisé par la rivière. Puis, cet espace est analysé afin de mettre en évidence : 1) les enjeux socio-économiques, qui se trouvent dans cet espace, affectés par la dynamique de la rivière ; 2) les zones humides – conséquence des ajustements latéraux du cours d'eau – et leur gestion.

### **3. Cadre méthodologique**

Dans ce travail de recherche, il s'agit de donner le point de vue d'un géographe sur la dynamique d'une rivière, raison pour laquelle la thèse fait une synthèse de plusieurs types de données et de méthodes. Le fil conducteur de la thèse est assuré par l'approche hydrogéomorphologique, qui se réfère à la relation entre l'eau chargée de sédiments et les formes de relief créées. La notion d'hydrogéomorphologie s'impose après l'élaboration d'une méthode de délimitation des zones inondables (méthode hydrogéomorphologique), qui se base sur la structure des fonds des vallées – lit mineur, lit moyen, lit majeur exceptionnel (Masson, 1983).

Les données et les méthodes utilisées dans la thèse sont énumérées ci-dessous.

Documents cartographiques intégrés et analysés dans une étude cartographique diachronique. Les données utilisées sont : des iconographies (cartes de Szathmary) faites d'après des levés de terrain de 1854-1855 ; des plans militaires faites d'après des levés de terrain des années 1897-1902 ; deux séries de cartes topographiques faites d'après des levés de terrain des