

# THESE

*Pour obtenir le grade de*  
**Docteur de l'Université Lumière Lyon 2**  
Discipline : Géographie, Aménagement et Urbanisme

*Présentée et soutenue publiquement par*

**Frédéric Liébault**

*Le 1<sup>er</sup> décembre 2003*

## **Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies)**

Directeurs de Thèse :

**M. Pierre Clément**

Professeur émérite de Géographie à l'Université Lumière Lyon 2

**M. Hervé Piégay**

Chargé de recherche au CNRS, UMR 5600 Environnement-Ville-Société

### **JURY :**

**M. Jean-Paul Bravard**, Professeur de Géographie à l'Université Lumière Lyon 2

**M. Pierre Clément**, Professeur émérite de Géographie à l'Université Lumière Lyon 2

**M. Michel Goueffon**, Ingénieur en Chef du Génie Rural des Eaux et Forêts, Service RTM de Grenoble, adjoint au délégué national RTM

**M. G. Mathias Kondolf**, Professeur de Géographie à l'Université de Californie-Berkeley (rapporteur)

**M. Jonathan B. Laronne**, Professeur de Géographie à l'Université Ben Gurion du Negev

**M. François Petit**, Professeur de Géographie à l'Université de Liège (rapporteur)

**M. Hervé Piégay**, Chargé de recherche au CNRS-UMR 5600 Environnement-Ville-Société

<b>SOMMAIRE</b>	<b>Pages</b>
<i>Remerciements</i>	6
<i>Résumé</i>	12
<b>Introduction générale</b>	15
<b>1. Le cadre conceptuel</b>	19
<i>1.1. Système fluvial et hydrosystèmes: deux concepts complémentaires</i>	19
1.1.1. Généralités et définitions	19
1.1.2. Le changement morphologique : mode de fonctionnement du système fluvial	22
<i>1.2. Le cours d'eau de montagne : un système fluvial original</i>	25
1.2.1. Terminologie	25
1.2.2. Le fonctionnement morphologique des rivières torrentielles	27
1.2.2.1. Le versant « source »	27
1.2.2.2. Le versant « contrainte »	33
1.2.3. La charge de fond des rivières torrentielles	34
<b>2. Le cadre géographique</b>	39
<i>2.1. Diois et Baronnies : présentation générale</i>	39
2.1.1. Le cadre morphostructural, les héritages quaternaires et holocènes	39
2.1.2. Le cadre climatique et hydrologique	44
2.1.2.1. Le cadre climatique	44
2.1.2.2. Le cadre hydrologique	46
<i>2.2. Les rivières torrentielles des montagnes drômoises et leurs émissaires</i>	53
2.2.1. La Drôme, l'Eygues et le Roubion : des rivières en cours d'incision	53
2.2.2. Caractéristiques des petites rivières torrentielles des montagnes drômoises	55
<b>3. Le cadre méthodologique</b>	63
<i>3.1. Les sources d'information</i>	63
3.1.1. Les sources documentaires	63
3.1.2. Les informations de terrain	64
<i>3.2. Les procédures d'échantillonnage</i>	65
<i>3.3. Les outils de traitement de l'information</i>	67
3.3.1. Les outils statistiques	67
3.3.2. Les outils cartographiques	69
<b>Première Partie :</b>	
<b>les changements fluviaux contemporains dans leur environnement</b>	71
<b>Introduction</b>	72
<b>1. Les changements fluviaux contemporains</b>	73
<i>1.1. Approches méthodologiques</i>	73
1.1.1. Analyses diachroniques documentaires des bandes actives	73
1.1.1.1. Les anciens documents topographiques et cartographiques des Ponts et Chaussées	73
1.1.1.2. Les photographies aériennes	74
1.1.2. Relevés de terrain des formes fluviales résiduelles	84
1.1.2.1. Les relevés topographiques	84
1.1.2.2. Les techniques de datation	85
<i>1.2. La rétraction des bandes actives</i>	89
1.2.1. Les tendances générales d'évolution	89
1.2.1.1. La période 1948-1991(96)	89
1.2.1.2. Evolutions depuis 1850	97
1.2.2. L'organisation géographique du changement fluvial	101
1.2.2.1. Comparaisons régionales	101
1.2.2.2. Structures longitudinales du changement	104

## Sommaire

1.2.3. Analyses morphologiques et datations des changements fluviaux	109
1.2.3.1. Morphologies anciennes et actuelles	109
1.2.3.2. Les datations dendrochronologiques	121
1.2.3.3. Les datations radiométriques	125
<b>1.3. Synthèse sur les changements fluviaux contemporains</b>	<b>127</b>
<b>2. Les changements de l'environnement</b>	<b>131</b>
<b>2.1. Correction torrentielle et changements de l'occupation du sol</b>	<b>131</b>
2.1.1. Historique et bilan de la Restauration des Terrains en Montagne	131
2.1.1.1. Etat de la question	133
2.1.1.2. Approches méthodologiques	135
2.1.1.3. Les différents types de travaux réalisés	138
2.1.1.4. Chronologie des travaux	142
2.1.1.5. Répartition spatiale des travaux	144
2.1.1.6. Travaux RTM et extinction torrentielle	146
2.1.2. Les changements de l'occupation du sol et le tarissement des sources sédimentaires	147
2.1.2.1. Etat de la question	147
2.1.2.2. Approches méthodologiques	148
2.1.2.3. Tendances générales d'évolution et disparités régionales	153
2.1.2.4. La reconquête forestière et la stabilisation des sources sédimentaires	158
2.1.3. La nature et l'influence des changements de l'occupation du sol	161
<b>2.2. Changements hydrologiques séculaires</b>	<b>163</b>
2.2.1. Etat de la question	163
2.2.2. Approches méthodologiques	165
2.2.3. Evolution des crues de la Drôme à Luc-en-Diois depuis 1907	165
2.2.4. La nature et l'influence des changements hydrologiques	168
<b>3. Synthèse explicative des changements fluviaux contemporains</b>	<b>173</b>
3.1. La période 1850-1950	173
3.2. La période 1950-2000	174
<b>Deuxième Partie :</b>	
<b>Morphologies fluviales et bassins versants</b>	<b>179</b>
<b>Introduction</b>	<b>180</b>
<b>1. Approches méthodologiques</b>	<b>183</b>
1.1. Identification visuelle des types morphologiques	183
1.2. Les relevés morpho-sédimentaires	185
1.3. Détermination des caractéristiques des bassins versants	187
1.3.1. Les indicateurs morphométriques	187
1.3.2. Les indicateurs de relief et d'exposition	189
1.3.3. Les indicateurs géologiques	191
1.3.4. Les indicateurs de l'occupation du sol	193
1.3.5. Les indicateurs géomorphologiques	194
1.4. Approches statistiques	198
<b>2. Typologie morphologique</b>	<b>199</b>
2.1. Les lits à fond rocheux (morphotype E)	199
2.2. Les lits à blocs (morphotype D)	199
2.3. Les lits à fond plat grossier (morphotype C)	200
2.4. Les lits à fond plat caillouteux (morphotype B)	201
2.5. Les lits à nappes caillouteuses (morphotype A)	201
<b>3. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques du tronçon</b>	<b>207</b>
3.1. Descriptions statistiques élémentaires	207
3.1.1. Les indicateurs morphologiques	207
3.1.2. Les indicateurs granulométriques	211
3.1.3. Les indicateurs dynamiques	213

## Sommaire

3.2. Discrimination à partir de relations statistiques élémentaires	216
3.3. Discrimination multivariée	223
3.4. Interprétation fonctionnelle	227
<b>4. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques du bassin versant</b>	<b>233</b>
4.1. Discrimination par analyse inter-classe	233
4.2. Interprétation fonctionnelle	239
<b>5. Conclusion</b>	<b>243</b>
	245
<b>Troisième Partie :</b>	
<b>Le transport de la charge de fond</b>	
<b>Introduction</b>	<b>247</b>
<b>1. Les sites d'étude</b>	<b>249</b>
1.1. Présentation générale des bassins versants	249
1.1.1. Contexte morphostructural et implications géomorphologiques	249
1.1.2. Contexte hydrologique	256
1.1.3. Contexte historique	256
1.2. Présentation des tronçons de mesure	260
<b>2. Le dispositif de suivi</b>	<b>263</b>
2.1. Le suivi de la charge de fond	263
2.1.1. Principes de mesure	263
2.1.2. Le dispositif de mesure	266
2.1.3. Evaluation de la précision des mesures	269
2.2. Le suivi hydrologique des crues	272
2.2.1. Les sites de mesure	272
2.2.2. Le dispositif de mesure	273
2.3. Le suivi des précipitations	277
<b>3. Les fréquences et seuils de mise en mouvement de la charge de fond</b>	<b>279</b>
3.1. Fréquences inter-annuelles et occurrence saisonnière du charriage	279
3.2. Seuils de mise en mouvement de la charge de fond	282
3.3. Synthèse	292
<b>4. Les distances de transport de la charge de fond</b>	<b>295</b>
4.1. Approche événementielle	295
4.2. Distances annuelles de transport	305
4.3. Synthèse	308
<b>5. Les volumes charriés</b>	<b>311</b>
5.1. Approche événementielle	311
5.2. Charriages annuels	316
5.3. Synthèse	321
<b>6. Estimation de la recharge sédimentaire à l'échelle régionale</b>	<b>323</b>
<b>7. Conclusion</b>	<b>329</b>
<b>Conclusion générale</b>	<b>333</b>
<i>Bibliographie</i>	341
<i>Liste des figures</i>	359
<i>Liste des tableaux</i>	371

## **DEUXIEME PARTIE**

### **Morphologies fluviales et bassins versants**

- 1. Approches méthodologiques***
- 2. Typologie morphologique***
- 3. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques du tronçon***
- 4. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques du bassin versant***
- 5. Conclusion***

## INTRODUCTION

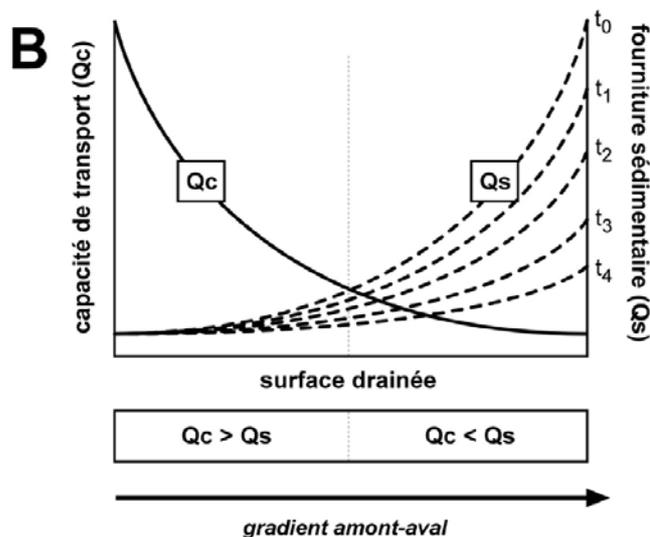
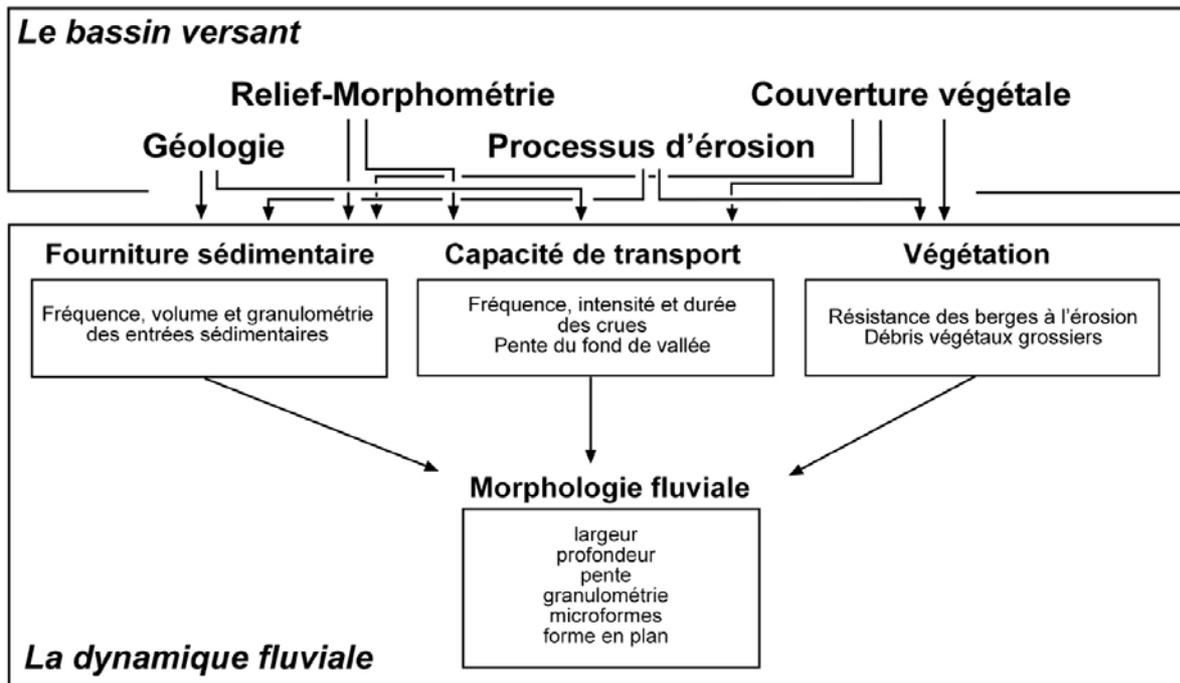
La morphologie des rivières résulte d'un ensemble complexe d'interactions biophysiques (Fig. 83A). A l'échelle de temps historique, les formes fluviales sont fondamentalement déterminées par le croisement (1) d'une charge sédimentaire, (2) d'une capacité de transport et (3) d'une végétation riveraine qui impose une certaine résistance à l'érosion latérale et des apports de débris végétaux grossiers [Montgomery et Buffington, 1998]. La charge sédimentaire est fonction de la quantité et de la nature des matériaux injectés dans le cours d'eau par les processus d'érosion qui affectent les versants et par les phénomènes d'érosion des berges. Il est universellement admis que la morphologie fluviale s'ajuste à la charge sédimentaire qui lui est imposée. Mais cet ajustement dépend également de la capacité de transport du cours d'eau. Une même charge sédimentaire peut engendrer des formes fluviales diversifiées en fonction de l'aptitude du cours d'eau à véhiculer ces matériaux. Cette aptitude dépend du débit et de la pente de la rivière. La force tractrice ( $\tau$ ) et la puissance hydraulique ( $\omega$ ), mesures physiques les plus communément employées pour caractériser la capacité de transport d'une rivière, intègrent, directement ou non, ces 2 paramètres dans leurs formules. Le croisement de la charge sédimentaire ( $Q_s$ ) et de la capacité de transport ( $Q_c$ ) implique 3 cas de figure possibles [Montgomery et Buffington, 1997]. Lorsque la capacité de transport est supérieure à la charge sédimentaire, l'ensemble des sédiments sont transportés vers l'aval et les lits fluviaux se caractérisent par l'absence de formes de dépôts. Certaines rivières de montagne dont les lits sont principalement constitués de blocs sont typiquement caractérisées par une capacité de transport en excès. Ce sont les morphologies en marche-cuvette (*step-pool*) ou en cascade de la typologie de Montgomery et Buffington [1997]. Inversement, lorsque la charge sédimentaire est supérieure à la capacité de transport, les sédiments se déposent et les lits fluviaux sont caractérisés par la présence de bancs alluvionnaires. Ces bancs prennent de plus en plus d'importance au fur et à mesure que la charge sédimentaire augmente et que le rapport  $Q_s/Q_c$  se déséquilibre. On passe alors progressivement d'une rivière divaguante à bancs alternes à une rivière en tresses [Church et Jones, 1982]. Lorsque  $Q_s$  et  $Q_c$  s'équilibrent, la charge solide est ajustée à la capacité de transport et ceci se traduit par des lits plats, homogènes, sans discontinuités majeures (les *plane-bed* de Montgomery et Buffington, 1997). Les formes fluviales sont également contrôlées par la végétation riveraine qui détermine une plus ou moins grande résistance à l'érosion latérale. Il a été démontré à plusieurs reprises que pour des conditions de débit similaires, les cours d'eau dont les berges sont occupées par une végétation dense et efficace en terme de résistance à l'érosion ont une largeur à pleins bords plus faible [Andrews, 1984 ; Kondolf et Curry, 1986 ; Huang et Nanson, 1998 ; Rowntree et Dollar, 1999 ; Millar, 2000]. D'autre part, de nombreuses études récentes démontrent l'importance des débris ligneux grossiers (DLG) sur le fonctionnement morphologique des petites rivières de montagne [Smith *et al.*, 1993 ; Fetherson *et al.*, 1995 ; Keller *et al.*, 1995 ; Montgomery *et al.*, 1995 ; Lisle et Napolitano, 1998 ; Gurnell *et al.*, 2002]. Une des principales fonctions morphologiques des DLG est de favoriser le dépôt des sédiments par diminution de la capacité de transport de la rivière.

Les formes fluviales sont donc contrôlées par le fonctionnement du bassin versant dans la mesure où les flux liquides et solides ainsi que les entrées de débris ligneux grossiers sont influencés par des processus externes aux lits fluviaux (Fig. 83A). La charge sédimentaire de la rivière dépend des conditions d'érosion qui règnent dans le bassin versant. Lorsque les processus d'érosion s'accroissent et gagnent du terrain, la recharge sédimentaire augmente et ceci peut conduire à des ajustements morphologiques parfois brutaux [Lyons et Beschta, 1983 ; Madej et Ozaki, 1996 ; Shimazu et Oguchi, 1996]. La capacité de transport d'une rivière est en partie déterminée par le relief du bassin qui impose une certaine pente. D'autre part, l'intensité et la fréquence des crues dépendent de l'occupation du sol, de la géologie et de la morphométrie des surfaces drainées. Il est désormais bien connu que pour une même superficie drainée, les crues des bassins versants forestiers sont moins violentes que celles des bassins déboisés [Jones et Grant, 1996 ; Beschta *et al.*, 2000 ; Mathys *et al.*, 2000]. Le rôle de la densité de drainage, de la forme du bassin et des conditions hydrogéologiques sur le régime des crues est également bien documenté [Bravard et Petit, 1997].

La morphologie fluviale est l'expression d'un rapport  $Q_s/Q_c$  qui s'exprime dans l'espace selon un gradient longitudinal et qui varie dans le temps sous l'effet des changements qui affectent l'environnement (Fig. 83B). Lorsque l'on se déplace vers l'aval, la charge sédimentaire augmente et la capacité de transport diminue. Il existe donc un séquençage amont-aval des types morphologiques. Cette structuration géographique se complexifie du fait des ajustements fluviaux qui peuvent se manifester sous l'effet des changements qui affectent l'environnement du cours d'eau et de son bassin versant. Nous connaissons le contexte de tarissement des flux sédimentaires auquel ont été soumises les rivières torrentielles drômoises depuis la fin du 19<sup>e</sup> siècle. La première partie de la thèse a permis de mettre en évidence des phases d'incision et de rétraction induites par la reconquête végétale des versants. La diversité morphologique que nous observons aujourd'hui le long de ces rivières est donc l'expression combinée de ces contrôles spatio-temporels.

Tout ceci montre que la morphologie fluviale est une composante du paysage qui résulte d'un ensemble complexe d'interactions entre des phénomènes qui se structurent dans l'espace et qui évoluent dans le temps. Il doit donc être théoriquement possible de connaître ces phénomènes à partir de l'analyse morphologique des rivières. Parmi eux, il y en a un qui suscite plus particulièrement notre intérêt dans la mesure où de nombreuses questions sont aujourd'hui posées concernant sa gestion : il s'agit du transfert des sédiments dans les rivières de montagne [Piégay et Stroffek, 2000]. L'objectif qui est poursuivi ici est donc de mettre en relation la dynamique sédimentaire de ces rivières avec leurs caractéristiques morphologiques et les attributs de leurs bassins versants. Est-il possible de distinguer des types morphologiques parmi ces rivières ? Ces types morphologiques ont-ils une signification fonctionnelle en terme de transfert sédimentaire ? Cette typologie fonctionnelle est-elle en relation avec les caractéristiques des bassins versants ?

**A**



**Figure 83**

A : Emboîtement des contrôles qui déterminent la morphologie fluviale selon une échelle de temps décennale à séculaire ; le bloc « dynamique fluvial » est issu de Montgomery et Buffington [1998] ; les paramètres anthropiques n'ont pas été pris en compte dans le diagramme.

B : Représentation schématique de l'évolution de la capacité de transport et de la fourniture sédimentaire le long du gradient longitudinal ; les différentes courbes proposées pour la fourniture sédimentaire suggèrent son évolution dans le temps selon un scénario de tarissement des sources sédimentaires ; nous avons considéré que la capacité de transport reste constante dans la mesure où ce paramètre est moins sensible aux modifications qui affectent l'environnement à l'échelle de temps historique [modifié d'après Montgomery et Buffington, 1998]

## 1. Approches méthodologiques

### 1.1. Identification visuelle des types morphologiques

De nombreuses typologies morphologiques, intégrant de façon exclusive ou non les petites rivières de montagnes, ont été proposées ces dernières années dans la littérature [Whiting et Bradley, 1993 ; Rosgen, 1996 ; Montgomery et Buffington, 1997 ; Schmitt *et al.*, 2000]. Toutes ces classifications se sont révélées inadaptées à notre région d'étude, soit parce qu'elles présentaient une validité essentiellement régionale, soit parce que les critères utilisés sont apparus inaptes à distinguer la complexité morphologique de nos rivières. A titre d'exemple, la classification de Montgomery et Buffington [1997], fondée sur le fonctionnement géomorphologique des petites rivières de montagne de l'ouest américain (*Pacific Northwest*), insiste sur des types morphologiques peu présents dans les Préalpes du Sud, tels que les alternances en marche-cuvette (*step-pool*) ou les lits en cascade, et englobe sous l'appellation seuil-mouille ou lit plan (*riffle-pool et plane-bed*) une diversité morphologique qui s'exprime fortement dans nos montagnes.

Nous avons donc adopté une classification propre à notre secteur, fondée sur la détermination visuelle et qualitative de grands types morphologiques à l'échelle du tronçon de rivière. Cette démarche repose sur de nombreuses reconnaissances de terrain, qui englobent un linéaire de près de 130 km réparti sur 51 rivières torrentielles. Ce linéaire concerne exclusivement les segments principaux des rivières (ordres 5 à 6 déterminés d'après les cartes topographiques au 1/25 000<sup>ème</sup>), ce qui confère à l'échantillonnage une certaine homogénéité géographique (Fig. 84). Cet environnement d'observation se justifie par la volonté de caractériser une morphologie qui intègre au mieux le fonctionnement du bassin versant pris dans sa globalité. Il nous permet également de réduire l'importance du gradient longitudinal dans l'analyse de la diversité morphologique. Néanmoins, celui-ci reste présent dans le jeu de données car lui seul permet d'obtenir une diversité en matière de capacité de transport. Sur certains cours d'eau, nous avons donc étudié la complexité morphologique sur la partie terminale du gradient amont-aval (Bine, Soubriou, Bordette, Rieu de Montaulieu). Ces organismes ont été retenus car les photographies aériennes récentes révèlent des surfaces de bandes actives contrastées qui suggèrent des morphologies fluviales distinctes. Nous avons d'autre part intégré la Haute-Drôme dans l'analyse, bien que ceci n'était pas prévu initialement. Nous avons effectué une expertise morphologique de cette rivière dans le cadre d'une étude sur les atterrissements alluvionnaires [Liébault *et al.*, 2002a] et les données récoltées sont venues enrichir notre analyse typologique.

Nous avons systématiquement pris en note, cartographié et photographié les tronçons de morphologie homogène, en prenant en compte la forme de la section en travers, l'allure du profil en long et la composition du fond du lit. Cette démarche nous conduit à différencier 5 morphotypes fondamentaux : (1) les lits rocheux ; (2) les lits à blocs ; (3) les lits plats à fonds grossiers ; (4) les lits plats à fond graveleux ; (5) les lits à nappes caillouteuses. Dans les analyses ultérieures, nous avons exclu les lits rocheux pour ne s'intéresser qu'aux lits alluvionnaires, dans la mesure où notre objectif est de caractériser la dynamique des lits mobiles en relation avec le problème du transfert des sédiments.

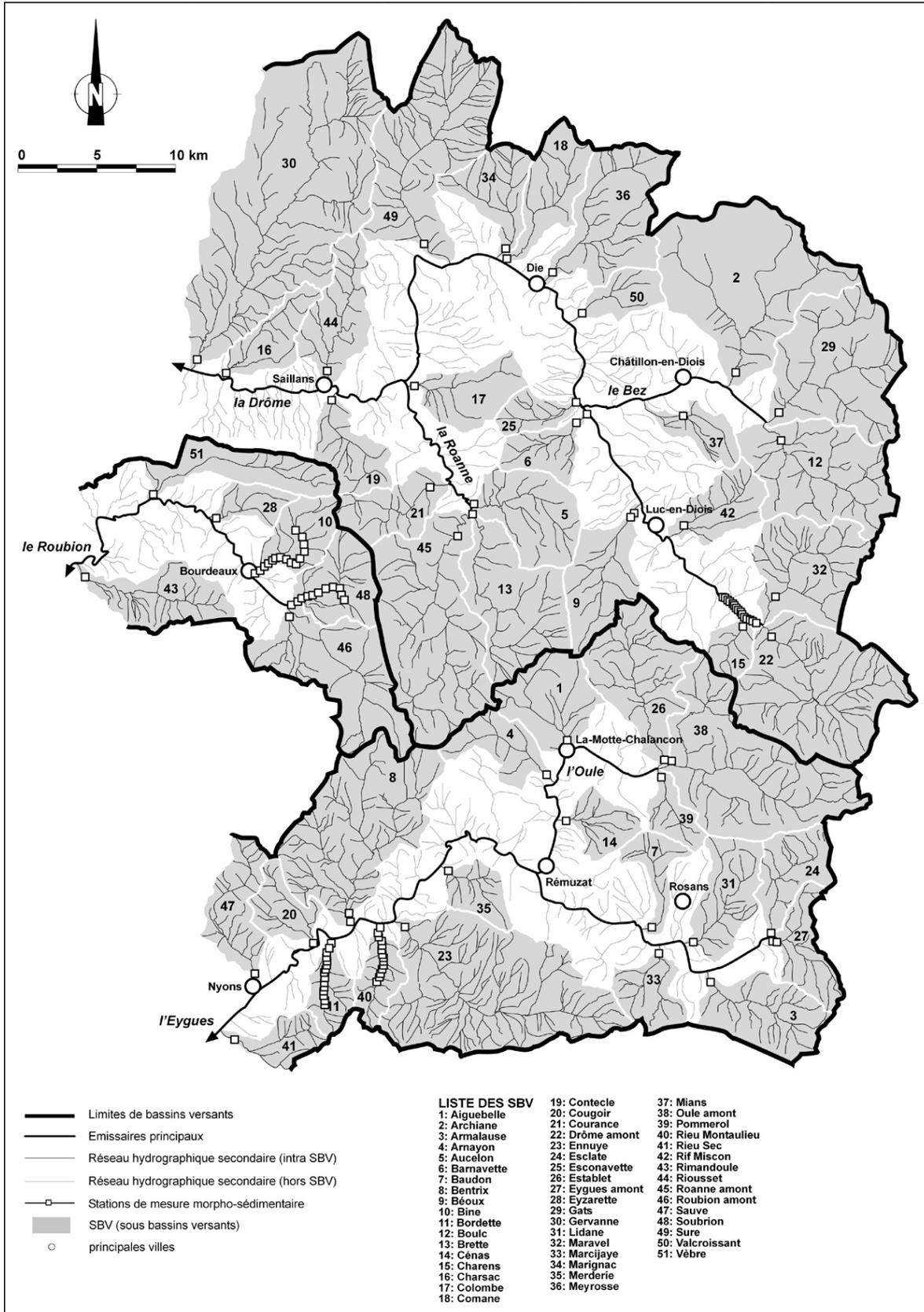


Figure 84  
Carte des stations de mesure morpho-sédimentaires

## 1.2. Les relevés morpho-sédimentaires

Les caractéristiques morphologiques et granulométriques des rivières torrentielles drômoises ont été obtenues à partir de relevés de terrain. Ces relevés concernent des tronçons qui représentent entre 10 et 20 fois la largeur moyenne du lit, conformément aux recommandations généralement proposées pour ce genre de mesure [Gordon *et al.*, 1992]. Nous disposons d'un ensemble de 121 stations de mesure, réparties sur 51 rivières torrentielles (Fig. 84). Sur chaque rivière, nous avons positionné une station à proximité de l'exutoire, dans un tronçon jugé représentatif de la morphologie dominante du cours inférieur. Ces stations nous permettent d'établir un lien entre les formes fluviales et les caractéristiques des bassins versants. Sur un nombre restreint de cours d'eau, nous avons implanté des stations à intervalles réguliers le long des segments d'ordre supérieur (Bine, Soubriou, Rieu de Montaulieu, Bordette, Haute-Drôme). Ces relevés nous permettent de caractériser la variabilité morpho-sédimentaire longitudinale et d'intégrer dans la base de données quelques stations à forte pente.

Nous avons conscience qu'il peut exister un certain déséquilibre dans les analyses statistiques compte tenu de la faible représentativité des stations amont. Néanmoins, si nous considérons l'ordination des tronçons étudiés, la quasi-totalité des stations de mesure (118 sur 121) sont comprises dans des segments d'ordre supérieur ou égal à 5 (déterminé selon la méthode de Strahler, d'après les cartes topographiques au 1/25000<sup>ème</sup>). Nous pouvons donc admettre que notre échantillon présente une homogénéité fonctionnelle et que nos résultats ne sont valables que pour les artères principales des sous bassins versants.

La liste des variables obtenues à partir de ces relevés de terrain est présentée dans le tableau 26. Les variables morphologiques élémentaires ( $s$ ,  $W_{pb}$ ,  $W_f$ ,  $D_{max}$ ,  $d$ ,  $WDR$ ) ont été mesurées à partir d'un profil en travers et d'un profil en long. Les levés topographiques ont été effectués par nivellement (niveau *Wild Heerbrugg NA20*). Les variables granulométriques ( $D_{50}$ ,  $D_{16}$ ,  $D_{10}$ ,  $D_{84}$ ,  $D_{90}$ ,  $em$ ,  $ff$ ) ont été calculées à partir d'un échantillonnage surfacique au pas, conformément au protocole de Wolman [1954], ultérieurement enrichi par Kondolf [1992 ; 1997b], et connu sous le nom de « *pebble count* ». Les mesures de diamètre ont été effectuées sur l'axe B des particules. Le nombre de particules prélevées, initialement fixé à 50 pour les relevés longitudinaux, conformément aux recommandations de Kellerhals et Bray [1971], a ensuite été augmenté à 100 sur les stations d'exutoire. Les particules dont l'axe B est inférieure à 8 mm n'ont pas été intégrées dans le calcul des paramètres de la distribution granulométrique [Kondolf, 1997b]. En revanche, elles nous permettent de calculer le pourcentage de particules fines présentes en surface ( $ff$ ). Le pourcentage de particules imbriquées ( $em$ ) est obtenu par décompte des grains partiellement enterrés, difficiles à extraire de leur structure lors de l'échantillonnage [Kondolf, 1997b]. Certaines variables ont été mesurées directement sur les cartes topographiques, à l'aide du SIG MapInfo (Ad, LFV). Enfin, nous avons attribué un morphotype à chaque station de mesure, conformément au protocole décrit précédemment.

## Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants

Ces variables élémentaires nous permettent ensuite de calculer des indices (Si, Kg, Sk, IC,  $D_{90}/d$ ,  $D_{50}/Ad$ ) ou des valeurs physiques ( $Q_{1,5}$ ,  $\omega_s$ ), utiles pour caractériser la distribution granulométrique, la rugosité et le confinement du lit, la capacité de transport du tronçon. La puissance spécifique, qui s'obtient à partir du débit, a été préférée à la force tractrice, qui se mesure à partir de la hauteur d'eau. Ce choix se justifie par l'absence de relation bien établie entre la profondeur moyenne des sections et la superficie drainée, indicatrice du débit dominant. Il apparaît que la profondeur du lit est ici fortement influencée par le processus d'incision et il est donc difficile d'identifier sur ces cours d'eau une profondeur qui ait une véritable signification hydraulique. Nous avons donc opté pour la puissance spécifique, mesurée à partir du débit dominant ( $Q_{1,5}$ ), obtenu à partir des surfaces drainées et qui peut être considéré comme équivalent au débit à pleins bords théorique [Bravard et Petit, 1997].

**Tableau 26**

*Liste des variables utilisées pour la description morpho-sédimentaire des tronçons*

Symbole	Description	Formule	Unité
Ad	Superficie du bassin versant (1)		km <sup>2</sup>
$Q_{1,5}$	Débit dominant (débit à pleins bords théorique)	$Q_{1,5} = 0,179 Ad^{0,912}$ (2)	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>
MT	Morphotype (variable qualitative)		
s	Pente du lit		m m <sup>-1</sup>
$D_{50}$	Médiane de la distribution granulométrique		mm
$D_{16}$	Percentile 16 de la distribution granulométrique		mm
$D_{10}$	Percentile 10 de la distribution granulométrique		mm
$D_{84}$	Percentile 84 de la distribution granulométrique		mm
$D_{90}$	Percentile 90 de la distribution granulométrique		mm
em	Pourcentage de particules imbriquées		%
ff	Pourcentage de particules fines (< 8 mm)		%
Si	Indice de tri granulométrique	$Si = \left  \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2} \right $ (3)	$\phi$
Kg	Indice "Kurtosis" de forme de la distribution granulométrique	$Kg = \frac{\phi_{90} - \phi_{10}}{1,9(\phi_{75} - \phi_{25})}$ (3)	$\phi$
Sk	Indice de symétrie de la distribution granulométrique	$Sk = \frac{\phi_{84} - \phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}} \frac{\phi_{50} - \phi_{10}}{\phi_{90} - \phi_{10}}$ (3)	$\phi$
$W_{pb}$	Largeur à pleins bords du lit		m
$W_f$	Largeur du fond du lit		m
$D_{max}$	Profondeur maximale à pleins bords du lit		m
d	Profondeur moyenne à pleins bords du lit		m
WDR	Ratio largeur sur profondeur	$WDR = \frac{W_{pb}}{D}$	
LFV	Largeur du fond de vallée (1)		m
IC	Indice de confinement du lit (4)	$IC = \frac{W_{pb}}{LFV}$	
$D_{90}/d$	Indice de rugosité relative (4)	$D_{90}/d = \frac{D_{90}}{d}$	
$\omega_s$	Puissance spécifique (5)	$\omega_s = \frac{\rho g Q_{1,5} s}{W_{pb}}$	W m <sup>-1</sup>
$D_{50}/Ad$	Indice de mobilité granulométrique (6)	$D_{50}/Ad = \frac{D_{50}}{Ad}$	

(1) Mesuré sur les cartes topographiques au 1/25 000ème

(2) Formule régionale (Fig. 20)

(3) Bunte et Abt [2001]

(4) Montgomery et Buffington [1997]

(5) avec  $\rho$ , la masse volumique du fluide (1000 kg m<sup>-3</sup>) et g, la constante universelle de gravitation (9,81 m s<sup>-2</sup>)

(6) Hack [1957]

### 1.3. Détermination des caractéristiques des bassins versants

Les indicateurs mesurés pour caractériser le régime hydro-géomorphologique des bassins versants sont présentés dans le tableau 27. Nous proposons une description méthodologique et conceptuelle de chacun d'entre eux dans les paragraphes qui suivent.

**Tableau 27**

Liste des variables utilisées pour la description hydro-géomorphologique des bassins versants

Symbole	Description	Formule	Unité
DD	Densité de drainage	$DD = \frac{l}{Ad} \text{ (1)}$	km km <sup>-2</sup>
ER	Ratio d'élongation	$ER = \frac{L}{\sqrt{Ad}} \text{ (2)}$	
ZMOY	Altitude moyenne		m
ZMED	Altitude médiane		m
ZSTD	Ecart type des altitudes		m
BV1000	Surface relative des terrains dont l'altitude est > à 1000 m		%
PEN	Pente moyenne des surfaces drainées		%
SUD	Surface relative des terrains en exposition sud		%
MAR	Surface relative occupée par les marnes		%
MC	Surface relative occupée par les alternances de calcaires et de marnes		%
LIR	Surface relative occupée par les lithologies résistantes (calcaires et grès)		%
FSV	Surface relative occupée par les formations superficielles de versant		%
FSF	Surface relative occupée par les formations superficielles de fond de vallée		%
LFV	Largeur moyenne du fond de vallée		m
FOR	Surface relative occupée par les formations boisées		%
LAN	Surface relative occupée par les formations arbustives		%
PEL	Surface relative occupée par les prairies et pelouses		%
AGR	Surface relative occupée par les terrains agricoles (cultures)		%
SED	Surface relative occupée par les sources sédimentaires		%
NTB	Nombre de segments d'ordre 1 pondéré par la surface du bassin		km <sup>-2</sup>
PFV	Pente moyenne du fond de vallée		m m <sup>-1</sup>

(1) avec  $l$ , la longueur totale du réseau hydrographique et  $Ad$ , la superficie du bassin versant

(2) avec  $L$ , la longueur du bassin versant mesurée suivant son axe principal d'allongement et  $Ad$ , la superficie du bassin versant

#### 1.3.1. Les indicateurs morphométriques

La morphométrie est définie comme la mesure de la géométrie du bassin versant et de son réseau hydrographique. Il existe plusieurs indicateurs qui permettent de la caractériser. Il faut citer entre autres la superficie du bassin versant, la densité de drainage (rapport entre la longueur totale du réseau hydrographique et la superficie du bassin), les différents types de ratios de forme (ou indices lemniscates lorsqu'ils donnent une mesure de l'allongement du bassin) ainsi que l'ordination et la topologie du réseau hydrographique, qui représentent respectivement la hiérarchisation des branches du réseau hydrographique et l'allure générale de son arborescence. Certains travaux considèrent les caractéristiques de pente, de dénivellation et d'altitude comme faisant partie de la description morphométrique du bassin. Nous avons fait le choix de traiter séparément ces aspects dans une sous partie dédiée au relief et à l'orientation.

La morphométrie du bassin exerce une influence hydrologique importante. Bravard et Petit [1997] soulignent à ce propos l'influence de la localisation de la convergence principale du réseau hydrographique ainsi que de la forme générale de l'arborescence sur les hydrogrammes de crue. Il est dit notamment que la transmission des crues est d'autant plus rapide que la convergence est positionnée vers l'aval ou que le réseau présente une forme de type dendritique. Les relations statistiques entre les fortes densités de drainage et les fortes vitesses de transmission des crues ou les fortes intensités de crue annuelle moyenne sont également bien établies pour certaines régions [Carlston, 1963, cité par Chorley *et al.*, 1984].

L'influence de la morphométrie du bassin sur sa production sédimentaire est plus délicate à démontrer car les analyses manquent. Nous pouvons citer l'étude ancienne de Hadley et Schumm [1961] qui démontre une corrélation positive entre la densité de drainage et la dégradation spécifique dans les montagnes du Colorado, ou les travaux de Scott et Williams [1978] dans les Chaînes Transverses de la Californie du Sud, qui montrent que le ratio d'élongation présente un fort pouvoir prédictif sur la production sédimentaire événementielle des bassins versants. Tout ceci ne reste valable que lorsque les conditions climatiques sont proches. Malgré tout, l'existence de liens entre la morphométrie et la dynamique géomorphologique des bassins versants peut se concevoir aisément du fait de certaines évidences. Les bassins caractérisés par une morphométrie transmissive d'un point de vue hydrologique se distingueront également par des flux sédimentaires rapides et abondants, à condition que les sédiments présentent une certaine disponibilité. Cette disponibilité est elle-même contrôlée en partie par l'emprise spatiale du réseau hydrographique, à savoir la densité de drainage. On peut en effet considérer cette mesure comme une première approximation de l'importance des connexions entre les versants et le lit fluvial.

La morphométrie des bassins versants a été étudiée à partir de deux variables : la densité de drainage (DD) et le ratio d'élongation (ER). La densité de drainage a été mesurée à partir des cartes topographiques au 1/25 000<sup>ème</sup> (Fig. 85). La sélection des éléments de base du réseau hydrographique a été effectuée en prenant pour critère la dissection du relief visible à partir des courbes de niveaux. Cette technique d'identification permet de s'affranchir du problème de la représentativité du réseau dessiné sur les cartes topographiques, celui-ci n'étant défini par aucun critère précis. L'arborescence des thalwegs a été digitalisée sur nos 51 bassins versants et les longueurs totales par bassin ont été mesurées automatiquement à partir du SIG MapInfo.

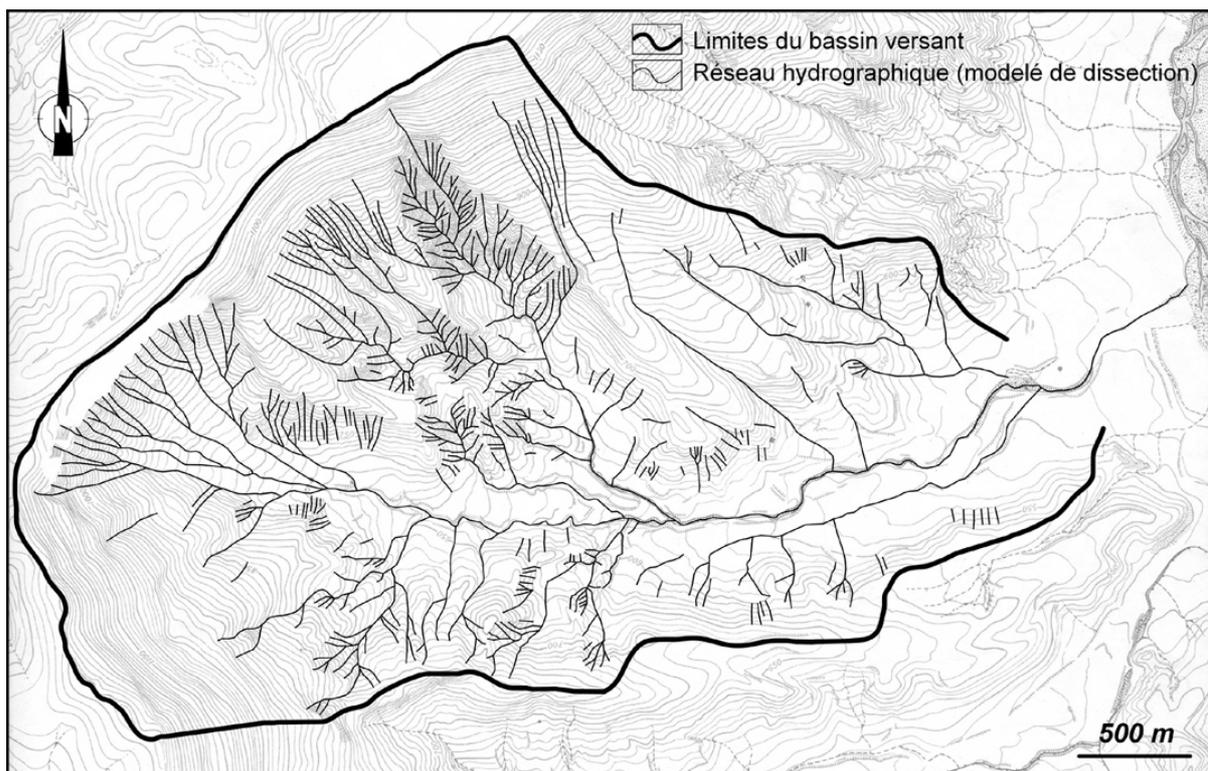
Le ratio d'élongation a été obtenu à l'aide de la formule suivante [Chorley *et al.*, 1984] :

$$ER = \frac{L}{\sqrt{Ad}}$$

avec  $L$  : longueur du bassin versant mesurée suivant l'axe principal d'allongement (km);

$Ad$  : superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>)

Plus l'allongement du bassin est important, plus la valeur du ratio d'élongation est forte.



**Figure 85**  
Le réseau hydrographique du bassin versant de l'Esconavette obtenu à partir du modelé de dissection visible d'après les courbes de niveau de la carte topographique au 1/25 000ème

### 1.3.2. Les indicateurs de relief et d'exposition

Le relief du bassin versant se définit comme un système de pentes qui présente des caractéristiques propres en terme d'altitude, de dénivellation, de déclivité et d'orientation. Les indicateurs généralement proposés pour décrire le relief sont l'altitude moyenne, l'altitude maximale, le ratio de relief (rapport entre la dénivellation maximale du bassin et sa longueur maximale d'extension dans l'axe du collecteur principal) et la pente moyenne. L'orientation s'exprime généralement en surfaces relatives d'exposition donnée.

Le relief constitue un élément primordial de description du bassin car il détermine la quantité d'énergie gravitaire potentielle indispensable à la mise en marche des processus d'érosion. Des relations positives ont été établies entre le ratio de relief et l'intensité des pics de crue [Morisawa, 1959, cité par Lustig, 1965] ou la production sédimentaire [Hadley et Schumm, 1961, cités par Chorley *et al.*, 1984]. Dans une étude récente sur la variabilité de la dégradation spécifique conduite sur 60 bassins versants en Espagne, Verstraeten *et al.* [2003] démontrent que le ratio de relief contribue pour une part substantielle à la détermination de la production sédimentaire. Cette variable arrive en première position dans l'analyse de régression multiple incrémentielle permettant de prédire la dégradation spécifique des bassins versants. Des résultats similaires ont été obtenus au Japon où les vitesses d'érosion calculées à partir des remplissages sédimentaires dans les réservoirs augmentent avec le

ratio de relief [Ohmori, 1978 ; Mizutani, 1981, cités par Oguchi, 1997]. Toujours au Japon, Oguchi et Ohmori [1994] ont démontré que la taille des cônes de déjections torrentiels est corrélée à la pente moyenne des bassins. Il ressort également des travaux conduits dans les *San Gabriel Mountains* en Californie du Sud que les valeurs de dégradation spécifique mesurées sur 6 bassins versants sont principalement contrôlées par des paramètres intégrant la pente des versants [Lustig, 1965].

La distribution des altitudes exerce également un contrôle sur l'activité géomorphologique car elle influence en partie les conditions climatiques du bassin. L'étagement des processus d'érosion en montagne lié aux variations de températures et de précipitations est bien connu [Chardon, 1984]. Descroix [1994] a mis en évidence dans les Alpes du Sud l'importance de l'altitude sur la fréquence et l'intensité des cycles de gel et de dégel, considérant que la cryoclastie devient significative au-dessus de 1000 mètres (plus de 120 jours de gel par an). Il faut également considérer le rôle qu'a pu jouer l'altitude lors des derniers épisodes froids du Quaternaire. Les hauts reliefs ont été le siège de processus d'érosion intenses qui ont contribué à la mise en place d'importantes accumulations de débris qui peuvent aujourd'hui constituer une réserve importante de sédiments pour le système fluvial. Il faut cependant relativiser l'importance du rôle de l'altitude sur les phénomènes d'érosion dans les montagnes drômoises, car l'amplitude des dénivellations est probablement trop faible pour que s'exprime un véritable étagement géomorphologique. L'orientation des versants peut également influencer l'intensité des processus de météorisation des roches et donc la fourniture sédimentaire du bassin. Plusieurs études conduites dans les terres noires des Alpes du Sud ont démontré que les pertes de sol induites par les cycles cryoclastiques sont nettement supérieures sur les versants nord [Descroix, 1994 ; Rovera *et al.*, 1999 ; Descroix et Olivry, 2002].

Les indicateurs de relief et d'exposition des bassins versants retenus ont été déterminés à partir du traitement d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) dans le cadre d'un Système d'Information Géographique (ArcInfo). Ce travail a été effectué en collaboration avec Crane Rogers (CRENAM-CNRS UMR5600, Université Jean Monnet, Saint-Étienne). Il est fondé sur l'utilisation de la base de données altimétriques de l'IGN, constituée de cotes d'altitudes selon un quadrillage de 100 mètres. Les variables qui ont été retenues sont les suivantes :

- Altitude moyenne du bassin (ZMOY)
- Altitude médiane du bassin (ZMED)
- Écart type des altitudes (ZSTD)
- Surface relative des terrains dont l'altitude est supérieure à 1000 m (BV1000)
- Pente moyenne du bassin (PEN)
- Surface relative des terrains d'exposition Sud (SUD)

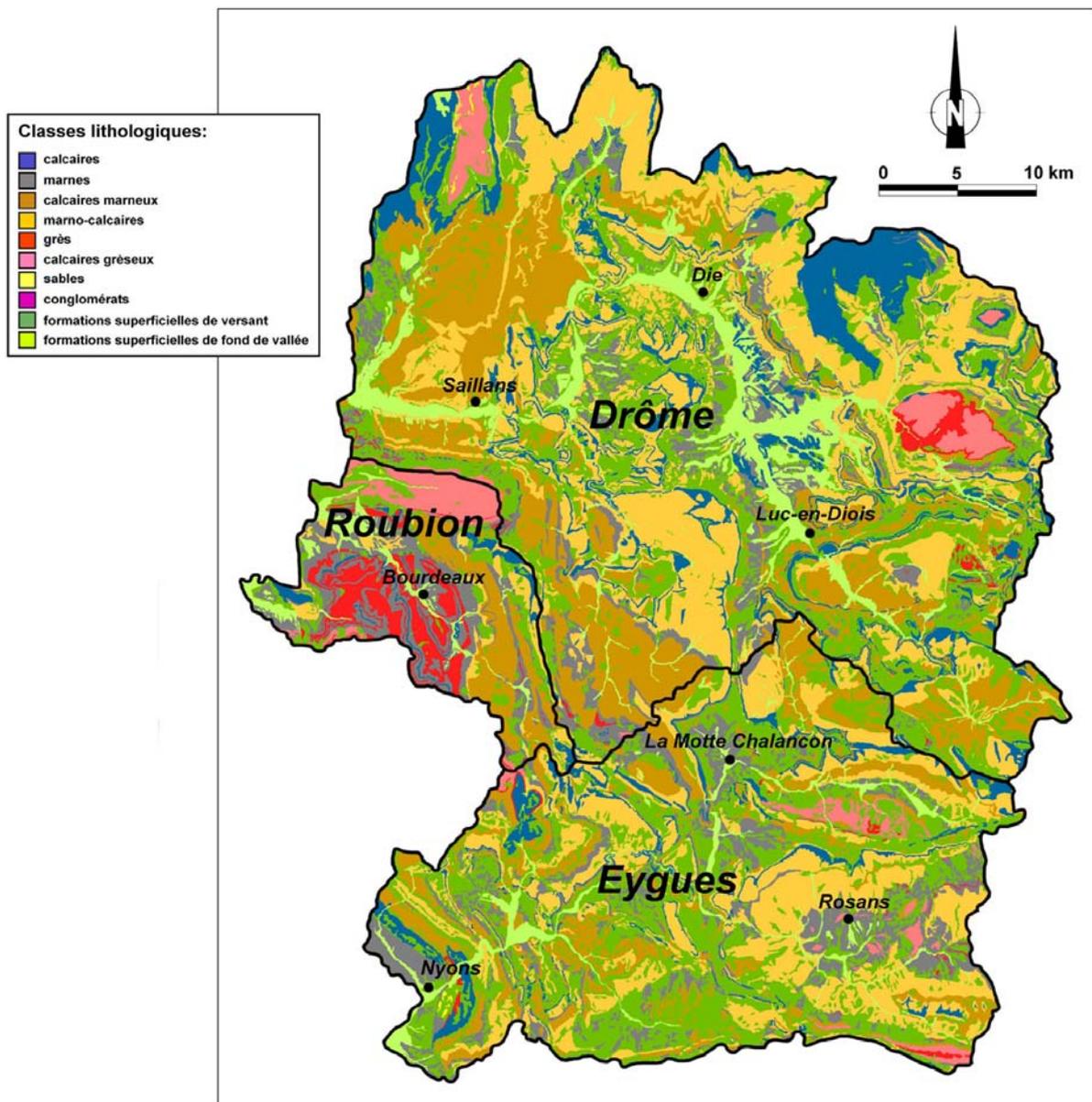
### 1.3.3. Les indicateurs géologiques

La nature et l'agencement des roches influencent à leur tour le fonctionnement du bassin versant. La lithologie et la structure du substratum déterminent sa sensibilité à l'action des agents d'érosion. Clément [1996] observe une relation entre la taille relative des cônes de déjections actuels de la bordure méridionale du Dévoluy et l'importance pondérée des affleurements de roches résistantes pourvoyeuses de débris grossiers, les calcaires massifs. Les travaux de Peiry [1990], dans le bassin de l'Arve, mettent en relation l'importance du charriage torrentiel avec l'extension spatiale des formations géologiques sensibles au glissement de terrain. Le contexte lithostructural contrôle en effet la quantité et la nature de la fourniture sédimentaire grossière du système par un ensemble de mécanismes parmi lesquels il faut citer : (1) la plus ou moins grande résistance à l'action des agents de météorisation (essentiellement la cryoclastie) qui est fonction de l'état de fracturation du matériel; (2) la plus ou moins grande résistance à l'action gravitaire (mouvements de masse) qui est fonction du pendage, de l'état de fracturation du matériel, de son seuil de plasticité et de sa position stratigraphique par rapport aux formations instables.

Les caractéristiques géologiques du bassin versant ont également des implications en terme d'hydrologie. L'importance relative du ruissellement de surface et de l'infiltration des eaux est sous le contrôle de la nature des terrains. Il ressort ainsi de certaines études que la géologie influence la fréquence de retour des crues. Les bassins développés sur substrat imperméable présenteraient des fréquences de retour du débit à pleins bords plus fortes [Petit et Pauquet, 1997].

Afin de prendre en compte la nature des roches dans la description des bassins versants, nous avons élaboré une carte lithologique des massifs du Diois et des Baronnies à partir des informations contenues dans les cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup> du secteur (Fig. 86). Cette démarche est fondée sur la constitution de classes lithologiques adaptées à notre problématique. Les différentes formations géologiques rencontrées ont été regroupées en 10 classes : (1) calcaires, (2) marnes, (3) alternances de calcaires et de marnes à prédominance calcaire, (4) alternances de calcaires et de marnes à prédominance marneuse, (5) grès, (6) calcaires gréseux, (7) sables, (8) conglomérats, (9) formations superficielles de versant, (10) formations superficielles de fond de vallée. Les affleurements indiqués sur les cartes géologiques ont été redessinés en fonction de cette classification et digitalisés à l'aide du SIG ArcInfo. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Norbert Landon (Université Lumière Lyon 2) et Crane Rogers (Université Jean Monnet, Saint-Etienne). Cette carte nous a permis de calculer la superficie occupée par chaque type de roche dans chaque bassin versant. Afin de limiter le nombre de variables dans les analyses statistiques ultérieures, nous avons constitué des combinaisons lithologiques et retenu 5 variables :

- Surface relative occupée par les marnes (MAR)
- Surface relative occupée par les formations superficielles de versant (FSV)
- Surface relative occupée par les formations superficielles de fond de vallée (FSF)



**Figure 86**

La carte lithologique des massifs du Diois et des Baronnies, constituée à partir des cartes géologiques au 1/50 000ème

- Surface relative occupée par les alternances de calcaires et de marnes (CM)
- Surface relative occupée par les formations lithologiques résistantes (LIR) (cumul des surfaces occupées par les calcaires, calcaires gréseux et grès).

Les superficies occupées par les formations superficielles peuvent être considérées comme des indicateurs de l'état des stocks détritiques hérités dans chaque bassin. Les formations superficielles de versant regroupent les nappes d'éboulis, les différents types de recouvrements colluvionnaires, les grands glissements de terrain et écroulements rocheux indiqués sur les cartes géologiques. Les for-

mations superficielles de fond de vallée intègrent l'ensemble des accumulations sédimentaires d'origine fluviale ou torrentielle. Ce sont les terrasses, les cônes de déjections et les alluvions actuelles des cartes géologiques. L'emprise spatiale de ces formations nous renseigne sur l'efficacité des transferts sédimentaires en vigueur dans chaque bassin versant à l'échelle de temps géologique lorsque les conditions lithologiques et structurales sont voisines. On doit en effet considérer que ces formations seront d'autant plus développées que le bassin versant présente une faible capacité d'évacuation et de transmission des sédiments. Il faut cependant émettre des réserves sur la qualité de l'information contenue dans les cartes géologiques. Il n'existe pas de critère précis de représentation et la cartographie des dépôts quaternaires n'est pas toujours homogène et comparable entre les différentes cartes consultées. C'est pourquoi nous avons également mesuré sur chaque bassin la largeur moyenne des accumulations sédimentaires de fond de vallée (LFV) à partir des cartes topographiques au 1/25 000<sup>ème</sup>. Les largeurs ont été mesurées selon un intervalle de 200 mètres, sur les tronçons d'ordre 4 à 6 du réseau hydrographique.

### 1.3.4. Les indicateurs de l'occupation du sol

L'influence de l'occupation du sol sur les transferts sédimentaires et hydrologiques des bassins versants est bien connue. Il est généralement admis que la végétation exerce une atténuation des flux solides et liquides qui transitent dans les systèmes fluviaux [Gregory et Madew, 1982 ; Walling, 1999 ; Bravard, 2002 ; Descroix et Gautier, 2002]. Les études récentes conduites dans les Pyrénées espagnoles démontrent que la reconquête forestière et arbustive observée depuis les années 1950 a engendré une diminution de l'érosion sur les versants [Garcia-Ruiz *et al.*, 1997]. Les mesures de pertes de sol sur parcelles expérimentales ont révélé des concentrations en sédiments fins 7 fois supérieures sur les terrains cultivés par rapport aux terrains occupés par une couverture arbustive dense [Garcia-Ruiz *et al.*, 1995]. Cerda [1998] démontre également, à partir de simulations de pluies conduites dans le sud-est de l'Espagne, que les taux d'érosion sur parcelles expérimentales sont en moyenne 20 fois supérieurs lorsque la couverture végétale passe de 100 à 0 %. Ces tendances sont analogues à celles qui émergent des recherches conduites dans les bassins versants expérimentaux de Draix, dans les Alpes du Sud. La comparaison des bassins versants du Brusquet et du Laval, dont les superficies respectives sont de 1,08 et 0,86 km<sup>2</sup> et les taux de boisement de 13 et 78 %, montre des productions sédimentaires annuelles spécifiques (par hectare de terrain dénudé) 40 fois supérieures dans le bassin non boisé [Mathys *et al.*, 1996]. Tous ces chiffres doivent cependant être maniés avec précaution car les relations entre le taux de couverture végétale et l'intensité de l'érosion ne sont pas forcément linéaires.

Outre son action sur l'érosion, la végétation exerce également une régulation hydrologique substantielle. Cette influence se fait sentir à la fois sur le volume annuel de l'écoulement et sur la transmission des crues. Harr *et al.* [1982] ont étudié l'impact hydrologique des déboisements effectués sur des bassins versants de la Chaîne des Cascades (Oregon). Il en ressort que le déboisement a en-

généralisé une augmentation significative de l'écoulement annuel moyen. Dans la même région, Jones et Grant [1996] ont montré que l'exploitation forestière a induit une augmentation des pics de crue située entre 50 et 100 %. Les bassins versants expérimentaux de Draix permettent a contrario de quantifier le rôle modérateur de la couverture végétale sur l'hydrologie des torrents. Les résultats montrent que les pics de crue sont réduits de 80 % et que le volume écoulé annuellement est affecté d'une baisse de 50 % entre les bassins non forestiers et forestiers [Combes *et al.*, 1995]. La réduction de l'écoulement annuel moyen engendré par la végétation s'explique par l'augmentation de l'évaporation tandis que l'atténuation des pics de crue est à mettre en relation avec une meilleure infiltration [Cosandey, 1995].

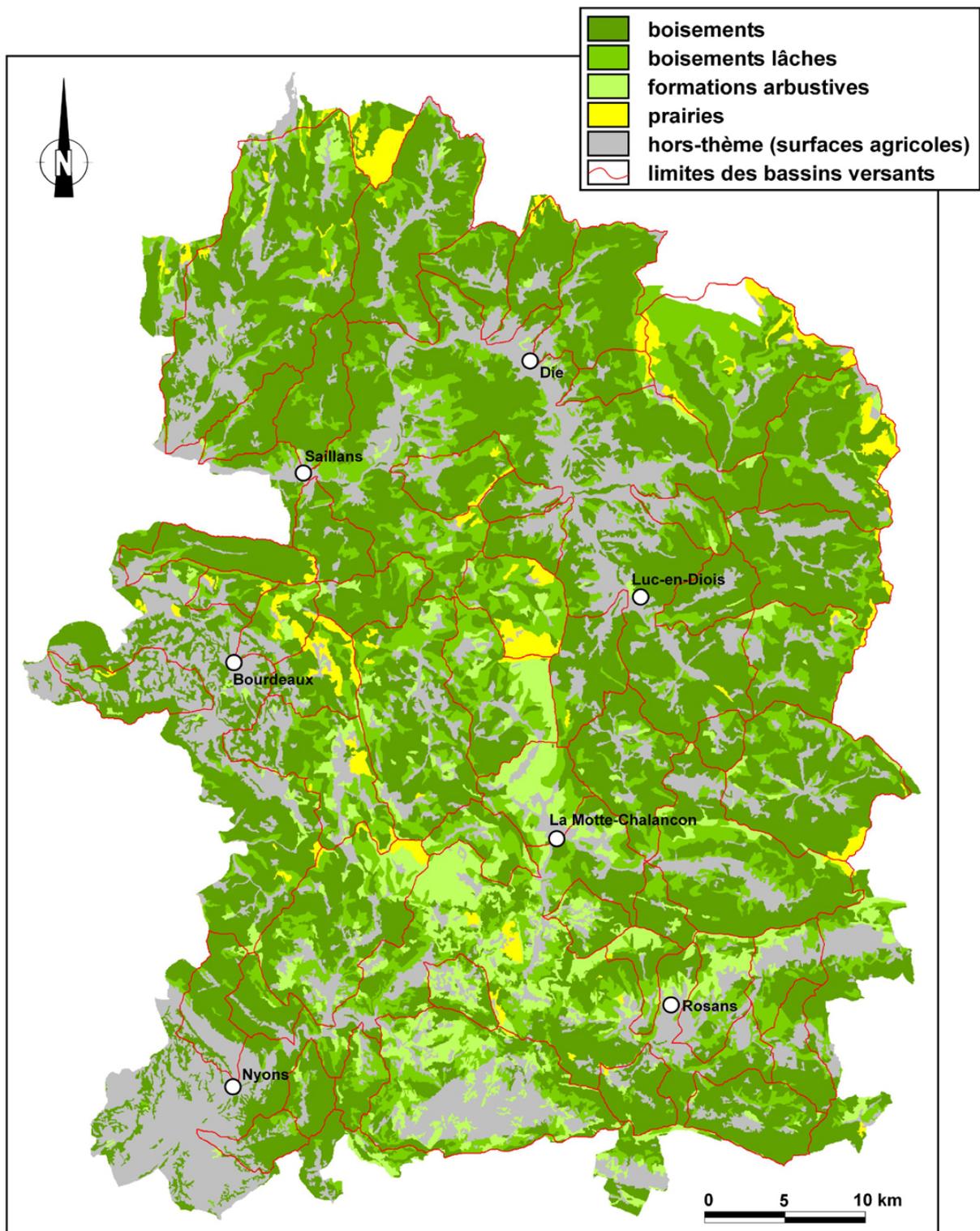
L'occupation du sol des bassins versants a été appréhendée à partir de la couverture des formations végétales de l'Inventaire Forestier National (IFN) de 1991 (Fig. 87). Cette enquête cartographique est fondée sur l'interprétation de photographies aériennes en infra-rouge couleur à grande échelle (1/17 000<sup>ème</sup>). Elle constitue la base de donnée disponible la plus précise, à l'échelle régionale qui nous intéresse ici. De plus amples informations concernant les fondements conceptuels, la méthodologie et les contraintes d'utilisation des données de l'IFN sont présentées dans la première partie, sous-section 2122. Il faut simplement rappeler ici les grandes classes d'occupation du sol qui ont été retenues dans l'analyse :

- Surface relative des formations boisées (FOR) ;
- Surface relative des formations arbustives (LAN) ;
- Surface relative des formations herbacées (PEL) ;
- Surface relative des terrains agricoles, hors thème (AGR).

Les formations boisées regroupent la totalité des peuplements forestiers auxquels nous avons ajouté les boisements lâches, qui constituent, au sens de la définition de l'IFN, des formations boisées ouvertes, peu denses, qui comprennent des clairières arbustives ou prairiales. Les formations arbustives regroupent l'ensemble des formations végétales basses, constituées principalement d'arbustes. Ce sont les landes montagnardes et les friches. Les formations herbacées intègrent les grandes formations pastorales et les pelouses alpines, peu présentes dans les montagnes drômoises. Les terrains classés hors thème rassemblent l'ensemble des surfaces qui ne rentrent pas dans les catégories décrites précédemment. Ceci concerne essentiellement les terrains agricoles autres que les pâturages et pacages. Ce sont principalement les terres labourables.

### 1.3.5. Les indicateurs géomorphologiques

La connaissance des processus d'érosion est essentielle pour caractériser les conditions de la production sédimentaire à l'échelle des bassins versants, même si tous ces processus ne participent pas forcément à la recharge en matériaux des lits fluviaux. Il arrive parfois qu'un glissement de terrain ou qu'une coulée de débris terminent leur progression sans atteindre le réseau hydrographique et les sédiments mis en mouvement se déposent sans qu'il y ait possibilité de remobilisation par les



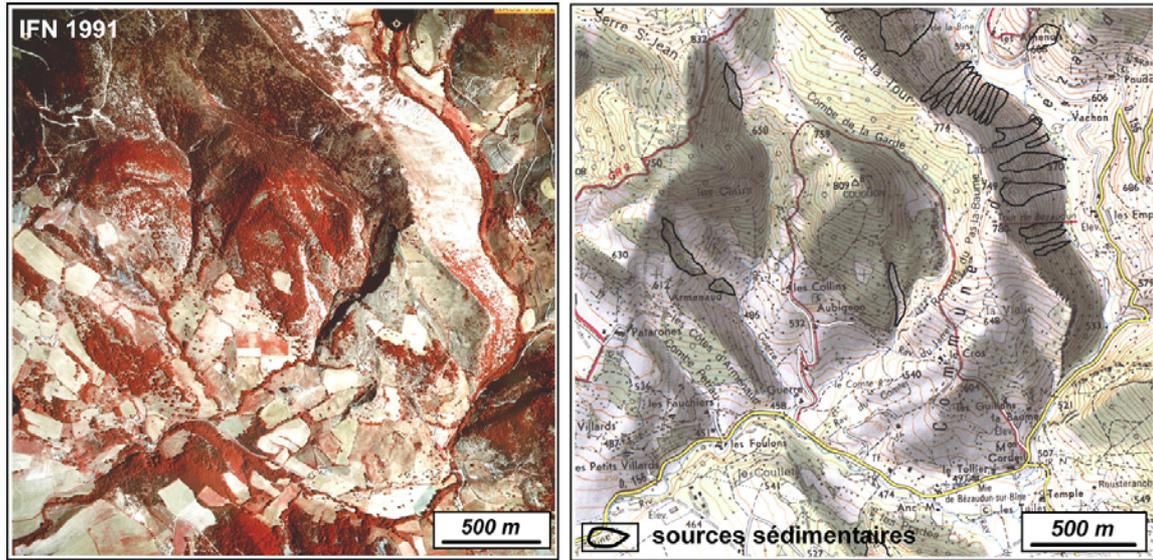
**Figure 87**  
La carte des formations végétales des massifs du Diois et des Baronnies, constituée à partir des cartes de végétation de l'Inventaire Forestier National de 1991

crues. Seules les zones d'érosion active connectées aux lits fluviaux contribuent à la fourniture sédimentaire des rivières. On les désigne sous le terme de source sédimentaire.

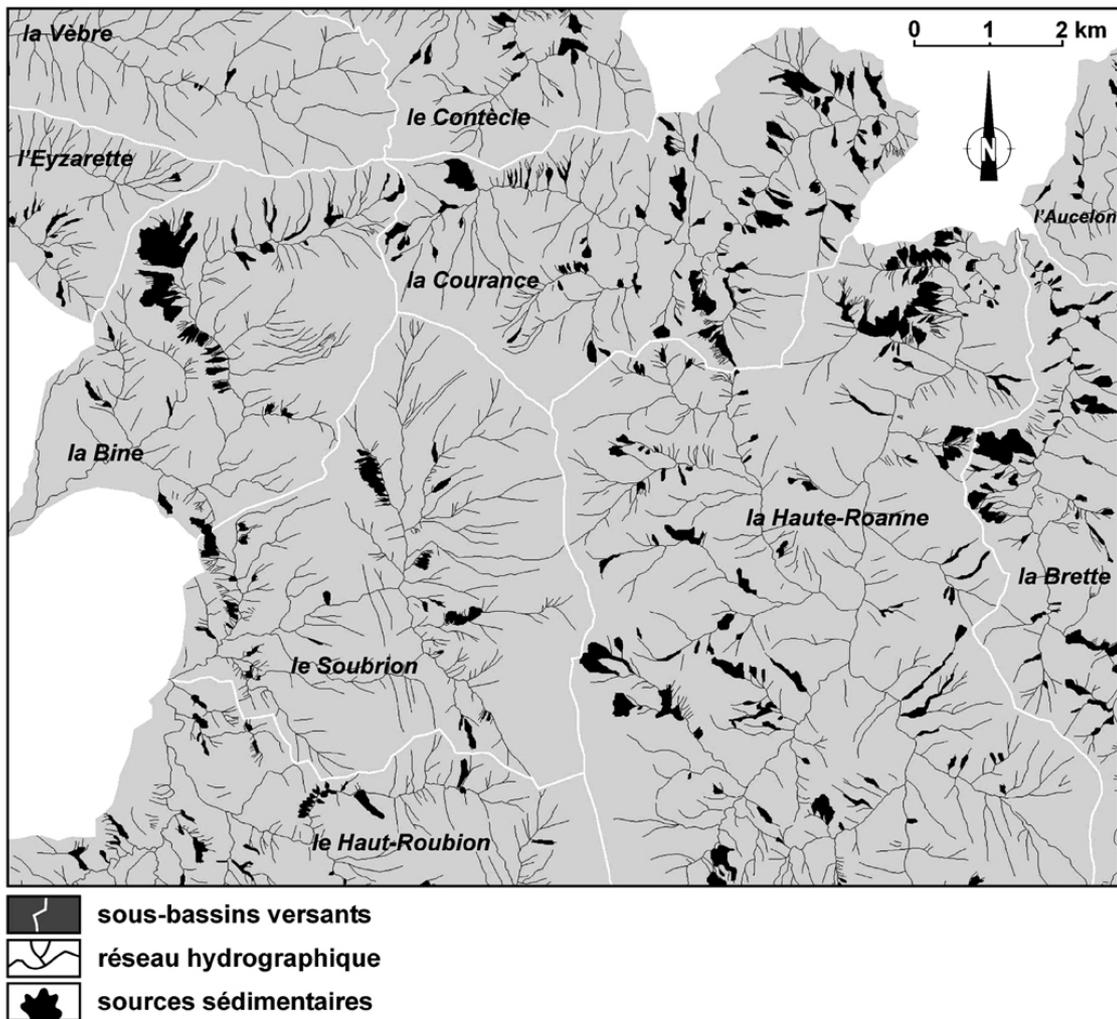
La recharge sédimentaire dépend de la nature, de l'intensité et de la fréquence des processus d'érosion qui affectent les versants. Ces trois paramètres peuvent être appréhendés à partir de l'analyse des photographies aériennes [Mosley, 1980 ; Reid, 1982 ; Gonzalez *et al.*, 1997]. Ces documents permettent d'identifier les zones d'érosion active, leur nature, leur extension spatiale et leur état de végétalisation. Ces informations nous renseignent indirectement sur l'intensité et la fréquence des processus. On peut en effet admettre que la recharge sédimentaire sera d'autant plus importante que les sources sédimentaires seront nombreuses, étendues et dépourvues de végétation.

Nous avons utilisé les photographies aériennes à grande échelle de 1991 (clichés infra-rouge couleur de l'IFN au 1/17 000<sup>ème</sup>) pour cartographier et caractériser les sources sédimentaires des 51 sous bassins versants (Fig. 88). Une source sédimentaire a été définie comme une zone en érosion active, connectée au réseau hydrographique. L'activité des processus d'érosion a été évaluée à partir de l'état de la couverture végétale. Nous avons considéré comme actives toutes les surfaces en érosion dont la superficie de sol nu représente plus de 50 % de la surface. La qualité et la précision des photographies aériennes utilisées laisse peu de place à l'incertitude. Les zones en érosion sont nettement visibles et facilement reconnaissables par leur teinte claire, qui dénote la présence d'affleurements rocheux fréquemment dégagés par l'érosion (Fig. 88). La connexion au réseau hydrographique a été évaluée à partir de la position de la zone érodée par rapport au modelé de dissection du relief. Ceci nous conduit à inclure l'ensemble des surfaces en érosion qui débouchent directement dans une artère hydrographique connectée aux segments d'ordre supérieur et dont les sédiments sont susceptibles d'être remobilisés par transport fluvial. Cette démarche présente l'avantage d'être facilement applicable et reproductible à partir d'un simple examen du relief sur les cartes topographiques au 1 :25 000<sup>ème</sup>. Elle nous conduit cependant à surestimer la surface des sources sédimentaires dans la mesure où certains apports peuvent être stoppés ou fortement ralentis dans leur progression par la présence d'une ripisylve ou d'une obstruction naturelle ou anthropique. Ce type de discontinuité physique dans le transfert des sédiments, difficilement identifiable sur les photos aériennes, ne peut être évalué qu'à partir d'une reconnaissance minutieuse du réseau hydrographique, non envisageable à l'échelle régionale qui a été retenue ici. Les sources sédimentaires ont été digitalisées à partir du SIG MapInfo afin d'obtenir les surfaces concernées sur chaque bassin versant (Fig. 89). La plus petite surface prise en compte est de 650 m<sup>2</sup> et le nombre d'objets cartographiés est de 4981.

Nous avons également mesuré sur chaque bassin versant la pente du fond de vallée (PFV) de façon à caractériser l'aptitude à transmettre la charge de fond. Cette variable a été mesurée sur les cartes topographiques au 1/25 000<sup>ème</sup>, en prenant comme tronçon de mesure le linéaire hydrographique sélectionné pour la mesure des bandes actives sur photographies aériennes (Fig. 34). Le nombre de segments élémentaires d'ordre 1 pondéré par la superficie drainée (NTB) nous donne également



**Figure 88**  
Cartographie des sources sédimentaires à partir des photographies aériennes infra-rouge couleur de 1991 (IFN) ; l'exemple du bassin versant de la Bine



**Figure 89**  
Extrait de la carte des sources sédimentaires obtenue à partir des photographies aériennes de 1991

une mesure potentielle de la production sédimentaire et de la torrencialité du bassin. Cette variable a été calculée à partir des cartes topographiques au 1/25 000<sup>ème</sup>.

#### 1.4. Approches statistiques

La signification fonctionnelle de la typologie morphologique observée dans les rivières torrentielles drômoises passe par le traitement statistique des informations quantitatives précédemment décrites. Notre objectif est de déterminer quelles sont les variables qui distinguent au mieux les morphotypes observés. Des analyses de régressions simples permettent de visionner la distribution des morphotypes sur des graphiques qui peuvent combiner jusqu'à 4 variables. Néanmoins, si nous souhaitons fonder la différenciation sur un grand nombre de variables, il faut alors utiliser des analyses multivariées. L'analyse discriminante convient parfaitement à ce type de problème. Son principe est de trouver les combinaisons de variables qui maximisent le rapport de la variance interclasse sur la variance totale [Tomassone, 1988]. Elle s'apparente à une ACP dans laquelle l'appartenance des individus à des groupes préalablement définis est intégrée dans les calculs statistiques. Elle permet d'obtenir une fonction discriminante à partir de laquelle il est possible de déterminer, pour chaque individu, la probabilité d'appartenance à tel groupe. La robustesse de cette fonction est évaluée à partir d'un test de permutation qui calcule l'inertie interclasse d'un nombre élevé de répartitions aléatoires des individus dans les groupes. Ce nombre a été fixé à 10 000. Ces valeurs sont ensuite comparées avec l'inertie interclasse de l'analyse discriminante et le pourcentage des permutations dont l'inertie a été inférieure à l'inertie observée nous donne une mesure de la significativité statistique de la fonction discriminante. Une autre façon de mesurer la qualité de l'analyse consiste à calculer le pourcentage d'individus bien classés à partir de la fonction discriminante.

La discrimination des morphotypes à partir des variables morpho-sédimentaires a été effectuée à partir d'une analyse factorielle discriminante (8 variables, 121 individus). En revanche, la discrimination des morphotypes à partir des variables de bassins versants a été effectuée à partir d'une analyse inter-classe (13 variables, 51 individus), recommandée lorsque le nombre de descripteurs devient important par rapport au nombre d'individus [Dolédéc *et al.*, 1997]. Ces analyses ont toutes été effectuées à partir du logiciel ADE [Thioulouse *et al.*, 1997].

## 2. Typologie morphologique

Les reconnaissances de terrain ont permis de souligner une grande diversité morphologique, souvent difficile à interpréter lors du premier regard. Sur plusieurs affluents se succèdent inlassablement des tronçons étroits, sans sédiments, confinés entre des berges maintenues par une végétation dense et des segments où la rivière s'élargit brusquement sous la forme de grandes plages de graviers. Il arrive également qu'on rencontre des secteurs de plusieurs centaines de mètres où la rivière coule directement sur le substratum rocheux ou sur des accumulations de blocs. Au fur et à mesure des investigations, il est apparu de plus en plus clairement l'existence de grands types morphologiques parmi lesquels il est possible de classer l'ensemble du linéaire hydrographique torrentiel. Ces types sont les suivants : (1) les lits à fond rocheux ; (2) les lits à blocs ; (3) les lits à fond plat grossier ; (4) les lits à fond plat caillouteux ; (5) les lits à nappes caillouteuses. Nous proposons ici de présenter les grandes caractéristiques de chacun d'entre eux.

### 2.1. Les lits à fond rocheux (morphotype E)

Il n'y a pas grand chose à dire sur les lits rocheux, si ce n'est le fait qu'ils se caractérisent par l'absence quasi-totale de sédiments dans le fond du lit (Fig. 90). Comme leur nom l'indique, la rivière qui les emprunte coule directement sur la roche en place. Nous les avons rencontrés surtout dans les secteurs amont des rivières torrentielles, mais il n'est pas rare qu'on en trouve également à proximité de l'exutoire des bassins versants, comme sur la Gervanne ou le Soubriou (Fig. 90). Leur présence indiquerait théoriquement une capacité de transport en excès par rapport à la fourniture sédimentaire [Montgomery et Buffington, 1997]. On les observe donc préférentiellement dans les sections à pentes fortes, mais il faut relativiser ceci dans la mesure où ils peuvent se développer sur le cours inférieur des ruisseaux. Il faut alors émettre l'hypothèse d'un tarissement sédimentaire extrême pour expliquer leur présence dans ce type d'environnement plutôt favorable au dépôt des matériaux. Ils sont donc ici le signe d'un déstockage sédimentaire abouti.

### 2.2. Les lits à blocs (morphotype D)

Nous désignons sous le terme de « lits à blocs » les tronçons de rivière qui présentent les caractéristiques suivantes : (1) une forte densité de blocs dans le fond du lit (particules dont le diamètre de l'axe B est supérieur à 256 mm); (2) des sections en travers dont le fond est marqué par une forte irrégularité topographique, ce qui implique une forte rugosité hydraulique ; (3) l'absence quasi-totale de dépôts sédimentaires graveleux ou caillouteux. L'ensemble des tronçons qui a été classé dans cette catégorie répond à ces trois critères fondamentaux (Fig. 91). La surface occupée par les blocs est variable, mais elle est toujours supérieure à 10-15 % de la bande active. L'espace situé entre les blocs, constitué d'une mixture de sédiments hétérométriques souvent dominée par les fractions grossières, est toujours déprimé par rapport au sommet des blocs. Ceci se traduit par des différences d'altitudes marquées au sein du plancher alluvial. Les blocs ne sont donc que très partiellement en-

terrés et certains d'entre eux apparaissent même totalement exhumés. Les quelques accumulations de sédiments fins s'organisent sous la forme de poches de graviers, situées en position d'abri à l'amont ou à l'aval immédiat des blocs. Ce sont les « *stoss and lee-side deposits* » des auteurs anglo-saxons [Laronne et Carson, 1976].

Les tronçons à blocs présentent souvent une largeur étroite, toujours inférieure à 10-15 mètres. Leur profondeur à pleins bords est très variable et elle ne constitue pas un critère de différenciation par rapport aux autres catégories. La pente du lit est plutôt forte, ce qui implique une capacité de transport élevée. D'autres caractéristiques sont observées, mais elles ne sont pas généralisables, comme par exemple le séquençage en marche-cuvette ou le confinement du lit au passage des gorges. On observe en effet des successions régulières de type « *step-pool* » sur certains affluents, mais celles-ci sont plutôt rares. Nous en avons observé par exemple sur le Soubriou (Fig. 91), sur la Bourdiolle, un affluent de la Béoux, sur la Comane et sur le cours supérieur de l'Archiane. Ce type de morphologie s'observe généralement dans les secteurs où la pente excède  $0,02 \text{ m m}^{-1}$  [Montgomery et Buffington, 1997], or plus de la moitié des tronçons étudiés répondent à ce critère. Comment expliquer alors la quasi absence de séquençages en marche-cuvette dans les rivières torrentielles drômoises, qui nous a conduit à proposer le terme plus général de lits à blocs ? Cette question reste ouverte à ce stade de la réflexion.

### 2.3. Les lits à fond plat grossier (morphotype C)

Les lits à fond plat grossier sont morphologiquement proches des lits à blocs, mais un examen attentif de leur structure révèle des différences topographiques et sédimentaires fondamentales. Contrairement au type précédent, ils présentent un plancher alluvial plus régulier dont l'aspect général est celui d'une plate-forme inclinée, légèrement bosselée (Fig. 92). Les différences d'altitudes observées dans le fond du lit sont moins prononcées et la rugosité morphologique y est moins forte. Elle reste cependant supérieure par rapport aux morphotypes suivants. Ces lits se caractérisent par la présence de blocs, mais leur densité reste faible. Ces blocs ne sont que très partiellement exhumés et seule leur partie supérieure affleure en surface. L'essentiel du fond du lit est composé d'un remplissage caillouteux relativement grossier qui laisse apparaître en surface un semis de blocs enterrés. La position des blocs ne présente aucune rythmicité et leur distribution semble aléatoire. Le remplissage caillouteux constitue la principale forme de stockage sédimentaire. Les bancs alluvionnaires sont quasi inexistantes, même si ils peuvent se former par endroits au gré d'une obstruction. La largeur des lits à fond plat grossier est toujours inférieure à 20 mètres. Comme pour les lits à blocs, leur profondeur à pleins bords n'est pas un bon critère de différenciation. Le chenal d'étiage occupe souvent toute la surface de la bande active et les surfaces alluvionnaires émergées, lorsqu'elles existent, sont toujours très réduites.

Toutes ces caractéristiques suggèrent une fourniture sédimentaire relative (par rapport à la capacité de transport) supérieure à celle des lits à blocs ; ces derniers pourraient être interprétés comme des

formes plus avancées de déficit sédimentaire. Les lits à fond grossier correspondent bien aux « *plane-bed* » de la classification de Montgomery et Buffington [1997], considérés comme des morphologies de transition caractérisées par un équilibre entre la fourniture sédimentaire et la capacité de transport.

#### **2.4. Les lits à fond plat caillouteux (morphotype B)**

Les lits à fond plat caillouteux se distinguent du morphotype précédent par l'absence de blocs dans le fond du lit. Quelques éléments grossiers peuvent parfois affleurer localement, mais leur présence reste anecdotique. L'essentiel du fond est composé d'un remplissage caillouteux relativement homogène (Fig. 93). Ces tronçons se caractérisent par l'absence de grandes formes de stockage sédimentaire, ce qui confère au lit un fond plat, du même type que celui décrit pour le morphotype C. On ne perçoit pas de façon très claire la formation de bancs alluvionnaires, même si certaines formes d'accumulations caillouteuses latérales peuvent être interprétées comme des amorces de bancs. Les différences d'altitude entre le sommet de ces accumulations et le fond du chenal d'étiage sont toujours très faibles (de l'ordre de 20 à 30 cm), ce qui confère au lit son aspect général de plate-forme homogène. La rugosité morphologique est donc plutôt faible. La largeur à pleins bords est toujours inférieure à 20 mètres. Le chenal d'étiage occupe toujours une part appréciable de la bande active, mais cette fois-ci, les surfaces alluvionnaires émergées prennent plus d'importance. La profondeur à pleins bords est très variable, comme pour les autres morphotypes.

L'absence de séquençage en seuil-mouille nous conduit à considérer ce morphotype comme faisant partie des « *plane-bed* » de Montgomery et Buffington [1997]. Nous les avons cependant séparé des lits à fond plat grossier car l'absence de blocs et l'affinement granulométrique nous semblent être des éléments de distinction importants. Les lits à fond plat caillouteux constituent une bonne transition morphologique entre les lits caractérisés par la présence de blocs (morphotypes C et D) et les lits marqués par l'omniprésence des atterrissements de graviers (morphotype A).

#### **2.5. Les lits à nappes caillouteuses (morphotype A)**

La principale caractéristique des lits à nappes caillouteuses réside dans la présence de grands bancs alluvionnaires qui se succèdent de façon continue sur un linéaire étendu (Fig. 94). La présence de ces formes d'accumulation est une spécificité notable par rapport aux morphotypes précédents. Elle confère une impression générale d'abondance sédimentaire ; le chenal d'étiage devient un élément mineur de la bande active qui est occupée principalement par de grandes surfaces d'atterrissements émergés en périodes de basses-eaux. Certains de ces tronçons peuvent être qualifiés de lits en tresses, lorsque plusieurs chenaux découpent la bande active en une mosaïque de bancs entrelacés. Ceci est notamment le cas sur certaines portions de l'Ennuye, du Bentrix ou de la Haute-Drôme. Mais dans la plupart des cas, il s'agit de styles divagants, caractérisés par la présence de bancs alternes et d'un chenal d'étiage dessinant des sinuosités régulières au sein d'une grande

## Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants

bande active essentiellement rectiligne. Ces cours d'eau sont souvent très larges. Ils peuvent atteindre facilement 30 ou 40 mètres de largeur. La profondeur à pleins bords est souvent faible, de l'ordre du mètre. La combinaison de ces deux mesures nous donne des rapports largeur sur profondeur très élevés. La composition granulométrique du fond du lit est plutôt homogène. Elle est dominée par de grandes nappes graveleuses et caillouteuses qui occupent toute la surface de la bande active. Ces accumulations s'organisent souvent en nappes distinctes qui se superposent les unes sur les autres. Il arrive souvent que le lit s'organise sous la forme d'une mosaïque de bancs fins et de bancs grossiers. Ceci est bien visible sur l'Esconavette (Fig. 94).

Toutes ces caractéristiques sont celles des séquences seuil-mouille de la classification de Montgomery et Buffington [1997], interprétées comme un type morphologique à fourniture sédimentaire ex-cédentaire par rapport à la capacité de transport.



**Figure 90**  
*Quelques exemples de rivières à fond rocheux, morphotype E (clichés FL)*

Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants



**Figure 91**  
*Quelques exemples de rivières à blocs, morphotype D (clichés FL)*

Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants



Figure 92  
Quelques exemples de rivières à fond plat grossier, morphotype C (clichés FL)

Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants



**Figure 93**  
*Quelques exemples de rivières à fond plat caillouteux, morphotype B (clichés FL)*

Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants



**Figure 94**  
*Quelques exemples de rivières à nappes caillouteuses, morphotype A (clichés FL)*

### 3. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques du tronçon

Les différentes descriptions qui viennent d'être présentées suggèrent l'existence d'un continuum fonctionnel entre les morphotypes A à D. La disparition progressive des accumulations sédimentaires et la concentration et l'exhumation progressive des éléments grossiers d'un type à l'autre suggèrent en effet un gradient d'ajustement vers un déficit sédimentaire de plus en plus marqué, toujours par rapport à la capacité de transport du tronçon (Fig. 95). L'examen quantitatif détaillé des caractéristiques morpho-sédimentaires de chaque morphotype doit nous permettre de tester objectivement cette hypothèse de travail. Les lits rocheux n'ont pas été pris en compte dans les analyses ultérieures dans la mesure où l'absence de sédiments dans le fond du lit ne nous permet pas de les intégrer dans la plupart des analyses statistiques.

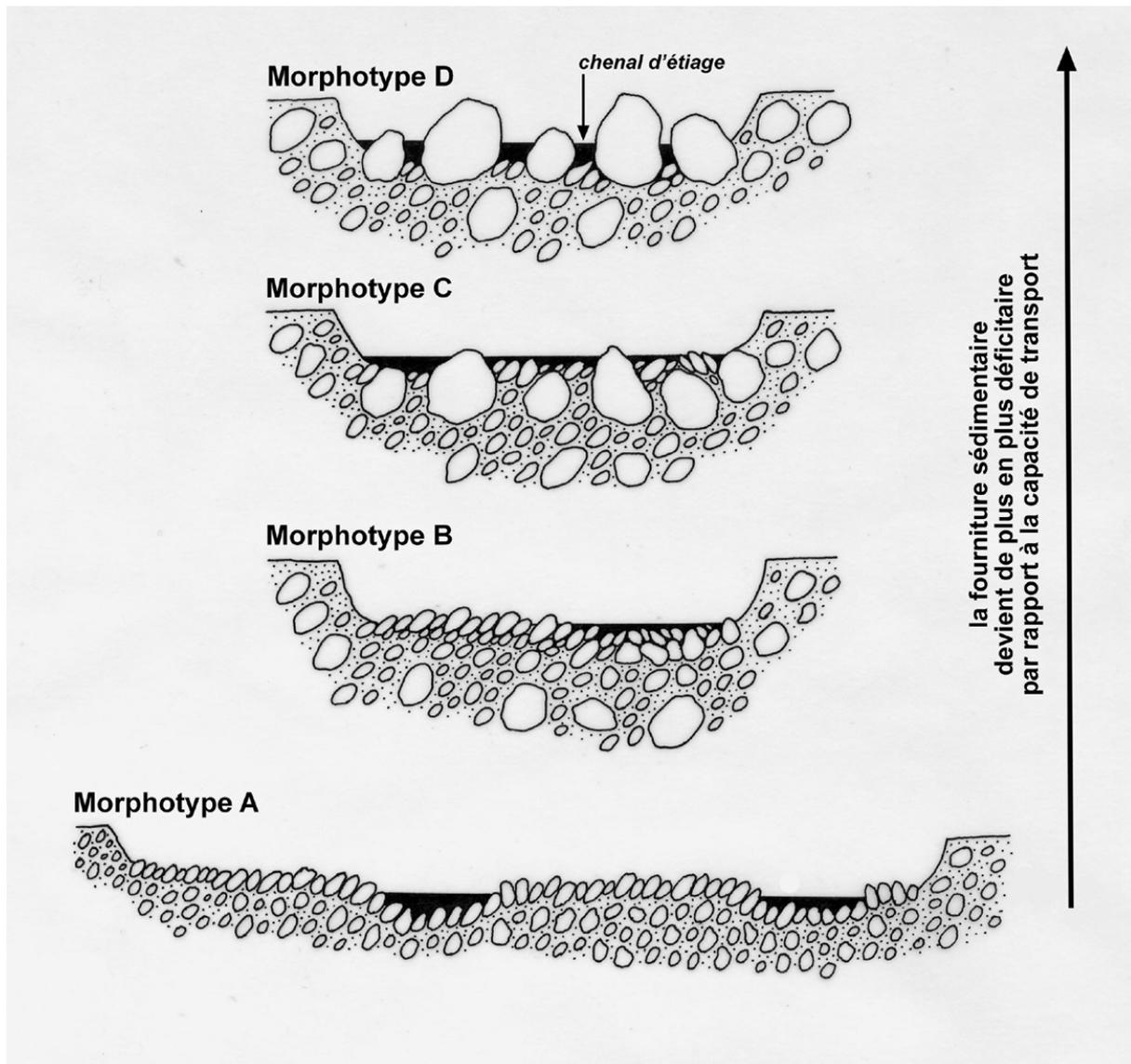
#### 3.1. Descriptions statistiques élémentaires

##### 3.1.1. Les indicateurs morphologiques

Certaines variables morphométriques montrent des différences marquées entre les types morphologiques. Il s'agit principalement de la pente du lit, de la largeur à pleins bords et du ratio largeur sur profondeur (Fig. 96). Ces indicateurs mettent en évidence des changements progressifs d'un type à l'autre. Ainsi, lorsqu'on passe d'un lit à blocs à un lit à nappes caillouteuses, la pente diminue, la largeur à pleins bords et le ratio largeur sur profondeur augmentent. Ces résultats confirment les observations visuelles présentées dans la description des morphotypes. Les intervalles interquartiles montrent cependant qu'il est rarement possible de discriminer chaque type à partir d'une seule variable (Tab. 28). Si on considère la pente du lit, on s'aperçoit que les intervalles s'entrecroisent souvent d'un type à l'autre. Seuls les morphotypes A et D montrent des intervalles non chevauchants. Il en est de même pour la largeur à pleins bords qui n'arrive à isoler distinctement que les types A. On peut admettre qu'au-delà de 20 mètres de large, nous avons de grandes chances de trouver un lit à nappes caillouteuses. Les résultats sont similaires pour le ratio largeur sur profondeur, avec un seuil discriminant pour le type A proche de 13. Néanmoins, si l'on considère les étendues des valeurs observées pour ces trois variables, aucun de ces seuils ne présente d'infaillibilité. On trouve en effet des lits à nappes caillouteuses pour des largeurs à pleins bords de seulement 11 mètres (Bordette XS2) et des lits à fond plat graveleux pour des rapports largeur sur profondeur de 24 (Bordette XS7).

Les autres indicateurs pris en compte dans l'analyse ne montrent pas de différenciation marquée entre les morphotypes. La distribution des valeurs de profondeur moyenne à pleins bords est très proche d'un type à l'autre et cette variable ne présente aucun pouvoir discriminant. La largeur du fond de vallée dévoile une légère tendance à l'augmentation lorsqu'on passe du type D au type A, mais les intervalles interquartiles sont nettement chevauchants. Il est intéressant de noter que des lits à blocs ont été observés dans des fonds de vallées très larges. Ce morphotype n'est donc pas forcément révélateur d'un fort couplage entre les versants et le lit fluvial car on le trouve également dans

des secteurs où la rivière a édifié une grande plaine alluviale. L'indice de confinement est peu intéressant, même s'il semble augmenter légèrement pour le type A. Cette variable ne présente pas vraiment d'intérêt lorsque les différences entre la largeur du lit actif et celle du fond de vallée sont très différentes, ce qui est généralement le cas sur nos cours d'eau. Nous l'avons abandonné dans les analyses ultérieures.



**Figure 95**  
Diagrammes schématiques des différents types morphologiques observés dans les montagnes drômoises, illustrant un continuum d'ajustement en fonction du bilan fourniture sédimentaire/capacité de transport

**Tableau 28***Principales caractéristiques morphologiques des morphotypes****Pente du lit (en m m<sup>-1</sup>)***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	0,013	0,005	0,006	0,026	[0,009 ; 0,016]
B	0,017	0,007	0,004	0,028	[0,011 ; 0,023]
C	0,019	0,006	0,008	0,032	[0,015 ; 0,024]
D	0,030	0,018	0,010	0,080	[0,016 ; 0,036]

***Profondeur moyenne à pleins bords (en m)***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	0,78	0,38	0,29	1,66	[0,45 ; 0,97]
B	0,91	0,40	0,25	1,56	[0,57 ; 1,21]
C	0,96	0,44	0,20	2,08	[0,64 ; 1,19]
D	0,95	0,29	0,37	1,66	[0,77 ; 1,14]

***Largeur à pleins bords (en m)***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	26,36	9,34	11,00	45,59	[18,4 ; 33,3]
B	10,28	4,71	4,50	18,95	[5,9 ; 12,6]
C	7,46	3,23	3,52	18,00	[4,8 ; 8,7]
D	5,95	2,71	1,90	10,95	[3,7 ; 8,0]

***Largeur du fond de vallée (en m)***

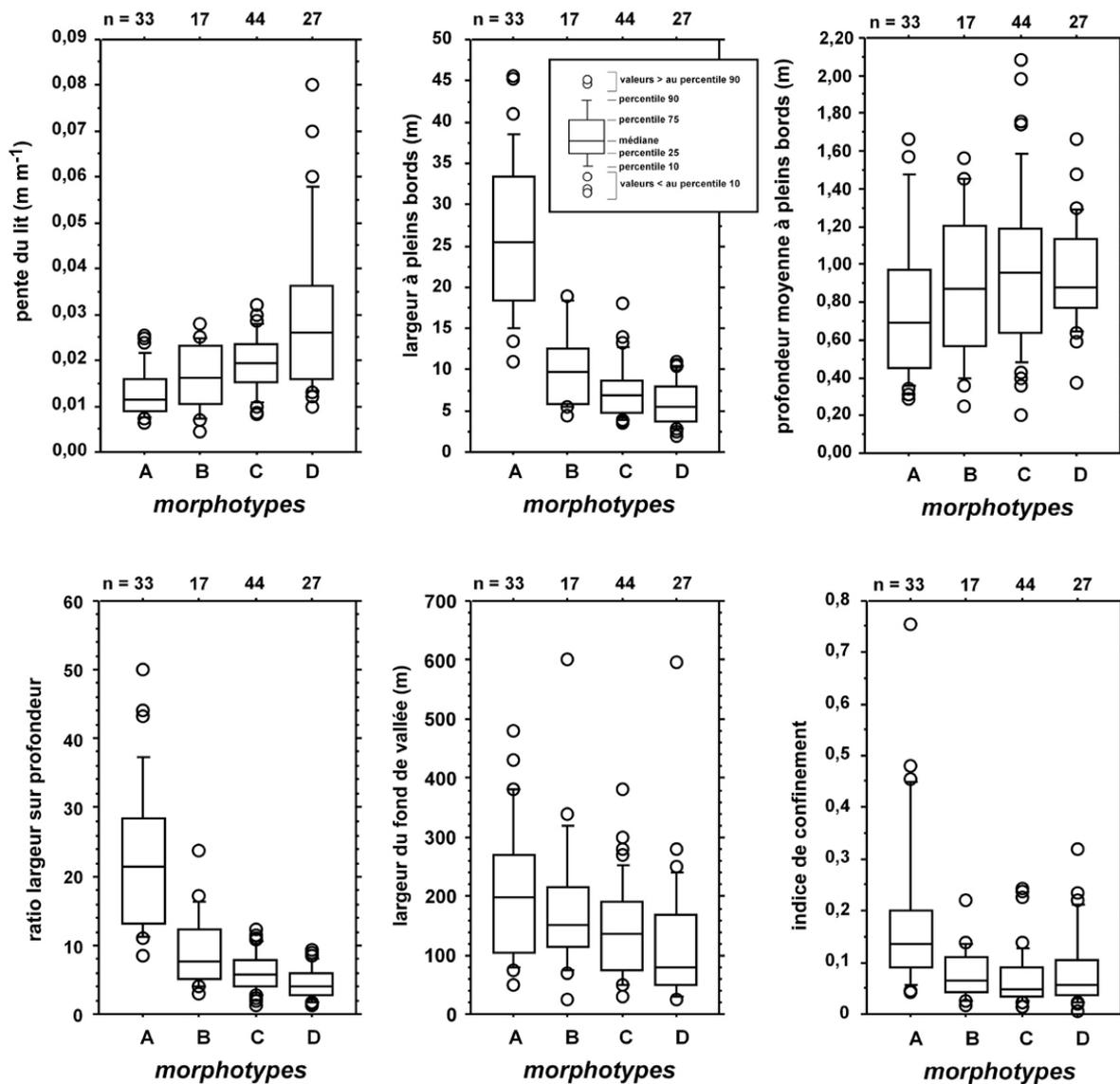
Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	202,03	114,07	50,00	480,00	[104 ; 270]
B	181,18	130,68	25,00	600,00	[114 ; 215]
C	144,78	80,50	30,00	380,00	[75 ; 190]
D	123,43	117,60	25,00	595,00	[50 ; 167]

***Indice de confinement***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	0,19	0,16	0,041	0,756	[0,092 ; 0,200]
B	0,08	0,05	0,017	0,220	[0,043 ; 0,109]
C	0,07	0,06	0,014	0,244	[0,034 ; 0,090]
D	0,09	0,08	0,005	0,320	[0,037 ; 0,105]

**Ratio largeur sur profondeur**

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	22,90	10,48	8,38	50,00	[13,14 ; 28,43]
B	9,07	5,41	2,96	23,68	[5,00 ; 12,29]
C	6,08	2,73	1,36	12,38	[3,99 ; 7,85]
D	4,52	2,23	1,32	9,36	[2,84 ; 5,92]



**Figure 96**

Distributions comparées des variables morphométriques mesurées sur chaque morphotype ; l'indice de confinement est mesuré en faisant le rapport entre la largeur à pleins bords et la largeur du fond de vallée ; n correspond au nombre d'observations

### 3.1.2. Les indicateurs granulométriques

Les morphotypes se distinguent par leur distribution granulométrique de surface. Les indicateurs discriminants les plus performants sont le  $D_{50}$ , le  $D_{90}$ , le  $D_{10}$  et le rapport  $D_{90}/d$  (Fig. 97). Ces 4 variables se caractérisent par une augmentation progressive du type A au type D. Elles ne font que confirmer statistiquement les différences visuelles de composition du fond du lit utilisées pour définir les morphotypes. Mais comme pour les variables morphométriques, les distributions des descripteurs sédimentaires s'entrecroisent souvent et il n'est pas possible de différencier avec certitude les morphotypes à partir du seul examen de la taille des particules. Les intervalles interquartiles permettent cependant d'identifier certains seuils (Tab. 29). Ainsi, lorsque le  $D_{50}$  est supérieur à 60 mm, la probabilité d'appartenance au type C ou D est très forte. Lorsque le  $D_{90}$  est supérieur à 140 mm, nous avons une grande chance d'observer un lit de type C ou D. Enfin, lorsque le  $D_{10}$  est inférieur à 20 mm, tout porte à croire qu'il s'agit d'un type A ou B. Il faut mentionner également que la rugosité relative du lit ( $D_{90}/d$ ) augmente nettement du type A au type D. Ceci montre des différences marquées en terme de dissipation de l'énergie véhiculée par l'écoulement. On voit aussi que de nombreux tronçons caractérisés par l'absence de bancs alluvionnaires (types B à D) présentent une rugosité relative inférieure à 0,3, seuil au-delà duquel la formation de bancs devient improbable d'après Church et Jones [1982]. Ceci est révélateur d'une charge sédimentaire déficitaire par rapport à la capacité de transport.

L'indice d'imbrication montre une agglomération des morphotypes en 2 groupes, avec une imbrication forte pour les types C et D et une imbrication faible pour les types A et B. On observe en effet que les lits à granulométrie grossière ont un indice d'imbrication souvent supérieur à 12 %. Le pourcentage de particules fines, qui nous donne une idée du colmatage du fond, est généralement faible pour les types B, C et D et légèrement plus fort pour le type A. L'indice de tri granulométrique montre des distributions nettement chevauchantes, tout comme l'indice de Kurtosis et l'indice de symétrie. Ces observations démontrent qu'il n'est pas possible d'utiliser les paramètres de forme de la distribution granulométrique pour différencier les morphotypes. Les distributions se distinguent surtout en terme de taille mais elles sont toutes composées de plusieurs cortèges granulométriques qui déterminent des courbes en fréquences cumulées dont les formes sont relativement proches (Fig. 98).

**Tableau 29**

*Principales caractéristiques granulométriques des morphotypes*

#### ***D50 (en mm)***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	35,68	11,17	19,44	61,32	[27,78; 40,87]
B	43,76	13,99	20,91	72,84	[33,06; 52,17]
C	66,37	26,03	32,00	128,00	[44,57 ; 79,43]
D	84,35	23,05	47,12	132,61	[63,29 ; 100,99]

**Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants**

***D90 (en mm)***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	94,83	38,49	40,71	184,77	[63,12; 117,05]
B	125,50	36,07	44,37	183,52	[103,16; 146,49]
C	206,65	83,42	85,21	384,00	[135,15; 256,00]
D	264,37	119,84	123,31	724,08	[187,67; 298,68]

***D10 (en mm)***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	14,83	3,83	9,32	26,57	[11,96; 17,00]
B	15,20	3,89	9,86	22,19	[11,74; 18,21]
C	24,08	12,86	11,23	64,00	[14,69; 32,11]
D	25,41	9,68	11,31	43,43	[18,22; 33,71]

***Pourcentage de particules fines***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	11,68	7,60	0,00	23,58	[4,67; 18,16]
B	4,93	4,68	0,00	15,83	[1,97; 8,73]
C	4,84	4,36	0,00	15,79	[1,43; 7,17]
D	4,37	4,05	0,00	10,81	[0,00; 7,92]

***Indice de tri granulométrique ( $\phi$ )***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	-1,05	0,27	-1,82	-0,68	[-1,22; -0,82]
B	-1,21	0,23	-1,84	-0,76	[-1,30; -1,12]
C	-1,24	0,30	-1,96	-0,73	[-1,52; -1,00]
D	-1,34	0,26	-2,35	-1,02	[-1,35; -1,21]

***Pourcentage de particules imbriquées***

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	4,75	6,25	0,00	18,27	[0,00; 8,21]
B	4,56	3,52	0,91	9,82	[1,78; 7,92]
C	18,79	13,58	1,71	61,95	[8,34; 21,61]
D	20,82	12,03	8,08	48,60	[13,49; 24,25]

**Indice Kurtosis ( $\phi$ )**

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	0,981	0,102	0,820	1,379	[0,907; 1,030]
B	0,940	0,081	0,840	1,200	[0,888; 0,973]
C	0,986	0,141	0,770	1,602	[0,887; 1,060]
D	0,968	0,132	0,800	1,385	[0,881; 0,990]

**Indice de symétrie de la distribution ( $\phi$ )**

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	0,048	0,110	-0,160	0,270	[-0,070; 0,140]
B	0,004	0,175	-0,352	0,250	[-0,122; 0,141]
C	0,031	0,154	-0,320	0,330	[-0,062; 0,147]
D	-0,063	0,172	-0,350	0,245	[-0,167; 0,067]

**D90/d**

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	0,145	0,085	0,053	0,378	[0,095; 0,158]
B	0,188	0,154	0,039	0,590	[0,090; 0,222]
C	0,252	0,138	0,055	0,728	[0,141; 0,314]
D	0,291	0,117	0,111	0,641	[0,187; 0,349]

**3.1.3. Les indicateurs dynamiques**

Les 2 variables dynamiques utilisées pour décrire les processus physiques internes aux lits fluviaux présentent des valeurs contrastées d'un type à l'autre (Fig. 99). La puissance spécifique enregistre une augmentation progressive du type A au type D. Ceci démontre des différences importantes en terme de capacités de transport. Plus on se rapproche des morphologies à blocs et plus les capacités de transport sont fortes. Les intervalles interquartiles suggèrent l'existence de seuils : au-delà de  $60 \text{ W m}^{-1}$ , on entre dans les lits à blocs de type C et D et lorsque la puissance spécifique excède  $100 \text{ W m}^{-1}$ , la probabilité d'appartenance au type D est forte (Tab. 30). Tout comme les seuils identifiés à partir des indicateurs granulométriques ou morphologiques, ces valeurs limites ne sont pas exclusives. Un lit de type A a été observé pour une puissance spécifique de  $100 \text{ W m}^{-1}$  (Haute-Drôme XS20), de même qu'une puissance spécifique de  $60 \text{ W m}^{-1}$  (Bordette XS10) a été suffisante pour générer un tronçon de type D.

Le rapport entre la taille moyenne des particules qui composent le fond du lit et la superficie drainée nous donne une idée de la mobilité du sédiment [Hack, 1957]. Les valeurs observées sur chaque morphotype mettent en évidence une mobilité accrue lorsqu'on se rapproche du type A. Cependant, comme pour les autres variables analysées, les distributions se chevauchent. On constate simplement qu'en dessous d'une valeur de 1,50, on a de grandes chances d'observer un tronçon à nappes caillouteuses.

Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants

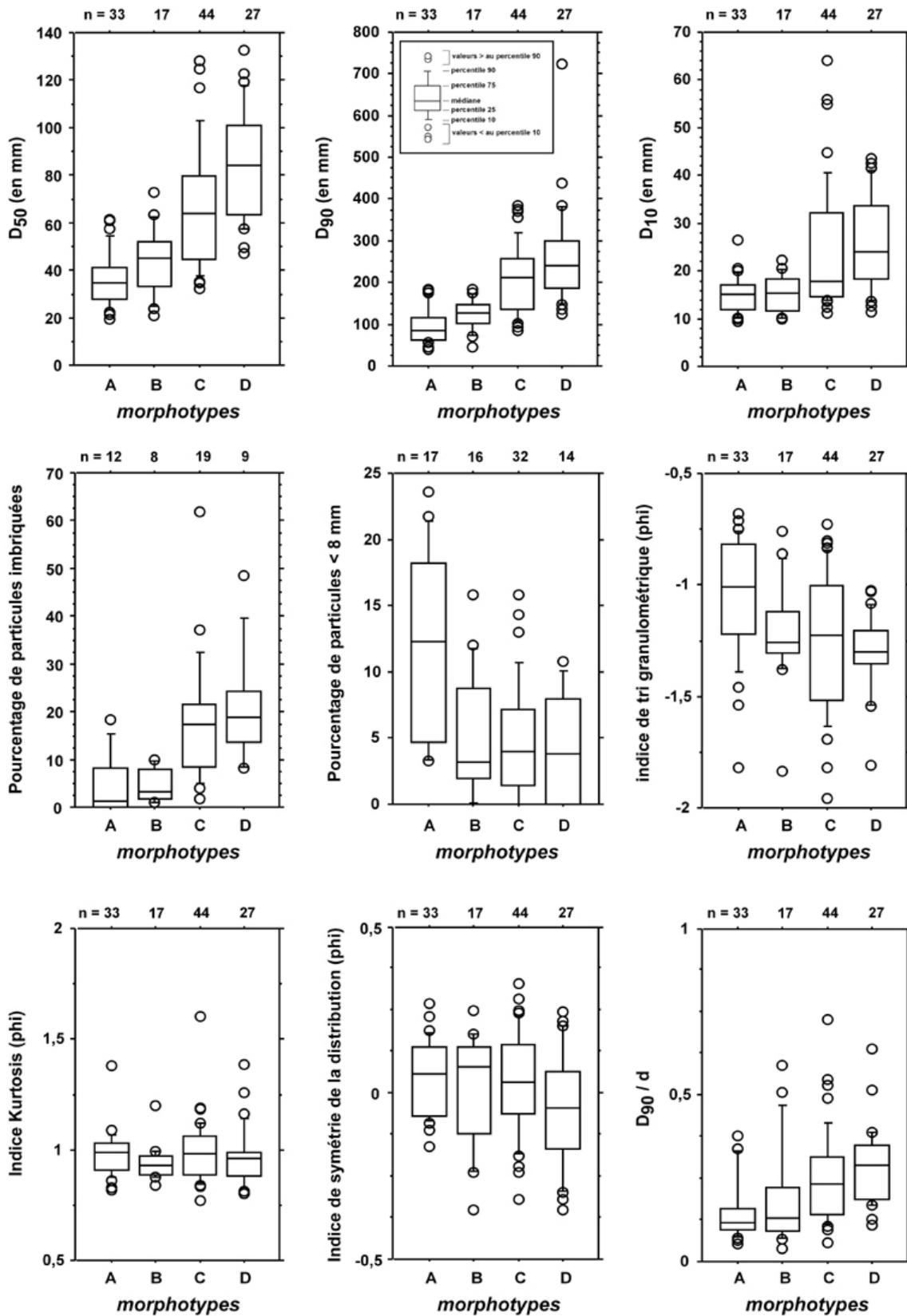
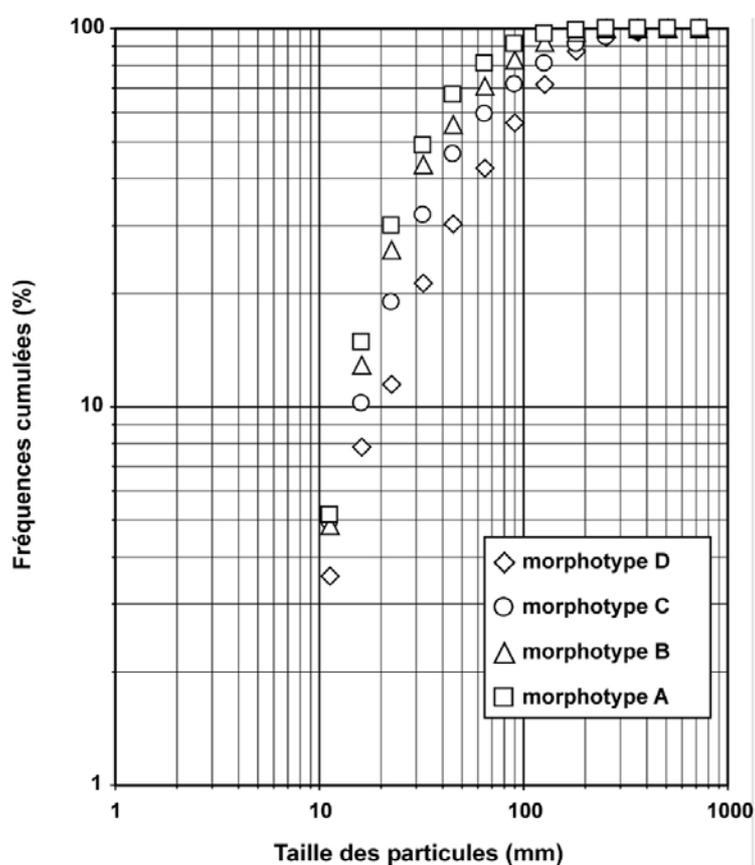


Figure 97  
Distributions comparées des variables granulométriques mesurées sur chaque morphotype ; n correspond au nombre d'observations



**Figure 98**  
Courbes de distributions granulométriques composites des différents types morphologiques

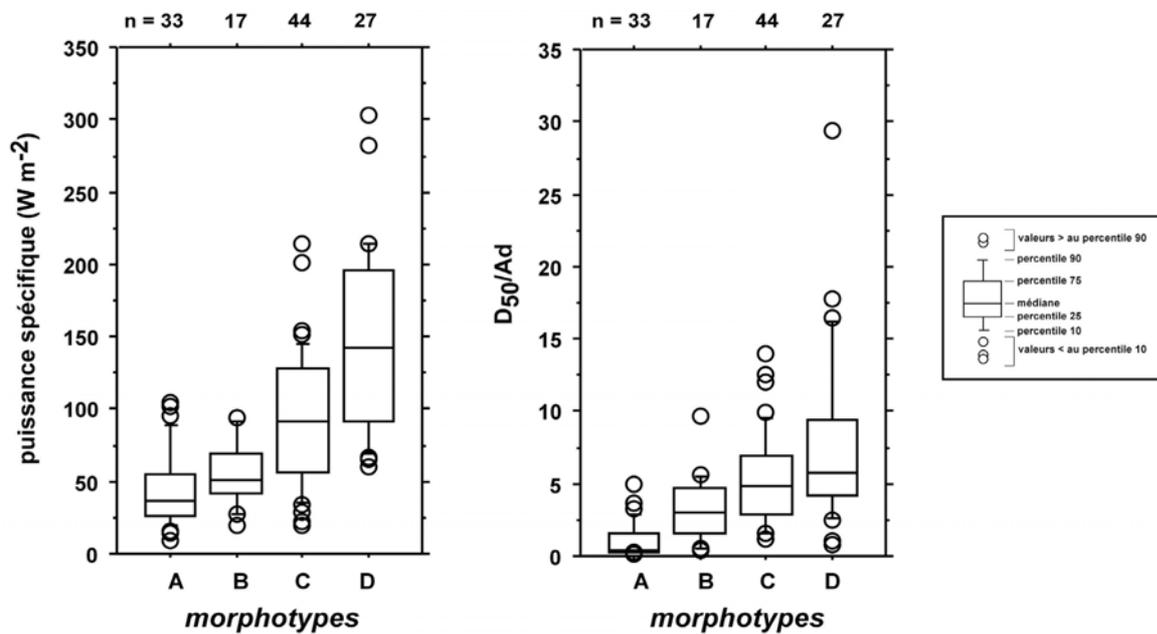
**Tableau 30**  
Principales caractéristiques dynamiques des morphotypes

**Puissance spécifique (en  $W m^{-2}$ )**

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	43,77	25,08	8,56	104,03	[25,88; 54,29]
B	55,65	21,84	20,19	94,11	[41,65; 68,75]
C	94,03	45,60	20,20	214,75	[56,80; 128,05]
D	146,67	63,72	60,01	302,59	[91,10; 196,42]

**Indice de mobilité granulométrique ( $D_{50}/Ad$ )**

Morphotypes	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	Intervalle interquartile
A	1,06	1,21	0,18	5,00	[0,27; 1,55]
B	3,28	2,34	0,38	9,65	[1,55; 4,65]
C	5,29	3,16	1,11	14,02	[2,88; 6,89]
D	7,71	6,22	0,78	29,44	[4,19; 9,39]



**Figure 99**

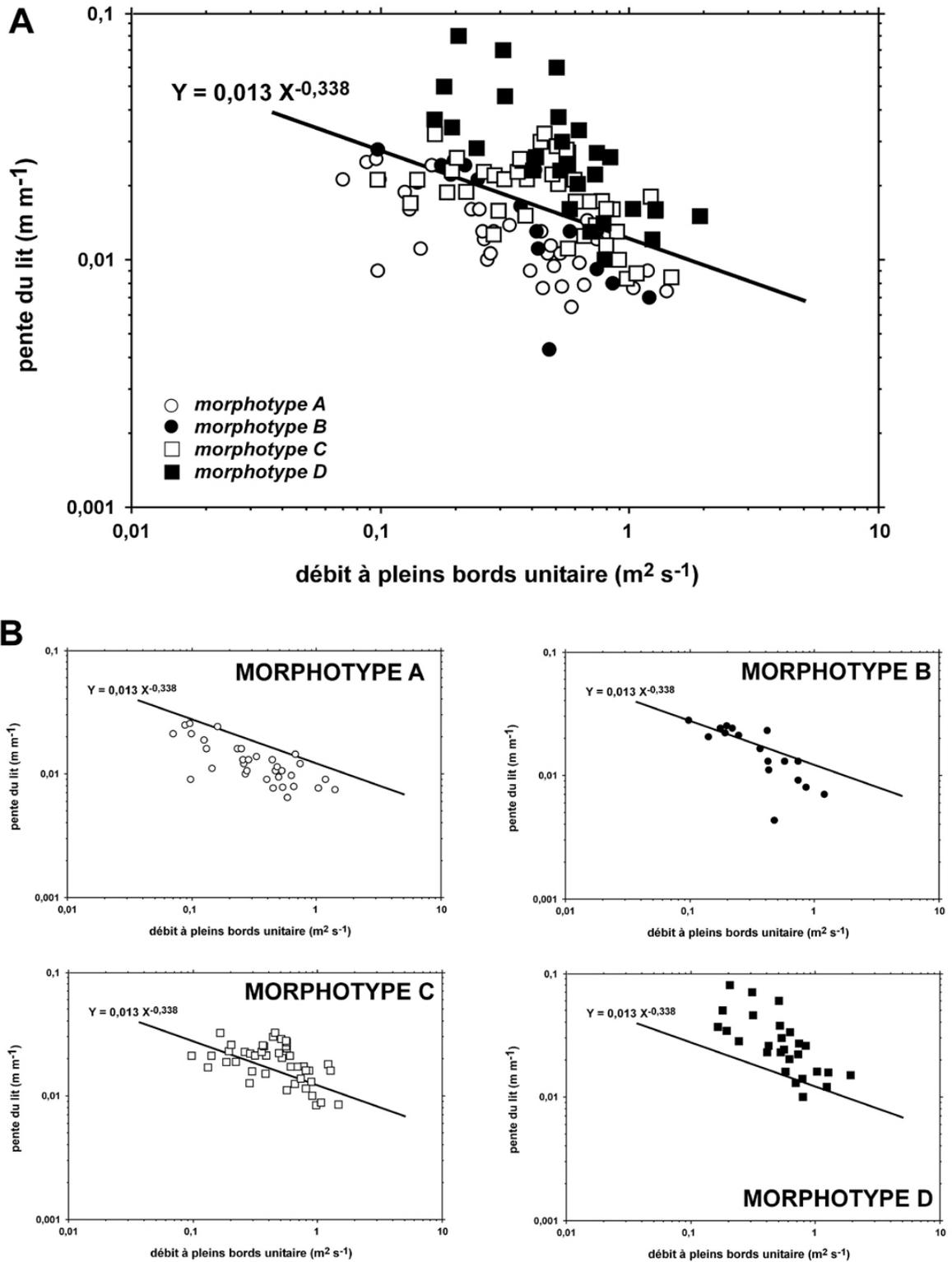
Distributions comparées des variables dynamiques mesurées sur chaque morphotype ; n correspond au nombre d'observations

Toutes ces analyses montrent qu'il est possible de distinguer de façon approximative les types morphologiques à partir de certains indicateurs isolés. Si on combine ces indicateurs, on doit pouvoir obtenir une meilleure discrimination car plusieurs de ces variables sont corrélées. Tel est l'objectif des analyses qui vont suivre.

### 3.2. Discrimination à partir de relations statistiques élémentaires

Plusieurs relations empiriques ont permis d'établir des différences fonctionnelles importantes entre les types morphologiques. Elles constituent un pas supplémentaire vers l'explication et la caractérisation quantitative des morphotypes. Il faut cependant préciser que certaines d'entre elles ne sont pas rigoureusement valides d'un point de vue purement statistique car elles intègrent parfois des variables redondantes entre elles. Tel est le cas de la pente et du débit ou de la puissance hydraulique et de la largeur à pleins bords (Fig. 100 et 101). Néanmoins, si nous utilisons ces relations à des fins de discrimination, ceci n'engendre pas de biais méthodologique.

La pente du lit et le débit à pleins bords théorique ( $Q_{1,5}$ ) pondéré par la largeur du fond du lit (débit à pleins bords théorique unitaire) nous permettent de classer les tronçons en fonction de leur capacité de transport. Ce sont ces deux variables qui sont utilisées pour calculer la puissance spécifique d'une rivière. L'allure générale de la relation montre que la pente diminue lorsque le débit à pleins bords unitaire augmente (Fig. 100A). Cette tendance est bien connue et elle est interprétée comme un ajustement du lit qui permet d'assurer la continuité du transport sédimentaire de l'amont vers l'aval. Les têtes de bassin compensent de faibles débits par une forte pente [Knighton, 1998]. Outre



**Figure 100**

Discrimination des types morphologiques en fonction du débit à pleins bords théorique unitaire et de la pente du lit ; A : vision d'ensemble, B : visions séquentielles par types morphologiques

son aspect fondamental, il a été démontré à plusieurs reprises que la combinaison de ces 2 variables est efficace en terme de discrimination des styles fluviaux [Leopold et Wolman, 1957 ; Ackers et Charlton, 1970 ; Ferguson, 1981 ; Montgomery et Buffington, 1997]. Il est intéressant de constater que cette approche fonctionne également sur les petites rivières torrentielles de la Drôme. Les types morphologiques se distribuent en bandes successives et les nuages de points respectifs présentent une pente relativement similaire, excepté pour le type D qui semble dévoiler une pente plus forte (Fig. 100A et B). Cette analyse montre que pour un même débit unitaire, la pente s'accélère lorsqu'on se dirige du type A au type D. Elle dévoile également une logique d'ajustement morphologique progressif d'un type à l'autre. Elle confirme enfin que les morphologies à blocs présentent en général une capacité de transport supérieure aux morphologies à dominante caillouteuse.

Est-il possible de déterminer un seuil de discrimination morphologique à partir de ces 2 variables ? L'examen visuel des nuages de points suggère l'existence d'une frontière entre les types extrêmes A et D (Fig. 100A). Il s'avère également que cette limite semble correspondre à la droite d'ajustement des morphotypes B et C, situés de part et d'autre de la frontière. Nous avons donc calculé la droite de régression des morphotypes B et C selon une fonction puissance et nous obtenons le modèle suivant :

$$s = 0,013 Q_{pbu}^{-0,338}$$

avec  $s$  : la pente du lit (en  $m m^{-1}$ ),

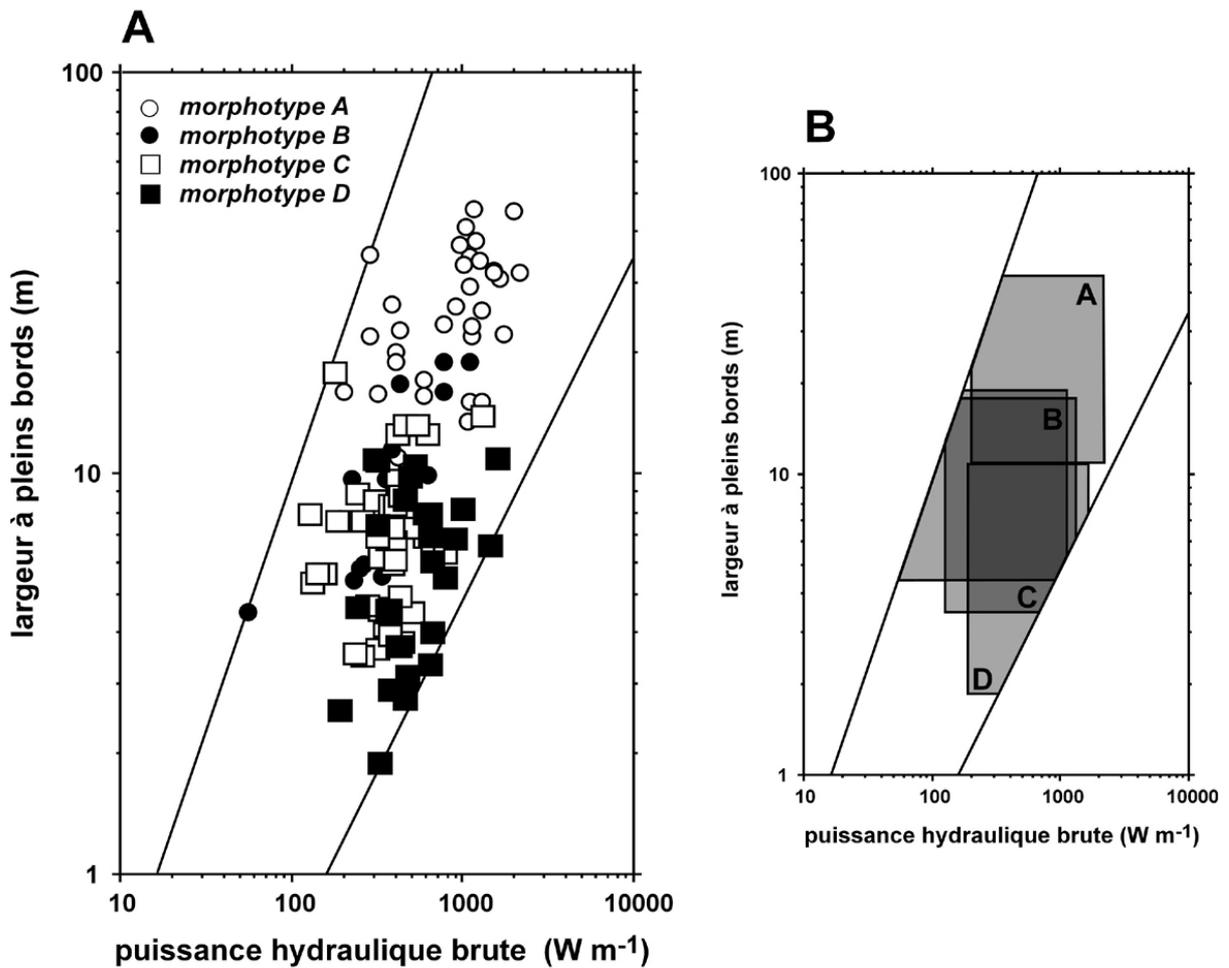
$Q_{pbu}$  : le débit à pleins bords théorique unitaire (en  $m^2 s^{-1}$ )

$$R^2 = 0,341$$

$$p < 0,0001$$

Cette équation est pertinente pour distinguer les types A et D, mais elle ne permet pas de prédire l'appartenance aux types intermédiaires. Il faut également signaler la présence d'un morphotype B très éloigné de son groupe. Ce point correspond au tronçon mesuré sur le Charens et révèle une pente très faible compte tenu du débit. Ceci s'explique par un contrôle aval lié à l'exhaussement du lit de la Drôme, bien documenté dans ce secteur géographique [Liébault *et al.*, 2002a ; Piégay *et al.*, sous presse].

Les relations entre la capacité de transport et les attributs morfo-sédimentaires des tronçons sont également riches d'enseignements. Le croisement de la puissance hydraulique brute et de la largeur à pleins bords montre une corrélation positive, valide statistiquement ( $W_{pb}=0,19\omega^{0,63}$  ;  $R^2=0,32$  ;  $p<0,0001$ ) (Fig. 101A). Cette relation doit être interprétée comme un ajustement de la largeur du lit à la taille du bassin versant combinée à la pente du fond de vallée. Ce modèle intègre 2 mécanismes fondamentaux : (1) l'augmentation de la largeur du lit sous l'effet de l'accroissement des flux liquides ; (2) l'élargissement du lit induit par une diminution de la pente qui favorise le dépôt de la charge sédimentaire. Néanmoins, la distribution des gammes de valeurs pour chaque type morphologique montre que pour une même capacité de transport brute, les rivières caillouteuses ont un lit plus large



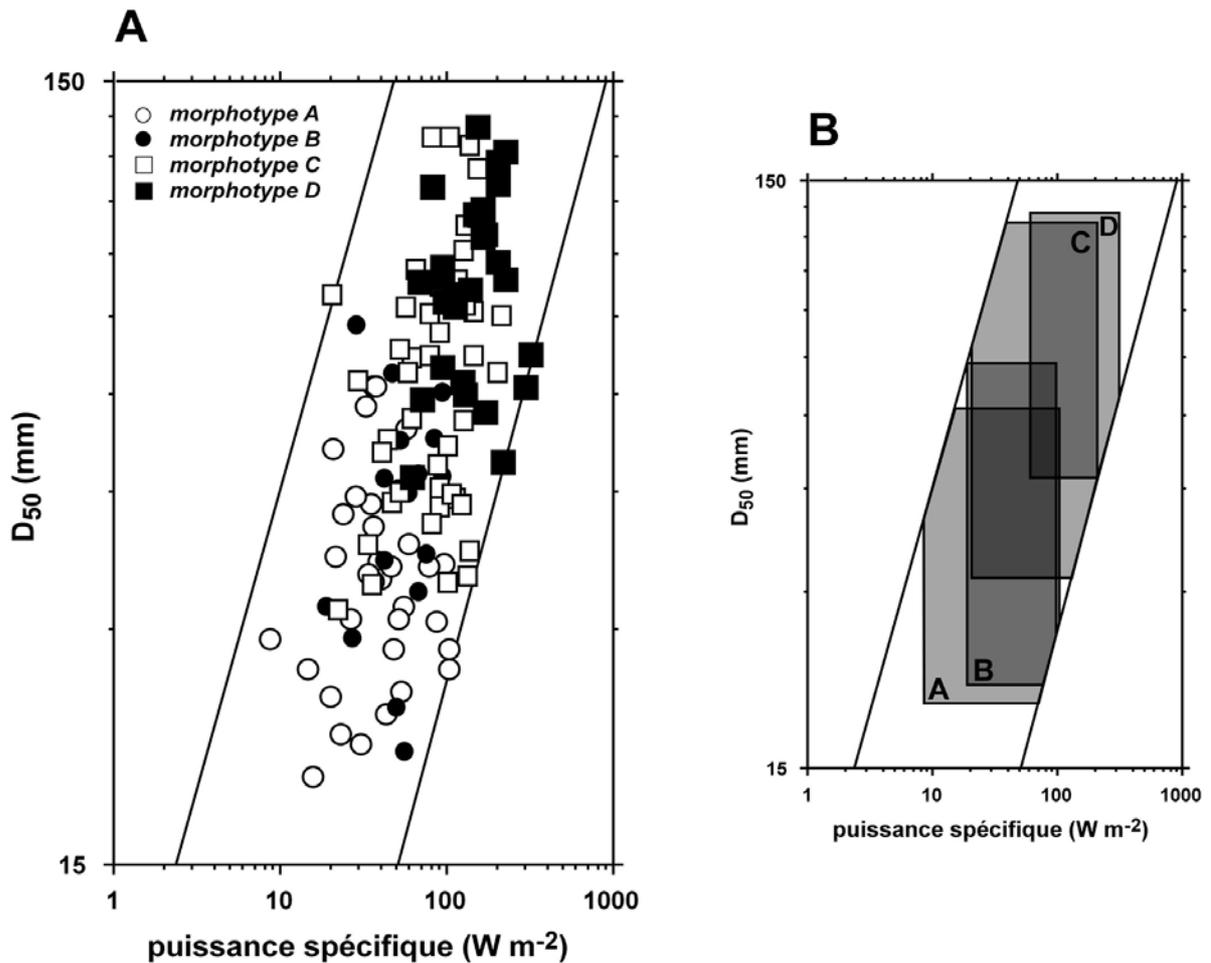
**Figure 101**

*Discrimination des types morphologiques à partir de la puissance hydraulique brute et de la largeur à pleins bords ; A : nuages de points et courbes-enveloppes ; B : étendues des valeurs associées à chaque morphotype*

que les rivières à blocs (Fig. 101B). Ceci signifie qu'avec la même quantité d'énergie disponible, certaines rivières élargissent leurs bandes actives avec plus de facilité. Les reconnaissances de terrain ne nous conduisent pas à considérer l'érodabilité des berges comme un facteur important de différenciation morphologique. La grande majorité des tronçons étudiés présente des berges boisées, d'apparence plutôt stable (Fig. 90 à 94), même si des contrastes peuvent exister localement en fonction de la hauteur et de la composition granulométrique des berges. Ceci indiquerait que la largeur à pleins bords est une variable déterminée principalement par le bilan entre la charge sédimentaire et la capacité de transport. Si ces hypothèses se confirment, elles nous conduisent à conclure que les morphotypes A présentent une charge sédimentaire brute supérieure aux autres morphotypes. Il faut également observer que les groupes B et C présentent des positions intercalées entre les groupes A et D. Ceci suggère un état d'ajustement intermédiaire et confirme l'existence d'un continuum morphologique entre les types.

Le croisement entre la puissance spécifique et le  $D_{50}$  montre également une bonne discrimination des morphotypes (Fig. 102A). L'allure générale du modèle indique une augmentation simultanée de la taille médiane des particules et de l'énergie disponible ( $D_{50}=10\omega_s^{0,39}$ ;  $R^2=0,35$ ;  $p<0,0001$ ). Cette observation est conforme aux résultats précédemment obtenus sur d'autres rivières et parfois utilisés pour distinguer les styles fluviaux [Henderson, 1963 ; Richards, 1982 ; Ferguson, 1987 ; Nanson et Croke, 1992 ; Van den Berg, 1995]. Elle démontre qu'il existe un lien physique entre la composition granulométrique du fond du lit et la quantité d'énergie qui transite dans la rivière. Cette relation intègre à la fois une fonction de dissipation de l'énergie par augmentation de la rugosité et un principe de continuité du transport sédimentaire. L'agencement des nuages de point regroupés par types, qui se chevauchent partiellement sur l'axe des abscisses, montre que pour une même capacité de transport, le fond du lit tend à devenir de plus en plus grossier lorsqu'on passe du type A au type D (Fig. 102B). Cette observation est importante. Si on admet que les éléments les plus grossiers présents dans les morphologies à blocs présentent une mobilité réduite, il faut alors considérer que leur fonction principale est de dissiper une énergie excédentaire qui transite dans ces tronçons. Cette énergie excédentaire pourrait être liée à de faibles apports sédimentaires qui induiraient la mise en place d'un fond grossier à forte rugosité. Inversement, les morphologies caillouteuses utiliseraient cette même énergie pour véhiculer une charge sédimentaire abondante, ce qui se traduit par une granulométrie plus fine et des lits plus larges pour des capacités de transport similaires. Si on observe la distribution des morphotypes en fonction de la pente et de la rugosité relative du lit ( $D_{90}/d$ ), on constate également un chevauchement important des groupes sur l'axe des abscisses (Fig. 103). Ceci indique que pour une pente équivalente, les morphologies à blocs développent des conditions de rugosité supérieures à celles des morphologies à dominante caillouteuse. Tout porte à croire que pour une même capacité de transport, les morphotypes C et D ont une rugosité hydraulique plus efficace en terme de dissipation de l'énergie. On observe également que la formation de bancs est théoriquement possible dans ces tronçons car la plupart d'entre eux sont situés en-dessous du seuil de rugosité relative de Church et Jones [1982]. Ceci supporte l'hypothèse d'une charge sédimentaire déficitaire.

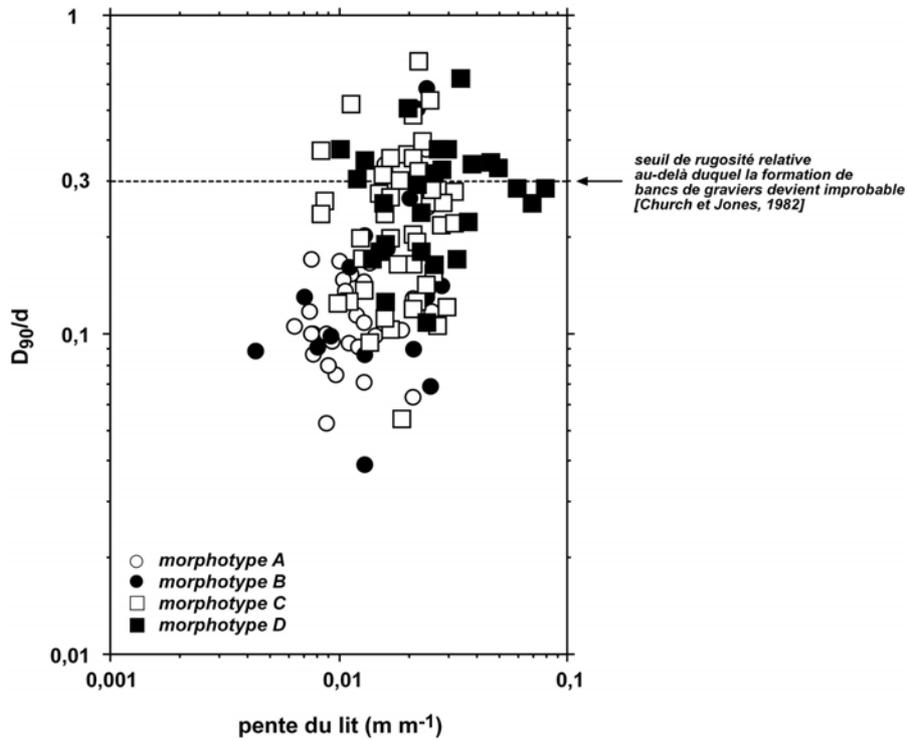
Nous obtenons également une bonne discrimination des morphotypes lorsque nous examinons la relation entre le  $D_{50}$  pondéré par la superficie drainée et la largeur à pleins bords (Fig. 104A). Le modèle prédit une diminution de la largeur du lit lorsque le rapport  $D_{50}/Ad$  augmente ( $W_{pb}=14,69D_{50}/Ad^{0,46}$ ;  $R^2=0,596$ ;  $p<0,0001$ ). La prise en compte de la granulométrie dans l'analyse de régression améliore nettement son caractère prédictif (le coefficient  $R^2$  entre la largeur et la superficie drainée est de 0,45). L'interprétation de cette relation est délicate car, comme pour le modèle obtenu entre le  $D_{50}$  et la puissance spécifique, elle va dépendre de la fréquence de mobilisation des particules grossières. Si on admet que ces particules sont mises en mouvement par des crues de faible intensité, alors une part importante de l'énergie véhiculée par l'écoulement est utilisée pour assurer la continuité du transport solide vers l'aval. On comprend alors que les rivières ont tendance à maintenir des lits étroits pour assurer des hauteurs d'eau supérieures au seuil de mise en mouvement des particu-



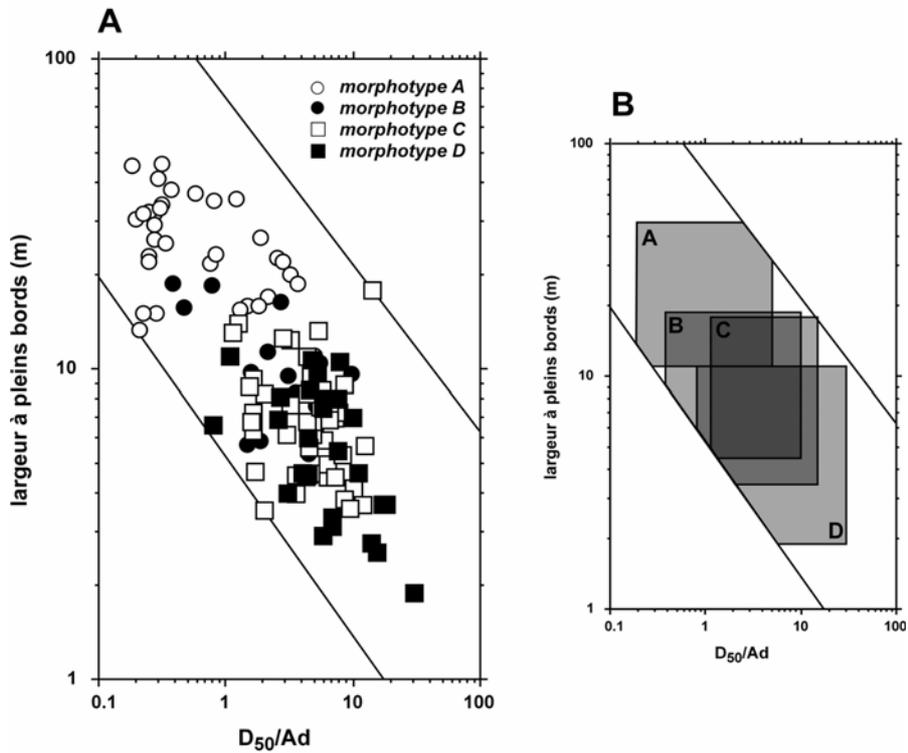
**Figure 102**

*Discrimination des types morphologiques à partir de la puissance spécifique et du  $D_{50}$ ; A : nuages de points et courbes enveloppes ; B : étendues des valeurs associées à chaque morphotype*

les. Inversement, si on considère que seuls les événements extrêmes sont capables de déplacer ces particules, il faut admettre que la composition granulométrique du fond du lit est associée à un processus d'exhumation des blocs par évacuation progressive du cortège graveleux et caillouteux. Il s'agit alors d'un phénomène de pavage. La fonction principale des blocs serait donc de dissiper l'énergie excédentaire des petites crues et d'assurer ainsi la stabilité du fond du lit. Dans ce cas, le maintien d'une largeur à pleins bords étroite serait le résultat d'un ajustement au tarissement de la charge sédimentaire. Quoi qu'il en soit, cette relation statistique permet de discriminer de façon efficace les types morphologiques extrêmes (Fig. 104B). Le groupe A se situe dans des gammes de largeur et de granulométrie pondérée comprises respectivement entre 10 et 50 mètres et 0,15 et 6. Ces étendues sont les suivantes pour le type D : 2 à 10 mètres et 0,7 et 35. Ceci montre à nouveau que lorsque les conditions dynamiques sont similaires, les rivières à nappes caillouteuses développent des bandes actives plus larges qui suggèrent une charge sédimentaire plus abondante. Les types B et C se caractérisent logiquement par des positions intercalées, qui suggèrent un état d'ajustement intermédiaire entre les types A et D.



**Figure 103**  
Discrimination des types morphologiques à partir de la pente du lit et de la rugosité relative ( $D_{90}/d$ )



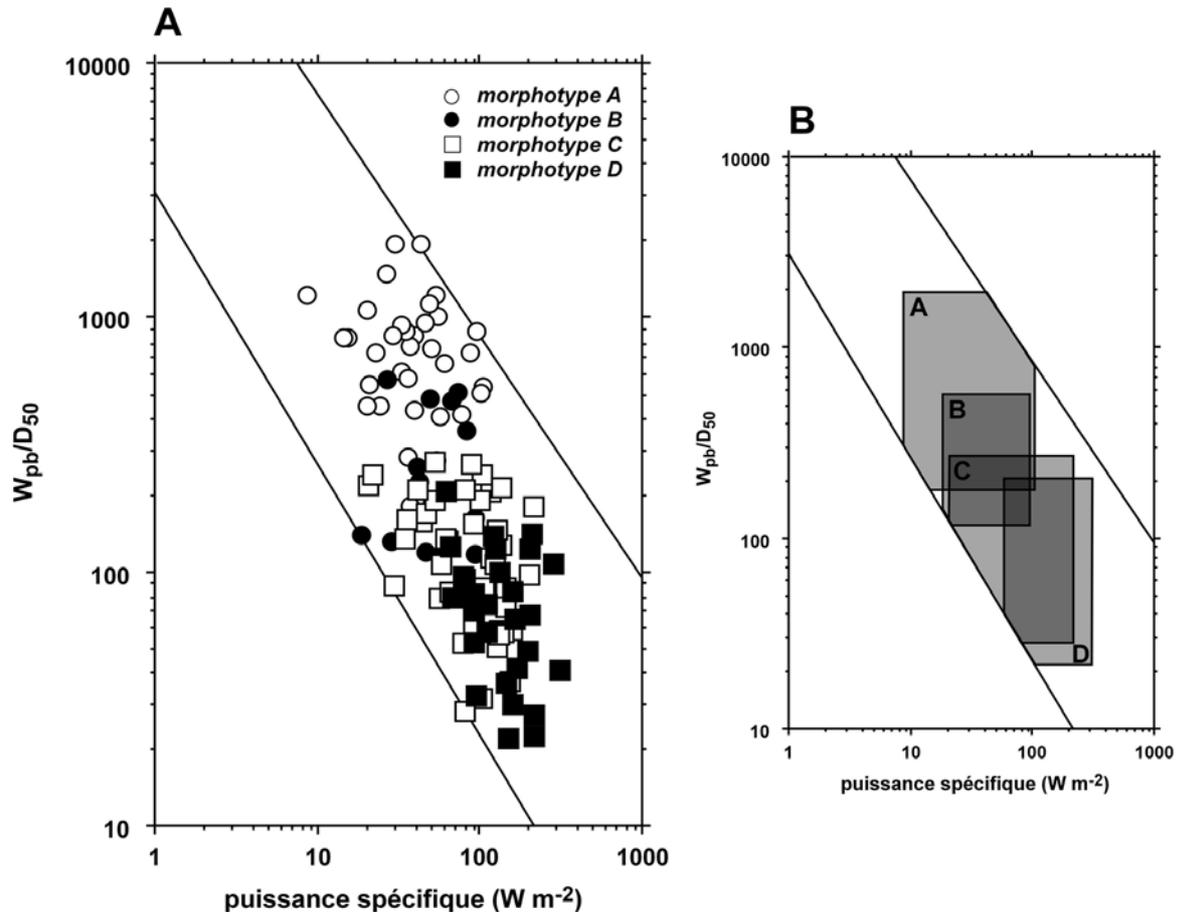
**Figure 104**  
Discrimination des types morphologiques à partir de la surface drainée ( $A_d$ ), du  $D_{50}$  et de la largeur à pleins bords ; A : nuages de points et courbes-enveloppes ; B : étendues des valeurs associées à chaque morphotype

Si nous regroupons dans un même modèle à 2 dimensions l'ensemble des variables les plus pertinentes en terme de discrimination, nous obtenons une relation intéressante entre la puissance spécifique et la largeur à pleins bords pondérée par le  $D_{50}$  (Fig. 105A). On observe logiquement une diminution du rapport  $W_{pb}/D_{50}$  lorsque la puissance spécifique augmente ( $W_{pb}/D_{50}=13160\omega_s^{-1}$ ;  $R^2=0,43$ ;  $p<0,0001$ ). Plus l'énergie disponible est forte et plus la rivière aura tendance à développer des lits étroits à fond grossier. Cette relation synthétique intègre l'ensemble des processus décrit plus haut et elle constitue un optimum de discrimination. On constate sans surprise un agencement séquentiel des morphotypes et une meilleure différenciation par rapport aux autres modèles (Fig. 105B). Les gammes de valeurs communes entre les groupes se font plus rares et les types A et B se séparent nettement des types C et D. Des incertitudes subsistent lorsqu'il s'agit de différencier les types proches.

Ces résultats confirment l'existence d'un continuum fonctionnel entre les types morphologiques et montrent que les différences fondamentales observées en terme de formes fluviales et de composition granulométrique sont gouvernées par la dynamique du transfert des sédiments dans les lits fluviaux. En revanche, aucune de ces relations ne permet une discrimination exhaustive de chacun des groupes. La prise en compte de 2 variables est souvent suffisante pour différencier les types extrêmes, mais elle ne procure pas de résultat tangible pour les types intermédiaires. Les modèles les plus efficaces en terme de discrimination ne permettent de classer avec certitude qu'un pourcentage relativement faible de tronçons (30 % en valeur optimum). La dernière étape de l'analyse nous conduit vers une démarche de discrimination multivariée, qui est sensée optimiser la prédiction.

### 3.3. Discrimination multivariée

Une analyse discriminante factorielle a été conduite à partir des variables les plus pertinentes pour discriminer les types morphologiques. Nous en avons sélectionné 8 : la pente du lit ( $s$ ), le  $D_{16}$ , le  $D_{84}$ , la largeur à pleins bords ( $W_{pb}$ ), le ratio largeur sur profondeur (WDR), le  $D_{50}$  pondéré par la superficie drainée ( $D_{50}/Ad$ ), la rugosité relative ( $D_{90}/d$ ) et la puissance spécifique ( $\omega_s$ ). Ces variables ont été retenues à la suite de plusieurs tentatives et elles constituent les indicateurs optimums de discrimination. Un ensemble de 121 individus statistiques a été traité dans l'analyse. L'inertie inter-classes représente 40 % de l'inertie totale et elle s'exprime principalement sur l'axe F1 (67,91%), l'axe F2 étant peu représenté (27,60% de l'inertie totale). La distribution des types morphologiques sur le plan factoriel principal montre une différenciation séquentielle très nette sur l'axe F1 (Fig. 106A). L'axe F2 permet de différencier les types A et D des types B et C. La contribution des variables de départ aux axes principaux montrent que l'axe F1 oppose principalement les fortes valeurs de largeur à pleins bords aux fortes valeurs de puissance spécifique associées aux granulométries grossières (Fig. 106B, Tab. 31). On retrouve évidemment ici les contrastes morpho-sédimentaires précédemment présentés. Les fortes valeurs négatives sur l'axe F1 correspondent aux tronçons étroits, à fond grossiers et à forte capacité de transport. Inversement, les fortes valeurs positives sur l'axe F1 représen-

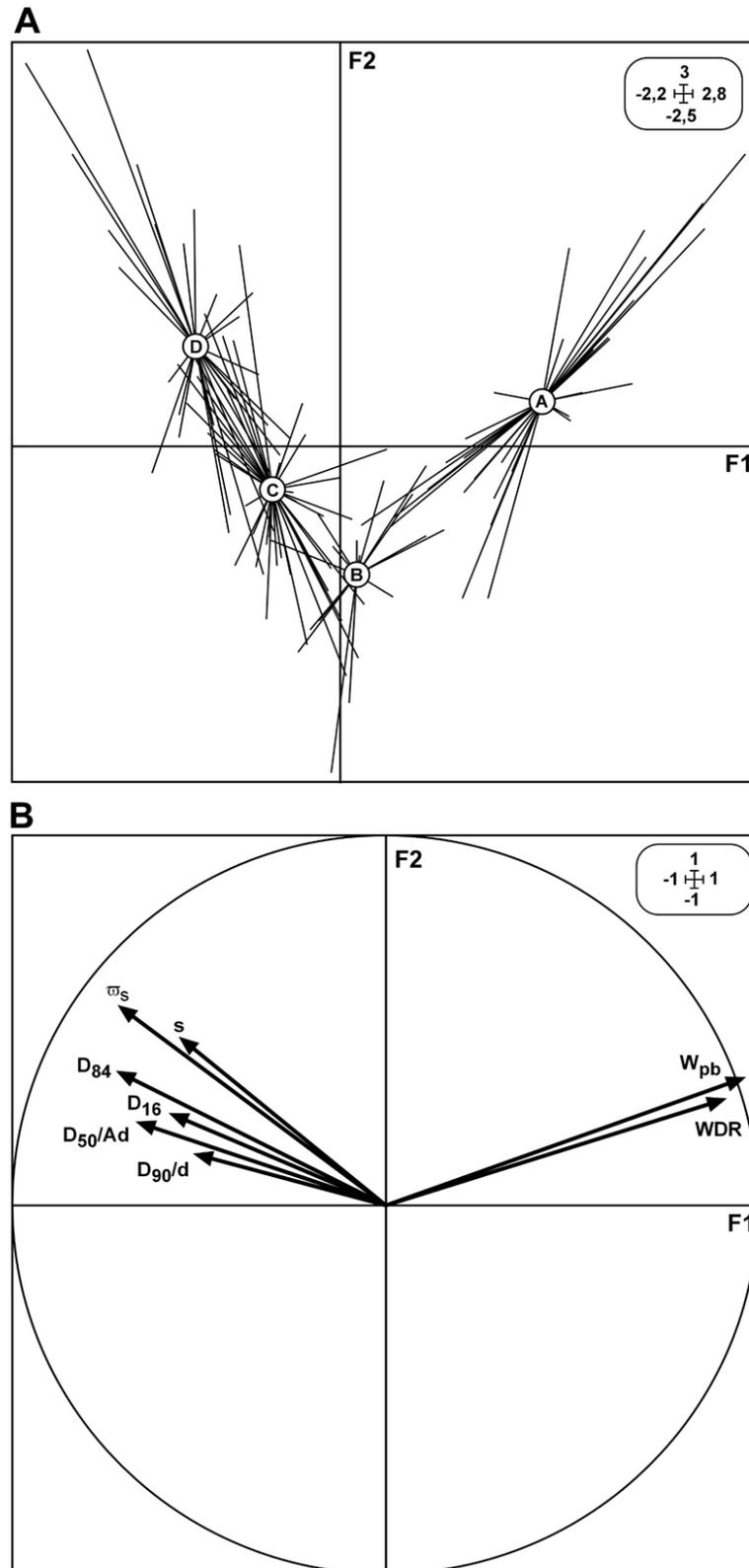


**Figure 105**

*Discrimination des types morphologiques à partir de la puissance spécifique, du  $D_{50}$  et de la largeur à pleins bords ( $W_{pb}$ ) ; A : nuages de points et courbes-enveloppes; B : étendues des valeurs associées à chaque morphotype*

tent les tronçons larges, à granulométrie fine et à faible capacité de transport. Cet axe oppose ainsi les tronçons à bilan sédimentaire excédentaire (fourniture sédimentaire > capacité de transport), localisés à droite, des tronçons à bilan déficitaire (fourniture sédimentaire < capacité de transport), localisés à gauche. Les ruisseaux de type A correspondent au premier cas, les ruisseaux de type D au deuxième et les types B et C représentent des situations intermédiaires légèrement différenciées.

Plusieurs tests nous permettent de mesurer la significativité de cette analyse. Sur 10 000 redistributions aléatoires des individus dans les groupes, aucune ne présente une inertie inter-classe supérieure à celle de l'analyse discriminante factorielle. Bien que la robustesse du test de permutation soit considérée comme faible [Saporta, 1990], elle nous donne une première estimation de la validité de l'analyse. Le pourcentage d'individus mal classés nous en donne une deuxième. L'erreur d'affectation globale est de 30,58 % (37 individus sur 121). Bien que ce chiffre soit relativement élevé, on doit admettre que l'analyse discriminante factorielle est un outil de prédiction nettement plus fiable que les analyses bivariées qui n'arrivaient à classer correctement que 30 % des individus. Les taux d'erreur par types montrent que l'analyse discriminante factorielle est surtout performante pour re-



**Figure 106**

Résultats graphiques de l'analyse discriminante factorielle des types morphologiques fondée sur les indicateurs morpho-sédimentaires des tronçons ; A : graphique en étoile montrant la distribution et le centre de gravité des morphotypes sur le plan factoriel F1-F2 ; B : cercle des corrélations (se reporter au texte pour les abréviations des variables)

**Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants**

connaître un type A ou un type B (Tab. 32). Elle l'est nettement moins pour un type C ou un type D, souvent confondus entre eux. Ceci s'explique par le fait que ces groupes présentent des différences subtiles qui ne s'expriment véritablement que sur les variables granulométriques. Il est donc beaucoup plus difficile de les différencier.

Il faut enfin mentionner les fortes variabilités intra-groupes observées essentiellement pour les types A et D. La distribution des tronçons à blocs et à nappes caillouteuses sur l'axe F1 présente une gamme de valeur supérieure à celle des groupes B et C. Ceci indique que ces groupes sont plus hétérogènes et peuvent regrouper plusieurs sous-ensembles.

**Tableau 31**

*Coefficients de corrélation entre les variables canoniques et les variables de départ*

Variables	Axe F1	Axe F2
Pente du lit (s)	-0,51	0,42
D <sub>16</sub>	-0,53	0,23
D <sub>84</sub>	-0,67	0,34
Largeur à pleins bords (W <sub>pb</sub> )	0,92	0,33
Ratio largeur sur profondeur (WDR)	0,87	0,27
D <sub>50</sub> /Ad	-0,62	0,21
Rugosité relative (D <sub>90</sub> /d)	-0,47	0,12
Puissance spécifique ( $\omega_s$ )	-0,68	0,51

**Tableau 32**

*Taux d'erreur de la fonction discriminante calculé pour chaque type morphologique*

Morphotypes	A	B	C	D	MC (%)*
A	26	7	0	0	21,21
B	0	15	2	0	11,76
C	0	11	25	8	43,18
D	0	1	8	18	33,33

\* pourcentage d'individus mal classés

### 3.4. Interprétation fonctionnelle

Les déterminants morpho-sédimentaires et hydrauliques des types morphologiques démontrent bien l'existence d'un continuum fonctionnel entre les lits à blocs et les lits à nappes caillouteuses. En règle générale, on passe progressivement d'un type D à un type A lorsque la fourniture sédimentaire ( $Q_s$ ) tend à devenir de plus en plus importante par rapport à la capacité de transport du tronçon ( $Q_c$ ). Ceci se traduit par la mise en place d'accumulations caillouteuses qui peuvent prendre différentes formes en fonction de l'importance de l'excédent sédimentaire. Ainsi, pour une même énergie disponible, on passe progressivement d'un remplissage caillouteux à fond plat qui laisse entrevoir un semis de blocs enterrés à un remplissage caillouteux homogène lorsque les sédiments commencent à s'accumuler. Si les apports continuent à augmenter, on observe alors la formation de bancs et la mise en place d'une bande de tressage ou d'un style divaguant comme il en existe encore sur quelques rivières torrentielles drômoises, malgré une très nette tendance à la disparition de ces formes [Bravard, 2000a ; Bravard, 2002 ; Liébault et Piégay, 2002]. Ce schéma global est conforme aux observations de Montgomery et Buffington [1997] qui différencient les styles morphologiques des rivières de montagne en fonction du rapport  $Q_s/Q_c$ . Celui-ci se structure longitudinalement sous l'effet de la diminution de la pente vers l'aval qui favorise la formation d'atterrissements. Il existe donc des morphotypes de position dont l'occurrence est contrôlée par la localisation sur le gradient amont-aval. Cependant, nous avons observé à de multiples reprises que chaque morphotype peut se rencontrer n'importe où le long de ce gradient. Il s'avère en effet que lorsque la pente est comprise entre 0,5 et 3%, il est impossible de prédire distinctement quel est le type morphologique le plus susceptible de se développer. Or, cet intervalle de pente est celui que l'on rencontre le long des segments principaux des rivières torrentielles drômoises. D'autre part, les nombreuses relations établies entre les indicateurs de capacité de transport et les descripteurs morpho-sédimentaires montrent un chevauchement important des types sur l'axe des abscisses, toujours utilisé pour représenter la capacité de transport. Il existe donc également des morphotypes d'ajustement. La diversité morphologique rencontrée sur ces rivières est donc fortement contrôlée par la dynamique d'ajustement du lit aux modifications des entrées sédimentaires.

Les valeurs de puissance spécifique augmentent progressivement du type A au type D. Les lits à blocs présentent une capacité de transport unitaire supérieure car leur pente est plus forte et leur largeur plus faible. Ils se distinguent également par une rugosité relative plus forte. Si on considère, conformément au principe de conservation de l'énergie appliqué aux lits fluviaux, que l'énergie véhiculée lors des crues est dissipée par le transport des sédiments, le façonnement du lit et le frottement contre les parois, nous sommes amenés à interpréter les fortes conditions de rugosité des lits à blocs comme un ajustement destiné à dissiper un excédent d'énergie qui pourrait être induit par des flux sédimentaires appauvris ou par un conduit hydraulique plus difficilement érodable. Certaines évidences nous conduisent à penser qu'il n'existe pas de grandes différences en terme de résistance à l'érosion latérale entre les différents types morphologiques. La composition et la densité de la végé-

tation riveraine ne présentent pas de différences visuelles flagrantes d'un type à l'autre, bien qu'aucune donnée chiffrée ne permette de valider quantitativement cette observation. La largeur du fond de vallée n'est pas un bon critère de différenciation entre les types morphologiques, contrairement aux conclusions de Montgomery et Buffington [1997] ou Grant et Swanson [1995] qui démontrent que dans les montagnes de la côte Pacifique des États-Unis, les lits à blocs sont préférentiellement localisés dans des fonds de vallée confinés, soumis aux contraintes imposées par les versants. Ils considèrent alors ces styles morphologiques comme des formes optimales de dissipation de l'énergie qui se mettent en place lorsque les conditions environnementales imposent un fond de vallée non ajustable aux échelles de temps historiques. Ceci n'est pas le cas des Préalpes drômoises où les morphologies à blocs ne se limitent pas aux tronçons en gorges. Le cas du Soubrion est exemplaire dans la mesure où ce ruisseau inscrit une succession de marches et de cuvettes sur la quasi totalité de son cours, y compris dans des secteurs où la vallée peut atteindre des largeurs de l'ordre de 200 mètres. Ces observations nous conduisent à interpréter la plupart des morphologies à blocs comme la résultante d'un tarissement des flux sédimentaires.

Cette interprétation fonctionnelle rejoint les théories selon lesquelles les lits à blocs peuvent constituer parfois des formes de dissipation d'énergie associées à des conditions générales de faibles entrées sédimentaires [Ashida *et al.*, 1981 ; Whittaker et Jaeggi, 1982 ; Grant *et al.*, 1990 ; Chin, 1998 ; Zimmermann et Church, 2001]. Certaines études ont montré que dans ce type de rivière, les particules grossières qui déterminent la structuration du lit présentent des fréquences de mise en mouvement faibles, souvent supérieures à 50 ans [Grant *et al.*, 1990 ; Kondolf *et al.*, 1991 ; Chin, 1998]. Des résultats similaires ont été obtenus sur différentes stations à fond grossier mesurées le long du Haut-Roubion et de 2 de ses affluents, la Bine et le Soubrion, où nous avons montré, à partir des fréquences critiques de mise en mouvement du  $D_{84}$ , qu'environ 50 % des tronçons mesurés présentaient des fréquences supérieures à 100 ans [Liébault et Piégay, 2001]. Ces observations suggèrent que les fractions grossières sont exhumées par l'enfoncement du lit qui résulte de l'exportation du remplissage caillouteux non renouvelé depuis l'amont (Fig. 107). Les semis de blocs seraient donc mis en place par un processus de pavage lié au tarissement des apports sédimentaires, conforme au mécanisme de concentration des particules grossières par lessivage des particules fines [Bray et Church, 1980 ; Andrews et Parker, 1987 ; Dietrich *et al.* 1989, Richards et Clifford, 1991].

Ceci nous amène à considérer la plupart des lits à blocs rencontrés comme des formes abouties d'extinction torrentielle (l'extinction torrentielle est envisagée ici comme un état caractérisé par des flux sédimentaires très amoindris). Nous sommes en effet enclins à penser qu'il existe un rapport direct entre les types morphologiques et les volumes de sédiments grossiers en transit. Les relations empiriques obtenues entre les indicateurs de puissance et les indicateurs morpho-sédimentaires démontrent que pour une même capacité de transport, le lit tend à devenir de moins en moins large et son fond de moins en moins graveleux lorsqu'on passe du type A au type D. D'autre part, la formation de bancs alluvionnaires est théoriquement possible sur la plupart des tronçons étudiés, d'après



**Figure 107**

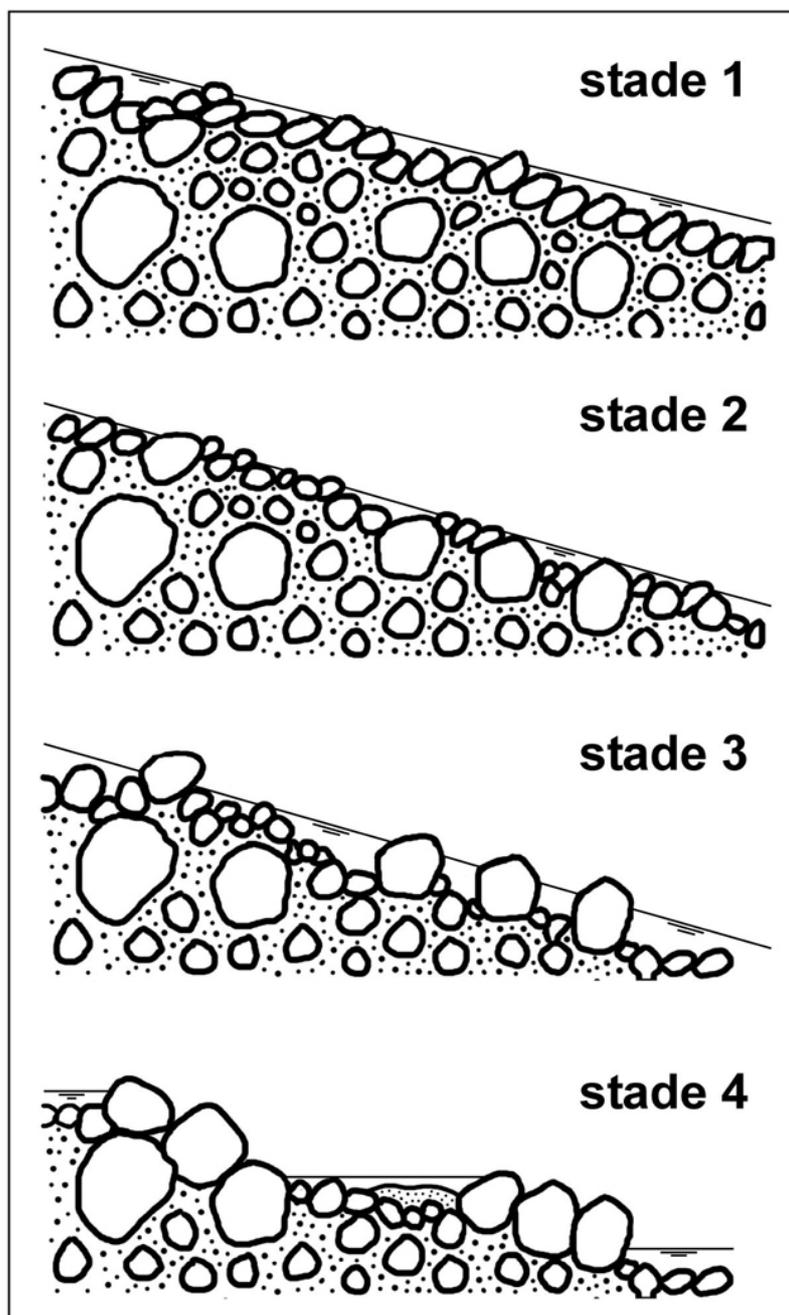
*Exemple de pavage à blocs dont l'exhumation résulte de l'enfoncement du lit de la Bine ; l'incision est bien visible sur les berges du cours d'eau (cliché : FL)*

les valeurs de rugosité relative qui sont majoritairement situées en-dessous du seuil de 0,3 au-delà duquel la formation de bancs devient improbable [Church et Jones, 1982]. Les anciennes photographies aériennes de 1948 démontrent d'ailleurs que de nombreux tronçons aujourd'hui classés en type B, C ou D étaient autrefois caractérisés par la présence d'atterrissements alluvionnaires. Ceci suggère un transport sédimentaire brut actuel plus important lorsqu'on se rapproche du type A. Ainsi, lorsque les conditions qui gouvernent la capacité de transport sont similaires, les morphotypes peuvent être assimilés à des phases successives d'ajustement au tarissement sédimentaire. Lorsque la fourniture sédimentaire tend à diminuer, les grandes accumulations caillouteuses et graveleuses ne sont plus renouvelées et elles vont être progressivement abandonnées. Ce phénomène se traduit par l'incision du lit dans ses anciens bancs et par la mise en place d'une bande active plus étroite, dans laquelle circulent encore des sédiments fins qui s'organisent sous forme de nappes. On passe ainsi du type A au type B. Si le phénomène se poursuit, les nappes caillouteuses vont se faire de plus en plus discontinues et un pavage à blocs commence à apparaître dans le fond du lit. Une rivière de type C se met en place. L'aboutissement du déstockage conduit à la disparition complète des accumulations caillouteuses. Il ne reste plus qu'un pavage de blocs exhumés dont la fonction principale est de dissiper l'énergie de l'écoulement et d'assurer la stabilité du fond du lit. Le processus d'incision est alors fortement ralenti.

Il nous faut également expliquer pourquoi la grande majorité des lits à blocs observés dans les Préalpes du Sud ne présentent pas de séquençages en marche-cuvette, alors que les pentes sont souvent suffisantes pour que de telles formes se mettent en place. Le seuil minimal de pente au-delà duquel commencent à se former des *step-pool* est proche de  $0,02 \text{ m m}^{-1}$  d'après Montgomery et Buffington [1997]. Cette valeur a même été revue à la baisse par Chartrand et Whiting [2000] qui obser-

vent des successions en marche-cuvette dans les montagnes de l'Idaho à partir de pentes voisines de  $0,015 \text{ m m}^{-1}$ . Les travaux de Whittaker et Jaeggi [1982] ont montré, à partir d'expériences conduites en chenal artificiel, que la formation de ces séquences est un mécanisme qui conduit à construire un pavage stable par évacuation des particules fines. Ce résultat est obtenu à partir d'un lit plan sur lequel ils ont fait transiter un débit morphogène, sans apports sédimentaires depuis l'amont. Les auteurs concluent que les alternances en marches d'escaliers constituent des arrangements morphologiques qui optimisent la résistance à l'écoulement et donc la stabilité du lit. Nous pouvons nous inspirer de cette théorie et considérer que les morphologies en *step-pool* pourraient correspondre à la dernière phase d'ajustement du lit au tarissement des apports sédimentaires, lorsque les conditions de pente sont favorables (Fig. 108). Nous avons observé que les ruisseaux de type D se différencient du type C par une exhumation plus prononcée des blocs. Il est alors possible d'admettre que les blocs deviennent de plus en plus instables au fur et à mesure que le remplissage caillouteux tend à disparaître car leur surface de contact soumise à la force du courant devient de plus en plus grande. Il est en effet généralement admis que la mobilité des particules est fortement influencée par l'effet de saillie, ce qui a conduit certains auteurs à proposer le concept d'égalité de mobilité [Parker et al., 1982 ; Andrews, 1983]. Il devient alors possible de mobiliser plus facilement les blocs lorsque ceux-ci ont été entièrement dégagés de leur matrice caillouteuse. Une fois mis en mouvement, ces blocs vont avoir tendance à se regrouper sous la forme d'accumulations transverses désignées sous le terme de marches (*step*). Leur position est souvent contrôlée par une obstruction originelle, souvent constituée par un bloc de grande dimension, qui va favoriser le dépôt des particules grossières. Ce mécanisme conduit à considérer la formation des marches comme un phénomène localisé de façon aléatoire et contrôlé essentiellement par la présence d'un bloc « pilier » [Zimmermann et Church, 2001]. Il est fondé sur des observations de terrain qui remettent en question le positionnement à intervalles réguliers des marches. Une fois mises en place, ces structures deviennent très stables et ce sont elles qui vont jouer le rôle de contrôle du fond du lit et de dissipation de l'énergie [Whittaker et Jaeggi, 1982 ; Chin, 1989 ; Grant *et al.*, 1990 ; Abrahams *et al.*, 1995 ; Zimmermann et Church, 2001].

Si cette hypothèse s'avère, elle nous conduirait à considérer la quasi-absence des *step-pool* dans les Préalpes drômoises comme la résultante d'une extinction torrentielle non achevée. On pourrait alors prédire que si la tendance actuelle du tarissement sédimentaire se poursuit dans les années à venir, de nombreux *step-pool* vont se former le long des ruisseaux où la pente est supérieure à  $0,015-0,020 \text{ m m}^{-1}$  et où les berges sont difficilement érodables. Ce style morphologique devrait prendre le relais des grandes bandes de tressages torrentielles qui ont dominé l'environnement morphologique des montagnes drômoises jusque dans les années 1950. Ce scénario reste spéculatif et il demande à être étayé par des investigations complémentaires qui devront être conduites sur les quelques exemples de séquençages en marche-cuvette qui se sont d'ores et déjà formés sur certains affluents.



**Figure 108**

Croquis séquentiel illustrant le mécanisme hypothétique de formation des alternances en marches-cuvettes résultant du tarissement des apports sédimentaires et de l'enfoncement consécutif du lit [inspiré des travaux de Whittaker et Jaeggi, 1982] ; au stade 1, les blocs sont recouverts par un remplissage caillouteux (ce stade pourrait correspondre au morphotype B de notre classification) ; au stade 2, la partie supérieure des blocs commence à affleurer dans le fond du lit par amincissement du recouvrement caillouteux (morphotype C) ; au stade 3, les blocs sont exhumés sur toute leur hauteur et ils deviennent instables ; au stade 4, les blocs se sont réarrangés en marches et un step-pool s'est formé ; le processus d'incision est stoppé ; les stades 3 et 4 correspondent à différents degrés d'évolution du morphotype D ; ces ajustements morphologiques successifs sont fondés sur une distribution granulométrique initiale hétérométrique, suggérant un fonctionnement de type torrentiel avec des apports brutaux au stade 1



## 4. Discrimination des morphotypes à partir des caractéristiques de bassin versant

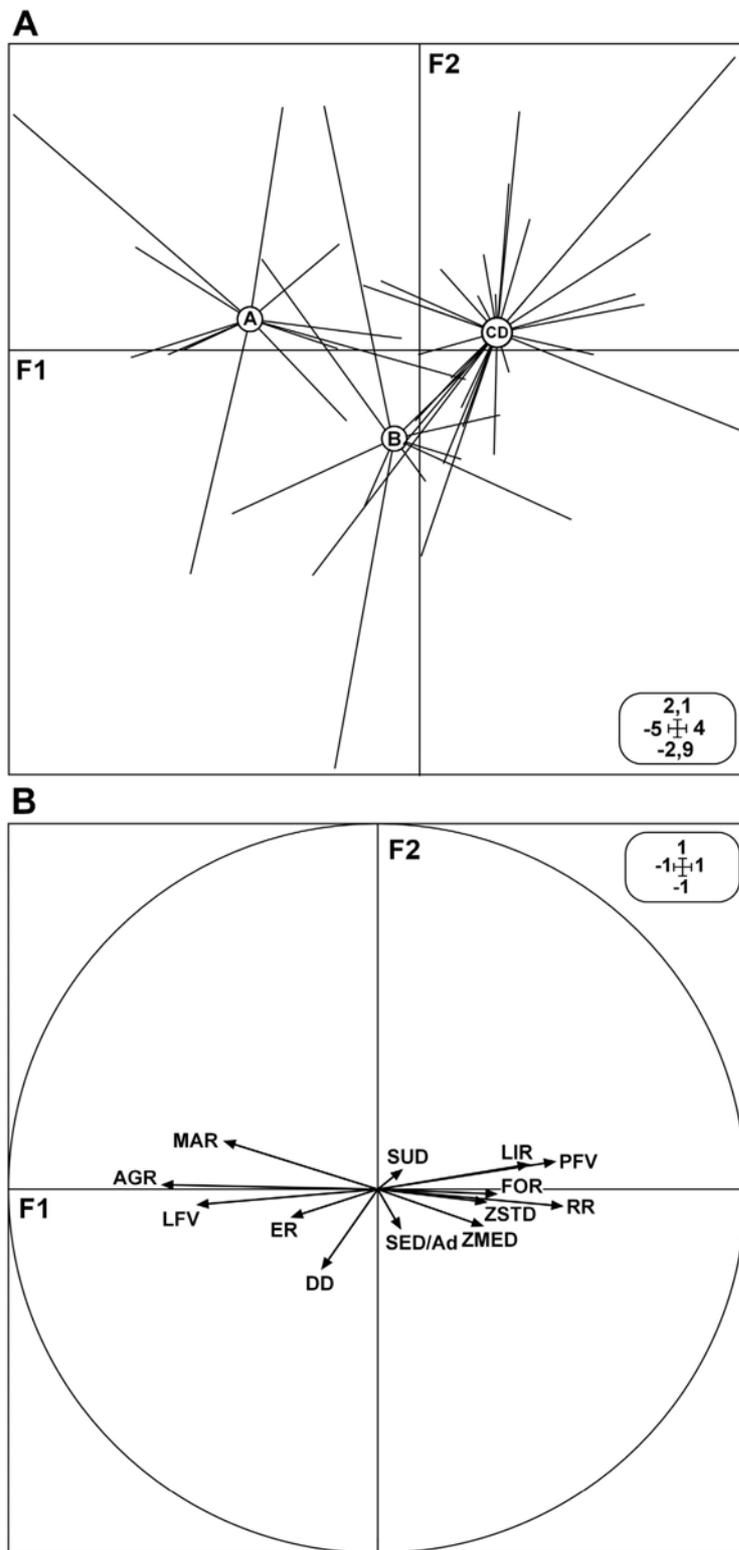
La dernière étape de l'analyse doit nous amener à mettre en relation les types morphologiques et les attributs des bassins versants. La dynamique du transfert des sédiments a été identifiée comme une différence fonctionnelle fondamentale entre les morphotypes. Cette dynamique est elle-même influencée par la nature biophysique du bassin versant. Il doit donc être théoriquement possible de prédire la morphologie des tronçons à partir de certains indicateurs mesurés à l'échelle des aires de drainage. Outre son intérêt en terme de prédiction, cette démarche doit également contribuer à mieux connaître les liens fonctionnels entre la rivière torrentielle et son bassin. Elle est fondée sur une base de données qui intègre 51 tributaires (Fig. 84) et qui rassemble des informations quantitatives mesurées à l'échelle des tronçons et des superficies drainées.

### 4.1. Discrimination par analyse inter-classe

Une analyse factorielle inter-classe a été conduite à partir des caractéristiques des bassins versants qui ont été répartis en 3 groupes en fonction du type morphologique dominant observé à proximité de l'exutoire. Nous avons regroupé les morphologies à blocs et à fond grossier dans une même catégorie afin d'augmenter les chances de prédiction. Ce choix méthodologique s'impose compte tenu de la taille du jeu de données qui n'est probablement pas suffisante pour obtenir une discrimination robuste de 4 ensembles distincts. Par ailleurs, l'agglomération des types C et D se justifie par les analyses précédentes qui ont montré que leurs formes fluviales sont de toutes évidences plus difficiles à différencier que celles des types A et B.

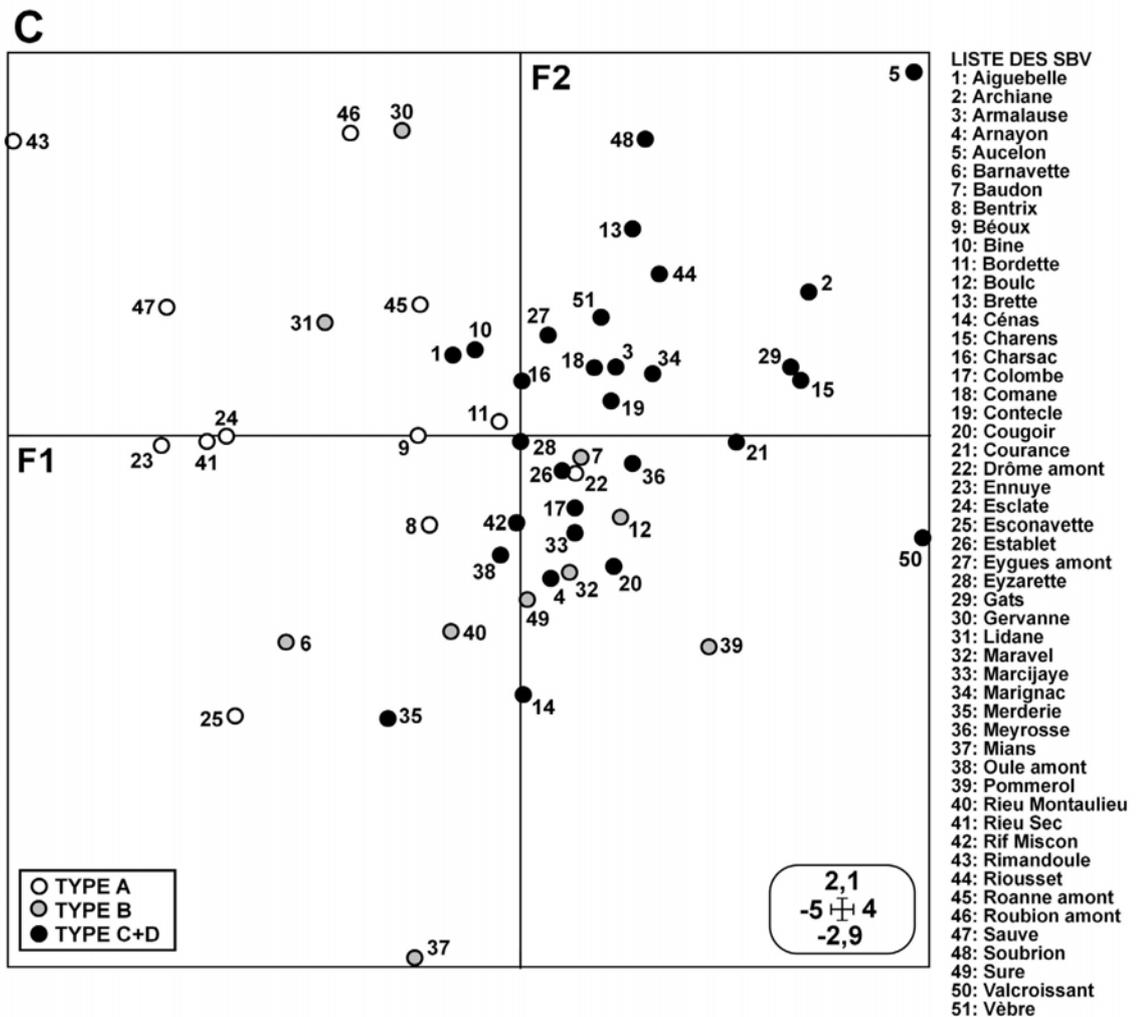
L'objectif poursuivi a été de déterminer quelles sont les indicateurs qui offrent la meilleure discrimination possible des morphotypes. Cette analyse est fondée sur 51 individus et 13 variables. L'inertie inter-classe ne représente que 12,31% de l'inertie totale et elle s'exprime en quasi totalité sur l'axe F1 (94,43 %). Ce chiffre montre que la variabilité inter-classe est faible et qu'il est donc statistiquement difficile de fonder une prédiction morphologique à partir de la connaissance approfondie du bassin versant. Néanmoins, les tests de validation donnent des résultats suffisamment acceptables pour entreprendre un commentaire et une analyse des tendances obtenues. Le test de permutation montre que sur 10 000 répartitions aléatoires des individus, seulement 2 se caractérisent par une inertie inter-classe supérieure à celle de départ ( $p < 0,0002$ ). Le pourcentage d'individus mal classés est de 23,53 % (12 individus sur 51). Les taux d'erreur par type montrent que ce sont surtout les morphologies de type B qui sont difficiles à prédire (Tab. 33). L'appartenance aux morphotypes extrêmes est logiquement plus facilement détectable.

Les résultats graphiques montrent une bonne discrimination des types sur l'axe F1 (Fig. 109A). Les ruisseaux à nappes caillouteuses se distribuent préférentiellement vers les fortes valeurs négatives, tandis que les rivières à blocs sont situées plutôt du côté des fortes valeurs positives. Les rivières de



**Figure 109**

Résultats graphiques de l'analyse factorielle inter-classe permettant de discriminer les types morphologiques à partir des caractéristiques de bassin versant ; A : graphique en étoile montrant la distribution et le centre de gravité des morphotypes sur le plan factoriel F1-F2 (les morphotypes C et D ont été regroupés ensemble) ; B : cercle des corrélations (se reporter au tableau 34 pour les abréviations) ; C : position des sous bassins dans le plan factoriel F1-F2



type B présentent une situation intermédiaire. Le cercle des corrélations montre une très nette opposition entre deux faisceaux de variables (Fig. 109B). Les coefficients de corrélation entre ces indicateurs et les variables canoniques facilitent la lecture et l'interprétation de cette représentation graphique (Tab. 34). On trouve en opposition les bassins versants agricoles, à versants marneux et à fond de vallée large et les bassins forestiers, à pentes fortes, façonnés dans des lithologies plus résistantes (calcaires et grès). L'axe F1 peut être interprété comme un indicateur du fonctionnement sédimentaire général des bassins versants. Les valeurs négatives indiquent des bassins potentiellement instables et faiblement transmissifs d'un point de vue sédimentaire. Les indicateurs relatifs à la couverture végétale et à la lithologie suggèrent en effet des conditions favorables à l'érosion. Les forts pourcentages de marnes et de terrains agricoles peuvent déterminer une plus grande emprise spatiale des ravinements et des glissements de terrain. Ces phénomènes génèrent de fortes productions sédimentaires dont une part importante reste piégée dans les fonds de vallée. Tous les indicateurs ayant trait à l'énergie du relief indiquent en effet de faibles pentes. Inversement, les valeurs positives sur l'axe F1 indiquent des bassins versants à faible production sédimentaire, comme le suggèrent les taux élevés de boisement et la forte emprise spatiale des roches résistantes. Les fortes valeurs de

ratio de relief et de pente du fond de vallée nous conduisent à considérer ces entités comme des systèmes efficaces en terme de transferts sédimentaires. Les sédiments issus de l'érosion des versants sont rapidement évacués hors du bassin.

La distribution des morphotypes est logique par rapport à ce schéma global. Les rivières à nappes caillouteuses sont associées aux bassins versants potentiellement instables et faiblement transmissifs. Les morphologies à blocs correspondent de préférence aux bassins versants stables à forte capacité de transport. Quelques points éloignés de leurs centres de gravité sont à signaler (Fig. 109 A et C). La Haute-Drôme, qui se caractérise par de grands atterrissements alluvionnaires le long de son cours, présente plutôt des caractéristiques de bassin versant transmissif. Ceci s'explique par un contrôle aval lié au glissement du Claps qui favorise l'accumulation des sédiments dans la plaine et qui impose une morphologie fluviale de type A [Landon et Piégay, 1999 ; Liébault *et al.*, 2002a ; Piégay *et al.*, sous presse]. Le Merderie et le Cénas, classés en type C, présentent des bassins versants dont la position respective sur l'axe F1 suggère plutôt un fonctionnement de type B. Ces ruisseaux s'apparentent à de véritables torrents et la présence de blocs dans leurs lits semble être la résultante d'une accumulation torrentielle plutôt que d'un processus de pavage (Fig. 110). Il aurait probablement été plus utile de définir un type supplémentaire pour ces deux affluents, mais compte tenu du faible nombre de cas observés, nous avons préféré les classer parmi les ruisseaux de type C. En tout cas, leur position dans l'analyse inter-classe confirme leur particularisme au sein du groupe des rivières à fond grossier.

La distribution de certains indicateurs morpho-sédimentaires et hydrauliques sur le plan factoriel principal de l'analyse inter-classe montre également une bonne adéquation entre les caractéristiques des bassins versants et la dynamique fluviale observée à proximité des exutoires (Fig. 111). Ces graphiques ont été établis en intégrant pour chaque bassin un figuré de taille proportionnelle aux valeurs des indicateurs étudiés. Les coordonnées des ruisseaux sur l'axe F1 de l'analyse discriminante conduite à partir des attributs des tronçons (Fig. 106) donnent un bon résumé des conditions morpho-sédimentaires de chaque affluent. Si on projette ces coordonnées sur le plan factoriel principal de l'analyse inter-classe, nous obtenons une image graphique synthétique des données (Fig. 111A). On constate une bonne ségrégation des coordonnées négatives et positives sur l'axe F1, conforme au schéma global qui vient d'être présenté. Néanmoins, quelques cas particuliers se distinguent. Le ruisseau de Pommerol, qui se caractérise par une dynamique fluviale plutôt propice aux accumulations alluvionnaires, présente un bassin versant de type transmissif. Ceci peut s'expliquer par l'influence d'un glissement de terrain qui s'est produit récemment sur les flancs de la Montagne de Saint-Romans et qui a eu pour conséquence la déstabilisation de grands tabliers d'éboulis à proximité du cours d'eau (Fig. 29D). Il est donc probable que les accumulations sédimentaires observées à proximité de l'exutoire soient liées à cet épisode de recharge exceptionnelle. Cet exemple illustre la complexité des contrôles qui agissent sur la morphologie fluviale. Celle-ci peut parfois résulter de conditions locales particulières qui deviennent prépondérantes par rapport aux conditions moyennes imposées par le bassin versant.

## Deuxième Partie: Morphologies fluviales et bassins versants

**Tableau 33**

Taux d'erreur de la fonction discriminante inter-classe calculé pour chaque type morphologique

Morphotypes	A	B	C + D	MC (%)*
A	10	1	1	16,67
B	3	7	0	30,00
C + D	1	6	22	24,14

\* pourcentage d'individus mal classés

**Tableau 34**

Coefficients de corrélation entre les variables canoniques de l'analyse inter-classe et les variables de départ

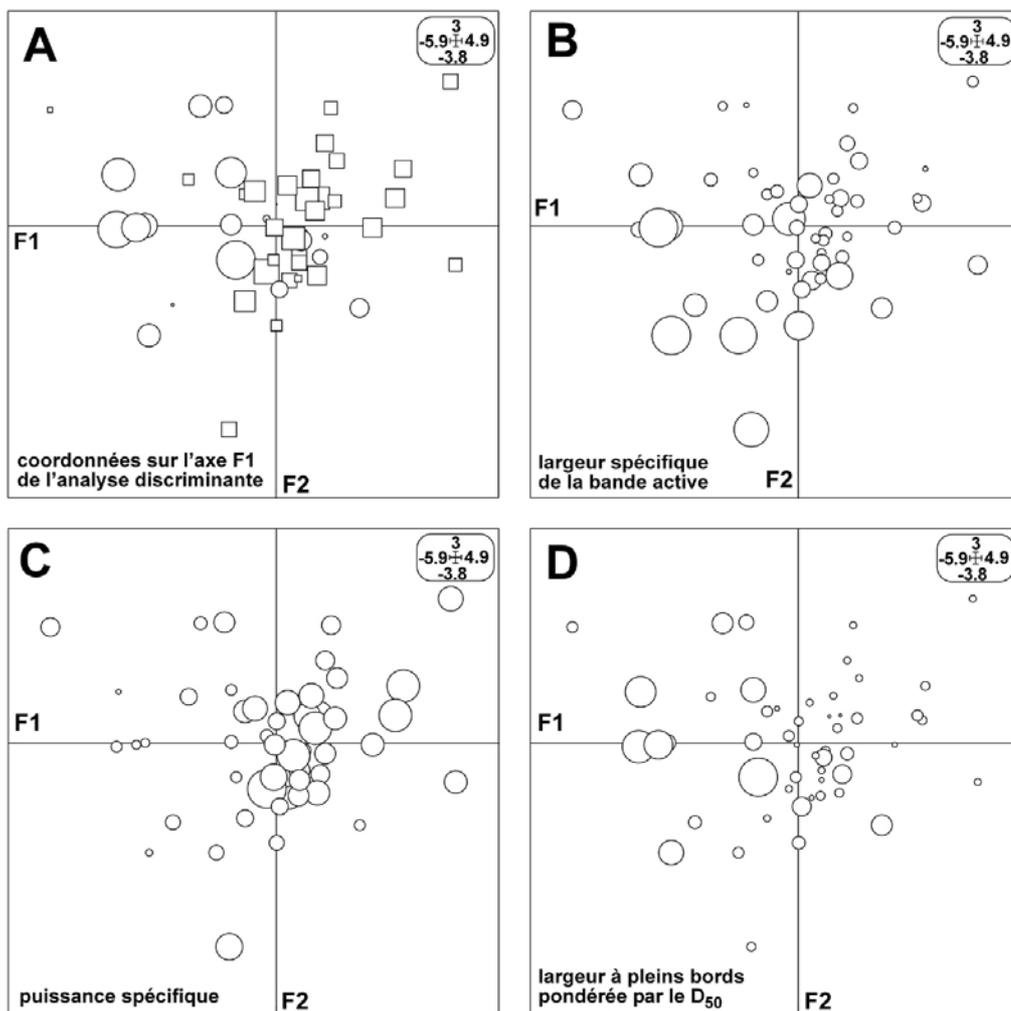
Variables	Axe F1	Axe F2
RR (ratio de relief)	0,47	-0,05
DD (densité de drainage)	-0,13	-0,20
ZMED (altitude médiane)	0,26	-0,09
ZSTD (écart type des altitudes)	0,27	-0,03
ER (ratio d'élongation)	-0,20	-0,07
SUD (% du bassin occupé par les surfaces en exposition sud)	0,05	0,03
MAR (% du bassin occupé par les surfaces en marnes)	-0,38	0,12
LIR (% du bassin occupé par les surfaces en lithologie résistante)	0,38	0,06
AGR (% du bassin occupé par les surfaces agricoles)	-0,55	0,01
FOR (% du bassin occupé par les forêts)	0,29	-0,01
PFV (pente du fond de vallée)	0,45	0,07
LFV (largeur moyenne du fond de vallée)	-0,46	-0,04
SED (% du bassin occupé par les sources sédimentaires)	0,05	-0,09



**Figure 110**

Les ruisseaux du Cénas et du Merderie : 2 cas particuliers de morphologie à fond grossier ; ces cours d'eau s'apparentent plus à des torrents à forts charriages, caractérisés par des bancs à blocs tels qu'on les rencontre dans les branches torrentielles amont de certains affluents comme la Béoux ou la Barnavette

La projection des largeurs de bandes actives pondérées par la superficie des bassins est également conforme aux observations précédentes (Fig. 111B). Cette variable, mesurée à partir des photographies aériennes de 1991, peut être considérée comme un indicateur de la propension du bassin à produire et à stocker de la charge de fond. Les affluents qui maintiennent de grandes bandes actives sont logiquement positionnés vers les fortes valeurs négatives sur l'axe F1. La projection des puissances spécifiques montre également que les bassins versants transmissifs se caractérisent par des morphologies à fortes capacité de transport (Fig. 111C). Enfin, la largeur à pleins bords pondérée par le  $D_{50}$ , qui peut être considérée comme un indicateur de transport solide, dénote également une bonne adéquation avec les attributs de bassins qui suggèrent une forte production sédimentaire (Fig. 111D).



**Figure 111**

Projections d'indicateurs morphologiques et hydrauliques sur le plan factoriel principal de l'analyse inter-classe établie à partir des caractéristiques des bassins versants ; la taille des figurés est proportionnelle aux valeurs des indicateurs ; A : projection des coordonnées des stations sur l'axe F1 de l'analyse discriminante établie à partir des attributs morpho-sédimentaires (les cercles représentent les valeurs positives et les carrés les valeurs négatives) ; B : projection de la largeur spécifique de bande active mesurée sur les photographies aériennes de 1991 ; C : projection de la puissance spécifique ; D : projection de la largeur à pleins bords pondérée par le  $D_{50}$

## 4.2. Interprétation fonctionnelle

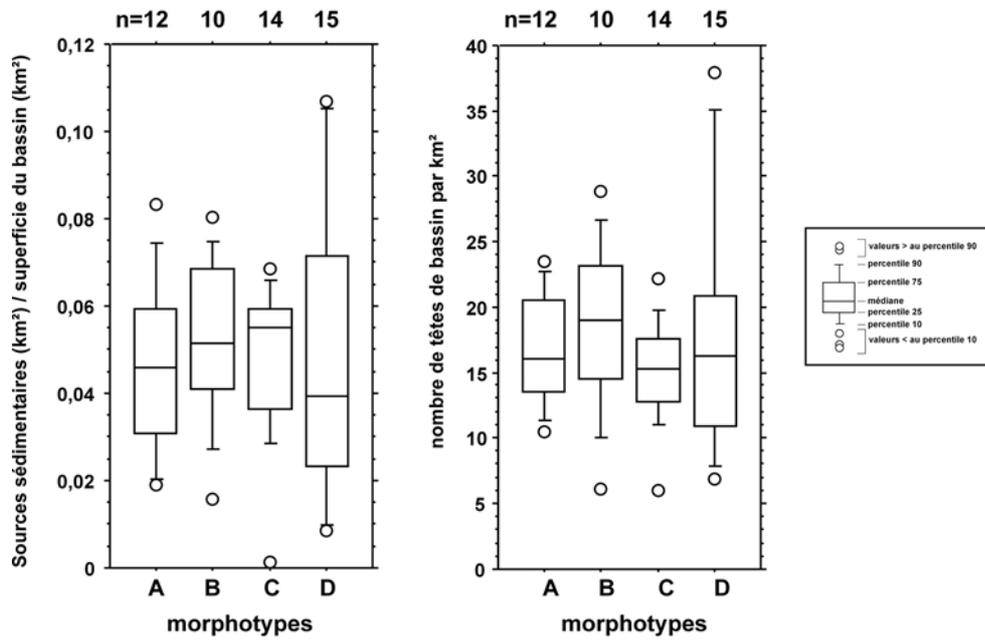
La confrontation de la typologie morphologique et des indicateurs de bassins versants permet d'établir certains liens statistiques. Nous avons identifié plusieurs paramètres qui offrent une discrimination optimale des morphotypes. Quels sont les enseignements que l'on peut tirer de cette analyse ? Autrement dit, ces paramètres confirment-ils les différences de régime sédimentaire suggérées par les attributs morfo-sédimentaires et hydrauliques des tronçons ?

Les indicateurs ayant trait à l'énergie potentielle disponible à l'échelle du bassin versant montrent des valeurs supérieures pour les morphologies à fond grossier. Les plus pertinents d'entre eux sont le ratio de relief et la pente du fond de vallée, deux variables corrélées par ailleurs ( $R^2 = 0,43$  ;  $p < 0,0001$ ). Ceci se traduit par une capacité supérieure à transmettre les sédiments depuis les versants jusqu'à l'exutoire. Ce caractère fonctionnel est attesté à l'échelle de temps courte par la morphologie actuelle des ruisseaux, mais également à l'échelle de temps longue par l'absence de grandes accumulations fluviales d'origine quaternaire dans les fonds de vallée. Il apparaît donc que la configuration topographique de certains bassins soit favorable au transfert rapide des sédiments vers l'aval. Cette aptitude est contrôlée par la pente générale du profil en long qui doit être considérée comme un paramètre invariant à l'échelle de temps courte [Schumm et Lichty, 1965].

La capacité de transport doit être mise en relation avec la charge sédimentaire en transit pour obtenir une explication synthétique des liens qui unissent la rivière et son aire de drainage. Est-il possible d'effectuer une comparaison qualitative de la production sédimentaire des bassins versants à partir des variables qui ressortent de l'analyse inter-classe ? Certains indicateurs d'occupation du sol montrent que les morphologies d'accumulations alluvionnaires sont observées préférentiellement dans les bassins à faible couverture forestière et à forte emprise agricole. D'autre part, ces bassins dévoilent également une structure géologique dominée par les roches tendres (formations marneuses). L'association de ces variables avec des cours d'eau ayant tendance à mettre en place de grandes bandes actives confirme les résultats obtenus lors d'analyses antérieures [Liébault *et al.*, 1999 ; Liébault *et al.*, 2002b]. Toutes ces caractéristiques plaident en faveur d'une instabilité géomorphologique plus prononcée. Il est tentant d'affirmer que les morphologies de type A et B sont déterminées par des transferts sédimentaires plus abondants. Néanmoins, il apparaît curieusement que les variables censées décrire de façon précise la production sédimentaire ne permettent pas de différencier les morphotypes. La superficie relative occupée par les sources sédimentaires, de même que le nombre de têtes de bassin par unité de surface ou la densité de drainage, ne présentent aucune différence significative entre les types (Fig. 112). Ces variables doivent cependant être interprétées avec prudence, dans la mesure où toutes les têtes de bassins ne sont pas forcément pourvoyeuses de sédiments, de même qu'une part importante des sources sédimentaires cartographiées ne produisent pour l'essentiel que des sédiments fins. D'autre part, l'emprise agricole est un indicateur ambigu, qui dépend beaucoup de la configuration topographique du bassin. Les terres cultivées sont aujourd'hui majoritairement concentrées dans les fonds de vallée et leur emprise spatiale est corrél-

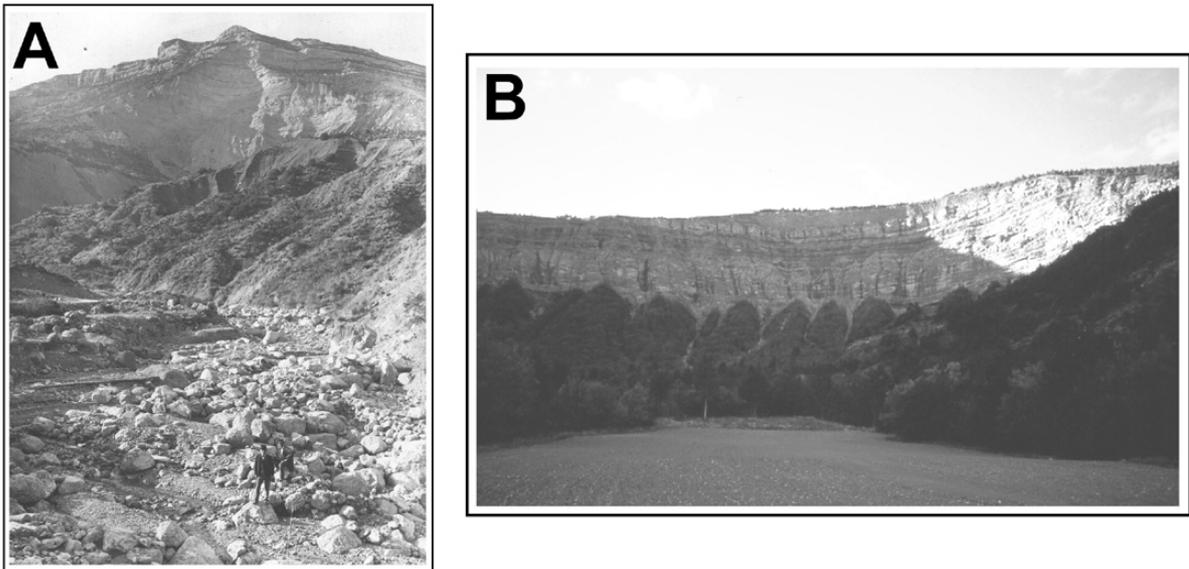
ée avec la largeur du fond de vallée. Cette variable ne peut donc pas vraiment être considérée comme un indicateur de sensibilité des terrains à l'érosion. En revanche, le pourcentage des terrains à soubassement marneux exprime bien un potentiel d'instabilité géomorphologique. Ce sont dans ces bassins que se développent les formes d'érosion les plus spectaculaires, comme par exemple les grands dérochoirs formés par l'incision régressive des têtes de bassins dans les fronts marneux des combes anticlinales. Ces amphithéâtres finissent par atteindre et déstabiliser les crêts calcaires sommitaux et ils contribuent ainsi à transmettre de grandes quantités de débris grossiers vers l'aval (Fig. 113). De ce fait, même si les formations marneuses ne procurent que des sédiments fins aux artères de drainage, leur présence détermine une instabilité géomorphologique susceptible de mettre en mouvement des débris grossiers par démantèlement des strates calcaires sus-jacentes. Il faut également mentionner une éventuelle différence de comportement hydrologique contrôlée par la nature lithologique contrastée des aires de drainage. Les bassins marneux ont probablement des pics de crues plus accentués que les bassins dominés par les calcaires du fait d'une transmission hydrologique plus forte.

Il faut enfin signaler que la prédiction du style morphologique à l'exutoire à partir des caractéristiques du bassin versant est souvent brouillée par des conditions locales qui peuvent devenir déterminantes et occulter les conditions moyennes imposées par le régime hydrologique et sédimentaire du bassin. Tel est le cas de la Haute-Drôme dont le style divagant à bancs alternés s'explique par le glissement du Claps qui impose une faible pente et favorise l'accumulation des sédiments dans la plaine. Les atterrissements observés sur le Ruisseau de Pommerol sont en contradiction avec les attributs du bassin qui déterminent une forte transmissivité sédimentaire. Les sédiments proviennent vraisemblablement d'un glissement de terrain récent qui a introduit de grandes quantités de sédiments grossiers dans le chenal. Cette complexité inhérente aux petites rivières de montagne explique pour beaucoup l'incertitude de la prédiction. Ceci rejoint de nombreux travaux qui ont démontré que les formes fluviales rencontrées le long de ces organismes sont souvent déterminées par des recharges ponctuelles [Mc Pherson, 1971 ; Harvey, 2001 ; Sloan et al., 2001 ; Zimmermann et Church, 2001]. Ces phénomènes exercent un contrôle amont par effet d'obstruction et un contrôle aval par transmission d'un excédent de charge sédimentaire. Un autre élément de complexité doit être mentionné, même si nous avons pris soin de nous en affranchir dans le choix des tronçons étudiés : les interventions anthropiques dans le lit des cours d'eau. Il apparaît en effet que la morphologie des affluents peut être localement ajustée à des travaux d'endiguement ou de curages répétés.



**Figure 112**

Distributions comparées de 2 indicateurs de production sédimentaire en fonction des types morphologiques ; n : nombre d'observations dans chaque groupe



**Figure 113**

Quelques exemples de dérochoirs qui se sont formés dans les combes anticlinales des montagnes drômoise ; A : dérochoir du Mias dans le bassin versant de la Béoux (cliché ONF, Service Départemental de la Drôme, collection RTM, 1899) ; B : dérochoir du Charose dans le bassin versant de l'Esconavette (cliché FL)



## 5. Conclusion

A l'issue de ce chapitre dédié au fonctionnement géomorphologique actuel des rivières torrentielles drômoises, en relation avec les caractéristiques de leurs bassins versants, nous pouvons formuler certaines réponses aux grandes questions qui ont été posées comme point de départ. Les affluents de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion présentent aujourd'hui une grande diversité en terme de formes fluviales. Cette diversité peut être appréhendée sous la forme d'une typologie morphologique organisée en 4 grandes catégories : (1) les rivières à nappes caillouteuses (type A) ; (2) les rivières à fond plat caillouteux (type B) ; les rivières à fond plat grossier (type C) ; les rivières à blocs (type D). Ces morphotypes présentent des caractéristiques propres en terme de composition morpho-sédimentaire et d'énergie hydraulique, ce qui nous conduit à proposer une interprétation fonctionnelle conforme aux grands principes de la géomorphologie fluviale adaptés aux petites rivières de montagne. On passe ainsi progressivement du type D au type A lorsque la charge sédimentaire devient de plus en plus excédentaire par rapport à la capacité de transport du tronçon. Ceci implique que lorsque les conditions hydrauliques sont similaires, la morphologie fluviale devient un indicateur de l'intensité des flux de sédiments en transit. Si ces flux sont affectés par une diminution induite par le tarissement des apports, les rivières vont alors suivre un continuum d'ajustement morphologique qui se terminera par la mise en place d'un lit à blocs, à condition que ceux-ci soient présents dans le remplissage sédimentaire. Si ce n'est pas le cas, un lit rocheux verra le jour. Lorsque la pente est suffisamment forte, les blocs vont se structurer en séquences de marches et de cuvettes qui confèrent au lit une grande stabilité. Les phases d'ajustement successives procèdent par incision du lit et mise en place d'un pavage sous l'effet de la disparition du remplissage caillouteux. La diversité des formes fluviales dans les montagnes drômoises résulte donc en partie de la coexistence de différentes phases d'extinction torrentielle. Cette logique d'ajustement coexiste avec la structuration morphologique longitudinale. Après plusieurs siècles marqués par la généralisation des excédents sédimentaires et la prolifération de grandes nappes caillouteuses dans les fonds de vallée, nous nous dirigeons depuis les années 1950 vers la disparition de ces formes et la mise en place de rivières étroites à fond grossiers. Les dernières rivières à nappes caillouteuses peuvent être considérées comme des formes relictuelles associées à des conditions particulières favorables au stockage de la charge de fond et/ou gouvernées par de grandes formes d'érosion qui continuent à délivrer de grandes quantités de sédiments (les dérochoirs ou quelques grands glissements de terrain).

La diversité morphologique exprime également des conditions physiques contrastées à l'échelle du bassin versant. Le contexte topographique, et notamment l'énergie gravitaire disponible, joue un contrôle primordial sur la morphologie des organismes torrentiels. Les rivières à fonds grossiers s'observent préférentiellement dans les bassins caractérisés par de fortes pentes, ce qui implique des transferts sédimentaires internes rapides et efficaces. Inversement, les rivières à nappes caillouteuses se maintiennent plutôt lorsque le relief favorise le stockage interne des flux sédimentaires. Nous avons également observé une bonne correspondance entre la sensibilité des terrains à l'érosion et

les types morphologiques. Les types A et B se développent plutôt dans les bassins versants marneux, potentiellement instables et au niveau desquels se sont mises en place de grandes formes d'érosion, efficaces en terme de recharge sédimentaire. Les types C et D sont au contraire associés aux bassins formés dans les lithologies résistantes. Ceci suggère des entrées sédimentaires réduites, bien qu'aucune quantification précise ne puisse valider cette hypothèse. Ces règles générales de discrimination ne doivent pas occulter de nombreuses complexités locales, inhérentes aux petites rivières de montagne dont la morphologie est souvent contrôlée ponctuellement par des processus externes aux lits fluviaux, comme par exemple l'effet d'obstruction ou la propagation vers l'aval d'apports sédimentaires liés au déclenchement de mouvements de masse.

Après avoir examiné les changements fluviaux qui ont affecté les rivières torrentielles des montagnes drômoises depuis les 150 dernières années, nous avons démontré que la reconquête forestière des versants était à l'origine de la stabilisation des grandes nappes caillouteuses d'antan. Les investigations conduites sur les contrôles des formes fluviales actuelles montrent que ces nappes persistent par endroits lorsque les apports sédimentaires se maintiennent et/ou lorsque les conditions topographiques sont favorables aux atterrissements alluvionnaires. Le dernier chapitre de la thèse sera consacré à la mesure des processus qui gouvernent le transport de la charge de fond dans les secteurs où se maintiennent ces grandes surfaces d'atterrissements.