



Norois

Environnement, aménagement, société

230 | 2014

**Histoire de la géographie, mobilités étudiantes,
circuits courts, maillage territorial, régénération
urbaine, hydrographie**

Évolution quaternaire de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire, du Perche à la Puisaye : hydrographie, structure et tectonique

*Loire-Seine drainage divide Quaternary evolution, from the Perche to the
Puisaye: hydrography, structure and tectonics*

Jean-Pierre Larue et Robert Étienne



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/norois/5044>

DOI : 10.4000/norois.5044

ISBN : 978-2-7535-3509-1

ISSN : 1760-8546

Éditeur

Presses universitaires de Rennes

Édition imprimée

Date de publication : 30 juin 2014

Pagination : 95-108

ISBN : 978-2-7535-3464-3

ISSN : 0029-182X

Référence électronique

Jean-Pierre Larue et Robert Étienne, « Évolution quaternaire de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire, du Perche à la Puisaye : hydrographie, structure et tectonique », *Norois* [En ligne], 230 | 2014, mis en ligne le 30 juin 2016, consulté le 24 novembre 2020. URL : <http://journals.openedition.org/norois/5044> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/norois.5044>

© Tous droits réservés

Évolution quaternaire de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire, du Perche à la Puisaye : hydrographie, structure et tectonique

*Loire-Seine Drainage Divide Quaternary Evolution, from the Perche to the Puisaye:
Hydrography, Structure and Tectonics*

Jean-Pierre LARUE ^{*a} et Robert ÉTIENNE ^b

* Auteur correspondant

^a Département de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Paris-Est-Créteil et CNRS,
UMR 8591, Laboratoire de Géographie Physique (LGP), MEUDON (larue@u-pec.fr)

^b 20 rue Source de l'Hôpital, 03 200 VICHY (etienne9@wanadoo.fr)

Résumé : L'analyse morphométrique des réseaux hydrographiques situés de part et d'autre de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Loire et de la Seine indique des anomalies de forme, de tracé et de pente qui résultent de l'interaction entre la dynamique fluviale et l'évolution tectonique. Ainsi, les secteurs soulevés : le Perche, la Puisaye et le nord de Gien, sont caractérisés par des bassins versants à forts indices d'élongation et fortes dissymétries, les cours d'eau présentent des pentes anormalement fortes, des indices de concavité plus faibles et souvent des ruptures de pente. En revanche, les secteurs relativement stables comme la Beauce et une partie de la Sologne, ont des bassins versants plus symétriques et trapus, les rivières sont moins pentues et ont des concavités plus marquées. Depuis l'individualisation des réseaux de la Seine et de la Loire, la ligne de partage des eaux a subi des déplacements qui varient de l'ouest vers l'est. À l'ouest, elle progresse vers le nord sous l'action de l'érosion régressive du réseau de la Sarthe et du Loir. Au centre, en Beauce, la ligne de partage des eaux est relativement stable. À l'est, la migration se fait principalement vers le sud au profit du réseau du Loing, excepté à l'extrémité sud-est où la Haute Trézée a été capturée par la Loire.

Abstract: *The morphometric analysis of river networks located on both sides of the Loire-Seine drainage divide reveals shape, direction and slope anomalies. So, the uplifted regions of Perche, Puisaye and North Gien district show catchments with high elongation indices and strong asymmetry, rivers often have knickzones, abnormally high gradients and low concavity indexes. On the other hand, regions relatively stable like the Beauce and a part of the Sologne have more symmetric catchments and rivers with higher concavities and lower gradients. Since the Loire-Seine separation, the drainage divide has migrated differently from west to east. In the west, the divide has north migrated because of headward erosion of the Sarthe and the Loir rivers. In the Beauce, displacements were limited. In the east, the divide progression towards the south favored the Loing network, except to the extreme south-east where the Upper Trézée has been captured by the Loire.*

Mots clés : Bassin parisien – ligne de partage des eaux – Loire – Seine – morphométrie – bassins versants – profils longitudinaux – captures – tectonique

Keywords: *Paris basin – drainage divide – Loire – Seine – morphometry – catchment area – river longitudinal profiles – captures, tectonics*

Le Bassin parisien est une cuvette sédimentaire qui ne présente pas d'unité hydrographique. Depuis que Dollfus (1900) a montré les relations entre l'hydrographie et la structure, l'intérêt des géomorphologues pour l'étude de l'installation et de l'encaissement des cours d'eau ne s'est guère démenti (Baulig, 1928 ; Cholley, 1953 ; Klein, 1973 ; Debeglia *et al.*, 1989). Davis (1895) montre que les lignes de partage des eaux subissent des déplacements au cours du temps en raison du recul inégalement rapide de leurs deux versants. Les causes invoquées sont les différences de pente, de lithologie et de processus d'érosion. La ligne de partage des eaux entre le réseau de la Loire et celui de la Seine donne des topographies peu accidentées, aussi devient-elle difficile à tracer là où la densité des drains est faible, comme en Beauce. Dans des terrains sédimentaires peu résistants, on s'attendrait à trouver des cours d'eau divergents et plus ou moins perpendiculaires à la ligne de partage des eaux, or on observe que de nombreux tronçons sont parallèles à cette ligne. Ces anomalies résultent plus de la structure et des déformations tectoniques que de la dynamique fluviale. Selon Deffontaines (1990), les réseaux hydrographiques sont principalement modifiés « par la lithologie et la fracturation ». Aussi, l'analyse morphométrique des réseaux hydrographiques dans une région fournit-elle en général de bonnes indications sur l'évolution tectonique qu'a subie cette région depuis l'installation des cours d'eau (Schumm, 1986 ; Deffontaines, 1990 ; Delcaillau, 1997 ; Holbrook et Schumm, 1999 ; Burbank et Anderson, 2001 ; Keller et Pinter, 2002). Le but de ce travail est de localiser et d'expliquer ces anomalies hydrographiques à partir de l'analyse morphométrique des réseaux actuels encadrant cette ligne de partage des

eaux. L'analyse des minéraux lourds des formations alluviales a été utilisée pour étudier les captures et essayer de reconstituer les paléoréseaux.

CADRE DE L'ÉTUDE

Dans le Bassin parisien, du Perche à la Puisaye, en passant par la Beauce et la Sologne, la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire suit une direction générale NO-SE, mais présente dans le détail de nombreuses sinuosités, dont un saillant prononcé vers le nord en Beauce au sud-est de Chartres (figure 1 – **planche II, p. 90**). Proche de la Loire au sud-est (moins de 10 km dans la région de Gien), elle s'en éloigne rapidement au nord-ouest d'Orléans. Les altitudes les plus élevées se rencontrent aux deux extrémités : 369 m près des sources du Loing, au sud-est et 309 m dans le Perche, au nord-ouest de Moulins-la-Marche. La Beauce est en creux et le point le plus bas descend à 127 m au sud-ouest du Gâtinais, près de Sury-aux-Bois. Ainsi, trois ensembles apparaissent nettement (figure 2).

Dans le Perche, au nord-ouest, sur environ 80 km, la ligne de partage des eaux sépare le bassin de l'Eure, au nord, de ceux de la Sarthe et du Loir, au sud. Elle forme un ensemble élevé (entre 220 et plus de 300 m) de plateaux et de buttes modelés dans les terrains sédimentaires crétacés (calcaires, sables et craie) masqués par une épaisse formation d'altération continentale, l'argile à silex (Dewolf, 1982 ; Gigot, 1984). La structure compartimentée explique que l'Eure et le Loir supérieurs coulent parallèlement à la ligne de partage des eaux avant de bifurquer brutalement, la première vers le nord pour rejoindre la Seine et le second vers le sud et la Loire. L'Eure naît à

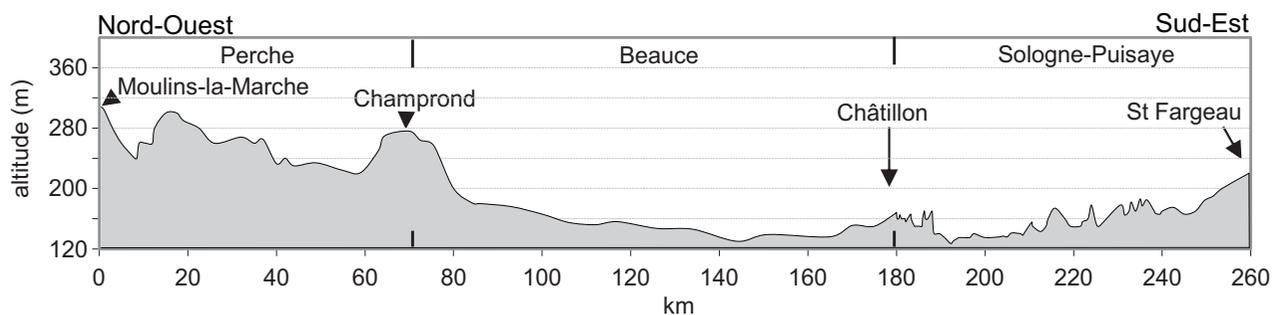


Figure 2 : Profil topographique de la ligne de partage des eaux entre Loire et Seine, du Perche à la Puisaye
Topographic profile of the Loire-Seine water divide

230 m, à l'est de Marchainville, dans une dépression à fond plat située sur le flanc sud de l'axe structural de Senonches qui prolonge celui du Merlerault (Musset, 1920). Elle suit cet axe qui forme une ligne de crête plus élevée et rectiligne que la vraie ligne de partage des eaux qui sinue plus au sud et n'atteint 280 m qu'à l'ouest de Champrond (figure 3 – **planche III, p. 91**). Dans la région de Marchainville, le saillant de la ligne de partage des eaux vers le nord et le seuil de 233 m entre le bassin de l'Eure et celui de la Jambée, affluent de l'Huisne, suggère la capture d'une Paléo-Haute Eure par le réseau conquérant de la Jambée (Musset, 1920; Dewolf et Kuntz, 1980). Au sud-est du dôme de Champrond, le Loir se dirige vers l'est et par les seuils, soit de Jorand, soit de La Heuze, a pu rejoindre l'Eure par le passé en utilisant, soit la petite vallée d'Orrouer, soit celle d'Oisemont. Goron (1968) réfute cette possibilité, mais Klein (1973) estime « hautement probable l'hypothèse d'une décapitation par le Loir d'un ancien affluent de l'Eure ». Dans le secteur d'Illiers-Combray, on trouve une vallée fossile entre Saint-Eman (dans la vallée du Loir au nord-ouest d'Illiers-Combray) et Méréglise (dans la vallée de la Thironne, au sud-ouest d'Illiers-Combray), qui témoigne d'un changement de cours au Pléistocène supérieur (Goron, 1968).

La partie centrale de la ligne de partage des eaux traverse la Beauce en dessinant sur un peu plus de 80 km une cuvette dissymétrique dont le fond s'abaisse à 130 m près de Janville. La faiblesse des pentes et l'absence d'écoulement pérenne rendent difficile la localisation précise de la ligne de partage des eaux entre le bassin de l'Essonne au nord et ceux du Loir et des tributaires de la Loire au sud. Incluse dans une série de strates sédimentaires tertiaires faisant alterner, sur une épaisseur atteignant jusqu'à 200 m vers Pithiviers, des calcaires, des marnes et des sables, la nappe aquifère de Beauce repose sur une assise d'argile à silex imperméable qui la sépare de la craie crétacée sous-jacente. Cet aquifère évalué à 20 milliards de m³ contribue à l'alimentation des cours d'eau périphériques (Martin *et al.*, 1999).

Au sud-est, les altitudes remontent progressivement, atteignant 220 m près de Saint-Fargeau et 369 m au sud des sources du Loing. Les points culminants de la Forêt d'Orléans correspondent le plus souvent à des buttes qui dominent d'une vingtaine de mètres un plateau sans pentes marquées, ni vers la Loire, ni vers le Loing (figure 4

– **planche IV, p. 92**). Les deux ensellements principaux, l'un au droit du canal de Briare, vers 168 m d'altitude et l'autre près de Sury-aux-Bois à 127 m d'altitude, peuvent faire envisager que des échanges ont pu avoir lieu entre les bassins de la Loire et de la Seine. La ligne de partage des eaux sépare le bassin du Loing, au nord, des petits bassins affluents de la Loire, au sud (Cens, Ravoir, Dampierre, Grande Brosse, Trézée et Cheuille). La Loire et le Loing coulent parallèlement à la ligne de partage des eaux avant de bifurquer vers le sud-ouest pour la première et vers le nord pour le second. Près de la ligne de partage des eaux, l'hydrographie apparaît souvent indécise : les petits cours d'eau qui naissent sur les flancs des buttes sont caractérisés par des rebroussements brutaux et des sections tantôt marécageuses, tantôt sèches. Au nord de Gien, le Vernisson et le Puisieux présentent des têtes de vallée complexes et conquérantes qui forment deux saillants vers le sud. Entre la Loire et le Loing, les formations détritiques tertiaires et quaternaires l'emportent largement sur les sédiments cohérents (craies à silex crétacées et calcaires lacustres éocènes) qui n'affleurent qu'entre Briare, Gien et La Bussière sur le sous-bloc biturige et localement dans le fossé du Loing. Les auteurs des cartes géologiques de Gien (Gigout et Desprez, 1977) et de Châtillon-Coligny (Gigout *et al.*, 1978) attribuent la majorité des dépôts détritiques aux Sables et argiles de Sologne notés *m1b* ou *mp*. Le sommet des buttes de la Forêt d'Orléans est constitué de « cailloutis culminants » (*m2*) qui, selon Étienne et Larue (2011), forment le sommet de la nappe des Sables et argiles du Bourbonnais datée du Pliocène supérieur.

Sur le plan structural, la région étudiée se situe au contact des grands blocs tectoniques qui structurent le sud du Bassin parisien (fig. 1) : le bloc armoricain à l'ouest et le bloc bourguignon à l'est sont séparés par le sous-bloc biturige au centre, limité à l'ouest par la faille de Sennely et à l'est par la faille de Sancerre (Debrand-Passard, 1995). Les failles de Sennely et de Rambouillet-Etampes, qui se raccordent à la faille de Seine, présentent des rejets qui s'amortissent vers la surface et n'ont pas d'impacts morphologiques (Chapuis *et al.*, 2008). Le fossé de la Loire, prolongé au nord par le fossé du Loing, suit la faille de Sancerre qui affecte le socle et la couverture sédimentaire. Issu de la distension de l'Éocène terminal et de l'Oligocène inférieur, ce fossé a rejoué

verticalement de 20 à 30 m au Quaternaire, ce qui a permis le piégeage des Sables du Bourbonnais (formation du Pliocène supérieur) dans la vallée de la Loire à l'amont et à l'aval de Sancerre (Debrand-Passard *et al.*, 1992) ainsi que la conservation de lambeaux alluviaux quaternaires. Actuellement, du fait du soulèvement du bloc alpin, le bloc du bassin de Paris se déplace vers le sud-ouest à la vitesse de 0,7 mm/an (Tesauro *et al.*, 2006). Un régime de compression se produit au niveau de la Sologne, là où il entre en contact avec le bloc du Sud de la France (Ziegler et Dèzes, 2007).

MÉTHODES

La forme des réseaux hydrographiques et des bassins versants peut donner des indications sur la tectonique. Dans les régions formées de sédiments meubles homogènes, les déformations tectoniques lentes peuvent engendrer une migration latérale des cours d'eau et des lignes de partage des eaux entre les bassins versants. Ainsi, le lent basculement d'un bloc stimule l'érosion régressive des petits cours d'eau drainant la partie en soulèvement, ce qui favorise la migration latérale du cours principal en direction de la partie subsidente (Leeder et Alexander, 1987). Les lignes de partage des eaux peuvent ainsi se déplacer au cours du temps. L'analyse de l'asymétrie des bassins versants selon la méthode de Cox (1994) permet de révéler ces déplacements latéraux dus à la tectonique et enregistrés de façon différente selon le rang des cours d'eau (Cox *et al.*, 2001 ; Garrote *et al.*, 2006, 2008). Cette méthode consiste à délimiter les bassins versants selon leur rang, à tracer l'axe médian de chaque bassin et à mesurer sur des segments perpendiculaires au cours d'eau l'écart entre ce dernier et l'axe médian du bassin. Selon Garrote *et al.* (2006, 2008), les drains de rang 1 selon l'ordination de Strahler (1957) progressent par érosion régressive et repoussent la ligne de partage des eaux vers le bord le plus soulevé, ils réagissent assez vite et témoignent de déformations récentes, en général holocènes. Les drains de rang 2 enregistrent des déplacements latéraux consécutifs à des déformations plus anciennes, pouvant dater du Pléistocène supérieur (126 000-11 700) ; la mesure de l'asymétrie donne le sens précis du basculement. Quant aux drains de rangs 3 et 4 qui sont souvent plus encaissés, ils témoignent de migrations laté-

rales encore plus anciennes, du Pléistocène inférieur (2,588 mA – 781 000) et moyen (781 000 – 126 000), effectuées avant que l'encaissement ne fixe leur tracé. Ces déplacements peuvent provoquer localement des phénomènes de capture d'un cours d'eau par un autre. À partir des cartes topographiques IGN (Institut Géographique National) au 1/25 000, nous avons mesuré l'asymétrie des bassins versants de rang 3 en Sologne et en Puisaye afin de souligner l'importance et le sens de déplacement des cours d'eau. Les bassins versants de forme très allongée sont caractéristiques des régions soumises à une tectonique active (Salvany, 2004). Castellort *et al.* (2009) montrent que, pour les bassins versants peu disséqués, plus la pente est forte, plus la forme est allongée. Selon Collina-Girard et Gribouillard (1990), en Provence, les variations de longueur des talwegs d'ordre 3 seraient corrélables aux structures tectoniques profondes enfouies sous une couverture sédimentaire plus ou moins épaisse : les drains de faibles longueurs correspondraient aux structures positives (horst, antiformes) et les drains les plus longs seraient situés au-dessus de structures négatives (graben, synformes). À partir des cartes topographiques IGN à 1/25 000, nous avons mesuré l'élongation des bassins versants en utilisant la formule de Ramirez-Herrera (1998) : $B_s = B_l/B_w$ avec B_l = longueur maximale du bassin versant et B_w = plus grande largeur du bassin versant.

Les déformations tectoniques ont aussi des impacts sur les profils longitudinaux des cours d'eau (Holbrook et Schumm, 1999). Un soulèvement local peut réduire la concavité du profil et faire apparaître une rupture de pente qui serait d'autant mieux préservée que le rythme du soulèvement serait lent (Carretier *et al.*, 2006). Aussi, les profils longitudinaux des cours d'eau actuels ont-ils été construits à partir des cartes topographiques IGN à 1/25 000, en utilisant les points cotés et l'altitude de chaque isohypse recoupant le talweg. L'équidistance des courbes de 5 m permet d'obtenir des profils suffisamment précis pour déceler les variations de pente et les principales ruptures de pente. Les relations entre pente moyenne et longueur des drains révèlent des anomalies qu'il faut essayer d'expliquer. Pour une même pente, la forme du profil peut varier : pour évaluer et comparer les concavités, nous avons utilisé l'indice de concavité de Langbein (1964) : $IC = 2A/H$ avec A = différence d'altitude entre le

profil à mi-parcours et une ligne droite joignant les deux extrémités du profil, H = dénivellation entre la source et l'exutoire du drain. Le profil tend à être rectiligne quand la valeur de IC est proche de 0 ; à l'inverse, la concavité devient très forte quand la valeur approche de 1. Le graphique adimensionnel H/H_0 (ratio des altitudes) et L/L_0 (ratio des longueurs) permet de superposer et ainsi de comparer les profils de drains de longueur différente (Demoulin, 1998) ; H est l'altitude du cours d'eau au point mesuré, H_0 est la dénivellation entre la source et l'exutoire, L est la distance à l'exutoire du point mesuré et L_0 est la longueur du cours d'eau. Le calcul des indices SL (longueur-pente) de Keller et Pinter (2002) : $SL = (\Delta H / \Delta L) \times L$ où ΔH (en m) et ΔL (en km) sont la dénivelée et la longueur du segment considéré, $\Delta H / \Delta L$ est la pente du segment considéré, et L (en km) la longueur totale du chenal en amont du point à partir duquel l'indice est calculé, permet de souligner les moindres ruptures de pente et les très fortes ou très faibles valeurs témoignent de déformations tectoniques si elles ne sont pas corrélables avec des facteurs lithologiques. La forte amplitude des valeurs permet de caractériser tous les changements de pente le long des profils longitudinaux ; néanmoins, il faut savoir que pour des secteurs de pente identique, les valeurs augmentent avec la distance des sources. Pour évaluer le rôle de la tectonique, nous avons appliqué la méthode de Goldrick et Bishop (1995). En coordonnées semi-logarithmiques, les profils d'équilibre donnent des droites (Hack, 1973) et les déviations vers l'aval (D), par rapport à ces droites, sont provoquées par des différences lithologiques (la pente est plus forte dans les roches dures) ou des déséquilibres engendrés par des changements de niveau de base (tableau 1). Cependant, le tracé de la droite permettant la mesure de D peut manquer de précision lorsque peu de points sont alignés à l'amont.

La détermination des minéraux lourds sert à distinguer les différentes formations tertiaires et pléistocènes car les associations de minéraux lourds varient en fonction de l'âge des dépôts, du fait que l'altération croissante avec l'ancienneté élimine les minéraux les plus fragiles, et que les roches sources peuvent changer au cours de l'encaissement des cours d'eau. Les échantillons analysés sont indiqués dans le tableau 2 et localisés sur la figure 3. Ils ont été prélevés dans le lit des cours

d'eau actuels et pour les alluvions anciennes et les dépôts de seuils, soit à la faveur d'affleurements, soit par forages, à environ 50 cm de profondeur. Concentrés selon la méthode densimétrique de séparation au bromoforme (Parfenoff *et al.*, 1970), les minéraux lourds transparents, de densité $> 2,89$, ont été déterminés par Étienne au microscope optique. Les pourcentages de minéraux transparents ont été calculés à partir de l'analyse d'environ 300 grains. Puis les résultats chiffrés ont été soumis à l'analyse factorielle des correspondances afin de classer les échantillons. Les associations de minéraux lourds renseignent sur l'origine des flux et favorisent la reconstitution des paléotracés (Larue et Étienne, 1998). Une fois les matériaux bien caractérisés, la reconstitution des profils longitudinaux des différentes formations met en évidence les éventuelles déformations tectoniques qu'elles ont subies depuis leur mise en place.

RÉSULTATS

La forme des bassins versants

Les mesures d'élongation des bassins versants montrent que les indices d'élongation (IE) sont plus forts côté Loire que côté Seine pour les grands bassins versants (rangs > 5) : la Sarthe, l'Huisne et le Loir ont des bassins allongés ($IE > 2$) alors que ceux de l'Eure, de l'Essonne et du Loing sont plus trapus ($IE < 1,5$) (figure 1 – **planche II, p. 90**). À plus grande échelle (rangs 3-4), les fortes valeurs concernent les bassins du Perche et de la Puisaye, les plus faibles valeurs, les bassins de Beauce et quelques petits bassins de la région de Gien, là où il y a eu un déplacement de la ligne de partage des eaux vers le sud et des captures associées. En Sologne-Puisaye, les plus fortes valeurs sont enregistrées pour les bassins de la Notreure et des affluents du Loing situés dans le prolongement de la faille de Sancerre (Puisseaux, Vernisson et Solin). En revanche, les bassins versants de rive droite de la Loire présentent les plus faibles valeurs (figure 4 – **planche IV, p. 92**).

L'analyse de l'asymétrie des bassins versants révèle des migrations latérales dans des directions qui varient selon l'ordre des cours d'eau, ainsi que l'ont déjà montré dans le bassin du Mississippi Garrote *et al.* (2008). Les cours d'eau de rangs 1 et 2 ne montrent pas de tendance nette, par contre ceux de rang

3 soulignent des déplacements plus ou moins importants. Dans le Perche, le bassin supérieur du Loir présente une très forte dissymétrie : en amont d'Illiers-Combray, l'absence d'affluents en rive gauche contraste avec les nombreux affluents longs et parallèles de la rive droite. En Sologne et Puisaye, les migrations des cours d'eau de rangs 2 et 3 vers le nord-est et vers le nord-ouest suggèrent la formation de dômes localisés au nord de La Montagne et au nord d'Arrabloy (figure 5 – **planche V, p. 93**). Ces dômes, responsables des tracés sinueux du Puiseaux et du Vernisson supérieurs, ont aussi engendré des captures aux dépens des affluents de la Loire : les secteurs amont de la Grande Brosse, du Pré Bouzy et du Dampierre ont été capturés par les affluents conquérants du Loing, le Puiseaux et le Vernisson. Les cours de rang 4 enregistrent une migration générale vers l'est.

Profils longitudinaux des cours d'eau

Les caractéristiques des cours d'eau naissant près de la ligne de partage des eaux figurent sur le tableau 1. Leur analyse montre qu'il existe une corrélation entre leur longueur et leur pente : la pente diminue quand la longueur augmente selon la courbe puissance $y = 23,223 x^{-0,681}$ avec un coefficient de détermination $r^2 = 0,52$. Ce coefficient apparaît meilleur ($r^2 = 0,81$) pour les petits cours d'eau inférieurs à 12 km de longueur, il devient en revanche très mauvais ($r^2 = 0,01$) pour les cours d'eau supérieurs à 35 km de longueur (figure 6). La pente apparaît anormalement forte (sur le graphique, les points sont situés très au dessus de la courbe de régression) pour le Loing, la Trézée, la Notreure, la Cheuille en Puisaye, pour le Loir, la Thironne, la Jambée, le Marchainville, la Loupe, le Champrond, le Val Lépart et la Vallée Biquet dans le Perche. Elle est anormalement faible pour les rivières de Beauce, affluentes du Loir et de l'Eure.

Les indices IC et les graphiques adimensionnels montrent que la plupart des cours d'eau ont un profil longitudinal concave (figure 7 – **planche VI, p. 94**). Cependant, le Livier, le Royneau, la Malorne, le Dampierre, l'Ousson, la Grande Brosse, le Pré Bouzy et le Pont Chevron présentent un profil convexe avec des indices IC négatifs. D augmente avec la pente, mais le faible coefficient de détermination ($r^2 = 0,13$) témoigne d'une relation ténue. Les plus fortes valeurs (supérieures à 50 m) sont rencontrées pour

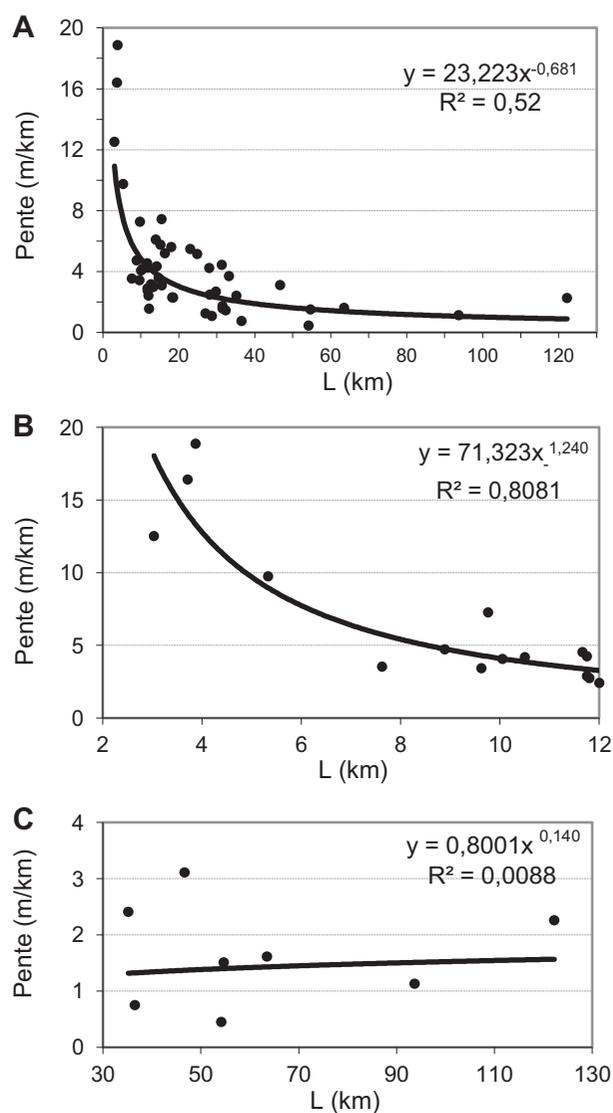


Figure 6 : Relations longueur-pente, A) pour tous les cours d'eau étudiés, B) pour les cours d'eau < 12 km de longueur, C) pour les cours d'eau supérieurs à 35 km de longueur

Relationships between length and slope, A) for all the studied rivers, B) for the rivers < 12 km length, C) for the rivers > 35 km length

la Thironne, la Cheuille, la Jambée, le Marchainville, le Champrond, la Charentonne, l'Essonne, la Juine, le Val Lépart, la Trézée, le Vernisson et le Puiseaux. Dans l'espace, en Sologne et Puisaye, on peut enregistrer une décroissance de D d'est en ouest pour des cours d'eau de taille comparable, du Vernisson à la Bézonde et de la Trézée au Cens. En Beauce et dans le Perche, les fortes valeurs sont plus dispersées : à l'ouest les affluents de l'Huisne, au centre, les cours d'eau divergeant du dôme de Champrond et au nord de la Beauce, l'Essonne et la Juine.

Avec des indices SL ne dépassant pas 130, les ruptures de pente sont peu prononcées (fig. 7k-p – **planche VI, p. 94**) et ont souvent une origine lithologique, comme par exemple celles accidentant le profil du Vernisson. Néanmoins, celles situées sur le Puiseaux et sur la Trézée ne sont pas dues à la lithologie. Sur le Puiseaux, celle localisée à 3,85 km de la ligne de partage des eaux (0,137 en abscisse L/L0, sur la figure 7g – **planche VI, p. 94**), là où le cours fait un coude brutal vers le NE, peut témoigner d'une ancienne capture. En effet, elle ne correspond pas à une différence lithologique, ni à un abaissement de niveau de base, et le tracé coudé suggère une capture du cours amont par le recul de tête du Puiseaux aval. Sur la Trézée, la rupture de pente qui se situe à 16 km des sources (0,48 en abscisse L/L0, sur la figure 7h – **planche VI, p. 94**), dans la zone de méandres assurant la bifurcation brutale du cours vers l'ouest et vers la Loire peut s'expliquer par l'ancienne capture de la haute Trézée par la Trézée inférieure affluente de la Loire, faite aux dépens du Loing. Le canal de Briare utilise l'ancien cours inférieur de la Trézée affluente du Loing. La forme du profil longitudinal de la Trézée actuelle (fig. 7h et 7l – **planche VI, p. 94**) montre bien l'emboîtement de deux profils concave séparés par la convexité donnant la rupture de pente précédente.

Les cours d'eau beaucerons sont caractérisés par les plus faibles valeurs pour la pente moyenne (1,14 m/km) et la déviation D (37 m en moyenne) et une concavité moyenne de 0,28 (tableau 1). Ceux du Perche donnent les plus fortes valeurs pour la pente moyenne (6,36 m/km) et la déviation D (61 m), mais la plus faible pour la concavité (0,24). En Sologne et Puisaye, les valeurs sont intermédiaires et moyennes pour la pente (3 m/km) et D (44,5 m), mais sont les plus fortes pour la concavité (0,29).

Bien que relativement déprimée par rapport aux régions encadrantes, la Beauce est un centre de dispersion hydrographique vers la Seine, le Loir et l'Eure. Du fait de la forte perméabilité des terrains, l'essentiel des débits des cours d'eau est fourni par les nappes souterraines. Les affluents du Loir, Conie et Voves, présentent les pentes et les concavités les plus faibles, les vallons secs amont sont très étendus et l'écoulement pérenne se limite aux sections aval (il débute à Nottonville sur la Conie, après 46 km de cours et à Dampierre sur la Voves après 29 km de cours). En revanche, les cours d'eau du réseau de l'Essonne, affluent de la Seine, révèlent des conca-

vités et des déviations D fortes, et l'écoulement pérenne commence beaucoup plus en amont, dès 3,83 km sur l'Essonne et 8,66 km sur la Juine. Près de la ligne de partage des eaux, le réseau de vallons secs est beaucoup plus dense côté Loire que côté Seine : les incisions des affluents de la Conie débudent près de la ligne de partage des eaux alors que ceux de l'Essonne ne commencent qu'à plus de 6 km de cette dernière (fig. 3 – **planche III, p. 94**). La rupture de pente située à 12 km depuis l'amont marque le début de l'écoulement intermittent sur la Conie (fig. 7o – **planche VI, p. 94**). Les affluents de l'Eure, Voise et Corancez, apparaissent en situation intermédiaire : leurs pentes et concavités sont moyennes, l'écoulement pérenne démarre au bout de 7,16 km sur la Voise et 8,8 km sur le Corancez.

Enseignements des minéraux lourds

La détermination des minéraux lourds a été effectuée pour 52 échantillons (tableau 2). Les argiles à silex, les Sables du Perche et les Sables du Thymerais sont caractérisés par la relative abondance de l'andalousite et de la tourmaline, alors que les alluvions quaternaires enregistrent de forts teneurs en staurotide et souvent en zircon. Les alluvions du Loir renferment toujours plus de zircon que celles de l'Eure. Le long de l'Eure, la teneur en andalousite diminue de l'amont à l'aval, alors que celle du zircon augmente. Les teneurs en zircon sont également fortes dans les dépôts situés dans les seuils de Heuze et de Jorand (éch. 15, 29 et 30) et dans le vallon d'Oisemont (éch. 17). Les alluvions transportées par le ruisseau de Marchainville (éch. 8) ont une composition en minéraux lourds différente de celles de l'Eure (éch. 9 et 10), mais assez semblable (éch. 5) à celles de la terrasse de Manou.

INTERPRÉTATIONS

L'individualisation des bassins de la Loire et de la Seine

La ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire s'est formée après l'interruption des échanges hydrologiques entre ces bassins. Le problème des liaisons entre la Loire et la Seine reste loin d'être résolu, la réalité même des captures est encore discutée (Larue et Étienne,

secteur	cours d'eau	L (km)	pente (m/km)	IC (indice de concavité)	D (m)	IE (bassin versant)
Sologne et Puisaye	Bec d'Able	18,25	2,3	0,40	15	2,14
	Bézone	31,50	1,74	0,47	30	1,43
	Bouzy	11,80	2,75	0,21	16	2,16
	Cens	27,00	1,25	0,52	7	2,25
	Dampierre	9,625	3,43	-0,24	22	1,46
	Grande Brosse	10,05	4,07	-0,19	27	1,59
	Huillard	31,50	1,58	0,40	33	1,43
	Loing	122,20	2,26	0,58	230	1,15
	Notreure	31,30	4,44	0,20	58	5,60
	Oussance	28,70	1,08	0,51	7	2,25
	Pont Chevron	11,75	2,89	0,05	25	0,99
	Pré Bouzy	7,62	3,54	0,00	23	1,59
	Puiseaux	28,12	2,48	0,57	50	4,38
	Ravoir	8,89	4,73	0,38	16	2,16
	Sange	15,50	3,09	0,37	9	2,17
	Solin	29,75	2,68	0,60	47	2,72
	Trézée	33,20	3,70	0,23	60	2,06
	Vernisson	35,15	2,41	0,57	60	2,70
Ousson	11,75	4,25	-0,20	46	1,31	
Cheuille	23,00	5,48	0,40	110	3,40	
Beauce	Essonne	93,67	1,13	0,37	85	1,20
	Juine	54,66	1,51	0,48	73	1,40
	Conie	54,16	0,45	0,18	12	1,23
	Voves	36,50	0,75	0,00	16	0,86
	Malorne	12,66	3,16	0,00	40	2,84
	Paray	14,66	3,58	0,19	47	2,33
	Voise	32,33	1,45	0,29	30	1,36
	Corancez	12,16	1,56	0,36	8	0,65
Perche	Eure	63,50	1,61	0,20	130	3,37
	Loir	46,66	3,11	0,54	120	0,54
	Eure supérieure	18,50	2,29	0,12	36	2,50
	Loir inférieur	28,00	4,23	0,22	100	1,36
	Loir supérieur	13,93	6,10	0,23	66	5,00
	Thironne	24,83	5,15	0,29	118	2,42
	Reuze	18,00	5,61	0,29	92	2,21
	Jambée	15,45	7,44	0,34	88	1,00
	Marchainville	9,76	7,27	0,34	62	1,50
	Vallée Biquet	3,71	16,41	0,06	44	1,46
	Loupe	14,16	4,34	0,52	26	1,40
	Livier	13,33	3,00	-0,30	32	4,00
	Champrond	15,16	5,76	0,18	74	1,50
	Charentonne	16,33	5,20	0,35	60	6,95
	Orrouer	13,06	2,98	0,33	26	3,44
	Val Lépart	3,87	18,87	0,23	62	1,18
	Royneau	5,33	9,75	-0,11	43	1,40
	Coison	11,66	4,54	0,2	40	1,73
	Thibaudière	3,03	12,52	0,42	30	1,50
	Dammarie	12,00	2,42	0,24	23	0,65
Oisemont	10,50	4,19	0,31	37	3,59	

Tableau 1 : Caractéristiques morphométriques des cours d'eau analysés (L : longueur ; D : dénivellation en mètres par rapport à la droite du profil d'équilibre, mesurée selon la méthode de Goldrick et Bishop (1995) ; IE : indice d'élongation du bassin versant)

Morphometric characteristics of studied rivers (L: length; D: deviation from the straight line of the equilibrium river long profile (in m); IE: elongation index)

échantillon	litho-stratigraphie	zircon	tourmaline	oxydes de titane	barytine	topaze	monazite	corindon	grenat	andalousite	sillimanite	stauroride	disthène	épidote	hornblende verte	clinopyroxènes	orthopyroxènes	sphène	densité sup 4
1	Alluvions actuelles Eure	5	33	3	9	0	0	2	3	16	2	15	5	0	0	5	5	0	21
2	Alluvions lit majeur Eure	17	33	4	1	0	0	0	0	13	0	26	1	0	1	0	0	1	22
3	Alluvions vallée Biquet	3	38	0	9	1	0	1	0	17	3	20	5	0	0	1	3	0	13
4	Alluvions vallée Biquet	7	29	0	1	7	0	0	0	19	0	32	3	0	0	0	2	0	8
5	Alluvions terrasse Eure à Manou	8	26	2	4	2	0	0	1	15	1	35	2	0	1	0	2	1	15
7	Alluvions actuelles Jambée	0	40	3	3	5	0	0	0	9	0	32	7	0	0	0	1	0	6
8	Alluvions actuelles Marchainville	8	25	2	5	3	2	0	0	11	0	38	3	0	0	0	1	1	17
9	Alluvions actuelles Eure	20	25	1	4	1	0	0	1	19	0	24	5	0	0	0	0	0	26
10	Alluvions actuelles Eure	6	26	3	6	6	0	1	0	23	0	22	3	0	1	0	3	0	16
11	Alluvions actuelles Loir	19	20	0	4	0	3	1	1	17	0	33	1	0	1	0	0	0	27
12	Alluvions terrasse Loir	32	18	0	2	1	0	1	1	8	0	28	7	0	0	0	1	0	36
13	Alluvions actuelles Loir	15	28	1	3	3	2	0	0	11	0	32	5	0	0	0	0	1	21
14	Alluvions plaine alluviale Loir	17	17	0	0	0	0	0	0	17	0	50	0	0	0	0	0	0	17
15	Dépôts seuil de Heuze	32	20	0	4	8	0	0	0	8	0	16	8	0	4	0	0	0	36
16	Dépôts seuil d'Orrouer	0	0	0	0	0	0	0	0	41	0	59	0	0	0	0	0	0	0
17	Alluvions actuelles Eure	55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45	0	0	0	0	0	0	55
18	Alluvions actuelles Eure	23	32	1	2	1	1	0	1	10	0	23	3	1	1	0	1	0	28
19	Alluvions terrasse Eure	22	27	6	2	3	0	0	0	23	0	8	7	0	0	1	0	0	30
20	Alluvions terrasse Eure	14	32	0	6	2	0	0	0	12	0	28	2	0	4	0	0	0	20
21	Alluvions terrasse Eure	10	26	7	7	4	2	0	2	10	0	24	9	0	0	0	0	0	28
22	Alluvions actuelles Eure	6	27	2	3	0	0	1	2	8	0	44	5	0	0	2	0	0	14
23	Alluvions terrasse Eure	38	19	4	0	4	4	0	4	12	0	15	0	0	0	0	0	0	50
24	Alluvions terrasse Eure	0	17	0	0	0	0	0	0	33	0	33	17	0	0	0	0	0	0
25	Alluvions terrasse Eure	7	43	0	7	0	0	0	0	29	0	7	0	0	7	0	0	0	14
26	Alluvions terrasse Eure	24	19	6	4	1	0	0	2	22	0	18	4	0	1	0	0	0	35
27	Alluvions vallée d'Oisemont	30	10	0	0	0	0	0	10	30	0	20	0	0	0	0	0	0	40
28	Alluvions vallée d'Oisemont	27	27	0	0	0	0	0	0	9	0	27	9	0	0	0	0	0	27
29	Alluvions vallée d'Oisemont	40	20	0	0	0	0	0	0	0	0	40	0	0	0	0	0	0	40
30	Colluvions seuil de Jorand	21	31	0	7	0	0	0	0	21	0	14	3	0	0	3	0	0	28
31	Colluvions seuil de Jorand	5	0	0	5	16	0	11	16	37	0	11	0	0	0	0	0	0	37
32	Alluvions actuelles Eure	8	23	0	2	3	0	0	0	30	0	35	5	0	0	0	0	0	10
33	Alluvions basse terrasse Eure	15	21	0	2	3	0	0	0	27	0	29	3	0	0	0	0	0	17
34	Alluvions moyenne terrasse Eure	6	43	2	3	2	0	0	0	11	0	29	5	0	0	0	0	0	11
35	Alluvions basse terrasse Eure	33	24	1	4	1	1	0	3	11	0	19	4	0	0	0	0	0	41
36	Alluvions moyenne terrasse Eure	18	33	0	2	3	0	0	0	14	0	26	3	0	0	0	0	0	20
37	Alluvions moyenne terrasse Eure	17	33	0	0	0	0	0	0	17	0	28	6	0	0	0	0	0	17
108	Sables de Lozère de Prasville-Viabon	38	17	2	2	1	0	0	1	3	0	28	3	0	1	0	0	0	43
41	Alluvions actuelles du Loir	9	28	0	5	5	0	0	9	12	0	26	0	0	7	0	0	0	23
42	Alluvions lit majeur Loir	13	20	0	0	1	0	5	0	27	0	30	5	0	0	0	0	0	18
43	Alluvions basse terrasse Loir	34	24	0	0	2	0	0	0	9	0	28	2	0	2	0	0	0	34
44	Alluvions ancienne vallée Loir	21	21	5	7	2	0	0	0	12	0	19	14	0	0	0	0	0	33
46	Alluvions ancienne vallée Loir	18	33	1	6	1	0	0	0	20	0	11	8	0	2	0	0	0	25
47	Alluvions ancienne vallée Loir	48	19	0	0	5	0	5	0	19	0	5	0	0	0	0	0	0	53
48	Alluvions ancienne vallée Loir	29	19	5	0	5	0	0	17	19	0	24	0	0	0	0	0	0	51
49	Alluvions ancienne vallée Loir	36	16	1	1	1	0	0	0	13	0	24	7	0	0	0	6	0	38
50	Alluvions ancienne vallée Loir	37	16	0	11	5	0	0	0	0	0	21	14	0	0	0	0	0	48
51	Alluvions actuelles Thironne	4	28	0	12	14	0	0	0	12	2	18	4	0	6	0	0	0	16
52	Alluvions basse terrasse Thironne	5	43	0	5	0	0	0	0	19	0	24	0	0	3	0	0	0	10
53	Alluvions basse terrasse Loir	5	29	3	0	4	1	3	0	11	0	37	7	0	1	0	0	0	12
54	Alluvions basse terrasse Loir	7	18	4	11	11	0	0	0	14	0	14	11	0	7	0	0	4	22
55	Alluvions basse terrasse Loir	14	29	0	3	1	1	1	0	10	0	31	7	0	2	0	0	0	19
échantillon	litho-stratigraphie	zircon	tourmaline	oxydes de titane	barytine	topaze	monazite	corindon	grenat	andalousite	sillimanite	stauroride	disthène	épidote	hornblende verte	clinopyroxènes	orthopyroxènes	sphène	densité sup 4

Tableau 2 : Composition en minéraux lourds des échantillons localisés sur la figure 3
Heavy mineral composition for the samples plotted on figure 3

2001 ; Dewolf et Penven, 2007 ; Étienne et Larue, 2011). Certains travaux récents concernant l'histoire des fleuves Loire et Seine (Antoine *et al.*, 1998 ; Cavelier *et al.*, 1993 ; Debrand-Passard *et al.*, 1998 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Tourenq et Pomerol, 1995) admettent plusieurs changements de cours successifs depuis la mise en place des Sables de Sologne. La liaison Loire-Seine aurait ainsi existé à trois reprises, au Pliocène inférieur avec l'épisode des Sables de Lozère, vers 1 mA avec le fonctionnement du fleuve à augite, enfin au Saalien, vers 200 000 ans. En utilisant l'analyse morphométrique des paléotopographies antérieures à l'encaissement des cours d'eau, Freydet *et al.* (1989) mettent en évidence trois compartiments subméridiens au nord de la Loire, séparés par le linéament de Malesherbes et l'axe du Loing (fig. 1 – **planche II, p. 90**). Le compartiment occidental présente une pente vers le sud (170 m à Rambouillet, 130 m au nord d'Orléans) alors que le bloc oriental est penté vers le nord-ouest (210 m au sud-est, 110 m au nord de Montargis), le compartiment médian est caractérisé par une double pente : du sud au nord, la surface s'abaisse d'abord de 130 m au nord de la Forêt d'Orléans à 90 m au nord de Montargis, avant de remonter jusqu'à 160 m vers Étampes. Pour ces auteurs, les Sables de Lozère jalonnent une surface emboîtée dans les Sables de Sologne et dominée par les « cailloutis culminants » des buttes de la Forêt d'Orléans. Au Pliocène moyen, il y aurait eu trois systèmes d'épandage : celui des Sables de Lozère, celui du Loing et celui de la Basse-Loire, séparés par deux axes de reliefs résiduels, celui des buttes de la forêt d'Orléans et celui des buttes du compartiment médian à l'ouest du Loing. La ligne de partage des eaux se serait donc établie sur les buttes de la Forêt d'Orléans dès le Pliocène moyen. Selon Étienne et Larue (2011), les paléotracés successifs de la Loire se sont maintenus par antécédence en direction de l'Atlantique, depuis au moins le Pliocène supérieur ; les « cailloutis culminants » (*m*² des cartes géologiques) des buttes de la Forêt d'Orléans forment le sommet de la nappe des Sables et argiles du Bourbonnais datée du Pliocène supérieur. Avec une forte atténuation vers la surface de leur rejet, les failles de Sennely et d'Étampes n'ont pas eu d'impacts morphologiques suffisants pour modifier le tracé de la Loire.

Explications des anomalies hydrographiques

Les anomalies de tracé des cours d'eau peuvent être expliquées par la structure. Les failles et les flexures orientent les rivières, ainsi la Haute Eure adopte une direction armoricaine N 110, car elle est bloquée au nord par un bombement anticlinal dissymétrique développé sur la faille de Senonches et prolongé vers l'est par les flexures de Pontgouin et de Saint-Aubin-des-Bois (Gigot *et al.*, 1990). Dès que ces flexures s'estompent à l'ouest de Chartres, l'Eure bifurque vers le nord. La faille de l'Eure de même direction est responsable du tracé rectiligne de la rivière. Ces failles, de Senonches et de l'Eure, ont une activité décrochante dextre qui s'est poursuivie au moins jusqu'au tremblement de terre qui a détruit l'église de Marchainville au début du XIX^e siècle (Moguedet *et al.*, 2000). En traversant la faille de Senonches, les affluents de l'Eure dessinent des bifurcations à angle droit qui témoignent du rejeu de cette faille décrochante. Les structures N 150 orientent les cours d'eau comme la Jambée, la Corbionne ou la Loupe qui suivent une fracturation ouverte hydrauliquement très transmissive liée au champ de contraintes actuel N 150 (Grellet *et al.*, 1993). La faille de Sancerre et le linéament de Malesherbes rendent compte du tracé sud-nord de la Loire en amont de Briare et du Vernisson pour la première, de l'Essonne pour le second.

La migration des cours d'eau de rang 3 montrée par les mesures d'asymétrie des bassins versants suggèrent que la ligne de partage des eaux entre la Loire et la Seine s'est établie avant l'encaissement des cours d'eau qui a débuté à des dates différentes selon les lieux, dès le Miocène dans le Massif Central, au Pléistocène inférieur en Touraine (Macaire, 1984, Larue, 2003). Cette migration s'est faite à la faveur du développement d'un bombement selon un axe NO-SE et du début de la subsidence de la région de Montargis. Ce bombement résulte du régime de compression lié au déplacement vers le sud-ouest du bloc du bassin de Paris (Ziegler et Dèzes, 2007). Une réactivation du prolongement de la faille de Sancerre permet le soulèvement du horst de Gien et l'apparition de petits dômes responsables de la sinuosité plus grande de la ligne de partage des eaux entre La Montagne et l'est de La Bussière. Le soulèvement du horst de Gien s'est poursuivi posté-

rieurement à la mise en place au Pléistocène inférieur de la nappe du fleuve à Cpx (clinopyroxènes), puisque cette dernière est soulevée d'une vingtaine de mètres lors de sa traversée (Étienne et Larue, 2011). Les anomalies de tracé du Puisieux et du Vernisson supérieurs résultent de captures réalisées aux dépens des affluents de la Loire. En revanche, la Trézée a été capturée par la Loire aux dépens du Loing.

Les indices d'élongation qui ont les plus fortes valeurs correspondent à des bassins versants situés dans des zones qui ont subi des déformations tectoniques : le soulèvement du Perche et de la Puisaye expliquent les pentes anormalement fortes des rivières de ces deux régions. En revanche, les bassins versants beaucerons présentent de faibles indices d'élongation et les rivières ont des pentes anormalement faibles, car cette région est restée longtemps subsidente. Dans le secteur de Gien, les indices forts et faibles s'imbriquent en raison des captures qui ont modifiées la taille des petits bassins versants : la Trézée et la Cheuille donnent des indices élevés alors que l'Ousson et le Pont Chevron en ont de faibles. Les faibles indices de concavité des cinq affluents de la Loire (Trézée, Pont-Chevron, Grande Brosse, Pré Bouzy et Dampierre) et des deux affluents du Loing (Vernisson et Puisieux) sont dus au fait que ces cours d'eau traversent les secteurs les plus soulevés, constituant les dômes localisés au nord de La Montagne et au nord d'Arrabloy. Les ruptures de pente observées sur le Puisieux et la Trézée (fig. 7l et 7m – **planche VI, p. 94**) ont une origine tectonique. Enfin, l'augmentation des valeurs de D vers l'est ne peut s'expliquer par une différence de niveau de base, mais traduit bien le soulèvement en dôme du horst du nord de Gien.

Évolution du tracé de la ligne de partage des eaux

Ainsi, depuis l'individualisation des réseaux de la Seine et de la Loire, la ligne de partage des eaux a subi des déplacements qui varient de l'ouest vers l'est. À l'ouest, elle progresse vers le nord sous l'action de l'érosion régressive du réseau de la Sarthe et du Loir. La crête piézométrique de la nappe de Beauce entre les bassins de l'Eure et du Loir passe au sud de la ligne de partage des eaux : le bassin hydrogéologique de l'Eure est donc plus grand que

son bassin topographique et une partie des eaux d'infiltration dans le bassin du Loir continue à rejoindre celui de l'Eure (fig. 3 – **planche III, p. 91**). À l'est, la migration se fait principalement vers le sud au profit du réseau du Loing, excepté à l'extrémité sud-est où la Haute Trézée a été capturée par la Loire. Au centre, en Beauce, la ligne de partage des eaux est relativement stable, car l'incision des cours d'eau a été limitée aux périodes froides pendant lesquelles un permafrost a bloqué l'infiltration et favorisé l'écoulement superficiel à la faveur de crues printanières. Ainsi, la forte densité des vallons secs en tête de vallée de la Conie peut s'expliquer par l'efficacité de l'érosion en milieu périglaciaire : la fonte estivale de la partie superficielle du permafrost a pu provoquer des écoulements torrentiels capables de façonner des incisions denses et hiérarchisées (Cailleux, 1948 ; Bogaart *et al.*, 2003). À Neuvy-en-Beauce, ces incisions sont remplies de sables grossiers disposés en stratification entrecroisée qui témoignent d'alluvions fluviales et non de colluvions (Gigot et Desprez, 1980).

Dans le Perche, les observations de Musset (1920, 1929) restent valables : l'Huisne et ses affluents, qui présentent des pentes anormalement fortes, ont fait reculer la côte du haut plateau d'argile à silex, lui donnant un tracé festonné, alors que les cours d'eau du réseau de l'Eure qui coulent en éventail sur ce plateau décrivent des pentes faibles et enregistrent des pertes par infiltration dans les calcaires sous-jacents. La capture de la Haute Eure par le réseau de l'Huisne s'est effectuée postérieurement à l'accumulation de la nappe alluviale de Manou car cette dernière a une composition en minéraux lourds assez semblable (éch. 5) à celles des alluvions transportées par le ruisseau de Marchainville (éch. 8), alors que les alluvions récentes de l'Eure (éch. 9 et 10) sont plus riches en zircon et plus pauvres en staurotide. L'escarpement de faille de Nogent-sur-Huisne a évolué en cuesta qui a migré vers l'est sous l'action de l'érosion régressive des affluents de l'Huisne. Les affluents du Loir, comme la Thironne, coulent sur son revers et plus au sud, l'Ozanne a porté sa source au-delà de la ligne de côte, dans la dépression orthoclinale. Les déformations tectoniques nord-sud qui recoupent les linéaments ouest-nord-ouest-est-sud-est expliquent la forme des réseaux hydrographiques et en particulier la dissymétrie de celui du Loir en amont d'Illiers-Combray. L'augmentation du zircon

dans les alluvions des terrasses de l'Eure dans le secteur de Morancez (éch. 19, 23 et 26) suggère qu'elles ont été nourries par des apports du Haut Loir (Loir de Villebon). La capture de ce dernier par le Loir aux dépens de l'Eure apparaît probable, même si les seuils de Jorand et de La Heuze n'ont pas révélé de témoins significatifs du passage du Loir. Si ces derniers existent, ils sont masqués par d'épaisses colluvions issues de l'argile à silex, par contre, les analyses de minéraux lourds révèlent de forts pourcentages de zircon dans la vallée d'Oisemont, suggérant le passage d'un paléo-Loir. Dans le secteur d'Illiers-Combray, le Loir a bien changé de cours, abandonnant une vallée fossile remblayée d'alluvions Fx d'origine périglaciaire, comprenant de fortes teneurs en zircon et en staurotide (éch. 47, 48, 49 et 50), semblables à celles du Loir amont (éch. 11, 12 et 43). La Thironne, qui présente une longueur plus courte et une pente plus forte que le Loir n'est certainement pas à l'origine de la capture, comme le suggérait Goron (1968), il s'agit plutôt d'un changement de cours du Loir par déversement, lors du creusement succédant à l'accumulation périglaciaire (saalienne ou weichsélienne ?) formée de cônes jointifs qui ont comblé la vallée à l'ouest d'Illiers-Combray, entre Les Perruches (éch. 41) et Méréglise (éch. 51).

CONCLUSION

Ainsi, les migrations de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire sont restées modestes depuis l'individualisation des deux bassins au Pliocène supérieur. La structure détermine la forme des réseaux hydrographiques, mais les fluctuations climatiques rendent compte localement de certaines captures. Les secteurs soulevés, le Perche, la Puisaye, le nord de Gien, sont caractérisés par des bassins versants à forts indices d'élongation et fortes dissymétries, les cours d'eau présentent des pentes anormalement fortes, des indices de concavité plus faibles et souvent des ruptures de pente. En revanche, les secteurs relativement stables comme la Beauce et une partie de la Sologne, ont des bassins versants plus symétriques et trapus, les rivières sont moins pentues et ont des concavités plus marquées. La morphométrie des bassins versants et des réseaux hydrographiques donne donc des indications tectoniques relativement précises

dans les bassins sédimentaires présentant des reliefs très peu accidentés. Aussi, l'élaboration de modèles numériques de terrain (MNT) permettrait d'affiner les résultats et d'obtenir des données chiffrées. Par ailleurs, des analyses sédimentologiques complémentaires seraient utiles pour reconstituer l'histoire des liaisons entre le Loir et l'Eure.

Remerciements

Nous remercions M. Boun Heng, cartographe à l'université Paris-Est-Créteil, pour la mise au net des figures. Cet article a bénéficié des corrections et remarques constructives de J.-J. Macaire, de G. Maillet et d'un lecteur anonyme.

Bibliographie

- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P., SOMME J., AUGUSTE P., AUFRET J.-P., BAIZE S., CLET-PELLERIN M., COUTARD J.-P., DEWOLF Y., DUGUE O., JOLY F., LAIGNEL B., LAURENT M., LAVOLLE M., LEBRET P., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LIMONDIN-LOZOUET N., MUNAUT A.V., OZOUF J.-C., QUESNEL F., ROUSSEAU D.-D., 1998. Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations, *Quaternaire*, vol. 9, n° 3, p. 227-241 et carte hors texte.
- Baulig H., 1928. Les hauts niveaux d'érosion eustatique dans le bassin de Paris, *Annales de Géographie*, t. 37, n° 208, p. 289-305 et n° 209, p. 386-406.
- BOGAART P. W., TUCKER G. E., DE VRIES J. J., 2003. Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: a numerical simulation study, *Geomorphology*, vol. 54, p. 257-277.
- BURBANK D. W., ANDERSON R. S., 2001. Tectonic geomorphology, Massachusetts, Blackwell Science, 273 p.
- CAILLEUX A., 1948. Le ruissellement en pays tempéré non montagneux, *Annales de Géographie*, t. 57, n° 305, p. 21-39.
- CARRETIER S., NIVIÈRE B., GIAMBONI M., WINTER T., 2006. Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate?, *Journal of Geophysical Research* 111, F 02024, doi: 10.1029/2005JF000419.
- CASTELLTORT S., SIMPSON G., DAVIOULAT A., 2009. Slope-control on the aspect ratio of river basins, *Terra Nova*, vol. 21, p. 265-270.
- CAVELIER C., CLOZIER L., DEBRAND-PASSARD S., POMEROL C., TOURENQ J., 1993. Les écoulements fluviaux successifs issus du Massif Central dans le Bassin Parisien, tributaires de l'Atlantique ou de la Manche au Néogène-Pléistocène : relations avec la tectonique, Colloque Géologie de la France, SGF, BRGM, Paris.

- CHAPUIS F., BAUER H., GRATALOUP S., 2008. Projet CPER Ardenay. Interprétation sismique, Rapport final BRGM/RP 56971-FR, 73 p.
- CHOLLEY A., 1953. Quelques aperçus nouveaux sur la morphologie du bassin de Paris, *Annales de Géographie*, t. 62, n° 329, p. 4-17 et n° 330, p. 92-107.
- COLLINA-GIRARD J., GRIBOULARD R. 1990. La structuration profonde du plateau de Valensole (Alpes). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques, *Géol. Médit.* XVII, n° 2, p. 153-171.
- COX R. T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment, *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 571-581.
- COX R. T., VAN ARSDALE R. B., HARRIS J. B., 2001. Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry, *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, n° 5, p. 615-624.
- DAVIS W.M., 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle, *Annales de Géographie*, vol. 19, p. 25-49.
- DEBGLIA N., LABLANCHE G., FLEURY R., DEBRAND-PASSARD S., 1989. Néotectonique de la Sologne et de la Champagne berrichonne (sud du Bassin de Paris). Apports et problèmes liés à l'utilisation du chevelu hydrographique, *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, vol. 26, n° 3, p. 137-150.
- DEBRAND-PASSARD S., 1995. Histoire géologique résumée du sud du Bassin parisien, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 32, n° 3, p. 15-25.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G., MENOT J.-C., CLOZIER L., TOURENQ J., 1992. Âge, genèse et évolution du fossé de la Loire : nouvelle approche stratigraphique, morphologique et structurale, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 29, n° 4, p. 63-74.
- DEBRAND-PASSARD S., MACAIRE J.-J., CLOZIER L., FLEURY R., 1998. Particularités de l'évolution du système fluvial solognot dans le bassin de la Loire au Quaternaire. Corrélation possibles. *Géologie de la France*, n° 2, p. 55-68.
- DEFFONTAINES B., 1990. Développement d'une méthodologie morphotectonique. Analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT, Thèse Université Paris 6, 225 p.
- DELCAILLAU B., 1997. Les fronts de chaîne active. Genèse des reliefs et évolution tectonique-érosion-sédimentation, Thèse Université de Caen, 300 p.
- DEMOULIN A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe), *Geomorphology*, vol. 24, p. 189-208.
- DEWOLF Y., 1982. *Le contact Île de France-Basse Normandie, évolution géodynamique*, Mém. et Doc. de Géographie, CNRS, 253 p.
- DEWOLF Y., KUNTZ G., 1980. Présomptions de rejeux plio-quaternaires ou quaternaires, d'anciens accidents en Basse-Normandie, du Perche à la vallée de la Seine. Analyses de phénomènes de sub-surface, repérés lors du levé des cartes géologiques et géomorphologiques au 1/50 000°, *Bull. Inf. Géol. Bas. Paris*, vol. 17, n° 4, p. 15-19.
- DEWOLF Y., PENVEN M.-J., 2007. Les grands épandages détritiques des marges nord du Massif Central, in : Hommage au professeur A. Godard, Du continent au bassin versant, Théories et pratiques en Géographie physique, Presses Université Blaise Pascal, p. 121-131.
- DOLLFUS G.-F., 1900. Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie, *Annales de Géographie*, t. 9, n° 46, p. 313-339 et n° 48, p. 413-439.
- ÉTIENNE R., LARUE J.-P., 2011. Contribution à l'étude des liaisons Loire-Seine : mise en évidence par l'étude des minéraux lourds de l'antécédence de la Loire en Sologne (Bassin parisien, France), *Physio-Géo, Géographie Physique et Environnement*, vol.5, p. 269-292.
- FREYET P., DEWOLF Y., JOLY F., PLET A., 1989. L'évolution de la section Loire-Loing-Seine à la fin du Tertiaire. Réinterprétation géomorphologique des relations entre les Sables de Sologne et ceux de Lozère. Signification du complexe alluvial de la Montagne de Trin, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 26, n° 2, p. 49-57.
- GARROTE J., COX R.T., SWANN C., ELLIS M., 2006. Tectonic geomorphology of the southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 118, p. 1160-1170.
- GARROTE J., HEYDT G. G., COX R. T., 2008. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain), *Geomorphology*, vol. 102, p. 130-144.
- GIGOT C., 1984. Notice explicative de la feuille Illiers-Combray à 1/50 000, Orléans, BRGM, 26 p.
- GIGOT C., DESPREZ N., 1980. Notice explicative, carte géol. de France (1/50 000), feuille Méréville (292), BRGM, Orléans, 26 p.
- GIGOT C., SCANVIC J.-Y., MONCIARDINI C., MAGET P., VINCHON C., 1990. Notice explicative de la feuille Courville-sur-Eure à 1/50 000, Orléans, BRGM, 35 p.
- GIGOUT M., DESPREZ N., 1977. Notice explicative, carte géol. de France (1/50 000), feuille Gien (432), BRGM, Orléans, 25 p.
- GIGOUT M., DESPREZ N., MONCIARDINI C., 1978. Notice explicative, carte géol. de France (1/50 000), feuille Châtillon-Coligny (400), BRGM, Orléans, 22 p.
- GOLDRICK G., BISHOP P., 1995. Differentiating the roles of lithology and uplift in steepening bedrock river long profiles: an example from Southeastern Australia, *Journal of Geology*, vol. 103, p. 227-231.
- GOLDRICK G., BISHOP P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form), *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 32, p. 649-671.
- GORON L., 1968. Le cours supérieur du Loir et le contact entre Perche et Beauce, *Norois*, n° 57, p. 5-22 et n° 58, p. 185-200.

- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H., 1993. Sis-motectonique de la France métropolitaine, *Mémoire de la Société Géologique de France*, vol. 164, n° 1, 76 p.
- HACK J. T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index, *Journal Research U.S. Geological Survey*, n° 1, p. 421-429.
- HOLBROOK J., SCHUMM S. A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to active deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancien settings, *Tectonophysics*, vol. 305, p. 287-306.
- KLEIN C., 1973. Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires, Thèse Doctorat d'État. Université de Paris, Louis Jean Imprimerie, Gap, 882 p.
- KELLER E. A., PINTER N., 2002. Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape (2nd edition), Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall, 338 p.
- LANGBEIN W. B., 1964. Profiles of rivers of uniform discharge, *United States Geological Survey Professional*, Paper 501 B, p. 119-122.
- LARUE J.-P., 2003. L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 3, p. 135-149.
- LARUE J.-P., ÉTIENNE R., 1998. Les formations détritiques miocènes, pliocènes et quaternaires entre le Massif central et la Sologne (France). Nouveaux éléments d'interprétation, *Géologie de la France*, n° 1, p. 39-56.
- LARUE J.-P., ÉTIENNE R., 2001. Morphodynamique fluviale et tectonique : l'exemple de la vallée de la Loire dans le sud du Bassin parisien (France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 4, p. 281-294.
- LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., BALTZER A., CLET M., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LERICOLAIS G., ROBLIN-JOUVE A., BALESU S., CARPENTIER G., DESCOMBES J.-C., OCCHIETTI S., ROUSSEAU D.-D., 1999. Le fleuve Seine, le fleuve Manche, *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 170, n° 4, p. 545-558.
- LEEDER M. R., ALEXANDER J., 1987. The origin and significance of asymmetrical meander-belts, *Sedimentology*, vol. 34, p. 217-226.
- MACAIRE J. J., 1984. Les vallées et formations alluviales plioquaternaires dans le S et le SW du Bassin de Paris : genèse et signification dynamique. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, (1-2-3), p. 37-40.
- MARTIN J.-C., GIOT D., LE NINDRE Y.-M., 1999. Études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce. Géométrie du réservoir et limites de la nappe de Beauce, Rapport BRGM R 40571, 123 p.
- MUSSET R., 1920. Le relief du Perche, *Annales de Géographie*, t. 29, n° 158, p. 99-126.
- MUSSET R., 1929. Le relief du Haut Maine, *Annales de Géographie*, t. 38, n° 214, p. 305-329.
- MOGUEDET G., MARCHAND Y., MASSON V., PAPIN H., VAUTHIER S., CHARNET F., LEMOINE B., 2000. Notice explicative de la feuille La Loupe à 1/50 000, Orléans, BRGM, 102 p.
- PARFENOFF A., POMEROL C., TOURENQ J., 1970. *Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination*, Masson, 578 p.
- RAMÍREZ-HERRERA M. A., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 23, p. 317-332.
- SALVANY J. M., 2004. Tilting neotectonics of the Guadamar drainage basin, SW Spain, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 29, p. 145-160.
- SCHUMM S. A., 1986. Alluvial river response to active tectonics, in WALLACE R. E. (ed.), *Active Tectonics, Studies in Geophysics*, Washington DC, National Academy Press, p. 80-94.
- STRAHLER A.N., 1957. *Quantitative analysis of watershed geomorphology*, Transactions of the America Geophysical Union 38, p. 913-920.
- TESAURO M., HOLLENSTEIN C., EGLI R., GEIGER A., KAHLE H.G., 2006. Analysis of central western Europe deformation using GPS and seismic data, *Journal of Geodynamics*, vol. 42, p. 194-209.
- TOURENQ J., POMEROL C., 1995. Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d'une pré-Loire-pré-Seine coulant vers la Manche au Pléistocène, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, vol. 320, p. 1163-1169.
- ZIEGLER P. A., DÈZES P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms, *Global and Planetary Change*, vol. 58, p. 237-269.

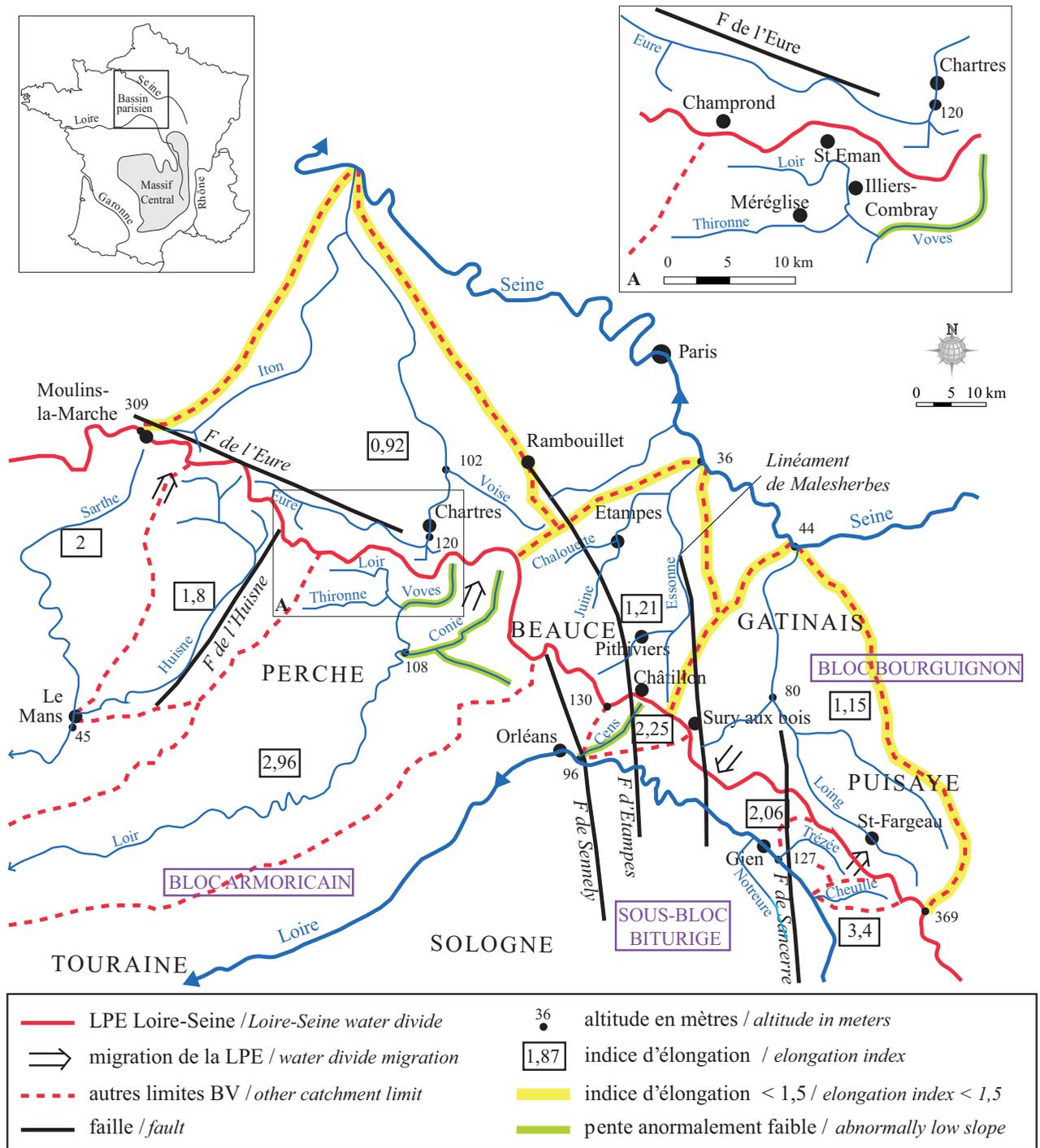


Figure 1 : Carte de localisation des principaux bassins versants (LPE : limite de partage des eaux, BV : bassin versant, F : faille. A : zoom sur la LPE entre Loir et Eure)
 Location map of the main catchment area (LPE: Loire-Seine water divide, BV: watershed, F: fault. A: Focus on water divide between Loir River and Eure River)

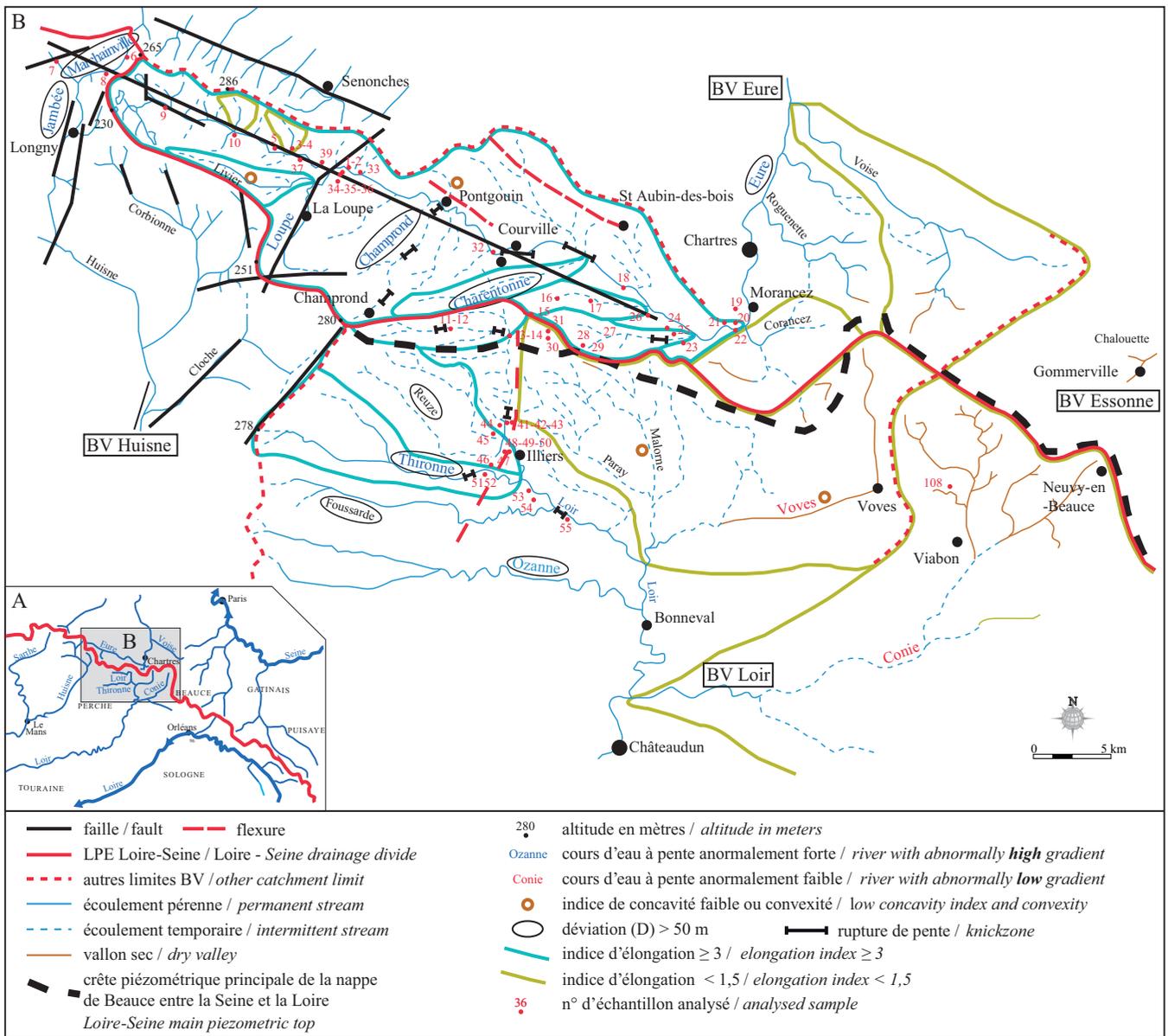


Figure 3 : Réseaux hydrographiques du Perche et de la Beauce et localisation des échantillons analysés. A : Localisation de la zone cartographiée (B) Hydrographic drainage networks through the Perche and the Beauce area, and location of analysed samples. A : Location of the mapped zone (B)

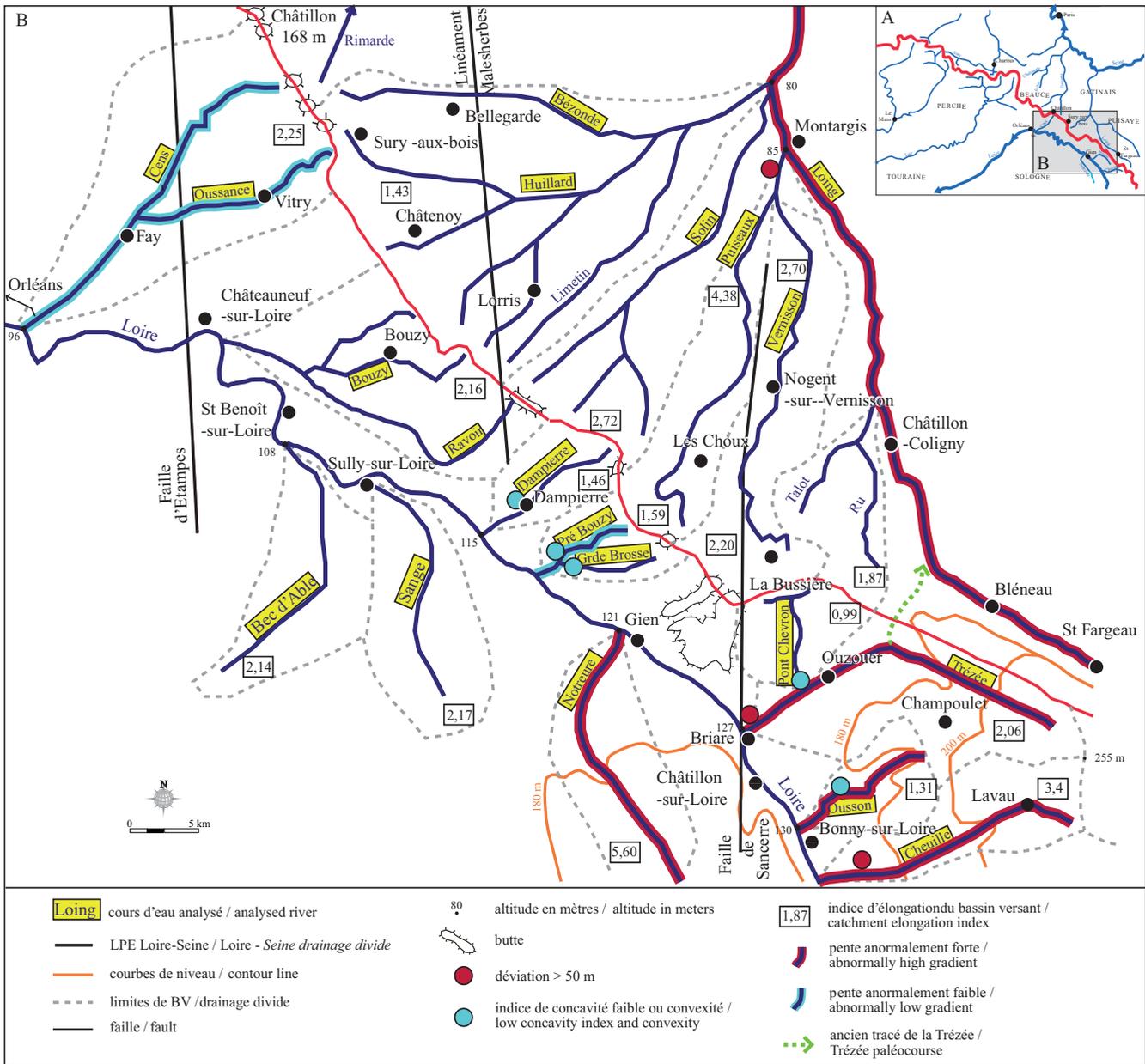


Figure 4 : Réseaux hydrographiques de la Sologne et de la Puisaye. A : Localisation de la zone cartographiée (B) Hydrographic drainage networks through the Sologne and the Puisaye. A : Location of the mapped zone (B)

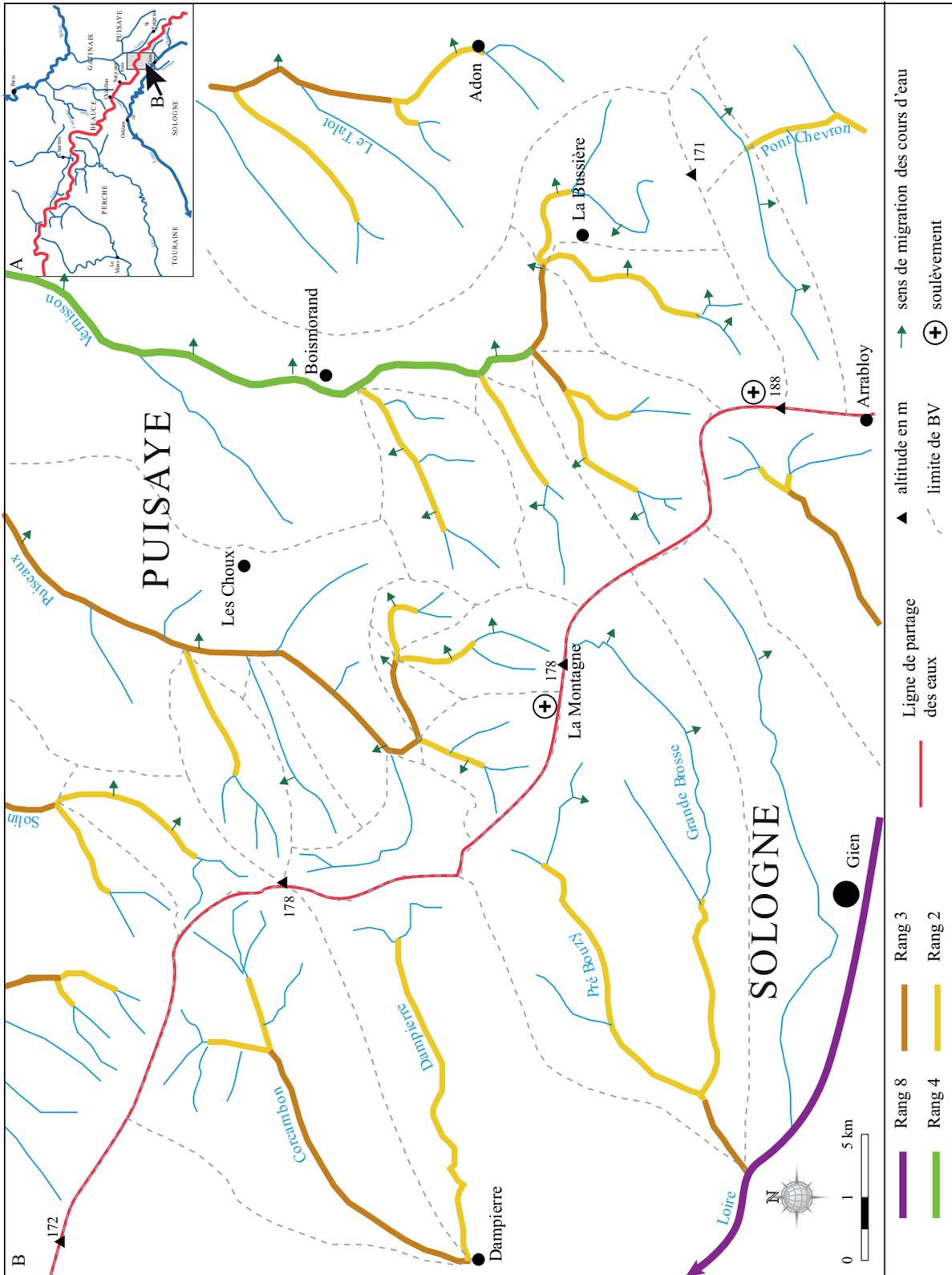


Figure 5 : Asymétrie des bassins versants en Sologne et Puisaye. A : Localisation de la zone cartographiée (B) / Catchment area asymmetry of the Sologne and the Puisaye are. A : Location of the mapped zone (B)

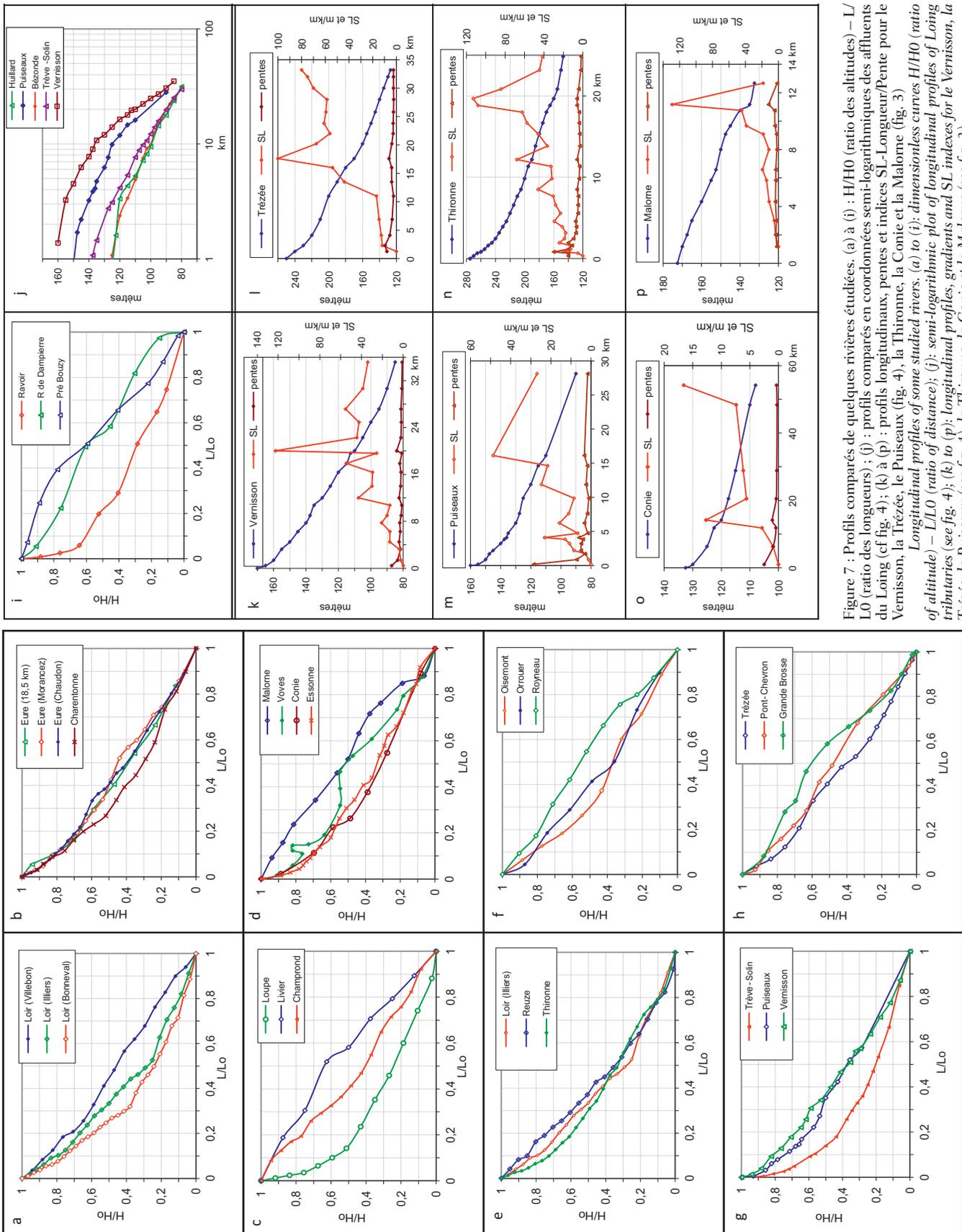


Figure 7 : Profils comparés de quelques rivières étudiées. (a) à (d) : H/H0 (ratio des altitudes) – L/Lo (ratio des longueurs) ; (e) : profils comparés en coordonnées semi-logarithmiques des affluents du Loing (cf fig. 4) ; (k) à (p) : profils longitudinaux, pentes et indices SL-Longueur/Pente pour le Vermisson, la Trézée, le Puisieux (fig. 4), la Thironne, la Conie et la Malome (fig. 3).
 Longitudinal profiles of some studied rivers. (a) to (d): dimensionless curves H/H0 (ratio of altitude) – L/Lo (ratio of distance); (e): semi-logarithmic plot of longitudinal profiles of Loing tributaries (see fig. 4); (k) to (p): longitudinal profiles, gradients and SL indexes for le Vermisson, la Trézée, le Puisieux (see fig. 4), la Thironne, la Conie et la Malome (see fig. 3).