

Cent ans après Davis : la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest

André Weisrock

Volume 51, Number 3, 1997

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/033126ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/033126ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Weisrock, A. (1997). Cent ans après Davis : la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(3), 261–266. <https://doi.org/10.7202/033126ar>

CENT ANS APRÈS DAVIS : LA QUESTION DES CAPTURES ET LES PALÉORÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES QUATERNAIRES D'APRÈS LES EXEMPLES DE L'EUROPE DU NORD-OUEST

André WEISROCK, UFR Sciences historiques et géographiques, Université de Nancy 2, B.P. 3397, 54000 Nancy, France.

L'histoire des réseaux hydrographiques est faite de leurs cours successifs et des modifications de leurs tracés. C'est pourquoi les captures y tiennent une place éminente. Concernant celles-ci, il y a d'abord à en établir l'existence, ce qui n'est pas toujours aisé plus on remonte dans le temps, puis à en rechercher les causes.

LES PREUVES DE L'EXISTENCE DES CAPTURES

W.M. Davis (1895) établissait à juste titre l'existence des captures en considérant sur les cartes les alignements des cours d'eau actuels : Marne-Aisne, Aire-Bar-Meuse, Moselle supérieure-Meuse pour le bassin de Paris, réseau « conséquent » de la Tamise supérieure, et les traces morphologiques indiscutables des écoulements passés : vallées abandonnées, comme le fameux Val de l'Ane pour la Moselle ou la vallée

de Gespunsart pour la Meuse ; méandres de vallées disproportionnés de cours d'eau sous-adaptés comme la Meuse, la Bar, la Vrigne ou la Goutelle... (on se reportera pour la localisation de ces exemples à l'excellent article de A. Pissart *et al.* sur l'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène) ; vallées sous-adaptées des affluents de la haute Tamise ou de la Severn (Whiteman et Rose, ce volume) ; alignements de percées cataclinales mortes au sein de cuestas traversées successivement, comme pour le paléoréseau hydrographique de la Lorraine méridionale (Deshaies et Weisrock, 1995). Cette méthode morphologique a souvent été reprise par la suite, avec plus ou moins de bonheur. Ainsi en est-il de la haute Loire, que l'on a fait se déverser dans l'Allier (Crosnier-Leconte, 1948), ou du haut Allier que l'on faisait passer par le bassin de Paulhaquet (Bout,

1960), hypothèses aujourd'hui abandonnées par J.-F. Pastre *et al.* (ce volume) après de minutieuses études de terrain et de laboratoire. C.A. Whiteman et J. Rose (ce volume) montrent bien comment les idées de W.M. Davis se sont de la même manière perpétuées à travers les études plus tardives du réseau hydrographique de l'Angleterre méridionale, notamment chez Buckman (1900) et encore chez Wooldridge (1938).

Ayant à l'époque à affirmer la crédibilité scientifique d'une science nouvelle, la géomorphologie, W.M. Davis a sans doute sciemment minoré les autres critères de reconnaissance indubitable des captures, qui sont géologiques et plus précisément pétrographiques, minéralogiques et biostratigraphiques. L'observation précise de la composition des alluvions grossières et, lorsque ce n'est plus possible, des fractions fines, apporte la confirmation des hypothèses initiales, ou permet de mettre en évidence des parcours

anciens aux traces morphologiques peu évidentes. Les articles qui suivent de A. Pissart *et al.* à propos de la Meuse, de J.-P. Larue sur la Sarthe, de J.-F. Pastre *et al.* sur l'Allier et la Loire, de D.R. Bridgland et P.L. Gibbard sur le bassin de Londres, sont ici tout à fait exemplaires (fig. 1). Ils exposent la nécessité d'une triple démarche.

D'abord, il faut un relevé cartographique précis du maximum de dépôts alluviaux corrélatifs reconnus sur le terrain et correspondant à des tracés supposés ; cette première étape est encore très davisienne.

Mais il faut ensuite caractériser ces dépôts par toutes les méthodes modernes d'investigation, de manière à pouvoir les identifier à coup sûr et ainsi réussir à les corrélés à une échelle régionale : c'est le sens qu'il faut accorder aux minutieuses études entreprises en East Anglia et dans le bassin de Londres, qui aboutissent à la définition de formations alluviales du Pléistocène inférieur et moyen très nettement

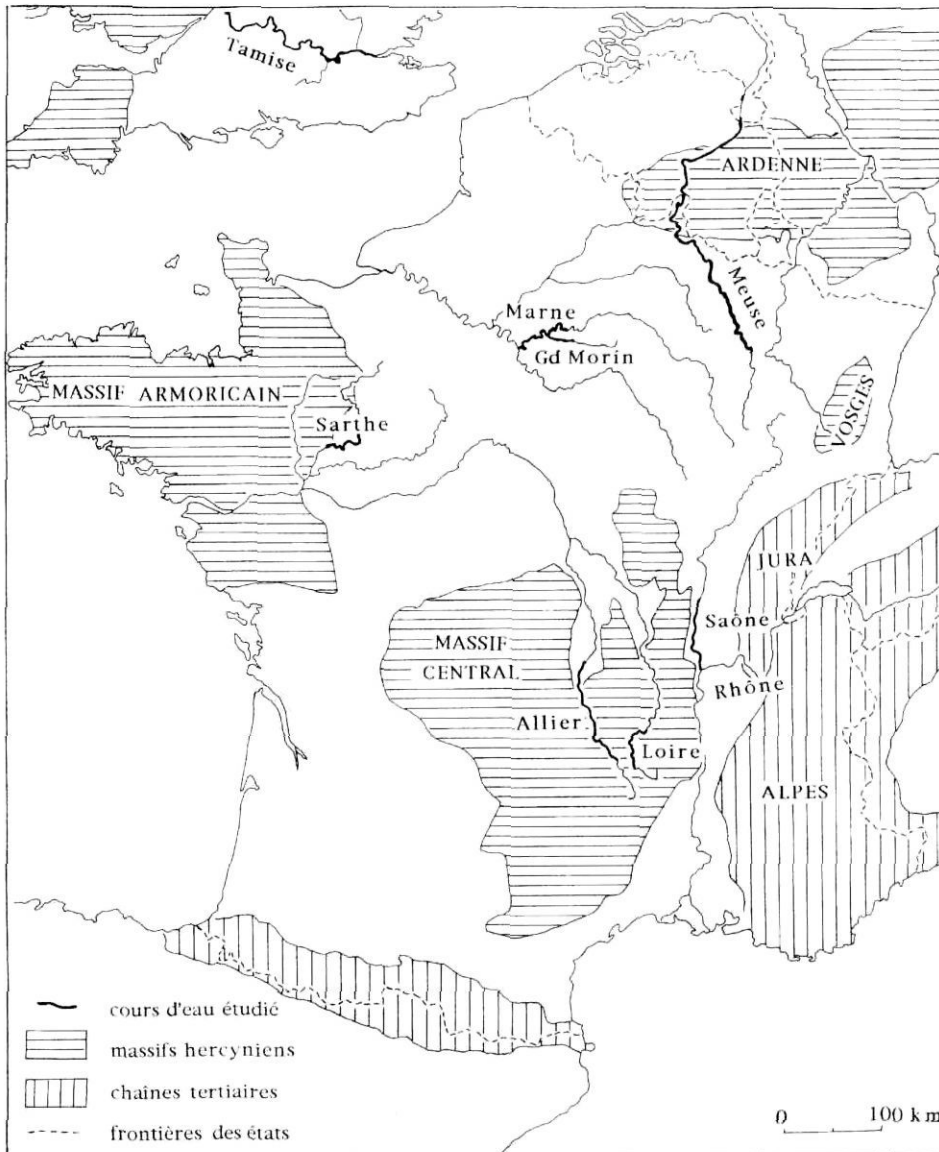


FIGURE 1. Les cas de capture étudiés en Europe du Nord-Ouest.

Cases of studied captures in North-western Europe.

caractérisées (Whiteman et Rose ; Bridgland et Gibbard, ce volume). Telle est aussi l'analyse des minéraux denses, qui, lorsque des marqueurs sont reconnus, permettent d'indiquer à coup sûr la provenance d'un dépôt, ou au contraire le tarissement d'une source.

À partir de ces données solidement établies, on procède à l'établissement de profils en long reconstitués des différents stades d'évolution du cours d'eau. Concernant un fleuve comme la Meuse, les lacunes qui correspondent aux captures et à l'abandon de certaines sections (Gespunsart, Val de l'Ane) sont alors clairement identifiées. Les résultats sont alors immenses : on lit les stades successifs d'enfoncement du réseau hydrographique au cours du Quaternaire - depuis le Miocène moyen même pour la Meuse et pour les cours d'eau du Massif central, où les marqueurs issus du volcanisme et la tephra-chronologie font merveille. La date du rétrécissement du bassin supérieur de la Tamise est ainsi clairement établie entre le dépôt de la formation de Sudbury et celui de la formation de Colchester (Whiteman et Rose, ce volume). On peut également en tirer certaines conclusions sur l'évolution morpho-tectonique régionale : basculement de l'Ardenne vers le nord-ouest pour la Meuse, relèvement du dôme de la Chapelle d'Aligné pour la Sarthe, ou inversement minorer le rôle supposé de la tectonique, comme dans le cas de l'Allagnon (Massif central) ou celui de la haute Tamise ; on met en évidence de manière indiscutable certaines captures jusque là ignorées, dont on peut alors proposer l'âge : c'est ce que font A. Pissart *et al.* pour la première fois, au sujet du détournement de l'Aisne supérieure vers le Bassin parisien. Mais on mesure quelle somme d'observations il a fallu réunir, relier et interpréter pour parvenir à ces démonstrations ! Aussi n'est-il pas étonnant que le sujet ait été aussi peu en vogue depuis longtemps ou, pour considérer les choses d'une manière plus positive, qu'il requière de très longs travaux, comme l'attestent fréquemment les dates des références bibliographiques des différents articles.

LES CAUSES DES CAPTURES

La géographie physique se veut science explicative. Il ne suffit pas de décrire et de prouver l'existence des captures, il faut essayer d'en rechercher les causes. Nous voici au cœur du délicat problème des mécanismes hydrologiques et paléohydrologiques.

Là encore, il convient de se référer à W.M. Davis, pourtant si décrié sur ce point (car on a oublié qu'il avait travaillé à l'aube de ce siècle !). Davis n'avait considéré les captures qu'à leur juste mesure, à l'intérieur d'un système explicatif beaucoup plus vaste ; ce qui importait pour lui, c'est la classification génétique des cours d'eau, c'est-à-dire la succession des phases d'évolution du cours d'eau en fonction des données morphostructurales : d'abord conséquent, le cours d'eau devient subséquent puis obséquent à la suite de réajustements successifs (Bonnefont et Deshaies, 1995). Nous dirions aujourd'hui que Davis avait privilégié les explications morphostructurales, c'est-à-dire tectoniques et lithologiques de l'installation et de l'évolution des cours d'eau.

Comment ignorer cependant que ces données fondamentales restent d'actualité ?

Un des enseignements du colloque de Nancy aura été que les captures « célèbres » sur lesquelles l'intérêt s'est polarisé : capture de la haute Moselle, de l'Aisne supérieure, de la haute Tamise, des branches supérieures de l'Allier... ne peuvent être valablement interprétées sans faire appel aux conditions du cadre morphostructural régional ; qu'elles ne sont en fait jamais *isolées*, mais toujours l'expression d'un remaniement régional bien plus vaste, illustré par de nombreux cas convergents. Le démantèlement du bassin de la haute Meuse se fait au profit d'abord du bassin de Paris, ensuite du bassin du Rhin devenu conquérant au Quaternaire ancien et moyen. On sait d'ailleurs quelle importance revêt aujourd'hui l'étude des réseaux hydrographiques pour les arguments qu'elle fournit à la néotectonique. Concernant l'importance des conditions lithologiques, la référence à la Moselle est utile : Gamez *et al.* (1995) ont bien montré le rôle joué par les phénomènes karstiques dans les processus de détail de la capture de la Moselle : soutirages multiples à l'amont et restitutions à l'aval du site de capture semblent avoir fonctionné dans le sens du détournement de la rivière et une capture hydrologique souterraine avoir pu préfigurer ou accompagner la capture effective, à l'image de ce qui existe toujours dans la région.

On sait que J. Tricart (1952), prenant le contrepied de W. M. Davis, avait démontré toute l'importance des variations climatiques et de leurs conséquences sur les paléocélements des cours d'eau, surtout durant le Quaternaire où l'Europe occidentale, en particulier les bassins de Paris et de Londres, avaient connu des cours d'eau très différents de ceux d'aujourd'hui, quant à leurs débits, leurs régimes et leurs charges grossières ; pour les régions septentrionales de l'Europe du Nord-Ouest, l'influence des glaciations est capitale. Les avancées glaciaires successives détournent les cours d'eau de leur course vers le nord et bloquent les écoulements en de vastes lacs, comme celui du Vale St Alban de la Tamise, ou encore celui de la mer du Nord actuelle, accumulant les eaux de la Tamise et du Rhin, qui finiront par se déverser vers le sud-ouest, créant le Pas de Calais (Bridgland et Gibbard, ce volume). En domaine périglaciaire, Tricart (1952) a expliqué que la capture de la Moselle était due à un déversement à la suite de l'engorgement de son propre cours sous le volume de ses alluvions fluvioglaciaires dans l'entonnoir de percée consécutive de Toul. Les observations nouvelles relatives à la Moselle et au site de la capture montrent que cela est vrai pour les nappes du Saalien ancien et moyen, mais que la capture s'est réalisée *avant* le dépôt d'une dernière nappe fluvioglaciaire saalienne encore très abondante (Weisrock et Taous, 1995 ; Harmand *et al.*, 1995), donc au cours d'un interstade qui a favorisé la dynamique d'incision et d'érosion régressive à partir du niveau de base de la Meurthe en avance de creusement pour avoir été plus tôt tributaire du bassin du Rhin. À l'interprétation morphoclimatique générale qui demeure valable, il fallait adjoindre cette précision qui réhabilite l'importance des processus fluviaux.

Aujourd'hui, l'explication de la configuration du tracé d'un cours d'eau doit tenir compte d'un grand nombre de facteurs et recourir à des observations morphostratigraphiques de plus

en plus fines lorsqu'on veut essayer de reconstituer les différentes étapes qui ont conduit à la situation présente. Ceci est d'autant plus aisé que l'on se tourne vers des exemples peut être moins spectaculaires, mais plus récents, et où l'on peut alors réunir plus d'observations et de précisions. J.-P. Bravard (ce volume) en fait la démonstration avec le cours aval de la Saône, à l'amont de Lyon, et surtout en considérant la pente particulièrement faible dans le remblaiement de la « Grande » Saône. Ces faits étaient classiquement considérés comme le résultat de la subsidence de ce secteur méridional du fossé bressan. Dans le détail, la pente de la Saône se redresse dans le secteur le plus proche de la confluence lyonnaise, sous l'influence d'une *érosion régressive entraînée par le Rhône*, en liaison avec les *fluctuations de la morphodynamique* du fleuve causées par les *changements climatiques* importants du Tardiglaciaire et de l'Holocène. La préservation du « plan » de la Grande Saône, encore inondé fréquemment aujourd'hui, est liée certes à la configuration morphotectonique régionale, mais aussi à l'*existence d'une confluence secondaire* jusqu'alors peu considérée, celle de l'Azergues, qui, par l'importance de sa charge grossière, a induit un effet de barrage sur la Saône. L'utilisation des observations précises des archéologues permet de surcroît de démontrer le jeu subtil des phases d'incision et de remblaiement qui se succèdent aux deux confluences à l'Holocène et aux périodes historiques. Cette méthode est également illustrée par l'exemple de la capture du Grand-Morin par la Marne, très précisément datée du Dryas ancien (Pastre et Leroyer, ce volume). Le tracé en plan d'un cours d'eau ne peut être valablement expliqué sans être relié à l'étude de son profil et à celle de la morpho-chronostratigraphie de ses alluvions. S'agissant d'objets sensibles et fluctuants, ceci requiert une méthodologie patiente et particulièrement minutieuse. Naturellement, elle ne peut s'appliquer que pour les périodes les plus récentes du Quaternaire, aux témoins suffisamment nombreux et susceptibles de datation.

VERS UNE CLASSIFICATION INTÉGRATRICE « GÉNÉTIQUE » DES CAPTURES

Sans nier leur importance, ce ne sont donc plus les changements climatiques majeurs seuls qui permettent de donner l'explication unique des modifications de tracés des cours d'eau. Il faut considérer ceux-ci dans leur intégralité de systèmes hydrologiques, en tenant compte de tous les progrès de la morphodynamique fluviale et en considérant les délicats équilibres qu'elle requiert. C'est pourquoi on pourrait proposer une tentative de classification des captures par leurs processus : capture par déversement, par érosion régressive¹

1. Ce concept a par ailleurs fait l'objet d'une remarque importante de R. Neboit-Guilhot lors du colloque : « Les mécanismes de l'érosion régressive sont invoqués de façon automatique et un peu rituelle pour expliquer les captures. Cela correspond sans doute à une réalité, mais dont les mécanismes ne sont guère précisés. On peut se demander comment un petit organisme manifeste une activité décisive à son extrême amont. Le problème mériterait une étude particulière » A. Pissart avait fait état de conditions lithologiques favorables dans le cas de la Warche, en Belgique, et J. Nicod avait indiqué que « souvent les petits cours d'eau sont capables d'érosion régressive car

par « tangence », par recoupement de méandres, capture karstique, par réorganisation postglaciaire, ou post-coulée volcanique, etc. ; si elle paraît utile pour clarifier les idées, cette classification ne rend que très partiellement compte de la réalité globale des mécanismes. Celle-ci a fait l'objet d'une tentative de synthèse présentée en conclusion du colloque par J.-P. Bravard (Bravard et Petit, 1997) : dans la théorie davisienne, les captures sont réalisées par des rivières « conquérantes », en partant du principe que le travail de l'érosion « remontante » est systématique et avantage le « bassin du fleuve le plus favorisé par la pente, les précipitations, la nature du sol » (de Martonne, 1947). L'instabilité des lignes de partage des eaux due aux phénomènes d'érosion régressive induit de ce fait la généralisation des phénomènes de capture ; comme l'ajoute de Martonne (1947) « la proximité d'un niveau de base local déprimé est décisive ». Comme facteur annexe est présenté le cas des roches perméables, les captures pouvant se préparer par la voie souterraine.

Par la suite, le concept de capture par déversement a fait la part d'un autre facteur qui est la réalisation d'un profil de remblaiement dans le cours d'eau sujet à la capture : « oscillant sur sa plaine de remblaiement, comme un torrent sur un cône de déjection, il pourra ainsi obliquer vers le bassin (le plus bas) ou... s'y déverser, sans que le travail des cours d'eau de (ce) bassin y soit pour rien » (Derruau, 1965).

La nature fournit une gamme de situations particulièrement vaste de captures qui ne peuvent entrer dans ces deux catégories que sont le recul de tête d'un affluent et le déversement par engorgement alluvial du cours d'eau capturé. La multiplicité des cas de figures, simples ou complexes, dont ce colloque a fourni des exemples nombreux, conduit à proposer un modèle simple visant à ramener la complexité à un principe intégrateur. Quatre segments de cours d'eau jouent un rôle clé dans le processus de capture ; il s'agit de (fig. 2) :

– A ou tronçon du cours d'eau au profit duquel se produit la capture, en précisant que ce tronçon se localise à l'aval de la confluence du tributaire ayant bénéficié de la capture.

– A' ou cours d'eau tributaire ayant opéré la « rapine ».

– B ou tronçon de cours d'eau ayant subi la capture, ce tronçon étant à l'amont du point de capture.

– B' ou tronçon du même cours d'eau mais à l'aval du point de capture ; c'est ce tronçon qui est privé d'écoulement par le déversement en A'.

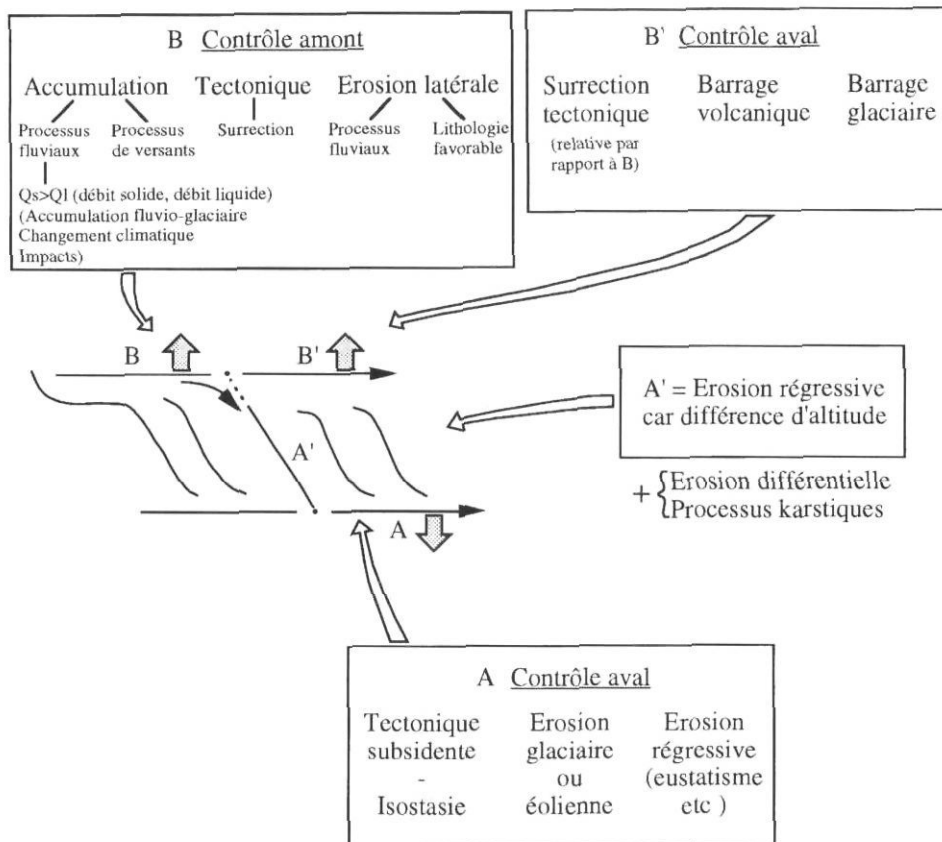
Les types de capture sont les suivants :

1) La capture classique par recul de tête de A'. L'érosion régressive liée à l'existence d'une dénivellation marquée entre A et B peut être exacerbée par l'érosion différentielle et la perturbation des écoulements souterrains occasionnée par des processus karstiques.

alimentés par des sources, dont les eaux peuvent provenir des pertes de grands cours d'eau dans leurs aquifères ». La question de la vitesse de l'érosion verticale des cours d'eau a également fait l'objet de communications remarquables de J. Schröder et de K. Tinkler, concluant à des taux de 0,14 à 1,6 mm/an en diverses régions du Canada.

FIGURE 2. Typologie des facteurs externes pouvant intervenir dans les captures.

Typology of external factors that may intervene during captures.



2) La capture par « contrôle aval » du cours d'eau bénéficiaire qui correspond à une accentuation de la dénivellation entre A et B par des processus affectant le cours d'eau A. Il peut s'agir de l'effet de la tectonique de subsidence ou de mouvements isostatiques, du travail de l'érosion glaciaire ou éolienne ou, de manière très répandue, d'une érosion régressive en relation avec un abaissement du niveau de base (un abaissement de niveau marin ou lacustre lié à un déséquilibre du bilan hydrique qui peut lui-même avoir une origine climatique, anthropique ou eustatique).

3) La capture dont le « contrôle » est assuré par le cours d'eau capturé. Dans le premier cas, c'est le tronçon B qui est le moteur de la capture, la surélévation du lit permettant le déversement vers A'. Il peut s'agir d'un processus d'accumulation (le remblaiement de la capture par déversement classique) dû soit au jeu de processus fluviaux, soit à des arrivées massives de formations de pente. En règle générale, les processus fluviaux sont déterminés par le climat, la charge solide Q_s excédant la capacité de transport du cours d'eau figurée par le débit liquide Q_l (par exemple une accumulation fluvio-glaciaire) ; ils peuvent être sous influence anthropique si la modification des usages du sol dans le bassin de B change les conditions de débit et de charge.

Il peut se produire que la tectonique de surrection surélève le segment B et provoque le même effet. Cependant, sans que jouent des processus de surrection relative du lit fluvial, celui-ci peut être le moteur par le simple jeu de l'érosion latérale, la lithologie pouvant être un facteur favorable à l'érosion différentielle.

4) Le deuxième cas de « contrôle » peut être qualifié par le cours d'eau capturé de « contrôle aval », mais aussi par le tronçon B'. Le relèvement relatif de B' conduit à instaurer une situation de blocage de l'écoulement qui est favorable au déversement de B vers A'. Le relèvement peut être causé par un barrage volcanique ou par un barrage glaciaire, voire par un barrage éolien.

Le graphe (fig. 2) permet de visualiser le fait que la combinaison de plusieurs causes est possible. La capture, qui bénéficie en général de l'érosion régressive de A', peut être activée par une accumulation fluviale en B, elle-même liée à un changement hydro-climatique, et par un barrage glaciaire en B'. La tectonique peut aussi atteindre B et B' de manière complexe, sans exclure le jeu concomitant de processus éoliens dans les tronçons affectés...

Cent ans après Davis, et grâce aux progrès des méthodes employées en géomorphologie, la question des captures ne peut être dissociée de l'étude globale des modifications des réseaux hydrographiques, restant donc d'un intérêt majeur pour tous ceux qui étudient les paléogéographies et les paléoenvironnements.

RÉFÉRENCES

- Bonnefont, J.C. et Deshaies, M., 1995. Impact de l'article de Davis : La Seine, la Meuse et la Moselle (1895) sur l'étude des paléoréseaux hydrographiques. *Revue géographique de l'Est*, 3-4 : 223-234
- Bout, P., 1960. Le Villafanchien du Velay et du Bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse, Paris, 344 p.

- Bravard, J.-P., 1997. Tectonique et dynamique fluviale du Würm à l'Holocène à la confluence Saône - Rhône, France. *Géographie physique et Quaternaire*, ce volume.
- Bravard, J.-P. et Petit F., 1997. Les cours d'eau. Formes et processus. Paris, Colin édit., sous presse.
- Bridgland, D.R. et Gibbard, P.L., 1997. Quaternary river diversions in the London Basin and the Eastern English Channel, *Géographie physique et Quaternaire*, ce volume.
- Buckman, S.S., 1900. Excursion notes : Chiefly on river features. *Proceedings of the Cotteswold Field Club*, 13 : 175-185.
- Crosnier - Leconte, J., 1948. Sur l'existence d'un ancien lit de la Loire dans la région d'Arlempdes (Haute Loire). *C.R. sommaires de la Société géologique de France*, 16 : 347-349.
- Davis, W.M., 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de géographie*, 19 : 25-49.
- Derruau, M., 1965. *Précis de géomorphologie*. Masson, Paris, 415 p.
- Deshaies, M. et Weisrock A., 1995. Les méandres encaissés de la Meuse et les captures dans le bassin de la Moselle : enseignements de l'étude morphométrique. *Revue géographique de l'Est*, 3-4 : 241-254.
- Gamez, P., Wehri, A., Fizaine, J.-P. et Scapoli, J., 1995. L'implication du karst dans la capture de la Moselle, *Revue géographique de l'Est*, 3-4 : 297-308.
- Harmand, D., Weisrock, A., Gamez, P., Le Roux, J., Occhiotti, S., Deshaies, M., Bonnefont, J.-C. et Sary, M., 1995. Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle, *Revue géographique de l'Est*, 3-4 : 321-344.
- Larue, J.-P. et Étienne, R., 1997. Les changements de cours de la Sarthe entre le Mans et Sablé-sur-Sarthe, France. *Géographie physique et Quaternaire*, ce volume.
- Martonne, É. de, 1947. *Traité de géographie physique*. Armand Colin., Paris, 3 vol.
- Pastre, J.-F., Defive, É., Gablier, F. et Lageat Y., 1997. Changements hydrographiques et volcanisme plio-quaternaire dans les bassins de la Loire et de l'Allier (Massif central, France). *Géographie physique et Quaternaire*, ce volume.
- Pastre, J.-F. et Leroyer, C., 1997. La capture du Grand-Morin par la Marne (Bassin parisien, France) : âge et mécanisme. *Géographie physique et Quaternaire*, ce volume.
- Pissart, A., Krook, L. et Harmand, D., 1997. L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène. *Corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses*. *Géographie physique et Quaternaire*, ce volume.
- Tricart, J., 1952. La partie orientale du Bassin de Paris. *Étude morphologique*. Sédés, Paris, 467 p.
- Weisrock A. et Taous, A., 1995. Enseignements de l'étude du couloir saalien de la Haute Moselle, à propos de la capture à Toul. *Revue géographique de l'Est*, 3-4 : 255-267.
- Whiteman, C.A. et Rose, J., 1997. The beheading of the River Thames. *Géographie physique et Quaternaire*, ce volume.
- Wooldridge, S.W., 1938. The glaciation of the London Basin and the evolution of the Lower Thames drainage system. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 94 : 617-624.