

Les principes théoriques de l'équilibre dynamique des cours d'eau

Dans des conditions naturelles relativement constantes, les rivières tendent à établir une combinaison « dynamiquement stable » entre deux types de variables (Schum, 1977) :

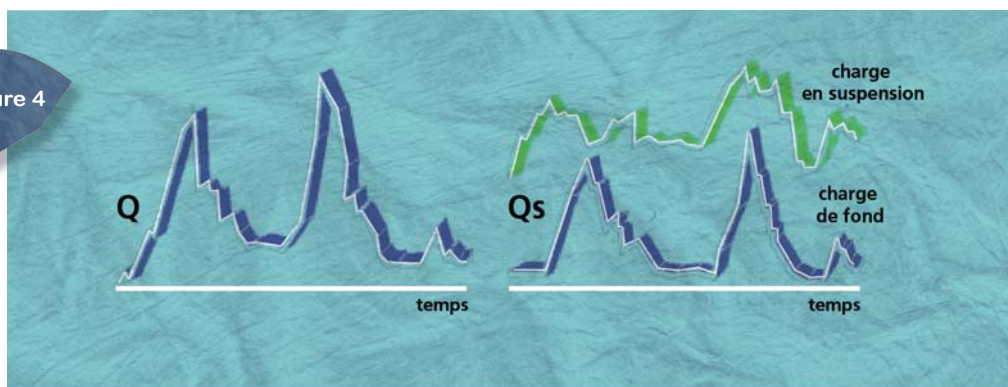
■ des **variables de « contrôle »** (ou variables « extrinsèques »), comme le débit liquide et la charge solide, qui jouent à l'échelle du bassin versant. Elles-mêmes sous l'influence du climat et de la couverture végétale (qui conditionne l'écoulement de surface et protège les versants de l'érosion), ces variables fluctuent à différents pas de temps et dans différents compartiments spatiaux du bassin versant. **Les variables de contrôle s'imposent directement à la rivière et contrôlent son évolution physique ;**

■ des **variables de « réponse »** ou variables « intrinsèques », jouent à l'échelle du tronçon de cours d'eau ; il s'agit, entre autres, de la largeur, de la sinuosité et de la pente locale. Les variables de réponse **permettent à la rivière de s'ajuster aux mutations des variables de contrôle**, lorsque celles-ci se produisent (changement climatique, modification importante et durable de la couverture végétale etc.).

Parmi les variables de contrôle, deux sont fondamentales et régissent en grande partie la dynamique fluviale :

- le **débit liquide** (noté Q) qui, couplé à la pente, donne au cours d'eau sa puissance¹ ;
- le **débit solide** (Q_s), particulièrement la charge alluviale de fond composée de sédiments grossiers.

Figure 4



Les deux principales variables de contrôle de la dynamique fluviale (d'après Thorne, 1997).

Les fluctuations spatio-temporelles de la variable « débit liquide » et de la variable « charge de fond » sont en général en phase si l'on prend l'échelle séculaire ou multi-séculaire. A une échelle de temps plus fine, les choses sont plus complexes : une crise hydro-climatique peut produire de forts écoulements responsables d'ajustements morphologiques à l'échelle de tronçons fluviaux. La « descente » vers l'aval de la « vague sédimentaire » due à la production de sédiments grossiers par les versants, ou l'érosion de dépôts de fond de vallée à l'amont, est en principe décalée dans le temps, son temps de transit étant plus lent (de l'ordre de quelques centaines de mètres par an).

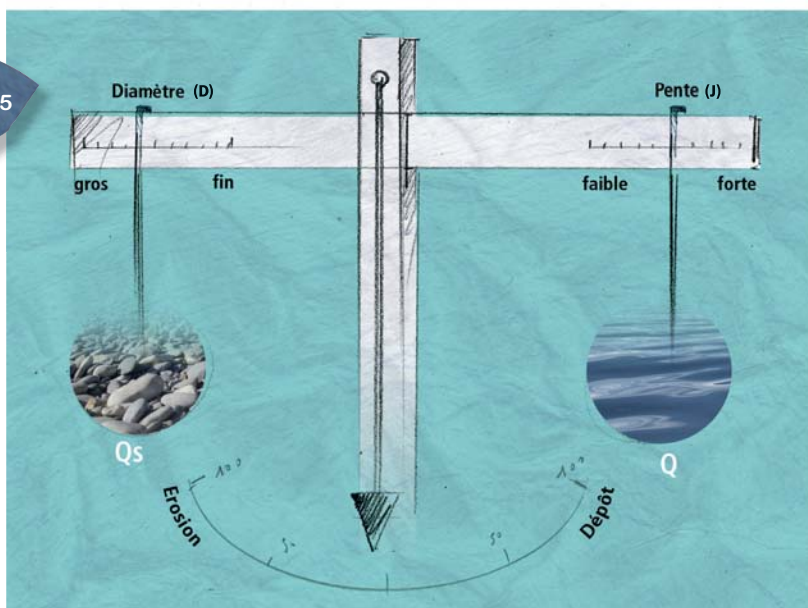
¹La puissance est le produit pente x débit x poids volumique de l'eau. Elle est fonction des conditions hydrologiques et de la morphologie générale (pente et forme de la vallée) et locale (style fluvial) du cours d'eau. Sa variabilité est donc à la fois spatiale (morphologie différente selon les tronçons de rivière) et temporelle (notamment sur le court terme par le biais des crues).

- La puissance brute (Ω) est calculée comme suit : $\Omega = \gamma QJ$ (en watt/m),

- la puissance spécifique (ω) est calculée comme suit : $\omega = \Omega/l$ (en watt/m²)

où γ est le poids volumique de l'eau (9810 N/m³), Q le débit (m³/s), J la pente de la ligne d'énergie en m/m, l la largeur du lit pour le débit utilisé (m).

Figure 5



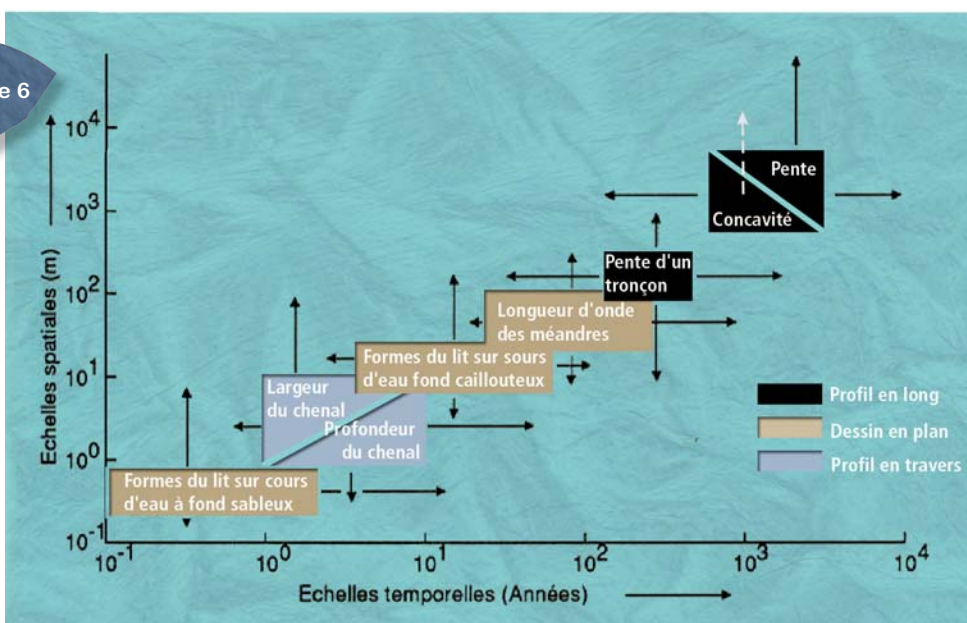
La « balance de Lane » et le principe de l'équilibre dynamique (d'après Lane, 1955).

Le schéma de Lane (1955) montre que toute rivière cherche son équilibre entre la charge alluviale imposée (caractérisée par son volume (Q_s) et sa granulométrie (D)) et le débit liquide (Q), qui, couplé à la pente (J), fournit l'énergie capable de l'évacuer.

De manière très simplifiée, le principe de la dynamique fluviale peut donc être représenté comme l'oscillation permanente de l'aiguille d'une balance dont l'un des plateaux serait rempli de sédiments grossiers (variable Q_s), et l'autre d'eau (variable Q). Les quantités respectives et les rapports de ces deux éléments étant extrêmement fluctuants (à l'échelle de la journée, de l'année, du millier d'années), il s'ensuit un **ajustement permanent de la morphologie du cours d'eau, autour de conditions moyennes, par le biais des processus d'érosion-dépôt.**

Aux oscillations de faible ampleur et de courte durée correspondent des ajustements mineurs à l'échelle des formes du lit (macroformes du lit, largeur et profondeur du chenal, dimensions des méandres par exemple). Aux oscillations majeures, de longue durée, correspondent des ajustements qui affectent en profondeur la morphologie et les processus à l'échelle de tronçons parfois très étendus (tracé en plan ou style fluvial, pente) (figure 6).

Figure 6



Echelles temporelles de l'ajustement des différentes composantes géomorphologiques du chenal. Les longueurs présentées en ordonnées sont indicatives et s'appliquent plutôt aux cours d'eau de la zone tempérée (d'après Knighton, 1984).

D'autres variables de contrôle interviennent à divers degrés dans les processus géodynamiques et les formes qui en résultent, nous pouvons en citer trois ensembles :

■ la pente et la géométrie de la vallée, façonnées depuis des centaines de milliers d'années, parfois davantage.

La morphologie des fonds de vallée dépend des conditions de leur genèse :

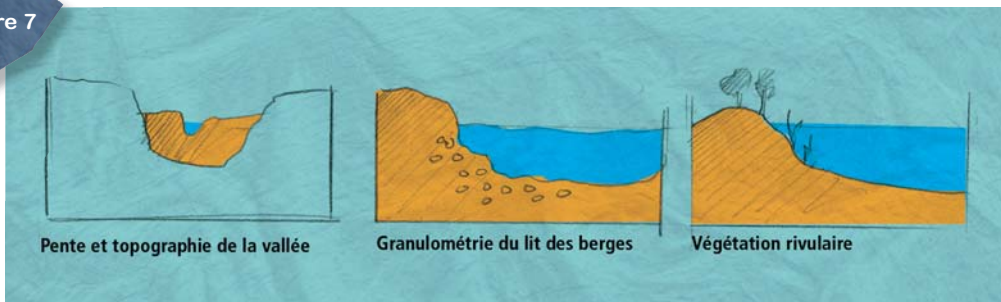
- vallées en gorges approfondies progressivement par incision du talweg dans la roche dure (canyons calcaires), comme dans les Causses et en Provence,
- vallées en V ouvertes dans les roches cristallines et métamorphiques des massifs anciens comme les Vosges, le Massif Central,
- larges fossés tectoniques à fond plat et subsidence parfois encore active, comme dans le fossé alsacien, les Limagnes de Loire et d'Allier ou encore la plaine de la Saône au sud de Dijon,
- vallées glaciaires rétrécies par des « verrous » et surcreusées en « ombilics » (remblayés par des sédiments fins après la fusion de la langue glaciaire), comme dans les Alpes et les Pyrénées,
- fonds de vallée déblayés dans les terrasses périglaciaires de la France des plaines et des plateaux ou dans les terrasses fluvioglaciaires à l'aval des massifs montagneux englacés à plusieurs reprises au Quaternaire. La surrection tectonique et l'adaptation sur la longue durée à des conditions de charge et de débit caractéristiques des « interglaciaires », ont permis l'emboîtement des formes, avec des terrasses conservées sur les bas de versants. On trouve ces types notamment dans le Bassin parisien et le Bassin aquitain,
- fonds de vallée affectés par un creusement lié à la régression marine de période froide et remblayés par la remontée « eustatique » acquise vers 6000 BP après que s'est fait sentir l'effet du réchauffement climatique sur le niveau marin global. Les plus beaux exemples sont les estuaires de la Seine, de la Loire et de la Gironde ;

■ les caractéristiques sédimentologiques du fond du lit et des berges, qui conditionnent leur érodabilité et qui sont elles aussi liées à l'histoire géologique de la vallée. Le remblaiement du fond de vallée, lorsqu'il existe, peut être composé :

- de matériaux grossiers abandonnés lors des glaciations, de blocs descendus des versants par gravité, d'un matériel fluviatile de granulométrie grossière transporté dans des périodes où l'écoulement avait plus de compétence (par exemple lors des phases de crise hydro-climatique survenues à l'Holocène). De tels fonds de vallée se rencontrent dans les massifs montagneux ou sur les piémonts. Ils sont caractérisés par une granulométrie qui excède la compétence actuelle de la rivière et par des pentes fortes qui étaient ajustées au transit de ce type de charge abondante et grossière,
- de matériaux fins, argiles et limons, transportés par des cours d'eau à moindre compétence. Ces matériaux plutôt cohésifs peuvent se traduire par une relative résistance à l'érosion latérale lorsque le cours d'eau les traverse,
- de matériaux mixtes, qui sont généralement facilement érodables ;

■ la végétation des berges, qui est une variable « vivante » et par conséquent beaucoup plus fluctuante que les deux précédentes (elle dépend notamment des changements climatiques et des actions anthropiques). Les arbres, les arbustes et certaines espèces de plantes herbacées sont capables d'assurer, grâce à leur système racinaire, une relative protection des berges vis-à-vis de l'érosion. Ces processus sont largement fonction de la structure des dépôts de la berge (épaisseur du limon de recouvrement sur le gravier).

Figure 7



Les variables de contrôle secondaires de la dynamique fluviale (d'après Thorne, 1997).

On admet que tout cours d'eau dispose d'une gamme assez large de **variables de réponse**, pour modeler sa morphologie en fonction des fluctuations des débits liquides et solides et des évolutions éventuelles des autres variables de contrôle.

Parmi ces variables de réponse, on trouve notamment :

- la largeur du lit à pleins bords ;
- la profondeur moyenne à pleins bords ;
- la pente moyenne du lit ;
- la sinuosité.

On dit alors que les rivières naturelles sont en « équilibre dynamique » ou en « quasi-équilibre » (selon l'échelle de temps choisie pour analyser ce phénomène) et qu'elles ajustent continuellement leur largeur, leur pente, leur sinuosité, etc., au gré des fluctuations à court terme des variables de contrôle. La notion d'« équilibre dynamique » signifie donc non pas une absence de modification des caractéristiques physiques du cours d'eau sur la période considérée, mais au contraire un ajustement permanent autour de conditions moyennes.

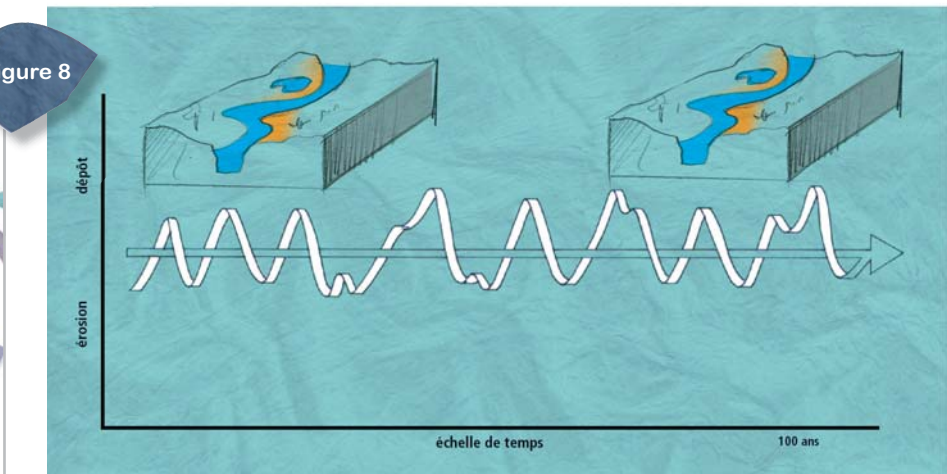
La démarche fondamentale que doit suivre un bon diagnostic hydromorphologique est donc d'identifier le seuil à partir duquel ces oscillations et les modifications géométriques qui les traduisent ne sont plus liées au processus d'équilibre mais deviennent des indicateurs de dysfonctionnement.

Dans la réalité, le débit liquide et le débit solide ne sont pas les seuls paramètres impliqués dans la mise en action des processus d'ajustement. Ainsi toute modification, même naturelle, de l'une des variables de réponse est en théorie susceptible d'entraîner, par un processus complexe d'interactions et de rétroactions, une mutation de tout ou partie du système.

C'est ainsi, par exemple, qu'un recoupement (naturel ou artificiel) de méandre augmente la pente locale de la rivière et provoque en retour une accentuation des érosions de berge à l'amont et à l'aval, jusqu'à ce que l'accroissement de la sinuosité qui en résulte ait rétabli la pente primitive. On reste dans une logique d'équilibre dynamique.

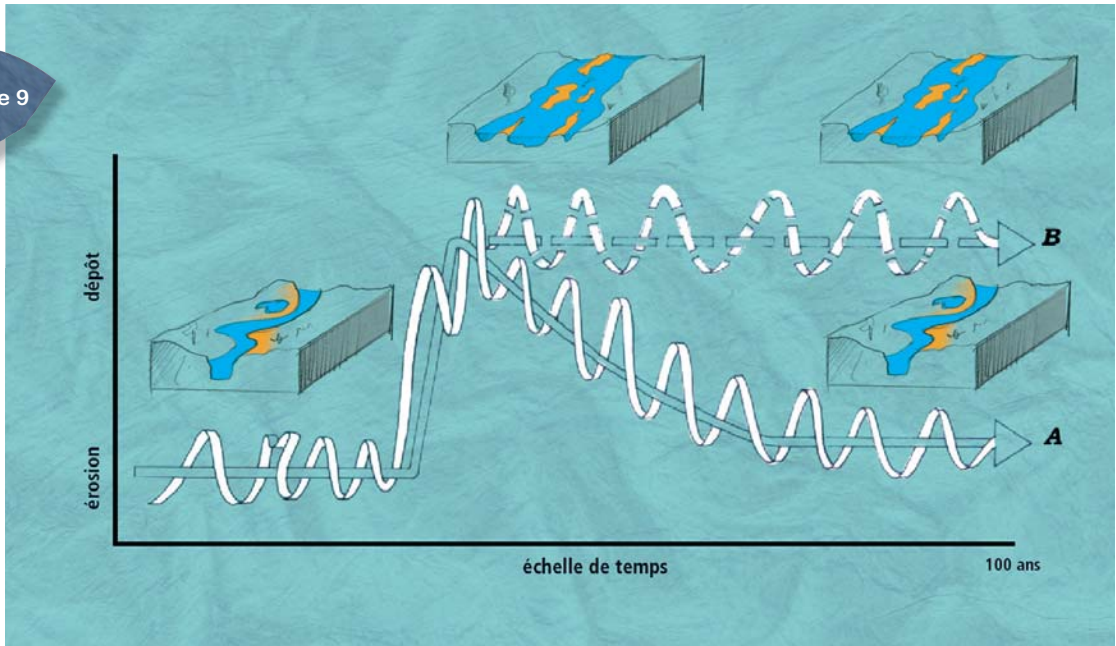
En revanche, l'extraction de granulats en lit mineur peut entraîner des modifications durables des processus d'érosion et de dépôt : une fosse d'extraction provoque en effet un soutirage de matériaux du fond à son amont (puisque la pente augmente localement) et une érosion à son aval puisque les matériaux en provenance de l'amont sont piégés dans la fosse et que, de ce fait, le cours d'eau possède un surcroît d'énergie nette qu'il dissipe en creusant son lit. L'abaissement du lit sur un tronçon d'une longueur plus ou moins importante est cependant réversible si les extractions sont arrêtées et si le flux sédimentaire en provenance de l'amont est capable de restaurer le fonctionnement primitif.

La morphologie d'un cours d'eau, ou en simplifiant, son « style fluvial », peut donc varier dans l'espace mais aussi dans le temps en fonction des modifications de Q et Qs. Si ces modifications sont de faible ampleur (simples oscillations autour de valeurs moyennes) le style fluvial d'équilibre reste sensiblement le même, en tout cas sur le court terme (50 ans, siècle..., figure 8).



L'équilibre dynamique avec de faibles modifications morphologiques. Les oscillations verticales reprennent celles de l'aiguille de la « balance de Lane ». Les dessins présentent leur traduction morphologique théorique (d'après Sear, 1996).

Figure 9



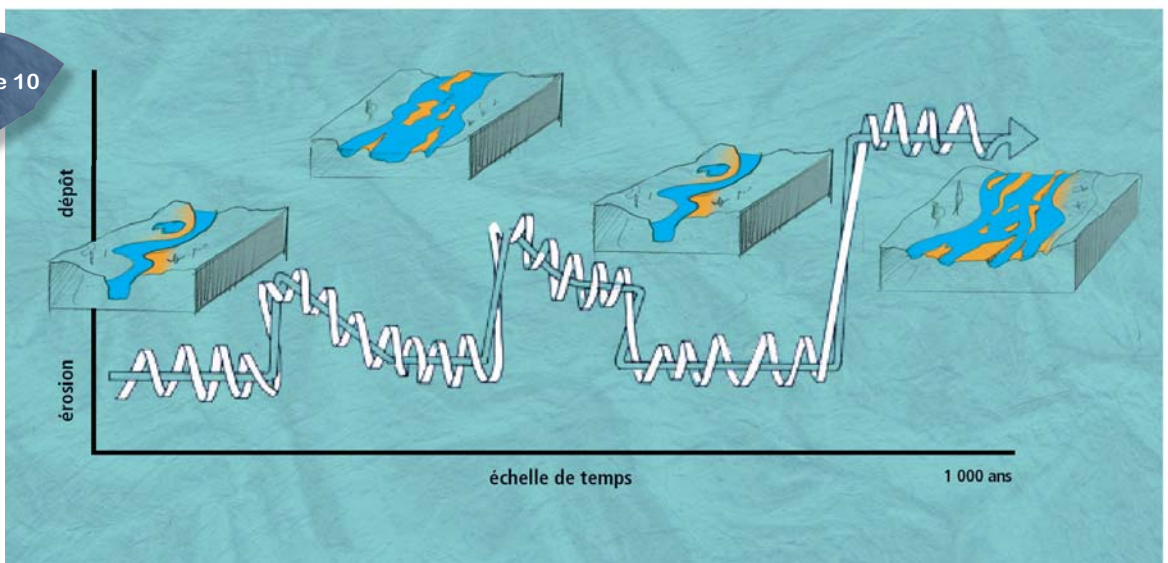
Evolution tempore (A) et plus durable (B) (d'après Sear, 1996).

Si le changement est fort mais relativement peu durable (par exemple, événement climatique localisé qui aurait apporté un gros volume d'alluvions), le cours d'eau s'oriente quelque temps vers une nouvelle morphologie caractérisée par des variables différentes de celles de l'état d'équilibre, puis revient progressivement à son style antérieur (figure 9A).

Si ces modifications sont durables, par exemple du fait d'une forte réduction de la charge solide en raison de changements climatiques majeurs ou d'interventions anthropiques lourdes (barrages par exemple), le style fluvial peut lui aussi changer de manière durable et n'évoluer ensuite que modérément autour d'une **nouvelle forme d'équilibre**. On parle alors de « **métamorphose fluviale** » (figure 9B, figure 11).

15

Figure 10



Evolution d'un cours d'eau sur le moyen-long terme (d'après Sear, 1996).

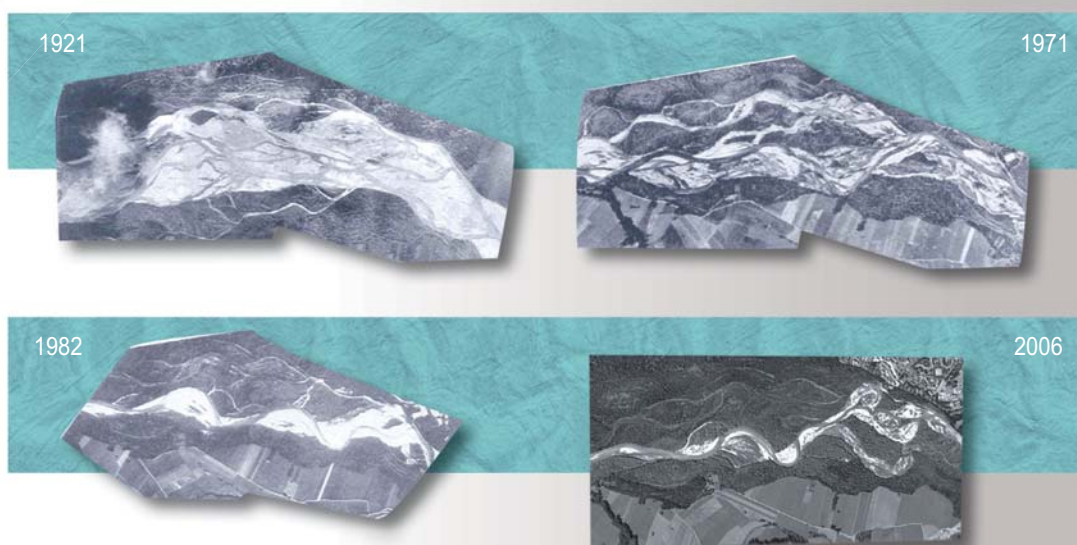
Sur le long terme, les modifications et les changements de style (métamorphoses fluviales) peuvent être assez fréquents en fonction des fluctuations de Q et Q_s ou des perturbations externes majeures (oscillation du niveau marin, mouvements tectoniques, aménagements « lourds », etc.).



Un exemple particulièrement didactique de métamorphose fluviale d'origine anthropique est celle de l'Isar dans la plaine de Geretsried (Bavière, Allemagne), au cours du XX^e siècle.

Suite à la construction de barrages hydroélectriques sur son cours amont à la fin des années 50, la rivière, dont le lit de tressage s'étendait sur une largeur de près de 600 m, s'est rapidement incisée et transformée en une rivière à chenal unique de moins de 100 m de large. Le style fluvial peut être actuellement qualifié de « divagant » ou « vagabond » (*wandering*). Le lit glisse latéralement sur ses alluvions grossières héritées de la phase pré-barrage. Noter que l'ancienne zone de tressage porte aujourd'hui une belle forêt alluviale.

Figure 11



La métamorphose fluviale de l'Isar à Geretsried suite à la construction de barrages hydroélectriques à l'amont du secteur représenté (Wagner et Wagner (2002) et Google Earth (pour 2006)).