Chapitre 5 – La dynamique fluviatile et torrentielle

Section 5.1 : Erosion et modelé fluviatile

- Fiche 5.1.1 : Les processus hydrologiques
- Fiche 5.1.2 : Ecoulements de surface
- Fiche 5.1.3 : L'érosion fluviatile régressive
- Fiche 5.1.4 : Le système torrentiel

Section 5.2 : Sources

- Fiche 5.2.1 : Références bibliographiques

5.1.1 Les processus hydrologiques

Lors d'un apport d'eau à la surface – pluie, fonte de neige/glace – une partie de l'eau qui ne s'évapore pas percole en profondeur, s'infiltre, alors que le reste s'écoule en surface.
Le **bassin versant** d'un cours d'eau correspond à sa surface d'alimentation. On distingue le **bassin versant topographique** délimité en suivant sur une carte topographique les lignes de crête bordant le cours d'eau (ligne de partage des eaux), du **bassin versant réel** prenant en compte les écoulements souterrains (fig.1). Des bassins versants de différentes tailles s'imbriquent les uns dans les autres : pour les plus grands, on parle généralement de bassins fluviaux (ex. le bassin du Rhin ou du Rhône).
Le terme de **talweg** (ou thalweg) qualifie la ligne symbolique qui suit la partie la plus basse du lit d'un cours d'eau ou d'une vallée. Deux talwegs adjacents sont séparés par un **interfluve,** lui-même formé de deux versants qui se tournent le dos. Ces deux versants sont séparés par la ligne de partage des eaux.

- **Eaux souterraines**

Une partie des eaux de surface – d'origine météorique, fluviale, lacustre ou glaciaire – pénètre dans le sol par infiltration, pour éventuellement rejoindre une **nappe souterraine** (ou nappe phréatique, aquifère). Une nappe souterraine occupe soit tous les espaces (pores) du terrain (**aquifère poreux**) qu'il s'agisse de roches perméables, de sédiments meubles (alluvions par ex.) ou encore d'un sol, soit les réseaux de fissures de la roche (**aquifère fissural**). Un massif montagneux peut ainsi être imaginé comme une énorme éponge à travers laquelle de l'eau circule dans des intervalles de temps plus ou moins étendus.

Lorsque le relief est accidenté, la disposition, les caractéristiques et les variations de niveau des nappes aquifères déterminent la présence de **sources** ainsi que la permanence ou non de leur débit (fig. 2 & 3). Elles jouent également un rôle prépondérant dans le déclenchement d'instabilités de versants (mouvements gravitaires, cf. chapitre 4).

- **Eaux de surface**

L'action des eaux courantes est essentielle dans le **façonnement des paysages**. L'eau contribue en effet à l'arrachement des matériaux (par érosion régressive, linéaire et aréolaire), assure leur transport et leur dépôt (fig. 4). Elle modèle ainsi les versants et la plupart des vallées alpines.

Il y a écoulement de surface lorsque l'intensité de l'apport d'eau est supérieure au taux d'infiltration de l'eau dans le sol. On parle de capacité d'infiltration d'un sol dépendant essentiellement de ses propriétés physiques et de son état de saturation en eau.

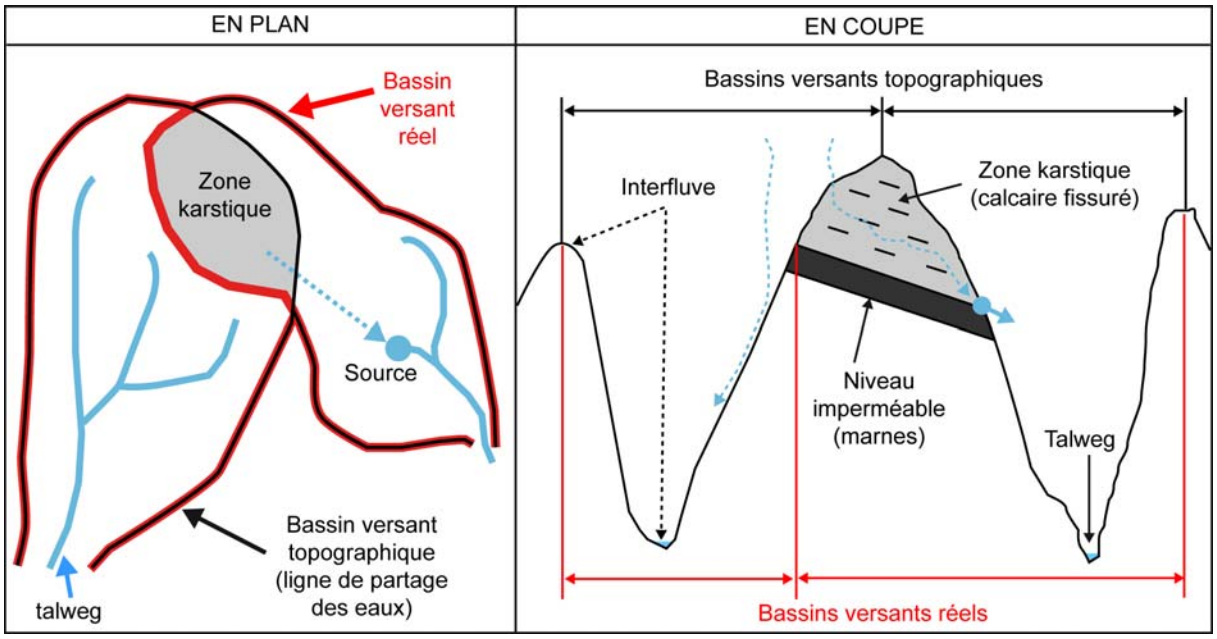

Fig. 1 – Représentation en plan et en coupe de la notion de bassin versant et de ses différentes composantes.

Fig. 2 – Source karstique pérenne de la Noiraigue (NE).

Fig. 3 – Sources temporaires dans le versant de la Crêta Besse (juin 2006, VS).

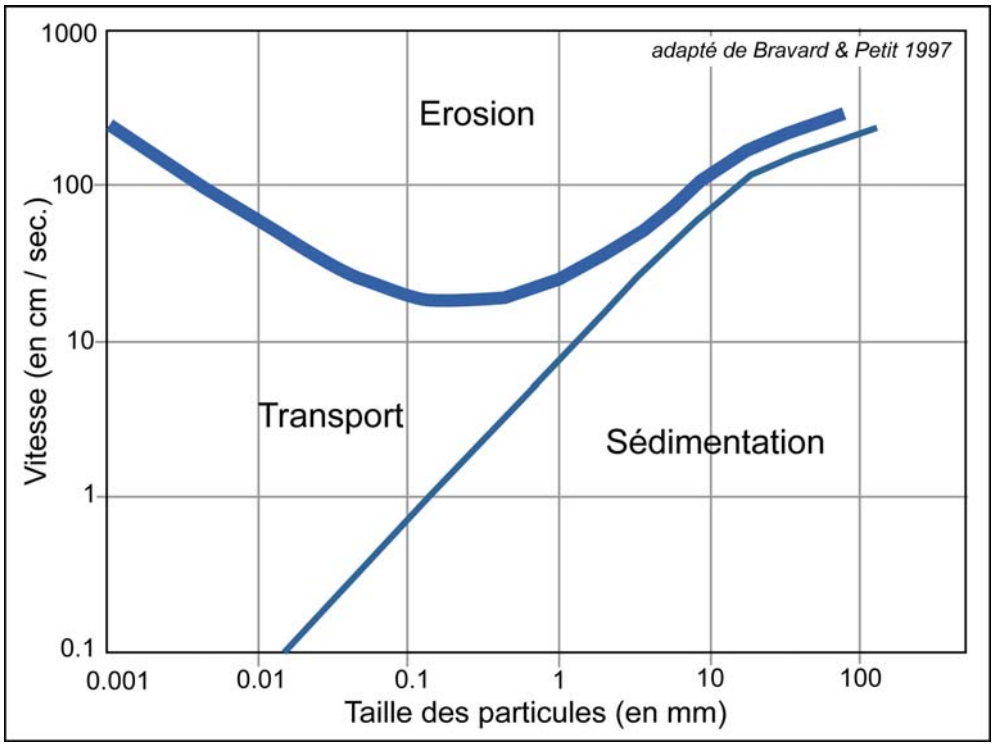

Fig. 4 – Diagramme empirique de Hjulström mettant en relation la compétence d'un cours d'eau en fonction de sa vitesse.

5.1.2 Ecoulements de surface

Le ruissellement de surface peut être de type **diffus** (en filet ou en nappe) ou **concentré** dans des rigoles, qui grossissent par confluence jusqu'à former des cours d'eau (fig. 1). Le débit des cours d'eau dépend de la taille de son bassin versant (i.e. sa surface d'alimentation), de son régime hydrologique saisonnier (lié essentiellement aux conditions météorologiques et aux stocks de neige et de glace) (fig. 2), de l'importance et de la régularités des apports phréatiques, de l'évaporation, ainsi que des interventions anthropiques (prises d'eau, barrage…).

On parle d'écoulement sporadique ou périodique lorsque il est temporaire, d'écoulement pérenne lorsqu'il est permanent, ou encore d'écoulement spasmodique ou épisodique lorsqu'il est très irrégulier (crue et décrue rapides) allant souvent jusqu'à un débit nul. L'**étiage** correspond aux plus faibles débits d'un cours d'eau, alors que la **crue** se définit comme une augmentation importante du débit. Ces deux phénomènes sont ponctuels, liés à des conditions météorologiques particulières (sécheresse, ou au contraire fortes précipitations et fonte massive de neige ou de glace) et ne doivent pas être confondus avec les basses et hautes eaux (débits inférieurs/supérieurs au débit annuel moyen).

En fonction de la taille, du mode d'alimentation ou du débit, on distingue différents types de cours d'eau :

- **Torrent** : cours d'eau à forte pente, à écoulement spasmodique (alimentation liée aux précipitations liquides ou à la fonte des neiges/glaces), situé en zone montagneuse ou accidentée (cf. fiche 5.1.4).
- **Ruisseau** : petit cours d'eau à écoulement pérenne, peu profond et à faible débit (débit annuel moyen généralement inférieur à 100 l/s).
- **Rivière** : cours d'eau de moyenne importance s'écoulant de manière continue dans un chenal naturel.
- **Fleuve** : cours d'eau important, à écoulement continu, formé par la réunion d'un certain nombre de rivières et finissant, en principe, dans la mer ou l'océan.

La **morphologie des chenaux** et les tracés des cours d'eau sont influencés par plusieurs facteurs tels que la pente, la charge solide et son mode de transport, la cohésion des berges, les caractéristiques hydrologiques du cours d'eau (stabilité du régime, débits, puissance, etc.). Les cours d'eau naturels présentent ainsi des tracés très variés (fig. 3) : rectilignes (fig. 4), sinueux, à méandres (fig. 5), tressés (fig. 6) ou anastomosés. La mobilité des chenaux et des bancs d'alluvions est très forte pour les cours d'eau tressés en raison d'une importante charge sédimentaire, alors que cette dynamique est faible pour un cours d'eau anastomosé. Ces derniers se retrouvent essentiellement lorsque la pente est très faible comme dans les grandes plaines de Sibérie ou du Yukon, mais sont absents dans les Alpes.

Fig. 1 – Ecoulements concentrés dans des terrains marneux au nord du Mont-Gond (Derborence, VS) formant de profondes ravines d'érosion. Ce type de paysage est désigné sous le terme de ''badlands''.

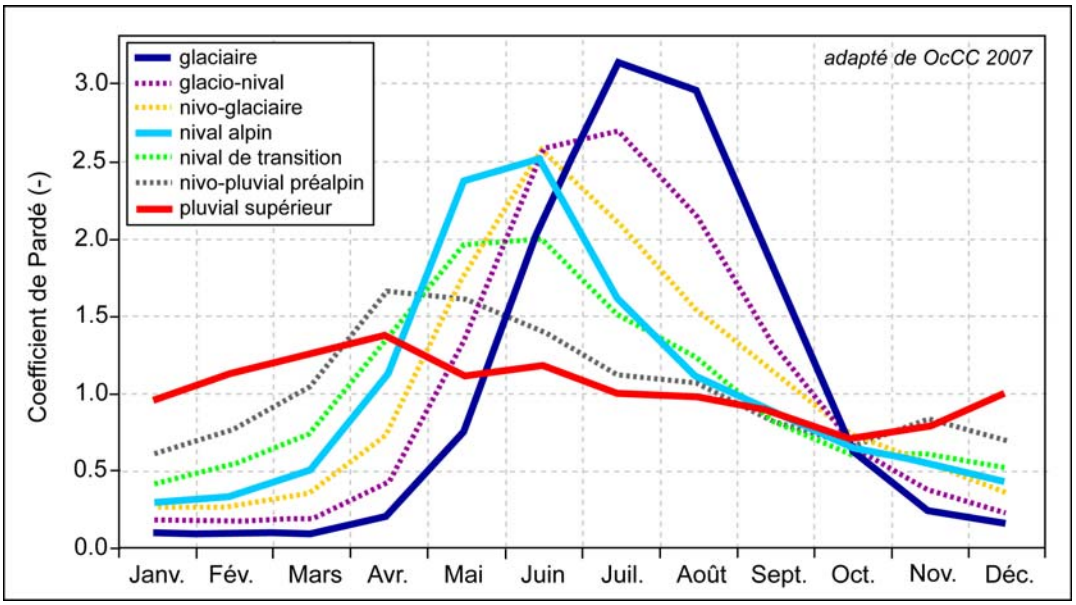

Fig. 2 – Régimes d'écoulement moyen de bassins versants suisses de différentes altitudes. Leur spectre s'étend du régime qui dépend principalement de la pluie (pluvial supérieur, altitude moyenne de 800m.) jusqu'au régime qui est avant tout déterminé pas les glaciers (glaciaire, 2700m.). La différence d'altitude entre les différents régimes est d'environ 300m. Le coefficient de Pardé est le rapport du régime mensuel moyen sur le régime annuel moyen. En milieu alpin, on distingue des régimes simples (1 maximum, 1 minimum, 1 seul mode d'alimentation), des régimes mixtes (2 maxima et 2 minima, plusieurs modes d'alimentation) et des régimes complexes (plusieurs maxima et modes d'alimentation) (adapté de OcCC 2007).

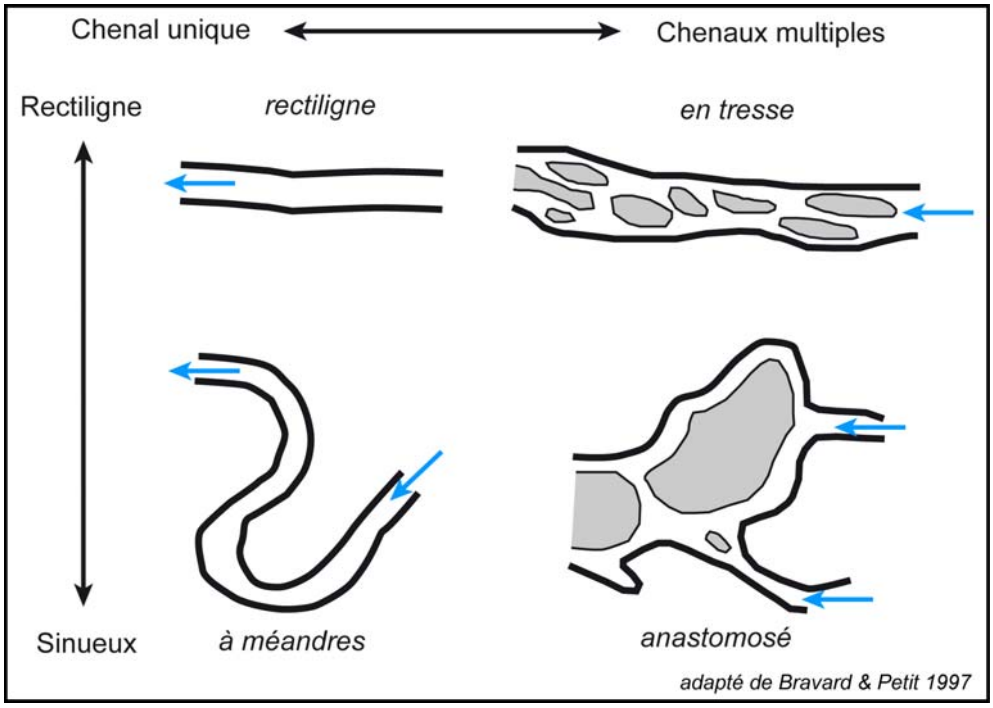

Fig. 3 – Critères de classification des tracés en fonction de la sinuosité et de la multiplicité des chenaux.

Fig. 4 – Cours d'eau rectiligne, à régime de type nivo-pluvial préalpin (La Gérine, réserve de la Pierreuse, VD).

Fig. 5 – Les méandres du bas-marais de l'Ar du Tsan (Vallon de Réchy, VS) illustrent une dynamique faible du cours d'eau de la Rèche.

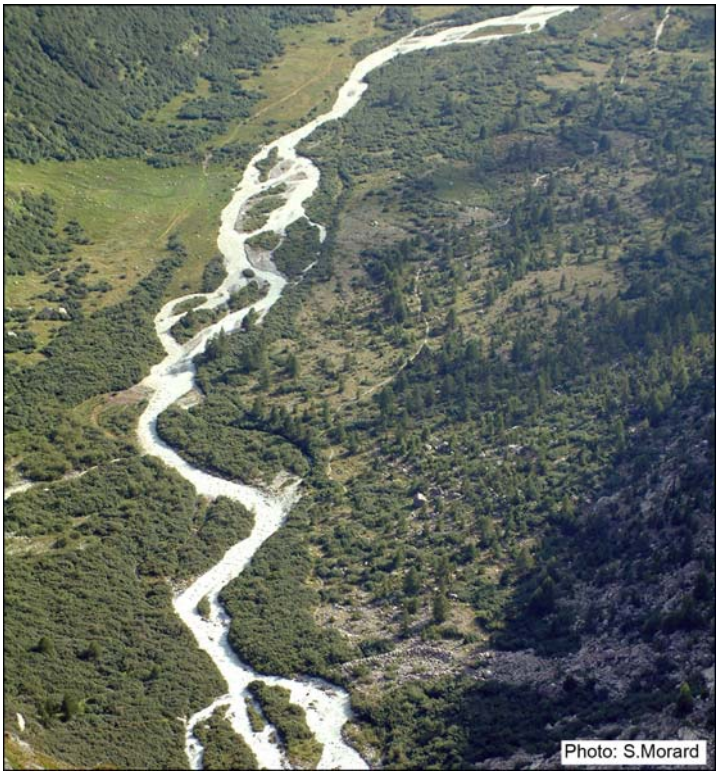

Fig. 6 – Cours d'eau tressé à forte dynamique, à régime de type glaciaire (Le Rhône à Gletsch, VS).

5.1.3 L'érosion fluviatile régressive

Par un processus d'incision – appelé mécanisme **d'érosion régressive** – et par leur tendance à rechercher un **profil d'équilibre** concave, les réseaux fluviatiles ont un effet morphogénétique essentiel dans le façonnement des paysages (fig. 1). Lorsqu'un cours d'eau érode en un point un profil d'équilibre réel du cours d'eau, la pente augmente directement à l'amont et la vitesse du courant s'accélère. Il en résulte une érosion qui se propage de proche en proche **de l'aval vers l'amont** (c'est-à-dire dans le sens inverse de l'écoulement de l'eau). Le profil d'équilibre étant conditionné par le point le plus bas du bassin versant – appelé **niveau de base** (local, régional ou ultime) – une modification (abaissement ou relèvement) de ce niveau de base va provoquer une augmentation, respectivement une diminution de l'érosion régressive (fig. 2).
Un exemple fameux de reprise brutale de l'érosion régressive a eu lieu suite à la modification anthropique du tracé naturel de la Kander (fig. 3).

L'érosion fluviatile agit également de façon **linéaire** (verticale) et **aérolaire** (ouverture des versants perpendiculairement à l'écoulement). Les cours d'eau s'écoulent dans 2 types de vallées : soit ils incisent directement la roche (gorge, canyon, cours d'eau de montagne à forte pente), soit ils s'écoulent sur ses propres sédiments ou sur des dépôts sédimentaires anciens (moraine, dépôts fluvio-glaciaires). En fonction notamment de la nature de la roche et de la capacité érosive du cours d'eau, les profils transversaux des vallées peuvent ainsi prendre différentes formes :

- **Gorges étroites**, en trait de scie indiquant l'absence d'érosion des versants ou leur faible érosion. Elles se forment soit lorsque l'incision verticale est très rapide, notamment dans les régions de montagne où se forment des **gorges de raccordement** postglaciaires en raison des grosses dénivellations entre les vallées latérales perchées et la vallée principale déglacée, soit en raison de la forte résistance à l'érosion de la roche encaissante (fig. 4 & 5).
- La **vallée en V** est le profil typique de la vallée érodée par un cours d'eau (fig. 6). L'incision verticale est importante, tout comme l'érosion des versants, qui amène du matériel dans le fond du talweg, d'où il est évacué par le cours d'eau.
- Une **ravine** est une rigole en V très fermée se creusant dans des lithologies peu résistantes et avec des cours d'eau à forte capacité érosive (fig. 1).

Dans une **vallée à fond plat**, on distingue le lit mineur, où l'eau s'écoule toute l'année, également à l'étiage, le lit majeur ou lit d'inondation, où l'eau s'écoule en période de hautes eaux annuelles, et la **plaine alluviale** qui n'est inondée, souvent partiellement, que par les crues extrêmes (fig. 7). Actuellement, dans bon nombre de vallées, le lit majeur est séparé artificiellement de la plaine alluviale par des digues construites, qui sont censées empêcher toute divagation dans la plaine alluviale (fig. 8).

De part et d'autre du lit majeur on peut retrouver des **terrasses**, témoins d'anciens niveaux du cours d'eau (anciennes plaines alluviales perchées) (fig. 8). Une terrasse correspond à une étendue plane et étroite, bordant une rivière et limitée au moins d'un côté par un talus raide. Les terrasses peuvent être **construites** c'est-à-dire formées par le dépôt d'alluvions transportées par le cours d'eau (ou d'autres dépôts sédimentaires tels que moraines, dépôts fluvio-glaciaires) et ensuite **incisées** par ce dernier, ou façonnées par l'érosion (enfoncement du cours d'eau directement dans la roche, terrasse rocheuse).

Fig. 1 – Griffe d'érosion régressive (Bachalp, VS).

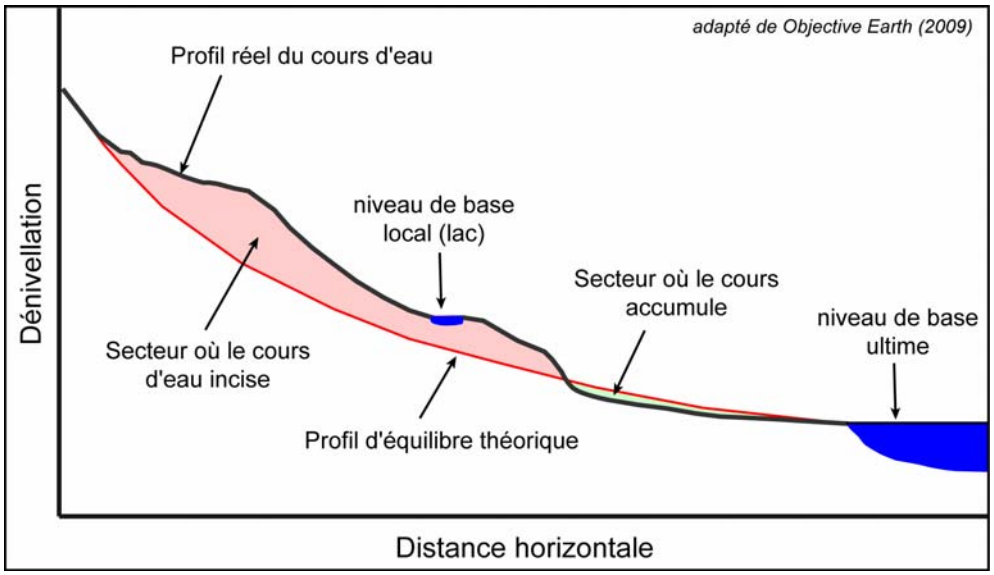

Fig. 2 – Illustration du profil d'équilibre et du niveau de base d'un cours d'eau. Dans la réalité, la pente doit s'ajuster aux changements saisonniers de débits et de charge solide, aux variations lithologiques (verrou, faille…). Le profil théorique d'équilibre n'est ainsi presque jamais atteint.

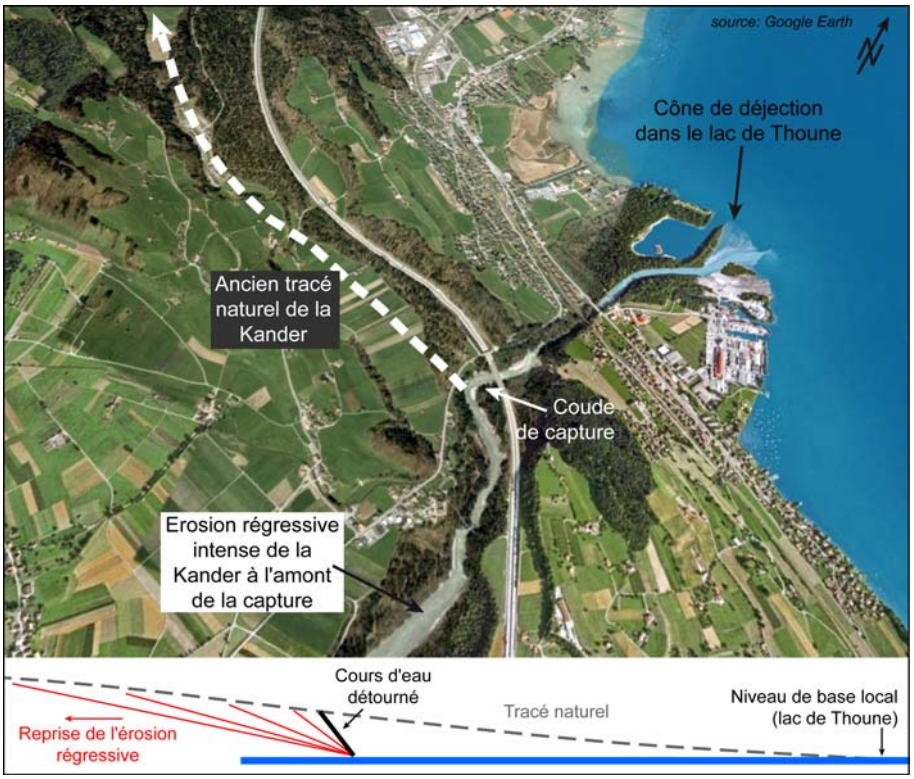

Fig. 3 – Entre 1711 et 1714, la Kander a été détourné dans le lac de Thoune dans le but d'assécher la plaine marécageuse de l'Allmend située à l'ouest. A l'endroit de la capture, le niveau de base de la Kander a ainsi été fortement rapproché. En conséquence, une reprise brutale de l'érosion régressive (encore active aujourd'hui) a débuté, détruisant en l'espace d'un jour la galerie de dérivation. Le front d'érosion régressive a depuis lors reculé de 9km vers l'amont, et un cône de déjection s'est formé dans le lac.

Fig. 4 – Gorge de raccordement entaillée par la Raspille dans des calcaires marneux (Miège, VS).

Fig. 5 – Gorge de raccordement du Feschilju à l'aval du vallon de la Bachalp (La Souste, VS).

Fig. 6 – Le profil transversal du Turtmanntal prend une forme en V dans son tiers inférieur. A l'amont, la vallée prend une forme en auge glaciaire (*non visible sur la photo*).

Fig. 7 – Zone alluviale d'importance nationale du Rhône sauvage à Finges (VS). Le fleuve, dont le débit est en hautes eaux sur la photo, forme un cours tressé à forte dynamique. A gauche de la photo, la région du Rottensand (''les sables du Rhône'') était parcourue par un bras important du Rhône avant les 1ère et 2ème phases d'endiguement. Elle est aujourd'hui complètement coupée de la zone alluviale active.

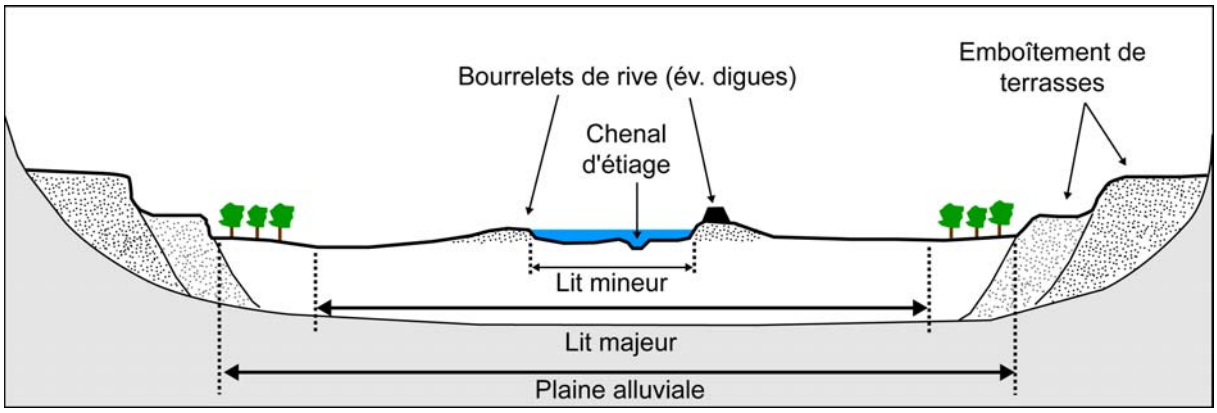

Fig. 8 – Caractéristiques du lit fluvial.

5.1.4 Le système torrentiel

Les torrents sont des cours d'eau à forte pente, situés dans des zones montagneuses ou accidentées et caractérisés par un écoulement de type **spasmodique**. En cas de forte pluie ou de brusque fusion de neige, leur débit dévient très important avec une grande capacité de transport (**lave torrentielle**, cf. fiche 4.2.6). Le bassin versant torrentiel comporte trois parties bien distinctes (fig. 1) :

- Le **bassin de réception**, situé à l'amont, présente une forme en entonnoir. Les eaux de pluie ou de fonte des neiges y sont recueillies et s'y concentrent dans de multiples talwegs qui suivent la pente pour rejoindre le chenal principal (fig. 2).
- Le **canal (ou chenal) d'écoulement**, étroit et souvent encaissé, où toutes les eaux récoltées au niveau du bassin de réception se rassemblent pour s'écouler vers l'aval.
- Le **cône de déjection**, situé à l'aval, à l'endroit où la pente diminue provoquant une diminution de la compétence du cours d'eau et donc le dépôt de la charge sédimentaire transportée depuis l'amont. Il présente une forme en éventail, bombé et élargi vers le bas (fig.3). Lorsque le cours d'eau se termine dans un lac, il pourra former un ''delta'' (fig. 4 & 5).

Le matériel sédimentaire est pris en charge au niveau du bassin de réception, puis transporté par le cours d'eau dans le canal d'écoulement et déposé ensuite sur le cône de déjection. Le système torrentiel est apparemment relativement simple. Le détail de son fonctionnement, en particulier de sa dynamique sédimentaire (déclenchement, ampleur et fréquence de laves torrentielles par exemple), apparaît comme bien plus complexe et demeure souvent mal compris.

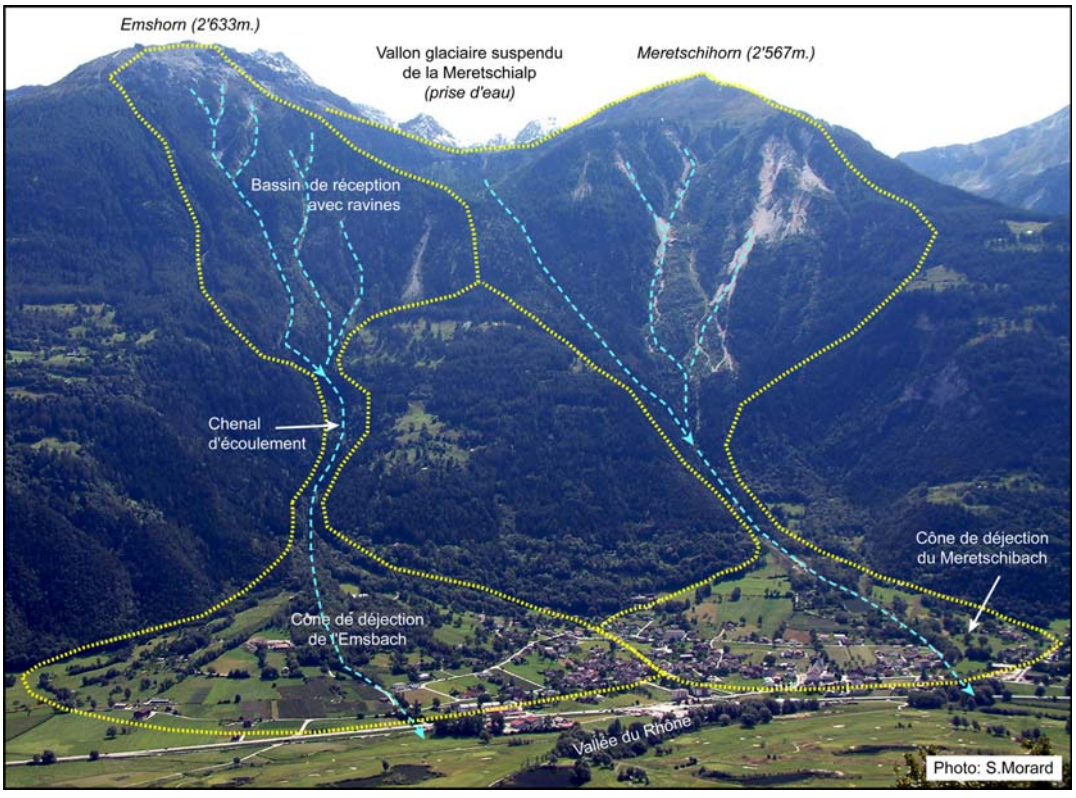

Fig. 1 – Systèmes torrentiels de l'Emsbach et du Meretschibach (Agarn, VS).

Fig. 2 – Avec ses 400ha de superficie et ses 1000 mètres de haut, le bassin de réception du système torrentiel de l'Illgraben (Loèche, VS) représente le plus grand cirque d'érosion des Alpes. La répétition de laves torrentielles a formé un énorme cône de déjection, occupant toute la largeur de la vallée du Rhône. Ce dernier a repoussé le fleuve contre le coteau de Loèche. A l'aval de ce barrage naturel, des rapides se sont formés formant une plaine alluviale d'importance nationale.

Fig. 3 – Cône de déjection du Grosse Loibinbach (Fafleralp, Lötschental, VS)

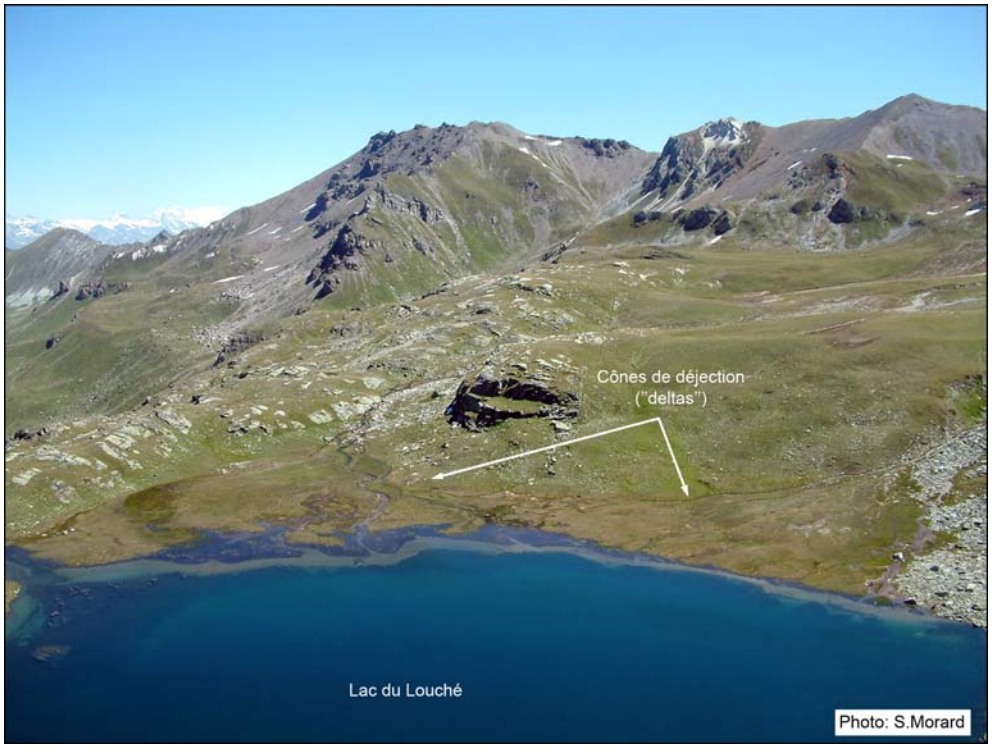

Fig. 4 – Cônes de déjection torrentiels se terminant dans le lac du Louché (Vallon de Réchy, VS).

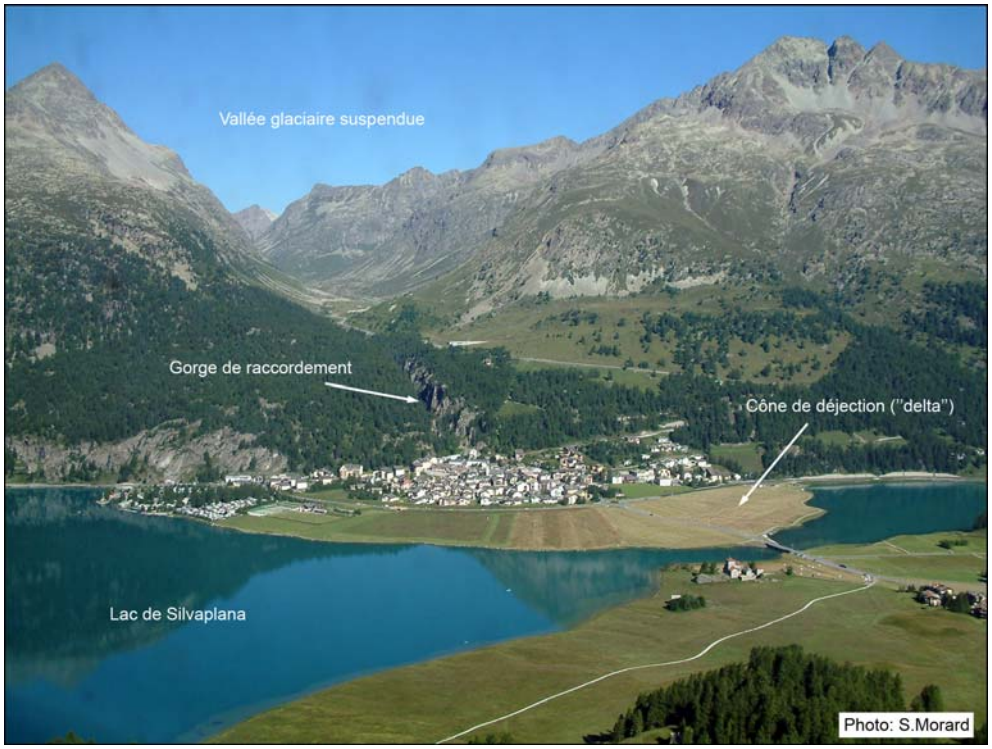

Fig. 5 – Delta de Silvaplana (Haute-Engadine, GR).

5.2.1 Références bibliographiques

Bille R-P. & Werner P. (1986) : *Le Bois de Finges et son Rhône, l'une des plus belles pinèdes d'Europe*. Editions W. Schoechli, Sierre, 96 p.

Bravard J-P. & Petit F. (1997) : *Les cours d'eau : dynamique du système fluvial*. Collection U, Armand Colin, Paris, 222p.

Bumann P. (1986) : *La vallée du Rhône près de Leuk : vallée longitudinale intraalpine, zone d'arrachement et cône de déjection, forêt de Finges, région protégée et limite culturelle*. Fiches de géographie, office fédéral de la topographie, Bern, 4p.

Charlton R. (2008) : *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, London, 234 p.

Ford D. & Williams P. (1989) : *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London.

Leopold L.B., Walman M.G., Miller J.P. (1964) : *Fluvial processes in geomorphology*. WH Freeman, cop., San Francisco, 522p.

Objective Earth (2009). Cours en ligne, Université de Lausanne, site internet : http://objective-earth.unil.ch

OcCC (2007) : *Les changements climatiques et la Suisse en 2050 : Impacts attendus sur l'environnement, la société et l'économie*. Berne, Organe consultatif sur les Changements Climatiques, (http://www.occc.ch/).

Theler D. (2003) : *Revitalisation et assainissement des cours d'eau en Valais. Etude préliminaire dans les bassins versants des trois Dranses*. Mémoire de licence, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 2 vol.