

EVOLUTION DES PARAMETRES HYDRAULIQUES ET SEDIMENTAIRES AU COURS DU QUATERNAIRE DANS LE BASSIN PARISIEN

Les deux premiers chapitres nous ont permis d'étudier les différents processus mécaniques et chimiques de l'érosion, les facteurs régionaux, le climat, les variations du niveau marin et la surrection tectonique, qui contrôlent l'évolution générale du paysage, ainsi que l'influence des paramètres locaux qui génèrent des différences dans la réponse des cours d'eau ou du transport sur les versants au sein d'un même espace géographique.

Nous présentons dans la première partie de ce chapitre, une synthèse théorique conceptuelle de l'enchaînement, et des interactions, entre les divers mécanismes qui ont façonné le paysage au cours des cycles climatiques et abouti au modelé actuel des vallées du Bassin parisien. Cette reconstitution a permis de définir et construire ce nous appelons dans la suite notre « modèle temporel », c'est-à-dire le facteur multiplicatif qui relie les valeurs passées prises par les paramètres hydrologiques et sédimentaires (le débit, la largeur du chenal, le taux de dénudation des versants et l'apport latéral de sédiments dans les cours d'eau) au cours de chaque période climatique et celles que ceux-ci ont actuellement. Ceci nous permet de proposer enfin une reconstitution de l'évolution de chacun de ces paramètres au cours du dernier million d'années, qui repose sur le signal climatique que nous avons présenté précédemment.

1.3.A. LES OBSERVATIONS DE TERRAIN PERMETTENT DE RECONSTRUIRE L'ENCHAINEMENT DES PROCESSUS AVEC L'EVOLUTION DU CLIMAT

De nombreux géologues et géographes se sont intéressés à la réponse du paysage aux changements climatiques. Nous proposons ici un condensé des diverses études qui ont tenté d'expliquer les interactions et la part de chacun des processus conduisant aux changements de style et de comportement des rivières ainsi qu'à l'érosion des versants dans le Bassin parisien.

*** Au cours des périodes interglaciaires**

Le climat du Bassin parisien est de type tempéré : les hivers y sont doux et humides et les étés plutôt frais. La pluviométrie est la plus importante du cycle (entre 800 et 1100 mm/an) et les précipitations sont réparties plutôt uniformément au cours de l'année (Bioclim D2, 2002).

Le couvert végétal est bien installé et essentiellement composé de feuillus et de pins, et pendant l'optimum climatique également de noisetiers et de chênes. Le réseau racinaire est profond et les eaux pluviales peuvent s'infiltrer dans le sol (24 % du volume des précipitations s'infiltrer dans les sols selon Pomerol & Renard, 1989). De plus l'évaporation est intense et permet d'évacuer jusqu'à 60 % du volume des pluies (Pomerol & Renard, 1989). Aujourd'hui en région parisienne, la forêt tempérée est mixte (feuillus et conifères), les fonds de vallée sont des prairies humides mais les espaces agricoles sont dominants (70 % du territoire, selon le rapport Andra C RP ASMG 03.104).

Les plateaux sont érodés par effet de dissolution (1 à 4 m en 50ka) (Bioclim D2, 2002). La pédogenèse est très active et les sols profonds peuvent se développer (rapport Andra C RP ASMG 03.104). Les glissements de terrain restent accidentels et les pentes des versants sont stables. Le ruissellement est le mécanisme d'érosion prédominant mais il est très faiblement efficace. La zone active de ruissellement est étroite et resserrée au bord des fleuves et au bas des pentes.

L'écoulement des fleuves est relativement continu du fait d'une circulation souterraine active qui alimente les cours d'eau toute l'année. Le débit des rivières est faible et la charge sédimentaire provenant des versants l'est également. Les rivières, sous dimensionnées, divaguent sur leurs plaines alluviales en faisant des méandres. Les crues saisonnières sont peu étendues et érodent très peu les dépôts alluviaux, qui sont plutôt fins.

Lorsque la période interglaciaire est bien établie, l'activité fluviale est plutôt faible (pas d'érosion long terme ni de dépôts importants) : le profil de la rivière est alors relativement stable et c'est l'une des rares périodes où l'on peut considérer que celui-ci est proche du profil d'équilibre au sens où l'on n'observe pas d'érosion ou de dépôts importants le long du cours d'eau.

*** Transition climatique : refroidissement**

Le refroidissement est un phénomène lent. Comme nous l'avons exposé dans le chapitre précédent, le Début Glaciaire est généralement constitué d'une alternance de phases tempérées et de périodes froides, avant que des conditions véritablement glaciaires puissent se mettre en place. Les hivers boréaux sont longs, froids et secs et les étés courts et frais. C'est en été qu'il y a le maximum de précipitations. La pluviométrie est plus faible que sous le climat tempéré (400 à 600 mm/an) et se produit principalement sous forme de neige (120 à 210 jours de neige au sol par an). La période végétative est restreinte à 100-200 jours. Les conifères sont les plus répandus car ils sont très bien adaptés au froid. La forêt boréale ou taïga est majoritairement composée de pins, d'épicéas et de bouleaux. Au cours des stades plus froids, seuls subsistent les pins, les arbustes, les bruyères et les mousses.

Le réseau racinaire est moins profond. Tout au long de l'année, les processus chimiques sont amoindris par le froid. L'évolution des sols est donc lente. Le taux faible de décomposition de la matière organique, conjugué à une forte acidité, permet la formation de sols jeunes, à humus inachevé, donc acides. Ils deviennent des podzols en quelques milliers d'années (rapport Andra, C RP ASMG 03.104). Sur les plateaux, la dissolution chimique des roches étant réduite, l'érosion est négligeable.

Cette période de transition climatique est le siège d'une intense érosion fluviale : les cours d'eau sont rendus très puissants par un accroissement du débit et de leur charge sédimentaire (l'érosion des versants est également plus importante). En effet, les observations réalisées par Antoine (1993), dans la vallée de la Somme sur la terrasse d'Etouvie (+5 m au dessus du cours actuel, datée à -95+/-4 ka) et sur celle de Garenne (+27 m, datée vers -400+/-100 ka) montrent une imbrication de dépôts de pente plutôt crayeux et de lits silteux calcaires d'origine fluviale, qui laisse penser qu'une incision du fond de la vallée a eu lieu très probablement très tôt au début de la période froide. Cette interprétation est en accord avec les observations et conclusions de Vandenberghe, 2003, Huisink (2000) ou Kasse *et al.*, (2003) concernant les rivières des Pays-Bas, de Belgique ou d'Allemagne. La transition St Germain 2 / Weichsélien Ancien est également marquée par une forte phase d'incision en Pologne.

En hiver, le gel du sol peut atteindre 2m de profondeur et le rend imperméable. Il n'est pas rare de rencontrer un permafrost discontinu (Van Vliet-Lanoë, 1998). Des phénomènes de cryoturbation apparaissent. L'infiltration des eaux pluviales est faible et la circulation des eaux souterraines est bloquée au cours de l'hiver. La quantité d'eau disponible en surface est faible. L'hiver est une période d'étiage prolongée. Les rivières et les lacs peuvent geler. L'écoulement sous la glace est alors très faible et peut même parfois s'arrêter sur les petits cours d'eau (Etlicher, 1999). Au printemps, les neiges et les glaces accumulées à la surface fondent. Le mollisol se met en place. Le ruissellement est alors brutal et sa zone active très étendue. Les versants mal protégés par une végétation plus éparse, sont dénudés par des coulées de solifluxion ou par gélifluxion. Le relief se lisse. Des coulées de débris érodent le fond de vallées en tête de réseau (Stock & Dietrich, 2003). L'apport sédimentaire provenant des versants vers le fleuve est maximal. Le débit des fleuves est plus irrégulier. Pendant la débacle printanière, il peut atteindre jusqu'à 50 % du débit annuel (Etlicher, 1999). Comme la charge sédimentaire est considérable, les fleuves sont très puissants. La plaine d'inondation des grands fleuves atteint plusieurs dizaines de kilomètres. Les fleuves incisent donc profondément le fond des vallées au cours du printemps. Au cours de l'été, la croissance du mollisol permet d'alimenter le réseau racinaire de la forêt. Les capacités de drainage restent réduites et l'humidité des sols est permanente. Les zones marécageuses sont nombreuses. Le débit des rivières devient plus régulier.

Le froid progressant, la puissance des rivières décroît et les premiers dépôts s'installent assez rapidement après la période d'incision. En Pologne ou aux Pays Bas, les dépôts datés des sous-stades 5a-d sont sableux, à grains grossiers caractéristiques d'une rivière en tresse (Mol *et al.*, 2000). Dans les vallées flamandes, les dépôts datant de cette période sont grossiers (sables à stratification croisée), sans matière organique et présentent des traces de fentes de gel.

* La période glaciaire

Au cours des périodes glaciaires, le climat, alors bien établi, est de type toundra. Les hivers sont longs, rudes et secs et les étés courts et frais. Les températures sont négatives pendant 6 à 10 mois et ne dépassent jamais 9°C. Les précipitations sont maximales entre août et septembre, mais la pluviométrie est faible, moins de 400 mm/an (rapport Andra, C RP ASMG 03.104).

La période végétative est restreinte par le froid à 60-90 jours et la taille des plantes est limitée par la menace de rupture mécanique du sol engendrée par les alternances gel/dégel. La végétation est une steppe avec quelques bouleaux arbustifs lors des épisodes les moins froids, des lichens, des joncs et des bruyères et surtout des herbacées et des graminées (Guiter *et al.*, 2003). En Haute-Marne, dans le Barrois, le substrat calcaire des plateaux a

favorisé le développement de cette steppe froide (rapport Andra, C RP ASMG 03.104). Les sols sont jeunes car le froid ralentit et/ou stoppe la décomposition de la matière organique. Ils sont peu épais, acides, et pauvres en nutriments. Ils subissent de fortes contraintes mécaniques lors des alternances gel/dégel et sont le siège de structures caractéristiques des climats polaires, comme les pingos, les sols polygonaux, etc.... Des sols polygonaux fossiles et des traces de cryoturbation ont été retrouvés dans le Barrois, où ils ont atteint 1,8 m de diamètre. Ils se sont développés sur les terrasses alluviales et sur les calcaires des cuestas, déjà déstructurés sur 2 à 3 m de profondeur par la gélifraction, et dont la surface était aussi fortement altérée. Il existe des traces de fortes diaclases qui atteignent 6 m de profondeur dans les calcaires de l'Oxfordien, dont l'ouverture à la surface était large de plus d'1 mètre (rapport Andra, C RP ASMG 03.104). Elles sont aujourd'hui remplies par des silts rouges et des éboulis de galets gélifractés. Ces fentes de gel pouvaient avoir une profondeur de 2 m. L'érosion des plateaux par dissolution est très faible.

Le permafrost est présent, continu ou discontinu selon les conditions locales. Les résultats de simulations numériques effectuées dans l'Est du Bassin parisien par permettent de penser que l'épaisseur du pergélisol était de 50 m en général, et pouvait atteindre jusqu'à 125 m (Van Vliet-Lanoë, 1998). Le permafrost s'est développé très rapidement dans la vallée de la Marne, autour de -67 ka. Il est vraisemblablement la cause de nombreuses traces de fentes de gel qui sont datées de cette période. Les tourbes ont été affectées par des fortes cryoturbations.

Au cours de l'été, la fonte des neiges sur un sol encore gelé (les processus de dégel sont plus lents dans le sol qu'à l'air libre) entraîne un ruissellement abondant (Lewkowicz *et al.*, 2002). La zone active est maximale car la végétation est très réduite et l'infiltration quasiment nulle. Le ruissellement et l'érosion des versants qui en découle, varient cependant beaucoup dans l'espace notamment à cause de la redistribution du manteau neigeux par le vent (Lewkowicz *et al.*, 2002 et Van Vliet-Lanoë, 1998). Cependant, la couche active est mince : peu de sédiments sont alors disponibles pour l'érosion par ruissellement. Par contre, la gélifraction est intense, et les processus de gélifluxion et de solifluxion transportent activement les gélifracés au bas des pentes. Des grèzes ordonnées en lits inclinés alternativement grossiers et fins, se mettent en place aux pieds des pentes. Les sédiments sont ainsi mis à disposition des cours d'eau.

Le débit des cours d'eau est très irrégulier et les écoulements sporadiques mais les rivières peuvent devenir très puissantes lors des crues d'été. Le débit peut alors être de 4 à 10 fois plus important qu'en période tempérée (Knighton, 1998). Le reste de l'année, quand la sécheresse est trop intense, l'écoulement est faible voire nul. Des rivières intermittentes, à chenaux multiples, balayent le fond des vallées. Les berges, peu végétalisées, sont fortement érodées et reculent. Les dépôts de graviers et sables grossiers observés aujourd'hui ont été formés probablement quand les pics de débit étaient les plus forts et la rivière la plus puissante. La terrasse de Garenne dans la vallée de la Somme (Antoine, 1993), présente ainsi une séquence de dépôts composée de blocs de craie, galets et graviers dans une matrice sableuse calcaire, dont les stratifications entrecroisées très fréquentes montrent bien des changements abrupts de l'énergie de la rivière, caractéristiques des systèmes en tresse comportant des chenaux instables.

Lors des épisodes les plus froids, l'aridité du climat ne permet plus l'existence d'un couvert végétal. Hormis quelques herbacés, le sol est nu. Les processus d'érosion par solifluxion, gélifluxion ou ruissellement sont inhibés par la sécheresse (Van Vliet-Lanoë, 1998). La gélifraction modèle lentement les versants par accumulation de débris au bas des pentes. L'activité éolienne prédomine : du fait de vents très violents, des dépôts loessiques recouvrent tout le paysage. Au cours du Weichsélien, plus particulièrement entre -65 et -60 ka, des loëss se sont déposés sur les plateaux et au fond des vallées. Des dunes sableuses se sont formées dans toute l'Europe de l'Ouest au cours des stades isotopiques 3 et 2 (Isarin *et al.*, 1997). Des dépôts loessiques très épais présents dans le Bassin parisien et le Nord de la France, sont datés de -27 ka à -25 ka (Antoine *et al.*, 2000). L'apport sédimentaire à la rivière est donc encore important mais l'écoulement est confiné et de très faible énergie. Les séquences de dépôts de ces périodes maxiglaciaires présentent des alternances entre de rares et fins dépôts alluviaux et de sables éoliens.

* Transition climatique : réchauffement

Le réchauffement est très rapide. En quelques siècles, le climat devient plus clément, comme nous le montrent les analyses polliniques effectuées à partir de l'étude des tourbières (Guiter *et al.*, 2003). La végétation est plutôt steppique et très dispersée à la transition Pléniglaciaire/Tardiglaciaire. Puis les plantes pionnières recolonisent l'espace : genévriers, armoise et graminées, puis les bouleaux reviennent. La charge sédimentaire diminue progressivement, au fur et à mesure que la végétation se met en place. Cependant, le sol est encore gelé les mois d'hiver. Le ruissellement est intense au cours du dégel car les précipitations augmentent mais restent sous forme de neige. Le débit de la rivière est donc très important et la rivière très puissante. L'amélioration du climat engendre ainsi une phase d'érosion, et à l'inverse des périodes de refroidissement, cette érosion progresse et s'accroît au fur et à mesure du réchauffement (Huisink, 2000).

Une forte érosion a ainsi été observée au début du Tardiglaciaire dans toute l'Europe de l'Ouest.

Cette phase d'incision correspond également à un changement progressif du style de la rivière : les rivières qui étaient en tresse au cours du stade 2, sont toutes devenues méandriformes à l'Allerød (tableau récapitulatif en annexe 1.1). Suite à cette incision, la charge sédimentaire, alimentée par l'érosion du substratum, a augmenté. Des dépôts ont alors rempli les chenaux tout juste formés. Ce comportement des rivières a été décrit en Hollande et dans de nombreuses rivières d'Europe (annexe 1.1).

Les oscillations du climat engendrent le retour à des conditions périglaciaires : le dernier stade froid est le Younger Dryas qui marque le retour de la steppe et du pergélisol. Les rivières changent de style et déposent des sédiments grossiers.

* Nouvelle période interglaciaire

La présence très tôt de sédiments organiques dans la partie basse des vallées indique une colonisation rapide et forte de la végétation avec la mise en place de la période interglaciaire. L'infiltration devient possible et le couvert végétal se développe : le débit est plus faible mais plus régulier. L'apport sédimentaire des versants s'amenuise et est constitué de matériaux fins. La rivière, peu chargée, peut donc débayer et inciser les sédiments déposés précédemment. Le début du Préboréal a été marqué par une incision brève mais intense dans toute l'Europe de l'Ouest, qui s'est produite le plus souvent dans le chenal principal du Tardiglaciaire (Pastre *et al.*, 2003). Dans les vallées de la Celle et de la Somme (Antoine, 1997), ou de la Seine (Limondin et Rousseau, 1991) elle a été profonde de plusieurs mètres, atteignant localement les graviers de la nappe weichsélienne. La majeure partie des sédiments du Younger Dryas a été érodée par un chenal large mais peu sinueux. Dans les vallées plus petites, l'érosion s'est effectuée sur une largeur plus grande et a été davantage contrôlée par la morphologie de la vallée. Au début du Tardiglaciaire, l'incision coïncidait avec une forte augmentation des précipitations et du débit de la rivière mais à l'inverse, l'érosion du Préboréal semble liée au développement très rapide de la végétation qui a limité la charge sédimentaire. Ces incisions ont été d'ampleur comparable mais ne sont pas dues aux mêmes processus.

Le tableau 1.8 de la page suivante reprend les éléments de synthèse que nous venons de décrire.

	Interglaciaire	Transition I/G	Glaciaire	Transition G/I
Couverture végétale	Forêt de feuillus	Taïga	Steppes buissonnantes ou herbacées	Retour de la forêt boréale
Pluviométrie	800 à 1100 mm/an	400 à 600 mm/an	250 à 400 mm/an	400 à 600 mm/an
Pergélisol	absent	Gel saisonnier du sol ⇒ permafrost discontinu	Pergélisol continu	Gel saisonnier du sol
Circulation souterraine	Active	Bloquée hiver	Bloquée	Irrégulière
Débit du fleuve	Régulier	Fort & irrégulier	Fort (x4 à x8) mais très sporadique ↘ si sécheresse intense	Fort (x 6,5) & irrégulier
Système fluvial	méandrique	souvent méandrique	Anastomosé / tresse ou méandre selon les conditions locales	redevient méandrique
Largeur du fleuve	Berges stabilisées	↗ mais 1 chenal	2 à 3 fois plus large Plusieurs chenaux	↘ ⇒ 1 chenal
Énergie de la rivière	Moyenne	Très forte	Forte ou faible si sécheresse ↗	Très forte
Dépôts fluviaux	Dépôts de crue fins	Incision puis dépôts grossiers	Grossiers ou sableux si sécheresse ↗	Incision puis dépôts
Dépôts éoliens	Nuls		Forts	
Pédogenèse	active	faible	négligeable	faible
Gélifraction	nulle	active	très active	active
Ruissellement	Moyen - Zone active réduite au fond des vallées	Intense Zone active max.	Fort Zone active étendue mais ↘ si sécheresse ↗	Intense Zone active très étendue mais tend à diminuer
Solifluxion & gélifluxion	nulle	rapide mais peu épais	Profond mais vitesse lente et nulle en conditions de sécheresse	Vitesse ↗ mais profondeur ↘
Taux de dénudation moyen sur les versants tous processus confondus	2 à 10 mm/ka	100 mm/ka	300 mm/ka	100 mm/ka

Tableau 1.8. Tableau récapitulatif de l'évolution des processus au cours d'un cycle climatique

1.3.B. EVALUATION DES DIFFERENTS PARAMETRES HYDROLOGIQUES SUIVANT LES CLIMATS

La reconstitution à l'aide d'un modèle conceptuel, de l'enchaînement des processus d'érosion au cours d'un cycle climatique nous a permis d'évaluer et de quantifier l'évolution des différents paramètres qui ont un contrôle local sur l'érosion au cours du temps. Le débit des cours d'eau, la largeur du chenal, le taux de dénudation associé à chaque processus d'érosion des versants ainsi que l'apport sédimentaire global du bassin versant dans la rivière sont les quatre paramètres dont il nous faut reconstruire l'évolution au cours du temps, car c'est sur celles-ci que repose notre modélisation de l'évolution des vallées de la Seine et de la Marne au cours du dernier million d'années.

1.3.B-1. Evaluation des paléo-débits

Il existe deux moyens d'apprécier les variations du débit des cours d'eau pendant les périodes froides :

- en étudiant la granulométrie des dépôts fluviaux on peut comprendre comment se comportait la rivière à une période que l'on peut connaître avec la datation des dépôts. En effet, plus les dépôts sont grossiers, plus le débit de la rivière qui les a transportés était important.
- en travaillant sur la taille des méandres. Cette méthode repose sur la constatation simple que les rivières du Nord-Ouest de l'Europe sont actuellement sous-dimensionnées par rapport à la taille de leur plaine alluviale et de leur vallée. En mesurant les variations de la longueur d'onde des méandres, il est possible de reconstruire les variations de débit.

Deshaies & Weisrock (1995) ont étudié les méandres encaissés du Nord-Est de la France et ont ainsi tenté de corréliser leur taille avec le potentiel morphogène du cours d'eau, lui-même relié aux paramètres morphométriques (amplitude et longueur d'onde). Ils ont montré que seuls les petits méandres suivaient bien une relation hydraulique « Amplitude/Aire drainée ». Ceci les a conduit à considérer deux hypothèses complémentaires : le bassin versant des cours d'eau de l'Est du Bassin parisien était plus grand lors de la mise en place d'une partie de ces grands méandres, et il aurait diminué ensuite, consécutivement à des captures, ou le paléo-débit du cours d'eau était plus important. En effet, des analyses ont mis en évidence que la dimension de ces grands méandres était corrélable à la puissance du cours d'eau, dont le module brut annuel du débit fournit un bon ordre de grandeur.

Pour pouvoir expliquer la mise en place des grands méandres présents dans toutes les vallées du Bassin parisien (Seine, Lautridou *et al.*, 1999, Marne, Lejeune, 2005, etc...), aujourd'hui surdimensionnés, les chercheurs (Rapport Andra D RP 0 ARM 97-004) estiment que les débits étaient 4 à 6 fois plus grands qu'actuellement. Knighton (1998) propose le même ordre de grandeur : 4 à 8 fois plus importants qu'aujourd'hui. Ceci correspond bien aux observations des rivières actuelles dans les régions froides : en Alaska, où la pluviométrie est pourtant deux fois plus faible qu'en France actuellement, le débit des fleuves est 10 fois plus grand que le débit des rivières françaises (Pomerol et Renard, 1989). Au cours des périodes de transition climatique, lorsque le climat est de type boréal, le débit des rivières reste élevé à cause des crues printanières : il est 6,5 fois plus important qu'en période tempérée (Knighton, 1998).

1.3.B-2. Evaluation des paléo-largeurs

Selon des règles empiriques établies pour de nombreux cours d'eau (Knighton, 1998), les fleuves en tresse sont 2 à 3 fois plus larges que les rivières méandriformes. On peut donc considérer que la largeur du chenal des rivières du Bassin parisien, qui sont en tresse au

cours des périodes glaciaires, est 2 à 3 fois plus grande que la largeur de ces cours d'eau sous le climat tempéré actuel.

Au cours des périodes de transition climatique, le système fluvial est très instable mais reste le plus souvent méandrique. La largeur des fleuves est donc plus faible qu'en période glaciaire mais vraisemblablement plus grande que la largeur actuelle à cause des crues et débâcles du printemps.

1.3.B-3. Evolution de l'érosion des versants et de l'apport latéral dans les cours d'eau au cours du temps

D'après l'étude des divers processus d'érosion des versants exposée précédemment, et reprise dans le tableau 1.8 présenté plus tôt, l'apport sédimentaire qui provient des versants est de 10 à 30 fois plus important en période froide qu'en période tempérée.

Le tableau 1.9 ci-dessous présente une synthèse des valeurs du taux de dénudation des versants du à l'altération du substratum par gélifraction, pédogénèse et dissolution.

Taux d'altération du substratum par	Climat tempéré	Climat boréal	Climat périglaciaire	Climat sec de tundra
Pédogénèse	0,5	0,1	-	-
Gélifraction	-	2,9	1	0,3
Dissolution	25	50	10	0

Tableau 1.9. Evolution suivant les climats du taux d'altération du substratum

Le processus principal de transport du matériel résultant de l'altération du substrat, sur les versants est la solifluxion. Elle est la plus active au cours des périodes froides et le ruissellement prend le relais au cours des périodes tempérées. Le taux de dénudation associé à ces processus de solifluxion / gélifluxion varie suivant les différents climats froids. En effet, au cours des stades pléni-glaciaires, la sécheresse réduit les processus de gélifluxion et de solifluxion et l'apport latéral est donc très faible sous ce type de climat extrême. En revanche, au cours des périodes boréales, l'apport latéral est important, même si la forêt boréale protège encore le sol. De plus, sous ce climat, le ruissellement est intense et les coulées de boues ou les processus de solifluxion transportent activement le matériel des versants au bas des pentes. Etant donné que les processus de gélifraction ne sont pas pleinement efficaces sous ce climat boréal, l'apport sédimentaire est limité par la quantité de matériel produit.

Si le taux de dénudation des versants peut être évalué suivant les différents climats de façon plus ou moins rapide et simple, l'évolution au cours du temps du coefficient d'érosion utilisé dans notre modèle d'érosion des versants est beaucoup plus complexe à estimer numériquement. Nous présentons dans le troisième chapitre de la troisième partie de cette thèse une étude qui permet d'estimer l'ordre de grandeur de ce coefficient suivant les différents climats.

Cependant, la connaissance de l'apport sédimentaires provenant des versants, ou de l'érosion des rives dans les cours d'eau est plus accessible et nous pouvons raisonnablement estimer que cet apport latéral est 8 à 10 fois plus important sous un climat boréal que sous un climat tempéré, jusqu'à 30 fois plus grand sous un climat périglaciaire et pratiquement nul au cours des périodes maxiglaciaires.

Le tableau 1.10 ci-dessous résume les valeurs des coefficients multiplicateurs qui compose la partie de notre modèle que nous allons appeler « modèle temporel » dans la suite de cette étude.

	Climat tempéré	Climat boréal	Climat périglaciaire	Climat sec de toundra
Débit de la rivière	1	6,5	8	4
Largeur du chenal de la rivière	1	2	3	3
Apport sédimentaire provenant des versants	1	8 à 10	jusqu'à 30	4

Tableau 1.10. Evolution suivant les climats des différents paramètres hydrologiques et sédimentaires des cours d'eau

Ces coefficients, associés à la modélisation du climat que nous avons exposé précédemment, nous ont permis de modéliser de façon satisfaisante l'évolution de l'érosion au cours du dernier million d'années. En outre, cette estimation reposant sur une étude des processus actuels, elle permet d'envisager une évaluation prospective des processus d'érosion et de leur efficacité.

Le paragraphe suivant présente l'association des courbes du climat avec ces coefficients pour obtenir une modélisation de l'évolution temporelle du débit des rivières, de sa largeur et de l'apport latéral en sédiments.

1.3.C MODELISATION DE L'EVOLUTION TEMPORELLE DU DEBIT, DE L'APPORT LATERAL EN SEDIMENTS DES VERSANTS VERS LA RIVIERE ET DE LA LARGEUR D'UN COURS D'EAU

Nous avons utilisé la courbe du rapport isotopique comme signal temporel pour reproduire les évolutions du climat au cours du Quaternaire. Nous avons ensuite associé à chaque climat les valeurs des coefficients multiplicateurs que nous avons établis précédemment.

NB: Nous rappelons que les courbes construites dans ce paragraphe ne donnent pas la valeur du débit (respectivement largeur et apport latéral) mais le coefficient multiplicateur qu'il faut appliquer au débit (respectivement largeur et apport latéral) actuel pour connaître le débit (respectivement largeur et apport latéral) passé.

De nombreux auteurs (Gargani, 2004, Velkamp et van Dijke, 2000 ou Tebbens *et al.*, 2000) ont préféré utiliser le signal d'insolation comme signal de base. Ceci nécessite d'estimer le délai qui existe entre le signal d'insolation et la réponse du paysage. D'une part il existe un déphasage entre le climat et l'insolation. Suivant les périodes, il est plus ou moins grand. Par exemple depuis le dernier maximum glaciaire, le décalage observé entre l'insolation et la courbe des variations isotopiques de l'oxygène est de 2 500 ans (Imbrie *et al.*, 1992). D'autre part, la végétation et l'apport des versants à la rivière répondent aux fluctuations de climat avec un certain retard. Les incertitudes engendrées par ces deux paramètres de retard peuvent peser lourd sur la validité du signal temporel final. En outre, les fluctuations de l'insolation restent grossières et ne permettent pas de représenter toutes les fluctuations fines (de l'ordre du millier d'années) du climat.

Nous avons donc utilisé les courbes de l'évolution du climat fournies par le projet européen Bioclim ainsi que celles que nous avons construites par corrélation du rapport isotopique avec les index climatiques, exposés dans le chapitre précédent. Avec l'utilisation de cet index, nous ne devons plus considérer que le retard entre la végétation et le climat. De plus, cet index est suffisamment précis pour que nous puissions introduire des variations plus fines du comportement de ces paramètres.

Le permafrost fluctue suivant les variations de température annuelle se produisant à l'échelle du millier d'années. Il est donc en phase avec le climat, puisque notre pas de temps est de 1 000 ans. Le débit de la rivière étant directement relié à l'état de gel du sol, il suit l'évolution temporelle du permafrost. La courbe d'évolution temporelle du débit n'est pas déphasée par rapport à celle du climat.

Les auteurs estiment que la végétation répond plus ou moins rapidement (du siècle au millénaire), suivant la distance aux refuges et la durée de la période climatique précédente. Les variations de la végétation peuvent être modélisées avec l'utilisation d'un seuil.

- En sortie d'interglaciaire, on introduit un délai de 1 000 ans entre la courbe de débit, qui suit les fluctuations climatiques, et la courbe de l'apport latéral (en retard par rapport au débit).
- Si la période froide a duré longtemps (stade froid installé comme les stade 3 ou 2 par exemple), la végétation recolonise lentement le milieu et a donc un retard de 1000ans sur le climat. L'apport latéral aura donc un retard de 1 000 ans sur l'index climatique quand la période froide (index 0, 10 ou 15) dure plus de 10 000ans.
- Si la période froide dure moins longtemps, la végétation arborée revient en à peine 1 à 2 siècles car les refuges n'ont pas été détruits. Dans ce cas, le retard entre la végétation et le climat est nul.
- Enfin, si le stade froid est maxiglaciaire (index 0), la végétation est très vite détruite et il n'y a alors pas de délai entre l'apport latéral et le climat.

Les figures 1.28 et 1.29 ci-dessous présentent des exemples de reconstitution des signaux temporels de débit, largeur et apport latéral que nous avons construits à partir de notre index climatique.

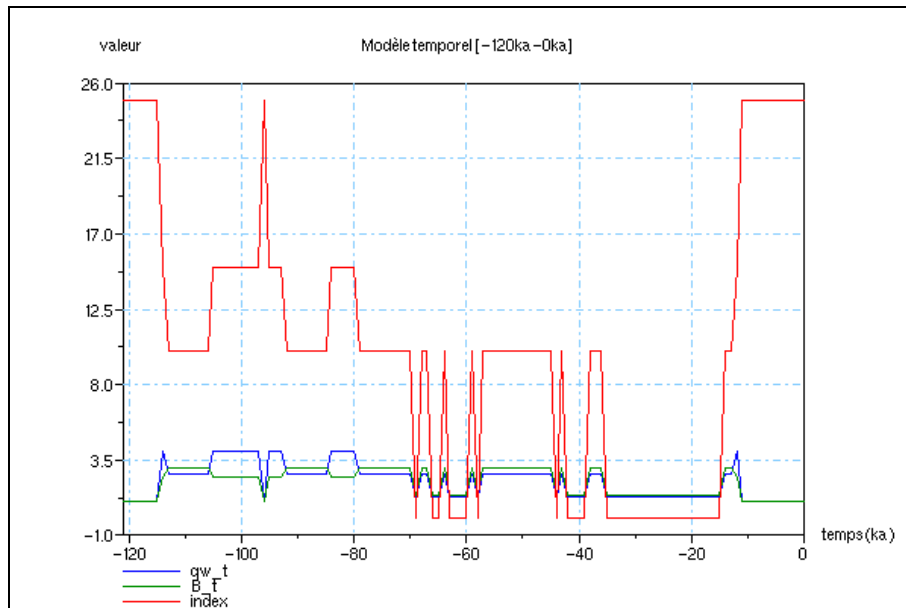


Figure 1.28. Signaux temporels du débit, de largeur et d'apport latéral construits à partir de l'index construit à partir de la courbe isotopique de Lisiescki et Raymo (2005), sur les 120 derniers milliers d'années

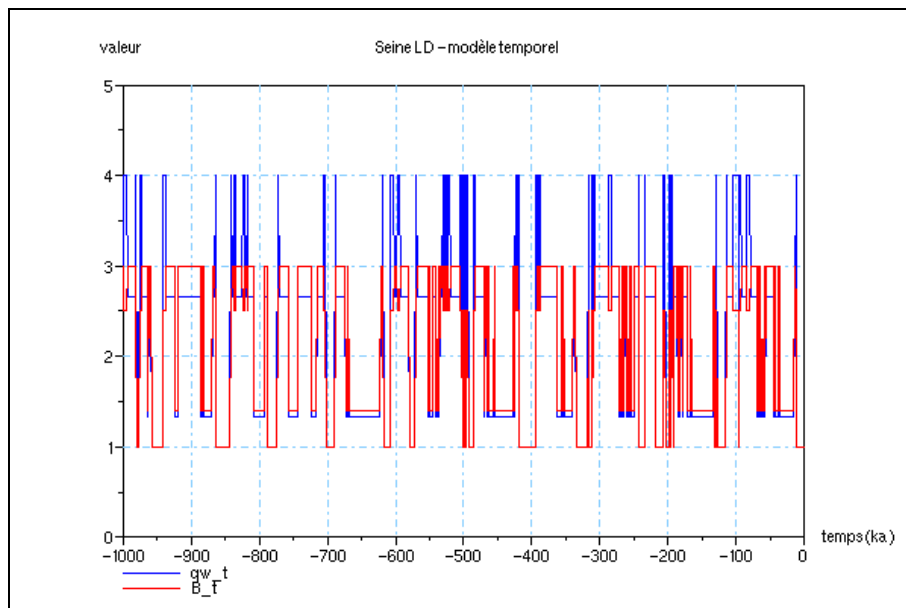


Figure 1.29. Signaux temporels du débit, de largeur et d'apport latéral construits à partir de l'index construit à partir de la courbe isotopique de Lisiescki et Raymo (2005), sur le dernier million d'années

CONCLUSION

Les nombreuses études de terrain présentées dans la bibliographie et réalisées dans toute l'Europe de l'Ouest, ont permis de montrer que les mécanismes d'érosion du paysage avaient évolué au cours du dernier million d'années. La description des séquences de dépôts au sein des terrasses qui jalonnent le fond des vallées, ainsi que celle des dépôts de pente situés aux pieds des versants, donnent un bon aperçu du fonctionnement hydrologique et sédimentaire de l'ensemble du bassin versant au cours du temps, ainsi que des processus d'érosion auquel il a été soumis. L'analyse du fonctionnement de chacun de ces processus d'altération, transport ou dépôts, souvent réalisée à partir de leur observation actuelle, nous permet alors de distinguer les facteurs de contrôle principaux.

Nous avons présenté dans un premier chapitre les différents mécanismes sédimentaires qui agissent sur le paysage : les différents processus d'altération, de transport et de dépôts ainsi que les taux de dénudation qui leur sont associés, ont été analysés.

Les trois facteurs régionaux qui contrôlent l'érosion ont ensuite été présentés. Les variations climatiques, et les fluctuations eustatiques qui en découlent, ainsi que la surrection tectonique sont des paramètres fondamentaux que nous devons absolument prendre en compte dans notre modèle de l'érosion du paysage. Ces facteurs opèrent à des échelles de temps différentes et leur impact a fluctué dans le temps et dans l'espace. Cette variabilité est bien illustrée dans la vallée de la Seine : dans la haute et moyenne vallée, les terrasses sont purement climatiques tandis qu'en basse Seine, l'effet du niveau marin est superposé à l'impact climatique. Nous avons également montré que la surrection tectonique a eu un rôle fondamental à l'échelle du million d'années dans la mise en place des terrasses étagées de la vallée de la Seine. A partir des données de terrain collectées dans le Bassin parisien, nous proposons une reconstitution de ces trois paramètres au cours du dernier million d'années.

Nous avons montré également qu'il fallait considérer des paramètres à l'influence plus locale pour reconstituer l'évolution du paysage au cours du temps. Le rôle de la lithologie et de la morphologie du bassin versant doivent être pris en considération aux même titre que les fluctuations eustatiques et la surrection tectonique. En agissant sur l'érosion des versants et la circulation souterraine, la végétation et le pergélisol contrôlent en fait la charge et le débit de la rivière, qui, à leur tour, commandent le style de la rivière et son comportement. Des observations de terrain réalisées dans toute l'Europe de l'ouest sur les séquences de dépôts datant du dernier cycle glaciaire associées à une reconstruction des paléo-environnements, nous ont permis de proposer un modèle conceptuel d'enchaînement des processus d'érosion et de genèse du paysage au cours du temps.

Nous proposons donc d'utiliser dans la suite de cette thèse, non pas un signal uniquement climatique comme l'insolation ou les variations du rapport isotopique de l'oxygène, mais un signal plus général, qui décrit les environnements complets au cours du temps.

Les courbes que nous avons construites à partir des différents signaux climatiques représentent donc l'évolution de l'apport latéral provenant des versants, ainsi que celle de la largeur et du débit de la rivière, au cours du dernier million d'années. Les résultats des simulations effectuées avec ce modèle temporel sont présentés dans la troisième partie de cette étude.