PARAMETRES DU MODELE POUR LA SEINE ET LA MARNE

Nous exposons dans ce chapitre les données de terrain que nous avons rassemblées au fil de la bibliographie. En analysant les terrasses des vallées de la Seine puis de la Marne, nous avons conçu différents scénarios visant à estimer au mieux la surrection tectonique agissant sur les vallées de ces deux cours d'eau. A partir des données hydrologiques mises à notre disposition pour ces deux rivières, nous avons évalué les coefficients et paramètres du modèle spatial que nous utiliserons ensuite dans les simulations. Dans le Bassin parisien, le relief est peu accidenté : les altitudes sont généralement inférieures à 300 m, et dépassent rarement 500 m, sauf dans le Morvan où elles atteignent 600 m.

La surface dite sommitale est la surface initiale à partir de laquelle se sont encaissés les cours d'eau. Elle a pu être reconstruite à partir des points hauts du relief dans la vallée de la Marne (Flageollet *et al.*, 2005 *in* Lejeune, 2005). Elle est inclinée vers le nord-ouest, et son altitude est de l'ordre de 500 m en Lorraine, 380 m dans la région de Joinville, 290 m vers Reims et 160 m au centre du Bassin de Paris. Cet affaissement progressif du centre du Bassin parisien a probablement influencé l'orientation du réseau hydrographique de la Marne et des autres cours d'eau de l'Est du Bassin parisien (Lejeune, 2005).

La répartition géographique des précipitations dans le Bassin parisien permet de distinguer trois zones climatiques principales:

- au nord-ouest, les précipitations sont assez abondantes du fait de l'influence maritime (800 à 1 100 mm par an),
- au centre, les plateaux accusent un déficit assez net (550 à 850 mm par an),
- dans une auréole de l'est vers le sud (où les reliefs assez élevés font obstacles aux nuages, favorisant ainsi les précipitations), la pluviométrie est assez importante et peut atteindre 1 300 mm par an dans le Morvan.

Les sols actuels se sont formés à partir d'une couverture de limons et d'argiles quaternaires qui recouvrent les formations géologiques. Ce sont principalement des sols bruns lessivés et des sols bruns calcaires. En général, ils sont pourvus de bonnes capacités de rétention d'eau qui contribuent, en association avec une pluviométrie bien répartie au cours de l'année à réguler le débit du fleuve et de ses affluents (Gomez, 2002).

Les cartes représentées sur la page suivante (figures 3.1, 3.2, 3.3) permettent au lecteur de situer la majeure partie des sites évoqués dans cette étude.



Figure 3.1. Carte générale de la vallée de la Seine



Figure 3.2. Cartographie de la Manche, d'après Auffret et al., 1980



Figure 3.3. Carte géologique du Bassin de Paris

3.1.A. LE FLEUVE SEINE

3.1.A-1. Présentation de la vallée de la Seine

3.1.A-1.1. Géographie générale

Le bassin hydrographique de la Seine est entièrement inclus dans le Bassin parisien. Sa superficie totale est de 78 600km². La Seine a une longueur de 776km et prend à source à 446m d'altitude ³ à St-Germain-source-Seine. L'altitude des plateaux environnants est alors de 500m en moyenne (530m maximum).

La limite amont de son estuaire est située à Poses, à 140km du Havre, et correspond à la limite amont de la marée dynamique.

Le bassin de la Seine est ainsi globalement soumis à un climat océanique, seule sa partie amont, située au sud-est, est soumise à un climat plus continental. La valeur moyenne annuelle des précipitations sur le bassin est d'environ 795mm, mais seulement 200mm s'écoulent réellement via une lame ruisselée ou par infiltration (Gomez, 2002) le reste disparaît par évapotranspiration. Les principaux cours d'eau du bassin de la Seine présentent une grande homogénéité hydrologique: l'écoulement est maximal en février, et minimal en août.

3.1.A-1.2. Description des paysages traversés

Le lecteur voudra bien se référer aux figures 3.1, 3.2 et 3.3 pour la localisation des villes et la géologie.

La Seine prend sa source à St-Germain-source-Seine, sur le plateau du Châtillonnais, dans les calcaires d'âge jurassique moyen (Bajocien et Bathonien). La source, dont l'altitude est de 446m, est située sur l'axe de la voûte anticlinale du Seuil de Bourgogne, au carrefour entre le Bassin parisien, le fossé de la Bresse (vallée de la Saône), le Morvan (pointe du Massif Central) et les Vosges. L'articulation de ce seuil correspond à la ligne de partage des eaux de la Seine au nord-ouest et de la Saône au sud-est. Les couches plongent donc en fait très doucement vers le centre du Bassin parisien avec une pente d'environ 1 % (soit un pendage des couches de 2 à 3°), d'abord avec quelques ondulations puis avec des failles qui accentuent ou contrarient cette descente (notice de la carte de St-Seine l'Abbaye).

La morphologie du paysage est due à l'enfoncement des rivières dans ces plateaux, anciennes surfaces d'érosion dont l'altitude ne dépasse pas 530m. Dans cette région, la vallée de la Seine est étroite et ne présente pas de terrasses en hauteur, ni même d'alluvions dans le lit du cours d'eau (notice de la carte géologique de Aignay-le-Duc).

La Seine traverse ensuite les terrains du Callovien et de l'Oxfordien inférieur (Carte géologique de Châtillon-sur-Seine). Les versants sont marneux et les alluvions s'étendent alors dans une petite plaine alluviale. Cette « dépression Châtillonnaise » se trouve juste en amont de la traversée de la cuesta calcaire oxfordienne (prolongement de la Côte de Meuse présente plus à l'est). En passant la cuesta calcaire tithonienne (qui prolonge la Côte des Bars de la vallée de la Marne), la vallée se rétrécit à nouveau.

En aval des plateaux calcaires du Barrois, la Seine s'écoule alors sur les sables et les argiles du Crétacé inférieur (cartes géologiques de Bar-sur-Seine et Bouilly). La vallée s'élargit en une plaine alluviale assez vaste. Cette région, à la topographie plus molle, couverte de prairies, de bois et d'étangs, est appelée dépression albienne ou Champagne humide.

 $^{^3}$ Il est à noter que l'altitude de sa source est très souvent connue comme étant à 471 m. Cependant, sur les cartes topographiques (1/25 000) et les cartes géologiques de la région (1/50 000), les sources « réelles » de la Seine sont à l'altitude de 446m.

Au-delà de Troyes, la Seine pénètre dans la Champagne crayeuse ou Champagne sèche, en traversant les cuestas cénomanienne et turonienne formées de craies blanches, qui constituent la Côte de Champagne. Au fond de la vallée, les sols alluviaux sont fréquemment occupés par des marécages (notice de la feuille de Troyes). Dans la zone de confluence Seine/Aube, en rive droite comme en rive gauche, les versants, lisses, sont couverts de groize résultant de la gélifraction au cours des phases de climat froid. Cette groize se présente sous forme de petits graviers de craie (0.5cm de diamètre) plus ou moins arrondis, accompagnés d'un sable crayeux plus fin, l'ensemble étant mélangé dans un ciment crayeux composé d'éléments fins et sub-argileux. Cette formation atteint assez généralement l'altitude de 100m NGF, soit environ 25m au-dessus du lit de la Seine (cartes géologique de Romilly, Sergines, Provins, Nangis, Montereau-Faut-Yonne).

A Romilly, la Seine, qui suivait jusqu'alors une direction nord, s'oriente vers l'ouest et longe ainsi le plateau de Brie. La structure géologique locale a joué ici un rôle capital dans le modelé de la vallée ainsi que dans les dépôts et la conservation des sédiments fluviatiles. En effet, le versant nord (en calcaire du Tertiaire), qui correspond au talus du plateau de la Brie, est abrupt et rocheux, tandis que le versant sud (toujours constitué de craie), appartenant au Gâtinais, est en pente faible et couvert de limons. Cette dissymétrie est le produit d'un glissement latéral des cours d'eau en relation avec le plongement des couches géologiques vers le nord (Roblin-Jouve, 1995). La confluence avec l'Yonne a accentué ce phénomène.

En aval de Montereau, la Seine s'écoule dans les calcaires de Champigny, plus résistants, qui constituent le front de la cuesta d'Île de France, et sa vallée se resserre (carte géologique de Fontainebleau). Cet étranglement a freiné l'écoulement de la rivière et provoqué d'importants débordements en amont, dans la région de Pincevent notamment qui présente des dépôts sédimentaires exceptionnels. La Côte d'Île de France sépare donc la Champagne de l'Île de France. En rive gauche, dans la région de Fontainebleau, la Bière est une région de forêts vallonnées sur les sables Stampien, auxquels succèdent des plateaux calcaires tertiaires. En rive droite s'étendent les plateaux calcaires de la Brie. La Seine est alors plus méandriforme et sa vallée est plus étroite (carte géologique de Melun).

A la traversée des sables et gypses tertiaires, en aval de Corbeil, la vallée s'élargit (cartes géologiques d'Etampes et de Corbeil). La lithologie des versants est beaucoup plus meuble mais cette plaine alluviale a été construite par la migration du point de confluence de la Marne. La plaine de Bonneuil est par exemple un ancien méandre de la Seine aujourd'hui inoccupé (Bratkiw, 1964). A partir de Paris, le paysage est façonné par la Seine et ses affluents, qui traversent alternativement des formations marneuses (Marnes supra gypseuses, Marnes à huîtres, molasse de Montmartre...) ou calcaires du Tertiaire (Calcaire de St Ouen au Nord, de Brie à l'Est et de Beauce au Sud et calcaire Lutétien à l'Ouest) qui forment des auréoles plus hautes ou des buttes témoins (cartes géologiques de Maisons-Alfort, Paris, Pontoise, l'Isle-Adam). La région parisienne occupant le centre du Bassin parisien, est riche en eaux souterraines, à la fois par sa structure en cuvette, et par les nombreuses alternances de roches perméables et imperméables qui se succèdent.

A Triel, la craie affleure à nouveau. Elle constitue le substratum rocheux sur lequel s'écoule la Seine, qui longe alors la plateforme calcaire du Vexin Méridional. Puis vers Moisson et Mantes la Jolie, la vallée entière est composée de craie campanienne, recouverte d'un épais manteau de Sables de Lozère et de formations superficielles à dominante argileuse (carte géologique de Mantes-la-Jolie). La Seine s'écoule ici sur le bord nord du plateau du Mantois, ou au sud du plateau du Vexin. Dans le val de Seine, se surimposent le méandre de Guernes et surtout celui de Moisson, emmagasinant dans leurs lobes convexes un extraordinaire tonnage d'alluvions caillouteuses déposées au cours des périodes glaciaires passées. Entre Vernon et Courcelles, la vallée de la Seine se rétrécit et son lit est rectiligne sur 20km. La région des Andelys marque l'entrée dans le pays de Caux formé de plateaux crayeux du Crétacé (carte géologique des Andelys, Evreux, Elbeuf). Cet ensemble de plateaux est recouvert par les sables de Lozère du Miocène, ainsi que par des limons loessiques épais d'1 m environ. On les trouve aussi sur les versants, soliflués et mélangés à des colluvions d'origines diverses (formations résiduelles types silex ou sables de Lozère). Leur épaisseur sur les pentes peut alors dépasser plusieurs mètres. De l'argile rouge à silex de décalcification des craies est également présente sur les versants de la vallée de la Seine.

Le val de Seine, dont le stade avancé de vieillissement se traduit par une vallée relativement bien calibrée, large et méandriforme (méandres de Tosny-Gaillon, Muids à la sortie de Mantes-la-Jolie), permet l'observation de séries de terrasses emboîtées ou étagées, bien conservées dans les grands lobes convexes du fleuve. Après avoir passé la confluence de l'Eure, la Seine arrive à Poses, limite actuelle de la marée dynamique. Dans la Forêt de Bord, près d'Elbeuf ont été reconnus de nombreuses formations alluvionnaires ou estuariennes (Tourville, près de Rouen) de la Seine.

La vallée de la Basse Seine marque alors la limite entre le plateau du Roumois et le pays de Caux. Les vastes plateaux crayeux sont peu accidentés et leur l'altitude reste comprise entre 100 et 130m et ils sont entaillés profondément (une centaine de mètres) par la Seine et ses affluents. Comme les versants, ces plateaux sont recouverts d'argiles rouges et de limons lœssiques (cartes géologiques de Rouen ouest et Rouen est, Yvetot, Bolbec). Ils présentent aussi de nombreuses vallées sèches comblées aujourd'hui par des limons soliflués provenant des plateaux, de quelques mètres d'épaisseur. Le substratum de la Seine est d'âge tithonien et constitué de marnes gris clair et de minces bancs de calcaire et de grès. A Rouen, les alluvions modernes ont une épaisseur d'une dizaine de mètres et sont très développées. Leur épaisseur augmente vers l'aval où apparaissent les influences marines correspondant à la transgression flandrienne. La vallée est alors très large et présente de nombreux méandres abandonnés, occupés par de grandes surfaces de marais, comme le Marais Vernier près de Tancarville, où l'altitude la Seine atteint Om NGF.

Le plateau crayeux crétacé occupe la majeure partie de l'estuaire de la Seine (cartes géologiques de Pont-Audemer et le Havre). Jusqu'à Sandouville, les falaises crayeuses encadrent de part et d'autres la vallée de la Seine. A Honfleur, elles disparaissent car les versants sont recouverts de limons de pente. En continuant vers la mer depuis Villerville, les falaises réapparaissent et sont cette fois taillées dans le Jurassique Supérieur (Callovo-Oxfordien et Kimméridgien). Le bedrock de l'estuaire est constitué des principaux termes du Jurassique Supérieur qui affleurent dans les falaises. Compte tenu d'une intense érosion quaternaire et du pendage Nord Nord-Est des couches, des séries d'âge de plus en plus vieux apparaissent successivement au toit du substratum, au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers la mer. On passe donc successivement des séries argilo-sableuses de l'Albo-Aptien présentent seulement en biseau au NE de la zone portuaire, recouvrant en discordance les calcaires du Kimméridgien présents dans les extensions portuaires du Havre et en rive gauche à partir de Honfleur. Enfin, les argiles noires de l'Oxfordien supérieur forment le bedrock de l'avant-port du Havre et surmontent les calcaires de l'Oxfordien qui forment la rade.

3.1.A-1.3. Les terrasses observées

Le tableau suivant présente une vision synthétique des terrasses mentionnées dans la littérature le long de la vallée de la Seine. Une description complète des affleurements et de chaque niveau, réalisée à partir de cartes géologiques et de la bibliographie, est proposée en annexe 3.1.

Le long du profil (km)	Repères géographiques	Le fond de vallée	Age	Niveaux supérieurs	Age	Références bibliographique principales
0-15	Source - Brémur	absentes		-		Feuille de Aignay le Duc
15-80	Brémur/Plaine chatillonnaise/ Côte de Meuse - > Bar-sur-Seine	épaisseur de 3 à 6 m	Holocène	-		Feuilles de Châtillon-sur- Seine et les Riceys
80 - 90	Barrois	2 à 3 m	Holocène	2	non datés	Feuilles de Bouilly et Bar- sur-Seine
90 -	Champagne humide	2 à 3 m		3	non datés	Feuille de Troyes
120	Troyes (117km)	> 3 m	Weichsélien (grossier) et Tardiglaciaire			Limondin et Rousseau (1991)
	Champagne crayeuse	non		non		Feuilles de Romilly-sur- Seine, Provins, Sergines, Nangis
120 - 225	Montereau (217km)	9m	Weichsélien ancien à Holocène - Existence d'une très basse terrasse emboîtée (Bölling)	2	Elstérien & Saalien	Feuille de Montereau – Roblin-Jouve (1984, 1994, 1995) Roblin-Jouve et Rodriguez (1994)
	Plateaux calcaires de la Brie	8m		5	Pré-Tiglien au Saalien	Feuilles de Fontainebleau, Melun et Corbeil
224-	La Celle-sur-Seine (230km)			Niveau +30m	stade 12	Limondin-Lozouet et al., (2006)
285	Etiolles (271km)	10 à 14 m	Weichsélien et Tardiglaciaire - Holocène emboîté			Roblin-Jouve (1994)
	Environ de Paris (sables et gypses)	5 à 8m	Weichsélien à Holocène	4		feuille de Paris
005	Paris – Nappe de Vincennes			+15m	stade 12	rapport Andra C.RP.0ARM.03.0 01.1
285- 360	Maisons-Alfort			+5m	-200ka	Durbet et al (1997)
	Paris - Coupe du Grand Louvre	7m	Weichsélien et Tardiglaciaire			Lécolle (1989)
	Paris - Coupe de Bercy	5m	Tardiglaciaire et Holocène			Roblin-Jouve et Rodriguez (1994)
360- 375	de Triel à Flins	3 à 6m	Weichsélien supérieur à Holocène	3	Elstérien, Saalien et Weichsélien Inférieur	Feuille de Pontoise -Lécolle (1989)
375- 405	Mantes-La-Jolie et Moisson	10 à 11m	Weichsélien supérieur à Holocène	17	Elstérien à Weichsélien inférieur	Lécolle (1984a, 1984b, 1989)
405- 420	Vernon	plusieurs mètres	Weichsélien supérieur à Holocène	2	tuf Holsteinien et niveau fluviatile Saalien	Carte géologique de Mantes-la- Jolie

420- 440	Les Andelys - Poses		Weichsélien supérieur à Holocène	6	Anté- Elstérien, Elstérien, Saalien (3 niveaux) et Weichsélien inférieur	Carte géologique des Andelys et Evreux –Lécolle (1984 et 1989)
	Basse-Seine					Feuilles d'Elbeuf, Rouen est, Rouen ouest, Pont-Audemer
				hauts niveaux (replats subhorizont aux)	non datés	Chancerel (1986), Lefebvre (1986) Gaquerel (1984)
440- 568	Rouen 1 et 2 (477km), Tourville-Cléon, St Pierre-lès- Elbeuf,	15 m	Weichsélien supérieur et Holocène		stades 22, 16,	Lefebvre <i>et al.</i> , (1994) Lautridou <i>et al.</i> , (1999, 2003) Auguste (2003)
	ESTUAIRE OmNGF Tancarville (536km)			dépôts marins ~0mNGF	Eémien (stade 5e)	Lebret <i>et al.</i> , (1984)
568- 720	Le Havre (568km)	20m	Holocène	4	non datés	carte géologique du Havre - Lechevalier (1984)
	Baie de Seine	10m	Weichsélien supérieur	2	anté- Weichsélien	Alduc <i>et al.</i> , 1979
720 - 1020	Fosse de la Hague (-110m), Fosse du Cotentin (-137m) et Fosse centrale (-150m)	6 nappes emboîtées	non datés			Alduc <i>et al.,</i> 1979

Tableau 3.1. Description synthétique des terrasses décrites dans la vallée de la Seine

Comme le montre ce tableau 3.1, deux régions se distinguent dans la vallée de la Seine, selon la nature et l'origine des dépôts et suivant le mécanisme initiateur des phases d'incision.

- En effet, dans la partie amont du profil, depuis la source et jusqu'en région parisienne, la commande de l'érosion est clairement et majoritairement climatique et suit les caractéristiques décrites dans la première partie: les grandes phases d'incision sont situées en début de période glaciaire, lors des oscillations climatiques introduisant le refroidissement du climat et les phases de dépôts les plus importantes ont lieu au cours des périodes de climat glaciaire.
- Dans la partie située plus en aval, de Tourville au Havre, ainsi que dans la zone aujourd'hui sous la mer, les principales périodes d'érosion sont liées aux périodes maxiglaciaires où le niveau marin était très bas (stades 22, 16, 12, 6 et 2). Les auteurs (Lefebvre *et al.*, 1994, Lautridou *et al.*, 1999) observent de grands paliers d'érosion sont séparés par des talus de 10 m. Les empilements sédimentaires qui reposent sur ces replats ont été formés au cours de plusieurs cycles climatiques, et ils présentent des intercalations de dépôts fluvio-marins.
- La région intermédiaire, située entre Mantes-la-Jolie et les Andelys, est plus difficile à interpréter. Dans cette zone, la pente du profil est plus douce qu'en Basse Seine, et un knickpoint a été observé aux Andelys par Lautridou *et al.*. (1999). D'autre part, les enregistrements sédimentaires effectués à Mantes ou à Moisson sont très différents. Une série de 16 nappes très régulières, épaisses de quelques mètres, a été décrite par Lécolle (1989). Chacune correspondrait à une variation climatique au sein des cycles Elstérien, Saalien et Weichsélien. La dernière période froide du Weichsélien se distingue cependant par un talus d'érosion plus important jusqu'au bedrock actuel. Une nappe de matériel grossier épaisse de quelques mètres le recouvre, et elle est même surmontée par des sédiments datant du Tardiglaciaire et de l'Holocène très épais (8m).

Le tableau 3.2 présente les données de terrain, datées ou corrélées de façon précise, que nous utilisons par la suite pour analyser les simulations.

	Altitude	Altitude	Hauts n	iveaux	Weichsélien	Tardiglaciaire		Holocène
	actuelle du	du lit						
	bedrock	actuel						
Montereau /	40 m NGF	47,5 m	Elstérien (stade 12)		Base : 40 m NGF	Bölling Aller	öd et	Atlantique
La Celle-sur-		NGF	~62,5	5 m	Sommet 45 m NGF	Base : Bor	réal	Base :
Seine			~ .			43 m NGF Ba	ase	43,5 mNGF
			Saal	ien		Sommet : 40 m	NGF	Sommet : 47,5 m
			Base : 40			48 m NGF Som	met :	NGF
Domio	20 m NCE	20 m NCE	Sommel : 52 m NGF		Bass + 05 m NCE	49 III	NGF	Daga 1 00 m NCE
Palis	20 III NGF	SO III NGF	Elsterien (stade 12)		Sommet 31 m NGF	Base : 31 m NG		Sommet : 30 m
			Sommet		Sommet ST in Nor	Sommet 32 m No	GF	NGF
			Saalien (-200ka)		Sommet 52 m N	ur	Nor
			Base : 25	m NGF		Bercy : épaisseur	5 m	
			Sommet : 2	28 m NGF		Derey i epaioeear	0	
Mantes-la-	7 m NGF	16 m NGF	Début Sa	aalien 1	Nappe 2	Base	: 9 m]	NGF
Jolie			Nappe	e 10	Base : 17 m NGF	Somme	et:16 r	m NGF
			Base : 33	m NGF	Sommet : 25,5 m NGF			
			Sommet : 4	l3 m NGF				
					Nappe 1 :			
			Fin Saalien	3 Nappe 3	Base : 13 m NGF			
			Base : 21	m NGF	Sommet : 21,5 m NGF			
			Sommet : 2	9 m NGF				
Rouen	-10 m NGF	4 m NGF	CLEON	TOURVILLE	Stade 2	Base	e –6 m ľ	NHG
Cléon/Tour-			Stade 10 :	Stade 10 :	Base : -11 m NGF	Somm	et: 4 n	n NGF
ville			Base : 3,5 m NGF	Base : 2 m NGF	Sommet : -6 m NGF			
			Sommet : 4,7 m NGF	Sommet : 3 m NGF				
			Stade Q ·	Stade Q ·				
			Base : 4 7 m NGF	Base : 3 m NGF				
			Sommet : 5.5 m NGF	Sommet : 5 m NGF				
			Stade 8 :	Stade 8 :				
			Base :5,5 m NGF	Base :5 m NGF				
			Sommet : 8,5 m NGF	Sommet : 12 m NGF				
			Stade 7 :	Stade 7 :				
			Base : 8.5 m NGF	Base : 12 m NGF				
			Sommet : 11 m NGF	Sommet : 13 m NGF				
				Stade 6 :				
				Base : 13 m NGF				
				Sommet : 36 m NGF				
Le Havre	-30 m NGF	-5 m NGF	Stade 6 : Niveau 2		Stade 2 : Niveau 1	Transgres	sion Fla	andrienne
			Replat vers -	-20 m NGF	Base : -30 à -40 m NGF	Base :	~-22 n	n NGF
					Sommet : -22 m NGF	Somme	et : -5 r	n NGF

Tableau 3.2. Données altitudinales des terrasses retenues dans notre étude

3.1.A-2. Digitalisation du profil longitudinal

Le profil de la Seine utilisé dans cette étude repose sur la digitalisation de cartes IGN au 1/25~000 pour la partie continentale du profil (de St-Germain-source-Seine au Havre), et par digitalisation de cartes marines au 1/100~000 pour la partie sous la mer aujourd'hui.

La première étape a été la construction d'un tracé en 3D à partir de la digitalisation par tronçons des vallées actuelles (et non du fleuve) ce qui provoque un raccourcissement important de la longueur du profil par rapport à la longueur réelle (on passe ainsi de 776 km pour le fleuve réel à 580km pour le profil digitalisé de la vallée). Les villes et les affluents ont été saisis sur ce profil, ainsi que les altitudes mentionnées sur les cartes IGN. Chaque tronçon est digitalisé en référence au Lambert 1 dans un repère orthonormé, afin de limiter les distorsions. Ces données ont ensuite été transférées sous Gocad, afin de simplifier la procédure d'assemblage des tronçons. Les distorsions dues à la projection Lambert ont ainsi été corrigées à l'aide d'une mise en cohérence avec d'autres repères comme la positions des villages (accessibles sur le site de l'IGN) ou un MNT régional donné par l'Andra.

Le profil longitudinal a ensuite été obtenu à partir du profil global 3D: aucun point du profil n'est ajouté, retiré, ou même réordonné. Il y a une correspondance simple entre les points du tracé 3D et ceux du profil longitudinal. Ce profil n'a pas été utilisé directement dans les simulations (en dehors de certains points comme la source ou l'exutoire qui nous ont permis de construire un profil avec un maillage adapté) mais il nous a servi à localiser les villes, les terrasses et les affluents, à placer les stations où ont été mesurés les paramètres hydrologiques, les points où les coefficients ETD d'érosion – transport - dépôts λ_i changent.

Ce profil longitudinal est tracé sur la figure 3.4, sur lequel ont été ajoutées certaines villes repères.

3.1.A-3. La construction des paléo-profils : Exemple du paléo-profil datant du Saalien

A partir de l'étude des terrasses exposée précédemment, il est possible de reconstruire des paléo-profils de la Seine, c'est-à-dire l'altitude du lit du fleuve à certains moments donnés du passé.

La figure 3.5 présente une reconstitution du paléo-profil de la Seine à partir des données du Saalien supérieur. Nous avons travaillé préférentiellement à partir des altitudes de la base des terrasses, quand elles sont connues, plutôt qu'avec celle du sommet des dépôts. En effet, les corrélations établies à partir de ces altitudes sont moins fiables puisque les terrasses ne sont que très rarement préservés intégralement.

Il semble que le paléo-profil de la Seine datant de la fin du dernier stade froid du Saalien devait être très proche de l'altitude actuelle de la Seine. En effet, les paliers d'érosion datant de cette période sont aujourd'hui situés à quelques mètres au-dessus du niveau de l'eau. Si l'on prend en considération la surrection qui a agit sur ce profil depuis 150 à 200 ka, en permettant une élévation d'une dizaine de mètres suivant la valeur choisie, entre 60m/Ma et 80 m/Ma suivant les auteurs (voir la discussion à ce sujet dans la partie 1), on retrouve bien l'écart d'altitude observée aujourd'hui entre le bedrock et ce paléo-profil.

Ces données appuient l'hypothèse, que nous avons utilisée dans la suite de cette étude : le profil initial d'une simulation peut être construit à partir du profil d'équilibre (modifié à proximité de la source pour tenir compte de la tectonique). Le profil construit à partir des données de la fin du stade 6 et du stade 5e est très proche du profil actuel qui lui-même est supposé être à l'équilibre, ou presque.



Figure 3.4. Tracé du profil longitudinal actuel de la Seine et de quelques villes repères.



Figure 3.5. Reconstruction du paléo-profil à la transition Saalien (stade 6)- Eémien

3.1.A-4. Evolutions spatiale et temporelle de la largeur d'action

3.1.A-4.1. La largeur d'action actuelle

La largeur d'action actuelle de la rivière est la largeur sur laquelle la Seine a évoluée au cours de la dernière période climatique soit l'interglaciaire Holocène au sens large (depuis le Dryas jusqu'à aujourd'hui). Cette largeur peut donc être connue à partir de la largeur des dépôts postglaciaires et holocènes, regroupés sous l'appellation Fz sur les cartes géologiques.

Cette largeur a été mesurée sur les cartes topographiques au 1/25 000ème et sur les cartes géologiques au 1/50 000ème. Le tableau 3.3 et la figure 3.6 ci-dessous présentent les données utilisées dans les simulations, c'est-à-dire les valeurs obtenues après un lissage des données brutes.

Ville	Abscisse curviligne	Largeur d'action lissée
Ville	(km)	(m)
Source	0	25
Amont de Troyes - Champagne humide	100	365
Romilly	150	2500
Amont de Montereau	195	2500
Amont de Fontainebleau	225	350
Proximité de Corbeil	270	400
Maisons-Alfort	290	2000
Paris	310	700
Flins sur Seine	370	700
Tourville	460	750
Vatteville	525	2000
Le Havre	570	10200
En mer (Barfleur)	710	15000

Tableau 3.3. Valeurs lissées de la largeur d'action actuelle de la Seine.

***** Influence de la lithologie et des points de confluence

Afin de tenter d'expliquer les variations spatiales de la largeur d'action de la Seine actuellement, nous avons étudié l'influence de la lithologie et des confluences. En effet, on peut penser que les propriétés des roches et surtout l'érodabilité, influent sur la largeur d'action. La localisation des confluences pourrait également avoir un impact : l'apport ponctuel en eau et en sédiments de la part d'un affluent, ainsi que la migration des points de confluences, peuvent accentuer et accélérer l'élargissement de la vallée.

La figure 3.7 permet de voir que dans certains cas, l'accroissement de la largeur d'action correspond à l'arrivée d'un affluent, comme c'est le cas pour la Marne ou l'Yonne. Cependant, cet élargissement est très limité dans l'espace et est très rapidement régularisé.

En étudiant la figure 3.8, on peut constater que la lithologie est, dans certains cas, un facteur qui peut expliquer certaines variations de la largeur d'action, comme son augmentation à la traversée des sables et des gypses à l'approche de Paris, ou à celle des sables et argiles de la Champagne humide. Cependant, elle ne permet pas de comprendre toutes les variations, comme celles entre autres, qui ont lieu au sein de la même lithologie (diminution dans le troisième tiers de la Champagne crayeuse) – (voir à ce sujet Brocard et Van der Beek, 2006).





Figure 3.6. Données et courbe lissée de la largeur d'action actuelle de la Seine.





Figure 3.8. Evolution de la largeur d'action actuelle de la Seine suivant les lithologies traversées

3.1.A-4.2. Evolution dans le passé de la largeur d'action

Une bonne approximation des largeurs d'action de la Seine dans le passé est la largeur des terrasses ou nappes alluviales correspondant aux différentes périodes glaciaires. En effet, la mesure de l'extension latérale des alluvions permet d'estimer l'extension latérale maximale qu'a eue la rivière, c'est-à-dire sa largeur d'action. En effectuant des mesures pour différentes périodes de temps, il est possible de reconstituer l'évolution temporelle de la largeur d'action. Ceci suppose que la largeur d'action décroît avec le temps.

Dans le cas du Bassin Parisien où les terrasses, étagées, sont plutôt bien conservées, cette méthode permet une estimation globalement plausible de la largeur d'action de la rivière au cours d'une période climatique froide donnée, sous réserve que les terrasses soient bien préservées.

Nous avons donc mesuré, quand cela avait un sens, la largeur de la nappe alluviale formant chaque niveau de terrasse. Après les avoir étudiées et groupées suivant leurs âges et/ou leur altitude relative, nous avons pu reconstituer une partie plus ou moins importante de l'évolution de la largeur de la vallée de la Seine le long du profil au cours de divers périodes climatiques froides. Nous avons ensuite extrapolé ces valeurs à tout le profil afin de pouvoir utiliser ces mesures dans les simulations.

D'après l'étude des terrasses effectuée et présentée précédemment, on peut penser que la largeur d'action de la Seine au cours du Weichsélien Supérieur et du Tardiglaciaire était proche de la largeur d'action actuelle puisque la nappe grossière mise en place au cours de cette période a été recouverte par les alluvions d'âge Holocène en aval de Paris, en Basse-Seine et dans la région Mantaise, et que les limons tardiglaciaires de Montereau sont dans la plaine alluviale actuelle.

★ <u>Au Weichsélien</u>

La figure 3.9 ci-dessous, qui présente la largeur d'action évaluée à partir des dépôts du Weichsélien, nous a permis d'estimer qu'au cours du Weichsélien, la largeur d'action était environ 1,2 fois plus grande qu'actuellement.

★ <u>Au Saalien</u>

Avec la même méthode, nous avons pu estimer qu'en moyenne, la largeur d'action de la Seine au Saalien était 1,5 fois plus grande que la largeur d'action de la Seine actuellement.

La figure 3.10 présente les résultats de cette étude pour le Saalien (-250 ka à -130 ka).



Figure 3.9. Evaluation de la largeur d'action de la Seine au cours du Weichsélien



Figure 3.10. Tracé de la largeur d'action au cours du Saalien de la Seine.

Comment évaluer la largeur d'action du Quaternaire moyen et jusqu'à –1 Ma?

Il est très difficile d'estimer la valeur de la largeur d'action pour des périodes plus anciennes que le Saalien.

Les très hautes terrasses de la région de Paris que sont la nappe de Yerres et celle de Sénart (cf annexe 3.1), se seraient formées au cours du début du Pléistocène moyen, c'est-à-dire vers –1 Ma. Elles sont situées respectivement à environ +85 et +60m au-dessus de la Seine. Aucun niveau aussi haut n'a été reconnu plus en amont sur le cours de la Seine. Sur le cours du Loing ou de l'Yonne, il existe des niveaux à ces altitudes comme par exemple les formations de Cuy (+60m) et de Troncy (+80 m) dans l'Yonne (Chaussé *et al.*, 2004). Plus en aval sur le cours de la Seine, des niveaux situés à ces altitudes ont également été reconnus.

Le problème est que ces terrasses ne sont pas assez nombreuses ni suffisamment bien préservées et datées pour pouvoir évaluer une largeur qui ait un sens en plusieurs points sur le long du profil, ce qui permettrait ensuite de proposer une reconstitution.

En outre, la largeur des dépôts situés au sommet sur le plateau, plus facilement mesurable (les dépôts sont plus épais et donc mieux préservés), pose problème. Ces Sables de Lozère qui forment la plus haute nappe alluviale, se seraient mis en place au cours de la transition Pliocène et seraient donc antérieurs à la période de temps qui nous intéressent. D'autre part, ces dépôts ont été mis en place par un cours d'eau vraisemblablement plus puissant que ne l'est la Seine actuellement, puisqu'il regroupait les écoulements de la Loire actuelle (qui a depuis changé de cours, mais qui rejoignait la Seine par la vallée du Loing) et de la Seine (Tourenq et Pomerol, 1995). Cette pré-Loire/pré-Seine divaguait fortement et était donc déjà légèrement encaissée dans les plateaux au Pliocène.

Cependant, nous proposons tout de même, faute de mieux, une estimation de la largeur d'action de la seine il y a 1 Ma. A partir des rares données reproduites sur la figure 3.11, nous proposons de choisir une largeur d'action 9,5 fois plus grande qu'actuellement.

La figure 3.12 présente l'évolution du paramètre $l_{A-T}(t)$ contrôlant le rétrécissement de la largeur d'action au cours du temps pour la vallée de la Seine. L'évolution quasi-linéaire de ce paramètre ne représente sûrement pas l'évolution réelle de la largeur du fond de la vallée, un modèle plus fin serait plus intéressant. Cependant, dans le cadre de notre étude et des objectifs de validation des paramètres par des calculs sur le passé pour des simulations prospectives, nus avons choisi de garder cette première tentative de prise en compte des variations spatiales et temporelles de la largeur d'action.



Figure 3.11. Tracé de la largeur d'action au cours du Quaternaire ancien, vers -1 Ma.



Figure 3.12. Evolution de la largeur d'action au cours du temps dans la vallée de la Seine

3.1.A-5. Estimation de la surrection tectonique

Pour estimer la vitesse de surrection tectonique dans la vallée de la Seine, il nous faut travailler à partir des replats observés sur le terrain pour lesquels une datation et une altitude fiables ont été proposées. La figure 3.13 ci-dessous représente ces différents replats auxquels on a retranché une altitude afin que tous soient alignés sur le replat le plus jeune, celui du Weichsélien (qui correspond à l'altitude du substratum rocheux dans bien des cas).



Figure 3.13. Les différents paliers d'érosion de la Seine alignés sur le replat du Weichsélien

A partir de ce schéma, nous avons tenté de reconstituer un historique des valeurs du taux d'incision : le replat daté de -1 Ma situé à 75m du replat Weichsélien indique un taux de 7,7m /100 ka, le tuf de la Celle sur Seine daté de l'Holsteinien (~- 400ka) donne une valeur assez proche de 6,75 m/100 ka, le palier daté du Saalien Inférieur (stade 10) permet de proposer une vitesse de 4,4m /100 ka et celui du Saalien Supérieur un taux de 4m /100 ka. Le replat de la dune pré-éémienne de Tancarville laisse suggérer une incision de 12,5m en 100ka.

Ces valeurs sont assez disparates mais laissent penser à un possible ralentissement de l'incision depuis le Saalien. Cependant, l'incision étant réalisée sous l'action combinée de la surrection tectonique, du climat et des fluctuations eustatiques dans la partie estuarienne et sous marine de la vallée, on ne peut pas conclure directement à une réduction de la surrection tectonique. Les données datant du stade 10 sont situées à Tourville et Cléon, elles ont subi une forte influence de l'eustatisme et doivent être traitées avec prudence dans l'estimation de la surrection tectonique, comme les observations concernant la dune Eémienne de Tancarville.

L'ordre de grandeur fournit par les très vieilles terrasses, rejoint la proposition de Lautridou (Lautridou *et al.*, 2003) d'une surrection tectonique 70 m/Ma. Les valeurs obtenues avec les données du Saalien sont plutôt en accord avec celles de Lefebvre ou de Larue qui estiment la vitesse de surrection est plus faible, entre 50 m/Ma (Lefebvre *et al.*, 1994). Pour cette période du Saalien et jusqu'à l'actuel, Larue (2003) propose une valeur de 10 m/Ma qui nous parait trop faible.

Nous proposons donc de tester différents scénarios au cours des simulations : c'est-à-dire 60 m/Ma et 80 m/Ma. Le scénario qui conduira aux meilleurs résultats pourra nous permettre de discuter puis de proposer une tentative de reconstitution de la surrection tectonique au cours du Quaternaire dans bassin de la Seine.

3.1.A-6. Calcul des paramètres du modèle

3.1.A-6.1. Les paramètres du modèle spatial

La banque HYDRO nous a permis de collecter les valeurs du débit, de superficie du bassin versant. La largeur du fleuve a été estimée à partir de la largeur de la rivière représentée sur les cartes topographiques 1/25 000.

Les valeurs des paramètres hydrologiques de la Seine utilisées par la suite sont résumées dans le tableau situé en annexe. Ces valeurs permettent de déterminer les paramètres du modèle spatial en cherchant les valeurs des coefficients a_w , b_w , a_Q , a_{BV} et b_{BV} pour lesquelles la fonction de débit, d'aire drainée ou de largeur de la rivière est la plus proche des données. Les extrapolations de ces coefficients, ainsi que celle des paramètres BV_0 , a_2 et b_2 , utilisés pour le calcul de l'abscisse de la source réelle x_{SR} , ont été effectuées avec le logiciel Gnuplot.

***** <u>Calcul de l'abscisse de la source virtuelle et des paramètres de</u> l'équation de l'aire drainée

Suivant la méthode que nous avons explicités dans la partie 2, les coefficients du modèle spatial sont déterminés sur le profil complet, qui débute à une source virtuelle en amont de la source réelle de la Seine jusqu'au dernier point du profil réel.

Dans le cas de la Seine, la valeur de la superficie du bassin versant à la source BV_0 n'est pas connue. Cependant, en étudiant les données représentées sur la figure 3.14, on peut voir que la relation entre l'abscisse curviligne et l'aire drainée est de la forme exponentielle depuis la source réelle et sur les premiers 90km du profil de la Seine. Cette relation supplémentaire BV(x) = BVo * exp(a * x) nous permet d'estimer la valeur probable de la superficie du bassin versant de la source réelle, BVo.



Figure 3.14. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine sur les 90 premiers kilomètres du profil et de son ajustement selon une fonction exponentielle



Figure 3.15. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine BV- BV0 et de son ajustement selon une fonction puissance



Figure 3.16. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine le long du profil virtuel et de son ajustement selon une fonction puissance

 BV_0 permet ensuite d'évaluer par ajustement (figure 3.14) les coefficients a_2 et b_2 définis à partir de la relation $BV(x) - BVo = a_2 * x^{b_2}$, qui nous donnent une estimation de l'origine

virtuelle du profil :
$$\mathbf{x}_{SR} = \left(\frac{BVo}{a_2}\right)^{\frac{1}{b_2}}$$
.

Comme nous l'avions montré au chapitre 2.3, l'algorithme d'ajustement converge rapidement et l'estimation des coefficients est ensuite utilisée pour déterminer (figure 3.16) finalement les coefficients a_{BV} et b_{BV} dans l'équation suivante :

$$BV(x + x_{SR}) = a_{BV} * (x + x_{SR})^{b_{BV}}$$

Le tableau 3.4 ci-dessous reprend les valeurs obtenues jusqu'ici et permet ainsi de remarquer les valeurs très proches des coefficients a_2 et a_{BV} ainsi que b_2 et b_{BV} .

Coefficient	Valeur
a	3,64563 e ⁻⁵
BV ₀	1 e+08 m ²
XSR	6391,3239
a 2	165,129
b2	1,51939
a _{BV}	173,256
bev	1,51697

Tableau 3.4. Valeurs des paramètres du modèle de bassin versant

* <u>Calculs des paramètres du modèle de débit puis de largeur du</u> fleuve

Le paramètre du modèle de débit a_Q et les deux coefficients nécessaires à l'expression de la largeur de la rivière, a_w et b_{w} , ne dépendant pas du choix d'un profil réel ou virtuel. Les figures 3.17 et 3.18 présentent les résultats des extrapolations réalisées pour connaître ces derniers coefficients.



Figure 3.17. Tracé du débit de la Seine en fonction de la superficie du bassin versant et de son ajustement selon une relation linéaire



Figure 3.18. Tracé de la largeur de la Seine de son débit et de son ajustement selon une relation de puissance

* <u>Synthèse et calcul de qwX (x)</u>

A partir de l'évaluation de ces paramètres par ajustement des différentes fonctions du modèle spatial aux mesures de terrains, il est possible de calculer les valeurs des coefficients a_{qw} et b_{qw} utilisés pour exprimer le débit par unité de largeur q_{wx} défini par :

$$q_{wX}(x) = a_{qw} * x^{b_{qv}}$$

avec

$$a_{qw} = \frac{(a_Q * a_{BV})^{1-bw}}{a_w} = 7496,6646$$
 et $b_{qw} = b_{BV} * (1-b_w) = 0,7113588$

***** Evaluation du coefficient
$$\alpha$$
 du modèle spatial d'apport latéral B_X

Le débit solide de la Seine à Poses est estimé à partir du débit liquide et des teneurs de matière en suspension. Les apports solides journaliers sont compris entre quelques centaines de tonnes en période d'étiages et 20 à 30 000 tonnes en crue. Ils sont évalués entre 600 000 et 700 000 tonnes/an, (Lesourd, 2000 *in* Garnaud, 2003), toutefois ces valeurs peuvent varier d'un facteur 3 d'une année sur l'autre.

Des travaux menés sur la Seine à Poses menés par Mouchel et al.. 1998 et Meybeck *et al.*. 1998, (cités dans la thèse de Lejeune, 2005), ont montré que le taux de transport de matières en suspension de la Seine avait une valeur de 11 t/km²/an. Le rapport matières en suspension (MES)/matière dissoute communément admis est de 1/10 (Milliman & Meade, 1983) soit une masse totale d'environ 121 tonnes/km²/an. Cependant, nous ne devons considérer ici que la masse de MES transportée car la matière dissoute ne participe pas à la formation des nappes alluviales.

Pour convertir ce débit de sédiments en taux de dénudation, on utilise la densité du matériau pour convertir la masse en un volume. Les valeurs ci-dessous sont exposées dans le tableau 3.5 ci-dessous résumant les valeurs proposées par Young & Saunders, 1986, et reprises par Selby, 1993.

Matériel	Densité
Silts	1,25
Graviers	2,1
Roche dure	2,65
moyenne	2,5

Tableau 3.5. Densités de plusieurs matériaux utilisées dans le calcul du taux de dénudation

Ainsi 11 t/km²/an représente $11.10^{-6}/2,5 = 4,4.10^{-6} \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{an}$. Le taux de dénudation, qui est noté α dans le modèle, est donc de : $\alpha = 4,4$ 10⁻⁶ m/an =4,4 mm/ka = 4,4 m/Ma.

Ceci nous permet alors de calculer les deux coefficients du modèle spatial d'apport latéral B_x défini par : $B_x(x) = a_B * x^{b_B}$

avec
$$a_{B} = \frac{\alpha * a_{BV}^{1-b_{w}} * b_{BV}}{a_{w} * a_{Q}^{b_{w}}} = 0,2095304$$
 et $b_{B} = [b_{BV} * (1 - b_{w})] - 1 = -0,2886412$

Le tableau 3.6 ci-dessous reprend toutes les valeurs obtenues précédemment, et qui seront utilisées dans la suite pour les simulations. On note que les valeurs des coefficients sont très semblables que la source virtuelle soit prise en compte ou pas.

Coefficients du modèle spatial	Valeurs dans le cas de la Seine avec une source virtuelle	Valeurs dans le cas de la Seine sans source virtuelle
abv	173,256	135,894
b _{BV}	1,51697	1,53403
aq	0 ,238809	0 ,238809
aw	0,000764321	0,000764321
b _w	0,531066	0,531066
$a_{ m qw}$	7496,6646	6689,6157
\mathbf{b}_{qw}	0,7113588	0,7193588
α	4,4 10 ⁻⁶ m/an	4,4 10 ⁻⁶ m/an
ав	0,2095304	0,1890763
bB	-0,2886412	-0,2806412

Tableau 3.6. Valeurs des coefficients du modèle spatial avec et sans source virtuelle, dans le cas de la Seine

3.1.A-6.2. Calcul des coefficients ETD érosion/transport/dépôts $\{\lambda_i\}$

Comme nous l'avons montré dans la partie 2, le choix de ces coefficients $\{\lambda_i\}$ repose sur l'hypothèse que la Seine est actuellement à l'équilibre. Ceci implique que le profil digitalisé de la Seine soit confondu avec le profil donné par l'équation théorique d'équilibre. La méthode consiste à tester plusieurs jeux de coefficients $\{\lambda_i\}$ et $\{X_i\}$, les abscisses des changements de coefficient ETD, jusqu'à l'ajustement.

Les conditions spatiales et temporelle actuelles, c'est-à-dire les coefficients du modèle spatial exposés dans le tableau 3.6, et les coefficients du modèle temporelles égales à 1, appliquées à cette équation d'équilibre conduisent, après comparaison avec le profil digitalisé de la source jusqu'à Tancarville, à l'évaluation suivante des coefficients { λ_{i} } (tableau 3.7) ci après, et la figure 3.19 expose ces résultats.

$\{X_i\}$ Abscisse des tronçons (km)	Valeur de λ_i
[0 ; 40]	0,05
[40 ; 89]	0,06
[889 ; 120]	0,08
[120 ; 180]	0,15
[180 ; 335]	0,35
[335 ; 642]	0,6

Tableau 3.7 Valeurs des coefficients {\lambdai} de la Seine à partir des données actuelles

Les abscisses des points du profil où le coefficient ETD change ne correspondent pas à des changements de lithologie. Nous avons ajusté des valeurs $\{X_i\}$ de façon totalement empirique. Ceci n'exclue pas qu'il existe une justification de terrain mais celle-ci reste à faire.



Figure 3.19. Evaluation des coefficients {\lambda i} de la Seine à partir du profil continental actuel.

Les coefficients ETD qui correspondent à la partie aujourd'hui sous-marine du profil de la Seine, depuis l'estuaire jusqu'aux fosses, ne peuvent être déterminés par cette méthode. Il nous faut réaliser des simulations suivant différents jeux de valeurs et comparer les résultats avec les données de terrain pour trouver les valeurs des paramètres qui donnent les taux d'incision et de dépôts les plus réalistes.

Cette étude est présentée dans le chapitre suivant.

3.1.A-6.3. Evaluation de l'altitude de la source virtuelle

La méthode exposée dans la partie 2 de cette étude suggère d'utiliser l'équation de l'équilibre théorique pour déterminer l'altitude de la source virtuelle. Etant donné que nous avons maintenant déterminé tous les paramètres nécessaires à l'utilisation de cette équation, nous pouvons résoudre le système d'équation exposé précédemment. Ceci nous conduit à une évaluation de l'altitude à z_{SV} = 75,293m, si x_{SR} =6391,3239 m.

Le tableau 3.8 ci après reprend les valeurs des paramètres caractéristiques du profil, qui sont nécessaires pour le calcul du profil d'équilibre à partie de l'équation analytique.

Paramètres caractéristiques du profil		
ZSV	757,293m	
X _{SR}	6391,3239m	
ZSR	446m	
L (longueur du profil réel)	1019km	
ZL	-100m	

Tableau 3.8. Paramètres caractéristiques du profil en long actuel de la Seine

3.1.B-1.Présentation de la vallée de la Marne

3.1.B-1.1. Géographie générale

La Marne est le plus long affluent de la Seine. Elle possède un bassin versant de 12 679 km² et est longue de 525km. Les limites de ce bassin constituent la ligne de partage des eaux entre le bassin de la Seine, celui de la Meuse et celui du Rhône.

La partie amont de la Marne, la zone plus à l'Est, est soumise à un climat plutôt continental où les hivers sont très froids. Dans la région parisienne, le climat est plus doux et océanique.

La Marne a été le siège d'une capture non négligeable lors de l'avant-dernière glaciation : celle du système Saulx-Ornain. Cette capture est sans doute celle qui a affecté le plus le bassin de la Marne. En effet, le rattachement du bassin versant du système Saulx-Ornain à celui de la Marne a augmenté la superficie de ce dernier de plus de 15 %.

Les parties supérieures de la Saulx et de l'Ornain sont inscrites dans les plateaux calcaires jurassiques et ont des cours parallèles qui se sont orienté SE-NO. Tout comme la Marne, ces deux cours d'eau changent brusquement de direction. Ils prennent une orientation nettement E-NE/O-NO, formant un coude à l'entrée du Perthois pour y rejoindre la Marne près de Vitry-le-François. Dans la partie sommitale de ces vallées, on rencontre de vastes nappes alluviales que les auteurs précédemment cités ont identifiées comme étant de vastes épandages de galets et graviers jurassiques mis en place au cours des périodes froides. L'orientation septentrionale du paléo-écoulement est attestée par la diminution des surfaces alluviales et la taille des alluvions vers l'Aisne. Les datations réalisées sur les dernières nappes alluviales du système Saulx-Ornain avant la capture donnent un âge compris entre 209 +/-21 ka et 150 +/-19 ka (Cojan et Voinchet, 2003 et 2004), soit au cours du stade 6. Le différentiel d'incision entre la Marne et la Saulx, plus hauts, est à l'origine de la vague d'érosion régressive rapide lancée dans la Vière (ancien affluent de la Marne), qui est alors allé capter ces deux cours d'eau (Harmand et al. 2002). Par ailleurs, le changement de lithologie traversée par le système Saulx-Ornain a favorisé l'engorgement des cours d'eau et provoqué ainsi un changement de direction (Harmand et al. 2002). Enfin, les soutirages karstiques ont pu affaiblir le débit de la Saulx et ralentir le creusement de la vallée.

3.1.B-1.2. Description des paysages traversés

Les régions traversées par la Marne sont très semblables aux régions traversées par la vallée de la Seine. Les structures géologiques suivent le même enchaînement de faciès, les cuestas traversées par la Seine sont le prolongement vers l'ouest de celles traversées par la Marne. L'occupation des sols, les paysages secs ou humides, les reliefs étant donc très proches, nous présentons ci après une description plus sommaire de la vallée de la Marne.

La Marne prend sa source sur le plateau du Bassigny, à Balesmes sur Marne, à 419m d'altitude. La nature argileuse ou argilo-gréseuse du substrat liasique (Domérien/Toarcien), essentiellement imperméable, permet la mise en place de nombreux ruisseaux. Ce plateau constitue le revers de la côte de Moselle. Son altitude ne dépasse pas 450m.

Très vite, la Marne traverse la cuesta bajocienne, dont l'altitude peut localement atteindre 550m. La lithologie de cette région est constituée de calcaires à polypiers du Bajocien moyen, surmontés par les calcaires oolithiques durs du Bajocien supérieur. Ce plateau est très aride et possède un réseau de drainage presque nul : l'infiltration y est généralisée et les karsts fonctionnent. Vers Chaumont, la Marne s'écoule sur les calcaires durs du Bathonien.

A Bologne, la Marne traverse la Côte de Meuse, formée par les calcaires oxfordiens. Le plateau est assez monotone et les altitudes maximales sont de l'ordre de 420 m, soit 150 m au-dessus du fond de la vallée. Là encore, le réseau de drainage est rendue faible à cause de l'infiltration. Il existe des karsts au sein de ces couches calcaires. L'occupation des sols est forestière et agricole, malgré la pauvreté des sols.

Avant d'atteindre la Côte des Bars, la Marne traverse l'Ornois, région de collines et de vallons recouverts par des prairies. Le substrat de cette région plus irriguée est formé des marnes et marno-calcaires du Kimméridgien. La côte des Bars, constituée de calcaires tithoniens, domine l'Ornois de 50 m environ. A l'est de Joinville, commence le Barrois, et à l'ouest le Vallage. Les altitudes maximales atteintes sur le rebord du front de la cuesta sont d'environ 420 m, mais elles diminuent progressivement jusqu'à 220 m dans la région de St Dizier. Le Barrois et le Vallage sont affectés par une tectonique plus intense que les régions environnantes. En effet, ils sont traversés par le fossé tectonique de la Marne, d'orientation Sud-Nord. Ces plateaux calcaires sont également soumis à l'infiltration et renferment de nombreux karts. Ils sont occupés en majeure partie par les cultures céréalières.

Vers St Dizier, les formations du Crétacé inférieur apparaissent. Sur ces sables et argiles, la forêt est très présente et les ruisseaux nombreux. Lorsque les calcaires n'affleurent plus, la Marne entre alors dans le Perthois. Cette région correspond à la dépression de la Champagne humide traversée par la Seine. Le fond de vallée est alors recouvert d'alluvions dont l'épaisseur varie entre 5 et 7m. Le paysage est ouvert : on peut voir une vaste plaine drainée par la Marne et ses affluents Blaise, Saulx et Ornain. Les altitudes atteignent rarement 150 à 200m dans cette région.

Plus à l'aval, vers Vitry-le-François, la Marne traverse la Côte de Champagne et entre dans la Champagne crayeuse. Incisée dans ce plateau de craie du Crétacé moyen et supérieur, la vallée est rectiligne et les témoins de son incision très peu nombreux. Là aussi, dans la vallée de la Seine, les versants sont lissés par des tapis de colluvions. La plaine d'inondation de la Marne est large de 3 à 4km, les méandres sont instables et les recoupements permanents.

En aval d'Epernay, la Marne s'encaisse dans les couches tertiaires formées d'une forte épaisseur de sables et argiles recouvertes de formations résistantes calcaires. La vallée est encore rectiligne. La faible cohésion des matériaux a favorisé le déclenchement de glissement rotationnels et coulées boueuses sur les versants. Vers Château-Thierry, la vallée se rétréci. Les formations deviennent plus cohérentes. Les dépôts d'alluvions semblent plus rares dans cette portion de la vallée.

Enfin, la dernière région traversée par la Marne, située entre les confluences de l'Ourcq et de la Seine, est formée des calcaires tertiaires de Brie. La pente faible du thalweg de la Marne, témoignant de la proximité de la confluence avec la Seine, favorise les méandres et la conservation d'alluvions sur un plateau qui domine la Marne de 70 à 90 m.

La confluence de la Seine et de la Marne a été le siège de nombreuses études. D'Orquigny (1859 *in* Lejeune, 2005) fait l'hypothèse, pour la première fois, du déplacement du point de confluence. La plaine du Bonneuil a enregistré ces migrations vers l'ouest et Cailleux (1943 *in* Lejeune, 2005) montre que le mélange des alluvions touche la boucle de St Maur 50m audessus du niveau actuel de la Marne. Plus tard, lors de la mise en place du niveau situé aujourd'hui à + 45m, la confluence était vers le Petit-Créteil. Depuis le niveau actuellement positionné vers 30m d'altitude jusqu'à présent, le site de confluence reste autour de Maisons-Alfort.

3.1.A-1.3. Les terrasses observées

Le tableau ci-dessous présente une vision synthétique des niveaux de la Marne le long du profil, proposées par Lejeune (Lejeune, 2005), ainsi que les altitudes des replats d'érosion et l'épaisseur des nappes quand les données sont disponibles.

Chaumont (44,29km-250m)			
Маб	-		
Ma5	-		
Ma4			
Ma3 - (-150ka)	replat vers 272 m		
Ma2 - (-100ka)	258 m		
Ma1 - (~ -50ka)	?		
	(épaisseur 3 à 4 m)		
MaO	emboîtée		
Ioinvillo (91	Strm 190m)		
Ma6	300-310 m		
Mao Mao	280 à 290 m		
Mad Mad	200 a 250 m		
Ma3 - (-150ka)	211 m 215 m		
Mao (100ka) Ma2 - (-100ka)	sommet à 187 m (énaisseur min 5 m)		
Ma2 (100 ka) Ma1 - (~ -50ka)	bedrock à 177 m		
mar (cona)	(épaisseur 3 à 4 m)		
MaO	emboîtée		
St Dizier (11	6km, 140m)		
Маб	260 à 270 m		
Ma5	230 à 240 m		
Ma4	197 m		
Ma3 - (-150ka)	~170		
Ma2 - (-100ka)	[147-151]		
Ma1 - (~ -50ka)	bedrock vers 122m - épaisseur 7m		
MaO	emboîtée		
Vitry-le-Françoi	s (146km, 95m)		
Маб	-		
Ma5	-		
Ma4	160 m		
Ma3 - (-150ka)	[113-117 m]		
Ma2 - (-100ka)	sommet 107 m		
Ma1 - (~ -50ka)	épaisseur 7 m		
Ma0	emboîtée –incision de 2 à 3 m		
Epernay (2)	.5km, 67m)		
~+30 m	97 m		
~ +15 m	82m - (epaisseur 5 a 7 m)		
~+10 m	//m (epaisseur 5 a 8 m)		
~+2 m	69m - (epaisseur 5 a 7 m)		
Mau Narant at Maina	emboltee –(-2a 3 m)		
Verres Prétigien	$[100_{115} m]$		
Sépart 1 Ma 2	replat entre 20 at 05 m		
Daris stade 10	~45 m		
$\frac{1}{1007} = \frac{1}{1007}$	25 m		
Ftiolles & Paris - Weichsellen - Pohlin Jouro	40 III bedrock entre 20 et 25 m		
(1994), Roblin-Jouve & et Rodriguez (1994)			

Tableau 3.9. Synthèse des niveaux observés le long de la Marne (Lejeune, 2005)

L'analyse de ce tableau nous permet bien de voir que la Champagne crayeuse (comme c'était également le cas dans la vallée de la Seine) est une zone de hiatus topographique qui empêche le raccordement des niveaux supérieurs amont/aval. En effet, les processus d'altération puis de gélifluxion des craies ont recouvert ou détruit les niveaux fluviatiles, et lissés les versants, ne permettant plus d'observations des terrasses. Lorsque des mesures ont pu être réalisées, les données de terrain sont très peu nombreuses et aucun replat n'a été daté. On remarque aussi que les dépôts situés en aval de cette zone seraient emboîtés depuis le stade 6 tandis que les terrasses du stade 5 sont encore emboîtées en amont de la Champagne crayeuse. Les alluvions de la Marne ne seraient emboîtées sur tout le long de son cours que depuis le stade 2.

Deux hypothèses, peut-être complémentaires, pourraient expliquer ce fait :

- la pente du profil de la Marne diminue fortement dans la dernière partie de son cours, faisant ainsi perdre une partie de sa dynamique d'incision
- un soulèvement tectonique différentiel de l'anticlinal de Meudon, souligné par Wyns (1977) pourrait s'être produit pendant le stade 6.

Certains problèmes de raccordement sont donc difficiles à résoudre car le nombre de niveaux présents en amont et en aval de cette région est différent et les altitudes des replats pourraient ne plus être régulières le long du profil aujourd'hui. Seules des datations supplémentaires pourraient permettre de réaliser de bonnes corrélations.

3.1.A-2. Digitalisation du profil longitudinal

Le profil longitudinal digitalisé de la vallée de la Marne est présenté sur la figure ci-dessous. La procédure de digitalisation suivie est identique à celle utilisée pour digitaliser la vallée de la Seine.



Figure 3.20. Profil digitalisé de la vallée de la Marne

3.1.B-3. La reconstruction des paléo-profils dans la vallée de la Marne

NB : Les paléo-profils reconstruits à partir du profil d'équilibre suivant les différentes hypothèses tectoniques et hydrologiques sont présentées dans le chapitre suivant, avec les résultats des simulations.

La figure 3.21 reprend les données collectées et les paléo-profils reconstruits et exposées par Lejeune (2005) dans sa thèse.



Figure 3.21. Les niveaux d'incision de la Marne

3.1.A-4. Evolutions spatiale et temporelle de la largeur d'action

3.1.A-4.1. La largeur d'action actuelle

Des mesures réalisées à intervalle d'espace régulier sur les cartes géologiques de la largeur du niveau Fz, ainsi que les relevés beaucoup plus précis des cartes géomorphologiques effectuées par Lejeune (2005), nous permettent de proposer cette reconstitution de l'évolution le long du profil de la largeur d'action actuelle de la Marne.



La figure 3.22 et le tableau 3.10 présentent ces valeurs.

Figure 3.22. Evolution de la largeur d'action de la Marne le long du profil

Localisation	x – Abscisse curviligne longitudinale (km)	Largeur d'action actuelle (m)
Source	0	25
Fronville (~Joinville) Confluence Rognon	80	750
Entrée Perthois	130	750
Vitry le François (Fin Perthois)	150	2500
Jalons (Champagne Crayeuse)	190	2500
Château Thierry	250	500
Confluence Seine	370	750

Fableau 3.10. Largeur d'action	n de la Marne le long du profil
--------------------------------	---------------------------------

3.1.B-4.2. Evolution dans le passé de la largeur d'action

La figure 3.23 ci-dessous expose les mesures de la largeur d'action de la Marne à différentes époques à partir des mesures de la largeur des replats relevés sur les cartes géologiques et les cartes géomorphologiques de Lejeune (2005).



Figure 3.23 Mesures de la largeur d'action de la Marne en fonction du temps

A partir de Ma1 et Fy, qui représentent la nappe grossière de graviers située au fond de la vallée, sous les alluvions anciennes, on peut voir que dans la partie aval de la Marne, la largeur d'action était deux fois plus grande qu'actuellement au cours du Weichsélien pléniglaciaire. Dans la partie du Perthois, les dépôts sont plus étendus et la largeur est alors jusqu'à 4 fois plus importante. Plus en amont, la nappe grossière est entièrement recouverte par les alluvions récentes, la largeur d'action passée est donc la même que la largeur d'action actuelle. La lithologie joue très probablement un rôle dans cette répartition : les lithologies très dures empêchent la largeur d'action de croître, tandis que dans le Perthois, la rivière n'est pas contrainte dans sa migration. Enfin, la valeur 2 est atteinte pour des lithologies intermédiaires. On remarque également que les valeurs obtenues pour la Seine à cette même période sont plus faibles : le facteur est 1,2 pour le Weichsélien. On va choisir un facteur 2 : la moitié de la Marne le suit et c'est un bon intermédiaire entre 1 et 4.

Pour le Saalien, il était de 1,5 dans la vallée de la Seine. Mais l'étude des terrasses Ma3 et Fx montre que le facteur l_{A_T} est assez difficile à exprimer. Il serait de 1,16 dans la Champagne crayeuse, entre Vitry le François et Epernay, et d'un peu plus de 2 en amont de St Dizier. Si on étudie les niveaux supérieurs, on constate d'une part que la largeur d'action de Ma4 est sensiblement la même que Ma3. La rivière a probablement migré latéralement mais sans que la largeur d'action ne change vraiment. On peut estimer qu'elle est deux fois plus grande que la largeur actuelle dans la zone en amont de St Dizier. Par contre en aval, il ne reste aucun témoin de ce niveau d'incision. Enfin, le niveau Ma5 est 6 à 8 fois plus large et le niveau Ma6 jusqu'à 10 fois plus large (et même peut atteindre 12 à 13 quand la gouttière est large de 10km).

On aurait donc une première phase où la largeur d'action aurait été très large, pendant le façonnement des très hautes terrasses Ma5 et Ma6. Puis une seconde phase où la rivière s'enfonce en gardant une largeur d'action plus petite et constante et en migrant latéralement (Ma4 et Ma3 -150 ka). Enfin, une troisième phase qui correspond à la formation de Ma2 (-100 ka) et Ma1 (stade 2).

La figure 3.24 reprend l'évolution de la largeur d'action au cours du temps, en fonction des niveaux d'incision observés sur le terrain.



Figure 3.24 Evolution du coefficient temporel de la largeur d'action de la Marne au cours du temps

Etant donné que l'âge des replats supérieurs est inconnu, nous ne pouvons extrapoler l'évolution au cours du temps de façon directe, c'est-à-dire à partir de repère fixé dans le passé par des datations (la datation la plus vielle est de -150 ka en Haute marne et de -200ka à Maisons-Alfort). Il faut donc utiliser la surrection tectonique pour estimer l'âge des replats. Mais suivant la valeur de la surrection tectonique, l'âge des replats change. Ainsi, selon le scénario tectonique que nous choisirons de mettre en œuvre, nous devrons utiliser une fonction LA_t(t) différente.

Si la tectonique est de 200 m/Ma, les replats Ma6 et Ma5 sont formés respectivement autour de -650 ka et vers -500 ka, tandis que si la tectonique est de 60 m/Ma, ils ont respectivement environ 1,625 Ma et 1,250 Ma. La vitesse de rétrécissement change donc radicalement : elle est 4 fois plus élevée si la tectonique est de 200 m/Ma que si elle vaut 60 m/Ma, comme dans la zone de confluence.

La figure 3.25 présente les différentes évolutions de la largeur d'action au cours du temps suivant les hypothèses tectoniques choisies.



Figure 3.25 Evolution de la largeur d'action de la Marne suivant différents scénarios tectoniques

3.1.B-5. Estimation de la surrection tectonique

Une étude plus approfondie de l'altitude des replats des terrasses Ma 3 (datée vers 150 ka) et Ma2 (~ -100 ka) et l'écart avec le bedrock actuel de la Marne, on peut calculer une estimation plus fine de la vitesse d'incision pour le Quaternaire récent :

- En mesurant la différence entre l'altitude des replats des terrasses datées (Ma 3 et Ma2) avec le bedrock actuel de la Marne (le bedrock de Ma1), on peut calculer une estimation plus fine de la vitesse d'incision. La terrasse Ma3, plus vieille (151 ka BP) permet de trouver une vitesse de 15,9 m/100 ka à Chaumont, 20,5 cm/ka à Autigny, 14,6 cm/ka à Ambières et 15,2 cm/ka dans le Perthois (Beaux-Regards), soit environ 16,5 m/100 ka. La terrasse Ma2 âgée d'en moyenne 104 ka BP donne une vitesse d'incision de 9,6 cm/ka à Chaumont, 7,7 cm/ka à Vecqueville, 13,4 cm/ka à Marnaval et 11,5 cm/ka dans le Perthois (Thiéblemont) soit environ 10 m/100 ka.
- En faisant le même calcul entre les replats de Ma2 et ceux de Ma3 on trouve alors des vitesses d'érosion de 29,8 cm/ka à Chaumont, environ 12,8 cm/ka près de Vouillers-Ambières et 23,4 cm/ka vers Blacy soit environ 22 à 25 m/100ka.

Les évaluations réalisées en différents endroits, permettent de penser que la vitesse de surrection tectonique serait supérieure à 100 m/Ma.

On obtient donc un panel très disparate d'estimation de la surrection tectonique dans la vallée de la Marne entre la source et le Perthois.

Dans la Champagne crayeuse, la surrection tectonique est impossible à estimer précisément car il n'y a pas de dépôts datés. Dans la partie tertiaire de la vallée de la Marne, c'est encore plus confus. En effet, les raccordements proposés par certains auteurs donnent des résultats peu satisfaisants : la terrasse observée à Maisons-Alfort, datée de -200 ka et située à +5 m du niveau actuel de la Seine et de la Marne, est en complet désaccord avec les autres raccordements altitudinaux possibles. De plus, les estimations de surrection tectonique de

la Seine ne permettent pas de penser que la surrection tectonique puisse être supérieure à 100 m/Ma.

Les conclusions de ces estimations sont discutables. On peut penser d'une part à un ralentissement de la surrection entre le stade 6 et le stade 5, comme le propose Larue dans la vallée de la Seine, ce qui suppose cependant que les conditions hydrauliques d'érosion/transport/dépôts ont été les mêmes vers -150 ka (Saalien stade 6 - période glaciaire) et vers – 100 ka (Mélisey 1 - stade 5d froid au cours du refroidissement). Mais on peut également considérer que les conditions tectoniques sont restées constantes et que c'est la puissance de la rivière qui a varié au cours des derniers stades glaciaires.

On peut considérer également l'hypothèse de Wyns (1977) qui propose un soulèvement différentiel de la Marne. Au vue des calculs réalisés précédemment, la surrection pourrait alors de 200 m/Ma (voire plus) dans la zone amont de la Marne, depuis la source jusqu'à Vitry le François. En aval, elle serait comprise entre 60 et 80 m/Ma.

Si la surrection tectonique est de 200 m/Ma, on peut alors tenter d'évaluer l'âge de Ma4. L'écart entre le replat de Ma4 et le bedrock est de 60 m. Elle se serait donc formée vers – 300 ka. Si l'on considère l'hypothèse d'une surrection constante de 80 m/Ma, ce replat aurait 750 ka. Si la tectonique est plus proche de 60m/Ma, ce replat aurait 1Ma. De même Ma5 aurait environ 500 ka si la tectonique est forte (200 m/Ma) et 1,250 Ma si la tectonique est de l'ordre de celle observe dans la Seine. Enfin, Ma6 aurait soit 650 ka soit 1,625 Ma.

Dans les simulations présentées dans le chapitre suivant, nous allons tester ces trois hypothèses et tenter de conclure sur la surrection tectonique du dernier million d'années dans cette région. Nous allons donc étudier les résultats des 2 vitesses tectoniques constantes : 60 m/Ma et 80 m/Ma testées dans le cas de la Seine, ainsi qu'une vitesse bien plus importante, dont la valeur est suggérée par l'étude des derniers replats, de 200 m/Ma.

3.1.B-6. Calcul des paramètres du modèle

3.1.B-6.1. Capture du système Saulx-Ornain

Cette capture étant celle qui a probablement affecté le plus le bassin de la Marne (le rattachement du bassin versant du système Saulx-Ornain à celui de la Marne a augmenté la superficie de ce dernier de plus de 15 %), nous devons la prendre en compte lors de nos simulations car elle entraîne des variations conséquentes dans le régime hydraulique de la Marne.

Les datations réalisées sur les dernières nappes alluviales du système Saulx-Ornain avant la capture donnent un âge compris entre -209 +/- 21ka et -150 +/- 19ka (Cojan et Voinchet, 2003 et 2004), soit au cours du stade 6. Ceci implique que nous devons changer les coefficients hydrauliques au cours des simulations vers -150 ka, au cours de la formation de Ma3, et déterminer deux séries de coefficients : sans et avec le bassin versant et le débit du système Saulx-Ornain.

A partir des données actuelles, l'effet de la capture peut être facilement estimé sur le débit et sur la superficie du bassin versant par soustraction du débit ou de la surface du système affluent. Par contre, il est difficile de remonter à la paléo-largeur du cours d'eau. Nous posons donc l'hypothèse que le jeu de valeurs a_w et b_w de la relation liant le débit du cours d'eau à la largeur du chenal est caractéristique de la rivière et nous utiliserons les paramètres tels que définis à partir des données actuelles.

3.1.B-6.2. Evaluation des paramètres du modèle spatial

Les valeurs des paramètres hydrologiques de la Marne utilisées par la suite sont résumées dans le tableau situé en annexes (annexe 3.5)

Les paramètres du modèle spatial peuvent donc être déterminés en suivant la même méthode que celle exposée dans le cadre des simulations de la Seine, c'est-à-dire en cherchant les valeurs des coefficients a_w , b_w , a_Q , a_{BV} et b_{BV} pour lesquelles les fonctions décrivent le mieux les données.

Dans le cas où l'on fait intervenir une source virtuelle en amont, les coefficients sont alors exposés dans le tableau 3.11 ci-dessous.

Paramètres du modèle post-capture	Valeurs post-captures	Paramètres du modèle avant capture	Valeurs avant capture
BVo	2 e+08	BVo	2 e+08
a	2,71918 e-5	а	2,71918 e-5
a2	2195,5	a2_ac	409,898
b2	1,21558	b2_ac	1,33094
X_SR	12021,054	X_SR_ac	18790,458
$a_{\rm BV_B}$	9475,69	$a_{\rm BV_ac}$	3964,8
b _{BV_B}	1,10521	b _{BV_ac}	1,15964
aq	0,282092	$a_{Q_{ac}}$	0,325625
aw	0,000767181	aw	0,000767181
b _w	0,521989	b _w	0,521989
aqw_pc	56656,094	aqw_ac	40009,695
bqw_pc	0,5283025	bqw_pc	0,5543207

Tableau 3.11 Modèle spatial de la Marne avant et après la capture du système Saulx-Ornain

Dans le cas ante capture, BV_0 et a sont les mêmes valeurs que précédemment puisqu'ils reposent sur l'ajustement des premiers points du bassin versant, donc en amont de la capture.

***** Le taux de dénudation α

Lejeune présente dans sa thèse (2006) les mesures du taux de matières en suspension (MES) qu'il a effectué dans la Marne, donnent une valeur de 8,6 t/km²/an, valeur tout à fait en accord avec les autres mesures effectuées sur les cours d'eau du Bassin de Paris. Le coefficient α vaut donc :

α = 3,44. 10 ⁻⁶ m/an.

Ceci nous permet alors d'estimer les coefficients du modèle spatial de B_x tels que $B_x=a_B x b_B$ avec ou sans la prise en compte de la capture.

On trouve alors : $a_{B_{ac}}=0,4759016$ et $b_{B_{ac}}=-0,4456793$ avant la capture du système Saulx-Ornain et $a_{B_{pc}}=0,7413907$ et $b_{B_{pc}}=-0,4716975$ après.

3.1.B-6.3. Calcul des coefficients ETD érosion/transport/dépôts $\{\lambda_i\}$

Comme pour la Seine, nous utilisons l'hypothèse que la Marne est actuellement à l'équilibre, c'est-à-dire que ces conditions hydrauliques et sa charge sédimentaire ne lui permettent pas d'éroder son lit ou des déposer des sédiments.

Nous avons cherché les coefficients ETD $\{\lambda_i\}$ et les abscisses $\{X_i\}$ qui, associés aux paramètres du modèle spatial et des coefficients temporels égaux à 1, permettent d'obtenir un profil d'équilibre théorique le plus proche possible du profil réel actuel de la Marne

(figure 3.26). Le jeu de coefficients que nous avons retenu est présenté dans le tableau 3.12 ci-dessous.

Abscisse des tronçons (km)	λι
[0 - 6]	0,035
[6-125]	1,13
[125-160]	1,138
[160-240]	0,43
[240-368]	0,48



Tableau 3.12. Valeurs des coefficients $\{\lambda i\}$ obtenues dans le cas de la Marne

Figure 3.26 Profil théorique d'équilibre et profil digitalisé de la Marne

3.1.B-6.4. Evaluation de l'altitude de la source virtuelle

La méthode exposée dans la partie 2 de cette étude suggère d'utiliser l'équation de l'équilibre théorique pour déterminer l'altitude de la source virtuelle. Etant donné que nous avons maintenant déterminé tous les paramètres nécessaires à l'utilisation de cette équation, nous pouvons résoudre le système d'équation exposé précédemment. Ceci nous conduit à une évaluation de l'altitude z_{SV} en fonction de x_{SR} .

Le tableau 3.13 ci après reprend les valeurs des paramètres caractéristiques du profil, qui sont nécessaires pour le calcul du profil d'équilibre à partie de l'équation analytique.

Paramètres caractéristiques du profil	post capture	ante capture
ZSV	784,91	964,75118
X _{SR}	12021,054	18790,458
ZSR	419	419
L (longueur du profil réel)	368376	368376
ZL	33,1066	33,1066

Tableau 3.13. Caractéristques des profils en long de la Marne ante et post capture

3.1.C. PRECAUTIONS A PRENDRE AVEC LES DONNEES DE TERRAIN

En utilisant le profil longitudinal du fond de la vallée dans notre modèle, nous ne modélisons pas le talweg réel qui divague au fond de la vallée au cours du temps. Nous avons également considéré que les érosions et les dépôts réalisés sur la largeur d'action étaient parfaitement symétriques par rapport à l'axe de la vallée. L'altitude du profil, ainsi que l'épaisseur des dépôts ou la profondeur des érosions correspondent à l'altitude du talweg, et leurs variations sont donc maximales.

A l'inverse, les données mesurées sur le terrain correspondent rarement au talweg et nous connaissons l'altitude des replats ou l'épaisseur des terrasses que là où elles ont été préservées. Il y a donc peu de chance que toutes correspondent à des indications des valeurs au fond du talweg. En effet :

- Les altitudes relevées au sein d'une même coupe diffèrent : prenons l'exemple du replat datant du Saalien situé à Maisons-Alfort et décrit par Durbet *et al.*,(1997), qui est situé à une altitude qui varie entre 24,15 et 27, 90 mNGF.
- Les séquences de dépôts de deux coupes géographiquement très proches varient. La comparaison des coupes relevées à Tourville (Lautridou 1984, Balescu *et al.*, 1997) et à Cléon (Auguste *et al.*, 2003) en est un bon exemple : plusieurs mètres séparent les altitudes du sommet de chaque niveau de la séquence. Auguste estime que cet écart à liée à une position différente dans le méandre, et Lautridou pense que ces dépôts sont synchrones au sein du Saalien mais qu'ils ne correspondraient pas au même sous stade.
- Citons également le cas des niveaux visibles dans la nappe grossière Weichsélienne de Rouen (Rouen 1 entaillée par Rouen 2) correspondant au passage très localisé de chenaux multiples à un chenal unique, ou encore le façonnement des replats des niveaux supérieurs (Tourville, Oissel et St Pierre-les-Elbeuf) qui aurait duré plusieurs stades froids consécutifs.

Ainsi, les mesures de terrain que nous venons de présenter dans les paragraphes précédents concernant les terrasses de la Seine et de la Marne, doivent être utilisées avec précaution, et non comme des valeurs absolues. Les altitudes doivent être considérées comme des ordres de grandeur, l'épaisseur des dépôts ou la profondeur des incisions comme des amplitudes minimales.