

APPLICATION DE LA MODELISATION DE L'ÉROSION

Les deux chapitres précédents présentaient l'étude des processus d'érosion que nous avons modélisés et l'analyse de l'impact des différents paramètres (climat, niveau marin ou tectonique) sur les résultats calculés par notre modèle.

Maintenant que le fonctionnement du modèle est compris et validé (nous avons montré précédemment que les résultats de ces premiers tests étaient satisfaisants), nous pouvons appliquer notre modèle sur une durée plus longue et sur des cas concrets. Nous présentons dans ce dernier chapitre les résultats des calculs que nous avons réalisés sur 1 million d'années (entre -1Ma et l'actuel) afin d'évaluer l'érosion de la vallée de la Seine et de la Marne à l'aide des deux modèles d'érosion. Les résultats de ces calculs vont nous permettre de proposer une carte de la surrection tectonique dans cette partie bassin Parisien.

Ces calculs servent également de validation et de derniers réglages des paramètres du modèle, ceux-ci pourront être utilisés par la suite pour réaliser des calculs prospectifs.

INTRODUCTION

Nous présentons dans un premier temps les résultats obtenus en réalisant des simulations de l'évolution de l'altitude du lit de la Seine sur le long terme, afin d'étudier deux hypothèses de vitesse de surrection tectonique dont les valeurs nous avaient été suggérées au cours de l'analyse des données de terrain (chapitre 3.1) : 60m/Ma et 80m/Ma.

Les résultats de ces simulations permettent de connaître l'évolution temporelle de l'altitude du point de confluence Seine/Marne, juste en amont de Paris. Dans un temps, nous avons donc utilisé ce signal pour analyser le comportement du profil de la Marne lorsqu'il est soumis à trois valeurs différentes de la surrection tectonique : 60m/Ma, 80m/Ma et 200m/Ma.

Nous utilisons enfin certains des résultats sur l'évolution du fond de la vallée de la Seine dans notre modèle d'évolution du relief des versants. Nous avons ainsi étudié deux versants caractéristiques de la vallée de la Seine : Montereau et Méry-sur-Seine. La comparaison des résultats du modèle de l'évolution des vallées appliqué à ces deux villes, situées dans la même région et dont les versants sont entièrement crayeux, nous a permis de mesurer l'impact de l'érosion fluviale sur la morphologie du relief.

Les signaux temporels que nous avons utilisés (modèle temporel et variations eustatiques) reposent la courbe du rapport isotopique de l'oxygène dont l'évolution sur le dernier million d'années est rappelé sur la figure 3.76.

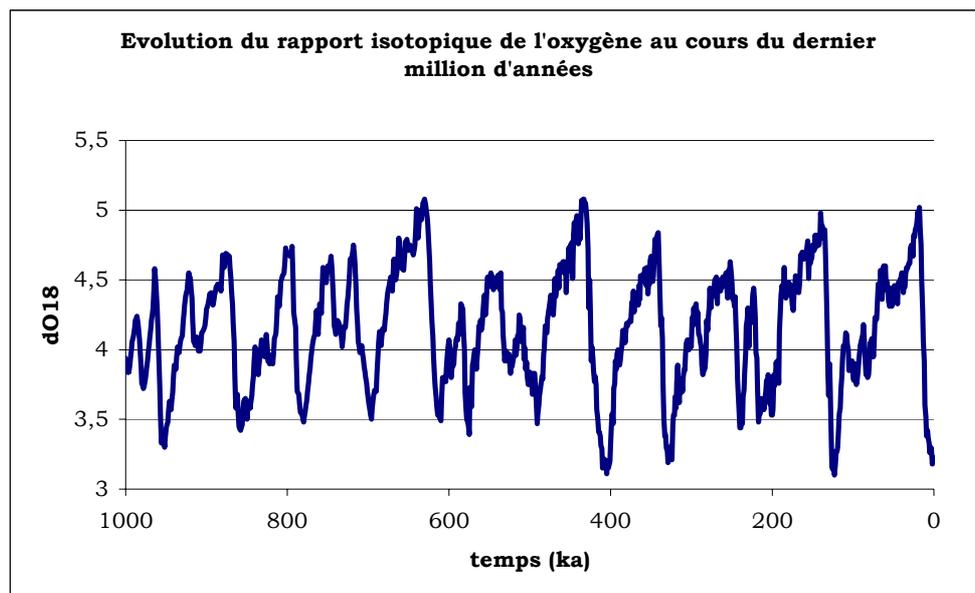


Figure 3.76. Evolution du rapport isotopique de l'oxygène au cours du dernier million d'années

Nous remarquons que le rapport isotopique dépasse la valeur 5 pour la première fois vers -650ka. Il dépasse ou est très proche de cette valeur de façon régulière par la suite. L'amplitude du signal s'amplifie donc à partir de cette date, elle se traduit sur la courbe des variations du niveau marin par une profondeur plus importante lors des grandes régressions marines.

La courbe de l'évolution du niveau marin au cours du dernier million d'années présentée sur la figure 3.77, montre donc que le niveau marin franchit le seuil des -120m une première fois vers -650ka, puis régulièrement par la suite, vers -400ka, et vers -120ka.

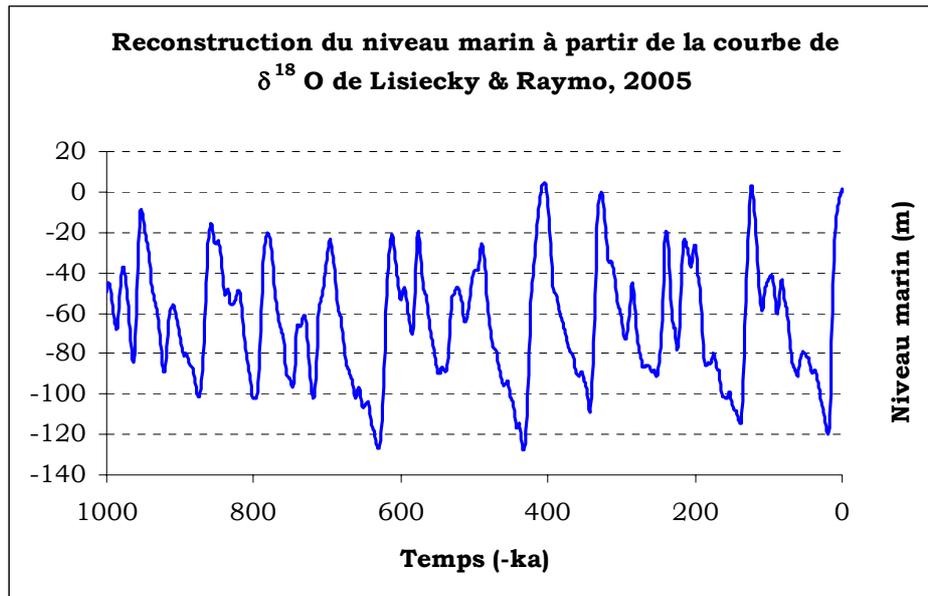


Figure 3.77. Reconstitution du niveau marin depuis -1Ma jusqu'à l'actuel

Etant donné que les données sous marines sont rares, nous avons construit le profil initial de la Seine pour $t=-1\text{Ma}$ à partir du profil d'équilibre dans les conditions tempérées. Comme pour les simulations présentées dans le chapitre précédent, et parce que les résultats de l'érosion régressive sont satisfaisants entre -400ka et 0ka, nous avons choisi de donner la même valeur de profondeur à l'extrémité sous-marine du profil initial de -1Ma, soit -100m.

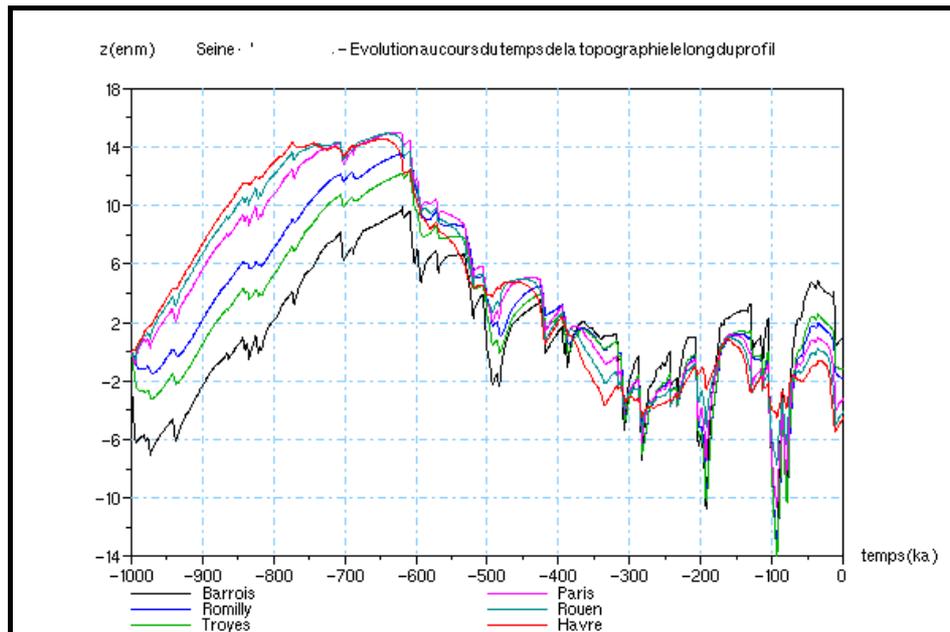
En considérant ces deux points, on remarque donc que la première érosion régressive majeure n'est possible que vers -650ka.

En effet, nous allons remarquer une rupture dans l'évolution temporelle du profil de la Seine et de la Marne (puisque le dernier point du profil de la Marne est donné par l'évolution temporelle de la Seine au point de confluence) vers -650ka.

La figure 3.78 présente un exemple des résultats obtenus dans la vallée de la Seine. On voit ainsi que depuis l'estuaire jusqu'à la source (Nod-sur-Seine est situé à 6km de la source), le profil enregistre cette rupture et se comporte de façon différente avant et après -650ka.

Dans la première partie des simulations, le profil n'est pas soumis à des érosions importantes car la largeur d'action, très grande, réduit considérablement la puissance de la rivière. Vers -650ka, le niveau marin atteint -120m et une forte érosion touche tout le profil.

A partir de cette date, l'amplitude des érosions augmente (puisque la largeur d'action diminue) et des érosions régressives sont observées très régulièrement.



La morphologie de l'estuaire de la vallée de la Seine témoigne des grandes érosions régressives du Quaternaire. Les auteurs (Lefebvre *et al.*, 1994, Lautridou *et al.*, 1999) décrivent de grands replats d'érosion sur lesquels se superposent plusieurs séries sédimentaires d'origine marine et fluviale alternativement. Le premier replat d'érosion serait daté du stade 22 (-800ka), et lui succèderaient ensuite un replat formé pendant le stade 16, puis 12, 6 et 2. Ces âges ont été établis à partir de courbes isotopiques en reliant les valeurs extrêmes du rapport isotopique aux grandes régressions marines conduisant à la formation de ces replats.

Ainsi, étant donné que nous utilisons une courbe qui ne présente pas de rupture au stade 22, vers -800ka, nous ne pourrions pas reproduire la mise en place des niveaux proposés par Lefebvre *et al.*, (1994). En revanche, nous discuterons dans le paragraphe suivant d'un nouveau scénario pour l'âge de ces terrasses.

3.3.A- EVALUATION DE LA SURRECTION TECTONIQUE

Nous pouvons appliquer notre modèle dans la vallée de la Seine puis de la Marne en considérant plusieurs scénarios tectoniques. La simulation qui va donner les résultats les plus satisfaisants, nous permettra de déterminer la (ou les) valeur(s) de vitesse tectonique en fonction de la position sur le profil. Nous pourrions alors proposer une carte présentant la répartition spatiale des contraintes de surrection tectonique dans le Bassin parisien.

3.3.A-1. Dans la vallée de la Seine

La bibliographie (Lautridou en 1999 et Antoine en 2001 par exemple) nous suggère une vitesse tectonique dans la vallée de la Seine comprise entre 60m/Ma et 80m/Ma.

Nous comparons donc dans ce paragraphe les résultats de simulations réalisées avec ces deux valeurs. Le profil initial repose sur le profil d'équilibre établi pour un climat tempéré dont l'altitude a été modifiée en fonction de la valeur de la surrection tectonique. Dans un souci de réalisme des résultats près de la source, nous appliquons une dissolution de 20m/Ma sur les plateaux situés à l'origine du profil.

Les caractéristiques des profils initiaux sont exposées dans le tableau 3.35.

Simulations	Tectonique	Dissolution	Altitude initiale de la source
Seine LD T60	60m/Ma	20m/Ma	406
Seine LD T80	80m/Ma	20m/Ma	386

Tableau 3.35 - Conditions de calcul pour les tests

3.3.A-1.1. La région parisienne

Les figures 3.79 et 3.80 présentent l'évolution de l'altitude à Paris, après que l'on ait appliqué le post-traitement tectonique, dans le cas où la surrection tectonique est de 80 ou 60m/Ma. Ces courbes représentent l'altitude actuelle des replats d'érosion et des dépôts formés au cours du temps. Les figures montrent également l'évolution de l'altitude du lit du fleuve au cours du calcul.

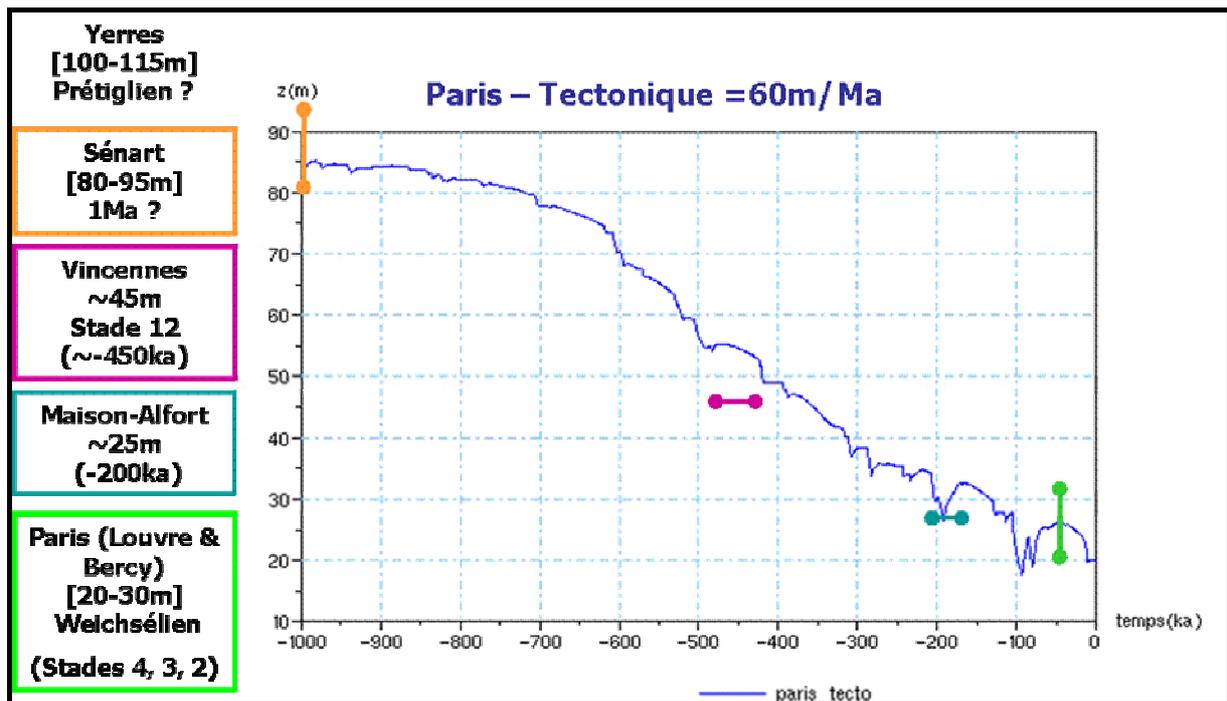


Figure 3.79 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma
Evolution de l'altitude à Paris au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

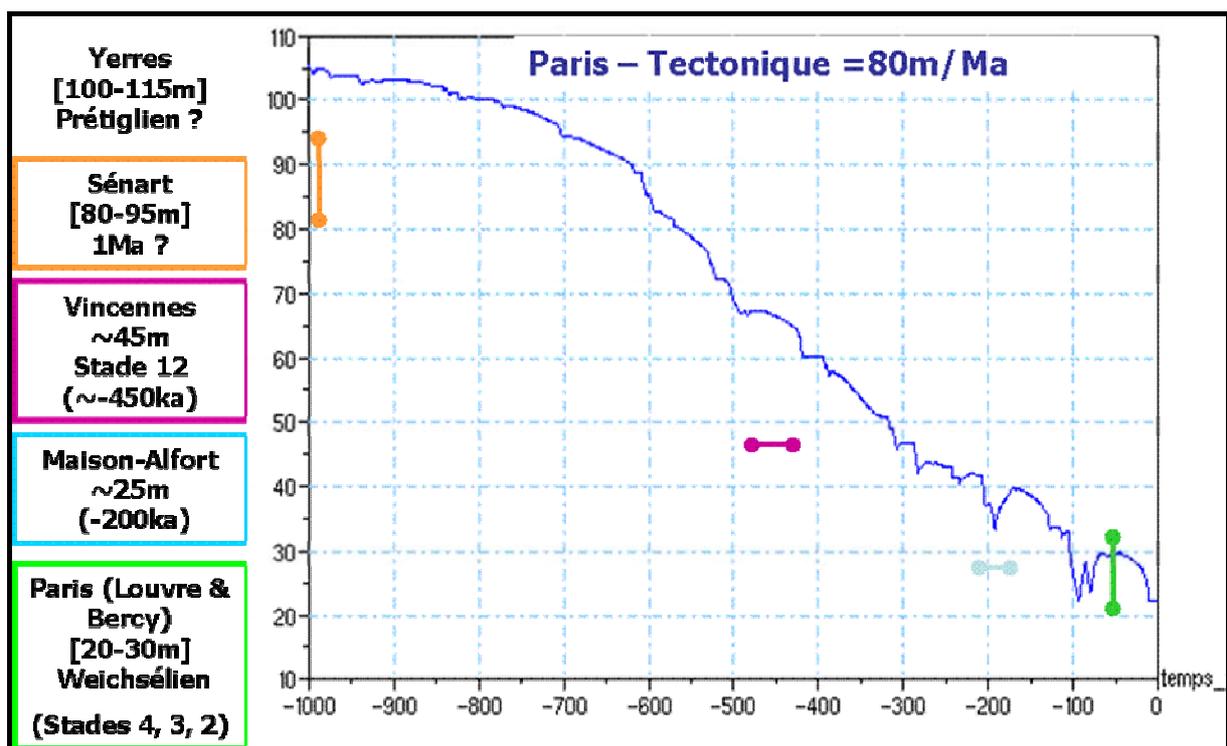


Figure 3.80. Test Seine Tectonique = 80m/Ma Evolution de l'altitude à Paris au cours du dernier million d'années, avant et après le post-traitement tectonique

Il est difficile de conclure quant à la justesse des résultats si l'on étudie les nappes des très hauts niveaux de la région parisienne. En effet, leurs âges sont estimés de façon très imprécise à cause de la mauvaise conservation des dépôts. La nappe de Yerres par exemple, serait datée du Pré-Tiglien, soit entre -1,8 et -1Ma. Si l'on considère que le replat de la nappe de Yerres serait daté autour -1Ma, alors les résultats du calcul effectué pour une tectonique de 80m/Ma sont du même ordre de grandeur que les observations de terrain. En effet, la base du replat est située à 100m NGF et le sommet de la nappe vers 115m. Or l'altitude de la Seine à Paris datant de -1Ma auquel on a ajouté la tectonique, est autour de 105m dans notre calcul. Cependant, si l'on considère que la nappe de Yerres est plus âgée que 1Ma mais que la nappe de Sénart, généralement située entre 45 et 55m au-dessus du cours actuel de la Seine, soit entre 80 et 95m d'altitude, serait datée de cette époque, alors l'ordre de grandeur des résultats avec une surrection de 80m/Ma ne serait plus cohérent avec ces données de terrain. L'altitude du profil à Paris datant de -1Ma serait aujourd'hui à une altitude de 85m dans le cas du test de surrection tectonique à 60m/Ma. Ce résultat est un peu faible si l'on considère que la nappe de Yerres est de cet âge mais il est satisfaisant si l'on estime que la nappe de Sénart a 1Ma. En région parisienne, le niveau daté du stade 12, présent à Paris, est situé sur le terrain à 15m du niveau actuel de la Seine, soit à une altitude de 45m à Paris. La nappe formée au cours du stade 12 serait aujourd'hui à une altitude de 49m si la tectonique est de 60m/Ma. Ceci est tout à fait cohérent avec les observations de terrain qui la situent vers 45m. D'après les résultats du test de la surrection de 80m/Ma, le niveau formé vers -450ka est plutôt vers 65m à Paris. Les résultats du test sont donc assez loin des observations de terrain : 20m les séparent.

Le replat de la basse terrasse de Maisons-Alfort, daté du stade 6 (-200ka, Durbet et al., 1997), est à 25m NGF aujourd'hui. D'après les résultats de la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 80m/Ma, le replat mis en place vers -200ka à Paris serait plutôt situé vers 35m. Dans le cas où la surrection tectonique est de 60m/Ma, les résultats sont satisfaisants car l'altitude du replat est aujourd'hui à 27m. Enfin, le bedrock érodé au cours du Weichsélien est aujourd'hui situé vers 25m à Paris et vers 40m à Montereau. Les résultats de la simulation réalisée à 80m/Ma prédisent également une altitude de 25m à Paris. Avec une surrection de 60m/Ma, le bedrock creusé au Weichsélien supérieur serait situé à 19m. Les résultats de cette simulation effectuée avec une surrection tectonique de 80m/Ma, sont cohérents avec la profondeur moyenne d'incision (si l'on considère que la nappe de Sénart est datée de -1Ma). Si nous les considérons plus en détail, on note que les altitudes sont trop élevées par rapport aux observations de terrain dans la région parisienne, sauf pour le dernier cycle climatique où les résultats sont plutôt conformes aux observations de terrain. En revanche, les résultats de la simulation réalisée avec une vitesse tectonique de 60m/Ma sont plus conformes aux observations de terrain.

On ne peut cependant pas généraliser cette conclusion à tout le profil.

A Montereau, ville située 100km en amont de Paris, les conclusions sont un peu différentes. Les résultats obtenus avec une surrection tectonique de 60m/Ma, (figure 3.82), ne sont pas satisfaisants pour le stade 12 : les données de terrain indiquent que le replat est situé vers 62m d'altitude alors que le test donne une valeur de 72m. Les résultats obtenus avec une surrection de 80m/Ma (figure 3.81) ne sont pas satisfaisants non plus car ils situent le replat vers 85m : il existe 20m d'écart entre les données de terrain et l'altitude fournie par la simulation. Les résultats obtenus pour le Saalien semblent corrects avec une surrection de 60m/Ma, si notre estimation de l'âge -200ka pour la mise en place de cette nappe, située sur le terrain entre 46 et 52m et datée du Saalien (Roblin-Jouve, 1994), est validée. D'après la simulation effectuée avec une tectonique de 80m/Ma, le replat datant de -200ka est à une altitude actuelle de 52m environ, ce qui semble un peu trop élevé. En revanche, les résultats du test réalisé avec une tectonique de 60m/Ma ne sont pas non plus réalistes au Weichsélien : le bedrock situé aujourd'hui à 40m d'altitude aurait une altitude de 35m, et les dépôts qui le recouvrent ne pourraient pas dépasser 45m alors qu'il en existe aujourd'hui jusqu'à 49m. Les altitudes données par la simulation utilisant une vitesse de 80m/Ma sont meilleurs : l'altitude du replat de la nappe du fond de la vallée (40m) est conforme aux observations de terrain.

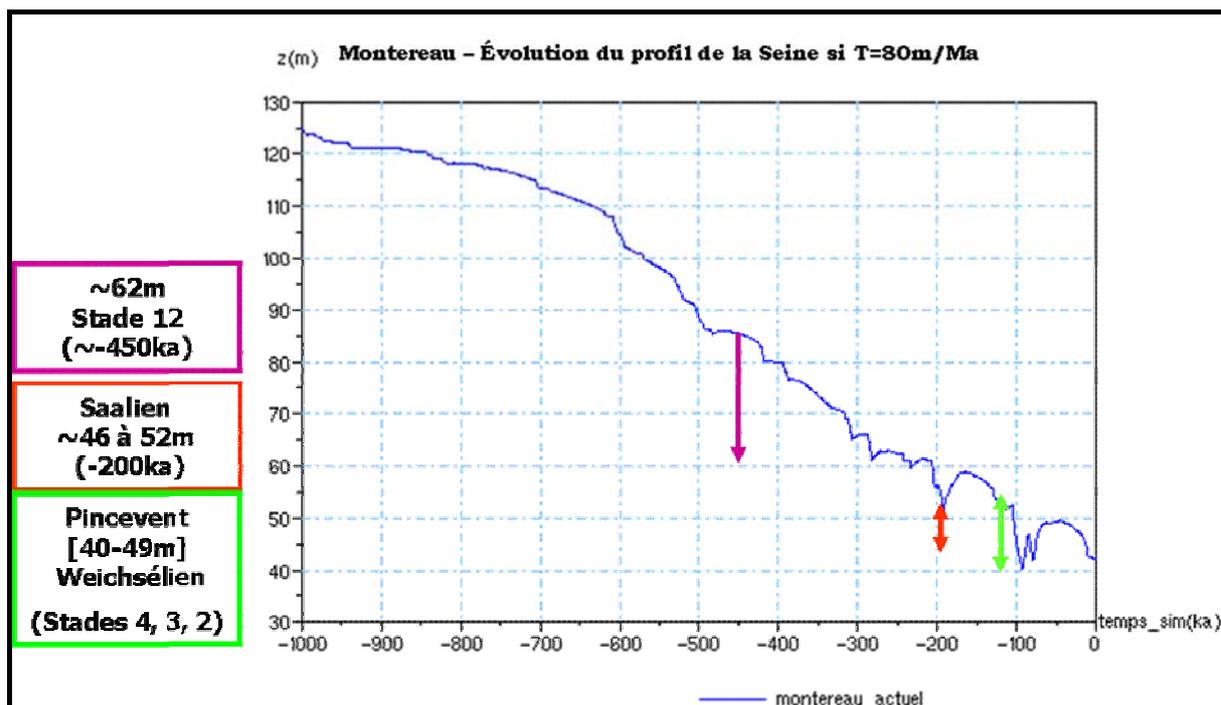


Figure 3.81 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma - Evolution de l'altitude à Montereau au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

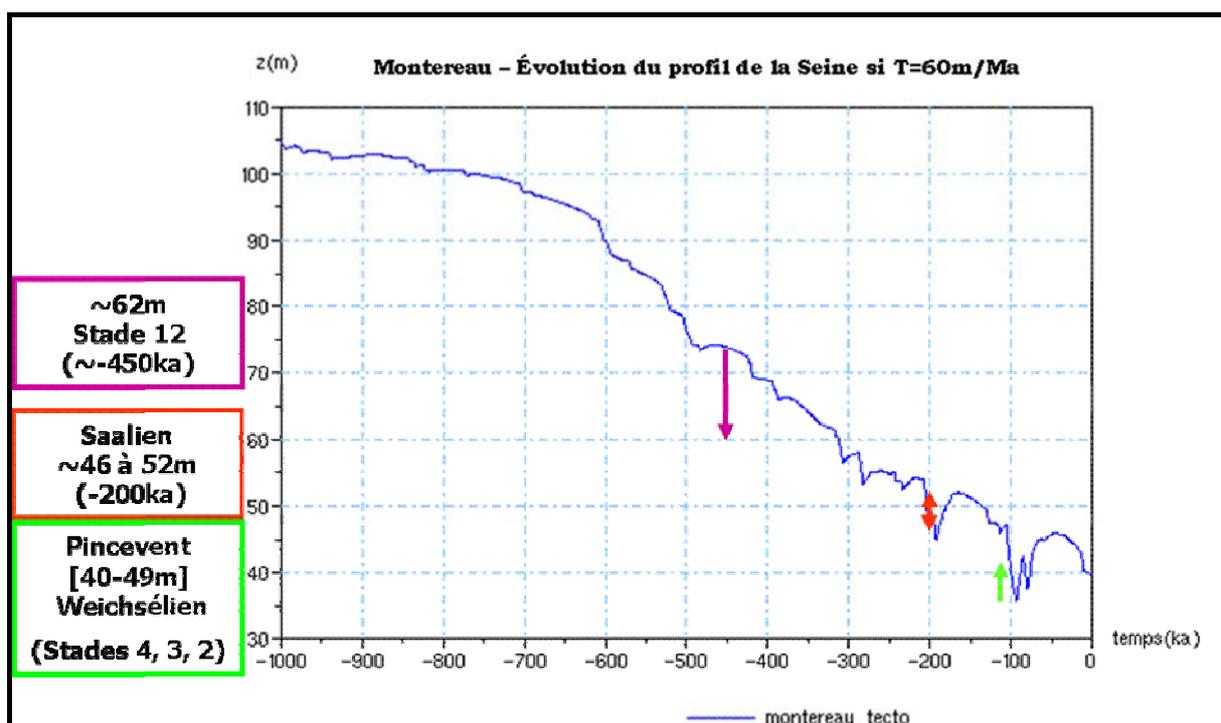


Figure 3.82 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude à Montereau au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

Il est difficile d'évaluer la qualité des résultats plus en amont étant donné l'absence de mesures de terrain et surtout de datation. Cependant, on peut voir sur la figure présentée dans les annexes que les résultats à Troyes dans le cas où la surrection tectonique est de 60m/Ma, ne sont pas très probants : la profondeur de l'incision produite au cours de la transition climatique précédant le Weichsélien est légèrement surestimée mais garde le bon ordre de grandeur. Si la surrection tectonique est choisie à 80m/Ma, la profondeur de

l'incision probablement Weichsélienne (entre le replat à +5m et le bedrock actuel), de 12m dans la réalité, est bien respectée, tout comme l'épaisseur des dépôts qui lui sont postérieurs (environ 7m sur le terrain). La courbe présentant les résultats à Troyes entre -380ka et 0ka est exposée en annexe.

Si l'on considère maintenant la partie du profil située plus en aval, nous voyons qu'il est également délicat de conclure de façon globale sur la qualité des résultats.

3.3.A-1.2. La Basse Seine : Rouen et le Havre

Comme nous l'attendions, le replat d'érosion réalisé au stade 22 (vers -800ka) n'est pas reproduit, que la surrection tectonique vaille 60 ou 80m/Ma.

Cependant, les autres érosions mises en évidence par Lefebvre et al. (1994), qui ont eu lieu aux cours des stades 16, 12, 6 et 2, sont toutes bien modélisées par la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 80m/Ma mais à des âges différents : le replat du stade 16 à Rouen serait (figure 3.83), d'après le calcul, situé à une altitude de 55m environ, soit à +50m au-dessus du lit actuel de la Seine. On remarque que le replat daté du stade 22 sur le terrain, est justement situé à cette altitude relative de +50m.

La même correspondance peut être réalisée pour les autres replats : celui qui est à 30m au-dessus du profil actuel dans notre calcul daterait du stade 12 alors qu'en réalité les auteurs lui donnent un âge plus vieux (stade 16). De même, le replat daté du stade 12 est situé à +20m sur le terrain, alors que le replat actuellement à +20m dans notre calcul est formé au cours du stade 10, vers -300ka.

En revanche, les altitudes des replats du stade 6 et du stade 2 dans la modélisation (toujours dans le cas d'une surrection de 80m/Ma) sont conformes aux observations de terrain : on les observe à +5m au-dessus du cours actuel puis vers -8m.

Nous pouvons tirer les mêmes conclusions concernant l'évolution de l'altitude au Havre dans le cas où la surrection tectonique de 80m/Ma (figure 3.85) : les replats formés au cours des stades 6 et 2 sont en accord avec les observations de terrain, mais les replats plus anciens sont plus élevés que les données de terrain, à moins qu'on change leur âge de formation.

Dans le cas où l'on considère une vitesse de 60m/Ma, le stade 16 correspond bien à une période d'érosion et le replat est situé à une altitude de 48m à Rouen (figure 3.84) (28 à 30m sur le terrain) et 20m au Havre (figure 3.86) (alors qu'on observe des altitudes de -2 à -7m). Le replat formé au cours du stade 12 est à une altitude de 22m à Rouen (15 à 18m sur le terrain) et -5m au Havre (en réalité entre -9 à -12m). Ces altitudes sont donc trop élevées pour que les résultats soient satisfaisants. Les résultats obtenus pour les stades 6 et 2 ont le bon ordre de grandeur mais les altitudes obtenues avec une tectonique de 60m/Ma, sont trop faibles à Rouen, et trop élevées au Havre : le calcul donne des altitudes à Rouen de 0m (-150ka) puis -7m (-20ka). Au Havre la simulation propose -25m vers -150ka, puis -37m autour de -20ka.

Si l'on considère un nouvel âge de formation pour ces dépôts, les altitudes résultant de la simulation seraient alors trop faibles. Il faudrait par exemple relier le replat formé au stade 12 dans la simulation à Rouen (altitude 22m) avec un replat observé sur le terrain entre 28 et 30m.

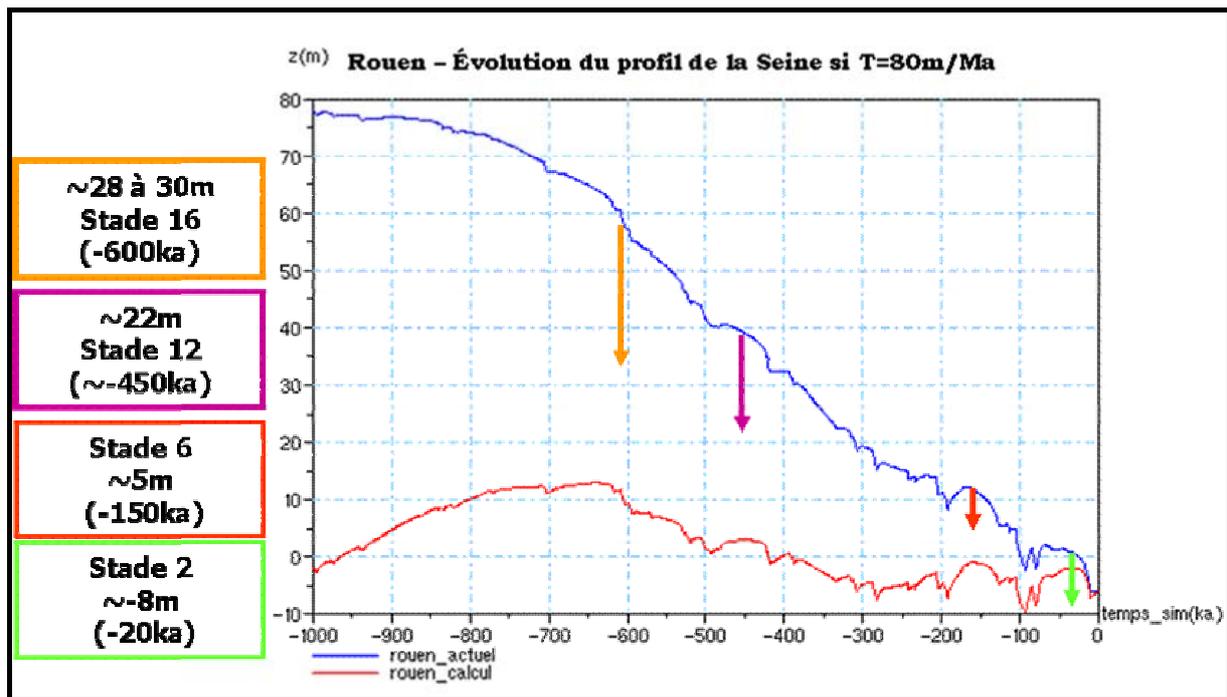


Figure 3.83. Test Seine Tectonique = 80m/Ma
Evolution de l'altitude à Rouen au cours du dernier million d'années, avant et après le post-traitement tectonique

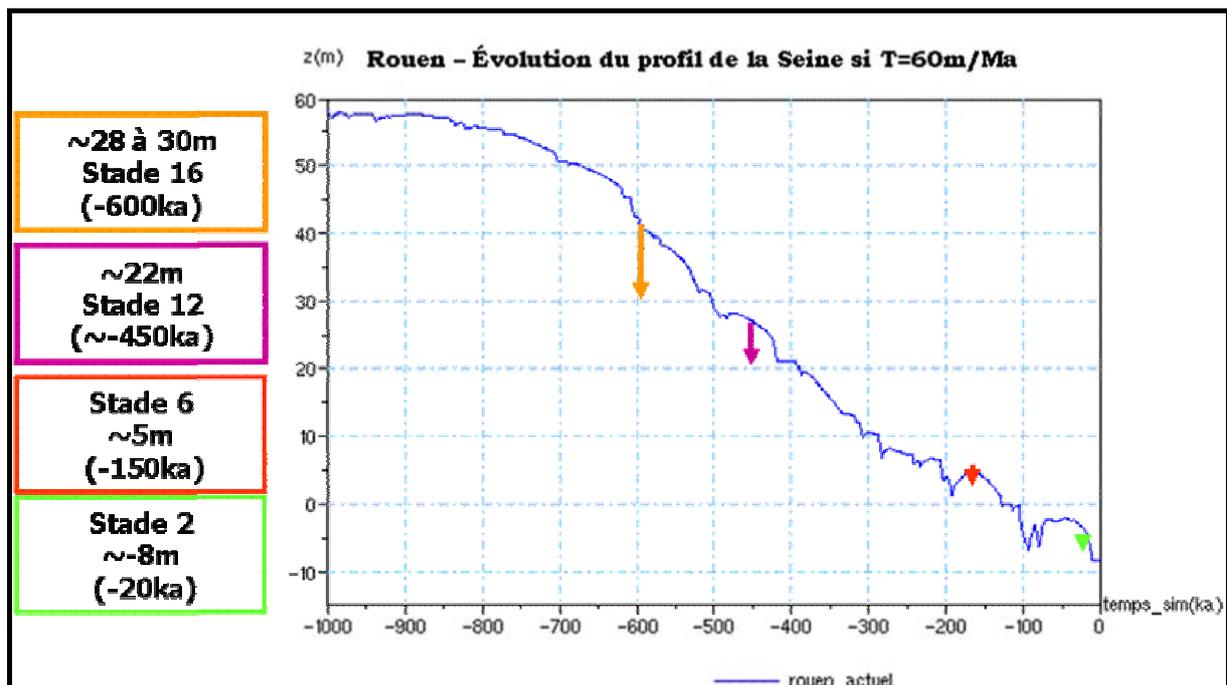


Figure 3.84 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude à Rouen au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

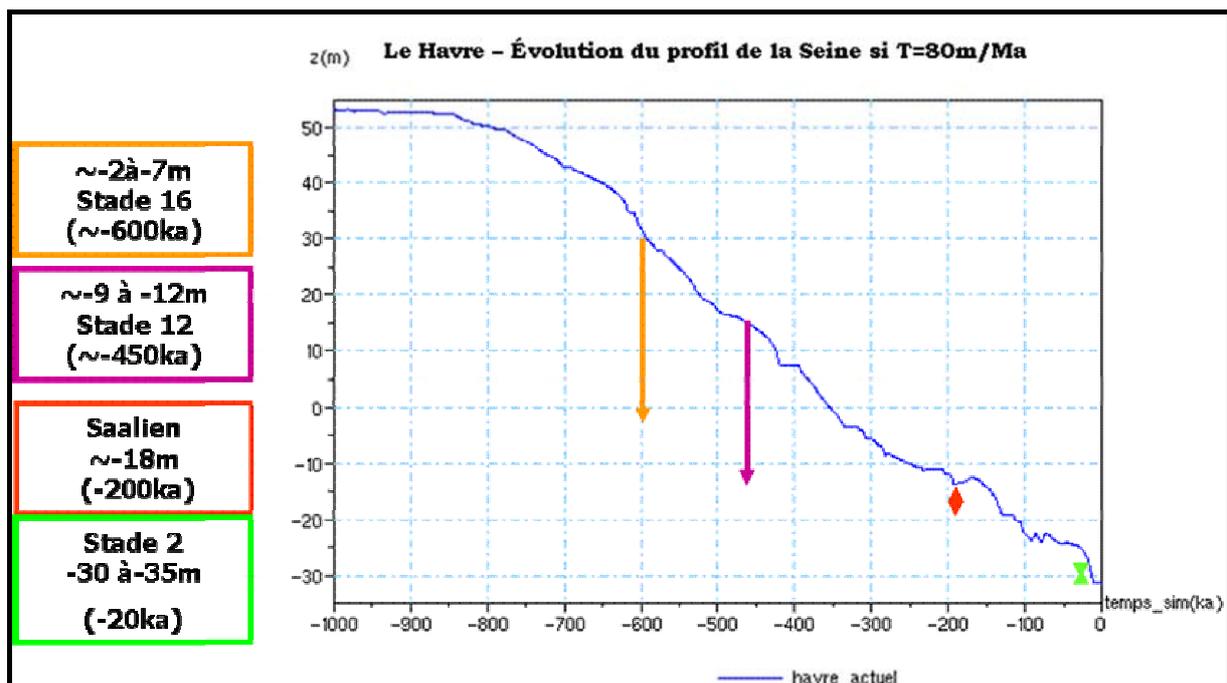


Figure 3.85 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma
Evolution de l'altitude au Havre au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

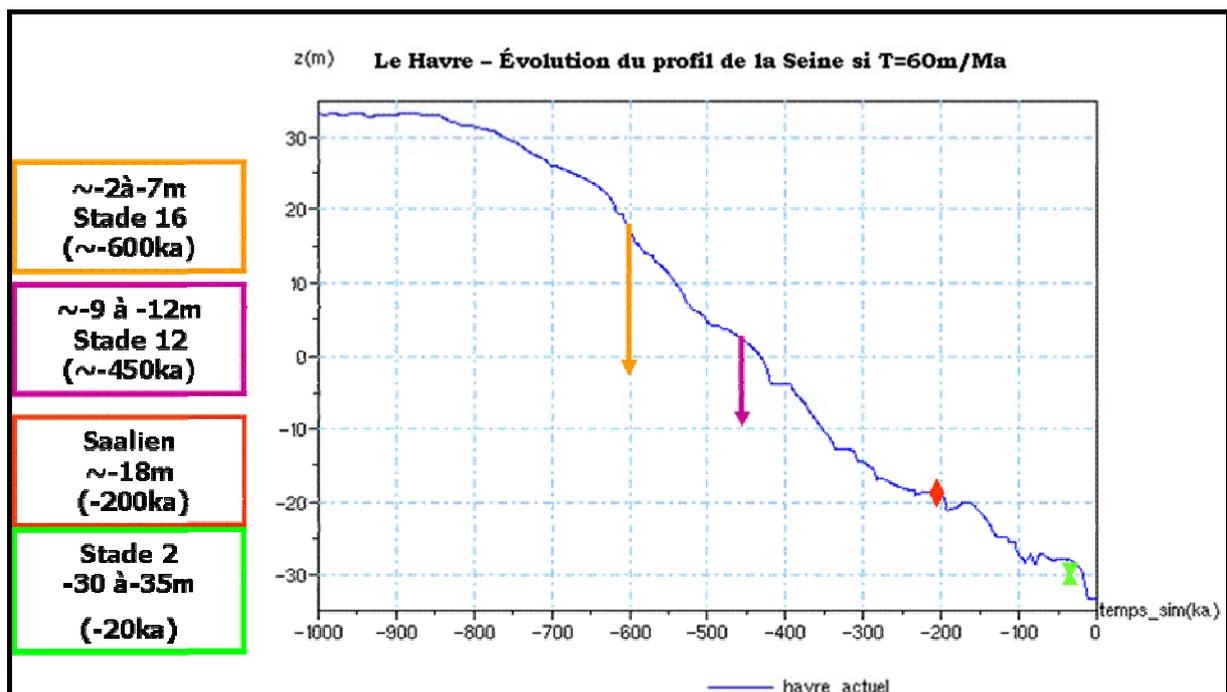


Figure 3.86: Test Seine Tectonique = 60m/Ma
Evolution de l'altitude au Havre au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

Ces résultats nous amènent donc à remettre en question l'âge donné par Lefebvre et al.,(1994). En effet, cet âge a été établi à partir d'autres courbes isotopiques plaçant la transition climatique vers -800ka et non vers -650ka comme le propose le signal de Lisiecki et Raymo (2005). L'utilisation de notre signal temporel, associé à une surrection tectonique de 80m/Ma, permettrait ainsi d'interpréter les terrasses observées sur le terrain. Cette hypothèse est renforcée par le fait que les amplitudes d'incision obtenus pour le stade 6 et le stade 2 (pour lesquels une datation est connue) sont conformes aux observations de terrain.

Nous allons étudier les résultats obtenus dans la région de Mantes-la-Jolie, qui se situe entre Paris et Rouen, afin de voir quelle valeur de surrection tectonique donne les meilleurs résultats.

3.3.A-1.3. La région de Mantes-la Jolie.

Cette région, située à 70km à l'aval de Paris, est particulière car elle présente un très grand nombre de nappes (16) dont la mise en place serait comprise entre l'Elstérien (stade 16 à 12 soit -650ka à -450ka environ) et le Weichsélien inférieur (-100ka à -70ka) ont été observées (Lécolle, 1989). Une nappe supérieure distincte est située vers 55m d'altitude, mais aucune datation n'a été réalisée. Le bedrock est situé bien au-dessous de ces nappes et aurait été incisé au cours du Weichsélien supérieur. Le talus qui existe entre la nappe 1 (la plus jeune) et ce bedrock est nettement plus grand que les talus, tous semblables, qui séparent les nappes supérieures. Une description précise de ces nappes en données en annexe.

La courbe exposant l'évolution au cours du temps du profil à Mantes pour une surrection tectonique de 60m/Ma, exposée ci-dessous (figure 3.87), ne permet pas de distinguer ces 16 nappes. Ceci est dû au fait que notre modèle temporel n'est pas assez fin pour représenter toutes les variations climatiques à l'origine de ces nappes. Nous allons donc utiliser l'altitude donnée par le profil et la comparer avec les altitudes de la nappe la plus haute (nappe 10) et de la nappe la plus basse (3) pour analyser les résultats du Saalien. Le sommet de la nappe 2 et la base de la nappe 1 seront utilisés pour étudier les résultats au Weichsélien. Enfin l'altitude du bedrock sera comparée à l'altitude du profil pour le stade 2.

Les nappes les plus élevées ne sont pas datées avec précision et ne peuvent donc pas être utilisées pour valider les résultats.

La simulation réalisée avec une surrection tectonique de 60m/Ma donnent les résultats les plus satisfaisants en ce qui concerne la nappe 11.

Les nappes 3 à 10, qui se sont formées au cours des stades 6 à 10, c'est-à-dire entre -130ka et -390 ka environ, sont bien reproduits par la simulation utilisant une tectonique de 80m/Ma. Ces nappes constituent le niveau situé à 25m au-dessus du cours actuel de la Seine sur les cartes géologiques. Le replat de la nappe 10 (la plus vieille) est à 33m et son sommet à 43m. Le replat de la nappe 3, la plus récente, est à 21 m et son sommet à 29m NGF. D'après les résultats exposés sur la figure 3.88 , l'altitude du profil datant de -350ka est autour de 40m aujourd'hui, et le sommet du dernier dépôt saalien atteint tout juste 30m. Ces altitudes calculées avec une vitesse de surrection de 80m/Ma sont plus proches des données que celles obtenues avec une surrection de 60m/Ma, pour laquelle les dépôts du stade 10 sont évalués à 35 m environ et ceux du stade 6 sont situés autour de 22m. Ces résultats sont cependant cohérents avec la fourchette basse des altitudes mesurées sur le terrain.

Les nappes 1 et 2 sont, par contre, mal reproduites par la simulation qui utilise une surrection tectonique de 60m/Ma. L'altitude des dépôts atteint 15m dans le calcul alors qu'elle est comprise entre 20 et 25m sur le terrain. En revanche, l'amplitude de l'incision est trop importante : le replat le plus bas est à 8m d'altitude dans la simulation, alors qu'il est situé à 13m sur le terrain.

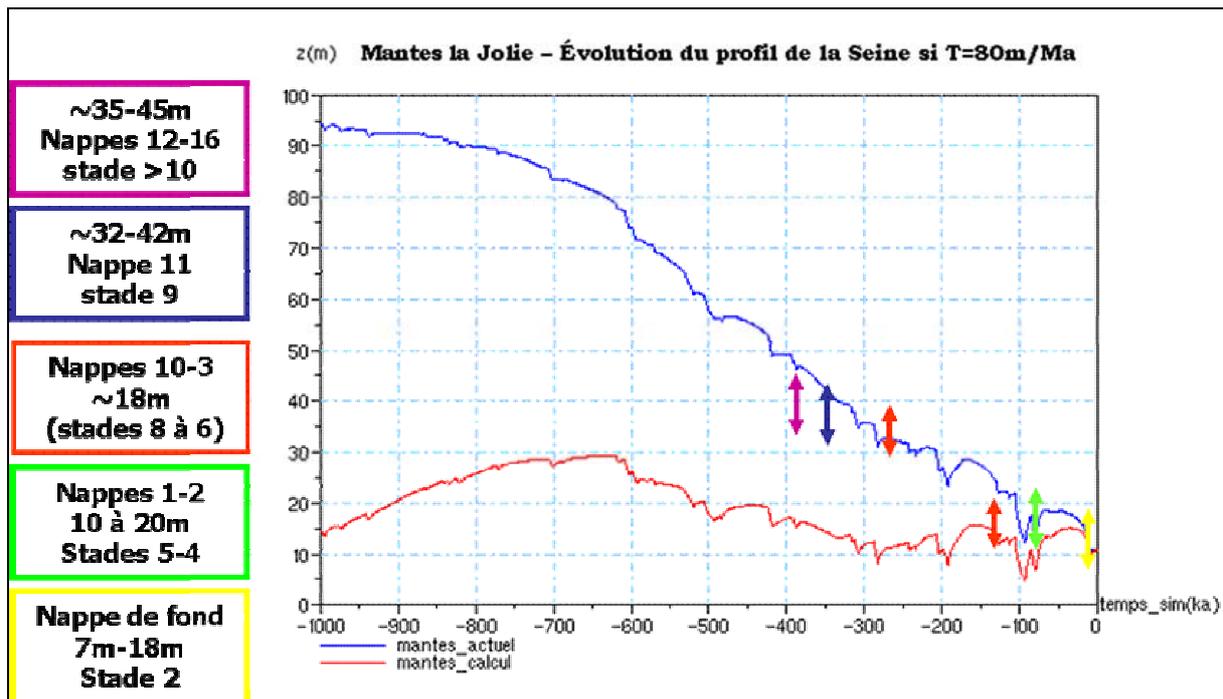


Figure 3.87 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma
Evolution de l'altitude à Mantes au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

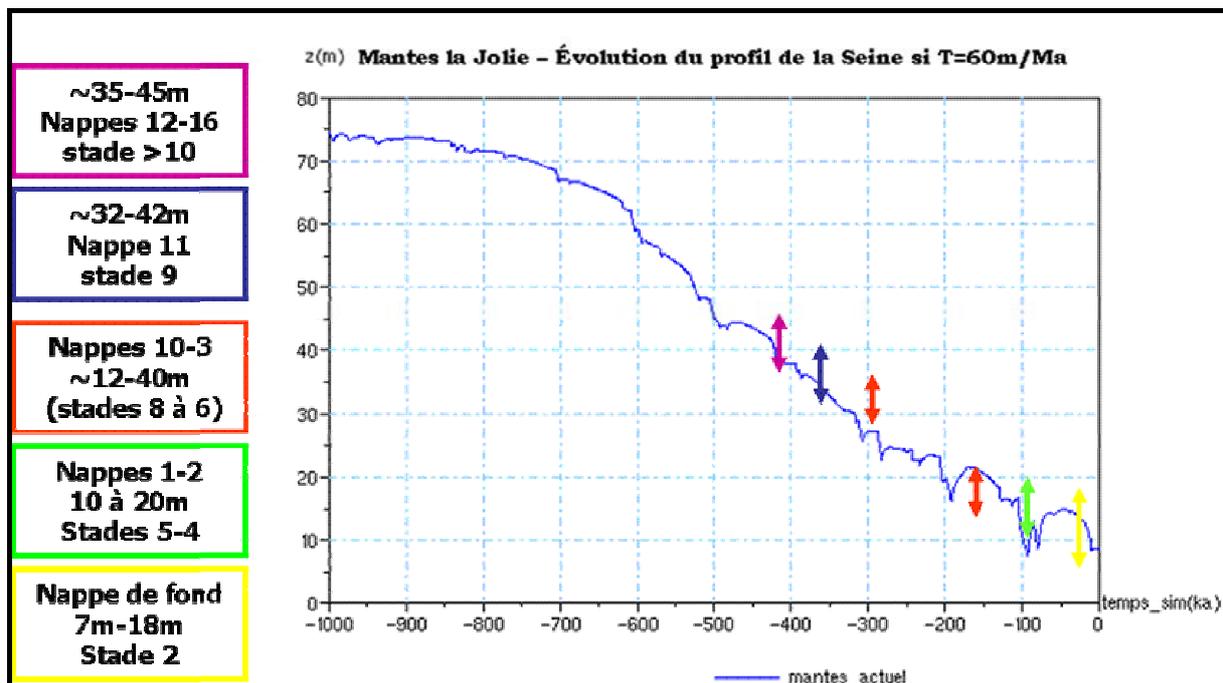


Figure 3.88 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma
Evolution de l'altitude à Mantes-la-Jolie au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

Dans la simulation utilisant une vitesse de 80m/Ma, les replats formés pendant la première partie du Weichsélien sont situés vers 15m, ce qui est en accord avec les mesures de terrain (les replats des nappes 2 puis 1 sont situés respectivement à 17m et 13m). Cependant, les dépôts ne sont pas assez épais car ils ne permettent pas de dépasser une altitude de 20m.

Enfin, le bedrock daté du Weichsélien Supérieur est à une altitude de 7m sur le terrain. Dans la simulation utilisant une vitesse de surrection de 80m/Ma, l'incision du stade 2 atteint une altitude de 10m. L'altitude calculée avec une tectonique de 60m/Ma est de 8m, ce qui est plus proche des observations de terrain (7m) mais le taux d'incision est insuffisant : avec ce calcul, on réalise une incision de 7m en 20ka, alors qu'elle est de 14,5m en 20ka sur le terrain.

Les résultats obtenus avec la surrection de 80m/Ma ont une grandeur de grandeur qui est plus proche des données de terrain mais la spécificité de l'architecture des dépôts de cette région, dont toutes les séquences ne sont pas reproduites, permet difficilement de conclure.

3.3.A-1.4. Conclusion : évolution de la surrection tectonique dans la vallée de la Seine

Il est assez difficile de dire quelle est la meilleure simulation pour les très hauts niveaux car les datations sont très floues. Selon l'âge choisi pour les terrasses de Yerres et de Sénart, nos références de terrain, les deux choix sont satisfaisants. La simulation réalisée avec une surrection tectonique de 60m/Ma donne de très bons résultats à Paris, quelle que soit l'époque considérée.

Cependant en amont comme en aval, les conclusions sont un peu différentes et beaucoup tranchées :

- dans la région mantaise, les résultats de la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 80m/Ma sont plus satisfaisants, surtout dans la seconde partie du calcul, depuis le Saalien jusqu'à l'actuel.
- vers Montereau, soit 100km en amont de Paris, les résultats du stade 12 sont assez éloignés de la réalité, quelle que soit la vitesse tectonique choisie. Les altitudes du replat et des dépôts formés vers -200ka sont semblables à celles du replat observé sur le terrain et qui serait daté du Saalien. Enfin, à Montereau comme à Troyes, la simulation réalisée avec une surrection de 80m/Ma donne de meilleurs résultats pour le Weichsélien.
- dans la région de l'estuaire, les conclusions sont assez mitigées. Le replat observé sur le terrain datant du stade 22 n'est pas reproduit dans les simulations, mais cela est dû à la courbe climatique que nous avons utilisée pour construire notre modèle temporel et les variations du niveau marin. Les altitudes des replats suivants, formés au cours des stades 16 et 12 sont plus difficilement interprétables. En revanche, les replats des stades 6 et 2 sont bien reproduits par les deux simulations, même si les résultats de la simulation qui utilise une surrection tectonique de 80m/Ma sont un peu meilleurs.

Finalement, à quelques exceptions près, les résultats obtenus avec ces simulations sont satisfaisants : les ordres de grandeurs sont plutôt bien respectés étant donné la précision des données de terrain qui ne rendent pas toujours compte de l'altitude du talweg au fond de la vallée.

Notre modèle reproduit de façon très satisfaisante l'initiation et l'amplification des érosions régressives ainsi que la mise en place des replats qui leur sont liés. Le taux d'incision et les talus des stades 6 et 2 sont conformes aux observations de terrain. La courbe du niveau marin que nous avons utilisé ne permet pas d'obtenir les replats des stades 16 et 12 aux bonnes altitudes. Cependant on constate qu'en utilisant la courbe de Lisiecky et Raymo pour caler et dater ces replats, nos résultats seraient alors très satisfaisants. Peut être pouvons nous suggérer que l'âge des replats soit reconsidéré ou validé en utilisant des courbes du rapport isotopique plus récentes que celles présentées dans l'article de 1994, qui datent de 1984.

Notre modèle reproduit également de façon très satisfaisante les érosions que nous appelons « climatiques », c'est-à-dire qui sont engendrées par les transitions climatiques, et les dépôts au cours des stades froids.

Notre modèle permet donc de reproduire deux zones distinctes sur le profil, contrôlées par des mécanismes d'érosion différents. Dans la partie amont du profil, depuis la source jusqu'à la sortie de la région de Paris, le contrôle de l'érosion est essentiellement climatique. Les grandes phases d'érosion ont lieu au cours des transitions climatiques de début de période froide. Alors que dans la région de l'estuaire, les incisions les plus importantes sont dues à la propagation d'érosions régressives initiées par une forte chute du niveau marin. Sur le terrain, la région de Mantes la Jolie est une zone intermédiaire où la dernière incision est formée au stade 2, ce qui nous ferait penser à l'érosion régressive qui a façonné le bedrock plus en aval, tandis que les phases érosion/dépôts précédentes semblent plutôt liées au climat. Dans nos simulations, cette région est également une zone de transition où les érosions de début Glaciaire sont aussi profondes que les érosions des stades les plus froids.

Le tableau 3.36 résume les résultats obtenus avec les deux simulations que nous avons étudiées et les met en regard avec les mesures de terrain. La carte présentée figure 3.89 permet de synthétiser les résultats que nous avons obtenus avec ces deux simulations. Dans la zone de l'estuaire, le calcul effectué avec une surrection tectonique de 80m/Ma est globalement meilleur, tandis que dans la région de Paris et donc à la confluence avec la Marne, le test réalisé avec une vitesse tectonique de 60m/Ma donne des résultats plus proches des mesures de terrain.

Age (Bibliographie)	Terrain	Seine LD T80	Seine LD T60	Vitesse choisie (m/Ma)
Le Havre				
stade 16 ?	-7 à -2m	+40m	20m	-
stade 12 ?	-9 à -12m	+7m	-5m	~ 60
stade 6 ?	-20m	-20m	-25m	80
stade 2 ?	-30 à -40m	-30m	-37m	les 2
Rouen				
stade 22	55 à 60m	75m (pas de replat)	55m (sans replat)	60
stade 16	28 à 30m	55m	48m	-
stade 12	15 à 18m	32m	22m	-
stade 6	2 à 4m	5m	0m	80
stade 2	-10 à -12m	-8m	-7m	80
Mantes				
stade 11	[35-42m]	50m	38m	60
Saalien (stade 10 à 6)	nappe 10 [33-43m] nappe 3 [21-29m]	45-47m 22m	35-36m 22m	80
Weichsélien	nappe 2 [17-25,5m] nappe 1 [13-21,5m]	[14-18m]	[8-15m]	80
stade 2	bedrock à 7m	10m	8m	80

Age (Bibliographie)	Terrain	Seine LD T80	Seine LD T60	Vitesse choisie (m/Ma)
Paris				
Yerres Prétiglien	[100-115m]	105m	85m	80 si datée de -1Ma
Sénart, -1Ma ?	replat entre 80 et 95m	105	85	60 si datée de -1Ma
Paris stade 12	~45m	65m	49m	60
Maisons-Alfort (- 200ka)	25m	35m	27m	60
Etiolles & Paris Weichsélien	bedrock entre 20 et 25m	25m	19m	60
Montereau				
La Celle sur Seine - stade 12	65 m	85m	72m	-
Bas Breau – Saalien	[46-52m]	replat 52m	[45-52m] vers -200ka	60
Weichsélien	[40-47m]	[40-49m]	[35-45m]	80
Troyes				
?	150m			
?	130 à 135m			
?	125m			
Weichsélien	113 à 115m	incision de 12m	incision de 15m	80

Tableau 3.36 – Résultats obtenus dans la vallée de la Seine selon les deux hypothèses de surrection tectoniques

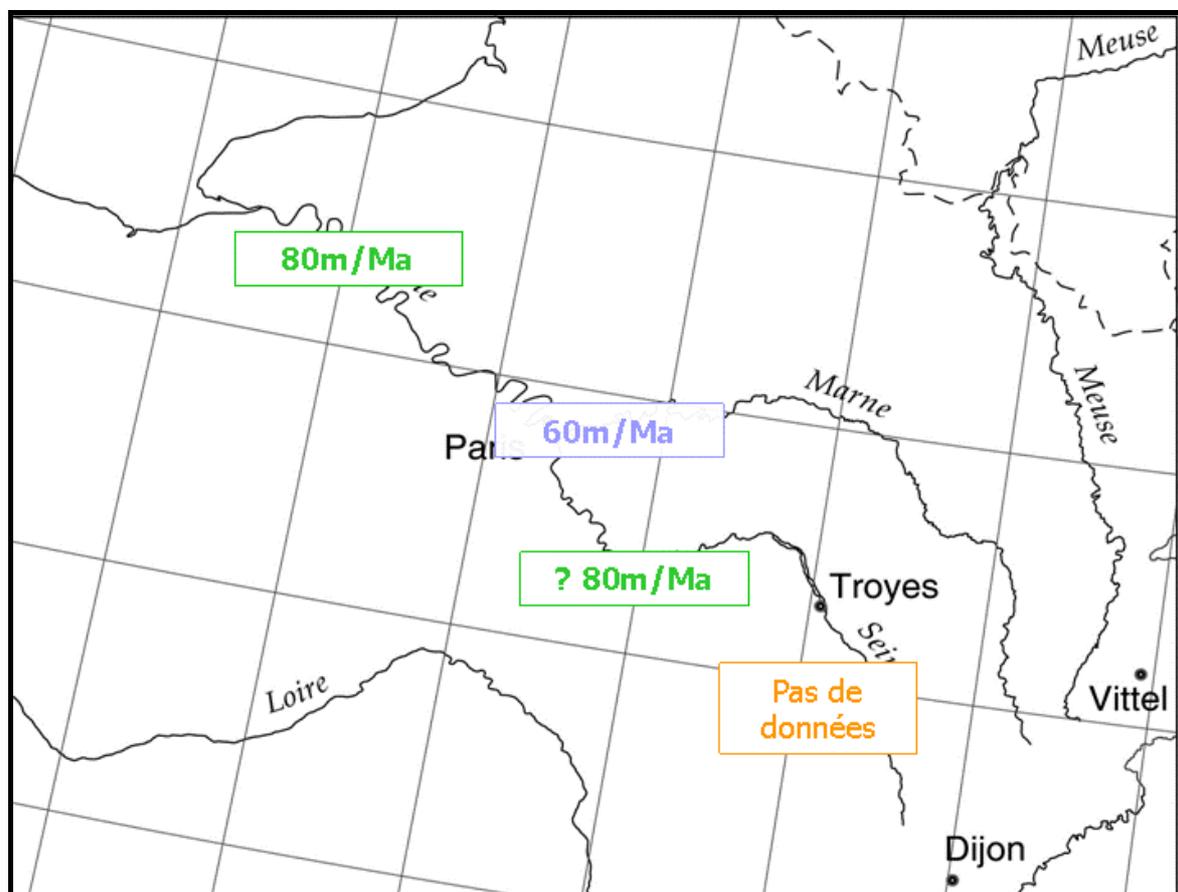


Figure 3.89 – Cartographie des résultats de la surrection tectonique dans la vallée de la Seine

3.3.A-2. Dans la vallée de la Marne

Nous élargissons maintenant notre zone d'étude et choisissons d'estimer la surrection tectonique plus à l'Est. Nous travaillons donc dans la vallée de la Marne.

Le choix de cette rivière affluente de la Marne nous conduit à modéliser deux processus classiques de l'évolution des réseaux de drainage : la confluence des cours d'eau et les processus de capture.

Le modèle temporel utilisé dans ces simulations est le même que celui utilisé pour la Seine. Le dernier point du profil de la Marne, à la confluence avec la Seine, est régi par l'évolution de l'altitude de la confluence obtenue lors des simulations étudiant le cas de la Seine. La surrection tectonique de la zone de confluence serait donc de 60m/Ma d'après ces résultats.

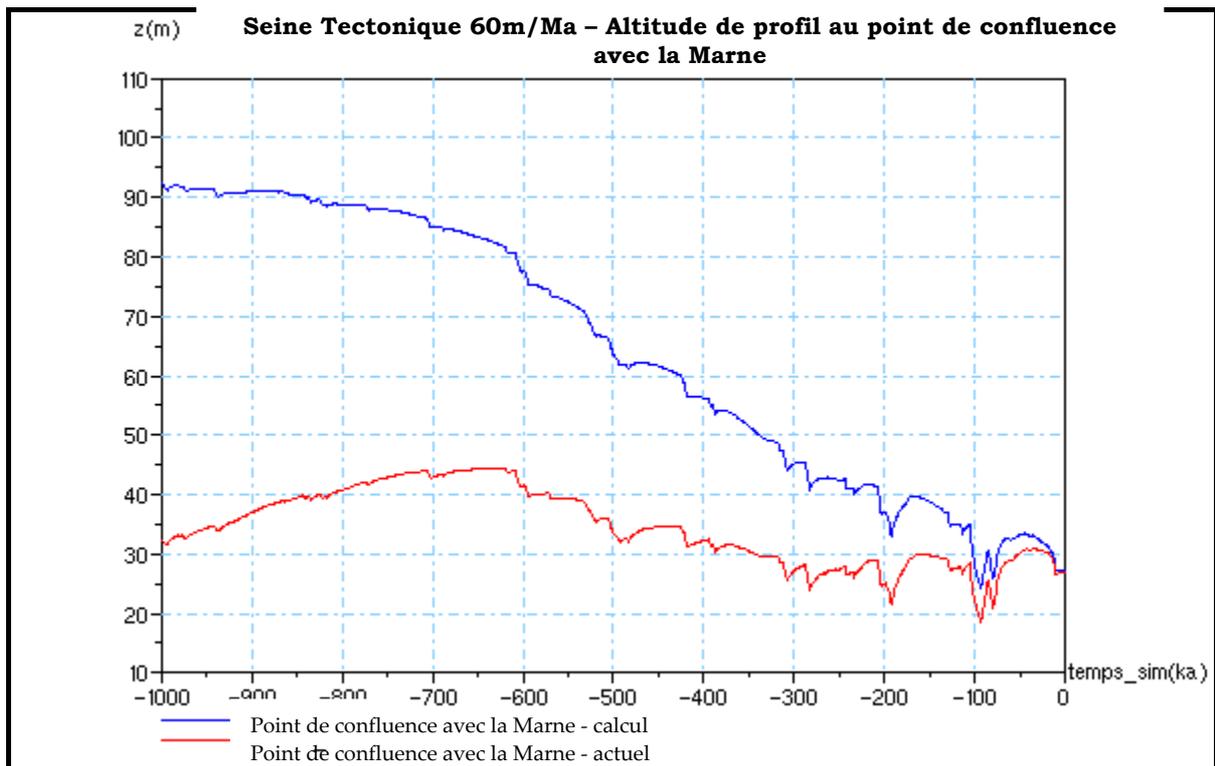


Figure 3.90. Evolution au cours du temps du point de confluence

La figure 3.90 représente l'évolution de la topographie du fond de vallée au niveau de la confluence avec la Marne. Nous avons utilisé les résultats de ce calcul de l'évolution de la Seine avec une surrection de 60m/Ma, sans post-traitement (c'est à dire la courbe rouge sur notre graphique).

Trois scénarios tectoniques ont été testés, conformément aux différentes hypothèses que nous avons pu tirer de l'étude du taux d'incision le long du profil en fonction du temps et des replats considérés. Nous allons donc étudier les résultats de calculs effectués avec une vitesse tectonique de 60m/Ma et 80m/Ma comme pour la Seine, mais également de 200m/Ma.

Dans chaque cas, le profil initial est déduit du profil d'équilibre obtenu sous des conditions tempérées, modifié pour prendre en compte l'altitude de la source au temps initial (tableau 3.37)

Tectonique	Altitude de la source du profil initial
60 m/Ma	411 m
60 m/Ma	411 m
80 m/Ma	391m

Tableau 3.37. Altitude de la source suivant les différentes valeurs de la tectonique

Dans ces simulations, la stratégie d'évaluation de l'évolution temporelle de la largeur d'action change un peu. Etant donné que l'on n'a aucune datation précise plus ancienne que -150ka, nous choisissons d'évaluer l'âge des replats à partir de la surrection tectonique que nous testons. L'évolution de la largeur de la vallée au cours du temps change donc suivant le scénario tectonique que nous expérimentons (figure 3.91).

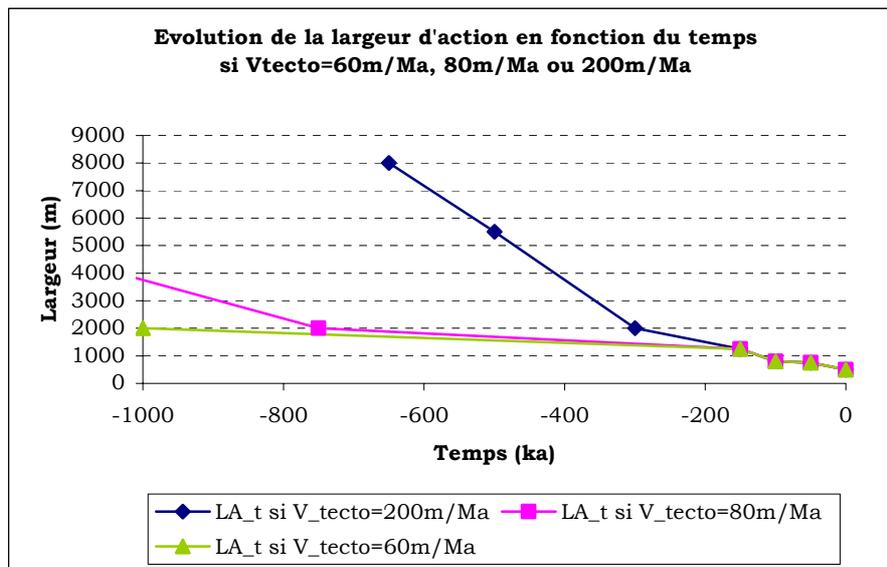


Figure 3.91. Evolution de la largeur d'action au cours du temps

Le niveau le plus élevé, appelé Ma6, est situé entre 110 et 130m au-dessus de niveau actuel de la Marne (noté Ma0). Ce niveau est absent en amont de Bologne ainsi qu'en aval de St-Dizier, le relief ne dépassant pas 70m d'altitude dans le Perthois. Le niveau Ma5 est situé vers entre 80 et 100m, toujours entre Bologne et St-Dizier. Aucun âge n'a été attribué à ces deux formations. Les auteurs supposent qu'elles ont été formées au cours du Pléistocène Inférieur, sans exclure pour autant une mise en place au cours du Tertiaire. Suivant la valeur que nous choisissons pour la surrection tectonique, l'âge potentiel de ces deux replats change radicalement. Si la tectonique est supposée être de 200m/Ma, ces terrains sont formés autour de -650ka puis vers -500ka, tandis que si la tectonique est de 60m/Ma, ils ont respectivement environ 1,625 et 1,250Ma. L'évolution de la largeur d'action change donc radicalement : elle est 4 fois plus grande si la tectonique est de 200m/Ma que si elle vaut 60m/Ma, comme dans la zone de confluence.

3.3.A-2.1.Capture du système Saulx-Ornain

La capture de la Saulx et de l'Ornain qui s'est déroulée vers -150ka nous conduit à utiliser deux jeux de coefficients de débit au cours d'une simulation.

Dans un premier temps nous utilisons le jeu de coefficients calculé à partir d'un paléo-débit de la Marne estimé à partir du débit actuel auquel on a retranché le débit de la Saulx et de l'Ornain. Entre -150ka et l'actuel, nous utilisons un deuxième jeu de coefficients calculé à partir des mesures hydrauliques actuelles.

Ces jeux de coefficients hydrauliques imposent qu'il y ait deux profils d'équilibre à considérer au cours des simulations. Les coefficients ETD que nous avons utilisé sont ceux qui correspondent au jeu de données hydrauliques actuelles. Etant donné qu'on ne connaissait pas de paléo-profil daté avec certitude de -1Ma, nous n'avons pas pu déterminer d'autres coefficients ETD à utiliser dans la première partie du calcul.

Le profil initial (-1Ma) est construit à partir du profil d'équilibre dans les conditions hydrauliques sans Saulx-Ornain. Le profil résultant du calcul à -151ka est ensuite utilisé dans la deuxième partie du calcul à partir de -150ka.

Les figures 3.92, 3.93 et 3.94 présentent les résultats des simulations réalisées avec une surrection tectonique de 60m/Ma avec et sans la prise en compte de la capture le long du profil (à Chaumont, Vitry-le-François et Nogent sur Seine).

On remarque à partir de ces figures que la prise en compte de la capture induit une érosion à partir de -150ka dans la partie amont de la vallée et un accroissement brutal de l'altitude du profil vers Vitry-le-François. Les courbes de l'évolution de la partie aval de la vallée ne présentent pas de changement.

Ce changement de comportement du profil à la suite de la capture est dû à l'utilisation de nouveaux coefficients du modèle spatial, donc à la définition de nouveaux profils d'équilibre. Le profil d'équilibre défini pour les conditions froides est plus bas que le précédent dans la zone amont (puisqu'on observe une érosion du profil pour tenter d'atteindre l'équilibre), plus haut vers Vitry-le-François, et très proche de l'ancien profil dans la partie aval.

La comparaison des deux figures ci-dessous, qui présentent l'évolution sur les 500 derniers milliers d'années, nous permet de voir que les altitudes sont très proches.

D'après des résultats présentés dans le tableau 3.38, on voit que les altitudes du profil au cours des 100 derniers milliers d'années sont très proches de celles calculées sans prendre en compte la capture.

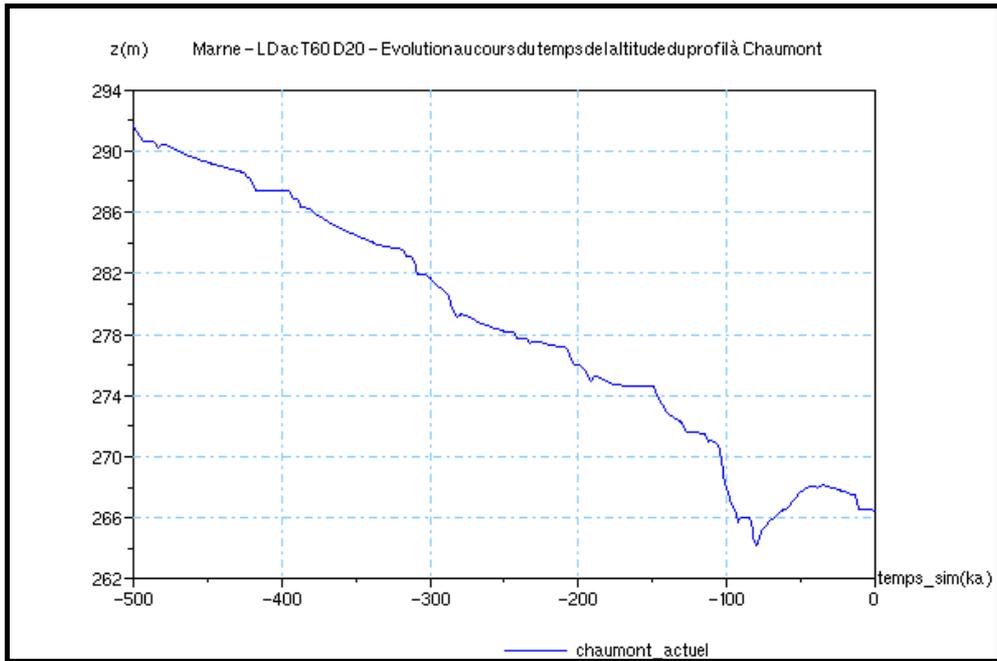


Figure 3.92. Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Chaumont après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka.

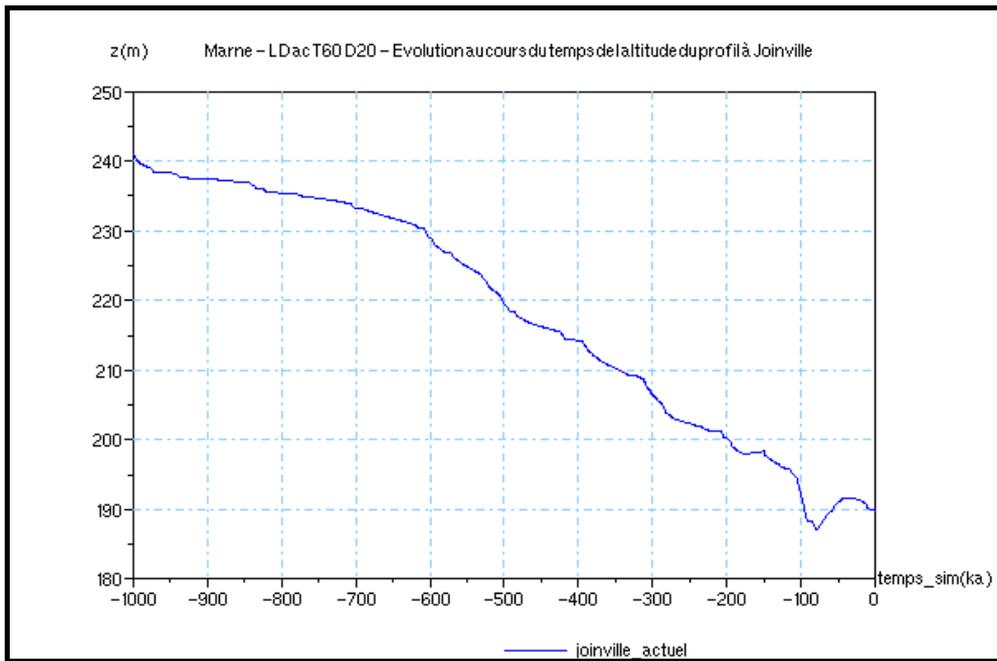


Figure 3.93 . Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Joinville après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka.

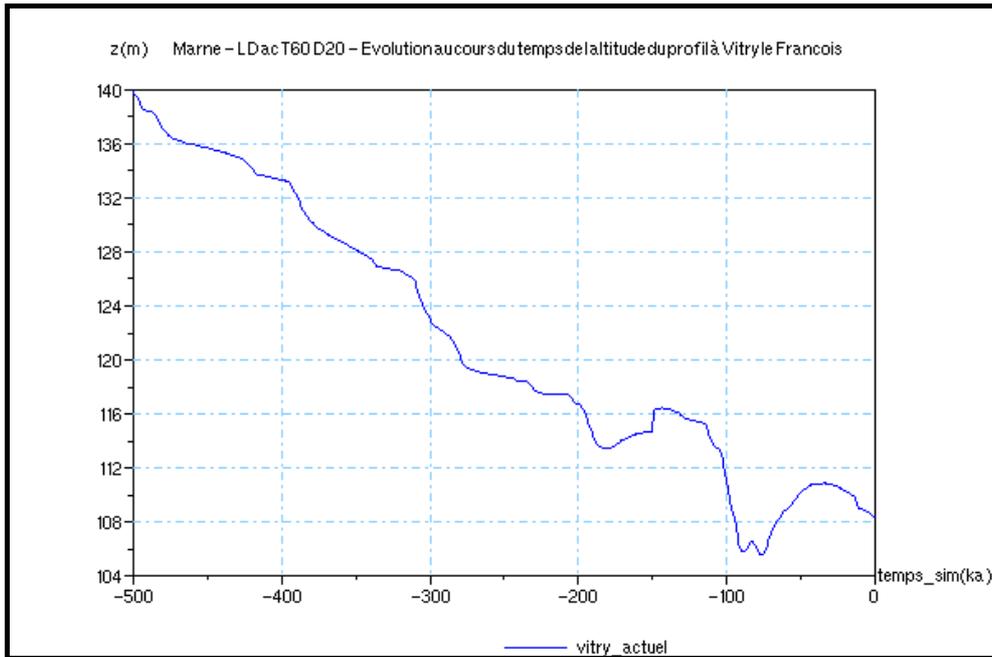


Figure 3.94 . Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Vitry-le-François, après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka.

Vers -100ka, les fluctuations introduites par le changement de modèle spatiales ont été gommées. Etant donné que le modèle spatial post-capture est relativement proche du modèle sans capture, les différences sont très faibles et ne peuvent plus être distinguées des imprécisions du schéma numérique.

Nous ne présenterons donc pas les résultats obtenus pour les autres simulations (réalisées avec une surrection tectonique de 80m/Ma et 200m/Ma).

L'utilisation d'un modèle spatial continu n'est pas idéal car l'introduction d'une capture provoque des changements hydrauliques sur la totalité du profil et introduits en amont des artefacts.

Dans la suite de cette étude, nous ne prendrons pas en compte la capture.

	Terrain	T=60m/Ma - sans capture	T=60m/Ma avec capture
Chaumont (x=45km, z= 250m)			
Ma6	-		
Ma5	-		
Ma4			
Ma3 (-150ka)	replat vers 272m	272m	274,5m
Ma2 (-100ka)	258m	266m	266m
Ma1 (~ -50ka)	? (épaisseur 3 à 4m)	265-269m	264-268m
Ma0	emboîtée 250m	emboîtée 267m	267m
Joinville (x= 85km, z= 180m)			
Ma6	300-310m	-	
Ma5	280 à 290m	-	
Ma4	244m	240m à -1Ma	240m à -1Ma
Ma3 (-150ka)	215m	199m	199m
Ma2 (-100ka)	sommet à 187m (épaisseur min 5m)	~192m (épaisseur 1m)	192m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock à 177m (épaisseur 3 à 4m)	190-195m	187-191m
Ma0	emboîtée z= 180m	193m	190m
St Dizier (116km, 140m)			
Ma6	260 à 270m	-	
Ma5	230 à 240m	-	
Ma4	197m	200m si -1Ma	200m à -1Ma
Ma3 (-150ka)	~170	153m	153m
Ma2 (-100ka)	[147-151]	143,5	143,5m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock vers 132m épaisseur 7m	143 - 148	143-148
Ma0	emboîtée z=140m	146m emboîtée	146m emboîtée

	Terrain	T=60m/Ma – sans capture	T=60m/Ma avec capture
Vitry-le-François (146km, 95m)			
Ma6	-		
Ma5	-		
Ma4	160m	164m si -1Ma	164m si -1Ma
Ma3 (-150ka)	[113-117m]	[115-116,5]	114-116m
Ma2 (-100ka)	sommet 107m	107m (épaisseur 0,5m)	106 (épaisseur 0,5m)
Ma1 (~ -50ka)	épaisseur 7m	106 - 111m	106-111m
Ma0	emboîtée –incision de 2 à 3m	108,5m	108
Epernay (215km, 67m)			
~+30m	97m	98m (-400ka)	98m (-400ka)
~ +15m	82m (épaisseur 5 à 7m)	83m (-250ka)	83 m (-250ka)
~+10m	77m (épaisseur 5 à 8m)	77-80m (stade 6)	77-79m (stade 6)
~+2m	69m (épaisseur 5 à 7m)	68-74m (Weichsélien)	69-74m (Weichsélien)
Ma0	emboîtée (-2à 3m)	70m	70m
Nogent et Maisons-Alfort ~ Paris			
Yerres Pré-tiglien	[100-115m]		
Sénart -1Ma ?	replat entre 80 et 95m	95m à -1Ma	95m à -1Ma
Paris stade 12	~45m	65m	65m
Maisons-Alfort -200ka	25m	45m	45m
Etiolles & Paris Weichsélien	bedrock entre 20 et 25m	27m	27m

Tableau 3.38. Résultats obtenus avec et sans capture pour T=60m/Ma

3.3.A-2.2.Estimation de la tectonique

Nous présentons les figures correspondant à la simulation effectuée avec une surrection tectonique de 6m/Ma. Le lecteur se référera au tableau 3.38 pour les altitudes résultants des autres simulations.

3.3.A-2.2.1. Dans la région amont, de Chaumont à St-Dizier

Pour une surrection tectonique de 60m/MA, les résultats obtenus à Chaumont, présentés sur la figure 3.95 (avant et après post-traitement tectonique), ne propose qu'une seule incision au cours du dernier million d'années : celle du début Glaciaire Weichsélien. L'altitude du replat correspondant à Ma3 sur le terrain, datant de -150ka, est de 272m. Ce résultat est donc conforme aux observations de terrain qui proposent une altitude de 272m également. Le niveau correspondant à Ma2 est moins satisfaisant : l'altitude calculée est de 266m tandis qu'elle est de 258m en réalité. Enfin, le niveau Ma1-Ma0 est plutôt intéressant : on retrouve bien une terrasse Ma0 emboîtée dans Ma1, une profondeur d'incision cohérente (après le post-traitement tectonique) de 2m et l'épaisseur des dépôts du Weichsélien est conforme à celle de Ma1. Si l'on considère une surrection de 80m/Ma, les

résultats obtenus Chaumont ne sont pas très différents des résultats calculés à partir de 60m/Ma. L'évolution de l'altitude à Chaumont au cours du temps dans le cas d'une hypothèse tectonique forte (200m/Ma), permet d'observer enfin un niveau Ma2 bien distinct. Les altitudes obtenus pour les replats Ma4, Ma3, Ma2 et Ma1-Ma0 ne sont pas satisfaisantes car il existe au moins 10m d'écart entre les altitudes observées et celles des replats de la simulation.

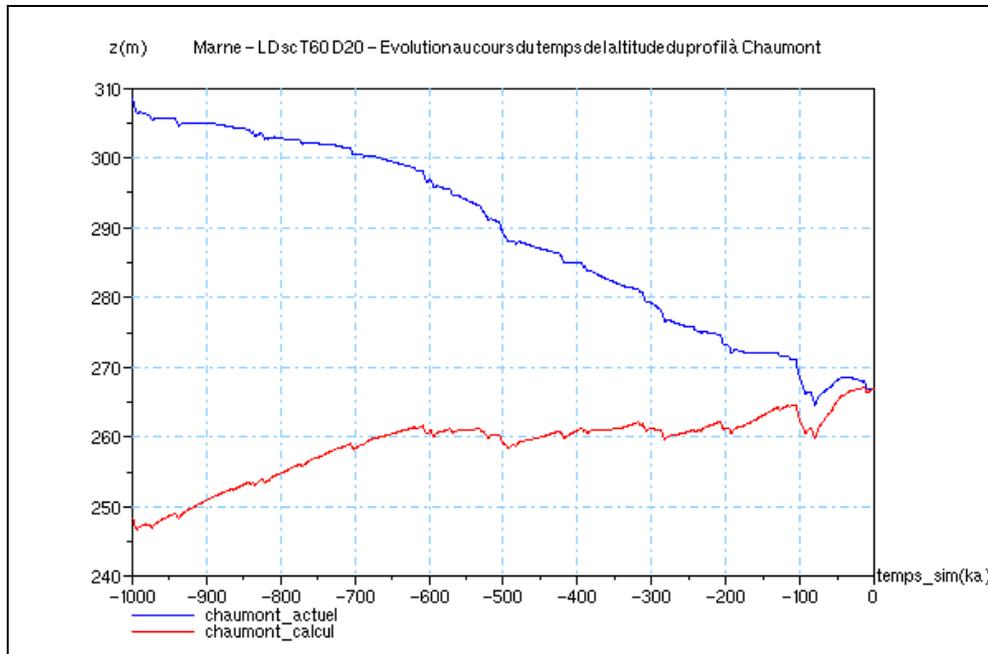


Figure 3.95. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Chaumont, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

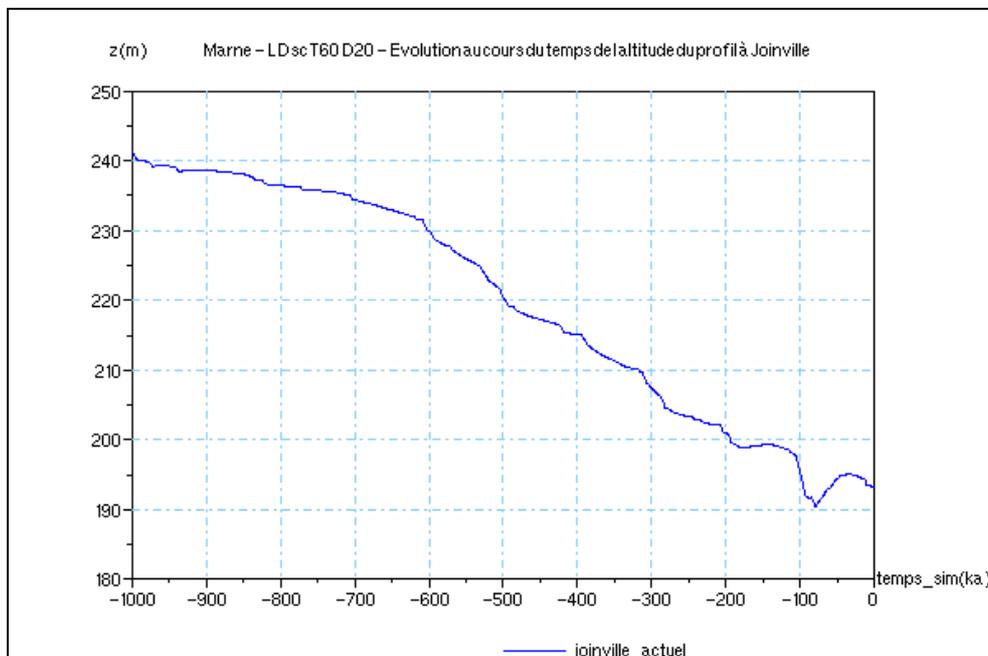


Figure 3.96. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Joinville, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

A Joinville (figure 3.96), on observe une variation de l'altitude du profil vers -100ka de l'ordre de 1m si la surrection est de 60m/Ma. Ceci ne correspond donc pas aux observations du niveau Ma2, épais de 5m minimum. De plus, le bedrock est situé à 177m, alors que dans notre calcul, il serait situé est vers 190m. Cependant, les dépôts de la nappe de la dernière période glaciaire sont épais de 5m environ, quand les dépôts de Ma1 sont épais de 3 à 4m sur le terrain. L'ordre de grandeur est ici bien respecté. Enfin, on remarque que les résultats sont cohérents avec l'hypothèse que nous avons utilisée dans ce calcul qui était que le niveau Ma4 se serait formé vers -1Ma, puisque les données du calcul vers -1Ma correspondent aux données de terrain pour Ma4. Là aussi, les résultats de la simulation effectuée avec une surrection de 80m/Ma diffèrent des résultats obtenus avec 60m/Ma. On note seulement que Joinville est meilleur pour Ma4, si effectivement ce niveau est daté à -750ka. Lorsque la surrection de 200m/Ma, l'altitude des points datant de -650ka, -500ka et -300ka concordent plutôt bien avec l'altitude des replats Ma6, Ma5 et Ma4 observés sur le terrain. Le niveau Ma3 du calcul est à la bonne altitude à Joinville mais l'épaisseur des dépôts est trop faible. Par contre, les résultats de la fin de la simulation ne concordent plus du tout avec les observations de terrain, situés bien plus bas que les calculs. De plus, la distinction d'une terrasse Ma2 est plus difficile.

Comme le montrent la figure 3.97, les résultats obtenus vers -1Ma à St-Dizier pour une tectonique de 60m/Ma sont également satisfaisants (si l'hypothèse de l'âge est valide). Cette fois, les résultats obtenus avec une surrection de 80m/Ma sont différents et sont également moins satisfaisants. Enfin, dans le cas où la surrection tectonique vaut 200m/Ma, les résultats obtenus à St-Dizier imposent les mêmes conclusions qu'à Joinville : ils sont plutôt satisfaisants jusqu'au niveau Ma2 qui est absent et Ma1-Ma0 qui est plus haut que les données de terrain.

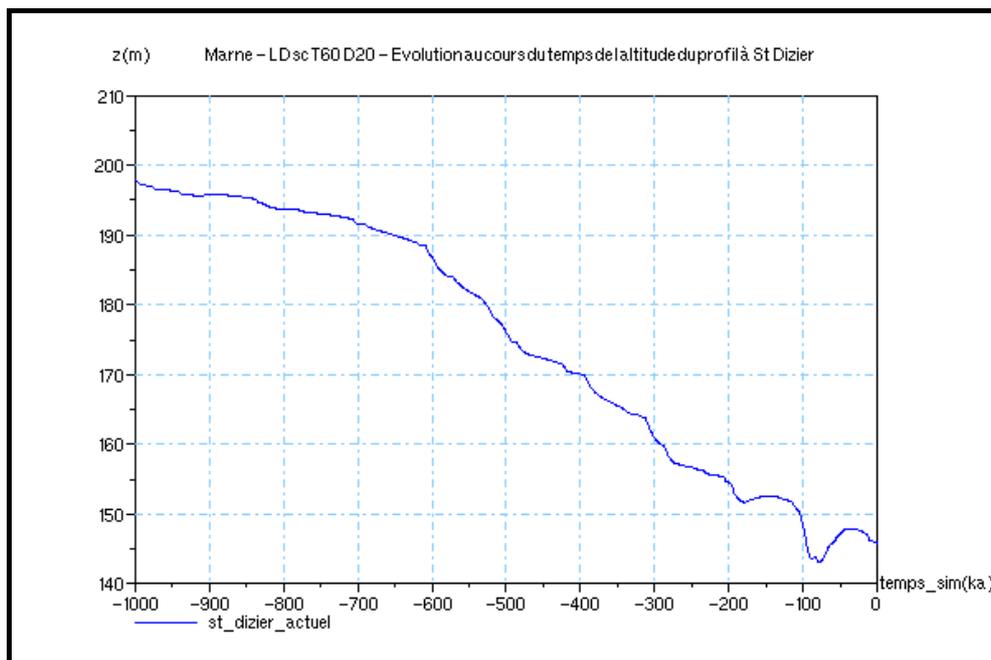


Figure 3.97. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à St-Dizier, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

3.3.A-2.2.2. Dans la région du Perthois

Les résultats obtenus vers -1Ma dans le cadre de la simulation avec une vitesse de 60m/Ma sont tout à fait satisfaisants (figure 3.98), si le replat Ma4 est effectivement âgé de 1Ma. Le niveau Ma3 est situé à la bonne altitude, même si l'épaisseur des dépôts est encore insuffisante (2m maximum au lieu de 5m sur le terrain). La terrasse Ma2 est mal modélisée

mais elle apparaît elle aussi à la bonne altitude. Seuls la nappe Ma1 paraît un peu surévaluée car l'altitude à Oka est de 109m quand elle est de 95m sur le terrain.

Les résultats obtenus à Vitry-le-François avec la simulation utilisant une surrection tectonique de 80m/Ma ne sont pas satisfaisants si Ma4 est datée de -750ka. Le replat de cet âge calculé avec cette simulation est trop élevé par rapport à l'altitude relevée sur le terrain. Les replats correspondants aux niveaux Ma3, Ma2 et Ma1-Ma0 ne sont pas satisfaisants non plus. Si l'altitude du niveau vers -150ka dans la simulation est conforme aux données, l'épaisseur des dépôts est trop faible, comme pour le niveau Ma1. Le niveau Ma2 est absent et le cours actuel est 14m plus bas que celui donné par la simulation.

Les résultats obtenus à Vitry-le-François à partir d'une tectonique de 200m/Ma sont peu intéressants : tous les niveaux de la simulation sont situés environ 20m au-dessus des valeurs réelles.

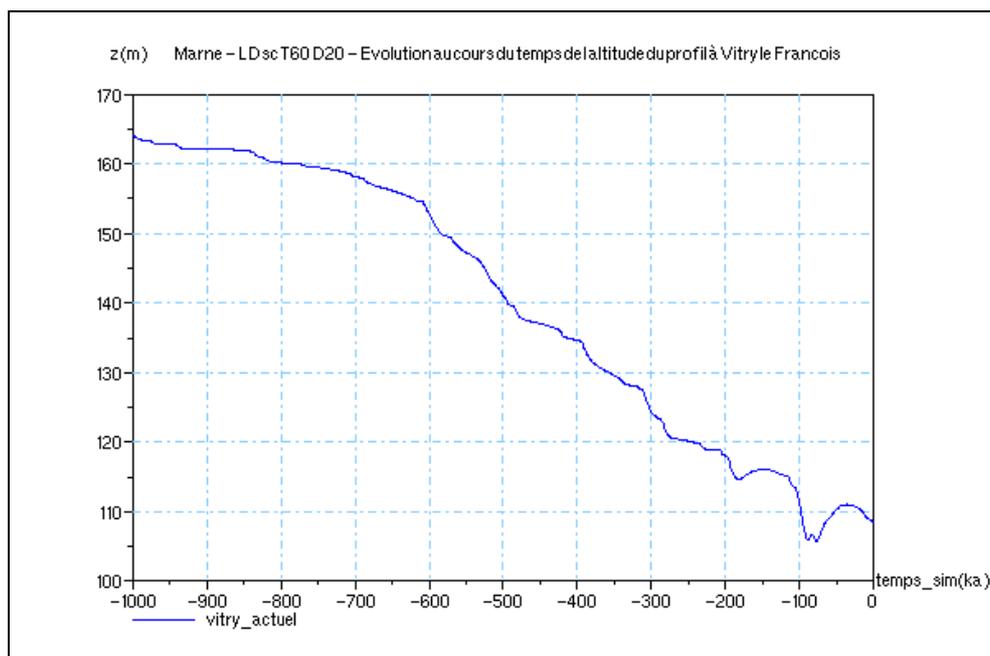


Figure 3.98. Marne tectonique = 60m/Ma - sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Vitry-le-François, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et Oka.

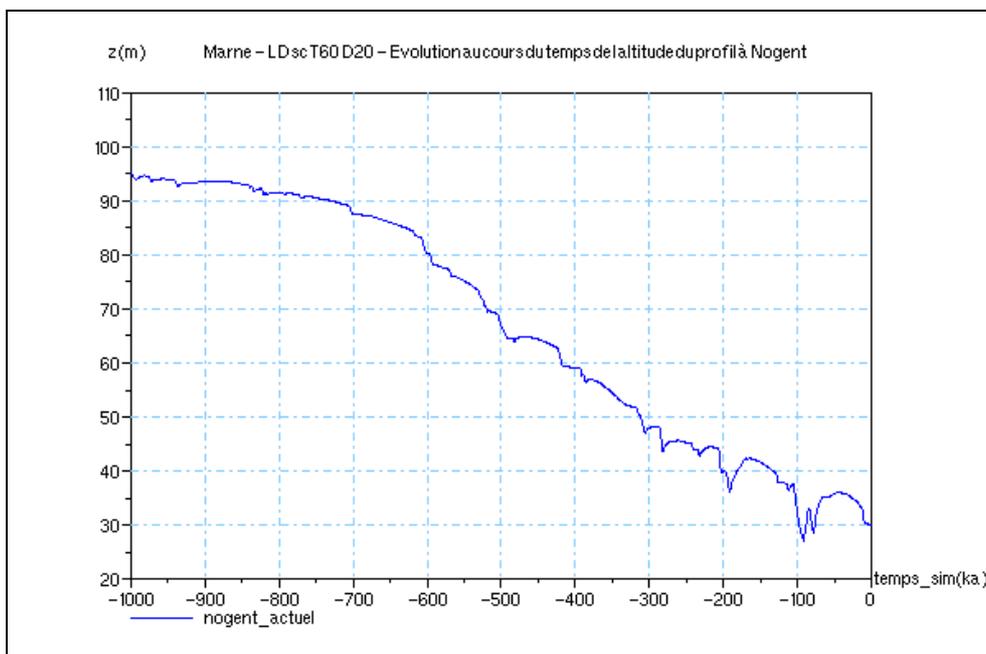
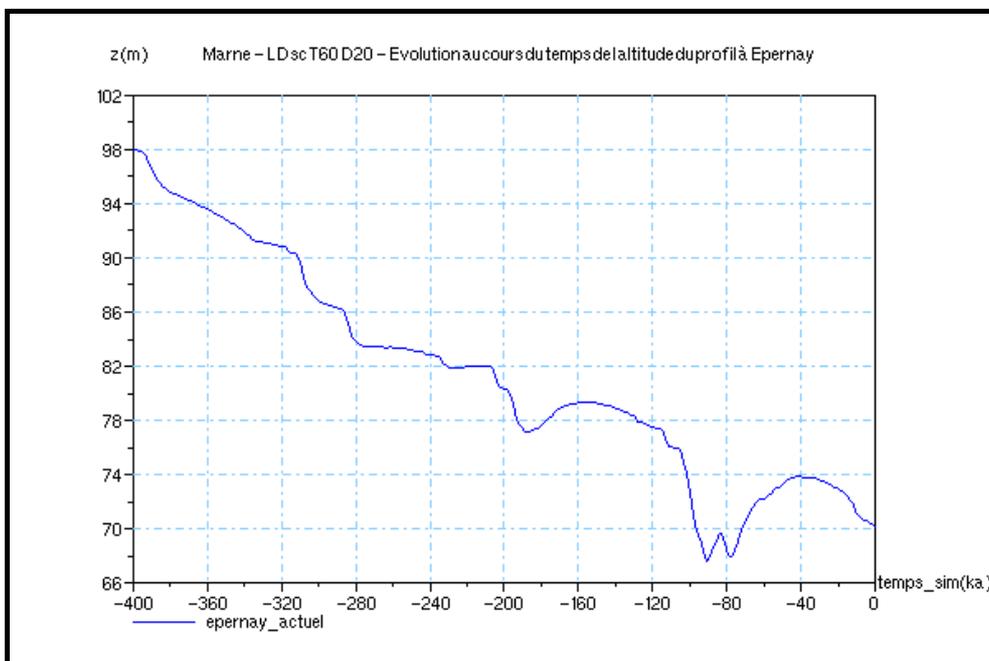
3.3.A-2.2.3. Dans la partie aval - Champagne crayeuse et région de Paris

Dans la région d'Épernay, nous observons des replats dont les altitudes correspondent aux altitudes observés sur le terrain, mais étant donné que nous n'avons pas d'éléments de datation, il est difficile de conclure sur la qualité des résultats.

La figure 3.99 représente l'évolution de l'altitude d'Épernay dans le cas de la simulation utilisant une surrection tectonique de 60m/Ma, une fois le post-traitement tectonique appliqué, entre -400ka, (où l'on trouve le replat situé vers 98m, qui pourrait correspondre au niveau le plus haut, situé 30m au-dessus du cours actuel de la Marne) à Oka. L'épaisseur des dépôts de la dernière période froide sont de 6m au maximum dans notre calcul, alors que les dépôts de la nappe la plus récente observée sur le terrain sont épais de 5 à 7m. L'épaisseur des dépôts modélisés est donc légèrement insuffisante.

Dans le cas où la surrection tectonique est de 80m/Ma, nous trouvons un âge plus récent pour les replats : celui situé à +30m serait daté de -330ka, celui situé à +10m daterait du stade 6, et celui situé à +2m serait âgé de 120ka. Le niveau obtenu à Oka est bien conforme avec l'altitude du cours de la Marne aujourd'hui. Les résultats sont moins satisfaisants pour cette simulation où la tectonique est de 80m/Ma que pour celle où elle était de 60m/Ma.

Les résultats obtenus avec une tectonique de 60m/Ma à Nogent-sur-Marne, présentés sur la figure 3.100 ne sont pas très satisfaisants. Le bedrock Weichsélien est trop haut (28m alors que les données de terrain le situent entre 20 et 25m). Le replat Saalien et celui du stade 12 sont également surévalués d'une vingtaine de mètres. Cependant, si l'on considère que la nappe de Sénart, située entre 80 et 95m, est âgée d'un million d'année, alors on retrouve bien dans notre calcul, le point daté de -1Ma vers 95m d'altitude, une fois le post-traitement tectonique effectué.



Vers -750ka, l'altitude calculé à Nogent avec une surrection tectonique de 80m/Ma est de 105m, ce qui est beaucoup trop par rapport à la nappe de Sénart, estimée à 1Ma et situé vers 95m d'altitude. Au cours du stade 12, l'altitude est 30m plus haut que sur le terrain, et au cours du stade 6 elle est surévaluée de 20m. Enfin, le bedrock Weichsélien serait à 30m tandis qu'il est compris entre 20 et 25m sur le terrain.

Dans le cas de la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 200m/Ma, tous les niveaux de la simulation sont situés environ 20m au-dessus des valeurs observées sur le terrain. Ma 2 est indétectable.

3.3.A-3. Conclusions

Plusieurs remarques viennent à la suite de cette étude.

*** La terrasse Ma2 n'est jamais reproduite**

En effet, un des défauts majeurs des résultats que nous avons exposé dans ce paragraphe est la mauvaise représentation presque systématique de la terrasse correspondant à Ma2, formée au cours des sous-stades 5d à 5a, c'est-à-dire vers -100ka. Le fait que cette remarque s'applique à toutes les simulations nous laisse penser que nous n'avons pas pris en compte de façon adapté le ou les facteurs qui ont permis la mise en place de cette nappe. Le signal climatique que nous utilisons n'est pas en cause car nous avons montré que des dépôts formés au cours de la transition climatique située vers -100ka pouvaient être préservés.

*** Quelle simulation donne les résultats les plus satisfaisants ?**

Il est assez difficile de répondre à cette question car les résultats sont plus ou moins satisfaisants suivant les zones considérées. La qualité des résultats de chaque simulation varie également selon l'âge considéré.

Les résultats obtenus dans la région très à l'amont de la Marne, à Chaumont, sont assez difficiles à évaluer. En effet, les résultats obtenus pour une surrection tectonique de 60 ou 80m/Ma sont très semblables. Les altitudes calculées avec une tectonique de 200m/Ma sont trop élevées mais le taux d'incision instantané (entre Ma4 et Ma3 par exemple) reste sensiblement le même que celui des deux autres simulations. La capture du système Saulx-Ornain ne jouant ici aucun rôle puisqu'elle a lieu plus en aval, il nous est difficile de conclure sur l'absence de résultats très satisfaisants et sur l'absence de la terrasse Ma1 bien distinguée dans les simulations. Le manque ou les imprécisions sur les données peuvent expliquer que le modèle spatial soit mal paramétré, engendrant ensuite une mauvaise évaluation des taux d'incision ou de dépôts.

Plus en aval, mais toujours avant la zone de confluence, les résultats sont plus intéressants. On observe qu'à Joinville et à St-Dizier, les meilleurs résultats concernant le replat Ma3 sont obtenus avec la simulation qui utilise une surrection tectonique de 200m/Ma. Les niveaux inférieurs, Ma2 et Ma1-Ma0 sont surévalués avec cette simulation, mais la simulation réalisée avec une tectonique de 60m/Ma permet une épaisseur des dépôts de Ma1 conformes aux observations de terrain. En outre, la terrasse Ma2 n'est pas reproduite dans ces trois simulations. On notera cependant que le taux d'incision observé à Joinville entre Ma3 et Ma0 est de 35m en 150ka, soit plus de 230m/Ma, alors qu'avec une surrection tectonique de 200m/Ma, on obtient seulement une incision de 20m. Etant donné que Joinville est situé sur le fossé de la Marne, on pourrait penser que la surrection tectonique dans cette région a été sous-évaluée au cours des deux derniers cycles glaciaires. Cette hypothèse n'est bien sûr qu'une suggestion qui doit avant tout être validée sur le terrain par d'autres analyses. A St-Dizier, les résultats obtenus pour les niveaux Ma2 et Ma1-Ma0 sont

plus réalistes dans le cas des simulations réalisées avec une tectonique faible, mais on remarque encore une fois que la profondeur d'incision réalisée avec le calcul utilisant une tectonique forte est de 30m environ, ce qui est tout à fait conforme aux observations de terrain, même si les altitudes calculées sont trop grandes.

L'utilisation d'un modèle continu pour le débit suivant une fonction puissance impose que le changement des paramètres hydrauliques suite à la capture du système Saulx-Ornain, influence également la partie du cours d'eau qui est situé en amont du point de confluence. Les résultats des simulations effectuées en tenant compte de la capture sont différents de ceux réalisés sans changements des conditions hydrauliques. L'écart entre les résultats reste cependant faible.

Les tableaux 3.39 et 3.40 exposés ci-après résument les résultats obtenus dans la partie amont puis aval pour ces tests.

Les résultats de ces tests sont résumés dans la carte ci-dessous, figure 3.101.

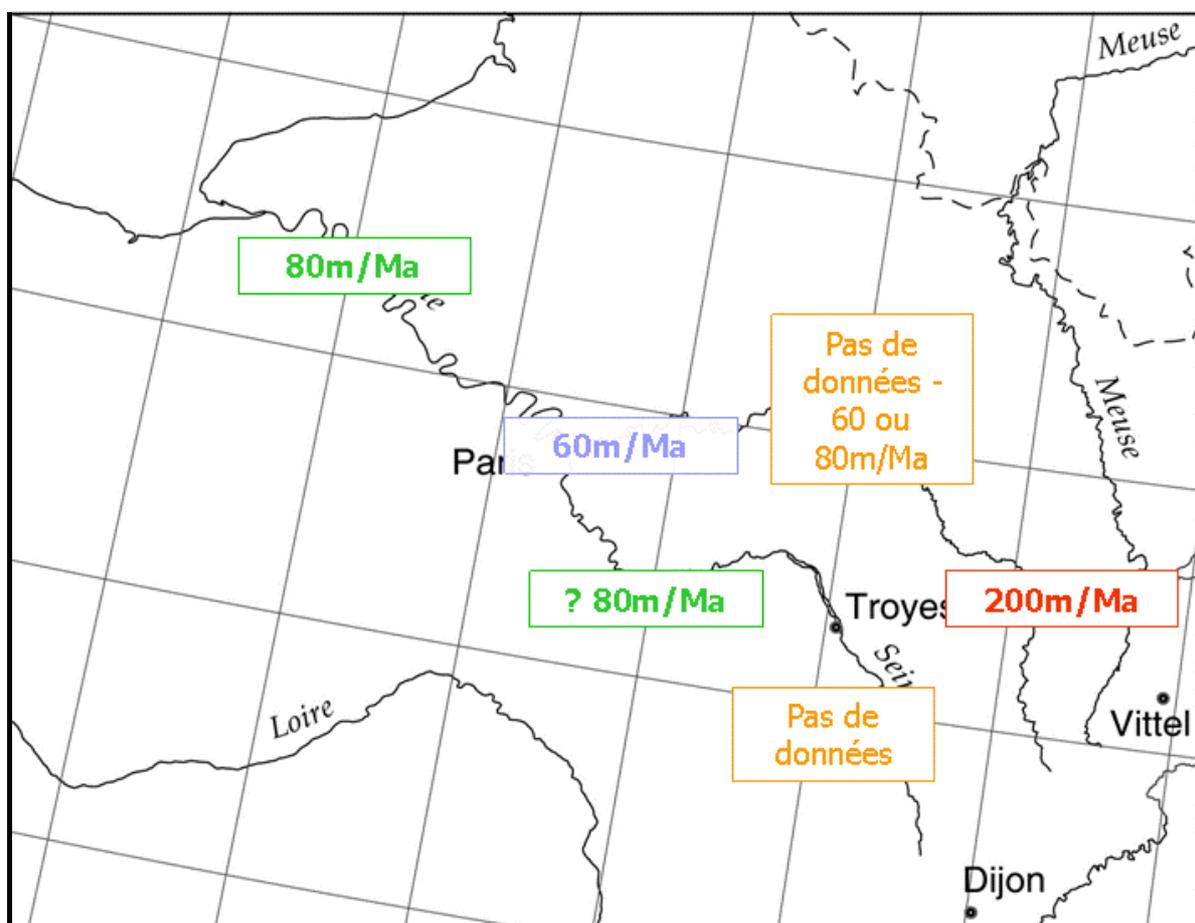


Figure 3.101. Carte de la répartition de la tectonique dans les vallées de la Seine et de la Marne

	Terrain	60m/Ma	80m/Ma	200 m/Ma
Chaumont (x=45km, z= 250m)				
Ma6	-			356m ~-650ka
Ma5	-			340m~ ~-500ka
Ma4				313m ~-300ka
Ma3 (-150ka)	replat vers 272m	272m	275m	~285m
Ma2 (-100ka)	258m	266m	266m	274m
Ma1 (~ -50ka)	? (épaisseur 3 à 4m)	265-269m	265-269	271-273m
Ma0	emboîtée 250m	emboîtée 267m	267m	269m
Joinville (x= 85km, z= 180m)				
Ma6	300-310m	-		310m ~-650ka
Ma5	280 à 290m	-		285m ~-500ka
Ma4	244m	240m à -1Ma	~245m (si -750ka)	247m ~-300ka
Ma3 (-150ka)	215m	199m	201m	216m
Ma2 (-100ka)	sommet à 187m (épaisseur min 5m)	~192m (épaisseur 1m)	~193m (épaisseur 1m)	202m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock à 177m (épaisseur 3 à 4m)	190-195m	192m-196m	199-201
Ma0	emboîtée z= 180m	193m	193m	195m
St Dizier (116km, 140m)				
Ma6	260 à 270m	-	-	278m ~-650ka
Ma5	230 à 240m	-	-	246m ~-500ka
Ma4	197m	200m si -1Ma	205m (si -750ka)	210m ~-300ka
Ma3 (-150ka)	~170	153m	155m	173m
Ma2 (-100ka)	[147-151]	143,5	145m	157m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock vers 132m épaisseur 7m	143 - 148	145-148m	152-154m
Ma0	emboîtée z=140m	146m emboîtée	146m	148m

Tableau 3.39. Comparaisons des résultats obtenus dans la vallée de la Marne : partie amont

	Terrain	T60_SC	T80_SC	T200_SC
Vitry-le-François (146km, 95m)				
Ma6	-			250m
Ma5	-			220m
Ma4	160m	164m si -1Ma	172m si -750ka	178m
Ma3 (-150ka)	[113-117m]	[115-116,5]	117-118,5m	137m
Ma2 (-100ka)	sommet 107m	107m (épaisseur 0,5m)	107,5-108m	120m
Ma1 (~ -50ka)	épaisseur 7m	106 - 111m	[107-112]	115-117
Ma0	emboîtée -incision de 2 à 3m	108,5m	emboîtée 3m (109m)	111m
Epernay (215km, 67m)				
~+30m	97m	98m (-400ka)	97m (-330ka)	97m ~-120ka
~ +15m	82m (épaisseur 5 à 7m)	83m (-250ka)	[82-84m] (stade 6)	82m ~-90ka
~+10m	77m (épaisseur 5 à 8m)	77-80m (stade 6)	77m (-120ka)	-30ka
~+2m	69m (épaisseur 5 à 7m)	68-74m (Weichsélien)	[69-74m] (-90ka)	?
Ma0	emboîtée (-2à 3m)	70m	70m	72m
Nogent et Maisons-Alfort ~ Paris				
Yerres Pré-tiglien	[100-115m]		115m à -1Ma	235m à -1Ma
Sénart -1Ma ?	replat entre 80 et 95m	95m à -1Ma		
Paris stade 12	~45m	65m	73m	130m
Maisons-Alfort -200ka	25m	45m	45m	68m
Etiolles & Paris Weichsélien	bedrock entre 20 et 25m	27m	30m	40m !

Tableau 3.40. Comparaisons des résultats obtenus dans la vallée de la Marne : partie aval

Il est difficile de déterminer les résultats les meilleurs à Vitry-le-François. En effet, les résultats des simulations effectuées avec une surrection tectonique de 60 ou 80m/Ma sont très proches, et plutôt conformes aux données de terrain. La simulation réalisée avec une tectonique de 200m/Ma donne des altitudes trop élevées.

Les résultats obtenus à Epernay, dans la zone de hiatus qu'est la champagne crayeuse, sont difficiles à juger car nous ne possédons aucune datation qui pourrait contraindre ces résultats. Nous observons bien des replats à des altitudes conformes aux données de terrain dans les trois cas. Cependant, la chronologie des terrasses obtenues avec une surrection tectonique de 200m/Ma n'est pas réaliste. Le calendrier tiré des résultats de la simulation effectuée avec une tectonique de 80m/Ma permet un raccord avec les données de terrain de la zone amont où par exemple le replat situé à 15m au-dessus du cours actuel de la Marne est daté de -150ka. Celui construit à partir des calculs utilisant une tectonique de 60m/Ma est très semblable à la chronologie des niveaux observés dans la vallée de la Seine dans la région parisienne et plus en amont vers Montereau.

Enfin, en région Parisienne, quelle que soit la surrection tectonique appliquée, que la capture soit prise en compte ou non, les résultats obtenus ne sont pas satisfaisants. Les plus proches sont cependant les résultats obtenus avec une vitesse tectonique de 60m/Ma, ce qui est conforme avec la surrection tectonique trouvée dans la vallée de la Seine dans cette zone.

Ainsi, on constate que les résultats des simulations sont différents suivant la région étudiée :

- Dans la partie amont et jusqu'à St-Dizier, les résultats plus réalistes sont ceux qui proviennent des calculs réalisés avec une surrection tectonique de 200m/Ma : les altitudes sont trop élevées mais les taux d'incision depuis Ma4 jusqu'à Ma0 sont plutôt bien reproduits.
- Dans la partie aval, l'utilisation de cette valeur pour la tectonique donne des résultats qui ne sont plus du tout satisfaisants, pour les altitudes et pour les incisions. Des résultats plus satisfaisants sont obtenus avec une tectonique plus faible, mais l'absence de datations en Champagne crayeuse est très pénalisante et ne permet pas de conclusions claires.

*** Deux régimes différents peuvent s'observer le long de la Marne**

D'après cette analyse des résultats des simulations, on peut différencier deux zones dans cette vallée de la Marne : la partie amont et jusqu'à St-Dizier, où les taux d'incision des simulations doivent être importants, et la partie aval, où les taux d'incision sont plus faibles. Cette distinction avait déjà été imaginée lors de l'étude des données de terrain puisque la corrélation des niveaux reconnus en Haute-Marne avec les niveaux de la zone de confluence posait des questions. On note également que l'épaisseur des dépôts augmente le long du profil. En effet, les terrasses Ma3, Ma2 et Ma1 sont plus épaisses dans le Perthois qu'à Joinville.

Si les taux d'incision diminuent d'amont en aval, c'est que le régime et la capacité du cours d'eau à inciser sont atténués. Etudions alors le rôle de chacun des facteurs de contrôle que nous avons exposés précédemment : le climat, l'eustatisme, la surrection tectonique et des facteurs plus locaux comme la lithologie, la présence de failles, etc.

Ces variations du potentiel d'érosion de la rivière ne sont probablement pas causées par des fluctuations du climat, la distance entre les deux régions n'étant que de quelques dizaines de kilomètres. De même, l'influence des variations eustatiques étant devenue négligeable au-delà de Paris dans les simulations de la Seine, elles ne sont donc pas notables au point de confluence et ne peuvent donc influencer le régime de la Marne. De plus, si jamais une forte chute du niveau marin pouvait influencer la Marne, on observerait le phénomène inverse et les taux d'incision les plus forts à l'aval.

La présence du fossé tectonique de la Marne, situé vers Joinville, qui pourrait avoir engendré un soulèvement différentiel au cours du Quaternaire moyen et récent, est une première explication qui paraît cohérente.

Mais la zone aval correspond aussi (dans la réalité !) à la zone d'influence de la capture du système Saulx-Ornain. En modifiant les conditions hydrauliques et la charge sédimentaire de la deuxième partie du cours de la Marne, la capture a également pu modifier les taux d'incision ou de dépôts. Une question se pose cependant : en augmentant le débit du cours d'eau, la capture aurait plutôt favorisé l'incision. Il fallait donc que la charge sédimentaire apportée par les rivières Saulx et Ornain soit très importante pour contre balancer cette augmentation de débit (surtout que la Marne ne devait pas être trop chargée en amont puisque le taux d'incision était important).

Enfin, on peut également penser à des variations hydrologiques du cours d'eau engendré par la présence d'importants réseaux karstiques dans le Barrois. Au cours des périodes tempérées ou boréales, les circulations souterraines sont puissantes et alimentent fortement la Marne. Au cours des périodes plus froides, le gel bloque ces écoulements et le cours d'eau n'est plus autant alimenté en aval, ce qui impliquerait une diminution du taux d'érosion. Sur le terrain, on observe effectivement que le taux d'incision des périodes tempérées croît de l'amont vers l'aval. On constate que l'incision du cours actuel de la Marne (Ma0) dans la nappe grossière Ma1 a atteint le bedrock rocheux en aval de St-Dizier alors qu'en amont, vers Joinville ou Chaumont, la Marne coule sur ses alluvions. Les circulations karstiques et leurs rôles sur l'alimentation en eau vers l'aval peuvent donc également expliquer ces observations.

3.3.B. VERS UNE EVOLUTION DU RELIEF

Nous avons choisi de présenter dans ce chapitre les résultats d'une étude de l'influence du paramètre local qui est la présence d'un point de confluence, sur l'évolution morphologique des versants qui bordent la vallée de la Seine.

Nous ne nous intéressons pas ici aux variations lithologiques au sein de la pente. En effet, elles peuvent être modélisées par un changement des fonctions spatiales des paramètres des équations. En appliquant ensuite la même méthode que celle que nous avons utilisée pour déterminer les coefficients ETD de l'équation d'érosion fluviale, nous pourrions déterminer ces coefficients à partir des pentes d'équilibre des versants suivant les lithologies. Cette méthode est cependant plus difficile à appliquer dans le cas des versants. En effet, il est difficile de trouver sur le terrain, et pour chacune des lithologies traversées, des versants aujourd'hui à l'équilibre, c'est-à-dire dont la pente est rectiligne, qui nous permettrait ensuite de calibrer les coefficients des versants dont la lithologie varie.

Nous avons dans un premier temps réalisé des calculs visant à estimer l'ordre de grandeur de chacun des paramètres du modèle d'érosion des versants. Nous avons pour cela étudié le cas réel des versants de Méry-sur-Seine, dans la vallée de la Seine, en Champagne crayeuse. Les tableaux 3.41 et 3.42 ci-dessous résument les valeurs des paramètres choisies et testées au cours des différents calculs présentés par la suite.

Climat	K1 (m ² /an)	K2 (m ² /an)	K3 (m ² /an)
index climatique = 25	0,18	0,018	0,0018
index climatique = 15	0,6	0,06	0,006
index climatique = 10	3	0,3	0,03
index climatique = 0	0	0	0

Tableau 3.41. Coefficients K du modèle temporel des versants

Index climatique	Pente d'équilibre	Vitesse d'altération du substratum (10 ⁻³ m/an)	Vitesse de dissolution (10 ⁻⁶ m/an)
climat tempéré : 25	35°	0,5	25
climat boréal : 15	25°	3	50
climat glaciaire : 10	25°	1	10
climat de toundra : 0	35°	0,3	0

Tableau 3.42 Coefficients d'altération, équilibre et dissolution du modèle temporel des versants

Nous proposons ensuite une comparaison de ces résultats avec ceux obtenus dans la région de Montereau, en aval de la confluence de la Seine et de l'Yonne. Ces deux sites sont tous les deux en Champagne crayeuse : ainsi, dans les deux cas, les pentes et le fond de la vallée sont entièrement et uniformément constitués de craie.

3.3.B-1. Modélisation des versants crayeux autour de Méry-sur-Seine

Cette région est située en champagne crayeuse, quelques dizaines de kilomètres avant la confluence de l'Aube et de la Seine. Les versants sont ici entièrement constitués de craie.

Deux formes de versants sont observées sur les pentes de la vallée de la Seine, et sont représentés sur la figure 3.102) Il existe d'une part des versants plutôt raides et assez lisses (profil rouge), et des versants dont la pente est beaucoup plus douce et où des paliers sont encore assez visibles (profil vert). Aucune datation n'a été réalisée sur les dépôts d'alluvions, de colluvions ou de loess sur les sommets. L'histoire de ces versants, leur évolution au cours du temps et leur façonnement nous étant donc inconnue, il nous est alors difficile de caler

convenablement les différents paramètres et de valider les résultats des simulations. Nous nous reposerons donc ce qui nous semble plus ou moins vraisemblable et nous choisirons les résultats les plus représentatifs.

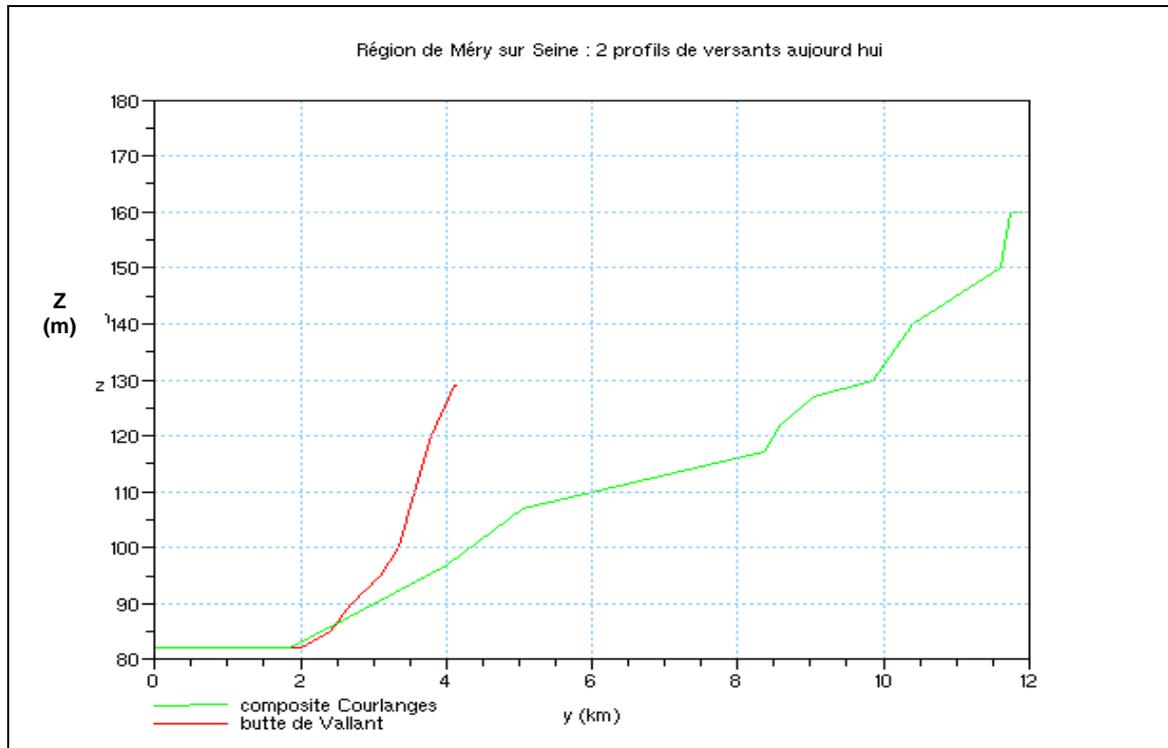


Figure 3.102. Profils réels – versants de Courlange (Méry-sur-Seine)

La vitesse de surrection tectonique que nous avons utilisée est de 80m/Ma. Nous avons ensuite testé plusieurs ordres de grandeurs pour la valeur du coefficient de diffusion K. Ces valeurs sont présentées dans le tableau ci-dessous.

A partir des observations de terrain actuelles, qui nous indiquent que les points hauts de cette région se situent vers 180m, nous avons construit le profil initial des versants de la rive gauche de la Seine dans la région de Méry-sur-Seine et Coulanges. Le sommet des plateaux était alors situé vers 100m et le fond de la vallée, dont on connaît l'altitude initiale grâce aux simulations effectuées précédemment, est situé à 82m d'altitude. La largeur d'action du fleuve est donnée par la fonction $LA(t,x)$ pour $t=-1\text{ma}$ et à l'abscisse curviligne correspondant à Méry-sur-Seine. Ce profil initial est présenté sur la figure 3.103.

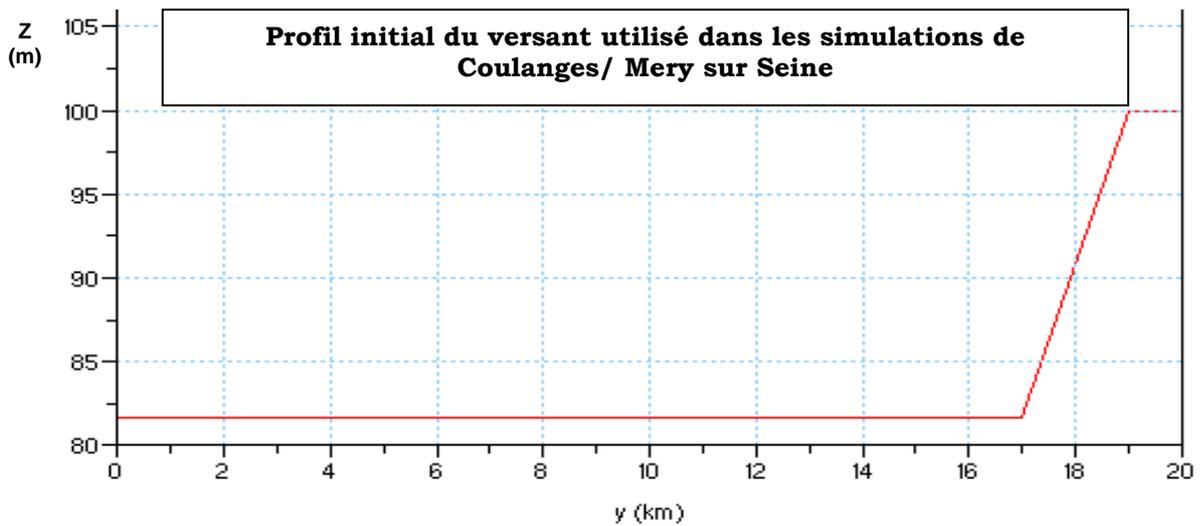


Figure 3.103. Profil initial – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

Les résultats des différentes simulations effectuées suivant la valeur du coefficient K (K1, K2 et K3) sont exposés sur les figures 3.104, 3.105 et 3.106 ci-après.

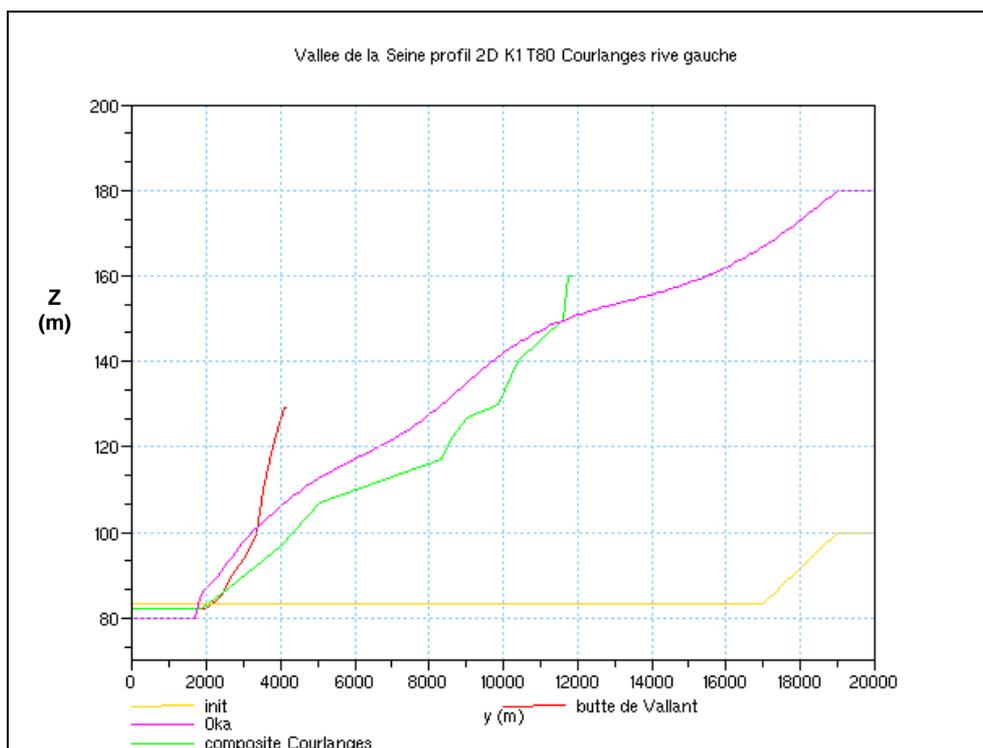


Figure 3.104. Résultats de la simulation K1 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

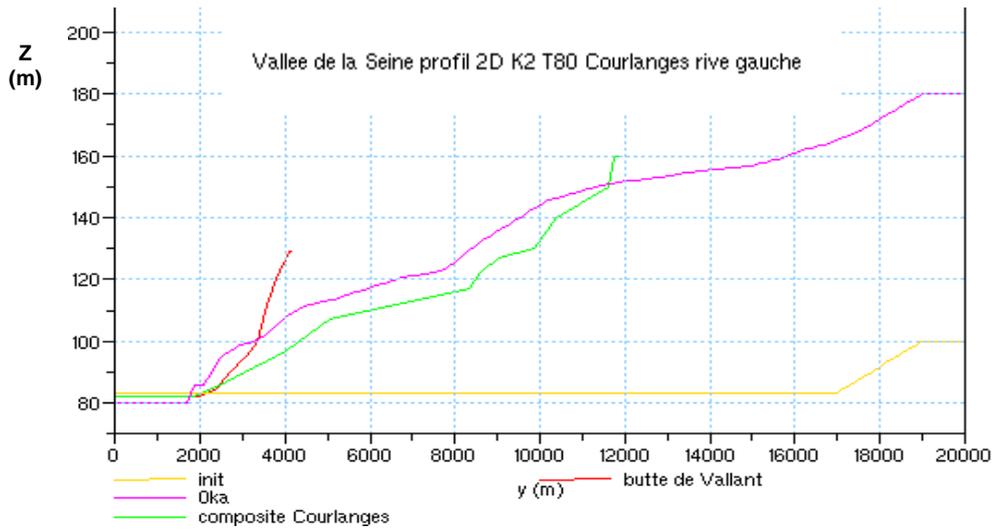


Figure 3.105. Résultats de la simulation K2 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

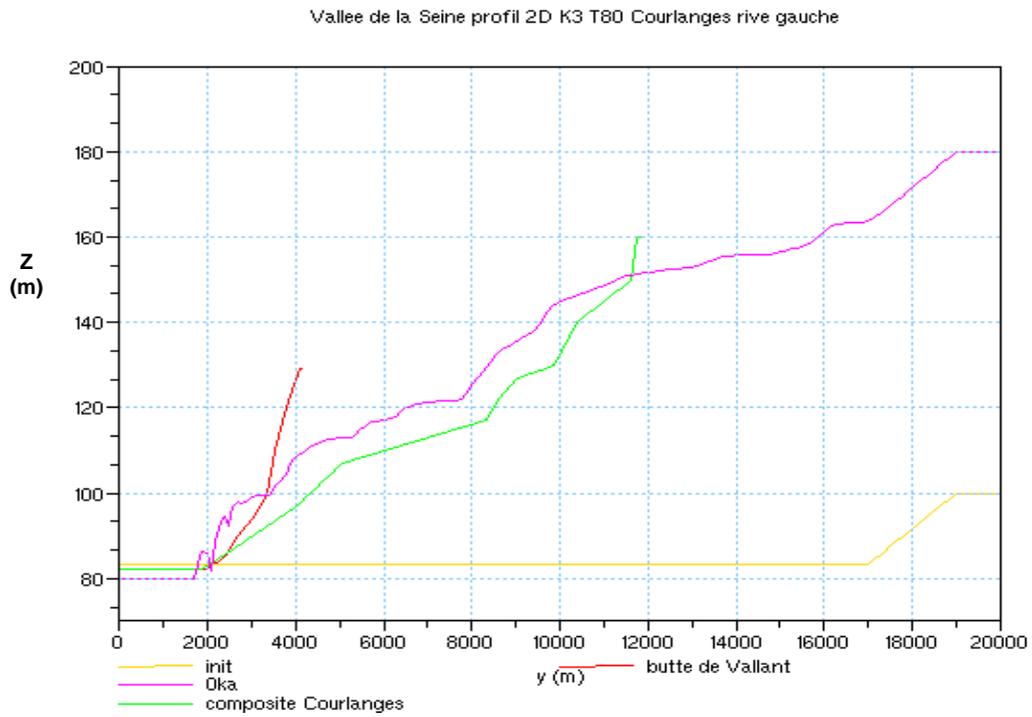


Figure 3.106 Résultats de la simulation K3 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

Le profil résultant de la simulation K1 est le profil le plus lisse. Ceci est tout fait à cohérent car il correspond à la simulation où le coefficient de diffusion est le plus élevé. Plus l'ordre de grandeur de celui-ci est faible, plus le profil final présente des irrégularités. La diffusion et le lissage des pentes qui en découle étant moins efficace, les replats engendrés par l'évolution du fond de vallée sur sa largeur d'action sont plus visibles.

Dans les trois simulations, les profils obtenus à la fin des calculs ont une forme générale très satisfaisante car assez proche du versant composite de Courlange. Les altitudes et les pentes sont du même ordre de grandeur que celles observées sur le terrain.

Les versants résultats de la simulation K3 sont trop irréguliers par rapport au profil découlant des mesures des terrains. Mais le maillage du profil digitalisé est beaucoup plus lâche que le maillage du profil initial des simulations. A l'inverse, le profil résultant de la simulation qui utilisait K1 est presque trop lisse. Les résultats de la simulation mettant en œuvre K2 semblent les plus vraisemblables car ils sont intermédiaires. Ils présentent certains replats observés également sur les versants réels, mais ont été tout de même lissés par les processus de pente.

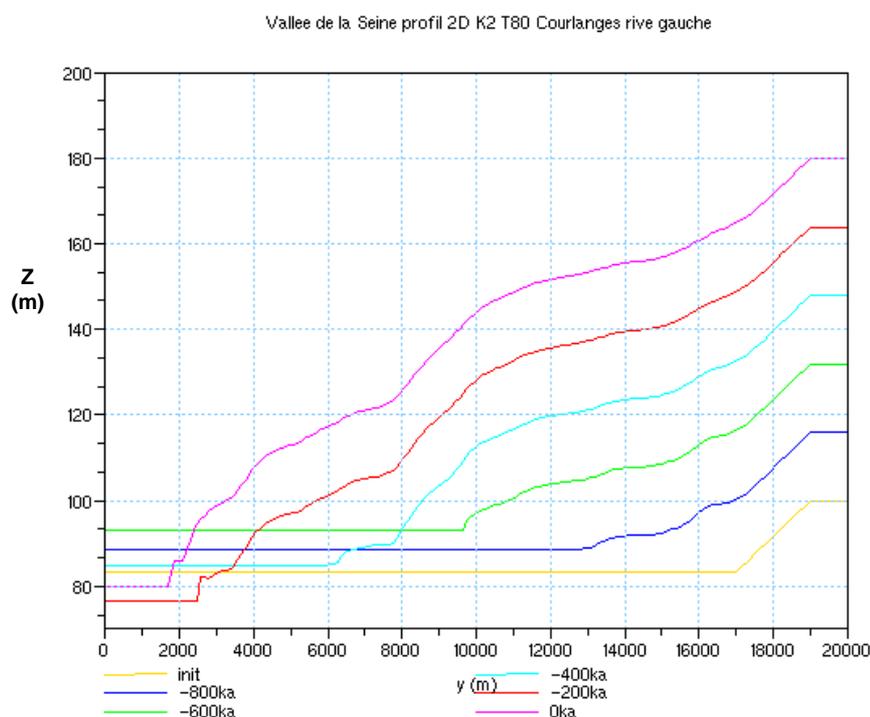


Figure 3.107. Profil transversal de la vallée de la Seine au cours du temps (coefficient K2)

La figure 3.107 présente l'évolution au cours du temps du profil transversal de la vallée de la Seine à Courlange lors de la simulation n°2. On observe bien un rétrécissement de la vallée, conformément à l'évolution temporelle de la largeur d'action. La simulation permet également un lissage des replats formés précédemment par érosion fluviale. On peut prendre l'exemple du replat observé vers $y=16000\text{m}$ sur la courbe bleu représentant le versant vers -800ka. On constate que sur le profil final, ce replat a disparu, et en comparant les différents profils des temps intermédiaires, le lissage de ce replat est progressif..

Ainsi, d'après ces figures, l'ordre de grandeur des simulations K2 semble donner les résultats les meilleurs. Testons maintenant ces valeurs du coefficient de diffusion dans la région de Montereau, dont les versants de la rive gauche sont également entièrement constitués de craie.

3.3.B-2. Modélisation de la région de Montereau : influence de la confluence Yonne/Seine

Après avoir traversé la Champagne crayeuse depuis Troyes, la Seine longe la côte de Brie près de Montereau. La rive gauche de la Seine, dont la pente des versants est assez douce, est encore constituée de craie, et on peut trouver à certains endroits des couches de dépôts tertiaires au sommet. Sur la rive droite, les versants très raides, sont constitués de calcaires de Brie du Tertiaire.

La figure 3.108 ci-dessous représente un schéma en 3D de la vallée de la Seine dans cette région.

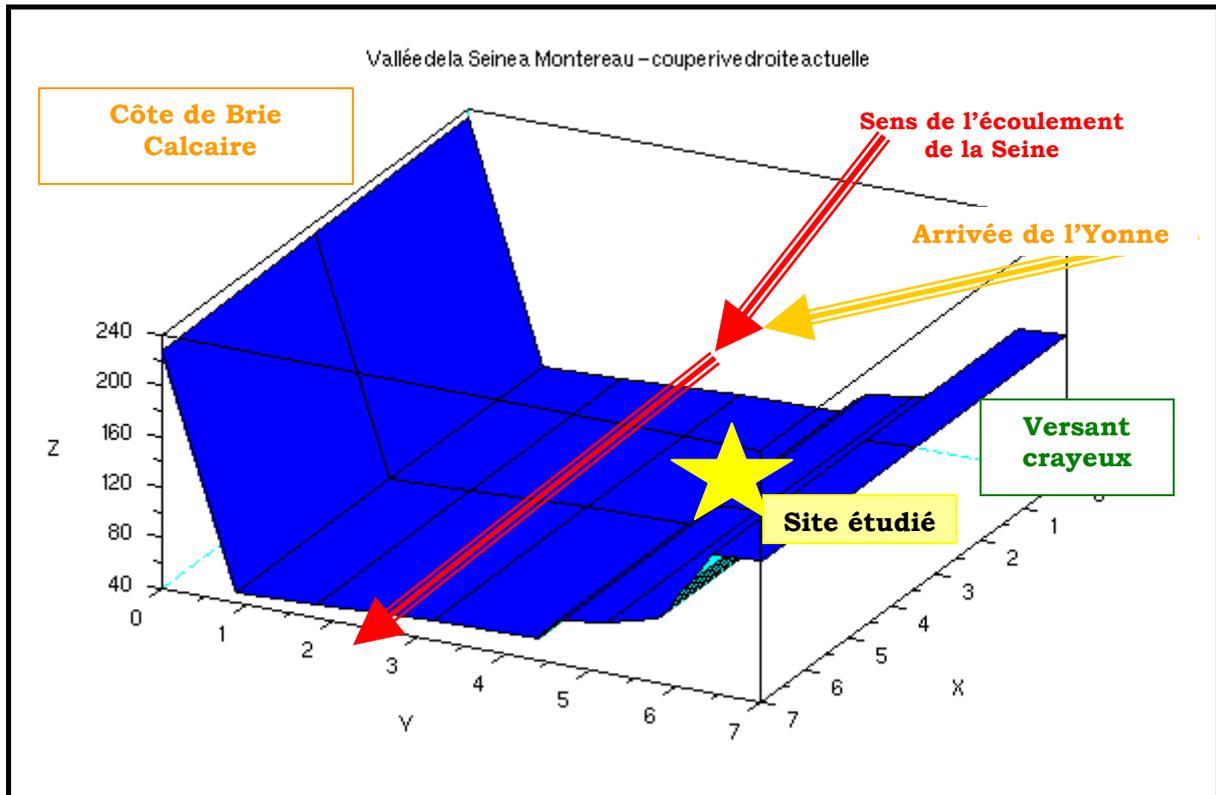


Figure 3.108. Représentation 3D de la vallée actuelle de la Seine à Montereau

En rive gauche, de part et d'autres des vallées de la Seine et de l'Yonne, qui se rejoignent juste avant Montereau, les plateaux et les versants portent des complexes limoneux loessiques calcaires. Ils sont assez épais, de 2 à 4m sur les plateaux et jusqu'à 6m au bas des versants. Ces dépôts sont formés de matériaux plus ou moins remaniés, comme la craie solifluée, des sables tertiaires du sommet ou des cailloutis à silex. Ces limons sont considérés par les auteurs de la carte géologique de Montereau comme des loess mis en place au cours des glaciations quaternaires, et particulièrement au Weichsélien (d'après des analyses malacologiques effectués par les auteurs).

A partir de mesures effectuées sur la carte topologique au 1/25000ème et de l'analyse de la carte géologique, nous avons recréé à partir de plusieurs profils, le profil d'un versant de référence de la rive gauche de la Seine à Montereau.

Plusieurs niveaux d'origine fluviale ont été repérés et étudiés dans cette région et ils sont représentés sur la figure 3.109 :

- deux niveaux supérieurs, Fw1 et Fw2, situés respectivement entre 65 et 70m NGF, puis entre 75 et 80m, dont la mise en place daterait de la glaciation Elstérienne. Comme le laisse supposer la carte géologique de la région exposée ci-dessous, ainsi que la position

actuelle des cours d'eau, il est assez probable que le niveau FW1 soit dû à l'érosion de l'Yonne. Il n'est donc pas représenté dans notre versant composite de référence.

- une terrasse intermédiaire, notée Fx, située entre 46 et 52m d'altitude. Ce niveau porte la nappe du Bas-Bréau que nous avons utilisé pour étudier les simulations du comportement de la Seine. Elle se serait formée au cours du Saalien et est recouverte de colluvions datés du Weichsélien inférieur.
- le bas niveau qui est formé par la nappe Fy datant du Weichsélien, et les dépôts actuels Fz. Le bedrock de la Seine est taillé dans la craie à 40m d'altitude (Roblin-Jouve, 1994). Il est recouvert d'une dizaine de mètres de dépôts grossiers puis fins mis en place au cours du Weichsélien puis du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

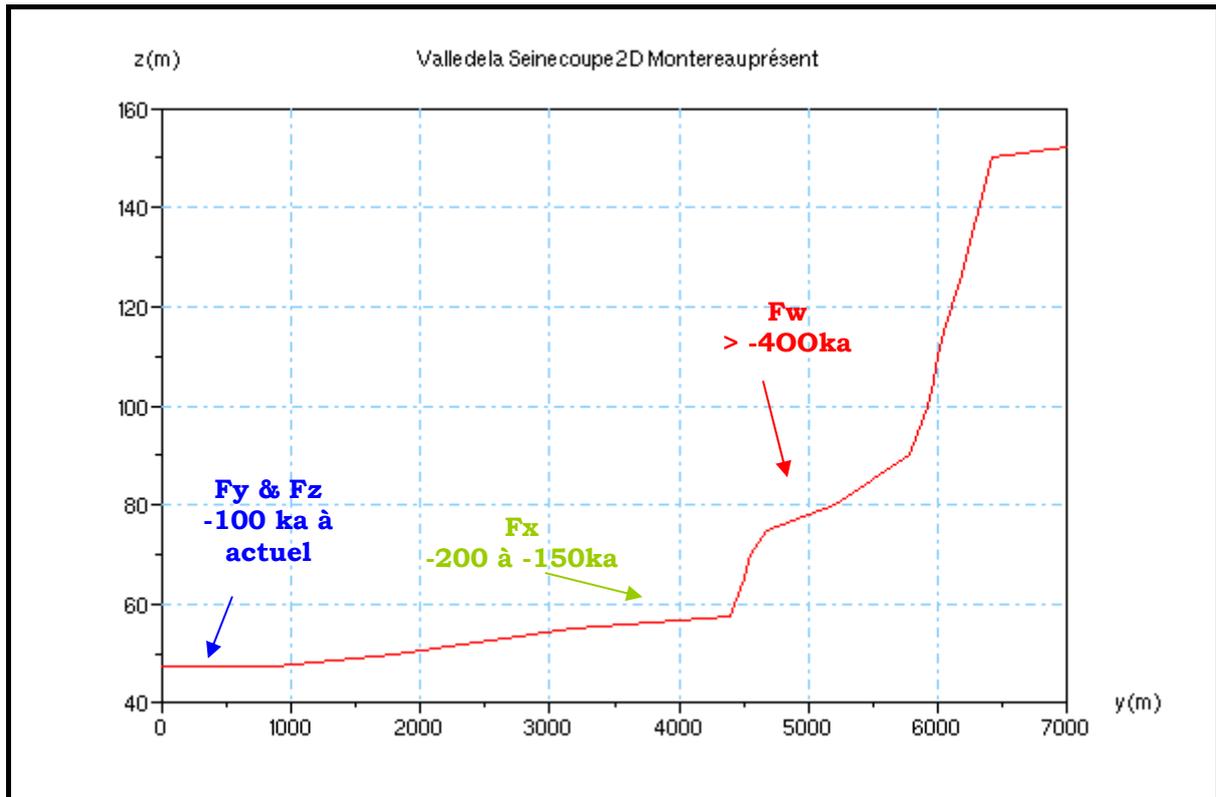


Figure 3.109 : Profil de référence des versants rive gauche de la vallée actuelle de la Seine à Montereau

La largeur d'action utilisée est celle que nous avons établie pour les simulations fluviales soit environ $LA(x=Montereau,t=-1Ma)=7500m$ et une plus faible, plus proche de la réalité débutant à 6500m. La vitesse tectonique est de 80m/Ma. Les valeurs du coefficient K les mêmes que lors des tests précédents

L'altitude du plateau est aujourd'hui de 150m. Pour obtenir l'altitude du plateau il y a 1Ma, on retranche 80m à cette altitude actuelle, mais on ajoute 20m pour compenser la dissolution. L'altitude du plateau est donc 90m environ. On choisit arbitrairement comme pente initiale, la valeur de la pente du talus qui existe actuellement entre le replat du Saalien Fx et celui noté Fy/Fz situé à l'altitude actuelle du cours d'eau. L'altitude initiale de la Seine est donnée par les résultats de la simulation où la surrection tectonique était de 80m/Ma que nous utilisons. La largeur d'action initiale varie suivant les simulations.

La figure suivante représente le profil initial dans le cas où la tectonique est de 80m/Ma et la largeur d'action initiale de 7500m.

Analysons dans un premier temps, les résultats obtenus avec le jeu de coefficient K1 et une surrection tectonique de 80m/Ma. Les résultats de cette simulation sont présentés dans la figure 3.110 ci-dessous.

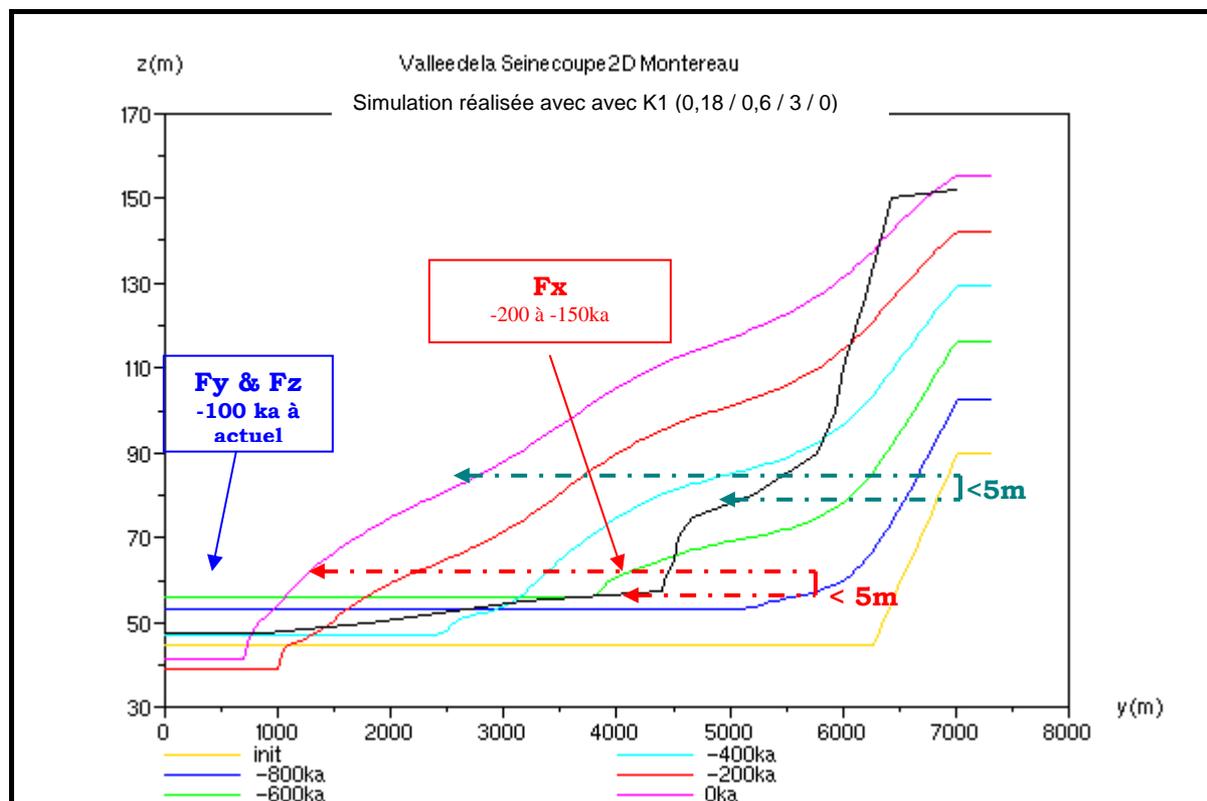


Figure 3.110: Evolution du profil transversal- Coefficients K1 - rive gauche à Montereau

De manière globale, la morphologie du versant à la fin du calcul n'est pas vraiment satisfaisante : le profil est beaucoup trop lisse et les replats ne sont pas assez nets et visibles.

L'altitude actuelle du fond de la vallée n'est pas tout à fait conforme aux observations de terrain, mais cela est dû au fait que les fluctuations climatiques de l'Holocène, qui ont été le siège de dépôts épais, n'ont pas été modélisées.

De plus, l'évolution de la largeur de la vallée est très mal reproduite car le rétrécissement est beaucoup trop rapide. Si l'on compare la courbe turquoise qui présente le versant vers -400ka, au moment de la mise en place de Fw, avec la courbe actuelle, on voit que la largeur d'action était de 2500m dans le calcul, tandis qu'elle est dans la réalité de plus de 5000m. De ce fait, on observe un écart de 35m entre l'altitude actuelle du replat formé vers -400ka et l'altitude donnée par le calcul, alors que le replat du calcul situé à l'abscisse y=5000m n'est pas du tout formé beaucoup plus tôt, vers -700ka. Si on compare (comme le présente la figure ci-dessus, flèches pointillées rouge), la différence d'altitude qu'il existe entre le replat du calcul formé vers -400ka et le replat Fw, il y n'a alors que quelques mètres d'écart.

De la même façon, en considérant brutalement le replat Fx datant du Saalien, et le replat situé vers y=4000m, on mesure un écart d'altitude de 50m. Le replat formé dans le calcul au saalien est situé entre y=1000 et y=1500m. Si l'on regarde alors les altitudes du replat sur la courbe rouge (datant de -200ka) et celle de Fx, l'écart est beaucoup plus faible (flèches pointillées turquoise sur le dessin).

Ainsi, la surrection tectonique est plutôt bien choisie mais les coefficients de transport sur les pentes sont trop grands et la vallée se rétrécit trop vite.

Les résultats des simulations effectuées les jeux de coefficients K2 et K3 sont exposés ci-après (figures 3.111, et 3.112)

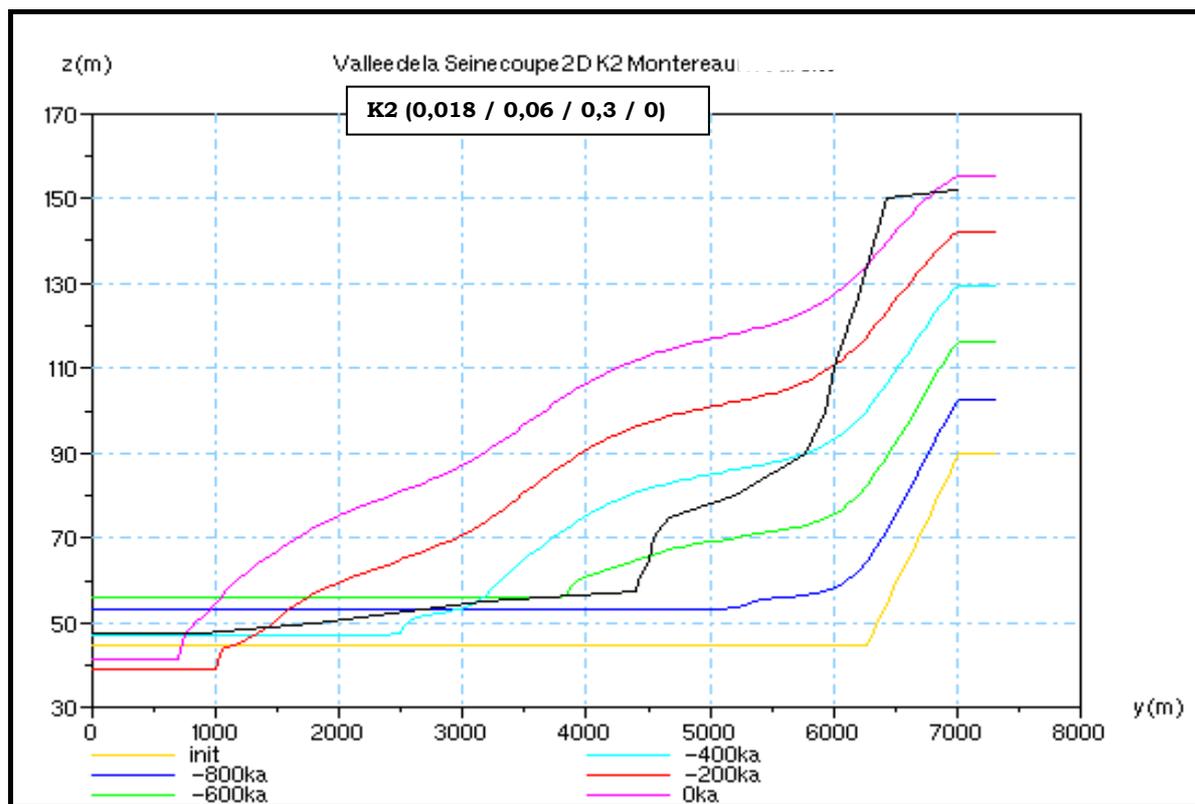


Figure 3.111 : Evolution du profil transversal- Coefficients K2 - rive gauche à Montereau

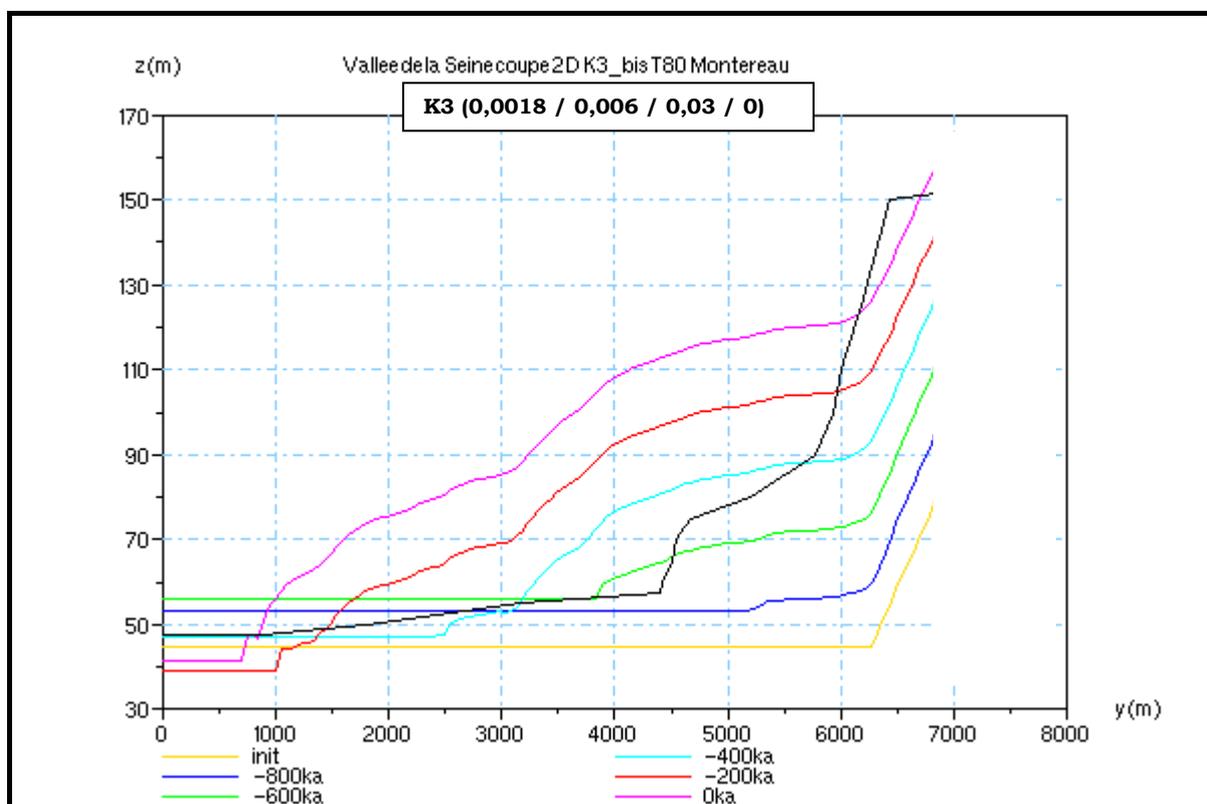


Figure 3.112 : Evolution du profil transversal- Coefficients K3 - rive gauche à Montereau

Les replats sont alors plus nets et les versants plus bosselés mais on n'observe aucune amélioration morphologique notable.

L'utilisation d'une vitesse de surrection tectonique de 60m/Ma n'améliore pas non plus les résultats (figure 3.113).

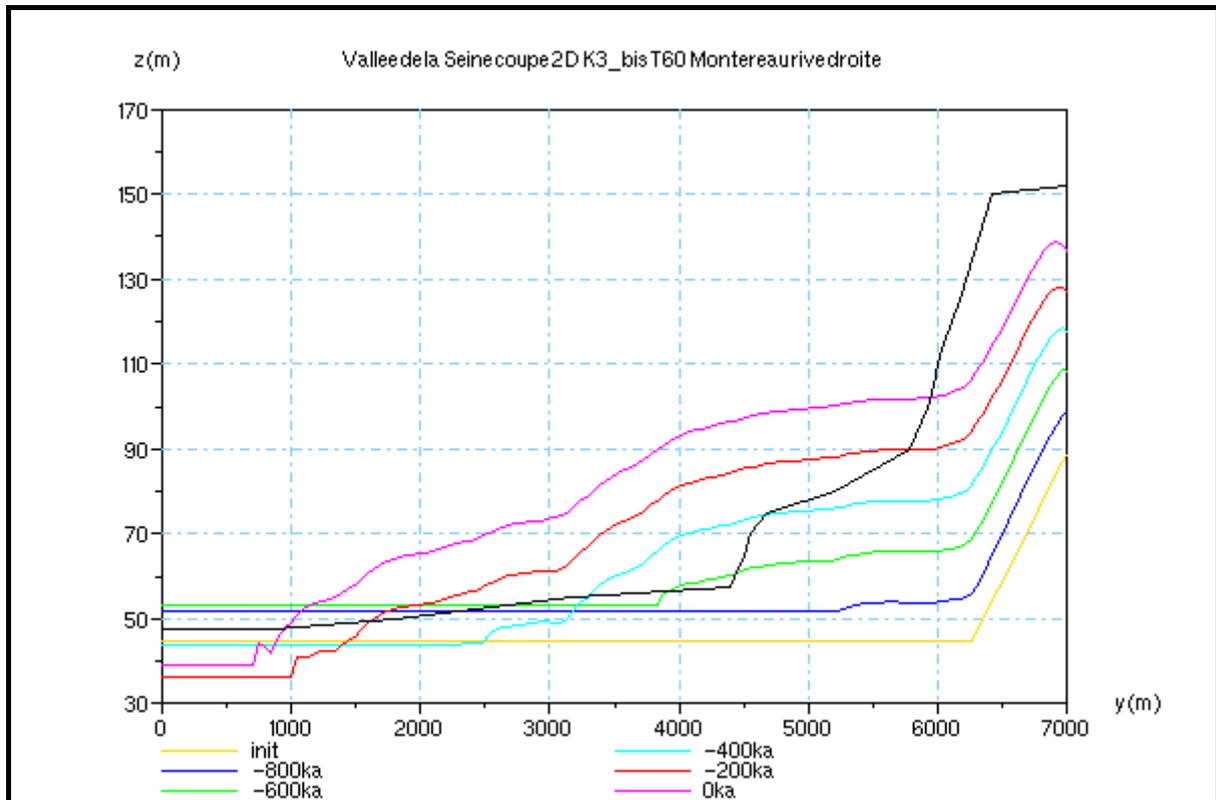


Figure 3.113 : Evolution du profil transversal à Montereau- Coefficients K3 _ Tecto=60m/Ma

Les résultats obtenus en utilisant une surrection tectonique de 60m/Ma ne sont pas satisfaisants : les altitudes des plateaux ne sont pas bien reproduites, la forme des versants n'est pas meilleure, la vallée n'est pas plus large.

Les simulations précédentes qui ont été réalisées avec une surrection tectonique plus forte de 80m/Ma, permettaient au moins de retrouver une altitude des plateaux conformes aux données de terrain.

3.3.B-3. Conclusions

Les simulations effectuées à Montereau et à Mery-sur-Seine confirment l'hypothèse d'une surrection tectonique moyenne de 80m/Ma.

Nous n'avons pas réussi à modéliser de façon satisfaisante le profil transversal de la vallée à Montereau. Pourtant les versants sont dans les deux cas constitués entièrement de craie. Mais la confluence avec l'Yonne a introduit des variations locales et ponctuelles de la largeur d'action de la Seine, qui ne sont pas reproduites par la fonction $LA(x,t)$. En effet, cette fonction est construite à partir de données de terrain moyennées en temps et en espace. Les paramètres locaux comme une confluence, ne sont pas pris en compte dans cette modélisation de l'évolution de la largeur d'action de la Seine.

L'influence des paramètres topographiques locaux est là encore prépondérante. Les versants de la région de Méry-sur-Seine, même s'ils présentent plusieurs formes assez différentes, sont plutôt bien reproduits par notre modèle d'évolution de l'altitude du profil transversal. Mais la prise en compte de la largeur d'action de la rivière reste fondamentale. En effet, celle-ci façonne de nombreux replats sur les versants qui sont ensuite plus ou moins lissés par les processus de pente, selon leur âge et l'érodabilité des matériaux dont ils sont constitués. C'est le facteur principal d'érosion des versants : ils sont façonnés par la rivière qui érode latéralement le fond de la vallée et laisse des replats d'érosion sur les pentes des versants. Ceux-ci sont ensuite modelés très lentement par les processus de ruissellement ou solifluxion mais l'action de ces processus est négligeable devant celle des cours d'eau.

Une perspective d'étude complémentaire intéressante serait d'étudier les versants crayeux de Mantes la Jolie afin de voir si en contraignant la migration du méandre, nous aurions retrouvé les 16 nappes formées au cours des 500 derniers milliers d'années. Il nous aurait fallu pour cela des simulations de l'évolution de l'altitude du fond de vallée qui soient plus précises que celles que nous avons effectuées. En effet, si on ne retrouve pas ces fluctuations sur les courbes de l'évolution de l'altitude de la Seine, que nous avons présentées dans la première section de cette troisième partie, nous ne pourrions pas les reproduire non plus sur les versants avec ce modèle.