



Programme Gestion et Impacts du Changement Climatique (GICC)

Conséquences du Changement Climatique sur l'Ecogéomorphologie des Estuaires

(projet C3E2)

Rapport final

Partie 1

Novembre 2014



Ont contribué à cette étude :

Partenaire Ifremer / laboratoire DYNECO/PHYSED

Pierre Le Hir, Florence Cayocca, Julie Vareilles, Philippe Bassoullet, Hervé Jestin, David Le Berre, Romaric Verney, Fabrice Lecornu, Clément Bouvier.

Partenaire UBO / Institut de Géoarchitecture EA2219

Frédéric Bioret, Jérôme Sawtschuk, Mathieu Ledez

Partenaire ARTELIA

Régis Walther, Aurélie Ledissez, Sébastien Baulin, Elsa Bayart

Partenaire GIP Loire-estuaire

Bernard Prud'homme, Nathalie Saur, Sylvain Cerisier, Christine Berthier, Pierre Bona

Collaboration U. Bordeaux / CNRS / UMR 5805 EPOC
pour "datation des sédiments"

Sabine Schmidt

Coordination : Pierre Le Hir

Sommaire

1- Introduction et état de l'Art succinct

1.1 Pourquoi les estuaires ?	p.5
1.2 Manifestations du changement climatique en milieu estuarien	p.5
1.3 Des spécificités des estuaires : leur fonctionnement hydro-bio-morphosédimentaire	p.9
1.4 Objectifs du projet	p.13
1.5 Etat de l'art succinct et études similaires en Europe et au niveau mondial	p.14
1.6 Stratégie d'étude	p.25
1.7 Organisation de l'étude et du présent rapport de restitution	p.27

2- Définition des scénarios de forçage, en France métropolitaine (pour la modélisation générique, ch.3) et pour la Loire (ch. 5)

Introduction	p.28
2.1 Evolutions du niveau de la mer et des régimes de vagues	p.28
2.1.1. Evolutions du niveau marin	p.29
2.1.2. Les régimes de temps et les vagues	p.35
2.2 La simulation des régimes hydrologiques	p.37
2.2.1. Résultats de l'approche dynamique, synthèse ONERC 2014	p.37
2.2.2. Des précipitations aux apports par les bassins versants : modèles hydrologiques sur la Loire	p.39
2.2.3. Des précipitations aux apports par les bassins versants : modèles hydrologiques pour la métropole	p.42
2.2.4. Vers les scénarios	p.44

3- Modélisation morphosédimentaire d'estuaires schématiques

3.1 Stratégie de modélisation : spécifications requises	p.45
3-2 Présentation succincte du modèle hydrosédimentaire SEDI-MARS3D	p.46
3.3 Adaptation du modèle SEDI-MARS3D à la morphodynamique estuarienne	p.47
3.3.1 Accélération de l'évolution morphologique par un "facteur morphologique"	p.47
3.3.2 Glissement des dépôts frais sur un fond incliné	p.48
3.3.3 Introduction d'une érosion latérale	p.49
3.4 Application du modèle hydrosédimentaire aux estuaires schématiques	p.50
3.4.1 Mise en place du modèle, conditions aux limites	p.50
3.4.2 Les différentes configurations testées	p.53
3.4.3 Sensibilité à certains paramètres	p.56
3.5 Modélisation morphodynamique d'un estuaire exclusivement sableux	p.67

3.6 Modélisation morphodynamique d'estuaire sablo-vaseux : 1 configuration courte	p.71
3.7 Modélisation morphodynamique d'estuaire sablo-vaseux : 2 configuration longue	p.79
3.8 Effets du changement climatique sur les estuaires sablo-vaseux	p.85
3.9 Effet de la végétation	p.101

4- Echanges hydriques et particulières entre lit majeur et lit mineur, rôle de la végétation et investigation spécifique en Loire

4-1 Rappel des questions posées et choix d'un site d'étude	p.105
4.2 Evolution à moyen terme de la végétation dans le site d'étude	p.107
4.3 observations des évolutions hydro-sédimentaires (court et moyen terme)	p.124
4.3.1 Description succincte des campagnes de mesure	p.128
4.3.2 taux moyens de sédimentation par datation de carottes sédimentaires	p.134
4.4 modélisation de l'estuaire de la Loire et de la plaine alluviale en aval	p.139
4.4.1 Description du modèle 3D morphologique "vase" de l'estuaire	
4.4.2 Modélisation de la vasière d'étude, comparaison aux mesures court terme	p.141
4.4.3 Modélisation de la vasière d'étude, comparaison aux mesures de dépôt	p.154
4.4.4 Analyse du fonctionnement hydraulique de la zone submersible	p.165
4.4.5 Sensibilité à la modélisation de la végétation	p.168

5- Impact du changement climatique sur l'évolution morpho-sédimentaire de l'estuaire de la Loire

5.1 Description de la problématique et des modèles développés	p.174
5.2 Choix des scénarios de changement climatique et construction des forçages	p.175
5.3 Réalisation d'un modèle 2D morphologique « sable » de l'estuaire	p.181
5.4 Modélisation de la période 2010-2040 sous l'effet du changement climatique	p.195
5.4.1 Impact du CC en 2040 dans le lit mineur (dynamique estuarienne)	p.196
5.4.2 Impact du CC en 2040 sur les zones submersibles	p.203
5.5 Conséquences du changement climatique sur les évolutions morphosédimentaires	p.228

6- Synthèse et transfert vers les gestionnaires

6.1 Synthèse des résultats de notre étude	p.231
6.2 Diffusion des résultats et transfert vers les usagers/gestionnaires	p.248

7- Références

Annexe 1	p. 261
Annexe 2	p. 273

1- Introduction et état de l'Art succinct

Dans le but d'apporter des réponses scientifiquement fondées aux questions relatives à l'impact des changements climatiques prévus avec une incertitude plus ou moins grande, le Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie (MEDDE) a mis en place dès 1999 le programme de recherche «Gestion et Impacts du Changement Climatique» (GICC). Retenu dans le cadre de l'appel à projets de 2010, la présente étude vise à préciser les impacts potentiels du changement climatique sur les milieux estuariens.

1.1 Pourquoi les estuaires ?

Parmi les systèmes susceptibles d'être impactés par le changement climatique, les milieux estuariens sont des zones à privilégier. D'une part ils constituent des systèmes naturels d'une grande originalité, à la fois en termes de fonctionnalités écosystémiques de grande valeur et en termes de biodiversité (*e.g.* Costanza *et al.*, 1997). D'autre part ils sont des « anthroposystèmes » de grande valeur socio-économique, puisqu'ils constituent des nœuds d'échanges commerciaux via les transports maritimes et/ou fluviaux, et sont généralement le lieu d'une urbanisation accrue, souvent à la mesure de ces estuaires : petites villes en amont des rias bretonnes, grandes métropoles sur les rives des grands estuaires. Il est donc essentiel de bien définir les conséquences des changements climatiques sur la structure et le fonctionnement des zones estuariennes.

L'impact du changement climatique sur le littoral est évoqué dans le Livre Bleu issu du « Grenelle de la Mer » (2009), et motive la nécessité de procéder à une « gestion intégrée de la mer et du littoral » (GIML). La « trame bleue marine » incorpore les zones humides littorales, les estuaires, lagunes et estrans. L'engagement 69 fait ainsi référence à la mise en place d'un plan « France-Estuaires-Cours d'eau 2015 » et d'un plan d'action national de l'estran (pilote par le Conservatoire national du littoral et des rivages lacustres).

D'autre part, la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) met en avant un objectif de bon état écologique (ou de bon potentiel) qui intègre non seulement la qualité des eaux et le milieu vivant mais également les facteurs hydro-sédimentaires susceptibles de les influencer (morphologie, forçages hydrodynamiques, nature des sédiments,...). Les estuaires sont souvent des masses d'eau fortement modifiées du fait des grands aménagements résultant de leur valorisation économique. Ces aménagements se traduisent par des modifications morphologiques et des altérations des régimes hydro-sédimentaires (bouchon vaseux, anoxie, remontée haline, intensité des courants...) qui conditionnent les fonctions biologiques du milieu et souvent les dégradent. Exutoires de larges bassins versants mais également largement soumis aux dynamiques marines, les estuaires et leur état écologique sont du fait de cette situation également largement dépendants du changement climatique.

1.2 Manifestations du changement climatique en milieu estuarien

En dehors de l'élévation de la température qui peut impacter la faune et la flore des secteurs estuariens comme celles des régions qui les entourent, l'influence du changement climatique sur les estuaires se manifestera surtout par un changement des forçages, cet anglicisme désignant

l'ensemble des conditions environnementales qui contraignent le fonctionnement des estuaires (e.g. Day *et al.*, 2008). Ces forçages sont (figure 1-1):

- en aval, le niveau moyen de la mer et le régime des tempêtes au large qui se décline par des fréquences de retour d'événements extrêmes qui peuvent être modifiées, mais aussi par une signature saisonnière qui peut varier ; une éventuelle modification des flux sédimentaires régionaux (en nature et en intensité) pourrait également impacter l'alimentation sédimentaire des estuaires par l'aval ;

- en amont, les apports liquides et les apports solides (sables et vases), dont les évolutions temporelles ne sont pas nécessairement semblables : s'ajoutant à une possible dérive des apports annuels moyens, les variations saisonnières sont susceptibles de changer, et surtout les évolutions des apports solides peuvent ne pas suivre les mêmes tendances que les apports fluides. Même si, dans certaines configurations, l'apport de sédiments depuis la mer peut-être dominant, le drainage des bassins versants serait à l'origine des principaux apports de sédiments aux systèmes estuariens (e.g. Wright and Nittrouer, 1995).

Ainsi, selon le rapport du GIEC (2007), parmi les changements climatiques attendus au cours du XXI^e siècle dans la région européenne, on peut relever une élévation du niveau de la mer, des variations de pluviosité et des changements de régimes de tempête dans l'Atlantique Nord-Est. A l'échelle de certains bassins versants, des méthodes récentes de descente d'échelle ont permis d'affiner la prédiction d'évolutions climatiques régionales (Boé *et al.*, 2007, Christensen *et al.* 2008, Pagé *et al.*, 2008), puis de traduire par le biais de modèles hydrologiques les variations de pluviosité en évolutions attendues des régimes fluviaux, en termes de saisonnalité, d'intensité des épisodes et de fréquences de retour. Notamment, ces travaux convergent vers une augmentation en durée et en intensité de la période sèche, donc des étiages, pour la région climatique de France métropolitaine.

A notre connaissance, la détermination des apports solides, dont les variations sont liées à la pluviométrie, mais également aux usages des sols, n'a pas fait l'objet de ce type d'approche. Il existe néanmoins des modèles de prédiction des apports solides couplés à des modèles hydrologiques forcés par les évolutions climatiques à l'échelle de plusieurs milliers d'années (e.g. Kettner et Syvitski, 2008). Ces modèles permettent aujourd'hui d'aborder toutes les échelles, puisqu'ils peuvent prédire des séries temporelles journalières de flux sédimentaires à partir d'un modèle stochastique (e.g. Morehead *et al.*, 2003, Syvitski et Kettner, 2007). Ces prédictions de transport sédimentaire reposent sur des formulations semi-empiriques, et requièrent le paramétrage d'informations moyennées sur le bassin (lithologie, usage des sols, volume des réservoirs susceptibles de piéger des sédiments), données dont la détermination s'avère néanmoins difficile en pratique.

Ces manifestations du changement climatique qui constituent autant de pressions sur les systèmes estuariens méritent d'être mises en regard des pressions d'origine anthropique. Celles-ci apparaissent en brun clair sur la figure 1. Ainsi les usages du bassin versant et du lit majeur du fleuve en amont de l'estuaire sont-ils susceptibles de modifier les apports amont, qu'il s'agisse :

- des débits liquides (par exemple, une réduction de 30% du débit de la Gironde est constatée depuis 50 ans en lien avec l'irrigation ; Eaucéa, 2008 et http://www.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/Etude_impacts_climatique_phase1.pdf) et de leur rythmicité ; ainsi les modifications peuvent-elles être différemment réparties au cours du cycle annuel, avec souvent une réduction des débits d'étiage, qui s'accompagne d'un changement de l'état environnemental, en général une aggravation, puisque sous ces conditions la turbidité est accrue et les eaux salées peuvent remonter plus en amont (voir les impacts, déclinés ci-dessous)

- des apports solides (en lien avec les usages agricoles ou les aménagements fluviaux tels que seuils et barrages), ce qui entraîne une réduction drastique des apports de sables et graviers lorsque les fleuves sont aménagés (e.g. Syvitsky *et al.*, 2005), pouvant menacer l'équilibre morphodynamique des estuaires et priver les côtes adjacentes de réalimentation en sable

- de la qualité de l'eau (par une modification des concentrations en nutriments et en contaminants...).

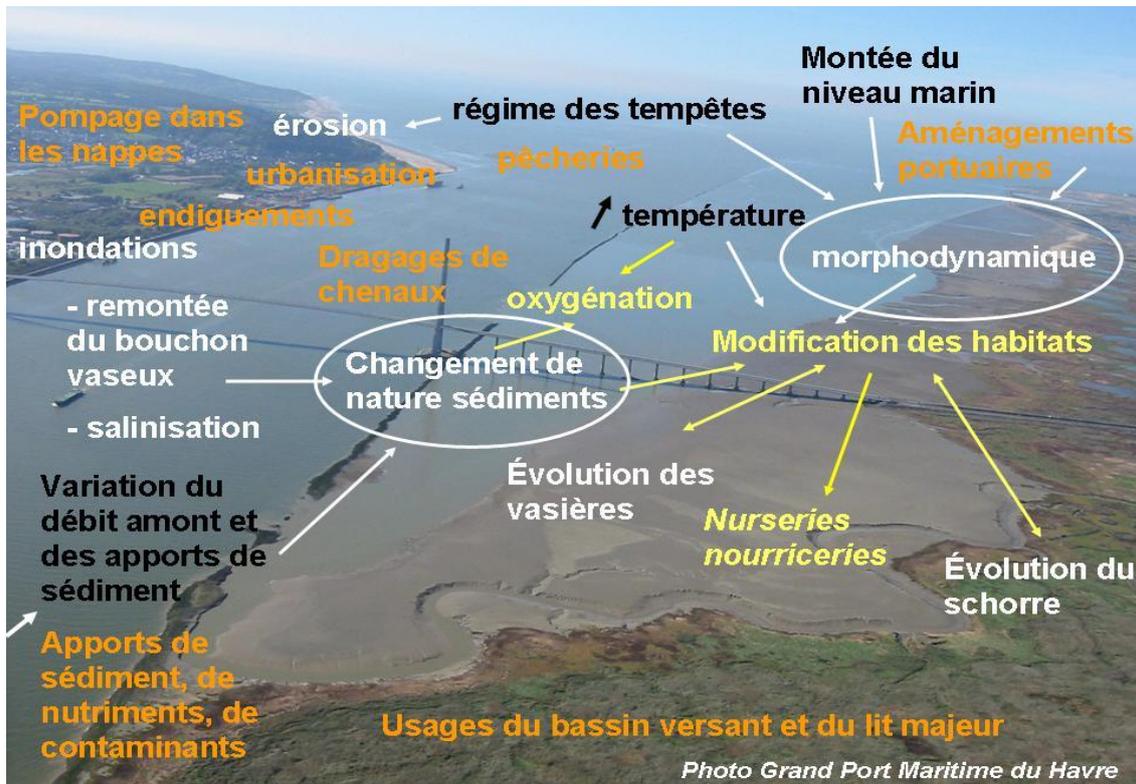


Figure 1-1 : Manifestations et impacts du changement climatique et des usages anthropiques dans les estuaires.

- en noir : manifestations du changement climatique
- en brun clair : contributions des actions anthropiques
- en blanc : conséquences sur les processus morphosédimentaires
- en jaune : impacts écologiques

Les aménagements portuaires, les dragages et entretiens de chenaux, les pêcheries locales, les endiguements, l'urbanisation rivulaire et la mise en place de réseaux de transport (routier ou ferroviaire, voire fluvial), le drainage régulé des marais latéraux, l'usage de ces marais à des fins de pâturage ou de chasse, ou parfois leur exploitation agricole (roselières) sont aussi des facteurs pouvant affecter notablement le fonctionnement des systèmes estuariens. Il est important de pouvoir en distinguer les impacts lorsque l'on veut identifier ceux qui sont relatifs au changement climatique.

Les principaux types d'impacts que l'on peut attendre sont les suivants (en blanc sur la figure 1) :

- modification des risques d'inondation
- modification de la pénétration des eaux salées (par le fond, compte tenu des différences de densité et des circulations estuariennes), a priori dans le sens d'une pénétration plus forte dans les estuaires ou dans la plaine alluviale si le débit amont diminue
- modification du positionnement de ce qu'on appelle le "bouchon vaseux", cette zone de turbidité maximale classiquement observée en estuaire, également dans le sens d'une remontée vers l'amont si le débit diminue (dans ce cas, la concentration du bouchon vaseux et son extension amont-aval sont susceptibles d'augmenter, compte tenu du rétrécissement des sections lorsque l'on remonte l'estuaire, e.g. Le Hir et Thouvenin, 1993)

- les changements d'apports solides et la modification éventuelle du bouchon vaseux sont susceptibles de modifier la couverture sédimentaire, dans le chenal mais aussi sur les rives et estrans latéraux (exemple de l'envasement des quais de la Loire à Nantes au XX^e siècle, et plus récemment dans la région bordelaise), jusqu'aux zones littorales adjacentes à l'embouchure de l'estuaire, où un déficit d'apport sableux peut entraîner une érosion prématurée des plages

- près de l'embouchure de l'estuaire, l'agitation est susceptible d'être modifiée, d'une part du fait de la possible évolution des régimes de vagues au large, d'autre part du fait des conditions de propagation éventuellement modifiées à la côte par une élévation du niveau de la mer. Ces changements d'agitation sont susceptibles d'accroître la tendance à l'érosion de certaines zones littorales, l'érosion effective étant largement dépendante des aménagements anthropiques et de l'urbanisation alentour. Par exemple, l'évaluation des risques d'inondation effectuée récemment pour l'estuaire de la Gironde a fait émerger un risque supplémentaire à l'effet direct de l'élévation du niveau de la mer lié à une probabilité d'ouverture d'une brèche dans le système dunaire situé entre l'estuaire et l'océan (Monbaliu *et al.*, 2014)

- la montée du niveau de la mer modifie la célérité des ondes de surface (proportionnelle à la racine carrée de la hauteur d'eau), et peut donc changer à la fois les courants et les vagues, et donc les conditions de transport de sédiments : ces derniers, dont on a vu que la distribution spatiale pouvait varier avec le positionnement du bouchon vaseux, vont à leur tour modifier la bathymétrie du système et donc interagir avec les forçages hydrodynamiques. Ce sont ces couplages entre processus hydrodynamiques et sédimentaires qui définissent la "morphodynamique" du système, et l'on comprend que la variation du niveau de la mer peut conduire à des morphologies d'équilibre très différentes.

Ces impacts d'ordre hydrosédimentaire sont aussi susceptibles de modifier le fonctionnement écologique des milieux estuariens (indiqués en jaune sur la figure 1), à travers la qualité de l'eau et la transformation des biotopes. Ainsi le déplacement du bouchon vaseux peut-il impacter l'oxygénation des eaux estuariennes, dans la mesure où les secteurs de dégradation de la matière organique particulière qu'il contient peuvent se concentrer (cas de la Loire dans les années 1980, Thouvenin *et al.*, 1993) ; ces conditions d'oxygénation sont elles-mêmes dépendantes des températures saisonnières. Les changements morphologiques et de nature sédimentaire (répartition des estrans sous forme de slikke vaseuse ou de schorre végétalisé, chenaux plus ou moins mobiles recouverts ou non de champs de dunes migrantes) définissent quant à eux l'évolution des biotopes, qui transforment les habitats potentiels offerts par les sites estuariens.

L'enchaînement des processus que nous venons de rappeler, résumé sur la figure 1, procède de l'analyse DPSIR telle que retenue par l'Agence Européenne de l'Environnement pour décrire les interactions entre la société et l'environnement, décrit par des "forçages" (Drivers) qui génèrent des pressions (Pressure) qui altèrent l'état de l'environnement (State), conduisant à des impacts sur les écosystèmes et la société (Impacts). Il s'agit d'une approche d'aide à la décision bâtie sur des étapes pouvant être instruites séparément mais dont l'enchaînement doit être bien compris pour rendre efficaces les réponses (Response) de la société vis-à-vis des forçages, des pressions, de l'état environnemental et des impacts. Ainsi Cloern et Jassby (2012) ont-ils récemment proposé une synthèse des forçages (drivers) à l'origine des changements des écosystèmes estuariens sur la base de 40 années d'études et de suivis dans la baie de San Francisco. Les forçages qu'ils ont considérés sont le changement climatique et les usages anthropiques, conduisant à des pressions (Pressures) qui sont la montée du niveau moyen de la mer, les changements de régimes de vagues et de probabilité de surcote d'origine météorologique, et en amont les changements d'apports liquides ou solides dans le système, l'état (State) se traduisant par un changement de salinité des eaux estuariennes, une variation du bouchon vaseux, une variabilité des conditions d'inondations, les impacts (Impact) pouvant être l'érosion du littoral à l'embouchure, l'hypoxie voire l'anoxie des eaux de fond et l'impact sur le benthos et les poissons du milieu, ou encore les changements de biocénoses résultant des modifications d'habitat, les modifications d'usages du milieu par les oiseaux, ...

La réponse morphodynamique des systèmes estuariens, objet principal du projet C3E2, relève formellement du registre Impacts, si l'on réserve le terme Response aux choix et décisions de la société pour réduire les impacts, mais pourrait aussi apparaître comme une réponse "naturelle" du système aux effets du changement climatique, cette réponse pouvant être influencée par les effets anthropiques.

Ces éléments sont synthétisés dans la figure 1-2 ci-après. Elle est une tentative de déclinaison de l'approche DPSIR appliquée aux milieux estuariens, en altérant quelque peu la portée du terme "Response", puisqu'on associe à la réponse socio-politico-économique apportée par la société la réponse morphodynamique du système, avec ses composantes bio-morpho-sédimentaires couplées.

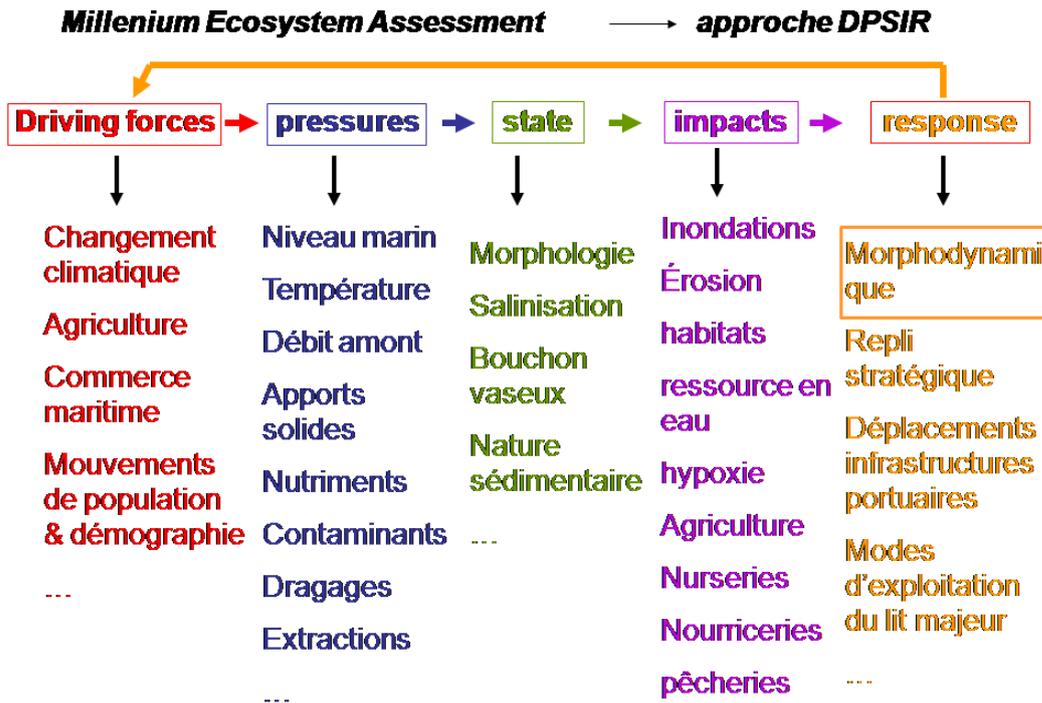


Figure 1-2 : Tentative de positionnement de l'impact du changement climatique sur les estuaires dans la dynamique globale du système.

1.3 Des spécificités des estuaires : leur fonctionnement hydro-bio-morphosédimentaire

Une circulation 3D complexe

La circulation des masses d'eau et le transport des particules solides (sables et vases) dépendent des forçages extérieurs, déjà évoqués, qui sont le niveau de marée en aval, éventuellement modulé par des surcotes/décotes d'origine météorologique, les vents locaux et variations de pression atmosphérique, le débit d'eau douce apporté par un ou plusieurs fleuves en amont et par les affluents directement connectés à l'estuaire, et des vagues à l'embouchure et dans les secteurs internes présentant un fetch significatif pour donner lieu à des clapots importants (exemple de la Gironde).

En se propageant dans l'estuaire, la marée se déforme en raison des changements de célérité de l'onde de marée selon la hauteur d'eau. Selon le poids respectif des effets de concentration d'énergie liée au resserrement des sections vers l'amont et des effets de frottements sur le fond qui dissipent cette énergie, la marée peut d'abord s'amplifier en se propageant vers l'amont avant

de s'atténuer lorsque les fonds remontent et que le débit fluvial devient dominant (cas des estuaires "hyper-synchrones"), ou s'amortir dès le début (cas des estuaires hypo-synchrones à frottement dominant). En se propageant, l'asymétrie de la marée évolue en raison des changements de célérité, selon les variations de hauteur d'eau d'aval en amont, mais aussi dans la dimension transversale, entre chenal et zones intertidales souvent élevées et peu profondes. De cette asymétrie de marée résultent des asymétries de courants flot/jusant, auxquelles sont associées des différences de transport particulaire : un estuaire à dominance de flot aura tendance à importer du sédiment depuis la mer, tandis qu'un estuaire à jusant dominant exportera du sédiment vers le large.

Les gradients horizontaux de densité liés à l'apport d'eau douce dans l'eau marine génèrent un gradient de pression barocline maximum au fond, entraînant les eaux de fond vers l'amont. Cet écoulement résiduel se superpose de façon non linéaire au courant de marée, et peut renforcer l'apport de sédiments (sables et vase) par la mer, les particules étant majoritairement transportées près du fond. Au contraire, les eaux dessalées par l'eau douce fluviale s'écoulent préférentiellement en surface vers la mer. Les stratifications liées aux différences de densité entre eau douce ou saumâtre en surface et plus salée au fond sont plus ou moins marquées, selon l'intensité des mélanges turbulents liés à la marée. Cette intensité du mélange résulte donc de l'importance relative de l'amplitude de marée et du débit fluvial, et varie donc aussi en fonction de la phase de la marée (vive eau/morte eau) et du régime fluvial (crue/étiage).

Couplages morphodynamiques

Si les transports sédimentaires ne sont pas uniformes, il en résulte des érosions/dépôts et finalement une évolution morphologique de l'estuaire, ainsi qu'une éventuelle modification de la nature des sédiments superficiels. A leur tour, les variations bathymétriques influencent fortement l'hydrodynamique et les transports de sédiments. Les évolutions hydrodynamiques, sédimentaires et morphologiques sont donc couplées, c'est la raison pour laquelle la prévision des évolutions morphologiques sur le moyen terme (quelques décennies) reste délicate.

Lit mineur et lit majeur

Une majorité d'estuaires sont caractérisés par un lit mineur où transite l'essentiel des flux fluides et particulaires, incisé dans une plaine alluviale dont l'altitude est proche du niveau de pleine mer. Ainsi pour les estuaires, le lit majeur comprend des secteurs partiellement recouverts lors des vives eaux, et/ou lorsque se produisent des surcotes marines - en aval plus particulièrement - ou des événements de crue vers l'amont. La probabilité d'inondation de la plaine alluviale peut donc très fortement varier avec un changement du niveau moyen de la mer, et la probabilité de surcote d'origine météorologique (de l'ordre du mètre, en estuaire) est elle-même susceptible d'évoluer au gré des changements de type de temps. La figure 1-3 ci-après illustre cette altitude "critique" de la plaine alluviale dans le cas de l'estuaire de la Loire. Si l'inondation des prairies latérales se produit à un moment où les eaux estuariennes sont chargées en particules (par exemple si le bouchon vaseux est à proximité), alors des sédiments peuvent rester piégés dans ces prairies dont la végétation constitue un facteur de rétention sédimentaire (voir § suivant), et contribuer ainsi à une accréation de la plaine alluviale. La question est posée de déterminer si la montée progressive de la plaine alluviale se produit au même rythme que la montée du niveau de la mer, le système étant simplement transposé verticalement, ou si au contraire les conditions d'inondation peuvent s'accélérer, impactant alors fortement la morphologie du système (et finalement l'habitat particulier qu'il constitue à travers ces prairies humides). Naturellement ces effets seront dépendants de l'usage anthropique de ces prairies (pâturage, aménagements hydrauliques ou routiers, urbanisation...). Répondre à ces questions constitue un objectif majeur du projet C3E2.

Morphologie de la plaine alluviale : exemple de la Loire

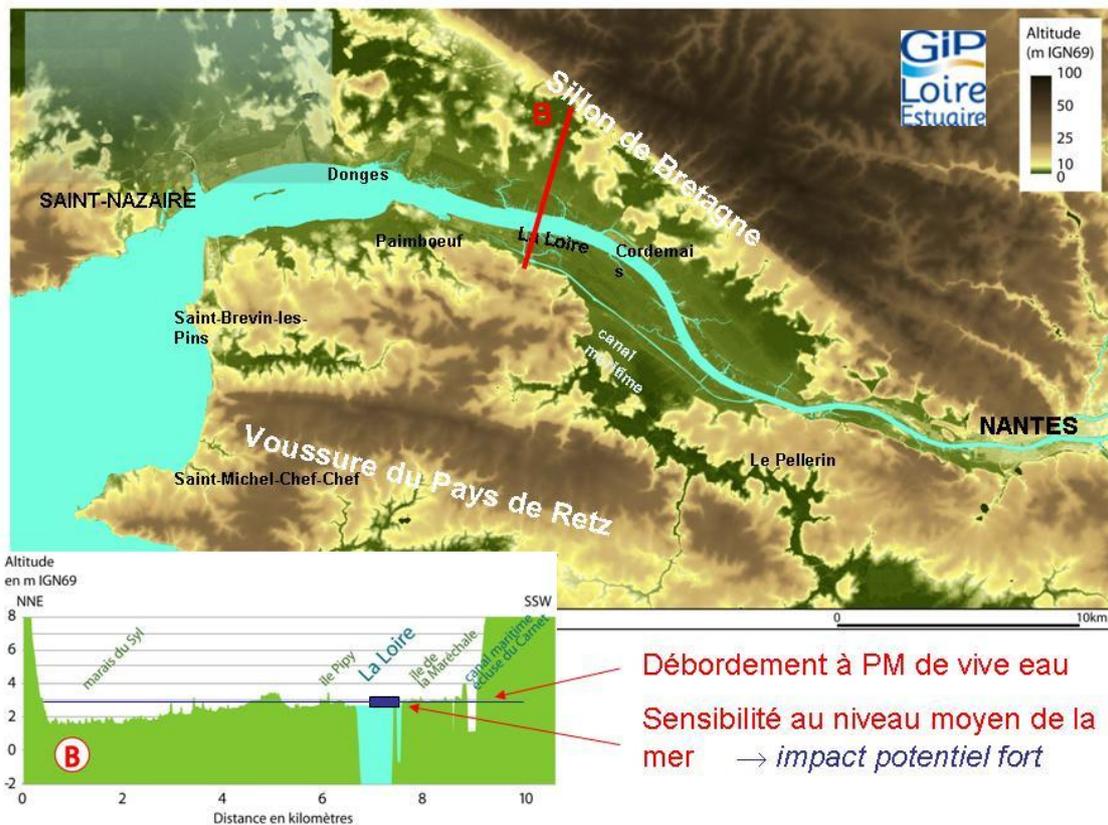


Figure 1-3: Relief de la plaine alluviale de l'estuaire de la Loire en aval de Nantes, et illustration de la sensibilité des conditions d'inondation des prairies adjacentes au lit majeur en fonction d'un changement du niveau moyen de la mer (données du GIP Loire-Estuaire).

Une plaine alluviale végétalisée

Cet environnement, présenté jusqu'ici comme "abiotique", est lui-même influencé par différentes composantes de l'écosystème, tout particulièrement la végétation des rives ou du lit majeur. La végétation est susceptible de freiner le déplacement des masses d'eau et de réduire les inondations, de favoriser le dépôt des sédiments issus du lit mineur (*e.g.* apports sédimentaires liés à la marée), et de ralentir leur évacuation pendant la descente du niveau d'eau. Inversement, des modifications hydrauliques ou d'ordre sédimentaire peuvent avoir des conséquences sur le développement de la végétation qui pourra ou non s'adapter aux changements des forçages physiques induits par l'évolution climatique (*e.g.* Day *et al.* 1999). Ce sont donc des mécanismes de couplages supplémentaires (entre processus physiques et biologiques) dont il faut tenir compte, en gardant à l'esprit que les zones estuariennes sont constituées d'une succession de milieux : vasières subtidales, intertidales, roselières, schorre, prairies (qui peuvent être régulièrement submergées comme en Loire), marais (hydrauliquement gérés ou non).

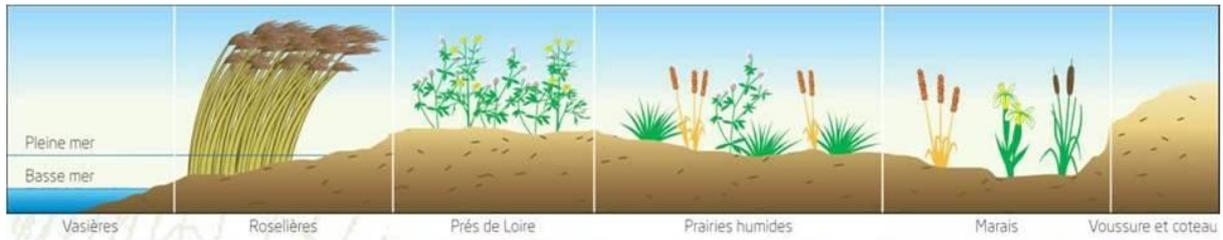


Figure 1-4 : succession de faciès et de types de végétation le long d'un transect représentatif du lit majeur en estuaire de Loire (source : GIP-Loire estuaire).

Facteurs anthropiques

Les interventions humaines interfèrent sur ces couplages naturels, par exemple à travers les dragages de chenaux, les aménagements, l'urbanisation, les usages et notamment la gestion hydraulique des systèmes de marais... (e.g. Syvitski *et al.*, 2005). La prise de conscience de l'augmentation de la vulnérabilité des estuaires sous l'effet du changement climatique motive par ailleurs des actions de « re-naturalisation », comme celles consistant à remettre en eau des zones jusqu'alors protégées par des digues en y aménageant des brèches (French, 2006; Spearman, 2011; Vandenbruwaene *et al.* 2011, 2012).

Des échelles de temps multiples

Les évolutions morphosédimentaires se produisent à des échelles de temps longues devant celles des processus physiques initiaux (circulations de marée, évacuation des eaux douces, transits de sédiments d'amont en aval, remise en suspension et dépôts...) : ces échelles de temps sont de l'ordre de la décennie, voire bien plus, de telle sorte qu'il est souvent difficile d'affirmer qu'une situation d'équilibre est atteinte. Les échelles de temps morphodynamiques sont donc comparables à celles du changement climatique. Les questions posées autour de l'impact du changement climatique doivent donc être considérées d'un point de vue dynamique et non instantané : pour un estuaire donné, le changement climatique va-t-il modifier la tendance morpho-sédimentaire actuelle, en l'accéléralant, en la ralentissant ou en déviant significativement sa "trajectoire" actuelle ? La géométrie des systèmes estuariens a-t-elle le temps ou non de s'ajuster au fur et à mesure de la montée du niveau de la mer ou du changement des apports amont ? y a-t-il risque de déséquilibre avec possible "bifurcation" du système vers un équilibre très différent ? Le projet C3E2 vise à explorer les ajustements morphologiques qui peuvent résulter du changement climatique, et leurs échelles de temps. De notre expertise concernant ces sujets dépendra notre capacité à répondre à des questionnements communs tels que :

- en cas de montée du niveau marin dans un estuaire dont les rives sont basses, les submersions (durées, fréquence...) vont-elles augmenter selon la topographie, ou bien la morphologie du lit majeur va-t-elle s'adapter, et le cas échéant cette adaptation se fera-t-elle au rythme du phénomène de montée de la mer ou avec un certain retard ?
- en cas de montée du niveau marin dans un estuaire dont les rives sont escarpées, les systèmes salins et turbides (bouchon vaseux) seront-ils simplement translétés vers l'amont ?
- quelles seront les conséquences de ces évolutions sur l'organisation de la végétation des berges et du lit majeur ?
- en cas de réduction forte des apports de sédiments fins en amont, la nature sédimentaire des fonds de l'estuaire va-t-elle changer, et le cas échéant à quel rythme ?

Les modifications des forçages physiques - liées ou non au changement climatique - peuvent aussi modifier à court terme le comportement d'un estuaire. A bathymétrie (lit mineur) et topographie (lit majeur) fixées, une surélévation du niveau de la mer ou une crue exceptionnelles peuvent générer des submersions inhabituelles, modifier la remontée des eaux marines (salées) dans l'estuaire, et finalement déplacer le bouchon vaseux. Les enjeux sur certains usages peuvent être réels (e.g. prises d'eau, pâturage...). Ces effets à court terme peuvent aisément être simulés par les modèles numériques aujourd'hui mis en œuvre (voir §1.5) et font parfois l'objet d'études d'« impact du changement climatique ». Mais en réalité ce sont des investigations fictives, car le changement climatique ne se produit pas instantanément, et l'hypothèse de stabilité de la bathymétrie est probablement fautive. Pour apporter une réponse à la question de l'impact du changement climatique en estuaire, il faut donc prendre en compte les évolutions morphologiques et sédimentaires.

1.4 Objectifs du projet

L'**objet** du projet est de développer notre capacité de réponse à la question du devenir probable des systèmes estuariens, en termes de morphologie et de couverture sédimentaire (donc caractérisation des biotopes) sous l'effet des changements climatiques, et en fonction de contrôles anthropiques éventuels. La recherche de l'évolution de la couverture sédimentaire doit permettre de préciser les biotopes et donc les habitats, aussi bien dans le lit mineur que dans le lit majeur des estuaires, qui conditionnent la structuration des écosystèmes. Qu'il y ait ou non évolution morphosédimentaire du système, les questions d'une possible altération du fonctionnement de l'estuaire, et d'une modification des zones de mélanges eau douce /eau marine et du bouchon vaseux sont aussi posées, avec des scénarios pouvant se résumer par les schémas de la figure 1-5 :

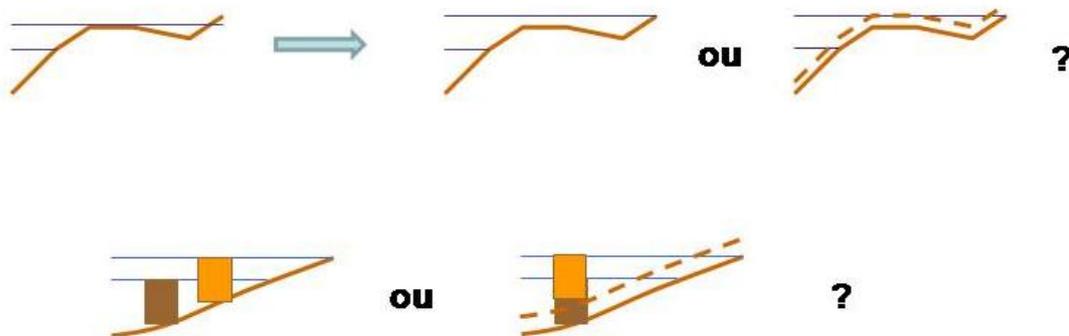


Fig. 1-5 : Illustration schématique de quelques questions relatives à l'impact du changement climatique sur les estuaires.

En haut : translation amont du prisme tidal ou bien remontée des fonds (des changements radicaux de bathymétrie peuvent aussi se produire).

En bas : remontée amont du bouchon vaseux ou bien translation verticale du système actuel. La question vaut aussi pour les remontées d'eau marine au voisinage du fond.

Ces enjeux écologiques sont au centre des intérêts des politiques publiques en termes de renaturation/restauration des estuaires. Les échelles de temps étudiées sont compatibles avec la connaissance que l'on a des effets régionaux du changement climatique et la capacité d'action des décideurs: soit un « court terme » positionné à 15-20 ans, et un « moyen terme » évalué à une cinquantaine d'années.

Le devenir des zones latérales inondables est un sujet des plus sensibles, et fera donc l'objet d'une attention particulière. Ce sujet revêt par ailleurs un caractère générique pour beaucoup de systèmes estuariens, puisque l'accroissement des occurrences d'inondations peut conduire à des choix stratégiques d'aménagements rivulaires, dès lors que des zones basses urbanisées basses doivent faire l'objet de protections.

1.5 Etat de l'art succinct et études similaires en Europe et au niveau mondial

Evolution aux échelles de temps géologiques

La communauté des géologues s'est intéressée à la question de l'impact du changement climatique à l'échelle de temps du remplissage des bassins, analysant les liens entre variations du niveau marin et celles des régimes hydrologiques d'une part, accrétion ou érosion des zones estuariennes et deltaïques d'autre part, à partir de techniques stratigraphiques ou carottages (*e.g.* Roberts et Coleman, 1996) ou par simulations (Parker et Sequeiros, 2006, Hutton et Syvitski, 2008). Ces adaptations morphologiques sont également liées à la subsidence, qui peut d'ailleurs être sensible y compris à l'échelle humaine, comme c'est le cas particulièrement pour les deltas (*e.g.* Mississippi, Nil). Morton *et al.* (2002) ont étudié ces évolutions morphologiques en lien avec la disparition de zones humides. En considérant des changements passés intervenus lors de remontées du niveau de la mer d'origine tectonique, Pethick (1993) décrit une translation amont des profils intertidaux, et des chenaux plus larges et moins profonds.

Importance des apports solides

Les variations du niveau marin ont un impact direct sur les estuaires en modulant les cotes extrêmes du niveau de l'eau. Les variations de niveau marin étant relativement lentes, la réponse morphologique des estuaires, et en particulier des zones intertidales, à ce processus dépend de leurs capacités d'accommodation (*i.e.* d'accrétion, dans le cas d'une augmentation du niveau) ; elle est par conséquent fortement liée à l'intensité des apports solides. L'aménagement des fleuves conduit à une rétention des sédiments, tandis que la modification de l'usage des sols tend à favoriser l'érosion des bassins versants. Hormis dans les régions tropicales où les effets de la déforestation dominant, la résultante de ces effets conduit à une réduction des apports dans la plupart des fleuves du monde (Syvitski *et al.*, 2005, Syvitski et Milliman, 2007). Cet effet a conduit en particulier à un recul notable de nombreux deltas (*e.g.* Ebre, Nil, Mississippi, Rhône, Ganju and Schoellhamer, 2010, Nittrouer *et al.*, 2012).

Des tentatives de modélisation : 1- modifications hydrodynamiques

Aux échelles de temps qui nous préoccupent, la grande (et précoce) sensibilité des régions riveraines du Golfe du Mexique ou des zones deltaïques à la montée du niveau marin en a fait des sites pionniers pour l'étude des liens entre évolutions écogéomorphologiques et changement climatique (French, 1993 ; Ibañez *et al.*, 1997 ; Pont *et al.*, 2002 ; DeLaune *et al.*, 2003 ; DeLaune *et al.*, 2005 ; Davis *et al.*, 2004 ; Day *et al.*, 2007). La réactivité de l'écosystème, et particulièrement des habitats, aux changements climatiques, permet d'en suivre les évolutions par la mesure. L'échelle de temps des adaptations morphologiques d'un estuaire – hormis lors d'événements climatiques catastrophiques –, en rend l'observation moins « efficace », ce qui explique que la stratégie de modélisation soit souvent favorisée. Ces études restent néanmoins peu nombreuses. Lane et Prandle (2006) ont ainsi appliqué un modèle lagrangien à l'estuaire de la Mersey et exploré la sensibilité des résultats à divers paramètres du modèle (rugosité, viscosité turbulente, formulation 2D ou 3D) et aux paramètres de forçage climatique. Les

résultats sont synthétisés en terme de flux résiduels et volumes déposés, mais sans prise en compte des effets morphodynamiques.

Dans la continuité de ces travaux, une intercomparaison de modèles de processus 2D et 3D et de modèles hybrides (cette notion, qui fait appel à de l'expertise, sera expliquée en introduction du chapitre 3) appliqués à 8 estuaires britanniques a été effectuée par Huthnance *et al.* (2007), afin d'évaluer l'influence de l'évolution des forçages climatiques d'ici à 2050 (scénarios très simplifiés) sur la surface de l'estuaire, des estrans et le volume tidal. L'effet d'une variation du niveau de la mer sur la pénétration des eaux marines et sur le bouchon vaseux, en conservant la bathymétrie initiale, a été simulé sur certains estuaires français en s'aidant de modèles hydrosédimentaires existants : selon Bassoullet et Le Hir (1996), une surélévation de 60 cm entraînerait une remontée vers l'amont des eaux marines et du bouchon vaseux de l'ordre de 2 km pour la Loire et d'une valeur moindre pour la Seine (Le Hir, 2000), soit une distance bien inférieure aux déplacements induits par les variations annuelles des débits fluviaux amont.

Plus récemment, une évaluation du risque d'inondation accrue de la plaine alluviale sous l'effet de l'élévation du niveau de la mer (moyenne et surcotes) et d'éventuels changements des régimes hydriques amont a été réalisée pour les estuaires de l'Escaut, de l'Elbe et de la Gironde dans le cadre du projet européen THESEUS (Monbaliu *et al.*, 2014). L'estuaire de la Gironde a été retenu comme site pilote pour la mise en place d'un système d'aide à la décision (Zanutigh *et al.*, 2014).

Des tentatives de modélisation : 2- couplages morphodynamiques dans des configurations schématiques

La non prise en compte du couplage morphodynamique dans les modèles précédents constitue une hypothèse simplificatrice dont les limitations avaient déjà été soulignées par Le Hir (2000). La persistance de cette hypothèse dans de nombreux modèles hydro-sédimentaires actuels illustre néanmoins la difficulté de mise en œuvre de modèles morphodynamiques sur le long terme, particulièrement sur des estuaires réels. Ce constat met en valeur l'intérêt d'étudier des tendances à partir de cas schématiques, sur lesquels la quantification des incertitudes peut se faire en distinguant les contributions respectives des incertitudes sur les forçages, de la prise en compte des processus dans le modèle, de la prise en compte d'éventuelles mesures d'adaptation et d'aménagement de l'estuaire.

Des initiatives de ce genre ont été récemment publiées, elles concernent en particulier des embouchures tidales et des bassins amont plus ou moins fermés (en France, ce serait typiquement le bassin d'Arcachon), et considèrent des systèmes strictement sableux. Ainsi Dissanayake *et al.* (2012) ont réalisé une modélisation schématique d'un bassin de la Waddenzee. Partant d'un fond plat, ils ont reconstitué une bathymétrie proche de celle de 2004, qui apparaît en équilibre. La simulation d'une montée relative du niveau de la mer se traduit par une augmentation des courants de flot s'accompagnant d'un remplissage du bassin tidal. Selon le taux de variation du niveau relatif de la mer, la surface de l'estran pourrait augmenter (cas d'une montée lente) ou au contraire diminuer (cas d'une montée rapide) en raison d'une source de sédiments insuffisante, conduisant alors à une évolution de type lagune, comme également décrit par le modèle de Oertel *et al.* (1992). Dissanayake *et al.* (2012) font un parallèle avec l'évolution de la mer du Nord au cours de l'holocène, initialement constituée d'un grand nombre de petits estuaires peu profonds, et progressivement inondée par manque d'apports de sédiments (Beets et Van der Speck, 2000).

Van Maanen *et al.* (2013) ont réalisé une étude du même type (modèle de baie tidale schématique ouverte sur le large par une embouchure resserrée, transport de sable à l'équilibre) avec possibilité d'extension de l'estran vers l'amont. Ces auteurs obtiennent une réduction en nombre et un élargissement des chenaux en aval, en raison d'une hydraulité supérieure, tandis qu'en amont le nombre de chenaux augmente. La montée du niveau de la mer peut entraîner un basculement de la tendance sédimentaire du bassin : export de sédiment, puis importation ou au contraire renforcement de l'export, selon l'équilibre entre la proportion de surface intertidale et

l'amplitude de marée rapportée à la hauteur d'eau dans le chenal. Ils relèvent ainsi un possible changement d'asymétrie, une dominance de flot pouvant générer une perte de zone intertidale ou, au contraire, un accroissement de la surface intertidale par inondation de secteurs auparavant exondés pouvant provoquer une dominance de jusant et l'export de sédiment. L'augmentation du prisme tidal dans le bassin accentue l'érosion de l'embouchure, et entraîne une extension consécutive du delta de jusant à l'extérieur.

Un autre exemple de modélisation de configuration schématique est proposé par van der Wegen (2013), qui simule l'évolution pendant 3000 ans d'un estuaire de plaine alluviale, de nature sableuse, dans un espace de largeur contrainte. Le modèle reconstitue un système de barres alternées et un approfondissement continu (quoique dégressif) accompagné d'un export de sédiment vers le large, mais il n'atteint pas d'équilibre. La prise en compte d'une montée du niveau de la mer pendant environ 800 ans tempère cette tendance érosive. Van der Wegen (2013) analyse les effets de l'élévation de la mer sur l'asymétrie de la marée en termes de modification des composantes harmoniques, et obtient une forte diminution des surfaces intertidales dans tous les cas d'augmentation du niveau marin.

Contrastant avec cette configuration d'estuaire de plaine alluviale, nous pouvons mentionner des modélisations de profils cross-shore d'estran (Roberts *et al.*, 2000 ; Pritchard *et al.*, 2002 ; Le Hir *et al.*, 2007), applicables dans des secteurs où les courants parallèles à la rive sont négligeables devant les courants de remplissage et vidange de l'estran, ce qui n'est souvent pas le cas en bordure d'estuaire. Ces travaux ont la particularité de concerner des environnements de sédiments cohésifs, tandis qu'il existe une littérature abondante sur des modèles de profils de plage sableuse dont nous ne parlons pas ici.

Des tentatives de modélisation : 3- couplages morphodynamiques dans des configurations réalistes

Depuis une dizaine d'années, et grâce au développement de techniques d'accélération des couplages, l'application de modèles morphodynamiques basés sur la résolution des processus élémentaires (érosion/transport/sédimentation) a permis de simuler les évolutions passées de systèmes réels (*e.g.* Cayocca, 2001; van der Wegen et Roelvink, 2012), inspirant confiance dans leur utilisation pour prédire des évolutions futures en fonction de scénarios de forçage.

Ganju et Schoellhamer (2010) simulent ainsi les effets combinés ou non de la montée du niveau marin, d'un changement hydrologique amont et d'une réduction des quantités de sédiment apportés par le fleuve (extrapolation d'une réduction constatée) au cas d'un sous-système de la baie de San Francisco. Ils obtiennent une réduction de la redistribution des sédiments sous l'effet des vagues au-dessus des bancs, et un risque de réduction des zones intertidales et des prairies lorsque la sédimentation des sédiments apportés en amont ne compense plus la surélévation des plaines mers. Finalement, en établissant le rapport entre facteurs favorisant la sédimentation et facteurs favorisant l'érosion/export de sédiment, les auteurs proposent un nombre adimensionnel caractérisant la géomorphologie de l'estuaire $E_{geom} = Q_s h^3 / (\rho_d \cdot Q \cdot Q_p)$, où Q_s est l'apport solide amont, h la profondeur moyenne, ρ_d la concentration des sédiments, Q l'apport liquide amont et Q_p le prisme tidal. Ils montrent une relation positive entre E_{geom} et le changement geomorphologique relatif, exprimé comme le rapport $\Delta h/h$ entre la variation moyenne des profondeurs sur une année et la profondeur moyenne.

Evolution des marais maritimes et prairies humides

Comme nous l'avons déjà indiqué, il est probable que l'impact majeur du changement climatique porte sur les zones intertidales, en particulier l'estran supérieur qui se présente souvent sous la forme de banquettes de vases progressivement recouvertes de végétation. C'est justement l'élévation pour laquelle la sensibilité à la montée du niveau marin sera maximale (Fig. 1-3).

Le caractère bimodal de l'hypsométrie des estrans a été souligné par plusieurs auteurs (Fagherazzi *et al.*, 2006; de Swart et Zimmerman, 2009; Wang et Temmerman, 2013) qui notent la présence de larges surfaces d'estran autour de 2 niveaux altimétriques distincts, d'une part un peu en dessous du niveau de mi-marée ("tidal flats"), d'autre part un peu au-dessus du niveau de haute mer (marais maritimes). Etudiant la lagune microtidale de Venise, Fagherazzi *et al.* (2006) montrent que les surfaces intertidales situées sous le niveau de mi-marée correspondent à un équilibre stable entre la sédimentation liée à la concentration dans les chenaux et l'érosion liée à la contrainte exercée par les vagues (pour un même apport particulaire, si l'érosion augmente, l'approfondissement va réduire l'effet des vagues et donc la tendance érosive, l'inverse se produit si l'érosion diminue). Au contraire, les zones supérieures de l'estran correspondent à un équilibre instable, car si le dépôt augmente, rien ne vient le compenser, ce qui favorise l'implantation de la végétation et peut conduire à des élévations du marais au-dessus du niveau de la mer (*e.g.* Allen, 2000). Finalement, seule une attaque du bord de marais maritimes, souvent végétalisés, par des vagues à pleine mer, peut limiter la progression de ces marais (sauf si l'augmentation de la fréquence des inondations entraîne la formation de chenaux secondaires permettant le drainage des marais ainsi recouverts). Nous pouvons noter qu'en l'absence de vagues, l'estran du niveau de mi-marée peut ne pas se développer, la tendance allant vers un rehaussement du haut estran et un creusement des chenaux lorsque cela est possible (source de sédiment suffisante), ou sinon vers un élargissement des chenaux.

Des mesures de l'accrétion sédimentaire et de la variation altimétrique en 55 stations de prairies humides distribuées sur 3 systèmes deltaïques de Méditerranée ont été synthétisées par Day *et al.* (2011). Ces auteurs ont montré que l'accrétion des zones submersibles était d'autant plus importante que les apports sédimentaires amont étaient élevés et que les zones submersibles étaient végétalisées. En comparant les rythmes d'accrétion de ces sites au rythme d'élévation du niveau marin relatif (prenant en compte l'élévation « absolue » du niveau de la mer et la subsidence), ils ont constaté que seuls les environnements fluviaux pour lesquels les apports sédimentaires d'origine minérale étaient suffisamment élevés présentaient des taux d'accumulation permettant de compenser l'élévation du niveau de la mer. Citant Simas *et al.* (2011), Ganju et Schoellhamer (2006) indiquent que les marais maritimes seraient plus menacés dans un contexte mésotidal, tandis que si le marnage est élevé, leur sensibilité à la montée du niveau de la mer serait moindre (toujours sous réserve d'un apport de sédiment suffisant). Cette tendance à une vulnérabilité accrue en contexte microtidal est confirmée par les résultats de Pont *et al.* (2002), qui suggèrent que les apports sédimentaires auxquels sont exposés les marais maritimes à l'embouchure du Rhône seraient insuffisants pour compenser l'élévation du niveau marin.

Ma *et al.* (2014) ont suivi le rythme d'accrétion de 3 marais maritimes de l'Escaut oriental, pendant près de 30 années encadrant la période de construction de la digue anti tempête ("storm surge barrier") qui a eu pour effet d'atténuer la marée et de réduire les apports de sédiments sur les marais de 50 à 70%. Les variations de rythme d'évolution d'un site à l'autre semblent être dues à leur différente exposition aux vagues, et ne montrent pas de corrélation avec le nombre ou la durée des inondations. Malgré un ralentissement postérieur à la mise en place de la digue, le taux d'accrétion actuel (de 4 à 8 mm/an) est suffisant pour compenser l'actuelle élévation relative de la mer (environ 2 mm/an) mais pourrait devenir insuffisant dans le cas des scénarios les plus défavorables (jusqu'à 10 mm/an).

Modélisation de l'évolution des marais maritimes

Depuis quelques années, différents modèles d'évolution de marais maritimes ont été publiés, traitant soit la sédimentation en "0D" (*i.e.* en un point supposé représentatif du marais), soit la progression d'un réseau de chenaux plus ou moins ramifiés ("creeks" en anglais, étiers dans certaines régions de France, filandres dans d'autres...) qui assurent le drainage du haut estran. Temmerman *et al.* (2004a) distinguent deux types de modélisation 0D de l'accrétion des marais maritimes : ceux qui s'appuient sur une corrélation empirique entre le dépôt de sédiment et la

fréquence d'inondation (*e.g.* Morris *et al.*, 2002; Pont *et al.*, 2002), et qui se révèlent donc incapables de simuler l'impact des changements de concentrations de matières en suspension (MES) à l'amont, et les modèles (tels que le leur, Temmerman *et al.*, 2003) pour lesquels le taux de sédimentation résulte d'une équation de conservation tenant compte de la vitesse de chute et de l'alimentation en MES (qui peuvent donc changer au cours du temps). Mais leur modèle repose sur l'hypothèse (forte) que la teneur en MES alimentant le marais est fonction seulement de la hauteur d'eau à pleine mer (un proxy de l'intensité de l'inondation), selon un coefficient de proportionnalité empirique (à partir de mesures dans des marais maritimes de l'Escaut, ils déterminent ainsi : $MES_{\text{marais}} = 0.69 MES_{\text{chenal principal}} \cdot h_{PM}$). Pour les marais végétalisés, Temmerman *et al.* (2003, 2004a) ajoutent aussi une sédimentation organique déduite du taux d'accumulation mesuré sur le marais et de la teneur en matière organique de sédiment accumulé, conduisant à un taux de sédimentation organique de l'ordre de 0.4 à 2 mm/an. Dans l'application de leur modèle MARSSED, validé par des mesures du taux d'accumulation à l'aide de datations par le ^{210}Pb et le ^{137}Cs , Temmerman *et al.* (2004a) notent que le taux d'élévation d'un marais dépend de son âge (partant d'un niveau inférieur à celui du niveau moyen des pleines mers, ce niveau est atteint rapidement, tandis qu'ensuite la progression se fait au rythme de la montée du niveau de la mer), du taux d'élévation de la pleine mer et des variations de MES. Pour l'Escaut, une accrétion supérieure dans la partie interne (amont), serait due à une montée plus forte de la moyenne des pleines mers et à des MES supérieures. Face à l'élévation du niveau marin, l'accrétion des marais devrait suivre à condition que les MES ne diminuent pas.

Une augmentation des tempêtes résultant du changement climatique est susceptible d'accroître les épisodes de surcote, et ainsi de favoriser la sédimentation dans les marais maritimes. Schuerch *et al.* (2013) réutilisent le modèle de Temmerman *et al.* (2013) pour évaluer dans quelle mesure les tempêtes pourraient contribuer au maintien des marais de pré-salé du nord de la mer des Wadden face à la montée du niveau marin, selon des scénarios proposés pour la côte orientale de la mer du Nord (en niveau de la mer et régime de tempêtes). Selon les auteurs, l'augmentation de la fréquence des tempêtes se révèle 2 fois plus favorable à l'accrétion du marais que l'augmentation de leur intensité, en raison de l'importance de la fréquence d'inondation pour permettre l'accrétion, mais ce résultat est très dépendant de la relation constitutive du modèle qui considère que la concentration incidente des MES est proportionnelle à la hauteur d'inondation à pleine mer. Les auteurs évoquent aussi l'effet positif d'une éventuelle érosion latérale du marais (sa bordure exposée aux vagues) qui entraînerait une source de sédiment supplémentaire pour le marais, favorisant son maintien.

Temmerman *et al.* (2004b) exploitent ce même modèle pour simuler la formation de levées (à l'échelle annuelle puis centennale) sur les bords des principaux chenaux de drainage des marais tidaux, en le validant par des observations dans l'Escaut. Ils obtiennent d'une part un taux d'accumulation (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) deux fois plus élevé sur la levée que dans le bassin adjacent, pour un taux d'accrétion (en m) identique, en raison d'une granulométrie supérieure et d'un tassement accentué sur la levée (lié au drainage favorable à proximité du chenal) et d'autre part une concentration en MES supérieure à proximité immédiate des chenaux, qui en sont le vecteur principal lors du recouvrement. Ils montrent que le dénivelé entre les levées et le bassin (la plateforme) adjacent tend vers un équilibre (20 à 30 cm), car alors la charge en MES et/ou la granulométrie supérieures sur la levée seraient compensées par une moindre hauteur d'eau et/ou un drainage plus efficace. Simulant la montée du niveau de la mer, Temmerman *et al.* (2004b) prédisent un niveau d'équilibre du marais par rapport à celui du niveau moyen des pleines mers d'autant supérieur, et atteint en un temps d'autant plus long que le taux d'élévation de la mer est faible. D'autre part le dénivelé entre levée et bassin adjacent augmenterait avec le taux d'élévation du niveau marin. Naturellement, les réponses des levées et de la plateforme adjacente dépendent de la charge en MES apportée par l'estuaire.

En ce qui concerne l'incision des plateformes supérieures d'estran par des chenaux, D'Alpaos *et al.* (2005) proposent un très élégant modèle d'ontogénèse de réseaux de chenaux à marée dans un marais. L'hydrodynamique est résolue par un modèle de Poisson proposé par Rinaldo *et al.*, (1999) à partir des hypothèses (1) que la propagation de la marée sur la plateforme, de part et

d'autre des chenaux, reste contrôlée par les frottements, (2) que les variations spatiales de surface libre sont très inférieures à la hauteur d'eau instantanée, (3) que les variations d'élévation de la plateforme sont beaucoup plus faibles que la hauteur d'eau instantanée :

$$\nabla^2 \zeta = \frac{\lambda}{h^2} \partial \zeta / \partial t$$

où h est la hauteur d'eau au-dessus de la plateforme, et λ un coefficient de frottement linéarisé. La détermination de ζ permet ensuite de calculer la contrainte $\tau = -\rho g \cdot h \cdot \Delta \zeta$. A partir d'une distribution initiale des contraintes ainsi calculées, un certain nombre de sites où cette contrainte dépasse une valeur seuil pour l'érosion τ_e sont choisis selon une loi de probabilité qui dépend de l'hétérogénéité du marais pour rejoindre le réseau de chenaux (de fait, les secteurs de contrainte maximale sont situés à proximité des chenaux existants, généralement à leur extrémité amont et là où la courbure est maximale). Des lois géométriques simples reliant la largeur d'un chenal à sa profondeur moyenne et à la surface drainée (loi de Jarrett) sont ensuite appliquées. Le processus, itéré jusqu'à ce que la contrainte de cisaillement reste inférieure au seuil d'érosion, conduit à la formation d'un chevelu de chenaux, qui progressent par érosion régressive de leurs extrémités amont, comme on l'observe dans la nature (e.g. Pethick, 1969 ; Fig. 1-6).

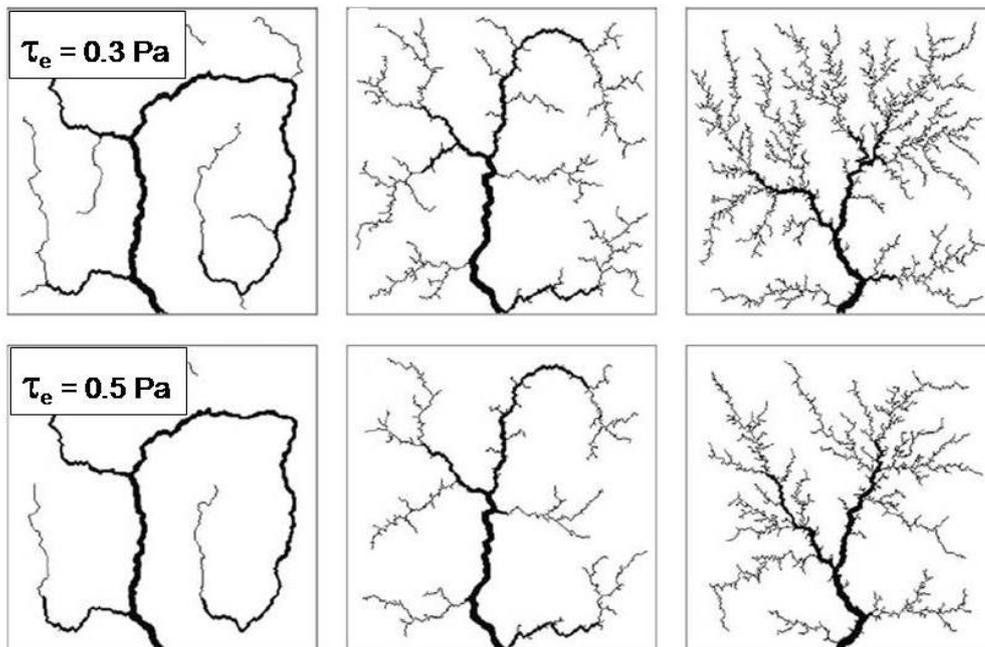


Figure 1-6 : Modélisation d'un réseau ramifié de chenaux dans un marais maritime, pour 2 valeurs de contraintes critiques d'érosion. De gauche à droite, effet de l'augmentation du paramètre d'hétérogénéité du terrain. (d'après D'Alpaos et al., 2005).

D'Alpaos *et al.* (2007) appliquent ce modèle au développement d'un réseau de chenaux secondaires formés spontanément (progression de 11-18 m/an) après reconstitution d'un marais maritime par apport dans un bassin de la lagune de Venise de sédiments dragués. La simulation de la reconstitution du réseau depuis un chenal principal artificiel est paramétrée en fonction de τ_e (augmenté en présence de végétation) et de l'hétérogénéité du terrain (cette dernière favorise la ramification, tandis que l'augmentation de τ_e la réduit ; cf. Figure 1-6). La validation du modèle s'appuie sur sa capacité à reconstituer la distance moyenne des cheminements non chenalisés (*i.e.* à travers la plate-forme).

Vandenbruwaene *et al.* (2011, 2012) étudient aussi la dynamique de création en 3-4 ans d'un réseau de chenaux au sein d'un marais artificiel. Les chenaux se développent d'abord dans les

zones de faible élévation, qu'il y ait ou pas de végétation. Leurs observations confirment la corrélation entre le débit de marée maximal à assurer (lié au bassin versant) et la section des chenaux, la relation entre largeur et profondeur de ces derniers (typiquement, largeur/profondeur compris entre 2,5 et 5,5), et la réduction au cours du temps de la distance d'écoulement non chenalisé. Le taux d'accrétion dans le marais, supérieur dans les secteurs végétalisés, augmente avec la hauteur d'inondation, alors qu'aucune relation n'est établie avec la distance au chenal le plus proche ou à l'entrée du marais.

Rôle de la végétation dans l'évolution du lit majeur : 1- impacts de la végétation sur les écoulements et le piégeage

Une littérature abondante traite du rôle de la végétation dans l'évolution des marais maritimes et inversement d'un feed-back possible sur son développement. Nous pouvons distinguer des études s'intéressant au rôle de la végétation sur les processus hydro-sédimentaires, et d'autres plus spécifiques de l'évolution des schorres (estrans supérieurs végétalisés).

Pour les zones subtidales, Ondiviela *et al.* (2013) proposent une revue bibliographique sur l'impact hydro-sédimentaire des phanérogames marines (seagrass) et leur contribution à la protection des côtes, et listent des recommandations pour leur protection dans un contexte de changement climatique.

Pour les marais intertidaux, Bouma *et al.* (2013) testent en canal l'influence de 3 espèces de plantes de marais maritimes (Spartine, Puccinellia maritima, salicorne) sur l'accélération de l'écoulement autour des zones végétalisées et sur l'atténuation des courants en leur sein ; ils en déduisent des différences d'évolution des envasements (internes) ou des érosions (autour), selon le type de végétation caractérisé par la souplesse/rigidité des tiges, la hauteur des tiges, et les densités des brins. Neumeier et Ciavola (2004) observent que la végétation a peu d'effet sur la sédimentation, mais empêche plutôt l'érosion . Cependant la quasi absence de forces érosives sur les prairies de haut estran pourrait conduire à conclure que finalement la végétation aurait peu d'effet sur la géomorphologie des marais.

Temmerman *et al.* (2005) développent un modèle 3D à haute résolution spatiale (2 m) d'une fraction d'estran de l'estuaire de l'Escaut. Un terme source supplémentaire dans les équations en k et ε de la fermeture turbulente et une force de frottement dans l'équation du mouvement rendent compte de la présence de la végétation. Une telle formulation de la turbulence est reprise par Ganthy *et al.* (2013) qui détaillent ces effets en prenant en compte l'évolution de la distribution verticale de la végétation selon sa flexibilité et l'intensité du courant, et a été appliquée par Kombiadou *et al.* (2014) au rôle des zostères sur l'hydrodynamique du bassin d'Arcachon. Le modèle de Temmerman *et al.* (2014) simule fidèlement un pulse de courant dans les chenaux lors de l'inondation du marais adjacent, d'autant plus intense que le marais est végétalisé, et permet de calculer la part entre le flux d'eau transitant par les chenaux et celui transitant par le bord du marais. Les auteurs caractérisent les résultats de sédimentation en paramétrant un modèle régressif du taux de sédimentation en fonction (décroissante) de l'élévation du marais, de la distance au chenal le plus proche et de la distance du bord aval du marais (*i.e.* contact avec l'estran inférieur en bordure du chenal principal de l'estuaire). Selon Temmerman *et al.* (2005), la présence de végétation, qui favorise le piégeage de particules depuis le chenal source vers l'intérieur de la prairie, renforce la formation des levées et le creusement des chenaux qui, eux, restent non végétalisés.

Temmerman *et al.* (2012) étudient par modèle 2D l'effet de réduction de l'atténuation des inondations côtières qui résulterait de la disparition partielle ou totale de la végétation des marais maritimes. Leurs calculs montrent les effets respectifs et contraires de la végétation (supposée uniforme) et des chenaux sur la propagation et l'atténuation des inondations en condition de vive eau et tempête combinées. La réduction de l'atténuation du niveau

d'inondation (estimée entre 4 et 25 cm par km de marais traversé) sera marquée seulement si la végétation disparaît à proximité des chenaux.

Rôle de la végétation dans l'évolution du lit majeur : 2- approche macroscopique des phénomènes

Wang et Temmerman (2013) étudient les variations d'altitude et de surface des zones végétalisées de la plus grande zone intertidale (5000 ha) de l'estuaire de l'Escaut, qui depuis 80 ans a connu une extension de ses marais (végétalisés) au détriment de la slikke (Fig. 1-7). Le basculement d'un état nu à un état végétalisé s'accompagne d'une élévation 2 à 8 fois plus rapide qu'ailleurs (21 à 25 mm/an, contre 3 à 16 mm/an). Ce basculement se produit lorsque l'élévation de l'estran est à environ 0,5 m sous le niveau moyen des pleines mers, cote qui correspond au pic d'occurrence des "patches" de végétation pionnière. Se produit alors un feedback positif entre végétation et sédimentation (piégeage de particules, implantation facilitée de la végétation), tandis qu'élévation du marais et sédimentation se contrarient, puisque l'apport de sédiment diminue lorsque le niveau de l'estran s'élève. Il en découle un resserrement de la plage d'installation du marais végétalisé, au contraire de celle de l'estran initial (hypsométrie étendue), comme le montre la figure 1-7. Les auteurs relèvent aussi que, à altitude égale, l'ensemencement de la végétation pionnière est plus difficile sur les bancs "offshore" (*i.e.* séparés du haut estran déjà végétalisé).

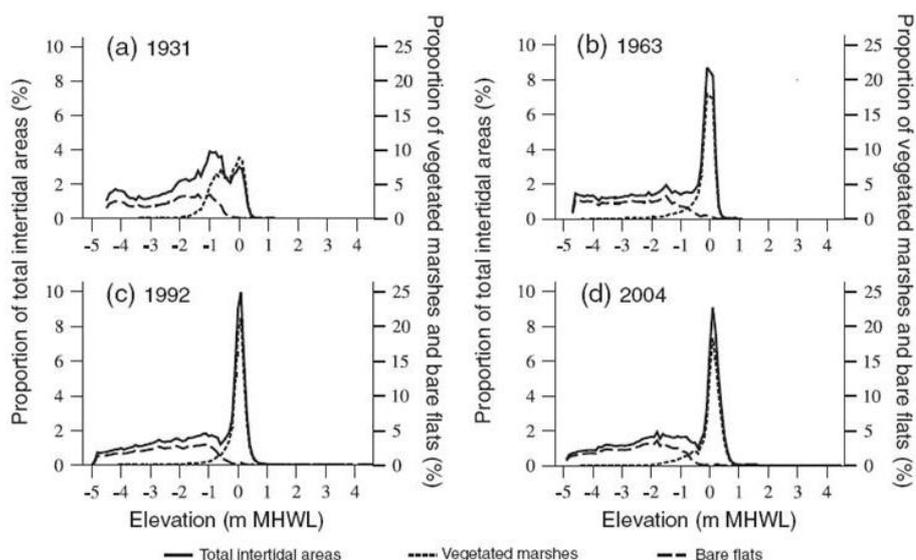


Figure 1-7 : Distribution hypsométrique bimodale de la zone intertidale du marais de Saeftinghe dans le secteur saumâtre de l'estuaire de l'Escaut.

En pointillés : secteurs végétalisés, en tiretés secteurs dénudés.

(D'après Wang et Temmerman, 2013).

Dans une publication très riche, Marani *et al.* (2006) relèvent aussi la transformation des étendues intertidales (sous le niveau moyen) en marais maritimes, du fait d'un accroissement local du taux de déposition, et de la colonisation par des microbiotes puis par des plantes vasculaires pionnières, puis d'autres espèces. Ces auteurs exploitent l'imagerie aérienne hyperspectrale et infrarouge (depuis un ballon au-dessus de la lagune de Venise) pour caractériser la "clusterisation" de différents types de végétation : il s'avère que les surfaces végétalisées peuvent prendre toutes sortes de valeur, sans limite ni contrainte liée à des caractéristiques topographiques ou à la présence de chenaux. Ils caractérisent aussi les méandres des micro-chenaux : sinuosité de l'ordre de 1.5, longueur d'onde de l'ordre de la

dizaine de mètres pour des largeurs de 0.1 à 1m, confirmant une relation puissance entre longueurs (d'onde) de méandres et largeurs de chenaux (autour d'un rapport 10). Marani *et al.* (2006) proposent une modélisation simple déterminant le bassin versant d'un chenal secondaire, et caractérisent le degré de chenalisation d'un marais par la probabilité de dépassement d'une longueur d'écoulement donnée (cette probabilité a une allure d'exponentielle décroissante, dont la moyenne est réduite de 20 à 40% si les micro-chenaux sont pris en compte). Ils appliquent avec succès le modèle de développement d'un réseau de chenaux formulé par D'Alpaos *et al.* (2005), en prenant en compte la présence de végétation par une augmentation de la contrainte critique d'érosion. En ce qui concerne la distribution des contraintes simulées, ils relèvent que la prise en compte des micro-chenaux permet de réduire les contraintes moyennes sur le marais. Enfin, Marani *et al.* (2006) proposent un modèle de groupement (cluster) des secteurs végétalisés, par processus stochastique fondé sur deux paramètres (mortalité annuelle donnée, colonisation par propagules du voisinage exempt de végétation selon une probabilité fixée), processus réitéré jusqu'à un équilibre dynamique (densité de plantes constante). Cet état d'équilibre est très dépendant des deux paramètres du modèle, qui influent sur la distribution finale des probabilités de dépassement de tailles de clusters.

Sanderson *et al.* (2001) modélisent la distribution de la végétation dans les marais maritimes en fonction de la structure du réseau de drainage. Se basant sur des observations, ils proposent une loi de probabilité de présence de 12 espèces de plantes en fonction d'un seul paramètre construit comme la somme des inverses (élevés au carré) des distances aux chenaux les plus proches, pondérés selon l'ordre de Strahler de ces chenaux.

Rappelant qu'une végétation haute favorise le piégeage de sédiment et donc aide à compenser la montée du niveau marin, Elschot *et al.* (2013) s'intéressent au rôle potentiellement négatif du broutage sur les prairies maritimes. En s'appuyant sur des mesures à long terme (16 et 22 ans) sur l'une des îles de la Frise, ils n'observent pas d'effet du broutage sur la sédimentation, mais par contre notent un possible effet de compaction du sol par piétinement du gros bétail, et recommandent d'y prêter attention en cas d'apport insuffisant pour compenser la montée du niveau de la mer. Mesurant périodiquement l'accrétion en 3 radiales des marais salés végétalisés de la baie du Mont St-Michel, Détriché *et al.* (2011) obtiennent dans cet environnement macrotidal une augmentation forte de l'élévation du marais, maximale en bas de marais (de 3 à 38 mm/an, contre 1.35 mm/an dans sa partie supérieure), et insistent sur la variabilité saisonnière du processus, en raison du rôle privilégié des marées d'équinoxe, des régimes de vents, d'une certaine dessiccation estivale et du rythme annuel de la végétation.

Pont *et al.* (2002) examinent la capacité de quelques marais de Camargue à résister à la montée du niveau de la mer, en considérant les apports minéraux du Rhône et en modélisant les apports organiques par production végétale et décomposition des feuilles et des racines. Ils concluent à la nécessité de mieux connecter les marais de Camargue au Rhône, de façon à accroître l'apport de sédiment fin.

Kirwan et Murray (2008) proposent une modélisation 3D simplifiée rendant compte de la sédimentation (analogue à celle de Morris *et al.*, 2002), du développement de la végétation exprimé en fonction du taux d'inondation, de l'érosion par les vagues mais pas du transport de sédiment, et simulent l'évolution pendant un siècle d'un estran cross-shore soumis à la montée du niveau de la mer. Les scénarios d'élévation moyenne ou élevée conduisent à une réduction du marais (15-35%) par érosion de sa fraction inférieure et impossible régression amont compte tenu de la présence d'endiguements. Kirwan et Temmerman (2009) comparent les réponses de ce modèle et celles du modèle de Temmerman *et al.* (2003) dans différents scénarios de montée du niveau de la mer, passés (donc réalistes) ou envisagés. Le modèle de Kirwan et Murray (2008) prévoit un feedback entre taux d'inondation et croissance de la végétation, tandis que le modèle de Temmerman *et al.* (2003) prévoit un feedback entre taux d'inondation et concentration de sédiment en suspension alimentant le système. Les réponses simulées sont analogues, l'accrétion modélisée sur les estrans accusant un retard de 20-30 ans sur l'élévation du niveau marin, et un temps de réajustement de l'ordre de 50-100 ans pour "rattraper" une augmentation brutale de 3 ou 10 mm/an du rythme annuel de montée du niveau de la mer.

Dans le même esprit, Kirwan *et al.* (2010) synthétisent les résultats de plusieurs modèles représentant l'évolution de zones intertidales végétalisées, pour divers taux d'élévation du niveau marin, différents marnages, et différents niveaux de concentration dans la colonne d'eau. Dans le cas d'une accélération de la montée de la mer, le retard simulé sur l'accrétion du marais peut se traduire par un taux d'inondation trop important pour le maintien de la végétation : il en résulte alors une disparition de celle-ci, et un ralentissement ou un arrêt de l'accrétion, conduisant à la conversion du marais en estran nu voire en surface subtidales. Le seuil critique d'élévation du niveau marin (qu'il ne faut pas dépasser pour maintenir le marais) augmente avec le marnage et la concentration en MES des chenaux d'alimentation (Fig. 1-8). Ils concluent que les zones de faible marnage ou de faible concentration risquent fort d'être submergées dans un futur proche, même pour des scénarios d'augmentation modérée du niveau marin. Pour des taux de montée du niveau marin supérieurs à 20 mm/an, seules les zones intertidales soumises à un marnage supérieur à 3m et des concentrations supérieures à 30 mg.l⁻¹ subsisteraient.

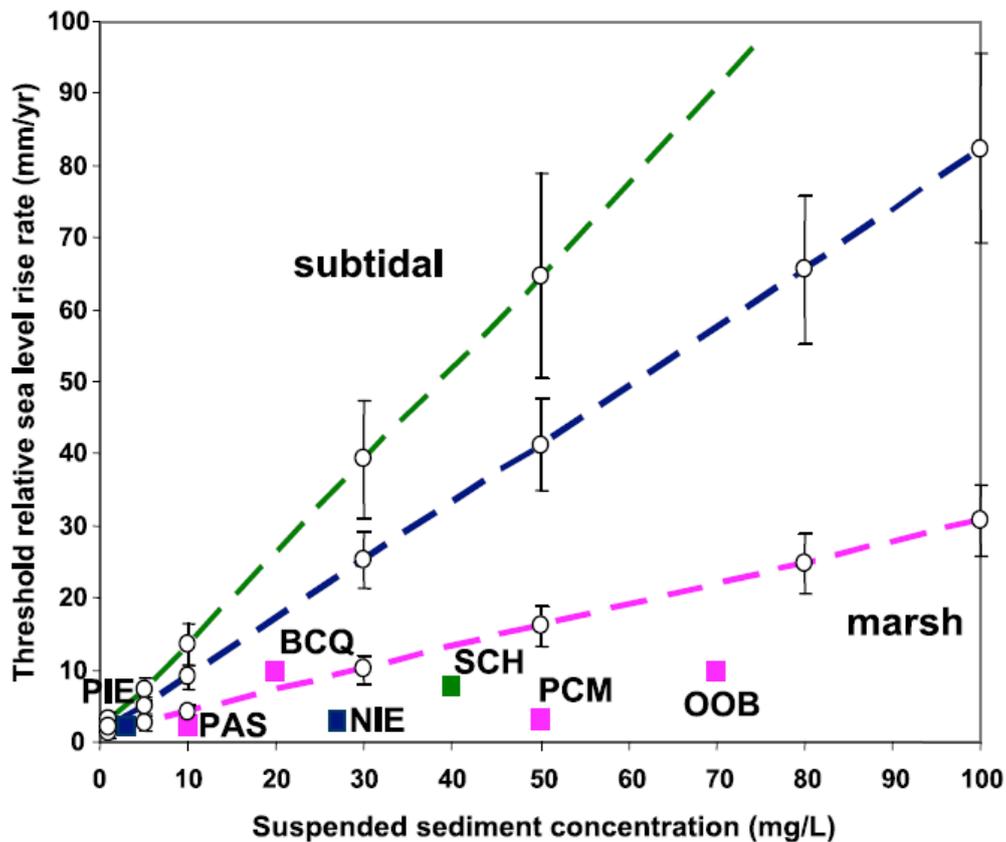


Fig. 1-8 : Prédiction d'un taux d'élévation critique du niveau de la mer au-delà duquel un marais maritime est susceptible de se transformer en environnement subtidal, en fonction de la charge en MES environnante et de l'amplitude de la marée (vert : marnage de 5 m, bleu : marnage de 3 m et rose: marnage de 1 m). Les valeurs représentées sont des moyennes (± 1 écart-type) issues de 5 modèles validés chacun pour des environnements différents. Les symboles carrés sont placés en fonction du taux d'élévation historique observé, de la gamme de MES connue et de l'amplitude de marée correspondant à des cas réels (PIE= Plum Island estuary, Massachusetts; PAS=Pamlico sound, N-Carolina; BCQ = Bayou Chitique, Louisiana; NIE = North Inlet Estuary, South Carolina; SCH = Scheldte Estuary, Netherlands; PCM = Phillips Creek Marsh, Virginia; OOB = Old Oyster Bayou, Louisiana). D'après Kirwan *et al.* (2010).

Un plaidoyer pour une gestion de la protection des littoraux par une approche écosystémique

Temmerman *et al.* (2013) militent pour une défense du littoral à grande échelle basée sur les écosystèmes pour faire face aux effets du changement global, rappelant que les ouvrages de défense classiques empêchent la réalimentation des zones humides qui par ailleurs se dégradent sous différentes pressions (subsidence, compaction, drainage, extractions d'eau, de pétrole ou de gaz, comblements). Pourtant les zones humides en milieu littoral atténuent la propagation des surcotes de tempête en permettant le stockage d'eau et en dissipant l'énergie par frottement, tandis qu'en milieu estuarien ils peuvent absorber les inondations. Les auteurs relèvent que les stratégies de réalignement du littoral (repli stratégique) ne sont que rarement mises en œuvre, et seulement dans quelques pays (Belgique, USA, Royaume uni) alors qu'une défense du littoral s'appuyant sur les écosystèmes présente de multiples avantages environnementaux : les zones humides intertidales - et les mangroves - sont puits d'azote, source de Silicium, puits de contaminants et de CO₂ ; elles stimulent la production primaire et constituent des habitats favorables aux poissons.

Sur un registre également général sur l'écogéomorphologie des zones humides côtières, Day *et al.* (2008) classent les manifestations possibles du changement climatique (montée du niveau de la mer, fréquence et intensité des tempêtes et apports continentaux d'eau douce et de sédiment) pour différentes catégories de milieux. Ils rappellent l'importance des apports fluviaux qu'il faut soutenir, et plaident pour la mise en place de programmes de surveillance adaptés aux marais maritimes.

Des études/projets relatif aux impacts du changement climatique en domaine estuarien

La Grande Bretagne et les Etats-Unis ont mis en place des programmes pérennes d'étude des estuaires sur leur territoire. En Grande Bretagne, le *Estuaries Research Programme* (programme financé par le DEFRA - Département de l'environnement, de l'Alimentation et des Affaires Rurales - et l'Agence pour l'Environnement depuis 1998) a en particulier produit un guide présentant l'état de l'art des techniques permettant d'identifier et de prédire les évolutions morphologiques des estuaires. Il s'agit surtout de rendre accessible à la communauté des gestionnaires et des bureaux d'études le résultat des recherches en cours dans le pays sur les estuaires (travaux mentionnés en bibliographie et : http://www.estuary-guide.net/pdfs/morphological_change_guide.pdf)

Plus directement dédié à l'impact du changement climatique sur les estuaires, le programme nord-américain *Climate Ready Estuaries* résulte d'un rapprochement entre l'Agence de Protection pour l'Environnement et le *National Estuary Program* (mis en place en 1987 avec pour objectif d'améliorer la qualité de l'eau dans les estuaires). Il s'intéresse à la vulnérabilité liée au changement climatique, au développement de stratégies d'adaptation, au transfert des connaissances vers les gestionnaires, au sein de différents projets (NEPs : *National Estuary Programs*). Les projets peuvent être dédiés à l'étude d'un estuaire donné ; ils s'attachent à développer des systèmes de suivi, à définir des indicateurs d'évolution, à explorer les effets des évolutions estuariennes sur les habitats. Le soutien de ce programme dédié explique en partie l'existence d'une bibliographie nord-américaine très fournie sur ces problématiques. <http://www.epa.gov/CRE/index.html>

On peut mentionner également le projet européen CLIMEROD, auquel Artelia, partenaire du projet C3E2, a participé, travaillant en particulier sur l'effet du CC vis-à-vis du comportement des sédiments dans l'estuaire de la Gironde, ainsi que la participation du CEREMA, du BRGM, de EID et de l'université de Versailles au projet THESEUS dédié aux technologies innovantes pour réduire les risques côtiers en Europe, dans le contexte du CC (<http://www.theseusproject.eu> ; Monbaliu *et al.*, 2014).

Les études d'évolution géomorphologique des zones côtières sous l'impact du climat ne sont pas identifiées en tant que telles au sein des programmes purement estuariens – puisqu'elles concernent non seulement les estuaires, mais aussi les deltas, sans parler du trait de côte. Sur ces

zones côtières, mais non estuariennes, on peut mentionner le projet européen LIFE-Environnement « RESPONSE », qui établit une projection des aléas et risques futurs basée sur la sensibilité des facteurs géomorphologiques, géologiques et anthropogéniques dans la zone côtière, au regard de différents scénarios de changement climatique (RESPONSE, 2006).

La notion d'échelle de temps intervient également dans la dichotomie entre préoccupation environnementale à terme relativement court et évolution géomorphologique de terme classiquement plus long. Les bouleversements géomorphologiques rapides liés aux événements extrêmes tendent à faire se rejoindre ces préoccupations (*e.g.* le foisonnement de travaux sur le delta du Mississippi à la suite de l'ouragan Katrina, Day *et al.* 2007). Dans cet esprit, l'ONEMA a entrepris une recherche d'indicateurs hydro-morpho-sédimentaires en vue caractériser le bon état écologique des zones estuariennes, en partenariat avec Ifremer et les universités de Bordeaux et de Rouen, faisant suite à une réflexion préliminaire menée dans le cadre du projet BEEST du programme LITEAU du MEDDE (Foussard et Sottolichio, 2011).

1.6 Stratégie d'étude

Nous souhaitons apporter une réponse aussi générique que possible aux questions soulevées dans les § 1.2 à 1.3 et synthétisées dans le § 1.4 ("objet de l'étude"). La revue bibliographique a montré que les réponses pouvaient être très contrastées d'un système à l'autre, et que rares étaient les études qui considéraient le système estuarien dans son ensemble. La revue a aussi montré que de multiples processus étaient concernés, présentant de nombreux rétrocontrôles (*feedbacks*) entre mécanismes physiques, sédimentaires et biologiques générant des couplages et pouvant faire émerger des comportements inattendus. Il s'agit aussi de faire des projections sur l'avenir, qui seront par définition très difficiles à valider. La modélisation nous paraît être la seule approche viable pour traiter les multiples échelles concernées, dans l'espace et dans le temps. Une piste de recherche envisageable pourrait s'inspirer des techniques d'apprentissage-machine et faire appel à la technique des réseaux de neurones artificiels. Coco *et al.* (2011) fournissent un exemple d'application de l'approche pour traiter l'interaction entre végétation et sédimentation sur les zones intertidales, mais le travail reste encore prospectif, et l'appliquer aux estuaires imposerait de disposer d'une quantité d'informations insuffisamment collectées de nos jours. Par contraste, la publication récente de modèles numériques de plus en plus réalistes (*e.g.* van der Wegen et Roelvink, 2012) nous rend plus confiants dans la possibilité d'obtenir par cette voie et dans un délai raisonnable des éléments de réponses aux questions posées. Cette approche, déterministe, reste aussi l'une des rares à permettre l'intégration de multiples processus, et la reconstitution des couplages et des non linéarités. Elle donne également plus facilement accès aux échelles de temps de mise en place des ajustements des systèmes naturels.

L'approche privilégiée est donc **la modélisation déterministe "basée sur la mise en équation de processus et leur résolution par calcul numérique ("process-based modelling")** en l'appliquant à des configurations très variées construites sur des morphologies initiales caractéristiques et des conditions environnementales représentatives de celles rencontrées en France métropolitaine. L'idée est de multiplier les scénarios de façon à classer les réponses attendues en fonction de différents "paramètres", qu'ils soient relatifs aux formulations des processus, aux conditions d'initialisation, ou aux forçages et aux prévisions d'évolution.

Il est fait largement appel à l'expertise, pour compléter certaines lacunes ou fortes incertitudes des modèles actuels et surtout valider les réponses qui sont fournies. Parmi les morphologies représentatives, on retiendra des exemples « ressemblant » aux grands estuaires français mais aussi des cas plus proches des rias bretonnes qui se rencontrent en grand nombre sur la façade Manche/Atlantique. L'outil ainsi développé devrait aussi permettre d'examiner l'efficacité de différentes stratégies d'adaptation que devront adopter les gestionnaires : entretien ou non de

berges végétalisées, maintien ou non de vasières, impact des entreprises de « restauration » (remise en eau de zones poldérisées).

Une modélisation du même type sera appliquée au cas de la Loire, pour lequel on dispose d'une part de mesures de validation des processus hydro-sédimentaires et d'observations morphologiques à plus longue échelle de temps, et d'autre part d'un modèle tridimensionnel morphosédimentaire déjà mis en place. Le cas de la Loire (Figure 1-9) est aussi représentatif d'un estuaire ayant partiellement conservé un environnement naturel pour lequel des échanges entre le lit mineur et le lit majeur sont mis en évidence. Les marais et prairies plus ou moins drainés qui représentent une surface importante du lit majeur sont justement occupés par une végétation diversifiée et organisée selon une zonation répondant à un gradient associant topographie, hydrologie et salinité : cette zone de l'estuaire de la Loire peut être appréhendée comme un laboratoire *in situ* pour investiguer les interactions entre évolutions physiques et développements végétaux, évoqués ci-dessus comme des interactions clés à prendre en compte dans les évolutions fonctionnelles des estuaires.

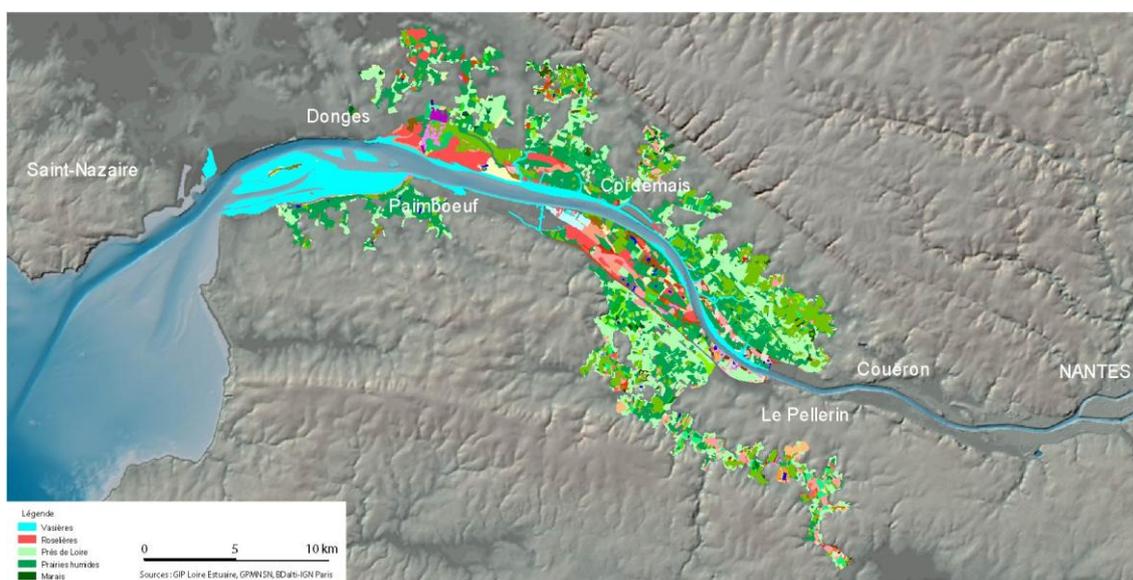


Figure 1-9 : Carte de l'estuaire de la Loire montrant les zones intertidales et le lit majeur en aval de Nantes.

Une réflexion sur les scénarios de forçages à considérer doit être menée : elle portera sur les changements climatiques attendus (déclinaison des projections du GIEC sur les bassins concernés), et leurs conséquences en termes d'élévation du niveau de la mer, de fréquence et intensité des tempêtes au large, et d'apports liquides et solides en amont. Elle s'appuiera sur les études publiées ou en cours.

L'objet de l'étude ainsi défini n'aborde pas tous les aspects de la Gestion ni même des Impacts du Changement Climatique. En particulier les *politiques d'adaptation et d'atténuation*, susceptibles d'être mises en œuvre dans un contexte estuarien ne sont qu'effleurées, à travers les conséquences physiques de certaines stratégies de gestion du lit mineur (dragages, chenalisation) ou du lit majeur (fonctionnement hydraulique des marais...). De même, l'évaluation économique, la scénarisation socio-économique ou la dimension juridique des impacts du CC ne sont pas abordés dans ce projet. Nous pensons que l'étude de l'impact *écogéomorphologique* du CC en milieu estuarien, objet du projet C3E2, est un préalable indispensable à une étude plus exhaustive autour de l'anthrosystème, qui pourra être envisagée dans une étape ultérieure.

Par souci d'efficacité, nous avons choisi de traiter les questions au sein d'une équipe « resserrée » constituée de 4 partenaires : deux d'entre eux (*Ifremer/laboratoire DYNECO/PHYSED et ARTELIA*) sont spécialistes du milieu physique (hydrodynamique et sédimentologie), un troisième (*UBO/Institut de GéoArchitecture*) est spécialiste de phytosociologie tandis que le quatrième (*GIP Loire estuaire*) représente l'ensemble des acteurs et décideurs concernés par l'environnement de l'estuaire de la Loire, qui a été pris comme exemple d'application. Au cours du déroulement du projet, il a été décidé de procéder à une datation des sédiments superficiels du site d'étude en Loire, qui a été réalisée par le laboratoire *EPOC (CNRS/Université de Bordeaux)*.

1.7 Organisation de l'étude et du présent rapport de restitution

La mise en œuvre de la stratégie ci-dessus s'est déroulée selon 4 tâches principales (Figure 1-10)

- tâche 1 : définition des scénarios de forçage pertinents pour les questions relatives à l'impact du CC sur la géomorphologie des estuaires
- tâche 2 : caractérisation de la réponse géomorphologique des estuaires au CC à l'aide d'un modèle déterministe appliqué à des configurations schématiques contrastées, résumée sous la formule "modèle générique d'estuaire"
- tâche 3 : étude des échanges hydriques et particulaires entre le lit mineur et le lit majeur (plaine alluviale) d'un estuaire, en tenant compte des interactions avec la végétation ; application au cas de la Loire à l'aide d'une modélisation raffinée et d'investigations *ad hoc in situ* pour caractériser ces échanges et calibrer/valider la modélisation mise en place
- tâche 4 : diagnostic relatif à l'impact du changement climatique sur l'évolution morphosédimentaire de l'estuaire de la Loire à l'aide d'une modélisation réaliste adaptée aux échelles de temps intermédiaires (30 ans) et s'appuyant sur la modélisation des échanges entre lit mineur et plaine alluviale développée dans la tâche 3
- tâche 5 : synthèse devant permettre un transfert de connaissance vers les gestionnaires.

Un travail initial sur les incertitudes était prévu dans la tâche 5. Il prend plutôt la forme d'une discussion sur les incertitudes, dont un aperçu est donné par la diversité des résultats issus de la modélisation d'estuaires schématiques (tâche 2).

Les chapitres 2 à 6 du rapport reprennent ces différentes tâches.

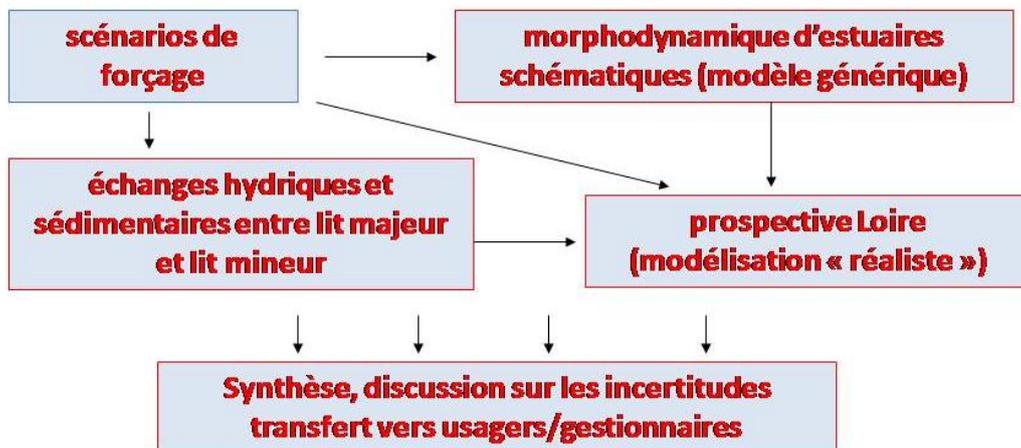


Figure 1-10 : structuration du projet C3E2 en 5 tâches

2- Définition des scénarios de forçage, en France métropolitaine (pour la modélisation générique, ch.3) et pour la Loire (ch. 5)

Introduction

Les manifestations du changement climatique susceptibles d'impacter les estuaires sont, directement, le niveau marin et les régimes de temps en aval, et indirectement, les régimes de précipitations sur les bassins versants, qui modifieront les débits fluviaux et leur phasage saisonnier.

Les modèles climatiques globaux abordent, selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, la prévision d'évolution de divers paramètres physiques océaniques et atmosphériques qui régissent (entre autres) le niveau de la mer, les régimes de vent et de précipitation. La connaissance des évolutions de ces paramètres à l'échelle régionale requiert d'effectuer une « descente d'échelle » (désagrégation) permettant de représenter une dynamique de plus haute résolution. Pour l'étude des climats de houle, les modèles atmosphériques régionaux ainsi « désagrégés » sont ensuite utilisés pour forcer un modèle de génération et propagation de vagues par le vent (on peut également envisager un couplage). En milieu continental, les modèles régionaux forcent des modèles hydrologiques afin de déduire des précipitations la dynamique des bassins versants.

En toute rigueur, une fois le régime hydrologique connu, la simulation des débits solides peut également être déduite de la connaissance de la dynamique des débits liquides. De tels modèles existent, mais ils doivent prendre en compte la nature des sols et leur usage, dont dépendra le lessivage. Leur paramétrage requiert une quantité d'informations rarement disponibles pour le temps présent, ce qui rend l'usage de tels modèles pour des projections climatiques d'une complexité trop grande pour qu'ils soient mis en œuvre dans ce projet.

Ce chapitre propose une synthèse des connaissances des évolutions climatiques passées et des projections futures pour les paramètres d'intérêt de l'étude abordés dans les modèles globaux d'évolution du climat. Il décrit également la manière dont ces évolutions globales sont déclinées au niveau régional. Il conclut enfin sur les choix de paramètres utilisés d'une part pour la modélisation d'estuaires schématisés, d'autre part pour la modélisation de l'estuaire de la Loire.

2.1 Evolutions du niveau de la mer et des régimes de vagues

Dans le cadre du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, 2013), les simulations d'évolution du climat s'appuient sur des modèles numériques de circulation générale (GCM en anglais), qui prennent en compte différents types de forçage naturels (éruptions volcaniques, activité solaire *etc.*) ou anthropiques (émissions de gaz à effet de serre, aérosols, *etc.*) afin de reproduire les évolutions passées du climat, et d'examiner des scénarios d'évolutions futures. En revanche, les scénarios futurs ne prennent en compte que différentes hypothèses concernant les forçages anthropiques. Par ailleurs, à la différence des précédents rapports, le 5^{ème} rapport d'évaluation s'appuie non seulement sur des scénarios d'émission mais prend également en considération l'effet des politiques d'adaptation susceptibles d'être mises en œuvre pour modérer l'ampleur du changement climatique. La Figure 2-1 représente 4 scénarios majeurs pris en compte dans ce 5^{ème} rapport, exprimés en terme de forçage radiatif (lié à la quantité de CO₂ dans l'atmosphère).

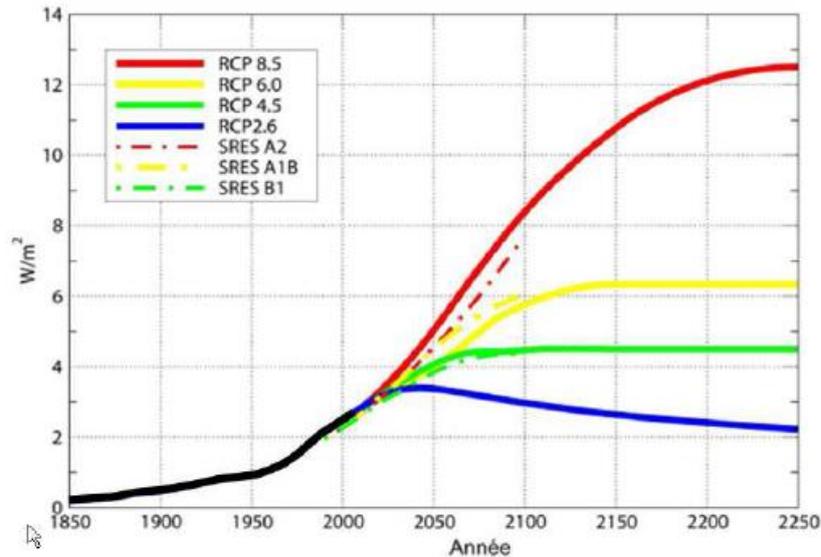


Figure 2-1 : En traits pleins : évolution du forçage radiatif choisi pour les scénarios RCP (« Representative Concentration Pathway ») du 5^{ème} rapport du GIEC ; en traits pointillés : évolution du forçage radiatif correspondant aux scénarios SRES (« Special Report on Emission Scenarios ») du rapport précédent. Le scénario RCP8.5 est le plus pessimiste (aucune politique climatique, correspond à peu près au scénario SRES A2), le scénario RCP2.6 suppose un pic de forçage radiatif avant 2050 puis un déclin, le scénario intermédiaire R4.5 se rapproche du scénario SRES B1.

Nos études régionales étant conditionnées par ces résultats au niveau global, il est intéressant de présenter quelques résultats de ce dernier rapport, même si les déclinaisons régionales existantes se sont basées sur les résultats de rapports précédents (et donc, d'autres scénarios) : il est en particulier instructif de suivre l'évolution des projections en fonction de l'avancée de la communauté dans la compréhension des différents processus en jeu.

2.1.1. Evolutions du niveau marin

Evolutions passées

A une échelle de temps de quelques centaines de milliers d'années, les variations d'élévation du niveau marin (connues grâce à des techniques de datation isotopique estimant le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les foraminifères) suivent des cycles astronomiques de 100 000 ans responsables de l'alternance entre périodes glaciaires et interglaciaires. Les périodes glaciaires sont des périodes de bas niveau marin, le dernier maximum glaciaire intervenu il y a 21 000 ans ayant vu le niveau de la mer atteindre une cote inférieure de 130 m au niveau moyen actuel. Ce niveau est remonté jusqu'au début de l'Holocène (il y a 10 000 ans) au taux de plusieurs millimètres par an, avant de ralentir pour se stabiliser au cours des 2 à 3 derniers millénaires au taux de 0.5 mm/an (*e.g.* Wöppelmann *et al.*, 2008).

A partir du XVIII^{ème} siècle, l'observation directe du niveau de la mer réalisée sur des échelles de marées a permis de documenter les variations du niveau marin. Cette technique s'est

perfectionnée au cours de l'ère industrielle, pour aboutir aujourd'hui à l'utilisation de marégraphes radar. Ces enregistrements sont précieux, particulièrement pour les époques sur lesquelles aucune autre donnée n'est disponible. Néanmoins, la distribution spatiale hétérogène de ces marégraphes et la rareté des séries longues disponibles requises pour la discrimination des variations liées au climat, limitent la portée de leur utilisation. Les mesures du niveau sont par ailleurs relatives à une cote de référence (point d'ancrage de l'échelle de marée ou du marégraphe) et doivent être corrigées des mouvements verticaux du continent, qui peuvent être localement importants sans pour autant être bien connus pour les périodes anciennes (*e.g.* zones de subsidence).

Ces données marégraphiques sont complétées depuis les années 90 par les données altimétriques fournies par les satellites Topex/Poséidon, puis Jason 1 et Jason 2 (*e.g.* Llovel *et al.*, 2010). Une fois corrigées des paramètres géophysiques (marées, effets météorologiques) et des paramètres instrumentaux et de transmission (*e.g.* effets de l'atmosphère), ces données fournissent une cartographie globale du niveau de la mer, avec une précision verticale qui est aujourd'hui centimétrique. Outre l'intérêt de disposer d'une couverture exhaustive des océans, cette technique permet d'obtenir une information à haute fréquence, puisque la couverture complète des océans est réalisée en 10 jours pour Jason.

L'utilisation conjointe des données marégraphiques et altimétriques permet de reconstruire l'évolution du niveau global des océans au cours du XX^e siècle (fréquence annuelle, Figure 2-2), et avec une résolution accrue depuis le début des années 90 (Figure 2). L'augmentation observée est attribuée

- à l'expansion thermique des océans (effet stérique)
- à l'augmentation du contenu d'eau douce lié à la fonte des glaciers continentaux et des calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique.

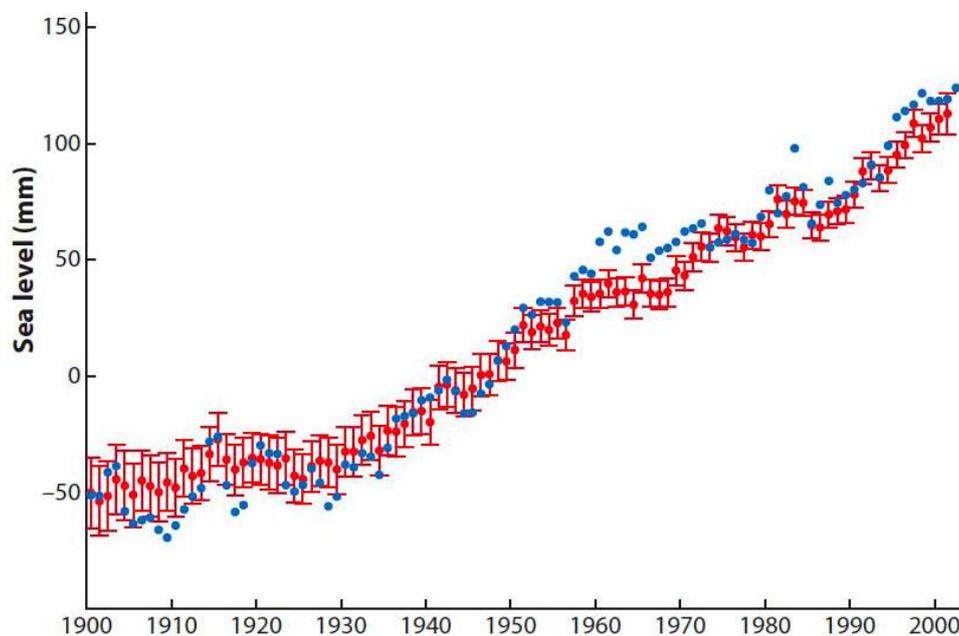


Figure 2-2 : Evolution du niveau moyen global des océans à partir de données marégraphiques sur le XX^e siècle. Points et barres d'erreur rouges (Church *et al.*, 2004), point bleus (Jevrejeva *et al.*, 2006). D'après Cazenave et Llovel (2010), in Planton *et al.*, 2012

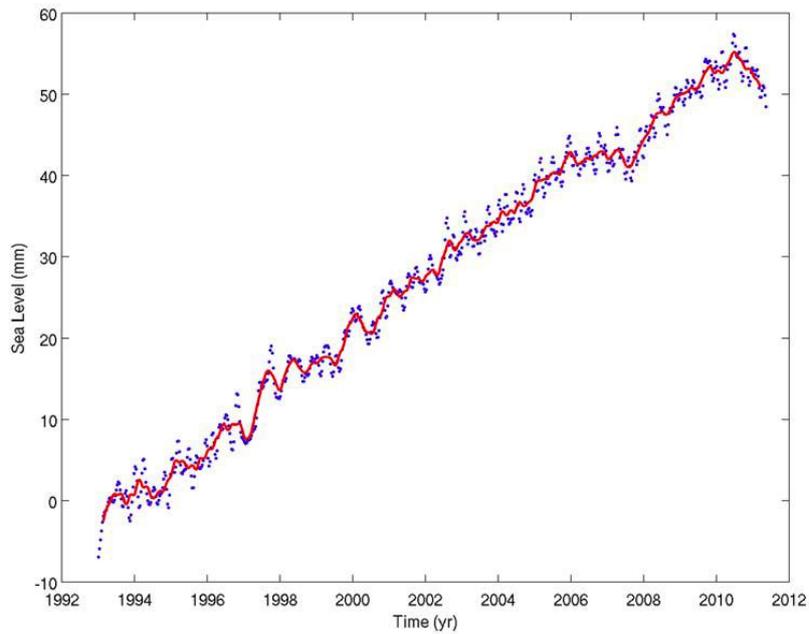


Figure 2-3 : Evolution du niveau moyen global des océans à partir de données altimétriques entre 1992 et 2012. Point bleus : données sur 10 jours ; ligne rouge : moyenne glissante sur 4 mois. Mise à jour de Cazenave et Llovel (2010), in Planton *et al.*, 2012

La distribution spatiale de l'élévation du niveau de la mer montre par ailleurs une importante variabilité, avec un taux d'élévation moyen sur la période 1993-2011 allant de -2 mm/an à plus de 10 mm/an selon les régions (Figure 2). Dans ce contexte, les côtes de la France métropolitaines sont soumises à un taux d'élévation de l'ordre de 2 mm/an sur la même période, inférieur à la moyenne globale (Figure 2-1).

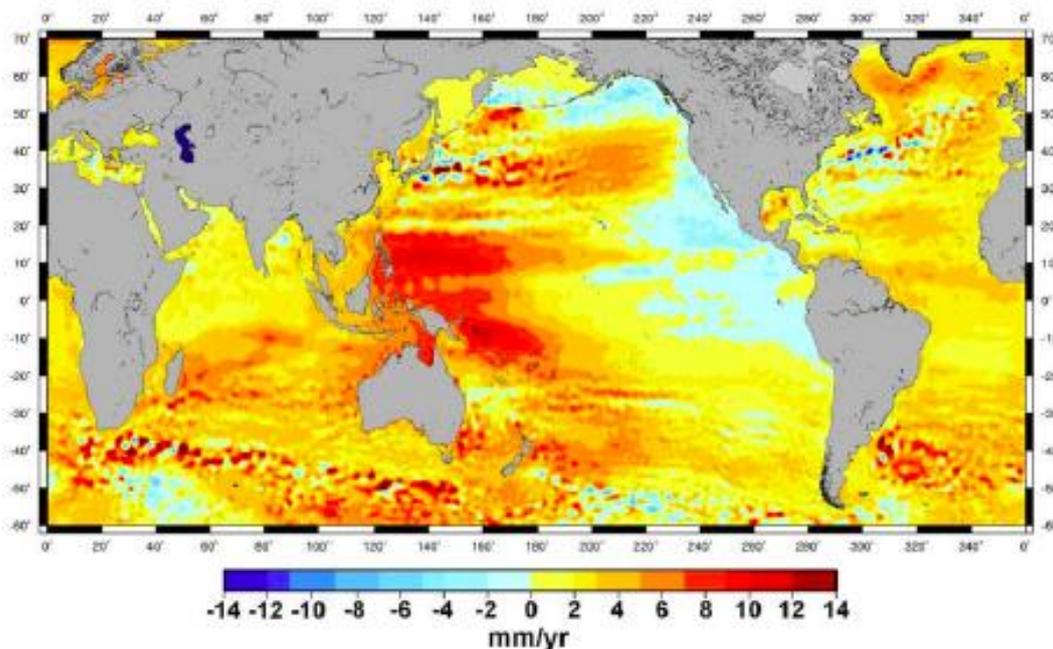


Figure 2-4 : Cartes de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2011) d'après Topex/Poseidon, Jason 1 et Jason 2 (source LEGOS, in Planton *et al.*, 2012)

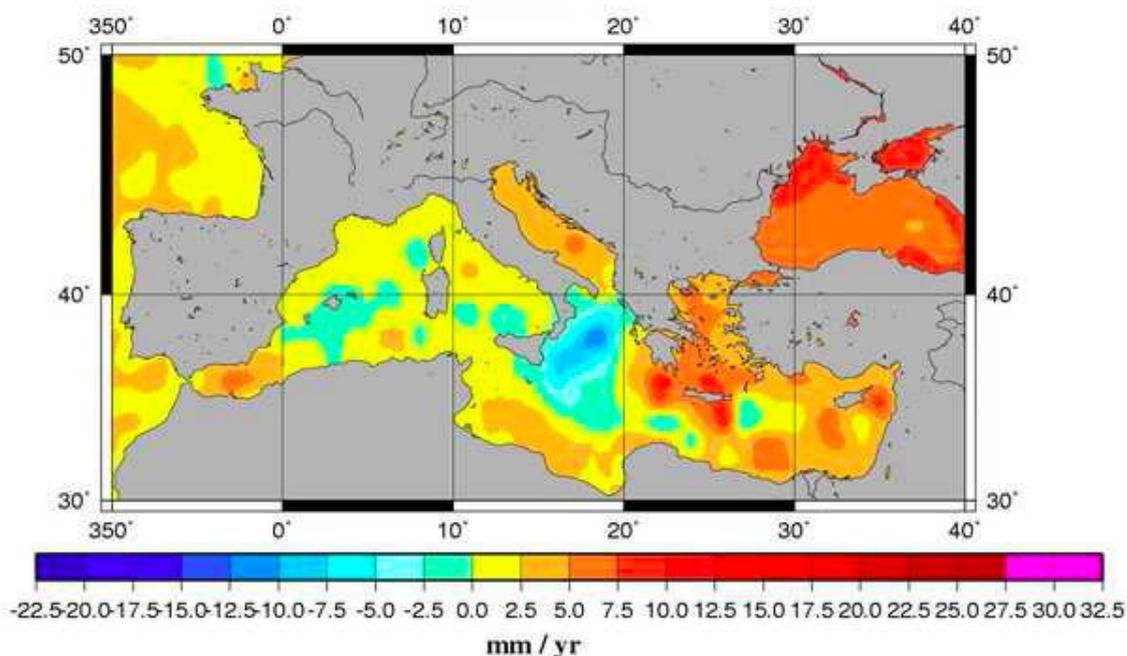


Figure 2-1 : Carte de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer sur la Méditerranée (1993-2007) d'après Topex/Poseidon et Jason 1 (source LEGOS, in Planton *et al.*, 2012)

La résolution des produits altimétriques près des côtes n'étant pas optimale et leur disponibilité étant assez récente, il est néanmoins intéressant de considérer les enregistrements marégraphiques le long des côtes françaises. Les données du marégraphe de Brest permettent ainsi de conclure à un taux de variation du niveau de la mer de $1,30 \pm 0,15$ mm/an sur la période 1890-1980 et $3,00 \pm 0,5$ mm/an sur la période 1980-2004 (Wöppelmann *et al.*, 2006). Pour le pertuis d'Antioche, Gouriou *et al.* (2013) concluent à une élévation de $2,1 \pm 0,3$ mm/an sur la période 1941-2011, et une tendance séculaire de $1,9 \pm 0,2$ mm/an pour le XX^e siècle, comparable aux valeurs citées dans la littérature en différents points du globe (Church et White, 2011 ; Jevrejeva *et al.*, 2008).

Par ailleurs, lorsqu'on étudie la dynamique côtière, on s'intéresse non pas à l'augmentation absolue du niveau moyen, mais à son augmentation relative par rapport à l'altitude de la côte (le niveau de la mer monte, mais il faut tenir compte d'une éventuelle translation verticale du continent, qui peut intervenir à différentes échelles de temps). Cette variation relative du niveau moyen de la mer peut être déduite des données d'altimètres et de l'estimation du mouvement vertical des continents à partir de positionnements GPS. L'incertitude sur cette élévation relative du niveau moyen reste néanmoins très grande. La tendance actuelle de variation relative du niveau de la mer à La Rochelle est ainsi de $+4$ mm/an ± 3 mm (Wöppelmann et Marcos, 2012).

Projections futures

Le 5^{ème} rapport du GIEC s'est efforcé d'analyser avec une précision accrue les différentes contributions à l'élévation du niveau marin, en distinguant, sur les périodes passées, l'effet stérique, la fonte des glaciers continentaux et des couvertures glaciaires de l'Antarctique et du

Groenland, le stockage de l'eau à terre (en particulier dans les barrages). Pour tous les scénarios, l'effet stérique est à l'origine de la contribution la plus élevée (30 à 55% selon les projections), suivi par la fonte des glaciers (15 à 35% selon les projections). Les différents scénarios anticipent une élévation du niveau de la mer atteignant de 40 à 70 cm en moyenne sur le globe à la fin du siècle, avec une stabilisation de ce taux à des valeurs allant de 4 mm/an à 7 mm/an d'ici 2100, sauf pour le scénario RCP8.5 qui prédit une accélération continue du taux d'élévation, qui atteindrait 12 mm/an en 2100 (Figure 2.2).

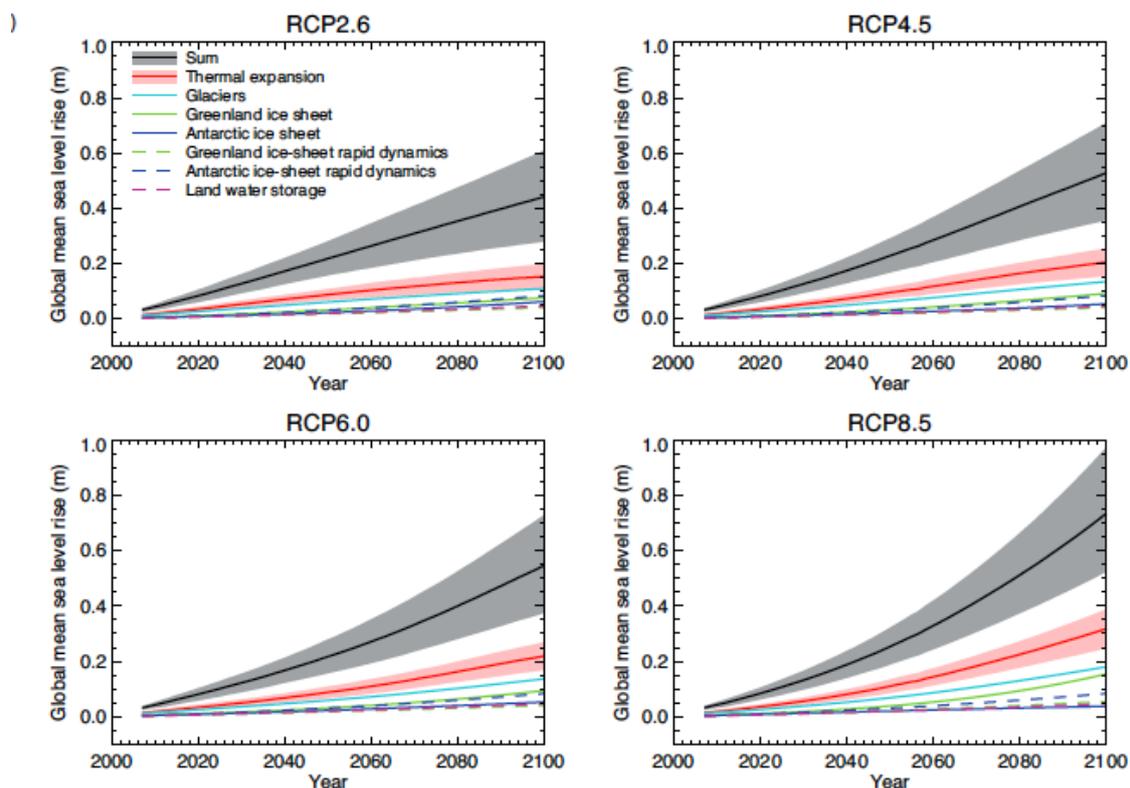


Figure 2.2 : Projections du niveau moyen global de la mer pour les 4 scénarios RCP (grisées, moyenne en trait noir) et contributions des différents facteurs.

La régionalisation de ces tendances demeure particulièrement délicate, en particulier du fait que le niveau dépend de quasiment tous les processus dynamiques et thermodynamiques qui affectent l'océan de la surface au fond, et la dispersion des résultats de modèles illustre combien la compréhension que nous avons des processus qui régissent cette dynamique est partielle.

Pour Brest, les simulations suggèrent un taux d'élévation à peu près constant au cours du XXI^e siècle, de 2,5 à 6,5 mm/an suivant les scénarios, avec une moyenne de l'ordre de 5 mm/an, soit une élévation de 50 cm au cours du siècle (Figure 2-7). La similitude entre les variations de niveau passées observées à Brest et Antioche (Gouriou *et al.*, 2013) et entre Brest et St Nazaire (Ferret *et al.*, 2014) suggèrent que ces taux peuvent être utilisés pour étudier l'évolution du niveau marin devant l'estuaire de la Loire.

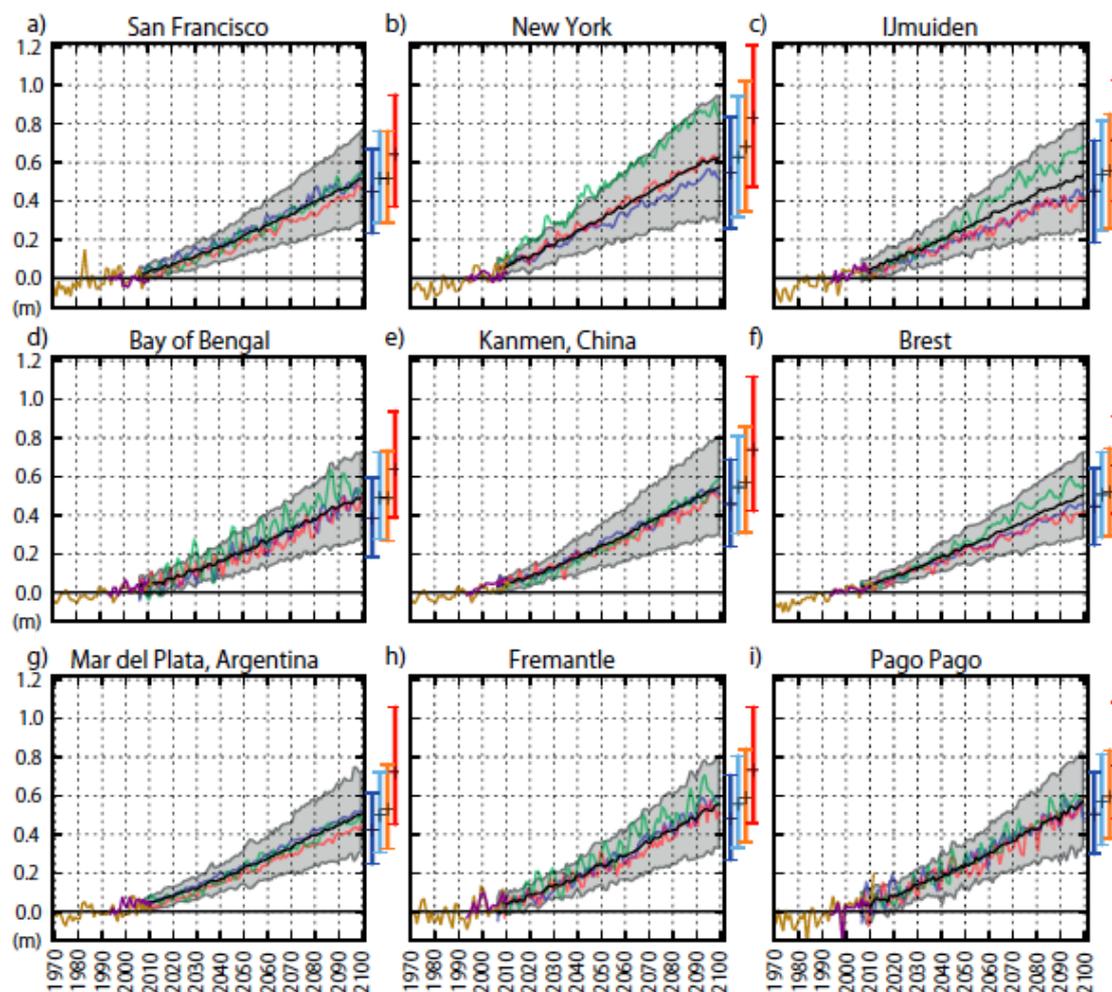


Figure 2.3 : Projection de la variation du niveau de la mer en 9 stations côtières. La ligne brune entre 1970 et 2000 représente les niveaux observés par marégraphe, puis par satellite à partir de 1993. La région grisée représente l'intervalle de confiance 90% pour 21 simulations CMIP5 (5^{ème} phase du « Couple Model Intercomparison Project », 2010-2014) pour le scénario RCP4.5, les lignes de couleur représentent les réalisations de 3 modèles tirés au hasard. Les barres verticales de couleur représentent la moyenne et la dispersion de l'ensemble (intervalle de 5% à 95% de confiance) obtenue en 2100 pour les scénarios RCP2.6 (bleu nuit), RCP4.5 (bleu clair), RCP6.0 (jaune) et RCP8.5 (rouge).

Conclusion sur les projections d'élévation du niveau de la mer

Selon les scénarios d'émission envisagés, l'élévation du niveau de la mer à Brest pourrait atteindre entre 30 et 70 cm d'ici la fin du siècle (intervalle de confiance à 90%), voire près de 1 m pour la valeur maximale du scénario le plus défavorable. Le taux d'élévation se stabiliserait au plus tard en 2100 à des valeurs de l'ordre de 40 à 70 cm par siècle hormis pour le scénario le plus défavorable (absence de politique de remédiation), pour lequel le taux d'élévation continuerait de croître après 2100. Les simulations d'évolution d'estuaires schématisés s'appuieront donc sur un taux d'élévation de l'ordre de 50 cm par siècle pour une évaluation « médiane » de la hausse du niveau de la mer, et un taux de 1 m par siècle pour une évaluation maximale des impacts.

2.1.2. Les régimes de temps et les vagues

Projections globales

Les modifications des conditions d'agitation océanique sont déterminées par les modifications des régimes atmosphériques, en particulier dans les régions affectées par les tempêtes tropicales et subtropicales. Plusieurs études ont tenté de relier la variabilité observée à des modes de variabilité climatique comme ENSO ou la NAO. La durée limitée d'observation des vagues à l'échelle globale (50 dernières années) rend néanmoins difficile la dé-corrélation des tendances à long terme de la variabilité décennale, et plus encore, l'imputation des signaux observés à l'activité anthropique (Young *et al.*, 2011, Church *et al.*, 2013).

Malgré ces limitations, plusieurs projections de climat de houle ont été évaluées à partir de méthodes de descente d'échelle dynamiques. Hormis dans l'océan austral (avec une élévation des hauteurs significatives moyennes annuelles de 5 à 10% en fin de siècle par rapport à aujourd'hui), les projections d'évolution prédisent des évolutions faibles dans tous les bassins océaniques, ou une légère diminution de la hauteur de vagues. La part de l'incertitude liée aux techniques de descente d'échelle dans ces exercices dominerait néanmoins l'incertitude liée aux scénarios ou au choix des modèles (Hemer *et al.*, 2013), ce qui tend de manière générale à attribuer une confiance modérée à la valeur absolue de ces projections (Figure 2.4).

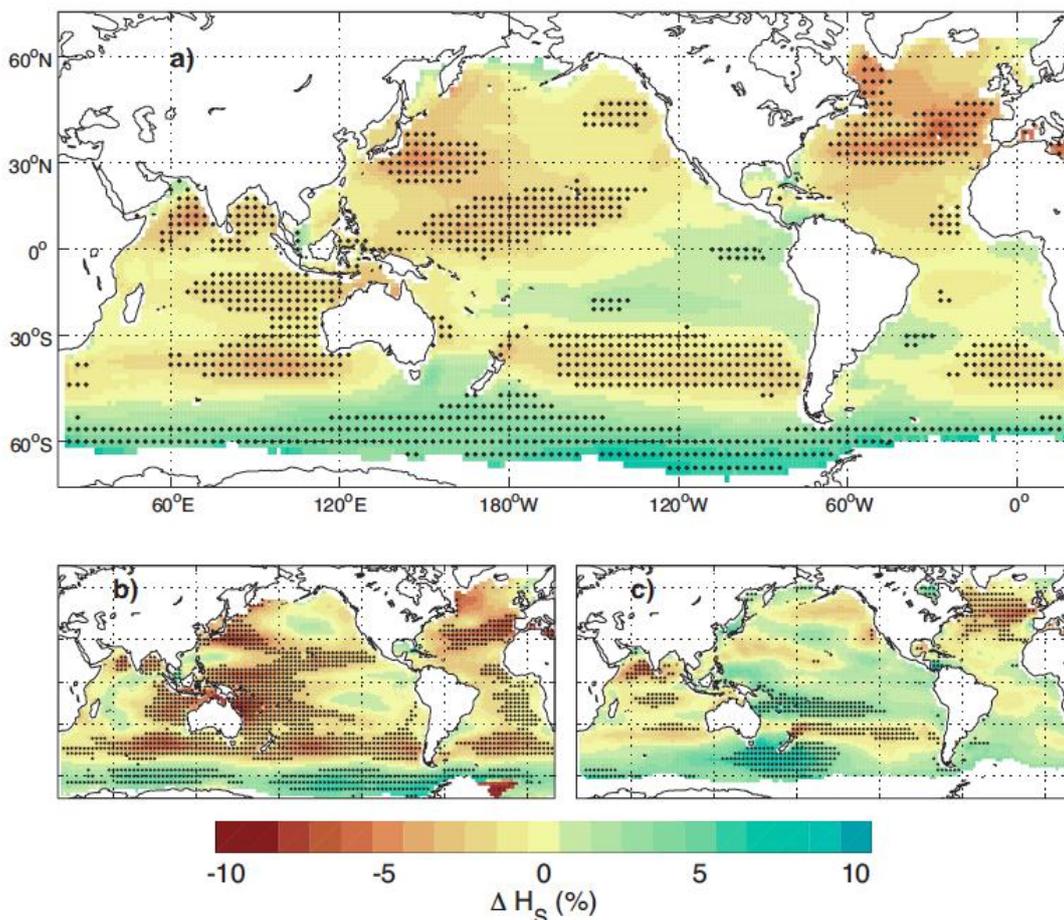


Figure 2.4 : Projection d'évolution de l'amplitude des vagues sous l'effet du changement des régimes de vent (2075-2100 comparé à 1980-2009). D'après Hemer *et al.*, 2013.
a) Pourcentage d'écart pour la valeur moyenne annuelle de Hs;
b) Pourcentage d'écart pour la valeur moyenne hivernale de Hs (janvier à mars);
c) Pourcentage d'écart pour la valeur moyenne estivale de Hs (juillet à septembre).

Régionalisation

Charles *et al.* (2012) on réalisé une étude de régionalisation du climat de vagues s'appuyant sur une descente d'échelle dynamique sur l'Atlantique Nord (0.5° de résolution) et le Golfe de Gascogne (0.1° de résolution, Charles *et al.*, 2012), à partir d'un forçage Arpège-Climat mis en oeuvre pour 4 scénarios d'émission SRES. Pour le scénario A2 (le plus défavorable), la Figure 2.5 illustre une diminution générale des hauteurs significatives pouvant atteindre de l'ordre de 10% en été pour les scénarios A1B et A2 (20% pour le percentile 95) et une réductions des périodes en toutes saison (excepté en hiver le long de la côte aquitaine, avec une très légère augmentation des périodes prédites). Ces résultats proviennent d'un décalage vers le nord des zones de vents les plus forts, avec une augmentation significative des vents au-dessus de 50° de latitude nord, et une diminution entre $N30^\circ$ et $N50^\circ$. Les variations de direction (rotation anticyclonique de la direction de propagation des vagues en été) peuvent elles aussi être reliées à la modification des régimes de vent, mais leur amplitude n'est pas robuste du fait de la faible résolution directionnelle du modèle (15°).

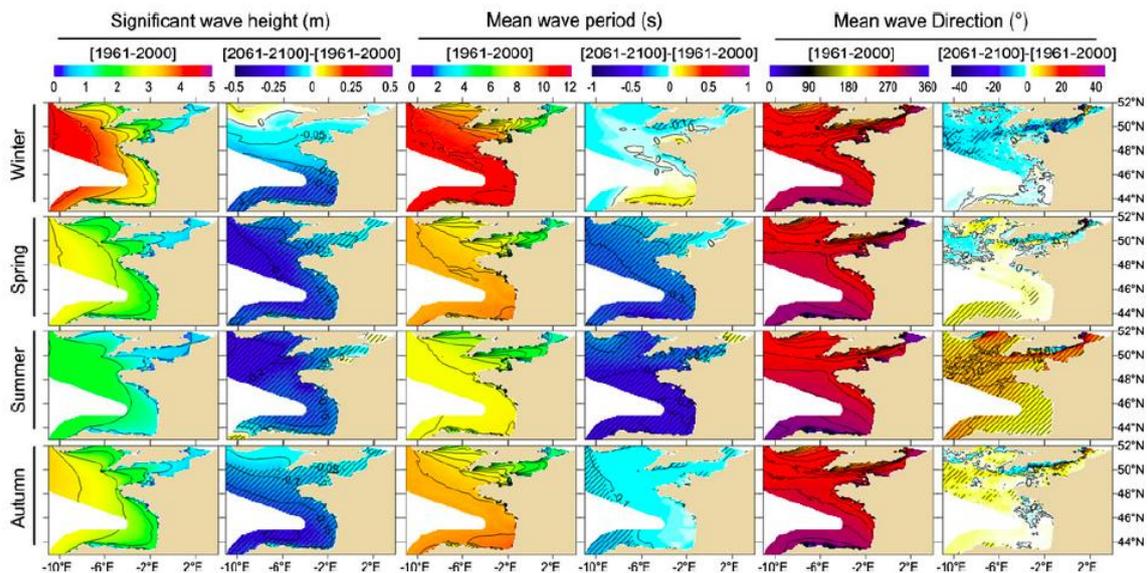


Figure 2.5 : Résultat des simulations d'évolution du climat de vagues selon les saisons dans la zone Manche Gascogne (d'après Charles *et al.*, 2012).

Conclusion sur les projections des régimes de vagues

Au vu de l'incertitude qui pèse sur les projections globales et régionalisées, et de la tendance à une réduction de l'agitation (qui tendra à réduire la remise en suspension dans les parties externes des estuaires), on choisira dans le cadre de cette étude de ne pas prendre en compte d'évolution significative des régimes de vagues sur la morphologie des estuaires.

2.2 La simulation des régimes hydrologiques

Les divers modèles globaux utilisés dans le cadre du GIEC (CMIP5 : Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) simulent en particulier les évolutions spatialisées et saisonnières des précipitations, susceptibles d'impacter la dynamique des estuaires par l'alimentation des bassins versants, et donc des débits fluviaux. La résolution des modèles globaux est néanmoins insuffisante pour examiner les évolutions qui concerneront les échelles caractéristiques des systèmes estuariens (typiquement de l'ordre de quelques dizaines de km, voire centaines de km), ce qui impose de mettre en œuvre des modèles de plus haute résolution conduisant à une « régionalisation » des scénarios d'évolution climatique.

Cette déclinaison à l'échelle régionale des prévisions de changement des forçages issues des simulations du GIEC (techniques de « downscaling ») ont fait l'objet de nombreux développements dans la communauté des météorologues (Boé *et al.*, 2006, Christensen et Christensen 2007, Christensen *et al.*, 2008). Elles ont été appliquées à l'échelle de la France (Déqué, 2007, Pagé *et al.*, 2008) ou de bassins versants (Boé *et al.*, 2007).

L'application de ces scénarios climatiques permet en particulier l'alimentation de modèles hydrométéorologiques nécessaires à la simulation des évolutions des débits, à l'échelle de la France (*e.g.* Habets *et al.*, 2008) ou d'un bassin (Korkmaz *et al.* 2009, Ducharne *et al.* 2007). On peut en particulier se référer à deux projets majeurs réalisés sur les bassins de la Seine et de la Somme (projet GICC RExHySS, coordination Agnès Ducharne) et de la Loire (projet ICC-HYDROQUAL, coordination Florentina Moatar), en lien avec le projet GICC DRIAS (APR 2008 du programme GICC). Le projet Explore 2070 (2010-2012, <http://www.developpement-durable.gouv.fr/Evaluation-des-strategies-d.html>) s'est quant à lui intéressé aux impacts du changement climatique sur les milieux aquatiques et la ressource en eau pour la métropole et l'Outre-Mer (avec en particulier la participation de l'IRSTEA, MétéoFrance et BRL Ingénierie).

Deux approches peuvent être mises en œuvre pour réaliser cette descente d'échelle :

- la désagrégation dynamique, qui consiste à utiliser des modèles climatiques régionaux de même type que les modèles atmosphériques et océaniques globaux, mais de résolution plus élevée ;
- la désagrégation statistique, qui cherche à établir des relations statistiques entre les variables climatiques de grande échelle et les caractéristiques locales (topographie, végétation *etc.*)

Seuls les principes de la désagrégation dynamique seront évoqués ici.

2.2.1. Résultats de l'approche dynamique, synthèse ONERC 2014

Le rapport de l'ONERC sur le climat de la France au XXI^e siècle (Ouzeau *et al.*, 2014) s'appuie sur les modèles Aladin Climat et WRF mis en œuvre respectivement par le CNRM et l'IPSL (permettant d'augmenter la résolution de 200 km, à l'échelle globale, à 12 km pour la métropole), et sur les résultats des modèles régionaux mis en œuvre dans le cadre du projet européen Euro-Cordex (<http://www.euro-cordex.net/Participants.1907.0.html>).

Les sources d'incertitudes peuvent être distinguées selon 3 catégories :

- 1) incertitudes liées à la variabilité naturelle intrinsèque des systèmes (variabilité chaotique, qui est également liée, dans les modèles, au choix des conditions initiales)
- 2) incertitudes liées à connaissance imparfaite des processus et à la représentation imparfaite des processus connus dans les modèles (en d'autres termes, incertitudes liées à la conception des modèles)
- 3) incertitudes liées au choix des paramètres d'entrée des modèles (dont les conditions de forçage : choix de scénarios, conditions aux limites)

Les incertitudes liées à la variabilité naturelle sont prépondérantes à l'échelle décennale, tandis que celles liées à la conception des modèles et leur paramétrage dominent pour les échelles plus longues (Hawkins et Sutton, 2009). Ce constat explique qu'à échelle pluri-décennale, les incertitudes soient évaluées de manière privilégiée à partir de la dispersion des résultats fournis par différents modèles (que ce soit à l'échelle globale ou régionale). Cette approche permet ainsi de fournir une incertitude s'appuyant sur la répartition statistique des résultats fournis par les différents modèles.

On choisit ici de ne montrer que les résultats issus du scénario RCP8.5 pour les précipitations (scénarios le plus défavorable en terme d'émissions, cf. figure 2.1). De manière générale, les résultats montrent une forte disparité entre modèles, tant en terme d'amplitude des changements qu'en terme de répartition géographique. La tendance semble néanmoins montrer une augmentation des précipitations en hiver sur l'essentiel du territoire en fin de siècle, hormis sur les Pyrénées. En été, à l'horizon 2021-2050, les résultats entre modèles sont contrastés et ne s'accordent pas sur le signe de la tendance. En fin de siècle, la plupart des modèles indiquent néanmoins une diminution des précipitations estivales sur l'essentiel du territoire. WRF se situe dans la fourchette haute et anticipe par contraste une augmentation des précipitations, excepté dans l'Ouest et le quart Sud-Ouest.

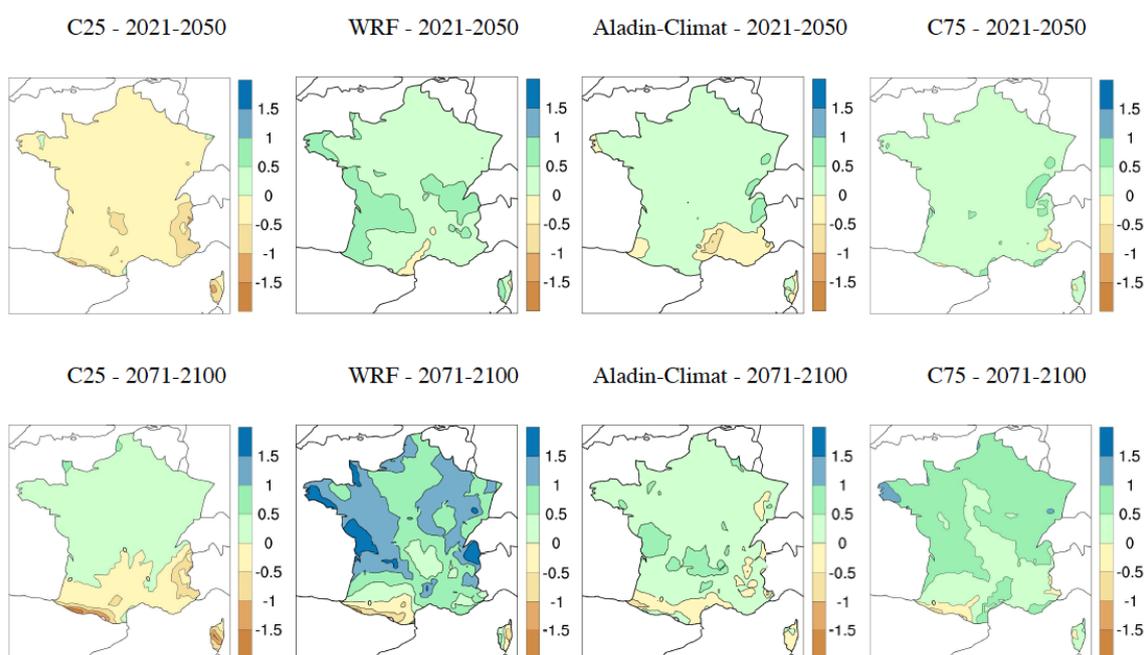


Figure 2.6 : Ecarts de précipitations hivernales (mm/jour) en France relativement à la référence 1976-2005 pour le scénario RCP8.5, aux horizons 2021-2050 et 2071-2100.
 Pour chaque ligne, de gauche à droite : 25^{ème} percentile de l'ensemble des modèles, WRF, Aladin-Climat, 75^{ème} percentile de l'ensemble des modèles (*in* Ouzeau *et al.*, 2014)

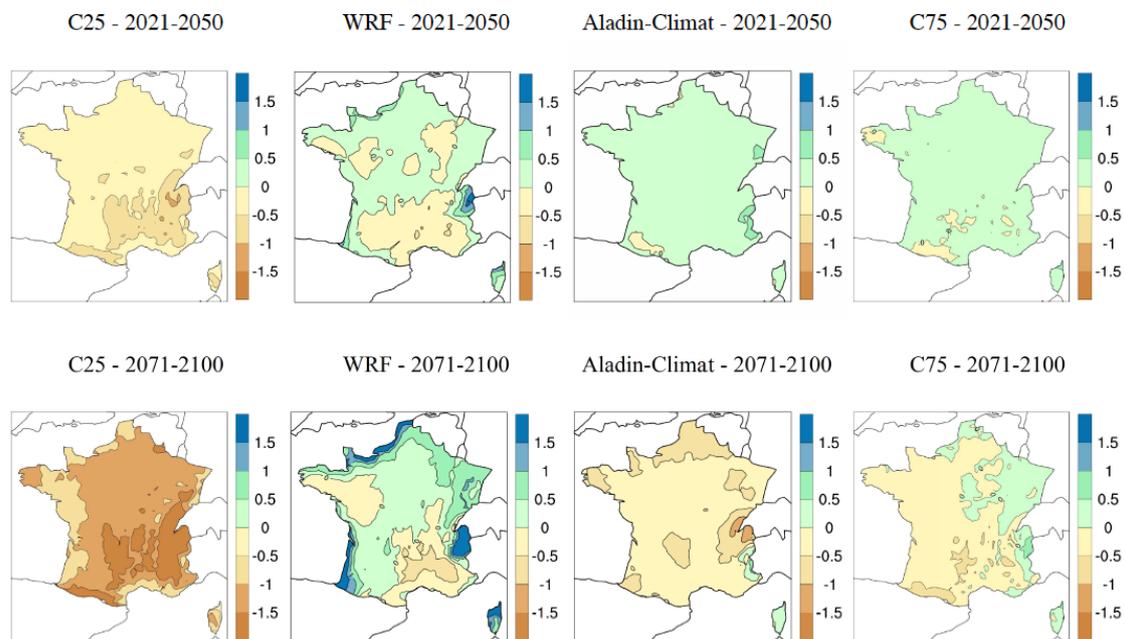


Figure 2.7 : Ecarts de précipitations estivales (mm/jour) en France relativement à la référence 1976-2005 pour le scénario RCP8.5, aux horizons 2021-2050 et 2071-2100. Pour chaque ligne, de gauche à droite : 25ème percentile de l'ensemble des modèles, WRF, Aladin-Climat, 75ème percentile de l'ensemble des modèles (*in* Ouzeau *et al.*, 2014).

De même, l'analyse des résultats permet de calculer le nombre de jours de précipitations extrêmes annuelles pour la période de référence et les deux échéances (fraction des précipitations au-dessus du 90^{ème} centile annuel), et le nombre de jours constituant des périodes de sécheresse estivale (nombre maximum de jours secs consécutifs, *i.e.* de jours dont les précipitations n'ont pas excédé 1mm).

Ainsi, à l'horizon 2071-2100,

- le taux des précipitations extrêmes augmente pour tous les modèles, avec des valeurs dépassant 5% sur une grande partie du territoire pour le scénario RCP8.5
- les modèles s'accordent sur une augmentation des épisodes de sécheresse estivale dans le sud du pays, allant, pour le scénario R4.5, de 2 à 8 jours secs de plus par an par rapport à la référence selon les modèles.

2.2.2. Des précipitations aux apports par les bassins versants : modèles hydrologiques sur la Loire

Le principe général des études réalisées sur les bassins de la Seine (projet RExHySS) et de la Loire (projet HYDROQUAL) consiste à déterminer le régime hydrologique du bassin à partir d'un forçage climatique régionalisé. Une descente d'échelle des modèles climatiques a été effectuée par désagrégation dynamique (pour le bassin de la Loire, le projet HYDROQUAL disposait ainsi de 21 projections à haute résolution couvrant la période 1950-2100) ; la

confrontation à des données observées sur le temps passé permet de corriger les biais des modèles selon différentes techniques (méthode des quantiles, Déqué, 2007, méthode des régimes de temps, Boé *et al.*, 2006 ; Pagé *et al.*, 2008). On dispose pour cette correction de l'analyse Safran, qui prend en compte toutes les données d'observation collectées par Météo-France ainsi que les analyses opérationnelles issues des modèles de prévision de Météo-France. Le produit généré par cette analyse consiste en des données quotidiennes de précipitation et de température, fournies sur une grille régulière de 8 km de côté.

Performances « temps présent »

La Figure 2.8 montre, sur le temps passé, la répartition spatiale du paramètre PJXA10 (pluie journalière maximale avec une période de retour de 10 ans) sur le bassin de la Loire, fournie par la moyenne des modèles GCM de haute résolution, et par la base de données Safran, ainsi que leurs écarts. Cet exemple de résultat illustre la capacité des modèles GCM à reproduire une variabilité spatiale réaliste, tout en sous-estimant les valeurs extrêmes de pluviométrie (dans ce cas).

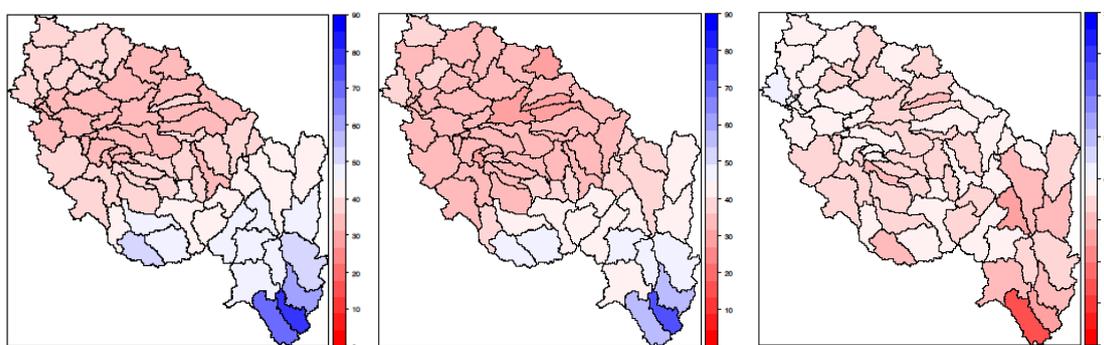


Figure 2.8 : Cartes de répartition de PJXA10 (en mm) sur le bassin de la Loire
 - à gauche : selon Safran,
 - au centre : moyenne multi-GCM,
 - à droite : moyenne des écarts entre multi-GCM et Safran
 (Ducharne *et al.*, 2010)

Les séries climatiques (Safran pour le passé et projections climatiques GCM pour l'avenir) sont ensuite transformées en chroniques de débit à partir de modèles hydrologiques. Dans le projet HYDROQUAL, les modèles utilisés sont le modèle EROS (Ensemble de Rivières Organisées en Sous-bassins, BRGM, Thiéry, 1995) et le modèle CLSM (Catchment Land Surface Model, UMR Sysiphe, Ducharne *et al.*, 2010). Ces deux modèles sont évalués sur une période passée sur laquelle on considère que les modèles GCM reproduisent un climat représentatif fiable. Il s'agit donc d'évaluer la capacité des modèles hydrologiques à reproduire différents types d'événements en les comparant à la base Safran, ce qu'illustre la Figure 2-13 pour les estimations de débits journaliers extrêmes simulées et observées à la station de Montjean sur la Loire.

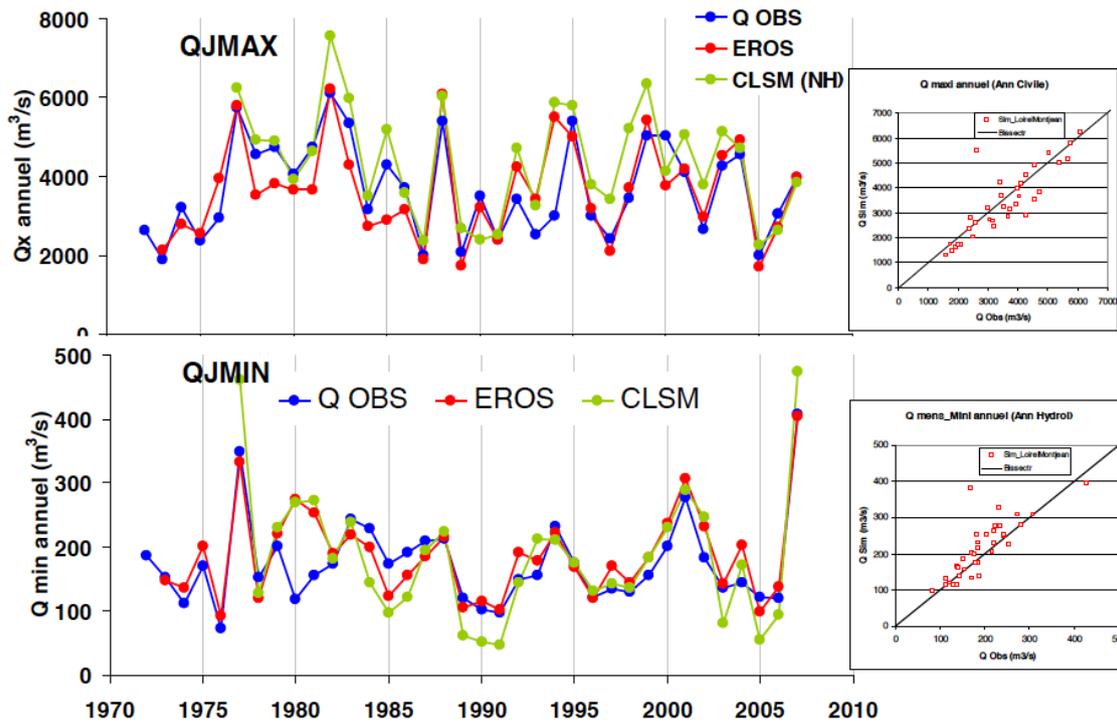


Figure 2.9 : Comparaison des débits extrêmes annuels simulés par EROS et CLSM et observés (Safran) à la station de Montjean sur Loire – Moatar *et al.*, 2010

La Figure 2.10 illustre quant à elle les performances des modèles EROS et CLSM dans la reproduction des débits mensuels. Malgré une difficulté des modèles à reproduire correctement la sévérité des étiages, les résultats sont satisfaisants. Il faut préciser que la chaîne Safran-modèles hydrologiques s'appuie sur la représentation du fonctionnement naturel des bassins versants, indépendamment des interventions anthropiques. Dans la mesure où il est aujourd'hui impossible de connaître et prendre en compte les opérations de gestion de l'eau dans les 68 sous-bassins, il n'est pas raisonnable de « caler » les résultats des modèles sur des séries observées, qui sont, elles, influencées par les actions humaines. L'incertitude sur les débits liée à ces stratégies de gestion demeurera donc dans les projections de débits futurs.

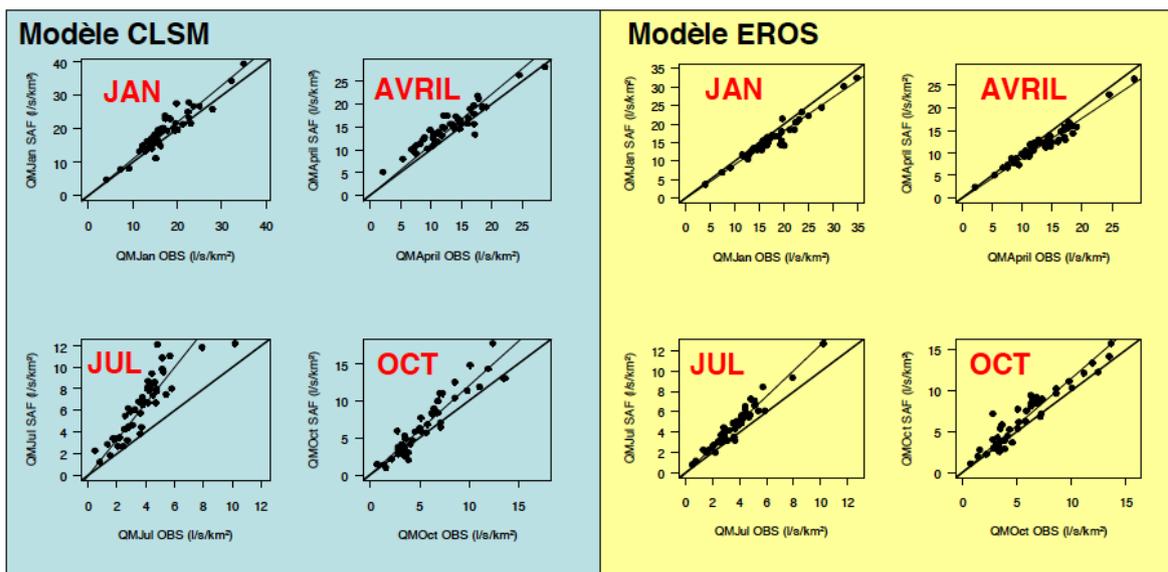


Figure 2.10 : Comparaison des débits mensuels simulés par EROS et CLSM et observés (Safran) à la station de Montjean sur la Loire – Moatar *et al.*, 2010

Projections

Les projections de débits ont été faites à partir de 16 des modèles GCM disponibles et de l'utilisation de CLSM et EROS, ce qui permet une analyse statistique sur 32 simulations. Les résultats sont analysés selon différents paramètres hydrologiques classiques, pour une échéance « milieu de siècle » et une échéance « fin de siècle ». Les résultats suggèrent :

- un décalage de la saison des crues, qui seraient plus tardives (décalées jusqu'à 3 mois en fin de siècle) ;
- une forte diminution du débit minimal mensuel des années sèches (de fréquence quinquennale), qui atteindrait de 30 à 66% en milieu de siècle, et de 46 à 76% en fin de siècle ;
- une forte diminution du Q90 (percentile 90 des débits classés) : de -48% à -79% en fin de siècle.

Ces résultats s'accompagnent d'avertissements concernant la fiabilité de ces estimations, et les auteurs de l'étude soulignent en particulier

- une forte incertitude concernant le débit journalier décennal (même pour le temps présent)
- des incertitudes importantes quant à la durée des crues pour les projections.

2.2.3. Des précipitations aux apports par les bassins versants : modèles hydrologiques pour la métropole

A l'échelle de la métropole, le projet Explore2070 (2010-2012) s'est appuyé sur une stratégie similaire à celle adoptée pour la Loire afin d'évaluer l'évolution des ressources en eau à l'horizon 2050-2070. La modélisation climatique utilise les résultats de 7 modèles globaux appliqués au scénario A1B du 4^{ème} rapport du GIEC, et désagrégés par méthode statistique sur une grille de 8km x 8 km couvrant la métropole (Pagé *et al.*, 2008). A la différence de l'étude du cas de la Loire, les modèles hydrologiques choisis sont le modèle empirique GR4J d'IRSTEA, et le modèle de processus Safran-Isba-Modcou (SIM) de Météo France. Les 14 combinaisons (7 modèles climatiques et 2 modèles hydrologiques) sont appliquées au temps passé (1961-1990), qui permet de les comparer à des observations, et au temps futur (2046-2065). Différents indicateurs des régimes hydrologiques sont ensuite comparés pour le passé et le futur, dont le débit annuel moyen (aussi dit « module »), le débit mensuel minimal sur une année de période de retour 5 ans (QMNA5) et le débit journalier maximal annuel de période de retour 10 ans (QJXA10). La Figure 2-15 illustre la répartition géographique des évolutions de ces indicateurs entre situations passée (PST) et future (FUT), tandis que la figure 2-16 synthétise la dispersion des résultats selon les modèles utilisés.

Globalement, ces résultats indiquent une baisse globale du débit moyen annuel sur toute la métropole, de l'ordre de 10% à 40% pour la plupart des bassins. Cette diminution serait essentiellement due à une augmentation de l'évapo-transpiration potentielle, qui s'ajoute à la diminution des précipitations. La diminution des débits d'étiage (représentés entre autres par le QMNA5) est plus sévère, avec des taux de réduction pouvant atteindre 30% à 70% sur une grande partie du territoire¹. L'intensification des crues est en revanche plus limitée en espace et pourrait ne concerner que le Nord-Est du pays et les Cévennes.

¹ Il faut ici souligner les différences importantes entre les résultats fournis par GR4J et SIM, particulièrement pour les débits d'étiage, *cf.* figure 2-16. GR4J est en effet un modèle empirique calé sur les observations. Cette conception lui permet d'être plus performant que SIM pour la période actuelle. En revanche, l'utilisation de GR4J pour les simulations de conditions futures, tout en conservant le paramétrage actuel, constitue une hypothèse forte. Le modèle SIM permet quant à lui de prendre en compte les processus physiques et leurs évolutions à l'interface entre l'atmosphère, le sol et la végétation, et les transferts vers et dans les nappes et rivières. Il est en cela plus complet.

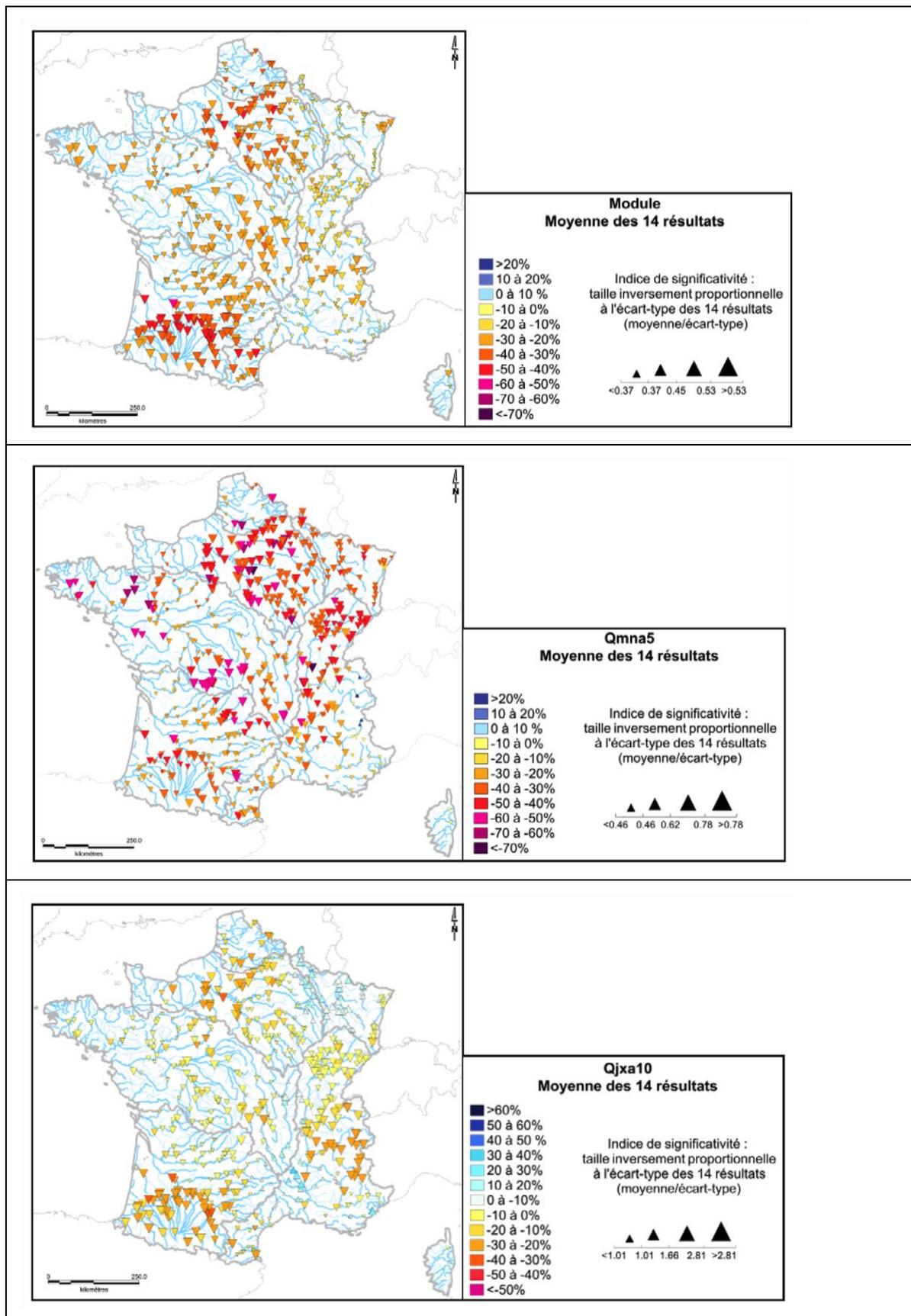


Figure 2-15 : Répartition géographique des évolutions des débits moyens (modules), de QMNA5 (représentatif des étiages) et QJXA10 (représentatif des crues). La taille des triangles représente la fiabilité des résultats (résultats du projet Explore 2070).

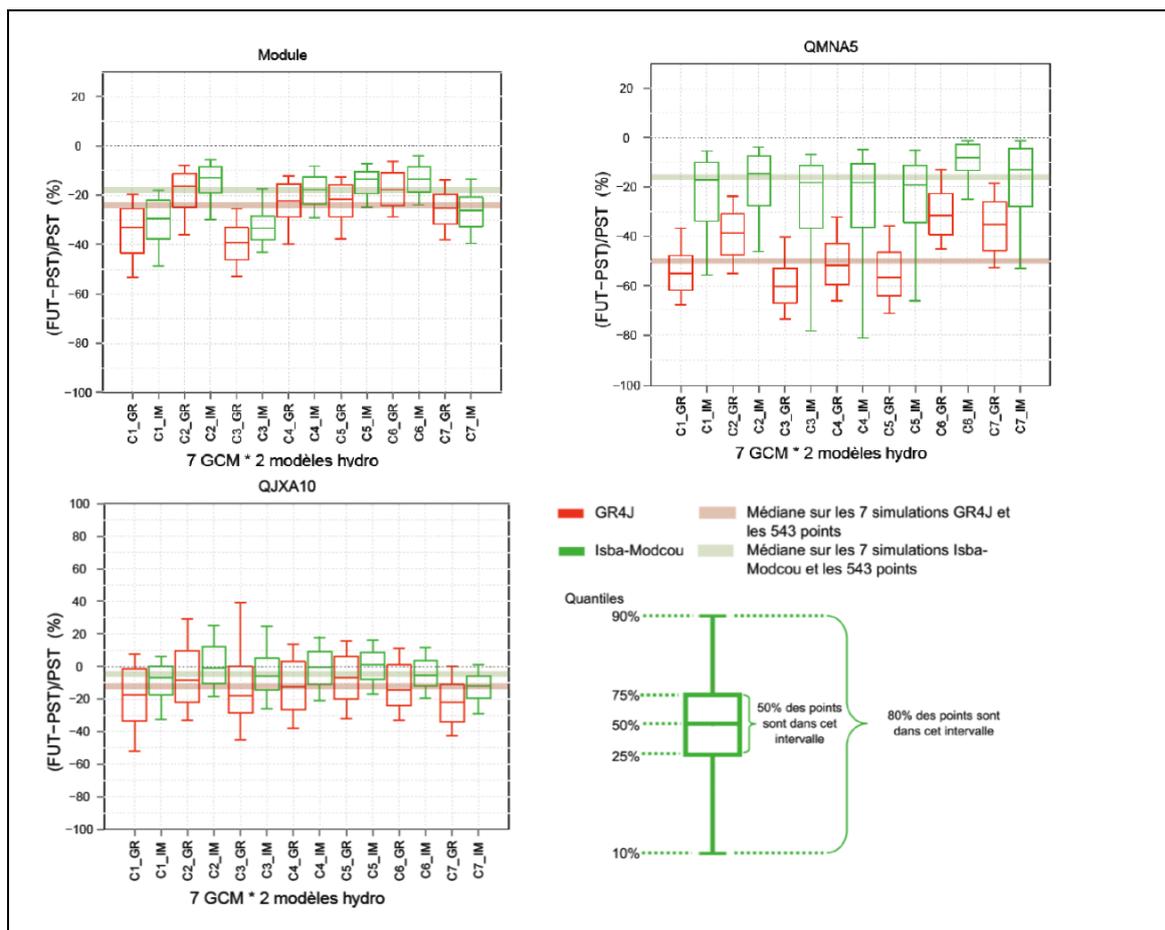


Figure 2-16 : Evolution relative entre situations passée (PST) et future (FUT) des débits moyens (modules), de QMNA5 (représentatif des étiages) et QJXA10 (représentatif des crues) pour les 14 simulations du projet Explore 2070.

2.2.4. Vers les scénarios

Les résultats du projet HYDROQUAL permettent en particulier de simuler des séquences de débit fluvial, et en particulier représenter les évolutions des phasages et amplitudes des crues et étiages. La manière dont ces débits sont schématisés pour la simulation numérique de l'estuaire de la Loire est décrite dans le chapitre 5.2.

Pour les estuaires schématisés, afin de simplifier l'analyse de résultats d'évolution morphodynamique déjà complexe, on considérera des valeurs de débit constantes sur l'année. Seule l'influence de cette valeur annuelle moyenne sera évaluée en fonction de la géométrie initiale de l'estuaire et des apports solides.

Apports sédimentaires

La projection de l'évolution de la relation entre débits liquides et débits solides n'a pas été étudiée. Pour l'estuaire de la Loire, les relations mettant en lien débit solide et débit liquide pour le temps présent seront donc utilisées, et appliquées afin de définir des séries temporelles de flux solide nécessaires au modèle de la Loire (cf. chapitre 5.2). Pour les estuaires schématisés, les configurations prendront en compte différents rapports entre les valeurs de débit solide et de débit liquide afin d'examiner les contributions relatives des apports d'eau et de sédiment.

3- Modélisation morphosédimentaire d'estuaires schématiques

3.1 Stratégie de modélisation : spécifications requises

L'idée principale de cette tâche est de simuler le comportement de plusieurs configurations d'estuaires, qui se distingueraient par leur forme, leur nature sédimentaire et leurs types de forçage amont (débits) et aval (amplitude de marée), sous l'effet du changement climatique, lui-même caractérisé par une élévation du niveau moyen en aval et par un biais dans le régime fluvial en amont.

La modélisation que nous souhaitons mettre en œuvre doit prendre en compte les couplages hydro-morpho-sédimentaires, qui résultent des interactions entre hydrodynamique (courants ou vagues) et bathymétrie, bathymétrie qui elle-même évolue en fonction des mouvements sédimentaires générés par l'hydrodynamique. Ainsi le comportement d'un système côtier devient-il "implicite", et donc difficile à décrire par un raisonnement déductif. Les changements morphologiques résultent de gradients de transports de sédiment ou de flux résiduels, de sorte qu'ils se manifestent généralement à une échelle de temps bien plus longue que celle des processus physiques élémentaires (érosion, transport, dépôt) qui définissent les mouvements de sédiments. Typiquement, on peut évoquer des changements de morphologie d'un système estuarien à des échelles annuelle et pluriannuelle, lorsque les forçages du transport sédimentaire sont la marée semi-diurne et les processus turbulents associés. Une caractéristique commune de tous ces processus est d'être évolutifs et de s'exprimer par la variation d'une quantité (un courant, une hauteur d'eau, une concentration, un débit solide...) au cours du temps. Une évolution morphologique en est le résultat après un certain temps. Il en découle une fragilité apparente de notre stratégie qui consiste à caractériser l'effet du changement climatique en fonction d'une morphologie initiale de l'estuaire arbitrairement choisie, alors que celle-ci n'est pas nécessairement à l'équilibre, et est donc susceptible d'évoluer sans CC : cet aspect sera longuement discuté dans la suite.

Dès l'avènement des modèles morphodynamiques, de Vriend *et al.* (1993) proposèrent une distinction entre les modèles basés sur les processus et les modèles "comportementaux", fondés sur des relations empiriques entre forçages hydrodynamiques et développement géomorphologique. Si ces derniers ont l'avantage d'être plus rapides, ils présentent l'inconvénient de reposer sur une expertise pas toujours suffisamment étayée, et surtout ils ignorent généralement la dynamique, ne donnant pas alors l'accès aux échelles de temps qui caractérisent l'évolution. Au contraire, les modèles résolvant la succession des processus restituent une dynamique, mais auraient l'inconvénient de cumuler les erreurs (une caractéristique qui semble remise en cause actuellement) et sont *a priori* coûteux d'exploitation. Néanmoins, depuis quelques années, des techniques numériques d'accélération contrôlée des évolutions morphologiques et les développements des calculateurs ont permis de lever la difficulté des coûts, tandis que des progrès sensibles ont été notés sur la validation des modèles (*e.g.* van der Wegen et Roelvink, 2012). Nous avons donc fait le choix d'une modélisation basée sur la formulation des processus élémentaires, pour laquelle nous avons aussi une expérience préalable (Cayocca, 2001 ; Waeles *et al.*, 2007, 2008).

Une majorité de modèles morphodynamiques considère seulement le transport de sable (formulé "à l'équilibre" de son forçage, par une "capacité de transport" (*e.g.* Cayocca, 2001 ; Hibma *et al.*, 2004 ; Lesser *et al.*, 2004 ; Fortunato *et al.*, 2009 ; van der Wegen et Roelvink, 2012 ; van Maanen *et al.*, 2013). Pour des périodes simulées souvent plus courtes (quelques années à quelques décennies, alors que les précédents pouvaient concerner des évolutions de plusieurs siècles), des modèles de transport en suspension, plus adaptés aux sables fins et aux vases, ont

été proposés (*e.g.* Waeles *et al.*, 2007 ; Ganju et Schoellhamer, 2010). Les sédiments estuariens sont souvent mixtes, avec une prédominance de sables ou graviers dans les chenaux où les courants sont élevés et des estrans sablo-vaseux dans leur partie basse, devenant vaseux en partie haute. Une élévation du niveau de la mer peut perturber cette distribution schématique, et le modèle morphodynamique doit pouvoir en tenir compte. Nous avons développé récemment une nouvelle approche de la modélisation du transport mixte sable/vase (Le Hir *et al.*, 2011) qu'il serait donc souhaitable de pouvoir utiliser ici.

En raison de la chute des particules qui concentre les suspensions vers le fond, la dynamique des sédiments estuariens est sensible aux courants de fond, qui intègrent une composante générée par les gradients de densité amont/aval liés aux mélanges eau douce / eau salée. En particulier, un courant résiduel de fond vers l'amont à l'embouchure, qui varie comme le carré de la hauteur d'eau, est susceptible de favoriser la remontée des sédiments (en particulier des sables) depuis la mer. Seule une dynamique tridimensionnelle (3D) est à même de restituer ces circulations de densité.

Il est délicat de préciser la résolution horizontale optimale, ou de définir une valeur maximale de la dimension d'une cellule. Idéalement, il faudrait des mailles de calcul plusieurs fois inférieures aux structures morphologiques que l'on souhaite reproduire. En ce qui concerne les chenaux secondaires de quelques mètres dans les marais maritimes ou sur la slikke à mi-estran, ce critère entraîne une dimension de maille décimétrique, bien inférieure aux dimensions requises (et réalistes au regard des temps de calcul) pour simuler des systèmes complets sur une longue période. C'est donc un compromis qui est recherché, en choisissant une maille aussi petite que possible en accord avec la capacité de calcul. Notons que l'ordre de grandeur de la résolution horizontale des modèles morphodynamiques publiés pour des études en domaine côtier est la centaine de mètres (*e.g.* Hibma *et al.*, 2003 : 250 x 125 m ; Ganju et Schoellhamer, 2010 : 100 à 400 m ; van der Wegen et Roelvink, 2012 : 100 x 200 m ; van Maanen *et al.*, 2013 : 100 m).

3-2 Présentation succincte du modèle hydrosédimentaire SEDI-MARS3D

Le modèle hydrosédimentaire SEDI-MARS3D repose sur l'intégration du modèle hydrodynamique MARS3D et du modèle de sédiments multi-couches développé pour rendre compte des processus caractérisant les mélanges sable/vase (Le Hir *et al.*, 2011). Le modèle MARS 3D (Lazure et Dumas, 2008) résout les équations hydrodynamiques de Navier-Stokes (conservation de la quantité de mouvement et continuité en eau) sous approximation hydrostatique et hypothèse de Boussinesq (les variations de densité n'interviennent que dans le terme de pression). Une équation de transport de la salinité est résolue, à partir de laquelle la densité de l'eau est déduite par une équation d'état simplifiée. Pour les estuaires schématiques, les variations de températures n'ont pas été prises en compte (effet sur les gradients de densité considérés comme négligeables devant ceux induits par les variations de salinité). Deux fermetures turbulentes ont été considérées alternativement :

- une fermeture à 2 équations de type $k-\varepsilon$ (Rodi, 1980), avec un paramétrage classique
- une fermeture en longueur de mélange l , avec terme d'amortissement de la diffusion verticale (appliquée à la salinité comme aux matières en suspension) dépendant d'un nombre de Richardson local Ri (formulation de Quetin) :

$$N_z = l^2 \frac{dU}{dz} \text{ avec } l = \kappa z (1 - 0.7 z/h)$$

$$K_z = l^2 \exp((-0.6 Ri) \frac{dU}{dz})$$

La diffusion horizontale de quantité de mouvement est formulée selon l'expression de Smagorinsky (1963) pour tenir compte de mécanismes de dispersion liés aux gradients horizontaux de vitesse et à la dimension des mailles de calcul, tandis que la diffusion horizontale de salinité et matières en suspension est prise constante et uniforme ($10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

L'effet des vagues n'a pas été pris en compte dans cet exercice de modélisation, considérant plutôt le cas d'estuaires abrités des houles du large, et aussi parce que l'effet de variation potentielle des régimes de vagues a volontairement été ignoré en raison des incertitudes sur les prévisions de changement les concernant (cf. § 2.1.2).

Le transport de sédiment, multi-classes, se fait exclusivement en suspension, et s'applique donc à des sédiments fins ou moyens. Le comportement à l'érosion dépend de la composition granulométrique du sédiment superficiel et de son état de consolidation, mais le flux d'érosion s'applique à toutes les classes au prorata de leurs fractions respectives (Le Hir *et al.*, 2011). La loi d'érosion utilisée est du type "Partheniades" [$E = E_0 (\tau/\tau_c - 1)^n$], où τ est la contrainte de cisaillement exercée par les courants, E le flux d'érosion en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, n une constante *a priori* différente pour un sédiment vaseux ou plutôt sableux. La loi de dépôt peut rendre compte de la floculation des sédiments vaseux, et pour ces derniers reprend la formulation de Krone (1962) pour conserver la possibilité d'empêcher le dépôt lorsque la turbulence au fond est significative et que le processus de consolidation n'est pas pris en compte ou l'est trop sommairement. Le flux de dépôt D_i de la classe i s'écrit $D_i = W_i C_{i\text{fond}} (1 - \tau/\tau_d)$, où W_i et C_i sont respectivement la vitesse de chute et la concentration près du fond de la classe i . le terme $(1 - \tau/\tau_d)$ représente la probabilité que le dépôt soit effectif ou pas selon la turbulence du milieu : si cette probabilité était choisie égale à 1, comme pour le sable, sans que la consolidation soit considérée (c'est une option du modèle), alors les dépôts de crème de vase deviendraient instantanément analogues au sédiment en place.

Le transport des classes de sable est réalisé par un calcul "bidimensionnel horizontal" (2DH) qui simule une advection horizontale s'appuyant sur les courants simulés par le modèle 3D à proximité du fond. L'approximation est raisonnable puisque la vitesse de chute des sables est telle qu'ils se concentrent essentiellement près du fond (nombre de Rouse élevé) et qu'elle évite des calculs coûteux qu'imposerait un pas de temps faible pour respecter le critère de stabilité de l'advection verticale. Par contre, le transport des particules fines (classes de vase) est toujours calculé en 3D. Pour le transport dans la couche de fond, un terme correctif permet de prendre en compte les forts gradients verticaux au voisinage de fond, qui concernent à la fois le courant et la concentration en suspension : ce terme correctif d'advection suppose dans cette couche de fond une distribution logarithmique des vitesses et un profil de MES "à l'équilibre", de type Rouse, tout en préservant la conservation de la masse (Waeles *et al.*, 2007).

La gestion du sédiment multicouches cherche à restituer des processus de remplissage partiel des espaces interstitiels par des particules fines, et de ségrégation des différences classes de taille (Le Hir *et al.*, 2011). La paramétrisation du modèle autorise de nombreuses simplifications dont il sera fait usage dans notre application (cf. § 3.4).

3.3 Adaptation du modèle hydrosédimentaire SEDI-MARS3D à la morphodynamique estuarienne

Le code de calcul a fait l'objet de plusieurs ajustements pour gagner en efficacité et pour rendre compte de processus qui prennent de l'importance en morphodynamique.

3.3.1 Accélération de l'évolution morphologique par un "facteur morphologique"

L'échelle de temps d'adaptation morphodynamique est bien plus longue que celle des processus hydrodynamiques qui les provoquent. Pour cette raison, et afin d'optimiser les temps de calcul, plusieurs techniques ont été proposées pour accélérer les simulations morphodynamiques (*e.g.* Roelvink, 2006). Elles ont en général été développées pour des sédiments relativement grossiers

où le transport solide peut être considéré comme un processus local que l'on peut moyenner au cours du temps. Si le transport en suspension est dominant, le filtrage temporel ne peut plus être appliqué de façon locale, et les techniques de filtrage de marée ou de recherche de marée représentative (Latteux, 1995), de correction de continuité ou de correction de capacité de transport en fonction des variations de hauteur d'eau sont délicates à exploiter. En effet une évolution morphologique en un point peut être associée à un transport et une érosion ou un dépôt loin de ce point. Récemment, l'approche par facteur morphologique qui consiste à amplifier les effets sur le fond (en érosion ou en dépôt) d'une divergence de flux solides a montré beaucoup d'efficacité (Lesser *et al.*, 2004 ; Roelvink, 2006). Appliquée au transport en suspension, cette approche permet de respecter les bonnes échelles spatio-temporelles des processus dans la colonne d'eau. Par contre, elle ne respecte pas la succession des processus dans le sédiment, et donc n'est a priori pas compatible avec le processus de tassement : par exemple, le dépôt d'une couche de crème de vase à la renverse de pleine mer est susceptible de se consolider plus rapidement si la masse déposée (et/ou son épaisseur) est amplifiée d'un facteur important. Compte tenu du choix effectué dans l'étude de cas schématique de simplifier la formulation des processus pour s'autoriser des simulations de périodes longues, les processus de tassement ont été négligés (en utilisant une contrainte de cisaillement critique pour le dépôt), rendant possible l'utilisation d'un facteur morphodynamique (*morphodynamic factor* MF).

L'application du facteur morphodynamique au transport en suspension consiste à multiplier les flux à l'interface eau/sédiment (dépôt et érosion) par ce facteur lorsqu'ils sont pris en compte dans le sédiment. Il en résulte des variations amplifiées de l'épaisseur de sédiment en tout point, qui se répercutent à chaque pas de temps sur l'information bathymétrique prise en compte par le modèle hydrodynamique. Pour un transport sédimentaire par "capacité de transport", van der Wegen (2013) mentionne des MF allant jusqu'à 1000 sans trop d'effet sur le résultat, et utilise lui-même une valeur de 200 pour ses simulations d'estuaire schématique sous l'effet de l'élévation du niveau de la mer. Dans leur application à l'estuaire de l'Escaut, van der Wegen et Roelvink utilisent un MF compris entre 50 et 400, tandis que Dissanayake *et al.* (2012) retiennent une valeur de 100 pour simuler l'évolution d'une embouchure tidale avec chenaux de flot et delta de jusant, après avoir testé plusieurs valeurs dont un MF croissant au cours du temps.

Une première expérience dans le cas des transports simultanés de sable et de vase dans l'estuaire de la Seine, avec un facteur morphologique de 5 pour une période simulée de 5 ans avait été positive, un test ayant conduit à une évolution morphologique similaire avec ou sans facteur morphologique (Waeles *et al.*, 2008). Egalement pour la simulation du transport en suspension, Ganju et Schoellhamer (2010) utilisent un MF égal à 20, pour simuler l'effet de la montée du niveau de la mer pendant 20 ans.

Dans la présente application, nous avons d'abord testé un MF de 10, et observé que les évolutions sédimentaires après quelques mois étaient identiques, puis nous avons augmenté MF successivement à 20, 60 et 200. La sensibilité à la valeur de MF sera illustrée dans le § 3.4.2.

3.3.2 Glissement des dépôts frais sur un fond incliné

D'une manière générale, le glissement des sédiments sur un fond en pente constitue un processus clé à prendre en compte pour simuler des évolutions morphodynamiques, en particulier parce qu'il est à même de compenser une tendance à l'érosion locale susceptible de se renforcer lorsque le secteur s'approfondit (cas d'une érosion par un courant qui s'intensifie dans les zones chenalisées) ou une tendance à un dépôt excessif dans les secteurs à l'abri des courants (cas des marais maritimes déjà évoqués) : le processus est donc couramment introduit dans les modèles de transport sableux (*e.g.* van der Wegen et Roelvink, 2012).

Lorsque le transport se fait en suspension, l'effet de pente peut se manifester par un glissement des dépôts frais, en particulier pour les vases à l'état de crème. Nous proposons de simuler ce

mécanisme en déposant une partie du flux de dépôt évalué pour une maille (i,j) dans chacune des mailles voisines de plus faible élévation, au prorata de la pente du fond à l'interface considéré (Fig. 3-1). Cette pente est calculée comme le gradient local d'élévation h_0 du fond des mailles : $[h_0(i+1 \text{ ou } i-1, j) - h_0(i, j)]/dx$ ou $[h_0(i, j+1 \text{ ou } j-1) - h_0(i, j)]/dy$. Par souci de conservation de masse, un limiteur est introduit pour éviter que la somme des dépôts transférés dans les mailles voisines n'excède la quantité à déposer dans le pas de temps imparti. Ce nouveau processus implique un paramètre supplémentaire, qui est le coefficient de proportionnalité entre fraction de flux transféré et pente locale, donc adimensionnel. Après avoir testé plusieurs valeurs, nous avons réalisé toutes nos simulations avec un facteur de pente de 10 (*i.e.* la fraction transférée est de 0.1 si la pente est de 1%). Il peut être remarqué que le glissement ne se poursuit pas au-delà d'une maille : c'est une limitation de notre procédure, qui est atténuée par le fait qu'une fois déposés plus bas, les sédiments sont susceptibles d'être remis en suspension plus facilement, dès lors que le courant est chenalisé. Une solution alternative serait une résolution complète de la dynamique de la crème de vase, beaucoup plus complexe à traiter (cf. Le Normant, 1995, qui l'a simulée dans le cas de l'estuaire de la Loire).

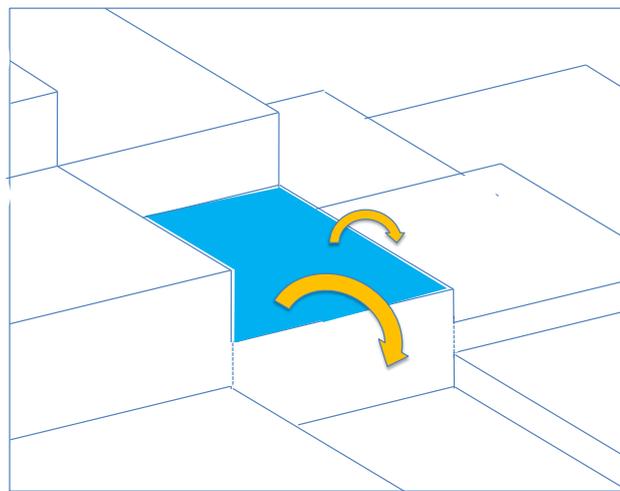


Figure 3.1 : schéma représentant la prise en compte d'un effet de glissement partiel.

Une fraction du dépôt dans la maille "bleue" est transférée dans deux mailles voisines plus basses, au prorata du dénivelé.

3.3.3 Introduction d'une érosion latérale

Une autre difficulté classique de la modélisation morphodynamique consiste à prendre en compte l'érosion latérale d'une maille de calcul qui n'est jamais recouverte d'eau, condition indispensable pour simuler un élargissement ou un méandrement de rivière ou d'estuaire. Pour leur application à l'estuaire de l'Escaut, Van der Wegen et Roelvink (2012) évoquent sans détail un algorithme d'érosion des mailles sèches lorsque les mailles voisines, recouvertes d'eau, sont soumises à érosion.

Nous proposons une formulation simple du processus, profitant de la résolution des variables d'état du modèle selon une grille *Arakawa C* (cf. Lazure et Dumas, 2008), dans laquelle les composantes de vitesse sont calculées comme des composantes normales aux bords des mailles. Une maille (i, j) pourra être érodée latéralement par l'écoulement dans la maille $(i+1, j)$ selon la hauteur d'eau dans cette maille et la composante de vitesse parallèle au bord concerné (soit ici $[v(i+1, j) + v(i+1, j-1)]/2$) ; ainsi de suite pour les 4 bords de mailles (Fig. 3-2). Le processus fait intervenir un nouveau paramètre (un coefficient d'érosion latérale) qui mérite calibration : cette calibration n'a pas encore été menée, car les mesures de validation sont délicates à entreprendre.

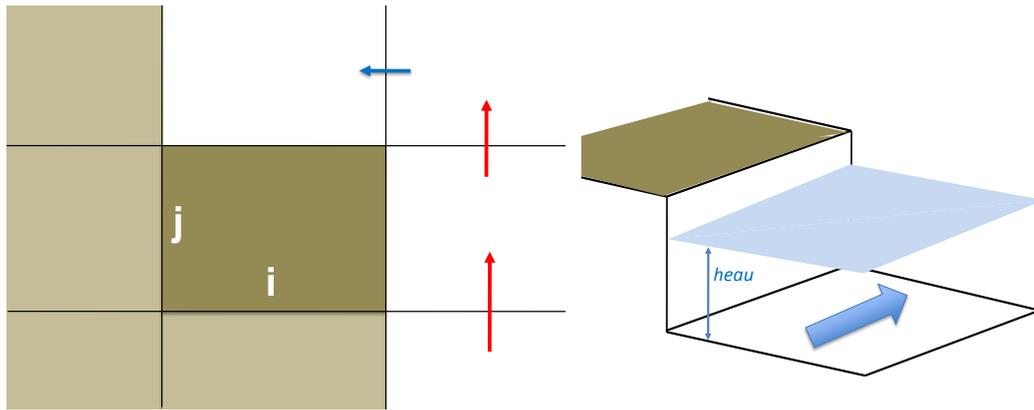


Figure 3.2 : Schéma représentant la prise en compte d'un effet d'érosion latérale.

La maille (i,j) est érodée significativement sur son bord droit, et un peu sur son bord haut (les composantes du courant sont calculées sur une grille Arakawa C). Schéma de droit : l'érosion de la maille grisée est proportionnelle à la hauteur d'eau dans la maille voisine.

3.4 Application du modèle hydrosédimentaire aux estuaires schématiques

3.4.1 Mise en place du modèle, conditions aux limites

Maillage et bathymétrie

Pour réduire une influence possible du maillage sur les évolutions bathymétriques, un maillage cartésien régulier a été choisi. Pour une majorité de configurations, selon la dimension transversale la résolution retenue est de 100 m, conformément aux spécifications du § 3.1, tandis que dans la dimension longitudinale, un pas d'espace de 300 m est sélectionné. Ce choix permet d'optimiser les simulations, puisque la stabilité des calculs est dépendante du nombre de Courant égal à Udt/dx , et que la composante longitudinale du courant est a priori supérieure à la composante transversale.

Pour simuler des estuaires de longueur moyenne, de l'ordre de 50 km, nous avons adopté une grille de calcul de 200 x 90 mailles, soit donc un domaine de 60 km par 9 km, de façon à y inclure l'embouchure, et une zone externe à l'estuaire permettant de repousser les conditions aux limites du large bien en dehors du secteur considéré (Fig. 3.3). La résolution verticale du modèle se fait en coordonnées réduites (niveaux σ) : dans un souci de réduction maximale des coûts de calcul, la plupart des tests ont été effectués avec seulement 5 couches. Dans un cas, l'effet d'une meilleure résolution sera montré.

Des configurations "estuaires longs" ont aussi été créées, avec une grille de calcul analogue mais une élancement des mailles plus poussée, selon un Δx de 600m (le Δy restant à 100 m).

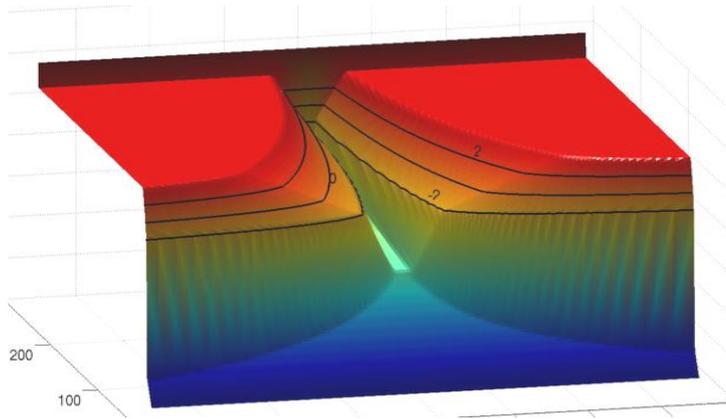


Figure 3.3 : Représentation perspective de la géométrie initiale des estuaires simulés

Le système modélisé comprend deux zones : l'estuaire proprement dit, en amont de la maille "40", à 12 km de la limite marine aval (à 24 km de cette limite pour les estuaires longs). La zone aval (Fig. 3.4) a un fond en pente régulière vers le large et s'élargit selon une variation exponentielle de la section transversale. Les frontières "Nord" et "Sud" (respectivement en haut et en bas de la figure 3.4) sont fermées. En amont de l'embouchure, le profil en travers type est un empilement de deux trapèzes (Fig. 3.4), distinguant une partie subtidale (sous le niveau de "basse mer à l'embouchure") et une partie intertidale au-dessus. La construction de la bathymétrie initiale amont repose sur deux critères, issus de l'observation de systèmes naturels, portant d'une part sur la variation longitudinale des sections, le second sur le rapport entre largeurs à pleine mer et largeurs à basse mer, caractérisant ainsi l'extension de la zone intertidale.

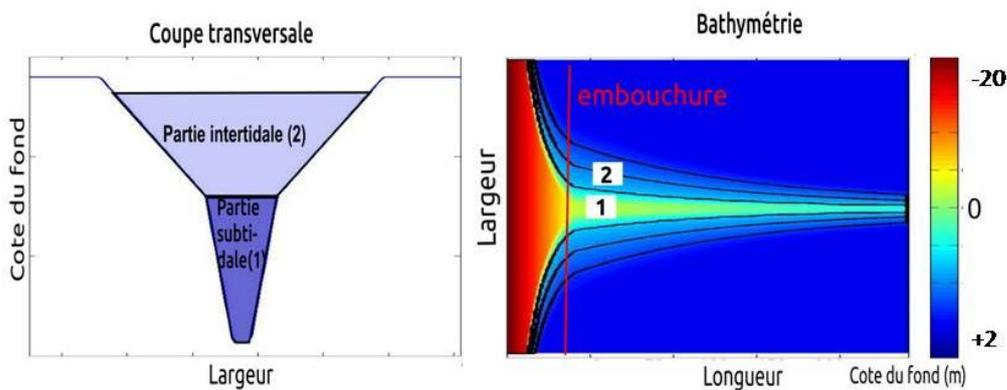


Figure 3.4 : Coupe transversale et vue en plan de la géométrie initiale d'un estuaire schématique. La ligne rouge sur le graphe de droite est positionnée à l'embouchure (maille $i=40$)

Ces critères sont liés à des caractérisations plus ou moins théoriques d'estuaires à l'équilibre (e.g. Prandle, 2009 ; Valle-Levinson, 2010). Un estuaire proche de l'équilibre connaît des vitesses maximales en accord avec la nature des sédiments qui en caractérisent le fond. Le transport sédimentaire longitudinal reste modéré si les gradients longitudinaux de vitesses du courant (valeur maximale au cours de la marée) sont faibles. Le maintien d'un courant de marée relativement uniforme dans la dimension longitudinale entraîne une relation entre la section de l'estuaire (moyennée au cours de la marée) et le prisme tidal en amont de la section considérée. Or ce prisme tidal, égal au volume d'eau s'écoulant en flot ou au jusant au cours de la marée en une section donnée, progresse d'amont en aval de façon proportionnelle à la section de l'estuaire. Il en résulte une forme en entonnoir de l'estuaire qui est alors qualifié de "convergent", et la formulation de notre premier critère, à savoir une variation exponentielle de la section moyenne S_m de l'estuaire de la forme :

$$S_m = S_0 \exp(-x/L_s) \quad (1)$$

où x est la distance depuis l'embouchure, S_0 est la section à l'embouchure et L_s une distance caractéristique, appelée longueur de convergence de l'estuaire.

Le second critère exprime une réduction théorique de l'asymétrie de marée (*e.g.* van Maanen *et al.*, 2013). Cette asymétrie est minimalisée lorsque les durées du flot et du jusant restent voisines, donc si la célérité de l'onde marée reste la même à pleine mer et à basse mer. Selon Friedrichs (2010), dans un estuaire peu profond, la célérité de l'onde marée, très dépendante du frottement sur le fond, est proportionnelle à H^2/l (H étant la hauteur d'eau dans le chenal, l la largeur de l'estuaire) si l'estuaire est convergent (*e.g.* en forme d'entonnoir à convergence exponentielle des sections), et à $H/l^{0.5}$ s'il est non convergent. Dans tous les cas, la relative constance de la célérité locale pour différentes phases de la marée se traduit par l'invariance de $H/l^{0.5}$. Le critère s'écrit donc :

$$H_{PM}/H_{BM} = \gamma(l_{PM}/l_{BM})^{0.5} \quad (2)$$

où H_{PM} et H_{BM} sont respectivement les hauteurs d'eau à pleine mer et basse mer de marée moyenne dans le chenal, tandis que l_{PM} et l_{BM} sont les largeurs de l'estuaire à pleine mer et à basse mer de marée moyenne.

Selon van Maanen *et al.* (2013), ce critère est équivalent à celui de Dronkers (1998) exprimé en valeurs moyennes le long de l'estuaire, et tel que : $H_{PM}/H_{BM} = \gamma(S_{PM}/S_{BM})^{0.5}$, avec γ proche de 1, où S_{PM} et S_{BM} représentent la surface mouillée de l'estuaire à pleine et basse mer respectivement. Selon Dronkers (1998), les observations relatives aux estuaires et bassins tidaux des Pays Bas confirment ce critère, avec un γ moyen de l'ordre de 1,1.

La satisfaction de ces deux critères et la donnée de la section à l'embouchure, de la longueur de convergence, du profil en long du chenal, et de la largeur du chenal suffisent alors à dimensionner l'estuaire dans ses trois dimensions. Le respect des deux critères est parfois impossible en amont lorsque le fond du chenal remonte beaucoup par rapport au niveau de basse mer en aval, ce qui impose une adaptation locale de la géométrie.

Dans les applications concrètes qui seront présentées dans la suite, nous avons observé que les estuaires ainsi configurés étaient loin de l'équilibre, avec des courants souvent trop élevés qui résultaient probablement d'un choix inadapté de la longueur de convergence pour la nature sédimentaire envisagée. De fait, la morphologie du système évolue alors rapidement, et les simulations de l'impact de l'élévation du niveau marin ont été menées après une adaptation initiale de l'estuaire.

Paramétrage sédimentaire

Afin de réduire les temps calcul, nous avons fait le choix délibéré de simplifier les processus sédimentaires. Après quelques tests avec une ou deux classes de sable seulement, ou avec une seule classe de vase, la plupart des simulations ont été menées en considérant 3 classes de particules, un sable moyen de diamètre 2 mm (vitesse de chute de 17.4 cm.s^{-1}), un sable fin de $200 \mu\text{m}$ (vitesse de chute de 2.5 cm.s^{-1}) et une vase dont la vitesse de chute est supposée constante, et représentative d'une suspension flocculée (selon les tests, 0.5 ou 0.2 mm/s).

Le processus de consolidation n'est pris en compte qu'implicitement, en adoptant une contrainte critique de dépôt généralement égale à 1 Pa pour la classe "vase". Pour les classes de sable (pour lesquelles on considère qu'il n'y a pas de consolidation), une contrainte critique infinie autorise un dépôt inconditionnel.

La contrainte critique d'érosion est choisie dans la gamme $0.5 / 1 \text{ Pa}$ et fera l'objet d'une analyse de sensibilité. Les paramètres E_0 et n de la loi d'érosion de Partheniades valent respectivement $2.10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et 1, que le sédiment soit vaseux ou sableux. Il s'agit là d'une hypothèse très forte qui revient à distinguer les comportements du sable et de la vase essentiellement par leur

vitesse de chute², et, qui permet alors de s'affranchir d'une discrétisation fine du sédiment multicouches puisque le comportement de toutes les classes vis-à-vis de l'érosion ne dépend plus de la nature du mélange dans le compartiment sédimentaire. Concrètement, le sédiment qui sera considéré aura une ou deux couches, uniquement pour permettre une composition différente par grandes zones (par exemple, distinction entre chenal et rives). La seule utilisation d'ordres de grandeur différents de vitesses de chute pour les différentes classes sédimentaires conduit néanmoins à des comportements morphodynamiques très différents.

La contrainte de cisaillement de peau intervenant dans la remise en suspension du sédiment a été calculée en prenant une rugosité de peau de 1.10^{-4} m, correspondant à une longueur de rugosité de Nikuradse k_s de 3 mm, sans doute élevé (en particulier pour de la vase). Cette valeur est indépendante de la rugosité de forme qui intervient dans les calculs hydrauliques, en particulier celle prise en compte pour simuler un effet de la végétation. Pour ne pas trop contraindre le résultat, la rugosité de peau est choisie uniforme, que le sédiment soit vaseux ou sableux. Sa valeur élevée explique des contraintes de peau également élevées (cf § 3.4.3), que peut compenser une contrainte critique d'érosion également élevée, puisque c'est le rapport entre les deux qui détermine le flux d'érosion.

Conditions aux limites

Les conditions aux limites sont :

- **en aval** : l'élévation de la surface, intégrant l'information "niveau moyen" et une oscillation sinusoïdale de période 12h, choisie de façon à restituer un environnement de marée semi-diurne tout en simplifiant l'analyse des résultats. Dans le même esprit, l'introduction d'un cycle vive eau / morte eau est assurée par une fluctuation sinusoïdale de l'amplitude de marée selon une période de 14 jours. Enfin, la salinité et les concentrations en suspension de l'eau du large doivent être renseignées lorsque le flux est entrant à la frontière ouverte. Dans tous les cas, la salinité du large est 35 PSU, et après des premiers tests où la prise en compte d'une concentration en suspensions des eaux du large conduisait à leur dépôt intégral dans les premières mailles aval, la charge en MES en condition de flux entrant au large a été prise nulle.

- **en amont** : un débit d'eau douce est distribué sur toute la hauteur d'eau dans la maille amont centrale, et la concentration en suspension est spécifiée pour toutes les classes de particules. Seule la concentration de classe "vase" est non nulle. La possibilité d'utiliser un hydrogramme annuel représentatif (e.g. Ganju et Schoellhamer, 2010) n'a pas été utilisée, d'une part pour simplifier l'analyse des résultats, mais aussi parce que l'introduction d'un débit variable selon une saisonnalité soulève quelques difficultés lorsqu'un facteur morphodynamique élevé est utilisé (cf. Guo *et al.*, 2015 pour une discussion récente à ce sujet).

Performances de calcul

Le code de calcul est parallélisé en associant les techniques OpenMP et MPI. Les calculs ont été réalisés sur une machine parallèle de l'Ifremer. Avec un pas de temps variable (entre 5 et 40 secondes), en utilisant 32 nœuds de calcul, le calcul hydrosédimentaire complet (courant/salinité/3 classes de particules, grille de calcul de 200 x 90 x 5 nœuds) prend 14 h pour simuler une année "modèle" soit 200 ans d'évolution morphodynamique avec MF=200.

Environ 400 tests ont été réalisés pour cette étude.

3.4.2 Les différentes configurations testées

Une première série d'expériences a été réalisée pour un environnement purement vaseux, indéfiniment érodable (*i.e.* pas de fond dur), avec en amont de l'embouchure une section initiale

² Pour les tests d'"estuaires longs" (cf § 3.4.2), les contraintes critiques de remaniement des sables étaient différentes de celle relative à la vase.

triangulaire (Vareilles, 2013) respectant une convergence en entonnoir des sections et une remontée linéaire du thalweg vers l'amont. Pour cette série de tests, la connexion avec le large était plus brutale que ce que nous avons indiqué dans le § 3.4.1 (Figures 3-5). Les mailles ont une dimension régulière de 500 m et la longueur de l'estuaire est de 130 km. Le marnage vaut 2 m au large. Le facteur morphodynamique est égal à 10. On observe la création de deux lobes de jusant immédiatement à l'aval de l'embouchure et la formation de banquettes latérales convexes, positionnées autour de l'altitude du niveau moyen de la mer, encadrant un chenal qui se creuse (Fig. 3-6). Le profil en travers devient ainsi beaucoup plus réaliste, mais un équilibre morphologique n'est pas atteint, et en particulier le chenal ne cesse de se creuser, soumis à un courant de marée toujours suffisamment érosif. Le comportement des sédiments n'avait alors pas été ajusté, et le paramétrage utilisé correspond à un matériau très mobile, expliquant une évolution morphologique très rapide, probablement excessive.

Lorsque la même simulation est réalisée avec un niveau moyen de la mer plus haut de 50 cm, des banquettes se forment encore, à peu près à la même altitude relative que les précédentes (donc autour du nouveau positionnement du niveau moyen de la mer), mais avec une convexité différente, probablement parce qu'à la même abscisse longitudinale le volume oscillant est différent. Globalement, le différentiel entre les deux configurations après 4 années d'évolution (fig. 3-5 bas) laisse apparaître un écart de l'ordre de 50 cm. Ces tests préliminaires ne restituent pas les phénomènes susceptibles de se produire lors d'une montée progressive du niveau de la mer à partir d'un système plus proche d'un équilibre morphodynamique.

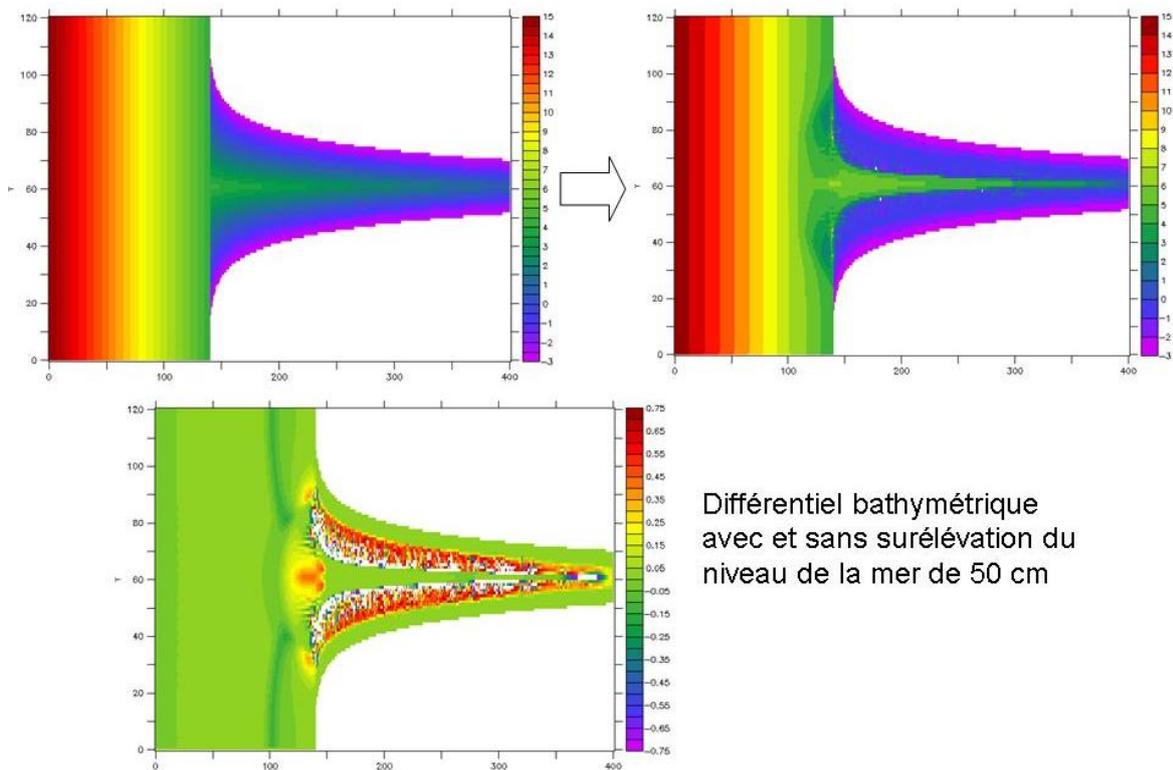
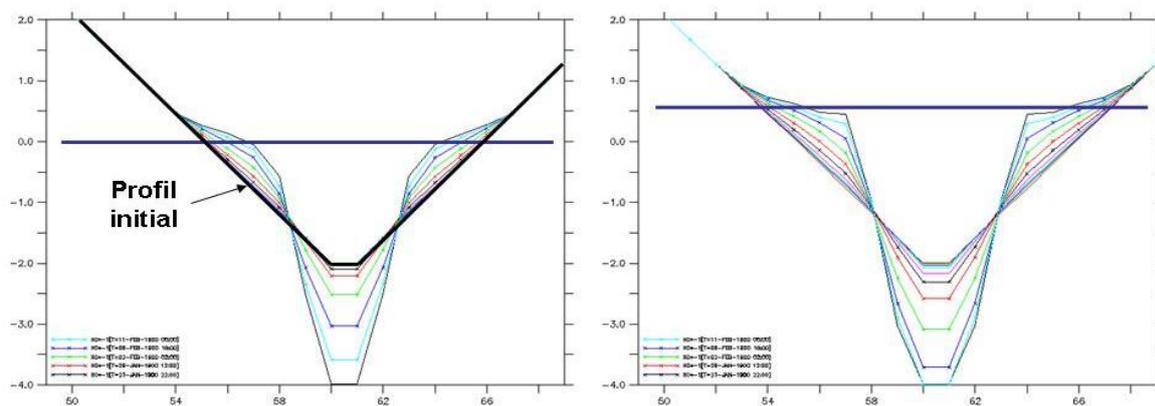


Figure 3-5 : Evolution morphologique d'un estuaire schématisé.
En haut : bathymétrie initiale (gauche) et après 5 ans (droite);
en bas : différentiel bathy après 4 ans d'évolution pour deux conditions de niveau moyen de la mer (même bathymétrie initiale).

Les séries de tests suivantes ont été réalisées à partir de géométries plus conformes à celles décrites en 3.4.1. Les configurations se distinguent par la topo-bathymétrie, la nature et la structure initiales du sédiment, l'amplitude de marée moyenne, le débit et la concentration des MES dans la rivière amont.



**Figure 3-6 : Evolution temporelle de la section transversale de l'estuaire (en $x=300$ sur fig. 3-5)
A droite, avec surélévation de 50 cm (abscisse : n° de maille, ordonnée : altitude en m).**

Topo-bathymétrie

Deux longueurs d'estuaire sont considérées, respectivement 50 km et 100 km en amont de l'embouchure pour les configurations "courte" et "longue".

Nature du sédiment

Principalement trois initialisations sédimentaires ont été testées :

- estuaire sableux, avec un sédiment homogène contenant 90% de sable fin ($200\ \mu\text{m}$) et 10% de sable moyen (2 mm), remplissant tout l'espace entre l'interface avec l'eau ou l'air et un fond dur, inérodable, dont l'interface avec le sable est une surface parallèle au thalweg de l'estuaire ou de son prolongement au large, et horizontale dans la dimension transversale. De cette façon le creusement du chenal est nécessairement limité. Il s'agira cependant de vérifier que les mailles correspondant au chenal ne se vident pas complètement, le sable de plus gros diamètre devant a priori se déplacer peu. Concrètement, d'épaisseur initiale de sable dans le chenal était de 50 cm ou 1 m selon les tests.
- estuaire sablo-vaseux, avec un sédiment homogène constitué d'un tiers de vase, un tiers de sable fin et un tiers de sable moyen, chaque classe ayant une concentration de $306\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, et donc une concentration totale de $918\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, compatible avec des dépôts de vase s'effectuant à $400\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Cette disposition sera surtout exploitée pour la configuration d'estuaire court sablo-vaseux
- estuaire sablo-vaseux, avec un sédiment à deux couches, une couche inférieure d'épaisseur initiale uniforme, affleurant au niveau du fond du chenal, constituée des deux sables dans les mêmes proportions que l'estuaire exclusivement sableux ci-dessus, et une couche supérieure constituée de vase seule à la concentration de $400\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, d'épaisseur variable telle que cette vase affleure partout en dehors du fond du chenal. Cette disposition sera surtout exploitée pour l'estuaire long sablo-vaseux.

Amplitude de la marée

La plupart des tests sont effectués avec une marée moyenne incidente de 2 m d'amplitude, et une modulation vive eau / morte eau de $\pm 30/70$, équivalent à des coefficients de marée oscillant entre 40 et 100. Certains tests sont réalisés avec une marée d'amplitude 1 m, d'autres de 2.5 m.

Apports amont

Diverses combinaisons de débit (en général constants) et de concentration amont en MES

(également constantes) ont été prises en considération : entre 40 et $600\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour l'estuaire court, entre 200 et $800\ \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour le long. Les concentrations sont dans la gamme $0-0.2\ \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Application de la montée du niveau marin

Sauf exception, l'élévation du niveau de la mer a été appliquée à un rythme constant pendant 100 ans, en général 1 cm/an, et parfois 0.5 cm/an, l'incrément étant évalué à chaque pas de temps. Dans la plupart des applications, l'estuaire initial était loin de l'équilibre morphodynamique, et l'élévation de la mer a souvent été appliquée après 100 ans, parfois plus, ce qui revient à faire varier les géométries initiales de l'estuaire. Généralement, la simulation est prolongée de 100 années supplémentaires sans montée additionnelle de la mer, pour évaluer l'impact postérieur de la montée du niveau de la mer, et la résilience du système.

3.4.3 Sensibilité à certains paramètres

Le modèle fait intervenir de nombreux paramètres liés :

- aux processus hydrodynamiques, par exemple le frottement sur le fond, la fermeture turbulente, la viscosité et la diffusion horizontale
- aux processus sédimentaires : la vitesse de chute avec ou sans floculation pour les vases, le paramètre de glissement, la consolidation ou la contrainte critique de dépôt, la contrainte critique d'érosion, la loi d'érosion, la loi d'érosion latérale
- à la configuration du modèle : discrétisation horizontale et verticale, discrétisation sédimentaire (nombre de classes de particules, discrétisation des couches sédimentaires, le facteur morphodynamique
- à la configuration du système représenté : bathymétrie, topographie des terrains alentour pouvant devenir inondables
- aux forçages : amplitude de marée, débit amont, apports solides, vagues à l'embouchure, niveau moyen au large..

Les trois premières catégories sont véritablement des paramètres du modèle, tandis que les deux dernières relèvent des configurations dont nous voulons justement balayer l'éventail. Dans la présente section, nous traitons plus spécialement le paramétrage *sensu stricto* du modèle. Nous n'avons pu tester la sensibilité de nos résultats à l'ensemble des paramètres listés, et avons sélectionné ceux qui d'expérience pouvaient générer une forte sensibilité du modèle ou ceux qui concernaient des processus nouveaux, comme par exemple le glissement instantané des dépôts de vase sur fond pentu.

Sensibilité au frottement sur le fond

Le frottement sur le fond (frottement de forme) est généralement le paramètre hydrodynamique le plus déterminant pour l'hydrodynamique : c'est le paramètre qui est ajusté pour calibrer la propagation de la marée en estuaire. Deux valeurs ont été testées, z_0 (m) = $5 \cdot 10^{-4}$ ou $1 \cdot 10^{-4}$, correspondant à des coefficients de Nikuradse de 15 mm et 3 mm respectivement. Pour la configuration d'estuaire court, le test mené sur 100 ans à partir d'un état d'évolution de l'estuaire déjà avancé (voir § 3.6) révèle un effet modéré mais non négligeable de la rugosité sur la progression morphologique (Fig. 3-7). La visualisation de certaines variables permet d'en comprendre l'effet (Fig. 3-9). L'augmentation de z_0 a pour conséquence de réduire les vitesses et donc la contrainte de peau qui constitue le forçage de l'érosion. Ainsi on voit que dans un état proche de la condition initiale, les MES sont inférieures (trait plein, figure de gauche, sur laquelle un "bouchon vaseux" est bien visible en maille 100). Il en résulte un piégeage accru des apports solides fluviaux dans les biefs amont de l'estuaire, et un marais maritime plus étendu, bien visibles sur la fig. 3-7. Cette évolution morphologique se traduit par des déplacements vers l'aval des eaux saumâtres et du bouchon vaseux, qui ne s'observent pas (sur 200 ans) dans l'évolution simulée avec une rugosité plus faible.

C'est également ce que l'on observe dans le test sur une configuration longue montré sur la figure 3-8. La diminution de z_0 conduit en effet à une capacité érosive supérieure du système, à une augmentation de l'export des matières en suspension vers le delta de jusant laissant au lit mineur élargi la possibilité de méandrer (sera commenté plus loin), tandis qu'avec un z_0 élevé l'évolution est moins dynamique et les dépôts se produisent davantage en amont, ce qui conduit

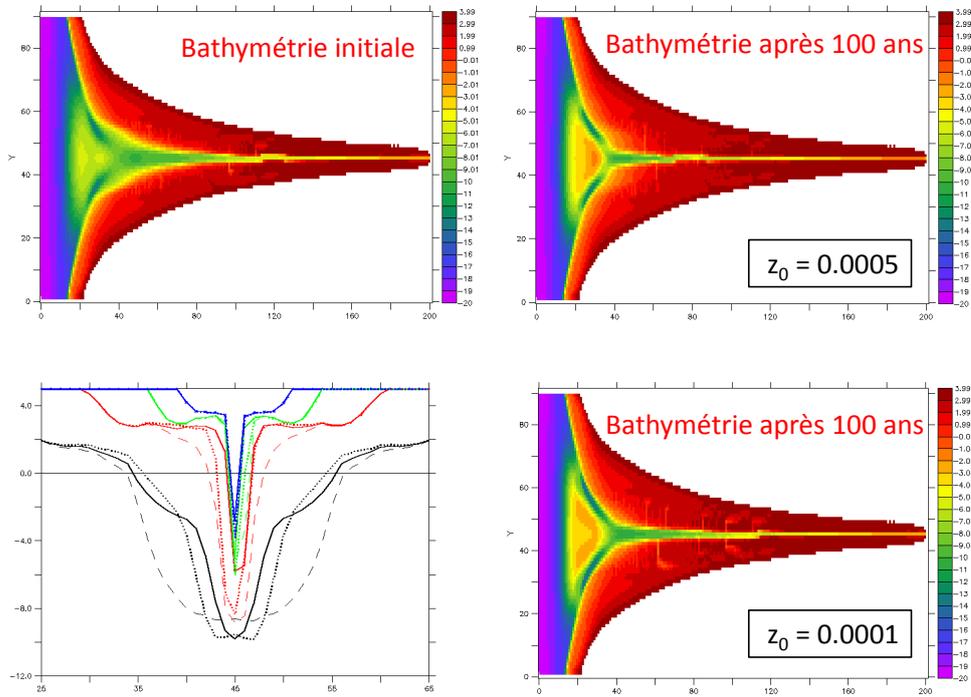


Figure 3.7 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court (50 km depuis l'embouchure) au paramètre de rugosité z_0 . Pour les profils en travers, tiretés : condition initiale, continu : après 100 ans avec $z_0 = 5.10^{-4}$ m, trait pointillé : après 100 ans avec $z_0 = 1.10^{-4}$ m. Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

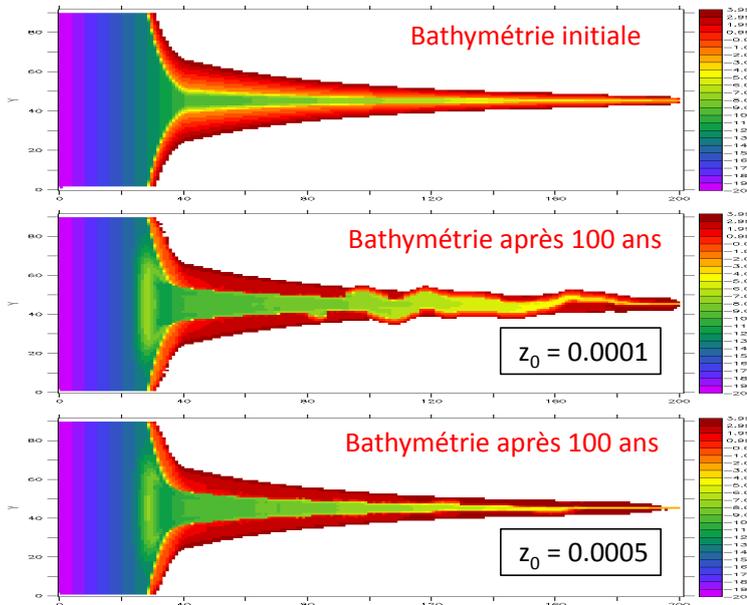


Figure 3-8 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire long (100 km depuis l'embouchure) au paramètre de rugosité z_0 . Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

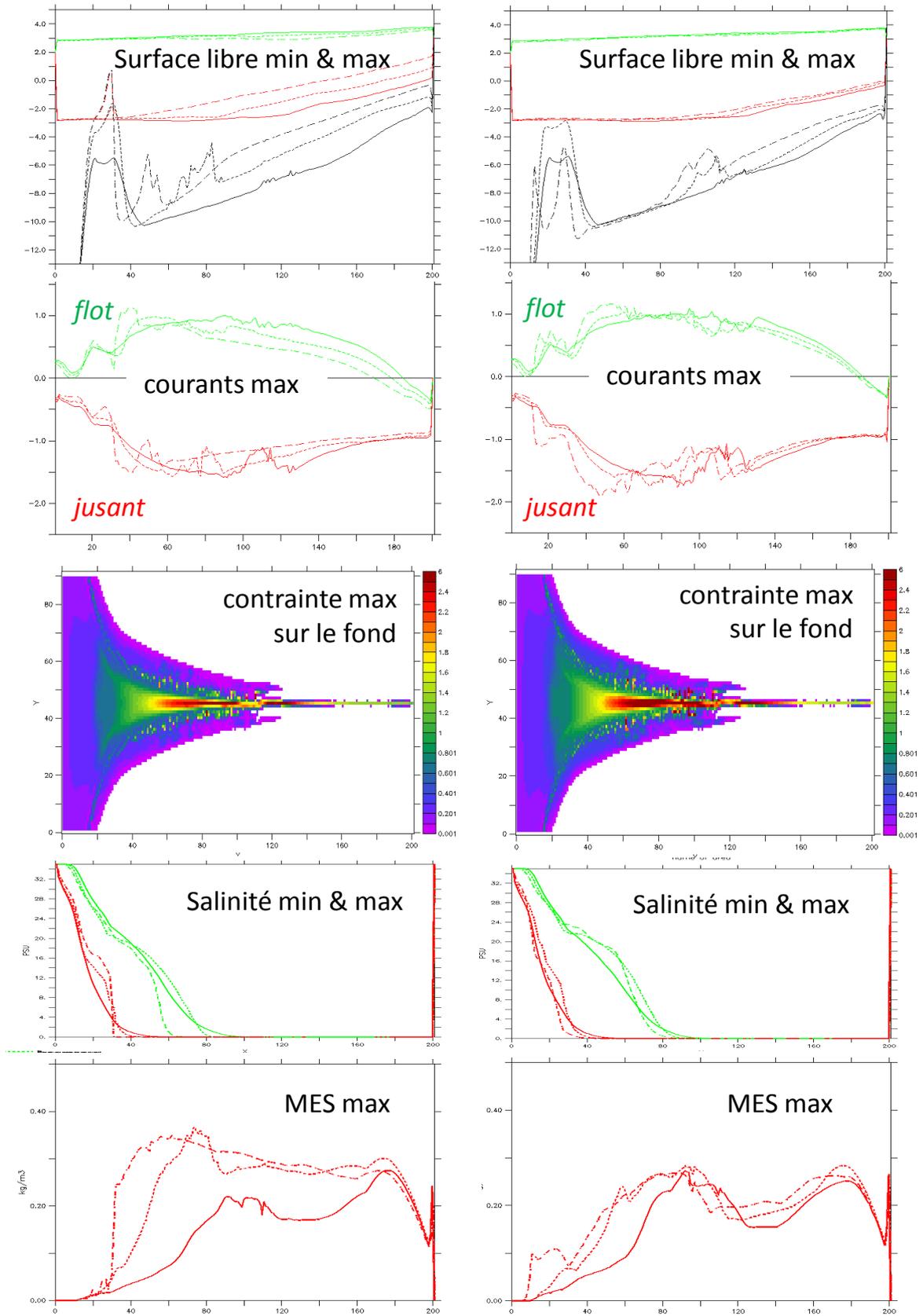


Figure 3-9 : Sensibilité de certaines variables à une différence de rugosité ($z_0 = 5.10^{-4}$ m à gauche, $z_0 = 1.10^{-4}$ m à droite). Distribution des contraintes et traits pleins : état en condition initiale (bathymétrie représentée sur Fig.3-7). Traits pointillés : état après 100 ans ; tiretés : état après 200 ans.

à une progradation et un comblement du système plus marqués. L'effet du z_0 semble plus marqué pour l'estuaire long, sans doute parce que la propagation de la marée est modifiée sur une distance plus grande.

Sensibilité à la fermeture turbulente

Deux fermetures turbulentes ont été comparées : celle de Quetin et une fermeture à deux équations de type $k-\varepsilon$ (§ 3.2). Cette comparaison nous semblait avoir peu de sens pour une discrétisation verticale à 5 couches, nous l'avons faite pour une discrétisation en 16 niveaux σ sur la verticale, ce qui apporte aussi un regard sur la sensibilité à la discrétisation verticale. Les figures 3-10, 3-11 et 3-12 permettent donc de comparer les résultats de 3 tests :

- fermeture turbulente de type "Quetin", avec 5 niveaux σ
- fermeture turbulente de type "Quetin", avec 16 niveaux σ
- fermeture turbulente de type " $k-\varepsilon$ ", avec 16 niveaux σ

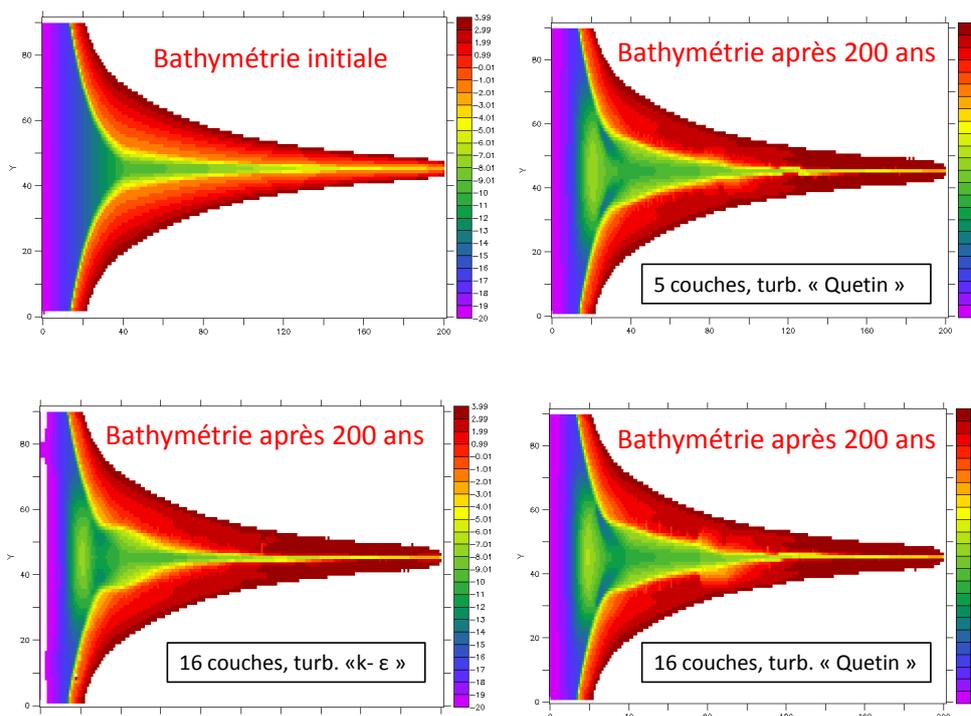


Figure 3-10 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court à la fermeture turbulente et à la discrétisation verticale.

Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0. \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

Pour une même fermeture turbulente (Quetin en l'occurrence), l'augmentation de la discrétisation verticale fine semble peu modifier l'évolution morphologique (Fig. 3-10), tandis que la fermeture turbulente de type $k-\varepsilon$ a pour effet de favoriser le comblement de l'estuaire depuis l'amont. L'examen des contraintes de cisaillement sur le fond (Fig. 3-11) n'explique pas vraiment le phénomène : si les contraintes sont effectivement inférieures après une évolution de 200 ans dans le cas d'une fermeture turbulente en $k-\varepsilon$, les valeurs semblent proches en condition

initiale (avec il est vrai une contrainte maximale supérieure dans le cas "Quetin" à 5 niveaux σ , qui sature sur la figure).

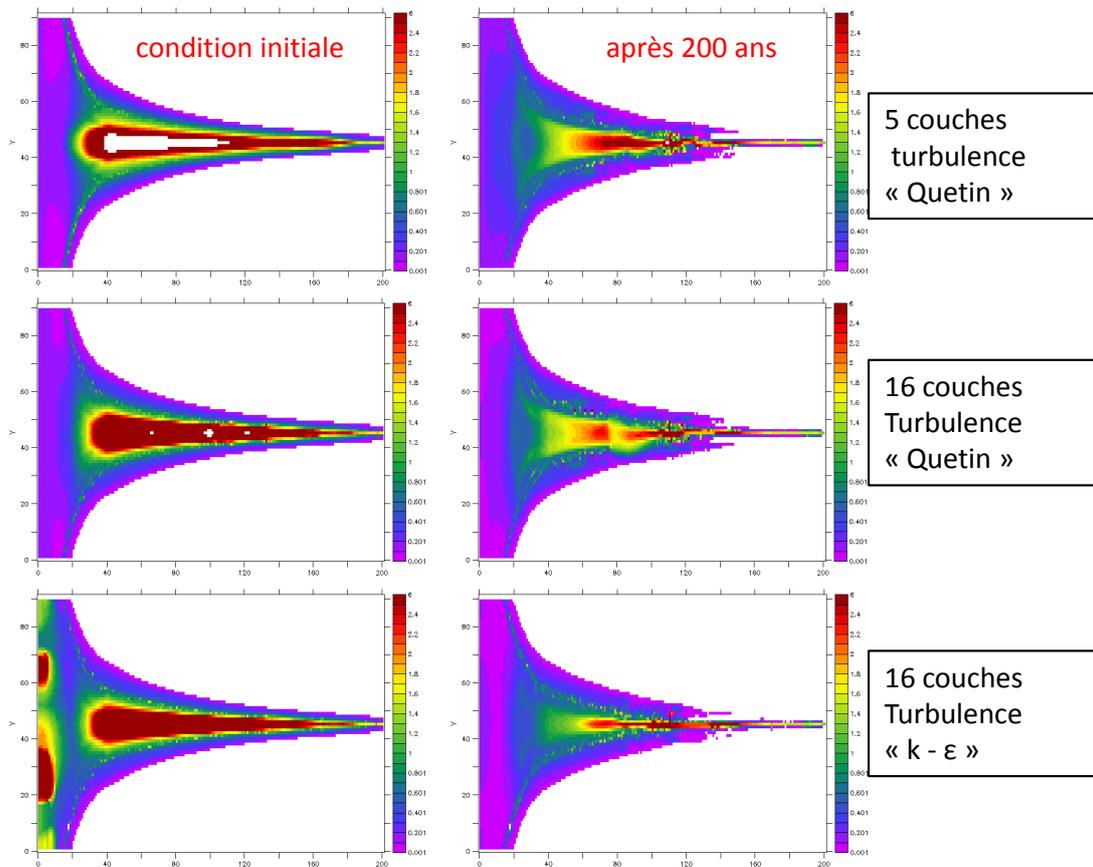


Figure 3-11 : Distribution des contraintes maximales pendant un cycle vive eau / morte eau pour la configuration de la figure 3-10.

La figure 3-12 révèle en revanche une structure des courants très différente avec la fermeture en $k-\varepsilon$ qui stratifie beaucoup plus la colonne d'eau : d'une part le courant de jusant est renforcé en surface, alors que le courant est fortement diminué au fond, en accord avec la circulation haline dans l'estuaire, mais d'autre part les vitesses dans la couche de fond sont toujours atténuées, même en flot, dans la moitié aval de l'estuaire où se manifestent les gradients de salinité. Ainsi les variations d'évolution morphologique seraient-elles provoquées par une circulation haline plus marquée dans le cas de la fermeture en $k-\varepsilon$, a priori plus adaptée aux estuaires. Cette supériorité se voit nettement sur le diagramme des salinités, la remontée des eaux marines vers l'amont étant nettement plus marquée (décalage de près de 10 km). On notera par ailleurs que si c'est le modèle de longueur de mélange avec atténuation des turbulences par les stratifications qui est choisi (modèle de Quetin), l'augmentation de la discrétisation verticale améliore nettement la représentation de la circulation haline, puisque la salinité maximale avec une discrétisation en 5 niveaux σ est encore décalée d'environ 5 km vers l'aval.

Néanmoins, nous avons réalisé une majorité de cas tests d'estuaire schématique avec cette dernière configuration de calcul (5 niveaux σ , fermeture turbulente de Quetin) pour économiser du temps calcul, et parce que l'interprétation de nos résultats est faite en "relatif". Pour des applications futures du modèle à des cas réalistes, il est cependant conseillé de bien valider auparavant la remontée des eaux marines (facile à mesurer), et d'adapter le paramétrage en conséquence.

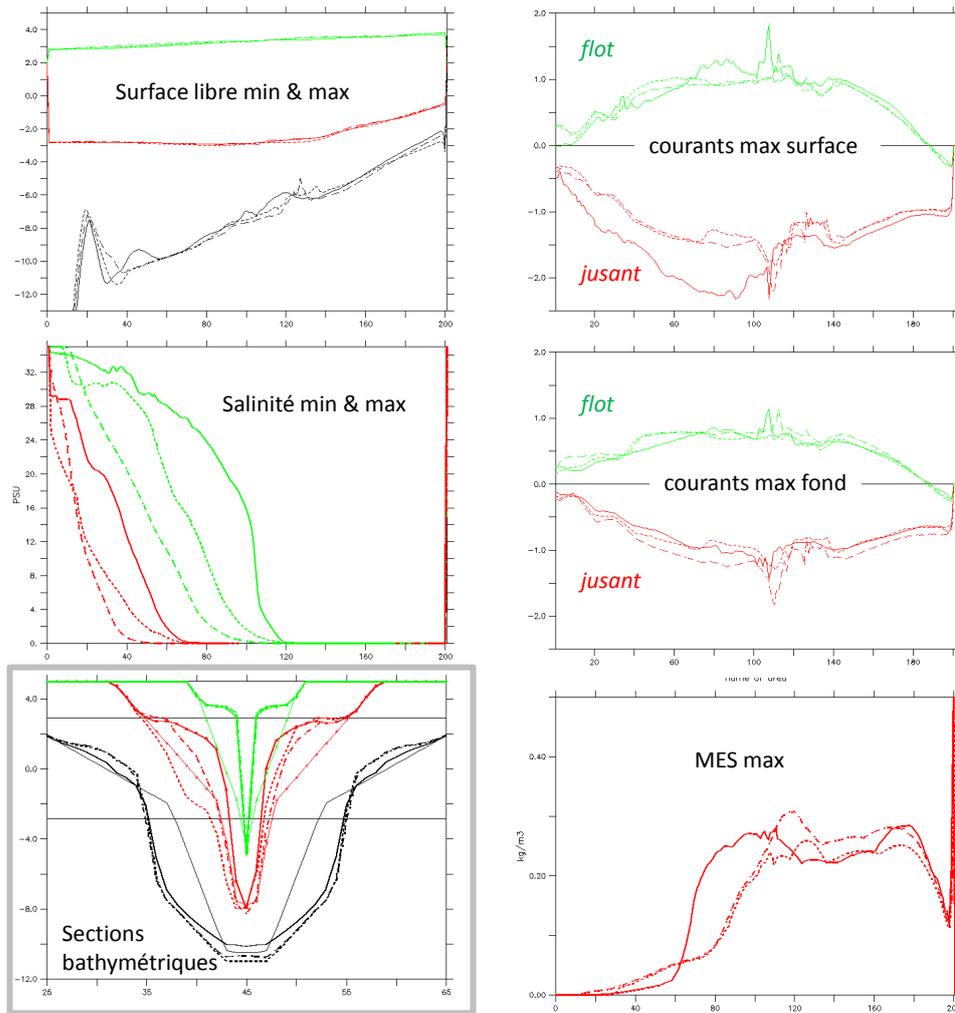


Figure 3-12 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court à la fermeture turbulente et à la discrétisation verticale (configuration de la figure 3-10, situation après 200 ans). Trait continu : turbulence " $k-\varepsilon$ ", 16 niveaux σ ; pointillé : turbulence "Quetin", 16 niveaux σ ; tireté : turbulence "Quetin", 5 niveaux σ . Figure en bas à gauche : profil initial en trait continu fin.

Sensibilité à la vitesse de chute

La vitesse de chute des particules est réputée comme un paramètre clé du comportement des sédiments en suspension. Nous verrons dans les paragraphes suivants que les classes de sables se distribuent effectivement très différemment des vases, alors que dans les hypothèses de notre modélisation elles ne se distinguent que par leur vitesse de chute. Cependant les tests effectués montrent un impact faible du choix de la vitesse de chute des vases sur l'évolution de l'estuaire pendant 100 ans (Fig. 3-13). On observe néanmoins sur les profils en travers une hypsométrie mieux répartie avec une vitesse de chute inférieure, et un dépôt accru en haut d'estran et en amont de l'estuaire, visibles sur les profils en travers.

Pour une majorité de tests, nous avons retenu une vitesse de chute de $0.5 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$, valeur d'ailleurs assez proche de la valeur de $0.4 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$, déterminée après calibration par Temmerman et al. (2005) pour leur modélisation fine 3D du taux d'accrétion d'un estran de l'estuaire de l'Escaut.

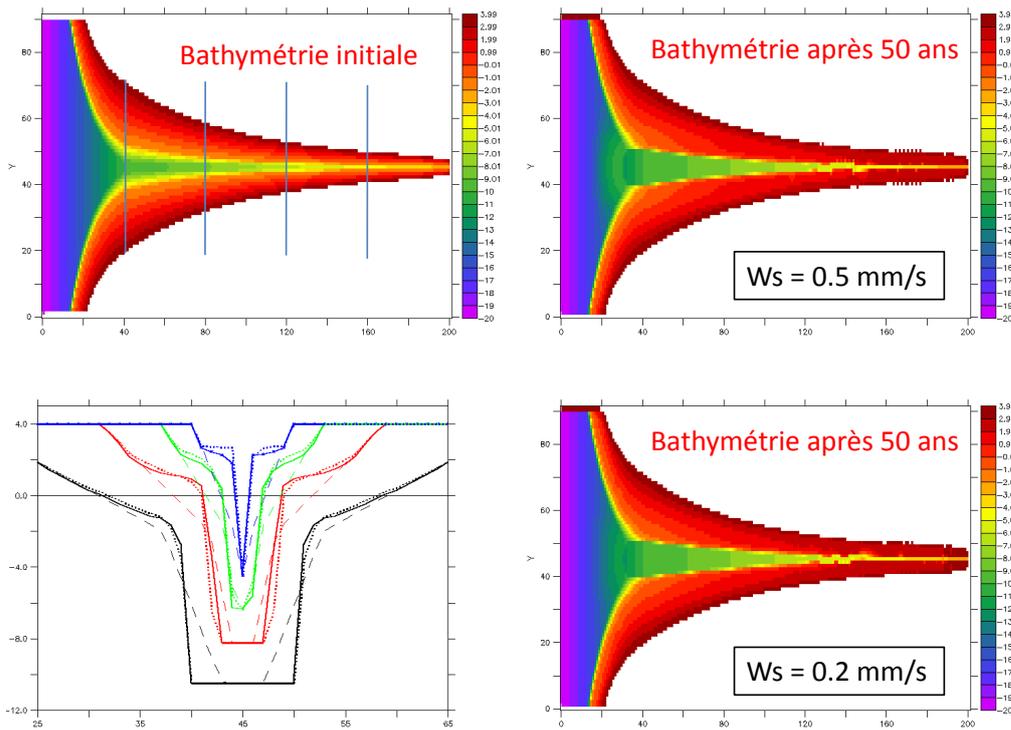


Figure 3.13 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court à la vitesse de chute des vases. Pour les profils en travers, tiretés : condition initiale, continu : après 100 ans avec $w_s = 5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, trait pointillé : après 100 ans avec $w_s = 2 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ (dans les deux cas, $\tau_c = 1.0 \text{ Pa}$). Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Sensibilité à la contrainte critique d'érosion

Le second paramètre habituellement considéré comme essentiel pour la dynamique sédimentaire est la contrainte critique d'érosion. Effectivement, Les tests révèlent une forte sensibilité des résultats à ce paramètre, en particulier dans le cas de l'estuaire court, et pour des valeurs plutôt faibles. Dans le cas représenté en figure 3-14, la réduction de τ_c de 0.7 à 0.5 Pa fait basculer le système d'un estuaire à banquettes latérales bien marquées vers un estuaire beaucoup plus large où le lit mineur est dominant. Dans le cas du test effectué pour l'estuaire long (Fig. 3-15), la différence est beaucoup moins spectaculaire, mais la sensibilité a été faite dans une gamme différente (entre $\tau_c = 0.7$ et 1.0 Pa). Une contrainte critique élevée a tendance à réduire l'érosion de l'estuaire par les courants, et à "fixer" les dépôts de sédiments d'origine fluviale, qui se produisent essentiellement à l'amont du système.

Pour la majorité des tests présentés, une contrainte critique de 0.7 Pa a été retenue, valeur identique à celle proposée par Fagherazzi *et al.* (2006) pour la lagune de Venise sur base de multiples études de terrain synthétisées par Amos *et al.* (2004).

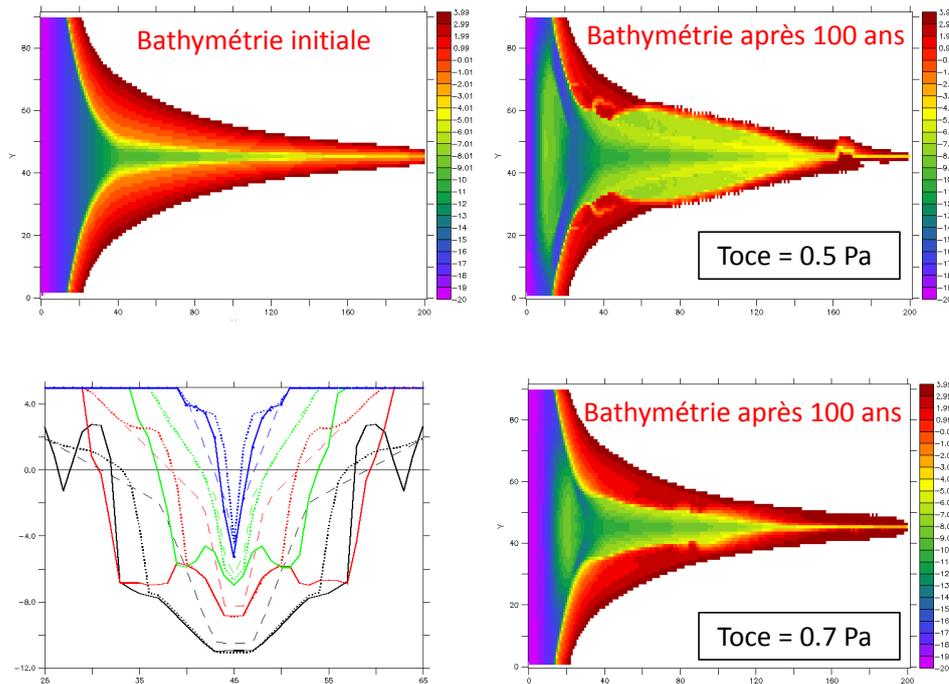


Figure 3.14 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court à la contrainte critique d'érosion. Pour les profils en travers, tiretés : condition initiale, continu : après 100 ans avec $\tau_e = 1.0$ Pa, trait pointillé : après 100 ans avec $\tau_e = 1.0$ Pa (dans les deux cas, $w_s = 5.10^{-4}$ m.s⁻¹). Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial 200 m³.s⁻¹, $MES_{\text{amont}} : 0.1$ kg.m⁻³.

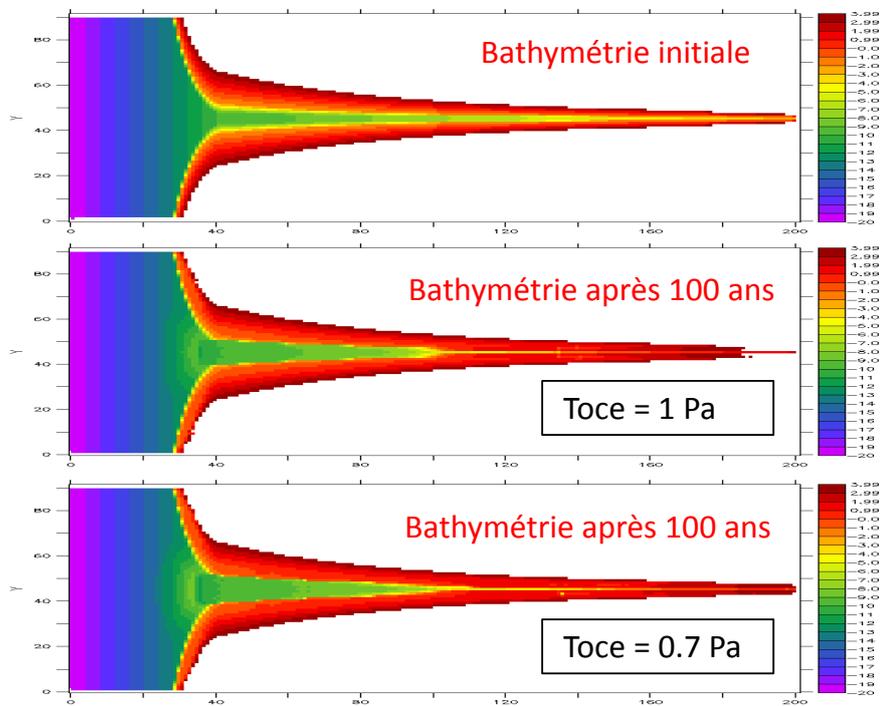


Figure 3-15 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire long à la contrainte critique d'érosion. Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial 200 m³.s⁻¹, $MES_{\text{amont}} : 0.1$ kg.m⁻³.

Sensibilité au processus de glissement

La figure 3-16 illustre l'effet du glissement, tel que décrit dans le § 3.3.2, avec un facteur de pente égal à 10. Le modèle se révèle assez peu sensible, sans doute en raison du taux de transfert limité (e.g. 10% du dépôt transféré si pente du fond de 1%), et des facteurs de pente plus élevés pourront être testés. Rappelons qu'une vraie calibration du processus passerait par une modélisation 3D validée de la dynamique de la crème de vase pour évaluer la contribution de son glissement dans le bilan sédimentaire de l'estuaire, un vrai sujet scientifique qui va au-delà de notre ambition dans le projet C3E2.

Néanmoins, les évolutions bathymétriques montrées en figure 3-16 montrent que la prise en compte des glissements de crème de vase ralentit le comblement par l'amont de l'estuaire. Dans toute la suite, la prise en compte de ce processus sera maintenue.

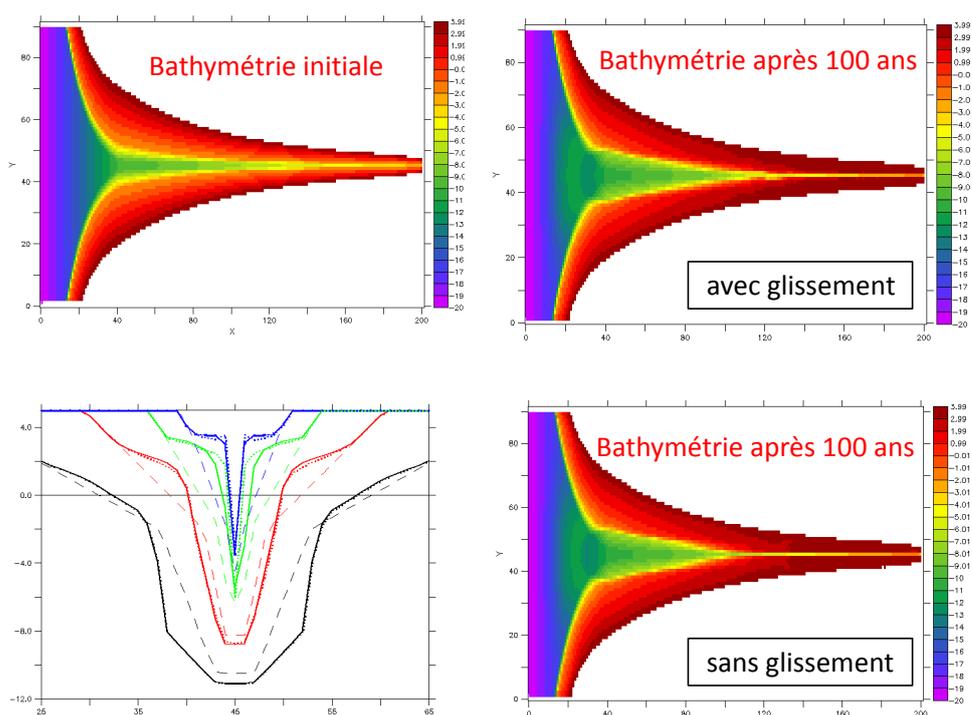


Figure 3.16 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court à la prise en compte d'un glissement des dépôts frais sur fond pentu. Pour les profils en travers, tiretés : condition initiale, continu : après 100 ans avec glissement, trait pointillé : après 100 ans sans glissement. Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Sensibilité à la prise en compte des cycles vive eau / morte eau

L'évolution morphologique s'est révélée très sensible à la prise en compte de la modulation de l'amplitude de marée, comme l'illustre la figure 3-17 montrant une dynamique beaucoup plus forte quand le cycle vive eau / morte eau est pris en compte, avec un élargissement plus marqué du lit mineur dans les biefs aval et un piégeage réduit des sédiments en amont. Une telle réponse de l'estuaire est naturelle puisque ce sont surtout les vives eaux qui contrôlent les transports sédimentaires et donc les évolutions morphologiques. Pour autant il aurait été délicat d'analyser les réponses morphologiques de nos systèmes en fonction d'une amplitude de marée maximale, car sa représentativité reste trop faible. L'utilisation d'une marée représentative (Latteux, 1995) serait délicate, car il est probable qu'une telle marée représentative soit différente selon la nature

des mélanges sédimentaires au fond et des apports. Nous avons donc préféré réaliser la plupart de nos tests en respectant une modulation de l'amplitude de marée, en choisissant un *coefficient* maximal de 100 et un *coefficient* minimal de 40 pour une marée moyenne de *coefficient* 70.

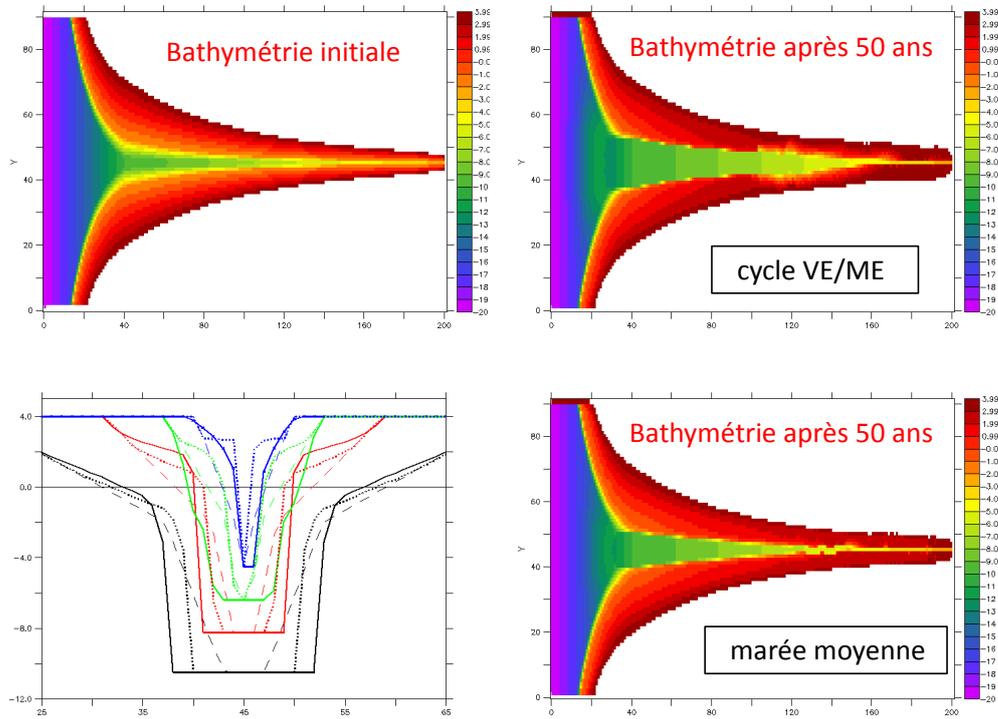


Figure 3.17 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court à la modulation de l'amplitude de marée. Pour les profils en travers, tiretés : condition initiale, continu : après 50 ans avec une modulation vive eau / morte eau de la marée, trait pointillé : après 50 ans avec une marée moyenne d'amplitude constante. Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Sensibilité au facteur morphodynamique

Les premiers tests relatifs à la dépendance des résultats du modèle en fonction du facteur morphodynamique ont été réalisés pour un forçage de marée constant. Les résultats ont toujours été très proches, comme le montre la figure 3-18, avec des MF de 20 et de 200.

L'examen de l'effet des MF dans le cas d'une amplitude de marée variable (Fig. 3-19) a révélé des différences non négligeables, sans qu'il soit possible d'en identifier les caractères. Il est possible qu'il y ait un phénomène d'interférence, et qu'il faille chercher à compresser le cycle vive-eau / morte-eau, à l'image de ce qui peut être fait pour les hydrogrammes des débits fluviaux (Guo *et al.*, 2015).

Considérant que les tendances morphodynamiques restaient semblables (Fig. 3-19), qu'il était essentiel de conserver le cycle semi-lunaire (*cf* § précédent) et qu'un facteur morphologique élevé était important pour mener à bien la série de tests voulue concernant les effets du CC, nous avons maintenu le choix d'un MF égal à 200 (sauf pour les estuaires purement sableux, § 3.5). Une réflexion sera à mener pour éventuellement optimiser la périodicité des vives eaux, aujourd'hui conservée à 14 jours.

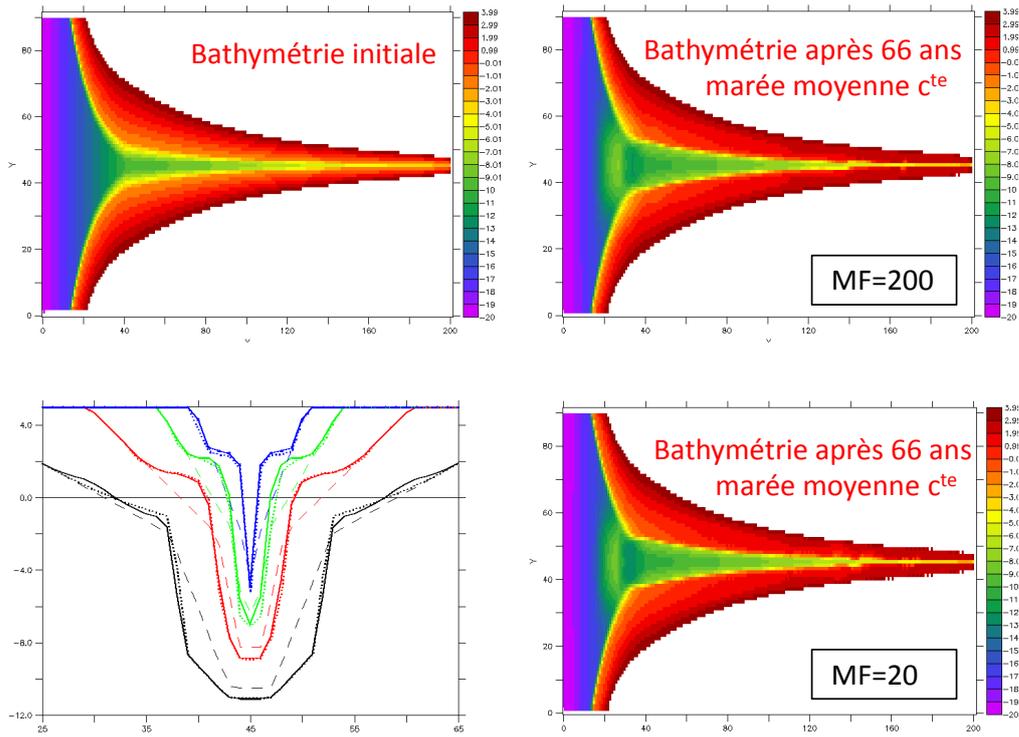


Figure 3-18 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court au facteur morphodynamique pour un forçage de marée constant. Pour les profils en travers, tiretés : condition initiale, continu : après 66 ans avec MF = 200, trait pointillé : après 66 ans avec MF = 20. Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

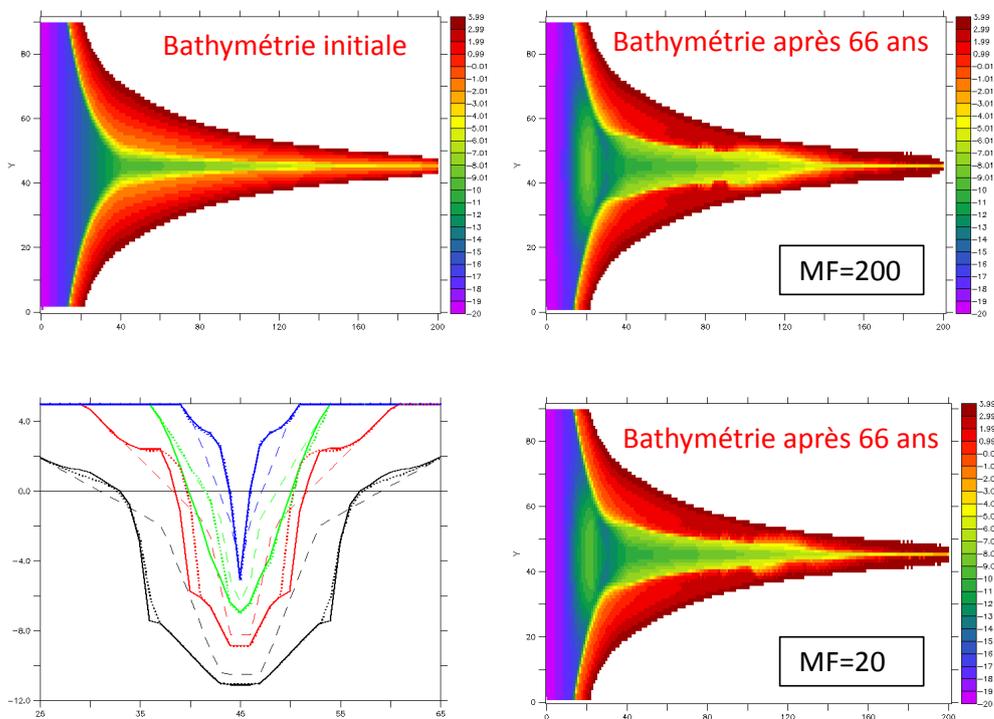


Figure 3-19 : Sensibilité du modèle morphodynamique d'estuaire court au facteur morphodynamique pour un forçage de marée avec modulation vive eau / morte eau. Pour les profils en travers, tiretés : condition initiale, continu : après 66 ans avec MF = 200, trait pointillé : après 66 ans avec MF = 20. Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

3.5 Modélisation morphodynamique d'un estuaire exclusivement sableux

Comme cela a été rappelé en 3.1, la plupart des modèles morphodynamiques appliqués aux évolutions estuariennes à long terme (plusieurs dizaines voire centaines d'années) supposent un sédiment strictement sableux, et expriment les flux sédimentaires en "capacité de transport horizontal". Faisant suite aux développements de Waeles *et al.* (2007) puis de Dufois *et al.* (2013), les travaux préliminaires de Vareilles (2013) et Vareilles *et al.* (en préparation) ont conduit à :

- déterminer les paramétrages du modèle permettant de simuler par érosion-dépôt des flux de sable comparables à ceux prédits par les formules de capacité de transport à l'équilibre,
- démontrer la capacité de cette stratégie de modélisation à reproduire la migration d'une dune sableuse sous l'effet d'un courant unidirectionnel.

Concernant les estuaires, en particulier afin de comparer le comportement morphodynamique du modèle dans une configuration de même type que celles publiées dans la littérature, nous avons testé une configuration strictement sableuse, avec un fond sédimentaire initial constitué d'un mélange sableux de composition homogène et uniforme, de densité 1508 kg.m^{-3} , constitué de 90% de sable fin ($200 \mu\text{m}$, vitesse de chute de 2.5 cm.s^{-1}) et 10% de sable grossier (2 mm , vitesse de chute de 17.4 cm.s^{-1} : il s'agit en fait de représenter une fraction peu mobilisable). On considère un fond dur situé 50 cm sous la cote du fond du chenal, et une épaisseur initiale de sédiment au dessus de ce fond dur telle que la surface sédimentaire corresponde à la cote bathymétrique. Cette initialisation fournit un stock sédimentaire suffisant pour que le système puisse éroder les berges latéralement, tandis que l'épaisseur limitée au fond du chenal empêche un éventuel surcreusement irréaliste du type de celui constaté avec une simulation en vase seule (Figure 3-20).

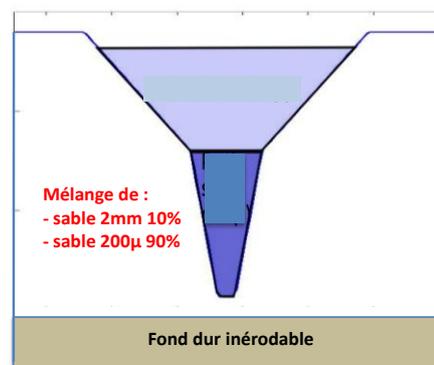


Figure 3-20 : Structure initiale du sédiment en une section type de l'estuaire.

La condition initiale est celle de la « configuration longue » qui sera utilisée dans le §3.6, de 120 km de long sur 10 km de large, avec des mailles de 600 m dans la dimension longitudinale et 100 m dans la dimension transversale. Le forçage aval est un cycle morte-eau / vive-eau d'amplitude moyenne de 2 m , le débit amont est de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sans apport en suspension.

Alors que les facteurs morphologiques peuvent prendre des valeurs très élevées pour des configurations vaseuses, il est à noter que cette configuration n'autorise, en début de simulation, que des facteurs morphodynamiques assez faibles ($\text{MF} = 20$). Même si les évolutions morphologiques sont finalement assez lentes (*cf.* la morphologie après 50 ans, Figure 3-21), du fait de flux horizontaux élevés, les erreurs numériques sur les gradients de ces flux peuvent elles aussi être élevées. L'utilisation de facteurs morphologiques élevés conduit à amplifier les instabilités bathymétriques qui résultent de ces erreurs de gradient (création d'oscillations

strictement numériques). Une fois la géométrie du système plus en conformité avec le forçage, les flux diminuent et le facteur morphodynamique peut être augmenté.

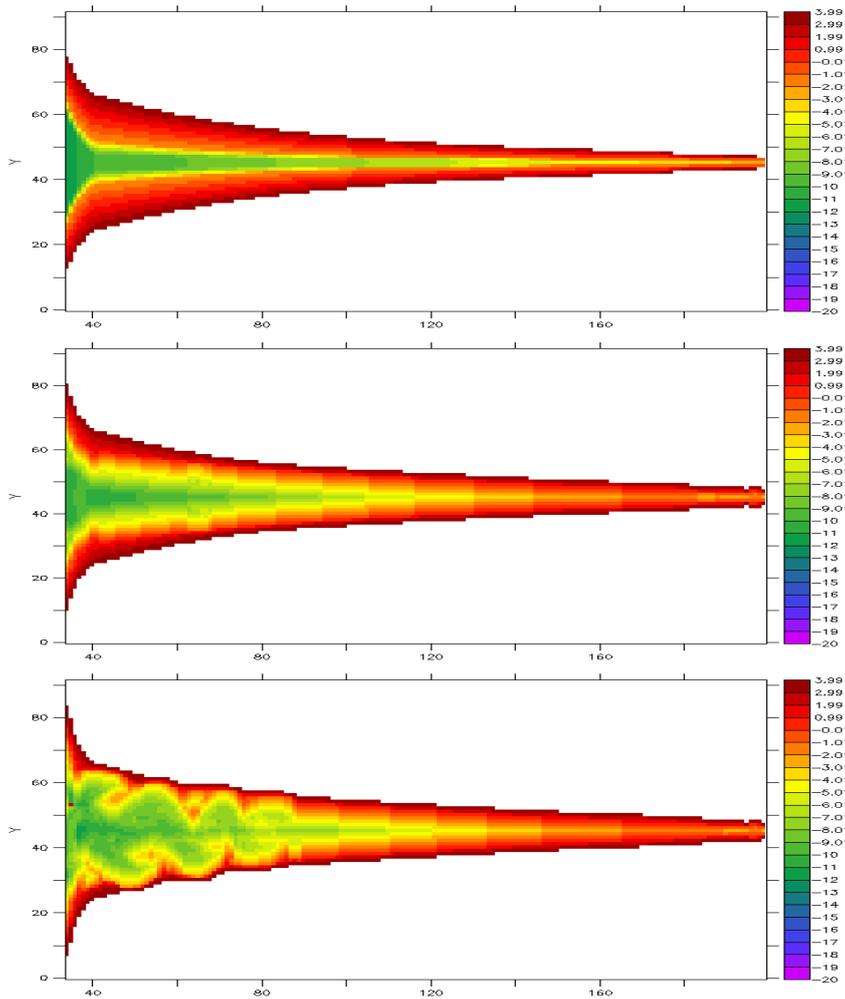


Figure 3-21: Evolution de la bathymétrie de l'estran : en haut, bathymétrie initiale ; au milieu, après 50 ans ; en bas, après 115 ans.

Comportement de l'estuaire sableux

Certaines incisions latérales commencent à apparaître dans le système à partir de 50 ans, et s'organisent en méandres bien développés, d'une longueur d'ondes d'une dizaine de kilomètres, au bout d'une centaine d'années. Ce résultat s'apparente qualitativement aux résultats de van der Wegen *et al.* (2008 ; Figure 3-22). Notons que la configuration initiale de ces auteurs est plus éloignée d'une configuration « réaliste » que celle que nous avons choisie, ce qui est l'une des raisons qui expliquent les différences de constantes de temps d'évolution (méandres bien formés après 400 ans pour van der Wegen *et al.* (2008)). Par ailleurs, l'auto-organisation en méandres (tout comme l'auto-organisation des systèmes de barres et baïnes en milieu littoral) est souvent consécutive dans les modèles morphodynamiques à l'application d'une perturbation initiale aléatoire de la bathymétrie. Ce n'est pas le cas dans notre étude, où on peut supposer que ce sont des irrégularités d'origine numérique qui initient les perturbations initiales.

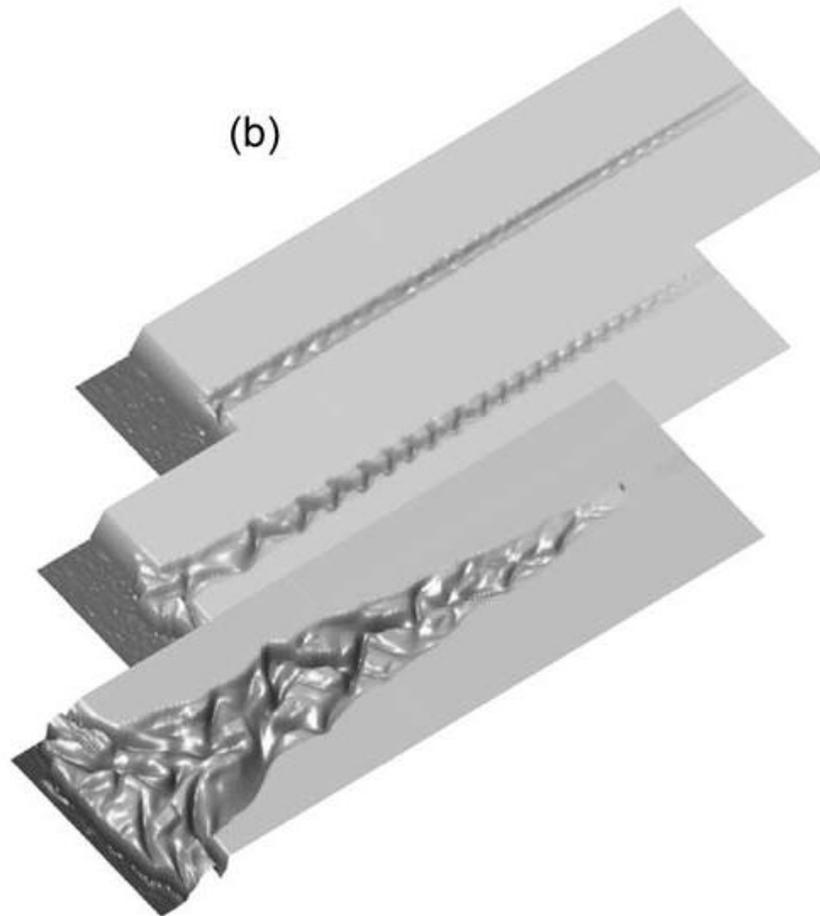


Figure 3-22: Evolution d'un estuaire sableux soumis à la marée seule dans le cas de berges érodables, après 25 ans, 400 ans et 3200 ans. La condition initiale est un fond plat soumis à une perturbation aléatoire. L'estuaire initial est un rectangle de 80 km de long et 500 m de large. La largeur à l'embouchure est de 2 km après 400 ans, et de l'ordre de 5 km après 1600 ans. D'après Van der Wegen *et al.* (2008).

Enfin, l'utilisation de deux types de sables de vitesses de chute différentes apporte une richesse supplémentaire : à partir d'une répartition initiale uniforme, le modèle représente la redistribution de ces deux sables dans l'estuaire – et particulièrement dans les méandres - au cours du temps. La figure 3-23 montre ainsi, après 115 ans, un enrichissement du fond des méandres en sable grossier, particulièrement dans leur partie externe, comme cela est classiquement observé en rivière.

La figure 3-24 montre enfin un élargissement marqué des sections de l'estuaire dans sa partie aval, qui révèle l'érosion des berges puis la construction des méandres, et l'évolution vers des sections plutôt triangulaires avant l'apparition des méandres. Les berges se raidissent par ailleurs, et au contraire de ce qui est observé en vase seule, aucune banquette ne se forme : le sédiment fin érodé latéralement est transporté à l'aval pour constituer un delta de jusant, tandis que les sédiments grossiers restent dans l'estuaire.

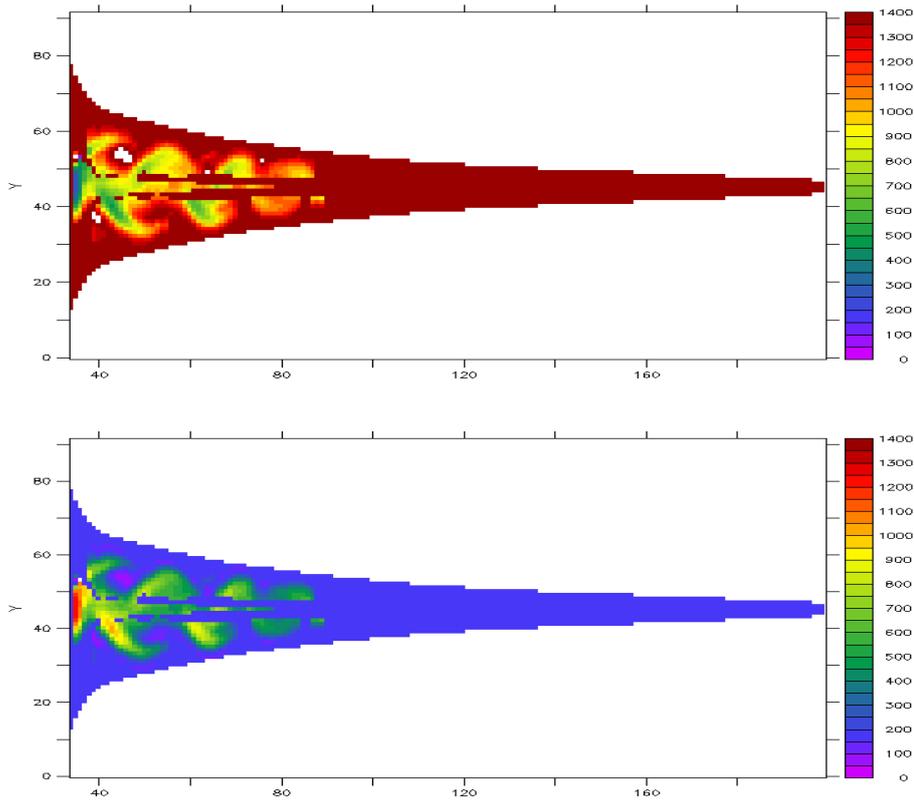


Figure 3-23 : après 115 ans, concentration du sable fin (en haut, concentration initiale uniforme de 1357 kg.m^{-3}) et du sable grossier (en bas, concentration initiale uniforme de 150 kg.m^{-3}) dans le sédiment.

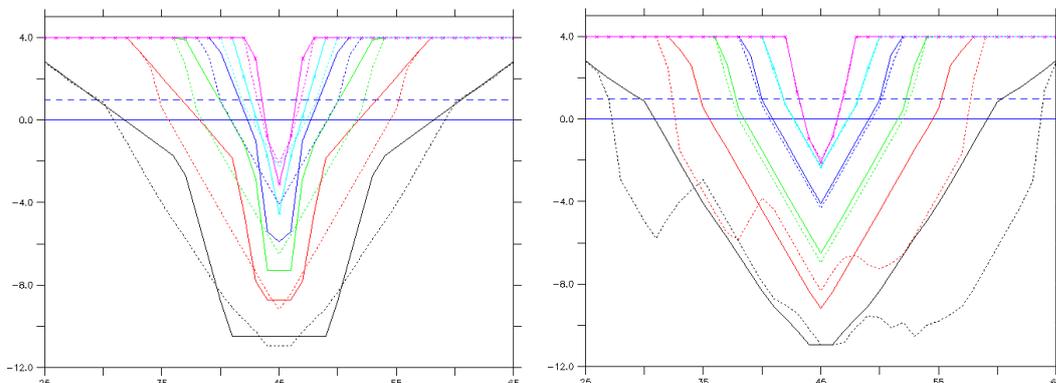


Figure 3- 24 : Evolution des profils le long de l'estuaire à 18 km (magenta), 36 km (cyan), 54 km (bleu), 72 km (vert), 108 km (rouge) et 126 km (noir) de l'amont – à gauche : condition initiale en traits pleins, après 50 ans en pointillés ; à droite, profils après 50 ans en traits pleins, après 115 ans en pointillés.

Ces résultats tendent à confirmer que le modèle morphodynamique représente un comportement général conforme à ce qui est publié dans la littérature. La prise en compte des mélanges sablo-vaseux a pour ambition de parvenir à une représentation plus réaliste du comportement non seulement des chenaux, mais également des estrans.

3.6 Modélisation morphodynamique d'estuaire sablo-vaseux : 1) configuration courte

Dans cette section, nous présentons d'abord la phénoménologie de l'évolution morphologique de l'estuaire, puis présentons des cas-types qui se sont produit en fonction des conditions de forçage appliquées. La condition initiale bathymétrique respecte les critères morphologiques présentés en § 3.3, avec un paramètre γ relatif aux surfaces d'estran valant 1.1 avant ajustement amont. La figure 3.25 présente l'évolution morphologique du système pendant 200 ans, pour un débit fluvial amont de $200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et un apport solide de $20 \text{ kg}.\text{s}^{-1}$ (concentration en MES à l'amont de $0.1 \text{ kg}.\text{m}^{-3}$).

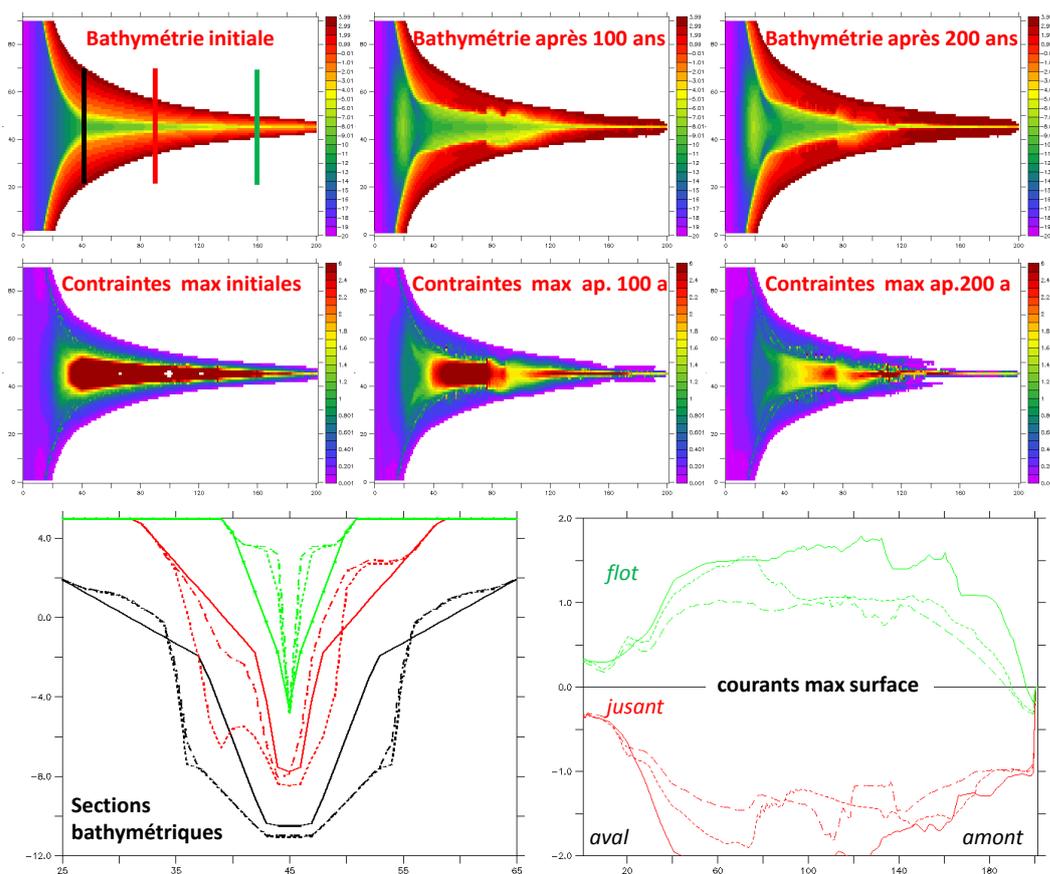


Figure 3.25 Evolution morphologique de l'estuaire court pendant 200 ans, et évolution parallèle des contraintes maximales (en vive eau) sur le fond. Pour les profils en travers et les courants, traits pleins : condition initiale, pointillés : après 100 ans, tirets : après 200 ans. Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg}.\text{m}^{-3}$.

Pendant les 100 premières années, on observe un élargissement du chenal dans la moitié aval de l'estuaire, et un comblement en amont, avec maintien d'un chenal pour laisser passer le débit fluvial. La tendance est maintenue au cours du siècle suivant. On observe au cours du temps une réduction des contraintes maximales, cohérente avec la forte diminution des courants de flot et de jusant. Il semble donc que la bathymétrie initiale soit très loin de l'équilibre avec des courants maximum presque uniformes mais largement très élevés, ce qui explique l'érosion initiale dans les 2/3 aval de l'estuaire.

L'asymétrie des vitesses reste en faveur du jusant, ce qui est compatible avec un export de sédiment vers l'aval à l'embouchure, et la formation d'un delta de jusant bien visible sur la carte bathymétrique. Un exemple d'évolution du profil en travers est illustré par la figure 3-26. On observe initialement un élargissement du chenal pendant environ 70 ans, puis un rétrécissement

de ce dernier en raison du comblement progressif de l'estuaire par les apports amont. Parallèlement, la zone intertidale évolue avec formation de banquettes et accrétion de l'estran supérieur pour approcher la cote du niveau des plus hautes pleines mers.

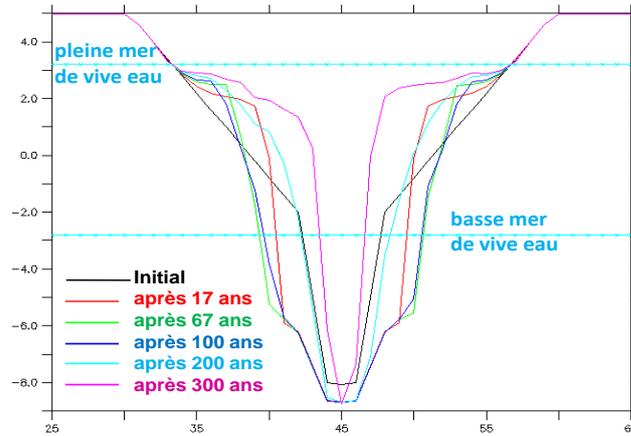


Figure 3-26 Evolution du profil en travers en maille $i=84$, soit 13 km en amont de l'embouchure.
L'abscisse représente la dimension transversale en nombre de mailles (donc en hm), l'ordonnée est l'élévation par rapport au niveau moyen initial de la mer (en m).

La figure 3-27 montre en complément les courbes enveloppes de la surface libre d'aval en amont, et l'évolution de la cote du chenal (avec construction du delta de jusant bien apparente en aval), ainsi que la variation des largeurs et sections de l'estuaire. On peut noter une amplification de l'onde marée (estuaire hypersynchrone), la remontée amont des lignes d'eau étant liée au débit fluvial. La figure 3-27 montre aussi les concentrations maximales en MES au cours d'un cycle semi-lunaire. Si l'on exclut la répartition initiale des MES qui résulte des fortes remises en suspension lors de l'ajustement bathymétrique, on voit apparaître clairement un bouchon vaseux, dont le positionnement se décale vers l'aval, en même temps que l'estuaire se comble par l'amont.

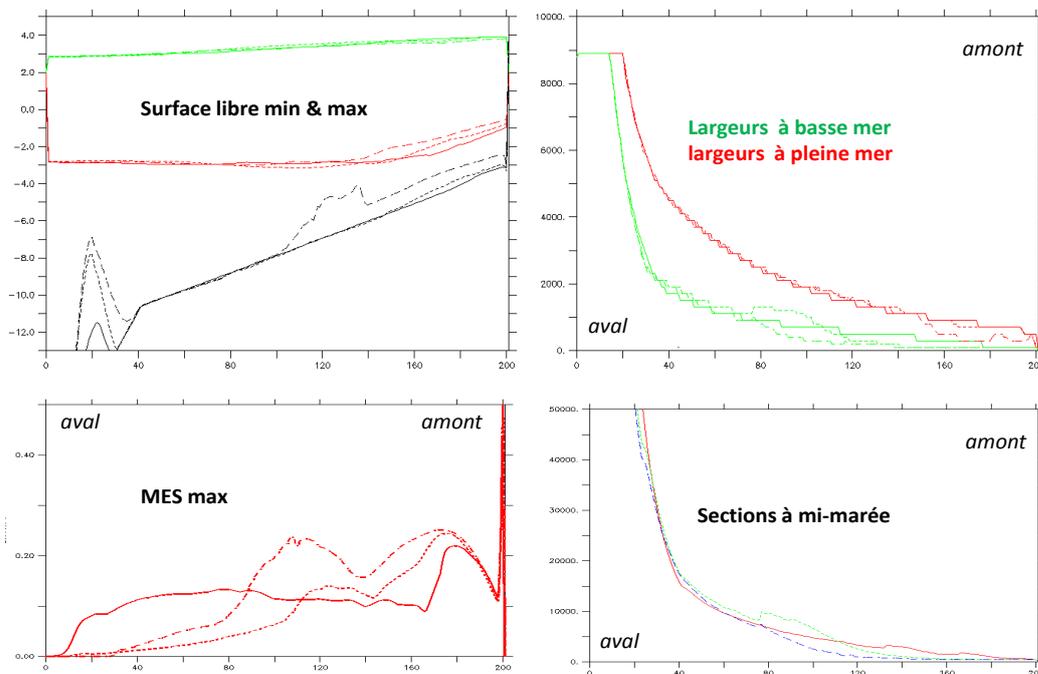


Figure 3.27 : Evolution de la propagation de la marée, des largeurs et sections et des concentrations en MES pendant l'évolution morphologique du système représenté en Fig. 3-25. Traits pleins : condition initiale, pointillés : après 100 ans, tirets : après 200 ans.

L'estuaire étant uniformément sablo-vaseux initialement (1/3 sable moyen, 1/3 sable fin, 1/3 vase), la distribution des sédiments évolue très rapidement au gré des remaniements morphologiques. La figure 3-28 montre les fractions de sable et de vase après 93 ans, mais cette information est surtout pertinente dans le chenal, où l'épaisseur initiale de sédiment était faible, tandis que sur les côtés le sédiment initial a été conservé (en particulier dans les zones toujours en dépôt), et les dépôts très majoritairement vaseux s'y retrouvent mélangés avec le sédiment initial. Ce résultat n'est que la conséquence du choix d'une seule couche de sédiment pour la configuration d'estuaire court, sans impact sur le comportement morphodynamique puisque les conditions d'érosion des sables et de la vase sont prises identiques. Seules les vitesses de chute très contrastées sont responsables du tri granulométrique. Néanmoins, la réponse du système est réaliste, puisque rapidement le chenal devient exclusivement sableux, sauf en amont où les courants restent modérés et où sédimente une partie des apports solides.

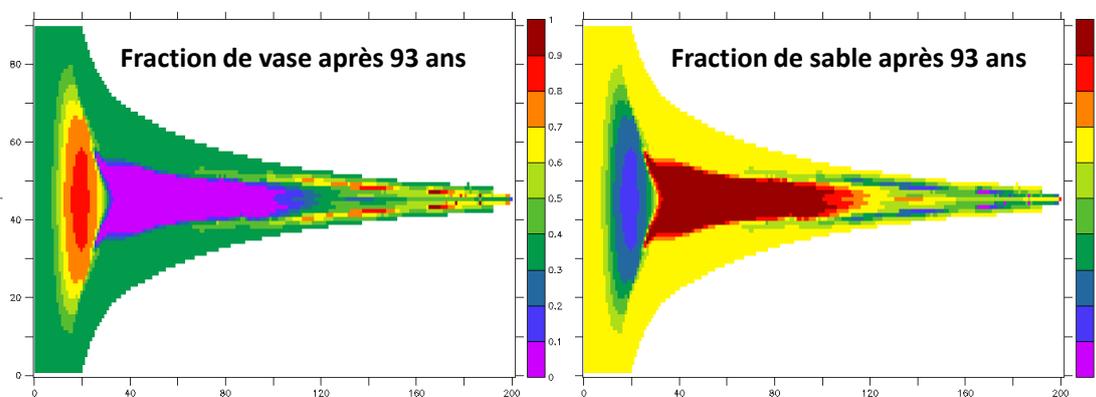


Figure 3-28 : Nature du sédiment après 93 ans d'évolution morphologique du système représenté en Fig. 3-25. Initialement, la fraction massique de vase est uniforme, égale à 1/3, tandis que la fraction de sable est de 2/3 (moitié sable fin, moitié sable moyen).

De nombreux tests ont été conduits, en faisant varier le marnage, le débit fluvial et les apports solides amont. Leur présentation exhaustive serait fastidieuse, et nous avons choisi de présenter 5 exemples, qui représentent assez bien l'éventail des réponses du système que nous avons simulées.

Un premier cas est représenté par la figure 3-29, qui prolonge l'évolution du cas discuté jusqu'à présent (figures 3-25 à 3-28). Il s'agit un cas où l'énergie de marée est assez importante, mais pour lequel les apports solides sont très élevés et exclusivement vaseux : 20 kg.s^{-1} , soit 630 000 tonnes/an. On observe un basculement d'un système estuarien vers un système deltaïque, avec une évolution intéressante des chenaux dans ce delta en fin de période, puisqu'on voit des chenaux se former, méandrer et se combler. D'une simulation à l'autre, les chenaux dominants n'étaient pas les mêmes, sans qu'aucune intervention déterministe n'ait été imposée : seuls de tous petits écarts numériques peuvent provoquer la naissance d'un chenal en une maille plutôt qu'une autre, ce sont ensuite les comportements morphodynamiques qui les font évoluer, selon une phénoménologie aléatoire plutôt réaliste.

D'autre part, des petits chenaux secondaires, transversaux au chenal principal apparaissent lorsque les zones intertidales supérieures s'agrandissent, au gré de la sédimentation croissante. Un examen assez fin montre que ces chenaux secondaires, correspondant aux "creeks" que nous avons évoqués dans le chapitre 1, naissent bien à proximité du chenal, et progressent par érosion régressive vers le haut d'estran. Ces structures morphologiques trouvent leur explication par la nécessité de remplir en flot et drainer au jusant des étendues très vastes, le processus permettant

de réduire la contrainte de cisaillement sur l'estran supérieur en concentrant l'écoulement dans les chenaux. Le phénomène sera discuté plus loin lorsque l'élévation du niveau marin sera prise en considération.

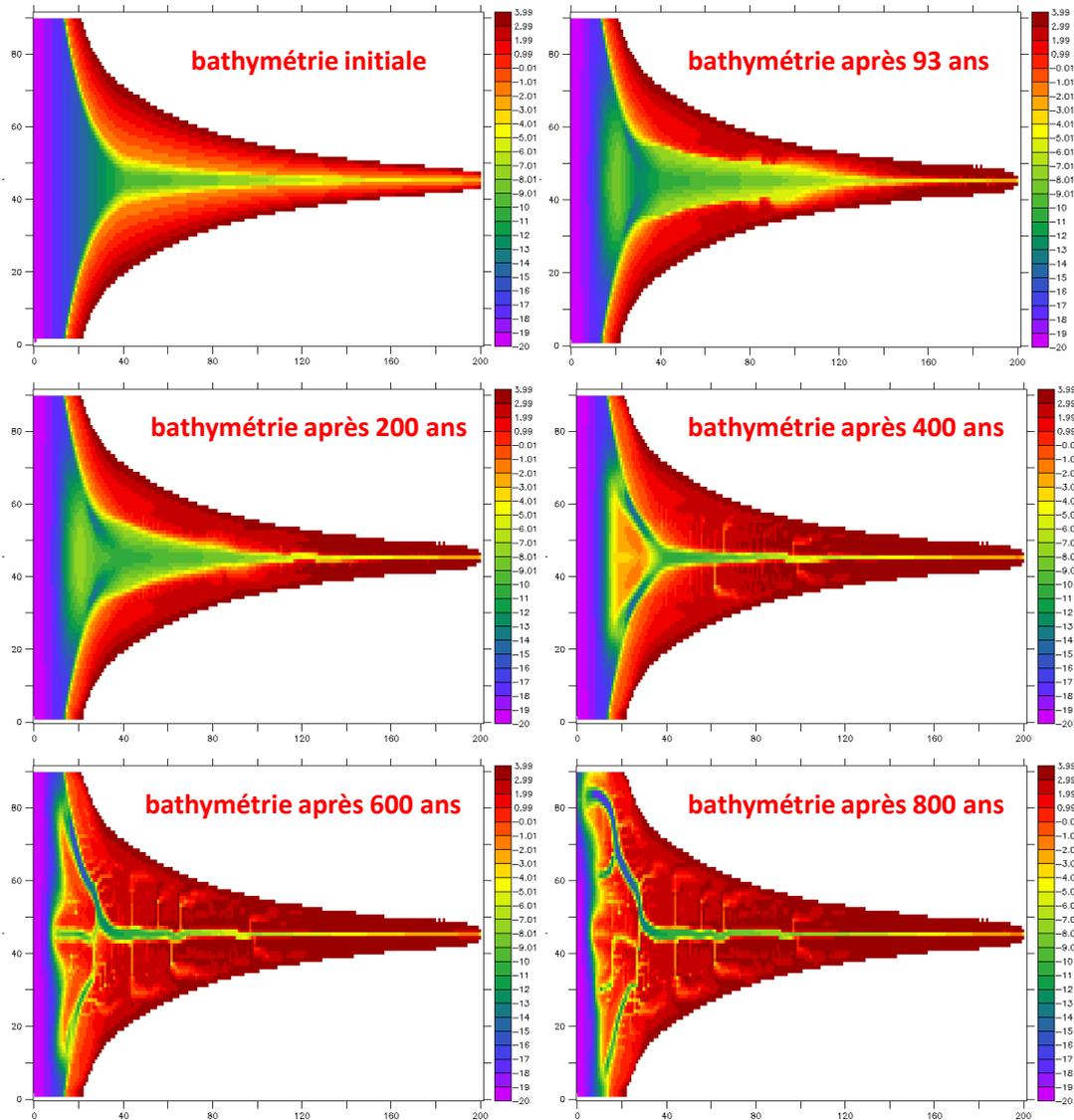


Figure 3-29 : Evolution morphologique de l'estuaire court pendant 800 ans.
 Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Cas d'un apport amont faible

De nombreux tests ont révélé une dynamique beaucoup plus faible dans le cas de faibles apports amont, avec même l'atteinte d'un quasi équilibre. Cela est illustré par le cas présenté en figure 3-30, qui est une suite du test montré sur la figure 3-29 à partir de la 93^e année, mais avec un débit maintenu à l'étiage et un apport solide dix fois plus faible. La comparaison entre les figures 3-29 et 3-30 montre l'importance des apports solides dans la réponse morphodynamique du système. On peut noter une tendance du chenal à méandrer, mais le maillage n'est sans doute pas suffisamment détaillé pour restituer correctement cette dynamique de méandrement.

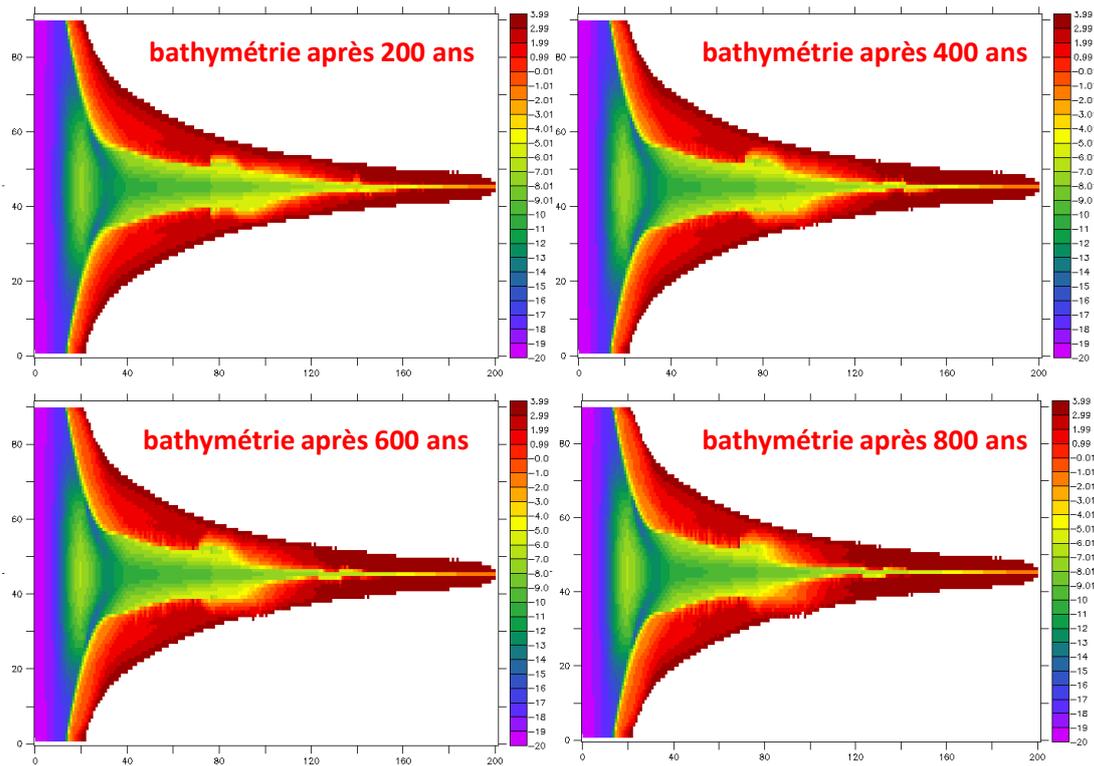


Figure 3-30 : Evolution morphologique de l'estuaire court pendant 800 ans.
 Amplitude de marée moyenne 2m, débit fluvial $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Cas d'un régime de crue prolongé alternant avec un régime d'étiage prolongé

Nous avons voulu tester la possibilité de chasser le sédiment accumulé en amont de l'estuaire dans les cas précédents, en appliquant un débit de crue. Le test porte sur l'état à 93 ans du système illustré par la figure 3-29. Un débit de $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec une concentration en MES amont de $0.0033 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ est maintenu pendant 93 années supplémentaires, puis est rabaisé à $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec une concentration de $0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, maintenant ainsi l'apport solide à $2 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$, soit le même que dans le cas test N°2 (Fig. 3-30).

La figure 3-31 montre un effet de chasse très net. Le chenal, maintenu très large par la dynamique du système, se met à méandrer fortement (avec un rapport entre longueur d'onde et largeur de l'ordre de 6-7, proche de ce qui est observé en milieu fluvial). Un retour à un débit plus faible semble bloquer l'évolution, les méandres s'amplifiant très lentement.

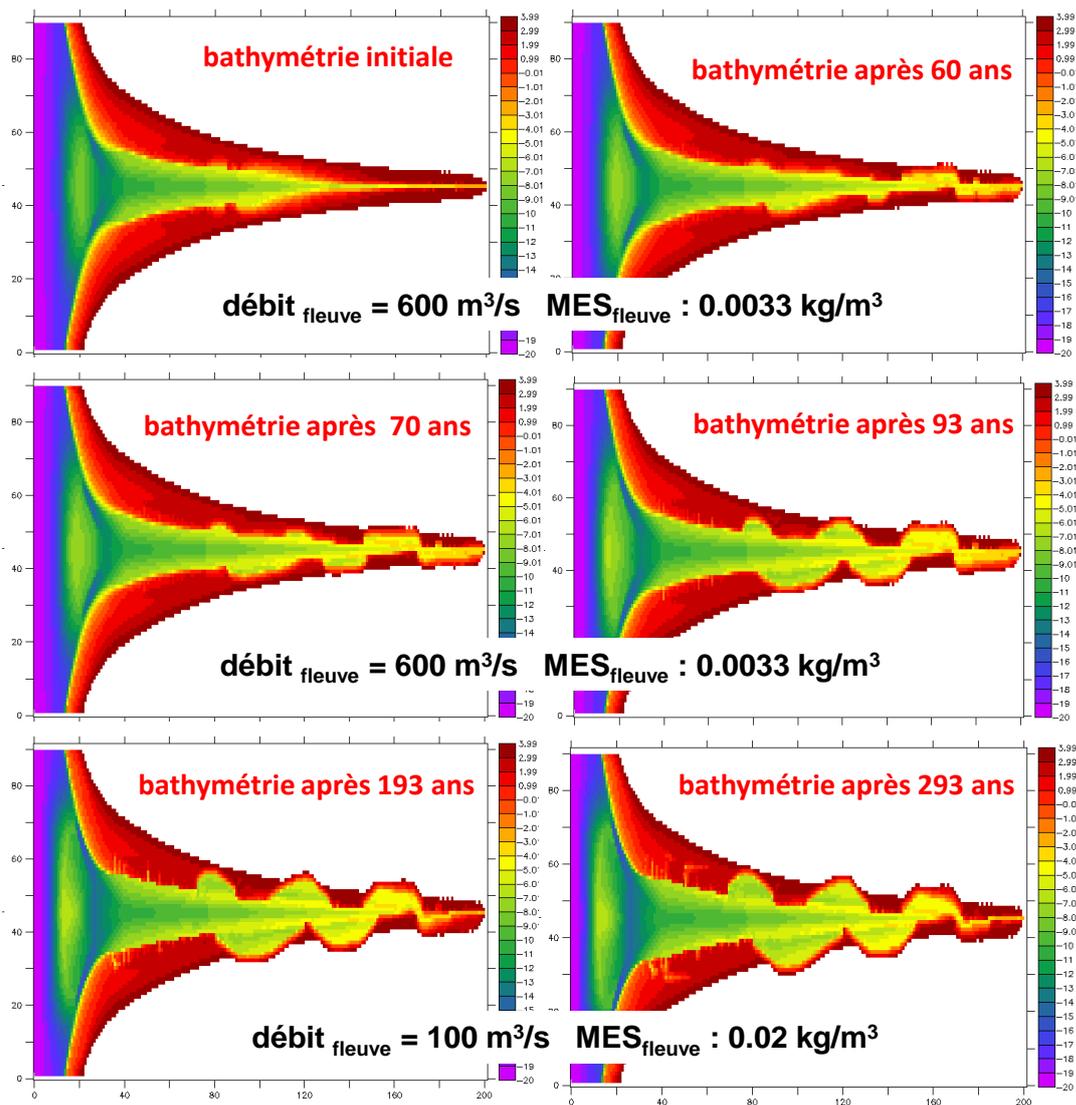


Figure 3-31 : Evolution morphologique de l'estuaire court pendant 3 siècles. La condition initiale est l'état morphologique du "cas 1" après 93 ans (Fig. 3-29). Un débit de $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est d'abord appliqué, avec une concentration amont de $0.0033 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, pendant 93 ans, puis pendant 200 ans un régime d'étiage est appliqué (débit de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, concentration de $0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). L'amplitude de marée moyenne reste 2 m.

Cas d'un estuaire microtidal avec apport solide faible, et deux débits contrastés.

Les figures 3-32 et 3-33 présentent la réponse du système dans le cas d'une amplitude de marée moyenne de 1m et d'un apport solide faible, égal à $2 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ (le même que celui du cas N°2, Fig. 3-30). Le débit fluvial vaut respectivement $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les deux simulations.

On relève beaucoup d'analogies entre ces deux nouveaux cas, le chenal restant plus creusé avec un débit de crue (Fig. 3-32). Dans le cas d'un débit faible, l'estuaire est moins dynamique et le contraste entre le chenal étroit et creusé et les marais maritimes élevés de part et d'autre est accusé. En conséquence, les chenaux secondaires qui apparaissent dans les estrans supérieurs sont aussi plus développés. L'état de l'estuaire n'est pas considérablement différent de celui obtenu avec un même apport solide mais un marnage deux fois plus grand (Fig. 3-30), montrant une fois de plus le poids de l'apport solide amont dans le devenir de l'estuaire.

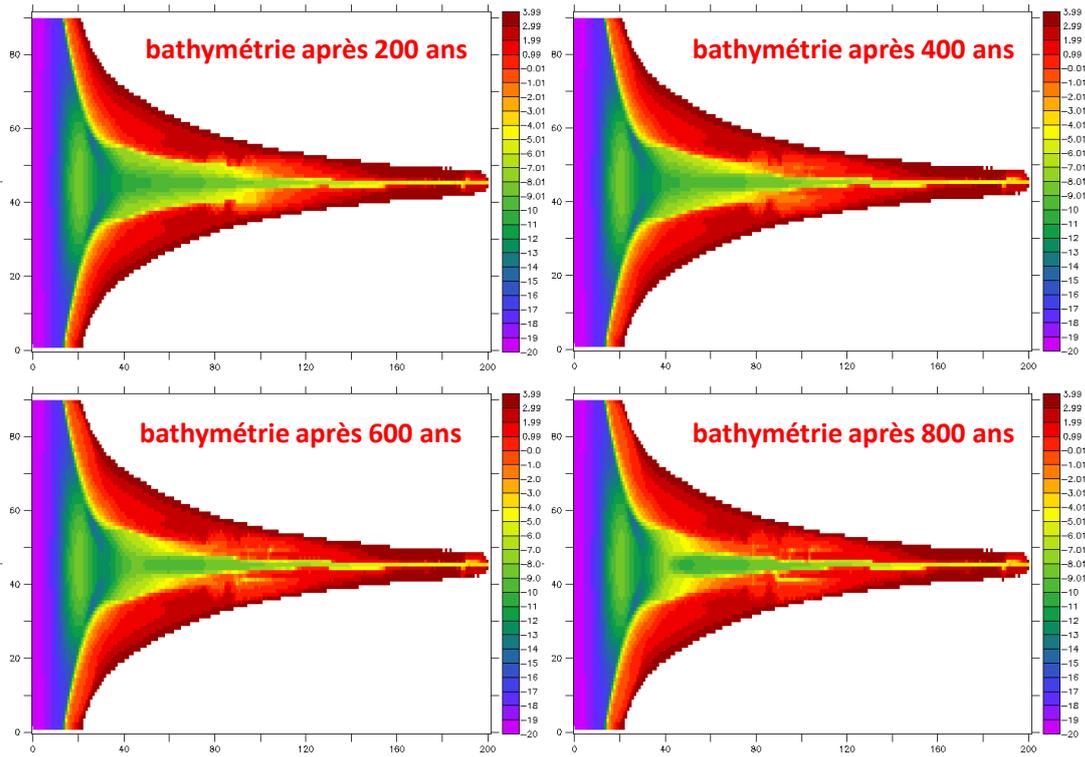


Figure 3-32 : Evolution morphologique de l'estuaire court pendant 800 ans. La condition initiale est l'état morphologique du "cas 1" après 93 ans (Fig. 3-29).
 Amplitude de marée moyenne 1m, débit fluvial $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.0033 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

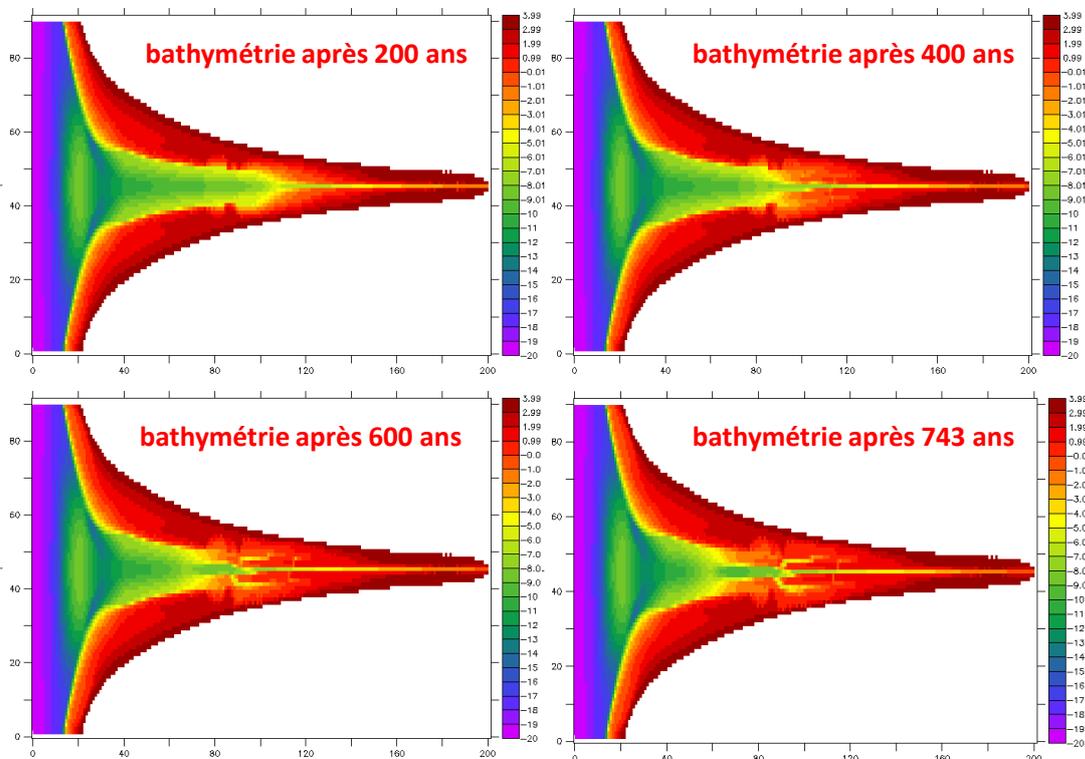


Figure 3-33 : Evolution morphologique de l'estuaire court pendant 800 ans. La condition initiale est l'état morphologique du "cas 1" après 93 ans (Fig. 3-29).
 Amplitude de marée moyenne 1m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Cas d'un estuaire macrotidal avec apport solide élevé

Dans ce cas illustré par la figure 3-34, le débit fluvial, la concentration en MES et donc les apports solides sont identiques à ceux du cas N°1 (Fig. 3-29), afin de pouvoir interpréter le seul effet d'accroissement du marnage. Clairement, la dynamique du système est accrue, se traduisant au début par un élargissement et un méandrement du chenal, avant que le comblement de l'estuaire par les apports amont élevés ne vienne contrarier ce développement du chenal principal. La situation à 800 ans ressemble à celle de la figure 3-29, l'estuaire se transformant en delta, mais avec un "retard" de l'ordre du siècle. En amont le marais est aussi plus élevé (saturation des couleurs sur la figure), ce qui est naturel compte tenu du marnage plus important.

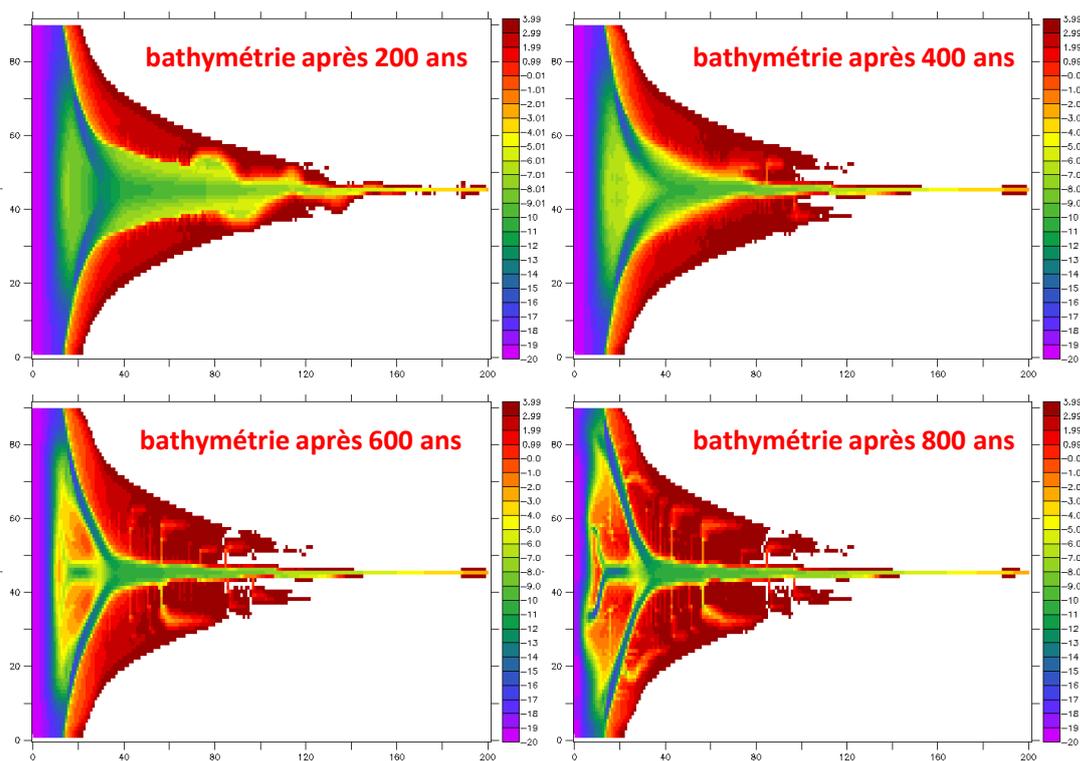


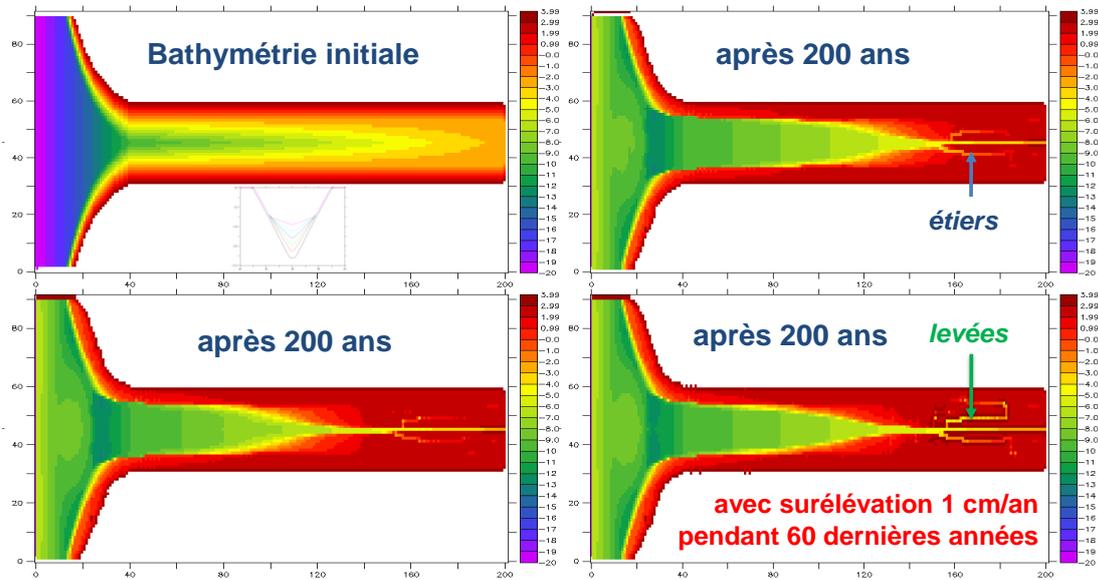
Figure 3-34 : Evolution morphologique de l'estuaire court pendant 800 ans. La condition initiale est l'état morphologique du "cas 1" après 93 ans (Fig. 3-29). Amplitude de marée moyenne 2.5 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Enfin, des chenaux secondaires se développent aussi en deuxième partie d'évolution, et il est remarquable d'observer la réduction de la distance entre chenaux secondaires lorsqu'on progresse vers l'aval, en raison probablement de l'élargissement de la zone intertidale et donc de l'augmentation des surfaces à drainer, indiquant peut-être un rapport entre l'espacement des chenaux secondaires et la surface de marais drainé. Ce processus est entièrement initié par le modèle (rappelons la rusticité des processus sédimentaires mis en œuvre !) sans aucune intervention additionnelle. un tel processus d'auto-organisation est naturellement à rapprocher de celui obtenu par van Maanen et al. (2013) dans le cas d'une baie et d'une embouchure tidale.

Formation d'étiars et de levées

Nous présentons ci-après un dernier cas, obtenu pour un estuaire court entièrement vaseux, dont la bathymétrie initiale était schématisée de façon très différente (Fig. 3-35). Au moment où ce calcul a été réalisé, les facteurs morphologiques utilisés étaient inférieurs (dans ce cas : 20 au début, puis 60). Cet exemple montre encore la formation "spontanée" de chenaux secondaires (marqués "étiars" sur la figure), mais aussi la simulation de levées, secteurs plus élevés que le

bassin adjacent, en bordure de chenal, générées ici en appliquant une élévation du niveau marin, qui entraîne un apport de sédiment plus important depuis le chenal principal et une sédimentation accrue à proximité de la source.



**Figure 3-35 : Evolution morphologique d'un estuaire court initialement très large. Les profils en travers initiaux sont représentés sur le cartouche du haut à gauche. (Facteur morphologique de 20, puis 60)
Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$**

Ces exemples montrent les potentialités de la modélisation mise en place, même s'il faut rappeler que la résolution horizontale du modèle est un peu juste pour reconstituer des structures morphosédimentaires de cette échelle. Des tests de sensibilité à la discrétisation horizontale devront être menés.

3.7 Modélisation morphodynamique d'estuaire sablo-vaseux : 2) configuration longue

Les réponses de l'estuaire "long" présentent des similarités avec celles de l'estuaire court, avec probablement une atténuation des contrastes entre les configurations, résultant peut être d'une "inertie" liée à la longueur de l'estuaire. Les simulations de l'estuaire long ont également duré moins longtemps, et ont été réalisées avec une initialisation sédimentaire un peu différente (Fig. 3-36).

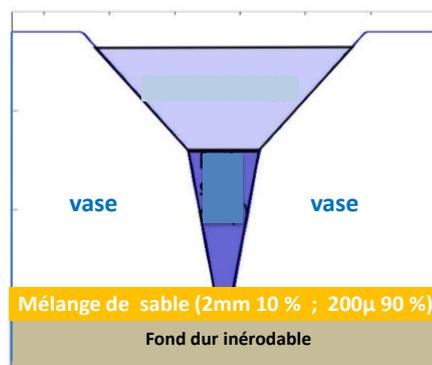


Figure 3-36 : Structure initiale du sédiment à deux couches en une section type de l'estuaire.

Initialement le sédiment comprend 2 couches : l'une, constituée des deux sables mélangés (90% de fin, 10% de moyen), est horizontale selon la dimension transversale et parallèle au thalweg du chenal d'aval en amont, affleurant dans le chenal ; l'autre, entièrement vaseuse, constitue l'intégralité des banquettes latérales.

Dans cette section, nous présentons successivement l'effet d'une variation du débit fluvial, des apports amont et du marnage.

Influence du débit liquide

Les tests sont effectués pour différentes combinaisons de débits et concentrations à l'amont, de manière à comparer des apports solides identiques. Pour une amplitude de marée de 1 m et des apports de 20 kg.s^{-1} (Fig. 3-37), l'influence du débit est peu sensible : la dynamique du système est réduite, et les plus forts débits conduisent surtout (dans le cas d'apports suffisants pour « combler » le système) à une légère accélération de la progradation.

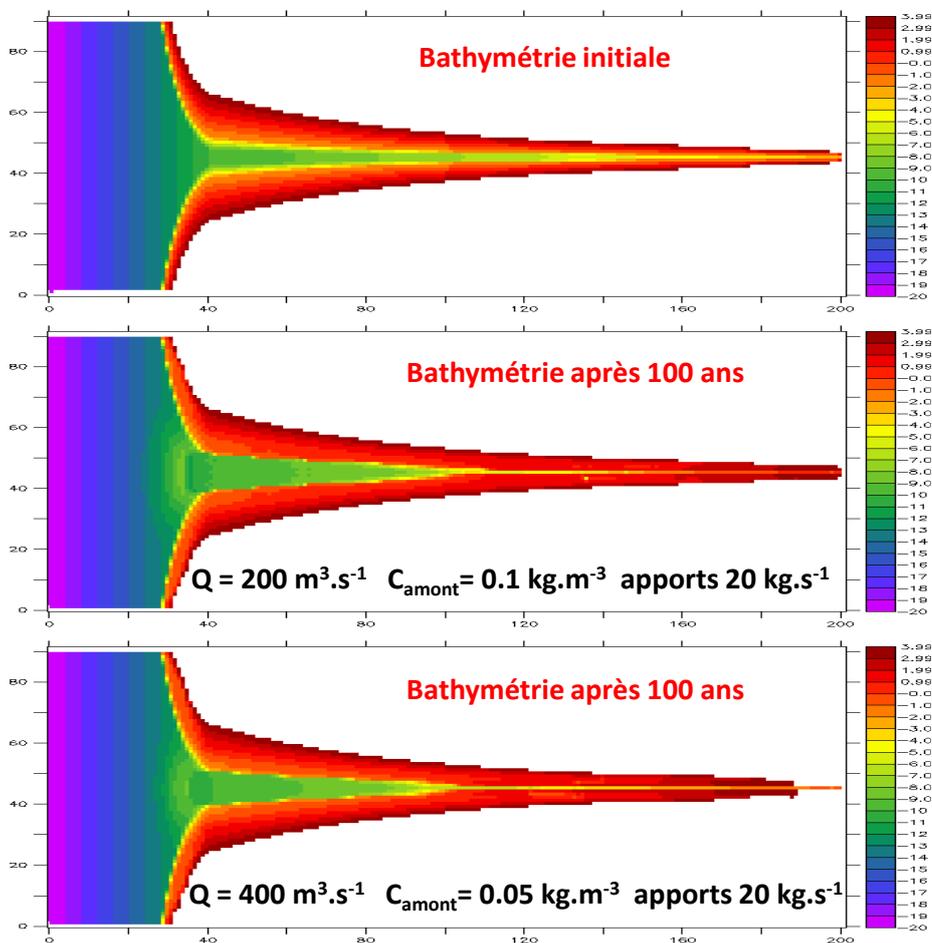


Figure 3-37 : Evolution morphologique d'un estuaire long.
Amplitude de marée de 1m (rugosité $z_0=10^{-4}$ m)

Avec une amplitude de marée de 2 m le système est beaucoup plus dynamique, et le chenal a tendance à s'élargir en méandrant. Pour un apport de 40 kg.s^{-1} , la figure 3-38 montre que l'augmentation des débits conduit à un élargissement moindre de l'estuaire, et ralentit la tendance au méandrement.

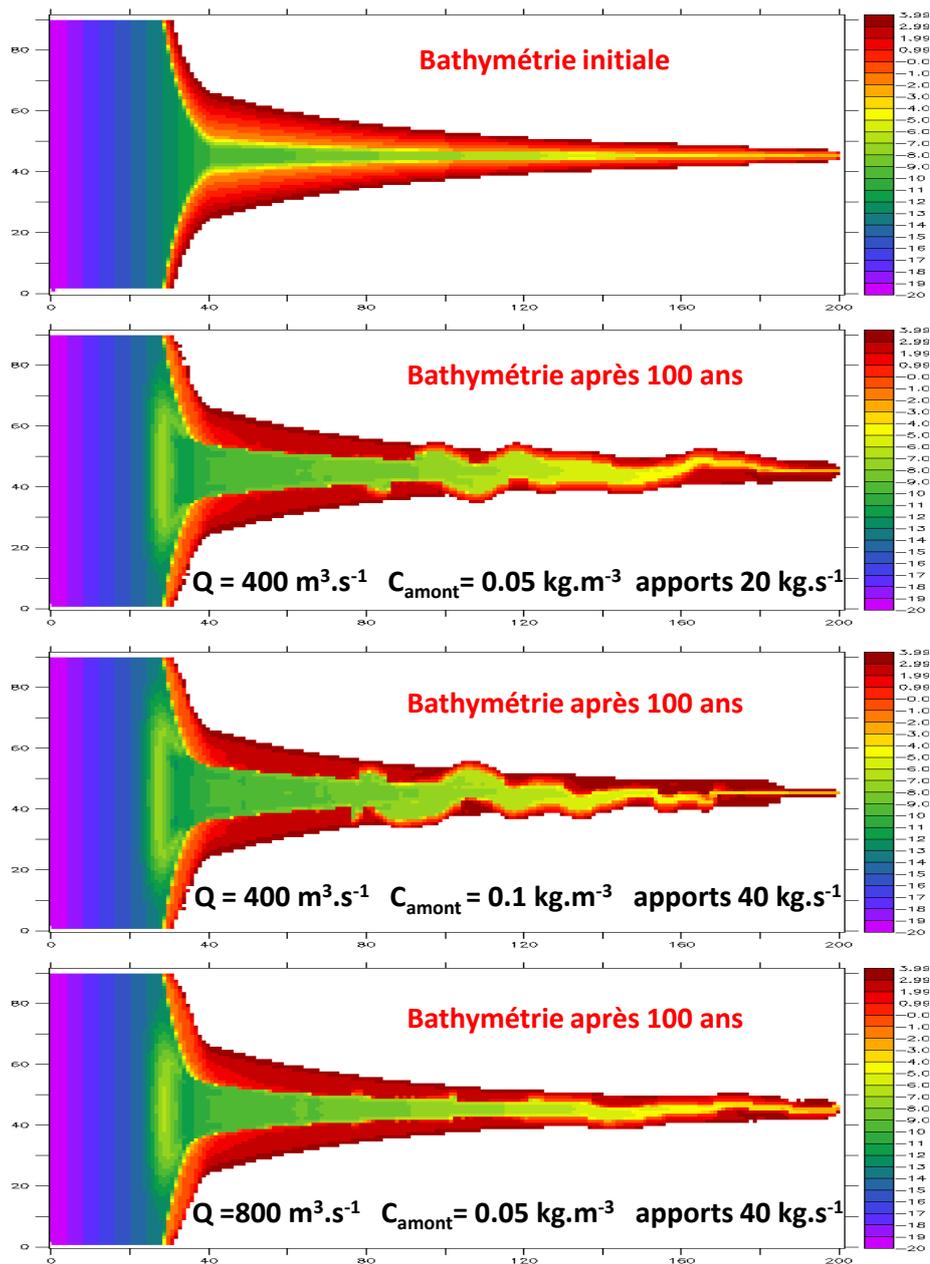


Figure 3-38 : Evolution morphologique d'un estuaire long.
Amplitude de marée de 2m (rugosité $z_0=10^{-4}$ m)

Influence des apports solides

Pour un débit de $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un marnage de 2 m (Figure 3-38), l'augmentation des apports amont est assez peu sensible, sauf en amont : on y observe un dépôt accru et une intensification de la chenalisation, mais le comportement général du système en aval est assez similaire (avec méandrement dans ce cas). Les conclusions semblent donc différer du constat qui avait été dressé pour l'estuaire court, indiquant une très forte sensibilité aux apports amont (il est vrai décuplés d'un test à l'autre), et finalement une moindre sensibilité au débit fluvial.

On se souvient aussi que l'estuaire long montrait une sensibilité assez marquée à la rugosité du fond, de laquelle dépend la propagation de la marée qui se déforme nécessairement plus dans l'estuaire long. Nous avons donc recherché l'effet du doublement des apports amont, pour un même marnage, dans un cas où la rugosité du fond plus élevée réduisait sensiblement les

courants. Les tests sont faits avec une rugosité z_0 de 5.10^{-4} m au lieu de 10^{-4} m, et conduisent à un système nettement moins érosif (figure 3-39). L'augmentation des apports accentue la tendance au comblement (il s'agit en fait d'une augmentation de la vitesse d'évolution de l'estuaire).

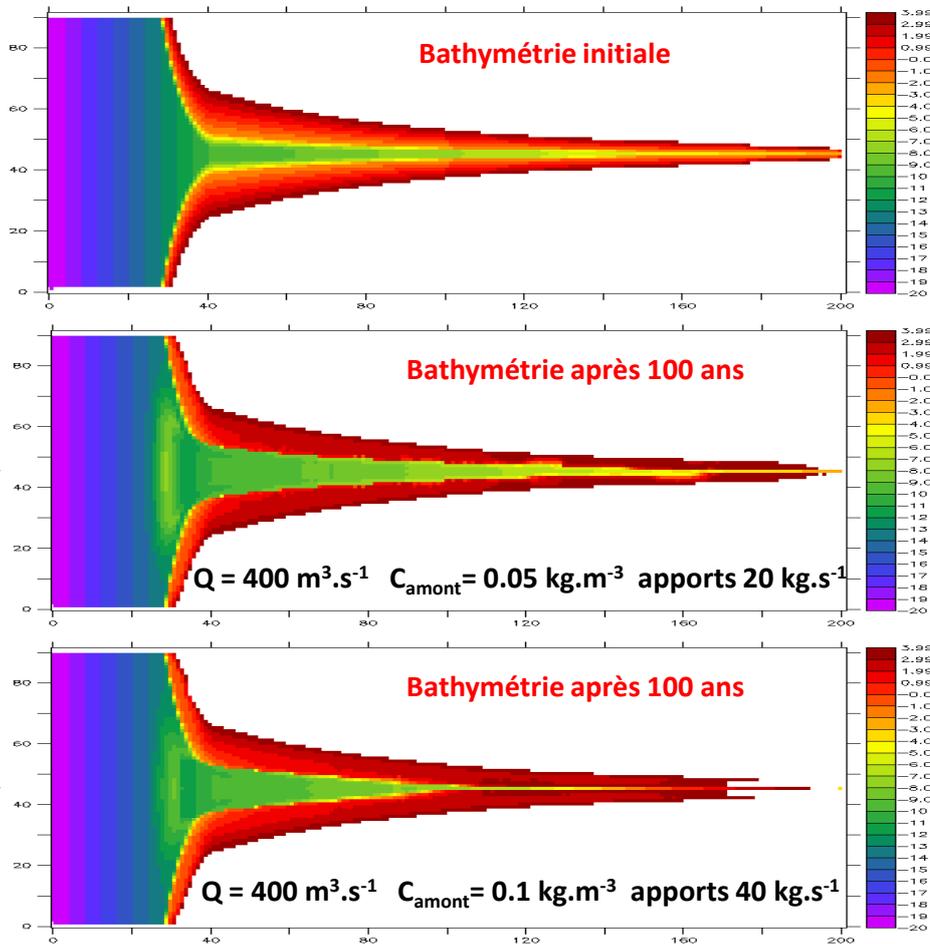


Figure 3-39 : Evolution morphologique d'un estuaire long.
Amplitude de marée de 2 m (rugosité $z_0 = 5.10^{-4}$ m)

Influence du marnage

Des amplitudes de marée de 1 m et 2 m ont été testées sur la configuration d'estuaire long pour plusieurs valeurs de débit et de concentration amont. Dans tous les cas, pour un même apport amont, la diminution du marnage (et donc de l'intensité des courants de marée) encourage l'accrétion du système (Fig. 3-40). Pour les apports testés les plus faibles (débit de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et concentration amont de $20 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), le marnage de 2×1 m conduit à une situation qui évolue très lentement après une dizaine d'années. Les apports solides plus importants conduisent à une évolution vers un delta, comme cela avait été le cas pour l'estuaire court.

Lorsque le marnage est plus important, la différence entre les simulations avec apports solides respectifs de 2 et $40 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ n'est pas très marquée, confirmant ce que nous avons constaté dans le paragraphe précédent (figure 3-38). Cela est probablement dû au fait que la dynamique de marée est importante (compte tenu de la faible rugosité utilisée), et que probablement les apports solides transitent dans l'estuaire en y sédimentant peu (bypassing). La différence avec les résultats de l'estuaire court montre que l'effet des apports solides est dépendant de l'intensité de l'hydrodynamique de marée. Cette conclusion est cohérente avec les résultats obtenus pour

l'estuaire court avec une amplitude de marée de 2.5 m (Fig. 3-34) qui montrait un "retard" au comblement par rapport à l'estuaire animé d'une amplitude de marée de 2 m.

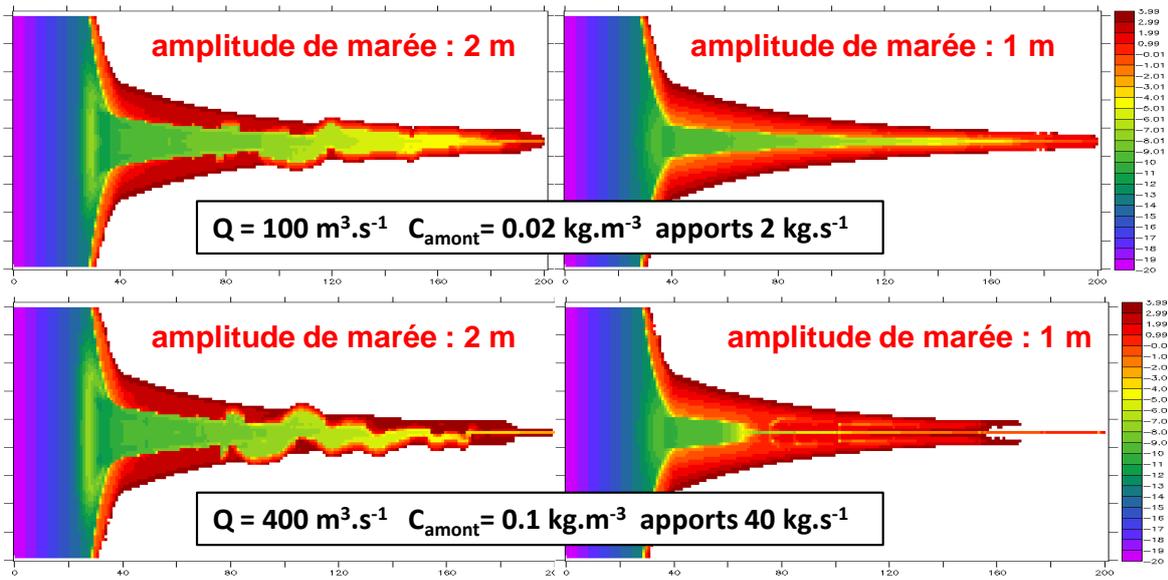


Figure 3-40 : Evolution morphologique d'un estuaire long pendant 100 ans : effets de la variation d'amplitude de marée (gauche ou droite) et des apports amont (haut ou bas).

Les simulations réalisées pour une amplitude de marée de 1 m ont été prolongées de deux siècles (Fig. 3-41). Il est intéressant de remarquer qu'à long terme, la situation d'équilibre prédite par le modèle dépend très peu des concentrations à l'amont : dans la mesure où le système présente une tendance au comblement, pour un même débit, les zones de dépôts dépendent peu de l'apport amont, et les évolutions diffèrent essentiellement par leur cinétique. La figure 3-41 montre également la formation de chenaux secondaires, comme l'avaient montré les simulations de l'estuaire court. On peut même remarquer la formation de levées en amont, de part et d'autre du chenal principal.

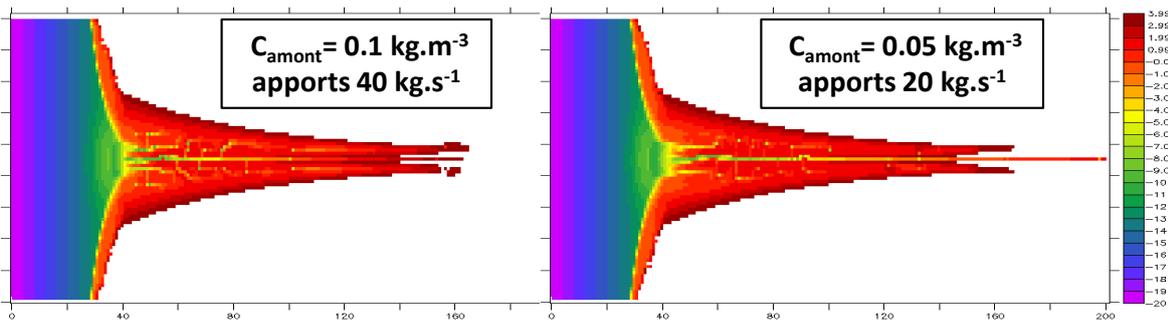


Figure 3-41 : Evolution morphologique d'un estuaire long après 300 ans.
Amplitude de marée : 1 m, débit : $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Le tableau 3.1 ci-dessous répertorie les différents tests qui viennent d'être présentés.

N° test	config	initialisation	Marée moy. (m)	Débit $m^3.s^{-1}$	Conc. amont $kg.m^{-3}$	Apport solide amont $kg.s^{-1}$	durée (ans)	Rugo. $z_0(m)$	N° run
C1	court	théorique	4	200	0.1	20	800	10^{-4}	185
C2	court	C1 93 ans	4	40	0.05	2	800	10^{-4}	194
C3	court	C1 93 ans	4	600	0.0033	2	93	10^{-4}	198
C4	court	C3 93 ans	4	100	0.02	2	200	5.10^{-4}	241
C5	court	C1 93 ans	2	600	0.0033	2	800	10^{-4}	226
C6	court	C1 93 ans	2	100	0.02	2	743	10^{-4}	217
C7	court	C1 93 ans	5	200	0.1	20	800	10^{-4}	212
C8	long	théorique	2	200	0.1	20	100	10^{-4}	288
C9	long	théorique	2	400	0.05	20	300	10^{-4}	293
C10	long	theorique	2	400	0.1	40	300	10^{-4}	287
C11	long	theorique	2	100	0.02	2	100	10^{-4}	278
C12	long	théorique	4	400	0.05	20	100	10^{-4}	285
C13	long	théorique	4	400	0.1	40	100	10^{-4}	283
C14	long	théorique	4	800	0.05	40	100	10^{-4}	298
C15	long	théorique	4	400	0.05	20	100	5.10^{-4}	296
C16	long	théorique	4	400	0.1	40	100	5.10^{-4}	290
C17	Long	theorique	4	100	0.02	2	100	10^{-4}	276
C18	long	theorique	4	800	0.1	80	100	5.10^{-4}	291

Tableau 3.1 : table des tests présentés en § 3.6 et 3.7. "théorique" signifie une initialisation avec une bathymétrie schématique telle que décrite dans le § 3.4.1. La colonne "marée" indique le marnage moyen.

3.8 Effets du changement climatique sur les estuaires sablo-vaseux

L'effet d'une variation des apports amont, soit à travers une variation du débit fluvial, soit par variation de la concentration en MES a déjà fait l'objet d'analyses dans les paragraphes précédents, dont les conclusions restent qualitativement valables dans le cadre du changement climatique : il est clair qu'une variation des apports solides en amont influence fortement l'évolution morphologique d'un estuaire. Dans la présente section, l'attention est portée essentiellement sur les effets de la montée du niveau de la mer, pour différentes configurations, identifiées soit par la géométrie (estuaire court ou long, bathymétrie initiale théorique ou en cours d'évolution morphodynamique) soit par les forçages aval (marée) et amont (débit fluvial, concentration en MES).

Le premier exemple présenté est celui de l'estuaire court, dans un cas de forte alimentation amont pour lequel la tendance est à un comblement de l'estuaire par l'amont et sa transformation en delta sur le long terme (Fig. 3.29, et cas C1, table 3.1). L'évolution morphologique avec ou sans surélévation de la mer est montrée en figure 3.42. Un zoom des échelles de couleur, qui seront conservées par la suite, est fourni en Fig. 3-43.

L'élargissement des sections et l'érosion latérale des estrans sont très marqués dans les deux tiers aval, tandis qu'en amont un dépôt supplémentaire venant compléter le comblement de l'estuaire (en dehors du chenal qui est maintenu) est tout aussi net. Vers la fin de la période, l'incision de l'estran supérieur par des chenaux secondaires est largement renforcée, en particulier vers le milieu de l'estuaire : le rôle de ces chenaux secondaires est d'évacuer plus facilement les quantités d'eau qui viennent recouvrir le marais amont lorsque le niveau d'eau est supérieur.

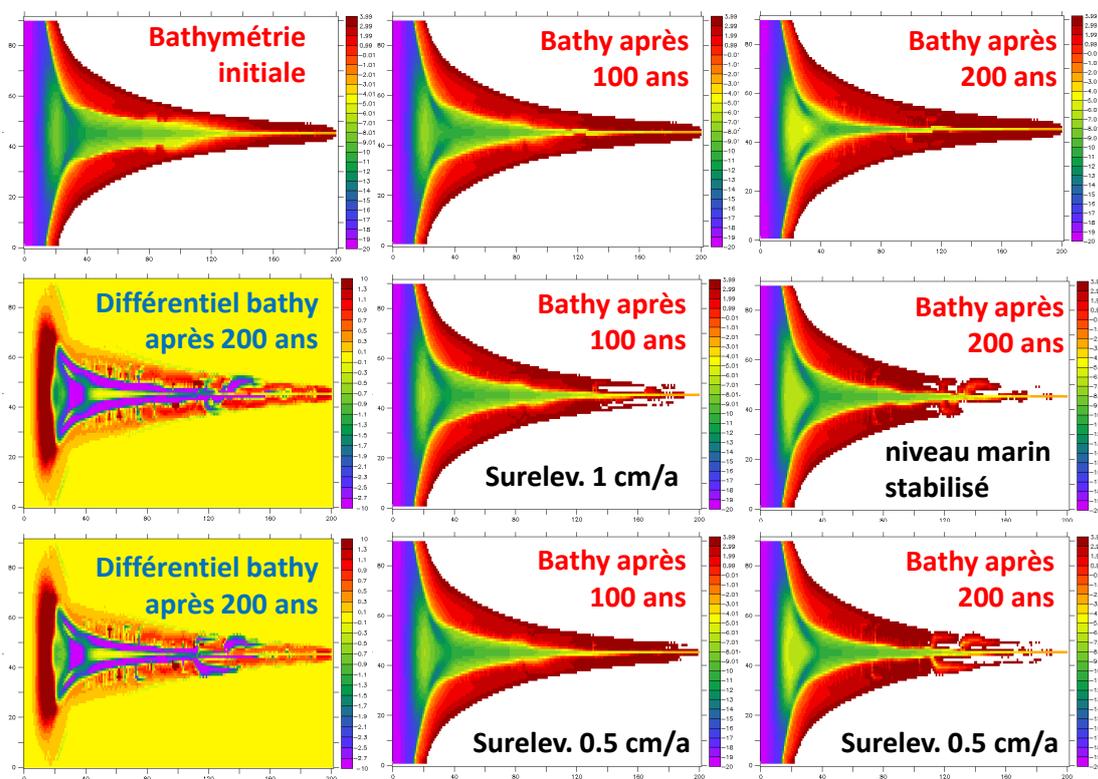


Figure 3.42 : effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Ligne supérieure : sans montée du niveau de la mer.

ligne intermédiaire : montée de 1cm/an pendant 100 ans, puis niveau stabilisé pendant les 100 années suivantes.

Ligne inférieure : montée de 0.5 cm/an pendant 200 ans.

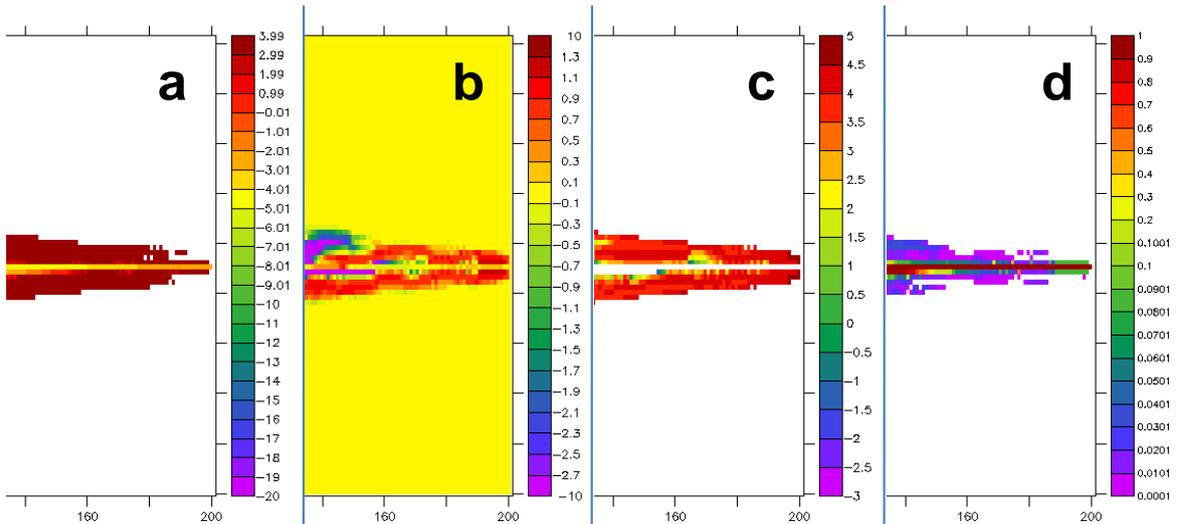


Figure 3-43 : détails des échelles de couleur utilisées pour les évolutions morphologiques (a), en m, les différentiels bathymétriques (b) en m, les bathymétries d'estran (c), en m, et les fraction de temps de submersion (d).

Il est remarquable que les bathymétries après 200 ans sont très proches, que le niveau marin soit monté progressivement d'1 m en 200 ans ou au contraire d'1 m pendant les 100 premières années pour se stabiliser ensuite. Cela montre d'une part une certaine robustesse de la réponse du système, et d'autre part que l'estuaire répond à la montée du niveau de la mer avec un certain retard.

On peut noter aussi que l'estran reste à peu près aussi large, et semble même s'étendre en amont dans le cas d'une montée du niveau de la mer, ce que confirment les profils en travers représentés sur la figure 3.44. Ceux-ci révèlent aussi la sédimentation sur les estrans supérieurs, également bien visible sur les différentiels bathymétriques de la figure 3.42. Il apparaît néanmoins que l'accrétion sur ces banquettes latérales est très variable spatialement, et toujours bien inférieure à l'augmentation du niveau de la mer : il n'y a donc pas accompagnement des estrans à l'élévation du niveau marin.

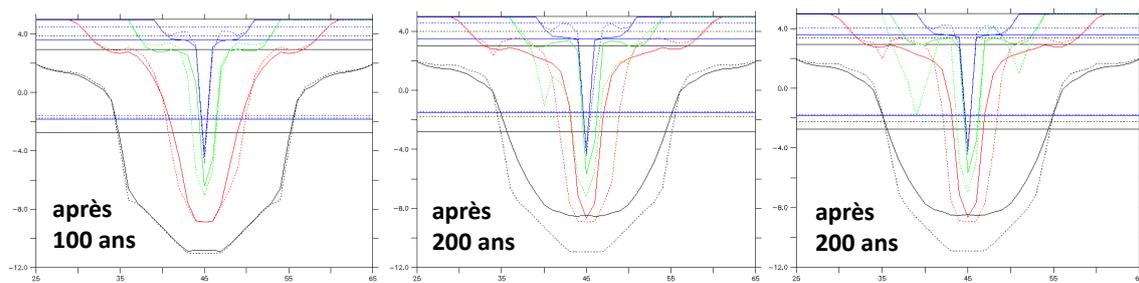


Figure 3.44 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution de quelques profils en travers. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{àmont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Traits continus : sans élévation du niveau moyen de la mer. Traits pointillés : avec surélévation. Lignes "horizontales" : niveau des plus basses mers et plus hautes mers à l'embouchure et en amont.
 - à gauche et au milieu : montée de 1cm/an pendant 100 ans, puis niveau stabilisé pendant les 100 années suivantes.
 - à droite : montée de 0.5 cm/an pendant 200 ans

La figure 3.45 apporte des détails sur l'élévation de l'estran dans les trois scénarios considérés pour ce cas-test, ainsi qu'une information sur les temps de submersion moyens des différents secteurs de l'estran (calculés en valeur moyenne sur un cycle vive eau / morte eau de 14 jours). Il apparaît clairement (1) qu'après élévation du niveau de la mer l'estran a une cote moyenne

supérieure, mais (2) que la fraction de temps de submersion est plus élevée (détails de l'échelle de couleur donnée en Figure 3.43, attention à la non linéarité de la progression des valeurs).

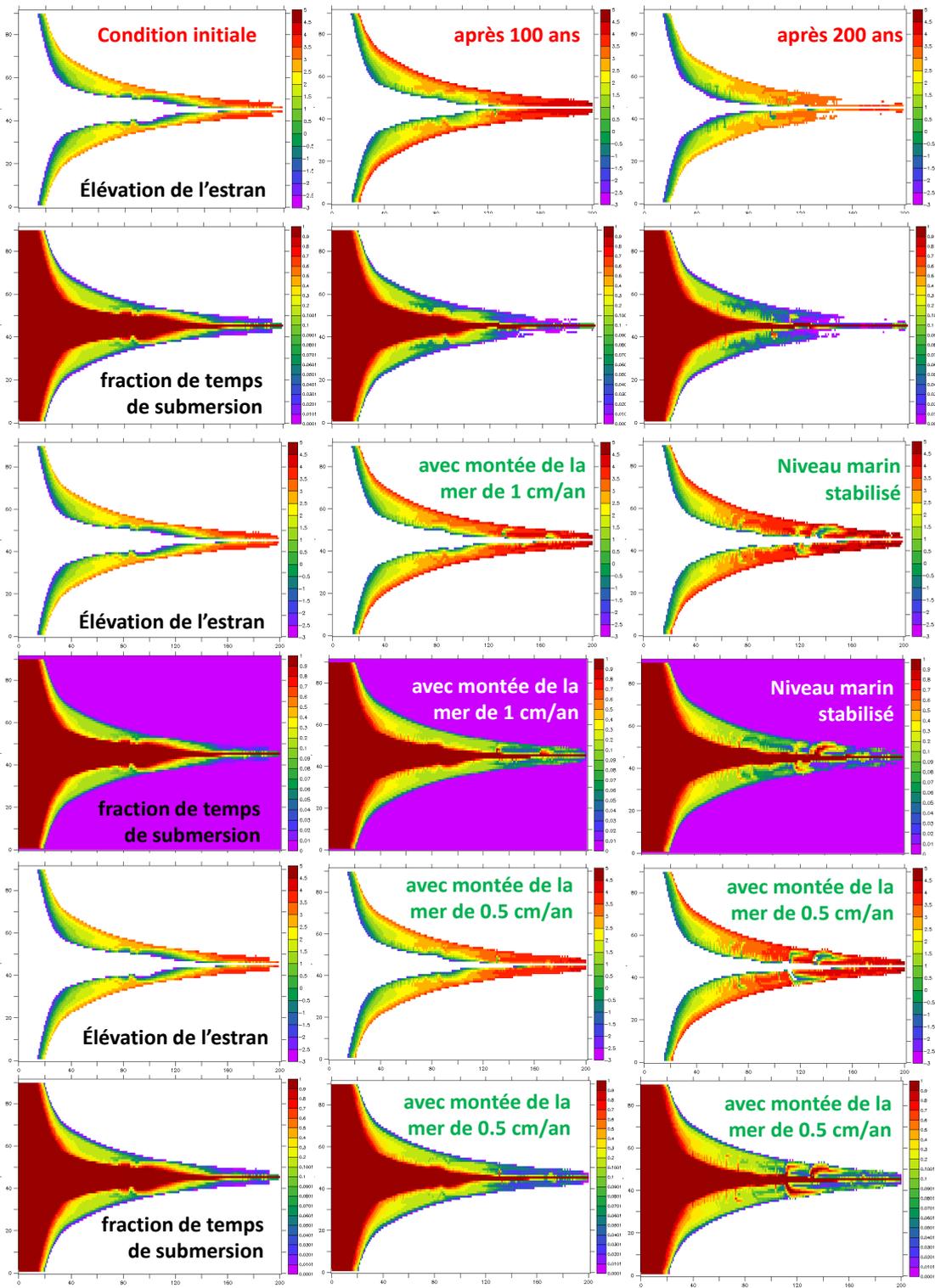
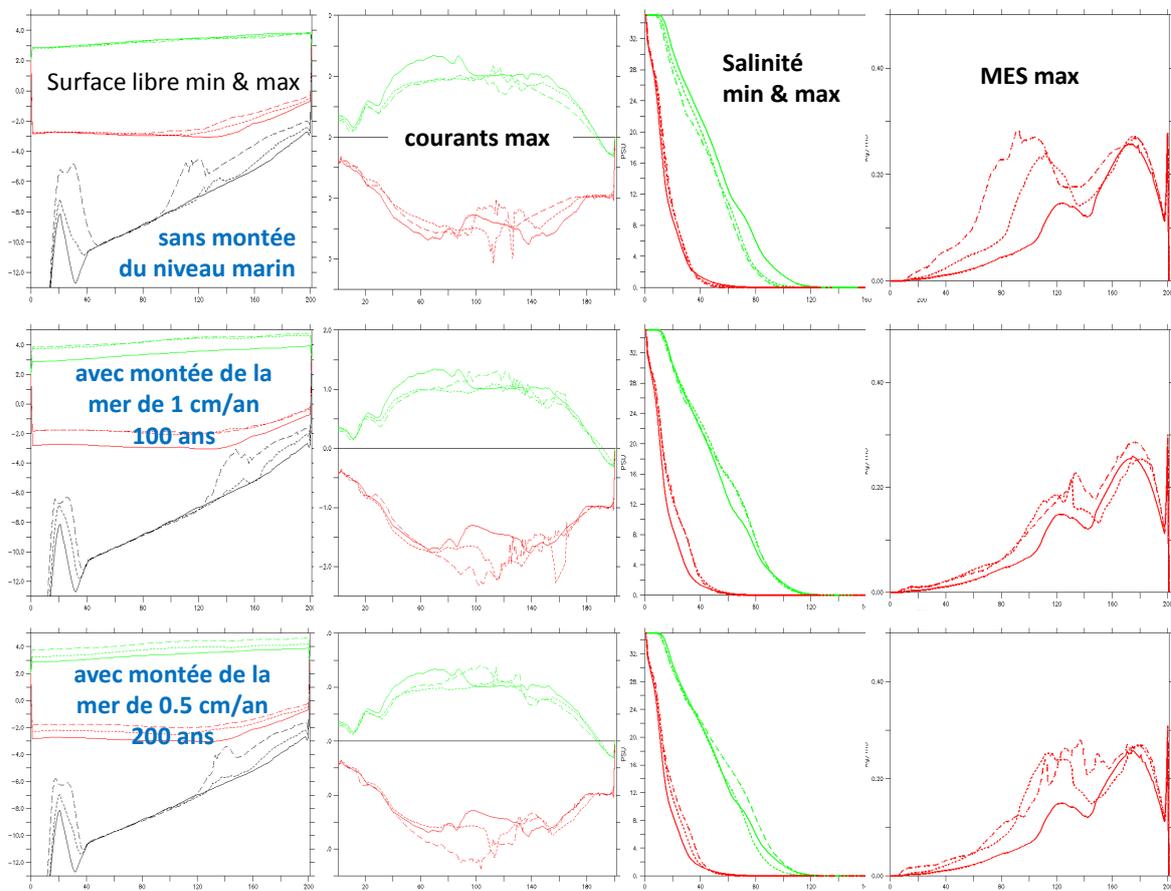


Figure 3.45 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.
 2 Lignes supérieures : sans montée du niveau de la mer.
 2 Lignes intermédiaires : montée de 1 cm/an pendant 100 ans, puis niveau stabilisé pendant les 100 années suivantes.
 2 Lignes inférieures : montée de 0.5 cm/an pendant 200 ans.
 Détails des échelles de couleur sur figure 3.43

Dans le cas le plus probable où les parties supérieures de l'estran sont recouvertes de végétation, cette augmentation du temps de submersion pourrait avoir un impact sur le maintien, ou non, de cette végétation, et donc sur l'évolution morphologique (couplage non pris en compte ici ; voir § 3.9).

Les conséquences morphologiques de l'élévation du niveau de la mer résultent d'effets induits sur l'hydrodynamique et l'hydrologie couplés, que montre la figure 3.46 de façon synthétique. On voit ainsi :

- un changement très faible dans l'amplification de la marée et la distribution des courants (mais les ajustements bathymétriques ont pu y contribuer)
- une légère remontée des eaux salées, alors que la tendance initiale était à une translation (d'environ 5 km) vers le large dans cette configuration de remplissage amont de l'estuaire
- une légère remontée vers l'amont du bouchon vaseux, alors que la tendance sans montée du niveau de la mer était une translation prononcée (d'environ 10 km) vers le large.



**Figure 3-46 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.
Traits continus : situation "initiale" ; *traits pointillés* : situation après 100 ans ;
traits tiretés : situation après 200 ans.**

Test N°2 : apport amont élevé, estuaire initialement plus évolué

L'expérience d'une montée du niveau de la mer de 1 cm/an pendant 100 ans a été renouvelée pour le cas de l'estuaire court fortement alimenté par l'amont (débit fluvial de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), mais en partant d'une géométrie différente correspondant à un état plus "avancé" de la progradation de l'estuaire vers l'aval. Les résultats sont présentés sur les figures 3-47 et 3-48.

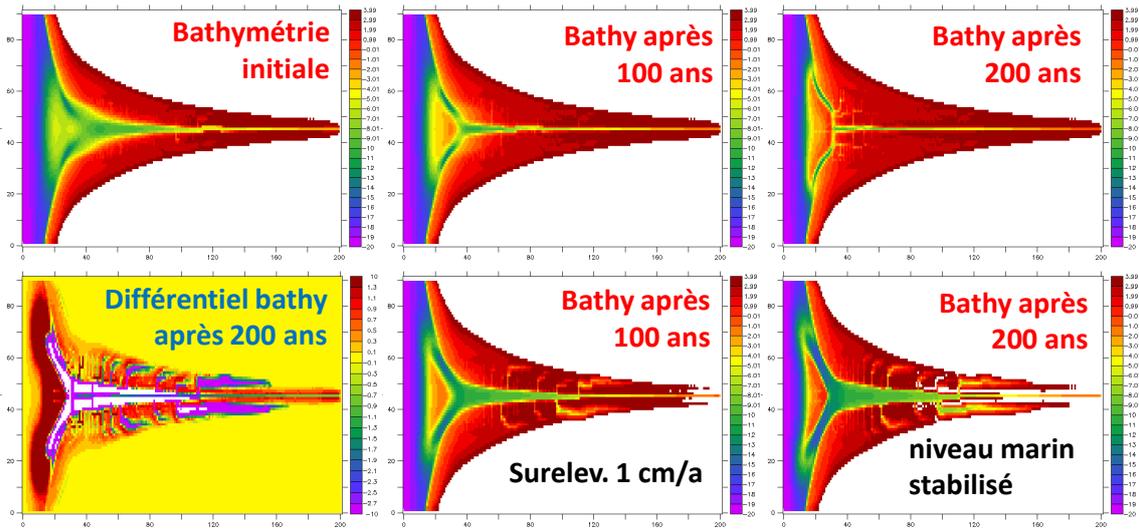


Figure 3.47 : effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.
Ligne supérieure : sans montée du niveau de la mer.

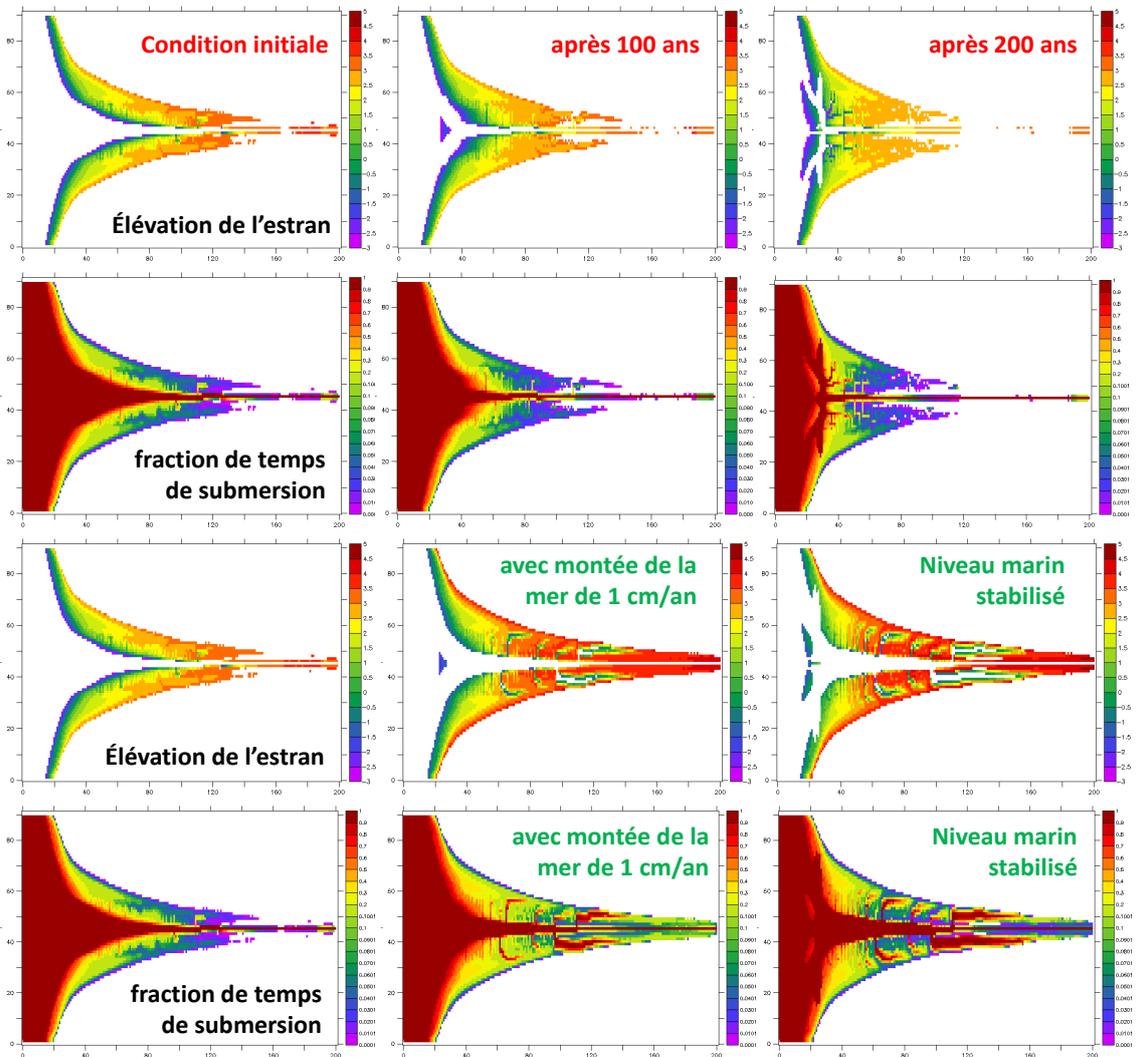


Figure 3.48 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court (config. de la fig. 3-47, amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. *En haut* : sans élévation du niveau de la mer.

Avec cette nouvelle bathymétrie initiale, l'estran supérieur est beaucoup plus étendu, et son incision beaucoup plus développée dans le cas d'une élévation du niveau de la mer. En aval, le chenal s'élargit pour laisser passer un débit instantané de marée nettement accru, tandis que le delta de jusant s'amplifie moins, sans doute parce qu'une bonne partie des sédiments érodés est déposée sur le haut d'estran et en amont. Dans cette nouvelle configuration, on note encore que (1) le système continue de "répondre" à l'élévation du niveau marin bien après que celui-ci s'est stabilisé (différence de bathymétrie amont entre 100 ans après et 200 ans après le démarrage du test), (2) la sédimentation sur le haut estran est inférieure à la montée du niveau de la mer et en conséquence (3) la fraction de temps de submersion augmente sous l'effet de l'élévation de la mer, en particulier après 100 ans, à la fin de l'épisode de montée du niveau marin et avant que la réponse du système ne soit complète. Il apparaît ainsi une période critique, qui pourrait l'être d'autant plus qu'une destruction de la végétation liée à un ennoisement plus fréquent pourrait faire basculer le système vers une érosion accentuée de l'estran (ce point sera repris en § 3.9).

Test N°3 : apport amont élevé, marnage de 5 m

Le test suivant concerne toujours le cas d'un estuaire soumis à un apport amont important (le même : débit fluvial de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), mais une amplitude de marée de 2.5 m au lieu de 2 m. La bathymétrie initiale est la même que celle de la figure 3-42. La montée du niveau de la mer est réduite à 0.5 cm/an pour éviter une inondation intempestive du domaine terrestre amont, dont la cote initiale est située 5 m au-dessus du niveau moyen initial de la mer.

Même après 200 ans, donc pour une surélévation de 1 m, il est frappant d'observer que l'évolution de la bathymétrie reste très proche de celle simulée en absence d'élévation du niveau de la mer. Les tendances restent les mêmes : élargissement du chenal en aval, et sédimentation sur l'estran, mais à un taux assez faible, de l'ordre de 30 cm (voir le différentiel bathymétrique de la figure 3-49 et les profils en travers de la figure 3-50).

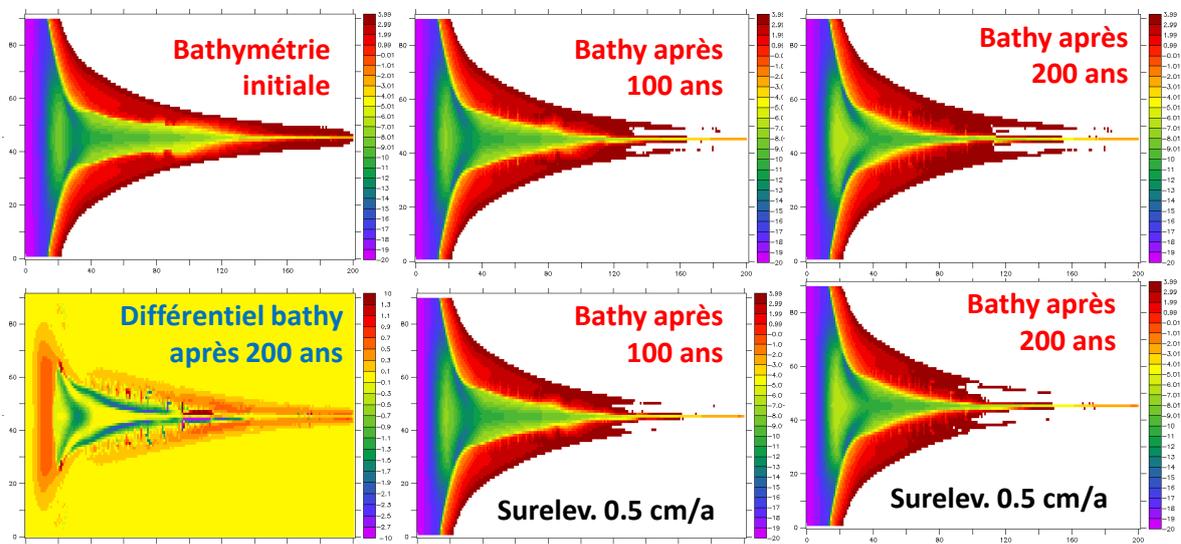


Figure 3.49 : effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2,5 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.
Ligne supérieure : sans montée du niveau de la mer.

Paradoxalement, la fraction de temps de submersion n'est pas extrêmement modifiée (Fig. 3-51), en raison du marnage très élevé. De même les surfaces d'estran, qui s'étaient développées avec un marnage de 2.5 m, semblent se maintenir. Tous ces indicateurs convergent vers une moindre sensibilité des estuaires macro-tidaux à l'élévation de niveau de la mer, comme la synthèse bibliographique du chapitre 1 l'avait fait apparaître.

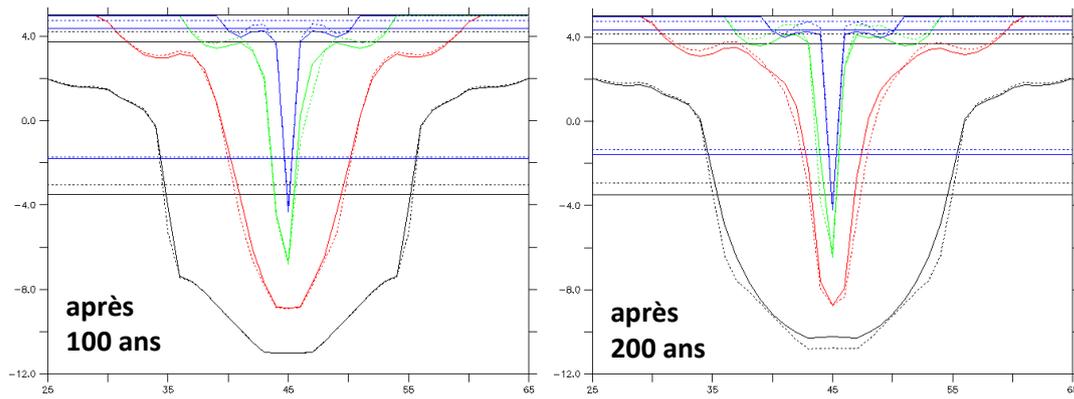


Figure 3.50 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution de quelques profils en travers. Amplitude de marée 2.5 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Traits continus : sans élévation du niveau moyen de la mer. Traits pointillés : avec surélévation (0.5 cm/an pendant 200 ans). Lignes "horizontales" : niveau des plus basses mers et plus hautes mers à l'embouchure et en amont.

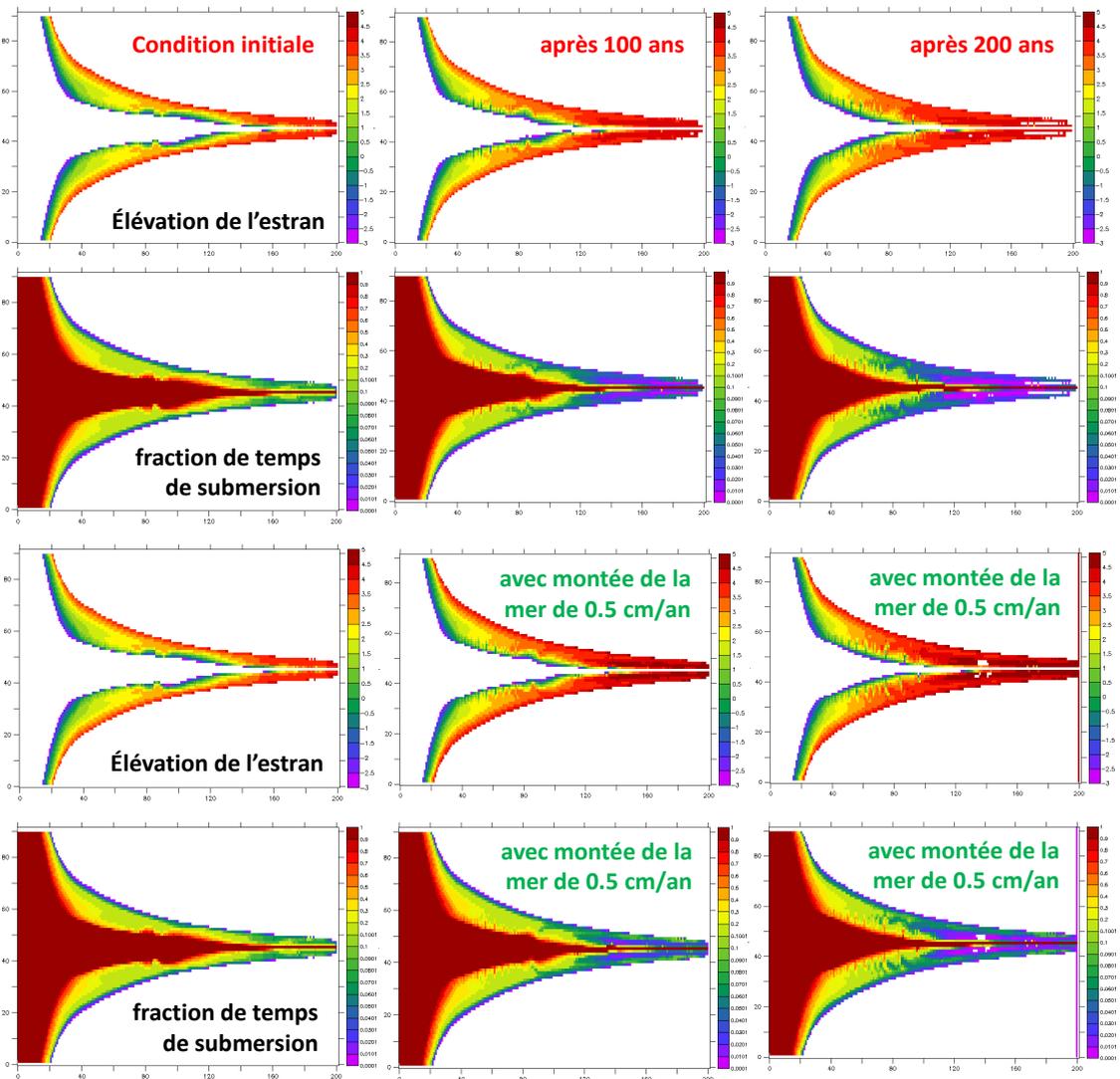


Figure 3.51 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court (config. de la fig. 3-49, amplitude de marée 2.5 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. En haut : sans élévation du niveau de la mer.

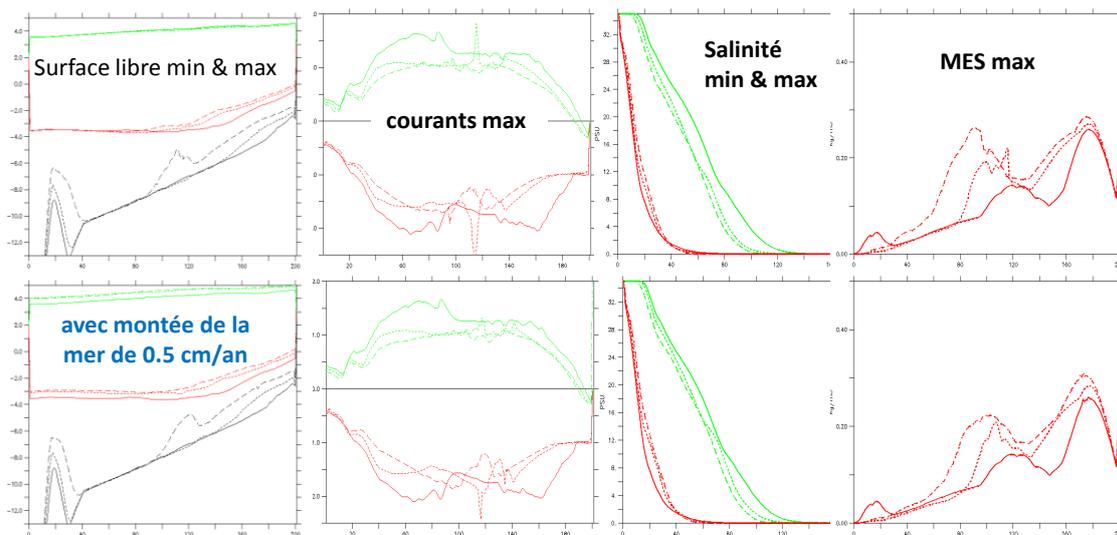


Figure 3-52 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2.5 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Traits continus : situation "initiale" ; traits pointillés : situation après 100 ans ; Traits tiretés : situation après 200 ans.

L'examen de la figure 3.52 confirme cette atténuation de l'incidence de la montée du niveau marin dans le cas d'un estuaire macrotidal : au cours des 200 années d'évolution les courants de marée s'atténuent de la même façon, et le bouchon vaseux comme les remontées d'eau salée restent translatés vers l'aval (de façon plus spectaculaire pour le bouchon vaseux : environ 8 km) en raison des changements bathymétriques. Seule la montée du niveau de la mer atténue cette translation, alors qu'elle l'inversait pour un marnage moyen de 4 m (figure 3-46).

Notons enfin la formation de levées de part et d'autre du chenal dans la partie amont de l'estuaire, bien visibles sur les figures 3-50 et 3-51.

Test N° 4 : estuaire court, alimentation amont arrêtée, marnage de 4 m

Ce test a une condition initiale identique à celle des tests 1 et 3, une amplitude de marée de 2m, mais la condition à la limite amont est telle qu'il n'y a plus d'apport solide ($\text{MES}_{\text{amont}} = 0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Ces conditions sont proches du cas "apport amont faible" décrit dans le § 3.6 et illustré par la figure 3-30. Cependant, la figure 3-53 révèle une dynamique légèrement supérieure, peut-être provoquée par un débit supérieur ($100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au lieu de $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), et aidée par un apport solide nul, alors que sur la figure 3-30 on note un léger comblement par l'amont.

L'effet de la montée du niveau moyen est spectaculaire : un dynamisme supérieur génère la constitution de méandres, et la quasi disparition des zones intertidales. Cette situation résulte d'un accroissement des courants de marée max (Fig. 3-54) et de la non alimentation en sédiments des estrans supérieurs (le bouchon vaseux lui-même, un peu présent en début de simulation, s'effondre rapidement, Fig. 3-54).

Dans tous les cas les eaux halines remontent l'estuaire qui a plutôt tendance à se creuser, et le phénomène est accentué dans le cas d'une élévation du niveau de la mer. Il est remarquable que dans ces conditions, l'effet d'une montée rapide du niveau moyen de la mer, même stabilisé après 100 années, est plus fort que si la même montée se produit en 200 ans. Les temps de submersion sont augmentés, mais de façon plus importante dans le cas d'une montée moins rapide, sans doute parce qu'alors le système est susceptible de poursuivre au-delà son adaptation à l'élévation du niveau marin.

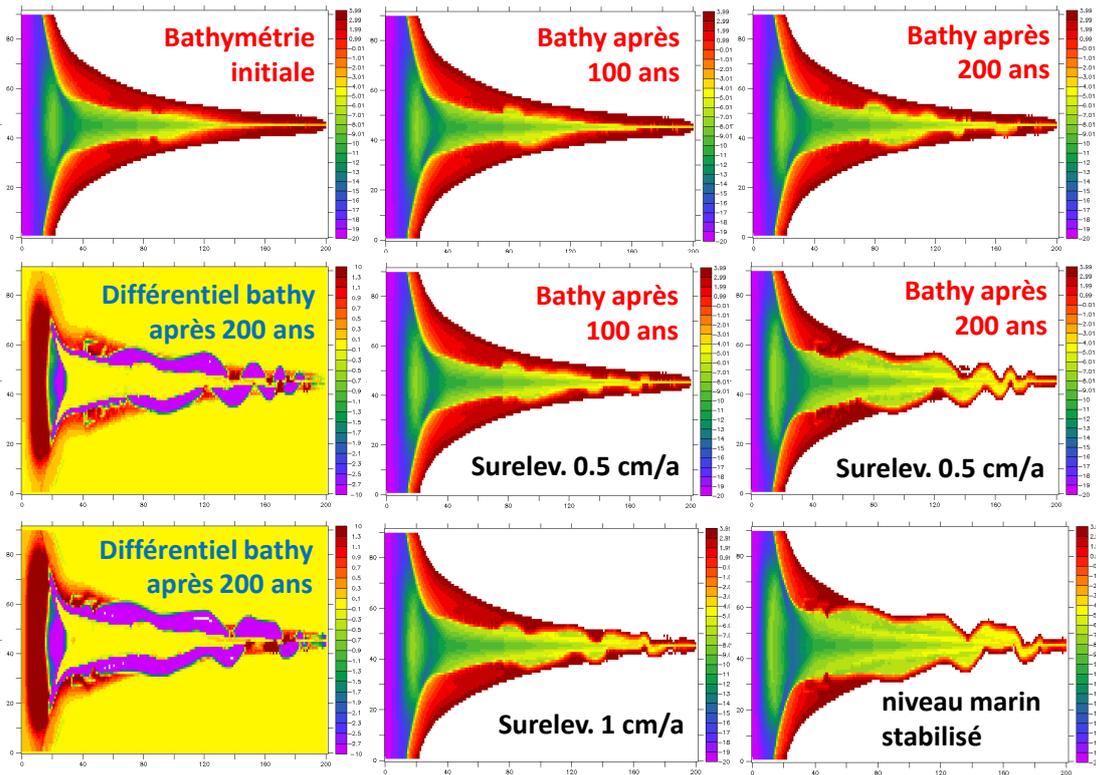


Figure 3.53 : effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0. \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Ligne supérieure : sans montée du niveau de la mer. ligne intermédiaire : montée de 0.5 cm/an pendant 200 ans. Ligne inférieure : montée de 1 cm/an pendant 100 ans, puis niveau stabilisé pendant les 100 années suivantes.

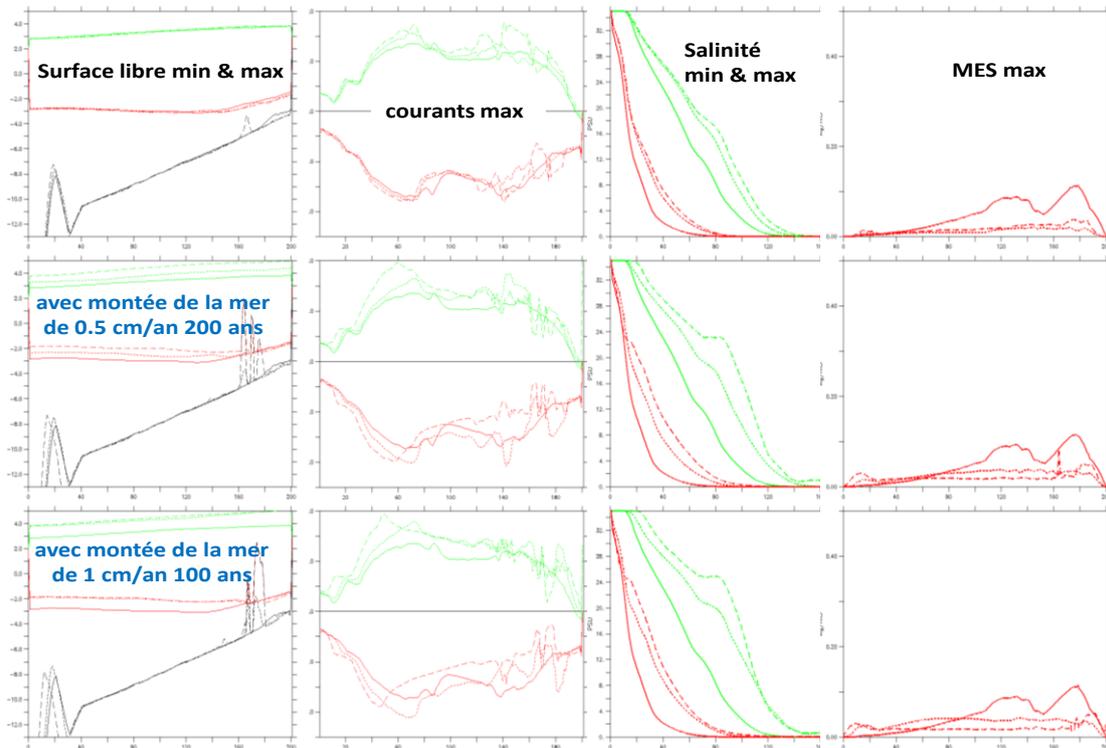


Figure 3-54 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0. \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Traits continus : situation "initiale" ; traits pointillés : situation après 100 ans ; Traits tiretés : situation après 200 ans.

Il est probable que cette réaction très différente de l'estuaire par rapport aux précédentes vient d'un état "limite" de la stabilité de l'estran, faute d'alimentation suffisante en sédiments (cf. image en haut à droite de la figure 3-53).

L'augmentation de l'hydrodynamisme liée à l'augmentation des volume oscillants résultant de la montée du niveau de la mer suffit à faire basculer cet équilibre fragile.

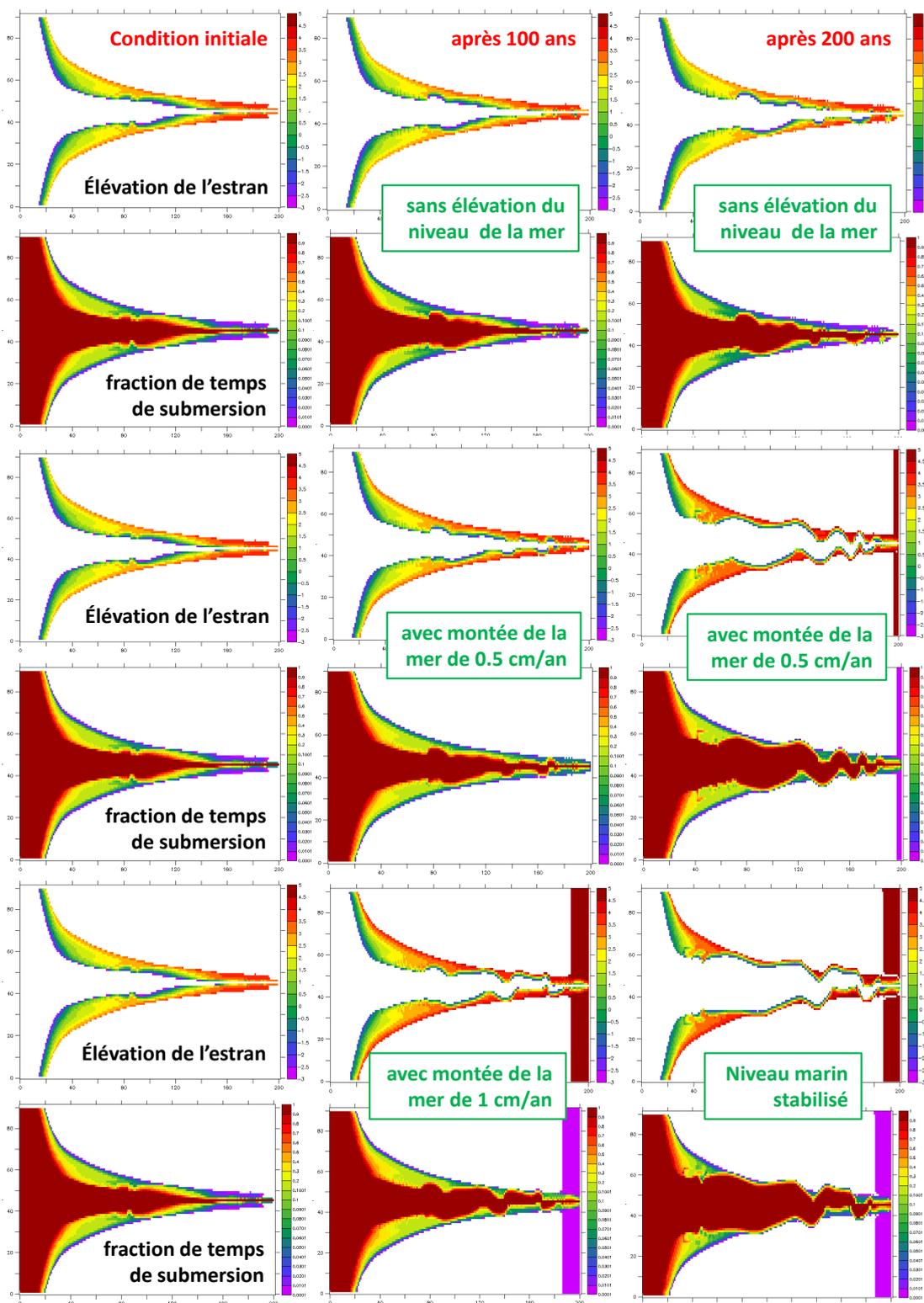


Figure 3.55 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0. \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Test N° 5 : estuaire court, alimentation amont arrêtée, marnage de 4 m

Le test N°5 est une réédition du test N°4 (mêmes conditions de forçage), mais en partant d'une bathymétrie plus évoluée (en fait, la suite du calcul du test N°4, sans montée du niveau de la mer. Les hypothèses d'équilibre instable mentionnées pour le cas test précédent sont confirmées, puisque même sans surélévation du niveau de la mer, l'estuaire se met à méandrer. Il est remarquable que dans ce cas, le résultat obtenu en prenant en compte une surélévation de 1m est très proche.

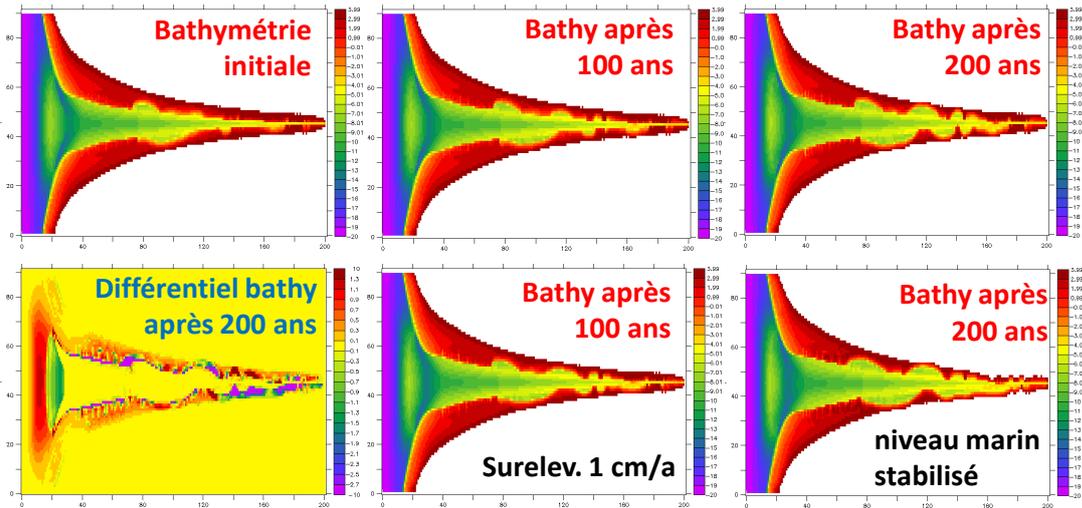


Figure 3.56 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court (bathymétrie initiale : situation de la Fig. 3-53, sans montée du niveau marin, après 200ans, amplitude de marée 2 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0. \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. En haut : sans élévation du niveau de la mer.

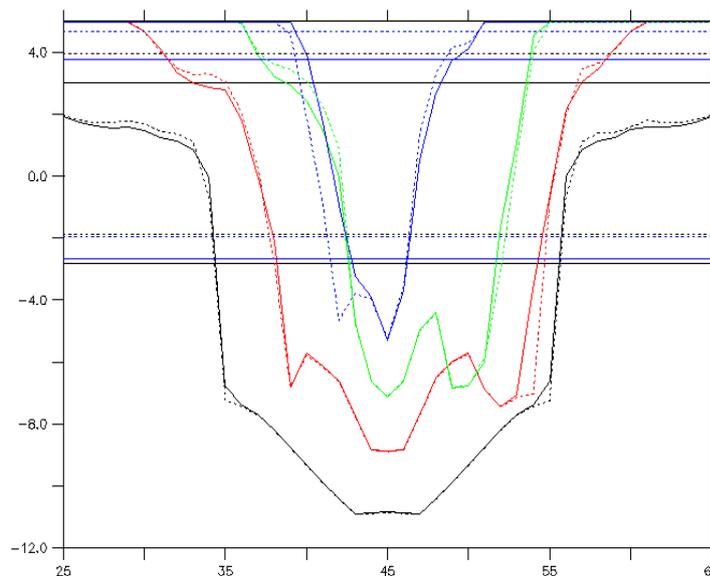


Figure 3.57 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution de quelques profils en travers. Configuration de la Fig. 3-56, après 200 ans. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0. \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Traits continus : sans élévation du niveau moyen de la mer. Traits pointillés : avec surélévation (1 cm/an pendant 100 ans, puis stabilisation). Lignes "horizontales" : niveau des plus basses mers et plus hautes mers à l'embouchure et en amont.

Le différentiel bathymétrique (Fig. 3-56) fait apparaître un léger élargissement du chenal, et une sédimentation non homogène sur un haut estran très étroit, sauf sans la partie aval. Cette sédimentation reste encore inférieure à l'augmentation du niveau de la mer (Fig. 3-57), laissant place à un temps de submersion nettement plus grand (Fig. 3-58).

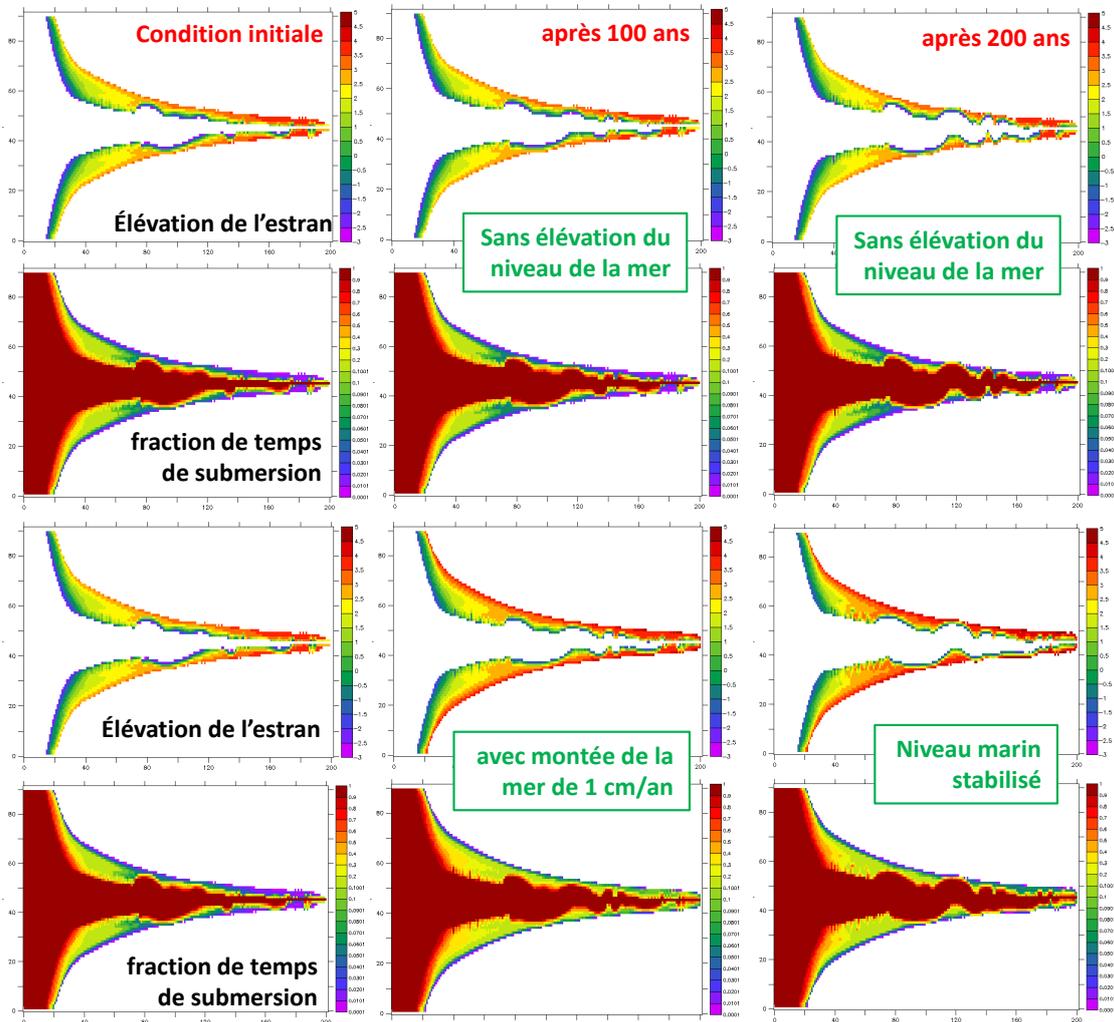


Figure 3.58 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire court. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0. \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Synthèse des tests de l'estuaire court

Les différents tests effectués montrent que la montée du niveau de la mer génère une hydraulicité supérieure dans l'estuaire, due à une augmentation des volumes oscillants. Cette hydraulicité supérieure se traduit par un élargissement du chenal, en particulier dans les secteurs aval de l'estuaire, et par l'incision de chenaux secondaires prononcés dans les estrans supérieurs, lorsque ceux-ci avaient une extension déjà élevée. Dans le cas où l'alimentation en sédiments par le fleuve amont est suffisante, une sédimentation sur l'estran se produit, mais dans nos tests, jamais à la hauteur de l'élévation du niveau marin, de telle sorte que les temps de submersion moyens augmentent (Fig. 3-59). Si l'apport de sédiment est insuffisant, l'estran supérieur est susceptible d'être érodé fortement.

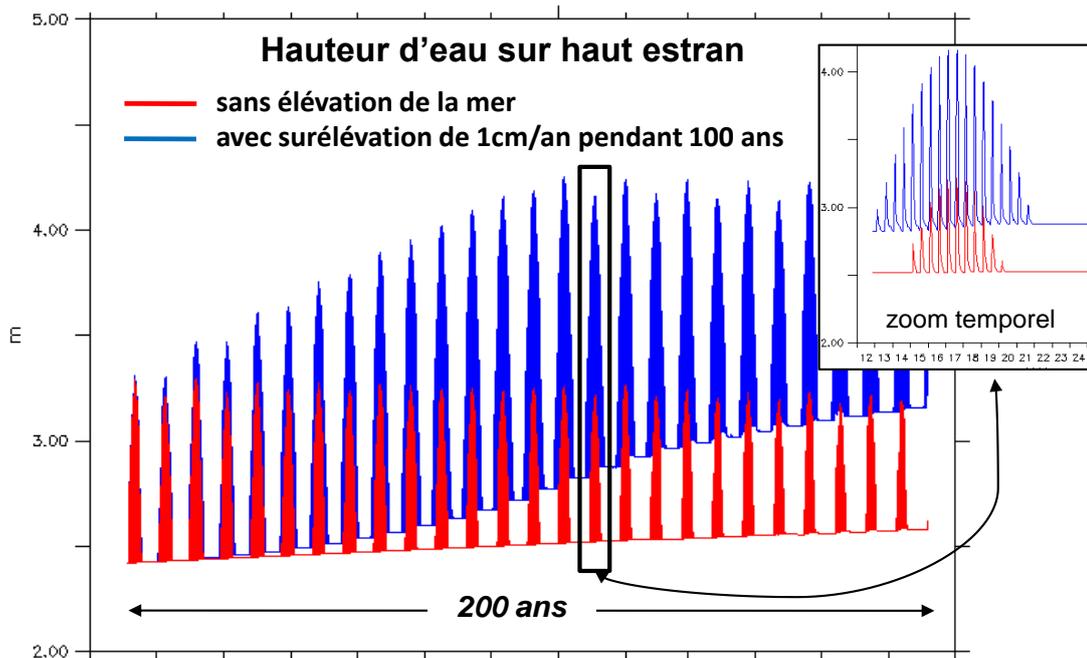


Figure 3-59 Evolution de la hauteur d'eau en un point de l'estran supérieur (maille 74-56, à 10 km en amont de l'embouchure, à 1,1 km de l'axe du chenal). Conditions de simulation de la figure 3-42 : amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Sont représentées les vives eaux successives, et entre chaque des temps d'émersion continue correspondant aux mortes eaux. Il apparaît que les hauteurs d'eau, mais aussi le nombre de marées pendant lesquelles l'estran est submergé à pleine mer augmente avec l'élévation du niveau de la mer. La variation du taux de sédimentation et son retard sur celui de l'élévation du niveau marin est bien mis en évidence.

La figure 3-60 fournit une vision synthétique des caractéristiques d'estrans à 3 moments caractéristiques des simulations faites sur 2 siècles, avec ou sans élévation du niveau de la mer.

On observe tout d'abord que la surface intertidale est largement située à une cote élevée, proche du niveau moyen de pleine mer. D'autre part, les évolutions de surfaces intertidales ne varient pas beaucoup sous l'effet du changement climatique, et dans une majorité de cas elles s'accroissent au cours du temps. Ce n'est pas le cas lorsque l'alimentation par les apports solides amont est coupée (runs 237, 242, 238, 249 et 251).

Il faut noter que si, dans la plupart des cas simulés, la largeur de l'estran est maintenue, voire accrue, cela peut provenir du profil initial de l'estuaire (Fig. 3-13), dont l'empreinte au-dessus du niveau des plus hautes mers est maintenue, et permet donc un élargissement naturel lorsque le niveau maximum augmente. Une configuration initiale différente donnerait des résultats différents, montrant toute l'importance du profil de la plaine initiale au-delà des débordements actuels. Si les bords du lit majeur actuel sont figés par des digues, routes ou autres aménagements, l'estran sera automatiquement réduit en cas de montée du niveau de la mer. Par contre il n'est pas exclu qu'alors la sédimentation sur l'estran restant sera plus grande (pour une alimentation identique en sédiments), et qu'ainsi l'accroissement du taux d'inondation sous l'effet de la montée du niveau de la mer soit atténué. Dans le cas où le terrain est plat aux alentours de l'estran actuel, et en l'absence de frontières infranchissables, la zone inondable pourra s'étendre largement.

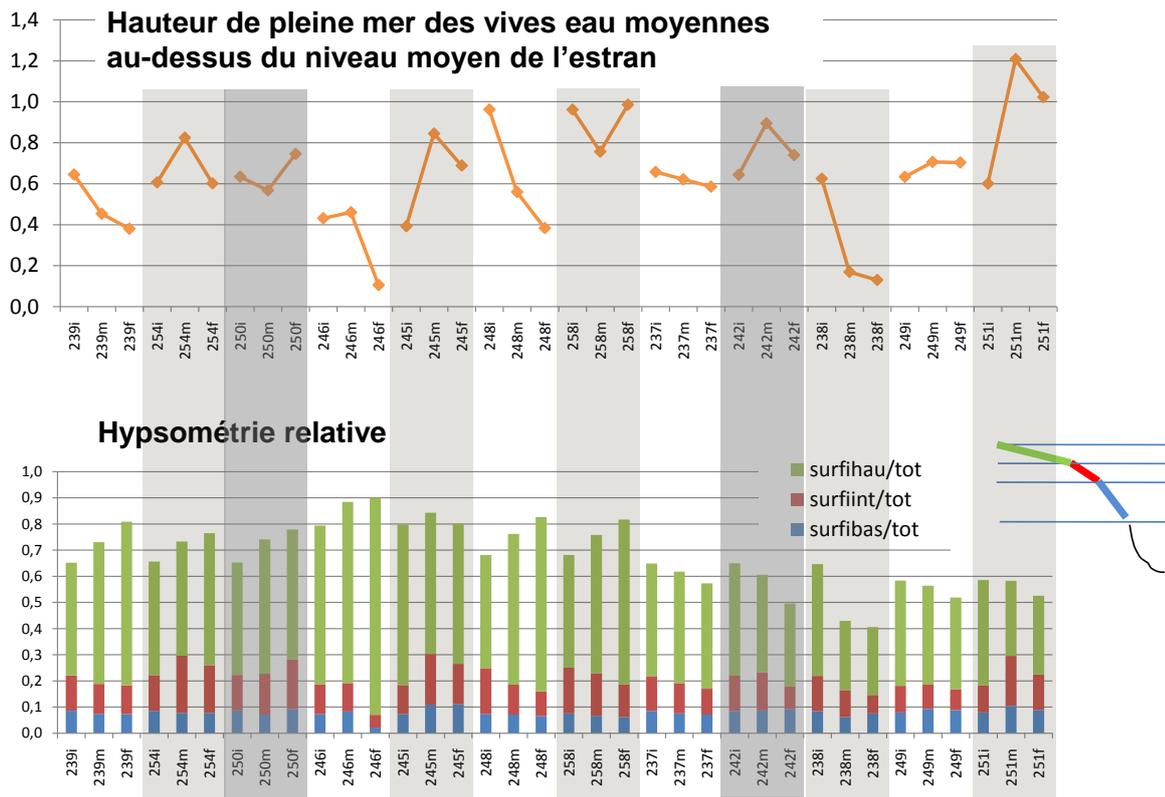


Figure 3-60 : Evolution des zones intertidales pour différents tests de l'estuaire court.

En abscisse, les caractéristiques moyennes initiales, après 100 ans et après 200 ans (respectivement "i", "m" et "f") de l'estran pour différentes configurations ["239, 254, 250, 246 et 245" : marnage de 4 m, débit de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $\text{MES}_{\text{amont}}$ de $0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 246 et 245 ayant une bathymétrie initiale différente ; 248 et 258 : marnage de 5 m, débit de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $\text{MES}_{\text{amont}}$ de $0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; 237, 242, 238 249 et 251 : marnage de 4 m, débit de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $\text{MES}_{\text{amont}}$ de $0.0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 249 et 251 ayant une bathymétrie initiale différente].

Fond clair : sans surélévation de la mer. *Fond gris clair* : avec surélévation de 1 cm/an pendant 100 ans, puis stabilisation ; *fond gris foncé* : avec surélévation de 0.5 cm/an pendant 200 ans. *En haut* : hauteur d'eau moyenne sur l'estran à pleine mer de vive eau moyenne (en m) ; *en bas* : fraction de la surface de l'estuaire occupée par l'estran sous le niveau de mi-marée (*en bleu*), ou au-dessus (*en rouge ou en vert* selon le positionnement altimétrique par rapport à un niveau intermédiaire entre le niveau de mi-marée et le niveau de pleine mer de vive eau).

Enfin, les quelques tests effectués pour une amplitude de marée de 1 m ne sont pas montrés, car ils avaient été réalisés pour une bathymétrie initiale résultant d'une évolution avec une amplitude de marée de 2 m, de telle sorte que les banquettes de vases initialement mises en place étaient situées trop haut pour être atteintes par la montée du niveau de la mer.

Tests N° 6 et 7 : estuaire long, marnage de 4 m, apports amont substantiels

Trois tests sont présentés pour l'estuaire long. Ils se distinguent par le marnage, mais aussi le paramètre de rugosité du fond, car nous avons montré que les résultats de la configuration longue étaient sensibles à la rugosité du fond qui influence la propagation de la marée sur une grande distance (cf. §3.7). Le premier cas considéré correspond à une rugosité faible et un marnage de 4 m (cf. Fig. 3-38), pour lesquels l'hydraulicité du système est élevée et le chenal

commence à méandrer. La Figure 3-61 indique dans ce cas un élargissement considérable du chenal sous l'effet de l'augmentation du niveau de la mer, et parallèlement l'érosion des rives et des estrans latéraux.

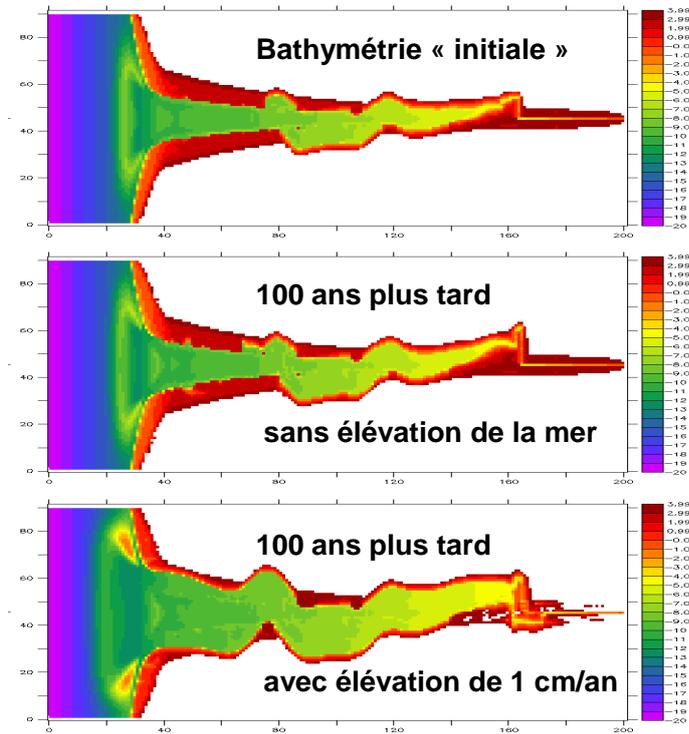


Figure 3-61 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire long. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Le second cas correspond à un apport solide identique (avec débit fluvial double et concentration amont plus faible), mais une rugosité du fond plus élevée.

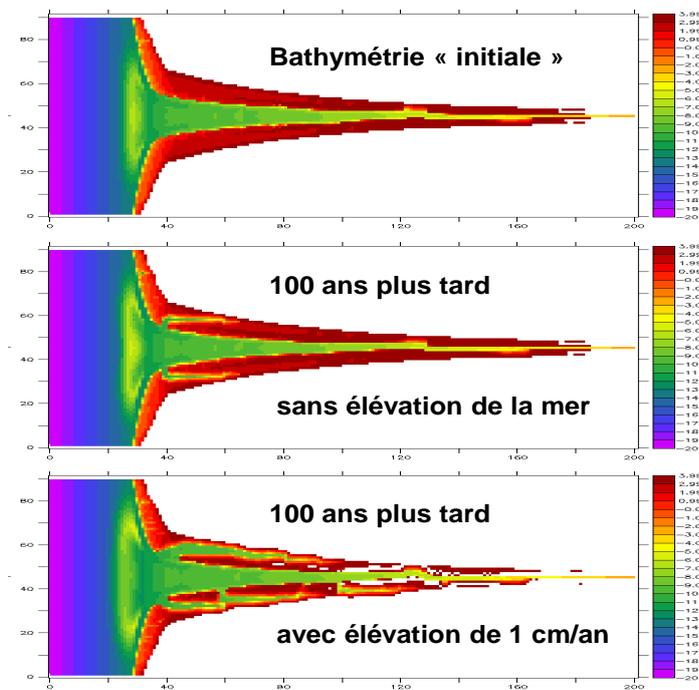


Figure 3-62 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire long. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Dans ce cas, déjà illustré par la figure 3-39, l'hydraulicité atténuée maintient la forme initiale du chenal, et l'estuaire évolue peu. La figure 3-62 montre malgré tout une incision de l'estran aval par des chenaux secondaires, qui se produit après sédimentation sur le haut estran, même en l'absence d'élévation du niveau moyen de la mer (image du milieu sur figure 3-62, illustrant l'évolution de l'estuaire après 3 siècles). En cas d'élévation du niveau de la mer, cette incision est très fortement accentuée (en bas, sur la figure 3-62).

Test N° 8 : estuaire long, marnage de 2 m, apports amont faibles

Le dernier test relatif à la configuration d'estuaire long correspond à une amplitude de marée de 1 m, et un apport solide 10 fois plus faible que pour les tests précédents. La figure 3-63 montre que dans ce cas l'estuaire évolue très peu en l'absence d'élévation du niveau marin. Cette évolution reste lente si le niveau de la mer monte, et ce n'est qu'après 250 années (soit une surélévation moyenne de 2.5 m) qu'une sédimentation amont est apparente, avec une incision de chenaux secondaires très en amont.

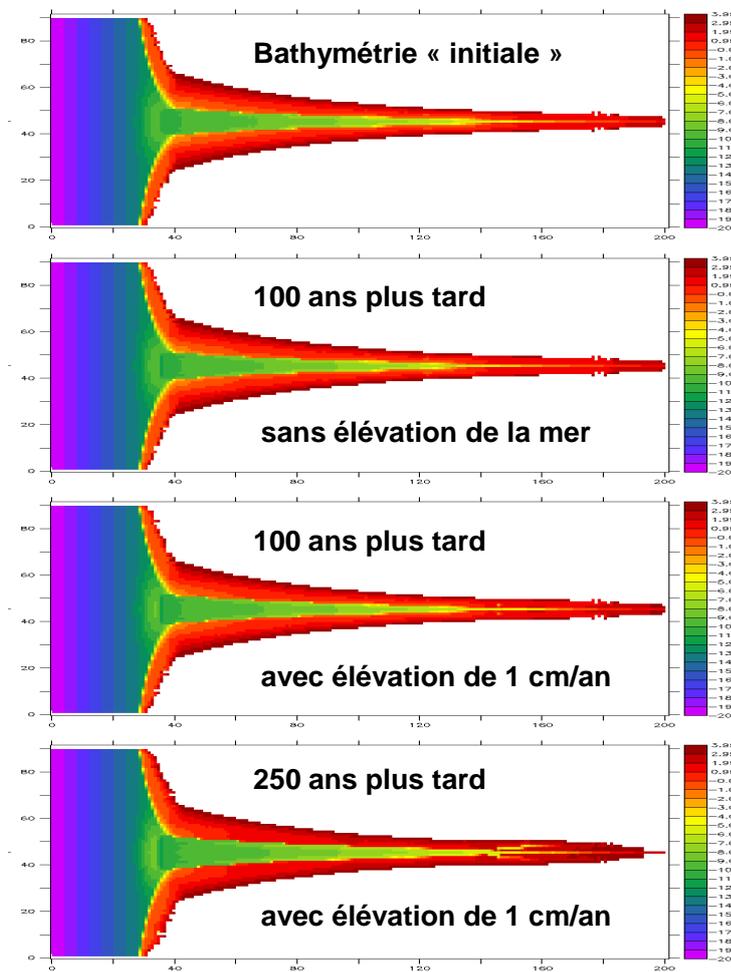


Figure 3-63 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution morphologique de l'estuaire long. Amplitude de marée 1 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

La Figure 3-64 illustre quelques profils en travers. On observe d'une part que des banquettes intertidales se sont mises en place un peu au-dessus du niveau moyen de la mer, donc bien plus bas que dans le cas d'un marnage de 4 m (comparer avec les figures 3.44, 3-50 ou 3-57, fournies pour l'estuaire court). Dans l'hypothèse d'une montée du niveau moyen de la mer, une légère accrétion de ces banquettes est simulée, mais à un taux très inférieur à la montée de la mer. L'inondation de ces secteurs sera alors dominante, empêchant le maintien d'une végétation

éventuelle. Ce résultat confirme la fragilité des zones intertidales de systèmes micro-tidaux soumis à l'élévation du niveau de la mer.

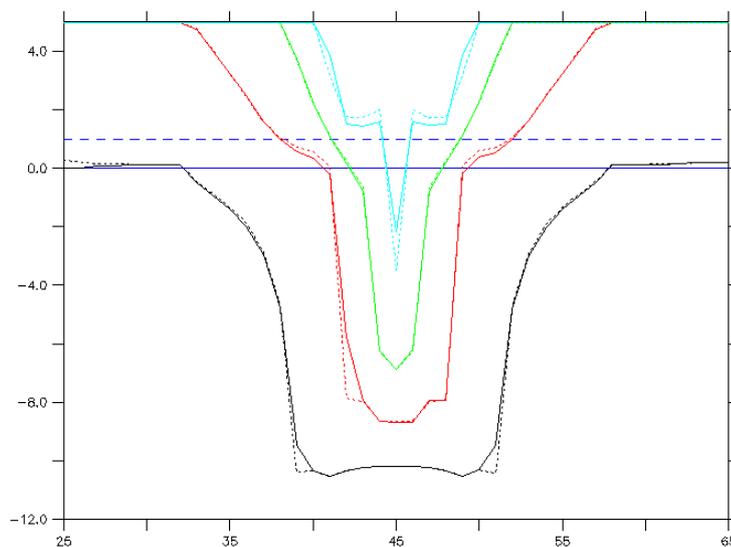


Figure 3.64 : Effet de la montée du niveau de la mer sur l'évolution de quelques profils en travers. Configuration de la Fig. 3-63, après 100 ans. Amplitude de marée 1 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Traits continus : sans élévation du niveau moyen de la mer. Traits pointillés : avec surélévation. Lignes "horizontales" : niveau moyen au large, avec ou sans élévation de 1 m.

3.9 Effet de la végétation

La synthèse bibliographique du chapitre 1 a fait apparaître l'importance de la présence de la végétation dans le comportement des estrans supérieurs, en particulier grâce à sa faculté de piéger les sédiments décantés. De fait, l'érosion des sédiments déposés au moment de la pleine mer est très faible en début de jusant, de telle sorte que le flux sédimentaire qui accompagne la vidange des marais reste assez faible.

La variation de friction sur le fond appliquée à une zone aussi étendue que peut l'être l'estran après une certaine maturation de l'estuaire (cf. § 3.6 et 3.7) est susceptible d'influencer l'hydrodynamique du système et donc son évolution morphologique. C'est ce qu'ont révélé d'une part la sensibilité au z_0 dans le § 3.4.3 (z_0 était alors supposé uniforme), et d'autre part les résultats relatifs à l'estuaire long.

Deux tests de sensibilité à un "effet végétation" sur l'hydrodynamique de l'estuaire court et sa réponse morphodynamique ont été réalisés, à chaque fois sous condition de montée du niveau de la mer. Ces tests sont illustrés par les figures 3-65 et 3-66. La présence de végétation est simulée dans le modèle par une rugosité z_0 de 10^{-2} m au lieu de 10^{-4} ou $5 \cdot 10^{-4}$ m dans le cas du chenal ou de l'estran nu. Cette variation est dans l'ordre de grandeur des variations de rugosité envisagées en présence de végétation : par exemple, dans leur étude de l'effet de la disparition de la végétation des marais maritimes sur l'atténuation réduite des inondations côtières, Temmerman *et al.* (2012) considèrent un coefficient de Manning de 0.02 dans les chenaux et sur les estrans nus et de 0.08 sur l'estran végétalisé. Notre démarche ne mettant pas en œuvre un modèle de production et d'extension de la végétation, nous avons considéré que celle-ci s'implantait systématiquement au-dessus de la cote des pleines mers de vive eau, estimée à la hauteur de pleine mer d'une marée de coefficient 89. Cette cote évolue avec le temps en fonction

de la montée éventuelle du niveau marin, par contre nous avons simplifié en prenant cette cote uniforme d'aval en amont.

La figure 3-65 illustre le cas d'un apport amont faible, déjà présenté en § 3.6 et sur la figure 3-30. Même s'il n'y a pas de changement de réponse du système lorsque la végétation de l'estran supérieur est prise en compte, son effet n'est pas négligeable, puisque le différentiel bathymétrique est du même ordre de grandeur. En fait, la présence de végétation se traduit par

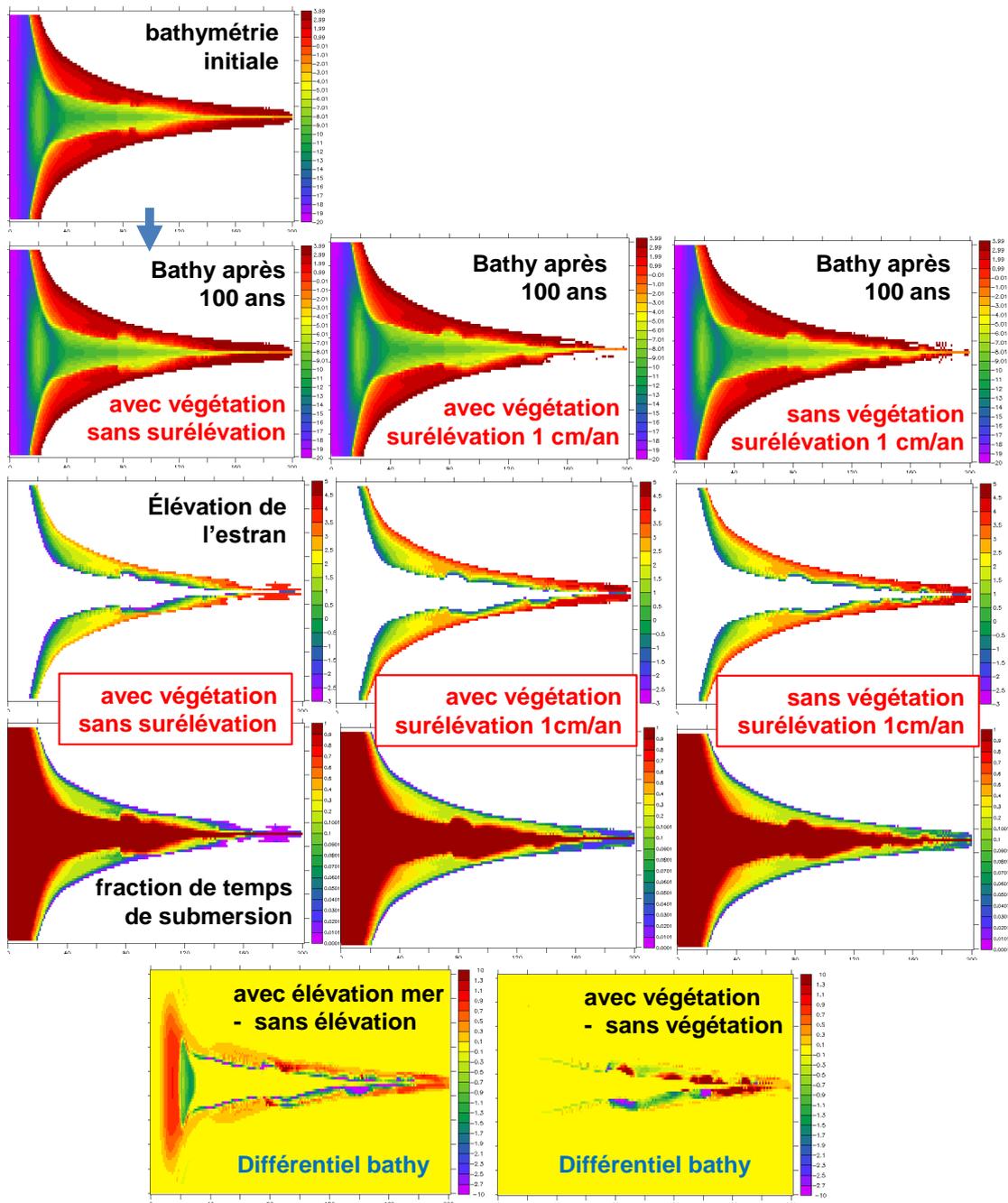


Figure 3-65 : effet du frottement induit par la végétation de l'estran supérieur sur la réponse morphodynamique de l'estran court à la montée du niveau moyen de la mer. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, rugosité sur estran nu : 10^{-4} m .

Le différentiel bathy de gauche représente la différence entre l'élévation du fond dans le cas de l'élévation de la mer et celle simulée sans montée de la mer, avec effet de la végétation dans les deux cas. Le différentiel bathy de droite représente la différence entre l'élévation du fond avec et sans végétation, avec montée du niveau de la mer dans les deux cas.

un piégeage sédimentaire accru en amont (hydraulicité moindre) et en aval par un décalage latéral du chenal difficile à interpréter.

Le test présenté en figure 3-66 se situe également en condition d'apport faible, mais part d'une situation initiale très différente, faisant suite à un régime de crue prolongé qui a généré un élargissement et un méandrement du chenal (cf. figure 3-31).

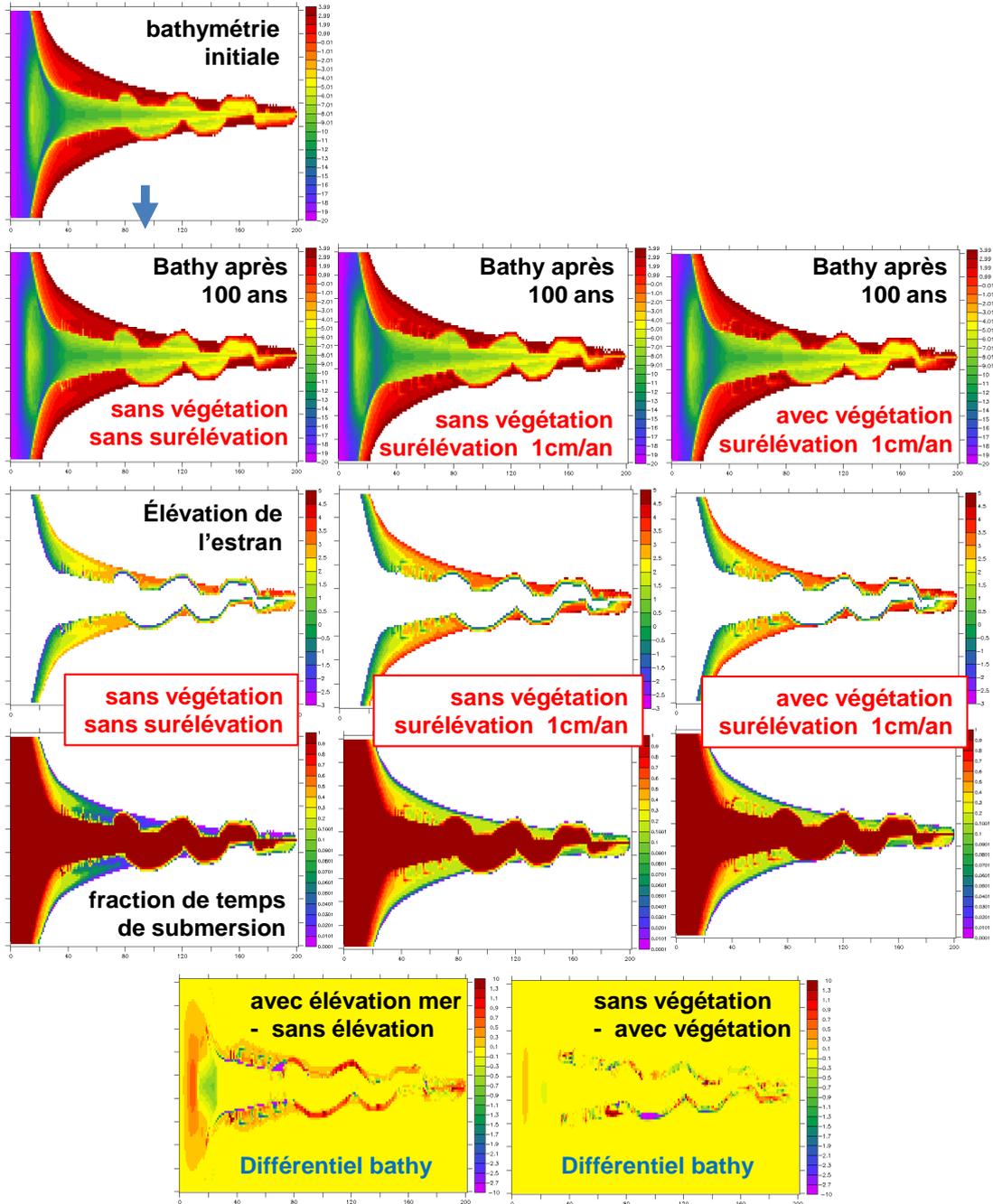


Figure 3-66 : effet du frottement induit par la végétation de l'estran supérieur sur la réponse morphodynamique de l'estran court à la montée du niveau moyen de la mer. Amplitude de marée 2 m, débit fluvial $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{MES}_{\text{amont}} : 0.02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, rugosité sur estran nu : 5.10^{-4} m .

Le différentiel bathy de gauche représente la différence entre l'élévation du fond dans le cas de l'élévation de la mer et celle simulée sans montée de la mer, sans effet de végétation dans les deux cas. Le différentiel bathy de droite représente la différence entre l'élévation du fond sans et avec végétation, avec montée du niveau de la mer dans les deux cas.

L'effet est ici moindre et on observe surtout une variation dans le méandrement, qui semble un peu moins accusé en présence de végétation.

Ces tests sur l'effet de la végétation ne montrent pas une influence forte de la végétation sur l'hydrodynamique et l'évolution morphosédimentaire qui peut en résulter. Ce résultat inattendu sera plutôt confirmé par les tests effectués sur le cas réaliste de la Loire (chapitre 4). Les conséquences pratiques sont intéressantes, car cela autoriserait l'étude du devenir morphosédimentaire d'un estran sans nécessairement prendre en compte la présence de végétation, ou seulement de façon simple et schématique. Naturellement, cela ne signifie pas une indifférence du système en termes d'habitat : un changement de rythme d'inondation peut impacter très fortement les herbus, voire les détruire, et changer la fonctionnalité du milieu. Mais un tel processus ne générerait peut-être pas d'effet "boule de neige" sur l'évolution morphologique, comme par exemple la disparition de l'estran (le cas échéant, une telle disparition se produirait plutôt par érosion latérale que par érosion surfacique).