ONEMA
Office national de l'eau et des milieux aquatiques

Ifremer

Année 2014

Développement d'indicateurs hydro-morpho-sédimentaires pour l'application de la Directive Cadre Eau dans les eaux de transition estuariennes

Phase 2 :

Tests des indicateurs sur des configurations d'estuaires schématiques à l'aide d'une modélisation 3D

Pierre Le Hir et Clément Bouvier (IFREMER/Centre de Bretagne/Unité DYNECO)

avec le soutien du groupe de travail "HMS-estuaires", animé par V. Foussard (Université de Rouen), et constitué de (par ordre alphabétique) : Anne-Laure Barillé (Biolittoral), Hugues Blanchet (U. Bordeaux), Olivier Brivois (BRGM), Philippe Fera (AELB), Robert LAFITE (U. Rouen), Melina Lamouroux (AEAG), Mario Lepage (IRSTEA), Sandric Lesourd (U. Caen), Stéphanie Pedron (AESN), Aldo Sottolichio (U. Bordeaux)

Mars 2015, mise à jour février 2016

- **AUTEURS**

Pierre Le Hir (IFREMER/Brest), pierre.le.hir@ifremer.fr, **et Clément Bouvier**

avec la contribution **d'Aldo Sottolichio** (Laboratoire EPOC, Université de Bordeaux 1) et de **Valérie Foussard** (Université de Rouen)

et l'appui du groupe de travail "HMS-estuaires", animé par V. Foussard (Université de Rouen), et constitué de (par ordre alphabétique) : **Anne-Laure Barillé** (Biolittoral), **Hugues Blanchet** (U. Bordeaux), **Olivier Brivois** (BRGM), **Philippe Fera** (AELB), **Robert LAFITE** (U. Rouen), **Melina Lamouroux** (AEAG), **Mario Lepage** (IRSTEA), **Sandric Lesourd** (U. Caen), **Stéphanie Pedron** (AESN), **Aldo Sottolichio** (U. Bordeaux)

- **CORRESPONDANTS**

Onema : Marie-Claude XIMÉNÈS, coordinatrice DCE eaux littorales, marie-claude.ximenes@onema.fr

Ifremer : Laurence MIOSSEC, coordinatrice DCE (IFREMER/Nantes), laurence.miossec@ifremer.fr

Droits d'usage :
Niveau géographique :
Couverture géographique : plateau continental de Manche-Atlantique (incluant les masses d'eau marines DCE et les 3 sous-régions DCSMM)
Niveau de lecture :

- **RESUME - CONCLUSION**

Un programme de 3 années vise à proposer des indicateurs HydroMorphoSédimentaires (HMS) des zones de transition estuariennes pour la DCE. Un premier rapport (septembre 2014) listait plusieurs indicateurs en les argumentant par rapport à la notion de *bon état écologique*. Les travaux réalisés en 2ème année et synthétisés dans le présent rapport consistent à tester les indicateurs proposés sur des estuaires schématiques et à les calculer à l'aide d'un modèle hydrosédimentaire 3D d'estuaire. Plusieurs configurations d'estuaire schématique sont proposées, toutes basées sur une géométrie initiale dont la section-type, composée de deux trapèzes superposés décrivant le lit mineur et le lit majeur émergeable, suit une progression exponentielle décroissante depuis l'embouchure, conformément aux lois empiriques d'équilibre morphodynamique.

Dans une première partie, les tests d'indicateurs de courant et de salinité sont effectués sur des morphologies fixes imposées, tandis que dans une seconde partie des tests d'évolution morphosédimentaire sur 100 ans permettent d'évaluer la stabilité des morphologies choisies pour l'estuaire schématique. Une troisième partie récapitule les résultats indicateur par indicateur, en restituant les préférences exprimées au sein du groupe de travail "indicateurs HMS en estuaire" mis en place par l'ONEMA. Principaux résultats :

- l'indicateur "défaut de convergence" (M1) n'est pas véritablement consolidé puisque les paramètres de convergence exponentielle sont susceptibles de varier le long de l'estuaire en fonction de la pente du chenal (ou du thalweg) et/ou d'une variation amont/aval de la nature du sédiment ; un critère de progressivité des sections est envisagé ;

- l'indicateur "hypsométrie" (M2) est conservé dans une formulation absolue en 3 à 5 classes, et il est proposé de distinguer les habitats intertidaux par leur fréquence d'immersion ;

- l'indicateur "extension de la zone intertidale" (M3) pourrait être abandonné sous sa forme locale (rapport des largeurs à pleine mer et basse mer relié au rapport des hauteurs à pleine mer et basse mer), et remplacé par un indicateur global à l'échelle de l'estuaire ;

- l'indicateur "sinuosité rivulaire" (M4) est maintenu, et semble évaluable à partir d'informations extraites d'une carte au 1/25000 ;

- les tests sur l'indicateur "courants" (H1) montrent une très bonne corrélation entre courants maximaux de marée et cotes du fond, incitant à l'économie de cet indicateur sous réserve d'un indicateur *hypsométrie* bien renseigné ;

- l'indicateur "salinité" (H3), basé sur la densité de probabilité des différentes gammes de salinité, s'avère sensible à la morphologie de l'estuaire ; il peut être évalué pour chacun des habitats définis par un temps relatif d'immersion ; la variabilité locale des salinités est explorée et la question de l'intérêt d'un indicateur spécifique à cette variabilité est posée ;

- un indicateur "temps de résidence" (H5) est envisagé, sur la base d'un calcul simple accessible lorsque la distribution des salinités est préalablement déterminée ; il fera l'objet d'une discussion avec des écologues.

Une dernière partie évalue les incertitudes sur l'estimation des indicateurs résultant de la méconnaissance de la bathymétrie subtidale (sous le niveau de basse mer). Sous réserve de connaître la section à l'embouchure et le profil en long du thalweg de l'estuaire, la donnée des largeurs à basse mer et au niveau de mi-marée (accessibles par photographie aérienne) devrait permettre d'estimer les indicateurs « courant » et « salinité » avec une approximation acceptable.

Les tests sur des configurations schématiques doivent être complétés par des tests sur des estuaires réels pour lesquels on dispose de suffisamment de données de caractérisation physique. Il sera aussi utile d'avoir des éléments de validation et/ou de connaissances de l'état écologique par expertise, pour tester la pertinence des indicateurs. Ce n'est qu'à l'issue de ces tests complémentaires que les indicateurs seraient ou non retenus, après concertation auprès du groupe de travail HMS mentionné précédemment.

- **MOTS CLES (THEMATIQUES ET GEOGRAPHIQUES)**

Estuaire, Directive Cadre Eau (DCE), éléments de qualité, indicateurs, hydromorphologie, hydro-morpho-sédimentologie, hydrologie, surfaces intertidales, continuité écologique, biodiversité, bon état écologique.

- ABSTRACT

A three years project aims to propose Hydro-Morpho-sedimentary (HMS) indicators for the application of the European Water Framework Directive to estuaries. A previous report (Le Hir et al., 2014a), suggested a list of indicators in relation with the *Good Ecological Status*. The present report describes some tests of these indicators on schematic estuaries, by means of a 3D hydrodynamic and sediment transport model. Several configurations are proposed, based on a simple trapezoïd shape of the cross-section and an exponential variation of the cross-section with the longitudinal abscissa in the estuary, following empirical laws of morphological equilibrium.

In a first section, current and salinity indicators are tested on fixed (steady) morphologies, while in a second part morphological evolutions over 100 years are considered, in order to evaluate the stability of the selected schematic morphologies. A third section synthesizes results for each indicator, accounting for discussions in a working group on "HMS indicators in estuaries" set up by ONEMA. Main results are:

- the indicator related to the "convergence failing" can hardly be expressed with a uniform convergence length, and an indicator based on the local gradient of cross-section is proposed;

- an indicator related to hypsometry is formulated, considering 3 to 5 topo-bathymetric classes (subtidal, lower intertidal, and upper intertidal possibly spitted into 2 subclasses), with the possibility to characterize the topographic range by a submersion time range for intertidal classes;

- the sheltering possibilities for fishes is described through a "bank meandering indicator", which can be evaluated with a classical 1/25000 map;

- an indicator related to the diversity of maximum tidal flow across each section of the estuary (required for biodiversity) has been tested and simulations show a nice correlation (and then redundancy) with the hypsometric distribution;

- regarding salinity, an indicator is built on a minimum required for the probability density of any salinity, in order to spread salinity gradients (which characterize estuarine ecosystems) on the whole salinity range: such a salinity indicator could be evaluated for any topographic range;

A last section is dedicated to uncertainties on the evaluation of indicators, that can be due to modelling uncertainties, and especially to errors in subtidal bathymetric data ; providing the knowledge of the cross-section area at the mouth and of the longitudinal profile of the thalweg elevation, the information of the estuary widths both at low tide and at the mean sea level should enable a reasonable estimation of the flow and salinity indicators.

Tests on schematic configurations should be complemented by tests on realistic estuaries sufficiently documented. Then the resulting estimated indicators could be confronted to experts' knowledge in order to check their relevance.

SOMMAIRE

Résumé-conclusion p.1

1 Introduction p.5

1.1 Rappel des développements réalisés en première année p.5
1.2 Actions réalisées en 2ème année p.7
1.3 Rappel sur les qualités requises pour un indicateur DCE p.8

2. Evaluation de la pertinence d'indicateurs hydromorphologiques en milieu estuarien par modélisation numérique d'estuaires schématiques

2.1 Construction des estuaires schématiques p.10
2.2 Simulations hydrodynamiques, et caractérisation des courants p.14
2.3 Recherche d'indicateurs pour la caractérisation hydrologique p.17

3 Eléments concernant l'équilibre morphodynamique p.19

3.1 Présentation succincte du modèle morphodynamique d'estuaire schématique p.19
3.2 Analyse des résultats des tests morphodynamiques p.21

4 Réexamen des indicateurs après discussions et tests sur estuaires schématiques

4.1 Indicateurs morphologiques p.26
4.1.1 Indicateur de défaut de convergence M1 p.26
4.1.2 Indicateur hypsométrique M2 p.27
4.1.3 Indicateur d'extension de la zone intertidale M3 p.28
4.1.4 Indicateur de sinuosité rivulaire M4 p.29
4.1.5 Indicateur d'extension du lit majeur M5 p.29
4.2 Indicateurs hydrodynamiques p.30
4.3 Indicateurs hydrologiques p.33
4.3.1 Indicateur salinité H3 p.33
4.3.2 Indicateur stratification H4 p.36
4.3.3 Indicateur temps de résidence des eaux douces H5 p.36

5 Sensibilité des indicateurs hydrodynamiques (courants) et hydrologiques (salinité) aux incertitudes sur la bathy- topographie des estuaires p.38

5.1 Sensibilité à certains paramètres liés à la construction du modèle p.38

5.2 Sensibilité de l'hydrodynamique à la géométrie de l'estuaire : influence de la forme des sections p.38

5.3 Sensibilité aux données bathymétriques p.40

6 Références bibliographiques p.43

Annexe

Mémoire de Master 2 de C. Bouvier :
Évaluation de la pertinence d'indicateurs hydromorphologiques en milieu estuarien par modélisation numérique p.44

1 Introduction

Dans le cadre d'une collaboration avec l'ONEMA et le laboratoire EPOC de l'Université de Bordeaux, nous cherchons à proposer des indicateurs d'état HydroMorphoSédimentaires (HMS) des estuaires au sens voulu par la DCE. Ce travail est réalisé en 3 années : le présent rapport synthétise les recherches effectuées au cours de la deuxième année.

1.1 Rappel des développements réalisés en première année

Nous nous sommes intéressés à la caractérisation d'indicateurs d'état HMS susceptibles de conditionner le ***bon état écologique*** des masses d'eau estuariennes, ou au contraire de les déclasser en état moyen (voire en mauvais état), comme le recommande la DCE, et assez peu aux indicateurs du ***très bon état hydromorphologique***, caractérisé par la DCE comme un état très peu altéré par des interventions humaines. Ces indicateurs de très bon état font l'objet d'un travail parallèle mené à la fois sur les eaux côtières et les eaux estuariennes par le BRGM pour l'ONEMA.

Nous avons tout d'abord proposé de réviser les éléments de qualité de la DCE relatifs à l'hydromorphologie, d'une part en identifiant cette dernière comme l'environnement HydroMorphoSédimentaire (HMS), puisque la DCE proposait des descripteurs relatifs à la sédimentologie qui n'apparaissaient pas dans l'intitulé "hydromorphologie", et surtout, nous avons précisé ou réajusté les éléments de qualité en distinguant :

1 - le régime hydrodynamique, décrit par les paramètres suivants : propagation de la marée, courants, vagues, déclinés selon leur distribution spatiale (longitudinale, ou dans la section)

2 - le régime hydrologique, décrit par les paramètres suivants : débit amont (régime saisonnier…), pénétration saline

3 - les conditions morphologiques ou plus simplement la **morphologie**, décrit(e)s par les paramètres suivants : morphologie du ou des chenaux (profondeur, section, méandrement), morphologie de la zone intertidale (largeur, pentes représentatives)

4 - l'environnement sédimentaire, décrit par les paramètres suivants : nature du sédiment et distribution spatiale, variabilité saisonnière ou événementielle, contenu en matière organique, turbidité générée dans la masse d'eau, apports solides amont.

Nous avons ensuite cherché à caractériser les facteurs HMS pouvant être favorables au "bon état écologique", faisant suite aux réflexions d'un groupe de travail du projet LITEAU BEEST ("vers une approche multicritère du Bon Etat des Estuaires") qui avait identifié les paramètres HMS influençant les éléments biologiques. Il s'agissait de l'étendue des zones halines, des surfaces intertidales, des gradients de vitesse longitudinaux et transversaux, de la turbidité, des faciès sédimentaires et de la durée/fréquence des étiages ou des crues (Foussard et Sottolichio, 2011). Il reste très difficile de préciser des valeurs souhaitables ou non souhaitables de ces différents paramètres, puisqu'ils peuvent prendre des valeurs très différentes dans les environnements naturels, et que les éléments biologiques eux-mêmes ont des *préférendums* très différents d'une espèce à l'autre. Nous avons finalement postulé des facteurs favorables pour maintenir à la fois des caractères spécifiquement estuariens et une biodiversité également spécifique de ces environnements. Ces caractères sont :

- la présence d'un gradient hydrologique (salinités) progressif, que l'on cherche à préserver en maintenant l'extension des secteurs de salinités intermédiaires permettant le développement d'espèces spécifiquement estuariennes
- une diversité des courants et simultanément leur continuité longitudinale, pour favoriser la connectivité, permettre les remontées ou avalaisons de poissons, et offrir des zones d'abris latérales

- une diversité des substrats sédimentaires (graviers, sables et vases)
- une extension maintenue des zones intertidales, qui permettent le développement d'une biodiversité structurelle spécifique (végétaux, benthos…), assurent une biodiversité fonctionnelle (pour les poissons, pour les oiseaux…), et en même temps jouent un rôle sur le fonctionnement morphodynamique de l'estuaire lui-même.

Il a été remarqué des "corrélations" entre certains de ces éléments HMS, pouvant conduire à d'éventuelles redondances qu'il s'agira de préciser. Ainsi la diversité des courants est probablement assurée lorsqu'une bonne distribution hypsométrique[1] est favorisée, assurant aussi le maintien souhaité des zones intertidales. De même, il est connu que la distribution des sédiments est liée à celle des contraintes de cisaillement sur le fond, générées par les vagues (le cas échéant) et par les courants (principalement de marée dans le cas des estuaires) : si une diversité des courants est assurée, il est probable que la couverture sédimentaire sera elle aussi diversifiée, pour peu que le système soit suffisamment alimenté en matériel sédimentaire de granulométrie variée.

D'autres sujets ont été reconnus comme importants pour la biologie, sans qu'il nous ait été possible de préciser dans quel sens le facteur présentait une évolution favorable ou non. Il en est ainsi du temps de résidence ou de transit des masses d'eau, et de l'état d'équilibre morphosédimentaire des systèmes estuariens : ceux-ci sont naturellement en évolution, et il est difficile de savoir si les communautés biologiques sont sensibles à cette dynamique.

Le rapport de septembre 2014 (Le Hir *et al*., 2014a) propose un certain nombre d'indicateurs, regroupés en 4 familles :

1) indicateurs relatifs à la morphologie

- indicateur de défaut de convergence (évolution longitudinale progressive des sections)
- indicateur hypsométrique (distribution équilibrée des cotes du fond, d'aval en amont)
- indicateur d'extension de la zone intertidale
- indicateur de sinuosité rivulaire
- indicateur d'extension du lit majeur.

2) indicateurs liés à l'hydrodynamique

- indicateur courants
- indicateur agitations (régime de vagues).

3) indicateurs liés à l'hydrologie

- indicateur salinité
- indicateur stratification, proposé en partant de l'hypothèse que la stratification, révélatrice d'un mélange vertical réduit, est un état favorable aux hypoxies des eaux de fond lorsqu'il y a tendance à l'eutrophisation, condition particulièrement défavorable pour l'écologie.

4) indicateurs liés au sédiment et à sa re-suspension

- indicateur turbidité. Les valeurs de turbidités pouvant extrêmement varier d'un estuaire à un autre (même naturellement), la définition de seuils limite est scientifiquement difficile à justifier. L'intérêt d'analyser la turbidité réside principalement dans son implication dans les problèmes d'hypoxie des eaux, en période d'étiage lorsque la turbidité concerne des biefs amont, Il a été proposé d'analyser ce risque à partir d'un indicateur relatif au débit d'étiage à soutenir. Une éventuelle évolution de la turbidité à hydrologie fluviale constante reste une préoccupation méritant réflexion, aucun indicateur simple n'ayant été proposé pour l'instant.

[1] L'hypsométrie d'un secteur géographique représente la répartition surfacique des secteurs caractérisés par une cote altimétrique donnée : dans le cas d'un estuaire, l'hypsométrie intègre aussi bien les secteurs subtidaux (jamais découverts) et les secteurs intertidaux (estran).

Pour une majorité d'indicateurs envisagés, deux formulations ont été proposées :

- l'une, qualifiée d'*absolue*, fait intervenir des valeurs de référence communes aux systèmes, intrinsèques, et finalement indépendantes des états naturels ou initiaux spécifiques à ces systèmes,
- l'autre, appelée formulation *différentielle*, vise à quantifier les écarts maximaux admissibles par rapport à une situation de référence spécifique à chacun de ces systèmes, prise par exemple comme un état du système dans une situation donnée (par exemple avant les aménagements souvent intensifs entrepris dès le XIXème siècle).

Les deux formulations soulèvent des difficultés d'application. Dans le premier cas, il est demandé aux experts de définir des valeurs-guide des indicateurs qui restent très discutables, compte tenu de la variabilité des configurations naturelles. Dans le cas des formulations différentielles, il est nécessaire de préciser pour chaque masse d'eau concernée un état de référence, qui généralement reste très mal connu (par exemple nature de la couverture sédimentaire), sauf si la situation de référence est choisie très récente (deuxième moitié du XXème siècle, ou même période de mise en application de la DCE), mais alors elle est susceptible de concerner une situation déjà impactée par les aménagements et activités anthropiques. La question du type de formulation à privilégier est donc à l'ordre du jour des réflexions menées en 2ème année.

Enfin, pour certains indicateurs, des formulations simplifiées sont envisagées, de façon à rendre plus simple, plus facile et finalement moins coûteuse l'application future de la DCE et du programme de surveillance.

1.2 Actions réalisées en 2ème année

Quatre types d'actions ont été menés de mars 2014 à février 2015.

Un premier travail a fait l'objet du stage de Master 2 "Physique Océan Climat" à l'UBO de Clément Bouvier. Il s'agissait de tester et de préciser certains indicateurs morphologiques, hydrodynamiques (courants) et hydrologiques (salinité et stratification) en les évaluant sur des estuaires de forme schématique à l'aide d'un modèle hydrodynamique tridimensionnel (3D). La synthèse de ce travail est l'objet du chapitre 2, tandis que le mémoire de M2 de Clément Bouvier est fourni en annexe 1 (Bouvier, 2014).

Une deuxième partie (chapitre 3) porte sur la caractérisation des tendances morphodynamiques, de façon à évaluer le bien fondé des indicateurs qui y font référence, en exploitant les pistes suggérées dans le rapport de première année. L'outil d'étude reste le modèle 3D exploité dans le chapitre 2, mais sous sa forme beaucoup plus complète de modèle hydrosédimentaire avec couplage morphodynamique. Ce travail a bénéficié de développements réalisés de juillet 2014 à décembre 2014 dans le cadre du projet *Conséquences du Changement Climatique sur l'Ecogéomorphologie des Estuaires* (C3E2) du programme *Gestion et Impact du Changement Climatique* du MEDDE. Ce projet coordonné par Ifremer comportait un volet académique consistant à simuler sur des estuaires de forme schématique l'effet de la montée du niveau de la mer en termes d'évolution morphosédimentaire (Le Hir *et al*., 2014b).

La troisième partie restitue les discussions tenues au sein du groupe de travail sur les indicateurs HMS mis en place avec l'ONEMA, qui portaient sur les propositions d'indicateurs faites en première année et rappelées au début de cette introduction, auxquelles une réflexion sur les temps de résidence a été ajoutée. Des conclusions pratiques sur la sélection d'indicateurs ont pu être tirées (chapitre 4).

Enfin, le rapport présente un certain nombre de tests réalisés sur des estuaires schématiques, pour préfigurer des évaluations d'indicateurs, et caractériser la sensibilité des résultats aux incertitudes sur la morphologie (bathy-topographie) des estuaires. C'est l'objet du chapitre 5.

La convention passée entre l'ONEMA et Ifremer prévoyait initialement de tester la pertinence d'un calcul de cubatures pour renseigner les indicateurs hydrodynamiques en s'affranchissant d'une modélisation plus complète, dans un souci d'économie de moyens. Le principe du calcul de cubatures (par exemple largement utilisé pour la comparaison inter-estuaires réalisée dans le cadre du projet européen TIDE ; Vandenbruwaene *et al*., 2013) est de calculer d'amont en aval les vitesses moyennes dans chaque section en résolvant simplement la continuité en eau : connaissant les niveaux de marée partout à tout instant, la variation de débit entre l'amont et l'aval d'un tronçon doit exactement correspondre au taux de variation de la surface libre dans ce tronçon. Il est ainsi possible de progresser depuis l'amont où le débit fluvial est supposé connu jusqu'à l'embouchure, et cela à toute phase de la marée. Dans le cas des estuaires schématiques, ou pour un estuaire dont la propagation de la marée n'est pas *a priori* connue, sous réserve que cet estuaire soit de dimension assez faible, on peut faire l'hypothèse raisonnable que le niveau d'eau reste proche de l'horizontale : le calcul de cubature est alors immédiat. En cours d'année, nous avons fait le choix de ne pas explorer cette piste, pour deux raisons : d'une part l'hypothèse simplificatrice empêche d'évaluer les courants dans le cas des estuaires longs dont la propagation de marée est mal connue, et surtout le calcul de cubatures repose sur la connaissance des sections bathymétriques dans tout le système, d'amont en aval : c'est ce qui requiert le plus d'efforts, en consacrant des moyens importants aux acquisitions bathymétriques. En comparaison, la mise en œuvre d'un modèle hydrodynamique, même 3D, qui repose aussi sur la fourniture d'une information topo-bathymétrique complète, ne représente qu'un effort supplémentaire très faible, maintenant que l'usage de tels modèles s'est banalisé. Les tests par calcul de cubatures ont donc été jugés peu pertinents. Au contraire, face à la difficulté de recueillir une information bathymétrique suffisamment riche, il a été choisi de tester la sensibilité des évaluations d'indicateurs à une imprécision de la bathymétrie, en faisant varier plus particulièrement des informations moins accessibles (telles que celles obtenues par sondages), et en s'appuyant sur des informations partielles ou plus accessibles telles que les largeurs de basse mer, que l'on peut extraire de photographies aériennes. Ces tests sont rapportés dans le chapitre 5.

1.3 Rappel sur les qualités requises pour un indicateur DCE

La figure 1 ci-après, extraite d'un rapport bibliographique sur les indicateurs DCE réalisé par Brun et Soudant en 2015, reprend les qualités requises pour un indicateur pertinent. Les discussions du groupe de travail ont mis en relief l'importance de proposer des indicateurs présentant un bon rapport coût/efficacité, donnant de l'intérêt aux tests de sensibilité à la finesse de description des informations bathymétriques, *a priori* nécessaires pour instruire les indicateurs.

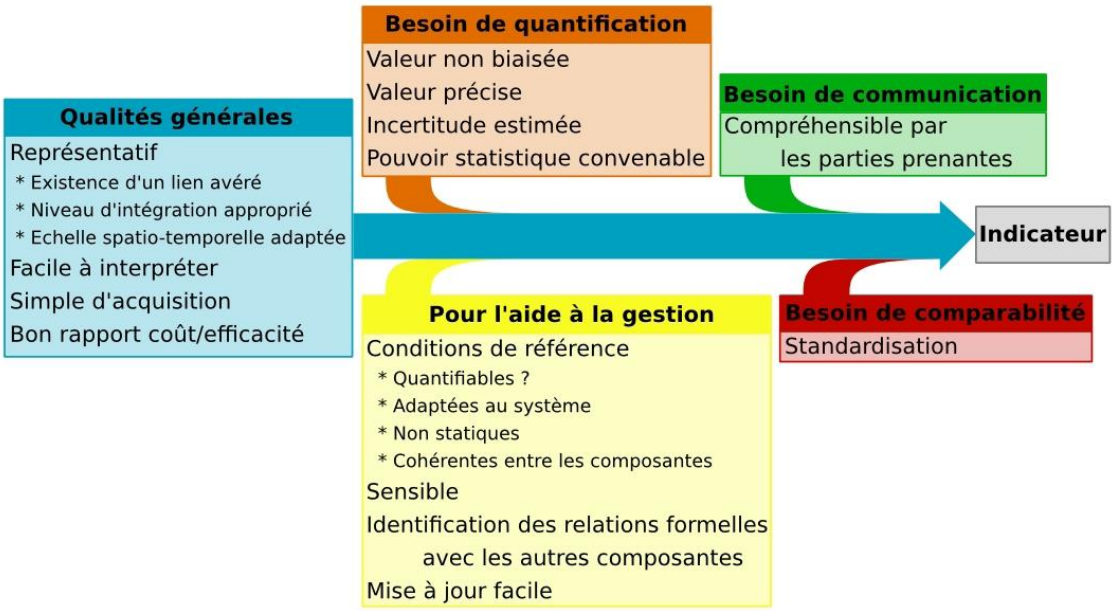

Figure 1 : qualités attendues d'un indicateur, selon les objectifs affichés *(D'après Brun et Soudant, 2015)*

Par ailleurs, les discussions ont révélé une réticence à mettre en place des indicateurs dont l'évaluation requiert la description d'un état de référence spécifique, difficulté très classique pour les applications de la DCE et d'autant plus cruciale en ce qui concerne l'hydromorphologie que les impacts anthropiques ont fréquemment commencé au XIXème siècle. La recommandation est donc de privilégier une formulation "absolue" des indicateurs, avec des valeurs de référence déterminées par expertise, plutôt que les formulations différentielles nécessitant une description des systèmes dans un état passé, dont on a toujours du mal à sélectionner la période. En cas de difficulté pour définir des valeurs indicatrices générales, il est suggéré de les proposer par types d'estuaires, à condition naturellement que la typologie employée soit pertinente vis-à-vis de l'indicateur concerné.

D'une manière générale, la validation des indicateurs ne pourra se faire qu'à partir d'exemples d'estuaires pour lesquels ils auront été évalués, et après confrontation aux dires d'experts relatifs aux états écologiques des systèmes considérés. Ce travail devait initialement commencer en 2014, et ne sera finalement entrepris sous la coordination de l'Université de Bordeaux qu'en 2015.

2. Evaluation de la pertinence d'indicateurs hydromorphologiques en milieu estuarien par modélisation numérique d'estuaires schématiques.

Ce chapitre est une synthèse du mémoire de MASTER 2 de Clément Bouvier, reproduit en annexe 1.

Un modèle 3D a été mis en place afin d'évaluer la pertinence d'indicateurs hydrodynamiques (relatifs aux courants) et hydrologiques (relatifs à la salinité et à la stratification) appliqués à des estuaires schématiques. Le modèle hydrodynamique est le code MARS-3D de l'Ifremer, appliqué avec une fermeture turbulente à deux équations, de type k-ε[2]. Le modèle est forcé à sa limite marine par une marée sinusoïdale semi-diurne de période 12h (pour simplifier les sorties), avec ou sans modulation de l'amplitude selon un cycle vive eau / morte eau. En amont de l'estuaire, le débit fluvial est donné. Pour le calcul des distributions de salinité, un possible retour d'eau dessalée en début de marée montante à la limite marine est autorisé, en affectant à la salinité du large une pondération entre la valeur antérieure et une valeur représentative de la salinité du large (prise égale à 35 PSU) (il s'agit d'une sorte de relaxation).

2.1 Construction des estuaires schématiques

La morphologie de l'estuaire schématique comprend deux parties : l'estuaire proprement dit, et la mer côtière adjacente, jointive à l'estuaire à son embouchure. Cette partie externe permet de repousser les conditions à la limite marine en dehors de la zone d'intérêt. Le profil en travers d'une section type de l'estuaire se décompose en 2 trapèzes, l'un en dessous du niveau de basse mer théorique, l'autre au-dessus, comme le montre la figure 2 ci-dessous :

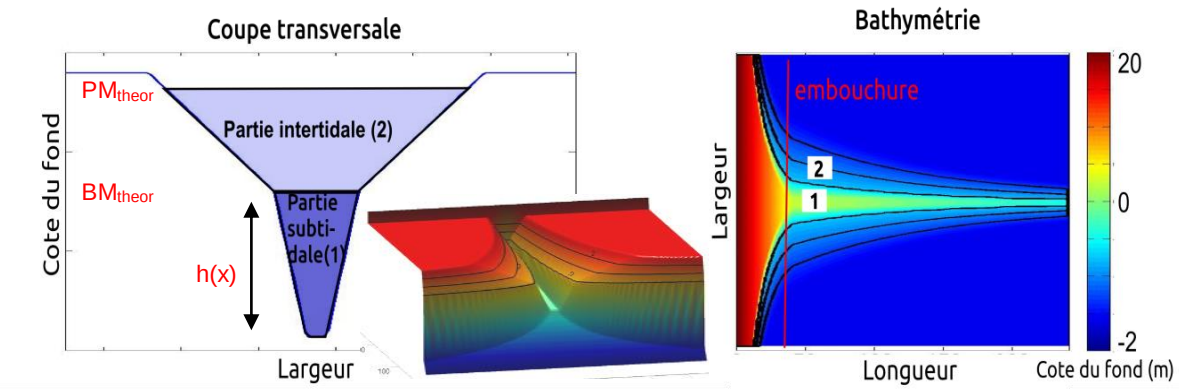

Figure 2 : Visualisation en coupe et en plan de l'estuaire schématique. Un exemple de bathymétrie est donné sur la figure de droite. (les couleurs du bloc diagramme sont inversées par rapport à celles du plan bathymétrique)

En chaque section de l'estuaire sont définies les largeurs au fond du chenal, à basse mer théorique et à pleine mer théorique.

Les niveaux de basse mer (BM_{theor}) ou de pleine mer (PM_{theor}) "théoriques" sont en fait les niveaux de basse mer et de pleine mer moyennes au large. La définition de ces 3 largeurs en chaque section x, complétée par la cote du chenal sous le niveau de basse mer h(x) suffisent à définir

[2] La fermeture turbulente permet en particulier de paramétrer les mélanges verticaux, et donc les conditions de stratification. Dans le cas d'une fermeture de type *k-ε*, deux équations sont résolues pour l'énergie cinétique turbulente *k* et pour le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente *ε*.

complètement la géométrie du système estuarien. Pour les préciser, deux critères morphologiques sont respectés : d'une part la progression exponentielle des sections à mi-marée et d'autre part une relation entre le rapport des hauteurs d'écoulement à PM et BM et le rapport des largeurs totales à PM et BM. Le premier critère caractérise la forme d'entonnoir de l'estuaire et permet d'assurer une relative uniformité des vitesses moyennes maximales dans l'estuaire (*cf.* Le Hir et al., 2014a). Il constituerait un critère d'équilibre morphodynamique, et pourrait décrire un estuaire idéalisé selon *e.g.* Savenije (2005). Il s'écrit :

$$S(x)=S_0\exp(-x/L_{cvg})$$

où x est l'abscisse longitudinale de l'estuaire (comptée positivement depuis l'embouchure) ; S est la section moyenne en x, S_0 la section à l'embouchure ; L_{cvg} est appelée longueur de convergence des sections,

Le deuxième critère est inspiré de Dronkers (1998) et de van Maanen *et al.* (2013), qui mettent en avant une condition d'asymétrie de marée minimale lorsque l'équilibre morphodynamique est atteint. Nous en avions déduit un indicateur permettant de caractériser les largeurs intertidales, déduites des largeurs à pleine mer et à basse mer l_{PM} et l_{BM} (*cf*. Le Hir et al., 2014a), que l'on relie à l'aide du rapport γ, soit :

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

Si γ est pris uniforme d'aval en amont, alors sa valeur sera celle du facteur de Dronkers, exprimé globalement pour l'estuaire sous la forme:

$$\gamma = (H_{PM}/H_{BM})/(S_{PM}/S_{BM})^{0.5},$$

où S_{PM} et S_{BM} sont les surfaces de l'estuaire à PM et à BM, les hauteurs H_{PM} et H_{BM} représentant ici des hauteurs moyenne pour tout l'estuaire. Dronkers (1998) observe que pour les systèmes naturels, la valeur de γ est proche de 1.1.

On peut montrer (annexe 1) que la donnée de h(x), S_0, L_{cvg} et γ complétée par l'amplitude de marée suffit à déterminer toute la géométrie de l'estuaire schématique (en particulier les largeurs à pleine et basse mer théoriques) en fonction de la largeur du chenal. Pour cette dernière, une variation exponentielle d'aval en amont, est proposée, paramétrée par la longueur de convergence de la largeur du chenal $L_{cvg\ chenal}$.

Une alternative à la relation entre rapport des hauteurs et rapport des largeurs est inspirée de Yates *et al* (1996), cités par Prandle (2003), qui observent qu'en moyenne pour 25 estuaires anglais, la largeur à BM serait un cinquième de la largeur à PM. Ainsi, quatre configurations schématiques ont été testées, correspondant soit à un facteur γ de 1.1, de 1.5 ou de 0.7, soit à un rapport l3/l2 = 5 (configuration "Yates"). Enfin, pour tester les valeurs prises par les indicateurs dans le cas d'un estuaire ne respectant pas la progression exponentielle des sections, une cinquième configuration est créée, caractérisée par un élargissement du chenal à x = 30 km.

La figure 3 ci-après présente les bathymétries respectives (en m par rapport au niveau moyen) de ces 5 configurations (noter la distorsion des échelles longitudinales et transversales).

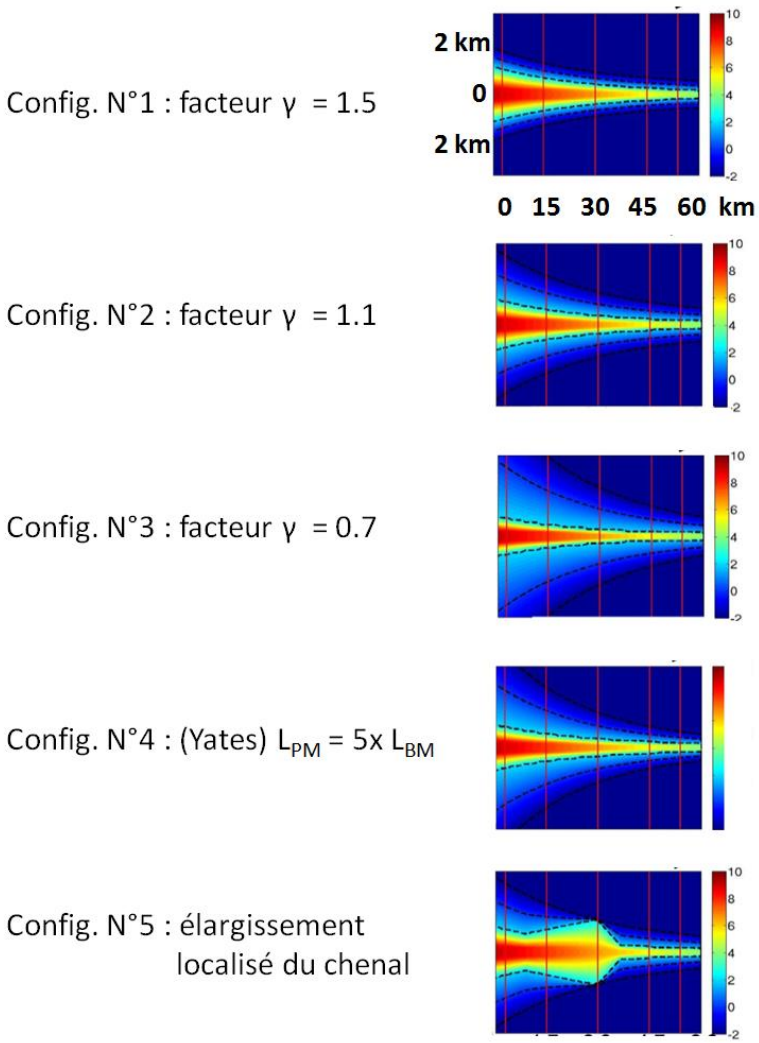

Figure 3 : Représentation des bathymétries des configurations testées.

Les conditions communes aux 5 configurations sont :

- amplitude de marée au large : 2 m
- longueur de l'estuaire : 60 km
- longueur de convergence des sections à mi-marée : 23.4 km
- section à mi-marée à l'embouchure : 14740 m2
- demi-largeur du chenal à l'embouchure : 205 m
- longueur de convergence du chenal : 46.88 km
- grille de calcul : 200 x 100, avec un pas de 300 m en x (longitudinal) et 100 m en y (transversal), ces valeurs constituant un compromis pour restituer la géométrie de l'estuaire sans générer des coûts de calcul prohibitifs.

Avant toute modélisation, l'indicateur hypsométrique, qui se base sur la seule donnée bathy-topométrique, est préfiguré pour ces 5 configurations testées. La figure 4 donne un aperçu des distributions des cotes du fond le long de l'axe longitudinal des estuaires schématiques considérés.

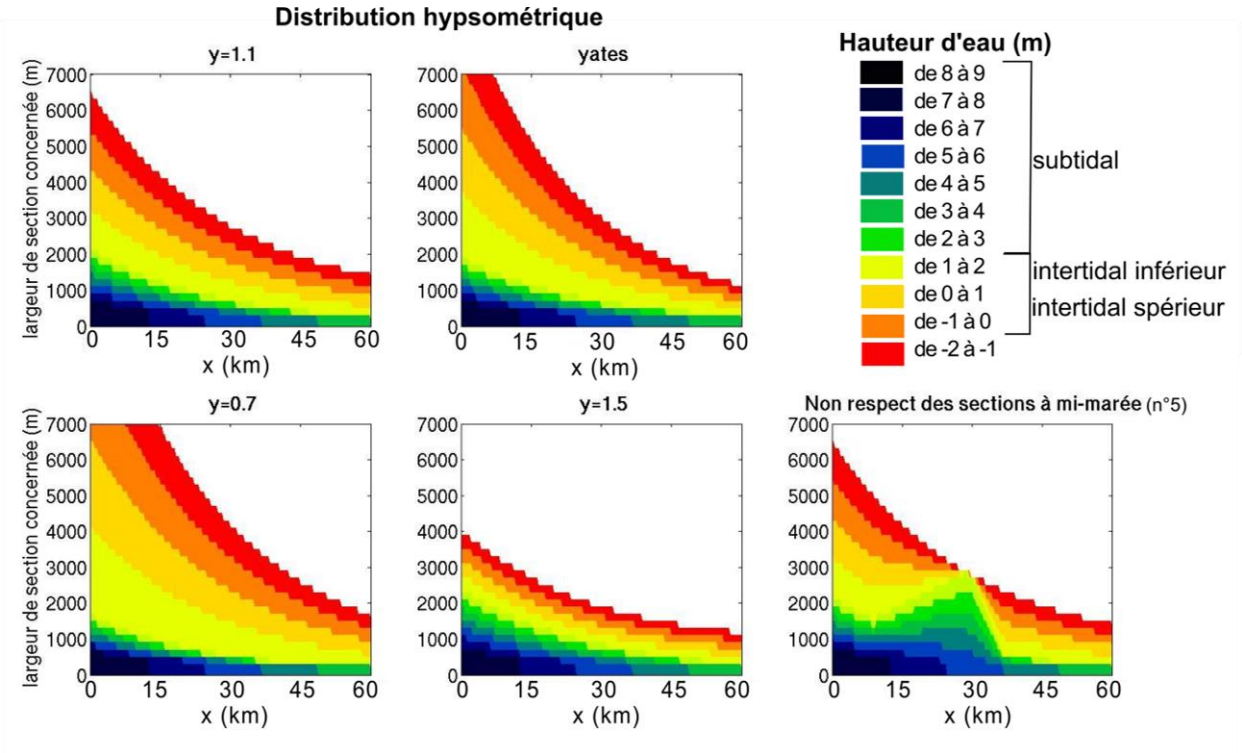

Figure 4 : Répartition longitudinale des largeurs de l'estuaire correspondant à une élévation (cote du fond) donnée. [Le niveau de référence 0 est le niveau moyen au cours de la marée; les élévations inférieures au niveau moyen sont choisies >0 ; l'abscisse kilométrique 0 correspond à l'embouchure]

Conformément aux suggestions du rapport de première année, il est proposé de construire l'indicateur hypsométrique sur une densité de probabilité[3] de la cote du fond qui soit supérieure à un seuil pour chaque section de l'estuaire. Si les élévations (cotes) du fond sont regroupées en 3 catégories, par exemple le subtidal, l'intertidal inférieur et l'intertidal supérieur, alors l'indicateur se traduit par une fraction minimale de la largeur d'estuaire correspondant à cette catégorie, et cela en chaque section d'estuaire. Les résultats sont présentés sur la figure 5 pour deux configurations très contrastées. L'indicateur hypsométrique consisterait à fixer une "largeur relative" minimale pour chacune des catégories (par exemple 10 ou 20%). Ainsi, dans le deuxième exemple montré, la valeur indicatrice de bon état n'est pas satisfaite sur l'ensemble de l'estuaire.

[3] La densité de probabilité peut être vue comme la limite de l'histogramme des classes de valeur, lorsque ces classes sont choisies très étroites.

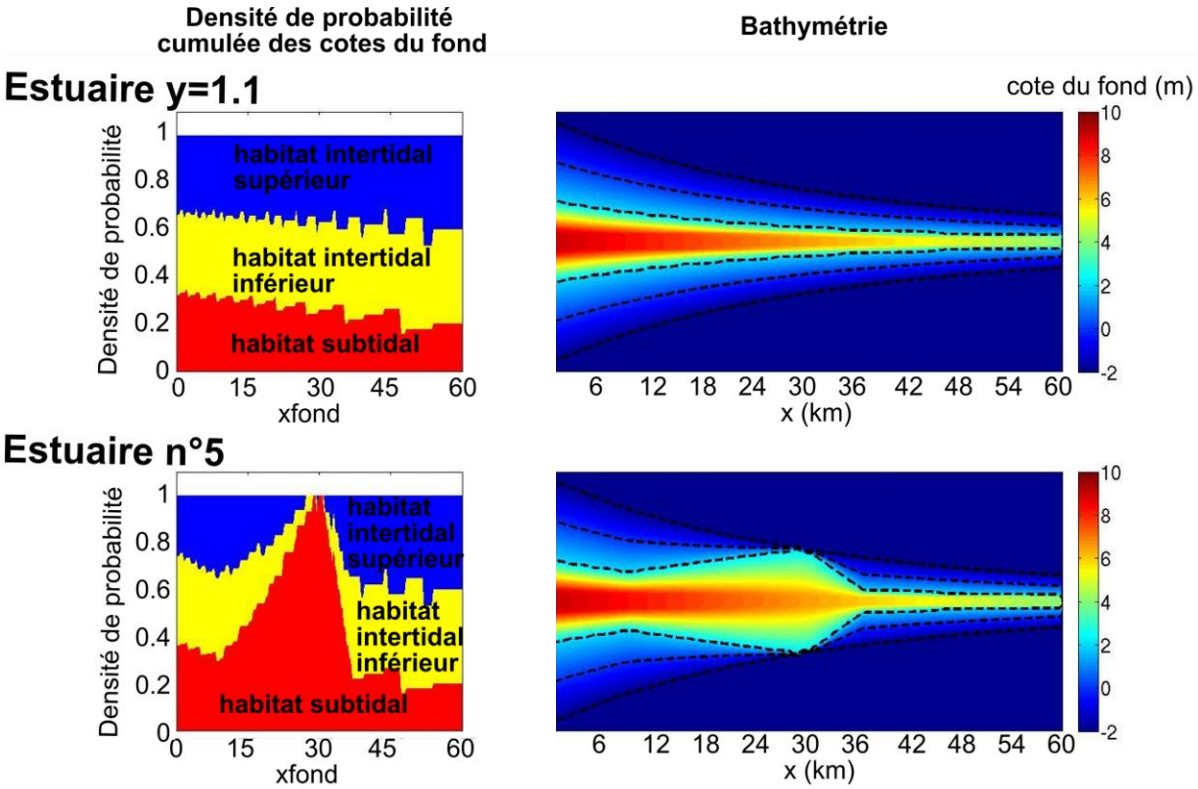

Figure 5 : Répartition des classes topobathymétriques d'aval en amont pour 2 configurations d'estuaire schématique, dont la vue en plan est représentée à droite.

2.2 Simulations hydrodynamiques, et caractérisation des courants

Dans son étude de Master 2, Clément Bouvier a testé la capacité du modèle à simuler la propagation de la marée, en termes d'asymétrie et d'atténuation amont, et sa variabilité en fonction de paramètres tels que la rugosité du fond et la viscosité horizontale[4].

Puis les distributions de vitesses maximales au cours de la marée ont été calculées (Fig. 6).

[4] Paramètre caractérisant les mélanges horizontaux de quantité de mouvement, susceptibles d'atténuer les gradients de vitesse.

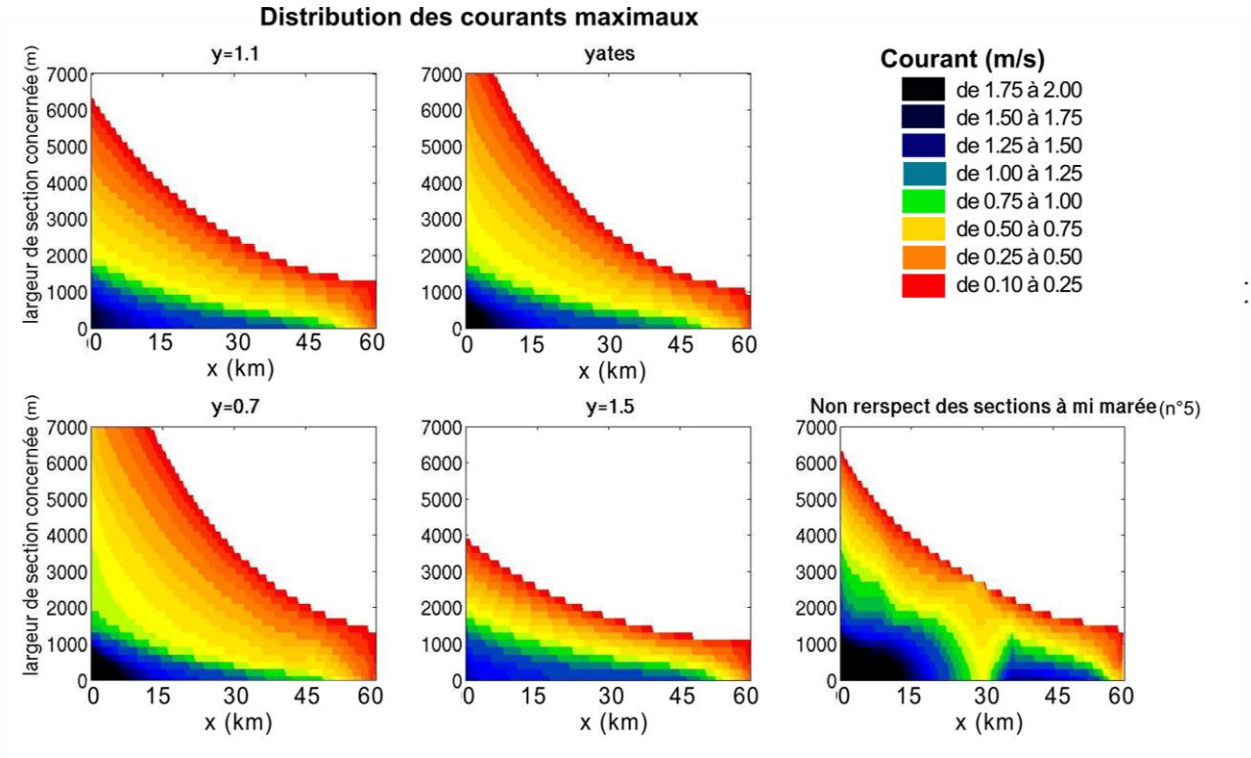

Figure 6 : Distribution longitudinale des maximums de courant.

L'analogie avec la distribution hypsométrique (Fig.3) est frappante. Dans le rapport de 1ère année, l'attention avait été portée sur la variation du courant en fonction de la hauteur d'eau locale, pour une même section d'estuaire. A priori lorsque le courant maximal se produit (flot ou jusant) le régime est établi (accélérations négligeables) et l'équilibre hydrodynamique impose une égalité entre frottement sur le fond et forçage représenté par la pente de la surface libre. En première approximation, cette pente s'établit dans la direction longitudinale et reste uniforme dans la section, donc le frottement, réparti sur toute la hauteur d'eau *h* doit être à peu près identique dans le chenal et sur les bords. Le frottement sur le fond, turbulent, est approximativement proportionnel au carré de la vitesse du courant, de telle sorte que l'équilibre hydrodynamique s'écrit :

pente longitudinale de la surface libre ~ frottement sur le fond ~ U^2/h

Si la pente est uniforme lorsqu'on se déplace transversalement dans une même section de l'estuaire, la quantité U^2/h doit rester à peu près constante, ce qui conduit à une distribution transversale des vitesses U proportionnelle à la racine carrée de la hauteur d'eau h.

Cette considération simple justifie l'analogie attendue entre distribution des hauteurs du fond (hypsométrie) et distribution des courants. Ceci a été vérifié pour les 5 configurations schématiques considérées (Figure 7). Pratiquement pour toutes les configurations, U^2/h est uniforme dans chaque section représentée (alignement des points d'une même couleur), et il est remarquable de constater que cette pente varie peu d'aval en amont, sauf dans le cas N°5 pour lequel la variation exponentielle des sections n'est pas respectée. De façon également remarquable, c'est l'estuaire caractérisé par un paramètre γ de 1.1, la valeur moyenne "naturelle" observée par Dronkers (1998) sur un certain nombre de systèmes estuariens, qui présente la meilleure stabilité longitudinale de ce rapport. La continuité longitudinale des courants maximaux est de ce fait assurée, avec cependant une décroissance vers l'amont en même temps que les hauteurs d'eau dans le chenal diminuent. Dans ce secteur, la morphologie peut être aussi contrôlée par le régime fluvial.

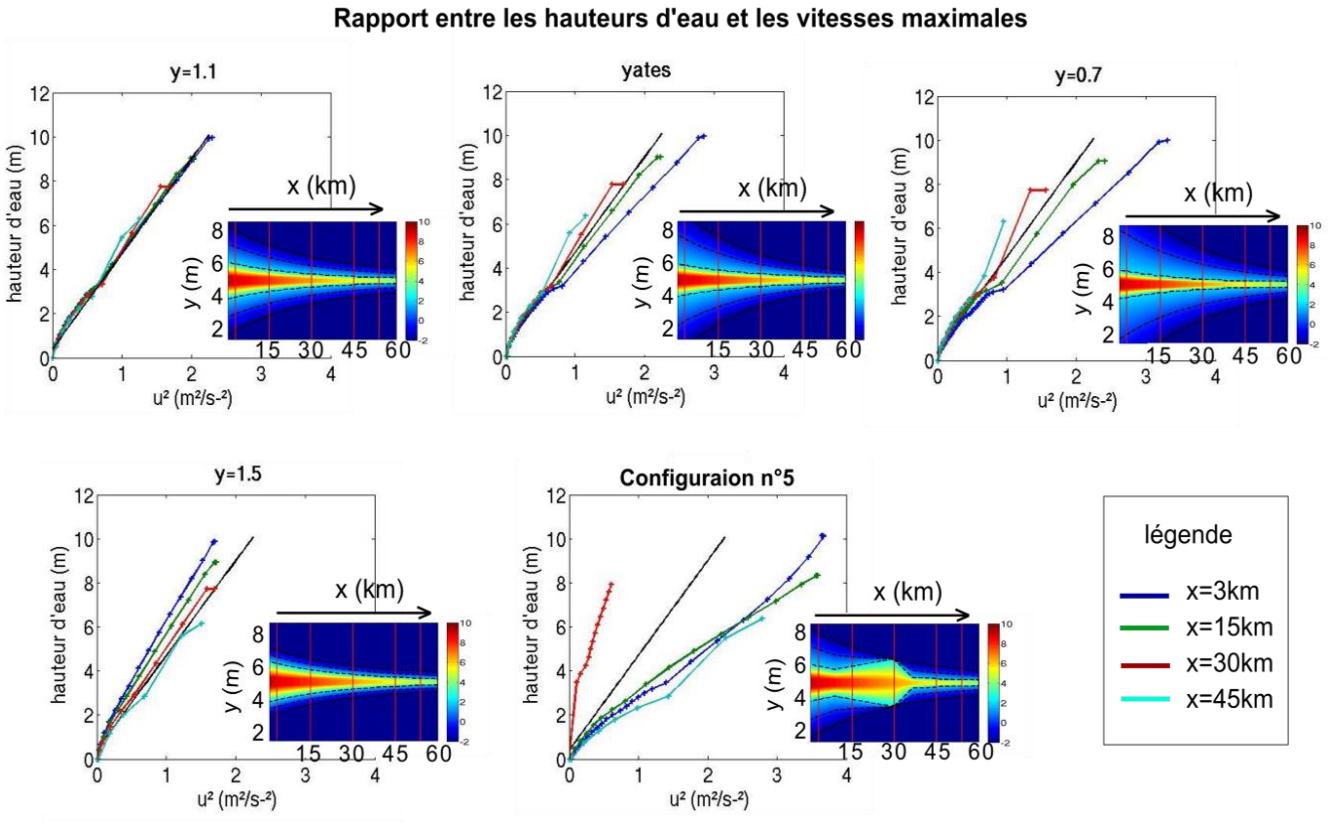

Figure 7 : relations entre les vitesses maximales simulées au cours d'une marée et les hauteurs d'eau locales au moment du maximum de vitesse. Les résultats sont donnés pour toutes les mailles de calcul situées en 4 sections représentatives, représentées par une couleur.

Dans les configurations "Yates" et " γ=0.7", les courants sont supérieurs en aval à hauteur d'eau fixée (profils bleus foncés sur la figure 7), dénotant une dissipation d'énergie supérieure au cours de la propagation de la marée vers l'amont, liée au frottement sur le fond sur une surface d'estran plus étendue. Au contraire, la configuration "γ=1.5" montre des courants relativement plus intenses en amont, l'étroitesse des zones intertidales atténuant leur effet de dissipation d'énergie : cet estuaire aura tendance à être hypersynchrone[5], et morphodynamiquement moins stable. *A fortiori*, la configuration N°5 se révèle plus éloignée de l'équilibre, avec des vitesses nettement plus faibles au PK30 et bien supérieures en amont et en aval : si les fonds et rives d'un tel estuaire sont mobiles, les sédiments se déplaceront rapidement pour compenser ces déséquilibres amont/aval.

Cette présentation des vitesses permet une visualisation globale du comportement hydrodynamique de l'estuaire. Selon la morphologie, la relation (vitesse/hauteur d'eau locale) peut être unique ou pas. Dans le cas d'une géométrie réputée proche de l'équilibre ($\gamma = 1.1$), cette relation semble parfaitement respectée sur tout l'estuaire, au point qu'un indicateur spécifique aux vitesses serait inutile. Mais pour des géométries différentes, ce n'est plus le cas, et un indicateur semblable à celui de l'hypsométrie peut être proposé, basé sur la distribution amont/aval de la densité de probabilité de différentes classes de courant. Nous reviendrons sur cette question dans le chapitre 4.

[5] Un estuaire est dit "hypersynchrone" (resp. "hyposynchrone") lorsque l'effet, sur la propagation de la marée, de la convergence des berges est supérieur (resp. inférieur) à celui du frottement sur le fond, se traduisant par une amplification (resp. réduction) de la marée surtout visible à pleine mer.

2.3 Recherche d'indicateurs pour la caractérisation hydrologique

Salinités

Ce premier travail sur la simulation d'estuaires schématiques propose une simulation de la distribution des salinités et de leurs variabilités, pour un régime hydrologique passant de crue à étiage pendant plus de 4 mois, couvrant ainsi une large gamme de variation possible des salinités. La variabilité peut-être représentée par les percentiles 10 et 90 des salinités (évitant des artefacts que l'on obtiendrait avec des valeurs minimales ou maximales provoquées par un épisode exceptionnel de courte durée). Les résultats sont présentés figure 8 pour l'estuaire "γ=1.1"

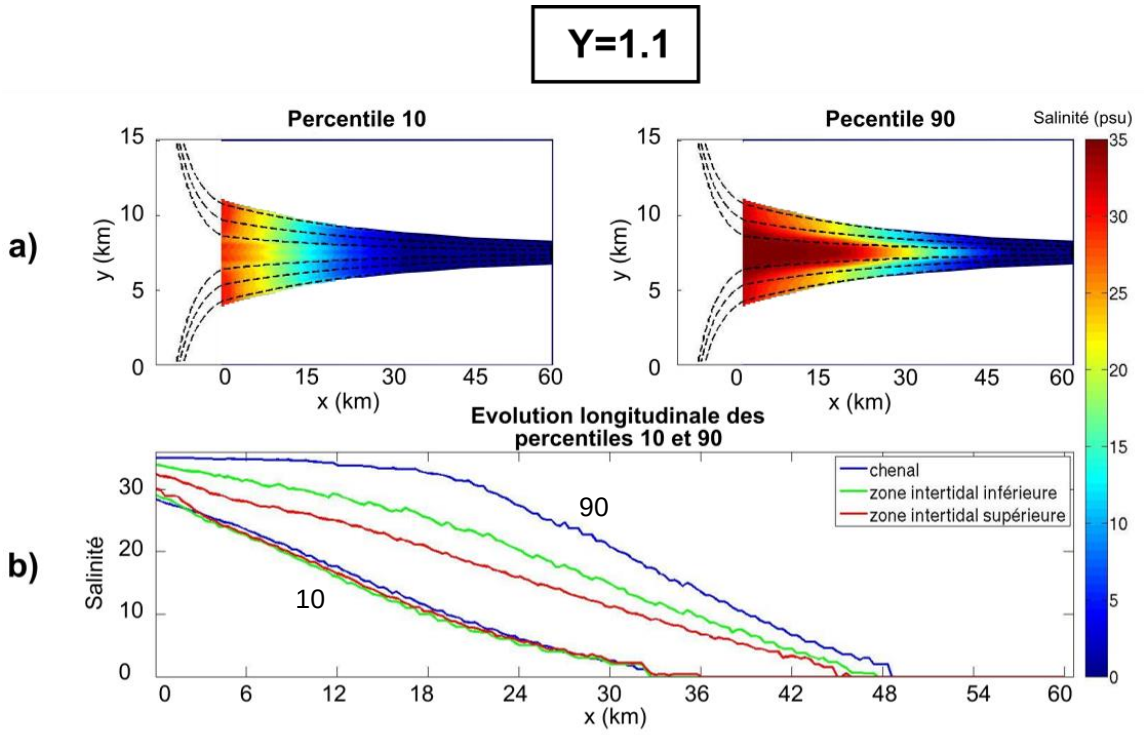

Figure 8 : a) Cartes des percentiles 10 et 90 de salinité de fond calculés sur une durée de 4 mois et 7 jours (débit variant de 300 à 100 $m^3.s^{-1}$). b) Evolution longitudinale des percentiles 10 et 90 moyennés par classe de profondeur (type d'habitat)

En raison d'un impact potentiel sur la caractérisation des habitats benthiques, les calculs ont été faits pour les salinités de fond. Alors que les percentiles 10 ("salinités proches du minimum") sont les mêmes dans le chenal et sur les estrans, les salinités maximales sont supérieures dans le chenal. Les salinités minimales marquent l'empreinte de jusant laissée par les eaux de surface avant découvrement des estrans, tandis que les salinités maximales sont liées aux remontées des eaux marines près du fond, qui sont advectées plus rapidement dans le chenal. Il en résulte que d'une part les salinités moyennes sont inférieures sur l'estran et en particulier sur l'intertidal supérieur, et que d'autre part la variabilité des salinités, très élevée dans la partie centrale de l'estuaire (de l'ordre de 20 PSU) est nettement plus faible sur le bord que dans le chenal.

Dans le rapport de première année (Le Hir et al., 2014a), nous avons argumenté en faveur d'un indicateur montrant une extension maximale des gradients de salinité, pour renforcer le caractère spécifiquement estuarien des eaux saumâtres. Comme tout estuaire comporte une transition entre eau douce en amont et eau salée en aval, il s'agit d'évaluer l'extension de cette transition, par exemple en considérant les surfaces occupées par chaque gamme de salinité, rapportées à la surface totale de l'estuaire. Un seuil minimum peut être proposé pour chaque gamme, choisi uniformément ou pas selon les recommandations des experts biologistes. Les distributions peuvent

être exprimées en densité de probabilité, ou en surface relative (*i.e.* rapportée à la surface totale de l'estuaire) pour des gammes de salinité fixées. L'exercice a été mené sur deux configurations schématiques (Figure 9), en distinguant les surfaces (habitats) intertidales et subtidales. On voit ainsi que dans le cas de l'estuaire comportant un élargissement du chenal et un rétrécissement de la zone intertidale (configuration N°5), les salinités intermédiaires (15 à 22 PSU) sont très mal représentées sur la zone intertidale.

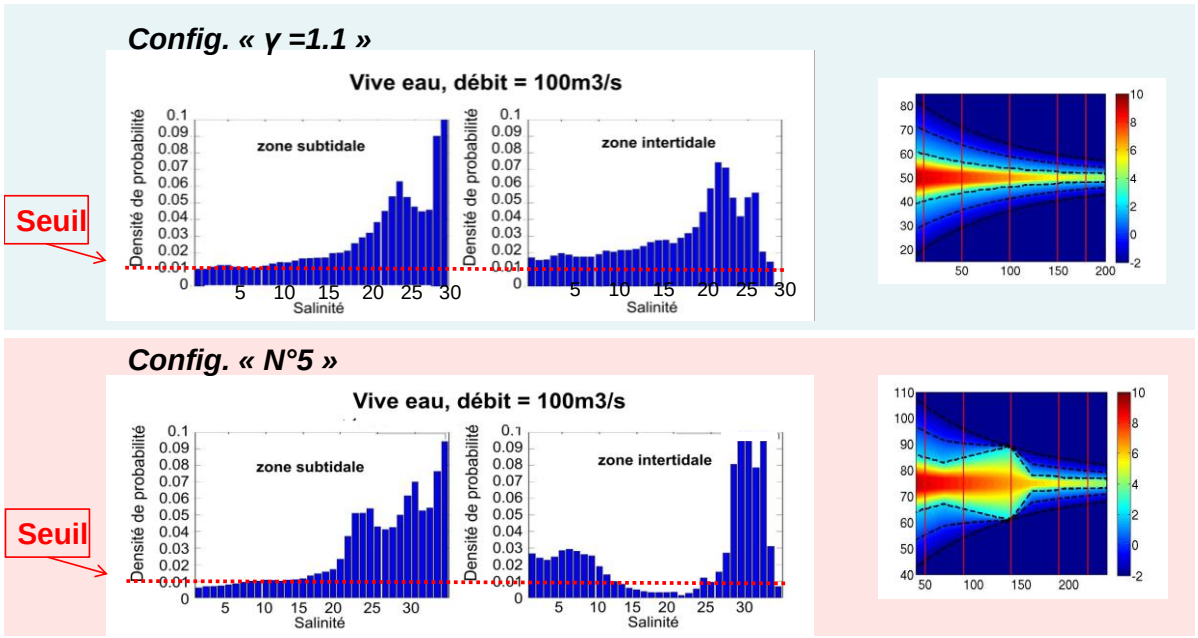

Figure 9 : Distribution en densité de probabilité des salinités de fond pour deux systèmes estuariens (les bathymétries respectives sont représentées à droite), en distinguant les habitats subtidaux et les habitats intertidaux. Un seuil de 0.01 est ici figuré pour illustrer une valeur indicatrice d'état HMS favorable à l'état écologique.

Stratifications

Enfin, un travail a été initié pour évaluer la possibilité d'identifier des secteurs à stratification probable, susceptible d'entraîner des hypoxies ou anoxies des eaux de fond (*cf.* § 5.2 du rapport Le Hir et al., 2014a et indicateur H4). La simulation pluri-saisonnière nécessaire au calcul de l'indicateur salinité permet effectivement de fournir dans la foulée, en chaque point de l'estuaire, une statistique du nombre de Richardson intégré sur la colonne d'eau. Ce paramètre adimensionnel caractérise l'intensité des mélanges turbulents susceptibles de détruire une stratification de densité, favorable au risque d'hypoxie par non renouvellement de l'oxygène des eaux de fond depuis la surface. Pour rappel, ce nombre de Richardson intégré s'écrit :

$R_i = 0.008\ g\ h\ \Delta S / U^2$, avec U le courant (de marée), h la hauteur d'eau, ΔS la différence de salinité fond/surface et g (=9.81 $m.s^{-1}$) l'accélération de la pesanteur

Les résultats pour l'estuaire schématique ont fait apparaître un nombre de Richardson élevé dans le secteur d'embouchure voire plus en aval (*cf.* § 3.4.2 de l'annexe 1) où les hauteurs d'eau sont importantes et les courants faibles, même si les stratifications n'y sont pas élevées. C'est typiquement ce qui se passe en baie de Vilaine, secteur côtier métropolitain le plus susceptible d'eutrophisation, mais la pertinence du paramètre dans les secteurs à risque de l'amont reste à démontrer. Des tests pourront être faits sur un estuaire réaliste, connu pour des occurrences d'hypoxie (exemple de l'estuaire de la Loire en aval de Nantes) avant de conclure.

3. Eléments concernant l'équilibre morphodynamique

Les indicateurs morphologiques que nous avons proposés reposent pour partie sur la notion d'équilibre morphodynamique. Profitant de la mise en place d'un modèle morphodynamique d'estuaire schématique dans le cadre du projet *Conséquences du Changement Climatique sur l'Ecogéomorphologie des Estuaires* (C3E2) (Le Hir et al., 2014b), nous avons testé le comportement morphodynamique de certaines configurations sur lesquelles nous avions bâti des indicateurs d'état supposé proche de l'équilibre : c'est le cas de l'indicateur de défaut de convergence M1, qui mesure l'écart avec une progression exponentielle des sections à mi-marée, et de l'indicateur d'extension de la zone intertidale M3 basé sur une valeur limite du paramètre γ de Dronkers - van Maanen.

Le modèle morphosédimentaire utilisé a la même base hydrodynamique 3D que le modèle utilisé dans le chapitre 2. Il est couplé avec un modèle de sédiment sable/vase, qui permet de suivre la sédimentation et les érosions en fonction du stock et de la nature des sédiments disponibles, et résout le transport en suspension de différentes classes granulométriques. Le modèle traite les couplages bathymétriques, en réactualisant à chaque pas de temps (quelques dizaines de secondes) la bathymétrie en fonction des érosions-dépôt, permettant ainsi une réactualisation de l'hydrodynamique à chaque marée.

3.1 Présentation succincte du modèle morphodynamique d'estuaire schématique

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 (effets sur les gradients de densité considérés comme négligeables devant ceux induits par les variations de salinité). Dans les applications ci-après, une fermeture turbulente de type "longueur de mélange", avec terme d'amortissement de la diffusion verticale dépendant d'un nombre de Richardson local *Ri*, a été adoptée.

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 $m^2.s^{-1}$).

Le transport de sédiment, multi-classes, se fait exclusivement en suspension, et s'applique donc à des sédiments fins ou moyens. Le flux d'érosion s'applique à toutes les classes au prorata de leurs fractions respectives. La loi d'érosion utilisée est du type "Partheniades" [$E = E_0 (\tau/\tau_e - 1)^n$], où τ est la contrainte de cisaillement exercée par les courants, E le flux d'érosion en $kg.m^{-2}.s^{-1}$, 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 $D_i = W_i.C_{ifond}.(1- \tau/\tau_{di})$, où W_i et C_i sont respectivement la vitesse de chute et la concentration près du fond de la classe i. *τ, τ_e et τ_{di} sont respectivement la contrainte sur le fond exercée par l'écoulement, la contrainte critique pour l'érosion et la contrainte critique pour le dépôt.*

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. Par contre, le transport des particules fines (classes de

vase) est toujours calculé en 3D.

La gestion du sédiment multicouches cherche à restituer les processus de remplissage partiel des espaces interstitiels par des particules fines, et la ségrégation des différences classes de taille lorsque le sédiment n'est pas dense (Le Hir *et al*., 2011). La paramétrisation du modèle autorise de nombreuses simplifications dont il est fait usage dans la présente application.

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 (Le Hir *et al.,* 2014b).

- 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 : 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[6]. Compte tenu du choix effectué dans l'étude de cas schématiques consistant à 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.

Dans la présente application, nous avons adopté un MF de 200, validé en comparant les évolutions sédimentaires (après quelques mois) résultant de simulations avec MF de 1 ou de 200 [les écarts sont négligeables lorsque la marée est prise constante, et qualitativement insignifiants lorsque l'amplitude de marée est modulée (Le Hir *et al.,* 2014b)].

- 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 moindre courant. Lorsque le transport se fait en suspension, l'effet de pente peut se manifester par un glissement des dépôts frais, en

[6] 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.

particulier pour les vases à l'état de crème. Ce mécanisme est pris en compte en déposant une partie du flux de dépôt évalué pour une maille dans chacune des mailles voisines de plus faible élévation, au prorata de la pente du fond.

- 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. Le processus est ici pris en compte par un terme d'érosion d'une maille découverte fonction de l'écoulement et de la hauteur d'eau dans les mailles voisines.

Application du modèle morphosédimentaire aux estuaires schématiques

La construction du maillage est faite comme dans le chapitre 2 (cf. § 2.1 et figure 2). Les géométries testées respectent *a priori* la progression exponentielle des sections selon une longueur de convergence choisie, une valeur choisie du " paramètre γ", une section choisie à l'embouchure, un profil en long du thalweg et enfin une variation de la largeur du chenal d'aval en amont. Un programme de calcul des largeurs à basse mer et à pleine mer, tel que développé dans le § 2.1 a été tabulé sur Excel, afin de pré-visualiser la géométrie de l'estuaire modélisé.

Les processus sédimentaires ont été délibérément simplifiés : pas de prise en compte de la consolidation, érosion analogue des sables et de la vase, la seule différence de comportement entre les classes de particules étant leur vitesse de chute. Cette seule différence conduit à une redistribution rapide des sédiments, les sables restant dans le chenal tandis que les vases se déposent sur l'estran, lorsqu'au départ le mélange sable/vase est uniformément distribué dans le système. Deux classes de sable (sable fin de 200 µm et sable moyen de 2 mm) et une classe de vase sont considérées. Les processus de glissement des dépôts frais et d'érosion latérale n'ont pas fait l'objet de sensibilité ni de validation.

Les paramètres du modèle sont :

- vitesse de chute : vase: 0.5 mm.s^{-1} ; sable fin : 2.5 cm.s^{-1} ; sable moyen : 17.4 cm.s^{-1}
- contrainte critique de dépôt de la vase : 1 Pa
- contrainte critique d'érosion (τ_e) : 0.7 Pa
- loi d'érosion : E (kg.m^{-2}.s^{-1}) = 0.0002 (τ/τ_e -1)
- rugosité : de forme (pour l'hydrodynamique) : 0.0005 m ; de peau (pour l'érosion) : 0.0001m
- amplitude de marée moyenne : 2 m (marnage de 4 m), et si modulation d'amplitude, celle-ci est équivalente à une variation des coefficients de marée de 40 à 100
- débit amont de 100 m^3.s^{-1}, et concentration amont de 0.02 kg.m^{-3} (de type vase seulement)
- durée typique des simulations : 6 mois à l'échelle des processus, soit une période morphodynamique de 100 ans lorsque MF=200

3.2 Analyse des résultats des tests morphodynamiques

Nous pouvons commencer par une analyse phénoménologique de l'évolution morphodynamique. Une cinquantaine de simulations morphodynamiques sur 100 ans ont été réalisées. La figure 10 illustre des exemples d'évolution hydromorphologique, pour 3 configurations initiales contrastées :

Config	Cote chenal à l'embou-chure	Cote du chenal en amont	Section à mi-maréeà l'em-bouchure (m^2)	Longueur de convergen-ce des sec-tions	Largeur à l'embou-chure	Longueur de convergen-ce des lar-geurs…	Fac-teur γ	
a	-10 m *	-2.5 m	5000	12 km	Chenal 200 m	… du chenal 18km	1.1	
b	-7.5 m	-7.5m	10000	16 km	chenal 200 m	… du chenal 18km	1.1	
c	-10 m	+ 3 m	10000	8 km	à BM : 1200 m	… à BM 10 km	1.1	Largeur à mi-marée = 1.8*largeur à BM

** par rapport au niveau moyen à l'embouchure*

L'estuaire "a", étroit, évolue peu et semble ainsi avoir une géométrie initiale proche de l'équilibre. L'estuaire "b" s'élargit beaucoup à l'aval pendant les 100 années simulées, de telle sorte que les sections moyennes s'agrandissent et que la longueur de convergence des sections diminue au cours du temps. L'estuaire "c" s'élargit beaucoup lui aussi, mais surtout en amont et au centre, et la longueur de convergence des sections augmente légèrement. Pour les configurations *b* et *c* qui évoluent assez fortement, on observe une réduction forte des vitesses maximales de courant, qui n'étaient pas adaptées au comportement des sédiments imposé (déterminé en particulier par la contrainte critique d'érosion). Dans la géométrie c, on observe cependant un courant supérieur à proximité de l'embouchure après 100 ans. Cette situation a très souvent été observée dans nos simulations : elle témoigne d'un état transitoire, l'estuaire poursuivant progressivement son élargissement depuis la zone centrale ou amont. Ainsi le diagramme inférieur de la figure 10, représentant les vitesses maximales dans le chenal, montre-t-il un état beaucoup plus mature dans les cas *a* (déjà en condition initiale) et *b* (après 100 ans d'évolution), avec des vitesses maximales du même ordre. Au contraire, le diagramme de la configuration *c* révèle une instabilité très forte, qui doit se traduire par une poursuite de l'élargissement de l'estuaire et une réduction des vitesses maximales jusqu'à l'embouchure.

A l'extrémité amont, l'évolution est très dépendante des conditions d'alimentation en sédiments. Ici l'apport amont de sédiment est très faible ($100\ m^3.s^{-1} \times 0.02\ kg.m^{-3} = 2\ kg.s^{-1}$) : l'effet ne se fait sentir qu'en amont de façon bien visible dans la configuration *b* où l'on voit une remontée du fond du chenal, et une variation des sections qui s'écarte de la loi de progression exponentielle. Des simulations effectuées avec un apport amont nettement plus important ont été effectuées dans le cadre du projet C3E2, montrant alors un "remplissage" par l'amont de l'estuaire (Le Hir *et al*., 2014b).

Les remaniements par érosion constatés dans les simulations représentées se traduisent par une sédimentation, d'une part immédiatement en aval de l'embouchure (constitution de ce qu'on appelle un delta de jusant, bien classique pour les embouchures tidales), et d'autre part sur les estrans supérieurs. Ces dépôts sont visibles sur les cartes bathymétriques à 100 ans, mais mieux encore sur le profil axial du fond pour le delta de jusant, et sur les profils en travers types pour les dépôts d'estran. Ces derniers sont bien représentatifs d'évolutions observées en nature dans les estuaires "matures" : formation d'une plaine alluviale avec remplissage de l'estran supérieur au niveau des pleines mers de vive eau moyenne, où généralement une végétation de schorre prend place. Ce sujet est beaucoup discuté dans le projet C3E2, compte tenu de la sensibilité de ces secteurs à la montée du niveau de la mer (Le Hir *et al.,* 2014b).

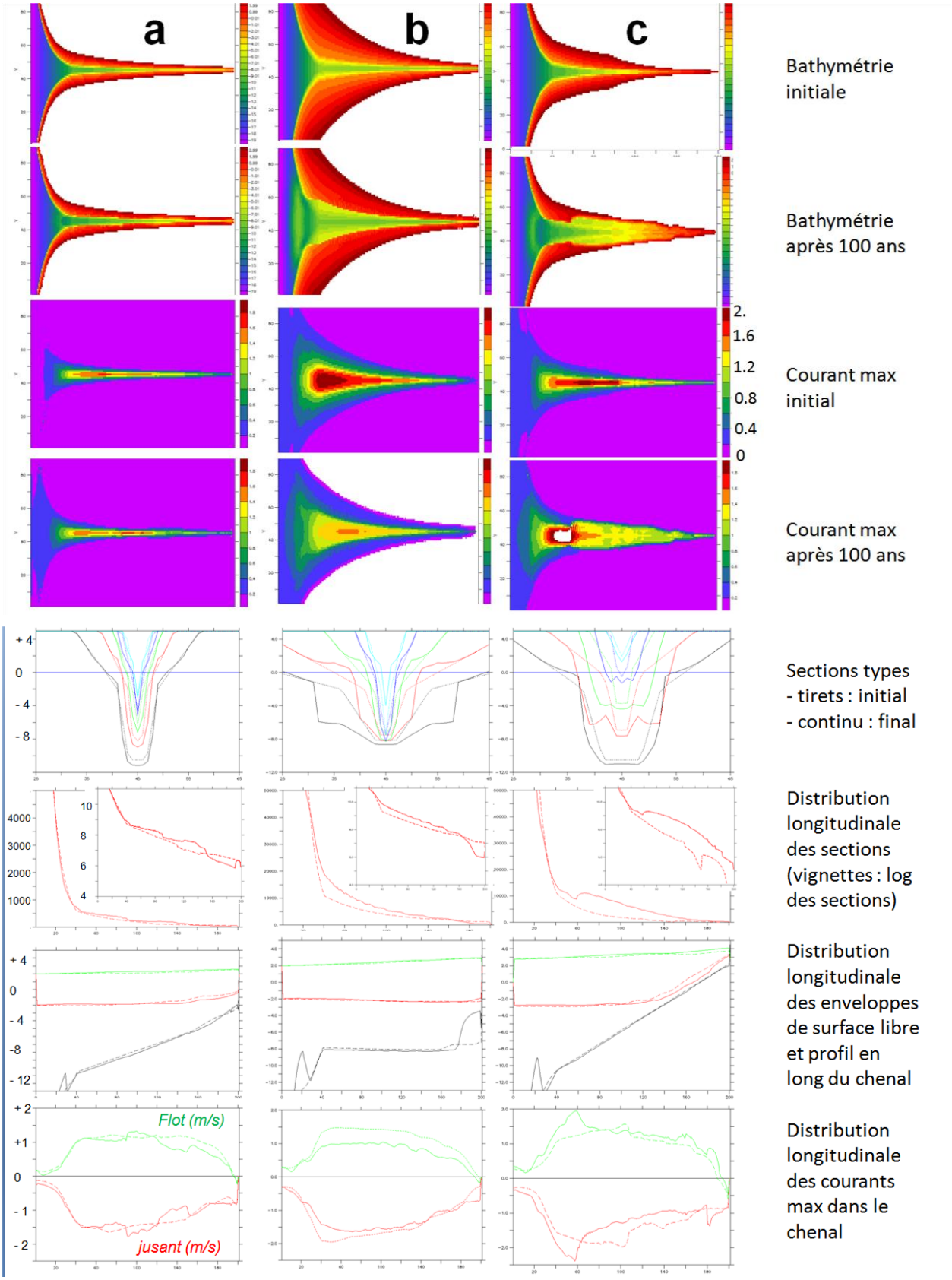

Figure 10 : Simulation de l'évolution morphodynamique de 3 configurations initiales. Les courbes en tirets correspondent à l'état initial et celles en trait plein, à la situation après 100 ans d'évolution.

Discussion sur la convergence exponentielle des sections

Dans les géométries initiales de la figure 10, une progression exponentielle des sections était initialement prescrite : celle-ci se maintient plus ou moins, sauf en amont où la sédimentation liée aux apports solides amont la perturbe complètement. Par contre le taux de progression exponentielle (l'inverse de la longueur de convergence) était différent dans les trois cas, et les tendances morphodynamiques convergent vers une situation assez proche de la configuration *a*, qui justement évolue peu (voir les pentes des courbes représentant l'évolution longitudinale du logarithme des sections, figurées dans les vignettes de la figure 10).

Le calcul des cubatures peut nous aider à interpréter ces tendances morphodynamiques. Au cours de la marée, l'évolution longitudinale du débit sur un tronçon *dx*, que l'on peut écrire *d(Su), S* étant la section et *u* le courant, doit compenser le taux de variation du volume d'eau dans ce tronçon, que l'on peut exprimer comme $-(S/h).dx.d\zeta/dt$, où ζ est l'élévation de la surface libre et *h* la hauteur d'eau moyenne sur la section. Dans le cas où *h* varie peu, l'égalité ci-dessus devient :

$$d(Su)/dx = - S/h \, . \, d\zeta/dt \qquad (1)$$

Pour une marée sinusoïdale, $d\zeta/dt \sim a\, 2\pi/T$ où *a* et *T* sont respectivement l'amplitude et la période de marée. A l'équilibre morphodynamique, la valeur maximale de *u* doit être "compatible" avec la stabilité des sédiments concernés, soit une valeur différente dans le chenal sableux et sur l'estran vaseux, mais par contre variant peu d'aval en amont, comme le montrent d'ailleurs les configurations a et b (100 ans) de la figure 10. Dans ce cas, en supposant *u* indépendant de *x* dans l'équation (1), on obtient :

$$dS/dx \sim - S. \, a\, 2\pi/(T.h.u) \qquad (2)$$

qui s'intègre en $S=S_0.exp(-x/L_{cvg})$, avec $L_{cvg} \sim T/2\pi \, . \, h.u / a$

Pour T=12 h, a = 2 m, u = 1 m.s^{-1}, h = 4 m, on obtient L_{cvg} ~ 14 km.

Ce calcul simple montre qu'une progression exponentielle des sections conduit à un courant maximal uniforme, dont l'intensité doit être en rapport avec le comportement du sédiment de l'estuaire pour que ce dernier soit proche d'un équilibre morphodynamique. En outre, la longueur de convergence des sections est proportionnelle à la quantité *h.u/a*, donc proportionnelle à la hauteur d'eau moyenne et au courant maximal de marée, et inversement proportionnelle à l'amplitude de marée. Finalement, on comprend bien que pour un même sédiment de fond, les 3 configurations représentées sur la figure 10 ne pouvaient être toutes en équilibre.

Deux alternatives majeures peuvent impacter cette évolution théorique des sections : la variabilité de la hauteur moyenne *h* d'aval en amont, et une possible variation longitudinale de la nature du fond sédimentaire, qui permettrait une variation longitudinale du courant u. Pour ces raisons en particulier, il est délicat de conditionner l'équilibre morphodynamique à une progression exponentielle des sections d'aval en amont.

Des tests ont aussi été menés en affectant à l'estuaire une bathymétrie initiale ne respectant pas la progression exponentielle des sections. L'expérience a montré (figure 11) que si la variation globale des sections de l'aval à l'amont était similaire, la différence entre deux configurations respectant ou non la progression exponentielle s'atténuait au cours du temps, les estuaires ayant tendance à évoluer vers un même état, avec une progression quasi exponentielle des sections (pas nécessairement celle attribuée initialement à l'une des configurations).

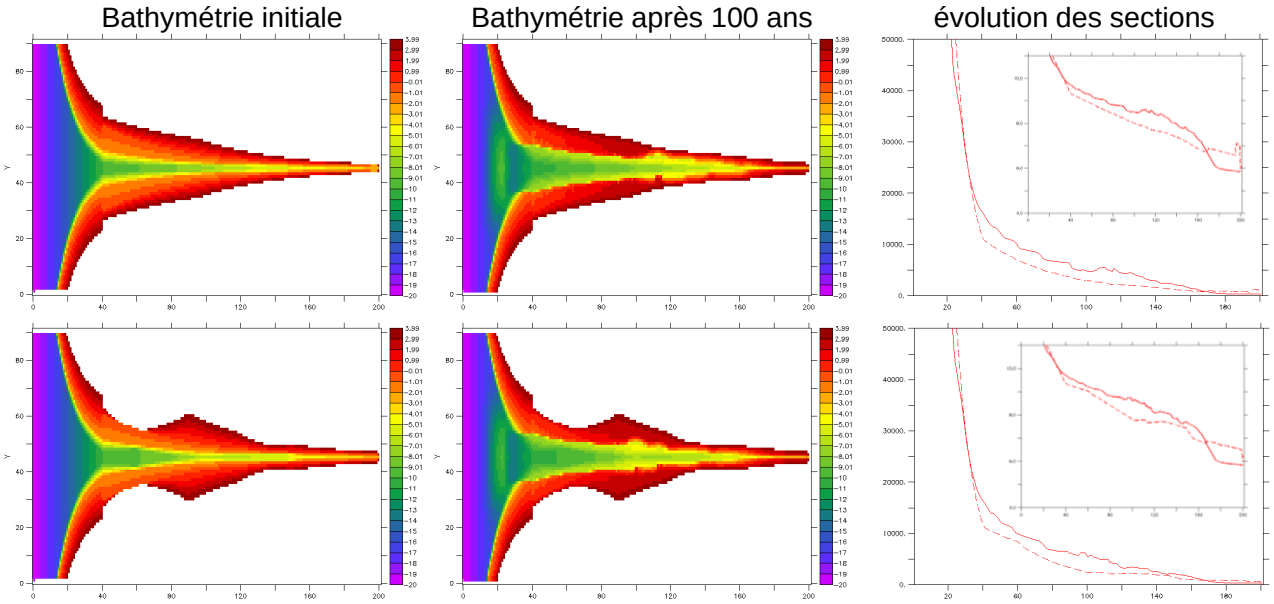

Figure 11 : Evolution des sections. Initialement, la progression exponentielle est respectée *(en haut)* ou non *(en bas).* *Sur les graphes, les vignettes représentent le logarithme des sections ; les courbes en tirets correspondent à l'état initial et celles en trait plein, à la situation après 100 ans d'évolution).*

Les valeurs prises par le paramètre γ, qui quantifie l'extension de l'estran en fonction des rapports des hauteurs d'écoulement moyennes à pleine mer et à basse mer (*cf.* § 2.1) ont été examinées. La figure 12 illustre quelques exemples. L'expérience a montré que la résolution (discrétisation) horizontale du modèle était insuffisante pour représenter la continuité du paramètre *γ(x)*, en particulier en condition initiale, pourtant forcée par construction de la bathymétrie. D'autre part, selon le profil en long du chenal (exemple du cas *c*), la définition de la hauteur à basse mer en amont est délicate, car extrêmement dépendante du débit fluvial.

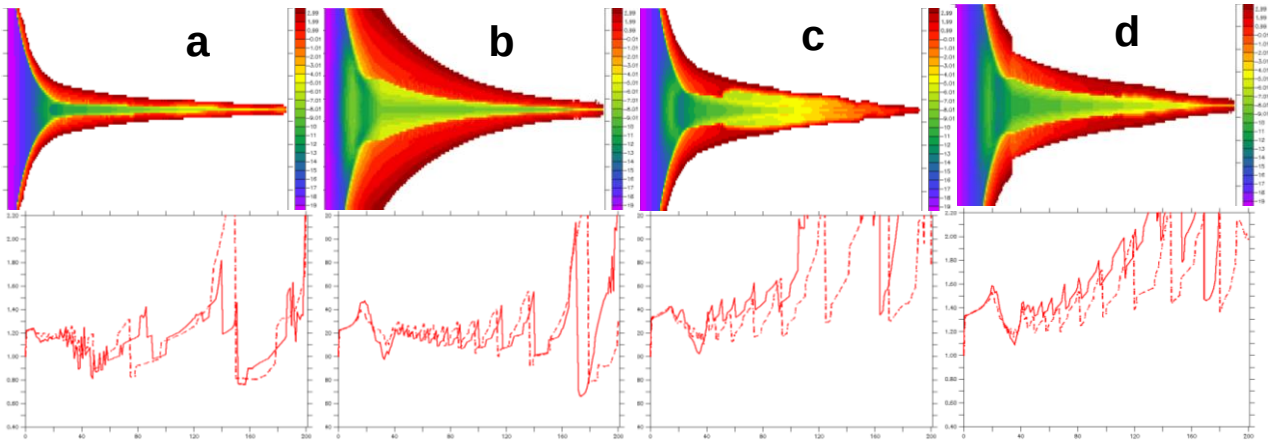

Figure 12 : distribution longitudinale du "paramètre γ" pour différentes configurations (en trait plein: après 100 ans, en tirets après 14 mois) , représentées en haut par la bathymétrie après 100 ans. Les cas a) et b) sont communs à la figure 10.

En conclusion sur ces éléments d'ordre morphodynamique, nous pouvons dire que :

1- Nos tests d'estuaires schématiques n'ont pas démontré la robustesse du paramètre γ pour dimensionner d'aval en amont la largeur intertidale, et donc ne sont pas convaincants pour construire un indicateur sur cette base. On peut rappeler que Dronkers (1998) en donne une estimation moyenne pour un système estuarien entier : nous n'avons pas examiné ces valeurs globales, et le ferons ultérieurement à la fois sur les estuaires schématiques et sur les estuaires réalistes qui seront traités. Quoi qu'il en soit, un indicateur global fondé sur un paramètre γ moyen ne permettrait pas de renseigner sur la continuité longitudinale des zones intertidales, et resterait finalement moins déterminant que l'indicateur hypsométrique (*cf.* ch. 4)

2- Les simulations indiquent que les morphologies évoluent vers des distributions de sections montrant une progression exponentielle, sans que l'on puisse être précis sur des valeurs-cibles de longueurs de convergence. Les simulations confirment d'autre part que, si l'évolution des sections est discontinue, le système sera instable et tendra rapidement à adoucir ces discontinuités (sauf bien sûr en cas de substrat dur localisé ou non, d'origine naturelle - roche - ou anthropique - enrochement/bétonnage). S'il est préférable pour la biologie d'éviter une instabilité trop importante, l'indicateur de défaut de convergence, exprimé en terme de discontinuité des évolutions de section, garde donc sa pertinence.

4. Réexamen des indicateurs après discussions et tests sur des estuaires schématiques

Dans ce chapitre, nous passons en revue la plupart[7] des indicateurs proposés dans le rapport de 2014, en cherchant à les préciser en fonction des discussions tenues au sein du groupe de travail, et de tests effectués sur des estuaires schématiques.

4.1 Indicateurs morphologiques

4.1.1 Indicateur de défaut de convergence M1

Rappel :

Principe : basé sur les sections, il indique des discontinuités d'évolution aval/amont des sections

Formulation absolue : Ind.cvg = $max \left| \left[S(x) - \hat{S}(x) \right] / \hat{S}(x) \right|$ < $Ind.cvg_{cr}$ où S(x) est la section moyenne de l'estuaire à l'abscisse longitudinale x et $\hat{S}(x)$ un ajustement exponentiel par segments de S(x)

Les discussions ont clairement fait apparaître une **préférence pour la formulation absolue**, afin d'éviter de devoir définir une géométrie de référence spécifique à l'estuaire considéré. La valeur critique sera établie après calcul de l'indicateur sur des cas réalistes. Les estuaires dont l'indicateur dépasserait la valeur critique feront l'objet d'un examen par un expert pour rechercher une éventuelle explication naturelle (*e.g.* géologique) au résultat, et alors ne pas "déclasser" l'estuaire pour cet indicateur.

[7] Les indicateurs relatifs à la turbidité n'ont pas été considérés dans le présent travail

Compte tenu des résultats issus des simulations du chapitre 3 rappelant que le taux de progression exponentielle dépend de la profondeur moyenne et/ou de l'intensité du courant maximal au cours de la marée moyenné dans la section, nous insistons pour que $\hat{S}(x)$ soit bien un ajustement exponentiel *par segment (ou tronçon) d'estuaire*. On pourrait même faire évoluer l'indicateur en "ignorant" la notion de progression exponentielle, et en traitant seulement la progressivité des sections. On pourrait s'inspirer du résultat du calcul de cubatures, qui relie le courant moyen dans la section au gradient relatif de section par la relation (2) que l'on peut réécrire :

$$(1/S)\ dS/dx = -\ a\ (2\pi/T).(1/h.u)$$

Pour une hauteur moyenne donnée (qui peut varier d'aval en amont), en se donnant une gamme de variation raisonnable du courant max (au cours de la marée) moyenné dans la section, on peut en déduire une variation minimale et maximale de la section qui devrait être respectée.

Dans un futur proche, cette formulation du défaut de convergence pourra être testée sur les estuaires schématiques considérés, ainsi que sur les cas réalistes devant être traités. Cette formulation serait probablement plus simple que celle basée sur l'écart à une progression exponentielle des sections par segments (ou tronçons).

Par ailleurs, le groupe de travail s'est montré méfiant sur la variante de l'indicateur de défaut de convergence reposant sur la convergence des largeurs plutôt que celle des sections, pourtant plus facile à mesurer (par exemple par photographie aérienne). Il semble que les largeurs puissent naturellement exprimer plus de fluctuations, sans nécessairement impacter l'équilibre morphodynamique puisque leurs variations peuvent être compensées par des variations de profondeur pour conduire à des courants max similaires. En outre, les variations de largeur, surtout à pleine mer sont souvent considérées positivement car à l'origine d'abris latéraux, par ailleurs recherchés. La recherche d'une convergence régulière de l'estuaire est surtout motivée par une continuité hydrodynamique et un rapprochement d'une situation d'équilibre morphodynamique : pour cette fin, c'est clairement la progression des sections qui devrait être considérée, plutôt que celle des largeurs. Cependant les tests de sensibilité menés sur l'effet de l'incertitude des données bathymétriques (§ 5.3) montrent que la connaissance des largeurs à basse mer et à mi-marée, complétée par la donnée de la section à l'embouchure, voire en quelques autres positions, conduit à une détermination de l'hydrodynamique et de l'hydrologie dans l'estuaire : courants et salinités ne varient guère en fonction des écarts de bathymétrie lorsque les données précitées sont maintenues. il semble donc que la caractérisation de la convergence des largeurs soit pertinente, à condition que ces largeurs soient fournies à basse mer et à mi-marée.

4.1.2 Indicateur hypsométrique M2

Rappel

Principe :	vérifier que les cotes du fond, caractéristiques essentielles des habitats sont bien distribuées dans l'estuaire
Formulation absolue :	la densité de probabilité de la cote du fond en chaque section est supérieure à un seuil

Ici encore, **on privilégie la formulation absolue**, pour s'affranchir d'une référence spécifique à définir. Par contre, les seuils pourraient être définis par types d'estuaires. La réflexion sur les types d'estuaires n'a pas été poursuivie, une confrontation à des cas réalistes pourra peut-être la faire progresser. La typologie adoptée pour la DCE (T01 à T09) semble un peu triviale à cet égard, puisqu'elle distingue justement les estuaires à petite zone intertidale et ceux à grande zone intertidale.

Les discussions ont par ailleurs conduit à simplifier les classes topo-bathymétriques : la finalité étant surtout le maintien d'une diversité d'habitats, il est proposé de considérer 3 à 5 classes : une seule regroupant le subtidal, tandis que l'intertidal serait éclaté en au moins deux classes (intertidal inférieur et supérieur, par exemple de part et d'autre de la mi-marée) tandis qu'il peut être pertinent

de re-diviser l'intertidal supérieur pour, en particulier, identifier les zones de schorre ou la plaine alluviale.

Poursuivant la finalité *habitats*, il a été proposé de distinguer les classes non pas par leur cote topo-bathymétrique, mais par la fraction de temps d'émersion (c'était la variante 2 de l'indicateur M2 proposé en septembre 2014). L'exercice a été fait dans le cas des estuaires schématiques, en calculant en chaque maille de la grille du modèle la fraction de temps d'immersion (100% en subtidal) au cours du cycle vive eau / morte eau. Des exemples de résultats sont fournis sur la figure 13.

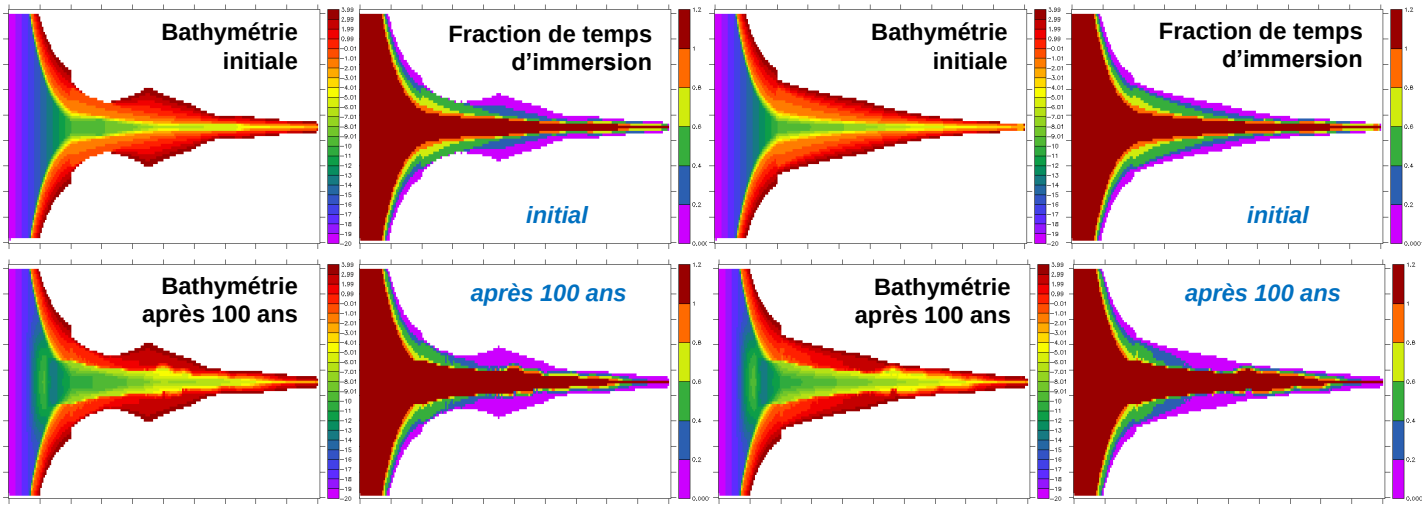

Figure 13 : calcul des temps d'immersion (en fraction de temps) pour deux configurations testées, dont la bathymétrie est représentée à côté.

Dans cet exemple, six classes sont représentées : 100% d'immersion (subtidal), 80 à 100%, 60 à 80%, 40 à 60%, 20 à 40% et moins de 20%. On observe que les fractions 80-100% (orange) et 60-80% (vert clair) sont peu représentées en condition initiale (estran inférieur assez raide, plutôt réaliste), mais se réduisent encore au cours de l'évolution morphologique.

Cette représentation cartographique pourrait être remplacée par une représentation de la largeur relative (*i.e.* rapportée à la largeur totale) concernée par une classe en fonction de l'abscisse axiale de l'estuaire. L'indicateur serait une valeur minimale des largeurs de chaque classe, sous une forme analogue à celle des figures 4 ou 5.

En toute rigueur, si l'on tient compte de la déformation de la marée au cours de sa propagation dans l'estuaire, le calcul du temps d'immersion requiert l'usage d'un modèle mathématique pour simuler cette propagation. En contrepartie, l'information fournie en termes de taux d'immersion est plus significatif d'un point de vue écologique. Une discussion au sein du groupe de travail permettra de conclure sur le choix définitif.

4.1.3 Indicateur d'extension de la zone intertidale M3

C'est l'indicateur basé sur le paramètre γ (voir § 2.1 et p.33 in Le Hir et al., 2014a) que l'on chercherait à limiter par une valeur maximale.

Les expériences sur les estuaires schématiques (ch.3) nous incitent à beaucoup de prudence sur la pertinence de cet indicateur décliné en chaque section de l'aval jusqu'à l'amont.

Cet indicateur sera calculé sur les estuaires réalistes étudiés ultérieurement et fera l'objet d'une discussion en groupe de travail. Dans la foulée, nous l'évaluerons de façon globale sur ces estuaires en se conformant à la formulation de Dronkers (1998) :

$$\gamma = H_{PM}/H_{BM} /(A_{PM}/A_{BM})^{0.5},$$

où A_{PM} et A_{BM} représentent les surfaces totales de l'estuaire respectivement à pleine mer et basse mer, tandis que H_{BM} est la profondeur moyenne à basse mer et $H_{PM} = H_{BM} + 2a$ (amplitude de marée). Dronkers (1998) observait que dans les systèmes naturels, γ est proche de 1 (valeur moyenne de 1.1 pour des systèmes tidaux des Pays Bas.,

Cet indicateur global d'extension de la zone intertidale viendrait alors compléter l'indicateur hypsométrique M2, qui lui aussi caractérise la zone intertidale, mais de façon discrétisée le long de l'estuaire.

4.1.4 Indicateur de sinuosité rivulaire[8] M4

Rappel

Principe :	le rapport entre linéaires de rives et linéaire de l'axe du chenal doit être élevé pour favoriser la présence d'abris
Formulation absolue :	Sr = (Lgueur rives/Lgueur chenal) évalué par biefs de 1 km. percentile 90 (Sr) > Srcr (de l'ordre de 3)

Le principe de cet indicateur destiné à faire apparaître les possibilités d'abris sur les rives est maintenu, sans que la valeur critique n'ait été précisée. Par contre une discussion sur l'échelle pertinente des anfractuosités a été discutée : elle serait de l'ordre de 10m. En considérant que la résolution requise pour avoir accès à des informations géographiques d'une certaine dimension caractéristique est de l'ordre du quart de cette dimension, Il faudrait que le linéaire de rive soit calculé sur un document cartographique ou photo dont la résolution devrait rester inférieure à 2.5 m. Cela conduit à des pixels de 0.1 mm sur une carte au 1/25000, ce qui constitue une limite accessible. La spécification du seuil, aujourd'hui proposée à 3, devra être disutée en groupe de travail interdisciplinaire, sur la base de calculs effectués sur des exemples réels. Le concept de rive doit aussi être précisé: ce peut être une courbe de niveau correspondant à la pleine mer de vive eau moyenne à l'embouchure, ou bien la limite du domaine public maritime..,

4.1.5 Indicateur d'extension du lit majeur M5

Cet indicateur portait sur l'extension de la zone inondable, susceptible d'absorber les crues et les surcotes marines d'origine météorologique. L'échange au sein du groupe de travail a conduit à un abandon de cet indicateur, jugé essentiel mais considéré comme "hors sujet" pour la DCE. Toutefois, sa déclinaison en termes d'extension du schorre, que l'on peut définir en classe topobathymétrique plus restreinte que la zone exceptionnellement inondable, reste un sujet important pour la DCE, et a été considérée dans l'indicateur M2.

[8] Cet indicateur est très proche de l'indice de tressage dans sa définition : mais ce terme est surtout employé à propos des cours d'eau à chenaux multiples s'entrecroisant.

4.2 Indicateurs hydrodynamiques

*Seul l'indicateur **courant** (H1) a fait l'objet d'une attention depuis septembre 2014. Celui associé à l'agitation par les vagues (H2) n'a pas été traité dans le présent travail.*

Rappel sur l'indicateur courant

Principe :	favoriser une bonne distribution transversale des courants de marée maximaux, et en particulier rechercher le maintien de secteurs à faible courant en chaque section de l'estuaire
F***ormulation simplifiée*** :	en chaque section, l'extension relative des secteurs soumis à un courant ne dépassant pas une valeur fixée (typiquement, 30 cm/s) doit être supérieure à un seuil

Nous avions évoqué une possible redondance entre la distribution des courants max et la distribution hypsométrique, puisque les vitesses sont ralenties par frottement sur les bords, là où les hauteurs d'eau sont faibles. Nous avons vu au chapitre 2 que les premiers tests sur des estuaires schématiques (stage Master 2 de Clément Bouvier) montraient une très bonne corrélation entre courant et hauteur d'eau en chaque section, mais que d'amont en aval cette corrélation pouvait varier - ou pas - selon la géométrie de l'estuaire.

La figure 14 permet de visualiser la distribution des courants max au cours d'un cycle vive-eau / morte eau et la relation entre ces courants max et la cote du fond pour un exemple d'estuaire schématique, dans son état initial et après évolution morphologique pendant 100 ans.

La relation entre le courant max et la cote du fond est remarquable sur cet exemple, surtout en condition initiale. La représentation permet de distinguer dans le nuage de points le positionnement amont/aval des différentes mailles où sont calculés les courants. Après l'évolution morphologique, l'atténuation générale des vitesses apparaît, sauf dans les mailles x ~ 90 (en vert) où un effet de resserrement relatif (*i.e.* en amont de ce secteur, l'estuaire s'est élargi) maintient des vitesses fortes. Cet élargissement vers l'aval devrait se poursuivre au fil du temps, sauf si une alimentation suffisante en matériel particulaire depuis l'amont se produit. On observe aussi que dans le secteur aval, des séries de points (de la même couleur, par exemple rouge) se distinguent, révélant sans doute l'"empreinte" de rangées de mailles parallèles à l'axe du chenal. Cette dispersion relative provient du changement de forme du chenal et du raidissement de ses bords, les gradients de vitesse transversaux restant plus faibles que les gradients bathymétriques dans ce secteur, du fait de la diffusion de la quantité de mouvement. Dans les zones d'estran (cotes du fond négatives sur les graphes du bas), la corrélation reste à peu près "uniforme" dans tout l'estuaire. On note enfin que des courants max faibles sont présents tout le long de l'estuaire (toutes les couleurs sont représentées dans la fraction du nuage de points dont le courant max est inférieur à 20 $cm.s^{-1}$).

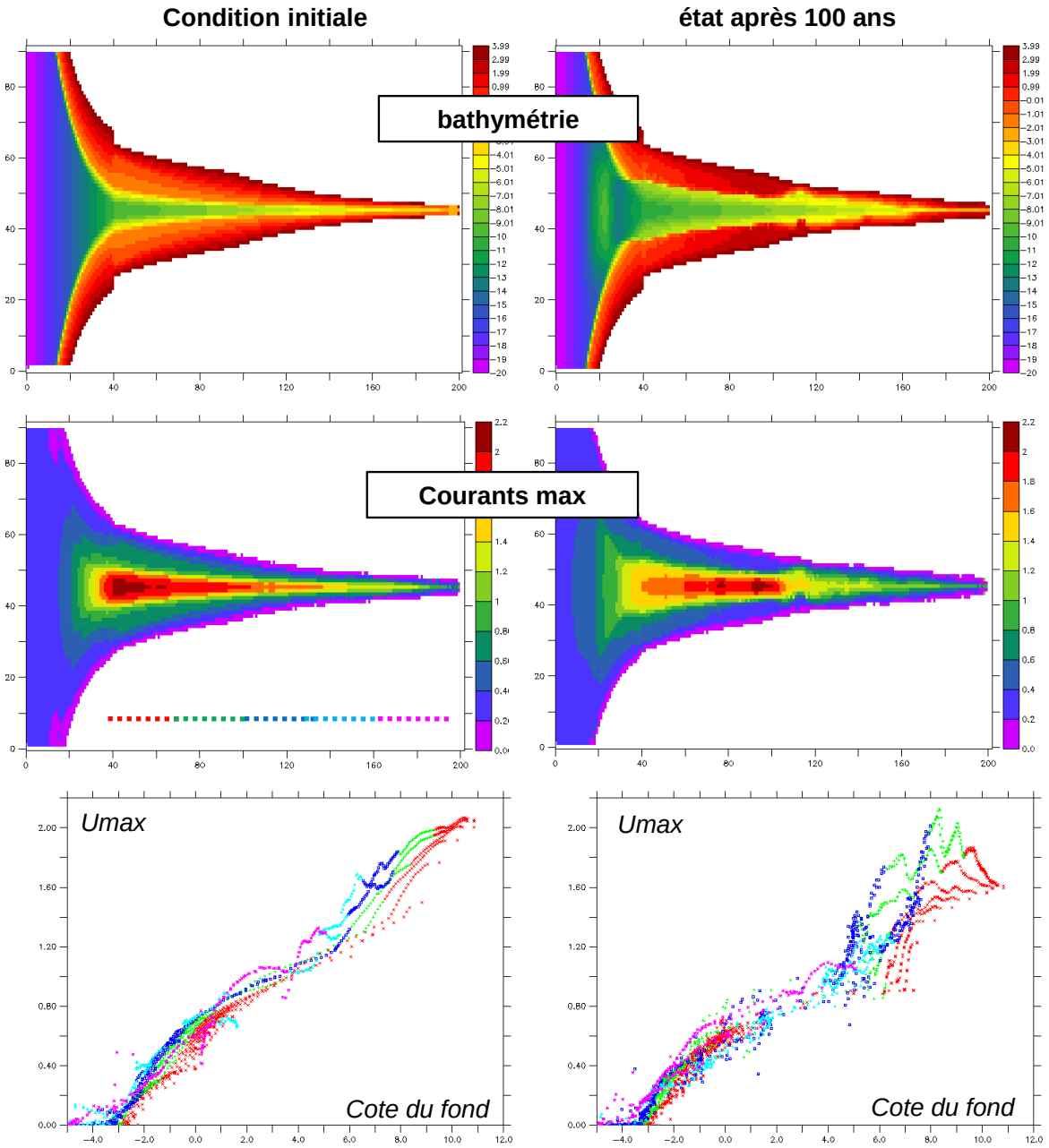

Figure 14 : Courants de marée maximaux en vive eau. *Les points des deux graphes du bas sont colorés pour visualiser leur position le long de l'estuaire, le code couleur étant indiqué sur la carte des courants max en configuration initiale (en haut à gauche).*

Ce genre de diagramme a été produit pour toutes les configurations testées. La figure 15 donne une idée de la diversité des situations reproduites. On peut noter que quelle que soit la configuration testée, la corrélation entre vitesses max et cotes du fond est bonne, en particulier dans les vitesses faibles. Si l'indicateur hypsométrique rend compte de surfaces d'estran suffisantes, alors la présence de zones à courant max faible sera satisfaite. Il est donc tentant de ne pas imposer d'indicateur spécifique *courant*.

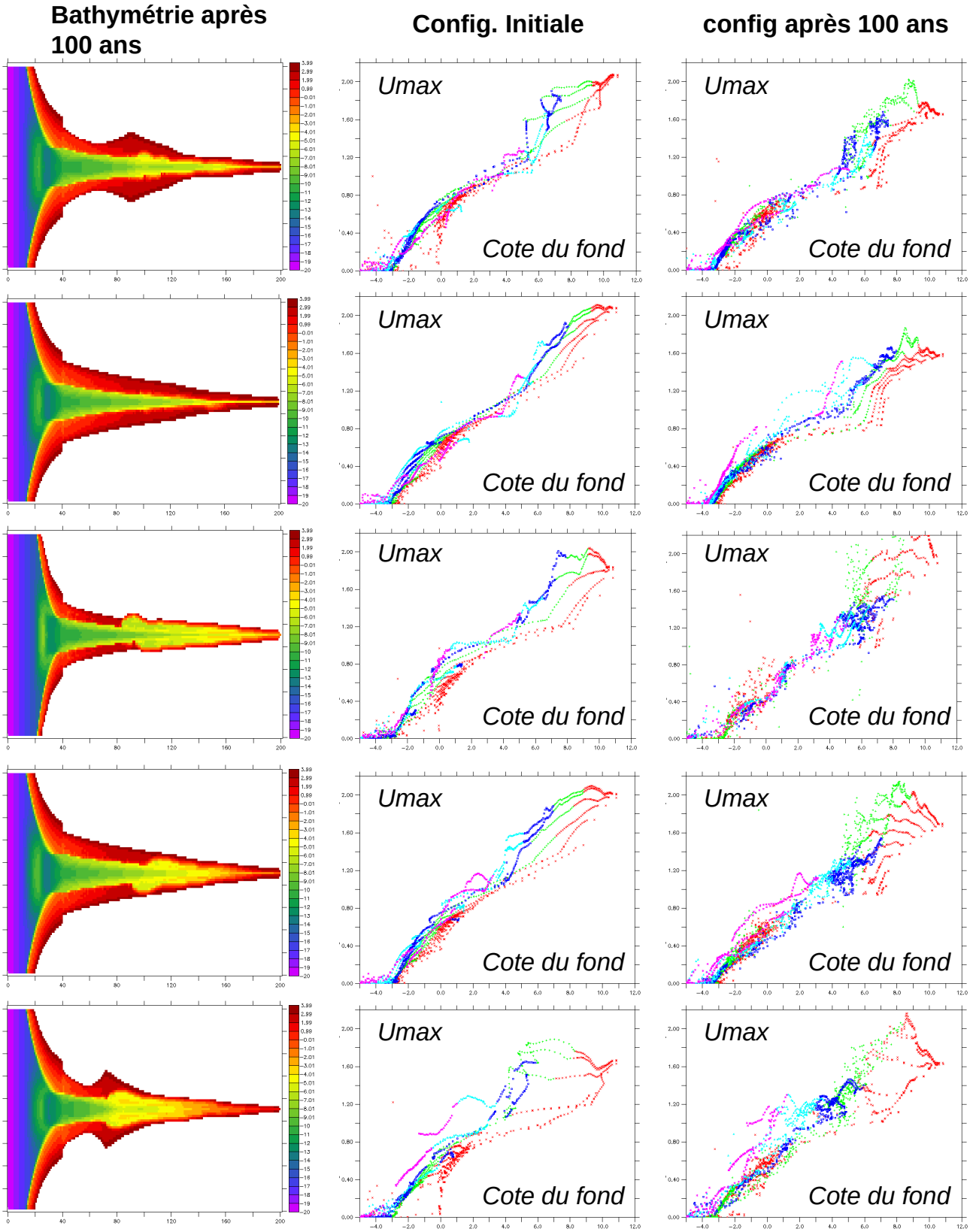

Figure 15 : Courants de marée maximaux en vive eau pour différentes configurations testées

La figure 15bis ci-dessous reprend l'exemple du bas de la figure 15, pour illustrer un cas critique pour lequel toute la section d'écoulement reste soumise à des courants élevés, y compris sur les secteurs d'estran peu profond. Par exemple, si l'on considère la famille de points immédiatement en amont de l'embouchure (en rouge, d'après la légende de la figure 14)), on voit qu'il en existe en haut d'estran (peu, il est vrai), où les cotes du fond sont fortement négatives : l'indicateur "hypsométrie" pourrait donc être satisfait (secteurs de haut estran bien représenté dans ce tronçon de l'estuaire), mais sans doute pas l'indicateur courant car les vitesses max sont localement dans une gamme 20-40 cm.s^{-1}, ce qui est une valeur considérée élevée pour ce type de milieu. Avant d'écarter définitivement la prise en compte d'un indicateur spécifique *courant*, il faudrait vérifier que ce cas de figure ne se présente guère dans la réalité : il s'agit d'un cas extrême, et peu représentatif, et la simulation morphodynamique montre qu'après 100 ans, lorsque la configuration est moins en déséquilibre, la corrélation vitesses max / cote du fond s'améliore, dans la gamme des vitesses faibles (Fig. 15).

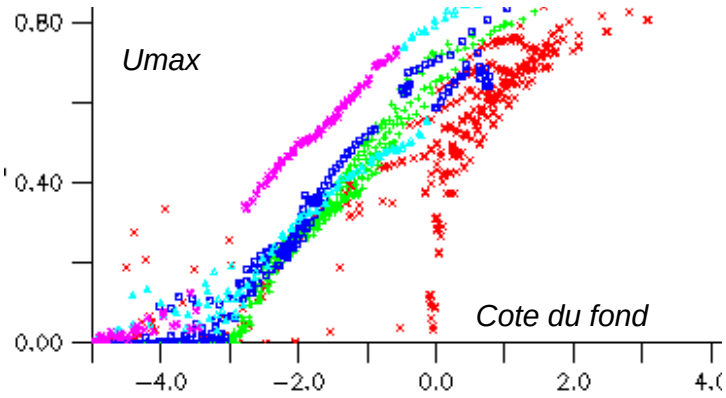

Figure 15bis : zoom de la figure 14 (configuration du bas, en condition initiale).

En vue de conclure, nous recommandons d'établir ce genre de corrélations "courant max / cote du fond" sur des estuaires réalistes, et si les résultats présentés ici se confirment, l'idée de supprimer l'indicateur "courants" sera soumise au groupe de travail.

4.3 Indicateurs hydrologiques

4.3.1 Indicateur salinité H3

Rappel

Principe :	favoriser l'extension spatiale des salinités intermédiaires
Formulation absolue :	densité de probabilité des salinités[9] comprises entre 0.1 et 30 > seuil
Formulation simplifiée :	l'indicateur pourrait porter sur les gammes classiques de salinité utilisées en écologie (oligohalin 0.1-5 PSU, mésohalin : 5-18 PSU, polyhalin : 18-30 PSU), et s'exprimer en fraction surfacique minimale ; éventuellement croisé avec l'hypsométrie en calculant l'indicateur pour différents habitats (distingués par leur élévation)

[9] calculée comme l'histogramme des fréquences de salinité

Nous avons procédé à des calculs de salinité minimale, maximale, moyenne, pour un cycle vive eau / morte eau mais après une période d'initialisation suffisante pour que le régime périodique soit atteint. L'exercice a été fait en conservant un débit de 100 $m^3.s^{-1}$, et pourra être complété par des simulations avec débit variable. La figure 16 représente les résultats obtenus pour la configuration de la figure 14 (dans sa situation après 100 ans d'évolution morphologique).

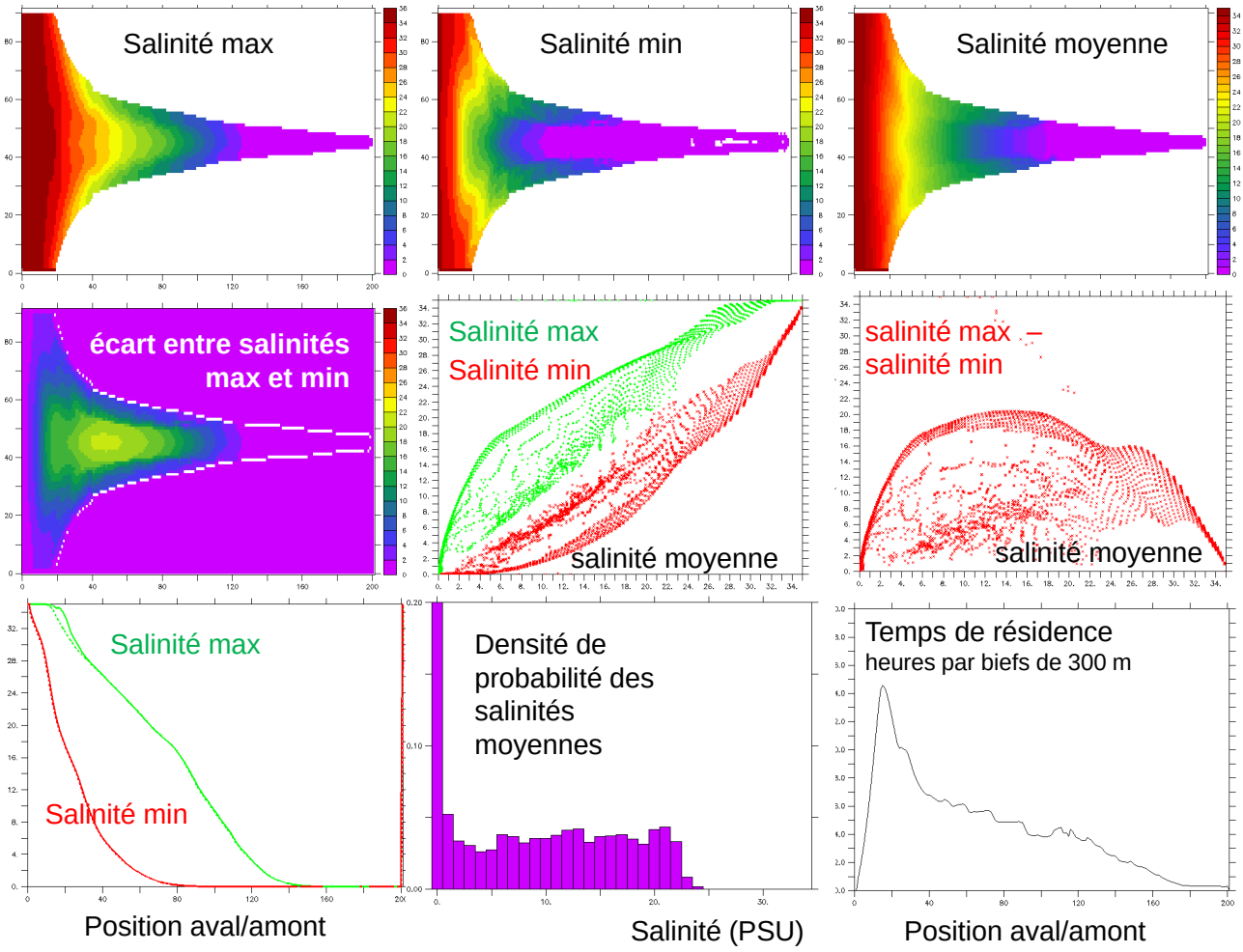

Figure 16 : simulation de la distribution des salinités dans une configuration d'estuaire schématique.

Sont présentés successivement la distribution des salinités minimales, maximales et moyennes, les écarts maximaux de salinité en chaque point, la relation entre salinité max et min ou leur différence en fonction de la salinité moyenne au même point, montrant que les écarts de salinité maximaux sont pour cette configuration immédiatement en amont de l'embouchure (analogie avec la Seine à Honfleur). Dans la rangée du bas apparaissent les positionnements amont-aval des salinités extrêmes, et au milieu la densité de probabilité des salinités moyennes, calculée comme l'histogramme des fréquences de salinité moyenne comprise entre 0 et 34 PSU dans l'estuaire et son embouchure (*i.e.* en amont de la maille "30"). C'est sur cette densité de probabilité qu'il est proposé de construire l'indicateur salinité, en cherchant à s'assurer que toutes les gammes de salinité sont bien représentées dans l'estuaire (pour une distribution typiquement estuarienne des habitats), c'est-à-dire en imposant un seuil minimal à la densité de probabilité. Le graphe en bas à droite sera commenté dans le § suivant.

Des calculs similaires ont été faits pour la majorité des configurations testées, et la figure 17 donne un aperçu des différentes distributions de densité de probabilité des salinités obtenues, à travers 6 exemples de configurations.

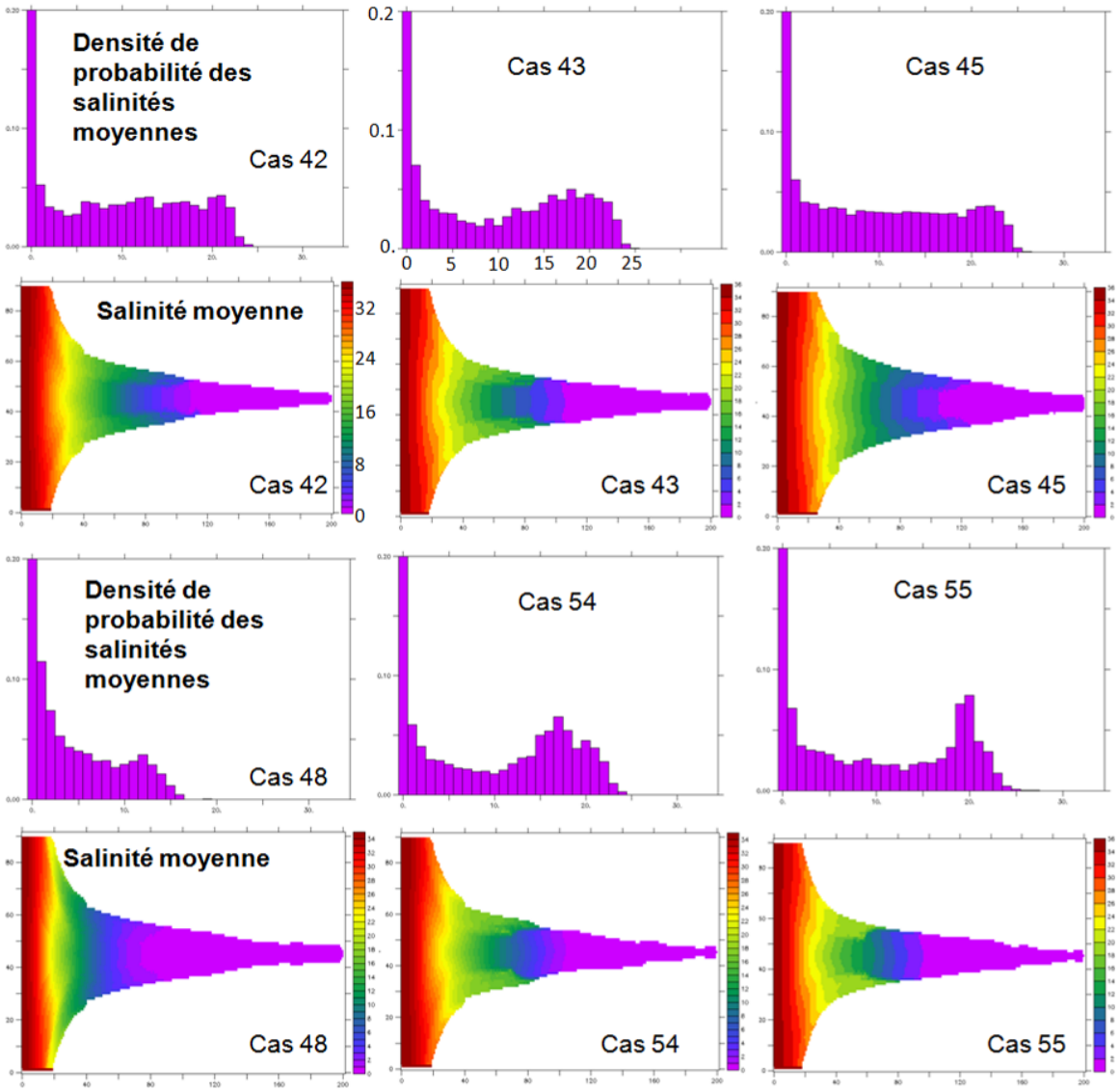

Figure 17 : illustration de la variabilité de la densité de probabilité des salinités comprises entre 0 et 34 PSU pour 6 configurations d'estuaire schématique (avec un même débit de 100 $m^3.s^{-1}$, sauf pour la configuration 48, similaire géométriquement à la configuration 42, mais pour laquelle le débit est 200 $m^3.s^{-1}$).

On observe de grands contrastes dans ces distributions, ce qui donne de la pertinence à l'indicateur proposé (par exemple les "cas 42 et 45" seraient plus favorables que les cas 48 ou 54, du point de vue de l'extension des salinités dans l'estuaire). Un seuil de densité de probabilité minimale compris entre 0.01 et 0.02 aurait du sens. L'exercice devrait être poursuivi en faisant varier le débit amont dans une gamme raisonnable (crue/étiage, en respectant leurs occurrences statistiques), et pourrait être décliné sur différents habitats correspondant à des tranches bathymétriques (ou des % d'immersion), à l'image de ce qui est montré sur la figure 9 (§ 2.3).

Un point reste encore à préciser : sur quelle étendue doit-on faire le calcul de densité de probabilité (en d'autres termes, l'histogramme des occurrences de salinité) ? dans les exemples de la figure 17, les calculs étaient effectués pour l'estuaire interne et son embouchure. C'est ce qui explique l'absence de salinités moyennes supérieures à 16 PSU dans la configuration 48. Une telle restriction géographique pourrait trouver son sens dans le fait qu'au-delà de l'embouchure, les conditions d'agitations créent un autre biotope qui ne serait plus "typiquement estuarien". Ce sujet mérite donc encore discussion.

La question de la variabilité locale de la salinité mérite également d'être discutée, pour savoir si un

indicateur devrait être proposé à son sujet. Par exemple, la figure 16 montre que cette variabilité peut être considérable (jusqu'à 20 PSU sans changement de débit), et la connaissance des systèmes naturels confirme leur vraisemblance (une telle variabilité peut être observée à Honfleur dans la même marée !). Peut-on donner à cette variabilité un sens favorable ou défavorable du point de vue de la biologie ? Si tel était le cas, il faudrait sans doute compléter l'indicateur en ce sens : l'échelle de temps de la variabilité peut également avoir son importance (variabilité dans la marée, variabilité saisonnière…), et le groupe de travail pourra y réfléchir.

4.3.2 Indicateur stratification H4

Concernant l'indicateur stratification, nous avons évoqué dans le § 2.3 des calculs préliminaires basés sur un nombre de Richardson "intégré" proportionnel à $h\Delta S/U^2$, où h est la hauteur d'eau, ΔS l'écart entre salinité de fond et salinité de surface et U le courant moyen sur la verticale. Quelques résultats sont présentés dans le rapport de master II de Bouvier (2014) reproduit en annexe (§ 3.4.2), où il est proposé de construire un indicateur stratification à partir d'un percentile des nombres de Richardson calculés par exemple sur un cycle annuel. Mais ces premières investigations montrent que dans les systèmes considérés les stratifications sont plus importantes à l'extérieur des estuaires, où les courants sont souvent plus faibles et les hauteurs d'eau supérieures. La motivation initiale à considérer les stratifications était beaucoup liée au risque d'hypoxie associée, et les premiers résultats indiquent un nombre de Richardson pouvant devenir critique plutôt à l'extérieur de l'estuaire, à l'image de ce qui peut se produire en baie de Vilaine (zone eutrophe à courant faible et donc très stratifiée). La situation des estuaires soumis à hypoxie ne serait peut-être pas restituée par une anomalie du nombre de Richardson, et la pertinence de l'indicateur qui en découlerait n'est pas encore démontrée. Avant de conclure, il serait utile de réaliser des calculs sur des estuaires réels connus pour des événements hypoxiques, tels que l'estuaire de la Loire. Il faut aussi reconnaître que le sujet déborde du cadre strict de l'hydromorphosédimentaire et touche au domaine de la physico-chimie, où l'oxygénation des eaux est un indicateur essentiel.

4.3.3 Indicateur temps de résidence des eaux douces H5

Nous avons rappelé en introduction la difficulté à imaginer un indicateur "temps de résidence", alors que ce paramètre est souvent mis en avant pour caractériser la dynamique d'un secteur. Afin de susciter de nouveaux échanges au sein du groupe de travail, nous avons calculé des temps de résidence à partir de la méthode par "fraction d'eau douce", mentionnée par Dyer (1973) et reprise par les partenaires du projet européen TIDE pour leur comparaison d'estuaires nord-européens (Vandenbruwaene *et al.*, 2013).

Le temps de résidence est estimé pour chaque tronçon de l'estuaire (compris entre deux positions amont et aval dans l'estuaire) comme le rapport entre le volume d'eau douce qu'il contient et le débit fluvial amont. Le volume d'eau douce est estimé par le produit $Vol.(S_{large}-S)/ S_{large}$, où S_{large} est la salinité en mer ouverte et S la salinité dans le tronçon de volume Vol. Le calcul est immédiat dès lors que la salinité moyenne a été calculée. La figure 18 ci-dessous fournit les temps de résidence pour 4 configurations testées. Le temps de résidence global dans l'estuaire s'obtient en intégrant la courbe du temps de résidence depuis l'amont jusqu'à l'embouchure. Il est d'une vingtaine de jours dans les cas présentés.

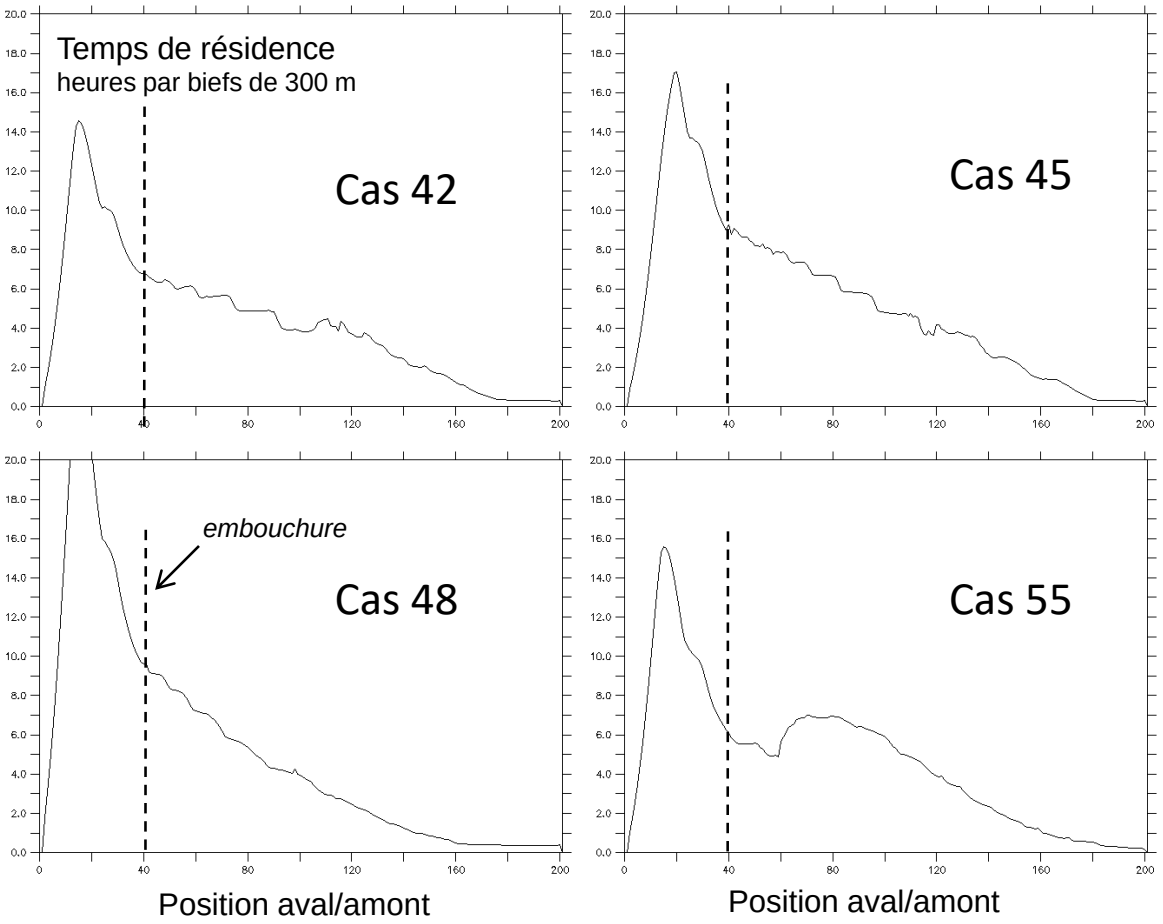

Figure 18 : temps de résidence des eaux douces dans chaque tronçon (valeurs calculées en chaque maille le long de l'axe longitudinal du modèle), pour 4 configurations (débit de 100 $m^3.s^{-1}$, sauf pour la configuration 48, similaire géométriquement à la configuration 42, pour laquelle le débit est 200 $m^3.s^{-1}$)

Il faut préciser que la notion de temps de résidence ou de temps de renouvellement est en fait complexe, et qu'il existe de multiples méthodes pour l'estimer, souvent bien moins simples que celle qui est proposée ici. Si l'idée d'un indicateur basé sur le temps de résidence/renouvellement était conservée, une étude complémentaire des méthodes alternatives pourrait être réalisée, ne serait-ce que pour valider ou invalider la pertinence du calcul très simple présenté ici. Reste aussi la question de valeurs seuils ou maximales, pouvant varier en fonction du débit amont, qu'il faudrait alors déterminer.

5. Sensibilité des indicateurs hydrodynamiques (courants) et hydrologiques (salinité) aux incertitudes sur la bathy-topographie des estuaires

Ce chapitre rassemble des résultats de modélisation ouvrant une discussion sur la sensibilité des indicateurs à un certain nombre de paramètres. Nous nous intéressons tout d'abord à des variations de paramètres (section 1) ou de géométries d'estuaire (section 2), puis dans une troisième section nous nous plaçons dans une situation où des paramètres morphologiques élémentaires sont connus car facilement accessibles, alors que l'information bathymétrique complète n'est pas disponible. Il s'agit de caractériser l'incertitude sur certains indicateurs qui peut en résulter.

5.1 Sensibilité à certains paramètres liés à la construction du modèle

Au cours de son stage de Master 2 mentionné dans le chapitre 2 et reproduit en annexe, Clément Bouvier a montré la sensibilité du calcul de salinité et donc de l'indicateur correspondant, à la viscosité horizontale. De même, dans le projet C3E2, la sensibilité à la fermeture turbulente a aussi été considérée (Le Hir *et al.,* 2014b) et préférence est donnée à une fermeture turbulente de type k-ε, qui n'a pourtant pas été utilisée ici dans les simulations morphodynamiques à 100 ans, pour économiser le temps de calcul. Un autre paramétrage essentiel en estuaire est le frottement sur le fond qui contrôle la propagation de la marée. Le sujet a également été abordé par C. Bouvier dans son mémoire de Master 2. Nous présentons en figure 19 l'impact d'un changement de rugosité du fond z_0 sur la propagation de la marée (enveloppe des pleines mers et des basses mers à droite) et sur les courants max dans le chenal (au centre).

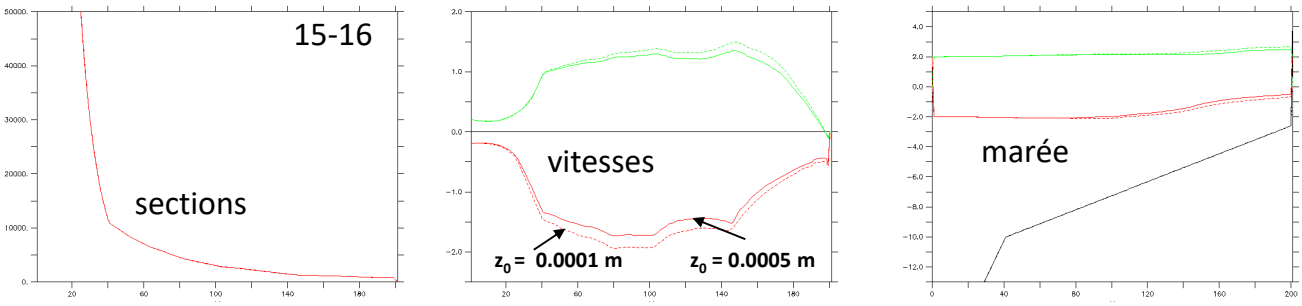

Figure 19 : sensibilité des courants max dans le chenal et de la propagation de marée au paramétrage de la longueur de rugosité z_0

La sensibilité des résultats du modèle à ces paramétrages (nous pensons en avoir identifié les principaux) n'est donc pas négligeable. Les tests de sensibilité pourront être poursuivis à l'occasion des simulations d'estuaires réalistes, pour lesquels un minimum de données de validation seront disponibles, afin de préciser la gamme de variation réaliste des paramètres concernés.

5.2 Sensibilité de l'hydrodynamique à la géométrie de l'estuaire : influence de la forme des sections

Pour tester aisément certains effets de changements géométriques, le sous-programme de génération de bathymétries à partir d'une définition géométrique simple s'appuyant sur des grandeurs caractéristiques pour chaque section (*cf.* § 2.1) a été modifié en introduisant une quatrième longueur *l4* (figure 20) correspondant à la demi-largeur de l'estuaire au niveau de mi-

marée (mi-marée à l'embouchure).

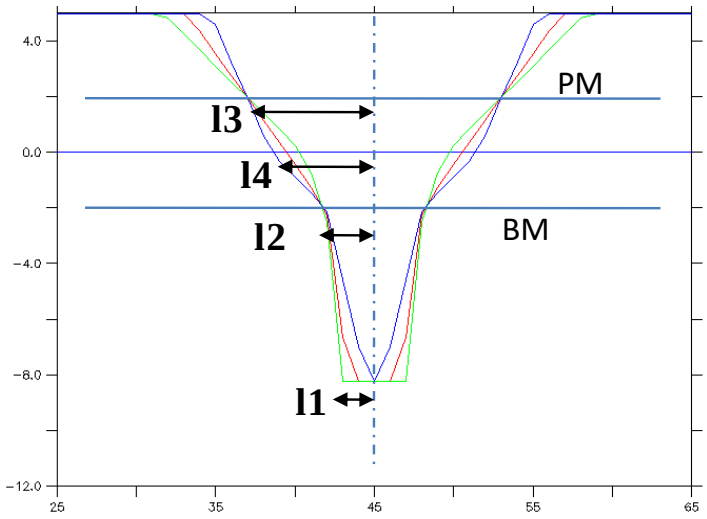

Figure 20 : Paramètres de définition géométrique des estuaires schématiques. *Trois exemples conservant les mêmes valeurs de largeur à basse mer (l2) et de largeur à pleine mer (l3) sont figurés en couleur.*

Un premier exercice est réalisé sur **l'impact des sections d'estran**. Dans les deux exemples de la figure 21, les sections sous le niveau de basse mer ainsi que les largeurs totales d'estran sont identiques. Par contre, les profils d'estran sont différents, linéaires dans l'estuaire schématique de droite, et concave dans l'estuaire schématique de gauche (les dimensions *l1, l2* et *l3* de la figure 20 sont identiques, seule *l4* change). Il apparaît que même dans le chenal, l'impact n'est pas négligeable sur les courants, alors que les sections à mi-marée restent très proches.

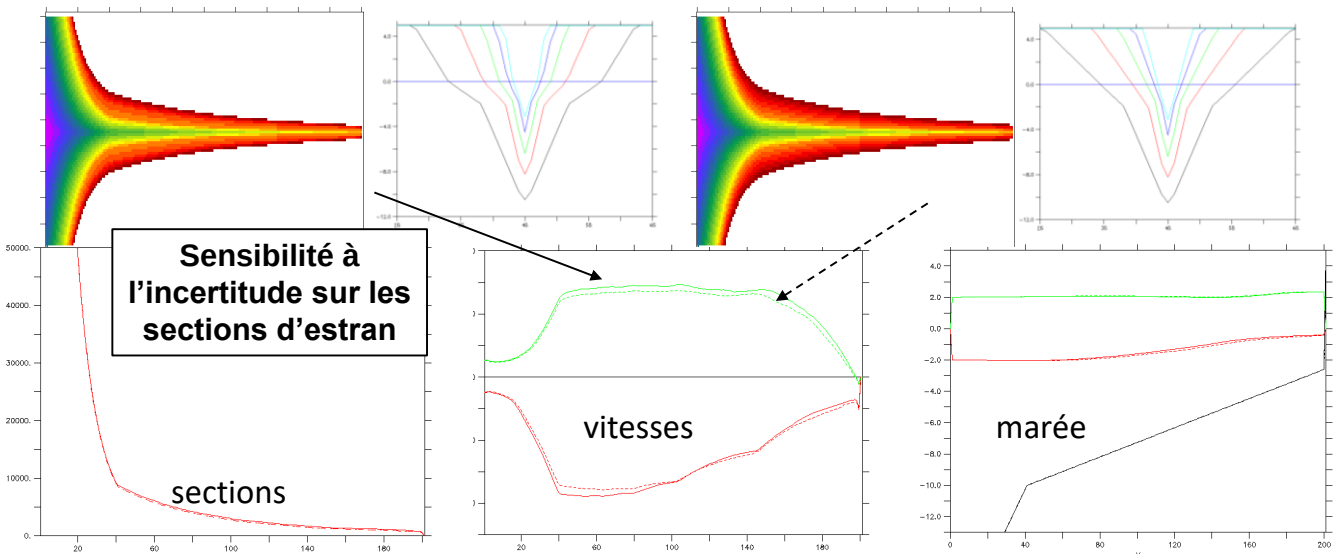

Figure 21 : Sensibilité de la propagation de la marée et des vitesses maximales dans le chenal au "profil en travers" de l'estran

L'exercice est poursuivi en changeant également la largeur du chenal (figure 22).

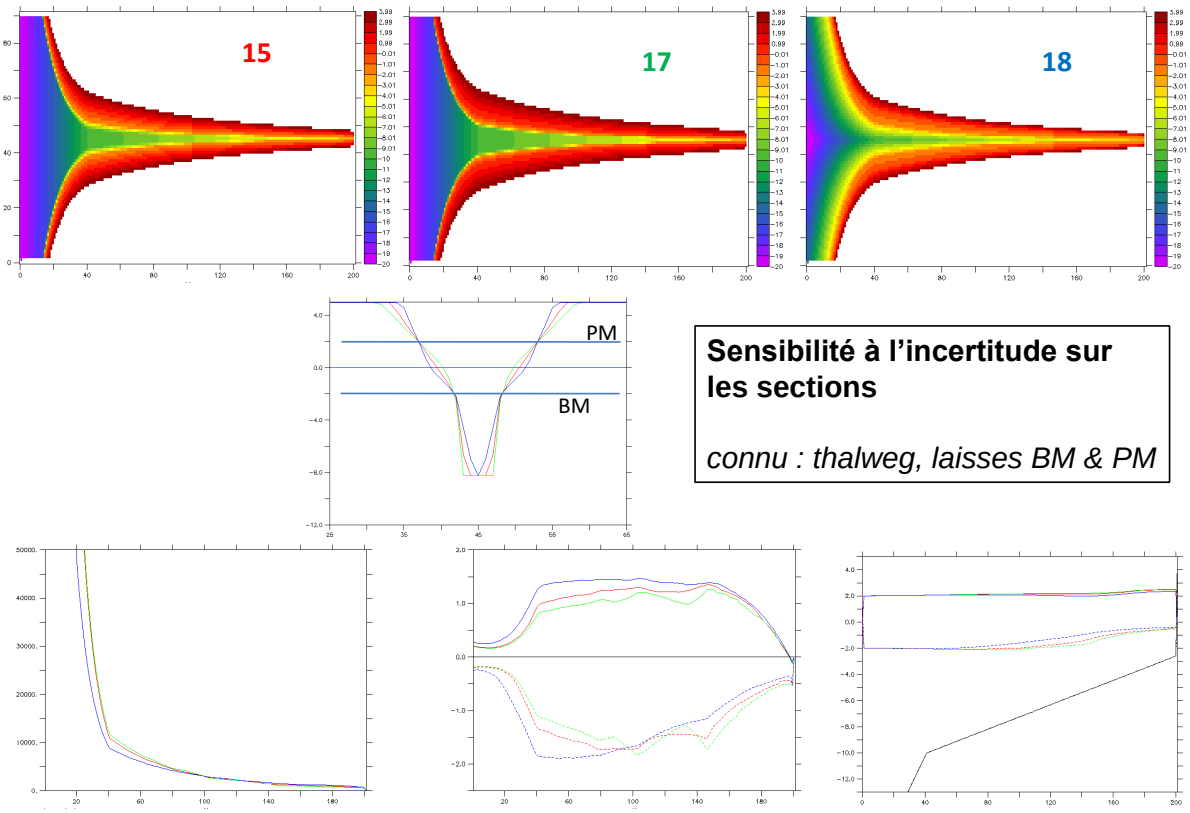

Figure 22 : Sensibilité de la propagation de la marée et des vitesses max dans le chenal à quelques changements géométriques. Dans les 3 exemples présentés en couleur, les dimensions l2 et l3 (largeurs à basse mer et à pleine mer) sont les mêmes : seules la largeur "au plafond" du chenal (l1) et la largeur à mi-marée (l4) changent.

Les changements de vitesse sont considérables, alors que les laisses de basse mer et de pleine mer sont les mêmes pour les 3 estuaires, ainsi que le profil en long du chenal (cote du fond).

Ce test indique donc qu'il reste très délicat de chercher à simuler l'hydrodynamique d'un estuaire à partir des informations accessibles par photographie aérienne, même complétés par le profil en long du chenal. Il est vrai que les sections d'écoulement varient de façon significative selon les configurations testées. Il semble que la fourniture de quelques sections à partir de profils en travers soit indispensable (cf. conclusion du chapitre).

5.3 Sensibilité aux données bathymétriques

Pour cet exercice de sensibilité, nous avons considéré que les largeurs de l'estuaire à basse mer (BM) étaient connues (et donc fixées), de même que le profil en long du chenal, dont on suppose qu'il a été déterminé par un sondage dans l'axe de l'estuaire. Egalement, la section à mi-marée de l'estuaire à l'embouchure est supposée déterminée (par un sondage complémentaire). Dans l'exercice spécifique mené, on a aussi supposé connue la largeur de l'estuaire à mi-marée, et dans une géométrie schématique simplifiée, on a considéré que le rapport entre cette largeur et la largeur à BM était uniformément égal à 2.5. Tout en conservant une configuration schématique où la bathymétrie reste fixée par le choix des dimensions l1(x), l2(x), l3(x) et l4(x), les "degrés de liberté" retenus portent sur la variation des sections, soit par changement de la longueur de convergence, *a priori* pas connue, soit au travers d'écarts plus ou moins importants à la progression exponentielle. Les résultats sont présentés de façons synthétique sur la figure 23.

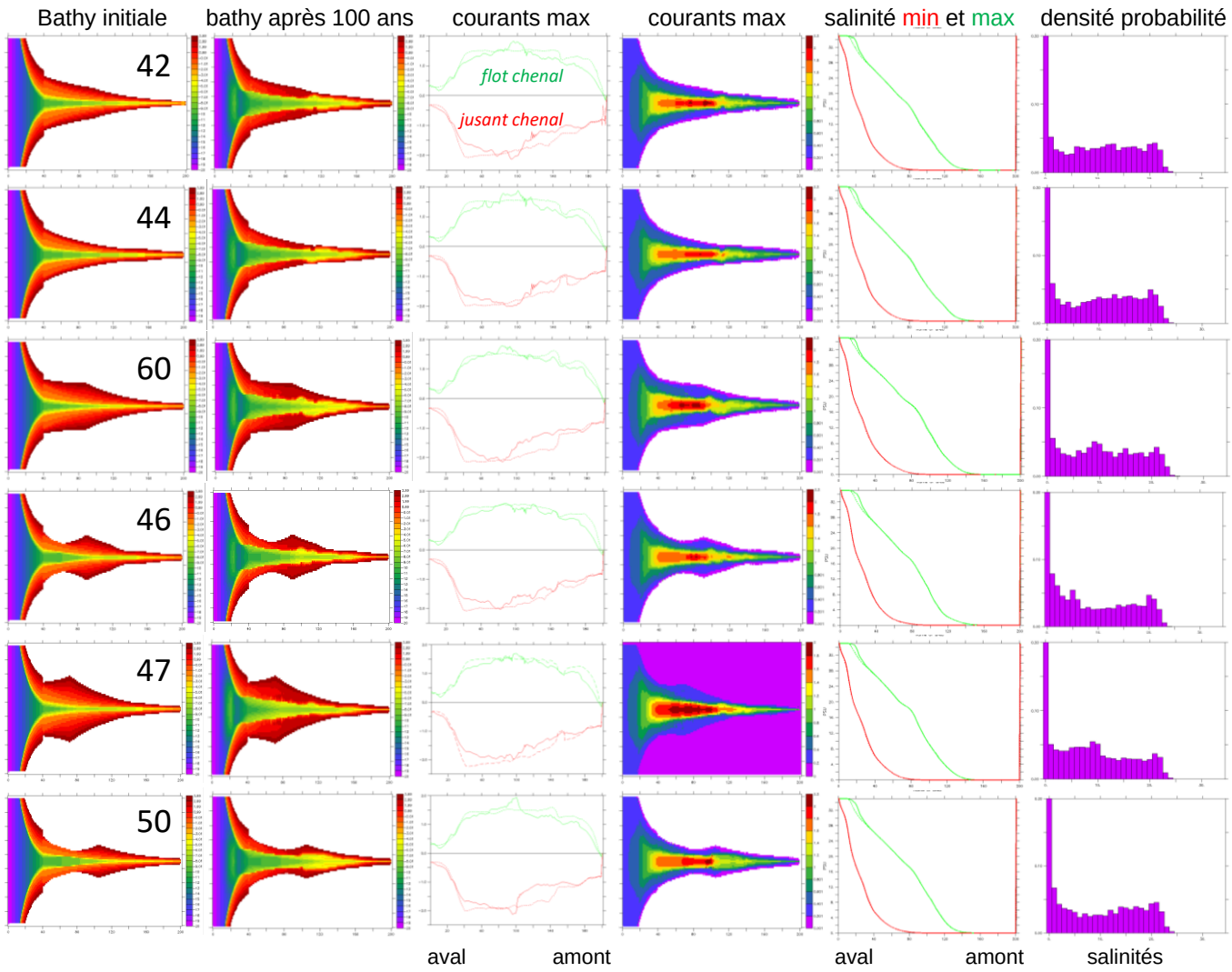

Figure 23 : Sensibilité des courants et de la distribution des salinités à l'imprécision de la bathymétrie lorsque la largeur à Basse Mer, le profil en long du chenal et la section à l'embouchure sont conservés. *Pour les courants, les courbes continues représentent les valeurs après 100 ans, les tirets représentent les conditions initiales.*

Cas 42 : profondeur moyenne du chenal : de 10 m à l'embouchure à 2.5 m en amont, section à l'embouchure 10000 m2, largeur à BM 2x600m, longueur de convergence de la largeur à BM 14 km, rapport entre largeur à mi-marée et largeur à BM : 2.5 ; longueur de convergence des sections : 12 km

Cas 44 : idem, longueur de convergence des sections : 13 km

Cas 60 : idem, longueur de convergence des sections : 11 km

Cas 46, 47 et 50 : écarts plus ou moins importants à la variabilité exponentielle des sections, même longueur de convergence que 42

On peut voir sur la figure que les courants comme les distributions de salinité ne varient pas considérablement, si on les compare aux variations qui avaient été observées sur les figures précédentes. En particulier, les courants max dans le chenal en condition initiale (*i.e.* avant évolution morphodynamique) restent assez proches d'un test à l'autre.

Ce type d'expérience pourra être renouvelé dans le cas des estuaires réalistes, en faisant varier la fraction subtidale de leur bathymétrie, *a priori* plus coûteuse à déterminer. La difficulté de l'exercice tient à la façon de faire varier l'information bathymétrique pour qu'elle n'ait pas un caractère aberrant d'un point de vue morphodynamique.

En conclusion du chapitre 5

De nombreux indicateurs proposés reposent sur la connaissance de la topo-bathymétrie des estuaires, qui est une donnée relativement coûteuse à acquérir. En particulier la difficulté à évaluer des indicateurs qui nécessitent une modélisation (e.g. pour les courants ou la salinité) ne vient pas tant de la mise en œuvre de cette modélisation, dont l'usage se banalisera probablement dans le court terme, que du besoin *a priori* de disposer d'une information bathymétrique complète. Les tests de sensibilité réalisés montrent d'une part que les largeurs de l'estuaire qui peuvent être extraites de photographies aériennes ne suffisent pas à déterminer les caractéristiques hydrodynamiques et hydrologiques des estuaires, mais que quelques compléments peuvent permettre d'y parvenir.

Selon nos tests effectués, qui méritent d'être complétés sur des exemples réalistes, notre préconisation serait de rassembler les données suivantes :

- évolution aval/amont des largeurs de l'estuaire à basse mer et à pleine mer de vive eau, ainsi qu'au niveau de mi-marée (attention, basse mer et mi-marée ne sont pas simultanées d'aval en amont dans un estuaire relativement long)

- évolution aval/amont de la cote du fond du chenal (ou du Thalweg, en l'absence de chenal vraiment établi)

- section moyenne et donc profil topo-bathymétrique en travers à l'embouchure et en au moins un bief intermédiaire.

Compte tenu de l'importance accordée à l'indicateur hypsométrique M2 et le concernant à l'information intertidale, les éléments ci-dessus suffisent pratiquement à le déterminer. A contrario, si cet indicateur hypsométrique est précisément évalué en zone intertidale (par exemple par levé LIDAR terrestre à basse mer), alors la donnée complémentaire du profil en long du thalweg et de quelques sections dont au moins celle de l'embouchure devrait suffire à évaluer les principaux autres indicateurs.

6. Références bibliographiques

Bouvier C. 2014. Evaluation de la pertinence d'indicateurs hydromorphologiques en milieu estuarien par modélisation numérique. Rapport de Master 2 à l'Université de Bretagne Occidentale, 47p.

Brun M., Soudant D., 2015. Synthèse bibliographique relative à la notion d'indicateur dans le contexte de la Directive Cadre Stratégie pour le Milieu Marin (DCSMM). Rapport Ifremer/ODE/DYNECO/VIGIES/15-01, 68p.

Dronkers J., 1998. Morphodynamics of the Dutch Delta. Physics of Estuaries and Coastal seas, Dronkers & Scheffers (eds), Balkema, 297-304.

Foussard V., Sottolichio, A., 2011. Projet BEEST : Caractérisation d'indicateurs hydro-morpho-sédimentaires de Bon Etat Ecologique des estuaires de la Seine, de la Loire et de la Gironde – Partie 2 : Synthèse de la démarche et des résultats – Rapport du projet BEEST du programme LITEAU, 56 pages.

Friedrichs CT, 2010. Barotropic tides in channelized estuaries. In : Valle-Levinson A (ed) Contemporary issues in estuarine physics, Cambridge University Press, 27-61.

Lazure P., Dumas F., 2008. An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). Advances in Water Resources 31, 233–250

Le Hir P., Cayocca F., Waeles B., 2011. Dynamics of sand and mud mixtures : a multiprocess-based modelling strategy. Continental Shelf Research. Continental Shelf Research 31, S135-S149

Le Hir P., Sottolichio A., Foussard V., 2014a. Développement d'indicateurs hydro-morpho-sédimentaires pour l'application de la Directive Cadre Eau dans les eaux de transition estuariennes, phase 1 : éléments de proposition en vue d'une conceptualisation des indicateurs. Rapport Ifremer pour l'ONEMA, 49p.

Le Hir P., Walther R., Cayocca F., Sawtschuk J., Bioret F., Prud'Homme B., 2014b. Conséquences du Changement Climatique sur l'Ecogéomorphologie des Estuaires. Rapport final du projet C3E2 du Programme Gestion et Impact du Changement Climatique du MEDDE, 281p.

Lesser G.R., Roelvink D., Van Kester J., Stelling G., 2004. Development and validation of a three-dimensional morphological model. Coastal Engineering 51 (8-9), 883-915.

Prandle D. (2003) Relationships between tidal dynamics and bathymetry in strongly convergent estuaries. Journal of Physical Oceanography, 33 (12) : 82-273-750

Roelvink JA, 2006. Coastal morphodynamic evolution techniques. Coastal eng., 53, 177-187.

Savenije HHG, 2005. Salinity and tides in alluvial estuaries. Elsevier, 194p.

Vandenbruwaene W, Plancke Y, Verswaest T, Mostaert F, 2013. Interestuarine comparison: hydrogeomorphology: hydro- and geomorphodynamics of the TIDE estuaries Scheldt, Elbe, Weser and Humber. Version 4. WL Rapporten, 770_62b Flanders Hydraulics Research, Antwerp, Belgium.

Van Maanen B., Coco G., Bryan K., Friedrichs C., 2013. Modeling the morphodynamic response of tidal embayments to sea-level rise. In proc. Physics of Estuaries and Coastal Seas 2012, Ocean Dynamics.

Annexe

Evaluation de la pertinence d'indicateurs hydromorphologiques en milieu estuarien par modélisation numérique

BOUVIER Clément

02 Septembre 2014

Master 2 Physique Ocean Climat (2014)

Abstract

This study aimed to compute a tridimensional model to evaluate the suitability of hydro-morpho-sedimentary indicators of estuarine systems contributing to their ecological status. Various schematic estuaries configurations help to analyze and understand the hydrodynamic trends according to the morphology and combination of forcing variables (tide and river regimes). This analysisallows to test the relevance and the sensitivity of indicators based on equilibrium state, geometry, current or hydrology. The sensitivity to physical parameters such as the horizontal viscosity and the bed roughness distribution is approached.

The schematic geometry adopted respects (or not, depending on the configuration) two morphodynamic criteria: the exponential variation of cross-sectionswith upwards distance from the mouth (Savenije, 2005), and the relation between extreme water heights and corresponding estuary widths along the tide (Van Maanen, 2013), leading to a parameter γ (Dronkers, 1998) which controls the importance of the intertidal zone. A discussion analyzing different configurations which use different values of γ is addressed.

Regarding the distribution of habitats in terms of elevation (hypsometry) and tidal regime (subtidal, intertidal…), an indicator based on the probability density of elevation, either integrated over the whole estuary or distributed along the longitudinal axis, is proposed and evaluated for different configurations. A similar indicator is proposed for tidal currents to characterize the hydrodynamic of estuaries. A relation between instantaneous water heights and velocities current is discussed, which can return useless the hydrodynamic indicator for certain geometry.

The examination of the salinity distribution for different areas of the estuary, using percentiles 10 and 90 to represent ecologically relevant extrema,enables to synthesize the information (salinity variability along a tidal cycle or a seasonal cycle, continuity downwards from the estuary head) and shows a trend to salinity reduction in upper intertidal areas whatever the tested configuration. An indicator based on the probability density of salinity is proposed, assuming a good estuarine status when salinity gradients are extended (i.e. the whole salinity range is well distributed). The probability of stratification during different periods is also studied and an indicator is proposed based on the integrated Richardson number.

Table des matières

1 Introduction au sujet 5

1.1 Objectif de l'étude 5
1.2 Notions estuariennes 5
1.2.1 Les estuaires 5
1.2.2 Atténuation, amplification et déformation de l'onde de marée 5
1.2.3 Critères morphologiques estuariens 6
1.2.4 Circulation estuarienne 7
1.3 Les indicateurs hydromorphologiques 8
1.4 Structuration de la démarche 9

2 Matériel et méthode 10

2.1 Le modèle Mars 10
2.1.1 hydrodynamique du modèle 10
2.1.2 Dissipation turbulente 10
2.1.3 Méthode numérique 11
2.1.4 Forçages et conditions aux limites 12
2.2 Configuration de travail 13
2.2.1 Hypothèses de construction 13
2.2.2 Paramétrage 15
2.2.3 Différentes géométries 17

3 Résultats 18

3.1 Analyse des réponses du modèle 18
3.1.1 Viscosité 20
3.1.2 Expression de la longueur de rugosité 21
3.2 Analyse des conditions de respect de l'équilibre morphologique 21
3.2.1 Indicateur morphologique γ et rôle des zones intertidales 23
3.2.2 Influence sur l'asymétrie de marée 24
3.3 Indicateur hypsométrique et hydrodynamique 24
3.3.1 Indicateur hypsométrique 26
3.3.2 Indicateur hydrodynamique 29
3.4 Fonctionnement hydrologique et recherche d'indicateur 29
3.4.1 Indicateur de la distribution des salinités 29
3.4.2 Indicateur de stratification 33

4 Discussion et conclusion 33

5 Références 37

1 Introduction au sujet

1.1 Objectif de l'étude

La directive cadre sur l'eau (DCE) demande de caractériser l'état hydromorphologique des masses d'eau susceptible de permettre leur "bon état écologique". S'agissant des estuaires, des pistes d'indicateurs portent sur le maintien de la diversité des courants, leur continuité longitudinale, le maintien des zones intertidales et l'extension spatiale des gradients de salinité (Foussard et Sottolichio, 2011; Le Hir et al., 2014). L'objectif cette étude consiste à préciser ces pistes sous forme d'indicateurs qu'il s'agit de quantifier à l'aide d'une modélisation hydrodynamique 3D dans laquelle sont appliquées des géométries d'estuaires contrastées et schématiques. Ces systèmes sont soumis à un forçage de marée et un débit fluvial également diversifiés, conduisant à un ensemble de configurations à simuler. Des indicateurs relatifs à l'hypsométrie, à l'intensité des courants et à la distribution des salinités sont évalués pour différentes configurations.

1.2 Notions estuariennes

1.2.1 Les estuaires

Les estuaires sont des systèmes complexes et riches en processus hydrodynamiques et sédimentaires. L'action conjointe de la marée et du débit fluvial aboutit à la formation de structures salines et sédimentaires variant selon plusieurs échelles temporelles (cycle de marée flot/jusant, cycle morte-eau/vive-eau, cycles saisonniers liés au débit fluvial). Pritchard (1952) a défini les estuaires comme des systèmes constitués par une masse d'eau confinée ayant une connexion libre avec la mer ouverte et à l'intérieur desquels l'eau de mer est diluée d'une façon mesurable avec l'eau douce issue du drainage du bassin versant. Différentes classifications d'estuaires existent et permettent de classer ces systèmes en fonction de la morphologie, du forçage de marée (ou du forçage prédominant), de la stratification. Nous ne décrirons pas ces différentes classifications qui sont par ailleurs rappelées par Perillo (1995) ou par Toublanc (2013). En revanche pour développer des indicateurs hydromorphologiques robustes, il paraît essentiel d'établir une brève description de la circulation estuarienne.

1.2.2 Atténuation, amplification et déformation de l'onde de marée

Atténuation et amplification de l'onde de marée : Les interactions entre la marée et la morphologie de l'estuaire entraînent une déformation plus ou moins importante de l'onde incidente. Par conséquent, le marnage et les vitesses des courants de marée observés d'amont en aval sont dépendants des caractéristiques morphologiques des estuaires. Deux principaux effets sont à prendre en compte : la convergence des berges du fleuve et la friction sur le fond. Le Floch (1961), définit ainsi trois types d'estuaires :

- dans le cas d'une friction faible, la conservation de l'énergie implique une amplification de la marée de l'aval vers l'amont due à la convergence, qui comprime l'onde de marée latéralement. Ces systèmes sont appelés estuaires hypersynchrones ;

- à l'inverse, lorsque la friction est importante, la dissipation d'énergie associée provoque une diminution du marnage de l'aval vers l'amont ; ces systèmes sont appelés estuaires hyposynchrones ;

- les estuaires synchrones sont des systèmes où la friction et la convergence des berges ont des effets opposés égaux ; Le marnage et les vitesses restent globalement constants sur une grande partie de l'estuaire ; la perte d'énergie causée par les frottements est ici compensée par l'effet amplificateur de la convergence ; Langbein (1963) qualifie ces systèmes d'estuaires idéaux (in Savenije, 2005).

Déformation de l'onde de marée: Une manière simplifiée d'écrire la célérité de l'onde de marée est $c = \sqrt{g(h+\eta)} \pm u$ (Guillou, 2013). D'après cette équation, la célérité de l'onde de marée est maximale au niveau de la crête et minimale au niveau du creux. La pleine mer se propage donc plus vite que la basse mer, ce qui conduit à un raidissement de l'onde entre basse mer et pleine mer. En un point donné, l'eau monte plus rapidement qu'elle ne baisse. Les durées de marées montantes sont donc généralement plus courtes que

les durées de marée descendantes. On verra plus loin que la célérité de l'onde marée dans les estuaires peu profonds varie aussi selon l'importance des zones intertidales.

1.2.3 Critères morphologiques estuariens

Un système naturel estuarien est généralement dynamique. Le premier critère d'équilibre morphologique concerne la variation longitudinale des surfaces des sections de l'estuaire. Un système estuarien proche d'un état dit d'équilibre morphodynamique connaît des vitesses maximales en accord avec la nature des sédiments qui caractérisent le fond (Le Hir et al., 2014). Le transport sédimentaire reste modéré si les gradients longitudinaux de ces courants maximaux sont faibles. Le maintien d'un courant de marée relativement uniforme dans la dimension longitudinale entraîne une relation entre la section de l'estuaire et le prisme tidal en amont de la section considérée qui représente le volume d'eau devant passer au cours d'une demi période de marée à travers la section. Ce prisme tidal s'incrémente d'amont en aval de façon proportionnelle à la section de l'estuaire (Le Hir et al., 2014). Il en résulte une forme en entonnoir de l'estuaire et une variation exponentielle de la section moyenne de l'estuaire de la forme (Savenije, 2005):

$$Smm = S_0.exp\left(-\frac{x}{k_2}\right) \quad (1.2.1)$$

où x est la distance depuis l'embouchure. On définit l'embouchure estuarienne de manière géométrique. L'embouchure est caractérisée de façon géomorphologique par un élargissement soudain (Vandenbruwaene, 2013). S_0 est la surface à mi-marée de la section à l'embouchure et k_2 est une distance caractéristique appellée longueur de convergence de l'estuaire. Un écart à la progression exponentielle des sections constitue une probabilité de déséquilibre morphologique.

Le second critère morphologique traduit là encore l'équilibre morphodynamique entre la dynamique de l'estuaire et sa morphologie. Selon Van Maanen et al. (2013), l'équilibre morphodynamique se produit lorsque l'asymétrie de marée est minimale. Cette asymétrie sera minimale si les durées du flot et du jusant restent voisines, donc si la célérité de l'onde de marée reste la même à pleine mer et à basse mer dans un estuaire à section non rectangulaire. Pour une section donnée, la célérité est fonction de la profondeur et de la largeur de l'estuaire. Soit H la hauteur d'eau du chenal en une section donnée, et l la largeur de l'estuaire dans la même section. Selon Friedrichs (2010), dans un estuaire peu profond, la célérité de l'onde de marée, très dépendante du frottement sur le fond, est proportionnelle à $\frac{H^2}{l}$ si l'estuaire est convergent (*e.g.* en forme d'entonnoir à convergence exponentielle des sections), et à $\frac{H}{\sqrt{l}}$ s'il est non convergent. Dans tous les cas, la relative constance de la célérité locale pour les différentes phases de la marée se traduit par:

$$\frac{H^2}{l} = constante \quad (1.2.2)$$

H et l variant au cours de la marée en chaque section.

La construction des systèmes estuariens schématiques dont il est question dans cette étude reposera sur le respect de ces deux critères morphologiques. L'objectif de cette étude étant de caractériser les indicateurs propices à un bon état écologique, plusieurs configurations devront être mises en place de manière schématique. L'hypothèse d'une forme très simplifiée d'estuaire en forme de double trapèze (partie subtidale et partie intertidale) est appliquée (Le Hir 2008), (figure 1.1). Le paragraphe §2.2.1 se consacrera à la description de la méthode utilisée pour la conception de ces estuaires schématiques. Avant la conception de ces différentes géométries, il semble important d'établir une brève description des différents types de circulation en estuaire, liés à la combinaison de la marée et des gradients de densité.

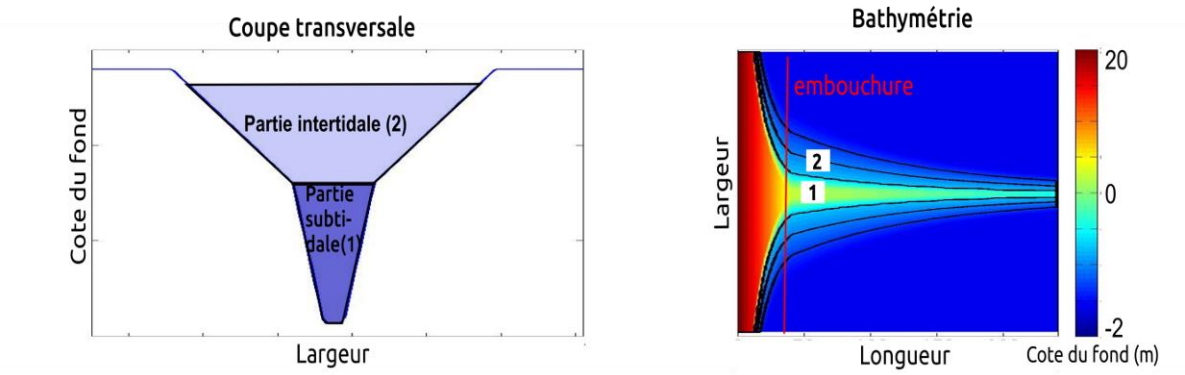

Figure 1.1: Schéma de l'estuaire schématique

1.2.3 Circulation estuarienne

En associant la description estuarienne proposée par Dyer (1997) et les termes du classement de Davies (1964)[*in* Silva Jacinto, 2001], trois différents types de circulations estuariennes peuvent être décrits. Notons cependant que la dynamique estuarienne résulte beaucoup plus de l'importance relative de la marée et du débit fluvial que de l'amplitude absolue de l'onde de marée.

- Estuaires à coin salé; microtidaux (figure 1.1.a). Dans les estuaires microtidaux ou de marée faible par rapport au débit fluvial, l'hydrodynamisme est principalement déterminé par le débit du fleuve. Dans ces estuaires, l'eau douce d'origine fluviale se répand sur l'eau salée qui, dépourvue de mouvement, forme un coin salé. Le déplacement de ce coin salé est déterminé par la variation du débit fluvial. Une stratification verticale haline s'établit. En ce qui concerne la dynamique, de par l'absence de forçage par la marée, la vitesse est nulle au fond, et le mélange très faible se fait essentiellement de manière verticale.
- **Estuaires partiellement mélangés; mésotidaux (figure 1.1.B).**Dans les estuaires mésotidaux, l'influence de la marée n'est plus négligeable par rapport au débit fluvial. L'onde de marée induit des courants alternés dans l'estuaire et le frottement engendré près du fond génère de la turbulence. Cette turbulence mélange partiellement ou totalement la colonne d'eau et empêche la formation d'une halocline. Les gradients de salinité sont alors essentiellement horizontaux. Ces gradients horizontaux induisent ainsi une circulation barocline qui tend à rétablir la stratification et la stabilité des gradients de salinité: un courant résiduel (moyen) s'établit vers le large près de la surface libre, alors que près du fond, un courant résiduel s'établit vers l'amont. La circulation barocline génère une recirculation des sédiments en suspension près du fond vers l'amont dans le secteur saumâtre, ce qui génère un maximum local de turbidité que l'on appelle bouchon vaseux. La variabilité de ce bouchon vaseux est déterminée par les variations de la marée et du débit fluvial.
- **Estuaires bien mélangés; macrotidaux.**Dans les estuaires macrotidaux, ou quand la marée est très importante par rapport au débit fluvial, l'estuaire devient bien mélangé dû à l'importance des courants tidaux et de la turbulence associée. Les estuaires bien mélangés sont par définition caractérisés par une colonne d'eau homogène. Ces estuaires sont souvent peu profonds et l'amplitude de marée y est très importante.

Dans le cas des estuaires partiellement mélangés et bien mélangés, la marée génère par son asymétrie une remontée des sédiments par le courant de flot tant que celui-ci reste élevé, ce qui induit une zone de convergence des sédiments et donc un bouchon vaseux d'origine tidale. Ici encore, le déplacement et l'étendue du bouchon vaseux sont déterminés par les variations de l'amplitude de la marée et du débit fluvial, dans le même sens que l'accumulation turbide liée à la circulation estuarienne barocline.

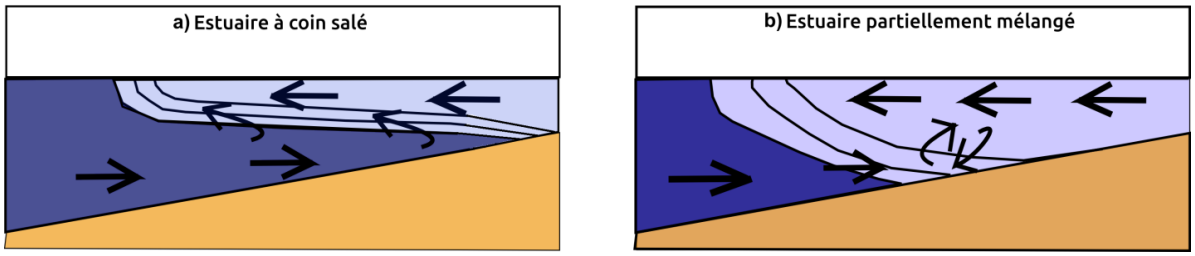

Figure 1.2: Schéma décrivant différents types de circulation en estuaire

1.3 Les indicateurs hydromorphologiques

Le projet BEEST (in Le Hir et al., 2014) a permis l'identification d'une première série de paramètre hydromorpho-sédimentaires ayant une influence directe sur les communautés biologiques. Des critères de bon fonctionnement hydromorphologique en vu d'un bon état écologique ont été étudiés et développés. Un certain nombre de caractéristiques représentatives de milieux estuariens et favorables à leur biodiversité ont été identifiées.

- Les zones intertidales apparaissent très précieuses pour assurer une biodiversité structurelle et fonctionnelle. De plus, ces zones présentent l'intérêt d'atténuer l'amplification de la marée dans sa propagation d'aval en amont et d'absorber les montées d'eau liées aux crues. L'importance des zones intertidales et les conséquences sur la dynamique estuarienne de leur modification seront évaluées et discutées.
- Dans les systèmes estuariens, une connectivité amont/aval est très précieuse pour certaines espèces (poissons migrateurs par exemple). Une continuité longitudinale des sections transversales et des vitesses longitudinales est un indicateur favorable pour la biodiversité (Le Hir et al., 2014). Les distributions des cotes du fond (hypsométrie) de l'aval vers l'amont ainsi que celles des vitesses de courants seront étudiées.
- Par section, une diversité des courants permet l'établissement de différentes espèces et apparaît donc comme un indicateur bénéfique au bon état écologique. Cet indicateur peut se baser sur l'évolution amont/aval de la distribution des intensités de courant en chaque section.
- Les estuaires sont caractérisés par des gradients hydrologiques progressifs. Une large gamme de salinité intermédiaire est une condition favorable à la biodiversité. Un indicateur proposé est basé sur les densités de probabilité des salinités sur tout le système estuarien. Un seuil de densité de probabilité minimale constituerait un indicateur hydrologique pertinent.
- Selon leur géométrie respective, l'importance des débits amonts et l'amplitude de marée, les estuaires naturels peuvent être plus ou moins stratifiés. Il semble que la stratification soit un facteur favorable à l'eutrophisation et donc défavorable au bon 'état écologique. Un renforcement des stratifications peut donc être considéré comme un facteur néfaste au bon état. Il est donc essentiel de définir à quelles conditions des stratifications peuvent se mettre en place.

1.4 Structuration de la démarche

Il apparaît difficile de formuler des indicateurs à partir d'exemples naturels, chaque estuaire ayant ses propres spécificités. Il est proposé d'évaluer et tester ces indicateurs sur des configurations estuariennes schématiques, caractérisées principalement par leur morphologie (longueur, profondeur, profils en travers, sections...), l'amplitude de la marée incidente et l'importance et la variabilité du débit fluvial en amont. Travaillant avec des géométries d'estuaire idéalisées, il ne peut être fait appel aux observations pour tester et évaluer les descripteurs/indicateurs physiques mentionnés, tandis qu'une modélisation numérique des processus physiques (propagation de marée, hydrologie, circulation haline) permet d'y accéder.

On adopte une géométrie estuarienne schématique en forme d'entonnoir (équation 1.2.1) et sa coupe transversale décrit un double trapèze avec des pentes subtidales et intertidales différentes, en respectant ou pas le second critère morphologique (équation 1.2.2). Différentes simulations seront donc effectuées à l'aide

du modèle MARS 3D qui est décrit dans le chapitre 2. Ce chapitre s'attache à décrire la stratégie et les outils utilisés lors de la réalisation de ces différentes configurations. Le chapitre 3 présente les résultats des simulations, le fonctionnement des différents systèmes et un début de discussion pour les différents indicateurs proposés.

2 Matériel et méthode

2.1 Le modèle MARS

MARS 3D (Model for Application at Regional Scales), dont le code est développé par l'Ifremer, est un modèle numérique à surface libre, en différences finies et coordonnées verticales sigma, qui résout les équations primitives de la mécanique des fluides sous les hypothèses de Boussinesq et de l'équilibre hydrostatique. Plusieurs modules thématiques peuvent être couplés au cœur hydrodynamique: dynamique sédimentaire, biogéochimie, contaminants et transport lagrangien. Une description complète du modèle physique a été réalisée par Lazure et Dumas (2008). Dans cette section, seules les descriptions du cœur hydrodynamique seront décrites, les autres modules n'ayant pas été utilisés dans cette étude.

2.1.1 Hydrodynamique du modèle

Le modèle MARS 3D est basé sur les équations primitives suivantes:

$$\begin{cases} \partial_t u + u\partial_x u + v\partial_y u + w\partial_z u - fv = -\frac{1}{\rho_0}\partial_x p + \frac{1}{\rho_0}(\partial_x \tau_{xx} + \partial_y \tau_{xy} + \partial_z \tau_{xz}) \\ \partial_t v + u\partial_x v + v\partial_y v + w\partial_z v + fu = -\frac{1}{\rho_0}\partial_y p + \frac{1}{\rho_0}(\partial_x \tau_{yx} + \partial_y \tau_{yy} + \partial_z \tau_{yz}) \\ \partial_z p = -\rho g \\ \partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0 \end{cases}$$

N.S. Boussinesq (2.1.1)

N.S. Boussinesq (2.1.2)

Hyp. hydrostatique (2.1.3)

Eq. continuité (2.1.4)

Nous définirons les termes τ dans la section qui traitera de la dissipation turbulente (§2.1.2).

L'équation d'advection/diffusion permet de résoudre les traceurs (C) tels que la température et la salinité S:

$$\partial_t C + \partial_x uC + \partial_y vC + \partial_z wC = \partial_x F_x^C + \partial_y F_y^C + \partial_z F_z^C + S^C - P^C \qquad (2.1.5)$$

F^C sont les flux de diffusion, S^C et P^C sont les termes source et puits.

On relie température, salinité et densité avec l'équation d'état:

$$\rho = \rho_0[1 - \alpha_T(T - T_0) + \beta_s(S - S_0)] \qquad (2.1.6)$$

$$\rho_0 = 1027\ kg.m^{-3};\ \alpha_T = 0.16.10^{-3};\ T_0 = 10\ °C;\ \beta_s = 0.8.10^{-3}\ et\ S_0 = 35.0\ psu$$

2.1.2 Dissipation turbulente

L'effet de la turbulence sur la vitesse du fluide et sur l'évolution des traceurs (température, salinité) est modélisé, dans le code MARS 3D, à travers les coefficients de viscosité turbulente τ_{**} dans les équations du mouvement (2.1.1) et (2.1.2) et à travers les coefficients de diffusion turbulente F^C dans les équations de conservation des traceurs. Sur la verticale on pose:

$$\tau_{xz} = v_z \partial_z u \qquad (2.1.7)$$

$$\tau_{yz} = v_z \partial_z v \qquad (2.1.8)$$

$$F_z^C = K_z \partial_z C \qquad (2.1.9)$$

v_z et K_z sont les coefficients de viscosité et de diffusion turbulente verticaux. Il existe dans le modèle MARS-

3D plusieurs modèles de fermeture turbulente. Le modèle choisi pour cette étude est un modèle $k-\varepsilon$ (Rodi, 1993) à deux équations. On peut alors calculer v_z et K_z en fonction de k.

Dans le plan horizontal, les coefficients de diffusion K_H^C sont pris constants . La viscosité horizontale doit rendre compte de processus de mélanges induits par la turbulence, mais aussi de processus de dispersion liés aux gradients de vitesse non explicitement reproduits par le modèle en raison de la discrétisation. Pour cette raison, il est naturel de faire dépendre les coefficients de mélange selon le pas d'espace du maillage. Deux approches sont implémentées pour calculer ces coefficients. La première est basée sur l'expression de Okubo (1971). Le coefficient de viscosité (turbulente) est supposé constant et est déduit de l'équation:

$$v_H = 0.01 f_v \Delta_{xy}^{1.15} \qquad (2.1.10)$$

Où v_H est le coefficient de viscosité turbulente en $m^2.s^{-1}$ et f_v un coefficient que l'on fixe en général égal à 0.1. On remarque que si les dimensions des mailles de la grille du modèle restent constants ce qui sera le cas de notre modèle, alors le coefficient v_H est uniforme et ne varie pas au cours de la simulation. Cependant, l'intensité du mélange turbulent ou par dispersion est d'autant plus fort que les gradients de vitesse sont élevés. Ainsi, dans un estuaire, les gradients longitudinaux de vitesses peuvent se révéler très importants car l'écoulement du flot de marée se fait dans le sens inverse de l'écoulement de la rivière. Les gradients transversaux sont également élevés en raison de fortes variations de profondeurs. Le fait de prendre un faible coefficient de viscosité turbulente horizontale constant peut entraîner des problèmes d'instabilité numérique, notamment lorsque l'on met en place un débit de rivière important. L'utilisation d'une diffusion horizontale non constante et non uniforme apparaît nécessaire pour stabiliser le modèle dans les zones où les vitesses présentent de fortes différences. On peut alors utiliser la formule de Smagorinsky (1963) qui calcule les coefficients de viscosité horizontale en fonction des deux dimensions Δ_x et Δ_y et des gradients de vitesse $\partial_x u$, $\partial_y u$ et $\partial_x v$, $\partial_y v$.

$$v_H = C\Delta_x\Delta_y \sqrt{(\partial_x u)^2 + (\partial_y v)^2 + \frac{1}{2}(\partial_y u + \partial_x v)^2} \qquad (2.1.11)$$

C est une constante évaluée à 0.1 par expérience et Δ_x et Δ_y représentent la résolution de la grille du modèle. Les coefficients sont donc calculés à chaque pas de temps. La section §3.1.1 de ce rapport comparera des simulations réalisées avec une viscosité constante ou formulée selon Smagorinsky (1963). Pour toutes les simulations présentées après le §3.1.1, le coefficient de viscosité de Smagorinsky sera utilisé car il stabilise le modèle sur les mailles qui présentent de forts gradients.

2.1.3 Méthode numérique

Résolution Numérique: du point de vue de la discrétisation spatio-temporelle, MARS-3D utilise un schéma ADI (Alternating Direction Implicit) (Leendertse et Gritton, 1971). Cette méthode permet de séparer la résolution sur deux demi pas de temps. Sur le premier demi pas de temps, les équations 2.2.1 et 2.2.4 sont résolues avec un schéma implicite selon la direction x. Sur le deuxième demi pas, les équations 2.2.2 et 2.2.4 sont résolues avec un schéma implicite selon la direction y. L'utilisation du schéma ADI autorise un pas de temps variable, ajusté selon le nombre de Courant horizontal maximum sur le domaine de calcul [C(x,y,t)] et sur une période donnée, en respectant le critère C(x,y,t)<0.6.

Le principe de résolution numérique dans MARS-3D, est basé sur la séparation des modes barotropes et barocline (Blumberg et Mellor, 1987). Un modèle 2D, dont les équations et les variables sont obtenues par intégration sur la verticale des équations primitives, décrit le mode barotrope et calcule les vitesses de courant barotropes u et v ainsi que l'élévation de la surface libre η en tenant compte des vitesses 3D dans les termes de dissipation. η est ensuite prise en compte pour calculer le gradient de pression dans le modèle 3D barocline. La résolution des deux modes se fait de manière semi-implicite, en gardant un pas de temps identique par ajustement progressif, et en variant la condition de convergence (Lazure et Dumas, 2008).

Dans MARS 3D, les équations différentielles 2.1.1 à 2.1.6 sont discrétisées suivant une grille horizontale et verticale de type Arakawa C (Arakawa et Lamb, 1977). Les composantes horizontales du courant sont ainsi

calculées sur les bords de la maille, alors que les concentrations en traceurs et l'élévation de la surface libre sont calculées en son centre. Sur la verticale, les vitesses horizontales et les concentrations en traceurs sont calculées au niveau σ correspondant au centre de la maille.

Coordonnée sigma: Le modèle MARS 3D est caractérisé par une résolution des composantes verticales des variables selon une coordonnée de type sigma au lieu de la coordonnée cartésienne z classique. Cette coordonnée correspond à des niveaux relatifs (k), dont le nombre reste constant en fonction du pas de temps, mais s'adaptant à la bathymétrie et aux variations de hauteur d'eau:

$$\theta = \frac{h_{fond}(x,y) + z}{h_{fond}(x,y) + \eta(x,y,t)} - 1 \qquad (2.1.12)$$

$h_{fond}(x,y)$est la profondeur à l'état de repos et $\eta(x,y,t)$ est la variation de la hauteur d'eau par rapport à $h_{fond}(x,y)$. Les valeurs de θ sont donc prises entre -1 et 0, correspondant respectivement au fond marin et à la surface libre de l'eau.

2.1.4 Forçages et conditions aux limites

Nos différentes simulations sont effectuées sur la base d'une configuration spatiale rectangulaire fermée sur trois côtés et ouverte à l'ouest où l'écoulement est généré à l'aide d'un forçage de marée sinusoïdal avec ou sans modulation vive eau/morte eau. Un débit de rivière est mis en place en une maille centrale de la frontière située à l'Est. Le forçage de marée est défini par:

$$F_{marée1} = a.\sin(\frac{2.\pi.t}{T}) \qquad (2.1.13)$$

a correspond à l'amplitude de marée et T à la période de marée. Pour simplifier les sorties graphiques, une période de 12h a été choisie pour la marée de type semi-diurne.

Lorsque l'on s'intéressera aux indicateurs hydrologiques (§3.4), on préférera introduire un forçage de marée reproduisant les cycles vives eaux et mortes eaux:

$$F_{marée2} = a[1 + \Delta_a \sin(\frac{2.\pi.t}{14 \times 86400})]\sin(\frac{2.\pi.t}{T}) \qquad (2.1.14)$$

$\Delta_a$est la variation relative d'amplitude de marée. On mettra en place également un débit de rivière variant de manière saisonnière tel que:

$$débit_{rivière} = débit_{moyen}[1 + \Delta_{débit}.\cos(\frac{2.\pi.t}{364 \times 86400})] \qquad (2.1.15)$$

$\Delta_{débit}$est la variation du débit de rivière sur un an que l'on fixera à 0.5. Ainsi, le débit de rivière varie de 300 $m^3.s^{-1}$en Janvier à 100 $m^3.s^{-1}$en Mai.

Les variations de température ne sont pas prises en compte tandis que la salinité calculée permet de restituer l'essentiel de la circulation estuarienne. La condition initiale en salinité est fixée à 35 PSU pour tout l'estuaire. L'eau de la rivière a une salinité nulle. Au niveau de la frontière ouest (en imin), de l'eau salée est réinjectée par le flot à chaque instant t. Pour tenir compte d'un possible retour d'eau dessalée en début de marée montante, une relaxation est introduite en affectant à la salinité du large une pondération entre la valeur antérieure et une valeur donnée pour la salinité du large, lorsque la condition est "entrante". La salinité au point imin est alors calculée selon l'équation:

$$S(imin,j,k)' = S(imin,j,k)(1 - dt_{relax}) + S_{large}.dt_{relax} \qquad (2.1.16)$$

avec$S_{large} = 35$, $dt_{relax} = dt.c_1$avec dt le pas de temps utilisé. Pour un temps de relaxation de 5 h, on a $c_1 = \frac{1}{5 \times 3600}$.

Il nous reste à définir une géométrie schématique représentative qui permettra de simuler la circulation hydrodynamique en estuaire. La partie §2.2 de ce rapport explicite la méthode de conception de la morphologie estuarienne.

2.2 Configuration de travail

2.2.1 Hypothèses de construction

Estuaire schématique

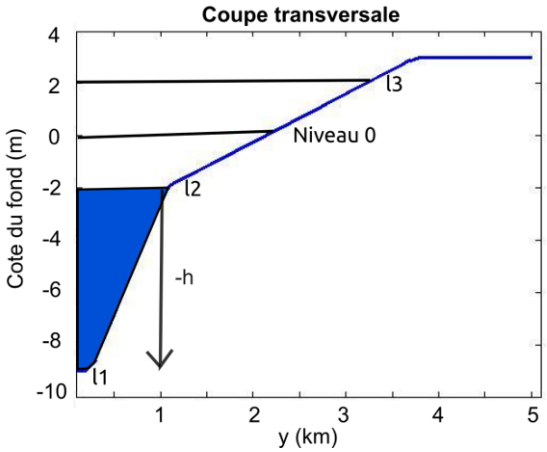

Figure 2.1: Représentation d'une demi-section type de l'estuaire schématique

On choisit de schématiser une section type d'estuaire de la façon indiquée sur la figure 2.1, caractérisée par une largeur de chenal, une pente latérale subtidale et une pente latérale intertidale. Nous allons décrire dans ce chapitre la méthode qui nous permettra de modéliser simplement des estuaires schématiques. La coupe transversale du système estuarien permet l'identification de trois niveaux d'eau.

- La profondeur -h qui correspond au dénivelé entre le fond du chenal et le niveau d'eau à basse mer. La hauteur d'eau h décroit de l'aval à l'amont.
- La cote du fond -a est le niveau d'eau à basse mer à l'embouchure
- La cote du fond +a est le niveau d'eau à marée haute, a est donc l'amplitude de marée à l'embouchure (marnage = 2a).

La détermination de trois largeurs différentes pour chacun de ces niveaux permet de définir complètement la morphologie de notre système. On définit l1 la demi-largeur du chenal, l2 la demi-largeur de l'estuaire à basse mer et l3 la demi-largeur à pleine mer.

Il faut d'abord préciser la hauteur h qui est la cote du chenal. On choisit pour simplifier une forme linéaire telle que:

$$h = \alpha . x + h_0 \qquad (2.2.1)$$

$h_0$est la cote du fond à l'embouchure, $\alpha = \frac{cotefond_{amont} - h_0}{L}$ la pente du chenal et L la longueur de l'estuaire.

Suivant Latteux (pers. comm.), il est proposé d'affecter à l1, la demi-largeur du chenal, une variation exponentielle d'aval en amont telle que:

$$l1 = l_0 . \exp\left(-\frac{x}{k_1}\right) \qquad (2.2.2)$$

$l_0$est la largeur du chenal à l'embouchure, k_1 la longueur de convergence de l1 et x la distance depuis l'embouchure vers l'amont. Quand aux demi-largeurs l2 et l3, celles-ci se déduisent des critères morphologiques évoqués en §1.2.3.

Respect des critères morphologiques

La variation exponentielle des sections. De nombreux auteurs ont déjà utilisé des chenaux en forme de prismes, souvent à largeurs constantes pour étudier la dynamique tidale et l'intrusion haline des systèmes estuariens. Nous utilisons ici l'approche inspirée de Savenije (2005) où l'on fait varier la surface transversale de chaque section de manière exponentielle de l'aval à l'amont du système estuarien (cf §1.2.3). La formulation de Savenije (équation 1.2.1) respecte ainsi le premier critère morphologique de l'estuaire schématique : la variation exponentielle des sections à mi-marée (Le Hir, 2014).

$$Smm = S_0.exp\,(-\frac{x}{k_2}) \qquad (2.2.3)$$

Respect de l'équilibre de Dronkers par section (méthode 1).

On applique à notre estuaire schématique, considéré comme peu profond le second critère morphologique (équation 1.2.2) énoncé au paragraphe §1.2.3:

$$\frac{H^2}{l} = constante \qquad (2.2.4)$$

la demi-section à basse mer est représentée par la zone colorée en bleu sur la figure 2.1, en considérant que la largeur de l'estuaire à basse mer est $2 \times l2$. On peut définir Hbm comme la hauteur d'eau moyenne du chenal à basse mer pour une section donnée. Hpm est celle de pleine mer.

$$Hbm = \frac{2 \times h(l1 + l2)}{2 \times l2} = \frac{h(l1 + l2)}{l2} \qquad (2.2.5)$$

$$Hpm = Hbm + 2a \qquad (2.2.6)$$

La continuité de la célérité de la marée [critère morphologique de Van Maanen et al. (2013) déduit de Friedrichs (2010)], en supposant l'estuaire peu profond, s'écrit pour chaque section:

$$\frac{Hbm^2}{l2} = \frac{Hpm^2}{l3} \qquad (2.2.7)$$

Ce critère est à rapprocher de celui de Dronkers (1998, 2005), cité aussi par Hibma (2004), exprimé en valeurs moyennes le long de l'estuaire, et tel que:

$$\frac{Hpm_{moy}}{Hbm_{moy}} = \gamma \sqrt{\frac{Spm}{Sbm}} \qquad (2.2.8)$$

Hpm_{moy} est la hauteur d'eau moyenne du chenal à pleine mer et Hbm_{moy} celle à basse mer. Spm et Sbm représentent la surface mouillée de l'estuaire à pleine mer et basse mer respectivement. On appelle γ le paramètre de Dronkers. Selon Dronkers (1998), les systèmes naturels présentent un γ légèrement supérieur à 1, typiquement 1.1, ce qui est justifié par différentes raison (*e.g.* compensation de la dérive de Stockes en faveur du jusant, voir Dronkers, 1998 pour plus de détails). Si 2.2.7 est respecté pour chaque section alors son intégration selon la dimension longitudinale conduit à 2.2.8 et finalement 2.2.7 peut être réécrit en réintroduisant le facteur γ de Dronkers.

$$\frac{l3}{l2} = (\frac{Hpm}{Hbm})^2.\frac{1}{\gamma^2} \qquad (2.2.9)$$

A partir de ces conditions, on peut calculer les demi-largeurs l2 et l3 de l'estuaire (détail du calcul en annexe), en fonction des paramètres a, γ^2 (équation 2.2.10 et 2.2.11). Un des objectifs du travail sera de tester la sensibilité de la symétrie des courants à la valeur de γ, pour les configurations schématiques retenues. On appellera méthode 1, cette stratégie de définition de morphologie estuarienne. Cette méthode utilise des largeurs d'estran qui dépendent du rapport des hauteurs d'eau de pleine et basse mer.

$$l2 = \frac{S_0.\exp\left(-\frac{x}{k_2}\right) - h.l1}{h + 1.5a + \frac{0.5a}{\gamma^2}(\frac{1 + 4a.l2}{h(l1 + l2)})^2} \qquad (2.2.10)$$

$$l3 = (1 + \frac{4a.l2}{h(l1+l2}))^2.\frac{l2}{\gamma^2} \qquad (2.2.11)$$

La méthode Yates:

D'autres configurations sont bien entendu possibles. Prandle (2003) cite des travaux de Yates et al (1996) montrant à partir de données sur 25 estuaires anglais que la largeur à basse mer serait en moyenne un cinquième de celle à pleine mer. On appellera méthode 2 cette stratégie de définition des sections à basse mer et à pleine mer. Si l'on considère toujours la conservation des variations exponentielles des sections à mi-marée et en considérant le rapport de Yates $(l3 = 5 \times l2)$, on obtient:

$$Smm = h(l1 + l2) + a\big(l2 + 0.5(l2 + 5l2)\big) = S_0 \exp\left(-\frac{x}{k_2}\right) \qquad (2.2.12)$$

$$l2 = \frac{Smm - hl1}{h + 4a} \qquad (2.2.13)$$

$$l3 = 5 \times l2 \qquad (2.2.14)$$

2.2.2 Paramétrage

Il semble important de décrire le paramétrage commun des simulations effectuées dans cette étude (tableau 2.1). Ces paramètres sont ajustables selon la géométrie que l'on souhaite définir. Cinq géométries estuariennes schématiques sont retenues pour cette étude. Les spécificités de chacune des configurations sont décrites dans le tableau (2.2). Afin que la salinité du système estuarien ne soit pas faussée par une limite ouest qui pourrait se trouver trop proche de la limite aval de l'estuaire, il est préférable de créer une partie offshore pour les simulations qui s'intéresseront à l'hydrologie des estuaires schématiques (§3.1.1 et §3.4). Ainsi, on repousse la limite aval de 12km (40 mailles horizontales à notre résolution). L'embouchure estuarienne n'est cependant pas repoussée puisqu'un élargissement important a lieu justement au 12ème kilomètre (cf. figure 1.1). Les différentes géométries obtenues sont décrites dans la section suivante.

Signification du paramètre	Paramètre
Amplitude de marée en embouchure	$a = 2\ m$
Hauteur entre le fond du chenal et le niveau de basse mer à l'embouchure	$h_0 = 7\ m$
Hauteur d'eau entre le fond du chenal et le niveau basse mer en amont	$h_{amont} = 2\ m$
Longueur de l'estuaire depuis l'embouchure	$L = 60\ km$
Demi-largeur du chenal à l'embouchure	$l_0 = 205\ m$
Coefficient de longueur de convergence de l1	$k_1 = 46880\ m$
Surface de la section à mi-marée à l'embouchure	$Smm_0 = 14740\ m^2$
Coefficient de longueur de convergence de Smm	$k_2 = 23400\ m$
Nombres de mailles i	$imax = 201$
Nombre de mailles j	$jmax = 101$
Résolution	$\Delta_x = 300m$ *et* $\Delta_y = 100m$
Pas de temps minimal et maximal	$dt_{min} = 5s$ *et* $dt_{max} = 50\ s$

tableau 2.1 : paramétrage physique et numérique commun aux différentes configurations

Nom de configuration	Spécificité de la configuration
1) Estuaire $(\gamma = 1.1)$	Cet estuaire utilise un paramètre de Dronkers γ de 1.1
2) Estuaire $(\gamma = 0.7)$	Cet estuaire utilise un paramètre de Dronkers γ de 0.7
3) Estuaire $(\gamma = 1.5)$	Cet estuaire utilise un paramètre de Dronkers γ de 1.5
4) Estuaire de Yates	Cet estuaire utilise la méthode de Yates
5) Estuaire n°5	Cet estuaire ne respecte plus la variation exponentielle des sections (critère morphodynamique de Savenije (cf. §1.2.3). Le chenal à été élargit au point kilométrique $x = 30\ km$ (depuis l'embouchure).

Tableau 2.2 : identification des configurations testées.

2.2.3 Différentes géométries

Les différentes géométries estuariennes obtenues (configurations 1, 2, 3 et 4) sont représentées paramétriquement par les demi-largeurs des sections l1, l2 et l3 (figure 2.2). La méthode Yates définit un estuaire qui présente une zone intertidale plus large à l'embouchure mais plus restreinte en amont que la configuration $\gamma = 1.1$. Ce paramètre va contrôler la largeur de la zone intertidale. Pour $\gamma < 1.1$ $(\gamma > 1.1)$, on note un élargissement (amincissement) de la zone intertidale.

La figure 2.2 vérifie le rapport entre les hauteurs moyennes de pleine mer (Hpm) et de basse mer (Hbm) de chaque section et les largeurs de pleine mer (l3) et de basse mer (l2). Ce qui permet de visualiser l'écart à la configuration théorique proposée par Van Maanen pour un estuaire à l'équilibre ($\gamma = 1$) ou à la configuration statistiquement observée par Dronkers $(\gamma = 1.1)$.

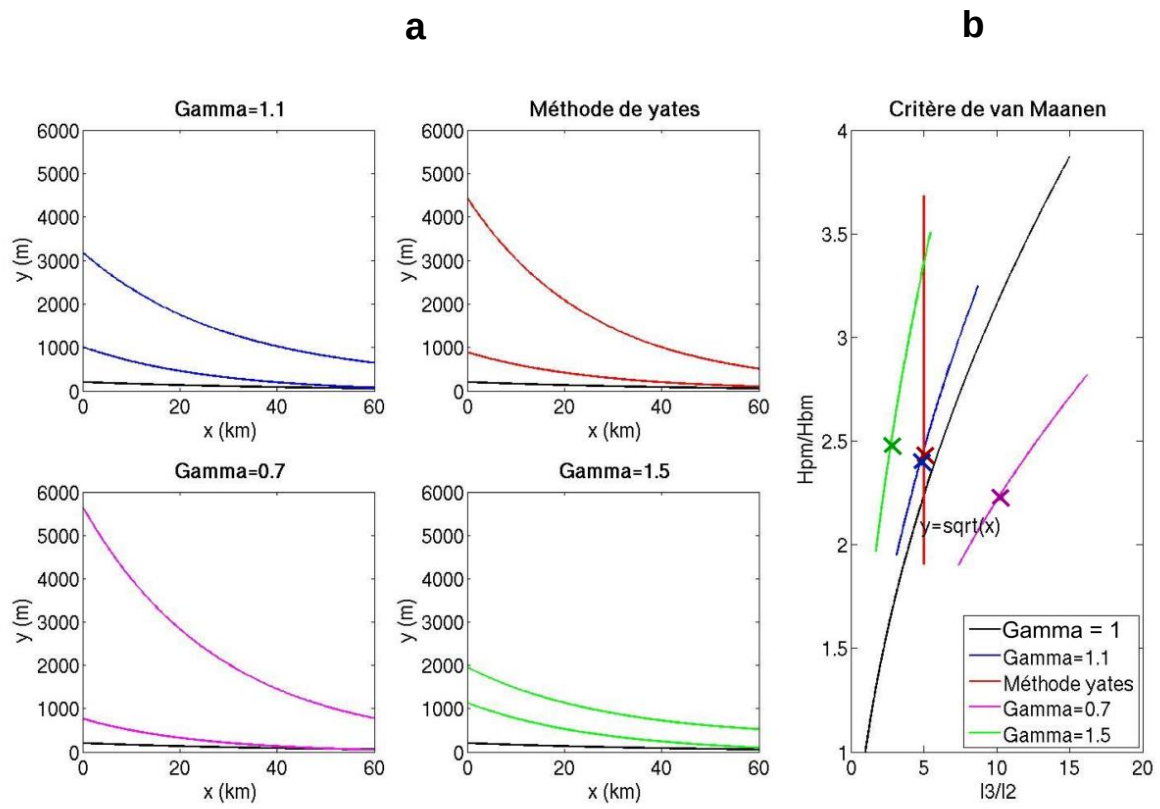

Figure 2.2: La figure a représente en noir les demi-largeurs de l'estuaire, au "plafond" du chenal (l1), celles à basse mer (l2) et celles à pleine mer (l3) pour chacune des quatre configurations. La figure b permet de

visualiser l'écart par rapport à l'état d'équilibre théorique décrit par Van Maanen: $\frac{Hbm^2}{l2} = \frac{Hpm^2}{l3}$. Sont représentés les ratios entre les moyennes des hauteurs à pleine mer et les moyennes des hauteurs à basse mer par section contre les ratios des largeurs à pleine mer et des largeurs à basse mer par section. La moyenne de ce ratio sur l'estuaire entier est illustrée par le symbole en forme de croix. Cela permet de visualiser l'écart avec l'état d'équilibre théorique décrit par Dronkers : $\frac{Hpm_{moy}}{Hbm_{moy}} = \gamma\sqrt{\frac{Spm}{Sbm}}$.

La géométrie définie par $\gamma = 1.1$ est proche de l'équilibre morphodynamique théorique, selon Dronkers (1998).

Pour la configuration définie par la méthode Yates, le rapport entre les largeurs pleine mer et basse mer reste constant pour chaque section $(l3 = 5.l2)$. L'équilibre morphodynamique au sens de Van Maanen ne serait donc pas respecté. En revanche, si l'on calcule le ratio γ moyenné sur tout l'estuaire, on se trouve très proche de la valeur γ observée par Dronkers. Pour simplifier, la méthode 1 vérifie le critère de Dronkers pour chaque section tandis que la méthode 2 vérifie le critère de Dronkers en moyenne sur tout l'estuaire.

Les configurations définies respectivement par $\gamma = 0.7$ et γ=1.5 quand à elles sont plus éloignés de l'équilibre théorique.

La géométrie de l'estuaire n°5 (chenal élargi) n'est pas décrite ici. Nous reviendrons sur cette configuration au chapitre §3.1.1

Il est à remarquer que Van Maanen comme Dronkers n'établissent pas de relation entre ce critère sur les rapports de section à pleine et basse mer et la forme en entonnoir de l'estuaire, caractérisée par une progression exponentielle des sections selon l'axe longitudinal.

3 Résultats

3.1 Analyse des réponses du modèle

Une section décrivant différents tests de sensibilité de notre modèle est décrite ici. La première partie est une analyse de l'influence du paramétrage de la viscosité horizontale (cf. §2.1.2). La seconde partie est un test concernant l'impact de deux différents paramétrages du frottement par la rugosité de fond mise en place dans le modèle.

3.1.1 Viscosité

La distribution des salinités dans l'estuaire et le panache d'eau douce à l'embouchure sont a priori sensibles au paramétrage des mélanges. Ce dernier intervient à la fois sous forme de mélange turbulent vertical, mais aussi sous forme de mélange horizontal, qui rend compte des gradients de vitesse (dispersion) non résolus par le modèle. Ce mélange horizontal est susceptible d'impacter la stratification elle même. En particulier le mélange artificiel généré par les erreurs de troncature liées au schéma d'advection peut accroître notablement le mélange des traceurs tels que la salinité (Griffies et al., 2000). Selon ces auteurs, ce "bruit numérique" est dépendant de la résolution, et sa dissipation requière de conserver le nombre de Reynolds de grille (Re_Δ) inférieur à 2. Ce Re_Δ s'exprime comme $\frac{u\Delta_x}{\upsilon_H}$.

Plusieurs simulations sont réalisées sur l'estuaire ($\gamma = 1.1$), (cf. section §2.2.3). On utilise la partie offshore décrite au paragraphe §2.2.2. Quatre simulations sont effectuées : trois où l'on prend une viscosité horizontale constante (équation 2.2.10) en faisant varier le paramètre f_υ et une où l'on prend une viscosité de type Smagorinsky (équation 2.2.11). Pour chacune des simulations, on fixe une amplitude de marée de 0.25 m et un débit de rivière de 300 $m^3.s^{-1}$, qui sont des conditions favorables à une forte stratification. On calcule pour chaque simulation le nombre de Reynolds de grille (Re_Δ), où l'on prend u la vitesse caractéristique de l'écoulement $(\sim 1\, m.s^{-1})$, Δ_x la dimension longitudinale représentée par le pas d'espace et υ_H le coefficient de viscosité horizontale. La figure 3.1 représente les coupes verticales de salinité et de courant longitudinal dans l'axe du chenal à un instant particulier de marée, choisi à titre d'exemple. La première simulation $(f_\upsilon = 0.1)$ devient instable, les vitesses de courant atteignent des valeurs trop élevées. On remarque que plus le nombre de Reynolds de grille est faible (forte diffusion horizontale), plus le gradient vertical de salinité devient important. Les vitesses des courants baroclines sont plus faibles et le mélange vertical entre les couches diminue. L'utilisation d'une viscosité de type Smagorinsky permet la réduction du nombre de Reynolds de grille dans les zones ou les gradients horizontaux des vitesses sont élevés et ainsi de diminuer le mélange vertical (Ilicak et al., 2012).

Ce test montre ainsi que le choix du paramétrage de la viscosité horizontale peut influencer le transport des traceurs tels que la salinité et les stratifications induites.

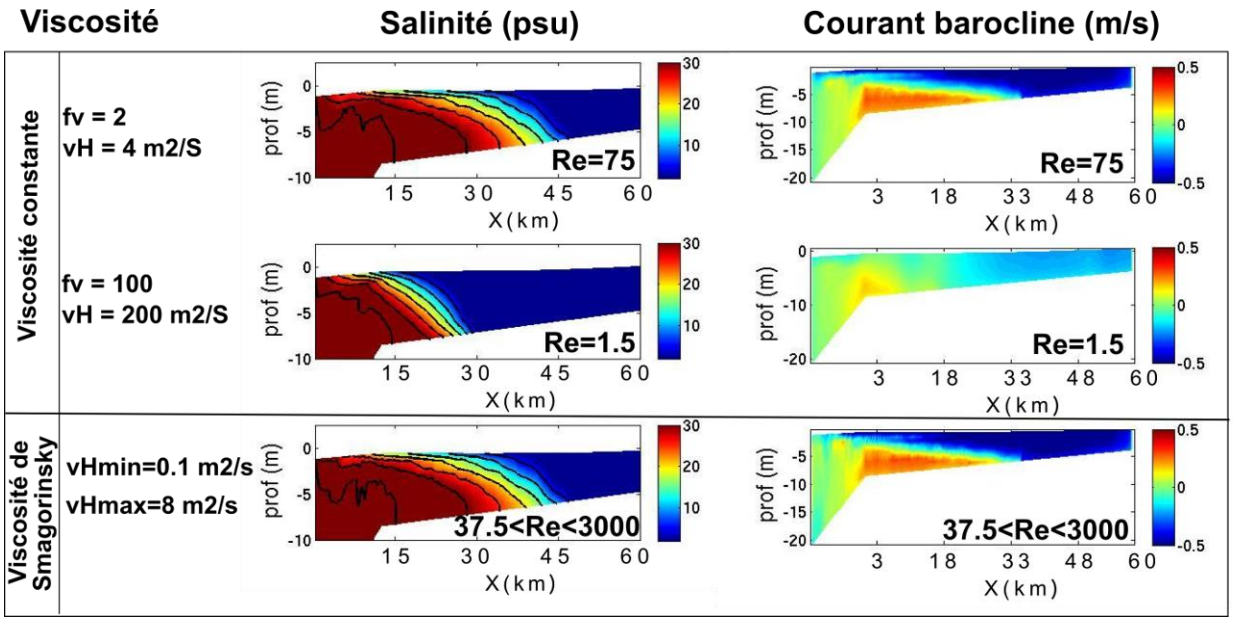

Figure 3.1: Salinité et courant longitudinal visualisé après 15 jours de simulation (stabilité des salinités simulées), à t=11h (soit une heure marée au hasard) dans l'axe de l'estuaire.

3.1.2 Expression de la longueur de rugosité

On s'intéresse dans cette section au paramétrage du frottement exercé sur le fond. La tension de cisaillement turbulente au fond est dépendante de la longueur de rugosité (z_0). $z_0$dépend de la nature du fond. L'écoulement estuarien est à priori turbulent, conduisant à un profil logarithmique des vitesses dans la couche limite de fond, $u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$, (e.g. Le Hir, 2008). u(z) est la vitesse de courant longitudinale fonction de la profondeur $(m.s^{-1})$, u^* est la vitesse de frottement $(m \ .s^{-1})$, κ est la constante de Von Karman (généralement égale à 0.4), z est la profondeur (m) et z_0 la longueur de rugosité (m) qui dépend de la taille du grain sédimentaire et de la présence ou non de macrorugosités (rides sédimentaires, végétation, organismes benthiques et autres obstacles à l'écoulement). On réalise deux simulations sur l'estuaire ($\gamma = 1.1$), (cf section §2.2.3), sur lequel on applique un forçage de marée d'amplitude 2 m et un débit nul de rivière. Pour la première simulation, la longueur de rugosité est identique sur tout le domaine et est fixée à $10^{-4}\ m$ alors que pour la seconde simulation, on décide de paramétriser une longueur de rugosité différente pour la zone subtidale et intertidale, respectivement $10^{-4}\ m$ et $10^{-3}\ m$. Dans un esprit d'étude de sensibilité, on fixe ici de façon très schématique une rugosité plus forte pour la zone intertidale, simulant par exemple la présence de végétation (zostère). Peu d'études ont été réalisées pour tenter d'estimer la longueur de rugosité z_0 en présence de végétation, cependant, lorsqu'elle a pu être calculée, la valeur z_0 obtenue variait de quelques millimètres à la hauteur de la canopée elle même, (Ganthy, 2011). L'effet de la végétation aquatique le plus évident et le plus accepté est la réduction de la vitesse du courant à l'intérieur de la canopée. Cette réduction de vitesse peut être reliée à l'augmentation de la rugosité du fond induite par la présence par la présence de l'algue en raison de la déviation de l'écoulement au dessus d'elle même et de la perte de quantité de mouvement à l'intérieur, (Ganthy, 2011). En raison d'un frottement plus élevé exercé sur le fond dans la partie intertidale, les vitesses des courants sont moins élevées et les durées de propagation de l'onde de marée haute ralentie légèrement.

La figure 3.2 montre que la mise en place d'un coefficient de frottement plus élevé sur la partie intertidale influence indirectement la surélévation de la surface libre sur la partie chenal. Le marnage en amont est plus faible lorsque l'on augmente le frottement dans la partie intertidale, les écarts entre les durées de flot et de jusant diminuent tout comme l'asymétrie entre le montant et le perdant en amont. Les simulations à suivre utiliseront toutes ce paramétrage du coefficient de frottement. La partie §3.2.1 étudiera de quelle manière les zones intertidales influencent la dynamique estuarienne. Une section se consacrera notamment à l'asymétrie de marée évoquée ici.

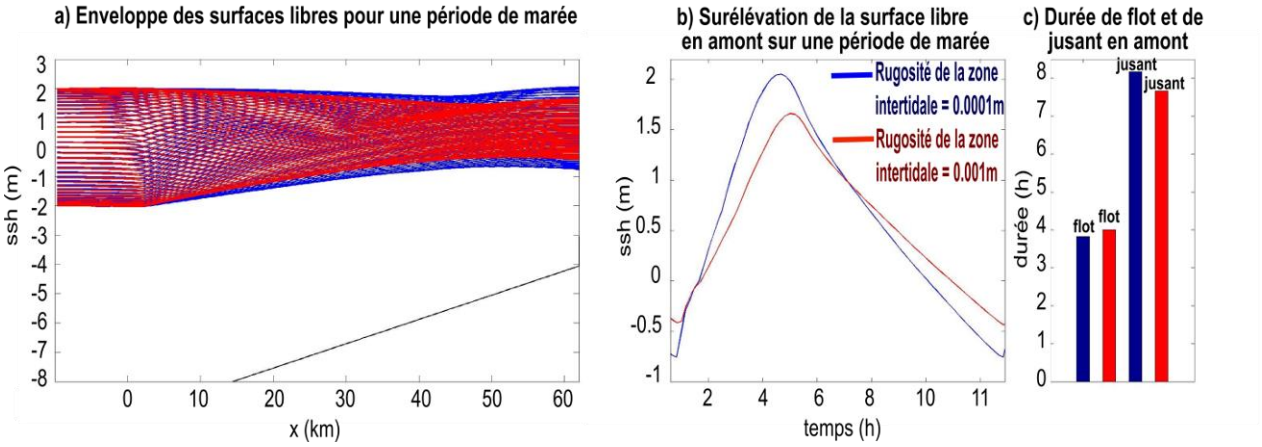

Figure 3.2: La figure a représente la surélévation de la surface libre le long du chenal estuarien au cours d'une période de marée. En rouge, m et en bleu m. La figure b représente la surélévation de la surface libre en amont au cours d'une période de marée et la figure c permet de visualiser les durées de flots et de jusants pour chacune des deux configurations.

3.1 Analyse des conditions de respect de l'équilibre morphologique

3.2.1 Indicateur morphologique γ et rôle des zones intertidales

Les différences de géométrie entre les différentes configurations décrites dans la section §2.2.3 vont influencer la circulation estuarienne et la propagation de l'onde de marée. En partant des équations du mouvement et en négligeant les vitesses v qui sont très faibles, Prandle (2009) montre par analyse dimensionnelle que le rapport entre le terme de frottement $\frac{fu|u|}{h_{fond}+\eta}$ et le terme d'accélération relative $\partial_t u$ peut s'écrire:

$$\frac{fuT}{2\pi h_{fond}} \qquad (3.2.1)$$

Avec u la vitesse longitudinale en $m.s^{-1}$, T la période de marée en s, h_{fond} la hauteur moyenne de l'estuaire en m, f le coefficient de friction sur le fond (~ 0.0025). La démonstration de Prandle est reproduitee en annexe. Ce ratio indique que pour des estuaires de faible profondeur, le terme de frottement est plus important que le terme d'accélération relative. Pour des configurations dont les zones intertidales sont plus étendues ($\gamma < 1$), les hauteurs moyennes du système estuarien sont plus faibles et donc le terme de frottement devient prédominant sur le terme d'accélération. L'amplitude de marée va donc diminuer sous l'effet de la dissipation d'énergie par frottement au fond. Au contraire, pour des systèmes estuariens qui présentent des zones intertidales peu étendues ($\gamma > 1$), plus la profondeur moyenne du système est importante et moins l'effet de dissipation de l'énergie par frottement sur le fond devient prépondérant devant l'effet des la convergence des berges en amont. Selon Dronkers (2005), une augmentation du paramètre γ entraîne une diminution de la durée du flot devant celle du jusant et une augmentation des vitesses moyennes de marée montante devant celles de marée descendante. L'asymétrie de marée est donc contrôlée par l'amplitude de marée, le frottement exercé sur le fond qui varie selon le type de sédiment (cf. §3.1.2) et le paramètre γ qui contrôle les largeurs des zones intertidales (Friedrichs, 2010). L'asymétrie de marée est un indicateur essentiel, car elle influence directement le transport et l'accumulation des sédiments.

Afin de vérifier l'impact du paramètre γ sur l'hydrodynamisme des systèmes estuariens, on effectue quatre simulations [géométries de van Maanen/Dronkers avec $\gamma = 1.1$, $\gamma = 0.7$, γ=1.5 et une géométrie qui utilise la

méthode de Yates (cf §2.2.3)]. On applique un forçage de marée d'amplitude égale à 2 m à l'embouchure et un débit nul de la rivière. La figure 3.3 (gauche) présente les coupes transversales des profondeurs des sections aval (embouchure, en trait continu) et amont (tireté) pour chacune des quatre configurations. On remarque bien ici les différences entre les hauteurs d'eau moyennes de chaque système.

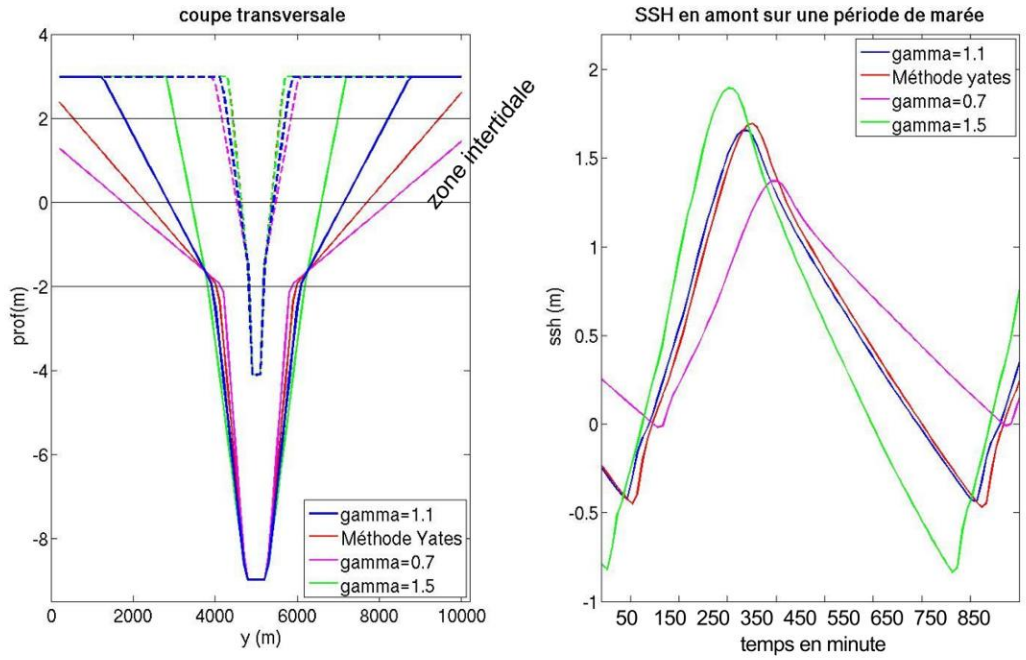

Figure 3.3: La figure de gauche représente les coupes transversales des sections avals (trait continu) et des sections amonts (tireté) des différents systèmes estuariens configurés. La figure de droite illustre la surélévation de la surface libre (m) au cours du temps en amont de chaque configuration estuarienne.

La figure 3.3 (droite) représente l'élévation de la surface libre en amont sur une période de marée pour chacune des configurations. Les résultats obtenus sont conformes à ce que l'on attendait, l'estuaire dont la zone intertidale est la plus étendue ($\gamma = 0.7$) présente un marnage moins important que pour les autres configurations. Au contraire, celui dont la zone intertidale a été resserrée présente une amplitude de marée plus importante. On remarque que les amplitudes de marée en amont pour la configuration qui utilise le critère de Dronkers/Van Maanen ($\gamma = 1.1$) sont quasiment identiques à celles calculées pour la configuration qui utilise la méthode de Yates malgré une étendue différente des zones intertidales. L'estuaire de Yates compense le frottement au fond, qui est plus élevé que celui de l'estuaire $\gamma = 1.1$, par un rétrécissement du lit mineur plus important. Finalement la hauteur d'eau moyenne du système "Yates" n'est pas très différente de celle de l'estuaire proche de l'équilibre théorique ($\gamma = 1.1$).

3.2.2 Influence sur l'asymétrie de marée

L'asymétrie entre les courants de flot et de jusant est un processus physique très important qui affecte à long terme l'évolution morphodynamique de l'estuaire. En transportant le sédiment de façon inégale, les courants de flot et de jusant entrainent une déformation du système estuarien jusqu'à un nouvel état d'équilibre. Selon Van Maanen et Dronkers, l'état d'équilibre se produit donc lorsque l'asymétrie entre le flot et le jusant est minimale. La figure 3.4 permet de mesurer l'asymétrie entre les courants de flot et de jusant suivant la géométrie estuarienne. Les dissymétries entre les courants maximaux de flot et de jusant sont plus importantes pour les estuaires qui présentent de larges zones intertidales. On remarque notamment que l'asymétrie des courants de marée est relativement importante pour les configurations Yates et $\gamma = 0.7$.

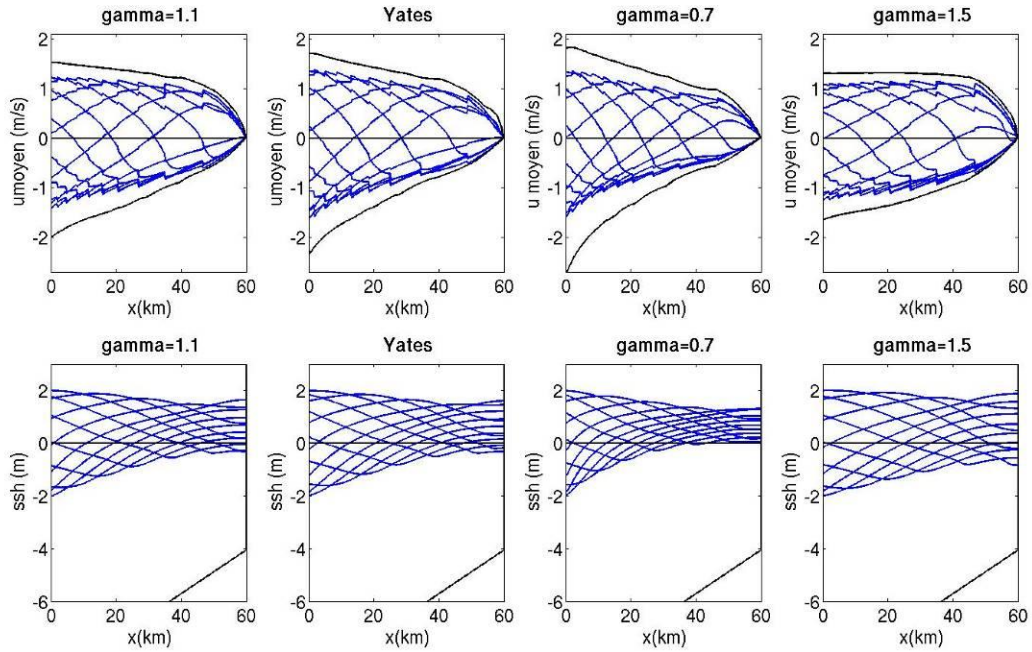

Figure 3.4: *En haut :* pour chacune des quatre configurations, sont représentées en bleu: les courants barotropes longitudinaux de la partie active estuarienne (zone subtidale) moyennés sur une section, en fonction de la longitude (x à partir de l'embouchure physique) à chaque heure au cours d'une période de marée. Sont tracées en noir, les enveloppes des courants maximaux (flot>0) et de jusant (<0). *En bas :* enveloppe des surélévations de la surface libre dans l'axe de l'estuaire à chaque heure au cours d'une période de marée.

Les courbes enveloppes des surélévations de la surface libre permettent de visualiser l'évolution longitudinale de l'onde de marée. La dissipation de l'énergie de l'onde de marée par frottement sur le fond est plus importante pour des configurations où $\gamma < 1.1$. A contrario, lorsque $\gamma > 1.1$, la dissipation sur le fond est moins importante et l'amplitude de l'onde de marée atteint des valeurs élevées en amont. Les zones intertidales présentent donc l'intérêt d'atténuer l'amplification de la marée dans sa propagation d'aval en amont. Ce qui peut, en période de crue et vive eau conjuguées présenter un avantage non négligeable pour éviter des risques d'inondations. Concernant la configuration Yates, on ne remarque pas de forte différence avec celle dont le γ est fixé à 1.1. L'importante dissipation de l'énergie de l'onde de marée par frottement au fond due à une zone intertidale plus étendue est compensée par un fort rétrécissement du lit mineur. L'étendue des zones intertidales, contrôlée dans notre paramétrisation par γ, joue bien un rôle déterminant dans l'hydrodynamisme des systèmes estuariens. Ces étendues sont contrôlées par le paramètre γ.

L'asymétrie observée pour γ faible va dans le sens d'un déséquilibre ici en faveur du jusant. Ce qui indique une tendance à une érosion sédimentaire de l'estuaire, renforcée par les vitesses de courant plus élevées. Ceci indique que l'estuaire ne serait pas en équilibre: une conclusion définitive à ce sujet nécessiterait de regarder simultanément la sensibilité à la longueur de convergence et/ou de simuler la morphodynamique.

3.3 Indicateur hypsométrique et hydrodynamique

Le bon état écologique sous entend une bonne qualité d'habitat. Une façon simpliste de caractériser les habitats physiques (biotopes) est de les relier à la marée : soit en termes de niveaux d'eau (probabilité d'exondation), soit en terme de vitesses de courant. Vandenbruwaene (2013) propose de quantifier les habitats en six classes différenciées par leur élévation comparée à celle de la marée. Ainsi, on distingue:

- L'habitat subtidal profond (>5 m sous le niveau de basse mer moyenne),
- L'habitat subtidal intermédiaire (entre 5 et 2 m sous le niveau de basse mer moyenne),
- L'habitat intertidal "plat" ou à faible pente,
- L'habitat intertidal "pentu" ou à forte pente et enfin,
- L'habitat de marais correspondant aux secteurs de niveau supérieur à celui des pleines mer de marée moyenne.

En ce qui concerne l'hydrodynamique, comme cela a été évoqué dans le § 1.3, la connectivité amont/aval est très précieuse pour certaines espèces, par exemple pour les poissons migrateurs, une continuité longitudinale constitue un facteur favorable au bon état écologique des estuaires (Le Hir et al., 2014). Cette continuité peut se décliner sur les sections et les vitesses. Parallèlement, une diversité des courants permet l'établissement de différentes espèces benthiques et pélagiques. Le maintien d'amont en aval de cette diversité constitue à priori un environnement favorable à la biodiversité, et peut s'exprimer par exemple par une distribution étendue des vitesses de courant observées sur une période de marée, en chaque section. Il est proposé ici de construire un indicateur traduisant l'extension bien répartie des différentes classes d'habitats.

3.3.1 Indicateur hypsométrique

Afin de vérifier la bonne répartition d'amont en aval des différents types d'habitats, on s'intéresse dans un premier temps à la distribution longitudinale de l'hypsométrie. Cela peut être représenté par l'évolution longitudinale des largeurs (distances le long des sections transversales) correspondant à une gamme d'élévation du fond (figure 3.5). On compare les distributions hypsométriques des quatre configurations décrites précédemment auxquelles on ajoute une nouvelle géométrie d'estuaire (estuaire n°5) qui ne respecte plus la variation exponentielle des sections à mi-marée. Ce dernier système présente un chenal élargi entre les points kilométriques (distances par rapport à l'embouchure) 21 et 48 par rapport à la configuration définie par $\gamma = 1.1$ puisque la largeur de l'estuaire à basse mer rejoint celle de pleine mer autour du point kilométrique 42.

Si l'on compare les différentes distributions obtenues, on remarque que les quatre configurations qui respectent une variation exponentielle des sections ($\gamma = 1.1, Yates, \gamma = 0.7, \gamma = 1.5$) présentent une certaine continuité longitudinale et des hauteurs d'eau plus ou moins bien réparties sur chaque section. La largeur de l'habitat subtidal profond s'atténue progressivement d'aval en amont. L'habitat subtidal peu profond est moins bien représenté par la configuration $\gamma = 0.7$, contrairement à l'habitat intertidal qui, lui, est bien plus développé. L'estuaire dont la largeur du chenal a été modifiée présente logiquement une discontinuité autour du point kilométrique 30. L'habitat intertidal de certaines de ses sections a été supprimé. L'intérêt de cette représentation est que, contrairement à la courbe hypsométrique de l'estuaire qui visualiserait la densité de probabilité en fonction de la gamme de profondeur sur tout l'estuaire, elle permet de contrôler, par section, l'étendue des différents types d'habitats et de vérifier leur continuité longitudinale.

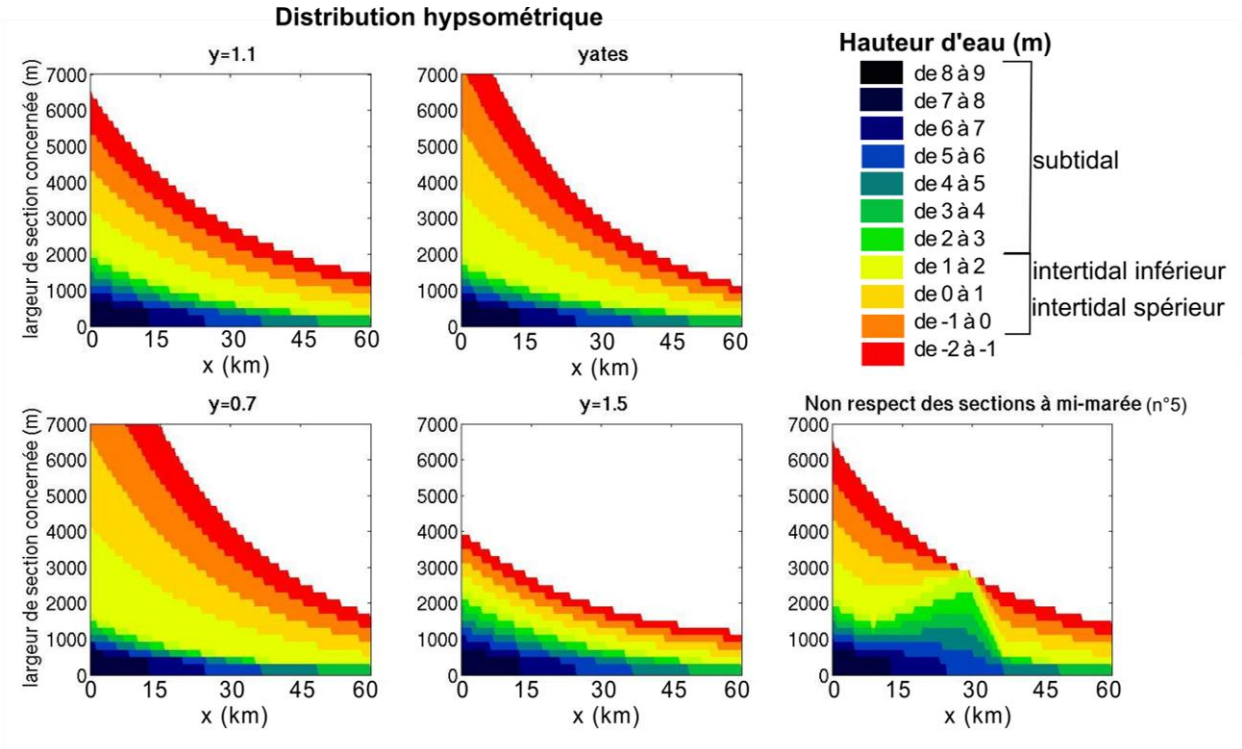

Figure 3.5: Répartition longitudinale des sections classés par leur élévation (cote du fond) par rapport au niveau 0 moyen (>0 vers le fond

Pour pouvoir quantifier l'étendue des habitats par section estuarienne, l'indicateur proposé consiste à calculer pour chaque classe d'habitat la densité de probabilité de la cote du fond pour chaque section longitudinale, ce que représente la figure 3.6 (en densité cumulée) pour les estuaires $\gamma = 1.1$ et n°5 (ne respectant pas la variation exponentielle des sections) . Ainsi l'étendue transversale des différents habitats apparaît clairement de l'aval à l'amont. Un estuaire qui présente des écarts minimaux entre les densité de probabilité de chaque type d'habitat (caractérisé par sa cote de fond) pour une section donnée et/ou une valeur minimale de cette densité de probabilité serait un système où les différents types d'habitats seraient bien répartis. La valeur de la densité de probabilité minimale pour chaque classe d'habitat reste à discuter. Cet indicateur est à mettre en relation avec la distribution hypsométrique (figure 3.5) qui contrôle la continuité longitudinale des cotes du fond. Enfin, les pentes transversales se déduisent bien des densités de probabilité, à condition de bien discrétiser les classes d'habitat. Lorsque l'écart entre deux densités de probabilité est important (faible), la pente entre les deux types d'habitats est faible (forte).

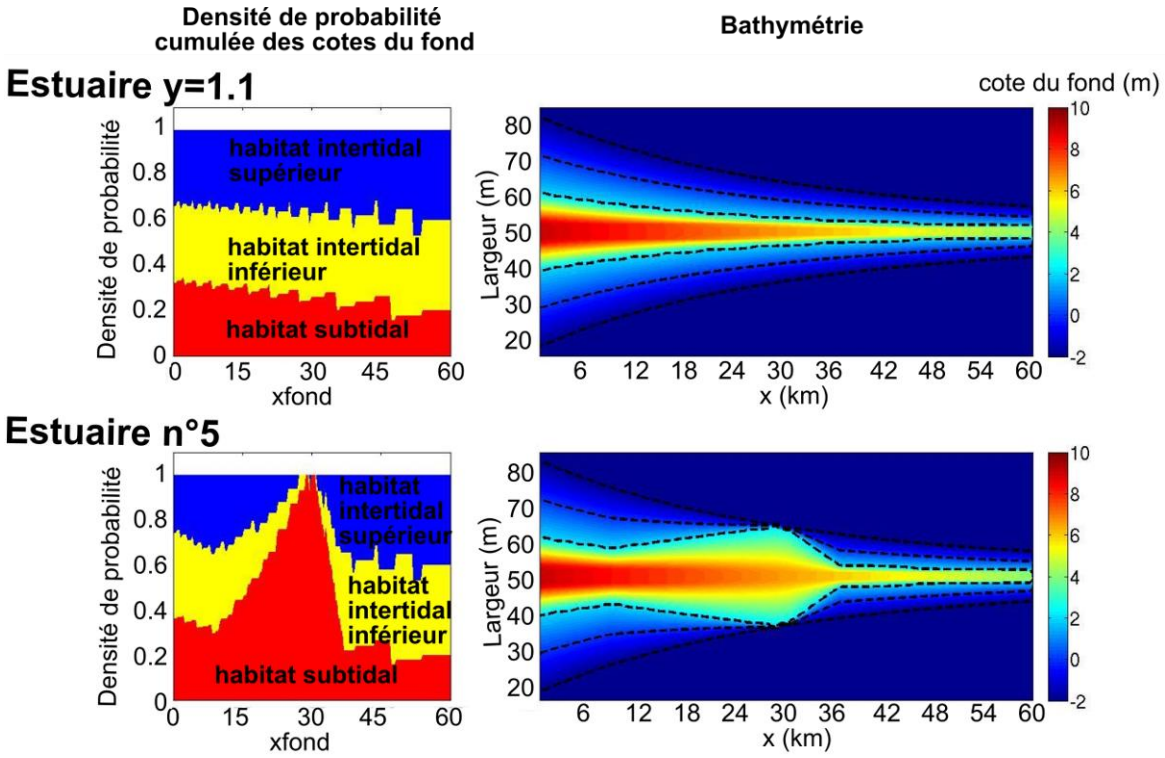

Figure 3.6: Répartition longitudinale des densités de probabilité cumulées de l'espace estuarien dont la cote du fond est inférieure au niveau de basse mer, au niveau moyen et au niveau de pleine mer. l'intervalle entre chaque densité de probabilité permet de visualiser l'étendue de chaque classe d'habitat les uns par rapport aux autres.

3.3.2 Indicateur hydrodynamique

Tout comme une répartition "équilibrée" des cotes du fond (§ 3.3.1), une diversité des courants dans l'estuaire est susceptible de favoriser la biodiversité. Pour permettre une bonne continuité amont /aval, il est préférable que cette diversité des courants se reproduise en chaque section de l'estuaire, sans discontinuité. Il est proposé ici de construire un indicateur relatant la diversité transversale des courants de marée tout le long de l'estuaire. Il est important en particulier que la tranche de courant faible ait une probabilité significative d'apparaître pour une section donnée (Le Hir et al., 2014). De manière analogue à la distribution hypsométrique des cotes du fond, on peut s'intéresser à la distribution longitudinale des largeurs concernées par différentes gammes de courant de marée (courant maximal sur une période de marée) pour les 5 configurations d'estuaires précédentes (figure 3.7).

On peut noter que la distribution des vitesses dans une section est étroitement liée à la hauteur d'eau locale. Ainsi, l'estuaire dont la zone intertidale est la plus étendue ($\gamma = 0.7$) présente dans la partie amont des vitesses maximales plus faibles que l'estuaire à faible étendue intertidale $\gamma = 1.5$. La configuration n°5 présente une discontinuité transversale aux alentours du point kilométrique 30. La gamme des courants faibles n'est plus représentée le long de cette section car la zone intertidale a été supprimée.

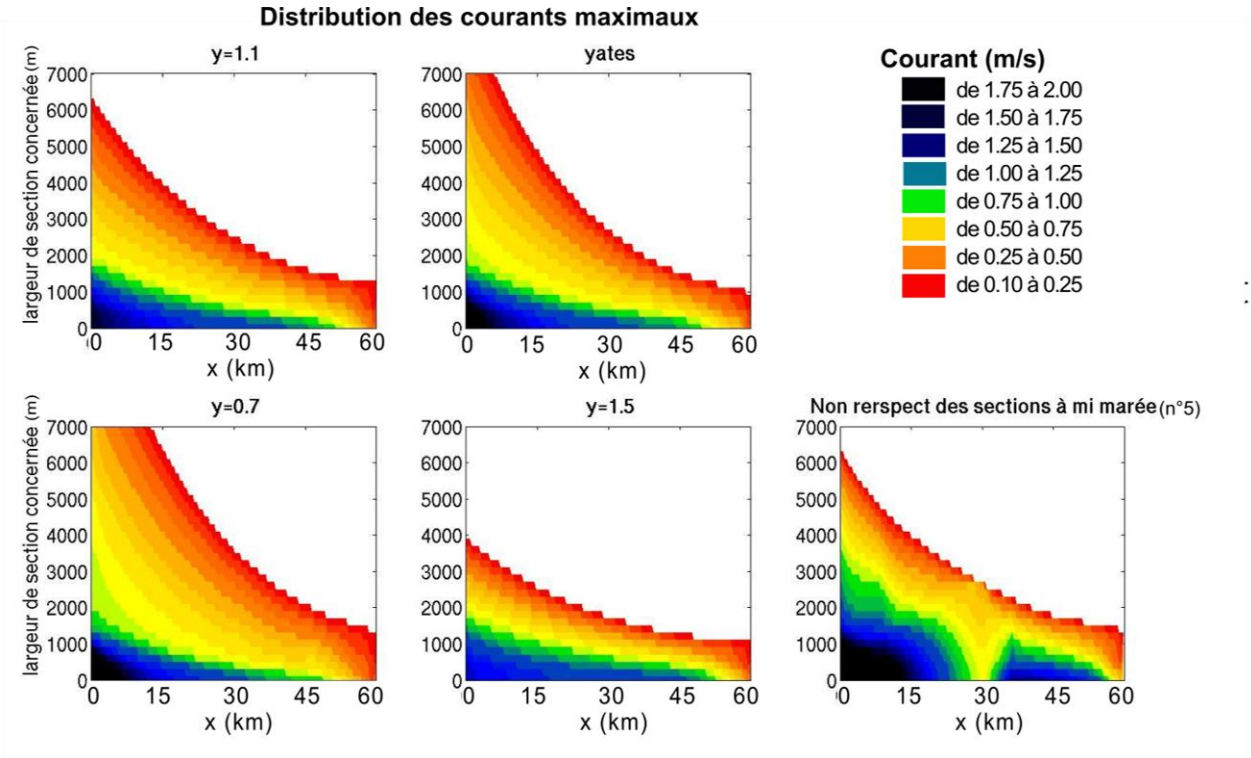

Figure 3.7: Distribution longitudinale des courants maximaux

Pour une section donnée, une relation entre vitesse et hauteur d'eau peut être établie à partir de la conservation de la quantité de mouvement. Dans un estuaire, en dehors des secteurs à forte courbure (dans les méandres), le courant de marée, barotrope, est contrôlé par la pente longitudinale de la surface libre, surtout au moment du maximum de courant (lorsque le courant est établi). Compte tenu des très faibles vitesses transversales v, la pente longitudinale de la surface libre peut être considérée uniforme dans la section. En négligeant les accélérations, la conservation de la quantité de mouvement impose l'équilibre entre cette pente de la surface libre et le frottement sur le fond, réparti sur toute la colonne d'eau de hauteur h. Le frottement étant une expression quadratique du courant u, on obtient $\frac{u^2}{h} = cste$, pour une abscisse longitudinale fixée. Ainsi, le courant maximal (sur une période de marée) se distribuera dans la section comme la racine carrée de la profondeur (Le Hir et al., 2014). L'intérêt d'un indicateur spécifique à l'hydrodynamisme ne se justifie donc que si cette relation hauteur/vitesse n'est pas respectée dans tous les cas.

On trace pour chaque géométrie les hauteurs d'eau instantanées en fonction des vitesses maximales (au cours de la marée) sur plusieurs sections longitudinales (figure 3.8). Pour chaque section, on obtient des droites, ce qui montre bien que les vitesses des courants sont bien dépendantes de la hauteur d'eau locale selon $u^2 \sim h_{inst}$. De la même façon, la continuité longitudinale des vitesses devrait être assurée si l'indicateur de progression exponentielle des sections est respecté, car c'est l'hypothèse même d'uniformité des courants maximaux qui a conduit à cette progression exponentielle des sections (Le Hir, 2014). La figure 3.8 permet également de visualiser d'une manière simple la distribution des vitesses d'amont en aval (une courbe par position longitudinale).

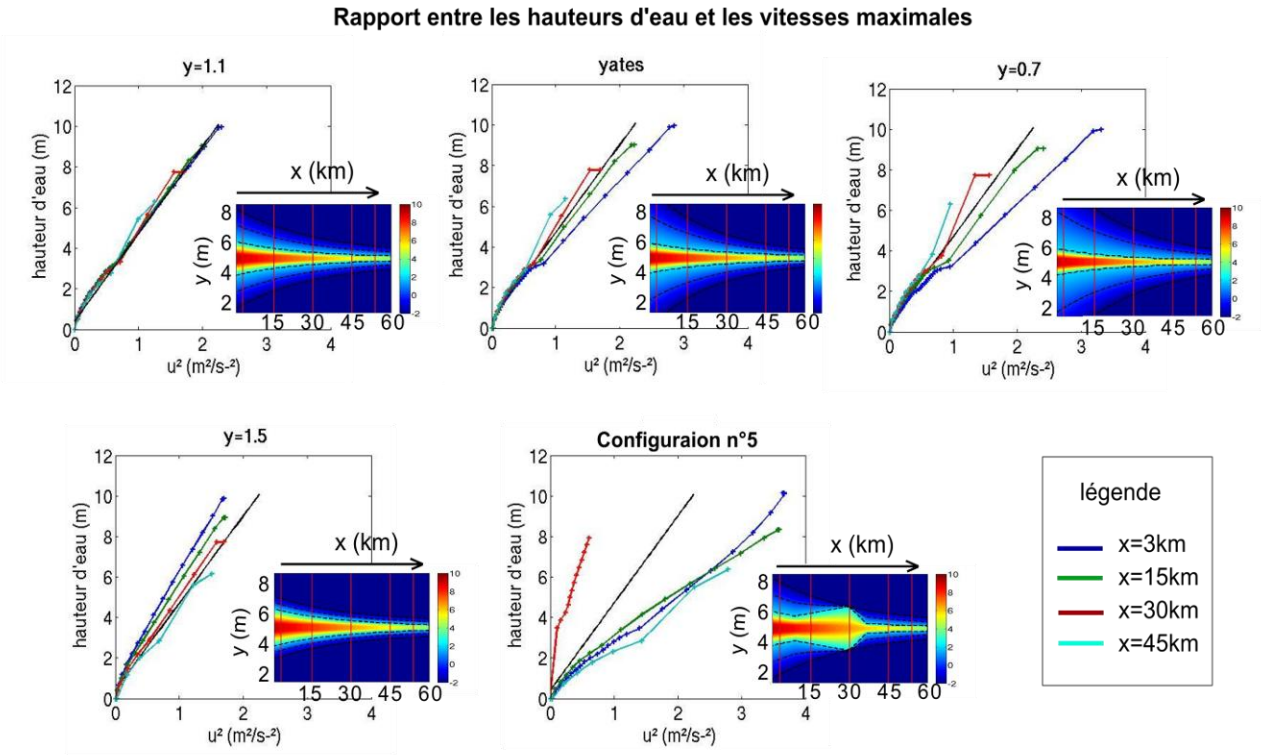

Figure 3.8: Relation entre les hauteurs d'eau instantanées et les carrés des vitesses maximales obtenues sur une période de marée pour les sections x=3 km, x=15 km, x=30 km, x=45 km pour chacune des 5 configurations géométriques estuariennes associées à leur carte bathymétrique.

Pour l'estuaire proche de l'équilibre ($\gamma = 1.1$),on obtient pour différentes sections un rapport constant entre les hauteurs d'eau et les vitesses maximales. C'est à dire que pour une hauteur d'eau donnée, que l'on se trouve en amont ou en aval du système, les courants maximaux ne dépasseront pas une valeur qui est désormais connue (pour un marnage de 2 m) et qui ne dépend que de la hauteur d'eau. On obtient donc pour cette estuaire, une continuité longitudinale et une diversité des vitesses dans tout l'estuaire.

L'estuaire construit selon la méthode Yates et l'estuaire γ=0.7 quant à eux présentent des courants maximaux plus élevés dans la zone chenal aval qui diminuent en intensité d'aval en amont, pour atteindre des vitesses similaires à l'estuaire $\gamma = 1.1$. Cette dissipation d'énergie plus importante que pour le système dit à l'équilibre se fait par frottement sur le fond et est du à une zone intertidale plus étendue (cf §2.2.3). Les courbes obtenues pour chaque section ne sont donc plus confondues puisque ces systèmes présentent une diversité amont/aval plus large de courant (visible aussi sur la figure 3.4).

L'estuaire $\gamma = 1.5$ présente lui, contrairement aux autres, des courants maximaux plus forts en amont qu'en aval. Les zones intertidales qui sont ici peu étendues (cf. § 2.2.3) ne jouent plus (ou moins bien) leur rôle de dissipateur d'énergie. Les vitesses obtenues en amont et pour une hauteur d'eau donnée sont plus fortes que ce qu'elles devraient être par rapport à un estuaire dit à l'équilibre morphodynamique. On se rapproche ici d'un estuaire hypersynchrone.

L'estuaire qui ne respecte plus la variation exponentielle des sections, quant à lui, montre une large gamme de vitesse avec notamment des vitesses amont et aval bien plus élevées que les systèmes précédemment étudiés. La section correspondant au point kilométrique 30, en revanche, présente des courants plus faibles que ce qu'ils devraient être pour cette gamme de profondeur. La raison à cela est que les sections élargies doivent écouler le même débit qu'en amont ou en aval. Plus en amont, les berges se resserrent rapidement et l'écoulement s'accélère pour atteindre des vitesses élevées.

Cette présentation des vitesses permet une visualisation globale du comportement hydrodynamique de l'estuaire. Selon la morphologie, la relation (vitesse/hauteur d'eau locale) peut être unique ou pas. Dans le cas d'une géométrie proche de l'équilibre ($\gamma = 1.1$), cette relation semble parfaitement respectée sur tout l'estuaire, au point qu'un indicateur spécifique aux vitesses serait inutile. Mais pour des géométries différentes, ce n'est plus le cas, et un indicateur semblable à celui de l'hypsométrie peut être proposé, basé sur la distribution amont/aval de la densité de probabilité de différentes classes de courant.

3.4 Fonctionnement hydrologique et recherche d'indicateur

3.4.1 Indicateur de la distribution des salinités

Les estuaires sont des systèmes où la salinité peut varier au cours d'une période de marée. La variabilité de la salinité en un point est un paramètre clé pour l'écologie locale, en particulier concernant les organismes benthiques. Il est donc intéressant de chercher à caractériser la variabilité de la salinité du fond, en synthétisant l'information autant que possible. Une analyse du percentile 10 et 90 local peut s'avérer pertinente, plus qu'une étude des salinités maximales et minimales qui finalement pourraient s'avérer peu impactantes pour les espècesbiologiques, étant donnée la durée souvent très courte de ces maxima ou minima.

L'analyse porte sur deux simulations. La première simulation est réalisée sur l'estuaire "$\gamma = 1.1$" alors que la seconde utilise la géométrie de l'estuaire n°5 où la variation exponentielle des sections à mi-marée n'est pas respectée. On effectue sur chacune des configurations des simulations de 6 mois (début en Janvier) avec des forçages de marée et de débit fluvial définis dans la partie 2.1.4 par les équations 2.1.14 et 2.1.15. Ainsi, deux cycles importants peuvent être identifiés: le cycle vive eau à débit de rivière faible (le 25 Mai), et le cycle morte eau à débit fort (le 25 Janvier).

La figure 3.9 représente la distribution des percentiles 10 et 90 calculés sur 4.2 mois [de Janvier (débit élevé), à Mai (débit faible)]. Les écarts entre les deux semblent plus importants en aval qu'en amont de l'estuaire. C'est en effet le lieu où les courants sont les plus forts (cf. figure 3.7). La variabilité supérieure de la salinité dans le chenal s'observe aussi nettement, d'une part parce que les courants y sont élevés, mais aussi parce que la durée de submersion est nettement réduite en zone intertidale. Les percentiles ont été moyennés par section (Fig. 3.9 b & d). Cela permet de visualiser non seulement la continuité amont/aval de la salinité pour chaque habitat, mais également de quantifier les écarts de salinité sur une durée (ici 4.2 mois) pouvant correspondre à une période de marée ou un cycle saisonnier. La partie chenal présente les plus grands écarts de salinité. La variabilité (différence entre les deux percentiles) est maximale dans le chenal et au milieu de l'estuaire ($\sim$ x=20 km), elle est atténuée dans l'intertidal inférieur et encore plus dans l'intertidal supérieur. Il est frappant de voir que la salinité de fond en zone intertidale est généralement inférieure à celle du chenal.

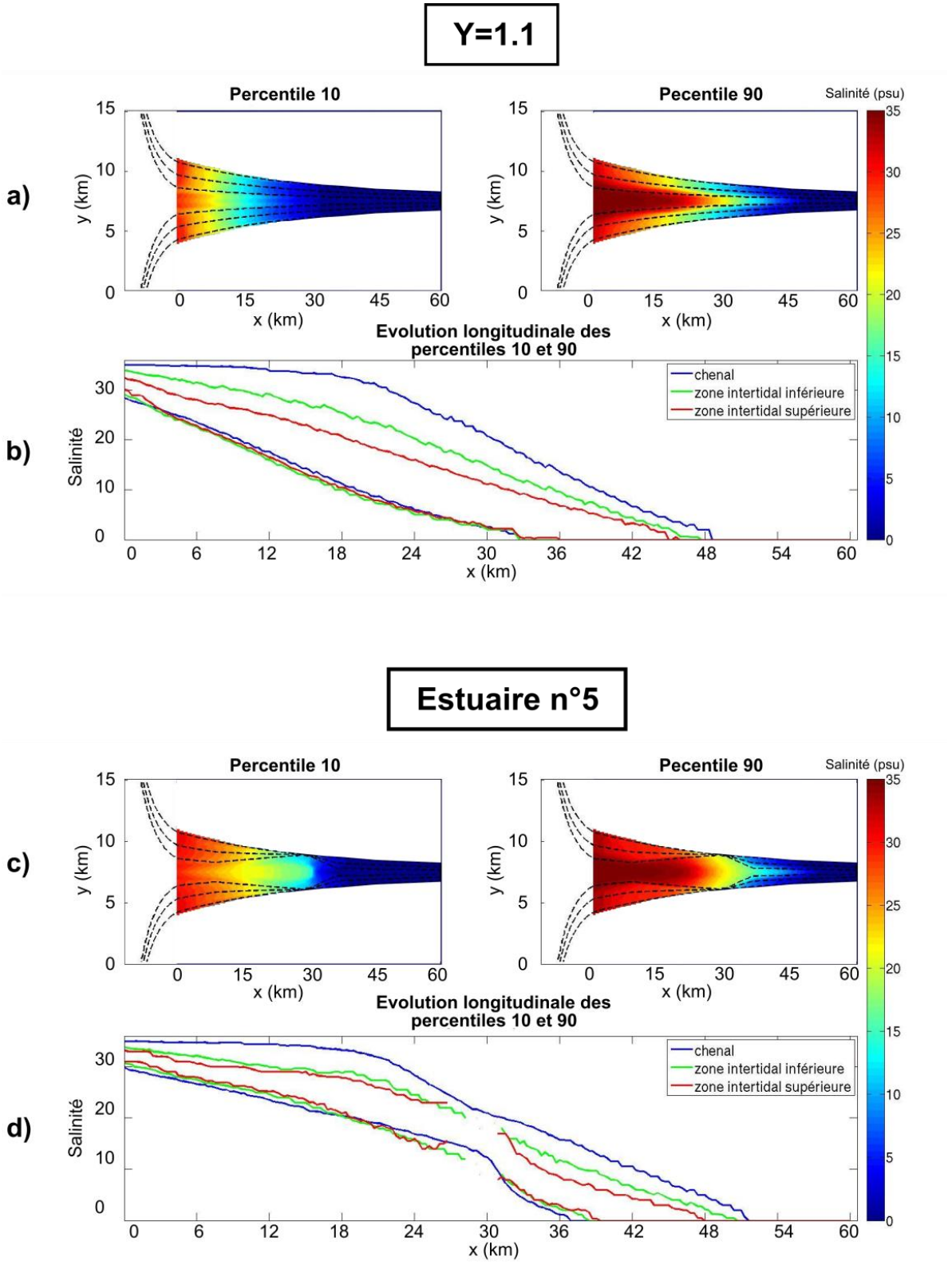

Figure 3.9: a et c : Cartes des percentiles 10 et 90 de salinité de fond calculés sur une durée de 4 mois et 7 jours. b et d: Evolution longitudinale des percentiles 10 et 90 moyens par classe de profondeur (type d'habitat) calculés sur une durée de 4 mois et 7 jours.

L'estuaire ne respectant pas la variation exponentielle des sections (estuaire n°5) présente une discontinuité

des percentiles 10 sur la partie chenal entre les sections des points kilométriques 30 et 33 (la pente de la courbe se raidit). Un gradient horizontal de salinité se crée entre les points kilométriques 30 et 36 : il est donc probable que des salinités intermédiaires soient mal représentées dans cet estuaire.

L'extension maximale des salinités intermédiaires depuis l'eau douce à l'eau marine adjacente apparaît comme un facteur écologique favorable pour les habitats estuariens. Cette extension va dépendre naturellement des débits amont issus du bassin versant, mais peut être modifiée en fonction des aménagements et du fonctionnement hydraulique induit (Le Hir et al., 2014). Un indicateur de bon état écologique, relatif à l'extension des salinités intermédiaires représentatives des estuaires, peut être construit sur la distribution des salinités au sein du système estuarien (cf. §1.3). L'indicateur proposé ici s'appuie sur la densité de probabilité de la distribution spatiale de la salinité de fond (car la plus impactante en terme d'habitats) (Le Hir et al., 2014) rapportée à la surface totale de l'estuaire en amont de l'embouchure, ce qui permet d'adimensionnaliser l'indicateur. Le calcul de ces densités de probabilité est fait à partir de l'embouchure et ici au cours d'une période de marée pour une gamme de salinité comprise entre 0 et 35 PSU. Un seuil minimal de densité de probabilité pourrait être requis pour un bon état écologique. La figure 3.10 présente les densités de probabilité des salinités pour les deux systèmes estuariens sélectionnés précédemment ($\gamma = 1.1$ et estuaire n°5) et pour des périodes différentes:

- Une période de vive eau à débit faible (a=2.56 m et débit = 100 $m^3.s^{-1}$, le 25 Mai de minuit à midi)
- Une période de vive eau à débit fort (a=2.56 m et débit = 300 $m^3.s^{-1}$, le 18 Janvier de minuit à midi), (seulement pour l'estuaire $\gamma = 1.1$)
- Une période morte eau à débit fort ((a=1.30 m et débit = 300 $m^3.s^{-1}$, le 25 Janvier de minuit à midi).

Conformément à ce à quoi l'on pouvait s'attendre, certaines gammes de salinités intermédiaires de la configuration qui ne respecte pas la variation exponentielle des sections sont mal représentées. Particulièrement pour la partie intertidale. Dans la configuration plus proche de l'équilibre morphologique théorique (γ = 1.1), il est constaté que les distributions de salinité sont peu différentes en morte eau et en vive eau, alors que le changement de débit fluvial les modifie sensiblement.

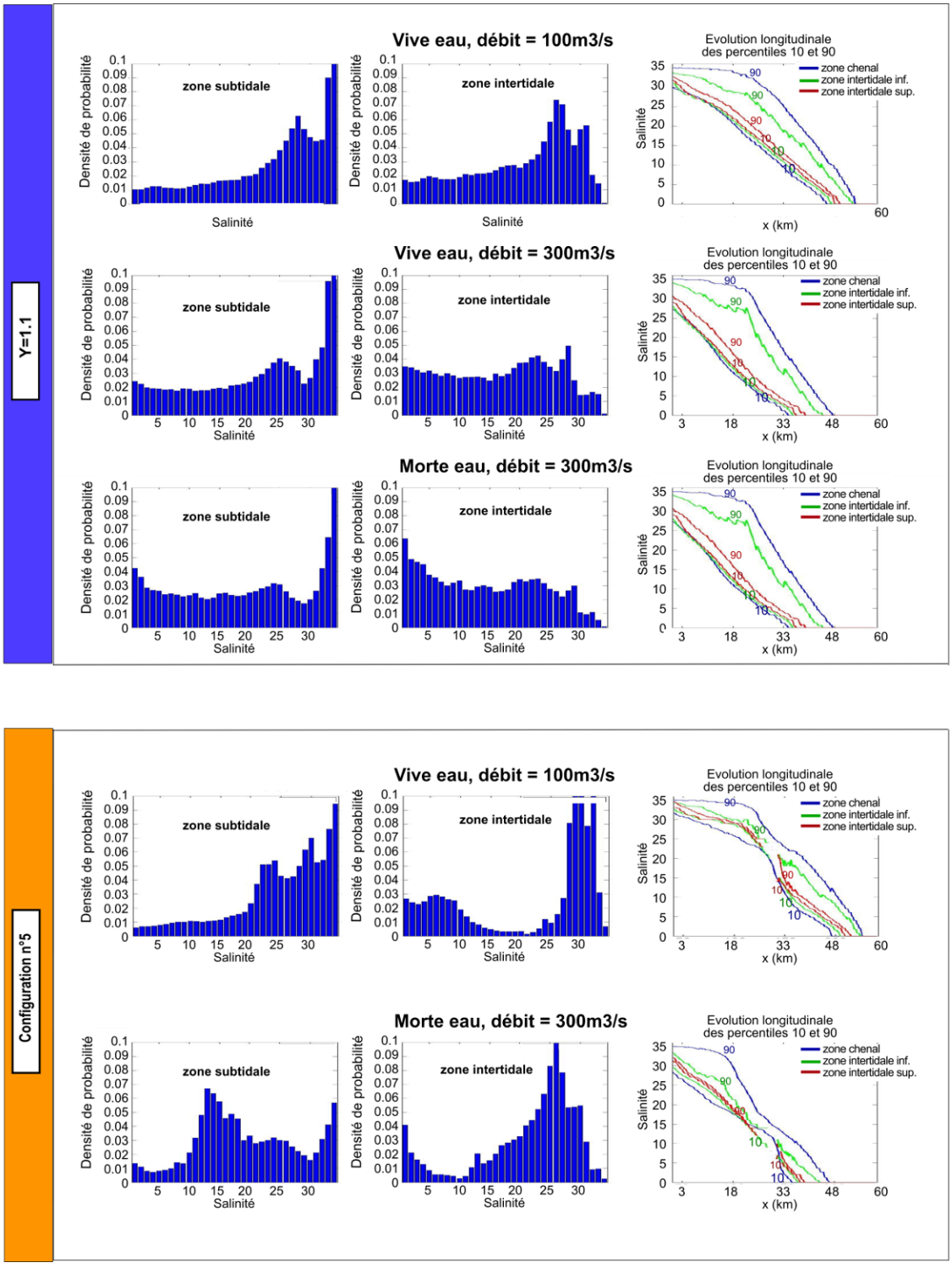

Figure 3.10: Distribution en densité de probabilité des salinités pour chaque système estuarien, et "n°5" (non respect des variations exponentielles des sections à mi-marée), calculée sur une période de marée de vive eau à débit faible, de vive eau à débit fort (seulement pour l'estuaire), et enfin une période de morte eau à débit fort. Les distributions concernant la partie subtidale et intertidale sont représentées séparément. A droite des figures, l'évolution longitudinale des percentiles 10 et 90 des salinités pour chaque zone estuarienne calculés sur la même période de marée.

3.4.2 Indicateur de stratification

Selon leur géométrie, l'importance des débits amont et l'amplitude de marée, les estuaires naturels peuvent être plus ou moins stratifiés. Cette stratification serait favorable à l'eutrophisation et défavorable à une bonne oxygénation des eaux de fond et donc plutôt défavorable à l'état écologique. En outre une stratification importante renforce les courants vers l'amont au fond, et donc le remplissage du système par des sédiments marins pouvant entraîner une progradation de l'estuaire vers la mer et une réduction surfacique de l'estuaire. Un renforcement des stratifications peut donc être considéré comme un facteur globalement défavorable au bon état écologique (Le Hir et al., 2014). L'opposition entre la stratification et le mélange joue un rôle crucial dans la dynamique estuarienne car lorsque le fluide est stratifié, le gradient vertical réduit l'échange de quantité de mouvement par turbulence. Un courant d'intensité supérieur est nécessaire au mélange (Dyer, 1997). Le nombre de Richardson de gradient (Ri) compare la stabilité due à la stratification, au mélange du aux cisaillements de courant. Le nombre de Richardson de gradient est défini (*eg.* Dyer, 1997) comme:

$$Ri = \frac{-g\partial_z \rho}{\rho \partial_z^2 u} \qquad (3.4.1)$$

A cause des difficultés à mesurer des gradients de manière précise, mais aussi pour synthétiser les informations en vue de produire un indicateur, il est possible de calculer un nombre de Richardson intégré qui s'écrit selon Dyer (1997) comme:

$$Ri = \frac{\Delta_\rho . g . h_{inst}}{\rho u^2} \qquad (3.4.2)$$

avec Δ_ρ la différence de densité entre les couches de fond et de surface qui s'exprime en $kg.m^{-3}$, g l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$), h_{inst} la hauteur d'eau instantanée (m), u le courant barotrope instantané ($m.s^{-1}$) et enfin ρ la densité de l'eau à mi hauteur ($kg.m^{-3}$). Pour Ri=0, le fluide n'est localement pas stratifié entre les deux profondeurs. Pour Ri<0, le fluide devient instable, l'eau est plus dense en surface. Et lorsque Ri dépasse une certaine valeur, la turbulence n'a plus réellement d'importance, il n'y a plus d'échange au sein de la colonne d'eau. Les eaux de fond pourraient donc ne plus être oxygénées.

On décide de comparer deux simulations sur un estuaire ayant une géométrie proche de l'équilibre morphologique ($\gamma = 1.1$). Une première simulation correspond à un débit de rivière important (300 $m^3.s^{-1}$) avec un demi-marnage important (a=2 m). Pour la seconde simulation, le débit de rivière et le demi-marnage sont plus faibles (100 $m^3.s^{-1}$et 0.25 m respectivement). Sur la figure 3.11, sont tracés au$15^{ème}$ jour (durée pour avoir des salinités stables), à une heure donnée de la marée (t=4h00), le profil vertical des salinités ainsi que le nombre de Richardson pour chacune des configurations. Les coupes verticales des salinités indiquent une stratification plus importante en période de morte eau à débit faible. Les résultats montrent que la stratification dépend plus des conditions de forçage de marée à l'embouchure que du débit de la rivière à l'amont (à l'inverse de la distribution des salinités, comme indiqué dans le § 3.4.1). Cependant, on remarque que le Richardson atteint des valeurs élevées à l'embouchure pour les deux configurations alors que la stratification verticale est quasiment inexistante dans ces sections. Le nombre de Richardson intégré dépend quadratiquement de la vitesse du courant mais également de la hauteur d'eau locale qui est beaucoup plus importante à l'embouchure. Il y a alors peu de mélange entre les couches de surface et de fond ce qui peut entraîner des problèmes d'eutrophisation (à titre d'exemple, la baie de Vilaine en aval de l'estuaire de la Vilaine, est réputée très eutrophe).

Le nombre de Richardson intégré pourrait donc alimenter un indicateur relatif au mélange vertical. Cet indicateur pourrait être basé sur les percentiles du nombre de Richardson, calculés sur des périodes types voir sur un cycle annuel afin de caractériser la tendance au mélange des systèmes estuariens.

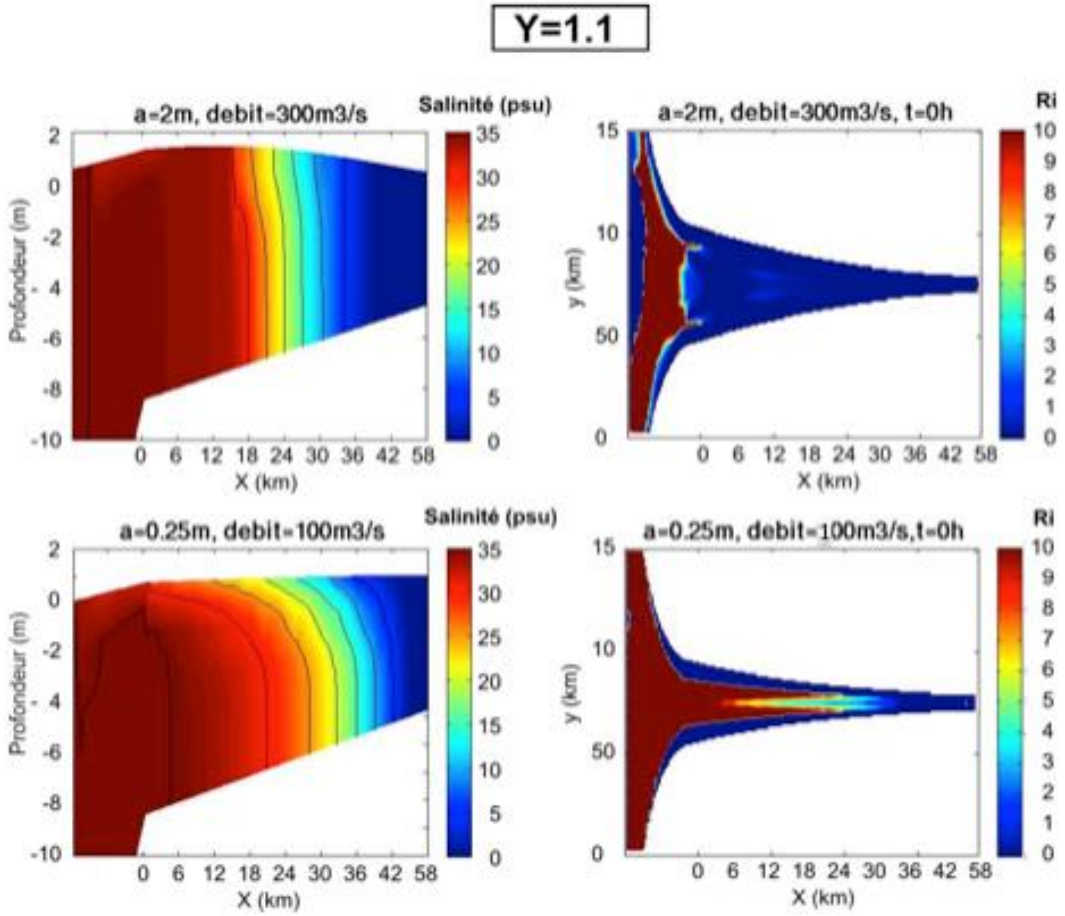

Figure 3.11: Coupe verticale de salinité dans l'axe de l'estuaire et carte du nombre de Richardson (intégré) pour une période de vive eau à débit fort et morte eau à débit faible (tracé à Pleine Merà l'embouchure+ 4 h).

4 Discussion et conclusion

Un modèle 3D a été mis en place dans cette étude afin d'évaluer la pertinence d'indicateurs hydromorphologiques susceptibles d'influencer l'état écologique des milieux estuariens. De nombreuses simulations ont été appliquées à une configuration bathymétrique schématique d'estuaire.

Il est important de rappeler que les estuaires sont des systèmes qui adoptent des géométrie très variées et très complexeset qui sont difficiles à modéliser sans données bathymétriques. L'objectif de ce travail était de tester la pertinence de ces indicateurs sur des systèmes où les paramètres géométriques sont facilement modifiables, d'où la mise en place de configurations estuariennes très simplifiées. Ces estuaires ont été cependant mis en place en respectant deux critères morphologiques: la variation exponentielle des sections d'amont en aval et l'équilibre entre le rapport des hauteurs d'eau depleine et basse mer et celui des largeurs correspondantes de l'estuaire (cf. §1.2.3).

Il est bon de rappeler également que le paramétrage physique de certaines variables influence très fortement les résultats du modèle (cf. §3.1) et qu'une comparaison avec des données terrains peut s'avérer nécessairepour préciser ce paramétrage en vue d'une simulation réaliste des fonctionnements hydrodynamiques estuariens. De nombreux autres tests sont encore à réaliser pour conclure quand à la robustesse de notre étude.

L'évaluation du comportementhydrodynamique et hydrologique des systèmes estuariens nous conduit à l'analyse d'indicateurs relatifs à l'hypsométrie, à l'intensité des courants et à la distribution des salinités.

Un indicateur proposé concernant les zones intertidales pourrait être mis en vigueur en réalisant des études complémentaires. Par exemple, en utilisant la modélisation numérique sur des cas réalistes d'estuaire et en effectuant une étude sur des données réelles. Nous avons pu déterminer à l'aide de notre modèle schématique comment le paramètre γ (qui caractérisait la largeur des zones intertidales) pouvait influencer la dynamique estuarienne. Un indicateur pourrait être proposé, formulé comme une gamme de valeursadmissibles de γ, pour chaque section de l'estuaire. Ces valeurs pourraient encadrer la valeur moyenne de 1.1 suggérée par Dronkers (1998) ou de celle de 1 évoquée parVan Maanen et al. (2013) pour des estuaires dit "à l'équilibre" morphologique.

Des indicateurs concernant la distribution longitudinale des cotes du fond ainsi que celle des vitesses barotropes sont également proposés et font suite à l'étude des distributions longitudinales de ces mêmes cotes du fond et courants. Ces indicateurs s'exprimeraient comme la densité de probabilité minimale des cotes du fond ou des vitesses maximales calculées pour une section donnée. On a vu qu'une relation entre la hauteur d'eau instantanée et la vitesse maximale du courant pouvait être établie en chaque section mais que ce rapport variait selon la géométrie estuarienne et était particulièrement influencé par la largeur des zones intertidales relativement à la largeurdu chenal. Pour un estuaire où le paramètre γ(reliant le rapport des hauteurs d'eau de pleine et basse mer à celui des largeurs correspondantes de l'estuaire)vaut 1.1 (à l'équilibre théorique), il y auraitalors redondance entre l'indicateur hypsométrique et hydrodynamique. En revanche pour des estuaires qui ne sont pas caractérisés par ces valeurs de γ, alors l'indicateur hydrodynamique reste nécessaire. Par exemple, le non respect du premier critère morphologique (variation exponentielle des sections) entraîne des écarts particulièrement importants de cette relation entre vitesses et hauteur d'eau.

Les indicateurs relatifs à l'hydrologie n'ont été recherchés qu'avec une analyse des salinités, car ce traceur permet de restituer l'essentiel de la circulation estuarienne, a une influence forte sur la biologie et recouvre des valeurs très différentiées en estuaire. Cependant la température dans les milieux naturels estuariens influence également la circulation estuarienne. Encore une fois, l'objectif de l'étude était de comparer des tendances de circulation face à différents forçages et différentes géométries et d'évaluer la pertinence d'indicateurs hydromorphologiques en vue de qualifier l'état écologique des milieux estuariens. L'analyse de la distribution longitudinale des percentiles 10 et 90 permet d'évaluer sur une période donnée les salinités les plus faibles et les plus fortes auxquelles les organismes sont soumis. Il a été également souligné le fait que

les salinité des zones intertidales étaient dans l'ensemble plus faibles que celles du chenal principal, tout comme les écarts entre les salinités les plus faibles et les salinités les plus fortes sont nettement réduits dans la zone intertidale. L'indicateur complémentaire proposé concerne la distribution des densités de probabilité des salinités intermédiaires. Des études complémentaires sur des cas réels pourraient servir à fixer un seuil limite de cette densité de probabilité.

L'indicateur relatif au risque de stratification, souvent préjudiciable à la qualité écologiquerepose sur un nombre de Richardson intégré exprimé en percentile à ne pas dépasser sur une période donnée.

De nombreuses études sont encore à réaliser afin d'envisager de caractériser des indicateurs hydromorphologiques. La suite logique de ce projet consisterait à implémenter un modèle morphodynamique (i.e. résolvant les couplages entre morphologie et dynamique hydro-sédimentaire) dans ces configurations schématiques d'estuaires, afin d'évaluer la pertinence des critères morphologiques utilisés et peut-être proposer un indicateur morphologique favorisant l'état écologique.

Remerciements

Je tiens à remercier toute l'équipe de Physed pour leur accueil au sein du laboratoire et particulièrement Pierre Le Hir pour son aide et son soutien tout au long de ce stage.

Références bibliographiques

Arakawa, A. et Lamb, V. (1977) Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. Methods in computational Physics, 17 :173-265

Blumberg, A. et Mellor, G. (1987) A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In Heaps, N. (Ed.) : Three-dimensional coastal ocean models, pages 116. American Geophysical Union.

Davies, J. (1964) A morphogenetic approach to world shorelines. Zeitschrift fürGeomorphologie, 8 :127-142

Dronkers, J. (1998) Morphodynamics of the Dutch Delta.In: Dronkers J, Scheffers MBAM (eds) Physics of Estuaries and Coastals Seas, Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp 297-304

Dronkers, J. (2005) Dynamics of coastal systems. World Scientific, Singapore, Advanced Series on Ocean Engineer, Vol 25, 519 p.

Dyer, K. (1997) Estuaries : a Physical Introduction. Wiley, London, 140 pages

Foussard V., Sottolichio A. (2011) Caractérisation d'indicateurs hydro-morpho-sédimentaires de Bon Etat écologique des estuaires de la Seine, de la Loire et de la Gironde–Partie 1. Projet BEEST, 60p, 2010

Friedrichs, C. et Aubrey, G. (1988) Non-linear tidal distortion in shallow estuaries : a synthesis. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 27 :521-545

Friedrichs, C. (2010) Barotropic tides in channelized estuaries. in : Valle-Levinson A (ed) Contemporary issues in estuarine physics. Cambridge UniversityPress, Cambridge, UK, pp 27-61

Ganthy, F. (2011) Rôle des herbiers de zostères (Zosteranoltii) sur la dynamique sédimentaire du bassin d'Arcachon, thèse de doctorat en physique de l'environnement, Université de Bordeaux 1, pp 29-44

Guillou, N. (2013) Marée, houle et courant, polycopiés de cours, 31 p.

Hibma, A. (2004) Morphodynamicmodelling of estuarine channel-shoal systems, thesis, 122 p.

Ilicak M., Adcroft A.J., Griffies S.M., Hallerg R.W. (2012) Spurious dianeutral mixing and the role of momentum closure, ocean modelling, Elsevier, 45-46 (2012) 37-58

Silva Jacinto, R. (2001) Action des vagues sur les estrans et vasières Application à l'estuaire de la Seine, thèse de l'université de Rouen, 231 p.

Langbein, W.B. (1963) The hydraulic geometry of a shallow estuary, International Association of Scientific Hydrology. U.S. Geological Survey, 94p.

Lazure, P. et Dumas, F. (2008). An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). Advances in Water Resources, 31 (2) : 233-250

Leendertse, J. et Gritton, E. (1971). A water quality simulation model for well mixed estuaries and coastal seas. Rapport technique, Rand Corporation, New York, 53 pages

Le Floch, J. (1961) Propagation de la marée dynamique dans l'estuaire de la Seine et la Seine-Maritime. Thèse d'état, Université de Paris, 507 p.

Le Hir P. (2003) Etablissement d'un scénario "expert" pour les études prospectives de l'estuaire de la Loire,

Note de dimensionnement des sections d'un estuaire schématique

Le Hir P. (2008) Aide mémoire de dynamique sédimentaire, (formulaire)

Le Hir P., Sottolichio A., Foussard V., (2014) Développements d'indicateurs hydromorphosédimentaires pour l'application de la Directive Cadre Eau dans les eaux de transition Estuarienne, Rapport IFREMER, pour l'ONEMA, 41 p.

Le Hir P., Cayocca F., Vareilles J., Bouvier C., (2014) Simulating tidal marshes evolution in estuarine systems under climate change, using a schematic base-processes 3D model. *Abstract submitted for the international conference Morphodynamics structures, bank erosion and meandering, mixing coastal and fluvial issues, Nantes 6-7 october 2014*

Okubo A. (1971) Oceanic diffusion diagrams.Deep sea research, vol. 18, pp.789-802

Perillo G.M.E., (1995) Definitions and geomorphologic classifications of estuaries, Geomorphology and Sedimentology 53, Elsevier Science B.V.

Prandle D. (2003) Relationships between tidal dynamics and bathymetry in strongly convergent estuaries. Journal of Physical Oceanography, 33 (12) : 82-273-750

Prandle D. (2009) Estuaries : dynamics, mixing, sedimentation and morphology. Cambridge University Press, 234 p.

Pritchard D.W. (1952) Estuarine Hydrography. Advances in Geophysics, 1 : 243-280

Rodi W. (1993) Turbulence Models and their Applications in Hydraulics a State-of-Arts Review. IAHRM, Balkema, Rotterdam

Savenije H.H.G. (2005) Relation between tidal damping and wave celerity in estuaries, journal of geophysical research, vol 110, c 04007, doi : 10.1029/ 2004JC002278, 2005

Smagorinsky, J. (1963) General circulation experiments with the primitive equations I: The basic experiment. Monthly Weather Review, 91 (3) : 99-164

Soulsby, R. (1997) Dynamics of marine sands. Thomas Telford, London, 259 p.

Toublanc F., (2013) Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente, thèse de l'université de la Rochelle 1, 243 p.

Vandenbruwaene W., Plancke Y., Mostaert F., (2013) Interstuarinecomparaison :hydrogeomorphology : hydro and geomorphodynamics of the Tide estuarine scheldt, Elbe, Weser and Humber. Version 4. WL Rapporten, 770_62b Flanders Hydraulics Research, Antwerp, Belgium, 71p.

van Maanen B., Coco G., Bryan K.R. (2013) Modelling the effects of tidal range and initial bathymetry on the morphological evolution of tidal embayments, Elsevier : 23-34

Annexes

Liste des symboles

a : amplitude de marée à l'embouchure (m)

α : pente du chenal et L la longueur de l'estuaire

$cotefond_{amont}$: cote du fond en amont (m)

g : accélération de la pesanteur ($m^2.s^{-1}$)

h : hauteur d'eau (m)

h_0 : cote du fond à l'embouchure (m)

h_{fond} : profondeur à l'état de repos (m)

H : hauteur d'eau moyenne entre la surface libre et la cote du fond (m)

Hbm : hauteur d'eau moyenne à basse mer dans le chenal (m)

Hbm_{moy} : hauteur d'eau moyenne de l'ensemble de l'estuaire à basse mer

Hpm : hauteur d'eau moyenne à pleine mer dans le chenal (m)

Hpm_{moy} : hauteur d'eau moyenne de l'ensemble de l'estuaire à pleine mer

k_1 : longueur de convergence de l1

k_2 : Longueur de convergence des sections à mi-marée (m)

κ : constante de Von Karman

l : largeur d'une section (m)

l_0 : largeur du chenal à l'embouchure (m)

l1 : demi-largeur des sections du chenal (m)

l2 : demi-largeur des sections à basse mer (m)

l3 : demi-largeur des sections à pleine mer (m)

L : longueur de l'estuaire depuis l'embouchure (m)

η : surélévation de la surface libre (m)

Re_Δ : nombre de Reynolds de grille

S_0 : surface à mi-marée de la section à l'embouchure (m^2)

S_{large} : Salinité de la mer (PSU)

Smm : surface à mi-marée des sections (m^2)

Sbm : surface mouillée de l'estuaire à basse mer

Spm :surface mouillée de l'estuaire à pleine mer

t : indice temporelle (s)

T : période de marée (s)

u : vitesse de courant longitudinale ($m.s^{-1}$)

u^* : vitesse de frottement ($m.s^{-1}$)

v_H : coefficient de viscosité turbulente horizontal ($m^2.s^{-1}$)

x : Distance longitudinale à partir de l'embouchure (m)

γ: paramètre de Dronkers

z_0 : longueur de rugosité (m)

Δ_a : variation relative d'amplitude de marée

$\Delta_{débit}$: variation du débit de rivière sur un an

Δ_x : résolution longitudinale

Δ_y : résolution transversale

Calcul des demi largeurs l2 et l3

On peut écrire la section à mi marée en chaque abscisse longitudinal de l'estuaire comme :

$Smm = S_0 exp(-x/k_2) = h.(l1 + l2) + a.(l2 + 0.5.(l2 + l3)) = h.l1 + l2.(h + 1.5.a + \frac{0.5.a.l3}{l2})$, ce qui nous donne :

$$\boxed{l2 = \frac{S_0.exp(-x/k_2) - h.l1}{(h + 1.5.a + \frac{0.5.a.l3}{l2})}} \quad (1)$$

Et on peut écrire (1) comme :

$l3 = (\frac{Hbm}{Hpm})^2 . \frac{l2}{\gamma^2}$

$l3 = (\frac{Hbm+2a}{Hbm})^2 . \frac{l2}{\gamma^2} = (1 + \frac{2a}{Hbm})^2 . \frac{l2}{\gamma^2}$

$$\boxed{l3 = (1 + \frac{4.a.l2}{h(l1+l2)})^2 . \frac{l2}{\gamma^2}} \quad (2)$$

Et en remplaçant dans l'équation (2.2.8), on obtient l2, la demi largeur à basse mer pour chaque section :

$$\boxed{l2 = \frac{S_0 exp(-x/k_2) - h.l1}{h + 1.5a + \frac{0.5a}{\gamma^2} . (\frac{1+4a.l2}{h(l1+l2)})^2}} \quad (3)$$

On peut donc calculer l2 de façon itérative avec (2.2.10) puis l3 la demi largeur à pleine mer pour chaque section avec (2.2.9). La géométrie de l'estuaire se trouve ainsi complètement déterminée par la donnée de k_1, k_2, S_0, l_0, γ, a, h_0. A noter que l'amplitude n'est que théorique et sert ici à construire la géométrie de l'estuaire, ce qui n'empêche pas de la faire varier dans les simulations réalisées.

Démonstration de Prandle (Dynamics, Mixing, Sedimentation and Morphology, 2009)

$$\begin{cases} \partial tu + u\partial xu + v\partial u = -g\partial x\eta + \frac{\tau_x}{\rho h_{fond}} & (1.1) \\ \partial tv + u\partial xv + v\partial yv = -g\partial y\eta + \frac{\tau_y}{\rho h_{fond}} & (2.2) \\ \partial xu + \partial yv + \partial zw = 0 & (1.3) \end{cases}$$

avec $\tau_x = -\rho f u \sqrt{(u^2 + v^2)}$ et $\tau_y = -\rho f v \sqrt{(u^2 + v^2)}$

Les conditions aux limites sont :

$$\begin{cases} w_{surf} = \partial t\eta + u\partial x\eta + v\partial y\eta \\ w_{fond} = -u\partial x h_{fond} - v\partial z h_{fond} \end{cases} \quad (1.4)$$

Et en utilisant (1.4), si l'on intègre l'équation de continuité (1.3) sur la verticale, on obtient :

$(h_{fond} + \eta)\partial t\eta + \partial xu(h_{fond} + \eta) + \partial zv(h_{fond} + \eta) = 0$

Selon Ianello (1957) les vitesses v sont négligeables si $\sqrt{\Omega B/gh_{fond}} \ll 1$, ce qui est notre cas étant donné que l'on ne prend pas compte de la rotation de la terre avec Coriolis. Et si $B^2\omega^2/gh_{fond} \ll 1$. Avec B la largeur du chenal et $\omega = 2\pi/T$ la pulsation de marée et donc T la période de la marée.

Si $B^2\omega^2/gh_{fond} \ll 1$.

$B \ll \sqrt{gh_{fond}}/\omega$

On prend T=12h, h_{fond} la hauteur d'eau entre le niveau 0 et le fond du chenal. Si l'on moyennes ces hauteurs sur tout l'estuaire on trouve 5.5m

$B \ll \sqrt{9.81 * 5.5} * \frac{3600*12}{2\pi}$

$B \ll 50000m$

Dans nos configuration, nous n'excèderons pas des largeurs de plus de 10km, on peut donc négliger les vitesses transversales v. Ce qui simplifie considérablement les équations. Si on intègre sur x et sur la verticale l'équation 3.1, on obtient :

$$\boxed{\partial tu + u\partial xu + g\partial x\eta + \frac{fu|u|}{h_{fond}+\eta} = 0} \quad (1.5)$$

En faisant l'analyse dimensionnelle :

$$\boxed{\omega u + \frac{2\pi u^2}{\lambda} + \frac{2\pi\eta g}{\lambda} + \frac{fu^2}{h_{fond}}} \quad (1.6)$$

et en assumant $\lambda = T\sqrt{gh_{fond}}$, les deux premiers termes peuvent s'écrire $\sqrt{gh_{fond}}$et u. On a donc le ratio entre ∂tu et $u\partial xu$ qui correspond au ratio entre la vitesse de courant u et la célérité de l'onde $c = \sqrt{gh_{fond}}$. u/c correspond au nombre de Froude(Prandle, 2009). On à donc :

Fr=$\frac{u\partial xu}{\partial tu} = u/\sqrt{gh_{fond}} = u/c$

Étant donné que $u \ll c$ on se permet de négliger le terme non linéaire $u\partial xu$. Comparons désormais le terme d'accélération relative ∂tu et le terme de frottement $\frac{fu|u|}{h_{fond}+\eta}$, cela nous donne le rapport :

$$\boxed{\frac{fu^2}{h_{fond}wu} = \frac{fuT}{2\pi h_{fond}}} \quad (1.7)$$

Onema
Hall C
5, square Félix Nadar
94300 Vincennes
0145143600
www.onema .fr

Organisme partenaire :
IFREMER/Centre de Bretagne
Adresse partenaire
Z.I de la Pointe du Diable, CS 10070
29280 Plouzané (France)
Numéro de téléphone partenaire : 02 98 22 40 40
Site web partenaire : http://wwz.ifremer.fr/brest