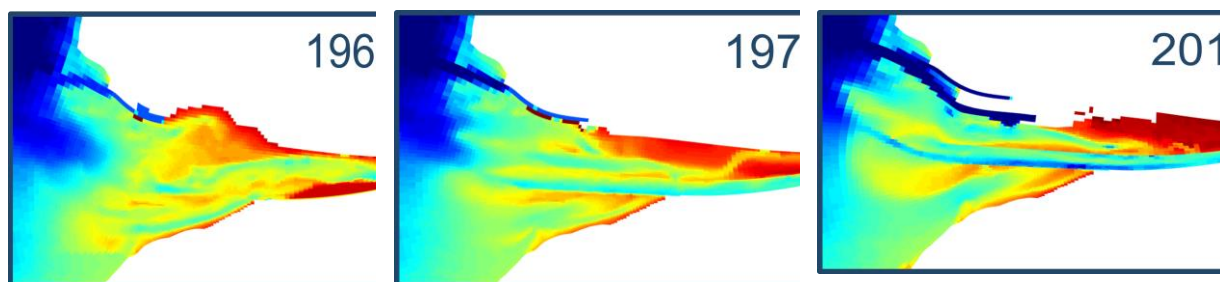


Analyse diachronique du fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire de la Seine

Contribution Ifremer au projet ANPHYECO

— Rapport principal —



Le Hir P., Grasso F., 2018, Analyse diachronique du fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire de la Seine, contribution au projet Seine-Aval 5 ANPHYECO, 52p.

La modélisation hydrosédimentaire MARS-3D de l'estuaire de la Seine développée dans Seine-Aval 4 et validée dans le cadre du projet HYMOSED de Seine-Aval 5 sera utilisée pour analyser finement le comportement hydro-morpho-sédimentaire de l'estuaire et de son embouchure. Ce fonctionnement HMS sera analysé pour la configuration actuelle du système (en fait 2010) et pour deux anciennes configurations (l'une de 1975 et l'autre du milieu du 20ème siècle), de façon à décrire l'évolution des paramètres Hydro-Sédimentaires par grandes étapes depuis une soixantaine d'années. Cette analyse permettra de valider les résultats simplifiés obtenus selon la méthodologie TIDE. Elle n'est pas envisagée pour des configurations plus anciennes de l'estuaire, faute de données de validation (salinité et MES par exemple) ou d'initialisation (sur la nature sédimentaire de l'estuaire par exemple). L'intérêt d'une implantation du modèle 3D sur des configurations anciennes de l'estuaire est aussi de fournir des situations alternatives à la configuration actuelle pour tester la capacité du modèle morphodynamique à simuler des évolutions bathymétriques que l'on peut valider (projet SA6 MORPHOSEINE). Ces tests permettront de fiabiliser la capacité morphodynamique du modèle, nous autorisant à l'utiliser dans une démarche prospective, par exemple pour tester des projets de restauration d'envergure qui seraient issues du présent projet ANPHYECO, mais aussi pour évaluer l'impact du changement climatique, ou celui d'aménagements qui pourraient être proposés.

Les 3 analyses du fonctionnement HMS se baseront chacune sur des simulations d'une année, caractérisées par des régimes fluviaux contrastés (une année sèche, une année humide) et des régimes de tempête également différents. Les variables considérées sont:

- la surface libre : propagation de la marée (amplification/amortissement, asymétrie), positionnement des lignes d'eau selon le débit
- les courants : courants de marée et leur asymétrie, courants résiduels liés à la circulation estuarienne, en particulier près du fond car ceux-ci caractérisent les habitats benthiques
- la salinité [distribution statistique des salinités en surface et au fond, relation avec le débit de la Seine, distribution des percentiles 10 et 90 de la salinité de fond dans les zones subtidales et intertidales, et naturellement la limite de remontée amont des eaux saumâtres
- la matière en suspension (distribution statistique en relation avec les débits de Seine et/ou les événements de tempête au large)

Des variables secondaires et des indicateurs seront aussi évalués, pour compléter l'analyse. Il s'agit en particulier du temps de résidence ou de renouvellement des masses d'eau, de certains flux particuliers, des tendances au dépôt de sédiments fins, et des dépôts temporaires en lien avec la variabilité des forçages, d'indicateurs sur les conditions de mélange (percentiles de valeurs du nombre de Richardson intégré sur la verticale)

Sur la base des 3 configurations testées, l'évolution du fonctionnement hydromorphosédimentaire de l'estuaire sera décrite en examinant 1) la variation de l'amplification/amortissement de la marée, 2) la variation de l'asymétrie de marée, la variation de 3) l'hypsométrie, de 4) la distribution des courants maximaux, 5) des salinités et 6) des turbidités pour différentes classes hypsométriques qui constituent autant d'habitats caractéristiques, et enfin la variation de l'extension et de la concentration du bouchon vaseux.

La mise en œuvre de la modélisation sur les configurations anciennes et l'évolution de certains logiciels depuis le démarrage du projet (e.g. le calcul des vagues n'était pas directement transposable) ont soulevé quelques difficultés entraînant une adaptation du programme initial de calculs. Ainsi les comparaisons ont été menées en négligeant l'effet des vagues (avec une incidence sur les remises en suspension) et les scénarios de forçages annuels diversifiés ont été revus. Ce sont finalement des simulations de 3 années successives qui ont été réalisées, autorisant une période de "spin up" d'un an pour l'évolution sédimentaire, permettant un contrôle de la stabilité des MES calculées sur le moyen terme, mais le contraste entre année tempêteuse et année calme n'a pas été considéré.

Liste des scientifiques ayant participé aux travaux de recherche

Les travaux du volet « Modélisation » du projet ANPHYECO ont principalement été réalisés par l'équipe DYNECO/DHYSED de l'Ifremer. L'implantation du modèle dans la configuration 1960 et sa validation pour les configurations 1960 et 1975 a été confiée à la société ACRI-HE par sous-traitance. L'équipe du GIPSA a également apporté son soutien à la réalisation du projet.

Pierre Le Hir	IFREMER – DYNECO/DHYSED	Chercheur
Matthieu Caillaud	IFREMER – DYNECO/DHYSED	Ingénieur
Florent Grasso	IFREMER – DYNECO/DHYSED	Chercheur
Nicolas Chini	ACRI-HE	Ingénieur de recherche
Jean-Philippe Lemoine	GIP Seine-Aval	Ingénieur/Doctorant

Table des matières

Introduction	5
Mise en place et validation du modèle Sedi-MARS-3D sur la configuration 1975	7
<i>Propagation de la marée dans l'estuaire : comparaison entre hauteurs d'eau calculées et observées.</i>	<i>8</i>
<i>Simulation des courants de marée : comparaison entre vitesses calculées et observées... ..</i>	<i>9</i>
<i>Simulation de l'hydrologie : comparaison entre salinités calculées et observées.....</i>	<i>12</i>
Mise en place et validation du modèle Sedi-MARS-3D sur la configuration 1960	13
<i>Propagation de la marée dans l'estuaire : comparaison entre hauteurs d'eau calculées et observées</i>	<i>14</i>
Présentation des simulations réalisées pour l'analyse diachronique du fonctionnement HMS de l'estuaire de la Seine.....	15
Analyse des résultats : 1) bathymétrie et hypsométrie.....	16
Analyse des résultats : 2) propagation de la marée	20
Analyse des résultats : 3) courants de marée et leur asymétrie.....	25
<i>Courants résiduels et tendances de transport solide.....</i>	<i>28</i>
<i>Tendances au transport de sable.....</i>	<i>29</i>
Analyse des résultats : 4) hydrologie / salinités	30
<i>Temps de résidence.....</i>	<i>35</i>
Analyse des résultats : 5) nature des sédiments, remises en suspension et bouchon vaseux	36
<i>Initialisation du sédiment.....</i>	<i>36</i>
Conclusion	47
Bibliographie	50
Annexe 1 : devenir d'un traceur conservatif	52

Introduction

Afin d'identifier des leviers d'action pour une restauration d'ensemble de l'estuaire de la Seine et de son fonctionnement, l'une des stratégies d'étude consiste à comparer l'estuaire et son fonctionnement pour 3 situations historiques. Pour des raisons d'accessibilité des informations, seules des configurations récentes ont été sélectionnées, mais elles présentent des contrastes importants en raison des aménagements anthropiques réalisés dans la période.

La configuration "1960", construite à partir de la carte bathymétrique de 1959 de l'embouchure et jusqu'à Port-Jérôme (Fig.1), correspond à l'état de l'estuaire avant sa profonde transformation à l'embouchure via sa chenalisation externe à l'aide de digues submersibles réalisées par étapes successives. La digue sud convexe, déjà raccourcie en 1933, est encore présente mais doit être arasée pour permettre un prolongement vers le large du cours concave forcé depuis Tancarville (voir Fig 14 du fascicule Seine Aval 2.3, Foussard et al., 2010). La digue du Ratier est en cours de construction au nord du banc du même nom. Le chenal principal est encore "convexe" et passe largement au Nord de Honfleur.

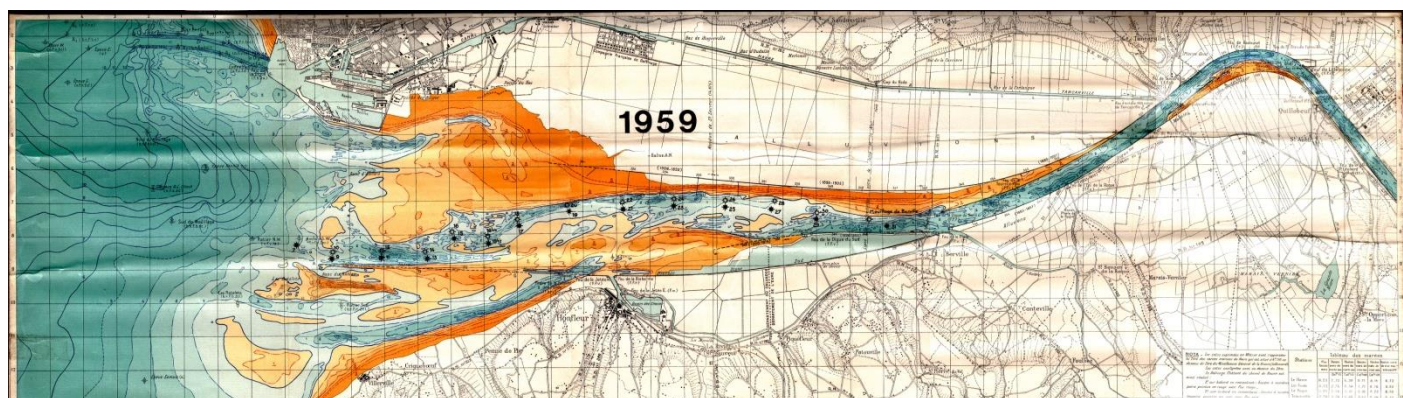


Figure 1 : carte bathymétrique de l'embouchure de la Seine en 1959

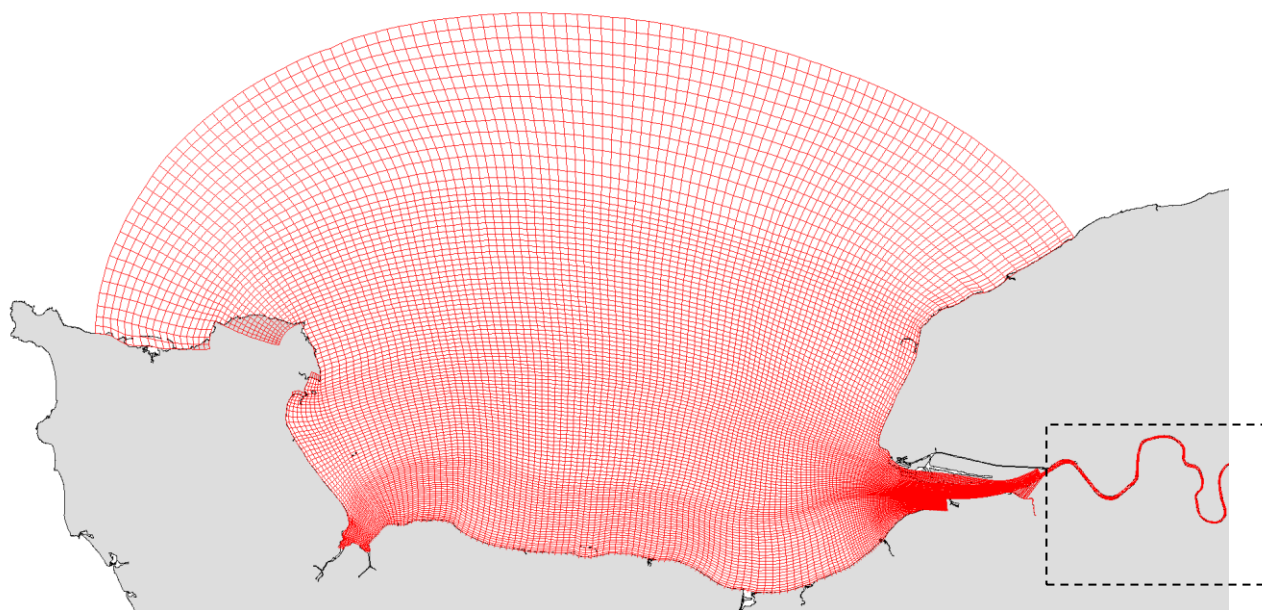
La configuration "1975" correspond à une situation où l'aménagement de l'embouchure est en voie d'achèvement : les digues insubmersibles en amont de Honfleur sont en place, la digue du Ratier aussi, et la digue submersible Nord est en cours de construction. La digue "en crochet", au sud-est du port du Havre, est aussi en construction : selon Avoine (1981), cette digue aurait eu des répercussions importantes sur la sédimentation dans l'estuaire en retenant une bonne part du matériel y pénétrant. Le chenal Nord, qui était le chenal principal en 1959, est en voie de comblement à l'est de Honfleur, tandis qu'il migre vers le nord (vers la digue en crochet) plus à l'ouest. Cette configuration de l'estuaire n'est certainement pas stabilisée, mais elle a l'avantage d'être bien documentée par les travaux du SAUM de l'estuaire de la Seine, dont la description du fonctionnement hydrosédimentaire est bien décrite dans la thèse d'Avoine (1981) (voir aussi Avoine et al., 1981).

La configuration "2010" a fait l'objet d'une validation minutieuse dans le cadre des projets MODEL (SA4) (Renault, 2011 ; Kervella, 2011 ; Kervella et al., 2012 ; Le Hir et al., 2012) et HYMOSED (SA5) (Grasso et al., 2018), en combinant des observations opérées entre 2009 et 2015, période au cours de laquelle la morphologie de l'estuaire n'a pas trop évolué. Cette

configuration représente l'état de l'estuaire après PORT 2000, à un moment où la transformation induite par l'aménagement de Port 2000 est concrétisée en grande partie.

Les trois configurations sélectionnées correspondent donc à des états bien différenciés de l'estuaire de la Seine. Il est proposé de comparer le fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire à l'aide d'une même modélisation, le code Sedi-MARS-3D, déjà appliqué à l'estuaire (configuration 2010) et validé dans le cadre de Seine-Aval, en conservant la même résolution spatiale, les mêmes approximations, les mêmes algorithmes de simulation des processus hydrodynamiques et sédimentaires, et les mêmes paramétrages. La mise en œuvre du modèle nécessite une discrétisation de la bathymétrie. Cette opération a été mise à profit pour caractériser l'évolution de l'hypsométrie de l'estuaire.

La grille de résolution horizontale, commune aux 3 configurations est curviligne non orthogonale. Construite dans le cadre du projet SA4 MODEL (Kervella et Le Hir, 2011 ; Le Hir et al., 2012), cette grille est caractérisée par une résolution de l'ordre de 200 m (dimension longitudinale) x 100 m (dimension transversale) dans l'embouchure, et de 300 x 100 m en amont de Honfleur jusqu'à Poses, tandis que sa limite externe est positionnée au-delà de la baie de Seine, de Cherbourg à Fécamp, pour repousser les conditions aux limites du modèle (Fig.2). Les principaux forçages sont une marée réaliste issue du modèle CST-France du SHOM imposée le long de la frontière marine, le débit quotidien de la Seine, et des vents simulés par le modèle AROME de Météo-France.



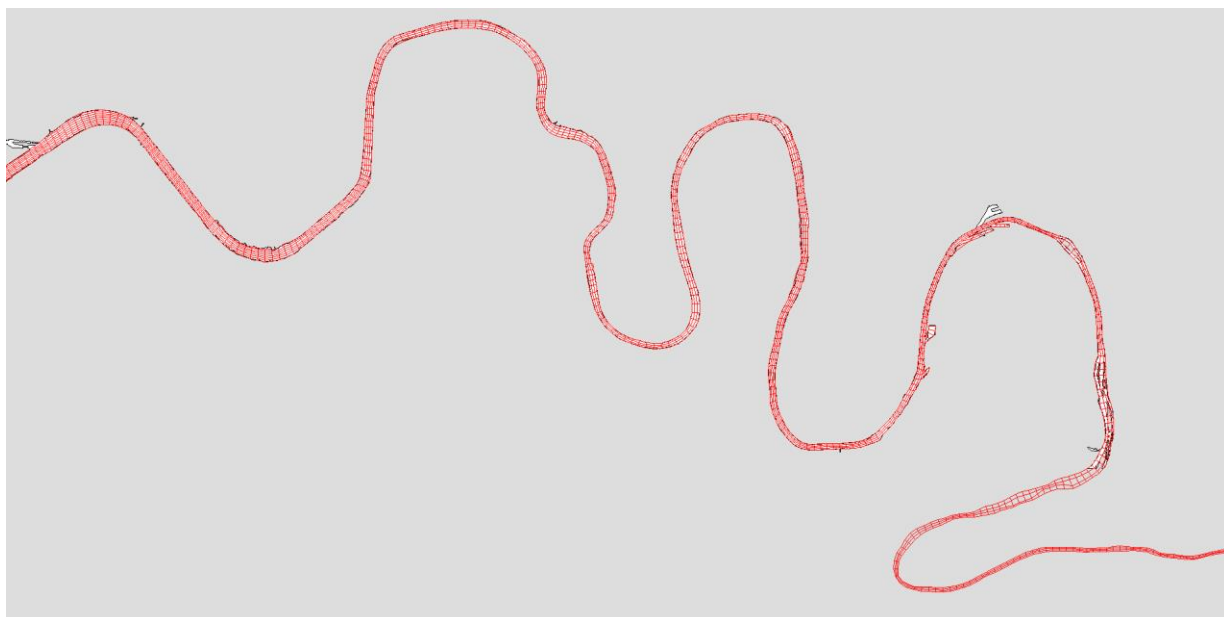


Figure 2 : maillage curviligne du modèle Sedi-MARS-3D appliqué à la baie et l'estuaire de Seine.

Mise en place et validation du modèle Sedi-MARS-3D sur la configuration 1975

Le modèle Sedi-MARS 3D a été appliqué à la configuration 1975 par le GIP Seine Aval dans le cadre du projet MESSCENE financé par la Fondation de France (Bacq et al., 2013), puis validé par le bureau d'études ACRI-HE dans le cadre du présent projet.

La bathymétrie "1975" a été construite à partir des relevés bathymétriques disponibles (Fig. 3). Pour certains secteurs de la baie de Seine moins sujets à de fortes évolutions, il a été complété par des sources de données plus récentes (cas des sondes devant le Calvados, issues du MNT 100 m du SHOM). La grille de l'embouchure de la Seine (données GPMR) est de 1975, les points de sonde de la rade du Havre (données du GPMH 1977-1978), et celles de la Seine entre Rouen et Tancarville ont été krigées par le GIPSA. Le référentiel qui en résulte est présenté figure 3, dans une gamme de couleurs faisant ressortir les étages intertidaux jugés pertinents pour la biologie (Bacq et al., 2013).

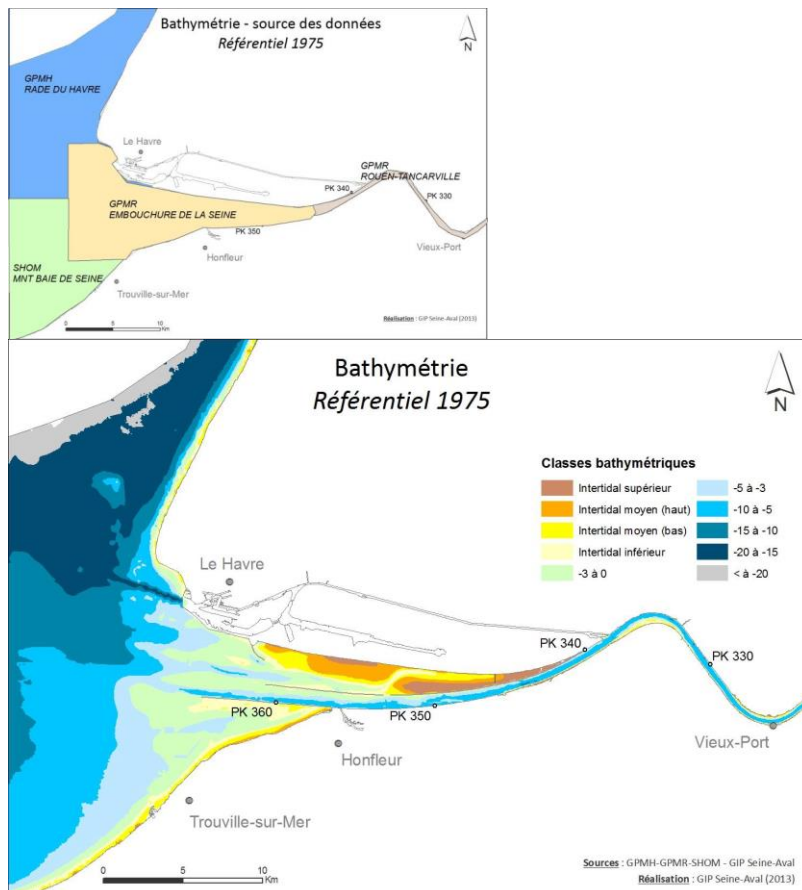


Figure 3 : carte des sources de données bathymétriques et référentiel résultant pour la configuration 1975 (in Bacq et al., 2013)

La validation a été effectuée successivement sur les hauteurs d'eau, les courants et la salinité (ACRI-HE, 2016).

Propagation de la marée dans l'estuaire : comparaison entre hauteurs d'eau calculées et observées.

Les données des marégraphes ont été fournies par le GPM de Rouen. Pour les années 1970, les données disponibles sont rares et peu documentées, de telle sorte que seulement les données des marégraphes du Havre, de Tancarville, Caudebec, Duclair, Rouen et Elbeuf acquises le 17 Octobre 1970 ont été utilisées. La figure 4 donne une synthèse des comparaisons mesures/modèle.

La propagation de la marée est très bien reproduite en phase, et globalement très satisfaisante en niveaux. On observe en particulier un léger gonflement de la pleine mer et un accroissement de la tenue du plein à Tancarville. A Caudebec, il semble que la propagation simulée soit légèrement freinée, mais le phénomène reste localisé puisqu'à Duclair, plus en amont, la marée est très bien simulée. L'écart le plus fort apparaît à Rouen, où d'ailleurs des oscillations numériques sont constatées (effet d'une variation brutale des profondeurs aval/amont à Rouen ?). Le remarquable accord retrouvé à Elbeuf est rassurant et montre que l'écart observé à Rouen ne semble pas impacter la marée plus en amont.

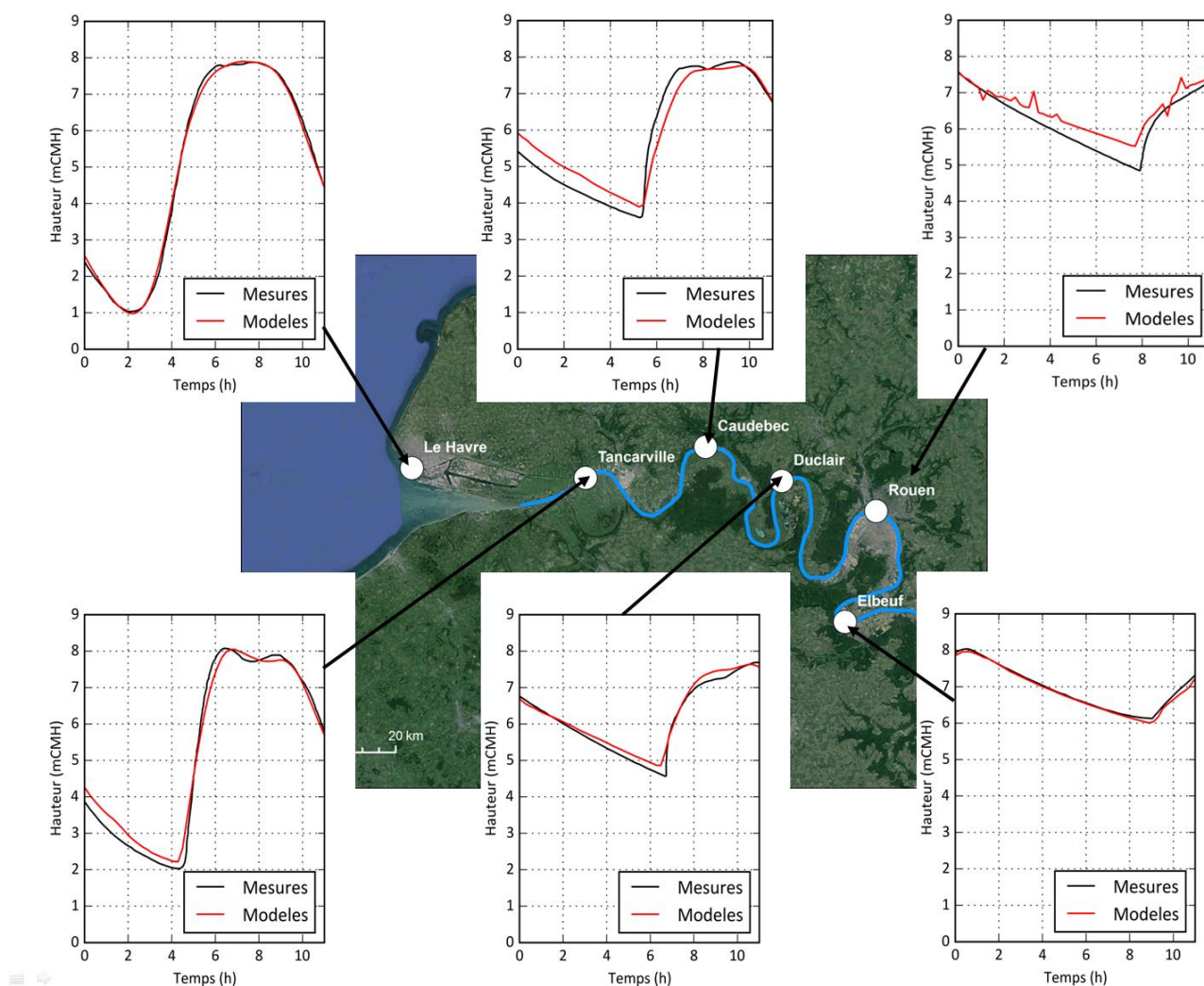


Figure 4 : comparaison des niveaux d'eau calculés aux mesures marégraphiques (données GPMR et SHOM)

Simulation des courants de marée : comparaison entre vitesses calculées et observées

La validation du modèle pour les courants de marée repose sur les mesures rapportées dans la thèse d'Avoine (1981). Il s'agit de mesures probablement effectuées à l'aide de courantomètres mécaniques, depuis une embarcation légère, et en station fixe pendant une courte durée (de l'ordre de 13 h). Certaines ont été acquises en période de crue (mars 1978 pour les mesures en vive eau, mars 1979 pour les mesures de morte eau, dans les deux cas le débit était de l'ordre de $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mais faisait suite à une crue de $1400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 10 jours auparavant. D'autres mesures ont été effectuées en étiage (fin septembre 1978, par débit de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Dans la plupart des cas une ambiguïté demeure sur le jour exact de la mesure (différent selon les points), et il a été choisi de représenter plusieurs courbes de marée simulées (3 à 6 courbes, correspondant à des marées successives ou des jours successifs). Le temps est toujours exprimé par rapport à l'heure de la marée basse au Havre, de telle

sorte que la superposition des marées successivement simulées au cours d'un même "run" permet de rendre compte de la variabilité. On voit ainsi que cette variabilité est plus élevée en morte eau (Fig. 6) qu'en vive eau (Fig.5). Situations de crue et d'étiage ont été mélangées sur ces figures, considérant que leurs éventuels impacts sont relativement peu visibles sur les courants instantanés dans ce secteur de l'estuaire et que les mesures sont trop peu échantillonnées pour décrire d'éventuels courants résiduels de marée.

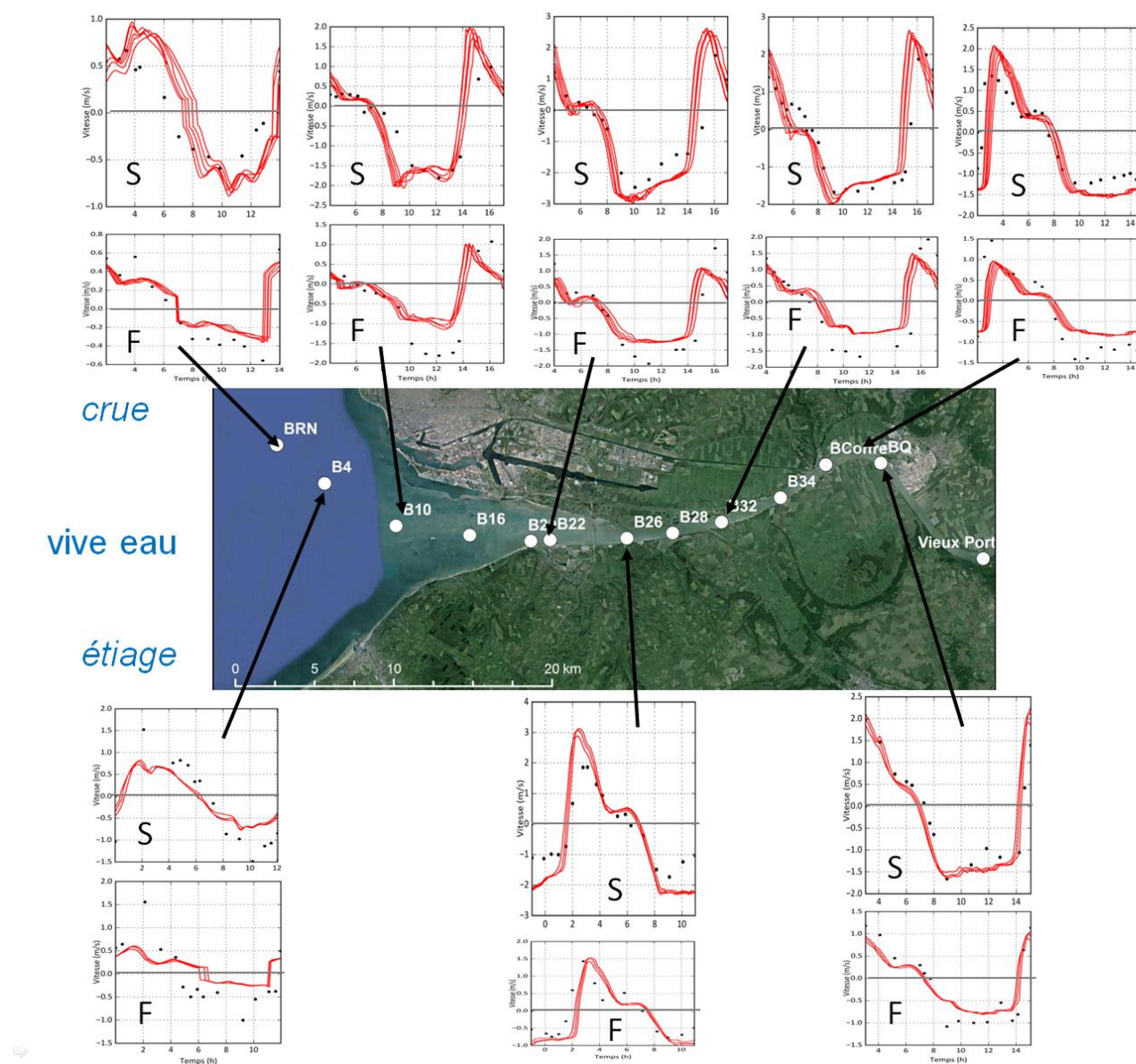


Figure 5 : comparaison entre courants simulés (en rouge) et courants mesurés (Avoine, 1981), situations de vive eau.

L'heure de référence est celle de la basse mer au Havre. Attention les échelles sont variables.

En vive eau (Fig.5), l'accord entre mesures et calculs est très bon en surface, en phase comme en amplitude, et correct à proximité du fond : la phase est généralement bonne, l'amplitude parfois sous-estimée (e.g. bouées BRN, 4, 10 et 32), ce qui peut s'expliquer par une incertitude sur la distance de la mesure par rapport au fond, et par la variation d'épaisseur de la couche de fond du modèle au cours de la marée, non corrigée ici.

En morte eau (Fig.6), période où les courants sont plus faibles et la stratification plus intense, les résultats sont plus mitigés. En amont (à Vieux Port) le courant calculé est largement sous-estimé, ce qui peut être lié à un mauvais positionnement de la maille choisie pour la comparaison. Entre Tancarville et l'amont de Honfleur, les résultats sont satisfaisants. A l'aval (Bouée 10), le modèle produit un courant de surface beaucoup plus fort en jusant, et un retard du flot : la comparaison avec la simulation au fond révèle une stratification très importante, accentuée par rapport aux mesures.

Néanmoins, les simulations montrent globalement une bonne reproduction des courants de marée, en accord avec la justesse de la propagation de la marée simulée dans l'estuaire. Ce résultat est d'autant plus remarquable que le paramétrage du modèle n'a pas été changé par rapport à la configuration 2010 : en particulier le frottement sur le fond est le même. Ceci est finalement rassurant, car il aurait été délicat de justifier un éventuel changement de la loi de frottement sans trouver une explication dans un changement de nature du sédiment superficiel. Une étape ultérieure de la comparaison pourrait être d'étudier l'impact des modifications sédimentaires à l'embouchure (voir plus loin) sur les frottements, mais cette tâche dépasse le cadre du projet.

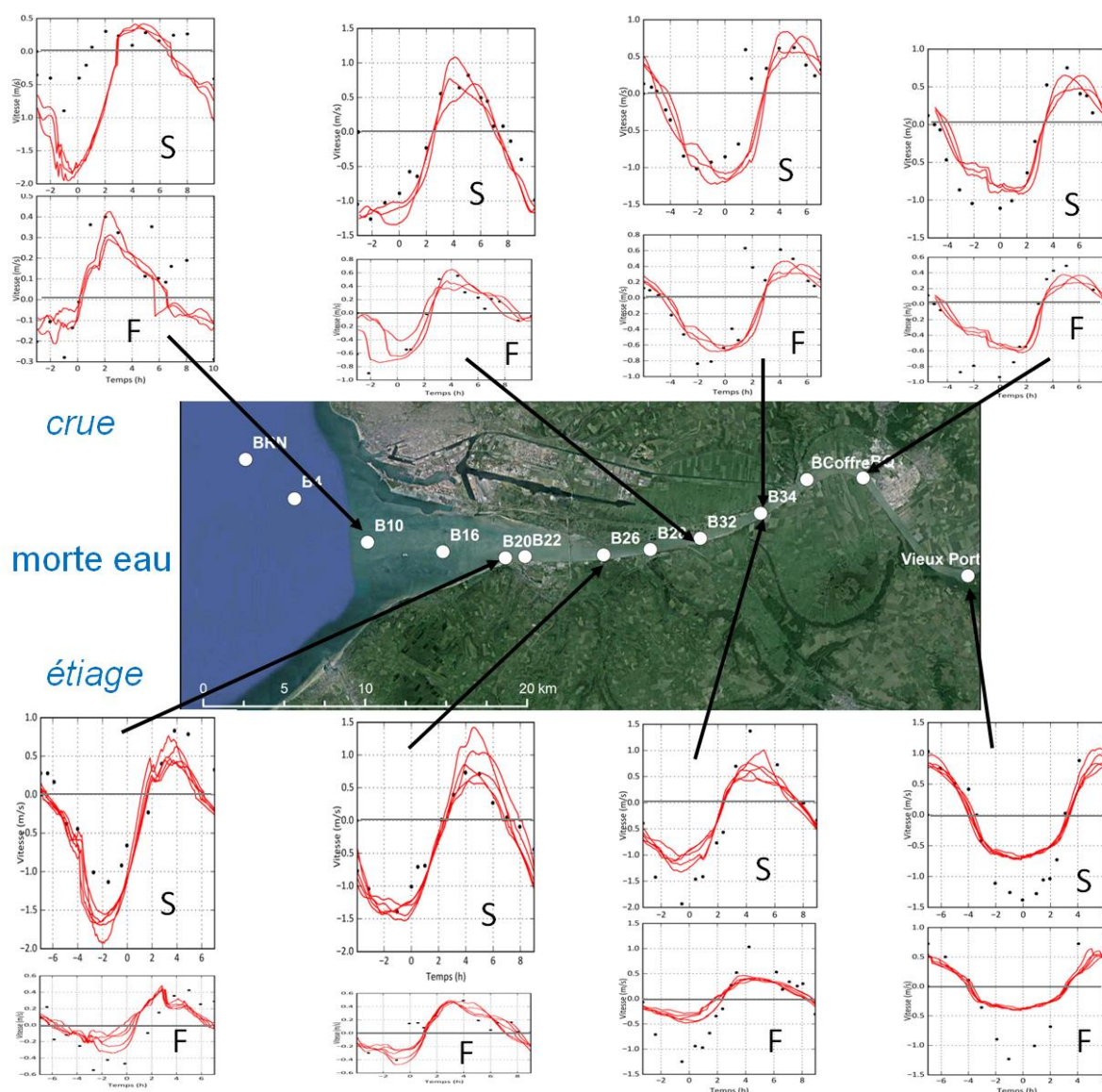


Figure 6 : comparaison entre courants simulés (en rouge) et courants mesurés (Avoine, 1981), situations de morte eau. L'heure de référence est celle de la basse mer au Havre. Attention les échelles sont variables.

Simulation de l'hydrologie : comparaison entre salinités calculées et observées

La validation du modèle est également effectuée sur des mesures surface/fond en quelques stations fixes réalisées pour le SAUM de l'estuaire de la Seine et rapportées dans Avoine (1981). La figure 7 illustre la comparaison mesures/modèle. Les résultats sont inégaux. Il est frappant d'observer une très grande variabilité des simulations d'une marée à l'autre en morte eau (exemples de la station B28 fond en crue ou de la station B26 fond et surface), ce qui conduit à relativiser les désaccords entre mesures et modèle. L'attention est également attirée sur les changements d'échelle des différents graphes.

D'une manière générale le front de salinité en amont est bien simulé (résultats remarquables par exemple à la bouée 28 en crue où les variations de salinité au fond sont restituées (17 PSU en quelques heures) tandis que la salinité en surface ne dépasse guère 2 PSU, et la variabilité de la salinité ainsi que les stratifications en morte eau sont correctes dans le secteur méso/polyhalin entre la Risle et Honfleur. Cependant, à l'embouchure la différence est parfois excessive (cas des mesures à la bouée 10 en morte eau d'étiage (alors que les simulations sont très bonnes en vive eau) ou encore de la salinité de fond à la bouée 20 en morte eau d'étiage. Il semble que la salinité de fond soit souvent surestimée au fond à l'embouchure, ce qui pourrait révéler une sous-estimation du mélange dans le modèle, facile à rectifier, mais un changement du paramétrage (qui n'a pas été effectué) risquerait de dégrader la simulation plus au large, où la stratification est plutôt sous-estimée (cf. mesure à la station BRN en crue).

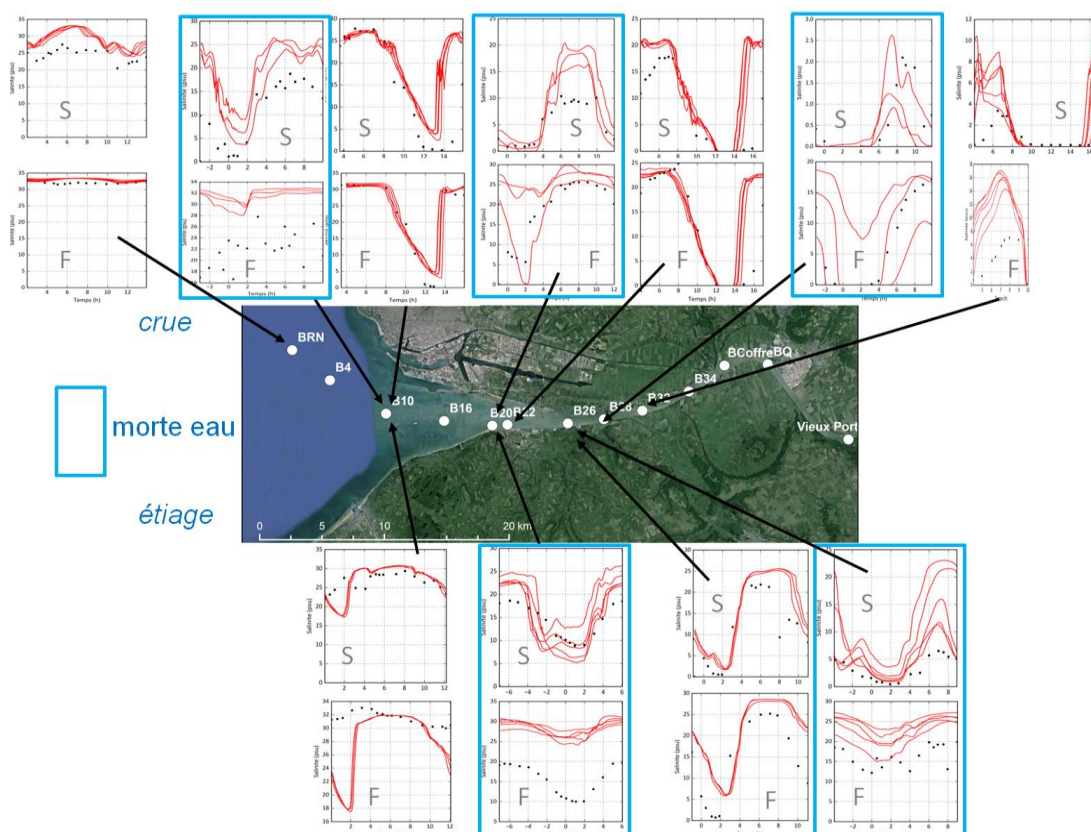


Figure 7 : comparaison entre salinités simulées (en rouge) et mesurées (Avoine, 1981), situations de crue (en haut) et d'étiage (en bas). Les mesures effectuées en morte eau sont encadrées en bleu. L'heure de référence est celle de la basse mer au Havre. Attention les échelles sont variables

Mise en place et validation du modèle Sedi-MARS-3D sur la configuration 1960

La configuration 1960 a été construite par la société ACRI-HE à partir d'une mosaïque de cartes numériques fournies par le GIP Seine Aval, qui ont été géo-référencées à partir du trait de côte historique, également fourni par le GIPSA.

La carte de l'estuaire aval date de 1959 (données du port de Rouen), tandis que les cartes bathy entre Tancarville et Rouen sont de 1954 (les données amont les plus proches de 1960), et celles de l'amont de Rouen de 1956 (*à confirmer*). La grille de calcul a été projetée sur ces cartes pour extraction des informations bathymétriques nécessaires au modèle. En amont de Tancarville, la cote du fond a été adaptée pour respecter le profil du chenal (*à confirmer*).

Au sud-Est du port du Havre, un ancien méandre de la Seine traversait un domaine actuellement comblé (ou recreusé pour le Grand Canal Maritime ...], et débordait la grille de calcul construite sur la bathymétrie 2010. Un travail fastidieux a été nécessaire pour compléter la grille de calcul curviligne dans ce secteur, en respectant la progression régulière des dimensions de maille.

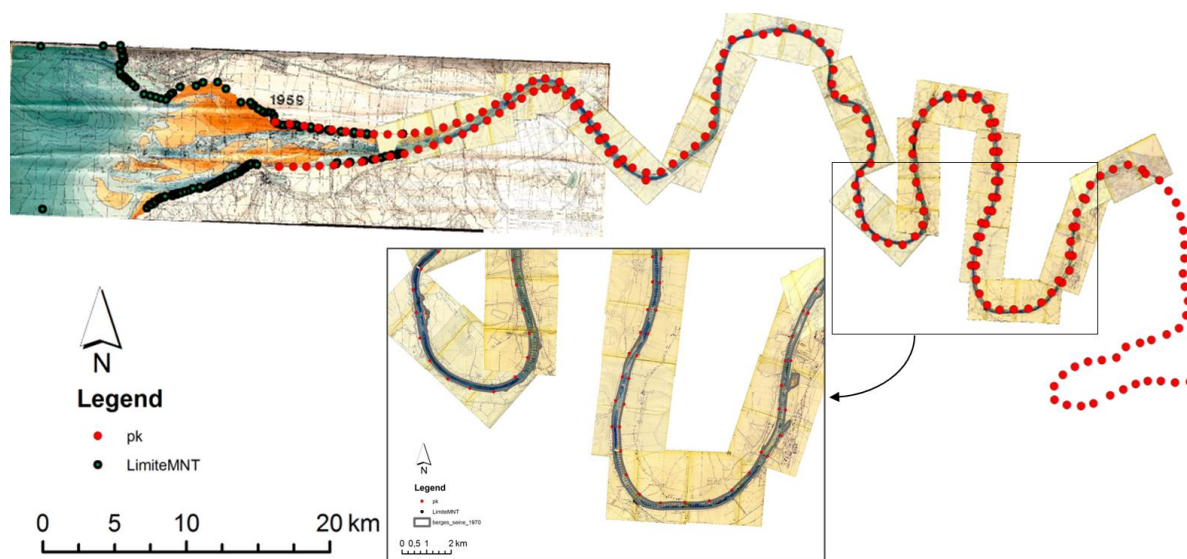
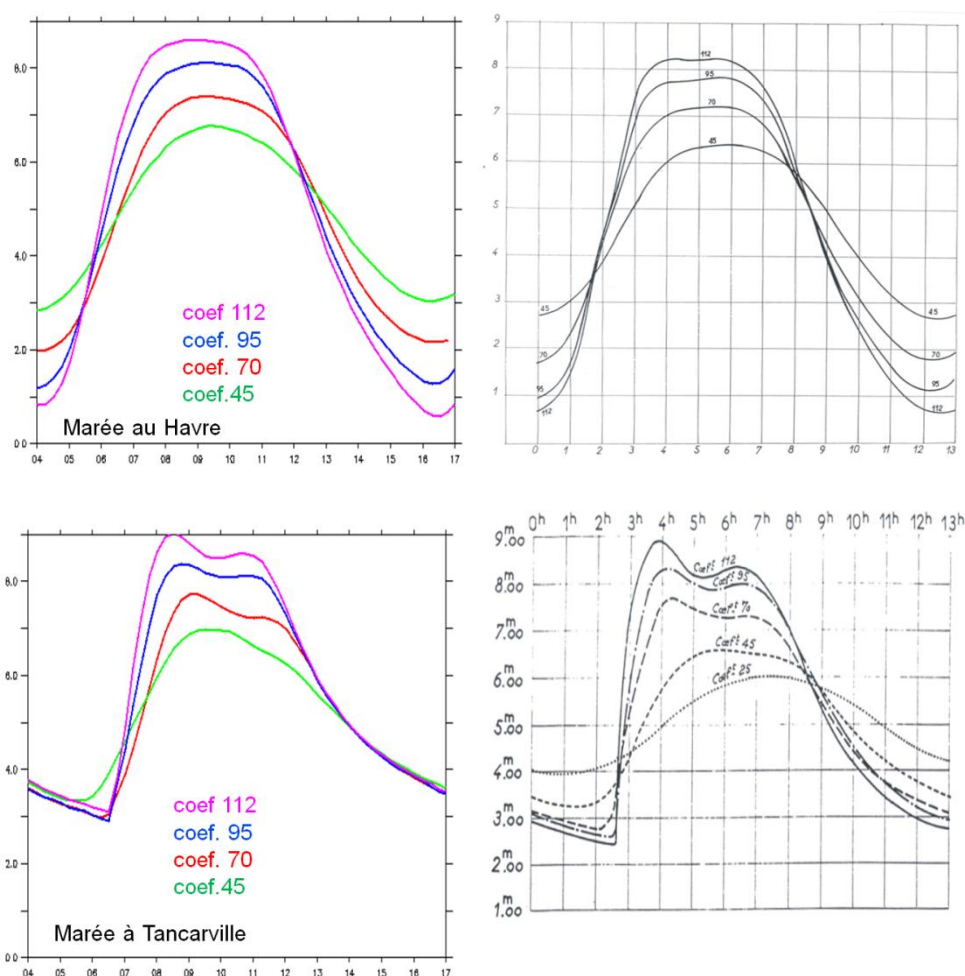


Figure 8 : assemblage des informations bathymétriques pour la mise en place de la configuration "1960".

Faute de données suffisantes, la validation de la configuration 1960 n'a porté que sur la propagation de la marée.

Propagation de la marée dans l'estuaire : comparaison entre hauteurs d'eau calculées et observées

Il n'a pas été possible de recueillir des mesures marégraphiques datant de la période 1950-1960, et les résultats du modèle ont été comparés à des marégrammes-types disponibles dans la thèse de Le Floch (1961). L'information relative au débit lors des mesures utilisées pour produire ces marégrammes n'est pas formellement indiquée dans la thèse. Toutefois Le Floch (1961) indique dans le chapitre dédié au débit de la Seine, que les mesures utilisées dans sa thèse ont été choisies pour correspondre à un débit d'étiage de $250 \text{ m}^3/\text{s}$. Des marées de coefficient à peu près équivalent aux marées types de Le Floch ont été choisies au cours d'un étiage de la période simulée (en l'occurrence pendant les mois de juillet/aout 2010) pour la configuration 1960, et les comparaisons mesures/modèle au Havre, à Tancarville et à Duclair sont illustrées par la figure 9.



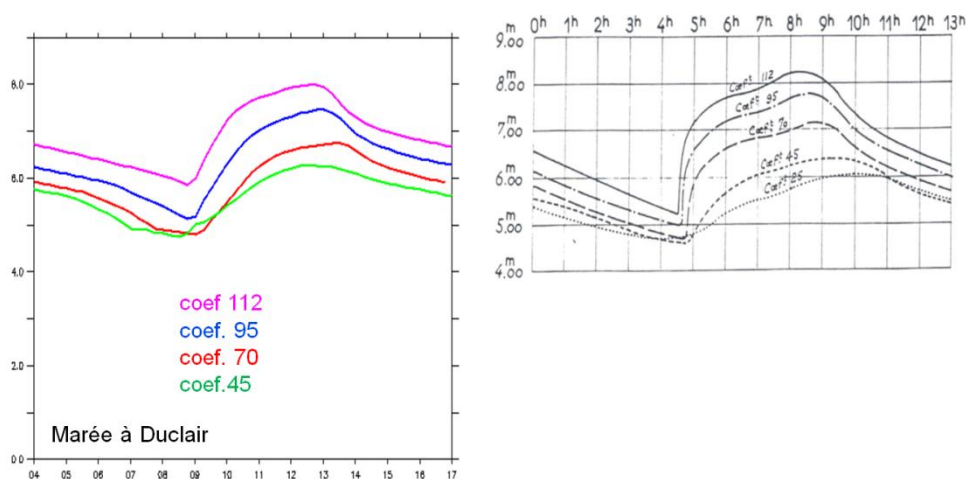


Figure 9 : comparaison entre marée simulée et marée observée pour la configuration 1960 en période d'étiage, pour des coefficients de 45, 70, 95 et 112, au Havre, à Tancarville et à Duclair. L'heure de départ de chaque graphe correspond à la basse mer du Havre.

La propagation de la marée est très bien restituée, en phase et en amplitude. La déformation de la tenue du plein est également bien reproduite : amplification de la double pleine mer entre Le Havre et Tancarville, puis atténuation de la première pleine mer à Duclair. On note aussi la soudaineté de la renverse de basse mer, qui s'amplifie au cours de la propagation vers l'amont : ce phénomène, néanmoins atténué par le modèle (e.g. à Duclair) est associé au mascaret de la Seine.

Comme pour la configuration 1975, les paramètres de frottement n'ont pas été modifiés dans le modèle. Pour autant la simulation de la marée est très satisfaisante, et il a été jugé préférable de ne pas chercher à optimiser ce paramétrage, pour permettre une analyse ultérieure des évolutions du fonctionnement de l'estuaire sous l'effet des changements morphologiques. La configuration 1960 est ainsi considérée comme validée.

Présentation des simulations réalisées pour l'analyse diachronique du fonctionnement HMS de l'estuaire de la Seine

Compte tenu d'une variabilité extrêmement forte du comportement hydrodynamique, hydrologique et sédimentaire en fonction des forçages que représentent la marée, le vent et le débit amont, largement décrite par le passé (e.g. Avoine, 1981 ; Brenon et Le Hir, 1999 ; Le Hir et al., 2001 ; Grasso et al., 2018), la comparaison du fonctionnement de l'estuaire aux différentes époques sélectionnées a été effectuée sur la base de simulations réalisées avec les mêmes forçages de marée, vent et débit amont. En raison du caractère irréaliste de forçages stationnaires, et parce que les temps de réponse du système à ces forçages sont eux-mêmes variables (e.g. la mise en régime de crue est plus rapide que la mise en régime d'étiage) et parfois plus longs que la durée type de ces forçages (cas des effets du vent, par exemple), nous avons préféré simuler des forçages réalistes au cours d'années représentatives. L'année 2010-2011 a déjà été sélectionnée comme représentative dans le projet SA5 HYMOSED (Schulz et al., 2018 et Fig.10). C'est aussi une année où l'on disposait des campagnes de mesures MODEL (SA4) et COLMATAGE (SA4).

Par ailleurs, pour la dynamique sédimentaire, les structures turbides (bouchon vaseux) ont une forte probabilité de dépendre des conditions initiales du modèle, et de s'atténuer au cours du temps, en raison de piégeages de sédiments mobiles, ou de pertes par la limite marine. Il a donc été décidé de simuler le fonctionnement de l'estuaire pour les 3 configurations morphologiques pendant 3 années successives encadrant l'année 2010, soit du 1er janvier 2009 à fin décembre 2011. Le calcul de la configuration 1960, plus lent, s'est arrêté le 1er février 2011 (Fig. 10). Ainsi l'année 2009 constitue une année de "spin up" (largement suffisante pour l'hydrologie, et raisonnable pour la turbidité et l'initialisation sédimentaire), tandis que les simulations pendant l'année 2011 permettent de contrôler la stabilité des réponses analysées (en particulier pour le bouchon vaseux).

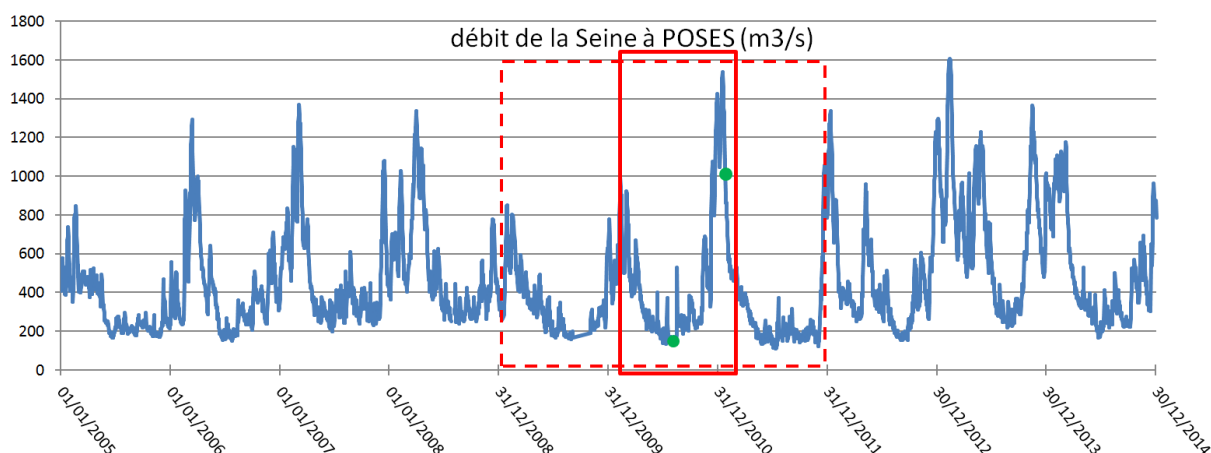


Figure 10 : Variation du débit de la Seine pendant 10 ans et positionnement de la période sélectionnée pour les simulations (cadre tirets rouges) ou privilégiée pour l'analyse (cadre plein rouge). les points verts correspondent aux cycles de marée analysés en étiage et en crue.

Analyse des résultats : 1) bathymétrie et hypsométrie

La figure 11 ci-après rappelle les bathymétries des configurations testées. La bathymétrie de 1960 se caractérise par une inflexion du chenal principal au niveau de la Risle et un méandre à la concavité tournée vers le sud juste avant l'embouchure. Les profondeurs dans ce chenal oscillent entre 5 et 10 m sous le niveau moyen. Au sud un chenal relie le port de Honfleur à la baie de Seine. Les bancs intertidaux (à peu près au-dessus de l'isobathe 5m) sont très étendus en aval de Honfleur.

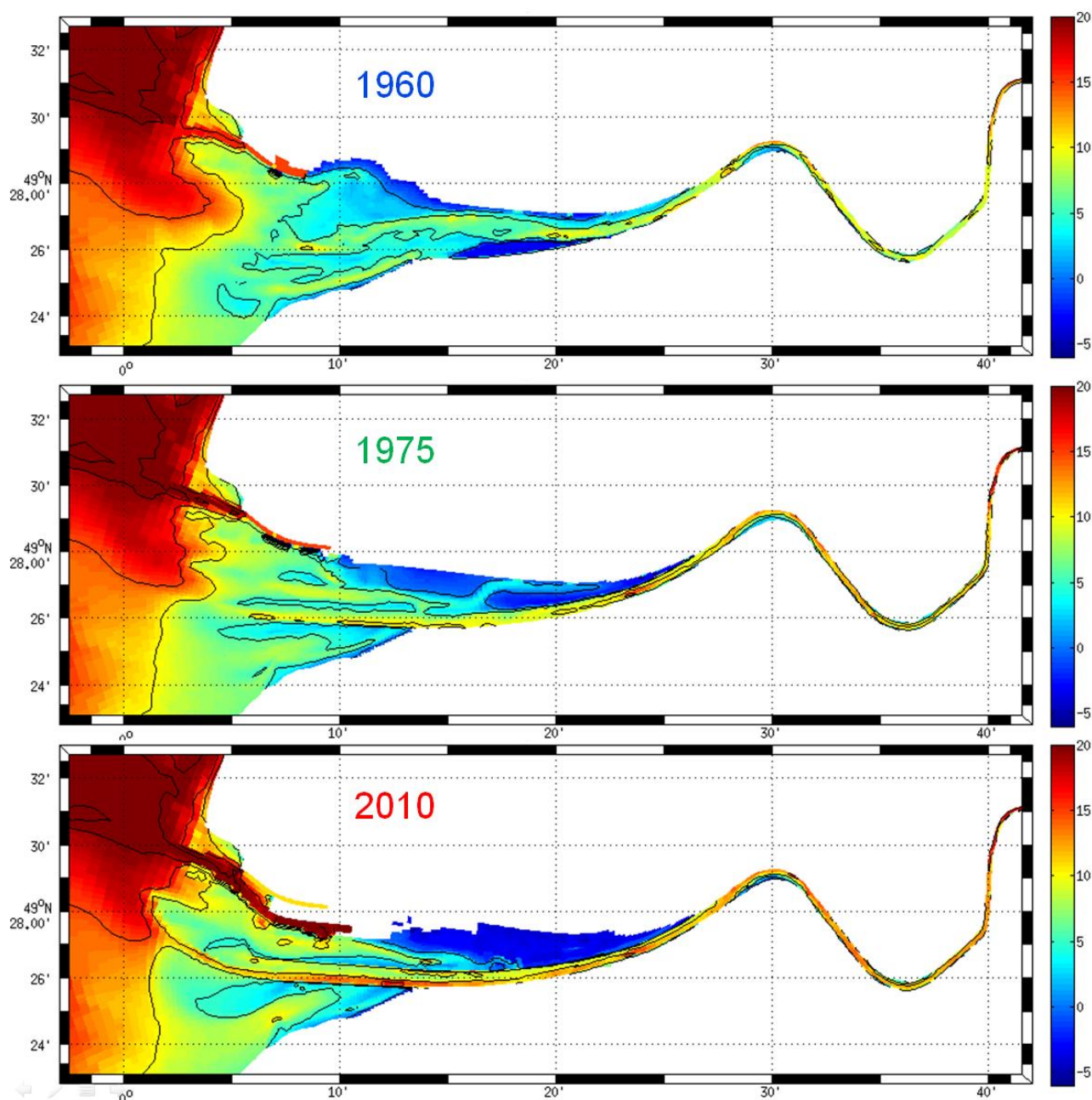


Figure 11 : bathymétries des 3 configurations de l'estuaire de la Seine telle que perçues par le modèle.

Les cotes sont données par rapport au niveau moyen.

En 1975, le nouveau chenal de navigation est bien tracé, avec des profondeurs autour de 10 m sous le zéro, mais les bancs d'embouchures ne sont pas très développés. Un chenal nord s'est creusé au nord de la digue submersible en cours d'aménagement, tandis que plus en amont, au-delà du site actuel du Pont de Normandie, l'ancien chenal principal est encore visible.

La bathymétrie actuelle est caractérisée par un chenal central très marqué, et creusé dans sa partie navigable au sud, des bancs d'embouchure (Ratier au sud, Amfard au nord) fortement progradés vers l'ouest, et des chenaux nord et sud développés de part et d'autre des digues submersibles. En amont de Tancarville, le lit mineur de la Seine est approfondi tandis que les largeurs n'ont pas évolué depuis l'endiguement antérieur.

La mise en place de la bathymétrie dans une même grille de calcul nous permet d'examiner l'évolution de l'hypsométrie de 1960 à nos jours, même si la résolution horizontale du modèle reste un peu faible pour cette fin. Un travail plus précis pourrait être fait sous SIG, mais les résultats ci-après fournissent une première approche. Les classes hypsométriques retenues ont été choisies selon une finalité "habitat", en distinguant :

- les surfaces subtidales où le courant reste faible (< 1 m/s) et celles où le courant maximum dépasse 1m/s
- les surfaces intertidales inférieures (par rapport au niveau moyen) et supérieures, ces dernières étant séparées en deux, selon que l'élévation du fond reste ou non en dessous du niveau intermédiaire entre le niveau moyen et le niveau de pleine mer des plus grandes marées (calculé localement à partir des résultats du modèle pour la propagation de la marée).

Il a été choisi de représenter les résultats sous forme d'évolution longitudinale (depuis La Hève jusqu'à Caudebec) de la largeur totale de l'estuaire (Fig.12) et des largeurs d'estuaire concernées par ces classes (Fig. 13).

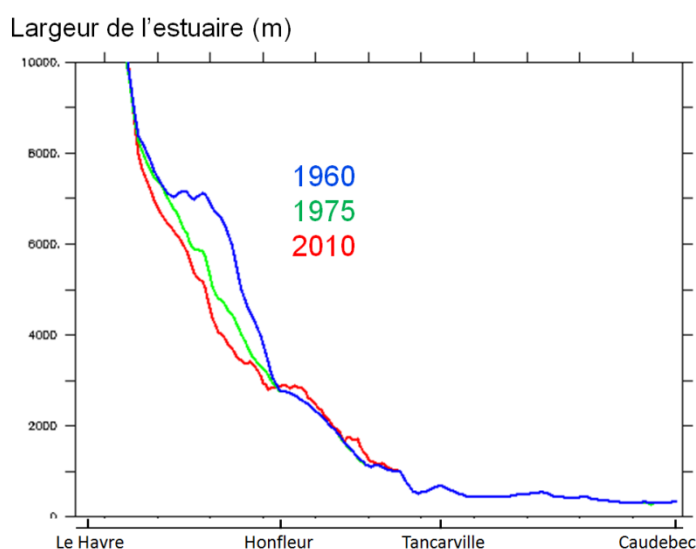


Figure 12 : évolution longitudinale de la largeur de l'estuaire, en 1960, 1975 et 2010

La figure 12 montre que la largeur totale de l'estuaire a largement diminué en aval de Honfleur et tout particulièrement avant 1975. Cette largeur est indépendante de l'extension de la grille de calcul puisque la largeur calculée intègre les zones dont l'élévation est inférieure au niveau (calculé) de PM de vive eau extrême, sans tenir compte des surcotes d'origine météorologique. Cette information brute est sans doute dépendante des informations bathymétriques disponible en haut d'estran : il est vraisemblable que les bathymétries anciennes du schorre sont mal renseignées, ce qui peut expliquer que sur cette figure la largeur totale de l'estuaire entre Honfleur et Tancarville soit légèrement plus importante en 2010 qu'en 1960 ou 1975. La pertinence de la réduction constatée en aval de Honfleur doit donc être vérifiée en considérant les secteurs situés en dehors du schorre. La figure 13 détaille les largeurs occupées par les classes listées plus haut. La largeur de l'estran supérieur jugée suspecte pour raison de donnée manquante apparaît sur cette figure

comme l'écart entre les courbes bleu cyan et bleu marine. Effectivement ces courbes sont souvent très rapprochées, de façon irréaliste pour 1960 et 1975.

Néanmoins, on observe que les courbes vertes et bleu sont également très rapprochées en 1960, ce qui indique que l'ensemble de l'intertidal supérieur était très restreint en aval de Honfleur, révélant un profil d'estran plutôt concave, peut être parce que les vagues avaient un impact plus fort que maintenant dans ce secteur, et/ou que la rive est plus escarpée. La figure 13 montre aussi que les zones subtidales à faibles courant sont très peu représentées dans l'estuaire, quelle que soit la configuration, sauf au niveau du Havre en 1960.

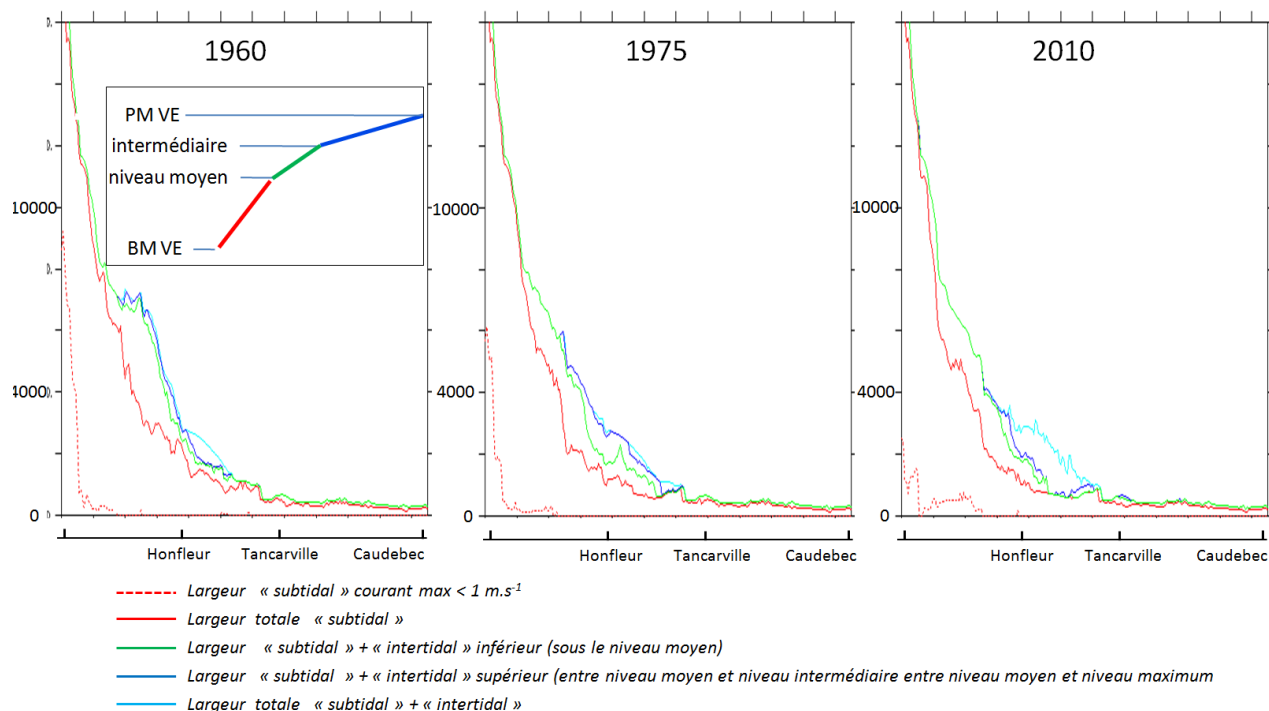


Figure 13 : Variation des largeurs d'estuaire correspondant à différentes classes hypsométriques en fonction du positionnement longitudinal, pour les configurations 1960, 1975 et 2010.

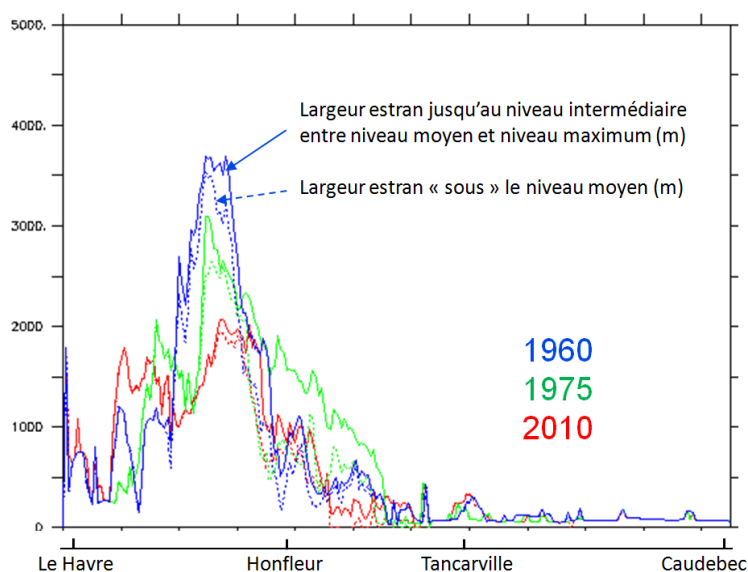


Figure 14 : Largeurs d'estran entre Le Havre et Caudebec

Les largeurs d'estran sont directement comparées sur la figure 14. Pour éviter une possible erreur d'interprétation liée à la mauvaise restitution de l'estran supérieur dans les bathymétries anciennes, les largeurs sont représentées jusqu'au niveau intermédiaire entre mi-marée et niveau extrême. Les écarts entre courbes en traits pleins et courbes en pointillés d'une même couleur représentent la fraction inférieure de l'estran situé au-dessus du niveau moyen (cf. plage verte sur le cartouche à gauche de la figure 13), tandis que les courbes pointillées marquent l'estran inférieur (cf. plage rouge sur ce même cartouche). On observe une réduction très forte de l'estran en aval de Honfleur entre 1960 et 1975, et surtout entre 1975 et 2010, et une augmentation en s'approchant du méridien du Havre. L'estran inférieur est relativement stable au niveau de Honfleur et plus en amont.

Analyse des résultats : 2) propagation de la marée

La marée en estuaire de Seine est caractérisée par une "tenue du plein" spectaculaire au Havre, qui se déforme en double pleine mer à Tancarville, et une asymétrie très marquée au-delà. Ces traits se maintiennent entre 1960 et 2010 (Fig. 15), mais si la marée au Havre reste inchangée, la phase de la marée à Tancarville s'est nettement avancée, et la double pleine mer serait atténuée. Cette avance de phase, qui semble progressive au cours du temps (situation intermédiaire en 1975) se manifeste tout autant à Duclair, une soixantaine de km en amont. Tout aussi remarquable, le niveau de basse mer est nettement plus bas à Tancarville en 2010 qu'en 1960, et cet abaissement est encore plus marqué à Duclair (plus d'1 m d'abaissement). La figure 16 indique qu'en vive eau d'étiage, l'abaissement est plus marqué (de l'ordre de 2 m à Rouen), et l'est encore plus en situation de crue (débit de l'ordre de 1000-1200 m³.s⁻¹), pour laquelle l'abaissement entre 1960 et 2010 est de 2,50 m à Rouen. Cette évolution s'est surtout déroulée entre 1960 et 1975, mais est restée forte entre 1975 et 2010.

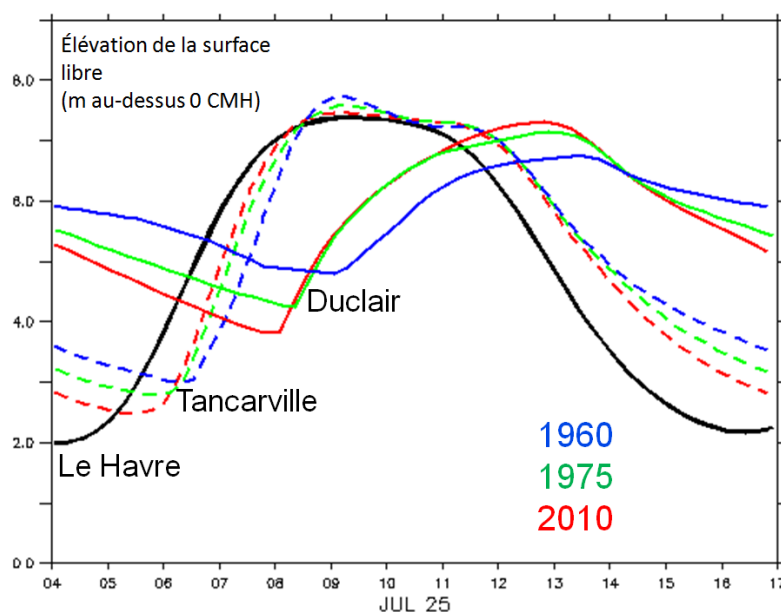


Figure 15 : déformation de l'onde marée entre le Havre et Duclair, en 1969, 1975 et 2010, pour une marée moyenne en étiage.

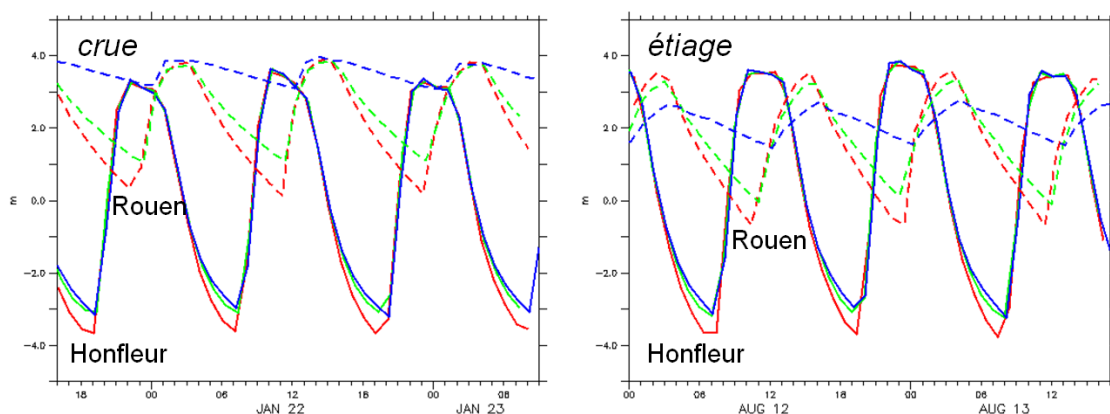


Figure 16 : déformation de la marée entre Honfleur et Rouen, en vive eau de crue ou d'étiage, en 1969, 1975 et 2010.

La figure 17 illustre l'extension longitudinale de cette évolution de la basse mer en Seine à travers les enveloppes de basse mer et de pleine mer en vive eau, et révèle un abaissement très marqué entre Caudebec et Rouen. L'explication principale est fournie par la représentation du thalweg du lit mineur qui a été fortement creusé entre 1960 et 2010 (Fig.17). On note également que le "seuil" présent à l'embouchure (hauts fonds dans le secteur de Honfleur) en 1960 a disparu depuis (effacé pour les besoins de la navigation), et que globalement la pénétration de la marée dans l'estuaire a été nettement accrue, comme le montre également la figure 18 qui présente l'évolution du marnage.

Le niveau de pleine mer a peu évolué pendant ces 50 années : un gonflement de la pleine mer est perceptible dans le secteur de Tancarville, semblable en 1960 et 2010. Plus en amont, le niveau de pleine mer s'est accru en étiage jusqu'à Rouen et au-delà, mais le niveau de crue ne semble pas avoir bougé.

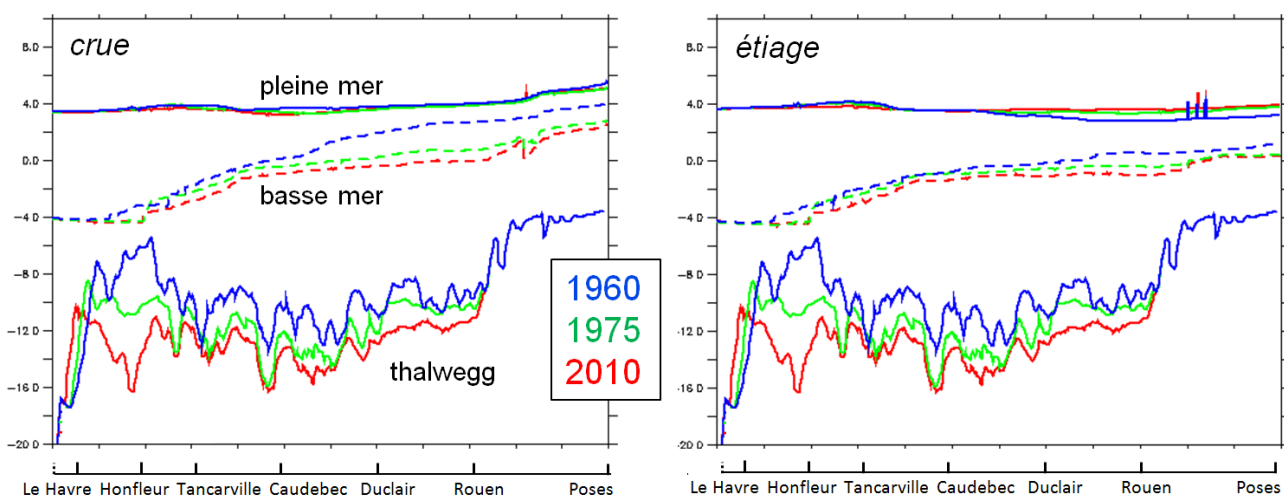


Figure 17 : enveloppes de pleine mer et de basse mer, en vive eau de crue et d'étiage, en 1960, 1975 et 1980, et profils du thalweg du lit de la Seine à ces mêmes époques.

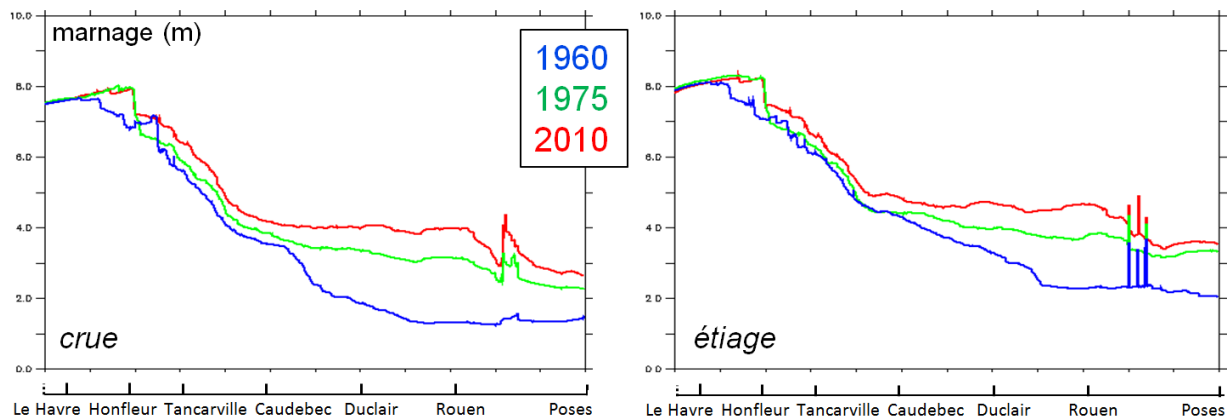


Figure 18 : évolution aval/amont du marnage en vive eau en 1960, 1975 et 2010, pour des débits de crue et d'étiage.

L'évolution du marnage confirme les résultats : la figure 18 montre une nette augmentation du marnage en amont du Havre (l'estuaire de la Seine est hypersynchrone, Le Floch, 1961), augmentation qui aurait progressé en amont jusqu'à la Risle entre 1960 et 1975. L'augmentation de la marée à Rouen est spectaculaire : le marnage serait passé de 2 m à 4,6 en étiage, et de 1,4 m à 4 m en crue !

Cette amplification de la marée dans l'estuaire est susceptible de se traduire par une variation des volumes oscillants. La figure 19 indique effectivement une augmentation à Tancarville (de l'ordre de 20%), mais cette évolution est beaucoup plus faible à l'embouchure, et même inversée : les volumes oscillants seraient un peu plus faibles en 2010 et l'apport d'eau par le flot serait raccourci au moment du pic de flot, mais par contre prolongé vers la fin de la tenue du plein (e.g. le 12 août 2010 à 11-12h TU sur la figure 19).

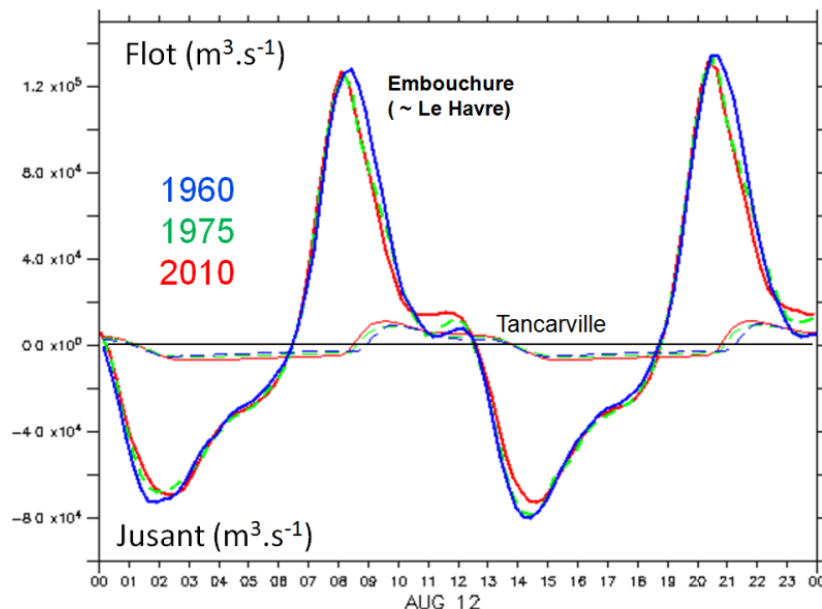


Figure 19 : débits instantanés transitant à l'embouchure (entre le cap de la Hève et la côte du Calvados) et à travers la section de Tancarville, pour une marée d'étiage de coefficient 112 .

Asymétrie de la marée

Une façon classique de quantifier l'asymétrie de la marée consiste à réaliser une analyse harmonique du signal de marée, puis à évaluer le paramètre $2\phi_{M2}-\phi_{M4}$, où ϕ_{M2} et ϕ_{M4} sont les phases des ondes M2 et M4 respectivement (e.g. Friedrichs and Aubrey, 1988). Un inconvénient de ce paramètre en estuaire tient à la dépendance de la propagation de la marée en fonction du débit du fleuve, en particulier en secteur amont. Nous avons opté pour un indicateur proposé par Nidzieko et Ralston (2012), basé sur le moment d'ordre 3 de la vitesse de variation de la surface libre normalisé par le moment d'ordre 2 (élevé à la puissance 3/2) :

$$\gamma_0^{\zeta} = \frac{\mu_3}{\mu_2^{3/2}} \quad \text{où} \quad \mu_m = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)^m, \quad \text{avec } N \text{ le nombre d'échantillons au cours de la marée}$$

cet indicateur révèle l'asymétrie de durée de la marée : s'il est positif, cela signifie que la marée montante est plus courte et plus intense que la marée descendante. L'indicateur est représenté à l'embouchure par la figure 20 et de Honfleur jusqu'à Poses par la figure 21. Sur cette dernière, on relève une anomalie en amont de Honfleur pour la configuration "1960" : c'est parce que le calcul ne suivait pas le chenal principal à ce niveau là, ce qui le rend localement inexploitable.

On note sur la figure 20 que l'asymétrie de marée a été réduite dans le secteur entre Honfleur et Tancarville, ce que confirme la figure 21. Plus en amont (Fig.21), l'asymétrie de marée est au contraire considérablement accrue, ce qui est en accord avec l'amplification de la marée entre Tancarville et Rouen depuis 1960, constatée précédemment (Figures 15, 16, 17 et 18). Cette asymétrie de marée se traduit par une marée montante de plus en plus courte et rapide, et a priori un jusant plus long.

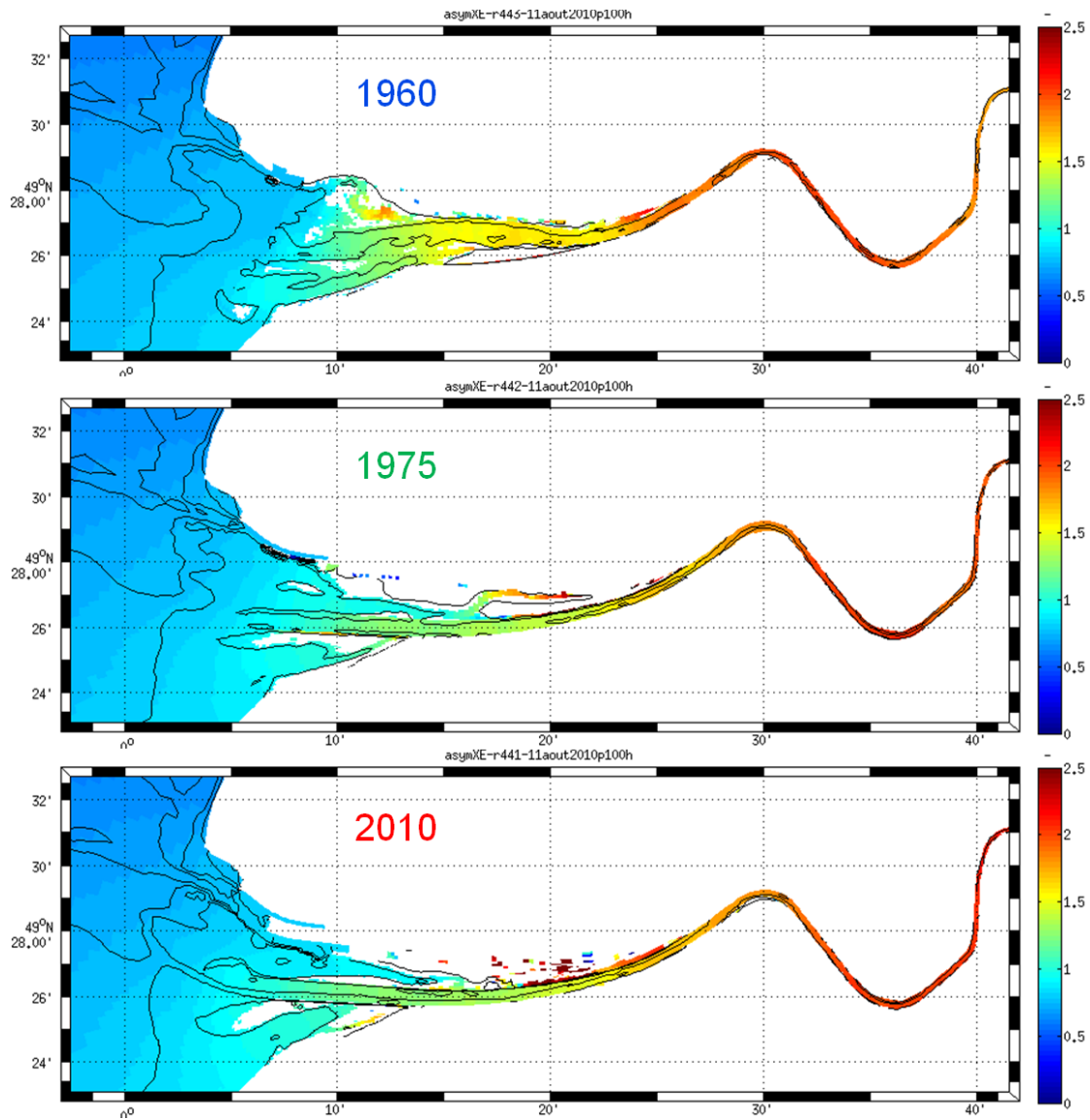


Figure 20 : représentation de l'asymétrie de marée à l'aide de l'indicateur γ_0^ζ de Nidzieko et Ralston (2012). Calcul sur une marée de vive eau d'étiage.

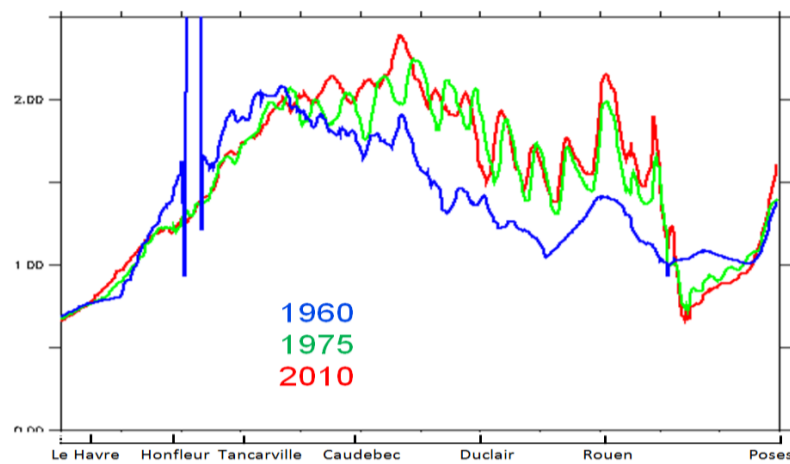


Figure 20 : représentation aval/amont de l'asymétrie de marée à l'aide de l'indicateur γ_0^ζ de Nidzieko et Ralston (2012). Calcul sur une marée de vive eau d'étiage.

Analyse des résultats : 3) courants de marée et leur asymétrie

La distribution des courants max de marée (vive eau de coefficient 112) a très fortement évolué entre 1960 et 2010 (Fig.21). En 2010 les courants intenses sont concentrés entre les digues, et plus encore dans le chenal de navigation, tandis qu'en 1960 ils s'étendent sur une plus grande largeur, ce qui s'explique par des hauteurs d'eau en moyenne plus faibles (chenal de navigation moins creusé). Cette moindre extension des courants élevés en 2010 est susceptible d'impacter la nature sédimentaire des fonds, en particulier là où cette dernière n'est pas contrôlée par l'effet des vagues.

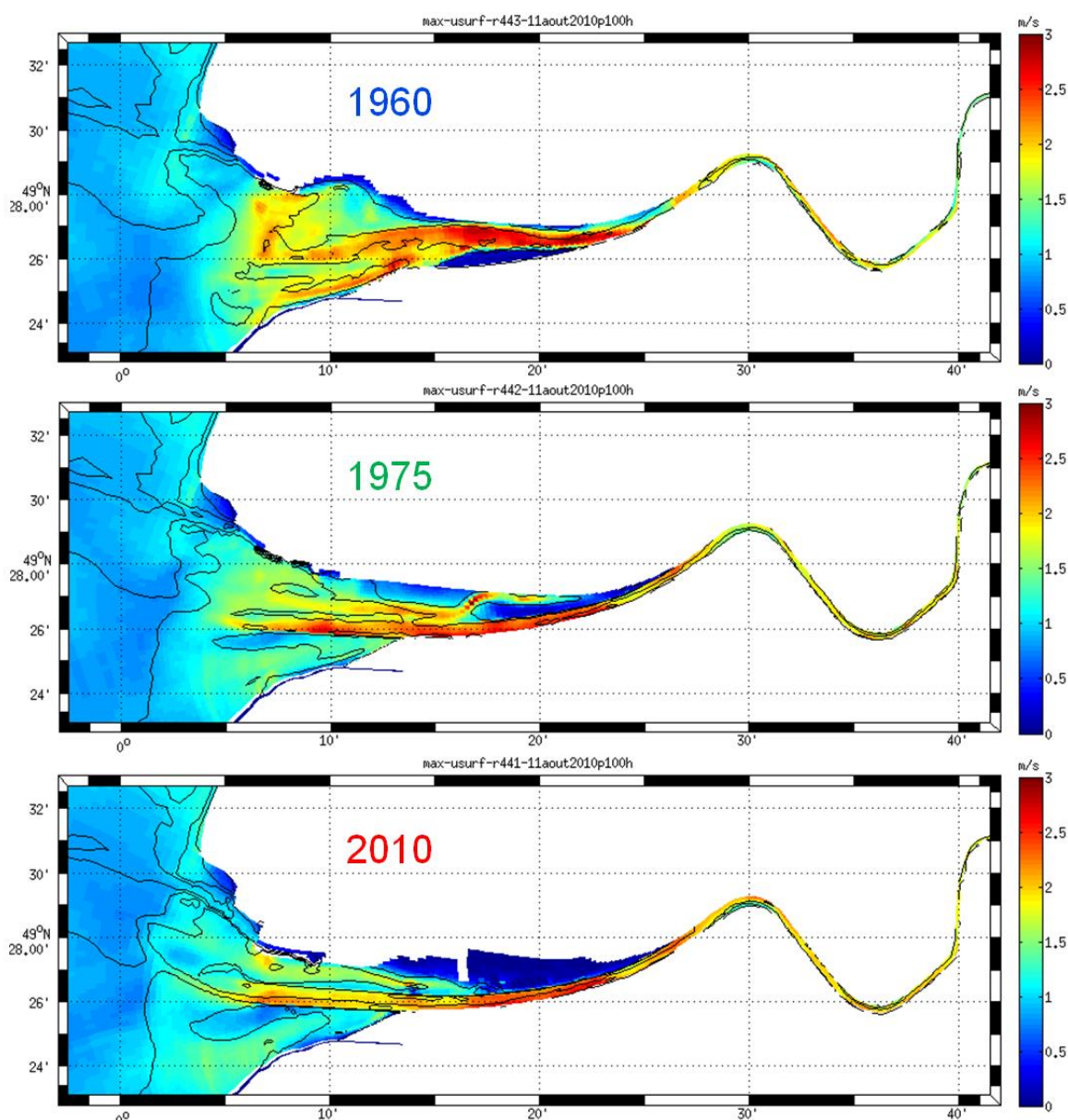


Figure 21 : courants maximaux de surface au cours d'une marée de vive eau (coef. 112), en situation d'étiage.

Plus en amont, Les courants de marée ont très largement augmenté entre 1960 et 1975, entre Caudebec et Rouen, surtout en situation d'étiage (Fig. 22). Cet accroissement des vitesses s'est poursuivi entre 1975 et 2010, mais de façon plus modérée. Ce phénomène

résulte de l'accroissement du marnage intervenu dans la période, provoqué par l'approfondissement du lit mineur (cf. Fig.17 et 18).

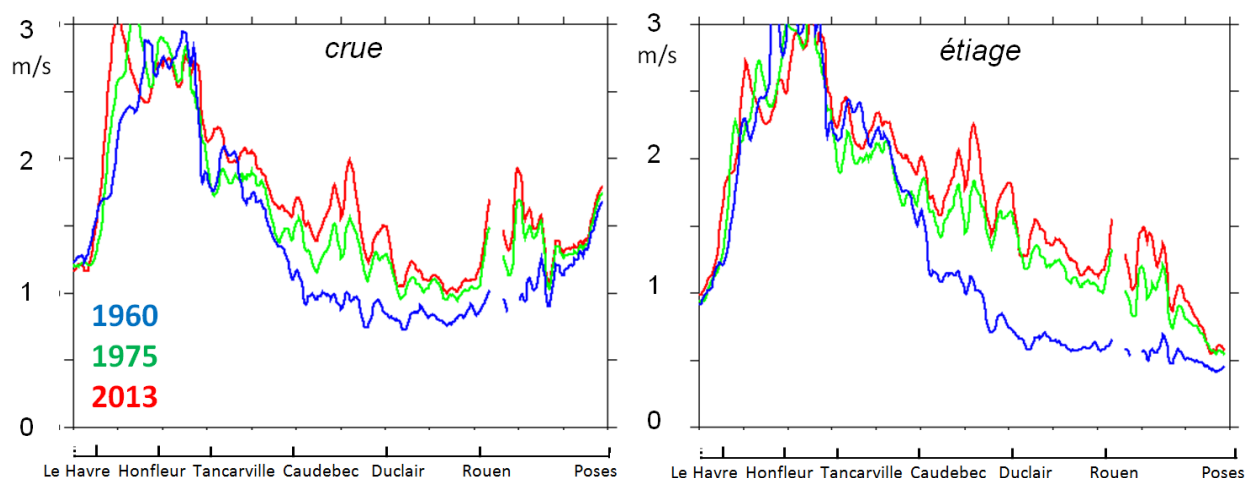


Figure 22 : courants maximaux de surface au cours d'une marée de vive eau, en situation de crue (coef. 105) ou d'étiage (coef. 112).

L'examen de l'asymétrie de la marée faisait apparaître un estuaire dominé par la marée montante, plus courte que la marée descendante mais donc plus rapide. Une telle asymétrie est susceptible de rendre plus intenses les courants de flot. Cependant, l'endiguement externe opéré dans les années 1950 à 1980 avait pour but d'accentuer les courants de jusant pour favoriser les conditions d'auto-dragage du chenal. Il est donc intéressant de considérer l'asymétrie des courants de marée. Nidzieko et Ralston (2012) ont proposé un indicateur analogue à celui développé pour la vitesse de variation de la surface libre, mais cette fois-ci directement appliqué au courant de marée U :

$$\gamma_0^U = \frac{\mu_3}{\mu_2^{3/2}} \quad \text{où} \quad \mu_m = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N (U)^m, \quad \text{avec } N \text{ le nombre d'échantillons au}$$

cours de la marée

Cet indicateur est positif lorsque le flot est dominant et négatif lorsque le jusant est dominant. Lorsque les courants

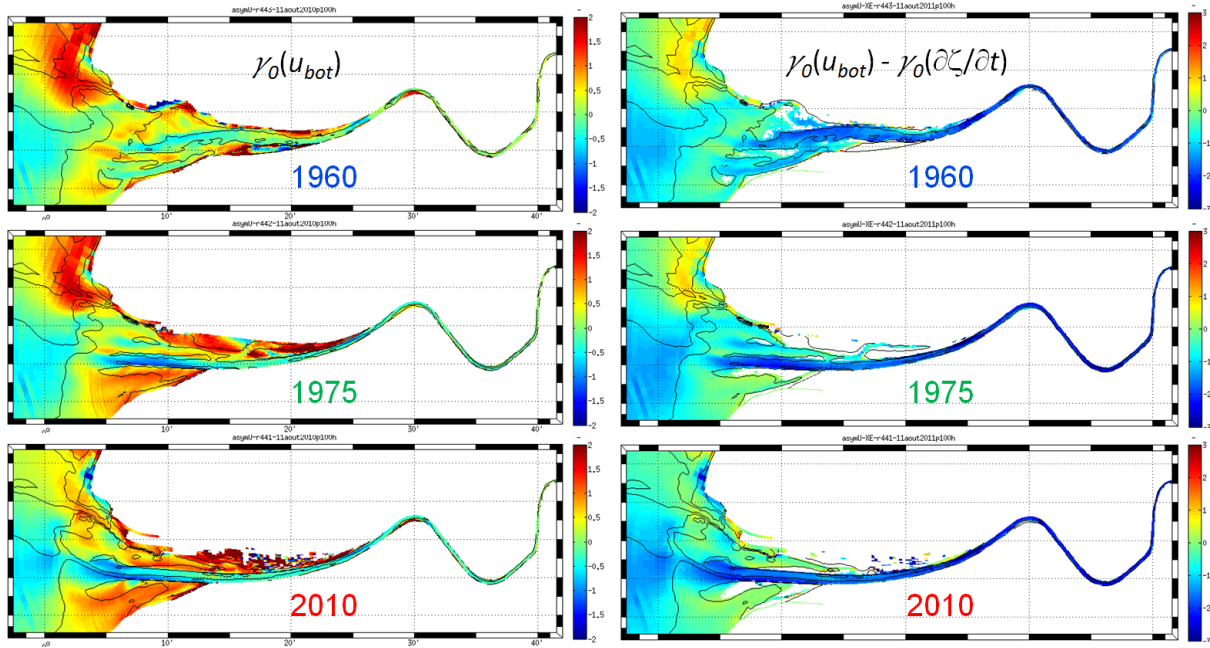


Figure 23 : représentation de l'asymétrie du courant de marée à l'aide de l'indicateur γ_0^U (à gauche) et $\gamma_0^U - \gamma_0^\zeta$ (à droite) de Nidzieko et Ralston (2012). Calcul sur une marée de vive eau d'étiage.

sont en quadrature de phase, une asymétrie de la marée entraîne naturellement une asymétrie identique du courant. Nidzieko et Ralston (2012) suggèrent donc de considérer la différence entre les indicateurs, $\gamma_0^U - \gamma_0^\zeta$, pour évaluer un effet d'asymétrie spécifique du courant, par exemple lié à l'asymétrie des sections d'écoulement provoquée par les zones intertidales. Cet indicateur différentiel sera appelé *asymétrie spécifique des courants de marée*. Néanmoins, du point de vue des conséquences pour le transport sédimentaire, on peut penser que c'est l'indicateur γ_0^U , que nous appellerons *asymétrie résultante des courants de marée*, qui est le plus pertinent. Les figures 23 et 24 les représentent tous les deux, pour l'embouchure et l'amont de Tancarville respectivement. Les résultats sur ces deux secteurs sont très contrastés.

A l'embouchure, l'asymétrie résultante des courants révèle un chenal central de jusant, quelle que soit la configuration. Par contre les situations 1975 et 2010 renforcent les chenaux de flot au nord et au sud du chenal central délimité par les digues submersibles. L'asymétrie spécifique fait apparaître une dominance de jusant dans tous les cas, mais renforcée en 2010.

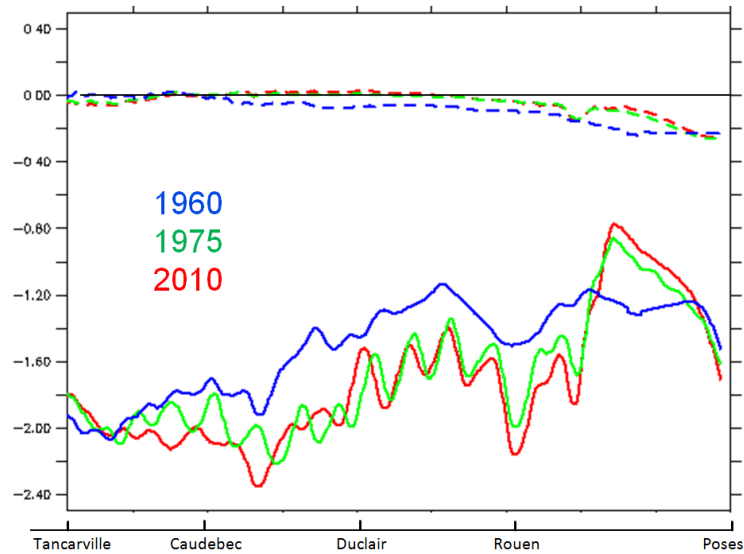


Figure 24 : représentation de l'asymétrie du courant de marée à l'aide de l'indicateur γ_0^U (tiretés) et $\gamma_0^U - \gamma_0^\zeta$ (traits pleins) de Nidzieko et Ralston (2012), en amont de Tancarville. Calcul sur une marée de vive eau d'étiage.

Plus en amont (Fig.24), l'asymétrie spécifique est très marquée en faveur du jusant, partout dans l'estuaire, tandis que l'asymétrie résultante, aujourd'hui quasiment nulle comme en 1975 (sauf très en amont), montrait auparavant une dominance de jusant. Cette évolution n'est a priori pas favorable pour la dynamique sédimentaire, mais les conséquences réelles dépendent de la position du bouchon vaseux pour les particules fines, et des capacités d'alimentation de la zone pour les sables. D'autre part ces calculs ont été faits en situation d'étiage : en crue l'asymétrie résultante serait vraisemblablement en faveur du jusant même de nos jours.

Courants résiduels et tendances de transport solide

La connaissance des courants résiduels de fond peut donner une indication des transports de sédiments fins dont la concentration augmente généralement près du fond. Ceux-ci ont été évalués pour une marée de vive eau, en étiage et en crue, en prenant soin de déduire du courant calculé en maille de fond, à une distance variable du fond en raison de l'usage de coordonnées verticales réduites (coordonnées σ), un courant de fond toujours à la même cote, en faisant l'hypothèse d'un profil logarithmique des vitesses près du fond et une rugosité fixe uniforme (typiquement $z_0 = 1$ mm). Sur la figure 25, les vitesses résiduelles ont été affectées du signe de la moyenne des composantes longitudinales (arbitrairement positif en flot). En situation d'étiage, les courants moyens sont dans le sens du jusant dans les chenaux principaux, et orientés dans le sens du flot dans le chenal sud en 2010 et en 1975, ainsi que dans le chenal nord en 2010 (moins clairement en 1975). Par contre, en 1960, le courant résiduel était orienté vers le large dans pratiquement toute l'embouchure et probablement tout l'estuaire, ce qui était favorable à l'évacuation des particules fines. En situation de crue, les tendances sont les mêmes, avec cependant localement une orientation de flot dans la configuration 1960. De façon notable, les courants résiduels vers l'amont près du fond sont plus marqués en crue, révélant l'empreinte des circulations baroclines plus intenses à l'embouchure, et conformément aux récents résultats sur les flux particuliers dans la situation actuelle (Schulz et al., 2018). On note même qu'en aval de Honfleur pour 2010 la

circulation résiduelle de jusant dans l'axe de l'estuaire est atténuée en crue par rapport à son intensité en étiage, ce qui n'était pas le cas en 1960 et 1975. On aurait donc une accentuation de la circulation barocline, probablement en accompagnement de l'approfondissement du chenal puisque l'intensité de la circulation barocline varie comme le carré de la hauteur d'eau (Le Hir, 1981). En amont de la Risle, par contre, la résiduelle de jusant reste plus marquée en crue, quelle que soit la configuration de l'estuaire.

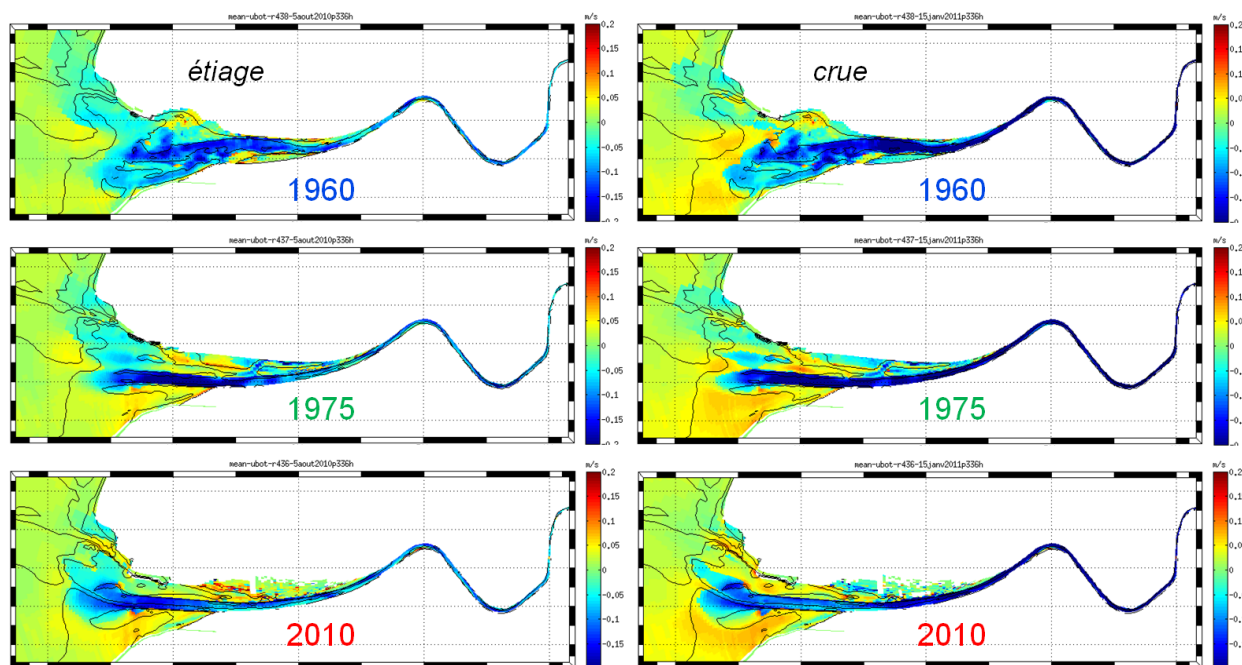


Figure 25 : courants résiduels près du fond (ramenés à 1 m au-dessus du fond), pour une marée de vive eau (étiage et crue).

Tendances au transport de sable

Compte tenu de l'importance des faciès de sable fin à l'embouchure de la Seine, il nous a paru pertinent d'y évaluer les tendances du transport de sable. De nombreuses formulations des transports de sable à l'équilibre ont été proposées dans la littérature : même si les différences entre ces formules sont grandes (un facteur 2 à 3 !), elles expriment toutes une variation très non linéaire en fonction du courant. Typiquement, le transport de sable varie comme la puissance 5 du courant (e.g. formulation de Engelund et Hansen). Il en résulte que dans un environnement macrotidal, la tendance au transport résiduel de sable dépend beaucoup plus de l'asymétrie du courant et de la dominance flot/jusant que du courant résiduel de marée. Ainsi, sur la figure 26 ont été cartographiées les tendances résiduelles au transport de sable sous la forme de moyenne au cours d'une marée de vive eau du courant de fond élevé à la puissance 5. Comme pour le courant résiduel (Fig.25), la valeur est affectée du signe de la composante "longitudinale" (approximativement est-ouest, bien que le maillage soit curviligne), de façon à identifier les secteurs de flot dominant et ceux de jusant dominant. Ces quantités sont appelées "tendances au transport" dans la mesure où elles ignorent la disponibilité réelle du sable susceptible d'être entraîné : elles ne représentent donc pas des flux réels de sable.

Les différences entre situations d'étiage et de crue restent faibles, ce qui est normal puisque c'est le courant de marée maximum de flot ou de jusant qui joue un rôle prédominant et que les débits instantanés de marée sont largement supérieurs à ceux du fleuve (Fig.19). La

distribution des tendances au transport est très différente en 1960 et en 1975. En 1960, les tendances au transport sont divergentes de part et d'autre de Honfleur (ce qui limite l'ensablement de l'embouchure), tandis qu'en 1975 elles le restent entre les digues (et cela est favorable au maintien du chenal) mais par contre une tendance à la remontée des sables vers l'amont est marquée dans le chenal nord. En 2010, le schéma reste analogue à celui de 1975, mais est nettement atténué. On peut se demander si, en situation d'étiage, la quasi continuité entre la remontée dans la passe de flot Nord et le transport moyen de flot plus en amont entre le pont de Normandie et La Risle (en sens contraire du courant résiduel, Fig.25), les deux systèmes communiquant par la brèche dans la digue basse nord, n'explique pas pour partie l'accumulation de sable constatée dans le chenal de navigation au droit de la brèche, qui donne lieu à d'importants travaux de dragage.

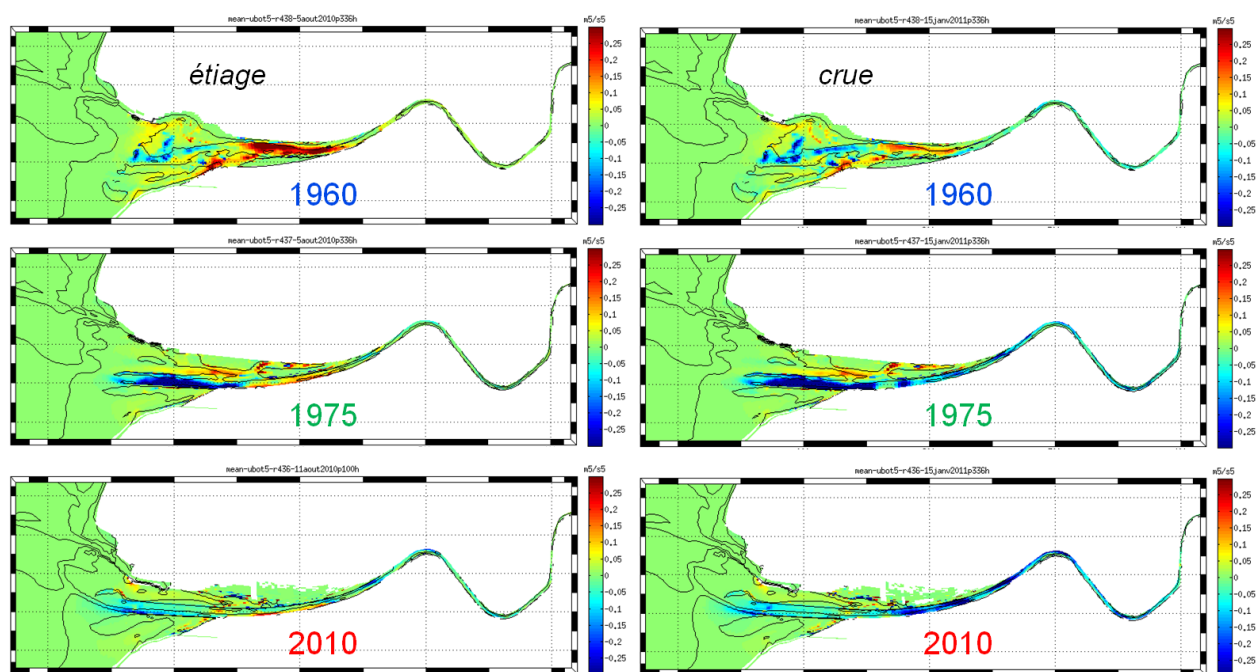


Figure 26 : tendance au transport résiduel de sable, exprimée par la moyenne du courant de marée de fond élevé à la puissance 5. Calculs pour une vive eau d'étiage et une vive eau de crue.

Analyse des résultats : 4) hydrologie / salinités

Même si les températures sont normalement calculées par le modèle, les conditions aux limites et les flux de chaleur à l'interface air/mer n'ont pas été calibrés, de telle sorte les variations de température ne sont pas considérées, et l'hydrologie se résume à l'examen de la distribution des salinités et de sa variabilité. La figure 27 illustre des situations extrêmes de cette distribution, en choisissant une extension maximale vers le large à travers les salinités de surface en crue et une remontée maximale vers l'amont à travers les salinités de fond en étiage, dans les deux cas en marée de morte eau favorable aux stratifications.

La remontée en étiage apparaît plus marquée en 2010, de même que l'extension vers le large en crue devant le chenal de navigation (secteur de l'engainement), probablement en raison du renforcement des circulations baroclines déjà mentionnées. Une autre caractéristique est la forme du panache, nettement plus étalée à travers l'embouchure en 1960, tandis qu'en 2010 les gradients sont plus marqués vers le sud (avec un front au-

dessus du Ratier, peut-être favorisé par le vent du moment mais néanmoins le même pour les 3 configurations).

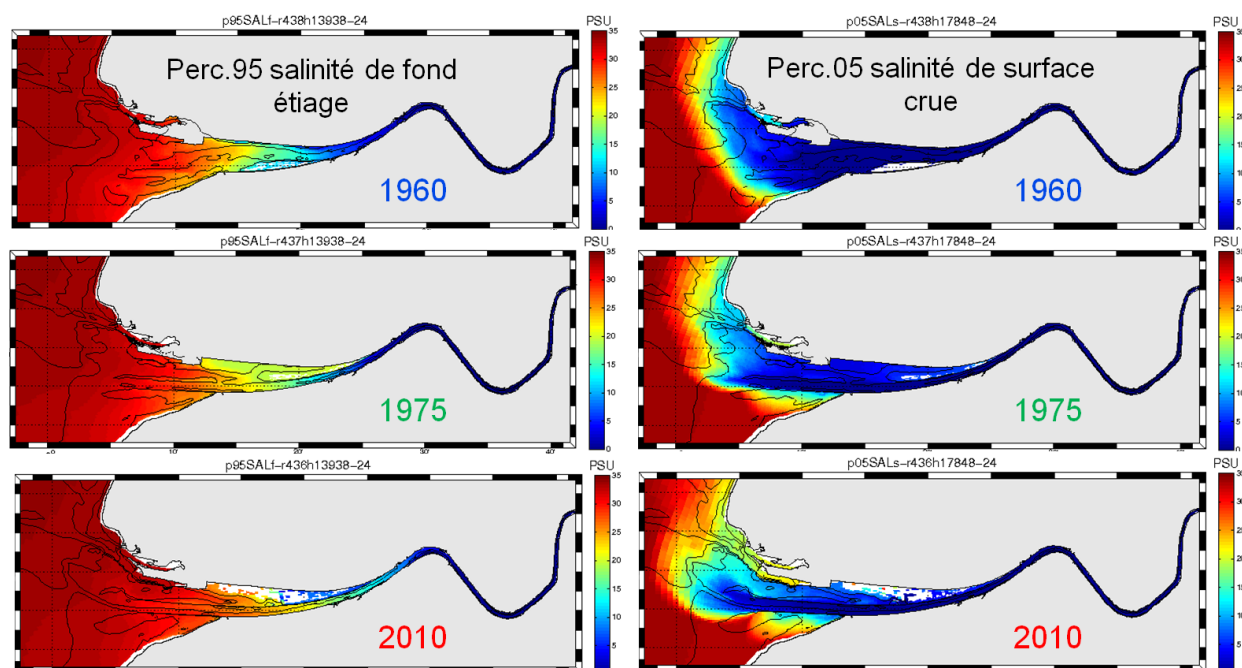


Figure 27 distributions extrêmes des salinités simulées dans l'estuaire : percentile 95 des salinités de fond en morte eau d'étiage (à gauche) et percentile 5 des salinités de surface en morte eau de crue (à droite).

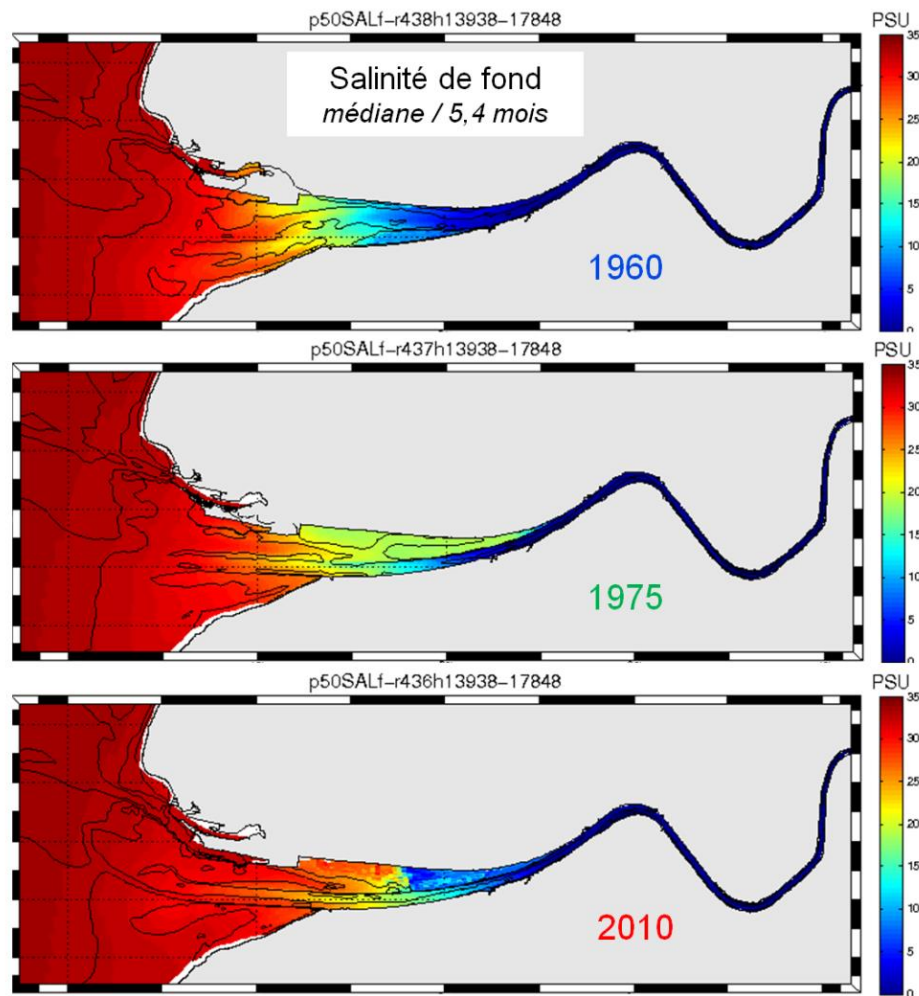


Figure 28 : distribution moyenne des salinités de fond (médiane pour la variation réaliste des débits d'Août 2010 (étiage) à janvier 2011 (crue)).

Etonnamment, le panache est continu devant le Havre en 1960 et 1975, alors qu'il est interrompu par les chenaux d'entrée à Port 2000 en 2010 : ce phénomène peut aussi être la conséquence du fort courant de jusant entre les digues qui expulse le panache jusque l'engainement, et du nouvel endiguement constitué par le banc d'Amfard et le dépôt de dragages du Kannig.

Pour caractériser l'évolution des biotopes dans une finalité habitat benthique, la salinité moyenne sur l'année (en fait la médiane pendant une variation réaliste des débits depuis l'étiage d'août 2010 à la petite crue de janvier 2011) constitue un indicateur facile à utiliser : il est cartographié sur la figure 28. On observe une remontée amont des salinités, de l'ordre de 5 km, entre 1960 et 2010, la situation 1975 étant intermédiaire, ce que confirme la figure 29 qui montre l'évolution du profil aval/amont de la salinité moyenne en condition d'étiage. Cette augmentation de la salinité dans l'embouchure est en accord avec l'amplification de la marée dans l'estuaire jusqu'à Rouen.

D'autre part, la figure 28 révèle une forte augmentation de la salinité en zone intertidale autour de Honfleur, justement dans le secteur de la vasière Nord du Havre. Cet effet est spectaculaire sur la figure 29, qui fait apparaître des gradients transversaux croissants. Pour la faune benthique, le changement important de la salinité moyenne peut être très impactant

: il faut aussi le relativiser par le fait qu'à cet endroit la variabilité au cours de la marée peut être très élevée.

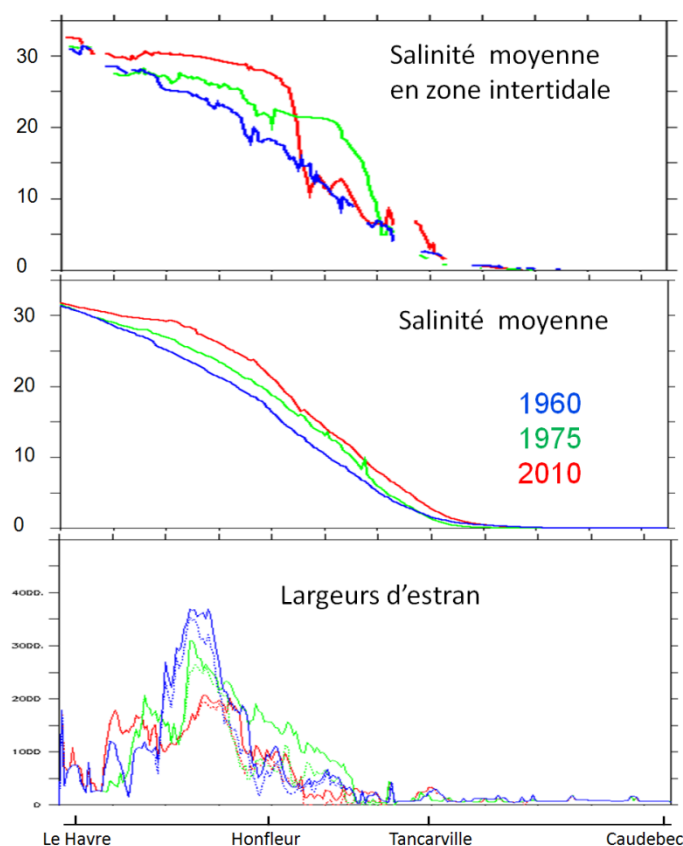


Figure 29 : évolution aval amont de la salinité moyenne en condition d'étiage (cycle morte eau / vive eau): moyenne surface/fond dans la zone intertidale (en haut), pour l'ensemble de la section (milieu), et correspondance avec les largeurs d'estran (en bas, cf. Fig14 pour explications)

Outre la remontée des eaux salées et l'augmentation drastique de la salinité en zone d'estran, les stratifications dans le secteur de l'embouchure se sont également accrues, comme le montre la figure 30, tout particulièrement dans le chenal principal entre les digues. Nous verrons dans la section sur la turbidité l'impact de cette stratification accrue sur le contrôle du bouchon vaseux.

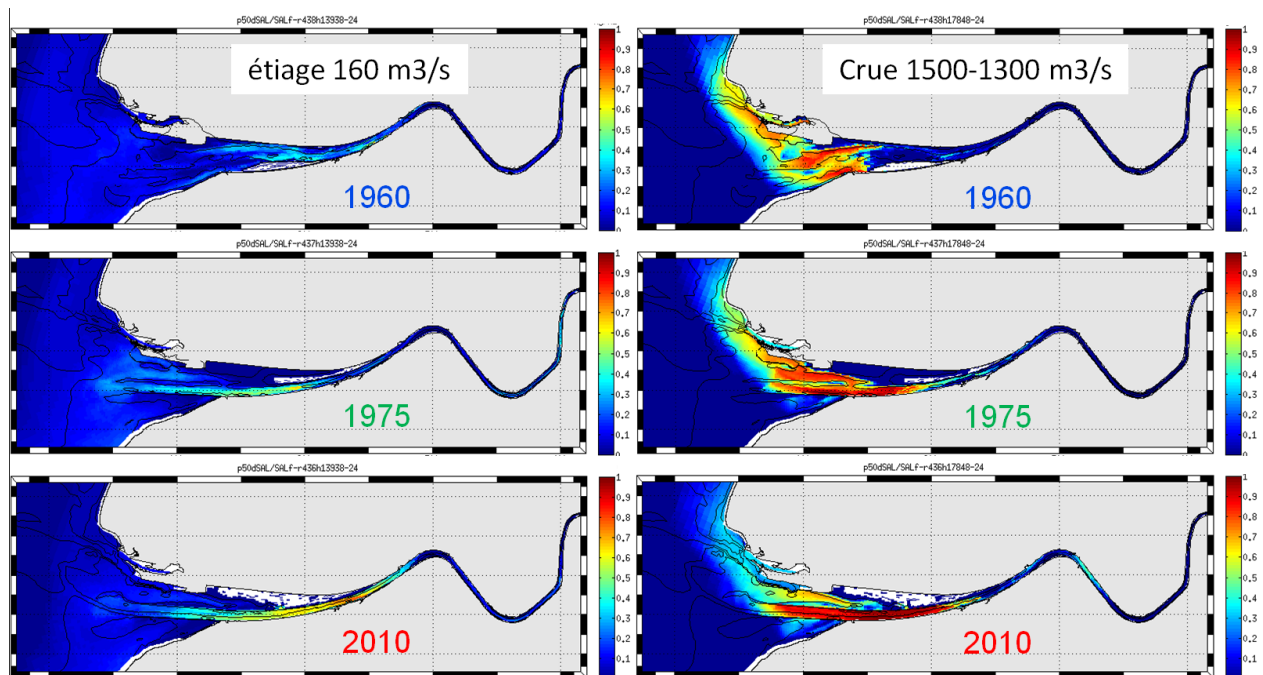


Figure 30 : indicateur de stratification [médiane de $(S_{\text{fond}} - S_{\text{surface}})/S_{\text{fond}}$] en morte eau d'étiage et de crue.

Dans le cadre des réflexions avec l'ONEMA (aujourd'hui l'Agence Française pour la Biodiversité), un indicateur de bon état écologique impliquant la salinité a été proposé. Il repose sur l'idée qu'une caractéristique des domaines estuariens est une salinité intermédiaire (et variable) entre celle de l'eau de mer et son absence en eau douce, et qu'un "bon état écologique" en milieu estuarien passe par un maintien/renforcement de l'étalement des zones de salinité intermédiaires (régions meso- et poly-halines). L'indicateur proposé est basé sur l'histogramme des salinités rencontrées dans toute la grille de calcul pendant une période de temps donnée. l'exercice est illustré sur la figure 31 pour des conditions d'étiage. On observe que la distribution des salinités comprises entre 1 et 25 PSU est beaucoup plus étendue en 1960 qu'en 1975. Pour cette dernière configuration, le domaine méso-halin était très peu représenté. En 2010, la distribution des salinités 6-15 PSU est à peu près restaurée, mais la gamme 16-25 PSU reste trop peu représentée.

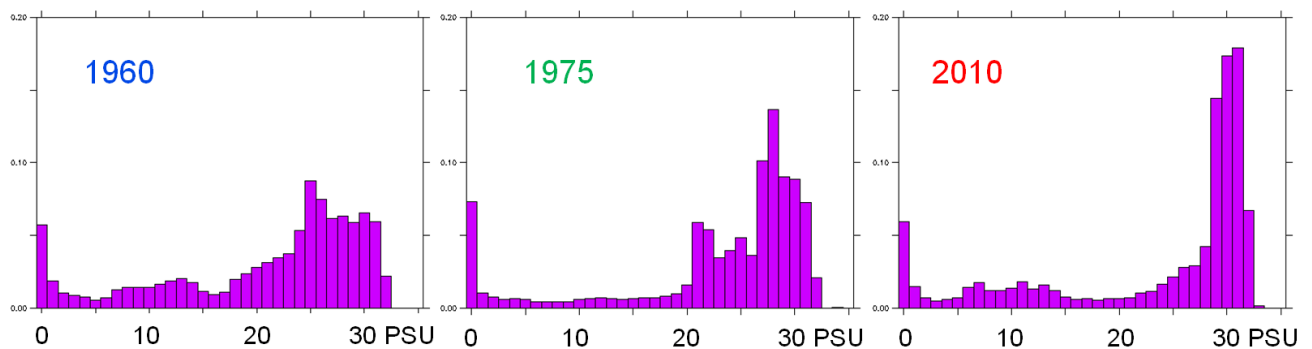


Figure 31 : histogramme des salinités (moyennes surface/fond) entre Le Havre et Caudebec, calculé en étiage (de morte eau à vive eau).

Temps de résidence

En se basant sur la distribution des salinités moyennes par sections, moyennées au-delà d'un cycle morte eau / vive eau pendant une période d'étiage, il a été possible d'estimer un temps de résidence par biefs de 1000 m le long de l'estuaire, en s'appuyant sur la méthode des fractions d'eau douce telle que mentionnée par Dyer (1973) et utilisée par Vandenbruwaene et al. (2018) dans la comparaison d'estuaires menée dans le cadre du projet ANPHYECO :

$$T = \frac{S_{large} - S_{locale}}{S_{large}} \cdot \frac{V}{Q}$$

S_{large} est la salinité en baie de Seine, choisie égale à 34 PSU, la condition à la limite du modèle, V est le volume du bief et Q le débit de la Seine. Le cumul de ces temps de résidence par biefs conduit à un temps de séjour pour l'ensemble de l'estuaire. En condition d'étiage, et pour un débit moyen estimé à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, le temps de résidence entre Poses et l'embouchure, localisée approximativement à l'engainement, est de 38 jours, pour les 3 configurations, et n'aurait donc pas varié au cours des 50 années. Par contre, la répartition amont aval de ces temps de résidence a sensiblement évolué (Fig. 32) : ils ont augmenté d'environ 20% entre Rouen et Tancarville, et diminué de 20 à 40% entre Tancarville et l'engainement. L'augmentation du temps de résidence entre Rouen et Tancarville n'est pas intuitive, alors que les courants de marée ont augmenté : mais l'amplitude de marée et les sections se sont également accrues. La réduction du temps de résidence en aval, basée sur les salinités, révèle l'effet de la dominance du jusant dans le chenal, permettant une évacuation plus rapide des eaux douces.

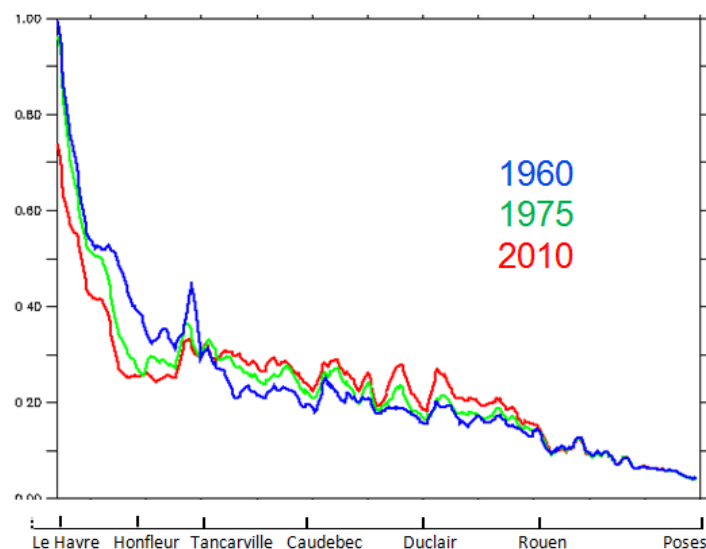


Figure 32 : temps de résidence (en jours) par biefs de 1000 m de long, moyens sur la section transversale de l'estuaire. Calcul en condition d'étiage encadrant un cycle vive eau / morte eau

Analyse des résultats : 5) nature des sédiments, remises en suspension et bouchon vaseux

Initialisation du sédiment

La probabilité de resuspension dans l'estuaire et les structures turbides (bouchon vaseux) qui peuvent en découler dépendent de la nature du sédiment superficiel en place. Si celle-ci est à peu près¹ connue dans la situation actuelle (Lesourd et al., 2016, projet SA4 COLMATAGE) et dans la période 1975 (travaux d'Avoine, 1981), elle l'est beaucoup moins en 1960. Initialement, il était envisagé d'initialiser le modèle de dynamique sédimentaire avec la couverture sédimentaire actuelle, pour restituer la sensibilité du système à sa morphologie, avec le risque d'une adaptation plus ou moins rapide de la nature du sédiment superficiel pendant la simulation dont on analyse les résultats. Les tests réalisés dans le cadre du projet SA6 MORPHOSEINE en 2017 ont montré que cette adaptation est assez rapide et qu'à l'échelle de l'embouchure les structures sédimentaires superficielles, les re-suspensions associées, ainsi que les évolutions bathymétriques dépendaient beaucoup plus de l'hydrodynamique du système et du paramétrage définissant le comportement du sédiment que de la configuration initiale du sédiment. Il a donc été choisi de dérouler les simulations avec une initialisation identique du sédiment, et de prévoir une année de "spin up" pour réduire l'empreinte de cette initialisation, avant d'interpréter les mécanismes sédimentaires au cours de la deuxième année, quelle que soit la configuration.

L'initialisation du sédiment suppose de préciser la fraction de chaque classe sédimentaire et la concentration totale du sédiment en chaque maille de la grille du modèle. Pour simplifier, cette initialisation est choisie uniforme sur toute la hauteur de sédiment, fixée à 3 m dans toute la baie de Seine et à l'embouchure jusqu'à la confluence de la Risle (au-delà, il n'y a pas de sédiment initial sur le fond dur). Les classes sédimentaires, basées sur les modes dominants et adoptées dans les projets SA5 HYMOSED et SA6 MORPHOSEINE et MEANDRES sont un gravier de diamètre 10 mm, un sable grossier de 800 μ m, un sable fin de 210 μ m, un sablon de 100 μ m et de la vase. Pour la baie de Seine des facies initiaux ont été définis et asservis à l'intensité maximale des courants de marée (paramétrée par la contrainte de cisaillement induite sur le fond $\tau_{c \max}$:

- un facies de *graviers* si $\tau_{c \max} > 2$ Pa, composé de 74% de la classe graviers, 16% de 800 μ et 10% de 210 μ
- un facies de *sables grossiers* si $\tau_{c \max} > 1,2$ Pa, composé de 65% de 800 μ , 25% de 210 μ , 5% de 100 μ et 5% de vase
- un facies de *sables moyens* si $\tau_{c \max} > 0,6$ Pa, composé de 25% de 800 μ , 50% de 210 μ , 15% de 100 μ et 10% de vase
- un facies de *sables fins* si $\tau_{c \max} > 0,3$ Pa, composé de 60% de 210 μ , 25% de 100 μ et 15% de vase
- un facies de *sables très fins* si $\tau_{c \max} > 0,15$ Pa, composé de 20% de 210 μ , 50% de 100 μ et 30% de vase
- un facies de *vases* sinon, composé de 20% de 100 μ et 80% de vase

Cependant, l'initialisation dans l'embouchure et en baie de Seine orientale jusqu'à Villers/mer au sud et Octeville au nord a volontairement été choisie uniforme avec un facies de *sables envasés* composé de 15% de 800 μ , 30% de 210 μ , 15% de 100 μ et 40% de vase, pour

¹ le terme "à peu près" est lié à la variabilité mal circonscrite de la couverture sédimentaire en fonction de la chronologie des forçages (Lesourd et al., 2003), difficile à valider en raison de la durée des campagnes sédimentologiques

évaluer la capacité du système à adapter le sédiment superficiel aux forçages hydrodynamiques. Ces facies initiaux sont visibles en haut de la figure 33.

La figure 33 illustre la structuration du sédiment superficiel dans l'embouchure après une et deux années. le contraste entre l'initialisation uniforme et la distribution des vases après un an, de même que la stabilité de cette distribution entre 1 et 2 ans sont remarquables, et ce pour les 3 configurations. La distribution des vases est susceptible de varier au cours de l'année, mais les résultats sont présentés à la même saison. Cela montre que le sédiment superficiel s'adapte assez rapidement, et qu'*a priori* les structures turbides ou les flux sédimentaires que nous allons analyser au cours de la deuxième année de simulation sont peu dépendants de l'initialisation. Pour autant, ces structures sont nettement différentes d'une situation à l'autre. Dans tous les cas, la vase se dépose préférentiellement sur les estrans supérieurs² ou en bordure des bancs d'embouchure, mais la disposition de ces derniers varie considérablement. Cette variabilité de l'extension vaseuse est susceptible d'influencer la masse et le positionnement du bouchon vaseux.

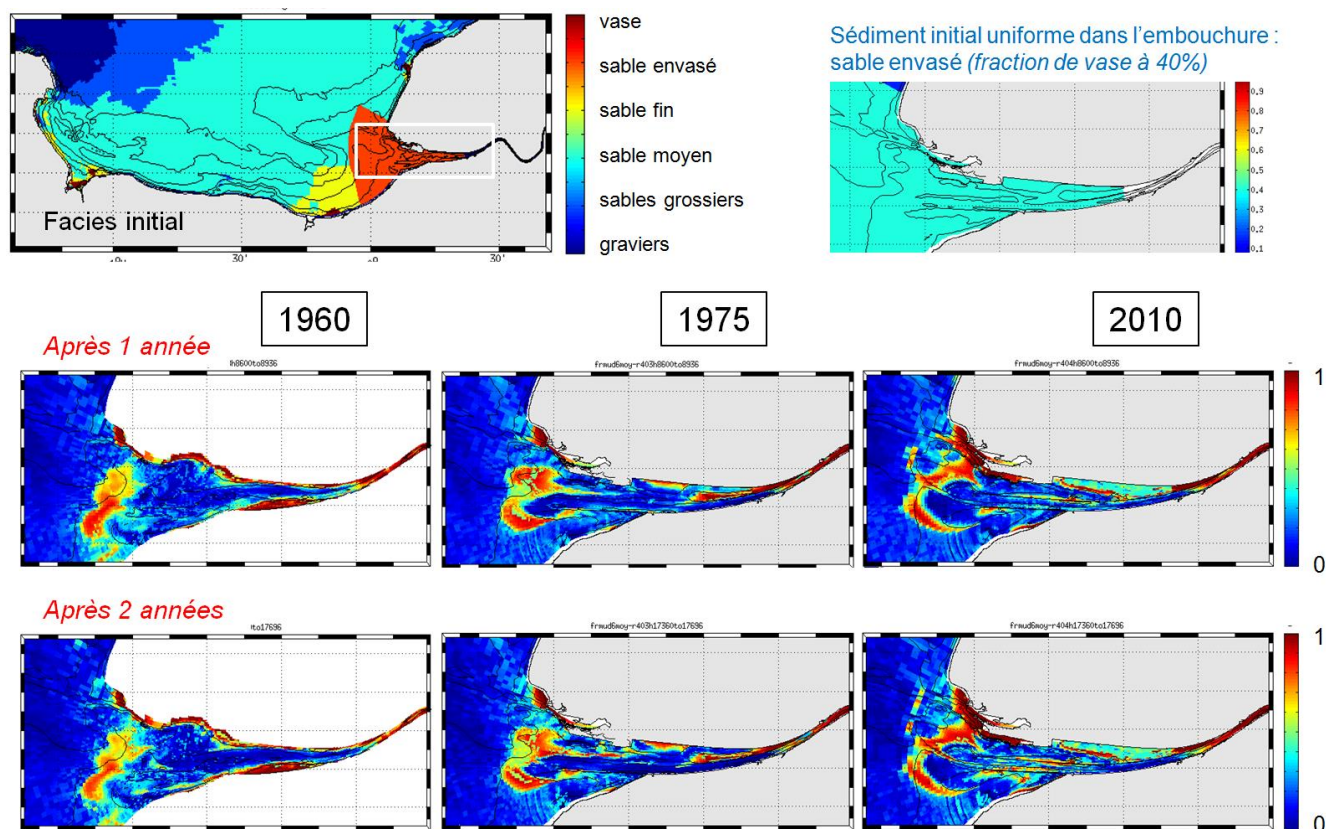


Figure 33 : distribution de la fraction de vase dans le sédiment superficiel (moyenne sur les 6 premiers mm)

Avant d'analyser les structures turbides et leurs différences d'une situation à l'autre, il est intéressant de contrôler leur stabilité dans le temps. La figure 34 montre l'évolution de la masse de particules fines (vase) en suspension, intégrée sur le domaine estuarien compris entre l'engainement et Caudebec, incluant normalement le bouchon vaseux quel que soit le débit de la Seine. On observe une progressive diminution de la masse du bouchon vaseux

² en 2010, si l'ensemble de la vasière Nord du Havre n'est pas recouverte de vase, c'est en raison de son attitude très élevée qui freine son alimentation par le bouchon vaseux depuis le chenal

au cours du temps, qui reste modérée pour les 3 configurations³ : il paraît donc raisonnable d'analyser l'année 2010 (en fait, du 1er février 2010 au 31 janvier 2011 pour inclure la crue du 20 janvier 2011 qui dépasse $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) pour évaluer la variabilité du bouchon vaseux et comparer les trois configurations testées. Il est rappelé que dans toutes ces simulations les re-suspensions par les vagues ne sont pas prises en compte.

La figure 35 montre d'une part la corrélation entre la masse du bouchon vaseux et les forçages, et d'autre part les évolutions de cette masse d'une configuration à l'autre. La masse du bouchon vaseux est très bien corrélée avec l'amplitude de la marée (voir aussi la figure 36), et ne varie pas vraiment avec le débit fluvial. Sa moyenne annuelle aurait légèrement diminué de 79 000 t en 1960 à 77 000 t en 1975, puis assez nettement augmenté après 1975 pour atteindre 84 500 t en 2010. Cette augmentation pourrait être due à l'approfondissement du chenal, et au renforcement des circulations baroclines. L'histogramme annuel de la masse turbide a un peu changé de forme, révélant des masses intermédiaires (de l'ordre de 100 000 t) et maximales (entre 200 et 400 000 t) légèrement plus fréquentes. On peut aussi remarquer qu'en marée de vive eau, la masse en suspension variait beaucoup plus en 1960 que de nos jours, alors que le comportement du sédiment reste le même dans le modèle. Notre interprétation est que les largeurs supérieures de l'estuaire en 1960 (Fig.12) autorisaient un dépôt plus important au moment des étales. L'hypsométrie actuelle avec un chenal profond et des rives élevées dans le secteur du bouchon vaseux (en fait de part et d'autre de Honfleur) limite les périodes de décantation.

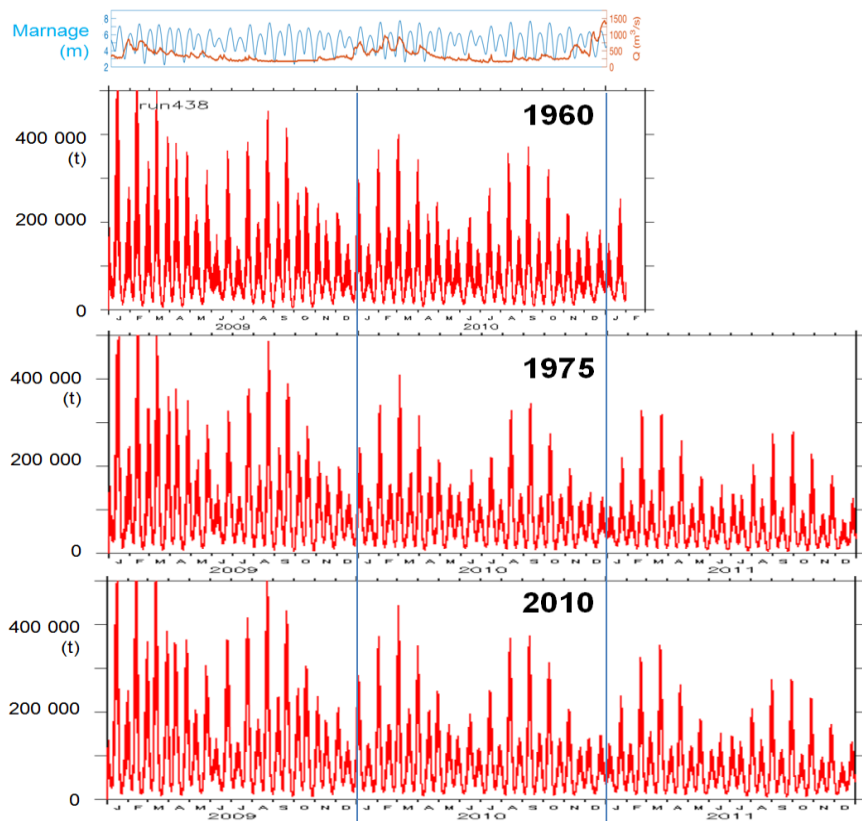


Figure 34 : évolution de la masse du bouchon vaseux pendant 3 années simulées, marnage tidal et débit de la Seine

³ les calculs pour la configuration 1960 sont nettement plus lents que pour 1975 et 2010, probablement pour une question de critère de stabilité CFL, de telle sorte que la simulation "1960" est interrompue en février 2011

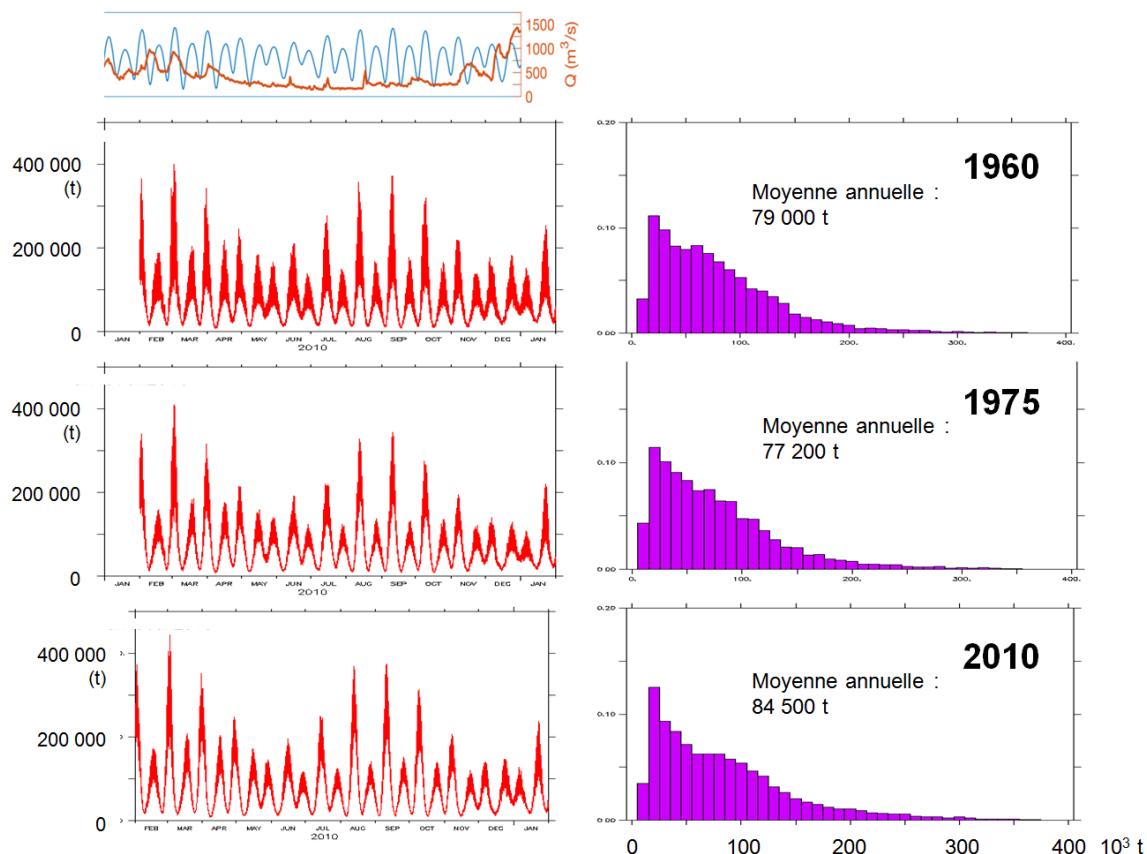


Figure 35 : variation de la masse du bouchon vaseux en fonction des forçages de l'année 2010, et histogrammes des masses en suspension pour les 3 configurations.

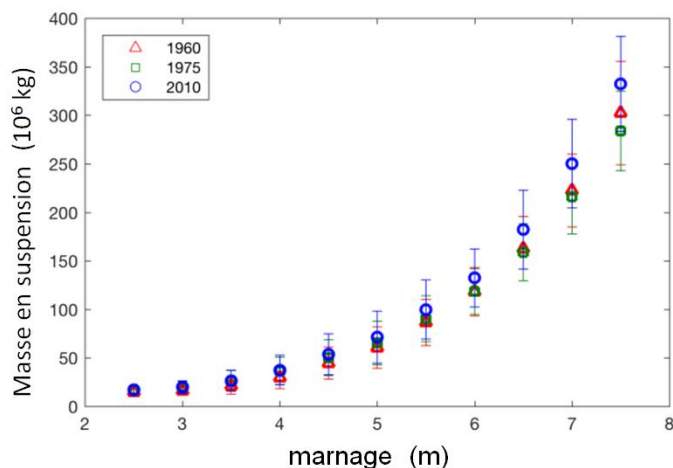


Figure 36 : variation de la masse du bouchon vaseux en fonction de l'amplitude de marée

Le positionnement du bouchon vaseux est illustré par la médiane des masses en suspension intégrées sur la hauteur d'eau (figure 37), pour deux marées de vive eau, en étiage et en crue. Cette représentation nous semble plus juste que la concentration moyenne, qui est naturellement plus faible par grande profondeur, et reflète donc mal le positionnement de la masse turbide. L'expulsion/translation du bouchon vaseux vers le large en crue n'est pas spectaculaire, car alors la dispersion est grande, tandis que la remontée vers l'amont est très marquée en étiage, au-delà de Caudebec, déjà en 1960 mais encore plus en 1975 et en

2010. La concentration de la masse turbide dans le chenal central est également très visible en 2010.

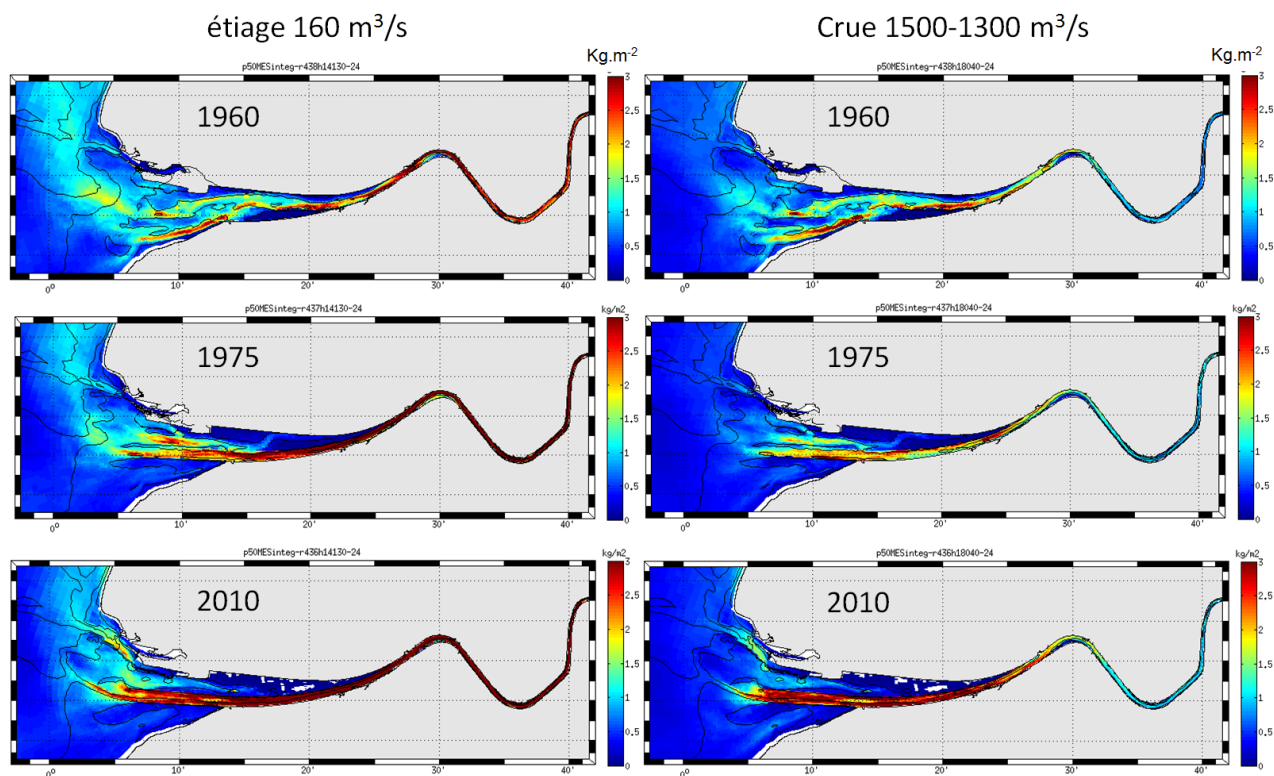


Figure 37 : localisation du bouchon vaseux représenté par la masse en suspension par m^2 : vive eau d'étiage et de crue

Un bouchon vaseux en estuaire est classiquement expliqué par deux mécanismes principaux : d'une part la circulation barocline générée par les gradients (horizontaux) de salinité fait remonter vers l'amont les suspensions à proximité du fond venant du large, jusqu'à la zone du front de salinité, au-delà de laquelle les suspensions ont un déplacement résiduel de jusant, formant ainsi un maximum de turbidité. D'autre part l'asymétrie des courants de marée et des durées d'étales de courant favorise la remontée des particules depuis la mer, jusqu'à un secteur où la circulation est de jusant dominant. S'aidant d'un premier modèle 3D de dynamique des suspensions dans l'estuaire de la Seine, Brenon et Le Hir (1999) ont recherché le poids de ces deux mécanismes dans la constitution du bouchon vaseux de la Seine, et ont conclu que l'asymétrie de marée semblait le mécanisme dominant, mais que les gradients de salinité favorisaient le maintien de la masse turbide dans l'estuaire et pouvait soit la concentrer, soit l'étaler, voire en dédoubler le maximum. Il est donc intéressant de resituer le positionnement du bouchon vaseux par rapport à celui du front de salinité, pour voir si un changement quelconque a pu intervenir depuis 1960. La figure 38 montre une concentration en MES de surface clairement plus faible en 1960 qu'en 1975 ou 2010, et révèle une remontée amont des maxima de turbidité, tout au moins en surface.

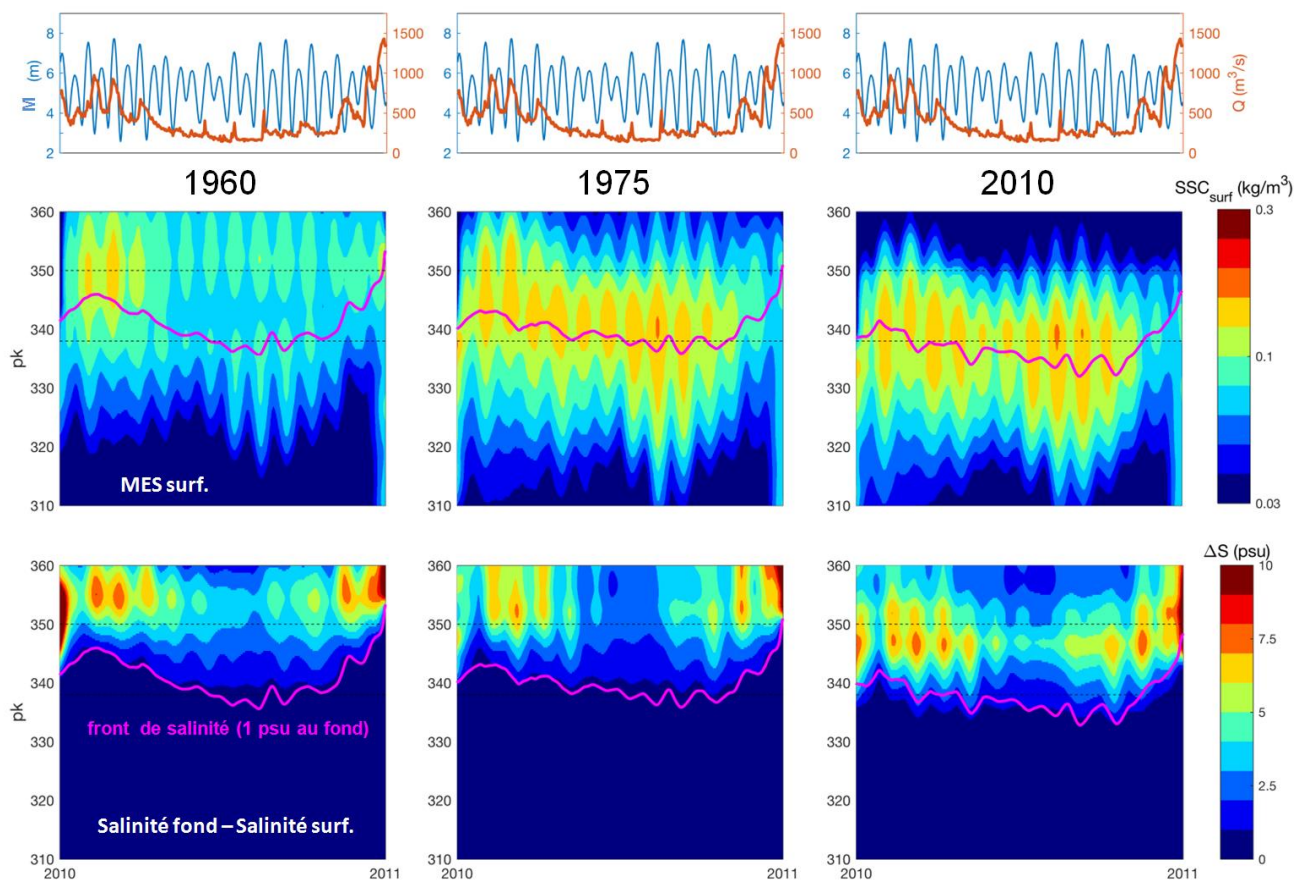


Figure 38 : évolution de la distribution amont/aval de la MES de surface en fonction des forçages (marée et débit de Seine) de l'année 2010, conjointement à la position du front de salinité (1 PSU au fond), pour les 3 morphologies 1960, 1975 et 2010. En bas sont représentés les différences de salinité entre fond et surface.

Récemment Grasso et al. (2018, et projet SA5 HYMOSED) ont mis en évidence des cycles d'hystérésis affectant le positionnement du front de salinité et du bouchon vaseux au cours du cycle de marée vive-eau / morte eau. La même analyse est ici conduite. Pour y parvenir, les contributions respectives du débit et du marnage (amplitude de la marée) sont estimées : la première en corrélant la limite amont (au cours de la marée) du front de salinité ou du centre de gravité du bouchon vaseux (basé sur les concentrations en MES dans l'espace 3D) au débit fluvial (approximation linéaire, cf. Grasso et al., 2018) ; la contribution du marnage est obtenue en retranchant la position corrélée au débit de la position effective du front de salinité ou du centre de gravité du bouchon vaseux. La démarche est illustrée figure 39, tandis que les résultats sont présentés sur la figure 40.

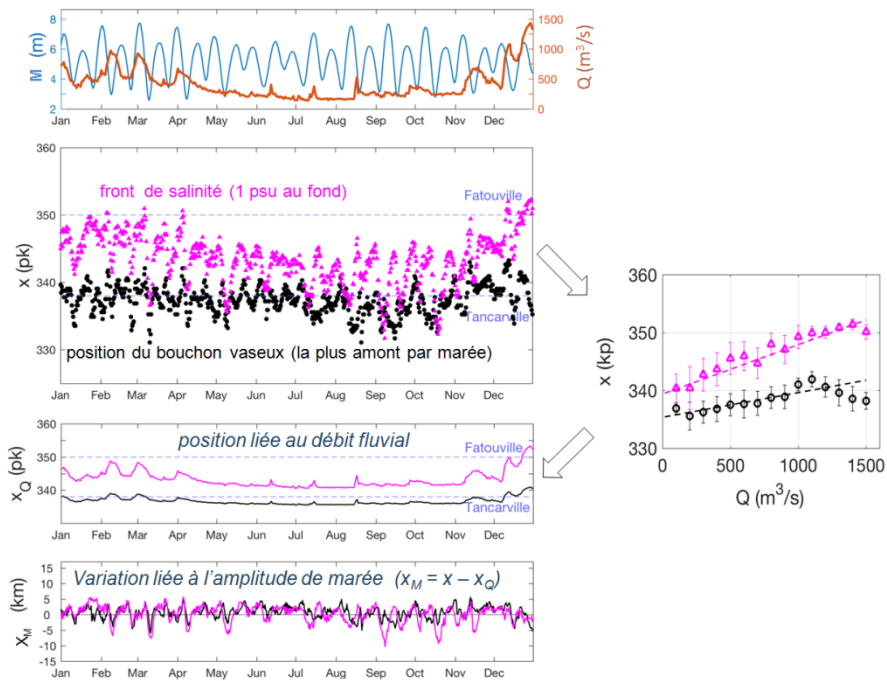


Figure 39 : démarche de décomposition de la position $[x(pk)]$ du front de salinité et du bouchon vaseux en fonction du débit amont $[x_Q]$ et de sa variation en fonction de l'amplitude de marée $[x_M]$

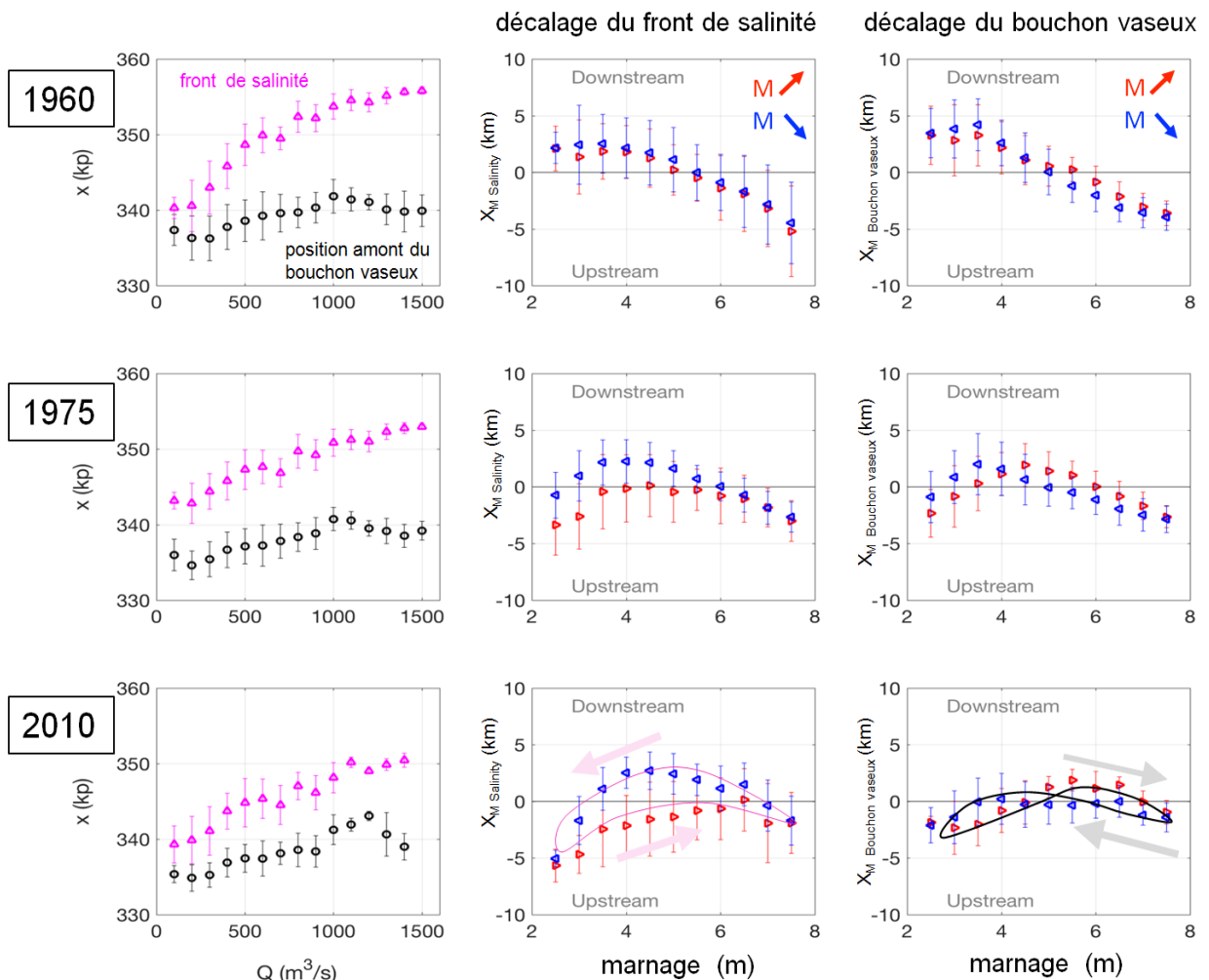


Figure 40 : Positions du front de salinité et du bouchon vaseux (limite amont de son centre de gravité au cours de la marée) en fonction du débit de la Seine (à gauche), et variations de ces positions (X_M salinité au centre et X_M bouchon vaseux à droite) induites par le marnage. Les X_M obtenues pendant le revif sont en rouge, celles obtenues en déchet sont en bleu.

La mobilité du front de salinité est beaucoup plus marquée que celle du bouchon vaseux⁴, pour les 3 morphologies. Concernant le front de salinité, la figure 40 montre qu'en étiage il se serait déplacé vers l'aval entre 1960 et 1975 de quelques km, puis serait remonté entre 1975 et 2010 (conséquence de Port 2000, ou résultat des endiguements en cours dans les années 70 ?), tandis qu'en crue il serait franchement et progressivement remonté d'environ 6 km. Il en résulte une moindre mobilité du front de salinité avec le débit en 2010 qu'en 1960. Comparativement, le bouchon vaseux a moins changé de position entre 1960 et 2010 (2 à 3 km vers l'amont). Le fait qu'en crue le bouchon vaseux soit très éloigné du front de salinité confirme le poids supérieur du mécanisme de pompage tidal comparé à l'effet de la circulation barocline.

La variation du front de salinité avec l'amplitude de marée a considérablement évolué, l'hystérésis mise en évidence dans la situation actuelle (Grasso et al., 2018) n'existant pas en 1960, et beaucoup moins en 1975. De nos jours le front de salinité remonte dans l'estuaire en morte eau du fait des stratifications, tandis qu'en vive eau il remonte également du fait de l'excursion de marée plus forte. Le positionnement du stock d'eau douce plus amont en période de revif (amplitude de marée croissante), ou bien une certaine inertie des stratifications, induit alors un front de salinité plus amont qu'en période de déchet ; au cours de cette dernière la stratification tarde à se mettre en place et l'effet de réduction de l'excursion de marée domine, d'où l'hystérésis déjà mentionnée et très nette en 2010. En 1960, la faiblesse des stratifications à proximité du front de salinité (dû à un courant de marée plus intense parce que les profondeurs du chenal sont moindres) ne génère pas de remontée de ce front, qui reste en aval du fait de la réduction de l'excursion de marée. De façon remarquable, l'hystérésis est totalement absente dans ce cas. La situation de 1975 apparaît intermédiaire entre 1960 et 2010.

En conséquence, l'effet de l'amplitude de marée sur le positionnement du centre de gravité du bouchon vaseux est totalement différent en 1960 et en 2010. En 1960, la variation est assez claire : en vive eau, d'une part l'excursion de marée est plus grande donc le bouchon vaseux remonte plus en amont, et d'autre part l'asymétrie de marée est plus intense, ayant également pour effet de faire remonter vers l'amont le bouchon vaseux (pompage tidal), tandis qu'en morte eau ces effets sont annihilés ou très atténués et la circulation barocline serait le moteur principal des accumulations turbides (rappelons cependant qu'en morte eau le bouchon vaseux est largement moins développé, au point de ne pas avoir été intégré dans l'analyse de Brenon et Le Hir, 1999). Le changement de positionnement du front de salinité de 1960 à 2010, lié aux stratifications devenues plus intenses à proximité, se répercute en conséquence sur le positionnement du bouchon vaseux. Une double hystérésis se lit sur la figure, plus marquée en 2010 mais déjà présente en 1960 : elle pourrait être liée à la variation relative du poids de chaque mécanisme invoqué pour favoriser les accumulations turbides : pompage tidal et circulation barocline, chacun en regard de l'excursion de marée. Typiquement, pour les marnages supérieurs à 5 m, l'action du pompage tidal accuserait un certain retard devant la progression de l'excursion de marée en

⁴ Concernant le bouchon vaseux par très fort débit, il n'est pas exclu que la position du centre de gravité soit influencée par la limite aval (l'engainement) prise en compte lors de son évaluation

période de revif, et au contraire garderait son influence pendant la période de déchet suivante. Pour les marnages plus faibles, c'est l'effet des circulations baroclines, maximales en morte eau, qui suit une hystérésis.

Pour synthétiser la variabilité du bouchon vaseux, nous pouvons nous appuyer sur la figure 38 qui visualise l'évolution au gré des forçages de la MES de surface, sur la figure 41 qui présente la distribution spatiale moyenne (étiage/crue, vive eau/morte eau) des MES intégrées sur la verticale, et enfin sur la figure 42 qui présente le profil longitudinal des concentrations moyennes de MES, au cours d'une année entière. Un relatif dédoublement du bouchon vaseux est visible en 1960 en surface pendant l'étiage (Fig.38), ce que ne montre pas la figure 40. La masse turbide reste essentiellement confinée dans le chenal principal, et présente des masses par m^2 supérieures en 1975 et 2010, en cohérence avec des hauteurs d'eau plus importantes. On peut aussi noter que la prise en compte des dragages (approche décrite par Waeles et le Hir, 2006, et développée dans le cadre du projet SA6 MEANDRES) ne semble pas changer à court ou moyen terme la masse turbide de l'estuaire.

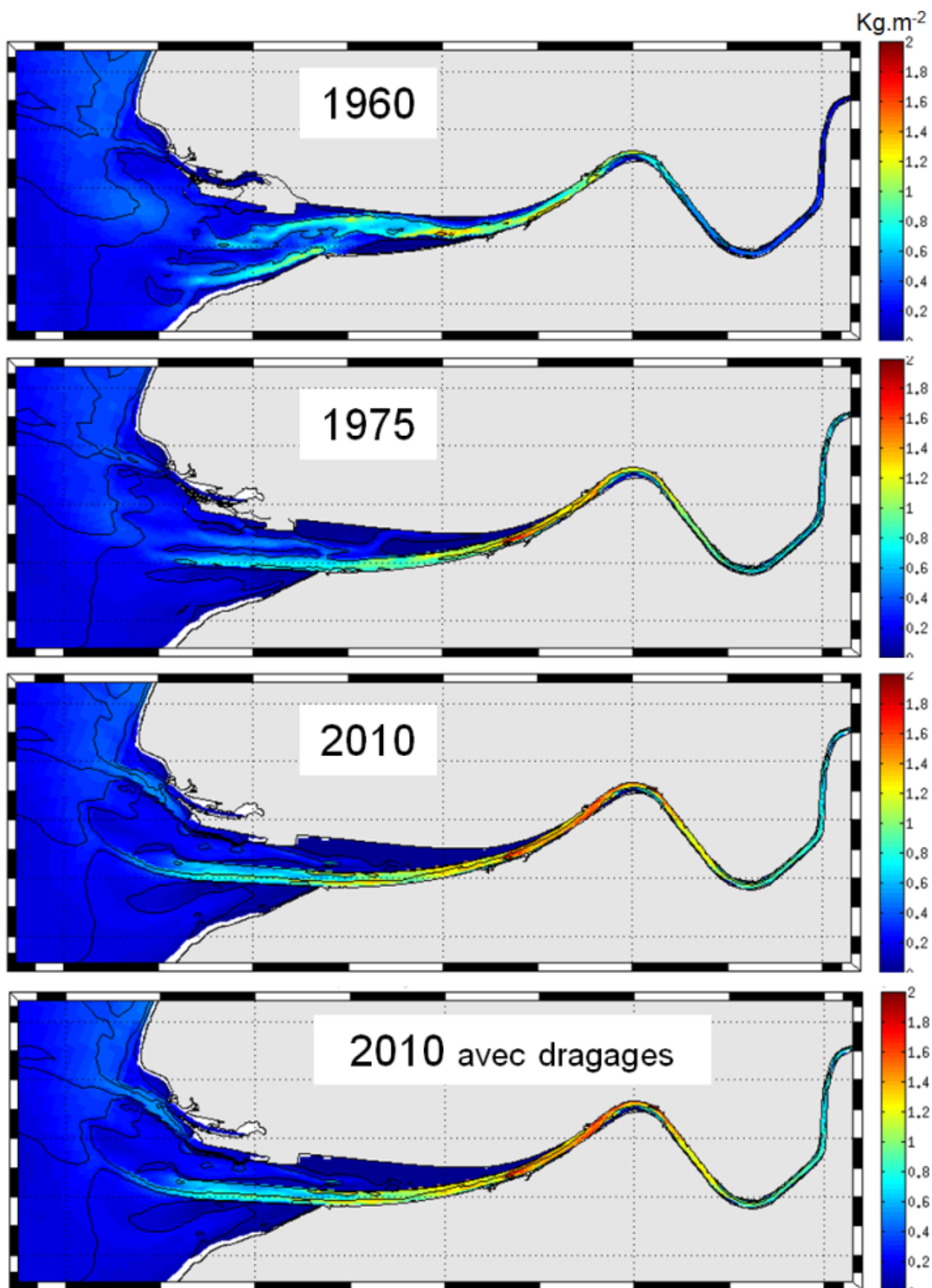


Figure 41 : Masse turbide en suspension (en kg.m^{-2}) : moyenne pendant 5,4 mois, d'août 2010 à janvier 2011

Enfin, la représentation synthétique de la figure 42 montre clairement :

- la remontée du bouchon vaseux entre 1960 et 1975, en moyenne depuis Honfleur jusqu'à la confluence de la Risle
- l'augmentation des concentrations en MES entre 1960 et 1975, et entre 1975 et 2010

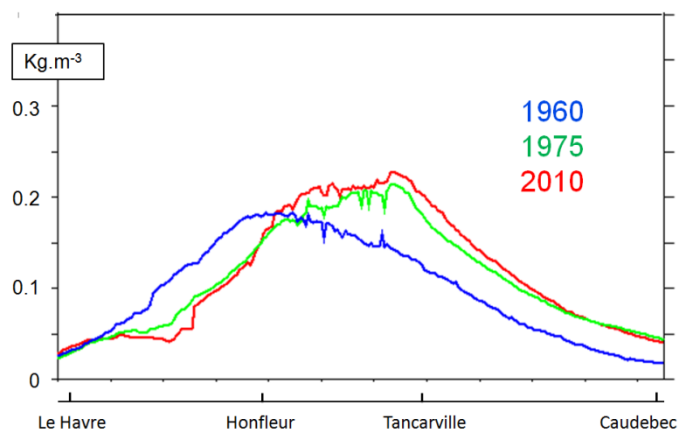


Figure 42 : moyenne annuelle de la concentration de Matières En Suspension

Conclusion

La comparaison des bathymétries et l'exploitation des simulations réalisées pour les 3 morphologies conduit aux constats suivants :

Morphologie/hypsométrie

La largeur totale de l'estuaire a largement diminué en aval de Honfleur et tout particulièrement avant 1975. En 1960, les bancs intertidaux étaient nettement plus étendus en aval de Honfleur. Le chenal principal a été rectifié entre 1960 et 1975, et son lit actuel est plus profond. Le creusement du lit est très marqué depuis l'aval de Rouen jusqu'en baie de Seine.

Marée

Inchangée au Havre, la marée dans l'estuaire s'est considérablement amplifiée du fait d'un accroissement des profondeurs : la basse mer intervient plus tôt, et son niveau est plus bas (de l'ordre de 60 cm à Tancarville, et jusqu'à 2 m à Rouen (2,50 m en crue) : évolution spectaculaire entre 1960 et 1975, poursuivie encore après. Le niveau de pleine mer a peu évolué pendant ces 50 années, et sa progression constatée en étiage entre Duclair et Rouen ne se produit pas en crue. Fort accroissement de l'asymétrie de marée en amont de Tancarville (en faveur de la marée montante), mais réduction en aval de la Risle.

Augmentation des volumes oscillants à Tancarville, mais pas à Honfleur où ils sont 10 fois supérieurs.

Courants

En amont, Les courants de marée ont très largement augmenté entre 1960 et 1975 (de façon plus modérée entre 1975 et 2010), entre Caudebec et Rouen, surtout en situation d'étiage, en lien avec l'accroissement du marnage. En aval de Tancarville, les courants max sont du même ordre, mais nettement plus concentrés (présentant donc une moindre extension transversale) en 1975 et surtout en 2010.

L'asymétrie résultante des courants révèle un chenal central de jusant, quelle que soit la configuration, mais renforcé en 2010. En outre les situations 1975 et 2010 renforcent les chenaux de flot au nord et au sud du chenal central délimité par les digues submersibles. En amont de Tancarville, en étiage, l'asymétrie des courants de marée, aujourd'hui quasiment nulle comme en 1975 (sauf très en amont), montrait auparavant une dominance de jusant.

En situation d'étiage, les courants moyens sont dans le sens du jusant dans les chenaux principaux, et orientés dans le sens du flot dans le chenal sud en 2010 et en 1975, ainsi que dans le chenal nord en 2010. Par contre, en 1960, le courant résiduel était orienté vers le large dans pratiquement toute l'embouchure et probablement tout l'estuaire, ce qui était favorable à l'évacuation des particules fines. De façon notable, les courants résiduels vers l'amont près du fond sont plus marqués en crue, révélant l'empreinte des circulations baroclines plus intenses à l'embouchure. En amont de la Risle, la résiduelle de jusant reste plus marquée en crue, quelle que soit la configuration de l'estuaire.

La distribution de la tendance au transport de sable, évaluée comme la moyenne temporelle de la puissance 5 du courant de marée, est très différente en 1960 et en 1975. En 1960, les tendances au transport sont divergentes de part et d'autre de Honfleur (ce qui limite

l'ensablement de l'embouchure), tandis qu'en 1975 elles le restent entre les digues (et cela est favorable au maintien du chenal) mais par contre une tendance à la remontée des sables vers l'amont est marquée dans le chenal nord. En 2010, le schéma reste analogue à celui de 1975, mais est nettement atténué.

Salinité

On observe une remontée amont des salinités, de l'ordre de 5 km, entre 1960 et 2010, la situation 1975 étant intermédiaire. Cette augmentation de la salinité dans l'embouchure est en accord avec l'amplification de la marée dans l'estuaire jusqu'à Rouen. D'autre part, une forte augmentation de la salinité en zone intertidale est simulée autour de Honfleur, dans le secteur de la vasière Nord du Havre. Les stratifications dans le secteur de l'embouchure se sont également accrues, tout particulièrement dans le chenal principal entre les digues. En étiage, le front de salinité se serait déplacé vers l'aval entre 1960 et 1975 de quelques km, puis serait remonté entre 1975 et 2010, tandis qu'en crue il serait franchement et progressivement remonté d'environ 6 km. Il en résulte une moindre mobilité du front de salinité avec le débit en 2010 qu'en 1960. La variation du front de salinité avec l'amplitude de marée a considérablement évolué, l'hystérésis mise en évidence dans la situation actuelle (Grasso et al., 2018) n'existant pas en 1960, et beaucoup moins en 1975. De nos jours, le front de salinité remonte dans l'estuaire en morte eau du fait des stratifications, tandis qu'en vive eau il remonte également du fait de l'excursion de marée plus forte.

La distribution des salinités intermédiaires constitue une caractéristique essentielle des milieux estuariens. L'examen des histogrammes de salinité moyenne montre que la distribution des salinités comprises entre 1 et 25 PSU est beaucoup plus étendue en 1960 qu'en 1975. Pour cette dernière configuration, le domaine méso-halin était très peu représenté. En 2010, la distribution des salinités 6-15 PSU est à peu près restaurée, mais la gamme 16-25 PSU reste trop peu représentée.

En condition d'étiage, et pour un débit moyen estimé à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, le temps de résidence entre Poses et l'embouchure (localisée approximativement à l'engainement) est de 38 jours, pour les 3 configurations, et n'aurait pas varié au cours des 50 années. Par contre, la répartition amont/aval de ces temps de résidence a sensiblement évolué (Fig. 32) : ils ont augmenté d'environ 20% entre Rouen et Tancarville, et diminué de 20 à 40% entre Tancarville et l'engainement.

Sédiment

Les simulations des trois configurations ont été faites avec la même initialisation sédimentaire, en réservant une année de "spin up" pour l'adaptation de la couverture sédimentaire à l'hydrodynamique imposée par la morphologie. Un équilibre apparaît rapidement, puisque la distribution du sédiment superficiel après la 2ème année reste très proche de celle obtenue après un an, pourtant très différente de la distribution initiale. Pour autant, la structuration du sédiment superficiel est différente d'une configuration à l'autre : dans tous les cas, la vase se dépose préférentiellement sur les estrans supérieurs ou en bordure des bancs d'embouchure, mais la disposition de ces derniers varie considérablement.

La moyenne annuelle de la masse du bouchon vaseux, dont l'ordre de grandeur serait 80 000 t, aurait légèrement diminué (de 2%) entre 1960 et 79 000 t en 1960 à 77 000 t en 1975, puis assez nettement augmenté (de 10%) entre 1975 et 2010. On peut remarquer qu'en

marée de vive eau, la masse en suspension variait beaucoup plus en 1960 que de nos jours, alors que le comportement du sédiment reste le même dans le modèle : cela pourrait provenir des largeurs supérieures de l'estuaire en 1960, qui autorisaient un dépôt plus important au moment des étales.

La remontée amont du centre de gravité du bouchon vaseux est moins claire que celle du front de salinité, mais la moyenne annuelle des MES présente un maximum augmenté, translaté et étalé depuis Honfleur en 1960 jusqu'à La Risle-Tancarville en 2010. Le fait qu'en crue le bouchon vaseux soit très éloigné du front de salinité confirme le poids supérieur du mécanisme de pompage tidal comparé à l'effet de la circulation barocline.

Bibliographie

- Acric-HE, 2016. Caractérisation de l'évolution du fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire de la Seine entre 1960 et 2010, par application du modèle SEDIMARS3D à des configurations antérieures. Rapport de contrat A1388-0022 du 28 décembre 2016, 45p.
- Avoine J., 1981. L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse de l'université de Caen, 236 p. + annexes.
- Avoine, J., Allen, G. P., Nichols, M., Salomon, J. C., Larssonneur, C., 1981. Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: Effect of man-made modifications on estuary-shelf sedimentology, *Marine Geology*, 40(1-2), 119–137.
- Bacq N., Lemoine J-P., Moussard S., Le Hir P., Lobry J., 2013. Modélisation des fonctions écologiques de l'estuaire de la Seine et scénarios d'évolution. *Rapport final du projet MESSCENE pour la Fondation de France*, 69p.
- Brenon I., and Le Hir P., 1999. Modelling the turbidity maximum in the Seine estuary (France): identification of formation processes. *Estuarine, coastal and shelf science*, 49, 525-544.
- Dyer, K.R. (1973). Estuaries: A physical introduction. Wiley, New York.
- Foussard V., Cuvilliez A., Fajon P., Fisson C., Lesueur P., Macur O., 2010. Evolution morphologique d'un estuaire anthropisé de 1800 à nos jours. *Fascicule Seine-Aval 2.3*, 44 p.
- Friedrichs, C. T., and D. G. Aubrey (1988). Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 27, 521–545.
- Kervella Y., Le Hir P., 2011. Création d'un maillage curviligne avec ICEM CFD 12.1. *Rapport interne IFREMER/DYNECO*, 41p.
- Grasso F., R. Verney, P. Le Hir, B. Thouvenin, E. Schulz, Y. Kervella, I. Khojasteh Pour Fard, J.-P. Lemoine, F. Dumas, V. Garnier, 2018. Suspended sediment dynamics in the macrotidal Seine estuary (France) – Part 1: *In situ* measurement analysis and numerical modeling of turbidity maximum dynamics. *Journal of Geophysical Research – Ocean (in press)*.
- Nidzieko N.J. and Ralston D.K., 2012. Tidal asymmetry and velocity skew over tidal flats and shallow channels within a macrotidal river delta. *JGR*, 117, C03001, doi:10.1029/2011JC007384.
- Schulz E., F. Grasso, P. Le Hir, R. Verney, B. Thouvenin (under revision). Suspended sediment dynamics in the macrotidal Seine estuary (France) – Part 2: Numerical modelling of sediment fluxes and budgets under typical hydrological and meteorological conditions. *Journal of Geophysical Research (in press)*.
- Kervella Y., 2011. Simulation et analyse du fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire de la Seine dans la période actuelle. Rapport de contrat post-doctoral 2010-2011, 49p.
- Kervella Y., Khojasteh Pour Fard I., Le Hir P., Renault E., Lemoine J.-P., 2012. Modélisation hydrodynamique tridimensionnelle en coordonnées curvilignes non-orthogonales de l'estuaire de la Seine. CR XIIèmes Journées nationales Génie Côtier-Génie Civil, Cherbourg, 12-14 juin 2012.
- Le Hir P., 1980. Calcul par modélisation numérique de la structure verticale des courants et application à la baie de Seine. Thèse de Docteur-Ingénieur de l'Université de Bretagne Occidentale, 122 p.
- Le Hir, P., Ficht, A., SilvaJacinto, R., Lesueur, P., Dupont, J.-P., Lafite, R., Brenon, I., Thouvenin, B., Cugier, P., 2001. Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine estuary (France). *Estuaries*, 24(6B), 950-963.
- Le Hir P., Y. Kervella, P. Bryère, P. Bassoullet, H. Jestin, E. Renault, F. Gohin, R. Lafite, J. Deloffre, M. Lemoine, J.-P. Lemoine, B. Thouvenin, 2012. Projet MODEL : Modélisation validée de l'hydro-morpho-sédimentologie, base physique d'une modélisation environnementale de l'estuaire de la Seine. Rapport final du projet MODEL du programme scientifique Seine-Aval 4, 143p. + annexes.
- Lesourd S., Lesueur P., Brun-Cottan J.C., Garnaud S., Poupinet N., 2003. Seasonal variations of the superficial sediments in a macrotidal estuary : the Seine inlet, France. *Estuarine Coastal and Shelf Sciences*, 58, 3-16.

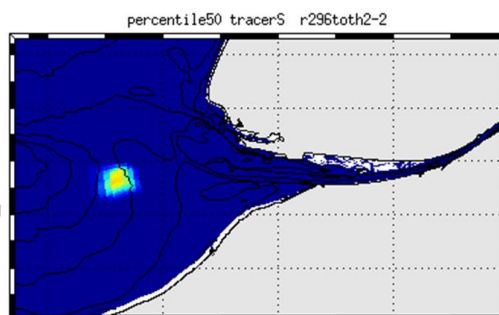
- Lesourd S., Lesueur P., Fisson C., Dauvin J.C., 2016. Sediment evolution in the mouth of the Seine estuary (France): a long-term monitoring during the last 150 years. *C.R. Geoscience* 348, 442-450.
- Renault E., 2011. Validation hydrodynamique du modèle curvilinéaire de l'estuaire de la Seine. Rapport de Master 2 professionnel, Ifremer-Université de Bretagne Sud, 51p.
- Vandenbruwaene, W.; Plancke, Y.; Mostaert, F., 2017. ANPHYECO-Seine - Hydrogeomorphology of the Seine estuary: sub report 2 : interestuarine comparison and historical evolution. Version 1.0. FHR Reports, 14_120_2. Flanders Hydraulics Research: Antwerp., 37p.
- Waeles B., and Le Hir P., 2006. Simulation des activités de dragage et de leur impact sédimentaire à l'aide d'une modélisation morphodynamique de l'embouchure de la Seine. *Proc. IXèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier*, Brest, Centre Français du Littoral/CETMEF/UBO Ed., 471-481.

Annexe 1 : devenir d'un traceur conservatif

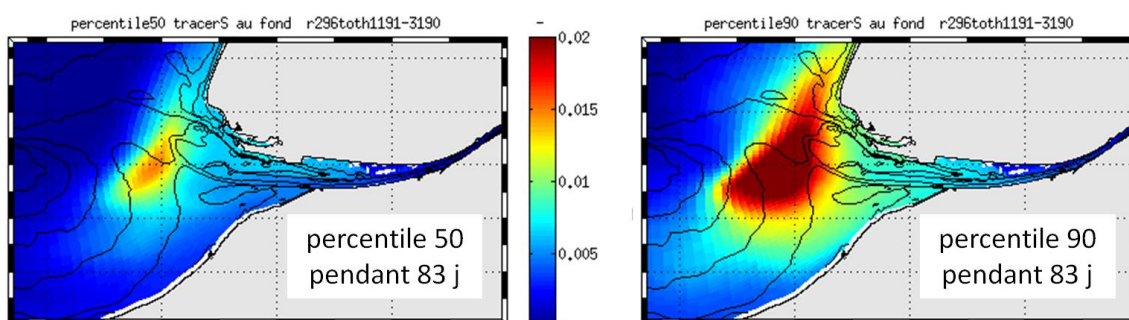
Devenir d'un traceur conservatif

« lâcher » continu de 55 /s
à l'ouest de l'embouchure
(configuration 2010)

*Représente une potentielle alimentation
de l'embouchure par une production en
baie de Seine*



Concentration près du fond



Marée, salinité et concentration du traceur sur la
vasière Nord du Havre

