



## Etude de la couverture sédimentaire meuble en domaine subtidal de la Baie de Saint-Brieuc



©GEO OCEAN 2019

*Auteurs : Guilhem ESTOURNES, David MENIER  
Coordination scientifique : David MENIER  
30/10/2024*

## Resumé

La baie de Saint Brieuc est un environnement maritime remarquable en raison d'une amplitude de marée quasiment inégalée sur Terre (plus de 13 m en baie d'Yffiniac). Cette forte dynamique de marée, modulée par le contexte géomorphologique local et l'exposition aux agents hydrodynamique (vents, houles, tempêtes) contraint la répartition et la mobilisation des sédiments tant dans la baie que sur le littoral. Le présent rapport s'inscrit dans le cadre du programme d'étude VivoSedEau coordonnées par Vivarmor. Il vise à faire un état des connaissances sur la sédimentation au sein de la Baie à partir des données acquises par le laboratoire LGO-UBS ainsi que les données bibliographiques disponibles sur la zone.

La sources des sédiments constituant la couverture sédimentaire meubles apparaît principalement d'origine locale et siliceuse. Il s'agit du produit du lent démantèlement du substratum cristallin formant le soubassement de la baie ainsi que pour partie d'une production biogène carbonatée (Maërl/débris coquillers). Ce stock est constamment remanié par les agents hydrodynamiques locaux à l'origine de corps sédimentaires 1) en rotation sur lui-même (Banc de la Horaine), 2) en migration unidirectionnelle lente (Prisme de Goëlo), et 3) en comblement de fond de baie (Baie d'Yffiniac).

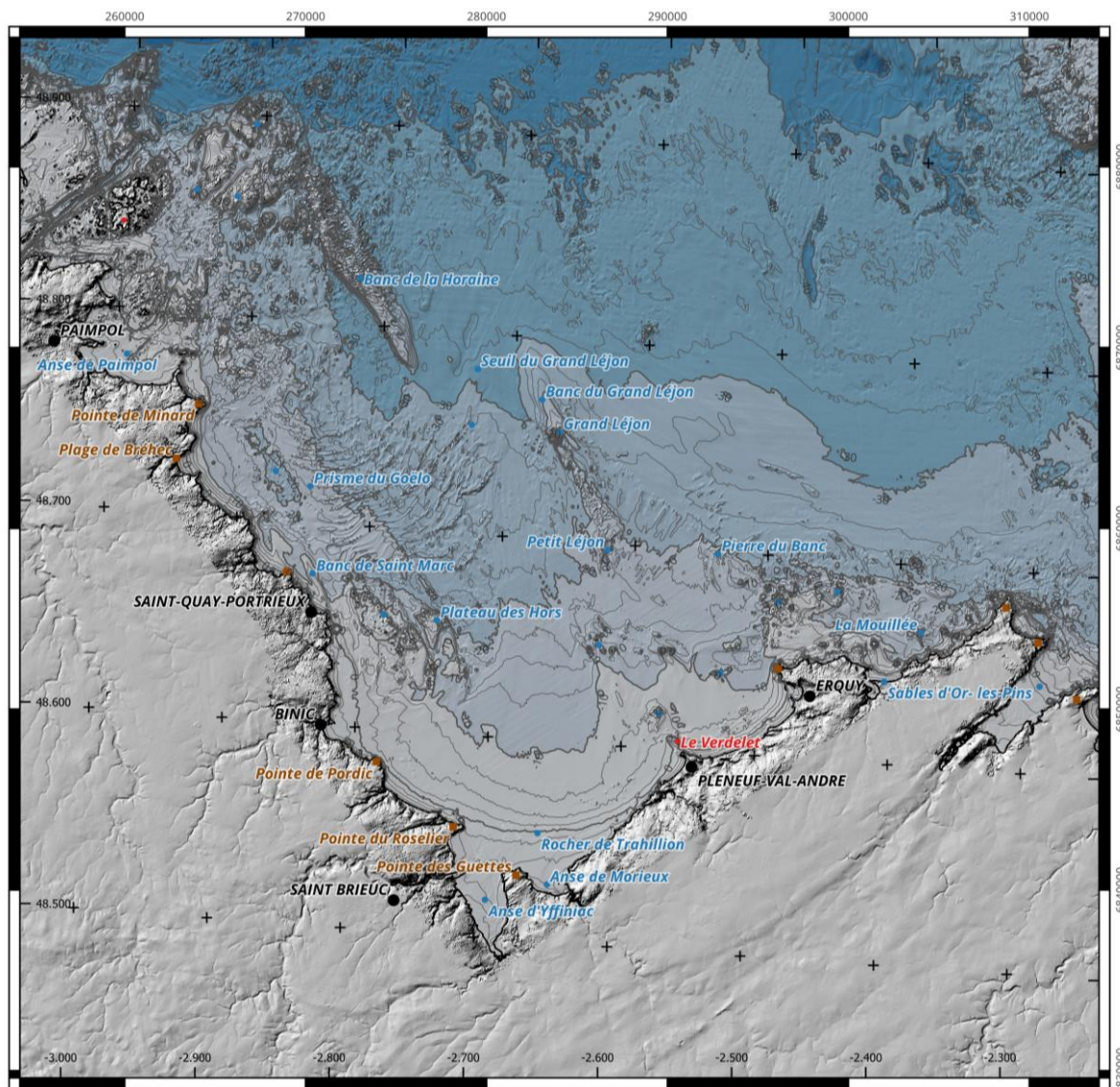
## Sommaire

1	Introduction .....	2
2	Contexte géologique.....	3
2.1	Le socle métamorphique .....	3
2.2	Contexte structural .....	4
2.3	La sédimentation meuble .....	5
3	Contexte métocéanique .....	7
3.1	Dynamique tidale .....	7
3.2	État de la mer.....	9
4	Methodologie .....	10
4.1	Acquisition sismique et bathymétrique .....	10
4.2	Topographie numérique.....	10
5	Description géomorphologique numérique .....	12
5.1	Morphologie de la couverture sédimentaire meuble de la baie de Saint-Brieuc.....	12
5.1.1	Description de la morphologie de la surface de base .....	12
5.1.2	Le prisme littoral d'avant côte au large de l'anse d'Yffiniac.....	12
5.1.3	Le prisme de Goëlo .....	13
5.1.4	Le banc de la Horaine.....	13
5.2	Transfert sédimentaire .....	15
5.2.1	Morphodynamique du banc de la Horaine .....	15
5.2.2	Migration des dunes hydrauliques entre 30/03 10/04/2018 et 30/05/2021 ..	17
6	Conclusion.....	19
7	Bibliographie.....	20

# 1 Introduction

La baie de Saint-Brieuc (Figure 1) est un environnement côtier présentant des contraintes particulières du fait d'une dynamique tidale parmi les plus amples du monde. Les fortes pressions environnementales causées par l'anthropisation, les usages partagés (pêche, tourisme, activité du granulat), et la vulnérabilité face au réchauffement climatique global ont conduit l'association VivArmor Nature à monter le programme d'étude EvoSedEau. Ce programme d'étude, impliquant les acteurs locaux (le Comité Régional Conchylicole de Bretagne Nord – CRC, le Comité Départemental de Pêches Maritimes et des Élevages Marins de Côtes d'Armor – CDPEM 22), les services de l'état (CEREMA-Ouest/Saint-Brieuc) et le monde académique (LGO-UBS), et coordonné par VivArmor Nature et la réserve naturelle vise à l'acquisition de données relatives 1) au transport sédimentaire multi-échelle tant spatiale que temporelle et 2) au suivi des paramètres physico-chimique de l'eau.

Le présent rapport correspond au volet introductif dressant les contextes géologiques et métocéaniques de la baie. En outre il présente les connaissances disponibles sur la sédimentation subtidale de la baie entre -10 m et -35 m sous le zéro des carte marines tout en proposant quelques conclusions sur la morphodynamiques du banc de la Horaine.



RGF93/Lambert93 ; MNT terrestre: BDAIti 25m (IGN) - MNT terre/mer: Litt3D 5m (SHOM) - MNT mer: HOMONIM PBMA env.100m (SHOM)  
 Isobathes tous les 2.5m. En gras, isobathes multiples de 10.

Figure 1: Toponymie et physiographie de la baie de Saint-Brieuc.

## 2 Contexte géologique

Comme dans tout le Golfe normand Breton, la couverture sédimentaire meuble forme un fin drapage au toit du socle présentant une configuration structurale héritée de son histoire géologique.

### 2.1 Le socle métamorphique

La baie de Saint-Brieuc appartient au domaine Nord Armoricaïn (Ballèvre et al., 2013) résultant de l'histoire géologique précambrienne de l'Europe de l'Ouest. Cette zone est marquée par l'orogénèse cadomienne correspondant au niveau du Golfe Normand-Breton à l'évolution d'une limite de plaque convergente passant d'un domaine d'arc volcanique et des bassins associés vers une chaîne de collision.

Le soubassement de la baie correspond à un socle métamorphisé hérité de cette histoire complexe (Unité du Trégor-la Hage, Unité de Saint-Brieuc). Il débute par la mise en place d'un socle cristallin néo-proterozoïque (Formation des Gneiss de Port-Morvan - 750Ma ; Trondhjémite d'Hillion - 620 Ma) surmonté de volcanites (basaltes de la Formation de Paimpol) et de dépôts volcano-sédimentaire

(sédimentation gravitaire subaquatique des Formations de Lanvallon et d'Erquy), et sédimentaires (Formations conglomératiques et terrigènes de la Roche Derrien et du Minard, Binic) édiacariennes (600 Ma) de bassin intra-arc (Ballèvre et al., 2013). L'ensemble est postérieurement (580 Ma) intrudés par des plutons de gabbro/diorite (gabbro de Saint-Quay, diorite de Coëtmiex-Fort-la-Latte) au cours d'une phase de raccourcissement majeure (Figure 2).

A l'est de la baie, au large d'Erquy reposent des séries terrigènes de grès et d'argiles ordoviciennes dont le sommet plus mature correspondrait au Grés armoricain (Augris et al., 1996, Ballèvre et al., 2013). Cette sédimentation continentale à marine s'établit au toit du socle cristallin précambrien au-dessus de la lacune cambrienne. Ces metasédiments ordoviciens sont intrudés de volcanites basiques elles-mêmes ordoviciennes formant le sommet du socle sur lequel les sédiments actuels se déposent en Baie de Saint-Brieuc

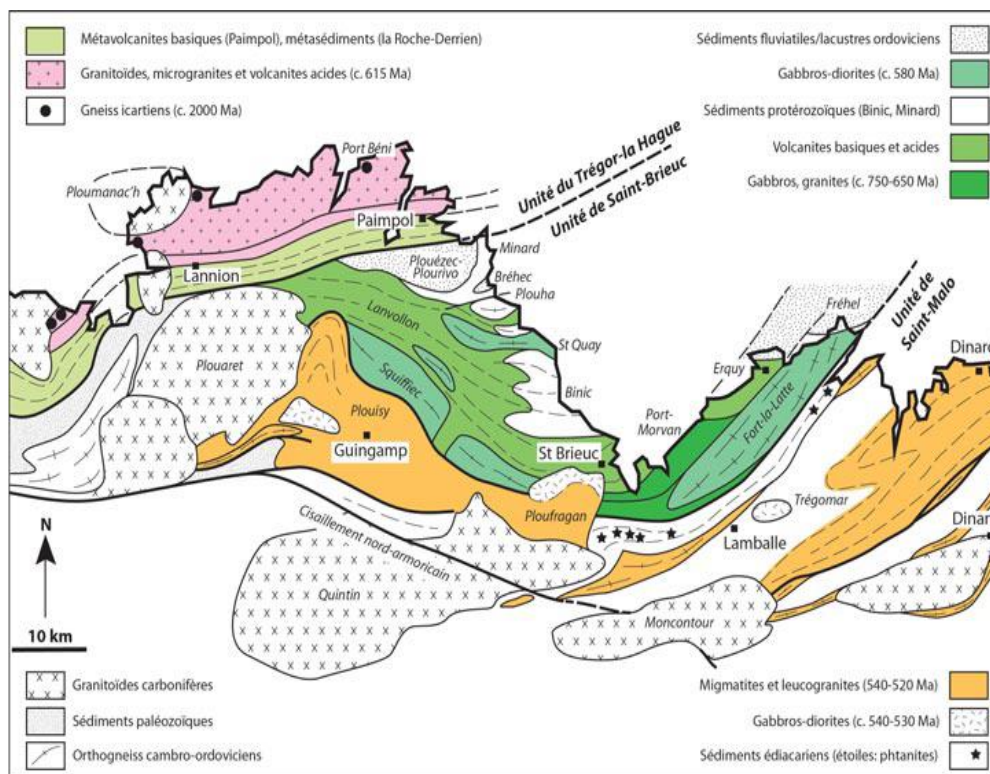


Figure 2: Carte géologique du socle cristallin en baie de Saint-Brieuc (Ballèvre et al., 2013).

## 2.2 Contexte structural

La baie de Saint-Brieuc forme un angle droit ouvert vers le nord dont les bordures rectilignes (la Côte de Goëlo et la Côte de Penthièvre) se rejoignent à l'anse d'Yffiniac. Cette configuration est à l'image du bâti structural hérité des divers épisodes de déformations du Massif armoricain. En mer, la structuration est aussi visible à travers la localisation des hauts-fonds et îlots associés à des directions structurales régionales majeures. La localisation de ces éléments structuraux module l'action des agents hydrodynamiques sur le fond, contrôlant ainsi indirectement la localisation des accumulations sédimentaires.

Entre Saint-Brieuc et Paimpol, la côte forme un escarpement direction générale NNO-SSE et de +50 à +100 m d'altitude dominant la mer. Cette direction structurale est associée à l'accident régional de Quesoy-Nort-sur-Erdre de direction N130-150 (Figure 3) en lien avec les différentes phases de rifting Atlantique à la transition du Permien/Trias. Les accidents associés à cette direction ont postérieurement joué au cours du Cénozoïque en sous l'action de l'orogénèse alpine et ce qui s'est traduit notamment

par la formation de bassins d’effondrement asymétriques au sein du Massif armoricain (Vignerresse, 1988) à partir de l’Eocène et possiblement jusqu’au Pliocène. En mer, ces accidents structuraux repérés sur sismique et gravimétrie (Lefort, 1975) surélèvent des portions de socle en touche de piano formant les plateaux et pointement rocheux en avant ou en arrière desquels se fixent les sédiments meubles (Horaine, Grand Léjon). En revanche aucun bassin ni aucune incision en mer n’a été identifié réutilisant cette direction (ni aucune autre d’ailleurs).

Au sud, de Saint-Brieuc au cap Fréhel, la bordure de la baie s’étire selon une direction N70 (Figure 3) correspondant dans le domaine nord Armoricaire à la suture associée à la fermeture de l’océan Rhéic et à l’accolement des unités du socle neoproterozoïques cadomien (Ballèvre et al. 2013).

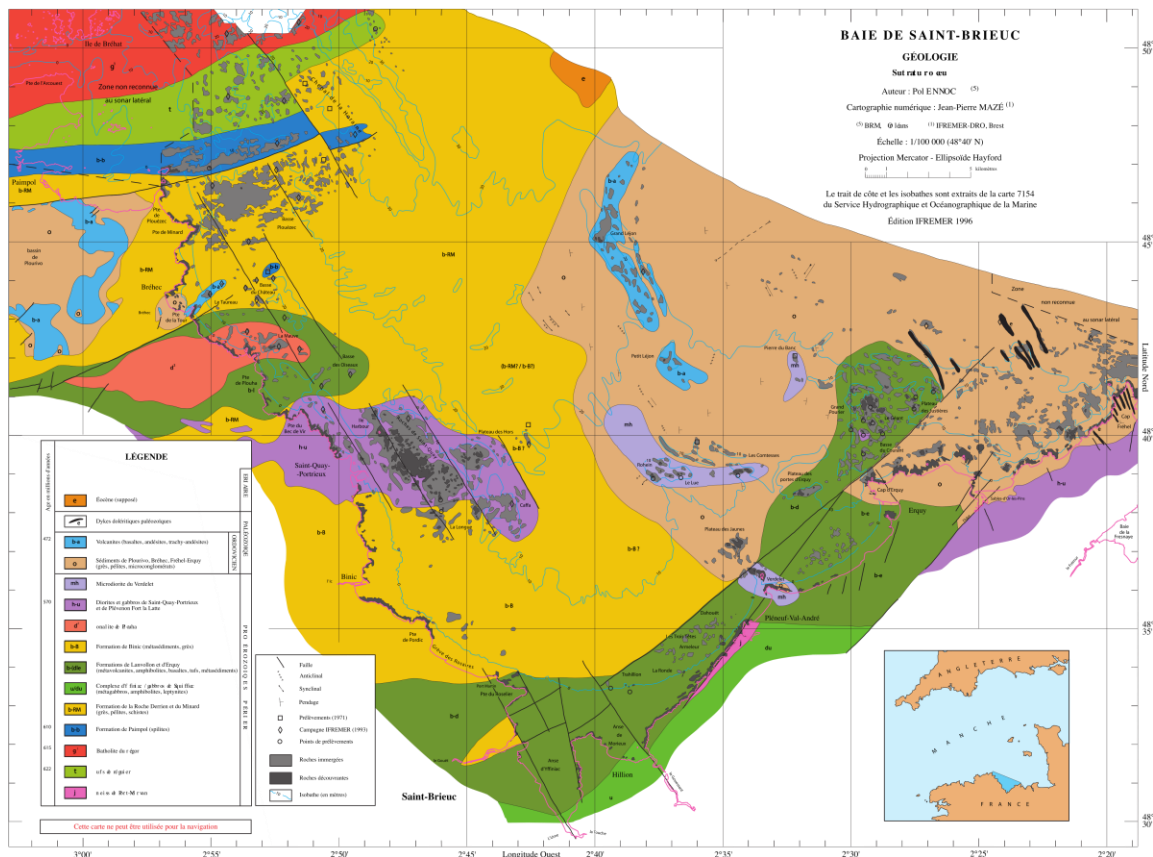


Figure 3: Relation objets structuraux et unités géologiques de la Baie de Saint-Brieuc (Augris et al., 1996).

### 2.3 La sédimentation meuble

La couverture sédimentaire meuble de la baie de Saint-Brieuc présente une granulométrie croissante générale bien marquée des côtes vers le large passant de sables fins à la côte à des graviers sableux dans la partie les plus distales de la baie (Figure 4). Ce granoclassement résulte de conditions hydrodynamiques opérant un vannage des sédiments depuis le golfe Normand-Breton vers la baie de Saint-Brieuc. Les conditions relativement abritées au sein de la baie de Saint-Brieuc par rapport au reste du golfe Normand-Breton permettent en outre le maintien au cœur de la baie de sédiments plus fins qu’au large. Bien qu’une fraction des sédiments puisse provenir du large (notamment au niveau du banc de la Horaine voir partie 5.2.1), les sédiments de la baie ont pour origine principale le démantèlement local des roches cristallines du socle sous-jacent. Ainsi localement un granoclassement s’opère depuis les pointements rocheux auréolés des fractions les plus grossières (cailloutis et graviers), les fractions les plus fines restant néanmoins piégées dans la baie formant le prisme littoral actuel. De la pointe de

Minard au cap d'Erquy, la couverture sédimentaire meuble de la baie de Saint-Brieuc présente ainsi une granulométrie croissante

Ce prisme littoral est constitué de sables fins sur lequel se déposent sous forme de grands épandages des sables moyens devenant fins près des côtes. Localement ces sables moyens s'accrochent en bannières étirées selon une direction nord-nord-ouest/sud-sud-est à l'arrière des pointements rocheux (du nord au sud : plateau de la Horaine, Grand Léjon, plateau des Hors). Ils forment alors des vagues de sables crénelés de dunes hydrauliques à crêtes subparallèles orientées grossièrement sud-ouest/nord-est (Figure 1). En outre ces dépôts sont marqués par une importante fraction carbonatée pouvant atteindre 50 % du matériel (Augris et al 1990) notamment du fait de fortes accumulations de maërl entre le plateau de Men Marc'h et la point de Minard, entre les platiers de Rohein et des portes d'Erquy, et autour du cap Fréhel (Figure 1). Quelques niveaux de tourbes, aujourd'hui immergés ont été rapporté et daté sur la côte occidentale. Au niveau de la plage de Bréhec, Ters (1973) (dans Augris et al., 1996) rapporte un niveau de tourbe entre -1 et -2 m (PBMA) datés à  $5400 \pm 140$  ans BP impliquant un littoral situé aux environs de la côte -8,5 m (PBMA) en considérant un marnage équivalent à l'actuel à savoir 13 m en baie d'Yffiniac. Le même auteur rapporte un niveau daté à  $7050 \pm 160$  ans BP au sud de la Pointe de Bec de Vir et positionné à -7 m (PBMA) soit un paléo littoral positionné à -13.5 m (PBMA). Les carottages IGEP 01 KS05 et IGEP01 KS06 localisé par -6 m (PBMA) entre le plateau des Hors et la Pointe de Pordic (Gautier et al., 2012 ; Figure 4) présentent un fin niveau de tourbes de 3 cm d'épaisseur intercalés dans des niveaux de vase. Ces niveaux ont été datés à  $8200 \pm 70$  ans BP positionnant du paléo littorale à cette période au minium à -12,5 m (PBMA) (Augris et al., 1996).

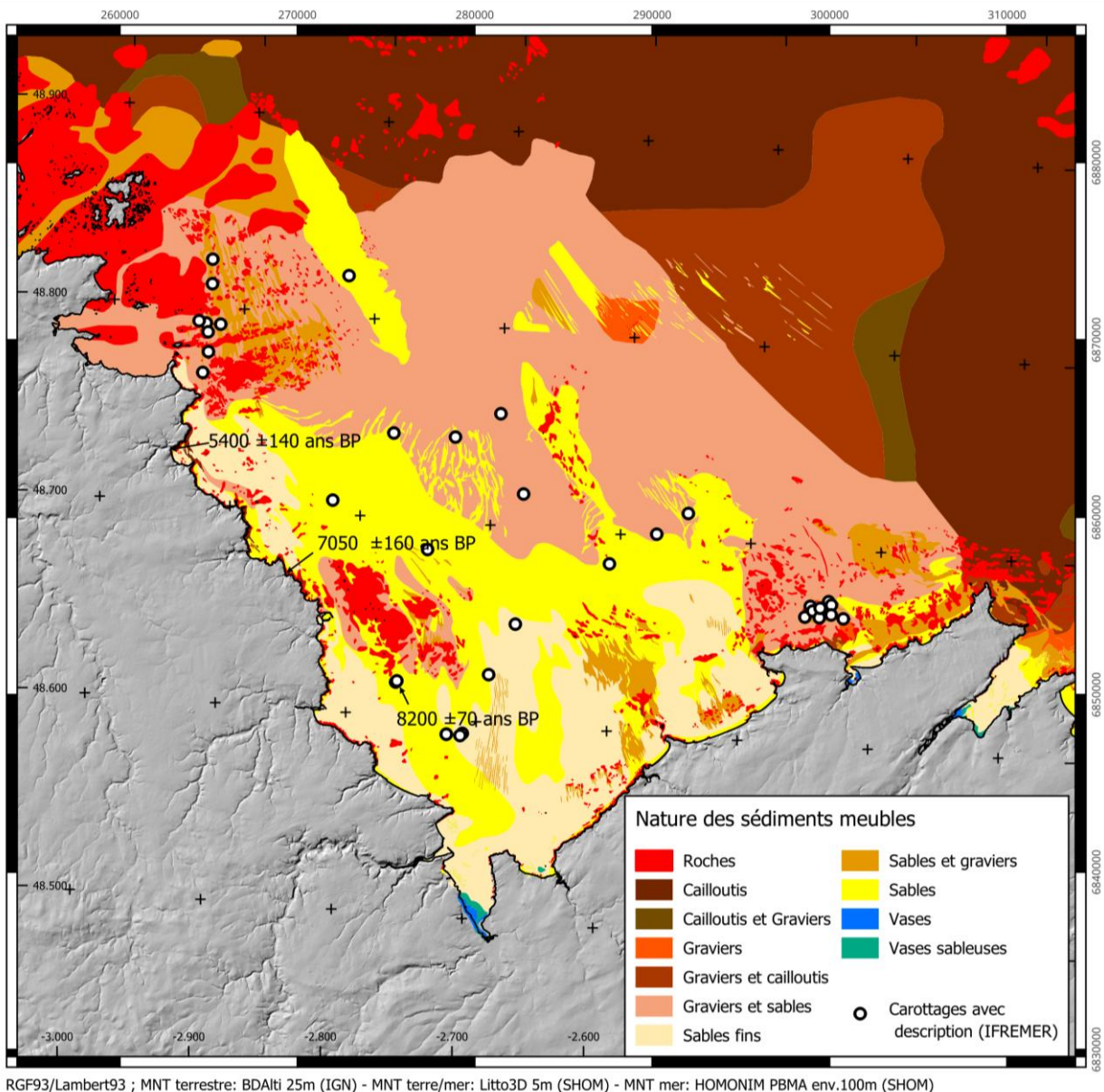


Figure 4: Cartes des sédiments meubles en baie de Saint-Brieuc (Garland et al., 2018). Les carottages sont issus de la base de données SEXTANT d'Ifremer (Gautier et al., 2012). Les datations sont celles rapportées dans Augris et al. (1996) et ne sont pas calibrées.

### 3 Contexte métocéanique

#### 3.1 Dynamique tidale

La baie de Saint-Brieuc est soumise à un marnage semi-diurne (environ 2 cycles de marée complets par 24 heures) parmi les plus amples du monde (13 m au fond de la Baie pour un coefficient 120). Les courants maximaux sont orientés le long d'une direction générale sud-est/nord-ouest longeant la côte et tournant progressivement au nord-sud dans le fond de la baie (Figure 5). Le maximum de vitesse est atteint au flot et ralentit progressivement en s'enfonçant vers le fond de baie pour être minimal en baie d'Yffiniac (Figure 5). Les vitesses sur le fond sont plus faibles que celle de surface. Les vitesses les plus élevées sont atteintes au niveau du plateau de la Horaine avec 2,6 m/s au flot et 1,5 m/s au jusant. Le

fond de la baie est marqué par des vitesses faibles inférieures à 25 cm/s aussi bien au flot qu'au jusant (Figure 5).

Au cours d'un cycle de marée la résultante des courants n'est pas nulle ce qui implique qu'une particule d'eau ne revient pas à son point de départ. Il en résulte donc un déplacement net, sans considération du chemin parcouru (vers la côte au flot et vers le large au jusant) au cours d'un cycle de marée complet. Ce déplacement est équivalent à l'action d'un courant unidirectionnel amenant la particule d'eau (ou la particule de sédiment) de son point de départ à son point d'arrivée non confondu. Cela définit la notion de courant résiduel Lagrangien (Augris et al., 1996). Ces derniers forment une gyre majeure de sens horaire équivalent à l'action constante d'un courant unidirectionnel de 10 cm/s au niveau du plateau de la Horaine. Ils s'organisent en une gyre mineure de sens anti-horaire au niveau du Rocher de la Mouillée à l'ouest du Cap Fréhel. Selon la granulométrie des matériaux transportés, la totalité des courants n'auront pas la capacité de mobiliser les particules au cours d'un cycle de marée donné et on peut donc envisager que la distance parcourue ne sera pas la même selon la gamme granulométrique : Elle sera maximale pour les fines (particule inférieure à 64 $\mu$ m) et diminuera avec la croissance de la granulométrie opérant un tri granulométrique. Les fines seront transportées en permanence tandis que les graviers ne mis en mouvement que pendant la période où les courants dépassent le seuil de mise en mouvement de cette gamme granulométrique.

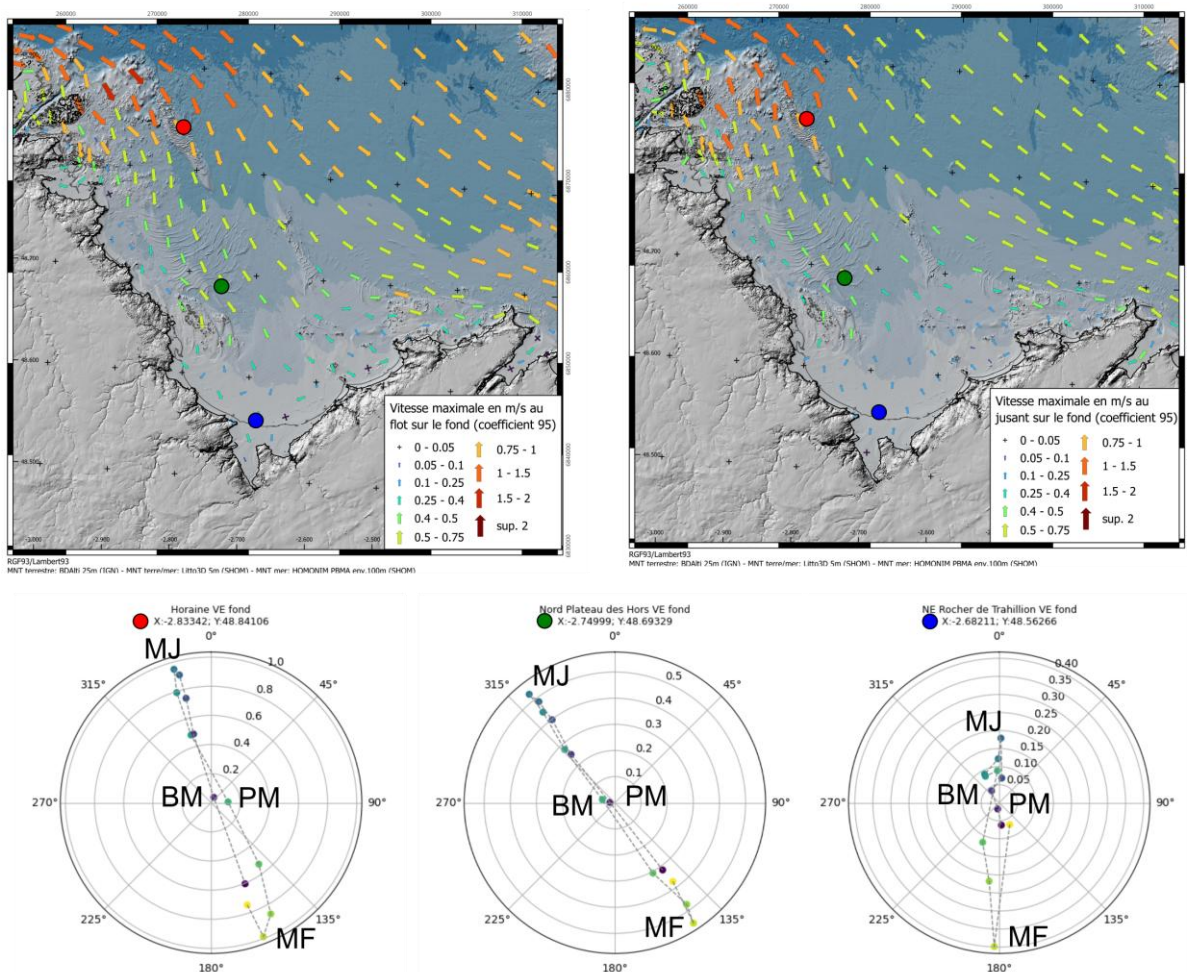


Figure 5: Cartes des courants de marées au maximum de vitesse au flot (gauche) et au jusant (droite) sur le fond marin (Produit "Courants de marée 3D-MANCHE", 2012). En-dessous, les hodographes sont la représentation des variations du vecteur vitesse du courant de marée au cours d'un cycle de marée complet pour chaque point (Horaine: rouge, Plateau des Hors: vert; Trahillion: bleu) sur le fond.  $t$

### 3.2 État de la mer

L'état de la mer en un point correspond à la superposition de la mer du vent (wind waves) issue du vent sur zone et des houles (swell waves) qui est la mer de vent produites par les systèmes dépressionnaires situés à plusieurs centaines ou milliers de kilomètres de ce point. Uner ce rapport l'état de la mer a été reconstitué sur une période de 3 ans entre 01/01/2017 et 31/12/2020 Figure 6 A et B) représentative des conditions générales (Kergalladan et al., 2023). Ces données sont issues de la base de données de l'état de la mer resourcecode qui correspond à un rejeu de l'état de la mer (hindcast) de la façade Atlantique européenne et de la Manche entre 1994 et 2020, basée sur le modèle de propagation des vagues Wavewatch III (Raillard et al., 2023).

En Manche, au large de la Bretagne nord, les trains de vagues proviennent majoritairement d'une direction ouest-nord-ouest (280°) en lien avec les vents dominants arrivant de l'Atlantique Nord (Figure 6B). En baie de Saint-Brieuc cette direction dominante s'exprime moins du fait de la position abritée de la baie aux influences Atlantiques (Figure 6A). Les houles atlantiques sont diffractées au niveau de la pointe de l'Arcouest prenant alors une direction plus franchement nord-ouest voire nord est en fond de baie et atténuant les hauteurs. Il apparaît que la baie de Saint-Brieuc bénéficie de conditions très abritées comparativement aux zones plus ouvertes de la Manche Occidentale.

Au sein de la baie, la hauteur moyenne des vagues significatives ( $H_s$ ) évolue entre 0,1 et 3,6 m avec une valeur médiane de 0,6 m et une moyenne de 0,7 m. La période moyenne de ces vagues ( $T_{02}$ ) est comprise entre 1,3 et 11,2 s pour une valeur médiane de 3 s et une valeur moyenne de 3,2 s. La hauteur  $H_s$  des vagues est inférieure à 2,3 m 99 % du temps.

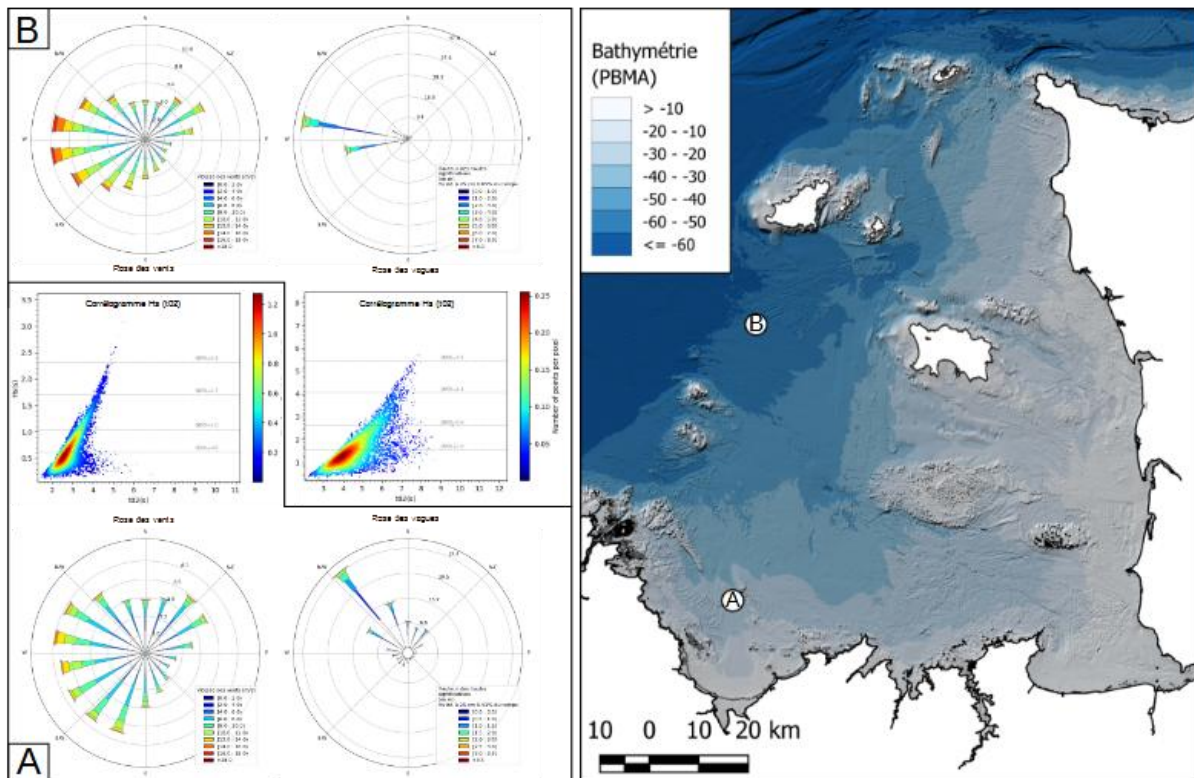


Figure 6 : Variations des paramètres métocéaniques dans le Golfe Normand-Breton selon la position (Vagues de hauteur  $H_s$ ,  $T_{02}$ ., direction des vents). A) Au centre de la baie de Saint-Brieuc. B) En domaine ouvert aux influences atlantiques en Manche occidentale.

## 4 Methodologie

### 4.1 Acquisition sismique et bathymétrie

Ces missions GeoSaintBrieuc 2018 (30/03/2018 au 11/04/2018) et 2022 (acquisition 30/04/2022 au 10/05/2022) (1 710 km de longueur totale) ont pour objet d'imager le fond et la sub-surface de la baie de Saint-Brieuc par sismique THR sparker et par l'acquisition d'une dalle bathymétrique sur la zone du banc de la Horaine en 2022 (Figure 7). L'acquisition des données sismique a été réalisé avec une source SIG, un peigne sparker et une flute monotrace. Les paramètres du signal émis ont été adaptés aux conditions de mer et aux matériaux rencontrés. Ainsi la fréquence du signal est de 4 000 Hz et la puissance de 250 ou 500 J selon la situation. La cadence de tir est de 0,25 Hz (4 tirs/s) ou 0,5 Hz (2 tirs/s) et la longueur d'écoute de 250 ou 400 ms selon la profondeur.

La bathymétrie a été acquise au sondeur multifaisceaux EM2040 pour un signal de fréquence 300 kHz permettant une résolution infra métrique de la trace relevée.

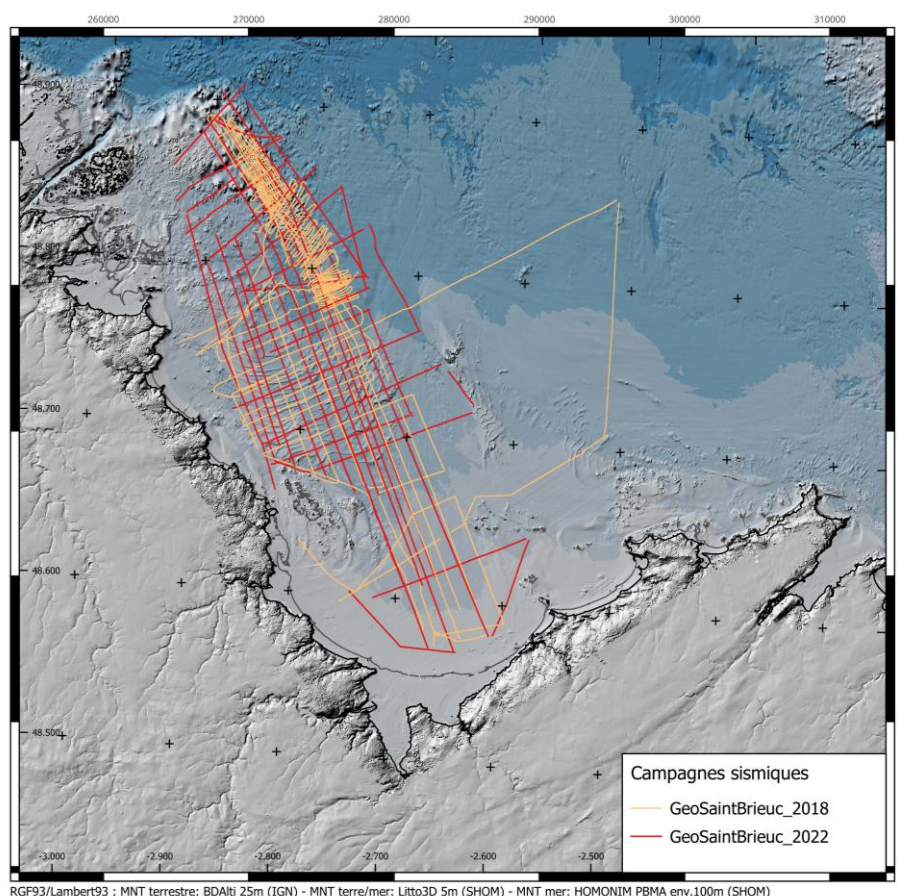


Figure 7: Plan de positionnement des profils sismiques des mission GeoSaintBrieuc 2018 et 2021. ©MENIER David (2018 et 2022) GEO ST BRIEUC 2018 & 2022, <https://doi.org/10.17600/18000412>; <https://doi.org/10.17600/18002044>

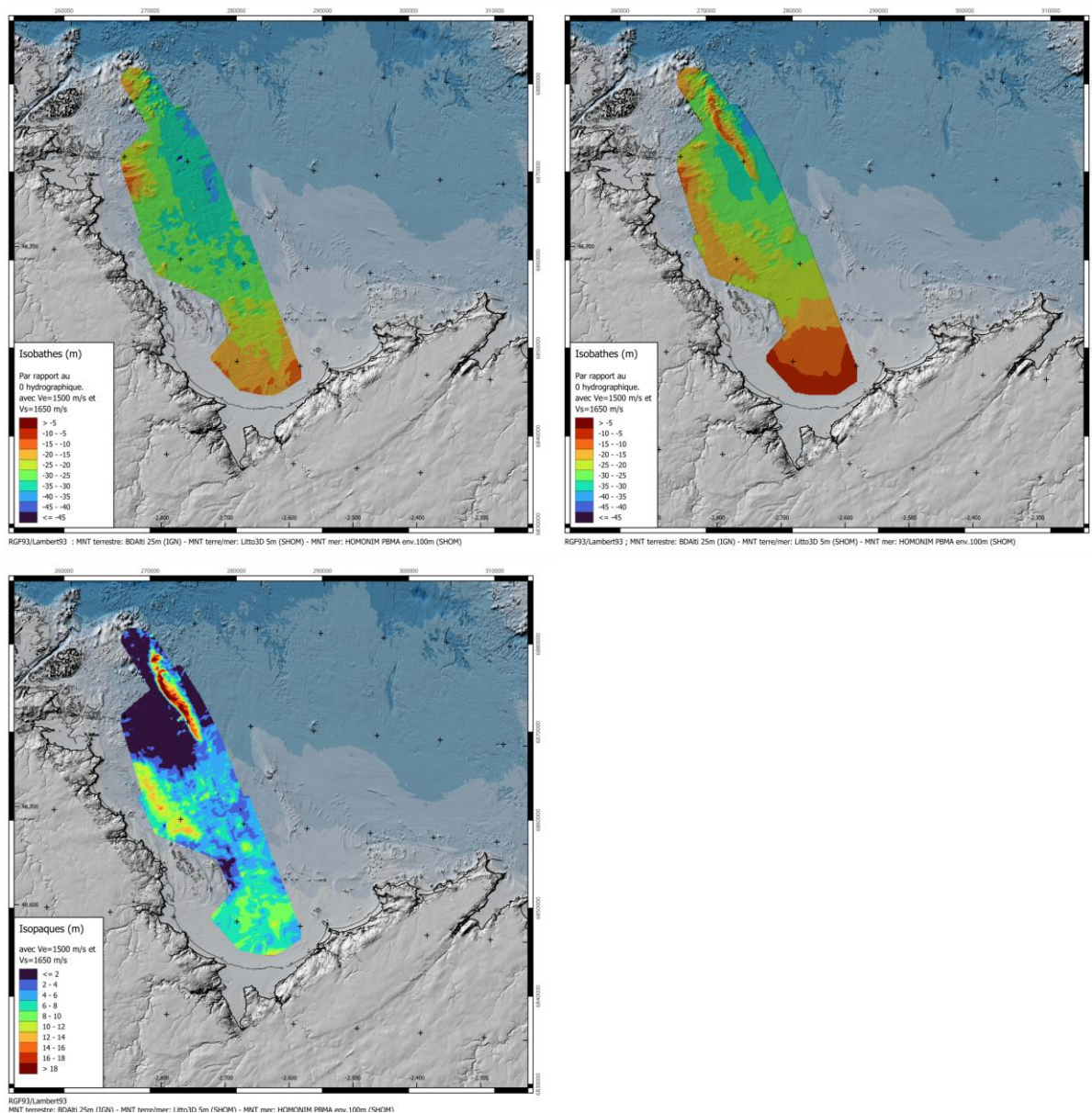
### 4.2 Topographie numérique

Le fond marin et le toit du socle cristallin ont été pointés sur chaque profil sismique des missions d'acquisition sismique GeoSaintBrieuc 2018 (Figure 7). Le pointé numérique a été réalisé sur la suite logicielle Delph Interpretation. Chaque profil a été corrigé en utilisant les fichiers de hauteur d'eau du

SHOM par rapport au zéro hydrographique (station REFMAR de Saint-Quay Portrieux) et de la géométrie du dispositif d'acquisition.

L'interpolation des pointés numériques a été fait par création de Triangulated Irregular Network (TIN) sur QGIS. Des surfaces en temps double (TWTT en ms) sont ainsi obtenues pour le fond marin et le toit du socle cristallin (Figure 8). La soustraction de ces deux surfaces nous permet ainsi d'obtenir la carte d'isochrones des sédiments compris entre ces deux surfaces (Figure 8). Enfin l'inversion temps/profondeur est réalisée en prenant une vitesse moyenne du son dans l'eau salée de 1 500 m/s et de 1 650 m/s dans les sédiments sableux (Kim et al., 2017).

*Dans ce rapport les profondeurs sont toutes exprimées par rapport au zéro des cartes marines soit le niveau marin des plus basses mers astronomiques (PBMA).*



*Figure 8 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) des surfaces pointées en sismique après inversion temps/profondeur. Les profondeurs sont exprimées par rapport au zéro des cartes marines à savoir le niveau des plus basse mers astronomique (PBMA). En haut à gauche, carte des isobathes de la surface au toit du socle ; en haut à droite, carte des isobathes du fond marin ; en bas à gauche carte des isopaches des sédiments compris entre le fond marin et le toit du socle.*

## 5 Description géomorphologique numérique

### 5.1 Morphologie de la couverture sédimentaire meuble de la baie de Saint-Brieuc

Les sédiments de la baie de Saint-Brieuc consistent en des sables fins à moyens formant un prisme s'épaississant vers la côte et reposant au toit du socle cristallins par l'intermédiaire d'une surface basale. Trois ensembles caractérisés par leur localisation et par leur morphologie tridimensionnelle peuvent être distingués à partir des campagnes sismiques de GeoSaintBrieuc 2018 et GeoSaintBrieuc 2022 en baie de Saint Brieuc. On rencontre du sud au nord de la baie :

- Le prisme littoral d'avant côte au large de l'anse d'Yffiniac
- Le prisme de Goëlo accolé à la côte occidentale entre la Pointe de Minard et les Roches de Saint Quay
- Le banc de la Horaine au sud du plateau du même nom

#### 5.1.1 Description de la morphologie de la surface de base

Les sédiments meubles de la baie reposent sur le substratum cristallin par l'intermédiaire d'une surface d'extension régionale (Figure 8 ; Figure 9). Cette surface présente une topographie régulière en pente constante depuis les côtes ouest et sud, vers la Dépression Centrale et le Seuil du Grand Léjon. Localement elle forme de petites incisions probablement chenalisantes (inférieur à 250 m de large moins de 2 ms d'épaisseur acoustique) sans que la continuité de ces chenaux ne puisse être établie entre deux profils parallèles. La résolution du MNT de cette surface ne permet pas d'imager correctement ces incisions, ce qui tendrait à confirmer la forte divagation de ce type d'objet ainsi que leur extension géographique limitée.

Interprétation : Cette surface correspond à une surface d'abrasion régionale. Sa formation accompagne le recul du trait de côte et marque le recul concomitant de la profondeur d'érosion des vagues sur le fond au cours de la dernière remontée du niveau marin au cours de l'Holocène. Elle érode toutes les formations sous-jacentes, qui en baie de Saint-Brieuc correspond au socle cristallin cadomo-hercynien. Localement, cette surface se confond avec des chenaux tidaux plus ou moins pérenne mais d'extension limitée à quelques dizaines de mètres de large car exploitant des directions structurales.

#### 5.1.2 Le prisme littoral d'avant côte au large de l'anse d'Yffiniac

Régionalement, les dépôts meubles forment un prisme de plus de 10 ms twtt d'épaisseur (environ 7,5 m) au large du Rocher de Trahillion s'amincissant jusqu'à 5 ms twtt (environ 4 m) au pied du plateau des Hors remplissant la surface de base au toit du socle cristallin (Figure 9 ; Figure 10). Le toit de ce prisme passe de la côte -10 m près du Trahillion à -20 m vers le large.

D'un point de vue plus local, les réflecteurs présentent deux configurations distinctes :

- 1) des grandes obliques basses fréquences et fortes amplitudes sub-parallèles progradantes vers la côte formant des downlaps sur la surface de base (Figure 9 ; Figure 10)
- 2) des petits groupements de réflecteurs de quelques dizaines à très haute fréquence, d'amplitude moyenne devenant localement chaotique à fort pendage s'emboitant et tronqués par des petites surfaces d'érosion chenalisantes (Figure 9 ; Figure 10)

Interprétations : La direction des grandes obliques progradantes vers la côte indique une influence prépondérante de la dynamique de marée montante dans la formation de ce qui apparaît donc être un delta de flot. Il se construit par l'empilement de chenaux de marée décamétriques à hectométriques à faciès plus chaotiques.

### 5.1.3 Le prisme de Goëlo

Régionalement, les sédiments s'organisent en un corps prismatique à forte dissymétrie est-ouest de part et d'autre d'une crête sableuse s'étendant entre la Basse du Château et le nord des Roches de Saint-Quay par 15 m de profondeur. A cet endroit le corps sableux atteint du maximum de son épaisseur dépassant les 15 ms twtt (environ 12 m). Latéralement vers l'est, l'épaisseur de sédiment s'amenuise passant de 10 ms twtt au pied de la Basse du Château à moins de 6 ms twtt (environ 5 m) sur la bordure est de l'emprise des isochrones par - 25 m de profondeur. Le toit est marqué par des dunes asymétriques atteignant quelques centaines de m de longueur d'onde, à crêtes faiblement courbées et progradantes vers le SSE (Figure 9 ; Figure 10).

À l'intérieur de ce prisme, les réflexions sont chaotiques ou à très hautes fréquences formant des drapages isopaques s'organisant localement en corps sigmoïdaux et s'amalgamant par l'intermédiaire de surfaces chenalissantes présentant une rugosité diffuse et irrégulière formant des reliefs de moins de 3 ms twtt (environ 2 m) (Figure 9 ; Figure 10).

Interprétations : Le prisme de Goëlo correspond à une vague de sable tidale. Il est constitué de l'emboîtement et du chevauchement de dunes progradantes vers le SSE parallèlement à la côte. Leur dynamique apparaît en cohérence avec l'influence des courants de flot bien qu'une composante de dérive littorale ne puisse être exclue, notamment en s'approchant de la côte et pour des épisodes de tempêtes, pour expliquer le caractère unidirectionnel de ces objets dans un contexte tidal de haute énergie et donc bidirectionnel.

### 5.1.4 Le banc de la Horaine

Le banc de la Horaine est archétypal de la vague de sable (sand wave de Berné et al, 1988) ou ride (tidal ridge de Reynaud et Dalrymple, 2011) pluri-kilométrique (11,3 km de longueur et 2,8 km de large) se déposant en bannière derrière le plateau de la Horaine (Figure 4 ; Figure 9 ; Figure 10). À grande échelle, il présente un profil assymétrique atteignant une hauteur de plus de 20 m entre le sommet de sa crête la plus haute (-6 m) de direction N145 et sa surface basale érosive (-25 à -30 m) (Figure 12). Le bord au flot fait face au nord-est et le bord abrupt, sous le flot, au sud-ouest. A plus petite échelle, son toit apparaît crénelé de dunes de longueur d'onde hectométriques assymétriques. La forme de leurs crêtes évolue du nord vers le sud passant de lingoïde au pied du plateau de la Horaine à ondulée au centre du banc puis droites à l'extrémité sud du banc et de direction générale est-ouest. Les réflexions internes, de moyennes amplitudes et moyenne fréquence s'organisent en forsets parallèles progradant vers le sud-ouest sous forme de corps prismatiques imbriqués. Ces corps sont limités au mur et au toit par des surfaces à topographies complexes, souvent sigmoïdes et tronquant le toit des corps sous-jacents (Figure 9 ; Figure 10).

Le quart méridional montre une organisation plus simple, sans imbrication et en progradation pure vers le sud-ouest. Dans cette partie du banc, le toit ne comporte pas de dunes.

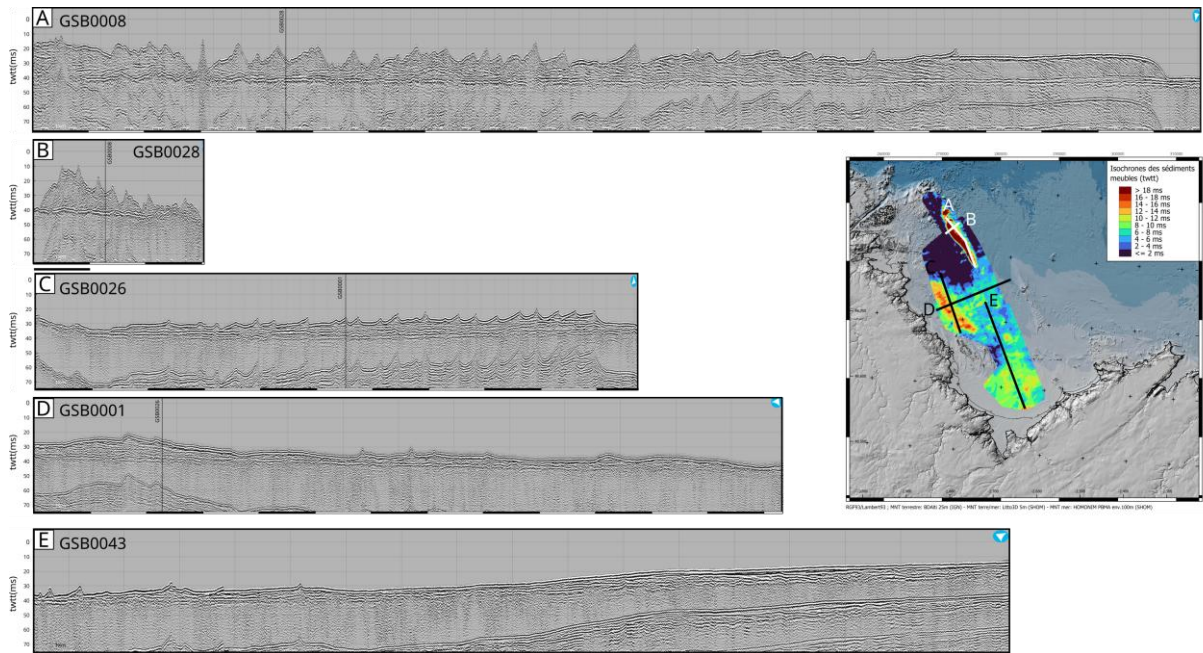


Figure 9: Profils sismiques bruts de la campagne GeoSaintBrieuc 2021((10 ms équivaut à environ 8 m).

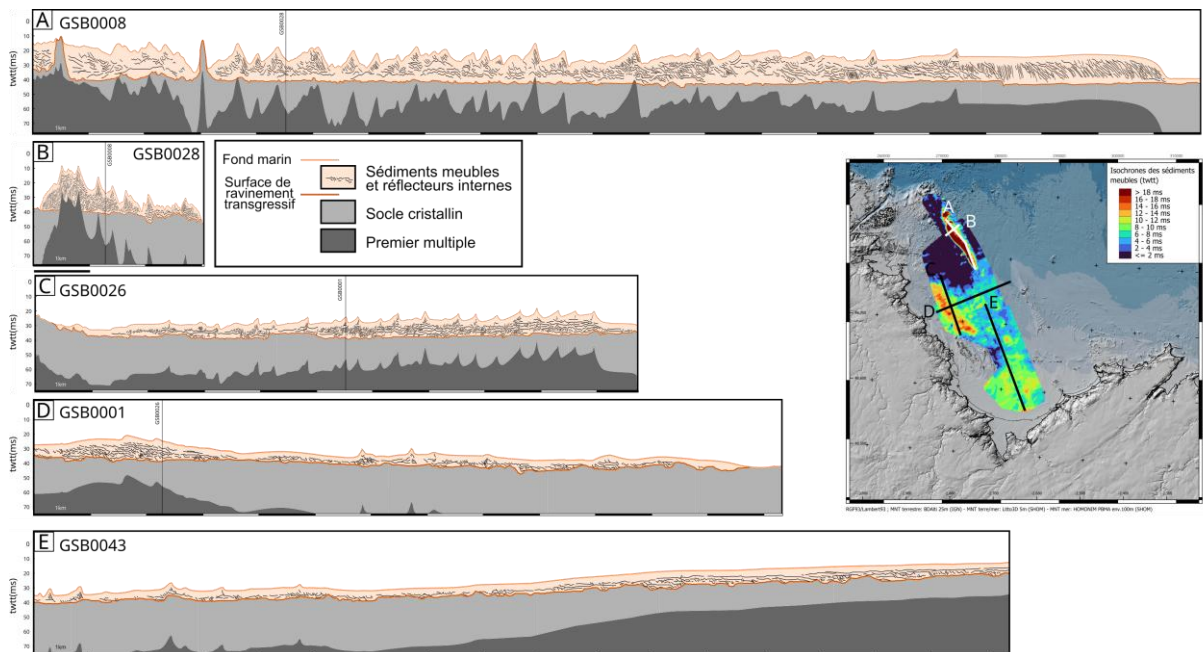


Figure 10: Profils sismiques interprétés de la campagne GeoSaintBrieuc 2021 (10 ms équivaut à environ 8 m).

Interprétation : Le banc de la Horaine correspond à une ride tidale (tidal ridge, Reynaud and Dalrymple, 2011), formée par l'emboîtement de nombreuses dunes. La direction de progradation suggérée par les directions des foresets vers le sud-ouest suggère une construction du large vers la côte par la dynamique tidale très énergétique à une profondeur d'environ -20 m pour des vitesses de courant au flot supérieur à  $1 \text{ m.s}^{-1}$  au maximum de vitesse (Figure 5).

## 5.2 Transfert sédimentaire

La mise en place d'une ride sableuse à l'abri du plateau de la Horaine est attribuée au remaniement d'un stock sableux façonnée au cours la remontée du niveau marin de l'Holocène (Augris et al., 1996). Traoré et al (2021) rapporte en outre des coquilles de lamellibranches datées à 3 500 ans Cal BP au toit du banc traduisant le piégeage des sédiments et le remaniement de ceux-ci à l'actuel. Aux vues de la position, de la profondeur et du contexte hydrodynamique local notamment tidal mais aussi métocéanique auxquels le banc de la Horaine est soumis, il est certain que ce dernier reste une forme toujours active. Les modalités de cette mobilisation sédimentaire et l'intensité de celle-ci restent cependant à définir.

### 5.2.1 Morphodynamique du banc de la Horaine

Les dunes hydrauliques asymétriques présentes au toit du banc de la Horaine témoignent d'une origine unidirectionnelle associée aux courants tidaux dans la zone mais selon des modalités complexes selon la position sur le banc. Le courant à l'origine d'une dune est 1) perpendiculaire à la direction de la crête et 2) orienté du bord faiblement penté (au flot) vers le bord abrupt (sous le flot).

A l'échelle du banc il apparaît que le versant sous le flot du banc présente des dunes migrant vers le nord tandis que les dunes portées par le versant sous le flot indiquent un courant orienté vers le sud (Figure 11A). Cette organisation différentielle résulte de la création d'une cellule de courant rotative. Celle-ci est amorcée par l'interaction des courants tidaux de directions opposées au flot et au jusant, avec la topographie locale à savoir la rugosité du fond (plateau de la Horaine) mais aussi avec la topographie de la ride elle-même dont la crête est subparallèle aux courants tidaux maximum (Reynaud et Dalrymple, 2011). La friction sur le fond produit une déflexion des courants, amplifiées par la force de Coriolis vers la droite dans l'hémisphère nord formant des vortex locaux ((Figure 11B). Ce sont ces derniers qui conduisent à construire la ride en ramenant les sédiments vers la crête.

La résultante de l'action de ces courants centripètes à l'échelle du banc est la formation d'une gyre de courants résiduels de sens horaire centrée sur la ride et piégeant les sédiments. À plus petite échelle cette gyre est visible dans la formation de dunes de directions opposées de part et d'autre de la crête du banc (Figure 11 C).

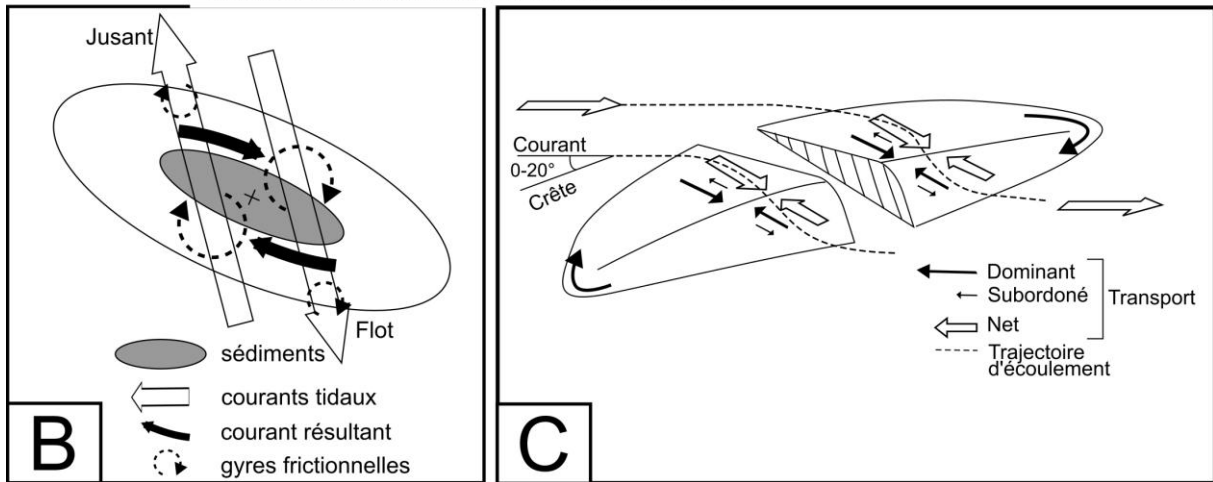
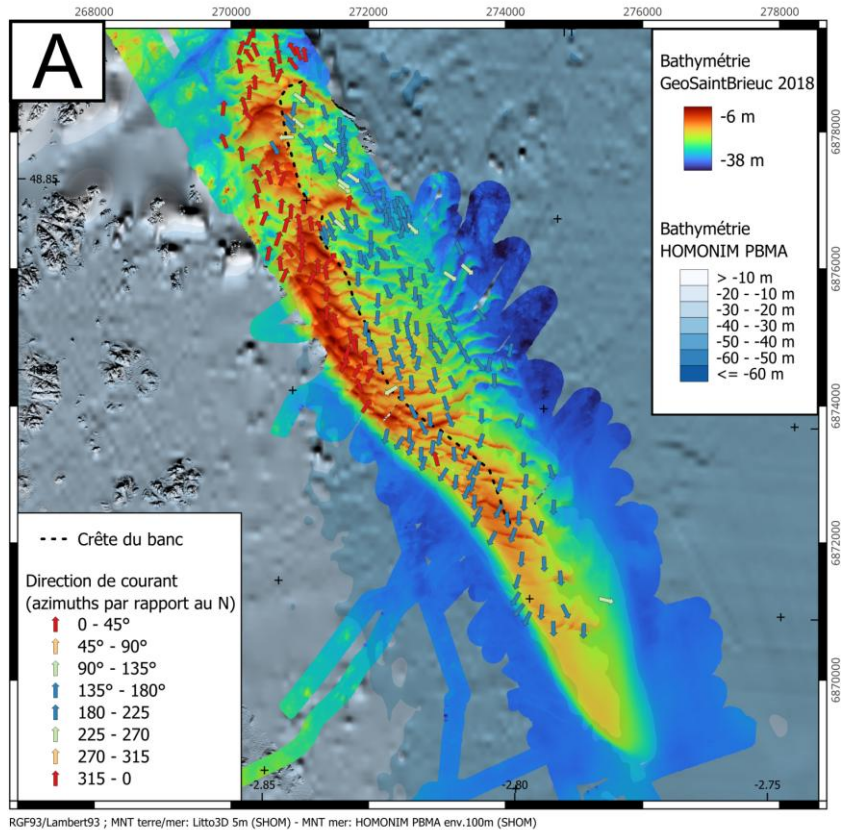


Figure 11: Fonctionnement morphodynamique du banc de la Horaine. Les azimuths reportés correspondent aux directions des lignes perpendiculaires aux crêtes des dunes et portée par la face abrupte de la dune. A) Cartographie des directions de courants déduite des directions des crêtes de dunes hydrauliques (données bathymétriques) GeoSaintBrieuc 2018. B) Schéma conceptuel des régimes de courant sur une ride tidale sableuse légèrement oblique au courant de flot et de jusant (d'après Reynaud et Dalrymple, 2011). L'intensité des gyres augmente au niveau la crête favorisant le transport par charriage sur le fond et élevant la crête de la ride. C) Modèle conceptuel des directions de courant et du transport sédimentaire associé sur une ride tidale légèrement oblique aux courants de marée maximaux (d'après Reynaud et Dalrymple, 2011). Les courants dominants résultent des vortex créés par friction de l'écoulement sur le fond. La zone de crête est une zone de convergence du fait de courants dominant opposés

### 5.2.2 Migration des dunes hydrauliques entre 30/03 10/04/2018 et 30/05/2021

Un relevé bathymétrique du banc de la Horaine à une résolution de 5 m a été réalisé en mars/avril 2018 au cours de la mission GeoSaintBrieuc 2018. Le programme Litto3D (SHOM) met à disposition un MNT à 5 m de résolution sur la même zone acquise le 30 mai 2021 d'emprise comparable bien que légèrement moins grande. La soustraction pixel à pixel des deux jeux de données (bathymétrie Litto3D 2021 – bathymétrie GeoSaintBrieuc 2018) permet d'évaluer le déplacement des sédiments aussi bien verticalement que latéralement à l'erreur de positionnement près (de l'ordre du mètre) sur la période (Figure 12).

Le transect A montre des rides qui ont migré vers le nord de 44,75 m en moyenne entre avril 2018 et mai 2021 (38 mois) ce qui donne une vitesse moyenne de 1,17 m/mois. Les transects B à E en revanche montrent des rides s'étant déplacé vers le sud avec une distance moyenne décroissante passant de 41,5 m au niveau du transect B (1,09 m/mois), 32,25 m sur le transect C (0,84 m/mois) et 11 m au transect D (0,3 m/mois)(Figure 12). Le transect E révèle une la progradation de 30 m vers le sud (0,79 m/mois) avec la caractéristique notable de ne pas présenter de rides et d'enregistrer une aggradation verticale uniforme et inférieure à 1 m de sédiments (Figure 13). Les rides du transect A montre un déplacement opposé à celles du transect B sur une distance équivalente (Figure 12) indiquant une mobilité centrée sur cette partie du banc. En outre ceci confirme la dynamique de gyre présentait dans la partie 5.2.1 tout en la quantifiant (Figure 11A, B, C).

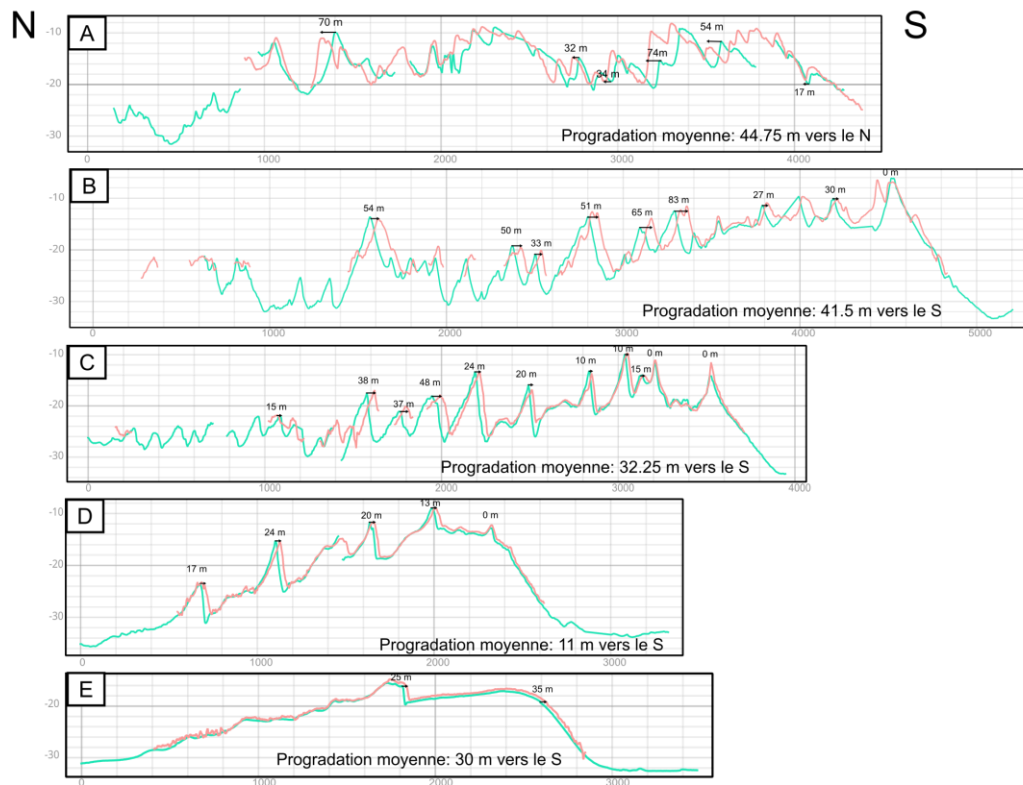
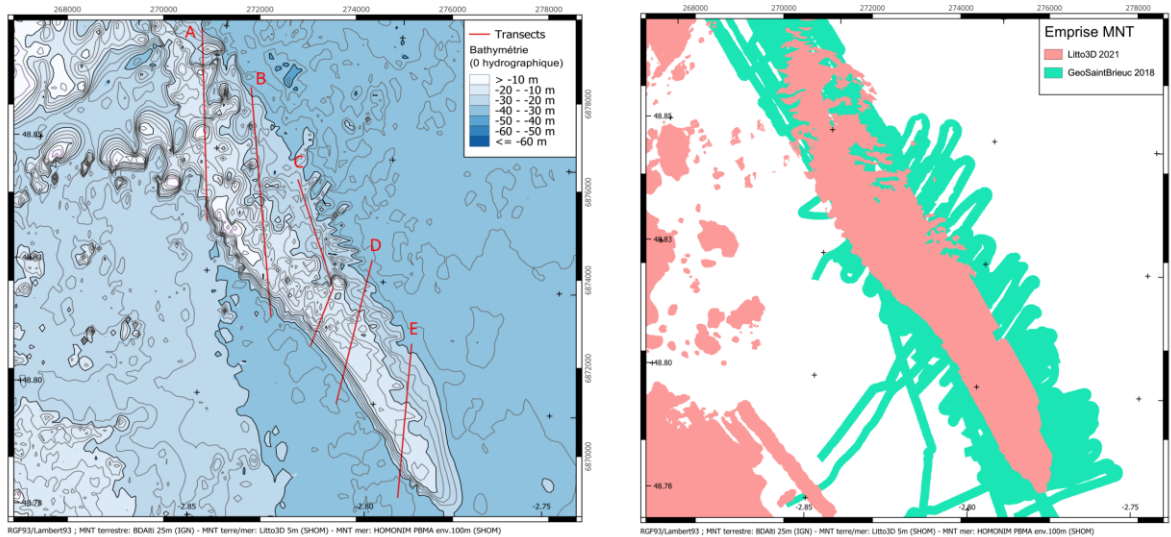


Figure 12: Comparaison des profils bathymétriques entre Litto3D (SHOM - mai 2021) et GeoSaintBrieuc (LGO-UBS - avril 2018) du nord au sud du banc de la Horaine. Les valeurs de progradation moyenne sont une moyenne des distances mesurées entre les crêtes des dunes repérées sur Litto3D et la bathymétrie de GeoSaintBrieuc 2018.

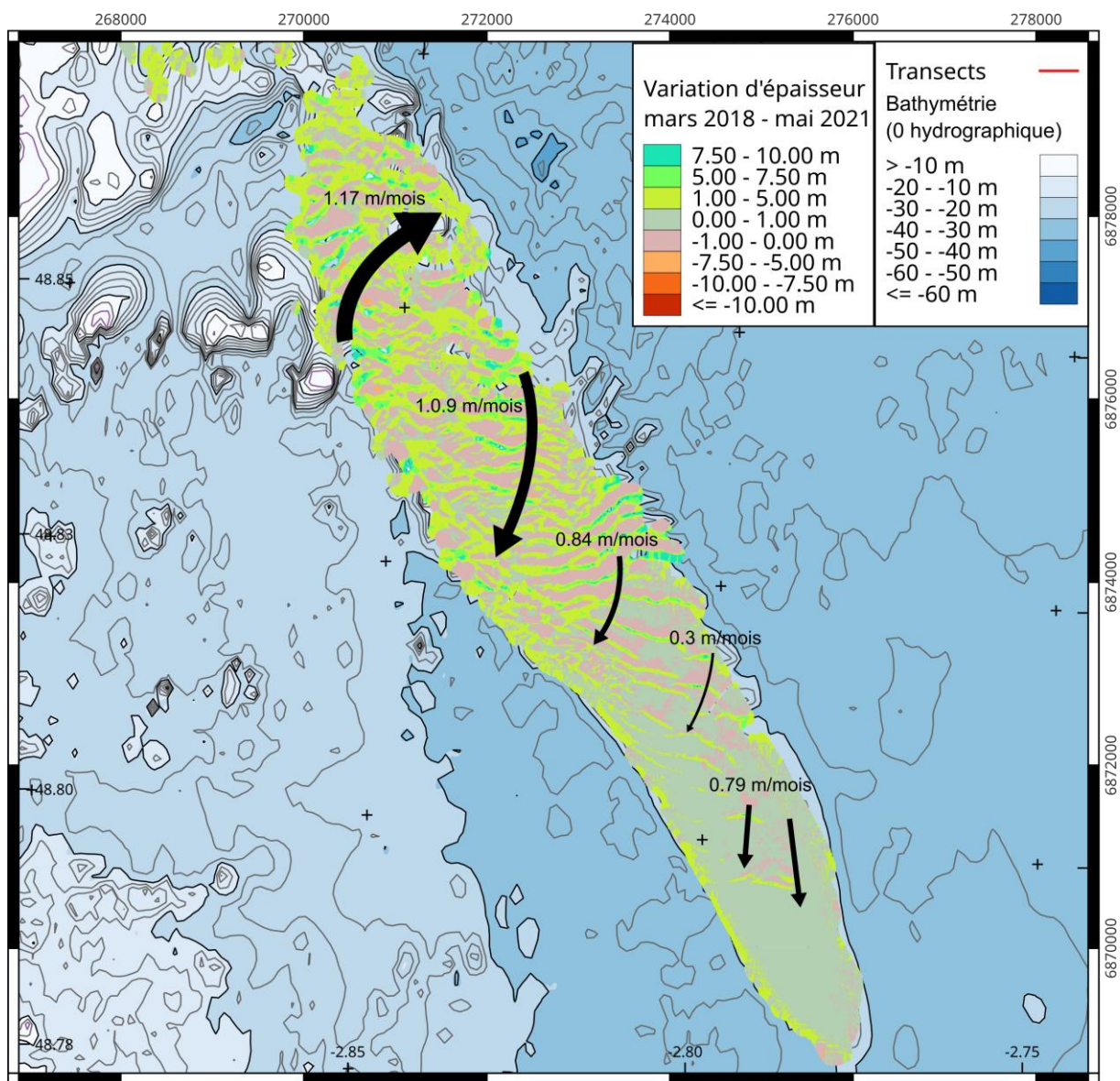


Figure 13: Carte des différences topographiques entre le MNT issu du programme Litto3D en Baie de Saint-Brieuc (SHOM) acquis en mai 2021 et la bathymétrie acquise au cours de la mission GeoSaintBrieuc 2018 (LGO-UBS) en mars/avril 2021. Les flèches noires correspondent aux trajectoires approximatives de progradation des dunes et les valeurs indiquées correspondent aux vitesses calculées sur 38 mois.

## 6 Conclusion

La baie de Saint-Brieuc est installée sur un domaine de socle cristallin neoproterozoïque à paléozoïque. Ce domaine ancien est structuré par les directions de failles cadomiennes (N70) et permo-triasique (N145) formant l'escarpement de son littoral ouest délimitant son littoral. Cette configuration formant en angle droit ouvert vers le nord, est telle qu'elle offre à la baie une protection aux influences Atlantiques. Les houles d'ouest sont réfractées au niveau de la pointe de l'Arcouest. Présentant un des marnages les plus amples du monde, le régime hydrodynamique est dominé par de puissants courants de marée. La couverture meuble est principalement produite par le démantèlement sur place du socle et par une forte production biogène carbonatée tandis que les apports de puit la Manche sont probablement très réduits. Il s'agit donc principalement d'un stock sédimentaire piégé par les courants giratoires résultant de la dynamique tidale depuis la transgression de l'Holocène.

Les missions sismiques GeoSaintBrieuc 2018 et 2022 (©MENIER David (2018 et 2022) GEO ST BRIEUC 2018 & 2022, <https://doi.org/10.17600/18000412>; <https://doi.org/10.17600/18002044>) ont permis de cartographier la couverture sédimentaire meuble subtidale et d'en comprendre la dynamique. Cette couverture sédimentaire correspond à un comblement dynamique organisé en dunes (x10 m de longueur d'onde) et rides (x100 m de longueur d'onde) migrantes vers le sud sous l'influence des agents hydrodynamiques. Trois grands ensembles ont été imagés du sud au nord à savoir :

- Le prisme d'avant côte d'Yffiniac qui correspond à un delta de flot comblant le fond de baie
- Le prisme de Goëlo et ses dunes migrantes longitudinalement à la côte d'influence mixte marée/vague
- Le banc de la Horaine ride tidale archetypale dont le modelage est autoentrenue et résulte de l'interaction entre les courants tidaux et la topographie de la ride elle-même modulant ces courants. La comparaison des relevés bathymétriques dans la zone montre une construction en rotation horaire, centre sur la pointe nord du corps sableux et atteignant des vitesses de déplacement de l'ordre du mètre/mois.

## 7 Bibliographie

- Augris, C., Hamon, D., Mazé, J.-P., Bonnot-Courtois, C., Garreau, P., Guennoc, P., Guénolé, A., & Houlgatte, E. (1996). *Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc (Côtes-d'Armor)*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00031/14246/>
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., & Pitra, P. (2013). Histoire Géologique du Massif armoricain : Actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, (D), 10-11, 5*.
- Gautier, E., Augris, C., Simplet, L., Prevot, J., Drussel, B., Abrieux, E., Morvan, L., de Chambure, L., Maze, J.-P., Simplet, L., Prevot, J., Drussel, B., Abrieux, E., Morvan, L., de Chambure, L., & Maze, J.-P. (2012). *Inventaire des ressources en matériaux marins. Façades Bretagne et Sud-Gascogne* (23646; p. 172). Ifremer. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00125/23646/>
- Kergadallan, X., Le Berre, A., Sanquer, R., & Hedou, F. (2023). *Candhis : Analyses 2023 des états de mer : Tome 1 - Mer du Nord, Manche et Atlantique* (23-RE-0001\_Candhis-2023; p. 346). DTecREM / DREL. <https://doc.cerema.fr/Default/doc/SYRACUSE/595381/candhis-analyses-2023-des-etats-de-mer-tome-1-mer-du-nord-manche-et-atlantique>
- Kim, S., Lee, G. S., Kim, D., Hahn, J., & Ryang, W.-H. (2018). Variation of temperature-dependent sound velocity in unconsolidated marine sediments: Laboratory measurements. *Marine Georesources & Geotechnology, 36(3), 280-287*. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2016.1277442>
- Lefort, J.-P. (1975). *Étude Géologique et Géophysique du socle submergé à l'ouest de la France* [Phd thesis, Université de Rennes]. <https://insu.hal.science/tel-01759261>
- Menier D., (2018 et 2022) GEO ST BRIEUC 2018 & 2022, <https://doi.org/10.17600/18000412>; <https://doi.org/10.17600/18002044>
- Raillard, N., Chabot, S., Maisondieu, C., Darbynian, D., Payne, G., & Papillon, L. (2023). RESOURCECODE : A Python package for statistical analysis of sea-state hindcast data. *Journal of Open Source Software, 8(83), 4366*. <https://doi.org/10.21105/joss.04366>
- Reynaud, J.-Y., & Dalrymple, R. W. (2012). Shallow-Marine Tidal Deposits. In R. A. Davis Jr. & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 335-369). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_13](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_13)

- Ters, M. (1973). Les variations du niveau marin depuis 10000 ans le long du littoral atlantique français. *Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement. Travaux Français récents.*, 36, 114-135.
- Traoré, K., Menier, D., Gensac, E., Le Roy, P., Lambert, C., Bessin, P., Pedoja, K., Duperret, A., & Le Gall, R. (2021). Evolution of a Holocene banner bank controlled by morphodynamics and structural setting of a macrotidal coast : Saint-Brieuc Bay (NW-Europe). *Geoscience Frontiers*, 12(5), 101183. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101183>
- Vignerresse, J.-L. (1988). La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France*, 4, 3-10.