



HAL
open science

L'estuaire de la Vilaine : évolution naturelle et anthropisation

Camille Traini

► **To cite this version:**

Camille Traini. L'estuaire de la Vilaine : évolution naturelle et anthropisation. Géomorphologie. UBS, 2009. Français. NNT : . tel-02382591

HAL Id: tel-02382591

<https://hal.science/tel-02382591v1>

Submitted on 27 Nov 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE SUD
sous le sceau de L'université Européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de :
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
DE BRETAGNE SUD
Mention : Géographie et aménagement
École Doctorale des Sciences Humaines et Sociales

présentée par
Camille Traini
Préparée à l'E.A. 2219
Géo Architecture

L'estuaire de la Vilaine : évolution naturelle et anthropisation

Thèse soutenue le 17 décembre 2009
devant le Jury composé de :

Benoît LAIGNEL
Professeur Université de Rouen / rapporteur
Hervé REGNAULD
Professeur Université Rennes 2 / rapporteur

Eric CHAUMILLON
Maître de Conférences Université de La Rochelle / examinateur
Philippe SORREL
Maître de Conférences Université de Lyon 1 / examinateur

David MENIER
Maître de Conférences Université de Bretagne Sud / directeur de thèse
Jean-Noël PROUST
Directeur de recherches CNRS Université de Rennes 1 / directeur de thèse

Table des matières

I	Problématique et contexte de l'étude	7
	INTRODUCTION.....	7
	I.A. Contexte d'étude	9
	I.A.1. Cadre Géographique.....	9
	I.A.2. Cadre Géologique.....	14
	I.A.2.a. Cadre géologique, cadre structural et naissance du réseau du bassin versant de la Vilaine.....	14
	I.A.2.b. Description structurale et géomorphologique de l'estuaire de la Vilaine.	15
	I.A.3. Travaux Antérieurs.....	17
	I.A.3.a. Les prélèvements sédimentaires.....	18
	I.A.3.b. La turbidité.....	19
	I.A.3.c. Les levés bathymétriques et topographiques.....	20
	I.A.3.d. Les données de courants de marée, de houle et de débit fluvial	20
	I.A.3.e. Les débits fluviaux	24
	I.A.3.f. Les caractéristiques physico-chimiques de la masse d'eau.....	24
	I.A.3.g. Les données écologiques.....	25
	I.A.3.h. Carottages et profils sismiques	26
II	Méthodologie	29
	INTRODUCTION.....	29
	II.A. Cartographie aérienne et sous-marine	29
	II.A.1. Le géoréférencement	30
	II.A.2. Levé topométrique (Le LiDAR).....	31
	II.A.3. Levés bathymétriques.....	33
	II.B. Etude du remplissage sédimentaire	34
	II.B.1. La tomographie électrique.....	35
	II.B.2. Les carottages	36
	II.B.3. Les datations AMS	39
	II.B.4. Spectrométrie de fluorescence X.....	40
	II.B.5. La sismique réflexion	41
	II.B.5.a. Le Sparker	43
	II.B.5.b. Le Boomer	43
	II.B.5.c. Le Chirp	44
III	Fonctionnement actuel et historique de l'estuaire de la vilaine et Impact des flux hydrosédimentaires sur son évolution récente	47
	INTRODUCTION.....	47
	III.A. Données et méthodes.....	48
	III.B. Présentation géographique	49
	III.C. Situation géologique, morphostructurale et géomorphologique	50
	III.D. Hydrodynamique de l'estuaire	50
	III.E. Conséquences de la construction du barrage d'Arzal	51
	III.F. Les principaux environnements sédimentaires actuels	52
	III.F.1. Les slikkes	52

III.F.2.	Les schorres	60
III.F.3.	Les cordons littoraux	62
III.G.	Evolution historique de la morphodynamique de l'estuaire.....	67
III.G.1.	Les slikkes	67
III.G.2.	Les schorres.....	70
III.G.3.	Les cordons littoraux.....	72
III.H.	Discussion générale.....	75
III.H.1.	Principales caractéristiques naturelles de l'estuaire de la Vilaine. Situation par rapport aux grands modèles d'estuaires	75
III.H.2.	Modifications de la dynamique de l'estuaire suite à la construction du barrage	76
III.H.3.	Bilans sédimentaires globaux et dynamique des estuaires.....	77
III.H.4.	Conséquences probables des variations du niveau de la mer sur l'évolution de l'estuaire anthropisé.....	77
III.I.	Conclusion.....	80

IV Etude des dépôts holocènes de l'estuaire de la vilaine et de leur connexion avec ceux de la baie 82

INTRODUCTION.....	82	
IV.A.	Cadre structural et morphologique.....	83
IV.B.	Matériel et méthodes	83
IV.B.1.	Données géophysiques	84
IV.B.1.a.	Chirp	84
IV.B.1.b.	Tomographie électrique.....	84
IV.B.2.	Données sédimentaires	86
IV.B.2.a.	Carottes	86
IV.B.2.b.	Datations AMS	88
IV.B.2.c.	Foraminifères et granulométrie	89
IV.B.2.d.	ScopiX.....	92
IV.B.2.e.	Spectromètre de fluorescence X	92
IV.C.	Stratigraphie	92
IV.C.1.	Faciès géophysiques.....	92
IV.C.1.a.	Chirp	92
IV.C.1.b.	Tomographie électrique.....	95
IV.C.2.	Faciès sédimentaires.....	96
IV.C.3.	Faciès géochimiques	100
IV.D.	Discussion : géométrie, nature et chronologie du remplissage	101
IV.D.1.	Morphologie du socle.....	101
IV.D.2.	Géométrie et nature du remplissage	105
IV.D.3.	Chronologie du remplissage.....	106
IV.D.4.	Analyses géochimiques des séquences	109
IV.D.5.	Modèle d'évolution	110

V Synthèse et conclusions générales 114

INTRODUCTION.....	114	
V.A.	Rappels et objectifs de l'étude	114
V.B.	Principaux résultats	115
V.B.1.	Contrôle eustatique et climatique des dépôts sédimentaires	115

V.B.1.a.	La vallée fossile de la Vilaine : architecture du remplissage holocène	115
V.B.1.b.	Le prisme sédimentaire côtier depuis 50 ans (Unité 5) : marais maritimes, slikkes et cordons	116
V.B.1.c.	Impact de la NAO	117
V.B.2.	Rôles de la géomorphologie : Préservation des sédiments et contrôle de l'hydrodynamisme	118
V.B.2.a.	La vallée fossile de la Vilaine : Préservation du cortège transgressif holocène	118
V.B.2.b.	La sédimentation récente et l'hydrodynamisme des 40 dernières années	118
V.B.3.	Estuaires et Anthropisme	119
V.B.3.a.	Amplitude et intensité de la marée	119
V.B.3.b.	Artificialisation du débit fluvial	119
V.B.3.c.	Augmentation du batillage	120
V.C.	Conclusions et perspectives	120

Liste des figures

Figure I.1 : Carte topographique du bassin versant de la Vilaine.	11
Figure I.2 : Carte pluviométrique du bassin versant de la Vilaine.	12
Figure I.3 : Carte bathymétrique du Mor-Braz.	13
Figure I.4 : Carte géologique du bassin versant de la Vilaine.	14
Figure I.5 : Segmentation de l'estuaire de la Vilaine.	16
Figure I.6 : Topographie et géologie de l'estuaire de la Vilaine.	17
Figure I.7 : Répartition sectorielle de la vitesse du vent en fréquence pour mille (modifié d'après Latteux & David, 2001).	23
Figure I.8 : Evolution de la salinité dans l'estuaire et sa baie en fonction de la pleine et basse mer et du coefficient de marée (Merceron, 1985).	25
Figure II.1 : dispositif de mesure au Lidar.	33
Figure II.2 : Dispositif du sondeur bathymétrique.	34
Figure II.3 : Dispositif de mesure de tomographie électrique.	36
Figure II.5 : Dispositif du carottier.	37
Figure II.6 : Dispositif du rotocarottier mis en œuvre par la société Fugro.	38
Figure II.7 : Dispositif du spectromètre de masse atomique utilisé pour la datation des échantillons.	40
Figure II.8 : Principes de la ionisation et de la Fluorescence X.	41
Figure II.9 : Principe de fonctionnement de la sismique réflexion (exemple du Sparker)	42
Figure II.10 : Composition de l'ensemble Sparker.	43
Figure II.11 : Composition de l'ensemble Boomer.	44
Figure II.12 : Disposition du système Chirp au sein de l'Haliotis	45
Figure III.1 : Carte de localisation de l'estuaire de la Vilaine.	48
Figure III.2 : Courants de marée de l'estuaire de la Vilaine.	51
Figure III.3 : Carte de la distribution des environnements sédimentaires de l'estuaire montrant la position des slikkes, des schorres et des cordons littoraux.	53
Figure III.4 : Vue générale de l'embouchure de la Vilaine.	54
Figure III.5 : Seillons et banquettes observés sur la slikke devant la plage de Bétahon. Ces structures sont fréquentes sur la slikke du Nord.	55
Figure III.6 : Divers aspects du contact entre la zone à galets et la slikke (flèches blanches, photo A, B et C). Détail de l'épandage de galets montrant l'hétérogranulométrie et l'hétérogénéité du matériel (Photo D).	56
Figure III.7 : Photographie montrant une cicatrice d'arrachement de l'épandage de galets à son contact avec la slikke.	57
Figure III.8 : Aspect des chenaux de drainage de la slikke dans l'estuaire interne.	58
Figure III.9 : « Salt Pans » sur le schorre à proximité de La Grée. Ces petites mares salées sont observées sur l'ensemble des schorres encore connectés à l'estuaire.	61
Figure III.10 : Portion Ouest de la plage de Bétahon. La photographie a été prise juste après une tempête (13 mars 2008).	62
Figure III.11 : Le cordon littoral de la Pointe de Penn-Lann à la Pointe du Moustoir. De gauche à droite : plage à galets/blocs, pocket beach, plages entrecoupées de zone à spartine.	63
Figure III.12 : Plage du Ménard.	63
Figure III.13 : Lobes de dépôts de tempêtes (Nord Pénestin) et détail du matériel sablo-coquiller en bordure latérale de chenier.	65
Figure III.14 : Figures rythmiques en feston, de croissants de plages individualisés à jointifs.	66

Figure III.15 : Evolution historique des sections mouillées de l'estuaire de la Vilaine (période 1960 – 2007).....	68
Figure III.16 : Morphodynamique du chenal de l'estuaire de la Vilaine d'après les isobathes 0 m marin des levés bathymétriques de 1960, 1977, 1983, 1992 et 2007.....	69
Figure III.17 : Passages des bateaux au barrage d'Arzal 1990 – 2008 en fonction des débits du fleuve Vilaine au Pont de Cran, Rieux (1970 – 2000).	71
Figure III.18 : Circulation sédimentaire de l'estuaire central et externe de la Vilaine (fraction sableuse).	73
Figure III.19 : Position du trait de côte de 1820 à 2007 dans le secteur des Dunes de Ménard.	74
Figure III.20 : Enregistrement des cordons littoraux fossiles au Nord de Pénestin.	75
Figure III.21 : Evolution annuelle et mensuelle du niveau marin exprimée en mm aux marégraphes de Brest et de Saint-Nazaire (indice 0 en 1970) (Permanent Service for Mean Seal Level : PSMSL).	78
Figure III.22 : Schéma synthétique de la situation de l'estuaire de la Vilaine avant et après la construction du barrage d'Arzal.	79
Figure IV.1 : Plan de position de la mission réalisée au chirp avec l'Haliotis.....	84
Figure IV.2 : Localisation et résultats des profils de tomographie électrique levés dans l'estuaire de la Vilaine.....	85
Figure IV.3 : Localisation des forages manuels (carottiers russes) et mécaniques (Fugro) dans l'estuaire de la Vilaine.....	87
Figure IV.4 : Résultats de l'étude des foraminifères pour chacun des échantillons de la carotte n°3 (Morzadec-Kerfourn, 1974).....	89
Figure IV.5 : Log stratigraphique, analyses granulométriques et datations AMS effectuées sur le carottage n°3 de l'estuaire de la Vilaine. Modifié d'après Morzadec-Kerfourn, 1974	90
Figure IV.6 : Plaque photographique couleur et rayon X de la carotte Fugro-Bil-01. Les 18 tronçons des 25,5 mètres de carotte sont représentés individuellement.....	91
Figure IV.7 : Unités acoustiques du remplissage sédimentaire de la paléoVilaine. Ont été tirés comme exemples : le profil chirp Ha0024 de la mission Haliotis (2008) et le profil boomer V09 de la mission Bingolaine (2002).	93
Figure IV.8 : Caractéristiques des faciès acoustiques et unités sismiques, et leur interprétation en terme d'environnement de dépôt.	94
Figure IV.9 : Logs stratigraphiques, faciès sédimentaires, séquences de dépôt et datations AMS des carottes prélevées au carottier russe dans l'estuaire de la Vilaine.	97
Figure IV.10 : Log stratigraphique, faciès sédimentaires, séquences de dépôt et mesures au Xrf de la carotte Fugro-Bil-01 prélevée en arrière de la flèche sableuse de Bétahon.....	98
Figure IV.11 : Modèle numérique de terrain représentant le socle métamorphique de la paléoVilaine	102
Figure IV.12 : Synthèse des sondages réalisés dans l'estuaire de la Vilaine depuis les années 1960.....	103
Figure IV.13 : Modèle de remplissage de la vallée de la Vilaine. Nature et architecture des séquences sédimentaires à partir des données de sondages et géophysiques.....	104
Figure IV.14 : Coupe longitudinale de la vallée incisée de la Vilaine.....	109
Figure IV.15 : Comparaison des chroniques de l'indice de la NAO avec celles des débits fluviaux pour Guipry et Rieux.....	112

Liste des tableaux

Tableau I.a. Propriétés des sédiments de la Vilaine (Maillocheau, 1980).	18
Tableau I.b : Evolution des caractéristiques des courants de flot et de jusant avant et après la construction du barrage d'Arzal.	21
Tableau I.c : Tableau synthétique des carottages et levés sismiques réalisés dans l'estuaire de la baie de Vilaine.....	26
Tableau II.a : Exemple de calcul d'incertitude dans le géoréférencement des orthophotographies de 1958 (IGN)	31
Tableau II.b : Caractéristiques techniques utilisées dans la mise en œuvre du LIDAR.	32
Tableau III.a : Synthèse des campagnes bathymétriques menées de 1960 à 2008 dans l'estuaire de la Vilaine.....	49
Tableau IV.a : Caractéristiques des prélèvements effectués au carottier russe.....	88
Tableau IV.b : Caractéristiques des prélèvements effectués au roto-carottier de Fugro.....	88
Tableau IV.c : Datations AMS effectuées à l'institut de physique d'Erlangen (Allemagne)..	88
Tableau IV.d : Synthèse bibliographique des carottes et coupes sédimentaires illustrant le remplissage sédimentaire de la vallée incisée de la Viliane.....	109

I Problématique et contexte de l'étude

INTRODUCTION

Les estuaires sont des vallées fluviales envahies par la mer. Ils sont le siège d'une intense activité biologique (habitat, reproduction, nourricerie, lieux de passage...) et économique (pêche, mareyage, tourisme, commerce) qui concentrent les populations. Ces activités doivent se développer en harmonie, or les aménagements humains perturbent souvent les équilibres naturels (modification des débits du fleuve, dégradation des habitats, épuisement des ressources aquacoles, pollutions etc.). Depuis les années 1960 les recherches appliquées à ce milieu naturel se multiplient (Guilcher, 1958; Cameron and Pritchard, 1963; Bowden, 1967; Caspert, 1967; Pritchard, 1967; Bird, 1972; Fairbridge, 1980; Pethick, 1984; Day *et al.*, 1989).

Toutefois, les estuaires n'ont pas tous été explorés avec la même intensité. Certains sont particulièrement bien connus et servent de référence pour expliquer le fonctionnement hydrodynamique (Bilgili *et al.*, 2003; Bilgili *et al.*, 2005; Ji *et al.*, 2007; Levasseur *et al.*, 2007), le mode de comblement (Dalrymple *et al.*, 1992; Allen and Posamentier, 1993a; Allen and Posamentier, 1993b; Allen and Posamentier, 1994a; Martinsen and Hellandhansen, 1994) ou encore l'équilibre écologique (Caspert, 1967; Azevedo *et al.*, 2008) mais les études intégrées sont encore peu abondantes (Ferrier and Anderson, 1997; Tagliani *et al.*, 2003). On connaît mal, par exemple, l'impact des aménagements humains, et notamment des barrages, sur la dynamique des estuaires, car les études ne représentent souvent que des cas particuliers difficilement généralisables (Hart and Long, 1990; Wolanski *et al.*, 2001; Kim *et al.*, 2006). Cette difficulté à généraliser s'observe dans les différentes études pour classer les estuaires naturels, qui ne prennent jamais en compte l'influence des aménagements humains sur le bilan sédimentaire (Bowden, 1967; Fairbridge, 1980; Dalrymple *et al.*, 1992).

Les corps sédimentaires estuariens tels que nous les connaissons aujourd'hui ont été mis en place à l'occasion du ralentissement tardi-holocène de la remontée du niveau marin (Swift *et al.*, 1991). Dans un contexte global de faible remontée du niveau marin et d'activité tectonique imperceptible, les corps sédimentaires évoluent pourtant différemment selon le contexte géomorphologique et hydrodynamique et les apports sédimentaires (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992; Allen and Posamentier, 1994b; Perillo, 1995). Les vallées incisées offrent un potentiel important de préservation des faciès sédimentaires. Leur organisation stratigraphique est dépendante de l'évolution du niveau marin relatif (Allen and Posamentier, 1993a; Allen and Posamentier, 1994b; Zaitlin *et al.*, 1994).

Les estuaires sont décrits en fonction d'une série de paramètres dont les deux plus importants sont la salinité et l'hydrodynamisme (marées, courant fluviaux, houles), complétés par d'autres variables telles que la morphologie des côtes, l'écologie, les pollutions etc. Ainsi, Cameron et Pritchard (1963), Pritchard (1967) caractérisent les estuaires selon leur structure saline « *A semi-enclosed coastal body of water which has a free connection with the open sea and within which sea water is measurably diluted with fresh water derived from land drainage* » et Dalrymple (2006) définit un estuaire en fonction de ses caractéristiques hydrodynamiques « *A transgressive coastal environment at a mouth of a river that receives sediment from both fluvial and marines sources, and that contains facies influenced by tide, wave and fluvial processes. The estuary is considered to extend from the landward limit of tidal facies at its head to the seaward limit of coastal facies at its mouth* ». En complément, l'approche géomorphologique permet de préciser leurs caractéristiques en introduisant des notions telles que fjords, rias, estuaires de plaine côtière, estuaires barrés, lagunes fermées ou périodiquement fermées, estuaire de front de delta, estuaires d'origine structurale et tectonique (Pritchard and Landsberg, 1952; Pritchard, 1967; Fairbridge, 1980). Toutefois, ces approches ne prennent pas en compte l'histoire des estuaires (jeunes ou matures), n'intègrent pas les liens possibles entre les différents caractères (*e.g.* lien hydrodynamisme-geomorphologie, climat-salinité), ne distinguent souvent pas le rôle des apports sédimentaires dans l'hydrodynamisme, et ne définissent pas clairement les limites du système estuarien : marée dynamique (Dalrymple *et al.*, 1992) et marée saline (Pritchard, 1967).

Avec un barrage installé à 8 km de son embouchure, l'estuaire de la Vilaine fait partie des estuaires fortement anthropisés. Il a fait l'objet, principalement entre 1960 et 1990, de quelques études ponctuelles mais aucune étude intégrée de son fonctionnement hydrosédimentaire général, passé et actuel, n'a encore été réalisée. Pourtant, lorsqu'un barrage est installé sur le cours d'un fleuve, ceci perturbe les apports sédimentaires, les débits fluviaux et les apports nutritifs. Ces perturbations provoquent une érosion côtière, une intrusion saline et détériorent les écosystèmes (Chen, 2005). L'estuaire de la Vilaine draine un bassin versant de 10530 km², soit un tiers de la surface de la Bretagne. Ses eaux se déversent directement dans l'océan Atlantique. La formation de l'estuaire remonte à la dernière transgression marine (holocène) qui a marqué un ralentissement il y a environ 6000 ans date à laquelle les estuaires à travers le monde ont connu un pic de développement. L'eau de mer a finalement ennoyé la partie aval de la vallée fluviale qui s'est rapidement comblée jusqu'à l'obtention d'un équilibre entre dynamiques fluviale et marine (Pritchard, 1967; Russell, 1967; Boyd *et al.*, 1992).

Depuis 1970, le barrage a rompu l'équilibre. Il constitue aujourd'hui une réserve d'eau douce importante, protège de l'inondation les marais de Redon (localisés à une quarantaine de kilomètres plus à l'amont), forme un axe routier et favorise la navigation à l'amont. Les

activités économiques se sont organisées autour de lui, notamment par le développement d'un port de plaisance.

L'estuaire de la Vilaine subit un régime tidal et climatique commun à toute la façade atlantique française. Il occupe une position géographique intermédiaire entre les rias bretonnes et les estuaires de plaine de la Loire et de la Gironde. A quelle catégorie d'estuaire appartient-il ? A-t-il toujours occupé la même classe ? A quel type morphologique appartient-il ? Quelles spécificités présente-t-il ?

L'envasement de la partie aval de l'estuaire est devenu très visible depuis 1970, ce qui n'était pas observé avant la construction du barrage. Quels sont les paramètres et de quelle façon ont-ils été affectés pour conduire l'estuaire à l'envasement tel qu'il est observé aujourd'hui ? Les transformations sont-elles comparables à celles observées par ailleurs dans le monde ? Comment l'envasement a-t-il évolué dans l'espace au cours des dernières décennies ? Quels sont les origines et les circuits hydrodynamiques des apports sédimentaires ?

Contrairement aux estuaires de la Seine et de la Gironde par exemple, la géométrie, la nature et la chronologie du remplissage sédimentaire de la Vilaine n'ont pas encore été déterminées. Ces nouvelles connaissances permettront de répondre aux questions suivantes : quelle est la nature et la variabilité spatiale et temporelle des facteurs forçant ayant gouverné les dépôts sédimentaires de la Vilaine ?

Beaucoup de paramètres semblent gouverner le développement de l'estuaire de la Vilaine. Quelle est la part relative des facteurs naturels et anthropiques dans l'évolution morphosédimentaire de l'estuaire de la Vilaine ? Sur quelles durées et quels espaces ?

Pour mener à bien nos objectifs, l'estuaire de la Vilaine sera replacé dans son contexte géographique et géologique. Les données disponibles seront rassemblées et complétées par de nombreuses autres données, entraînant l'utilisation de techniques variées. Ces techniques seront explicitées dans le chapitre de méthodologie.

Les environnements de dépôts qui composent le paysage estuarien seront décrits et leurs évolutions spatio-temporelles analysées en lien avec les perturbations d'origine naturelle et anthropique.

Dans le prolongement des travaux de Bouysse, Vanney, Proust et Menier nous caractériserons la géométrie des cortèges sédimentaires qui constituent le remplissage de l'estuaire de la Vilaine. Un nouveau modèle d'évolution sera alors proposé.

L'ensemble des travaux accomplis durant la thèse sera synthétisé pour redessiner le fonctionnement global de l'estuaire depuis 10000 ans en tenant compte des perturbations anthropiques des dernières décennies. Nous soumettrons finalement quelques perspectives à l'étude de l'estuaire de la Vilaine.

I.A. Contexte d'étude

I.A.1. Cadre Géographique

La Vilaine est le fleuve le plus important de Bretagne avec une longueur de 227 km. Son bassin versant draine 10530 km² (base de données Carthage), soit le tiers de la Bretagne (Figure I.1). Il collecte des précipitations à hauteur de 700 à 800 mm/an (moyenne annuelle sur la période 1961-1990 Source : IAV) (Figure I.2). Le fleuve prend sa source en Mayenne à 153 m d'altitude. Il traverse l'Ille-et-Vilaine, la Loire-Atlantique et enfin le Morbihan où l'estuaire débouche sur la façade atlantique sud-Armoricaine. L'Oust est le principal affluent de la Vilaine. Son bassin versant fait 2465 km² de superficie soit 24% du bassin versant total de la Vilaine. Le débit moyen annuel du fleuve est de 71 m³.s⁻¹ (www.hydro.eaufrance.fr)

(moyenne annuelle sur la période 1970-2000, débits mesurés à Rieux, Pont de Cran). La Vilaine est un fleuve dont la pente régionale est assez faible, comprise en moyenne entre $0,046^\circ$ et $0,095^\circ$ (Bonnet, 1998) et où par conséquent les eaux s'écoulent lentement (Figure I.1).

L'estuaire de la Vilaine est localisé au Nord-Est du Mor-Braz délimité par la presqu'île de Quiberon à l'Ouest et par la Pointe du Croisic à l'Est (Baie de Quiberon et Baie de Vilaine assemblée) (Figure I.3). L'estuaire occupe un espace relativement bien abrité. Sa position particulière l'expose uniquement aux influences marines du quart Sud-Ouest. De plus, l'arc formé par la presqu'île de Quiberon, Houat et Hoëdic ainsi que Belle-Île abritent l'embouchure des influences océaniques de secteur Ouest à Sud-Ouest. L'agitation qui subsiste à la faveur du Passage de la Teignouse est amortie par les hauts fonds rocheux des Plateaux de Saint-Jacques et de la Recherche suivis des Plateaux de Penvins et Des Mâts. Le secteur Sud Sud-Ouest est borné par les Plateaux du Four et de l'Artimon entre lesquels les houles de Sud-Ouest peuvent s'engouffrer. Cependant, les vagues sont là encore dissipées par la présence de l'Île Dumet et le Plateau de Piriac. Quasiment aucune influence du large ne peut atteindre directement l'estuaire. Il est affecté la majeure partie du temps par des vagues de mers de vents de faibles amplitudes (hauteur n'excédant pas 3 m au centre du Mor-Braz d'après Tessier (2006)

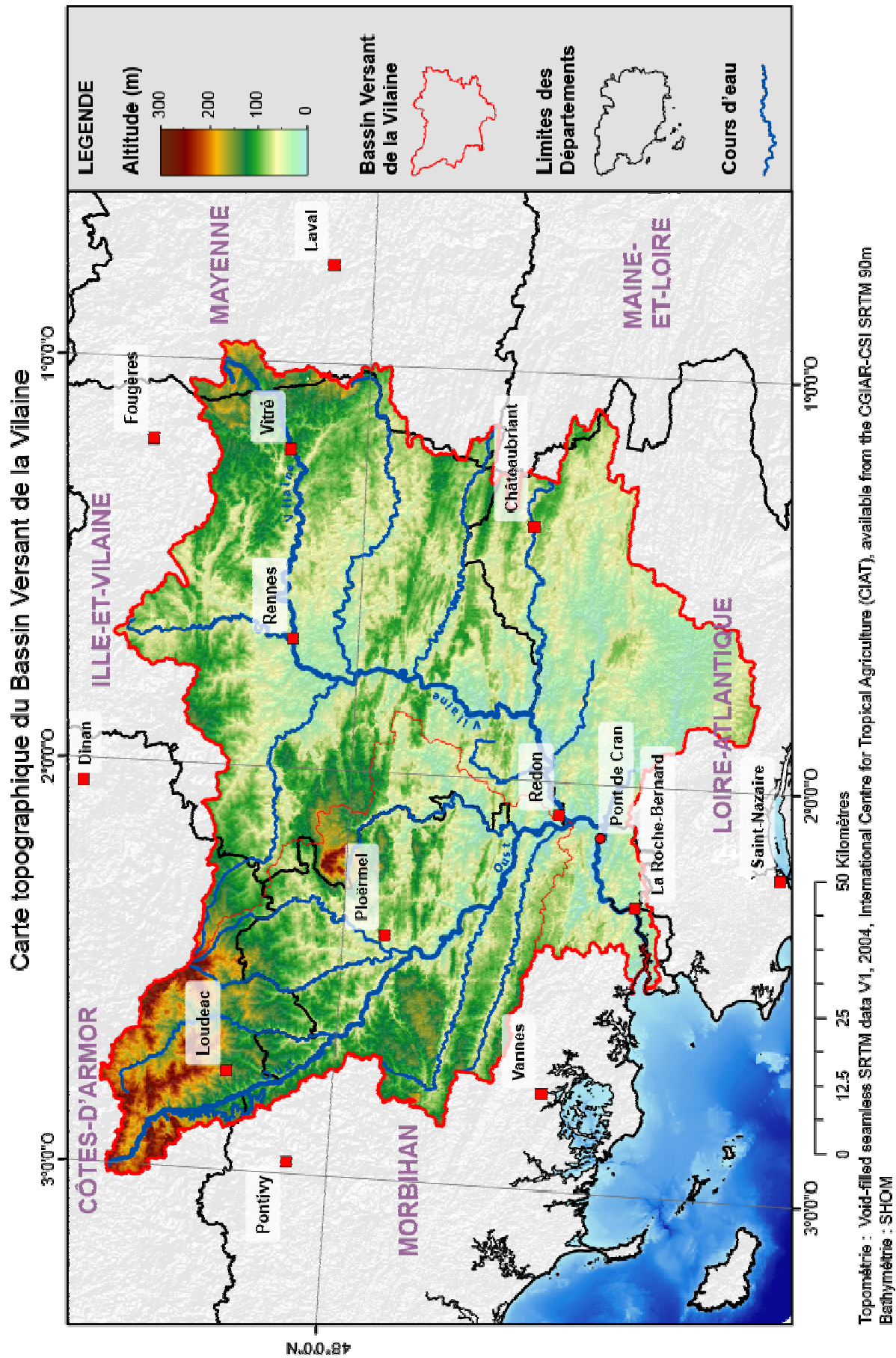


Figure I.1 : Carte topographique du bassin versant de la Vilaine.

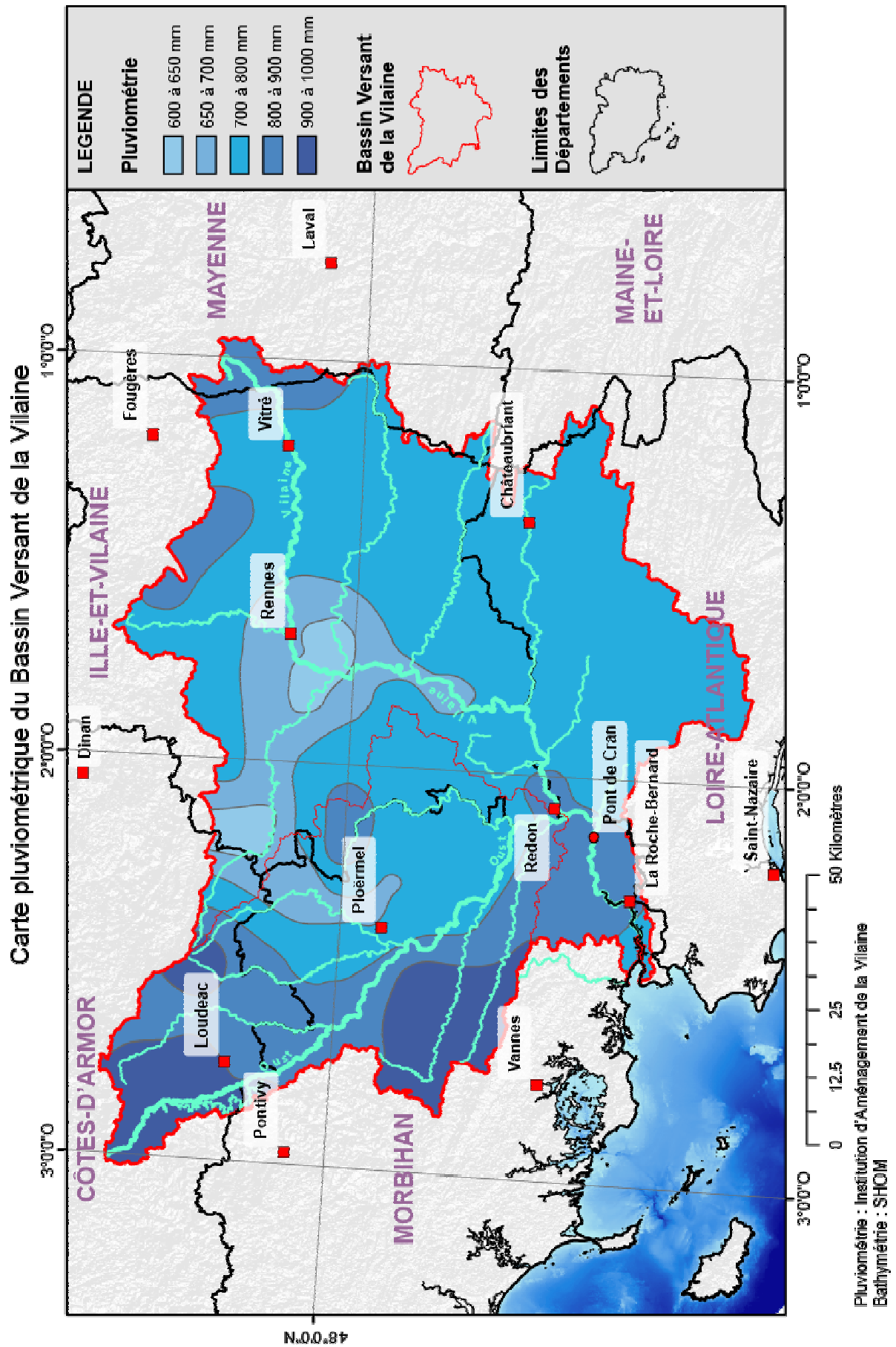


Figure I.2 : Carte pluviométrique du bassin versant de la Vilaine.

Carte bathymétrique du Mor-Braz

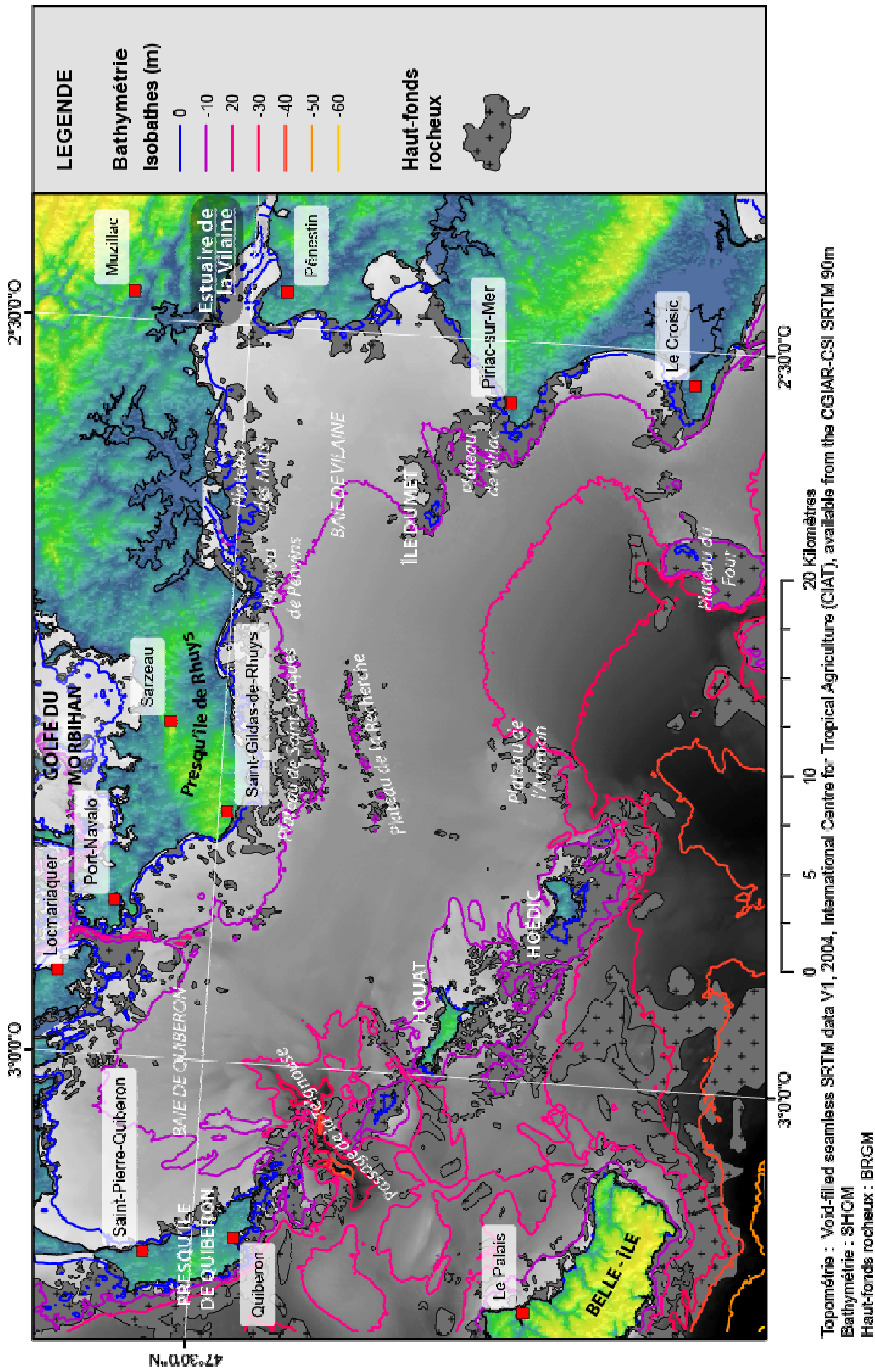


Figure I.3 : Carte bathymétrique du Mor-Braz.

I.A.2. Cadre Géologique

I.A.2.a. Cadre géologique, cadre structural et naissance du réseau du bassin versant de la Vilaine

Le bassin versant de la Vilaine draine le tiers de la Bretagne. Le fleuve et ses affluents traversent ainsi successivement les domaines Centre-armoricain, Ligérien et Sud-armoricain. Ces trois ensembles sont séparés par les deux branches du cisaillement sud-armoricain (Jegouzo and Rosello, 1988; Truffert *et al.*, 2001) (Figure I.4).

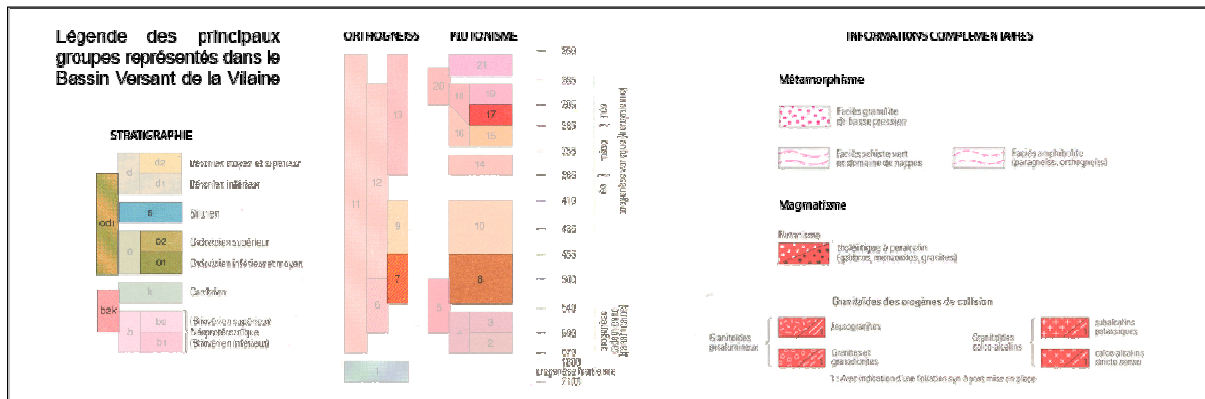
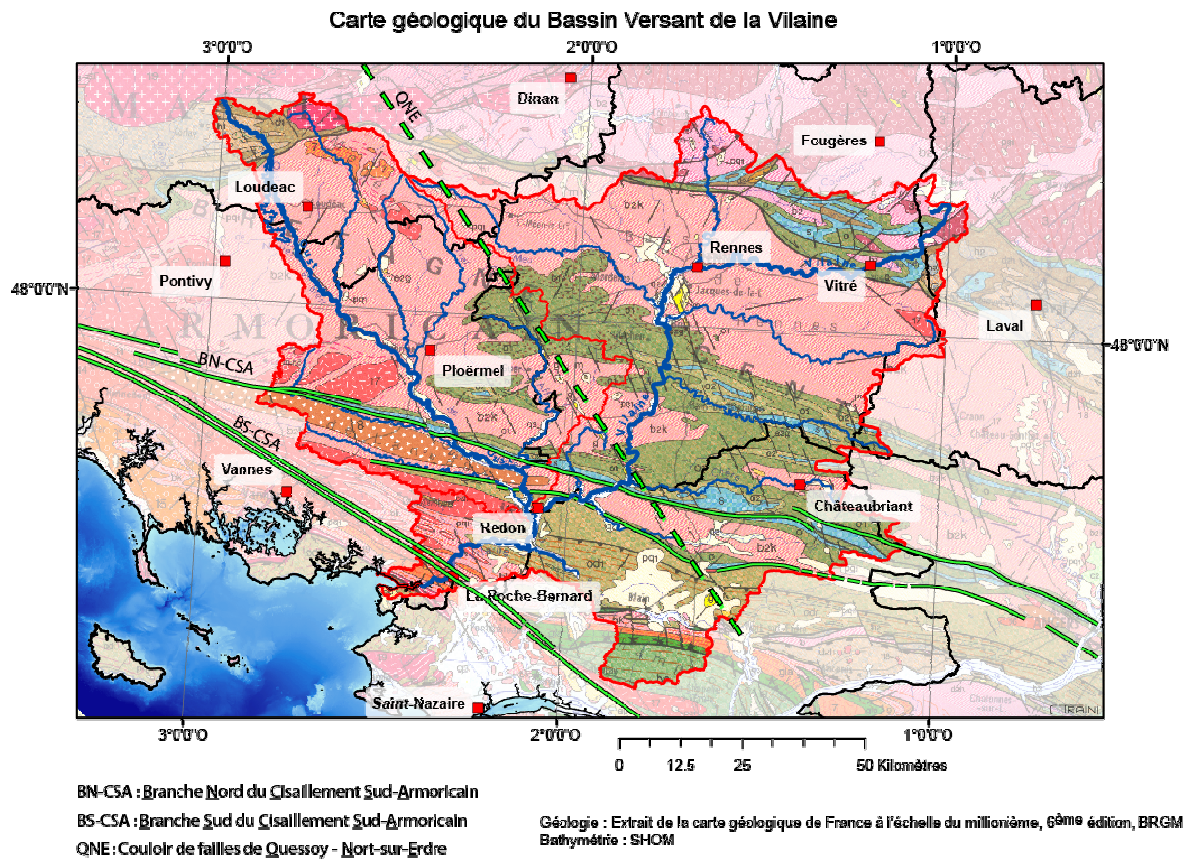


Figure I.4 : Carte géologique du bassin versant de la Vilaine.

De ce fait le réseau de drainage est fréquemment séquent sur les hétérogénéités lithologiques ou structurales du socle, orientées selon les directions cadomiennes (N60) et hercyniennes (N120). La Vilaine traverse les barres de grès armoricains ordoviciens localisées au Sud du bassin de Rennes, en arrière de la faille de Pont-Réan (Bonnet, 1998). Elle traverse également l'ensemble des nappes métamorphiques de la zone du cisaillement sud-armoricain constituées de gneiss et de micaschistes recoupés par des granites intrusifs. Le réseau est dit consécutif. Par ailleurs, il existe des secteurs où l'organisation du réseau est clairement contrôlée par des contrastes lithologiques, principalement au niveau du cisaillement sud armoricain (il donne naissance à un réseau subséquent). C'est notamment le cas de l'Oust, principal affluent de la Vilaine.

La zone de flexure de la faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre, orientée N140 constitue une ligne de partage des eaux. De fait, elle individualise le bassin versant de la Vilaine en deux sous-bassins : l'un à l'Est, la Vilaine *sensu stricto* et l'autre à l'Ouest, celui de l'Oust. (Figure I.1). Il s'agit d'un réseau de failles toujours actif qui a soulevé de 30 mètres (durant le pléistocène) le bloc Ouest relativement au bloc Est donnant une morphologie spécifique à chacun des deux sous-bassins versant (Bonnet, 1998).

Les travaux de (Bonnet, 1998; Guillocheau *et al.*, 1998; Brault *et al.*, 2004) montrent que les réseaux hydrographiques mio-pliocènes n'avaient pas la même orientation ni le même sens d'écoulement que ceux observés aujourd'hui. Le réseau hydrographique de la Vilaine n'a été initié qu'après la période d'inondation maximale du Reuvérien (3,6 à 2,6 Ma : fin Pliocène) et suite au basculement post Pliocène du Massif Armoricain. Selon Bonnet (1998), le point de départ de l'incision des réseaux hydrographiques de Bretagne que nous connaissons aujourd'hui, date du Cromérien (0,7 à 0,5 Ma).

I.A.2.b. Description structurale et géomorphologique de l'estuaire de la Vilaine

La portion estuarienne de la Vilaine est située à proximité de la branche méridionale du cisaillement sud-armoricain. Le réseau de fractures issues de cet accident tectonique n'est pas sans conséquence sur la disposition du tracé de la vallée estuarienne (Maillocheau, 1980; Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006).

La morphologie générale de l'estuaire de la Vilaine permet de distinguer trois segments principaux (Figure I.5). Elle s'explique par des contrastes lithologiques (roche dure/tendre) et le contexte structural (Figure I.6).

Le premier correspond à l'estuaire interne. Sa limite aval est formée par le goulet d'étranglement à l'Ouest de Tréhiguier et sa limite amont est le barrage d'Arzal. Il s'agit d'une vallée incisée étroite d'environ 500 m de largeur. Son cours méandrique emprunte les réseaux de fractures dont certaines ont une orientation caractéristique de la phase tectonique cadomienne et hercynienne.

Les rives relativement encaissées de l'estuaire interne sont incisées dans les micaschistes et les orthogneiss préhercyniens. Les collines constituées de ces roches relativement résistantes surplombent le fleuve d'une vingtaine de mètres. Contrairement aux falaises de l'estuaire externe, elles sont protégées de l'érosion par l'action des houles.

Le second est l'estuaire central, il correspond au trapèze formé par les pointes de Penn-Lann, du Halguen, du Scal et du Moustoir. Sa largeur fait environ 2000 m. La rive nord est orientée parallèlement à la branche sud du cisaillement sud-armoricain (110°-130°) ce qui laisse supposer un contrôle structural de cette rive. Audren, (1971) présume l'existence d'un "grand accident tectonique" dans l'axe de la vallée de l'estuaire central.

La rive droite est contrôlée par des falaises de micaschistes et d'amphibolites dominant topographiquement le paysage en atteignant des hauteurs de 40 m maximum. La rive Sud s'élargit principalement au niveau des formations sédimentaires du Tertiaire, plus friables. Les gneiss de Pénestin (Pointe du Halguen), plus résistants, renforcent l'embouchure. Les hauts fonds rocheux qu'ils constituent (Le Grand Sécé en est un représentant) brisent les houles avant qu'elles ne viennent déferler sur les falaises hautes de 15 à 20 m environ. L'entrée de l'estuaire est donc armée par deux pointes rocheuses : celle du Halguen (17 m d'altitude) et celle de Penn-Lann (13 m d'altitude).

Le troisième est l'estuaire externe, il correspond à la partie la plus large de l'estuaire qui s'ouvre sur l'océan sur une largeur maximale de 4000 m environ. Il correspond au domaine triangulaire dont les sommets sont représentés par les pointes de Kervoyal, Penn-Lann et du Halguen.

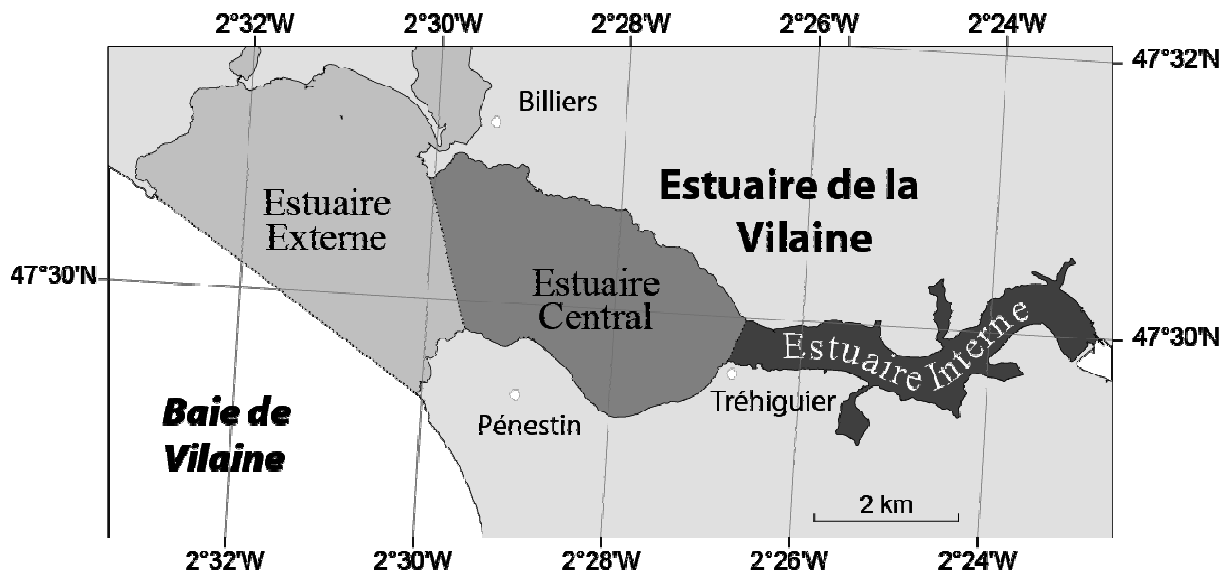


Figure I.5 : Segmentation de l'estuaire de la Vilaine.

Le réseau de fractures du cisaillement sud armoricain est sécant et affecte tout le réseau estuarien. Il a créé des zones de failles où l'action de l'érosion a été favorisée. Ces failles, indiquées par Audren (1971), demandent à être confirmées. Elles n'affleurent pas de manière systématique. Ces linéaments ont cependant favorisé le développement de nombreux petits systèmes fluviaux annexés au chenal principal. Ces petites dépressions sont aujourd'hui comblées et forment des marais. Ils ne sont inondés que très rarement, à l'occasion des marées de très grandes vives eaux.

SITUATION TOPOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ESTUAIRE DE LA VILAINE

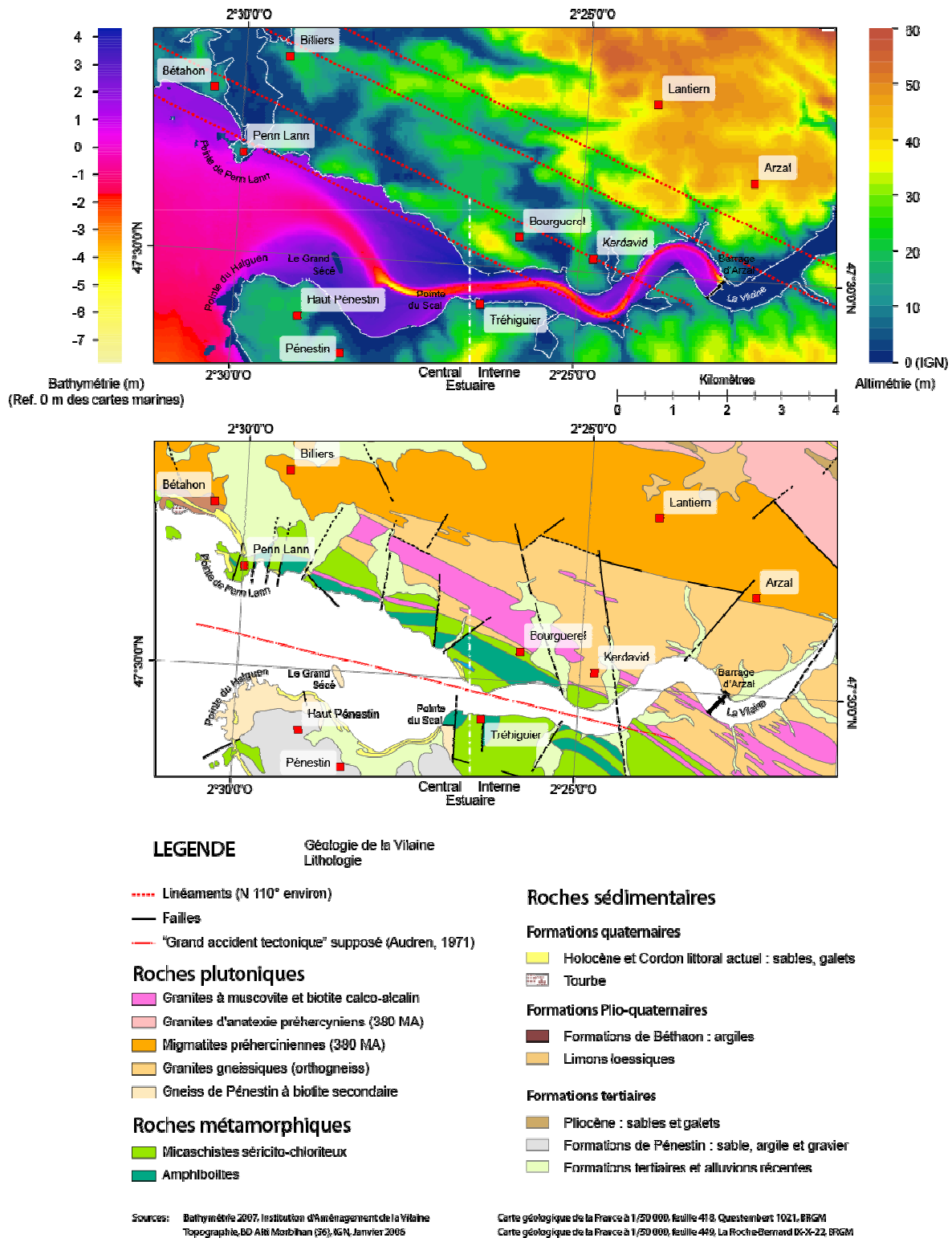


Figure I.6 : Topographie et géologie de l'estuaire de la Vilaine.

I.A.3. Travaux Antérieurs

La construction du barrage d'Arzal et les perturbations hydrologiques et sédimentaires associées, ont engendré la réalisation de plusieurs études visant à connaître d'avantage les paramètres :

- Sédimentaires (granulométrie, composition, dynamique)
- Morphologiques (bathymétrie, sonar, topographie)
- Hydrodynamiques (marée, houle, débit fluvial)
- Physicochimiques (stratification des eaux, éléments dissous)
- Ecologiques (foraminifères, poissons, macrofaune benthique, conchyliculture)

Ces études ont été d'autant plus réclamées que l'activité économique développée autour du barrage d'Arzal est importante. En effet, les activités liées au tourisme, à la plaisance, à la pêche, à la conchyliculture et à la production d'eau potable doivent cohabiter. Cette cohabitation n'est pas sans générer quelques conflits d'usage.

L'IAV (Institution d'Aménagement de la Vilaine) est un Établissement Public Territorial de Bassin. Elle mène la politique de gestion intégrée du bassin de la Vilaine. Elle a pour responsabilité la gestion du barrage afin de satisfaire au mieux les intérêts liés à chaque activité économique en fonction des contraintes de préservation des zones humides et de la ressource en eau.

I.A.3.a. Les prélèvements sédimentaires

La sédimentation dans l'estuaire concerne essentiellement du matériel fin. La position abritée de la baie de Vilaine favorise le dépôt des vases. Maillocheau (1980) a réalisé plusieurs prélèvements qui tendent à montrer que depuis la mise en service du Barrage, la chute des courants a modifié les propriétés du sédiment (Tableau I.a). Pour accomplir cette étude, il s'est appuyé sur sept transects qui découpent transversalement l'estuaire de la pointe de Penn-Lann jusqu'au barrage d'Arzal. Chacun de ces profils traversent le schorre et la slikke de la rive gauche, le chenal, slikke et le schorre de la rive droite.

Tableau I.a. Propriétés des sédiments de la Vilaine (Maillocheau, 1980).

Propriétés	1960	1980	Bilan
W %	136	181	35%
M.O. %	5	7.4	48%
Calc. %	15	7.4	-50%
Pélites %	63	82	30%
Stock fin % chenal	44	50	14%

En outre, il remarque que la quantité de fraction fine n'a pas évolué depuis 1960 en amont du barrage. Les sédiments mesurés sont donc identiques à ceux qui s'étaient déposés avant la construction du barrage indiquant des apports quasi nuls du fleuve et une origine marine des sédiments.

Depuis, plusieurs cartographies de granulométrie des sédiments superficiels ont été publiées :

- Baie de Vilaine et entrée de l'estuaire où Bassoulet *et al.* (1991) exprime les teneurs en pélites fondées sur les résultats de (Vannev, 1965), antérieurs à la présence du barrage (Latteux, 2005).
- Estuaire de la Vilaine (ERAMM-R.I.V.A.G.E.S., 1995)

- Estuaire de la Vilaine (Goubert, 1997)
- Estuaire interne de la Vilaine (Jigorel, 2004)
- Sonar de la baie de la Vilaine et estuaire externe (IAV 2007)

D'après les levés de ERAMM – R.I.V.A.G.E. (1995) datant du 27 février 1995 et de Jigorel (2004), les vases estuariennes sont essentiellement silteuses. La fraction silto-argileuse (0 - 20 μm) représente de 24,7 à 59,3% du stock sédimentaire et 95 à 100% du matériel est composé de particules de tailles inférieures à 200 μm (Jigorel, 2004).

D'après Goubert (1997) qui a réalisé de nombreux levés entre 1992 et 1996, la teneur en fraction fine (<45 μm) peut varier de 14 à 99,5% en une même station (à l'embouchure). La fraction grossière (>355 μm) n'atteint que très exceptionnellement 1%. La teneur en carbonate de calcium oscille entre 16 et 19,6%, des valeurs proches de celles de 1960.

I.A.3.b. La turbidité

Seul le L.C.H.F. (Laboratoire Central d'Hydraulique de France) a réalisé quelques mesures avant la construction du barrage par faible débit. Les teneurs en MES n'ont jamais été inférieures à 50 mg/l (valeur inférieure retenue pour un bouchon vaseux). Un maximum de 5000 mg/l a été atteint au niveau du barrage. Les teneurs en MES étaient également supérieures à 100 mg/l en Baie de Vilaine, au-delà de la pointe de Kervoyal. Le L.C.H.F a noté que le bouchon vaseux pouvait remonter jusqu'à 15 km en amont du barrage (Merceron, 1985).

Après la construction du barrage, Maillocheau (1980) et Merceron (1985) ont chacun fait des mesures de turbidité.

Maillocheau (1980) relève au niveau du trou du Scal des turbidités maximales en période de vive eau et minimales en morte eau. Les courants les plus vifs transportent d'avantage de particules en suspension et sur toute la colonne d'eau. Par faible courant, les concentrations les plus fortes sont cantonnées au fond. Les turbidités maximales supérieures à 2000 mg/l observées sur le fond reflètent le démantèlement partiel des vasières latérales par le clapot. Maillocheau localise le maximum de turbidité entre La Tourelle du Grand Sécé et la pointe du Scal (1473 mg/l maximum). Il considère que le goulet d'étranglement à l'Ouest de Tréhiguier, entrave le déplacement du bouchon vaseux à l'Est mais qu'il peut sortir de l'estuaire à l'Ouest. Il constate d'autre part que la différence de turbidité moyenne entre le flot et le jusant est positive en morte eau et négative en vive eau. Ces résultats concordent avec ceux obtenus par le L.C.H.F. La comparaison des résultats donne une perte en MES supérieure de 10 % (mortes eaux), 110% (moyennes eaux) et 20% (vives eaux) après barrage ce qui va dans le sens du comblement de l'estuaire.

Merceron (1985) indique des valeurs de turbidité qui varient entre 2,0 et 33,2 mg/l en baie, et entre 7,9 et 497 mg/l dans l'estuaire.

Comme Maillocheau (1980), Merceron (1985) constate que les valeurs du fond sont toujours supérieures à celles de surface et que les turbidités sont plus importantes en vive eau qu'en morte eau. Ce résultat est confirmé par les mesures de la bouée MAREL à Tréhiguier (Rapport DHI phase 2, 2009). En revanche, et contrairement à Maillocheau, les plus fortes turbidités sont atteintes à basse mer.

Merceron (1985) positionne le bouchon vaseux légèrement plus en amont : le maximum de turbidité est atteint au niveau du trou du Scal et la limite amont du bouchon est située à 2 km en aval du barrage. Le résultat est surprenant puisque Maillocheau (1980) était en condition de pleine mer de vive eau avec un débit fluvial d'étiage, ce qui favorise la

montée du bouchon vaseux dans l'estuaire et Merceron (1985) était en condition de basse mer de vive eau avec un débit fluvial supérieur de $12 \text{ m}^3/\text{s}$ à la moyenne annuelle favorisant une position aval du bouchon. Notons que le vent participe également à la position du bouchon vaseux. Mais aucune indication de vent n'est précisée.

La construction du barrage a réduit l'étendue et la teneur en MES du bouchon vaseux (Latteux, 2005).

I.A.3.c. Les levés bathymétriques et topographiques

De façon à mieux connaître l'évolution des fonds bathymétriques de l'estuaire de la Vilaine, un rapport de l'UBS (Université de Bretagne Sud), pour le compte de l'IAV (Institution d'Aménagement de la Vilaine), a été réalisé en novembre 2005 (Goubert and Menier, 2005). Il valorise l'ensemble des campagnes bathymétriques de 1960 à 2003. Les auteurs font le bilan des principales zones d'accrétion et d'érosion de l'estuaire au cours des 40 ans du suivi. Ils détaillent les principaux changements morphologiques dans l'espace au cours du temps et contraignent les principaux facteurs de contrôle du processus d'envasement. Ils notent que l'accélération de l'envasement déclenché s'est stabilisée vers 1990 soit 20 ans après la mise en service du barrage. Depuis, l'évolution du chenal semble contrôlée par l'action des crues et des tempêtes. Goubert et Menier (2005) concluent que les débits ont une action différente sur l'érosion des dépôts estuariens en fonction de la durée et de l'intensité des courants. La tendance n'est pas nette mais il semble que les débits de crue de $200 \text{ m}^3/\text{s}$ appliqués sur une longue période affectent l'ensemble de l'estuaire. Les débits plus forts mais de plus courte durée ne remobilisent le sédiment que dans la partie interne. Cependant les volumes sédimentaires évacués dans le premier cas sont inférieurs à ceux du second cas.

L'IAV a également engagé le 21 septembre 2002 une étude topographique au Lidar (Light Detection and Ranging) du pourtour estuarien en collaboration avec l'Ifremer (Boersma and Hoenderkamp, 2003). Dans le cadre de cette étude, la technique du lidar est l'outil idéal pour l'étude des littoraux et principalement de la zone de l'estran. En effet la zone de l'estran est trop instable ou inondée pour faire un levé topographique, soit non suffisamment inondée pour qu'un bateau muni d'une sonde puisse en faire le levé bathymétrique.

I.A.3.d. Les données de courants de marée, de houle et de débit fluvial

Maillocheau, (1980) rapporte les mesures qu'il a effectuées dans l'estuaire en comparaison avec celles collectées par le LCHF en 1963, c'est-à-dire avant la construction du barrage d'Arzal (Tableau I.b). Selon l'auteur, la construction du barrage a réduit considérablement les vitesses de flot. On note une réduction de 66% de la vitesse du flot au maximum par coefficient moyen. Les courants du jusant ont aussi été affectés, mais en proportion moindre puisque l'intensité des courants est légèrement augmentée (de 3 à 6%) en période de grand et petit coefficient, ou au contraire réduite de 28% en coefficient moyen. Ces résultats sont à tempérer en raison de leur sensibilité aux valeurs de débits du fleuve au moment de la mesure.

Tableau I.b : Evolution des caractéristiques des courants de flot et de jusant avant et après la construction du barrage d'Arzal.

Caractéristiques	Coefficient de marée	Avant Barrage	Après Barrage	Bilan
Vitesses maximales au jusant (m/s)	Faible	0,73	0,75	3%
	Moyen	1,06	0,76	-28%
	Grand	0,85	0,90	6%
Vitesses maximales au flot (m/s)	Faible	0,75	0,38	-49%
	Moyen	0,96	0,33	-66%
	Grand	0,90	0,58	-36%
Rapport durée jusant/flot	Faible	1,10	1,80	64%
	Moyen	1,20	1,60	33%
	Grand	1,30	1,30	0%
Décalage de la renverse à pleine mer	Faible	1h45 après	1h10 avant	3h00 avancé
	Moyen	1h00 après	0h45 avant	1h45 avancé
	Grand	1h00 après	0h30 avant	1h30 avancé
Décalage de la renverse à basse mer	Faible	2h00 après	0h15 après	1h45 avancé
	Moyen	0h40 après	0h10 après	0h30 avancé
	Grand	0h15 après	Basse mer	0h15 avancé

Les durées de flot et de jusant ont également été affectées. L'asymétrie naturelle de la durée des courants a été renforcée au profit du jusant. La durée du jusant est en effet allongée de 33 à 64% en période de coefficient moyen à faible et reste stable en fort coefficient.

Enfin, les renverses de pleine et de basse mer ont, depuis la construction du barrage, été avancées de 15 minutes jusqu'à 3 heures. Ces résultats sont là encore à prendre avec précaution puisqu'ils sont fortement dépendants du fonctionnement du barrage.

Les vagues qui arrivent sur nos côtes sont à la fois engendrées par les dépressions atmosphériques qui se creusent au large dans l'Atlantique et par les vents locaux. Les houles sont générées par le vent qui provoque une contrainte à la surface de la mer. A l'échelle du Morbihan, et à partir de mesures de vent réalisées de 1951 à 1980 à Belle-Île (sémaphore du Talut à 37 mètres d'altitude), les vents de secteur Ouest sont les plus récurrents et violents (Figure I.7). Ils sont suivis par les vents de terre du secteur Nord-Est. Ces vents sont supérieurs à 50 km/h en moyenne 12 jours par an. Les vents supérieurs à 75 km/h le sont moins d'une demi-journée par an et presque exclusivement de novembre à février (Latteux and David, 2001).

Des mesures directionnelles de houles ont été réalisées sur le Plateau du Four, au large de la pointe du Croisic et donnent un secteur de directions principales compris entre 235° et 255°. Des mesures ont également été réalisées au large de Belle-Île sur une période allant de Mai 1985 à octobre 1990 avec une bouée omnidirectionnelle (Latteux and David, 2001). Ces mesures donnent des hauteurs significatives de houles dépassées 24h de 5,9 m associées à une période de 12 secondes.

Etant donné la configuration bathymétrique et la morphologie littorale de la baie, ces hauteurs de houles n'atteignent pas l'estuaire. Leurs amplitudes et leurs directions sont atténuées et déviées par les îles et hauts fonds rocheux décrits précédemment tout le long de leur parcours.

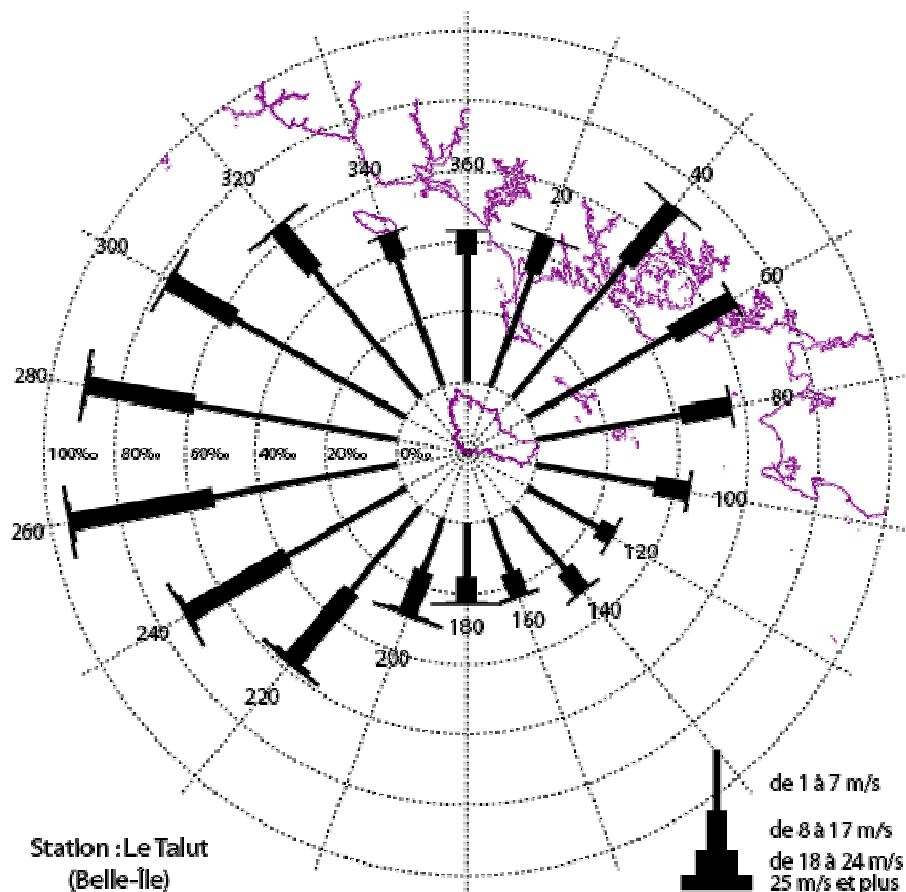
Ne disposant pas de mesures de houles directement sur le secteur de l'embouchure de l'estuaire de la Vilaine, la modélisation des houles a semblé être le moyen le plus réaliste de connaître le régime des houles de la région.

Les données de houles ont été simulées en un point situé au Sud Ouest de Belle-Île (46.9°N; 4.2°W) sur la période de 1979 à 2000 (Tessier, 2006). Elles ont également été simulées pour les provenances du secteur Ouest, à Sud-Ouest au point de coordonnées (46°52'30"N ; 3°20'W) sur la période de 1979 à 1998 (Latteux, 2005). Dans les deux cas, ces

résultats sont issus de la base de données AES40 d'Oceanweather (USA) et validées par des mesures in-situ et satellitales (Latteux, 2005; Tessier, 2006).

Tessier (2006) rapporte que les mesures dans le Mor-Braz, au Sud de l'Île Dumet, montrent une forte atténuation de la hauteur de houle par rapport aux mesures au large (1 à 2 m dans le Mor-Braz pour des houles au large de 4 à 5 m).

Latteux, (2005) affirme que les houles résiduelles qui atteignent la Pointe de Penn Lann pour des conditions de vents et de houles aux limites dépassées 1% du temps, sont en moyenne de l'ordre de 1,35 m pour le secteur Ouest et de 1,50 m pour les secteurs Ouest-Sud-Ouest. Là encore l'auteur constate que les houles provenant du large sont très atténuées. De plus il indique qu'étant donné la morphologie de l'estuaire, le fetch est très limité. Le clapot, ou mer de vent, n'excédera donc que rarement les 50 cm.



Observations de 1951 à 1980

Direction	1 à 7 m/s	8 à 17 m/s	18 à 24 m/s	>24 m/s	TOTAL
20	34	11	.	.	45
40	50	21	.	.	71
60	47	20	.	0	67
80	42	15	.	0	57
100	34	10	.	0	44
120	23	4	.	0	27
140	24	8	.	0	32
160	17	7	.	0	24
180	15	8	.	.	23
200	16	13	.	.	29
220	32	26	1	.	59
240	39	33	1	.	73
260	54	41	1	.	96
280	60	31	.	.	91
300	57	22	.	.	79
320	48	16	.	.	64
340	38	8	.	0	46
360	37	6	.	0	43
V < 1 m/s = 25 ‰					

Le . indique une fréquence non nulle inférieure à 1 pour mille fréquences moyennes des directions du vent

Remarque : Bernard Latteux précise que les vitesses de vent étant mesurées à 37 m d'altitude, elles doivent être affectées d'un coefficient multiplicateur de l'ordre de 0,83 pour être ramenées à l'altitude de référence de 10 m. Cette hauteur est classiquement utilisée pour déterminer la contrainte sur la surface de la mer

Figure I.7 : Répartition sectorielle de la vitesse du vent en fréquence pour mille (modifié d'après Latteux & David, 2001).

I.A.3.e. Les débits fluviaux

Goubert (1997) a étudié les volumes évacués par le barrage d'Arzal sur une période de trois ans qui comprend la grande crue de 1995. Le débit instantané maximum est estimé supérieur à 1500 m³/s. En période d'étiage sévère les débits sont nuls. La moyenne des débits moyens journaliers évacués oscille entre 2 et 800 m³/s (Goubert, 1997). Les lâchers les plus importants sont observés au début du printemps et à la fin de l'automne.

I.A.3.f. Les caractéristiques physico-chimiques de la masse d'eau

Les crues de la Vilaine tendent à établir un état stratifié des eaux de la baie en salinité, température et oxygène. Cet état stratifié est favorisé et maintenu par la position relativement abritée de la baie (Merceron, 1985). Lors de la campagne de mesure de 1984 (Merceron, 1985), des salinités de 5,4‰ à 33,1‰ ont été observées. Le gradient de salinité est croissant du barrage vers la baie (Figure I.8). A l'embouchure, les salinités oscillent entre 24,8‰ et 31,7‰. Les salinités inférieures à 15‰ ne se rencontrent qu'en amont de Tréhiguier. Le gradient de salinité du fond à la surface, est beaucoup plus fort dans l'estuaire que dans la baie. Les eaux les plus dessalées sont observées au pied du barrage en marée basse de vive eau. Elles surmontent une poche d'eau salée (31‰) isolée dans une dépression bathymétrique du fleuve. En dehors des marées basses de vive-eau, les salinités les plus basses sont comprises entre 15‰ et 20‰.

Les levés de 1992 à 1996 effectués par Goubert (1997), confirment les observations précédentes.

Selon Simmons (1955 in (Merceron, 1985)), l'indice de stratification est donné par le rapport entre volume liquide oscillant à la marée et le volume d'eau fluviale débité en six heures.

Merceron (1985) en déduit qu'en condition de débit moyen, l'estuaire de la Vilaine est entre estuaire moyennement stratifiés et un estuaire fortement stratifié. Si bien qu'en condition de crue, l'estuaire sera fortement stratifié, et en condition d'étiage, l'estuaire sera partiellement stratifié. Le calcul étant réalisé à partir de profils bathymétriques de 1983, l'exhaussement progressif des fonds jusqu'à aujourd'hui a réduit d'autant plus le volume oscillant. Le rapport entre volume oscillant et volume fluvial débité en six heures est donc aujourd'hui encore plus favorable au caractère stratifié de l'estuaire de la Vilaine. A l'inverse, en recalculant le rapport du volume oscillant et des débits évacués par le fleuve en six heures à partir de données du LCHF antérieures à la construction du barrage, Merceron estime que l'estuaire devait être un peu moins stratifié. En effet, le barrage a réduit le volume oscillant tout en maintenant les débits identiques, en faisant abstraction des lâchers biquotidiens du barrage.

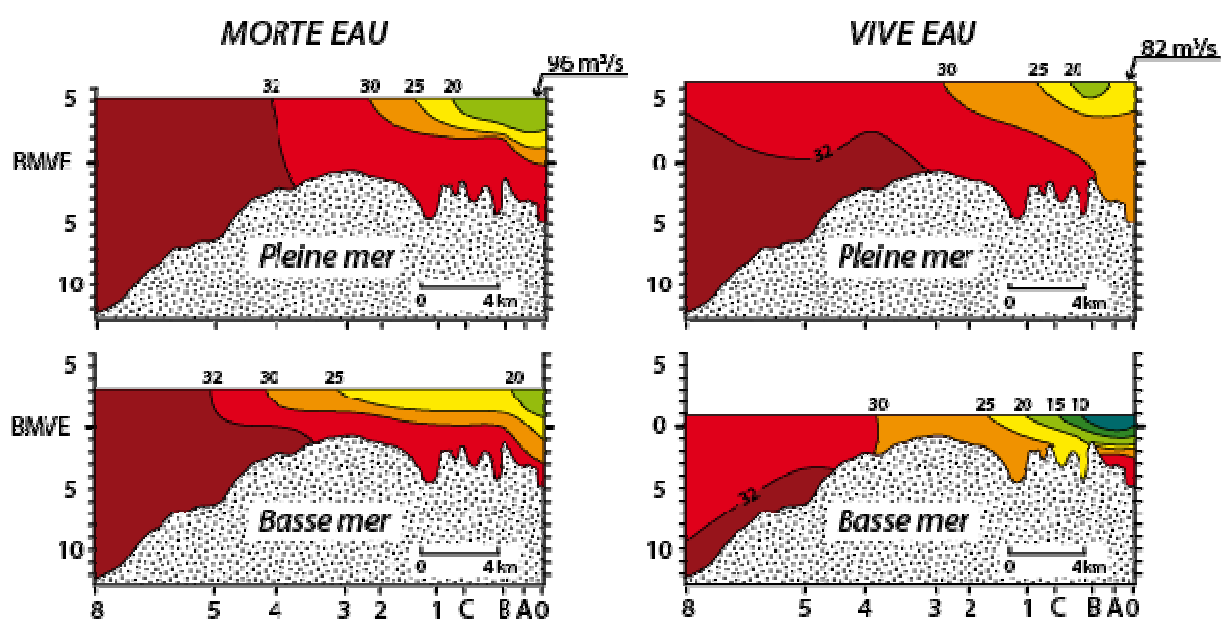
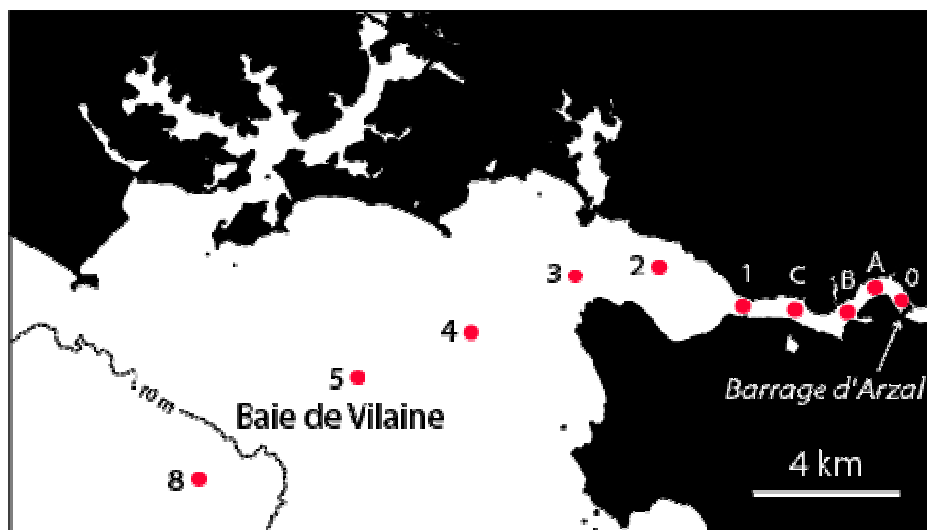


Figure I.8 : Evolution de la salinité dans l'estuaire et sa baie en fonction de la pleine et basse mer et du coefficient de marée (Merceron, 1985).

Goubert (1997) a mesuré une série de paramètres physicochimiques de la colonne d'eau: température, salinité, oxygène dissous, nutriments (nitrates, phosphates, urée, ammonium, nitrites, silice). Elle note des gradients pour la plupart des paramètres entre les eaux de surface et de fond. Le seuil bathymétrique situé entre la pointe du Halguen et de Penn-Lann perturbe l'organisation des paramètres.

I.A.3.g. Les données écologiques

L'étude morphologique d'une espèce de foraminifère benthique de l'estuaire de la Vilaine a mis en évidence six types morphologiques dont deux principaux : la forme compacte marine, à gros granules ombilicaux et pauvre en ponticuli : *lidoensis*, et la forme lobée estuarienne, à petits granules ombilicaux et riche en ponticuli : *selseyensis* (Goubert, 1997). Ces formes sont retrouvées de part et d'autre du seuil de l'embouchure dont les caractéristiques sont également estuariennes.

Le Bris et Glémarec (1996), ont réalisé une étude des environnements saumâtres et marins de la baie de Vilaine et de l'estuaire. Les auteurs segmentent l'estuaire en cinq parties principales selon la répartition d'espèces macrobenthiques. D'amont vers l'aval ils distinguent :

- Une zone oligobiotique qui s'étend du barrage jusqu'au milieu de l'estuaire central. Cette zone est corrélée au maximum de turbidité décrit par Merceron (1985). On y trouve quelques rares représentants ayant migré des vasières latérales.

- Les vasières de l'estuaire interne et la vasière du Branzais sont caractérisées par des oligochètes et *Streblospio shrubsolii*, *Nereis succinea* et *Corophium volutator*.

- Le banc du Strado est caractérisé par *Cerastoderma edule*.

- Le seuil bathymétrique de l'estuaire est caractérisé par la communauté des *Nephtys hombergii*.

- Au-delà de la ligne pointe de Kervoyal – pointe du Halguen, les bordures extérieures de la zone à Lanice et *Nephtys* marque la limite géographique de l'estuaire de la Vilaine.

La définition de l'estuaire de la Vilaine est donc plus étendue pour Le Bris et Glémarec (1994) à partir de la macrofaune que pour Goubert (1997) à partir de la microfaune.

L'évolution historique de l'emplacement des exploitations mytilicoles est accessible par l'analyse des cadastres mytilicoles de l'estuaire sur une période d'un siècle (Le Guellan *et al.*, 2005). Ces travaux montrent le déplacement progressif des concessions au cours du temps et à mesure de la progression de l'envasement. L'accumulation des vases enlève les bouchots et asphyxie les moules qui y sont cultivées poussant les mytiliculteurs à déplacer leurs concessions dans les zones centrales et externes de l'estuaire.

I.A.3.h. Carottages et profils sismiques

La construction du barrage, l'activité portuaire et la recherche scientifique ont également permis d'étudier le remplissage sédimentaire de l'estuaire (Tableau I.c).

Tableau I.c : Tableau synthétique des carottages et levés sismiques réalisés dans l'estuaire de la baie de Vilaine.

Type de Prospection	Nom	Caractéristiques	Institution(s)	Publications
Carottage	n°3	32,0 m	DDE ?	(Morzadec-Kerfourn, 1974; Morzadec-Kerfourn, 1992; Morzadec-Kerfourn, 2005)
Carottages	S1-8	Extension de la cale du Moustoir	DDE	
Carottages	Sa-i	Extension du quai du barrage d'Arzal	DDE	
Carottage pour coupes	P1, P2, P3	40,0 m maximum	BRGM	(Audren <i>et al.</i> , 1975)
Carottages	n°3	10,5 m	BRGM	(Bouysse <i>et al.</i> , 1974)
	n°5	13,5 m		
Carottages	N°1 à 22	Forages au Kullenberg dans la baie de Vilaine	BRGM	(Bouysse and Vanney, 1966)
Carottages	n°1-36	Carottier russe (Peat sampler, Eijkkelkamp)	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement	(Bonté and Lefèvre, 2005)
Sismique	Géovil	THR Sparker	IFREMER / CNRS	(Menier, 2004; Menier <i>et al.</i> , 2006)
Sismique	Bingolaine	UHR Boomer	Université de Bretagne-Sud / Université de Caen / CNRS	(Menier, 2004; Menier <i>et al.</i> , 2006)

▪ Etudes à proximité du barrage d'Arzal :

Le projet de construction du barrage a donné lieu à la réalisation de forages prospectifs mentionnés dans la notice explicative de la carte géologique BRGM de la Roche-Bernard (Audren *et al.*, 1975). Ces forages ont permis la réalisation de trois coupes géologiques qui décrivent un remplissage essentiellement argileux répartis en cinq unités. De la base au sommet à partir du substratum schisteux il y a :

- des alluvions grossières de base : blocs, galets et graviers
- des argiles et limons, gris ou verts, parfois à débris végétaux, localement avec galets et limon jaune et sables jaunes
- des argiles bleu-vertes, parfois sablo-silteuses
- des argiles grises avec graviers pourprés, graviers sableux
- des argiles grises ou bleues silteuses récentes

Un forage long de plus de 30 mètres, parmi d'autres beaucoup plus courts, a été décrit par Morzadec-Kerfourn (1974). Il a été réalisé sur la bordure de la rive droite du fleuve à l'amont du barrage, au niveau des coupes géologiques du BRGM (cf. § précédent). Le matériel sédimentaire est principalement argileux sauf entre 10,5 m et 4,5 m où il s'agit de sables fins. En dessous de 23,5 m de profondeur, le sédiment est sablo-graveleux. Morzadec-Kerfourn (1974) reconstitue les cycles de transgression et de régression observés à partir des observations faites de l'étude des kystes de dinoflagellés et des pollens. Elle propose des dates à partir des associations polliniques (utilisant les zonations polliniques de Godwin, 1956).

7800 ans BP à -18 m IGN

5700 ans BP / 3600 ans BP à -11,5 m IGN (surface d'érosion)

3000 ans BP à -10,5 m IGN

Nous disposons également de descriptions sommaires de forages réalisés dans le cadre de l'extension du quai du barrage d'Arzal. Aucune datation n'a été faite sur le matériel sédimentaire.

▪ Etudes à proximité de Tréhiguier :

Le projet d'extension de la cale du Moustoir a nécessité une étude par carottage. Huit forages ont été réalisés et traversent des horizons particulièrement argileux. Les forages n'atteignent pas le substratum rocheux et traversent trois unités semblables aux trois dernières des coupes réalisées par le BRGM :

- des argiles bleu-vertes, parfois sablo-silteuses
- des argiles grises avec graviers pourprés, graviers sableux
- des argiles grises ou bleues silteuses récentes

Un autre forage long de 10,5 mètres a été réalisé par le BRGM entre les pointes du Scal et du Moustoir. Il s'agit d'un remplissage continu et uniforme de vase holocène argileuse gris-bleue à turritelles. Une fine couche de débris noirâtres de végétaux est observée à -20,7 m IGN. La datation de ce matériel a donné un âge de 2610 ± 90 ans BP. Il pourrait s'agir des restes de tourbe érodée lors de l'épisode de retrait du 2^{ème} Age de fer (Bouysse *et al.*, 1974).

▪ Etudes dans la Baie de Vilaine :

Un forage long de 13,5 mètres a été réalisé par le BRGM à 5 km au Sud de la Pointe de Penvins, au Nord-Ouest de l'Île Dumet. A la base, les vingt premiers centimètres sont

constitués de sables grossiers et moyens jaunes et de fines passées argileuses. Ce premier niveau est surmonté d'un niveau de 5 cm de galets émoussés de micaschistes et de quartz. Suivent ensuite, de 900 à 1020 cm, des sables grossiers gris et roux et des graviers, holocènes. Les neuf derniers mètres sont constitués de vase argileuse gris-bleu holocène, à turritelles abondantes. Les datations donnent un âge de 8110 +/- 200 ans BP autour de -26 m NGF (Bouysse *et al.*, 1974).

Deux missions majeures de sismique acoustique ont été menées dans la baie de la Vilaine dans le cadre du projet COTARMOR :

- La campagne océanographique IFREMER / CNRS « GEOVIL » du 13 au 25 juin 1998, données sismiques THR Sparker.
- La campagne océanographique Université de Bretagne Sud / Université de Caen / CNRS « BINGOLAINE » du 7 au 12 juillet 2000, données sismiques UHR Boomer IKB Seistec.

Ces deux missions ont permis de localiser l'ancien thalweg de la Vilaine et de reconstruire l'histoire de sa formation il y a 18000 ans. Le schéma général de la structure de la nappe sédimentaire a été mis en place (nature, origine et âge des principales discontinuités, nature des corps sédimentaires préservés, variation latérale des paléo-environnements et variation du niveau de la mer au cours du temps). Les modalités de l'enneigement de la Baie de Vilaine il y a 8000 ans ont été précisées.

II Méthodologie

INTRODUCTION

La dimension exploratoire de l'étude de l'estuaire de la Vilaine a entraîné l'utilisation d'outils diversifiés adaptés à chacun des contextes d'étude (temporel et spatial).

Des données photographiques, topométriques et bathymétriques ont été acquises en complément de données extraites de la bibliographie. L'acquisition des données de surface couvre le domaine temporel historico-actuel du fonctionnement estuarien.

Des données de carottage, de datation, de tomographie électrique et de sismique documentent le remplissage sédimentaire de l'estuaire et s'ajoutent aux données antérieures. L'acquisition des données de profondeur apporte des informations concernant la période holocène principalement.

II.A. Cartographie aérienne et sous-marine

Sept campagnes de photographies aériennes sont disponibles et couvrent l'ensemble ou une partie de l'estuaire de la vilaine. Afin de suivre l'évolution des limites séparant les domaines de la slikke du schorre et des cordons littoraux, les photographies ont été comparées une à une. Chaque environnement de dépôt a été cartographié dans un cadre géographique bien défini (Lambert 2 étendu). Pour réaliser ce travail les photographies ont été géoréférencées, si ce n'était pas déjà le cas.

Les photographies aériennes donnent accès à la nature des environnements naturels et à leurs répartitions bidimensionnelles. Pour obtenir la morphologie des objets sédimentaires dans les trois dimensions un levé topométrique de grande précision a été réalisé au Lidar en 2001. Ce levé est le fruit d'un partenariat entre l'IAV (Institution d'Aménagement de la Vilaine) et l'IFREMER (Institut Français de la Recherche et de l'Exploitation de la Mer) dans le but d'affiner la connaissance du littoral de l'estuaire de la Vilaine.

Les photographies aériennes et les levés topographiques permettent d'accéder au domaine aérien de l'estuaire. Pour connaître la morphologie immergée du chenal de la Vilaine au cours du temps, dix levés bathymétriques ont été rassemblés.

II.A.1. Le géoréférencement (D'après l'aide ArcGis™)

Le géoréférencement des cartes marines, des plans et des photographies aériennes a été réalisé avec le Système d'Information Géographique de la suite ArcGis™.

La première étape du géoréférencement consiste en la numérisation des documents pour obtenir une donnée numérique de type raster. Le raster, d'une résolution variable en fonction du cliché, ne contient pas encore d'information géographique concernant la portion terrestre qu'elle représente.

La seconde étape consiste à choisir l'ellipsoïde, le système de projection et le système de coordonnées associé dans lequel nous souhaitons afficher la donnée raster. Dans le cadre de l'étude de la Vilaine nous avons fait le choix d'utiliser la projection utilisée pour les orthophotographies livrées par l'IGN : le Lambert II étendu. Il s'agit d'une projection conique conforme de l'ellipsoïde de Clarke 1880. La projection Lambert II étendu est une extension de la projection Lambert Zone II (50,5gr-53,5gr, correspondant à la zone géographique du Centre et de l'Ouest de la France) à l'ensemble de la France Métropolitaine. Le méridien origine de la projection en Lambert II étendu est le Méridien de Paris (0 grade Paris). La latitude origine de la projection en Lambert II étendu est le parallèle 46°48'.

ArcMap™ permet ensuite d'aligner la donnée raster sur des données spatiales existantes déjà géoréférencées (les données cibles), ce qui constitue ici la troisième étape. Il s'agit de faire correspondre des points de contrôle communs au raster et à la donnée cible (bâtiments, routes, digues...). Nous obtenons alors des coordonnées x,y reliant des emplacements du raster aux emplacements des données cibles dans des coordonnées géographiques. Des résultats satisfaisants seront obtenus avec des liens répartis de manière homogène sur le raster (sur les bordures, les coins et à l'intérieur du raster).

Après cela, ArcMap™ propose de transformer ou de déformer le raster en coordonnées géographiques à l'aide d'une transformation mathématique (transformation de premier ordre - ou affine) pour déterminer l'emplacement correct des coordonnées géographiques pour chaque cellule du raster. Au cours du géoréférencement, chaque cellule du raster ne comportant pas encore de coordonnées géographiques subit un rééchantillonnage. Les trois techniques de rééchantillonnage les plus fréquentes sont l'attribution du voisin le plus proche, l'interpolation bilinéaire et la convolution cubique.

La dernière étape consiste en la transformation définitive du raster après l'avoir géoréférencé en utilisant la commande Rectifier de la barre d'outils Géoréférencement. La commande Rectifier crée un nouveau raster, géoréférencé en coordonnées géographiques que nous avons enregistré en ".tiff".

La transformation du raster génère une incertitude qu'il est possible de calculer. Elle prend en compte la résolution du raster en entrée et l'erreur liée au géoréférencement qui est donnée par la valeur du RMS. Le RMS est toutefois une erreur moyenne, à utiliser avec précaution. Les décalages dans certains secteurs peuvent être supérieurs à la valeur du RMS. L'erreur totale est donnée par l'addition de l'incertitude liée à la numérisation du raster (généralement égale à la taille du pixel) et de la valeur de RMS. Dans le cadre de notre étude l'incertitude moyenne est de 4,5 mètres environ (Tableau II.a).

Tableau II.a : Exemple de calcul d'incertitude dans le géoréférencement des orthophotographies de 1958 (IGN)

Nom de l'image	Nombre de points de calage	Taille de cellule (m)	Erreur RMS (m)	Incertitude (m)
1958_001	8	1,74	1,69	3,4
1958_002	8	1,72	2,79	4,5
1958_003	12	1,74	3,78	5,5
1958_004	8	1,79	3,19	5,0
1958_005	18	1,77	4,39	6,2
1958_006	10	1,76	2,17	3,9
1958_007	10	1,79	1,70	3,5

Une fois le géoréférencement réalisé, il est possible de superposer des données cartographiques entre elles.

Plusieurs possibilités de calculs cartographiques sont ensuite accessibles (position, périmètre, aire, volume..) via ArcMap™ et ses extensions 3D Analyst™ et Spatial Analyst™. D'autre part, il existe aussi de nombreux outils (ou scripts) référencés sur la page Internet d'ArcGIS (<http://support.esri.fr>) onglet "téléchargements".

II.A.2. Levé topométrique (Le LiDAR)

Le LiDAR, acronyme de l'expression anglo-saxonne « Light Detection and Ranging », repose sur l'analyse des propriétés et le temps de retour d'une lumière laser (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation) renvoyée vers son émetteur (Figure I.1 Figure II.1).

Le levé a été effectué le 21 septembre 2001 de 21h27 à 22h45 UTC. Les profils ont été exécutés en fonction de l'horaire de basse mer (22h17) située à 1,1m. 10 profils ont été acquis (8 dans la longueur de l'estuaire et 2 à chaque extrémité).

Le LiDAR qui fut employé est un Optech ALTM 3033 (Airborne Laser Terrain Mapper). Les réglages ont été effectués selon les valeurs inscrites dans le Tableau II.b.

Tableau II.b : Caractéristiques techniques utilisées dans la mise en œuvre du LIDAR.

Longueur d'onde du laser	1047 nm
Fréquence de balayage	29 Hz
Angle de balayage	20°
Largeur de balayage	725 m
Fréquence d'impulsion	33000 Hz
Altitude efficace	1000 à 3000 m
Vitesse de l'avion	80 m/s
Nombre d'échos mesurés	2 (le premier et le dernier)
Précision XY	50 cm
Précision Z	10 cm
Densité des points	1 point par 6 m ²

L'ALTM 3033 est un système optico-électronique pour l'acquisition de données tridimensionnelles de la surface de la terre. La méthode est fondée sur la mesure d'une distance par le moyen d'un laser, complété par un système de position GPS et un système de navigation inertiel (SNI).

Durant l'acquisition des données le couple GPS/SNI enregistre la position, l'altitude et le comportement de l'avion (tangage, roulis et lacet) et le système LiDAR mesure la distance entre l'avion et la surface terrestre en déterminant le temps de trajet que met une impulsion de lumière à faire l'aller retour entre l'avion et la surface terrestre. De plus un miroir dévie latéralement le faisceau laser dans une direction légèrement différente à chaque mesure. Avec l'avancée de l'avion, une large bande de terrain est scannée.

La distance entre la source laser et le sol est calculée par la relation : $D = c \cdot dt / 2$

Avec :

- D : distance (m)
- c : célérité du faisceau émis (m/s)
- dt : durée du parcours avion / sol / avion (s)

En post-traitement de vol, les données acquises par le LiDAR, le GPS et l'SNI sont combinées pour déterminer la position altimétrique (xyz) de chaque point de la surface de la Terre de façon précise.

Le premier écho est reflété généralement par la cime des arbres, les lignes à haute tension, le toit des maisons. Le dernier écho atteint généralement la surface de la terre à proprement parler. Si on sélectionne les premiers échos on obtient un modèle numérique de surface. Si on sélectionne les derniers échos, les points acquis permettent de générer un Modèle Numérique de Terrain.

L'ALTM 3033 enregistre à la fois le premier et le dernier écho du signal de retour ainsi que l'intensité du signal retour dont la valeur dépend de la nature du matériau de la cible qui a reflété les faisceaux laser. L'intensité de la valeur mesurée dépend de la réflectivité de la cible par rapport à la longueur d'onde du laser utilisée.

L'un des objectifs atteint par la mesure de l'intensité, est d'identifier des objets qui n'auraient pas été distingués dans le modèle numérique de terrain (Boersma and Hoenderkamp, 2003; Manceau and Menier, 2004).

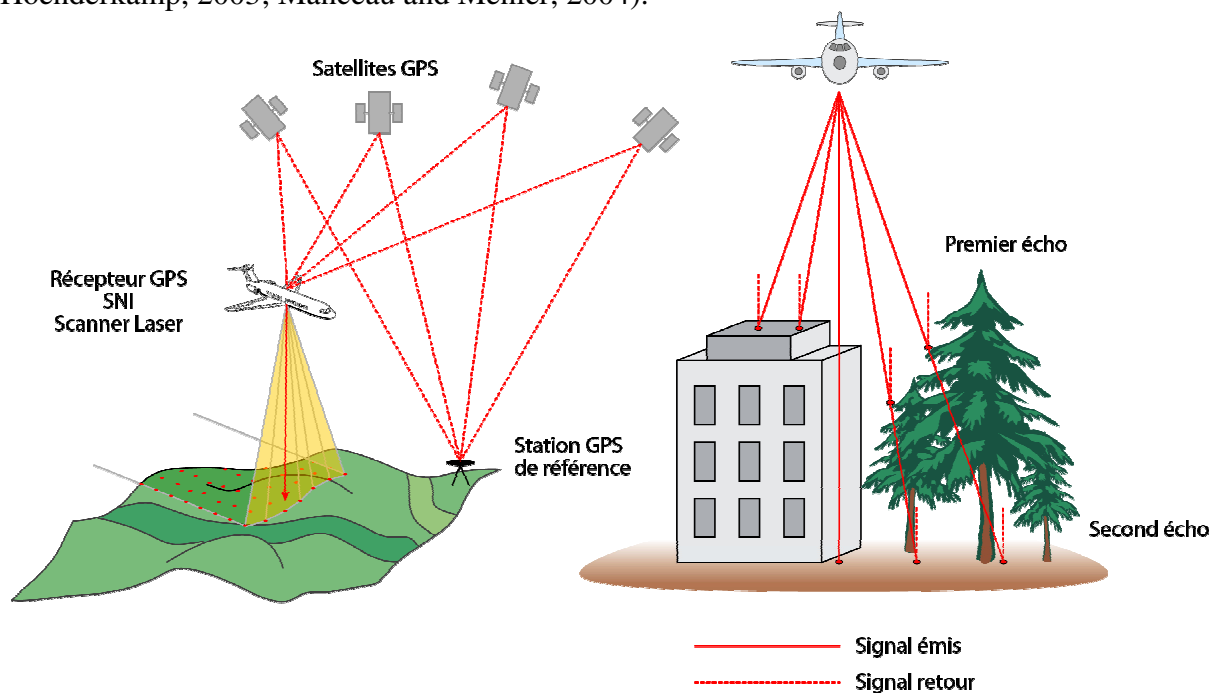


Figure II.1 : dispositif de mesure au Lidar.

Source : <http://www.terraimaging.de/index.php?id=231>

II.A.3. Levés bathymétriques

La première campagne bathymétrique disponible est celle de 1960. Il s'agit d'un levé au plomb suifé dont la précision doit être considérée avec précaution. Il s'agit d'un ensemble de sondes qui correspondent à un pas de temps de plusieurs années.

Les campagnes bathymétriques postérieures à 1960 ont été réalisées à l'aide d'un écho sondeur acoustique monofaisceau.

Principe du sondeur acoustique monofaisceau (Figure II.2) :

Le sondeur émet une impulsion sonore dirigée vers le fond marin selon la verticale du navire. Le temps nécessaire au signal pour parcourir le trajet navire/fond/navire est mesuré. La profondeur est ensuite donnée par la relation : $P = c \cdot dt / 2$

Avec :

- P : profondeur (m)
- c : célérité du son dans l'eau (m/s)
- dt : durée du parcours navire / fond / navire (s)

La célérité du son dans l'eau est dépendante de ses caractéristiques :

- La température : la progression de l'onde acoustique est plus rapide dans l'eau froide que chaude
- La pression : la progression de l'onde acoustique est d'autant plus rapide que le milieu est pressurisé

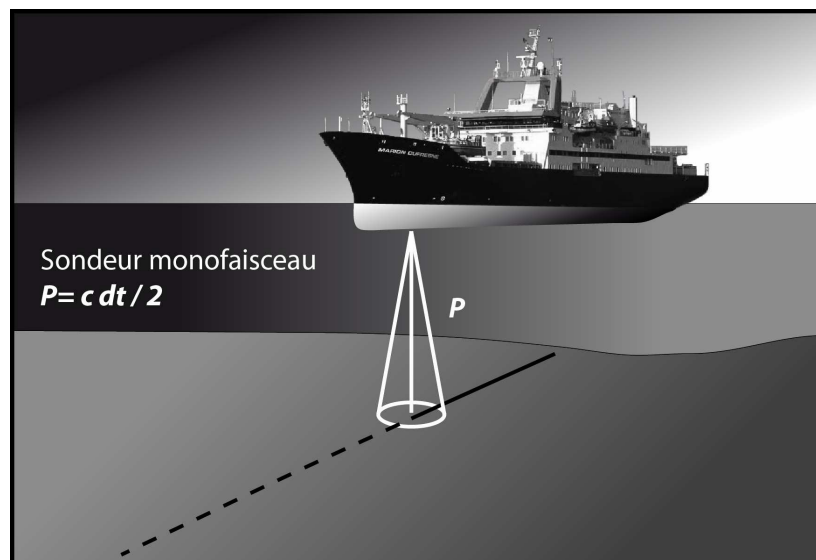
- La salinité : la progression de l'onde est plus rapide dans une eau salée que dans une eau douce

La célérité du son dans l'eau est de l'ordre de 1500 m/s.

Plusieurs fréquences d'émission sont utilisées. Elles sont adaptées en fonction du contexte d'étude. L'impulsion sonore est amortie au cours de sa progression dans le milieu. L'amortissement est dépendant de la fréquence utilisée. Les hautes fréquences (200 à 400 kHz) sont utilisées pour l'étude des milieux peu profonds (0 à 100m). Les basses fréquences (10 à 15 kHz) sont utilisées pour l'étude des milieux profonds (100 à 12000 m). Des fréquences intermédiaires seront utilisées pour l'étude de fonds bathymétriques intermédiaires. Les fréquences utilisées pour l'étude de l'estuaire sont 33, 200 et 210 kHz. Lorsque le sondeur est réglé à 33 kHz, ce sont les vases compactes qui servent de référence au fond bathymétrique. Lorsque le sondeur est réglé à 200 ou 210 kHz, ce sont les vases fluides qui servent de référence.

La durée de l'impulsion sonore est choisie en fonction de la profondeur des fonds estimée. Elle sera d'autant plus longue que le fond à mesurer est profond et inversement. D'autre part, on perdra d'autant plus de précision que la durée du signal est longue. La durée d'impulsion couramment utilisée varie de 1 ms à 10 ms.

La cadence d'émission, c'est-à-dire l'intervalle de temps qui sépare chaque tir, est choisie de manière à ce qu'elle soit au moins plus longue que la durée du trajet aller/retour du signal acoustique. Le réglage est soit automatique soit réglé par le technicien.



Modifié d'après Yves Descatoires & J-Y Royer
http://www-sdt.univ-brest.fr/internet/actualites/actu_mission/pluriel/img/monofaisceau.gif

Figure II.2 : Dispositif du sondeur bathymétrique.

II.B. Etude du remplissage sédimentaire

Pour connaître la nature et la géométrie des sédiments accumulés sur le substratum rocheux, plusieurs techniques ont été mises en œuvre en complément des différents prélèvements et levés réalisés dans le cadre d'étude plus anciennes.

- A terre : la tomographie électrique, le carottage manuel et le rotocarottier
- En mer : la sismique réflexion

Des prélèvements de coquilles et de sédiment ont été effectués sur les carottes extraites au carottier russe pour être datés par la technique du spectromètre de masse atomique (AMS). Les âges sont exprimés en années BP ou en âges calibrés BC suivant la méthode de calibration de Reimer *et al.* (2004).

La carotte Fugro-Bil-01 a fait l'objet d'une analyse au spectromètre de fluorescence X. Ce type d'analyse est original pour l'étude d'une carotte sédimentaire de milieu littoral. Cette technique a été jusqu'alors réservée à l'analyse de carottes extraites des milieux lacustres ou de milieux marins profonds. L'objectif de cette analyse est d'estimer la proportion des apports marins et continentaux dans l'espace estuarien à partir de l'analyse élémentaire du sédiment.

Plusieurs campagnes sismiques (sparker et boomer) avaient été réalisées au voisinage de l'estuaire de la Vilaine. L'estuaire avait été déjà traité mais bien moins que le domaine de la Baie de Vilaine. C'est donc pour compléter le set de donnée qu'une campagne au sondeur acoustique (chirp) a été entreprise dans l'estuaire de la Vilaine et de ses approches.

II.B.1. La tomographie électrique

Des essais de tomographie électrique ont été effectués sur les schorres de l'estuaire de la Vilaine. L'appareil utilisé est le Terrameter SAS4000 de la société ABEM (Figure II.3). Il s'agit d'un système multi électrodes statiques. L'objectif de ces mesures était de localiser la base du substratum rocheux de la vallée estuarienne. La spécificité du site (milieu salé) nous oblige à être très prudent quant à la validité des résultats obtenus.

Le principe de mesure repose sur le niveau de conductivité de chacun des matériaux traversés (potentiellement augmenté par la présence de sels). Sous l'action d'un champ électrique, la matière s'oppose avec plus ou moins de force au mouvement des charges libres.

Le courant circule dans le sol d'une électrode de courant à l'autre. La densité du courant est plus forte près de la surface qu'en profondeur. La valeur de résistivité obtenue sur le terrain se nomme la résistivité apparente. Elle correspond à la contribution volumique de toutes les strates sédimentaires traversées par le courant émis en fonction de la distance à la source. Si le sol est homogène la résistivité apparente est égale à la résistivité intrinsèque.

Pour mesurer la résistivité du sol on utilise un quadripôle, formé d'un dipôle d'injection de courant et d'un dipôle pour la mesure de la différence de potentiel. 50% du courant circule sur une profondeur inférieure à l'éloignement des électrodes. Pour augmenter la pénétration, on augmente la séparation des électrodes.

Le protocole de mesure choisi est le dispositif de Schlumberger (Nicollin *et al.*, 2006). Les électrodes de mesure sont fixées au centre. Les électrodes du dipôle d'injection sont mobiles. Le dispositif expérimental est constitué de 64 électrodes espacées de 5 m chacune et reliées à un câble à la centrale d'émission / acquisition ce qui représente une ligne de 320 m de

longueur. Les mesures sont effectuées de façon automatique. A la fin de l'expérience, les électrodes ont toutes été testées deux à deux. Les données sont stockées dans la mémoire interne de l'appareil et récupérées au bureau sur ordinateur.

Les données ont été traitées avec le logiciel Res2Dinv pour obtenir un modèle de résistivité à deux dimensions (Griffiths and Barker, 1993). Après traitement, nous obtenons des pseudo sections de résistivité électrique apparente.

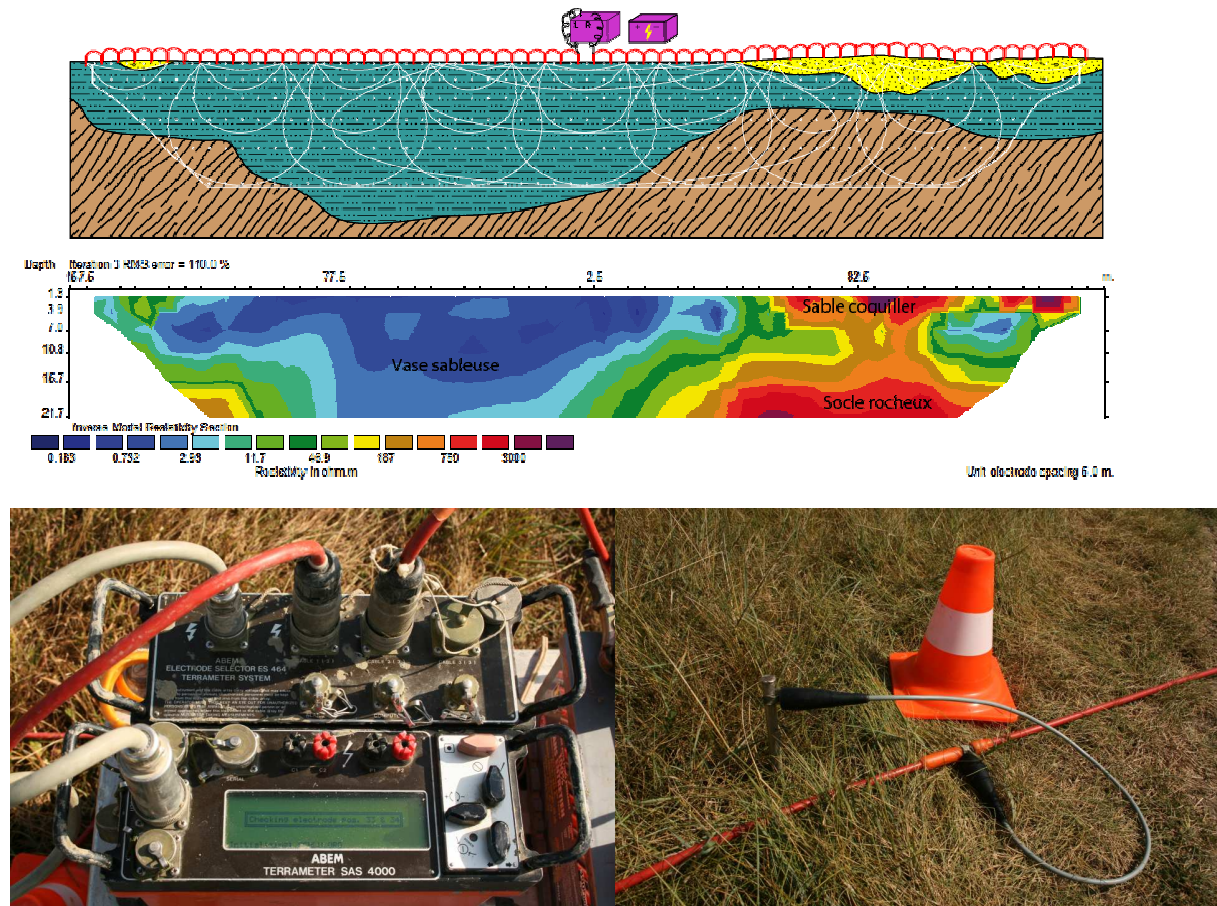


Figure II.3 : Dispositif de mesure de tomographie électrique.

II.B.2. Les carottages

L'exploration sismique renseigne sur la géométrie mais ne donne que peu d'informations sur les faciès sédimentaires. La réalité du terrain et du remplissage sédimentaire n'est donc accessible que par le carottage. Dans cet objectif, plusieurs sondages ont été réalisés au cours de la thèse.

Les premiers carottages ont été réalisés avec un carottier russe (Figure II.5) dont voici le principe de fonctionnement.

Le carottier est composé de plusieurs segments :

- Le carottier lui-même, en forme de cylindre biseauté à son extrémité. Deux formats étaient à notre disposition : un petit format de 4,5 cm de diamètre et d'une longueur de 80 cm, ouvert

par une fenêtre de 4 sur 60 cm. Un grand format de 5 cm de diamètre et d'une longueur de 120 cm, ouvert par une fenêtre de 4,5 sur 100 cm.

- Des tiges métalliques creuses de 3 cm de diamètre, d'un mètre de long avec un système de vis-écrou à leurs extrémités pour les rabouter les unes aux autres.
- Et une manivelle fixée perpendiculairement à la tige pour appliquer la pression et la rotation au carottier.

La qualité de ces forages n'étant que moyenne, ils ont été accomplis avant tout dans un but prospectif. Ceci pour plusieurs raisons :



Figure II.5 : Dispositif du carottier.

Le mode opératoire génère potentiellement de la contamination. Au cours du forage, le carottier empreinte plusieurs fois le même chemin. Ainsi la lame du carottier racle potentiellement les parois de la portion de forage déjà réalisée. Cela dépend du degré d'affaissement du terrain. Les terrains non consolidés comme les sables et les graviers doivent être compris entre deux horizons plus compacts (comme des vases par exemple) pour pouvoir être remontés à la surface. Si ce n'est pas le cas, l'horizon sableux ou graveleux peut s'effondrer jusqu'à la base du forage. Ce qui engendre là encore de la contamination.

D'autre part, le diamètre du carottier n'est que de 5 cm pour le plus grand format. Il se présente sous la forme d'un cylindre à demi ouvert. L'extraction de la carotte se fait à l'aide

d'une lame de couteau ou d'une spatule ce qui génère des perturbations dans le sédiment (déformation, compaction décompactions).

En outre, la progression du carottier se fait à la force des bras en appliquant une rotation au carottier, ceci de façon à limiter la compaction qui reste malgré tout substantielle (jusqu'à 1 m de compaction pour 4 m de forage). En fonction de l'état de compaction du terrain, il est difficile d'aller au-delà de 5 m de profondeur. La compaction du terrain ou la succion au retrait du carottier sont trop importantes pour progresser d'avantage.

D'après les résultats obtenus des carottiers russes déjà extraits, et une mission prospective de profils électriques, une autre campagne de forages a été menée. Cette seconde campagne de sondages a été réalisée par la société Fugro (site de Nantes) du 17 au 23 septembre 2008. Les forages, réalisés de façon professionnelle, sont de type rotatif (Figure II.6). Il s'agit d'un rotocarottier triplex sur chenille (SBC Bonne Espérance 2050). Les carottages ont été réalisés par la méthode du carottier traditionnel double enveloppe T6 avec un sabot de diamètre 116 mm en carbotech permettant des prélèvements intacts sous gaine PVC transparente. Les carottages ont été réalisés par la méthode du poinçonnage à sec au sein des formations sédimentaires et par la méthode du carottage en rotation à l'eau claire au sein des altérites du substratum micaschisteux. Les premiers mètres de sondage au sein des formations meubles et boulanges ont été isolés par un tube de garde en acier 140 LS jusqu'à 6, 7,5 et 20 mètres de profondeur.

Les profondeurs d'arrêt respectives des sondages SC1, SC3 et SC3 sont 8,5 mètres, 11,80 mètres et 25,5 mètres. Les sondages SC1 et SC2 sont arrêtés au sein de l'altérite du substratum et au sein des formations sédimentaires pour le sondage SC3.

La totalité des sols prélevés par carottage a été conditionnée dans des gaines transparentes de 100 mm de diamètre fermées aux deux extrémités. Les tronçons ont une longueur théorique de 1,5 mètre. Les tronçons ont été immédiatement conservés horizontalement en chambre froide.



Figure II.6 : Dispositif du rotocarottier mis en œuvre par la société Fugro.

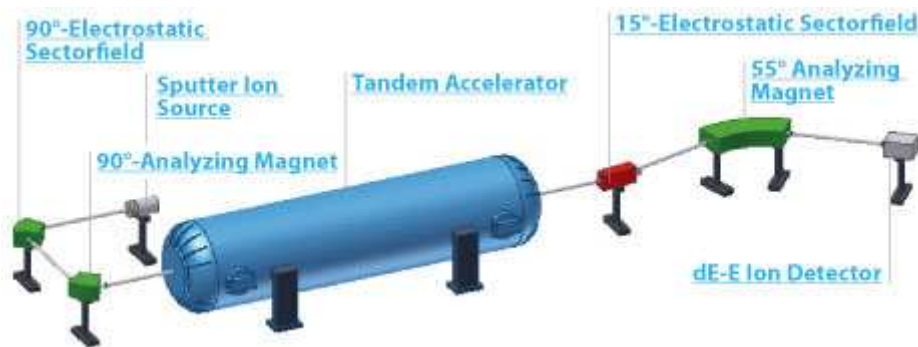
II.B.3. Les datations AMS

Les datations des carottes ont été envoyées au laboratoire de mesure physique d'Erlangen en Allemagne (Août – septembre 2008). Tous les échantillons ont été analysés par la méthode AMS. AMS pour Atomic Mass Spectrometry qui désigne une technique qui compte le nombre des molécules d'intérêt par différenciation massique. La datation est obtenue par la mesure des ratios des isotopes de carbone : ^{14}C , ^{13}C et ^{12}C . Le carbone 14 est un isotope instable qui se décompose lentement en ^{13}C au cours du temps. Sa demi-vie est de 5730 ans.

La datation est obtenue après un protocole d'analyse précis (Figure II.7) :

- L'échantillon est placé dans du graphite où il est pulvérisé par une source ionique de césium concentré sur une très petite zone de l'échantillon (0,1 mm).
- Les collisions engendrent un faisceau ionique qui est focalisé et dirigé vers un séparateur électrostatique à 90° . Il permet de séparer les ions produits en fonction de leurs énergies.
- Les ions passent ensuite par analyseur magnétique qui sépare les ions par un virage à 90° en fonction de leurs masses. Les isotopes ou les éléments voisins ($^{12}\text{CH}_2$, ^{13}CH) pouvant avoir la même masse, seront séparés plus tard.
- Le flux ionique est ensuite accéléré dans la première moitié de l'accélérateur vers un point maximum de tension (5 MV). Le faisceau entre en collision avec une feuille de carbone très fine où toutes les molécules sont brisées. Le produit de cette collision est à nouveau accéléré dans la seconde moitié de l'accélérateur.
- Les ions sont à nouveau triés par un séparateur électrostatique à 15° en fonction de la charge des ions.
- Les ions restants sont encore séparés en fonction de leurs masses en leur faisant opérer un virage à 55° par l'analyseur magnétique.
- Les ions ^{14}C obtenus sont dirigés vers un détecteur. Les ions sont ralentis dans un gaz (isobutane) qui s'ionise en absorbant l'énergie cinétique des ions. La quantité d'énergie émise est mesurée et amplifiée permettant de déceler d'éventuels contaminants.
- Les isotopes stables ^{13}C et ^{12}C ont été collectés auparavant après la déviation à 90° de l'analyseur magnétique. Les ions sont mesurés comme des courants.
- Le ratio des ions ^{14}C , ^{13}C et ^{12}C est enfin effectué. Il donne un âge théorique de l'échantillon.
- La dernière opération consiste à corriger l'âge théorique de l'échantillon par une courbe de calibration connue. Un âge calendaire calibré peut être donné (Cook *et al.*, 2007; Jull and Scott, 2007).

D'autres protocoles de mesure existent. Ils fonctionnent sur le même principe. La description qui vient d'être faite correspond au protocole suivi par le laboratoire de mesure physique d'Erlangen.



<http://www.14c.uni-erlangen.de/en/start.html>
http://web.ges.gla.ac.uk/~dfabel/AMS/AMS_schematic.html

Figure II.7 : Dispositif du spectromètre de masse atomique utilisé pour la datation des échantillons.

II.B.4. Spectrométrie de fluorescence X

La carotte fugro-Bil-01 prélevée au rotocarottier dans l'estuaire de la Vilaine a été analysées au moyen de la technique de spectrométrie de fluorescence X. Il s'agit de déterminer la nature et la quantité des éléments chimiques qui composent le matériel sédimentaire tout le long de la carotte.

La technique repose sur la ionisation du matériel sédimentaire par un rayon X et la mesure du spectre du rayonnement X résultant (Figure II.8).

Les atomes sont constitués d'une ou plusieurs couches électroniques notées K, L, M etc.

La couche K ne supporte que deux électrons

La couche L contient au maximum huit électrons répartis sur les sous-couches L1, L2 et L3.

La couche M accueille jusqu'à dix-huit électrons sur ses sous-couches M1, M2, M3, M4, M5...

En fonction de sa position sur la couche, l'électron possède un certain niveau d'énergie (négative) qui le lie au noyau. Le niveau de plus haute énergie (en valeur absolue) est atteint par un électron situé sur la couche la plus interne : la couche K.

La ionisation par rayonnement X entraîne l'expulsion d'un électron de la couche interne d'un électron. La place vacante est comblée par un électron d'une couche supérieure (L ou M par exemple). La transition de l'électron sur la couche interne libère de l'énergie sous forme d'un rayonnement (émission de rayon X ou fluorescence X).

L'émission donne lieu à une « raie ». Les électrons des couches L2, L3, M2, M3, M4 etc., peuvent venir combler la couche K. Même chose pour les couches L et M. A chaque couche correspond donc une série de raies. Les raies les plus intenses des séries K et L sont les raies $K\alpha_1$ (L→K) et $L\alpha_1$ (M→L). Chaque raie a une énergie connue, mesurée en eV. Elle est spécifique des niveaux de couches affectés et de l'élément chimique.

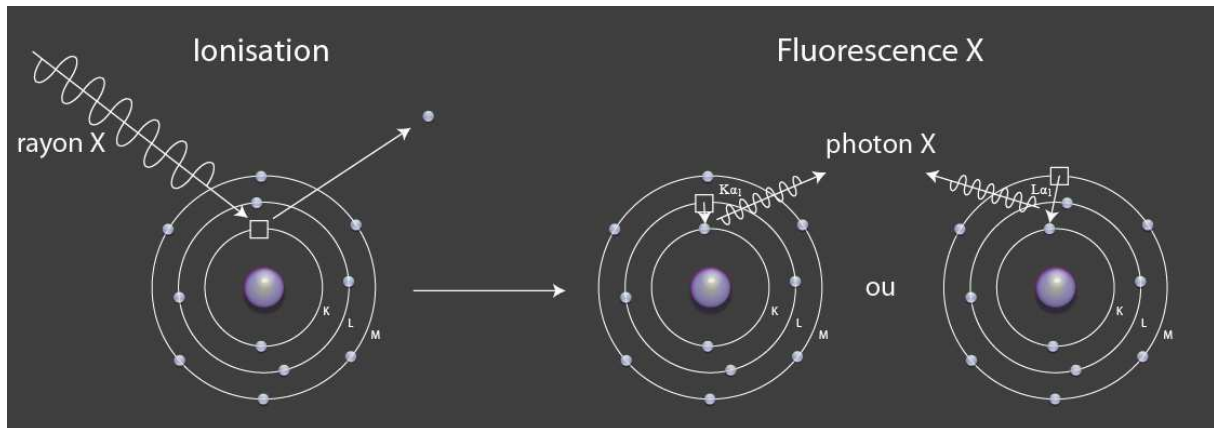


Figure II.8 : Principes de la ionisation et de la Fluorescence X.

La source de rayon X de l'appareil est composée d'une cathode de Rhodium (Rh) excitée par une source électrique haute tension. Le niveau d'énergie en sortie peut être incrémenté à 10, 30 et 50 keV. Plus l'élément étudié est lourd, plus le niveau d'énergie nécessaire est élevé. Le rayon X émis doit toujours avoir une énergie supérieure à celle de l'électron lié au noyau de l'atome. Dans le cas contraire l'électron de la couche interne ne pourrait pas être expulsé et l'émission de fluorescence X possible. L'appareil est ainsi capable d'exciter les éléments chimiques du magnésium (Mg) à l'uranium (U).

Le capteur de fluorescence X de l'appareil est équipé d'un cristal de silicium épais de 1,5 mm. Il augmente la capacité de détection des éléments au-delà de l'arsenic (As) à 10 keV. Le capteur est relié à une interface informatique et donne à voir comme résultat un spectre d'énergie pour chaque point de mesure. Le spectre présente des pics à plusieurs niveaux d'énergie. Ils correspondent aux raies d'émission des éléments. En fonction de leur niveau d'énergie il est possible de déterminer l'élément chimique. La hauteur du pic renseigne sur la quantité de l'élément présent.

L'ensemble optique est sous atmosphère d'hélium pour favoriser une meilleure détection. Durant la mesure l'appareil fait contact avec le sédiment. Pour éviter toute souillure, et éviter de réhumecter le sédiment pour les analyses de longue durée, le sédiment est couvert d'un film particulièrement transparent aux rayons X (Film 3525 Ultralene® de 4µm d'épaisseur).

Des sources d'erreur sont possibles.

La granulométrie et la teneur en eau de l'échantillon peuvent faire varier la mesure. La mesure n'est donc que semi-quantitative.

II.B.5. La sismique réflexion

L'étude de la structure du remplissage sédimentaire de l'estuaire et de la baie de la Vilaine a été rendue possible par l'utilisation des techniques de géophysique (géosciences marines). Trois outils principaux ont été employés : Le Sparker, le Boomer et le Chirp. Ces trois noms désignent la source utilisée.

Les trois appareils fonctionnent sur le même principe. Une onde acoustique est émise dans le milieu par une source, et l'écho qui est réfléchi, est enregistré par un récepteur : l'hydrophone (Figure II.9).

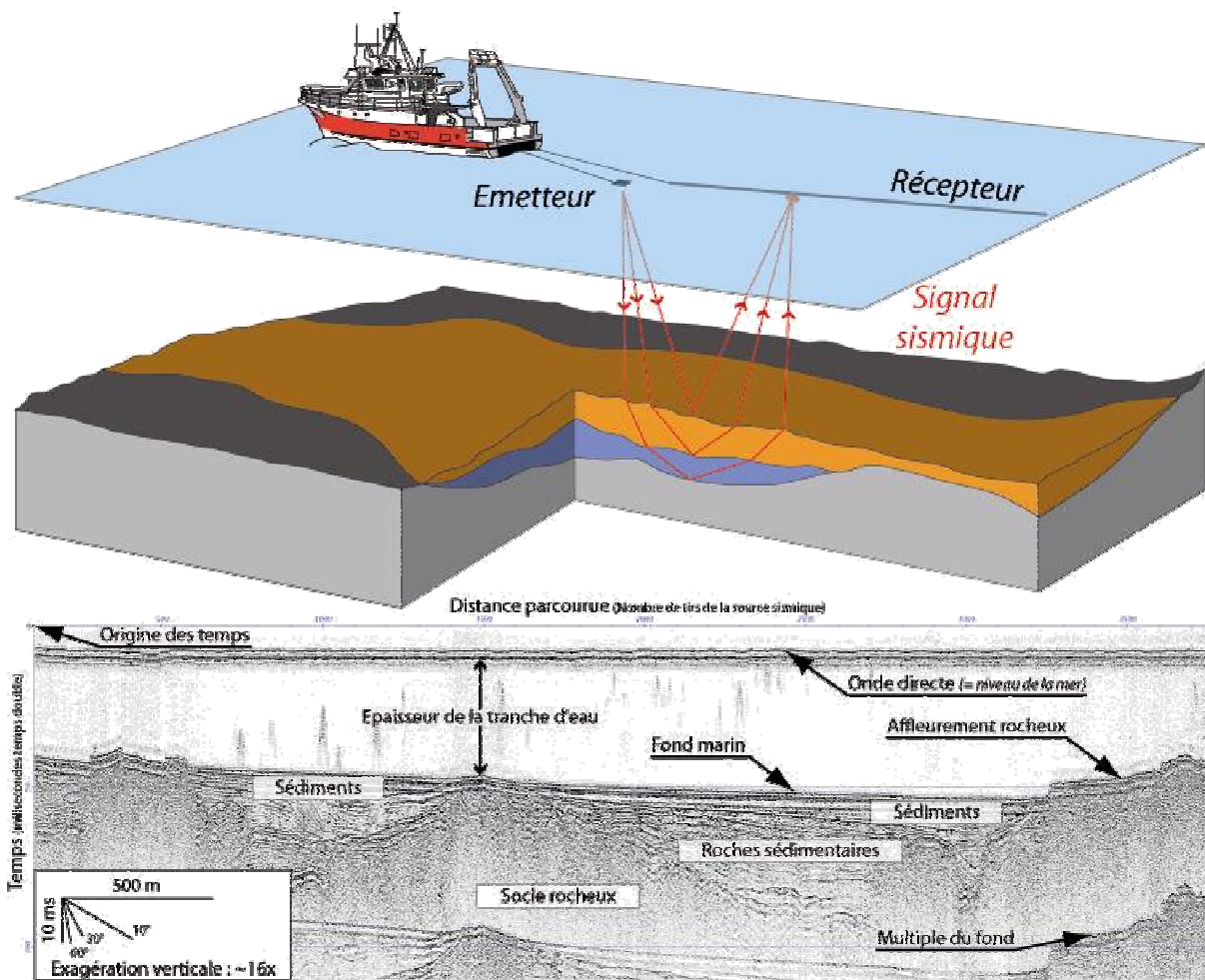


Figure II.9 : Principe de fonctionnement de la sismique réflexion (exemple du Sparker)

Il est important de noter que la fréquence du son émis à toute son importance pour le résultat souhaité. Les hautes fréquences permettent d'obtenir de très bons détails mais ne pénètrent pas profondément le sédiment : l'absorption du signal est forte. Au contraire, les basses fréquences ne permettent pas d'obtenir une bonne résolution. En revanche elles autorisent une étude profonde du sous-sol. Il s'agit donc de choisir un compromis parmi ces contraintes pour faire correspondre le meilleur signal au sujet étudié.

L'écho est la résultante d'un contraste d'impédance acoustique (produit de la densité du milieu par la vitesse du son) des strates qui composent le remplissage sédimentaire. Si le contraste est suffisant, l'onde est réfléchi sur l'interface et arrive avec un temps de retard qui permet d'en déduire la profondeur. L'amplitude de l'écho sera d'autant plus forte que le contraste d'impédance est fort.

Les techniques employées pour l'étude de l'estuaire et la baie de Vilaine sont particulièrement bien adaptées aux milieux marins peu profonds. Cependant l'outil a les défauts de son avantage puisqu'il est généralement difficile d'obtenir une image (sismogramme) satisfaisante au delà du premier multiple (lié directement à l'épaisseur d'eau).

Il s'agit dans tous les cas d'une sismique dite de Très Haute Résolution (THR) qui permet de visualiser des réflecteurs espacés d'une distance inférieure à 2 m.

II.B.5.a. Le Sparker

Le Sparker (Figure II.10) tire son origine du mot anglais : spark qui signifie, étincelle. Sparker : étincelateur. La source est matérialisée par un "peigne" formé de 50, à 200 brins. La décharge électrique de 4000 volts DC génère une bulle étincelante à l'extrémité des brins qui, en éclatant, induit une onde acoustique. L'onde est émise selon une fréquence comprise entre 600 Hz et 1000 Hz avec une puissance de 650 J (Menier, 2003). Elle est réfléchiée par les interfaces qui composent le remplissage sédimentaire et est captée par un récepteur. Il s'agit d'une "flûte" sismique réflexion haute résolution monotrAce qui est composée d'un tuyau flexible en plastique à l'intérieur duquel baignent dans une solution spécifique des hydrophones régulièrement espacés les uns des autres (1 m). La résolution verticale du Sparker peut aller jusqu'à 1 m dans la tranche superficielle avec une pénétration théorique supérieure à 100 m.

Mission : GéoVil
 Date : juin 1998
 Navire : Thalia
 Lieu : Baie de Vilaine
 Matériel : Sparker SIG 1580

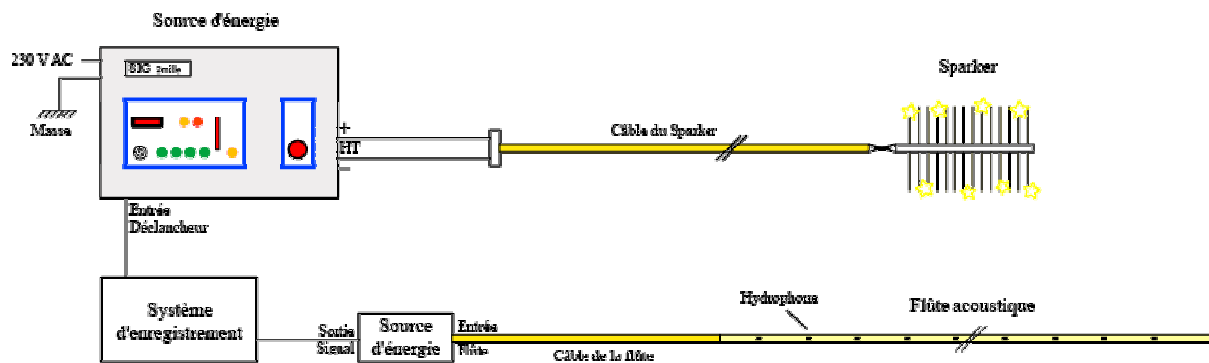


Figure II.10 : Composition de l'ensemble Sparker.

II.B.5.b. Le Boomer

Le boomer, en électroacoustique, est un haut-parleur qui a pour fonction de retranscrire les sons graves. Par analogie, le boomer Seistec-IKB (Figure II.11) fonctionne sur le principe de la déformation d'une plaque métallique induite par une décharge électrique de haute tension (4000 volts). Le boomer émet des ondes acoustiques dont les fréquences sont comprises entre 1 et 10 kHz. L'onde réfléchiée est reçue par des hydrophones placés à proximité de la source. La résolution verticale de cet appareil atteint 25 cm. La pénétration théorique est de 150 m dans les argiles et de 20 m dans les sables (Menier, 2003). (<http://www.geos.unicaen.fr/personnel/pagetessier/plaquettegeophy.pdf>)

Mission : Bingolaine
 Date : juillet 2000
 Navire : Sepiola

Lieu : Entrée de la Vilaine
Matériel : Boomer seistec IKB

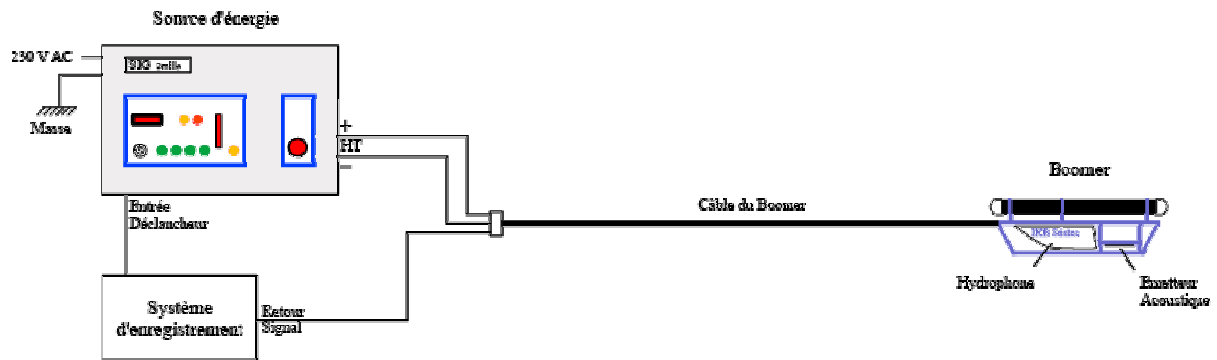


Figure II.11 : Composition de l'ensemble Boomer.

II.B.5.c. Le Chirp

Le nom « Chirp » a son origine du verbe anglais : to chirp qui signifie, pépier, gazouiller. Le principe du chirp (Figure II.12), ou sondeur à sédiment, est d'émettre un son sur une durée de 50 ms, modulé linéairement en temps et en fréquence. Le son émis ressemble ainsi à celui que pourrait émettre un oiseau. Le spectre fréquentiel qui en résulte a l'avantage de faire bénéficier d'une bonne résolution en surface (domaine des hautes fréquences) et d'une bonne pénétration (domaine des basses fréquences). Le signal peut également être réglé jusqu'à une intensité maximale de 190 dB. La résolution verticale des sismogrammes est au mieux de 30 à 50 cm.

Mission : Proust2008-Vilaine
Date : octobre 2008
Navire : Haliotis
Lieu : Entrée de la Vilaine
Matériel : Chirp

Les données de la mission Proust2008-Vilaine ont été enregistrées dans des fichiers au format segy.

Les fichiers SEG Y contiennent :

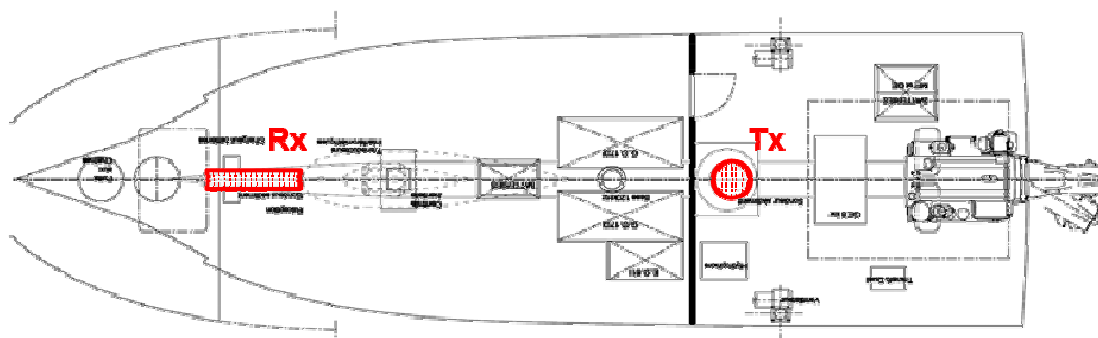
- Textual File Header : 1ère entête de fichier de 3200 bytes, écrite en texte ASCII : 40 lignes de 80 caractères.
- Binary File Header : 2ème entête de fichier de 400 bytes (binaire)
- Extended Textual File Header : possibilité d'inclure une entête de n*3200 bytes, écrite en texte ASCII (n est un entier qui peut être nul)
- les données, avec pour chaque trace :
 - Trace Header : entête de trace de 240 bytes
 - Data : les données sondeur de sédiments (valeur des échantillons acquis en Volts, enregistrés en 'float32')

Les données sont écrites en big-endian.

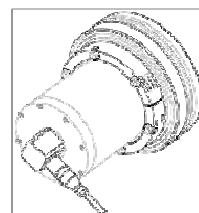
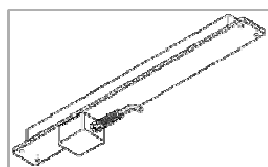
(Source : notice utilisateur IFREMER)



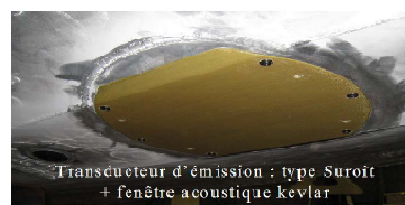
Auteur : © Ifremer Olivier Dugornay



Localisation des antennes d'émission (Tx) et de réception (Rx) du Sondeur de Sédiments



Antenne de réception Rx : a) schéma, b) après intégration



Antenne d'émission Tx : a) schéma, b) après intégration

Source : notice utilisateur IFREMER

Figure II.12 : Disposition du système Chirp au sein de l'Haliotis

III Fonctionnement actuel et historique de l'estuaire de la vilaine et Impact des flux hydrosédimentaires sur son évolution récente

INTRODUCTION

Les espaces estuariens représentent une interface active entre les domaines océaniques et continentaux, où les paramètres hydrodynamiques interagissent en équilibre instable. Les estuaires sont en effet le lieu de rencontre des eaux douces de drainage du bassin versant et des eaux salées de l'océan apportées par les marées et les houles du large. La compétition entre ces facteurs engendre une grande diversité d'environnements. Les aménagements réalisés sur de tels environnements, occasionnent généralement une rupture dans l'équilibre des forces hydrodynamiques en présence. Ils perturbent fortement le fonctionnement hydro-sédimentaire de l'estuaire. Depuis ces dernières décennies, avec le développement des aménagements sur le pourtour des estuaires mondiaux, des études ont été réalisées pour connaître l'impact de ces infrastructures sur la biologie et la physico-chimie (Azevedo *et al.*, 2008), les flux sédimentaires (Dai *et al.*, 2008), et pour des contextes climatiques différents : sub-boréal (Hart and Long, 1990), tropical (Wolanski *et al.*, 2001) et continental humide (Kim *et al.*, 2006).

Les estuaires tendent progressivement à se combler (Orson *et al.*, 1985; Dabrio *et al.*, 2000) en liaison avec la décélération de la remontée holocène du niveau de la mer. Les conséquences de la remontée récente du niveau de la mer, liée au réchauffement climatique sur l'évolution des littoraux et des estuaires, sont encore incertaines (El-Raey, 1997; Pethick, 2001; Nicholls, 2002; Cattaneo and Steel, 2003; Cooper and Pilkey, 2004; Temmerman *et al.*, 2004; Snoussi *et al.*, 2008; Woodroffe, 2008; Alpar, 2009). Certaines côtes sont, en effet, en érosion alors que d'autres sont en accrétion sédimentaire à cause de l'influence de paramètres complémentaires comme par exemple la fréquence des tempêtes, les changements de

végétation, mais aussi l'influence directe de l'homme sur son milieu, à travers ses pratiques et notamment les aménagements locaux (El-Raey, 1997; Klingbeil and Sommerfield, 2005).

L'objectif est ici de décrire l'état actuel et l'évolution historique d'un estuaire et d'observer les conséquences de l'installation d'un barrage sur son évolution naturelle de manière à mieux comprendre le fonctionnement de ces milieux maintenant fortement anthropisés. Nous nous attacherons tout particulièrement à observer l'impact des modifications de débits fluviaux et des processus marins (marnage et houles) sur la distribution des environnements naturels dans l'estuaire. Pour cela nous prendrons pour exemple l'estuaire de la Vilaine situé au Sud de la Bretagne, sur la façade atlantique française (Figure III.1). A partir de l'analyse de levés bathymétriques, de topographie LIDAR et de photographies aériennes datant des quarante dernières années nous verrons comment la géomorphologie de l'estuaire commande, en partie, ses paramètres hydrodynamiques actuels et donc la nature et la répartition des faciès et milieux sédimentaires. En effet, depuis sa construction et sa mise en service en 1970, le barrage a perturbé de façon durable les conditions hydrodynamiques.

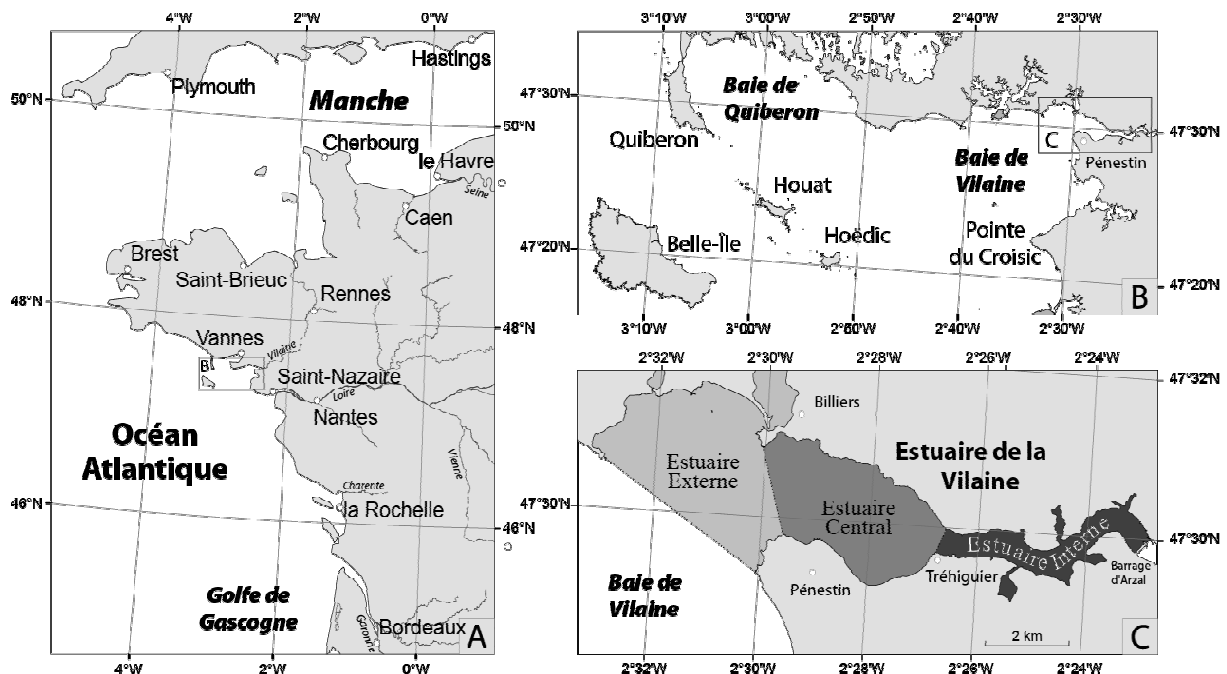


Figure III.1 : Carte de localisation de l'estuaire de la Vilaine.

III.A. Données et méthodes

L'étude a nécessité l'utilisation de données topographiques, de données de courants et de débits fluviaux. Pour cela, nous avons utilisé : les résultats de campagnes bathymétriques au sondeur monofaisceau réalisées 1960 et 2007 (Tableau III.a) ; les données de la campagne LIDAR « Light Detection and Ranging » pour la zone intertidale (Boersma and Hoenderkamp, 2003; Manceau and Menier, 2004) ; les données d'amplitude et d'intensité des courants de marées modélisées par le Service Hydrographique Océanographique de la Marine (SHOM, 2005) ; les données de débits de la Vilaine mesurées par la banque hydro et l'Institut d'Aménagement de la Vilaine (IAV). Celles de Banque Hydro sont disponibles sur le site

www.hydro.eaufrance.fr. L'IAV, entité gestionnaire du barrage d'Arzal, qui a par ailleurs fourni les données concernant la fréquence de passages des bateaux.

Excepté le premier levé de 1960, les levés bathymétriques ont été effectués au sondeur monofaisceau à 33, 200 et 210 kHz selon le cas (Tableau III.a) Cf. Chapitre 2.

Le levé topographique a été effectué au LIDAR. Cette technique repose sur les propriétés et le temps de retour d'une lumière laser renvoyée vers son émetteur à partir d'un avion (Boersma and Hoenderkamp, 2003), (Cf. Chapitre 2).

Tableau III.a : Synthèse des campagnes bathymétriques menées de 1960 à 2008 dans l'estuaire de la Vilaine.

Année	Date	Organisme	Outil & Fréquence	Ellipsoïde / Projection du fichier source	Qualité
1960	?	L.C.H.F	Plomb suiffé	WGS 84*	Faillible
1983	?	S.I.G.	sondeur 200 kHz ?	WGS 84*	Inexploitable
1989	29/05 au 08/06	D.D.E. du Morbihan	sondeur 200 kHz	WGS 84	Exploitable
1992	21/05 au 04/06	D.D.E. du Morbihan	sondeur 200 kHz	Carte du SHOM (1992) et courbes bathymétriques digitalisées WGS 84	Exploitable
1994	16/05 au 06/06	D.D.E. du Morbihan et port autonome de St-Nazaire	sondeur 200 kHz	WGS 84	Exploitable
1995	11/04 au 05/05	D.D.E. du Morbihan	sondeur 200 kHz	WGS 84	Exploitable
1998	03/06 au 25/06	D.D.E. du Morbihan	sondeur 33 kHz	Lambert II	Exploitable
2001	18/05 au 21/05	D.D.E. du Morbihan	sondeur 33 kHz	Lambert II	Exploitable
2003	02/09 au 11/09	D.D.E. du Morbihan	sondeur 33/210 kHz	WGS 84	Exploitable
2005	Sept	D.D.E. du Morbihan	sondeur 210 kHz	Lambert II centre	Exploitable
2007	29/09 au 03/10	I.A.V. et Astérie	sondeur 33/210 kHz	Lambert II centre	Exploitable

L.C.H.F. : Laboratoire Central d'Hydrologie de France

D.D.E. : Direction Départementale de l'Equpeement

S.I.G. : Société d'Instrumentation Géophysique

I.A.V. : Institution d'Aménagement de la Vilaine

S.H.O.M. : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

* Coordonnées retraitées par le S.H.O.M.

III.B. Présentation géographique

La Vilaine est le fleuve le plus important de Bretagne avec une longueur de 227 km. Son bassin versant draine 10530 km², soit le tiers de la Bretagne. Il collecte 700 à 800 mm/an de précipitations annuelles (période 1961-1990, IAV) avec un débit annuel moyen de 7 m³.s⁻¹ (www.hydro.eaufrance.fr) pour la période 1970 à 2000 (après la construction du barrage). L'estuaire de la Vilaine débouche sur la façade atlantique française. La baie est limitée par la presqu'île de Quiberon à l'Ouest et par la Pointe du Croisic à l'Est dans un espace relativement bien abrité. L'arc formé par la presqu'île de Quiberon, les îles de Houat, Hoëdic et Belle-Île abritent l'embouchure des influences océaniques d'Ouest. Sa position particulière l'expose aux influences marines du Sud Ouest (Figure III.1) avec des houles locales de faible amplitude, inférieures à 3 m (Tessier, 2006).

III.C. Situation géologique, morphostructurale et géomorphologique

L'estuaire de la Vilaine est situé à proximité de la branche sud du cisaillement sud-armoricain dont les failles satellites affectent le cours (Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006). Ces linéaments ont notamment favorisé le développement de nombreux petits systèmes fluviaux affluents à la vallée principale. Ces petites dépressions sont aujourd'hui comblées et forment parfois des marais inondés à l'occasion des marées de très grandes vives eaux (Figure III.3).

La morphologie de l'estuaire de la Vilaine comprend trois segments principaux :

Le premier segment correspond à l'estuaire interne entre le goulet d'étranglement à l'Ouest de Tréhiguier, à l'aval et le barrage d'Arzal, à l'amont. Il s'agit d'une vallée incisée qui mesure 500 m de largeur de rive à rive. Son cours méandriforme empreinte les réseaux de fractures dont certaines ont une orientation caractéristique des phases tectoniques cadomienne et hercynienne.

Le second segment correspond à l'estuaire central, entre les pointes de Penn-Lann et du Halguen, à l'aval, et les pointes du Scal et du Moustoir, à l'amont. Sa largeur fait environ 2000 m. La rive nord est orientée N110°-130° parallèlement à la branche sud du cisaillement sud-armoricain, ce qui laisse supposer un contrôle structural de cette rive comme supposé par Audren (1971).

Le troisième segment correspond à l'estuaire externe, situé entre les pointes de Kervoyal, Penn-Lann et du Halguen. Il s'agit de la partie la plus large de l'estuaire qui s'ouvre sur l'océan sur une largeur de 4000 m environ.

La forme en entonnoir de l'estuaire s'explique par des contrastes lithologiques entre roche dure et tendre, et le contexte structural. Les rives relativement encaissées de l'estuaire interne qui surplombent le fleuve d'une vingtaine de mètres, sont incisées dans les micaschistes et les orthogneiss hercyniens. L'estuaire central, quatre fois plus large, montre une rive droite encaissée dans les roches dures, bordée de falaises de micaschistes et d'amphibolites et une rive sud incisée dans des roches plus tendres des formations sédimentaires tertiaires. L'estuaire externe, large de 4000 mètres, prolonge l'estuaire central par la pointe en gneiss du Halguen (17 m d'altitude) et celle de Penn-Lann (13 m d'altitude). Il est incisé dans les micaschistes.

III.D. Hydrodynamique de l'estuaire

Le régime des marées de l'estuaire de la Vilaine est semi diurne. L'amplitude moyenne des marées oscille entre 4,75 m en période de vive eau et 2,25 m en période de morte eau. L'amplitude maximale en vive eau atteint 6,39 m. Les vitesses de courant de marées sont inférieures à 1,03 m.s⁻¹ en moyenne vive eau. L'onde de marée est asymétrique dans l'espace, les courants de marée se renforcent entre Tréhiguier et Penestin (Figure III.2, point D), et dans le temps, avec une asymétrie de la durée du flot par rapport à celle du jusant (Figure III.2, point D et E). L'évolution de l'amplitude de marée au cours du temps et dans l'espace n'est pas connue, ce qui permettrait de qualifier définitivement cet estuaire d'hypersynchrone (Salomon and Allen, 1980).

Les débits fluviaux de la Vilaine moyennés sur 24 heures sont faibles ; ils sont compris entre 61.7 m³.s⁻¹ et 81.8 m³.s⁻¹ (période 1970 à 2000, www.hydro.eaufrance.fr). Le débit varie de manière importante au cours de l'année de 180 m³.s⁻¹ en février à 14,2 m³.s⁻¹ en août (période 1970 à 2000, www.hydro.eaufrance.fr). L'étiage ayant atteint un minimum de 0.037 m³.s⁻¹ le 23 août 1976 et la crue la plus importante un maximum de 1430 m³.s⁻¹, le 24 janvier 1995 (Goubert and Menier, 2005).

Les houles du large ne pénètrent que peu dans l'estuaire. L'estuaire se situe en fond de baie, derrière un chapelet d'îles (Figure III.1), en position oblique par rapport aux vents dominants ce qui y diminue l'effet de fetch. Les houles du large en moyenne de 4 à 5 m y sont réduites à 1 à 2 m en fond de baie (Mor-Braz, sud l'Île Dumet) et moins de 0.5 m dans l'estuaire (Tessier, 2006). En revanche, les houles plus importantes, résiduelles de tempêtes, qui atteignent la Pointe de Penn Lann atteignent 1,35 m pour le secteur Ouest et 1,50 m pour les secteur Ouest-Sud-Ouest (Latteux, 2005).

(donnés avant et après la haute mer)

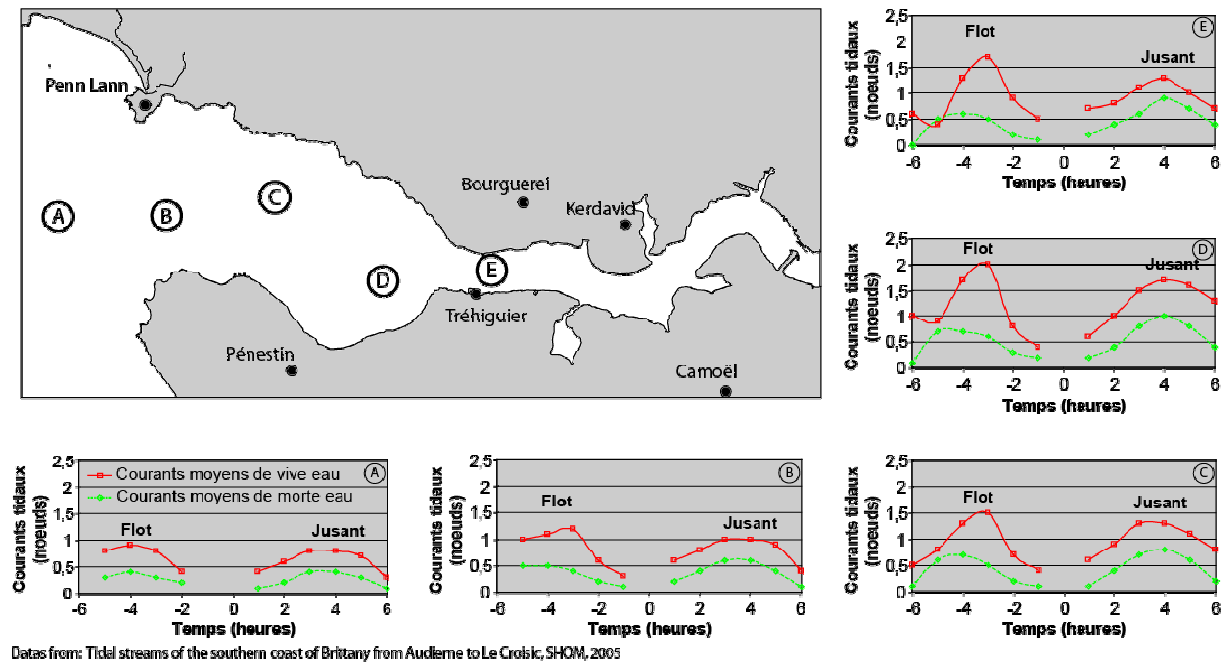


Figure III.2 : Courants de marée de l'estuaire de la Vilaine.

Les courants de marée de l'estuaire sont modélisés dans l'estuaire en cinq points distincts (A, B, C, D et E). Que ce soit en morte eau ou en vive eau, les courants de marées ont leurs intensités qui croissent entre les points A et D puis décroissent en E à la fois au flot et au jusant. L'asymétrie de la marée est ressentie pour les points D et E où le jusant s'allonge aux dépens du flot. La durée du jusant est de deux heures supérieure à celle du flot. La déformation de l'amplitude de marée au cours de sa progression n'est ici pas précisée.

III.E. Conséquences de la construction du barrage d'Arzal

Les objectifs de la construction du barrage d'Arzal en 1970 étaient de protéger les marais de Redon des inondations lors de la conjonction des crues avec les forts coefficients de marée et d'empêcher les intrusions salines dans la réserve d'eau douce. Le barrage arrête donc la progression de l'onde de marée à 8 km de l'embouchure, alors qu'elle était active antérieurement jusqu'au-delà de Redon (50 km de l'embouchure). Il réduit de 43% le volume d'eau oscillant dans l'estuaire au cours d'un cycle de marées (Merceron, 1985). Par ailleurs, le fonctionnement hivernal et estival du barrage sont différents. En hiver, les débits fluviaux sont importants. Le barrage vidange la majeure partie du temps. En été le fleuve est à l'étiage. Les éclusages et les lâchers sont réduits à quelques heures par jour, pendant, ou à l'amorce du jusant pour maintenir un niveau minimum pour l'alimentation en eau potable et pour la navigation fluviale.

Le barrage et l'écluse ont favorisé le développement d'un plan d'eau et d'un port. Ceci a eu pour conséquence d'augmenter la fréquentation de l'estuaire et de ses approches. Chaque

année, 16000 passages de bateaux de plaisance, de pêche et de commerce sont effectués dans l'estuaire via l'écluse, auxquels s'ajoutent les mouvements des bateaux provenant des cales de la Vielle Roche, à l'aval du barrage, et de Tréhiguier.

A l'image d'autres estuaires, un bouchon vaseux (turbidité de 50 mg/l) se déplace dans l'estuaire de la Vilaine en fonction des intensités relatives du débit fluvial, de l'amplitude de marée et du moment de la marée (flot, jusant). La réduction du volume oscillant de l'estuaire, à débit fluvial constant, a accentué la sédimentation de l'estuaire (Maillocheau, 1980). Avant la construction du barrage, le maximum de turbidité pouvait atteindre 5000 mg/l en aval d'Arzal avec une limite amont à 15 km en amont d'Arzal. Après sa construction, entre 1980 et 1985, le maximum de turbidité mesuré a été de 497 et 1473 mg/l avec une limite amont à deux kilomètres en aval du barrage (Merceron, 1985).

III.F. Les principaux environnements sédimentaires actuels

Les principaux environnements sédimentaires observés dans l'estuaire de la Vilaine sont les slikkes, les schorres et les cordons littoraux. Ces trois environnements sont situés dans les trois portions de l'estuaire à l'exception de l'estuaire interne où les cordons littoraux sont absents.

III.F.1. Les slikkes

Les slikkes occupent près de 80% de l'estuaire intertidal avec une surface d'environ 350 ha dans l'estuaire externe, uniquement au nord, 650 ha dans l'estuaire central (Banc du Strado et du Branzais) et 200 ha de l'estuaire interne. Elles individualisent un chenal dont la largeur varie de 60 à 920 m (Figure III.3). Leur pente extrêmement faible, varie de 0.11% au sud, à 0.14%, au nord. C'est le domaine des cultures de moules (*Mytilus edulis*), des palourdes (*Tapes sp.*) et des coques (*Cerastoderma sp.*). D'anciennes concessions de bouchots colonisées par des huîtres forment parfois des récifs (est du Grand Sécé, en bordure du chenal, Figure III.3 et Figure III.4).

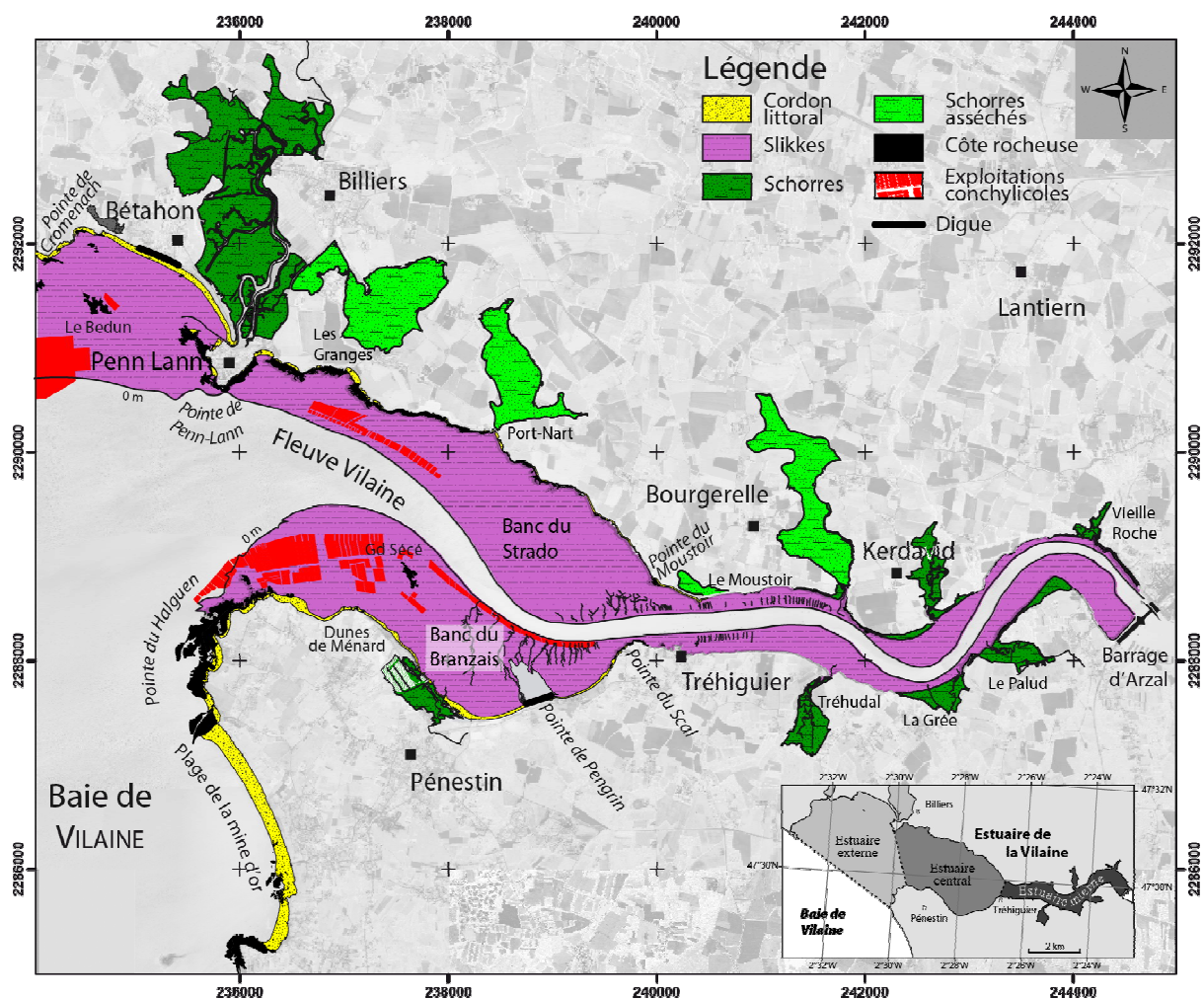




Figure III.4 : Vue générale de l'embouchure de la Vilaine.

La figure 24 montre la slikke du nord (« Banc du Strado ») en arrière de la pointe de Pen-Lann et la slikke du sud recoupée par le pointement de roche du Grand Sécé sur lesquelles sont installées des concessions de moules de bouchots (gris sombre). A l'est du Grand Sécé, en bordure du chenal, d'anciennes concessions de moules de bouchot sont colonisée par des huîtres formant des récifs

La slikke est composée d'une vase peu consolidée à fluide, recouverte, sur la haute slikke, d'un voile organique dû aux diatomées et aux bactéries alors que la basse slikke est plus compacte. Elle montre généralement d'abondantes traces d'activité de bivalves tels que scrobiculaires (*Scrobicularia plana*), coques et palourdes.

Au nord, la slikke de l'estuaire externe et central (banc du Strado) montre des traces de seillons et de banquettes (Figure III.5), d'une largeur de 30 à 50 cm, d'une profondeur de 10 à 20 cm, (sub)perpendiculaires aux courbes bathymétriques et des traces de chalutages de coques, larges de 1 mètre et profondes de 10 cm environ. Ces seillons se colmatent et se creusent au rythme des tempêtes. Aucune zostère (*Zostera noltii*) n'est observée sur cette slikke.

Au sud, la slikke de l'estuaire central (banc du Branzais) montre, à proximité du chenal, des chenaux de vidange qui drainent la vasière et dans ses parties hautes et internes des bouquets de spartine (*Spartina*) et de zostères (*Zostera noltii*). La slikke recouvre un épandage de galets (4 à 7 cm en moyenne) scellés dans un sable compact qui apparaît ponctuellement après les tempêtes d'hiver (Figure III.6). Les galets proviennent des formations cristallines hercyniennes (micaschistes) et sédimentaires tertiaires proches (Brault *et al.*, 2001). L'épandage de galets montre des loupes d'arrachement au contact avec la slikke (Figure III.7)



Figure III.5 : Seillons et banquettes observés sur la slikke devant la plage de Bétahon. Ces structures sont fréquentes sur la slikke du Nord.

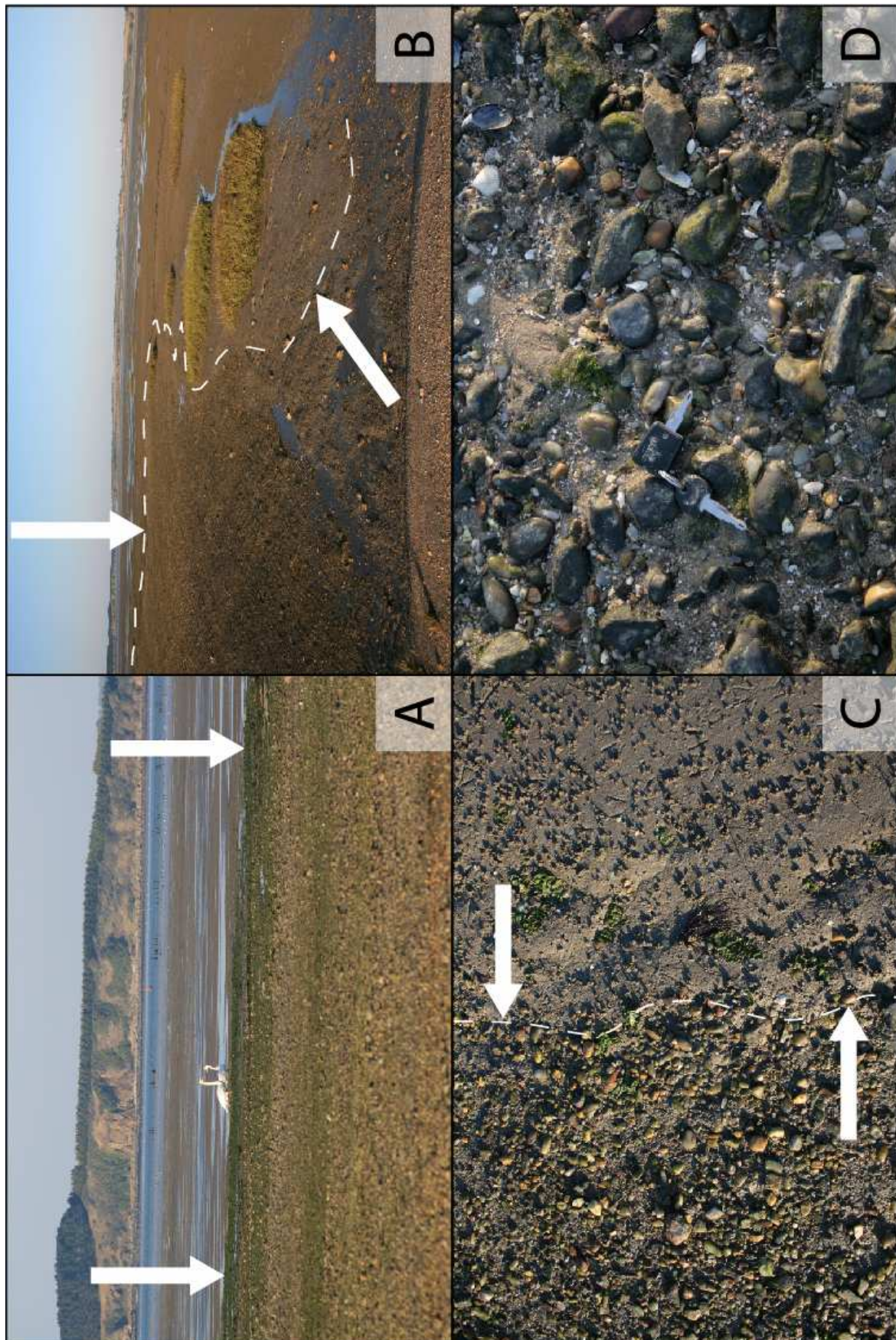


Figure III.6 : Divers aspects du contact entre la zone à galets et la slikke (flèches blanches, photo A, B et C). Détail de l'épandage de galets montrant l'hétérogranulométrie et l'hétérogénéité du matériel (Photo D).



Figure III.7 : Photographie montrant une cicatrice d'arrachement de l'épandage de galets à son contact avec la slikke.



Figure III.8 : Aspect des chenaux de drainage de la slikke dans l'estuaire interne.

Dans l'estuaire interne, la vasière est parcourue par de nombreux petits chenaux qui drainent soit les eaux de la vasière, soit les eaux des étiers des marais littoraux (Figure III.8). Le matériel est essentiellement composé de particules de taille inférieure à 200 μm (Jigorel, 2004) avec moins de 1% de particules grossières (>355 μm) (Goubert, 1997). La fraction argilo-silteuse (0-20 μm) représente de 25 à 60% du stock sédimentaire. Le cortège argileux est composé de kaolinite (33 à 41,5%), d'illite (20 à 34,8%), de smectite (26 à 47%) et de traces de chlorite entre la Pointe du Halguen et de Penn-Lann. Les smectites (non interstratifiées) sont particulièrement abondantes dans la partie centrale de l'estuaire, là où la sédimentation est la plus active (jusqu'à 540 mm /an pour le banc du Strado) (ERAMM-R.I.V.A.G.E.S., 1995). On note l'absence totale de pyrophyllite dans la partie estuarienne alors qu'elle est présente entre Rennes et Redon. La teneur en eau des vases tend à augmenter vers le sud et les zones internes pour atteindre un maximum à proximité du barrage (127 à 184%, au nord ; 106 à 244%, au sud ; 127 et 344 %, dans les zones internes Maillocheau, 1980). La teneur en carbone organique est de 1,26 à 3,28% au nord, diminue au sud (0,02%) pour culminer à proximité du barrage (2,16 et 2,89%) (ERAMM-R.I.V.A.G.E.S., 1995; Goubert, 1997) en opposition avec la teneur en carbonate, généralement faible, mais maximale au sud 11% contre 5,1 à 5,6% au nord, et 2,5 à 6% dans les zones internes (ERAMM-R.I.V.A.G.E.S., 1995). La teneur en carbonates est de 13 à 16% pour les vasières de la côte atlantique française (Baie de Bourgneuf, Anse de l'Aiguillon, Baie d'Oléron) (Gouleau, 1975). A titre de comparaison, la teneur en carbonates de l'estuaire de la Seine oscille entre 25 et 35% (Delsinne, 2005). En revanche la teneur en carbonates de l'estuaire de la Loire évolue entre 6 et 15% (Robbe *et al.*, 1985)

La présence de seillons et de banquettes sur la slikke du nord montre que les houles de tempêtes remanient occasionnellement un milieu estuarien généralement de faible énergie. Ces structures n'apparaissent pas sur la slikke du sud. En revanche, les tempêtes d'hiver y arrachent localement la slikke découvrant un banc de galets dans lequel elles forment des encoches d'érosion. L'origine du banc de galets est incertaine. Il pourrait soit appartenir aux formations tertiaires du substratum de l'estuaire, soit être amené par la dérive littorale depuis la falaise de la plage de la Mine d'Or à l'extérieur de l'estuaire. La légère différence de pendage entre la slikke du nord (0,14%) et du sud (0,11%) pourrait être expliquée par une plus grande exposition aux houles de tempêtes de la slikke du nord.

Les taux d'accrétion des slikkes sont importants (e.g. 85 et 170 mm/an de 1960 à 1994 ; (ERAMM-R.I.V.A.G.E.S., 1995). L'accumulation rapide de sédiment et la proximité des lâchers turbulents du barrage pourraient expliquer la teneur en eau particulièrement élevée à proximité du barrage et progressivement décroissante vers le large. Le taux de carbonates semble en revanche fortement influencé par la présence des débris coquilliers. En effet, les valeurs tendent à diminuer vers l'amont, conformément à l'éloignement des concessions conchylicoles. Inversement, les teneurs en matière organiques tendent à diminuer d'amont vers l'aval.

Le cortège argileux correspond à des espèces détritiques typiques des estuaires (Chamley, 1989; Velde, 1995). La disposition des chlorites à l'aval et les smectites en position centrale respecte les modèles de sédimentation différentielle dans les environnements estuariens. En effet comme dans l'estuaire de la canche (Despeyroux, 1985) les proportions plus élevées de la smectite indiquent un hydrodynamisme plus calme.

L'absence de la pyrophyllite dans l'estuaire alors qu'elle est présente dans la partie amont indique une origine probablement exclusivement marine des sédiments des slikkes.

III.F.2. Les schorres

Les schorres sont présents dans les ramifications de la vallée principale de la Vilaine. Ils sont au nombre de onze (Figure III.3). Leur topographie générale est plane et leur altitude varie de 1,9 m à 3,1 m. Dans les parties externe et centrale de l'estuaire, ils se situent en arrière des cordons littoraux sablo-coquilliers. Dans la partie interne, ils sont au contact des slikkes dont ils sont séparés par une petite falaise d'érosion haute de 0,50 à plus d'un mètre.

Certains schorres sont fermés artificiellement, drainés et asséchés pour permettre l'agriculture (« Reclaimed Schorres », Figure III.3). Ils représentent 17% de la surface intertidale de l'estuaire. Les autres, encore connectés à l'estuaire, sont caractérisés par une végétation halophile disposée en ceintures contraintes par la topographie. Ainsi de l'étier aux milieux plus continentalisés, on rencontre l'obione (*O. portulacoides*), les joncs (*Juncus maritimus*), les scirpes (*Scirpus maritimus*), les roseaux (*Phragmites australis*), le chiendent (*Agropyrum maritimum*) et la fétuque (*Festuca rubra*). Le couvert végétal des schorres est percé de petites mares salées (les « salt pans ») (Figure III.9). Les schorres de la zone centrale ont la particularité d'accueillir de la spartine (*Spartina maritima* marquant la frontière entre la haute slikke et le bas schorre, Figure III.6).

La teneur en eau du schorre de l'estuaire interne d'amont en aval est de 95 à 236%. La teneur en matière organique est de 4,7 à 10,7%. La teneur en carbonates est de 3,31 à 6,93% dans l'estuaire interne. Elle atteint un maximum de 10,25% dans le schorre de Bétahon. La médiane granulométrique va de 1,3 à 8,5 μm dans l'estuaire interne jusqu'à un maximum de 17,5 μm dans le schorre de Bétahon. Les teneurs en fraction fine des schorres de l'estuaire interne vont de 64 à 98,5%. Cette teneur chute à 61,3% pour le schorre de Bétahon (Maillocheau, 1980).

En marée de vive eau, les schorres peuvent être inondés de 0,30 à 2,2 mètres et particulièrement ceux asséchés artificiellement depuis plusieurs dizaines d'années. En effet, les schorres barrés se sont affaissés par compaction différentielle suite à un assèchement plus important. Leur teneur en eau diminue vers l'amont, donc avec leur altitude, indiquant une maturation plus avancée. La teneur en carbonate augmente à proximité des exploitations conchylicoles. La granulométrie augmente vers l'aval ainsi que la teneur en matière organique liée à la quantité de phytoplancton (Maillocheau, 1980).

La surface des schorres de l'estuaire tend progressivement à se réduire à la fois par continentalisation en amont et par inondation progressive à l'aval. En effet, à l'amont, la présence de chiendent (*Agropyrum maritimum*) et de fétuques (*Festuca rubra*) dans les parties les plus profondes des schorres, mais aussi de mares salées (salt pans) aux dépens des chenaux, indiquent un processus de continentalisation actif (Woodroffe, 2003). En revanche, à partir du chenal principal, la slikke progresse aux dépens du schorre. Ce phénomène est observé dans tout l'estuaire interne et au sud de l'estuaire central où le cordon littoral progresse sur le schorre de Pénestin offrant la partie basse du schorre à l'érosion marine. Ces phénomènes d'érosion caractérisent un processus de transgression marine actif.

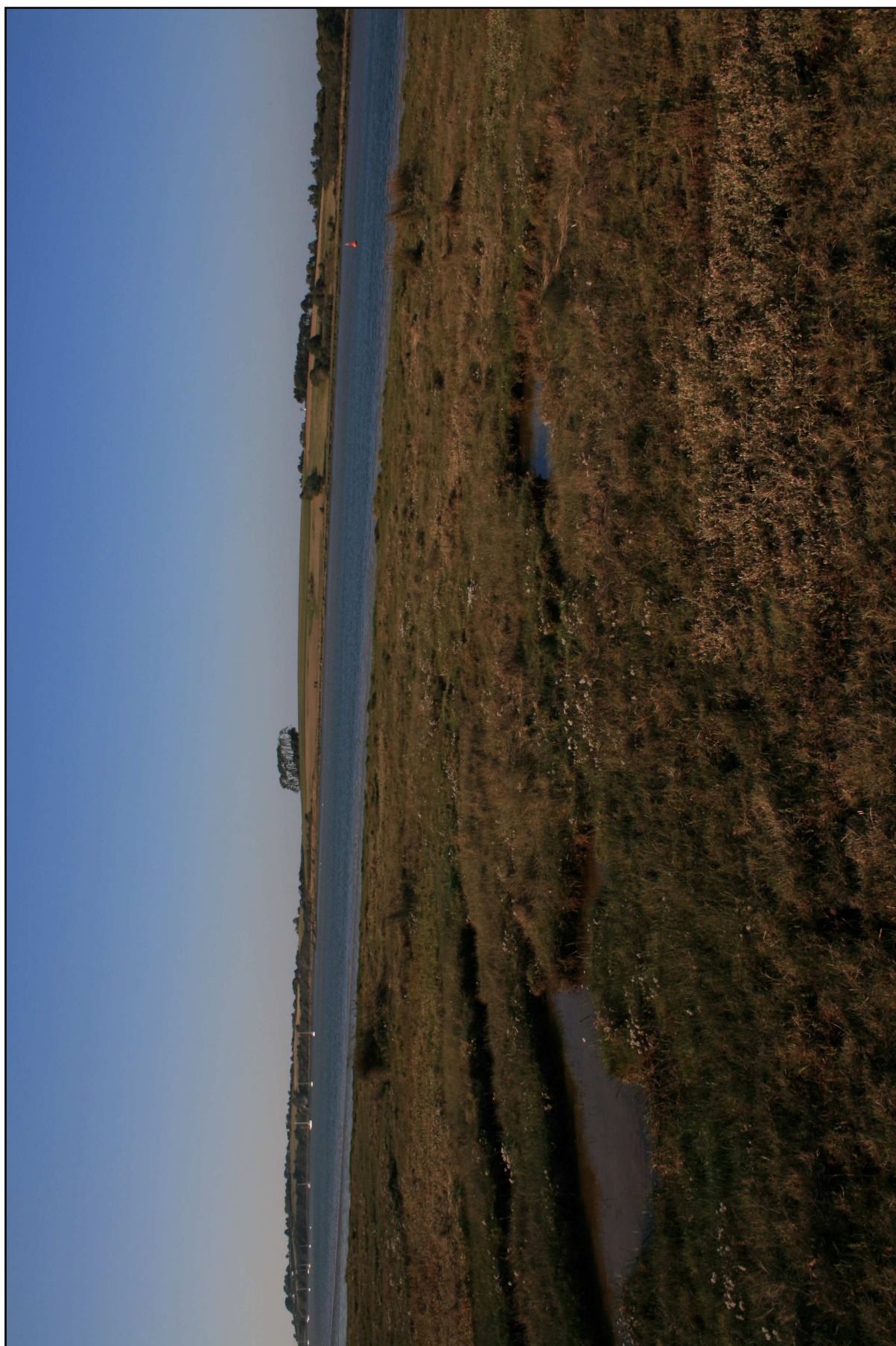


Figure III.9 : « Salt Pans » sur le schorre à proximité de La Grée. Ces petites mares salées sont observées sur l'ensemble des schorres encore connectés à l'estuaire.

III.F.3. Les cordons littoraux

Les cordons littoraux représentent environ 3% de la superficie intertidale de l'estuaire. Ils sont présents dans la partie externe et centrale de l'estuaire (Figure III.3). On distingue trois types particuliers en fonction de leur morphologie : la plage de Bétahon, le banc du Strado et la plage au nord de Penestin (Figure III.3).

La plage de Bétahon est située sur la rive nord de l'estuaire externe (Figure III.3). Elle est orientée NW-SE. Cette plage présente une hauteur maximum de 7,5 mètres (altitude / au 0 m marin), une largeur de 30 à 70 mètres pour un pendage de 2,9 à 6,7%. Elle forme une flèche sableuse qui barre sur plus de 1000 mètres les marais de Bétahon vers l'est. Elle est constituée de sables coquilliers à graviers et galets ronds quartzeux qui s'affinent vers l'Est. Le sommet de la flèche est végétalisé et localement alimenté en sables par déflation éolienne de la plage. Des figures sédimentaires en feston sont occasionnellement présentes sur toute sa longueur. Il s'agit de croissants de sable disjoints ou jointifs ou agglomérés en barres sableuses (Figure III.10). Les hauts de plages progressent sur les marais ou bien présentent une microfalaïse d'érosion de part et d'autre d'un enrochement long de 345 mètres qui protège la côte du recul.



Figure III.10 : Portion Ouest de la plage de Bétahon. La photographie a été prise juste après une tempête (13 mars 2008).

Le cordon littoral du Banc du Strado est localisé sur la côte Nord de l'estuaire central entre les pointes de Penn-Lann et du Moustoir. Il est orienté NW-SE. Ce cordon présente une hauteur de 2,5 à 6,5 mètres (altitude / au 0 m marin) et une largeur de 15 à 50 m. Il s'étend de manière discontinue sur plus 5000 mètres. Il comprend des plages à galets/blocs et débris coquilliers qui évoluent vers l'Est en plages à poches sablo-graveleuses à débris coquilliers adossées à des falaises rocheuses. Il se termine par des plages sablo-graveleuses à débris coquilliers interrompues par des bouquets de spartines (Figure III.11). Globalement la granulométrie diminue vers l'amont depuis les plages à blocs/galets vers les plages sableuses à mesure qu'elles s'enrichissent en débris coquilliers. Dans les zones plates, le cordon littoral progresse sur les marais.



Figure III.11 : Le cordon littoral de la Pointe de Penn-Lann à la Pointe du Moustoir. De gauche à droite : plage à galets/blocs, pocket beach, plages entrecoupées de zone à spartine.



Figure III.12 : Plage du Ménard.

L'épaissement de la plage indique le stock sédimentaire qui dérive à raison d'environ 15 m/an. Les encadrés blancs montrent un détail du front d'érosion de la dune. Des lits pluri centimétriques de galets alimentent la plage actuelle.

La plage au nord de Pénestin, est située sur la rive sud de l'estuaire central, entre la pointe du Halguen et la pointe du Scal. Elle est orientée EW. Dans le détail, toutefois, la partie ouest de la plage est orientée NW-SE la partie Est est orientée WSW-ESE. La plage est haute de 2,5 à 3 mètres (altitude / au 0 m marin) et large de 10 à 25 mètres et parfois 55 mètres. Son pendage varie de 4,3 à 7,1%. La plage est adossée à différents éléments géomorphologiques : les falaises rocheuses de la Pointe du Halguen, les dunes de Ménard, les marais de Pénestin et se poursuit jusqu'aux falaises rocheuses de la pointe du Scal. L'érosion affecte l'ensemble de cette portion littorale, excepté où les plages sont particulièrement larges. La plage est interrompue au niveau du poulcier de la pointe de Pengrin par une digue longue de 200 mètres où le sable migre latéralement. La structure de la plage varie d'ouest en est. A l'ouest, le haut de plage est constitué de galets, le bas de plage de sable coquillier (Figure

III.12). Au centre la plage est homogène, faite de sable coquillier et de graviers en cheniers qui progressent sur les marais (dépôts de tempête) (Figure III.13). A l'est, le haut de plage est fait de sable coquillier, alors que le bas de plage est fait de galets recouverts d'une pellicule d'algues vertes tout au long de l'année. La bordure Est du poulcier de la pointe de Pengrin est colmatée par des débris coquilliers de moules issus des chantiers conchylicoles installés sur la côte à l'est de la digue. La plage présente localement des figures sédimentaires en croissants sablo-coquilliers jointifs ou disjoints (Figure III.14).

L'extension, la granulométrie, et la morphologie des cordons littoraux dans l'estuaire de la Vilaine sont directement corrélées à l'agitation du plan d'eau donc à l'importance et l'incidence des houles. En effet, les cordons s'arrêtent au goulet d'étranglement de Tréhiguier qui marque la limite amont de la progression des trains de houle. Ils s'affinent vers l'amont, comme celui du banc du Strado, en liaison avec la chute de l'hydrodynamique marqué par l'élargissement de la slikke. Enfin, leur morphologie évolue en fonction d'une intensité croissante des houles depuis les plages sablo-coquillières, aux cheniers jusqu'aux lobes de tempêtes et en fonction de l'angle d'incidence des houles. Leur pendage est généralement fort et supérieur aux 3% typiques des plages réfléchissantes soumises à une forte houle (Paskoff and Clus-Auby, 2007). Les plages les plus exposées sont à galets et blocs ; les plus fortes tempêtes déposant en haut de plage le matériel le plus grossier, les sédiments les plus fins et la fraction sablo-coquillière étant ensuite repris par les houles de beau temps en bas de plage.

L'angle d'incidence de la houle diffère d'une plage à l'autre. Les croissants de plage, observés sur la plage de Bétahon et sur la partie orientale de la plage au nord de Pénestin, indiquent une houle incidente perpendiculaire à la côte. Les croissants sont d'autant plus jointifs que la houle est forte ou que la granulométrie est faible (Woodroffe, 2003). La flèche de Bétahon se construit grâce à une incidence oblique de la houle entretenant une dérive sédimentaire vers l'amont sur la rive nord de l'estuaire jusqu'à la pointe du Moustoir. L'importance des slikkes et la présence des schorres évoqués dans les paragraphes précédents, marquaient un paysage dominé par la marée. Néanmoins, nous constatons que l'action des houles est forte dans l'estuaire. La présence des sillons et banquettes sur les slikkes et l'érosion des schorres sur les berges, le laissaient déjà entrevoir.

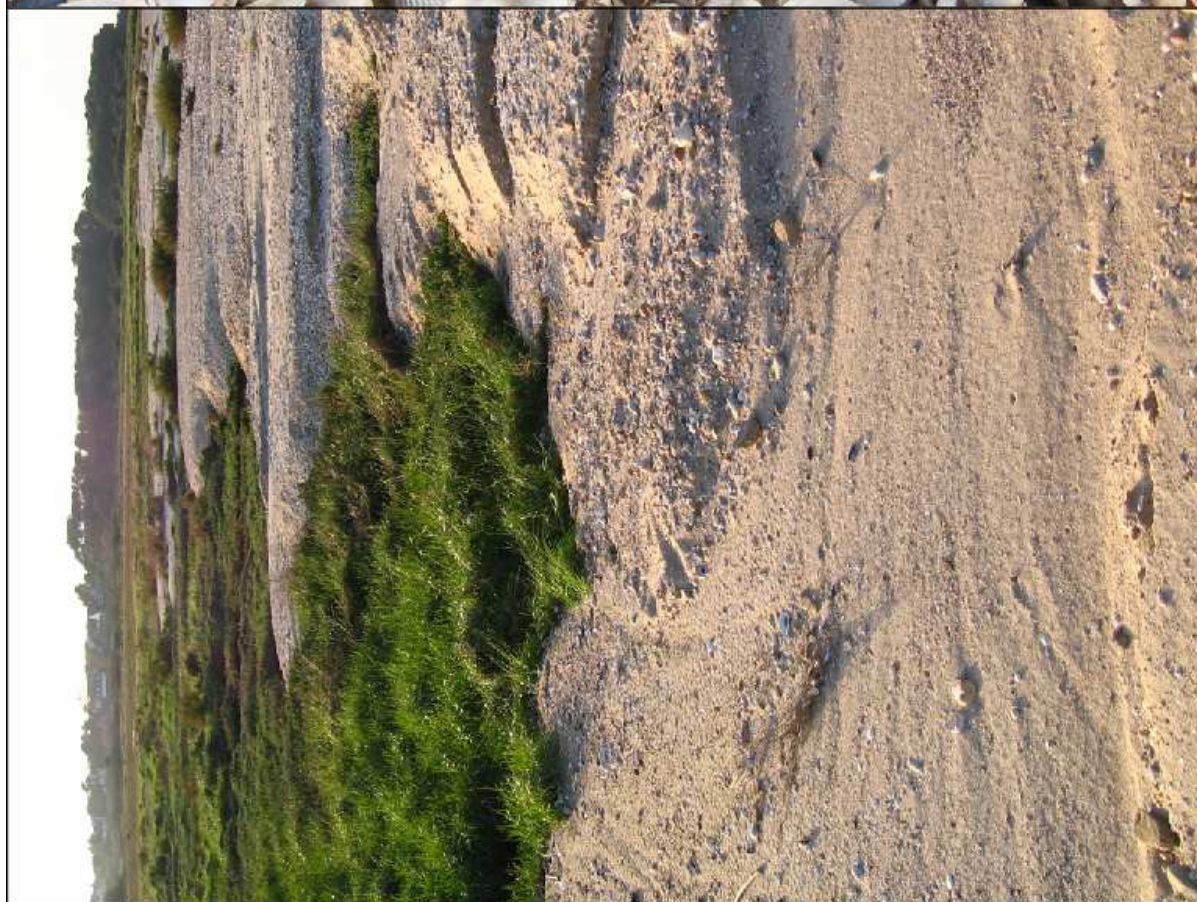


Figure III.13 : Lobes de dépôts de tempêtes (Nord Pénestin) et détail du matériel sablo-coquiller en bordure latérale de chenier.

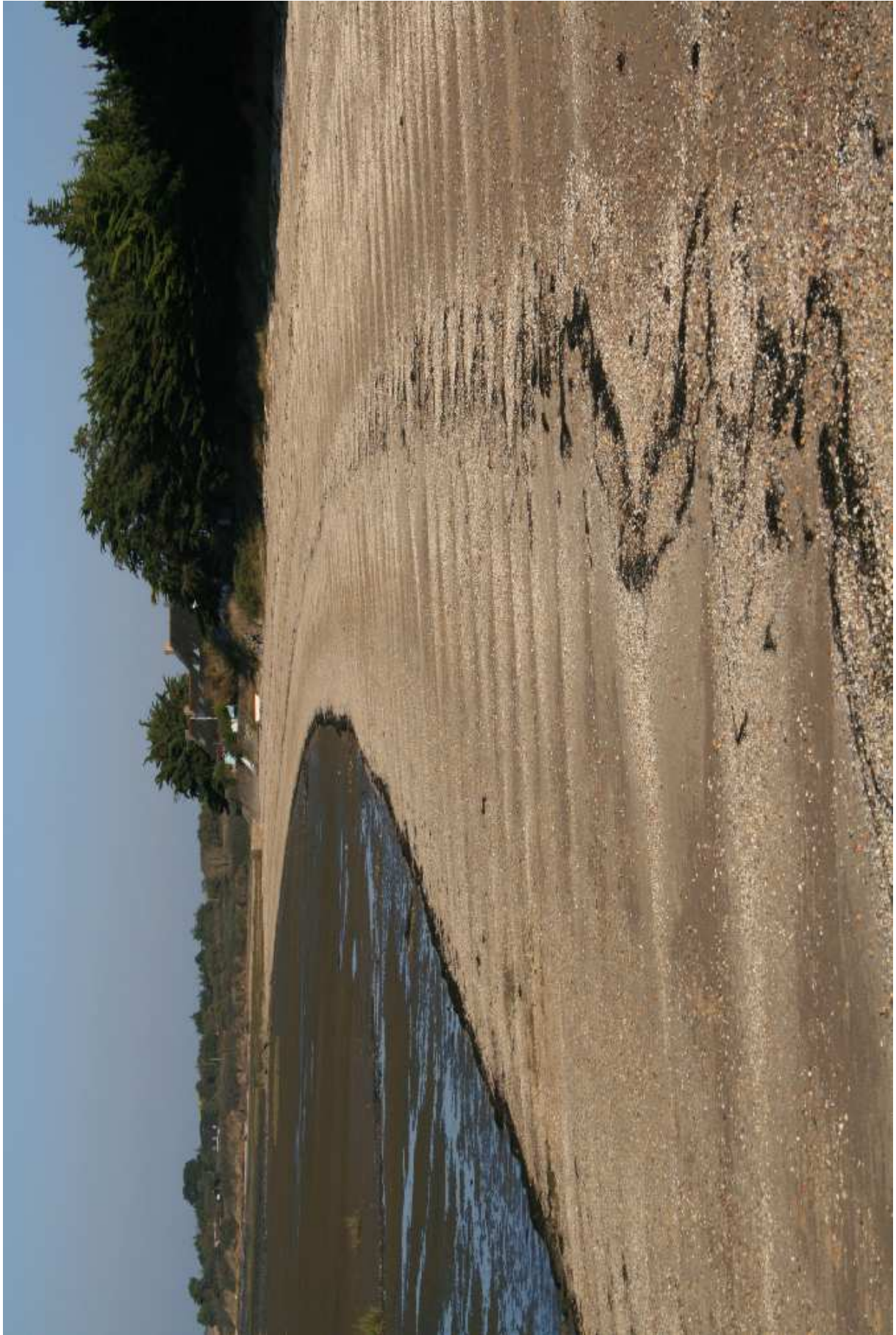


Figure III.14 : Figures rythmiques en feston, de croissants de plages individualisés à jointifs.

III.G. Evolution historique de la morphodynamique de l'estuaire

L'évolution historique des slikkes, schorres et cordons littoraux est abordée à travers l'observation de levés bathymétriques (période 1960 à 2007), de photographies aériennes (période 1958 à 2004) et de levés topographiques au LIDAR et au DGPS.

III.G.1. Les slikkes

Une douzaine de levés bathymétriques depuis 1960 permettent de suivre l'évolution de la slikke et du chenal principal de l'estuaire (Tableau III.a).

Les faits principaux sont les suivants.

La progression de la slikke de l'estuaire interne, appréhendée par la largeur du chenal et sa position au cours des années (Figure III.15) montre que la largeur du chenal se réduit de 150 à 380 mètres en 1960 à une largeur de 100 à 210 mètres en 1992. Le sédiment s'accumule en amont des rives convexes du chenal. La largeur du chenal se stabilise à partir des années 1990 et divague. Le sédiment s'accumule en aval des rives convexes. Ainsi de 1960 à 2007, les sections du chenal interne se réduisent, selon la section, de 34,5 à 53,9% (Figure III.15). La section 13, la moins touchée par le rétrécissement, est située immédiatement à l'aval du barrage.

Pourcentages de réduction de la Section du chenal de la Vilaine entre 1960 et 2007

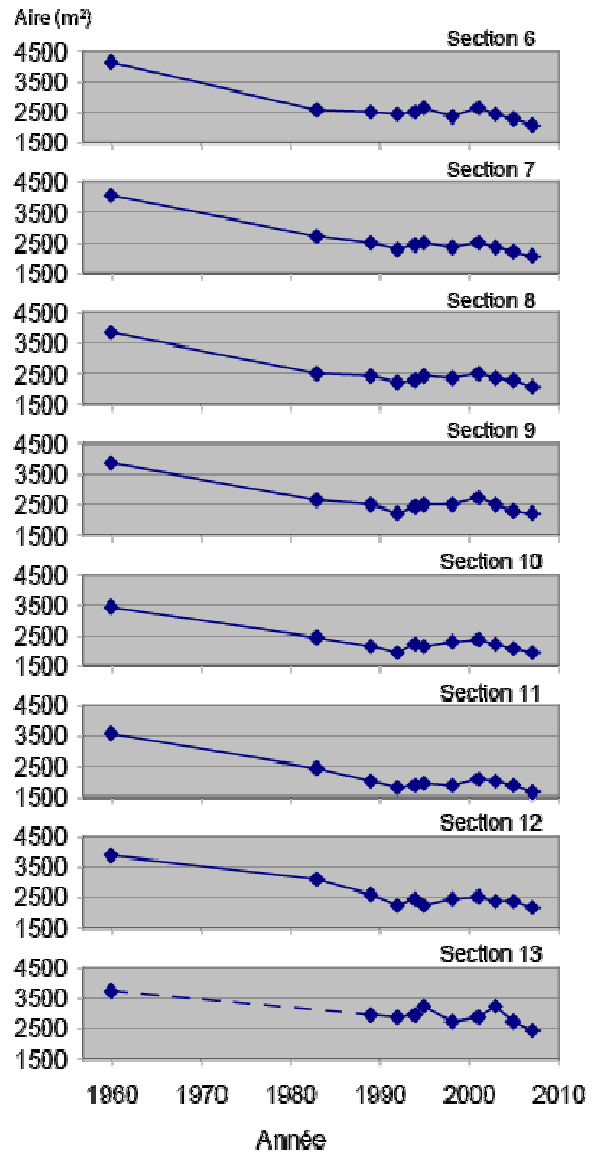
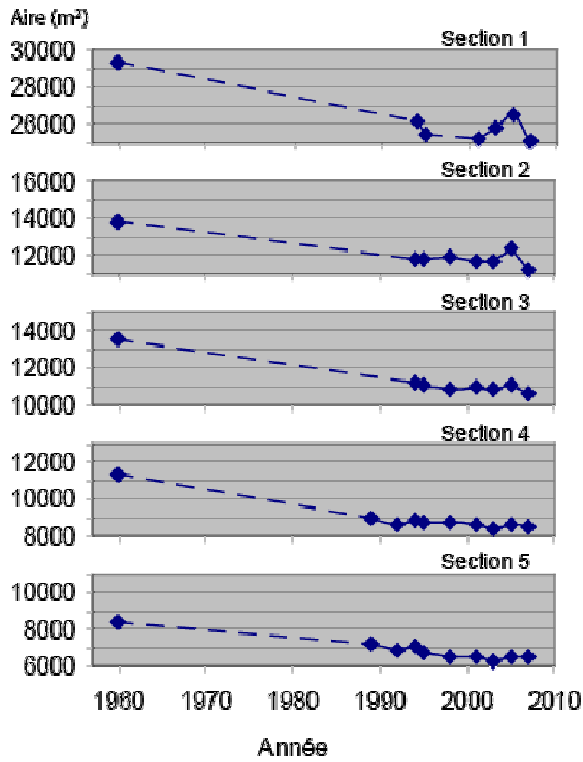
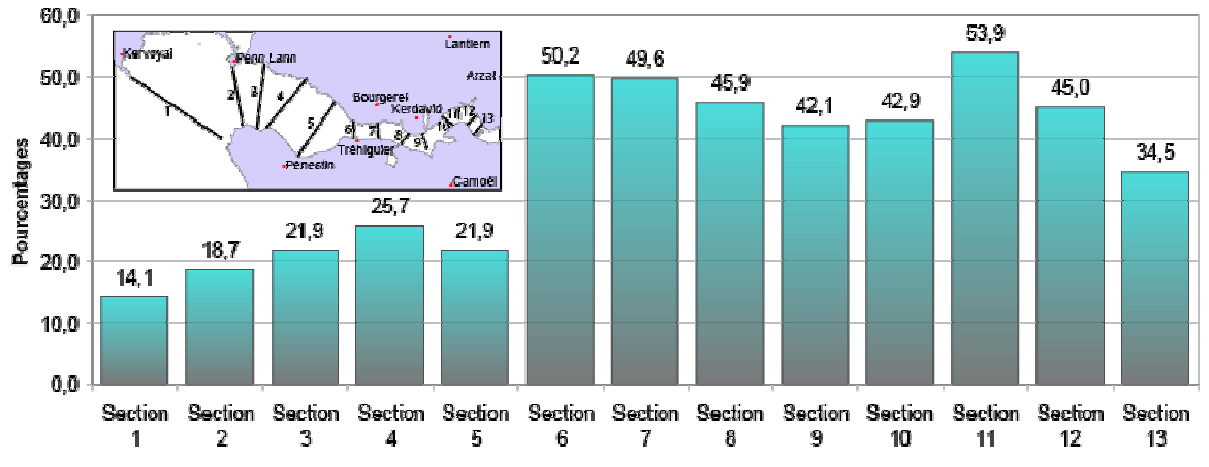


Figure III.15 : Evolution historique des sections mouillées de l'estuaire de la Vilaine (période 1960 – 2007)

La slikke de l'estuaire central a évolué de manière dissymétrique. Le banc du Strado et le banc Sud n'ont pas évolué de la même façon au cours du temps (Figure III.16). Le banc du Strado s'élargit à l'est de 130 à 250 m de 1960 à 1977 et de 220 m de 1977 à 1992 puis il progresse de 360 m à l'ouest au niveau de la pointe de Penn-Lann. Le banc du Branzais s'élargit de 130 m à l'ouest de 1960 à 1977, puis de 110 m vers l'est de 1977 à 1992 et de 500 m de 1992 à 2008 en direction de l'embouchure. Ainsi, de 1960 à 2007, les sections du chenal externe et central (sections 1 à 5) ont été réduites de 14,1 à 25,7% (Figure III.15). Le rétrécissement augmente de la section 1 à 4.

La slikke de l'estuaire externe (Figure III.16) a progressé sur le domaine maritime, de 1960 à 2008, d'environ 850 mètres vers le sud.

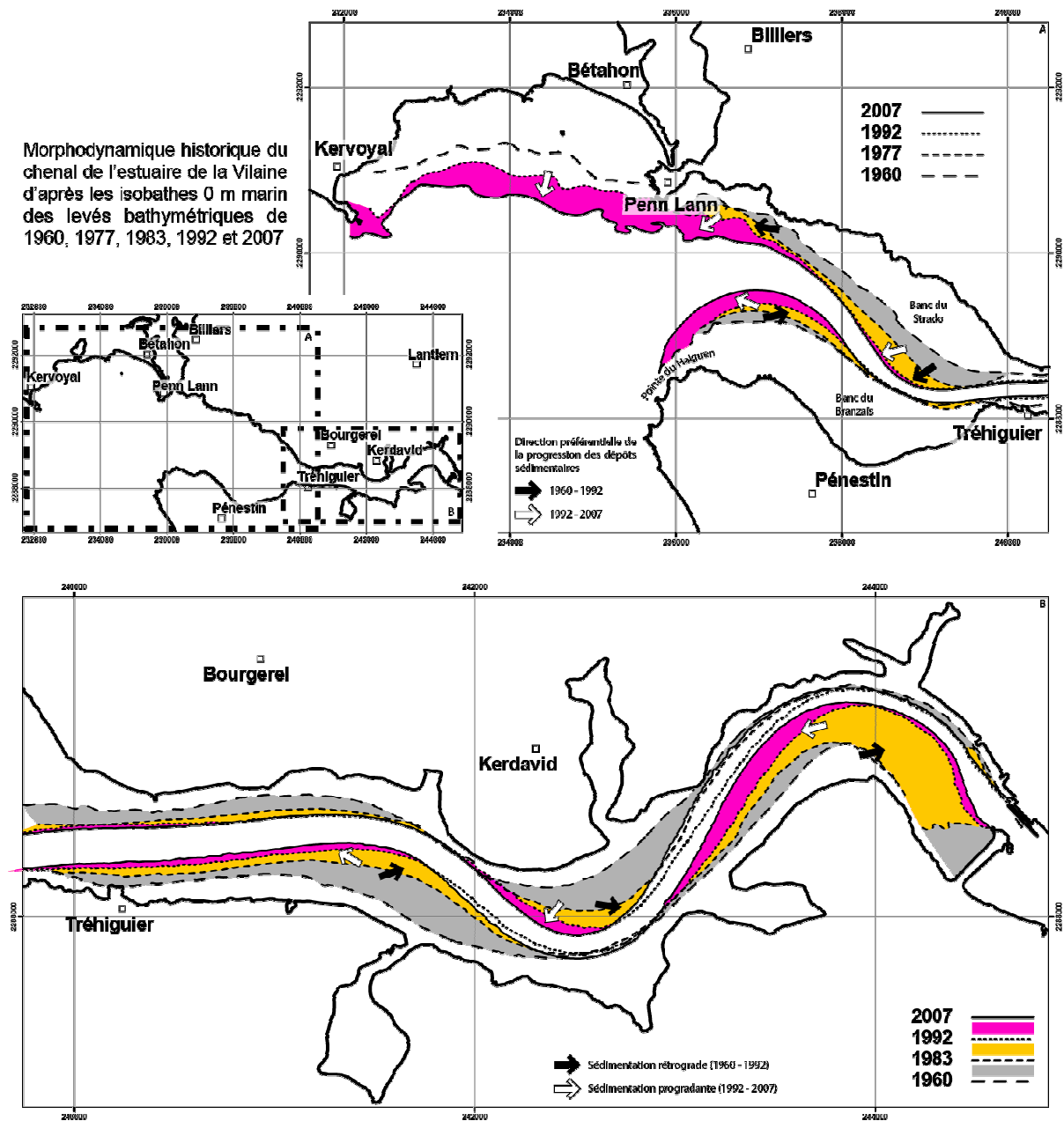


Figure III.16 : Morphodynamique du chenal de l'estuaire de la Vilaine d'après les isobathes 0 m marin des levés bathymétriques de 1960, 1977, 1983, 1992 et 2007.

Le rétrécissement initial du chenal (1960 à 1992) s'explique par la diminution du volume d'eau qui oscille dans l'estuaire immédiatement après la construction du barrage. Le prisme tidal étant plus faible, le chenal maintenant surdimensionné tend à se combler. L'accumulation des sédiments vers l'amont pourrait avoir été due à la prépondérance nouvelle du courant de flot sur celui du jusant dans cette zone suite à la construction du barrage. En revanche, la stabilisation et la divagation du chenal permettent de penser que le chenal a retrouvé un état d'équilibre dans les années 1990 et ce jusqu'à aujourd'hui. L'accumulation des sédiments en aval indiquant un retour de la dominance des courants de débits fluviaux et de jusant sur ceux du flot.

De 1960 à 1992, dans l'estuaire central, le banc du Strado s'élargit considérablement. Il poinçonne le banc Sud. Le Banc du Brazais s'élargit dans sa partie orientale qui a tendance à progresser vers l'amont. Cette évolution montre que, comme pour l'estuaire interne, la réduction du volume oscillant a entraîné une chute des courants. Le chenal était alors surdimensionné et s'est comblé. La prépondérance de la houle et des courants de flot sur celle du fleuve immédiatement après la construction du barrage a amplifié le phénomène.

De 1992 à 2007, les portions aval du banc du Strado et du Banc du Branzais, constituées de vases essentiellement, progressent toutes les deux considérablement malgré les conditions de houles plus fortes à l'embouchure. Leur portion amont n'évolue guère. Cette évolution résulte d'une relative saturation de l'espace disponible ne permettant au sédiment que de combler la partie aval.

De 1960 à 1992, l'engraissement de la vase de l'estuaire externe est important au nord. Il double entre 1992 et 2007. L'espace disponible étant réduit par le comblement progressif des parties centrale et interne de l'estuaire suite à la construction du barrage, le sédiment se dépose à partir de 1992, dans la partie externe de l'estuaire.

III.G.2. Les schorres

Les schorres sont présents dans les ramifications de la vallée principale de l'estuaire de la Vilaine.

Dans la partie interne, les schorres sont au contact des slikkes dont ils sont séparés par une microfalaise d'érosion haute de 50 cm à plus d'un mètre. D'après l'étude des orthophotographies aériennes prises entre 1958 et 1974, c'est-à-dire avant et peu après la construction et la mise en service du barrage, les berges de la portion interne de l'estuaire sont restées stables malgré le cours méandrique du fleuve. En revanche de 1974 à 2004, l'érosion de ces berges marque un recul de 25 à 30 m sur les rives convexes et de 3 à 12 m sur les rives concaves de l'estuaire. Avant et après barrage, la teneur en eau des schorres de l'estuaire de la Vilaine a augmenté de 35% (Maillocheau, 1980).

Dans les parties externe et centrale de l'estuaire, les schorres sont séparés de la slikke par des cordons littoraux sablo-coquilliers. De 1958 à 1974, le schorre de l'estuaire central est resté stable. En revanche, il a localement reculé de 20 à 70 m entre 1974 et 2004. Le schorre de l'estuaire externe est resté stable durant toute la période couverte par les orthophotographies.

La stabilité des berges du schorre entre 1958 à 1974 constatée sur l'ensemble de l'estuaire indique un état d'équilibre. La rupture de cet équilibre est intervenue après la construction du barrage. Elle est marquée par le recul de la bordure inférieure du schorre.

Les deux rives des schorres de l'estuaire interne sont affectées par l'érosion. Celle-ci peut être expliquée par la divagation du chenal méandriforme, toutefois, son homogénéité implique un autre processus. En effet, en période estivale, le niveau d'eau du chenal estuarien est particulièrement bas parce que l'eau fluviale est retenue par le barrage. Le trafic plaisancier est élevé (Figure III.17). Le passage des bateaux provoque un batillage qui sape de manière identique les schorres des deux rives de l'estuaire. Par ailleurs les modèles numériques (Kim *et al.*, 2006) indiquent que les ondes de marées sont amplifiées par réflexion sur les murs des barrages. Ainsi, le schorre estuarien, en équilibre avec les conditions anté-barrage, serait plus fréquemment inondé après la construction du barrage en période de vive eau. A cela s'ajoute le phénomène de transgression lié au réchauffement climatique. Il en résulte une saturation des sols en eau plus fréquente constatée par Maillocheau (1980). Les sols des schorres perdent en cohésion ce qui les fragilise face aux agents hydrodynamiques. L'érosion du schorre de l'estuaire interne semble donc liée de manière complexe aux modifications hydrodynamiques engendrées par la présence du barrage et de son activité économique.

En revanche, le recul du schorre constaté dans l'estuaire central est à mettre en lien avec la dynamique des cordons littoraux soumis à l'action des houles. Sur le site des dunes de Ménard, au Nord de Pénestin, les événements de tempête ont déplacé localement le cordon littoral sur le schorre sous forme de cheniers. Le cordon littoral ne protège plus le schorre qui est alors soumis à l'action érosive des houles et des marées. L'érosion du schorre de l'estuaire central est ici liée à l'action plus fréquente des houles depuis ces dernières décennies. Une instabilité climatique plus grande peut être liée au réchauffement climatique récent pourrait être une des causes pouvant expliquer le phénomène. C'est ce qui va être développé dans le paragraphe suivant.

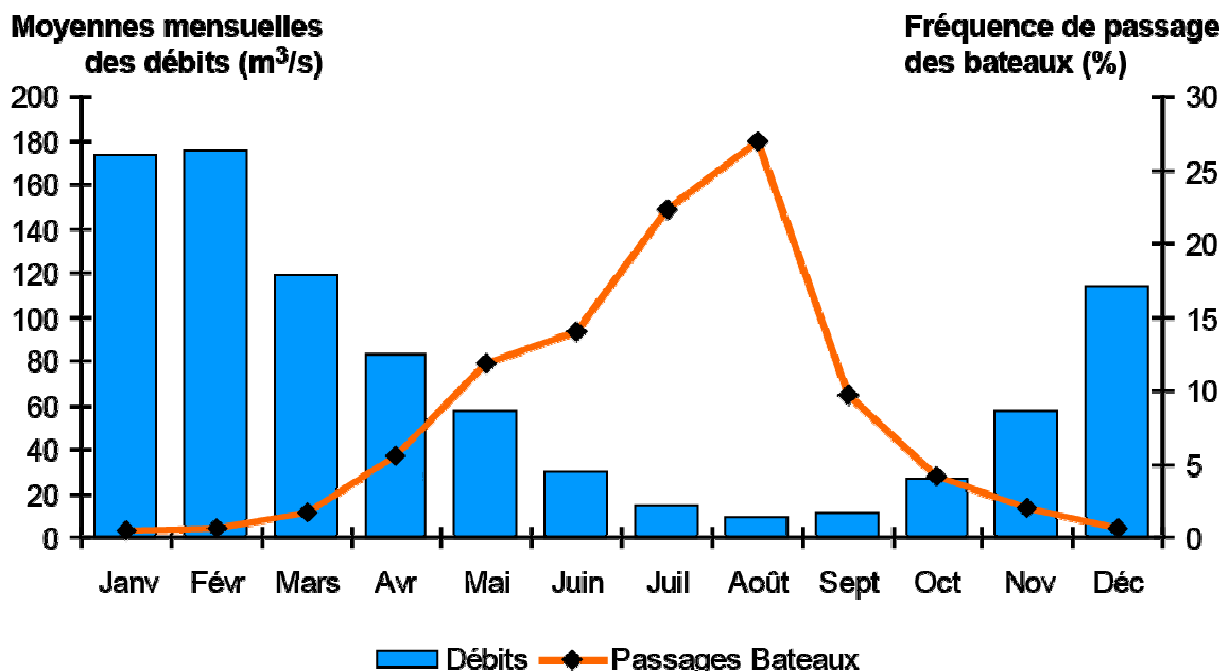
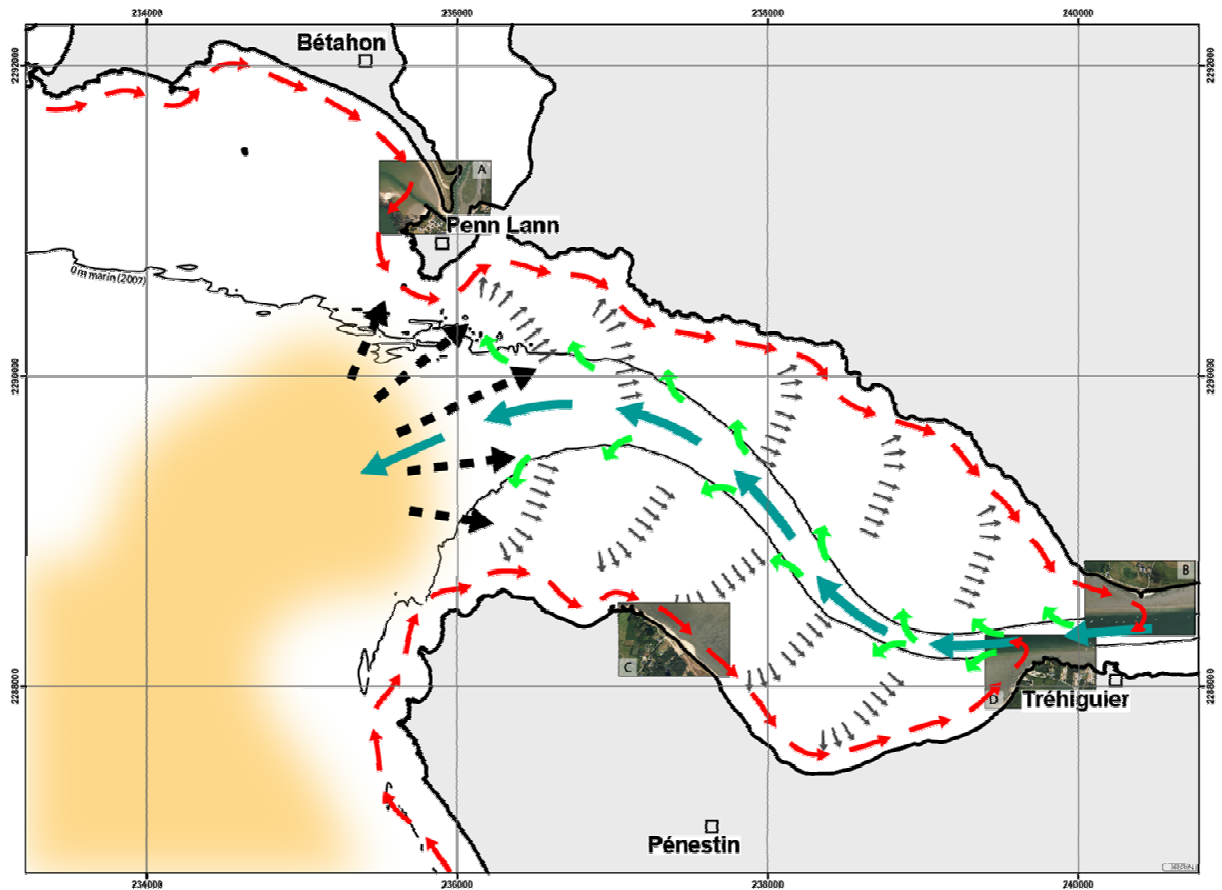


Figure III.17 : Passages des bateaux au barrage d'Arzal 1990 – 2008 en fonction des débits du fleuve Vilaine au Pont de Cran, Rieux (1970 – 2000).

III.G.3. Les cordons littoraux

Comme indiqué précédemment, l'influence de la houle n'est visible que dans l'estuaire externe et central. Deux sites semblent particulièrement démonstratifs des processus : la flèche sableuse de Bétahon (estuaire externe) et les Dunes de Ménard au Nord de Pénestin (estuaire central).

La plage au Nord de Pénestin, entre le Castilly et la pointe du Scal, est orientée NW-SE à l'aval et WSW-ENE à l'amont. La houle dominante de secteur W à SW arrive obliquement à la plage orientée NW-SE puis parallèlement à celle orientée WSW-ENE. Les renflements de plage observés au niveau des dunes de Ménard, progressent d'environ 15 mètres par an (Figure III.18, photo C et Figure III.12). De 1958 à 2000, le cordon littoral progresse vers le SE sous la forme d'un crochon de flèche sablo-graveleux coquillier qui s'enfonce sur le schorre sous forme de chenier (Figure III.13). En 2000 l'étier qui draine les anciens marais salants coupe le cordon littoral (Figure III.19). La partie amont du cordon littoral est stable. La digue de la pointe de Pengrin a été construite après 1820 pour stopper le recul de la côte. Le cordon littoral de la plage au Nord de Pénestin prend fin à la pointe du Scal (Figure III.18, photo D et Figure III.19). La position du cordon littoral au Nord de Pénestin au cours du temps est enregistrée partiellement dans le schorre (Figure III.20). Un levé topométrique, réalisé en décembre 2007, fait apparaître des portions de cordons fossilisés que l'on peut reconnaître sur la minute de Beautemps-Beaupré et les photographies aériennes. Cette reconnaissance fait apparaître des reliefs datant de 1820 1958 et 1993.









-  Stock sablo-vaseux du delta de jusant de l'estuaire
-  Dérive littorale des corps sablo-coquilliers
-  Courants fluviaux reprenant le matériel sédimentaire de la dérive littorale
-  Dispersion du matériel sédimentaire sur les bordures du chenal
-  Remise en suspension et transport au sein de l'estuaire par action combinée des courants de houle et de marée
-  Trains de houles ou clapot local effectuant un tri granulométrique de la vasière et un engraissement du littoral



Figure III.18 : Circulation sédimentaire de l'estuaire central et externe de la Vilaine (fraction sableuse).

La flèche sableuse de Bétahon, orientée NW-SE, barre les marais de Bétahon. L'étier de Billiers (ou Rivière St Eloi) passe à l'Est de la flèche contre le quai du port (Penn-Lann). Les photographies aériennes n'indiquent pas de changements morphologiques de la flèche. La portion distale de la flèche se termine en crochon. Une partie du matériel sédimentaire de la flèche est remaniée par l'étier et disposée en crêtes (Figure III.18, photo A). Le cordon littoral prend fin à la cale du Moustoir (Figure III.18, photo B).

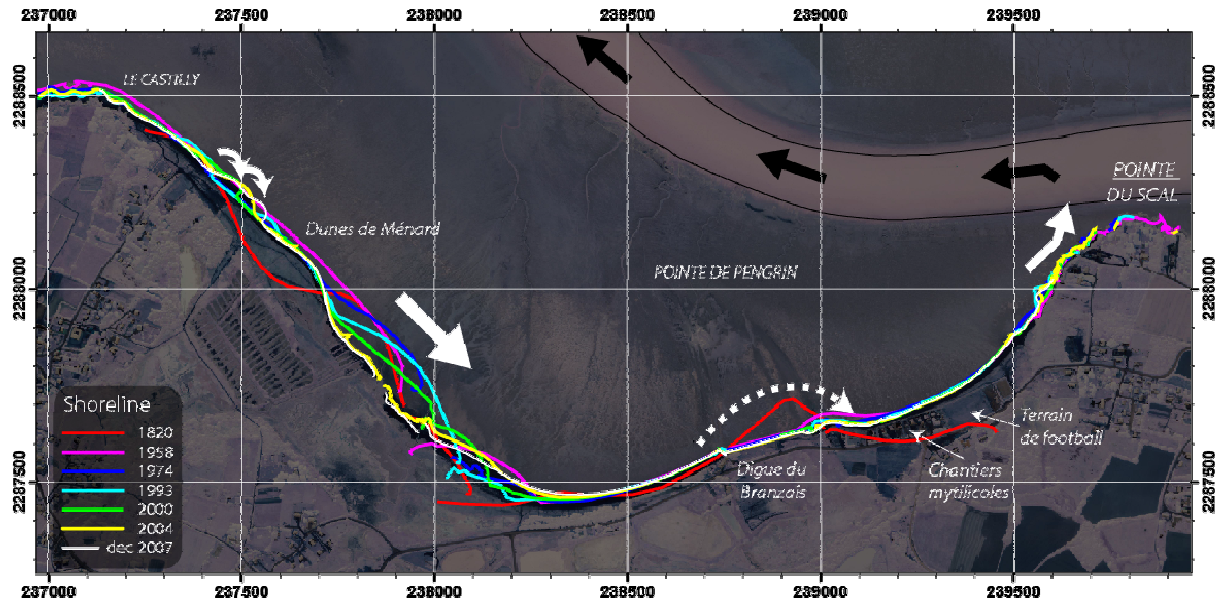


Figure III.19 : Position du trait de côte de 1820 à 2007 dans le secteur des Dunes de Ménéard.

La mobilité des cordons littoraux de Pénestin à une vitesse de 15 m/an ainsi que l'orientation de la flèche de Bétahon indique qu'il y a deux dérives littorales qui alimentent l'estuaire de la Vilaine en sédiments. Les houles dominantes de secteur W à SW en se réfractant sur la Pointe du Halguen et sur le Banc du Strado prennent une orientation oblique aux rives de l'estuaire. Ces houles associées à l'oscillation des marées permettent le déplacement du sédiment des cordons vers l'intérieur de l'estuaire. Il est probable que la rupture du cordon littoral sur la rive Sud, au Nord de Pénestin, et la progression des cheniers sur le schorre, soient le résultat de l'action répétée de houles plus fortes ou de tempêtes. Le modèle numérique de terrain (Figure III.20) montre que le schorre a enregistré les différentes positions du cordon littoral depuis 1820. Ces positions correspondent à des maximums d'inondation progressivement submergés par la progression du cordon littoral actuel. Ainsi au contraire des dépôts fins de la slikke et de l'érosion d'une partie des schorres, la dynamique des cordons littoraux semble relativement indépendante des perturbations engendrées par la construction du barrage.

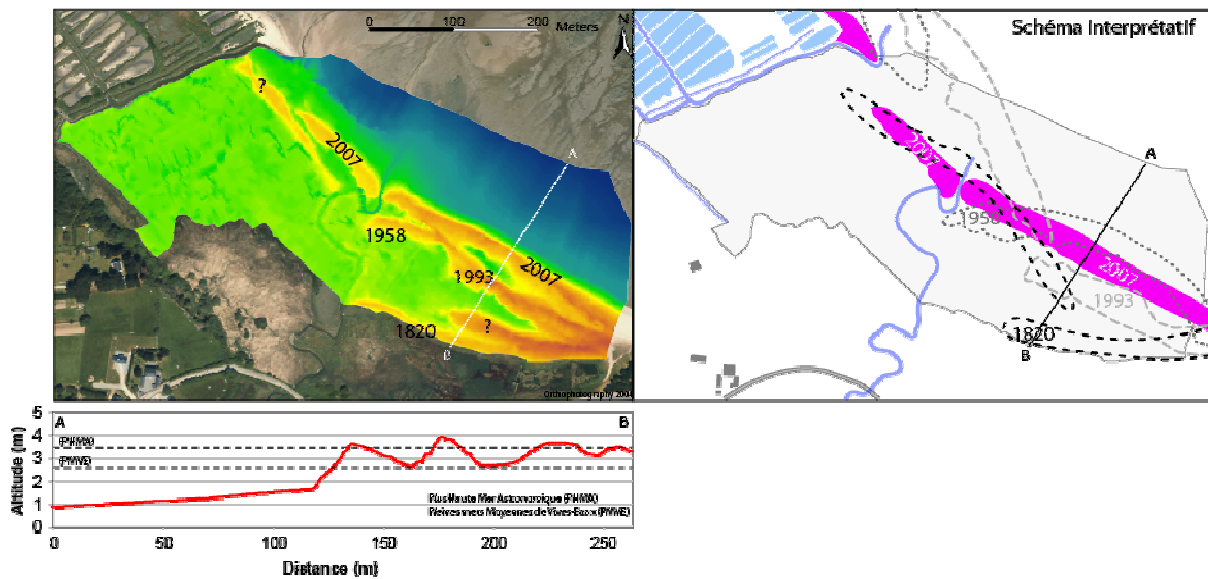


Figure III.20 : Enregistrement des cordons littoraux fossiles au Nord de Pénestin.

III.H. Discussion générale

Avant 1950, le littoral breton était peu urbanisé. La mytiliculture et l'ostréiculture sont à l'époque les deux principales activités économiques présentes sur le littoral. La politique d'industrialisation des années 1950 a entraîné le développement considérable des activités de pêche, de tourisme et de plaisance jusqu'à aujourd'hui. La pression anthropique des aménagements s'est renforcée brutalement lors de la mise en service du barrage d'Arzal en 1970 entraînant de fortes perturbations hydrosédimentaires. C'est dans ce contexte historique que les facteurs hydrodynamiques s'exerçant sur l'estuaire ont été étudiés dans l'espace et le temps.

III.H.1. Principales caractéristiques naturelles de l'estuaire de la Vilaine. Situation par rapport aux grands modèles d'estuaires

La description des environnements de dépôt allant du chenal principal jusqu'à la côte nous a permis de répondre à plusieurs questions : quels sont agents hydrodynamiques qui façonnent l'estuaire, comment ces agents s'expriment dans le paysage et quels endroits affectent-ils ?

Nous avons ainsi déterminé que l'action de la marée affecte l'ensemble de l'estuaire par l'expression de grandes vasières intertidales qui représentent environ 80% de l'espace. La faune, la flore, la granulométrie, la composition du sédiment sont typiques des environnements soumis à la marée. La présence des schorres avec leur topographie remarquablement plane, leur végétation spécifique et leur granulométrie fine signent également l'action de la marée dans l'estuaire.

Malgré le faible débit de la Vilaine, la présence d'un maximum de turbidité dans le chenal principal de l'estuaire montre l'interaction entre les débits et les courants de marée.

Enfin, l'action de la houle s'exprime à travers les différents cordons littoraux présent exclusivement dans l'estuaire central et externe. Ils représente 3% de la superficie de l'estuaire et sont absents dans l'estuaire interne. La présence de ces cordons et les figures sédimentaires qui y sont observées confirment l'action de la houle.

Les trois paramètres principaux régissant la dynamique d'un estuaire, déterminés par Boyd *et al.* (1992) et Dalrymple *et al.* (1992) sont donc présents et actifs dans l'estuaire de la Vilaine.

III.H.2. Modifications de la dynamique de l'estuaire suite à la construction du barrage

L'étude de l'évolution des houles, du niveau marin, de la marée et des débits fluviaux sur la période 1960 à 2007 a permis de répondre à plusieurs autres questions. Quels agents hydrodynamiques ont été affectés, soit par les aménagements humains soit par l'évolution climatique, de quelle manière ont-ils été affectés, à quels endroits, et sur quelles périodes de temps. Ces réponses nous ont amené à comprendre comment les paramètres hydrodynamiques se sont exprimés différemment face aux nouvelles conditions hydrodynamiques imposées par les aménagements humains et l'évolution climatique. Suite à la construction du barrage, l'étendue du bouchon vaseux et sa teneur en matière en suspension se sont réduites de façon drastique. Premièrement pour des raisons physiques : l'ouvrage du barrage contraint le bouchon vaseux à évoluer dans les huit derniers kilomètres de l'estuaire. Deuxièmement pour des raisons hydrodynamiques : l'onde de marée pouvant se faire ressentir jusqu'à Redon à 50 km de l'embouchure, le volume oscillant a été réduit de 40% ayant pour conséquence de faire chuter les courants. Troisièmement pour des raisons physico-chimiques : la stratification haline a été renforcée. Le renforcement de la stratification favorise le développement du bouchon vaseux au niveau du nœud de densité haline (limite amont de l'intrusion saline où la circulation résiduelle entre les eaux douce et saumâtre s'annule). La convergence des courants résiduels au point nodal entraîne la chute des sédiments fins et leur remonté vers l'amont (Salomon and Allen, 1980). En revanche la réduction du volume oscillant a diminué l'intensité des courants. Le potentiel de remise en suspension est ainsi amoindri. Le transport tidal ne peut plus se faire avec autant d'intensité. Les sédiments déposés ne sont donc pas repris par les courants. Ainsi, le renforcement de la stratification haline et la réduction de l'intensité des courants, causés par la construction du barrage, convergent vers les mêmes conséquences, à savoir l'augmentation de la sédimentation. L'intensité du phénomène est d'autant plus fortement ressentie que l'espace de sédimentation a été réduit au huit derniers kilomètres de l'embouchure. Ceci pouvant expliquer, en plus du phénomène d'ensablement, l'accélération du comblement de l'estuaire.

La présence du barrage a eu un impact très lourd sur les courants de l'estuaire. L'artificialisation des débits fluviaux et la réduction de 40% du volume oscillant se sont exprimés de manière très visible par l'envasement.

- Réduction des courants,
- Augmentation de la stratification des eaux
- Augmentation du taux de sédimentation (ou plutôt déplacement des zones de sédimentation maximale)
- Diminution de la section du chenal

La réduction du volume oscillant provoquée par la présence du barrage a eu un impact sur le maximum de turbidité. Il a été réduit en taille et en étendue et a migré vers l'aval, dans la partie centrale et externe de l'estuaire (Figure III.22). L'intensité des courants n'est plus suffisante pour mobiliser les sédiments. Les sédiments qui se déposent restent sur place. Avant la présence du barrage, les courants exercés par le volume oscillant maintenaient la section du chenal dans un état relativement stable (un comblement lent et progressif est déjà constaté depuis le début du siècle). Depuis les sédiments se déposent et ne sont jamais plus repris à l'exception d'évènements majeurs comme par exemple les tempêtes.

Le comblement a affecté la totalité de l'estuaire. L'estuaire interne a été le plus touché car entre 1960 et 2007, le chenal a connu une réduction de 45% en moyenne. La section de l'estuaire central a été réduite de 22%, et celle de l'estuaire externe de 14% (Figure III.15). La réduction différentielle de chacune des portions de l'estuaire indique un gradient montrant un impact décroissant de la chute des courants de l'estuaire interne à l'estuaire externe (Figure III.22).

Depuis les 2600 dernières années Bouysse *et al.* (1974) indiquent un taux global de sédimentation dans l'estuaire de 4 mm/an. Le rapport Eramm Rivage (1995) indique qu'entre 1960 et 1994 le taux de sédimentation oscille entre 85 et 170 mm/an avec un extrême de 540 mm/an pour le Banc du Strado. Ceci représente une augmentation de 20 à 135 fois supérieure aux conditions précédentes. L'estuaire du fleuve Keum en Corée du sud sur lequel un barrage identique a été construit, le taux de sédimentation a été multiplié par 1,9 (Kim *et al.*, 2006). Le taux de sédimentation entre 1994 et 2007 se situe entre 17 et 87 mm/an. Pour comparaison, le taux de sédimentation de la Seine entre 1960 et 2003 est de 0,5 mm/an. L'essentiel de la sédimentation se fait dans le domaine subtidal (zone du Kannick et Banc d'Amfard) (Delsinne, 2005). Le taux de sédimentation de la Loire oscille entre 4 et 42 mm/an (Ciffroy *et al.*, 2003).

Les agents hydrodynamiques ayant été affectés par les aménagement sont les courants fluviaux et de marée. Le barrage scinde l'estuaire naturel en deux. Seule la portion inférieure est active. En bloquant l'onde de marée, le barrage perturbe l'hydrologie naturelle de la marée et du fleuve. Il n'est donc pas possible d'appliquer le modèle de Dalrymple (1992) à la nouvelle section estuarienne.

III.H.3. Bilans sédimentaires globaux et dynamique des estuaires

L'autre aspect intéressant du comblement de l'estuaire de la Vilaine est qu'il c'est effectué selon deux phases. La première phase a eu lieu entre 1970 et 1990 environ. Durant cette période le sédiment se déposait vers l'amont. Puis à partir des années 1990, le sédiment s'est déposé vers l'aval (Figure III.16). Le même phénomène a été observé pour l'estuaire du Fleuve Outardes au Québec (Hart and Long, 1990) où la construction et le remplissage du barrage hydroélectrique a entraîné une réduction drastique des débits. Après 18 mois de quasi coupure des débits et la reprise des lâchers, les sédiments se sont à nouveau orientés vers l'aval. Le constat est identique pour l'estuaire du fleuve Keum (Kim *et al.*, 2006) mais la sédimentation s'effectue actuellement toujours vers l'amont. Ces faits démontrent que la pompe tidale a été renforcée au profit des circulations résiduelles de marée.

Le retour au comblement vers l'aval indique donc que les aménagements ont un impact limité dans le temps.

III.H.4. Conséquences probables des variations du niveau de la mer sur l'évolution de l'estuaire anthropisé

Les marégraphes de Brest et de Saint-Nazaire indiquent une hausse du niveau marin de d'environ 100 mm entre 1970 et 2009 (Permanent Service for Mean Sea Level : PSMSL) (Figure III.21). De plus la présence du barrage amplifie probablement de façon locale l'onde de marée. C'est ce qui a été modélisé dans l'estuaire du fleuve Keum qui présente les mêmes caractéristiques (Kim *et al.*, 2006). La hausse du niveau marin plus l'effet du barrage contribuerait à l'inondation plus fréquente des schorres augmentant leur teneur en eau qui de

fait a augmenté de 35% dans l'estuaire de la Vilaine (Maillocheau, 1980). La teneur en eau étant plus importante, la cohésion intergranulaire du matériel sédimentaire des schorres est diminuée favorisant les processus d'érosion. Ce processus d'érosion est particulièrement visible dans la partie interne de l'estuaire (Figure III.22). De plus il est vraisemblablement augmenté par le phénomène de batillage exercé par les bateaux de plaisance en période d'étiage estivale à marée basse (Figure III.17). L'effet d'inondation aurait pu avoir des conséquences encore plus fortes puisque les surcotes ont eu tendance à diminuer ces dernières années (Pirazzoli, 2000; Pirazzoli *et al.*, 2004). Ainsi l'estuaire porte la double signature des effets anthropiques et naturels. Pour Petkic (1993) et Bird (1993) la réponse à la transgression marine est l'érosion du schorre menant à l'élargissement de la section du chenal. A la différence de Pethick, Bird considère que dans le même temps le chenal s'approfondi car il estime que puisque le niveau marin augmente, le volume oscillant augmente avec lui et les courants reprennent d'avantage de sédiments. Dans le cas de la Vilaine il a été mesuré que le volume oscillant a été réduit de 40%. Le sédiment a ainsi pu s'accumuler au fond du chenal et porte la marque du barrage.

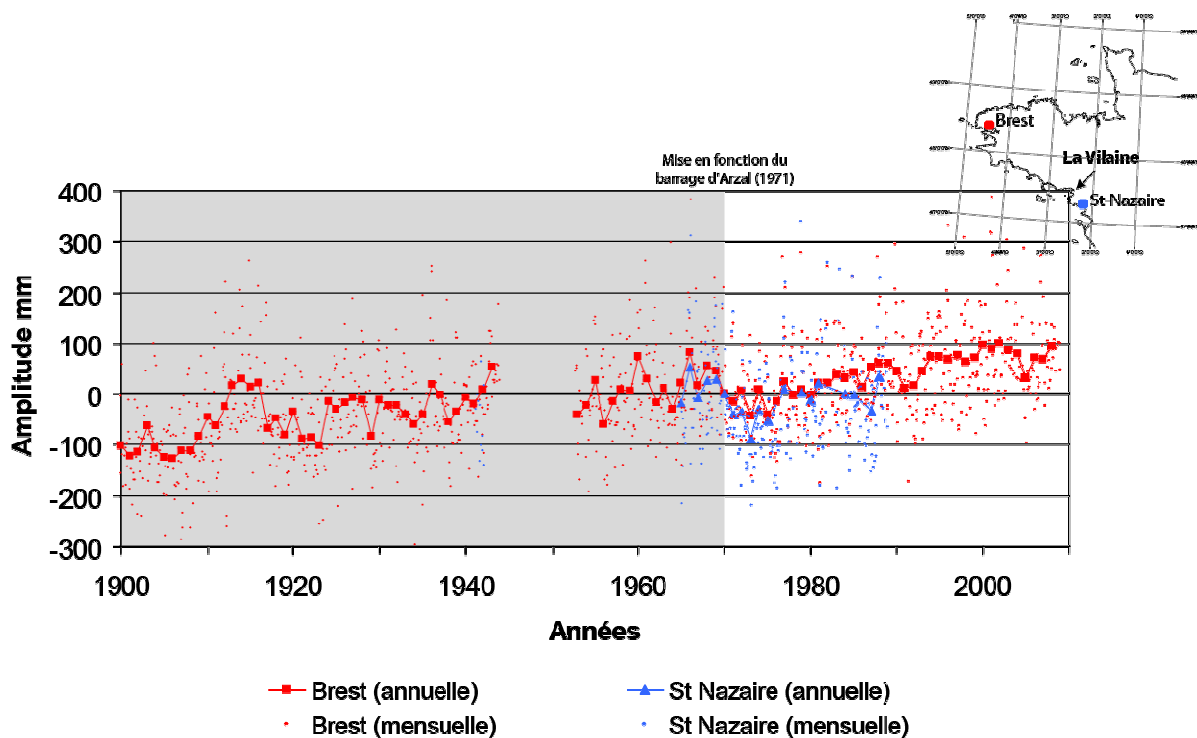


Figure III.21 : Evolution annuelle et mensuelle du niveau marin exprimée en mm aux marégraphes de Brest et de Saint-Nazaire (indice 0 en 1970) (Permanent Service for Mean Seal Level : PSMSL).

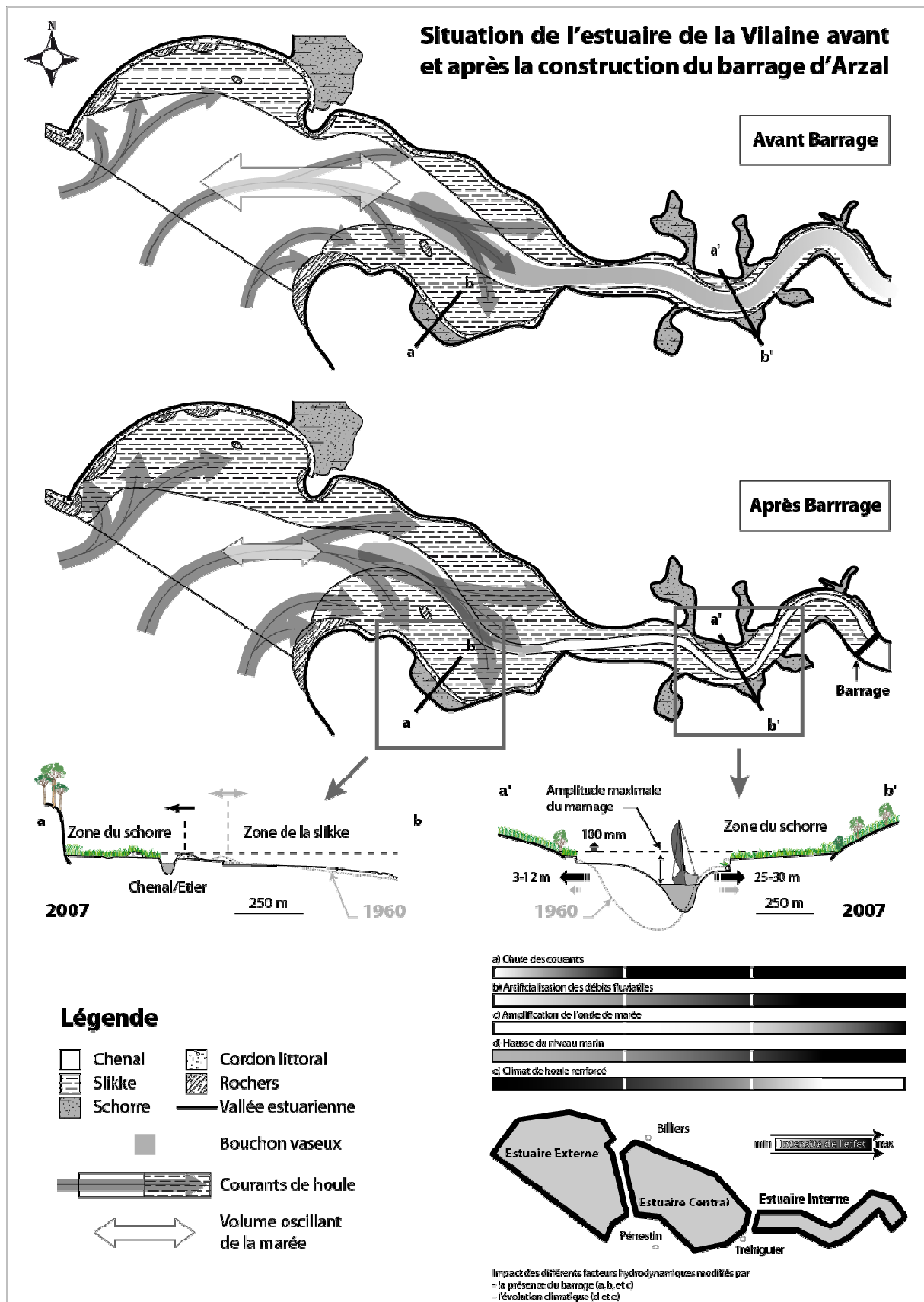


Figure III.22 : Schéma synthétique de la situation de l'estuaire de la Vilaine avant et après la construction du barrage d'Arzal.

Etant donné la situation géographique de l'estuaire par rapport à la géomorphologie de la baie, l'estuaire est plus sensible aux houles provenant des secteurs Sud à Sud-Ouest. Or durant la période 1975 – 1997, les occurrences des vents maximum de secteur Sud et de secteur Ouest ont augmenté respectivement de $26,68 \pm 7,76$ et $22,53 \pm 7,25$ cm/s/an (Pirazzoli *et al.*, 2004). Etant donnée la morphologie de l'estuaire, l'action de la houle décroît au fur et à mesure de sa progression dans l'estuaire pour se limiter à un clapot local dans l'estuaire interne. La présence de cordons littoraux et de seillons et banquettes est d'ailleurs limitée à l'estuaire central et externe, ils sont absents dans l'estuaire interne. La hausse du niveau marin et le climat de houle agissent de façon combinée. L'augmentation du climat de houle et la hausse potentielle du niveau marin favorisent les déplacements sédimentaires longshore (Green and MacDonald, 2001). L'intensification du climat de houle est visible par l'érosion de l'ensemble du trait de côte de l'estuaire central et externe. Lorsque le trait de côte n'a pas été aménagé, le cordon littoral progresse sur le schorre sous forme de cheniers et/ou de lobes de tempête. Le schorre n'étant plus protégé par le cordon littoral, il est exposé à l'érosion. C'est le cas au Nord de Pénestin (estuaire central) (Figure III.19) et au Sud de Bétahon (estuaire externe). En revanche, chaque fois que le trait de côte a été aménagé : par un enrochement au sud de Bétahon, par une digue, des chantiers mytilicoles et un terrain de football entre Pénestin et Tréhiguier, le trait de côte est fixé (Figure III.19). Les aménagements modifient ainsi le transit sédimentaire. D'une part parce qu'ils privent l'estuaire d'espaces de stockage disponibles et d'autre part parce que ces zones aménagées présentent un profil réfléchissant aux houles occasionnant le by-passing des sédiments (Figure III.19).

A travers les exemples du barrage d'Arzal, de l'enrochement au sud de Bétahon et des divers aménagements entre Pénestin et Tréhiguier, nous percevons combien l'estuaire de la Vilaine a été anthropisé. Ceci a eu des conséquences sur l'hydrodynamique et les flux sédimentaires. Pourtant chacun de ces aménagements n'a pas le même impact dans la durée et l'espace. Le Barrage d'Arzal a affecté l'ensemble de l'estuaire par la réduction des courants et l'envasement. En revanche les enrochements et autres digues n'ont un effet que très local et immédiat. Depuis les années 1990 l'envasement s'est stabilisé et a été déplacé vers l'estuaire externe. Il a donc fallu entre 1970 et 1990 une vingtaine d'années pour que l'estuaire retrouve une certaine stabilité. Le paysage tel qu'il est connu aujourd'hui est différent de celui avant barrage, cependant depuis plus d'une quinzaine d'années le barrage est intégré et la dynamique hydrosédimentaire est régie par les phénomènes naturels. A titre de comparaison les modèles numériques appliqués à l'estuaire du fleuve Ord en Australie, prévoient un retour à l'équilibre en 100 ans (Wolanski *et al.*, 2001), soit cinq fois plus de temps qu'il n'a été nécessaire pour l'estuaire de la Vilaine. Il n'existe pas de relation entre l'importance des aménagements et la durée de retour à l'équilibre des estuaires. Les contestes hydrosédimentaires se modifient toujours en fonction des nouvelles conditions hydrodynamiques. De cette façon l'estuaire de la Vilaine exprime à la fois l'impact des aménagements mais également les modifications engendrées par l'évolution climatique.

III.I. Conclusion

L'objectif de l'étude était de montrer comment les paramètres géomorphologiques, climatiques, tidaux et anthropiques avaient un impact sur la répartition et l'évolution des environnements de dépôt dans l'espace et le temps.

Les trois paramètres hydrodynamiques naturels (houle, marée et débit fluvial) régissent l'ensemble des dépôts sédimentaires. La houle est responsable de la formation et la

dérive des corps sablo-gravelo coquillers. La marée est responsable du développement des slikkes et des schorres. Le débit fluvial façonne le chenal principal de l'estuaire.

Au final, nous avons observé que l'estuaire s'envase par la progression des slikkes liée à l'action des marées et à la chute des courants fluviatiles. Mais dans le même temps, nous observons un ensablement, lié à la convergence de deux dérives sédimentaires au sein de l'estuaire par l'action combinée des houles et de la marée.

La géomorphologie en agissant sur l'hydrodynamisme contrôle donc les espaces de dépôts sédimentaires.

D'autre part la présence du barrage partage l'estuaire naturel en deux. Seuls les 8 derniers kilomètres de la vallée fluviale sont soumis à un hydrodynamisme de type estuarien où débits fluviatiles, marées et houles interagissent. La présence de ce barrage a entraîné un grand déséquilibre hydrosédimentaire marqué principalement par l'envasement.

Pourtant au bout d'une vingtaine d'année, la dynamique estuarienne a retrouvé un nouvel équilibre. Le barrage d'Arzal a été intégré à la dynamique hydrosédimentaire naturelle, soumise à l'évolution climatique naturelle.

Dans le but d'une meilleure compréhension de l'impact du barrage sur l'estuaire, une étude quantitative portant sur l'amplification de l'onde de marée à cause du barrage ainsi que l'effet du batillage des bateaux de plaisance sur l'érosion des schorres de l'estuaire interne mériterait d'être effectuée.

De même, il serait intéressant de préciser la relation de l'impact respectif des houles de tempête et des houles de beau temps sur la formation et la dérive des corps sablo-gravelo-coquillers et l'érosion des schorres au sein de l'estuaire. De cette façon il sera plus facile de prédire l'évolution de l'estuaire en fonction des modifications climatiques futures.

IV Etude des dépôts holocènes de l'estuaire de la vilaine et de leur connexion avec ceux de la baie

INTRODUCTION

Les variations du niveau marin au Quaternaire ont fortement influencé l'évolution et la répartition des systèmes littoraux anciens et actuels en Bretagne Sud. A plusieurs reprises, les transgressions marines ont emprunté des vallées incisées lors des chutes du niveau marin. Une cartographie sommaire des vallées incisées en Bretagne sud a déjà fait l'objet de publications à la fin des années 60 et début 70 (Bouysse *et al.*, 1966; Horn *et al.*, 1966; Boillot *et al.*, 1971; Delanoë *et al.*, 1972). Au cours des 20 dernières années, la stratigraphie et le remplissage des vallées incisées à travers le monde a également fait l'objet de nombreuses publications (Allen and Posamentier, 1993b; Allen and Posamentier, 1994c; Dalrymple *et al.*, 1994; Thomas and Anderson, 1994; Zaitlin, 1994). Sur la façade atlantique, des études plus récentes ont permis de préciser le modèle de remplissage des vallées fossiles débouchant sur le plateau continental (Lericolais *et al.*, 2001; Proust *et al.*, 2001; Menier, 2004; Weber, 2004; Fénies and Lericolais, 2005; Chaumillon *et al.*, 2006; Chaumillon and Weber, 2006; Menier *et al.*, 2006; Thimon *et al.*, 2008). De nouvelles données de sismique haute résolution et très haute résolution (HR et THR) ont été acquises beaucoup plus récemment (1998 à 2007) afin de mieux contraindre la cartographie et la morphologie des vallées incisées ainsi que la stratigraphie de leurs remplissages sédimentaires (Proust *et al.*, 2001; Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006). Les vallées, d'orientation parallèle ou orthogonale à la côte sud-armoricaine, présentent des variations de largeur comprises entre 200 et 4000 m (Menier, 2004). En section transversale, elles présentent plusieurs morphologies, vallées en V à fond arrondi, vallées à fond plat et rebords abrupts, vallées à terrasses étagées. La reconstitution des profils longitudinaux laisse apparaître également des perturbations importantes caractérisées par la présence de seuils topographiques. Ces derniers sont majoritairement à associer soit à la réactivation des principales fractures cadomiennes et hercyniennes de la zone d'étude, soit

aux contrastes lithologiques, soit encore à une combinaison de ces deux facteurs (Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006).

Selon Proust *et al.* 2001, le remplissage des vallées incisées en Bretagne Sud est de façon générale composé de deux séquences sédimentaires. La séquence basale correspondrait à des environnements de dépôts fluviatiles en tresse mis en place au cours des bas niveaux marins saalien et/ou elstérien, voire plus ancien (Menier *et al.*, 2006). Cette séquence basale est scellée par une deuxième séquence de dépôt relative à des environnements fluviatiles méandriques et estuariens, d'âge inconnu, évoluant vers un milieu marin ouvert (offshore). La base des faciès d'offshore a été datée à 8110 +/- 200 ans dans un sondage réalisé au large de la baie de Vilaine (Bouysse *et al.*, 1974). Il semble donc que les vallées incisées de Bretagne Sud se caractérisent par un remplissage composé dont la préservation est interprétée comme le résultat du jeu tectonique récent du bloc sud armoricain.

Les études précédentes ont détaillé le prisme sédimentaire pléistocène de la Baie de Vilaine. La nature, l'architecture et la connexion du remplissage estuarien avec celui de la baie restent cependant à préciser. Pour ce faire, cette étude est fondée essentiellement sur une approche combinée entre des levés sismiques THR et des sondages. Elle est complétée par 16 datations AMS et quatre profils de tomographie électrique.

IV.A. Cadre structural et morphologique

Le cours de la Vilaine est le résultat d'une érosion différentielle des terrains hercyniens présentant des variations de largeur et profondeur. Il présente des passages étroits, dans les secteurs de roches dures traversées par des failles (cisaillement sud-armoricain), en particulier dans le secteur compris entre Ecleux et Tréhiguier, et des passages plus larges dans les roches plus tendres (micaschistes) : marais de Redon et de Tréhiguier à l'embouchure. Le thalweg du fleuve s'enfonce d'environ 26 mètres sur une soixantaine de kilomètre entre Langon et le Barrage d'Arzal (Morzadec-Kerfourn, 1974).

L'estuaire actuel du fleuve Vilaine est incisé dans les des micaschistes et amphibolites. Ces formations, mises en place lors de l'orogénèse hercynienne sont plissées et faillées. Les falaises de micaschistes bordant le littoral sont fortement altérées et encore davantage si elles sont recouvertes par des formations détritiques récentes (Bouysse and Vanney, 1966). Le substratum de la baie est composé de roches magmatiques (granitoïdes) et métamorphiques (gneiss et micaschistes) mis en place lors de l'orogénèse hercynienne, de calcaires bartoniens et d'altérites (Proust *et al.*, 2001). A l'image du cours actuel du fleuve, des données de géophysique et de sondages illustrent les variations latérales et de profondeur de l'ancien cours de la Vilaine.

IV.B. Matériel et méthodes

Pour caractériser la géométrie et la nature du remplissage sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine et en complément des données précédemment acquises (Bouysse and Vanney, 1966; Vanney *et al.*, 1966; Bouysse *et al.*, 1974; Morzadec-Kerfourn, 1974; Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006; Menier *et al.*, In press) nous avons réalisé plusieurs sondages et mesure géophysiques

- Campagne sismique au chirp (165 km)
- Quatre profils en tomographie électrique

- Cinq sondages au carottier russe
- Trois forages au rotocarottier, Fugro

IV.B.1. Données géophysiques

IV.B.1.a. Chirp

Les profils ont été levés dans le but d'imager l'estuaire de la Vilaine pour compléter les données sismiques déjà existantes de la Baie. La campagne s'est déroulée du 10 au 18 octobre 2008. Le plan de position a été décidé en fonction des profils existants et du tracé supposé de la paléovilaine. Il s'agissait de documenter la structure des dépôts sédimentaires de l'estuaire et de faire correspondre les résultats à ceux obtenus lors des campagnes précédentes pour illustrer le continuum du remplissage entre la baie et l'estuaire. La prospection géophysique a été effectuée sur toute la longueur de l'estuaire au droit de l'anse de Suscinio (Plateau Saint Jacques). Les profils levés dans l'estuaire l'ont été principalement dans l'axe du chenal. Les profils sismiques levés dans la baie sont espacés d'environ un kilomètre chacun (Figure IV.1). Le traitement des profils a été fait avec le logiciel KOGEO seismic toolkit (<http://www.kogeo.de>).

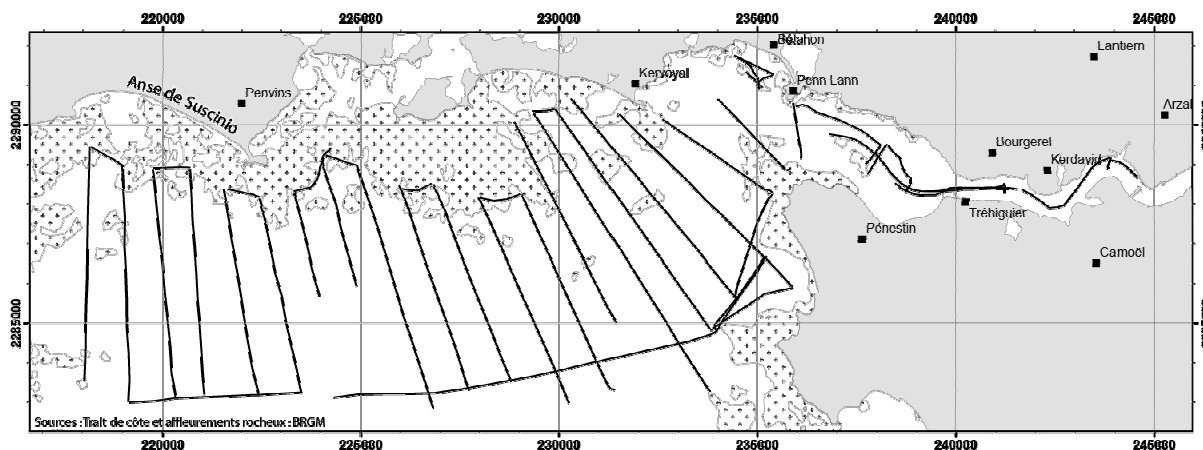


Figure IV.1 : Plan de position de la mission réalisée au chirp avec l'Haliotis.

IV.B.1.b. Tomographie électrique

Les profils de tomographie électrique ont été réalisés dans un but prospectif pour identifier la puissance des dépôts et, le cas échéant, les différentes strates constituant l'accumulation sédimentaire.

Les profils ont été levés au Terrameter SAS4000 dans l'estuaire central et externe (Figure IV.2). Les profils Pe1, Pe2 et Pe3 ont été levés dans l'estuaire central sur la rive sud au Nord de Pénestin. Les profils Pe1 et Pe2 traversent perpendiculairement les domaines de la slikke, du schorre et des cordons sablo-coquilliers. Le profil Pe3 est disposé uniquement sur la slikke entre les dunes de Ménard et le Grand Sécé. Le profil Pe4 a été levé dans l'estuaire externe et est localisé exclusivement sur le schorre, en arrière, parallèlement à la flèche de Bétahon.



Positions et profils électriques réalisés au Terrameter SAS4000 d'ABEM le 18 juillet, et les 4, 12 et 13 septembre 2007

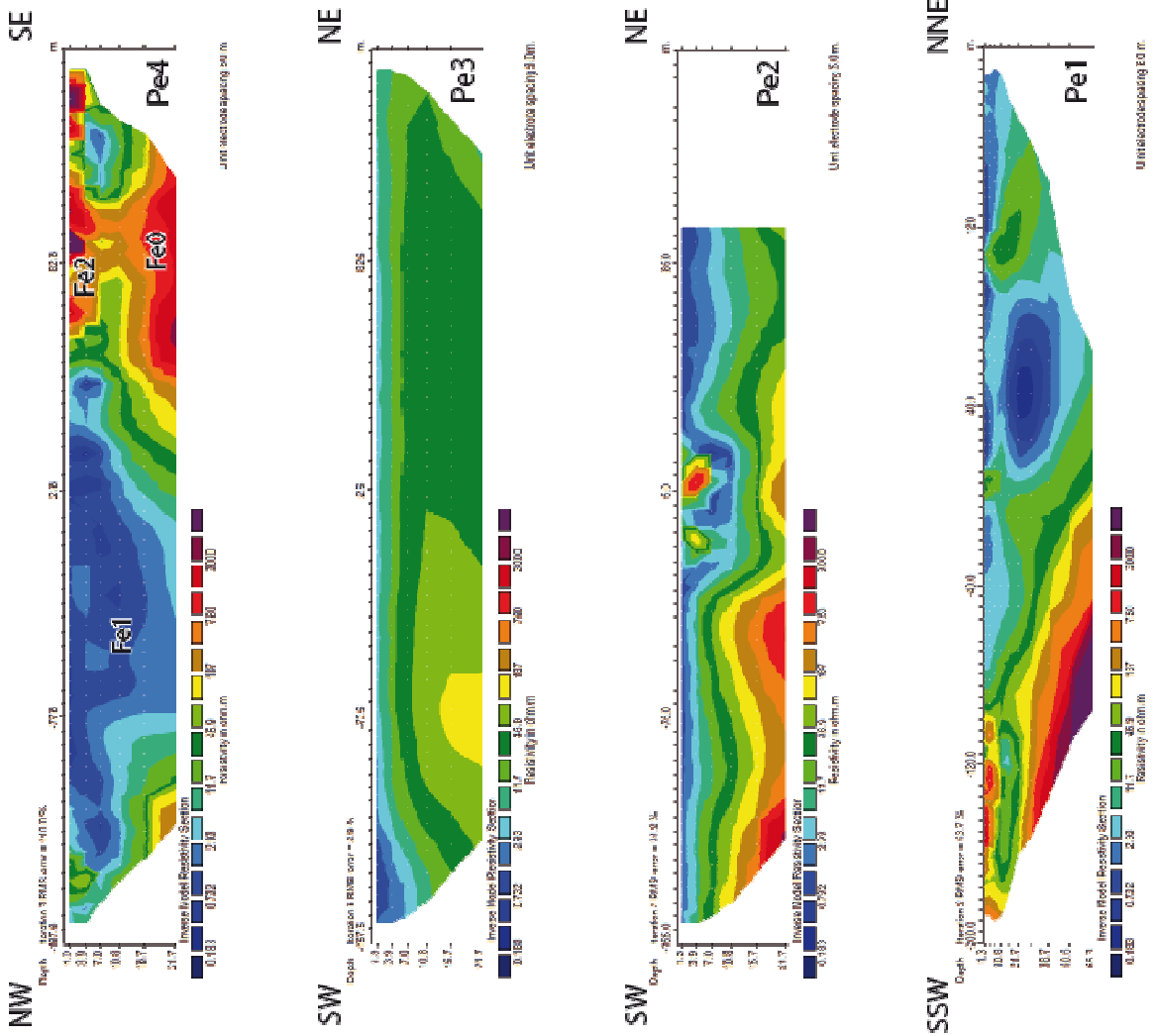


Figure IV.2 : Localisation et résultats des profils de tomographie électrique levés dans l'estuaire de la Vilaine.

IV.B.2. Données sédimentaires

IV.B.2.a. Carottes

Les sondages ont été réalisés dans un but prospectif pour identifier les environnements de dépôts sédimentaires. Ils ont été prélevés au carottier russe dans les trois portions de l'estuaire. Le sondage CR-Gre-01 a été effectué dans l'estuaire interne, sur le schorre de La Grée. Les sondages CR-Pen-01 et CR-Pen-02 ont été effectués dans l'estuaire central sur le schorre à proximité des dunes de Ménard (Figure IV.3). Les sondages sont séparés de 5 à 10 mètres environ. Les sondages CR-Bil-01 et CR-Bil-02 ont été effectués dans l'estuaire externe, sur le schorre juste derrière, à l'extrémité orientale de la flèche de Bétahon.



Figure IV.3 : Localisation des forages manuels (carottiers russes) et mécaniques (Fugro) dans l'estuaire de la Vilaine.

Tableau IV.a : Caractéristiques des prélèvements effectués au carottier russe.

Nom	Date	Longitude	Latitude	Profondeur	Cote IGN au sommet
CR-Gre-01	22-août-2007	2°24,61' W	47°29,50' N	3,10 m	2,50 m
CR-Pen-01	12-déc.-2006	2°28,20' W	47°29,40' N	3,20 m	2,40 m
CR-Pen-02	12-déc.-2006	2°28,20' W	47°29,40' N	4,10 m	2,10 m
CR-Bil-01	13-déc.-2006	2°30,30' W	47°31,25' N	5,04 m	2,65 m
CR-Bil-02	7-févr.-2007	2°30,00' W	47°31,20' N	4,51 m	2,65 m

Trois forages dont la position a été décidée en fonction des premières études prospectives (carottiers russes et tomographies électriques) ont été réalisés au « rotocarottier triplex 2050 bonne espérance » par l'entreprise Fugro. Deux forages ont été réalisés sur le schorre à proximité des dunes de Ménard au Nord de Pénestin en arrière des cordons sablo-coquilliers (estuaire central). Les deux forages ont atteint les altérites kaolinisées du substratum micaschisteux à environ 10 mètres de profondeur. Le forage réalisé en arrière de la flèche de Bétahon (estuaire externe) n'a toujours pas atteint le socle après 25,5 mètres de progression.

Tableau IV.b : Caractéristiques des prélèvements effectués au roto-carottier de Fugro

Nom	Date	Longitude	Latitude	Profondeur	Cote IGN
Fugro-Pen-01	18-sept.-2008	2°28,36' W	47°29,33' N	8,35 m	2,70 m
Fugro-Pen-02	19-sept.-2008	2°28,24' W	47°29,30' N	11,80 m	2,70 m
Fugro-Bil-01	23-sept.-2008	2°30,22' W	47°31,41' N	25,50 m	2,80 m

IV.B.2.b. Datations AMS

Quatre des cinq sondages effectués au carottier russe ont fait l'objet de prélèvements pour datation AMS (6 datations). Dix datations supplémentaires ont été réalisées à partir d'un forage n°3 prélevé à proximité du Barrage d'Arzal (Morzadec-Kerfourn, 1974). Les échantillons ont été envoyés au laboratoire de physique « AMS C14-Labor » d'Erlangen (Allemagne). Les échantillons sont soit des coquilles ou fragments de coquilles dont l'espèce est spécifiée dans le tableau, soit des sédiments dont l'âge a été estimé à partir du carbonate et carbone présents dans le sédiment (Total Organic Carbon, TOC).

Tableau IV.c : Datations AMS effectuées à l'institut de physique d'Erlangen (Allemagne).

Sample Name	UniCode	Labcode	Material	date BP	BP error	Calibrated Date 1 Sigma 68,3%	Calibrated Date 2 Sigma 95,4%
DatVilaine 08/07-1	CR-PEN-02-0068	Erl-11443	Shell (Scribulaire)	559	51	1422 - 1422 AD (32,3%)	1378 - 1437 AD (43,7%)
DatVilaine 08/07-2	CR-PEN-02-0230	Erl-11444	Shell (Coque)	762	52	1221 - 1280 AD	1164 - 1299 AD (93,5%)
DatVilaine 08/07-3	CR-BIL-02-0288	Erl-11445	Shell (Scribulaire)	1335	54	847 - 713 AD (52,9%)	800 - 781 AD (93,7%)
DatVilaine 08/07-4	CR-BIL-01-0500	Erl-11404	Sediment (TOC)	3009	48	1319 - 1207 BC (50,3%)	1405 - 1119 BC
DatVilaine 08/07-5	CR-PEN-02-0410	Erl-11405	Sediment (TOC)	6551	52	5555 - 5478 BC	5819 - 5487 BC (90,5%)
DatVilaine 02/08-1	CR-GRE-01-0255	Erl-12130	Shell (Scribulaire)	4836	45	3275 - 3105 BC	3326 - 3030 BC
VilArzal08 08/08-1	MORZ-ARZ-03-2700	Erl-12671	Sediment (TOC)	8895	87	8161 - 7988 BC (82%)	8252 - 7819 BC (84,7%)
VilArzal08 08/08-2	MORZ-ARZ-03-1300	Erl-12675	Sediment (TOC)	7883	78	6831 - 6641 BC (54,4%)	7040 - 6597 BC
VilArzal08 08/08-1	MORZ-ARZ-03-0150	Erl-12804	Sediment (TOC)	4633	185	3540 - 3309 BC (95,7%)	3717 - 2801 BC (94,1%)
VilArzal08 08/08-2	MORZ-ARZ-03-0250	Erl-12805	Sediment (TOC)	3360	131	1777 - 1499 BC (62,3%)	1979 - 1389 BC (84,8%)
VilArzal08 08/08-3	MORZ-ARZ-03-0300	Erl-12806	Sediment (TOC)	3553	108	2030 - 1748 BC	2152 - 1626 BC (93,5%)
VilArzal08 08/08-4	MORZ-ARZ-03-0800	Erl-12807	Sediment (TOC)	4075	171	2880 - 2458 BC (86,7%)	3032 - 2136 BC (84,5%)
VilArzal08 08/08-5	MORZ-ARZ-03-1050	Erl-12806	Sediment (TOC)	9549	135	9154 - 8751 BC	9261 - 8570 BC
VilArzal08 08/08-6	MORZ-ARZ-03-1700	Erl-12806	Sediment (TOC)	7072	111	7047 - 6761 BC (86,8%)	7178 - 6608 BC
VilArzal08 08/08-7	MORZ-ARZ-03-1800	Erl-12810	Sediment (TOC)	8188	148	7381 - 7048 BC (80,1%)	7532 - 6788 BC (95%)
VilArzal08 08/08-8	MORZ-ARZ-03-2200	Erl-12811	Sediment (TOC)	10207	133	10209 - 9666 BC (86,4%)	10446 - 8971 BC (85,2%)

NB : Le programme de carottage Fugro et les datations ont été financés par le service « Espaces Sensibles » du Conseil Général 56.

IV.B.2.c. Foraminifères et granulométrie

L'étude qualitative et quantitative des foraminifères (E.Goubert) à partir des échantillons du forage n°3 (Morzadec-Kerfourn, 1974) révèle la présence de vingt-sept espèces (Figure IV.4). L'extraction des foraminifères du matériel sédimentaire a été effectuée par tamisage. Quatre tamis furent utilisés (2000, 500, 125 et 45 µm). Les refus de tamis ainsi que la fraction inférieure à 45 µm ont été exprimés en pourcentage de la masse totale du sédiment de départ. Ce traitement a permis d'élaborer des diagrammes sommaires de la granulométrie du sédiment (Figure IV.5).

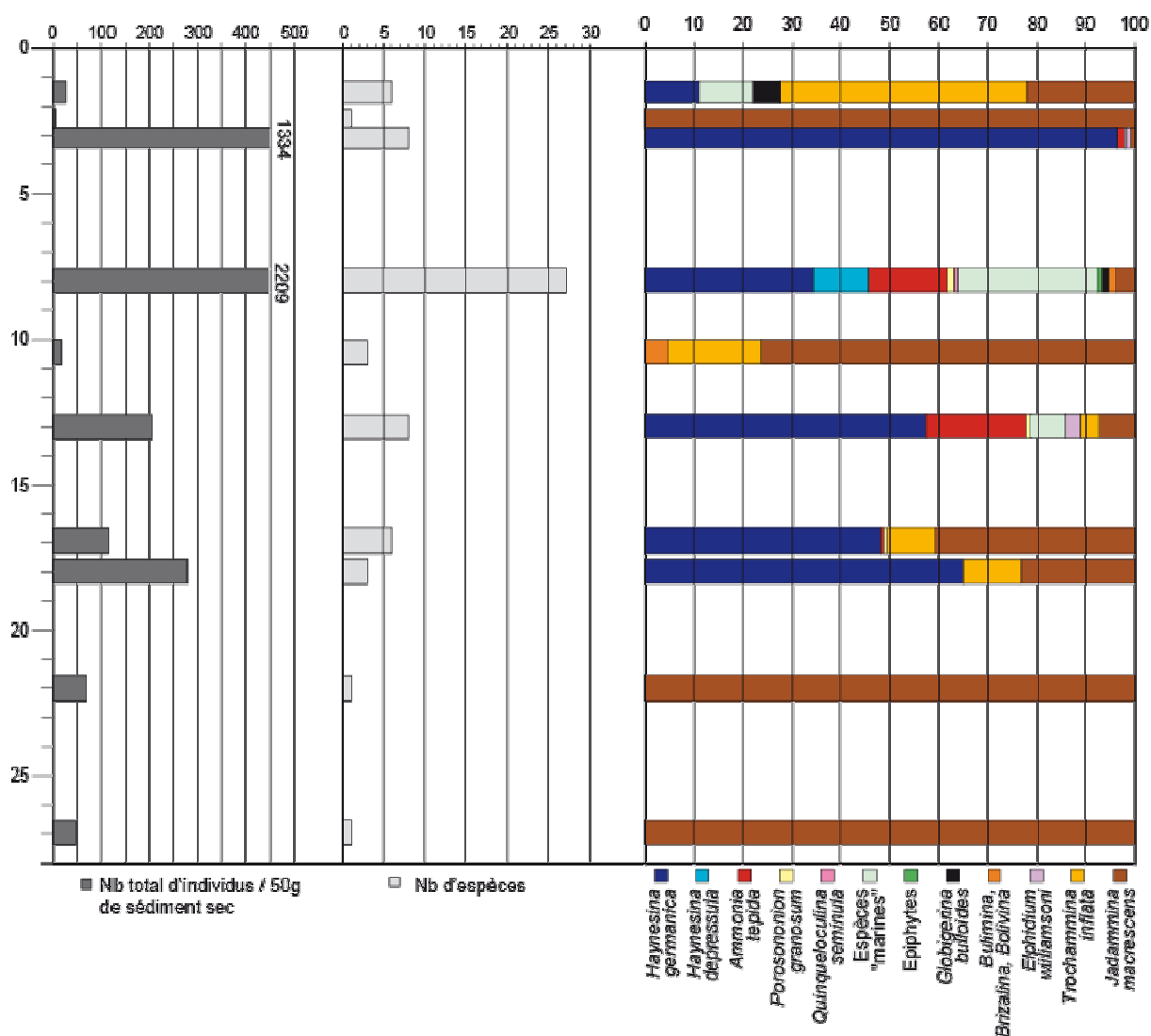


Figure IV.4 : Résultats de l'étude des foraminifères pour chacun des échantillons de la carotte n°3 (Morzadec-Kerfourn, 1974).

Description du Forage N°3 d'Arzal (Morzadec, 1974)

VILAINE VALLEY (FRANCE)

ARZAL, Core 3, (+1,50 m NGF) 47° 30' 11" N ; -2° 22' 12" W (Nb : Coordinates corrected)

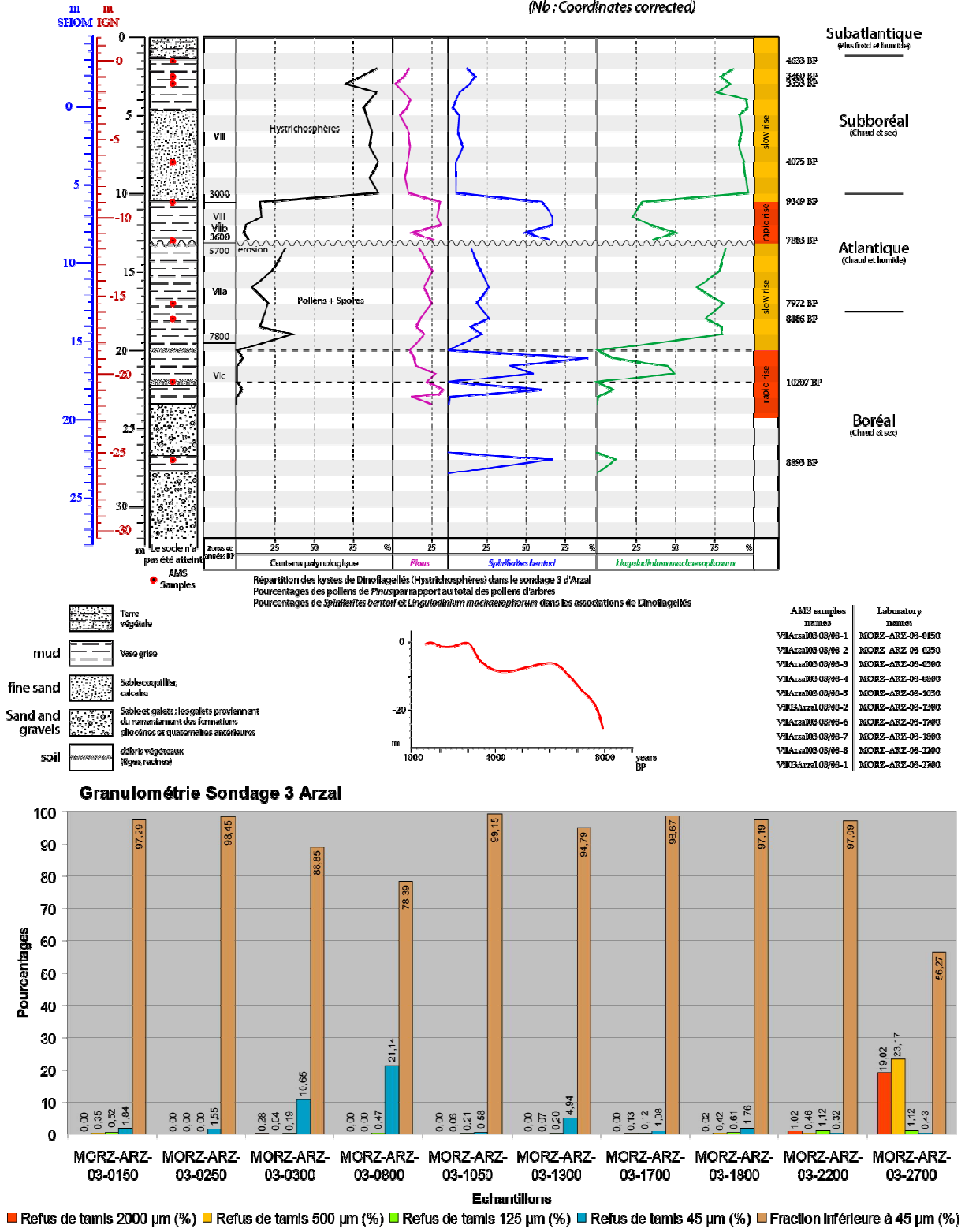


Figure IV.5 : Log stratigraphique, analyses granulométriques et datations AMS effectuées sur le carottage n°3 de l'estuaire de la Vilaine. Modifié d'après Morzadec-Kerfourn, 1974

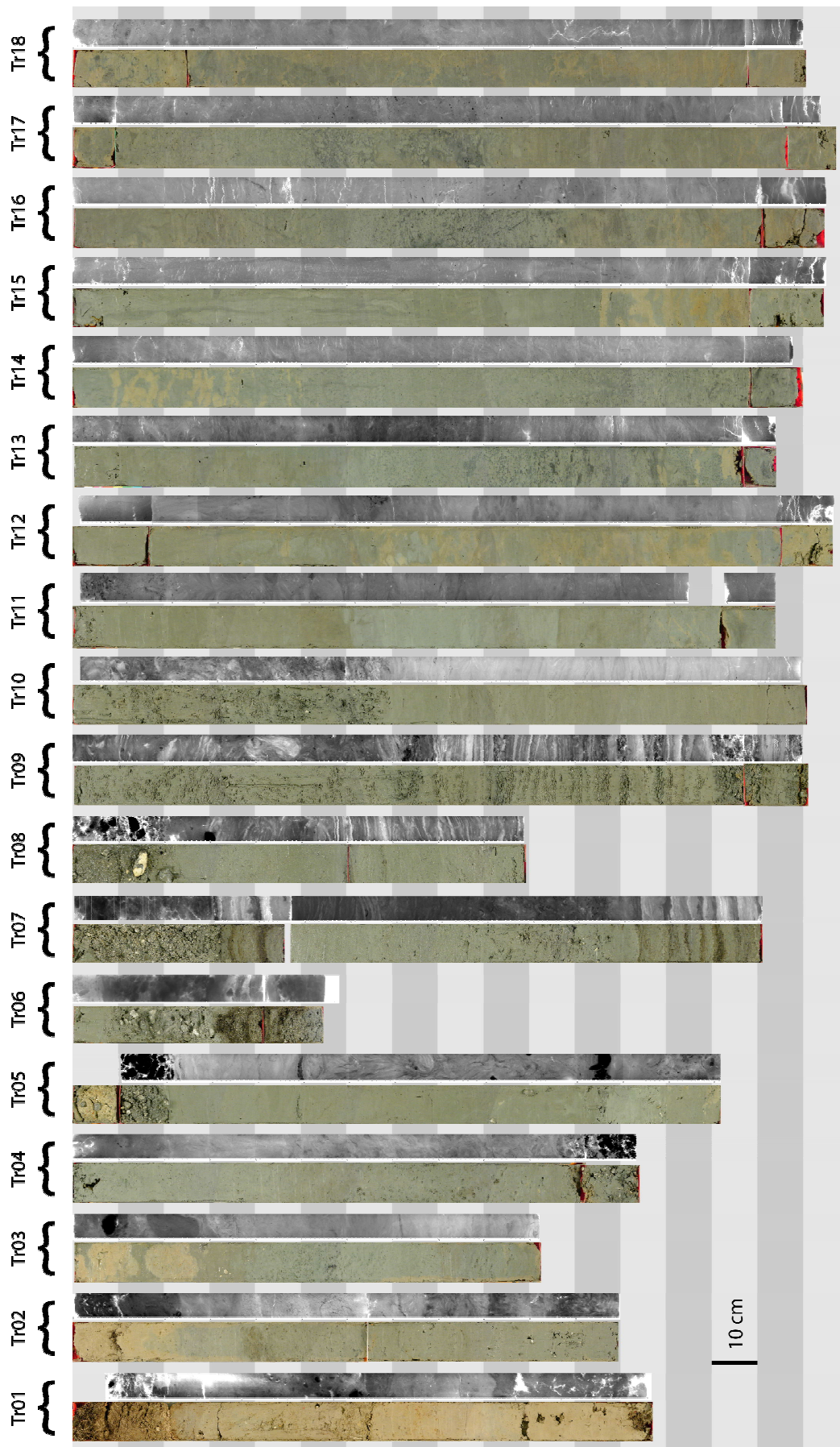


Figure IV.6 : Planche photographique couleur et rayon X de la carotte Fugro-Bil-01. Les 18 tronçons des 25,5 mètres de carotte sont représentés individuellement.

IV.B.2.d. *ScopiX*

Du 7 au 18 septembre 2009 la carotte Fugro-Bil-01 a été analysée à l'UMR CNRS 5805 EPOC de Bordeaux 1. Des analyses au ScopiX (Rayons X) et à l'Xrf (Spectrométrie de fluorescence X) ont été effectuées.

Le ScopiX est un prototype permettant de radiographier les carottes sédimentaires sur demi-section ou sur plaquette. Seule la carotte Fugro-Bil-01 a été traitée (Figure IV.6). L'ensemble de la carotte a été radiographié sur demi-section et la quasi-totalité sur plaquette. Seuls les passages les plus grossiers et particulièrement non cohésifs ne l'ont pas été.

IV.B.2.e. *Spectromètre de fluorescence X*

Le spectromètre de fluorescence X (Xrf), est un outil de la société Avaatech (Pays-Bas). Il s'agit d'un scanner capable d'identifier les éléments chimiques du magnésium (Mg) à l'uranium (U) présents dans le sédiment. Les mesures de fluorescence X ont été réalisées tous les centimètres sauf pour les niveaux les plus grossiers pour lesquels le fonctionnement de l'appareil n'est pas adapté. L'appareil a effectué les mesures pendant 30 secondes pour chaque échantillon à deux niveaux d'énergie (10 et 30 keV). La fenêtre de mesure est de 5 x 10 mm. Les 22 éléments suivant ont été semi quantifiés : Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Ru, Pd, Cd et In. La mesure des éléments de l'aluminium au fer a été extraite à 10 keV et celle du nickel à l'indium à 30 keV.

IV.C. Stratigraphie

IV.C.1. Faciès géophysiques

IV.C.1.a. *Chirp*

Des données sismiques haute résolution (Sparker) et très haute résolution (Boomer) sont disponibles à proximité directe de l'estuaire de la Vilaine (Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006; Menier *et al.*, In press; Sorrel *et al.*, soumis). Ces données ont servi à reconstruire la géométrie, la séquence des dépôts et la nature des dépôts holocènes dans le réseau incisé de la baie de Vilaine. Les profils acquis au boomer en 2002 ont été numériquement réexploités en combinaison avec les nouvelles acquisitions au chirp (2008). La qualité des données sismiques est variable. Les profils sont de très bonne qualité dans les parties les plus externes de l'estuaire. En revanche plus on s'approche de l'estuaire, plus le signal sismique est masqué par du gaz issu de la dégradation de la matière organique contenue dans le sédiment (Garcia-Gil *et al.*, 2002; Baltzer *et al.*, 2005; Bertin and Chaumillon, 2005; Roussel *et al.*, 2009). Tous les profils sismiques obtenus dans l'estuaire sont perturbés par la présence de gaz qui empêche de visualiser le socle et le remplissage. Cependant plusieurs faciès et surfaces acoustiques ont été reconnus ce qui a permis de distinguer cinq unités sismiques (nommées U1 à U5). Ces unités constituent le remplissage sédimentaire au dessus du substratum rocheux nommé U0 (Figure IV.7 et Figure IV.8).

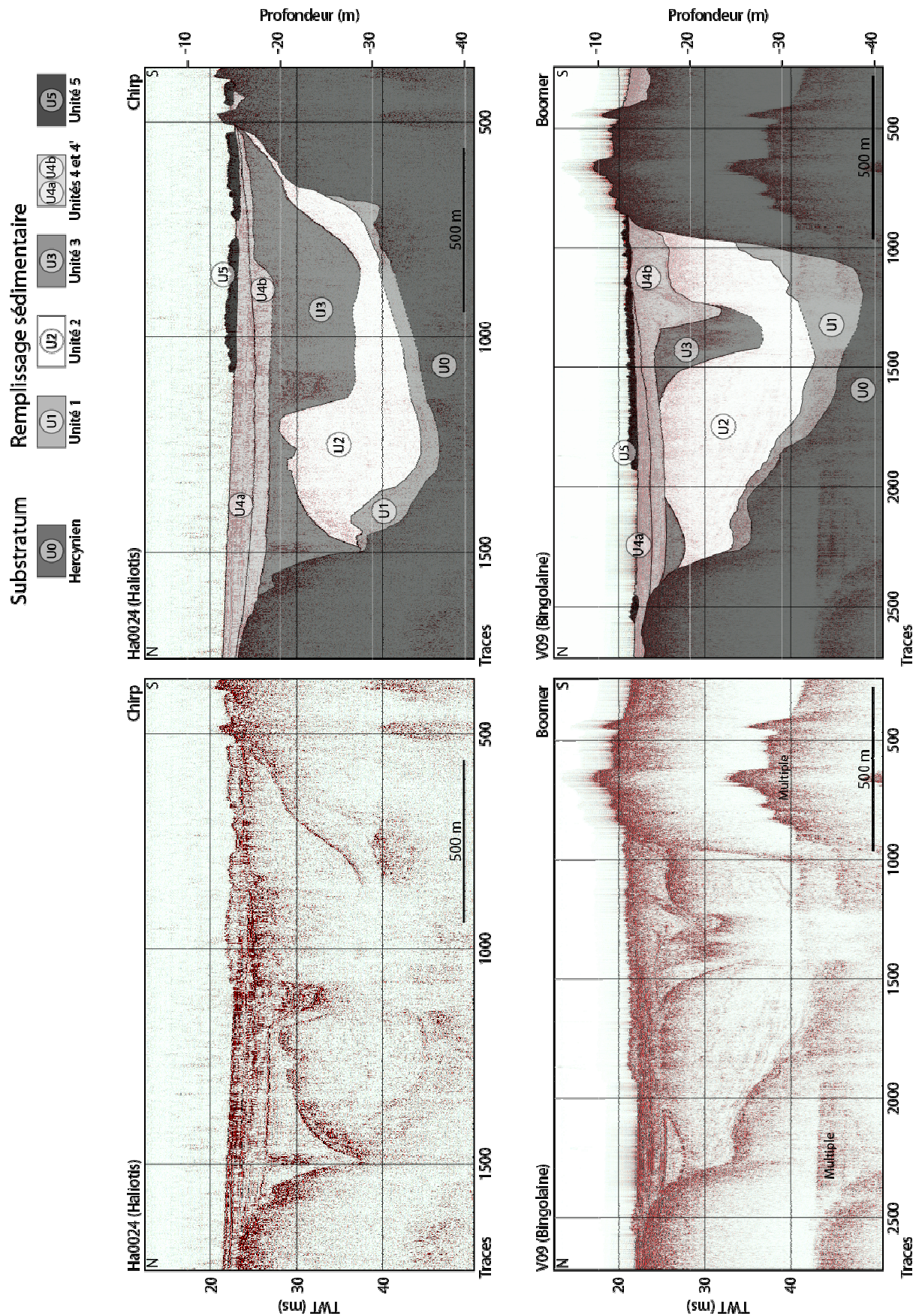


Figure IV.7 : Unités acoustiques du remplissage sédimentaire de la paléoVilaine. Ont été tirés comme exemples : le profil chirp Ha0024 de la mission Haliotis (2008) et le profil boomer V09 de la mission Bingolaine (2002).

	Unit	Facies	Illustration		Continuity	Amplitude	Frequency	Reflectors configuration	Interpretation
			Chirp	Boomer					
Valley sediment infilling	U5	Fs5			Low	Low	Low	Aggradant parallel to sigmoid	Pure mud, with locally intense bioturbation
	U4	Fs4a			Medium	High	Medium	Aggradant parallel to sigmoid	Offshore marine muds with storm layers
		Fs4b			Medium	Medium	Medium	Aggradant parallel	Offshore marine muds
	U3	Fs3a			High	Medium to High	Medium to High	Sigmoid aggradante parallel	Estuarine tidal-flat to tidal channels
		Fs3b			Medium to Low	Low	Low	Aggradant parallel	
	U2	Fs2			Low	Low	Low	Chaotic to aggradant	Internal mudflat in ria type valley
	U1	Fs1			Medium	Medium to High	Medium	Chaotic to progradant	Fluvial sandy channels
Substratum	U0	Fs0			Low	High	Medium	Chaotic	Hercynian basement

Figure IV.8 : Caractéristiques des faciès acoustiques et unités sismiques, et leur interprétation en terme d'environnement de dépôt.

L'unité U0 du substratum rocheux est caractérisée par un faciès transparent Fs0 causé par la non pénétration du signal acoustique. Le socle micachisteux constitue le soubassement du réseau incisé de la paléo-Vilaine.

L'unité U1 repose sur l'unité U0. Son épaisseur acoustique varie entre 5 et 8 ms TWTT (soit 4,5 à 7 m). Elle est reconnue principalement au niveau de l'anse de Suscinio. Elle est limitée à sa base par une surface d'onlap, de downlap ou de concordance et au sommet par une surface de troncature assez irrégulière de forte amplitude. La surface de base présente localement une morphologie de vallées à fonds plats à arrondies, très encaissées, dont les rebords sont parfois abrupts. Les réflecteurs de U1 montrent une continuité et fréquence moyenne et une amplitude moyenne à forte. La configuration est sigmoïdale à parallèle. Les caractéristiques acoustiques de ce faciès Fs1 suggèrent des lithologies à granulométrie moyenne à grossière mises en place dans un environnement agité à fortement agité, amenant Proust *et al.* (2001) à interpréter U1 comme des chenaux fluviaux. Cette unité n'a jamais été atteinte par carottage.

L'unité U2 repose sur les unités U0 et U1. Son épaisseur varie de 5 à 20 ms TWTT (soit 4,5 à 18 m). Elle est limitée à sa base par une surface d'onlap, de downlap ou de concordance, et au sommet par une surface de troncature irrégulière. Elle est composée par le faciès Fs2 caractérisé par des réflecteurs à continuité, amplitude et fréquence faible, évoluant latéralement à une continuité et amplitude plus fortes. La configuration est parallèle à sub-parallèle (géométrie aggradante). Ces caractéristiques acoustiques ont été interprétées comme correspondant à des dépôts fins caractéristiques d'un environnement de faible énergie comme un fond de baie ou un estuaire.

L'unité U3 repose sur les unités U0 et U2. Son épaisseur acoustique atteint au maximum 15 ms TWTT (soit 13,5 m environ). Elle est limitée à la base par une surface d'onlap, ou de concordance caractérisée par des formes chenalisantes à fonds arrondis et à rebords émoussés. U3 est tronquée au sommet par une surface plane, base de l'unité U4. Latéralement les chenaux peuvent passer à des géométries plus planes. Deux faciès sismiques la composent (Fs3a et Fs3b, cf. Figure IV.8 et Figure IV.7), interprétés respectivement comme des dépôts de replats de marée et des dépôts plus grossiers de chenaux tidaux

L'unité U4 repose sur les unités U0, U2 et U3. Son épaisseur peut atteindre 20 ms TWTT (soit 18 m). Elle est étendue sur toute la zone d'étude. Son sommet correspond au fond marin actuel ou localement à la base de l'unité U5. U4 est composée de deux faciès acoustiques. Le faciès Fs4a est caractérisé par des réflecteurs plans parallèles à continuité et fréquence moyennes à fortes et à amplitude forte. Le faciès Fs4b est caractérisé par des réflecteurs plans parallèles à continuité et fréquence moyennes à fortes et à amplitude moyenne.

L'unité U5 repose sur l'unité U4, voire très localement directement sur U01. Son épaisseur n'excède pas 1-2 ms TWTT soit environ 0.9 – 1.8 m. Elle n'est présente qu'au Sud de l'anse de Suscinio. Son faciès acoustique se distingue par des réflecteurs chaotiques à amplitude faible. La surface de base de U5 est une surface concordante. Sa surface sommitale correspond au fond sédimentaire et se caractérise par un aspect très irrégulier. Les prélèvements à la benne montrent qu'il s'agit de vase noire, localement colonisée intensément par des tubes de crustacés amphipodes du genre *Haploops*.

Ces unités ont été décrites dans des études précédentes (Proust *et al.*, 2001; Menier *et al.*, 2010). Les zones acoustiquement turbides sont localisées essentiellement dans le fond des paléovallées et lorsque U2 et U3 sont particulièrement bien développées. Le gaz est très présent dans l'unité 4 à proximité de l'estuaire et en tout lieu dans l'estuaire. La formation de méthane à partir de sédiments riches en matière organique est un processus commun des milieux côtiers (Baltzer *et al.*, 2005; Bertin and Chaumillon, 2005).

IV.C.1.b. Tomographie électrique

Des tomographies électriques ont été levées pour la première fois dans l'estuaire. Etant donné la localisation des mesures, les accumulations sédimentaires sont gorgées d'eau saumâtre. Or l'eau associée au sel est un excellent conducteur électrique. La propagation du courant est très certainement facilitée. Trois domaines de résistivité électriques exprimés en ohm mètre ont été identifiés (Fe0, Fe1 et Fe2) (Figure IV.2).

Le faciès électrique Fe0 est identifié à la base des profils Pe1, Pe2 et Pe4 (Figure IV.2). Le domaine de résistivité est compris entre environ 190 et plus de 3000 Ω .m (marron à violet). Il

est localisé en dessous de 10 mètres. La forte résistivité et la position de ce domaine autorisent à penser qu'il s'agit du socle métamorphique.

Le faciès électrique Fe1 est identifié sur l'ensemble des profils. Le domaine de résistivité est compris entre 0 et 190 Ω .m (bleu à vert). Il est localisé depuis le faciès Fe0 jusqu'à la surface. La faible résistivité et les domaines sédimentaires traversés en surface, indiquent des terrains sablo-argileux gorgés d'eau saumâtre.

Le faciès électrique Fe2 est identifié au sommet des profils Pe1, Pe2 et Pe4 (Figure IV.2). Le domaine de résistivité est compris entre environ 190 et plus de 3000 Ω .m (marron à violet). Il est localisé entre 0 et 7 mètres. La forte résistivité les domaines sédimentaires traversés en surface indiquent qu'il s'agit de cordons sablo-coquilliers secs.

On notera que le profil Pe3 montre une bonne conductivité sur 22 mètres de profondeur. La géomorphologie indique que le profil est situé entre l'île du Grand Sécé et la côte rocheuse. De plus des témoignages d'ostréiculteurs locaux nous ont révélé que quelques dizaines d'années auparavant, il y avait moins d'un mètre de vase accumulé. Il était alors possible de se déplacer au même endroit sur un épandage de galets. Il semble que le résultat obtenu pour ce profil soit à prendre avec précaution.

IV.C.2. Faciès sédimentaires

La description lithologique des carottes sédimentaires prélevées dans l'estuaire montre une granulométrie variée à dominance silto argileuse. Peu de structures sédimentaires ont été observées pour les sondages prélevés au carottier russe. Ceci est dû à deux raisons principales. La première est que l'outil perturbe de façon importante le sédiment. La seconde est que la description a été faite sur sédiment sec ce qui a empêché tout rafraîchissement de la surface de la carotte. De grands intervalles argilo silteux ou silto argileux constituent la majeure partie des carottes. Des niveaux grossiers pluridécimétriques ont été observés. Les différents faciès ont tous été interprétés en terme d'environnements de dépôts peu profonds côtiers (Figure IV.9 et Figure IV.10).

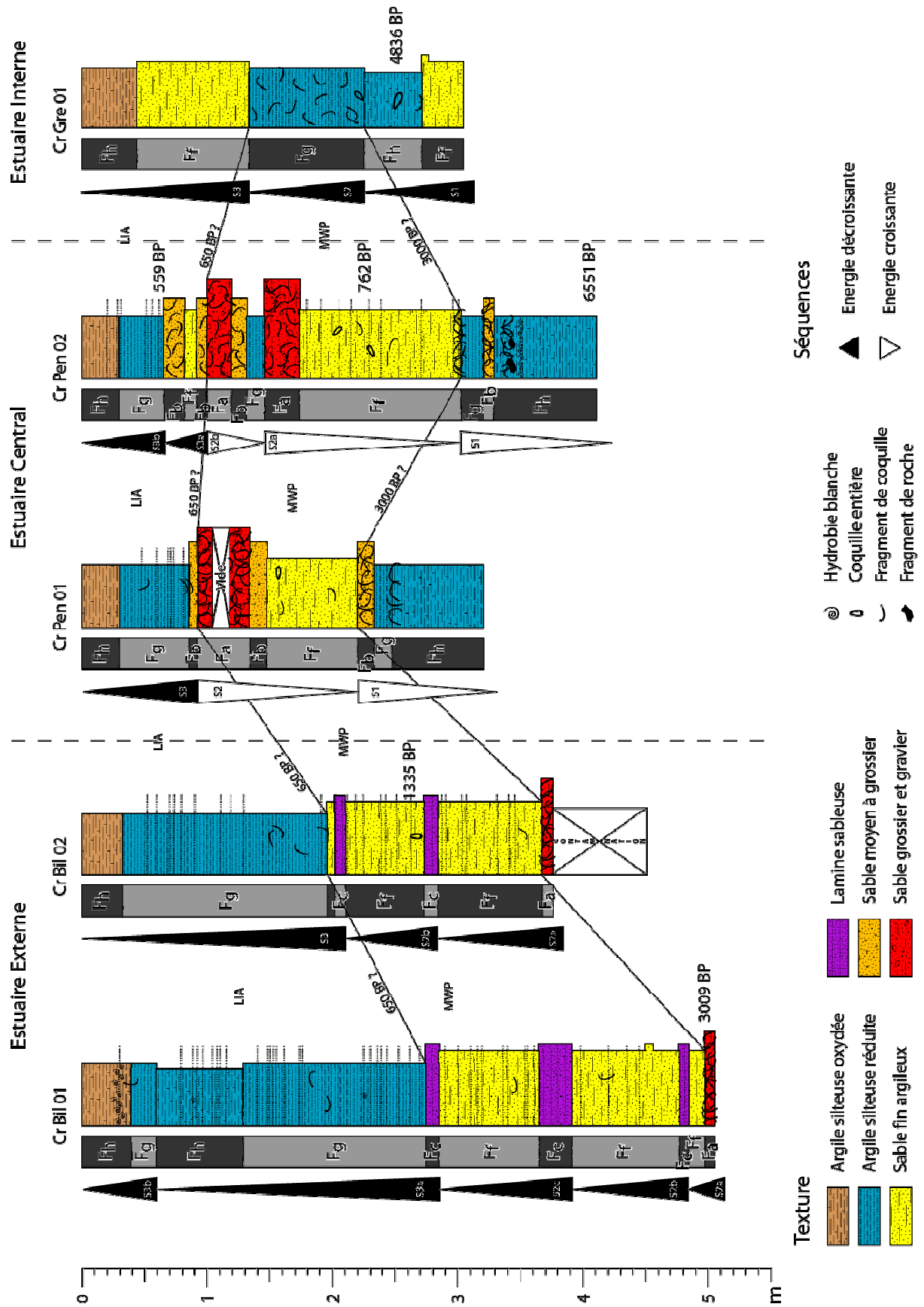


Figure IV.9 : Logs stratigraphiques, faciès sédimentaires, séquences de dépôt et datations AMS des carottes prélevées au carottier russe dans l'estuaire de la Vilaine.

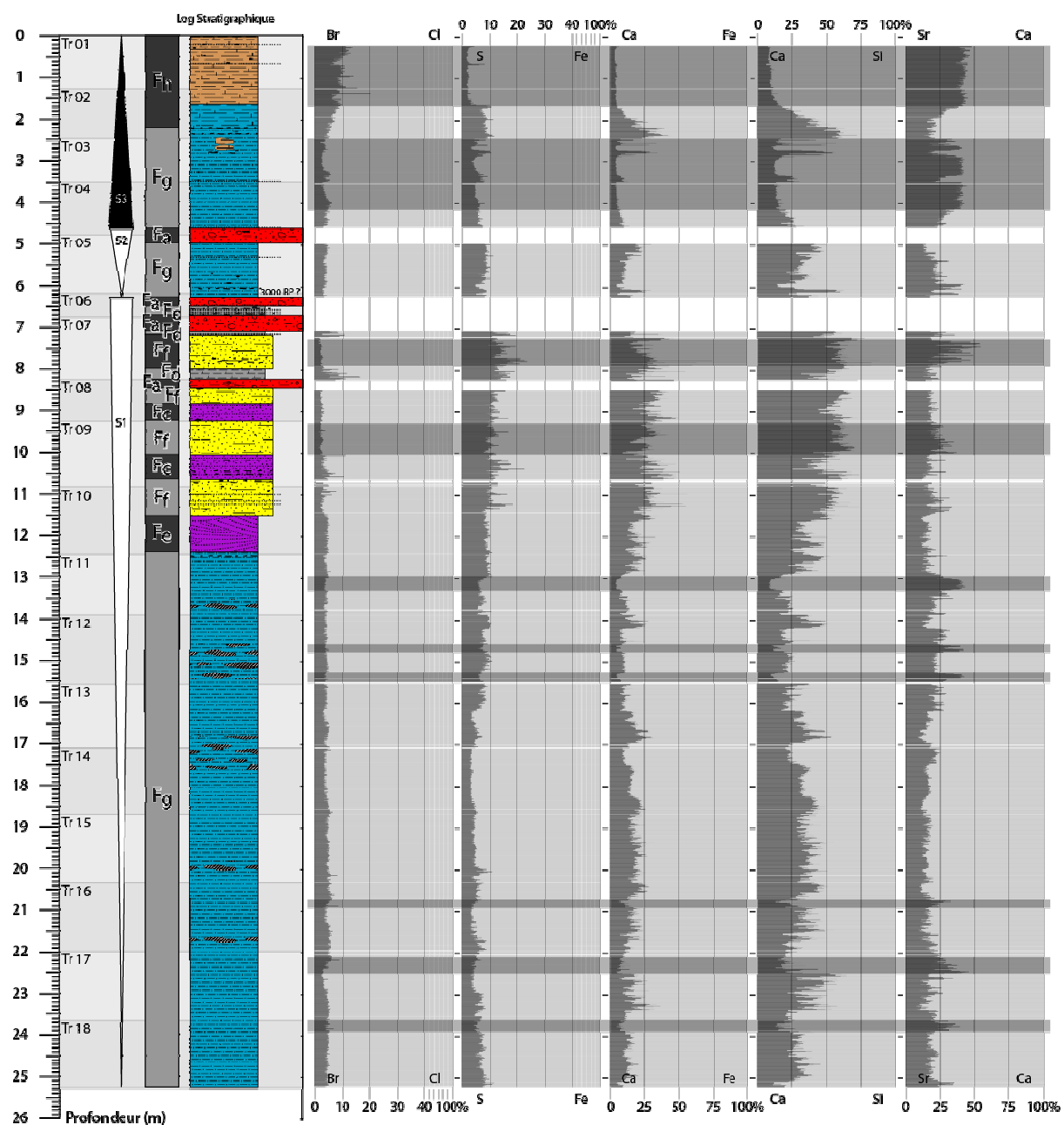


Figure IV.10 : Log stratigraphique, faciès sédimentaires, séquences de dépôt et mesures au Xrf de la carotte Fugro-Bil-01 prélevée en arrière de la flèche sableuse de Bétahon.

Le faciès Fa correspond à un mélange sablo-graveleux à débris coquilliers. Les graviers sont quartzeux et arrondis. Le mélange est hétérogranulométrique sans structures. Ces dépôts reposent généralement sur une masse silto-argileuse ou sablo-argileux. Ce sédiment s'est déposé dans un contexte hydrodynamique de forte énergie semblable à celui observé aujourd'hui dans l'estuaire sur le schorre et à l'arrière de cordons sableux. Il est

interprété comme un épandage clastique de type chenier ou lobe de dépôts de tempête. Ce faciès est présent dans les carottes Fugro-Bil-01, Cr-Bil-01/02 et Cr-Pen-01/02.

Le faciès Fb est constitué d'un sable moyen à grossier et de débris coquilliers de même dimension. Aucune structure sédimentaire n'a été observée. Ces dépôts peuvent précéder et/ou succéder le faciès Fa. Le contexte hydrodynamique est de forte énergie mais moindre que pour le faciès Fa. Ce faciès est interprété comme un banc sableux de type plage ou, lorsqu'il est isolé au sein d'une masse argilo silteuse, un banc sableux isolé sur la slikke. Ce faciès est uniquement rencontré dans les carottes Cr-Pen-01/02.

Le faciès Fc est formé d'un sable fin à moyen micacé. Il se présente sous forme de lamines millimétriques (Cr-Bil-01/02) à centimétriques (Fugro-Bil-01). Ce faciès est localisé généralement au dessus du faciès Ff. Ces lamines traduisent la présence de courants unidirectionnels de marée. Ce faciès est interprété comme un dépôt de fond de chenal de marée ou dépôts de slikke. Les indices sont insuffisants pour parler de tidalites.

Le faciès Fd est rencontré à trois reprises dans la carotte Fugro-Bil-01. Le motif de 3 à 5 cm d'épaisseur se répète en séquences grano-décroissantes traduisant une baisse progressive de l'énergie du milieu. Il s'agit d'une séquence allant d'un sable moyen riche en débris coquilliers de même dimension jusqu'à une argile dont le sommet est très riche en matière organique. Ce faciès est interprété comme des rythmites tidales avec au sommet de chaque séquence le développement d'une flore.

Le faciès Fe n'est rencontré qu'une seule fois sur une épaisseur d'environ 85 cm dans la carotte Fugro-Bil-01 (tronçon 10). Le matériel sédimentaire est constitué d'un sable fin argileux traduisant un milieu de faible à moyenne énergie. La radiographie au Scopix a permis d'identifier des lamines entrecroisées. Ce faciès sédimentaire est interprété comme étant un dépôt sablo-argileux de baie soumis à l'action des houles.

Le faciès Ff : Il est formé d'un sable argileux entrecoupé par des lamines de sable à micas blancs. Il ne présente pas d'organisation spécifique. Il contient des débris coquilliers, voire des coquilles dont les valves sont restées intactes. Le faciès reflète un environnement d'énergie modérée. Il est interprété comme un environnement subtidal ou de dépôt de chenal de marée.

Le faciès Fg correspond à une argile silteuse entrecoupée par des lamines de sable fin micacé. Aucune structure sédimentaire n'y est observée sauf pour la carotte Fugro-Bil-01 où l'ichnofaciès à *Cruziana* est visible. Quelques débris coquilliers sont présents. Ce faciès traduit un milieu marin ouvert de faible énergie. Il est interprété comme un milieu de baie fermée, protégé de l'action des houles.

Le faciès Fh est composé d'une argile riche en débris organiques (racines) traduisant un milieu de faible énergie. Il est rencontré au sommet de toutes les carottes. On le rencontre également au sein de la colonne sédimentaire (Cr-Bil-01, Cr-Pen-01/02 et Cr-Gre-01). Les rares débris coquilliers se rencontrent sous forme de lits de coquilles d'hydrobies blanchies ou de lits de débris coquilliers non identifiés. Ce faciès est interprété comme environnement sédimentaire appartenant au domaine du schorre.

IV.C.3. Faciès géochimiques

La carotte Fugro-Bil01 a fait l'objet d'une étude particulière au Xrf où 22 éléments ont été semi-quantifiés. Cinq couples d'élément ont été mis en exergue. L'analyse par couple permet de s'affranchir des variations de la porosité et de la teneur en eau du sédiment qui sont deux facteurs qui altèrent les mesures (Tjallingii *et al.*, 2007). Chaque élément est exprimé en pourcentage par rapport à l'autre élément couple mesuré (Figure IV.10).

Le couple brome (Br) et chlore (Cl) a été identifié dans la littérature comme indicateur de matière organique d'origine marine (Mayer *et al.*, 2007; Ziegler *et al.*, 2008). Le brome et le chlore sont essentiellement présents dans l'eau de mer sous forme de bromure de potassium, bromure et chlorure de sodium. L'enrichissement en brome a été remarqué dans les sapropèles. Il s'agit d'un sédiment fin contenant de la matière organique qui s'est transformée sous l'action de bactéries anaérobies dans le milieu réducteur formé par les fonds d'eaux calmes produisant du méthane et de l'hydrogène sulfuré en particulier (Thomson *et al.*, 2006).

Exceptés trois niveaux, le rapport Br / Cl est relativement constant sur toute la longueur de la carotte (environ 4% de Br pour 96% de Cl). Les trois niveaux particulièrement riches en Br ($\geq 10\%$) correspondent aux faciès des tidalites (Fd) et des schorres (Fh).

Le couple soufre (S) et fer (Fe) identifie les niveaux réduits riches en sulfure de fer FeS₂ (Pyrite) et les niveaux oxydés où le fer est non complexé au soufre (Richter *et al.*, 2006). Le soufre est présent sous deux formes principales : le sulfure d'hydrogène H₂S sous forme de gaz et la pyrite sous forme solide. Elles résultent de la décomposition bactérienne anaérobie de la matière organique.

Le premier mètre soixante de la carotte Fugro-Bil01 est particulièrement pauvre en soufre ($\leq 2\%$). Il correspond exactement à la portion de la carotte de couleur brune et confirme l'état oxydé du sédiment. De 1,60 m à 16,20 m, correspond à la zone la plus riche en soufre ($\geq 10\%$) atteignant des valeurs supérieures à 20% dans la zone centrale (6,50 à 11,50 m). Cette zone centrale correspond aux tronçons 7 à 10 dégageant une odeur nauséabonde et indiquant la présence de H₂S gazeux. Cette zone maximale correspond aussi à la section de carotte où la granulométrie est la plus grossière. La porosité du sédiment offre un réservoir au sulfure d'hydrogène gazeux.

Le couple calcium (Ca) et fer (Fe) est utilisé dans la littérature comme indicateur du rapport des carbonates biogènes et des argiles détritiques (Croudace *et al.*, 2006; Rothwell *et al.*, 2006). Il fonctionne de la même manière que le couple calcium (Ca)/Silicium (Si). Les teneur en Fe et Si signalent les apports terrigènes tandis que les carbonates reflètent les apports biogènes produits dans le milieu marin. Le fer est retrouvé dans les minéraux ferromagnésiens tels que les micas. Le silicium est l'élément majeur des quartz bien représentés dans les sables.

Le premier mètre soixante est relativement pauvre en Ca par rapport aux teneurs en Fe et Si. Il correspond à la zone oxydée précédemment décrite. A partir de 1,60 m, la teneur en Ca croît régulièrement jusqu'à 2,50 m et chute brutalement. La teneur en Ca ne progresse à nouveau qu'à partir de 4,10 mètres jusqu'à 13 mètres où elle atteint jusqu'à 50%/Fe et 75%/Si. En dessous de 13 mètres la teneur en calcium oscille dans des valeurs 25% inférieures.

Le couple Strontium (Sr) et Calcium (Ca) reflète l'enrichissement des carbonates en aragonite (Croudace *et al.*, 2006; Richter *et al.*, 2006; Rothwell *et al.*, 2006). De par sa taille, le strontium n'est accepté que dans les réseaux cristallins orthorhombiques de l'aragonite.

L'aragonite est produite dans les milieux évaporitiques de la zone vadose (Cojan and Renard, 2006).

Deux niveaux particulièrement riches en Sr ont été identifiés. Il s'agit du premier mètre soixante et entre 2,50 et 4,10 mètres. Par rapport au Ca, la teneur s'élève à 40%.

IV.D. Discussion : géométrie, nature et chronologie du remplissage

IV.D.1. Morphologie du socle

- Sismique

L'étude des profils sismiques des missions Haliotis (2008) et Bingolaine (2002) a permis de redessiner la morphologie du socle de la paléovilaine (Figure IV.11). L'incision atteint un maximum d'environ 35 mètres sous le niveau 0 actuel des mers.

- Tomographie

L'étude des profils de tomographie électrique, notamment le profil Pe4, indique une profondeur d'incision allant au-delà des 22 mètres. La position de l'incision par rapport à la géomorphologie locale de surface du socle métamorphique soutient l'hypothèse du passage d'une paléovallée au niveau actuel des marais de Bétahon.

- Forages

L'estuaire de la Vilaine est particulièrement mal imagé par la sismique à cause de la présence de gaz. Néanmoins, les projets de construction du Barrage d'Arzal et d'aménagement des rives du fleuve apportent des informations sur la profondeur d'incision, travaux réalisés par la DDE de 1960 à 1980. La progression des forages indique que l'incision peut atteindre 37 mètres sous le 0 marin au niveau du barrage d'Arzal (estuaire interne) et vraisemblablement bien plus de 29 mètres au niveau de la cale du Moustoir (limite de l'estuaire interne et central). Le forage Fugro-Bil-01 (estuaire externe) n'a pas atteint le socle à la cote -20 m sous le niveau 0 du niveau marin actuel (Figure IV.12 et Figure IV.13).

L'étude des profils sismiques indique une incision maximale de 35 mètres sous le 0 m du niveau marin actuel dans la Baie. L'étude des profils de tomographie électrique mais aussi les cotes ayant été atteintes par les forages montrent que l'incision est supérieure à -20 mètres dans l'estuaire interne. L'incision est bien au-delà de -30 mètres à la limite de l'estuaire central et interne, et atteint un maximum de -37 m dans l'estuaire interne. Les profondeurs d'incision de la baie et de l'estuaire sont donc tout à fait comparables.

De plus, Les isobathes du socle confirment la direction des écoulements du fleuve qui passent au Nord du Plateau de la Recherche en direction de la presqu'île de Quiberon (Proust *et al.*, 2001; Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006; Menier *et al.*, In press). Enfin, la partie Sud de la paléovallée de la Vilaine semble être largement ouverte sur le bassin versant de l'Artimon.

Vallée incisée de la paléo-Vilaine

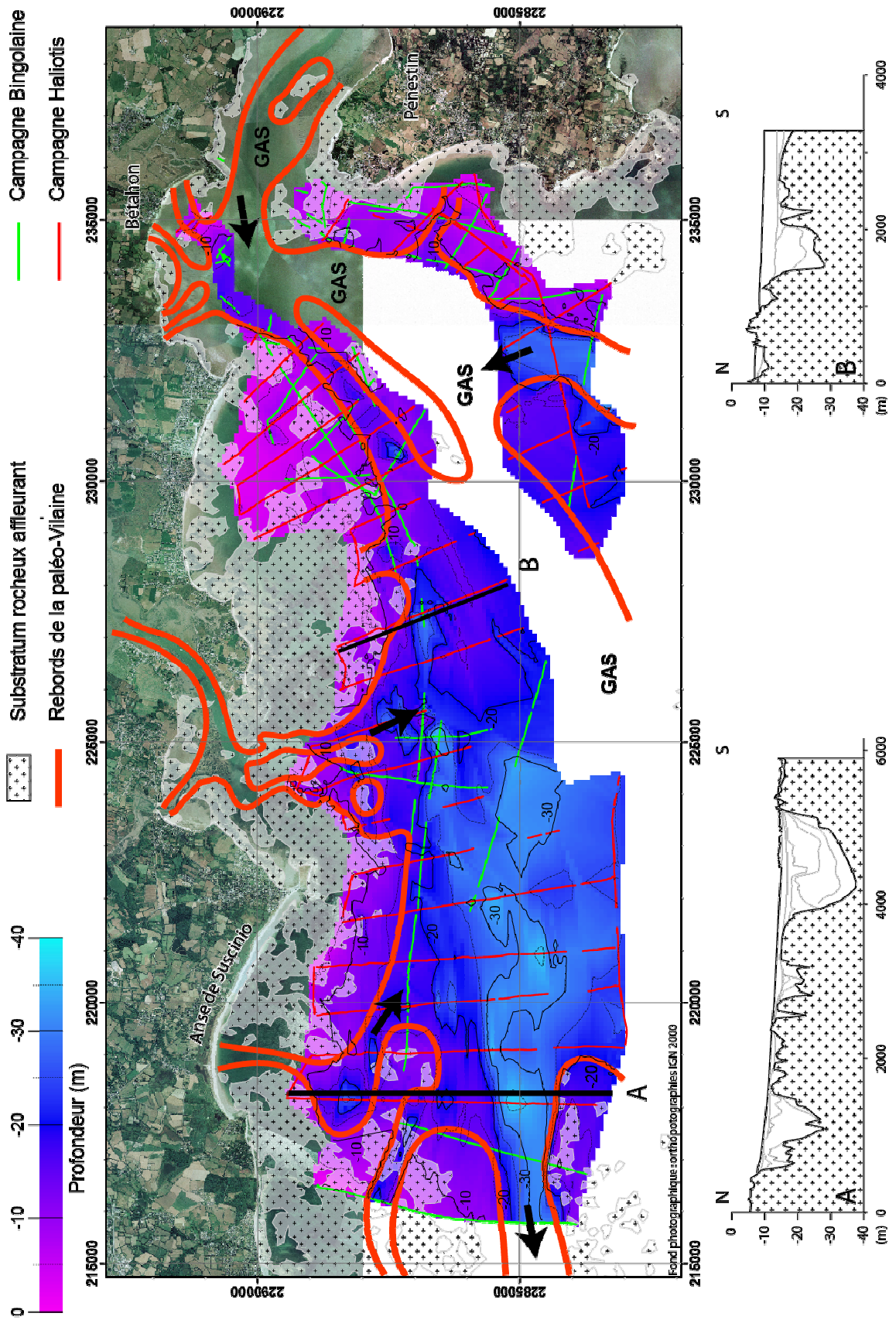


Figure IV.11 : Modèle numérique de terrain représentant le socle métamorphique de la paléo-Vilaine

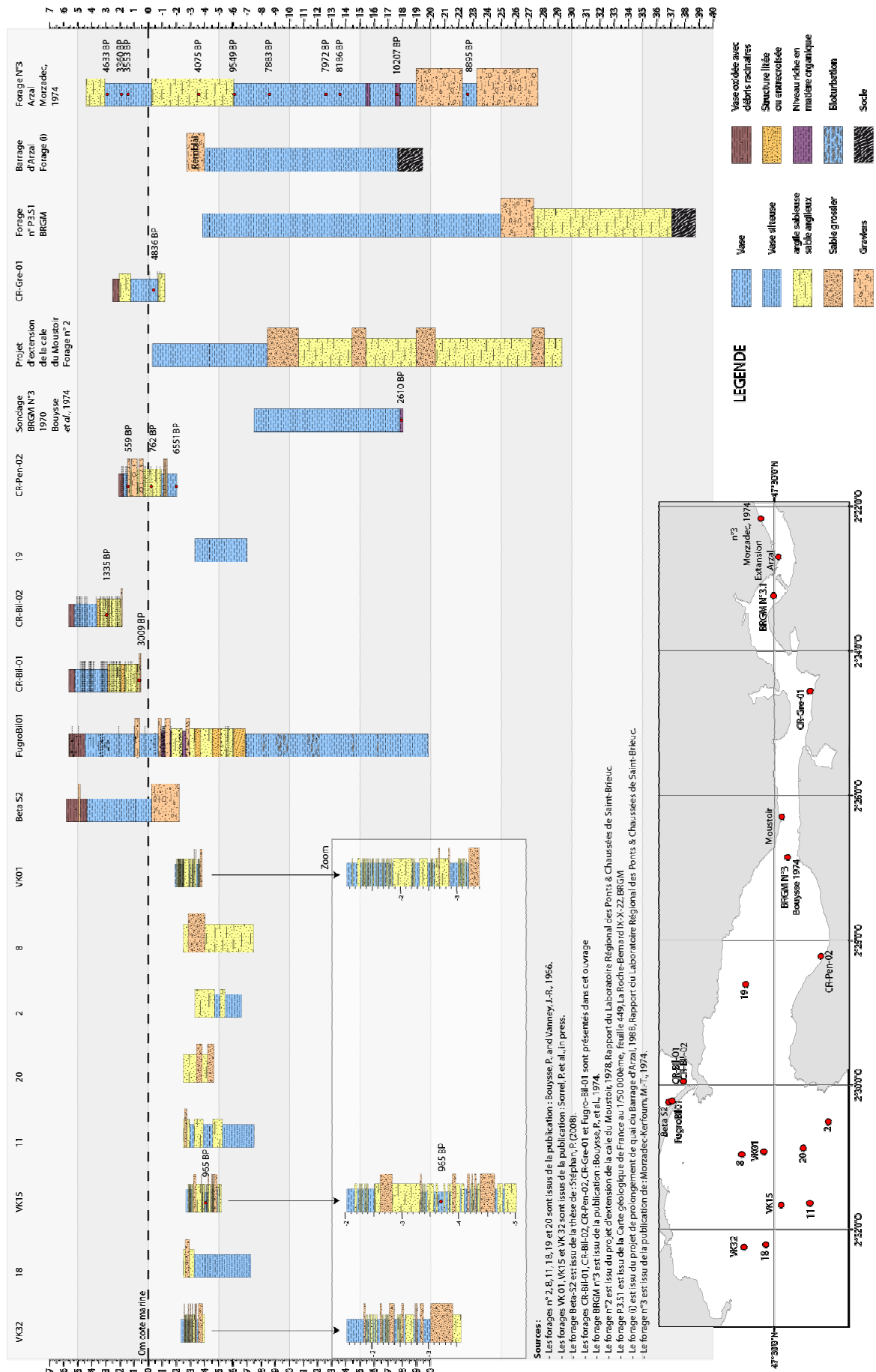


Figure IV.12 : Synthèse des sondages réalisés dans l'estuaire de la Vilaine depuis les années 1960.

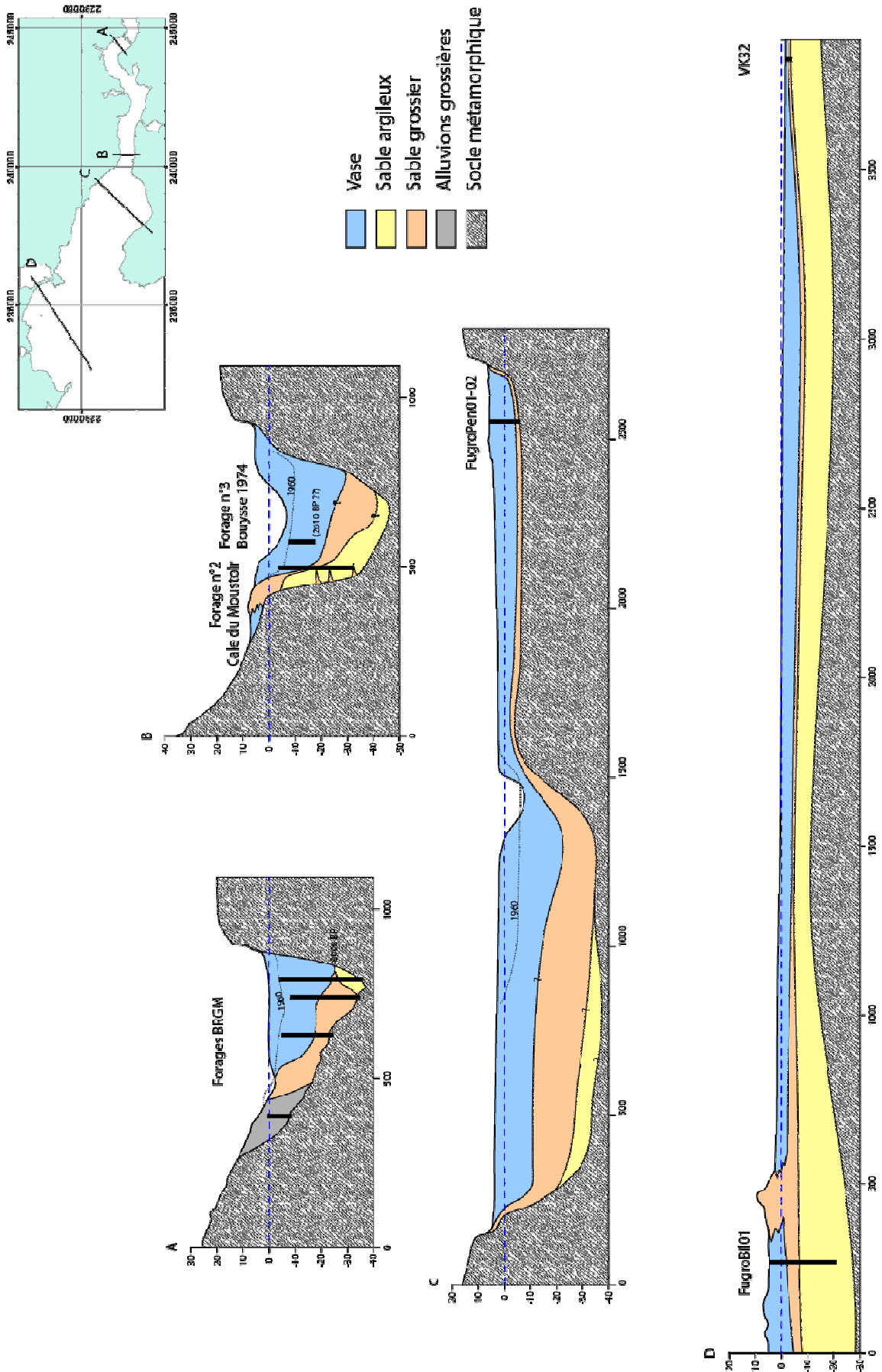


Figure IV.13 : Modèle de remplissage de la vallée de la Vilaine. Nature et architecture des séquences sédimentaires à partir des données de sondages et géophysiques.

IV.D.2. Géométrie et nature du remplissage

- Faciès sismiques

Comme l'ont montré plusieurs auteurs (Menier *et al.*, In press; Sorrel *et al.*, soumis) le remplissage de la baie est composé de quatre unités sismiques majeures.

La première unité U1 n'est apparente que dans la baie, au niveau du plateau de la recherche notamment. U1 n'a pas été identifiée à proximité de l'estuaire.

Seules U2, U3 et U4 ont été observées dans l'estuaire externe (Sorrel et al., soumis). Trois unités acoustiques majeures constituent ainsi le remplissage de l'estuaire. Le faciès de U2 traduit des dépôts fins caractéristiques d'un environnement de faible énergie. Les faciès de U3 traduisent des dépôts grossiers de chenaux tidaux (Fs3a) ou des sédiments relativement plus fins de replats de marée (Fs3b). Une analyse plus fine des profils sismiques du centre de la baie (Ha0024 et V09) permet de subdiviser l'unité U4 en deux faciès : Fs4a et Fs4b. Le faciès Fs4a présente des amplitudes de signal plus faibles que pour le faciès Fs4b. Ceci semble traduire un sédiment plus fin pour Fs4a et plus grossier et lité pour Fs4b. Au sein de l'unité U4, la partie supérieure de l'unité traduit un dépôt davantage soumis aux événements de tempête. La portion chenalisée de l'unité U3 est donc la plus grossière et est comprise entre deux faciès sédimentaires plus fins (Fs2 et Fs4a) contenus dans les unités U2 et U4 qui l'encadrent.

L'estuaire n'a pas pu être correctement imagé par la géophysique étant donné la présence importante de gaz. Les zones de gaz masquent soit l'ensemble du remplissage et le socle en raison de leur position sommitale (acoustic blanket), soit elles masquent le socle et une partie du remplissage lorsqu'elles sont situées dans la masse sédimentaire (acoustic curtain). Après observation des profils, les zones où le gaz masque l'enregistrement sédimentaire sont localisées dans l'estuaire. Les zones où le gaz ne masque qu'une partie du remplissage sont localisées dans la baie. Les zones « d'acoustic blanket » correspondent aux dépôts les plus fins et les plus récents (Garcia-Gil *et al.*, 2002). La zone principale de gaz (Figure IV.11) est dans la continuité de celle observée dans la baie (Proust *et al.*, 2001; Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006).

- Faciès sédimentaires

Les sondages réalisés dans le cadre de l'aménagement de l'estuaire traversent l'ensemble ou une grande partie de la colonne sédimentaire.

Les forages effectués à proximité du Barrage d'Arzal (estuaire interne) ainsi que ceux réalisés dans le cadre du projet d'extension de la cale du Moustoir (à la limite entre estuaire interne et central), traversent trois faciès distincts, de la base au sommet :

De la base vers le sommet :

- Un faciès argileux que l'on pourrait faire correspondre au faciès acoustique Fs2 de l'unité U2 (dépôts fins caractéristiques d'un environnement de faible énergie).

- Un faciès argilo-sablo-graveleux associé au faciès Fs3a de l'unité U3 (dépôts grossiers de chenaux tidaux).

- Un faciès argilo-silteux pouvant correspondre au faciès Es4b de l'unité U4 (argiles avec niveaux de tempête). Les niveaux de tempêtes seraient absents en raison de la situation abritée de l'estuaire.

L'analyse du sédiment appartenant au faciès de base du carottage n°3 a révélé la présence de *Jadammina macrescens*, espèce typique du schorre (Figure IV.4) (Horton and Edwards, 2006). Tous les autres échantillons de la colonne sédimentaire contiennent des foraminifères des milieux saumâtres.

Les forages réalisés sur la bordure estuarienne décrivent deux à trois séquences énergétiques de dépôt.

- La première Séquence S1 est visible sur les carottes Cr-Pen-01/02, Cr-Gre-01 (Figure IV.9) et Fugro-Bil-01 (Figure IV.10). Les faciès sédimentaires de granulométrie assez fine Ff, Fg et Fh sont exprimés. Ils traduisent une énergie de dépôt faible.

- La séquence S2, est subdivisée en S2a, S2b et S2c selon les cas. Le matériel sédimentaire qui compose cette séquence est plus grossier. Il correspond aux faciès sédimentaires Fa, Fb, Fc et Ff. L'énergie de dépôt est plus forte que pour la première séquence (Figure IV.9 et Figure IV.10).

- Une troisième et dernière séquence scelle les deux précédentes. Le matériel sédimentaire s'affine de nouveau. Les faciès Ff, Fg et Fh sont présents, les deux derniers étant les plus représentés. Ils traduisent un retour à des conditions énergétiques plus faibles (Figure IV.9 et Figure IV.10).

Les faciès acoustiques montrent une alternance de dépôts relativement fins et grossiers l'un par rapport à l'autre : Fs2 : fin ; Fs3a : grossier ; Fs4b : fin ; Fs4a : grossier et Fs5 : fin. Les faciès sédimentaires présentent la même succession (fin, grossier). La succession des dépôts est ainsi identique dans la baie comme dans l'estuaire. La datation des dépôts va permettre de faire correspondre les unités sismiques aux séquences sédimentaires.

IV.D.3. Chronologie du remplissage

Une datation au ^{14}C sur des débris de lamellibranches fournit un âge de 8110 ± 200 ans BP à 24 à 23 mètres sous le niveau marin actuel au centre de la Baie de Vilaine. Ce niveau marque le début de la transgression holocène dans la baie (Bouysse *et al.*, 1974). La datation effectuée au cours de cette thèse sur le sédiment du forage n°3 (Morzadec-Kerfourn, 1974) entre 22 et 23 mètres au dessous du zéro hydrographique actuel dans l'estuaire interne, indique un âge de 8895 ± 67 ans, soit 7901 - 8854 BP Cal BP. Les foraminifères présents dans ce même sédiment indiquent des conditions estuariennes à proximité d'un schorre (*Jadammina Macrescens*) (Figure IV.4). Le sédiment analysé est compris entre deux niveaux de sable et galets ; les galets proviennent du remaniement des formations plio-pléistocènes antérieures (Morzadec-Kerfourn, 1974). Ce niveau ressemble beaucoup à l'unité U1 et pourrait correspondre au niveau de galets de la carotte C5 situé juste en dessous du niveau à débris de lamellibranches (Bouysse *et al.*, 1974).

La concordance entre l'altitude, l'âge, le milieu de dépôt de ces deux échantillons montre que l'inondation de la baie et de l'estuaire s'est effectuée à la même époque, sans décalage temporaire majeur.

La base de U4 est datée à environ 5700 ans BP (Sorrel *et al.*, soumis). Les argiles marines (U4) se sont déposées durant la décélération de la hausse du niveau marin entre 5700 et 2000 ans BP. Le changement de régime de sédimentation (Fs4a Fs4b) a lieu vers 3000 dans la baie et 2000 ans BP près de l'estuaire (Sorrel *et al.*, soumis).

Les datations AMS obtenues pour les carottages sédimentaires permettent de corréler les séquences énergétiques entre elles. Ne disposant d'aucune datation pour la carotte Fugro-bil-01, la corrélation est plus incertaine. Les datations AMS obtenues pour la séquence 1 sont toutes antérieures à 4000 ans BP. La datation 3009 ans BP obtenue pour la carotte Cr-Bil-01 se situe juste au dessus d'un niveau grossier à graviers (faciès Fa) qu'il a été impossible de pénétrer davantage étant donné l'épaisseur de la couche. Ce niveau marque la base de la séquence S2. Les datations AMS obtenues pour la séquence 2 sont 1335 ans BP et 762 ans BP. La datation obtenue pour la séquence S1 est 559 ans BP.

L'ensemble des dates obtenues pour les faciès acoustiques et les séquences sédimentaires permettent de les corréler entre eux. Ainsi nous faisons correspondre la séquence S1 au faciès acoustique Fs4b dont la limite temporelle supérieure est estimée à 3000 ans BP. Nous faisons correspondre la séquence S2 de granulométrie plus grossière au faciès acoustique Fs4a (qui comprend les événements de tempêtes). La limite temporelle supérieure est estimée à 650 ans BP. Enfin de 650 ans BP à l'actuel, nous faisons correspondre la séquence S3 à l'unité acoustique U5. U5 est l'unité la plus faiblement représentée de la baie avec un maximum d'épaisseur de 1,8 m près de l'estuaire (Menier *et al.*, 2010).

La corrélation temporelle entre les faciès acoustiques et les faciès sédimentaires reconnus par les carottiers russes montre une continuité des unités sismiques U4 et U5 entre le domaine de la baie et l'estuaire. Les datations permettent donc d'affirmer que les séquences sédimentaires se sont déposées de façon synchrone dans la baie et l'estuaire.

En complétant ces résultats par des données de carottage issues de la bibliographie (

Tableau IV.d), il est possible de retrouver dans les dépôts sédimentaires la succession des unités U1 à U5 jusque dans les marais de Massérac, au niveau du Lac de Murin (Figure IV.14). L'analyse pollinique des dépôts sédimentaires de la carotte de Massérac indique une intrusion saline vers 6000 BP (Penven *et al.*, 2008).

D'autre part courbe de remontée du niveau marin de Lambek (Lambeck, 1997), indique un niveau d'eau situé, il y a 6000 ans, entre 5 et 10 m sous le niveau moyen actuel.

Il y a donc concordance entre les travaux de Penven et de Lambek.

L'ensemble de ces résultats va dans le sens d'une transgression rapide qui a affecté l'ensemble de l'estuaire jusqu'à 60 km à l'intérieur des terres aujourd'hui.

Tableau IV.d : Synthèse bibliographique des carottes et coupes sédimentaires illustrant le remplissage sédimentaire de la vallée incisée de la Vilaine.

Nom	Longitude	Latitude	Profondeur	Altitude (ign 69)	Altitude du socle (ign 69)	Auteurs / Sources
Carottes						
Massérac 2	1°55.36' W	47°41.05' N	6.25 m	4 m	< -2.25 m	(Penven et al., 2008)
Sondage 18	2°05.38' W	47°37.72' N	20.00 m	5.6 m	≤ -12.40 m	(Morzadec-Kerfourn, 1974)
Sondage 36	2°05.77' W	47°35.88' N	24.00 m	5.6 m	≤ -15.40 m	
Sondage 3	2°22.20' W	47°30.18' N	32.00 m	1.10 m	< -30.00 m	
04195X0003/S1	2°05.77' W	47°35.85' N	27.00 m	3.5 m	≤ -18.90 m	http://ficheinfoterre.brgm.fr
VA 70 n°5	2°40.00' W	47°26.30' N	13.50 m	-16.4 m	< -29.90 m	(Bouysse et al., 1974)
Coupes transversales						
04187X0040/SA3	2°16.71' W	47°34.59' N			≤ -27.13 m	http://ficheinfoterre.brgm.fr
04187X0002/SA	2°18.52' W	47°31.15' N			≤ -30.33 m	http://ficheinfoterre.brgm.fr
P1, P2 & P3	2°23.24' W	47°30.01' N			≤ -40.00 m	(Audren et al., 1975)
S1-S8	2°26.30' W	47°29.88' N			< -35.00 m	DDE

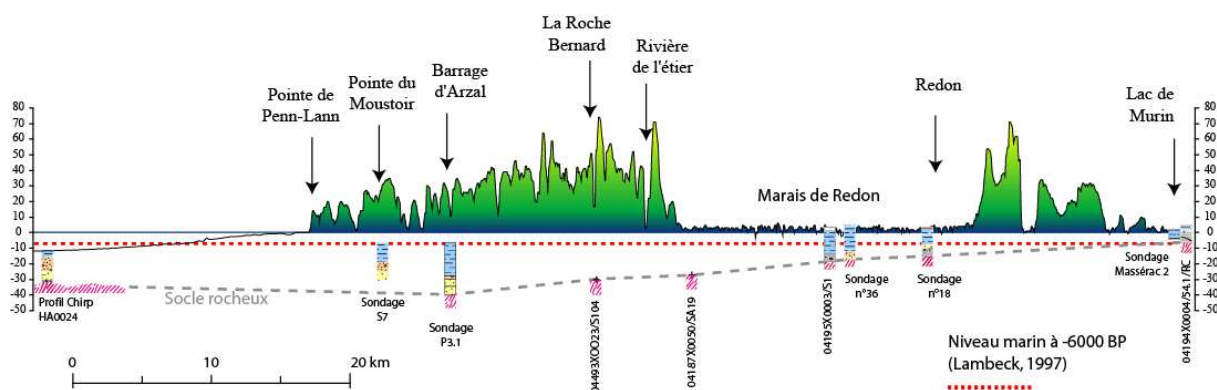


Figure IV.14 : Coupe longitudinale de la vallée incisée de la Vilaine.

IV.D.4. Analyses géochimiques des séquences

De façon générale l'étude géochimique (Figure IV.10) du sédiment de la carotte Fugro-Bil-01 confirme les environnements de dépôts identifiés à partir des faciès sédimentaires.

- Les niveaux particulièrement enrichis en Br par rapport au Cl désignent systématiquement des conditions d'exondation et l'apparition d'un sol. C'est-à-dire au niveau des rythmites tidales et des sédiments riches en débris de racine.

- La teneur très faible en S de 0 à 1,65 m est parfaitement corrélée à la zone brune oxydée du sédiment. La zone est immédiatement suivie par une hausse de la teneur en S. Cette dernière zone est parfaitement corrélée à la zone réduite contenant des débris racinaires (1,65 à 2,60 m). Les niveaux les plus grossiers sont aussi riches en S. Ils collectent vraisemblablement les gaz émis par la dégradation de la matière organique en condition anoxique des milieux plus fins. Nous remarquons que la teneur en S augmente dès la moitié de la séquence S1, traduisant certainement la migration des gaz vers les niveaux plus grossiers. Les niveaux particulièrement riches en S par rapport au Fe indiquent les niveaux réduits pauvres en oxygène (riches en S) et des niveaux oxydés (riches en Fe non complexé au S) plus riches en oxygène et donc ayant eu un contact prolongé avec l'atmosphère.

- Les teneurs particulièrement riches en Ca par rapport au Fe et au Si sont très bien corrélées aux niveaux coquilliers. Ils traduisent un enrichissement des apports bioclastiques d'origine marine du matériel lithoclastique terrigène. Le faciès Fg de la séquence S1 est particulièrement riche et confirme l'environnement marin ouvert suggéré par l'ichnofaciès à *Cruziana*. En revanche, l'appauvrissement très sensible en Ca entre 0 et 1,65 m puis l'enrichissement jusqu'à 2,60 m correspond au domaine riche en débris de racine. Cet appauvrissement est peut-être causé par la dissolution des carbonates (altération chimique) à cause de la présence d'acides humiques et lessivage des carbonates dissous vers la nappe phréatique. Un enrichissement en sables éoliens peut être également envisagé étant donnée la position du forage en arrière de la flèche sableuse de Bétahon.

- Les teneurs particulièrement riches en Sr correspondent systématiquement aux teneurs très faibles en Ca (par rapport au Fe et Si). Le Sr étant le marqueur de l'aragonite, la présence de Sr marque l'enrichissement en aragonite par rapport à la calcite. L'aragonite est donc systématiquement plus abondante lorsque le sédiment est relativement appauvri en carbonate. Avec certains bivalves, les gastéropodes sont les principaux bioconstructeurs d'aragonite. La précipitation d'aragonite est favorisée par un rapport Mg/Ca élevé et/ou la température des océans (l'aragonite précipite dans les eaux chaudes).

Un appauvrissement en aragonite pourrait donc traduire une réduction d'apport bioclastique d'origine marine. Or ce n'est pas le cas puisque les appauvrissements en aragonite correspondent aux zones particulièrement riches en carbonates par rapport aux Fe et Si.

La zone intertidale offre régulièrement sa surface au rayonnement solaire et à l'évaporation. Le rayonnement augmente la température de l'eau et l'évaporation augmente le rapport Mg/Ca. Ce sont deux conditions qui favorisent la précipitation de l'aragonite.

L'enrichissement ou l'appauvrissement en aragonite du sédiment est donc peut-être à mettre en relation avec l'évolution de la température de l'eau et donc du climat.

Les rapports géochimiques ont permis de confirmer l'origine marine ou continentale des apports sédimentaires ainsi que les conditions environnementales de dépôt (exondation, oxygénation, température de l'eau).

Globalement, l'enrichissement progressif du bas vers le haut de la carotte en Fe et Si par rapport au Ca marque le passage de conditions marines ouvertes (25,25 à 12,50 m) à un environnement de baie fermée qui enregistre de plus en plus les apports d'origine continentale (6,20 à 0,00 m) par l'intermédiaire de l'édification d'une flèche sableuse (12,50 à 6,20 m). Les faciès sédimentaires confortent cette observation.

IV.D.5. Modèle d'évolution

L'ensemble des données géophysiques, sédimentaires et les datations permettent d'envisager un modèle d'évolution du comblement dans l'espace et le temps.

L'inondation de la baie et de l'estuaire de la vilaine est initiée vers 10000 ans cal. BP. Elle s'est produite dans une période de temps extrêmement réduite. Les données altimétriques, environnementales et de datation concourent en ce sens. Le thalweg du fleuve Vilaine affecté par l'érosion régressive du dernier maximum glaciaire a une pente extrêmement faible qui remonte doucement jusqu'à Langon (Morzadec-Kerfourn, 1974). Il

est donc probable que la vallée de la Vilaine a été inondée pour la première fois bien au-delà de l'emplacement actuel du barrage d'Arzal (limite amont actuelle de l'estuaire). Avant la construction, l'onde de marée se faisait encore ressentir jusqu'à Redon. La culture de moules sur bouchot était donc possible et effective à l'amont du barrage. La transition entre les dépôts sédimentaires fluviaux et ceux de la baie est donc enregistrée plus à l'amont entre le barrage d'Arzal et Langon (situé une vingtaine de kilomètres au nord-est de Redon). Des arrivées d'eaux salées ont été enregistrées sur les secteurs de Beslé et Massérac (Sud de Langon). Elles sont particulièrement importantes dans le lac de Murin entre 6000 et 6350 ans BP (Penven *et al.*, 2008).

Dans la Baie comme dans l'estuaire, l'unité U2 se dépose après l'unité U1 entre 9000 et 7000 ans BP ; l'unité U3 se dépose entre 7000 ans BP et 5700 ans BP et l'unité U4 se dépose en deux temps à partir de 5700 ans BP.

L'unité U4 commence à se déposer sous forme d'argile des milieux océaniques ouverts. Ces niveaux argileux sont visibles sur les carottes Cr-Pen-01/02 et Fugro-Bil-01. Puis aux alentours de 3000 ans BP la récurrence des tempêtes s'intensifie. Il est reconnu que l'augmentation des événements de tempête aux alentours de 3000 ans BP a eu un impact sur la côte atlantique. Cela c'est traduit par le démantèlement de dunes et l'envasement de marais et lagunes (Long *et al.*, 1996; Regnaud *et al.*, 1996; Spencer *et al.*, 1998; Baeteman *et al.*, 2002; Meurisse *et al.*, 2005). La flèche de Bétahon se met alors en place et offre à l'arrière de celle-ci des conditions calme de dépôt en créant les marais de Bétahon. Le sommet du niveau grossier a été daté à 3009 ans BP à la base de la carotte Cr-Bil-01. Le sommet des dépôts grossiers de la carotte Fugro-Bil-01 est également estimé à 3000 ans BP étant à la même cote que ceux observés sur la carotte Cr-Bil-01.

Il est indiqué que la NAO (North Atlantic Oscillation) peut influencer la sédimentation de la Baie de la Vilaine (Sorrel *et al.*, soumis). Entre 850 et 650 ans BP, à la fin de l'optimum climatique médiéval (Medieval Warm Period : MWP), l'index de la NAO est resté positif de façon persistante. Les phases positives de la NAO sont associées à des gradients de pression plus forts entre les Açores et l'Islande qu'en période de phase négative. Ceci se traduit par une activité accrue des pluies et des événements de tempête au nord ouest de l'Europe. La granulométrie plus grossière de la séquence S2 pourrait traduire l'augmentation de l'énergie du milieu en relation avec les événements de tempête accrus par l'index positif de la NAO. Cette augmentation d'énergie s'exprime par le faciès Fa qui est interprété comme un dépôt de lobe de tempête ou un dépôt de chenier (Figure IV.9). Nous proposons ainsi comme limite supérieure de la séquence S2 une datation à 650 ans BP qui représente à la fois un changement d'index de NAO et aussi la transition entre l'optimum climatique médiéval et le petit âge glaciaire. La séquence S2 est identifiée dans chacune des parties de l'estuaire et est représentée par le faciès Fs4a dans la Baie.

Cependant pour une période plus récente nous constatons que les indices positifs ou négatifs de la NAO sont alternativement corrélés avec les épisodes de crues de la Vilaine (Figure IV.15). Ces corrélations ou anticorrélations ont des durées variables. La corrélation entre NAO et débits existe donc bien, mais elle est complexe. Ceci est sans doute du au fait que l'estuaire de la Vilaine occupe une position intermédiaire entre les points de mesure de l'indice de la NAO (Açores – Islande).

L'idée que les variations de l'indice de la NAO peuvent être retrouvées dans l'enregistrement sédimentaire est à prendre avec précaution.

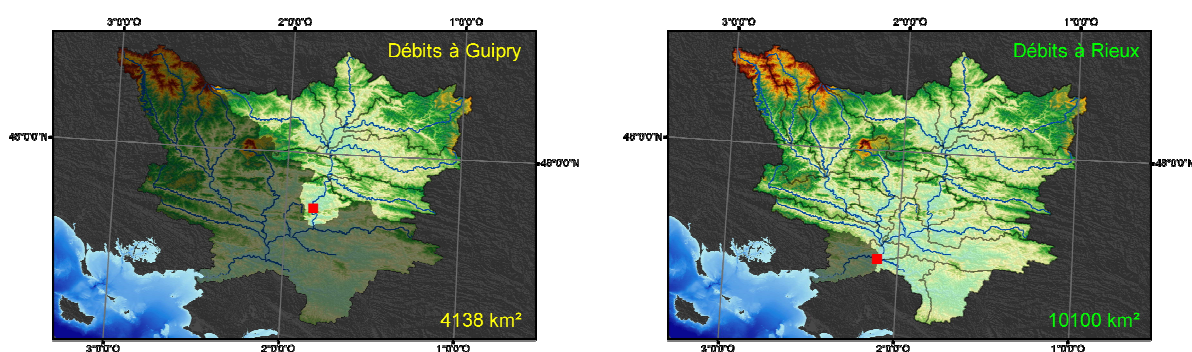
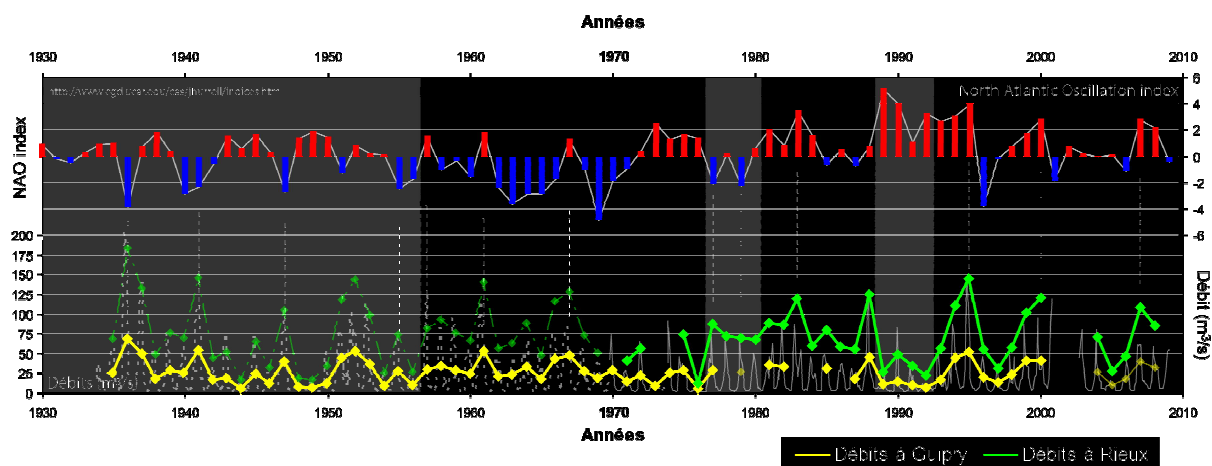


Figure IV.15 : Comparaison des chroniques de l'indice de la NAO avec celles des débits fluviaux pour Guipry et Rieux.

La datation de Cr-Pen-02 à 559 ans BP correspond au domaine temporel du petit âge glaciaire ce qui confirme l'hypothèse que la limite inférieure de la séquence S3 est située à environ 650 ans BP. La séquence S3 a donc enregistré le Petit âge Glaciaire (Little Ice Age : LIA). La période de froid la plus forte durant le Petit Age Glaciaire eut lieu lors du minimum de Maunder (très peu de tâches solaires) entre 1645 et 1715 (305 à 230 ans BP) (Bard *et al.*, 2000). Soit un âge intermédiaire entre le début et la fin de la séquence. C'est également au milieu de la séquence qu'un minimum aragonitique est observé. La relation de cause à effet reste à confirmer par des analyses complémentaires (foraminifères, pollens...).

L'analyse des données géophysiques, sédimentaires et les datations permettent d'affirmer que les unités U1, U2, U3, U4 et U5, se sont chacune leur tour déposées de façon synchrone dans la Baie et l'estuaire. Les unités U2, U3 et U4 sont transgressives.

En revanche, les zones de schorre de l'estuaire sont matures et donc saturées. Les dépôts se font actuellement au sein du chenal actuel de la Vilaine et prograde sur le domaine de la Baie en un « delta » sous-marin à l'embouchure de l'estuaire externe (Cf. Chap 3). Ces dépôts sont donc en train de constituer la première séquence sédimentaire régressive (U5) depuis le dernier maximum glaciaire en contexte transgressif traduit par la hausse du niveau marin.

Perspectives :

La carotte Fugro-Bil-01 commence tout juste à être exploitée. De nombreuses autres analyses pourront être effectuées pour affiner la chronologie du remplissage de l'estuaire de la

Vilaine et de la succession des environnements paysagers alentours. Deux autres carottes (fugro-Pen-01 et Fugro-Pen-02) longues de 8 et 12 mètres environ représentent le même potentiel d'étude. Elles ont l'avantage de se situer dans l'estuaire central qui offre des conditions d'enregistrement différentes mais tout aussi propices. Ce matériel représente ainsi plusieurs années d'étude en perspective.

V Synthèse et conclusions générales

INTRODUCTION

Le but principal de ce travail était de documenter le fonctionnement sédimentaire à différentes échelles de temps l'estuaire de la Vilaine en s'appuyant essentiellement sur des données de bathymétrie, de levés topographiques et laser (Lidar), de photographies aériennes, d'imagerie acoustique (Sparker, Chirp, Boomer, profils électriques), de sédimentologie (carottes et datation), dont certaines acquisitions ont été réalisées au cours des deux dernières années de la thèse.

V.A. Rappels et objectifs de l'étude

L'histoire et l'évolution du comblement sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine au cours de l'Holocène étaient jusqu'alors peu documentées et peu renseignées.

A l'exception de la baie de Vilaine qui a fait l'objet de nombreuses publications en sciences de la Terre dans les années 70 (Bouysse *et al.*, 1966; Bouysse and Vanney, 1966; Bouysse *et al.*, 1974) permettant d'améliorer la connaissance de la nature des fonds marins et des réseaux hydrographiques fossiles ou durant la période entre 1995 et 2008 ((Bouysse *et al.*, 1966; Bouysse and Vanney, 1966; Bouysse *et al.*, 1974; Proust *et al.*, 2001; Menier, 2004; Menier *et al.*, 2006; Menier *et al.*, In press; Sorrel *et al.*, soumis), où l'architecture du remplissage sédimentaire et des enregistrements climatiques ont été précisés, il n'y a que très peu de travaux ayant portés sur les trois portions de l'estuaire comme nous l'avons défini au chapitre 3.

Nous avons alors choisi de distinguer (1) le remplissage sédimentaire de la vallée incisée de la Vilaine au cours de l'Holocène, (2) des systèmes sédimentaires plus récents

(vasières, cordons sableux etc.) dont l'évolution plus récente a été fortement impactée par la mise en place du barrage d'Arzal.

En effet, la mise en place d'un barrage en 1970 a modifié brutalement tout le fonctionnement hydro-sédimentaire de la Vilaine. Les problèmes engendrés par l'envasement accéléré des 40 dernières années, tel l'accessibilité aux ports ou au chenal de navigation, nécessite la mise en œuvre d'une réflexion visant à quantifier l'action des différents facteurs de contrôle de l'envasement (marée, crue, flux sédimentaires, conditions météorologiques) afin de mieux comprendre l'évolution morpho-sédimentaire de cet estuaire.

Afin de mener à bien nos travaux de recherche une approche globale de l'estuaire utilisant plusieurs outils (S.I.G, logiciels de modélisation) et l'ensemble des données décrites aux chapitres 3 et 4 nous ont permis d'améliorer la connaissance et de comprendre de quelles manières et à quelles échelles spatiales et temporelles (millénaires, décennales, annuelles et saisonnières) agissent les forçages hydrodynamiques (vagues, vents, marées, débits du fleuve, débit du barrage etc.) sur les caractéristiques physiques (transport de sédiments, évolution des vasières) et sur la qualité biologique de l'estuaire.

Enfin, depuis quelques décennies, voire quelques siècles, les estuaires sont soumis aux mêmes paramètres naturels mais subissent en plus de fortes pressions anthropiques. Il s'agissait, dans le cadre de l'estuaire de la Vilaine, de déterminer la part relative des aménagements et des phénomènes naturels sur son évolution morphosédimentaire sur les 50 dernières années.

V.B. Principaux résultats

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter l'ensemble des dynamiques sédimentaires enregistrées (1) dans la vallée fossile et (2) sur les rives actuelles de l'estuaire et dans les marais maritimes associés.

Ils permettent de discuter de trois principaux facteurs qui nous semblent responsables de la dynamique et de la géométrie des corps sédimentaires et ainsi de progresser dans la connaissance de ces environnements de dépôts offshore et côtiers, et des différents éléments qui les composent.

Nous discuterons d'une part (1) du contrôle eustatique et climatique des dépôts sédimentaires, (2) du rôle de la géomorphologie sur la sédimentation et (3) de l'impact de l'homme et des aménagements sur l'estuaire.

V.B.1. Contrôle eustatique et climatique des dépôts sédimentaires

V.B.1.a. La vallée fossile de la Vilaine : architecture du remplissage holocène

Le comblement sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine décrit un seul et unique cycle de variation du niveau marin : celui de l'Holocène. L'intervalle transgressif est compris entre un prisme de bas niveau (U1) constitué de galet et graviers et un prisme de haut niveau (U5) constitué d'éléments fins. Cette architecture sédimentaire est reconnue sur la façade Manche et Atlantique. C'est notamment le cas de l'estuaire de la Seine (Delsinne, 2005; Sorrel *et al.*, 2009) et de la Gironde (Allen and Posamentier, 1994b).

Par comparaison avec les travaux obtenus dans la Baie (Proust *et al.*, 2001), il a été possible de faire correspondre les unités sismiques de celle-ci et les séquences sédimentaires reconnues au sein de l'estuaire à partir des sondages.

l'unité U1 datée entre 600000 et 300000 ans BP interprétée comme des chenaux fluviaux en tresse (Proust *et al.*, 2001) est retrouvée dans l'estuaire (cf. coupes du BRGM au barrage d'Arzal (Audren *et al.*, 1975). Ce sont des résidus de terrasses fluviales mises en place pendant les bas niveaux marins précédents (Menier *et al.*, In press).

Les premiers dépôts de l'intervalle transgressif (9000 – 7000 ans BP) forment l'unité aggradante U2 faite de sédiments fins à faciès de fond de baie avec des influences continentales persistantes (Sorrel *et al.*, soumis). La mer poursuit sa remontée.

Le faciès sédimentaire indique des replats de marée et des chenaux tidaux qui marquent un ralentissement de la remontée du niveau marin (U3) (7000 – 5700 ans BP). Le matériel sédimentaire plus grossier est constitué de sables graveleux pourprés dans l'estuaire. Cette unité 3 correspond à l'unité 4 décrite dans l'estuaire de la seine (Delsinne, 2005 ; Sorrel *et al.*, 2006).

La transgression suit son cours et dépose des argiles (U4) davantage silteuses en fin d'unité (5700 – 650 ans BP) faisant référence aux argiles à niveaux de tempête de la baie (Menier *et al.*, In press). On observe un ralentissement voire une stabilisation de la remontée du niveau marin vers 3000 ans BP. Dans cette unité 4, les événements de tempête jusqu'alors jamais observés, traduisent la diminution de la tranche d'eau (faciès Fe de la carotte Fugro-Bil-01 et la mise en place de la flèche sableuse de Bétahon Figure III.3).

La toute dernière étape du remplissage est matérialisée par l'unité U5. Elle s'exprime principalement dans l'estuaire sur plusieurs mètres d'épaisseur contrairement à la baie où elle est faiblement représentée (inférieur à 1 mètre) (Menier *et al.*, In press; Sorrel *et al.*, soumis). Il s'agit du prisme de haut niveau. Il pourrait s'agir du « Mud drape » décrit et enregistré dans les pertuis charentais (Chaumillon *et al.*, 2005). Chaumillon *et al.*, (2005) montre que le dépôt s'initie à partir de 1000 ans BP et l'interprète comme le résultat de la déforestation lié à l'activité humaine. Au sein de l'estuaire, il est estimé à partir de 650 ans BP. On peut envisager que le décalage entre les pertuis charentais et l'estuaire de la Vilaine s'explique par les conditions hydrodynamiques plus abritées

Si le contrôle eustatique est clairement visible dans l'enregistrement sédimentaire sur la période holocène, il est en revanche plus difficile de le distinguer pour la période la plus récente. Il se combine généralement aux conséquences engendrées par les facteurs anthropiques.

V.B.1.b. *Le prisme sédimentaire côtier depuis 50 ans (Unité 5) : marais maritimes, slikkes et cordons*

Au cours de la dernière transgression, les sondages effectués dans les marais de Bétahon, de Pénestin et de Camoël (Figure IV.3) ont permis d'identifier la rétrogradation des cordons littoraux et la progradation des slikkes dans un contexte de remontée du niveau marin estimée à 15 mm de 1970 à l'actuel. La base de l'unité 5 est datée à 650 B.P et coïncide avec la mise en place d'un système tidal actuel.

Actuellement des processus d'érosion en bordure des schorres, estimés en moyenne à une dizaine de mètres sur les 40 dernières années sont interprétés comme la conséquence d'une hausse du niveau marin liée au réchauffement climatique récent. En effet, l'inondation plus fréquente des schorres augmente leur teneur en eau ce qui les fragilise. Ce phénomène est également dépendant des facteurs hydrodynamiques (houle et marée) et anthropiques (impact du barrage) qui seront détaillés dans le paragraphe suivant. Les stocks sédimentaires fossiles sont réintroduits dans le bilan sédimentaire actuel et participent probablement en partie à l'envasement. Il pourrait être envisagé de quantifier ce bilan.

Les déplacements des cordons littoraux sur les rives nord et sud de l'estuaire (affectés et recoupés par des washover fans), enregistrent des déplacements depuis la baie jusqu'au goulet d'étranglement de Tréhiguier (entre la Pointe du Scal et du Moustoir

Figure III.18). Au-delà de cette zone, leur absence indique leur réintroduction dans le système baie/estuaire. Ces dépôts sablo-coquilliers sont alors dépendants des courants tidaux et fluviatiles. Ces dépôts sableux participent à la construction d'un « delta sous-marin » à l'embouchure de la Vilaine (Guilcher 1947). Sur la rive sud de l'estuaire, dans le secteur des dunes de Ménard (Penestin), le déplacement global des cordons littoraux se fait vers le Sud ce qui correspond à l'orientation des ondes de marées et des vagues rentrant dans l'estuaire. Il pourrait être envisagé de corréliser les événements de tempête et de houle de beau temps responsables des apports sédimentaires sur ce secteur.

Depuis 40 ans, les slikkes comblent le chenal et progressent également vers le domaine maritime. Dans l'estuaire interne la section mouillée a été réduite d'environ 50% elle est stabilisée depuis les années 1990. Dans l'estuaire central la section a été réduite de 20% environ. Le comblement est actuellement encore actif. Dans la section externe la section mouillée a été réduite de 14% mais connaît la plus forte progression des slikkes en direction de l'embouchure.

Enfin, les slikkes enregistrent les épisodes de tempête qui se manifestent par des ridges and runnels, seillons et banquettes, interprétées comme l'action des courants de houle (Carling *et al.*, 2009).

V.B.1.c. Impact de la NAO

Les conditions persistantes de NAO positive entre 850 et 650 ans BP (Sorrel *et al.*, soumis) semblent avoir été enregistrées dans la colonne sédimentaire de l'estuaire. Ces niveaux relativement plus grossiers, correspondant à l'agitation plus élevée du milieu en relation avec les épisodes de tempête, se corréleraient à ceux identifiés dans la baie. Cependant comme pour la baie, le doute persiste concernant l'enregistrement sédimentaire de la NAO. La comparaison des chroniques de la NAO et des débits fluviatiles de la Vilaine montre un contrôle complexe qui alterne des phases corrélées et anticorrélées sur des périodes de temps variables. L'analyse sédimentaire et les repères temporels sont insuffisants pour corréler avec précision les événements caractéristiques de l'oscillation nord Atlantique.

V.B.2. Rôles de la géomorphologie : Préservation des sédiments et contrôle de l'hydrodynamisme

V.B.2.a. *La vallée fossile de la Vilaine : Préservation du cortège transgressif holocène*

Les profondeurs d'incision de la vallée fossile au toit du substratum entre les marais de Redon et la baie sont en moyenne supérieure à 30 mètres. Les largeurs de cette vallée sont comprises entre 500 mètres au sud des Marais de Redon et 2000 mètres à l'embouchure de la Vilaine. C'est dans ce contexte très incisé, que l'intégralité du cortège transgressif holocène reconnu dans la baie est enregistrée sans discontinuité (Unités 1 à 5) dans l'estuaire jusqu'à 40 Km en amont de l'embouchure. L'étendue du cortège transgressif de notre estuaire, à l'intérieur de la vallée fluviale est particulièrement originale. En effet, il se démarque des estuaires comme celui de la Gironde (Allen and Posamentier, 1994b) ou de la Seine (Delsinne, 2005) et probablement de la Loire dont le prisme fluvio marin est localisé au niveau de l'embouchure. Cette différence pourrait être en lien avec la taille du bassin versant, plus spécifiquement en fonction du débit fluvial et de la charge particulière très faible en ce qui concerne celui de la Vilaine (Jouanneau *et al.*, 1999). Lors de la transgression la dynamique tidale entraîne à l'intérieur des terres les dépôts marins

Ce cortège repose sur des dépôts pléistocènes, de faible épaisseur (<3 mètres) reconnus par sondage à l'aplomb du barrage d'Arzal (Morzadec-Kerfourn, 1974; Audren *et al.*, 1975) et sur un corps sédimentaire fluvio-marin daté à 6500 ans BP, 40 km en amont du barrage entre Redon et Langon (Penven *et al.*, 2008).

Les conditions hydrodynamiques synchrones du remplissage au cours de la dernière transgression holocène ont fait l'objet de publications sur la baie (Menier *et al.*, 2006; Menier *et al.*, In press) et sur la façade Manche et Atlantique (Chaumillon *et al.*, 2009, numéro spécial B.S.G.F). Les résultats de ces travaux se retrouvent dans les observations enregistrées dans l'estuaire.

V.B.2.b. *La sédimentation récente et l'hydrodynamisme des 40 dernières années*

Dans ce contexte géomorphologique, la répartition actuelle des sédiments au sein de l'estuaire vis-à-vis des conditions hydrodynamiques (houle, marée, débit fluvial) évoluent dans chacune des sections de la manière suivante :

L'onde de marée s'engouffre dans l'estuaire, les courants s'accroissent jusqu'au goulet d'étranglement entre les Pointes du Scale et du Moustoir. C'est à cet endroit que le chenal, encadré par deux bancs de slikke, est le plus profond.

La houle se propage directement sur le littoral de l'estuaire externe et provoque le recul de certaines portions du trait de côte. Les trains de vagues sont ensuite réfractés par la pointe du Halguen et les bancs de slikke à l'intérieur de l'estuaire central. La houle déferle sur des cordons littoraux sablo-gravelo coquilliers. Les trains de vagues ne pénètrent pas au delà de la pointe du Scal et du Moustoir, dans l'estuaire interne. Les dynamiques tidales et fluviales prennent le dessus puisqu'elles sont contraintes par la largeur de la vallée.

V.B.3. Estuaires et Anthropisme

Le fonctionnement estuarien en sciences de la Terre est généralement décrit comme l'interaction de forçages naturels donnant naissance à des modèles types (Pritchard and Landsberg, 1952; Pritchard, 1967; Russell, 1967; Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992; Reading, 1996).

Les estuaires sont riches d'un point de vue environnemental et stratégique pour l'économie locale et nationale. Ils sont soumis à l'une des principales menaces naturelles que représente l'envasement, et à de fortes contraintes anthropiques comme le tourisme ou l'activité nautique. Les impacts anthropiques ont des conséquences très sensibles sur l'évolution d'un estuaire et doivent être pris en compte dans le fonctionnement morpho-sédimentaire des estuaires actuels (Hart and Long, 1990; Barusseau *et al.*, 1998; Wolanski *et al.*, 2001; Dai *et al.*, 2008). Dans le cas précis de l'estuaire de la Vilaine, il s'agit d'aboutir à une meilleure compréhension de l'envasement, pour prévoir son évolution, et tester les solutions curatives et préventives.

La mise en place du barrage d'Arzal a perturbé durablement l'estuaire. L'hydrodynamisme a été considérablement affecté entraînant de fortes perturbations des flux sédimentaires.

V.B.3.a. Amplitude et intensité de la marée

Suite à la mise en place du barrage, on enregistre une réduction de 43 % du prisme tidal qui était de l'ordre de 80 millions de m³ avant 1970. Cette réduction entraîne une chute des courants tidaux au maximum de 66% pour le flot et de 28% pour le jusant (Maillocheau, 1980), responsable de l'accélération de l'envasement de l'estuaire.

Une autre conséquence de la chute des courants liés à la présence du barrage est la diminution du maximum de turbidité. Il est maintenant contraint aux huit derniers kilomètres de l'estuaire avec une charge de matière en suspension bien plus faible. Le caractère asymétrique de l'onde de marée a été renforcé au profit du jusant (jusqu'à 64% d'augmentation en morte eau). La perte entre flot et jusant a été augmentée de 10 à 110% selon le coefficient de marée (Maillocheau, 1980).

La chute des courants a également perturbé le mélange des eaux fluviales et marines entraînant une stratification haline globalement plus importante. La conséquence la plus visible de cette stratification étant le problème des eaux colorées de la Vilaine (Merceron, 1985).

L'amplitude de marée a probablement augmenté, participant à l'inondation et à la fragilisation des schorres. Ceci s'additionne donc aux effets de la remontée du niveau marin (cf supra). L'augmentation de marée, non quantifiée pourrait faire l'objet d'une modélisation. Cet événement a été mis en évidence en Corée sur le fleuve Keum (Kim *et al.*, 2006).

V.B.3.b. Artificialisation du débit fluvial

Les régimes de débit sont dépendants de la politique de gestion du barrage (écluse, passe à poisson, niveau d'eau du fleuve en amont, et eau potable). Le débit artificialisé d'environ 70 m³/s (moyenne annuelle) ne joue plus son rôle naturel d'évacuation des

particules sédimentaires vers le large. La gestion du niveau d'eau maintenu en arrière du barrage empêche de bénéficier de l'énergie des lâchers d'eaux qui pourraient reprendre les particules sédimentaires déposées sur la haute slikke et les redéposer à l'extérieur de l'estuaire. Ce n'est qu'au moment des crues que les lâchers du barrage érodent le plus (Goubert, 1997). Mais ils ne reprennent que les sédiments déposés dans le chenal ou à proximité.

V.B.3.c. Augmentation du batillage

L'activité de plaisance et de pêche est en constante augmentation. La formation des vagues provoquée par le passage des bateaux (batillage) participe à l'agitation du plan d'eau. Dans les secteurs les plus étroits, cette oscillation vient se briser contre les berges, ce qui participe à l'érosion des schorres de la portion la plus étroite de l'estuaire (l'estuaire interne).

V.C. Conclusions et perspectives

La géométrie de la vallée incisée, l'architecture et la nature du remplissage sédimentaire représentent des caractères qui ressemblent beaucoup à ceux retrouvés dans la région des pertuis charentais. Les faibles apports fluviaux favorisent l'installation des sédiments marins dans l'estuaire jusqu'à 40 km à l'intérieur des terres.

L'ensemble des contraintes hydrodynamiques forcées par la géomorphologie de l'estuaire réparti de façon très spécifique les environnements de dépôt sédimentaires. Le modèle classique de Dalrymple (1992) ne peut donc pas être appliqué strictement à l'estuaire de la Vilaine.

Ainsi, le contrôle exercé à la fois sur la préservation de la séquence holocène, sur l'hydrodynamisme, et la géomorphologie, fait entrer l'estuaire dans la catégorie des Rias.

La ria était sur le point d'être complètement comblée lorsqu'en 1970 le barrage d'Arzal fut mis en service. Cet ouvrage a contribué et contribue encore aujourd'hui à fortement perturber l'hydrodynamisme depuis 1970. Aujourd'hui, les facteurs de contrôle de la sédimentation dits naturels sont eux-mêmes impactés par l'anthropisme. L'espace estuarien de la Vilaine, au sein des trois sections identifiées enregistre la somme des facteurs de contrôle naturel et anthropique. A partir des années 90, les systèmes sédimentaires d'offshore et côtier de notre zone d'étude évoluent vers un nouvel état d'équilibre hydrosédimentaire. On y enregistre l'impact de l'homme au travers un envasement notable et conséquent, ce qui est décrit par l'unité 5. Ces évolutions morpho-sédimentaire récentes et d'échelle locale vont demain enregistrer de nouvelles modifications en lien avec la remontée du niveau marin. Ce dernier facteur, d'ampleur globale viendra perturber à nouveau cet espace côtier, où déjà on note les premiers indices au travers des processus d'érosion observés le long des schorres.

Enfin, l'essentiel des données hydrosédimentaires, physico-chimiques, minéralogiques, etc, datent des années 1980 à 1990 ; période durant laquelle les changements étaient les plus actifs. De façon à parfaire la compréhension du fonctionnement sédimentaire de la Vilaine, il serait intéressant de réaliser une campagne de mesure importante. Les moyens technologiques ont depuis évolué, et ce serait l'occasion de faire un nouvel état des lieux de l'estuaire 15 à 20 ans après son apparente stabilisation. Une étude de modélisation est en

cours. Elle est menée par la société DHI (Danish Hydraulic Institute) pour le compte de l'IAV.

Bibliographie

- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1993a. Sequence Stratigraphy and Facies Model of an Incised Valley Fill - the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(3): 378-391.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1993b. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research*, 63(3): 378-391.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1994a. Sequence Stratigraphy and Facies Model of an Incised Valley Fill - the Gironde Estuary, France - Reply. *Journal of Sedimentary Research Section B-Stratigraphy and Global Studies*, 64(1): 81-84.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1994b. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde estuary, France. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Editors), *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. Special Publication. SEPM, Tulsa, pp. 225-240.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1994c. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide and wave dominated incised valleys: example from the Gironde estuary, France. *Soc. econ. Paleont. Miner.*, 51(Special publication): 225-240.
- Alpar, B., 2009. Vulnerability of Turkish coasts to accelerated sea-level rise. *Geomorphology*, 107(1-2): 58-63.
- Audren, C., Jegouzo, P., Barbaroux, L. and Bouysse, P., 1975. Note explicative de la feuille La Roche-Bernard à 1/50000, Carte géologique de la France à 1/50000. BRGM, Orléan.
- Azevedo, I.C., Duarte, P.M. and Bordalo, A.A., 2008. Understanding spatial and temporal dynamics of key environmental characteristics in a mesotidal Atlantic estuary (Douro, NW Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76(3): 620-633.
- Baeteman, C., Scott, D.B. and Van Strydonck, M., 2002. Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium. *Journal of Quaternary Science*, 17(5-6): 547-559.
- Baltzer, A. *et al.*, 2005. Seistec Seismic Profiles: A Tool to Differentiate Gas Signatures. *Marine Geophysical Researches*, 26(2): 235-245.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. and Jouzel, J., 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B*, 52(3): 985-992.
- Barousseau, J.P. *et al.*, 1998. Morphological and sedimentological changes in the Senegal River estuary after the construction of the Diama dam. *Journal of African Earth Sciences*, 26(2): 317-326.
- Bertin, X. and Chaumillon, E., 2005. New Insights in Shallow Gas Generation from Very High Resolution Seismic and Bathymetric Surveys in the Marennes-Oléron Bay, France. *Marine Geophysical Researches*, 26(2): 225-233.
- Bilgili, A., Proehl, J.A., Lynch, D.R., Smith, K.W. and Swift, M.R., 2005. Estuary/ocean exchange and tidal mixing in a Gulf of Maine Estuary: A Lagrangian modeling study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65(4): 607-624.
- Bilgili, A., Swift, M.R., Lynch, D.R. and Ip, J.T.C., 2003. Modeling bed-load transport of coarse sediments in the Great Bay Estuary, New Hampshire. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58(4): 937-950.
- Bird, E.C.F., 1972. *Coasts. Introduction to systematic geomorphology* Vol. 4. Australian National University Press, Canberra, 246 pp.
- Boersma, S.M. and Hoenderkamp, I.K., 2003. Final report "estuaire de la Vilaine", Terra imaging, Amsterdam.

- Boillot, G., Bouysse, P. and Lamboy, M., 1971. Morphology, sediment and Quaternary history of the continental shelf between the Strait of Dover and Cape Finisterre. 70/15, Institute of geological science report, Cambridge.
- Bonnet, S., 1998. Tectonique et dynamique du relief : Le socle Armoricaire au Pléistocène, Université de Rennes 1, Rennes, 352 pp.
- Bonté, P. and Lefèvre, I., 2005. Etude de la dynamique de l'envasement de l'estuaire de la Vilaine à l'aide de marqueurs radioactifs environnementaux. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, pp. 30.
- Bouysse, P., Chateaufort, J.-J. and Ters, M., 1974. Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de Vilaine (Bretagne Méridionale). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D(279).
- Bouysse, P., Goni, J., Parent, C. and Calvez, Y.L., 1966. Recherches sur le plateau continental (Baie de Vilaine). Mémoires du B.R.G.M., 5(6): 2-77.
- Bouysse, P. and Vanney, J.-R., 1966. La Baie de la Vilaine : Etude sédimentologique et morphologique. Cahiers Océanographiques, 18(4): 319-341.
- Bowden, K.F., 1967. Circulation and diffusion. In: G.H. Lauf (Editor), Estuaries. American Association for the Advancement of Science Washington, pp. 15-36.
- Boyd, R., Dalrymple, R. and Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. Sedimentary Geology, 80(3-4): 139-150.
- Brault, N. *et al.*, 2004. Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. Sedimentary Geology, 163(3-4): 175-210.
- Brault, N. *et al.*, 2001. Le système fluvio-estuarien Pléistocène moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : une paléo-Loire ? Middle to upper Pleistocene fluvio-estuarine system of Pénestin (Morbihan): paleo-Loire river ? Bulletin de la Société Géologique de France, 172(5): 563-572.
- Cameron, W.M. and Pritchard, D.W., 1963. Estuaries. In: H. M.N. (Editor), The Sea. John Wiley and Sons, New York, pp. 306-324.
- Carling, P.A., Williams, J.J., Croudace, I.W. and Amos, C.L., 2009. Formation of mud ridge and runnels in the intertidal zone of the Severn Estuary, UK. Continental Shelf Research, 29(16): 1913-1926.
- Caspert, H., 1967. Estuaries: Analysis of definitions and Biological Considerations. In: G.H. Lauf (Editor), Estuaries. American Association for the Advancement of Science Washington, pp. 6-8.
- Cattaneo, A. and Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. Earth-Science Reviews, 62(3-4): 187-228.
- Chamley, H., 1989. Clay sedimentology, 623 pp.
- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D. and Weber, N., 2006. Incised Valley morphologies and sedimentary fills within the northern of the bay of Biscay inner shelf, X International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay, Vigo, Galicia, pp. 127-130p.
- Chaumillon, E. and Weber, N., 2006. Spacial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast: comparison between the Charente and the Lay-Sevre incised valleys. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85(Special publication): 57-85.
- Chen, J., 2005. Dams, Effect on Coasts, Encyclopedia of Coastal Science, pp. 357-359.
- Ciffroy, P., Reyss, J.-L. and Siclet, F., 2003. Determination of the residence time of suspended particles in the turbidity maximum of the Loire estuary by ⁷Be analysis. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 57(4): 553-568.

- Cojan, I. and Renard, M., 2006. *Sédimentologie*. Sciences Sup, Sciences de la Terre. Dunod, Paris, 444 pp.
- Cook, G.T., van der Plicht, J. and Scott, A.E., 2007. RADIOCARBON DATING I Conventional Method, *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Oxford, pp. 2899-2911.
- Cooper, J.A.G. and Pilkey, O.H., 2004. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43(3-4): 157-171.
- Croudace, I.W., Rindby, A. and Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1): 51-63.
- Dabrio, C.J. *et al.*, 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162(2-4): 381-404.
- Dai, S.B., Yang, S.L. and Cai, A.M., 2008. Impacts of dams on the sediment flux of the Pearl River, southern China. *CATENA*, 76(1): 36-43.
- Dalrymple, R., Boyd, R. and Zaitlin, B.A., 1994. Incised valley system: origin and sedimentary sequences. *Soc. econ. Paleont. Miner.*, 51(Special publication): 45-60.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6): 1130-1146.
- Day, J.W., Jr., Hall, C.A.S., Kemp, W.M. and Yañez-Arancibia, A., 1989. *Estuarine Ecology*. John Wiley & Sons, New York.
- Delanoë, Y., Dieuchou, A. and Pinot, J.-P., 1972. La zone périlittorale entre les Îles de Génan et Île de Houat. *Etude géomorphologique et géologique. bulletin de la Société Géologique de France*, XIV(7): 249-260.
- Delsinne, N., 2005. Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique., Université de Caen / Basse Normandie, Caen, 179 pp.
- Despeyroux, Y., 1985. *Etude hydrosédimentaire de l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais)*. Thèse de doctorat Thesis, Université de Lille, Lille, 188 pp.
- El-Raey, M., 1997. Vulnerability assessment of the coastal zone of the Nile delta of Egypt, to the impacts of sea level rise. *Ocean & Coastal Management*, 37(1): 29-40.
- ERAMM-R.I.V.A.G.E.S., 1995. *Etude de l'envasement de l'estuaire de la Vilaine, Rapport final*, ERAMM - R.I.V.A.G.E.S. - IAV.
- Fairbridge, R.W., 1980. The estuary its definition and geodynamic cycle. In: E. Olausson and I. Cato (Editors), *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*. Wiley & Sons, New York, pp. 1-35.
- Fénies, H. and Lericolais, G., 2005. Architecture interne d'une vallée incisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (Vallée de la Leyre, côte d'Aquitaine, France). *Comptes Rendus de Géosciences*(337): 1257-1266.
- Ferrier, G. and Anderson, J.M., 1997. A Multi-disciplinary Study of Frontal Systems in the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45(3): 317-336.
- García-Gil, S., Vilas, F. and García-García, A., 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, 22(16): 2303-2315.
- Goubert, E., 1997. *Les Elphidium excavatum (Terquem), foraminifères benthiques, vivant en baie de Vilaine (Bretagne, France) d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population et relations avec l'environnement. Réflexions sur l'approche méthodologique, la lignée évolutive et l'utilisation en paléocéologie*, Université de Nantes, Nantes, 186 pp.

- Goubert, E. and Menier, D., 2005. Evolution morphosédimentologique de l'estuaire de la Vilaine de 1960 à 2003 : Valorisation des campagnes bathymétriques, Université de Bretagne Sud, Vannes.
- Gouleau, D., 1975. Les premiers stades de la sédimentation sur les vasières littorales atlantiques, rôle de l'emersion, U.E.R des sciences de la nature Nantes, 241 pp.
- Green, M.O. and MacDonald, I.T., 2001. Processes driving estuary infilling by marine sands on an embayed coast. *Marine Geology*, 178(1-4): 11-37.
- Griffiths, D.H. and Barker, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29(3-4): 211-226.
- Guilcher, A., 1958. Coastal and submarine morphology. J. Wiley, London, Methuen; New York, 274 pp.
- Guillocheau, F. *et al.*, 1998. Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain: une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(4): 237-243.
- Hart, B.S. and Long, B.F., 1990. Recent Evolution of the Outardes Estuary, Quebec, Canada - Consequences of Dam Construction on the River. *Sedimentology*, 37(3): 495-507.
- Horn, R., Vanney, J.R., Boillot, G., Bouysse, P. and Leclair, L., 1966. Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode "Boomer" au large du massif Armoricaire méridional. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 263: 1560-1563.
- Horton, B.P. and Edwards, R.J., 2006. Quantifying Holocene Sea-level Change Using Intertidal Foraminifera : Lessons From the British Isles. Special publication, 40. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Fredericksburg, Va., 97 pp.
- Jegouzo, P. and Rosello, E.A., 1988. La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris*, 307: 1825-1831.
- Ji, Z.-G., Hu, G., Shen, J. and Wan, Y., 2007. Three-dimensional modeling of hydrodynamic processes in the St. Lucie Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73(1-2): 188-200.
- Jigorel, A., 2004. Etude des sédiments de l'embouchure de la Vilaine, Institution d'Aménagement de la Vilaine.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Cremer, M. and Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46(10): 2205-2220.
- Jull, A.J.T. and Scott, A.E., 2007. RADIOCARBON DATING | AMS Method, *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Oxford, pp. 2911-2918.
- Kim, T.I., Choi, B.H. and Lee, S.W., 2006. Hydrodynamics and sedimentation induced by large-scale coastal developments in the Keum River Estuary, Korea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 68(3-4): 515-528.
- Klingbeil, A.D. and Sommerfield, C.K., 2005. Latest Holocene evolution and human disturbance of a channel segment in the Hudson River Estuary. *Marine Geology*, 218(1-4): 135-153.
- Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(1-2): 1-22.
- Latteux, B., 2005. Mission d'expertise sur la modélisation hydro-sédimentaire en milieu estuarien, Institution d'Aménagement de la Vilaine.
- Latteux, B. and David, L., 2001. Etude du comportement du littoral départemental, évaluation des risques et des enjeux, Ptolémé, Brest.

- Le Guellan, C., Menier, D. and Goubert, E., 2005. Cartographie et évolution des activités conchylicoles de l'estuaire de la Vilaine. Université de Bretagne-Sud & Institution d'Aménagement de la Vilaine, pp. 43.
- Lericolais, G., Berné, S. and Fénies, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology*(175): 183-197.
- Levasseur, A., Shi, L., Wells, N.C., Purdie, D.A. and Kelly-Gerreyn, B.A., 2007. A three-dimensional hydrodynamic model of estuarine circulation with an application to Southampton Water, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73(3-4): 753-767.
- Long, A.J., Plater, A.J., Waller, M.P. and Innes, J.B., 1996. Holocene coastal sedimentation in the Eastern English Channel: New data from the Romney Marsh region, United Kingdom. *Marine Geology*, 136(1-2): 97-120.
- Maillocheau, F., 1980. L'envasement de l'estuaire de la Vilaine en aval du Barage d'Arzal. Diplôme d'Etudes Approfondies en Géologie Appliquée Thesis, Université de Nantes, Nantes, 65 pp.
- Manceau, S. and Menier, D., 2004. LiDAR, sondes bathymétriques et données sédimentologiques : Histoire récente et évolution morphosédimentaire de l'embouchure de l'estuaire de la Vilaine. Intechmer, Cherbourg, pp. 41.
- Martinsen, O.J. and Hellandhansen, W., 1994. Sequence Stratigraphy and Facies Model of an Incised Valley Fill - the Gironde Estuary, France - Discussion. *Journal of Sedimentary Research Section B-Stratigraphy and Global Studies*, 64(1): 78-80.
- Mayer, L.M., Schick, L.L., Allison, M.A., Ruttenberg, K.C. and Bentley, S.J., 2007. Marine vs. terrigenous organic matter in Louisiana coastal sediments: The uses of bromine:organic carbon ratios. *Marine Chemistry*, 107(2): 244-254.
- Menier, D., 2003. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique, Université de Bretagne Sud, Rennes, 211 pp.
- Menier, D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique, Université de Bretagne Sud, Rennes, 211 pp.
- Menier, D. *et al.*, 2006. Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France. In: R.W. Dalrymple, D.A. Leckie and R.W. Tillman (Editors), *Incised Valleys in Time and Space*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Clothbound, pp. 343.
- Menier, D., Tessier, B., Proust, J.-N., Baltzer, A. and Sorrel, P., In press. The holocene transgression as recorded into incised valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France).
- Menier, D. *et al.*, 2010. The holocene transgression as recorded by incised valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2): 115-128.
- Merceron, M., 1985. Impact du Barrage d'Arzal sur la qualité des eaux de l'estuaire de la Vilaine et de la Baie de la Vilaine. DERO-85.06-EL, IFREMER, Brest.
- Meurisse, M., Van Vliet-Lanoë, B., Talon, B. and Recourt, P., 2005. Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(7): 675-684.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire. Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne Thesis, Université de Rennes 1, Rennes, 208 pp.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1992. Upper pleistocene and holocene dinoflagellate cyst assemblages in marine environments of the mediterranean sea and the northwest atlantic coast of France. In: M.J. Head, and Wrenn, J.H. (Editor), *Neogene and*

- Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs. American association of Stratigraphic Palynologist Foundation, Dallas, pp. 121-132.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 2005. Interaction between sea-level changes and the development of littoral herbaceous vegetation and autotrophic dinoflagellates. *Quaternary International*, 133-134: 137-140.
- Nicholls, R.J., 2002. Analysis of global impacts of sea-level rise: a case study of flooding. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(32-34): 1455-1466.
- Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G. and Komorowski, J.-C., 2006. Electrical tomography of La Soufrière of Guadeloupe Volcano: Field experiments, 1D inversion and qualitative interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3-4): 709-724.
- Orson, R., Panageotou, W. and Leatherman, S.P., 1985. Response of tidal salt marshes of the U.S. Atlantic and gulf coasts to rising sea levels. *Journal of Coastal Research*, 1(1): 29-37.
- Paskoff, R. and Clus-Auby, C., 2007. *L'érosion des plages : les causes, les remèdes*. Propos, Paris, Monaco, 184 pp.
- Penven, M.J., Dupont, N. and Marguerie, D., 2008. Mosaïque spatiale des fonds alluviaux et fonctionnement hydrogéomorphologique du lit majeur lors des inondations, Rapport scientifique final du programme inondations dans le bassin de la Vilaine : paramètres hydrogéomorphologiques et flux terrigènes, pp. 91-177.
- Perillo, G.M.E., 1995. Preface, *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. v-viii.
- Pethick, J., 1984. *An Introduction to Coastal Geomorphology*. Edward Arnold, London, 260 pp.
- Pethick, J., 2001. Coastal management and sea-level rise. *CATENA*, 42(2-4): 307-322.
- Pirazzoli, P.A., 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, 23(6): 643-661.
- Pirazzoli, P.A., Regnaud, H. and Lemasson, L., 2004. Changes in storminess and surges in western France during the last century. *Marine Geology*, 210(1-4): 307-323.
- Pritchard, D.W., 1967. What is an estuary, physical viewpoint. In: G.H. Lauf (Editor), *Estuaries*. American Association for the Advancement of Science, Washington D.C., pp. 3-5.
- Pritchard, D.W. and Landsberg, H.E., 1952. *Estuarine Hydrography*, *Advances in Geophysics*. Elsevier, pp. 243-280.
- Proust, J.-N. *et al.*, 2001. Les vallées fossiles de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du pléistocène armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6: 737-749.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary environments : Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford.
- Regnaud, H., Jennings, S., Delaney, C. and Lemasson, L., 1996. Holocene sea-level variations and geomorphological response: An example from northern Brittany (France). *Quaternary Science Reviews*, 15(8-9): 781-787.
- Richter, T.O. *et al.*, 2006. *The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments*. Geological Society, London, Special Publications, 267(1): 39-50.
- Robbe, D., Marchandise, P. and Gouleau, D., 1985. Métaux lourds dans les sédiments de l'estuaire de la Loire. *Water Research*, 19(12): 1555-1563.
- Rothwell, R.G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I.W. and Frenz, M., 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. Geological Society, London, Special Publications, 267(1): 79-98.

- Roussel, E.G. *et al.*, 2009. Archaeal Methane Cycling Communities Associated with Gassy Subsurface Sediments of Marennes-Oléron Bay (France). *Geomicrobiology Journal*, 26(1): 31 - 43.
- Russell, R.J., 1967. Origins of Estuaries. In: G.H. Lauf (Editor), *Estuaries*. American Association for the Advancement of Science Washington, pp. 93-99.
- Salomon, J.-C. and Allen, G.-P., 1980. Rôle sédimentologique de la marée dans les estuaires à fort marnage. In: C.f.d. pétroles (Editor), *Notes & Mémoires*, pp. 35-44.
- Snoussi, M., Ouchani, T. and Niazi, S., 2008. Vulnerability assessment of the impact of sea-level rise and flooding on the Moroccan coast: The case of the Mediterranean eastern zone. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77(2): 206-213.
- Sorrel, P. *et al.*, soumis. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): depositional history and late holocene climatic signals. *Continental Shelf Research*.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N. and Mouazé, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6): 499-516.
- Spencer, C.D., Plater, A.J. and Long, A.J., 1998. Rapid coastal change during the mid- to late Holocene: the record of barrier estuary sedimentation in the Romney Marsh region, southeast England. *The Holocene*, 8(2): 143-163.
- Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W. and Thorne, J.A., 1991. Shelf Sand and Sandstone Bodies, Facies and Sequence Stratigraphy. Special Publication 14 of the International Association Of Sedimentologists, 14. International Association Of Sedimentologists.
- Tagliani, P.R.A. *et al.*, 2003. Integrated coastal zone management in the Patos Lagoon estuary: perspectives in context of developing country. *Ocean & Coastal Management*, 46(9-10): 807-822.
- Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S. and Meire, P., 2004. Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: response to changing sea level and suspended sediment concentrations. *Marine Geology*, 212(1-4): 1-19.
- Tessier, C., 2006. Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne Sud, Université de Bordeaux 1, Bordeaux, 400 pp.
- Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P. and Proust, J.-N., 2008. Carte au 1/250000 de la marge Sud-Armoricaine. In: B.d.R.G.e. Minières (Editor).
- Thomas, M.A. and Anderson, J.B., 1994. Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine incised valley system, Texas. In: S.e.P. Miner. (Editor), *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, pp. 63-82.
- Thomson, J., Croudace, I.W. and Rothwell, R.G., 2006. A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1): 65-77.
- Tjallingii, R., Röhrl, U., Kelling, M. and Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8.
- Truffert, C. *et al.*, 2001. Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale détaillée airborne geophysical survey in southeast Armorican massif (GéoFrance3D programme). *Magnetism and spectral radiometry. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333(5): 263-270.
- Vanney, J.-R., 1965. Étude sédimentologique du Mor Bras, Bretagne. *Marine Geology*, 3(3): 195-222.

- Vanney, J.-R., Goni, J., Parent, C. and LeCalvez, Y., 1966. Recherches du B.R.G.M. sur le plateau continental. Premiers résultats sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques (Baie de la Vilaine). Bulletin du BRGM, 5: 2-72.
- Velde, B., 1995. Origin and mineralogy of clays Clays and the environment. Bruce Velde, 334 pp.
- Weber, N., 2004. Morphologie, Architecture des dépôts, Evolution Séculaire et millénaire du littoral Charentais: Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages, Université de La Rochelle, La Rochelle, 372 pp.
- Wolanski, E., Moore, K., Spagnol, S., D'Adamo, N. and Pattiaratchi, C., 2001. Rapid, Human-Induced Siltation of the Macro-Tidal Ord River Estuary, Western Australia. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 53(5): 717-732.
- Woodroffe, C.D., 2003. Coasts : Form, process and evolution. The press syndicate of the university of Cambridge, Cambridge, 623 pp.
- Woodroffe, C.D., 2008. Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise. Global and Planetary Change, 62(1-2): 77-96.
- Zaitlin, B.A., 1994. Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 51(Special publication): 45-60.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. and Boyd, R., 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. In: B.A. Zaitlin, R.W. Dalrymple and R. Boyd (Editors), Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences. SEPM, Tulsa.
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J. and Reichert, G.-J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. Geochem. Geophys. Geosyst., 9.

L'estuaire de la Vilaine: évolution naturelle et anthropisation

Résumé :

L'estuaire de la Vilaine est localisé sur la façade atlantique, en Bretagne méridionale. Depuis 1970, le barrage d'Arzal protège des inondations les marais de Redon, constitue une réserve importante d'eau douce et un axe routier.

La présence de cet ouvrage a perturbé dans le temps et l'espace la dynamique hydrosédimentaire de l'estuaire. Ceci s'est traduit principalement par un envasement prononcé de la portion estuarienne à l'aval du barrage.

Il a fallu une vingtaine d'années environ pour que cet ouvrage soit intégré au paysage estuarien et que l'action des paramètres hydrodynamiques « naturels » reprenne ses droits. Les impacts anthropiques doivent donc être pris en compte dans le fonctionnement morphosédimentaire des estuaires actuels pour prévoir leur évolution et tester des solutions curatives et préventives.

L'héritage géomorphologique, par l'intermédiaire des paramètres hydrodynamiques (vent, houle et dynamique tidale), a régi les dépôts sédimentaires de la vallée estuarienne inondée il y a environ 10000 à 9000 ans BP. La puissance de ces dépôts est importante. Localement, elle atteint une quarantaine de mètres.

Les cinq séquences de dépôts marins transgressifs, reconnues dans la Baie de la Vilaine, sont également présentes au sein de la vallée de l'estuaire et perçues jusqu'à 40 km environ à l'intérieur des terres.

Le contrôle morphologique ainsi que l'architecture des dépôts sont significatifs d'un environnement sédimentaire de type ria.

L'espace estuarien de la Vilaine a donc enregistré la somme des facteurs naturels et anthropiques et connaîtra de nouvelles modifications en lien avec la remontée du niveau marin au cours de ces prochaines années.

The Vilaine estuary: natural evolution and anthropogenic effects

Summary:

The Vilaine estuary is located on the French Atlantic coast, in southern Brittany. Since 1970, the Arzal dam, which serves as a main road, has been protecting the marshes of Redon from flood, building up a substantial reserve of fresh water.

The existence of this flood barrier has disturbed the hydro sedimentary dynamics of the estuary in time and space. As a result, the downstream part of the estuary has significantly silted up.

It took about 20 years for the dam to become integrated into the estuarine landscape and for the action of the hydrodynamic parameters to adjust to nature. Therefore we must take into account the anthropic impact on the morphosedimentary dynamics of the present estuaries to anticipate their evolution and to test curative and preventive measures.

The geomorphological inheritance, through hydrodynamic parameters (the wind, the swell and the tidal dynamics) has determined the deposit of sediment in the estuarine valley which had been flooded about 10000 to 9000 years BP. These deposits are considerable and can reach about 40 meters in places.

The five transgressive sequences of marine deposits known in the Vilaine Bay are also present in the estuarine valley and detected until 40 km inland.

The morphological control and the architecture of the deposits reflect a sedimentary environment typical of a ria.

The Vilaine estuary has been subjected to the conjunction of natural and anthropic factors and will undergo further changes related to the sea level rise in the next years.