

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale

ED398/IFREMER

Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide microbien sur le plateau aquitain: caractérisation et facteurs de contrôle

Par Guillaume MICHEL

Thèse de doctorat de Géosciences Marines

Dirigée par Éric DEVILLE (IFPEN) et Agnès BALTZER (Université de Nantes).

Encadrée par Stéphanie DUPRE (IFREMER), Axel EHRHOLD (IFREMER), Anne
BATTANI (IFPEN).

En collaboration avec Patrice IMBERT (TOTAL)

Présentée et soutenue publiquement en novembre 2017

Devant un jury composé de :

Lies LONCKE, Professeur à l'Université de Perpignan, CEFREM, France - Rapporteur

Ingo KLAUCKE, Chercheur au GEOMAR, Kiel, Allemagne – Rapporteur

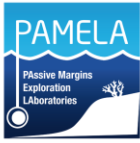
Valérie BELLEC, NGU, Geological survey of Norway – Examinatrice

François BAUDIN, UPMC, ISTEP – UMR7193 Paris6

Hervé GILLET, Université de Bordeaux



Remerciements



Cette thèse est cofinancée par TOTAL et IFREMER dans le cadre du programme PAMELA (PASSive Margin Exploration Laboratories).

Des remerciements sont adressés à Daniel Pillot (IFPEN) et Stéphane Teinturier (TOTAL) pour leur participations respectives aux analyses et interprétation des résultats des analyses ROCK-EVAL6 et FIS. Des remerciements sont également adressés à Bruno Marsset, pour l'aide apportée à la compréhension de l'origine des artefacts sismiques et à l'interprétation de ces derniers.

Les remerciements vont aussi à toute l'équipe qui a porté, suivi et fait vivre le projet de thèse, Éric Deville, Agnès Baltzer, Stéphanie Dupré, Axel Ehrhold, Anne Battani et également à Patrice Imbert pour le partage de ses connaissances.

Des remerciements sont adressés à toutes les personnes, extérieurs qui ont contribué à alimenter la discussion, aux collègues IFREMER qui y ont également contribué et ont animé la vie de tous les jours à IFREMER et notamment les pauses cafés. Un grand merci également à tous les amis, collègues et famille qui avec leur support ont permis de faire de la thèse un sujet plus léger à porter.

Table des matières

Table des matières	1
Glossaire	9
1 Introduction	11
1.1 Les systèmes fluides dans le domaine marin	11
1.1.1 <i>Origine et nature des fluides</i>	13
1.1.2 <i>Processus de génération du gaz microbien en milieu marin</i>	14
1.1.3 <i>Types de matière organique et teneur en carbone organique total</i>	15
1.1.4 <i>L'Oxydation Anaérobie du Méthane (AOM) et la précipitation des carbonates authigènes</i>	16
1.1.5 <i>Indices en fond de mer associés aux systèmes fluides de "cold seeps" en milieu marin</i>	17
1.1.5.1 Pockmarks	17
1.1.5.2 Carbonates authigènes dérivés du méthane	19
1.1.6 <i>Hydrates de gaz</i>	20
1.2 Le système fluide microbien du plateau aquitain	21
1.2.1 <i>Découverte et caractéristiques du système fluide du plateau aquitain</i>	21
1.2.2 <i>Caractérisation morphosédimentaire de la marge sud aquitaine</i>	24
1.2.3 <i>Minéralogie des carbonates authigènes associés aux sorties de méthane microbien</i>	26
1.2.4 <i>Composition moléculaire et signature isotopique des gaz</i>	27
1.2.5 <i>Analyses isotopiques des carbonates authigènes dérivés du méthane</i>	30
1.3 Autres systèmes fluides froids	30
1.3.1 <i>Répartition sur les marges continentales</i>	30
1.3.2 <i>Exemples de systèmes fluides de gaz microbien sur les plate-formes continentales</i>	32
1.3.2.1 <i>Sorties de fluides et hydrates de gaz sur la marge nord-est des États-Unis</i>	32
1.3.2.2 <i>Sorties de méthane microbien au Kattegat, Danemark</i>	33
1.3.2.3 <i>Kerch seep area, paléo-delta Don Kuban dans le nord-est de la Mer Noire</i>	33
1.3.2.4 <i>Sorties de fluides sur le plateau continental au large d'Haïfa, offshore Israël</i>	34
1.4 Problématique de la thèse	34
2 État des connaissances sur la marge Aquitaine	39
2.1 Contexte Géodynamique	39
2.1.1 <i>Ouverture du golfe de Gascogne du Permien jusqu'au Crétacé supérieur</i>	39
2.1.2 <i>Orogenèse Pyrénéenne depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Miocène moyen</i>	40
2.2 Mouvements verticaux sur la marge Aquitaine	41
2.2.1 <i>Mouvements verticaux au cours du Mésozoïque</i>	41
2.2.2 <i>Mouvements verticaux au cours du Cénozoïque</i>	42
2.3 Évolution du niveau marin global.....	42
2.3.1 <i>Généralités sur les variations du niveau marin</i>	42

2.3.2	<i>Variations du niveau marin à l'échelle du Mésozoïque et Cénozoïque</i>	42
2.3.3	<i>Variations eustatiques haute fréquence au cours des derniers 500 ka</i>	44
2.4	Contexte géologique de la marge sud aquitaine	45
2.4.1	<i>Formations géologiques du bassin de Parentis et du Haut des Landes</i>	45
2.4.2	<i>Éléments structuraux du domaine offshore de la marge sud aquitaine</i>	47
2.4.3	<i>Morphologie générale de la marge sud aquitaine</i>	49
2.4.4	<i>Système des canyons de Cap Ferret et Capbreton</i>	50
2.4.5	<i>Le plateau Continental Aquitain actuel</i>	50
2.4.5.1	Morphologie du plateau	51
2.4.5.2	La couverture superficielle Holocène de la plate-forme Aquitaine à la pente continentale	51
2.4.5.3	Sédimentation plio-quadernaire du plateau Sud Aquitain	56
2.4.6	<i>Loupe d'arrachement de Capbreton</i>	59
2.4.7	<i>La pente continentale de la marge sud aquitaine</i>	60
2.4.7.1.1	Canyons (nord de la zone d'étude)	62
2.4.7.1.2	Ondulations sédimentaires (sud de la zone d'étude).....	62
2.4.8	<i>Formations à hydrocarbures du bassin de Parentis</i>	63
2.4.9	<i>Remplissage sédimentaire récent du Bassin Aquitain onshore et formation du Sable des Landes</i> .	67
2.4.9.1	Les formations miocènes	67
2.4.9.2	Séries pliocènes	67
2.4.9.3	Séries d'âge pléistocène.....	67
2.4.9.4	Formations holocènes	68
2.4.10	<i>Réseau hydrographique du domaine onshore du Bassin aquitain</i>	70
2.4.11	<i>Le système d'aquifères de la marge sud aquitaine</i>	70
2.4.11.1	Définition	70
2.4.11.2	Aquifères sur les plate-formes continentales	71
2.4.11.3	Aquifères onshore du Bassin aquitain.....	72
2.4.11.4	Aquifères offshore du bassin de la marge Aquitaine	73
2.5	Hydrodynamisme océanique du golfe de Gascogne	74
2.5.1	<i>Régime général des courants</i>	74
2.5.2	<i>Thermocline</i>	75
2.5.3	<i>Onde interne</i>	75
2.6	Les systèmes fluides décrits à proximité de la marge sud aquitaine	76
2.6.1	<i>Système fluide du flanc sud du canyon de Capbreton</i>	76
2.6.2	<i>Pockforms profonds sur le plateau des landes</i>	78
3	Données et méthodes	83
3.1	Les approches de recherche en géosciences marines appliquées à la thèse	83
3.1.1	<i>Principes généraux de l'acoustique sous-marine</i>	83
3.1.2	<i>Réfraction, réflexion, diffusion et rétrodiffusion des ondes acoustiques et sismiques</i>	84
3.2	Exploitation des données des sondeurs multifaisceaux	86
3.2.1	<i>Généralités et données exploitées</i>	86
3.2.2	<i>Bathymétrie</i>	88

3.2.2.1	Interprétation morphologique	89
3.2.2.2	Extraction semi-automatique des morphologies fond de mer	90
3.2.2.2.1	Approche par remplissage des dépressions	90
3.2.2.2.2	Utilisation de l’outil Benthic Terrain Modeler (BTM) et des scripts de Bathymetric Position Index (BPI). 91	
3.2.2.2.3	Comparaison des méthodes	92
3.2.2.2.3.1	Méthodes semi-automatiques et manuelle pour la cartographie des pockmarks	92
3.2.2.2.3.2	Méthodes pour la détermination de la profondeur interne des pockmarks, par remplissage et par différence de bathymétrie	94
3.2.2.3	Données de bathymétrie exploitées dans la thèse	94
3.2.3	<i>Rétrodiffusion fond de mer</i>	97
3.2.3.1	Cartographie des sédiments superficiels et morphologies	97
3.2.3.2	Données de rétrodiffusion fond de mer exploitées dans la thèse	100
3.2.4	<i>Rétrodiffusion de la colonne d’eau</i>	102
3.2.4.1	Principe	102
3.2.4.2	Données acoustique colonne d’eau traitées et/ou exploitées dans la thèse	103
3.3	Utilisation de la sismique réflexion	103
3.3.1	<i>Contenu fréquentiel et résolutions en sismique réflexion</i>	103
3.3.2	<i>Atténuation des ondes dans le milieu</i>	105
3.3.3	<i>Dispositif d’acquisition</i>	105
3.3.3.1	Source	105
3.3.3.2	Système de réception	106
3.3.3.3	Positionnement du système d’acquisition	107
3.3.3.4	Enregistrement numérique	107
3.3.4	<i>Échantillonnage temporel et spatial</i>	107
3.3.5	<i>Traitements applicables aux données sismiques</i>	108
3.3.5.1	Traitement de la navigation	108
3.3.5.2	Traitement du signal	109
3.3.5.3	Traitement d’imagerie sismique	109
3.3.6	<i>Traitements et artéfacts des données de sismique réflexion exploitées dans la thèse</i>	110
3.3.6.1	Fréquence centrale des différentes sources exploitées dans la thèse	110
3.3.6.2	Résolution verticale	110
3.3.6.3	Résolution horizontale	111
3.3.6.4	Artéfacts de propagation	111
3.3.6.4.1	Hyperboles de diffraction	112
3.3.6.4.2	Triplification	113
3.3.6.4.3	Multiple	115
3.3.6.4.4	Masque acoustique	115
3.3.7	<i>Jeux de données sismiques exploités dans la thèse</i>	116
3.3.7.1	Avant-propos sur les données sismiques exploitées	116
3.3.7.2	Description des données sismiques de la base de données SISMAGE-TOTAL	117
3.3.7.3	Description des données sismiques des campagnes IFREMER et académiques	120
3.3.7.3.1	GAZCOGNE 1 et 2	120
3.3.7.3.2	ITSAS 1, 2, 5 et 6	122

3.3.7.3.3	BOBGEO 1 et BOBGEO 2.....	123
3.3.7.3.4	GITAN.....	124
3.3.8	<i>Méthodes d'interprétation de la géométrie des réflexions sismiques</i>	124
3.3.8.1	Généralités.....	124
3.3.8.2	Détermination et délimitation de la géométrie des horizons régionaux sur les profils sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE.....	126
3.4	Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage	126
3.4.1	<i>Benne et carottier boîte</i>	126
3.4.1.1	Principes de prélèvement.....	126
3.4.1.2	Analyses des échantillons des bennes.....	127
3.4.2	<i>Le carottage</i>	130
3.4.2.1	Principe.....	130
3.4.2.2	Données des carottiers gravitaires (GAZCOGNE2 et GITAN).....	131
3.4.2.3	Exploitation des échantillons des carottes de la campagne GITAN (2015).....	132
3.4.2.4	Description lithologique des carottes GITAN	133
3.4.3	<i>Pénétromètre Penfeld</i>	135
3.4.4	<i>Echantillonnages spécifiques du ROV Victor</i>	135
3.4.5	<i>Les forages d'exploration pétrolière</i>	137
3.4.5.1	Données de forages exploitées.....	137
3.4.5.2	Contrôle géologique et déblais de puits	139
3.4.5.3	Synthèse des données des rapports de puits.....	140
3.4.5.3.1	Synthèse des indices d'hydrocarbures	141
3.4.5.3.2	Synthèse des indices de la présence de niveaux aquifères dans les puits	144
3.5	Analyses géochimiques	150
3.5.1	<i>Etude de la matière organique par analyse ROCK-EVAL6</i>	150
3.5.1	<i>Analyses des gaz recueillis par crushing des déblais de puits</i>	153
3.5.2	<i>Etude des inclusions fluides des déblais de puits par la méthode Fluide Inclusion Stratigraphy (FIS – société FIT)</i>	154
3.5.2.1	Inclusions artificielles.....	155
3.5.2.2	Contamination	156
3.5.2.3	Fluorescence.....	156
3.5.2.4	Contrôle qualité de la donnée	158
3.5.2.5	Les déblais utilisés pour analyses FIS	158
4	Résultats	161
4.1	Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale	161
4.1.1.1	Description des horizons régionaux.....	176
4.1.1.1.1	Base du Tertiaire.....	176
4.1.1.1.2	Base du Miocène et séries du Paléogène.....	180
4.1.1.1.3	Base du Pliocène et séries du Miocène	184
4.1.1.2	Le système de progradation du Plio-Pléistocène	188
4.1.1.2.1	L'unité P1 du système de progradations du Plio-Pléistocène.....	193
4.1.1.2.2	L'unité P2 du système de progradation du Plio-Pléistocène	197
4.1.1.2.3	L'unité P3 du système de progradation du Plio-Pléistocène	201

4.1.1.3	Évolution de la position de rebord de plateau des progradations du Plio-Pléistocène	203
4.2	Exploitation des acquisitions des sondeurs multifaisceaux	205
4.2.1	<i>Bathymétrie</i>	205
4.2.1.1	Les pockmarks de la pente continentale Aquitaine.....	205
4.2.1.2	Les carbonates authigènes affleurants sur le plateau aquitain.....	210
4.2.2	<i>Rétrodiffusion fond de mer</i>	214
4.2.2.1	Signature acoustique des pockmarks de la pente continentale Aquitaine	214
4.2.2.2	Les carbonates authigènes du plateau aquitain	217
4.2.2.2.1	Données des campagnes	217
4.2.2.2.2	Répartition et géométrie des anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer	218
4.2.2.2.3	Comparaison qualitative de la signature acoustique des anomalies d'amplitude de rétrodiffusion fond de mer	225
4.2.2.2.4	Interprétation des anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer.....	226
4.2.3	<i>Rétrodiffusion colonne d'eau</i>	231
4.2.3.1	Résultats de la campagne GITAN	231
4.2.3.2	Effet de la marée sur les sorties de méthane dans la colonne d'eau.....	233
4.2.4	<i>Synthèse des indices fluides issus des données de sondeur multifaisceaux</i>	235
4.3	Exploitation des acquisitions de sismique réflexion IFREMER/Universités.....	238
4.3.1	<i>Profils sondeur de sédiment</i>	238
4.3.1.1	Signature sismique des encroûtements de carbonates authigènes.....	238
4.3.1.2	Signature sismique des pockmarks dans la pente continentale	244
4.3.2	<i>Les profils Sparker</i>	247
4.3.2.1	Géométrie de la couverture sédimentaire récente	247
4.3.2.2	Signature sismique des encroûtements de carbonates authigènes.....	253
4.3.2.3	Signature sismique des pockmarks dans la pente continentale	256
4.3.2.4	Signature sismique de gaz : un masque acoustique dans la pente continentale et en rebord du plateau aquitain	262
4.3.3	<i>Synthèse des indices fluides observés sur les données de sismique IFREMER/Universités</i>	265
4.4	Résultats de l'exploitation des données de sismique du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE	271
4.4.1	<i>Renforcement d'amplitude des réflexions sismiques suivant la stratigraphie</i>	272
4.4.2	<i>Hyperboles de diffraction dans les progradations plio-pléistocènes et séries récentes</i>	276
4.4.3	<i>Réflexions sismiques chaotiques associées au multiple du fond de mer sur les lignes ECORS retraitées</i>	282
4.4.3.1	Ligne ECORS-R7	284
4.4.3.2	Ligne ECORS-R5.....	287
4.4.3.3	Ligne ECORS-R4.....	289
4.4.3.4	Ligne ECORS-R3.....	291
4.4.3.5	Interprétation de la présence du multiple fond de mer et des réflexions sismiques chaotiques	295
4.4.4	<i>Synthèse des indices fluides observés sur les données sismiques du projet SISMAGE</i>	296
4.5	Résultats des analyses géochimiques.....	299
4.5.1	<i>Résultats de l'étude de la matière organique par analyse ROCK-EVAL 6</i>	299
4.5.1.1	Puits DANU-1, FREGATE-1B et PELICAN-1	299

4.5.1.2	Echantillons de « surface » GAZCOGNE 1	303
4.5.1.3	Carottes en pied de pente continentale, échantillons de la campagne GITAN.....	306
4.5.1.4	Synthèse des résultats des analyses ROCK-EVAL 6.....	308
4.5.2	<i>Résultats de l'analyse des gaz prélevés dans les carottes GITAN.....</i>	309
4.5.3	<i>Analyse des gaz inclus dans la porosité des déblais de puits</i>	310
4.5.4	<i>Résultats des analyses des inclusions fluides des déblais de puits</i>	311
4.5.4.1	Puits DANU-1	311
4.5.4.2	Puits ESUS-1.....	313
4.5.4.3	Puits FREGATE-1B	315
4.5.4.4	Puits PELICAN-1.....	319
4.5.4.5	Résultats généraux.....	322
4.5.5	<i>Comparaison des résultats des analyses de Crushing et FIS</i>	322
5	Discussion.....	325
5.1	Gaz dans la pente et sur le plateau.....	326
5.1.1	<i>Restriction des sorties de gaz en fond de mer sur le plateau aquitain</i>	326
5.1.2	<i>Les niveaux sédimentaires chargés en gaz sous le plateau et dans la pente continentale.....</i>	329
5.1.3	<i>Quelle est l'extension en profondeur sous le fond de mer des niveaux chargés en méthane microbien ?.....</i>	332
5.2	Les carbonates authigènes dérivés du méthane microbien	335
5.2.1	<i>Quelle surface couvrent les carbonates authigènes affleurants et subaffleurants ?.....</i>	335
5.2.2	<i>Quelle est l'extension du système des carbonates enfouis dans le sédiment sur le plateau aquitain ?</i> 338	
5.3	Pockmarks dans la pente continentale	340
5.3.1	<i>Détection, caractérisation et répartition des pockmarks</i>	340
5.3.2	<i>Inactivité des pockmarks et natures des fluides impliqués dans leur formation.....</i>	343
5.3.3	<i>Contrôle sédimentaire sur l'initiation et la distribution des pockmarks</i>	344
5.3.4	<i>Origine de l'élongation des pockmarks : pente, coalescence, courants ?.....</i>	345
5.3.5	<i>Lien avec le système fluide microbien du plateau ? Avec d'autres systèmes fluides du golfe de Gascogne ?.....</i>	346
5.4	Niveaux sources de matière organique à l'origine de la genèse du méthane microbien.....	347
5.4.1	<i>Approche pour la mise en place des scénarii de la source de matière organique à l'origine de la genèse du gaz.</i>	347
5.4.2	<i>Scénario 1 : Source de matière organique dans les séries crétacées du bassin de Parentis.....</i>	351
5.4.3	<i>Scénario 2 : Génération du méthane microbien dans les séries du Paléogène.....</i>	356
5.4.3.1	Source du méthane dans les séries à faibles teneur en matière organique	356
5.4.3.2	Source du méthane microbien dans les niveaux spécifiques de lignites de l'Oligocène	358
5.4.4	<i>Scénario 3 : Méthane microbien dans les séries néogènes et pléistocènes</i>	360
5.4.4.1	Génération du méthane microbien dans les séries miocènes et premières progradations du Plio-Pléistocène	360
5.4.4.2	Génération du méthane microbien dans les derniers clinofformes des progradations d'âge pléistocène supérieur	365

5.4.4.3	Potentiel des séries du Pléistocène supérieur en terme de volumes de gaz généré	369
5.5	Concept de mise en place et d'évolution du système fluide de la marge sud aquitaine	370
6	Synthèse.....	373
7	Perspectives.....	377
8	Références	379
9	Annexes	399
9.1	Bilan des activités et valorisations	399
9.1.1	<i>Calendriers 2014-2017</i>	<i>399</i>
9.1.2	<i>Campagnes océanographiques 2014-2015</i>	<i>403</i>
9.1.2.1	PAMELA-MOZ-01 – N/O « l'Atalante ».....	403
9.1.2.2	GITAN – N/O « Pourquoi pas ? »	403
9.1.3	<i>Valorisations</i>	<i>403</i>
9.1.3.1	Publication.....	403
9.1.3.2	Base de données	403
9.1.3.3	Rapports	404
9.1.3.4	Congrès.....	404
9.1.3.5	Internes : IFREMER/Ecole Doctorale/PAMELA.....	405
9.1.4	<i>Article soumis aux Comptes Rendus de Géosciences, en révision</i>	<i>407</i>
9.1.5	<i>Base de donnée SEANOE, Pockmark morphological attributes at the Aquitaine slope, GAZCOGNE1 (2013) and BOBGEO2 (2010) marine expeditions.....</i>	<i>440</i>
9.1.6	<i>Résumés des communications en congrès</i>	<i>441</i>
9.1.6.1	15ème Congrès Français de Sédimentologie, Chambéry, 13-15 octobre 2015	441
9.1.6.2	International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY) XV, Bilbao, 22-24 june 2016	445
9.1.6.3	Congrès GIMS 13th international conference on Gas In Marine Sediments, Tromsø, Norway, 19th to 22nd September 2016	449
9.1.6.4	European Geosciences Union General Assembly 2017, Vienna, Austria, 23th to 28th April 2017.....	453
9.2	Cartes de synthèse des acquisitions des campagnes IFREMER et académiques.....	456
9.3	Analyses des gaz dans les carottes GITAN	461
	Table des illustrations	463
	Table des tableaux.....	479
	Table des équations	481
	Résumé	482
	Abstract.....	482

Glossaire

3D: 3 Dimensions

A

AOM: Anaerobic Oxidation of Methane

API: American Petroleum Institute

B

BPI: Bathymetric Position Index

BTM: Benthic Terrain Modeler

BP: Before Present, nombres d'années avant 1950.

BRGM: Bureau de Recherches Géologiques et Minières

BSF : Below SeaFloor

BSL : Below Sea Level

BSR: Bacterial Sulfate Reduction

BSR: Bottom Simulating Reflector

C

cf.: abréviation de *Confer*, se reporter à.

COT: Carbone Organique Total

CTDI: Cartographie Traitement de Données et Instrumentation – Service, IFREMER

D

dB: décibel

E

ECORS: Programme scientifique - Étude des Continents et des Océans par Réflexion Sismique

ED: Ecole Doctorale

e.g.: exempli grātia, par exemple

F

FID: Flame Ionization Detector

FIS: Fluid Inclusion Stratigraphy

FIT: Fluid Inclusion Technology

G

GM: Géosciences Marines – Unité de recherche, IFREMER

H

Hz: hertz

HR: Haute Résolution

I

IFPEN: Institut Français du Pétrole et Energies Nouvelles

IFREMER: Institut Français de Recherche et de l'Exploitation de la MER

K

ka: Kilo Années, soit 1000 ans (ky en anglais)

kHz: kilohertz

L

LAD: Laboratoire Aléas géologiques et Dynamiques sédimentaire, IFREMER

LGS: Laboratoire de Géodynamique et enregistrements Sédimentaire, IFREMER

Ln: Litre Normalisé à la pression et température atmosphériques

I

IH: Indice d'Hydrogène

IO: Indice d'Oxygène

J

JDD: Journées Des Doctorants à l'ED398 Paris

VI

M

mbsf: Metres below seafloor

mbsl: Metres below sealevel

MDAC: Methane-Derived Authigenic Carbonates

MNT: Modèle Numérique de Terrain

ms: millisecondes

N

N/O: Navire Océanographique

NOAA: National Oceanic and Atmospheric
Administration

P

PAMELA: Passive Margin Exploration

LABoratories

R

RE: Rock-Eval

RFS: Rapport Final de Sondage

ROP: Rate Of Penetration

ROV: Remotely Operated Vehicle

S

s: secondes

SBP: SuBbottom Profiler

SDS: Sondeur De Sédiment

SIG: Système d'Information Géographique

SISRAP: Sismique Rapide

SNEA: Société Nationale Elf Aquitaine

SP: Shot Point

T

Tcf: Trillion cubic feet

TOC: Total Organic Carbon (Fr. COT)

TwT: Two way Time (Fr. Temps double)

U

UR: Unité de Recherche

UV: UltraViolet

1 Introduction

1.1 Les systèmes fluides dans le domaine marin

L'étude des systèmes fluides est un axe charnière de la recherche actuelle en géosciences du fait des interactions entre les fluides et les processus biologiques, géologiques et chimiques. Pour Tryon et al. (2001), « Subsurface fluid flow is a key area of earth science research, because fluids affect almost every physical, chemical, mechanical, and thermal property of the upper crust ». Les systèmes fluides sont au cœur des problématiques d'aléas géologiques, des considérations environnementales (interactions gaz/atmosphère) et des ressources énergétiques. Un système fluide peut être défini par la nature des fluides, par les différents compartiments qui le composent, un ou des niveaux sources, des chemins de migrations, des interactions (e.g. avec d'autres systèmes fluides), des rétentions et des expressions morphologiques en surface. Ces différents compartiments ne sont pas cloisonnés et les interactions entre ceux-ci sont constantes, ce qui fait des systèmes fluides des systèmes dynamiques qui relèvent parfois d'une complexité assez élevée.

Les années 60 ont marqué en géologie, la découverte des premiers indices d'activités de systèmes fluides en fond de mer. L'intérêt pour les systèmes fluides, au-delà de la géologie (biologie, chimie et océanographie), s'est accentué avec la découverte de nombreux sites, à la fois au niveau des dorsales médio-océaniques ou des marges continentales, que ce soit dans les zones côtières comme en Espagne (García-Gil et al., 2011), en Chine (Q. Sun et al., 2012) ou dans les zones profondes des océans (Golfe du Mexique, Chen et al., 2004). Les émanations de fluides en fond de mer sont, dans la plupart des régions de production pétrolière, les premiers témoins de la présence d'un système à hydrocarbures (Link, 1952).

Afin de mieux comprendre les enjeux spécifiques des sorties de fluides en fond de mer, il est tout d'abord nécessaire de les caractériser.

Les transferts de fluides impliquent la circulation de liquides et de gaz traversant la colonne sédimentaire, depuis une roche mère jusqu'au fond de mer, puis la colonne d'eau et atteignant éventuellement l'atmosphère. Les environnements de sorties de fluides en milieu marin sont divisés en deux grandes catégories ; les sources chaudes (températures entre 200 et 500°C) et froides (températures <100°C) (Judd and Hovland, 2007). Les sources chaudes correspondent aux systèmes hydrothermaux (cheminées, minéralisations, faunes chimio synthétiques avec une mégafaune très souvent dense et variée) (Gebruk et al., 1997; Cordes et

1.1. Les systèmes fluides dans le domaine marin

al., 2007). Ce type de système est essentiellement présent à la proximité des dorsales océaniques et dans les plaines abyssales à proximité des points chauds.

Les sorties de fluides dits froids, « cold seeps », représentent une étendue spatiale plus conséquente et constituent la base de travail de cette étude. Les sorties de fluides sont présents dans tous les océans et mers du globe (zones convergentes, divergentes, transformantes et intra-plaques) (Judd and Hovland, 2007) (figure 1.1), mais aussi en domaine continental dans les environnements lacustres, rias et rivières. La répartition spatiale des systèmes de « cold seeps » est plus diversifiée avec des systèmes fluides actifs sur les plate-formes continentales, les pentes continentales et dans les plaines abyssales (figure 1.2).

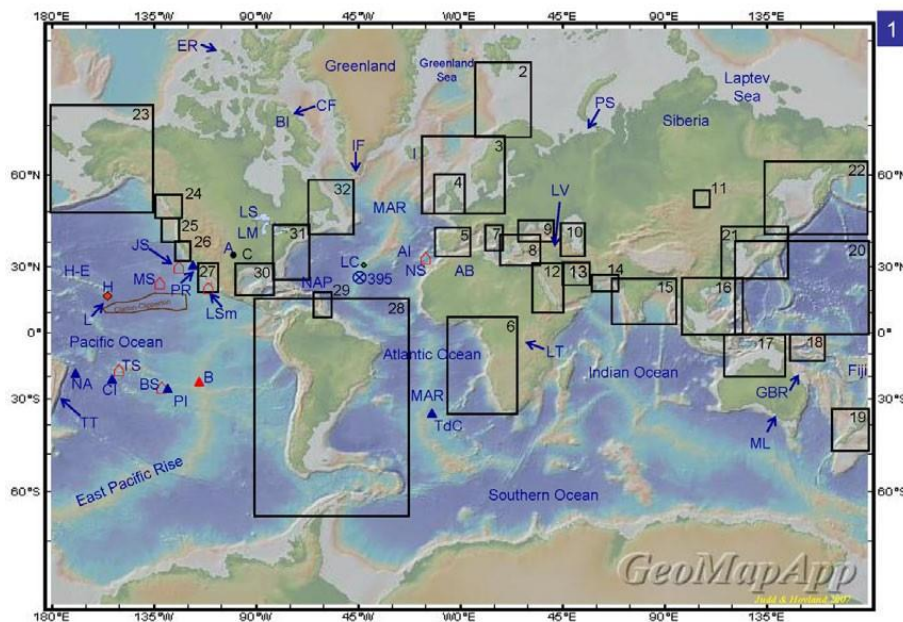


Figure 1.1: Carte de répartition des systèmes de fluides froids (Judd and Hovland, 2007).

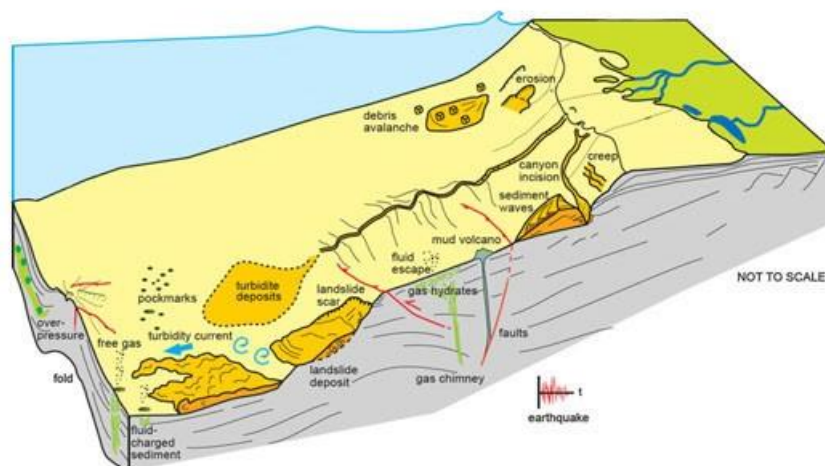


Figure 1.2: Bloc diagramme de la répartition des sorties de fluides et des processus sédimentaires sur une marge continentale (modifié d'après Chiocci et al., 2011).

1.1.1 Origine et nature des fluides

La nature des fluides émis en fond de mer et remontant dans la colonne d'eau au niveau des systèmes fluides de cold seeps est extrêmement variable : du gaz, méthane et autres hydrocarbures plus lourds (éthane et propane), huiles en passant par des résurgences d'eau salée, douce ou saumâtre. Cependant, le méthane reste l'hydrocarbure le plus représenté dans les sédiments et celui qui s'exprime le plus en surface. Différentes sources du méthane sont décrites dans la littérature :

- microbien, issu de la dégradation, par l'activité microbienne, de la matière organique enfouie dans le sédiment (*cf.* 1.1.2) (Whiticar et al., 1986; Floodgate and Judd, 1992; Whiticar, 1999; Schulz et al., 2015).

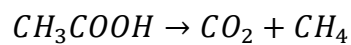
- thermogénique. Les systèmes thermogéniques sont à l'origine de la majorité des produits majeurs utilisés par l'industrie pétrolière, huiles légères, lourdes, bitumes, mais aussi gaz, comme le méthane. Tous ces éléments sont produits suite à une succession de processus physico-chimiques complexes d'enfouissement (augmentation de température et de pression), générant des processus de reminéralisations, diagenèse, puis dégradation physico-chimiques. Ces processus se font dans des gammes de pression/température relativement élevées (Tissot and Welte, 1984) qui ne peuvent pas être atteintes dans tous les milieux. Suivant la nature de la matière organique et les conditions de pression/température au cours de l'enfouissement, les produits de la dégradation seront différents (Dow, 1977). La dégradation de la matière organique se fait par des processus de catagenèse (craquage thermique) dans des conditions de températures et pressions supérieures à celles des processus microbiens. Différentes phases peuvent être produites dans les processus thermogéniques, solide (asphalte), liquide (huiles) et gazeuse. Le gaz peut aussi provenir de la dégradation secondaire de l'huile dans les formations réservoirs (Jones et al., 2008; Meslé et al., 2013).

- abiotique. Le méthane produit ainsi est dérivé de sources inorganiques, notamment lors du dégazage de roches mafiques ou lors des processus de serpentinisation des roches ultramafiques (Etioppe and Sherwood Lollar, 2013).

Les systèmes de cold seeps sont en général des systèmes complexes alimentés par différentes sources de fluides. Il n'est pas rare que des systèmes soient alimentés à la fois par des fluides thermogéniques (d'origine profonde) et des processus microbiens (plus superficiels). Les systèmes à source unique sont plus rares (*cf.* 1.3).

1.1.2 Processus de génération du gaz microbien en milieu marin

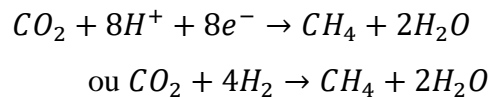
Le gaz microbien est un des gaz généré à partir de la matière organique par des processus microbiens. Classiquement, deux voies de génération sont distinguées pour la génération du gaz microbien (Whiticar et al., 1986; Floodgate and Judd, 1992; Whiticar, 1999). La première voie de formation du méthane microbien se fait par « fermentation » de la matière organique. Ce terme simplifié correspond à la formation directe de méthane à partir de la réduction de groupe méthyl de l'acétate, en particulier, par des microorganismes de type *Methanosarcinacae* par exemple (Whiticar et al., 1986; Floodgate and Judd, 1992) (équation 1.1) :



Équation 1.1 : Première équation de la fermentation d'acétate en méthane.

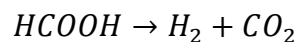
Les *Methanosarcinacae* peuvent également produire directement du méthane depuis le méthanol ou les méthylamines (Whiticar et al., 1986).

La seconde voie de formation du méthane est assurée par les microorganismes méthanogènes et se fait notamment par réduction du CO_2 (équation 1.2) :



Équation 1.2: Équation de la formation du méthane par réduction du CO_2

Le dioxyde de carbone peut être issu de la réduction du groupement méthyl (équation 1.1), mais aussi de la décarboxylation (Whiticar et al., 1986) de la matière organique ou encore d'autres sources, comme l'oxydation des formates (équation 1.3) :



Équation 1.3: Formation du CO_2 par oxydation des formates (Whiticar et al., 1986).

Les modes de formation simplifiés de formation du méthane par « fermentation » et « réduction du CO_2 » (figure 1.3) sont ceux retenus dans la thèse et concernent la génération des gaz microbiens GAZCOGNE.

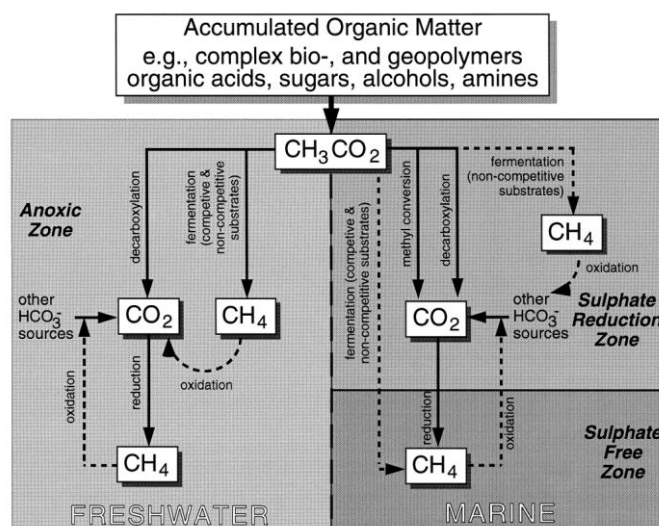


Figure 1.3 : Schéma simplifié de la formation du méthane à partir de la matière organique dans le milieu d'eau douce et milieu marin (Whiticar, 1999).

L'activité des organismes générant du méthane est essentiellement contrainte par la température du milieu (Zeikus and Winfrey, 1976; Zeikus, 1977; Whiticar et al., 1986; Whiticar, 1999). Les bactéries méthanogènes sont actives principalement dans la plage de température 4 – 56°C (Whiticar et al., 1986). Toutefois, des générations de méthane par des microorganismes peuvent exister au-delà de 100°C (Takai et al., 2008). La pression n'est pas un facteur limitant aussi fort que la température sur l'activité de ces organismes car ceux-ci sont actifs du fond de mer jusqu'à des profondeurs de parfois plusieurs kilomètres sous le fond de mer (Inagaki et al., 2015).

1.1.3 Types de matière organique et teneur en carbone organique total

Suivant le type de matière organique et les teneurs en carbone organique total, les produits de la dégradation de la matière organique ne sont pas les mêmes (Tissot and Welte, 1984; Horsfield et al., 1988; Dembicki Jr, 2009).

Trois grands types de matière organique sont décrits dans la littérature (e.g. Espitalié et al., 1984; Tissot and Welte, 1984; Horsfield, 1990; Dembicki Jr, 2009):

- Le type I est décrit comme une matière organique d'origine lacustre qui produit préférentiellement de l'huile.
- Le type II est une matière organique d'origine marine dont la dégradation produit aussi bien de l'huile que du gaz.
- Le type III est une matière organique d'origine continentale. La dégradation de cette matière organique continentale produit essentiellement du gaz.

Les teneurs en Carbone Organique Total (COT) sont également prises en considérations lors de l'évaluation du potentiel de la roche source (Tissot and Welte, 1984; Dembicki Jr, 2009). D'après Peters (1986), les valeurs de COT sont considérées comme pauvres entre 0 et 0.5% COT, acceptables entre 0.5 et 1%, bonnes entre 1 et 2% et très bonnes au-delà de 2% de COT. Le potentiel de la matière organique pour la génération d'huile n'est pas étudié dans le détail dans le cadre de la thèse. **En ce qui concerne, la méthanogenèse, Clayton and others (1992) indiquent qu'une valeur de COT de 0.2% est suffisante pour démarrer la méthanogenèse. Cette valeur de COT de 0.2% est retenue dans cette thèse comme seuil pour permettre la méthanogenèse.**

1.1.4 L'Oxydation Anaérobique du Méthane (AOM) et la précipitation des carbonates authigènes

L'oxydation anaérobique de méthane est un processus microbien au cours duquel le méthane est oxydé suite à des réactions avec différents accepteurs d'électrons. Dans le cas des sédiments marins, l'essentiel de l'AOM se fait dans la zone appelée transition sulfate-méthane (Hoehler et al., 1994; Joye et al., 2004). Cette zone se situe sous la zone oxic (très généralement dans les sédiments) et la concentration en sulfates décroît en profondeur (figure 1.4).

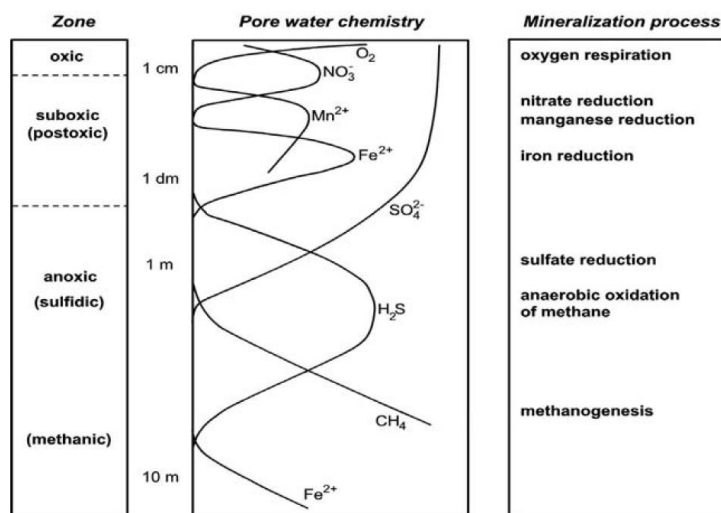


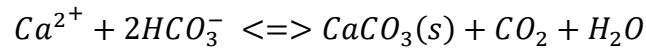
Figure 1.4: Évolution de la concentration des différents accepteurs d'électrons en fonction de la profondeur dans le sédiment (Jørgensen and Kasten, 2006).

L'oxydation du méthane par les sulfates se fait par la réaction suivante (Hoehler et al., 1994; Luff and Wallmann, 2003) :



Équation 1.4 : Équation d'oxydation du méthane par les sulfates

Au cours de cette réaction chimique (équation 1.4), la formation d'ion hydrogénocarbonates (HCO_3^-) entraîne l'augmentation de l'alcalinité du milieu et permet la précipitation de carbonates authigènes (équation 1.5) (Luff and Wallmann, 2003). Les carbonates authigènes précipitent uniquement dans la zone anoxique.



Équation 1.5: Réaction de précipitation des carbonates authigènes

1.1.5 Indices en fond de mer associés aux systèmes fluides de "cold seeps" en milieu marin

Les expressions morphologiques sur le fond de la mer liées à des sorties de fluides froids sont variables suivant la nature des fluides et l'intensité des flux (Judd and Hovland, 2007). Les témoins de l'activité des systèmes fluides sont représentés à macro-échelle (volcans de boue, saumures, pockmarks), méso-échelle (pockmarks, structures de carbonates authigènes) et micro-échelle (concrétions de carbonates authigènes, faunes chimiosynthétiques). Les volcans de boue (e.g. Dimitrov and Woodside, 2003) et saumures (Dupré et al., 2014e) sont des évidences particulières de circulations de fluides qui ne sont pas rencontrées dans la zone d'étude et qui ne sont pas détaillées dans la thèse.

1.1.5.1 Pockmarks

Les pockmarks sont des dépressions en fond de mer qui ont été décrites pour la première fois par King and MacLean (1970) sur le plateau continental Ecosais. Ces morphologies sont interprétées comme étant formées par l'expulsion de fluides (King and MacLean, 1970; Hovland and Judd, 1988) entraînant le remise en suspension du sédiment et l'effondrement de couches chargées en sédiment. Ces morphologies fond de mer sont observées dans tous les environnements, depuis les lacs, les zones peu profondes (Josenhans et al., 1978; García-Gil, 2003; Rise et al., 2015) jusqu'aux environnements profonds (Gay et al., 2006b; Pilcher and Argent, 2007).

Les pockmarks présentent des morphologies variables suivant la nature des fluides expulsés, les flux et l'activité des sorties de fluides. Le diamètre des pockmarks décrits dans la littérature varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres (Pilcher and Argent, 2007). Les pockmarks circulaires et de petites à moyennes tailles sont en général associés à des sources locales de gaz (Hovland and Judd, 1988; Gay et al., 2007), à des sorties d'eau douce (Whiticar, 2002) ou des processus de dewatering (Harrington, 1985). Les pockmarks formés par les processus de dewatering (expulsion de l'eau de la porosité), présentent les mêmes

morphologies que des pockmarks formés par l'expulsion de gaz. Les pockmarks formés par dewatering sont parfois associés à un réseau sous-jacent de failles polygonales (Gay et al., 2004). Les pockmarks peuvent être répartis aléatoirement en fond de mer, former des groupements de plus grande densité (Hovland et al., 2010) ou encore être alignés (Pilcher and Argent, 2007; Andrews et al., 2010). Les alignements de pockmarks sont en général interprétés comme étant liés à des structures géologiques enfouies, failles et fractures (Dimitrov and Woodside, 2003; Gay et al., 2007) ou encore vallées incisées (Gay et al., 2003; Gillet et al., 2008; Baltzer et al., 2014).

La modification de la morphologie initiale des pockmarks peut être influencée par différents facteurs comme l'expulsion successive de sorties de fluides (Hovland and Judd, 1988), la présence de carbonates authigènes (Gay et al., 2006a; Andresen et al., 2008) ou des facteurs externes comme : les courants (Josenhans et al., 1978; Dandapath et al., 2010; Gafeira et al., 2012; Schattner et al., 2016), des déstabilisations sédimentaires liées à la pente, la présence de communautés benthiques (Webb et al., 2009) ou l'accumulation de débris comme des sédiments grossiers (Pau and Hammer, 2013). La modification de la morphologie des pockmarks, par des sorties de fluides successives ou des facteurs extérieurs, peut entraîner la coalescence de plusieurs pockmarks (Çifçi et al., 2003; Gay et al., 2006a; Dupré et al., 2010).

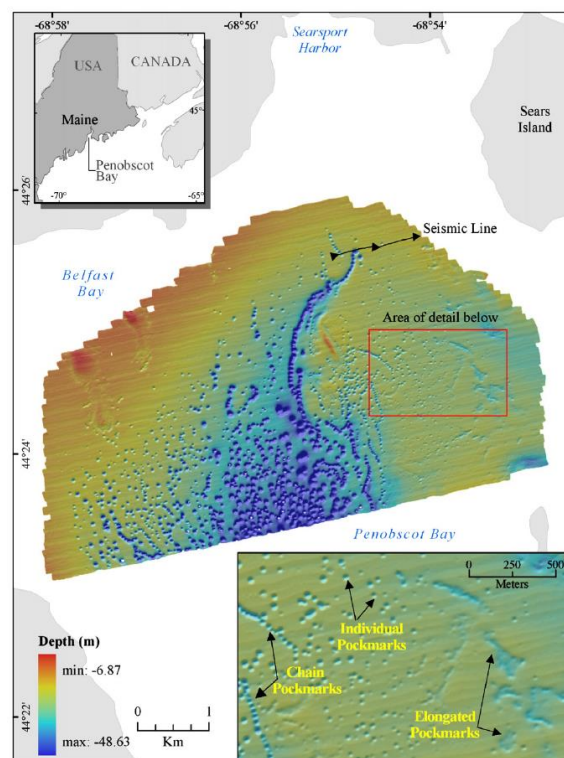


Figure 1.5: Exemple d'un champ de pockmarks étudié dans la baie de Penobscot, Maine, USA (Andrews et al., 2010).

1.1.5.2 Carbonates authigènes dérivés du méthane

Jorgensen (1976) fut l'un des premiers à conduire une étude sur la caractérisation des carbonates authigènes et à les décrire comme issus de la précipitation des ions Calcium et hydrogénocarbonates (*cf.* 1.1.4). Ces précipitations incluent du sédiment encaissant et parfois certains autres précipités (Pierre et al., 2017).

Les carbonates authigènes peuvent, suivant les contextes et les flux, former de petits précipités à l'état de grains dans le sédiment, des cheminées ou encore des dalles métriques de carbonates lorsque les flux sont maintenus (Paull and Ussler, 2008). Les taux de précipitations des carbonates authigènes sont variables, de quelques centimètres à des mètres par ka (1000 ans) pour les taux les plus importants (Luff and Wallmann, 2003; Bayon et al., 2009a, 2013).

Les carbonates authigènes peuvent être rencontrés dans tous contextes de sorties de fluides (Judd and Hovland, 2007). Les carbonates authigènes sont également visibles dans le fond de certains pockmarks suite à leur précipitation avec des sorties successives de fluides (Hovland et al., 2005; Pierre and Fouquet, 2007; Andresen et al., 2008; Paull et al., 2008).

Les carbonates précipitent uniquement en conditions anoxiques (*cf.* 1.1.4). Dans le cas de flux très importants de méthane et notamment lors de la déstabilisation d'hydrates, la zone de transition sulfate-méthane est proche de la surface (Paull and Ussler, 2008). Dans ce cas, les carbonates authigènes peuvent précipiter en subsurface (Paull and Ussler, 2008) dans le sédiment mais pas directement en fond de mer. La présence des carbonates en fond de mer (e.g. Dupré et al., 2014b), grains, blocs ou dalles est liée à leur mise à l'affleurement par des processus érosifs (Paull and Ussler, 2008). Ces processus peuvent notamment être les courants ou encore des sorties successives de fluides remettant en suspension le sédiment. Par ailleurs, des flux très importants de méthane peuvent aussi limiter voire rendre impossible la précipitation de carbonates authigènes (Luff and Wallmann, 2003; Fisher et al., 2007).

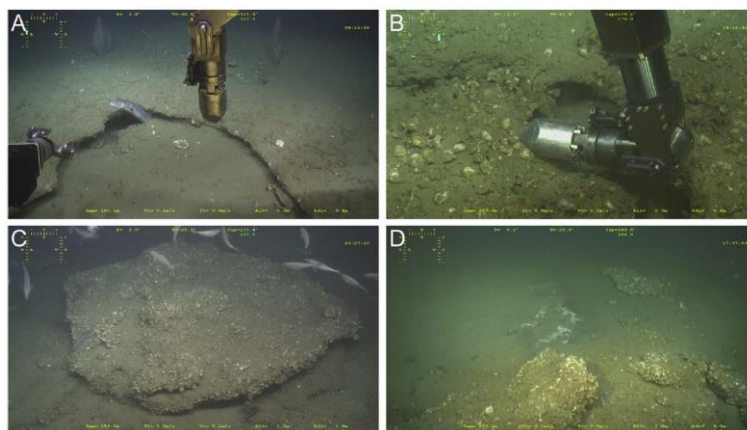


Figure 1.6: Exemples de structures de carbonates authigènes visibles en fond de mer sur le plateau aquitain (Pierre et al., 2017).

1.1.6 Hydrates de gaz

Les hydrates de gaz sont des molécules de gaz (essentiellement du méthane) piégées dans un réseau de molécules d'eau formant une « cage » (Kvenvolden, 1988; Brooks et al., 1991; Sloan Jr and Koh, 2007). Les hydrates qui ont l'aspect de la glace, suivant la géométrie des cages cristallines d'eau, peuvent contenir 164 fois leur volume en méthane (Kvenvolden, 1993; Kvenvolden et al., 1993) et leur déstabilisation fournit des sources potentielles de gaz à effet de serre (Kvenvolden, 1993; Kvenvolden et al., 1993). Les hydrates sont stables dans des conditions de haute pression et de basse température (Kvenvolden, 1988, 1993; Sun and Duan, 2005; Duan and Sun, 2006) et la composition du gaz ainsi que la salinité influent également sur leur équilibre (Brooks et al., 1991). Les hydrates de gaz sont couramment rencontrés dans les pentes continentales et les pente abyssales (Gay et al., 2006a; Hovland and Svensen, 2006; Dewangan and Ramprasad, 2007; Davy et al., 2010; Naudts et al., 2010; Sultan et al., 2010, 2014; Riboulot et al., 2016). Dans ces contextes, la présence de diapirs de sels (Skarke et al., 2014), des variations de la température de l'eau de mer sur le fond (Kvenvolden, 1993; Kennett, 2000; Phrampus and Hornbach, 2012), une variation du niveau marin (Nisbet et al., 1998) peuvent entraîner la déstabilisation des hydrates (Kvenvolden, 1993; Maslin et al., 1998) et entraîner des glissements voire des tsunamis (Bondevik et al., 2005).

Les réflecteurs de type BSR 'Bottom Simulating Reflector' sont couramment associés à la présence d'hydrates (Kvenvolden, 1988; MacKay et al., 1994; Clennell et al., 1999; Gay et al., 2006a; Hovland and Svensen, 2006; Dewangan and Ramprasad, 2007; Naudts et al., 2010). Les BSR représentent la base de la zone de stabilité des hydrates et apparaissent en sismique comme des réflecteurs renforcés avec une polarité négative (Shipley et al., 1979; Holbrook et al., 1996). Aucun BSR n'a été documenté dans la partie profonde du golfe de Gascogne (Ferrer et al., 2008; Iglesias et al., 2010) dans la zone supposée de stabilité des hydrates. De plus, l'acquisition de données géophysiques et échantillons au cours de la campagne GITAN 2015 n'a pas permis de mettre en évidence la présence d'hydrates en fond de mer en pied de pente de la marge sud aquitaine (*cf.* 3.4.2.4 et 3.4.3).

1.2 Le système fluide microbien du plateau aquitain

1.2.1 Découverte et caractéristiques du système fluide du plateau aquitain

Les premiers indices de sorties de fluides sur le plateau aquitain (figure 1.7) ont été repérés à partir des données des campagnes PEGASE (1998) et PELGAS (2000-2011). Ces campagnes dédiées au recensement des stocks halieutiques sont conduites chaque année par l'IFREMER dans le cadre de programmes européens sur le N/O Thalassa. Les sondeurs acoustiques de ce navire (monofaisceau ER60 et multifaisceau ME70 depuis 2008) ont enregistré des échos dans la colonne d'eau différents de ceux attribués à la présence de bancs de poissons (figure 1.7). Ces échos ont été interprétés comme étant liés à des sorties de gaz en rebord du plateau aquitain (140 à 220 m de profondeur d'eau) (Dupré et al., 2014). En 2013, dans le cadre du programme PAMELA (Passive Margins Exploration Laboratories), le projet de recherche collaboratif GAZCOGNE entre TOTAL, IFREMER, IFPEN et l'Université Pierre et Marie Curie a démarré avec deux campagnes océanographiques, GAZCOGNE1 (Loubrieu et al., 2013) et GAZCOGNE2 (Dupré et al., 2014a) qui ont permis notamment de compléter les acquisitions acoustiques et d'échantillonner les bulles de gaz s'échappant en fond de mer. Ces campagnes ont permis la découverte d'un vaste système fluide sur le rebord de plateau aquitain lié à des émissions de méthane microbien ainsi qu'à la précipitation de carbonates authigènes formant des monts de faibles reliefs (<1 m en moyenne) (Dupré et al., 2014b).

Le système fluide du plateau aquitain s'étend sur une surface de 200 km² où plus de 3000 sorties de méthane microbien ont été identifiées avec les données de rétrodiffusion colonne d'eau et caractérisées par des analyses géochimiques (cf. 1.2.4). Ces sorties de fluides sont associées en surface à des carbonates authigènes (9000 structures affleurantes ou subaffleurantes) recensées sur les données de bathymétrie et données rétrodiffusion fond de mer (Dupré et al., 2014b; Ehrhold et al., 2014). Des pockmarks ont été identifiés dans la pente continentale, sur les inter-canyons (cf. 2.4.7.1.1) et dans la zone des ondulations sédimentaires (cf. 2.4.7.1.2), sans évidence de sorties de fluides à l'actuel (Dupré et al., 2014c; Pierre et al., 2017).

1.2. Le système fluide microbien du plateau aquitain

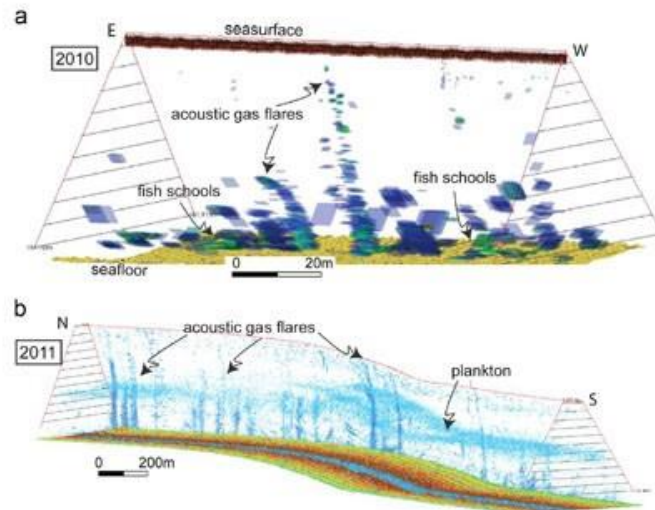


Figure 1.7: a) Echo-intégration 3D des données acoustiques colonne d'eau du sondeur multi-faisceau ME70 et b) données filtrées correspondantes (Dupré et al., 2014b).

Les sorties de méthane microbien sont restreintes en rebord du plateau aquitain entre 140 et 220 mbsl (Dupré et al., 2014b). La répartition spatiale des sorties de méthane sur cette portion de la marge sud aquitaine peut être séparée en deux zones, une première zone au sud de $44^{\circ}14'20$ de latitude nord correspond à zone continue de sorties de méthane (figure 1.8). Une seconde zone au nord de $44^{\circ}14'20$ de latitude nord, les sorties sont plus dispersées et les têtes de canyon (cf. 2.4.7.1.1) viennent indenter le système des émissions de méthane. Quelques alignements de sorties de méthane suivant la direction N45 sont également observés (figure 1.8).

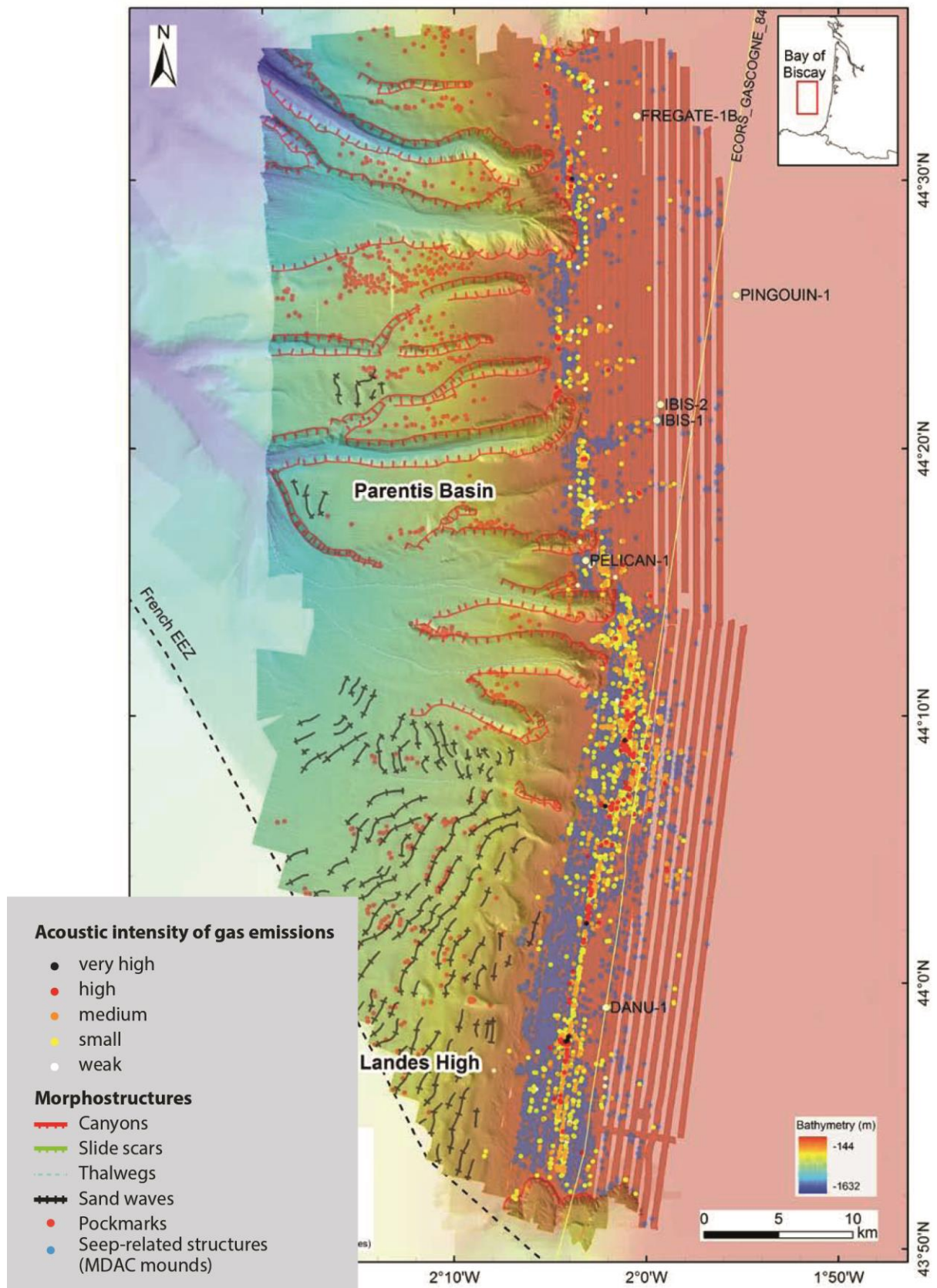


Figure 1.8: Carte de synthèse bathymétrique et morphologique avec indications des i) morphostructures en relation avec des systèmes fluides (pockmarks dans le profond en rouge et monts carbonatés sur le plateau en bleu) et ii) sites d'émissions gazeuses exclusivement présentes sur le rebord du plateau aquitain (Dupré et al., 2014a).

1.2.2 Caractérisation morphosédimentaire de la marge sud aquitaine

La sédimentation du plateau continental Aquitain est bien connue dans la partie nord (Alvinerie et al., 1967; Allen et al., 1971; Cirac et al., 2001a). Dans la partie sud, les éléments de vérités terrain sont moins importants et les interprétations se sont faites sur la base d'acquisitions géophysiques (Bellec and Cirac, 2010). Différents échantillonnages de la couverture sédimentaire superficielle ont été réalisés au cours de la campagne GAZCOGNE1 (2013). Des analyses granulométriques menées sur 27 échantillons ont permis de produire des cartes d'interprétation morphosédimentaire, en lien avec les interprétations des données bathymétriques et de rétrodiffusion fond de mer (figure 1.8 et figure 1.9) (Ehrhold et al., 2014). La calibration des différents faciès de rétrodiffusion fond de mer (*cf.* 3.2.3) avec les prélèvements ponctuels de sédiments sur le fond (*cf.* 3.4.1) de mer a permis la réalisation de la carte sédimentaire présentée en figure 1.9 (*cf.* 3.2.3.1).

L'étude granulométrique des échantillons a permis de mettre en évidence trois faciès sédimentaires différents sur la zone d'étude. Sur le plateau, un faciès de sables fins légèrement sableux avec un mode secondaire de sables moyens et sables grossiers terrigènes. La teneur en carbonate de ces sables varie entre 6 et 14% même en approchant les monts carbonatés authigènes visibles en fond de mer (Ehrhold et al., 2014).

La pente continentale de la marge sud aquitaine est caractérisée par deux faciès sédimentaires. Un faciès de sable fin vaseux et d'une vase sableuse peu carbonatée (sandy silt facies d'après Folk, 1954) et un faciès de vase peu carbonatée (silt facies d'après Folk, 1954). Le faciès de vase drape essentiellement la partie nord de la pente de la zone d'étude.

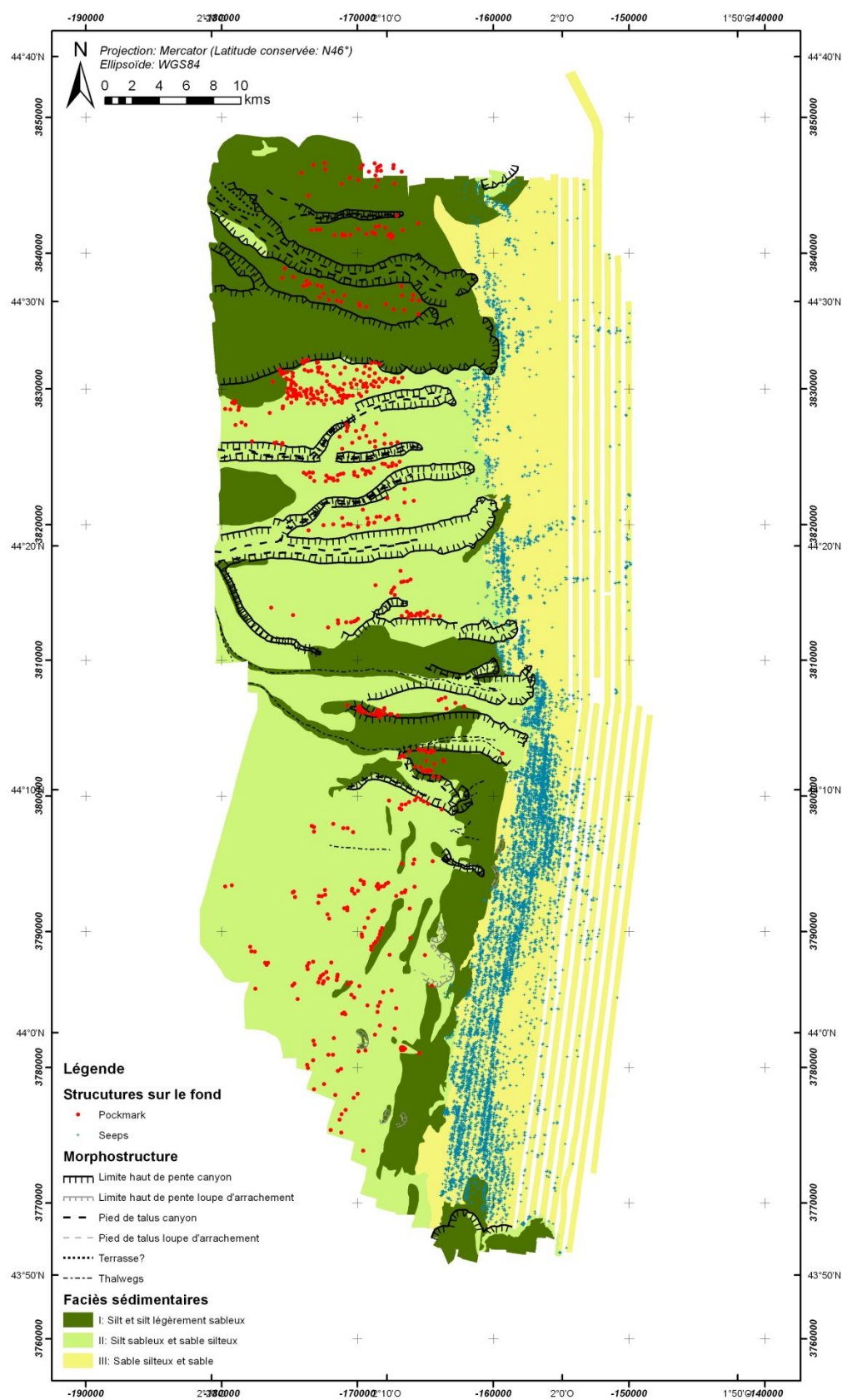


Figure 1.9 : Carte d'interprétation morphosédimentaire du plateau continental Aquitain (Ehrhold et al., 2014).

1.2.3 Minéralogie des carbonates authigènes associés aux sorties de méthane microbien

Les structures carbonatées affleurantes et subaffleurantes identifiées sur les données de bathymétrie et rétrodiffusion fond de mer ont été échantillonnées pour être caractérisées. Les échantillonnages (GAZCOGNE 1 et 2 – 2013) ont été analysés par diffraction aux rayons X et observés au microscope électronique à balayage (Pierre et al., 2017). Le sédiment encaissant est constitué de sables argilo-silteux (Ehrhold et al., 2014) avec des éléments carbonatés biogènes (fragments de coquilles de bivalves, foraminifères, spicules et coccolites) (Pierre et al., 2017). Les monts sur le rebord du plateau aquitain correspondent à des structures carbonatées formées de sédiment encaissant et coquilles d'huîtres (*Neopycnodonte cochlear*) cimentées par des carbonates authigènes (figure 1.10). La fraction carbonatée authigène est majoritairement aragonitique (75% environ), avec parfois quelques échantillons de dolomite (Pierre et al., 2017). La calcite est très faiblement représentée dans les échantillons et correspond aux éléments carbonatés détritiques cimentés. Des éléments de pyrites et de goethite y ont également été observés (Pierre et al., 2017). Les croûtes carbonatées cimentant le sédiment encaissant présentent une porosité importante qui a été mise en évidence par la présence de cavités sphériques avec des diamètres de quelques microns. Ces cavités sphériques sont les empreintes de la circulation des bulles de gaz (Pierre et al., 2017). Des cavités plus petites dans les cristaux sont interprétées comme liées à la dissolution des carbonates suite à la circulation de CO₂ issu probablement de l'oxydation anaérobie du méthane.

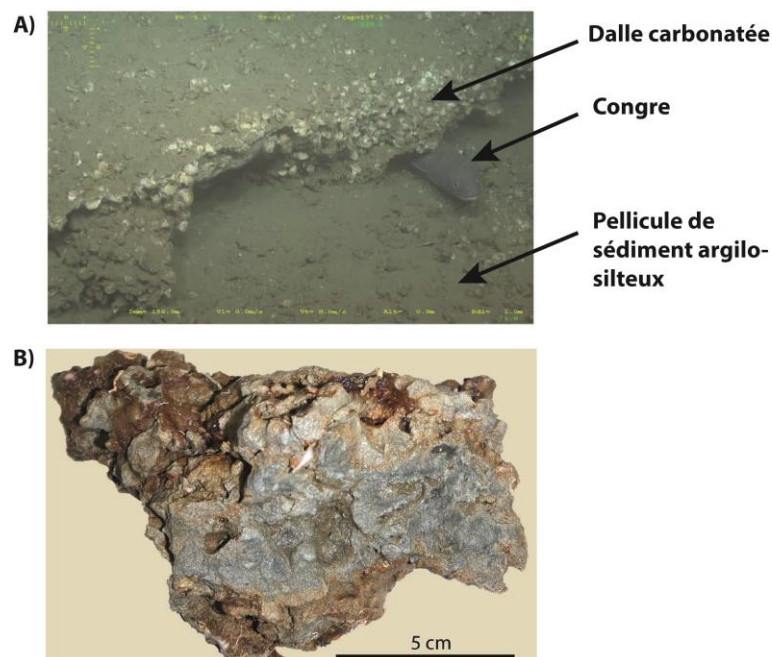


Figure 1.10 : Photographies d'un encroûtement de carbonate authigène en fond de mer (A) et d'un échantillon remonté (B) au cours d'une plongée ROV de la campagne GAZCOGNE 2 (2013) (Dupré et al., 2014c; Pierre et al., 2017).

1.2.4 Composition moléculaire et signature isotopique des gaz

Des échantillonnages de gaz ont été réalisés sur 3 sites (figure 1.11) lors des plongées ROV (*cf.* 3.4.4) de la campagne GAZCOGNE2 (2013) (Dupré et al., 2014a). L'analyse de la composition géochimique et isotopique des gaz a été faite par chromatographie gazeuse (Ruffine et al., 2014, 2017).

Les résultats montrent que le gaz est composé de méthane, entre 99.94 et 99.99%-mol, avec 0.01 à 0.051%-mol de dioxyde de carbone et des traces de composés plus lourds C2 à C4 (tableau 1-1) (Ruffine et al., 2014, 2017). Ces échantillonnages ont aussi permis de mesurer les débits d'émissions de méthane en différents sites (Ruffine et al., 2014, 2017). A partir de ces débits et du nombre de sites d'émission détectés (Dupré et al., 2014a), un volume de gaz émis dans la colonne d'eau a pu être estimé et correspond à environ 3.10^{12} Ln/10 ka (Dupré et al., 2014c) sur l'ensemble de la zone.

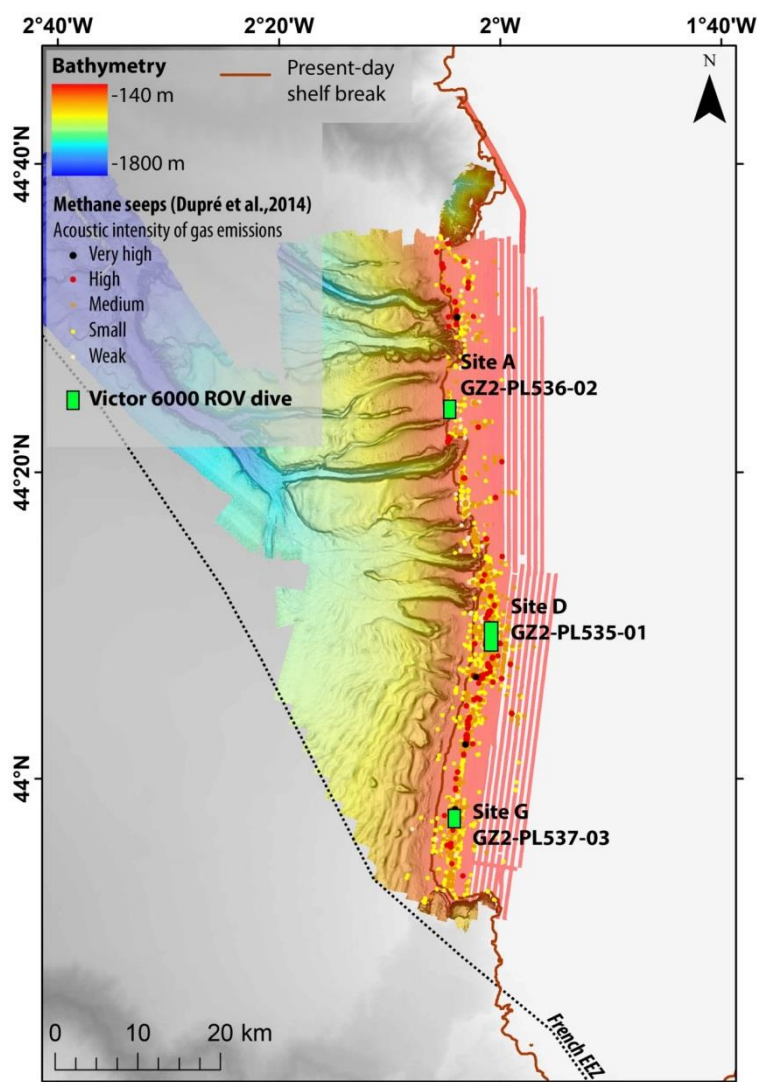


Figure 1.11: Carte de localisation des plongées ROV Victor 6000 (*cf.* 3.4.4) effectuées lors de la campagne GAZCOGNE2 (Dupré et al., 2014a).

1.2. Le système fluide microbien du plateau aquitain

Sample	CH4 % mol	C2H6 % mol	C3H8 % mol	iC4H10 % mol	nC4H10 % mol	CO2 % mol	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_2\text{H}_6}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3\text{H}_8}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ‰	δD ‰	ϵ_c ‰
GZ2-pl535-PZ01-01	99.967	0.000313	0.000067	0.000015	0.000094	0.032	-66.8	-40.9	-29.4	-24	-181	42.8
GZ2-pl535-PZ02-03	99.948	0.000464	0.000056	0.000005	0.000110	0.051	-68.1	-41.9	-28.3	-34	-181	34.1
GZ2-pl535-PZ03-05	99.979	0.000600	0.000102	0.000023	0.000136	0.020	-69.3	-49.1	-30.1	-14	-179	55.3
GZ2-pl536-PZ01-06	99.988	0.000357	0.000051	0.000008	0.000100	0.012	-71.2				-180	
GZ2-pl536-PZ02-08	99.985	0.000368	0.000054	0.000005	0.000083	0.015	-72.7	-42.7	-28.3	-24	-182	48.7
GZ2-pl537-PZ01-09	99.985	0.000429	0.000043	0.000004	0.000075	0.014	-68.6				-181	
GZ2-pl537-PZ02-11	99.985	0.000423	0.000042	0.000002	0.000089	0.015	-66.1	-45.6	-27.9	-24	-178	42.1
GZ2-pl537-PZ03-13	99.983	0.000435	0.000051	0.000083	0.000105	0.016	-68.8				-182	
GZ2-pl537-PZ04-12	99.990	0.000359	0.000042	0.000003	0.000123	0.010	-69.1				-182	

Tableau 1-1 : Résultats des analyses de la composition moléculaire et isotopique des gaz prélevés sur le plateau aquitain (Ruffine et al., 2017).

L'analyse isotopique des différents composants montre que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du méthane varient de -72.7 à -66.1‰, les valeurs de δD entre -182 et -178‰ et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de l'éthane varient entre -49.1 et -40.9‰ (tableau 1-1). La signature isotopique des gaz situe clairement leur origine dans le champ des gaz microbiens (Bernard et al., 1978; Schoell, 1983; Whiticar, 1999), que ce soit pour le méthane ou l'éthane (figure 1.12) (Ruffine et al., 2014, 2017). De plus, les analyses montrent que le méthane est formé par le processus de réduction du CO_2 (figure 1.12) (*cf.* 1.1.2). Des composés plus lourds que l'éthane ont été mesurés et représentent moins de 0.06%-mol de la composition totale des gaz échantillonnés. L'origine de ces composés plus lourds est mal définie, car ces derniers peuvent aussi bien refléter une contribution thermogénique ou être générés à faible profondeur par des processus microbiens (Ruffine et al., 2017). Dans le cas d'une contribution thermogénique, celle-ci serait extrêmement restreinte et **l'origine des gaz majoritaires méthane, éthane et CO_2 pointe vers un pôle pur microbien.**

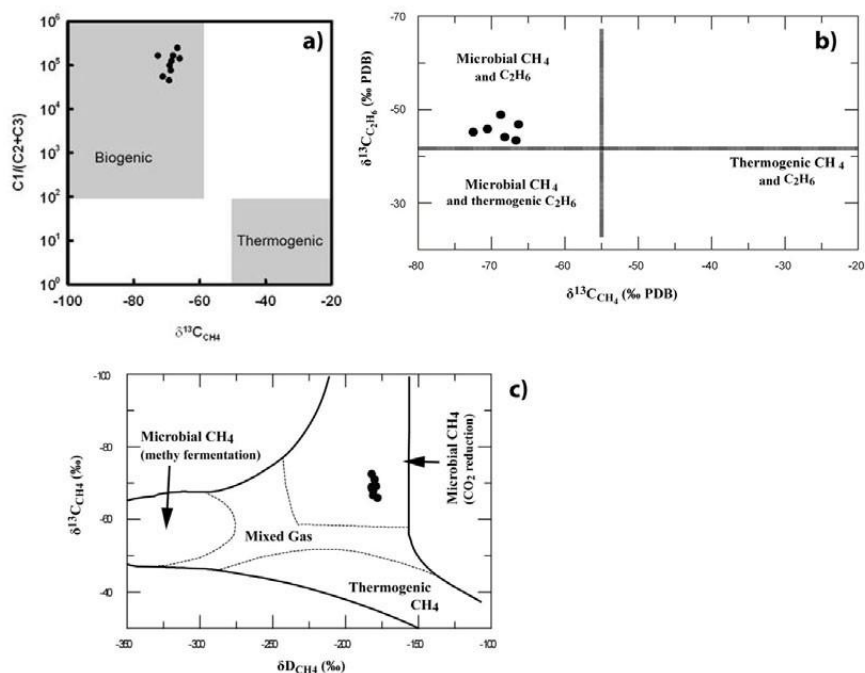


Figure 1.12 : (a) Diagramme de la composition isotopique du méthane vs. composition moléculaire de l'éthane et propane modifié d'après Bernard et al. (1978). (b) Diagramme des isotopes stables du carbone vs. isotopes stables de l'éthane modifié d'après Bernard et al. (1978). (c) Diagramme de l'hydrogène du méthane et de la composition en isotope stable du carbone modifié d'après Schoell (1983), Whiticar (1999), in Ruffine et al. (2014).

Les légères variations de signatures isotopiques des gaz entre les différents sites peuvent provenir de la différence : des substrats, de la température de génération du gaz, ou de l'oxydation du gaz. L'influence de sources multiples est écartée et les variations de signature isotopique sont essentiellement expliquées par la qualité du substrat (Ruffine et al., 2017). Des modes de transport différents du gaz peuvent également être invoqués pour expliquer les variations de signature isotopique. Les deux modes de transport du gaz sont 1) le transport par diffusion, en phase dissoute et 2) le transport par advection en phase libre, sous la forme de bulles. Compte tenu des flux, le transport par advection est considéré comme le mode de transport dominant (Ruffine et al., 2017). Le lien avec des hydrates de gaz a également été écarté car compte tenu des conditions de pression et température, il est impossible que les hydrates soient stables en rebord de plateau (Ruffine et al., 2017).

Par ailleurs, des analyses de gaz rares réalisées sur les échantillons de gaz prélevés ont montré l'absence de gaz rares d'origine mantellique. L'absence de ces éléments indique que le système fluide microbien actuel situé en rebord de plateau est découplé de tout contrôle structural profond (Battani et al., 2014). De plus, les teneurs en éléments radiogéniques rares ($^4He/^{40}Ar$) ont été interprétés comme le témoin d'un temps de résidence faible du gaz microbien dans le sédiment (Battani et al., 2014).

1.2.5 Analyses isotopiques des carbonates authigènes dérivés du méthane

Les analyses isotopiques faites sur les encroûtements de carbonates authigènes dérivés du méthane montrent, que:

- La source du carbone est d'origine microbienne d'après les faibles valeurs mesurées sur les isotopes du carbone (Pierre et al., 2017). Ceci corrobore les résultats des analyses isotopiques sur les gaz échantillonnés (figure 1.12) (Ruffine et al., 2014).
- Compte tenu de l'épaisseur des dalles de carbonates authigènes (5 – 30 cm) et des taux de précipitations (*cf.* 1.1.5.2), l'âge du début de précipitation des carbonates authigènes en fond de mer est estimé entre le dernier Maximum Glaciaire (~20 ka) et moins d'un siècle (Pierre et al., 2017).
- Les carbonates ont précipité en fond de mer et dans une eau de mélange entre eau de mer et eau douce (sur la base des analyses des isotopes de l'oxygène) (Pierre et al., 2017). Le pôle d'eau douce est interprétés comme correspondant à celui d'eau d'aquifères continentaux (Pierre et al., 2017). L'influence de décharge d'eaux d'aquifères en rebord de plateau aquitain est suspectée par les auteurs Pierre et al. (2017).

1.3 Autres systèmes fluides froids

1.3.1 Répartition sur les marge continentales

Les sorties de fluides froids sont décrites dans tous les environnements (figure 1.13) (Fleischer et al., 2001; Judd and Hovland, 2007), comme par exemple :

- Dans les lacs, comme le lac Baïkal (Van Rensbergen et al., 2002; Matveeva et al., 2003) et le lac Constance (Deutzmann et al., 2011).
- Dans les baies, comme en baie du Maine (Scanlon and Knebel, 1989; Ussler et al., 2003; Brothers et al., 2012), estuaires (Biswas et al., 2007), rias en Espagne (García-Gil et al., 2002; García-Gil, 2003) et fjords, comme ceux au Spitzberg (Forwick et al., 2009) et ceux au nord de la Norvège (Rise et al., 2015).
- Au niveau de deltas, comme le delta de l'Amazone (Figueiredo et al., 1996) ou le delta profond du Nil (Loncke et al., 2004; Dupré et al., 2010; Moss et al., 2012b; Römer et al., 2014).
- Sur les plate-formes continentales, Scotian Shelf au Canada (Josenhans et al., 1978; Fader, 1991), Kodiak Shelf en Alaska (Kvenvolden and Redden, 1980; Hampton and Kvenvolden, 1981), plateau continental de Grande-Bretagne (Judd et al., 1994) et mer

du Nord (Hovland et al., 1984; Gafeira et al., 2012; Mazzini et al., 2016), mer de Barents (Solheim and Elverhøi, 1993; Pau et al., 2014b; Rise et al., 2015), mer Noire (Okyar and Ediger, 1999; Çifçi et al., 2003; Klaucke et al., 2006), mer Méditerranée (Feinstein et al., 2002; Dimitrov and Woodside, 2003; Sela-Adler et al., 2015), mer de Chine (Q. Sun et al., 2012; Y. Sun et al., 2012), ou offshore ouest Afrique (Gay et al., 2006a, 2007; Pilcher and Argent, 2007).

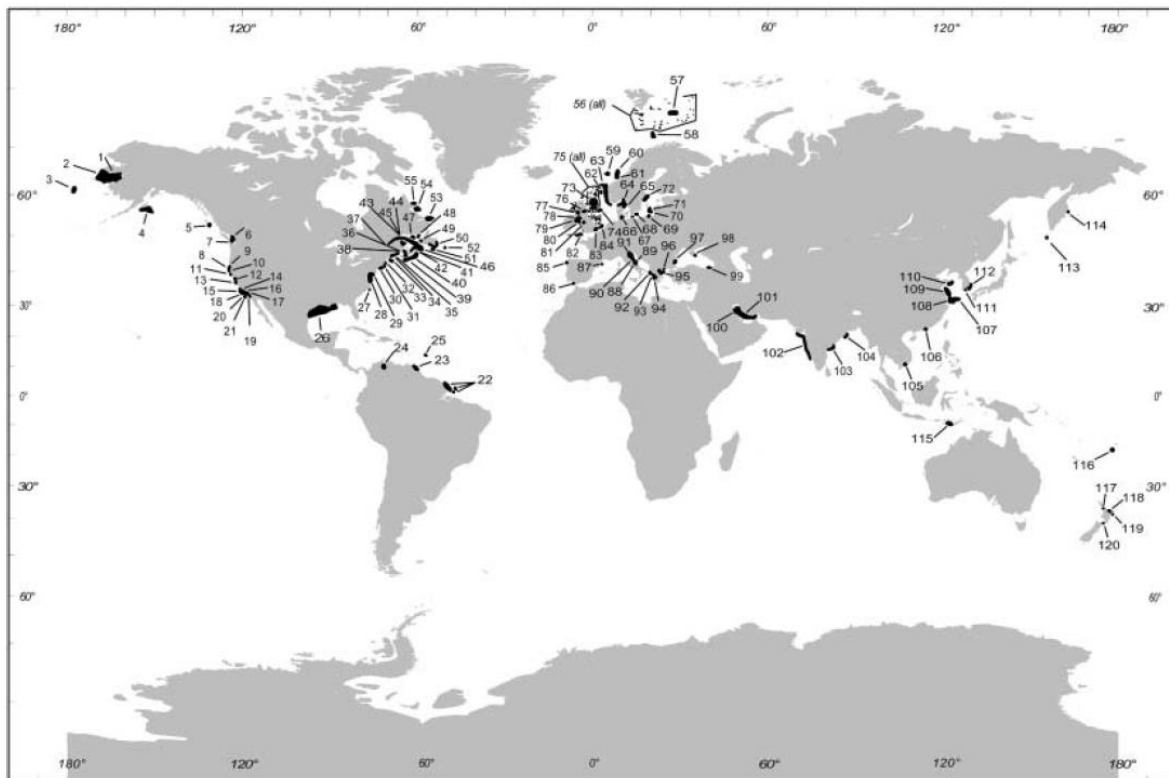


Figure 1.13: Carte des sites de sorties de fluides froids étudiés dans la littérature, synthèse d'après Fleischer et al. (2001).

Malgré ces différences, la comparaison des systèmes fluides entre eux est nécessaire afin de pouvoir interpréter les différents indices, acoustiques, sismiques, morphologiques et géochimiques de la présence de fluides et pour comprendre les différents processus impliqués. Dans le cadre cette thèse, le pôle pur microbien des émissions de gaz en fond de mer en rebord de la Marge continentale Sud Aquitain (*cf.* 1.2) constitue un cas d'étude particulier. Les systèmes microbiens purs sont généralement localisés dans des environnements peu profonds, estuaires, rias, baies (Fleischer et al., 2001) et ceux localisés sur les rebords des marges continentales sont rarement purs car le pôle pur microbien est souvent « contaminé » par des fluides d'origine plus profonde comme peuvent l'être les fluides thermogéniques et crustaux (*cf.* 1.1.1). Les systèmes fluides sur les marges continentales qui présentent des origines mixtes sont plus fréquemment décrits que les systèmes microbiens (Fleischer et al., 2001).

1.3.2 Exemples de systèmes fluides de gaz microbien sur les plate-formes continentales

1.3.2.1 Sorties de fluides et hydrates de gaz sur la marge nord-est des États-Unis

L'étude de cette portion de marge de 92 km de long entre Cape Matteras et Georges Bank a mis en évidence près de 600 sorties de fluides dans la colonne d'eau (Skarke et al., 2014). Ces sorties de fluides s'étendent de 50 à 1700 m de profondeur d'eau. Les sorties de fluides situées au-delà du rebord de plateau (~180 m de profondeur d'eau) sont associées en fond de mer à des carbonates authigènes et des communautés chimiosynthétiques (Skarke et al., 2014). La majorité de ces sorties de fluides est située entre 250 et 600 m de profondeur au niveau de la limite supérieure de la zone de stabilité des hydrates (figure 1.14). Ces sorties de fluides sont interprétées comme des sorties de méthane présumé d'origine microbienne. La majorité des sorties de gaz sont observées à ces profondeurs, du fait de la limite supérieure de la zone de stabilité des hydrates mais également de la plus faible épaisseur des séries pléistocènes qui sont érodées en rebord de plateau et qui ne constituent plus alors une barrière à la remontée du gaz (Skarke et al., 2014). Des sorties de gaz sont également décrites plus profond dans la pente continentale (figure 1.14). Ces sorties de gaz dans la zone de stabilité des hydrates sont interprétées comme issues de la déstabilisation locale d'hydrates en lien avec des failles ou des diapirs sels (Skarke et al., 2014).

Des sorties de fluides ont également été identifiées à environ 50 m de profondeur sous le fond de mer sur le plateau continental (figure 1.14). Ces sorties sont interprétées comme étant des décharges d'eaux d'aquifères et non des sorties de gaz (Skarke et al., 2014).

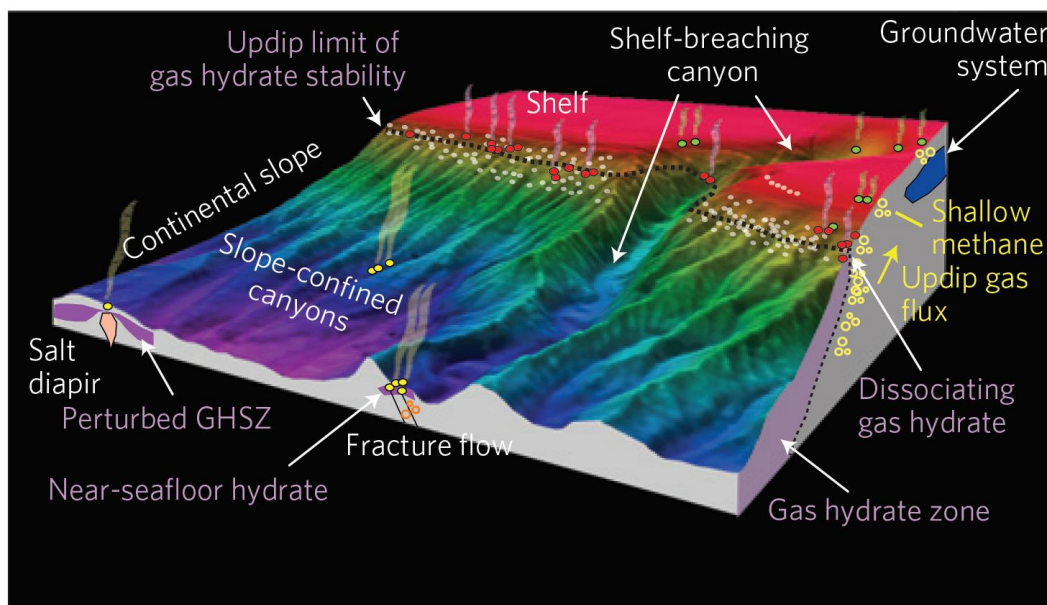


Figure 1.14: Schéma présentant la relation entre les sorties de fluides sur la marge nord-est des États-Unis avec les structures géologiques, d'après Skarke et al. (2014).

1.3.2.2 *Sorties de méthane microbien au Kattegat, Danemark*

Le Kattegat est un espace maritime peu profond comprenant plusieurs baies et détroits. Des sorties de fluides, caractérisées comme du méthane microbien issu de la réduction du CO₂ ont été identifiées à des profondeurs d'une dizaine de mètres (Jensen, 1992; Laier et al., 1992). Des carbonates authigènes d'une dizaine de mètres carrés et sous la forme de cheminées d'une hauteur de 4 m ont été reconnus sur le fond de mer au cours de plongées et ont parfois été remontées par des pêcheurs (Jensen, 1992). La sédimentation glaciaire d'âge pléistocène est essentiellement constituée de sédiments fins avec des poches sableuses (Laier et al., 1992). L'épaisseur de ces séries représente près de 100 m. Des études ont été réalisées sur le potentiel de la matière organique dans ces séries. La teneur en COT des séries varie de 0.1 à 0.9% avec une matière organique de type III (continentale) et dont les indices d'oxygène et indice d'hydrogène indiquent l'immaturation de cette matière organique (Laier et al., 1992). Cette matière organique de type III immature est qualifiée d'idéale pour la génération de CO₂ qui sera ensuite réduit en méthane. Les études dans la zone ont montré que les sorties de méthane microbien étaient majoritairement situées dans les zones où la sédimentation était plus grossière. L'hypothèse avancée est celle de la circulation plus rapide des bulles de gaz dans les sédiments grossiers, alors que la diffusion du gaz dans les sédiments plus fins est un processus plus long au cours duquel la majeure partie du gaz est dégradée (Laier et al., 1992).

1.3.2.3 *Kerch seep area, paléo-delta Don Kuban dans le nord-est de la Mer Noire*

Près de 600 sorties de gaz ont été mises en évidence dans la colonne d'eau entre 350 et 890 m de profondeur sous le fond de mer dans la zone du paléo-delta Don Kuban dans le nord-est de la Mer Noire (Römer et al., 2012). La majorité des sorties de gaz (97%) est située à moins de 700 m de profondeur sous le fond de mer, au-dessus de la zone de stabilité des hydrates. Des sorties de gaz ont également été observées dans la zone de stabilité des hydrates et sont associées localement à des reliefs positifs qui sont interprétés comme des hydrates en subsurface (Römer et al., 2012). Les sorties de gaz en fond de mer sont composées majoritairement de méthane (99.25 mol%), de dioxyde de carbone (0.532 – 0.703 mol%) et d'éthane (0.028 – 0.032 mol%), les flux de gaz ont été évalués entre 2 et 87x10⁶ mol CH₄/an (Römer et al., 2012) et l'origine du gaz clairement microbienne.

1.3.2.4 Sorties de fluides sur le plateau continental au large d'Haïfa, offshore Israël

Des sorties des fluides ont été identifiées sur le plateau continental d'Haïfa entre 37 et 110 m de profondeur sous le niveau marin sur une zone de 72 km² (Schattner et al., 2012; Sela-Adler et al., 2015). Près de 720 pockmarks ont été observés sur le plateau continental et certains sont associés à des sorties de fluides. Les sorties de fluides ont été caractérisées chimiquement comme du méthane microbien issu de la réduction du CO₂ (Sela-Adler et al., 2015). Le niveau source du méthane microbien est supposé être dans les séries du Pléistocène moyen qui sont essentiellement composées de silt dont la teneur en CaCO₃ ne dépasse pas les 5 à 15 %wt et où aucun carbonate authigène n'a été mis en évidence. Les séries pléistocènes présentent des teneurs en carbone organique total (COT) d'environ 1% et présentent des phases d'érosion et de sédimentation en lien avec les variations du niveau marin (Schattner et al., 2012; Sela-Adler et al., 2015).

1.4 Problématique de la thèse

En 2013, la découverte d'un large système de sorties de méthane microbien situé en rebord du plateau aquitain, constituait une découverte majeure dans le cadre du projet scientifique PAMELA (PAssive Margin Exploration Laboratory). Sa localisation dans la ZEE Française fait de cette zone accessible, un chantier propice à la compréhension d'un système fluide microbien depuis son initiation jusqu'à l'actuel à travers son évolution dans le cadre de celle de la marge Aquitaine.

Le système fluide caractérisé suite aux campagnes GAZCOGNE1 (2013) et GAZCOGNE2 (2013), s'étend sur une surface de plus de 200 km², avec plus de 3000 sorties de fluides identifiées, libérant ainsi un volume important de méthane dans la colonne d'eau (estimation de 3.10¹² Ln/10 ka d'après Dupré et al., 2014a), soit l'équivalent de 10 Tcf/10⁶a). Ce système purement microbien se distingue des autres systèmes fluides, documentés sur d'autres marges continentales et même dans d'autres contextes (*cf.* 1.3), de par sa dimension, les flux émis et l'absence d'hydrates. Par ailleurs, il se détache d'autres systèmes fluides ou supposés associés à des fluides, décrits dans le golfe de Gascogne (*cf.* 2.6), également de par sa dimension et l'origine microbienne pure des gaz émis.

La thèse, "Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide microbien sur le plateau aquitain : caractérisation et facteurs de contrôle" a pour objectif de mieux contraindre ce système fluide en poursuivant l'étude des données des campagnes GAZCOGNE, en intégrant les données d'anciennes campagnes, des données patrimoniales de TOTAL, le tout

appuyé sur un socle de connaissances bibliographiques, afin de répondre à trois grandes questions scientifiques.

Les trois grandes problématiques de la thèse sont les suivantes :

- **Quelle est l'architecture du système fluide microbien (gaz et carbonates) à l'actuel ? en fond de mer ? en profondeur (P1, figure 1.15) ?**

La définition de la géométrie du système fluide au-delà de celle établie par les données GAZCOGNE, est la base du travail de cette thèse. Dans le détail, l'approche scientifique pour déterminer la géométrie du système fluide microbien à l'actuel se fonde sur l'idée de répondre à différentes questions. Quelles sont les extensions spatiales des différents indices fluides, témoins d'une activité présente ou passée ? Cela concerne 1) les émissions de gaz en fond de mer, 2) les niveaux sédimentaires chargés en gaz, 3) les carbonates authigènes dérivés du méthane et 4) les pockmarks. Quelles sont les extensions de ces trois derniers indices fluides, en profondeur dans les séries sédimentaires ? Le système fluide microbien s'étend-il au-delà de la marge sud aquitaine ? Le système fluide microbien en rebord du Plateau Aquitain est-il connecté à d'autres systèmes fluides de la marge ?

- **Quels sont les niveaux source de MO potentiels pour la génération de ce méthane microbien? et quelles sont les voies de migration du gaz (P2, figure 1.15)?**

Suite à la définition de la géométrie du système, il est nécessaire de déterminer quelles peuvent être les sources potentielles de matière organique à l'origine du gaz microbien ? Quelle est la géométrie des niveaux présentant un potentiel pour la génération de ce gaz microbien ? L'extension et la position en profondeur des niveaux sources sont-elles adéquates pour alimenter le système à l'actuel au regard des chemins de migration ? Depuis quand les niveaux produisent-ils ? La production est-elle continue et suffisante pour alimenter le système ? Si oui, à quelle échelle de temps ?

- **Quels sont les facteurs de contrôle qui influent et ont influé sur le système fluide microbien (P3, figure 1.15)?**

La mise en place du système fluide microbien, sa pérennisation au cours du temps et les émissions de méthane à l'actuel en rebord de plateau sont possiblement contraintes par différents facteurs sédimentaires, tectoniques et environnementaux. Quels sont-ils ? Comment les apports sédimentaires ont pu influencer la mise en place et le développement du système ?

Les chemins de migration du gaz et la localisation des émissions de méthane en fond de mer sont-ils contraints par un quelconque contrôle structural ? Les variations du niveau marin ont-elles joué un rôle dans le développement du système fluide microbien ?

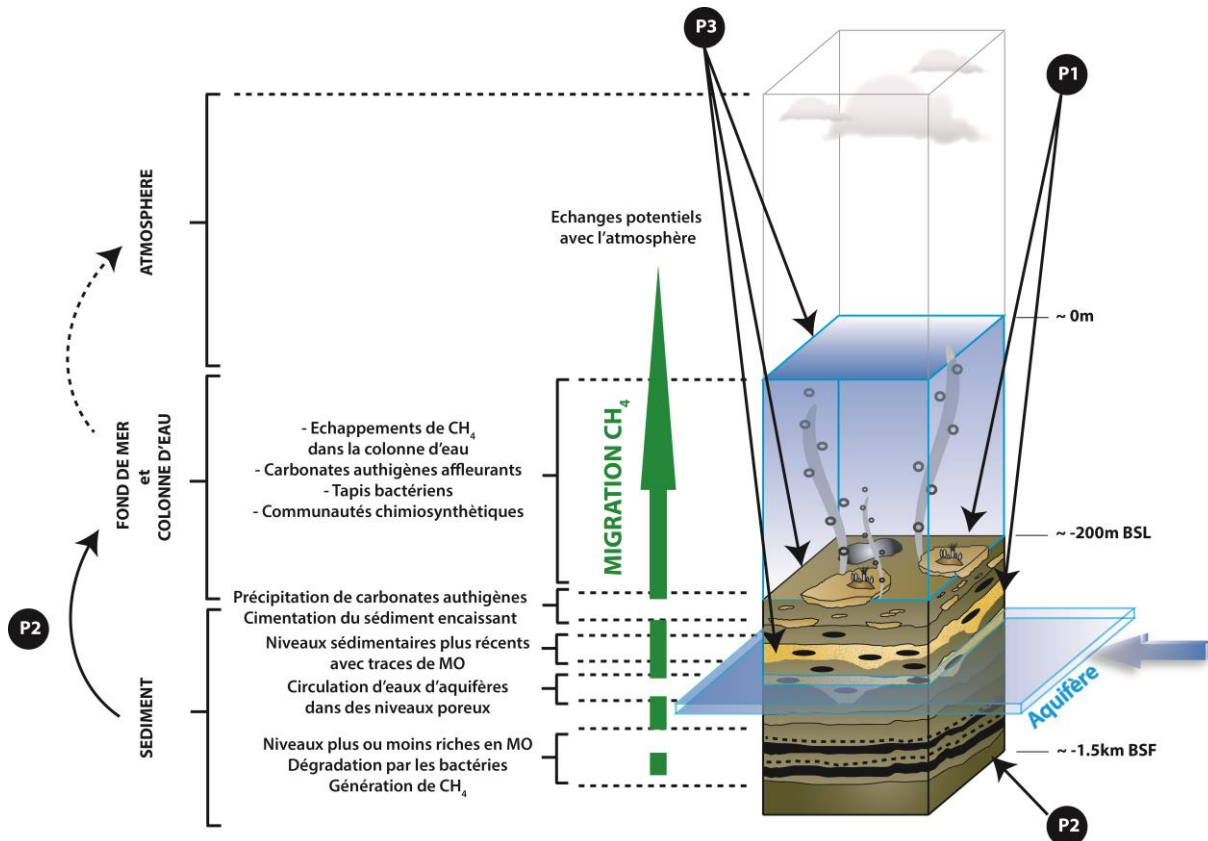


Figure 1.15: Bloc synthétique du système fluide microbien GAZCOGNE, avec représentation de quatre « compartiments », atmosphère, colonne d'eau, fond de mer, et colonne sédimentaire, avec les différents indices fluides GAZCOGNE, sorties de méthane, carbonates authigènes, tapis microbiens et d'autres éléments, comme les niveaux source de matière organique ou encore la présence de niveaux aquifères. Les problématiques de la thèse, P1, P2 et P3 sont présentées sur ce diagramme et pointent vers les éléments concernés.

Afin de répondre à ces questions, les données exploitées dans la thèse sont traitées pour la recherche d'indices fluides d'abord par type de données (figure 1.16). Ces observations et interprétations sont ensuite regroupées sous forme de synthèses, reprises en discussion pour répondre aux différentes questions posées et proposer des hypothèses et des scénarii sur la position, la géométrie et le type de niveaux sources (figure 1.16). L'objectif final, après avoir gardé les hypothèses les plus solides et déterminé les scénarii les plus robustes, est de proposer une synthèse sur la mise en place du système microbien et sur son développement au cours du temps au regard des facteurs sédimentaires, tectoniques, et environnementaux (figure 1.16).

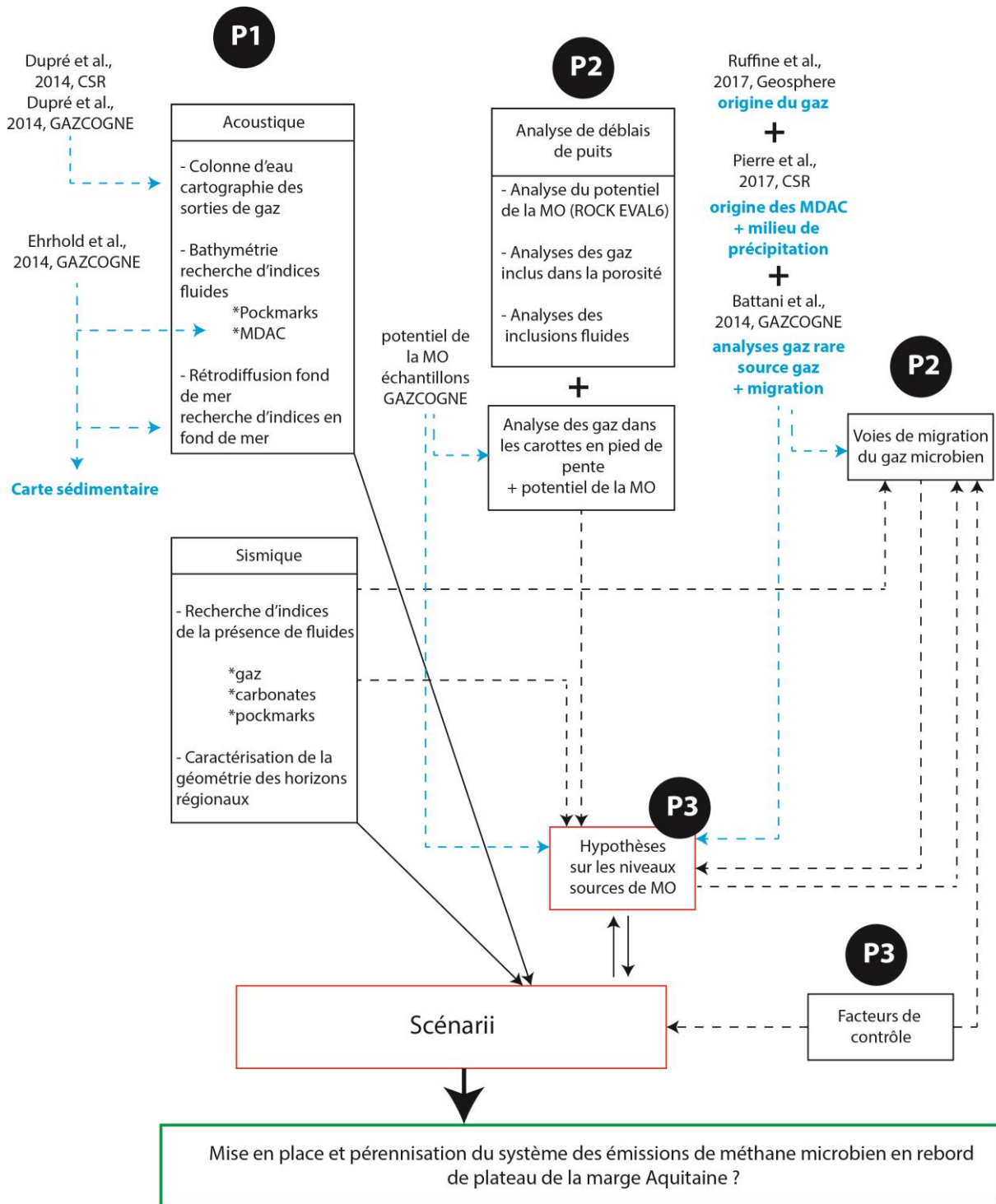


Figure 1.16: Schéma des différents types de données, méthodes exploitées et développement de la réflexion dans la thèse pour répondre aux trois problématiques principales. Les apports de données extérieures utilisées directement dans la thèse sont également présentés (flèches bleues). Les données, méthodes et apports extérieurs sont détaillés dans le chapitre 3 du manuscrit.

2 État des connaissances sur la marge Aquitaine

Cette section vise à replacer la zone d'étude dans le contexte général de la marge Aquitaine. La marge Aquitaine peut être séparée en deux domaines, la partie nord située au nord de la tête de canyon du système de Cap Ferret et la partie sud entre les canyons de Cap Ferret et Capbreton (figure 2.7). La limite entre ces deux domaines est marquée par la flexure Celte-Aquitaine (Bois and Gariel, 1994).

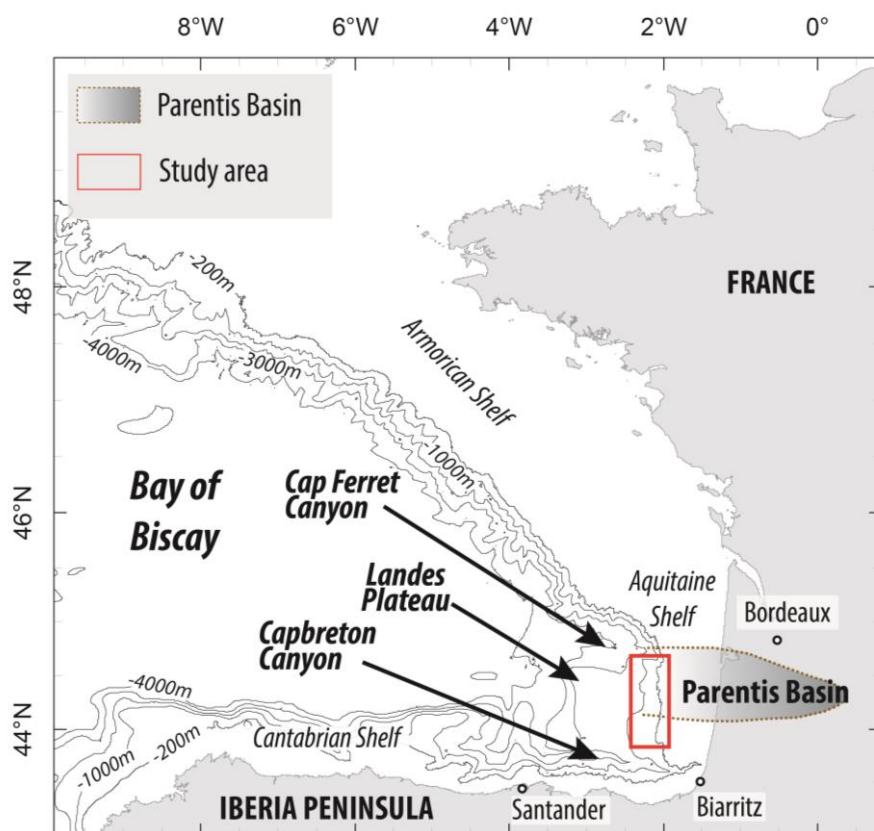


Figure 2.1: Carte de localisation de la marge sud aquitaine.

2.1 Contexte Géodynamique

2.1.1 Ouverture du golfe de Gascogne du Permien jusqu'au Crétacé supérieur

Le golfe de Gascogne est un bras annexe de l'océan Atlantique Nord. La plaine abyssale est formée de croûte océanique ou transitionnelle à l'approche du continent. Le Golfe est

2.1. Contexte Géodynamique

bordé au Nord par une marge passive extensive, la marge Aquitaine et au sud par un orogène, la chaîne Pyrénéenne (Thinon et al., 2001).

L'ouverture du golfe de Gascogne commence avec la rupture de la Pangée à la fin du Permien-début Trias (Tugend, 2013; Tugend et al., 2014). La dislocation du supercontinent se manifeste dans cette zone, par la naissance du rift N-S atlantique et la branche ESE-ONO, connecté à la limite de plaque Ibérie-Eurasie (Roca et al., 2011).

L'ouverture du rift nord atlantique et du rift du golfe de Gascogne s'étend du début Jurassique jusqu'au Crétacé inférieur (Roca et al., 2011), l'ouverture du rift nord atlantique se faisant progressivement vers le nord. Pour Tugend et al., (2014), cette première phase d'ouverture s'accompagne d'événements ponctuels de magmatisme tholéitique.

L'accélération de l'ouverture du rift Atlantique Nord au Barrémien (Roca et al., 2011) et à l'Albien-Aptien (Thinon et al., 2001) est marquée par l'accrétion de croûte océanique et l'exhumation de manteau. Cette phase entraîne la formation d'une limite de plaque transtensive à extensive entre l'Ibérie et l'Eurasie. Le bloc Ibérique subit une rotation antihoraire de 35° (Eurasie fixe) (Roca et al., 2011).

2.1.2 Orogenèse Pyrénéenne depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Miocène moyen

Au Santonien supérieur, (Roca et al., 2011; Tugend et al., 2014) l'ouverture de l'Atlantique Sud est marquée par une phase d'accélération. Ce changement entraîne une convergence N-S Afrique-Europe et la fin de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne. Considérant l'Eurasie fixe, le mouvement vers le Nord du bloc Ibérique est associé au déplacement vers le nord de l'Afrique. Cette modification du mouvement s'accompagne de la mise en place de l'orogenèse pyrénéenne par inversion des structures extensives. L'orogenèse pyrénéenne s'étend jusqu'au Miocène moyen (Roca et al., 2011).

Les Pyrénées constituent un orogène convergent à double vergence. Le prisme de croûte supérieure est formé d'un système de chevauchement en V asymétrique. Deux domaines s'individualisent dans cette chaîne (figure 2.2) (Ferrer et al., 2008, 2009; Roca et al., 2011) :

- A l'est, une antiforme complexe d'écaillés de chevauchement, empilées sur une subduction limitée du manteau lithosphérique et de la croûte inférieure de l'Ibérie sous la plaque Eurasie.
- A l'ouest, dans les Pyrénées cantabriques, un prisme crustal de roche continentale faiblement déformé. Ce prisme est bordé au nord par la subduction limitée de la lithosphère océanique et au sud par la subduction continentale de l'Ibérie.

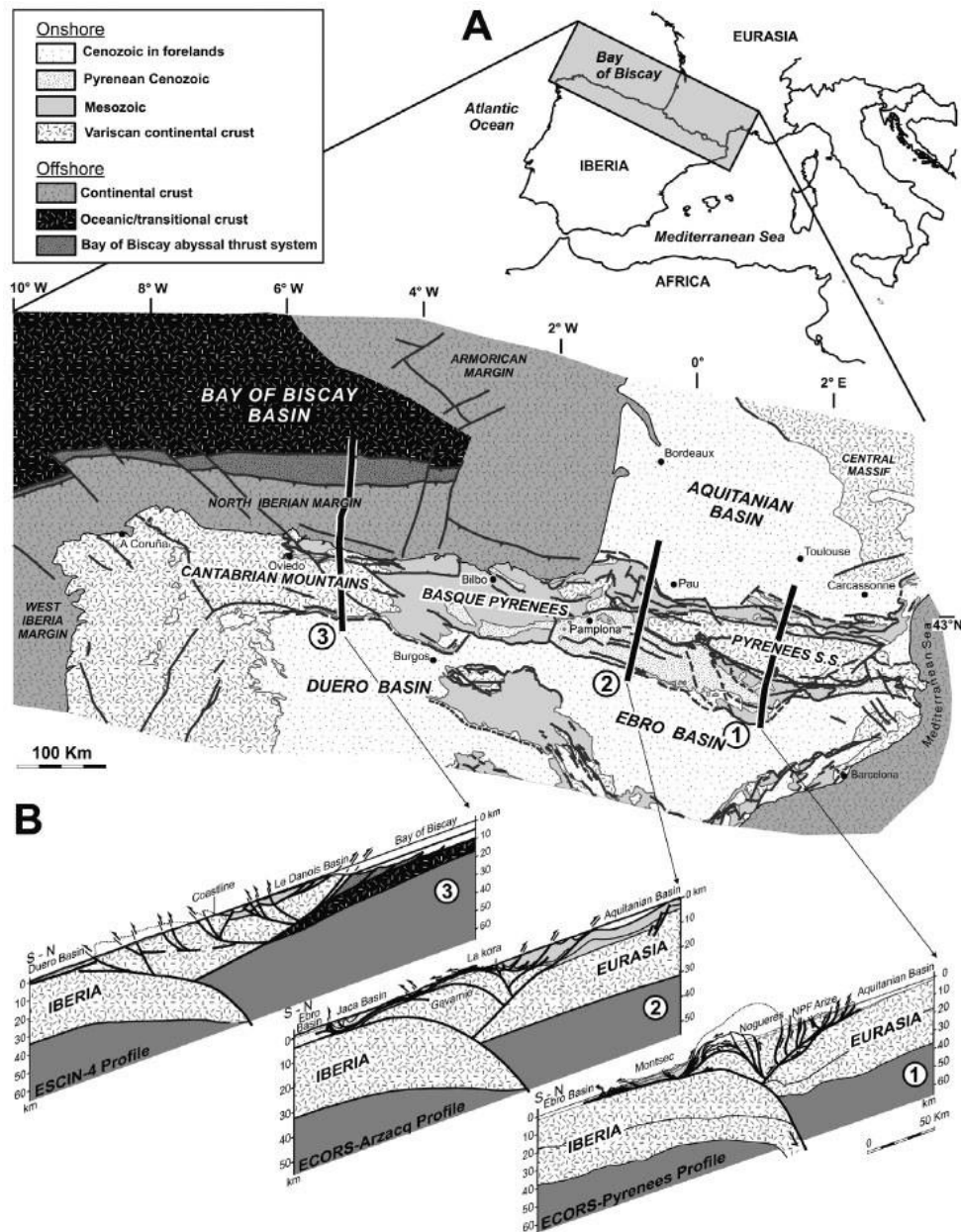


Figure 2.2: (A) Carte de localisation des Pyrénées. (B) Carte structurale simplifiée des Pyrénées et zones adjacentes avec trois coupes structurales présentant les changements structuraux principaux de cette chaîne de collision (Roca et al., 2011).

2.2 Mouvements verticaux sur la marge Aquitaine

2.2.1 Mouvements verticaux au cours du Mésozoïque

L'histoire complexe et polyphasée de la marge Aquitaine a été marquée par de nombreux mouvements verticaux qui ont contribué à modeler la marge.

Du Trias au Lias, la première phase de rifting (*cf.* 2.1.1) est associée à une subsidence importante des séries, suivie du Lias à l'Oxfordien par une période de faible subsidence correspondant à une période de refroidissement de la croûte (Brunet, 1984). Du Kimméridgien à l'Albien, la subsidence du Bassin aquitain augmente atteignant une centaine

2.3. Évolution du niveau marin global

de mètre environ (Brunet, 1984), en lien avec la seconde phase de rifting (*cf.* 2.1.1). A la fin du Crétacé, la subsidence diminue avec une seconde phase de refroidissement de la croûte.

2.2.2 Mouvements verticaux au cours du Cénozoïque

Au cours du Cénozoïque, un premier épisode de forte subsidence au Paléogène est associé à des apports sédimentaires importants (Brunet, 1984). La subsidence au Néogène est moins forte mais les apports sédimentaires sont toujours importants. La phase de compression n'entraîne pas de surrection globale, mais des surrections locales marquées par différents anticlinaux et diapirs de sel triasique (figure 2.6).

2.3 Évolution du niveau marin global

2.3.1 Généralités sur les variations du niveau marin

Les variations du niveau marin au cours des temps géologiques peuvent être caractérisées par deux paramètres :

- Les variations eustatiques ou variations absolues du niveau marin. Ces variations dépendent du volume d'eau liquide dans les océans. Ce volume varie essentiellement en fonction du volume des glaces (majoritairement aux pôles) en lien avec les variations climatiques. Les variations climatiques à l'échelle des temps géologiques sont majoritairement influencées par les cycles de Milankovitch (Hays et al., 1976). Des variations, à plus court terme, liées à d'autres éléments, tectoniques, éruptions volcaniques, déstabilisation massive d'hydrates ont été observées (Zachos et al., 2008).
- Les variations relatives du niveau marin, qui correspondent aux variations de l'épaisseur de la tranche d'eau. Ces variations sont fonctions des changements eustatiques mais également des mouvements verticaux du fond de mer, surrection, subsidence et sédimentation (*cf.* 2.2) (Brunet, 1984).

2.3.2 Variations du niveau marin à l'échelle du Mésozoïque et Cénozoïque

Les courbes de variations eustatiques varient suivant les études, mais montrent des tendances similaires (Miller et al., 2005). Les variations présentées dans cette section sont issues des travaux de compilation de Miller et al. (2005) et sont calées sur un « zéro » correspondant au niveau marin actuel.

Au Trias, le niveau marin se situait, suivant les auteurs entre le « zéro » marin actuel (Vail et al., 1977) et 100 m plus bas que l'actuel (Haq and Al-Qahtani, 2005). Le niveau marin eustatique remonte ensuite à +50 m au Jurassique et +200-220 m au Crétacé. La tendance générale, au cours du Cénozoïque est caractérisée par une baisse progressive du niveau marin jusqu'au niveau actuel mais des variations hautes fréquences modulent le signal avec des variations oscillant entre -50 et +50 m par rapport à l'actuel (Miller et al., 2005) (figure 2.3).

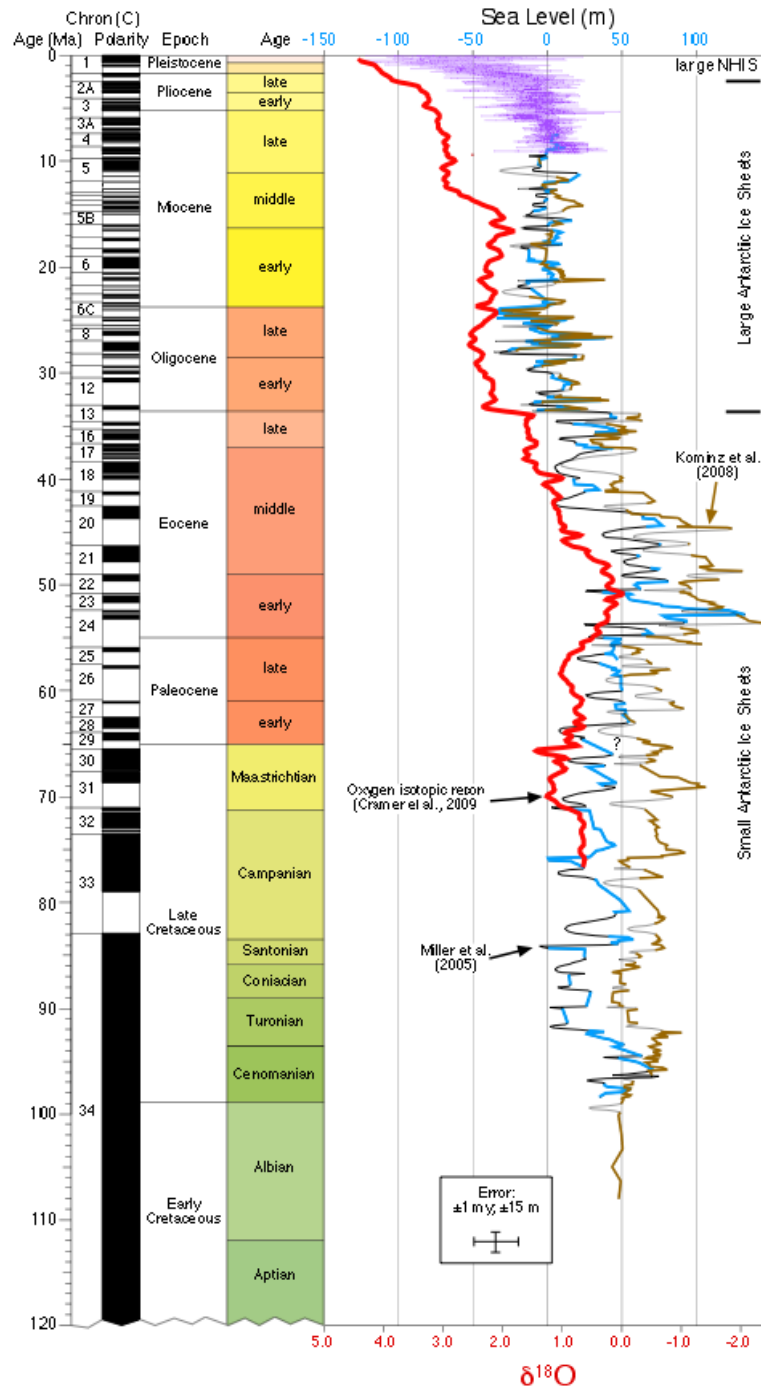


Figure 2.3: Courbes de variation du niveau marin du Crétacé à l'actuel (Miller et al., 2005).

2.3.3 Variations eustatiques haute fréquence au cours des derniers 500 ka

Les variations haute fréquence ont été étudiées au cours du Pléistocène et mises en relation avec les paramètres orbitaux d'obliquité qui suit un cycle à 41 ka et la précession des équinoxes qui suit un cycle à 21 ka (Hays et al., 1976). Au cours du Pléistocène, les variations eustatiques s'étendent de -50 à +100 m par rapport au niveau marin actuel. Au cours des derniers 150 ka (Pléistocène supérieur), des variations haute fréquence sont également observées et ont été séparées en 5 stades. Du stade 6 (150 ka) au stade 2 (20 ka), le niveau marin tend à diminuer progressivement de +10 à -100 m en suivant des variations rapides (variations de plus ou moins 20 à 50 m). Les variations du niveau marin sont marquées, durant le stade 2 par une baisse du niveau marin de 120 m par rapport à l'actuel (figure 2.4), suivi alors par une remontée progressive du niveau marin jusqu'au niveau actuel et une stabilisation du niveau marin depuis 7 ka environ.

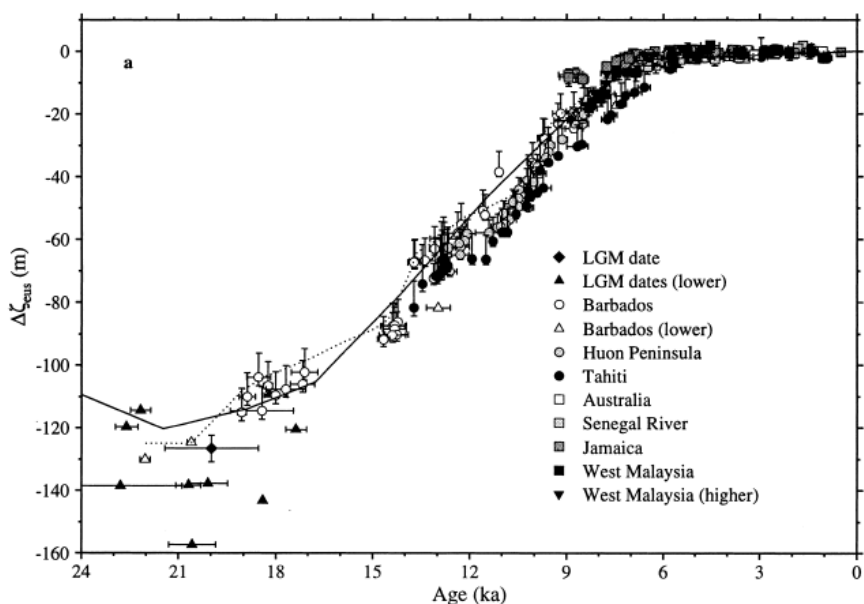


Figure 2.4: Evolution du niveau marin eustatique au cours des derniers 20 ka (Fleming et al., 1998).

2.4 Contexte géologique de la marge sud aquitaine

2.4.1 Formations géologiques du bassin de Parentis et du Haut des Landes

L'est du golfe de Gascogne est caractérisé par une plate-forme continentale, limitée au nord par la plate-forme Armoricaine et au sud par le plateau basque. La zone est caractérisée par une remontée du Moho vers le nord, de 30-35 km de profondeur sous le plateau basque à 20-22 km sous le canyon de Cap Ferret (Pinet and Montadert, 1987; Bois and Gariel, 1994; Thinon et al., 2001). Cet amincissement crustal correspond à l'emplacement du bassin de Parentis (figure 2.5).

Le **bassin de Parentis**, orienté E-O, s'étend à terre et se connecte à l'ouest avec le golfe de Gascogne (figure 2.5) (Biteau et al., 2006; Ferrer et al., 2008; Roca et al., 2011). Ce bassin flexural présente un remplissage sédimentaire de l'ordre de la dizaine de kilomètres en son centre. La série sédimentaire est composée (Biteau et al., 2006) :

- D'une séquence syn-rift jurassique à crétacé inférieur, alternant les dépôts carbonatés et terrigènes.
- D'une séquence de dépôts évaporitiques du Trias supérieur au Jurassique inférieur.
- D'une base de roches détritiques du Permo-Trias.

L'ensemble des formations mésozoïques est affectée par des failles normales d'orientation E-O qui viennent compartimenter le bassin. La déformation des séries du bassin est essentiellement liée au mouvement des diapirs triasiques d'évaporites et à la mise en place des dépôts syn-orogéniques (Thinon et al., 2001; Biteau et al., 2006).

Le **Haut des Landes** est situé entre le **bassin de Parentis** et le bassin onshore Basque Cantabrien (figure 2.5) (Biteau et al., 2006; Ferrer et al., 2008; Roca et al., 2011). Cette structure s'étend en mer au nord du canyon de Capbreton sous l'appellation du **Plateau Landais**. Ce seuil s'est essentiellement développé vers le sud jusqu'à la phase d'orogénèse pyrénéenne. A ce stade, l'inversion tectonique entraîne la surrection du plateau et ainsi l'érosion de la couverture sédimentaire crétacé-cénozoïque. Ces unités reposent en discordance sur le socle hercynien ou sur une fine couverture trias-jurassique déjà partiellement érodée (Biteau et al., 2006). La discordance et la présence d'un éventail terrigène albien témoigne de l'érosion. Les dépôts du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur sont absents de la série sédimentaire.

Dans le **bassin de Parentis** et sur le **Plateau Landais**, la couverture crétacée supérieur et Cénozoïque s'amincit vers le Nord. Ces séries sont affectées par les structures du front de déformation Nord Pyrénéen (Biteau et al., 2006).

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

L'évolution de la déformation sur ces zones s'est faite en deux phases (Ferrer et al., 2009; Tugend et al., 2014):

- Une phase initiale d'extension.
- Une phase plus récente de compression.

La première phase d'extension est synchrone de l'ouverture de l'Atlantique Nord (Tugend et al., 2014). Cette phase syn-rift permet la mise en place des diapirs de sel dans le bassin de Parentis (Biteau et al., 2006).

La seconde phase de compression en lien avec l'orogénèse pyrénéenne entraîne la mise en place d'un bassin d'avant-pays depuis la fin du Crétacé jusqu'au Miocène moyen (Ferrer et al., 2008, 2009; Tugend et al., 2014). A la fin de l'Éocène et jusqu'au Miocène, deux stades d'évolutions sont identifiés (Ferrer et al., 2008):

- 1- Le pincement des structures de sel et la formation d'un prisme de chevauchement de socle.
- 2- La phase finale de contraction, ainsi que la mise en place des diapirs de sel.

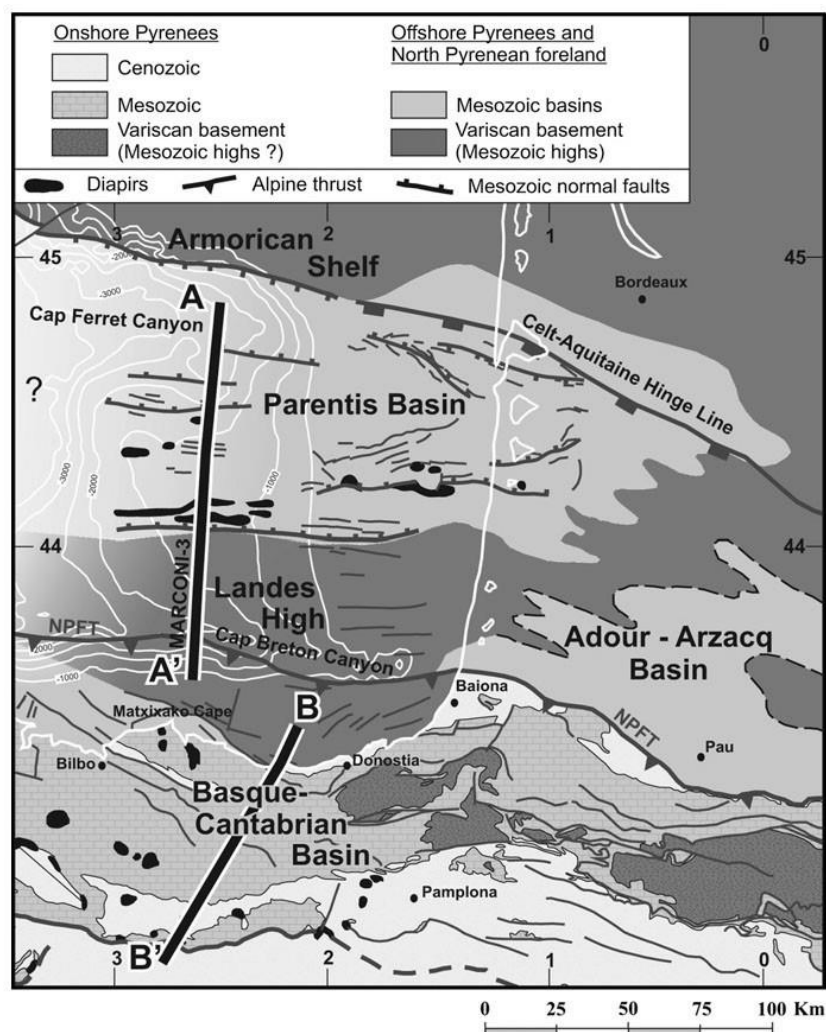


Figure 2.5: Carte synthétique des différents bassins et hauts structuraux du Bassin aquitain (Ferrer et al., 2009).

2.4.2 Éléments structuraux du domaine offshore de la marge sud aquitaine

L'exploration pétrolière de la marge sud aquitaine a permis de mettre en évidence différents éléments structuraux. Ces éléments affectent principalement les séries anté-crétacé. Du fait de l'histoire tectonique de la marge (*cf.* 2.1), les éléments structuraux sont essentiellement des failles, des rides structurales (anticlinaux) et des synclinaux. Par ailleurs, les dômes salifères triasiques associés à la phase de compression du Santonien au Miocène ont contribué à la déformation et à la mise en place de rides structurales.

La figure 2.6 présente une synthèse des différents éléments structuraux de la marge sud aquitaine avec le positionnement des failles majeures affectant le socle. L'extension N-S du bassin de Parentis (*cf.* 2.4.2) est limitée au nord par le Seuil d'Hourtin et au sud par le Seuil des Landes. Le Seuil d'Hourtin est un haut structural qui marque la limite avec la marge nord aquitaine. Le Seuil des Landes est également un haut structural qui marque la limite sud de la marge sud aquitaine avec le système du canyon de Capbreton.

Sur le flanc nord du bassin de Parentis sont présentent deux rides structurales, les ride Aldebaran-Céphée et la ride Castor-Lavergne orientées respectivement NO-SE et ONO-ESE (figure 2.6). Ces rides ainsi que les dômes FREGATE et GORFOU sont des éléments structuraux qui ne sont pas affectés par l'influence des structures salifères. Le flanc sud du bassin de Parentis présente également de nombreuses rides, dont les extensions sont plus restreintes et forment alors des dômes (e.g. dôme ALCYON, dôme PELICAN) (figure 2.6). Les rides IBIS, PINGOUIN, ERIDAN-ANTARES, PUFFIN et les dômes ALCYON et PELICAN sont par contre associés à des structures salifères.

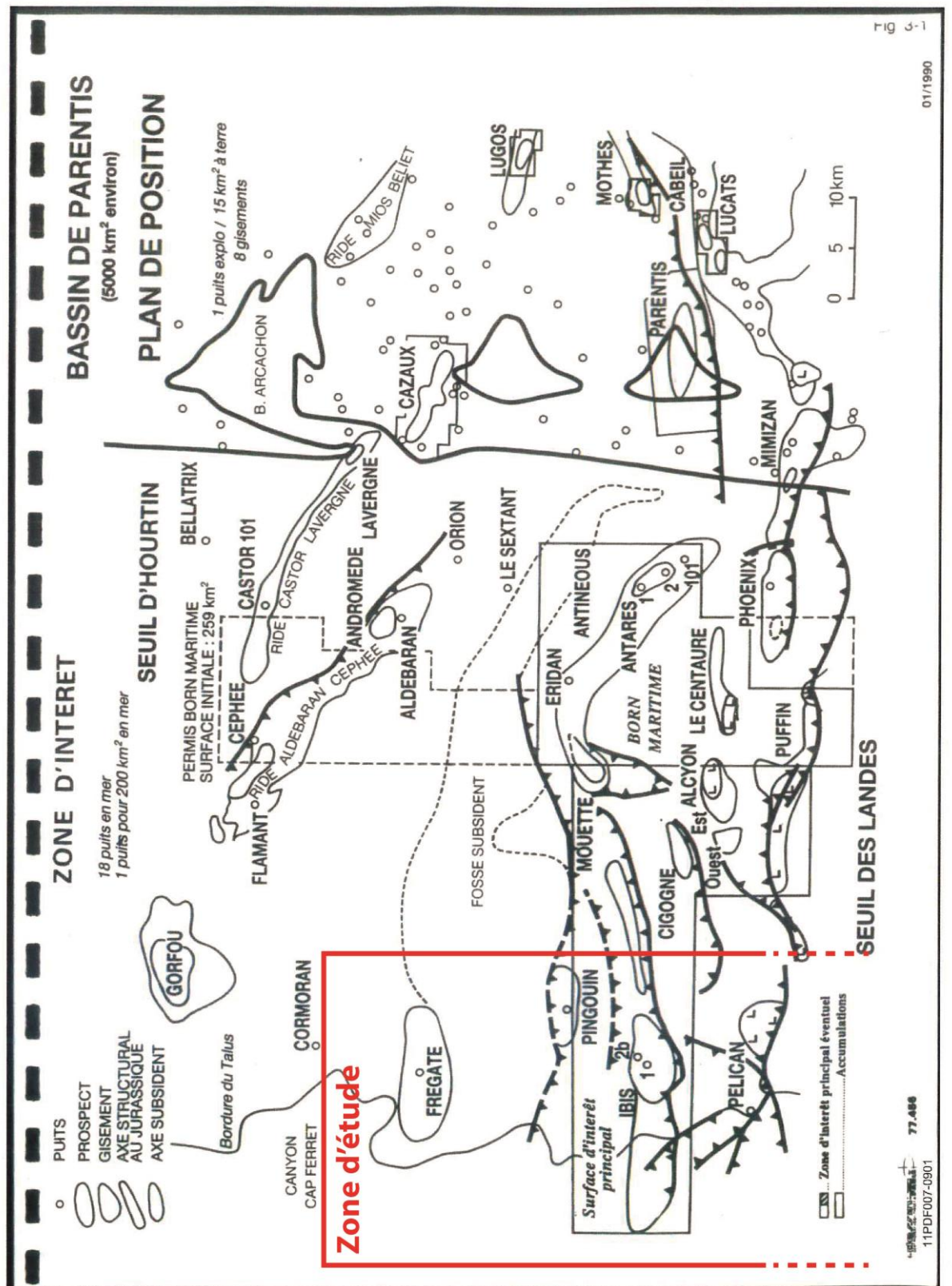


Figure 2.6: Carte des éléments structuraux, puits et permis pétroliers de la marge Aquitaine (SNEA, 1990).

2.4.3 Morphologie générale de la marge sud aquitaine

Le plateau continental Sud Aquitain présente une pente générale de 0.1-0.2° vers l'ouest, la gamme de bathymétrie s'étend depuis zéro à la côte jusqu'à environ 220 m de profondeur en rebord de plateau (figure 2.7). Cette limite à 220 m de profondeur d'eau marque le haut de la pente continentale qui elle s'étend sur 25 km vers l'ouest, en moyenne (30 km max), jusqu'au pied de pente (situé à environ 1600 m de profondeur d'eau). La pente continentale, de l'ordre de 5°, présente dans sa moitié nord, une série de canyons venant l'inciser jusqu'en rebord de plateau (figure 2.7) (cf. 2.4.7.1.1). La moitié sud de la pente continentale est marquée par la présence de structures sédimentaires de type ondulations sédimentaires (Faugères et al., 2002; Gonthier et al., 2006) (cf. 2.4.7.1.2).

La pente continentale présente également des loupes d'arrachements liées à des déstabilisations de pentes (moitié nord et sud) (figure 2.7) (Bourillet et al., 2006). La dimension de ces déstabilisations de pente est variable, de l'ordre de 5 km² en moyenne.

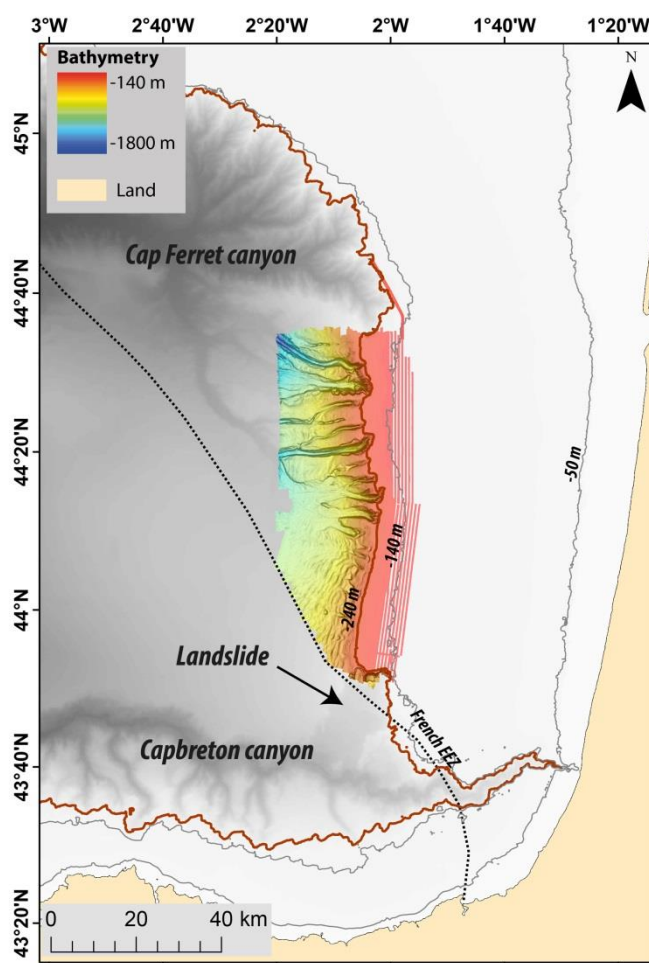


Figure 2.7: Carte morphobathymétrique de la marge Aquitaine avec localisation des canyons de Cap Ferret et Capbreton, de la grande loupe d'arrachement sur le flanc nord du canyon de Capbreton et l'emprise de la couverture des données bathymétriques GAZCOGNE1 en couleur. Le fond bathymétrique en niveaux de gris et les isobathes -240, -140 et -50 m proviennent de la bathymétrie EMDONET compilée à 250 m de résolution (<http://www.emodnet-bathymetry.eu/>).

2.4.4 Système des canyons de Cap Ferret et Capbreton

Les canyons de Cap Ferret et Capbreton marquent respectivement la limite nord et la limite sud du plateau marginal Aquitain (figure 2.7).

A l'actuel, le canyon de Capbreton est une structure sous-marine méandriforme de près de 300 km de long orientée suivant une direction est-ouest. La profondeur du canyon varie d'une trentaine de mètres au niveau de la tête de canyon qui se situe à environ 250 m de la côte, jusqu'à des profondeurs de 3000 m (Mulder et al., 2004).

La tête de canyon de Cap Ferret est située au niveau du rebord de plateau actuel. Celle-ci est marquée par de nombreuses vallées incisées présentant de fortes pentes (Cremer et al., 1985). Ces vallées convergent en pied de pente pour former un unique chenal long de 60 km et large de 6 à 7 km (Cremer et al., 1985).

Les deux systèmes de canyons ont été initiés à l'Éocène par la formation de dépressions d'origine tectonique (Cremer et al., 1985; Ferrer et al., 2008). La dépression à l'origine du développement du canyon de Cap Ferret s'est formée suite à la subsidence des bassins crétacé-cénozoïques (Ferrer et al., 2008). Le canyon de Capbreton a été initié suite à des mouvements verticaux qui ont été reliés aux mouvements du front Pyrénéen (Mulder et al., 2004). L'évolution des canyons est similaire avec de l'Oligocène au Miocène une phase de construction concomitante de la mise en place des terrasses et des levés (Cremer et al., 1985; Mulder et al., 2004). Du Miocène jusqu'au Plio-Pléistocène, les apports sédimentaires plus importants qui sont transférés jusqu'aux têtes de canyons modifient le comportement de ces systèmes qui deviennent érosifs. La tête de canyon du système de Cap Ferret est marquée par des instabilités de pentes qui forment alors des courants de turbidités et qui transfèrent les sédiments dans la partie profonde du golfe de Gascogne puis forment l'éventail turbiditique de Cap Ferret (Cremer et al., 1985). Dans le canyon de Capbreton, la proximité de la tête de canyon avec les systèmes des fleuves côtiers (figure 2.7) permet le transfert de volumes sédimentaires importants qui développent des turbidites (Mulder et al., 2004, 2012).

2.4.5 Le plateau Continental Aquitain actuel

Le plateau aquitain est l'étendue plane s'étendant d'est en ouest, de la côte landaise jusqu'au rebord de plateau situé approximativement à 60 km de la côte. L'extension nord-sud du plateau aquitain est limitée au nord par le système du canyon de Cap Ferret et au sud par le canyon de Capbreton (*cf.* 2.4.4).

2.4.5.1 Morphologie du plateau

La morphologie du plateau aquitain peut être séparée en différents domaines. La classification proposée par Turcq et al. (1986) distingue :

- un premier domaine, de 20 à 40 m de profondeur d'eau, pour des pentes faibles (~1%) sur une topographie générale uniforme. Cette zone présente des ondulations sédimentaires de longueurs d'onde comprises entre 30 et 25 m avec des hauteurs inférieures à un mètre.
- un second, de 40 à 80 m de profondeur, avec une pente de l'ordre de 1 à 5% et une topographie irrégulière de corps sédimentaires d'amplitude de 1 à 6 m et de plusieurs centaines de mètres d'extension. Des rides de houles avec une longueur d'onde de 2 m se superposent à ces corps sédimentaires. Les crêtes des rides de houle sont orientées entre les direction N0 et N35° (Turcq et al., 1986).
- un troisième dont la gamme bathymétrique s'étend de 80 à 120 m pour une pente de 0.3 à 1.5% présente des séries de linéations parallèles et allongées suivant une direction N100-N120°.

Dans cette étude, la zone externe du plateau est définie entre les isobathes 240 et 140 m, soit 5 à 7 de kilomètres en est-ouest, la zone médiane entre 140 et 50 m de profondeur le long de 40 km environ en est-ouest et la zone interne de 50 m de profondeur jusqu'à la côte formant une bande contiguë large d'une dizaine de kilomètres (figure 2.7).

2.4.5.2 La couverture superficielle Holocène de la plate-forme Aquitaine à la pente continentale

Sur la marge nord aquitaine, la couverture sédimentaire dominante sur le plateau interne et médian est majoritairement composée de sable moyen (Allen et al., 1971; Arbouille et al., 1985; Cirac et al., 2001a, 2001b), alternant avec des sables grossiers et des sédiments plus fins (figure 2.9). La proportion des sables moyens diminue vers le sud au profit de l'augmentation des sables fins jusqu'au sud d'Arcachon (figure 2.9). A l'embouchure de la Gironde, les sables fins et les vases sont déposés dans les grandes vasières (Jouanneau et al., 1999; Lesueur et al., 2001). La fraction sédimentaire fine de la plate-forme Sud Aquitaine est essentiellement apportée par les fleuves (*cf.* 2.4.10) lors des phases de régressions marines.

Sur le plateau Sud Aquitain, les sédiments de surface sont essentiellement composés de sables fins alors que les sédiments plus grossiers sont restreints à la zone du plateau médian et au plateau interne proche de la côte (figure 2.9) (Cirac et al., 2016). Sur le plateau Sud Aquitain, les sédiments superficiels de la zone interne (*cf.* 2.4.5.1) sont majoritairement

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

des sables moyens siliceux, des alternances de sables moyens et sables grossiers ainsi que des graviers dans la zone médiane (Turcq et al., 1986). Ces sédiments plus grossiers dans la zone médiane contribuent à la formation des corps sédimentaires de plusieurs centaines de mètres d'extension (cf. 2.4.5.1) (figure 2.8). Les sables moyens de la zone médiane sont des sables siliceux associés à de la vase. Les sables grossiers et graviers sont des éléments siliceux associés à des débris coquilliers. Dans la zone externe, le seul faciès sédimentaire décrit est constitué de sables fins vaseux extrêmement bioturbés (Turcq et al., 1986).

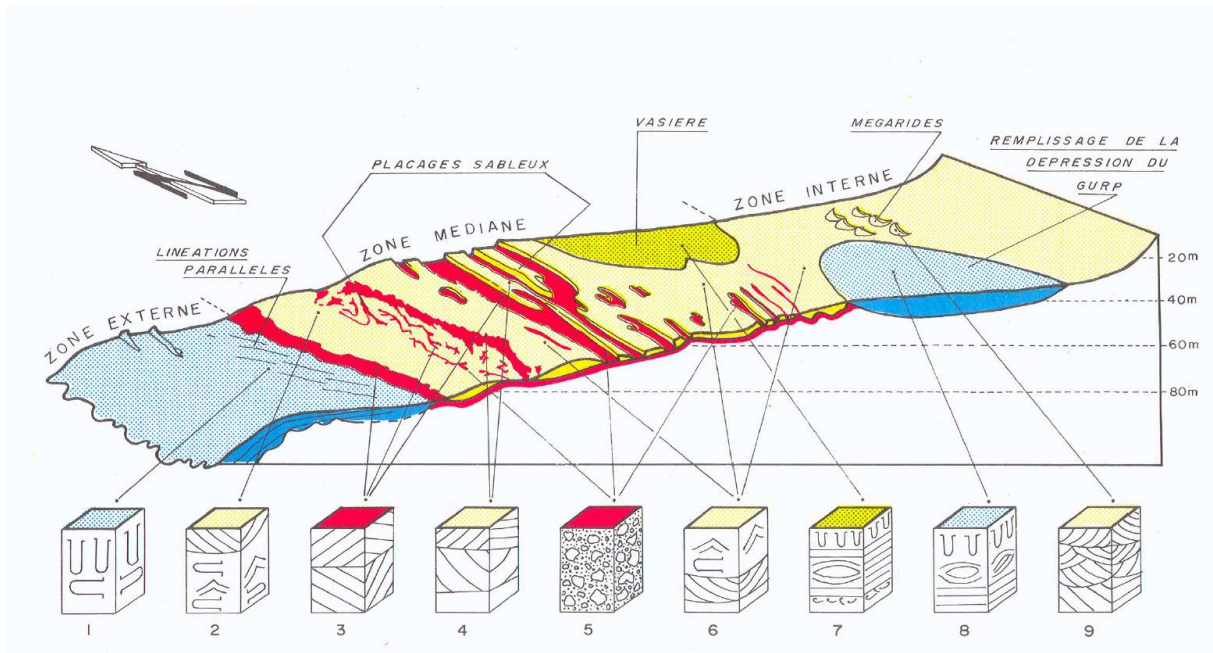


Figure 2.8: Bloc diagramme synthétique de la plate-forme continentale nord-Aquitaine représentant la répartition des formes sédimentaires et l'agencement des structures sédimentaires (Turcq et al., 1986). 1 : sable fin bioturbé, 2 : sable moyen à rides de houle, 3 : sable grossier à mégarides, 4 : sable moyen à mégarides de courant de la zone médiane, 5 : graviers, 6 : sable moyen à rides de houle, 7 : vase, 8 : sable fin à laminations horizontales, 9 : sable moyen à mégarides et rides de courant de la zone interne.

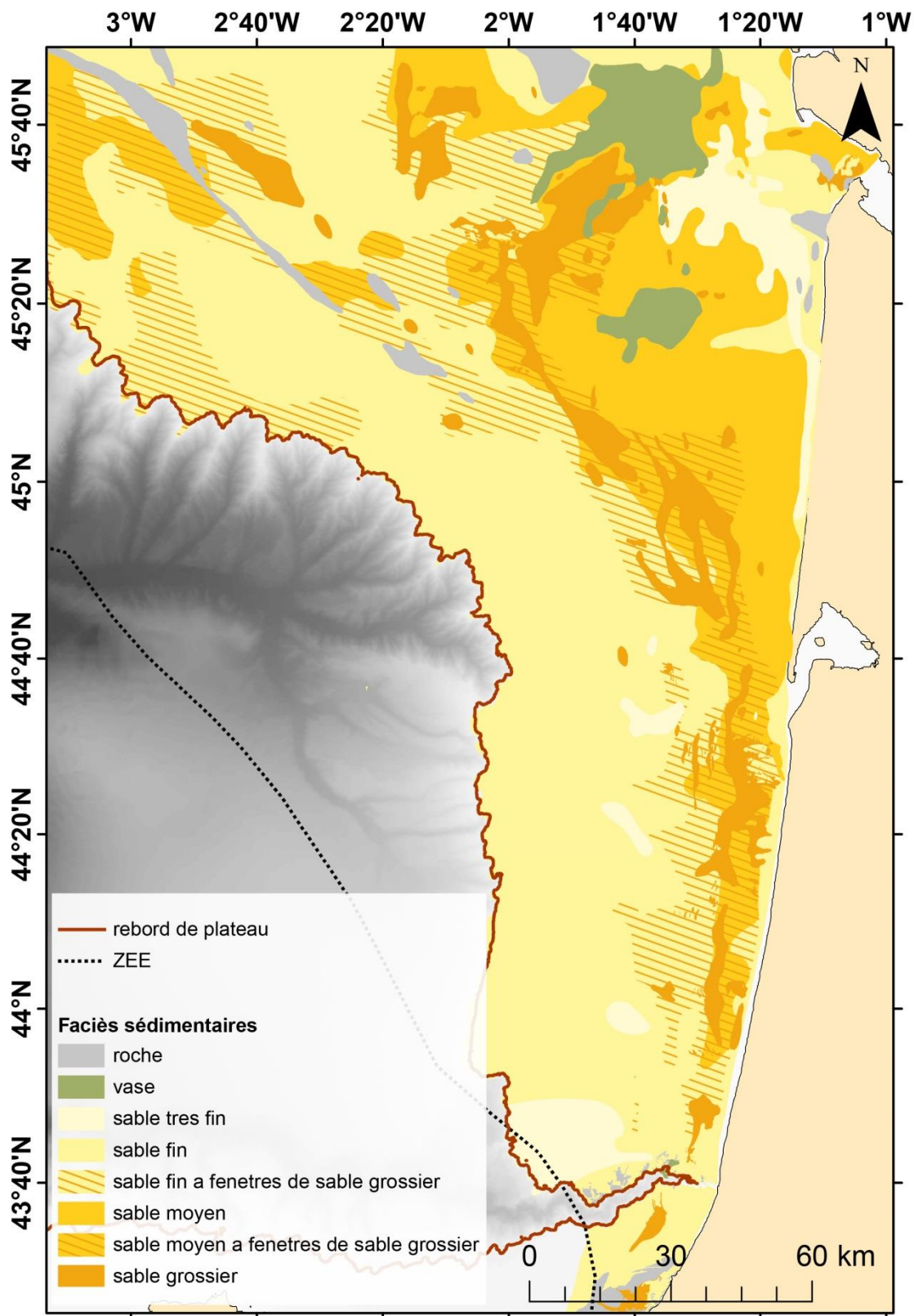


Figure 2.9: Répartition des sédiments sur le plateau aquitain (Cirac et al., 2016).

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

D'après les travaux de caractérisation sédimentaire des échantillons collectés (*cf.* 3.4.1) durant la campagne GAZCOGNE1 (2013) (*cf.* 1.2.2), les sédiments récents (2000 ka à actuel) sont majoritairement composés de sables fins à moyens qui sont légèrement vaseux sur le rebord du plateau continental (figure 2.10). La teneur en carbonates de ces sables varie de 6 à 14 %. La couverture sédimentaire récente sur le plateau a été datée entre 9000 et 10000 ans BP (Bellec and Cirac, 2010).

Les formations sédimentaires en rebord du plateau continental sud Aquitain ont également été décrites par Bourillet et al. (2017) comme des sables fins à très fins (figure 2.10). Des affleurements d'éléments indurés ont également été mis en évidence en fond de mer au niveau du rebord du plateau. Des zones de sédiments moyens et sédiment indurés recouverts d'une fraction plus ou moins épaisse de sable mobile ont été mis en évidence dans la zone externe du plateau continental, entre 10 et 20 km, à l'est du rebord de plateau actuel (figure 2.10) (Bourillet et al., 2017). Ces éléments ne sont pas visibles sur la carte sédimentaire de Cirac et al. (2016) (figure 2.9).

Dans la pente continentale (*cf.* 2.4.7), deux faciès sont représentés avec des variations de classes de sables silteux (50-90 % sable et 10-50% silt d'après les classes de Folk, 1954) à silts sableux (50-90 % silt et 10-50% sable d'après les classes de Folk, 1954) et dont la teneur en vase n'excède jamais les 20% (figure 2.10). Au niveau du canyon de Cap Ferret (*cf.* 2.4.4), la sédimentation est majoritairement silteuse (85-90% de silt en moyenne) (figure 2.10). Par ailleurs, un gradient granulométrique a également été décrit depuis la rupture du plateau continental jusque dans la pente continentale à plus de 2000 m de profondeur d'eau (Hyacinthe et al., 2001; Schmidt et al., 2009, 2014). Ce gradient s'exprime par l'évolution d'une sédimentation essentiellement silteuse en haut de pente continentale vers une sédimentation argileuse fine en pied de pente (Hyacinthe et al., 2001; Schmidt et al., 2009, 2014). De plus, les taux de sédimentation associés varient de 0.29 cm/an en haut de pente à environ 0.07 cm/an à 2000 m de profondeur d'eau (Schmidt et al., 2014).

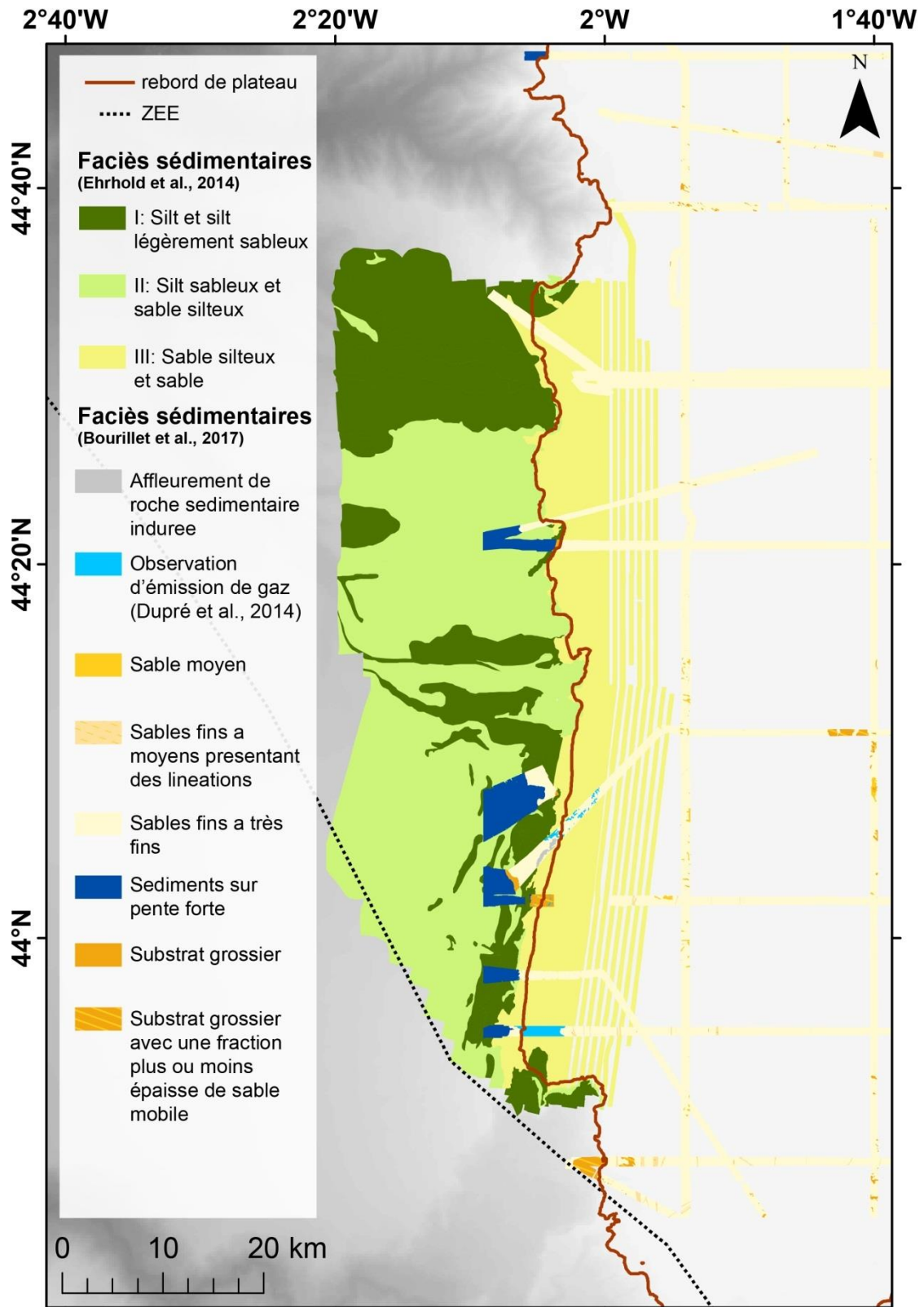


Figure 2.10: Carte de répartition des faciès sédimentaires depuis la zone de plateau externe du plateau continental Aquitain jusque dans la pente continentale. Deux classifications sédimentaires sont présentées, Ehrhold et al. (2014) et Bourillet et al. (2017).

2.4.5.3 *Sédimentation plio-quadernaire du plateau Sud Aquitain*

La couverture plio-quadernaire de la plate-forme Aquitaine a été peu contrainte par des échantillonnages, carottages ou forages. En revanche, des campagnes successives de sismique réflexion ont permis d'imager les unités sédimentaires récentes (figure 2.11) (Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010).

Les travaux de Bellec (2003) ont permis de mettre en évidence une succession d'unités progradantes sur la plate-forme continentale. Cinq unités ont été mises en évidence sur la base de critères acoustiques et de surfaces de discordance. Uniquement les trois unités les plus récentes, U1 à U3 ont été décrites sur la marge Aquitaine Sud (figure 2.11) (Bellec, 2003).

Ces unités, dont l'épaisseur cumulée ne dépasse pas 200 m (Bellec, 2003), s'étendent du plateau interne au plateau externe avec la plus récente de ces unités U1 correspondant au rebord de plateau actuel (figure 2.11). L'épaisseur de cette unité U1 varie de quelques mètres dans la zone médiane du plateau aquitain à près de 40 m au niveau du rebord de plateau actuel (Bellec, 2003). Cette dernière progradation présente des sous-unités, mises en évidence par les différences de faciès acoustiques, et séparées par des discontinuités. Six sous-unités ont été décrites, avec une récurrence dans la géométrie des séquences. Ces séquences s'agencent de la manière suivante (Bellec and Cirac, 2010) (figure 2.12):

- Limite inférieure S correspondant à une limite érosive marquée par la présence de chenaux et couverte de dépôts fortement érodés.
- Une sous-unité (a), caractérisée par un faciès acoustique chaotique avec des réflexions de faible continuité latérale et des formes en chenaux.
- Une discontinuité interne (St).
- Une sous-unité (b), plus fine que l'unité (a) car probablement érodée.

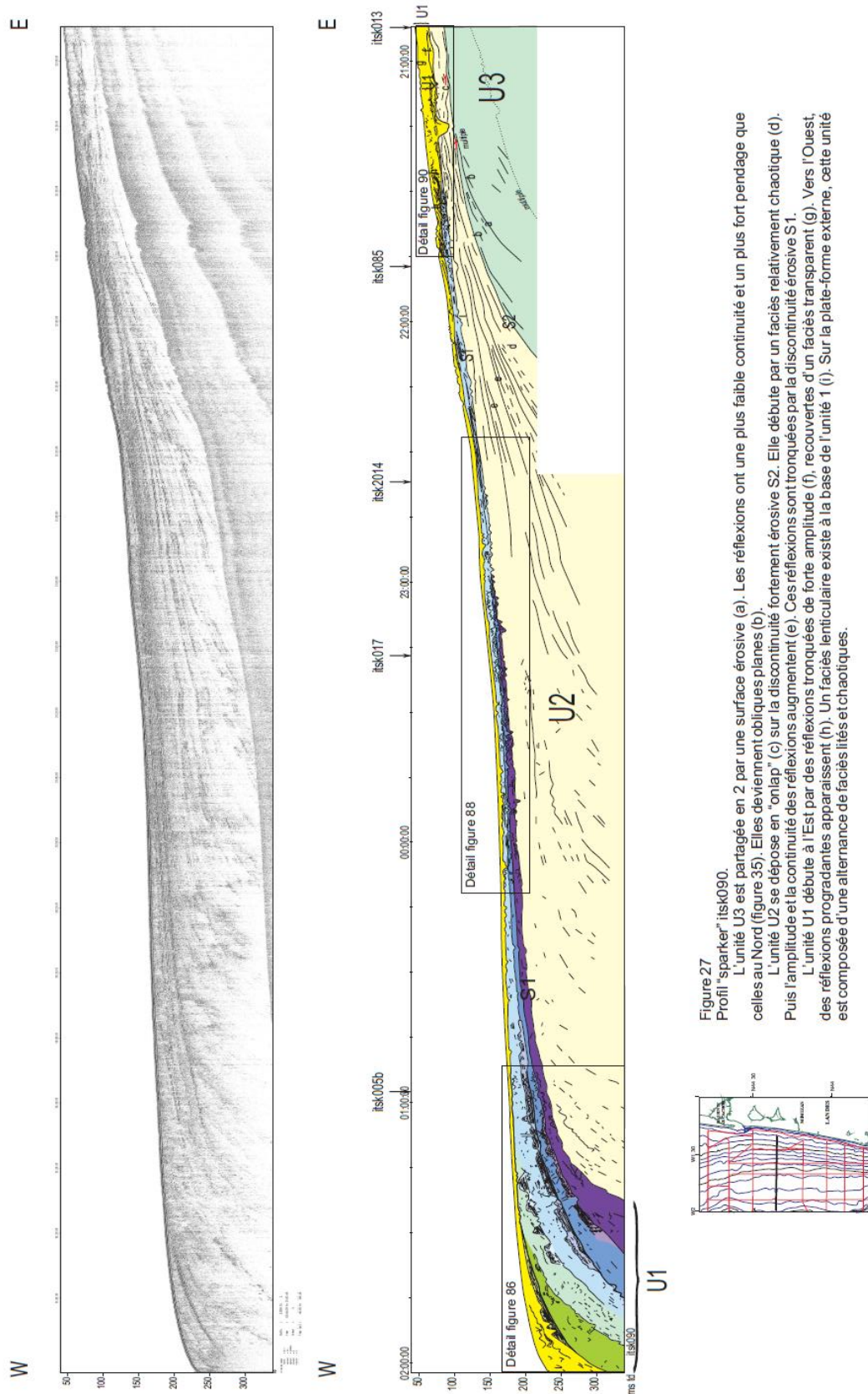


Figure 27
 Profil "sparker" isk090.
 L'unité U3 est partagée en 2 par une surface érosive (a). Les réflexions ont une plus faible continuité et un plus fort pendage que celles au Nord (figure 35). Elles deviennent obliques planes (b).
 L'unité U2 se dépose en "onlap" (c) sur la discontinuité fortement érosive S2. Elle débute par un faciès relativement chaotique (d). Puis l'amplitude et la continuité des réflexions augmentent (e). Ces réflexions sont tronquées par la discontinuité érosive S1.
 L'unité U1 débute à l'Est par des réflexions tronquées de forte amplitude (f), recouvertes d'un faciès transparent (g). Vers l'Ouest, des réflexions progredientes apparaissent (h). Un faciès lenticulaire existe à la base de l'unité 1 (i). Sur la plate-forme externe, cette unité est composée d'une alternance de faciès lités et chaotiques.

Figure 2.11: Ligne de sismique Sparker orientée E-O dans la zone du plateau interne de la marge Aquitaine avec interprétation stratigraphiques des unités sédimentaires (Bellec, 2003).

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

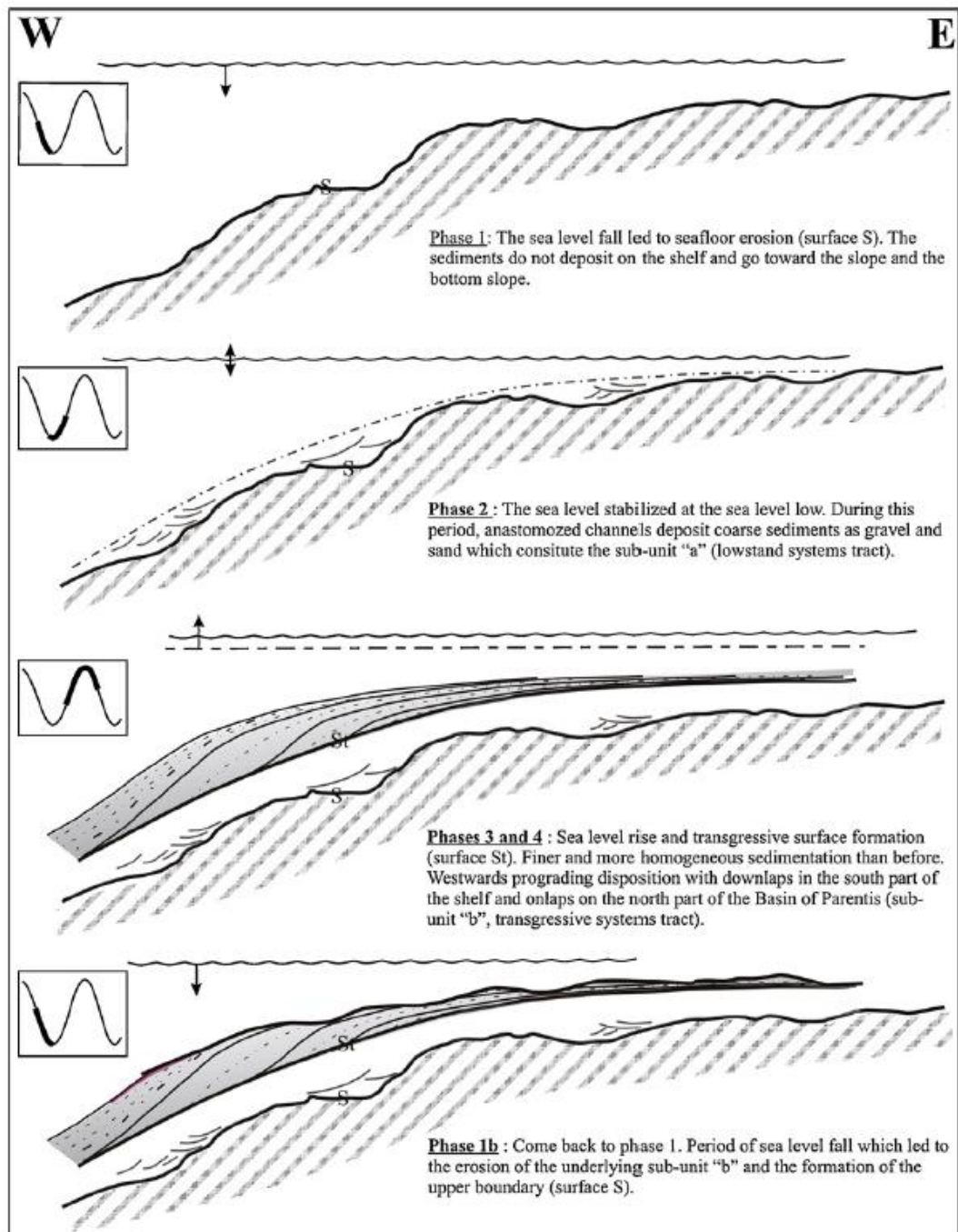


Figure 2.12: *Processus de formation de la séquence type de la plate-forme externe Sud-Aquitaine en quatre étapes, d'après Bellec and Cirac (2010).*

L'âge de ces unités a été discuté dans différentes publications (Bellec, 2003; Bellec et al., 2009; Bellec and Cirac, 2010) avec l'unité U2 estimée d'âge plio-quadernaire et U3 estimée d'âge miocène supérieur. L'âge de l'unité U1 est estimé plus récent et potentiellement pléistocène. La dernière phase d'incision majeure du substratum pléistocène s'est déroulée entre 120 ka et 18 ka. Le remplissage de ces incisions s'est fait durant la dernière remontée du niveau marin depuis 18 ka (*cf.* 2.3.3). Cette évolution du réseau de drainage, depuis le

Pliocène, marque la diminution progressive des apports terrigènes des fleuves côtiers qui sont actuellement déconnectés de l'océan (*cf.* 2.4.10) (Klingebiel and Legigan, 1992).

Par comparaison, la marge nord aquitaine ou sud armoricaine n'a pas été contrainte au même régime tectonique et sédimentaire que la marge sud aquitaine (Thinon, 1999; Bellec, 2003). La résultante de cette différenciation est visible à travers les enregistrements sédimentaires et a notamment été mise en évidence par les travaux de Bellec (2003). Sur la marge nord aquitaine, la majorité des apports de sédiments détritiques proviennent du Massif central seul et majoritairement stocké dans la zone interne du plateau avec la mise en place de formes sédimentaires en fond de mer. Le réseau d'incision se développant, au nord de flexure Celte-Aquitaine, du Miocène moyen jusqu'au Pliocène assure la majorité du transfert des sédiments de la zone interne vers le rebord de plateau mais dans la zone médiane. Dans la zone médiane du plateau Nord Aquitain, l'épaisseur de sédiment drapant le socle est relativement faible (d'une dizaine à quelques dizaines de mètres). L'unité U2 sur la marge nord aquitaine est restreinte au rebord de plateau actuel et, est totalement érodée sur l'ensemble de la zone médiane et interne. L'unité U1 est présente sur l'ensemble du plateau sous la forme d'une couche sédimentaire fine qui ne s'épaissit qu'en rebord de plateau pour atteindre une cinquantaine de mètres d'épaisseur au maximum (Bellec, 2003).

D'une manière générale, la progradation des dépôts est plus importante sur la marge sud aquitaine que sur la marge nord aquitaine, où les apports sédimentaires sont essentiellement stockés en rebord de plateau et où les séries ont été soumises à des phases d'érosions plus importantes.

2.4.6 Loupe d'arrachement de Capbreton

Les flancs du canyon de Capbreton sont caractérisés par de multiples cicatrices de glissements (Mulder et al., 2012). La zone de glissement située sur le flanc nord du canyon de Capbreton (Gonthier et al., 2006) se démarque par sa dimension (figure 2.7). Cette cicatrice de glissement s'étend sur 28.5 km en N-S et 13 km en E-O. Le flanc oriental atteint une hauteur de près de 400 m alors que le relief du flanc occidental est de 200 m environ.

L'étude des profils sismiques dans cette zone de glissement a montré que les premières phases érosives ont débuté au Tertiaire (figure 2.13). Le développement de la zone de glissement s'est fait par la succession de phases d'érosions régressives (Gonthier et al., 2006).

L'étude du remplissage sédimentaire de la zone de glissement montre la présence d'un drapage sédimentaire isopaque d'une dizaine de mètre d'épaisseurs (figure 2.13) (Gonthier et

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

al., 2006) sur une surface érosive. Cette surface marquant l'arrêt des processus d'érosions régressives est estimée à 100 ka environ en considérant un taux de sédimentation de 10 cm/ka (Gonthier et al., 2006).

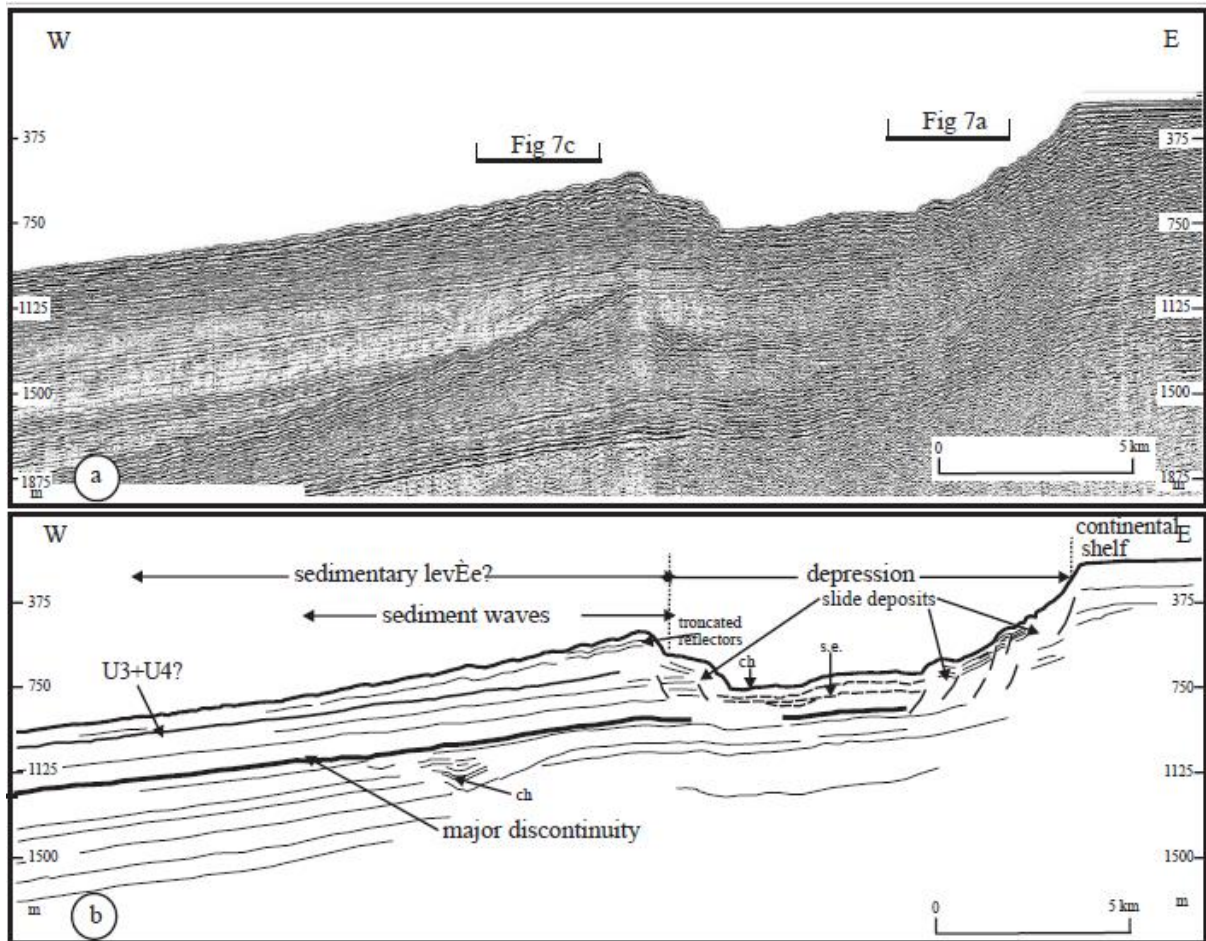


Figure 2.13: Coupe sismique de la loupe d'arrachement du flanc nord du canyon de Capbreton avec son interprétation (Gonthier et al., 2006).

2.4.7 La pente continentale de la marge sud aquitaine

La pente continentale du plateau aquitain peut être divisée en deux domaines. Un domaine situé entre le canyon de Cap Ferret (44°44'N) et 44°10'N de latitude, avec 6 canyons incisant la pente et un système d'ondulations sédimentaires au sud de 44°10'N (figure 2.14).

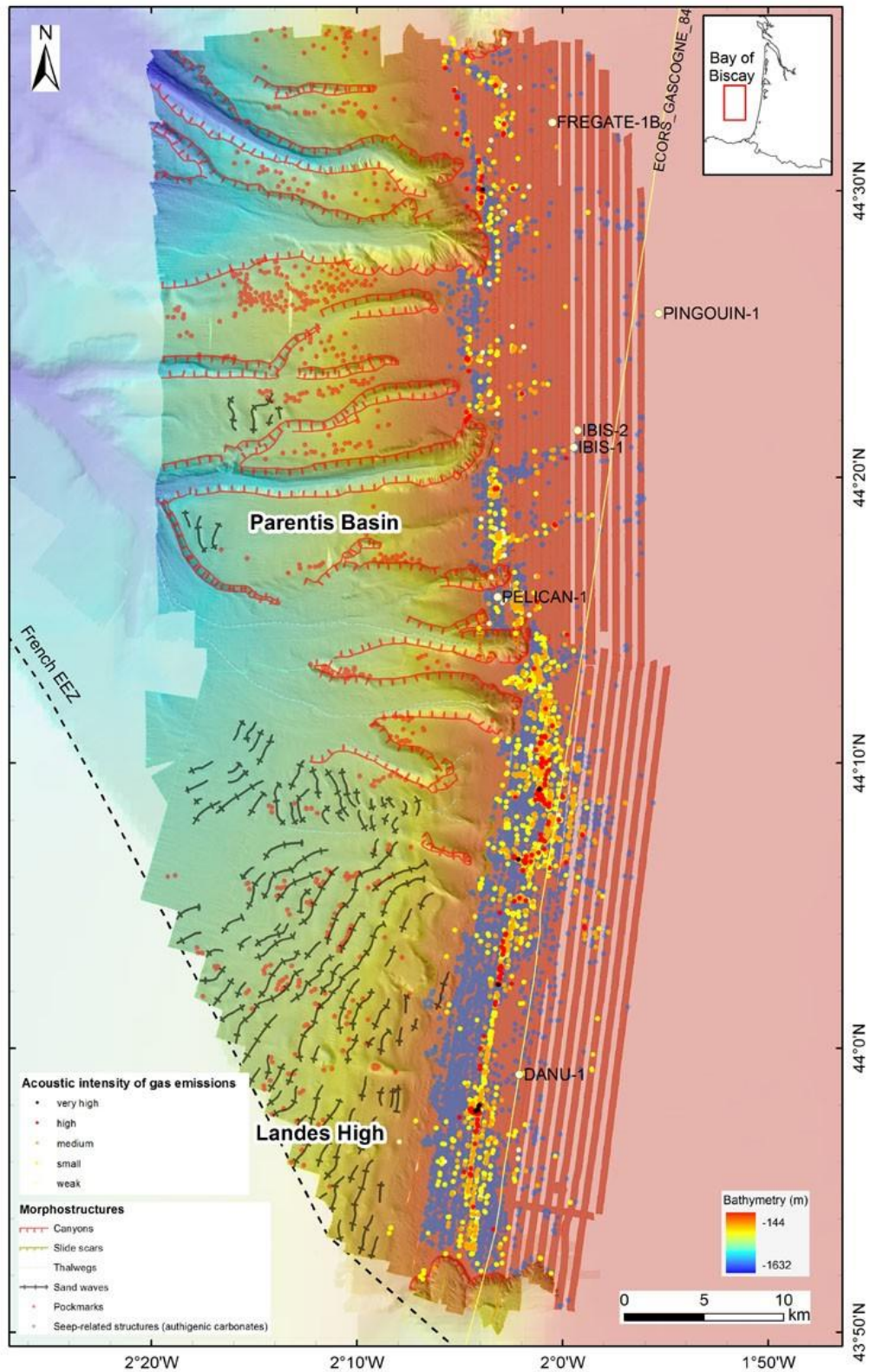


Figure 2.14: Carte de synthèse bathymétrique et morphologique avec indications, i) morphostructures en relation avec des systèmes fluides (pockmarks dans le profond en rouge et monts carbonatés sur le plateau en bleu) et ii) des sites d'émissions gazeuses exclusivement présentes sur le rebord du plateau aquitain (Dupré et al., 2014a).

2.4.7.1.1 Canyons (nord de la zone d'étude)

Les 6 canyons incisant la pente continental de la marge sud aquitaine, suivant des directions est-ouest, se rejoignent en pied de pente pour se raccorder au chenal du canyon de Cap Ferret (Bourillet et al., 2006). Ces structures sont larges de plusieurs kilomètres et profondes de plusieurs centaines de mètres. Les têtes de ces canyons tendent à indenter le rebord de plateau de la marge Aquitaine (figure 2.14) (Ehrhold et al., 2014).

2.4.7.1.2 Ondulations sédimentaires (sud de la zone d'étude)

Au sud de 44°10'N de latitude, a été décrit un système d'ondulations sédimentaires (figure 2.14) de longueurs d'onde de 800 à 1600 m et des hauteurs de crêtes variant de 20 à 70 m (Faugères et al., 2002). Les crêtes de ces ondulations sédimentaires sont longues de 1 à 4 km et sont orientées suivant des directions 010°N à 030°N. La morphologie en surface des ondulations est marquée par des crêtes discontinues séparées par des couloirs de zones planes (figure 2.14). La structure interne de ces ondulations sédimentaires a été décrite en 4 sous-unités (figure 2.15). Ces différentes sous-unités liées aux mécanismes de formations de ces ondulations sédimentaires sont interprétées comme étant la combinaison de contrôles tectoniques, sédimentaires et hydrodynamiques (Faugères et al., 2002; Gonthier et al., 2006). Les mises en place des deux unités les plus récentes U3 et U4 décrites par Faugères et al. (2002) sont datées respectivement de 300-400 ka et 120-150 ka (Faugères et al., 2002) en considérant des taux de sédimentation de 10 cm/1000 ans (Winnock, 1973). L'unité U3 correspond à la phase majeure de construction des ondulations sédimentaires par des processus sédimentaires en lien avec des processus hydrodynamiques (Faugères et al., 2002). L'unité U4 est, quant à elle, décrite comme un drapage relativement isopaque bien lité (figure 2.15), présente sur l'ensemble de la zone avec des épaisseurs variant entre 12 et 15 m (Faugères et al., 2002). Cette unité U4 témoigne de l'arrêt de la phase de développement des ondulations sédimentaires depuis 120-150 ka en considérant les taux de sédimentation de 10 cm/1000 ans (Gonthier et al., 2006), potentiellement en lien avec un changement du régime des courants ou des apports sédimentaires en lien avec les variations du niveau marin (*cf.* 2.3).

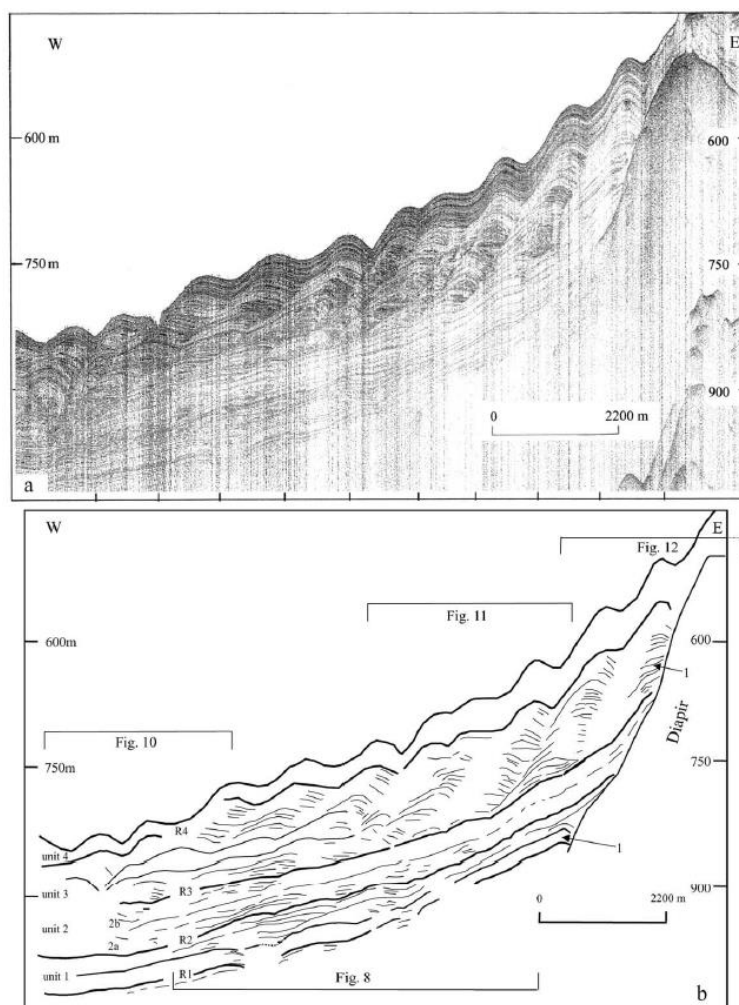


Figure 2.15: Interprétation des lignes de sismiques Sparker ITSAS1 sur la zone des ondulations sédimentaires d'après Faugères et al. (2002).

2.4.8 Formations à hydrocarbures du bassin de Parentis

Le Bassin aquitain, limité au sud par les Pyrénées, à l'est par le Massif central et au Nord par le massif Armoricaïn, constitue la région à plus fort potentiel à hydrocarbures de France (figure 2.16). Cette région a fortement été explorée depuis la fin de la seconde guerre mondiale jusqu'aux années 90, et a été exploitée à terre (Biteau et al., 2006).

Les formations les plus prolifiques sont celles des niveaux Kimméridgien supérieur à Barrémien. L'ensemble du système pétrolier est drainé verticalement par un réseau de fractures. Les principaux niveaux réservoirs sont les plates-formes carbonatées et les dépôts clastiques de la fin du Jurassique, début Crétacé (Biteau et al., 2006). Les niveaux couvertures sont essentiellement formés de marnes et argiles du Crétacé inférieur (figure 2.17).

Les roches mères des deux systèmes pétroliers majeurs sont :

- Le Kimméridgien – Barrémien (niveau référence du Bassin aquitain).

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

- Marnes Liasiques (Toarcien) dans les bassins sud, Tarbes et Commingues.

D'autres systèmes marginaux existent :

- Dolomie de Carcans.
- Marnes Albiennes
- Marnes Yprésiennes

Dans le domaine onshore du bassin de Parentis, les formations du Dogger, Oxfordien et Kimméridgien inférieur montrent de faibles accumulations d'huile en surpression (Biteau et al., 2006). Les caractéristiques des roches mères sont variables à l'échelle du bassin.

Les formations du Kimméridgien supérieur :

D'origine marine, la section principale est formée de calcaire de Catus et Lons dans les bassins sud-Aquitaine et d'un calcaire à Lituolidae dans le bassin de Parentis. Ces formations sont caractérisées par des teneurs en matière organique de l'ordre de 2 à 7% pour un kérogène de type II (marin) (*cf.* 1.1.3).

Formation du Barrémien supérieur :

Egalement d'origine marine, cette formation de marnes et anhydrites (type II carbonaté) est limitée au bassin sud-Aquitain.

Marnes Liasiques :

Ces formations de types II à II/III sont constituées de différents de sous-ensembles.

- Du Rhétien à l'Hettangien, la formation de dolomie de Carcans, uniquement de type II. Cette formation au fonctionnement local alimente les champs réservoirs du Crétacé.
- Aptien – Albien, un kérogène de type III (continental) ligneux à matière organique dispersée formant préférentiellement du gaz. Les gradients géothermiques sont respectivement de 28°C et 29°C par kilomètre pour les bassins d'Arzacq et le bassin onshore de Parentis (Biteau et al., 2006). Ces gradients influencent la maturation des roches mères (*cf.* 1.1.2).

De l'Albien au Crétacé supérieur, les formations suivantes atteignent une sur-maturité :

- Dépocentres d'Arzacq, Tarbes et sud Lacq
- Flyschs de Commingues et offshore Parentis
- Kimméridgien supérieur et Barrémien

Cette sur-maturation contraste avec des formations qui ont atteint la fenêtre à huile au cours du Paléogène jusqu'à l'actuel : Province des dômes salifères, Nord Lacq et Tarbes, Parentis onshore (Cazaux Lavergne et Arcachon) et Antares.

2.4.9 Remplissage sédimentaire récent du Bassin Aquitain onshore et formation du Sable des Landes

La formation du Sable des Landes est la formation la plus superficielle du Bassin aquitain et constitue la phase finale de comblement sédimentaire sur l'ensemble du bassin (figure 2.19). Quatre grands ensembles sédimentaires peuvent être différenciés au sein de cette formation.

2.4.9.1 Les formations miocènes

Ces formations sédimentaires sont extrêmement variées, avec des faciès sédimentaires marins profonds dans la partie sud-ouest du bassin, des faciès de plate-forme ouverte au sud et au centre du bassin (séries sableuses de plusieurs dizaines de mètres avec de bonnes capacités aquifères (Klingebiel and Legigan, 1985)) et des séries lacustres à l'est (Klingebiel and Legigan, 1985). Sur l'ensemble de la période Miocène, le réseau de drainage provenant du Massif central apporte essentiellement des sédiments siliceux fins en quantités modérées. En revanche, les fleuves prenant leur source dans les Pyrénées apportent des quantités de sédiments grossiers (sables et cailloutis) beaucoup plus importantes.

2.4.9.2 Séries pliocènes

Les séries d'âge pliocène sont caractérisées par des faciès marins dans la partie sud et ouest du Bassin aquitain et par des faciès fluviatiles partout ailleurs avec des séries d'alluvions ou colluvions (Klingebiel and Legigan, 1985). Ces dépôts témoignent de l'émersion d'une partie du Bassin aquitain avec une migration du trait de côte vers l'ouest. Un réseau de drainage se met en place avec des orientations d'écoulement essentiellement est-ouest. Ces séries fluviatiles sont également marquées par des niveaux de lignites présentant des compositions variables qui ont été localement exploités, notamment les gisements de Arjuzanx et Hostens (Klingebiel and Legigan, 1985).

2.4.9.3 Séries d'âge pléistocène

Les séries pléistocènes sont des dépôts alluviaux, provenant des massifs Pyrénéen et Central, avec des niveaux d'altérations et de paléosols. Les dépôts fluviatiles de graviers, sables et argiles correspondent à des apports par les systèmes fluviatiles de la Garonne et de la Gironde (Klingebiel and Legigan, 1985). Ces dépôts cohabitent avec des zones marécageuses (BRGM, 1986). La décroissance des apports fluviatiles entraîne la migration des éléments les

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

plus fins vers la mer via le réseau de drainage. Cet épisode est également marqué par la mise en place de dépôts éoliens issus de la remobilisation des sables. Ces dépôts éoliens constituent la formation du Sable des Landes.

Au cours du Pléistocène moyen, le développement de terrasses alluviales témoigne de l'enfoncement du réseau fluvial alors que le niveau marin est proche de l'actuel et que les marécages argilo-tourbeux sont restreints sur une bande côtière (BRGM, 1986).

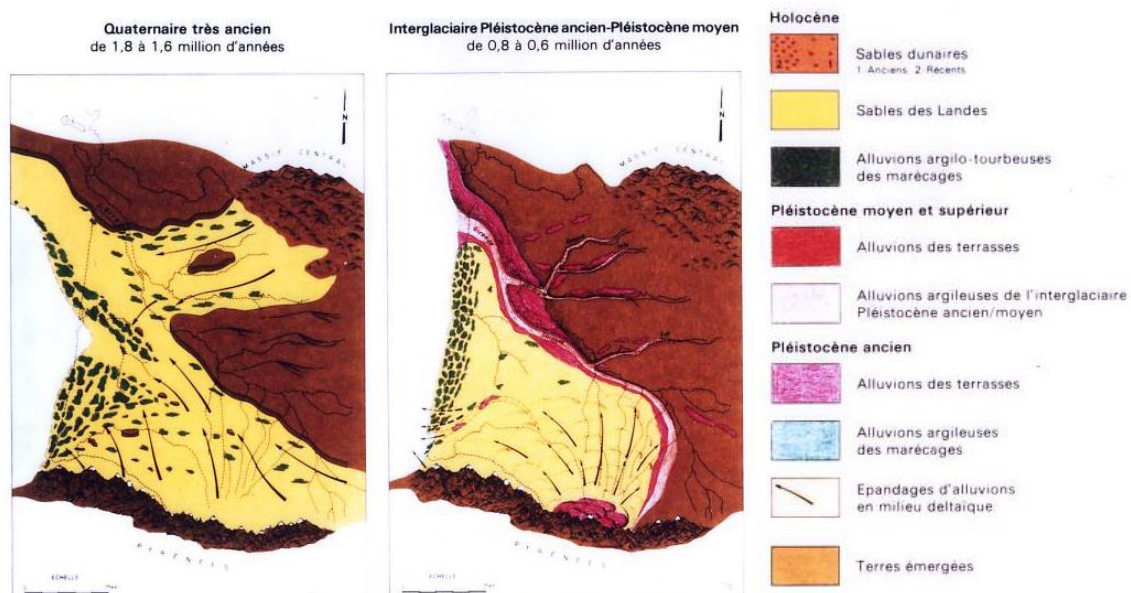


Figure 2.18 : Planche de l'évolution des formations sédimentaires du bassin des Landes au cours du Pléistocène (BRGM, 1986).

2.4.9.4 Formations holocènes

Au cours du Pléistocène, la chute du niveau marin à 20 ka (cf. 2.3) entraîne une migration du trait de côte vers l'ouest, permettant ainsi, le développement d'un réseau fluvial sur le plateau continental actuel. La remontée du niveau marin qui suit au cours de l'Holocène, force le trait de côte à migrer vers l'est. Les basses vallées fluviales et les petits fleuves deviennent alors des estuaires. Par ailleurs, cette évolution est associée à un nivellement des sables éoliens (Klingebiel and Legigan, 1985).

A partir de 3000 ans BP, lorsque le niveau marin est stabilisé (cf. 2.3), le trait de côte atteint sa configuration actuelle mais est encore incisé par des vallées fluviales et recoupé par des estuaires. Ce n'est qu'au cours des 3000 dernières années que se met en place le cordon dunaire littoral (Klingebiel and Legigan, 1985, 1992). La mise en place des cordons entraîne la déconnexion des fleuves côtiers (cf. 2.4.10) avec le domaine marin. Ceux-ci migrent alors vers le nord ou le sud et ceux ne pouvant migrer, forment les étangs côtiers actuels.

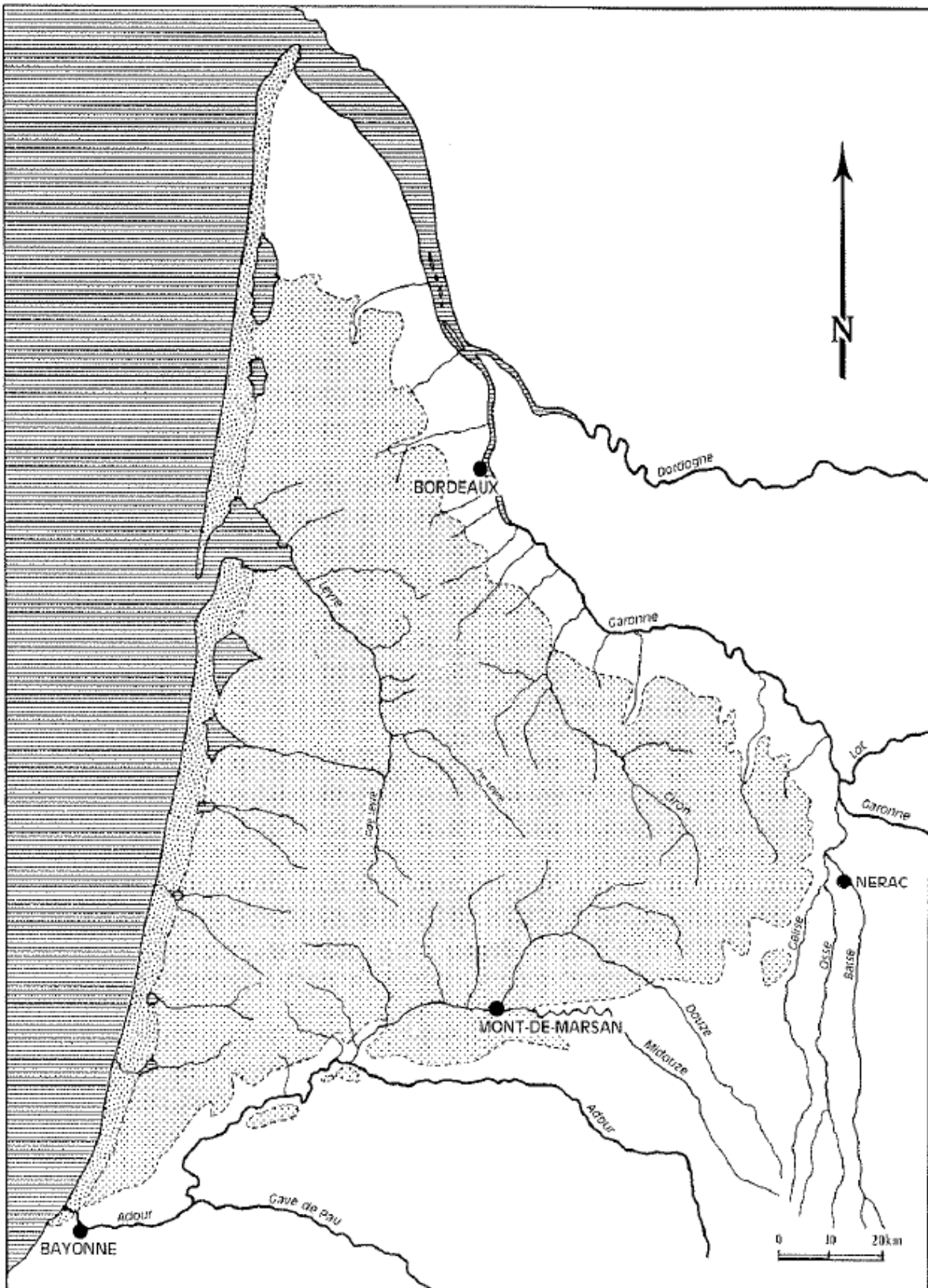


Figure 2.19: Extension de la formation du Sable des Landes en Aquitaine (Klingebliel and Legigan, 1985).

2.4.10 Réseau hydrographique du domaine onshore du Bassin aquitain

Actuellement, le réseau hydrographique du Bassin aquitain est constitué de 4 fleuves majeurs, la Garonne, la Dordogne, l'Adour et les Gaves. Ces fleuves apportent environ 2.5×10^6 t/an de sédiments fins, dont 60% est apporté par la Gironde (confluence de la Garonne et de la Dordogne) (Jouanneau et al., 1999).

Le Bassin aquitain est caractérisé par un réseau hydrographique secondaire formé de nombreux fleuves côtiers qui n'atteignent pas l'océan à l'actuel du fait de la mise en place du cordon dunaire côtier à environ 120 ka (Klingebiel and Legigan, 1992). Le réseau hydrographique du Bassin aquitain a évolué au cours du temps en fonction des mouvements verticaux (*cf.* 2.2) et notamment depuis le Pliocène où les fleuves côtiers atteignaient l'océan et apportaient un stock de sédiment terrigène supplémentaire (*cf.* 2.4.5.3) (Klingebiel and Legigan, 1992; Féliès and Lericolais, 2005).

2.4.11 Le système d'aquifères de la marge sud aquitaine

2.4.11.1 Définition

Un aquifère est une formation géologique suffisamment perméable pour permettre des mouvements verticaux et latéraux de masses d'eaux douces ou saumâtres.

Les aquifères sont caractérisés par différents critères (Collin, 2004):

- La nature du substratum.
- Le type de porosité :
 - o La porosité naturelle de la roche.
 - o La porosité fissurale, liée à la présence de fractures.
 - o La porosité karstique, issue des vides formés pendant des épisodes de dissolution du substratum.
- Le type de nappe :
 - o Libre, essentiellement dans les formations sédimentaires, dont la fluctuation de la limite supérieure de l'aquifère est libre.
 - o Captive, délimitée par la présence d'une limite supérieure constituée d'une couche imperméable.
 - o Alluviale, correspondant aux nappes superficielles, souvent à l'interface entre le réseau de drainage de surface et les nappes profondes.

2.4.11.2 Aquifères sur les plate-formes continentales

Les études des aquifères dans les zones de transition continent-océan ont longtemps été ignorées du fait de l'accessibilité restreinte de ces objets sur les plate-formes continentales (Taniguchi et al., 2002; Burnett et al., 2003; Cohen et al., 2010; Moore, 2010). Désormais, ces décharges d'eaux d'aquifères (figure 2.20) sont de plus en plus étudiées, notamment sur les marges continentales ; Caroline du sud (Krest et al., 2000; Moore, 2002; Crotwell and Moore, 2003), offshore Brésil (Niencheski et al., 2007), Corée du sud (Kim, 2003), Philippines (Taniguchi et al., 2008), Thaïlande (Burnett et al., 2007), New Jersey (Lofi et al., 2013; Van Geldern et al., 2013). Des études sur l'utilisation de nouvelles techniques de suivi des décharges sous-marines d'eaux douces se sont développées : imagerie thermique (Johnson et al., 2008), techniques électromagnétiques (Stieglitz et al., 2008), traceurs géochimiques (Moore, 1996; Swarzenski, 2007; Charette et al., 2008).

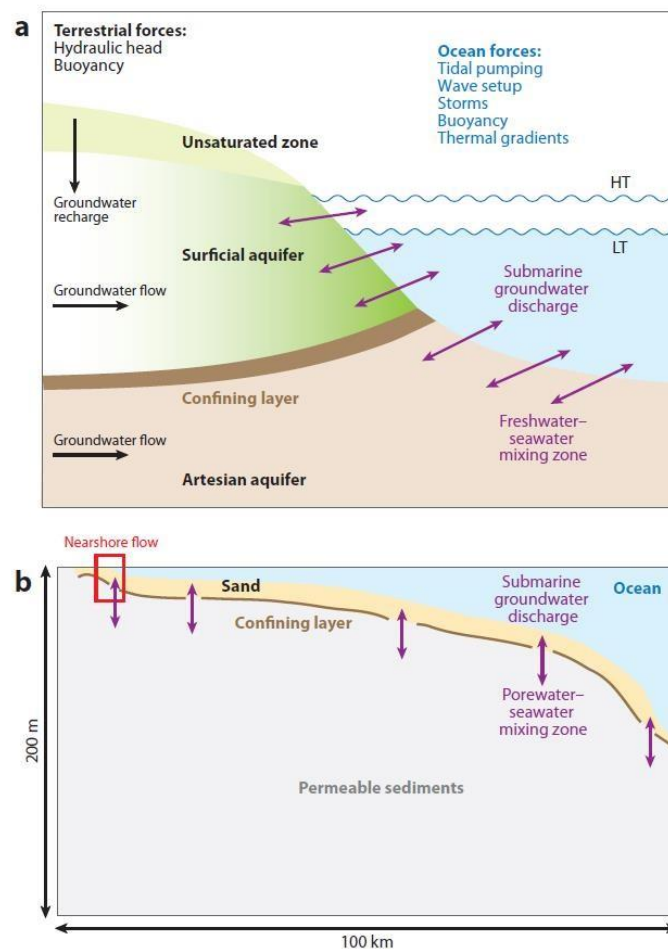


Figure 2.20: Schéma des interactions d'eau d'aquifère et d'eau de mer en rebord de plate-forme continentale (Moore, 2010).

2.4. Contexte géologique de la marge sud aquitaine

Des résurgences d'eaux d'aquifère ont déjà été observées à plus de 100 km des côtes, comme par exemple sur la marge du New Jersey (Van Geldern et al., 2013), ce qui indique des transferts d'eau douce sur de longues distances par rapport à la position de la côte. Dans le cas de la marge du New Jersey, les aquifères qui sont connectés au rebord de plateau sont rechargés dans le domaine onshore et circulent à travers les sables miocènes du plateau continental qui sont situés à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres sous le fond de mer (Cohen et al., 2010).

Les décharges d'eau d'aquifères ont également été mises en évidence dans des contextes de sorties de fluides situées en rebord de plateau continental de la marge est des Etats-Unis au sud du New Jersey jusqu'en Caroline du Nord (Skarke et al., 2014) (*cf.* 1.3.2.1).

Les décharges d'eaux d'aquifères en domaine marin ont été identifiées comme des sources de nutriments importantes (Bugna et al., 1996). Ces décharges d'eaux d'aquifères sont aussi des voies d'alimentation en éléments dissous et gaz qui peuvent apporter des volumes non négligeables au budget global des émissions de gaz dans le domaine marin (Bugna et al., 1996; Bussmann and Suess, 1998).

Le transport du gaz dans les aquifères se fait essentiellement en phase dissoute (Bugna et al., 1996; Clark, 2015). Le gaz ne passe en phase en libre que lorsque sa concentration dépasse le seuil de solubilité du gaz qui est notamment dépendant de la température, de la pression, de la salinité et du type de gaz (e.g., Duan and Mao, 2006). La présence de bulles de gaz dans les aquifères est observée lors de chutes de pressions à l'approche de la surface, liées à la dépression causée par un forage ou encore parfois par des variations naturelles comme les cycles de marées ou des phénomènes météorologiques (Bussmann and Suess, 1998). Le découplage de l'advection du gaz en phase libre et de l'advection des aquifères a notamment été modélisé par Albert et al. (1998) pour expliquer les différences de concentrations de méthane dans la zone du système fluide de la baie d'Eckernförde.

2.4.11.3 Aquifères onshore du Bassin aquitain

- Séries jurassiques

Ces séries comportent cinq réservoirs principaux (figurés bleus sur la figure 2.21). Les voies verticales de circulation des eaux de l'aquifères ont été formées lors des phases de karstification. Les réservoirs principaux sont séparés par des formations marneuses ou marno-calcaires. Le Bassin aquitain dispose de plusieurs formations géologiques correspondant à des niveaux aquifères (Platel, 2013).

- Séries crétacées

Les trois réservoirs principaux sont plus ou moins karstifiés et différents dans les domaines nord et sud Périgord (figurés bleus sur la figure 2.21) (Platel, 2013).

- Séries tertiaires

Les réservoirs sont dans les formations calcaires de l'Éocène inférieur à moyen / Éocène supérieur / Oligocène inférieur (Platel, 2013).

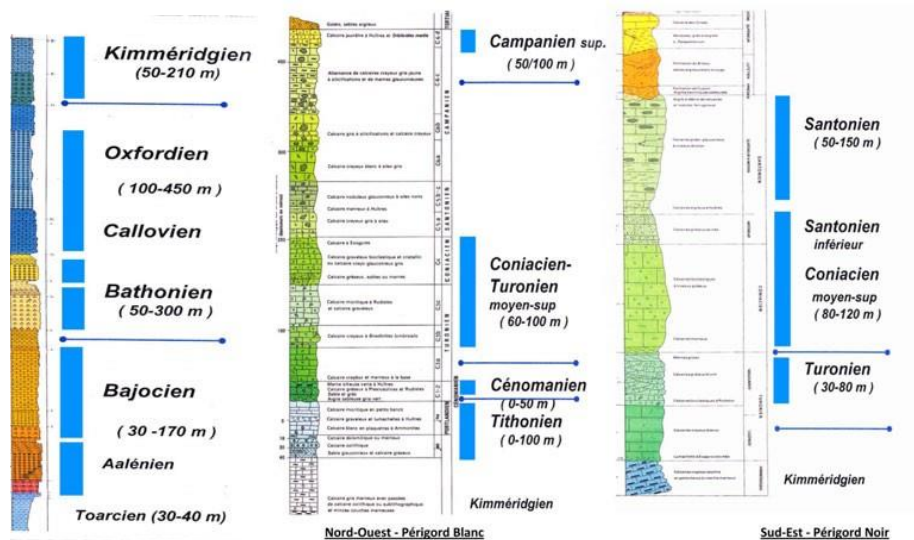


Figure 2.21: Formations aquifères dans les niveaux du Jurassique et du Crétacé (figuré bleu) (Platel, 2013).

2.4.11.4 Aquifères offshore du bassin de la marge Aquitaine

Si les aquifères dans le Bassin aquitain onshore sont bien étudiés (cf. 2.4.11.3), les aquifères dans le domaine offshore le sont très peu. Différents niveaux aquifères ont été mis en évidence dans les séries crétacées et plus anciennes, explorées avec les forages pétroliers (cf. 3.4.5.3.2). Les forages LE SEXTANT-1, ORION-1 et PHOENIX-1 montrent des indices de la circulation d'eaux d'aquifères dans les séries du Néogène et du Paléogène (cf. 3.4.5.3.2). Ces forages situés à une dizaine de kilomètres de la côte sont localisés dans la zone interne à médiane du plateau continental. D'autres niveaux aquifères ont été mis en évidence dans les puits DANU-1 et ESUS-1 mais uniquement dans les séries du Paléogène.

Cependant, l'étude des carbonates authigènes dérivés du méthane et affleurant en rebord de plateau a montré que ces derniers avaient précipité dans un mélange d'eau de mer et d'eau d'aquifère (Pierre et al., 2017). Ces éléments sont des indices directs de la circulation d'eaux d'aquifères jusqu'en rebord de plateau de la marge Aquitaine. Le système de la marge Aquitaine présente des similitudes avec le système de la marge est des Etats-Unis (Skarke et al., 2014) (cf. 1.3.2.1). Il est donc possible que le schéma de fonctionnement des décharges d'eau d'aquifère sur la marge est des États-Unis soit applicable en rebord de plateau aquitain.

2.5 Hydrodynamisme océanique du golfe de Gascogne

2.5.1 Régime général des courants

Du point de vue hydrodynamisme océanique, la zone d'étude est soumise au même régime que l'ensemble du golfe de Gascogne. Celui-ci est largement ouvert sur l'océan Atlantique, de ce fait, l'hydrodynamisme du golfe de Gascogne est directement influencé par la branche sud de la dérive Nord Atlantique et l'influence du front polaire (Barthe and Castaing, 1989). Le régime de marée dans le golfe de Gascogne est de type semi-diurne méso-tidal et pénètre par le sud-ouest (figure 2.22). Trois masses d'eaux s'individualisent : une superficielle, une intermédiaire et une profonde (Van Aken and Becker, 1996). La masse d'eau en surface est essentiellement influencée, de façon saisonnière (Charria et al., 2013), par les courants de marées et régimes de vents qui forcent les mouvements des masses d'eaux superficielles avec des vitesses de courants supérieures à 10 cm/s (pouvant atteindre 50 cm/s) (Kersalé et al., 2016). La masse d'eau intermédiaire correspond à la veine d'eau méditerranéenne. Cette masse d'eau suit la pente continentale et constitue un courant de contour avec des vitesses de l'ordre 20 cm/s (Van Aken and Becker, 1996). Cette masse d'eau s'écoule vers le nord avec certaines inversions de direction dans le cas d'apports importants des masses d'eaux Nord Atlantique. Ces dernières constituent les eaux profondes qui circulent essentiellement dans la partie abyssale du golfe de Gascogne. La direction de ces masses d'eaux varie de façon saisonnière avec une inversion nord ou sud de la direction d'écoulement. Sur le plateau, les courants sont essentiellement influencés par les régimes de vents et de marées. Les variations saisonnières sont extrêmement importantes. Par ailleurs, le long de la côte landaise, la dérive littorale en direction du sud est relativement forte et tend à dominer sur les régimes de vents et marées.

Sur la zone d'étude, la vitesse des courants de marées, qui sont orientés ouest-est (figure 2.22), est essentiellement inférieure à 10 cm/s (Michel et al., in revision). Les courants orientés nord-sud dans la pente continentale correspondent aux mouvements des masses d'eaux intermédiaires (figure 2.22). Ces courants évoluent à des vitesses de 5 à 10 cm/s en moyenne avec de rares pics de vitesse à plus de 30 cm/s en lien avec les forçages générés par les régimes de vent (Batifoulier et al., 2012; Kersalé et al., 2016).

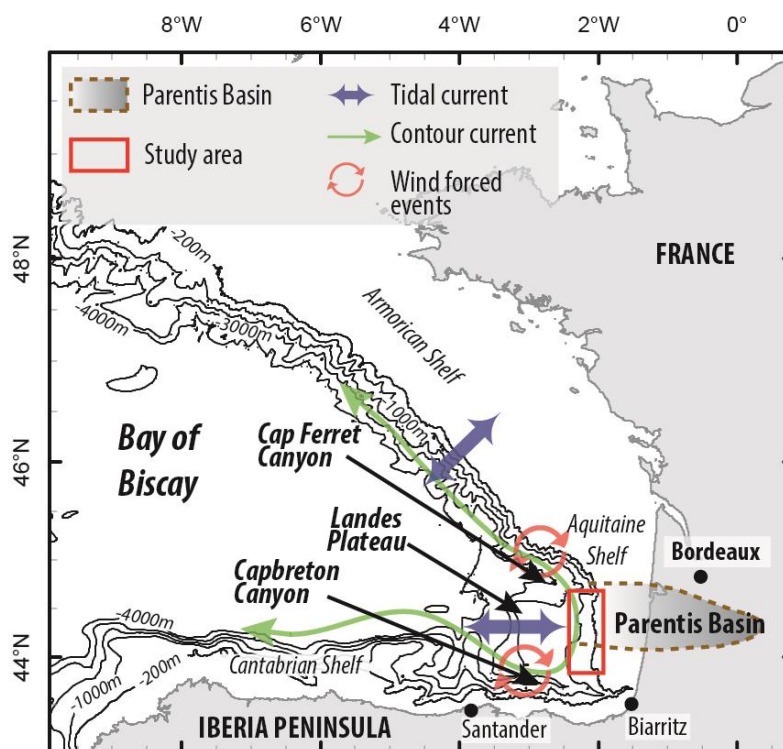


Figure 2.22: Carte synthétique des courants de marées (Batifoulier et al., 2012; Charria et al., 2013), de contour (Van Aken, 2000) et de surface forcés par les vents (Kersalé et al., 2016). Les principaux éléments morphologiques et les isobathes sont extraits de la compilation bathymétrique de Sibuet (2004). Le rectangle rouge présente la localisation de la zone d'étude qui est située au niveau de l'extension ouest du bassin de Parentis offshore (Biteau et al., 2006).

2.5.2 Thermocline

Dans la masse d'eau supérieure, la thermocline suit aussi une variabilité saisonnière légèrement décalée dans le temps (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996; Puillat et al., 2004; Batifoulier et al., 2012). De la fin de l'hiver au printemps, la masse d'eau est uniforme avec une température moyenne de 11°C. De la fin de l'été à l'automne, une stratification des eaux est observée. Les eaux de surface sont 2 à 3°C plus chaudes que le reste de la masse d'eau superficielle (Puillat et al., 2004). La profondeur de la thermocline est variable avec une profondeur comprise entre 20 et 50 m sous la surface (Puillat et al., 2004; Batifoulier et al., 2012).

2.5.3 Onde interne

Le phénomène d'onde interne est formé par l'onde de marée venant se heurter au rebord du plateau continental (Baines and Xin-Hua, 1985; Lazure et al., 2009; Nash et al., 2012). L'onde de marée est générée dans la partie ouverte du golfe de Gascogne (Lazure and Dumas, 2008). Au niveau du plateau continental, une onde est générée et va se propager sur le plateau à une vitesse pouvant atteindre 1 m/s. Cette onde se propage à l'interface entre deux

2.6. Les systèmes fluides décrits à proximité de la marge sud aquitaine

masses d'eau, soit dans le cas du plateau continental, seulement lorsque la thermocline est présente. De plus des rayons de fortes énergies sont générés au niveau de la rupture de pente du plateau continental (Cacchione et al., 2002). Ces rayons peuvent partir en direction du plateau continental et se réverbérer entre la surface et le fond ou encore partir en direction du pied de pente continentale. Les interactions entre l'onde interne et les canyons ont été observées dans d'autres sites d'études, e.g. canyon de Monterey, avec des turbulences accrues (Cacchione et al., 2002; Pomar et al., 2012).

2.6 Les systèmes fluides décrits à proximité de la marge sud aquitaine

Deux systèmes fluides, sans évidence d'activité récente, ont été décrits dans la littérature. En dehors de ces deux systèmes et du système des émissions de méthane microbien en rebord du plateau aquitain, qui est étudié dans cette thèse, aucun autre système fluide n'a été décrit ailleurs dans le golfe de Gascogne.

2.6.1 Système fluide du flanc sud du canyon de Capbreton

L'acquisition de données bathymétriques au cours de la campagne ITSAS1 (1998) (*cf.* 3.3.7.3.2) a mis en évidence un système de 406 pockmarks (*cf.* 1.1.5.1) visibles en fond de mer sur les inter-canyons du flanc sud du canyon de Capbreton (*cf.* 2.4.4). L'inter-canyon Kostarrenkal présente la plus grande densité de pockmarks, exclusivement situés entre 320 et 800 m de profondeur d'eau (figure 2.23) (Lagié, 2007; Gillet et al., 2008; Harster, 2008; Rapinat, 2013).

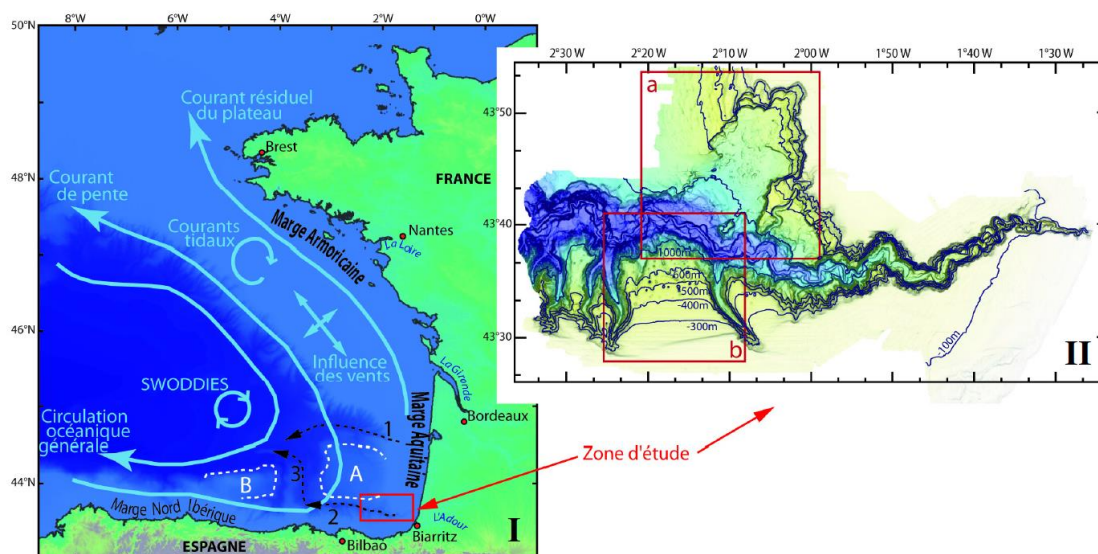


Figure 2.23: I. Contexte morphologique et hydrologique (modifiée d'après OSPAR Commission, 2000), I : canyon de Cap Ferret, 2 : canyon de Capbreton, 3 : canyon de Santander, A : Plateau Landais, B : Banc le Danois). II. Les deux zones d'études (a : zone du glissement, b : zone des pockmarks, d'après Harster (2008)).

Deux catégories de pockmarks ont été mises en évidence sur les données de bathymétrie (EM1000), de petits pockmarks avec des diamètres inférieurs à la centaine de mètre et des pockmarks de grande taille. Les pockmarks de grande taille (73 éléments parmi les 406) sont caractérisés par des diamètres compris entre 134 et 582 m pour un diamètre moyen de 371 m. La profondeur interne de ces dépressions est comprise entre 6 et 62 m (moyenne de 26 m) (Lagié, 2007). La plupart des pockmarks présentent des morphologies similaires mais certains pockmarks présentent des flancs sud plus abrupts que les flancs nord. Cette asymétrie a été interprétée comme le fluage gravitaire des sédiments dans la direction de plus grande pente (Lagié, 2007). Les petites entités sont réparties aléatoirement alors que les pockmarks les plus grands sont alignés suivant deux directions, soit N130-550, soit N170-190 (figure 2.24) (Lagié, 2007; Gillet et al., 2008).

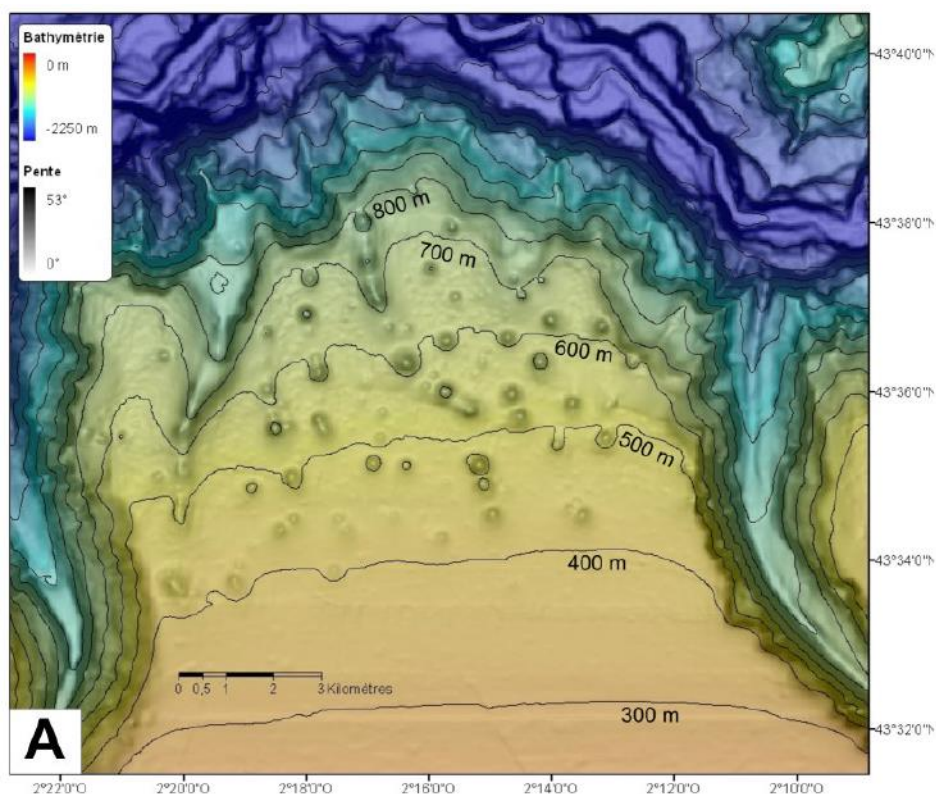


Figure 2.24: Carte bathymétrique ombrée de l'inter-canyon sur lequel sont observés les pockmarks. D'après Gillet et al. (2008).

L'étude de ces pockmarks sur des profils sismiques (sondeur de sédiment, Sparker monotrace et sismique rapide) a permis de définir la succession de trois unités sismiques à partir du fond de mer, avec une première unité bien litée présentant des réflexions sismiques continues de fortes amplitudes, une seconde unité présentant des réflexions sismiques ondulées et discontinues et une troisième unité avec des réflexions sismiques continues et de faible amplitude. Les petits pockmarks définis en fond de mer sont restreints en profondeur à

la première unité sismique d'une épaisseur d'une centaine de mètre environ sous le fond de mer. Les pockmarks les plus grands présentent des morphologies sous-jacentes qui s'étendent en profondeur jusqu'à plus de 500 m sous le fond de mer. Ces dépressions dans les enregistrements sédimentaires évoluent d'une forme en V à une forme en U. De plus, certaines dépressions enfouies ont été décrites dans les enregistrements sédimentaires comme ne présentant pas de connexions avec des dépressions sur le fond de mer (Rapinat, 2013).

Des conduits verticaux présentant des faciès sismiques chaotiques ont été mis en évidence sur les données sismiques et ont été interprétés comme des conduits de circulation de fluides. Ces conduits sont tous ancrés en profondeur sur le même niveau stratigraphique et sont présents sous les pockmarks visibles en surface (Lagié, 2007).

Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer le mode de mise en place des pockmarks sur le flanc sud du canyon de Capbreton. Les différents auteurs (Lagié, 2007; Gillet et al., 2008; Rapinat, 2013) indiquent que les processus de formation des pockmarks de petites dimensions et répartis aléatoirement sont différents des modes de formations des pockmarks larges et alignés. Les pockmarks de petite dimension sont interprétés comme étant formés par l'expulsion de fluide, gaz ou eau, issu de niveaux peu profonds (Lagié, 2007; Rapinat, 2013). Les pockmarks de grandes dimensions sont situés au-dessus de failles (Lagié, 2007) ou de vallées comblées (Gillet et al., 2008; Rapinat, 2013). De ce fait, les pockmarks larges sont interprétés comme issus de la circulation de fluides focalisée le long de structures sous-jacentes enfouies dans le sédiment. La nature des fluides circulant le long de ces voies de migration n'est pas connue, mais la présence supposée d'hydrates de gaz est interprétée comme étant le niveau source potentiel des fluides pour les pockmarks les plus larges (Lagié, 2007). L'hypothèse de fluides profonds et notamment de gaz thermogénique est évoquée (Rapinat, 2013).

2.6.2 Pockforms profonds sur le plateau des landes

L'étude basée sur des profils de sondeur multifaisceaux (*cf.* 3.2) et sismique (*cf.* 3.3) acquis au cours des campagnes MARCONI (2003), a mis en évidence des dépressions de dimensions kilométriques en fond de mer (*cf.* figure 2.25) sur le plateau des landes. Ces dépressions ne sont pas interprétées comme des pockmarks (*cf.* 1.1.5.1) mais comme des pockforms, soit des dépressions à la morphologie similaire (Iglesias et al., 2010) et sont situées entre 1000 et 2000 m de profondeur d'eau sur le plateau des landes, entre les canyons de Cap Ferret au nord et Capbreton au sud.

Les données de sondeurs multifaisceaux ont montré la présence de 30 pockforms en fond de mer présentant trois types de morphologies, (1) des pockforms allongés, (2) des pockforms irréguliers et (3) des pockforms circulaires (figure 2.25 et figure 2.26). Ces morphologies ont également été mises en évidence sur les données de sismique dans les séries miocènes à plio-quaternaires (Iglesias et al., 2010) qui sont affectées par des failles et des diapirs, mis en place lors de mouvements verticaux, en lien avec les phases tectoniques qui ont affecté le golfe de Gascogne (cf. 2.1).

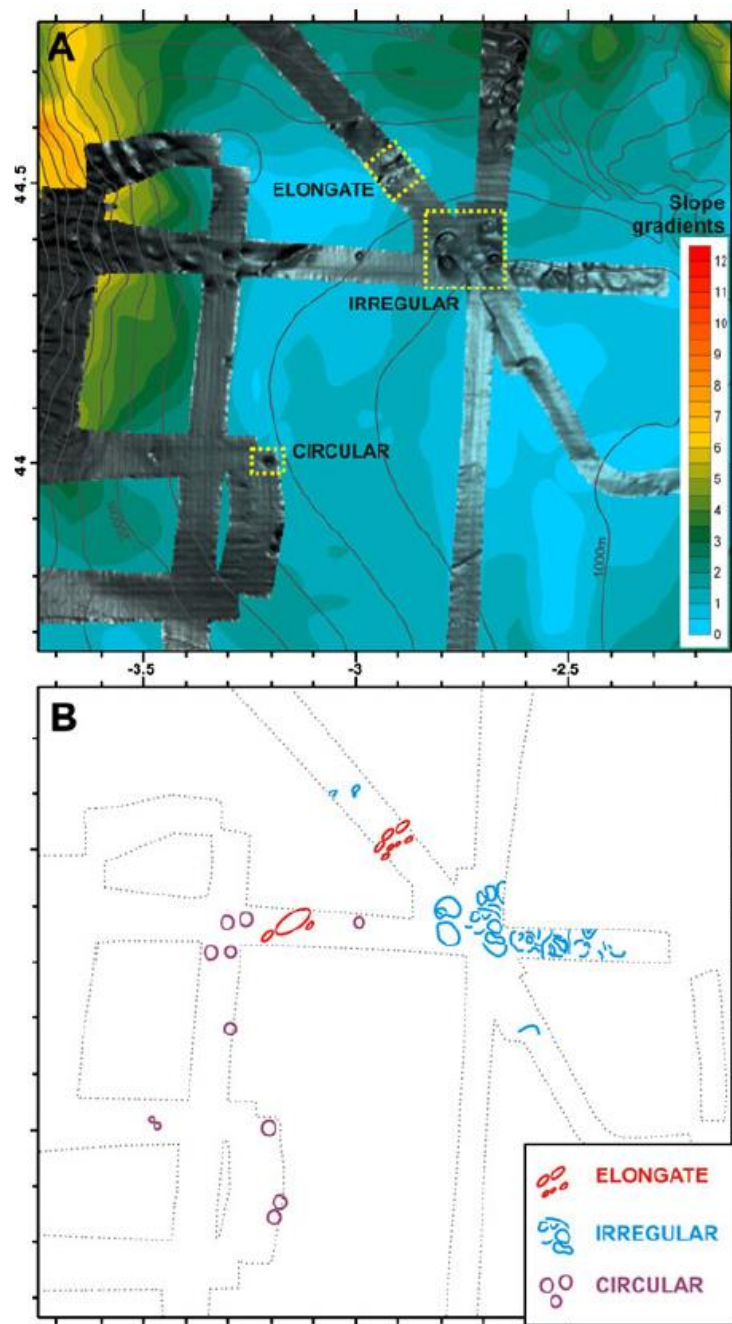


Figure 2.25: Profils bathymétriques acquis lors de la campagne MARCONI (2003) sur fond de données bathymétriques GEBCO. Les différentes classes de pockforms mises en évidence sont présentées sur la figure A et leur contour dessinés sur la figure B. (Iglesias et al., 2010).

Les pockforms allongés (1) sont des dépressions en V visibles en fond de mer avec un axe court d'une longueur moyenne de 1 km et un axe long d'une longueur moyenne de 1.5 km. Le pockform allongé le plus grand présente des dimensions de 2 km par 4.5 km (figure 2.26). Ces dépressions sont toutes allongées dans la même direction NE-SO et présentent des structures sous-jacentes dans les sédiments, également de forme en V. Les groupes de pockforms allongés sont localisés au-dessus des diapirs et structures antiformes qui sont allongées dans la direction NE-SO, mais aucune faille ne relie entre les structures profondes et ces dépressions (Iglesias et al., 2010).

Les pockforms irréguliers (2), au périmètre chaotique, présentent des formes en V ou en U avec un diamètre moyen de 2.5 km et des profondeurs internes de 40 m environ (figure 2.26). La majorité des pockforms irréguliers sont regroupés spatialement en clusters, et sont localisés là où les rides et diapirs sont les plus proches du fond de mer. Ces dépressions sont associées au réseau des failles qui structurent les diapirs et les antiformes en profondeur dans le sédiment. Des structures en V sont également observées sous les pockforms irréguliers visibles en fond de mer. Les structures en V dans le sédiment tendent à évoluer en profondeur vers des structures en U dans les séries plio-quaternaires (Iglesias et al., 2010).

Les pockforms circulaires (3) sont des dépressions avec des diamètres de l'ordre du kilomètre et des profondeurs internes de 35 m environ qui présentent des formes en V symétrique (figure 2.26). Les pockforms circulaires sont localisés dans les zones de diapirs et au-dessus de dépôts gravitaires mis en évidence sur les données de sismique (Iglesias et al., 2010). Des pockforms sont identifiés dans les séries sédimentaires miocènes mais pas dans les séries plio-quaternaires. Par ailleurs, des conduits verticaux présentant des faciès sismiques de turbidité acoustique sont interprétés comme des conduits verticaux de la circulation de fluides (Iglesias et al., 2010).

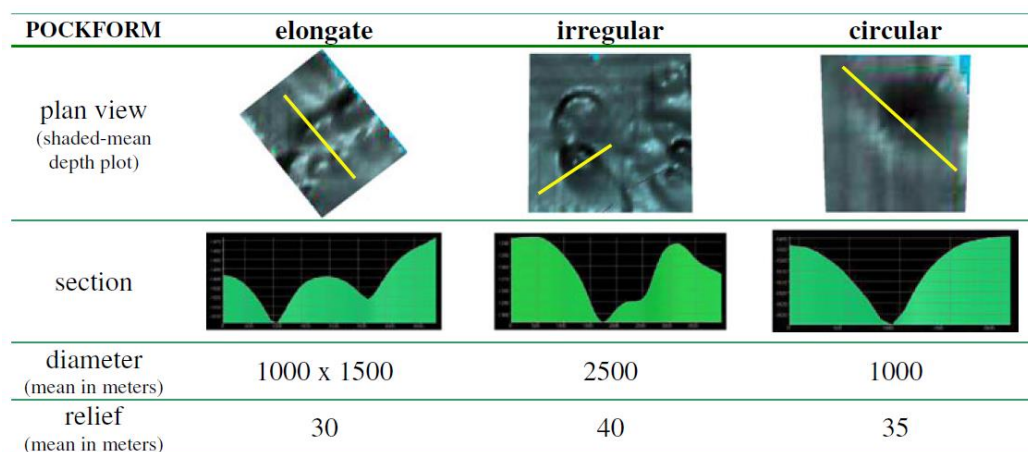


Figure 2.26: Comparaison de la morphologie des pockforms visibles en fond de mer sur les données bathymétriques EM12 S120 à une résolution de 50 m (Iglesias et al., 2010).

Différentes origines ont été proposées par Iglesias et al. (2010) afin d'expliquer les modes de formation de ces dépressions en fond de mer. La première origine proposée est liée à des processus sédimentaires et concerne notamment les pockforms allongés (1). Ces pockforms ne sont pas des structures érosives et leur orientation correspond à celle de hauts structuraux. Les auteurs (Iglesias et al., 2010) proposent que ces dépressions ont été formées par le comblement de chenaux et que les dépressions visibles en fond de mer soient les reliques des sections non remplies. La seconde origine proposée est structurale et concerne les pockforms irréguliers. Les pockforms irréguliers visibles en surface ne sont pas directement connectés aux structures en profondeurs mais leur position au-dessus de structures enfouies est interprétée comme correspondant à la déformation plastique des sédiments avec les derniers réajustements verticaux du plateau des landes, en lien avec les phases tectoniques (Iglesias et al., 2010). La dernière origine proposée est celle liée à des circulations de fluides. Les diapirs sont affectés par des réseaux de failles qui affectent également les enregistrements sédimentaires. Malgré la présence des conduits de circulation de fluides visibles en sismique, Iglesias et al. (2010) n'interprètent pas les pockforms comme étant liés à des processus fluides. Cependant, il est évoqué que des expulsions de fluides en fond de mer peuvent avoir lieu et permettent alors de limiter la sédimentation des pockforms et ainsi de préserver leur morphologie en évitant leur comblement.

3 Données et méthodes

3.1 Les approches de recherche en géosciences marines appliquées à la thèse

La recherche en géosciences marines s'effectue dans un milieu où l'accessibilité directe aux données est rendue plus difficile qu'en domaine terrestre du fait de la présence de la masse d'eau. Différentes méthodes spécifiques, directes et indirectes, sont déployées afin de pallier aux problèmes d'accessibilité au milieu. Les méthodes indirectes, sont basées sur la mesure des propriétés physiques des matériaux et permettent de caractériser les différents milieux (colonne d'eau, interface fond de mer, pile sédimentaire, croûte, etc.). Les sondeurs multifaisceaux par exemple permettent, par l'insonification du fond de mer, une cartographie rapide et précise d'une zone d'étude du fait de l'acquisition sur une large fauchée (*cf.* 3.2). L'utilisation des données acoustiques et sismiques, préalablement traitées, constituent un volet important du travail de la thèse pour la délimitation de la géométrie du système fluide du plateau aquitain et la recherche d'indices fluides géophysiques sur une zone d'étude étendue, à savoir les 10 000 km² de la marge sud aquitaine. Les méthodes directes concernent les méthodes d'échantillonnage du sédiment par carottage et bennes, de la roche par dragage et forages ou divers échantillons, par exemples fluides par engin sous-marin. Ces échantillonnages ont néanmoins un caractère ponctuel qui ne peut pas toujours être extrapolé spatialement. Les éléments de méthodes directes sont exploités dans la thèse pour caractériser les éléments et morphologies, visibles en acoustique et sismique mis en évidence avec les données indirectes. Les méthodes directes sont exploitées pour apporter des informations de vérités terrains, sur la nature des éléments mis en évidence sur les données indirectes.

3.1.1 Principes généraux de l'acoustique sous-marine

Les méthodes acoustiques et sismiques reposent sur l'émission d'un champ de pression acoustique contrôlé (source) et sur l'enregistrement du champ d'ondes résultant de la propagation du champ primaire dans le milieu. Les ondes se propageant dans la colonne d'eau avec un coefficient de cisaillement nul sont qualifiées « d'acoustique » et de « sismique » dans le sédiment (coefficient de cisaillement non nul). L'acquisition et la réception des données se faisant dans un milieu acoustique, les ondes de cisaillements ne peuvent être enregistrées et donc seules les ondes de compressions sont prises en comptes.

Une onde acoustique est définie comme la propagation de perturbations mécaniques (variation du champ de pression) dans un milieu élastique et nécessite donc un support matériel pour se propager. La propagation d'une onde se fait de proche en proche par compression et détente du milieu.

Les paramètres principaux qui caractérisent les ondes sont :

- La fréquence (en Hertz) : $F = 1/T$ (T la période en seconde)
- La célérité (c) de l'onde en $m.s^{-1}$ fonction du milieu de propagation, e.g. $1500 m.s^{-1}$ dans l'eau.
- La longueur d'onde (en m) : $\lambda = c*T$

La fréquence, ou plus exactement le contenu fréquentiel du signal source, détermine la résolution (précision) et la pénétration du signal. Une onde très haute fréquence aura une bonne résolution verticale mais une pénétration faible et inversement. L'utilisation successive de sources à différentes fréquences, permet de disposer de différentes informations à des résolutions et pénétrations complémentaires. Les fréquences des sources acoustiques utilisées en géosciences marines varient de quelques Hz à plusieurs centaines de kHz (tableau 3-1). Cette fréquence va contrôler les phénomènes physiques qui prendront place lors de la propagation du signal source dans un milieu hétérogène (cf. 3.1.2).

Fréquence (kHz)	0.1	1	10	100	1000
Sondeurs multifaisceaux					
Sonars latéraux					
Transmission & positionnement					
Sonars militaires actifs					
Sonars militaires passifs					
Sondeurs et sonars de pêche					
Océanographie acoustique					
Sondeur de sédiment					
Sismique					

Tableau 3-1 : Tableau des fréquences des différents outils déployés en acoustique sous-marine (modifié d'après Lurton et al., 2015). Les éléments surlignés en jaune sont les outils acoustiques et sismiques exploités dans la thèse.

3.1.2 Réfraction, réflexion, diffusion et rétrodiffusion des ondes acoustiques et sismiques

Dans le cas d'un milieu élastique (déformation du milieu proportionnelle à la contrainte), celui-ci est caractérisé par son impédance acoustique Z (produit densité-célérité) et la propagation de l'onde acoustique (dans l'eau) ou sismique (dans un solide) est alors régie par les variations d'impédance du milieu. Un contraste d'impédance entre deux milieux sera marqué par un réflecteur.

Le rapport, entre les variations de relief de l'interface (entre deux milieux d'impédance différente) et la longueur d'onde du signal incident, détermine le phénomène physique prépondérant dans la propagation. La variation de relief ou rugosité peut être définie comme un état de surface et caractérisée par des irrégularités de relief à une échelle microscopique et mésoscopique (par ex. : espacement et agencement des grains du sédiment) jusqu'à une échelle macroscopique (par ex. : structures sédimentaires). Dans le cas de systèmes fluides, ces irrégularités peuvent correspondre à des concrétions carbonatées présentes dans le sédiment ou des niveaux plus massifs présents dans les enregistrements sédimentaires, à des sédiments chargés en gaz, ou encore à des pockmarks ou monts carbonatés qui modifient la rugosité du fond de mer et les propriétés géophysiques des enregistrements sédimentaires.

Échelle de rugosité >> Longueur d'onde incidente - L'interface se comporte comme un réseau de sources secondaires (principe de Huygens, Mars, 2004), le phénomène de diffusion est ici prédominant. C'est le domaine des sondeurs multifaisceaux et sonars latéraux qui exploitent la rétrodiffusion du signal (diffusion de l'énergie dans l'azimut de l'onde incidente) (figure 3.1) pour déterminer la bathymétrie et la rétrodiffusion du fond marin, communément appelée réflectivité.

Échelle de rugosité << Longueur d'onde incidente - L'interface se comporte comme une interface plane (la longueur d'onde ne détecte pas la rugosité) et la propagation suit la loi de Snell-Descartes en terme de réflexion spéculaire et de réfraction. C'est le domaine de la sismique réflexion et réfraction, qui permettent ainsi d'imager la structure géologique du sous-sol (figure 3.1).

Il est important de souligner qu'il existe un domaine particulier où les phénomènes de diffusion et de réflexion coexistent, c'est le domaine des sondeurs de sédiment dont les fréquences de travail sont comprises entre 1.5 kHz et 6 kHz (*cf.* 3.3.8).

Les ondes émises par les sondeurs multifaisceaux étant plus haute fréquence que la sismique (*cf.* 3.3), celles-ci pénètrent moins dans le sous-sol (*cf.* 3.1.2). Cependant, dans le cas de sondeur multifaisceaux à fréquences d'émission faibles (30 kHz pour l'exemple d'un sondeur Kongsberg EM302), les ondes vont pénétrer la partie superficielle de la couche sédimentaire (1 m environ pour l'EM302 (Mitchell, 1993)) avant d'être rapidement atténuées, il en résulte donc une intégration en profondeur. Cette intégration en profondeur n'affecte pas les données de bathymétrie (*cf.* 3.2.2) mais peut influencer la valeur de rétrodiffusion fond de mer (*cf.* 3.2.3). En effet, outre les effets de rugosité de surface qui affectent la rétrodiffusion,

le volume sédimentaire est dépendant de la composition du sédiment, de la teneur en fluides (eau et gaz) et du degré de compaction qui peuvent alors influencer la mesure de ce paramètre (Lamarche and Lurton, 2017).

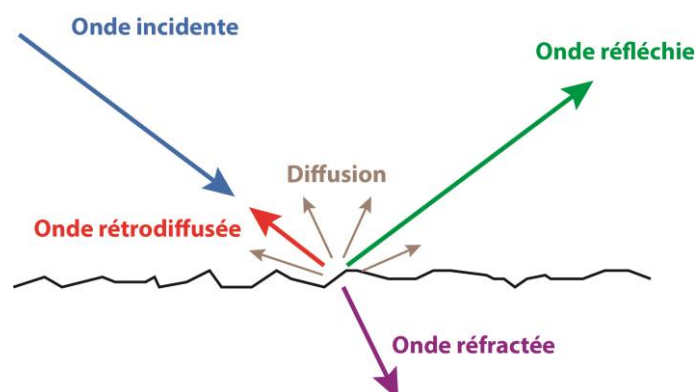


Figure 3.1: Schéma des principes de diffusion, rétrodiffusion et réflexion d'une onde acoustique sur le fond de mer (modifié d'après Lurton, 2002).

3.2 Exploitation des données des sondeurs multifaisceaux

3.2.1 Généralités et données exploitées

Les sondeurs sont des outils d'acquisition couramment utilisés en sciences de la mer. Cette gamme d'outils regroupe les sondeurs multifaisceaux (développés ci-dessous), mais aussi les sondeurs monofaisceaux dont les utilisations varient suivant les domaines. Le principe de fonctionnement de ces outils repose sur l'émission/ réception d'ondes acoustiques résultant de la génération d'un champ de pression, à fréquence et d'amplitude définie (cf. 3.1.1). Ce champ de pression est généré par l'antenne sous la coque du bateau (ou sur un engin tracté, comme peuvent l'être les sonars latéraux, ou autonomes). L'antenne est constituée de transducteurs électroacoustiques convertissant un signal électrique en un champ de pression acoustique. Le champ d'ondes perçu après propagation est converti en signal électrique et enregistré au format numérique.

Les sondeurs multifaisceaux couvrent une gamme de fréquence qui varie de la dizaine de kHz à plusieurs centaines de kHz (tableau 3-1). Les données enregistrées par ces outils sont la bathymétrie (cf. 3.2.2), la rétrodiffusion du fond de mer (cf. 3.2.3) et la rétrodiffusion de la colonne d'eau (cf. 3.2.4). Les sondeurs multifaisceaux acquièrent des données sur une large fauchée de part et d'autre du navire, équivalent à environ sept fois la profondeur. Ceci est dû à la géométrie de l'appareil qui enregistre des données sur différents faisceaux (nombres et ouverture angulaire variables selon les sondeurs) définissant l'empreinte sur le fond et la résolution de la maille des Modèles Numériques de Terrain (MNT) et des mosaïques de rétrodiffusion fond de mer produites.

Les données provenant des différentes campagnes sur le secteur d'étude sont présentées en figure 3.2 et tableau 3-2 avec les fréquences et résolutions correspondantes (tableau 3-3).

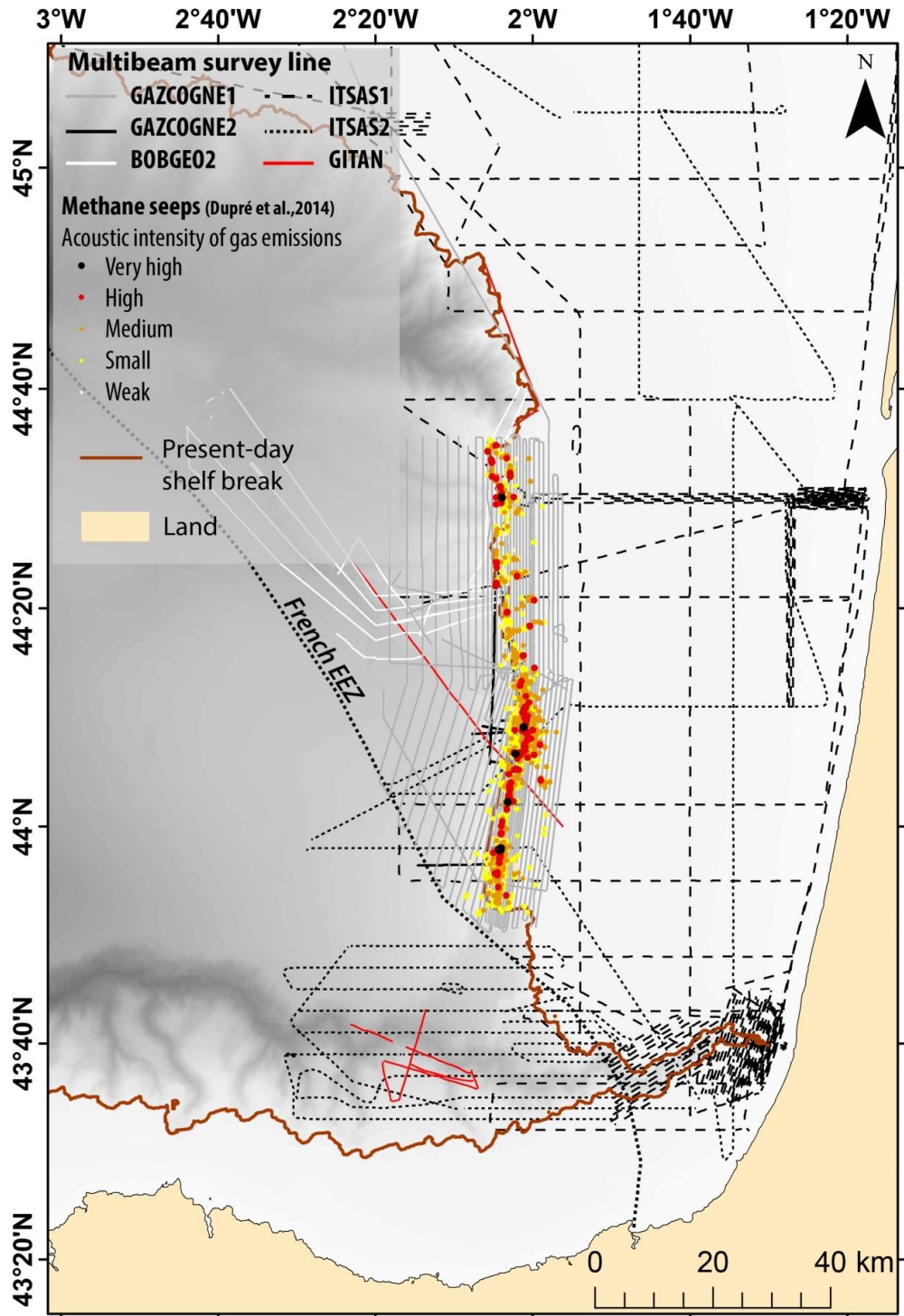


Figure 3.2: Carte de localisation des lignes d'acquisition des profils sondeur multifaisceau des campagnes GAZCOGNE1, GAZCOGNE2, BOBGEO2, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN présentées dans le tableau 3-2.

3.2. Exploitation des données des sondeurs multifaisceaux

	Campagnes								
Source	GAZCOGNE 1 (2013)	GAZCOGNE 2 (2013)	ITSAS 1 (1998)	ITSAS 2 (2001)	ITSAS V (2001)	ITSAS VI (2002)	BOBGEO1 (2009)	BOBGEO2 (2010)	GITAN (2015)
EM302 (anciennement EM300)	15m/1681 km ²			rétrodiffusion fond de mer uniquement 3m/628 km ²				bathymétrie 15m/1032 km ² rétrodiffusion fond de mer 10m/970 km ²	
	2444 km profils CE								
EM1000 - bathymétrie			5m/6 km ²						
			10/1070 km ²						
EM1000 - rétrodiffusion			5m/2770km ²						
EM2040	2m/597 km ²								
	1758 km profils CE								
RESON 7150		160km profils CE							5m/106 km ²
RESON 7111									15 m/136 km ² 227 km profils CE
Compilation EM1000 et EM300 Capbreton			bathymétrie 40m/1498 km ²						
			rétrodiffusion fond de mer 8m/1498 km ²						

Tableau 3-2 : Tableau des données des sondeurs multifaisceaux exploitées dans la thèse pour la bathymétrie, la rétrodiffusion fond de mer et colonne d'eau avec indication des résolutions de la bathymétrie et rétrodiffusion fond de mer, la surface d'insonification et la longueur des profils le long desquels l'enregistrement de la colonne d'eau a été effectué. La couleur des cellules correspond aux données exploitées dans la thèse en vert, données exploitées par un tiers en jaune, les données acquises mais non exploitées en orange.

Sources	Fréquences kHz	Résolution verticale (m)	Précision bathymétrie	Précision rétrodiffusion fond de mer
EM302	30		0.05 0.2% de la profondeur	1 dB
EM1000	100		0.015 0.4% de la profondeur	2 dB
EM2040	200		0.0075 0.2% de la profondeur	quelques dB
RESON 7150	24		0.0625 0.2% de la profondeur	1 dB
RESON 7111	100		0.015 0.2% de la profondeur	1 dB

Tableau 3-3: Tableau des caractéristiques nominales des différents sondeurs associés aux campagnes exploitées.

3.2.2 Bathymétrie

Les sondeurs multifaisceaux mesurent différents paramètres dont le premier est la profondeur (hauteur d'eau). La distance navire-fond, soit la profondeur, est calculée en fonction du temps de parcours aller-retour des ondes acoustiques et de la vitesse de propagation des ondes acoustiques. Des corrections sont apportées en temps réel par la centrale d'attitude du navire pour compenser les mouvements du bateau (tangage et roulis). Les corrections et les traitements appliqués aux données brutes sont effectués avec le logiciel Caraïbes (©Ifremer). Des corrections sont appliquées sur les effets liés à la marée ainsi que sur les artéfacts dans les secteurs externes et les sondes aberrantes, qui sont supprimées par des filtres automatiques puis vérifiées manuellement (Loubrieu et al., 2013). Une fois les données nettoyées, les données sont interpolées à la meilleure résolution pour générer les modèles numériques de terrain (MNT) (Loubrieu et al., 2013). La résolution des grilles est fonction de la densité d'échantillonnage des sondes, qui varie suivant la géométrie du

dispositif d'acquisition (caractéristiques nominales du sondeur, géométrie des faisceaux), et de la profondeur d'eau.

Les différentes cartes exposées dans les chapitres 3, 4, 5 présentent différents habillages suivant les objectifs de représentation. Le fond bathymétrique à 250 m de résolution, en nuance de gris, est issu de la base de données EMODNET (<http://www.emodnet.eu/>). Le trait de côte actuel représenté sur les cartes correspond à l'isobathes 220 m de profondeur calculé à partir de la bathymétrie EMODNET à 250 m de résolution. L'ensemble des cartes présentées dans le manuscrit de thèse sont projetées en Mercator WGS 84 à la latitude conservée de 44°N et Datum : WGS84.

3.2.2.1 Interprétation morphologique

La bathymétrie permet en première approche d'étudier la morphologie du fond de mer : canyons (Cirac et al., 1996; Bourillet et al., 2006), ondulations sédimentaires (Normark et al., 1980; Faugères et al., 2002), pockmarks (Andrews et al., 2010; Brothers et al., 2011; Schattner et al., 2016) ou encore monts carbonatés authigènes (Dupré et al., 2014b; Ehrhold et al., 2014) (figure 3.3). La détection des morphologies en fond de mer est essentiellement fonction de la résolution de la donnée initiale (caractéristiques du sondeur et état de mer) mais aussi de la qualité du traitement et de la correction des artéfacts. L'étude des morphologies en fond de mer peut être complétée et améliorée en utilisant des dérivées de la bathymétrie comme la pente qui peut être facilement calculée à partir d'un Système d'Information Géographique (SIG). La bathymétrie et la pente ont permis d'explorer les différentes morphologies présentes dans la zone d'étude.

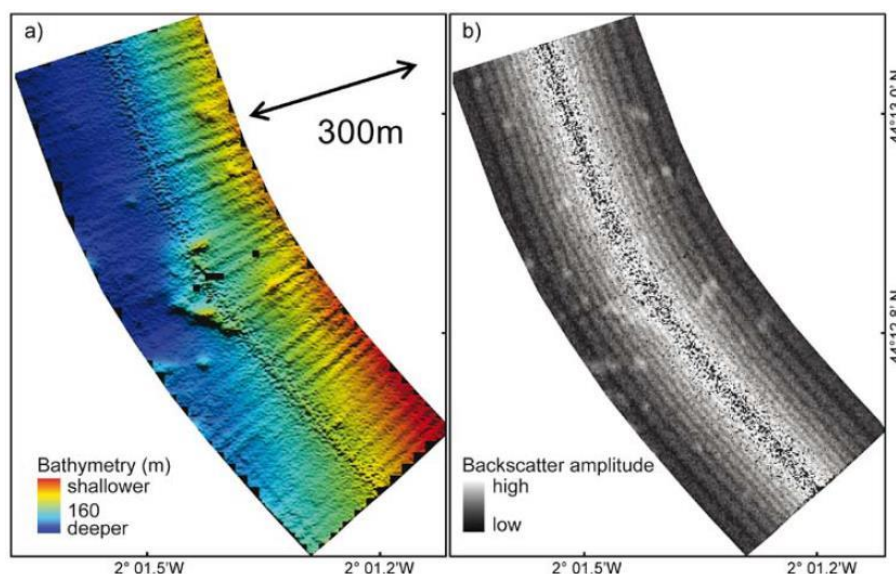


Figure 3.3: a) bathymétrie et b) rétrodiffusion fond de mer des monts carbonatés liés aux sorties de méthane microbien sur le plateau aquitain (données sondeur multifaisceau EM70 PELGAS (2010) (Dupré et al., 2014b)).

3.2.2.2 Extraction semi-automatique des morphologies fond de mer

Les pockmarks présents dans la pente continentale aquitaine sont des dépressions visibles en fond de mer qui sont générées suite à des expulsions de fluides (cf. 1.1.5.1). Dans l'optique de réaliser une analyse statistique sur ces entités, des méthodes d'extraction semi-automatiques ont été menées en parallèle d'une détection manuelle. La délimitation manuelle d'entités morphologiques peut être un processus long, arbitraire et dépendant du géologue. Dans l'optique d'optimiser cette détection, des méthodes de détection semi-automatique de morphologies fond de mer, réalisés sous SIG, ont été appliquées, en partenariat avec Jean-Baptiste GELDOF (TEC/GEO à TOTAL Paris).

3.2.2.2.1 Approche par remplissage des dépressions

Cette méthode se base sur l'utilisation d'un script d'hydrologie en SIG. Gafeira et al. (2012) ont développé une suite d'opérations sous SIG pour détecter des dépressions à partir de MNT. La fonction de remplissage « Fill » est un script utilisé en hydrologie pour le remplissage de dépressions fermées (figure 3.4). Les valeurs de mailles du MNT constituant une dépression sont surélevées afin de modéliser le remplissage de la dépression jusqu'à un point de débordement. Le MNT en sortie, après l'utilisation de la fonction, est soustrait au MNT original pour la production d'un MNT différentiel ne présentant que les différences d'élévation (soit seulement au niveau des dépressions, les autres valeurs de cellules restant constantes).

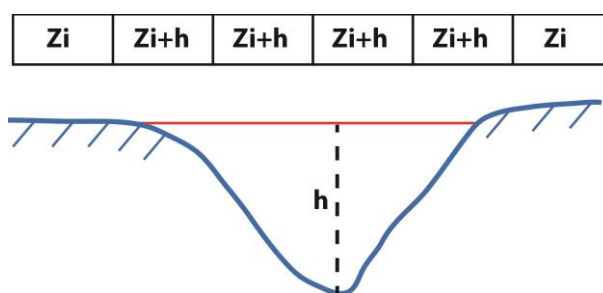


Figure 3.4: Illustration du fonctionnement de la méthode de remplissage (fonction ArcGis) jusqu'à un point de débordement. Le remplissage de la bathymétrie initiale Z_i (bleu) génère un MNT lissé (rouge) et la valeur de remplissage (h) modifie la valeur de profondeur des mailles concernées du MNT (Z_i+h).

Par la suite, seules les cellules ayant des valeurs non nulles sont conservées puis converties en un fichier de forme de polygones. Lors de cette étape, des artéfacts sur la bathymétrie sont aussi convertis et certains pockmarks situés dans des zones de pente locale plus forte que la pente régionale n'ont pas été remplis et n'ont donc pas été exportés en polygones. La conversion en polygone est exploitée dans un second temps pour filtrer les entités détectées sur la base de plusieurs critères : aire, périmètre et ratio aire/périmètre. Sur

notre jeu de données, GAZCOGNE1 et BOBGEO2, ces premiers filtres ont éliminé plus de 95% des entités. Cependant, l'application de ces filtres ne permet pas d'éliminer tous les artefacts. De plus, certains polygones correspondent à certains remplissages de pockmarks mais dans lesquels la fonction n'a rempli qu'une portion restreinte du fait de l'asymétrie de ses flancs. De ce fait l'aire des polygones représentant les pockmarks partiellement remplis se trouve biaisée car inférieure à celle d'artefacts. Comme précisé par Gafeira et al. (2012) dans leur chaîne de traitement, le contrôle visuel est un point nécessaire à chaque étape et seul un traitement manuel permettra d'éliminer les derniers artefacts et de compléter le pointé des pockmarks qui auraient pu être oubliés. Cette méthode orientée vers la détection des dépressions peut également être utilisée pour la détection de reliefs positifs.

3.2.2.2 Utilisation de l'outil Benthic Terrain Modeler (BTM) et des scripts de Bathymetric Position Index (BPI).

Cet outil a été développé par le département Environmental Systems Research Institute de la NOAA (Wright et al., 2012). Son principe est de fournir rapidement, à partir de MNT, une cartographie des paysages sous-marins pour l'étude des habitats benthiques. Cette méthode se base sur le calcul des indices de BPI (Wright et al., 2012). Ces indices ne représentent pas une valeur physique mais sont utilisés conjointement à d'autres paramètres pour établir des classes géomorphologiques des habitats benthiques. Le calcul de ces index de BPI se fait sur le calcul de la moyenne de différence d'élévation entre les cellules dans un anneau de recherche (défini par un rayon minimum et maximum) (figure 3.5).

Une fois ces indices BPI obtenus, différents outils existent pour les combiner à d'autres paramètres (pente, rugosité, etc.) et ainsi obtenir automatiquement des classes. Dans le cadre de notre étude, les objets recherchés étant de dimensions plus petites que les morphologies de canyons et ondulations sédimentaires, la détection par BPI a mis en évidence de nombreuses morphologies qui ne sont pas des pockmarks. A partir de ce point, seules les valeurs de BPI correspondant aux morphologies recherchées sont exportées et converties en polygones (de la même façon que pour la fonction de remplissage).

Les indices étant calculés sur la différence d'élévation, certaines classes regroupent des entités morphologiques différentes mais aussi certains défauts. De ce fait, l'application des filtres sur l'aire, le périmètre et le ratio aire/périmètre permet dans ce cas d'éliminer un peu plus de 90% des polygones. Comme dans le cas précédent, seul un contrôle visuel élimine les derniers artefacts et permet de pointer les pockmarks manquants.

3.2. Exploitation des données des sondeurs multifaisceauxux

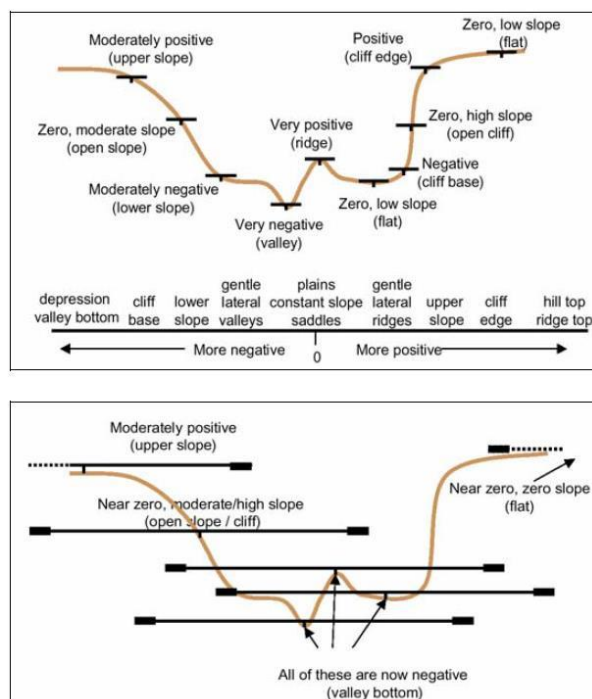


Figure 3.5: Schéma du fonctionnement du calcul de Bathymetric Position Index suivant les échelles « Fine Scale » (haut) et « Broad Scale » (bas) (Wright et al., 2012).

3.2.2.2.3 Comparaison des méthodes

3.2.2.2.3.1 Méthodes semi-automatiques et manuelle pour la cartographie des pockmarks

Les deux méthodes semi-automatiques ont cartographié un nombre important d'artéfacts. La méthode par remplissage des dépressions a cartographié près de 500 fois plus d'entités que le nombre de pockmarks cartographiés manuellement et la méthode semi-automatique par calcul des BPI près de 300 fois plus (Michel et al., in revision). L'application de filtres sur l'aire et le ratio périmètre/aire a permis de réduire le nombre d'artéfacts. Les artéfacts restent nombreux, près de 10 fois le nombre de pockmarks pour la méthode par remplissage et 20 fois le nombre de pockmarks pour la méthode par BPI (Michel et al., in revision).

Les méthodes semi-automatiques présentent des avantages et des inconvénients dont les différentes étapes peuvent mener à des biais dans la détection des dépressions. Dans le cas de la fonction de remplissage, celle-ci est efficace pour la cartographie des pockmarks bien formés non modifiés dans des zones relativement planes, comme les plateaux continentaux (Gafeira et al., 2012), les baies (Andrews et al., 2010) et les bassins (Geldof et al., 2014). Dans le cas de l'utilisation du BPI, la méthode est plus rapide à mettre en place et permet d'aboutir rapidement à une carte des indices de BPI. Les morphologies détectées par la méthode des BPI sont plus proches de la réalité et cette méthode a plutôt tendance à

maximiser les aires des entités (figure 3.6). En effet, il a été remarqué à plusieurs reprises la fusion de polygones dans le cas d'alignement de pockmarks très rapprochés (figure 3.6).

Ces deux méthodes sont extrêmement intéressantes du fait de leur flexibilité et de leur facilité d'exécution. Par ailleurs, ces méthodes ont montré de bons résultats pour la cartographie de pockmarks à la morphologie similaires sur de grandes extensions spatiales (Andrews et al., 2010; Gafeira et al., 2012; Geldof et al., 2014). Cependant, dans notre environnement qui présente des morphologies complexes avec des artefacts relativement importants, ces méthodes semi-automatiques nécessitent un contrôle visuel indispensable pour aboutir à un résultat satisfaisant. L'étape de pointé manuel est relativement longue et certaines morphologies peuvent être manquées, en particulier les pockmarks dont le diamètre est inférieur à 30 m seront difficilement identifiables du fait de la résolution du MNT qui est de 15 m dans la pente continentale Aquitaine (Michel et al., in revision, Comptes Rendus de Geosciences).

L'étude détaillée de la détection des pockmarks est présentée dans la publication (cf. 9.1.4) : Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Ehrhold, A., Imbert, P., Pitel, M., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Lazure, P., Marié, L., Geldof, J.-B., Deville, E. *Pockmarks on the south aquitaine margin continental slope : the seabed expression of past fluid circulation and present day hydrodynamism. Comptes rendus de Géosciences, in review.*

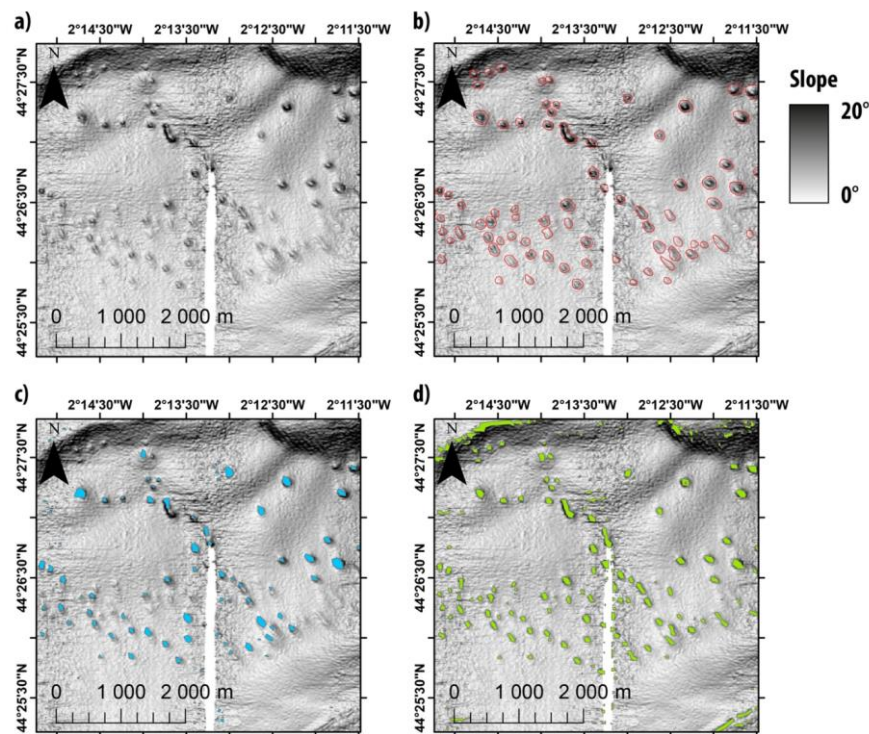


Figure 3.6: Comparaison des cartes de pockmarks visibles en fond de mer (a) et les pointés effectués manuellement (b), par la méthode de remplissage (c) et par BPI (d). Le fond de carte est un MNT de pente (données GAZCOGNE 1- Résolution 15 m).

3.2.2.3.2 Méthodes pour la détermination de la profondeur interne des pockmarks, par remplissage et par différence de bathymétrie

Les méthodes qui ont été testées pour le calcul de la profondeur interne des pockmarks sont la méthode par remplissage des dépressions et la méthode par différence de la bathymétrie minimum et maximum, extraite dans les pockmarks.

La méthode par remplissage des dépressions a tendance à minimiser la profondeur des pockmarks et a même calculer des profondeurs internes de 0 m pour des pockmarks visibles en fond de mer. Cette première méthode n'est pas adaptée pour les pockmarks de notre zone d'étude qui peuvent présenter des morphologies irrégulières (e.g. pockmarks coalescents, flancs effondrés) et qui se situent dans des zones de pente de l'ordre de 3°. Cette méthode est plutôt adaptée aux zones uniformes avec des pockmarks bien formés (Gafeira et al., 2012; Geldof et al., 2014).

La seconde méthode par calcul de la différence de bathymétrie a plutôt tendance à maximiser la profondeur des pockmarks et ce notamment pour les quelques pockmarks coalescents. Cette méthode présente des biais pour le calcul de la profondeur des pockmarks qui sont probablement accentués du fait de la pente régionale de la zone d'étude.

Malgré les valeurs extrêmes de profondeur interne, la méthode de calcul de la profondeur interne basée sur la différence de bathymétrie est plus proche de la valeur de profondeur interne réelle pour les pockmarks non coalescents. C'est donc cette méthode qui a été conservée. Afin de minimiser l'influence des biais de calculs, la profondeur interne des pockmarks est présentée en valeur moyenne pour l'ensemble des pockmarks pointés.

3.2.2.3 Données de bathymétrie exploitées dans la thèse

Les données bathymétriques de campagnes GAZCOGNE1 (2013) et BOBGEO2 (2010) (figure 3.7) préalablement traitées (Bourillet et al., 2012; Loubrieu et al., 2013) ont fait l'objet de la majeure partie du travail de thèse pour la détection des morphologies en fond de mer avec plus de 3200 km² de données exploitées (résolution de 15m). Des données plus haute résolution de GAZCOGNE1, sur le rebord du plateau aquitain, ont aussi été exploitées et ont une résolution de 2 m (tableau 3-2). Les données bathymétriques GAZCOGNE1 ont déjà été exploitées en amont de la thèse et ont permis de cartographier les pockmarks dans la pente continentale et les monts carbonatés sur le plateau aquitain (Dupré et al., 2014c; Ehrhold et al., 2014). Les données bathymétriques BOBGEO2 ont déjà été interprétées (Bourillet et al., 2012) pour la caractérisation morphologique de la pente continentale. Les données bathymétriques GAZCOGNE1 et BOBGEO2 sont reprises dans la thèse pour la recherche

complémentaire d'indices fluides et structures fond. Les boîtes et profils bathymétriques issus de la campagne ITSAS1 (1998) ont été visualisés sur la marge nord aquitaine et dans la partie nord du plateau Sud Aquitain (figure 3.7). Ces profils et boîtes bathymétriques ITSAS1 ont été préalablement traitées et sont compilées à une résolution de 10 m. Des profils bathymétriques ITSAS1 sur le plateau Sud Aquitain ont été traités par le service CTDI (IFREMER/GM) et ont été compilés à des résolutions de 5 et 10 m (tableau 3-2 et figure 3.7). Les données ITSAS1 sur le plateau sont exploitées dans la thèse pour étendre la couverture bathymétrique au nord, au sud et à l'est (figure 3.7) des données GAZCOGNE1. Les données bathymétriques ITSAS1 sur la marge nord aquitaine et dans la partie interne du plateau Sud Aquitain ont déjà été interprétées (Cirac et al., 2001b, 2016; Bourillet et al., 2017) pour la caractérisation morphosédimentaire du fond de mer. Les données de la campagne ITSAS2 (2001) n'ont pas été traitées et ne sont pas intégrées au SIG. Les seules données bathymétriques ITSAS2 exploitées dans la thèse sont celles de la compilation bathymétrique ITSAS1 et ITSAS2 (résolution de 40 m) au niveau du canyon de Capbreton (figure 3.7). Cette compilation des données bathymétrique sur le canyon de Capbreton a déjà été exploitée pour la caractérisation morphologique du canyon (*cf.* 2.4.4) (e.g. Cirac et al., 2001a; Gaudin et al., 2006) et pour la caractérisation des pockmarks de l'inter-canyon Kostarrenkal dans la ZEE Espagnole (*cf.* 2.6.1). L'apport des données récentes de la campagne GITAN (2015), qui ont été traitées par le service CTDI (IFREMER/GM), a permis d'apporter un complément de données bathymétriques. Ces profils apportent une couverture bathymétrique supplémentaire au nord du système actif du rebord de plateau aquitain avec une résolution de 5 m (figure 3.7) et notamment en rebord de plateau au niveau de la tête de canyon de Cap Ferret (figure 3.7). Les données de bathymétrie GITAN (2015) à une résolution de 15 m sont les boîtes dans la zone du canyon de Capbreton et celles dans la pente de la marge Armoricaïne (Toucanne, 2015). D'autres campagnes qui se sont déroulées dans la zone, EVHOE et PROSECAN disposent également de données bathymétriques mais qui n'ont pas été exploitées dans la thèse.

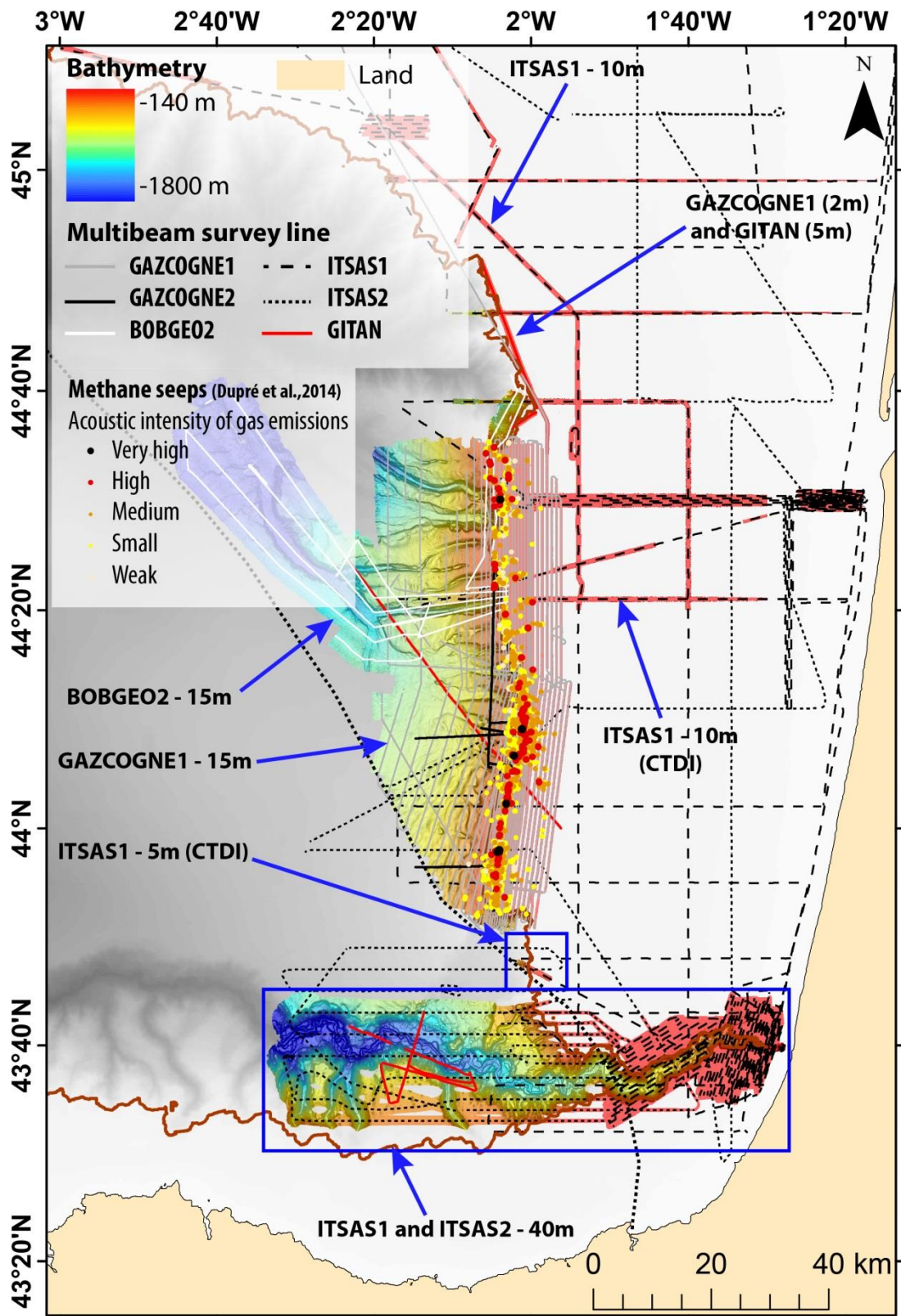


Figure 3.7: Carte des données bathymétriques exploitées dans la thèse, issues des campagnes GAZCOGNE1, BOBGEO2, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN avec indication des résolutions correspondantes. Les données ITSAS1 traitées par le service CTDI (IFREMER/GM) sont distinguées des données ITSAS1 traitées en amont de la thèse. Les profils d'acquisition vierges sont des profils au cours desquels des acquisitions SMF ont été effectuées mais où aucune donnée n'a pu être récupérée.

3.2.3 Rétrodiffusion fond de mer

Les données de rétrodiffusion fond de mer acquises par ces mêmes sondeurs multifaisceaux, complètent les informations bathymétriques. La rétrodiffusion mesurée en décibel (dB) correspond à l'énergie renvoyée par le fond (*cf.* 3.1.2). L'énergie rétrodiffusée dépend, outre des paramètres du sondeur (notamment la fréquence), de la nature du substratum/sédiment ainsi que des effets de surface, micro à macro rugosité (*cf.* 3.1.2) et des effets de volume (granulométrie du sédiment) (Lurton et al., 2015). En effet, suivant les fréquences d'émission et les propriétés du milieu le signal de rétrodiffusion fond de mer pourra pénétrer dans le sédiment (fréquence de 30 kHz, pénétration <3 m et fréquence de 170 kHz, pénétration de moins de 10 cm, d'après Praeg et al. (2014)). Les données brutes de rétrodiffusion du fond de mer sont traitées dans le logiciel Caraïbes (©Ifremer). Les données sont corrigées de la pente pour limiter les effets de diffusion du signal et des courbes d'harmonisation de l'énergie rétrodiffusée sont générées le long des profils. Ces courbes de compensation sont générées dans les zones de rétrodiffusion homogène et sont appliquées sur l'ensemble des profils pour corriger les données dans les secteurs externes et à l'aplomb du navire (réflexion spéculaire) (Loubrieu et al., 2013; Lurton et al., 2015).

3.2.3.1 Cartographie des sédiments superficiels et morphologies

La donnée de rétrodiffusion fond de mer après calibration avec les prélèvements de surface (*cf.* 3.4.1) est exploitée pour élaborer la répartition des types de sédiments et l'amélioration des cartes morphologiques (Lamarche and Lurton, 2017). En effet, la rétrodiffusion permet d'approximer, de manière relative, une densité et la rugosité du fond marin (Lurton et al., 2015). Une morphologie visible en fond de mer et présentant une forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer pourra être interprétée comme un substrat induré et, suivant le contexte, comme un enrochement, des carbonates authigènes, etc. En ce qui concerne la production des cartes sédimentaires, une première étape de description et cartographie des signatures acoustiques (intensité, texture) du fond de mer a été réalisée (figure 3.8) (Ehrhold et al., 2014). Les données de rétrodiffusion fond de mer permettent d'étendre l'interprétation sédimentaire basée sur des données ponctuelles à une couverture continue et ainsi de limiter les erreurs d'extrapolation des faciès sédimentaires (Ehrhold et al., 2006). Le résultat de l'extrapolation des faciès sédimentaires est la production d'une carte de répartition des faciès sédimentaires (figure 3.9) (Ehrhold et al., 2014).

3.2. Exploitation des données des sondeurs multifaisceaux

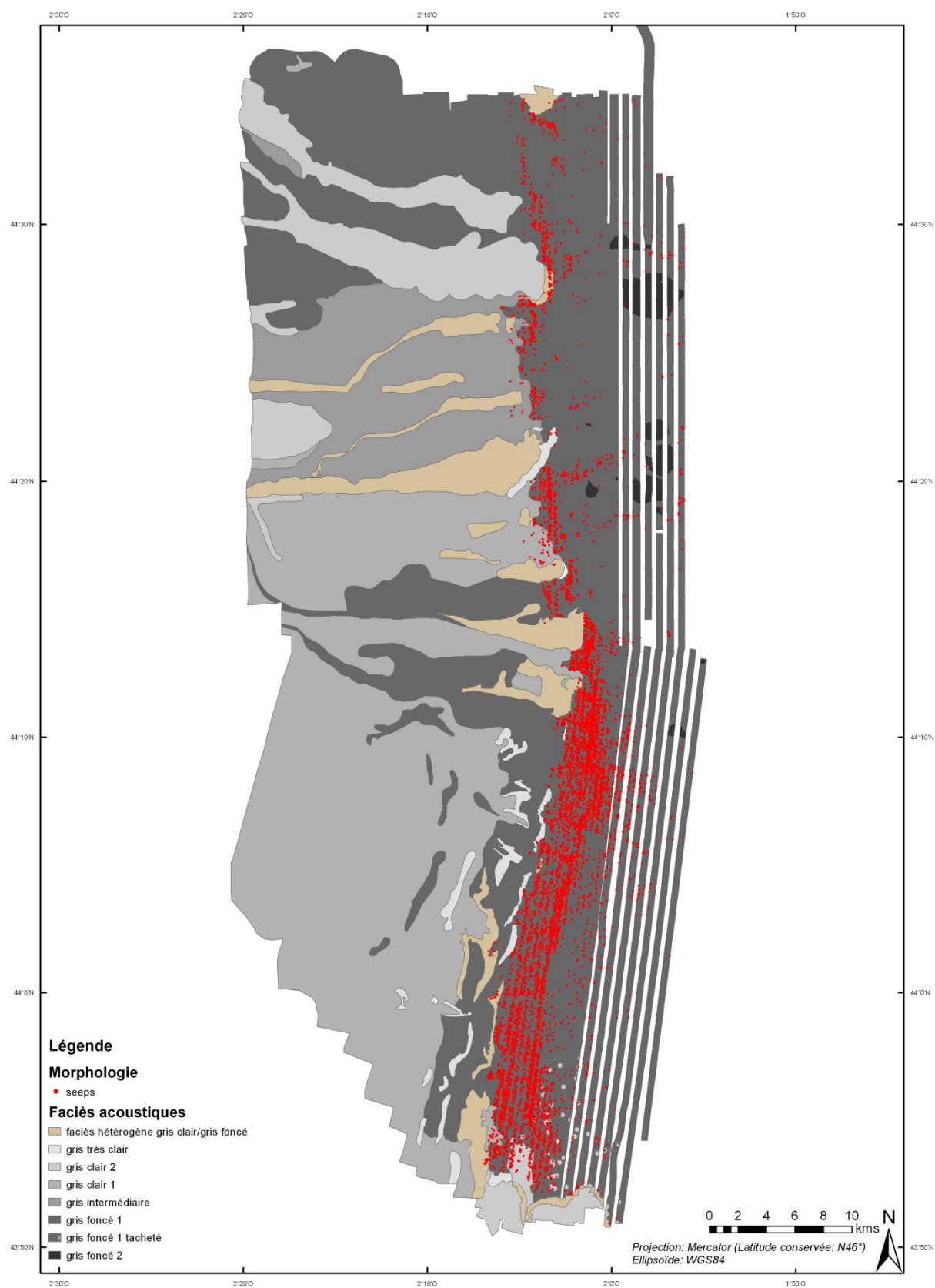


Figure 3.8: Carte de l'interprétation des faciès acoustiques mis en évidence sur les données de rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE1 (EM302 – 30 kHz – résolution 15 m et EM2040 – 200 kHz – résolution 4 m), d'après (Ehrhold et al., 2014).

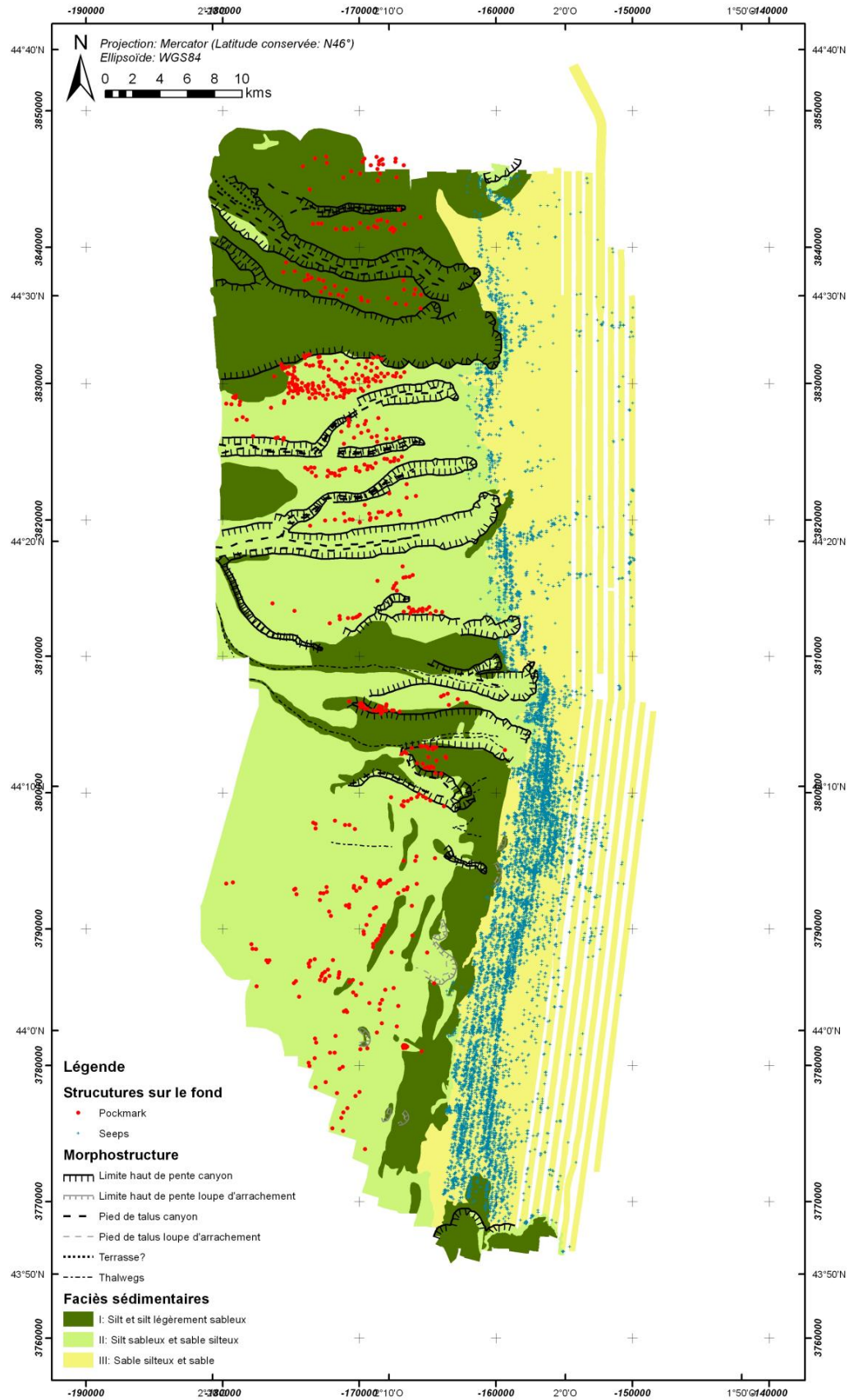


Figure 3.9 : Carte d'interprétation morphosédimentaire du plateau continental Aquitain (Ehrhold et al., 2014).

3.2.3.2 Données de rétrodiffusion fond de mer exploitées dans la thèse

La carte des faciès sédimentaires (figure 3.9) déjà été établie sur la base des données de rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE1 (2013) avec la description des faciès acoustiques et leur calibration sur les prélèvements de la campagne GAZCOGNE 1 (*cf.*3.4.1) (Ehrhold et al., 2014) a été exploitée dans le cadre de la thèse. De plus, la signature de rétrodiffusion fond de mer des monts carbonatés en rebord de plateau a déjà été étudiée (Dupré et al., 2014c; Ehrhold et al., 2014). Dans le cadre de la thèse, les données de rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE 1, les synthèses EM302 (30 kHz) à une résolution de 15 m, les profils EM302 au-delà du rebord de plateau produits à résolution de 10 à 5 m et les profils EM2040 (200 kHz) générés à une résolution de 2 m sur le plateau (figure 3.10 et tableau 3-2), sont repris 1) comme base pour la comparaison de la signature acoustique des monts carbonatés en rebord de plateau et 2) pour caractériser plus finement la signature acoustique des pockmarks. Ces mosaïques ne sont pas compensées et les valeurs de rétrodiffusion fond de mer sont à étudier avec précaution. De plus, des grilles complémentaires préalablement traitées et issues des campagnes BOBGEO2 (2010) (EM302 - 30 kHz, résolution de 10 m), ITSAS1 (1998) (EM1000 – 100 kHz, résolution de 5 m), ITSAS2 (2001) (EM300 – 30 kHz, résolution de 3 m) et GITAN (2015) (RESON7111 – 100 kHz et RESON7150 – 24 kHz, résolution de 5 m), ont été exploitées pour étendre la couverture spatiale des investigations (figure 3.10 et tableau 3-2). Les données de rétrodiffusion fond de mer BOBGEO2 s'étendent exclusivement dans la pente continentale et ont déjà été interprétées mais pas pour la recherche d'indices fluides (Bourillet et al., 2012). Les données de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 et ITSAS2 ont déjà été exploitées pour la caractérisation morphosédimentaire du fond de mer mais pas pour la recherche d'indices fluides (Cirac et al., 2001b, 2016; Bourillet et al., 2017). La compilation des données ITSAS1 et ITSAS2 sur le canyon de Capbreton, prend en compte des données EM1000 à une fréquence de 100 kHz et des données EM300 à une fréquence de 30 kHz, et qui ont été compilées à une résolution de 8 m (figure 3.10) (*cf.* 2.4.4). Cette compilation des données de rétrodiffusion fond de mer sur le canyon de Capbreton a déjà été interprétée afin de caractériser la morphologie du canyon de Capbreton (e.g. Cirac et al., 2001a; Gaudin et al., 2006) et pour la caractérisation des pockmarks de l'inter-canyon Kostarrenkal dans la ZEE Espagnole (*cf.* 2.6.1). La partie nord de cette compilation des données de rétrodiffusion fond de mer a été reprise dans la thèse pour la recherche d'indices fluides.

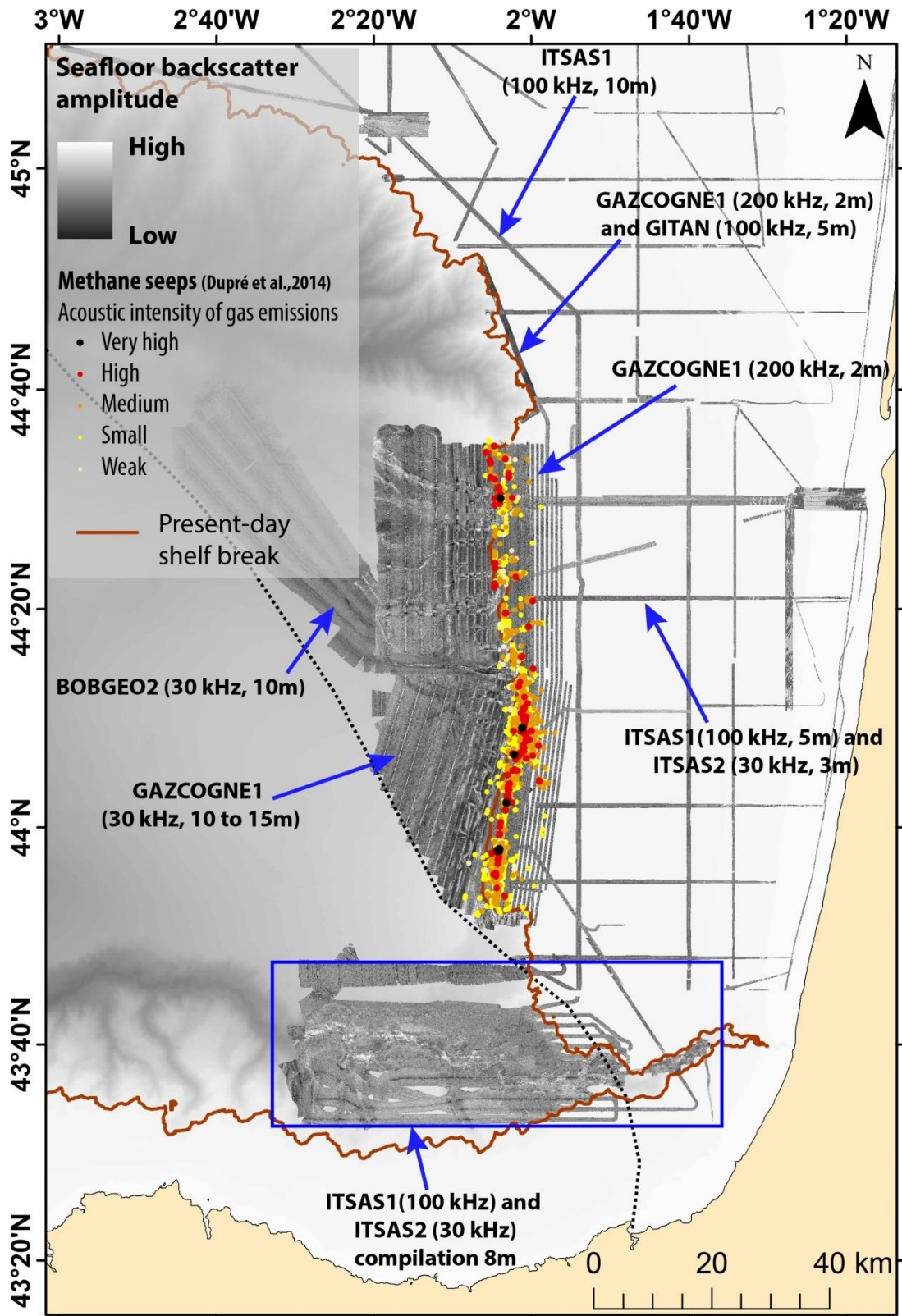


Figure 3.10: Carte des données rétrodiffusion fond de mer exploitée dans la thèse, issues des campagnes GAZCOGNE1, BOBGEO2, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN avec indication des fréquences et résolutions correspondantes. Les fréquences des sondeurs utilisés pour l'acquisition de ces données sont également indiquées dans le tableau 3-2.

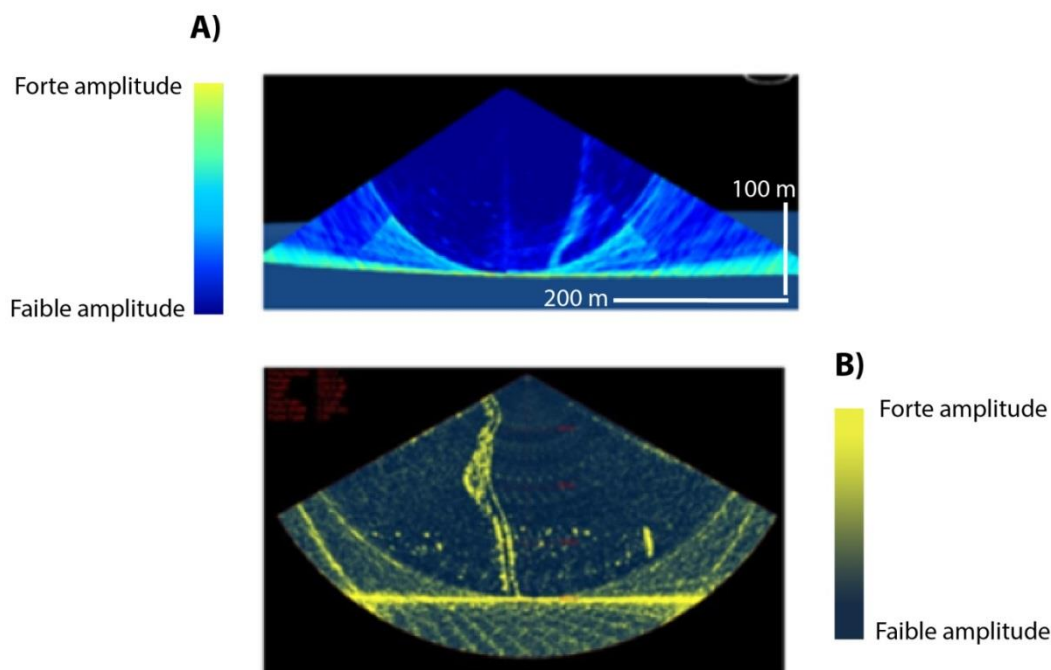
3.2.4 Rétrodiffusion de la colonne d'eau

3.2.4.1 Principe

Depuis les années 1950, l'utilisation des méthodes acoustiques pour l'estimation de l'abondance des stocks halieutiques a énormément progressé sur l'instrumentation, l'extraction du signal et l'interprétation des échos dans la colonne d'eau (Dragesund and Olsen, 1965; Sund, 1935; Trenkel et al., 2008, 2009).

Les sondeurs multifaisceaux pour la cartographie du fond (bathymétrie, *cf.* 3.2.2 et rétrodiffusion fond de mer, *cf.* 3.2.3) peuvent être configurés aussi pour enregistrer les données de rétrodiffusion de la colonne d'eau. Il s'agit d'enregistrer les contrastes d'amplitudes acoustiques situés entre le navire et le fond de mer. Ces données permettent la visualisation en 2D à un instant « t » de la colonne d'eau, ce qui permet d'imager différents échos et notamment les échos liés à la présence de fluides dans la colonne d'eau (figure 3.11).

Le contraste d'amplitude est lié aux différences de propriétés physiques des éléments (contraste d'impédance acoustique) présents dans la colonne d'eau, dans les cas des bancs de poissons ou sorties de fluides, les vitesses et densités de l'air contenu dans les vessies natatoires des poissons ou celles de bulles de gaz (Merewether et al., 1985), sont sensiblement différentes de celle de l'eau de mer environnante, d'où des écarts suffisants entre les signatures acoustiques pour les identifier.



3.2.4.2 Données acoustique colonne d'eau traitées et/ou exploitées dans la thèse

Les données colonne d'eau des campagnes GAZCOGNE1 et GAZCOGNE2 (figure 3.2 et tableau 3-2) ont déjà exploitées (Dupré et al., 2014a). Les données de la campagne GITAN (Toucanne, 2015) (figure 3.2 et tableau 3-2) ont été traitées et exploitées dans la thèse et principalement au cours de la mission océanographique. Les données d'acoustique colonne d'eau ont été acquises avec les sondeurs de coque RESON 7111 et RESON 7150 du N/O « Pourquoi pas ? » à des fréquences respectives de 100 kHz et 24 kHz.

3.3 Utilisation de la sismique réflexion

L'exploration sismique est la méthode indirecte d'imagerie du sous-sol la plus utilisée en géosciences. La sismique réflexion est le seul type de sismique exploité dans cette thèse. La sismique réfraction utilisée dans l'exploration des structures profondes n'est pas détaillée dans cette thèse car aucune donnée de ce type n'a été utilisée.

3.3.1 Contenu fréquentiel et résolutions en sismique réflexion

Le contenu fréquentiel des méthodes sismiques est plus basse fréquence (plusieurs dizaines de hertz à quelques kilohertz) que celui des sondeurs multifaisceaux (tableau 3-1). Dans le sous-sol, qui agit comme un filtre passe-bas, les ondes hautes fréquences sont plus vite atténuées que les ondes basses fréquences. Les processus d'atténuation des ondes sismiques dans le sous-sol (*cf.* 3.3.2) nécessitent d'adapter le contenu fréquentiel de la source en fonction des objectifs.

La précision de la mesure sismique peut être approchée avec la définition des résolutions, verticale et latérale d'une source à contenu fréquentiel donné (figure 3.13), pour une acquisition monostatique seulement. L'acquisition monostatique correspond à l'émission et à la réception du signal au même point du dispositif, ce qui est notamment le cas des sondeurs de sédiment et de la sismique monotrace. Dans le cas d'un dispositif source récepteur différencié (*cf.* 3.3.3), l'acquisition est qualifiée de multi-dépôts et les résolutions peuvent varier (*cf.* 3.3.6.2 et 3.3.6.3).

Résolution verticale – La résolution verticale est définie comme la longueur d'onde du signal émis divisée par quatre ($\lambda/4$). Deux réflecteurs distants d'une profondeur inférieure à $\lambda/4$ sont considérés comme non discernables.

Résolution horizontale: L'intersection de fronts deux fronts d'onde successifs séparés de moins de $\lambda/4$ et d'un réflecteur interféreront de manière destructive. La surface insonifiée sur le fond par le front d'onde est appelée « première zone de Fresnel » (figure 3.12) et son rayon a pour expression (équation 3.1):

$$R = \sqrt{(\lambda \times h) / 2}$$

R = rayon de la surface insonifiée sur le fond (m)

λ = longueur d'onde du signal (Hertz)

h = profondeur (m)

Équation 3.1: Équation du rayon de la première zone de Fresnel insonifiée sur le fond.

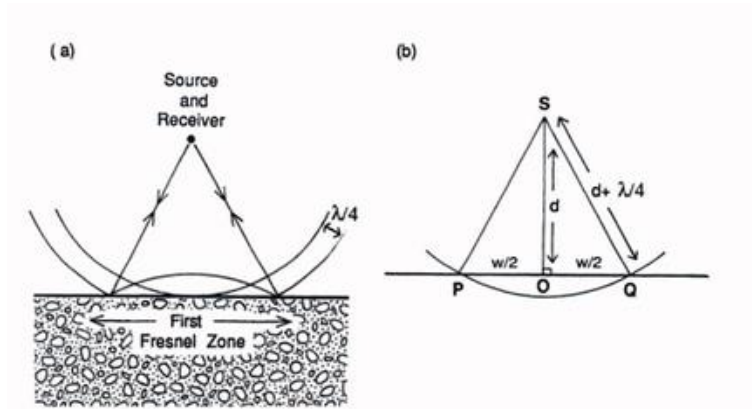


Figure 3.12: Représentation schématique de la première zone de Fresnel insonifiant le fond de mer (Fowler, 2004).

La définition précédente de la résolution horizontale n'est valide que pour une acquisition monostatique. Elle n'est plus valide dans le cas d'une acquisition multi-dépôts. Ce point est développé dans la section 3.3.6.

Penetration and vertical Resolution as a function of frequency

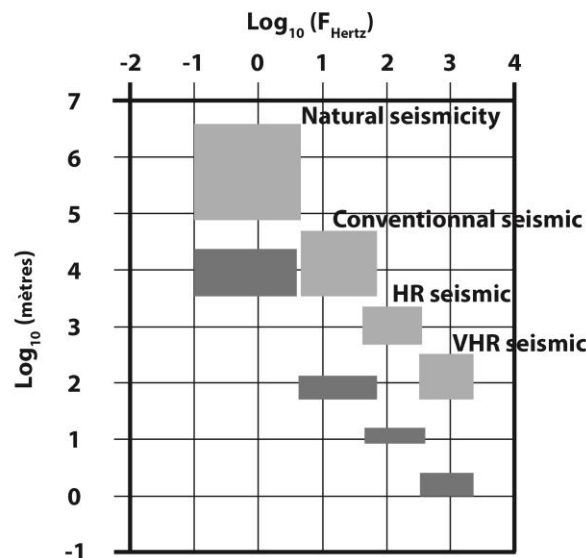


Figure 3.13: Relation entre la fréquence et la pénétration/résolution de différentes sources sismiques (modifié d'après Marsset et al., 2004, pers. comm.).

3.3.2 Atténuation des ondes dans le milieu

Le phénomène d'absorption des ondes acoustiques (dans l'eau) ou sismiques (dans un solide) est lié à différents processus, physiques (viscosité du milieu, effet joule, relaxation moléculaire, etc.) (Lurton, 2002). Dans le sous-sol, qui agit comme un filtre passe bas, les ondes hautes fréquences seront plus vite atténuées que les ondes basses fréquences.

Dans le cas de la sismique, le coefficient d'atténuation est en général supposé varier linéairement avec la phase. L'atténuation β , exprimée en dB/longueur d'onde, est prise en compte dans la détermination des coefficients de réflexion. Les coefficients de réflexion correspondent à l'énergie réfléchiée par un réflecteur.

3.3.3 Dispositif d'acquisition

Le dispositif d'acquisition en sismique réflexion est constitué d'une source et d'un ou plusieurs récepteurs. Le positionnement précis de l'ensemble du dispositif est nécessaire d'une part, pour localiser les profils acquis, et d'autre part pour permettre la mise en œuvre des algorithmes de traitement en imagerie sismique (section 3.3.5).

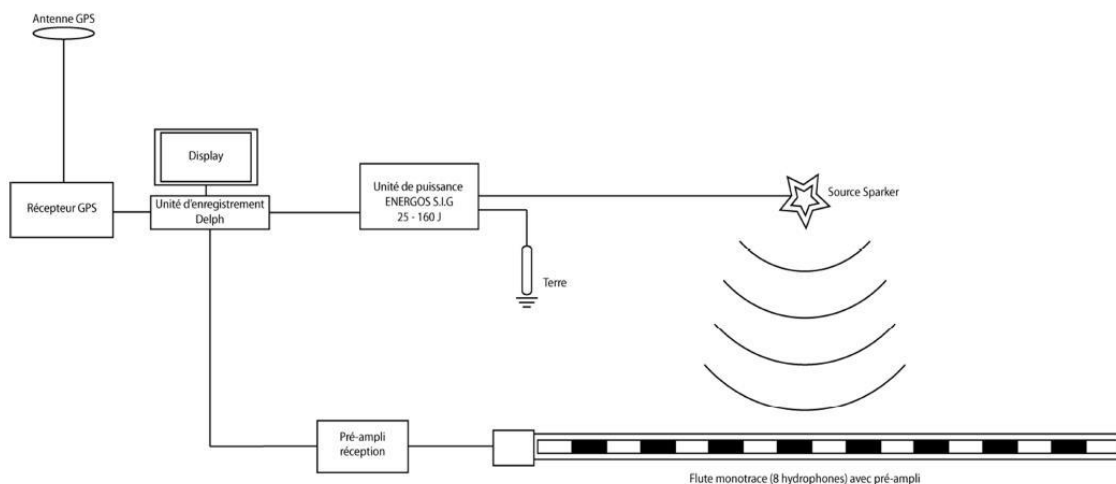


Figure 3.14: Exemple de schéma d'un dispositif d'acquisition Sparker.

3.3.3.1 Source

La source sismique permet de générer l'onde acoustique primaire. L'onde primaire correspond au signal idéal émis par la source. Différentes technologies de source existent et sont déployées en fonction des objectifs scientifiques, des capacités des navires porteurs ainsi que des environnements de travaux.

3.3. Utilisation de la sismique réflexion

Les canons à air: Les canons à air sont la source la plus couramment utilisée, notamment dans l'industrie. Les canons sont des sources constituées d'une chambre hyperbare dont le volume est ajustable, ce qui permet de faire varier les fréquences et la puissance d'émission. La décompression brutale de l'air contenu dans la chambre du canon génère l'onde acoustique. La pression, le volume de la chambre du canon mais aussi la profondeur d'immersion de celui-ci permettent de connaître l'énergie émise et ainsi de pouvoir quantifier l'énergie réfléchie.

Les étinceleurs (Sparker): La source Sparker est une source largement utilisée dans le domaine académique et très peu dans le domaine de l'exploration pétrolière. Le principe réside dans la décharge d'un banc de condensateurs dans une électrode multibrins immergée dans une solution électrolytique (i.e. dans le cas général la mer). La décharge électrique produit une électrolyse de l'eau de mer créant une bulle de vapeur générant l'onde acoustique primaire. L'inconvénient de cette technologie réside dans l'existence d'un deuxième champ acoustique créé par l'implosion de la bulle dégradant ainsi le contenu fréquentiel du signal. L'utilisation d'électrodes multibrins augmente l'énergie totale émise.

Les sondeurs de sédiment : La grande majorité des sondeurs de sédiment utilise la technologie de la piézoélectricité (propriété d'un matériau à se déformer mécaniquement sous l'influence d'un courant électrique). Un matériau piézoélectrique soumis à une tension électrique va générer le champ acoustique primaire, le phénomène est réversible et le même matériau peut donc être utilisé en émission et en réception. Les sondeurs de sédiments utilisent fréquemment des signaux de type Modulation Linéaire de Fréquence (MLF) (équivalent du terme « Chirp » en anglais).

3.3.3.2 Système de réception

Hormis le cas des sondeurs de sédiment présenté dans le paragraphe précédent, la réception des signaux acoustiques est généralement réalisée par des hydrophones. Les hydrophones sont des capteurs piézoélectriques de petite taille dédiés à la réception de l'onde acoustique. L'absence de directivité des hydrophones et l'environnement bruyant (du fait des perturbations du milieu comme le déplacement du navire, les conditions de mer, etc.) dans lequel ils opèrent, proche de la surface, conduisent à réaliser une antenne de réception en groupant plusieurs hydrophones en montage parallèle pour composer une trace sismique. La trace sismique ainsi constituée atténuera les différents bruits hydrodynamiques dans le plan

horizontal (sommation déphasée) par la sommation analogique des hydrophones et amplifia les événements dans le plan vertical (sommation en phase). Les différentes traces sismiques sont insérées dans une gaine remplie de liquide neutre électriquement et forment la flûte sismique.

Flûte monotrace : la flûte monotrace est constituée d'une seule série d'hydrophones dont le nombre peut varier.

Flûte multitrace : la flûte multitrace est constituée de plusieurs traces sismiques. Le nombre de traces sismiques et la distance inter-trace doivent être adaptées au contenu fréquentiel de la source et donc aux objectifs des reconnaissances. L'espacement entre les traces sismiques doit en particulier satisfaire les lois de l'échantillonnage spatial (cf. 3.3.4), fonction du contenu fréquentiel de la source et des pendages présents dans la structure géologique. La sismique multitrace permet, avec un dispositif adapté, la détermination des vitesses de propagation de l'onde sismique dans le milieu et ainsi la correction des artefacts de propagation. Ce point est développé dans les paragraphes 3.3.5 et 3.3.6 sur les artefacts et traitements.

3.3.3.3 Positionnement du système d'acquisition

Le positionnement du système de réception est adapté à la longueur du dispositif. Les acquisitions monotraces se limitent, en règle générale au positionnement du navire en corrigeant les offsets latéraux et longitudinaux du dispositif sismique. Les acquisitions multitraces, du fait de la longueur plus importante du dispositif, requièrent des capteurs de positionnement supplémentaires (« birds », GPS de queue, acoustique, etc.)

3.3.3.4 Enregistrement numérique

La station d'acquisition enregistre simultanément les données de navigation (positionnement) et de sismique. Les formats d'enregistrement suivent les normes précises définies par la Society of Exploration Geophysicist (SEG) (<http://seg.org/>) : SEG-D, SEG-Y, etc.

3.3.4 Échantillonnage temporel et spatial

Les échantillonnages spatial et temporel conditionnent la qualité de la donnée numérique et les traitements possibles (cf. 3.3.5).

3.3. Utilisation de la sismique réflexion

L'échantillonnage temporel de la donnée correspond à la numérisation du signal analogique continu. La fréquence de Nyquist (fréquence d'échantillonnage/2) (Miller et al., 2010) définit la limite supérieure en fréquence accessible pour une fréquence d'échantillonnage donnée (équation 3.2). A ce titre, l'échantillonnage temporel doit préserver le contenu fréquentiel du signal.

$$F_N = f_e/2$$

Équation 3.2 : Équation de la fréquence de Nyquist (F_N) calculée à partir de la fréquence d'échantillonnage du signal (f_e) divisée par deux.

L'échantillonnage spatial doit également répondre à des contraintes afin de pouvoir reconstituer la géométrie des fronts d'onde (Gray, 2013). L'échantillonnage spatial est fonction de la géométrie du système de réception (distance inter-traces), du contenu fréquentiel de la source, de la vitesse de propagation des ondes dans le milieu et du pendage des couches. Dans le cas où l'échantillonnage spatial n'est pas adapté, le traitement multitrace des données sismiques ne pourra corriger les artéfacts de propagation (repliement spatial).

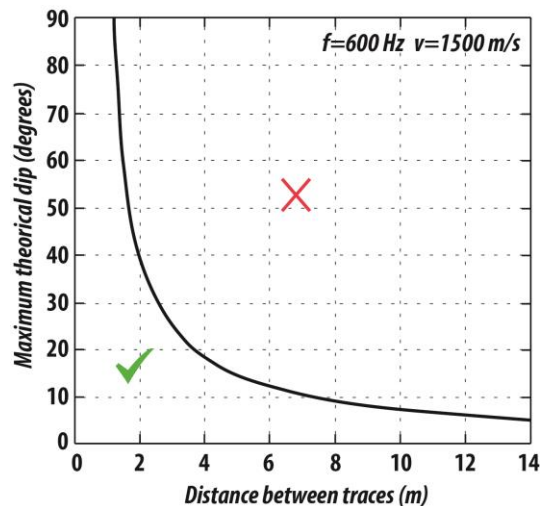


Figure 3.15: Représentation des couches à différents pendages pouvant être imagées en fonction de la distance inter-trace dans le cas d'une source à contenu fréquentiel égal à 600 Hz (modifié d'après Marsset, 2017, pers. comm.).

3.3.5 Traitements applicables aux données sismiques

3.3.5.1 Traitement de la navigation

Le traitement de la navigation est effectué en corrigeant le positionnement du signal reçu, en intégrant les offset du dispositif d'acquisition ou directement les informations de positionnement d'outils tiers.

3.3.5.2 *Traitement du signal*

Cette étape comprend tous les traitements nécessaires au « nettoyage » de la donnée sismique. La donnée brute comprend le signal utile mais aussi tous les bruits ambiants qui doivent être minimisés afin de ne pas interférer dans la phase de traitement sismique proprement dite. L'étape de traitement du signal comprend par exemple les phases de filtrage (temporel et spatial), de correction des biais instrumentaux, mais aussi de déconvolution (amélioration de la résolution du signal).

Dans la phase de traitement du signal, les sondeurs de sédiment représentent un cas particulier dans le sens où le signal enregistré n'est pas directement interprétable. En effet l'impossibilité d'émettre des niveaux élevés en mode impulsionnel, du fait de la technologie utilisée, amène à utiliser des signaux de longue durée. Le type de signal émis est choisi afin que, par traitement, le signal puisse être rendu interprétable, c'est le cas des modulations linéaires de fréquence où les traitements de corrélation ou de déconvolution permettent de « compresser » le signal et ainsi d'obtenir une section sismique interprétable. Enfin, les phases des signaux hautes fréquence des sondeurs de sédiments sont rarement exploitables et il est souvent privilégié une représentation en enveloppe (amplitude instantanée). L'utilisation de l'amplitude instantanée permet en outre un calcul simple des coefficients de réflexion.

3.3.5.3 *Traitement d'imagerie sismique*

Les traitements en imagerie sismique doivent permettre de corriger les artefacts liés à la propagation et ainsi de permettre l'élaboration de coupes sismiques représentatives du milieu en profondeur et en amplitude. Les algorithmes d'imagerie (migration) requièrent :

- Un échantillonnage spatial compatible avec le contenu fréquentiel des données.
- Un positionnement source-récepteur d'une précision compatible avec le contenu fréquentiel des données.
- Un champ de vitesse des ondes de compression. Ce champ de vitesse peut être calculé avant la phase d'imagerie (post-stack) durant la phase d'imagerie (pre-stack).

Les contraintes précédentes soulignent d'ores et déjà « l'inégalité » des différents types d'acquisition sismique devant le traitement en imagerie. Les acquisitions de type sondeur de sédiments au contenu fréquentiel très élevé ne satisfont que très rarement aux lois de l'échantillonnage spatial. Les acquisitions de type monotrace ne permettent pas de calculer un champ de vitesse. Ces deux types d'acquisition ne peuvent donc bénéficier des traitements en

imagerie et présentent des artefacts qu'il est absolument nécessaire d'identifier avant toute interprétation.

3.3.6 Traitements et artefacts des données de sismique réflexion exploitées dans la thèse

Le jeu de données sismiques disponible dans la thèse est extrêmement hétérogène : sondeur de sédiments, sismique monotrace Sparker, sismique multitrace 24 traces, 96 traces (*cf.* 3.3.7). Les différences dans le contenu fréquentiel et l'échantillonnage spatial des données, ainsi que les différentes techniques mises en œuvre (sismique monotrace, multitrace), conditionnent la phase de traitement des données. A titre d'exemple, la migration de la sismique multitrace permet de corriger parfaitement les artefacts liés à la propagation quand une acquisition monotrace ne permet aucun traitement en imagerie du fait de la non-connaissance du champ de vitesses dans le milieu.

Les différentes données vont produire des sections sismiques traitées difficilement comparables, d'une part, du fait de leurs contenus fréquentiels propres, mais d'autre part aussi du fait de la chaîne de traitement sismique qui a été appliquée à la donnée.

3.3.6.1 Fréquence centrale des différentes sources exploitées dans la thèse

Les données sismiques exploitées dans la thèse sont issues d'acquisitions aux sources diverses. Les fréquences centrales listées ci-dessous correspondent aux différents jeux de données sismiques exploitées (Marsset, 2017, *pers. comm.*) :

- Sondeur de sédiments : 3500 Hz
- Sparker : 450 Hz
- HR : 150 Hz
- SISRAP 60 Hz
- Sismique pétrolière : 20 Hz

3.3.6.2 Résolution verticale

La résolution verticale est indépendante du dispositif de réception (*cf.* 3.3.3.1). Les sources de type impulsif (canons, Sparker) sont filtrées dans la bande de fréquence adéquate et les enregistrements issus de sources de type « Modulation Linéaire de Fréquence » (sondeur de sédiments) sont corrélés par le signal pilote. Les résolutions suivantes sont calculées pour une vitesse de propagation des ondes de 1500 m/s (Marsset, 2017, *pers. comm.*) :

- Sondeur de sédiments :	0.1 m
- Sparker :	1.0 m
- HR :	2.5 m
- SISRAP	6.2 m
- Sismique pétrolière :	20.0 m

3.3.6.3 Résolution horizontale

La résolution horizontale de l'acquisition est approximée par le rayon de la première zone de Fresnel (équation 3.1) (*cf.* 3.3.1). Les algorithmes d'imagerie sismique (*cf.* 3.3.5.3) permettent de réduire cette résolution à la longueur d'onde moyenne du signal, mais ce traitement n'est possible que sous deux conditions : 1) connaissance du champ de vitesse de propagation, i.e., longueur du dispositif de réception adaptée à la profondeur de la cible, 2) échantillonnage spatial adéquat (*cf.* 3.3.4). Les résolutions suivantes sont calculées pour une vitesse de propagation des ondes de 1500 m/s et une profondeur d'eau moyenne de 150 m, le deuxième chiffre correspond à la résolution éventuelle après traitement (Marsset, 2017, *pers. comm.*) :

- Sondeur de sédiments :	6.0 m	Échantillonnage spatial insuffisant, monotrace
- Sparker :	17.0 m	Monotrace, pas de traitement
- HR :	30.0 m	10.0 m
- SISRAP	68.0 m	Longueur du dispositif insuffisant
- Sismique pétrolière:	80.0 m	80.0 m

3.3.6.4 Artéfacts de propagation

Lors de l'enregistrement d'une trace sismique (*cf.* 3.3.3.2), le récepteur va enregistrer l'ensemble du champ d'ondes issu de la propagation de l'onde incidente (*cf.* 3.1.2). Une représentation en temps du profil enregistré ne fournit donc pas une image fidèle du milieu, d'une part car la représentation ne prend pas en compte les vitesses de propagation, et d'autre part parce que l'azimut des différents événements n'est pas déterminé. Ces artéfacts peuvent être corrigés par le traitement en imagerie (*cf.* 3.3.5.3) après détermination du champ de vitesse (cas des acquisitions multitrace). Ces artéfacts ne peuvent pas être corrigés sur les acquisitions monotraces et sondeur de sédiments.

3.3.6.4.1 Hyperboles de diffraction

Les diffractions apparaissent sur un enregistrement lorsque l'onde incidente rencontre une discontinuité, marquée par un contraste d'impédance, et dont la taille est inférieure la longueur d'onde associée à la fréquence centrale de la source (*cf.* 3.3.6.1). Les hyperboles de diffraction sont formées par la représentation temporelle erronée des réflexions formées par le point diffractant (figure 3.16) (Kearey et al., 2002). Les algorithmes de migration, sous conditions 1) de la connaissance du modèle de vitesse de propagation, 2) d'un échantillonnage spatial correct, focalisent l'énergie présente dans les branches de l'hyperbole à son apex (figure 3.16).

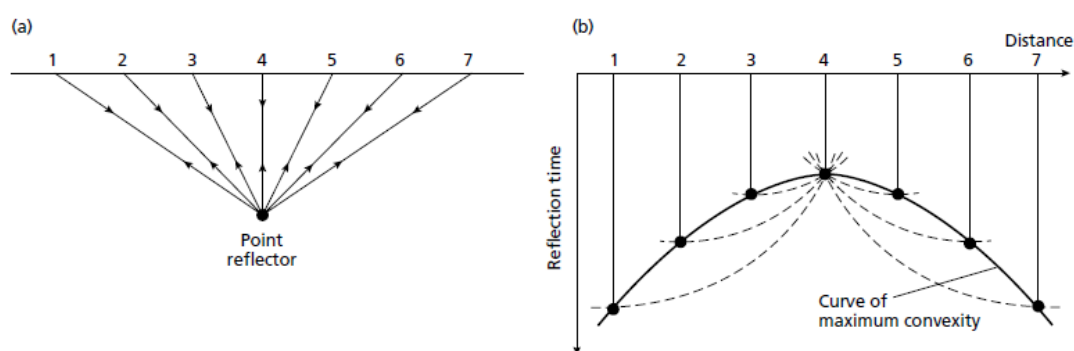


Figure 3.16: Schéma représentant l'apparition des artefacts d'hyperboles de diffraction sur les données brutes de sismique (Kearey et al., 2002).

Les hyperboles peuvent être liées à des objets présentant des contrastes d'impédance avec le sédiment encaissant, potentiellement des éléments plus denses que le sédiment encaissant (Judd and Hovland, 2007; Klaucke et al., 2012; Dupré et al., 2014e). Les hyperboles de diffraction peuvent être interprétées comme issues des niveaux carbonatés authigènes (Judd and Hovland, 2007). Les hyperboles de diffraction peuvent également être liées à la présence de gaz dans des niveaux lenticulaires (dont la dimension est inférieure à la longueur d'onde associée à la fréquence centrale de la source) marquant un contraste d'impédance avec le sédiment (Missiaen et al., 2002; Wood et al., 2008; Visnovitz et al., 2015). La figure 3.17 présente le cas d'hyperboles de diffraction observées à l'aplomb de monts sous-marins dans le Golfe du Mexique dans un contexte de système fluide avec la présence d'hydrates de gaz. Ces hyperboles sont interprétées comme liées à la présence de gaz libre dans le sédiment qui génère un fort contraste d'impédance avec le sédiment encaissant (Wood et al., 2008).

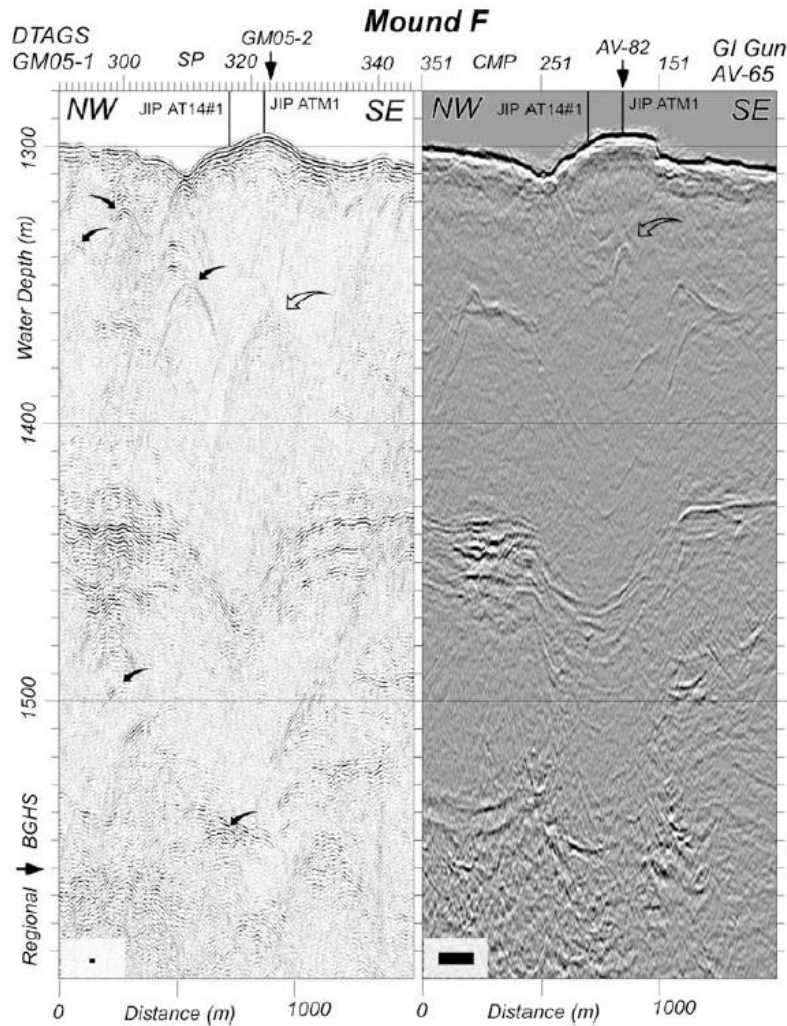


Figure 3.17: Exemple d'observations d'hyperboles de diffraction (Wood et al., 2008).

3.3.6.4.2 TriPLICATION

Dans le cas des artefacts de triPLICATION (ou « bowtie » en anglais), l'onde incidente est réfléchiée par l'existence de contrastes d'impédance non nuls et la géométrie des réflecteurs conditionne ainsi l'azimut de l'onde réfléchiée. L'artefact de triPLICATION est formé par l'enregistrement, sur un même récepteur, de plusieurs ondes issues du même réflecteur d'une structure 2D ou 3D (figure 3.18) (Kearey et al., 2002). Les algorithmes de migration, sous conditions 1) de la connaissance du modèle de vitesse de propagation, 2) d'un échantillonnage spatial correct, permettent de rétablir la position réelle de l'interface.

Ces artefacts ont notamment été documentés dans l'étude de pockmarks (structures reliées à des indices de circulation de fluides, cf. 1.1.5.1) (e.g. Gay et al., 2006b; Moss et al., 2012a, 2012b; Paull et al., 2002). Les pockmarks étant des dépressions circulaires en fond de mer (cf. 1.1.5.1), des artefacts de triPLICATIONS liés à la structure en 3D sont couramment observés (figure 3.19).

3.3. Utilisation de la sismique réflexion

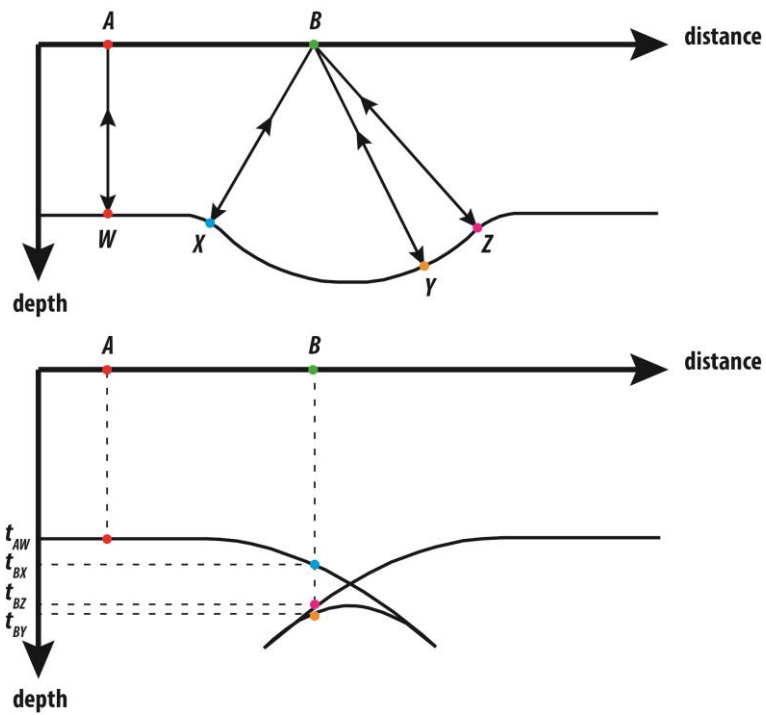


Figure 3.18: Schéma de représentation du mauvais positionnement en temps des réflexions sismiques dans une dépression, générant ainsi une triplexion (modifié d'après Kearey et al., 2002).

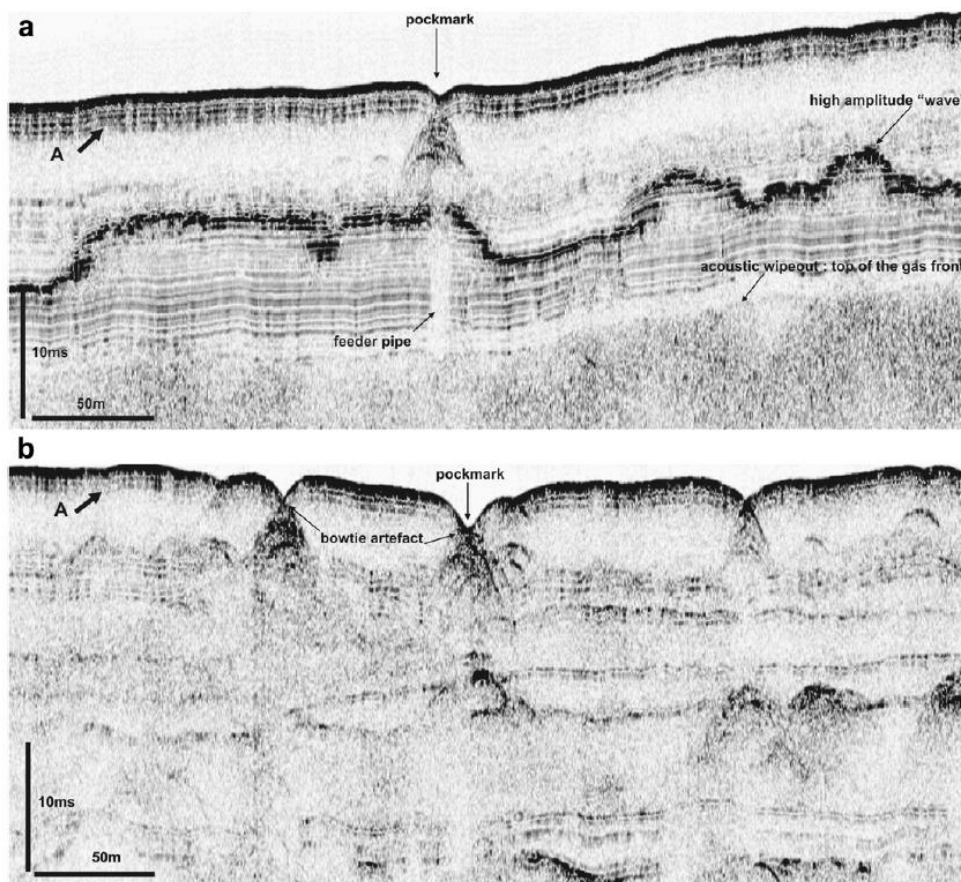


Figure 3.19 : Exemple de pockmarks présentant des artefacts de point de triplexion ou « bowtie », imagés sur des données de sondeur de sédiment acquis sur l'éventail profond du delta du Nil (Moss et al., 2012a).

3.3.6.4.3 Multiple

L'interface air-mer correspond à un coefficient de réflexion maximal de -1 (cas d'une rugosité nulle, cf. 3.1.2) et le champ d'ondes « montant » est réfléchi à nouveau vers le « bas ». La nouvelle onde incidente va suivre les mêmes phénomènes de propagation que l'onde primaire et créer ainsi une copie du premier trajet, soit le multiple dans l'enregistrement des données (figure 3.20). Ce type d'artéfact se retrouve sur toutes les données sismiques brutes, quel que soit le type de dispositif d'acquisition. Les méthodes de traitement de cet artéfact reposent soit sur le contraste de vitesse existant entre le multiple (vitesse de l'eau) et le milieu, soit sur une modélisation du multiple qui requière une grande stabilité du signal source (Verschuur, 2006). Dans le cas des anti-multiples basés sur le contraste de vitesse existant entre le multiple et le milieu, ceux-ci sont d'autant plus efficaces que ces vitesses sont éloignées. La présence de gaz dans la pile sédimentaire, fait chuter la vitesse de propagation des ondes de compression et peut ainsi réduire l'efficacité de ces algorithmes.

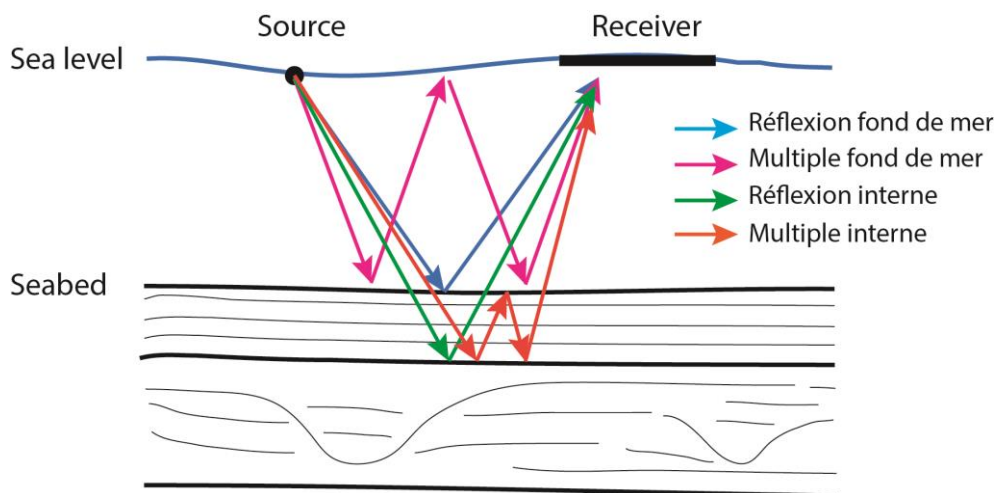


Figure 3.20: Schéma de la propagation de raies sismiques pour la réflexion du fond de mer, réflexion interne, multiple du fond de mer et multiple interne.

3.3.6.4.4 Masque acoustique

Le masque acoustique, qui est caractérisé par une atténuation voire une absence totale de réflexions sismiques, est considéré comme un artéfact et peut être défini comme un cas particulier de la diffraction. Ce type d'artéfact ne peut être corrigé car aucune réflexion n'est enregistrée. Ce type d'artéfact est couramment associé à la présence de gaz dans le sédiment (Judd and Hovland, 1992; Ergün et al., 2002; García-García et al., 2007; Løseth et al., 2009). La présence de gaz dans le sédiment, quel que soit la nature du gaz et du sédiment, va

3.3. Utilisation de la sismique réflexion

modifier les caractéristiques du milieu et entraîner plus particulièrement une chute de la vitesse des ondes de compression (Sheriff, 1975; Chopra and Castagna, 2014). La chute de vitesse va générer un contraste d'impédance négatif et donc une inversion de polarité sur le signal réfléchi qui permet de détecter la présence de gaz sur les enregistrements sismiques. Dans certains cas, le contraste d'impédance négatif est peu marqué et seule l'atténuation des réflexions sismique est observée (figure 3.21).

La figure 3.21 présente l'exemple de lignes sismiques acquises en mer Baltique et présentant une atténuation et une occultation complète des réflexions sismiques (suivant les sismiques) à cause de la présence de gaz libre dans les sédiments (Tóth et al., 2014). L'étude montre également que l'atténuation des ondes sismiques est plus importante sur les données de haute fréquence (sondeur de sédiment) que sur les données sismiques de plus basse fréquence (sismique multitrace) (figure 3.21).

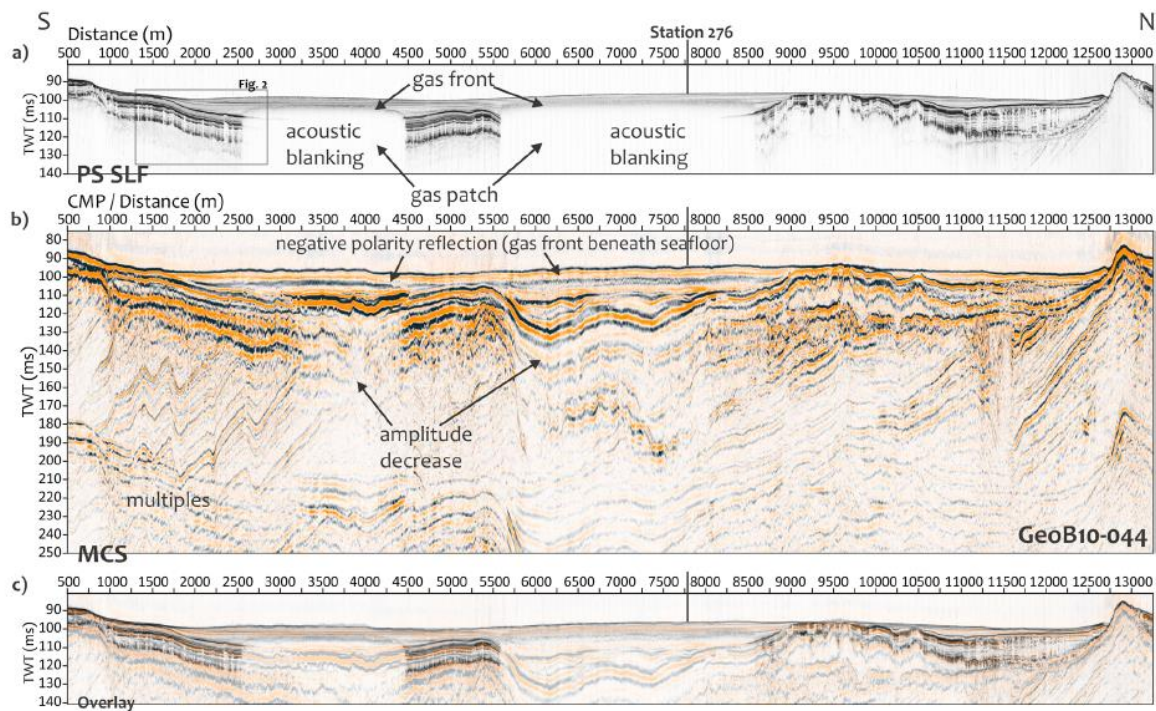


Figure 3.21: Exemple en mer Baltique de la présence d'un masque acoustique sur différentes données sismiques, a) sondeur de sédiment (4.3 kHz) en enveloppe, b) sismique multitrace et c) la superposition des profils a) et b) (Tóth et al., 2014).

3.3.7 Jeux de données sismiques exploités dans la thèse

3.3.7.1 Avant-propos sur les données sismiques exploitées

Aucune des données exploitée n'a été migrée. Une vitesse générale de 2000 m/s a été choisie pour la conversion des données en temps vers des données en profondeur (cette vitesse a été utilisée pour tous les jeux de données sismique).

3.3.7.2 Description des données sismiques de la base de données SISMAGE-TOTAL

Le projet PAMELA-GAZCOGNE, créé et implémenté par Marc Martin (TOTAL-Pau), est disponible dans la base de données SISMAGE à TOTAL-Pau. Ce projet contient les données de sismiques acquises par TOTAL auprès de différents sous-traitants et des données patrimoniales de l'ancienne filiale ELF Aquitaine ainsi que les données de puits (3.4.5.1).

Cette base de données sismique SISMAGE-TOTAL inclut 2164 profils répartis en 58 campagnes menées de 1973 à 2003. Les lignes du projet SISMAGE ne présentent pas d'informations détaillées sur les dispositifs d'acquisitions, fréquence, traces, etc. et ne peuvent par conséquent être utilisées pour quantifier les amplitudes des réflexions sismiques.

Parmi les 58 campagnes, 23 ont été étudiées pour leur localisation et couverture spatiale. Ces 23 campagnes représentent 414 profils et 10875 km de linéaire cumulé et sont présentées en tableau 3-4. Le tableau 3-4 présente aussi les campagnes utilisées dans la thèse pour définir la géométrie des horizons régionaux, ainsi que les lignes présentant des anomalies sismiques. Ces anomalies sismiques ont été recherchées pour la mise en évidence d'indices potentiels de la présence de fluides. Ces indices de fluides pouvant alors, suivant leur position et le type de fluide associé, donner des contraintes sur la géométrie du système fluide microbien à l'actuel. Trois types d'anomalies sismiques (*cf.* 4.4) ont été mis en évidence sur les campagnes 80-GG, 82-SG, 91-MZM et profils ECORS (tableau 3-4). Parmi les 23 campagnes étudiées dans la thèse, 6 campagnes (162 profils et 3722 km linéaire cumulé) ont été étudiées plus dans le détail pour la définition initiale des horizons régionaux au regard des puits les recoupant. Ces campagnes sont celles présentant le moins d'artéfacts d'acquisition, ayant la meilleure couverture spatiale et des recouvrements avec les puits de forage.

Par ailleurs, des retraitements des lignes ont été effectués par la société SPECTRUM en 2014 (SPECTRUM, 2014). Les traitements effectués ont concerné la correction de la navigation et l'amélioration du signal (SPECTRUM, 2014). De plus, différents anti-multiples, basés sur le contraste de vitesse existant entre le multiple (vitesse de l'eau) et le milieu, ou sur une modélisation du multiple (*cf.* 3.3.6.4.3), ont été utilisés pour atténuer les multiples du fond de mer. Ces retraitements ont concernés 12 des 58 campagnes du projet (tableau 3-4). Parmi ces retraitements, seuls les profils sismiques des campagnes Marconi et ECORS ont été acquis par TOTAL et intégrés dans la base de données SISMAGE. Les profils des campagnes non retraitées par SPECTRUM ont été traités pour leur navigation (*cf.* 3.3.5.1) uniquement (pas d'informations sur d'éventuels traitements supplémentaires).

3.3. Utilisation de la sismique réflexion

Campagne	Nombre de lignes (étudiées/total)	Distance linéaire de profil en km (étudiée/total)	distance inter-profil	Limite sud de l'empreinte des profils étudiés	Limite Nord de l'empreinte des profils étudiés	Limite Ouest de l'empreinte des profils étudiés	Limite Est de l'empreinte des profils étudiés	Puits sur les profils	Horizons régionaux pointés	Campagnes utilisées pour caler les horizons régionaux	Campagnes retraitées par SPECTRUM (2014)
75BY	34/34	777	2-6 km	43°42'21"	44°12'5"	2°10'26"	1°21'20"	DAN,ESU,TAR	34	34	
73CB	5/13	112/225	4-16 km	43°28'40"	43°47'49"	1°40'38"	1°26'3"		5		
75BY	22/22	498	2-5 km	43°37'45"	44°7'33"	2°12'25"	1°28'0"	DAN,ESU,TAR	22		
76GG	18	590	2,5-10 km	44°9'56"	44°29'28"	2°12'8"	1°31'58"	PEL,IBS,PIN,ERI	18	18	
80BOM	46/46	774	750 m - 1,5 km	44°13'4"	44°30'13"	1°37'14"	1°15'56"	LSX,ERI,ANT,ATR1,ATR2,ATR3,ATR101,PHO	46		
80GG	40/52	876/1087	1,5-5 km	44°9'13"	44°45'49"	2°9'6"	1°23'34"	PEL,IBS,PIN,ERI,COR,CAS	40		52
81BOM	12/32	250/631	800 m - 3 km	44°9'58"	44°25'20"	1°49'36"	1°21'20"	PHO,ATR2,ATR101	12		
81GG	36/40	635/692	1,2-3 km	44°9'7"	44°48'44"	2°14'19"	1°31'48"	COR,ORC,CEP	36		40
82BOM	14/46	244/660	1,5-3 km	44°9'22"	44°31'39"	1°38'56"	1°17'34"	ANT,ERI	14		46
82SG	25	388	1,6-5 km	44°9'6"	44°26'59"	2°2'18"	1°18'16"	PHO,ATR101,IBS	25		25
91M2M	7/7	104	1,2-3,5 km	44°17'53"	44°25'18"	2°6'6"	1°51'5"	IBS	7		7
B	10/15	216/349	2,5-10 km	43°37'58"	44°21'2"	2°19'3"	1°32'44"	IBS	10		
CB80-CF	3/29	160/283	>10 km	44°11'53"	44°45'40"	2°30'4"	1°45'34"	FRE	3		
ECORS retraité	04-avr	400	>30 km	43°18'32"	44°55'8"	2°46'23"	1°36'9"	DAN,ESU,IBS,(PEL),PIN,ALB,(FRE),(COR),(ORC)	4		4
ES-1976	12/53	531/1894	6-10 km	43°18'39"	44°2'2"	2°27'11"	1°49'23"	GOV	12		
ES-1982	6/38	246/835	8,5-13 km	43°19'28"	44°1'25"	2°26'42"	1°53'39"		6		
ES-Marconi	4/11	375/2920	>35 km	43°35'4"	44°50'14"	3°19'22"	2°21'11"		4		11
FR-Atlantique-1980-Archives	3/77	158/7788	>25 km	44°37'32"	45°4'51"	2°48'54"	1°52'41"	ALB, COR	3		
FR-SCAN	4	202	>30 km	43°59'44"	44°39'48"	2°52'4"	1°26'57"	(IBS)	4		
GM1Z	20/20	371	1,7-8 km	43°49'15"	44°23'16"	1°38'57"	1°16'58"	PHO,ATR101	20		
M	4/11	115/289	>8 km	44°18'40"	44°41'50"	1°53'39"	1°21'57"	ATR1,ATR2,ATR3,ATR101,ANT,ER,LSX,ORI,ALD	4		
SG	30/31	984/1080	4-9 km	44°5'18"	44°8'73"	2°11'32"	1°24'32"	ATR1,ERI,FLA,COR,(FRE),PIN,IBS,PEL	30		
V80	35/35	1869	5 km	43°29'14"	44°41'49"	3°2'48"	2°15'53"		35		35

Tableau 3-4: Tableau récapitulatif des campagnes du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE exploitées dans la thèse. La couleur des campagnes correspond à celles représentées en figure 3.22. La couleur vert clair correspond aux données validées/intégrées La couleur vert foncé aux campagnes qui ont été utilisées pour caler les horizons régionaux. La couleur vert fluo correspond aux campagnes retraitées par SPECTRUM et achetées par TOTAL alors que la couleur orange correspond aux campagnes retraitées par SPECTRUM mais qui n'ont pas été achetées par TOTAL et qui n'ont pas été intégrées au projet SISMAGE-PAMELA GAZCOGNE. La couleur gris correspond aux campagnes qui n'ont pas fait partie du retraitement effectué par SPECTRUM.

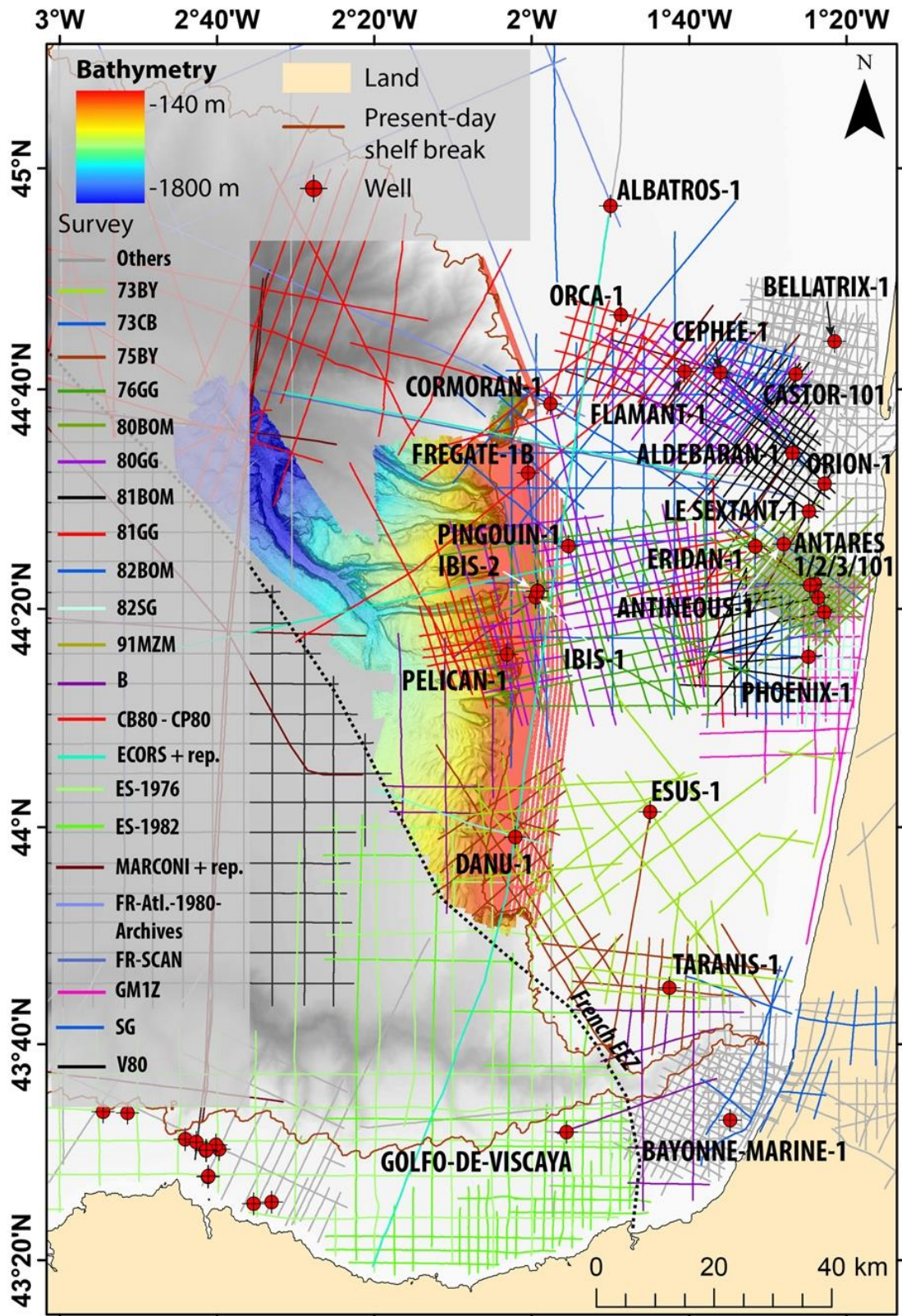


Figure 3.22 : Carte de localisation des campagnes d'acquisition sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE étudiées dans la thèse (tableau 3-4) avec positionnement des puits de forages également inclus dans le projet.

3.3. Utilisation de la sismique réflexion

3.3.7.3 Description des données sismiques des campagnes IFREMER et académiques

Différentes campagnes IFREMER et académiques sont intégrées aux jeux de données sismiques exploités pendant la thèse. Les campagnes, GAZCOGNE1, GAZCOGNE2, ITSAS1, 2, 5 et 6, les campagnes BOBGEO1 et 2 et GITAN, sont présentées dans le tableau 3-5, localisées en figure 3.23 et décrites dans les paragraphes 3.3.7.3.1 à 3.3.7.3.4.

Source	Campagnes								
	GAZCOGNE 1	GAZCOGNE 2	ITSAS 1	ITSAS 2	ITSAS V	ITSAS VI	BOBGEO1	BOBGEO2	GITAN
Sondeur de sédiment - ECHOES 3500	2547 km	120 km						413 km	516 km
Sondeur de sédiment -2.5 kHz monté sur poisson									
SPARKER monotrace			1727 km						
Canon 24 traces									
Canon SISRAP									

Tableau 3-5: Tableau des campagnes IFREMER et académiques dont les données sismique sont exploitées dans la thèse. La couleur des cellules correspond aux données exploitées dans la thèse en vert clair, données acquises, visualisées et non exploitées en vert foncé et les données acquises mais non récupérées en orange.

3.3.7.3.1 GAZCOGNE 1 et 2

Les campagnes GAZCOGNE1 et GAZCOGNE2 (figure 3.23), qui ont eu lieu en 2013, ont permis l'acquisition respective de 199 et 17 profils de sondeur de sédiment ECHOES 3500 à fréquence centrale 3.5 kHz. Ces profils ont été enregistrés majoritairement suivant des profils nord-sud, le long de 2547 km lors de la campagne GAZCOGNE1 et le long de 120 km lors de la campagne GAZCOGNE2. Ces profils ont été acquis de 130 m jusqu'à 1200 m de profondeur sous le fond de mer, dans la pente continentale (figure 3.23). L'ensemble des profils de ces deux campagnes ont été étudiés dans le but de chercher des indices sismiques de la présence de fluides et de contraindre l'extension en X, Y et Z des carbonates affleurant en rebord de plateau (Dupré et al., 2014a; Ehrhold et al., 2014).

Les données brutes des profils sondeur de sédiment ont été rejouées à bord (GAZCOGNE1) ou post-campagne (GAZCOGNE2) dans le logiciel QCSUBOP (©Ifremer). Les contrôles ont été effectués sur la navigation : la qualité de la sonde bathymétrique de référence, le délai, la qualité du signal et le ratio signal/bruit. Des traitements ont été appliqués aux données brutes : corrélation (compression du signal Chirp), correction de divergence sphérique et correction de l'attitude du navire. L'export des données a ensuite été effectuée afin d'obtenir trois fichiers : un de navigation, un SEG-Y et une image Jpeg.

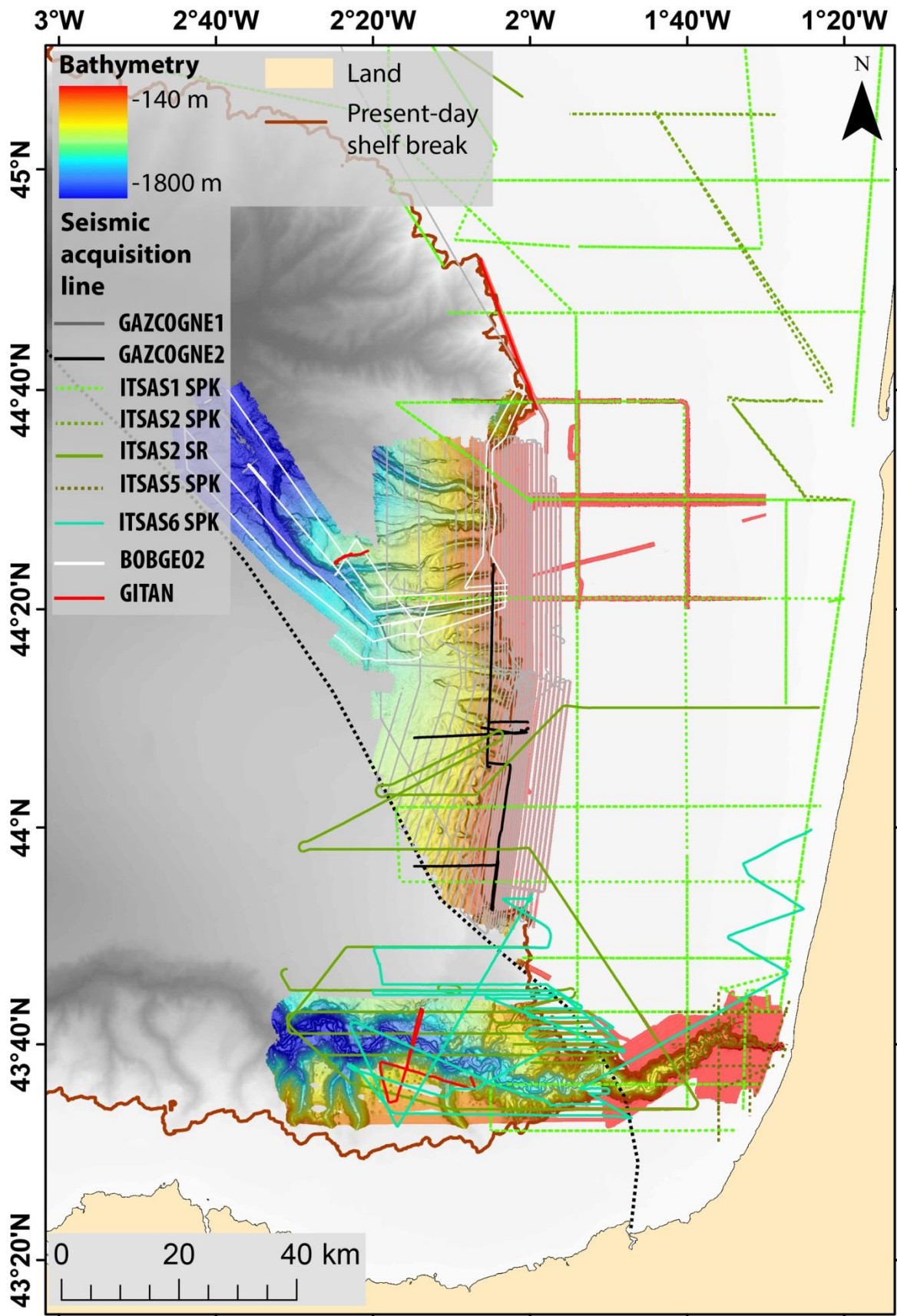


Figure 3.23: Carte de localisation des acquisitions des profils sondeur de sédiment GAZCOGNE1, GAZCOGNE2, BOBGE02, GITAN et des profils Sparker monotrace (SPK) ITSAS1, ITSAS2, ITSAS5, ITSAS6 et profils de sismique rapide (SR) ITSAS2.

3.3.7.3.2 ITSAS 1, 2, 5 et 6

Des acquisitions de sondeur de sédiment et sismique Sparker monotrace ont été effectuées lors de la campagne ITSAS1 en 1998. Les profils sondeurs de sédiments n'ont pas été visualisés. Parmi les 99 profils, 62 profils de sismique Sparker monotrace ont été acquis de la marge nord aquitaine jusqu'au canyon Capbreton (figure 3.23), et depuis 20 m de profondeur jusqu'à 900 m de profondeur d'eau. 53 des 62 profils situés sur la marge Aquitaine Sud ont été visualisés au cours de la thèse. Ces profils représentent 1727 km répartis le long de 14 profils N-S et 39 profils E-O dont 8 recoupent le rebord de plateau actuel (figure 3.23). Parmi l'ensemble des profils Sparker ITSAS1 visualisés, 5 profils recoupant le rebord de plateau continental Aquitain sont étudiés dans le détail pour la recherche d'indices fluides (*cf.* 4.3.2). L'ensemble des profils de sismique Sparker ont déjà été étudiés et interprétés dans d'autres études sur le plateau continental (Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010) et dans la pente continentale (Faugères et al., 2002; Gonthier et al., 2006) (*cf.* 2.4.7.1.2 et 2.4.5.3).

Les données des campagnes ITSAS1 ont été traitées, en amont de la thèse, du point de vue de la navigation (*cf.* 3.3.5.1) et plusieurs traitements du signal ont été appliqués (*cf.* 3.3.5.2) avec le logiciel SITHERE (Bellec, 2003). Ces traitements ont consisté à filtrer les données dans le domaine de fréquence adéquat pour éliminer les fréquences parasites. Un filtre de « gain », pour rehausser l'amplitude des réflexions sismiques et un « filtre de houle », pour retirer les ondulations liées à la houle ont été appliqués (Bellec, 2003). Parmi les quatre lignes qui recoupent le système des émissions actives de méthane (figure 3.23) et qui ont été étudiées dans la thèse, les deux lignes *itsk90* et *itsk76* n'ont pas pu être récupérées en format traité. Les lignes ont alors été « traitées » dans ©Kingdom, pendant la thèse, dans la bande passante des fréquences avec application de filtres. Les fréquences sous 5 Hz sont filtrées totalement, les fréquences sous 20 Hz sont filtrée avec un filtre passe-bas, les fréquences supérieures à 1600 Hz sont filtrées avec un filtre passe haut et les fréquences au-dessus de 1850 Hz sont filtrées totalement. Ces filtres ont été choisis car ceux-ci améliorent la qualité visuelle des profils mais la quantification des pertes d'information n'a pas été réalisée. Ces filtres apportent une amélioration notable de la qualité mais restent parfois insuffisant pour l'étude des lignes. Il a donc été choisi de ne travailler en amplitude que pour les zooms spécifiques sur certains objets. Sur les autres figures, les lignes sont présentées en enveloppe.

Les acquisitions sismiques de la campagne ITSAS2 en 2001, sont des acquisitions de sondeur de sédiment, sismique haute résolution (HR) et sismique rapide (SISRAP). Les

données ITSAS2 ont été traitées, en amont de la thèse, de la même façon que les données ITSAS1, mais ces données traitées n'ont pas été récupérées. Ces profils ont aussi été étudiés et interprétés dans les études précédant la thèse, sur le plateau continental (Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010) et dans la pente continentale (Faugères et al., 2002; Gonthier et al., 2006) (cf. 2.4.7.1.2 et 2.4.5.3). Les 90 profils de cette campagne s'étendent également de la marge nord aquitaine jusque dans le système de canyon Capbreton (figure 3.23). Les 34 profils sur la marge Aquitaine sont des profils de SISRAP ont été visualisés en sortie brute mais non exploités du fait de leur faible résolution. 24 de ces profils ont été chargés dans le logiciel d'interprétation sismique ©Kingdom. Les autres profils dans le système du canyon Capbreton ont été visualisés en PDF mais n'ont pas été pas exploités car ceux-ci n'étaient pas disponibles sous format SEG-Y, ne permettant pas leur intégration dans un logiciel d'interprétation. 21 profils de sismique Sparker monotrace ont aussi été chargés dans le logiciel d'interprétation Kingdom en format de données brutes. Ces profils ont été visualisés mais non exploités.

Des profils de sismique Sparker monotrace de la campagne ITSAS5 (2001) (figure 3.23) ont été chargés dans le projet Kingdom au format de sorties brutes (20 profils sur 22). Concernant des éventuels traitements, aucune donnée traitée n'a été récupérée et aucune information relative aux données ITSAS5 n'a pu être récupérée. Ces profils ont été visualisés mais pas étudiés dans le détail.

Parmi les 17 profils de sismique Sparker ITSAS6 acquis en 2002 (figure 3.23), uniquement 3 profils ont été récupérés en format .PDF puis visualisés mais n'ont pas été exploités dans la thèse.

3.3.7.3.3 BOBGEO 1 et BOBGEO 2

Les campagnes campagne BOBGEO1 et 2 se sont déroulées en 2009 et 2010 dans le cadre du projet CORAL FISH (Bourillet et al., 2012) et ont fait l'objet d'acquisition de données acoustiques et sismiques sur 4 zones réparties du nord au sud dans la pente continentale du golfe de Gascogne. Pour la campagne BOBGEO1, seul un profil de sismique HR 24 traces sur le rebord du plateau de la marge nord aquitaine a été visualisé mais non exploité. Seule la zone numéro 4 de la campagne BOBGEO2 située sur la marge Aquitaine sud a été étudiée (figure 3.23). Les acquisitions sismiques dans cette boîte sont exclusivement des profils sondeur de sédiment ECHOES 3500 à 3.5 kHz de fréquence centrale. 103 profils ont été acquis le long de 413 km depuis le rebord de plateau jusqu'à 2200 m de profondeur sous le fond de mer dans la pente continentale (figure 3.23). Ces profils ont été étudiés pour la

3.3. Utilisation de la sismique réflexion

recherche d'anomalies sismiques pouvant indiquer la présence circulations de fluides. Les traitements appliqués sont les mêmes que ceux appliqués aux données des campagnes GAZCOGNE1 et 2 (*cf.* 3.3.7.3.1).

3.3.7.3.4 GITAN

La campagne GITAN, à laquelle j'ai participé, s'est déroulée en 2015 pour l'acquisition de données géophysiques et prélèvements dans le cadre du projet TANDEM (<http://www-tandem.cea.fr/>). Les acquisitions ont été réalisées sur 4 zones situées dans pente continentale du golfe de Gascogne. 7 profils de sondeur de sédiment ont été exploités (80 km linéaire sur les 516 km disponibles), 3 sur la marge Aquitaine et 4 sur la marge sud du canyon Capbreton (figure 3.23). Ces profils ont été étudiés pour la recherche d'indices fluides. Les profils sur la marge sud du canyon Capbreton ont imagé des pockmarks déjà en parti décrits (Gillet et al., 2008) et qui ne seront pas étudiés dans la thèse. Les traitements appliqués sont les mêmes que ceux appliqués aux données des campagnes GAZCOGNE1 et 2 (*cf.* 3.3.7.3.1).

3.3.8 Méthodes d'interprétation de la géométrie des réflexions sismiques

3.3.8.1 Généralités

Chaque séquence sédimentaire est définie par une limite supérieure et une limite inférieure. La classification des limites est basée sur le parallélisme ou son absence entre les strates et les surfaces. L'étude de la stratigraphie sismique repose sur la caractérisation des terminaisons de la réflexion (figure 3.24) avec la surface sur la laquelle elle se termine (Mitchum Jr et al., 1977).

Les limites inférieures sont :

- « Onlap », biseau d'aggradation, constituant les terminaisons de strates horizontales sur une surface inclinée.
- « Downlap », biseau de progradation, dont les terminaisons de strates sont plus inclinées que la surface de référence.

Les limites supérieures :

- « Toplap », biseau sommital. Les strates se terminent en biseaux sur une limite supérieure.
- « Troncature », avec terminaison brutale des réflexions sur une surface irrégulière liée à une érosion.

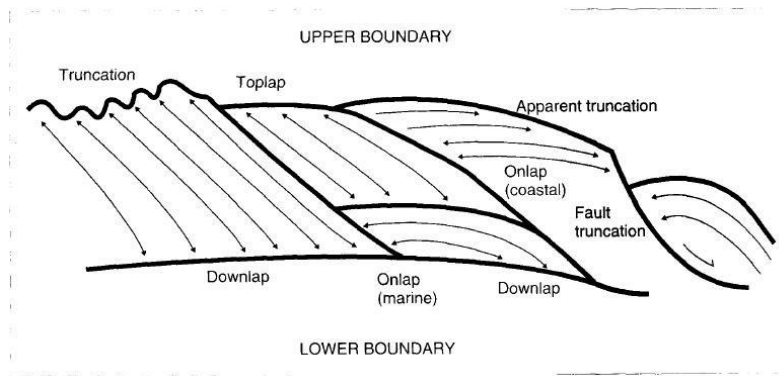


Figure 3.24: Schéma récapitulatif des différentes terminaisons de réflexions sismiques (Emery and Myers, 2009).

La géométrie interne des séquences est définie sur la base de 3 caractéristiques géophysiques (Sangree and Widmier, 1978) :

- La continuité des réflexions.
- L'amplitude, directement liée au contraste d'impédance acoustique.
- La fréquence, représentant l'espacement entre les réflexions sismiques.

L'analyse des configurations internes permet de mettre en évidence trois types de réflexions (figure 3.25) :

- Parallèles, dans un contexte de sédimentation uniforme.
- Divergentes, pour des taux de sédimentation différents ou liées à la subsidence.
- Progradantes avec deux sous-catégories,

o Sigmoides : caractérisant de faibles apports dans un milieu de faible énergie.

o Obliques : correspondant à une accréation frontale et à des apports importants de sédiments en milieu de haute énergie.

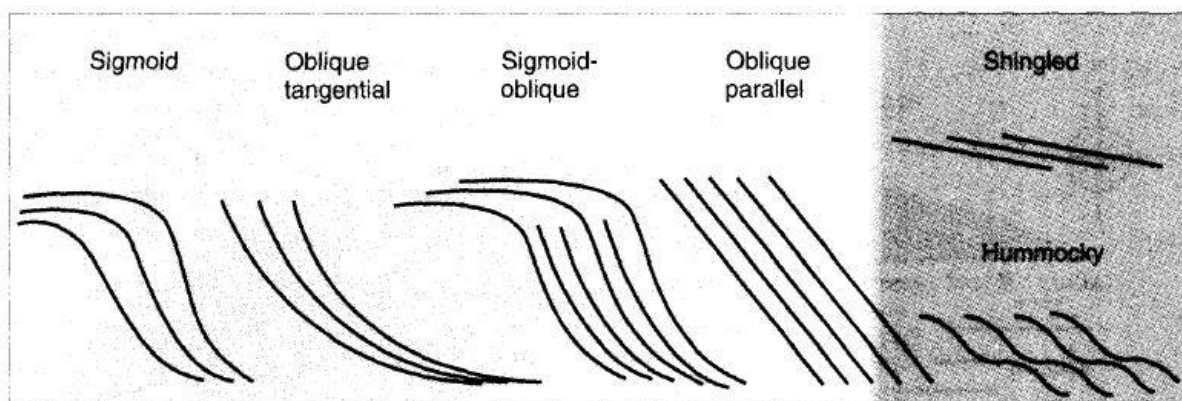


Figure 3.25: Illustration de la géométrie des réflexions sismiques (Mitchum Jr et al., 1977).

3.3.8.2 *Détermination et délimitation de la géométrie des horizons régionaux sur les profils sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE*

Initialement, le pointé des horizons régionaux a été réalisé sur les stations SISMAGE du centre scientifique TOTAL à Paris par Vesseron et al. (2015). La reprise de ces horizons a montré des incohérences avec le pointé effectué au cours de la thèse. Il a alors été décidé de reprendre un pointé complet afin de conserver une cohérence de pointé régionale. Le retraitement des lignes ECORS par la société SPECTRUM a ouvert de nouvelles perspectives quant à l'étude de la stratigraphie des séries néogènes. Le pointé a pu être étendu aux 23 campagnes (414 profils) exploitées et ce à partir du calage des puits sur la ligne ECORS-R7. Le pointé a été réalisé par campagne pour limiter les effets de décalage puis les campagnes ont été croisées et les pointés réajustés au besoin suivant les croisements. Les vérifications de propagations des horizons ont ensuite été effectuées aux croisements avec les différents puits du jeu de données. Les calages aux puits étant des profondeurs en mètres et les données sismiques en temps, la définition des horizons régionaux sans loi de vitesse a été compliquée. Une vitesse générale de 2000 m/s a été choisie pour la conversion des données en temps vers des données en profondeur (cette vitesse a été utilisée pour tous les jeux de données sismique). Le travail de calage effectué avec Philippe de Clarens a permis d'aboutir à des calages cohérents sur l'ensemble des horizons propagés, base tertiaire, base miocène, base pliocène et horizons intra-plio-pléistocène présentés dans la section résultats (*cf.*4.1).

Le pointé des horizons régionaux a été étendu aux 23 campagnes (*cf.* 3.3.7.2) puis interpolés dans SISMAGE par l'outil de krigeage avec paramètres automatiques, sauf pour le rayon de recherche qui a été fixé à 7 km. L'épaisseur des horizons régionaux ont été rapportées à zéro lorsque les valeurs étaient négatives.

3.4 Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage

3.4.1 Benne et carottier boîte

3.4.1.1 Principes de prélèvement

Ce sont des outils déployés depuis le navire pour le prélèvement de la partie superficielle du fond. Il existe une large gamme de bennes ayant chacune leur spécificité mais la plupart reposent sur le même fonctionnement. Les méthodes d'échantillonnage présentées dans cette section sont celles utilisés au cours des campagnes d'acquisition GAZCOGNE, benne Hamon et carottier boîte Usnel (figure 3.26).

La benne Hamon (200 kg, section de 0.25 m², pénétration 25 cm) est munie d'un godet monté sur un bras. Un système de ressort permet de remonter le mécanisme. Lorsque la benne touche le fond, la tension du câble porteur se relâche et un lest vient déclencher le système de fermeture de la benne. Le carottier boîte Usnel (400 kg, 0.25 m² de section, pénétration 50 cm) repose sur le même système de déclenchement. Ce carottier boîte est assimilé à une benne. De plus, le carottier Usnel permet de prélever jusqu'à une profondeur de 50 cm en conservant l'interface et les strates sédimentaires.

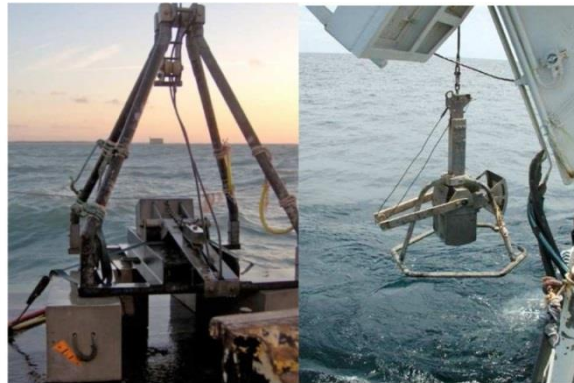


Figure 3.26 Photos de la benne Hamon (gauche) et du carottier Usnel (droite). Source : (gauche) insu.cnrs.fr, (droite) ifremer.fr.

3.4.1.2 Analyses des échantillons des bennes

Les analyses menées sur ces échantillons ont été menées préalablement à la thèse et ont permis de calibrer les données de rétrodiffusion fond de mer et de produire la carte des faciès sédimentaires (Ehrhold et al., 2014) (figure 3.8 et cf. 3.2.4). Les échantillons récupérés avec les bennes et exploités pour la production de cette carte proviennent exclusivement d'échantillonnages réalisés au cours de la campagne GAZCOGNE 1 (2013). Les échantillons sont répartis entre le rebord de plateau et la pente continentale (figure 3.27) afin de couvrir les différents faciès acoustiques de rétrodiffusion fond de mer. Les résultats des analyses granulométriques présentent 4 types de sédiment ; sable, sable silteux, silt sableux et silt (figure 3.28 et tableau 3-6).

3.4. Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage

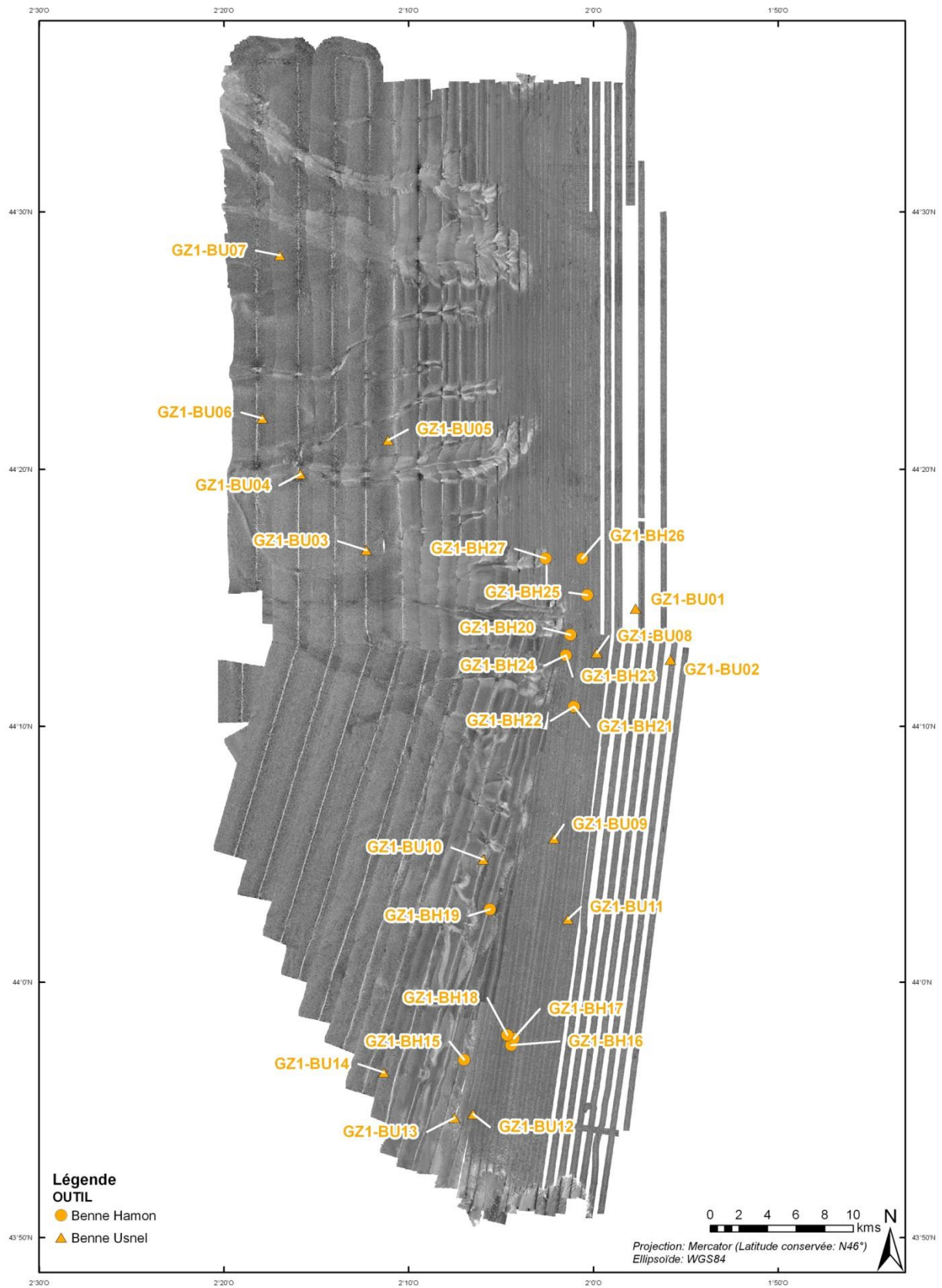


Figure 3.27: Carte de répartition des échantillonnages aux bennes Hamon et Usnel au cours de la campagne GAZCOGNE1 (2013) (Ehrhold et al., 2014).

Nom échantillon	Longitude	Latitude	Profondeur (m)	% Vase	% Sable	% Gravier	Mode 1	Mode 2	D ₅₀ (µm)	% CaCO ₃	Sédiment (selon Folk)
GZ1-BU01	-1°57.70'	44°14.27'	139	10.3	89.7	0	Sable fin	Sable très fin	152.20	10.2	Silty sand
GZ1-BU02	-1°55.82'	44°12.59'	133	12.5	87.5	0	Sable fin	Sable très fin	151.49	11.1	Silty sand
GZ1-BU03	-2°12.30'	44°16.87'	785	60.5	39.5	0	Sable très fin	Silt très grossier	39.37	19.6	Sandy silt
GZ1-BU04	-2°15.86'	44°19.83'	1125	59.5	40.5	0	Sable très fin	Silt très grossier	46.18	16.1	Sandy silt
GZ1-BU05	-2°11.12'	44°21.14'	636	68.2	31.8	0	Silt très grossier	Sable très fin	41.84	17.3	Sandy silt
GZ1-BU06	-2°17.92'	44°21.99'	956	84.6	15.4	0	Silt moyen	Silt fin	11.44	19.2	Sandy silt
GZ1-BU07	-2°16.98'	44°28.32'	1104	90.8	9.2	0	Silt moyen	Silt fin	9.87	-	Silt
GZ1-BU08	-1°59.81'	44°12.87'	154	14.0	86	0	Sable fin	Sable très fin	136.04	13.4	Silty sand
GZ1-BU09	-2°02.13'	44°05.62'	168	13.0	87	0	Sable fin	Sable très fin	157.24	11	Silty sand
GZ1-BU10	-2°05.87'	44°04.80'	479	82.8	17.2	0	Silt très grossier	Silt grossier	22.32	12.7	Sandy silt
GZ1-BU11	-2°01.38'	44°02.47'	151	9.9	90.1	0	Sable fin	Sable très fin	160.08	10.7	Sand
GZ1-BU12	-2°06.51'	44°54.85'	210	8.9	91.1	0	Sable fin	Sable moyen	197.38	7.2	Sand
GZ1-BU13	-2°07.52'	43°54.70'	273	12.4	87.6	0	Sable fin	Sable moyen	187.49	9.4	Silty sand
GZ1-BU14	-2°06.51'	43°54.85'	210	42.4	57.6	0	Sable très fin	Silt très grossier	75.77	-	Silty sand
GZ1-BU15	-2°07.00'	46°56.97'	270	15.3	84.7	0	Sable fin	Sable très fin	157.51	10.4	Silty sand
GZ1-BH16	-2°04.45'	43°57.55'	165	9.7	90.3	0	Sable fin	Sable moyen	173.29	9.1	Sand
GZ1-BH17	-2°04.32'	43°57.81'	163	8.8	91.2	0	Sable fin	Sable moyen	174.20	8.7	Sand
GZ1-BH18	-2°04.07'	43°57.94'	169	8.0	92	0	Sable fin	Sable moyen	170.92	7.7	Sand
GZ1-BH19	-2°05.86'	44°02.86'	260	16.8	83.2	0	Sable fin	Sable très fin	130.64	11.2	Silty sand
GZ1-BH20	-2°01.24'	44°13.57'	167	16.0	84	0	Sable fin	Sable très fin	160.00	10.9	Silty sand
GZ1-BH21	-2°01.04'	44°10.76'	160	-	-	-	-	-	-	-	-
GZ1-BH22	-2°01.06'	44°10.77'	162	13.8	86.2	0	Sable fin	Sable très fin	148.94	6.7	Silty sand
GZ1-BH23	-2°01.49'	44°12.77'	162	21.2	78.8	0	Sable fin	Sable très fin	117.05	11.5	Silty sand
GZ1-BH24	-2°01.49'	44°12.77'	174	14.7	85.3	0	Sable fin	Sable très fin	138.30	10.1	Silty sand
GZ1-BH25	-2°00.33'	44°12.11'	157	15.5	84.5	0	Sable très fin	Sable fin	116.93	13.1	Silty sand
GZ1-BH26	-2°00.62'	44°16.54'	153	14.2	85.8	0	Sable fin	Sable très fin	123.81	11.9	Silty sand
GZ1-BH27	-2°02.59'	44°16.54'	213	61.6	38.4	0	Sable très fin	Silt très grossier	42.37	13.3	Sandy silt
GZ1-BU01k	-1°57.70'	44°14.27'	-4cm	7.0	93	0	Sable fin	Sable très fin	149.40	-	Silty sand
GZ1-BU01k	-1°57.70'	44°14.27'	-23cm	12.2	87.8	0	Sable fin	Sable très fin	151.20	-	Silty sand
GZ1-BU02K	-1°55.82'	44°12.59'	-4cm	12.6	87.4	0	Sable fin	Sable très fin	151.20	-	Silty sand
GZ1-BU02K	-1°55.82'	44°12.59'	-28cm	12.5	87.5	0	Sable fin	Sable très fin	150.20	-	Silty sand
GZ1-BU08K	-1°59.81'	44°12.87'	-4cm	14.3	85.7	0	Sable fin	Sable très fin	134.20	-	Silty sand
GZ1-BU09K	-2°02.13'	44°05.62'	-4cm	13.5	86.5	0	Sable fin	Sable très fin	153.90	-	Silty sand
GZ1-BU09K	-2°02.13'	44°05.62'	-20cm	13.8	86.2	0	Sable fin	Sable très fin	153.60	-	Silty sand
GZ1-BU11K	-2°01.38'	44°02.47'	-4cm	11.5	88.5	0	Sable fin	Sable très fin	160.90	-	Silty sand
GZ1-BU11K	-2°01.38'	44°02.47'	-23cm	11.4	88.6	0	Sable fin	Sable très fin	150.60	-	Silty sand
GZ1-BU12K	-2°06.51'	44°54.85'	-4cm	12.6	87.4	0	Sable fin	Sable moyen	192.20	-	Silty sand
GZ1-BU12K	-2°06.51'	44°54.85'	-20cm	15.5	84.5	0	Sable fin	Sable moyen	183.50	-	Silty sand
GZ1-BU13K	-2°07.52'	43°54.70'	-4cm	11.2	88.8	0	Sable fin	Sable moyen	179.30	-	Silty sand
GZ1-BU13K	-2°07.52'	43°54.70'	-20cm	19.9	80.1	0	Sable fin	Sable moyen	167.60	-	Silty sand
GZ1-BU14K	-2°06.51'	43°54.85'	-4cm	44.8	55.2	0	Sable très fin	Silt très grossier	70.22	-	Silty sand
GZ1-BU14K	-2°06.51'	43°54.85'	-27cm	83.9	16.1	0	Silt très grossier	Silt grossier	15.71	-	Sandy silt

Tableau 3-6: Tableau des résultats des analyses granulométriques effectuées à l'IFREMER, laboratoire LGS, à la suite de la campagne GAZCOGNEI (Ehrhold et al., 2014).

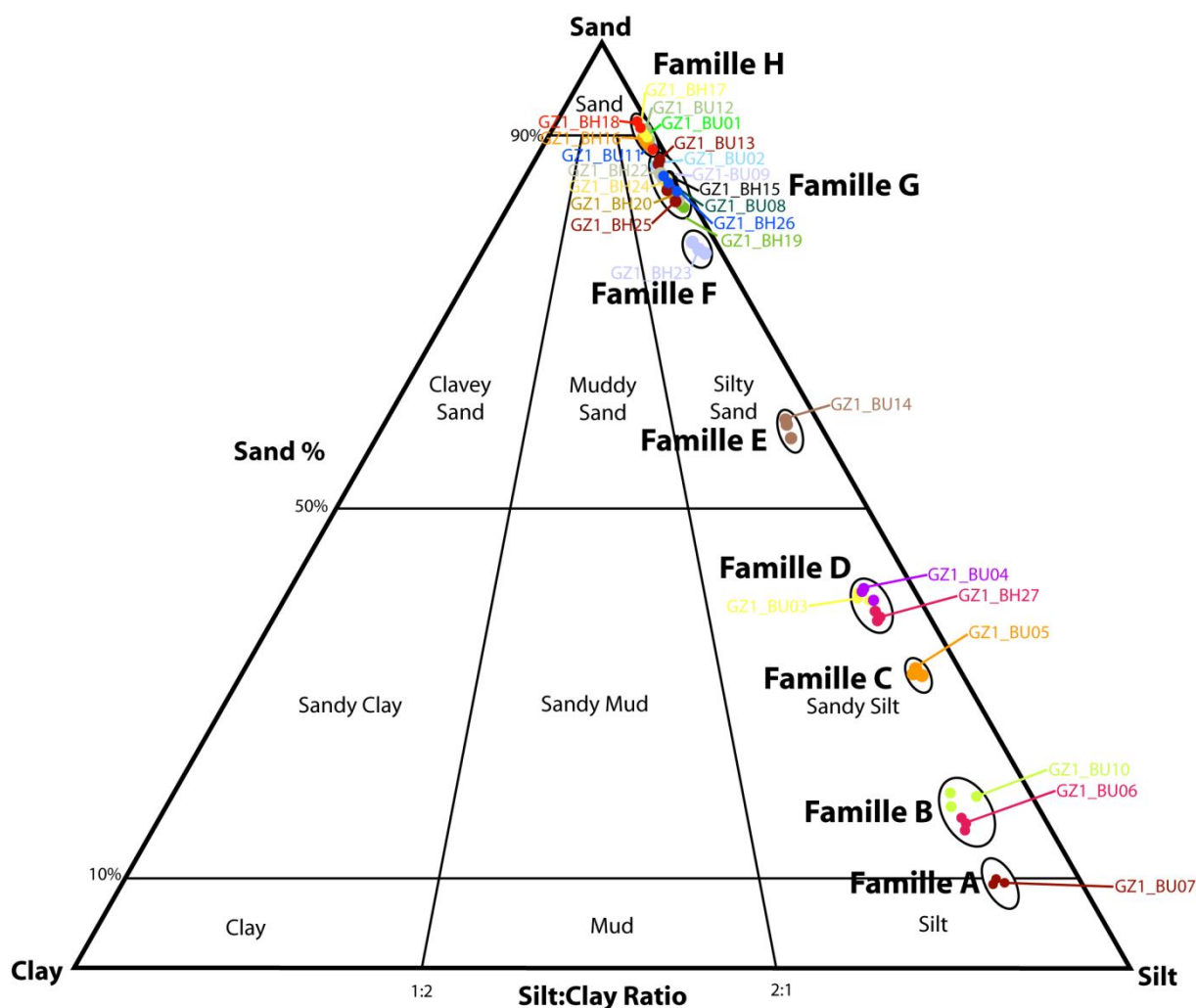


Figure 3.28: Répartition des échantillons des bennes dans la classification de Folk (1954) (Ehrhold et al., 2014).

Les échantillons des bennes ont aussi fait l'objet d'analyses ROCK-EVAL 6 à l'IFPEN par Anne Battani (cf. 4.5.1.2). Les échantillons de 7 bennes Hamon ont été sous-échantillonnés et directement analysés au ROCK-EVAL 6 (cf. 3.5.1). Pour les carottiers boîtes Usnel, des carottes y ont été échantillonnées (50 échantillons parmi 8 carottiers boîtes) permettant ainsi de récupérer des échantillons à différentes profondeurs (maximum 50 cm, correspondant à l'enfoncement maximal du carottier boîte).

3.4.2 Le carottage

3.4.2.1 Principe

Les carottes sont des prélèvements verticaux des enregistrements sédimentaires effectués dans des chemises de différents matériaux suivant le carottier. Les deux grands types de carottes sont:

- Les carottes d'interfaces, prélevées dans des tubes plastiques de 1 m de hauteur. Il existe aussi des carottiers d'interface sur lesquels sont montés un ou plusieurs tubes (carottier multitubes).

- Deux modèles de carottier permettant d'effectuer des échantillonnages longs, les carottiers Kullenberg et Calypso. Ces deux carottiers sont composés d'un lest et d'un tube en acier dans lequel est insérée la chemise PVC qui contiendra la carotte. Le carottier Calypso échantillonne avec des tubes plus longs mais nécessite l'utilisation d'un lest de 6500 kg (contre 1000 kg pour le Kullenberg). Ces carottiers sont déclenchés par un bras relié à un poids pilote libérant le mécanisme de libération du carottier (figure 3.29). Le carottier effectue alors une chute libre sur une hauteur définie (suivant la longueur du tube). La présence d'un piston en haut du tube permet de créer un effet d'aspiration facilitant la pénétration du carottier dans le sédiment. Cependant, cet effet peut entraîner une déformation des structures sédimentaires. La « peau d'orange » située à la base du tube est constituée de plusieurs lamelles métalliques entrelacées permettant d'empêcher le sédiment de ressortir lors de l'arrachement et lors de la remontée. Ce dispositif n'est efficace que pour les sédiments cohésifs. Dans le cas de sables non indurés, il est difficile de les conserver dans la base de la carotte.

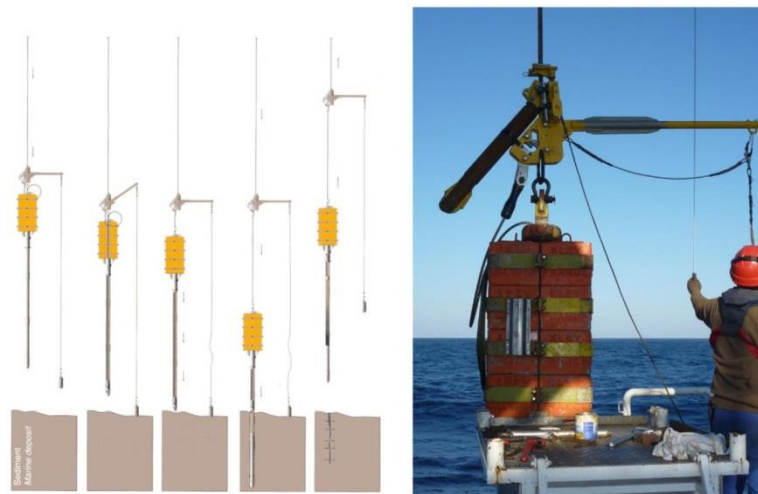


Figure 3.29: Schéma et photo du fonctionnement d'un carottier Calypso (Dussud et al., 2015).

3.4.2.2 Données des carottiers gravitaires (GAZCOGNE2 et GITAN)

Deux tentatives de carottages longs ont été effectués lors de la campagne GAZCOGNE2 (2013) mais la présence de niveaux indurés (dalles de carbonates authigènes) n'a pas permis la pénétration du carottier. En août 2015, la campagne GITAN sur le même N/O « Pourquoi pas ? » a permis la récupération de deux carottes gravitaires Calypso mais

3.4. Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage

situées au pied de la pente continentale à proximité de la zone d'étude (figure 3.30). Les carottes GIT-CS06 et GIT-CS07, respectivement de 27.11 et 21.83 m de longueur, sont situées à 1035 et 1102 m de profondeur. La carotte GIT-CS06 se situe en dehors d'une loupe d'arrachement et la carotte GIT-CS07 au sein de cette loupe d'arrachement.

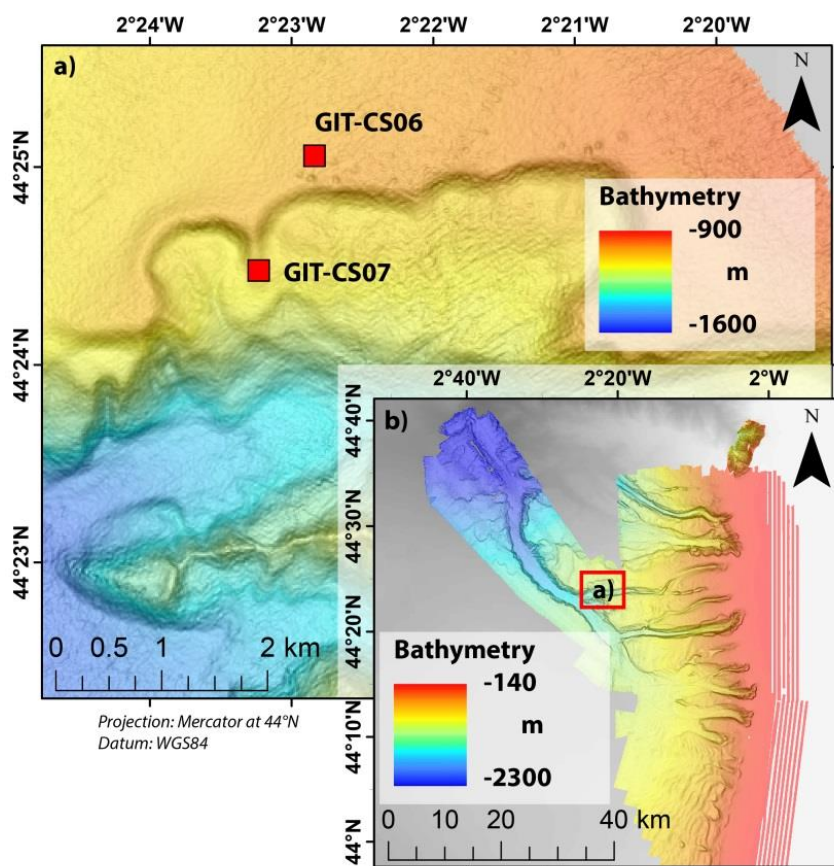


Figure 3.30: a) Carte de positionnement des carottages GIT-CS06 et GIT-CS07 lors de la campagne GITAN (2015) (données bathymétriques BOBGEO2 à une résolution de 15 m) et b) carte de localisation de la carte a) sur les données de bathymétrie BOBGEO2 et GAZCOGNE1 (toutes deux à 15 m de résolution).

3.4.2.3 Exploitation des échantillons des carottes de la campagne GITAN (2015)

Lors de leur récupération sur le pont du navire, les carottes ont présenté une surpression rendant difficile la découpe et la pose des bouchons sur les sections. Des prélèvements de gaz à la seringue ont été effectués sur ces carottes. Les échantillons ont ensuite été envoyés à l'IFPEN pour être analysés. La description des carottes a été réalisée à bord par l'équipe scientifique de la campagne (tableau 3-7). Des échantillonnages réalisés sur ces deux carottes ont été analysés au ROCK-EVAL 6 par l'IFPEN (cf. 4.5.1.3). Les échantillons qui ont été analysés au ROCK-EVAL 6 ont été choisis sur des critères de faciès sédimentaires et de couleur du sédiment. 4 analyses ont été effectuées entre 860 et 900 cm sous le fond dans la carotte GIT-CS06. 4 autres analyses ont été effectuées dans la carotte GIT-CS07, entre 650 et

690 cm de profondeur sous le fond de mer. Les résultats des analyses sont exploités dans la thèse et sont présentés dans la section 4.5.1.3.

	MSCL/Radiography	Description lithologique	Geotechnique	Geochimie gaz	ROCK-EVAL 6
GIT-CS06					
GIT-C07					
		Carotte échantillonnée à IFREMER et envoyée à IFPEN pour analyses par technicien			
		Réalisés par équipe scientifique de la campagne - Exploité			
		Réalisés par équipe scientifique de la campagne - Non exploité			
		Non mis en forme			

Tableau 3-7 : Tableau des travaux effectués sur les carottes GIT-CS06 et GIT-CS07 de la campagne GITAN (2015).

3.4.2.4 Description lithologique des carottes GITAN

Ces résultats sont intégrés ici pour présenter le cadre sédimentaire dans lequel les échantillons de gaz ont été prélevés et les niveaux échantillonnés pour les analyses ROCK-EVAL6. La description lithologique de la carotte GIT-CS06 présente des alternances de faciès argileux, silteux et sableux avec des lentilles de sables et silts. La carotte GIT-CS06 présente des niveaux de fortes bioturbations et des niveaux de bioclastes. La description, complète est présentée en figure 3.31. D'une manière générale, quelques éléments de matière organique sont présents dans les argiles ainsi que dans les niveaux fortement bioturbés. Malgré l'échantillonnage des carottes dans la zone de stabilité des hydrates de gaz, aucun hydrate n'a été échantillonné dans les carottes (soit < 30 m sous le fond de mer).

Cruise : GITAN

Ifremer

Core: GIT-CS-06 - Length: 27,11m - Coring site: Arcachon Nord

Latitude: N 44° 25,067 - Longitude: E 02° 22,839 - Water depth: 1035 m

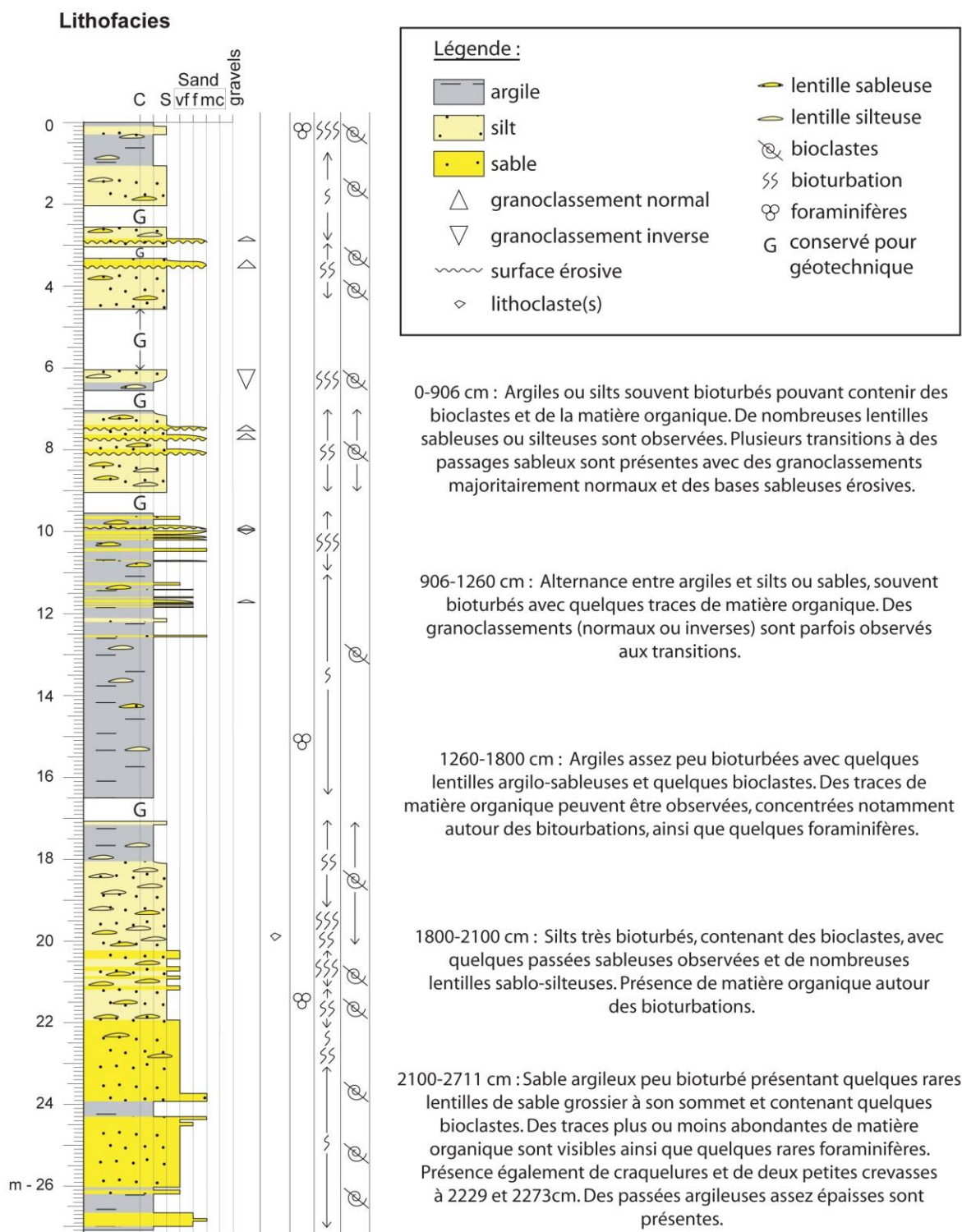


Figure 3.31: description lithologique de la carotte GIT-CS06 réalisée par l'équipe scientifique de la campagne GITAN.

3.4.3 Pénétrromètre Penfeld

Le pénétrromètre Penfeld (figure 3.32) est un outil d'acquisition géophysique permettant la mesure de paramètres géotechniques ainsi que la vitesse des ondes de compression dans le sédiment (<http://flotte.ifremer.fr/Presentation-de-la-flotte/Equipements/Equipements-de-geotechnique/Penetrometre-PENFELD>).

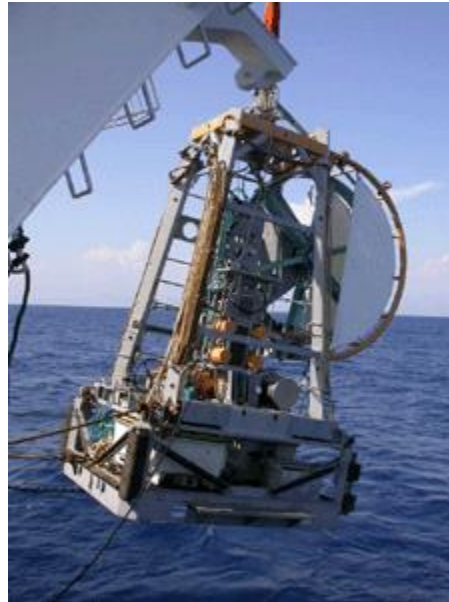


Figure 3.32: Photographie du pénétrromètre Penfeld (flotte.ifremer.fr).

Aucune donnée du Pénétrromètre Penfeld n'est exploitée dans la thèse mais les données acquises lors de la campagne GITAN (Toucanne, 2015) ont permis d'écarter la présence d'hydrates de gaz en pied de pente de la marge sud aquitaine (Garziglia S. 2016, *pers. comm.*); les hydrates de gaz pouvant être facilement identifiés sur les données Penfeld (Riboulot et al., 2016). La localisation des plongées Penfeld effectuées lors de la campagne GITAN est identique à celle des carottages GITAN (*cf.* 3.4.2.2). Les données de vitesses des ondes de compression acquises en pied de pente de la marge sud aquitaine tendent à montrer la présence de gaz dans la pile sédimentaire à différents niveaux entre le fond de mer et 30 m de profondeur sous le fond de mer (Garziglia S. 2016, *pers. comm.*). La concentration en gaz ne peut pas être déterminée à partir de cette mesure.

3.4.4 Echantillonnages spécifiques du ROV Victor

Suite à la campagne d'exploration GAZCOGNE1, de nouvelles données ciblées ont été acquises au cours de la campagne GAZCOGNE2 (2013), à travers trois plongées ROV réalisées dans la zone des émissions de méthane microbien sur le plateau aquitain. Le ROV Victor (figure 3.33) est un engin sous-marin câblé et télé-opéré depuis le navire et dont les

3.4. Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage

capacités techniques sont variées du fait des bras articulés et pinces, permettant l'utilisation de nombreux outils. Un système d'ascenseur le long du câble électro-porteur permet de faire descendre/remonter des éléments sans interrompre la plongée. Le ROV est équipé d'un appareil photo et d'une caméra haute résolution. Le ROV est particulièrement bien adapté à l'exploration à haute résolution de petites zones d'étude. Ces plongées ROV ont permis de confirmer visuellement la sortie de chapelets de bulles et ont permis également des échantillonnages précis de ces sites (*cf.* 1.2).



Figure 3.33 : Photo du ROV Victor 6000 (Crédit photo : Alain Morash).

Le ROV a permis :

- L'observation de sorties de fluides et de tapis bactériens.
- Des mesures de température et de débits de sorties de fluides.
- Des prélèvements de sédiment, faune, tapis bactériens, eau, gaz et carbonates authigènes.

Le système de bras articulés a permis l'échantillonnage des encroûtements de carbonates authigènes affleurant. Différents outils ont été développés par IFREMER pour être utilisés par le ROV:

- Le système PEGAZ pour le prélèvement de gaz en fond de mer. Celui-ci est composé d'un cône gradué permettant de mesurer le volume de gaz prélevé. Le cône est relié à une cellule en titane qui permet le stockage du gaz dans les conditions de pression et température du fond de mer.
- Le préleveur d'eau qui permet d'aspirer l'eau à proximité des sorties de fluides.
- Des « push-cores » qui sont des carottes de 30cm de long.
- Des carottiers boîtes, dont le format permet la récupération de l'interface et de la couverture sédimentaire de subsurface (50 cm max). Ces carottiers sont essentiellement utilisés pour les prélèvements de faune.

GAZCOGNE 2		Aspirateurs à faunes	Carottiers lame	Carottier tube	PEP (préleveur d'eau par pompage)	PEGAZ (Prélèvement de gaz)	Prélevements fond de mer (coquilles + carbonates authigènes)
Plongée	PI - 535	2	4	1	7	3	4
	PI - 536			1	10	2	2
	PI - 537		4	3	18	4	3

Tableau 3-8 : Tableau récapitulatif des différents types d'échantillons prélevés au cours de trois plongées ROV lors de la campagne GAZCOGNE2.

Une partie des données acquises à la suite de ces plongées a été exploitée en amont de la thèse ou en parallèle. Les résultats de ces analyses sont présentés dans la partie 1.2.

3.4.5 Les forages d'exploration pétrolière

La Bassin aquitain a été décrit comme un bassin à hydrocarbures (Biteau et al., 2006) notamment du fait de l'exploration de celui-ci par les méthodes de forage. De nombreux puits y ont été forés, du domaine onshore jusqu'au domaine offshore, y compris jusqu'en rebord du plateau continental de la marge Aquitaine. Les données de ces forages (déblais de puits, rapports, diagraphies, etc.) archivées chez TOTAL ont été accessibles dans le cadre de la thèse et du programme de recherche PAMELA. L'étude des déblais issus de ces forages a permis de comprendre la géométrie et la nature des séries sédimentaires afin de permettre une meilleure interprétation des lignes sismiques et de mettre en évidence des indices d'hydrocarbures.

3.4.5.1 Données de forages exploitées

Au sein de la base de données TOTAL, les données de 25 forages offshore (forages figure 3.34 nommés dans le tableau 3-9) accessibles sont variables. Tous les puits n'ont pas été étudiés au même niveau de détail. Le niveau d'étude des puits varie en fonction 1) des données disponibles et 2) en fonction de la localisation des puits. Les puits présentant des données les plus complètes incluent ; les rapports de fin de sondage (RFS) et les diagraphies. Les puits intégrés aux synthèses régionales (cf. 4.1) sont décrits en termes de lithologies mais aucun RFS n'a été récupéré et les diagraphies n'ont pas été étudiées. Pour les puits dont seuls les logs de chantier sont disponibles, ceux-ci ont été consultés dans la base de données SISIMAGE chez TOTAL. De plus, ces puits ne sont pas présentés dans les synthèses régionales. Dans la suite de cette section, seuls les puits avec les données complètes sont détaillés dans les tableaux de données.

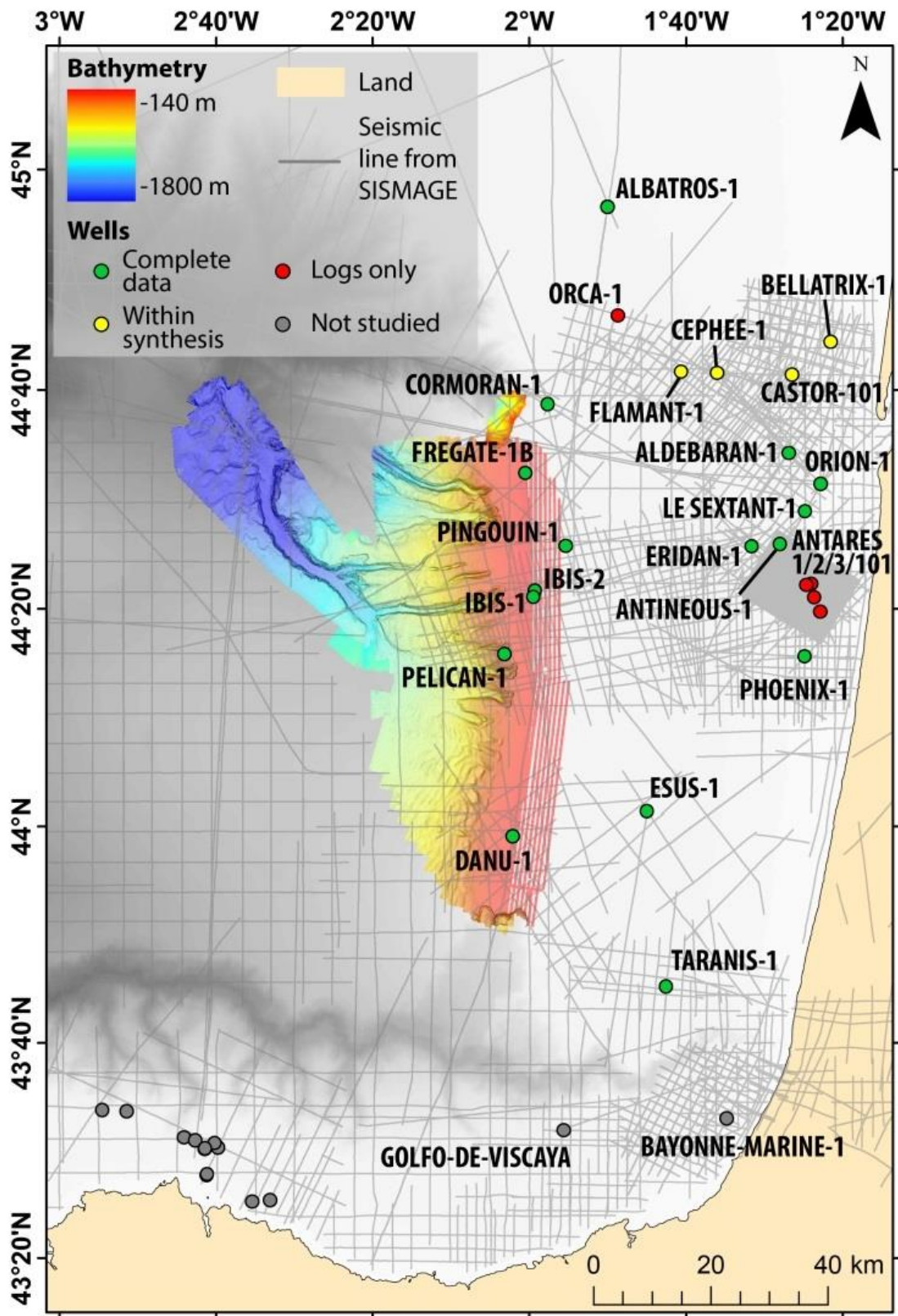


Figure 3.34: Carte de localisation des puits de la base de données TOTAL.

Nom	Nom simplifié	Référence du rapport
ALBATROS-1	ALB	SHELL GASCOGNE, 1970a
ALDEBARAN-1	ALD	ESSO REP and Gairaud, 1968
ANTINEOUS-1	ANT	SNEA and Maillard, 1983
CORMORAN-1	COR	SHELL GASCOGNE, 1970b
DANU-1	DAN	SNEA et al., 1981a
ERIDAN-1	ERI	ESSO REP, 1974
ESUS-1	ESU	ELF et al., 1975
FREGATE-1B	FRE	SHELL GASCOGNE et al., 1975
ISBIS-1	IBS	SHELL GASCOGNE, 1970c
IBIS-2	IBS	SNEA et al., 1981b
LE SEXTANT-1	LSX	ESSO REP, 1968
ORION-1	ORI	ESSO REP and Couture, 1966
PELICAN-1	PEL	SNEA and ELF, 1982
PHOENIX-1	PHO	ESSO REP and Gairaud, 1967
PINGOUIN-1	PIN	SNEA and Stojcic, 1982
TARANIS-1	TAR	SNEA and Humbel, 1981

Nom	Nom simplifié
ANTARES101	ATR101
ANTARES1	ATR1
ANTARES2	ATR2
ANTARES3	ATR3
BELLATRIX	BEL
CASTOR-101	CAS
CEPHEE	CEP
FLAMANT-1	FLA
ORCA-1	ORC

Tableau 3-9 : Tableau des puits présentés en figure 3.34 avec présentation des acronymes utilisés dans le tableau 3-4 et la source des rapports finaux de sondage disponibles dans les archives à TOTAL. Les RFS des puits de la seconde colonne n'ont pas été récupérés.

3.4.5.2 Contrôle géologique et déblais de puits

Les puits d'exploration pétrolière dans le bassin de Parentis ont permis d'évaluer le potentiel pétrolier de roches mères « profondes » (au-delà des premières centaines de mètres de profondeur sous le fond de mer). De ce fait, l'intervalle entre le fond de mer et plusieurs centaines de mètres n'est que très peu étudié (quelques diagraphies de base pour le suivi d'avancement du forage) et les déblais remontés ne sont en général pas récupérés. Cet intervalle correspond aux « morts terrains », définis comme des niveaux sans intérêts pétroliers, et qui ne sont pas sous contrôle géologique (tableau 3-10).

Des prises de températures sont effectuées à différentes profondeurs dans les puits. Ces valeurs sont ensuite rapportées à une augmentation de température par kilomètre de profondeur pour indiquer les gradients géothermiques. La couverture du contrôle géologique et les gradients des différents puits dont les données sont complètes sont présentées en tableau 3-10.

3.4. Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage

	ALBATROS-1	ALDEBARAN-1	ANTINEOUS-1	CORMORAN-1	DANU-1	ERIDAN-1	ESUS-1	FREGATE-1B
Z fond	-104m	-56m	-64m	-145.5m	-149m	-78.6m	-117m	-146m
H table au dessus niveau mer	+24 m	+30m	+31m		+26m	+27.8m	+27m	+24m
Origine côte	fond de mer	table	table		table	table	table	table
Z contrôle géol	340 m	85 m	163m	373m	368m	247m	190m	468m
Z fond de puit	2035 m	3915 m	2350m	4288m	1443m	2807m	2495m	3580m
Gradient géothermique		29°C/km	26°C/km	22°C/km		27°C/km		24°C/km

	IBIS-1	IBIS-2	LE SEXTANT-1	ORION-1	PELICAN-1	PHOENIX-1	PINGOUIN-1	TARANIS-1
Z fond	-139.5m	-139m	50m	-45m	-195m	-41m	-132.5m	-110m
H table au dessus niveau mer	+24m	+25m	+33m	+33m	+25m	+35m	+25m	+26.3m
Origine côte	fond de mer	table	table	table	table	table	table	table
Z contrôle géol	368m	460m	fond de mer	78m	716m	76m	515m	327m
Z fond de puit	3088m	3076m	2967m	4522m	3177.5m	3531.4m	4491m	2596m
Gradient géothermique	25°C/km	25°C/km	24°C/km	30.5°C/km	26.4°C/km	27.5°C/km	24.5°C/km	

Tableau 3-10 : Tableau récapitulatif des informations principales des puits de forage présentant les données complètes (indiquées et localisées en figure 3.34).

3.4.5.3 Synthèse des données des rapports de puits

La synthèse des rapports finaux de sondage a été effectuée à partir de 16 rapports disponibles chez TOTAL parmi les 27 forages (figure 3.34 en section 3.4.5.1.) situés dans le domaine offshore, pour la mise en évidence d'indices d'hydrocarbures et de niveaux aquifères.

3.4.5.3.1 Synthèse des indices d'hydrocarbures

Des indices directs de la présence d'hydrocarbures peuvent être relevés dans les puits au moment du forage. Le dégazage de la boue de forage est analysé afin de suivre l'évolution du fond gazeux dans le puits et de mettre en évidence les types de chaînes carbonées, C1, C2 etc.

La synthèse des rapports montre la présence d'indices de gaz dans 10 des 16 forages étudiés. Les indices de la présence de gaz montrent des traces (teneur inférieure à 1%) de méthane (C1) dans les niveaux plio-pléistocènes jusqu'aux niveaux jurassiques (figure 3.35). Des teneurs plus importantes sont observées (figure 3.35) dans les niveaux néogènes des forages FREGATE-1B et CORMORAN-1, dans les séries oligocènes des puits PELICAN-1 et dans les séries crétacées des puits PINGOUIN-1, IBIS-1 et IBIS-2. Des traces d'éthane (C2) et gaz plus lourds (C3 et C4) sont observées dans les séries crétacées des puits situés dans le bassin de Parentis (*cf.* 2.4.2), PINGOUIN-1, ERIDAN-1, IBIS-1 et IBIS-2 (figure 3.35). Des traces d'huile (pas d'informations supplémentaires) sont décrites dans les formations crétacées du forage ORION-1.

Ci-après, détails par puits (10) des séries présentant des indices de la présence d'hydrocarbures.

ANTINEOUS-1 : Le fond gazeux de C1 (0-0.1%) est observé dans les séries tertiaires, et dans l'intervalle de 1862 à 1990 m sous le fond de mer dans les argiles ligneuses de l'Albien.

CORMORAN-1 : Des teneurs en C1 variant de 1 à 12 % ont été identifiées dans les argiles calcaires miocènes, entre 382 et 1272 m sous le fond de mer.

ERIDAN-1 : Des traces de C1 ont été identifiées dans les argiles noires silteuses d'âge Albien avec alternance de marnes calcaires et grès. Ces séries sont situées entre 1272 et 1710 m de profondeur sous le fond de mer. Des traces de C2 ont également été observées entre 1484 et 1614 m de profondeur sous le fond de mer. Le fond gazeux de C1 s'étend en profondeur dans les séries barrémiennes entre 1710 et 2420 m de profondeur sous le fond de mer. Ces séries sont calcaires à intercalations bioclastiques et passées d'argile calcaire. Un bouchon gazeux de C1 et C3 a été identifié à 2304 m de profondeur sous le fond de mer. Les séries du Wealdien – Puberckien présentent également un fond gazeux de C1, C2 et C3. Ces séries du Wealdien – Puberckien sont respectivement des faciès sédimentaires de grès à alternances de

3.4. Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage

sable et argiles datés du Berriasien au Barrémien et des faciès de calcaires avec passées de marnes et argiles couvrant la période du Tithonien au Barrémien.

FREGATE-1B : Des indices de la présence de C1 à des teneurs d'environ 3% ont été identifiés dans les séries du Pliocène et du Miocène entre le fond de mer et 930 m de profondeur sous le fond de mer dans des argiles calcaires et silteuses, localement ligneuses. Un pic de teneur à 15 % est localisé à 420 m de profondeur sous le fond de mer. Des traces de C1 ont également été observées dans les séries du Crétacé supérieur entre 930 et 1090 m de profondeur sous le fond de mer dans des argiles gréseuses. Les séries du Crétacé inférieur présentent également un fond gazeux de C1 entre 1090 et 3029 m de profondeur sous le fond de mer (dans des grès fins à alternances argileuses entre 1090 et 1940 m de profondeur et dans des grès et argiles dolomitiques entre 1940 et 3029 m de profondeur sous le fond de mer).

IBIS-1 : Des traces de C1 sont observées de 0 à 1490 m de profondeur sous le fond de mer, dans les argiles calcaires ou silto-sableuses du Pliocène (0 – 980 m de profondeur) au Miocène (980 – 1490 m de profondeur). Les séries d'argile calcaire de l'Albien sont caractérisées par des traces de gaz, C1 à C4, dans un intervalle situé entre 2890 et 3088 m de profondeur sous le fond de mer.

IBIS-2 : Des teneurs de C1 à 0.7% ont été relevées dans les argiles calcaires ou silto-sableuses d'âge pliocène à miocène, situées entre 264 et 1280 m de profondeur sous le fond de mer. Entre 1280 et 3011 m de profondeur sous le fond de mer, les teneurs de C1 sont réduites à l'état de traces et n'atteignent que 1% au toit du Barrémien. Dans les séries calcaires à passées gréseuses du Barrémien, situées entre 3890 et 4330 m de profondeur sous le fond de mer, le fond gazeux est constitué de traces de C1 à C4. Entre 4556 et 4703 m de profondeur sous le fond de mer, dans les séries calcaires du Jurassique, le fond gazeux est également constitué de traces de C1 à C4.

PELICAN-1 : Un fond gazeux de C1 est observé du début du contrôle géologique à 500 m de profondeur environ sous le fond de mer jusqu'à 1950 m de profondeur. De 500 à 1405 m de profondeur, les argiles (d'âge indifférencié) silto-sableuses à calcaire présentent des teneurs en C1 variant de 0.2 à 1.3 %. Entre 1405 et 1546 m de profondeur sous le fond de mer, dans les séries tertiaires indifférenciées à éocènes, les intervalles de calcaires argileux à passées de grès calcaires sont caractérisés par des teneurs en C1 comprises entre 0.1 et 0.8 %. La teneur

de 0.8% de C1 atteinte entre 1490 et 1500 m de profondeur correspond à un bouchon de méthane est associée à des passées de lignites Oligocène dans une marne à microconglomérat. Les séries marneuses à alternance de passées calcaires, datées du Paléocène, situées entre 1546 et 1640 m de profondeur sous le fond de mer montrent une décroissance progressive de la teneur en C1 de 0.1% à l'état de traces. Dans les séries calcaires du Crétacé supérieur, les teneurs en C1 sont réduites à l'état de traces dans l'intervalle de 1640 à 1730 m de profondeur sous le fond de mer et aucune trace de gaz n'a été relevée plus en profondeur.

PHOENIX-1 : Les seuls indices d'hydrocarbures relevés dans ce puits sont des traces de gaz, C1 à C4 dans les séries jurassiques de calcaires à filaments, localement argileux et dolomitiques en base d'intervalle. Ces niveaux sont situés entre 3054 et 3388 m de profondeur sous le fond de mer.

PINGOUIN-1 : Des indices de gaz ont été repérés sur quasiment l'ensemble du puits. Les séries du Pliocène au Crétacé supérieur sont un ensemble argilo-marneux à passées de calcaires. Le toit de l'Oligocène est placé à 1286 m de profondeur sous le fond de mer, le toit de l'Eocène à 2134 m et le toit du Crétacé à 2242 m de profondeur sous le fond de mer. Les séries du Crétacé inférieur sont essentiellement des argiles avec des niveaux de grès. En terme d'indices gaz, un faible fond gazeux de C1 (<1%) est observé sur l'intervalle de 392 à 2522 m de profondeur sous le fond de mer. De 2680 à 4491 m de profondeur sous le fond de mer, le fond gazeux est constitué de C1, C2, C3 et C4, différents intervalles se distinguent avec des teneurs variables en C1 alors que les éléments plus lourds sont toujours présents à l'état de traces. Les teneurs en C1 varient de moins de 1% entre 2522 et 2554 m de profondeur sous le fond de mer, à 31% entre 2554 et 2588 m, puis 0.2-0.7% entre 2588 et 4125 m. La concentration en C1 atteint ensuite 8% entre 4125 et 4137 m de profondeur sous le fond de mer pour ensuite diminuer et atteindre les 0.04-0.3% entre 4295 m et le fond du puits.

ORION-1 : Aucun indice de la présence de gaz n'a été relevé dans le puits mais les niveaux calcaires du Néocomien, qui sont situés entre 3049 et 3071 m de profondeur sous le fond de mer, présentent des imprégnations d'huiles.

3.4.5.3.2 Synthèse des indices de la présence de niveaux aquifères dans les puits

Ces niveaux sont identifiés dans les rapports finaux de sondage par les diagraphies, avec la mise en évidence de porosités plus importantes par les logs de densité. La salinité de l'eau de formation est approchée par les mesures de résistivité.

Les forages LE SEXTANT-1, ORION-1 et PHOENIX-1 montrent des indices de la circulation d'eaux d'aquifères dans les séries du Néogène et du Paléogène (*cf.* 3.4.5.3.2). Ces forages situés à une dizaine de kilomètres de la côte sont localisés dans la zone interne à médiane du plateau continental. D'autres niveaux aquifères ont été mis en évidence dans les puits DANU-1 et ESUS-1 mais uniquement dans les séries du Paléogène. Les niveaux aquifères du Crétacé sont eux mis en évidence sur l'ensemble des puits (figure 3.35). Les puits DANU-1 et TARANIS-1 (situés sur le Seuil des Landes, *cf.* 2.4.2) et CORMORAN-1 sur le flanc nord du bassin de Parentis présentent également des niveaux aquifères dans les séries triasiques (figure 3.35). La salinité dans les niveaux aquifères varie sensiblement, de quelques milligrammes par litre à plus de 150 g/L. Les niveaux aquifères peu salés sont situés dans les séries de l'Oligocène des puits DANU-1 et ESUS-1, les séries du Crétacé des puits ALBATROS-1, ORION-1, TARANIS-1 et dans les séries du Jurassique du puits CORMORAN-1 (figure 3.35).

Ci-après, détails par puits (15) des séries présentant des indices de la présence de niveaux aquifères.

ALBATROS-1: Différents niveaux aquifères ont été mis en évidence dans ce puits. Les séries cénomano-albiennes présentent des grès, des grès à alternance de calcaires et argiles entre 1511 et 160 m sous le fond de mer. Les salinités mesurées dans ces formations sont de 35 g/L. Entre 1642 et 1672 m sous le fond de mer, les formations de dolomies du Lias présentent des niveaux aquifères avec des salinités comprises entre 28 et 30 g/L. Les séries d'argiles bariolées à intercalations de grès fins à grossiers du Trias (1672 à 1838 m sous le fond de mer) présentent également des niveaux aquifères.

ALDEBARAN-1: Un niveau aquifère, avec une salinité de 35 g/L, de 23 m d'épaisseur a été identifié à 3434 m de profondeur sous le fond de mer dans les séries de dolomie de Mano d'âge jurassique (3430 – 3829 m sous la table de rotation).

ANTINEOUS-1: Les réservoirs gréseux détritiques de l'Albien situés dans les intervalles 1602-1747 m et 1875 et 2086 m de profondeur sous le fond de mer, sont aquifères avec des salinités mesurées à 35 g/L.

CORMORAN-1: Différents niveaux aquifères ont été mis en évidence. Dans les séries albio-aptiennes, les séries de grès micro-conglomératiques et argiles noires à passées gréseuses entre 1980 et 2022 m de profondeur sous la table de rotation présentent des salinités de 15 à 20 g/L. Les grès polygéniques entre 2166 et 2350 m de profondeur présentent des salinités de 20 à 30 g/L. Les séries aptiennes situées entre 2900 et 3000 m de profondeur sous la table de rotation sont des séries gréseuses qui présentent des salinités de 35 g/L. De 4210 à 4255 m de profondeur, les séries de dolomie du Jurassique présentent des salinités de 8 g/L.

DANU-1: Les séries de calcaire récifal du Tertiaire (408 à 601 m de profondeur sous le fond de mer) et les séries calcaires du Crétacé supérieur (601 à 784 m de profondeur sous le fond de mer) présentent des salinités de 4 g/L. Les séries de grès micro-conglomératique du Trias situées entre 1108 et 1147 m de profondeur présentent des salinités d'environ 60 g/L.

ESUS-1: Les formations de calcaire récifal du Paléogène sont aquifères sur l'intervalle 369-623 m de profondeur sous le fond de mer avec des salinités d'environ 19 g/L. La série dolomitique de Carcan (Jurassique) entre 1567 et 1638 m de profondeur sous le fond de mer est également aquifère, avec une salinité mesurée à 7.9 g/L.

FREGATE-1B: Deux niveaux aquifères ont été mis en évidence dans ce puits. Le premier intervalle présente une salinité évoluant de 40 à 60 g/L, entre 930 et 3019 m de profondeur sous le fond de mer dans les séries argilo-gréseuse du Crétacé supérieur à Crétacé inférieur. Le second intervalle est caractérisé par une salinité d'environ 25 g/L et se situe entre 3019 et 3410 m de profondeur sous le fond de mer dans les grès et argiles dolomitiques du Crétacé inférieur.

IBIS-1 : Ce forage est caractérisé par une arrivée massive d'eau en fond de puits, avec une salinité d'environ 71 g/L. Le fond de puits se situe dans les argiles calcaires à alternances calcaires de l'Albien.

3.4. Méthodes directes, méthodes d'échantillonnage

IBIS-2 : Seuls les niveaux du Crétacé sont aquifères dans ce puits. Les séries d'argile noire silteuse à passées gréseuses présentent, entre 3011 et 3721 m de profondeur sous le fond de mer, des niveaux aquifères à des salinités de 115 à 118 g/L. De 3781 à 3800 m de profondeur, les calcaires gréseux de l'Aptien sont également aquifères avec des salinités d'environ 38 g/L. Enfin, les calcaires du Barrémien situés entre 3890 et 3923 m puis entre 4181 et 4221 m de profondeur sous le fond de mer montrent des salinités respectives de 56 et 55 g/L.

LE SEXTANT-1 : Différents intervalles aquifères ont été mis en évidence dans ce puits, des sables récents, entre le fond de mer et 21 m de profondeur sous le fond de mer, des calcaires du Miocène entre 89 et 142 m et des calcaires de l'Oligocène entre 437 et 517 m de profondeur sous le fond de mer. Deux intervalles dans les séries albiennes présentent des salinités variant de 40 à 50 g/L. Le premier intervalle constitué de grès fin plus ou moins argileux ou calcaire se situe entre 1858 et 1878 m de profondeur sous le fond de mer. Le second intervalle se situe entre 1878 et 1967 m de profondeur sous le fond de mer dans des séries conglomératiques gréseuses.

PELICAN-1 : Les premiers niveaux aquifères dans le puits sont les alternances de calcaires dans les marnes du Paléocène. Ces niveaux situés entre 1603 et 1640 m de profondeur sous le fond de mer présentent des salinités d'environ 65 g/L. Entre 2206 et 2266 m de profondeur sous le fond, dans les séries de l'Aptien, des salinités de 150 à 180 g/L ont été mesurées dans les calcaires à intercalations argileuses. Puis, des salinités de 145 g/L ont été mesurées dans les dolomies calcaires du Barrémien qui sont situées entre 2636 et 2646 m de profondeur sous le fond de mer.

PHOENIX-1 : Les sables récents situés dans un intervalle s'étendant du fond de mer jusqu'à 64 m de profondeur sous le fond de mer sont aquifères. Les grès du Miocène et de l'Oligocène, situés respectivement entre 250 et 405 m puis 535 et 675 m de profondeur sous le fond de mer sont également aquifères. Les séries calcaires du Crétacé présentent des salinités à environ 50 g/L sur un intervalle s'étendant de 1899 à 2183 m de profondeur sous le fond de mer.

PINGOUIN-1 : Les réservoirs à potentiels aquifères se situent uniquement dans les séries gréseuses du Crétacé. Les salinités évoluent de 45 g/L (entre 2554 et 3038 m de profondeur sous le fond de mer) à 30 g/L (entre 3032 et 3342 m de profondeur) dans les séries de

l'Albien. Dans les séries de l'Aptien, la salinité dans l'intervalle 3686 à 3898 m de profondeur sous le fond de mer est de 25 g/L. La valeur de salinité diminue à 17 g/L dans les séries du Barrémien, à des profondeurs sous le fond de mer comprises entre 4126 et 4136 m.

ORION-1 : Les séries entre le fond de mer et 67 m de profondeur sous le fond de mer sont des sables récents qui présentent des qualités aquifères. Les calcaires du Miocène, à passées d'éléments clastiques, sont également aquifères dans deux intervalles situés entre 67 et 108 m puis entre 162 et 222 m de profondeur sous le fond de mer. Ces mêmes calcaires sont aussi présents dans les séries de l'Oligocène et présentent les mêmes propriétés aquifères entre 397 et 432 m de profondeur sous le fond de mer. Les séries de l'Albien sont des argiles avec des niveaux de grès conglomératiques présentant des salinités de 7 g/L environ entre 2048 et 2080 m de profondeur sous le fond de mer. Les séries du Wealdien présentent des salinités variant de 35 à 52 g/L dans des lentilles de grès dispersées, entre 3757 et 3767 m de profondeur, dans des argiles.

TARANIS-1 : Un premier niveau aquifère est identifié entre 609 et 1408 m de profondeur sous le fond de mer dans les séries carbonatées, à intercalations de grès, du Crétacé supérieur à une salinité d'environ 6 g/L. L'ensemble gréseux du Trias, situé entre 2028 et 2229 m de profondeur sous le fond de mer présente une salinité de 65 g/L.

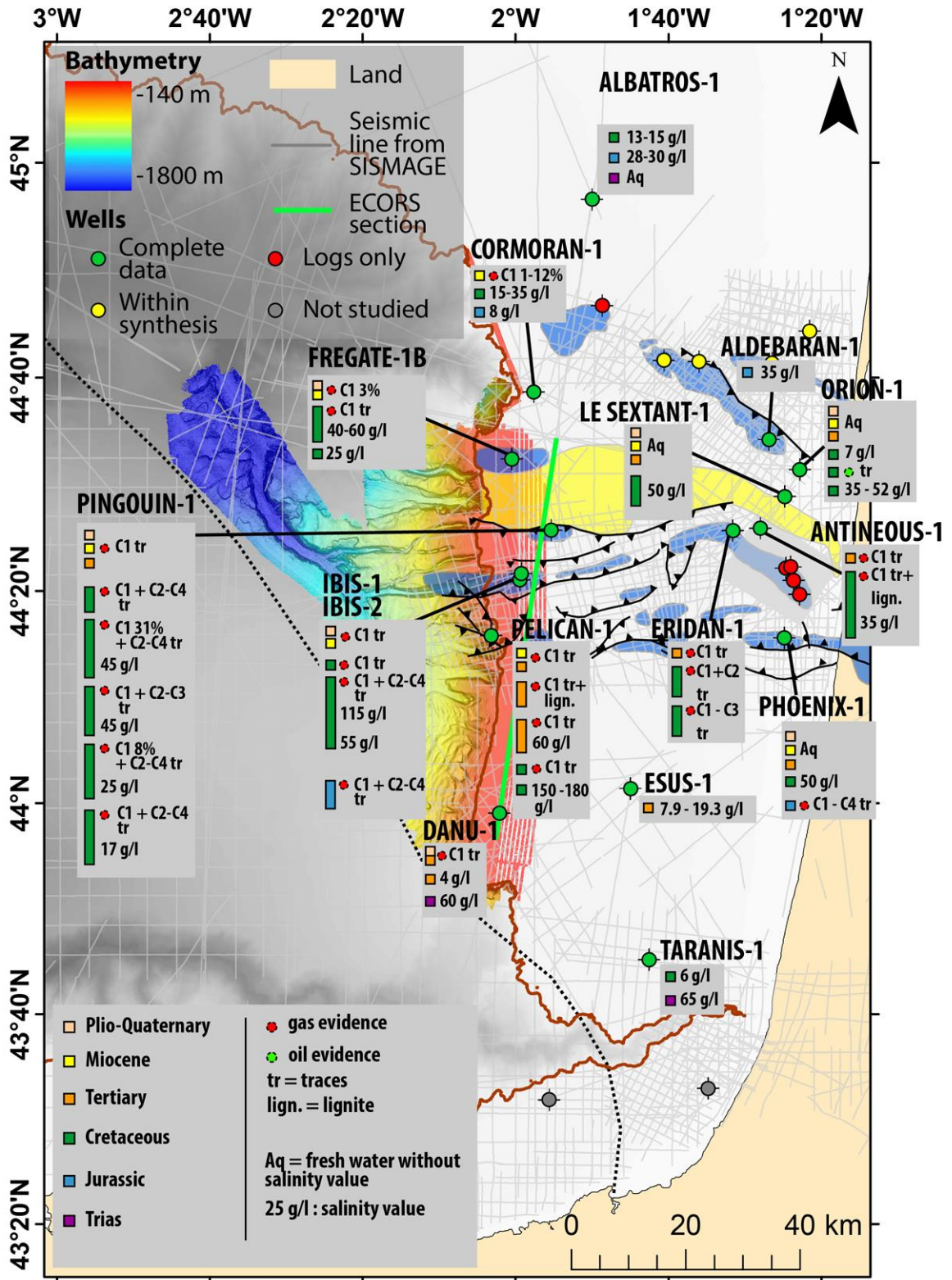


Figure 3.35: Carte des indices d'hydrocarbures et niveaux aquifères identifiés dans les rapports finaux de sondage des puits de forage disponibles chez TOTAL avec localisation de la portion de la ligne ECORS-R7 présentée en figure 3.36.

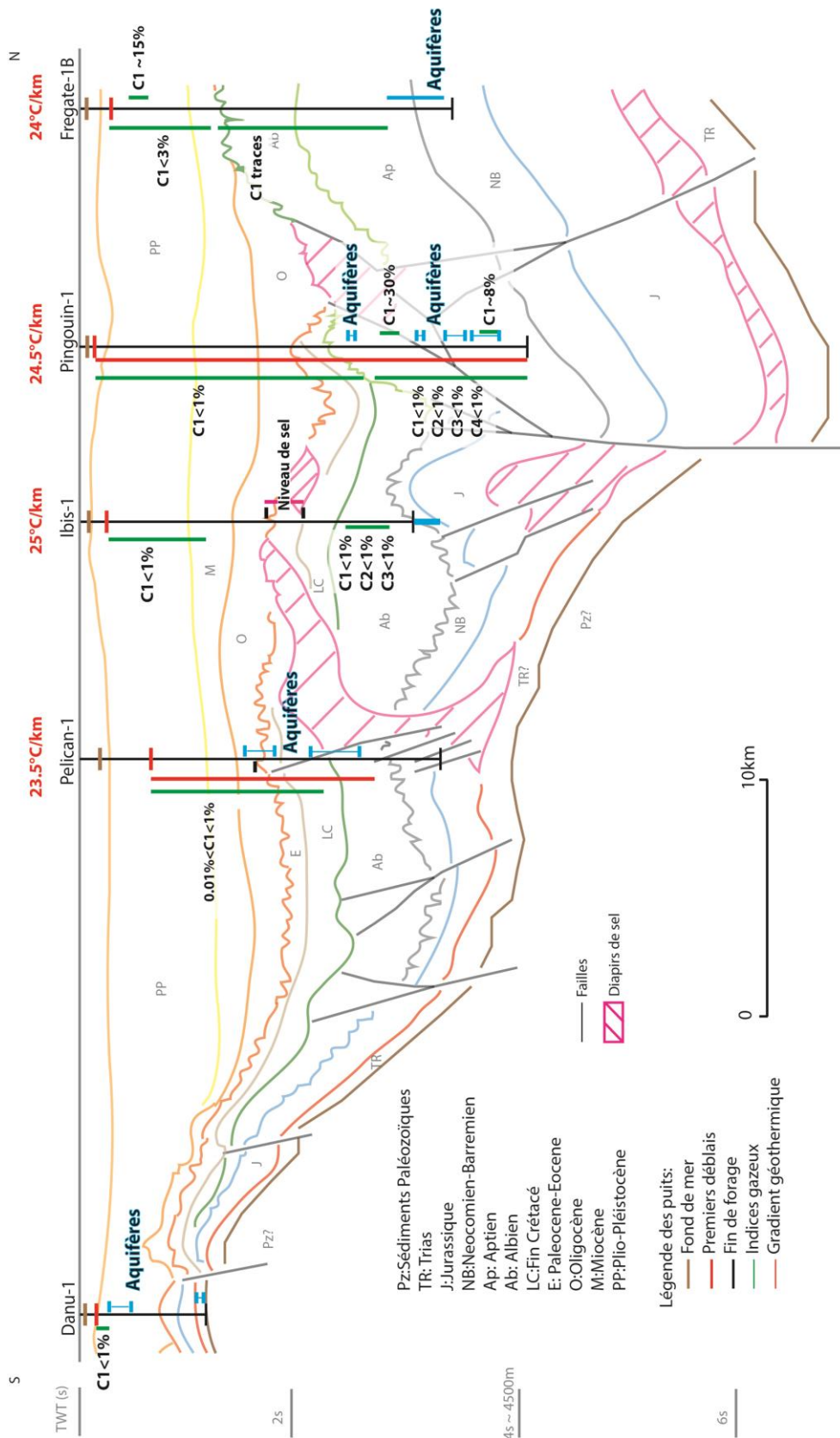


Figure 3.36: Récapitulatif des indices de puits sur la zone du plateau continental le long de la ligne ECORS-R7 (modifiée d'après Bois and Gariel, 1994) avec projection des puits situés à proximité de la ligne.

3.5 Analyses géochimiques

3.5.1 Etude de la matière organique par analyse ROCK-EVAL6

La méthode d'analyse par ROCK-EVAL 6 est utilisée afin de déterminer le potentiel pétrolier d'une roche, notamment sa maturité, sa teneur en carbone organique, son type (I, II ou III) et sa teneur en carbone minéral (Lafargue et al., 1998; Behar et al., 2001). L'analyse comprend deux étapes successives, la pyrolyse sous atmosphère inerte (azote) puis une combustion sous air (oxydation) durant lesquelles différents paramètres sont mesurés (tableau 3-12). Une masse d'environ 100 mg de roche est introduite dans le four de pyrolyse, initialement programmé à une température de 300°C durant 3 mn. Cette isotherme en permet la thermovaporisation des hydrocarbures libres, dont les quantités mesurées correspondent au pic S1 (mgHC/g de roche). La température est ensuite augmentée de 25°C/mn jusqu'à atteindre 650°C, libérant par craquage thermique les hydrocarbures (HC) du pic S2 (mgHC/g d'échantillon) définissant ainsi le « potentiel pétrolier » de la roche source. L'ensemble des HC (pics S1 et S2) est détecté au moyen d'un FID (Flame Ionization Detector). La température du sommet du pic S2 correspond au paramètre « Tmax ». Simultanément, le CO et le CO₂ libéré au cours de cette pyrolyse sont analysés par une cellule infra-rouge (pic S3CO et pic S3CO₂) (cf. figure 3.37).

L'échantillon est ensuite transféré dans le four d'oxydation programmé à 300°C pendant une minute. L'augmentation de la température, de 20°/min, est ensuite programmée pour atteindre 850°C ; cette température est maintenue durant 5 mn. Au cours de ce cycle de chauffage, le carbone organique non pyrolysable est oxydé et dégradé en CO et CO₂, (pics S4CO et S4CO₂ qui constituent le carbone résiduel, par opposition au carbone pyrolysable composés des pics S1, S2, S3CO et S3CO₂) (cf. figure 3.37). Lors de l'oxydation, une fois la température de 650°C atteinte puis dépassée, le carbone minéral (présent sous forme de carbonates dans la roche) se décompose en CO₂, ce qui forme le pic S5 (Pillot et al., 2014). Le paramètre de S4CO permet de discerner la composante matière organique de la part carbone minéral dans les pics S4CO₂ et S5 car la pyrolyse du carbone minéral ne produit pas de CO. Le paramètre de TOC (Total Organic Carbon) est calculé à partir de la fraction pyrolysée (pic S1, S2, S3) et de la fraction réfractaire (S4) (formule en figure 3.37).

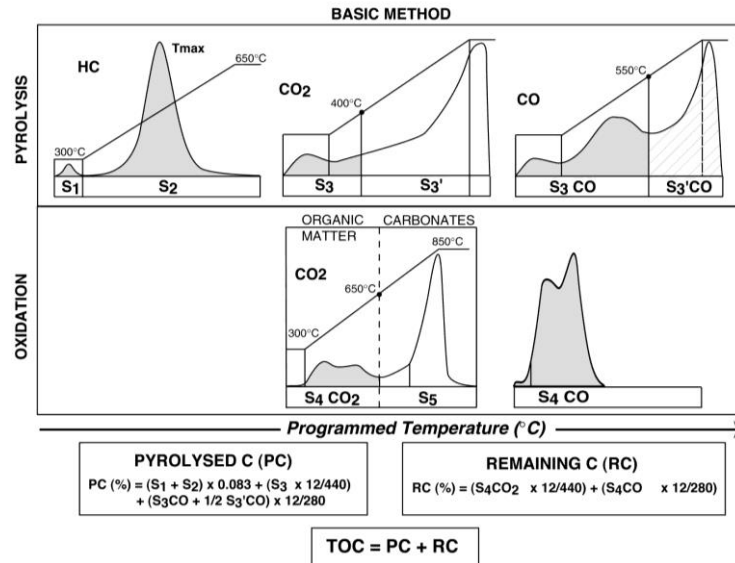


Figure 3.37: Diagramme général présentant les différents paramètres mesurés au cours de la pyrolyse et de l'oxydation de l'échantillon de roche, ainsi que les paramètres calculés à partir de ceux mesurés (Lafargue et al., 1998; Behar et al., 2001; Pillot et al., 2014).

Les paramètres calculés (tableau 3-12) de TOC, Tmax et Index d'Hydrogène (IH) et Oxygène (IO) permettent de caractériser le potentiel pétrolier d'une roche mère en définissant : sa teneur en carbone (TOC), sa maturité (Tmax, IO et IH) et le type de matière organique (IO et IH). Des interprétations plus poussées peuvent être effectuées sur l'étude des différents pics et de l'allure des courbes (notamment le pic S5 pour connaître le type de carbonates (Pillot et al., 2014)). Les IO et IH, replacés dans un diagramme équivalent à celui de Van Krevelen (Van Krevelen and Hoftijzer, 1948), permettent de déterminer le type de la matière organique : I lacustre, II marine, III continentale (cf. 1.1.3). Dans cette thèse, les échantillons analysés au ROCK-EVAL6 présentent parfois des TOC très faibles, ce qui peut parfois aboutir au calcul d'IO très important liés à l'incertitude de calcul. Dans ce cas, les valeurs supérieures à 1000 sont retirées et les valeurs supérieures à 700 doivent également être interprétées avec précaution.

3.5. Analyses géochimiques

Acquisition parameters	Detector/Oven	Unit	Name
S1	FID/Pyrolysis	mg HC/g rock	Free hydrocarbons
S2	FID/Pyrolysis	mg HC/g rock	Oil potential
TpS2	–	°C	Temperature of peak S2 maximum
S3	IR/Pyrolysis	mg CO ₂ /g rock	CO ₂ organic source
S3'	IR/Pyrolysis	mg CO ₂ /g rock	CO ₂ mineral source
TpS3'	–	°C	Temperature of peak S3' maximum
S3CO	IR/Pyrolysis	mg CO/g rock	CO ₂ organic source
TpS3CO	–	°C	Temperature of peak S3CO maximum
S3'CO	IR/Pyrolysis	mg CO/g rock	CO organic and mineral source
S4CO ₂	IR/Oxidation	mg CO ₂ /g rock	CO ₂ organic source
S5	IR/Oxidation	mg CO ₂ /g rock	CO ₂ mineral source
TpS5	–	°C	Temperature of peak S5 maximum
S4CO	IR/Oxidation	mg CO/g rock	CO organic source

Tableau 3-11 : Récapitulatif des paramètres acquis lors d'un cycle standard de mesure au ROCK-EVAL6 (Behar et al., 2001).

Calculated parameters	Unit	Formula	Name
Tmax	°C	$TpS2 - \Delta Tmax^*$	Tmax
PI		$\frac{S1}{(S1 + S2)}$	Production index
PC	wt%	$\frac{[(S1 + S2) \times 0,83] + \left[S3 \times \frac{12}{44} \right] + \left[\left(S3CO + \frac{S3'CO}{2} \right) \times \frac{12}{28} \right]}{10}$	Pyrolysable org. carbon
RC CO	wt%	$\frac{S4CO \times \frac{12}{28}}{10}$	Residual org. carbon (CO)
RC CO ₂	wt%	$\frac{S4CO_2 \times \frac{12}{44}}{10}$	Residual org. carbon (CO ₂)
RC	wt%	RC CO + RC CO ₂	Residual org. carbon
TOC	wt%	PC + RC	Total organic carbon
S1/TOC	mg HC/g TOC	$\frac{S1 \times 100}{TOC}$	
HI	mg HC/g TOC	$\frac{S2 \times 100}{TOC}$	Hydrogen index
OI	mg CO ₂ /g TOC	$\frac{S3 \times 100}{TOC}$	Oxygen index
OI CO	mg CO/g TOC	$\frac{S3CO \times 100}{TOC}$	Oxygen index CO
PyroMinC	wt%	$\frac{\left[S3' \times \frac{12}{44} \right] + \left[\left(\frac{S3'CO}{2} \right) \times \frac{12}{28} \right]}{10}$	Pyrolysis mineral carbon
OxiMinC	wt%	$\frac{S5 \times \frac{12}{44}}{10}$	Oxidation mineral carbon
MinC	wt%	PyroMinC + OxiMinC	Mineral carbon

Tableau 3-12 : Récapitulatif des paramètres calculés à partir des paramètres d'acquisition d'une mesure standard au ROCK-EVAL6 (Behar et al., 2001).

Les analyses de 37 échantillons obtenus à partir de déblais des puits DANU-1, FREGATE-1B (déblais non déboursés) et PELICAN-1 (tableau 3-13) ont été réalisées lors d'un séjour à l'IFPEN, en juillet 2015, en collaboration avec Daniel Pillot et Anne Battani (*cf.* 4.5.1). D'autres analyses ROCK EVAL 6 ont été réalisées par l'IFPEN sur les échantillons des bennes de GAZCOGNE 1 (*cf.* 4.5.1.2) et les carottes GIT-CS06 et GIT-CS07 (*cf.* 4.5.1.3).

Puits	DANU-1	PELICAN-1		FREGATE-1B
côtes (m) sous la table de rotation	500	1450	2100	670
	510	1460	2110	680
	520	1470	2120	
	530	1480	2130	
	540	1490	2140	
	550	1500	2150	
	560	1510	2170	
		1520	2180	
		1530	2190	
		1540	2200	
		1550	2210	
		1850	2220	
		1860	2230	
		1880	2240	

Tableau 3-13: Liste des échantillons exploités dans les analyses ROCK-EVAL6. Les échantillons du puits FREGATE-1B sont des déblais non déboursés.

3.5.1 Analyses des gaz recueillis par crushing des déblais de puits

Cette méthode de crushing est réalisée chez TOTAL et ces analyses ont été conduites par Dominique Duclerc. Le crushing effectué chez TOTAL permet de broyer les échantillons finement afin d'extraire les gaz présents dans la porosité des échantillons. Le broyage est réalisé dans une cloche remplie à pression atmosphérique par de l'hélium. L'espace de tête de la cloche est échantillonné puis analysé par chromatographie gazeuse associée à un détecteur à ionisation de flamme. Les échantillons choisis proviennent des puits PELICAN-1, DANU-1 et FREGATE-1B (tableau 3-14).

Puits	DANU-1	PELICAN-1	FREGATE-1B
Côtes (m) sous la table de rotation	370	840	570
	420	860	600
	500	1040	730
	510	1050	780
	540	1200	830
	570	1490	860

Tableau 3-14: Liste des échantillons exploités dans les analyses de crushing à TOTAL.

3.5.2 Etude des inclusions fluides des déblais de puits par la méthode Fluide Inclusion Stratigraphy (FIS – société FIT)

La méthode FIS est classiquement utilisée dans l'industrie pétrolière pour mieux comprendre et contraindre le système pétrolier (distribution des hydrocarbures, identification des chemins de migrations, (paléo-) chargement, (paléo-) contact, type et qualité des hydrocarbures, potentiel d'exploration profond ou latéral, intégrité des couvertures, barrières).

Les analyses FIS (Fluid Inclusion Stratigraphy) ont été réalisées par la société FIT (Fluid Inclusion Technology ; groupe Schlumberger). La méthode FIS consiste, après broyage d'échantillons, à analyser les composés organiques (jusqu'au C13) et inorganiques (CO₂, He, composés soufrés...) contenus dans les inclusions fluides, afin d'obtenir des profils géochimiques continus le long d'un puits. Les échantillons (déblais ou carottes) sont d'abord nettoyés et triés. Une séparation magnétique est ensuite effectuée pour retirer les matériaux de l'outil. Les échantillons sont ensuite chauffés (~140°C) pour enlever la boue et les gaz adsorbés sur les minéraux, puis broyés sous hotte afin de libérer les volatiles contenus dans les inclusions. Ces volatiles sont ensuite ionisés, séparés selon leur ratio masse/charge (m/z) et analysés dans un spectromètre de masse quadripôle.

Le signal FIS est exprimé en millivolts et correspond à l'intensité du courant généré sur le collecteur de l'analyseur à une masse donnée. Ce signal électrique permet de représenter uniquement les abondances relatives. La comparaison des abondances se fait pour chaque élément en fonction de la profondeur et non pas entre les éléments. En complément, quelques lames minces sont préparées afin de vérifier et caractériser les inclusions fluides hydrocarbonées sous microscope UV. Cette étape permet de mieux contraindre l'interprétation du signal FIS dans des zones d'intérêts (signal FIS fort dans une zone actuellement à eau par exemple, pic FIS suspect...).

Il est important de souligner que la méthode FIS, plutôt orientée vers l'évaluation de la capacité de réservoirs pétroliers (Hall et al., 2002; Hall, 2013), est appliquée ici dans le cadre d'une thématique « gaz microbien », dans un contexte de pression et température, mais aussi lithologique, à priori peu favorable à la diagenèse et à la formation d'inclusions fluides hydrocarbonées et fluorescentes (impact sur l'intensité du signal FIS, la détection des inclusions fluides en lames minces et l'interprétation). L'absence de signal FIS hydrocarbures (gaz ou huile) ne signifie donc pas forcément qu'aucun hydrocarbure n'a circulé, ni l'absence de sourcing, mais pourrait simplement refléter les mauvaises conditions physico-chimiques nécessaires aux piègeages des inclusions. Par ailleurs, les processus relativement basses

températures, faibles profondeurs de type BSR (Bacterial Sulfate Reduction), respiration ou fermentation bactérienne en lien ou non avec la précipitation des carbonates sont à considérer dans ces environnements, et peuvent également limiter considérablement l'interprétation des données FIS.

3.5.2.1 Inclusions artificielles

La méthode FIS est applicable à toutes les lithologies. Cependant, l'influence de la lithologie et des conditions physico-chimiques sur le nombre d'inclusions, leur piégeage et leur préservation est mal contrainte quantitativement, c'est pourquoi la méthode FIS reste avant tout qualitative. En effet, une argile, un calcaire ou un grès ne présenteront pas les mêmes conditions de génération et de préservation des inclusions fluides à pression et température égales. Par ailleurs, la surchauffe de l'outil de forage (bit burning ou DBM, drill bit metamorphism) peut entraîner la formation d'inclusions fluides artificielles. L'absence de boue à huile sur les puits étudiés limite fortement la création d'inclusions artificielles hydrocarbonées et ne devrait donc pas générer du CO₂, du CO ou des composés soufrés type H₂S dans les inclusions. Afin de prendre en compte cet aléa, les rapports de fin de sondage ont été étudiés pour mettre en évidence les sections à risque. Cette étude a été réalisée sur les critères de charge de l'outil de forage (valeur en tonnes) et sur le nombre de rotation de la tête de forage par minutes (ROP=Rate Of Penetration). Comme il n'existe pas de grille de lecture quantitative pour la mise en évidence de ce phénomène, il a été choisi de ne mettre en évidence que les sections présentant des valeurs de poids ≥ 20 tonnes et vitesses de rotations supérieures à 100 tours/min.

Puits DANU-1 : Deux intervalles ont été identifiés entre 425 et 440 m et entre 825 et 925 m de profondeur sous le fond de mer (SNEA et al., 1981a).

Puits ESUS-1 : les intervalles sur lesquels le poids sur l'outil est supérieur à 20 tonnes sont situés entre, 1384-1577 m et 1583-1819 m de profondeur sous le fond de mer. Les intervalles où la vitesse de rotation de l'outil est supérieure à 100 tours/min sont situés entre 1856-1936, 2000-2065 et 2081-2099 m de profondeur sous le fond de mer (ELF et al., 1975).

Puits Fregate-1B : les intervalles sur lesquels le poids sur l'outil est supérieur à 20 tonnes sont situés entre, 964-2315 m et 2722-2860 m de profondeur sous le fond de mer et les intervalles où la vitesse de rotation de l'outil est supérieure à 100 tours/mn sont situés entre le fond de

3.5. Analyses géochimiques

mer et 1009 puis 2403-2431m de profondeur sous le fond de mer (SHELL GASCOGNE et al., 1975).

Puits PELICAN-1 : Aucune information n'est indiquée dans le rapport de fin de sondage et le rapport ou log chantier n'a pas pu être récupéré (SNEA, 1982).

3.5.2.2 Contamination

Pour les aspects de contamination des échantillons, il est nécessaire de prendre en considération la composition des éventuels additifs présents dans la boue de forage. Tous les puits étudiés ont été forés en boue à eau sans additif susceptible de contaminer les échantillons. L'absence de boue à huile sur les puits étudiés limite donc fortement la création d'inclusions artificielles à huile et la génération de composés soufrés.

3.5.2.3 Fluorescence

Une molécule au repos peut être stimulée par l'émission de rayonnement UV. Durant l'état d'excitation, les molécules produisent un rayonnement lumineux appelé fluorescence. L'intensité et la couleur de la fluorescence sont dépendantes de la concentration et du type de molécules. Dans les domaines pétroliers, la fluorescence est essentiellement due aux composés aromatiques (double liaison carbone et noyau benzénique) et asphaltène (qui présente des fluorescences moins intenses). Les composés saturés fluoresencent très peu, voire pas du tout. Van Gijzel (1981) a décrit la fluorescence des huiles comme jaune à orange pour les huiles naphténiques et bleu pour les huiles paraffiniques. Les travaux de Hagemann and Hollerbach (1986) ont affiné ces observations, avec les fluorescences jaunes correspondant à des huiles dégradées, bleues correspondant aux huiles matures et condensats. La fluorescence étant liée au type de molécules, des altérations des huiles et autres hydrocarbures peuvent aussi altérer la couleur de la fluorescence (Pironon and Pradier, 1992). Pour les analyses FIS, la distinction est faite entre la fluorescence des inclusions fluides et la fluorescence des kérogènes. Dans les deux cas, les seules couleurs de fluorescence observées sont blanches ou jaunes. Pour les inclusions fluides, la couleur blanche (e.g. figure 3.38) est plutôt associée à des inclusions de type « gaz » qui sont riches en méthane et appauvries en fraction lourde, alors que la couleur jaune est plutôt associée à des inclusions de type « huile », plus riches en fractions intermédiaires et lourdes et relativement moins riches en fractions gaz ; la maturité et le degré API (American Petroleum Institute) de l'huile sont généralement aussi plus faibles. Pour la fluorescence des kérogènes, la couleur blanche est

associée à une tendance gaz ('gas prone') et la couleur jaune à une tendance huile et gaz ('gas and oil prone'). Les inclusions aqueuses ne présentent pas de fluorescence.

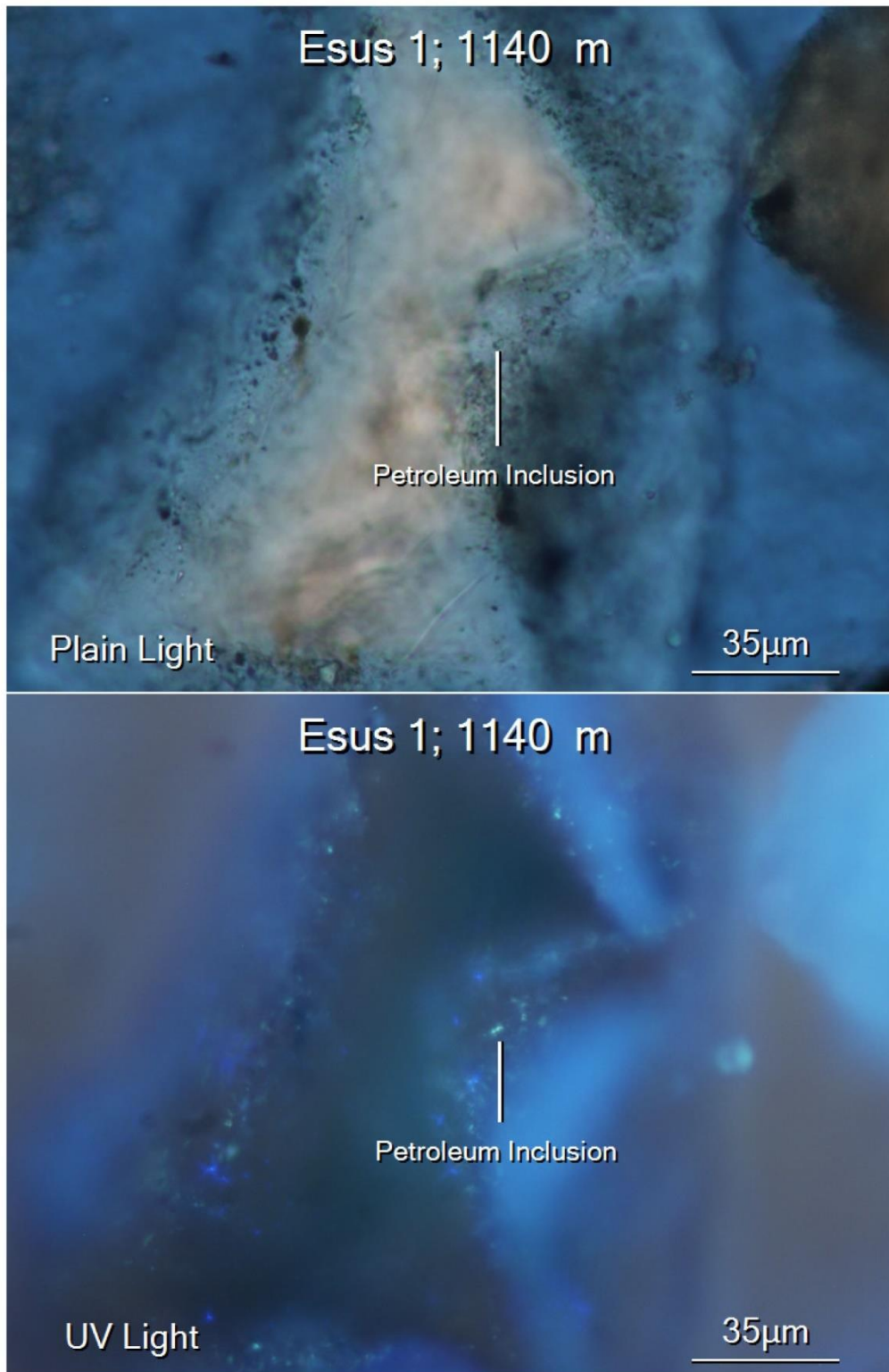


Figure 3.38: Exemple de photomicrographie des inclusions fluides du puits ESUS-1 à 1140 m de profondeur avec mise en évidence d'une inclusion de couleur blanche.

3.5.2.4 *Contrôle qualité de la donnée*

L'étude a été focalisée sur l'intensité et le profil vertical des spectres FIS, sur la recherche d'anomalies potentielles et sur les logs mis en forme dans le logiciel Geolog 6. Des grands types de spectres de masses sont définis dans les rapports FIS (Fluid Inclusion Technologies, 2016a, 2016b, 2016c, 2016d) : non-hydrocarbures, enrichis en gaz, enrichis en huile, enrichis en éléments solubles et enrichis en composés soufrés ; et permettront de valider les observations et interprétations des profils individuels d'éléments. La section 4.5.4 et figure 4.113 à figure 4.116 présentent les paramètres essentiels pour établir une interprétation : Total FIS signal, CO₂, CH₄, C₂H₆, somme des espèces hydrocarbonées, hélium, toluène, espèces solubles dans l'eau (benzène, acide acétique et toluène), paraffines et composés soufrés. A noter que les échelles entre les différentes espèces ne sont pas identiques mais les échelles entre les puits sont conservées.

Le contrôle qualité a été effectué en recherchant : d'éventuel pics isolés et en étudiant les rapports de paraffines et méthane (tendance gaz ou huile), les spectres des rapports de masses des éléments solubles (benzène) et hydrocarbures liquides (C7-C13) pour la proximité/migration des hydrocarbures liquides. Puis les éléments soufrés et dioxyde de carbone par rapport aux hydrocarbures liquides ont été comparés pour la mise en évidence de dégradations potentielles des hydrocarbures liquides.

3.5.2.5 *Les déblais utilisés pour analyses FIS*

Des analyses ont été faites pour les déblais des puits ESUS-1, DANU-1, FREGATE-1B et PELICAN-1. Les côtes des déblais de puits analysés (tableau 3-15) ont été sélectionnées suite à l'étude des logs et des rapports de puits. Les lithologies ont été replacées en face des résultats afin de bien contraindre le milieu source des inclusions. Les niveaux réservoirs et indices d'hydrocarbures sont présentés en sections 3.4.5.3.1 et 3.4.5.3.2.

Puits côtes (m) sous la table de rotation	DANU-1			PELICAN-1			FREGATE-1B			ESUS-1		
370	930	1240	730	1350	1940	310	900	1259	210	800	1290	
380	935	1244	740	1360	1950	320	910	1264	220	810	1295	
390	940	1247	744	1370	1960	330	920	1267	230	820	1300	
400	960	1250	790	1380	1970	340	930	1272	240	830	1305	
410	965	1254	800	1390	1980	350	940	1275	250	840	1310	
420	970	1257	810	1400	1990	360	950	1279	260	850	1315	
430	980	1260	820	1410	2000	370	960	1285	270	860	1320	
440	990	1264	830	1420	2010	380	970	1291	280	870	1325	
450	1000	1270	840	1430	2020	390	980	1297	290	880	1330	
460	1005	1274	850	1440	2030	400	990	1306	300	890	1335	
470	1010	1277	860	1450	2040	410	1000	1309	310	900	1340	
480	1015	1280	870	1460	2043	420	1010	1312	320	910	1345	
490	1020	1290	880	1470	2046	430	1020	1317	330	920	1350	
500	1025	1300	890	1480	2049	440	1030	1321	340	930	1355	
510	1030	1310	900	1490	2051	450	1040	1324	350	940	1360	
520	1035	1320	910	1500	2055	460	1050	1328	360	950	1365	
530	1040	1327	920	1510	2058	470	1060	1331	370	960	1370	
540	1045	1330	930	1520	2060	480	1070	1334	380	970	1376	
550	1050	1340	940	1530	2066	490	1080	1349	390	980	1380	
560	1060	1350	950	1540	2070	500	1090	1400	400	990	1386	
570	1070	1360	960	1550	2075	510	1100	1449	410	1000	1390	
580	1080	1370	970	1560	2080	520	1110	1502	420	1010	1395	
588	1084	1374	980	1570	2085	530	1113	1550	430	1020	1400	
590	1087	1377	990	1580	2090	540	1117	1602	440	1030	1406	
595	1090	1380	1000	1590	2096	550	1120	1650	450	1040	1410	
596.5	1094	1384	1010	1600	2098	560	1124	1701	460	1050	1416	
600	1100	1387	1020	1610	2100	570	1127	1750	470	1060	1420	
612	1104	1390	1030	1620	2106	580	1130	1801	480	1070	1425	
628	1107	1394	1040	1630	2108	590	1137	1849	490	1080	1430	
640	1110	1397	1050	1640	2110	600	1140	1900	500	1085	1436	
650	1114	1410	1060	1650	2113	610	1143	1950	510	1090	1440	
660	1117	1420	1070	1660	2115	620	1152	2001	520	1095	1446	
670	1120	1430	1080	1670	2117	630	1155	2052	530	1100	1450	
680	1124	1434	1090	1680	2120	640	1158	2100	540	1105	1456	
690	1127	1437	1100	1690	2123	650	1161	2151	550	1110	1462	
700	1130	1440	1110	1700	2125	660	1164	2200	560	1115	1470	
710	1134	1444	1120	1710	2126	670	1167	2250	570	1117	1476	
720	1137		1130	1720	2127	680	1170	2301	580	1130	1480	
730	1140		1140	1730	2130	690	1173	2349	590	1140	1486	
740	1150		1150	1740	2134	700	1176	2400	600	1150	1490	
750	1160		1160	1750	2137	710	1179	2451	610	1160	1496	
760	1170		1170	1760	2140	720	1183	2502	620	1165	1500	
770	1174		1180	1770	2150	730	1191	2550	630	1170	1506	
780	1177		1190	1780	2200	740	1199	2601	640	1175	1510	
790	1180		1200	1790	2250	750	1208	2652	650	1180	1516	
800	1184		1210	1800	2300	760	1211	2700	660	1185	1520	
810	1187		1220	1810	2350	770	1214	2751	670	1200	1530	
820	1190		1230	1820	2400	780	1217	2802	680	1210	1540	
830	1194		1240	1830	2450	790	1221	2850	690	1215	1550	
840	1197		1250	1840	2500	800	1224	2901	700	1220	1560	
850	1200		1260	1850	2552	810	1227	2952	710	1225	1570	
860	1204		1270	1860	2602	820	1230	3000	720	1230	1580	
870	1207		1280	1870	2650	830	1233	3051	730	1235	1590	
880	1210		1290	1880	2700	840	1236	3102	740	1240	1600	
885	1214		1300	1890	2750	850	1239	3150	750	1260	1610	
890	1217		1310	1900	2800	860	1242	3201	760	1265	1620	
900	1219		1320	1910	2850	870	1245	3252	770	1270	1630	
910	1230		1330	1920	2900	880	1248	3300	780	1275	1640	
920	1237		1340	1930	2950	890	1251	3354	790	1285	1650	
					3000			3399			1660	
					3050			3450			1670	
					3100			3501				

Tableau 3-15: Liste des échantillons exploités dans les analyses d'inclusions fluides sur les déblais des puits DANU-1, ESUS-1, FREGATE-1B et PELICAN-1.

4 Résultats

4.1 Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

Les horizons régionaux étudiés dans ce travail de thèse sont la base tertiaire, base miocène, base pliocène et horizons intra-plio-pléistocène. Ces horizons régionaux sont présentés sur une sélection de 10 profils sismiques parmi les profils des 23 campagnes du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE. Ils sont localisés en figure 4.1 et présentés de la figure 4.3 à la figure 4.14, avec les profils CF116 et ECORS R7 découpés en deux parties, ainsi que des cartes isobathes de chacun de ces horizons et des cartes isopaques entre ces horizons. Les éléments structuraux, rides, structures salifères, fossé subsident, utilisés comme repères sont décrits en section 2.4.2 et présentés en figure 4.2. Trois unités P1, P2 et P3, ont été mises en évidence dans les progradations du Plio-Pléistocène, mais n'ont pas pu être datées du fait de l'absence de contrôle géologique dans les puits. Ces trois unités, ne correspondent pas aux unités décrites dans les travaux de Bellec (2003) sur la couverture récente de la marge Aquitaine (*cf.* 2.4.5.3).

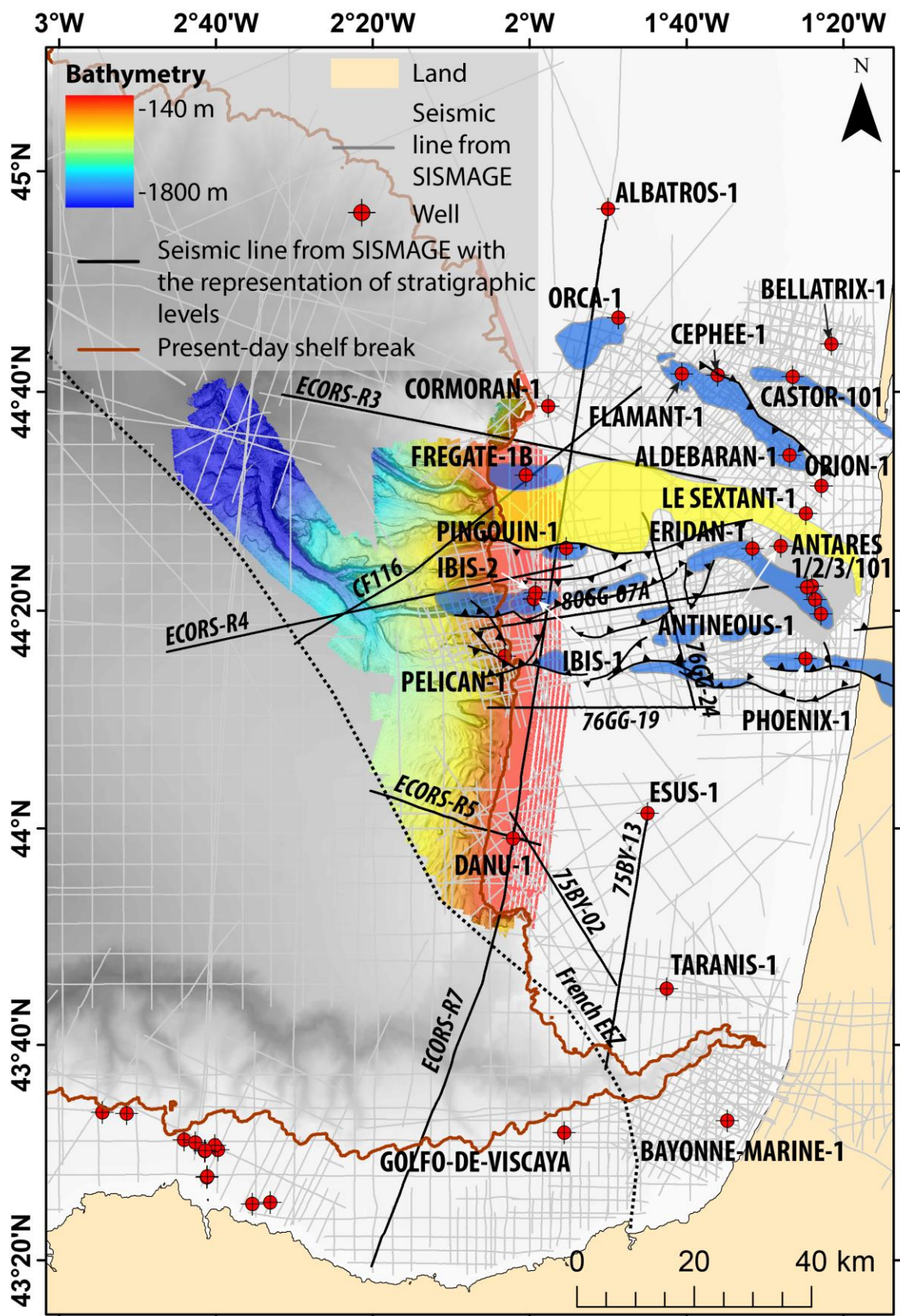


Figure 4.1: Carte de positionnement des profils sismiques présentés de la figure 4.3 à la figure 4.14 (cf. 4.1.1.1).

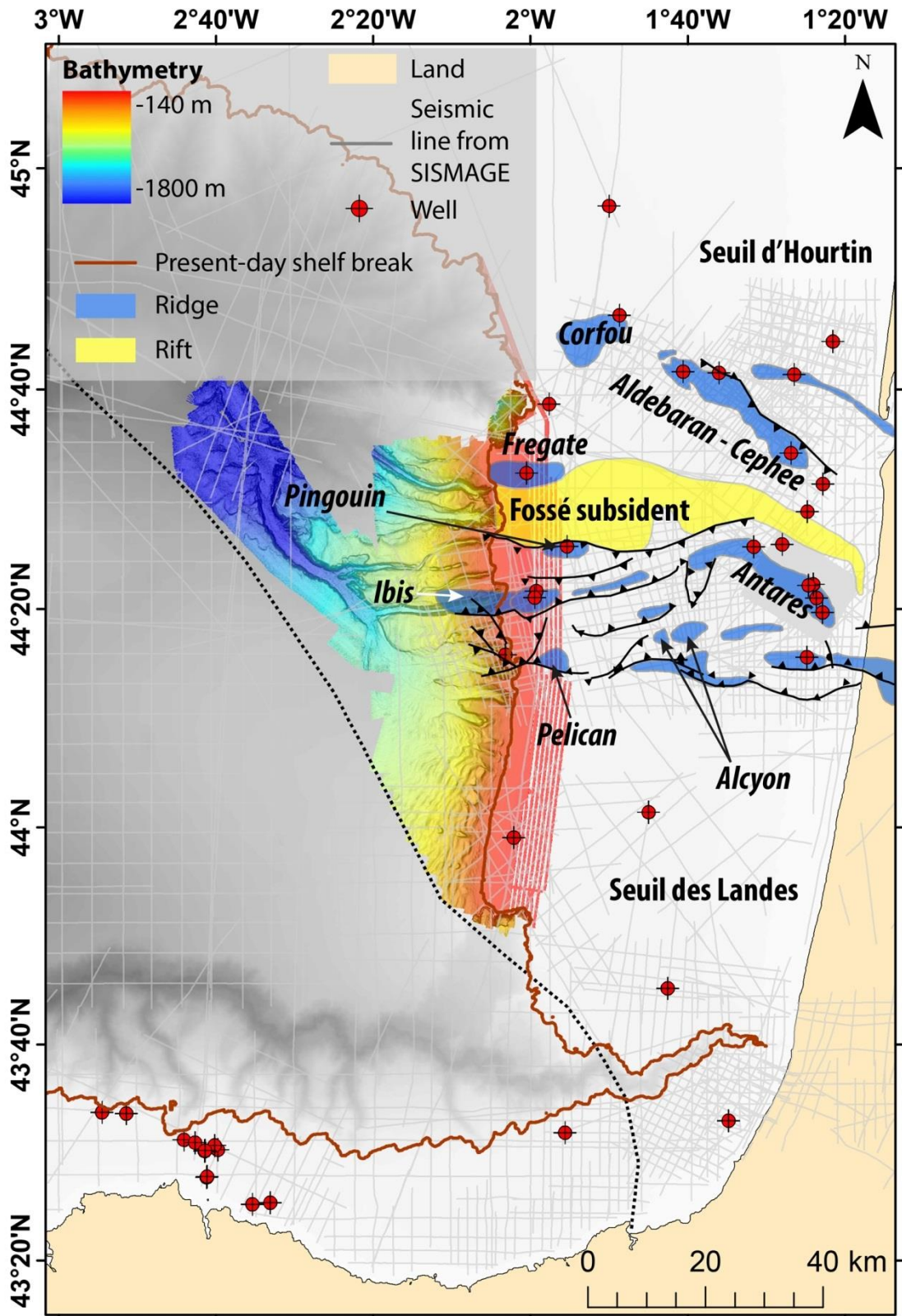


Figure 4.2: Carte présentant les différents éléments structuraux détaillés en 2.4.2 et utilisés dans la description des horizons régionaux comme structures de référence.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

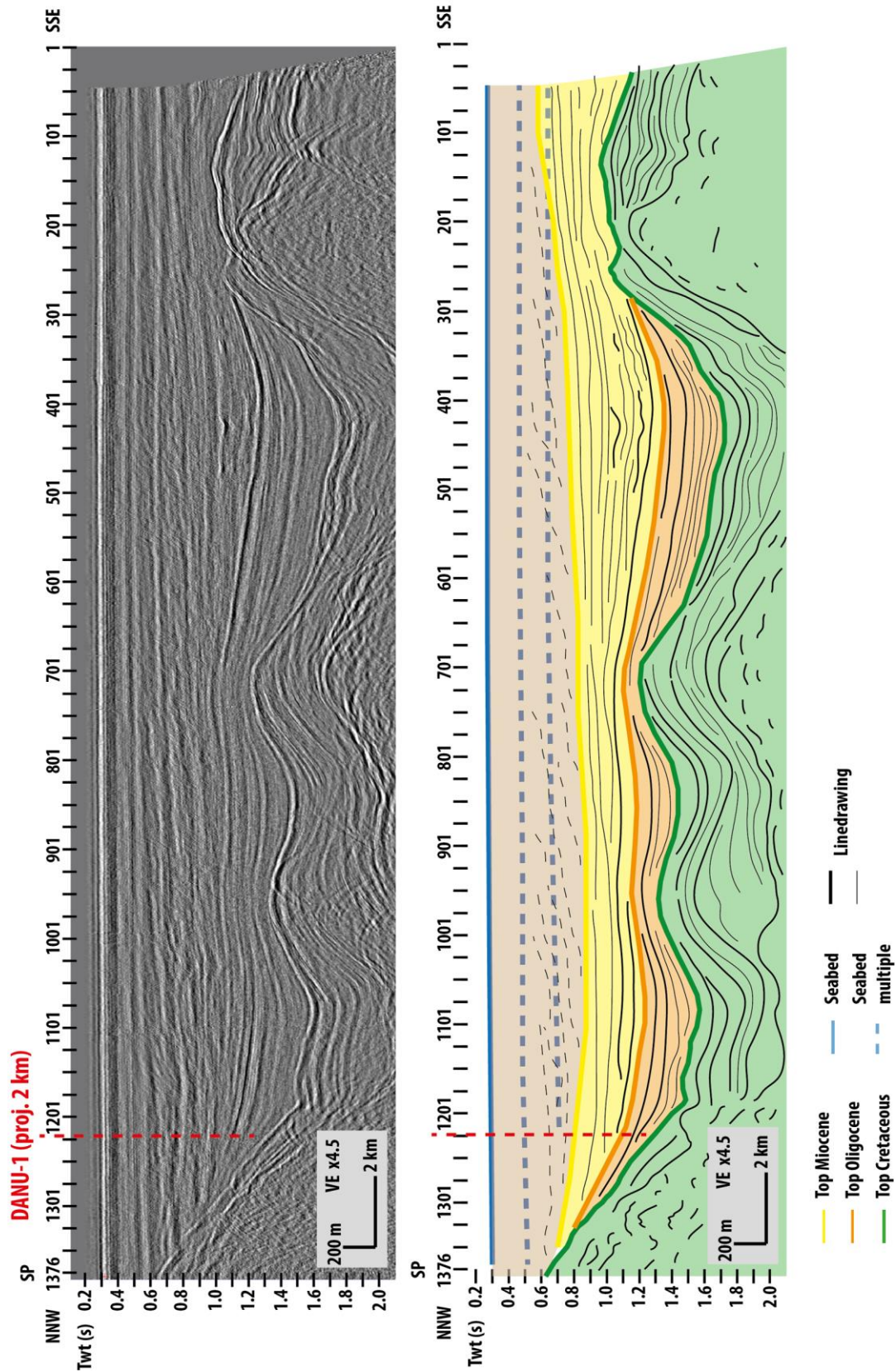


Figure 4.3: Profil 75BY-02 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

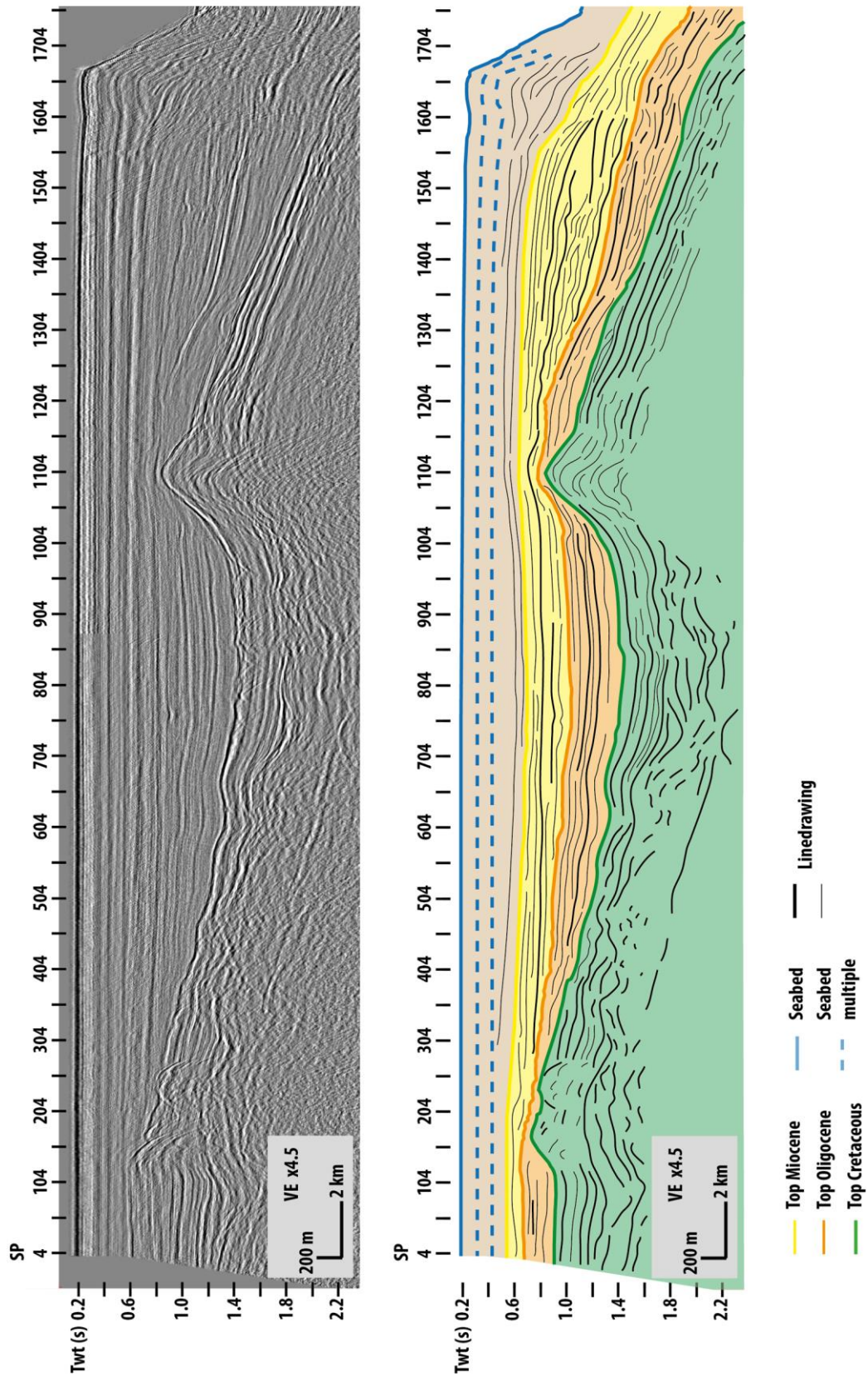


Figure 4.4: Profil 75BY-13 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

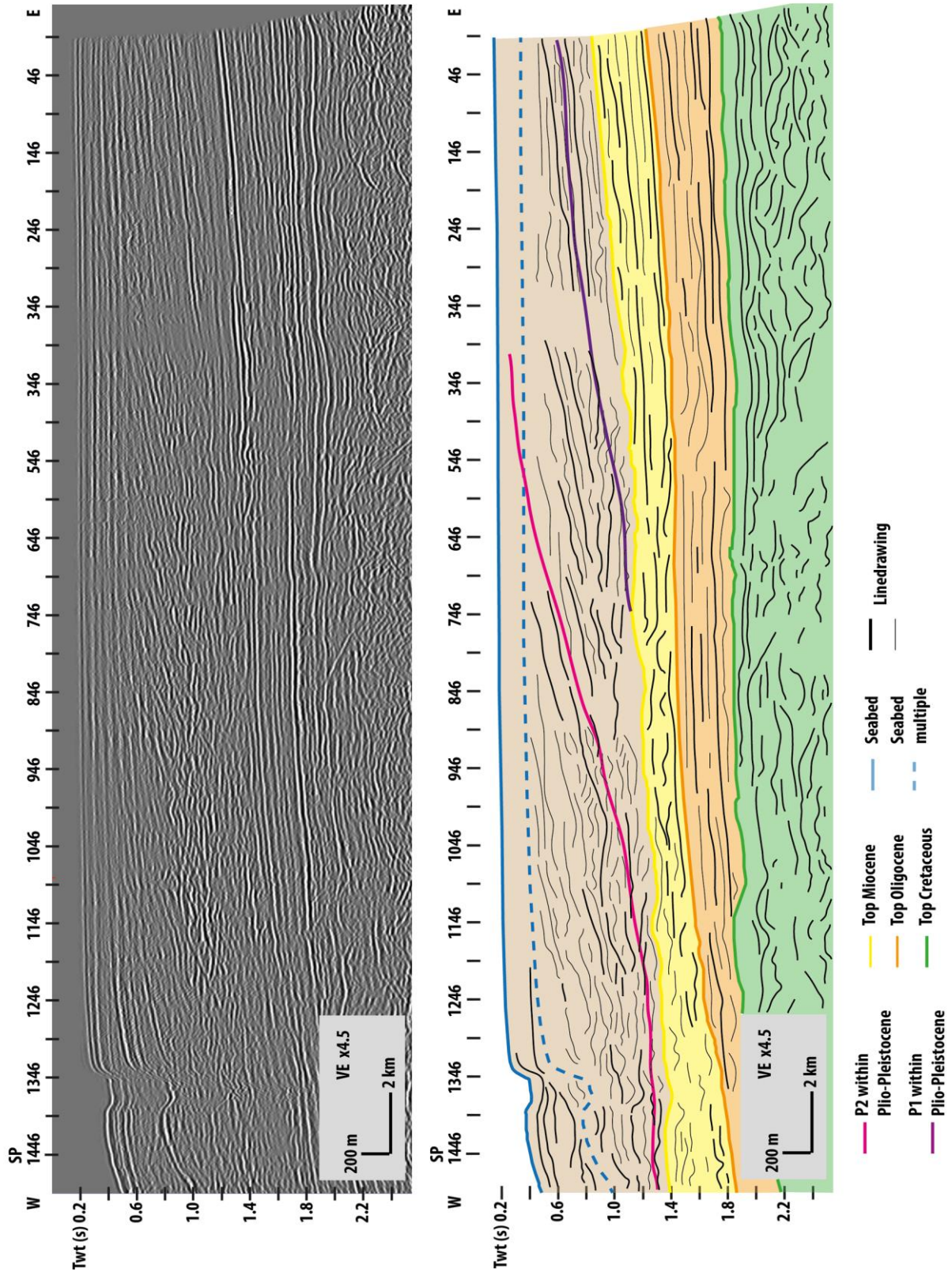


Figure 4.5: Profil 76GG-19 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

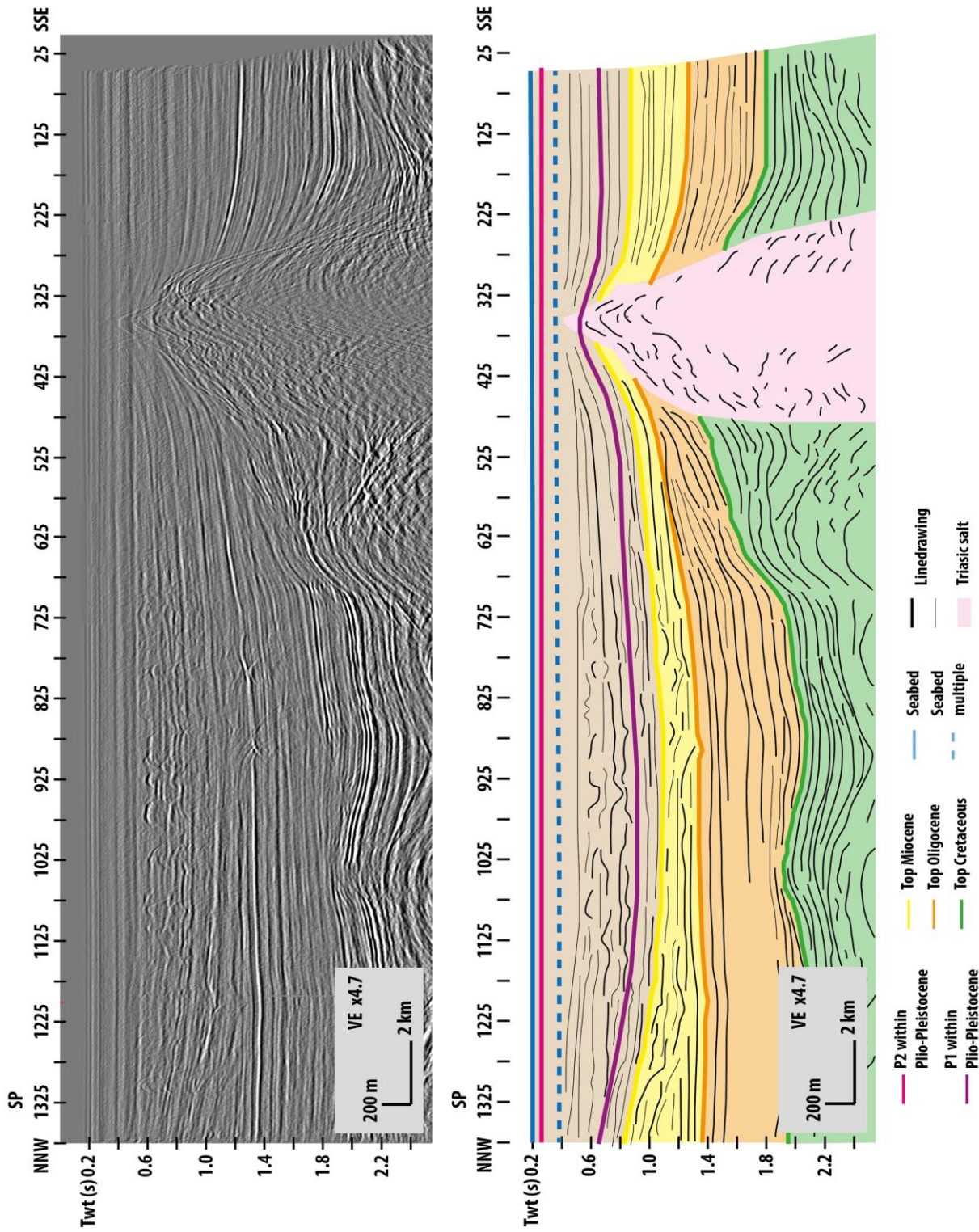


Figure 4.6: Profil 76GG-24 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

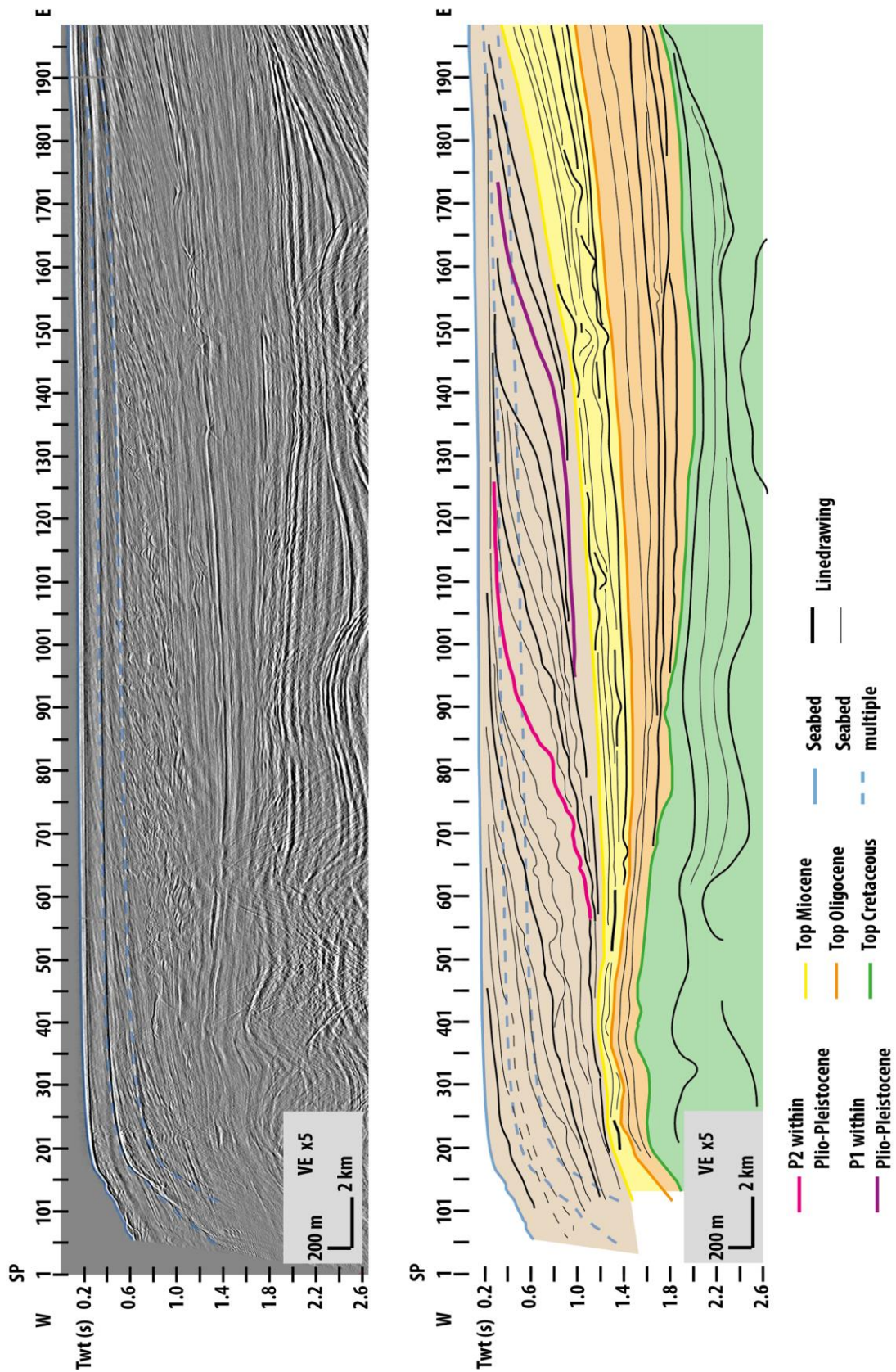


Figure 4.7: Profil 80GG-07A du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

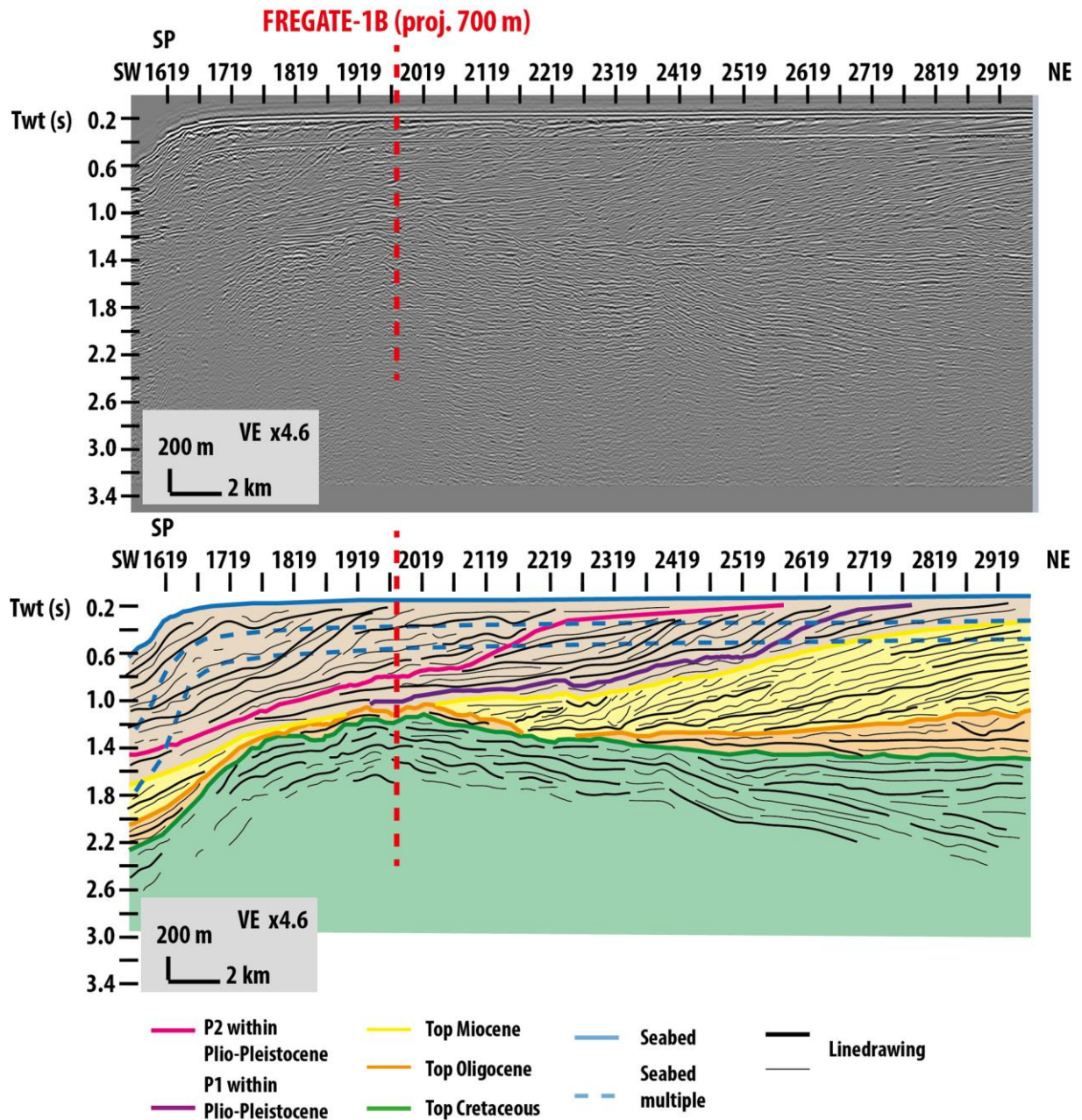


Figure 4.8: Profil CF116-partie Est du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

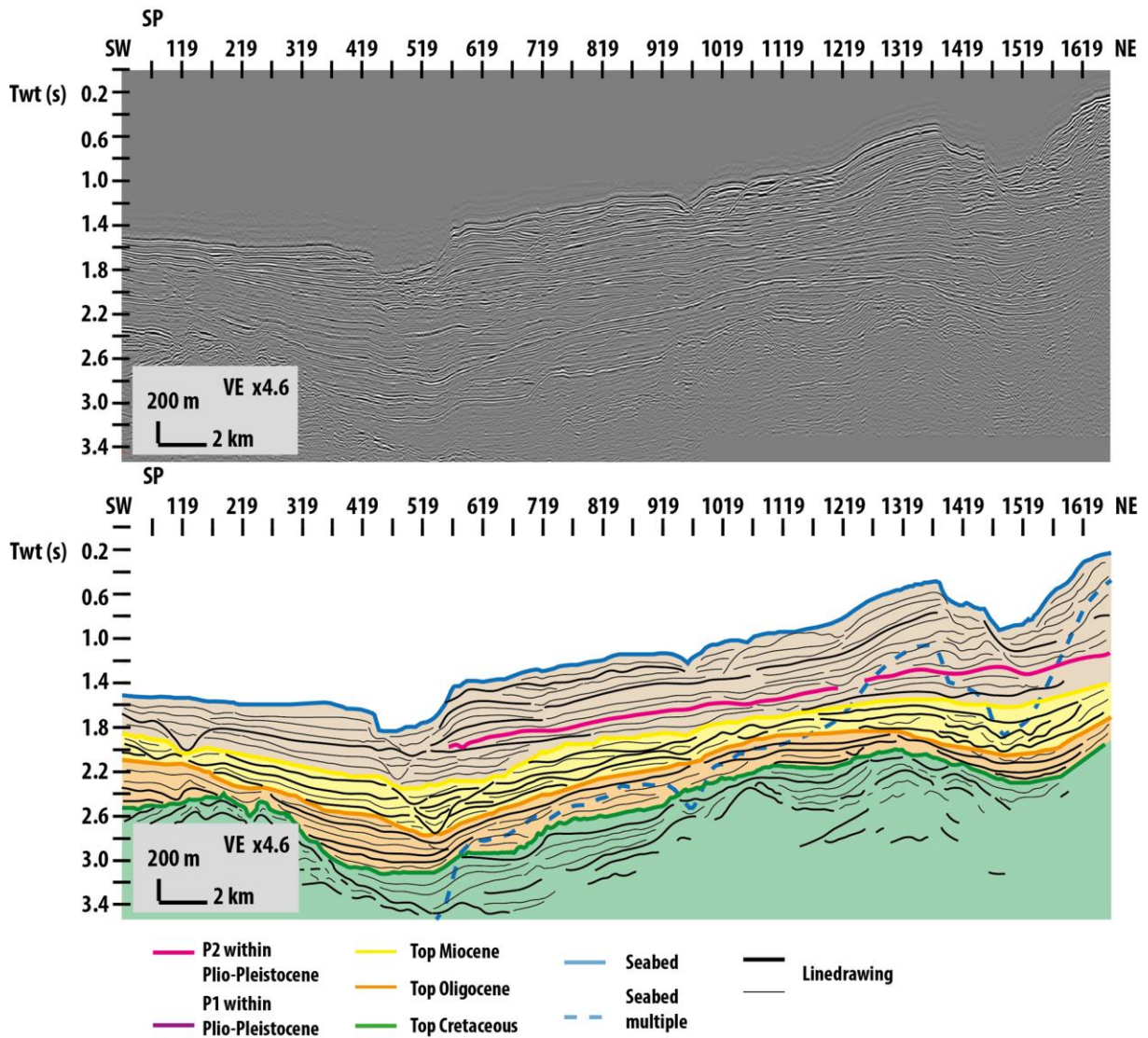


Figure 4.9: Profil CF116-partie Ouest du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

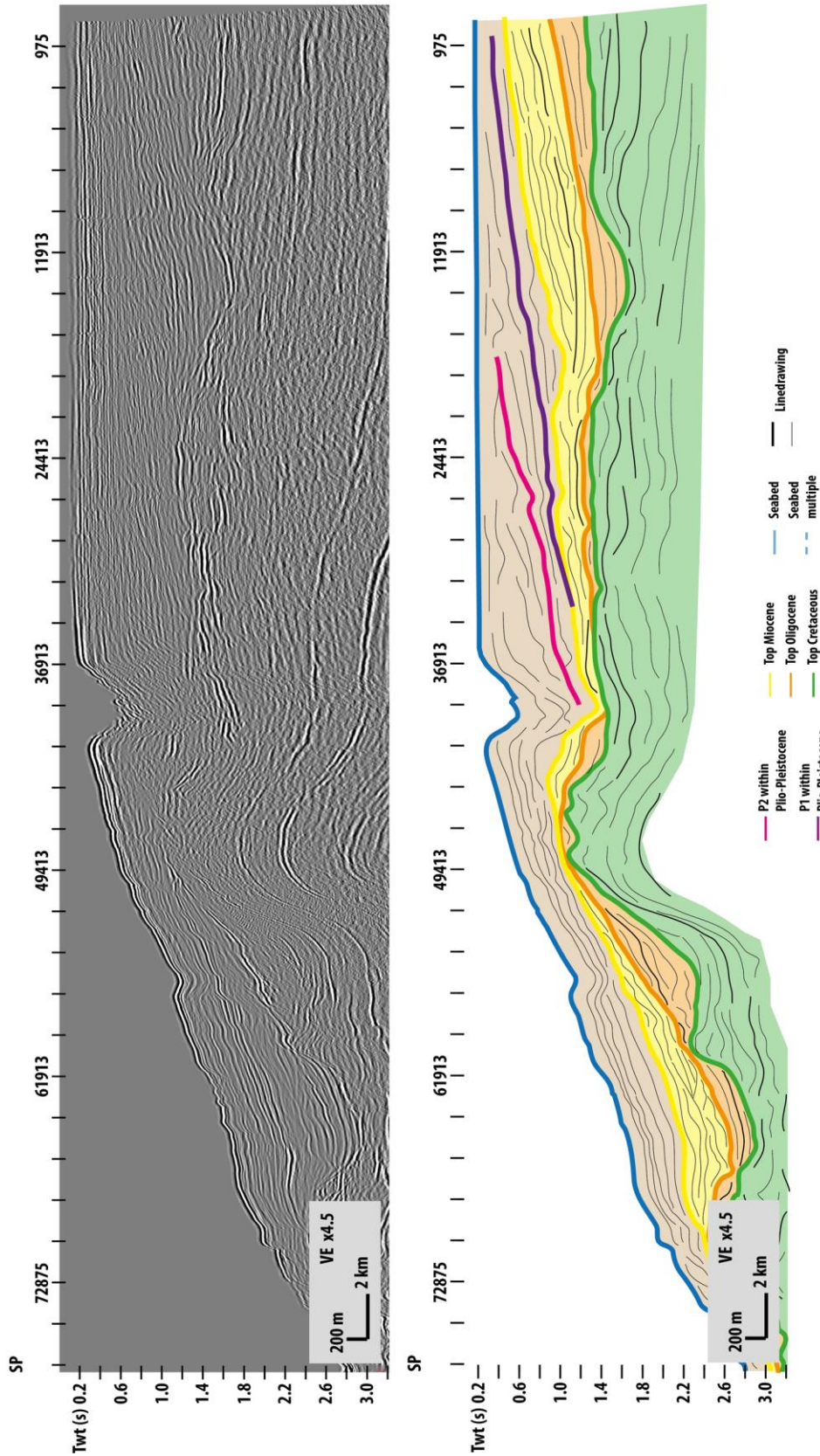


Figure 4.10: Profil ECORS-R3 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

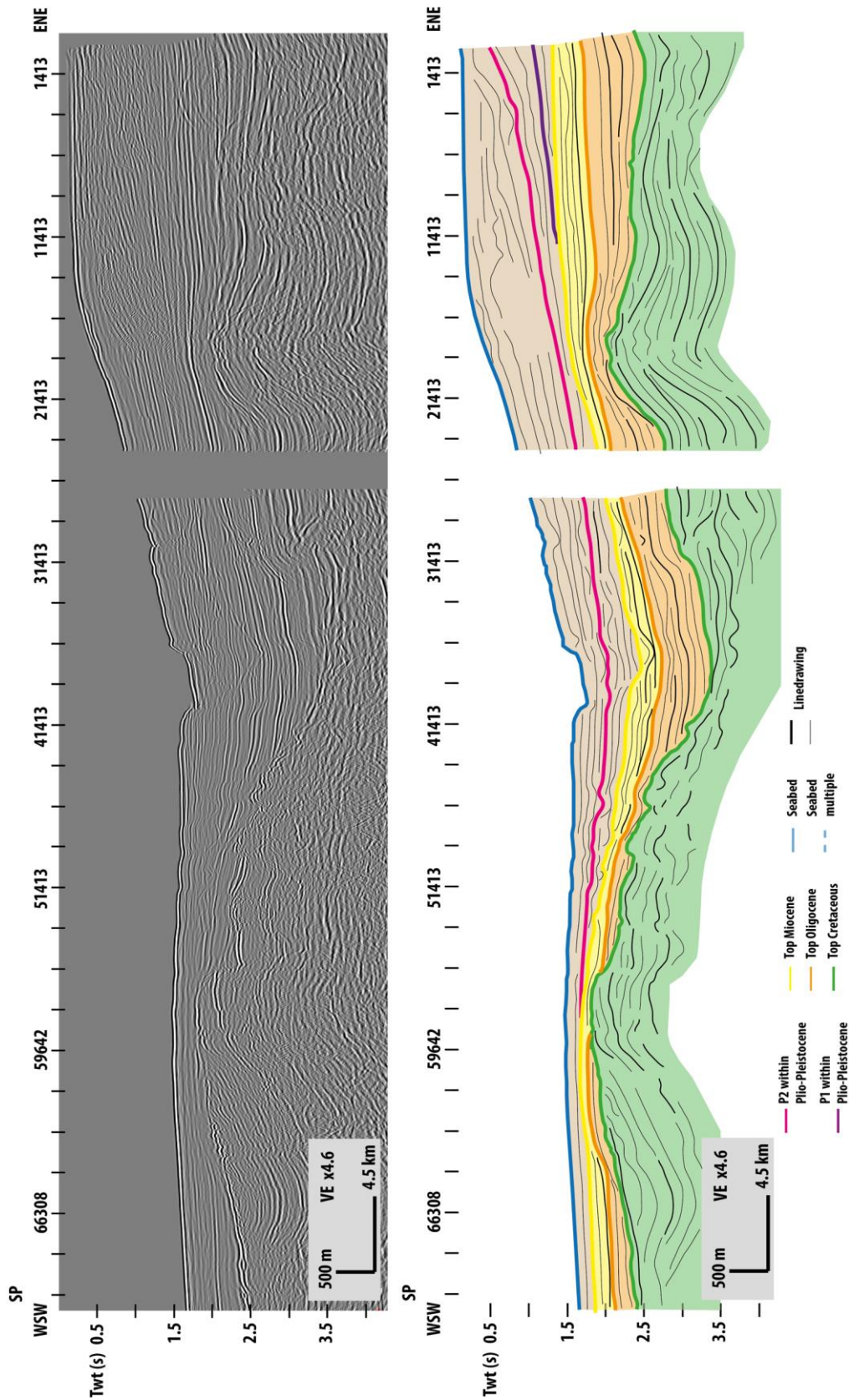


Figure 4.11: Profil ECORS-R4 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

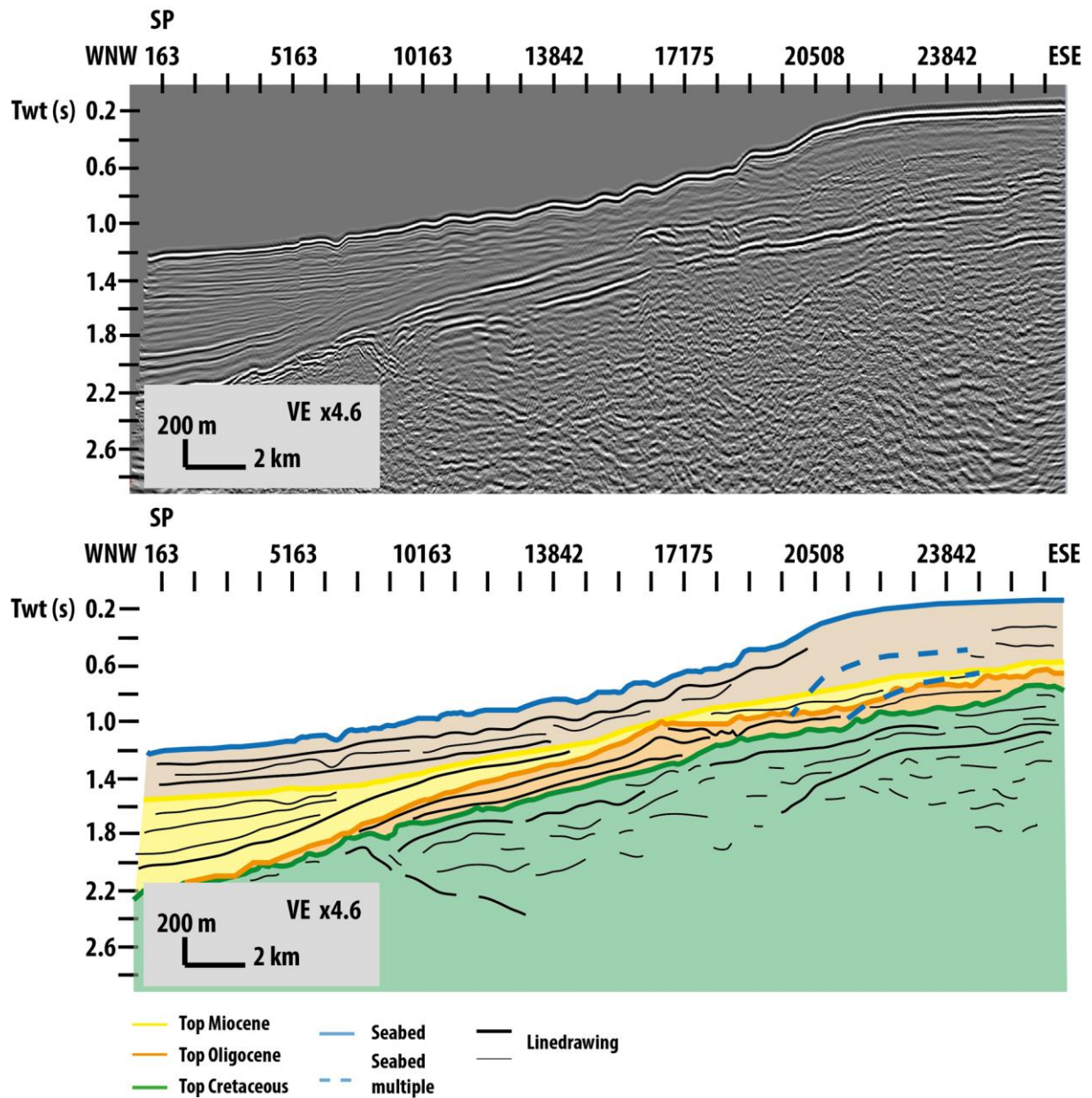


Figure 4.12: Profil ECORS-R5 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

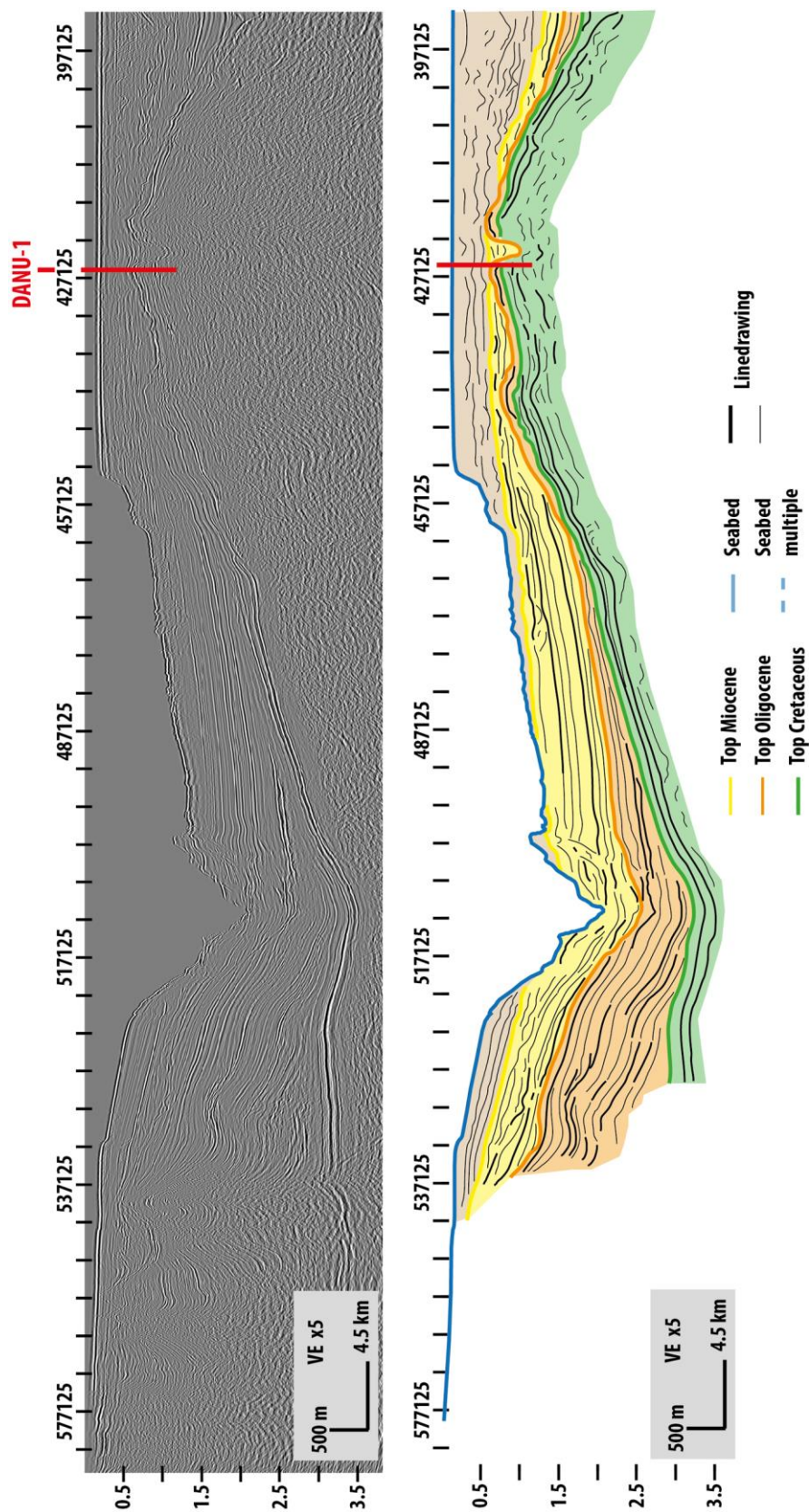


Figure 4.13: Partie sud du profil ECORS-R7 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

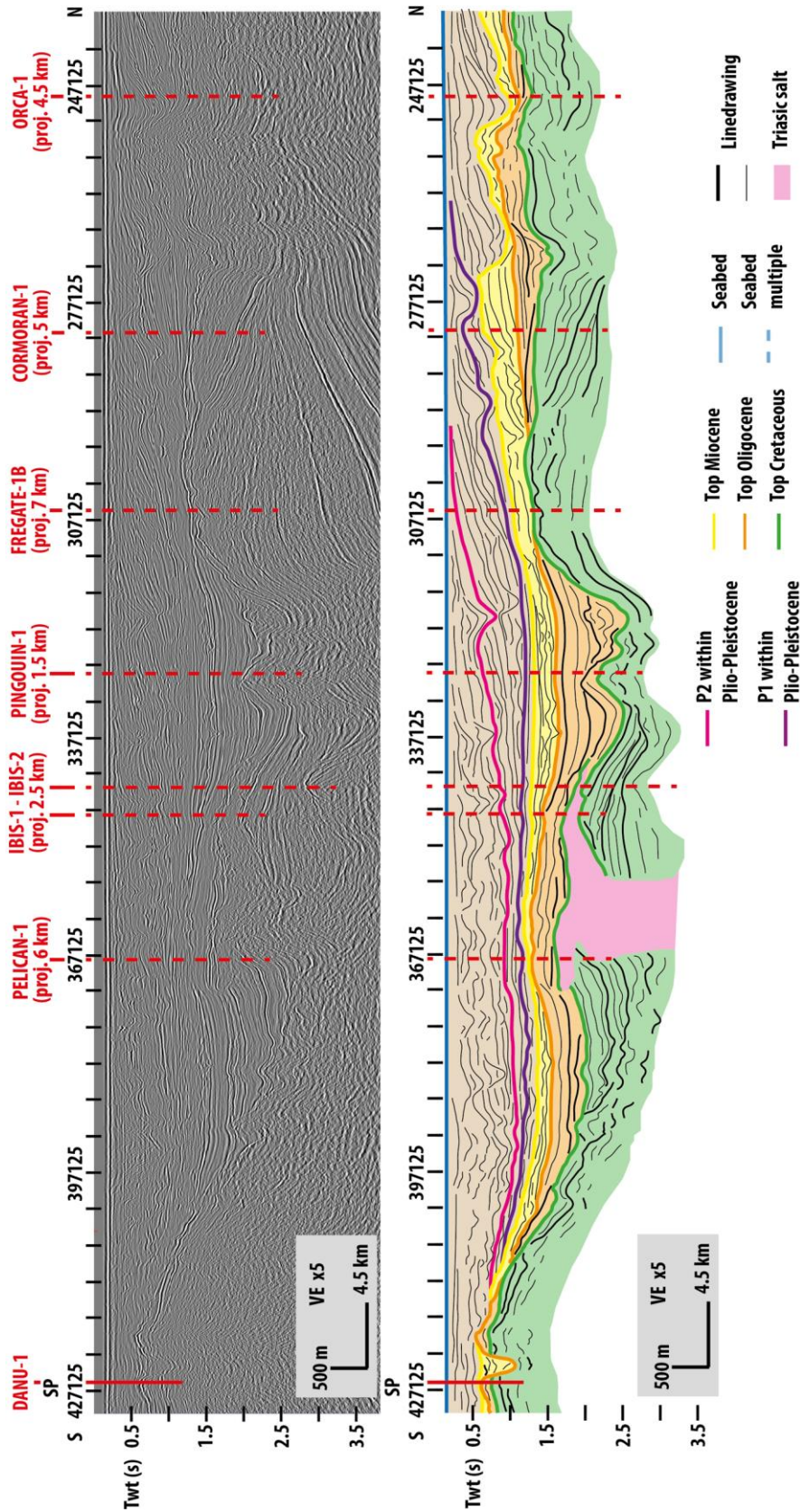


Figure 4.14: Partie nord du profil ECORS-R7 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.

4.1.1.1 Description des horizons régionaux

4.1.1.1.1 Base du Tertiaire

L'horizon pointé « base du Tertiaire » marque la limite entre les séries crétacées et les séries tertiaires. Les séries crétacées constituent ce qui sera considéré dans cette étude comme le socle du bassin. Aucune différence n'a été faite entre les séries crétacées inférieures et les séries crétacées supérieures même si celles-ci présentent des faciès de réflexions sismiques différents (respectivement de fortes amplitudes chaotiques et de fortes amplitudes continues). La profondeur du toit des séries crétacées varie de 700 m de profondeur environ sous le niveau marin (figure 4.15), à environ 575 sous le fond de mer (figure 4.16) au niveau du Seuil des Landes (figure 4.2) et se prolonge vers l'ouest sur le plateau des landes à des profondeurs variant de 2000 m de profondeur sous le niveau marin (figure 4.15) à 1200 m sous le fond de mer (figure 4.16). Au niveau du Seuil des Landes, les séries du Crétacé inférieur sont essentiellement composés de grès et de sables détritiques. Les séries du Crétacé supérieur sont des calcaires correspondant à d'anciens hauts fonds (figure 4.15) au niveau des puits DANU-1 (SNEA et al., 1981a), ESUS-1 (ELF et al., 1975) et TARANIS-1 (SNEA and Humbel, 1981). Dans le bassin de Parentis, la profondeur du toit du Crétacé varie de 1,2 km à plus de 2,4 km de profondeur sous le niveau marin (figure 4.15) et de 1 à plus de 2 km sous le fond de mer (figure 4.16), dans les deux sous-bassins (deux synclinaux) situés de part et d'autre des flancs nord et sud de la structure salifère Ibis située à 44°16'N et 2°1'O (figure 4.2 et figure 4.14). D'autres diapirs de sel à 44°15'N et 1°40'O puis 44°17'N et 1°33'O perturbent l'ensemble de la pile sédimentaire mais la structure salifère Ibis (figure 4.2) n'affecte que les séries du socle jusqu'à l'Oligocène. Les deux sous-bassins du bassin de Parentis sont ouverts vers l'ouest et présentent des extensions N-S variant d'est en ouest de 6 à 14 km pour le bassin au sud de la structure IBIS et de 8 à 25 km pour le bassin au nord de la structure Ibis (figure 4.15). Le socle de ces bassins correspond aux séries du Crétacé inférieur qui sont composées de calcaire au niveau du puits PELICAN-1 (SNEA, 1982) et d'argiles calcaires dans les puits Ibis (SHELL GASCOGNE, 1970c; SNEA et al., 1981b) et PINGOUIN-1 (SNEA and Stojcic, 1982). Les deux sous-bassins du bassin de Parentis offshore sont remplis par des séries du Crétacé supérieur, constituées de calcaires dans les puits PELICAN-1 et PINGOUIN-1 et de marnes calcaires dans les puits IBIS-1 et 2. Ces séries peuvent atteindre des épaisseurs de 400 m environ à l'aplomb du rebord de plateau actuel mais sont quasiment absentes sur les flancs du bassin de Parentis (figure 4.13 et figure 4.14). A la suite des phases de dépôts des séries du Crétacé supérieur, la reprise en compression du bassin de Parentis a entraîné l'érosion

massive de ces dépôts et seules les séries les plus profondes (dans les deux sous-bassins) ont été conservées. Sur les flancs nord et sud du bassin de Parentis les séries tertiaires reposent directement sur les séries du Crétacé inférieur (figure 4.14). Au nord du grand anticlinal situé à 44°33'N et 2°05'O orienté ONO-ESE (figure 4.15), les séries du Crétacé supérieur sont préservées de l'érosion. Plus au nord, vers la marge nord aquitaine, le toit du socle acoustique correspondant aux séries du Crétacé se situe à des profondeurs d'environ 700 m sous le fond de mer. Vers l'est, à partir du Haut des Landes, la profondeur des séries du Crétacé reste relativement constante malgré la présence de quelques reliefs marqués par des réflexions sismiques de fortes amplitudes et interprétées comme liées aux diapirs de sel (figure 4.6) des dômes Alcyon (figure 4.2). Vers la partie orientale du bassin de Parentis, le toit des séries du Crétacé se situe à celles des profondeurs de 750 m – 1 km sous le niveau marin (figure 4.13 et figure 4.16), soit des profondeurs similaires à des séries crétacées sur le Haut des Landes. Les séries du Crétacé au niveaux des puits ANTINEOUS-1 (SNEA and Maillard, 1983), ERIDAN-1 (ESSO REP, 1974) et PHOENIX-1 (ESSO REP and Gairaud, 1967) sont constituées essentiellement des calcaires avec des argiles à passées gréseuses dans le Crétacé inférieur. Au niveau des deux canyons de Cap Ferret au nord et Capbreton au sud, les séries du Crétacé sont affaissées et marquent deux fossés atteignant des profondeurs de plus de 5 km sous le niveau marin actuel soit près de 2 km de profondeur par rapport au fond de mer actuel (figure 4.16).

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

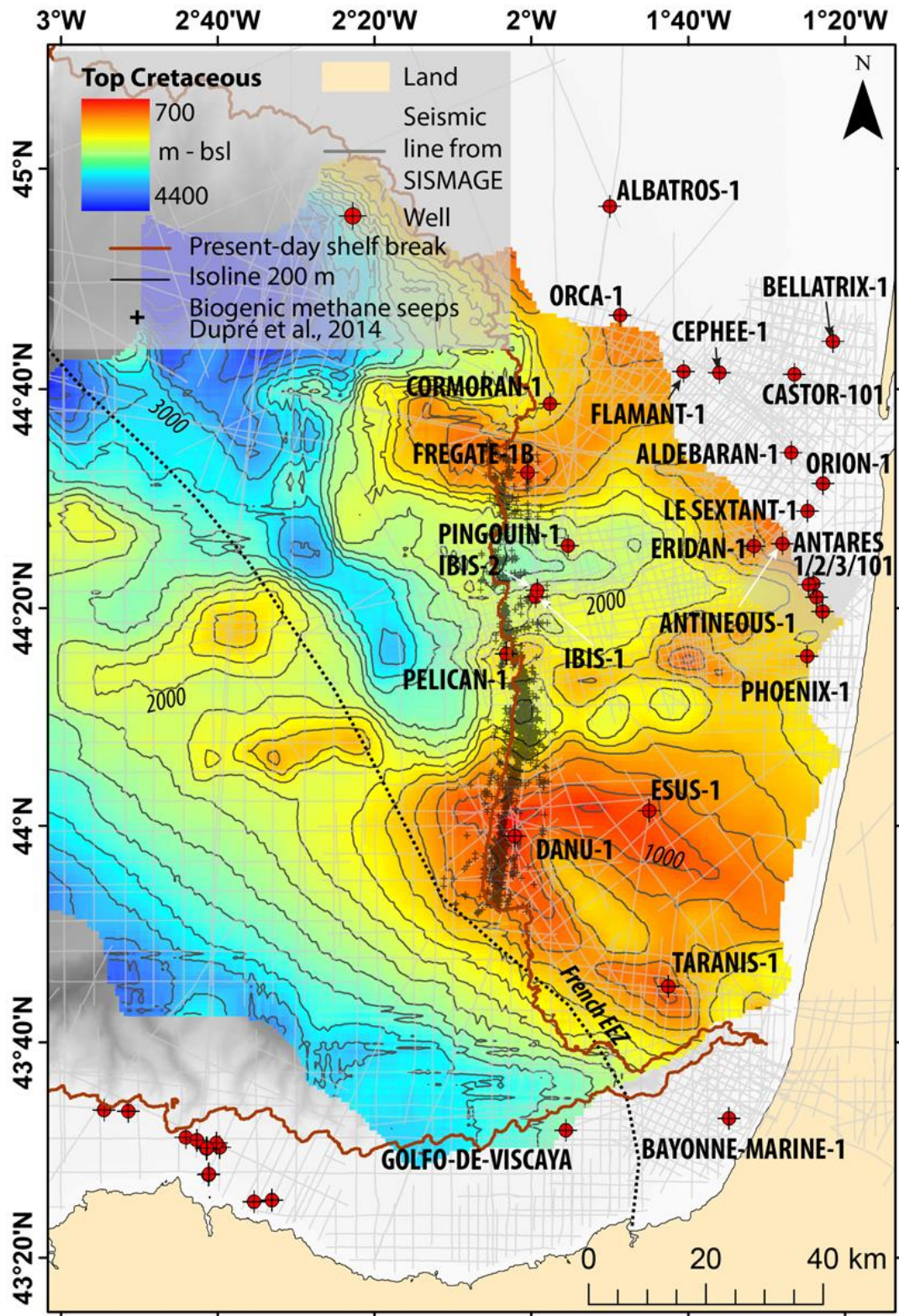


Figure 4.15: Carte isobathe du toit du Crétacé et base des séries du Tertiaire avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

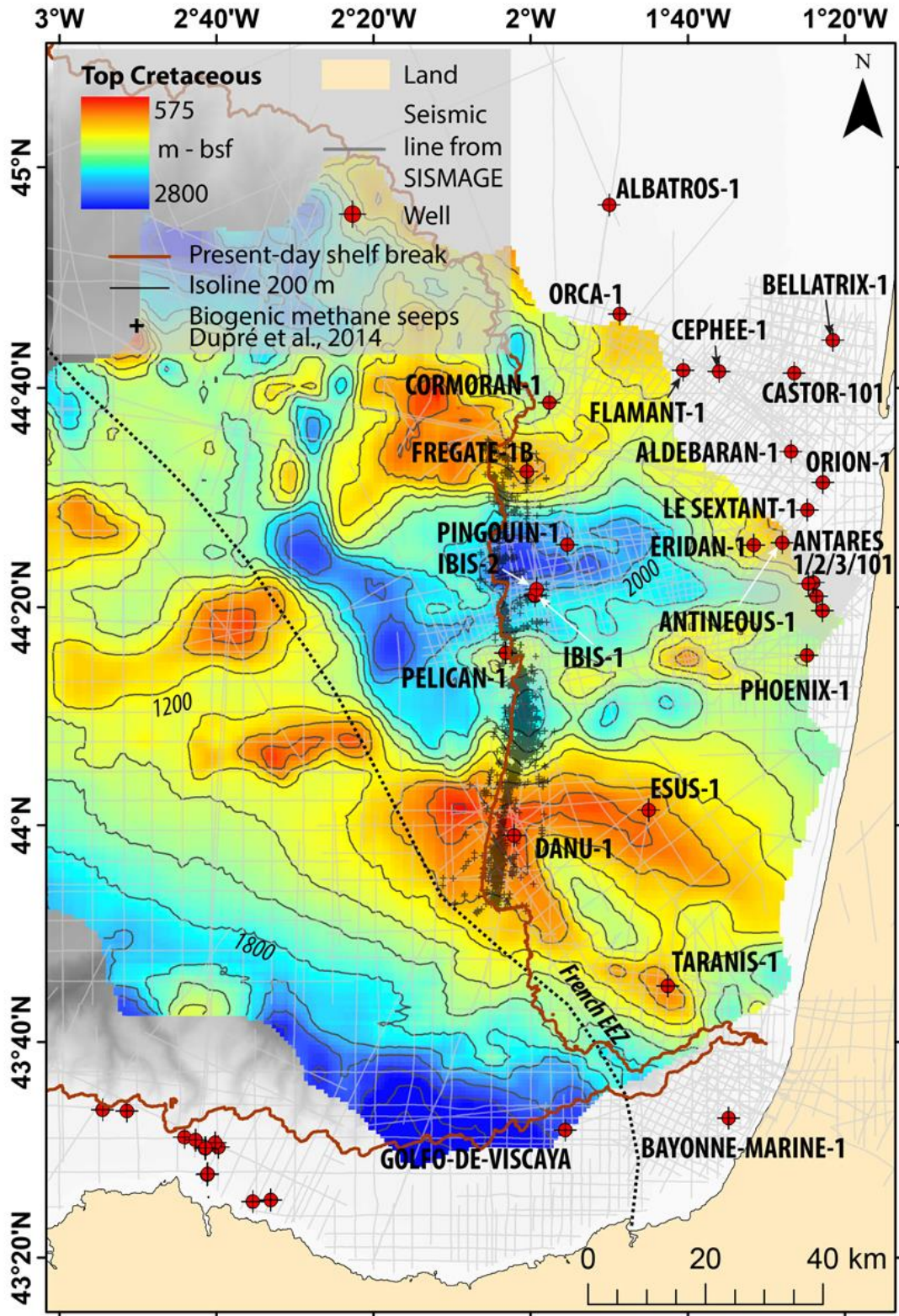


Figure 4.16: Carte isobathe du toit du Crétacé et base des séries du Tertiaire avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1.1.1.2 Base du Miocène et séries du Paléogène

La base du Miocène marque la limite supérieure des séries du Paléogène (ces dernières n'ont pas été différenciées). La géométrie du toit des séries paléogènes varie de 700 m de profondeur sous le niveau marin (figure 4.17) soit 550 m environ sous le fond de mer actuel (figure 4.18) au niveau du Seuil des Landes et du Seuil d'Hourtin (figure 4.2), jusqu'à plus de 1,4 km sous le fond de mer (figure 4.17) au niveau du bassin de Parentis. La géométrie du toit de ces séries est similaire à celle de l'horizon Crétacé. En effet, les séries paléogènes viennent draper les séries crétacées sur les flancs du bassin de Parentis mais comblent les sous-bassins situés sur les flancs nord et sud de la structure Ibis. Les pincements de sels des dômes Alcyon ouest et est (figure 4.2), recoupent l'horizon paléogène (figure 4.6 et figure 4.17). Les séries paléogènes sont caractérisées par 1) des réflexions sismiques de fortes amplitudes sur les Seuil des Landes (figure 4.3 et figure 4.4) et Seuil d'Hourtin, ainsi que dans les sous-bassins de part et d'autre de la structure Ibis et 2) des réflexions sismiques continues et de plus faibles amplitudes sur l'ensemble du bassin de Parentis (figure 4.5, figure 4.9 et figure 4.14), recouvrant les séries présentant de fortes réflexions sismiques dans les sous-bassins. Ces réflexions sismiques de plus faibles amplitudes se terminent en onlap (*cf.* 3.3.8.1) sur les flancs nord et sud du bassin de Parentis et sont totalement absentes sur les Seuil des Landes et Seuil d'Hourtin (figure 4.13 et figure 4.14). Les réflexions sismiques de fortes amplitudes sont interprétées comme des séries récifales d'âge paléocène à éocène sur les Seuil d'après les puits DANU-1 (SNEA et al., 1981a), ESUS-1 (ELF et al., 1975) et des séries lagunaires dans le bassin de Parentis d'après les puits PELICAN-1 (SNEA, 1982) et IBIS (SHELL GASCOGNE, 1970c; SNEA et al., 1981b). Les séries présentant des réflexions sismiques de plus faible amplitude sont interprétées comme les argiles silteuses à passées sableuses, datées de l'Oligocène, et déposées dans un environnement bathyal, d'après les descriptions dans les puits PELICAN-1 et PINGOUIN-1 (SNEA, 1982; SNEA and Stojcic, 1982). Sur le Seuil d'Hourtin et sur le Seuil des Landes (figure 4.2), les séries sont massivement érodées et sont présentes uniquement sous la forme de patches de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (figure 4.19) au niveau des puits DANU-1 et CORMORAN-1 (SHELL GASCOGNE, 1970b; SNEA et al., 1981a). En revanche, l'épaisseur de ces séries varie de la centaine de mètres à plus d'un kilomètre (figure 4.19) dans les sous-bassins, de part et d'autre de la structure Ibis.

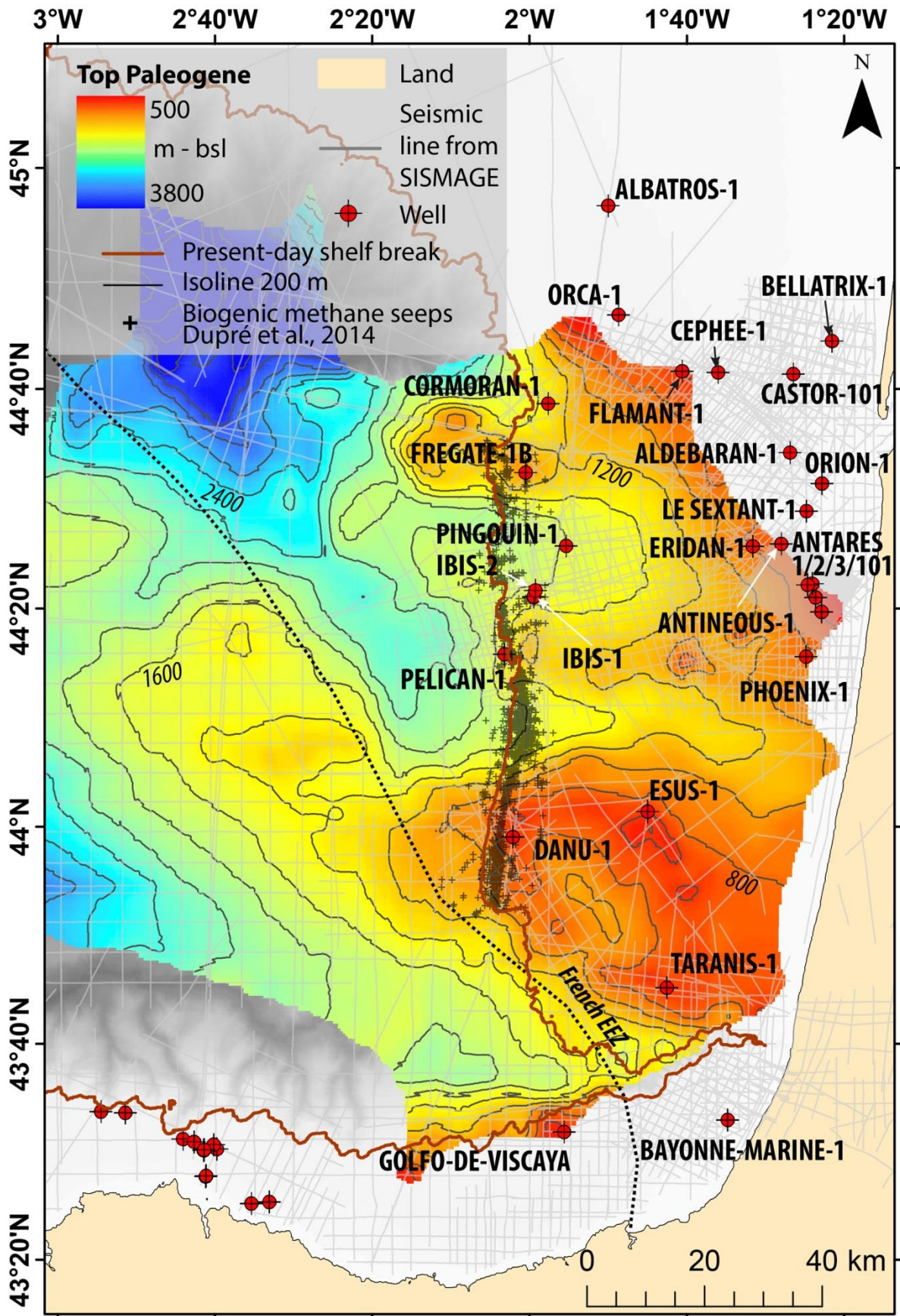


Figure 4.17: Carte isobathe du toit des séries du Paléogène avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

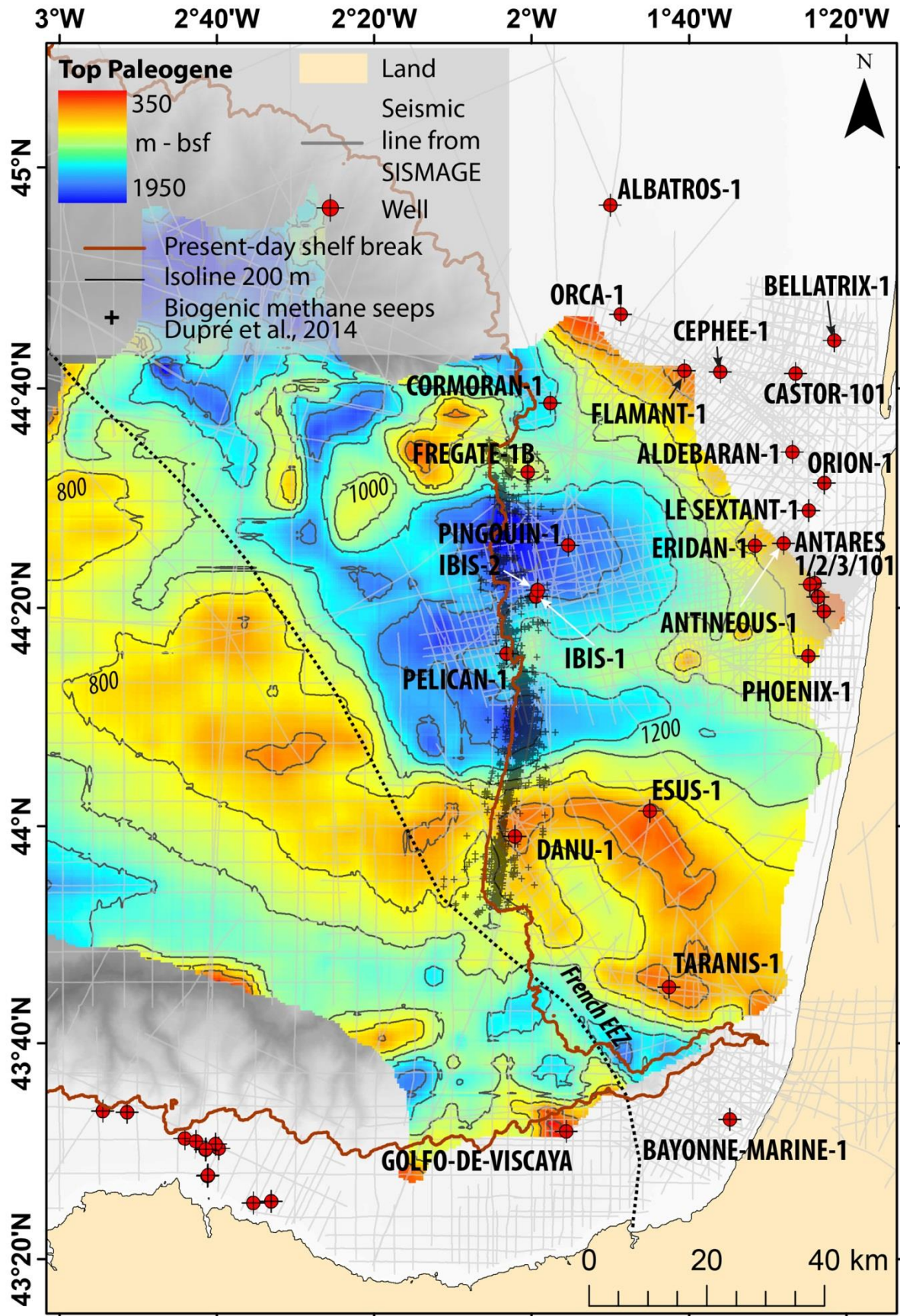


Figure 4.18: Carte isobathe du toit des séries du Paléogène avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

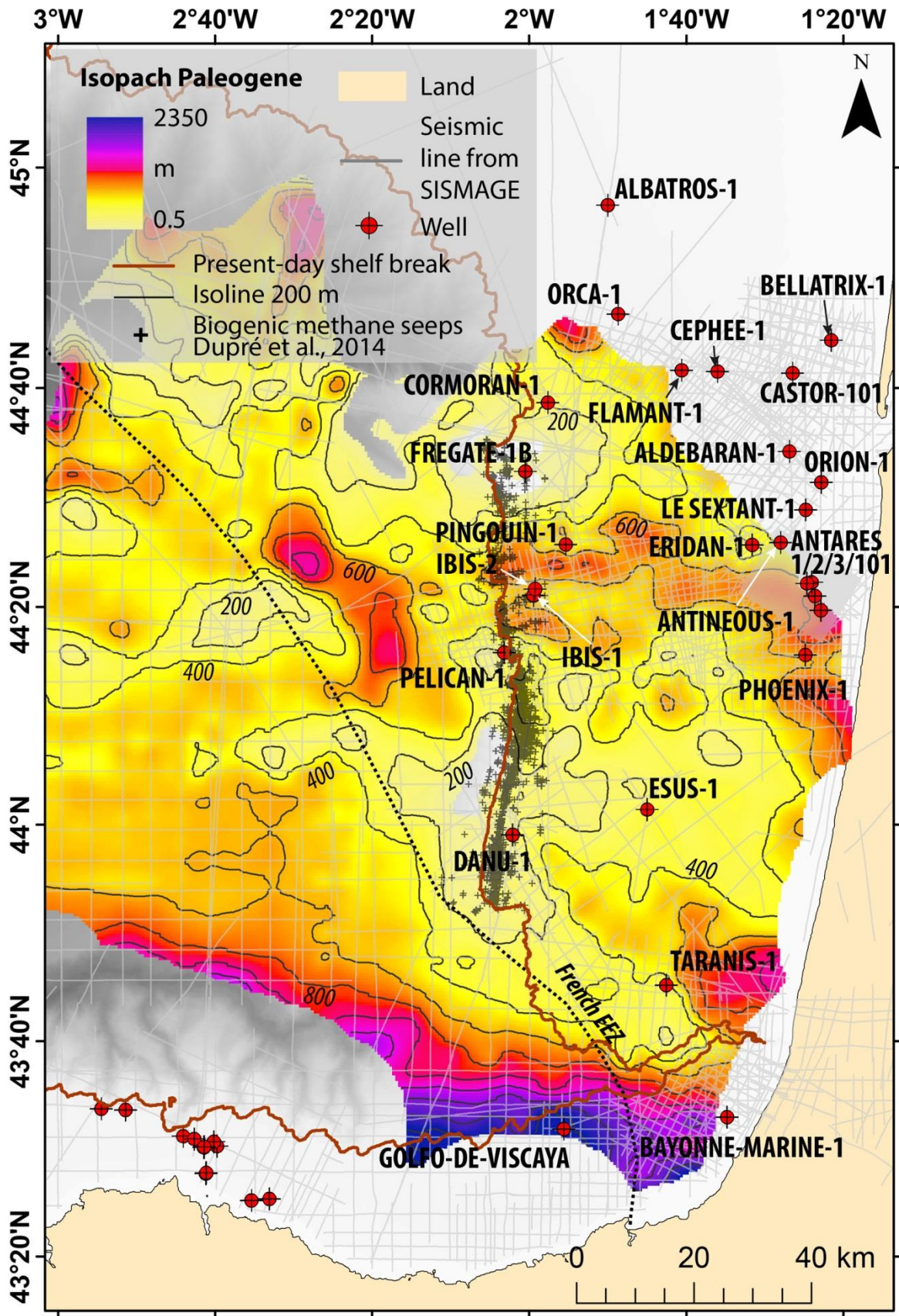


Figure 4.19: Carte isopaque des séries du Paléogène avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1.1.1.3 Base du Pliocène et séries du Miocène

Les séries miocènes sont comprises entre le toit des séries paléogènes et l'horizon pointé comme la base du Pliocène (figure 4.3 à figure 4.14). La géométrie du toit des séries (figure 4.20 et figure 4.21) est moins chaotique que les horizons du Paléogène et du Crétacé. Le toit du Miocène est toujours marqué sur le Seuil des Landes (figure 4.2) par un haut structural avec des profondeurs de l'ordre de la centaine de mètres sous le fond de mer (figure 4.22). Cette profondeur a été déduite de la géométrie des horizons régionaux sur les profils, en raison de l'absence de contrôle géologique des différents puits de la zone d'étude pour les premières centaines de mètres de sédiment sous le fond de mer (*cf.* 3.4.5.2 et tableau 3-10). Le toit des séries du Miocène est légèrement plus profond au-dessus du fossé subsident du bassin de Parentis (figure 4.2), avec une profondeur de 1 km à 1.2 km sous le fond de mer au niveau du rebord de plateau actuel (figure 4.21). Les structures salifères Ibis et Alcyon (figure 4.2) marquent toujours la géométrie du toit des séries miocènes en formant deux hauts structuraux (figure 4.6, figure 4.14 et figure 4.20). Les séries miocènes sont caractérisées par des alternances de réflexions sismiques continues de faibles amplitudes et des intervalles avec des réflexions sismiques de fortes amplitudes et des incisions de plusieurs dizaines de mètres en moyenne (figure 4.3 à figure 4.14) et pouvant atteindre la centaine de mètres au niveau de l'anticlinal FREGATE (position en figure 4.2 et représentation sur le profil en figure 4.14). Cet agencement des réflexions sismiques est interprété comme la succession de dépôts argileux durant des phases de haut niveau marin dans un environnement bathyal (puits IBIS (SHELL GASCOGNE, 1970c; SNEA et al., 1981b), PELICAN-1 (SNEA, 1982), PINGOUIN-1 (SNEA and Stojcic, 1982), avec des phases de baisses du niveau marin et la mise en place d'incisions avec des remplissages plus grossiers (sableux). L'épaisseur des séries miocènes reste inférieure à 200 m sur le Seuil des Landes, le flanc sud du bassin de Parentis et sur la structure Ibis (figure 4.22). Les lithologies de ces formations amincies sont des argiles calcaires et argiles sableuses. Dans la partie orientale du bassin de Parentis, l'épaisseur des formations du Miocène varie entre 200 m et 600 m. Les lithologies de ces formations sont des argiles silto-sableuses (puits ANTINEOUS-1 (SNEA and Maillard, 1983) et ERIDAN-1 (ESSO REP, 1974)) avec la présence de débris coquillers dans le puits PHOENIX-1 (ESSO REP and Gairaud, 1967).

La succession de ces phases n'a pas été étudiée en détail du fait de l'absence de contrôle géologique entre les puits du rebord de plateau et ceux proches de la structure Antares ou des dômes Alcyon. Compte tenu de la géométrie des horizons intra-miocènes, les

dépôts du Miocène, au niveau du bassin de Parentis, peuvent être interprétés comme la succession de phases d'incisions engendrées, par le développement de systèmes de canyons dans la pente continentale ou éventuellement la mise en place d'un système turbiditique.

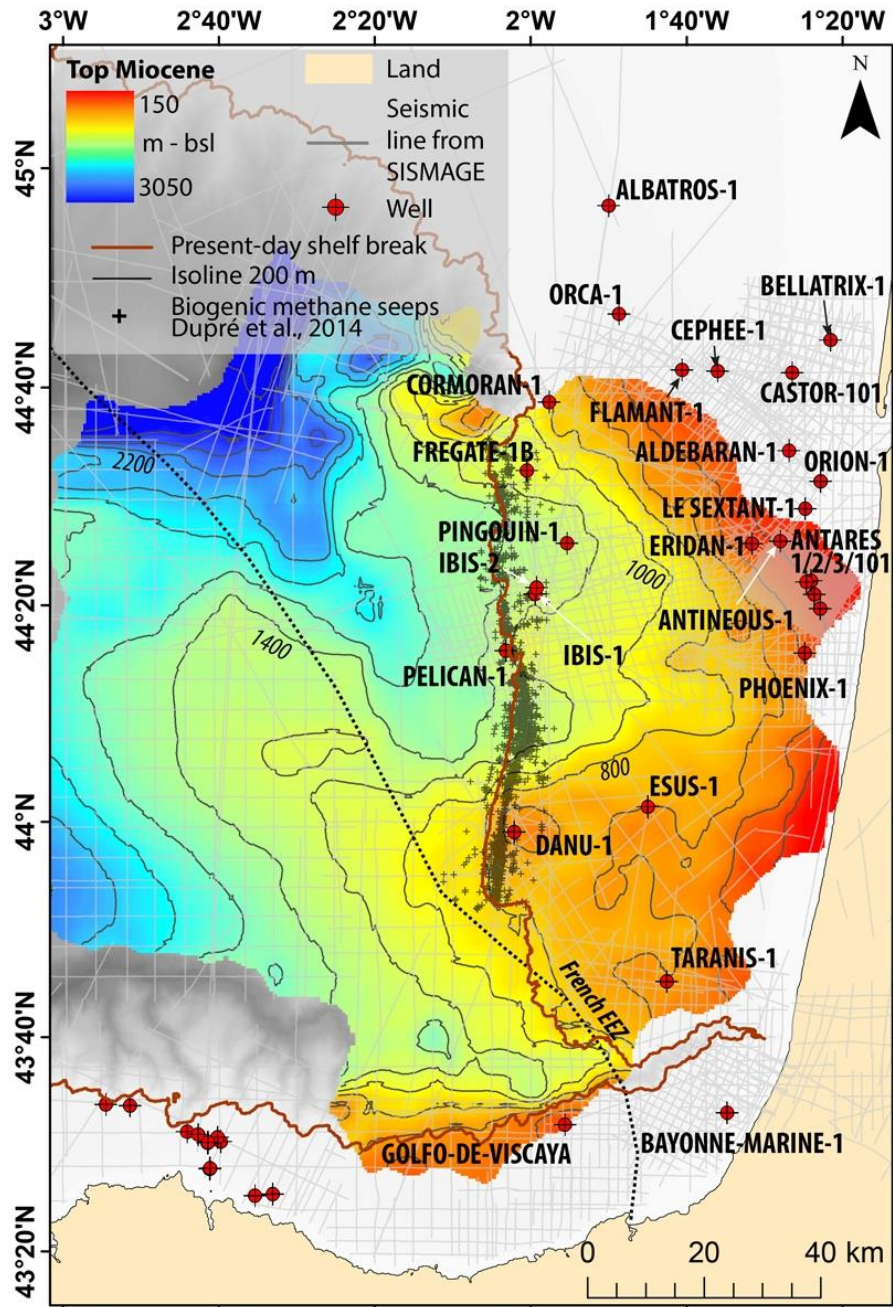


Figure 4.20: Carte isobathe du toit des séries du Miocène avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

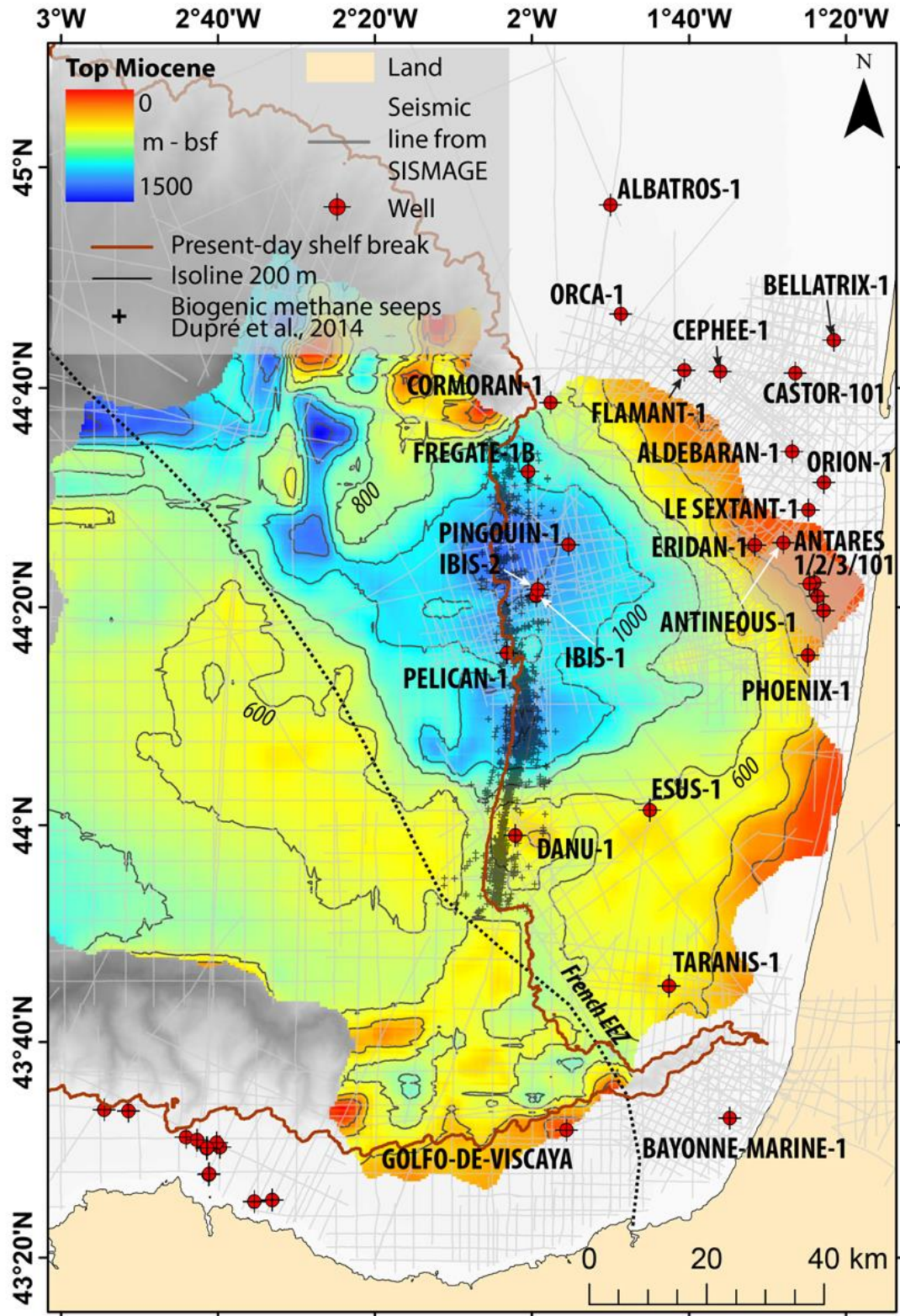


Figure 4.21: Carte isobathe du toit des séries du Miocène avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

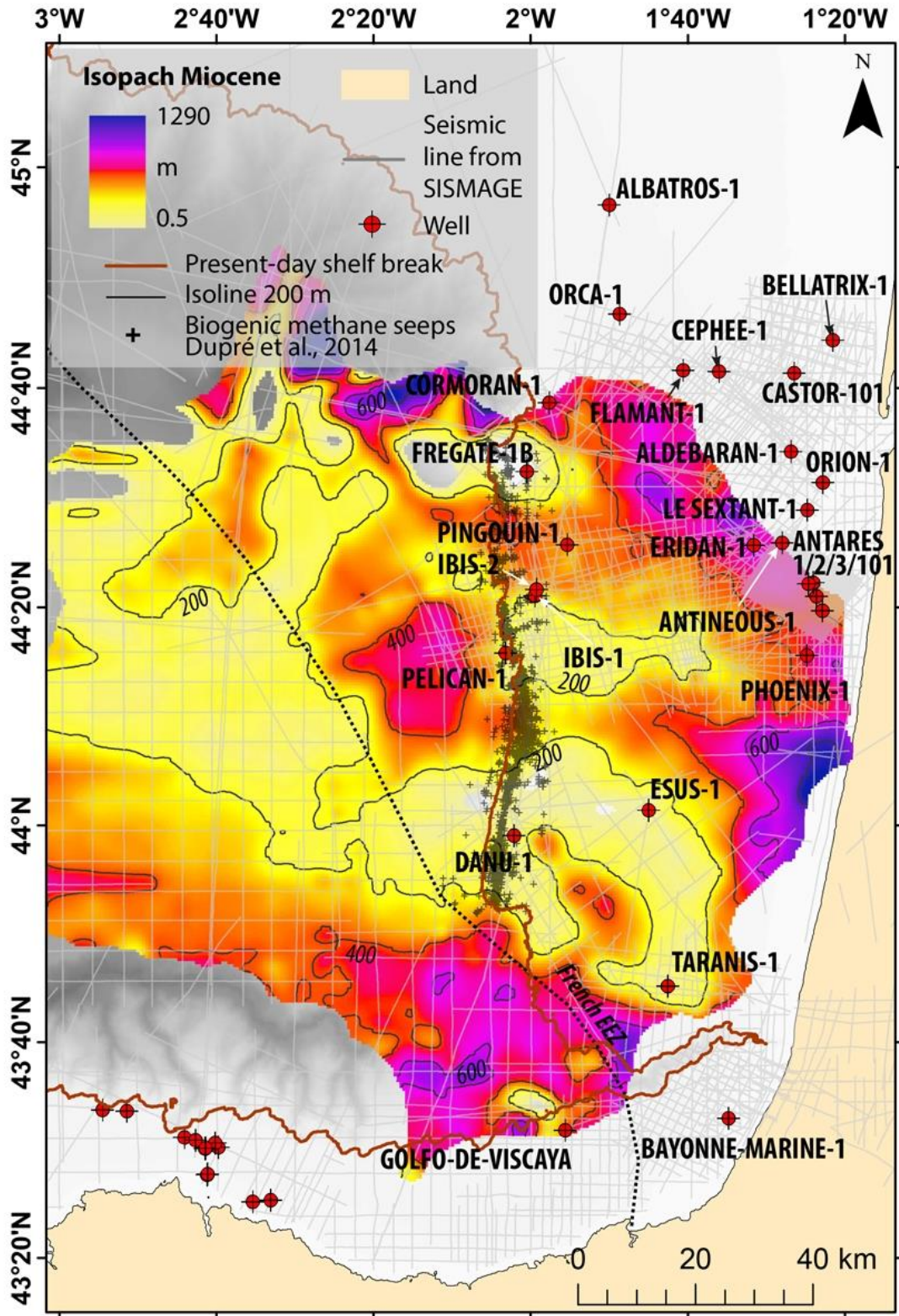


Figure 4.22: Carte isopaque des séries du Miocène avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1.1.2 *Le système de progradation du Plio-Pléistocène*

L'étude des profils sismiques (figure 4.23 et figure 4.24) du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE dans la partie intermédiaire du Plateau Aquitain (figure 4.25) a permis de déterminer la géométrie du système de progradation de la plate-forme Aquitaine déjà décrit dans sa partie superficielle (max 300 ms TD sous le niveau marin) par Bellec and Cirac (2010) (*cf.* 2.4.5.3) sur les lignes Sparker de la campagne ITSAS1 (1998). Les travaux Bellec and Cirac (2010) placent le toit du Miocène à 200 m de profondeur sous le fond de mer au niveau du rebord du plateau actuel de la marge Aquitaine Nord. Ce calage a été utilisé par Bellec and Cirac (2010) pour étendre leur interprétation sur la marge sud aquitaine. Sur la marge Aquitaine Sud, dans le modèle proposé par Bellec and Cirac (2010), l'unité U1 située en rebord de plateau, est datée à 120 ka (Pléistocène supérieur) (*cf.* 2.4.5.3). La base de l'unité U2 est datée du Miocène supérieur ou Pliocène basal (Bellec and Cirac, 2010) (*cf.* 2.4.5.3).

L'étude détaillée du système de progradation du plateau aquitain dans le projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE a été réalisée suite au travail de détermination des horizons régionaux calés sur les puits de forage du projet SISMAGE (*cf.* 4.1.1.1). Ce système de progradation est visible sur les profils sismiques des 23 campagnes étudiées dans la thèse (tableau 3-4 et figure 4.3 à figure 4.14). Il s'étend de la partie onshore du bassin de Parentis jusque dans le domaine offshore. Les lithologies de ces formations varient d'est en ouest, depuis des sables coquillers et graviers polychromes témoignant d'un environnement proximal (puits PHOENIX-1 (ESSO REP and Gairaud, 1967)) à des alternances d'argiles, silts et sables (puits FREGATE-1B (SHELL GASCOGNE et al., 1975), IBIS (SHELL GASCOGNE, 1970c; SNEA et al., 1981b) et DANU-1 (SNEA et al., 1981a)) Les calages des horizons régionaux présentés dans la section 4.1.1.1 ont montré que les premières progradations du système atteignant la partie onshore du bassin de Parentis et celles situées à la côte, sont datées du Miocène (*cf.* 4.1.1.1.2), l'évolution du système de progradation vers le domaine offshore s'effectuant ensuite à partir du Pliocène (*cf.* 4.1.1.1.3). La base du Pliocène étant le dernier niveau stratigraphique couvert par le contrôle géologique dans les puits (*cf.* 3.4.5.2), aucun calage n'a pu être effectué dans les séries du Plio-Pléistocène. La géométrie interne des progradations, déduites sans calage de puits, mais propagée sur les profils des 23 campagnes du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE, montre que les progradations du Plio-Pléistocène s'étendent sur la totalité de la marge sud aquitaine (figure 4.3 à figure 4.14, figure 4.23 et figure 4.24). Cependant, même si ces séries sont présentes dans l'ensemble de la zone, leur épaisseur varie sensiblement, de 200 m au niveau du Seuil d'Hourtin et de la ride

Fregate, à 500 m au niveau du Seuil des Landes et à plus de 1 km d'épaisseur au-dessus du bassin de Parentis (figure 4.26). L'étude du système de progradation sur les profils du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE a mis en évidence la présence de trois unités remarquables, P1 (cf. 4.1.1.2.1), P2 (cf. 4.1.1.2.2) et P3 (cf. 4.1.1.2.3) (figure 4.23 et figure 4.24) différentes de celles décrites par Bellec and Cirac (2010).

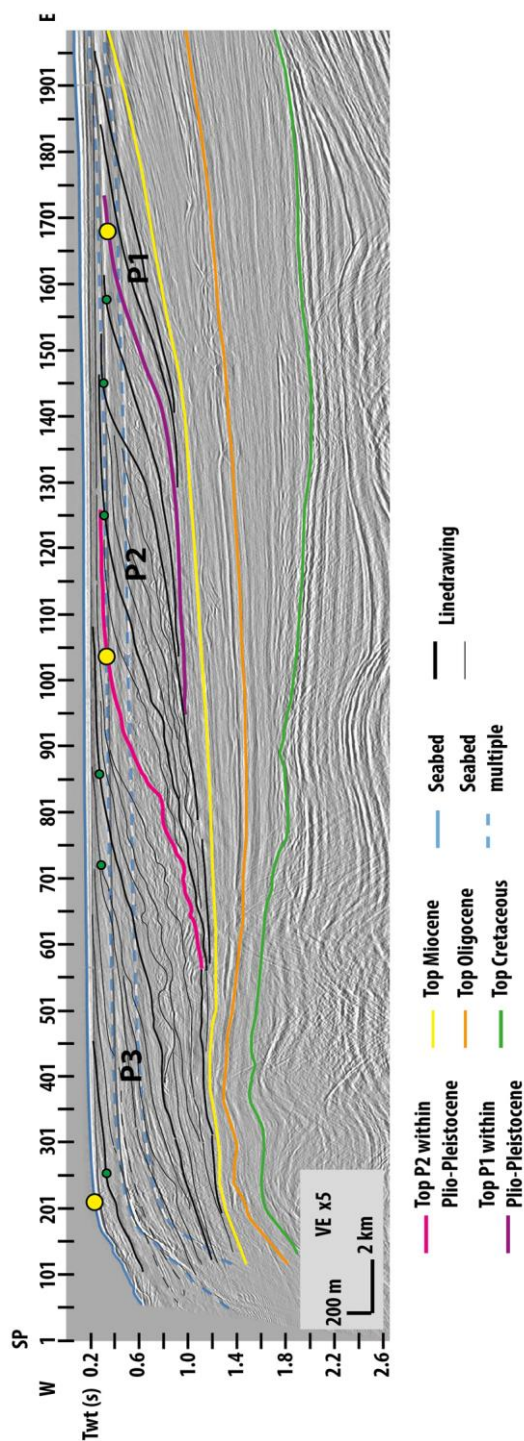
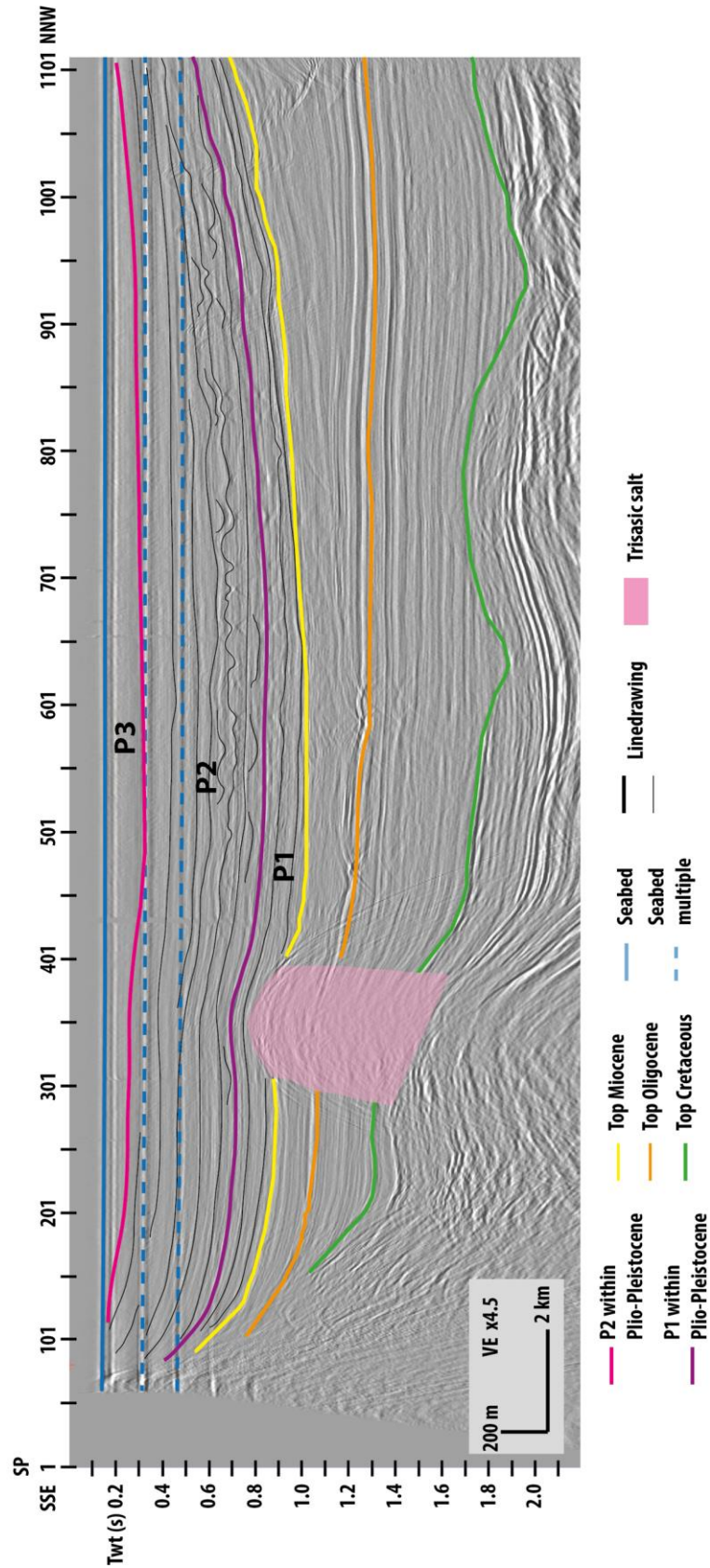


Figure 4.23: Profil sismique 80-GG-07A du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE avec représentation des horizons régionaux et linedrawing dans les progradations du Plio-Pléistocène. Les ruptures de pente des cliniformes sont indiquées par les points verts et points jaunes pour les ruptures de pente étudiées en carte (4.1.1.2.3). Localisation en figure 4.25.



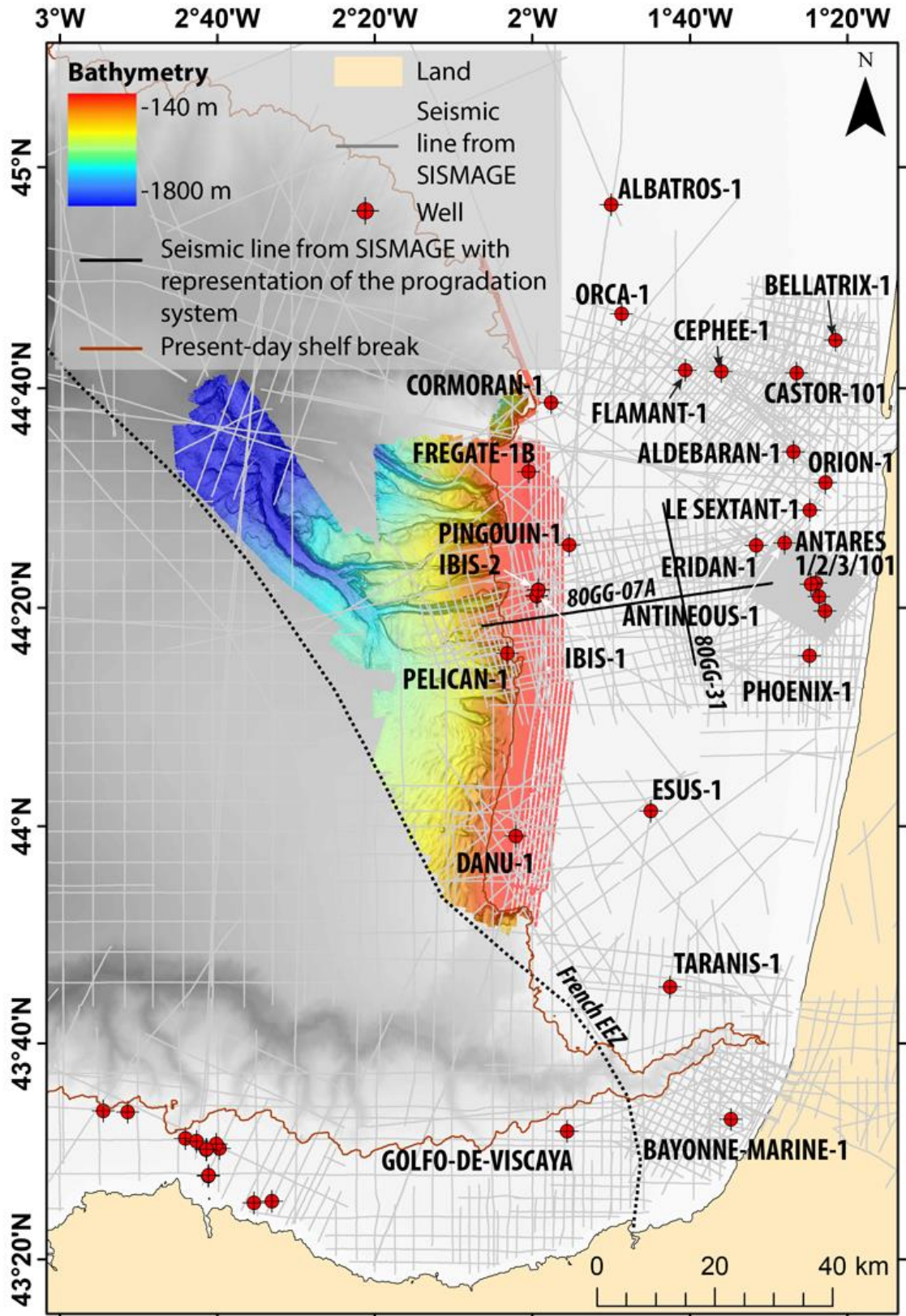


Figure 4.25: Carte de positionnement des profils 80GG-07A (figure 4.23) et 80GG-31 (figure 4.24) utilisés pour représenter le système de progradation du Plio-Pléistocène. Les figure 4.5 à figure 4.14 présentent également la géométrie des unités P1 et P2.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

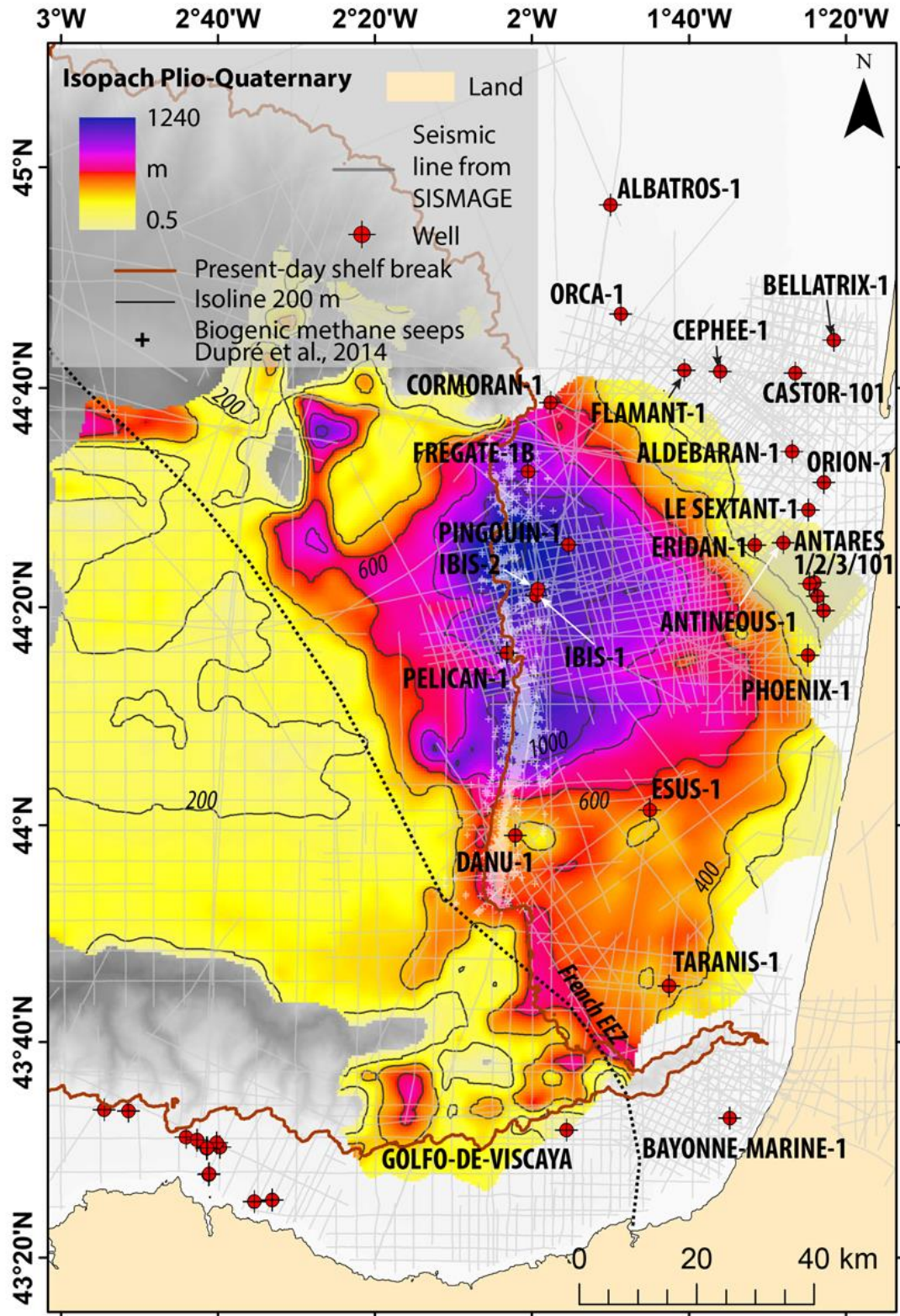


Figure 4.26: Carte isopaque des séries de la base du Pliocène jusqu'au fond de mer à l'actuel avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1.1.2.1 L'unité P1 du système de progradations du Plio-Pléistocène

Cette unité correspond à l'intervalle situé entre la base du Pliocène et l'horizon violet pointé sur les figure 4.23 et figure 4.24. Le toit de cette unité est marqué par une inflexion en profondeur de près de 400 m à l'aplomb du bassin de Parentis, soit au niveau des puits IBIS-1 et 2 et puits PINGOUIN-1 (figure 4.27 et figure 4.28). L'épaisseur de cette unité varie de plusieurs dizaines de mètres à 480 m d'épaisseur environ à la latitude du bassin de Parentis, de part et d'autre de la structure salifère du dôme Alcyon, et sur le Seuil des Landes au niveau du puits TARANIS-1 (figure 4.29). Du fait de la présence de multiples du fond de mer (figure 4.23 et figure 4.24), il n'est pas possible de définir si la terminaison supérieure de cette unité se fait en toplap sur une surface sus-jacente ou si celle-ci se fait en onlap sur l'horizon de la base pliocène. La terminaison basale de cette unité est recoupée par un clinoforme interne à l'unité P2. D'après le modèle stratigraphique proposé par Bellec and Cirac (2010), cette unité P1 définie dans le projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE se situe dans les séries d'âge estimé pliocène (*cf.* 2.4.5.3).

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

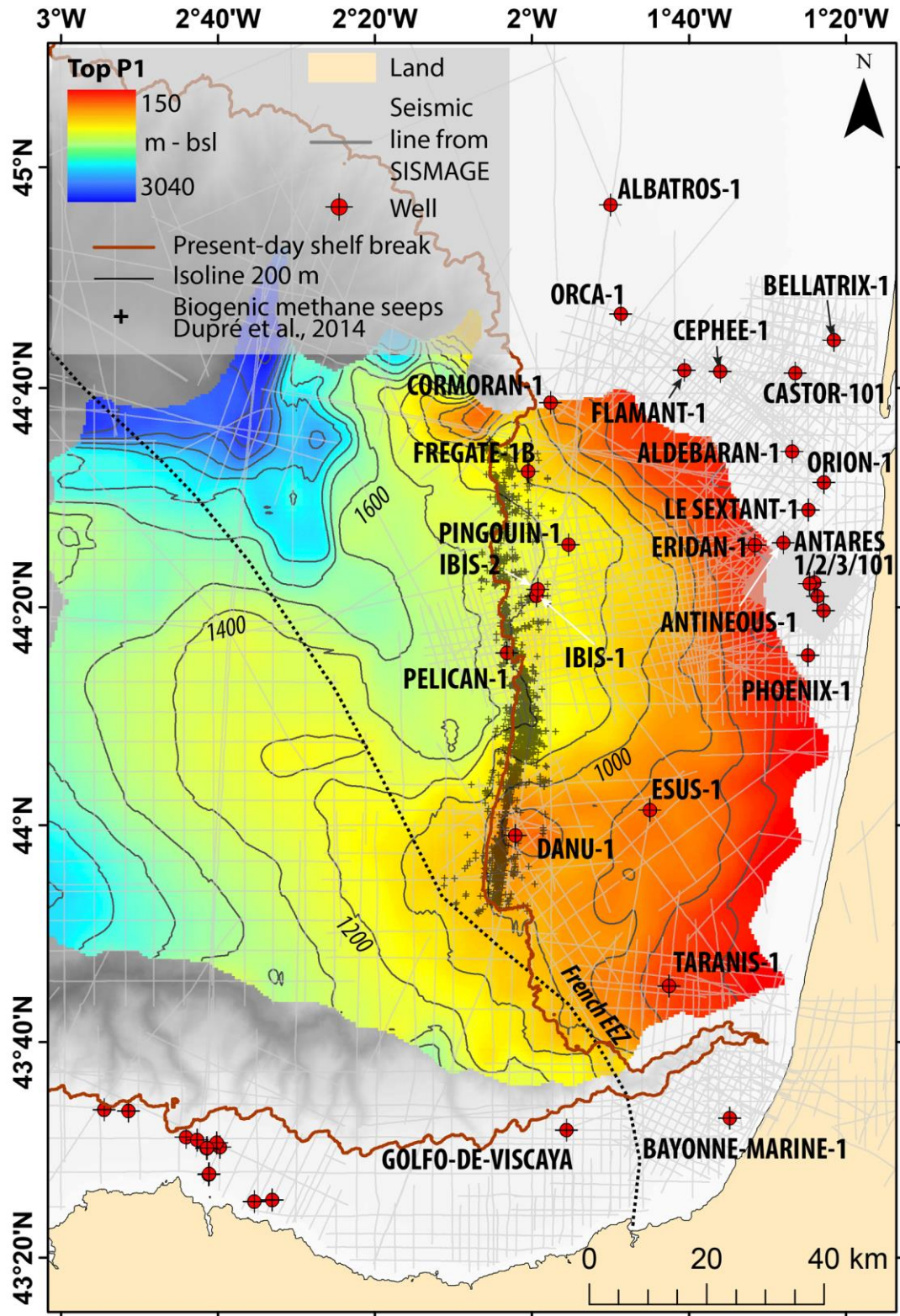


Figure 4.27: Carte isobathe du toit de l'unité P1 avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.

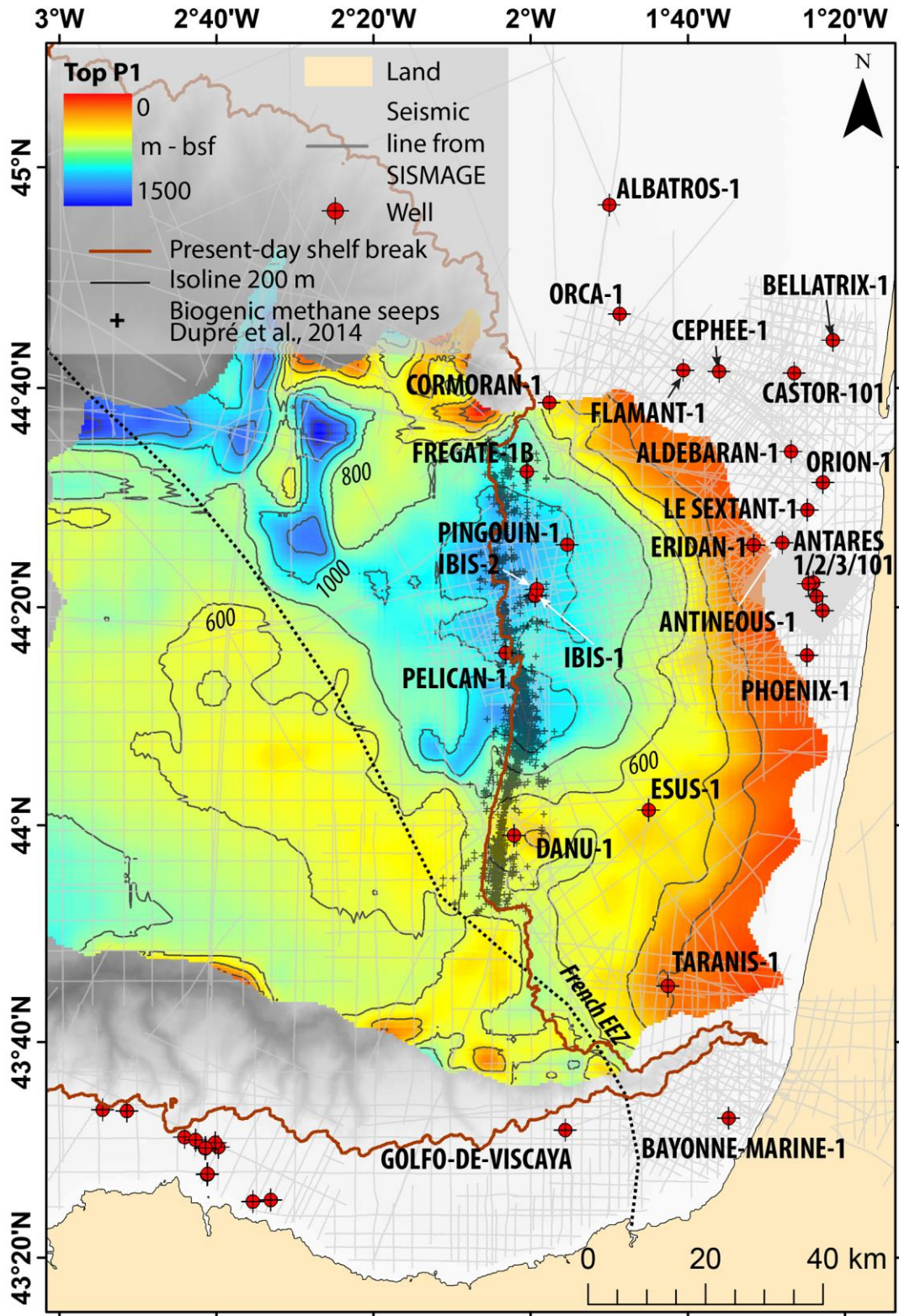


Figure 4.28: Carte isobathe du toit de l'unité P1 avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

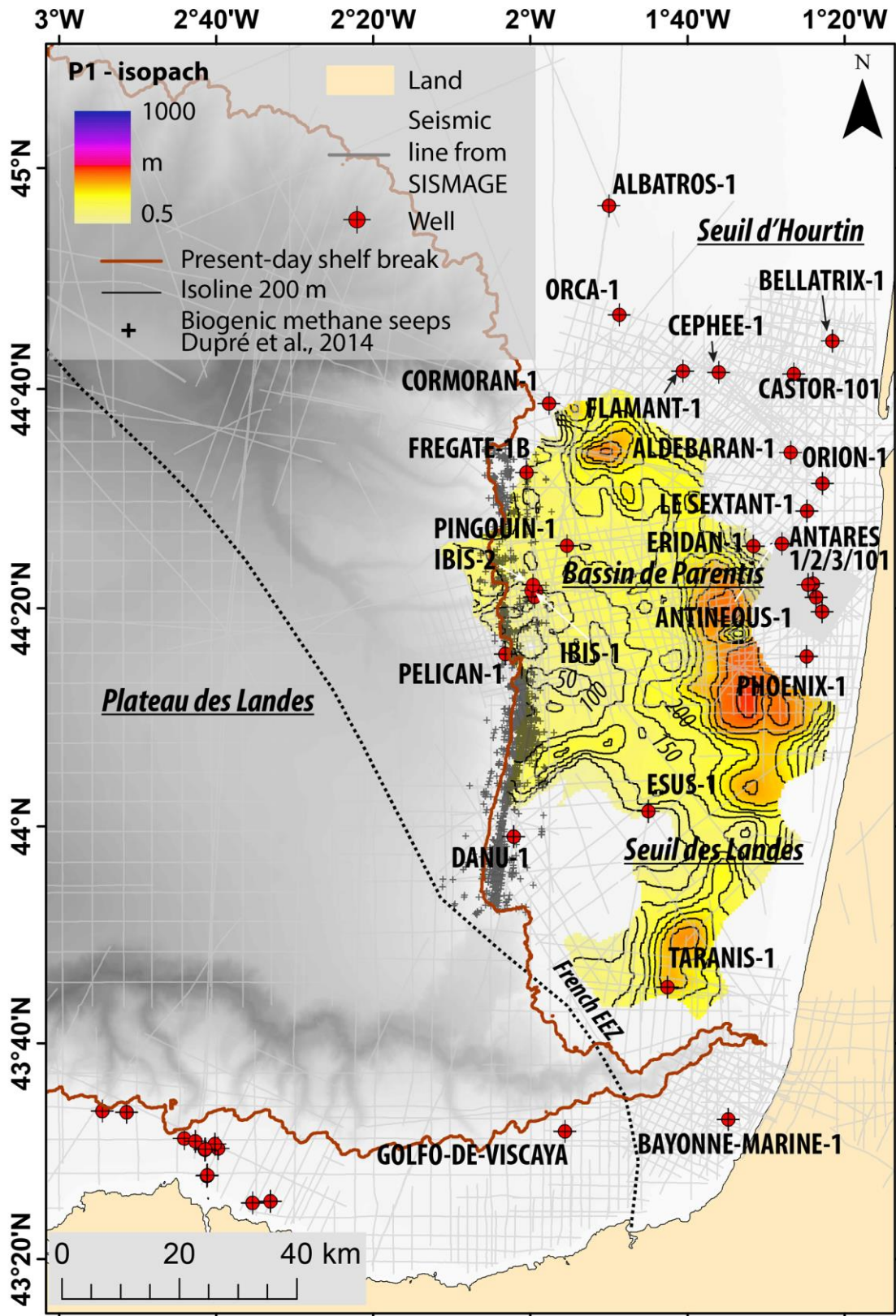


Figure 4.29: Carte isopaque de l'unité P1 avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1.1.2.2 L'unité P2 du système de progradation du Plio-Pléistocène

L'unité P2 est comprise entre le toit de l'unité P1 et le réflecteur rose présenté sur la figure 4.23 et figure 4.24. Le toit de cette unité (figure 4.30) s'étend de 50 m sous le fond de mer au plus proche de la côte jusqu'à 800 m de profondeur sous le fond de mer au niveau du rebord de plateau actuel (figure 4.31). Cette unité est plus épaisse que l'unité P1, avec des épaisseurs variant de la dizaine de mètres sur le Seuil des Landes jusqu'à un maximum de 800 m à l'est de la structure Pingouin (figure 4.32). Le dépôtcentre de cette unité se situe dans le nord du bassin de Parentis jusqu'à la ride Fregate (figure 4.31 et figure 4.32). L'extension du dépôtcentre, centré à 44°26'2 N de latitude, ne dépasse pas 20 km en est-ouest mais atteint plus de 50 km en extension nord-sud (figure 4.32). Par rapport à l'unité P1, l'unité P2 est décalée vers l'ouest (observation du dépôt-centre et sur le Seuil des Landes). La terminaison supérieure de cette unité est mal définie du fait de la présence des multiples du fond de mer (figure 4.23 et figure 4.24) et la terminaison basale de l'unité P2 est définie comme une terminaison en downlap sur une surface interne au système de progradations du Plio-Pléistocène. D'après le modèle stratigraphique proposé par Bellec and Cirac (2010), l'unité P2 se situe également dans les séries d'âge estimé pliocène (*cf.* 2.4.5.3).

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

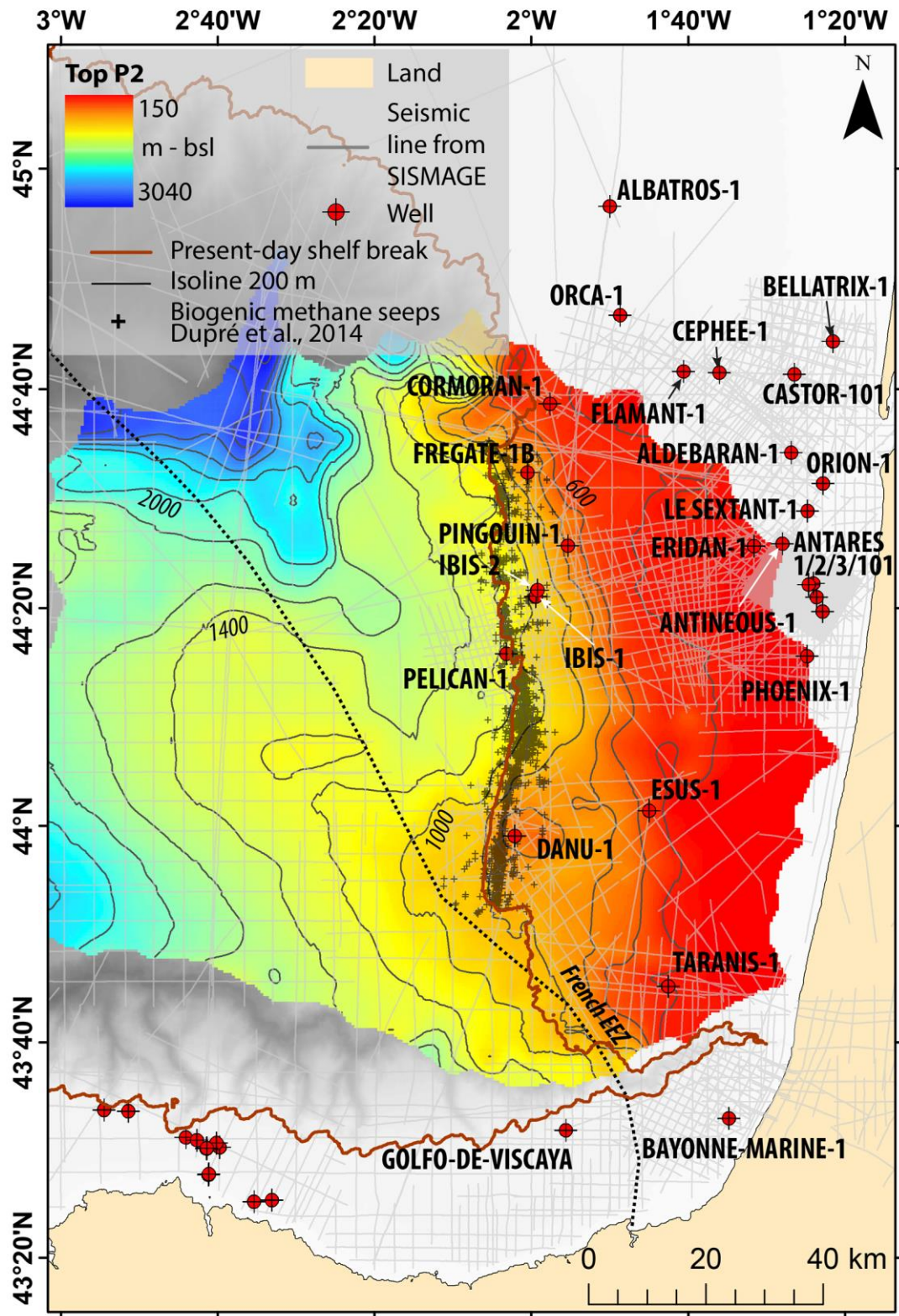


Figure 4.30: Carte isobathe du toit de l'unité P2 avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.

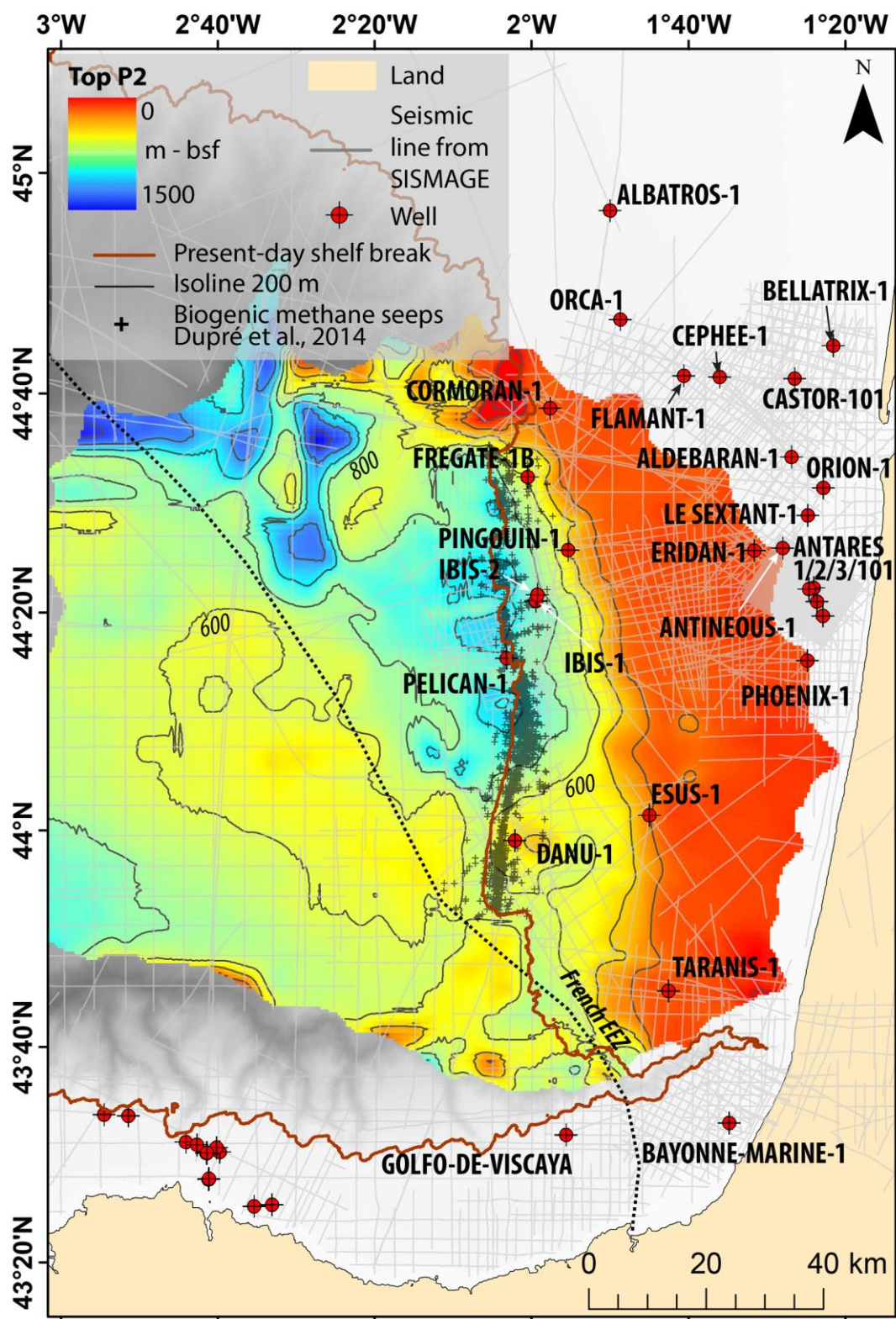


Figure 4.31: Carte isobathe du toit de l'unité P2 avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

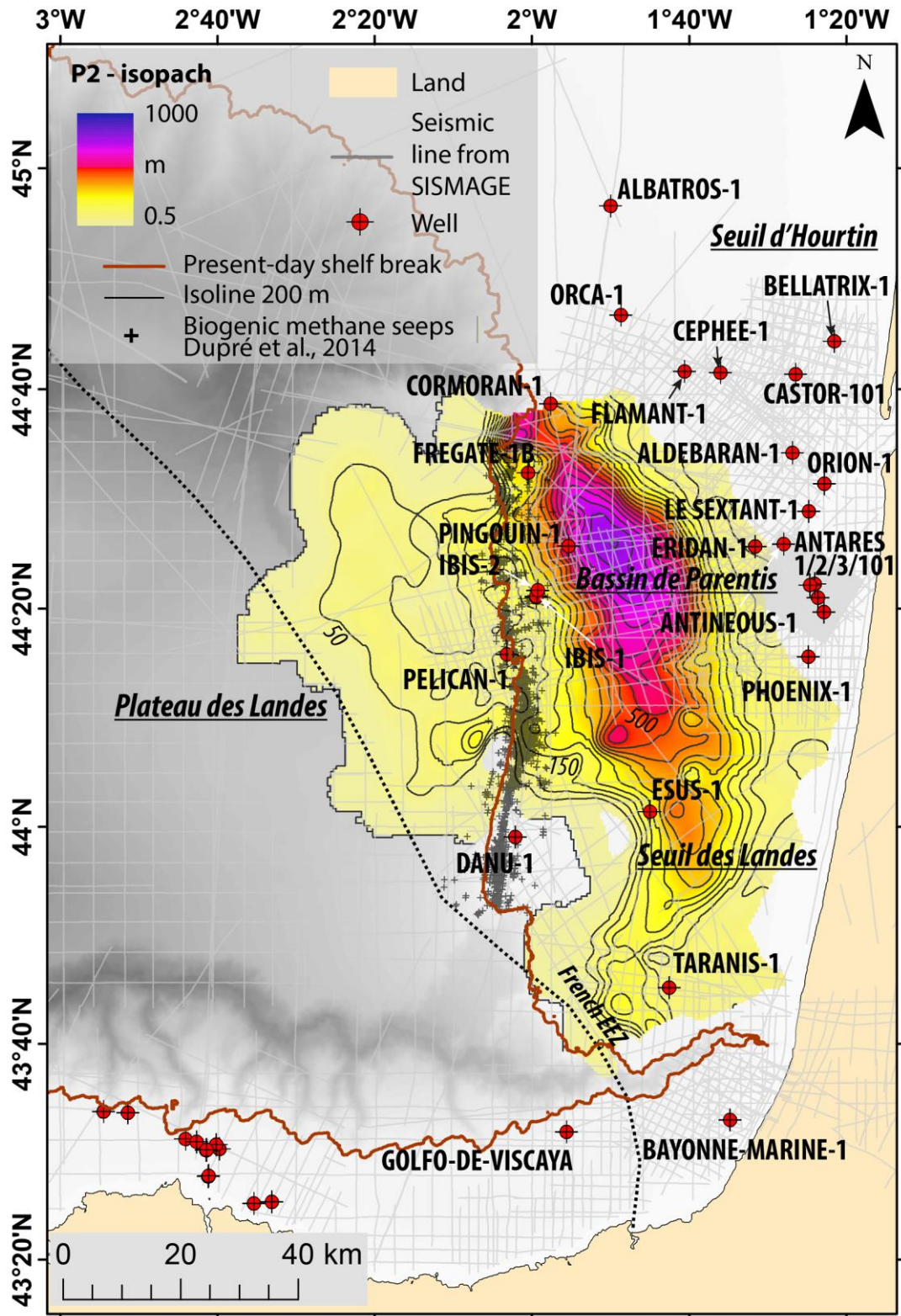


Figure 4.32: Carte isopaque de l'unité P2 avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1.1.2.3 L'unité P3 du système de progradation du Plio-Pléistocène

L'unité P3 se situe entre le toit de l'unité P2 et le fond de mer (figure 4.23). Cette unité, peu épaisse sous le plateau continental (<100 m d'épaisseur), tend à s'épaissir vers le rebord de plateau pour atteindre une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, voir 1 km. Contrairement aux deux unités P1 et P2 (cf. 4.1.1.2.1 et 4.1.1.2.2), cette unité présente une épaisseur de plus de 400 m le long des 80 km du rebord de plateau entre les canyons de Cap Ferret et la loupe d'arrachement de Capbreton (figure 4.33). Ce dépôtcentre est, dans la moitié sud de la zone d'étude, essentiellement restreint au rebord de plateau, s'étend jusqu'à 20 km à l'est du rebord de plateau actuel. Dans la moitié nord en revanche, le dépôtcentre se situe sous le rebord de plateau et s'étend entre 10 et 25 km plus à l'ouest du rebord de plateau actuel et entre 7 et 15 km à l'est. De plus, contrairement aux deux unités précédentes, cette unité tapisse le fond de la loupe d'arrachement de Capbreton. Compte tenu de la position dans cette unité dans le système de progradation de la marge Aquitaine et de sa présence dans le fond de la loupe d'arrachement de Capbreton, l'âge de la base de cette unité P3 peut être estimé au Pléistocène inférieur. Cette unité présente également des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres dans la pente continentale ainsi que sur le Plateau Landais, témoignant de dépôts plus importants, ou d'une meilleure préservation des séries ou encore de possibles apports sédimentaires depuis la plateforme, comme peuvent le témoigner deux accumulations sédimentaires (moitié nord de la zone d'étude et 2°30'W de longitude sur la figure 4.33) dans un canyon de la pente qui vient se raccorder au système de Cap Ferret (figure 4.33).

4.1. Contexte géologique : apports du travail de thèse à la connaissance régionale

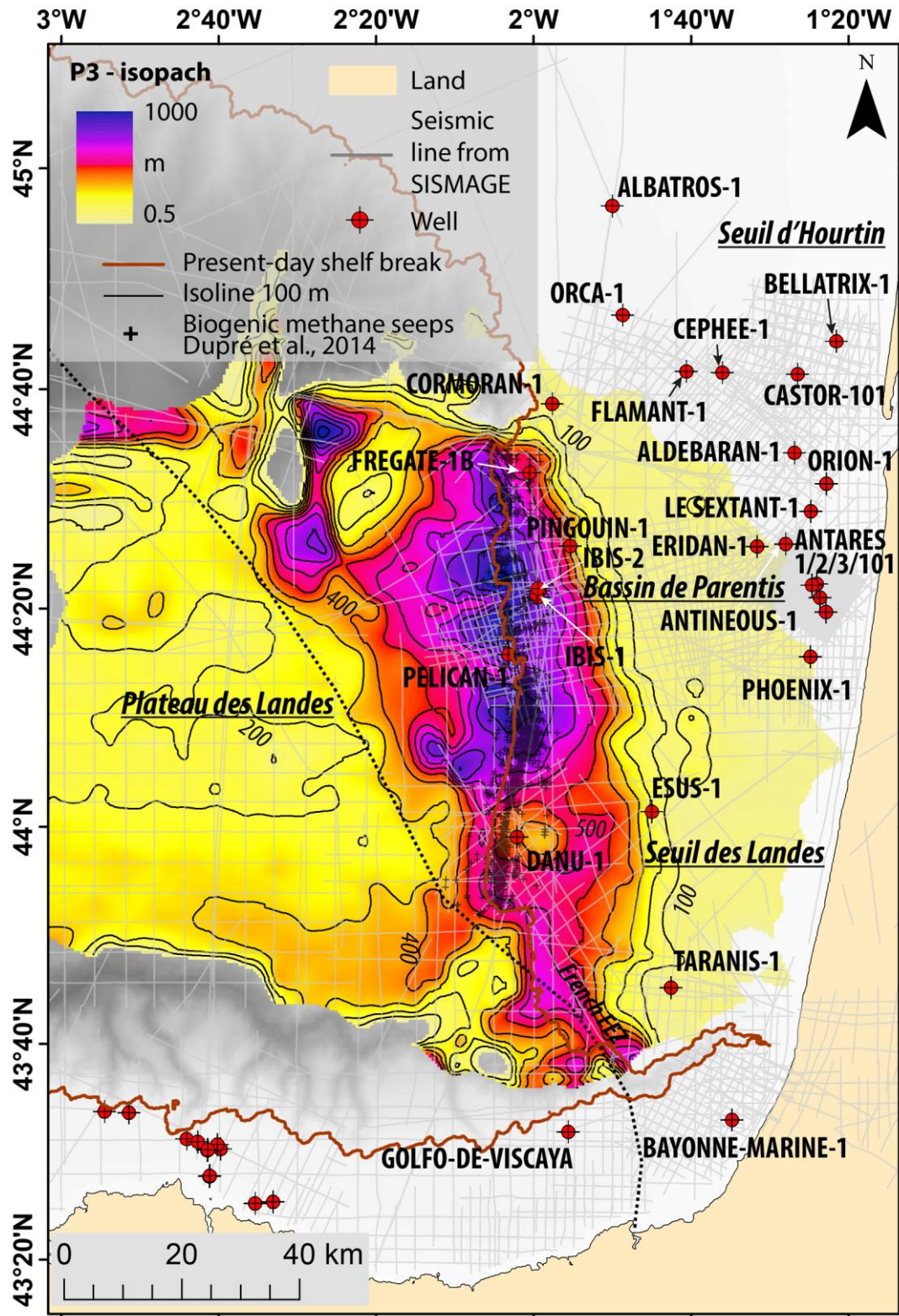


Figure 4.33 : Carte isopaque de l'unité P3 avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.

4.1.1.3 *Évolution de la position de rebord de plateau des progradations du Pliocène à l'actuel*

La géométrie des progradations définies par Bellec and Cirac (2010) a été étendue aux profils sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE. Ceci a permis de définir, sans calages temporels, l'évolution du rebord de plateau, en fonction des différentes progradations, telles que celle de la base du Pliocène, de l'unité P1 et de l'unité P2. L'évolution du rebord de plateau du système de progradation de la marge sud aquitaine a été étudiée sur les 23 campagnes du projet SISMAGE qui ont été exploitées dans la thèse. Les ruptures de pente de la partie supérieure de différents clinofformes ont été pointées sur les profils sismiques et reportées en carte pour associer à chaque clinofforme une géométrie du rebord de plateau (figure 4.23 et figure 4.24). Les résultats de la compilation des pointés des ruptures de pente des clinofformes associés aux rebords de plateau du toit du Miocène, toit de P1 et toit de P2 sont présentés en figure 4.34. La position des rebords de plateaux successifs montre clairement un déplacement vers l'ouest de ces derniers, depuis le Pliocène jusqu'à la position actuelle (figure 4.34). Depuis, la base du Pliocène, le rebord de plateau s'est déplacé de près de 55 km jusqu'à sa position actuelle, soit une vitesse de déplacement de 10 m/ka en moyenne. La géométrie des rebords de plateau varie également depuis le Pliocène avec une forme très évasée ouverte vers l'ouest, vers un tracé régionalement linéaire et orienté nord-sud à l'actuel. Cette évolution est cohérente avec la morphologie des dépôts des unités P1, P2 et P3 (cf. 4.1.1.2). La mise en place de l'unité P3 témoigne également de la progradation plus importante du système dans la partie sud de la zone d'étude, car la position de la rupture de pente du toit de l'unité P2 se situe à près de 30 km à l'est du rebord de plateau actuel (contrairement à la partie nord où la distance est d'environ 15 km) (figure 4.34).

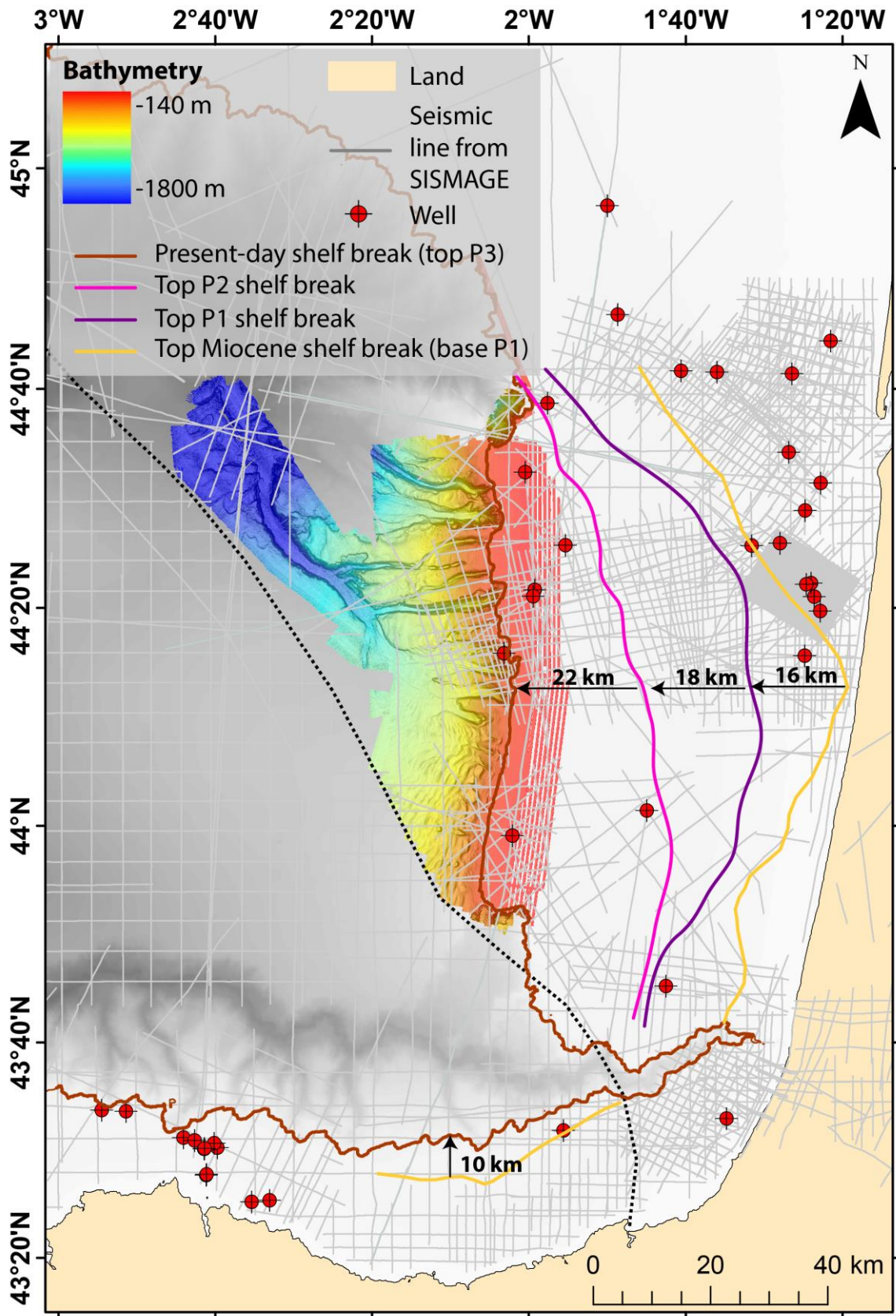


Figure 4.34: Carte de localisation des différentes ruptures de plateau des progradations du toit du Miocène, toit de P1, toit de P2 et rebord de plateau actuel (équivalent à la rupture de pente du toit de l'unité P3).

4.2 Exploitation des acquisitions des sondeurs multifaisceaux

Les données exploitées des sondeurs multifaisceaux sont issues des campagnes GAZCOGNE1, BOBGEO2, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN (*cf.* 3.2) couvrent près de 5500 km² (*cf.* 3.2). Les données ont été étudiées pour les recherches d'indices fluides, structures fond de mer et anomalies acoustiques.

4.2.1 Bathymétrie

4.2.1.1 *Les pockmarks de la pente continentale Aquitaine*

Des dépressions subcirculaires et allongées ont été identifiées exclusivement sur la pente continentale de la marge Aquitaine (figure 4.35) et correspondent à des pockmarks qui sont des expressions morphologiques en fond de mer liées à l'expulsion de fluides (*cf.* 1.1.5.1) (données GAZCOGNE1, résolution 15 m). Le complément d'étude sur les données bathymétrique BOBGEO2 (résolution 15 m) a permis d'étendre légèrement l'extension du système de pockmarks dans la pente continentale jusqu'à 1150 m de profondeur d'eau en complétant le pointé initial de ces entités (Ehrhold et al., 2014). Le profil bathymétrique GITAN (2015) (RESON7150 – résolution de 5 m) ne recoupe aucun des pockmarks pointés et aucun autre pockmark n'a été mis en évidence sur ce profil.

La cartographie des pockmarks a été réalisée manuellement dans la thèse et l'interprétation des morphologies fond de mer peut varier d'une personne à l'autre et ainsi expliquer les variations de morphologies pointées avec 534 pockmarks initialement pointés (Ehrhold et al., 2014). La résolution des données bathymétrique GAZCOGNE1 et BOBGEO2, toutes deux à 15 m, ne permet pas de cartographier les pockmarks avec des diamètres inférieurs à 30 m.

Suite à cette mise à jour, 606 pockmarks ont été détectés exclusivement dans la pente continentale entre 350 et 1150 m de profondeur d'eau (figure 4.35) et sur une superficie de 800 km² environ. Ces pockmarks sont considérés comme moyens à grands, avec leur diamètre variant de 52 à 330 m pour une profondeur interne de 15 m en moyenne, par rapport à d'autres pockmarks décrits sur d'autres zones d'études (Hovland and Judd, 1988; Pilcher and Argent, 2007). La profondeur interne des pockmarks peut atteindre 42 m pour les quelques pockmarks coalescents mais cette valeur est surestimée du fait de la méthode de calcul qui n'est pas adaptée à ces morphologies (*cf.* 3.2.2.2.3.2). La majorité des pockmarks (80%) présente des diamètres compris entre 100 et 200 m et une profondeur interne moyenne de 15 m (Michel et al., in revision). L'étude détaillée de ce champ de pockmarks fait l'objet de la

publication (cf. 9.1.4) : *Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Ehrhold, A., Imbert, P., Pitel, M., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Lazure, P., Marié, L., Geldof, J.-B., Deville, E. Pockmarks on the south aquitaine margin continental slope : the seabed expression of past fluid circulation and present day hydrodynamism. Comptes rendus de Géosciences, in review.*

Ces pockmarks occupent la zone d'inter-canyon au nord (434 unités réparties sur 574 km²) (figure 4.36), celle des ondulations sédimentaires au sud (153 unités réparties sur 374 km²) (figure 4.37) (Michel et al., in revision). La densité des dépressions est deux fois plus importante dans la zone des inter-canyons que dans la zone des ondulations sédimentaires.

Les pockmarks sont totalement absents des zones de canyons. Sur les inter-canyons, les pockmarks se répartissent aussi bien sur les flancs que sur le sommet des antiformes (figure 4.36). Les pockmarks dans ce domaine morphologique sont confinés aux antiformes et se répartissent suivant l'extension ouest-est des inter-canyons. La majorité des pockmarks sont répartis de façon chaotique et ne forment pas d'alignements ou « pockmarks trains » (figure 4.36). Quelques « clusters » de pockmarks sont observés dans la zone d'inter-canyons et présentent des densités pouvant atteindre 12 pockmarks/km². Localement, quelques pockmarks allongés sont formés par la coalescence de plusieurs dépressions.

Dans la zone des ondulations sédimentaires, les pockmarks sont répartis de manière équivalente entre les crêtes (36%) et les creux (48%), les 16% restant sont répartis sur des zones planes. Des alignements de pockmarks sont également observés dans la zone des ondulations sédimentaires. Ces alignements, constitués de moins de 8 pockmarks, ne dépassent pas 2 km de long et ne concernent que 13% des 153 pockmarks mis en évidence dans la zone des ondulations sédimentaires (Michel et al., in revision). Ainsi, sur l'ensemble de la zone, moins de 10% des pockmarks forment des alignements. Dans la partie nord du champ d'ondulations sédimentaires, les pockmarks sont présents en moins grandes densités que dans la partie sud (figure 4.36). Les pockmarks sont également absents des deux corridors orientés ouest-est et qui recoupent les ondulations sédimentaires (figure 4.36).

Les pockmarks, situés, sur les zones d'inter-canyons et dans le champ des ondulations sédimentaires présentent des morphologies similaires. Les dépressions ont des diamètres qui varient de 52 m à plus de 330 m pour les plus grandes. La profondeur interne des dépressions est variable, avec des valeurs allant de 4 à 42 m et une valeur moyenne de 15 m (Michel et al., in revision). Les pockmarks qui présentent les profondeurs internes les plus grandes correspondent aux pockmarks les plus grands en diamètre. Les facteurs d'élongation des

pockmarks (rapport du demi-axe majeur sur le demi-axe mineur) varient de 1 (forme circulaire) à 5.7 (allongement important). Les pockmarks avec des élongations comprises entre 1 et 1.1 sont peu nombreux (12% des 606 pockmarks) et sont considérés comme subcirculaires. Les pockmarks avec des élongations comprises entre 1.1 et 1.5 représentent 66% des 606 pockmarks, 19% présentent des élongations comprises entre 1.5 et 2.2 et seulement 3% présentent des élongations supérieures à 2.2 (Michel et al., in revision). Les pockmarks ayant des élongations supérieures à 2.2 sont majoritairement des pockmarks coalescents et non des entités uniques allongées (Michel et al., in revision). Sur les inter-canyons, les pockmarks dont l'élongation dépasse 1.5 sont allongés dans la direction NO-SE avec la pente régionale orientée E-O. Sur les ondulations sédimentaires, les pockmarks sont orientés ONO-ESE, soit approximativement dans la même direction que la pente locale des ondulations (Michel et al., in revision).

Le profil bathymétrique GITAN dans la pente continentale, à une résolution de 5 m, ne croise aucun des pockmarks identifiés sur les données GAZCOGNE1 et BOBGEO2, et aucun pockmark n'a été observé sur ce profil. Ce profil ne couvre qu'une portion réduite de la pente continentale mais l'absence de pockmarks peut indiquer :

1) qu'aucun pockmark de dimension inférieure à 30 m de diamètre n'est présent dans la pente continentale.

2) que les pockmarks sont exclusivement localisés dans les zones cartographiées par les données GAZCOGNE1 et BOBGEO2 et qu'il n'est alors pas possible d'exclure la présence de pockmarks avec des diamètres inférieurs à 30 m.

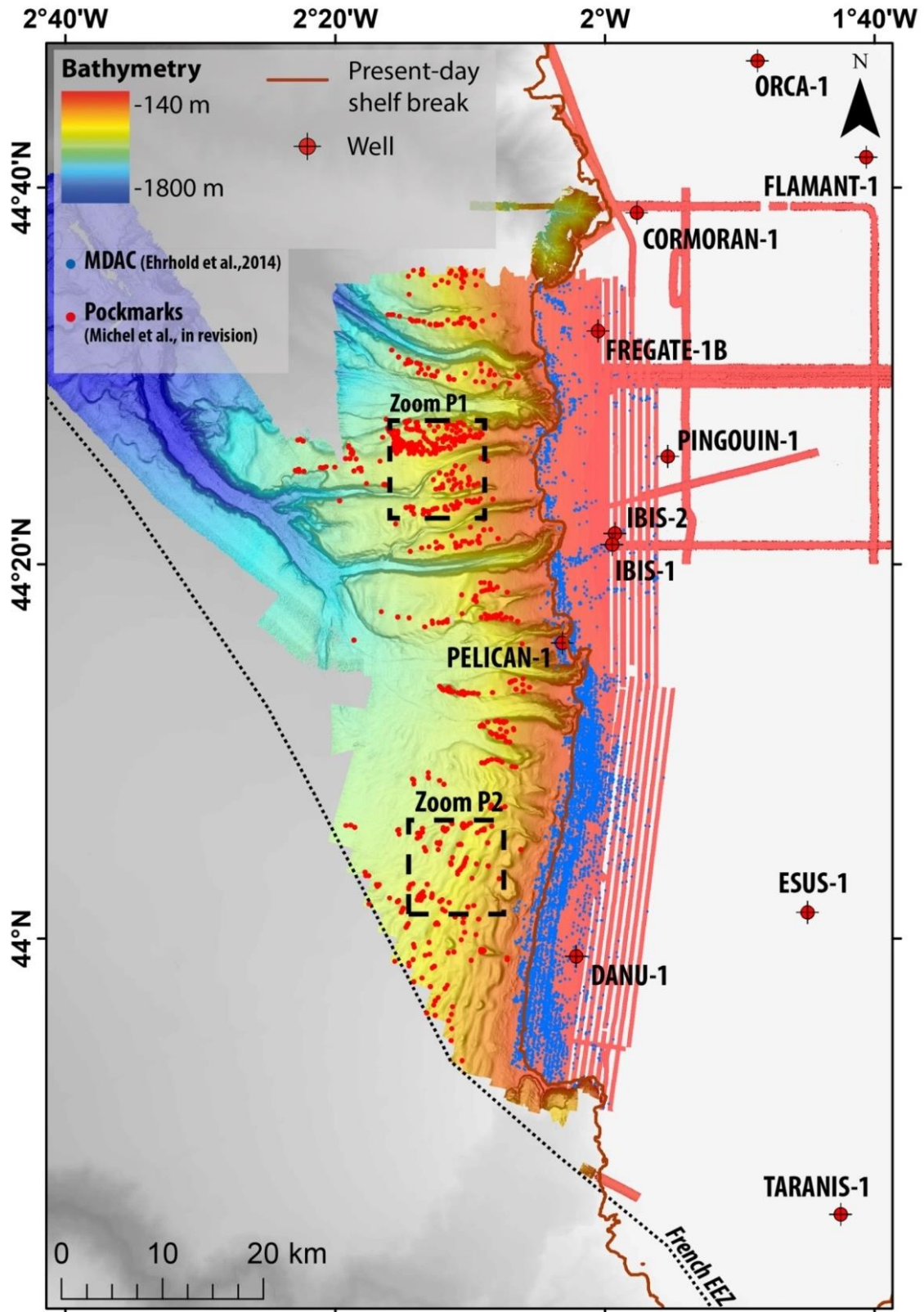


Figure 4.35: Carte bathymétrique des données GAZCOGNE1, BOBGE02 (15 m de résolution pour les deux MNT), ITSAS1 (résolutions de 5 et 10 m), compilation bathymétrique ITSAS1 et ITSAS2 Capbreton (résolution de 40 m) et de la distribution des pockmarks localisés exclusivement dans la pente continentale de la marge Aquitaine.

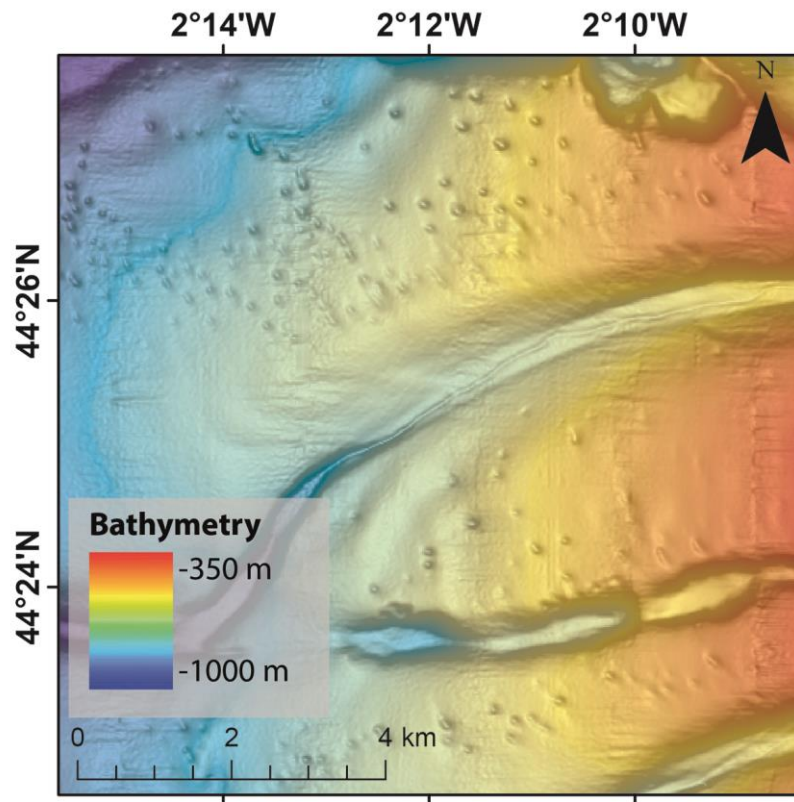


Figure 4.36: Zoom bathymétrique P1 (localisation en figure 4.35) sur les pockmarks de différents inter-canyons. Données GAZCOGNE1 (EM302 – résolution 15 m).

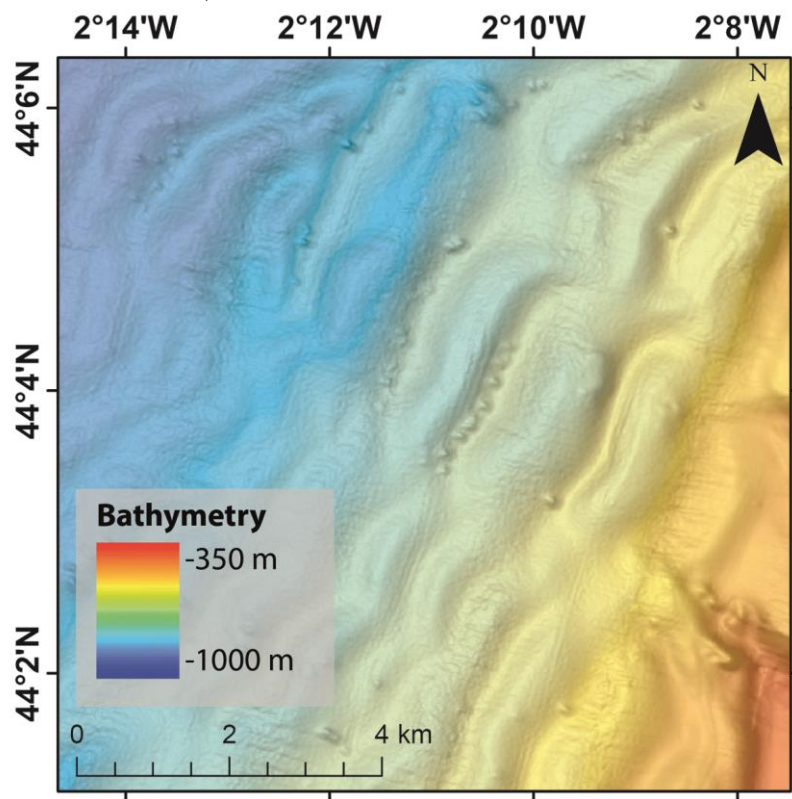


Figure 4.37: Zoom bathymétrique P2 (localisation en Figure 89) sur les pockmarks situés dans le champ des ondulations sédimentaires. Données GAZCOGNE1 (EM302 – résolution 15 m).

4.2.1.2 *Les carbonates authigènes affleurants sur le plateau aquitain*

Les carbonates authigènes décrits sur les données bathymétriques de la campagne GAZCOGNE1 (EM2040 - 200 kHz – 2 m) (Dupré et al., 2014c) (figure 4.38) représentent exclusivement des reliefs positifs de 0.5 à 1 m de hauteur au-dessus du fond (figure 4.39) et dont les diamètres varient en moyenne entre 10 et 30 m (maximum de 100 m) (Ehrhold et al., 2014). Ces reliefs sont exclusivement localisés en rebord de plateau, entre 140 et 240 m de profondeur d'eau. La couverture des données bathymétriques GAZCOGNE1 montre également que ces structures sont contraintes au nord par la tête de canyon de Cap Ferret (figure 4.38), qui vient couper la linéarité du rebord de plateau. Ces structures sont également contraintes au sud par une loupe d'arrachement liée au système de canyon de Capbreton (figure 4.38) (*cf.* 2.4.6) dans laquelle aucune morphologie reliée à des indices fluides n'a été mise en évidence.

Les profils de la campagne GITAN (RESON 7111 – 100 kHz – 5 m de résolution) (*cf.* 3.2.2) apportent un complément bathymétrique au nord de la zone d'étude (figure 4.38). Dans cette partie nord, aucune structure fond de mer assimilable aux carbonates authigènes n'est identifiée sur le fond de mer (figure 4.40). Les données de la campagne ITSAS1 sont constituées de profil EM1000 (100 kHz - résolution 5 et 10 m) (*cf.* 3.2.2) avec un maillage large, orienté nord-sud et est-ouest (figure 4.38). Ces données ont été exploitées dans le but de contraindre l'extension du système des carbonates au-delà de la couverture GAZCOGNE1 et d'établir si de potentiels affleure ou non plus au nord, plus au sud et plus à l'est de la couverture GAZCOGNE1. La compilation des données bathymétriques ITSAS1 et ITSAS2 (résolution 40 m) ne révèle aucun relief en fond de mer qui puisse être interprété comme des carbonates authigènes affleurant (figure 4.38). Ainsi, aucun indice de la présence de structures carbonatées affleurantes n'est observé ailleurs sur la marge Aquitaine (figure 4.38). Cependant, les différences de résolution des données 2 m pour GAZCOGNE1, 5 m pour GITAN (5 m), 5 à 10 m pour ITSAS1 et 40 m pour la compilation bathymétrique Capbreton peuvent probablement expliquer l'absence de structures carbonatées visibles.

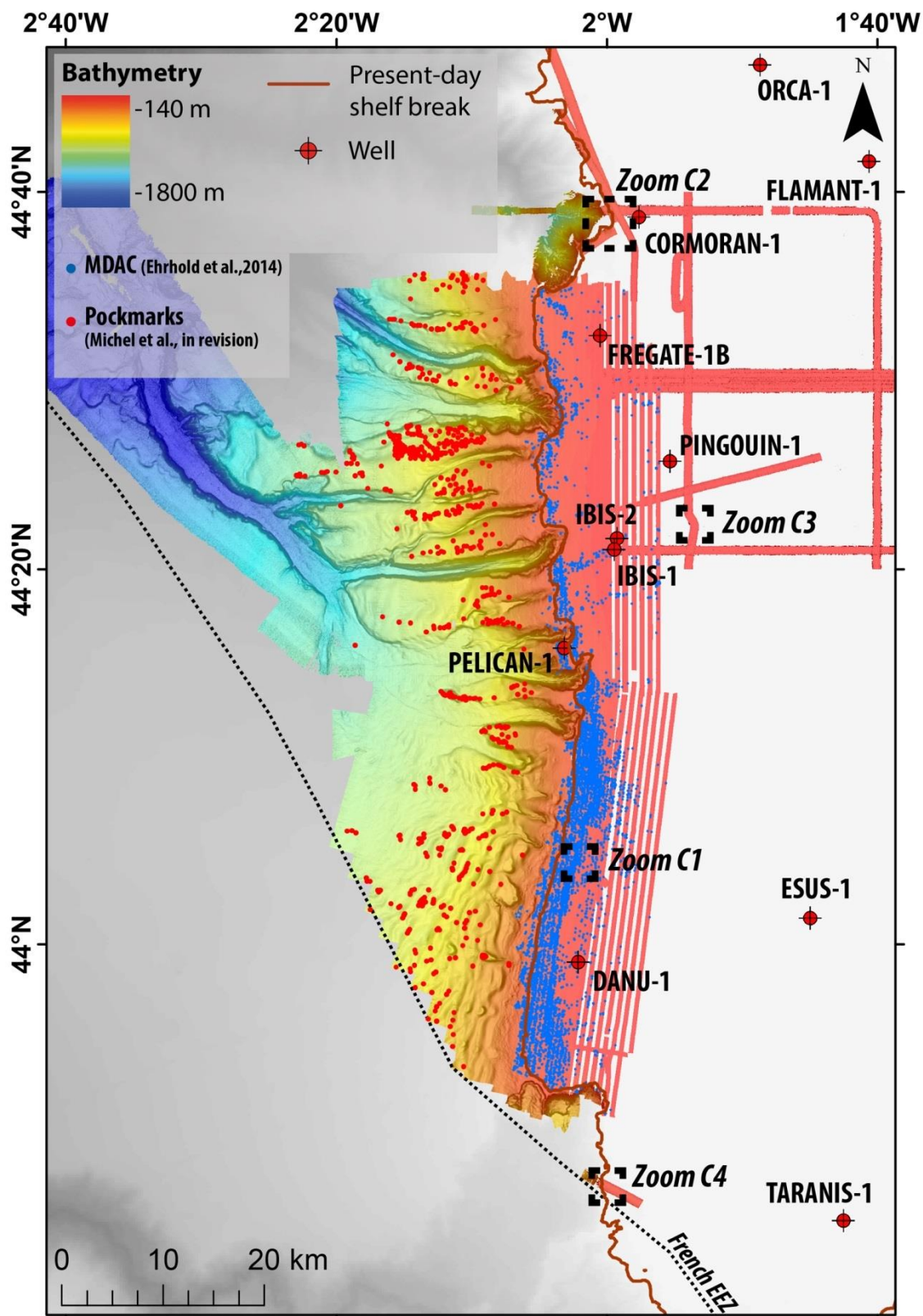


Figure 4.38: Carte bathymétrique des données GAZCOGNEI, BOBGE02 (15 m de résolution pour les deux MNT), ITSASI (résolutions de 5 et 10m), compilation bathymétrique ITSASI et ITSAS2 Capbreton (résolution de 40 m) et de la distribution des carbonates authigènes affleurants et subaffleurants localisés exclusivement sur le rebord du plateau continental de la marge sud aquitaine.

4.2. Exploitation des acquisitions des sondeurs multifaisceaux

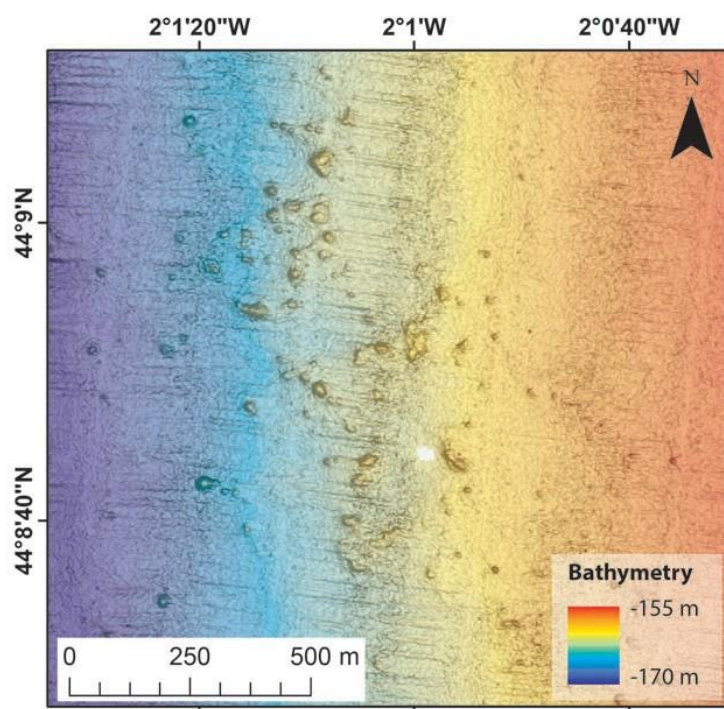


Figure 4.39: Zoom bathymétrique C1 (localisation en figure 4.38) sur les monts carbonatés authigènes décrits sur les données GAZCOGNEI (résolution de 2 m) (Dupré et al., 2014c; Ehrhold et al., 2014).

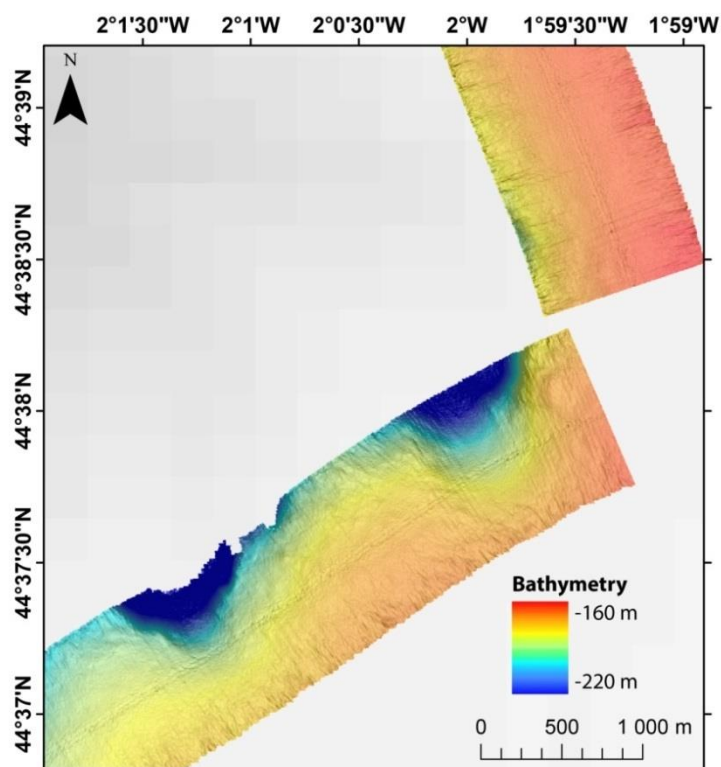


Figure 4.40: Zoom C2 (localisation en figure 4.38) sur les données bathymétriques de la campagne GITAN (résolution de 5 m) dans la zone de rebord de plateau située au nord de la limite de la couverture des données GAZCOGNEI.

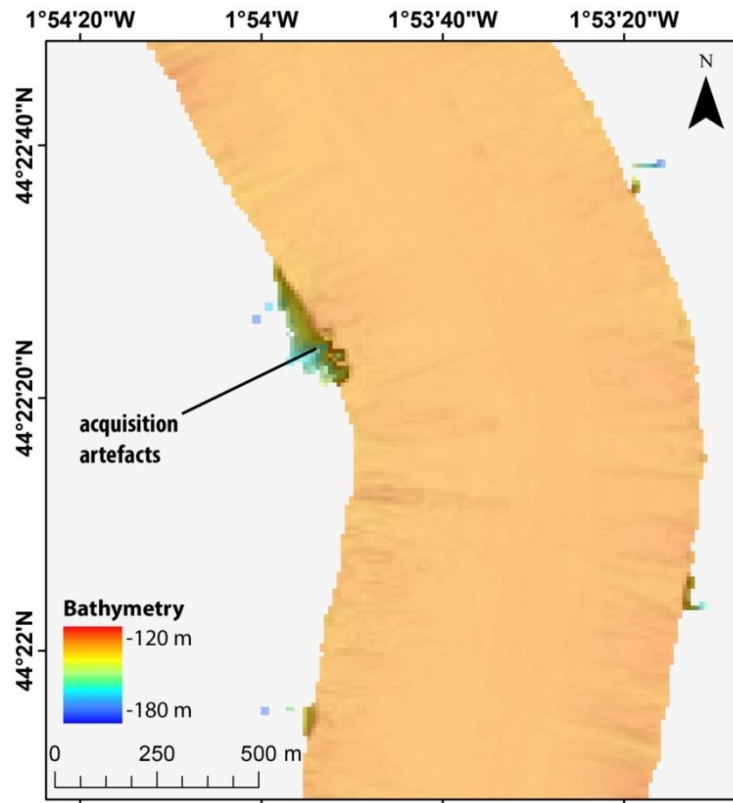


Figure 4.41: Zoom C3 (localisation en figure 4.38) sur les données bathymétriques de la campagne ITSASI (résolution de 10 m) dans la zone de de plateau située plus à l'est de la couverture bathymétrique GAZCOGNE1.

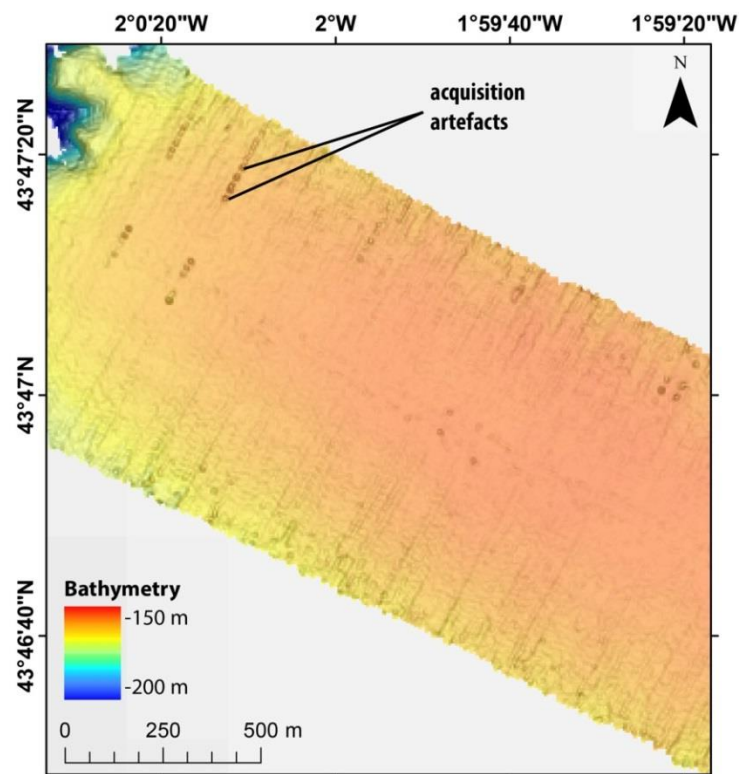


Figure 4.42: Zoom C4 (localisation en figure 4.38) sur les données bathymétriques de la campagne ITSASI (résolution de 5 m) dans la zone de plateau située plus au sud de la couverture bathymétrique GAZCOGNE1 et à l'est de la loupe d'arrachement.

4.2.2 Rétrodiffusion fond de mer

4.2.2.1 Signature acoustique des pockmarks de la pente continentale Aquitaine

La signature acoustique des pockmarks situés dans la pente continentale a été déterminée sur les données de rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE1 (fréquence 30 kHz, résolution 10 et 15 m) et BOBGEO2 (fréquence 30 kHz, résolution 10 m).

Les valeurs de rétrodiffusion fond de mer (exprimées en dB) sont issues de mosaïques non compensées (*cf.* 3.2.3). Les pockmarks situés dans la zone des inter-canyons (figure 4.43) présentent des valeurs de rétrodiffusion fond de mer variant de -34.5 à -21.8 dB avec une valeur moyenne de -27 dB (figure 4.44 et figure 4.46). Les pockmarks situés dans la zone des ondulations sédimentaires (figure 4.45) sont caractérisés par des valeurs de rétrodiffusion fond de mer variant de -31.6 à -21.9 dB avec une valeur moyenne de -26.9 dB (figure 4.46). La majorité des pockmarks présente des valeurs de rétrodiffusion fond de mer qui sont similaires à celle du sédiment encaissant qui varient de -34 à -22 dB, pour une valeur moyenne de -26.9 dB (figure 4.46). Cette valeur de rétrodiffusion fond de mer du sédiment encaissant a été calculée au sein d'une surface comprise entre le pourtour du pockmark et une distance de 100 m autour du contour des pockmarks en excluant d'autres pockmarks éventuellement présents. Parmi les 606 pockmarks, seulement quelques-uns présentent des amplitudes de rétrodiffusion fond de mer différentes du sédiment encaissant autour du pockmark, avec soit des valeurs plus fortes dans la zone des inter-canyons (figure 4.45), soit des valeurs d'amplitudes plus faibles dans la zone des ondulations sédimentaires (figure 4.46) (Michel et al., in revision). Ces valeurs prennent également en compte les valeurs à l'aplomb du navire, qui sur des mosaïques non compensées, présentent des valeurs de plus fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer (*cf.* 3.2.3).

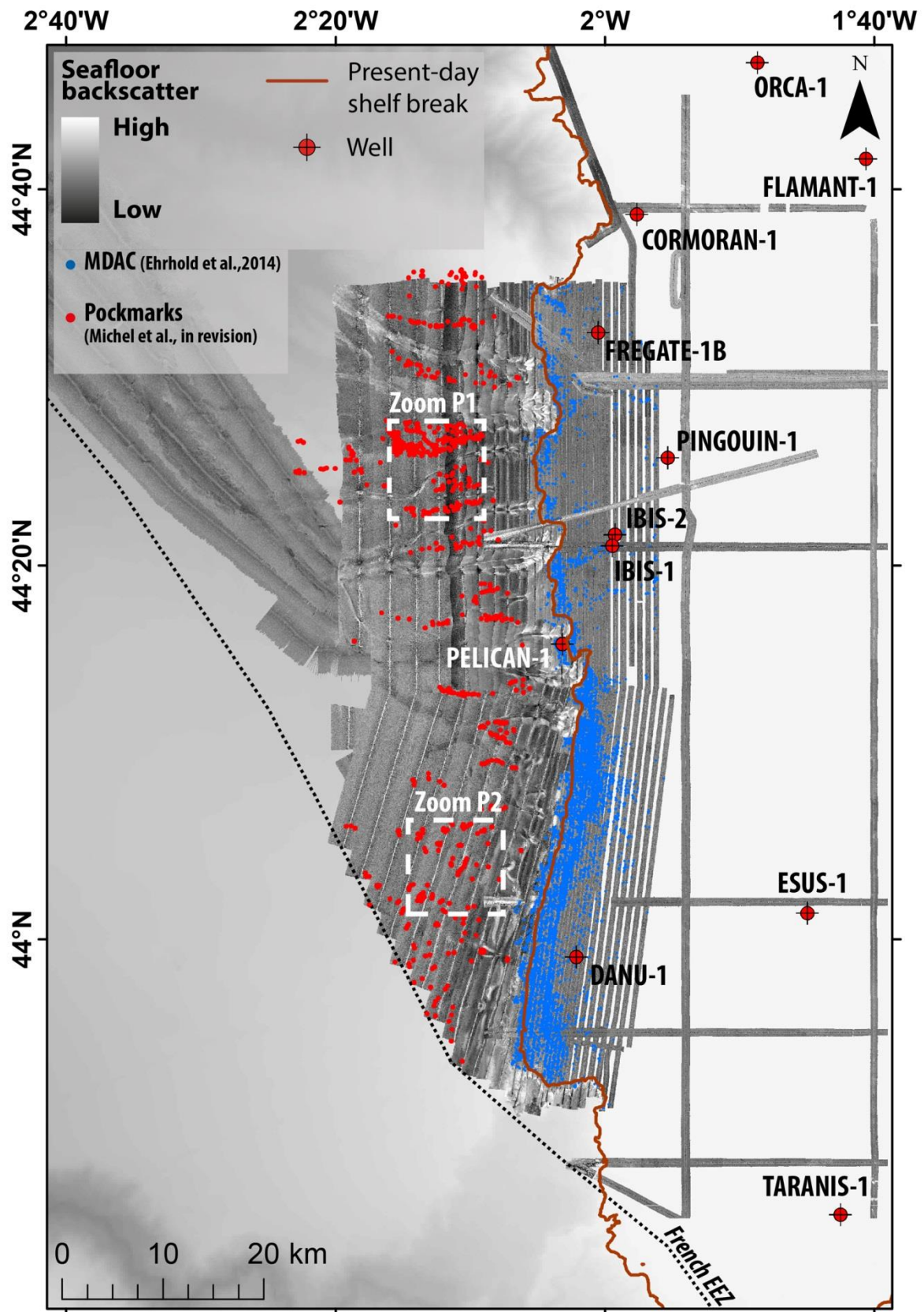


Figure 4.43: Carte représentant les données disponibles de rétrodiffusion fond de mer issues des campagnes GAZCOGNE1 (fréquence 30 kHz, résolution 15 m dans la pente continentale et fréquence de 200 kHz, résolution de 2 m sur le plateau), BOBGEO2 (fréquence 30 kHz, résolution de 10 m) ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 5 m), ITSAS2 (fréquence 30 kHz, résolution 3 m) et GITAN (fréquence de 24 kHz, résolution 5 m dans la pente continentale et fréquence 100 kHz, résolution de 5 m sur le plateau) avec localisation des zooms P1 et P2.

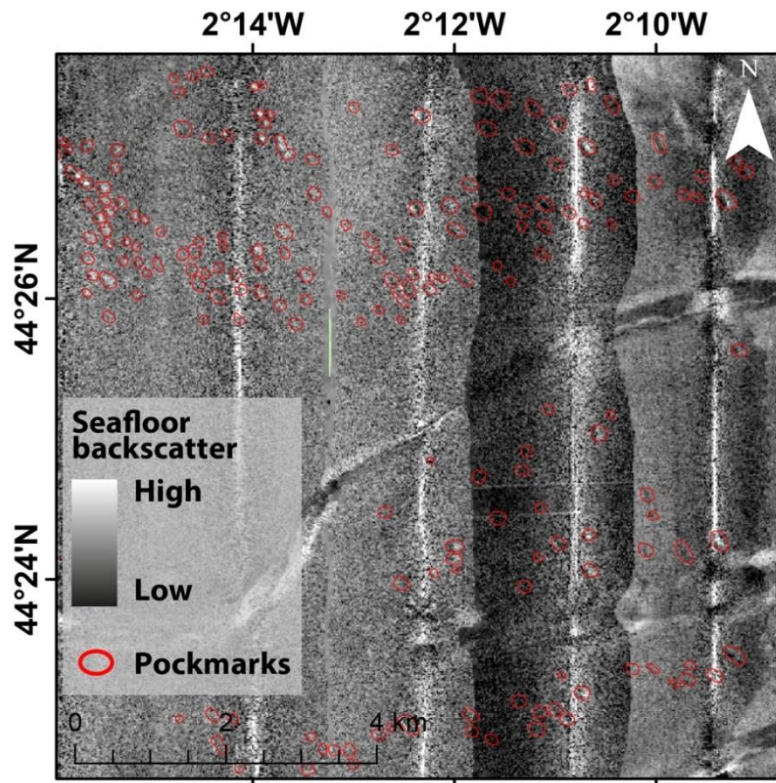


Figure 4.44: Zoom P1 (localisation en figure 4.43) sur la signature de rétrodiffusion fond de mer de pockmarks situés dans la zone des inter-canyons (zoom bathymétrique en figure 4.36) (données GAZCOGNE1 - EM302 - 30 kHz - 15 m, mosaïques non compensées). Les contours rouges correspondent aux contours des pockmarks pointés (Michel et al., in revision).

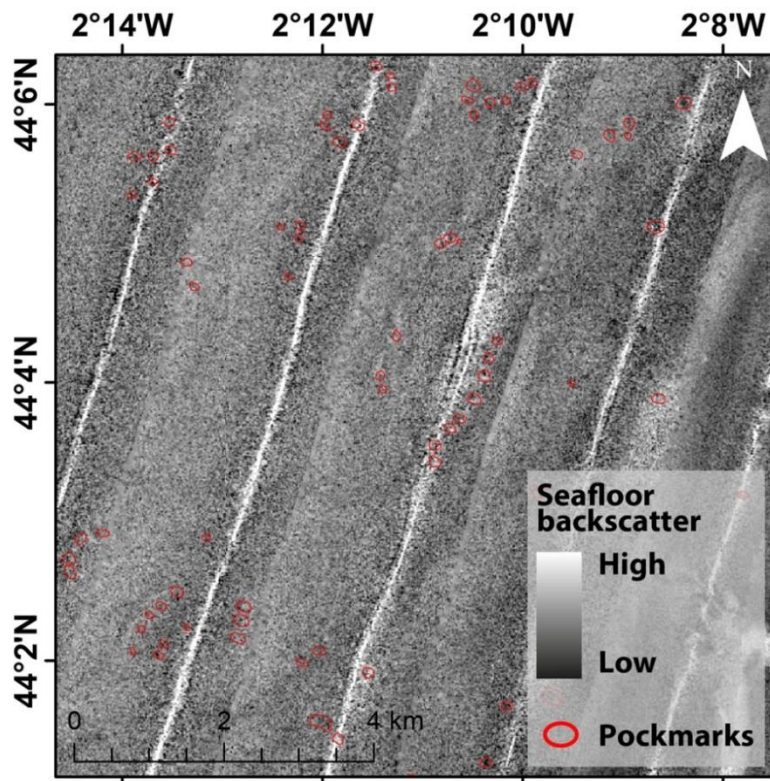


Figure 4.45: Zoom P2 (localisation en figure 4.43) sur la signature de rétrodiffusion fond de mer de pockmarks situés dans la zone des ondulations sédimentaires (zoom bathymétrique en figure 4.37) (données GAZCOGNE1 - EM302 - 30 kHz - 15 m, mosaïques non compensées). Les contours rouges correspondent aux contours des pockmarks pointés (Michel et al., in revision).

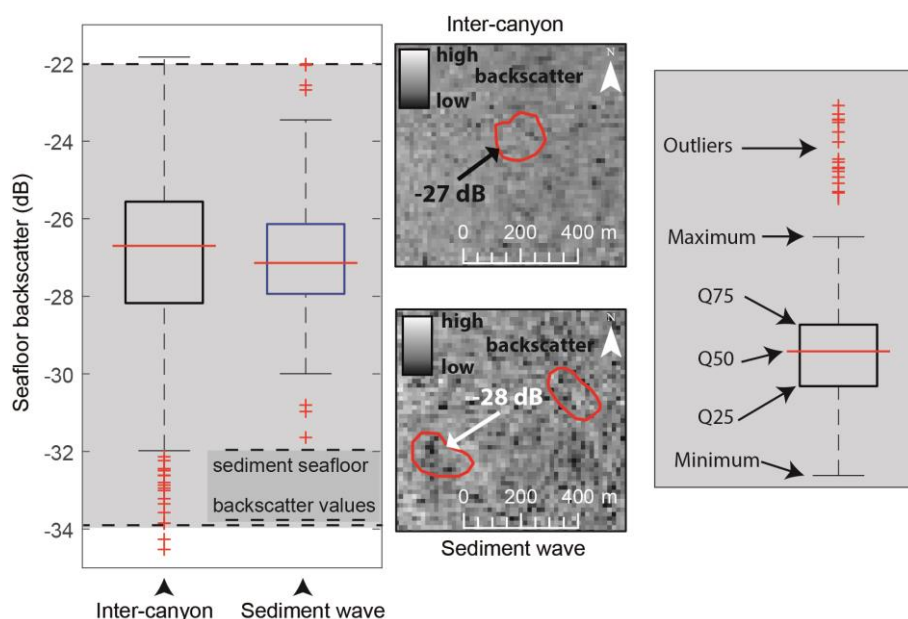


Figure 4.46: Boxplot de la répartition statistique des valeurs d'amplitudes de rétrodiffusion fond de mer des pockmarks sur les zones d'inter-canyons et ondulations sédimentaires avec comparaison des valeurs de rétrodiffusion fond de mer du sédiment encaissant (d'après Michel et al., in revision). Les zooms sur les données de rétrodiffusion fond de mer sont issues des données GAZCOGNE1 (fréquence 30 kHz, résolution de 15 m).

4.2.2.2 Les carbonates authigènes du plateau aquitain

4.2.2.2.1 Données des campagnes

Les valeurs de rétrodiffusion fond de mer (dB) sont issues de mosaïques non compensées (cf. 3.2.3). Les données de rétrodiffusion fond de mer de la campagne GAZCOGNE1 (2013) (EM2040 – 200 kHz – résolution 2 m) (cf. 3.2.3.2) ont permis de mettre en évidence des anomalies de fortes amplitudes sur le rebord du plateau externe (quasi exclusivement à des profondeurs <240 m de profondeur d'eau) (Dupré et al., 2014c; Ehrhold et al., 2014) (figure 4.47 et figure 4.48). Ces anomalies de fortes amplitudes ont été interprétées comme des encroûtements de carbonates authigènes (cf. 1.2.3) affleurants ou subaffleurants (fréquence de 30 kHz, pénétration <3 m et fréquence de 170 kHz, pénétration de moins de 10 cm, d'après Praeg et al. (2014) et cf. 3.2.3). Les données de rétrodiffusion des campagnes ITSAS1 (1998) (fréquence 100 kHz, résolution 5 et 10 m), ITSAS2 (2001) (fréquence 30 kHz, résolution 3 m) et GITAN (2015) (fréquence 100 kHz, résolution 5 m) ont été étudiées pour la recherche d'anomalies acoustiques pouvant être interprétées comme des carbonates authigènes (cf. 3.2.3.2).

4.2.2.2 Répartition et géométrie des anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer

Les carbonates authigènes mis en évidence sur les données GAZCOGNE1 (figure 4.47) (fréquence 200 kHz, résolution 2 m) (*cf.* 1.2.2) présentent de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer et des diamètres variant de 10 à 30 m en moyenne, pouvant atteindre au maximum 100 m (Ehrhold et al., 2014). Les anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer avec des diamètres de la centaine de mètres présentent des contours irréguliers et sont formées de multiples anomalies de petites dimensions et sont interprétées comme des structures coalescentes de carbonates authigènes (figure 4.48) (Ehrhold et al., 2014). Les données de rétrodiffusion fond de mer sur la marge nord aquitaine et dans la partie interne du plateau continental Sud Aquitain ne présentent aucune anomalie pouvant être interprétée comme liée à des carbonates authigènes affleurants ou subaffleurants (figure 4.47).

Le profil de la campagne GITAN (RESON 7111 – 100 kHz – 5 m de résolution) (*cf.* 3.2.3.2) dans la zone des carbonates authigènes avérés par les données GAZCOGNE1 montre des anomalies de forte amplitude subcirculaires avec des diamètres de 10 à 30 m (zoom C1, figure 4.49), qui sont interprétées comme des carbonates authigènes. Le profil GITAN en rebord de plateau le long de la tête de canyon de Cap Ferret (figure 4.47) présente aussi des anomalies de fortes amplitudes (69 éléments) dont les formes sont irrégulières (figure 4.50). Deux tailles d'anomalies sont mises en évidence ; des anomalies avec des diamètres approximés de plusieurs dizaines de mètres (entre 11 et 90 m) et des anomalies nettement plus grandes de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à plus de 500 m de diamètre) (figure 4.50), qui sont beaucoup plus larges que les anomalies acoustiques des carbonates authigènes sur les données GAZCOGNE1 qui atteignent une centaine de mètres de diamètre pour les plus grandes. Les anomalies de grandes dimensions, visibles sur le profil GITAN au niveau de la tête de canyon de Cap Ferret, les anomalies sont continues et semblent être formées par une structure unique (figure 4.50).

Les profils de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 5 et 10 m) (figure 4.47 et *cf.* 3.2.3.2), qui recourent les structures de carbonates authigènes reconnus sur les données GAZCOGNE1 en rebord de plateau, présentent des anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer de forme subcirculaire (figure 4.54) qui sont interprétées comme la signature acoustique des carbonates authigènes. De nouvelles structures de carbonates authigènes ont été observées au sein de la couverture GAZCOGNE1, (figure

4.48). Ces nouvelles anomalies acoustiques dans la zone des structures de carbonates authigènes présentent les mêmes formes subcirculaires (diamètre de 10 à 50 m) que les structures de carbonates authigènes visibles sur les données GAZCOGNE1 (figure 4.48). L'extension ouest-est des nouvelles anomalies acoustiques pointées correspond à l'extension du système des carbonates authigènes affleurants et subaffleurants. Seul un profil de rétrodiffusion ITSAS1, à la latitude du forage FREGATE-1B (figure 4.47), montrent des anomalies acoustiques jusqu'à 2 km plus à l'ouest du rebord de plateau, dans le haut de pente continentale où aucun carbonates authigènes n'a été mis en évidence sur les données GAZCOGNE1. Le fait que ces anomalies acoustiques n'aient pas été identifiées sur les données rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE1 peut être lié au type d'acquisition. La résolution de 2 m sur les données GAZCOGNE1 ne concerne que les données plus haute fréquence (200 kHz) du sondeur EM2040 qui pourraient ne pas imager certaines anomalies recouvertes de sédiment comme le ferait les données ITSAS1 à une fréquence de 100 kHz (*cf.* 3.2.3). En suivant ce principe, les données EM302 GAZCOGNE1 à 30 kHz devraient donc pouvoir imager ces anomalies dans le sédiment, mais le fait que ces mosaïques d'imagerie soient à une résolution de 15 m, contre 5 et 10 m pour les données ITSAS1, pourraient expliquer que ces structures n'aient pu être identifiées sur les données GAZCOGNE1. Il est aussi possible que la direction différente des profils d'acquisition et à l'orientation des faisceaux aient influé sur la reconnaissance acoustique de ces anomalies (*cf.* 3.2).

Des anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer (59 pointées) et de formes subcirculaire à irrégulière ont également été identifiées sur les données de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 5 m dans cette zone) à la latitude de la loupe d'arrachement de Capbreton sur le plateau aquitain (zoom C4 (figure 4.52) localisé en figure 4.47). Ces anomalies acoustiques s'étendent sur 5 km en nord-sud le long du rebord de la loupe d'arrachement et s'étendent jusqu'à 3 km à l'est de la loupe d'arrachement sur le plateau. Le diamètre de ces anomalies varie de 12 à 100 m avec une moyenne de 30 m. D'autres anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer et de formes subcirculaires (112 entités) ont également été mises en évidence sur un profil ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 10 m) situé à l'est de la couverture des données GAZCOGNE1 (figure 4.52 et figure 4.53). Les anomalies acoustiques sur le profil ITSAS1 à l'est montrent des géométries similaires à celles situées près de la loupe d'arrachement sur les données ITSAS1 (figure 4.51, zoom C3 localisé en figure 4.47) et similaires à la géométrie des anomalies acoustique ITSAS1, en rebord de plateau, avérées comme des carbonates authigènes dans la couverture des données GAZCOGNE1 (figure 4.48). Le diamètre des

anomalies acoustiques, sur le profil ITSAS1 situé à l'est, est compris entre 12 et 80 m avec une moyenne à 30 m (figure 4.51 et figure 4.53).

Des anomalies de rétrodiffusion fond de mer ont également été identifiées sur les profils ITSAS2 (fréquence 30 kHz, résolution 3 m) (*cf.* 3.2.3.2). Les profils ITSAS2 qui recourent les carbonates authigènes visibles sur les données GAZCOGNE1 ne présentent pas d'autres zones de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer (figure 4.47). Les anomalies acoustiques sur ces profils ITSAS2, sont caractérisées par des diamètres compris entre 12 et 130 m et avec une moyenne de 30 m, soit une géométrie identique à la géométrie des carbonates authigènes sur les données GAZCOGNE1. Des zones de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer aux contours irréguliers ont également été identifiés sur la compilation des données ITSAS1 et ITSAS2 du canyon de Capbreton (fréquence entre 30 et 100 kHz, résolution 8 m) (*cf.* 3.2.3.2). Ces anomalies ne sont pas situées dans le canyon mais sur le plateau au nord du canyon et à l'est de la loupe d'arrachement, du rebord de la loupe et jusqu'à 8 km plus à l'est. Les anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer ITSAS2 à l'est de la loupe d'arrachement de Capbreton montrent deux types de géométries, des zones subcirculaires avec des diamètres compris entre 25 et 110 m et avec une moyenne de 66 m et des structures de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer plus grandes avec des diamètres variant de 174 à 617 m et avec une moyenne de 200 m.

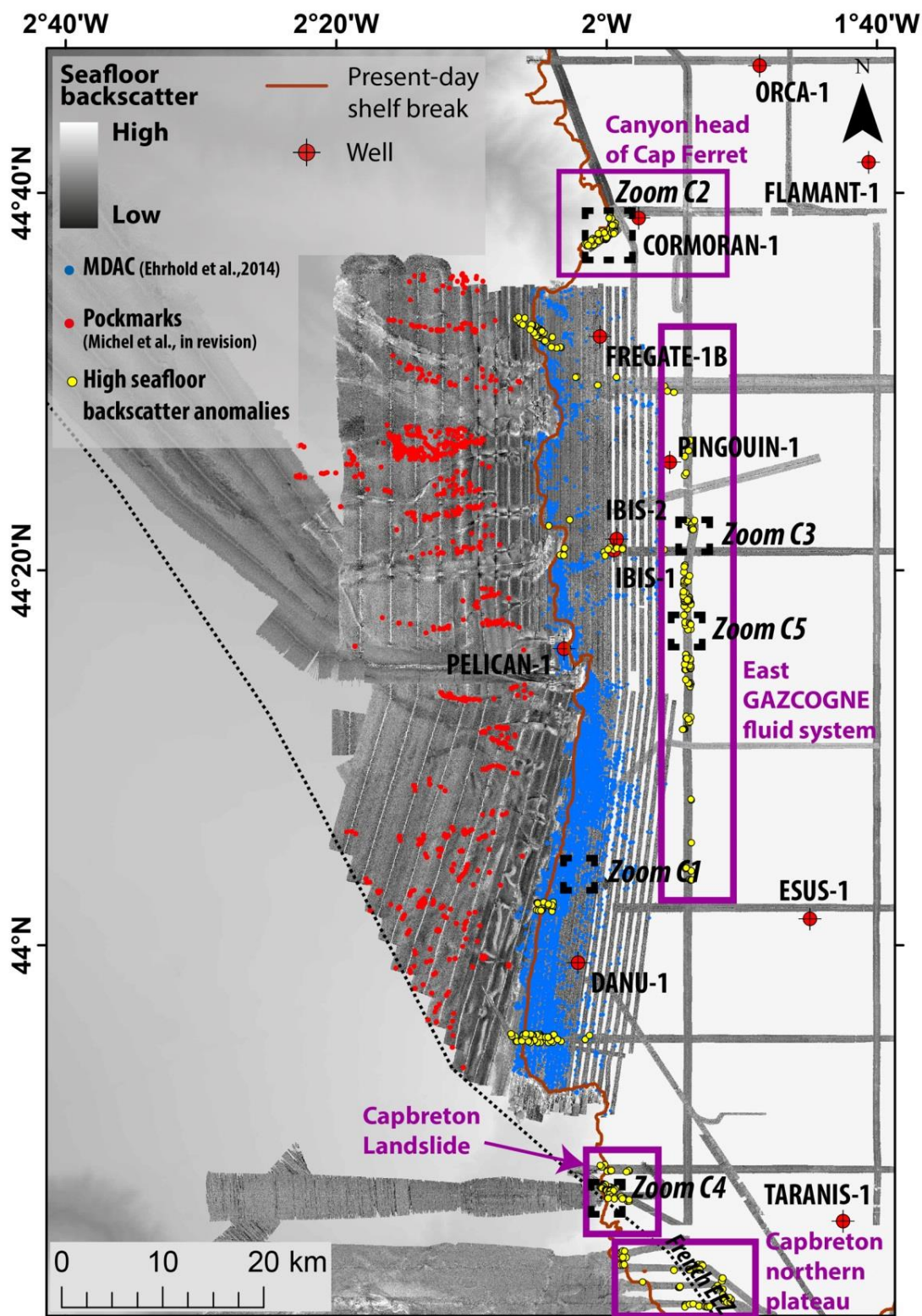


Figure 4.47: Carte représentant les données de rétrodiffusion fond de mer issues des campagnes GAZCOGNE1 (fréquence 30 kHz, résolution 15 m dans la pente continentale et fréquence de 200 kHz, résolution de 2 m sur le plateau), BOBGEO2 (fréquence 30 kHz, résolution de 10 m), ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 5 et 10 m), ITSAS2 (fréquence 30 kHz, résolution 3 m) et GITAN (fréquence de 24 kHz, résolution de 5 m dans la pente continentale et fréquence 100 kHz, résolution de 5 m sur le plateau) avec localisation des zooms C1, C2, C3, C4 et C5 et localisation des nouvelles anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer mis en évidence. La dénomination des différents secteurs est également présentée en violet afin de faciliter la localisation des éléments appelés dans le texte.

4.2. Exploitation des acquisitions des sondeurs multifaisceaux

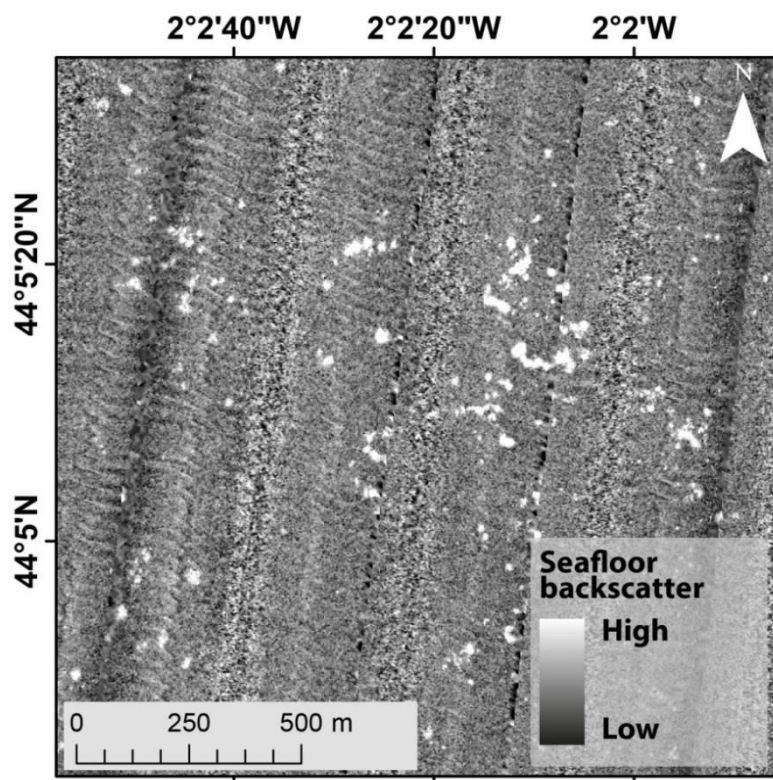


Figure 4.48: Données de rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE1 (EM2040 – 200 kHz – 4 m). Le zoom C1 est réalisé sur le plateau aquitain (localisation en figure 4.47) et présente la signature acoustique des encroûtements de carbonates authigènes.

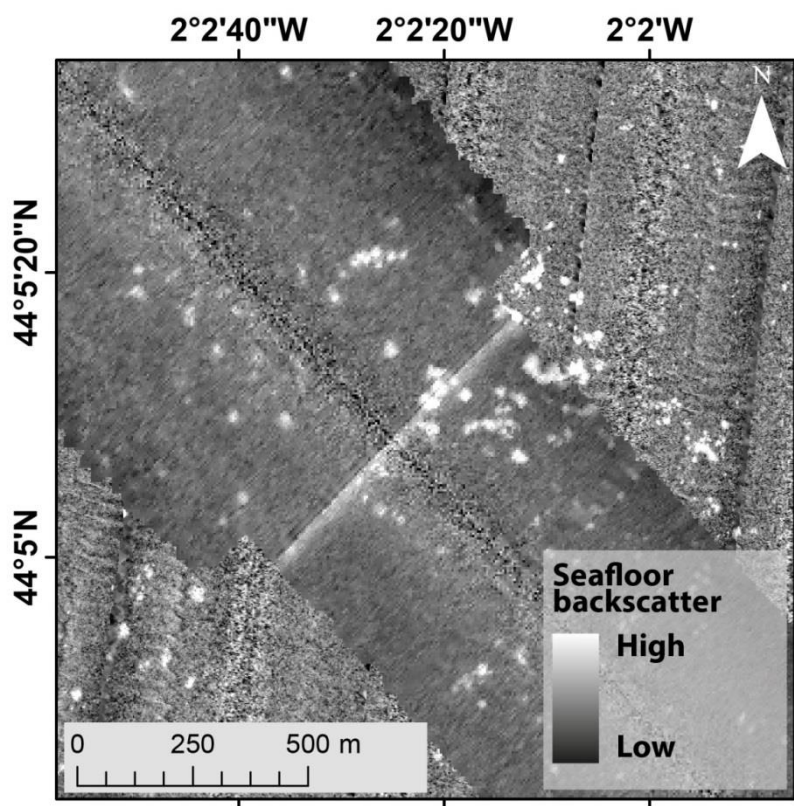


Figure 4.49: Zoom C1 réalisé sur le plateau aquitain (localisation en figure 4.47) avec juxtaposition des données de rétrodiffusion fond de mer de la campagne GITAN (RESON7111 - 100 kHz – 5 m) (profil orienté NO-SE) avec en fond les données de rétrodiffusion fond de mer de la campagne GAZCOGNE1 (EM2040 - 200 kHz – 2 m) présentées en figure 4.48.

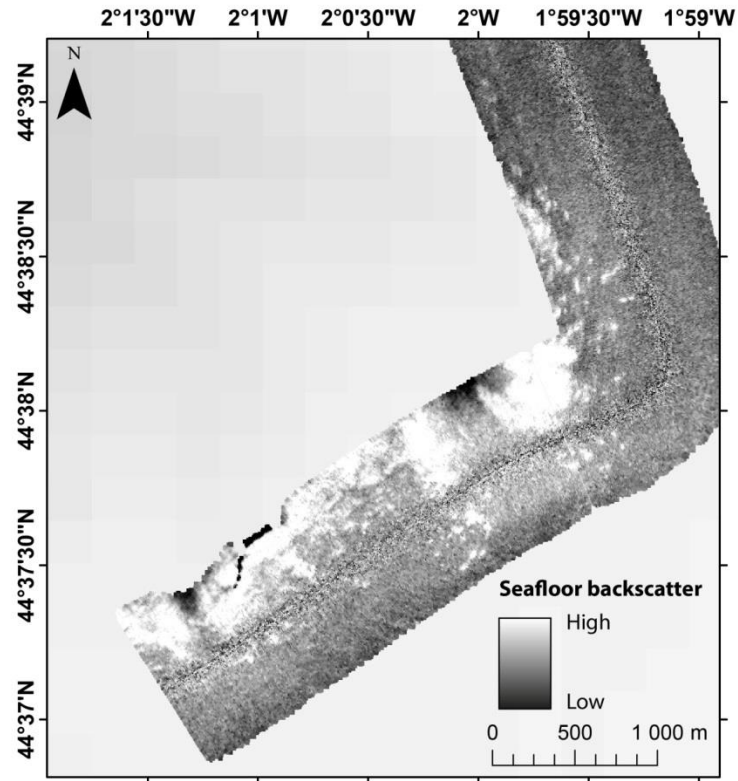


Figure 4.50: Zoom C2 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer GITAN (RESON 7111 – 100 kHz – 5 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.

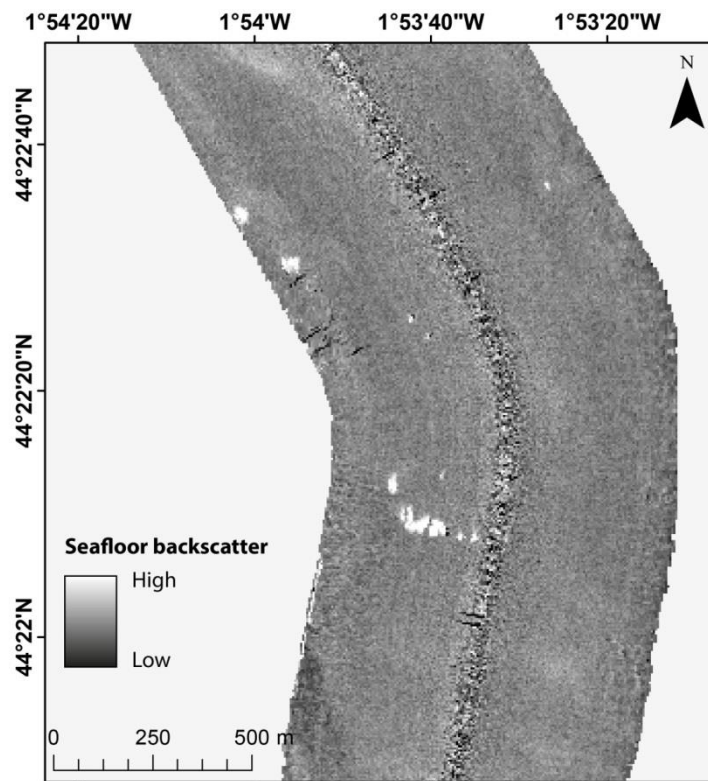


Figure 4.51: Zoom C3 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer ITSASI (EM1000 – 100 kHz – 10 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.

4.2. Exploitation des acquisitions des sondeurs multifaisceaux

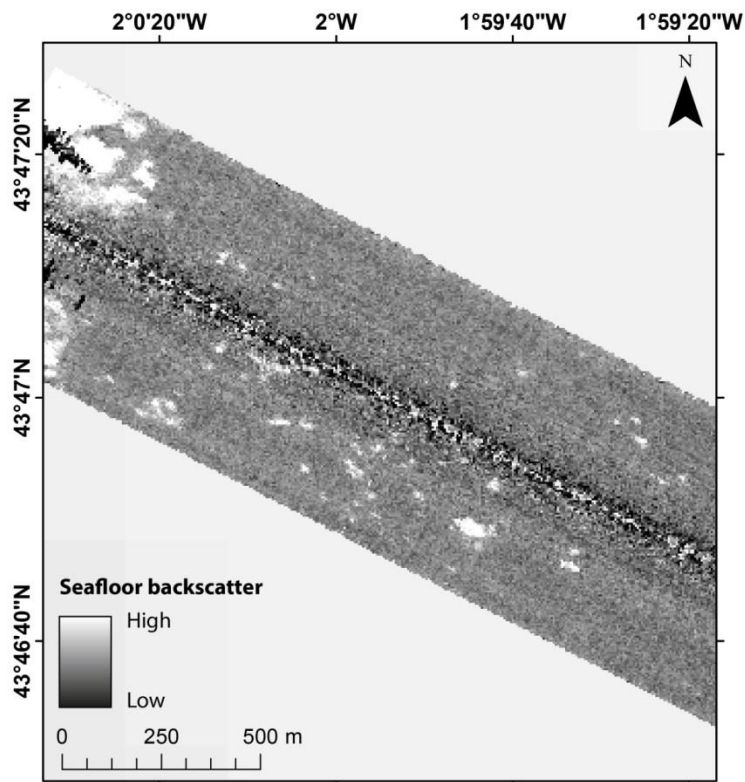


Figure 4.52: Zoom C4 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 (EM1000 – 100 kHz – 5 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.

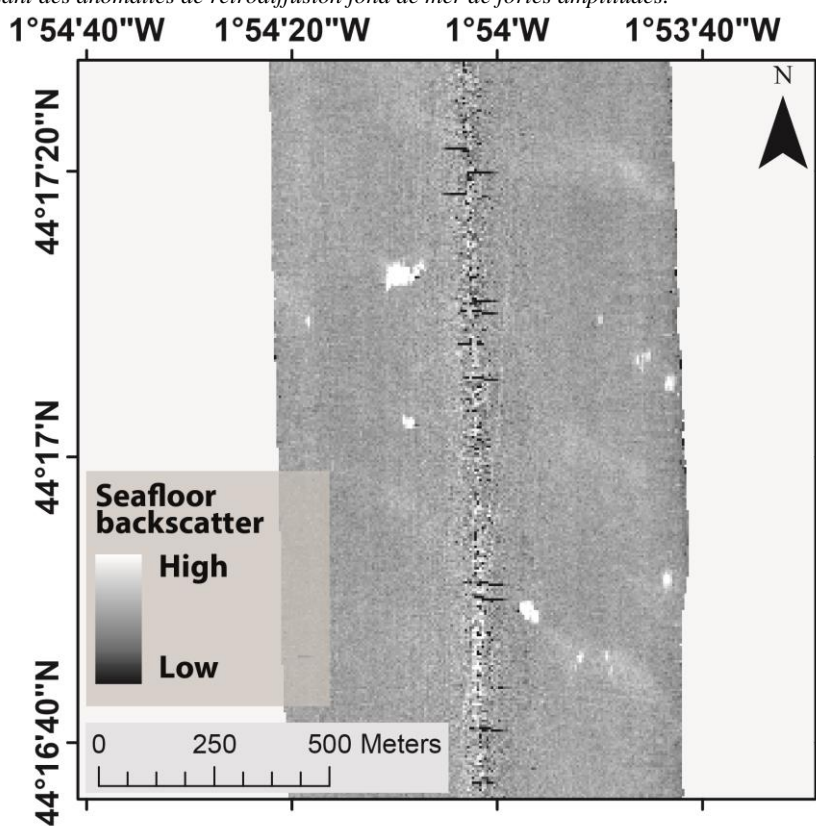


Figure 4.53: Zoom C5 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 (EM1000 – 100 kHz – 10 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.

4.2.2.2.3 Comparaison qualitative de la signature acoustique des anomalies d'amplitude de rétrodiffusion fond de mer

Les sondeurs multifaisceaux cartographiques du jeu de données exploitées émettent à différentes fréquences (30, 100 et 200 kHz) et les valeurs absolues d'amplitudes de rétrodiffusion fond de mer ne sont donc pas comparables (*cf.* 3.2.3). Les valeurs des amplitudes de rétrodiffusion fond de mer des anomalies observées sur les différentes données sont présentées par campagne et par zones dans le tableau 4-1. **Les valeurs de rétrodiffusion fond de mer peuvent être comparées entre elles au sein de chaque jeu de données uniquement.**

Les valeurs permettent difficilement de conclure sur la nature des anomalies acoustiques, car plusieurs facteurs, au-delà des caractéristiques nominales des sondeurs (*cf.* 3.2) comme l'épaisseur potentielle de sédiment drapant les structures ou la nature du sédiment pouvant draper les structures, peuvent expliquer les légères variations d'intensité de rétrodiffusion fond de mer (*cf.* 3.2.3). Les valeurs absolues ne sont pas exploitées pour définir la nature des anomalies car leur interprétation présente trop d'incertitudes.

		Campagnes											
		GAZCOGNE			GITAN			ITSAS1			ITSAS2		
		EM2040 - 200 kHz valeur en db			RESON 7111 - 100 kHz valeur en db			EM1000 - 100 kHz valeur en bits (0 fort - 255 faible)			EM300 - 30 kHz (0 fort - 255 faible)		
Zone	Carbonates GAZCOGNE	-27.3	-6	-17	-30	-22	-26	0	117	80	15	76	55
	au nord, tête de canyon de Cap Ferret				-30	-23	-26						
	à l'est du système GAZCOGNE							28	106	71			
	sud, pourtour loupe d'arrachem ent Capbreton							33	110	70			
	sud, plateau flanc nord du canyon de Capbreton										52	125	82

Tableau 4-1 : Valeurs min, max et moyenne des amplitudes de rétrodiffusion fond de mer des anomalies acoustiques visibles sur les différentes zones d'études présentées en figure 4.47. Les valeurs de rétrodiffusion fond de mer sont présentées par campagne, GAZCOGNE1 (2013), GITAN (2015), ITSAS1 (1998) et ITSAS2 (2001). Les sondeurs multifaisceaux utilisés lors des campagnes sont également indiqués dans le tableau avec indication des fréquences d'émissions.

4.2.2.2.4 Interprétation des anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer

L'étude des données de rétrodiffusion fond de mer des campagnes ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 5 et 10 m), ITSAS2 (fréquence 30 kHz, résolution 3 m) et GITAN (fréquence 100 kHz, résolution 5 m) a permis de pointer 735 anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer (figure 4.55). Les carbonates authigènes en rebord de plateau mis en évidence sur les données GAZCOGNE1 sont également visibles sur les données de rétrodiffusion fond de mer des campagnes GITAN, ITSAS1, ITSAS2. De nouvelles anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer en rebord de plateau (343 structures sur 9000 déjà identifiées par Ehrhold et al., 2014) ont été pointées sur les données ITSAS1 uniquement. Les données ITSAS2 et GITAN qui recourent les données GAZCOGNE1 en rebord de plateau ne présentent que des anomalies acoustiques qui ont déjà été cartographiées.

De nouvelles anomalies (392 anomalies) de rétrodiffusion fond de mer situées en dehors de la couverture des données GAZCOGNE1 ont été identifiées sur les campagnes GITAN, ITSAS1, ITSAS2. **Différentes interprétations de ces anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer sont présentées en figure 4.54 et figure 4.55 et sont principalement basées sur la géométrie des anomalies mais aussi sur la description qualitative des signatures acoustiques.**

- 1) Les structures de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer sur le profil GITAN au niveau de la tête de canyon de Cap Ferret (figure 4.54 C) présentent des contrastes d'amplitudes de rétrodiffusion fond de mer graduels du sédiment vers le centre des anomalies où les fortes amplitudes (saturation du signal) sont observées. Ces anomalies sont caractérisées par des diamètres de plusieurs centaines de mètres, contrairement aux carbonates authigènes situés en rebord de plateau (figure 4.54 B) dont le diamètre des structures coalescentes ne dépasse pas la centaine de mètres (*cf.* 4.2.2.2.2). Par ailleurs, ces anomalies sont situées dans le prolongement des dépressions bathymétriques de la tête de canyon de Cap Ferret venant inciser le rebord de plateau (4.2.1.2). **Ces anomalies ne sont pas interprétées comme des carbonates authigènes mais comme des éléments affleurants ou subaffleurants du substratum (figure 4.54 C et figure 4.55).** Le terme « substratum » correspond ici aux surfaces indurées des cycles de progradations précédents. La présence du substratum subaffleurant au niveau de la tête de canyon de

Cap Ferret peut être liée aux processus de transferts de sédiments qui exportent la majorité du sédiment vers le canyon (Cremer et al., 1985; Schmidt et al., 2014).

Les structures subcirculaires sur le profil GITAN de la tête de canyon de Cap Ferret qui présentent des diamètres de plusieurs dizaines de mètres (figure 4.54 C) montrent de fortes similitudes morphologiques et acoustiques avec les structures de carbonates authigènes en rebord de plateau au sein de la couverture des données GAZCOGNE1 (figure 4.54 B). Cependant, la proximité de ces structures avec celles interprétées comme du substratum affleurant pose la question de la relation entre ces structures et le substratum. **Ainsi, les structures subcirculaires de plusieurs dizaines de mètres de diamètre peuvent être interprétées soit, 1) comme des carbonates authigènes subaffleurant, soit 2) comme des éléments du substratum subaffleurant (figure 4.54 C).**

- 2) Les anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer, sur le profil ITSAS1 situé à l'est (figure 4.54 F) des données GAZCOGNE1, sont caractérisées par des dimensions similaires à celles des carbonates authigènes en rebord de plateau (figure 4.54 D). La limite de ces anomalies est plus nette que celle des carbonates authigènes en rebord de plateau qui présentent une gradation entre les niveaux de gris du sédiment et des structures de carbonates (figure 4.54 F). Du fait de l'absence d'échantillons de ces structures, cette observation peut être liée à 1) la nature de la structure subaffleurante qui serait différente des carbonates authigènes en rebord de plateau, à 2) des structures fond de mer complètement décapées de sédiment mais peut aussi être expliquée par 3) une différence de la dynamique des niveaux de gris sur les profils ou encore 4) par la résolution de la donnée qui ne permet pas de mettre en évidence la zone de transition. D'après, les travaux de caractérisation des fonds sédimentaires réalisés par Cirac et al., (2016) et Bourillet et al., (2017), ces structures sont interprétées comme des enrochements et vont plutôt dans le sens d'une nature différente de celle des carbonates authigènes du rebord de plateau. **Sur la base de ces observations et de la bibliographie, deux hypothèses sur la nature de ces structures sont proposées. Les zones de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer peuvent être interprétées 1) comme des éléments subaffleurants du substratum mais l'hypothèse 2) des carbonates authigènes subaffleurants ne peut être écartée sur la base des observations réalisées sur les données disponibles.**

- 3) Au sud de la couverture des données GAZCOGNE1 et à l'est de loupe d'arrachement du canyon de Capbreton, les anomalies d'amplitude de rétrodiffusion fond de mer sur les profils ITSAS1 (figure 4.54 E) présentent des géométries subcirculaires, de plusieurs dizaines de mètres de diamètre, similaires aux carbonates authigènes visibles en rebord de plateau (figure 4.54 D) avec ici un gradient d'amplitude de rétrodiffusion fond de mer depuis le sédiment vers le centre de l'anomalie où le signal est saturé. **Les anomalies de rétrodiffusion fond de mer sur les données ITSAS1 au niveau de la loupe d'arrachement de Capbreton sont interprétées, avec un degré de confiance moyen, comme des structures de carbonates authigènes affleurants ou subaffleurants.**
- 4) Les anomalies acoustiques de fortes amplitudes sur les profils de rétrodiffusion fond de mer ITSAS2 dans cette même zone (figure 4.54 H et I) sont caractérisées par des formes différentes de celles des structures de carbonates authigènes décrits sur le rebord de plateau (figure 4.54 G). **Les anomalies de rétrodiffusion fond de mer ITSAS2 en rebord de plateau au niveau de la loupe d'arrachement de Capbreton et au niveau du flanc nord du canyon de Capbreton sont interprétées comme des zones de sédiments plus grossiers et les anomalies localisées en rupture de pente comme des éléments subaffleurants du substratum (figure 4.54 H et I).**

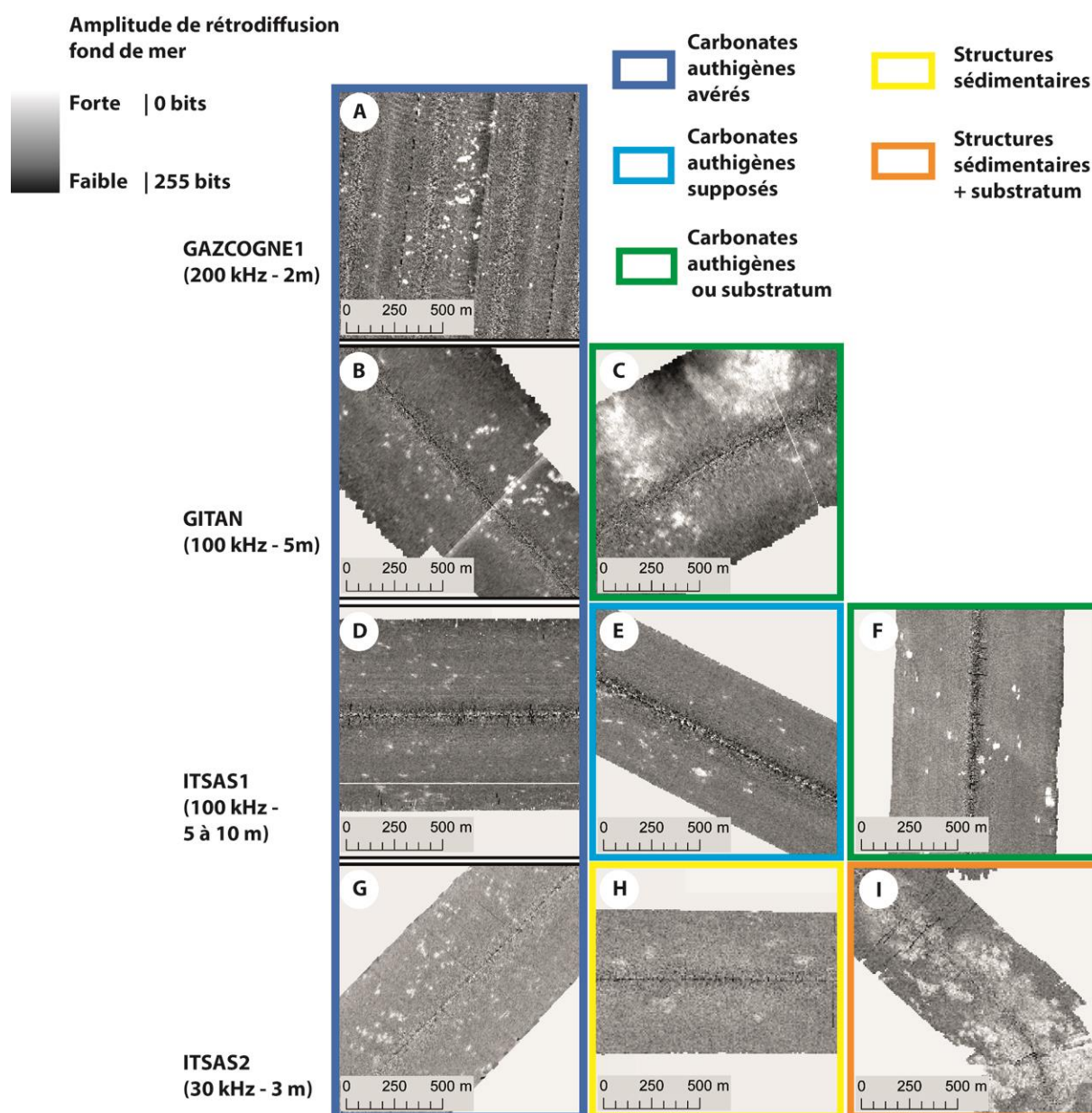


Figure 4.54: Extraits des données de rétrodiffusion fond de mer des différentes campagnes étudiées dans la thèse pour la recherche de l'extension du système des carbonates authigènes. A) données GAZCOGNE1 (200 kHz, résolution de 2 m) dans la zone des carbonates authigènes, B) données GITAN (100 kHz, résolution de 5 m) dans la zone des carbonates authigènes en rebord de plateau, C) données GITAN (100 kHz, résolution de 5 m) sur le profil nord en rebord de plateau au niveau de la tête de canyon de Cap Ferret, D) données ITSASI (100 kHz, résolution de 10 m) dans la zone des carbonates authigènes en rebord de plateau, E) données ITSASI (100 kHz, résolution de 5 m) sur un des profils sud au niveau de la loupe d'arrachement de Capbreton, F) données ITSASI (100 kHz, résolution de 10 m) sur le profil situé à l'est des données GAZCOGNE1, G) données ITSAS2 (30 kHz, résolution de 3 m) dans la zone des carbonates authigènes en rebord de plateau, H) données ITSAS2 (30 kHz, résolution de 3 m) sur un des profils sud en rebord de la loupe d'arrachement de Capbreton, I) données ITSAS2 (30 kHz, résolution de 3 m) sur un des profils sud sur le flanc nord du canyon de Capbreton et à l'est de la loupe d'arrachement. Les extraits entourés en bleu foncé sont les anomalies de rétrodiffusion fond de mer avérées comme des carbonates authigènes, en bleu clair les anomalies interprétées comme des carbonates authigènes, en vert comme des carbonates authigènes ou du substratum subaffleurant, en jaune comme des structures sédimentaires et en orange comme des structures sédimentaires avec des éléments subaffleurant de substratum.

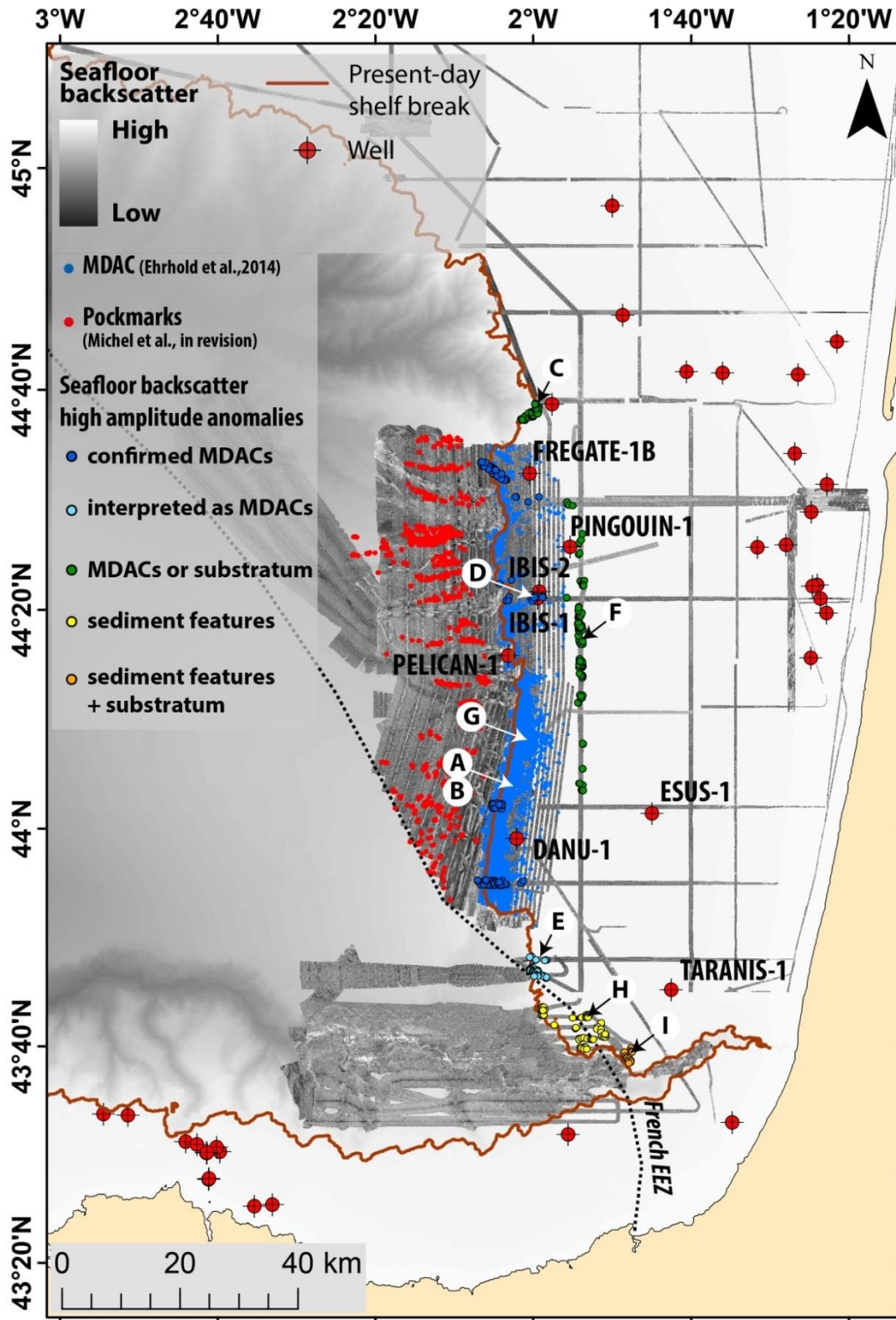


Figure 4.55: Carte de l'interprétation des anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer pointées sur les données GAZCOGNE1, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN. Les anomalies acoustiques en bleu foncé correspondent aux carbonates avérés en rebord de plateau, en bleu clair aux anomalies interprétées comme des carbonates authigènes subaffleurant, en jaune comme des structures sédimentaires, en vert comme des éléments subaffleurant du substratum ou des carbonates et en orange comme des structures sédimentaires et des éléments du substratum. Les structures fond de mer de carbonates authigènes (Ehrhold et al., 2014) et pockmarks (Michel et al., in revision, Comptes Rendus de Geosciences) sont également représentées.

4.2.3 Rétrodiffusion colonne d'eau

4.2.3.1 Résultats de la campagne GITAN

Les sorties de méthane microbien ont initialement été identifiées sur des données de rétrodiffusion colonne d'eau (cf. 1.2.1) (Dupré et al., 2014b) et ont été caractérisées en 2013 au cours des campagnes GAZCOGNE1 (2013) et GAZCOGNE2 (2013) et post-campagnes (Dupré et al., 2014c) (cf. 1.2.4). Les données de rétrodiffusions colonne d'eau acquises lors de la campagne GITAN (2015) avec les sondeurs multifaisceaux RESON 7111 et 7150 (cf. 3.2.4.2) ont permis d'étendre légèrement la couverture spatiale étudiée (figure 3.2) (cf. 3.2.4.2).

Les données de la campagne GITAN montrent, sur un profil de direction sud-est (figure 4.57), recoupant le système des émissions de méthane microbien étudié en 2013 (Dupré et al., 2014b, 2014c), la présence d'anomalies de rétrodiffusions colonne d'eau de fortes amplitudes (figure 4.56) réparties sur une section de 2 km, depuis le rebord de plateau. Ces anomalies sont interprétées comme des sorties de gaz dans la colonne d'eau et montrent que les émissions de méthane microbien sont encore actives en 2015. Le profil qui s'étend vers l'ouest dans la pente continentale ne montre aucune signature de forte rétrodiffusion colonne d'eau, au-delà de la rupture de pente du plateau continental (figure 4.57). Le profil acquis à la latitude de Cap Ferret en rebord de plateau, et long de 33 km (figure 4.57), ne présente aucune signature de rétrodiffusion colonne d'eau caractéristique de bulles de gaz et confirme l'absence de sorties de méthane au nord. Ce point avait déjà été mis en avant sur un profil GAZCOGNE1 (acquis lors d'un transit), qui ne présentait aucune signature de rétrodiffusion colonne d'eau attestant d'émissions de gaz (figure 4.57).

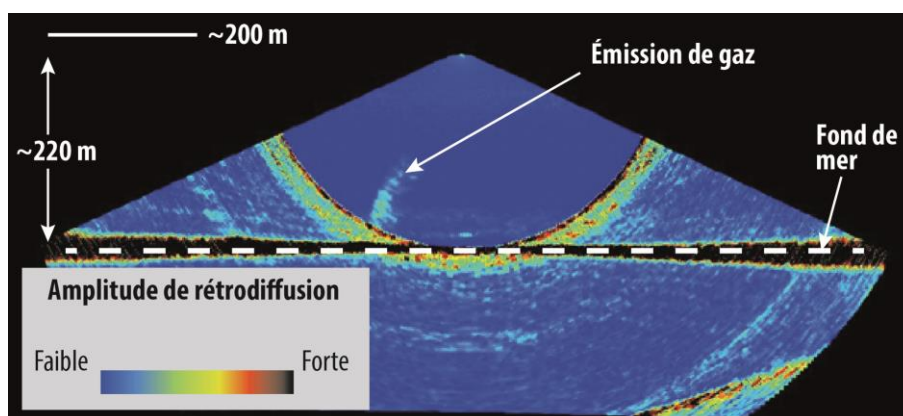


Figure 4.56: Illustration d'une anomalie de forte amplitude de rétrodiffusion colonne d'eau observée sur les données du sondeur RESON 7111 (fréquence de 100 kHz) au cours de la campagne GITAN (2015) dans la zone des émissions de méthane microbien décrite par les données GAZCOGNE 1 (2013) (cf. 1.2.1).

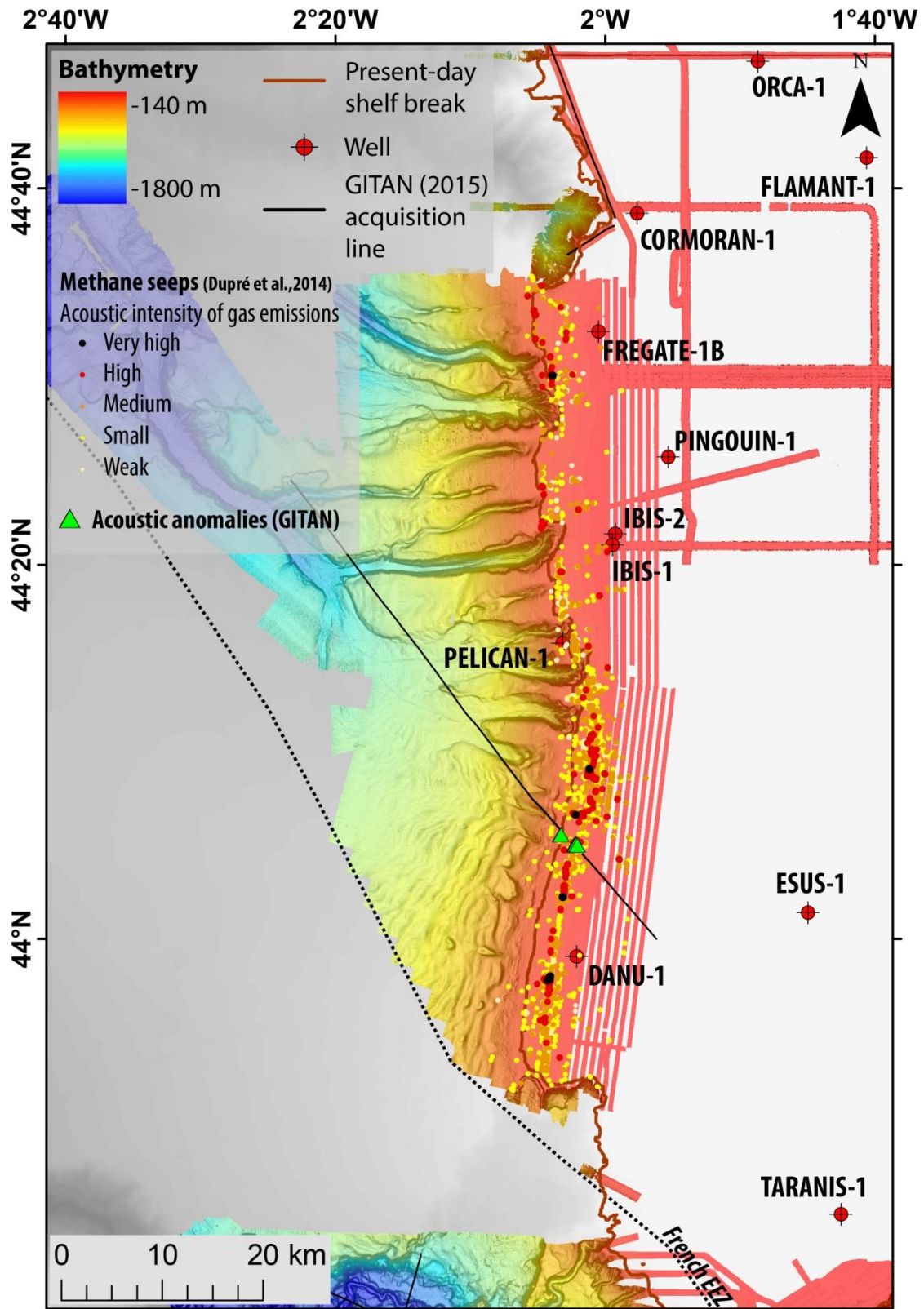


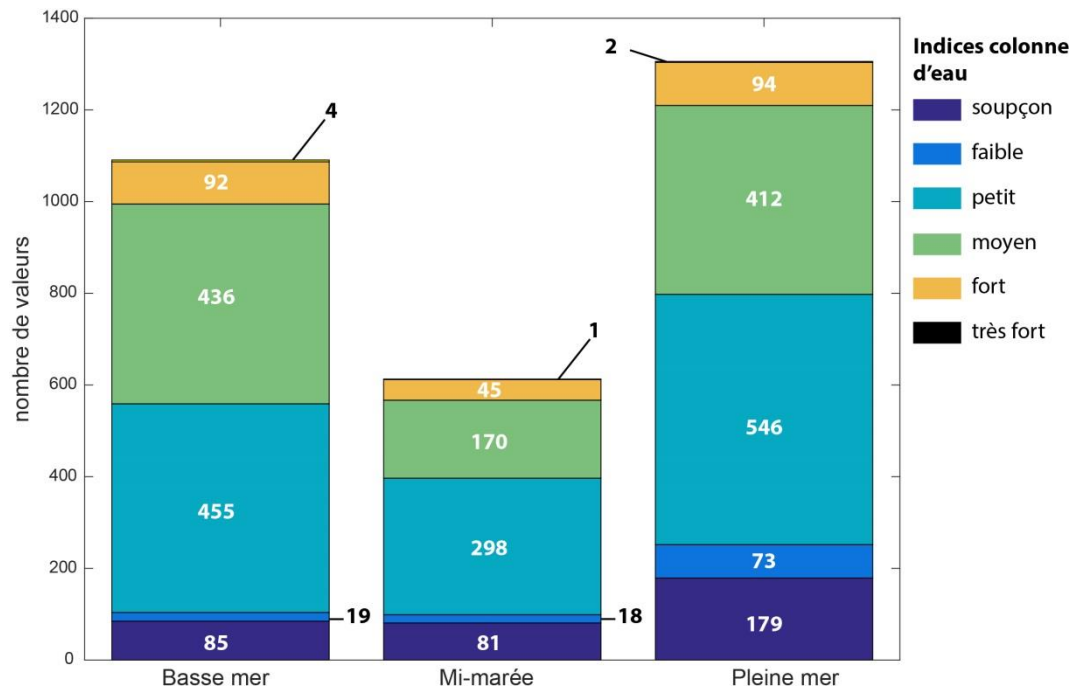
Figure 4.57: Carte de localisation des profils d'acquisition de données rétrodiffusion colonne d'eau de la campagne GITAN et position des anomalies acoustiques interprétées comme des sorties de gaz en fond de mer avec localisation des sorties de méthane microbien (Dupré et al., 2014c).

Les données de rétrodiffusion colonne d'eau acquises durant la campagne GITAN (2015) présentent des anomalies interprétées comme des sorties de gaz uniquement dans la zone des émissions de méthane décrites sur les données GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014c). L'acquisition des données GITAN montre que les émissions sont toujours actives 17 ans après les acquisitions PEGASE (1998) (Dupré et al., 2014b). Les deux profils GAZCOGNE1 et GITAN au niveau de la tête de canyon de Cap Ferret montrent que les sorties de méthane sont restreintes à la couverture données GAZCOGNE1.

4.2.3.2 Effet de la marée sur les sorties de méthane dans la colonne d'eau

Les acquisitions de données de rétrodiffusion colonne d'eau ont été effectuées durant 6 jours lors de la campagne GAZCOGNE1 (2013). L'intensité des sorties des échos colonne d'eau pointées (Dupré et al., 2014c) a été croisé sur le SIG avec la date et l'heure de l'observation de l'écho. Ces données ont ensuite été croisées avec les informations de marées enregistrées à la bouée de Cap Ferret (<http://maree.info/135?d=20130928>). Les résultats de cette étude sont présentés en figure 4.58 avec représentation des intensités d'échos suivant les périodes de basse-mer, mi- marée et pleine mer. Les résultats présentés en figure 4.58 ne présentent pas de relation entre le cycle de marée et les sorties de méthane.

4.2. Exploitation des acquisitions des sondeurs multifaisceaux



Bouée à Cap Ferret - Source: marée.info

Le 28 Juillet 2013, pour PM à 9h59 coefficient 76 et PM à 22h24 coefficient 69

définition basse mer (BM), mi-marée (MM) et pleine mer (PM), utilisée pour le graphique ci-dessus

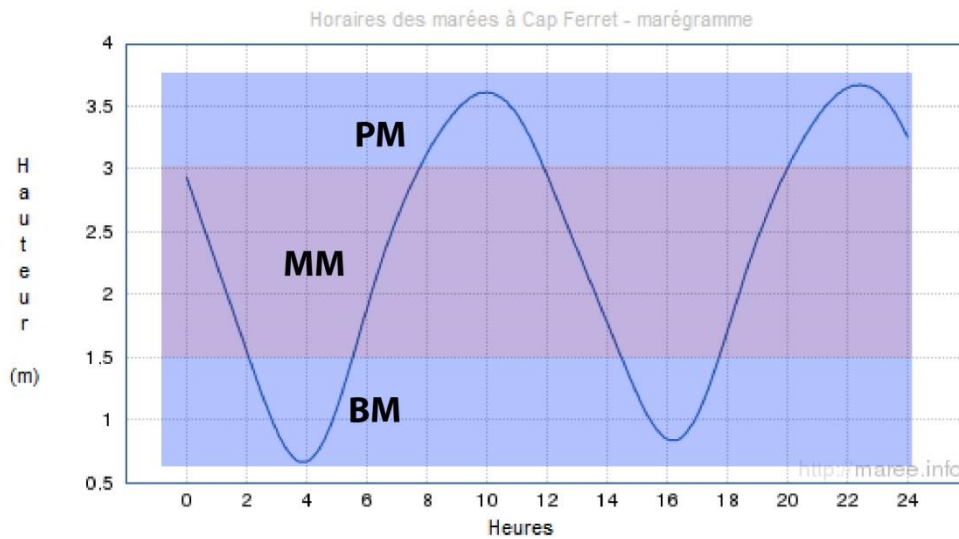


Figure 4.58: Représentation graphique de la répartition statistique des échos colonne d'eau en fonction de leur intensité et de la période dans le cycle de marée.

4.2.4 Synthèse des indices fluides issus des données de sondeur multifaisceaux

Les sorties de méthane sont localisées entre le canyon de Cap Ferret et la loupe d'arrachement de Capbreton, sur 80 km en nord-sud le long du rebord de plateau et sont restreintes en est-ouest à une bande s'étendant jusqu'à 10 km vers l'est depuis le rebord de plateau (figure 4.59). Les sorties de méthane sont ainsi restreintes au rebord de plateau, depuis la rupture de pente à l'ouest (~240 m de profondeur d'eau) jusqu'à près de 10 km à l'est sur le plateau (profondeur d'eau d'environ 140 m) (figure 4.59). Aucune sortie de gaz n'a été mise en évidence 1) dans la pente continentale, 2) au nord sur la partie septentrionale et orientale du rebord de la tête de canyon de Cap Ferret, 3) plus au nord sur la marge nord aquitaine et 4) sur le rebord de plateau de la marge Armoricaïne (figure 4.59).

Les pockmarks dans la pente continentale Aquitaine sont répartis au sein de deux domaines, les inter-canyons et le champ d'ondulations sédimentaires. Les pockmarks, avec des diamètres compris entre 52 et 330 m (dont 80% des pockmarks présentent des diamètres compris entre 100 et 200 m) (Michel et al., in revision) sont considérés comme moyens à larges d'après la synthèse proposée par Pilcher and Argent (2007). La profondeur interne des pockmarks varie de 4 à 42 m avec une profondeur moyenne de 15 m (Michel et al., in revision), ce qui correspond à la profondeur de pockmarks moyens à large (Pilcher and Argent, 2007). Dans le cas de notre étude, une augmentation générale de la surface des pockmarks est observée vers les profondeurs d'eau moins importantes (Michel et al., in revision), mais cette relation n'est pas aussi bien exprimée que dans d'autres études (Hovland and Judd, 1988; Gafeira et al., 2012). Aucune sortie de fluide n'a été observée dans la pente continentale et ne permet de témoigner de l'activité actuelle des pockmarks (figure 4.59). Aucun relief n'a été observé dans le fond de pockmarks mais compte tenu de la résolution de 15 m des MNT et de la précision en Z des sondeurs à ces profondeurs, il n'est pas possible d'exclure, sur les données bathymétriques, la présence de carbonates authigènes. **En revanche, les données de rétrodiffusion fond de mer indiquent clairement l'absence de carbonates authigènes (Gay et al., 2006b; Andresen et al., 2008), communautés benthiques dans le fond des pockmarks (Webb et al., 2009) ou accumulations de débris comme des sédiments plus grossiers (Pau and Hammer, 2013) au sein des pockmarks.**

Aucun autre relief en fond de mer n'a été observé sur les profils bathymétriques étudiés sur le plateau et situés en dehors de la couverture des données GAZCOGNE1 très

probablement en raison de la résolution insuffisante des données (*cf.* 4.2.1.2). Par contre, des anomalies de fortes amplitudes sur les données de rétrodiffusion fond de mer ont été mises en évidence. En termes d'extension du système des carbonates authigènes, seul les profils ITSAS1 en rebord de plateau dans la couverture des données GAZCOGNE1 et au niveau de la loupe d'arrachement de Capbreton présentent des anomalies acoustiques étant interprétées, avec confiance, comme des carbonates authigènes subaffleurants (figure 4.59).

Les anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer et de plusieurs centaines de mètres de diamètre sur le profil GITAN de la tête de canyon de Cap Ferret sont interprétées comme des éléments subaffleurants du substratum mais la nature des anomalies de dimensions similaires à celles des carbonates authigènes du rebord de plateau n'est pas clairement définie. Dans le cas où ces éléments seraient des carbonates authigènes, le système des carbonates authigènes défini en rebord de plateau s'étendrait de 7 km vers le nord (figure 4.59) et serait toujours restreint au rebord de plateau et ne s'étendrait pas plus au nord de la tête de canyon de Cap Ferret.

Les anomalies de fortes amplitudes de rétrodiffusion fond de mer situées à l'est de la couverture des données GAZCOGNE1 sont interprétées ; soit comme des éléments subaffleurant du substratum comme indiqués par Bourillet et al. (2017), soit comme des carbonates authigènes (figure 4.59). Dans l'hypothèse où ces structures seraient des carbonates authigènes subaffleurant, l'extension du système des carbonates en fond de mer s'étendrait dès lors jusqu'à un maximum de 15 km vers l'est depuis le rebord de plateau et non plus seulement de 10 km (sur la base des données GAZCOGNE1) (figure 4.59).

Aucune autre anomalie de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer n'a été observée plus à l'est vers le plateau médian ou plus au nord sur la marge nord aquitaine (*cf.* 4.2.2.2.2). **L'extension maximale des anomalies pouvant être interprétées comme des carbonates authigènes est désormais de 98 km en nord-sud le long du plateau, s'étend jusqu'à 15 km du rebord de plateau, uniquement sur une section 50 km entre les latitudes des forages FREGATE-1B au nord et ESUS-1 au sud (figure 4.59) et jusqu'à 2 km dans le haut de pente continentale.**

Le système des carbonates authigènes affleurants et subaffleurants mis à jour s'étend au-delà de l'extension des sorties de méthane en fond de mer mais les zones de plus fortes densités de carbonates authigènes correspondent aux zones de fortes densités de sorties de gaz. Les pockmarks dans la pente continentale sont exclusivement situés

2 km plus à l'ouest des derniers carbonates authigènes visibles en haut de pente et 3 km plus à l'ouest des dernières sorties de méthane en fond de mer.

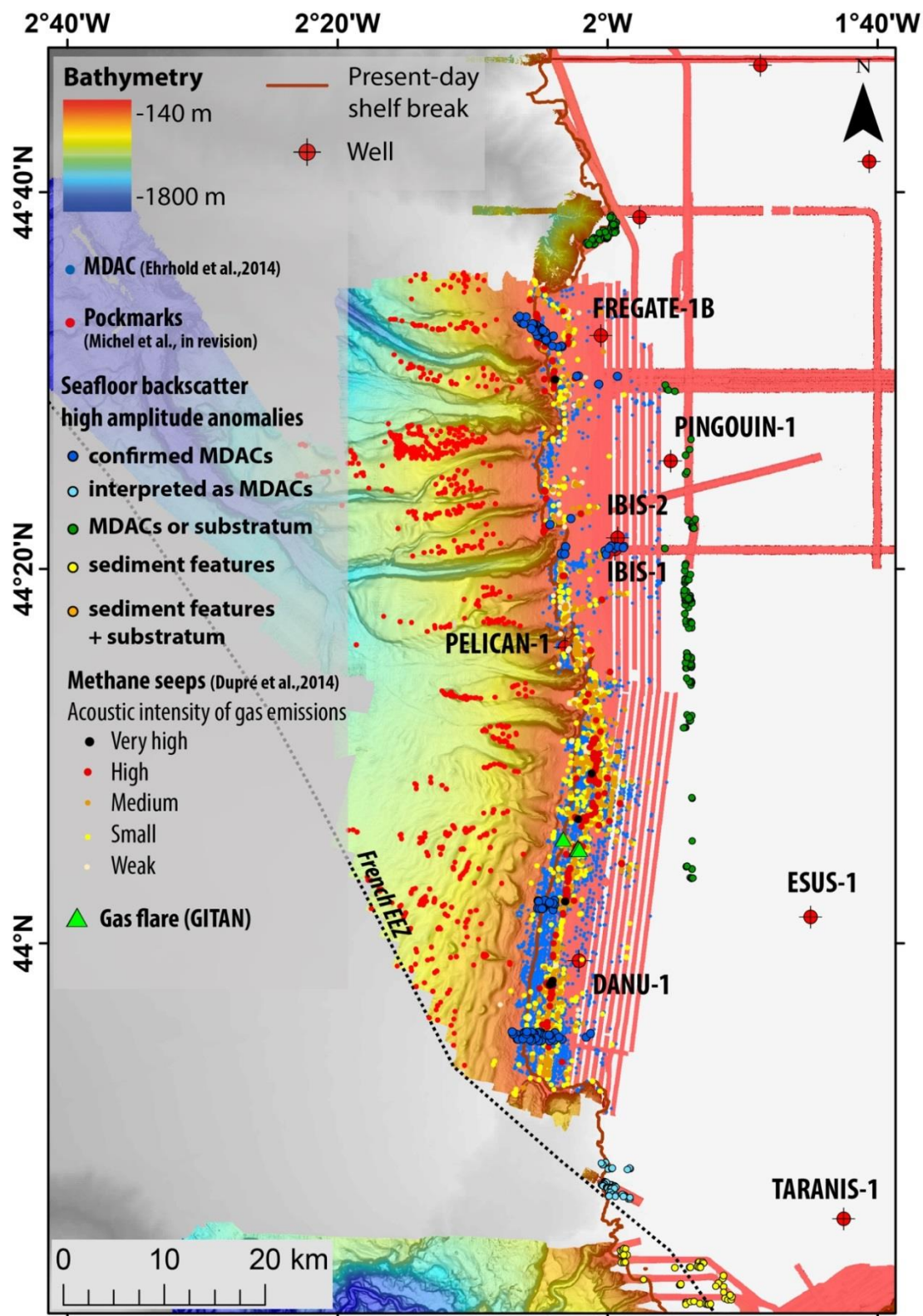


Figure 4.59 : Carte de synthèse des indices fluides, sorties de gaz, pockmarks, carbonates authigènes et morphologiques, éléments subaffleurants du substratum et structures sédimentaires, identifiés sur les données des acquisitions sondeur multifaisceaux des campagnes GAZCOGNE1 (2013), GAZCOGNE2 (2013), BOBGEO2 (2010), ITSAS1 (1998), ITSAS2 (2001) et GITAN (2015).

4.3 Exploitation des acquisitions de sismique réflexion IFREMER/Universités

4.3.1 Profils sondeur de sédiment

Les profils sondeur de sédiment étudiés (ECHOES3500, fréquence 1.8-5.3 kHz) sont issus des campagnes BOBGEO2 (2010), GAZCOGNE1 (2013), GAZCOGNE2 (2013) et GITAN (2015) (*cf.* 3.3.7.3). La recherche d'indices fluides à partir de ces données a permis de caractériser deux types de morphologies fonds de mer, les monts carbonatés affleurants et subaffleurants sur le plateau (*cf.* 4.2.1.2 et 4.2.2.2) et les pockmarks situés exclusivement dans la pente continentale (*cf.* 4.2.1.1 et 4.2.2.1).

4.3.1.1 Signature sismique des encroûtements de carbonates authigènes

Les profils sondeur de sédiment des campagnes GAZCOGNE1 et 2 ont montré des signatures sismiques, en surface et en subsurface, de fortes amplitudes sur le rebord de plateau continental aquitain. Ces structures sont interprétées comme étant causées par la présence des encroûtements de carbonates (Dupré et al., 2014c), déjà mis en évidence sur les données bathymétrique (*cf.* 4.2.1.2) et rétrodiffusion fond de mer (*cf.* 4.2.2.2).

Les profils sondeur de sédiment présentent également des réflexions sismiques chaotiques de fortes amplitudes plus en profondeur, entre le fond de mer et jusqu'à environ 25 mbsf. Il n'est pas établi que cette limite inférieure corresponde à la limite en profondeur du système des carbonates authigènes. En effet, il est tout à fait possible que cette limite soit liée à l'atténuation du signal sismique du sondeur de sédiment. Différentes hypothèses pour la nature de ces réflexions sismiques en profondeur sont avancées : des sédiments chargés en gaz, des niveaux indurés de carbonates authigènes ou les deux. Du fait de l'aspect chaotique des réflexions, les réflexions en profondeur sont plutôt interprétées comme des structures enfouies de carbonates authigènes présentant un contraste d'impédance important avec le sédiment encaissant (*cf.* 3.1.2). Cependant, il n'est pas exclu que des niveaux chargés en méthane microbien marquent des contrastes d'impédance avec le sédiment sans créer de masque acoustique (*cf.* 3.3.6.4.4). Les profils BOBGEO2 et GITAN recoupant le système des carbonates authigènes présentent les mêmes signatures de fortes réflexions et aucune autre réflexion chaotique interprétée comme des carbonates dans le sédiment n'ont été observés en dehors du rebord de plateau sur ces profils.

L'étude des profils de sondeur de sédiment a permis de mieux caractériser l'empreinte des carbonates authigènes sur le rebord de plateau qui sont identifiables avec le faciès sismique chaotique. Ce faciès est caractérisé par des réflexions sismiques de fortes amplitudes

discontinues qui perturbent totalement la stratigraphie (figure 4.60). Un faciès sismique de substratum, marqué par des réflexions sismiques de fortes amplitudes continues et tabulaires qui présentent de multiples incisions est aussi observé (figure 4.61). Ces incisions sont larges de plusieurs dizaines de mètres et profondes de plusieurs mètres. Ce faciès est interprété comme le marqueur de potentiels surfaces d'érosions lors des cycles de variations du niveau marin au Quaternaire (cf. 2.3.3). Ces phases d'érosions et progradation de la plate-forme ont déjà été décrites par Bellec and Cirac (2010) (cf. 2.4.5.3) sur les données de sismique Sparker (cf. 2.4.5.3). Les faciès sismiques des carbonates authigènes et substratum sont faciles à reconnaître individuellement, mais la superposition des deux rend difficile la délimitation fine du système des carbonates authigènes. Un faciès sismique sédimentaire bien lité est également visible mais uniquement dans la pente continentale au-delà du rebord de plateau actuel. Les deux faciès de transition entre les carbonates enfouis/substratum (figure 4.62) et carbonates/sédiments lités (figure 4.63), présentent des densités moins importantes de réflexions chaotiques et sont interprétés comme une baisse de la densité des carbonates authigènes dans la pile sédimentaire.

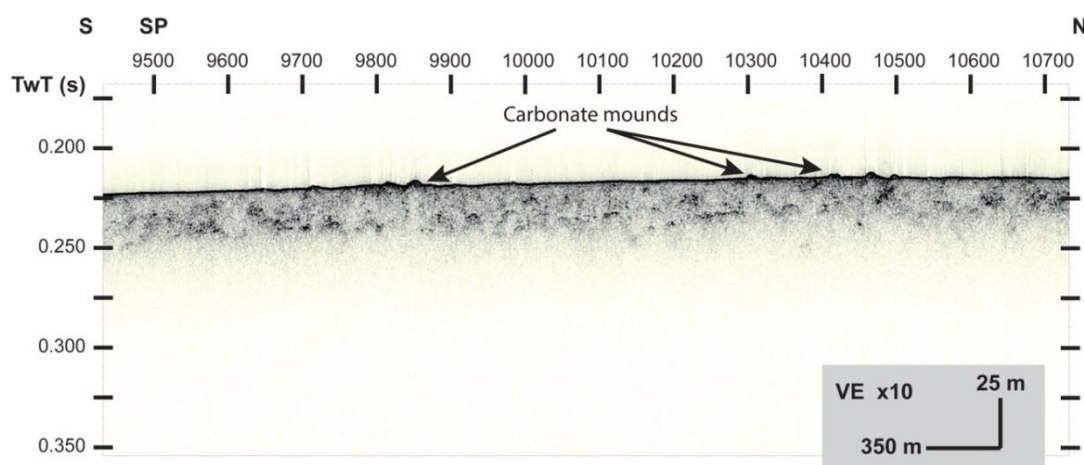


Figure 4.60: Profil sondeur de sédiment SU054-2 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès chaotique des carbonates authigènes enfouis dans le sédiment ainsi que des monts carbonatés visibles en fond de mer.

4.3. Exploitation des acquisitions de sismique réflexion IFREMER/Universités

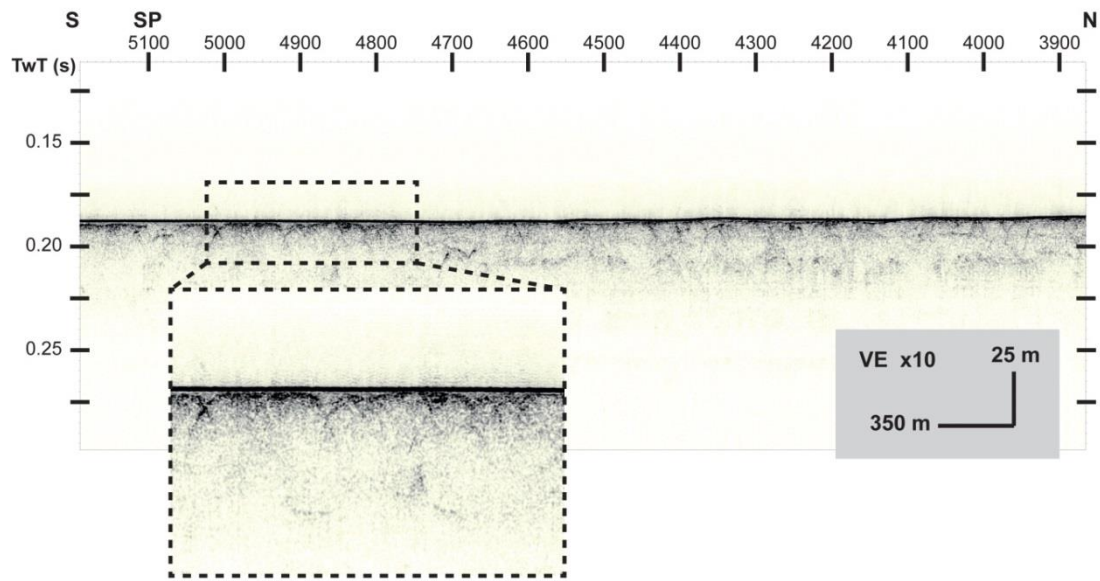


Figure 4.61: Profil sondeur de sédiment SU005B de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès du substratum avec une couverture sédimentaire fine recouvrant une surface érosive marquée par des incisions.

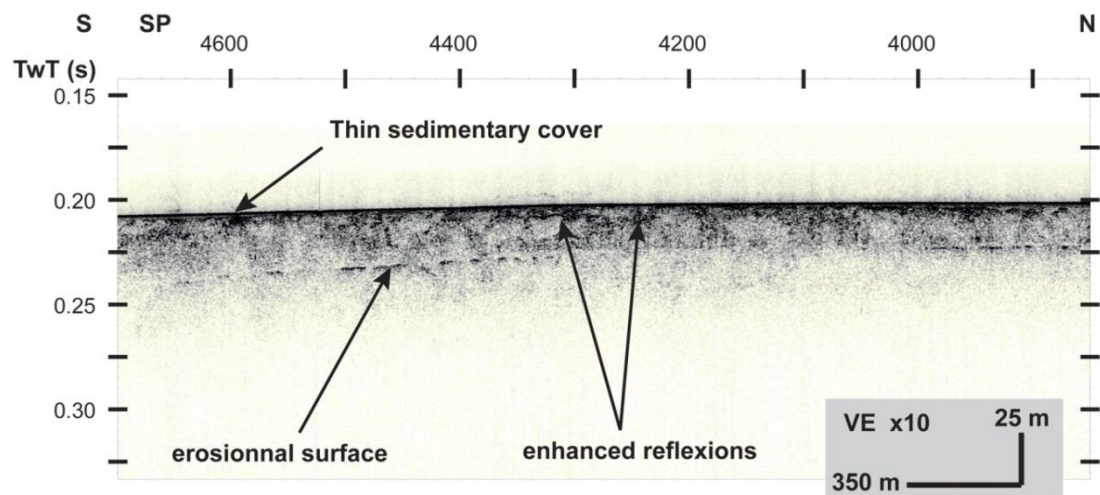


Figure 4.62: Profil sondeur de sédiment SU100 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès de transition des réflexions chaotiques aux réflexions tabulaires du substratum.

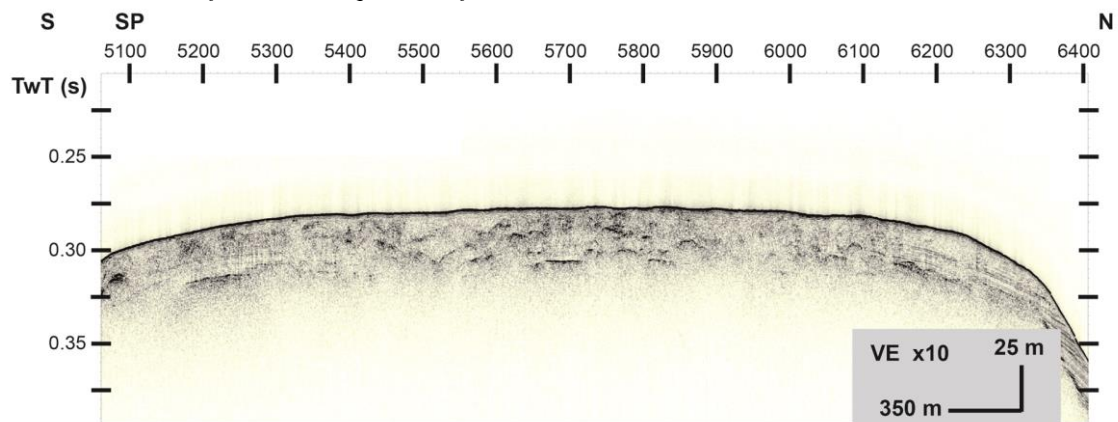


Figure 4.63: Profil sondeur de sédiment SU84-2 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès de transition des réflexions chaotiques aux réflexions sismiques régulières de la sédimentation bien litée de la pente continentale de la marge sud aquitaine.

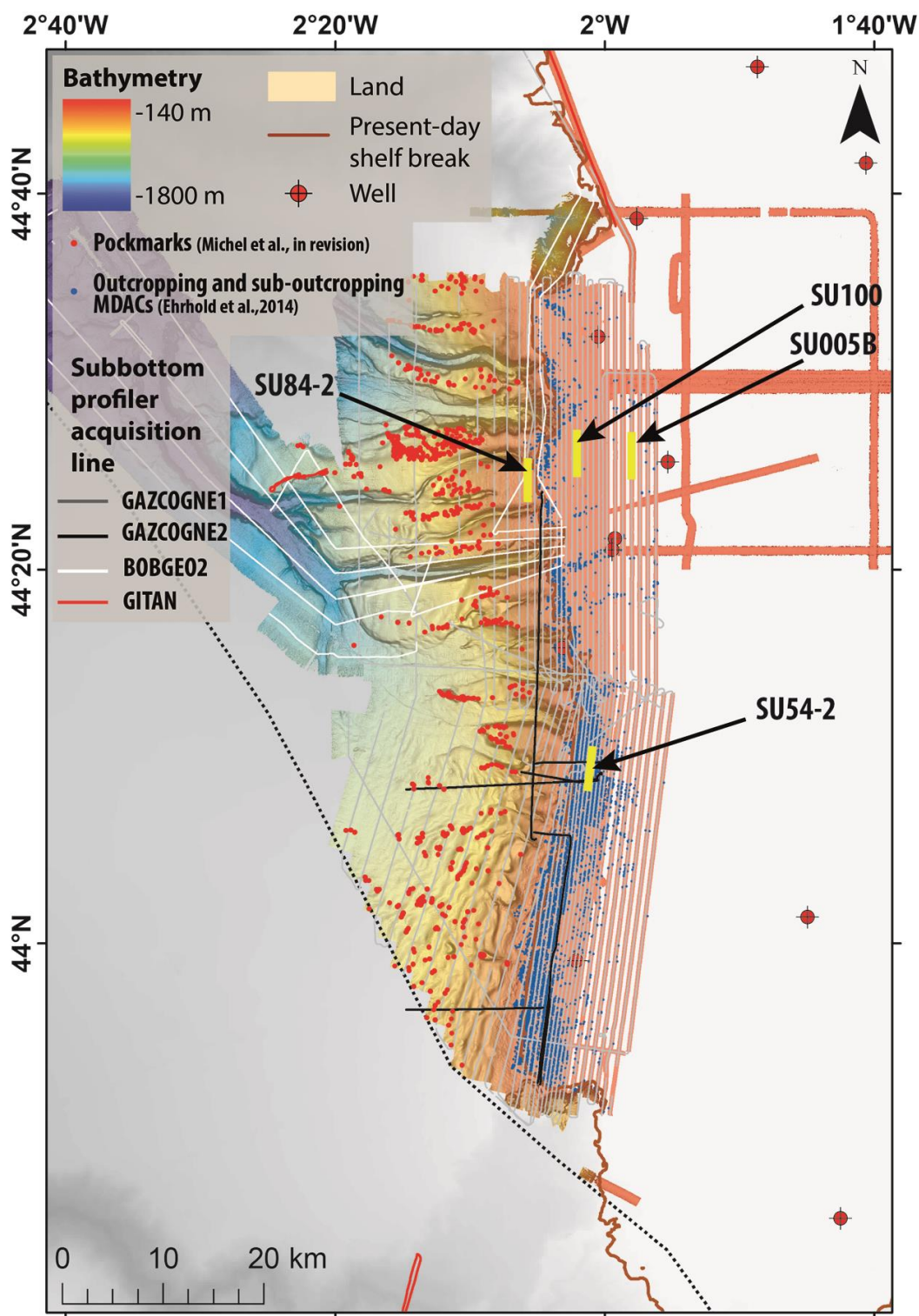


Figure 4.64: Carte de localisation des sections des profils de sondeur de sédiment GAZCOGNE1 illustrant les différents faciès sismiques des figure 4.60 à figure 4.63.

Sur la base de ces faciès, une synthèse de l’empreinte spatiale des carbonates authigènes en profondeur a été produite (figure 4.65). Le faciès chaotique avec des fortes densités de carbonates dans le sédiment est restreint au rebord de plateau, sur toute l’extension nord-sud mais est limité en est-ouest sur bande de 1 à 8 km de large (figure 4.65). La limite

ouest du faciès chaotique correspond à peu près (+/- 200 m en est-ouest) à la limite du plateau continental Aquitain (figure 4.65). La limite orientale de ce faciès chaotique correspond aux zones de forte densité de carbonates authigènes affleurant et subaffleurant (figure 4.65). Dans la moitié nord du plateau continental, la limite orientale, du faciès chaotique est plus proche du rebord de plateau, 1 à 5 km, contre 3 à 8 km dans la moitié sud où les zones de fortes densités de carbonates authigènes affleurants sont plus étendues vers l'est (figure 4.65).

Le faciès sismique de transition avec le substratum se situe exclusivement sur le plateau continental à l'est du faciès chaotique. Ce faciès forme une bande nord-sud contiguë au faciès chaotique avec une largeur en est-ouest variant de 500 m à 3.5 km (figure 4.65). Ce faciès de transition avec le substratum est associé aux zones présentant des densités de carbonates authigènes affleurants et subaffleurants faibles à moyennes (figure 4.65). Des structures carbonatées affleurantes et subaffleurantes sont observées encore plus à l'est, jusqu'à 6 km, du faciès de transition avec le substratum (figure 4.65) où plus aucune réflexion sismique de forte amplitude, interprétée comme des carbonates authigènes enfouis dans le sédiment, n'a été observée (figure 4.65).

Le faciès de transition entre le faciès chaotique et le faciès sismique de sédimentation bien litée n'est observé que dans la partie nord du haut de pente continentale (figure 4.65), sur le haut des inter-canyons et s'étend du rebord de plateau jusqu'à 2 km à l'ouest (figure 4.65). Cette interprétation des faciès sismiques montre que les réflexions sismiques interprétées comme des carbonates authigènes dans le sédiment au niveau de la rupture de plateau s'étendent dans le haut de pente continentale des inter-canyons (~270 m de profondeur d'eau) sans être nécessairement associées à des structures en fond de mer (figure 4.65). Le faciès de transition chaotisme/sédimentation n'a pas été mis en évidence dans la zone des ondulations sédimentaires où la délimitation entre le faciès sismique des carbonates authigènes et le faciès sismique bien lité est plus nette. En général, dans le haut de pente du domaine des ondulations sédimentaires, la limite orientale des carbonates authigènes dans le sédiment correspond aux zones de fortes densités de carbonates affleurants et subaffleurants (limite à ~240 m de profondeur d'eau). Dans le détail, des carbonates affleurants et subaffleurants, présents en moins grande densité, sont aussi observés jusqu'à 2 km plus à l'ouest des carbonates enfouis dans le sédiment (jusqu'à 280 m de profondeur d'eau) (figure 4.65). Ces carbonates en fond de mer situés plus à l'ouest des carbonates enfouis dans le sédiment ne forment pas une bande continue sur l'ensemble du haut de pente du domaine des ondulations sédimentaires, mais seulement quelques pointements vers la pente continentale (figure 4.65).

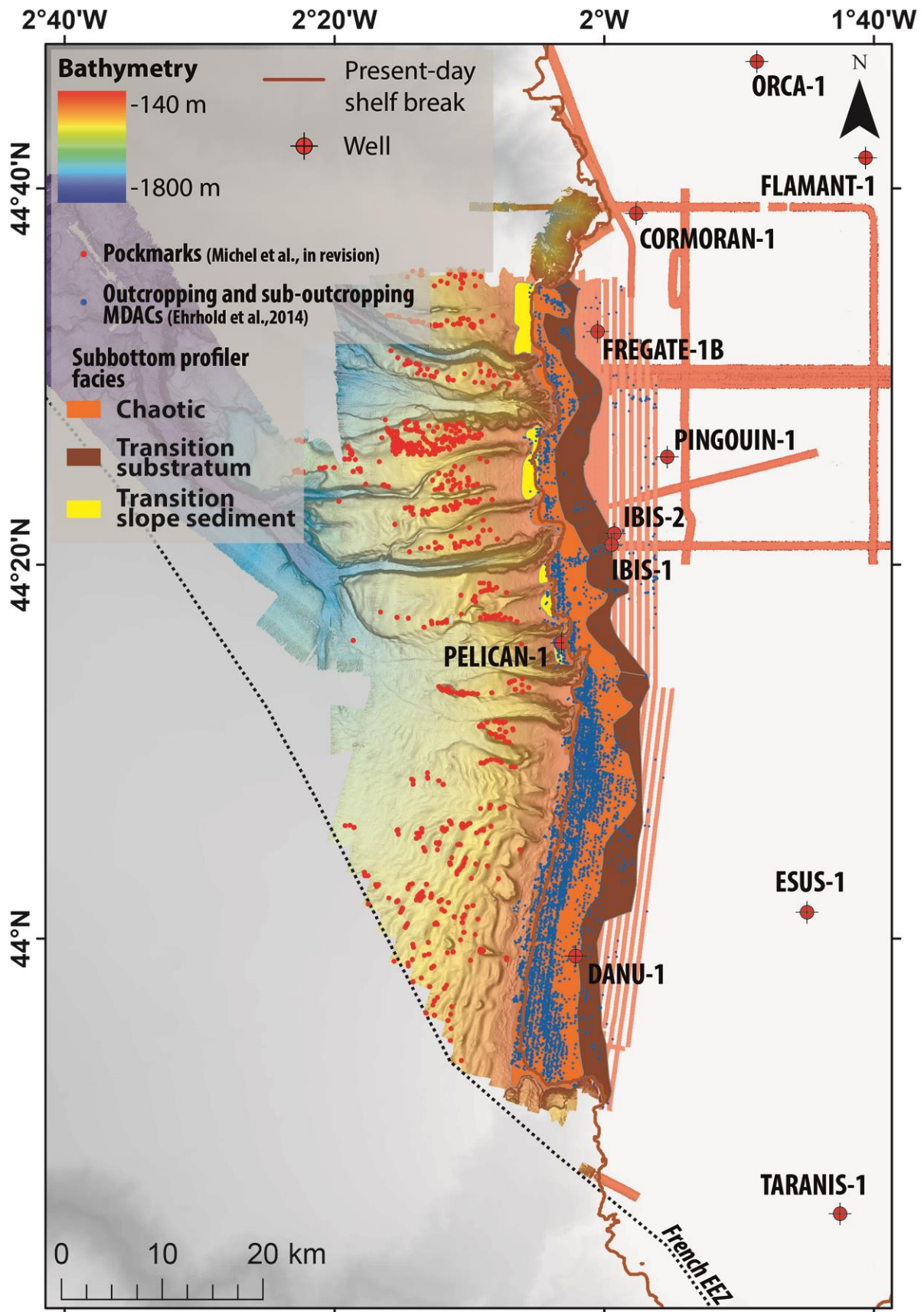


Figure 4.65: Carte des faciès sismiques mis en évidence sur les profils sondeur de sédiment ECHOES3500 (1.8 – 5.3 kHz) de la campagne GAZCOGNE1, faciès chaotique causé par la présence de carbonates et faciès de transitions vers le substratum et vers la sédimentation litée de la pente continentale.

4.3.1.2 *Signature sismique des pockmarks dans la pente continentale*

Les pockmarks identifiés sur les données des sondeurs multifaisceaux (*cf.* 4.2.1.1 et 4.2.2.1) ont aussi été étudiés du point de vue de leur signature sismique sur les profils sondeur de sédiment. Les pockmarks sont situés exclusivement dans la pente continentale de la marge sud aquitaine entre 350 m en haute de pente et 1150 m de profondeur sous le fond de mer. L'ensemble des pockmarks visibles sur les données de sondeur de sédiment représente 6.3% (soit 38 pockmarks) des 606 pockmarks repérés en fond de mer. Ces 38 pockmarks sont situés dans le faciès sédimentaire bien lité qui caractérise la pente (figure 4.66 et figure 4.67). Ce faciès a déjà été décrit par Faugères et al. (2002) comme l'unité U4 (*cf.* 2.4.7.1.2) datée entre 120-150 ka et l'actuel (Gonthier et al., 2006) mais qui pourrait correspondre à des dépôts plus récents, derniers 12 à 15 ka, en considérant des taux de sédimentation plus élevés (Schmidt et al., 2009, 2014). Les pockmarks sont ancrés exclusivement en surface (figure 4.66 et figure 4.67) et aucun pockmark n'est visible en profondeur, dans la limite des 75 m de pénétration du signal dans la pile sédimentaire. Cependant, des artefacts sismiques sont identifiés en fond de mer et dans la pile sédimentaire. Les artefacts en fond de mer situés sous les pockmarks sont uniquement des points de triPLICATION ou « bowties » (figure 4.66 et figure 4.67) causés par l'insonification d'une géométrie, fonction de la taille de la structure 3D imagée et de la longueur d'onde du signal (*cf.* 3.3.6.4.2). Les réflexions sismiques sous-jacentes des pockmarks présentent indifféremment des réflexions normales, des réflexions amplifiées ou des réflexions diminuées. La répartition de ces variations d'amplitudes ne suit aucun agencement spatial et aucune relation avec la morphologie des pockmarks en surface n'a pas pu être établie. Ces variations sont interprétées comme des artefacts liés à l'enregistrement du signal ou à des variations de sédimentation.

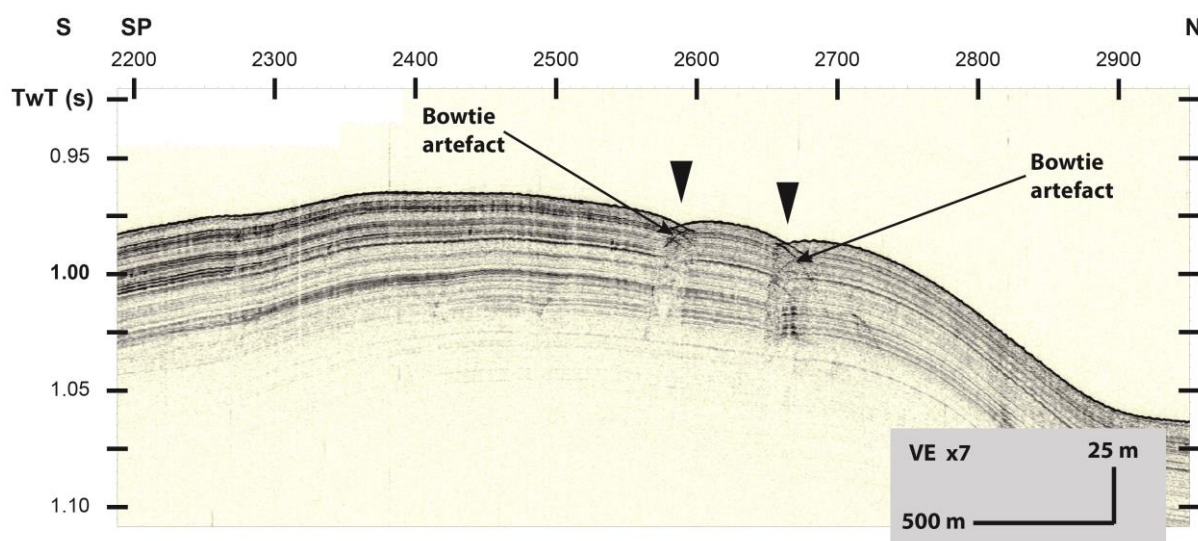


Figure 4.66: Profil sondeur de sédiment SU16-B1 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.68) avec deux pockmarks situés sur un inter-canyon. Les deux pockmarks visibles en fond de mer ne présentent pas de structures sous-jacentes, seulement des artéfacts de triPLICATION (ou « bowties »).

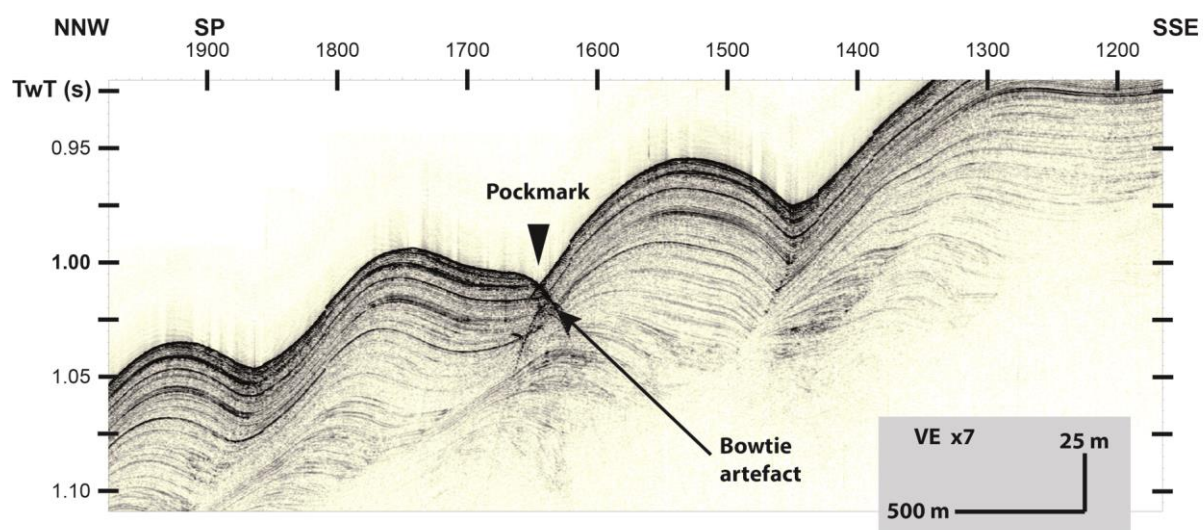


Figure 4.67: Profil sondeur de sédiment SU141-B1 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.68) avec un pockmark situé dans la zone des ondulations sédimentaires. Le pockmark visible en fond de mer ne présente pas de structures sous-jacentes, seulement des artéfacts de triPLICATION (ou « bowties »).

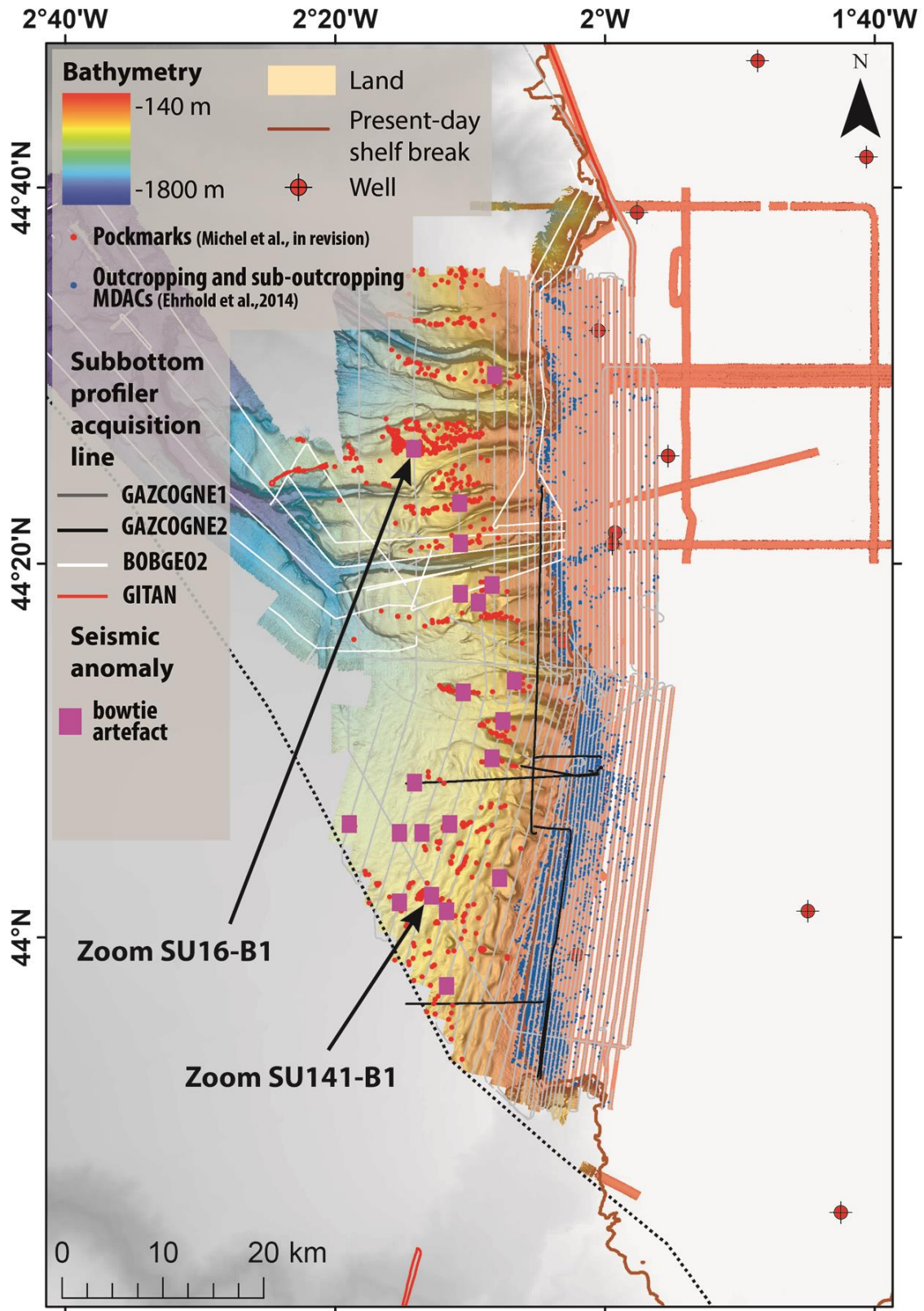


Figure 4.68: Carte de synthèse des artefacts sismiques observés sur les lignes de sondeur de sédiment des campagnes GAZCOGNE1, GAZCOGNE2 et BOBGEO2 dans les zones de pockmarks sur les inter-canyons et les ondulations sédimentaires. Le seul type d'artefact observé est celui du point de triPLICATION (« bowties ») (cf. 3.3.6.4.2).

4.3.2 Les profils Sparker

4.3.2.1 Géométrie de la couverture sédimentaire récente

Les profils Sparker (sismique monotrace, fréquence de 450 Hz) étudiés dans la thèse proviennent uniquement de la campagne ITSAS1 (1998) (figure 4.12). Les profils ont déjà été interprétés, dans la partie de plateau, d'un point de vue stratigraphique et ont permis de mettre en évidence la progradations de la plate-forme Aquitaine (*cf.* 2.4.5.3) (Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010) et permettent d'imager les premières centaines de mètres de l'épaisseur de la couverture sédimentaire (pénétration du signal sismique de 0-200 ms TD bsf sur le plateau et 0-350 ms TD bsf dans la pente).

L'étude des lignes itsk76 et itsk77 (figure 4.69) recoupant les ondulations sédimentaires dans la pente continentale (Faugères et al., 2002) (*cf.* 2.4.7.1.2) a mis en évidence un drapage sédimentaire (unité U4, Faugères et al., 2002) d'une épaisseur de 12 à 15 m (figure 4.71 et figure 4.72). Cette unité n'a pas pu être propagée de manière directe aux deux autres lignes Sparker itsk15 et itsk90 car celles-ci ne recoupent pas les lignes itsk76 et itsk77 (figure 4.69). Cependant, deux unités récentes ont pu être mises en évidence dans le haut de pente de la marge sud aquitaine. La plus récente, dessinée en rouge sur la figure 4.73, présente le même type de géométrie que l'unité U4 décrite par Faugères et al. (2002) avec une stratification bien litée et une épaisseur relativement constante d'une dizaine de mètres dans la pente continentale et peut être assimilée à cette unité U4. Il a été noté que l'épaisseur de cette unité tendait à diminuer vers le haut de pente et que cette unité se terminait en biseau, entre 265 et 300 m de profondeur sous le fond de mer (figure 4.73). Une seconde unité, dessinée en brun, se situe sous l'unité rouge et peut être assimilée à l'unité U3 définie par Faugères et al. (2002). La limite inférieure de cette unité n'est pas définie sur les lignes itsk15 et itsk90 et n'a pas pu être propagée du pied de pente jusqu'au rebord de plateau sur les lignes itsk76 et itsk77. De plus, la terminaison orientale de cette unité n'a pas été définie en raison du recoupement avec des canyons ou avec des réflexions sismiques de fortes amplitudes visibles sous le rebord de plateau. La correspondance avec les unités progradantes décrites par Bellec (2003) sur le plateau aquitain n'a alors pas pu être établie. Différentes terminaisons en biseau des unités sédimentaires sur le plateau sont visibles proches du fond de mer (marquées par les flèches brunes sur la figure 4.73) et pourraient correspondre potentiellement à la terminaison de l'unité U3, indiquant alors l'extension de cette unité U3 sous le rebord de plateau et sous le système des émissions de méthane (figure 4.73).

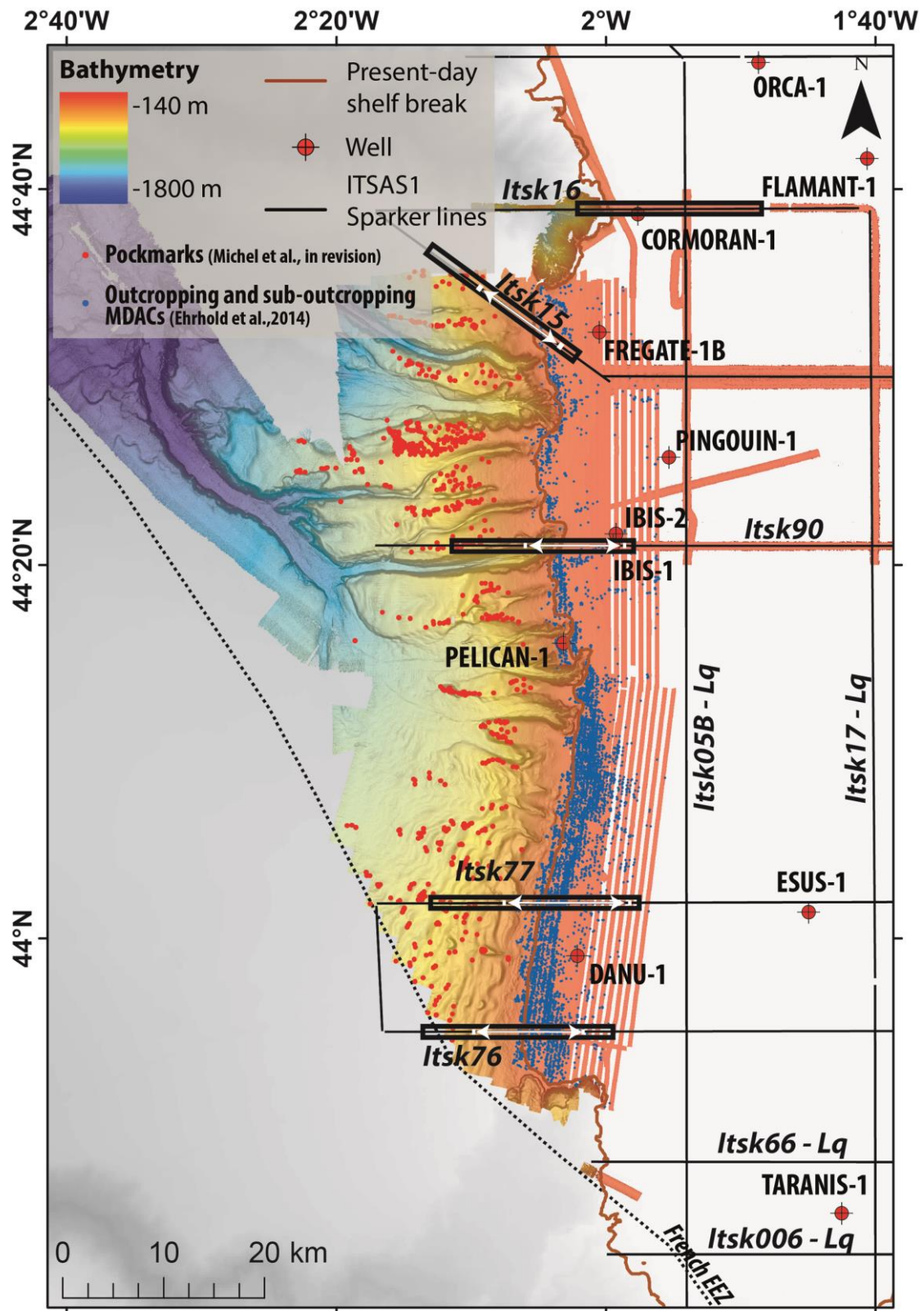


Figure 4.69: Carte de localisation des profils de sismique Sparker ITSAS1 étudiés. Les profils de mauvaises qualités (Lq) ont été visualisés mais pas exploités. Les encadrés noirs correspondent aux sections présentées en Figure 150, Figure 151 et Figure 152. Les doubles flèches blanches correspondent à l'extension des sections présentées en figure 4.73.

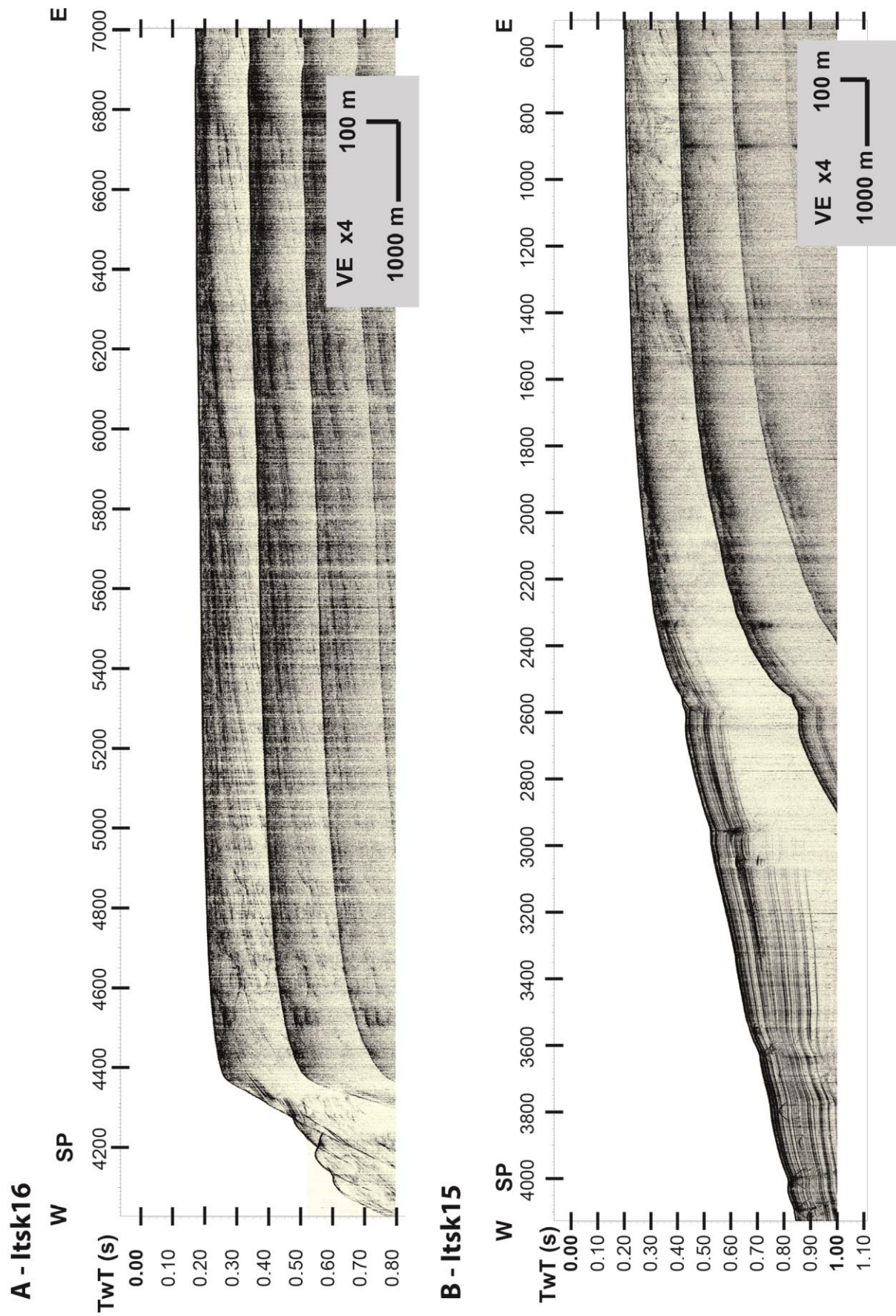


Figure 4.70: Lignes sparker ITSASI, A) itsk16 et B) itsk15. Localisation en figure 4.69.

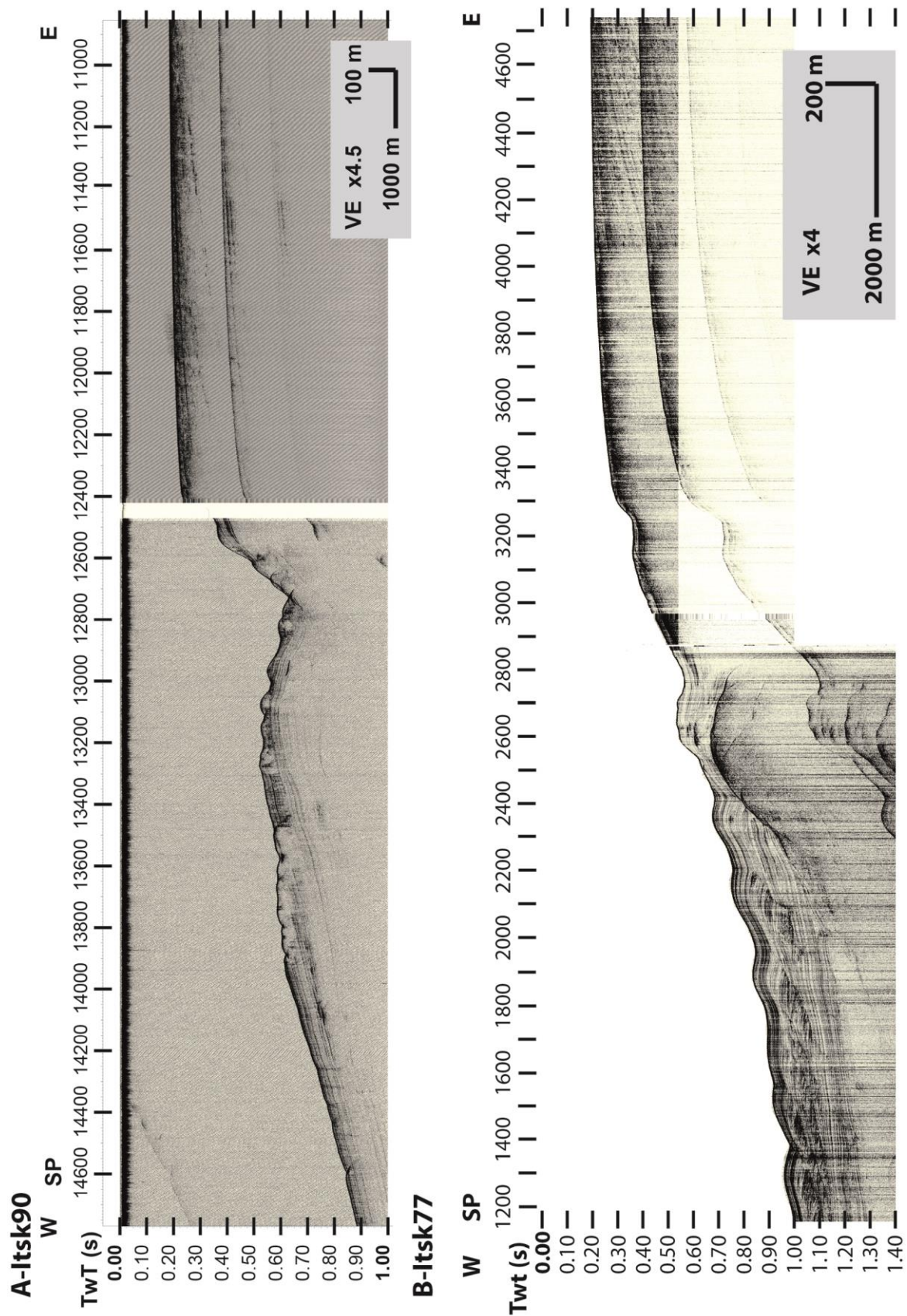


Figure 4.71: Lignes sparker ITSASI, A) itsk90 et B) itsk77. Localisation en figure 4.69.

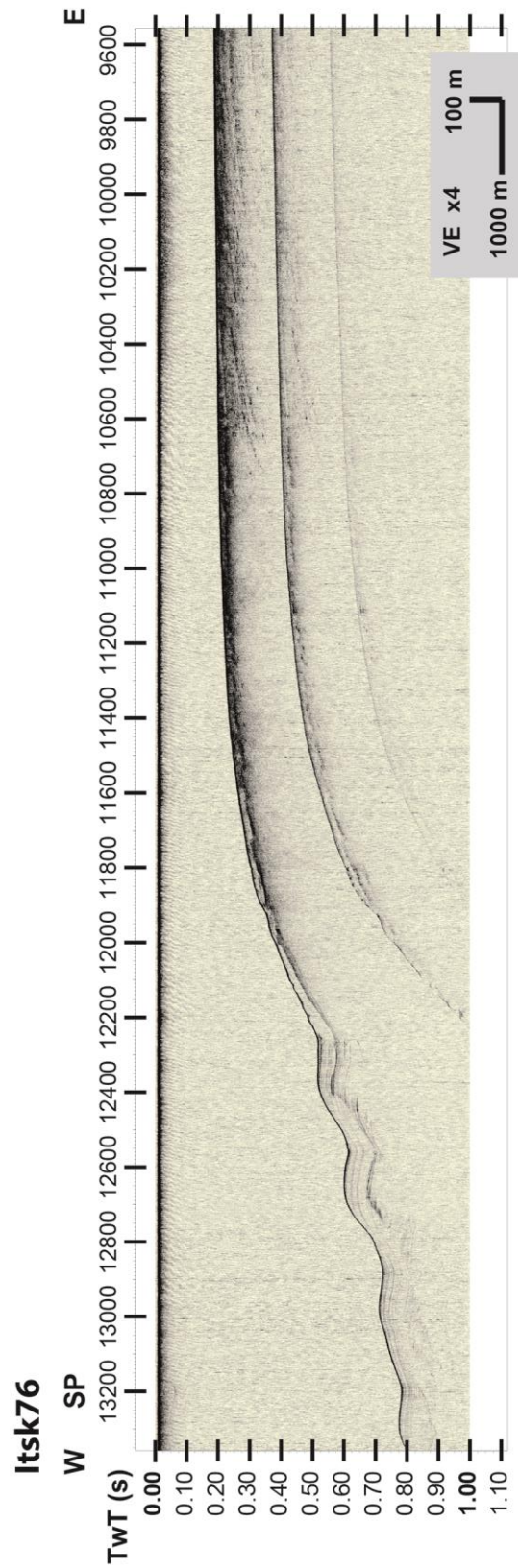


Figure 4.72: Ligne sparker ITSAS1 itsk76. Localisation en figure 4.69.

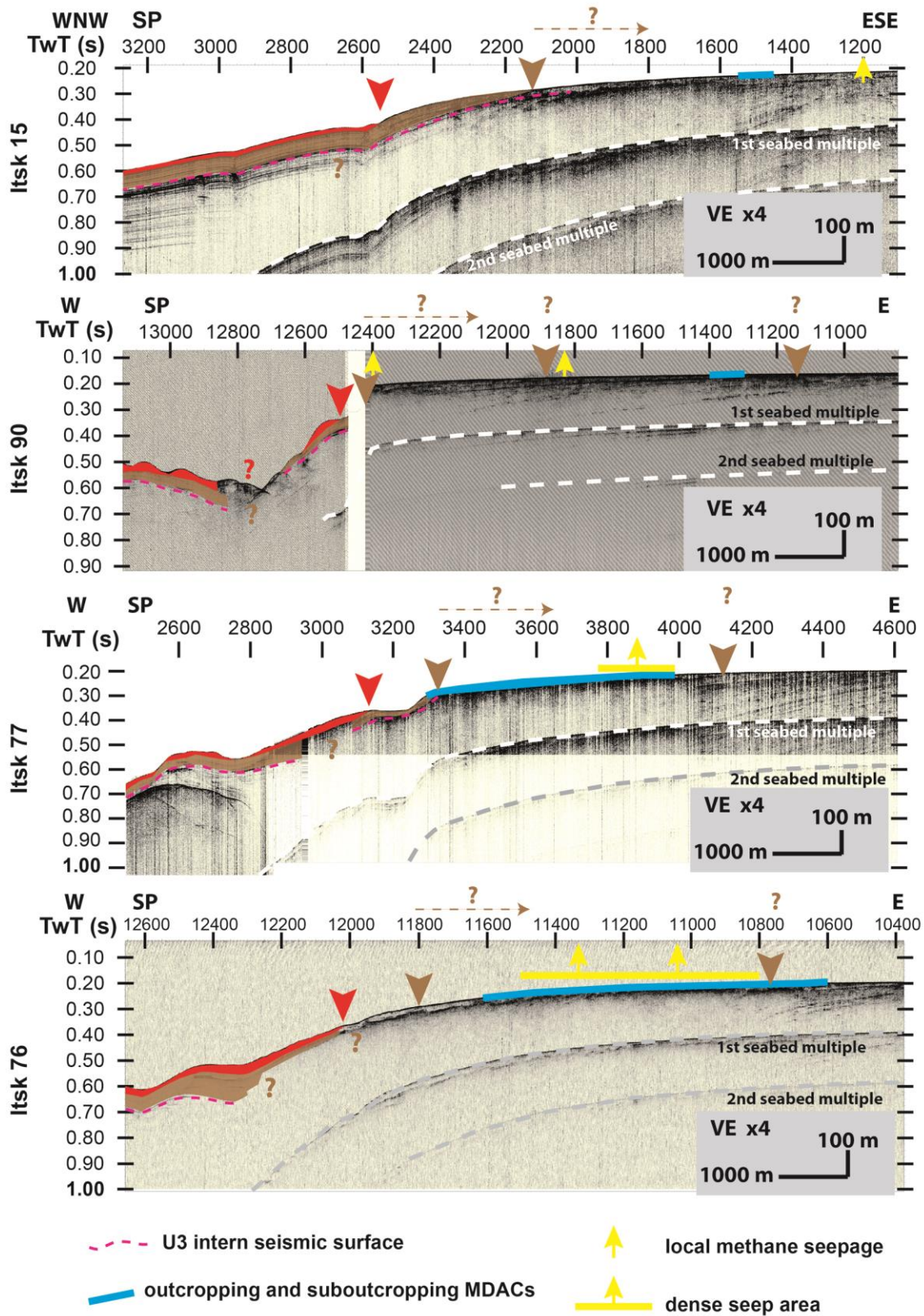


Figure 4.73: Planche de comparaison des quatre lignes Sparker recoupant le rebord du plateau aquitain (localisation en figure 4.69). Les deux unités de couleurs rouge et brune sont les deux unités sédimentaires identifiées uniquement dans la pente et venant se terminer en biseau. La flèche rouge indique la position de la terminaison en biseau de l'unité rouge. Le biseau de l'unité brune n'est pas clairement défini à cause de la présence des réflexions chaotiques sous le rebord de plateau. Différentes terminaisons en biseau observées proches de la surface sous le plateau sont pointées comme les terminaisons potentielles de l'unité U3. La limite inférieure de l'unité U3 a été représentée ici sur une surface interne à l'unité et ne représente pas nécessairement l'épaisseur réelle de l'unité.

4.3.2.2 Signature sismique des encroûtements de carbonates authigènes

Parmi les 5 profils Sparker étudiés sur la marge sud aquitaine, 4 recourent le système des sorties de méthane (Dupré et al., 2014b, 2014c) ainsi que les carbonates authigènes affleurant et subaffleurant en rebord de plateau (Ehrhold et al., 2014). Des réflexions sismiques de fortes amplitudes sont visibles en rebord de plateau sur ces 4 profils (figure 4.74). Les réflexions sismiques sont chaotiques et perturbent la stratigraphie jusqu'à environ 50 mbsf. Aucune réflexion sismique n'est observée en dessous de ces réflexions chaotiques (exception des multiples du fond de mer). Ces réflexions sismiques s'étendent depuis le haut de pente jusque sur le plateau le long d'une distance de 3.5 à 5 km en est-ouest, sauf sur le profil itsk90 où l'extension de 750 m est limitée au rebord du plateau, le haut de pente étant indenté par une tête de canyon (figure 4.75). **Ces réflexions chaotiques sont interprétées comme des structures carbonatées enfouies dans la pile sédimentaire.** Les réflexions chaotiques qui atteignent le fond de mer correspondent en surface à l'extension du système des carbonates authigènes visibles sur les données bathymétriques (cf. 4.2.1.2) et sur les données de rétrodiffusion fond de mer (cf. 4.2.2.2) (figure 4.74 et figure 4.75).

L'extension des réflexions sismiques chaotiques dans la pile sédimentaire correspond pour les profils itsk77 et itsk76 (figure 4.74) à la zone où les carbonates authigènes affleurants et subaffleurants sont les plus denses (figure 4.75). Les profils itsk15 et itsk90 (figure 4.74) présentent des réflexions chaotiques dans la pile sédimentaires mais recourent, sur le plateau, des zones où les carbonates affleurant et subaffleurant sont présents en faibles densités voire absents (figure 4.75). Inversement, des zones à faibles densités de carbonates authigènes affleurants et subaffleurants, situées sur le plateau et à l'est des carbonates dans le sédiment ne sont pas associées à des réflexions chaotiques dans la pile sédimentaire (figure 4.74 et figure 4.75). Le profil itsk15 (figure 4.74) est le seul profil Sparker sur lequel les réflexions chaotiques s'étendent plus à l'ouest des carbonates authigènes en fond de mer, le long de 1.5 km dans la pente continentale (figure 4.75).

Le cinquième profil, itsk16 (figure 4.70 A) situé le plus au nord en dehors du système des carbonates authigènes identifiés sur les données GAZCOGNE1 ne présente pas d'anomalies d'amplitudes pouvant correspondre à des carbonates authigènes. Le profil itsk16 présente des réflexions sismiques de fortes amplitudes mais celles-ci suivent la stratigraphie et ont été interprétées comme liées à des dépôts plus grossiers.

4.3. Exploitation des acquisitions de sismique réflexion IFREMER/Universités

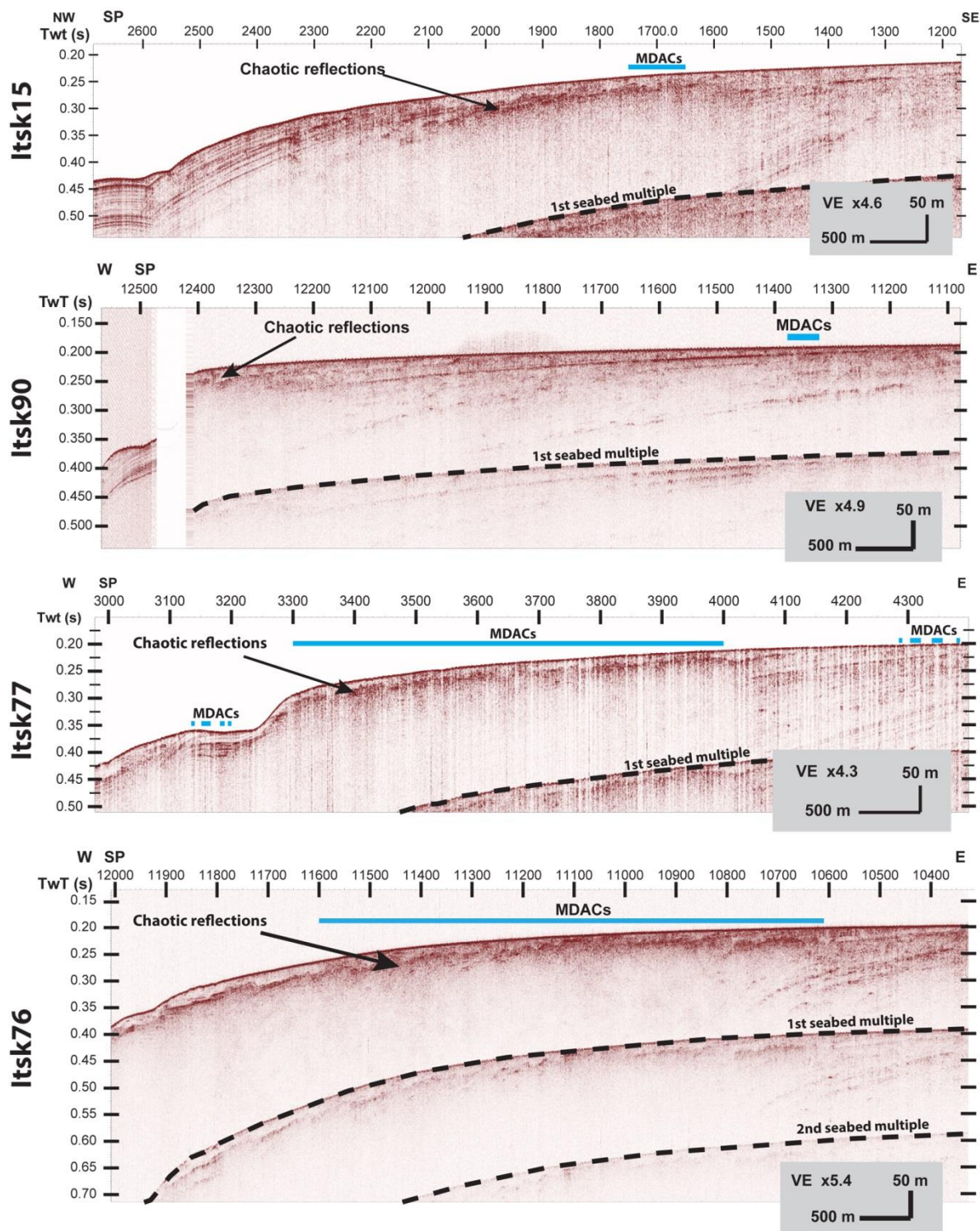


Figure 4.74: Planche de comparaison des profils Sparker ITSASI présentant des réflexions chaotiques de fortes amplitudes. La localisation de ces sections sismique est présentée en figure 4.75.

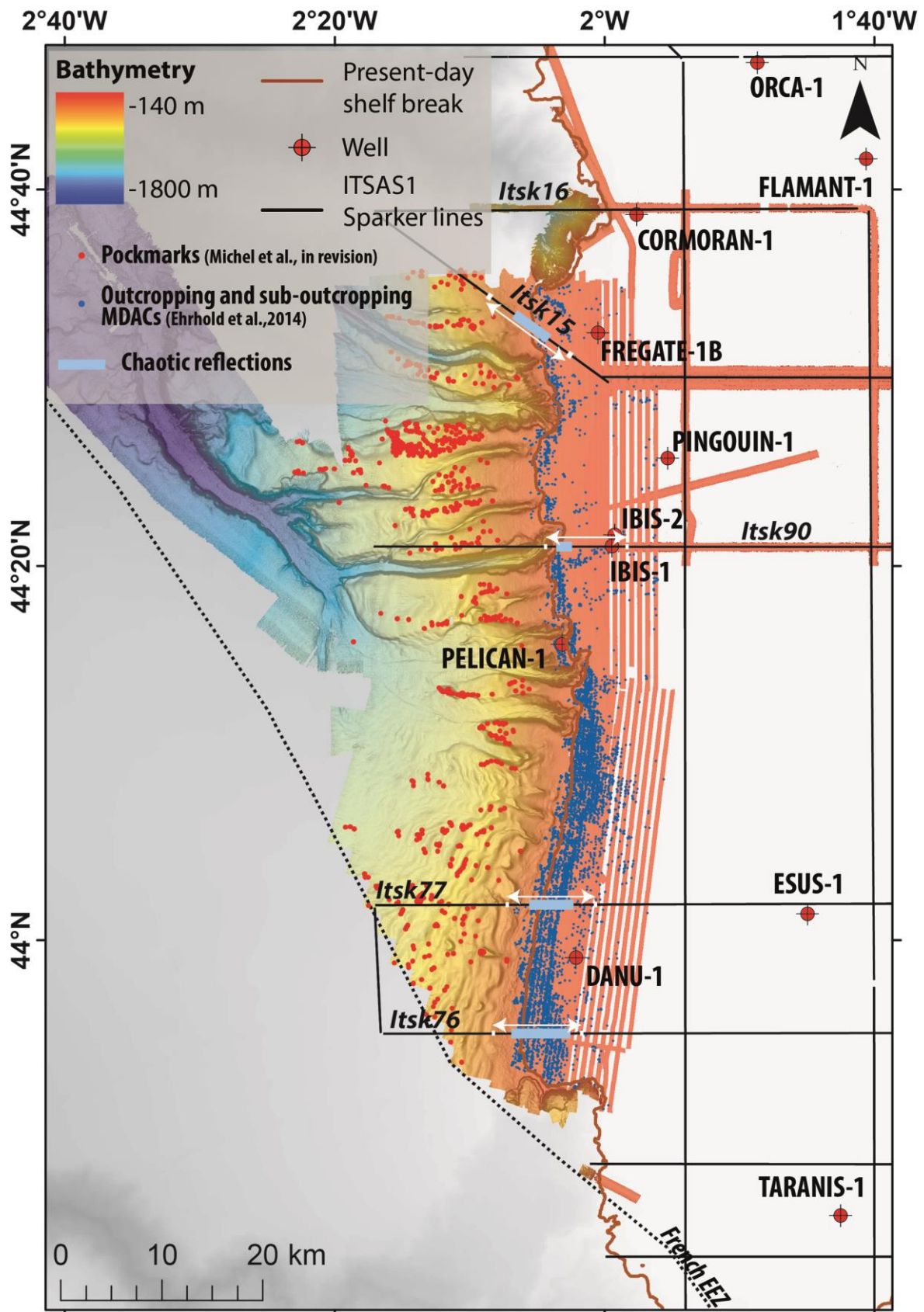


Figure 4.75: Carte de l'extension des réflexions chaotiques de fortes amplitudes visibles sur les lignes de sismique Sparker ITSAS et attribuées à la présence de carbonates authigènes dans la pile sédimentaire. Les flèches blanches indiquent l'extension des sections sismiques présentées en figure 4.74.

4.3.2.3 *Signature sismique des pockmarks dans la pente continentale*

Les profils itsk15, itsk90, itsk77 et itsk76 (figure 4.76, figure 4.77 et figure 4.78) recoupent les zones de pockmarks mis en évidence sur les données bathymétriques GAZCOGNE1 (*cf.* 4.2.1.1). Les pockmarks observés sur ces profils sont restreints à l'unité sédimentaire la plus superficielle d'une dizaine de mètres dans la pente continentale et qui se termine en biseau en haut de pente (unité rouge sur la figure 4.73) (*cf.* 4.3.2). Le recoupement des profils Sparker avec des pockmarks sur les lignes itsk15 (figure 4.76), itsk90 (figure 4.77), itsk77 (figure 4.78) et itsk76 (figure 4.79 et figure 4.80) a montré la présence de différentes anomalies sismiques dans la centaine de mètres de profondeur sous le fond mer uniquement (figure 4.82).

Des points de tripllication ou « bowties » sont observés en fond de mer sous les pockmarks et sont des artéfacts liés à la géométrie des pockmarks en fond de mer, qui forment une structure en 3D, et ne sont pas reliés à des indices fluides (*cf.* 3.3.6.4.2).

Des renforcements d'amplitude verticaux (figure 4.76 et figure 4.77) sont observés en différents endroits de la pente continentale et parfois dans la zone des pockmarks (figure 4.82). La plupart de ces anomalies sont des artéfacts d'acquisition qui ne sont pas interprétés comme des indices de la circulation de fluides. En revanche, un renforcement d'amplitude vertical sur la ligne itsk15 (figure 4.76) marque un net contraste avec le sédiment encaissant et se situe au-dessus du masque acoustique (*cf.* 4.3.2.4). Cet artéfact entre les SP 2900 et 3000 sur la ligne itsk15 (figure 4.76), se situe en dehors du système des pockmarks, sous une dépression en fond de mer. Compte tenu de la position de ce renforcement d'amplitude vertical au-dessus du masque acoustique, cette anomalie est plutôt interprétée comme un conduit pour la circulation de fluides, mais inactif à l'actuel car aucune sortie de fluide n'a été observée dans la colonne d'eau au-dessus de cette anomalie (*cf.* 4.2.3). La dépression en fond de mer au niveau de cet artéfact ne correspond pas à un pockmark mais à une incision sur la pente continentale. La présence d'un pockmark dans cette incision ne peut être écartée si sa taille est inférieure à la résolution de la bathymétrie (15 m) ou si celui-ci a été érodé au cours de la formation de l'incision. Un second renforcement d'amplitude vertical est observé sur la ligne itsk90 (figure 4.77 au SP 14250 environ) et marque un contraste d'amplitude moins important avec le sédiment que le renforcement vertical sur la ligne itsk15. Le renforcement d'amplitude vertical sur la ligne itsk90 se situe plus à l'ouest du masque acoustique et sous une légère dépression en fond de mer mais qui n'est pas un pockmark. Cette anomalie est

plutôt interprétée comme un artéfact d'acquisition mais l'existence d'un conduit pour la circulation de fluides ne peut pas être écartée.

Des renforcements d'amplitudes qui suivent la stratigraphie sur une centaine de mètres ont également été observés et sont interprétés comme étant liés à des sédiments plus grossiers ou plus denses (figure 4.76 SP3000 à 3300 et figure 4.77 SP 13950 à 14100). En revanche, les renforcements d'amplitude plus localisés (figure 4.76 entre les SP3000 à 3300 et figure 4.81 associés à des hyperboles de diffraction au SP 375 et 600) tendent à perturber la stratigraphie et peuvent être interprétés soit : 1) comme des lentilles de sédiments plus grossiers ou plus denses, ou comme des indices fluides avec 2) des niveaux indurés potentiellement liés à des carbonates authigènes ou 3) à des niveaux lenticulaires chargés en gaz libre (figure 4.76 et figure 4.77).

Des hyperboles de diffraction (figure 4.76 et figure 4.81) sont également observées sur les lignes sismiques mais l'ensemble de ces anomalies sismiques sont restreintes à la première centaine de mètres de sédiment sous le fond de mer (pour une pénétration du signal de plusieurs centaines de mètres). Les hyperboles de diffraction observées uniquement au-delà de 530 m de profondeur d'eau sur les profils sismiques sont formées par la présence de point marquant un contraste d'impédance avec le sédiment (*cf.* 3.3.6.4.1). Ces hyperboles de diffraction ne sont pas situées sous des pockmarks visibles. Ces hyperboles peuvent être interprétées soit 1) comme des accumulations de sédiment plus grossier, 2) comme des niveaux indurés et potentiellement comme des carbonates authigènes ou encore 3) comme des niveaux présentant localement du gaz libre dans le sédiment.

Des hyperboles de diffraction et points de triplications sur les lignes itsk15 et ligne itsk16 sont visibles dans une zone hors de la couverture des données bathymétriques (figure 4.82) (*cf.* 4.2.1.1). La présence des anomalies sismiques proches du fond de mer sur les profils itsk16 (figure 4.81) et itsk15 (figure 4.76) peut aussi être interprétée comme des indices de l'extension du système de pockmarks vers le nord-ouest au-delà de la couverture des données bathymétrique GAZCOGNE1 (figure 4.82), sur l'inter-canyon le plus nord de la zone d'étude. Les profils Sparker sur cet inter-canyon présentent la plus grande densité d'hyperboles de diffraction et sont situés à proximités des flancs de l'inter-canyon. Les flancs de cet inter-canyon sont marqués par de multiples incisions, dont la géométrie et le remplissage par des sédiments plus grossiers, peuvent générer des artéfacts sismiques dans le sédiment sous le fond de mer. Le profil itsk16 (figure 4.81, localisation en figure 4.82) situé au-delà de la tête de canyon de Cap Ferret présente aussi, en fond de mer, des dépressions laissant supposer la présence de pockmarks. Ce profil ne recoupant pas les données bathymétriques

GAZCOGNE1, la présence de pockmarks en fond de mer sur ce profil ne peut pas être vérifiée. Par ailleurs, du fait de l'extension du profil itsk16 sur l'inter-canyon proche du canyon de Cap Ferret (figure 4.82), les dépressions en fond de mer peuvent aussi correspondre au réseau d'incisions.

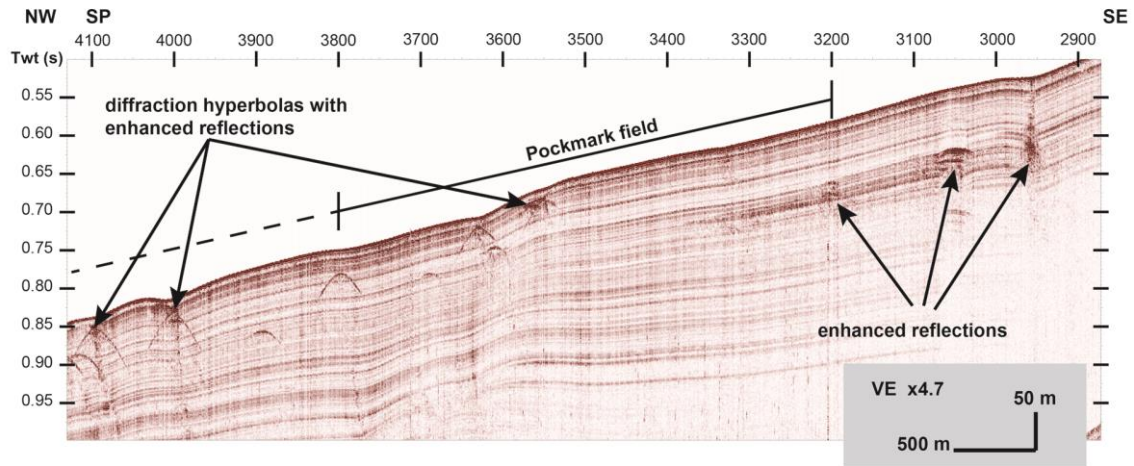


Figure 4.76: Section du profil Sparker itsk15 (localisation en figure 4.82) recoupant un groupe de pockmarks sur l'inter-canyon le plus nord couvert par la donnée bathymétrique GAZCOGNE1. Le profil ne recoupe aucun pockmark directement. Le trait en pointillé correspond à l'extension présumée du système de pockmarks au-delà de la couverture bathymétrique (cf. 4.2.1.1).

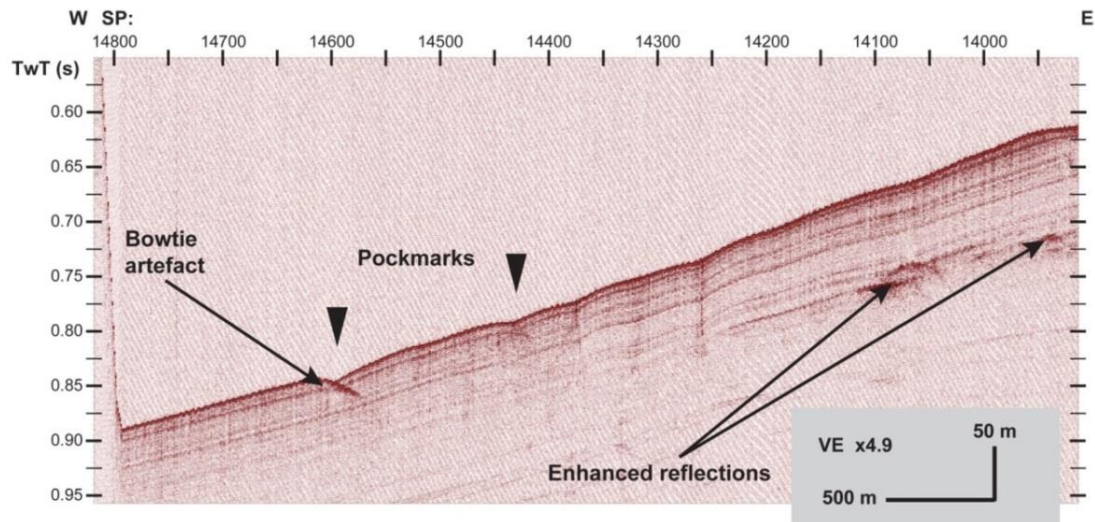


Figure 4.77: Section du profil Sparker itsk90 (localisation en figure 4.82) recoupant différents pockmarks et présentant des artefacts sismiques.

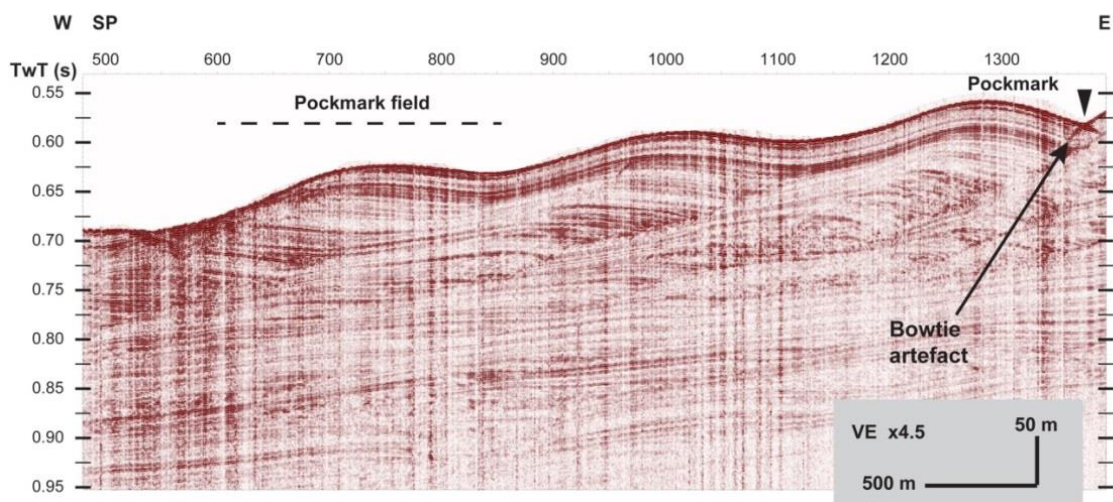


Figure 4.78: Section du profil Sparker itsk77 (localisation en figure 4.82) recoupant un groupe de pockmarks dans la zone des ondulations sédimentaires avec seulement un pockmark clairement visible à l'extrémité est de la figure.

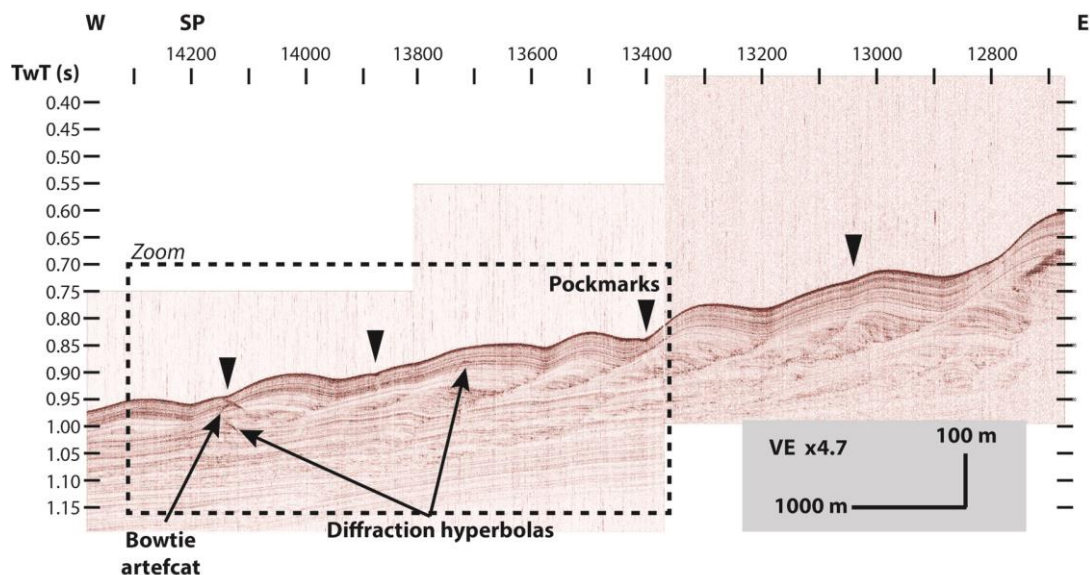


Figure 4.79: Section du profil Sparker itsk76 (localisation en figure 4.82) recoupant un groupe de pockmarks dans la zone des ondulations sédimentaires.

4.3. Exploitation des acquisitions de sismique réflexion IFREMER/Universités

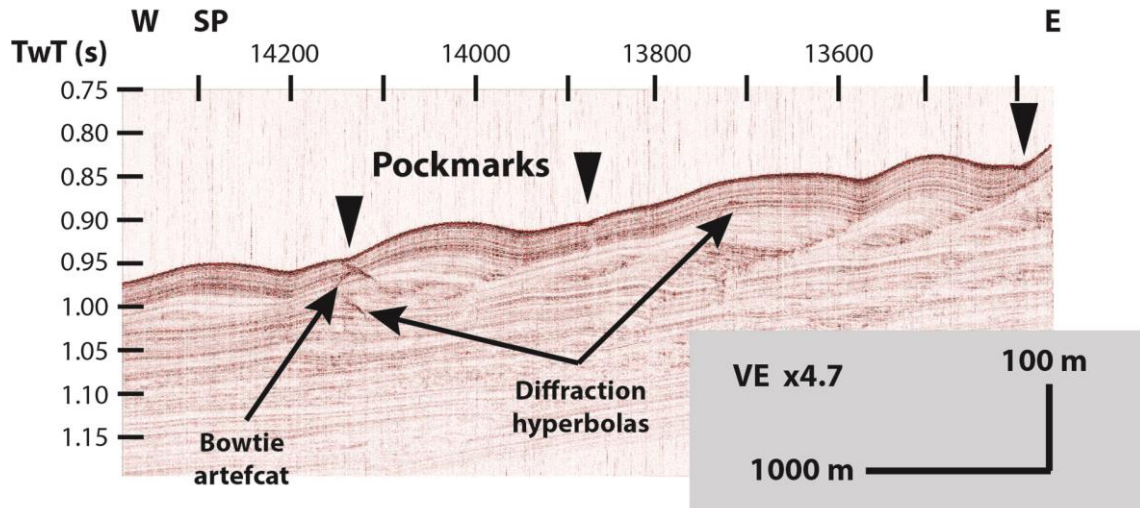


Figure 4.80: Zoom sur la partie ouest de la section du profil Sparker itsk76 (figure 4.79) recoupant un groupe de pockmarks dans la zone des ondulations sédimentaires.

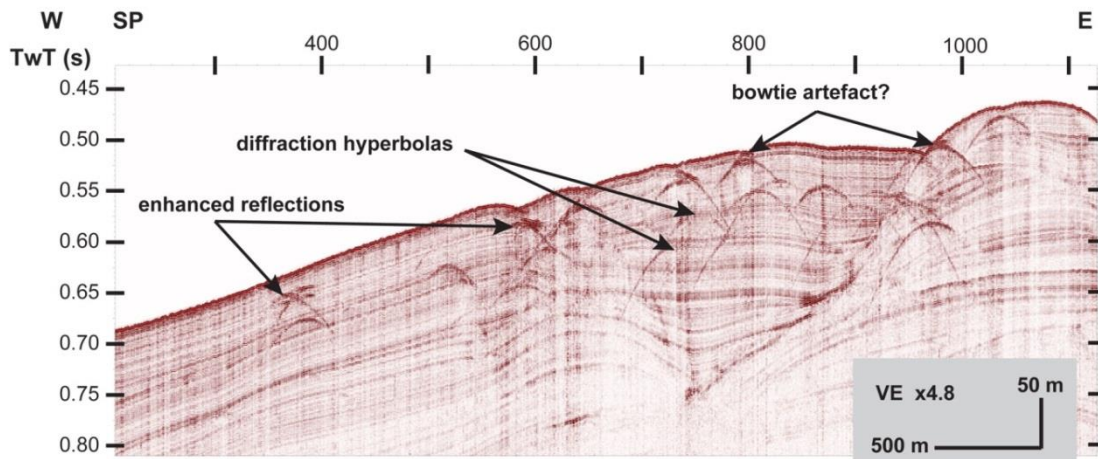


Figure 4.81: Section du profil Sparker itsk16 (localisation en figure 4.82) recoupant des dépressions en fond de mer. Le profil ne s'étend pas dans la zone de la couverture des données bathymétriques GAZCOGNEI. La présence de pockmarks en fond de mer n'est pas vérifiée.

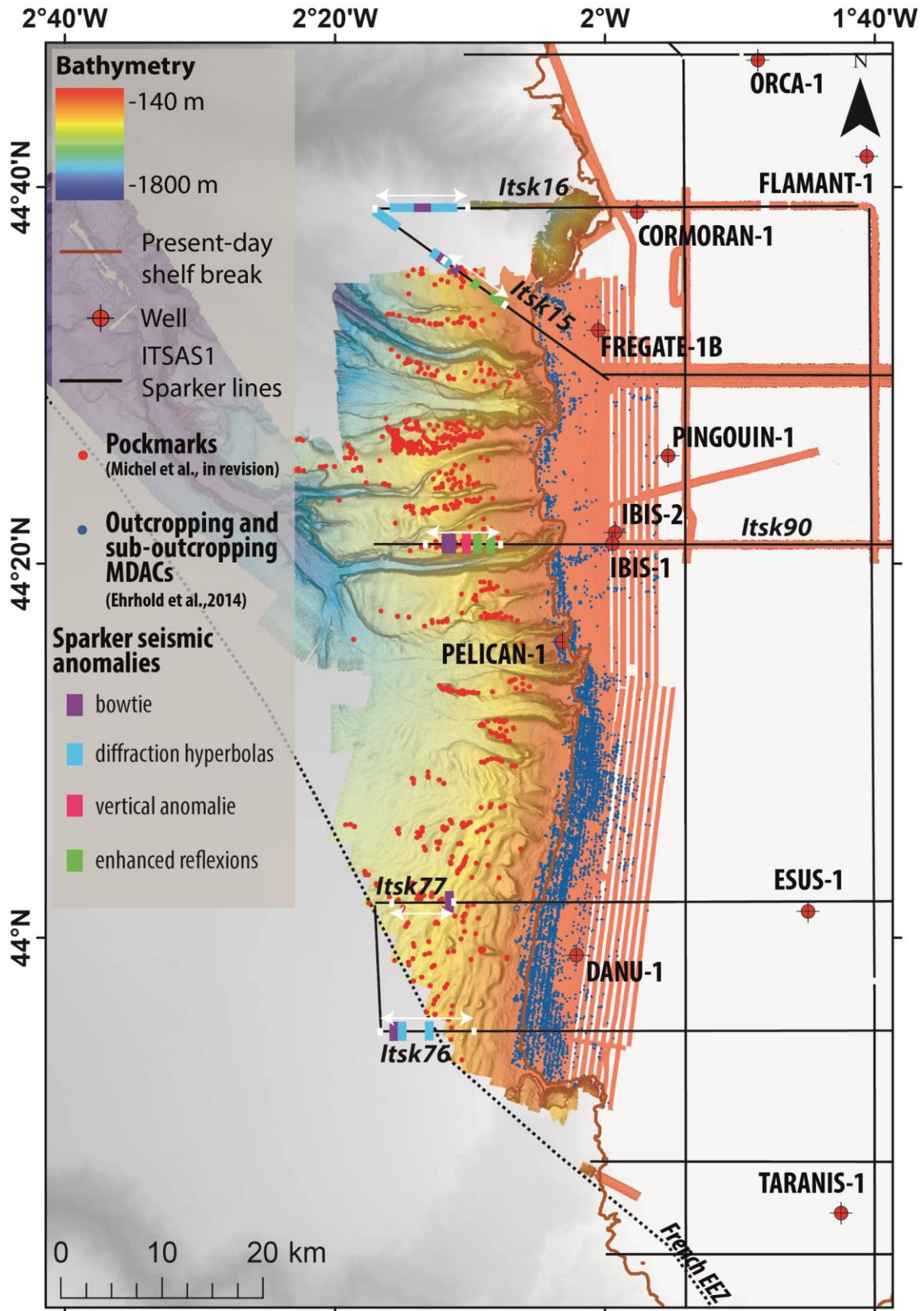


Figure 4.82: Carte de synthèse des anomalies sismiques visibles sur les lignes Sparker ITSAS1 à l'aplomb ou proche des pockmarks de la pente continentale réparties au nord sur une zone d'inter-canyons et au sud au sein d'un champ d'ondulations sédimentaires.

4.3.2.4 *Signature sismique de gaz : un masque acoustique dans la pente continentale et en rebord du plateau aquitain*

Les quatre profils Sparker ITSAS1 (1998) (cf. 3.3.7.3) recoupant le rebord de plateau en est-ouest présentent une absence totale de réflexions sismiques, au niveau de la rupture de pente assimilée à un masque acoustique (figure 4.83). La présence du masque acoustique est interprétée comme causée par la présence de gaz dans le sédiment (cf. 3.3.6.4.4). Le profil itsk16 situé au niveau de la tête du canyon Cap Ferret ne présente pas ce type d'anomalie sismique (figure 4.84).

L'étendue est-ouest du masque acoustique est variable suivant les profils, de 2 km (itsk90) à plus de 9.5 km (itsk76) (figure 4.84). La limite ouest du masque acoustique s'étend dans la pente continentale de 1 km jusqu'à 5.5 km à l'ouest du rebord de plateau, et donc au-delà de l'extension des carbonates authigènes ainsi qu'au-delà de l'extension des sorties de méthane microbien (figure 4.84). La limite orientale du masque acoustique sur les profils itsk15 et itsk90 se situe à environ 1.5 km de rebord de plateau actuel alors que la limite orientale se situe, respectivement à 3 et 3.5 km à l'est de rebord de plateau, pour les profils itsk77 et itsk76 (figure 4.84). La limite orientale du masque acoustique sur les profils itsk76 et itsk77 correspond spatialement à la limite orientale des zones de fortes densités de sorties de méthane (figure 4.84) et carbonates authigènes affleurants et subaffleurants. Pour les profils itsk15 et itsk90, ceux-ci recoupent seulement une ou deux sorties de méthane microbien (figure 4.84). En ce qui concerne le profil itsk90 situé au niveau d'une tête de canyon, une seule sortie méthane a été observée en fond de mer en rebord de plateau, mais l'extension est-ouest du masque acoustique est cohérente avec l'extension est-ouest des sorties de méthane au nord et au sud de cette tête de canyon (figure 4.84). Pour le profil itsk15, la limite orientale du masque acoustique se situe sous la zone de forte densité de carbonates authigènes en rebord de plateau, avec quelques sorties de méthane en fond de mer mais s'arrête avant la limite orientale des dernières émissions de méthane et carbonates authigènes affleurants et subaffleurants (figure 4.84).

La profondeur du toit du masque (atténuation totale des réflexions sismiques) est de 50 mbsf en moyenne en rebord de plateau (avec des variations locales entre 40 et 60 mbsf) (figure 4.83). La profondeur du toit du masque acoustique descend dans la pente continentale à une centaine de mètres sous le fond de mer sur les profils itsk 76, itsk77 et itsk90 (figure 4.83). Sur le profil itsk15, la profondeur du toit du masque acoustique est de 200 mbsf en moyenne et atteint plus de 250 mbsf à l'extrémité ouest du masque (figure 4.83). Le toit du

masque acoustique n'est pas marqué par un réflecteur de forte amplitude (cf. 3.3.6.4.4). Sur le profil itsk15 en particulier, une atténuation partielle des réflexions sismiques est observée entre 20 et 50 m au-dessus du toit du masque acoustique. La limite inférieure du masque acoustique ne peut pas être définie car il n'est observé aucune reprise des réflexions sous le masque pour les quatre profils, avant passage dans le multiple.

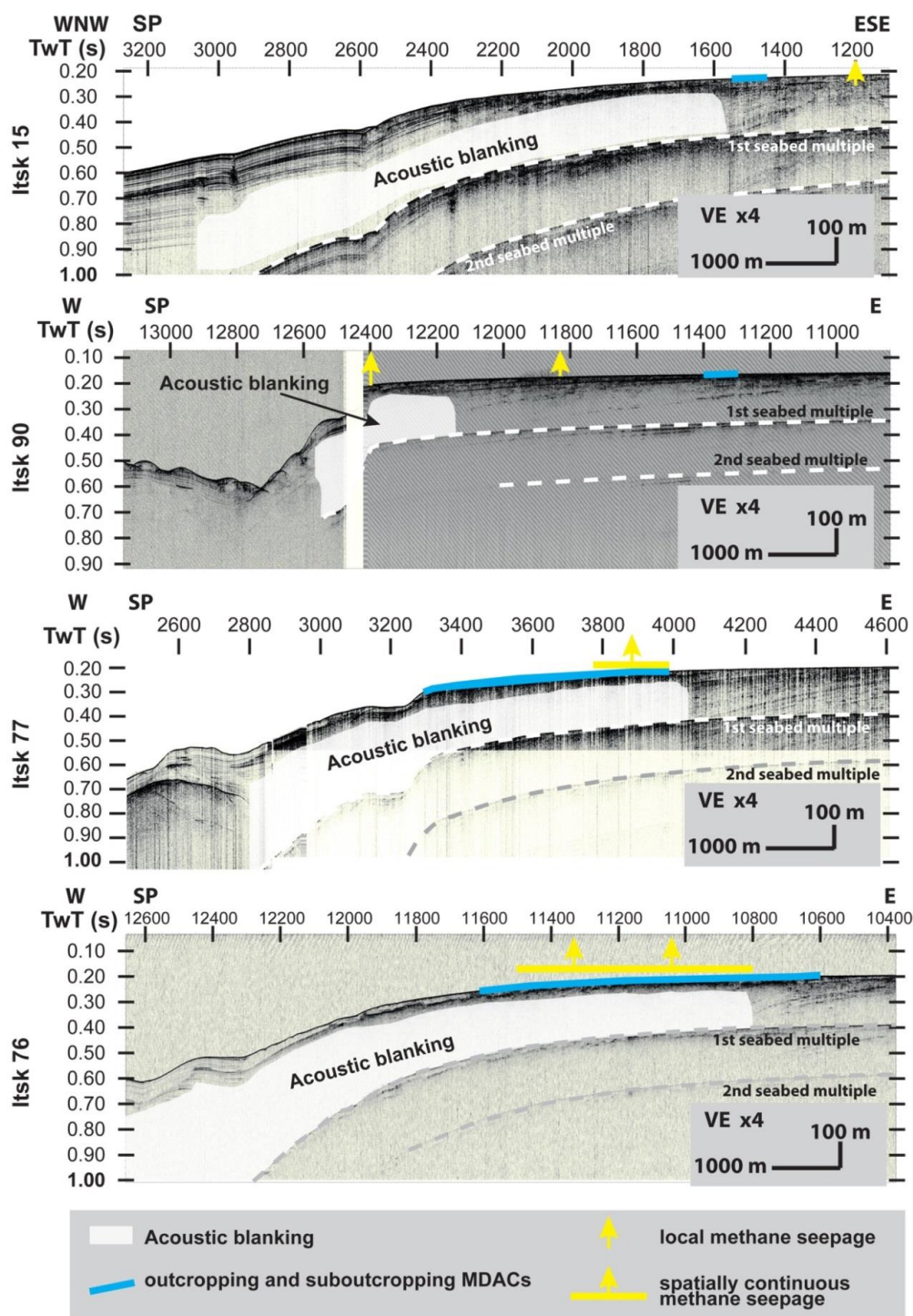


Figure 4.83: Planche de comparaison de l'extension du masque acoustique observé sur les 4 lignes de sismique Sparker (ITSAS1) recoupant le système fluide actif des émissions de méthane microbien (localisation des lignes en figure 4.84).

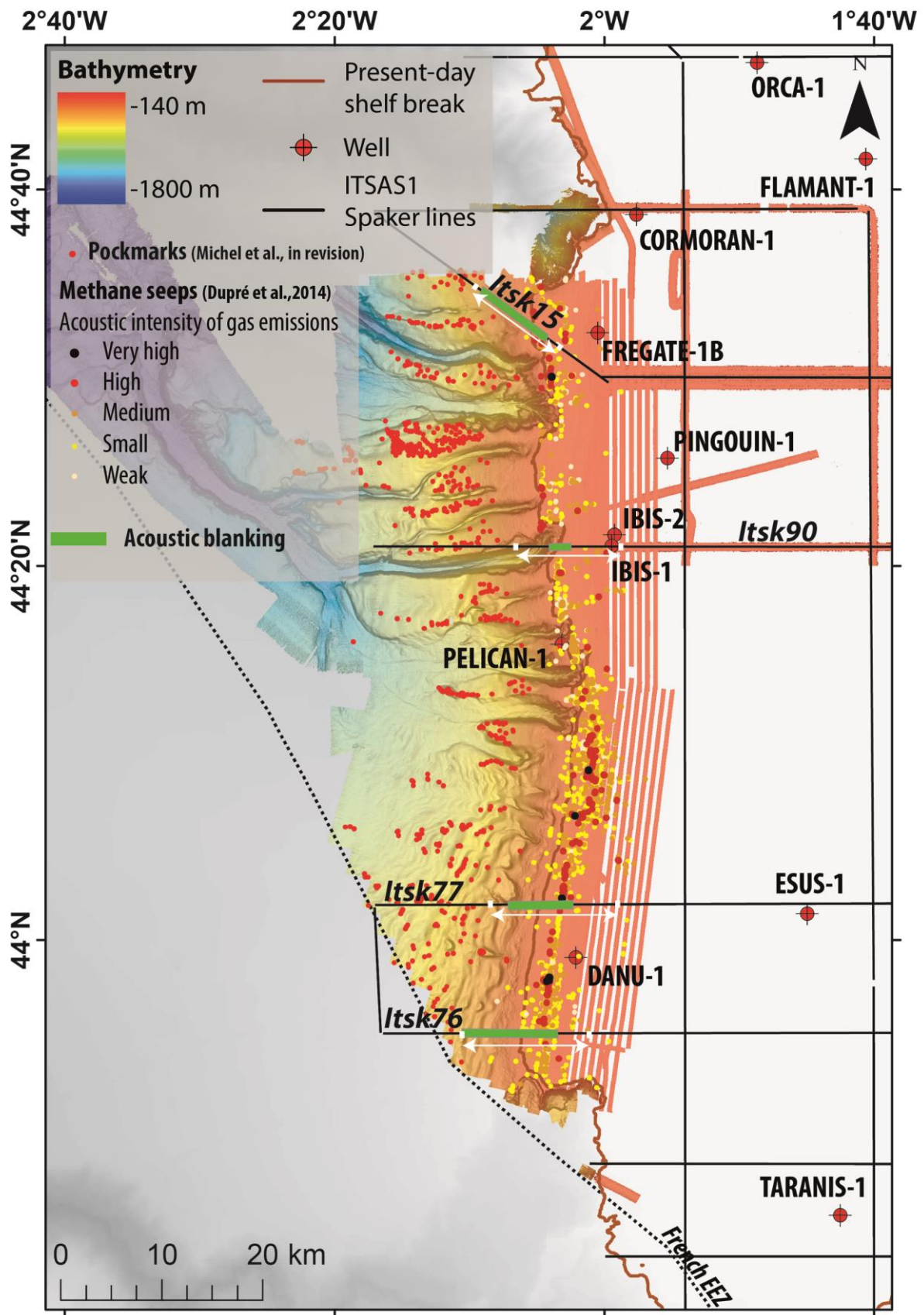


Figure 4.84: Carte de l'extension du masque acoustique visible sur les lignes de sismique Sparker de la campagne ITSAS1 en bordure externe du plateau et dans le haut de pente de la marge sud aquitaine. Les flèches blanches correspondent à l'extension des sections sismiques présentées en figure 4.83.

4.3.3 Synthèse des indices fluides observés sur les données de sismique IFREMER/Universités

Les réflexions sismiques chaotiques et de fortes amplitudes observées sur les données de sondeur de sédiment (SDS) GAZCOGNE1 (ECHOES 3500, 1.8-5.3 kHz) (*cf.* 4.3.1.1) et Sparker ITSAS1 (monotrace, 450 Hz, *cf.* 4.3.2.2) sont interprétées comme des carbonates authigènes dans les sédiments qui perturbent complètement la stratigraphie. La résolution du réflecteur fond de mer sur les données Sparker (*cf.* 3.3.6.2) ne permet pas de visualiser les monts carbonatés affleurants en fond de mer. En revanche, les données de sondeur de sédiment présentent des reliefs positifs formés par les structures de carbonates authigènes (*cf.* 4.3.1.1). Les carbonates authigènes dans le sédiment sont visibles jusqu'à 25 mbsf sur les données SDS (*cf.* 4.3.1.1) et environ 50 mbsf sur les données Sparker (*cf.* 4.3.2.2), limites de pénétration du signal à ces endroits. **L'extension des carbonates authigènes dans le sédiment correspond dans la partie sud (au sud du puits PELICAN-1) aux zones où les carbonates authigènes en fond de mer sont les plus denses. Dans la partie nord (au nord du puits PELICAN-1 sur la figure 4.85), les carbonates authigènes dans le sédiment sont présents en rebord de plateau même dans les zones où la densité de carbonates affleurants et subaffleurants est faible voire nulle, tout comme dans le haut de la pente continentale où aucun carbonate n'affleure (figure 4.85).**

De plus, il existe une gradation vers l'est des niveaux de carbonates authigènes dans le sédiment jusqu'en fond de mer. Les carbonates les plus profonds (jusqu'à 50 mbsf) dans le sédiment sont situés exclusivement au niveau de la rupture de pente et haut de pente continentale, alors que les carbonates enfouis entre 25 mbsf s'étendent aussi sous le plateau continental (figure 4.85). Les carbonates affleurants et subaffleurants sont, quant à eux, restreints au plateau continental mais s'étendent bien plus loin vers l'est que les carbonates enfouis dans le sédiment (figure 4.85).

Les pockmarks dans la pente continentale sont uniquement des morphologies en fond de mer et ne montrent aucun pockmarks enfouis. Les pockmarks visibles en fond de mer sur les données de sismique de sondeur de sédiment et de sismique Sparker ne présentent que des artefacts de triplification liés à la géométrie en 3D des dépressions mais des anomalies sismiques sont observés jusqu'à une centaine de mètres de profondeur sous le système des pockmarks (*cf.* 4.3.1.2 et 4.3.2.3). Les pockmarks sont restreints à l'unité sismique U4 décrite par Faugères et al. (2002), qui se termine en biseau avant d'atteindre le rebord de plateau et

dont l'épaisseur varie entre 10 et 15 m le long la pente continentale. L'âge de l'unité U4 a été être réévalué entre 12 et 15 ka (d'après les taux de sédimentation mis en évidence par Schmidt et al., 2014).

Des hyperboles de diffraction (*cf.* 3.3.6.4.1) sont observées uniquement dans la partie inférieure de la pente continentale, au-delà de 530 m de profondeur d'eau, sur les lignes Sparker ITSAS1 (figure 4.85) mais à des profondeurs sous le fond de mer qui sont majoritairement situées dans la couverture des données sondeur de sédiment. Ces hyperboles de diffractions sont situées dans la zone où des pockmarks sont visibles en fond de mer mais ne sont pas directement connectées aux pockmarks (*cf.* 4.3.2.3). Dans le cas où les hyperboles de diffraction seraient liées à du gaz, celui-ci serait visible sur les lignes de sismique de sondeur de sédiment sous la forme d'un masque acoustique ou du moins sous la forme réflexions chaotiques. Ceci aurait également été le cas si le point diffractant était lié à la présence de carbonates authigènes (*cf.* 3.3.6.4.1), or il n'a été observée aucune de ces structures au-delà de la rupture de pente. **Les hyperboles de diffraction dans la pente continentale sont donc interprétées préférentiellement comme liées à des accumulations locales de sédiments plus grossiers.**

Des renforcements d'amplitudes des réflexions sismiques ont également été observés en différents points de la pente continentale sur des extensions de plusieurs centaines de mètres (figure 4.85) (*cf.* 4.3.2). **Ces renforcements d'amplitudes sont plutôt interprétés comme liés à la présence de sédiments plus grossiers sans présence de gaz ou à des concentrations suffisamment faibles pour ne pas atténuer les réflexions sismiques sous-jacentes.** La présence de sédiments plus grossiers, localement, dans la pente continentale de la marge sud aquitaine peut être expliquée par des transferts de sédiment grossiers depuis le rebord de plateau lors des phases de bas niveau marin.

Un renforcement d'amplitude connecté au masque acoustique peut être interprété comme un conduit pour la circulation de fluides, mais celui-ci est connecté à l'actuel à une incision en fond de mer et pas à un pockmark. Par ailleurs, aucune sortie de fluide dans la colonne d'eau n'a été observée à l'actuel au-dessus de cet artéfact. **Même dans le cas, où cet artéfact sismique serait relié à des circulations de fluides à l'actuel, celui-ci se situe en dehors du système des pockmarks visibles en fond de mer à l'actuel et à plus de 3.5 km du rebord de plateau. La position de cet artéfact et l'inactivité de sorties de fluide au-dessus de cet artéfact est interprété comme le fait que celui-ci est déconnecté du système des pockmarks et du système des émissions de méthane en rebord de plateau.**

La présence d'un masque acoustique sur les données de sismiques est couramment interprétée comme liée à la présence de gaz dans les sédiments (Judd and Hovland, 1992; Ergün et al., 2002; García-García et al., 2007; Løseth et al., 2009) (*cf.* 3.3.6.4.4). Ce masque acoustique est exclusivement observé en rebord de plateau et haut de pente de la marge sud aquitaine sur les lignes de sismique Sparker de la campagne ITSAS1 (*cf.* 4.3.2.4). Les lignes Sparker recoupant le rebord de plateau plus au nord de la zone d'étude ne présentent pas de masque acoustique et aucune sorties de fluides dans la colonne d'eau n'y a été observée (*cf.* 4.2.4). **L'extension du masque acoustique est donc restreinte, en nord-sud, sous le système des émissions de méthane microbien sur le plateau aquitain.**

Le masque acoustique n'est pas observé sur les données de sondeur sédiment car le toit du masque est situé à une profondeur d'une centaine de mètres sous le fond de mer dans la pente continentale (maximum de 250 mbsf à l'extrémité ouest du masque acoustique) et à 50 mbsf en moyenne au niveau du rebord de plateau (figure 4.86) (*cf.* 4.3.2.4), ce qui correspond approximativement à la limite de pénétration du signal sur les données de sondeur de sédiment (*cf.* 4.3.1). Il n'est donc pas possible de déterminer si l'atténuation des ondes sismique sur les profils de sondeur de sédiment est liée au type de source, à la présence des carbonates ou à du gaz.

L'extension du masque acoustique est contrainte au niveau de sa limite orientale, au même niveau que les zones de fortes densités de sorties de méthane microbien (figure 4.85) (*cf.* 4.3.2.4). En revanche, le masque s'étend jusqu'à 5.5 km à l'ouest depuis le rebord de plateau dans la pente continentale, donc au-delà des sorties actives de méthane microbien et s'interrompt brusquement avant les zones qui présentent des pockmarks en fond de mer (figure 4.85) (*cf.* 4.3.2.4). Le toit du masque est facilement identifiable avec l'atténuation des réflexions sismiques qui est liée à la présence de gaz dans le sédiment qui occulte les réflecteurs (figure 4.86). Aucune réflexion sismique n'est récupérée sous le masque acoustique (*cf.* 3.3.6.4.4) et il n'est pas possible de la définir car la totalité du signal est atténué au niveau du toit du masque acoustique (*cf.* 4.3.2.4). **Le toit du masque acoustique se situe exclusivement dans l'unité U3 (figure 4.86) décrite par Faugères et al. (2002) (*cf.* 4.3.2), ce qui est interprété comme la déconnexion du masque acoustique avec l'unité U4 et donc avec les pockmarks.** La profondeur sous le fond de mer du toit du masque acoustique tend à diminuer vers le rebord de plateau à mesure que le toit de l'unité U3 remonte vers le fond de mer. L'unité U4 (Faugères et al., 2002) (*cf.* 2.4.7.1.2) qui couvre l'unité U3 se termine en biseau sur le fond de mer avant le rebord de plateau (figure 4.86) (*cf.* 4.3.2). La géométrie de l'unité U3 n'a pas pu être déterminée sous le plateau continental à

cause de la présence du masque acoustique et des réflexions chaotiques des carbonates authigènes (cf. 4.3.1.1 et 4.3.2.2) au niveau du rebord de plateau qui ne permettent pas de vérifier cette hypothèse. Étant donné que le toit du masque acoustique se situe plus proche du fond de mer au niveau des sorties de méthane qu'ailleurs dans la pente et qu'aucune sortie de méthane ne soit observée là où l'unité U4 est présente (figure 4.86) (cf. 4.3.2), l'unité U4 agit très certainement comme une couverture limitant la migration verticale du gaz. Le gaz libre causant le masque acoustique suivrait alors la stratigraphie et remonterait jusqu'en rebord de plateau où il pourrait atteindre le fond de mer. L'absence de masque acoustique dans la partie inférieure de la pente continentale peut être interprétée : 1) comme une absence de gaz, 2) une concentration en gaz libre insuffisante pour générer un masque sur les données Sparker (fréquence 450 Hz) (cf. 3.3.6.4.4) ou 3) à la géométrie des dépôts chargés en gaz qui ne sont présents que sous forme lenticulaire formant des hyperboles de diffraction (cf. 3.3.6.4.1). La présence du masque acoustique est un indice fort de la présence de gaz dans le sédiment mais l'absence d'un masque acoustique ne signifie pas forcément l'absence de gaz. **Sur la base de ces interprétations, il est proposé que le méthane microbien émis au niveau du rebord de plateau résulte en partie de la migration du gaz présent dans les sédiments de la pente continentale.**

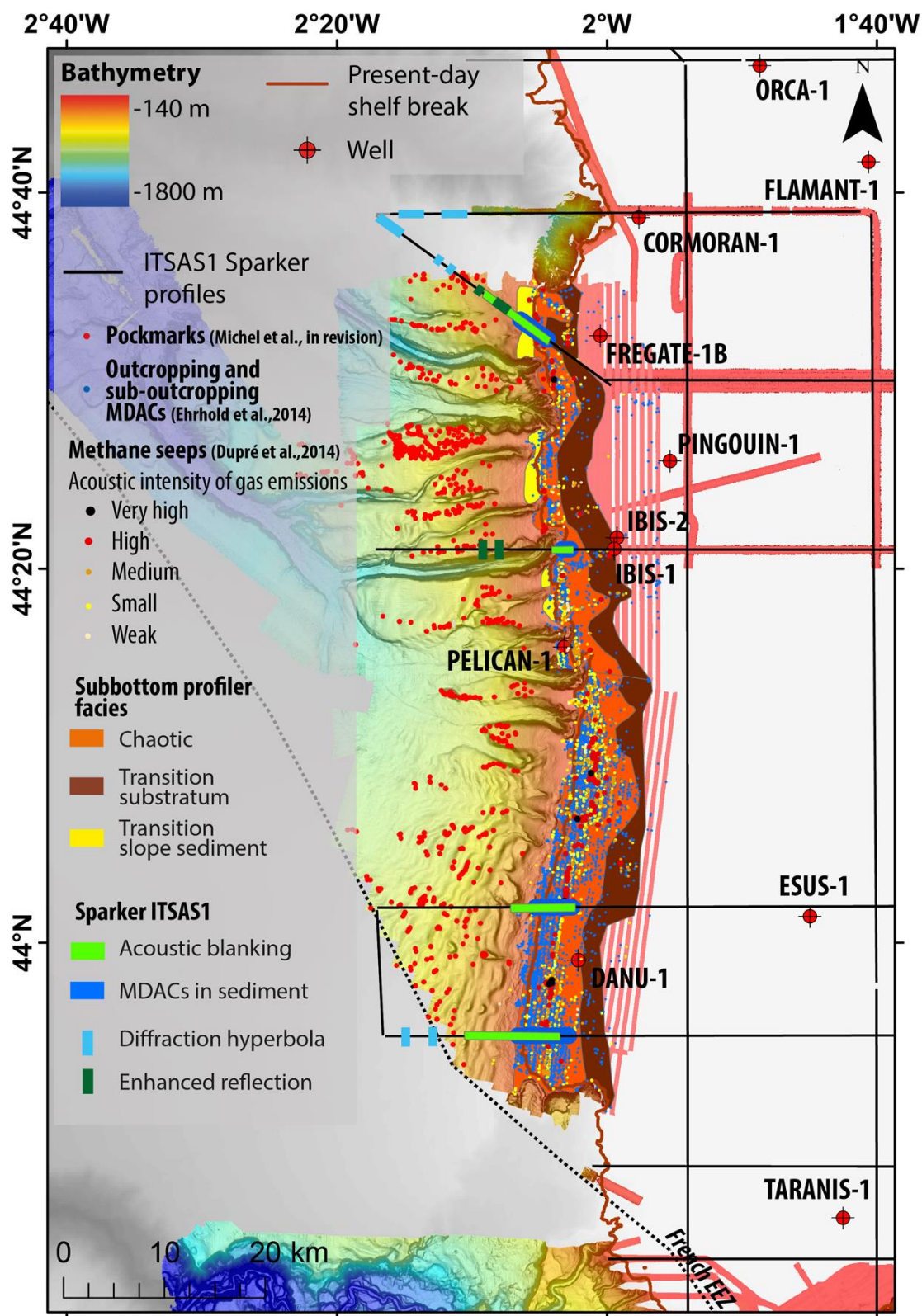


Figure 4.85: Carte de synthèse des indices fluides sismiques mis en évidence sur les données de sondeur de sédiment GAZCOGNE1 (fréquence 1.8-5.3 kHz) et Sparker ITSAS1 (fréquence 450 Hz) avec localisation des sorties de méthane microbien (Dupré et al., 2014b), carbonates authigènes affleurant et subaffleurant en fond de mer (Ehrhold et al., 2014) et les pockmarks dans la pente continentale (Michel et al., in revision).

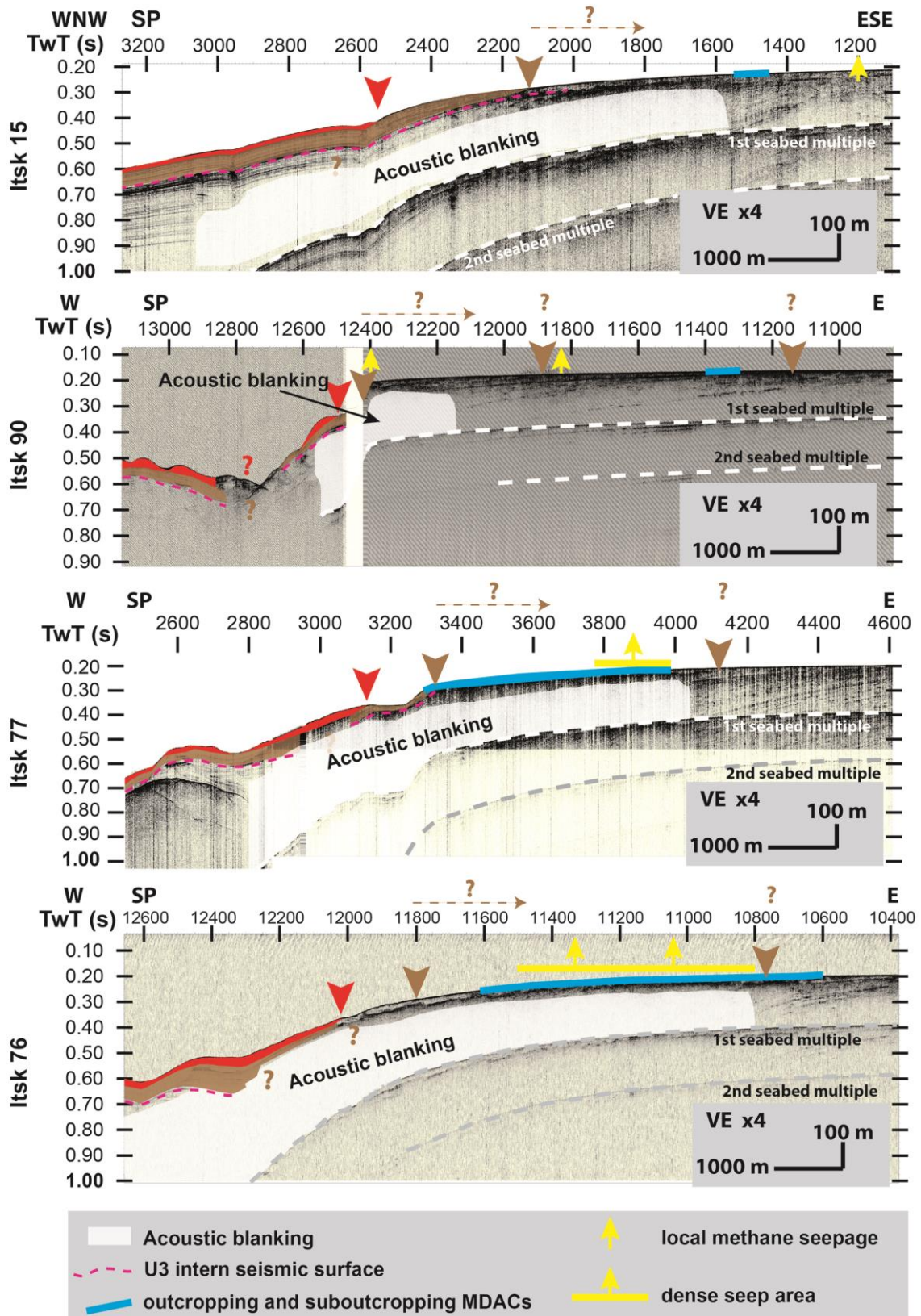


Figure 4.86: Planche de synthèse des lignes Sparker ITSAS1 avec représentation des unités sédimentaires U4 (rouge) et U3 (brun) dans la pente continentale, sorties de méthane en fond de mer le long des lignes, carbonates authigènes affleurants et subaffleuants, ainsi que l'extension des niveaux chargés en gaz libre visibles par le masque acoustique.

4.4 Résultats de l'exploitation des données de sismique du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE

Au-delà de la caractérisation des horizons régionaux sur la marge Aquitaine (cf. 4.1), les travaux effectués sur les profils sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE ont été effectués en vue de rechercher la présence d'éventuels indices fluides. La présence d'indices fluides sur les lignes de sismiques réflexions peut être directement visuelle (cf. 3.3.6) ou être révélée par les traitements d'imagerie sismique (cf. 3.3.5). Suite à cette étude sur les profils sismiques bruts des 23 campagnes (cf. 3.3.7 et tableau 3-4) et des 4 profils ECORS retraités (tableau 4-2) (cf. 3.3.7.2), différentes anomalies sismiques ont été mises en évidence.

Campagne	Horizons régionaux pointés	Campagnes utilisées pour caler les horizons régionaux	Campagnes retraitées par SPECTRUM (2014)	Anomalie: Renforcement d'amplitude de réflexions sismiques	Anomalie: Hyperboles de diffraction	Anomalie: Turbidité acoustique associée à un renforcement du multiple fond de mer
73BY	34	34		0	0	0
73CB	5			0	0	0
75BY	22			0	0	0
76GG	18	18		0	0	0
80BOM	46			0	0	0
80GG	40		52	0	16	0
81BOM	12			0	0	0
81GG	36		40	0	0	0
82BOM	14		46	0	0	0
82SG	25		25	0	2	0
91MZM	7		7	7	7	0
B	10			0	0	0
CB80-CF	3			0	0	0
ECORS retraité	4		4	0	0	4
ES-1976	12			0	0	0
ES-1982	6			0	0	0
ES-Marconi	4		11	0	0	0
FR-Atlantique-1980-Archives	3			0	0	0
FR-SCAN	4			0	0	0
GM1Z	20			0	0	0
M	4			0	0	0
SG	30			0	0	0
V80	35		35	0	0	0

Tableau 4-2 : Tableau récapitulatif des campagnes présentant des artéfacts sur les profils sismique. Ce tableau vient en complément du tableau 3-4. La couleur brune correspond aux campagnes présentant l'anomalie de type renforcement d'amplitude des réflexions. La couleur rose correspond aux campagnes présentant des artéfacts de type hyperboles de diffraction et la couleur bleu ciel correspond aux campagnes présentant des artéfacts de type turbidité acoustique associée au renforcement du/des multiple(s) fond de mer. Les campagnes marquées en gris clair, ne présentent pas d'artéfacts.

4.4.1 Renforcement d'amplitude des réflexions sismiques suivant la stratigraphie

Le premier type d'anomalie sismique identifié est un renforcement anormal, de l'amplitude de certaines réflexions sismiques (figure 4.87), qui a été repéré sur les 7 lignes sismiques de la campagne 91MZM (figure 4.88). Cette anomalie est marquée par un renforcement d'amplitude de plusieurs réflecteurs, dont l'amplitude est 2 fois supérieure à celle des réflexions sismiques avoisinantes. Ce type d'anomalie est aussi caractérisé par une géométrie en lentille marquée par une seconde réflexion sismique de forte amplitude infléchie de 30 ms temps double en moyenne, soit environ 30 m, plus profond que la première réflexion sismique de cette anomalie (figure 4.87). Les anomalies sont situées entre 1.350 et 1.450 s temps double sous la surface, soit entre 1150 et 1250 m de profondeur sous le fond de mer. D'après les informations dans les puits les plus proches, IBIS-1 (distance aux lignes <1 km) et IBIS-2 (à l'intersection des lignes 91-MZM-3 et 4) (*cf.* figure 4.88) et la géométrie des horizons régionaux (*cf.* 4.1.1.1), cette anomalie se situe dans des séries d'argile calcaire plastique à passées silto-sableuse, d'âge miocène. Sur les lignes est-ouest (91MZM 2, 4 et 6) (figure 4.87 et figure 4.88), la géométrie de l'anomalie est simple avec une seule lentille. Dans le cas des lignes nord-sud (91MZM 1R, 1, 3 et 5) (figure 4.87 et figure 4.88), les géométries sont plus complexes avec de multiples dépressions. L'extension spatiale maximale des anomalies est de 2.5 km en nord-sud et de 1.7 km en est-ouest. En étudiant les phases des réflexions sismiques, il s'est avéré que les phases étaient normales. Malgré le recoupement des lignes 91MZM avec les lignes d'autres campagnes (76GG, 80GG, 82SG, B et SG), l'anomalie de renforcement d'amplitude n'est pas identifiée sur d'autres lignes. Une observation avec un faible degré de confiance peut être faite pour la ligne 80GG-07A qui présente une anomalie de renforcement d'amplitude (figure 4.89) avec une géométrie similaire mais avec une résolution de moins bonne qualité. Contrairement aux profils 91MZM (figure 4.87), le renforcement d'amplitude observé sur la ligne 80GG-07A (figure 4.89) ne tranche pas autant avec la stratigraphie et ne se détache pas des autres réflexions sismiques de fortes amplitudes sur la ligne. Il n'est pas possible de statuer sur la correspondance entre l'anomalie observée sur les lignes 91MZM et la ligne 80GG-07A. En dehors de la ligne 80GG-07A (figure 4.89), cette anomalie n'est pas observée ailleurs que sur les lignes 91MZM (figure 4.88).

Il est donc possible que ce type d'anomalie ne soit visible que sur les lignes de la campagne 91-MZM et la ligne 80GG-07A du fait de sa dimension restreinte et de l'espacement entre les profils sismiques (tableau 3-4) qui sont du même ordre ou supérieur à

la dimension de l'anomalie sismique. De plus, il est possible que cette anomalie ne soit flagrante que sur les lignes de la campagne 91MZM car cette campagne (hors campagne ECORS retraitée) est celle qui présente la meilleure qualité.

Au regard de la succession normale des phases et de la géométrie de cette anomalie, celle-ci n'a pas été considérée comme liée à la présence de fluides mais comme faisant partie intégrante de la stratigraphie. De plus, compte tenu de la position de cette anomalie dans la stratigraphie, cette anomalie peut être interprétée comme étant une incision liée à une chute du niveau marin au Miocène (*cf.* 2.3.2). Le contraste d'amplitude important des réflexions sismiques peut alors être interprété comme étant lié à la différence de densité entre un remplissage plus grossier (sables) dans l'incision et l'encaissant décrit comme une formation argileuse et calcaire dans les puits IBIS-1 (SHELL GASCOGNE, 1970c) et IBIS-2 (SNEA et al., 1981b).

4.4. Résultats de l'exploitation des données de sismique du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE

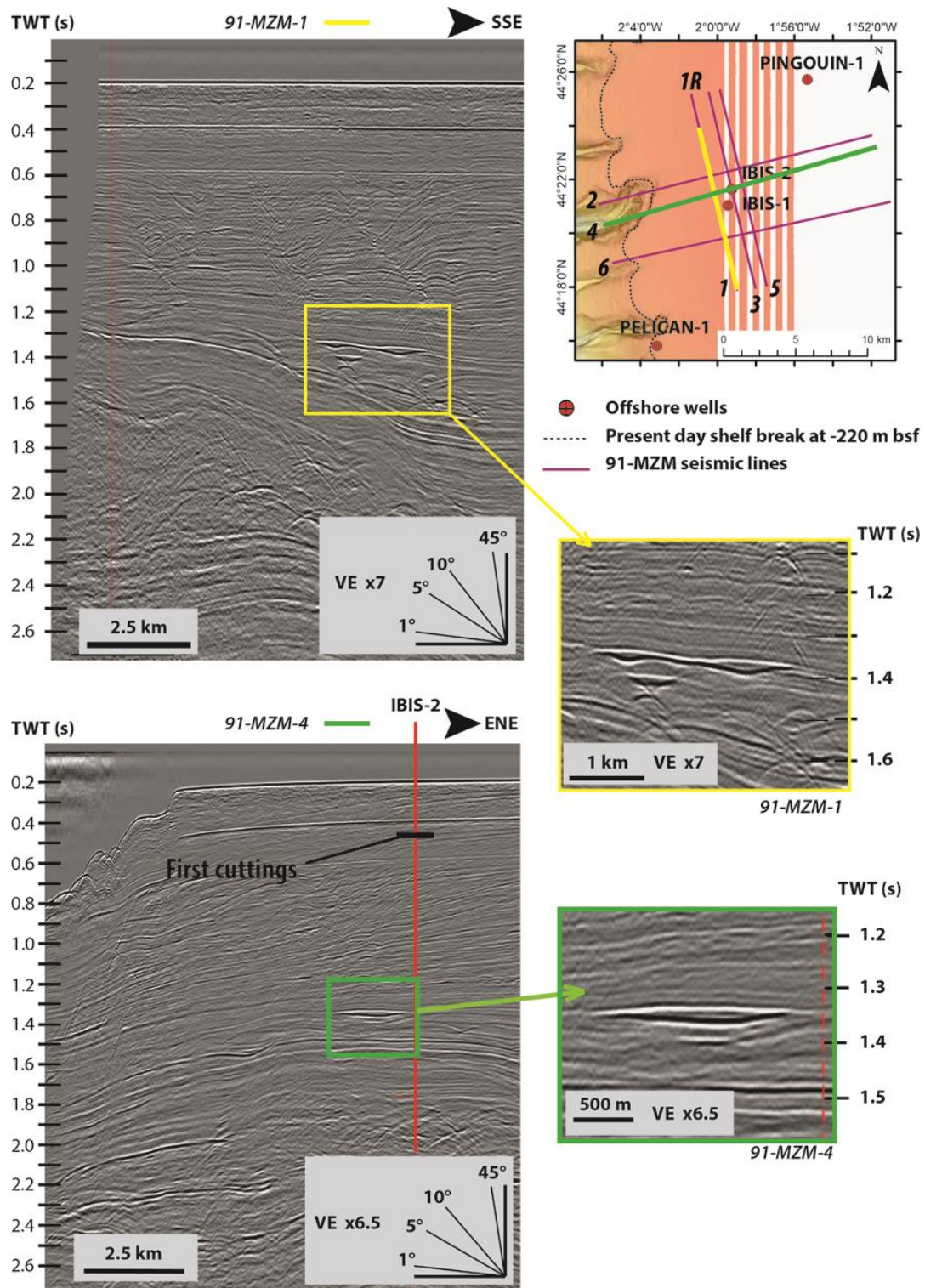


Figure 4.87: Lignes 91MZM-1 et 91MZM-4 du projet SISMAGE. Ces lignes présentent respectivement l'anomalie acoustique suivant un profil N-S et un profil O-E. Les zooms sont réalisés en conservant l'exagération verticale. La carte indique la localisation des deux lignes étudiées sur cette figure (si besoin, se reporter à la figure 4.88 pour localisation des lignes 91MZM).

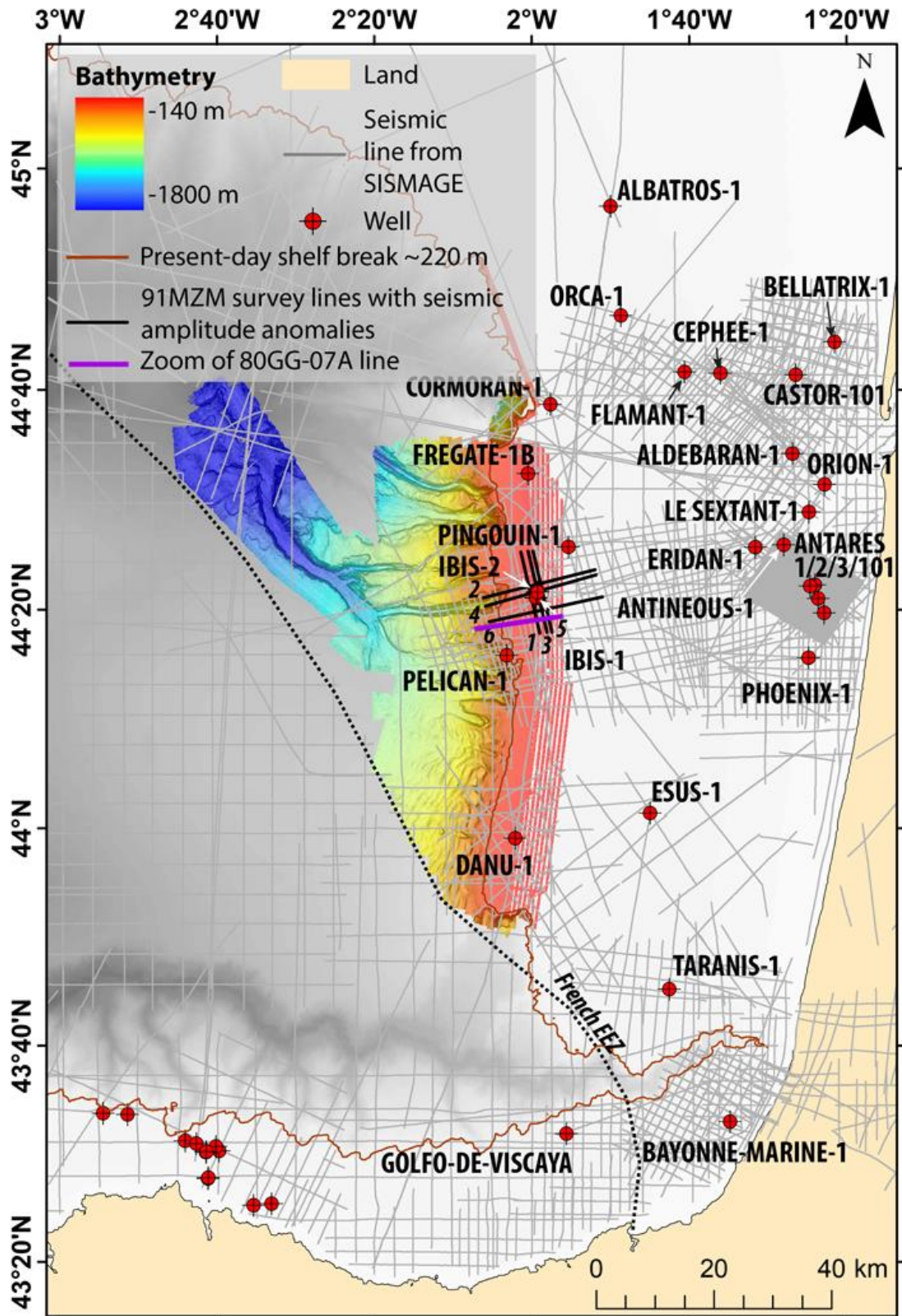


Figure 4.88: Carte de localisation des lignes présentant le renforcement d'amplitude des réflexions sismiques observées uniquement sur 7 profils de la campagne 91MZM.

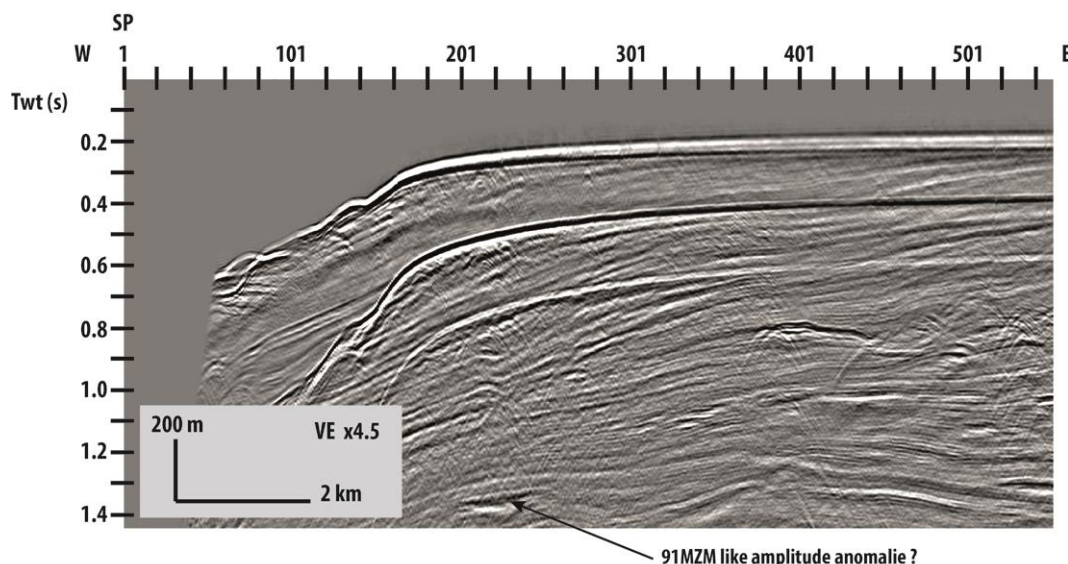


Figure 4.89: Profil 80GG-07A avec position de l'anomalie d'amplitude pouvant être assimilée à celle des lignes 91MZM. Localisation du profil en figure 4.1 et figure 4.88.

4.4.2 Hyperboles de diffraction dans les progradations plio-pléistocènes et séries récentes

Un autre type d'anomalie sismique, caractérisée par des hyperboles de diffraction (*cf.* 3.3.6.4.1), a été identifié sur les lignes de la campagne 80GG (figure 4.90 à figure 4.94) au moment du pointé des horizons régionaux. A la suite de cette observation, les profils des 23 campagnes ont été étudiés pour la recherche de ces anomalies. Parmi les 23 campagnes, les profils des campagnes suivantes présentent des hyperboles de diffraction exclusivement dans la partie nord de la zone étudiée en raison du maillage des lignes étudiées : 7 lignes sur 7 de la campagne 91MZM, 2 des 25 lignes de la campagne 82SG et 20 des 40 lignes de la campagne 80GG (figure 4.95). L'ensemble des lignes présentant les hyperboles de diffraction sont situées entre 44°09'N et 44°31'N et entre 1°36'O et 2°8'O (figure 4.95). L'emprise en surface des hyperboles de diffraction, définie à partir des lignes sismiques des campagnes 80GG et 91MZM, correspond à une zone de 1100 km² environ (figure 4.95). L'absence d'observation des hyperboles de diffraction sur les lignes des autres campagnes situées dans la même zone (76GG, 81BOM, 81GG, SG, ECORS-non retraité) peut être liée à la qualité plus faible des profils sismiques. Pour les lignes sismiques retraitées de la campagne ECORS, les hyperboles ne peuvent être visibles du fait du retraitement des lignes (*cf.* 3.3.5). Il est donc possible que des hyperboles soient présentes au-delà de la limite définie sur la figure 4.95. Cependant, les lignes des campagnes 80GG et 82SG s'étendent au-delà de la zone des hyperboles pointées et devraient pouvoir en imager (figure 4.95). L'absence de ces hyperboles sur les lignes en pointillés sur la figure 4.95 montre que les hyperboles sont bien limitées, au nord-est, à l'est et

à l'ouest dans l'emprise pointée. En ce qui concerne la limite nord-ouest, la ligne 80GG-26 qui s'étend le plus nord montre que les hyperboles ne sont plus présentes au-delà de la limite pointée (figure 4.95). Il est alors possible de dire que le système est contraint au nord. En revanche, la limite sud de l'extension spatiale des hyperboles reste incertaine car aucune des campagnes permettant d'imager les hyperboles de diffraction ne s'étend plus au sud (figure 4.95). Les campagnes qui recoupent l'extension des hyperboles de diffraction et qui s'étendent plus au sud de la limite méridionale des hyperboles de diffraction, sont les lignes qui ne permettent pas d'imager ces artéfacts (76GG, 81BOM, 81GG, SG et ECORS non retraité).

Les hyperboles de diffraction sont situées dans les prismes de progradations du Plio-Pléistocène (*cf.* 4.1.1.2) le long de plus de 40 km en est-ouest, du plateau continental externe jusqu'à son rebord et au-delà, dans la pente continentale. Les hyperboles de diffraction localisées sous le rebord du plateau aquitain sont observables au-dessus du premier multiple du fond de mer (de 200 à 400 m de profondeur sous le fond de mer, depuis le rebord de plateau vers la pente continentale sur les figure 4.90 et figure 4.91) sur les lignes 80GG-01, 03, 06, 07, 10, 17, 18, 20 et 91-MZM-2, 6. En rebord de plateau, les hyperboles de diffraction sont comprises entre le fond de mer et 450 mbsf. Au sein des cliniformes plio-pléistocènes situés à l'est (figure 4.90, figure 4.92 et figure 4.93), aucune hyperbole de diffraction n'est visible entre le fond de mer et le premier multiple du fond de mer (soit environ 150-200 mbsf). Ces hyperboles sont comprises entre 200 mbsf et une limite inférieure au sein des séries plio-pléistocènes ne dépassant pas les 700 mbsf (figure 4.90 et figure 4.93) et sont majoritairement réparties dans les pentes des cliniformes.

La densité d'hyperboles par kilomètre dans un même cliniforme, varie entre 1.2 et 4 hyperboles par km sur l'ensemble des lignes E-O et N-S. Les profils des campagnes 80GG et 82SG, situés sous le plateau continental (figure 4.95), présentent des densités d'hyperboles relativement constantes et continues spatialement dans les cliniformes alors que sur les lignes les plus proches du rebord de plateau et dans la pente (campagnes 80GG et 91MZM), les hyperboles de diffraction sont présentes sous la forme des regroupements localisés avec des densités comprises entre 1 et 4 hyperboles par kilomètre. Des artéfacts de triPLICATION (*cf.* 3.3.6.4.2) sont observables sur ces mêmes lignes mais ne correspondent pas à des points diffractant (figure 4.93 et figure 4.94). Les artéfacts de triPLICATION n'ont pas été pointés car ceux-ci sont liés à la géométrie des séries sédimentaires et ne représentent pas des indicateurs d'indices fluides potentiels (*cf.* 3.3.6.4.2).

Les hyperboles de diffraction sont des artéfacts directement lié à la présence de points marquant un contraste d'impédance avec le sédiment encaissant (cf. 3.3.6.4.1). Dans le contexte de la marge sud aquitaine, ces points diffractant peuvent être interprétées comme:

1) des dalles de carbonates authigènes au niveau des précédentes pentes continentales.

2) des incisions avec des remplissages plus grossiers générant un point diffractant du fait de la différence de densités des sédiments (non lié à la géométrie de l'incision car différent d'un point de triPLICATION (cf. 3.3.6.4.2)). L'étude des lignes de sismiques strike et dip a montré la présence de nombreuses incisions (cf. 4.4.2). Ces incisions localisées dans la pente des cliniformes peuvent être interprétées comme se mettant en place lors des périodes de baisse du niveau marin (cf. 2.3). Dès lors, des transferts de sédiment grossier sont possibles et leur dépôt dans les incisions pourrait correspondre aux hyperboles de diffraction visibles.

ou 3) des niveaux lenticulaires chargés en gaz libre marquant un contraste de densité avec le sédiment encaissant. Ces niveaux gazeux pourraient correspondre aux fonds gazeux, et notamment de méthane, présents à partir de plusieurs centaines de mètres sous le fond de mer au sein des séries argilo-marneuse à passées sableuses des prismes de progradations plio-pléistocènes décrites dans les puits PELICAN-1, IBIS-1, IBIS-2 et PINGOUIN-1 (cf. 3.4.5).

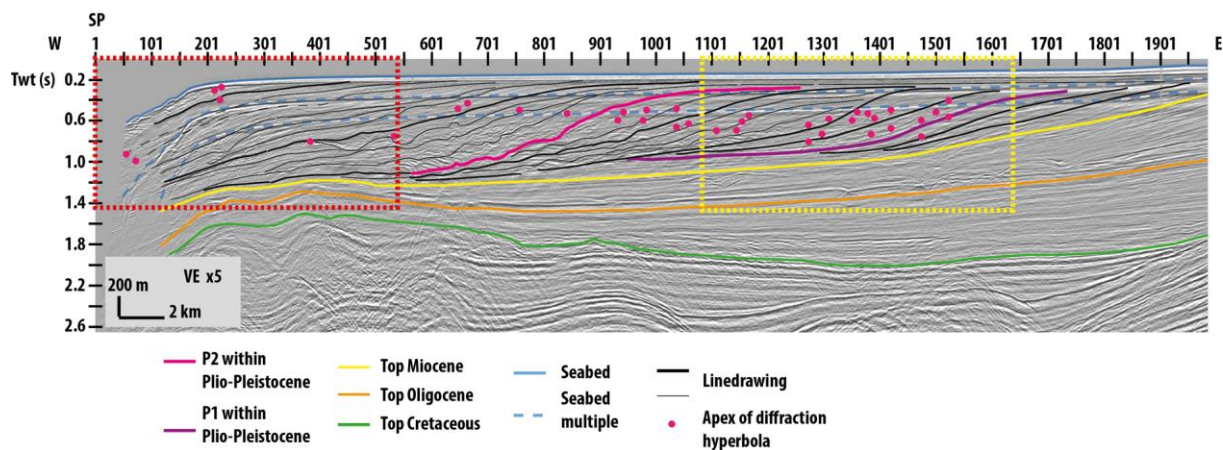


Figure 4.90: Profil 80GG-07A avec position des apex des hyperboles de diffraction et en encadré rouge, le zoom présenté en figure 4.91 et en jaune le zoom présenté en figure 4.92. Localisation du profil en figure 4.1.

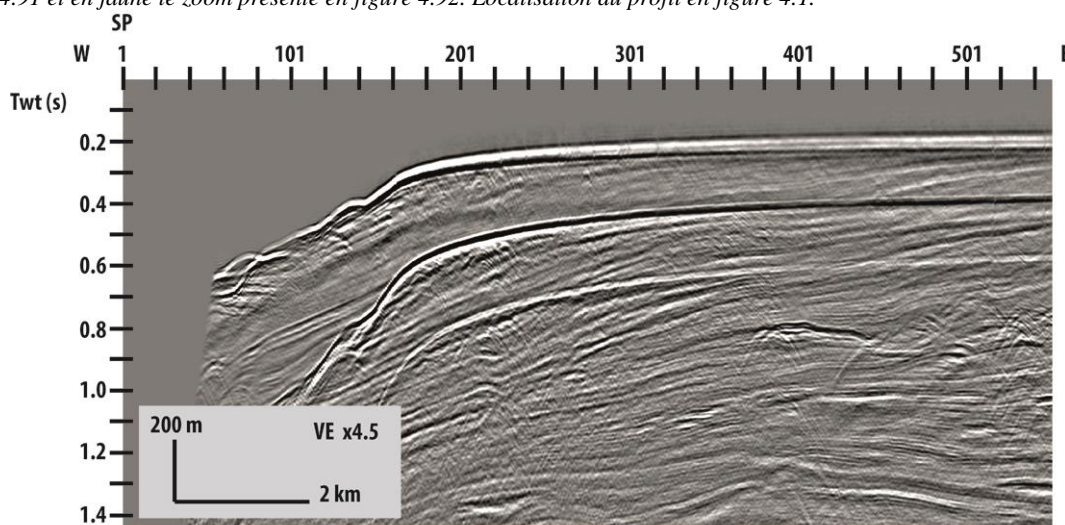


Figure 4.91: Zoom sur les hyperboles de diffraction de la section ouest de la ligne 80GG-07A présentée en figure 4.90.

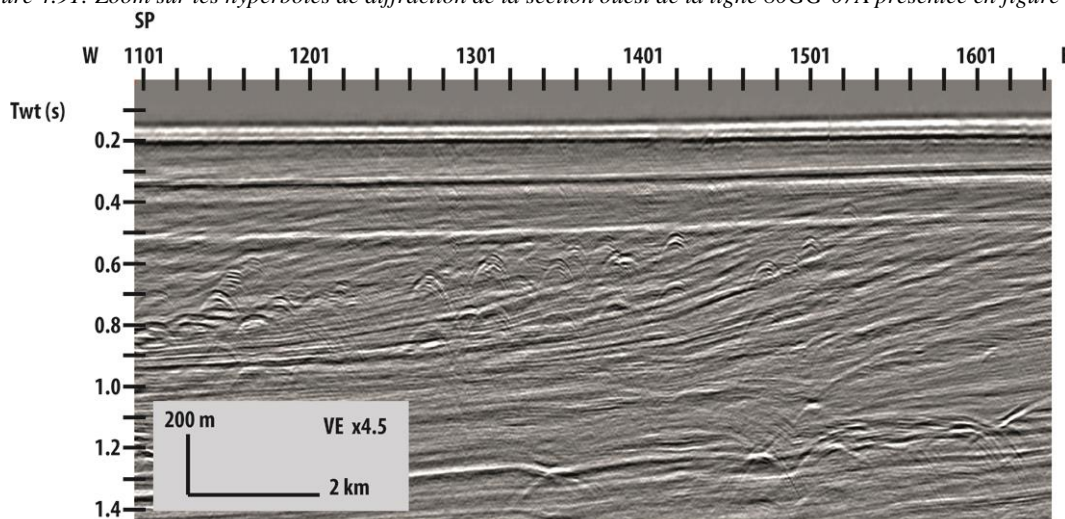


Figure 4.92: Zoom sur les hyperboles de diffraction de la section est de la ligne 80GG-07A présentée en figure 4.90.

4.4. Résultats de l'exploitation des données de sismique du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE

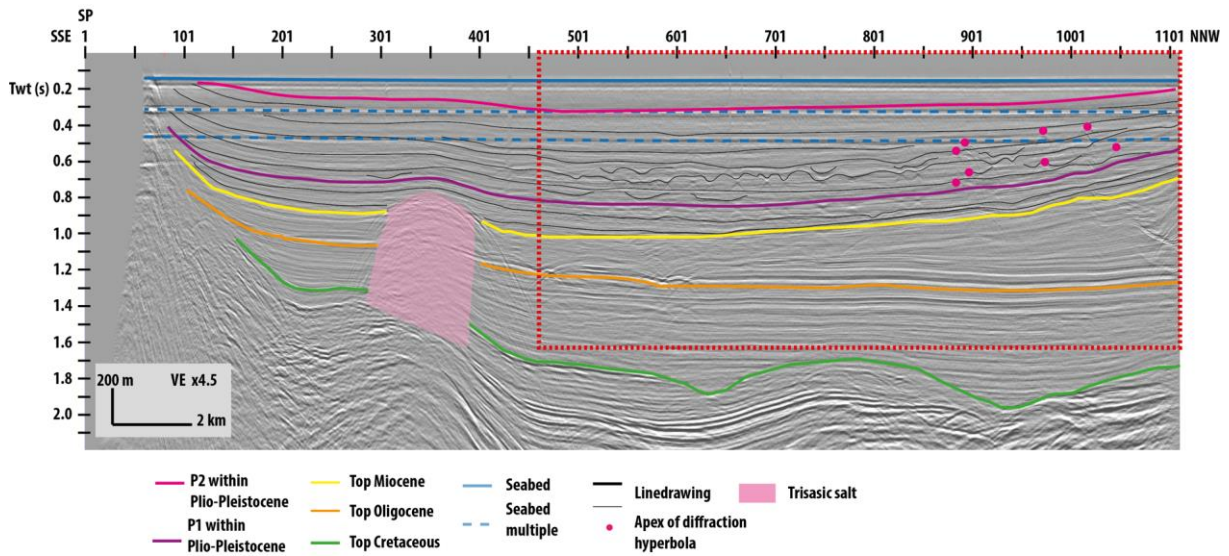


Figure 4.93: Profil 80GG-31 avec position des apex des hyperboles de diffraction et en encadré rouge, le zoom présenté en figure 4.94. Localisation en figure 4.95.

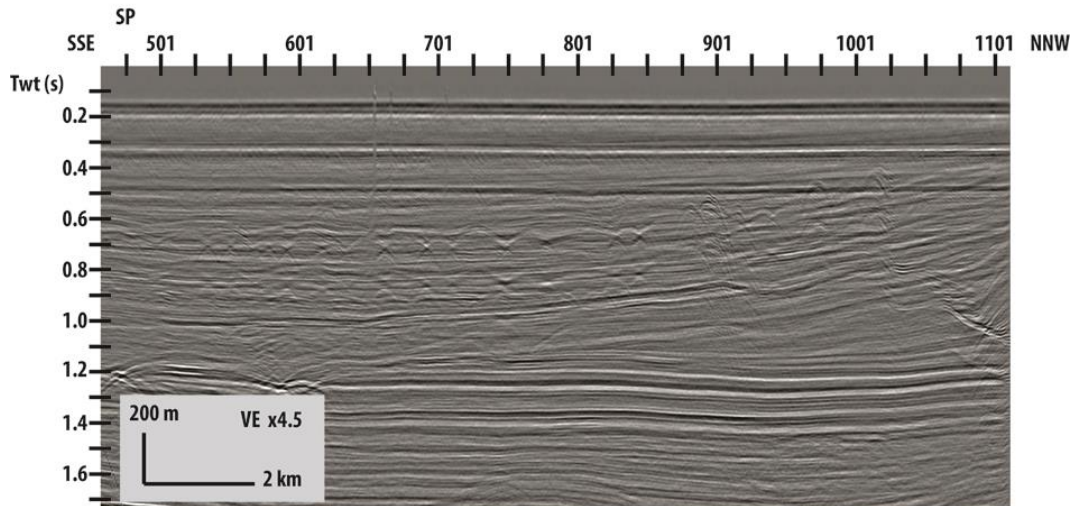


Figure 4.94: Zoom sur les hyperboles de diffraction de la section ouest de la ligne 80GG-31 présentée en figure 4.93.

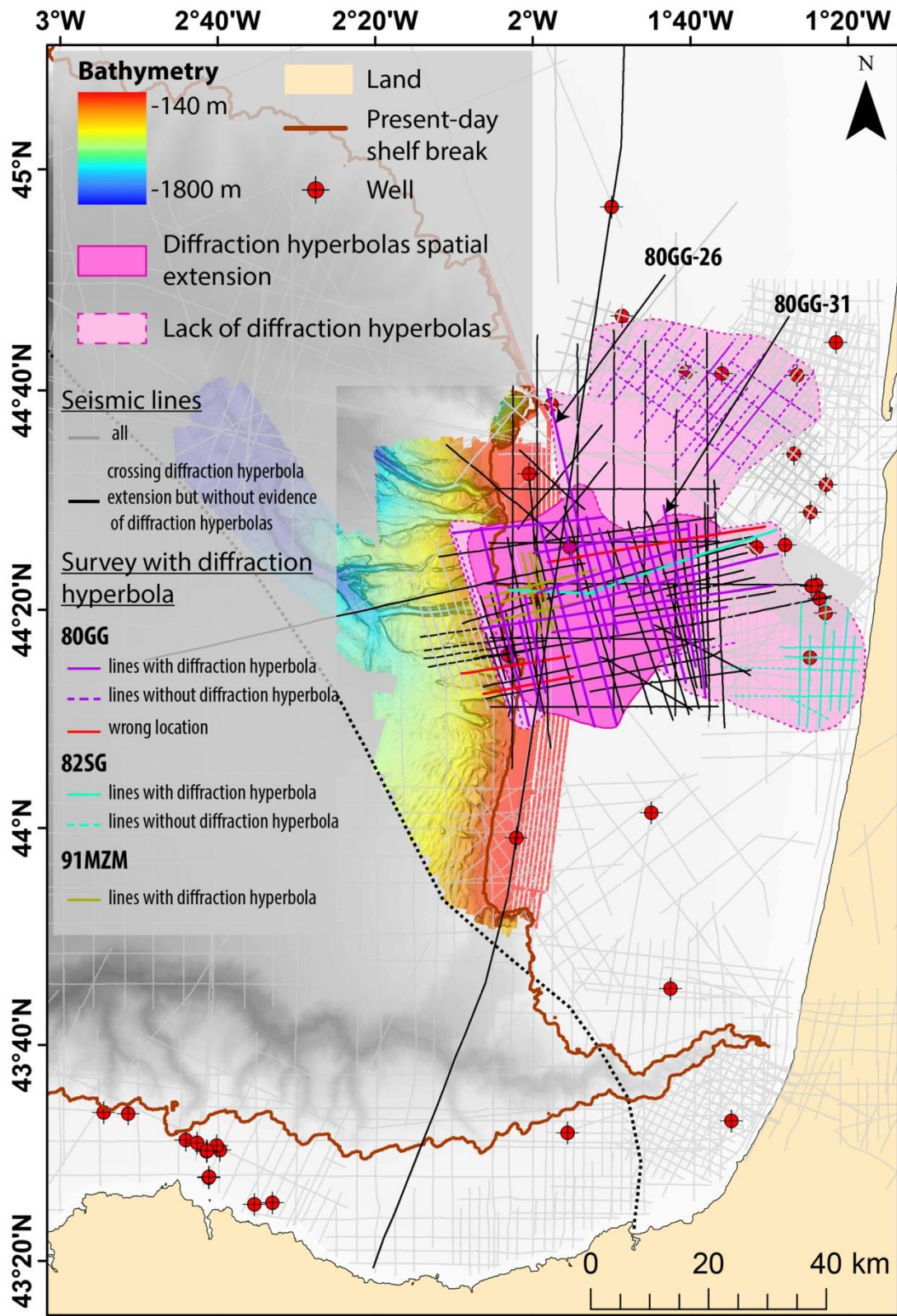


Figure 4.95: Carte de localisation de la répartition des hyperboles de diffraction décrites en 4.4.2. L'enveloppe rose pâle en transparence correspond aux zones où les hyperboles étaient supposées visibles mais où aucune n'a été mise en évidence. La correspondance des couleurs avec les lignes sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE est déjà présentée en figure 3.22.

4.4.3 Réflexions sismiques chaotiques associées au multiple du fond de mer sur les lignes ECORS retraitées

Les lignes de sismique réflexion du projet ECORS (Bois and Gariel, 1994) sont intégrées dans le projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE (*cf.* 3.3.7.2) et on fait l'objet d'une partie du retraitement effectué par la société SPECTRUM (2014) (*cf.* 3.3.7.2). Suite à ce retraitement, les multiples du fond de mer qui devaient être retirés ou du moins atténués suite à la migration des données (*cf.* 3.3.5.3) sont observés normalement ou de manière amplifiée sur des sections de 3 des 4 profils ECORS (localisation des zooms en figure 4.96) et sont associés à un chaotisme des réflexions sismiques (figure 4.97, figure 4.99 et figure 4.100). La ligne R3 située la plus au nord, ne présente pas de manière évidente de multiple du fond de mer (figure 4.102). Des réflexions chaotiques sont observées sur cette ligne ECORS-R3 mais ne sont pas associées à un multiple du fond de mer. Les autres campagnes retraitées par SPECTRUM ne sont pas disponibles dans le projet SISMAGE et les 22 autres campagnes étudiées, qui ne sont pas retraitées, ne présentent pas d'artéfact de ce même type. L'interprétation de la présence du multiple (accentué ou non) est discutée en section 4.4.3.5 et les sections sismiques sur lesquelles le multiple du fond de mer est observée mais de manière atténuée ne sont pas pointées (*cf.* 4.4.3.5).

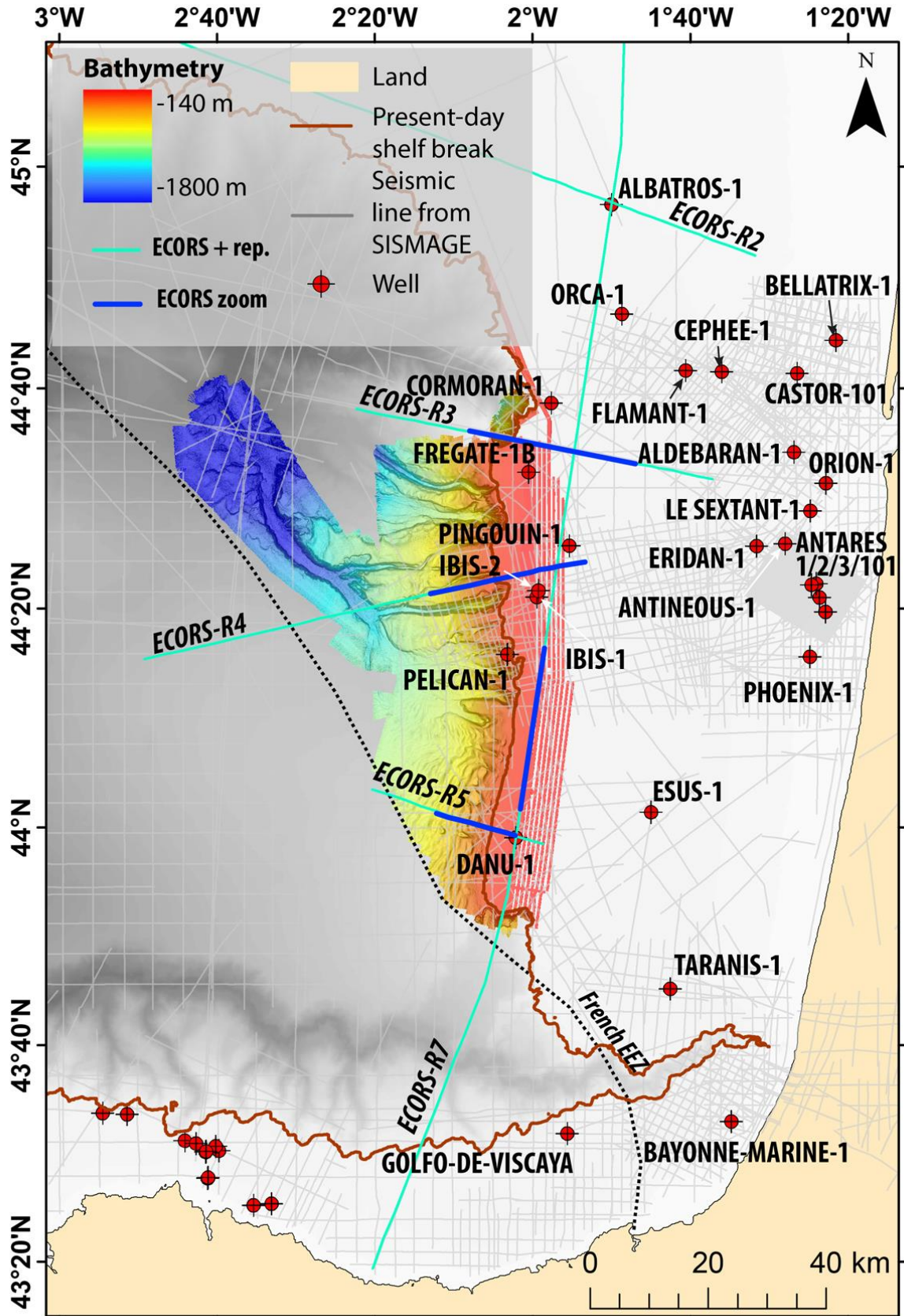


Figure 4.96: Carte de localisation des sections des profils ECORS retraités (+rep) et présentées en figure 4.97 à figure 4.103.

4.4.3.1 Ligne ECORS-R7

La présence du premier multiple du fond de mer est observé à environ 200 mbsf sur 15 km le long du profil retraité ECORS-R7 orienté N-S (figure 4.96) avec au centre de cet intervalle, une section de 7.7 km où l'amplitude du premier multiple du fond de mer est accentuée (figure 4.97). Le second multiple du fond de mer est également visible à 400 mbsf et sur une section de 3 km centrée sur le SP 394625 (figure 4.97). Le chaotisme des réflexions sismiques est observé du fond de mer jusqu'à un maximum de 990 mbsf le long de la section de 7.7 km où le premier multiple du fond de mer est accentué. Les réflexions sismiques chaotiques sont peu visibles au-dessus du premier multiple mais l'intensité de ces réflexions chaotiques atteint un paroxysme sous le premier multiple et tend à diminuer en profondeur au-delà de 500 mbsf. La section de 7.7 km sur laquelle sont observées les réflexions chaotiques et le multiple fond de mer accentué correspond en carte à l'intersection de la ligne ECORS-R7 retraitée avec le système fluide actif actuel des émissions de méthane microbien (figure 4.104 et figure 4.105). Les sections avec la présence du premier multiple du fond de mer mais sans réflexions chaotiques associées s'étendent au-delà du croisement avec la zone de forte densité d'émissions de méthane microbien en fond de mer (figure 4.104 et figure 4.105) vers des zones de plus faibles densités et avec des émissions de plus faibles amplitudes (Dupré et al., 2014a). Le multiple du fond de mer est également visible sur le reste du profil sismique mais est fortement atténué et localement occulté par les réflexions sismiques de la stratigraphie. Le profil ECORS-R7 non retraité (figure 4.98) présente les deux premiers multiples du fond de mer sur l'ensemble du profil ainsi que des réflexions fortement chaotiques sur la même section que le profil ECORS-R7 retraité (figure 4.97). Les réflexions sismique sur le profil ECORS-R7 non retraité sont bruitées sur l'ensemble du profil et présentent un léger chaotisme. D'autres artéfacts s'étendant linéairement en profondeur sont également observés (figure 4.98) et sont interprétés comme des artéfacts d'acquisition.

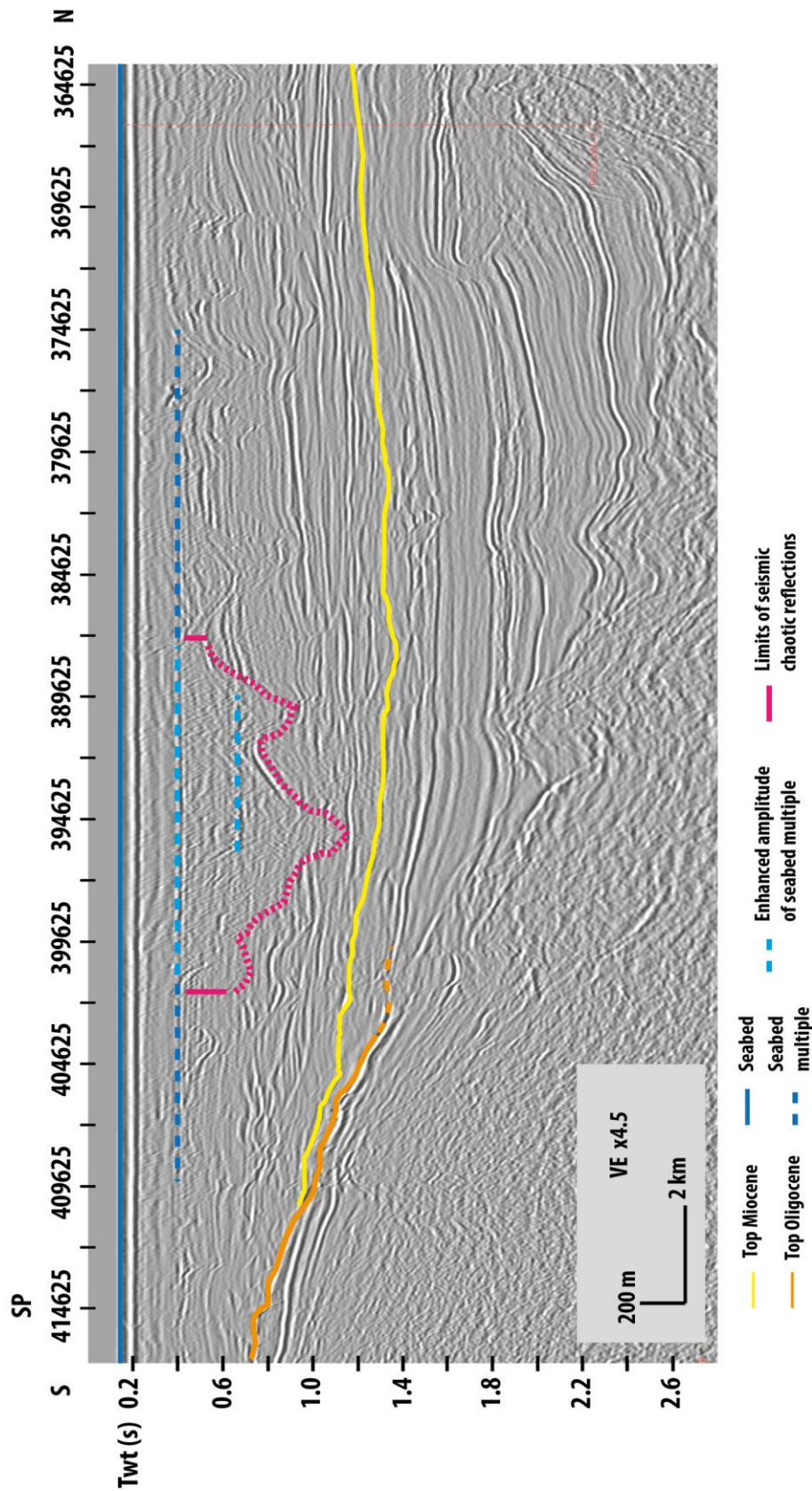


Figure 4.97: Ligne ECORS-R7 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.

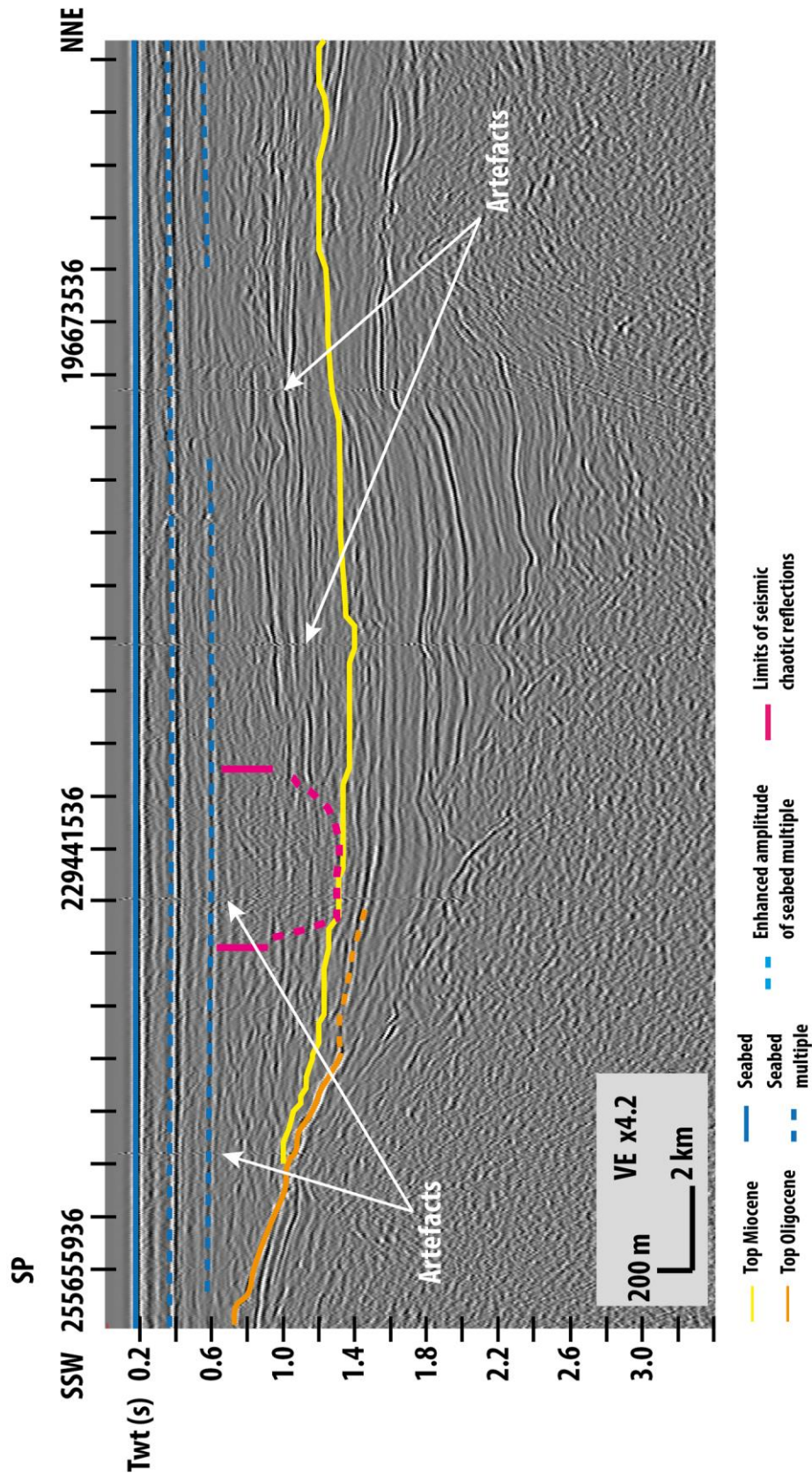


Figure 4.98: Ligne ECORS-R7 non retraitée. Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.

4.4.3.2 Ligne ECORS-R5

Sur le profil ECORS-R5 orienté ONO-ESE, les réflexions sismiques chaotiques associées à la présence du premier multiple du fond de mer s'étendent sur une section de 4.5 km le long du profil (figure 4.99). La profondeur du premier multiple du fond de mer varie d'est en ouest, de 250 m à 430 mbsf et aucune réflexion sismique chaotique n'est observée au-dessus du premier multiple du fond de mer (figure 4.99). La profondeur maximale des réflexions sismiques chaotiques observées sur cette section du profil ECORS-R5 s'étend jusqu'à 720 mbsf avec un maximum d'intensité du chaotisme entre le premier multiple du fond de mer et environ 520 mbsf au niveau du puits DANU-1. La limite orientale de l'anomalie sismique correspond en surface à la zone des émissions de méthane microbien actuelles (figure 4.104 et figure 4.105). L'anomalie s'étend également jusqu'à 4.5 km environ plus à l'ouest dans la pente continentale, soit environ 2.5 km au-delà de la rupture de pente, où quelques sorties de faibles amplitudes ont été observées (Dupré et al., 2014a) (figure 4.104 et figure 4.105).

La ligne ECORS-R5 non retraitée n'est pas chargée dans le projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE et n'a donc pas été comparée à la ligne retraitée.

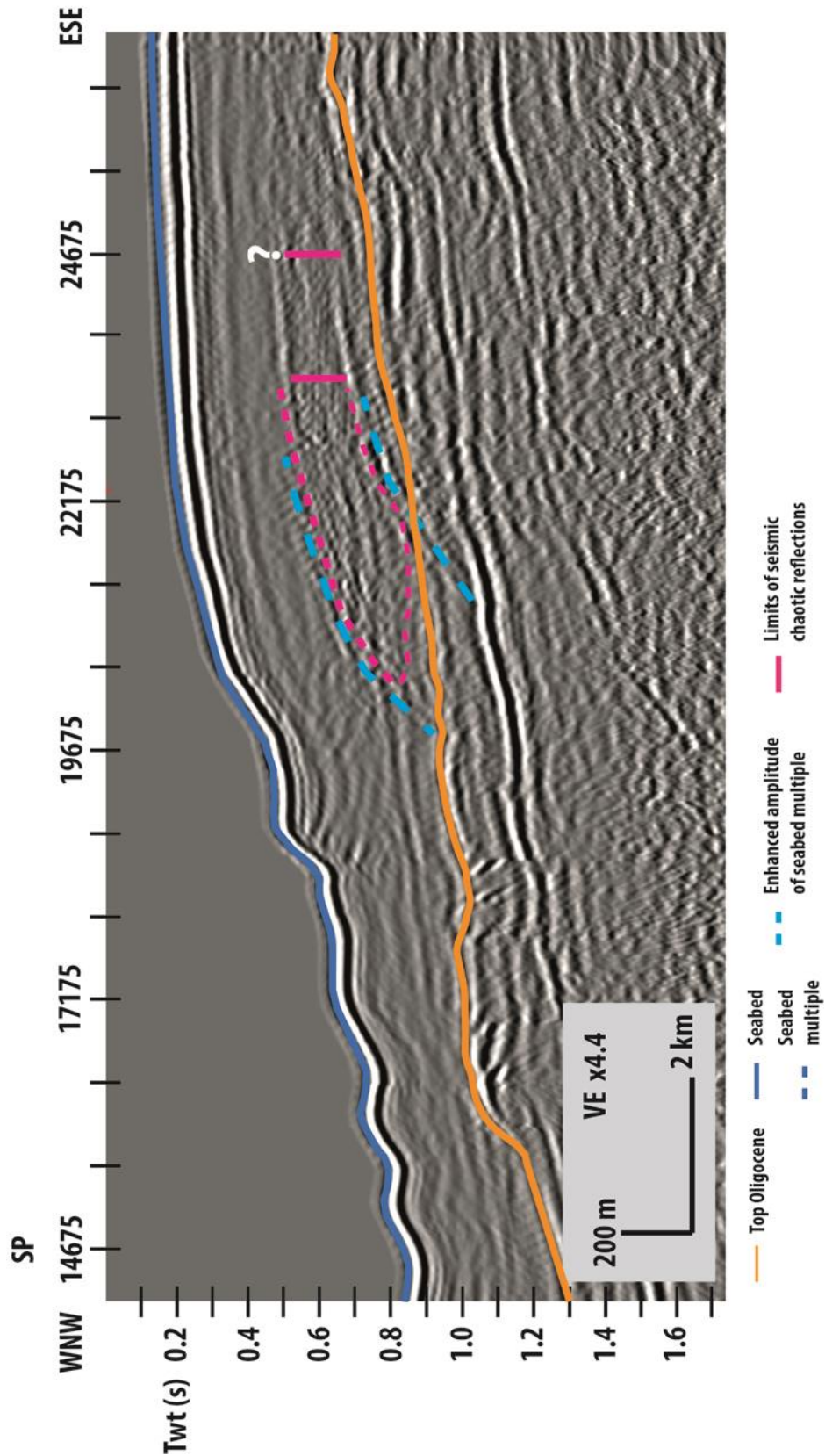


Figure 4.99: Ligne ECORS-R5 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.

4.4.3.3 Ligne ECORS-R4

Le premier multiple et le second multiple du fond de mer s'étendent sur 11 km le long de la ligne ECORS-R4 orientée OSO-ENE (figure 4.100). Un chaotisme des réflexions sismiques, associé au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer, est observé sur une section de 5.5 km de long centrée sur la rupture de pente du plateau continentale (figure 4.100). La profondeur du premier multiple du fond de mer varie d'est en ouest de 470 m à 910 mbsf. La profondeur maximale à laquelle sont observées les réflexions chaotiques est de 1475 mbsf au niveau du rebord de plateau. La limite orientale, de la section des réflexions sismiques chaotiques et la forte amplitude sismique des multiples du fond de mer, se situe sous le système en surface des émissions de méthane microbien (figure 4.104 et figure 4.106). La limite ouest de l'anomalie sur le profil ECORS-R4 s'étend jusqu'à 9 km plus à l'ouest de la zone des émissions actuelles de méthane microbien dans la pente continentale de la marge sud aquitaine (figure 4.104 et figure 4.106).

Le profil ECORS-R4 non retraité (figure 4.101), a été chargé dans le projet SISIMAGE – PAMELA GAZCOGNE en tant que scan du profil, la ligne originale n'étant pas disponible dans le projet. La qualité du scan ne permet pas de travailler précisément sur la géométrie des réflexions sismiques ni sur les réflexions sismiques présentant un chaotisme mais la ligne présente tout de même les multiples du fond de mer (figure 4.101).

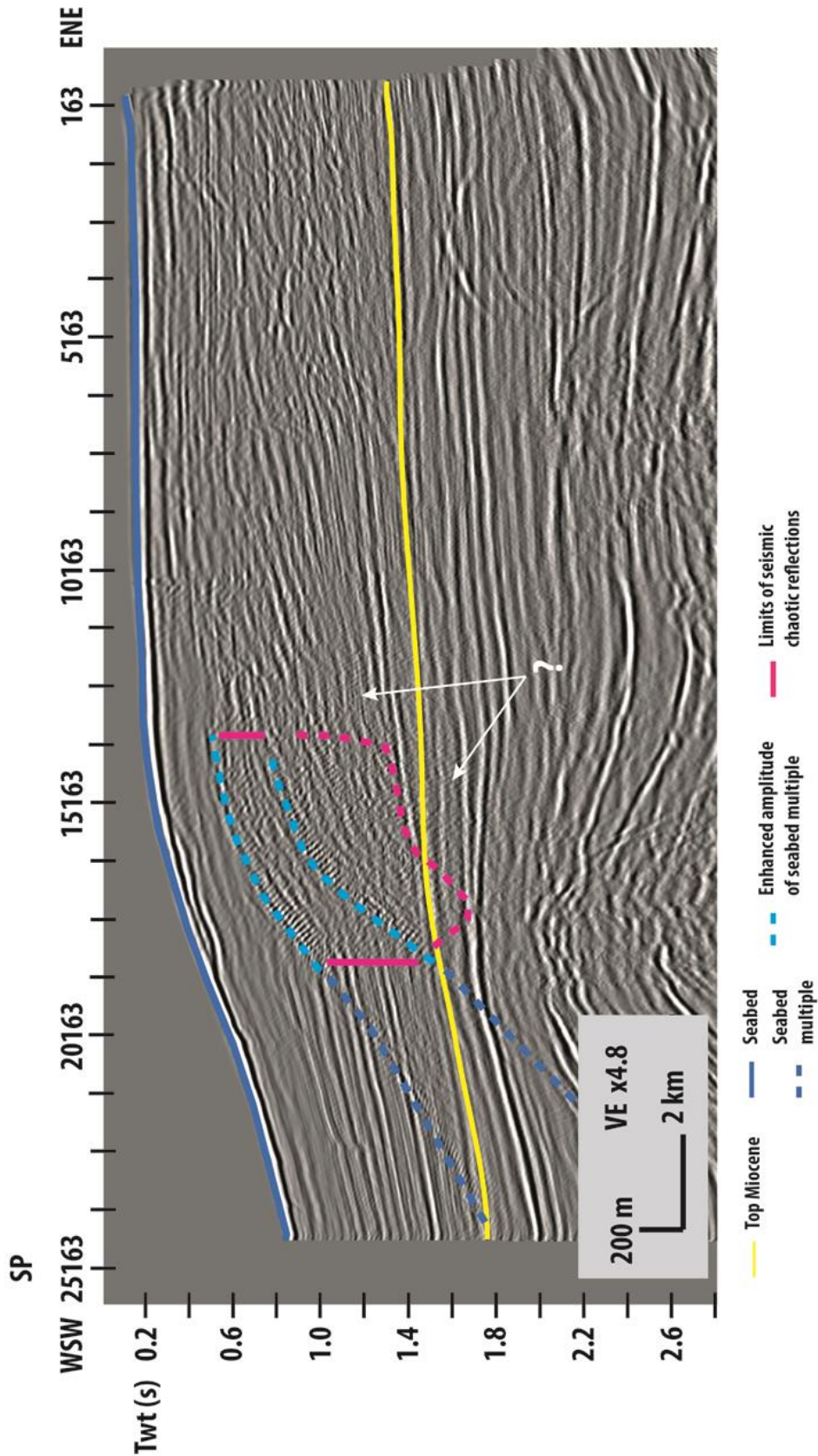


Figure 4.100: Ligne ECORS-R4 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.

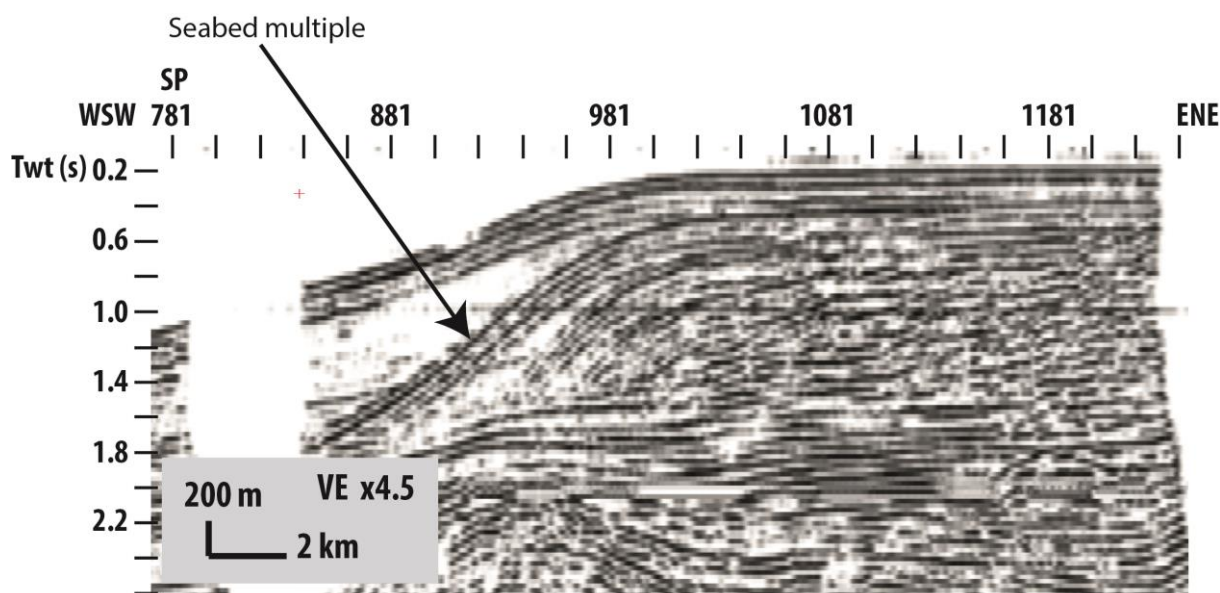


Figure 4.101: Ligne ECORS-R4 non retraitée. Zoom sur la même section que la figure 4.100.

4.4.3.4 Ligne ECORS-R3

Une baisse de l'amplitude des réflexions sismique est observée sur une section longue de 2 km et située à 1.5 km plus à l'est de la rupture de pente du plateau continental sur la ligne ECORS-R3 orientée O-E (figure 4.102). Sur cette section de 2 km, un chaotisme des réflexions sismique est observé au niveau des réflecteurs situés à 200 mbsf. Ces réflecteurs sont parallèles au fond de mer et peuvent correspondre au premier multiple du fond de mer. Cependant, d'autres réflecteurs parallèles au fond de mer sont présents entre le fond de mer et le supposé multiple. Ces réflecteurs peuvent correspondre à des niveaux stratigraphiques. Il est donc difficile de définir si le réflecteur à 200 mbsf est le réflecteur du fond de mer ou la géométrie des séries sédimentaires. Il est a noté que cette ligne présente aussi un aspect chaotique au niveau de la réflexion sismique du fond de mer. Ce profil se situe à 1 km plus au nord des dernières sorties de méthane microbien (figure 4.104 et figure 4.106) imagées par les données de rétrodiffusion colonne d'eau de la campagne GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b) (cf. 1.2.1), données colonne d'eau GITAN (cf. 4.2.3) et derniers indices fonds de mer clairement liés à l'activité de sorties de fluides (cf. 4.2.4).

Le profil ECORS-R3 non retraité (figure 4.103), a été chargé dans le projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE en tant que scan du profil. La qualité du scan ne permet pas de travailler précisément sur la géométrie des réflexions sismiques. Les multiples sont visibles sur la figure 4.103 et la section présentant des réflexions sismiques chaotiques sur la figure 4.102 montre ici des réflexions sismiques atténuées.

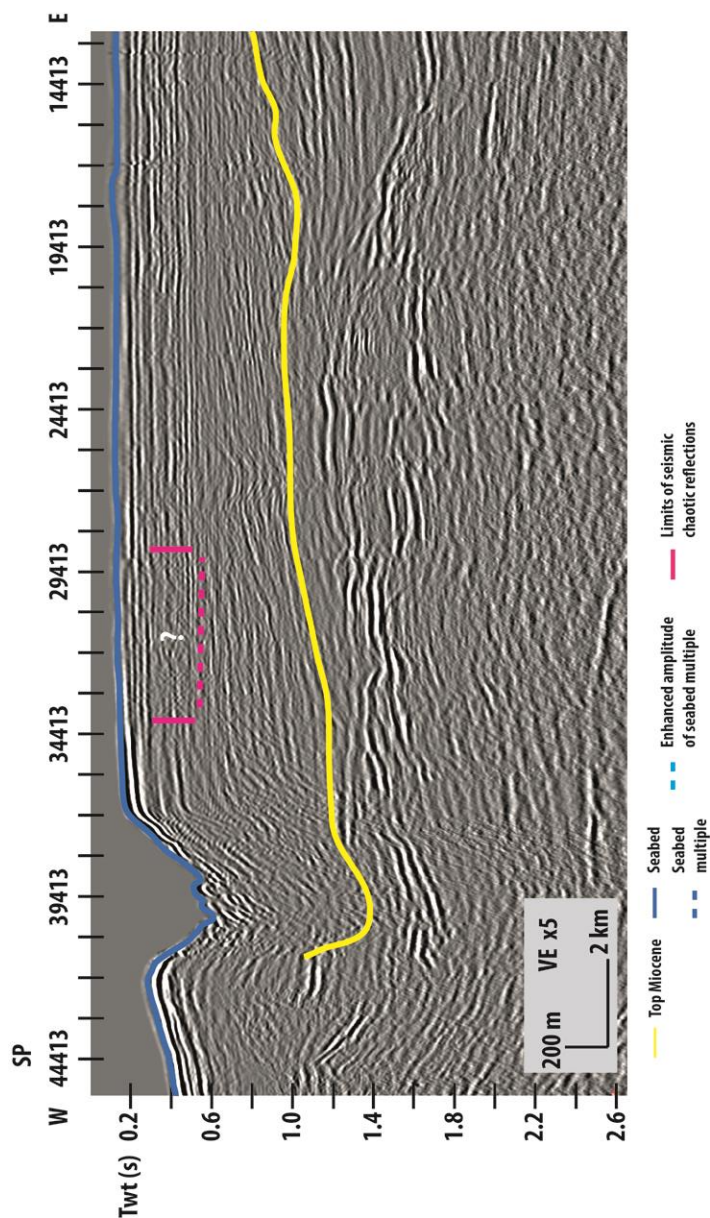


Figure 4.102: Ligne ECORS-R3 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.

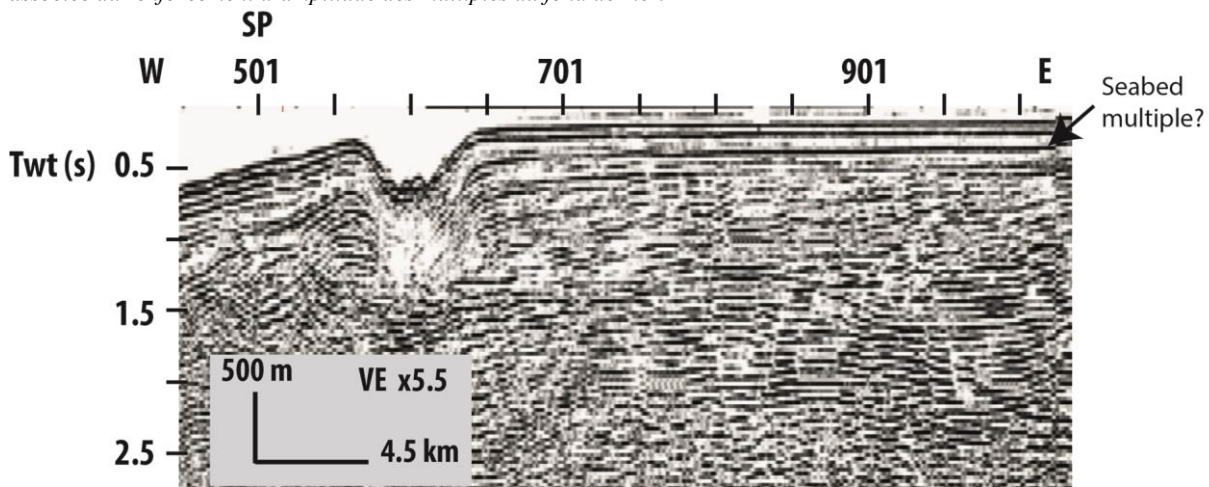


Figure 4.103: Ligne ECORS-R3 non retraitée. Zoom sur la même section que la figure 4.102.

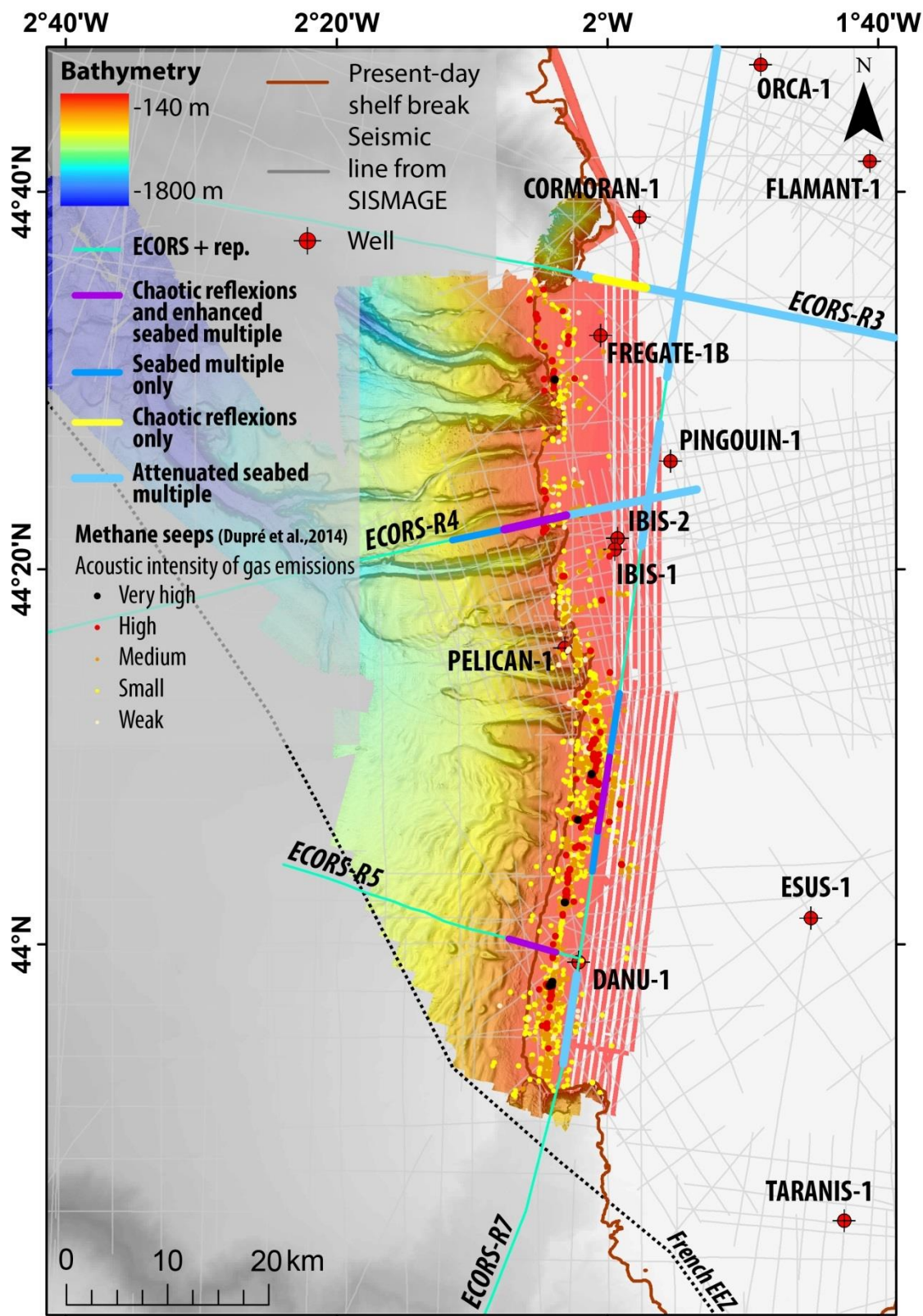


Figure 4.104: Carte de localisation des anomalies sismiques mises en évidence sur les profils ECORS retraitées (+rep) par SPECTRUM : réflexions sismiques chaotiques et caractérisation du 1er multiple du fond de mer. Des zooms sur la localisation en carte des anomalies sismiques sont présentés en figure 4.105 pour les profils ECORS-R5 et R7 et en figure 4.106 pour les profils ECORS-R3 et R4. Les portions non habillées des lignes sismiques correspondent aux sections où le multiple n'est pas visible.

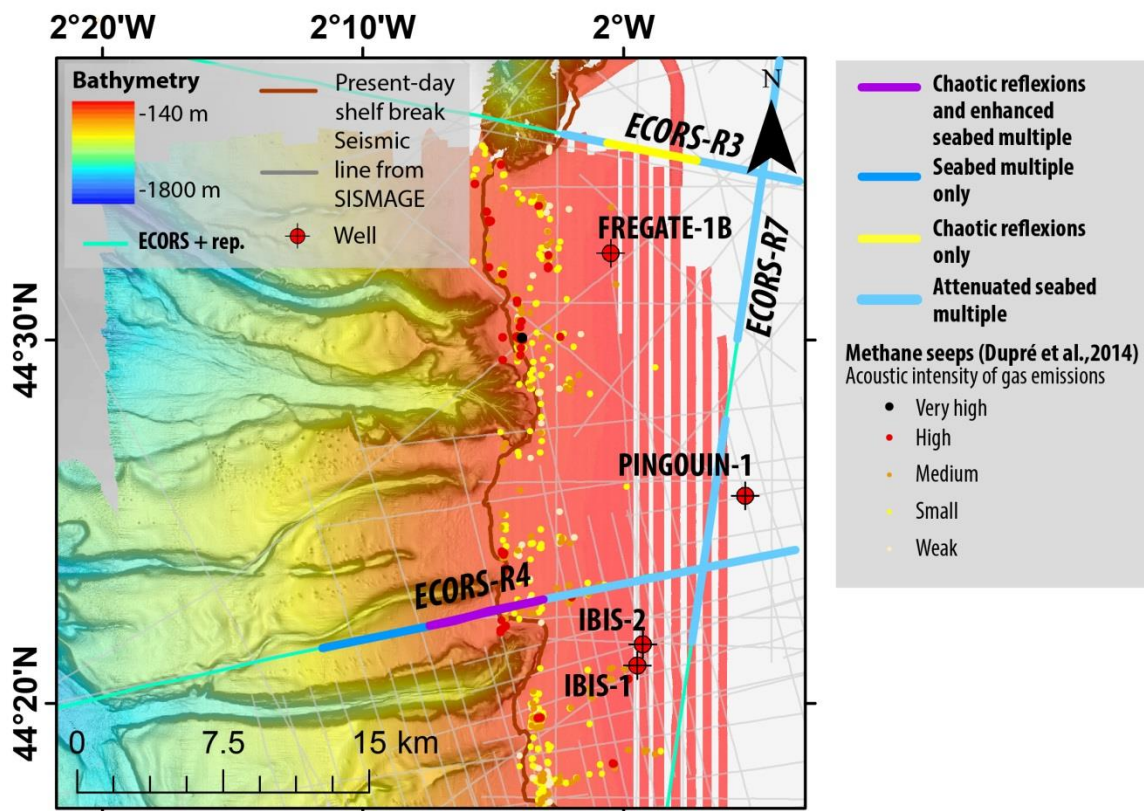


Figure 4.105: Zoom sur la carte de localisation des anomalies sismiques (figure 4.104), réflexions sismiques chaotiques et présence de multiples du fond de mer, mises en évidence sur les profils ECORS-R5 et R7 retraités par SPECTRUM.

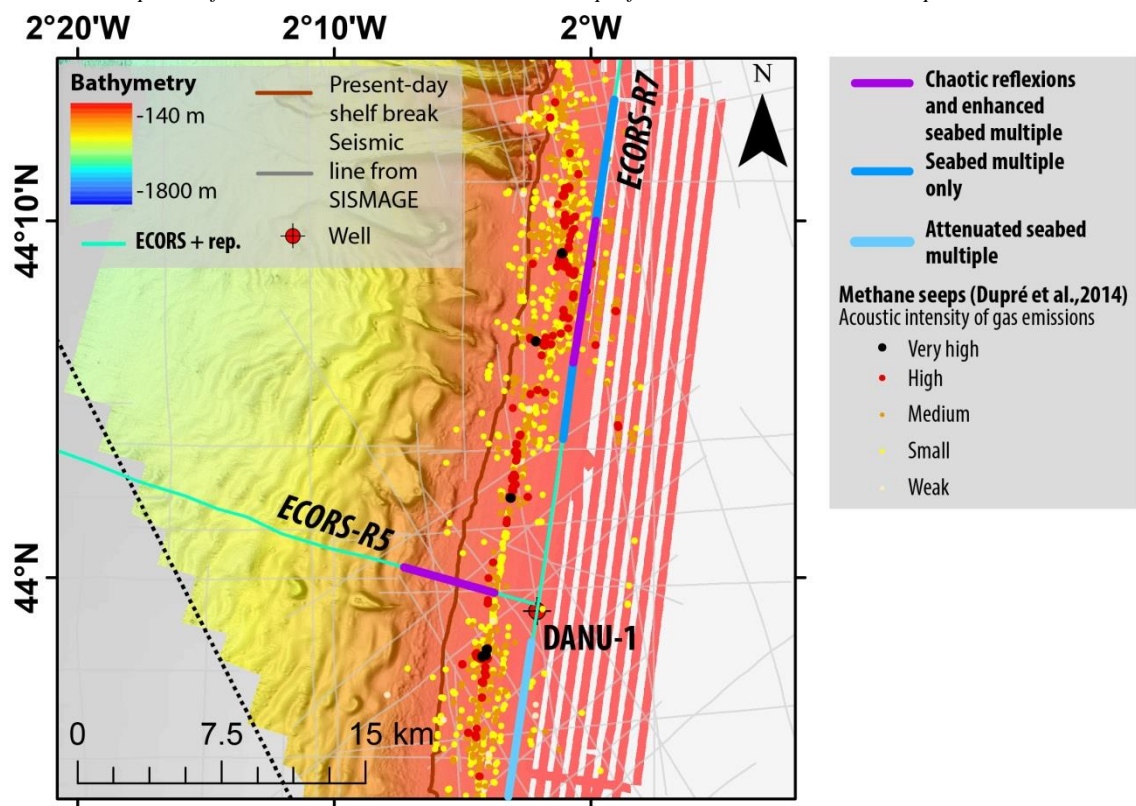


Figure 4.106: Zoom sur la carte de localisation des anomalies sismiques (Figure 124), réflexions sismiques chaotiques et présence de multiples du fond de mer, mises en évidence sur les profils ECORS-R3 et R4 retraités par SPECTRUM.

4.4.3.5 *Interprétation de la présence du multiple fond de mer et des réflexions sismiques chaotiques*

Les traitements effectués sur les lignes ECORS par SPECTRUM (*cf.* 3.3.7.2) ont amélioré la qualité générale des lignes mais les profils présentent toujours des sections avec la présence de multiples du fond de mer et des réflexions chaotiques. Les réflexions chaotiques étaient déjà présentes sur la ligne ECORS-R7 (figure 4.98) originale et n'ont pas été retirées. Ces réflexions chaotiques sont difficilement interprétables car celles-ci peuvent être liées au dispositif d'acquisition. Cependant, la présence de ces réflexions chaotiques uniquement dans les sections sous le système fluide des émissions actuelles suscite des interrogations malgré le fait que la ligne ECORS-R3 ne recoupe pas le système fluide microbien actif actuel. **Avec ces indices, les réflexions sismiques chaotiques seules ne peuvent être reliées au système fluide actif des émissions de méthane microbien en surface.**

En ce qui concerne les multiples, les traitements pour retirer les multiples ne sont pas toujours efficaces à 100% mais permettent à minima d'atténuer le multiple (*cf.* 3.3.6.4.3). Les profils ECORS-R7 (figure 4.97), R5 (figure 4.99) et R4 (figure 4.100) présentent des multiples du fond de mer de faibles amplitudes sur la partie de plateau. Les sections avec le multiple atténué sont discontinues et localement occultées par les réflexions sismiques de la stratigraphie. **Les sections sismiques avec le multiple fond de mer atténué peuvent être interprétées comme une atténuation du multiple sans avoir pu le retirer complètement.** En revanche, la présence de multiples du fond de mer avec des amplitudes renforcées dans les sections croisant le système fluide actif actuel des émissions de méthane microbien en fond de mer, peut être interprétée de différentes façons.

Une première hypothèse, est la superposition du multiple avec des réflexions sismiques de la stratigraphie. Ce cas de figure n'est possible que sur la ligne ECORS-R7 (figure 4.97) car sur les lignes ECORS-R5 (figure 4.99) et R4 (figure 4.100), où les multiples sont observés, les réflexions sismiques liées à la stratigraphie ne se superposent pas aux multiples.

Une seconde hypothèse est la présence de gaz dans la pile sédimentaire, entre le fond de mer et le premier multiple inclus. La présence de gaz rendrait alors difficile la différenciation des multiples et réflexions sismiques dans les traitements anti multiples, empêchant alors la bonne correction des multiples et leur atténuation (*cf.* 3.3.6.4.3). De ce fait, le multiple n'est pas atténué de manière efficace et apparaît renforcé par rapport aux sections où le multiple est atténué. Cette interprétation est renforcée par le recoupement des sections présentant les multiples du fond de mer renforcés avec le système des émissions de méthane microbien en

surface (figure 4.104 à figure 4.106). **Ces indices, de réflexions chaotiques et présence de multiples du fond de mer renforcés, sont donc interprétés comme liés à la présence de gaz dans le sédiment. Cependant ces indices ne permettent pas de définir la profondeur maximale à laquelle peut être rencontrée du gaz mais l'hypothèse de la présence de gaz dans la pile sédimentaire entre le fond de mer et le premier multiple est celle retenue soit entre le fond de mer et 200 mbsf sous le plateau. Les indices atteignant plus de 200 m sous le fond de mer ne peuvent être interprétés comme des indices forts de la présence de gaz mais restent considérés comme des indices potentiels.**

4.4.4 Synthèse des indices fluides observés sur les données sismiques du projet SISMAGE

L'étude des lignes sismiques de la base de données SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE a permis de mettre en évidence différents types d'anomalies sismiques. Les hyperboles de diffraction et la turbidité acoustique associée à la présence d'un renforcement du 1er multiple fond de mer sont interprétées comme étant de potentiels témoins de la présence ou de l'activité de fluides.

La persistance du multiple du fond de mer sur les lignes ECORS malgré les différents traitements (cf. 3.3.7.2) a été observée en différents endroits de la marge sud aquitaine (figure 4.107) et parfois en lien avec une turbidité acoustique (cf. 4.4.3) et a été interprétée comme causées par la présence de gaz dans le sédiment (cf. 4.4.3.5). **De plus, comme les sections sur le plateau interprétées avec la présence de gaz dans le sédiment recoupent les zones de sorties de méthane en fond de mer, le gaz visible dans le sédiment sur les lignes ECORS est interprété comme étant le même méthane microbien que celui émis en fond de mer à l'actuel.** En effet, les sections sismiques ECORS sur lesquels est suspectée la présence de gaz dans le sédiment correspondent ; soit 1) à des zones du rebord de plateau où des sorties de méthane microbien ont été observées, soit 2) à des zones dans la pente continentale entre 4.5 et 9 km à l'ouest au-delà de la rupture de pente du plateau (figure 4.107) où du gaz est également suspecté dans la pile sédimentaire en deçà de 50 à 200 mbsf sur la base de la présence d'un masque acoustique identifié sur les données Sparker (cf. 4.4.4). L'interprétation de ces artéfacts ne permet pas de déterminer avec précision la profondeur des niveaux chargés en gaz mais confirme la présence de gaz entre le fond de mer et 200 mbsf sous le plateau.

L'extension des niveaux chargés en gaz est cohérente spatialement avec l'extension des sorties de gaz en fond de mer sur le plateau et donc avec l'extension du masque acoustique sur le plateau (figure 4.107). Dans la pente continentale, l'extension des niveaux

chargés en gaz sur les lignes ECORS retraitées est également cohérente avec celle du masque acoustique des lignes Sparker (figure 4.107). Sauf, sur une ligne où les niveaux chargés en gaz s'étendent jusqu'à 9 km plus à l'ouest du masque acoustique, à la latitude des puits IBIS-1 et 2, et se prolongent sous le système des pockmarks en fond de mer mais aucun masque acoustique n'atteste de la présence de gaz dans les deux premières centaines de mètres de sédiment sous le fond de mer. **Le gaz dans ce à l'ouest des puits IBIS-1 et 2 dans la pente continentale est ; soit 1) présent en concentration trop faible pour générer le masque acoustique, soit 2) situé à des niveaux plus profonds que la limite de pénétration du signal Sparker.**

Les hyperboles de diffraction, mises en évidence dans la zone du plateau continental Aquitain sur les lignes de sismique pétrolières du projet SISMAGE-PAMELA GAZCOGNE, sont restreintes spatialement et en profondeur à la zone où les séries plio-pléistocènes sont les plus épaisses (cf. 4.4.2). L'étude des lignes sismiques strike et dip a montré la présence de nombreuses incisions qui peuvent aussi être chargées en gaz libre et donc former des points diffractant (cf. 4.4.2). L'hypothèse de la présence de gaz seul est aussi considérée, mais si le gaz n'est pas restreint spatialement à des niveaux d'accumulation et que celui-ci est présent partout, ce gaz ne devrait pas former de points diffractant localisés. L'hypothèse des hyperboles de diffraction interprétées comme des carbonates authigènes est envisagée avec un niveau de confiance moyen sur l'ensemble de l'emprise du système des hyperboles de diffraction. **Cependant, en rebord de plateau (figure 4.107), compte tenu de la position des hyperboles à des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres sous le fond de mer et sous le système fluide, la présence de points diffractant liés à des carbonates authigènes est aussi probable que celle d'incisions comblées par des sédiments grossiers.** Aucune hyperbole n'est visible au niveau des offlap break des cliniformes situés à l'est du rebord de plateau actuel. Au regard de l'étude de Bellec (2003) sur la stratigraphie sismique des données de sismique Sparker ITSAS1, il est possible que le toit des précédents cliniformes ait été érodés lors des phases de régression marine et qu'ainsi aucun point diffractant ne s'étendent sur les offlap break des cliniformes. **Les hyperboles de diffraction à l'est du système fluide (figure 4.107) étant uniquement observées au niveau du dépôtcentre des séries plio-pleistocènes, là où les apports sédimentaires sont les plus importants et où des incisions sur les pentes des cliniformes peuvent être les plus importantes, l'hypothèse des incisions comblées par des remplissages plus grossiers avec possiblement des poches locales de gaz, est l'hypothèse la plus robuste.**

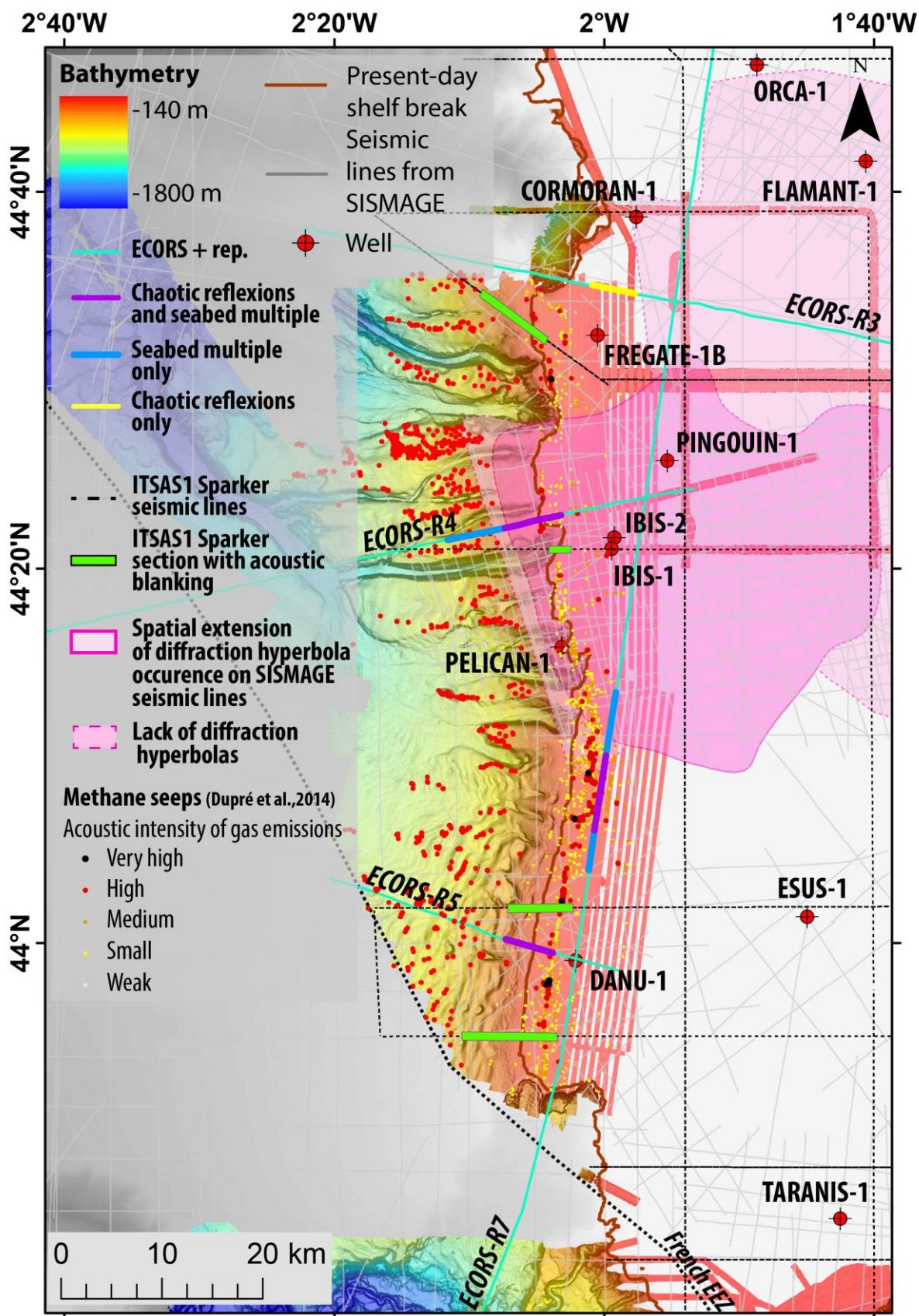


Figure 4.107: Carte de synthèse des indices fluides gazeux 1) des données de sismiques du projet SISMAGE : chaosme des réflexions sismiques et renforcement du 1^{er} multiple du fond de mer, hyperboles de diffraction et 2) des données sismiques Sparker ITSASI (1998) : le masque acoustiques (cf. 4.3.3) et 3) liés aux émissions de méthane en fond de mer (Dupré et al., 2014b).

4.5 Résultats des analyses géochimiques

4.5.1 Résultats de l'étude de la matière organique par analyse ROCK-EVAL 6

4.5.1.1 Puits DANU-1, FREGATE-1B et PELICAN-1

Des fragments de charbons ont été extraits manuellement dans les déblais du puits PELICAN-1 et ce, aux niveaux 1500, 1510, 1520 et 1540 m sous la table de rotation (*cf.* 3.4.5.3.1). Ces échantillons de charbon présentent des TOC de l'ordre de 35% et sont caractérisés par des valeurs de Tmax comprises entre 360°C et 404°C (tableau 4-3), il s'agit donc de charbons très immatures (lignites). La majorité des échantillons (80%) présente des TOC inférieurs à 0.5% (tableau 4-3) et les valeurs de Tmax sont comprises entre 300°C et 417°C. Cependant, le pic S2 étant particulièrement faible, ces valeurs sont difficilement interprétables (figure 4.108). Les figure 4.108 à figure 4.110 présentent les résultats détaillés des analyses ROCK-EVAL pour un échantillon de chacun des puits, DANU-1, FREGATE-1B et PELICAN-1. La totalité des résultats est présentée dans le tableau 4-3, mais les échantillons avec des pics S1 et S2 tous deux égaux à zéro ne peuvent être exploités et sont alors présentés en valeurs grisées et les paramètres calculés à partir de ces valeurs de pics ne sont pas indiqués dans le tableau 4-3. Sur la figure 4.110, l'échantillon de charbon (provenant d'un niveau situé à 1510 m de profondeur sous la table de rotation PELICAN-1) montre une très faible quantité d'hydrocarbure libre avec un pic S1 faible, tandis que le pic S2 est important. Les échantillons du puits FREGATE-1B présentaient des pics S1 relativement importants par rapport au pic S2 sans pour autant présenter des fortes teneurs en TOC (figure 4.109). Les déblais du puits FREGATE-1B n'étant pas déboursés, il est possible que la présence de la boue de forage (même si il s'agit d'une boue à eau d'après les rapports de forage) influe sur la mesure. Les indices d'oxygène (IO) des déblais des puits présentent une large gamme de valeur depuis 121 mgCO₂/gTOC jusqu'à plus de 700 mgCO₂/gTOC et les indices hydrogène (IH) entre 8 et 136 mgHC/gTOC (tableau 4-3). Les IO et IH des échantillons à faibles valeurs de TOC indiquent que le type de matière organique est de type III, c'est-à-dire d'origine continentale (Tissot and Welte, 1984; Dembicki Jr, 2009) (*cf.* 1.1.3).

4.5. Résultats des analyses géochimiques

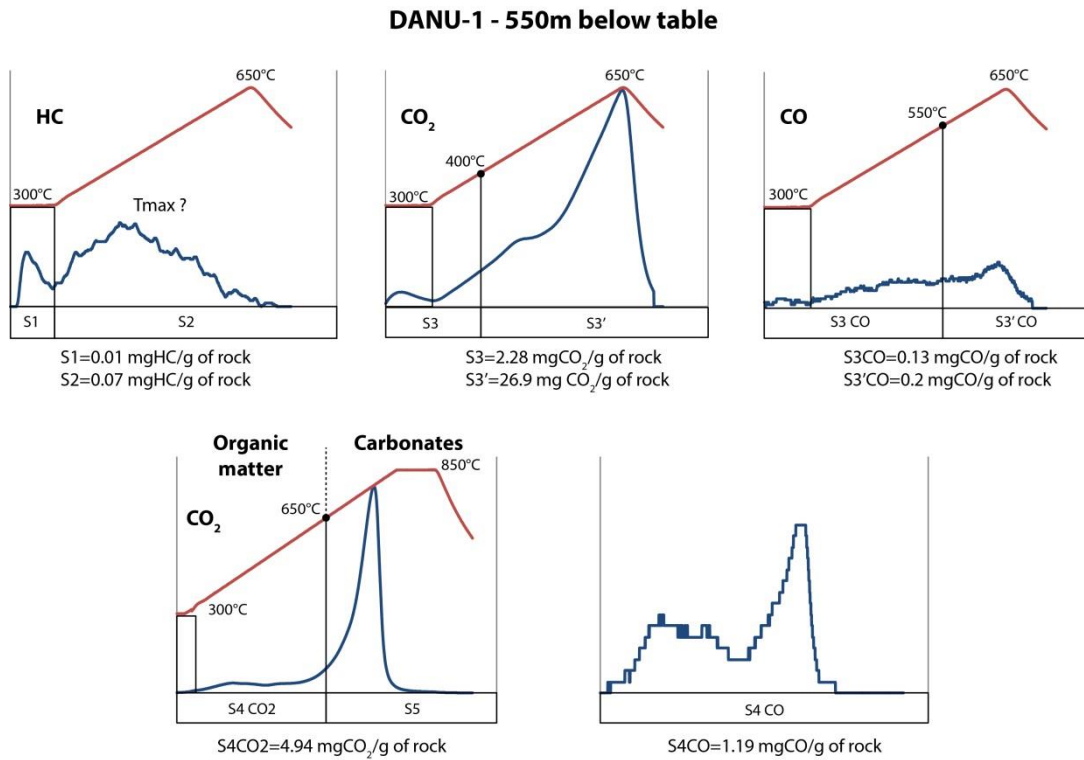


Figure 4.108: Courbes des pics S1 à S5 pour un échantillon du puits DANU-1 situé à une profondeur de 550 m sous le fond de mer.

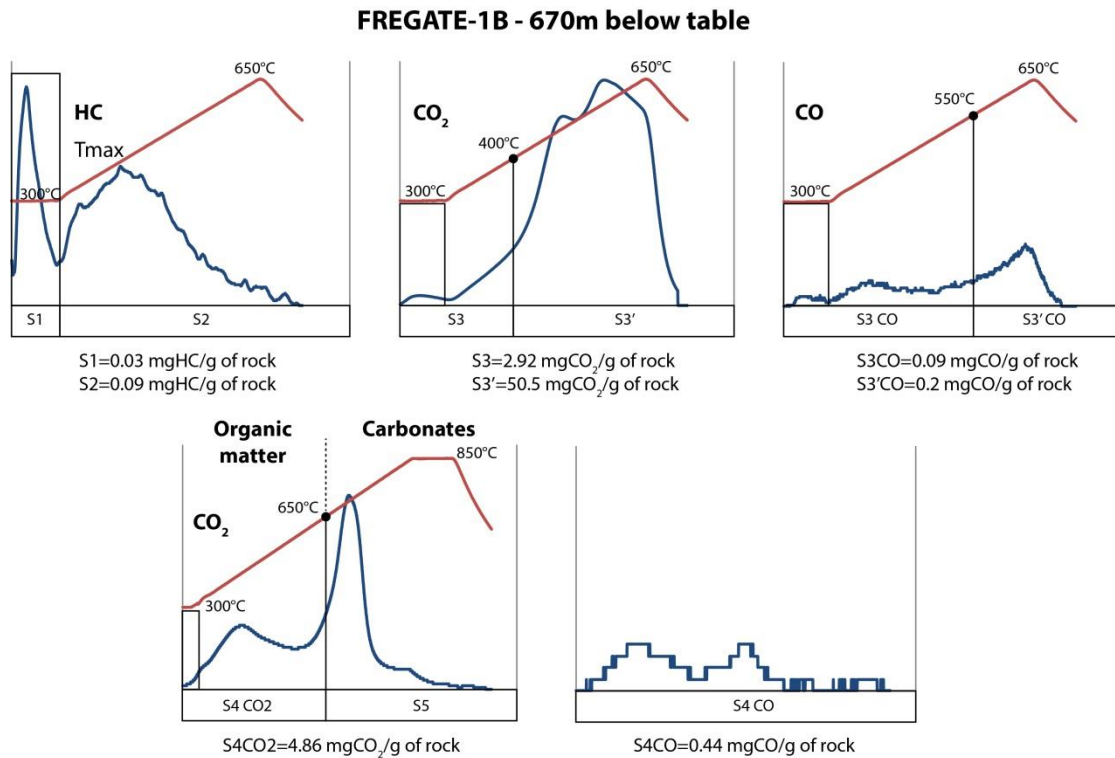


Figure 4.109: Courbes des pics S1 à S5 pour un échantillon du puits FREGATE-1B situé à une profondeur de 670 m sous le fond de mer.

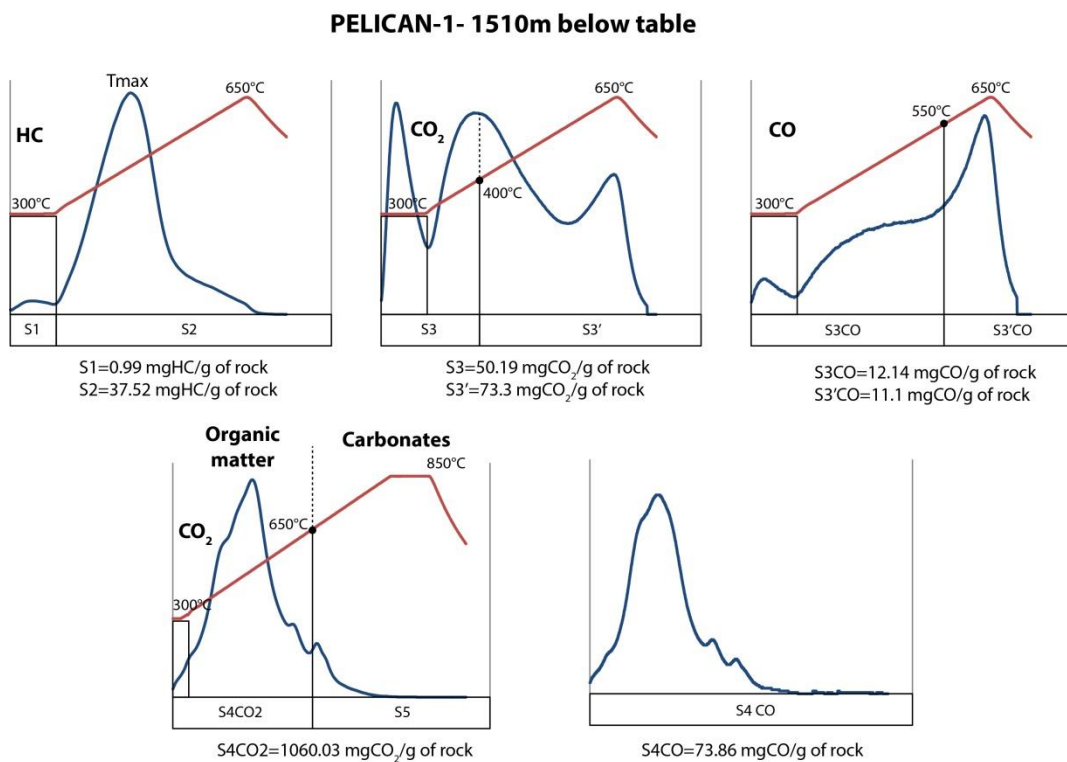


Figure 4.110: Courbes des pics S1 à S5 pour un échantillon du puits PELICAN-1 situé à une profondeur de 1510 m sous le fond de mer.

4.5. Résultats des analyses géochimiques

Job	Analysis	S1 (mgHc/g of rock)	S2 (mgHc/g of rock)	S3 (mgCO ₂ /g of rock)	S3' (mgCO ₂ /g of rock)	S3CO (mgCO/g of rock)	S3'CO (mgCO/g of rock)	S4CO2 (mgCO ₂ /g of rock)	S4CO (mgCO/g of rock)	Tmax (°C)	Tpks2 (%)	PC (%)	RC (%)	TOC (%)	pyroMINC (%)	oxiMINC (%)	MINC (%)	HI	OI	Qty (mg)
Déblais puits	d500	0.03	0.11	1.88	17.9	0.11	0.1	3.73	1.01	302	340	0.07	0.14	0.21	0.49	1.64	2.13	52	895	71.98
Déblais puits	d510	0.01	0.02	1.41	17	0.06	0.1	2.08	0.94	300	338	0.05	0.1	0.15	0.47	1.65	2.12	13	940	71.95
Déblais puits	d520	0.02	0.09	1.74	21.8	0.1	0.2	3.93	1.18	408	446	0.07	0.16	0.23	0.6	2.26	2.85	39	757	68.58
Déblais puits	d530	0	0	3.09	33.9	0.03	0.1	2.21	0.83											
Déblais puits	d540	0.01	0.04	1.77	21.9	0.08	0.1	3.97	1.17	374	412	0.06	0.16	0.22	0.6	1.75	2.35	18	805	71.22
Déblais puits	d550	0.01	0.07	2.28	26.9	0.13	0.2	4.94	1.19	380	418	0.08	0.18	0.26	0.74	1.67	2.4	27	877	71.45
Déblais puits	d560	0.02	0.13	1.9	26.2	0.15	0.1	5.03	1.28	408	446	0.07	0.19	0.26	0.72	1.76	2.47	50	731	70.21
Déblais puits	f670	0.03	0.09	2.92	50.5	0.09	0.2	4.86	0.44	373	411	0.1	0.15	0.25	1.38	0.26	1.64	36		71.65
Déblais puits	f680	0.03	0.12	2.93	48.7	0.09	0.2	5.33	0.21	373	411	0.1	0.16	0.26	1.33	0.16	1.49	46		71.46
Déblais puits	p1450	0.06	0.23	2.28	57	0.15	0.3	13.37	1.86	337	375	0.1	0.44	0.54	1.56	4.31	5.87	43	422	72.37
Déblais puits	p1460	0.05	0.23	2.22	54.1	0.11	0.4	8.14	1.19	373	411	0.1	0.27	0.37	1.48	2.22	3.7	62	600	70.62
Déblais puits	p1470	0.01	0.12	2.21	73	0.15	0.4	8.63	0.94	371	409	0.09	0.28	0.37	2	1.68	3.68	32	597	72.32
Déblais puits	p1480	0.04	0.25	2.22	77.9	0.31	0.3	8.77	0.79	338	376	0.1	0.27	0.37	2.13	1.32	3.45	68	600	71.43
Déblais puits	p1490	0.1	0.37	2.62	77	0.27	0.5	15.02	1.44	412	450	0.13	0.47	0.6	2.11	2.09	4.2	62	437	72.44
Déblais puits	p1500	0.04	0.38	2.33	45.7	0.33	0.2	29.42	3.74	410	448	0.12	0.96	1.08	1.25	2.67	3.92	35	216	72.61
Déblais puits	p1510	0.06	0.41	2.33	59.3	0.23	0.3	28.97	2.86	411	449	0.12	0.91	1.03	1.62	2.11	3.73	40	226	69.36
Déblais puits	p1520	0.05	0.45	2.7	69.9	0.28	0.4	22.78	2.21	419	457	0.14	0.71	0.85	1.91	2.01	3.92	53	318	72.83
Déblais puits	p1530	0.01	0.13	2.4	62.8	0.16	0.3	11.63	1.33	372	410	0.09	0.38	0.47	1.72	2.13	3.84	28	511	68.79
Déblais puits	p1540	0.02	0.14	3.24	75	0.18	0.3	6.28	1.01	407	445	0.12	0.21	0.33	2.05	2.32	4.37	42	982	73.41
Déblais puits	p1550	0.03	0.23	2.25	68.2	0.21	0.3	7.88	1.35	363	401	0.1	0.27	0.37	1.87	3.49	5.36	62	608	72.66
Déblais puits	p1850	0	0	1.17	42.6	0.03	0.1	0.06	1.03											
Déblais puits	p1860	0	0	1.31	39.7	0.07	0.1	0.03	1.06											
Déblais puits	p1880	0	0	1.31	43.3	0.08	0.1	0.05	1.13											
Déblais puits	p2100	0.01	0.06	0.98	23.6	0.15	0.2	5.66	1.06	423	461	0.04	0.2	0.24	0.65	8.48	9.13	25	408	68.04
Déblais puits	p2110	0	0.02	0.49	10.1	0.09	0.2	2.2	1	337	375	0.02	0.1	0.12	0.28	8.83	9.11	17	408	68.89
Déblais puits	p2120	0.01	0.04	0.53	12.4	0.13	0.1	3.39	0.85	417	455	0.03	0.13	0.16	0.34	8.13	8.47	25	331	69.33
Déblais puits	p2130	0.01	0.04	0.52	12.9	0.13	0.1	3.97	0.85	414	452	0.03	0.15	0.18	0.35	7.93	8.29	22	289	68.79
Déblais puits	p2140	0.01	0.04	0.7	18.7	0.12	0.1	7.67	1.14	409	447	0.03	0.26	0.29	0.51	7.66	8.18	14	241	70.48
Déblais puits	p2150	0	0.03	0.55	20.6	0.08	0.1	11.74	1.02	407	445	0.02	0.36	0.38	0.56	8.15	8.71	8	145	69.9
Déblais puits	p2170	0.01	0.04	0.48	13.7	0.09	0.1	4.48	0.83	410	448	0.02	0.16	0.18	0.38	8.55	8.92	22	267	68.42
Déblais puits	p2180	0.02	0.18	1.72	33.3	0.25	0.2	13.15	1.78	423	461	0.08	0.44	0.52	0.91	5.51	6.42	35	331	72.72
Déblais puits	p2190	0.02	0.18	1.11	18	0.24	0.2	12.26	1.67	366	404	0.06	0.4	0.46	0.5	8.08	8.58	39	241	71.49
Déblais puits	p2200	0	0.04	0.47	11.1	0.1	0.1	4.39	0.97	417	455	0.02	0.16	0.18	0.3	8.4	8.7	22	261	72.71
Déblais puits	p2210	0.01	0.05	0.67	16.6	0.1	0.2	4.45	0.86	408	446	0.03	0.16	0.19	0.46	8.2	8.65	26	353	69.24
Déblais puits	p2220	0.01	0.04	0.34	12.9	0.09	0.1	2.54	0.81	413	451	0.02	0.1	0.12	0.35	7.89	8.24	33	283	72.52
Déblais puits	p2230	0.01	0.02	0.27	10	0.08	0.1	1.96	0.81	412	450	0.02	0.09	0.11	0.27	6.38	6.65	18	245	72.13
Déblais puits	p2240	0.02	0.09	1.16	27.7	0.14	0.3	7.44	1.28	413	451	0.05	0.25	0.3	0.76	5.22	5.98	30	387	70.57
Déblais puits	p1500c	2.39	48.23	42.78	44	13.94	10	916.47	100.77	360	398	6.18	29.31	35.49	1.41	0.19	1.6	136	121	10.31
Déblais puits	p1510c	0.99	37.52	50.19	73.3	12.14	11.1	1060.03	73.86	404	442	5.32	32.08	37.4	2.24	0.01	2.25	100	134	10.25
Déblais puits	p1520c	1.54	53.11	50.69	64.3	12.54	10.8	952.45	69.62	398	436	6.69	28.96	35.65	1.99	0.32	2.31	149	142	10.59
Déblais puits	p1540c	1.01	45.5	51.46	74.6	15.95	13.6	1049.17	94.37	404	442	6.24	32.65	38.89	2.33	0.01	2.34	117	132	9.21

Tableau 4-3: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les déblais des puits DANU-1 (d), FREGATE-1B (f) et PELICAN-1(p). Les côtes des déblais analysés sont présentées dans la colonne Analysis avec le préfixe correspondant au nom de puits. Le suffixe « c » indique les échantillons de charbons.

4.5.1.2 Echantillons de « surface » GAZCOGNE 1

Les 57 échantillons prélevés dans les bennes et carottes lors de la campagne océanographique GAZCOGNE1 ont également été analysés au ROCK-EVAL6 par l'IFPEN. Les échantillons ont été sélectionnés à différentes profondeurs dans les bennes et carottes (cf. tableau 4-4 et tableau 4-5). L'ensemble des échantillons présentent des TOC faibles (83% des échantillons possèdent des TOC de 0.17% en moyenne et avec un TOC maximum de 0.31%). De plus, l'ensemble des échantillons présente des pics S1 nuls (sauf un échantillon avec S1=0.01). Compte tenu de ces résultats, les échantillons présentent de faibles teneurs en matière organique immature. La gamme de valeurs des IO de ces échantillons s'étend de 294 à plus de 700 mgCO₂/gTOC et les IH varient de 79 à 165 mgHC/gTOC (tableau 4-4 et tableau 4-5). Ces indices indiquent que la matière organique des échantillons de surface GAZCOGNE1 est de type III avec différents stades d'oxydation de la matière organique (Tissot and Welte, 1984; Dembicki Jr, 2009) (cf. 1.1.3).

4.5. Résultats des analyses géochimiques

Job	Analysis	S1	S2	S3	S3'	S3CO	S3'CO	S4CO2	S4CO	Tmax	TpkS2	PC	RC	TOC	pyroMINC	oxiMINC	MINC	HI	OI	Qty
GAZCOGNE	bh15b,r00	0.00	0.12	0.41		0.03		2.23	0.48	419		0.02	0.08	0.10	0.28	1.29	1.57	120	410	
GAZCOGNE	bh22a,r00	0.00	0.26	0.72		0.06		4.41	0.57	410		0.05	0.14	0.19	0.38	1.20	1.58	137	379	
GAZCOGNE	bh22b,r00	0.00	0.24	0.67		0.08		4.06	0.57	407		0.04	0.13	0.17	0.38	1.16	1.54	141	394	
GAZCOGNE	bh23a,r00	0.00	0.34	0.89		0.12		6.22	0.66	410		0.06	0.20	0.26	0.42	1.45	1.87	131	342	
GAZCOGNE	bh23b,r00	0.00	0.36	0.76		0.11		5.83	0.72	409		0.06	0.19	0.25	0.39	1.46	1.85	144	304	
GAZCOGNE	bh24a,r00	0.00	0.23	0.77		0.06		3.81	0.61	402		0.04	0.13	0.17	0.42	1.61	2.03	135	453	
GAZCOGNE	bh24b,r00	0.00	0.22	0.80		0.05		3.71	0.60	403		0.04	0.13	0.17	0.42	1.34	1.76	129	471	
GAZCOGNE	bu01_1-2,r00	0.00	0.20	0.68		0.07		3.29	0.52	409		0.04	0.11	0.15	0.34	1.59	1.93	133	453	
GAZCOGNE	bu01_10-11,r00	0.00	0.18	0.61		0.05		3.24	0.50	404		0.04	0.11	0.15	0.32	1.24	1.56	120	407	
GAZCOGNE	bu01_15-16,r00	0.00	0.24	0.66		0.07		4.34	0.51	403		0.04	0.14	0.18	0.32	1.28	1.61	133	367	
GAZCOGNE	bu01_20-21,r00	0.00	0.19	0.59		0.04		3.29	0.47	409		0.04	0.11	0.15	0.31	1.26	1.57	127	393	
GAZCOGNE	bu01_25-26,r00	0.00	0.21	0.61		0.06		2.94	0.50	394		0.04	0.10	0.14	0.33	1.29	1.61	150	436	
GAZCOGNE	bu01_5-6,r00	0.00	0.16	0.59		0.06		2.66	0.46	404		0.03	0.09	0.12	0.32	1.36	1.68	133	492	
GAZCOGNE	bu02_1-2,r00	0.00	0.20	0.78		0.07		3.75	0.50	405		0.04	0.12	0.16	0.34	1.26	1.60	125	488	
GAZCOGNE	bu02_10-11,r00	0.00	0.23	0.70		0.08		4.17	0.56	404		0.04	0.13	0.17	0.31	1.21	1.52	135	412	
GAZCOGNE	bu02_15-16,r00	0.00	0.18	0.60		0.05		3.45	0.60	408		0.03	0.12	0.15	0.28	1.26	1.54	120	400	
GAZCOGNE	bu02_20-21,r00	0.00	0.16	0.81		0.03		2.65	0.07	403		0.04	0.07	0.11	0.32	1.29	1.61	145	736	
GAZCOGNE	bu02_20-21a,r00	0.00	0.14	0.54		0.04		2.61	0.50	406		0.03	0.09	0.12	0.29	1.31	1.61	117	450	
GAZCOGNE	bu02_25-26,r00	0.00	0.13	0.63		0.04		2.33	0.40	403		0.03	0.08	0.11	0.29	1.20	1.49	118	573	
GAZCOGNE	bu02_30-31,r00	0.00	0.15	0.67		0.05		2.47	0.46	403		0.03	0.09	0.12	0.35	1.29	1.65	125	558	
GAZCOGNE	bu02_5-6,r00	0.00	0.21	0.70		0.05		3.70	0.53	406		0.04	0.12	0.16	0.32	1.20	1.52	131	438	
GAZCOGNE	bu08_1-2,r00	0.00	0.25	0.70		0.03		3.70	0.56	408		0.04	0.12	0.16	0.32	1.40	1.72	156	438	
GAZCOGNE	bu08_10-11,r00	0.00	0.20	0.88		0.05		3.24	0.11	406		0.04	0.09	0.13	0.35	1.39	1.74	154	677	
GAZCOGNE	bu08_10-11a,r00	0.00	0.21	0.69		0.04		3.45	0.50	399		0.04	0.11	0.15	0.34	1.43	1.77	140	460	
GAZCOGNE	bu08_5-6,r00	0.00	0.25	0.69		0.07		4.16	0.64	417		0.04	0.14	0.18	0.31	1.44	1.75	139	383	
GAZCOGNE	bu09_1-2,r00	0.00	0.21	0.70		0.08		3.37	0.46	412		0.05	0.11	0.16	0.34	1.01	1.35	131	438	
GAZCOGNE	bu09_10-11,r00	0.00	0.19	0.56		0.07		3.98	0.53	413		0.04	0.13	0.17	0.27	1.15	1.41	112	329	
GAZCOGNE	bu09_15-16,r00	0.00	0.17	0.66		0.06		3.09	0.48	409		0.03	0.10	0.13	0.28	1.16	1.44	131	508	
GAZCOGNE	bu09_20-21,r00	0.00	0.18	0.65		0.05		3.00	0.47	418		0.04	0.10	0.14	0.37	1.11	1.48	129	464	
GAZCOGNE	bu11_1-2,r00	0.00	0.18	0.48		0.06		3.35	0.47	403		0.03	0.11	0.14	0.23	1.10	1.34	129	343	
GAZCOGNE	bu11_10-11,r00	0.01	0.28	0.87		0.08		3.69	0.16	388		0.06	0.11	0.17	0.33	1.15	1.48	165	512	
GAZCOGNE	bu11_10-11a,r00	0.00	0.19	0.66		0.05		3.52	0.51	407		0.04	0.12	0.16	0.30	1.18	1.48	119	412	
GAZCOGNE	bu11_15-16,r00	0.00	0.18	0.54		0.06		3.06	0.47	409		0.03	0.10	0.13	0.26	1.23	1.49	138	415	
GAZCOGNE	bu11_20-21,r00	0.00	0.15	0.52		0.03		2.58	0.49	404		0.03	0.09	0.12	0.29	1.30	1.59	125	433	
GAZCOGNE	bu11_24-25,r00	0.00	0.11	0.58		0.03		2.17	0.40	409		0.03	0.08	0.11	0.33	1.24	1.57	100	527	
GAZCOGNE	bu11_5-6,r00	0.00	0.22	0.69		0.06		3.35	0.13	404		0.04	0.10	0.14	0.26	1.06	1.31	157	493	
GAZCOGNE	bu11_5-6a,r00	0.00	0.21	0.67		0.08		3.76	0.44	409		0.04	0.12	0.16	0.29	1.19	1.48	131	419	

Tableau 4-4: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les échantillons de surface prélevés au cours de la campagne GAZCOGNE 1 (partie 1).

Job	Analysis	S1	S2	S3	S3'	S3CO	S3'CO	S4CO2	S4CO	Tmax	Tpk52	PC	RC	TOC	pyroMINC	oxiMINC	MINC	HI	OI	Qty
GAZCOGNE	bu12_1-2,r00	0.00	0.23	0.71		0.04		4.00	0.24	409		0.04	0.12	0.16	0.25	0.77	1.03	144	444	
GAZCOGNE	bu12_1-2a,r00	0.00	0.18	0.47		0.04		3.96	0.45	415		0.03	0.13	0.16	0.23	0.74	0.97	112	294	
GAZCOGNE	bu12_10-11,r00	0.00	0.14	0.49		0.03		3.05	0.42	409		0.03	0.10	0.13	0.22	0.73	0.94	108	377	
GAZCOGNE	bu12_15-16,r00	0.00	0.13	0.46		0.03		2.93	0.40	409		0.02	0.10	0.12	0.23	0.74	0.98	108	383	
GAZCOGNE	bu12_20-21,r00	0.00	0.15	0.49		0.04		3.25	0.37	409		0.03	0.11	0.14	0.26	0.71	0.96	107	350	
GAZCOGNE	bu12_5-6,r00	0.00	0.18	0.48		0.05		4.01	0.46	417		0.03	0.13	0.16	0.23	0.71	0.94	112	300	
GAZCOGNE	bu13_1-2,r00	0.00	0.14	0.57		0.04		3.52	0.48	406		0.03	0.12	0.15	0.26	1.06	1.32	93	380	
GAZCOGNE	bu13_10-11,r00	0.00	0.16	0.62		0.05		3.83	0.58	418		0.03	0.12	0.15	0.27	1.18	1.45	107	413	
GAZCOGNE	bu13_15-16,r00	0.00	0.19	0.78		0.07		4.26	0.57	407		0.04	0.14	0.18	0.34	1.25	1.58	106	433	
GAZCOGNE	bu13_20-21,r00	0.00	0.16	0.94		0.09		2.75	0.13	406		0.05	0.09	0.14	0.32	1.21	1.53	114	671	
GAZCOGNE	bu13_20-21a,r00	0.00	0.12	0.66		0.05		2.69	0.39	417		0.03	0.09	0.12	0.30	1.23	1.53	100	550	
GAZCOGNE	bu13_5-6,r00	0.00	0.11	0.56		0.03		3.13	0.48	418		0.03	0.11	0.14	0.26	1.11	1.37	79	400	
GAZCOGNE	bu14_1-2,r00	0.00	0.33	1.15		0.12		7.29	0.94	416		0.07	0.24	0.31	0.48	2.25	2.73	106	371	
GAZCOGNE	bu14_10-11,r00	0.00	0.24	1.11		0.09		6.25	0.92	417		0.05	0.21	0.26	0.50	2.09	2.59	92	427	
GAZCOGNE	bu14_15-16,r00	0.00	0.26	1.38		0.12		6.99	0.98	417		0.06	0.23	0.29	0.59	2.06	2.66	90	476	
GAZCOGNE	bu14_20-21,r00	0.00	0.25	1.39		0.12		6.26	1.06	417		0.06	0.22	0.28	0.61	2.04	2.65	89	496	
GAZCOGNE	bu14_25-26,r00	0.00	0.24	1.45		0.10		6.71	0.92	420		0.06	0.22	0.28	0.66	1.92	2.58	86	518	
GAZCOGNE	bu14_30-31,r00	0.00	0.22	1.49		0.09		5.28	0.51	412		0.07	0.16	0.23	0.65	1.90	2.55	96	648	
GAZCOGNE	bu14_30-31a,r00	0.00	0.22	1.47		0.11		5.76	0.96	417		0.06	0.20	0.26	0.63	1.90	2.53	85	565	
GAZCOGNE	bu14_5-6,r00	0.00	0.31	1.16		0.10		7.01	0.90	416		0.06	0.23	0.29	0.48	2.67	3.16	107	400	

Tableau 4-5: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les échantillons de surface prélevés au cours de la campagne GAZCOGNE 1 (partie 2).

4.5.1.3 Carottes en pied de pente continentale, échantillons de la campagne GITAN

Des carottes d'une longueur de 28 m ont été prélevées au cours de l'été 2015 lors de la campagne océanographique GITAN (*cf.* 3.4.2.3). Ces carottes, prélevées à une profondeur de 1500 m environ, ont révélé différents indices qui pourraient indiquer la présence de gaz : aspect mousseux du sédiment et surpression dans les carottes (*cf.* 3.4.2.3). A la suite de ces observations, nous avons sélectionnés des échantillons pour réaliser des analyses ROCK-EVAL6. Parmi les 8 échantillons analysés, 50% présentent des TOC supérieurs à 0.2% avec une moyenne à 0.18% et un maximum à 0.23% (tableau 4-6). Les pics de S1 des 8 échantillons sont tous égaux à zéro et les pics S2 sont faibles. Les échantillons présentent une matière organique immature et sont exempt d'hydrocarbures. Les IO varient de 574 à plus de 700 mgCO₂/gTOC et les IH varient de 69 à 86 mgHC/gTOC (tableau 4-6) et montrent que la matière organique est une matière organique de type III fortement oxydée (Tissot and Welte, 1984; Dembicki Jr, 2009) (*cf.* 1.1.3).

Job	Analysis	S1	S2	S3	S3'	S3CO	S3'CO	S4CO2	S4CO	Tmax	TpkS2	PC	RC	TOC	pyroMINC	oxiMINC	MINC	HI	OI	Qty
GITAN	CS06-866cm	0.00	0.08	0.80		0.07				406		0.03	0.07	0.10	0.41	1.53	1.94	80	800	101.19
GITAN	CS06-876cm	0.00	0.11	1.18		0.08				426		0.05	0.11	0.16	0.43	1.70	2.13	69	738	100.91
GITAN	CS06-886cm	0.00	0.10	0.96		0.09				412		0.04	0.09	0.13	0.44	1.50	1.94	77	738	99.37
GITAN	CS06-896cm	0.00	0.12	1.13		0.11				356		0.05	0.10	0.15	0.44	1.49	1.93	80	753	100.90
GITAN	CS07-657cm	0.00	0.16	1.47		0.14				406		0.06	0.14	0.20	0.59	1.61	2.20	80	735	100.74
GITAN	CS07-667cm	0.00	0.19	1.32		0.10				426		0.06	0.17	0.23	0.55	1.58	2.13	83	574	101.35
GITAN	CS07-677cm	0.00	0.18	1.33		0.11				412		0.06	0.15	0.21	0.53	1.61	2.13	86	633	100.26
GITAN	CS07-687cm	0.00	0.19	1.70		0.16				356		0.07	0.15	0.22	0.65	1.53	2.18	86	773	102.01

Tableau 4-6: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les échantillons carottes GITAN CS06 et CS07.

4.5.1.4 Synthèse des résultats des analyses ROCK-EVAL 6

L'ensemble des échantillons étudiés (déblais de puits, échantillons de surface « GAZCOGNE1 » et les échantillons prélevés dans les carottes « GITAN »), présente des valeurs de TOC inférieure à 1% sauf pour les charbons mis en évidence uniquement dans le puits PELICAN-1 (déblais de puits) entre 1490 et 1540 m de profondeur sous la table de rotation, soit entre 1270 et 1320 m de profondeur sous le fond de mer. Malgré les faibles valeurs de TOC, celles-ci sont suffisantes pour être dégradées lors des processus de méthanogenèse (Clayton and others, 1992) (*cf.* 1.1.3).

Les indices d'oxygène (IO) et hydrogène (IH) des différents échantillons sont replacés dans un diagramme de type Van Krevelen (1950) (figure 4.111). Compte tenu des faibles valeurs de TOC, les IO et IH doivent toutefois être considérés avec précautions. La figure 4.111 montre clairement que la matière organique des échantillons se situe dans le domaine des matières organiques de type III, soit une matière organique d'origine continentale (figure 4.111) qui est plus susceptible de générer du gaz que de l'huile. (Van Krevelen, 1950; Tissot and Welte, 1984; Dembicki Jr, 2009) (*cf.* 1.1.3). Cette matière organique présente suivant les échantillons différents stades d'oxydation, depuis des charbons très peu oxydés vers une matière organique très oxydée, notamment pour les sédiments superficiels GAZCOGNE et GITAN mais également pour les échantillons des séries du Miocène (figure 4.111). Du fait de l'état d'oxydation de la matière organique dans certains échantillons, il est également possible que des échantillons ayant une signature de type III (dans la figure 4.111) correspondent en réalité à une matière organique marine (type II) qui aurait été oxydée. Ce décalage de la signature d'une matière organique de type II vers une signature de type III, a par exemple été mis en évidence par Bouloubassi et al. (1999). Ce point doit être considéré, mais comme les IH de tous les échantillons de l'étude sont strictement inférieurs à 200 mgHC/gTOC, cette hypothèse reste peu probable.

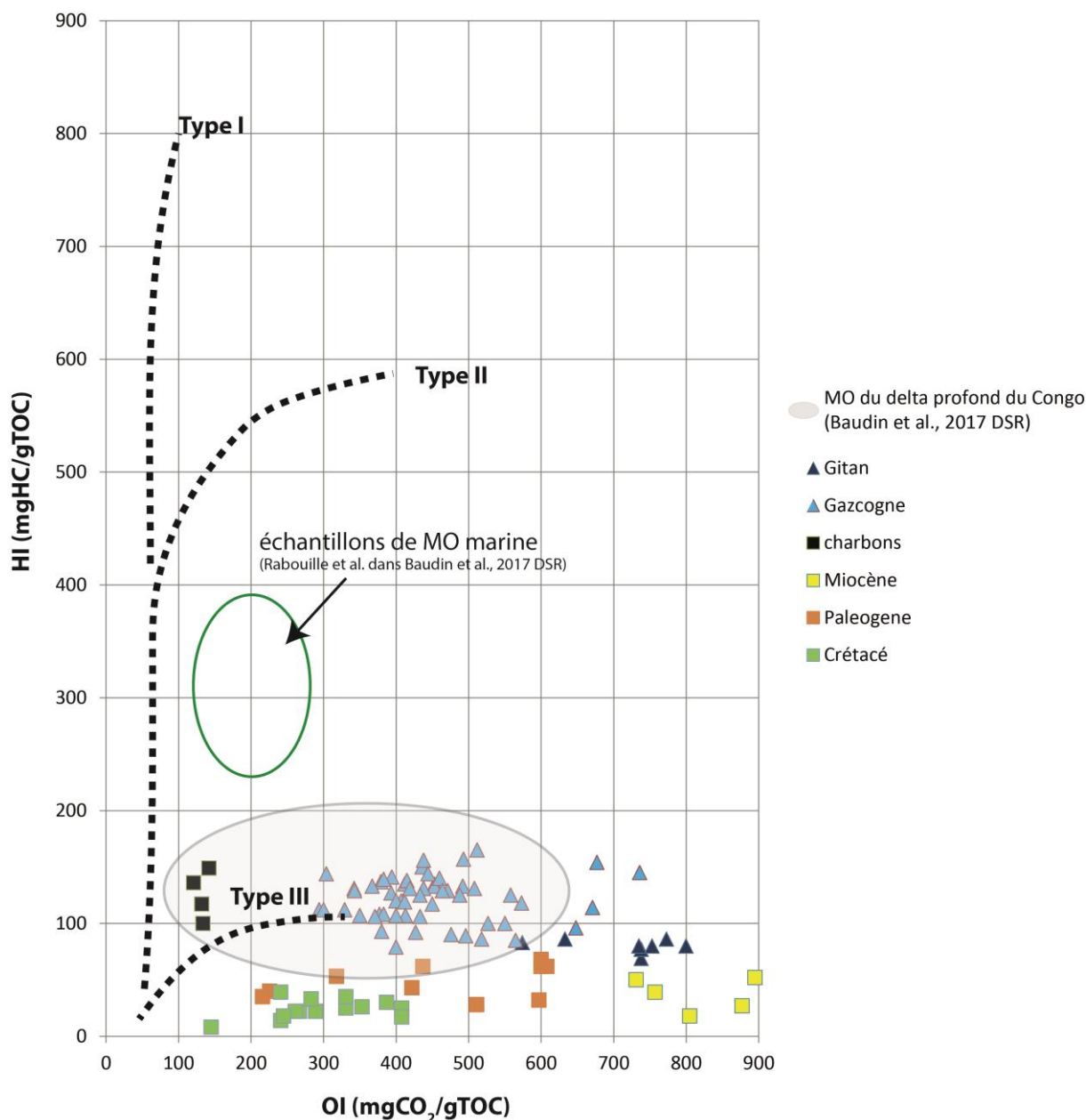


Figure 4.111: Graphique de type Van Krevelen (1950), avec présentation des indices d'oxygène et d'hydrogène des échantillons des déblais de puits en fonction de l'âge des formations, Mio-Pliocène, Paléogène et Crétacé, des charbons, des échantillons de surface GAZCOGNEI et des échantillons des carottes GITAN en pied de pente la continentale. Les échantillons de l'étude de Baudin et al. (2017) sur la matière organique des sédiments des lobes distaux de l'éventail profond du Congo sont également présentés pour comparaison.

4.5.2 Résultats de l'analyse des gaz prélevés dans les carottes GITAN

A la remontée des carottes GITAN, des prélèvements à la seringue ont été effectués après avoir percé les gaines en plastique (cf. 3.4.2.3). Les gaz échantillonnés ont été envoyés à l'IFPEN pour être analysés. Deux prélèvements de la carotte GIT-CS06 en section 9 et section 22 ont été analysés pour leur composition en gaz et l'isotopie de ces derniers (cf. 3.4.2.3). Un échantillon de la carotte GIT-CS07 (cf. 3.4.2.3) a été analysé pour sa composition en gaz. Les échantillons GIT-CS06 section 9 et GIT-CS07 présentent seulement des contenus en air mais

4.5. Résultats des analyses géochimiques

aucun hydrocarbure. Pour l'échantillon GIT-CS06 section 22 (cf. 3.4.2.3), la majorité des gaz prélevés correspondent à ceux présents dans l'air (hélium, dioxygène, diazote et dioxyde de carbone) mais une fraction (0.74%) correspond à du méthane (cf. annexe 9.3 pour les résultats complets). Compte tenu des proportions, l'isotopie du méthane est à prendre avec précaution. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de -47.9‰ ne permettent pas de discriminer l'origine du gaz car cette valeur est intermédiaire entre les domaines microbien et thermogénique (Whiticar, 1999). La composition moléculaire et isotopique du gaz échantillonné dans les carottes GITAN est différente de celle du gaz microbien émis en fond de mer en rebord du plateau aquitain.

4.5.3 Analyse des gaz inclus dans la porosité des déblais de puits

Les analyses de crushing (cf. 3.5.1) ont été réalisées en interne chez TOTAL à Pau et ont été conduites par Dominique Duclerc. Ces analyses concernent les déblais des puits PELICAN-1, DANU-1 et FREGATE-1B.

Les résultats (tableau 4-7) ont mis en évidence la seule présence de méthane et ce à des teneurs extrêmement faibles. Aucun élément plus lourd que le méthane n'a été mesuré dans les échantillons. Le seuil de détection étant de quelques ppm, les éléments lourds sont soit absents des échantillons soit présents en très faibles teneurs.

Puits	cote m	nature	Prise essai roche G	ppm molaire mesuré dans le volume libre du bol						
				CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂
PELICAN	840	DND	12	60	<	<	<	<	<	<
PELICAN	860	DND	12	63	<	<	<	<	<	<
PELICAN	1040	DND	12.8	80	<	<	<	<	<	<
PELICAN	1050	DND	12.4	58	<	<	<	<	<	<
PELICAN	1200	DND	12.3	57	<	<	<	<	<	<
PELICAN	1490	DND	14.4	36	<	<	<	<	<	<
DANU	370	DND	13.3	17	<	<	<	<	<	<
DANU	420	DND	12.3	<	<	<	<	<	<	<
DANU	500	DND	14	51	<	<	<	<	<	<
DANU	510	DND	14	53	<	<	<	<	<	<
DANU	540	DND	12	106	<	<	<	<	<	<
DANU	570	DND	12	85	<	<	<	<	<	<
FREGATE	570	DND	13	34	<	<	<	<	<	<
FREGATE	600	DND	13	40	<	<	<	<	<	<
FREGATE	730	DND	13	27	<	<	<	<	<	<
FREGATE	780	DND	14	27	<	<	<	<	<	<
FREGATE	830	DND	14	35	<	<	<	<	<	<
FREGATE	860	DND	14	39	<	<	<	<	<	<
BLANC		SABLE	12	14	<	<	<	<	<	<
CONTRÔLE		SABLE	12	2956	122	63	<	<	<	<
REFERENCE				3096	157	103	10	10	10	11

Tableau 4-7: Résultats des analyses de crushing conduites à TOTAL par Dominique Duclerc.

4.5.4 Résultats des analyses des inclusions fluides des déblais de puits

Les lithologies indiqués dans la légende (figure 4.112) et présentées sur les planches de résultats (figure 4.113 à figure 4.116) des analyses FIS (*cf.* 3.5.2) sont issues des rapports de puits. De plus, les indices d'hydrocarbures (*cf.* 3.4.5.3.1) indiqués dans les rapports finaux de sondages sont présentés sur les planches de résultats FIS (figure 4.113 à figure 4.116). Toutes les profondeurs indiquées correspondent aux profondeurs mesurées aux puits (*cf.* 3.4.5).

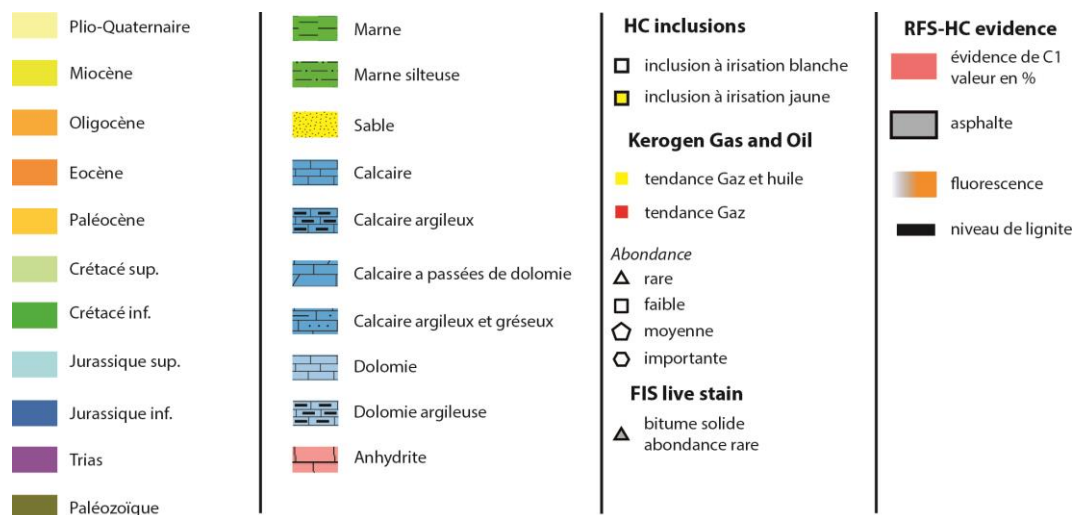


Figure 4.112: Légende des planches de résultats des analyses FIS présentées en figure 4.113, figure 4.114, figure 4.115 et figure 4.116.

4.5.4.1 Puits DANU-1

Hormis entre 580 et 950 m de profondeur, les déblais du puits DANU-1 présentent des abondances extrêmement faibles pour tous les composants. Entre 580 et 970 de profondeur, dans une formation calcaire mais on note des teneurs légèrement plus élevées que la moyenne pour le CO₂, et, pour l'éthane et nulles pour le méthane. Les valeurs pour le CO₂ et l'éthane restent cependant faibles. Les teneurs en paraffines sont faibles mais relativement constantes sur l'ensemble des déblais du puits. Trois pics anormaux ont été mis en évidence à 580, 960 et 1180 m de profondeur sous la table de rotation. Le pic à 580 m, dans une marne plastique, présente seulement une teneur anormale en éthane. Le pic à 960 m, dans les marnes et au niveau de dépôts d'halite, présente des valeurs largement supérieures à la moyenne (saturation des échelles), pour le méthane, l'éthane, le CO₂, l'acétate et le CS₂ (composé soufré). Le pic à 1180 m, dans une marne à passées sableuses, montre une teneur anormale en méthane (saturation de l'échelle) mais aucune anomalie d'abondance sur un autre log. Le rapport d'hydrocarbures liquides par rapport au méthane n'est pas considéré comme fiable compte tenu des faibles quantités d'hydrocarbures, même si celui-ci montre une légère augmentation

4.5. Résultats des analyses géochimiques

des paraffines dans le calcaire. Les éléments solubles, benzène, acide acétique et toluène montrent des teneurs plus importantes dans les niveaux calcaires. Deux inclusions fluides ont été observées à 570 et 1180 m de profondeur. Ces inclusions fluides présentent une fluorescence blanche qui est associée à la présence de gaz. Une fluorescence jaune du kérogène a été mise en évidence à 960 m de profondeur et a été reliée à la présence d'huile et de gaz.

Compte tenu de ces résultats le fond gazeux de méthane dans les séries d'âge pliocène est extrêmement faible, potentiellement du fait de la lithologie qui ne facilite pas la formation d'inclusions fluides. Le pic d'éthane à la base de cette formation est associé à l'observation d'une inclusion fluide mais pas à d'autres pics donc son explication reste difficile. Le rapport FIS (Fluid Inclusion Technologies, 2016a) invoque, pour expliquer ce pic, la diffusion d'hydrocarbures provenant d'un réservoir à proximité. Dans la série calcaire d'âge éocène à crétacé supérieur, les résultats tendent à montrer l'accumulation passée d'hydrocarbures liquides et potentiellement dégradés (présence d'éléments soufrés et CO₂). Des teneurs faibles en hydrocarbures sont observées entre 690 m et le fond de puits, dans la formation marneuse à passées sableuses et niveaux d'halites à 690 m environ. Le pic à 960 m de profondeur, associé à une inclusion d'huile et gaz indique la présence d'hydrocarbures liquides dégradés et la présence d'acide acétique indique la présence potentielle d'inclusions fluides aqueuses chargées en gaz dissous. Le pic à 1180 m de profondeur est uniquement caractérisé par la présence plus importante de méthane, confirmé par la fluorescence de l'inclusion fluide indiquant une nature gazeuse.

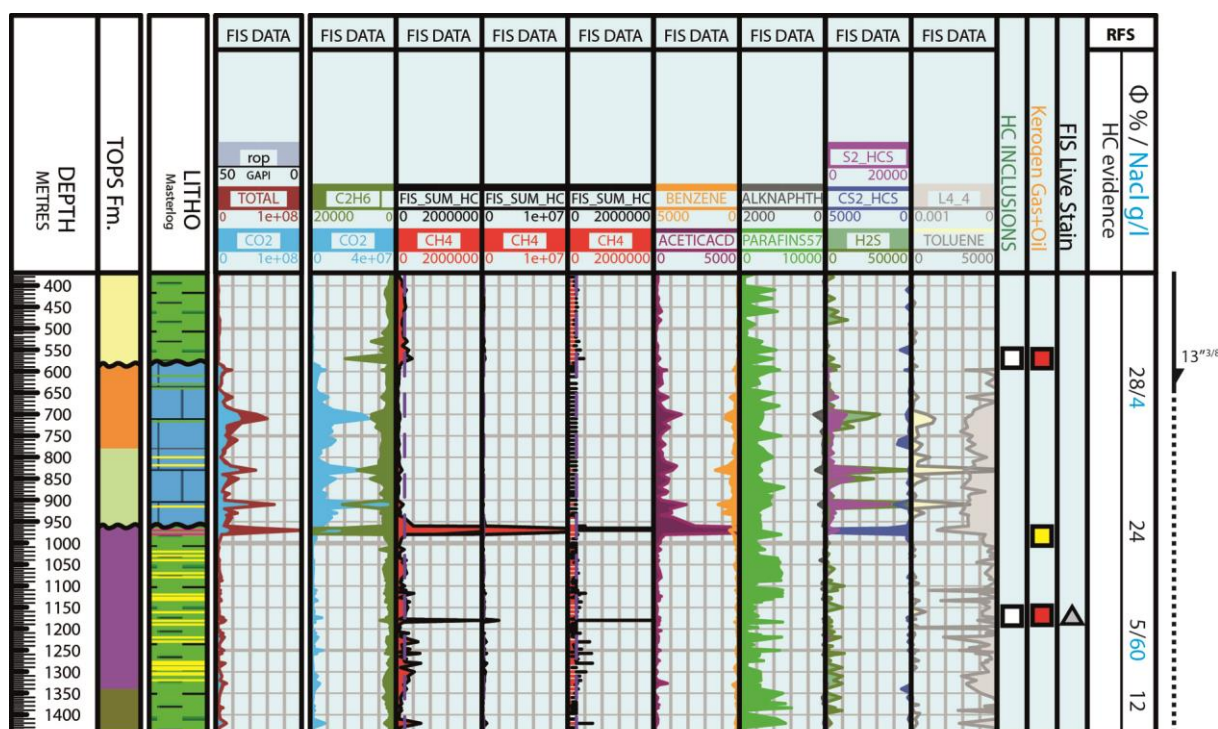


Figure 4.113: Planche FIS puits DANU-1.

4.5.4.2 Puits ESUS-1

Le puits présente trois niveaux distincts en termes de tendances dans les logs FIS. Les différents intervalles sont situés entre, la surface et 520 m de profondeur dans une série silto-marneuse, entre 520 et 1050 m de profondeur dans un calcaire à dolomie et entre 1050 et 1670 m de profondeur dans séries alternant calcaire dolomitique, calcaire argilo-gréseux et marne. Mis à part trois pics détaillés plus loin, les teneurs en paraffines et naphènes sont faibles. Dans le premier intervalle, dans la série d'âge pliocène, les teneurs en hydrocarbures sont faibles, avec la présence de deux pics anormaux à 350 m et 420 m de profondeur sous la table de rotation. Ces deux pics sont associés à des teneurs plus importantes de CO₂, d'éthane, d'acide acétique et de CS₂. Dans les séries éocènes à paléocènes (520 à 1050 m de profondeur), les teneurs totales détectées sont largement supérieures. Les abondances de tous les éléments sauf méthane, paraffines et naphènes augmentent. Parmi cette augmentation importante, un pic à 820 m de profondeur se détache avec des abondances encore plus importantes en éthane, paraffine, naphène et toluène. Le ratio paraffines/naphènes montre clairement une dominance des paraffines. Deux niveaux de fluorescence du kérogène sont identifiés à 520 et 650 m de profondeur sous la table de rotation. Les fluorescences de couleur jaune sont toutes deux associées à la présence d'huile et gaz. De 1150 m jusqu'à 1670 m de profondeur, les faibles abondances des différents éléments sont similaires à celle du premier

intervalle de ce même puits. Cependant, plusieurs pics majeurs sont mis en évidence à 1140 m, un double pic à 1310 et 1335 m puis deux pics à 1580 et 1650 m de profondeur. A 1140 m de profondeur est rencontrée un pic anormal en éthane, paraffine et toluène, alors que le méthane marque un très léger pic et les éléments soufrés et CO₂ sont quasi absents. Ce pic est associé à une inclusion fluide blanche, liée à la présence de gaz et une fluorescence jaune du kérogène indiquant la présence potentielle d'huile et gaz. Le pic à 1310 m de profondeur présente une abondance plus importante en méthane, avec des légers pics de CO₂, éthane et toluène. Le pic à 1335 m présente une anomalie en méthane, éthane, CO₂, acide acétique, CS₂ et toluène. A 1580 m est rencontré un léger pic d'en éthane et un pic d'abondance de paraffine. A 1600 m sont observées de légères anomalies positives de teneurs en CO₂ et éthane associées à un pic de teneurs en paraffines.

L'ensemble de ces résultats montre que les teneurs en hydrocarbures sont faibles dans les séries pliocènes avec toutefois la présence de quelques niveaux contenant du gaz. Les séries de l'Eocène au Paléocène présentent des teneurs plus importantes en hydrocarbures (hors méthane). L'association de ces hydrocarbures avec des composés soufrés et du CO₂ est indicative d'une dégradation de l'huile, car les abondances en paraffines ne sont pas plus importantes que dans les autres niveaux. De plus, l'observation d'éléments solubles indique la présence d'inclusions fluides aqueuses avec un potentiel en gaz dissous. Cependant, un niveau de forte teneur en paraffine et naphène indique la présence d'hydrocarbures liquides. Les teneurs en éléments solubles et éléments soufrés associées à ce pic sont importantes, il est alors difficile de faire la part entre l'apport d'inclusions fluides aqueuses et d'huile en cours de dégradation. La signature de ces composés soufrés et éléments solubles est interprétée dans le rapport FIS comme les témoins de la migration d'hydrocarbures depuis un réservoir proche (Fluid Inclusion Technologies, 2016b). De 1050 m de profondeur jusqu'en fond de puits, les abondances d'hydrocarbures diminuent jusqu'à atteindre les mêmes valeurs que dans la série pliocène. Malgré tout, plusieurs pics d'hydrocarbures indiquent la présence d'huile non dégradée à 1140 m, point confirmé par la fluorescence jaune du kérogène. Il est à noter qu'un pic d'abondance de toluène est associé à ce niveau et pose alors la question de la part des inclusions fluides aqueuses qui peuvent expliquer l'abondance plus importante en éthane. Les deux pics à 1310 et 1335 m de profondeur présentent des enrichissements en hydrocarbures, sauf paraffine et naphène, associés à des anomalies en éléments solubles et CS₂. Cet assemblage est indicatif de la dégradation d'huile, point confirmé par la fluorescence jaune du kérogène. Pour les deux pics à 1580 et 1650 m, l'association d'anomalies en éthane et

paraffines sans présence de composés soufrés ou éléments solubles est interprétée comme la présence d'hydrocarbures liquides non dégradés.

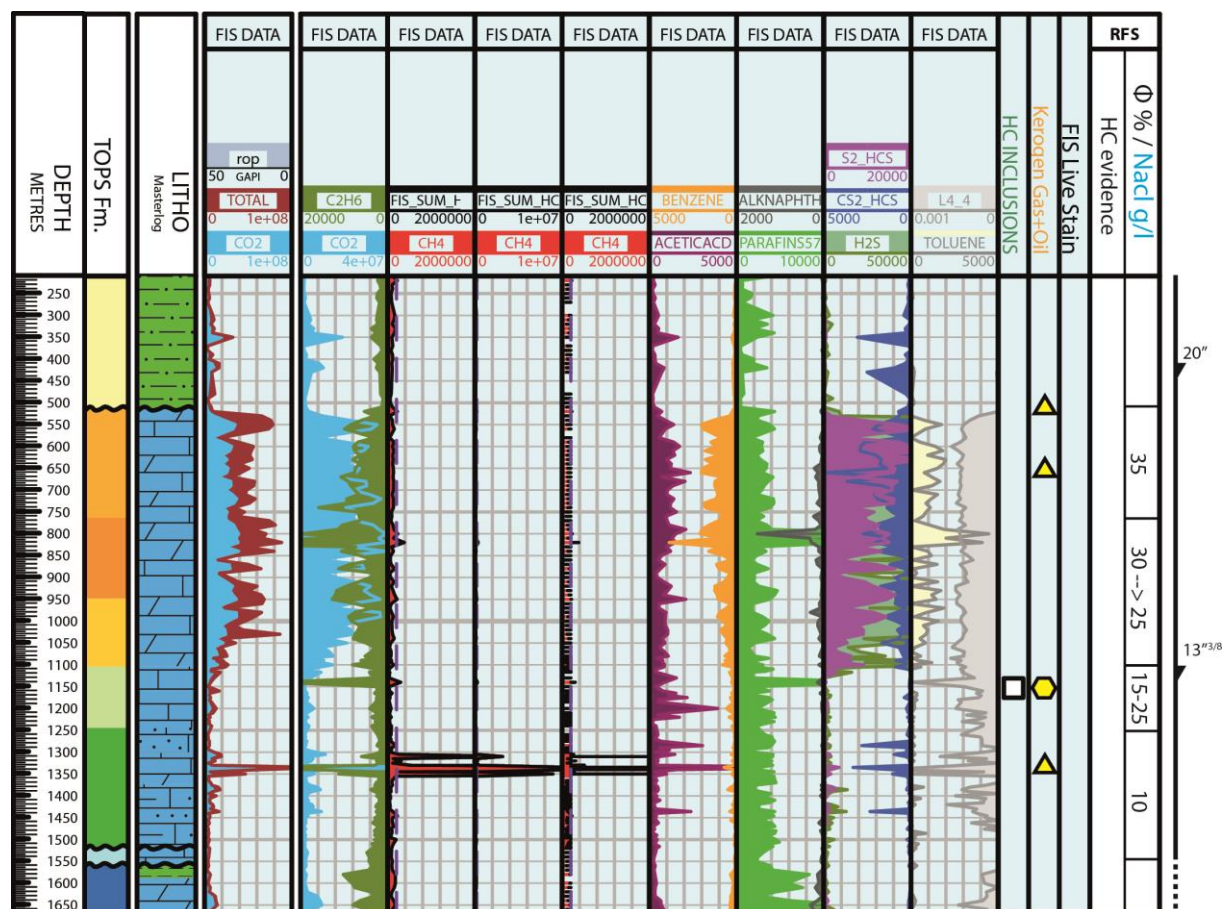


Figure 4.114: Planche FIS puits ESUS-1.

4.5.4.3 Puits FREGATE-1B

Trois intervalles ont été mis en évidence. Le premier, de 300 à 480 m de profondeur sous la table de rotation, décrit comme correspondant à l'intervalle en circulation perdue dans le rapport de forage (SHELL GASCOGNE et al., 1975). Le second intervalle s'étend de 480 à 1100 m de profondeur, dans les marnes d'âge pliocène à miocène avec un sous-intervalle de 900 à 1050 m de profondeur correspondant à un intervalle sans échantillons et où les logs des analyses FIS ont été interpolés. Le quatrième intervalle s'étend de 1100 à 3500 m de profondeur sous la discontinuité Miocène – Crétacé supérieur et s'étend dans les marnes à passées sableuses du Crétacé inférieur.

Dans le premier intervalle fonctionnant normalement en circulation perdue (*cf.* 3.4.5.2), les quelques échantillons analysés montrent des teneurs anormales en CO₂, éthane, éléments solubles et éléments soufrés alors que les teneurs en autres éléments restent faibles, notamment en méthane. Compte tenu des profondeurs, ces valeurs sont interprétées comme

étant liée à la présence d'inclusions aqueuses. Dans le second intervalle, les valeurs des différents logs FIS sont très faibles mais présentent quelques pics isolés à 620, 690, 810, 840 et 1060 m de profondeur. Le pic à 620 m de profondeur présente une anomalie de teneurs en H₂S sans aucune autre anomalie. Le pic à 690 m présente un pic en paraffines, avec une légère anomalie en méthane. Les deux pics à 810 et 840 m de profondeur présentent des anomalies de teneurs en CO₂ avec un léger pic d'éthane pour le premier. Ces deux pics présentent également des abondances importantes d'H₂S et des pics très légers en acide acétique. Le pic à 1060 m présente seulement une teneur anormale en H₂S. A partir de 1100 m de profondeur, les différents logs FIS montrent des abondances plus importantes pour tous les éléments. Un sous-intervalle de 1100 à environ 1650 m de profondeur présente des pics très resserrés. Ces pics présentent des teneurs anormales pour tous les éléments, sauf les paraffines, en teneur importante de 1150 à 1300 m de profondeur. De plus, le pic à 1300 m est associé à une fluorescence jaune du kérogène indiquant la présence de gaz et huile. A partir de 1300 m, le pas d'échantillonnage est espacé de 50 m d'intervalle, et les tendances sont alors lissées mais certains pics se détachent quand même. Globalement, les pics à 1500, 1600, 1750, 2100, 2200, 2300, 2450, 2650, 3100, 3200, 3300 et 3400 m de profondeur sous la table de rotation présentent tous des teneurs anormales. L'augmentation de l'intensité de ces anomalies varie d'un ordre 2 (pic à 2300 m de profondeur) jusqu'à saturation des échelles. Tous ces pics présentent des abondances supérieures en méthane, CO₂, éthane, éléments solubles et éléments soufrés. Les teneurs en paraffines restent faibles sauf pour les pics à 3100, 3200, 3300 et 3400 m de profondeur. Ces quatre pics montrent une présence plus importante en naphène (même par rapport aux autres pics). Par ailleurs, seul le pic à 2450 m de profondeur n'est pas associé à des éléments soufrés. Deux niveaux de fluorescence jaune du kérogène ont été mis en évidence à 1500 et 3100 m de profondeur.

Les résultats montrent différents intervalles présentant des anomalies de gaz et huiles. Le premier intervalle au sommet du forage montre la présence de gaz (sauf méthane), éléments solubles et éléments soufrés. Ces logs peuvent indiquer, une part importante d'inclusions aqueuses ayant capté les indices de la dégradation d'huile. Cependant, compte tenu des profondeurs et de l'absence de ces mêmes indices dans le second intervalle, l'influence d'autres facteurs doit être considérée. Potentiellement, les formations superficielles moins consolidées ont pu être sujettes à la formation artificielle d'inclusions fluides avec piégeage d'éléments hydrocarbonés issus de la dégradation prématurée de la matière organique. Dans le second intervalle, les teneurs en hydrocarbures sont faibles, mis à part un pic de paraffines à 690 m de profondeur. Les rares pics de gaz (CO₂ principalement)

sont associés à des teneurs importantes en H₂S, interprétées comme étant liées à une dégradation précoce de la matière organique. Le pic de paraffine est difficilement interprétable, l'intensité du pic permet difficilement d'invoquer un artéfact d'acquisition, mais ce pic n'est associé à aucune autre anomalie. Cet intervalle est interprété dans le rapport FIS comme étant marqué par la production ou circulation d'hydrocarbures légers qui sont dégradés par réduction bactériennes des sulfates (Fluid Inclusion Technologies, 2016c). Sous la discordance du Miocène-Crétacé, les teneurs en gaz et huiles augmentent sensiblement. La différence de lithologie est marquée par une abondance des niveaux sableux dans les séries du Crétacé. L'augmentation des concentrations en hydrocarbures associée à des teneurs plus importantes en éléments soufrés indique une dégradation de l'huile. Ce point est confirmé par la fluorescence de couleur jaune du kérogène. Au-delà de 3000 m de profondeur, les pics moins importants en éléments soufrés et l'augmentation du ratio naphène/paraffine indiquent la présence d'une huile moins dégradée. Par ailleurs, les logs de cet intervalle ont été interprétés comme le signe d'un réservoir pétrolier à proximité du puits (Fluid Inclusion Technologies, 2016c). La présence d'éléments solubles indique toutefois une contribution d'inclusions aqueuses dans le signal FIS.

4.5. Résultats des analyses géochimiques

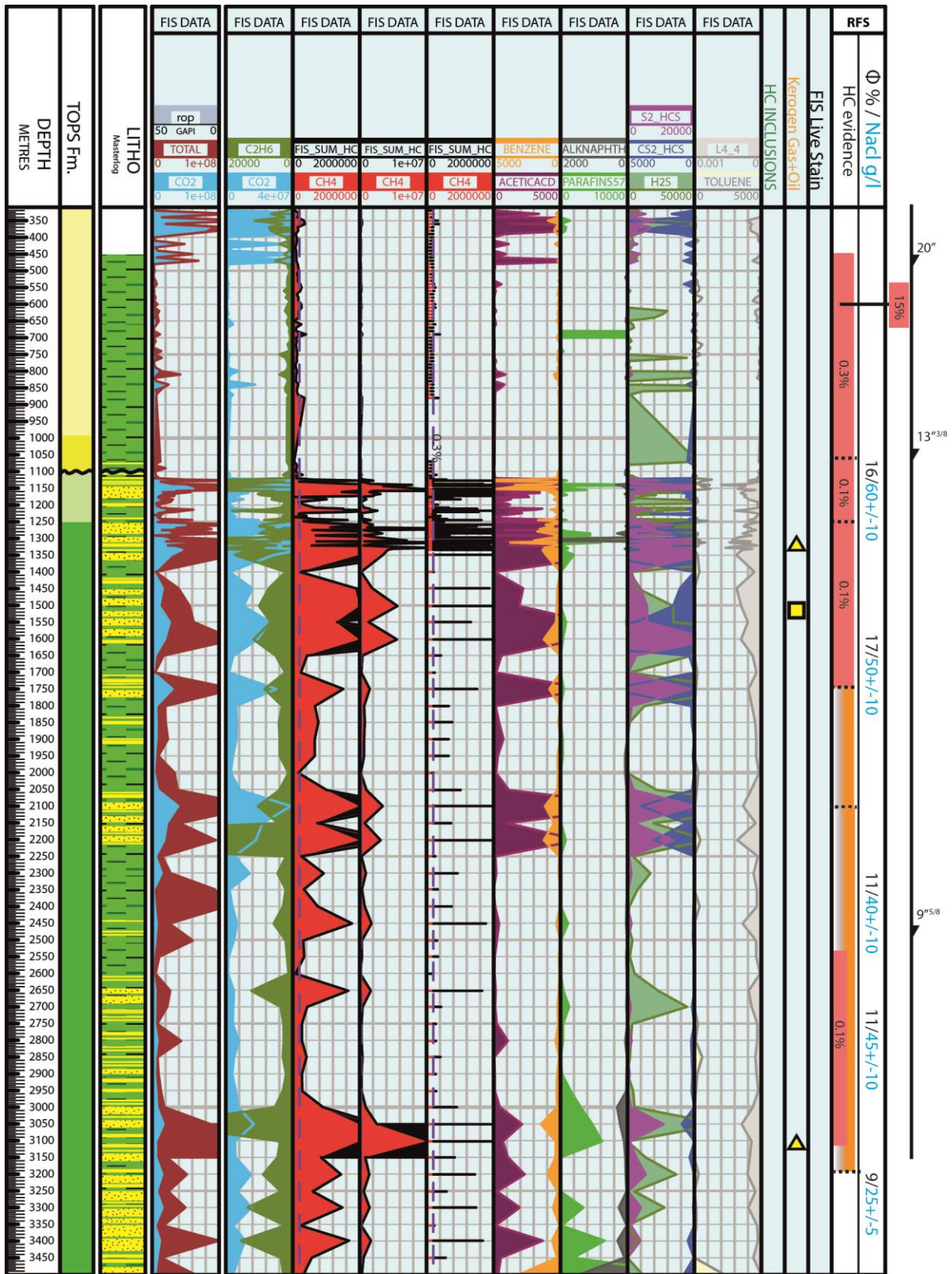


Figure 4.115: Planche FIS pits FREGATE-1B.

4.5.4.4 Puits PELICAN-1

Quatre intervalles peuvent être discernés dans les logs FIS de ce puits, le premier entre 716 et 1300 m de profondeur sous la table de rotation, le second de 1300 à 1600 m de profondeur, le troisième de 1600 à 2000 m et le dernier de 2000 à 3100 m de profondeur. Le premier intervalle correspond aux marnes à passées sableuses d'âge pliocène à miocène qui présentent des traces de gaz. Un fond gazeux d'éthane et un fond gazeux de méthane suivent les mêmes tendances. Un fond gazeux de CO₂ de très faible abondance est observé sur l'ensemble de cet intervalle. Deux pics d'H₂S sont observés à 840 et 1030 m de profondeur. A 1100 m de profondeur, un pic de détection du signal total est observé mais aucun pic n'est observé sur un autre log. L'interprétation de ce pic est difficile compte tenu de l'absence d'indices. Deux niveaux de fluorescence jaune du kérogène sont observés dans cet intervalle, à 1060 et 1210 m de profondeur. Cet intervalle présente un fond gazeux extrêmement faible de méthane, éthane et CO₂. Quelques pics anormaux de faibles abondances sont observés à 1330, 1370 et 1560 m de profondeur sur les logs des éléments gazeux et sont associés à des pics de fortes amplitudes en éléments solubles et éléments soufrés. Un pic isolé à 1450 m de profondeur présente une légère anomalie en CO₂ associée à de fortes valeurs de teneurs en éléments solubles et composés soufrés. Le pic à 1500 m de profondeur se distingue des autres par des abondances en gaz plus importantes que le fond gazeux mais restent faibles d'un point de vue général. Ce pic est associé à la présence d'éléments solubles, composés soufrés et paraffines ainsi qu'à un pic de toluène. Une inclusion fluide à fluorescence jaune ainsi qu'une fluorescence jaune du kérogène sont observées à ce même niveau. A 1560 m de profondeur est observé un pic isolé d'acide acétique avec un léger pic de CS₂. Le troisième intervalle situé de 1600 à 2000 m de profondeur couvre la base des dolomies argileuses oligocènes et les alternances de marnes argileuses et calcaires argileux de l'Éocène au Crétacé supérieur. Cet intervalle présente un fond gazeux de CO₂ et éthane alors que le méthane est totalement absent. Un léger pic d'éthane et CO₂ observé à 1920 m de profondeur est associé à un très léger pic de teneurs en paraffines et un pic de forte amplitude en éléments soufrés. Un double pic à 1680 m environ et un pic à 1980 m présentent de légères anomalies d'abondances en acide acétique et ces pics sont associés à la présence de composés soufrés. Au-delà de ces pics décrits juste avant, d'autres pics anormaux de teneurs en composés soufrés sont observés à 1740, 1790 et 1850 m de profondeur. De 2000 m à 3100 m de profondeur, un fond gazeux quasi nul de méthane ainsi que des fonds gazeux de CO₂ et éthane sont observés dans les séries du Crétacé supérieur au Jurassique. A partir de 2150 m de profondeur, le pas

d'échantillonnage est espacé de 50 m, ce qui a pour conséquence de lisser les logs même si différents pics sont visibles. Le premier pic de cet intervalle est situé à 2050 m de profondeur avec une légère anomalie en H₂S. A environ 2110 m, une légère anomalie d'abondance en CO₂ et une très faible en méthane sont observées en lien avec un pic d'acide acétique et H₂S, accompagnées d'un très léger pic d'abondance en paraffines. Un pic en éléments soufrés est observé à 2120 m de profondeur. Un intervalle entre 2150 et 2250 m de profondeur présente de légers enrichissements en méthane, CO₂ et éthane en lien avec une augmentation de la teneur en acide acétique, paraffines et une augmentation légère de l'abondance en composés soufrés. Une inclusion fluide à fluorescence blanche est observée à 2200 m de profondeur. Un second sous-intervalle de 2350 à 2450 m de profondeur présente une légère augmentation de la teneur en éthane, en lien avec un pic de paraffines (saturation du signal) ainsi qu'un pic d'H₂S. A 2700 m de profondeur environ, un pic de teneur en éthane est visible et associé à une légère anomalie positive de la teneur en paraffines. Un troisième sous-intervalle est observé entre 2820 et 2940 m de profondeur sous le fond mer, dans des dépôts d'halite. Cet intervalle est caractérisé par un pic anormal de CO₂, un appauvrissement en méthane et éthane et la présence d'éléments soufrés. Un pic léger d'éthane et paraffines est observé à 3000 m de profondeur en lien avec un léger pic d'H₂S et très léger pic d'acide acétique.

Les différents logs et niveaux de fluorescence montrent, dans le premier intervalle de 716 à 2100 m que le fond gazeux de méthane, éthane et CO₂ est faible avec quelques pics isolés la plupart du temps associés avec la présence d'éléments solubles. Ces éléments indiquent l'influence d'inclusions aqueuses et les éléments soufrés indiquent la dégradation d'huile ou dégradation précoce de la matière organique. Un pic anormal de teneur en gaz est observé à 1500 m dans les niveaux de lignites de l'Oligocène. Ce pic est associé à la présence de paraffines, éléments solubles et éléments soufrés en plus de l'observation de fluorescences jaunes. Tous ces indices tendent à montrer que ces lignites sont associés à de l'huile en partie dégradée. Le rapport FIS (Fluid Inclusion Technologies, 2016d) indique que les pics associés aux charbons situés à 1500 m de profondeur environ sont associés à la présence d'un réservoir à proximité et tendent à capter des traces de la migration d'huile. La présence d'éléments solubles indique potentiellement une part non négligeable des inclusions fluides dans le signal FIS. Ces éléments solubles peuvent également indiquer la connexion avec un niveau proche de dégradation de l'huile, car celle-ci n'est pas nécessairement dégradée au niveau des lignites. A partir de 2100 m de profondeur, les teneurs en gaz augmentent, même si celle du méthane reste basse. Différents pics d'abondances d'éléments solubles associés à des composés soufrés et paraffines sont indicatifs de la présence d'huile dégradée ou en cours de

dégradation. Les éléments solubles indiquent potentiellement l'influence d'inclusions aqueuses dans le signal FIS, ainsi que la possible connexion avec des niveaux réservoirs proches.

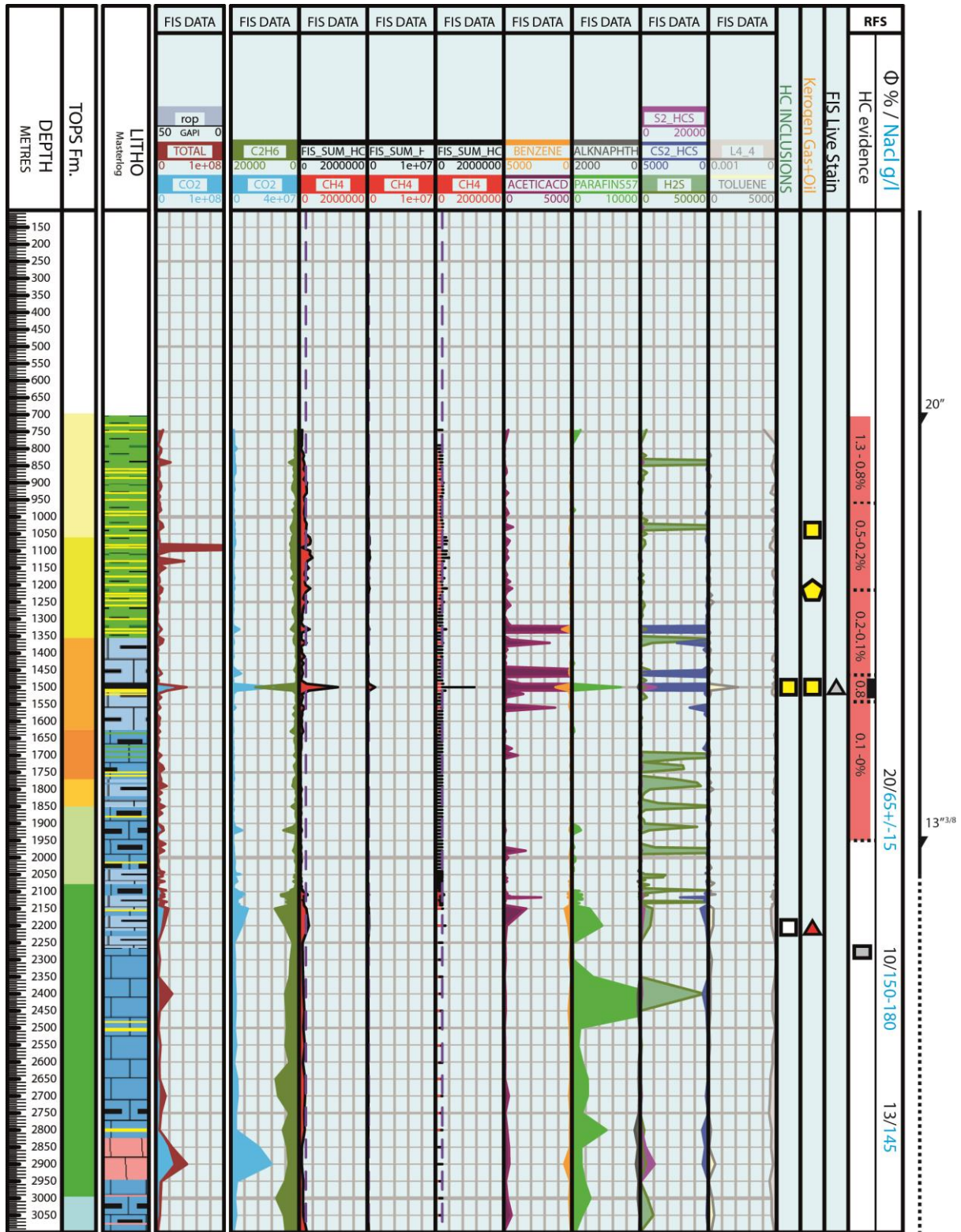


Figure 4.116: Planche FIS puits PELICAN-1.

4.5.4.5 Résultats généraux

Parmi les quatre puits DANU-1, ESUS-1, FREGATE-1B et PELICAN-1, seul le puits ESUS-1 se situe hors du système actif des émissions de méthane microbien. De plus, parmi ces quatre puits seul le puits ESUS-1 présente des analyses FIS dans l'intervalle compris entre le fond de mer 300 m de profondeur sous le fond de mer. Dans l'ensemble des résultats et pour les quatre puits, les analyses FIS présentent de faibles abondances en différents éléments. De manière générale, les séries néogènes, majoritairement marneuses avec des passées sableuses présentent des teneurs en gaz très faibles, la présence de composés soufrés tend à indiquer une dégradation précoce de la matière organique ou de l'huile (dans le cas où un pic de paraffine est associé mais ce cas est plutôt rare dans les séries néogènes). La présence d'éléments solubles indique dans la plupart des cas l'influence d'inclusions aqueuses dans le signal FIS. Les séries paléogènes présentent des indices de présence d'hydrocarbures (gazeux et liquides) la plupart du temps associés à la présence d'éléments solubles indiquant la contribution relativement importante des inclusions aqueuses dans le signal FIS. Les composés soufrés indiquent, une possible dégradation de l'huile et/ou dégradation de la matière organique. A plus grande profondeur, les séries mésozoïques montrent des teneurs de plus en plus importantes en hydrocarbures liquides. Par ailleurs, l'augmentation du ratio naphène/paraffine, dans certains niveaux crétacés, tend à montrer que l'huile y est moins dégradée.

4.5.5 Comparaison des résultats des analyses de Crushing et FIS

Les analyses de crushing effectuées chez TOTAL et par la société FIS ne présentent pas les résultats de la même façon. L'analyse réalisée par TOTAL présente des teneurs en ppm (mol) pour les éléments hydrocarbonés uniquement. Les analyses FIS couvrent un spectre plus large d'éléments analysés mais les mesures ne sont pas quantitatives (mesures de variation d'abondance).

Ces deux approches peuvent être utilisées de manière complémentaire. Même si les mesures FIS ne permettent pas la comparaison des abondances entre les éléments, les variations pour un même élément peuvent être quantifiées en ordre de grandeur par les analyses de Crushing effectuées à TOTAL. Toutefois, les échantillons du Crushing effectués chez TOTAL ne couvrent pas les éléments notables (pics de d'abondances) mis en évidence par les données FIS. Cependant, les analyses de Crushing permettent de quantifier le fond gazeux de méthane observé sur les données FIS. Pour les autres éléments des analyses FIS,

aucun point de comparaison ne peut être effectué car les analyses de Crushing ont mesuré uniquement des teneurs de méthane. Les analyses FIS ont mesurés des éléments plus lourds que le méthane (comme l'éthane et même des hydrocarbures liquides) alors que les analyses de Crushing ne les mesurent pas. Il est possible que le seuil de détection du spectromètre de masse utilisé pour les analyses de Crushing, à TOTAL, soit plus haut.

D'après la comparaison de ces deux méthodes, le fond gazeux de méthane observé sur les analyses FIS correspondrait à des teneurs de quelques ppm (mol). Pour les autres éléments aucun point de quantification n'est possible mais compte tenu du fait que les valeurs en millivolts des autres éléments mesurés par les analyses FIS sont du même ordre de grandeur, la concentration de ces derniers doit également être de quelques ppm, soit très faible.

5 Discussion

Cette partie s'appuie sur les résultats présentés dans le chapitre 4 et reprend les différents indices fluides sous la forme de synthèses thématiques dans les dimensions x, y et z. Différents scénarii sont proposés quant, 1) aux niveaux sources potentiels du méthane microbien et 2) aux possibles chemins de migration de ce gaz. Ces scénarii se basent sur les réponses aux différentes questions thématiques et sur l'état des connaissances de la marge Aquitaine (cf. chapitre 2). L'objectif de cette partie discussion est *in fine* de répondre aux problématiques de la thèse (rappelées en figure 5.1 et détaillées en section 1.4) afin de pouvoir reconstituer l'histoire de ce système fluide microbien, de la mise en place du système fluide microbien et de son développement.

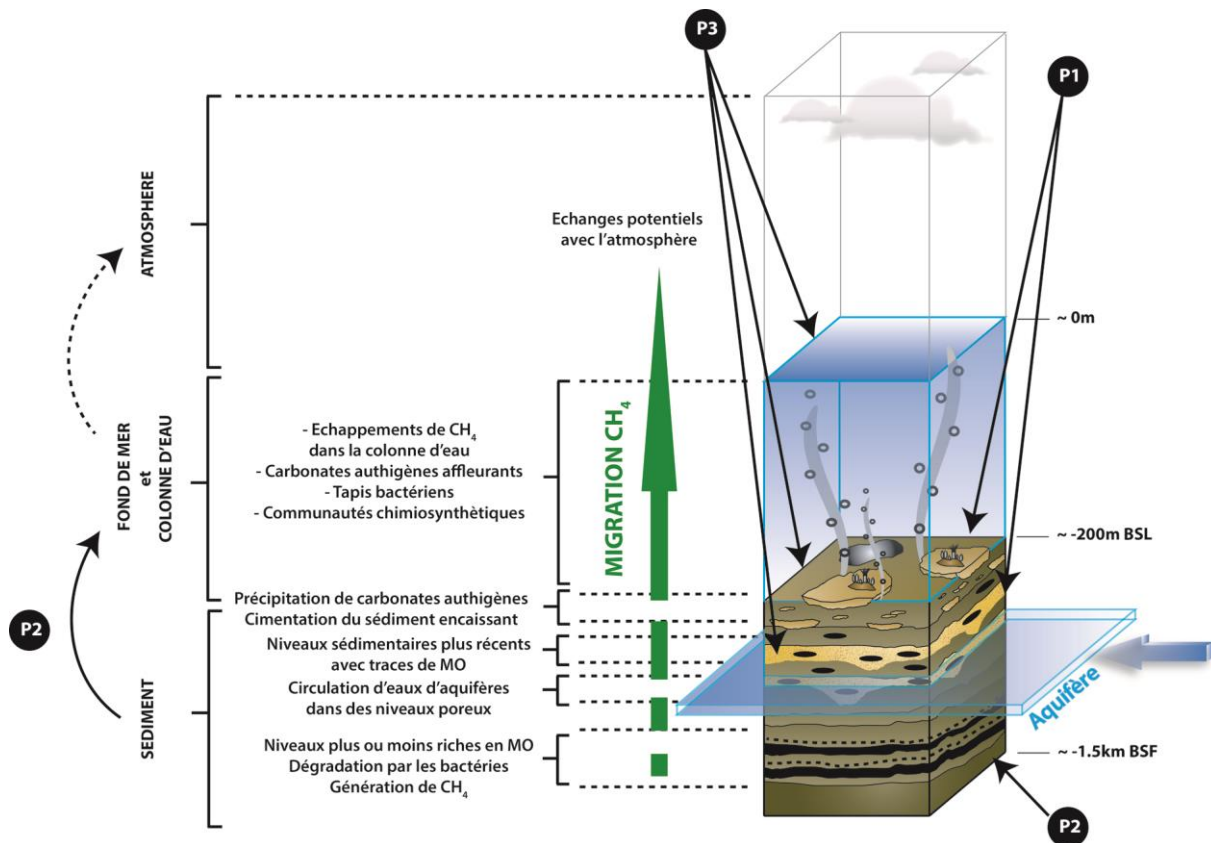


Figure 5.1: Bloc synthétique des différents éléments du système fluide microbien sur le rebord du plateau aquitain avec présentation des différentes problématiques soulevées dans la thèse (cf. 1.4).

5.1 Gaz dans la pente et sur le plateau

5.1.1 Restriction des sorties de gaz en fond de mer sur le plateau aquitain

Les sorties de gaz, caractérisées comme du méthane microbien avec les prélèvements GAZCOGNE2 (2013) (*cf.* 1.2.4) (Ruffine et al., 2014, 2017), ont été largement cartographiées au cours de la campagne GAZCOGNE1 (2013) (*cf.* 1.2.1) (Dupré et al., 2014c). Les 3000 sorties de méthane microbien, mises en évidence sur les données de rétrodiffusion colonne d'eau des campagnes GAZCOGNE1, GAZCOGNE2 (*cf.* 3.2.4) et en partie imagées sur les données GITAN (2015), sont restreintes en rebord du plateau aquitain, entre 140 et 220 mbsl (Dupré et al., 2014c) et aucune sortie n'est observée dans la pente continentale (*cf.* 4.2.3). Ces sorties de gaz avaient déjà été imagées en rebord de plateau sur les données de colonne d'eau des campagnes PEGASE (1998) et PELGAS (2000-2011) (Dupré et al., 2014b). **Les sorties de gaz en fond de mer sont limitées sur une bande de 80 km de long en nord-sud entre les canyons de Cap Ferret et la loupe d'arrachement de Capbreton (figure 5.2) et d'une dizaine de kilomètres en est-ouest en rebord de plateau, soit à l'aplomb de la dernière unité progradante (P3 définie en section 4.1.1.2.3) qui est présente le long des 80 km de plateau (figure 5.3).** Les profils GAZCOGNE1 et GITAN acquis au nord, sur la marge nord aquitaine et sur la marge armoricaine ne montrent aucune sortie de fluides dans la colonne d'eau (*cf.* 4.2.3) (Dupré et al., 2014c; Toucanne, 2015). Les données de rétrodiffusion colonne d'eau de la campagne GAZCOGNE1 (2013) couvrent la partie septentrionale de la loupe d'arrachement de Capbreton et ne présentent aucune évidence de sorties de gaz (figure 5.2).

La localisation des sorties de méthane microbien situées uniquement en rebord de plateau a également été mise en évidence sur d'autres systèmes fluides microbiens comme sur le plateau continental au large d'Haïfa (Schattner et al., 2012) (*cf.* 1.3.2.4) et aucune sortie de gaz n'est observée dans la pente continentale de la zone d'étude, contrairement à d'autres systèmes microbiens associés à la présence de gaz hydrates comme sur la marge est des États-Unis (Skarke et al., 2014) (*cf.* 1.3.2.1).

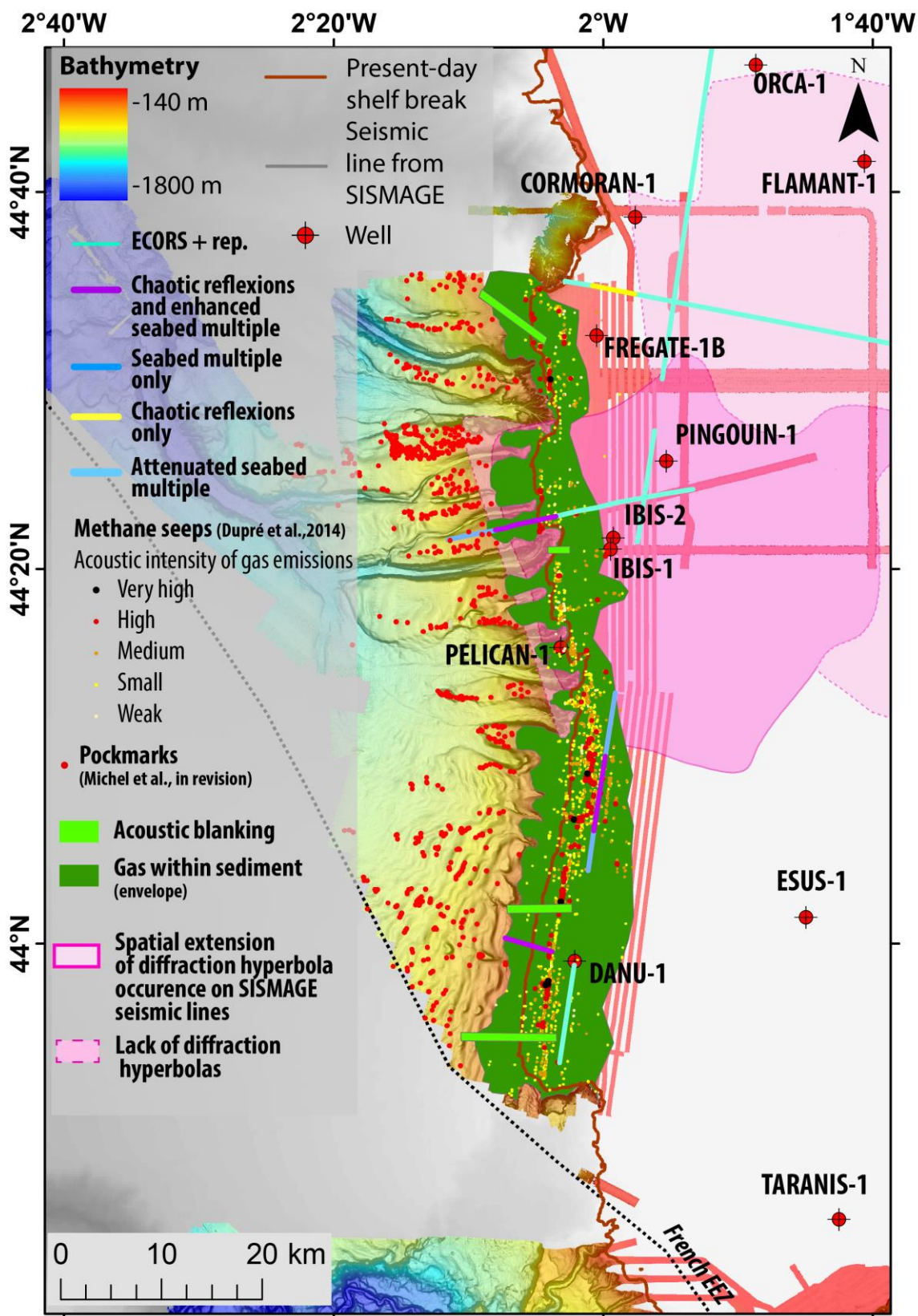


Figure 5.2: Carte des sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b), des pockmarks dans la pente continentale, du masque acoustique des données Sparker (ITSASI), des anomalies sur les lignes ECORS (chaotisme et multiple) et des hyperboles de diffraction sur les lignes de sismique pétrolière du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE. L'enveloppe de la présence de gaz est basée sur les sorties, extension du masque acoustique et les artéfacts présents sur les lignes ECORS.

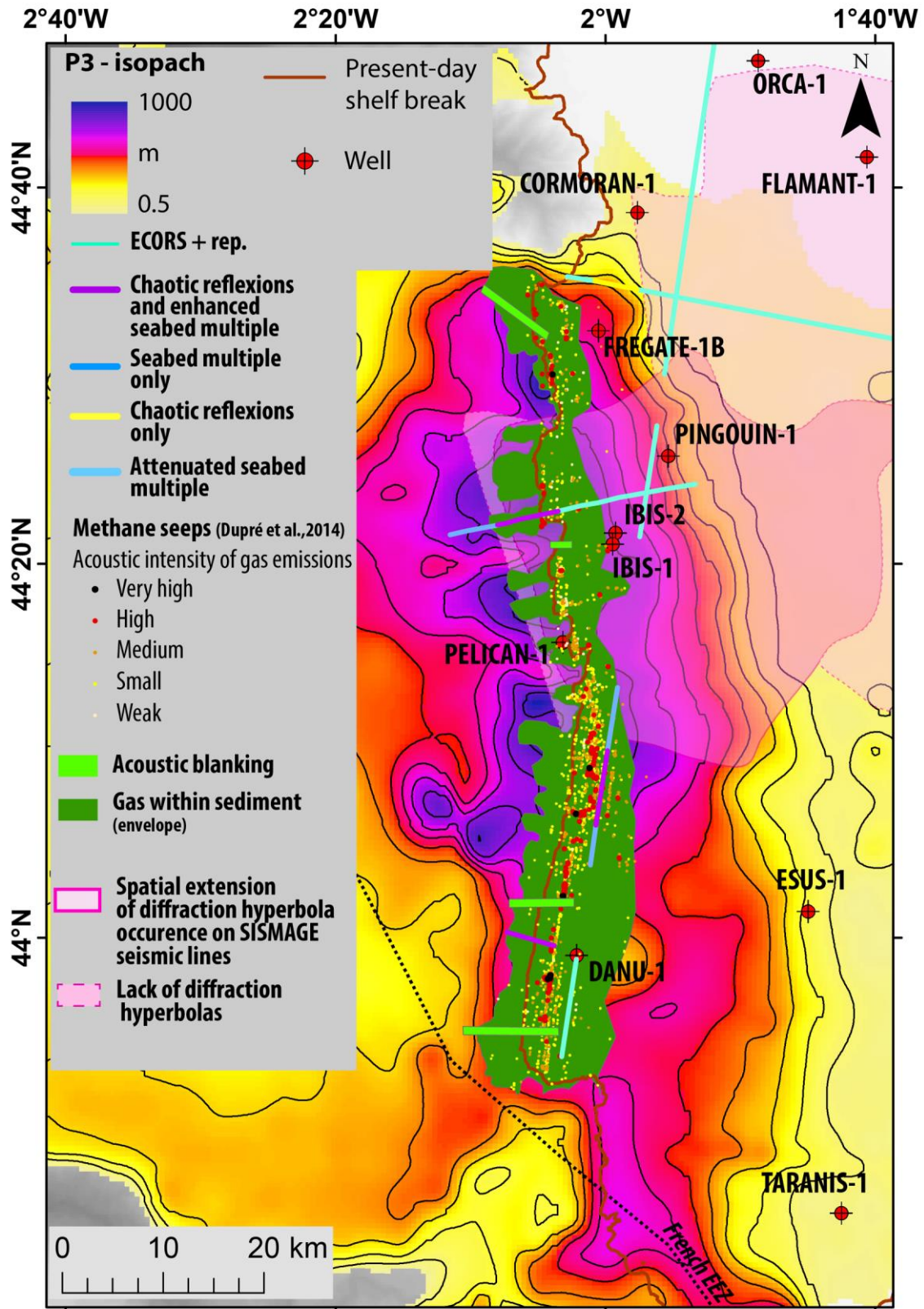


Figure 5.3: Carte des sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b), du masque acoustique des données Sparker (ITSASI), des anomalies sur les lignes ECORS (chaotisme et multiple) et des hyperboles de diffraction sur les lignes de sismique pétrolière du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE. Les différents indices fluides sont présentés sur un fond de carte correspondant à l'épaisseur de la dernière unité de progradation (P3) définie dans la section 4.1.1.2.3. L'enveloppe de la présence de gaz est basée sur les sorties, extension du masque acoustique et les artefacts présents sur les lignes ECORS.

5.1.2 Les niveaux sédimentaires chargés en gaz sous le plateau et dans la pente continentale

Des artéfacts observés sur les différentes données de sismiques ont été interprétés comme des indices de la présence de gaz dans le sédiment (*cf.* 4.3.3 et 4.4.4). Ces indices, masque acoustique (*cf.* 4.3.2.4) et turbidité acoustique (*cf.* 4.4.3), ont clairement été identifiés à l'aplomb des émissions de méthane microbien en rebord de plateau à des profondeurs comprises entre 50 mbsf en moyenne et jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous le fond de mer (au moins 200 mbsf) (figure 5.2) et dans la pente continentale de 100 à plus de 250 mbsf au sein de l'unité P3 définie dans la section 4.1.1.2.3 (figure 5.3). Ces indices ont été interprétés comme résultant de la présence de méthane microbien sous la forme de gaz libre dans le sédiment, le gaz en phase dissoute ne produisant pas d'artéfacts en sismique (*cf.* 3.3.6.4). La limite orientale de séries chargées en gaz correspond à la limite orientale du système des émissions de gaz en surface. A l'opposé, les séries chargées en gaz s'étendent dans la pente continentale jusqu'à 5 km à l'ouest de la rupture de pente du plateau continental (figure 5.2). **Aucun indice sismique témoins de la présence de gaz n'a été observé au nord, dans le canyon de Cap Ferret, au niveau de la tête de canyon de Cap Ferret, au sud au sein de la loupe d'arrachement de Capbreton ou sur le rebord de la loupe d'arrachement (figure 5.2).**

Les hyperboles de diffraction visibles dans la pente continentale n'ont pas été reliées à la présence de gaz ou à des indices fluides (*cf.* 4.3.1.2). L'étude des carottes GITAN (*cf.* 3.4.2.2) en pied de pente à 1500 m de profondeur d'eau a montré la présence de gaz à des profondeurs de la dizaine de mètres sous le fond de mer. **Le gaz échantillonné dans les carottes en pied de pente de la marge sud aquitaine ne présente ni la même composition moléculaire, ni la même composition isotopique (*cf.* 4.5.2) que le gaz émis en fond de mer en rebord de plateau et donc, d'après les données disponibles, ne serait pas relié au méthane microbien émis en rebord de plateau (figure 5.4).**

5.1. Gaz dans la pente et sur le plateau

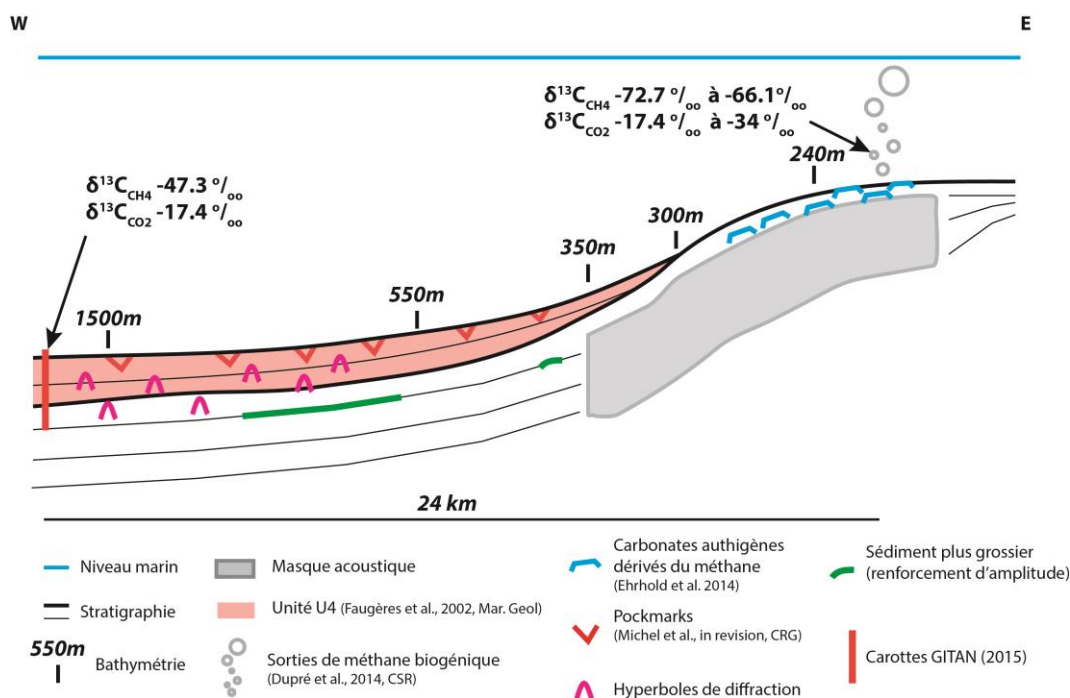


Figure 5.4: Coupe synthétique, du rebord de plateau jusqu'en pied de pente de la marge sud aquitaine avec représentation de l'unité U4 (Faugères et al., 2002), des sorties de méthane microbien (Dupré et al., 2014b; Ruffine et al., 2017) en rebord de plateau, des carbonates authigènes, du masque acoustique, des pockmarks dans la pente continentale, des hyperboles de diffraction dans la pente, des renforcements d'amplitude des réflexions sismiques et du positionnement des carottes GITAN. Les compositions isotopiques du méthane en rebord de plateau et du gaz prélevés dans les carottes GITAN sont également indiquées.

Les hyperboles de diffraction plus à l'est du rebord de plateau dans la partie médiane du plateau continental Aquitain (figure 5.5 et cf. 4.4.2) sont situées à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres sous le fond de mer et peuvent correspondre à des incisions avec des remplissages de sédiments plus grossiers le long des pentes des clinofformes du Plio-Pléistocène (cf. 4.4.2). Un fond gazeux de méthane (teneur inférieure à 1%) est observé dans les séries tertiaires dans les puits IBIS1, IBIS2, PELICAN-1 et PINGOUIN-1 (cf. 3.4.5.3.1) situés dans la zone des hyperboles de diffraction (figure 5.5). Ce fond gazeux n'a pas été relié à des niveaux sédimentaires particuliers alors que des niveaux plus sableux sont mis en évidence dans les puits. Dans le cas où les remplissages des incisions seraient chargés en gaz, la connexion entre le gaz dans les pentes des clinofformes et le système des émissions de méthane microbien est difficilement envisageable (cf. 4.4.2). Du fait de la migration verticale naturelle du gaz ou de la migration le long de drains qui suivent la direction de la pente, le gaz s'exprimerait en fond de mer à l'est des émissions de méthane du rebord de plateau (figure 5.5). De plus, aucune de ces hyperboles de diffraction n'est visible entre le fond de mer et 200 mbsf (cf. 4.4.2) alors que la majorité des indices de la présence de gaz en rebord de plateau se situent entre le fond de mer et 200 mbsf (cf. 4.3.3 et 4.4.4). **L'absence de données colonne d'eau à l'est du système actif et au-dessus de ces hyperboles ne permet pas de**

vérifier l'existence ou pas de sorties à l'actuel, mais aucun indice de la présence de gaz n'est visible entre le fond de mer et 200 mbsf et aucun indice n'a été mis en évidence sur les profils de rétrodiffusion fond de mer.

Les hyperboles de diffraction situées à l'aplomb du rebord de plateau sur les lignes sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE (cf. 4.4.2), dans les derniers cliniformes plio-pléistocènes (figure 5.5), peuvent être interprétées comme des incisions avec des remplissages plus grossiers potentiellement chargés en gaz. Du fait de leur position en rebord de plateau entre le fond de mer et moins de 200 mbsf, les niveaux potentiels chargés en gaz peuvent être connectés au système de méthane microbien. **Dans le cas des hyperboles sous le rebord de plateau, il est possible que le gaz migre jusqu'en fond de mer en rebord de plateau en suivant une migration verticale (figure 5.5). Dans l'hypothèse où le gaz suivrait les discontinuités stratigraphiques, celui-ci migrerait vers l'est et n'atteindrait pas le rebord de plateau (figure 5.5).**

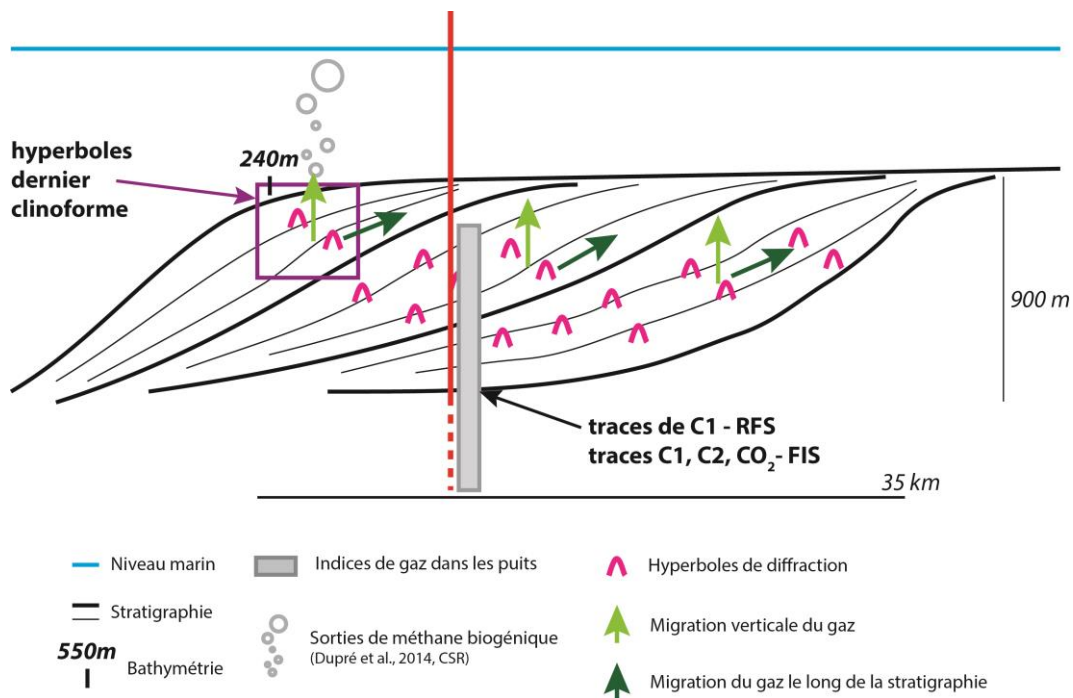


Figure 5.5: Schéma de la répartition des hyperboles de diffraction des lignes sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE dans les cliniformes du Plio-Pléistocène. Les sorties de méthane microbien sont situées en rebord de plateau et les flèches symbolisent les migrations potentielles du gaz, verticale ou suivant la stratigraphie, potentiellement associés aux hyperboles de diffraction. La position d'un puits avec indices de la présence de gaz dans le sédiment, d'après les rapports finaux de sondage (RFS) et d'après l'analyse des inclusions fluides dans les déblais de puits (FIS), est également représentée.

D'après Ruffine et al. (2017), le méthane microbien émis en rebord de plateau a essentiellement transité par advection, soit en phase libre. La diffusion du gaz n'est pas écartée mais est considérée comme limitée par rapport à l'advection. De plus, le temps de résidence faible du gaz (cf. 1.2.4) (Battani et al., 2014) appuie le fait d'un transport rapide et

donc préférentiellement un transport par advection (Etiopie, 2015). La déconnexion entre le gaz en pied de pente dans les carottes GITAN et les émissions de méthane microbien en rebord de plateau reste l'hypothèse la plus vraisemblable mais la présence de gaz dissous au-delà à l'ouest du masque acoustique dans la pente continentale ne peut être écartée.

Les niveaux sédimentaires chargés en méthane microbien et qui sont reliés aux émissions en rebord de plateau, s'étendent à l'ouest dans la pente continentale au-delà du système des émissions de méthane en fond de mer mais sont restreints à la même limite orientale. Au nord (tête de canyon de Cap Ferret) et au sud (haut de la loupe d'arrachement de Capbreton), les niveaux chargés en gaz sont restreints aux mêmes limites que les émissions de méthane microbien. **Le système fluide étudié est donc exclusivement restreint spatialement au rebord du plateau aquitain et au haut de la pente continentale de la marge sud aquitaine. Le système se situe également à l'aplomb de la section où la dernière unité progradante P3 est la plus épaisse (cf. 4.1.1.2.3).**

5.1.3 Quelle est l'extension en profondeur sous le fond de mer des niveaux chargés en méthane microbien ?

Les indices sismiques de la présence de gaz dans le sédiment (e.g. masque acoustique et anomalies sismiques ECORS) (cf. 4.3.3 et 4.4.4) permettent de démontrer la présence de méthane microbien dans les premières centaines de mètres sous le fond de mer (au moins 200 mbsf sous le plateau et plus profond dans la pente) (cf. 3.3.6.4) mais ne permettent pas de déterminer la limite inférieure des niveaux chargés en gaz (cf. 3.3.6.4). Les hyperboles de diffraction visibles sur les lignes sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE dans la partie médiane du plateau s'étendent jusqu'à environ 900 m de profondeur sous le fond de mer (cf. 4.4.2), soit uniquement dans les séries progradantes de la marge sud aquitaine. La nature du gaz potentiellement associé à ces hyperboles n'est pas définie mais des indices de gaz dans les rapports finaux de sondage des puits (cf. 3.4.5.3.1) indiquent que les séries du Plio-Pléistocène présentent exclusivement des fonds gazeux de méthane sans aucun composé plus lourd. Les analyses FIS (cf. 4.5.4) ont montré que les fonds gazeux dans les séries du Plio-Pléistocène étaient composés de méthane, d'éthane et de CO₂, mais aucune information n'est disponible sur la composition isotopique de ces gaz et donc sur leur origine, microbienne ou thermogénique.

Les indices de gaz dans les rapports finaux de sondage des puits (cf. 3.4.5.3.1) et les résultats des analyses FIS (cf. 4.5.4) montrent la présence de gaz jusque dans les séries du Crétacé inférieur (figure 5.6), mais à des concentrations faibles de quelques ppm (cf. 4.5.5).

Dans les séries du Crétacé, les fonds gazeux mis en évidence sont constitués de méthane (C1) mais également de composés plus lourds C2 à C4. Des traces d'hydrocarbures liquides sont également mises en évidence et sont interprétées comme les témoins d'un système thermogénique ou de la migration d'huile (*cf.* 4.5.4). Dans les séries du Paléogène, la composition des fonds gazeux varie avec toujours des teneurs en C1 de quelques ppm mais avec des teneurs variables en composés plus lourds. Des traces d'huiles ont également été observées dans les charbons de l'Oligocène du puits PELICAN-1 (figure 5.6) mais ont été interprétées comme issues de la migration de l'huile et non comme une production in-situ (*cf.* 4.5.4). **Les séries néogènes sont exemptes d'hydrocarbures liquides et la composition des fonds gazeux varie également avec la présence seule de méthane ou un mélange de méthane avec des traces d'éthane (figure 5.6) (*cf.* 4.5.4).**

5.1. Gaz dans la pente et sur le plateau

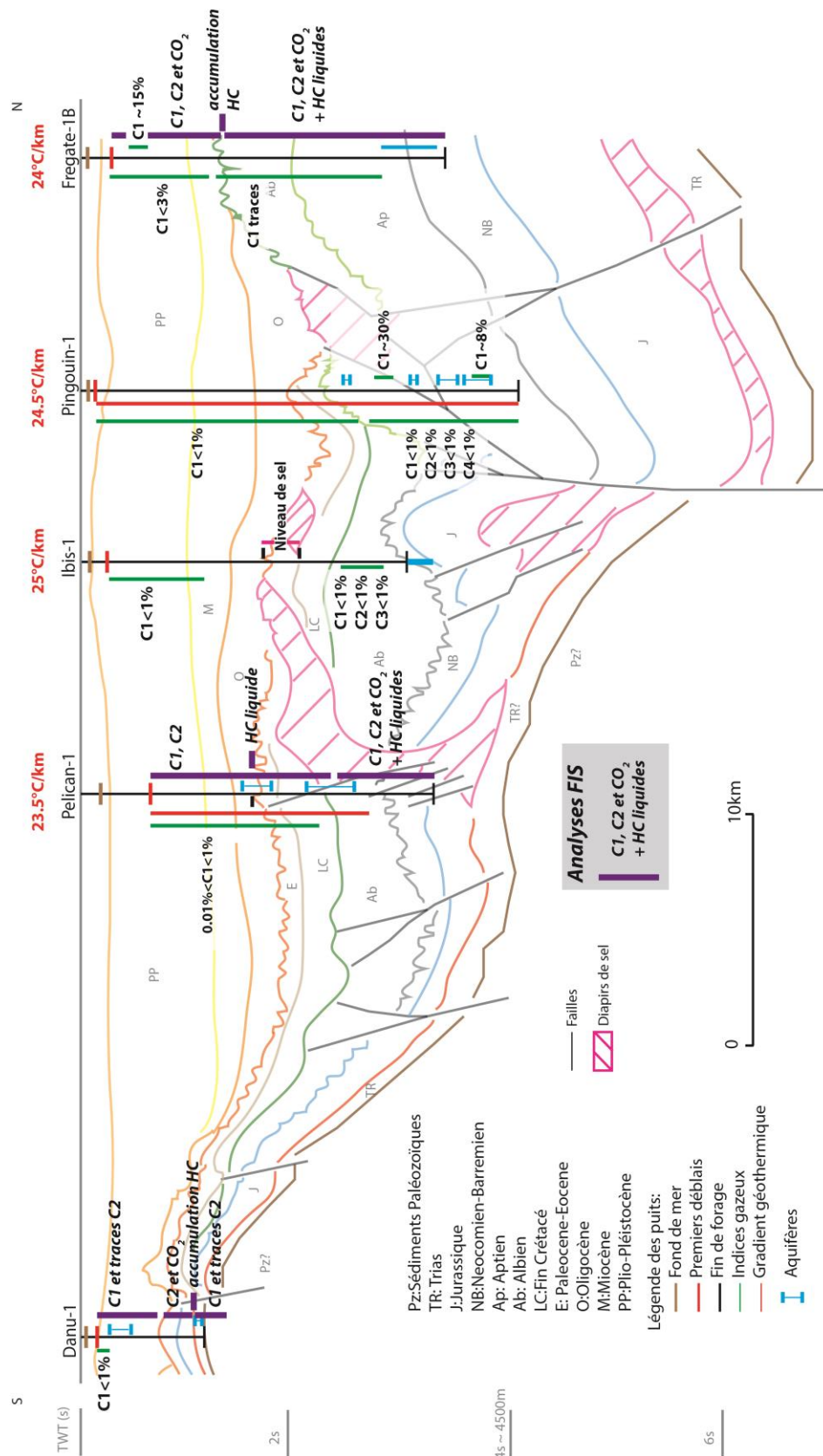


Figure 5.6: Coupe synthétique ECORS R7 digitalisée d'après Bois and Gariel (1994) avec indications des forages, des gradients géothermiques, des débits de contrôle géologique en profondeur, des indices d'hydrocarbures, des niveaux aquifères et des résultats synthétiques des analyses FIS des puits DANU-1, FREGATE-1B et PELICAN-1.

5.2 Les carbonates authigènes dérivés du méthane microbien

5.2.1 Quelle surface couvrent les carbonates authigènes affleurants et subaffleurants ?

Le système des carbonates affleurants (monts de 1 m de haut au maximum) et subaffleurants (dans le premier mètre de sédiment sous le fond de mer) (*cf.* 4.2.1.2 et 4.2.2.2) s'étend jusqu'à 2 km à l'ouest du rebord de plateau et jusqu'à près de 10 km à l'est du rebord du plateau (figure 5.7) (Dupré et al., 2014c; Ehrhold et al., 2014). Ces carbonates s'étendent au-delà de l'extension des sorties de méthane microbien (figure 5.7). La densité des monts carbonatés est maximale en rebord de plateau (243 structures par km², d'après Ehrhold et al., 2014) et tend à diminuer vers l'est, pour être quasi nulle à la limite orientale de la couverture des données GAZCOGNE1 (figure 5.7). L'étude des profils de rétrodiffusion fond de mer des campagnes ITSAS1, ITSAS2 et GITAN (*cf.* 4.2.2.2) a permis de mettre en évidence des carbonates authigènes sur le rebord oriental de la loupe d'arrachement de Capbreton (figure 5.7). **Les carbonates affleurants et subaffleurants s'étendent sur plus de 90 km en nord-sud et près de 12 km en est-ouest au plus large (figure 5.7). Les carbonates affleurants avérés sont également présents au-dessus de la section où la dernière unité de progradation P3 est la plus épaisse (figure 5.8 et *cf.* 4.1.1.2.3).** Aucune des anomalies acoustiques identifiées sur les données ITSAS1, ITSAS2 et GITAN n'est associée à des reliefs en fond de mer visibles, au regard de la résolution et qualité des données bathymétriques (*cf.* 4.2.1.2) et aucune autre structure de carbonates authigènes dérivés du méthane n'a clairement été mise en évidence ailleurs. Les structures à l'est et au nord du système GAZCOGNE peuvent être interprétées comme des carbonates authigènes mais avec un faible degré de confiance (*cf.* 4.2.4). La présence potentielle de carbonates authigènes en fond de mer proche de la tête de canyon de Cap Ferret étendrait l'extension du système des carbonates de 7 km vers le nord, mais ceux-ci sont toujours restreints au rebord de plateau (figure 5.7). La présence potentielle de carbonates plus à l'est étendrait le système des carbonates hors du système défini sur les données GAZCOGNE1 de seulement 5 km plus à l'est (figure 5.7).

En considérant l'extension complète du système des carbonates affleurants et subaffleurants, les dimensions du système pourraient atteindre 98 km en nord-sud et 17 km en est-ouest au plus large (figure 5.7).

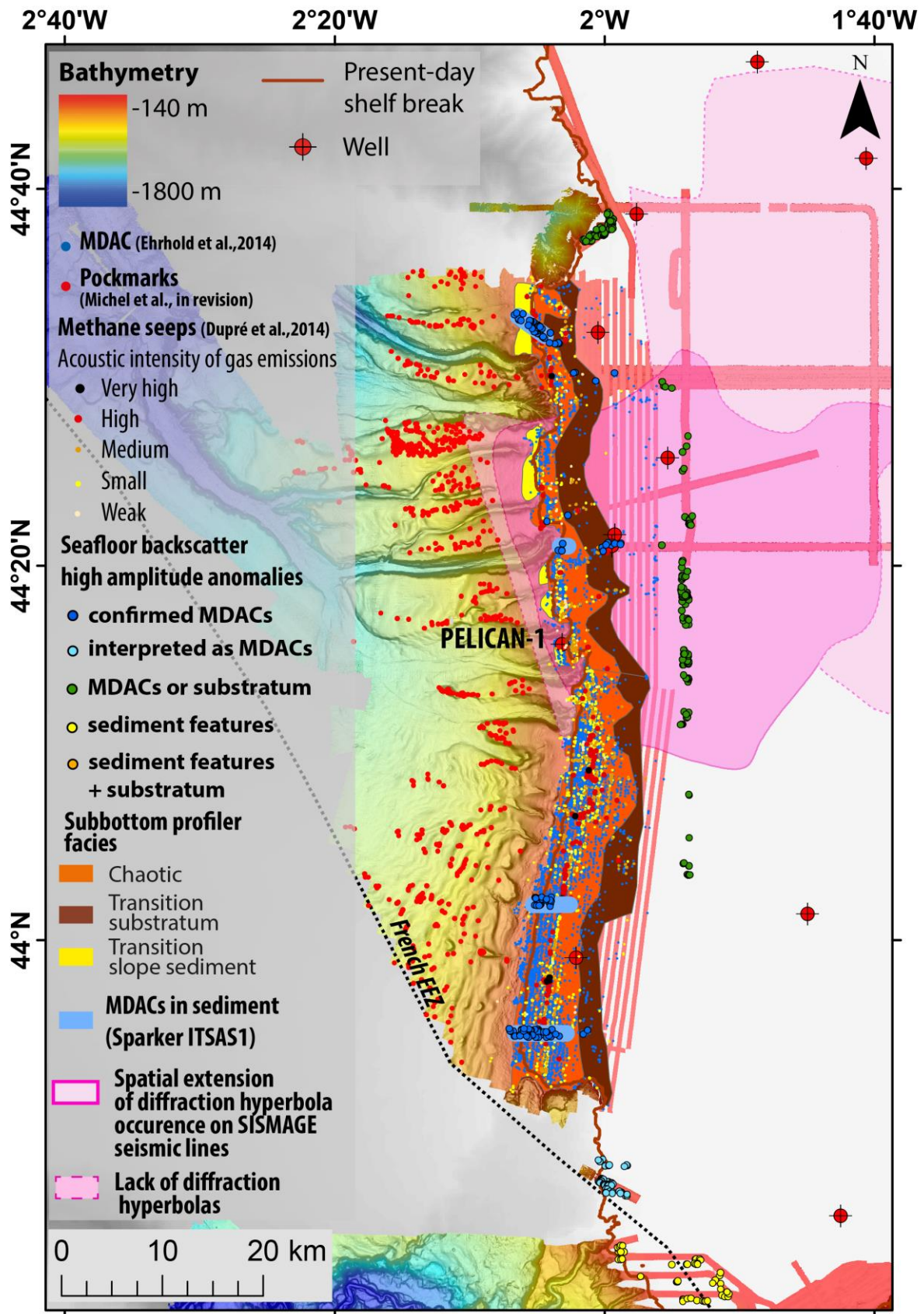


Figure 5.7: Carte de synthèse de la répartition des carbonates authigènes en (sub) surface, carbonates enfouis, hyperboles de diffraction et éléments affleurants du substratum et structures sédimentaires, sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b) et pockmarks dans la pente continentale.

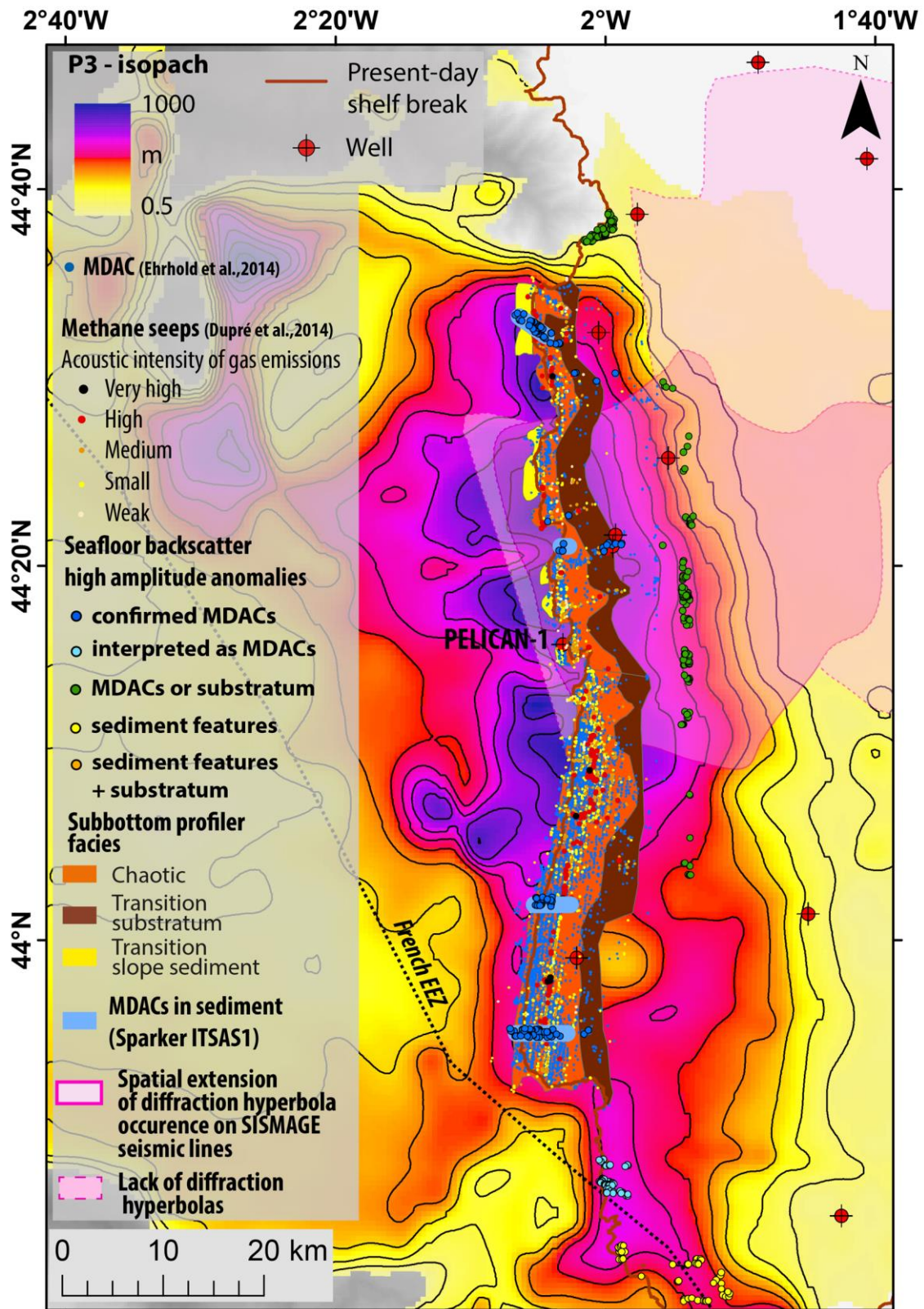


Figure 5.8: Carte de synthèse de la répartition des carbonates authigènes en (sub) surface, carbonates enfouis, hyperboles de diffraction et éléments affleurants du substratum et structures sédimentaires, sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b). Ces indices sont présentés sur un fond de carte correspondant à l'épaisseur de la dernière unité de progradation (P3 définie en section 4.1.1.2.3).

5.2.2 Quelle est l'extension du système des carbonates enfouis dans le sédiment sur le plateau aquitain ?

Les carbonates authigènes affleurants et subaffleurants en rebord de plateau (figure 5.7) sont également visibles dans les enregistrements sédimentaires sous la forme de réflexions chaotiques de fortes amplitudes (*cf.* 4.3.1.1 et 4.3.2.2). **Les carbonates enfouis dans le sédiment sont visibles jusqu'à 25 mbsf sur les données sondeur de sédiment et jusqu'à 50 mbsf sur les données Sparker (ITSAS1) (figure 5.9). Cette différence de détection est liée à la nature de la source sismique utilisée (*cf.* 3.3.2).**

Les réflexions sismiques chaotiques s'étendent en rebord de plateau, partout sous les zones de fortes densités de carbonates authigènes affleurants et subaffleurants (figure 5.7), et perturbent totalement la stratigraphie. Les carbonates authigènes dans le sédiment sont également visibles dans le haut de la pente continentale, jusqu'à 1.5 km à l'ouest du rebord de plateau (figure 5.7) mais ne perturbent plus autant la stratigraphie qui reste visible, ce qui est interprété comme une diminution de la densité de structures carbonatées dans le sédiment (*cf.* 4.3.3). Les carbonates authigènes dans le sédiment sont également visibles jusqu'à 3.5 km plus à l'est de la zone de forte densité des carbonates authigènes affleurants et subaffleurants (figure 5.7) dans les zones où les carbonates en (sub)surface sont présents en moins grande densité. A l'est des zones de fortes densités de carbonates en (sub)surface, les carbonates sont visibles dans la pile sédimentaire jusqu'à des profondeurs de l'ordre de la dizaine de mètres, au-dessus d'une surface indurée, interprétée comme liée au dernier bas niveau marin, du fait de la présence d'incisions d'une dizaine de mètre de large et de 5 m de profondeur environ (*cf.* 4.3.1.1).

Une gradation vers l'est des niveaux de carbonates authigènes dans le sédiment jusqu'en fond de mer est également observée. Les carbonates les plus profonds (jusqu'à 50 mbsf) sont situés exclusivement au niveau de la rupture de pente et du haut de pente continentale, alors que les carbonates enfouis entre 0 et 25 mbsf s'étendent également sous le plateau continental (figure 5.9). **Les carbonates authigènes affleurants et subaffleurants couvrent une surface plus large que les carbonates authigènes enfouis (hors hyperboles de diffraction) (figure 5.7) et sont situés dans la portion de la marge où la dernière unité progradante est la plus épaisse (figure 5.8).**

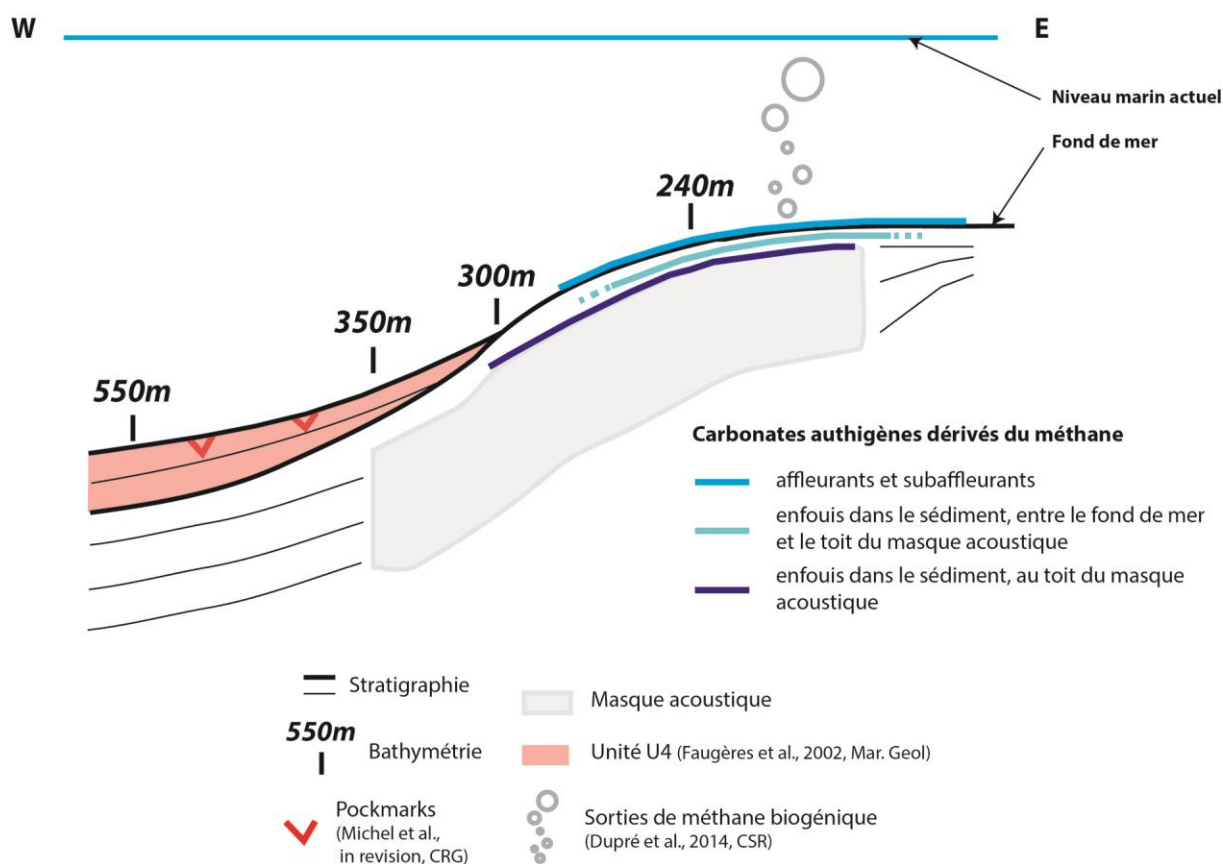


Figure 5.9: Schéma synthétique de la répartition des niveaux de carbonates authigènes dans le sédiment visibles, sur les données Sparker, données sondeur de sédiment et carbonates affleurants et subaffleurants. La position des sorties de méthane en rebord de plateau, du masque acoustique, de unité U4 et des pockmarks dans la pente continentale est aussi représentée.

Les points diffractants formant les hyperboles de diffraction visibles sur les lignes sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE (cf. 4.4.2) peuvent être interprétés comme des carbonates avec un indice de confiance moyen. Ces carbonates authigènes « potentiels », situés à l'est des carbonates authigènes affleurants et subaffleurants (figure 5.7), seraient localisés dans une zone de 1100 km², dans les pentes des cliniformes plio-pléistocènes, entre 200 et 900 mbsf (cf. 4.4.2). **Aucune hyperbole de diffraction n'est visible au niveau des ruptures de pentes des cliniformes, ce qui pourrait être expliqué par l'érosion de ces cliniformes lors des phases de régressions marines (Bellec, 2003) (cf. 4.3.3).** Sous le rebord de plateau, ces « hyperboles-carbonates » sont visibles de 20 à 400 mbsf dans la pente d'un cliniforme antérieur à celui formant le plateau actuel (cf. 4.4.2). Ainsi, ces carbonates formant les hyperboles de diffraction dans les pentes des cliniformes pourraient être interprétés comme des indices fossiles de l'activité de systèmes fluides lors de la mise en place des cliniformes respectifs.

5.3. Pockmarks dans la pente continentale

Les carbonates authigènes, hors conditions particulières, ne précipitent pas en fond de mer mais dans le sédiment (*cf.* 1.1.5.2). Les carbonates en subsurface légèrement enfouis dans le sédiment sous les sorties de méthane microbien, sont interprétés comme des carbonates précipitant à l'actuel. Majoritairement développées dans le sédiment, ces structures peuvent également se développer par la base du fait de la circulation actuelle de gaz.

Ainsi, la mise à l'affleurement des carbonates authigènes est essentiellement due aux processus érosifs (Paull and Ussler, 2008). Ces processus érosifs peuvent être liés à l'influence des courants sur le fond, or à l'actuel, les courants sont trop faibles pour éroder les sédiments du rebord de plateau (Barthe and Castaing, 1989). Les ondes internes, observées sur la zone d'étude, peuvent générer de fortes contraintes sur les rebords de plateau des marges continentales (Pingree et al., 1986; Cacchione et al., 2002) (*cf.* 2.5.3). Il est aussi possible que l'affleurement de ces carbonates en fond de mer soit indirectement lié aux variations du niveau marin. La dernière baisse du niveau marin, d'environ 120 m, il y a 20 ka, n'a pas entraîné l'émersion du rebord de plateau mais a pu entraîner l'augmentation de l'exposition aux grandes vagues de tempêtes ou aux ondes internes.

5.3 Pockmarks dans la pente continentale

5.3.1 Détection, caractérisation et répartition des pockmarks

L'utilisation des méthodes semi-automatiques pour la détection des pockmarks en fond de mer n'a pas montré des résultats satisfaisants, eu égard au temps passé à filtrer les artefacts de détection et à pointer les pockmarks manuellement (*cf.* 3.2.2.2). Les méthodes semi-automatiques s'avèrent idéales pour la cartographie de grandes étendues relativement planes, avec des pockmarks de morphologie similaire (*cf.* 3.2.2.2.3) (Andrews et al., 2010; Gafeira et al., 2012; Geldof et al., 2014). Ceci n'est pas le cas dans notre zone d'étude où les pockmarks présentent des diamètres et des élongations différentes, en plus d'être répartis exclusivement le long de la pente continentale avec une pente de 2 à 3° en moyenne, dans des zones de morphologies complexes de canyons et d'ondulations sédimentaires (Michel et al., in revision).

Les pockmarks ne sont présents qu'au-delà de 350 m de profondeur d'eau dans la pente continentale, ce qui correspond approximativement à la terminaison en biseau de l'unité U4 (Michel et al., in revision) (*cf.* 4.3.2).

Les pockmarks de la zone d'étude (*cf.* 4.2.1.1) présentent des morphologies variées avec des diamètres de 52 à 330 m et des profondeurs internes de 15 m en moyenne et font

partie des pockmarks de taille moyenne à grande d'après la synthèse proposée par Pilcher and Argent (2007) (figure 5.10). Les pockmarks observés dans la pente continentale de la marge Aquitaine sont des pockmarks subcirculaires à allongés dont la morphologie initialement subcirculaire a été modifiée (Michel et al., in revision).

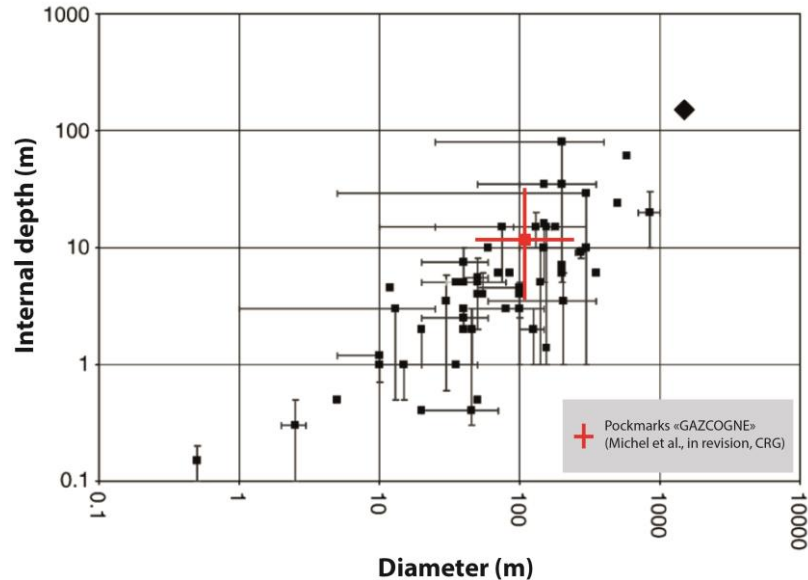


Figure 5.10: Synthèse de la distribution des pockmarks de différentes études bibliographiques, sur la base des critères morphologiques de diamètre et profondeur interne établie par Pilcher et Argent (2007). Les pockmarks de la pente continentale Aquitaine sont replacés sur ce diagramme.

De rares alignements locaux (maximum de 8 pockmarks sur 2 km) sont observés dans la zone des ondulations sédimentaires et des agrégats de pockmarks (densité pouvant atteindre 12 pockmarks/km²) sont identifiés dans la zone des inter-canyons (cf. 4.2.1.1) (Michel et al., in revision). Les pockmarks suivent des répartitions préférentielles le long des structures morphologiques des deux domaines (figure 5.11). Sur les inter-canyons, les pockmarks se répartissent suivant une direction est-ouest correspondant à l'allongement des inter-canyons, aussi bien sur le sommet des antiformes que sur les flancs des inter-canyons. Dans la zone des ondulations sédimentaires, les pockmarks se répartissent suivant la direction des morphologies d'ondulation sédimentaire, N10 à N35, avec une répartition équivalente entre les crêtes et les creux (figure 5.11) (Michel et al., in revision).

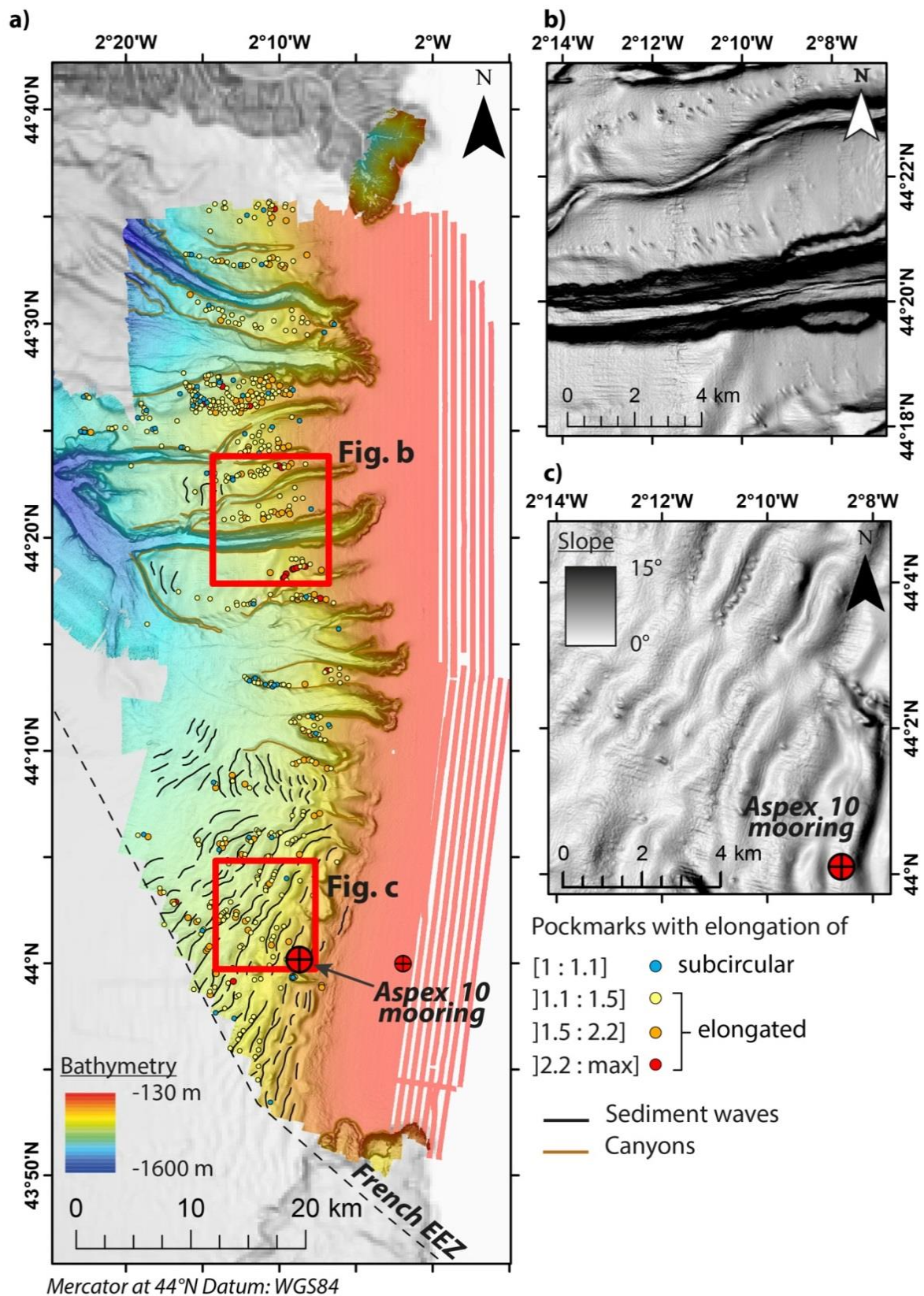


Figure 5.11: A) Carte bathymétrique de la répartition des pockmarks et de leur élancement. Cartes de pente B) présentant la répartition des pockmarks sur trois inter-canyons, C) dans la zone des ondulations sédimentaires avec la présence d'un alignement de pockmarks et de pockmarks répartis entre les crêtes et les creux (modifiée d'après Michel et al., in revision).

5.3.2 Inactivité des pockmarks et natures des fluides impliqués dans leur formation

Les données de rétrodiffusion colonne d'eau (*cf.* 4.2.3) de la campagne GAZCOGNE1 (2013), les campagnes PEGASE (1998), PELGAS (2001-2011) (Dupré et al., 2014b, 2014c) et GITAN (2015) indiquent que les sorties de méthane microbien sont exclusivement localisées en rebord de plateau et qu'aucune sortie de fluides n'est observée dans la pente continentale ou en pied de pente. **Les pockmarks de la pente continentale sont actuellement tous inactifs.** Malgré la mise en évidence de différentes classes morphologiques, l'ensemble des pockmarks présente une signature de rétrodiffusion fond de mer (*cf.* 4.2.2.1) correspondant à la valeur de rétrodiffusion fond de mer du sédiment encaissant (Michel et al., in revision). Quelques variations locales entre la signature de rétrodiffusion fond de mer des pockmarks et du sédiment encaissant ont été observées, mais elles ne concernent qu'un nombre restreint de pockmarks et sont interprétées comme des accumulations de sédiments grossiers dans le fond des pockmarks. **Les valeurs de rétrodiffusion fond de mer dans les pockmarks ne présentent pas d'évidence de la présence de carbonates authigènes dérivés du méthane affleurants ou subaffleurants (Klaucke et al., 2006; Dupré et al., 2010).**

Par ailleurs, les pockmarks étudiés sur les données de sondeur de sédiment (*cf.* 4.3.1.2) présentent uniquement des artefacts de triplification et aucune signature sismique pouvant attester de la présence de gaz (Løseth et al., 2009; Brothers et al., 2011), MDAC (Dupré et al., 2010), de pockmarks enfouis ou de conduits d'alimentation. Les pockmarks identifiés sur les lignes de sismique Sparker ne présentent aucune signature sismique particulière si ce n'est des artefacts de triplification (*cf.* 4.3.2.3). L'absence d'évidence de la présence de carbonates authigènes en surface ou en profondeur au niveau des pockmarks, ainsi que l'absence d'indices liés à la présence de gaz fait que le processus de formation des pockmarks peut être interprété comme étant lié à du « dewatering » (Harrington, 1985), à des sorties d'eau douce (Whiticar, 2002) ou à des échappements de gaz provenant d'un niveau source peu profond (les pockmarks étant enracinés à quelques mètres voire quelques dizaines de mètres maximum sous le fond de mer) (Judd and Hovland, 1992). Dans le cas de processus liés à la circulation de gaz, ces processus seraient récents ou correspondraient à une activité courte dans le temps car la circulation de gaz sur de longues périodes aurait entraîné la précipitation de carbonates authigènes (Andresen et al., 2008; Bayon et al., 2009b). Par ailleurs, même si les pockmarks sont présents dans la zone de stabilité des hydrates, aucun indice attestant de la présence d'hydrates n'est observé et les données GITAN, sur la loupe d'arrachement en pied de pente,

ont exclu la présence d'hydrates dans les premiers 30 m de sédiment (*cf.* 3.4.3). De plus, la morphologie des pockmarks ne correspond pas à celle des pockmarks à hydrates qui sont généralement des dépressions kilométriques avec des remplissages sédimentaires perturbés (Davy et al., 2010; Sultan et al., 2010; Riboulot et al., 2016). De plus petits pockmarks peuvent être observés en association avec ces méga-pockmarks à hydrates, mais ces petites structures sont associées à des conduits d'alimentation visibles dans la pile sédimentaire (Davy et al., 2010).

5.3.3 Contrôle sédimentaire sur l'initiation et la distribution des pockmarks

Les pockmarks sont restreints à l'unité sédimentaire superficielle U4, d'une épaisseur de 12 à 15 m, décrite par Faugères et al. (2002) dans la zone des ondulations sédimentaires et qui a été étendue dans le domaine des inter-canyons (*cf.* 4.3.2). De plus, l'absence de conduits d'alimentation exclut la connexion des pockmarks avec une source de fluides provenant de l'unité sous-jacente U3 (Faugères et al., 2002). L'âge de l'unité U4 a été estimé à 120-150 ka par Gonthier et al. (2006), mais en tenant compte des taux de sédimentation définis par Schmidt et al. (2009, 2014), l'âge de cette unité pourrait être beaucoup plus récent, de l'ordre de 12 à 15 ka seulement. **Dans ce contexte, les variations de niveau marin au cours du Pléistocène supérieur ont pu déclencher les sorties de fluides et initier la formation de ces pockmarks (Andresen and Huuse, 2011; Plaza-Faverola et al., 2011; Riboulot et al., 2013, 2014).** Les différences entre les modèles d'âge, pour la mise en place de l'unité U4 dans la pente continentale, ne permettent pas de dater l'initiation de la formation des pockmarks mais la position de cette unité au toit de la dernière progradation du plateau continental permet d'établir une chronologie relative, dans laquelle les pockmarks ont été initiés après le développement du dernier cliniforme du rebord de plateau.

Il n'a pas été observé de corrélation positive entre la surface des pockmarks de la pente continentale et leur répartition bathymétrique, comme cela est observé ailleurs (Gafeira et al., 2012; Schattner et al., 2012). Par ailleurs, dans le cas de cette étude, le contrôle par les faciès sédimentaires n'est pas clairement exprimé. La taille et la répartition des pockmarks a parfois été reliée à la nature et à l'épaisseur des sédiments (King and MacLean, 1970; Baltzer et al., 2014; Rise et al., 2015). Le contrôle par l'épaisseur de la couche sédimentaire récente (unité U4) est plus clairement exprimé dans le cas des pockmarks de notre zone d'étude. En effet, au sein des canyons, là où la couverture récente U4 est érodée, aucun pockmark n'est présent, comme cela est observé sur d'autres plate-formes (Brothers et al., 2014). **Dans le cadre de la marge sud aquitaine, la distribution des pockmarks est majoritairement contrainte par**

la présence et l'épaisseur de l'unité U4 qui varie de quelques mètres, à proximité de la terminaison en biseau, à plus d'une dizaine de mètres dans la pente. L'influence des morphologies héritées des inter-canyons et des ondulations sédimentaires sur la répartition de l'unité U4 semble également jouer un rôle secondaire dans la distribution des pockmarks.

5.3.4 Origine de l'élongation des pockmarks : pente, coalescence, courants ?

Bien que les pockmarks soient considérés comme issus du même processus de formation, ils présentent des différences morphologiques (*cf.* 4.2.1.1) et notamment sur le critère d'élongation (figure 5.11).

Des sorties successives de fluides pouvant expliquer la modification de la morphologie des pockmarks sont écartées compte tenu de l'inactivité des pockmarks et de l'absence d'évidences de circulations fluides massives et persistantes dans le passé et l'actuel. Par contre, il est possible d'envisager l'influence de la pente sur la modification des flancs des pockmarks pour expliquer la modification de la forme des dépressions circulaires en forme allongée (Brothers et al., 2014). La coalescence de pockmarks peut également expliquer l'élongation importante de certains pockmarks (Michel et al., in revision).

Un autre processus évoqué est l'influence des courants sur le fond qui peuvent modifier la forme initiale des pockmarks. Les courants dans la zone d'étude présentent majoritairement des vitesses inférieures à 10 cm/s. Ces vitesses sont suffisantes pour limiter les dépôts des particules fines mais sont insuffisantes pour remettre en suspension le sédiment (Michel et al., in revision). Des valeurs extrêmes de 34 cm/s sont parfois atteintes par ces courants et peuvent remettre en suspension le sédiment (Michel et al., in revision). Cependant, l'orientation générale des courants ne correspond pas à la direction de l'allongement des pockmarks. **A l'actuel, des upwellings au sein des pockmarks peuvent être induits par des courants sur le fond qui vont contribuer à préserver la morphologie des dépressions et minimiser la sédimentation par vannage des particules fines (Hammer et al., 2009; Brothers et al., 2011; Pau et al., 2014a).** Des courants relativement faibles (20 cm/s) observés sur la marge continentale des Etats-Unis, similaires à ceux de la marge sud aquitaine, apparaissent comme suffisant pour induire les phénomènes d'upwelling (Brothers et al., 2011). Les quelques pockmarks faiblement allongés de la zone d'étude (12% des 606 pockmarks) correspondent aux pockmarks subcirculaires (élongation jusqu'à 1.1) qui peuvent être expliqués par le remplissage d'une partie de la dépression par effondrement des flancs d'anciens pockmarks allongés. **Il est aussi possible que les pockmarks subcirculaires aient**

été formés après la formation et l'élongation, par les courants de fonds, de la majorité initiale des pockmarks formés précédemment.

5.3.5 Lien avec le système fluide microbien du plateau ? Avec d'autres systèmes fluides du golfe de Gascogne ?

Aucune sortie de gaz en fond de mer n'a été observée dans la pente continentale et les pockmarks sont exclusivement situés dans la pente à plus de 3 km à l'ouest des dernières sorties de méthane biogénique sur le rebord du plateau (*cf.* 4.2.4). Ces pockmarks existent uniquement dans l'unité sédimentaire U4 qui drapait la pente et qui a été dissociée de la présence de gaz, contrairement à l'unité U3 sous-jacente (*cf.* 4.3.3 et 4.4.4). De rares artefacts sismiques connectant l'unité U3 et l'unité U4 ont été observés sur les lignes de sondeur de sédiment ITSAS1 interprétées par Gonthier et al. (2006), mais ces connexions présumées ne sont observées que dans les champs des ondulations sédimentaires à des profondeurs d'eau dans la pente qui sont plus importantes que la limite de l'extension des niveaux chargés en gaz libre. Un seul conduit potentiel pour la circulation de fluide effectue la jonction entre le masque acoustique et l'unité U4. Ce conduit potentiel observé sur un profil Sparker, se situe sur l'inter-canyon le plus nord de la zone d'étude, en haut de pente, entre le système des pockmarks et le système fluide microbien du rebord de plateau (*cf.* 4.3.3). Aucune sortie de gaz n'a été observée au-dessus de ce conduit et la dépression en fond de mer à son aplomb est interprétée comme une incision. La connexion entre le masque acoustique et l'unité U4 dans la pente continentale est donc extrêmement limitée.

L'hypothèse de formation des pockmarks, leur inactivité à l'actuel, et leur position dans la pente, au-delà des indices de méthane microbien, tendent à montrer qu'ils sont déconnectés du système fluide actuel d'émission de méthane microbien situé en rebord de plateau.

Au regard des données disponibles, de l'inactivité des pockmarks de la zone d'étude, de leur morphologie et de leur répartition, les autres systèmes fluides du golfe de Gascogne : 1) les pockmarks du Haut de Landes (Iglesias et al., 2010; Baudon et al., 2013) et 2) les pockmarks de l'inter-canyon du flanc sud du canyon de Capbreton (Gillet et al., 2008; Baudon et al., 2013), ne présentent pas de similarités avec les pockmarks étudiés dans notre étude.

5.4 Niveaux sources de matière organique à l'origine de la genèse du méthane microbien

5.4.1 Approche pour la mise en place des scénarii de la source de matière organique à l'origine de la genèse du gaz.

L'approche « multi-données » mise en place dans le cadre de la thèse sur la marge Aquitaine, a permis de mettre en évidence différents indices, actuels ou fossiles, de la présence de fluides, afin de contraindre la géométrie du système fluide microbien (figure 5.12) et de répondre à la première partie de la problématique de la thèse (*cf.* 1.4).

La seconde partie de la problématique de la thèse sur les niveaux sources potentiels de matière organique à l'origine du méthane microbien (figure 5.1 et *cf.* 1.4) se base sur la proposition de différents scénarii qui intègrent la géométrie des horizons régionaux (*cf.* 4.1) (figure 5.13), ainsi que les différents indices acoustiques, sismiques et géochimiques ayant permis de contraindre la géométrie du système fluide. Ces scénarii sont présentés sous forme de blocs synthétiques 3D supports à la discussion (figure 5.14).

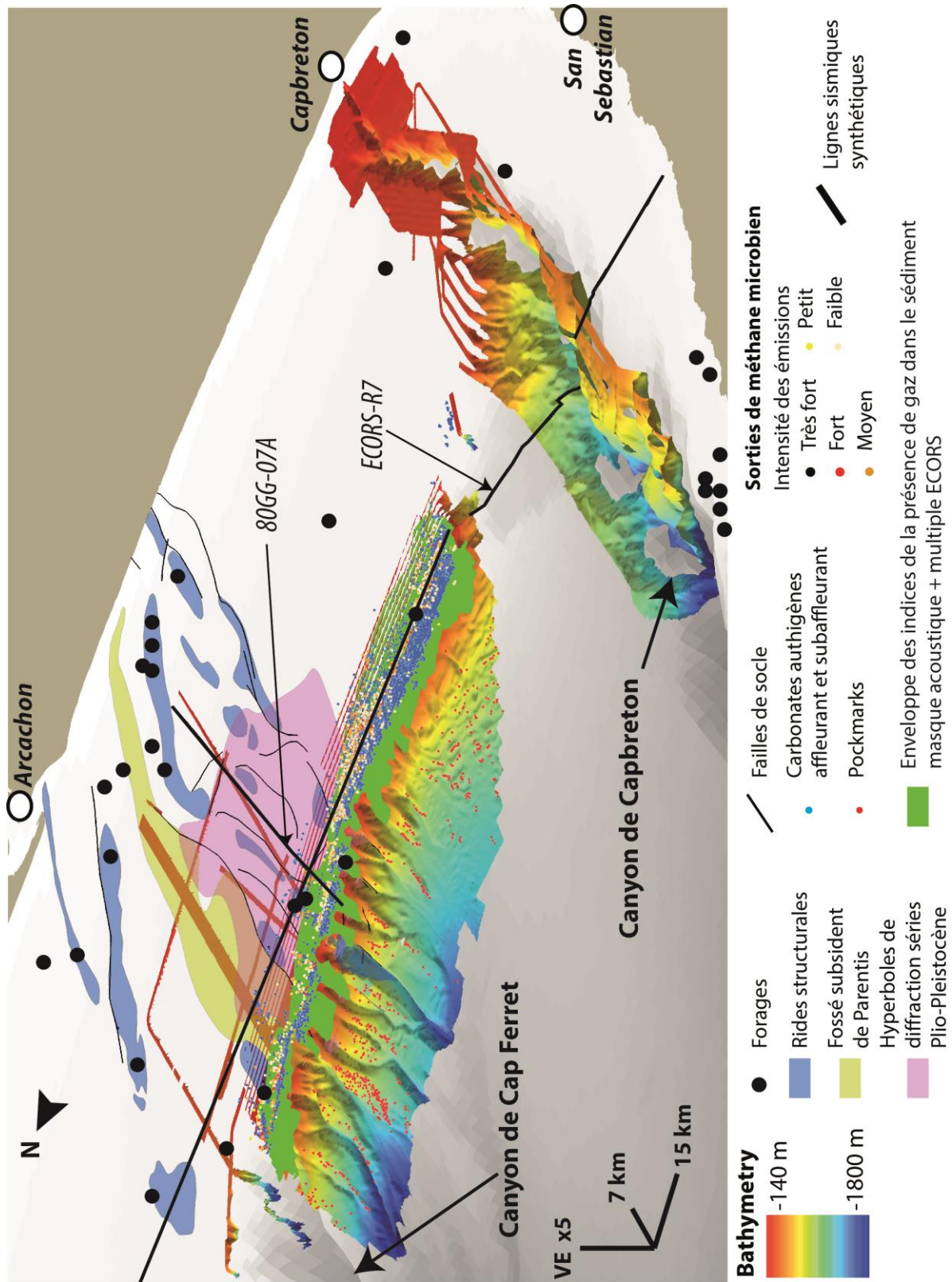
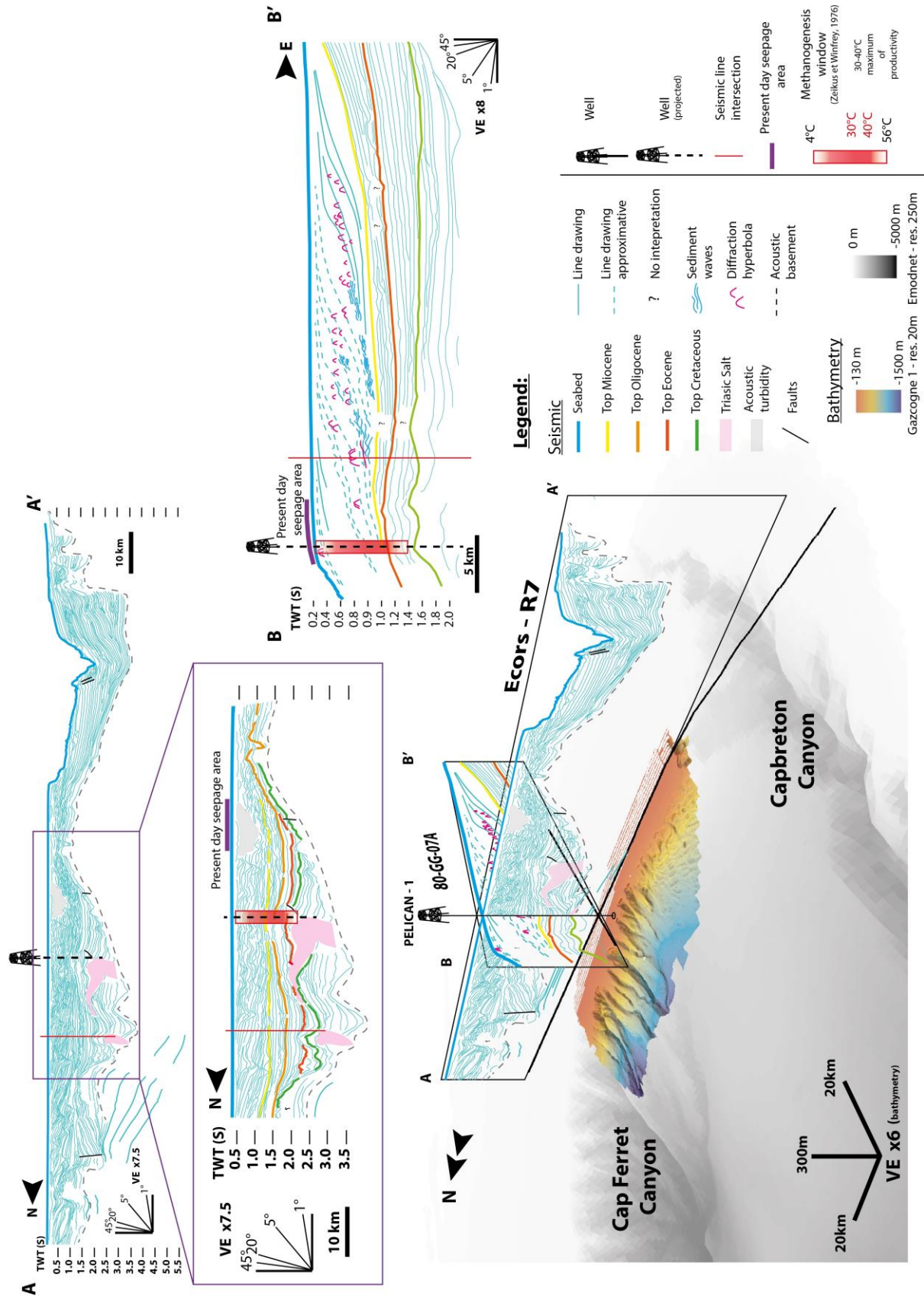


Figure 5.12 : Bloc 3D synthétique des indices fluides de présence de gaz, carbonates authigènes et pockmarks dans la pente continentale avec indications des éléments structuraux et localisation des puits.



5.4. Niveaux sources de matière organique à l'origine de la genèse du méthane microbien

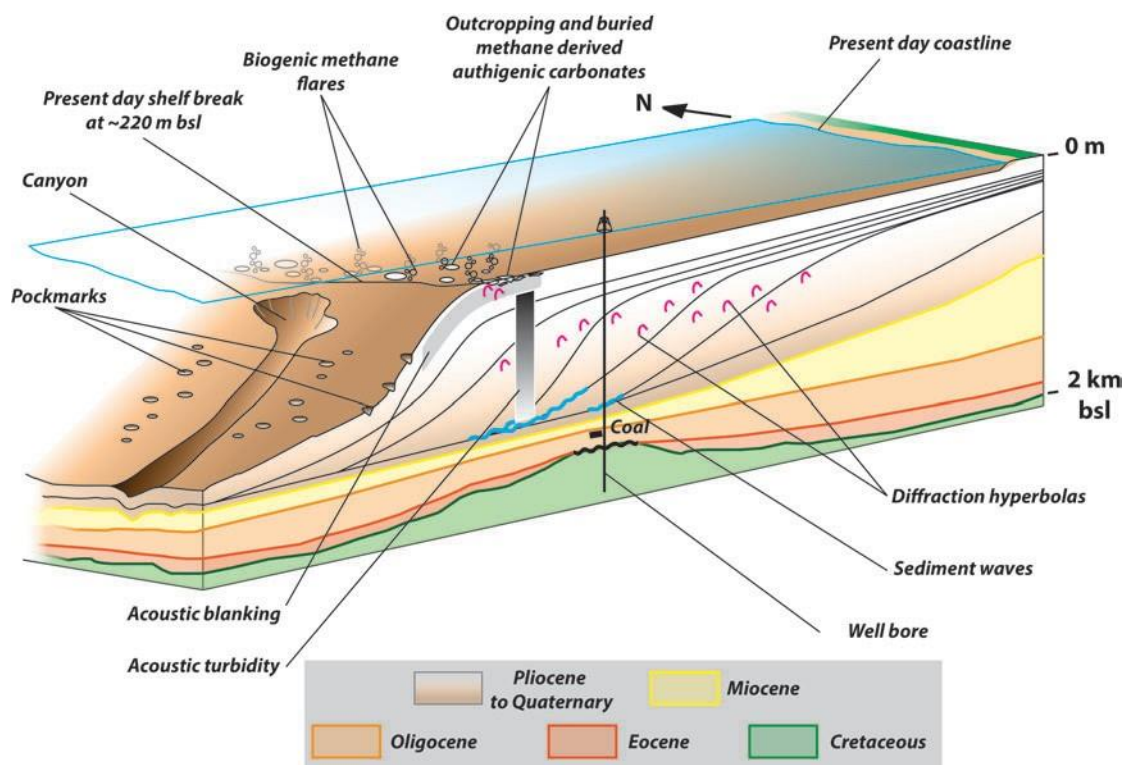


Figure 5.14: Bloc synthétique général servant de base pour la mise en place de différents scénarii. La géométrie des horizons régionaux est simplifiée et correspond à la géométrie au centre du bassin de Parentis. Les différents indices présentés sur cette figure sont conservés sur les autres blocs mais ne seront plus nommés.

Les limites supérieure et inférieure de la fenêtre de méthanogenèse (cf. 1.1.2) sur la zone d'étude sont basées sur les températures minimum (4°C) et maximum (56°C) établies par Zeikus and Winfrey (1976) et sur le gradient géothermique moyen du bassin de Parentis (25°C/km d'après Biteau et al., 2006). La fenêtre de méthanogenèse ainsi établie s'étend du fond de mer jusqu'à 1.8-2 km de profondeur sous le fond de mer. Les séries sédimentaires du bassin de Parentis offshore, situées dans cette fenêtre de méthanogenèse sont présentées en figure 5.15. Les différents niveaux stratigraphiques potentiels situés dans cette fenêtre sont ainsi passés en revue dans les différents scénarii. Les séries plus profondes (plus anciennes) que le Crétacé sont associées au système thermogénique du bassin de Parentis (figure 5.15 et cf. 2.4.8) (Biteau et al., 2006). Or les analyses moléculaire et isotopique des gaz émis en fond de mer en rebord de plateau indiquent une origine purement microbienne (cf. 1.2.4) (Ruffine et al., 2017) incompatibles avec un connexion au système thermogénique du bassin de Parentis offshore (cf. 1.2.4). Ainsi, les séries plus anciennes que celles du Crétacé ne sont donc pas considérées dans les différents scénarii.

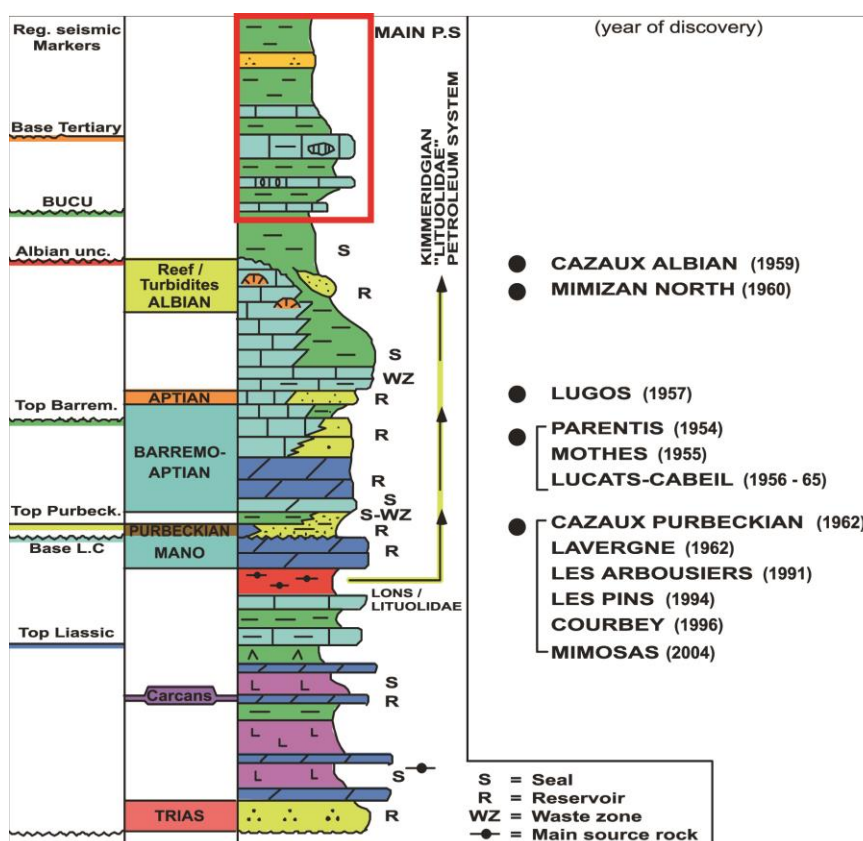


Figure 5.15: Log stratigraphique du bassin de Parentis offshore établi par Biteau et al. (2006). L'encadré rouge représente la fenêtre de méthanogenèse qui a été établie d'après Zeikus and Winfrey (1976) et les gradients géothermiques du bassin de Parentis.

5.4.2 Scénario 1 : Source de matière organique dans les séries crétaées du bassin de Parentis.

Les séries du Crétacé du bassin de Parentis ont été fortement affectées par les différentes phases de déformation tectonique (cf. 2.1 et 2.4). De ce fait, la géométrie de ces séries est complexe. La profondeur du toit des séries du Crétacé varie de 3.5 km (maximum) sous le fond de mer, au centre du bassin, à environ 800 m de profondeur sous le fond de mer au niveau du Haut des Landes (cf. 4.1.1.1). Compte tenu de la profondeur des séries et des gradients géothermiques, seulement les séries du Crétacé supérieur sont situées dans la limite inférieure de la fenêtre de méthanogenèse (figure 5.15).

Les valeurs de TOC mesurées dans les niveaux du Crétacé supérieur et jusqu'au Crétacé inférieur dans le puits PELICAN-1, avec les analyses ROCK-EVAL (cf. 4.5.1.1), sont de l'ordre de 0.5-1% et sont suffisantes pour produire du gaz microbien (cf. 1.1.3) (Clayton and others, 1992).

Les rapports finaux de sondages (cf. 3.4.5.3.1), ainsi que les analyses FIS (cf. 4.5.4) ont montré la présence locale d'hydrocarbures liquides car ces indices ne sont pas présents dans tous les puits (cf. 3.4.5.3.1). Les analyses FIS montrent que de l'huile est produite

localement, dans un puits, à des profondeurs de plus de 2 km sous le toit des séries du Crétacé (*cf.* 4.5.4). Les analyses présentent également des indices, mis en évidence dans tous les puits étudiés et sur l'ensemble des séries crétacées, de la dégradation de l'huile par des processus microbiens (*cf.* 4.5.4) mais le gaz microbien ne peut pas être issu la dégradation secondaire de l'huile et présenter une signature microbienne pure (Schoell, 1980, 1988; Whiticar, 1999). **Le potentiel thermogénique des séries du Crétacé est limité au Crétacé inférieur. L'ensemble des séries du Crétacé supérieur est situé à proximité du système thermogénique sous-jacent. La connexion des séries du Crétacé supérieur avec ce système thermogénique est confirmée par la mise en évidence de la dégradation secondaire de l'huile, lors de sa migration depuis les séries plus profondes.** Si le gaz microbien est généré dans les séries crétacées, il est difficilement envisageable que celui-ci migre vers le fond de mer et que les éléments associés à la dégradation secondaire de l'huile n'en fassent pas de même.

Les séries du Crétacé, sous le rebord de plateau actuel, sont présentes sur l'ensemble du bassin de Parentis, mais sont fortement érodées sur le Haut de Landes (*cf.* 4.1.1.1) alors que des sorties de méthane microbien sont présentes en fond de mer. Les séries du Crétacé sont affectées par un réseau de failles qui vient structurer le bassin de Parentis (*cf.* 2.1 et 2.4.1). L'étude des horizons régionaux (*cf.* 4.1) dans la zone d'étude a montré l'absence de failles visibles, à l'échelle de la sismique dans les séries post-oligocènes. **Les failles sont donc restreintes aux séries les plus profondes du bassin de Parentis.** Sur les flancs nord et sud du bassin de Parentis, la profondeur du socle affecté par des failles est moins importante, mais reste de l'ordre de plusieurs centaines de mètres sous une formation sédimentaire argilo-silteuse et sableuse d'âge néogène, non affectée par les failles (*cf.* 4.1). L'absence de failles visibles en sismique, n'exclue pas définitivement la présence de failles, au regard de la résolution de la sismique (*cf.* 3.3.6.3), mais le réseau de failles potentiel serait beaucoup moins développé dans les séries post-oligocènes. Quelques alignements de direction N45 des sorties de méthane microbien en fond de mer avaient été interprétés comme étant possiblement contraints par la présence des failles (*cf.* 1.2.2) (Ehrhold et al., 2014) qui structurent la partie profonde du bassin de Parentis (*cf.* 2.4.2). Or, la comparaison de l'orientation des alignements des sorties de méthane microbien avec la direction des structures profondes du bassin de Parentis montre que ces éléments ne sont pas orientés dans les mêmes directions (figure 5.16). **Le lien entre les sorties de méthane en fond de mer et un contrôle structural est donc difficile à établir et reste peu probable.**

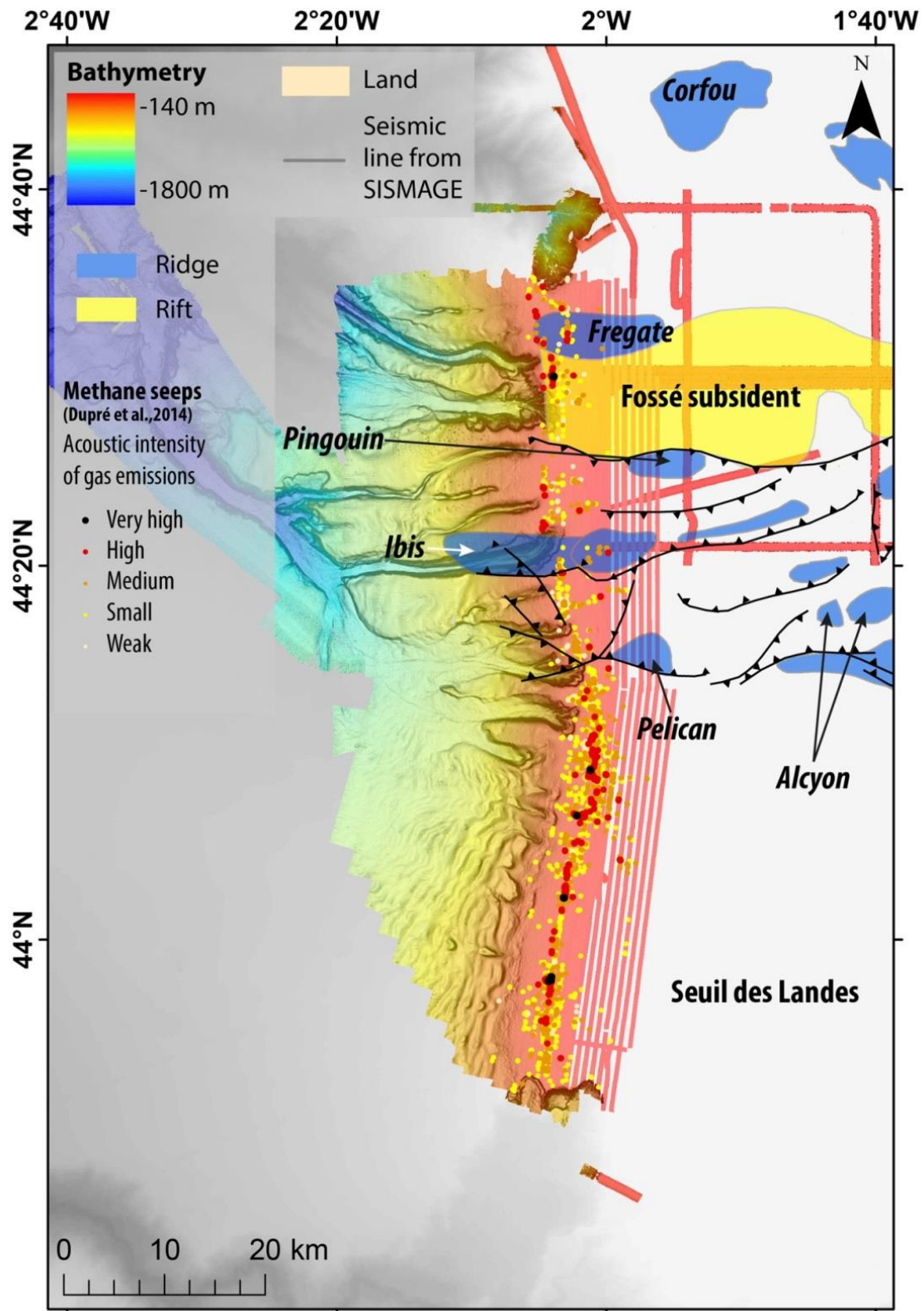


Figure 5.16: Carte de comparaison de la répartition des sorties actives de méthane microbien (Dupré et al., 2014c) au regard des structures profondes du bassin de Parentis (cf. 2.4.2).

En revanche, le réseau de failles profondes dans le socle jusque dans les séries post-oligocènes, peut expliquer la migration de l'huile depuis des séries plus profondes jusqu'aux

séries du Crétacé. **Le réseau de failles, connecté à des structures profondes, pourrait constituer une voie de migration pour la remontée de fluides profonds, éventuellement crustaux. Or les analyses de gaz rares indiquent clairement l'absence d'élément radiogénique d'origine profonde dans les sorties de gaz en fond de mer (cf. 1.2.4) (Battani et al., 2014).**

Dans l'hypothèse où le gaz microbien serait produit dans les séries du Crétacé, ce gaz doit alors migrer jusqu'au fond de mer en rebord de plateau. Il doit alors remonter soit verticalement à travers 800 m à 3.5 km d'épaisseur de sédiment (figure 5.17 et cf. 4.1.1.1), soit suivre la stratigraphie, soit s'accumuler dans des pièges stratigraphiques. Compte tenu de la géométrie des horizons régionaux (cf. 4.1.1.1), si le gaz migre verticalement, celui-ci peut sortir en fond de mer sur l'ensemble de la marge Aquitaine, or aucune sortie de fluide n'a été observée ailleurs qu'en rebord de plateau. Dans le cas où le gaz suivrait la stratigraphie, différents exutoires sont possibles :

- Le gaz suit les horizons du Paléogène ou du Miocène : le gaz produit dans le fossé subsident de Parentis migrerait alors vers les flancs sud et nord du bassin de Parentis. Sur le Haut des Landes et sur l'antiforme Frégate, là où les séries crétacées sont en contact ou proches des séries du Plio-Pléistocène (figure 5.17), le gaz passerait directement dans ces séries progradantes.
- Le gaz migre verticalement jusqu'à la base des séries du Plio-Pléistocène : les différents clinofformes contraindraient le gaz à migrer vers l'est (à moins que celui-ci ne continue à migrer verticalement).

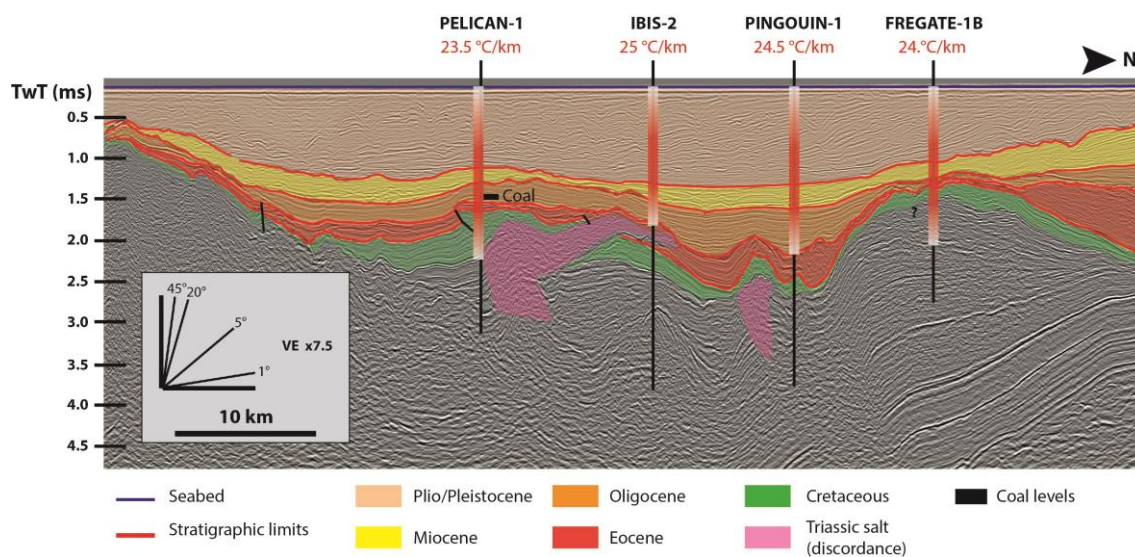


Figure 5.17: Extrait de la ligne sismique ECORS-R7 pour la représentation de la géométrie des horizons régionaux suivant une direction sud-nord, à proximité du rebord de plateau actuel (cf. 4.1.1.1).

Au regard des chemins potentiels de migration du gaz, trois hypothèses sont proposées pour établir la connexion du gaz potentiellement généré dans les séries du Crétacé avec les sorties en fond de mer situées en rebord de plateau (figure 5.18).

- 1) Le gaz migre verticalement, uniquement depuis le Crétacé situé à l'aplomb du système actif.
- 2) Le gaz, généré dans les séries du Crétacé situées à l'ouest du rebord de plateau actuel, peut remonter le long de la pente dans les cliniformes plio-pléistocènes et converger vers le rebord de plateau, mais il n'engendre aucune sortie de gaz dans la pente continentale.
- 3) Le gaz, produit dans les séries du Crétacé à l'est du système actif, ou produit à l'aplomb du système actif en rebord de plateau et migrant vers l'est dans les cliniformes, pourrait être contraint par le système d'aquifères et être forcé à migrer vers l'ouest.

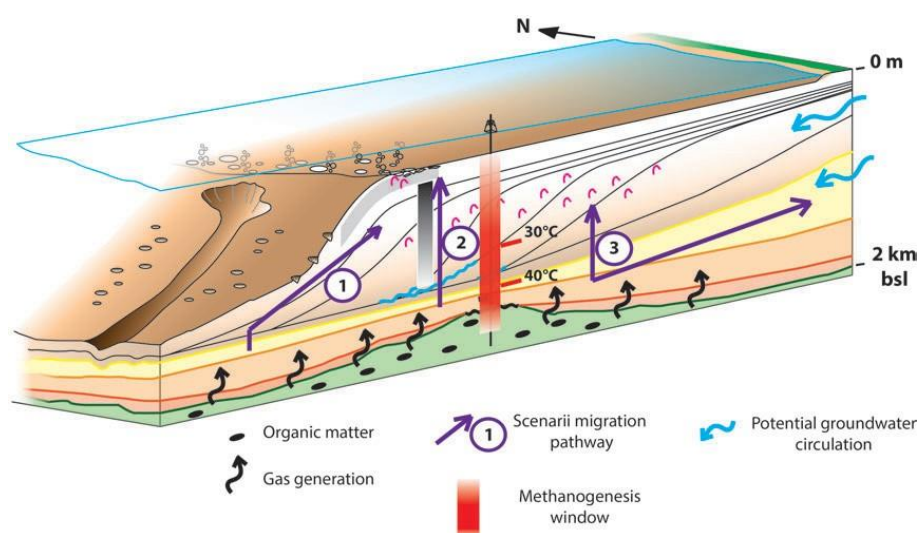


Figure 5.18: Scénario 1 : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les séries crétacées pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel.

Des niveaux aquifères sont mis en évidence sur l'ensemble de la marge sud aquitaine dans les séries du Crétacé et dans les séries plus profondes (cf. 3.4.5.3.2). L'absence de contrôle géologique dans les premières centaines de mètres sous le fond de mer (cf. 3.4.5.2) ne permet pas de confirmer ou d'écarter la présence d'aquifères pour la majorité des puits. **Cependant, des niveaux aquifères dans les séries néogènes ont été identifiés entre 20 et 140 mbsf.** Ces niveaux aquifères n'ont été observés que dans les puits LE-SEXTANT-1, ORION-1 et PHOENIX-1 dans la partie interne du plateau aquitain (cf. 3.4.5.3.2). Des niveaux aquifères ont également été mis en évidence dans les puits DANU-1 et ESUS-1 mais

dans les séries paléogènes uniquement. L'extension de ces niveaux aquifères n'est pas définie du fait de l'absence de contrôle géologique dans les autres forages sur cet intervalle. Dans l'hypothèse où des niveaux aquifères seraient présents dans les séries récentes et atteindraient le rebord de plateau, comme par exemple dans le cas de la marge du New Jersey (*cf.* 2.4.11.2) (Van Geldern et al., 2013), le transit du gaz dans les aquifères est envisagé. Cependant, même si l'influence d'eaux d'aquifères est clairement établie dans le processus de précipitation des carbonates authigènes du rebord de plateau (*cf.* 1.2.4) (Pierre et al., 2017), le transport du gaz dans un aquifère ne peut s'effectuer qu'en phase dissoute (Bugna et al., 1996; Clark, 2015) et le transfert du gaz microbien en rebord de plateau s'est essentiellement effectué par advection (Ruffine et al., 2017). L'hypothèse de la circulation du gaz microbien dans un aquifère n'est donc pas considérée comme le mécanisme majeur de transit du gaz, mais reste envisagée.

Les séries crétacées présentent un potentiel réel pour la génération de gaz microbien, mais la proximité des séries avec le système thermogénique et la connexion possible avec des structures profondes nuance le scénario 1 (origine du gaz microbien dans les séries du Crétacé). De plus, compte tenu de la géométrie des horizons régionaux, la migration potentielle du gaz depuis les niveaux sources jusqu'en rebord de plateau pour aboutir à des sorties exclusivement focalisées en rebord de plateau est difficile à établir et comprend de nombreuses incertitudes.

5.4.3 Scénario 2 : Génération du méthane microbien dans les séries du Paléogène

5.4.3.1 Source du méthane dans les séries à faibles teneur en matière organique

Les séries du Paléogène s'étendent sur l'ensemble du bassin de Parentis. Elles sont fortement érodées sur le Haut des Landes, sur l'antiforme Frégate (*cf.* 2.4.2) et elles sont totalement érodées sur les flancs du bassin de Parentis, notamment à l'aplomb de zones où des sorties de méthane microbien sont visibles en fond de mer (*cf.* 4.1.1.1). L'épaisseur de ces séries varie de la centaine de mètres à près de 1 km dans les sous-bassins du bassin de Parentis (*cf.* 4.1.1.1.2). **Les séries du Paléogène présentent des teneurs en TOC, compris en moyenne entre 0.2 et 1% (*cf.* 4.5.1.1), qui sont suffisantes pour la méthanogenèse (Clayton and others, 1992).** De plus, ces séries se situent en profondeur dans la fenêtre de méthanogenèse et justement dans l'optimum de température entre 30 et 40°C (Zeikus and Winfrey, 1976). **Les séries sédimentaires paléogènes constituent donc niveaux sources potentiels intéressants, pour la génération du gaz microbien.**

Les rapports de puits (*cf.* 3.4.5.3) et les analyses FIS (*cf.* 4.5.4) ont montré la présence de méthane, éthane et CO₂ dans les séries paléogènes. Les analyses FIS (*cf.* 4.5.4) indiquent également la présence d'huile associée à des éléments chimiques liés à la dégradation secondaire de l'huile par des processus microbiens. Ainsi, la présence d'huile dans la zone de méthanogenèse ajoutée aux indices de la dégradation de l'huile, indique que l'huile n'est pas générée sur place. **Cette huile aurait migré depuis des niveaux plus profonds, ce qui indique la connexion des séries du Paléogène avec le système thermogénique du bassin de Parentis, ou tout au moins avec les séries du Crétacé qui présentent les mêmes indices.**

Suivant le niveau source du gaz, dans le bassin de Parentis ou sur les hauts structuraux bordant le bassin au nord et au sud (*cf.* 4.1.1.1.2), celui-ci pourra migrer selon différentes voies.

Dans la première hypothèse, le gaz migre verticalement jusqu'en fond de mer. Dans ce cas, seules les séries paléogènes à l'aplomb du système des émissions de méthane en rebord de plateau permettent d'alimenter le système, et d'autres sorties devraient atteindre le fond de mer en différents endroits de la marge Aquitaine.

Une seconde hypothèse est la migration du gaz en suivant la stratigraphie. Dans ce cas, le gaz généré dans le bassin de Parentis migrerait vers les flancs du bassin et pourrait ; soit, s'accumuler dans les terminaisons en biseau des séries du Paléogène, soit, remonter dans les séries miocènes. Aucune accumulation de gaz n'a été mise en évidence dans les biseaux des séries du Paléogène sur les flancs du bassin de Parentis, que ce soit en sismique (*cf.* 4.1.1.1.2) ou dans les puits (*cf.* 3.4.5.3.1), cette hypothèse est donc écartée. Le gaz, une fois passé dans les séries miocènes peut suivre la géométrie du toit du Miocène et continuer à migrer le long des flancs du bassin de Parentis, soit migrer verticalement dans les progradations du Plio-Pléistocène (figure 5.19). Le gaz potentiellement généré sur les hauts structuraux, où les séries sont fortement érodées passerait directement dans les progradations du Plio-Pléistocène. Une fois dans les cliniformes du Plio-Pléistocène, le gaz peut soit migrer verticalement jusqu'en fond de mer, soit migrer le long de la stratigraphie et suivre la pente des cliniformes et ainsi transiter vers l'est (figure 5.19). En suivant ces voies de migration potentielles, du gaz généré en pied de pente dans les séries du Paléogène devrait suivre la stratigraphie pour converger en rebord de plateau (figure 5.19). Le gaz généré à l'aplomb du système des émissions de méthane en rebord de plateau, devrait alors migrer verticalement (sinon le gaz transiterait vers l'est le long de la stratigraphie (figure 5.19)). Du gaz généré à l'est du rebord de plateau

s'exprimerait soit en fond de mer à l'est (mais aucun indice de circulations de fluides n'a été mis en évidence en fond de mer) soit dans la première centaine de mètres sous le fond de mer (cf. 4.4.4). L'influence d'un système d'aquifères qui pourrait contraindre la migration du gaz vers le rebord de plateau a déjà été minimisée dans le cas du gaz issu des séries du Crétacé et qui migrerait vers l'est dans les cliniformes du Plio-Pléistocène (cf. 5.4.2).

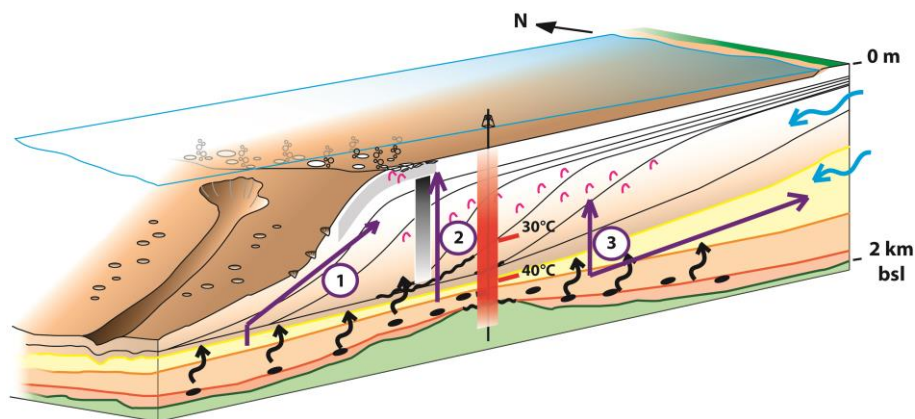


Figure 5.19: Scénario 2a : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les séries du Paléogène pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel. Les scénarii 1) et 3) sont en tiret car ceux-ci ne sont pas forcément pertinents compte tenu de l'extension limitée des niveaux de lignites.

Les séries oligocènes présentent de bonnes qualités pour la génération du méthane microbien mais les séries sont érodées sur les flancs du bassin de Parentis alors que des sorties de fluides sont observées sur 80 km du nord au sud sur le plateau continental Aquitain. De plus, compte tenu des voies de migration potentielle du gaz généré dans les séries paléogènes, si le gaz migrerait verticalement, des sorties de fluides seraient observées ailleurs sur la marge Aquitaine, ce qui n'est pas le cas. Le gaz, en suivant la stratigraphie, serait évacué vers les flancs du bassin de Parentis ou vers l'est et ne pourrait alimenter le système fluide sur une longueur de 80 km en nord-sud (en rebord de plateau). Seul le gaz pouvant être généré dans la pente ou en pied de pente pourrait alimenter le système. Or, la connexion du système fluide du rebord de plateau avec une source profonde en pied de pente n'a pas pu être validée par des indices acoustiques et sismiques.

5.4.3.2 Source du méthane microbien dans les niveaux spécifiques de lignites de l'Oligocène

Des niveaux riches en matière organique, avec des TOC de l'ordre de 35% ont également été mis en évidence dans le puits PELICAN-1 à une profondeur de 1490-1540 m sous le niveau marin actuel dans les séries de l'Oligocène (cf. 4.5.1.1). Ces niveaux riches en

matière organique sont des lignites (définies par les analyses ROCK-EVAL 6 et identifiées sur les logs de puits). **Les charbons présentent de forts potentiels pour la génération de gaz et de faible propension à la génération d'huile (Tissot and Welte, 1984).** Inagaki et al. (2015) ont montré que des séries riches en lignites situées à de grande profondeur (de l'ordre de 2.5 km sous le fond de mer) pouvaient être d'excellentes roches sources pour la production de gaz microbien. De plus les lignites du bassin de Parentis se situent dans la fenêtre de méthanogenèse et plus particulièrement dans l'optimum thermique de productivité (figure 5.15) (Zeikus and Winfrey, 1976). **L'extension des lignites n'est pas connue précisément, mais semble limitée car, elles ne sont observées que dans le puits PELICAN-1.** Les autres puits offshore du bassin de Parentis (15 puits) ne présentent pas de niveaux pluri-métriques de lignites dans les séries d'âge Oligocène comme dans le puits PELICAN-1 (*cf.* 4.5.1.1). Par ailleurs, les analyses FIS ont montré que ces niveaux de lignites étaient corrélés avec un pic de méthane mais aussi avec des traces de paraffines et des indices de la dégradation de l'huile par des processus microbiens. L'huile présente au niveau des charbons n'est pas générée sur place, d'autant plus que ces niveaux se situent dans la fenêtre de méthanogenèse propice à générer préférentiellement du gaz (Tissot and Welte, 1984; Hunt, 1991). La présence de l'huile indique cependant la connexion avec un système thermogénique ou du moins la connexion avec les séries sous-jacentes du Crétacé qui présentent les mêmes indices (*cf.* 5.4.2).

En termes de migration, le gaz généré aux niveaux de ces charbons ne pourrait que migrer verticalement pour alimenter le système des émissions de méthane en rebord de plateau (figure 5.20). Dans le cas d'une migration dictée par la stratigraphie, le gaz pourrait migrer vers les flancs nord et sud du bassin de Parentis le long du toit des séries du Miocène mais le gaz ne pourrait migrer que vers l'est le long des cliniformes des progradations du Plio-Pléistocène (figure 5.20).

5.4. Niveaux sources de matière organique à l'origine de la genèse du méthane microbien

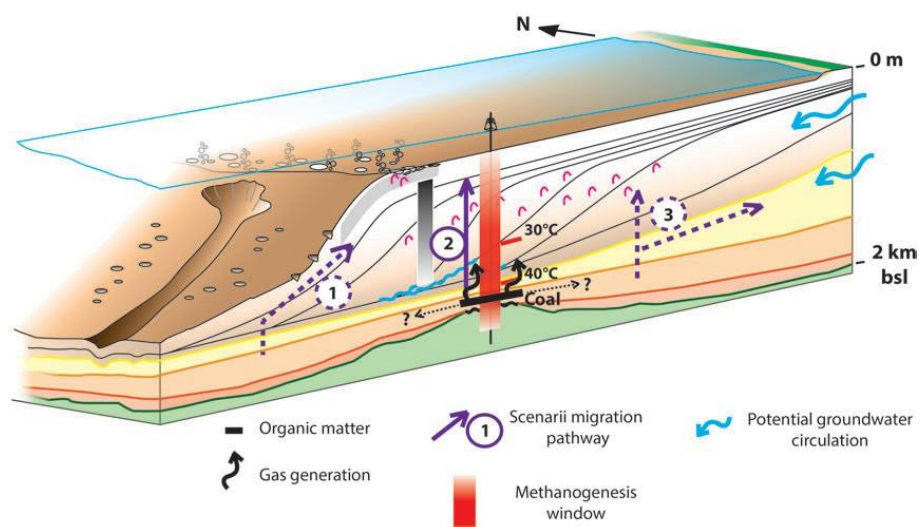


Figure 5.20: Scénario 2b : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les lignites oligocènes pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel. Les scénarii 1) et 3) sont en tiret car ceux-ci ne sont pas forcément pertinents compte tenu de l'extension limitée des niveaux de lignites.

Les charbons de l'Oligocène présentent de très bonnes qualités pour la génération du méthane microbien et constituent un scénario intéressant. Cependant, l'extension des niveaux de charbon est extrêmement restreinte comparée à l'extension de 80 km en nord-sud des sorties de méthane microbien en rebord de plateau. L'apport local de gaz issu de ces charbons en rebord de plateau ne peut être écarté, mais cette part est extrêmement limitée comparée à une autre source principale.

5.4.4 Scénario 3 : Méthane microbien dans les séries néogènes et pléistocènes

5.4.4.1 Génération du méthane microbien dans les séries miocènes et premières progradations du Plio-Pléistocène

Les séries néogènes sont présentes sur l'ensemble du bassin de Parentis, le Haut des Landes et s'étendent dans la partie onshore du bassin de Parentis où elles affleurent (cf. 2.4.9). Les séries miocènes présentent des épaisseurs variant de 600 m dans le bassin de Parentis à moins de 200 m sur le Haut des Landes et sur le Seuil d'Hourtin (cf. 4.1.1.1.3), zones où les séries sont en partie érodées. Les séries du Miocène sont situées en profondeur dans la fenêtre de méthanogenèse et présentent des TOC compris entre 0.3% et 0.7% (cf. 4.5.1.1). D'après les analyses ROCK-EVAL6 (cf. 4.5.1.4), la matière organique dans les séries du Miocène est de type continental et les rapports de forage indiquent la présence d'éléments détritiques et d'éclats de lignites confirmant la présence d'une matière organique continentale présente dans des formations marines, témoignant de transferts depuis le continent jusque dans le domaine

marin. Les analyses FIS (*cf.* 4.5.4) sur les déblais des séries du Miocène attestent de la présence de fonds gazeux constitués de C1, C2 et CO₂, de la déconnexion avec tout système thermogénique et des procédés de dégradation secondaire de l'huile. Les séries du Plio-Pléistocène qui se mettent en place par progradation au-dessus du Miocène sont également présentes sur l'ensemble de la marge Aquitaine et montrent des épaisseurs qui varient de plusieurs centaines de mètres sur les hauts structuraux à près de 1 km au niveau du fossé subsident du bassin de Parentis (*cf.* 4.1.1.2). **Les séries du Plio-Pléistocène sont uniquement érodées dans la loupe d'arrachement de Capbreton, là où les séries miocènes sont conservées mais où aucune sortie de fluide n'a été observée.** La base des séries du Plio-Pléistocène présentent également des TOC compris entre 0.3 et 0.7% (*cf.* 4.5.1). La géologie de la partie supérieure des séries plio-pléistocènes (0 – 350 mbsf) n'a pas été reconnue par les forages (*cf.* 3.4.5.2) mais la base de ces séries, dans les forages, a été décrites comme des formations marines avec des alternances de sédiments détritiques et avec des traces de lignites. Ce mélange de sédiments d'origine marine et d'origine continentale dans les progradations témoigne bien des apports continentaux qui contribuent au budget sédimentaire du plateau, de la pente et pied de pente des différents clinofomes. Comme pour les séries du Miocène, les analyses FIS indiquent clairement une déconnexion avec le système thermogénique profond sous-jacent (*cf.* 4.5.4).

La migration potentielle du gaz généré à partir des séries du Miocène ou des séries du Plio-Pléistocène peut suivre les chemins de migration présentés précédemment dans les autres scénarii (*cf.* 5.4.2 et 5.4.3). Si le gaz est généré dans le Miocène, il peut migrer vers les flancs du bassin de Parentis et passer dans le Plio-Pléistocène lorsque les séries miocènes sont fortement érodées. Comme pour les autres scénarii, si le gaz migre verticalement jusqu'en fond de mer, des sorties de gaz seraient visibles ailleurs qu'en rebord de plateau. Lorsque le gaz est passé dans les progradations du Plio-Pléistocène ou que le gaz est généré dans les clinofomes, celui-ci peut, soit migrer verticalement jusqu'en fond de mer, soit migrer vers l'est en suivant la stratigraphie (figure 5.21). Dans le cas où du gaz serait généré à l'est du système actuel, celui-ci pourrait migrer verticalement ou migrer vers l'est. Comme pour les autres scénarii, cette hypothèse du gaz généré à l'est induirait soit des sorties en fond de mer dans la partie médiane du plateau soit une migration dans les clinofomes (figure 5.21) mais aucun de ces éléments n'a été mis en évidence sur les données acoustiques ou sismiques. Le forçage de la migration du gaz par le système d'aquifères (figure 5.21) est difficilement envisageable, comme pour les autres scénarii (*cf.* 5.4.2 et 5.4.3).

5.4. Niveaux sources de matière organique à l'origine de la genèse du méthane microbien

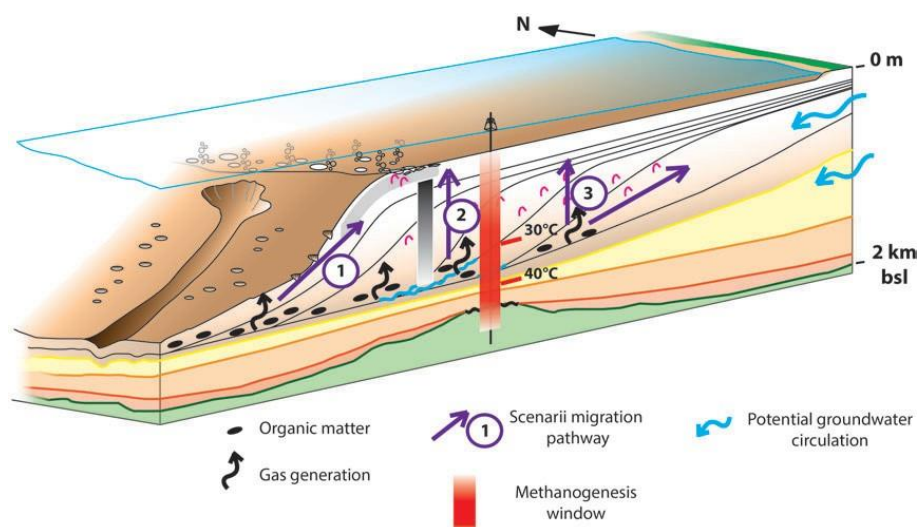


Figure 5.21: Scénario 3 : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les séries néogènes pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel.

Le contrôle structural sur les sorties de fluides en fond de mer a été écarté (cf. 5.4.2) mais le contrôle sédimentaire dans les séries du Plio-Pléistocène doit être considéré. Des travaux sur la stratigraphie sismique des lignes de sismique Sparker avaient déjà mis en évidence le développement d'un réseau de drainage, d'âge néogène et même quaternaire, sur la marge nord aquitaine (figure 5.22) (Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010). Par ailleurs de nombreuses incisions de dimensions plus réduites (dizaine de mètres de large pour 5 m de profondeur) ont été mises en évidence à des profondeurs de la dizaine de mètres sous le fond de mer sur les profils sondeur de sédiment de la campagne GAZCOGNE1 (cf. 4.3.1). Ces incisions n'ont pas pu être prolongées jusqu'en rebord de plateau du fait de la présence de réflexions sismiques chaotiques occultant la stratigraphie (cf. 4.3.1.1 et 4.3.2.2). Une hypothèse pour expliquer les alignements de sorties de méthane microbien dans la moitié nord de la zone d'étude est celle de la présence des incisions dans les enregistrements sédimentaires du plateau aquitain. L'origine de ces incisions a été définie sur la marge nord aquitaine comme étant liée au réseau d'incisions fluviales connectées aux fleuves côtiers lors des périodes de bas niveaux marins (Lericolais et al., 1998; Bellec, 2003; Féliès and Lericolais, 2005; Bellec et al., 2009; Bellec and Cirac, 2010). Dans le cas de la Marge Sud Aquitaine, les incisions connectées aux fleuves côtiers majeurs sont essentiellement canalisées vers les têtes des canyons de Cap Ferret au nord (Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010) et Capbreton au sud (Mulder et al., 2004). Cependant, la mise en place d'un réseau de drainage secondaire sur le Plateau Aquitain avait déjà été suspectée en étudiant le réseau de drainage à terre et la succession des unités sédimentaires, notamment la formation du Sable des Landes

(Klingebiel and Legigan, 1985). L'étude des lignes de sismique Sparker (Bellec, 2003) avait également permis de mettre en évidence le développement de ce réseau d'incisions sur le plateau aquitain lors des phases de bas niveaux marins depuis le Pléistocène (figure 5.22) (Bellec, 2003). Dans la moitié sud de la zone d'étude, là où les sorties de méthane microbien sont quasi-continues (cf. 4.2.2), aucune incision n'a été observée dans la dizaine de mètres sous le fond de mer (cf. 4.1 et 4.3). A l'actuel, aucune incision visible en fond de mer n'est observée sur le plateau continental Aquitain. Ceci peut être expliqué par le fait que les fleuves côtiers de la côte landaise ont été déconnectés du plateau continental Aquitain actuel depuis l'Holocène (10 ka) lors de la mise en place du cordon dunaire (cf. 2.4.9 et 2.4.10) (Klingebiel and Legigan, 1985).

Les discontinuités sédimentaires sur la surface érosive des incisions chenalisantes peuvent constituer des drains pour la circulation de fluides et le remplissage sédimentaire des incisions, des conduits préférentiels pour la circulation du gaz (e.g. Baltzer et al., 2014; Gay et al., 2003; Gillet et al., 2008). La direction exacte et la cartographie fine des incisions ne peuvent être déterminées actuellement du fait de la distance inter-profil qui ne permet pas de relier les incisions entre elles avec confiance et donc de valider cette hypothèse.

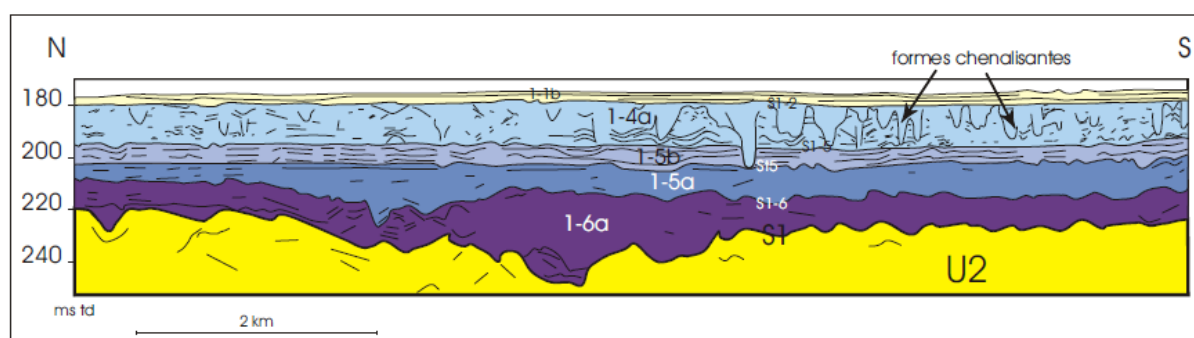


Figure 5.22: Extrait d'un profil sismique Sparker (ITSASI) sur la plate-forme Sud Aquitaine mettant en évidence le développement d'un réseau de formes chenalisantes dans les séries holocènes, d'après Bellec (2003).

L'étude des lignes sismiques pétrolières disponibles n'a pas permis de cartographier ce réseau d'incisions, mais des dépressions interprétées comme des incisions plus profondes sous le fond de mer, orientées dans des directions comprises entre NE-SO et E-O, ont été observées dans les séries d'âge plio-pléistocène (cf. 4.1). Ces dépressions sont de plus grandes dimensions, avec des extensions de plusieurs centaines de mètres et des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres (cf. 4.1). Ces dernières sont différentes des incisions chenalisantes décrites dans les séries pléistocènes (Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010). La

dimension des grandes incisions est comparable à celle des canyons visibles dans la moitié nord de la pente continentale de la zone d'étude (*cf.* 2.4.7.1.1). Les différentes études sur la progradation du plateau aquitain (Cirac et al., 1997; Bellec, 2003; Bellec and Cirac, 2010) et la géométrie des progradations définies sur les lignes sismiques montrent l'avancée importante du rebord de plateau aquitain depuis le Pliocène vers sa position actuelle (*cf.* 4.1.1.2). Par ailleurs, les lignes sismiques en rebord du plateau et dans le haut de la pente continentale ont montré que le réseau de canyons s'était développé depuis le Miocène (*cf.* 4.1.1.1). La présence des dépressions de grande dimension peut être reliée à la présence de canyons aux niveaux de rebords de plateaux anciens en lien avec la progradation du système. **Les canyons peuvent avoir le même rôle que les incisions (de dimensions plus réduites), sur le contrôle des circulations de fluides, en constituant des drains au niveau des surfaces érosives et des conduits préférentiels de circulations dans leur remplissage interne (e.g. Baltzer et al., 2014; Gay et al., 2003; Gillet et al., 2008).** Ces canyons sont néanmoins situés à des profondeurs plus importantes, de plusieurs centaines de mètres sous le fond de mer (*cf.* 4.1.1.1), par rapport aux incisions chenalisantes qui se situent à des profondeurs de quelques dizaines de mètres sous le fond de mer (figure 5.22) (Bellec, 2003). Suivant la profondeur d'où provient le gaz, les canyons ont également pu influencer la migration du gaz. Les séries néogènes présentent donc un potentiel pour la génération du gaz microbien et sont surtout les seules séries clairement déconnectées du système thermogénique ou d'un système avec dégradation secondaire de l'huile. Cependant, la migration du gaz qui permettrait de le faire converger jusqu'en rebord de plateau n'est pas clairement définie.

Au regard du développement des différents scénarii résumés dans le tableau 5-1, le scénario de la source du gaz dans les séries néogènes reste le scénario le plus robuste.

















Arguments compatibles  et incompatibles  avec l'émission et la distribution des sorties de gaz microbien	
Séries du Crétacé - ~1% TOC en moyenne - indices de la présence d'hydrocarbures lourds - connexion potentielle avec le système thermogénique	  
Séries du Tertiaire - 0.2 à 1% TOC - indices de la présence d'hydrocarbures lourds ayant migré - extension spatiale limitée - séries érodées sous des zones de sorties actives en rebord de plateau	   
Charbons de l'Oligocène - épaisseur de plusieurs mètres - ~35% TOC - indices d'hydrocarbures lourds - extension spatiale limitée	   
Séries du Néogène - 0.3 à 0.7% TOC, suffisant pour démarrer la méthanogenèse - indices de la présence de gaz libre à l'actuel - absence de sorties de gaz lorsque les séries sont érodées	  

Tableau 5-1 : Récapitulatif des arguments « compatibles » et « incompatibles » de chaque scénario comme niveau source potentiel pour la génération du gaz microbien.

5.4.4.2 Génération du méthane microbien dans les derniers cliniformes des progradations d'âge pléistocène supérieur

Même si l'ensemble des séries néogènes présente un bon potentiel pour la génération de gaz microbien, la localisation des indices fluides reliés aux émissions de méthane microbien, avec les niveaux chargés en gaz qui sont situés de 50 à 200 mbsf sur les données Sparker et plus de 200-300 mbsf sur les lignes ECORS et les différents niveaux de carbonates authigènes, là où les dernières progradations pléistocènes constituent la série sédimentaire la plus épaisse (cf. 4.1.1.2.3) tend à recentrer le scénario sur une source dans les premières centaines de mètres de sédiment sous le fond de mer. Ce point est également étayé par l'absence de sorties de gaz, au niveau de la loupe d'arrachement, là où les séries du Plio-Pléistocène sont érodées.

Le contrôle géologique effectué sur les déblais de puits, ne débute pas avant plusieurs centaines de mètres de profondeur sous le fond de mer (e.g. 368 m pour le puits DANU-1 et

716 m pour le puits PELICAN-1, *cf.* 3.4.5.2). Il y a donc un manque de vérités de terrain sur la partie supérieure des progradations du Plio-Pléistocène. Biteau et al. (2006) présentent une colonne stratigraphique du bassin de Parentis dans laquelle les niveaux concernés alternent entre faciès marin (marne et argile) et faciès continentaux (e.g. molasse miocène). Cette colonne type est surtout valable dans la partie onshore car la molasse miocène ne s'étend pas jusque dans les puits situés dans le système fluide actif actuel (e.g. PELICAN-1, IBIS 1 et 2, PINGOUIN-1, etc.) mais la description de sédiments détritiques et éclats de lignites dans les progradations témoigne de transferts de sédiments depuis le continent. Le type de matière organique et les TOC dans la partie supérieure des progradations peuvent être considérés comme similaires à ceux de l'ensemble des séries du Plio-Pléistocène, avec un mélange de matière organique d'origine marine et continentale avec des TOC compris entre 0.3 et 0.7%. La même hypothèse peut être faite en ce qui concerne les analyses FIS qui montrent clairement le découplage des séries du Plio-Pléistocène avec le système thermogénique. Par ailleurs, l'étude de la matière organique dans les sédiments superficiels du rebord de plateau a révélé des TOC de moins de 0.31% pour une matière organique oxydée de type III. **Si la génération du gaz devait se faire au niveau du fond de mer, d'autres sorties de gaz seraient attendues ailleurs sur la marge Aquitaine. De plus, le gaz ne serait pas issu de la réduction du CO₂ mais de la fermentation de la matière organique et aurait une signature isotopique différente (*cf.* 1.1.2). Par ailleurs, l'étude de la matière organique en pied de pente dans la dizaine de mètres sous le fond de mer présente des TOC similaires aux échantillons de surface GAZCOGNE1, pour une matière organique essentiellement de type III, qui aurait été susceptible de générer le gaz. Cependant, le gaz généré est différent de celui émis en rebord de plateau.**

Les travaux de Bellec (2003) et Bellec and Cirac (2010) ont déterminé la géométrie des progradations sur la plate-forme externe de la marge Aquitaine. Les indices fluides replacés dans ce contexte sont présentés en figure 5.23. Les indices de la présence de gaz et des carbonates dans le sédiment et en fond de mer sont situés dans la dernière unité progradante de la plate-forme Aquitaine (u1-1a) et s'étendent en surface à l'aplomb des sous-unités u1-2ab et u1-3a. Les hyperboles de diffraction observées sur les lignes sismiques sont situées dans l'unité U2 décrite par Bellec (2003) et estimée d'âge plio-pléistocène. Dans le cas où ces éléments témoigneraient de l'activité passée d'un système fluide, l'érosion du toit de l'unité U2 mis en évidence par Bellec (2003), aurait pu entraîner l'érosion des indices du fonctionnement de ce système ancien et celui-ci pourrait ne plus être visible en fond de mer à l'actuel.

La position des éléments du système des émissions de méthane à l'actuel dans la dernière progradation de la plate-forme Aquitaine, renforce le scénario de la source du gaz microbien dans les derniers cliniformes du Pléistocène supérieur.

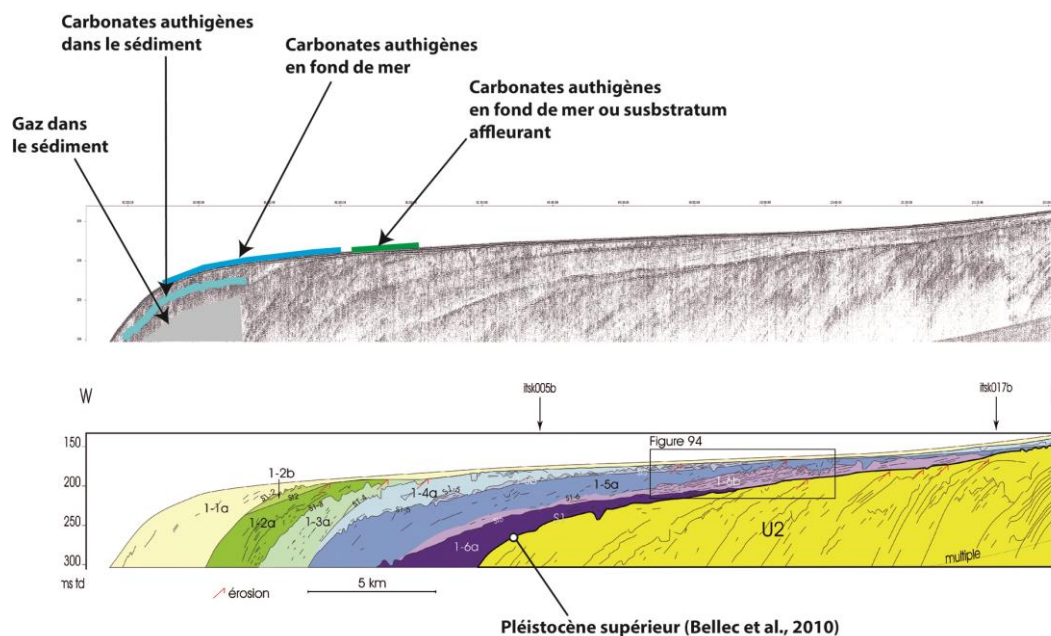


Figure 5.23: Extrait d'une ligne Sparker ITSAS1 sur le plateau aquitain interprété par Bellec (2003). L'extension des indices de la présence de gaz dans le sédiment, de carbonates enfouis et de carbonates en fond de mer mis en évidence dans la thèse sont replacés sur la ligne non interprétée. L'âge du toit de l'unité U2 a été estimé au Pléistocène supérieur par Bellec and Cirac (2010).

Ce dernier scénario se base donc sur l'hypothèse d'une source de matière organique dans les deux derniers cliniformes (u1-1a et u1-2a).

En termes de migration, si le gaz est généré au niveau de la rupture de pente des cliniformes, le gaz est directement connecté aux indices sismiques de gaz libre dans le sédiment. Dans le cas où le gaz serait produit dans la pente ou en pied de pente des cliniformes, il pourrait : soit migrer verticalement et former des sorties de gaz dans la pente continentale, ce qui n'est pas le cas du fait de l'unité sédimentaire qui drape la pente continentale (unité U4 décrite par Faugères et al., 2002) (cf. 4.3.3), soit suivre la stratigraphie et transiter jusqu'au rebord de plateau et ainsi former également le masque acoustique dans la pente continentale (figure 5.24) et cela sur l'ensemble de la marge.

Ce « sous scénario » d'une source dans les séries du Pléistocène supérieur, présente les caractéristiques requises en terme de matière organique comme source pour la génération du gaz microbien et des chemins simples de migration focalisant les sorties de gaz microbien en rebord de plateau (figure 5.24). Ce scénario permet de proposer deux hypothèses pour l'extension du système des carbonates authigènes affleurants et

subaffleurants situés plus à l'est des sorties de méthane. La première hypothèse est que le gaz ait migré dans la couverture sédimentaire récente (u1-1) alimentant le système en gaz, en rebord de plateau uniquement et permettant la précipitation des carbonates à l'actuel (figure 5.24). Dans la seconde hypothèse, le gaz généré dans les cliniformes précédents (u1-2 et u1-3) migre vers le fond de mer (figure 5.24), entraînant la précipitation des carbonates. L'ensemble du gaz aurait été expulsé ou aurait migré verticalement, permettant ainsi d'expliquer l'absence de sorties de gaz plus à l'est du rebord de plateau (figure 5.24) à l'actuel. Il est possible que du gaz ait circulé plus à l'est lors de la mise en place des cliniformes et que les témoins de l'activité de ces systèmes fluides ait été érodés ou qu'ils soient enfouis sous le sédiment.

Ce sous-scénario, permet aussi d'expliquer la restriction des sorties de méthane à la marge sud aquitaine, car sur la marge nord aquitaine, le développement de la couverture sédimentaire récente n'a pas suivi les mêmes modalités et le système des progradations n'est pas aussi développé (cf. 2.4.5.3).

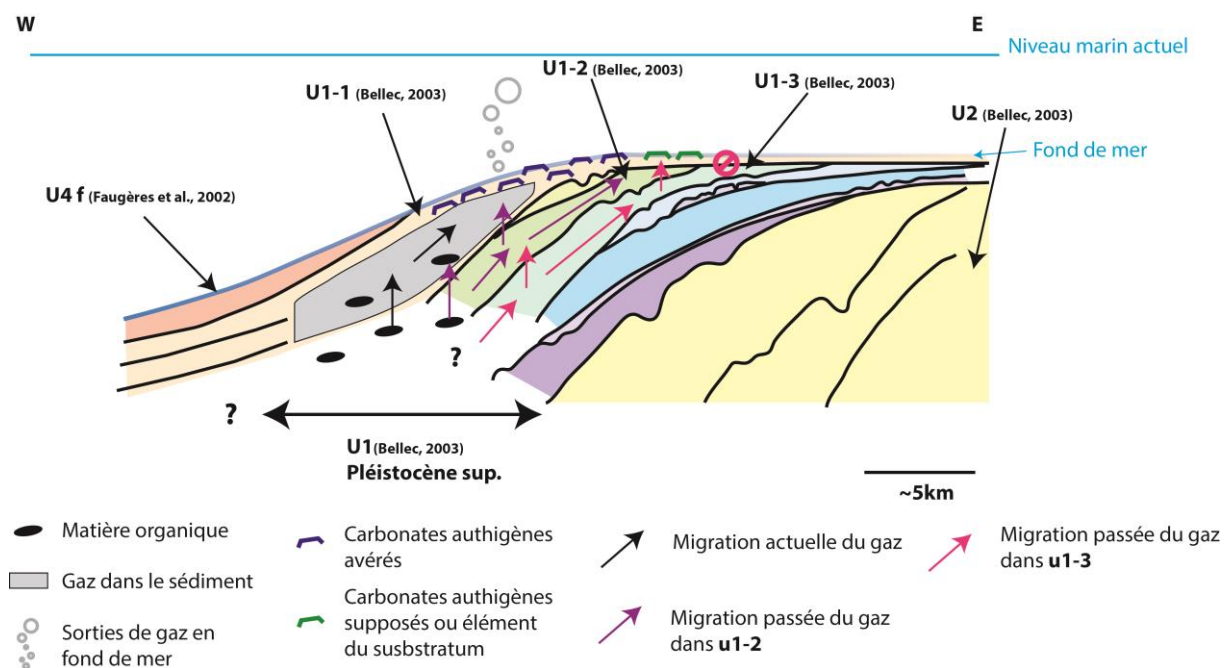


Figure 5.24: Scénario 3bis : Schéma de migration du gaz microbien dans le cadre du scénario 3bis. Le gaz généré dans la pente ou en pied de pente des derniers cliniformes, migre verticalement ou en suivant la stratigraphie pour converger en rebord de plateau. L'unité U4 dans la pente continentale a été décrite par Faugères et al. (2002). Les unités U1-1, U1-2, U1-3 et U2 ont été redessinées à partir des unités définies par Bellec (2003) et déjà présentées en figure 5.23. L'âge pléistocène supérieur de l'unité U1 est défini par Bellec and Cirac (2010). Dans le cas d'une génération du gaz dans des cliniformes plus anciens, le cas du scénario 3 s'applique (cf. 5.4.4).

5.4.4.3 Potentiel des séries du Pléistocène supérieur en terme de volumes de gaz généré

Au regard des différentes analyses, les séries du Néogène et plus probablement les dernières progradations du Plio-Pléistocène, sont les niveaux potentiels les plus susceptibles d'alimenter le système des émissions de méthane microbien en rebord de plateau à l'actuel. Malgré des températures au-dessous de l'optimum de température pour la méthanogenèse, et des TOC relativement faibles (de 0.3 à 0.7%), la matière organique de ces séries peut être dégradée pour générer le gaz microbien. Les volumes de méthane potentiellement générés par ces séries ont été calculés en utilisant les abaques établis par Clayton (1992) (figure 5.25). Ces abaques permettent d'estimer le volume de méthane généré en fonction du volume de roche source et des TOC. Différents essais ont été réalisés, pour différents volumes de roches sources et en considérant des valeurs de TOC comprises entre 0.1 et 1%.

D'après la figure 5.25, il a été estimé qu'une roche source uniformément répartie dans les séries néogènes et sur l'ensemble du système fluide microbien actuel (80 km en N-S et 6 km en E-O) générerait :

- Entre 0.01 (à 0.1% TOC) et 0.1 Tcf (à 1% TOC) de méthane microbien pour une épaisseur de 1 m (figuré jaune sur la figure 5.25).
- Entre 0.06 Tcf (à 0.1% TOC) et 0.5 Tcf (à 1% TOC) de méthane microbien pour une épaisseur de 5 m (figuré orange sur la figure 5.25).
- Entre 0.5 Tcf (à 1% TOC) et 4 Tcf (à 1% TOC) de méthane microbien pour une épaisseur de 50 m (figuré rouge sur la figure 5.25).

Donc, une épaisseur de roche mère de 50 m sur la même surface permet d'alimenter le système pendant 50 à 100 ka.

Ces volumes ont été comparés à ceux estimés à partir des débits effectués en fond de mer lors de GAZCOGNE2 (*cf.* 1.2.1) qui ont donné un volume estimé de méthane microbien émis dans la colonne d'eau de $10\text{Tcf}/10^6$ a (soit aussi 0.1 Tcf/10 ka) (*cf.* 1.2.1).

Sur la base de ces calculs, les séries néogènes et mêmes les séries des derniers clinofformes présentent des épaisseurs suffisantes pour alimenter le système sur des périodes de temps jusqu'à 100 ka, soit sur plusieurs cycles de variation du niveau marin (*cf.* 2.3.3) et donc potentiellement depuis la mise en place des dernières progradations. Dans ce contexte, les flux sur des centaines de ka aurait permis la précipitation des

carbonates authigènes depuis la mise en place de la plate-forme Aquitaine dans sa configuration actuelle.

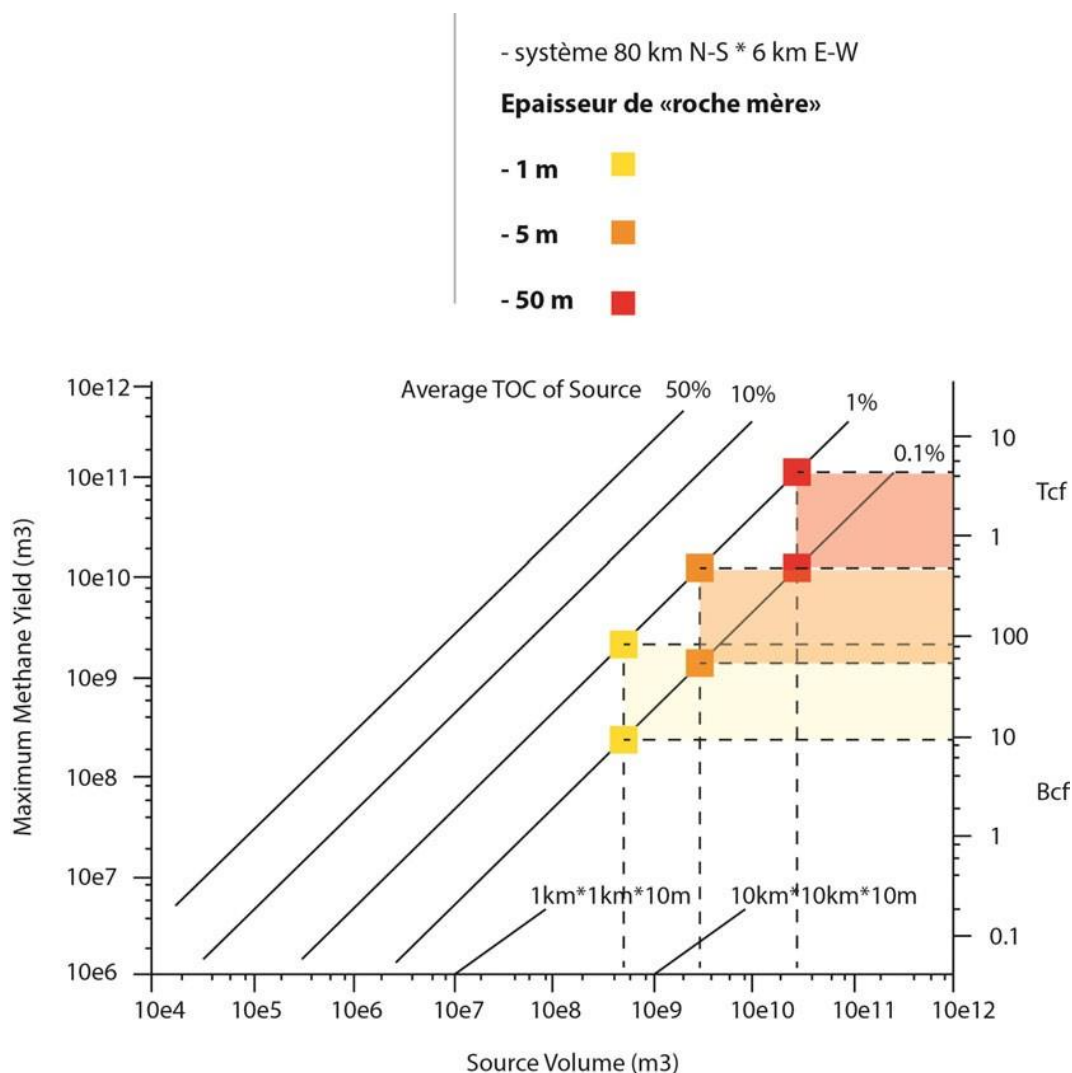


Figure 5.25: Graphique des volumes de gaz microbien générés en fonction du volume de roche mère et de la teneur en TOC, modifié d'après Clayton (1992). Les dimensions considérées sont fixes, 80 km par 6 km. Les différentes couleurs représentent des essais effectués pour le système GAZCOGNE. Jaune 1 m, orange 5 m et rouge 50 m. Les volumes produits sont exprimés en Tcf pour comparaison avec l'estimation des volumes actuels émis.

5.5 Concept de mise en place et d'évolution du système fluide de la marge sud aquitaine

L'initiation du système fluide actuel ne peut être plus ancienne que la mise en place du dernier cliniforme formant le rebord de plateau actuel. Cependant, la présence des hyperboles de diffraction pouvant être interprétées comme des indices de fluides dans les séries du Pliocène, se pose la question de l'initiation et du développement de ces systèmes fluides antérieurs.

Une hypothèse pour expliquer l'absence de connexion entre ces systèmes fossiles présumés et le système à l'actuel est proposée en figure 5.26. Lors des phases de bas niveau marin, des transferts importants de matière organique de type continental se mettent en place, à travers le réseau de drainage se développant en surface, vers les pentes et pieds de pentes des cliniformes (figure 5.26). Au cours de la remontée du niveau marin suivante, la progradation de la plate-forme permet l'enfouissement de la matière organique qui peut alors être dégradée en gaz. Le gaz ainsi généré peut alors migrer jusqu'au fond de mer ou migrer jusqu'au rebord de plateau. Ces émissions de gaz pérennes sur l'ensemble de la phase de progradation de la plate-forme engendrent la précipitation de structures de carbonates authigènes dans le sédiment (e.g. les hyperboles de diffraction dans les séries plio-pléistocènes) (figure 5.26). Lors de la phase de régression marine suivante, l'érosion de ces dépôts de haut niveau marin expliquerait l'absence d'hyperboles de diffraction au niveau des rebords de plateau et au toit des cliniformes (figure 5.26). La mise en place d'un nouveau réseau de drainage permettrait à nouveau des transferts de matière organique vers la pente des cliniformes. **En suivant ce modèle conceptuel (figure 5.26), les premiers systèmes fluides se seraient développés au début de la progradation de la plate-forme Aquitaine au Pliocène. Différents systèmes fluides récurrents, associés à des sources locales de gaz se seraient ainsi développés à différents endroits, sans pour autant être connectés. Ce modèle n'est pas calé en âge, mais la succession de ces phases permet d'expliquer la présence de potentiels indices fluides dans les séries du Plio-Pléistocène, et, reste cohérent avec le scénario d'une source dans les dernières progradations pour le système actuel en rebord de plateau.**

Par ailleurs, la gradation des niveaux de carbonates authigènes observés en rebord de plateau, depuis 50 mbsf et jusqu'au fond de mer est également cohérente avec modèle de développement du système fluide en lien avec la progradation de la marge et l'aggradation des dépôts en rebord de plateau.

5.5. Concept de mise en place et d'évolution du système fluide de la marge sud aquitaine

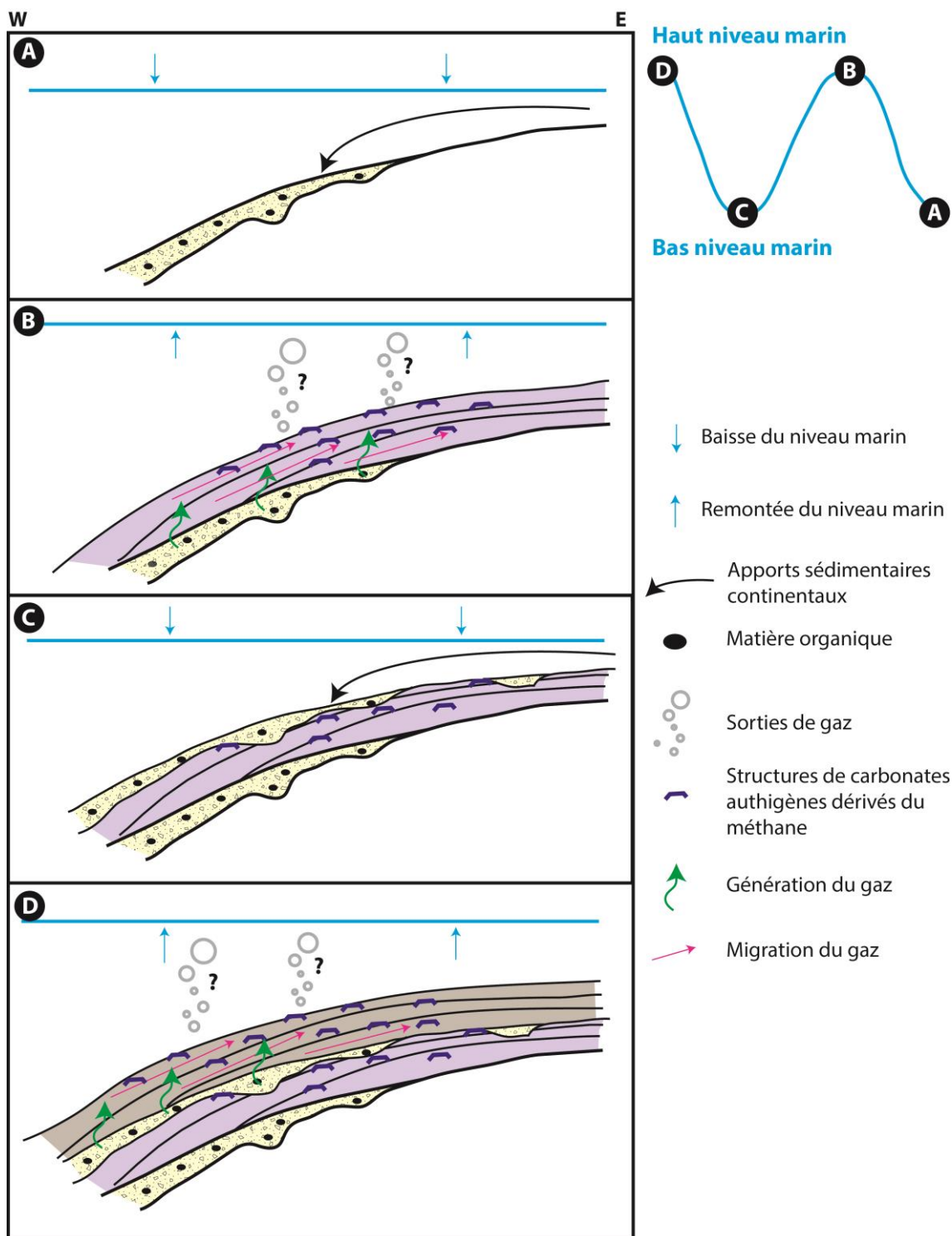


Figure 5.26: Schéma conceptuel du développement successif de systèmes fluides dans les progradations du Plio-Pléistocène de la marge Aquitaine. Le modèle de mise en place des séquences sédimentaires lors des périodes de baisses et de remontées du niveau marin est issu du modèle proposé par Bellec and Cirac (2010). A) lors de la baisse du niveau marin, les apports sédimentaires provenant du continent transfèrent de la matière organique de type continentale qui se dépose dans les incisions et dans la pente des clinofformes, B) au cours de la remontée du niveau marin, la progradation de la plate-forme entraîne l'enfouissement de la matière organique qui va alors générer du gaz et produire des sorties de gaz en fond de mer permettant la précipitation de carbonates authigènes., C) lors de la baisse du niveau marin qui suit, les séries déposées durant la phase B) sont érodées et les indices fluides en fond de mer sont également érodés et de nouveaux dépôts de bas niveaux, riches en matière organique se déposent, D) la nouvelle phase de progradation de la plate-forme lors de la remontée du niveau suivante enfouit les séries de bas niveaux marin qui génèrent alors du gaz et répètent les processus de la phase A).

6 Synthèse

En 2013, la découverte d'un large système de sorties de méthane microbien, situé en rebord du plateau aquitain, entre le canyon de Cap Ferret au nord et de Capbreton au sud constituait une découverte majeure dans le cadre du projet scientifique PAMELA (PASSive Margin Exploration LABORatory). L'approche multidisciplinaire déployée dans cette thèse a permis de répondre à différentes questions quant à la mise en place de ce système fluide microbien et son évolution dans le cadre de celle de la marge sud aquitaine.

Les indices interprétés avec confiance comme reliés à ce système fluide microbien localisé sur le rebord du plateau sont visibles sur le fond de mer, dans la colonne sédimentaire et dans la colonne d'eau. Ces indices fluides sont décrits ci-dessous :

- Sur le fond marin, une zone **d'émissions de méthane a été cartographiée**, restreinte à des profondeurs d'eau entre 240 et 140 m. Cette zone, large d'une dizaine de kilomètres en est-ouest et longue de 80 km en nord-sud, est située entre le canyon de Cap Ferret au nord et la loupe d'arrachement de Capbreton au sud. Elle correspond à la portion de la marge sud aquitaine où les unités de progradation du Pléistocène supérieur sont non érodées et épaisses, de plusieurs centaines de mètres contre seulement plusieurs dizaines de mètres, maximum une centaine de mètres, sur la marge nord aquitaine.
- Dans la colonne sédimentaire, visibles en sismique, des **niveaux chargés en gaz**, s'étendent sur toute l'extension nord-sud des émissions de méthane. Leur limite orientale correspond à la limite orientale des sorties gaz et s'étend jusqu'à 5.5 km à l'ouest du rebord de plateau, dans le haut de la pente continentale. Ces niveaux chargés en gaz, connectés aux émissions de méthane microbien en rebord de plateau, se situent à des profondeurs croissantes, de 50 mbsf en moyenne sous le plateau, à 250 mbsf dans la pente, témoignant de la migration du gaz depuis la pente continentale jusqu'au rebord de plateau.
- Enfin, différents niveaux de **carbonates authigènes dérivés du méthane** sont observés aussi bien en (sub)surface (premier mètre sous le fond de mer) que dans la colonne sédimentaire, en rebord de plateau, tous présents au sein de la dernière

progradation du Pléistocène supérieur. Les carbonates en (sub)surface sont présents à l'aplomb de la zone des émissions de méthane microbien, mais également au-delà, vers l'ouest jusque dans le haut de la pente continentale (maximum de 2 km à l'ouest du rebord de plateau) et jusqu'à 15 km plus à l'est du rebord de plateau. Les carbonates en (sub)surface situés le plus à l'est sur le plateau externe (sans émissions de gaz en fond de mer) ont été interprétés comme des indices potentiels de la circulation de gaz au cours du Pléistocène, lors de la progradation de la marge. Ils témoignent ainsi de la circulation du gaz sur des périodes de plusieurs centaines de milliers d'années, et donc de la longévité de ce système « fluide » observé.

L'origine de ce méthane microbien émis en rebord du plateau est très probablement liée à l'enfouissement de matière organique dans les dernières phases de progradation de la marge. Ce gaz est caractérisé par un temps de résidence faible, sans contamination d'éléments radiogéniques crustaux et hydrocarbures lourds, écartant ainsi tout contrôle structural, ou connexion à un système thermogénique et donc l'influence d'une source profonde (>1 km bsf). Ce système aurait ainsi été initié durant le Pléistocène supérieur, car les séries jurassiques et antérieures sont associées au système thermogénique de Parentis et les séries du Crétacé au Paléogène sont associées, ou du moins connectées au système thermogénique, qui ne peut être la source du méthane microbien. De la même façon, compte tenu des gradients géothermiques et des limites de la fenêtre de méthanogenèse, l'hypothèse de la majeure partie des séries du Crétacé comme source potentielle pour la génération du gaz microbien, a été écartée.

Des **pockmarks** situés, entre 350 et 1150 m de profondeur d'eau, sur la pente continentale, ont également été mis en évidence sur la zone étudiée, aussi bien dans le domaine des inter-canyons au nord, que dans le champ des ondulations sédimentaires au sud. Ils sont ainsi totalement absents du haut de la pente continentale et des fonds de canyons et ne présentent aucun signe d'activité de nos jours. L'absence d'indices fluides tels que des carbonates authigènes a permis d'écarter l'hypothèse d'une activité sur une longue période de temps. Enfin, l'étude de la couverture sédimentaire a montré que ces pockmarks étaient présents uniquement dans une unité sédimentaire superficielle, estimée d'âge fin pléistocène supérieur, se terminant en biseau avant le rebord de plateau. Ces pockmarks apparaissent donc déconnectés actuellement du système des émissions de méthane microbien en rebord de plateau et leur initiation plus probablement comme postérieure à la mise en place de la

dernière progradation du plateau aquitain et à l'initiation du système microbien en rebord de plateau.

Enfin, à l'est, au-delà de la limite du système fluide microbien actuel et déconnectés de ce système, des indices possibles de fluides, gaz et/ou carbonates authigènes sont observés. Ces indices sont situés dans les clinofformes du Plio-Pléistocène et pourraient témoigner de la mise en place, au cours de la progradation de la marge, depuis le Pliocène, de systèmes fluides antérieurs mais similaires à celui du rebord de plateau qui a été initié au Pléistocène supérieur.

Ainsi, au cours de la progradation de la marge sud aquitaine depuis le Pliocène (époque où le rebord de plateau se situait à quelques kilomètres à l'ouest de la côte actuelle) les apports continentaux pouvaient alimenter directement la zone de plate-forme en sédiment et en matière organique. L'accumulation de cette matière organique (de type continental) sur le plateau et possiblement sur la pente continentale, constituerait une source potentielle pour la génération de gaz microbien, permettant le développement du système fluide lors de chaque progradation. L'absence d'indice fluide dans les 200 premiers mètres de la colonne sédimentaire, au niveau de la partie médiane du plateau (entre 140 à 50 m de profondeur d'eau), pourrait s'expliquer par la succession de phases d'érosions liées aux variations du niveau marin lors des 150 derniers ka. Ces phases érosives auraient pu effacer les témoins de l'activité des systèmes fluides passés. Ce modèle conceptuel du développement du système fluide, contraint par la sédimentation au cours de la progradation de la marge sud aquitaine, se répéterait lors de chaque phase de progradation jusqu'à la mise en place du système fluide dans sa configuration actuelle.

La réflexion scientifique menée sur la mise en place et l'évolution du système fluide microbien de la marge sud aquitaine montre que ce système fluide est unique. La localisation du système fluide microbien (en rebord du plateau), sa géométrie, son activité et son évolution résultent d'une histoire polyphasée, elle-même étroitement liée au développement de la marge sud aquitaine. Ces caractéristiques expliquent sa différenciation par rapport à d'autres systèmes fluides dans le golfe de Gascogne, tels que le système des « pockforms » du plateau des landes et les pockmarks au sud du Canyon de Capbreton, mais également l'absence d'un tel système fluide sur la marge nord aquitaine ou sur la marge armoricaine.

7 Perspectives

Afin de compléter et d'affiner le modèle de mise en place et d'évolution du système fluide microbien de la marge sud aquitaine, différents points pourraient être exploités/développés :

- Une campagne d'acquisition sismique haute résolution a été programmée début Août 2017 sur le plateau aquitain. Cette campagne « GAZCOGNE 3 » a pour objectif d'imager plus en profondeur, tout en conservant une bonne résolution, les indices de la présence et du fonctionnement du système fluide microbien du rebord de plateau.
- L'étude de données SMF complémentaires permettrait d'étendre la couverture étudiée de la zone d'indices fluides en fond de mer, notamment les campagnes SARGASS (Université de Bordeaux 2013), PROSECAN (campagnes de l'université de Bordeaux, 2003 à 2007 principalement sur la loupe d'arrachement de Capbreton et plateau continental sur le flanc nord du Canyon de Capbreton) et EVHOE (campagnes IFREMER halieutiques reconduites annuellement).
- Des travaux de stratigraphie séquentielle sur les progradations visibles sur les données de sismique pétrolière du projet SISMAGE-PAMELA GAZCOGNE seraient intéressants à conduire afin de proposer des âges pour les différents clinofformes, car l'absence de contrôle géologique sur ces séries ne permet pas de proposer une datation basée sur les forages. L'étude des voies de migration potentielle nécessiterait également un travail plus important de stratigraphie sismique pour établir la succession fine des séries sédimentaires, basée sur les données de puits, afin de pouvoir déterminer quels peuvent être les drains.
- La production de cartes de paléo-environnement des dépôts apporterait un nouveau complément à la connaissance régionale de la marge Aquitaine, ainsi que les conditions de dépôt de la matière organique. Cette étude nécessite cependant des travaux intermédiaires, notamment de calage des puits pour aboutir à une cartographie de bonne qualité.

7. Perspectives

- L'acquisition d'échantillons supplémentaires, situés dans la première centaine de mètres des sédiments, permettrait de caractériser la matière organique dans les zones non couvertes par le contrôle géologique des forages.
- Il serait intéressant de modéliser la solubilité du méthane pour des températures, pressions et teneurs variables, afin de déterminer quelles peuvent être les limites de la présence de gaz libre et si celles-ci correspondent aux limites établies actuellement sur la base des indices acoustiques et sismiques.
- Les volumes de gaz potentiellement générés en fonction des caractéristiques de la matière organique, les pertes par dégradation et contamination potentielles lors du transit devraient être étudiés pour affiner le modèle d'alimentation du système fluide.

8 Références

- Albert, D.B., Martens, C.S., Alperin, M.J., 1998. Biogeochemical processes controlling methane in gassy coastal sediments - Part 2: Groundwater flow control of acoustic turbidity in Eckernforde Bay Sediments. *Cont. Shelf Res.* 18, p.1771–1793.
- Allen, G.P., Castaing, P., Klingebiel, A., 1971. Preliminary investigation of the surficial sediments in the Cap-Breton Canyon (southwest France) and the surrounding continental shelf. *Mar. Geol.* 10, p.M27–M32.
- Alvinerie, J., Barrier, J., Caralp, M., Ittel, D., Klingebiel, A., Magne, J., Moyes, J., 1967. Reconnaissance des fonds marins et des séries superficielles de la plate-forme continentale au large de la côte landaise (golfe de Gascogne, France). *AFAS (Ed.), Actes Soc. Linn. Bordeaux, Fr.* p.121–127.
- Andresen, K.J., Huuse, M., 2011. “Bulls-eye” pockmarks and polygonal faulting in the Lower Congo Basin: Relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial. *Mar. Geol.* 279, p.111–127.
- Andresen, K.J., Huuse, M., Clausen, O.R., 2008. Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea-implications for bottom current activity and fluid migration. *Basin Res.* 20, p.445–466.
- Andrews, B.D., Brothers, L.L., Barnhardt, W.A., 2010. Automated feature extraction and spatial organization of seafloor pockmarks, Belfast Bay, Maine, USA. *Geomorphology* 124, p.55–64.
- Arbouille, D., Legigan, P., Weber, O., 1985. Séquences élémentaires types du proche plateau interne nord-aquitain. *Bull. l’Institut Géologie du Bassin d’Aquitaine, Bordeaux* 38, p.31–48.
- Baines, P.G., Xin-Hua, F., 1985. Internal tide generation at a continental shelf/slope junction: A comparison between theory and a laboratory experiment. *Dyn. Atmos. Ocean.* 9, p.297–314.
- Baltzer, A., Ehrhold, A., Rigolet, C., Souron, A., Cordier, C., Clouet, H., Dubois, S.F., 2014. Geophysical exploration of an active pockmark field in the Bay of Concarneau, southern Brittany, and implications for resident suspension feeders. *Geo-Marine Lett.* 34, p.215–230.
- Barthe, X., Castaing, P., 1989. Étude théorique de l’action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne. *Oceanol. Acta* 12, p.325–334.
- Batifoulier, F., Lazure, P., Bonneton, P., 2012. Poleward coastal jets induced by westerlies in the Bay of Biscay. *J. Geophys. Res. Ocean.* 117, p.1–19.
- Battani, A., Ruffine, L., Donval, J.-P., Bignon, L., Pujol, M., Levaché, D., Dupré, S., 2014. Origin and processes highlighted by noble gases geochemistry of submarine gas emissions from seeps at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay), in: American Geophysical Union, Fall Meeting 2014, Abstract #OS21A-1098.
- Baudin, F., Stetten, E., Schnyder, J., Charlier, K., Martinez, P., Dennielou, B., Droz, L., 2017. Origin and distribution of the organic matter in the distal lobe of the Congo deep-sea fan – A Rock-Eval survey. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*
- Baudon, C., Gillet, H., Cremer, M., 2013. Focused fluid-flow processes through high-quality bathymetric, 2D seismic and Chirp data from the southern parts of the Bay of Biscay, France, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 763.
- Bayon, G., Dupré, S., Ponzevera, E., Etoubleau, J., Chéron, S., Pierre, C., Mascle, J., Boetius, A., de Lange, G.J.,

8. Références

2013. Formation of carbonate chimneys in the Mediterranean Sea linked to deep-water oxygen depletion. *Nat. Geosci.* 6, p.755–760.
- Bayon, G., Henderson, G.M., Bohn, M., 2009a. U-Th stratigraphy of a cold seep carbonate crust. *Chem. Geol.* 260, p.47–56.
- Bayon, G., Loncke, L., Dupré, S., Caprais, J.C., Ducassou, E., Duperron, S., Etoubleau, J., Foucher, J.P., Fouquet, Y., Gontharet, S., Henderson, G.M., Huguen, C., Klaucke, I., Mascle, J., Migeon, S., Olu-Le Roy, K., Ondréas, H., Pierre, C., Sibuet, M., Stadnitskaia, A., Woodside, J., 2009b. Multi-disciplinary investigation of fluid seepage on an unstable margin: The case of the Central Nile deep sea fan. *Mar. Geol.* 261, p.92–104.
- Behar, F., Beaumont, V., De B. Penteadó, H.L., 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil Gas Sci. Technol.* 56, p.111–134.
- Bellec, V.K., 2003. Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme Aquitaine depuis le Néogène. Thèse. UMR CNRS 5805 EPOC - OASU - Université de Bordeaux, p.294.
- Bellec, V.K., Cirac, P., 2010. Internal architecture of the soft sediment cover of the South-Aquitaine shelf (Bay of Biscay): A record of high frequency sea level variations? *Comptes Rendus - Geosci.* 342, p.79–86.
- Bellec, V.K., Cirac, P., Faugères, J.-C., 2009. Formation and evolution of paleo-valleys linked to a subsiding canyon, North Aquitaine shelf (France). *Comptes Rendus - Geosci.* 341, p.36–48.
- Bernard, B.B., Brooks, J.M., Sackett, W.M., 1978. Light Hydrocarbons in Recent Texas Continental Shelf and Slope Sediments. *J. Geophys. Res.* 83, p.4053–4061.
- Biswas, H., Mukhopadhyay, S.K., Sen, S., Jana, T.K., 2007. Spatial and temporal patterns of methane dynamics in the tropical mangrove dominated estuary, NE coast of Bay of Bengal, India. *J. Mar. Syst.* 68, p.55–64.
- Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. *Pet. Geosci.* 12, p.247–273.
- Bøe, R., Rise, L., Ottesen, D., 1998. Elongate depressions on the southern slope of the Norwegian Trench (Skagerrak): Morphology and evolution. *Mar. Geol.* 146, p.191–203.
- Bois, C., Gariel, O., 1994. Deep seismic investigation in the Parentis basin (southwestern France), in: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Springer, pp. 173–186.
- Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C., Mangerud, J., Dawson, A., Svendsen, J.I., 2005. The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations. *Mar. Pet. Geol.* 22, p.195–208.
- Bouloubassi, I., Rullkötter, J., Meyers, P.A., 1999. Origin and transformation of organic matter in Pliocene--Pleistocene Mediterranean sapropels: organic geochemical evidence reviewed. *Mar. Geol.* 153, p.177–197.
- Bourillet, J.-F., De Chambure, L., Loubrieu, B., 2012. Sur les traces des coraux d'eau froide du golfe de Gascogne. 8 cartes bathymorphologiques et géomorphologiques au 1/100.000, Cold water corals of the Bay of Biscay: 8 bathymorphological and geomorphological maps at 1: 100,000.
- Bourillet, J.-F., Simplet, L., Aurore, S., Moreau, J., Veslin, M., Biville, R., 2017. Formations superficielles du Plateau aquitain (2017) au 1/20 000 (projection de Mercator à N44°45') [WWW Document]. IFREMER. URL <http://sextant.ifremer.fr/record/2efa6d8b-7caf-444f-813a-c4178215b2ce/> (accessed July.4.2017).
- Bourillet, J.F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006. The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Marine Lett.* 26, p.311–315.
- BRGM, 1986. Le bassin d'Aquitaine par Platel 1986 et Dubreuilh J. in Lajoinie J.P., Platel J.P., Autran A., Dubreuilh J., Bonijoly D., Fourniguet J. (1986) – Grandes étapes de l'histoire géologique de quatre régions

- françaises. Rapport BRGM 86-SGN-424-GEO, p.12 planches, 18.
- Brooks, J.M., Field, M.E., Kennicutt, M.C., 1991. Observations of gas hydrates in marine sediments, offshore northern California. *Mar. Geol.* 96, p.103–109.
- Brothers, D.S., Ruppel, C., Kluesner, J.W., Ten Brink, U.S., Chaytor, J.D., Hill, J.C., Andrews, B.D., Flores, C., 2014. Seabed fluid expulsion along the upper slope and outer shelf of the U.S. Atlantic continental margin. *Geophys. Res. Lett.* 41, p.96–101.
- Brothers, L.L., Kelley, J.T., Belknap, D.F., Barnhardt, W.A., Andrews, B.D., Legere, C., Hughes Clarke, J.E., 2012. Shallow stratigraphic control on pockmark distribution in north temperate estuaries. *Mar. Geol.* 329–331, p.34–45.
- Brothers, L.L., Kelley, J.T., Belknap, D.F., Barnhardt, W.A., Andrews, B.D., Maynard, M.L., 2011. More than a century of bathymetric observations and present-day shallow sediment characterization in Belfast Bay, Maine, USA: Implications for pockmark field longevity. *Geo-Marine Lett.* 31, p.237–248.
- Brunet, M.F., 1984. Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geol. Mag.* 121, p.421–428.
- Bugna, G.C., Chanton, J.P., Cable, J.E., Burnett, W.C., Cable, P.H., 1996. The importance of groundwater discharge to the methane budgets of nearshore and continental shelf waters of the northeastern Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, p.4735–4746.
- Burnett, W.C., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, W., Taniguchi, M., 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry* 66, p.3–33.
- Burnett, W.C., Wattayakorn, G., Taniguchi, M., Dulaiova, H., Sojisuporn, P., Rungsupha, S., Ishitobi, T., 2007. Groundwater-derived nutrient inputs to the Upper Gulf of Thailand. *Cont. Shelf Res.* 27, p.176–190.
- Bussmann, I., Suess, E., 1998. Groundwater seepage in Eckernförde Bay (Western Baltic Sea): Effect on methane and salinity distribution of the water column. *Cont. Shelf Res.* 18, p.1795–1806.
- Cacchione, D.A., Pratson, L.F., Ogston, A.S., 2002. The Shaping of Continental Slopes by Internal Tides. *Science* 296, p.724–727.
- Castaing, P., Philipps, I., Weber, O., 1982. Répartition et dispersion des suspensions dans les eaux du plateau continental aquitain. *Oceanol. Acta* 5, p.85–96.
- Charette, M.A., Moore, W.S., Burnett, W.C., 2008. Uranium- and thorium-series nuclides as tracers of submarine groundwater discharge. *Radioact. Environ.* 13, p.155–191.
- Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdin, G., Louazel, S., Batifoulier, F., Dumas, F., Pichon, A., Morel, Y., 2013. Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay. *J. Mar. Syst.* 109, p.S60–S76.
- Chen, D.F., Cathles, L.M., Roberts, H.H., 2004. The geochemical signatures of variable gas venting at gas hydrate sites. *Mar. Pet. Geol.* 21, p.317–326.
- Chiocci, F.L., Cattaneo, A., Urgeles, R., 2011. Seafloor mapping for geohazard assessment: State of the art. *Mar. Geophys. Res.* 32, p.1–11.
- Chopra, S., Castagna, J.P., 2014. Factors that Affect Seismic Amplitudes and Processing for AVO Analysis, in: *AVO. Society of Exploration Geophysicists*, pp. 69–119.
- Çifçi, G., Dondurur, D., Ergün, M., 2003. Deep and shallow structures of large pockmarks in the Turkish shelf, Eastern Black Sea. *Geo-Marine Lett.* 23, p.311–322.

8. Références

- Cirac, P., Berne, S., Castaing, P., Weber, O., 2000. Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanol. Acta* 23, p.663–686.
- Cirac, P., Berne, S., Lericolais, G., Weber, O., 1997. Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau continental nord aquitain (océan Atlantique, France). *Bull. la Société Géologique Fr.* 168, p.717–725.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R., Normand, A., Mulder, T., others, 2001a. Le canyon de Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. IIA-Earth Planet. Sci.* 332, p.447–455.
- Cirac, P., Bourillet, J.F., Griboulard, R., Normand, A., Mulder, T., Bellec, V., Berné, S., Cremer, M., Gorini, C., Gonthier, É., Michel, D., Satra, C., Viana, A., 1996. Le canyon de Capbreton : Nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. *Locat. Sci.* 4, p.447–455.
- Cirac, P., Gillet, H., Mazières, A., Laure, S., 2016. Carte des formations superficielles du plateau aquitain (2016) [WWW Document]. EPOC-Université de Bordeaux. URL <http://sextant.ifremer.fr/record/602a30c5-c338-4e75-a591-baccb8ba1f79/> (accessed July.4.2017).
- Cirac, P., Manau, F., Bellec, V., 2001b. Les formes sédimentaires du plateau interne aquitain reconnues par les méthodes acoustiques. *Actes Colloq.* p.19–25.
- Clark, I., 2015. *Groundwater geochemistry and isotopes*. CRC press, p.456.
- Clayton, C., others, 1992. Source volumetrics of biogenic gas generation. *R. Vially* p.191–204.
- Clennell, M. Ben, Hovland, M., Booth, J.S., Henry, P., Winters, W.J., 1999. Formation of natural gas hydrates in marine sediments: 1. Conceptual model of gas hydrate growth conditioned by host sediment properties. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, p.22985–23003.
- Cohen, D., Person, M., Wang, P., Gable, C.W., Hutchinson, D., Marksamer, A., Dugan, B., Kooi, H., Groen, K., Lizarralde, D., Evans, R.L., Day-Lewis, F.D., Lane, J.W., 2010. Origin and extent of fresh paleowaters on the Atlantic continental shelf, USA. *Ground Water* 48, p.143–158.
- Collin, J.-J., 2004. *Les eaux souterraines: connaissance et gestion*. BRGM-Hermann, p.169.
- Cordes, E.E., Carney, S.L., Hourdez, S., Carney, R.S., Brooks, J.M., Fisher, C.R., 2007. Cold seeps of the deep Gulf of Mexico: Community structure and biogeographic comparisons to Atlantic equatorial belt seep communities. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 54, p.637–653.
- Cremer, M., Orsolini, P., Ravenne, C., 1985. Cap-Ferret Fan, Atlantic Ocean, in: *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer, pp. 113–120.
- Crotwell, A.M., Moore, W.S., 2003. Nutrient and radium fluxes from submarine groundwater discharge to Port Royal Sound, South Carolina. *Aquat. Geochemistry* 9, p.191–208.
- Dandapath, S., Chakraborty, B., Karisiddaiah, S.M., Menezes, A., Ranade, G., Fernandes, W., Naik, D.K., Prudhvi Raju, K.N., 2010. Morphology of pockmarks along the western continental margin of India: Employing multibeam bathymetry and backscatter data. *Mar. Pet. Geol.* 27, p.2107–2117.
- Davy, B., Pecher, I., Wood, R., Carter, L., Gohl, K., 2010. Gas escape features off New Zealand: Evidence of massive release of methane from hydrates. *Geophys. Res. Lett.* 37, p.1–5.
- Dembicki Jr, H., 2009. Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 93, p.341–356.
- Deutzmann, J.S., Wörner, S., Schink, B., 2011. Activity and diversity of methanotrophic bacteria at methane

- seeps in eastern lake Constance sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* 77, p.2573–2581.
- Dewangan, P., Ramprasad, T., 2007. Velocity and AVO analysis for the investigation of gas hydrate along a profile in the western continental margin of India. *Mar. Geophys. Res.* 28, p.201–211.
- Dimitrov, L., Woodside, J., 2003. Deep sea pockmark environments in the eastern Mediterranean. *Mar. Geol.* 195, p.263–276.
- Dow, W.G., 1977. Kerogen studies and geological interpretations. *J. Geochemical Explor.* 7, p.79–99.
- Dragesund, O., Olsen, S., 1965. On the possibility of estimating year-class strength by measuring echo-abundance of 0-group fish. s. 48-75.
- Duan, Z., Mao, S., 2006. A thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, p.3369–3386.
- Duan, Z., Sun, R., 2006. A model to predict phase equilibrium of CH₄ and CO₂ clathrate hydrate in aqueous electrolyte solutions. *Am. Mineral.* 91, p.1346–1354.
- Dupré, S., Arnaubec, A., Battani, A., Bayon, G., Bignon, L., D., B., Bourillet, J.-F., Caprais, J.-C., Donval, J.-P., Ehrhold, A., Géli, L., Le Meur, P., Lesongeur, F., Morash, A., Noël, P., Olu, K., Pierre, C., Pitel, M., Ruffine, L., 2014a. Rapport de campagne GAZCOGNE2. 13/1210620/BF : Contrat spécifique de collaboration TOTAL / IFREMER pour la réalisation du Projet «GAZCOGNE» dans le cadre de PAMELA. p.106.
- Dupré, S., Berger, L., Le Bouffant, N., Scalabrin, C., Bourillet, J.F., 2014b. Fluid emissions at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): A biogenic origin or the expression of hydrocarbon leakage? *Cont. Shelf Res.* 88, p.24–33.
- Dupré, S., Loubrieu, B., Arnaubec, A., Battani, A., Bayon, G., Bignon, L., D., B., Blanc-Valleron, M.-M., Bourillet, J.-F., Brandily, C., Breton, C., Caprais, J.-C., Croguennec, C., Demange, J., Donval, J.-P., Ehrhold, A., Eugène, T., Gautier, E., Godfroy, A., Guérin, C., Lesongeur, F., Noël, P., Noirez, S., Ogor, A., Olu, K., Opderbecke, J., Pernet, E.J., Petit, E., Pierre, C., Pitel, M., Ruffine, L., Saout, J., Scalabrin, C., Verresse, H., 2014c. Rapport GAZCOGNE. p.196.
- Dupré, S., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Ehrhold, A., Gautier, E., Ruffine, L., Pierre, C., Battani, A., Le Bouffant, N., Berger, L., 2014d. Discovery of Widespread Biogenic Methane Emissions and Authigenic Carbonate Mound-like Structures at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay), in: American Geophysical Union, Fall Meeting 2014, Abstract #OS12A-04.
- Dupré, S., Mascle, J., Foucher, J.P., Harmegnies, F., Woodside, J., Pierre, C., 2014e. Warm brine lakes in craters of active mud volcanoes, Menes caldera off NW Egypt: Evidence for deep-rooted thermogenic processes. *Geo-Marine Lett.* 34, p.153–168.
- Dupré, S., Scalabrin, C., Grall, C., Augustin, J.-M., Henry, P., Sengör, A.M., Görür, N., Çagatay, M.N., Géli, L., 2015. Tectonic and sedimentary controls on widespread gas emissions in the Sea of Marmara: Results from systematic, shipborne multibeam echo sounder water column imaging. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, p.2891–2912.
- Dupré, S., Woodside, J., Klauke, I., Mascle, J., Foucher, J.P., 2010. Widespread active seepage activity on the Nile Deep Sea Fan (offshore Egypt) revealed by high-definition geophysical imagery. *Mar. Geol.* 275, p.1–19.

8. Références

- Durrieu De Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, p.2003–2027.
- Dussud, L., Woerther, P., Réaud, Y., Ehrhold, A., Garziglia, S., 2015. Mesures en gophysique et Prélèvements sédimentaires, in: *Technoflotte 2015*. Paris.
- Ehrhold, A., Gautier, E., Petit, E., 2014. Analyses morpho-sédimentaires des données prélevées lors de GAZCOGNE 1. *Rapport PAMELA GAZCOGNE1*, p.20.
- Ehrhold, A., Hamon, D., Guillaumont, B., 2006. The REBENT monitoring network, a spatially integrated, acoustic approach to surveying nearshore macrobenthic habitats: application to the Bay of Concarneau (South Brittany, France). *ICES J. Mar. Sci.* 63, p.1604–1615.
- ELF, Bennehard, M., Seguin, J.C., 1975. Rapport de fin de sondage ESUS-1. *Archives TOTAL*, p.29.
- Emery, D., Myers, K., 2009. *Sequence stratigraphy*. John Wiley & Sons, p.296.
- Ergün, M., Dondurur, D., Çifçi, G., 2002. Acoustic evidence for shallow gas accumulations in the sediments of the Eastern Black Sea. *Terra Nov.* 14, p.313–320.
- Espitalié, J., Senga Makadi, K., Trichet, J., 1984. Role of the mineral matrix during kerogen pyrolysis. *Org. Geochem.* 6, p.365–382.
- ESSO REP, 1968. Rapport de fin de sondage Le SEXTANT-1. *Archives TOTAL*, p.26.
- ESSO REP, 1974. Rapport de fin de sondage ERIDAN-1. *Archives TOTAL*, p.22.
- ESSO REP, Couture, C., 1966. Rapport de fin de sondage ORION-1. *Archives TOTAL*, p.33.
- ESSO REP, Gairaud, H., 1967. Rapport de fin de sondage PHOENIX-1. *Archives TOTAL*, p.35.
- ESSO REP, Gairaud, H., 1968. Rapport de fin de sondage ALDEBARAN-1. *Archives TOTAL*, p.30.
- Etiopie, G., 2015. *Natural gas seepage: The Earth's hydrocarbon degassing*, 1st ed. Springer, p.199.
- Etiopie, G., Sherwood Lollar, B., 2013. Abiotic methane on Earth. *Rev. Geophys.* 51, p.276–299.
- Fader, G.B.J., 1991. Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 11, p.1123–1153.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S., Lesuavé, R., 2002. Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Mar. Geol.* 182, p.279–302.
- Feinstein, S., Aizenshtat, Z., Miloslavski, I., Gerling, P., Slager, J., McQuilken, J., 2002. Genetic characterization of gas shows in the east Mediterranean offshore of southwestern Israel. *Org. Geochem.* 33, p.1401–1413.
- Féniès, H., 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 aquitaine, France). *Comptes Rendus - Geosci.* 337, p.1257–1266.
- Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J.A., Ellouz, N., MARCONI Team, 2008. The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Mar. Pet. Geol.* 25, p.714–730.
- Ferrer, O., Roca, E., Jackson, M.P.A., Muñoz, J.A., 2009. Effects of Pyrenean contraction on salt structures of the offshore Parentis Basin (Bay of Biscay). *Trab. Geol.* 29, p.5.
- Figueiredo, A.G., Nittrouer, C.A., de Alencar Costa, E., 1996. Gas-charged sediments in the Amazon submarine delta. *Geo-Marine Lett.* 16, p.31–35.

- Fisher, C., Roberts, H., Cordes, E., Bernard, B., 2007. Cold Seeps and Associated Communities of the Gulf of Mexico. *Oceanography* 20, p.118–129.
- Fleischer, P., Orsi, T.H., Richardson, M.D., Anderson, A.L., 2001. Distribution of free gas in marine sediments: A global overview. *Geo-Marine Lett.* 21, p.103–122.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and intermediate-field sites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, p.327–342.
- Floodgate, G.D., Judd, A.G., 1992. The origins of shallow gas. *Cont. Shelf Res.* 12, p.1145–1156.
- Fluid Inclusion Technologies, 2016a. A Stratigraphic Reconstruction of Bulk Volatile Chemistry from Fluid Inclusions in : DANU-1. p.95.
- Fluid Inclusion Technologies, 2016b. A Stratigraphic Reconstruction of Bulk Volatile Chemistry from Fluid Inclusions in : ESUS-1. p.98.
- Fluid Inclusion Technologies, 2016c. A Stratigraphic Reconstruction of Bulk Volatile Chemistry from Fluid Inclusions in : FREGATE-1B. p.94.
- Fluid Inclusion Technologies, 2016d. A Stratigraphic Reconstruction of Bulk Volatile Chemistry from Fluid Inclusions in : PELICAN-1. p.99.
- Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *J. Geol.* 62, p.344–359.
- Forwick, M., Baeten, N.J., Vorren, T.O., 2009. Pockmarks in Spitsbergen fjords. *Nor. J. Geol.* 89, p.65–77.
- Fowler, C.M.R., 2004. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, p.728.
- Gafeira, J., Long, D., Diaz-Doce, D., 2012. Semi-automated characterisation of seabed pockmarks in the central North Sea. *Near Surf. Geophys.* 10, p.303–315.
- García-García, A., Orange, D.L., Miserocchi, S., Correggiari, A., Langone, L., Lorensen, T.D., Trincardi, F., Nittrouer, C.A., 2007. What controls the distribution of shallow gas in the Western Adriatic Sea? *Cont. Shelf Res.* 27, p.359–374.
- García-Gil, S., 2003. A natural laboratory for shallow gas: the Rías Baixas (NW Spain). *Geo-Marine Lett.* 23, p.215–229.
- García-Gil, S., de Blas, E., Martínez-Carreño, N., Iglesias, J., Rial-Otero, R., Simal-Gándara, J., Judd, A.G., 2011. Characterisation and preliminary quantification of the methane reservoir in a coastal sedimentary source: San Simón Bay, Ría de Vigo, NW Spain. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 91, p.232–242.
- García-Gil, S., Vilas, F., Garcia-Garcia, A., 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): A case study. *Cont. Shelf Res.* 22, p.2303–2315.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Lett.* 26, p.331–345.
- Gay, A., Lopez, M., Berndt, C., Séranne, M., 2007. Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 244, p.68–92.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., Sermondadaz, G., 2006a. Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene-Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 226, p.25–40.

8. Références

- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sermondadaz, G., 2004. Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction-upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Res.* 16, p.101–116.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sultan, N., Cauquil, E., Brigaud, F., 2003. Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 216, p.173–189.
- Gay, A., Lopez, M., Ondreas, H., Charlou, J.L., Sermondadaz, G., Cochonat, P., 2006b. Seafloor facies related to upward methane flux within a Giant Pockmark of the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 226, p.81–95.
- Gebruk, A. V., Galkin, S. V., Vereshchaka, A.L., Moskalev, L.I., Southward, A.J., 1997. Ecology and biogeography of the hydrothermal vent fauna of the Mid-Atlantic Ridge. *Adv. Mar. Biol.* 32, p.93–144.
- Geldof, J., Gafeira, J., Contet, J., Marquet, S., 2014. GIS Analysis Of Pockmarks From 3D Seismic Exploration Surveys, in: *Offshore Technology Conference*. Houston USA, OTC 25088.
- Gillet, H., Cirac, P., Lagié, B., 2008. Pockmarks on the southern margin of the Capbreton Canyon (south-eastern Bay of Biscay), in: Borja, A. (Ed.), *XI International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay*. “Revisa de Investgacion Marina” 3, San Sebastian, pp. 90–91.
- Gonthier, E., Cirac, P., Faugères, J.C., Gaudin, M., Cremer, M., Bourillet, J.F., 2006. Instabilities and deformation in the sedimentary cover on the upper slope of the southern Aquitaine continental margin, north of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). *Sci. Mar.* 70, p.89–100.
- Gray, S.H., 2013. Spatial sampling, migration aliasing, and migrated amplitudes. *Geophysics* 78, p.S157–S164.
- Hagemann, H.W., Hollerbach, A., 1986. The fluorescence behaviour of crude oils with respect to their thermal maturation and degradation. *Org. Geochem.* 10, p.473–480.
- Hall, D.L., 2013. Application of Combined Cuttings Gas/Oil Analysis, Rapid XRF and High Resolution Photography to Evaluation of Unconventional Reservoirs, in: *AAPG Search and Discovery Article #90163*.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., Shentwu, W., Bigge, M.A., 2002. Applying fluid inclusions to petroleum exploration and production, in: *AAPG Search and Discovery Article #40042*.
- Hammer, Ø., Webb, K.E., Depreiter, D., 2009. Numerical simulation of upwelling currents in pockmarks, and data from the Inner Oslofjord, Norway. *Geo-Marine Lett.* 29, p.269–275.
- Hampton, M.A., Kvenvolden, K.A., 1981. Geology and geochemistry of gas-charged sediment on Kodiak Shelf, Alaska. *Geo-Marine Lett.* 1, p.141–147.
- Haq, B.U., Al-Qahtani, A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia* 10, p.127–160.
- Harrington, P.K., 1985. Formation of pockmarks by pore-water escape. *Geo-Marine Lett.* 5, p.193–197.
- Harster, M., 2008. Caractérisation des processus sédimentaires récents aux abords du Canyon de Capbreton. *Rapport de M2, Université de Bordeaux, Laboratoire EPOC*, p.40.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., others, 1976. Variations in the Earth’s orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194, p.1121–1132.
- Hoehler, T.M., Alperin, M.J., Albert, D.B., Martens, C.S., 1994. Field and laboratory studies of methane oxidation in an anoxic marine sediment: Evidence for a methanogene-sulfate reducer consortium. *Global Biogeochem. Cycles* 8, p.451–463.

- Holbrook, W.S., Hoskins, H., Wood, W.T., Stephen, R.A., Lizarralde, D., 1996. Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling. *Sci. Pap. Ed.* 273, p.1840–1842.
- Horsfield, B., 1990. Evaluating kerogen type according to source quality, compositional heterogeneity and thermal lability. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 65, p.357–365.
- Horsfield, B., Yordy, K.L., Crelling, J.C., 1988. Determining the petroleum generating potential of coal using organic geochemistry and organic petrology. *Org. Geochem.* 13, p.121–129.
- Hovland, M., Heggland, R., De Vries, M.H., Tjelta, T.I., 2010. Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Mar. Pet. Geol.* 27, p.1190–1199.
- Hovland, M., Judd, A., 1988. Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology and the marine environment. *Graham & Trotman*, p.293.
- Hovland, M., Judd, A.G., King, L.H., 1984. Characteristic features of pockmarks on the North Sea Floor and Scotian Shelf. *Sedimentology* 31, p.471–480.
- Hovland, M., Svensen, H., 2006. Submarine pingoes: Indicators of shallow gas hydrates in a pockmark at Nyegga, Norwegian Sea. *Mar. Geol.* 228, p.15–23.
- Hovland, M., Svensen, H., Forsberg, C.F., Johansen, H., Fichler, C., Fosså, J.H., Jonsson, R., Rueslåtten, H., 2005. Complex pockmarks with carbonate-ridges off mid-Norway: Products of sediment degassing. *Mar. Geol.* 218, p.191–206.
- Hunt, J.M., 1991. Generation of gas and oil from coal and other terrestrial organic matter. *Org. Geochem.* 17, p.673–680.
- Hyacinthe, C., Anschutz, P., Carbonel, P., Jouanneau, J.-M., Jorissen, F.J., 2001. Early diagenetic processes in the muddy sediments of the Bay of Biscay. *Mar. Geol.* 177, p.111–128.
- Iglesias, J., Ercilla, G., García-Gil, S., Judd, A.G., 2010. Pockforms: An evaluation of pockmark-like seabed features on the Landes Plateau, Bay of Biscay. *Geo-Marine Lett.* 30, p.207–219.
- Inagaki, F., Kubo, Y., Bowles, M.W., Heuer, V.B., Ijiri, A., Imachi, H., Ito, M., Kaneko, M., Lever, M.A., Morita, S., Morono, Y., Tanikawa, W., Bihan, M., Bowden, S.A., Elvert, M., Glombitza, C., Gross, D., Harrington, G.J., Hori, T., Li, K., Limmer, D., Murayama, M., Ohkouchi, N., Ono, S., Purkey, M., Sanada, Y., Sauvage, J., Snyder, G., Takano, Y., Tasumi, E., Terada, T., Tomaru, H., Wang, D.T., Yamada, Y., 2015. Exploring deep microbial life in coal-bearing sediment down to ~2.5 km below the ocean floor. *Science* 349, p.420–424.
- Jensen, P., 1992. "Bubbling reefs" in the Kattgat: submarine landscapes of carbonate-cemented rocks support a diverse ecosystem at methane seeps. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 83, p.103–112.
- Johnson, A.G., Glenn, C.R., Burnett, W.C., Peterson, R.N., Lucey, P.G., 2008. Aerial infrared imaging reveals large nutrient-rich groundwater inputs to the ocean. *Geophys. Res. Lett.* 35, p.1–6.
- Jones, D.M., Head, I.M., Gray, N.D., Adams, J.J., Rowan, A.K., Aitken, C.M., Bennett, B., Huang, H., Brown, A., Bowler, B.F.J., Oldenburg, T., Erdmann, M., Larter, S.R., 2008. Crude-oil biodegradation via methanogenesis in subsurface petroleum reservoirs. *Nature* 451, p.176–180.
- Jørgensen, B.B.J., Kasten, S., 2006. Sulfur Cycling and Methane Oxidation, in: *Marine Geochemistry*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 271–309.
- Jørgensen, N.O., 1976. Recent high magnesian calcite/aragonite cementation of beach and submarine sediments from Denmark. *J. Sediment. Res.* 46, p.940–951.

8. Références

- Josenhans, H.W., King, L.H., Fader, G.B., 1978. A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf. *Can. J. Earth Sci.* 15, p.831–840.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, p.2205–2220.
- Joye, S.B., Boetius, A., Orcutt, B.N., Montoya, J.P., Schulz, H.N., Erickson, M.J., Lugo, S.K., 2004. The anaerobic oxidation of methane and sulfate reduction in sediments from Gulf of Mexico cold seeps. *Chem. Geol.* 205, p.219–238.
- Judd, A., Hovland, M., 2007. *Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment.* Cambridge University Press, p.293.
- Judd, A., Long, D., Sankey, M., 1994. Pockmark formation and activity, UK block 15/25, North Sea. *Bull Geol Soc Denmark* 41, p.34–49.
- Judd, A.G., Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Cont. Shelf Res.* 12, p.1081–1095.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration, Geoscience texts.* Wiley, p.272.
- Kennett, J.P., 2000. Carbon Isotopic Evidence for Methane Hydrate Instability During Quaternary Interstadials. *Science* 288, p.128–133.
- Kersalé, M., Marie, L., Le Cann, B., Serpette, A., Lathuilière, C., Le Boyer, A., Rubio, A., Lazure, P., 2016. Poleward along-shore current pulses on the inner shelf of the Bay of Biscay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 179, p.155–171.
- Kim, G., 2003. Large submarine groundwater discharge (SGD) from a volcanic island. *Geophys. Res. Lett.* 30, p.2098.
- King, L.H., MacLean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian Shelf. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, p.3141–3148.
- Klaucke, I., Sahling, H., Weinrebe, W., Blinova, V., Bürk, D., Lursmanashvili, N., Bohrmann, G., 2006. Acoustic investigation of cold seeps offshore Georgia, eastern Black Sea. *Mar. Geol.* 231, p.51–67.
- Klaucke, I., Weinrebe, W., Linke, P., Kläschen, D., Bialas, J., 2012. Sidescan sonar imagery of widespread fossil and active cold seeps along the central Chilean continental margin. *Geo-Marine Lett.* 32, p.489–499.
- Klingebliel, A., Legigan, P., 1985. Histoire géologique de la Grande Lande, in: Éd. du C.N.R.S. (Ed.), *La Grande Lande: Histoire Naturelle et Géographie Historique. Colloque. Éd. du C.N.R.S., pp. 13–30.*
- Klingebliel, A., Legigan, P., 1992. Cadre géologique et structural du bassin de la Leyre. *Bull. l'Institut Géologie du Bassin d'Aquitaine* 51–52, p.7–20.
- Koutsikopoulos, C., Le Cann, B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Sci. Mar.* 60, p.9–19.
- Krest, J.M., Moore, W.S., Gardner, L.R., Morris, J.T., 2000. Marsh nutrient export supplied by groundwater discharge: Evidence from radium measurements. *Global Biogeochem. Cycles* 14, p.167–176.
- Kuhnt, T., Howa, H., Schmidt, S., Marié, L., Schiebel, R., 2013. Flux dynamics of planktic foraminiferal tests in the south-eastern Bay of Biscay (northeast Atlantic margin). *J. Mar. Syst.* 109, p.169–181.
- Kvenvolden, K.A., 1988. Methane hydrate - A major reservoir of carbon in the shallow geosphere? *Chem. Geol.* 71, p.41–51.
- Kvenvolden, K.A., 1993. Gas Hydrates - Geological Perspective and Global Change. *Rev. Geophys.* 31, p.173–

- 187.
- Kvenvolden, K.A., Ginsburg, G.D., Soloviev, V.A., 1993. Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Lett.* 13, p.32–40.
- Kvenvolden, K.A., Redden, G.D., 1980. Hydrocarbon gas in sediment from the shelf, slope, and basin of the Bering Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, p.1145–1150.
- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 Applications in Hydrocarbon Exploration, Production, and Soil Contamination Studies. *Oil Gas Sci. Technol.* 53, p.421–437.
- Lagié, B., 2007. Processus responsables de la migration et de l'expulsion des fluides sur la bordure méridionale du canyon de Capbreton. Rapport de M2, Université de Bordeaux, Laboratoire EPOC, p.52.
- Laier, T., Jørgensen, N.O., Buchardt, B., Cederberg, T., Kuijpers, A., 1992. Accumulation and seepages of biogenic gas in northern Denmark. *Cont. Shelf Res.* 12, p.1173–1186.
- Lamarche, G., Lurton, X., 2017. Recommendations for improved and coherent acquisition and processing of backscatter data from seafloor-mapping sonars. *Mar. Geophys. Res.* p.1–18.
- Lazure, P., Dumas, F., 2008. An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Adv. Water Resour.* 31, p.233–250.
- Lazure, P., Garnier, V., Dumas, F., Herry, C., Chifflet, M., 2009. Development of a hydrodynamic model of the Bay of Biscay. Validation of hydrology. *Cont. Shelf Res.* 29, p.985–997.
- Le Boyer, A., Charria, G., Le Cann, B., Lazure, P., Marié, L., 2013. Circulation on the shelf and the upper slope of the Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 55, p.97–107.
- Lecours, V., Dolan, M.F.J., Micallef, A., Lucieer, V.L., 2016. A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, p.3207–3244.
- Lericolais, G., Fénies, H., Tastet, J.-P., Berné, S., 1998. High resolution seismic stratigraphy of the Gironde paleovalley on the continental shelf. *Mar. Geol.* 10, p.701–708.
- Lesueur, P., Jouanneau, J.M., Boust, D., Tastet, J.P., Weber, O., 2001. Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Cont. Shelf Res.* 21, p.1383–1401.
- Link, W.K., 1952. Significance of oil and gas seeps in world oil exploration. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 36, p.1505–1540.
- Lofi, J., Inwood, J., Proust, J.-N., Monteverde, D.H., Loggia, D., Basile, C., Otsuka, H., Hayashi, T., Stadler, S., Mottl, M.J., others, 2013. Fresh-water and salt-water distribution in passive margin sediments: Insights from Integrated Ocean Drilling Program Expedition 313 on the New Jersey Margin. *Geosphere* 9, p.1009–1024.
- Loncke, L., Mascle, J., Parties, F.S., 2004. Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Mar. Pet. Geol.* 21, p.669–689.
- Løseth, H., Gading, M., Wensaas, L., 2009. Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Mar. Pet. Geol.* 26, p.1304–1319.
- Loubrieu, B., Dupré, S., Scalabrin, C., Guérin, C., Gautier, E., Ogor, A., Biville, R., Breton, C., Saout, J., Berrou, T., 2013. Rapport de campagne GAZCOGNE1. 13/1210620/BF : Contrat spécifique de collaboration TOTAL / IFREMER pour la réalisation du Projet «GAZCOGNE» dans le cadre de PAMELA. p.76.
- Luff, R., Wallmann, K., 2003. Fluid flow, methane fluxes, carbonate precipitation and biogeochemical turnover

8. Références

- in gas hydrate-bearing sediments at Hydrate Ridge, Cascadia Margin: Numerical modeling and mass balances. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, p.3403–3421.
- Lurton, X., 2002. An introduction to underwater acoustics: principles and applications. Springer Science & Business Media, p.680.
- Lurton, X., Lamarche, G., Brown, C., Lucieer, V.L., Rice, G., Schimel, A., Weber, T., 2015. Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars Guidelines and Recommendations, Marine Geological and Biological Habitat Mapping. A collective report by members of the GeoHab Backscatter Working Group. Xavier Lurton and Geoffroy Lamarche (ed), p.200.
- MacKay, M.E., Jarrard, R.D., Westbrook, G.K., Hyndman, R.D., 1994. Origin of bottom-simulating reflectors: geophysical evidence from the Cascadia accretionary prism. *Geology* 22, p.459–462.
- Mars, J., 2004. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. Editions Technip, p.472.
- Maslin, M., Mikkelsen, N., Vilela, C., Haq, B., 1998. Sea-level- and gas-hydrate-controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geology* 26, p.1107–1110.
- Matveeva, T. V, Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A., Klerkx, J., Kaulio, V. V, Prasolov, E.M., 2003. Gas hydrate accumulation in the subsurface sediments of Lake Baikal (Eastern Siberia). *Geo-Marine Lett.* 23, p.289–299.
- Mazzini, A., Svensen, H.H., Planke, S., Forsberg, C.F., Tjelta, T.I., 2016. Pockmarks and methanogenic carbonates above the giant Troll gas field in the Norwegian North Sea. *Mar. Geol.* 373, p.26–38.
- Merewether, R., Olsson, M.S., Lonsdale, P., 1985. Acoustically detected hydrocarbon plumes rising from 2-km depths in Guaymas Basin, Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 90, p.3075–3085.
- Meslé, M., Dromart, G., Oger, P., 2013. Microbial methanogenesis in subsurface oil and coal. *Res. Microbiol.* 164, p.959–972.
- Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Ehrhold, A., Imbert, P., Pitel, M., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Lazure, P., Marié, L., Geldof, J., Deville, E., n.d. Pockmarks on the South Aquitaine Margin continental slope: the seabed expression of past fluid circulation and bottom currents. *Comptes Rendus - Geosci.* in review.
- Michel, G., Dupré, S., Saout, J., Ehrhold, A., Guerin, C., Gautier, E., Breton, C., Bourillet, J.-F., Loubrieu, B., 2017. Pockmark morphological attributes at the Aquitaine slope, GAZCOGNE1 (2013) and BOBGEO2 (2010) marine expeditions [WWW Document]. SEANO Database <http://doi.org/10.17882/48323>.
- Migniot, C., 1977. Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche* 1, p.9–47.
- Miller, F.P., Vandome, A.F., McBrewster, J., 2010. Nyquist-Shannon Sampling Theorem: Aliasing, Sine Wave, Signal Processing, Nyquist Rate, Nyquist Frequency, Sampling Rate, Shannon-Hartley Theorem, Whittaker-Shannon Interpolation Formula, Reconstruction from Zero Crossings. Alphascript Publishing, p.64.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J. V, Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310, p.1293–1298.
- Missiaen, T., Murphy, S., Loncke, L., Henriët, J.P., 2002. Very high-resolution seismic mapping of shallow gas in the Belgian coastal zone. *Cont. Shelf Res.* 22, p.2291–2301.
- Mitchell, N.C., 1993. A model for attenuation of backscatter due to sediment accumulations and its application to determine sediment thicknesses with GLORIA sidescan sonar. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 98,

- p.22477–22493.
- Mitchum Jr, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation, in: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Special Volumes, pp. 117–133.
- Moore, W.S., 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ²²⁶Ra enrichments. *Nature* 380, p.612.
- Moore, W.S., 2002. Thermal evidence of water exchange through a coastal aquifer: Implications for nutrient fluxes. *Geophys. Res. Lett.* 29, p.44–49.
- Moore, W.S., 2010. The effect of submarine groundwater discharge on the ocean. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 2, p.59–88.
- Moss, J.L., Cartwright, J., Cartwright, A., Moore, R., 2012a. The spatial pattern and drainage cell characteristics of a pockmark field, Nile Deep Sea Fan. *Mar. Pet. Geol.* 35, p.321–336.
- Moss, J.L., Cartwright, J., Moore, R., 2012b. Evidence for fluid migration following pockmark formation: Examples from the Nile Deep Sea Fan. *Mar. Geol.* 303, p.1–13.
- Mulder, T., Cirac, P., Gaudin, M., Bourillet, J.-F., Trainer, J., Normand, A., Weber, O., Gribouard, R., Jouanneau, J.-M., Anschutz, P., Jorissen, F.J., 2004. Understanding continent-ocean sediment transfer. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 85, p.257–262.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., Schmidt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Mar. Geol.* 295, p.113–127.
- Nash, J.D., Kelly, S.M., Shroyer, E.L., Moum, J.N., Duda, T.F., 2012. The Unpredictable Nature of Internal Tides on the Continental Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* 42, p.1981–1999.
- Naudts, L., Greinert, J., Artemov, Y., Beaubien, S.E., Borowski, C., Batist, M. De, 2008. Anomalous sea-floor backscatter patterns in methane venting areas, Dnepr paleo-delta, NW Black Sea. *Mar. Geol.* 251, p.253–267.
- Naudts, L., Greinert, J., Poort, J., Belza, J., Vangampelaere, E., Boone, D., Linke, P., Henriët, J.P., De Batist, M., 2010. Active venting sites on the gas-hydrate-bearing Hikurangi Margin, off New Zealand: Diffusive-versus bubble-released methane. *Mar. Geol.* 272, p.233–250.
- Niencheski, L.F.H., Windom, H.L., Moore, W.S., Jahnke, R.A., 2007. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, Southern Brazil. *Mar. Chem.* 106, p.546–561.
- Nisbet, E.G., Piper, D.J.W., others, 1998. Giant submarine landslides. *Nature* 392, p.329–330.
- Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A. V, Bowen, A.J., 1980. Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation. *Mar. Geol.* 37, p.1–18.
- Okyar, M., Ediger, V., 1999. Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf off Trabzon, southeastern Black Sea. *Cont. Shelf Res.* 19, p.575–587.
- Pau, M., Gisler, G., Hammer, Ø., 2014a. Experimental investigation of the hydrodynamics in pockmarks using particle tracking velocimetry. *Geo-Marine Lett.* 34, p.11–19.
- Pau, M., Hammer, Ø., 2013. Sediment mapping and long-term monitoring of currents and sediment fluxes in pockmarks in the Oslofjord, Norway. *Mar. Geol.* 346, p.262–273.
- Pau, M., Hammer, Ø., Chand, S., 2014b. Constraints on the dynamics of pockmarks in the SW Barents Sea:

8. Références

- Evidence from gravity coring and high-resolution, shallow seismic profiles. *Mar. Geol.* 355, p.330–345.
- Paull, C.K., Ussler, W., 2008. Re-Evaluating the Significance of Seafloor Accumulations of Methane-Derived Carbonates: Seepage or Erosion Indicators?, in: 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008). Vancouver, British Columbia, CANADA, pp. 1–12.
- Paull, C.K., Ussler, W., Holbrook, W.S., Hill, T.M., Keaten, R., Mienert, J., Haflidason, H., Johnson, J.E., Winters, W.J., Lorenson, T.D., 2008. Origin of pockmarks and chimney structures on the flanks of the Storegga Slide, offshore Norway. *Geo-Marine Lett.* 28, p.43–51.
- Paull, C.K., Ussler, W., Maher, N., Greene, H.G., Rehder, G., Lorenson, T., Lee, H., 2002. Pockmarks off Big Sur, California. *Mar. Geol.* 181, p.323–335.
- Peters, K.E., 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 70, p.318–329.
- Phrampus, B.J., Hornbach, M.J., 2012. Recent changes to the Gulf Stream causing widespread gas hydrate destabilization. *Nature* 490, p.527–530.
- Pierre, C., Demange, J., Blanc-Valleron, M.-M., Dupré, S., 2017. Authigenic carbonate mounds from active methane seeps on the southern Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): evidence for anaerobic oxidation of biogenic methane and submarine groundwater discharge during formation. *Cont. Shelf Res.* 133, p.13–25.
- Pierre, C., Fouquet, Y., 2007. Authigenic carbonates from methane seeps of the Congo deep-sea fan. *Geo-Marine Lett.* 27, p.249–257.
- Pilcher, R., Argent, J., 2007. Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Mar. Geol.* 244, p.15–32.
- Pillot, D., Deville, E., Prinzhofer, A., 2014. Identification and Quantification of Carbonate Species Using Rock-Eval Pyrolysis. *Oil Gas Sci. Technol. – Rev. d'IFP Energies Nouv.* 69, p.341–349.
- Pinet, B., Montadert, L., 1987. Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 89, p.305–312.
- Pingree, R.D., Mardell, G.T., New, A.L., 1986. Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature* 321, p.154–158.
- Pironon, J., Pradier, B., 1992. Ultraviolet-fluorescence alteration of hydrocarbon fluid inclusions. *Org. Geochem.* 18, p.501–509.
- Platel, J.-P., 2013. Principaux grands réservoirs aquifères nord-aquitains: de l'Oligocène du Bordelais au Mésozoïque de Dordogne Contextes géologiques des sites visités, in: 19 Èmes Journées Techniques Du Comité Français d'Hydrogéologie de l'AIHlogie de l'AIH. Bordeaux, p. 94.
- Plaza-Faverola, A., Bünz, S., Mienert, J., 2011. Repeated fluid expulsion through sub-seabed chimneys offshore Norway in response to glacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, p.297–308.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., Bádenas, B., 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Rev.* 111, p.56–81.
- Praeg, D., Ketzer, J.M., Augustin, A.H., Migeon, S., Ceramicola, S., Dano, A., Ducassou, E., Dupré, S., Mascle, J., Rodrigues, L.F., 2014. Fluid seepage in relation to seabed deformation on the central Nile deep-sea fan, part 2: evidence from multibeam and sidescan imagery, in: *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, pp. 141–150.

- Puillat, I., Lazure, P., Jegou, A.M., Lampert, L., Miller, P.I., 2004. Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Cont. Shelf Res.* 24, p.1143–1163.
- Rapinat, G., 2013. Caractérisation des processus de migration de fluides dans la zone de pockmarks de Kostarrenkala (marge sud du Canyon de Capbreton). Rapport de M2, Université de Bordeaux, Laboratoire EPOC, p.30.
- Riboulot, V., Cattaneo, A., Sultan, N., Garziglia, S., Ker, S., Imbert, P., Voisset, M., 2013. Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 375, p.78–91.
- Riboulot, V., Sultan, N., Imbert, P., Ker, S., 2016. Initiation of gas-hydrate pockmark in deep-water Nigeria: Geo-mechanical analysis and modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 434, p.252–263.
- Riboulot, V., Thomas, Y., Berné, S., Jouet, G., Cattaneo, A., 2014. Control of Quaternary sea-level changes on gas seeps. *Geophys. Res. Lett.* 41, p.4970–4977.
- Rise, L., Bellec, V.K., Chand, S., Bøe, R., 2015. Pockmarks in the southwestern Barents Sea and - Finnmark fjords. *Nor. J. Geol.* 94, p.263–282.
- Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics* 30, p.1–33.
- Römer, M., Sahling, H., Pape, T., Bahr, A., Feseker, T., Wintersteller, P., Bohrmann, G., 2012. Geological control and magnitude of methane ebullition from a high-flux seep area in the Black Sea-the Kerch seep area. *Mar. Geol.* 319–322, p.57–74.
- Römer, M., Sahling, H., Pape, T., dos Santos Ferreira, C., Wenzhöfer, F., Boetius, A., Bohrmann, G., 2014. Methane fluxes and carbonate deposits at a cold seep area of the Central Nile Deep Sea Fan, Eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* 347, p.27–42.
- Ruffine, L., Donval, J.-P., Battani, A., Bignon, L., Croguennec, C., Caprais, J.C., Birot, D., Bayon, G., Lantéri, N., Levaché, D., Dupré, S., 2014. Natural gas seepage along the edge of the Aquitaine Shelf (France): Origin and flux measurements, in: American Geophysical Union, Fall Meeting 2014, Abstract #OS21A-1097.
- Ruffine, L., Donval, J.-P., Croguennec, C., Bignon, L., Birot, D., Battani, A., Bayon, G., Caprais, J.-C., Lantéri, N., Levaché, D., Dupré, S., 2017. Gas seepage along the edge of the Aquitaine Shelf (France): Origin and local fluxes. *Geofluids*, vol. 2017, Artic. ID 4240818 p.13.
- Sangree, J.B., Widmier, J.M., 1978. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9: seismic interpretation of clastic depositional facies. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 62, p.752–771.
- Scanlon, K.M., Knebel, H.J., 1989. Pockmarks in the floor of Penobscot Bay, Maine. *Geo-Marine Lett.* 9, p.53–58.
- Schattner, U., Lazar, M., Harari, D., Waldmann, N., 2012. Active gas migration systems offshore northern Israel, first evidence from seafloor and subsurface data. *Cont. Shelf Res.* 48, p.167–172.
- Schattner, U., Lazar, M., Souza, L.A.P., Ten Brink, U., Mahiques, M.M., 2016. Pockmark asymmetry and seafloor currents in the Santos Basin offshore Brazil. *Geo-Marine Lett.* 36, p.457–464.
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martin, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin

8. Références

- of Bay of Biscay. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 104, p.134–144.
- Schmidt, S., Howa, H., Mouret, A., Lombard, F., Anschutz, P., Labeyrie, L., 2009. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 29, p.1044–1052.
- Schoell, M., 1980. The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, p.649–661.
- Schoell, M., 1983. Genetic characterization of natural gases. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 67, p.2225–2238.
- Schoell, M., 1988. Origins of Methane in the Earth Multiple origins of methane in the Earth. *Chem. Geol.* 71, p.1–10.
- Schulz, H., Berk, W. Van, Arning, E.T., 2015. Exploring the Potential for Biogenic Methane Formation Using Hydrogeochemical Thermodynamics, in: AAPG Search and Discovery Article # 41524.
- Sela-Adler, M., Herut, B., Bar-Or, I., Antler, G., Eliani-Russak, E., Levy, E., Makovsky, Y., Sivan, O., 2015. Geochemical evidence for biogenic methane production and consumption in the shallow sediments of the SE Mediterranean shelf (Israel). *Cont. Shelf Res.* 101, p.117–124.
- SHELL GASCOGNE, 1970a. Rapport de fin de sondage ALBATROS-1. Archives TOTAL, p.36.
- SHELL GASCOGNE, 1970b. Rapport de fin de sondage CORMORAN-1. Archives TOTAL, p.31.
- SHELL GASCOGNE, 1970c. Rapport de fin de sondage IBIS-1. Archives TOTAL, p.26.
- SHELL GASCOGNE, Quatermain, R., Kleyn, H.F., Vlierboom, F.W., Noordemeer, E., 1975. Rapport de fin de sondage FREGATE-1B. Archives TOTAL, p.40.
- Sheriff, R.E., 1975. Factors affecting seismic amplitudes. *Geophys. Prospect.* 23, p.125–138.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Ladd, J.W., Worzel, J.L., 1979. Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 63, p.2204–2213.
- Sibuet, J.C., Monti, S., Loubrieu, B., Mazé, J.-P., Srivastava, S., 2004. Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne : implications cinématiques. *Bull. la Soc. Geol. Fr. Tome* 175, p.429–442.
- Skarke, A., Ruppel, C., Kodis, M., Brothers, D., Lobecker, E., 2014. Widespread methane leakage from the sea floor on the northern US Atlantic margin. *Nat. Geosci.* 7, p.657–661.
- Sloan Jr, E.D., Koh, C., 2007. Clathrate hydrates of natural gases. CRC press, p.752.
- SNEA, 1982. Rapport de fin de sondage PELICAN-1. Archives TOTAL, p.26.
- SNEA, 1990. Réévaluation du potentiel pétrolier du permis BORN MARITIME dans le cadre du bassin de Parentis offshore. Archives TOTAL, p.173.
- SNEA, Humbel, B., 1981. Rapport de fin de sondage TARANIS-1. Archives TOTAL, p.19.
- SNEA, Humbel, B., De Feraudy, V., 1981a. Rapport de fin de sondage DANU-1. Archives TOTAL, p.22.
- SNEA, Maillard, J., 1983. Rapport de fin de sondage ANTINEOUS-1. Archives TOTAL, p.33.
- SNEA, Stojcic, B., 1982. Rapport de fin de sondage PINGOUIN-1. Archives TOTAL, p.25.
- SNEA, Stojcic, B., Humbel, B., 1981b. Rapport de fin de sondage IBIS-2. Archives TOTAL, p.54.
- Solheim, A., Elverhøi, A., 1993. Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Marine Lett.* 13, p.235–243.
- SPECTRUM, 2014. Processing Report - BISCAY-2D-R-2014. p.131.
- Stieglitz, T., Rapaglia, J., Bokuniewicz, H., 2008. Estimation of submarine groundwater discharge from bulk ground electrical conductivity measurements. *J. Geophys. Res. Ocean.* 113, p.1–15.

- Sultan, N., Bohrmann, G., Ruffine, L., Pape, T., Riboulot, V., Colliat, J.L., Prunele, A.D., Dennielou, B., Garziglia, S., Himmler, T., Marsset, T., Peters, C. a., Rabiou, A., Wei, J., 2014. Pockmark formation and evolution in deep water Nigeria: Rapid hydrate growth versus slow hydrate dissolution. *J. Geophys. Res. Earth* 119, p.2679–2694.
- Sultan, N., Marsset, B., Ker, S., Marsset, T., Voisset, M., Vernant, A.-M., Bayon, G., Cauquil, E., Adamy, J., Colliat, J.L., others, 2010. Hydrate dissolution as a potential mechanism for pockmark formation in the Niger delta. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115, p.33.
- Sun, Q., Wu, S., Cartwright, J., Dong, D., 2012. Shallow gas and focused fluid flow systems in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Mar. Geol.* 315–318, p.1–14.
- Sun, R., Duan, Z., 2005. Prediction of CH₄ and CO₂ hydrate phase equilibrium and cage occupancy from ab initio intermolecular potentials. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, p.4411–4424.
- Sun, Y., Wu, S., Dong, D., Lüdmann, T., Gong, Y., 2012. Gas hydrates associated with gas chimneys in fine-grained sediments of the northern South China Sea. *Mar. Geol.* 311–314, p.32–40.
- Sund, O., 1935. Echo Sounding in Fishery Research. *Nature* 135, p.953–953.
- Swarzenski, P.W., 2007. U/Th series radionuclides as coastal groundwater tracers. *Chem. Rev.* 107, p.663–674.
- Takai, K., Nakamura, K., Toki, T., Tsunogai, U., Miyazaki, M., Miyazaki, J., Hirayama, H., Nakagawa, S., Nunoura, T., Horikoshi, K., 2008. Cell proliferation at 122 C and isotopically heavy CH₄ production by a hyperthermophilic methanogen under high-pressure cultivation. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 105, p.10949–10954.
- Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X.D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., Sotin, C., 2016. Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. *Mar. Geol.* 378, p.56–73.
- Taniguchi, M., Burnett, W.C., Cable, J.E., Turner, J. V., 2002. Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrol. Process.* 16, p.2115–2129.
- Taniguchi, M., Burnett, W.C., Dulaiova, H., Siringan, F., Foronda, J., Wattayakorn, G., Rungsupa, S., Kontar, E. a., Ishitobi, T., 2008. Groundwater Discharge as an Important Land-Sea Pathway into Manila Bay, Philippines. *J. Coast. Res.* 24, p.15–24.
- Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain. Thèse. Université de Bretagne Occidentale, p.383.
- Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.P., Olivet, J.L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus l'Academie Sci. - Ser. IIA Sci. la Terre des Planetes* 332, p.561–568.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*, Second Revised and Enlarged Edition. Springer Science & Business Media, p.720.
- Tóth, Z., Spiess, V., Mogollón, J.M., Jensen, J.B., 2014. Estimating the free gas content in Baltic Sea sediments using compressional wave velocity from marine seismic data. *J. Geophys. Res.* 119, p.8577–8593.
- Toucanne, S., 2015. GITAN, Glissements et Instabilités Tsunamigènes constituant un Aléa pour les installations Nucléaires civiles. 5-15 août 2015 / Brest-Santander. Navire Océanographique: Pourquoi Pas? IFREMER, archimer.fr, p.15.
- Trenkel, V.M., Berger, L., Bourguignon, S., Doray, M., Fablet, R., Massé, J., Mazauric, V., Poncelet, C., Quemener, G., Scalabrin, C., Villalobos, H., 2009. Overview of recent progress in fisheries acoustics made

8. Références

- by Ifremer with examples from the Bay of Biscay. *Aquat. Living Resour.* 22, p.433–445.
- Trenkel, V.M., Mazauric, V., Berger, L., 2008. The new fisheries multibeam echosounder ME70: description and expected contribution to fisheries research. *ICES J. Mar. Sci. J. du Cons.* 65, p.645–655.
- Tryon, M., Brown, K., Dorman, L., Sauter, A., 2001. A new benthic aqueous flux meter for very low to moderate discharge rates. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 48, p.2121–2146.
- Tugend, J., 2013. Role of hyperextension for the formation of rift systems and its implication for reactivation processes and orogen formation: the example of the Bay of Biscay and Pyrenees. Thèse. ÉCOLE DOCTORALE Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement (ED 413) Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516), p.290.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thimon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics* 33, p.1239–1276.
- Turcq, B., Cirac, P., Berné, S., Weber, O., 1986. Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale nord-aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels. *Bull Inst Geol Bassin Aquitaine Bordeaux* 39, p.149–164.
- Ussler, W., Paull, C.K., Boucher, J., Friederich, G.E., Thomas, D.J., 2003. Submarine pockmarks: a case study from Belfast Bay, Maine. *Mar. Geol.* 202, p.175–192.
- Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., Thompson III, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation, in: *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Special Volumes, pp. 83–97.
- Van Aken, H.M., 2000. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean II: The intermediate water masses. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 47, p.789–824.
- Van Aken, H.M., Becker, G., 1996. Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean: The NANSEN project. *Prog. Oceanogr.* 38, p.297–346.
- Van Geldern, R., Hayashi, T., Böttcher, M.E., Mottl, M.J., Barth, J.A.C., Stadler, S., 2013. Stable isotope geochemistry of pore waters and marine sediments from the New Jersey shelf: Methane formation and fluid origin. *Geosphere* 9, p.96–112.
- Van Gijssel, P., 1981. Applications of the geomicrophotometry of kerogen, solid hydrocarbons and crude oils to petroleum exploration. *Org. Matur. Stud. Foss. Fuel Explor. Acad. Press. London* p.351–377.
- Van Krevelen, D.W., 1950. Graphical-statistical method for the study of structure and reaction processes of coal. *Fuel* 29, p.269–284.
- Van Krevelen, D.W., Hoftijzer, P.J., 1948. Kinetics of gas-liquid reactions part I. General theory. *Recl. des Trav. Chim. des Pays-Bas* 67, p.563–586.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Klerkx, J., Hus, R., Poort, J., Vanneste, M., Granin, N., Khlystov, O., Krinitsky, P., 2002. Sublacustrine mud volcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal. *Geology* 30, p.631–634.
- Verschuur, D.J., 2006. Seismic multiple removal techniques: Past, present and future. EAGE publications Netherlands, p.191.
- Visnovitz, F., Bodnár, T., Tóth, Z., Spiess, V., Kudó, I., Timár, G., Horváth, F., 2015. Seismic expressions of

- shallow gas in the lacustrine deposits of Lake Balaton, Hungary. *Near Surf. Geophys.* 13, p.433–446.
- Webb, K.E., Hammer, Ø., Lepland, A., Gray, J.S., 2009. Pockmarks in the inner Oslofjord, Norway. *Geo-Marine Lett.* 29, p.111–124.
- Whiticar, M.J., 1999. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chem. Geol.* 161, p.291–314.
- Whiticar, M.J., 2002. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay. *Mar. Geol.* 182, p.29–53.
- Whiticar, M.J., Faber, E., Schoell, M., 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation-Isotope evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, p.693–709.
- Winnock, E., 1973. Exposé succinct de l'évolution paleogéologique de l'Aquitaine. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 7, p.5–12.
- Wood, W.T., Hart, P.E., Hutchinson, D.R., Dutta, N., Snyder, F., Coffin, R.B., Gettrust, J.F., 2008. Gas and gas hydrate distribution around seafloor seeps in Mississippi Canyon, Northern Gulf of Mexico, using multi-resolution seismic imagery. *Mar. Pet. Geol.* 25, p.952–959.
- Wright, D.J., Pendleton, M., Boulware, J., Walbridge, S., Gerlt, B., Eslinger, D., Sampson, D., Huntley, E., 2012. ArcGIS Benthic Terrain Modeler (BTM), v. 3.0, Environmental Systems Research Institute, NOAA Coastal Services Center, Massachusetts Office of Coastal Zone Management [WWW Document]. ESRI. URL <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=b0d0be66fd33440d97e8c83d220e7926> (accessed July.4.2017).
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, p.279–283.
- Zeikus, J.G., 1977. The biology of methanogenic bacteria. *Bacteriol. Rev.* 41, p.514–541.
- Zeikus, J.G., Winfrey, M.R., 1976. Temperature limitation of methanogenesis in aquatic sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* 31, p.99–107.

9 Annexes

9.1 Bilan des activités et valorisations

9.1.1 Calendriers 2014-2017











	Début/fin de contrat de thèse		Limite soumission autorisation TOTAL
			Limite soumission
	TOTAL - Pau session de travail		
	TOTAL - Présentation		Ecole doctorale - activités
	IFPEN - session de travail		Formations
	IFREMER - Présentation		Congrès
	Campagne à la mer		

Figure 9.1: Légende des calendriers

Septembre		Octobre		Novembre		Décembre		Janvier		Février		Mars		Avril		Mai		Juin		Juillet		Août	
1 M		1 J	Visio Comité thèse	1 D		1 M		1 V		1 L		1 M		1 V		1 D		1 M		1 V		1 L	
2 M		2 V		2 L		2 M		2 S		2 M		2 M		2 S		2 L		2 J		2 S		2 M	
3 J		3 S		3 M		3 J		3 D		3 M		3 J	Résumé ISOBAY TOTAL	3 D		3 M		3 V		3 D		3 M	
4 V		4 D		4 M		4 V		4 L		4 J		4 V		4 L	CRG Plan et figures	4 M		4 S		4 L		4 J	
5 S		5 L		5 J		5 S		5 M		5 V		5 S		5 M	Rapport annuel	5 J		5 D		5 M		5 V	
6 D		6 M		6 V		6 D		6 M		6 S		6 D		6 M		6 V		6 L		6 M		6 S	
7 L		7 M		7 S		7 L		7 J		7 D		7 L		7 J		7 S		7 M		7 J		7 D	
8 M		8 J		8 D		8 M		8 V		8 L		8 M		8 V		8 D		8 M		8 V		8 L	
9 M		9 V		9 L	Journée UR GM	9 M	TOTAL-Paris	9 S		9 M		9 M		9 S		9 L	SISMAGE Pau + Atelier doctorant PAMELA	9 J		9 S		9 M	
10 J		10 S		10 M		10 J		10 D		10 M		10 J		10 D		10 M		10 V		10 D		10 M	
11 V		11 D		11 M		11 V		11 L		11 J		11 V		11 L		11 M		11 S		11 L		11 J	
12 S		12 L		12 J		12 S		12 M		12 V		12 S		12 M		12 J		12 D		12 M		12 V	
13 D		13 M		13 V		13 D		13 M		13 S		13 D		13 M	JDD	13 V		13 L		13 M		13 V	
14 L	Rapport annuel	14 M	ASPT16	14 S		14 L		14 J		14 D		14 L		14 J		14 S		14 M		14 J		14 D	
15 M		15 J		15 D		15 M		15 V		15 L		15 M		15 V		15 D		15 M		15 V		15 L	
16 M		16 V		16 L		16 M		16 S		16 M		16 M		16 S		16 L		16 J		16 S		16 M	
17 J		17 S		17 M		17 J		17 D		17 M		17 J		17 D		17 M		17 V		17 D		17 M	
18 V		18 D		18 M		18 V		18 L		18 J		18 V		18 L		18 M		18 S		18 L		18 M	
19 S		19 L		19 J		19 S		19 M		19 V		19 S		19 M		19 J		19 D		19 M		19 V	
20 D		20 M		20 V		20 D		20 M		20 S		20 D		20 M	PFT ISOBAY TOTAL	20 V		20 L		20 M		20 S	
21 L		21 M		21 S		21 L		21 J		21 D		21 L		21 J		21 S		21 M		21 J		21 D	
22 M		22 J		22 D		22 M		22 V		22 L		22 M	SISMAGE Pau + Euréka	22 V		22 D		22 M		22 V		22 L	
23 M		23 V		23 L		23 M		23 S		23 M		23 M		23 S		23 L		23 J	ISOBAY	23 S		23 M	
24 J		24 S		24 M		24 J		24 D		24 M		24 J		24 D		24 M	Réunion Laboratoire	24 V		24 D		24 M	
25 V		25 D		25 M		25 V		25 L		25 J	Réunion Laboratoire	25 V	CRG draft résumé + lettre intention	25 L		25 M		25 S		25 L		25 J	
26 S		26 L		26 J		26 S		26 M		26 V		26 S		26 M		26 V		26 D		26 M		26 V	
27 D		27 M		27 V		27 D		27 M	Séminaire PAMELA	27 S		27 D		27 M		27 V		27 L		27 M		27 S	
28 L		28 M		28 S		28 L		28 J		28 D		28 L	SISMAGE Pau + Euréka	28 J		28 S		28 M		28 J		28 D	
29 M		29 J		29 D		29 M		29 V		29 L		29 M		29 V		29 D		29 M		29 V		29 L	
30 M		30 V		30 L		30 M		30 S		30 M		30 M		30 S		30 L		30 J		30 S		30 M	
		31 S				31 J		31 D				31 J				31 M				31 D			

Figure 9.3: Calendrier des activités de la deuxième année de thèse, de Septembre 2015 à Août 2016. La légende est présentée en figure 9.1.

9.1.2 Campagnes océanographiques 2014-2015

9.1.2.1 PAMELA-MOZ-01 – N/O « l'Atalante »

Septembre – Octobre 2014, 33 jours

Chef de mission : Karine OLU (IFREMER)

Exploration multidisciplinaire du Canal du Mozambique

Rôle : Traitement des données colonne d'eau des sondeurs multifaisceaux pour le repérage de sorties de fluides. Soutien aux opérations de pont.

9.1.2.2 GITAN – N/O « Pourquoi pas ? »

Août 2015, 10 jours

Chef de mission : Samuel TOUCANNE (IFREMER)

Caractérisation sédimentologique et géotechnique de glissements sous-marins sur la pente de la marge continentale du golfe de Gascogne.

Rôle : Validation des acquisitions sondeurs multifaisceaux en vue de traitements sur l'acoustique colonne d'eau et support aux opérations de carottages.

9.1.3 Valorisations

9.1.3.1 Publication

Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Ehrhold, A., Imbert, P., Pitel, M., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Lazure, P., Marié, L., Geldof, J.-B., Deville, E. Pockmarks on the south aquitaine margin continental slope : the seabed expression of past fluid circulation and present day hydrodynamism. *Comptes rendus de géosciences, in review.*

9.1.3.2 Base de données

Michel, G., Dupré, S., Saout, J., Ehrhold, A., Guerin, C., Gautier, E., Breton, C., Bourillet, J.-F., Loubrieu, B., 2017b. Pockmark morphological attributes at the Aquitaine slope, GAZCOGNE1 (2013) and BOBGEO2 (2010) marine expeditions. SEANOE Database <http://doi.org/10.17882/48323>.

9.1.3.3 *Rapports*

Olu, K. et équipe embarquée MOZ-1, 2014. Rapport de campagne MOZ-1. 14/1211065/BF: Contrat spécifique de collaboration TOTAL / IFREMER pour la réalisation du Projet « MOZAMBIQUE » dans le cadre de PAMELA. 354 p.

Michel, G. (2015). Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide sur le Plateau Aquitain : caractérisation et facteurs de contrôle. Rapport de fin de 1ère année de thèse : p.138.

Toucanne, S. et équipe embarquée GITAN, 2015. Rapport de campagne GITAN. ANR PIA TANDEM (Tsunamis in the Atlantic and the English Channel Definition of the Effects through numerical Modeling). 162 p.

Michel, G. (2016). Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide sur le Plateau Aquitain : caractérisation et facteurs de contrôle. Rapport de fin de deuxième année de thèse : p.147.

9.1.3.4 *Congrès*

Michel, G., Dupré, S., Ehrhold, E., Baltzer, A., Battani, A., Deville, E., Imbert, P., 2015. Emissions de méthane microbien en rebord du plateau aquitain : niveaux sources et chemins de migrations. Congrès Français de Sédimentologie, Chambéry, Octobre 2015, Livre de résumé, p. 292. **Poster**

Michel, G., Dupré, S., Ehrhold, A., Baltzer, A., Battani, A., Imbert, P., Deville, E. 2016. Multi-data characterization of methane seeps on the Aquitaine Shelf. International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY), Bilbao, 22-24 June 2016. Programme et abstracts, p 64. **Oral**

Dupré, S., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Ehrhold, A., Gautier, E., Ruffine, L., Pierre, C., Battani, A., Michel, G., Le Bouffant, N., Berger, L. 2016. Thousands of submarine microbial methane escapes at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay). International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY), Bilbao, 22-24 June 2016. Programme et abstracts, p 137. **Poster**

Dupré, S., Loubrieu, B., Scalabrin, C., Gautier, E., Ruffine, L., Pierre, C., Battani, A., Michel, G., Le Bouffant, N., Berger, L., 2016. Thousands of submarine microbial methane escapes at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay). RST 2016, 25e Réunion Des Sciences de La Terre. Caen, 24-28 Octobre 2016, Livre des résumés, p 108. **Poster**

Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Imbert, P., Ehrhold, E., Battani, A., Deville, E. 2016. Biogenic methane leakage on the Aquitaine Shelf : fluid system characterization from source to emission. 13th international conference on Gas In Marine Sediments, Tromsø, Norway, 19th to 22nd September 2016. **Poster**

Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Imbert, P., Ehrhold, E., Battani, A., Deville, E. 2017. Biogenic methane leakage on the Aquitaine Shelf: fluid system characterization from source to emission. European Geosciences Union General Assembly 2017, Vienna, Austria, 23th to 28th April 2017. **Poster**

9.1.3.5 Internes : IFREMER/Ecole Doctorale/PAMELA

Michel, G. 2015. Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide microbien sur le Plateau Aquitain : caractérisation et facteurs de contrôle. Journée des doctorants, Paris, Avril 2015. **Poster**

Michel, G. 2015. Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide sur le plateau aquitain : caractérisation et facteurs de contrôles. Présentation flash, Journée de l'UR GM, IFREMER Brest, 9 Novembre 2015. **Oral**

Michel, G., Dupré, S., Ehrhold, A., Baltzer, A., Battani, A., Imbert, P., Deville, E. 2016. La marge Aquitaine, approche multi-indices de système(s). Séminaire PAMELA, Océanopolis Brest, 26 au 28 Janvier 2016. **Poster**

Michel, G., Gout, C., Dupré, S., Ehrhold, E., Baltzer, A., Battani, A., Imbert, P., Deville, E. 2016. Le système gaz microbien du plateau aquitain : caractérisation dans le cadre de la marge et apports de la modélisation. Séminaire PAMELA, Océanopolis Brest, 26 au 28 Janvier 2016. **Oral**

Michel, G. 2016. Système fluide microbien du plateau aquitain : caractérisation et niveaux sources potentiels. Journée des doctorants ED398 GRNE, Paris VI, 13 et 14 Avril 2016. **Oral**

Michel, G. 2016. Sans titre. Atelier des doctorants PAMELA, TOTAL Pau, 10 et 11 Mai 2016. **Oral**

Michel, G., Dupré, S., Ehrhold, A., Baltzer, A., Imbert, P., Battani, A., Deville, E. 2016. Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide microbien sur le plateau aquitain : caractérisation et facteurs de contrôle. Réunion de laboratoire, IFREMER Géosciences Marines, Brest, 24 Mai 2016. **Oral**

Michel, G. 2016. Système méthane microbien du plateau aquitain: caractérisation et niveaux sources potentiels?. Séminaire GM, Centre IFREMER Brest, 18 et 19 Novembre 2017. **Oral**

Michel, G., Dupré, S., Ehrhold, A., Baltzer, A., Imbert, P., Battani, A., Deville, P. 2016. Emissions de méthane microbien sur le rebord du plateau aquitain. Séminaire PAMELA, Centre IFREMER Brest, 5 au 7 Décembre 2017. **Oral**

Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Imbert, P., Ehrhold, A., Battani, A., Deville, E. 2016. Past and present-day evidence of microbial methane seeps at the edge of the Aquitaine Shelf. Séminaire PAMELA, Centre IFREMER Brest, 5 au 7 Décembre 2017. **Poster**

Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Ehrhold, A., Pitel, M., Bermell, S., Loubrieu, B., Imbert, P., Deville, E. 2016. Détection semi-automatique et caractérisation de morphologies en fond de mer: Exemple du chantier PAMELA-GAZCOGNE. Séminaire PAMELA, Centre IFREMER Brest, 5 au 7 Décembre 2017. **Poster**

Michel, G. 2017. Mise en place et pérennisation d'un vaste système fluide microbien sur le Plateau Aquitain : caractérisation et facteurs de contrôle. Journée des doctorants, Paris, Avril 2017. **Poster**

9.1.4 Article soumis aux Comptes Rendus de Géosciences, en révision

Pockmarks on the South Aquitaine Margin continental slope: the seabed expression of past fluid circulation and former bottom currents

Authors

Michel G. (1), Dupré S. (1), Baltzer A. (2), Ehrhold A. (1), Imbert P. (3), Pitel M. (1), Loubrieu B. (1), Scalabrin C. (1), Pascal Lazure, Louis Marié, Geldof J.B. (4), Deville E. (5).

(1) IFREMER – Unité Géosciences Marines, 29280 Plouzané, France

(2) Université de Nantes, CNRS, UMR6554 – 44312 Nantes Cedex 3, France

(3) TOTAL – Centre Scientifique et Technique Jean Féger. Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex, France

(4) TOTAL –10 Place des Vosges, 92072 Paris La Défense, France

(5) IFPEN –1 et 4 avenue de Bois Préau - 92852 Rueil-Malmaison, France

Corresponding Author

Guillaume MICHEL

Tel: +33 6 79 75 08 27

E-mail address: guillaume.michel@ifremer.fr

Abstract

Inactive and mostly elongated pockmarks of 100-200 m in dimension were recently discovered on the South Aquitaine Margin continental slope. They are distributed at water depths greater than 350 m in both interfluvial and sediment wave areas, and are strongly controlled by the sedimentary morphology and architecture. Water column and seafloor backscatter and sub-bottom profiler data do not exhibit present-day or past gas evidence, e.g. massive and continuous gas releases at the seabed and fossil methane-derived authigenic carbonates. It is thus proposed that the pockmarks originated from a shallow source and result from relatively recent and short-duration gas or water expulsion events. Former near-bottom currents may have contributed to the elongation of these WNW-ESE oriented pockmarks

whereas present-day weaker near-bottom currents may induce upwelling, contributing to the maintenance of the elongated shapes of the pockmarks.

Keywords

Pockmark, fluid, seabed morphology, Aquitaine slope, GIS, currents

1. Introduction

Pockmarks were first described by King and MacLean (1970) as seafloor morphological depressions, formed by fluid escapes. Pockmarks are commonly encountered and, are worldwide, related to fluid migrating upward (Hovland and Judd, 1988) and triggering-sediment resuspension during leakage and sediment collapse. These depressions are observed from shallow environments (Josenhans et al., 1978; García-Gil, 2003; Rise et al., 2015) to deep bathyal environments (Gay et al., 2006b; Pilcher and Argent, 2007). Pockmark morphologies can be associated with several processes and various types of fluids, e.g. small scale pockmarks can be related to a unique local gas source (Hovland and Judd, 1988; Gay et al., 2007), to dewatering of the sediments upon compaction (Harrington, 1985) and to freshwater seeps (Whiticar, 2002) while pluri-kilometre-scale pockmarks may indicate hydrate dissolution (Sultan et al., 2010). Pockmarks may occur as clusters (Hovland et al., 2010) or as strings of pockmarks (Pilcher and Argent, 2007; Andrews et al., 2010). Strings of pockmarks are commonly related to geological features focusing fluid flows, e. g. fractures and faults (Dimitrov and Woodside, 2003; Gay et al., 2007) and buried valleys (Baltzer et al., 2014; Gay et al., 2003; Gillet et al., 2008).

The modification of original pockmark morphologies will depend on internal factors such as successive fluid expulsion events (Hovland and Judd, 1988), the presence of methane-derived authigenic carbonates (Gay et al., 2006b; Andresen et al., 2008) and external factors such as bottom currents (Josenhans et al., 1978; Bøe et al., 1998; Dandapath et al., 2010;

Gafeira et al., 2012; Schattner et al., 2016); slumping and sedimentary destabilization along the slope direction (Dandapath et al., 2010; Brothers et al., 2014), presence of benthic fauna and debris accumulation (Webb et al., 2009), e. g. coarser sediments (Pau and Hammer, 2013). Bottom currents may contribute to elongate pockmarks along the direction of the currents by eroding sediments and preventing sedimentation over the pockmarks (Andresen et al., 2008; Dandapath et al., 2010). Bottom currents may induce upwelling within the pockmarks that would limit the sedimentation of fine-grained sediments, therefore maintaining pockmark morphology (Hammer et al., 2009; Brothers et al., 2011; Pau et al., 2014a). Moreover, coalescent pockmarks (merging depressions) (Çifçi et al., 2003; Gay et al., 2006b; Dupré et al., 2010) may be a result of successive fluid escapes or external processes as cited above, eventually forming elongated pockmarks. Pockmark morphological characteristics, accessible through their acoustic signature, may be used to determine potential activity (Dupré et al., 2010; Hovland et al., 2010), and the nature of fluids involved (Hovland and Judd, 1988; Gay et al., 2006b) and also to address the relative timing of pockmark formation with regards to surrounding sedimentation (Bayon et al., 2009b).

The present study mainly focuses on the geophysical characterization of a wide pockmark field discovered on the continental slope of the Aquitaine Margin (offshore France) in 2013. Semi-automated methods to map pockmarks, never applied in slope and heterogeneous seafloor morphology areas (Lecours et al., 2016), were tested. In this work, pockmark activity and the nature of fluids involved in pockmark formation are discussed. Particular attention is paid to the pockmark reshaping related to external factors such as bottom currents.

2. The setting

Related to the opening of the North Atlantic Ocean, the Bay of Biscay initially corresponded to a V-shaped rift, initiated during the Late Jurassic and aborted in the mid-

Upper Cretaceous (Biteau et al., 2006; Roca et al., 2011). Its extensional phase was stopped during the Santonian age by the opening of the South Atlantic Ocean. The subsequent northward drift of the Iberian plate (Roca et al., 2011) and the strongly related compression phase led to Pyrenean orogeny (Ferrer et al., 2008; Roca et al., 2011). The Bay of Biscay is surrounded by different shelves, the large Armorican Shelf, the Aquitaine Shelf, the Basque Shelf and the Iberian Shelf (Fig. 1) with two main morphological highs, the Landes Plateau and Le Danois High. The hydrocarbon Parentis Basin, created during the Pyrenean Orogeny (Biteau et al., 2006), extends from the onshore to the offshore domain, in the south part of the Aquitaine Shelf (Fig. 1).

FIG 1

The study area is located in the French EEZ (Exclusive Economic Zone) on the continental slope of the Aquitaine Shelf, from 200 m to 1600 m water depths, 60-80 km westward of the coastline, between the Cap Ferret Canyon (44°40' N) and the Capbreton Canyon (43°30' N) (Fig. 1). Although the whole continental slope of the Bay of Biscay is characterised by a large canyon density (Bourillet et al., 2006), the canyons are only restricted to the half northern part of the study area (Fig. 2). There, the inter-canyon areas are kilometre wide along the N-S axis (Fig. 2a) and are affected by slope instabilities within a context of silt dominated sedimentation (Schmidt et al., 2014). In contrast to this northern part, the southern part is characterised by a wide sediment wave field (Fig. 2), with a surficial sandy silt sedimentation, extending from the shelf break to the foot slope (Faugères et al., 2002; Gonthier et al., 2006). Sediment wave morphologies, with wave lengths between 800 m and 1600 m and heights from 20 m to 70 m show crests slightly oriented at an oblique angle of the main slope, between 010°N and 035°N (Faugères et al., 2002). The influence of bottom currents in the formation processes of sedimentary waves along the Aquitaine slope has been indicated (Faugères et al., 2002; Gonthier et al., 2006). The sedimentary waves are covered by

a thin homogenous layer corresponding to the U4 unit, which is 12-15 metres thick (Gonthier et al., 2006) and pinches out on the upper slope between 400 and 300 m water depth (Faugères et al., 2002). The surficial sedimentary cover of the Aquitaine Shelf is mainly composed of sand and silty sand (Castaing et al., 1982; Cirac et al., 2000).

FIG 2

The hydrography regime of the study area appears to be very complex due to the semi-enclosed morphology of the Bay of Biscay and the interaction between different currents of different time scales, meso-tidal currents (Pingree et al., 1986; Batifoulier et al., 2012; Charria et al., 2013; Le Boyer et al., 2013), contour currents (Van Aken, 2000) and some temporary currents related to wind-forced events (Kersalé et al., 2016).

Inactive pockforms and pockmarks have been described on the Landes Plateau (Baudon et al., 2013; Iglesias et al., 2010) and on the Basque Shelf (Gillet et al., 2008), respectively. Recently, Dupré et al. (2014) described an active cold seep system at the edge of the Aquitaine shelf without any pockmarks.

3. Data and methods

3.1. Geophysical data acquisition and processing

High-resolution marine geophysical data were acquired during the BOBGEO2 expedition in 2010 and more significantly during the GAZCOGNE1 survey in 2013 covering 3200 km² of the seafloor at water depths ranging from 130 m to 1600 m (Fig. 2). During the GAZCOGNE1 survey, multibeam bathymetry, water column and seafloor backscatter and seismic reflection (sub-bottom profiler) data were acquired simultaneously along 2868 km of survey profiles, mostly oriented north-south (Fig. 2) and spaced from 380 m (at 220 m water depth) to 2800 m (at 1200 m water depth). Bathymetry, water column and seafloor backscatter were collected onboard the R/V Le Suroît at a speed of ~8 knots with a

Kongsberg EM302 ship-borne multibeam echosounder operated at a frequency of 30 kHz with the celerity profile calibrated with ©Sippican shots. Raw bathymetric data were processed through Caraïbes software (©IFREMER) with application of bathymetric filters and correction of position, pitch, roll and tide effects. Seafloor backscatter data were processed in Caraïbes software with the generation of a compensation curve to harmonize values along the survey lines. Both bathymetry and seafloor backscatter processed data were mainly exported to mosaic grids of 15x15 m (with some backscatter maps at 10x10 m cells). Water column backscatter data were only recorded during the GAZCOGNE1 marine expedition (2013). They were processed in SonarScope software (©IFREMER) and then interpreted in GLOBE/3DViewer (©IFREMER) (Dupré et al., 2015).

The sub-bottom profiles were recorded with the ship-borne sub-bottom profiler ECHOES 3500 ©T7iXblue emitting a linear frequency modulated signal, ranging from 1.8 to 5.3 kHz (central frequency of 3.5 kHz), with a vertical resolution of 10 cm and a maximum vertical penetration of 100 m. A 2D sub-bottom profiler insonifies a surface at the seafloor defined by the Fresnel equation and may record lateral reflexions from close-by 3D features, as well as artefacts. These artefacts may be displayed as diffraction hyperbola (Dupré et al., 2014e) and triplication points, so-called "bow ties" (Moss et al., 2012b). Raw data were processed with QC-SUBOP software (©IFREMER) before being exported in SEG-Y and then interpreted in ©Kingdom software (Fig. 3).

The water current data were acquired during the ASPEX2010A mooring survey (Le Boyer et al., 2013; Kersalé et al., 2016) with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) operated at a frequency of 75 kHz and recording every 2 minutes. The data discussed in this paper come from mooring 10 located at 44°00.069' N - 02°08.644' W at 450 m water depth in the sediment wave field (Figs. 2a and c). Water current data were recorded over more than 6 months (18th July 2009 - 30th January 2010). Current velocities were integrated between 17 m

and 33 m above the seafloor and averaged every 20 minutes. Classic harmonic tide analyses were conducted on ASPEX current data to extract tide-related signals from the raw signal (Lazure et al., 2009).

3.2. Morphometric methods

3.2.1. Morphology detection

Three methods to map pockmarks were tested, two semi-automated and one manual to check the validity of the two previous. The Fill method (Gafeira et al., 2012) involves pockmark extraction based on a succession of Geographical Information System (GIS) operations focused on the numerical filling of depressions and then the subtraction of filled bathymetry. The second method called the BPI (Bathymetric Position Index, Wright et al., 2012) is based on the calculation of differential bathymetry cells side by side and seafloor roughness analysis. Both semi-automated methods map a large number of depressions which are not pockmarks. Around 500 times more features than manually mapped pockmarks were detected with the Fill method and 300 times more with the BPI method. For both semi-automated methods, the detected features were filtered with correction based on the pockmark surface and the surface/perimeter ratio (Gafeira et al., 2012). The number of remaining features is 10 and 20 times higher than the number of manually mapped pockmarks, with Fill and BPI methods respectively. Therefore, in order to minimize the biases observed with semi-automatic methods, all pockmarks were manually delimited, identified by their rim on the slope grid (processed at 15 m and calculated with Slope function in Spatial Analyst toolbox from Arcmap 10.2, ©ESRI). It is worth noting that below the bathymetry resolution (15 m), detection cannot be performed effectively. In other words, small pockmarks of diameter <30 m, if present, could not have been mapped.

3.2.2. Calculation and extraction of morphological attributes

Morphometrics of pockmarks is, in most studies, based on their diameter, internal depth, surface, slope angle (Andrews et al., 2010; Hovland and Judd, 1988; Moss et al., 2012) and elongation (Andresen et al., 2008; Gafeira et al., 2012; Schattner et al., 2016).

Eleven morphological attributes were extracted from GIS for each pockmark: its surface, perimeter, surface/perimeter ratio, internal depth, minor and major axis lengths, major axis direction, elongation (major/minor axis length ratio), bathymetry, slope and morphological domain. Pockmark internal depths were calculated in two ways, using the Fill method developed in Gafeira et al. (2012) and by calculating the difference between the maximum and minimum bathymetric values over the delimited pockmark surface. The morphological attributes of the Aquitaine slope pockmarks are available online as a SEANOE public database with information on pockmark location and seafloor backscatter data (Michel et al., 2017).

4. Results

4.1. Pockmark spatial distribution

The studied portion of the Aquitaine continental slope is characterised by a mean smooth slope of $\sim 3^\circ$, deepening westward from 220 m down to 1200 m water depth. Deeper, the foot slope is characterised by a gentle slope of 1.5° down to 1600 m water depth. The study area can be divided into two main domains showing different seafloor morphological features. The northern part, from $44^\circ 35' 50''$ N to $44^\circ 11' 44''$ N latitude, is deeply incised by E-W oriented canyons with heads rooted at the shelf break edge. The southern part, from $44^\circ 11' 44''$ N to $43^\circ 52' 37''$ N latitude, does not show any canyons, only some landslide scarps located at 230 m water depth and a wide sediment wave field located between 250 and 1000 m water depth (Fig. 2).

606 pockmarks were discovered and manually mapped. They are exclusively located on the continental slope, from 350 m water depth in the upper slope down to 1150 m water depth, covering 800 km² (Fig. 2). The oceanward extension of the pockmarks is limited by the survey acquisition (Fig. 2). The mapped pockmarks are relatively large, with regards to known pockmarks (Hovland and Judd, 1988; Pilcher and Argent, 2007), with a rough diameter from 52 to 330 m and an internal depth up to 42 m for the largest pockmarks (Fig. 4a). The majority of the pockmarks (80%) have a rough diameter between 100 and 200 m for an average internal depth of 15 m (Fig. 5).

Of the 606 pockmarks manually mapped, 72% (434 units) occur in the inter-canyon areas (574 km²) and 25% (153 units) in the sediment wave field (374 km²) (Figs. 2 and 5). Pockmark density in the inter-canyon domain is twice as high as in the sediment wave field. The 3% (19 units) remaining pockmarks are located deeper at the foot slope (Fig. 2). In the northern part of the studied area, the pockmarks are only located in the inter-canyon domain. They are completely absent from the canyons. The pockmarks are distributed both at the summits of the antiforms (see e. g. the second northern inter-canyon in Fig. 2) and at the borders of the canyons (see e. g. the southern border of the inter-canyon at 44°17'N in Fig. 2). Confined within the inter-canyons, the pockmarks spread along an E-W direction. The majority of the pockmarks do not form alignments or so called pockmark trains. Their distribution is more diffuse within each inter-canyon area unless the inter-canyons are narrow (see e. g. the inter-canyon at 44°13'N in Fig. 2). A few pockmark clusters are also observed (Fig. 2) with densities up to 12 pockmarks per km². Locally, a few coalescent pockmarks appear to form elongated pockmarks (Fig. 2b). In the sediment wave field, pockmarks are located both on the wave crests (36%) and between the crests (48%) as noticed by Baudon et al. (2013) for similar pockmarks located on the upper slope of the Aquitaine slope south of the studied area. The 16% remaining pockmarks are located on relatively flat areas without any

spatial organisation. Therefore, the main regional pockmark repartition in the sediment wave domain follows the sediment wave's crests and inter-crests direction between N010 and N035 (Figs 2a, c) rather than an E-W direction. Locally, a few pockmark strings (maximum 8 depressions along 2 km), only concerning less than 13% of the 153 pockmarks mapped in the sediment wave field, are observed related to sediment wave orientation (Figs 2a and c). From the northern part of the sediment wave field to the southern part, the pockmark density increases and pockmarks are also located deeper in the slope. Pockmarks are however absent from two main corridors crossing the sediment wave field with a convergence and narrowing of the pockmark field downslope (see uppermost part of Fig. 2c).

4.2. Pockmark characterization

4.2.1. Acoustic signature of water column and surficial sediments

The EM302 water column backscatter data from the GAZCOGNE1 marine expedition do not exhibit any amplitude anomaly in the water column related to gas bubble escapes, and this throughout the pockmark field and over the 6 days of the acoustic survey (28th July to 2nd August 2013).

The average seafloor backscatter amplitude within the pockmarks ranges from -34.5 to -21.8 dB in the inter-canyons with a mean value of -27 dB (Fig. 4b). The seafloor backscatter amplitude values vary from -31.6 to -21.9 dB with a mean value of -26.9 dB in the sediment wave field (Fig. 4b). The seafloor backscatter of surrounding sediment, calculated within a 100 m buffer around the pockmark rim, vary from -34 dB to -22 dB with a mean value of -26.9 dB. The EM302 seafloor backscatter values in the majority of the pockmarks are similar to the ones of surficial sediments around wherever pockmarks are located in inter-canyon or sediment wave field domains. Only a small percentage of the pockmarks exhibit, within part of the depression, high or low seafloor backscatter amplitudes that contrast with the surrounding seafloor.

4.2.2. Seismic investigation at the seabed and inside the sediment pile

The acquired sub-bottom profiler lines only cross 38 pockmarks, i. e. 6.3% of all pockmarks. They display the same seismic signature for each pockmark (Fig. 3). The profiles do not exhibit any high seafloor amplitude anomalies, e. g. enhanced reflectors, or high amplitude anomalies within the uppermost 100 m of sediment. Only triplication points due to geometry artefacts below pockmarks are observed. The sedimentary records below and besides the pockmarks are not disturbed. Moreover, no distinct draped sediment layers are observed within the depressions with regards to the ten centimetres resolution from the sub-bottom profiler.

FIG 4

4.2.3. Pockmark morphometry

Pockmark surface. The pockmark surface ranges from $0.29 \times 10^4 \text{ m}^2$ to $7.49 \times 10^4 \text{ m}^2$ at the inter-canyon area and from $0.25 \times 10^4 \text{ m}^2$ to $6 \times 10^4 \text{ m}^2$ in the sediment wave field area. The mean value of pockmark surface is $1.8 \times 10^4 \text{ m}^2$ in the inter-canyon and $1.7 \times 10^4 \text{ m}^2$ in the sediment wave field (Fig. 4a). The variations in pockmark size are similar in both morphological domains. A general increase in pockmark surface is observed at shallower water depths but no linear trend is observed (regression line, $R^2 = 0.1259$ in the inter-canyon area and $R^2 = 0.1895$ in the sediment wave field) (Fig. 5).

FIG 5

Pockmark internal depth. The calculation of pockmark internal depth based on the method by Gafeira et al., (2012) leads to strongly minimize the internal depth of the studied pockmarks with results showing that most of the pockmarks (82%) have an internal depth $< 1 \text{ m}$ and 8% have an internal depth of 0 m ! Instead, the method based on the difference between

maximum and minimum bathymetry provides realistic values. Thus, studied pockmarks have an internal depth ranging from 4 to 42 m with a mean value of 15 m (Fig. 5). The deepest internal depth values correspond to the largest pockmarks (>200 m in diameter) with a mean value of 22 m.

Pockmark elongation. The pockmark elongation, defined as the major/minor axis length ratio values, range from 1 to 5.7 with a mean value of 1.4 on the inter-canyon area and from 1 to 2.7 with a mean value of 1.4 in the sediment wave field (Fig. 4c). Most of the pockmarks (88%) are elongated with an elongation superior to 1.1 while only 12% are sub-circular (elongation between 1 and 1.1) (Fig. 2). Elongation values <1.1 are considered as sub-circular shapes in order to take into account potential mapping biases and calculation approximation. Among the elongated pockmarks, a majority have an elongation between 1.1 and 1.5 (66%) while 19% have an elongation between 1.5 and 2.2. The most elongated pockmarks with an elongation >2.2 are less common (3%) and mainly correspond to coalescent pockmarks (Fig. 2b, most south-eastern pockmarks

Pockmark elongation direction. The major axis direction of the pockmarks with elongation values >1.5 (134 units) has been compared to the surrounding slope value (Fig. 6). These pockmarks correspond to 92 depressions in the inter-canyon domain and 42 in the sediment wave field (Fig. 6). In the inter-canyon domain (Fig. 6a), local slope orientation around the pockmarks is mostly E-W while the pockmark major axis is mostly NW-SE, with 40% of them oriented N150-330 and 35% others oriented N120-300. In the sediment wave field (Fig. 6b), the local slope around the pockmarks is oriented around N300 and the pockmark major axes are mostly oriented WNW-ESE, 40% of them oriented N100-280 and 22% oriented N120-300.

FIG 6

4.3. Bottom currents in the sediment wave field

Current direction and amplitude distributions are displayed in current roses (Fig. 6) with E-W and N-S current components (Fig. 7). Current velocities derived from the raw signal are mostly lower than 10 cm/s (90% of the records for the E-W component and 81% for the N-S component) (Fig. 6c) with the maximum amplitude reaching 34 cm/s during two events, 10 days apart, over the 6 months of the acquisition (Fig 7). Currents vary on different time scales (Fig. 7), associated with different forcing factors. A large-amplitude semi-diurnal tidal signal (current vector period close to 12 hours, current amplitude period close to 6 hours) coexists with weaker signals that have longer periods (approximately one week). The tidal signal is mostly oriented E-W, and exhibits a significant cross-slope component (Fig. 7a). The longer-period component (red curves) is oriented along-slope (Fig. 7b) due to the geostrophic constraint, as evidenced by the red dots in Fig. 6. Its cross-slope component is always smaller than 5 cm/s (Fig. 7a). The along-slope component (Fig. 7b) is almost always weaker than the tidal current (for 81 % of the records), but can reach high instantaneous values during specific events (higher than 15 cm/s, 6% of occurrence).

FIG 7

5. Discussion

5.1. Pockmark detection and characterisation

Pockmark mapping. Both semi-automatic methods and manual picking show advantages and drawbacks. Semi-automatic methods are based on a succession of quick numerical calculations, but most of these latter have to be manually checked to limit the number of artefacts. 5433 features were detected as depressions with the “Fill” method (Gafeira et al., 2012) and 10437 with the BPI method (Wright et al., 2012) whereas the manual picking only gives 606 pockmarks. The elimination of a large amount of artefacts is time-consuming,

hence defeating one of the main advantages of semi-automatic methods. Although manual picking is considered time-consuming, it is much more appropriate in the case of complex seafloor morphologies due to the human capability to focus on features of interest. Indeed, along the Aquitaine slope, there is the superimposition of different scale morphologies such as slope, canyons and sediment waves that prevent the semi-automated detection process from being accurate. Thus, semi-automatic methods should be used in relatively flat bathymetry areas to obtain successful results, e. g. at continental shelves (Gafeira et al., 2012), bays (Andrews et al., 2010) and in basins (Geldof et al., 2014). For large extents and huge densities but of similar features, the automatic methods are clearly efficient (Andrews et al., 2010; Gafeira et al., 2012; Geldof et al., 2014).

Pockmark internal depth. It is clear from our results that the Fill method is not able to calculate the effective infilling of the studied pockmarks, most likely because of their irregular morphology (e. g. collapsed flank) and regional slope of 3° . Thus, this method suits uniform areas with well-shaped pockmarks (Gafeira et al., 2012; Geldof et al., 2014) but does not fit with complex morphologies with slopes. In the latter case, it is more appropriate to calculate the internal depth by subtracting the maximum bathymetry over the entire pockmark from the minimum one.

5.2. Pockmark inactivity and nature of the fluids involved

Free gas leakage produces clear water column backscatter anomalies commonly used to attest seepage activity (Klaucke et al., 2006; Dupré et al., 2014b, 2015). During the GAZCOGNE1 survey, no water column acoustic anomalies corresponding to gas bubbles were detected in the whole slope area including the 606 pockmarks. Although the temporal variability of seepage activity may be invoked, the 6 days of the acoustic survey are sufficient to cover the

time window for the tidal cycle which could be a possible triggering mechanism (Baltzer et al., 2014). Thus, pockmarks along the Aquitaine slope are interpreted as currently inactive in terms of free gas seepage.

Considering the sediment cover, methane-derived authigenic carbonates are considered as confident indicators of long-term gas circulation (Bayon et al., 2009b, 2013). Outcrops and sub-outcrops of carbonate structures are easily detected on seafloor backscatter data as occurrence of high amplitude anomaly patches (Dupré et al., 2010; Klaucke et al., 2006). The lack of high seafloor backscatter values within the pockmarks and the similarity of seafloor acoustic signature between the pockmarks and the surrounding sediments clearly provide evidence for the absence of methane-derived authigenic carbonates along the Aquitaine slope.

Within the uppermost 100 m of the sediment, sub-bottom profiles (Fig. 3) across pockmarks do not exhibit any enhanced reflectors and diffracting points at the seabed pile that carbonates would seismically produce if present (Dupré et al 2010). No acoustic blanking, blank chimneys or any other seismic evidence of gas accumulations (Løseth et al., 2009; Brothers et al., 2011) within the vertical resolution limit of twenty centimetres are observed. In other words, at the present day, the absence of acoustic anomalies within sedimentary records excludes the occurrence of 1) layers charged with free gas, 2) buried pockmarks and 3) carbonates underlying or disconnected from the present-day seafloor pockmarks.

Based on these observations and interpretations, the pockmarks along the Aquitaine slope may have been formed by dewatering (Harrington, 1985), freshwater expulsion (Whiticar, 2002) or short-duration gas escapes, associated with a relatively shallow source level (the pockmarks being rooted a few metres to maximum a few tens of metres below the seafloor) (Judd and Hovland, 1992). Indeed, gas releases over a long period of time (order of kyr) would have led to authigenic carbonate precipitation (Andresen et al., 2008; Bayon et

al., 2009b). Although the pockmarks along the Aquitaine slope are located away from the hydrate stability zone, it is unlikely with regards to the absence of fluid evidence that they were formed by gas hydrate dissociation as suspected along the U.S. Atlantic continental margin (Brothers et al., 2014). Moreover, the morphology and acoustic signature of the studied pockmarks do not fit those of hydrate-bearing pockmarks (Davy et al., 2010; Sultan et al., 2010; Riboulot et al., 2016). The latter are generally kilometre-large depressions with internal filling of disturbed sediments caused by hydrate destabilization. A few smaller pockmarks may be associated with these mega structures but exhibit disturbed sediments underneath (Davy et al., 2010).

Based on sub-bottom profiler data displayed in Gonthier et al. (2006) and in accordance with the seismic signature of pockmarks from our dataset, we suspected the occurrence of pockmarks within the recent sedimentary cover, which corresponds in the sediment wave field mainly to the so-called U4 unit (Faugères et al., 2002). This view is strengthened by the fact that above the pinch out of this unit U4 on the upper slope, roughly at water depth of 350 m, pockmarks are absent. This reinforces the shallow character (a few tens of metres maximum) of the Aquitaine slope pockmarks. The formation of the pockmarks appears therefore to postdate the sediment wave formation (U3 unit). Based on the age of the base of the 12-15 m thick U4 unit, which depends on the sediment rates, 10 cm/ky (Winnock, 1973) or 100 cm/ky (Schmidt et al., 2009, 2014), the pockmarks along the Aquitaine slope may have been initiated after 120-150 ky BP or 12-15 ky BP, respectively. Within this context, sea level falls may have triggered fluid escapes and initiation of pockmarks in the Aquitaine Basin as evidenced e. g. in the Gulf of Lions (Riboulot et al., 2014) and offshore West Africa (Andresen and Huuse, 2011; Plaza-Faverola et al., 2011; Riboulot et al., 2013). But without any detailed seismic data and dating of long cores through the Aquitaine slope, it is impossible to conclude.

With regards to the available data and the inactivity, morphology and repartition of the studied Aquitaine pockmarks, there is no similarities with the other known, but not much documented, fluid systems of the Bay of Biscay: 1) the Capbreton Canyon area where size-differentiated pockmarks are related to different migration pathways (Baudon et al., 2013; Gillet et al., 2008), 2) deeper offshore mega-pockforms on the Landes Plateau (Iglesias et al., 2010; Baudon et al., 2013) and 3) gas emissions at the Aquitaine Shelf (Dupré et al., 2014b).

5.3. Origin of pockmark elongation: slope, coalescence, currents?

Elongation is the only attribute able to differentiate pockmark groups along the Aquitaine slope. As it is assumed that pockmarks initially have a sub-circular shape (Hovland and Judd, 1988), why are the majority of the pockmarks (88 %) located along the Aquitaine slope (deeper than 350 m water depth) elongated ?

With regards to inactivity and the absence of present and past fluid evidence, it is unlikely that successive fluid releases have occurred, and even less unlikely that this was able to reshape the pockmarks. The slope along which pockmarks may become elongated and open downslope (Brothers et al., 2014) may be another explanation for pockmark elongation. This may apply to some pockmarks in the sediment wave field area but cannot account for all the depressions, as the directions of the slope and of the elongated pockmarks are not compatible. Coalescence of several pockmarks may in places explain some of the most elongated pockmarks observed along the Aquitaine slope, especially in the northern part.

The influence of the bottom currents on pockmark morphology, namely their elongation, has been evidenced across other continental shelves (Schattner et al., 2016) and

slopes (Tallobre et al., 2016), and is questioned here for the pockmarks along the Aquitaine slope.

Current-induced processes that can produce strong shear stress on the seafloor, such as high density flow on the slope (Kuhnt et al., 2013) and internal tide impacting the seabed (Pingree et al., 1986), may influence seafloor morphology. Along the Aquitaine slope, indirect evidence of benthic material resuspension has been observed (Durrieu De Madron et al., 1999; Kuhnt et al., 2013). The hypothesis put forward by Durrieu de Madron et al (1999) regarding the resuspension mechanism is an intensification of internal tidal current shear close to the seabed, which happens to be tangent to the internal tide rays (Pingree et al., 1986) over extensive areas of this region (Kuhnt et al., 2013). Direct observations of this process are still lacking however, and it is thus hard to ascertain if this process is really dominant and if its intensity is sufficient to have an impact on seafloor morphology along the Aquitaine slope.

The present-day bottom current direction does not correspond to the elongation direction of the pockmarks along the Aquitaine slope (Fig. 6). Two main current regimes are evidenced, one driven by the semi-diurnal tide and mostly oriented east-west, and a second long-period (period of a week) current mostly oriented north-south. In contrast, the pockmark elongation varies in direction from NW-SE to WNW-ESE for the inter-canyon area and sediment wave domain, respectively. Moreover, the 12% pockmarks which are sub-circular (with elongation up to 1.1) occurring randomly amidst elongated ones are not coherent with the influence of a regional bottom current.

Independently from the current direction, the velocities of the bottom currents, mainly lower than 10 cm/s (Fig. 7) are not compatible with erosion. Current velocities of 10 cm/s are indeed sufficient to limit sedimentation for silt and mud (Migniot, 1977) therefore preventing pockmark filling. On the other hand, in order to remobilize consolidated silt, velocities higher than 30 cm/s are necessary (Migniot, 1977). Thus, most of the present-day tide velocity and

N-S current velocity are not strong enough to remobilize sediment along the Aquitaine slope. However, some stronger current events associated with higher velocities, such as the ones observed reaching up to 34 cm/s in the along-slope S/N direction along the Aquitaine slope, may contribute over short timescales to remobilize sediments within the pockmarks. Yet the direction of these stronger bottom currents is not compatible with the direction of the elongated pockmarks. Along the Aquitaine slope, these stronger events are clearly associated with westerly-wind pulses occurring along the Cantabrian Slope (Batifoulier et al., 2012). And the range of velocities recorded along the Aquitaine slope may induce regularly upwelling within the depressions preventing fine sediments from being deposited (Hammer et al., 2009; Brothers et al., 2011). This would not exclude the accumulation of coarser sediments within the pockmark as inferred from the high seafloor backscatter of some of the pockmarks.

Considering that circular pockmarks along the Aquitaine slope were formed at the same time, the post-formation processes that have reshaped and elongated the pockmarks along the WNW-ESE axis may be related to a former current regime that differs from the present-day one. At present-day, upwelling induced by near-bottom currents within the pockmarks may contribute to maintaining the depressions, preventing sedimentation by winnowing out the fine grained sediments (Hammer et al., 2009; Brothers et al., 2011; Pau et al., 2014a). Relatively weak near-bottom currents along the U.S. Atlantic continental margin (< 20 cm/s), as with those along the Aquitaine slope, appear sufficient to induce such upwelling (Brothers et al., 2011). The few slightly elongated pockmarks (12%) corresponding to subcircular pockmarks (with elongation up to 1.1) may be explained by subsequent filling-in possibly caused by collapse within these former elongated pockmarks. It can be also considered that these subcircular pockmarks may have been formed after the formation and subsequent elongation by bottom currents of the initial majority of pockmarks.

6. Conclusion

Semi-automatic methods to map pockmarks are not appropriate in the study area because of the complex bathymetry inherited from several orders of morphologies, the slope angle and the presence of features such as canyons and sediment waves. Pockmark morphometry was therefore based on manual mapping.

The geophysical survey conducted on the Aquitaine slope revealed numerous pockmarks (606) over 800 km² occurring on canyon interfluves and in the southern sediment wave field from water depths of 350 m within the upper slope to greater depths westwards. These pockmarks are relatively large, with the majority having a rough diameter between 100 and 200 m and an average internal depth of 15 m. Pockmarks along the Aquitaine slope are divided into sub-circular (12%) and mostly elongated (88%) pockmarks including some coalescent. The slope and the coalescence of pockmarks, as the primary controlling factor, only constrains the elongation of part of the pockmarks. But the majority of elongated pockmarks are not aligned along the present-day prevailing current direction as it is the case across other continental shelves and slopes (Bøe et al., 1998; Schattner et al., 2016; Tallobre et al., 2016). Pockmarks along the Aquitaine slope are not randomly distributed with regards to the water depth and surrounding morphology. Slope-indenting submarine canyons are pockmark free zones as observed along e. g. shelf-indenting canyons (Brothers et al., 2014). In the north of the studied area, pockmarks are constrained by the E-W oriented inter-canyon morphology while in the southern area, they are generally oriented NNE-SSW along the direction of the crests and inter-crests from the sediment wave system. There is no positive correlation between the dimension of the pockmark and water depths as has been observed elsewhere (Gafeira et al., 2012; Schattner et al., 2016). Instead, pockmark size appears more often influenced by the nature and thickness of sediments (King and MacLean, 1970; Baltzer et al., 2014; Rise et al., 2015) than the water depth. Along the Aquitaine continental slope, the

thickness of the upper most sedimentary layer, the unit U4 as defined by Faugères et al. (2002) and Gonthier et al (2006), appears indeed to drive the occurrence of pockmarks. Thus, the pockmark distribution is sedimentologically controlled by 1) the presence and the thickness of the uppermost sedimentary cover, which is a few metres to a few tens of metres thick, with 2) a secondary influence of inherited sedimentary structures such as the sediment waves.

The history of the Aquitaine slope pockmarks is recent with regards to the Aquitaine margin history and can be described as three main stages. Fluid migration from a shallow source level, a few metres to a few tens of metres below the present-day seafloor, and fluid expulsion at the seabed have led to the formation of circular pockmarks. These pockmarks were initiated not before the Holocene times, and possibly within the last 10 kyears. These pockmarks were most likely formed by past short-duration fluid-release events associated with microbial gas (methane) or possibly water without major associated diagenesis, as methane-derived authigenic carbonate precipitation. Then, near-bottom currents, different in orientation and velocity than present-day ones, have modified the pockmarks from circular to elongated ones in the WNW-ESE direction. This was possibly followed by a second but minor formation of pockmarks unless the 12% of subcircular pockmarks are former elongated ones that were modified later on by sediment infilling or collapse. At present-day, the Aquitaine slope is dominated by weaker near-bottom currents which may induce upwelling within the inactive pockmarks, contributing to the maintenance of their shape as proposed, observed and modelled for other studied cases (Hammer et al., 2009; Brothers et al., 2011; Pau et al., 2014a).

Acknowledgments

The GAZCOGNE study, the marine expedition GAZCOGNE1 (<http://dx.doi.org/10.17600/13020070>) and the PhD thesis of Guillaume Michel were co-

funded by TOTAL and IFREMER as part of the PAMELA (<http://dx.doi.org/10.18142/236>) (Passive Margin Exploration Laboratories) scientific project. The BOBGEO2 (<http://dx.doi.org/10.17600/10020020>) marine expedition was part of the FP7 EU Project CORALFISH. The ASPEX2010A survey (<http://dx.doi.org/10.17600/10020010>) was part of the EPIGRAM project. The authors wish to thank Johan Saout, Charline Guerin, Cécile Breton, Emeric Gautier, Elodie Petit, Romain Biville and André Ogor for their contribution to data processing, Joana Gafeira for her discussions on pockmark detection, Alison Chalm and Ewan Harney for English correction and the two reviewers, Hervé Gillet and Soledad Garcia-Gil for their helpful comments.

References

- Andresen, K.J., Huuse, M., Clausen, O.R., 2008. Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea-implications for bottom current activity and fluid migration. *Basin Res.* 20, 445–466. doi:10.1111/j.1365-2117.2008.00362.x
- Baltzer, A., Ehrhold, A., Rigolet, C., Souron, A., Cordier, C., Clouet, H., Dubois, S.F., 2014. Geophysical exploration of an active pockmark field in the Bay of Concarneau, southern Brittany, and implications for resident suspension feeders. *Geo-Marine Lett.* 34, 215–230. doi:10.1007/s00367-014-0368-0
- Batifoulier, F., Lazure, P., Bonneton, P., 2012. Poleward coastal jets induced by westerlies in the Bay of Biscay. *J. Geophys. Res. Ocean.* 117, 1–19. doi:10.1029/2011JC007658
- Baudon, C., Gillet, H., Cremer, M., 2013. Focused fluid-flow processes through high-quality bathymetric, 2D seismic and Chirp data from the southern parts of the Bay of Biscay, France, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. pp. 763.
- Bayon, G., Loncke, L., Dupré, S., Caprais, J.C., Ducassou, E., Duperron, S., Etoubleau, J., Foucher, J.P., Fouquet, Y., Gontharet, S., Henderson, G.M., Huguen, C., Klaucke, I., Mascle, J., Migeon, S., Olu-Le Roy, K., Ondréas, H., Pierre, C., Sibuet, M., Stadnitskaia, A., Woodside, J., 2009. Multi-disciplinary investigation of fluid seepage on an unstable margin: The case of the Central Nile deep sea fan. *Mar. Geol.* 261, 92–104. doi:10.1016/j.margeo.2008.10.008
- Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. *Pet. Geosci.* 12, 247–273. doi:10.1144/1354-079305-674
- Bøe, R., Rise, L., Ottesen, D., 1998. Elongate depressions on the southern slope of the Norwegian Trench (Skagerrak): Morphology and evolution. *Mar. Geol.* 146, 191–203. doi:10.1016/S0025-3227(97)00133-3
- Brothers, D.S., Ruppel, C., Kluesner, J.W., Ten Brink, U.S., Chaytor, J.D., Hill, J.C., Andrews, B.D., Flores, C., 2014. Seabed fluid expulsion along the upper slope and outer shelf of the U.S. Atlantic continental margin. *Geophys. Res. Lett.* 41, 96–101. doi:10.1002/2013GL058048
- Brothers, L.L., Kelley, J.T., Belknap, D.F., Barnhardt, W.A., Andrews, B.D., Maynard, M.L., 2011. More than a century of bathymetric observations and present-day shallow sediment characterization in Belfast Bay, Maine, USA: Implications for pockmark field longevity. *Geo-Marine Lett.* 31, 237–248. doi:10.1007/s00367-011-0228-0
- Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdin, G., Louazel, S., Batifoulier, F., Dumas, F., Pichon, A., Morel, Y., 2013. Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay. *J. Mar. Syst.* 109, S60–S76. doi:10.1016/j.jmarsys.2011.09.015
- Cirac, P., Berne, S., Castaing, P., Weber, O., 2000. Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanol. Acta* 23, 663–686.
- Dandapath, S., Chakraborty, B., Karisiddaiah, S.M., Menezes, A., Ranade, G., Fernandes, W., Naik, D.K., Prudhvi Raju, K.N., 2010. Morphology of pockmarks along the western continental margin of India: Employing multibeam bathymetry and backscatter data. *Mar. Pet. Geol.* 27, 2107–2117. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.09.005
- Davy, B., Pecher, I., Wood, R., Carter, L., Gohl, K., 2010. Gas escape features off New Zealand: Evidence of massive release of methane from hydrates. *Geophys. Res. Lett.* 37, 1–5. doi:10.1029/2010GL045184
- Dupré, S., Berger, L., Le Bouffant, N., Scalabrin, C., Bourillet, J.F., 2014a. Fluid emissions at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): A biogenic origin or the expression of hydrocarbon leakage? *Cont. Shelf Res.* 88, 24–33. doi:10.1016/j.csr.2014.07.004

- Dupré, S., Mascle, J., Foucher, J.P., Harmegnies, F., Woodside, J., Pierre, C., 2014b. Warm brine lakes in craters of active mud volcanoes, Menes caldera off NW Egypt: Evidence for deep-rooted thermogenic processes. *Geo-Marine Lett.* 34, 153–168. doi:10.1007/s00367-014-0367-1
- Dupré, S., Scalabrin, C., Grall, C., Augustin, J.-M., Henry, P., Sengör, A.M., Görür, N., Çagatay, M.N., Géli, L., 2015. Tectonic and sedimentary controls on widespread gas emissions in the Sea of Marmara: Results from systematic, shipborne multibeam echo sounder water column imaging. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 2891–2912.
- Dupré, S., Woodside, J., Klaucke, I., Mascle, J., Foucher, J.P., 2010. Widespread active seepage activity on the Nile Deep Sea Fan (offshore Egypt) revealed by high-definition geophysical imagery. *Mar. Geol.* 275, 1–19. doi:10.1016/j.margeo.2010.04.003
- Durrieu De Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, 2003–2027. doi:10.1016/S0967-0645(99)00053-3
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S., Lesuavé, R., 2002. Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Mar. Geol.* 182, 279–302. doi:10.1016/S0025-3227(01)00242-0
- Gafeira, J., Long, D., Diaz-Doce, D., 2012. Semi-automated characterisation of seabed pockmarks in the central North Sea. *Near Surf. Geophys.* 10, 303–315. doi:10.3997/1873-0604.2012018
- Gay, A., Lopez, M., Berndt, C., Séranne, M., 2007. Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 244, 68–92. doi:10.1016/j.margeo.2007.06.003
- Gay, A., Lopez, M., Ondreas, H., Charlou, J.L., Sermondadaz, G., Cochonat, P., 2006. Seafloor facies related to upward methane flux within a Giant Pockmark of the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 226, 81–95. doi:10.1016/j.margeo.2005.09.011
- Gillet, H., Cirac, P., Lagié, B., 2008. Pockmarks on the southern margin of the Capbreton Canyon (south-eastern Bay of Biscay), in: Borja, A. (Ed.), XI International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay. “Revisa de Investgacion Marina” 3, San Sebastian, pp. 90–91.
- Gonthier, E., Cirac, P., Faugères, J.C., Gaudin, M., Cremer, M., Bourillet, J.F., 2006. Instabilities and deformation in the sedimentary cover on the upper slope of the southern Aquitaine continental margin, north of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). *Sci. Mar.* 70, 89–100. doi:10.3989/scimar.2006.70s189
- Hammer, Ø., Webb, K.E., Depreiter, D., 2009. Numerical simulation of upwelling currents in pockmarks, and data from the Inner Oslofjord, Norway. *Geo-Marine Lett.* 29, 269–275. doi:10.1007/s00367-009-0140-z
- Harrington, P.K., 1985. Formation of pockmarks by pore-water escape. *Geo-Marine Lett.* 5, 193–197.
- Hovland, M., Hegglund, R., De Vries, M.H., Tjelta, T.I., 2010. Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Mar. Pet. Geol.* 27, 1190–1199. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.02.005
- Iglesias, J., Ercilla, G., García-Gil, S., Judd, A.G., 2010. Pockforms: An evaluation of pockmark-like seabed features on the Landes Plateau, Bay of Biscay. *Geo-Marine Lett.* 30, 207–219. doi:10.1007/s00367-009-0182-2
- Josenhans, H.W., King, L.H., Fader, G.B., 1978. A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf. *Can. J. Earth Sci.* 15, 831–840.
- Judd, A., Hovland, M., 2007. Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge University Press, p. 239.

- Judd, A.G., Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Cont. Shelf Res.* 12, 1081–1095. doi:10.1016/0278-4343(92)90070-Z
- Kersalé, M., Marie, L., Le Cann, B., Serpette, A., Lathuilière, C., Le Boyer, A., Rubio, A., Lazure, P., 2016. Poleward along-shore current pulses on the inner shelf of the Bay of Biscay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 179, 155–171.
- King, L.H., MacLean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian Shelf. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 3141–3148. doi:10.1130/0016-7606(1970)81[3141:POTSS]2.0.CO;2
- Kuhnt, T., Howa, H., Schmidt, S., Marié, L., Schiebel, R., 2013. Flux dynamics of planktic foraminiferal tests in the south-eastern Bay of Biscay (northeast Atlantic margin). *J. Mar. Syst.* 109, 169–181.
- Lazure, P., Garnier, V., Dumas, F., Herry, C., Chifflet, M., 2009. Development of a hydrodynamic model of the Bay of Biscay. Validation of hydrology. *Cont. Shelf Res.* 29, 985–997.
- Le Boyer, A., Charria, G., Le Cann, B., Lazure, P., Marié, L., 2013. Circulation on the shelf and the upper slope of the Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 55, 97–107. doi:10.1016/j.csr.2013.01.006
- Michel, G., Dupré, S., Saout, J., Ehrhold, A., Guerin, C., Gautier, E., Breton, C., Bourillet, J.-F., Loubrieu, B., 2017. Pockmark morphological attributes at the Aquitaine slope, GAZCOGNE1 (2013) and BOBGEO2 (2010) marine expeditions. SEANOE Database <http://doi.org/10.17882/48323>. doi:10.17882/48323
- Migniot, C., 1977. Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche* 1, 9–47.
- Moss, J.L., Cartwright, J., Moore, R., 2012. Evidence for fluid migration following pockmark formation: Examples from the Nile Deep Sea Fan. *Mar. Geol.* 303, 1–13. doi:10.1016/j.margeo.2012.01.010
- Pau, M., Gisler, G., Hammer, Ø., 2014. Experimental investigation of the hydrodynamics in pockmarks using particle tracking velocimetry. *Geo-Marine Lett.* 34, 11–19. doi:10.1007/s00367-013-0348-9
- Pau, M., Hammer, Ø., 2013. Sediment mapping and long-term monitoring of currents and sediment fluxes in pockmarks in the Oslofjord, Norway. *Mar. Geol.* 346, 262–273. doi:10.1016/j.margeo.2013.09.012
- Pilcher, R., Argent, J., 2007. Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Mar. Geol.* 244, 15–32. doi:10.1016/j.margeo.2007.05.002
- Pingree, R.D., Mardell, G.T., New, A.L., 1986. Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature* 321, 154–158. doi:10.1038/321154a0
- Plaza-Faverola, A., Bünz, S., Mienert, J., 2011. Repeated fluid expulsion through sub-seabed chimneys offshore Norway in response to glacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, 297–308.
- Riboulot, V., Thomas, Y., Berné, S., Jouet, G., Cattaneo, A., 2014. Control of Quaternary sea-level changes on gas seeps. *Geophys. Res. Lett.* 41, 4970–4977.
- Rise, L., Bellec, V.K., Chand, S., Bøe, R., 2015. Pockmarks in the southwestern Barents Sea and - Finnmark fjords. *Nor. J. Geol.* 94, 263–282.
- Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics* 30, 1–33. doi:10.1029/2010TC002735
- Schattner, U., Lazar, M., Souza, L.A.P., Ten Brink, U., Mahiques, M.M., 2016. Pockmark asymmetry and seafloor currents in the Santos Basin offshore Brazil. *Geo-Marine Lett.* 36, 457–464. doi:10.1007/s00367-016-0468-0
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martin, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre,

- B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 104, 134–144.
- Schmidt, S., Howa, H., Mouret, A., Lombard, F., Anschutz, P., Labeyrie, L., 2009. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 29, 1044–1052.
- Sibuet, J.C., Monti, S., Loubrieu, B., Mazé, J.-P., Srivastava, S., 2004. Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne : implications cinématiques. *Bull. la Soc. Geol. Fr. Tome 175*, 429–442.
- Sultan, N., Marsset, B., Ker, S., Marsset, T., Voisset, M., Vernant, A.-M., Bayon, G., Cauquil, E., Adamy, J., Colliat, J.L., others, 2010. Hydrate dissolution as a potential mechanism for pockmark formation in the Niger delta. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115, 33.
- Tallobre, C., Loncke, L., Bassetti, M.A., Giresse, P., Bayon, G., Buscail, R., de Madron, X.D., Bourrin, F., Vanhaesebroucke, M., Sotin, C., 2016. Description of a contourite depositional system on the Demerara Plateau: Results from geophysical data and sediment cores. *Mar. Geol.* 378, 56–73. doi:10.1016/j.margeo.2016.01.003
- Van Aken, H.M., 2000. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean II: The intermediate water masses. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 47, 789–824. doi:10.1016/S0967-0637(99)00112-0
- Webb, K.E., Hammer, Ø., Lepland, A., Gray, J.S., 2009. Pockmarks in the inner Oslofjord, Norway. *Geo-Marine Lett.* 29, 111–124.
- Whiticar, M.J., 2002. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay. *Mar. Geol.* 182, 29–53.
- Winnock, E., 1973. Exposé succinct de l'évolution paleogéologique de l'Aquitaine. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 7, 5–12.

Figure captions

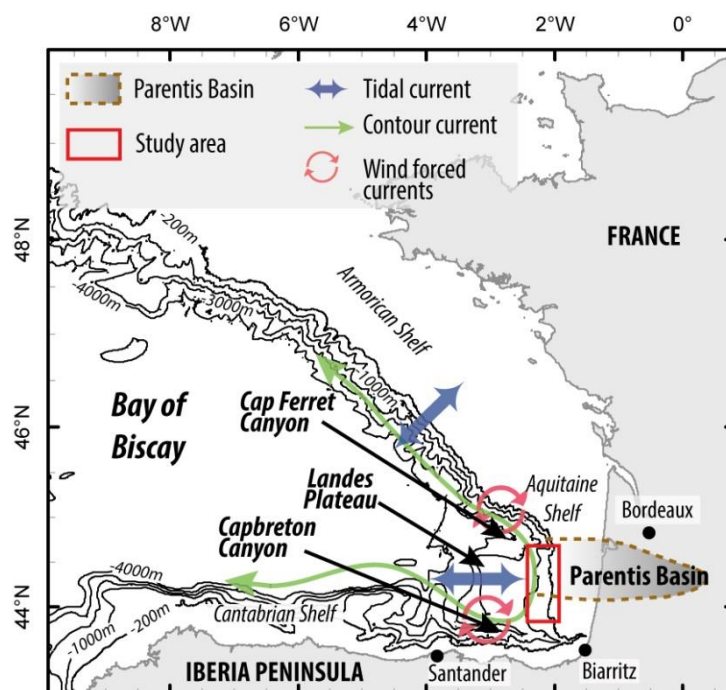


Fig. 1: Location map of the main morphological areas of the Bay of Biscay: Armorican Shelf, Aquitaine Shelf, Cantabrian Shelf and Landes Plateau. The study area (red rectangle) covers the western extension of the Parentis Basin (from Biteau et al., 2006) and the eastern Landes Plateau. Isobath lines are extracted from compiled bathymetry by Sibuet et al. (2004). The three main regional current regimes are displayed, tidal current (Batifoulie et al., 2012; Charria et al., 2013), contour current (Van Aken, 2000) and wind forced currents (Kersalé et al., 2016).

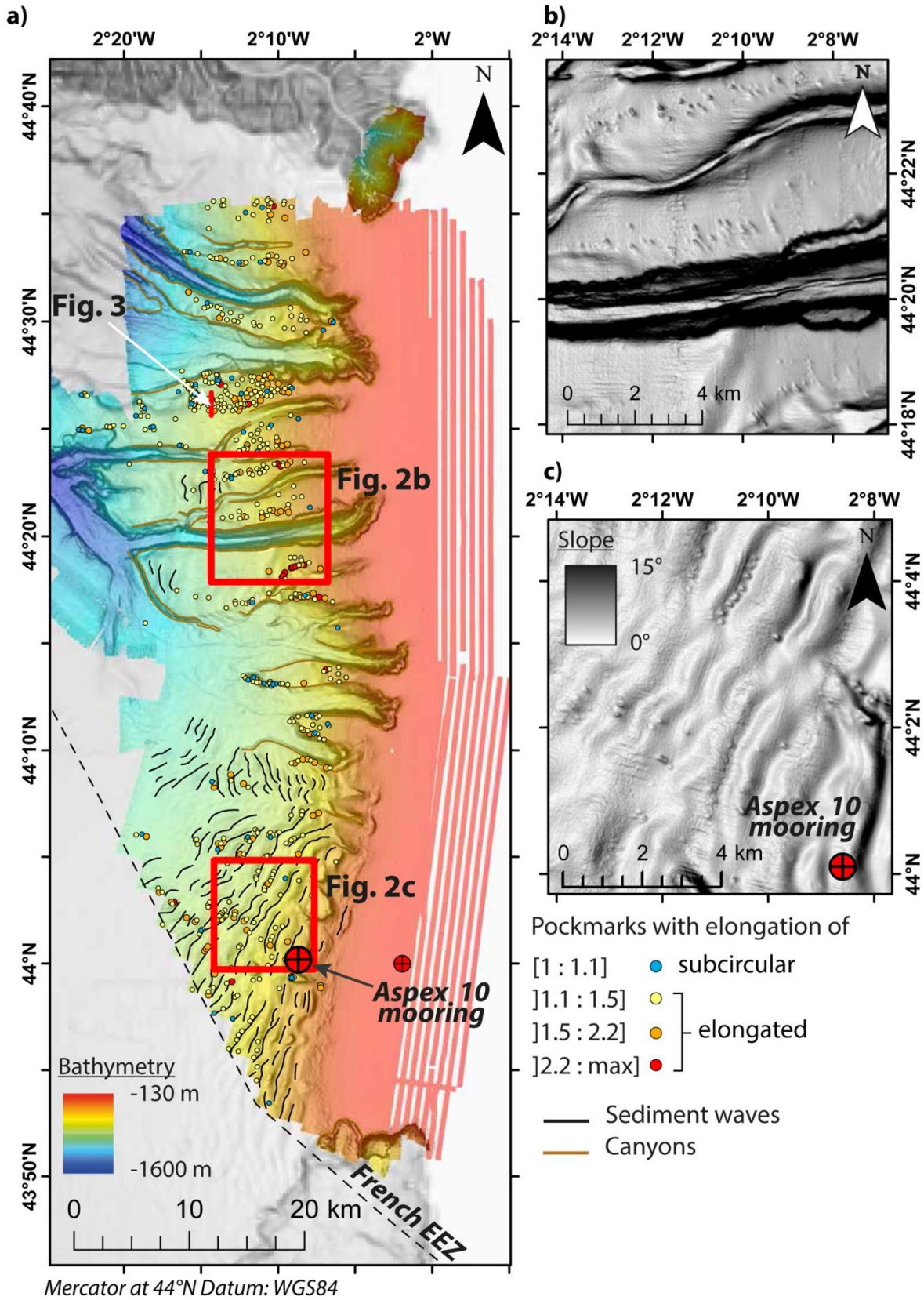


Fig. 2: a) Detailed shaded bathymetry map of the Aquitaine Margin with main seafloor morphologies: pockmarks, canyons and sediment waves. Background bathymetry from

EMODnet Bathymetry portal (<http://www.emodnet-bathymetry.eu>) compiled at 250 m grid size. ASPEX current mooring 10 is located at a water depth of 450 m in the sediment wave field. Slope focus on b) elongated pockmarks in the northern inter-canyon area and c) sub-circular pockmarks in the sediment wave field.

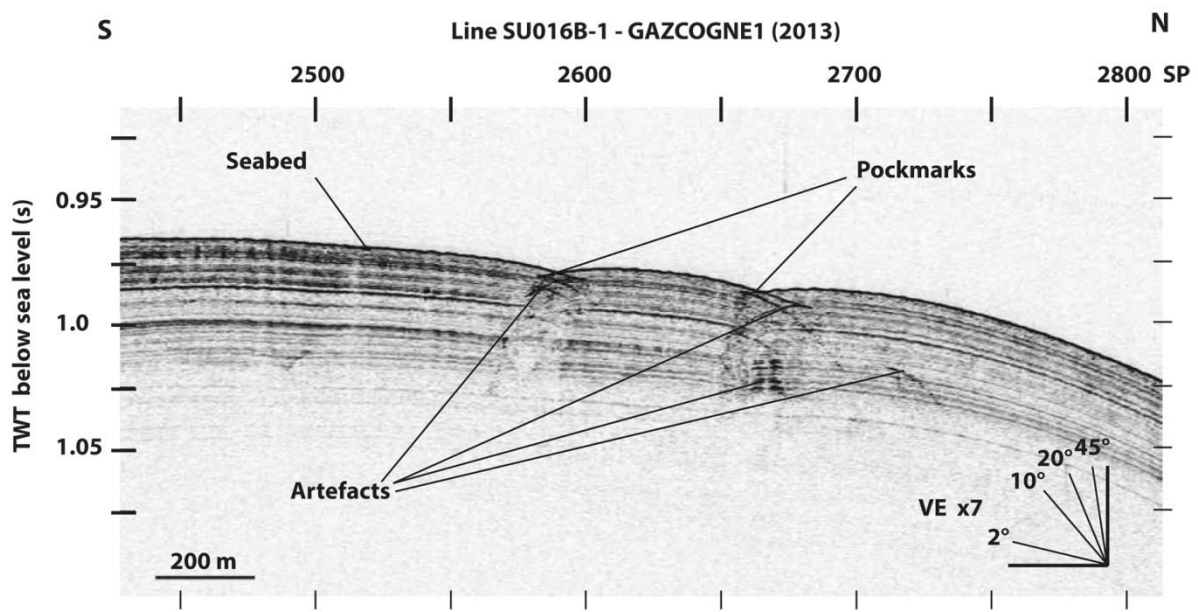


Fig. 3: Processed sub-bottom profiler line displayed in envelope in ©Kingdom Software. X axis corresponds to Shot Point (SP) and Y axis to depth in seconds in Two Way Time (TWT). The profile is displayed with a Vertical Exaggeration (VE) of 7, calculated with a seismic wave velocity of 1500 m/s, with indication of slope angle. This sub-bottom profiler line crosses two pockmarks (see location in Fig. 2a) without any fluid evidence and exhibits only triplication points, so-called "bow tie" artefacts.

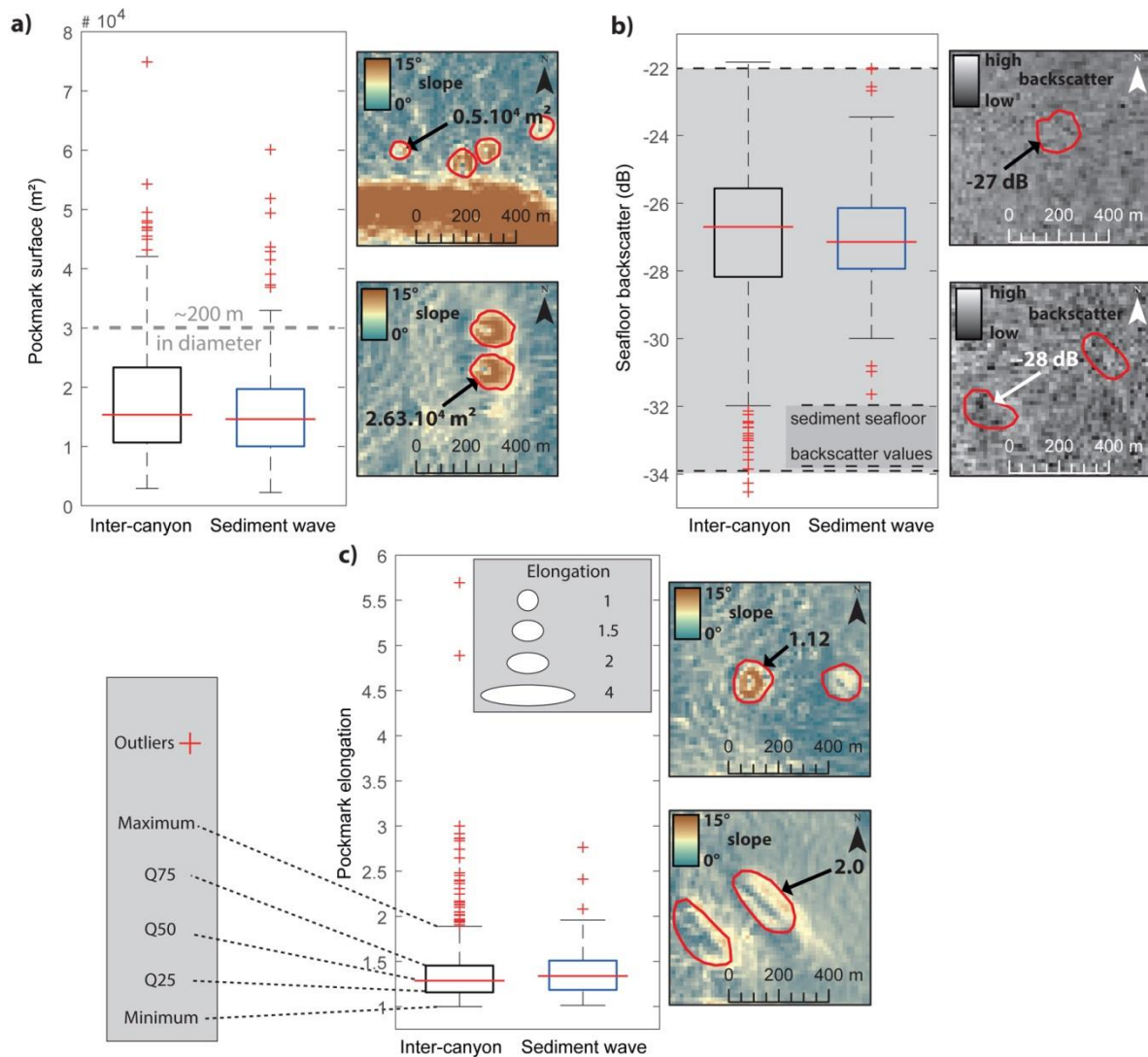


Fig. 4: Box plots of 3 attributes extracted from GIS (Michel et al., 2017) for both domains of inter-canyons and sediment waves: a) pockmark surface area with indication of diameter with regards to pockmark surface (a circular pockmark with a diameter of 200 m corresponds to a surface of $3 \times 10^4 \text{ m}^2$), b) pockmark seafloor backscatter amplitude from the 30 kHz EM302 multibeam data and c) pockmark elongation (major/minor axis length ratio). Bathymetry, slope (15 m grid size) and seafloor backscatter (10 m and 15 m grid size) were acquired during the GAZCOGNE1 expedition (30 kHz EM302). Red curves stand for the contour of pockmarks. The legend of the box plots is displayed in Fig. 4c, with representation of the minimum, maximum, first quartile (Q25), second quartile (Q50 or median), third quartile (Q75) of the series and series outliers.

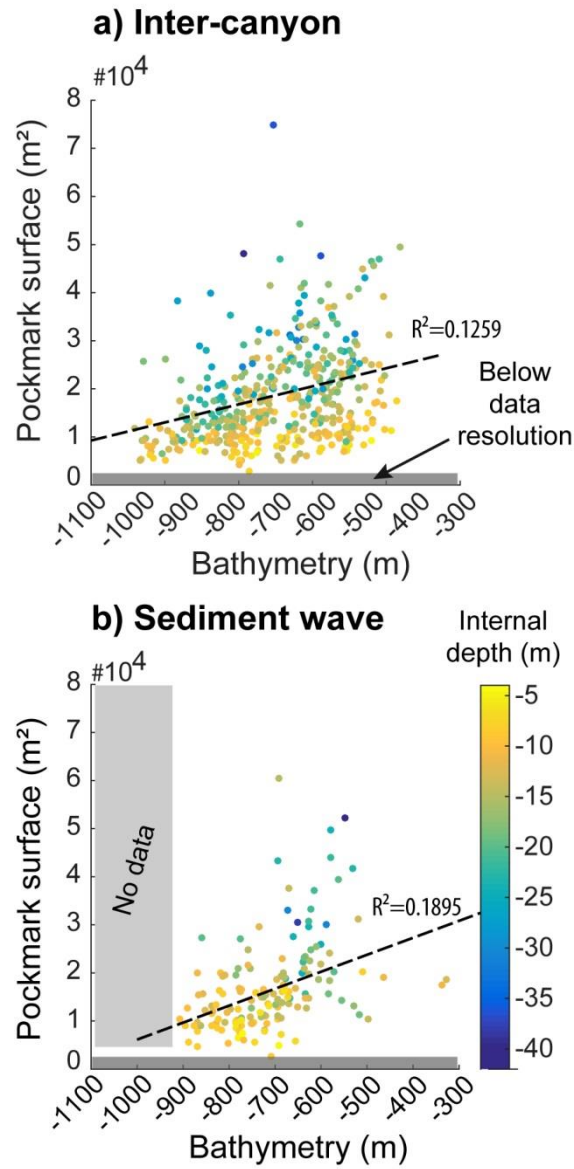


Fig. 5: Scatter plots of pockmark surface versus bathymetry with internal depth as point colour, for both a) inter-canyon and b) sediment wave areas with regression lines and determination coefficients (R^2).

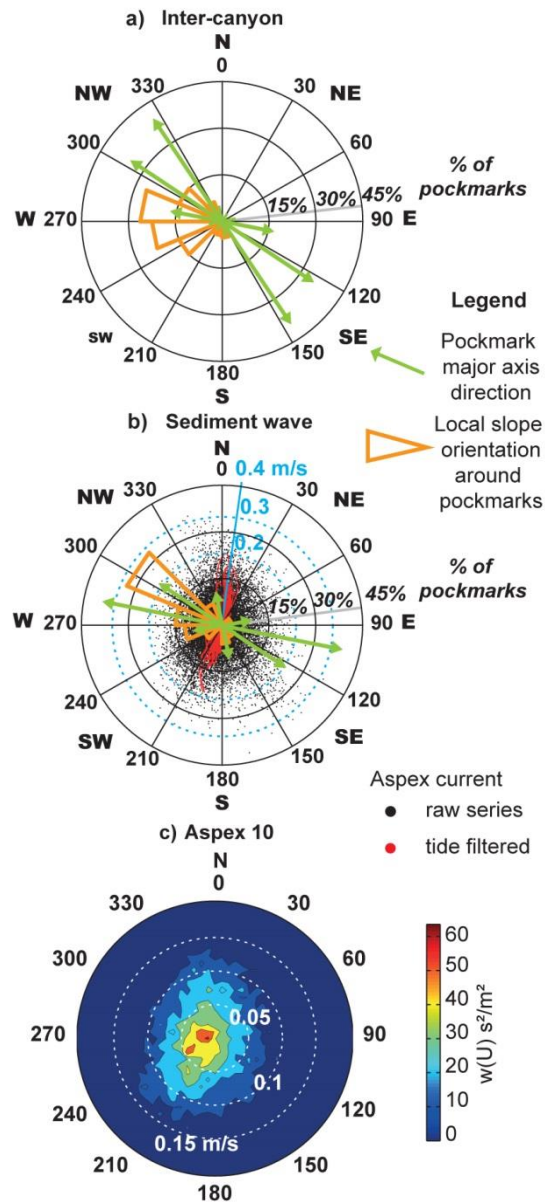


Fig. 6: Rose diagrams of the pockmark major axis direction (green arrows) and local slope direction around pockmarks (orange shape) for a) inter-canyon and b) sediment wave areas. Arrow and shape lengths are proportional to the number of pockmarks involved. Recorded velocity and orientation of currents from ASPEX mooring 10 are shown in black and red dots for raw and tide-filtered data, respectively. c) Diagram of spatial distribution of current velocities and orientations of raw signals.

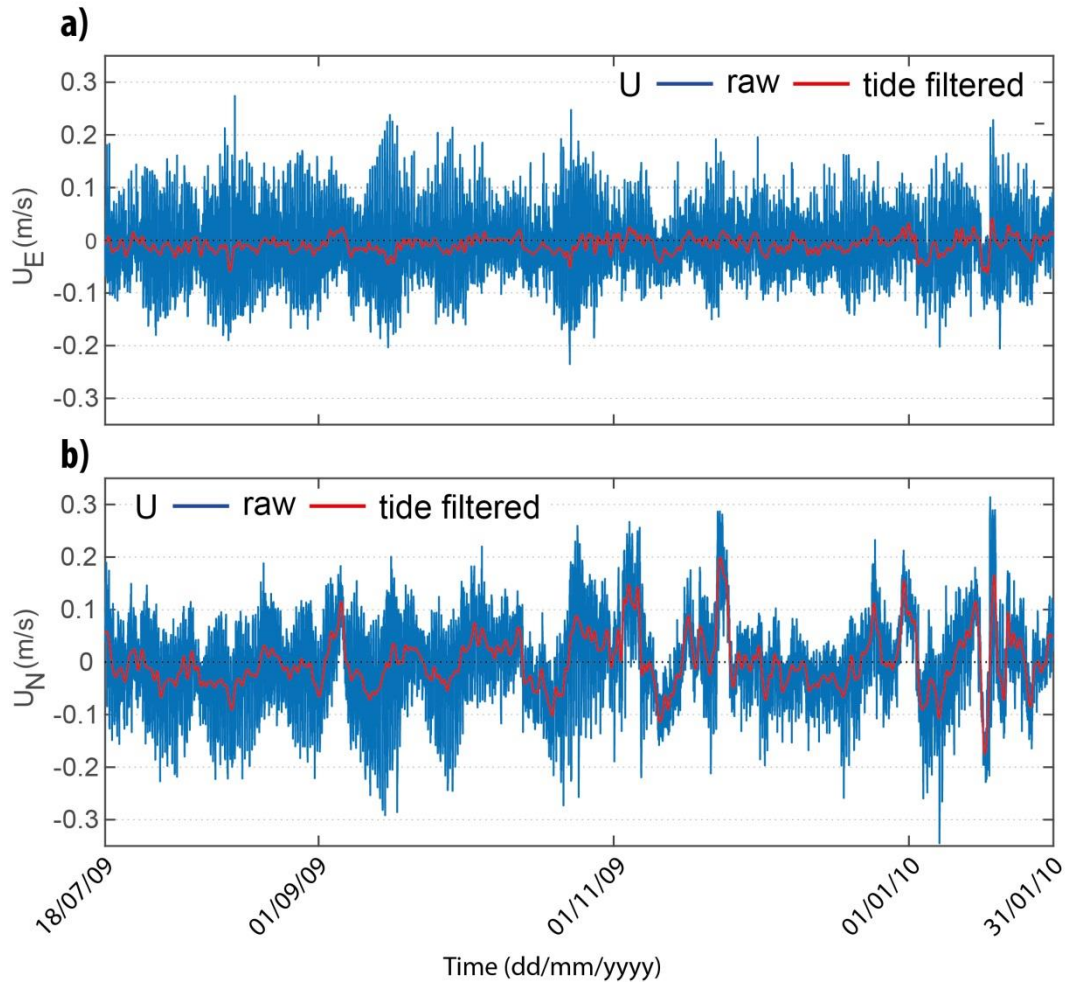


Fig. 7: Bottom current velocity, a) east-west (U_E) and b) north-south (U_N) components, recorded with ASPEX mooring 10 (see location in Fig. 2). Current velocities are integrated between 17 m and 33 m above the seafloor. Recorded velocity and orientation of currents are shown in blue and red curves for raw and tide-filtered data, respectively.

9.1.5 Base de donnée SEANOE, Pockmark morphological attributes at the Aquitaine slope, GAZCOGNE1 (2013) and BOBGEO2 (2010) marine expeditions

<http://doi.org/10.17882/48323>

SEANOE Sea scientific open data edition

SEANOE

Pockmark morphological attributes at the Aquitaine slope, GAZCOGNE1 (2013) and BOBGEO2 (2010) marine expeditions

Publication date 2017-02-16

Author(s) Michel Guillaume¹, Dupre Stephanie¹, Saout Johan¹, Ehrhold Axel¹, Guerin Charline¹, Gautier Emeric¹, Breton Cecile², Bourillet Jean-Francois¹, Loubrieu Benoit¹

Affiliation(s) 1 : IFREMER, Unité Géosciences Marines, France
2 : E.C.C.O, Maison-Alfort, France

DOI 10.17882/48323

Publisher SEANOE

Note Temporal extent (the period for which the data were collected) BOBGEO2: 21/07/2010 – 23/07/2010 GAZCOGNE1: 28/07/2013 – 06/08/2013

Keyword(s) pockmark, morphology, seafloor, bathymetry, backscatter, GIS

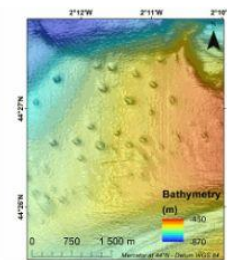
Abstract

Pockmarks are defined as depressions at the seabed and are usually formed by fluid expulsions. Pockmarks along the Aquitaine slope within the French EEZ, recently discovered, were manually mapped although two semi-automated methods were tested but without convincing results. In order to potentially highlight different groups and possibly discriminate the nature of the fluids involved in their formation and evolution, a morphological study has been conducted mainly based on multibeam data, in particular on bathymetry from the marine expedition GAZCOGNE1 conducted in 2013. Bathymetry and seafloor backscatter data, covering more than 3200 km², were acquired with the Kongsberg EM302 ship-borne multibeam echosounder of the R/V Le Suroît at a speed of ~8 knots and operated at a frequency of 30 kHz and calibrated with ©Sippican shots. Precision of the seafloor backscatter amplitude is +/- 1 dB. Multibeam data, processed using Caribes (©IFREMER), were gridded at 15x15 m and down to 10x10 m cells, for the bathymetry and seafloor backscatter, respectively. The present table includes 11 morphological attributes extracted from a Geographical Information System project (Mercator 44°N conserved latitude in WGS84 Datum) and additional parameters (seafloor backscatter, sedimentary facies). Pockmark occurrence in morphological domains is issued from a morphological analysis performed manually and based on GAZCOGNE1 and BOBGEO2 bathymetry.

Pockmark area and perimeter were calculated with the "Calculate Geometry" tool of Arcmap 10.2 (©ESRI) (<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/tables/calculating-area-length-and-other-geometric-properties.htm>). A first method to calculate pockmark internal depth developed by Gafeira et al. was tested (Gafeira J, Long D, Diaz-Doce D (2012) *Semi-automated characterisation of seabed pockmarks in the central North Sea. Near Surface Geophysics 10 (4):303-315, doi:10.3997/1873-0604.2012018*). This method is based on the "Fill" function from the Hydrology toolset in Spatial Analyst Toolbox Arcmap 10.2 (©ESRI), (<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/fill.htm>) which fills the closed depressions. The difference between filled bathymetry and initial bathymetry produces a raster grid only highlighting filled depressions. Thus, only the maximum filling values which correspond to the internal depths at the apex of pockmark were extracted. For the second method, the pockmark internal depth has been calculated with the difference between minimum and maximum bathymetry within pockmark.

Click to download the data

DATA



Shaded bathymetric map (15 m grid resolution) along the Aquitaine slope exhibiting pockmarks (GAZCOGNE1 marine expedition, 2013).



Download metadata
TXT, RIS, XLS

Oceanographic cruises
BOBGEO2, GAZCOGNE1

Project(s) FP7/H2020
CORALFISH

Share

Latitude and longitude of the pockmark centroid, minor and major axis lengths and major axis direction of the pockmarks were calculated inside each depression with the "Zonal Geometry as Table" tool from Spatial Analyst Toolbox in ArcGIS 10.2 (©ESRI) (<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/zonal-statistics.htm>). Pockmark elongation was calculated as the ratio between the major and minor axis length.

Cell count is the number of cells used inside each pockmark to calculate statistics (<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/zonal-geometry.htm>). Cell count and minimum, maximum and mean bathymetry, slope and seafloor backscatter values were calculated within each pockmark with "Zonal Statistics as Table" tool from Spatial Analyst Toolbox in ArcGIS 10.2 (©ESRI). Slope was calculated from bathymetry with "Slope" function from Spatial Analyst Toolbox in ArcGIS 10.2 (©ESRI) and preserves its 15 m grid size (<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/slope.htm>). Seafloor backscatter amplitudes (minimum, maximum and mean values) of the surrounding sediments were calculated within a 100 m buffer around the pockmark rim.

Licence



Acknowledgments

The GAZCOGNE study as well as the marine expedition GAZCOGNE1 were co-funded by TOTAL and IFREMER as part of the PAMELA (Passive Margin Exploration Laboratories) scientific project (<http://dx.doi.org/10.18142/236>). The BOBGEO2 marine expedition was part of the FP7 EU Project CORALFISH.

Data

File	Size	Format	Processing	Access
48430.docx	21 KB	DOC, DOCX	Quality controlled data	Open access
51010.csv	99 KB	CSV	Quality controlled data	Open access

[Top of the page](#) ↑

How to cite

Michel Guillaume, Dupre Stephanie, Saout Johan, Ehrhold Axel, Guerin Charline, Gautier Emeric, Breton Cecile, Bourillet Jean-Francois, Loubrieu Benoit (2017). **Pockmark morphological attributes at the Aquitaine slope, GAZCOGNE1 (2013) and BOBGEO2 (2010) marine expeditions.** SEANOE. <http://doi.org/10.17882/48323>

CONTACT

LEGAL NOTICE

9.1.6 Résumés des communications en congrès

9.1.6.1 15ème Congrès Français de Sédimentologie, Chambéry, 13-15 octobre 2015

Michel, G., Dupré, S., Ehrhold, E., Baltzer, A., Battani, A., Deville, E., Imbert, P. 2015. Emissions de méthane microbien en rebord du plateau aquitain : niveaux sources et chemins de migrations. Congrès Français de Sédimentologie, Chambéry, Octobre 2015, Livre de résumé, p. 292. **Poster**

Résumé :

L'étude du golfe de Gascogne en tant que système fluide a été entreprise suite aux campagnes halieutiques de recensement des écosystèmes pélagiques (PELGAS). Les sondeurs acoustiques du navire océanographique Thalassa ont mis en évidence des signatures acoustiques dans la colonne d'eau différentes de celles des bancs de poissons, signatures qui ont été interprétées comme des sorties de fluides en rebord du plateau continental Aquitain (Dupré et al., 2014a). Deux missions en mer ont ainsi été conduites en 2013 (GAZCOGNE 1

et 2) afin notamment de mieux contraindre l'étendue spatiale de ces émissions de fluides (environ 80 km N-S et 8 km E-O) et de caractériser la nature et l'origine géochimique des fluides émis et des précipités minéraux potentiels associés. Dans un contexte de sédimentation fine vaso-sableuse (Cirac, 2000 ; Ehrhold et al., 2014), ces sorties de méthane microbien (Ruffine et al. 2014) en domaine proximal sont uniquement associées en fond de mer à des structures en relief d'encroûtements qui sont formés de carbonates authigènes (Pierre et al. 2014).

Les premiers résultats issus des données de sismiques (HR et Sparker) mettent en évidence la présence d'un masque acoustique qui peut être interprété soit comme étant lié au système fluide (gaz dissous et carbonates associés), soit à une surface remarquable atténuant le signal sismique. Ce masque acoustique s'exprime de l'aplomb de la zone des sorties de fluides actives, et au-delà vers l'ouest, soit le long de 10km. De plus, des structures sédimentaires enfouies déformées situées en pied de pente (à 5 km du rebord du plateau) et dont le toit est situé à environ 45m sous le fond de mer, sont associées à des réflexions de forte amplitude et sont interprétées comme étant causées par de la circulation de fluides mettant en évidence de possibles chemins de migration de gaz. Ces structures sont associées en fond de mer à des dépressions mais sans émissions de gaz à l'actuel. D'autres indices de présence de gaz ont aussi été mis en évidence sous le système fluide actif, notamment des niveaux de rétention de gaz identifiés par un flat spot avec une inversion de phase à 1.2km en dessous du fond de mer. Ces premiers résultats tendent à montrer la présence de gaz en différents points du Plateau continental Aquitain (pied de pente inclus), avec des sorties de fluides uniquement concentrées à l'actuel sur le rebord de plateau. Cette étude vise à identifier la géométrie du système fluide, actuel et fossile ; dont les niveaux sources du méthane microbien ainsi que les chemins de migration du gaz afin d'aboutir à un modèle de mise en place et d'évolution du système.

Références

Cirac, P., Berne, S., Castaing, P., Weber, O., 2000. Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanologica Acta* 23, 663–686

Dupré S, Berger L, Le Bouffant N, Scalabrin C, Bourillet J-F, 2014a. Fluid emissions at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France) : a biogenic origin or the expression of hydrocarbon leakage ? *Continental Shelf Research* 88 :24-33. doi :10.1016/j.csr.2014.07.004

Dupré S., Loubrieu B., Scalabrin C., Ehrhold A., Gautier E., Ruffine L., Pierre C., Battani A., Le Bouffant N., Berger L., 2014b. Discovery of Widespread Biogenic Methane Emissions and Authigenic Carbonate Mound-like Structures at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay). AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, December 2014

Ehrhold A., Gautier E., Petit E., 2014, Analyses morpho-sédimentaires des données prélevées lors de GAZCOGNE 1. Rapport interne TOTAL-IFREMER, p. 23-43

Pierre C., Blanc-Valleron M.-M., Dupré S., 2014. Methane derived authigenic carbonates from the upper continental margin of the Bay of Biscay (France). AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, December 2014.

Ruffine L., Donval J.-P., Battani A., Bignon L., Croguennec C., Caprais J.-C., Birot D., Bayon G., Lantéri N., Levaché D., Dupré S., 2014. Natural gas seepage along the edge of the Aquitaine Shelf (France) : Origin and flux measurements. AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, December 2014

Émissions de méthane biogénique en rebord du plateau aquitain : niveaux sources et chemins de migrations

Guillaume Michel¹, Stéphanie Dupré¹, Axel Ehrhold², Agnès Baltzer³,
Anne Battani⁴, Eric Deville⁴, Patrice Imbert⁵

1. Laboratoire de Géodynamique et de Géobiologie (LGG) - Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER)
Département de Géosciences marines, B.P. 2090, Plouzané, CEDEX, France - France
2. Laboratoire des Environnements Sédimentaires (LES) - Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER)
Département de Géosciences marines, B.P. 2090, Plouzané, CEDEX, France - France
3. Ifremer, Environnement, Systèmes Écologiques, B.P. 21105, Nantes Cedex 3, France
4. IFP Energies Nouvelles, 1, rue de Bois Préau, 92852, La Défense, France
5. TOTAL, Scientific and Technical Center Jean Fergat, 45311, Avenue Lantier, 64118 Pau Cedex, France

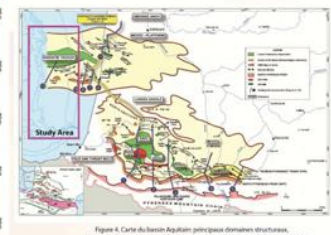
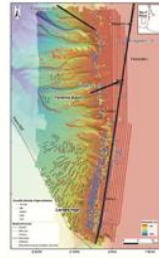
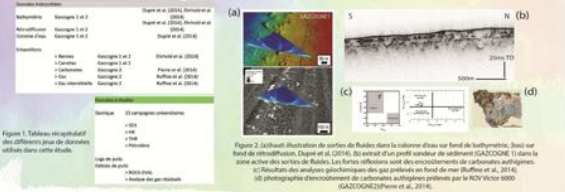


La thèse de Guillaume MICHEL est cofinancée par TOTAL et IFREMER dans le cadre du projet scientifique PAMELA (Passive Margin Exploitation Laboratory).

Problématique L'objectif est 1) d'identifier la géométrie du système fluide méthane biogénique, les niveaux sources et les chemins de migration. 2) déterminer les facteurs de contrôles du système fluide ; sédimentaires, tectoniques et environnementaux.

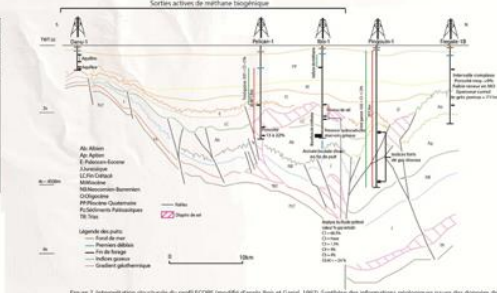
1 - Contexte scientifique / Jeux de données

L'étude du Golfe Gascogne en tant que système fluide a été mise en place suite aux campagnes halleutiques de recensement des écosystèmes pélagiques (PELGAS). Les sondages acoustiques du N/O *Thalassa* ont mis en évidence des signatures acoustiques différentes celles causées par la présence de vessies natatoires de poissons, qui ont été interprétées comme des sorties de fluides en rebord du plateau continental Aquitain (Figure 2.a et 3) (Dupré et al., 2014). Ces sorties de méthane biogénique (Figure 2.c) (Ruffine et al., 2014) se situent à des profondeurs entre 140 et 220m. Dans un contexte de sédimentation fine silto-sableuse (Allen et Castaing, 1977; Cirac, 2000; Ehrhold et al., 2014), ces 3000 sorties de fluides (zone de 80km N-S x 8km E-W) sont uniquement associées à des structures en relief d'encroûtements de carbonates authigéniques (Figure 2.b et 2.d) (Pierre et al., 2014).



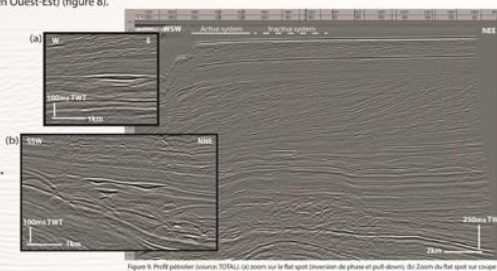
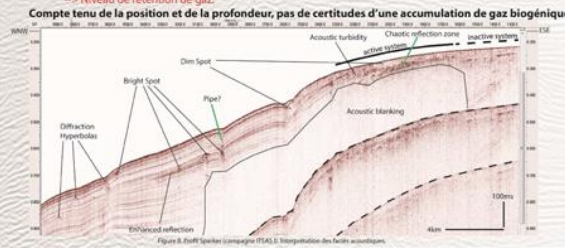
2 - Contexte Géologique

- Couverture sédimentaire Néogène (Bellec et Cirac, 2010) formée d'une série de progadations vers l'Ouest, alternant des dépôts grossiers (phases de régressions) et des dépôts fins (phases de transgressions).
- Structure profonde du Plateau Continental Aquitain composée de deux domaines structuraux (Bois et Gariel, 1994) (figure 5):
 - *Le bassin de Parentis (gradient de température: ~25°C/km de profondeur)
 - *Le plateau Landais
- Alternance de dépôts en lien avec les phases d'envoilement et émerision (figure 6).
- Evolution tectonique des bassins en lien avec les phases d'ouverture de l'océan Atlantique et les phases de compressions des orogénèses Pyrénéenne et Alpine. La reprise en compression des bassins remobilise le sel triassique et réactive les structures extensives (formation de pliegés stratigraphiques) (figure 7).



3 - Résultats

- Présence d'un masque acoustique dans la pente, au delà de la zone active des sorties de fluides (jusqu'à 10km en Ouest-Est) (figure 8).
 - > Gaz dissous en phase aqueuse dans la pile sédimentaire.
 - > Absorption de l'énergie par un niveau sus-jacent.
- Connexion du masque acoustique à un pockmark en surface (figure 8) et réflexions de fortes amplitudes au toit du masque acoustique (~45m sous le fond de mer).
 - > Conforte l'interprétation du gaz dissous dans la pile sédimentaire.
- Tous les pockmarks n'ont pas la même signature et ne sont pas reliés au masque acoustique.
 - > Pockmarks de «élévations»
 - > Pockmarks fossiles, pas de conduits préservés.
- Flat Spot (inversion de phase et pull-down des réflexions) situé à ~1.2km sous le fond de mer (figure 9) et 2km à l'Est des sorties actives de fluides.
 - > Niveau de rétention de gaz.



Les sorties actives de méthane biogénique sont limitées au rebord de plateau, mais d'autres indices fossiles témoignent d'un système inactif plus étendu que l'actuel.

Références

Allen, J.R., Castaing, B., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bull. V.P.*, 205. Institut océanographique et muséographique de la ville de Paris, Paris.

Battani, A., Michel, G., Dupré, S., Imbert, P., 2014. The Aquitaine Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 1-17.

Bois, S., Gariel, O., 1994. Evolution tectono-sédimentaire du Plateau Continental Aquitain. *Bull. B.P.*, 211. Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, Plouzané.

Cirac, A., 2000. *Le Golfe de Gascogne*. Océanographie, 2000. Presses de la Sorbonne Université.

Dupré, S., Imbert, P., Michel, G., 2014. Acoustic signatures of methane gas seepage from the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay). *Report SAGEOCEAN 13/12/1400007*. Centre scientifique de collaboration IFREMER - IFP Energies Nouvelles - Université de Nantes, Nantes.

Ehrhold, A., Imbert, P., Dupré, S., 2014. Fluid seepage at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay): A biogenic origin or the expansion of the Aquitaine Basin? *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 115, 1-12.

Pierre, C., Imbert, P., Dupré, S., 2014. Methane derived authigenic carbonates from the upper continental margin of the Bay of Biscay (France). *AGU Fall Meeting*, San Francisco, USA.

Ruffine, B., Imbert, P., Dupré, S., 2014. Biogenic methane seepage from the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay). *AGU Fall Meeting*, San Francisco, USA.

Thalassa, 2014. *Thalassa*. IFREMER, Plouzané.

Figure 9.5: Miniature du poster présenté au congrès ASF 2015 à Chambéry en Octobre 2015.

9.1.6.2 *International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY) XV, Bilbao, 22-24 June 2016*

Michel, G., Dupré, S., Ehrhold, A., Baltzer, A., Battani, A., Imbert, P., Deville, E. 2016. Multi-data characterization of methane seeps on the Aquitaine Shelf. International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY), Bilbao, 22-24 June 2016. Programme et abstracts, p 64. **Oral**

Résumé :

Recent discovery of biogenic methane emissions and Methane Derived Authigenic Carbonates (MDAC) at the Aquitaine Shelf (140 and 220 m water depth) questions about the initiation and temporal evolution of this fluid system.

A multi-data study is conducted to better characterize this wide seepage area (200 km²). Seafloor backscatter data from former marine expeditions were revisited and the area covered by (sub)-outcropping MDAC extends 3 km further east. Pockmarks on the continental slope (>400 m) do not exhibit seafloor and water column backscatter signatures linked to MDAC or fluid emissions. These pockmarks do not show amplitude anomalies on sub bottom profiler. Dewatering is an alternative process to methane emission to explain pockmark formation on the continental slope. However, gas expressed as a seismic blanking (between 75-100 ms TWT and the first multiple) is present in the sedimentary pile further west than the seeping area, even below some pockmarks.

Based on 1) geothermal gradients on the Aquitaine Shelf about 25°C/km below the seafloor and 2) window for methanogenesis ranging from 4 to 60°C, our estimation of potential biogenic generation window is about 1.5 km below the seafloor. Well cuttings (from FREGATE-1, PELICAN-1 and DANU-1) inside the methanogenesis window present low TOC (Total Organic Carbon) of 0.5% and some coal levels (only PELICAN-1 cuttings) at 30-35% TOC in Oligocene stratigraphic levels between 1490 and 1540 m below the seafloor.

Gas within sediments appears present westward and eastward of present-day methane seeps. Constraining the geometry of the fluid system including the methane distribution and the extension of MDAC is one of the main keys to understand gas generation, migration and the interactions, e.g. with groundwater circulation.

The PhD thesis of Guillaume Michel is co-funded by TOTAL and IFREMER as part of the PAMELA (Passive Margin Exploration Laboratories) scientific project.

Multi-data characterization of methane seeps on the Aquitaine Shelf

Michel G.¹, Dupré S.¹, Ehrhold A.¹, Baltzer A.², Battani A.³, Imbert P.⁴, Deville E.³

(1) IFREMER - Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) - Département de Géosciences Marines, B.P. 70, 29200 Plouzané Cédex, France
(2) Université de Nantes CNRS - UMR6554, Université - 44312 Nantes Cedex 3, France
(3) IFP Energies Nouvelles - 1 et 4 avenue de Bois Pefas - 92852 Suresnes-Malmaison, France
(4) TOTAL - Centre Scientifique et Technique Jean Figeat, Avenue Larivière, 64019 Pau Cedex, France

The PhD thesis of Guillaume Michel is co-funded by TOTAL and IFREMER as part of the PAMELA (Passive Margin Exploration Laboratories) scientific project.

XV International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay June 2016 - Bilbao

Geological context

- Location: Atlantic Ocean > Bay of Biscay > French EEZ > South Aquitaine Margin
- Bay of Biscay results from a complex polyphased process linked with:
 - North Atlantic Ocean opening
 - South Atlantic Ocean opening and Northward drift of Iberian Plate
 - Compression phase with Pyrenean orogeny and Alpine orogeny

Aquitaine Basin:

- Energy/Hydrocarbons province (coal, oil, gas)
- Different sedimentary basin with petroleum plays

Parentis Basin:

- Extending westward in offshore domain
- Study area located above Parentis Basin

2

GAZCOGNE Study – Biogenic methane seeps

- 3000 biogenic methane seeps (Dupré et al., 2014; Ruffine et al., 2014)
- 200 km² wide of (sub)-outcropping
- Methane derived authigenic carbonates (MDAC) (More et al., 2013)
- Seepage area between isobaths -140 m and -220 m (present-day Shelf Break)
- 200 ml.a/min CH₄ per seep
- Volume emitted in the water column: 3.10¹² L.a/10⁶ by (eq. 10 Tcf/10⁶y)

3

Scientific questions

Understanding methane seep initiation and spatio-temporal evolution with the tectono-sedimentary margin framework

Objectives

- Define
 - Present/Past Fluid system geometry
 - Biogenic Methane source level(s)
 - Fluid migration pathways
- Understand tectonic, sedimentological and environmental controlling factors on methane formation, migration, spatio-temporal evolution and emission into the water column

4

Pockmarks – continental slope

- Pockmarks between -350 and -1150 m below sea level
- No acoustic gas evidence, past or present

5

Canyons and sediment waves

- Different morphologies on the continental slope
 - Northern part > canyon
 - Southern part > sediment wave (Faugères et al., 2002)

6

Methane Derived Authigenic Carbonates

- MDAC structures identified (Dupré et al., 2014) on:
 - Multibeam datasets
 - Sub bottom profiler datasets
- Ground-truth (visual observations and samplings): MDAC outcropping or buried
- Precipitation with sea water and groundwater mixing (Hiers et al. 2016)

Line 038954 - GAS/SONE 1 2013 - subbottom profiler 1.8-5.3 MHz

Location on map

Dupré et al., 2014

The South Aquitaine Margin

- Aquitaine Shelf
 - System of progradation since late Miocene
 - Inised valleys developed with the progradation system evolution

Sparker 60E - FPSA 1 (1996)

Location on map

Dupré et al., 2014

The South Aquitaine Margin

Parentis Basin upper series, progradation system

- System more developed than on the Armorican shelf (Bellet, 2003)
- Progradation from late Miocene to present day
- Evidence of sediment waves on paleo continental slope
- Diffraction hyperbolae are interpreted as paleo MDAC

Modified from Laporte et al., 2010

Zone on hyperbolae and sediment waves

Acoustic blanking

- Acoustic blanking
 - Under seepage area
 - But extends westwards on the continental slope
 - 4 HR seismic lines
 - Acoustic blanking along each line
 - W-E extension ranging from 0.6 to 8 km
 - Top of acoustic blankink between 100 - 150 ms TWT below sea bed
 - Acoustic blanking bottom not defined (at least before first multiple)

Sparker 60E - FPSA 1 (1996)

Location on map

Acoustic turbidity - Seismic line - ECORS

- Acoustic turbidity
 - Recent reprocessing of ECORS line
 - ECORS initially dedicated to deep structure study
 - Acoustic turbidity visible after reprocessing
 - Coincides with present day seepage area

ECORS line 87 - 1107 - TOTAL Database

Reprocessed in 2013

Organic matter characterization

Organic matter analysis

ROCK EVAL 6 (IFP-EIF)

Organic matter characterization (concentration, type, maturity).

Well cuttings

- Two populations from samples
 - non-source Rock = TOC ~ 0.5%
 - immature coal TOC ~ 35% in several m-thick levels between 1490 and 1540 m below sea bed
- Sub-surface samples
 - Low TOC = < 0.3%

Digital model version modified

Labrière et al., 1998

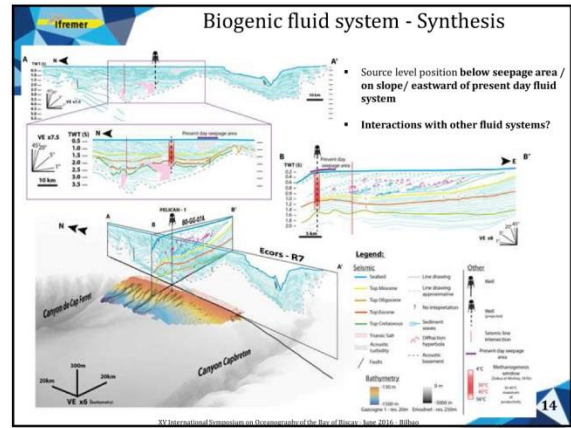
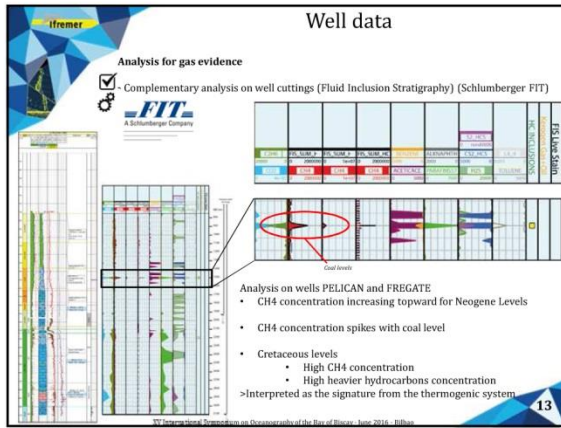


Figure 9.6: Miniatures des diapositives présentées au congrès ISOBAY XV en Juin 2016 à Bilbao.

9.1.6.3 *Congrès GIMS 13th international conference on Gas In Marine Sediments, Tromsø, Norway, 19th to 22nd September 2016*

Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Imbert, P., Ehrhold, E., Battani, A., Deville, E. 2016. Biogenic methane leakage on the Aquitaine Shelf: fluid system characterization from source to emission. 13th international conference on Gas In Marine Sediments, Tromsø, Norway, 19th to 22nd September 2016. **Poster**

Résumé:

The recent discovery of biogenic methane emissions (Dupré et al., 2014; Ruffine et al., 2014) and Methane-Derived Authigenic Carbonates (MDAC) (Pierre et al., 2014) at the Aquitaine Shelf edge (140 to 220 m water depth) questions about the initiation and temporal evolution of this fluid system. At present, seepage only occurs in the vicinity of the shelf break. Isotopic analyses ($\delta^{18}O$) of MDAC indicate precipitation in mixtures of seawater and continental water and are therefore interaction with groundwater circulation (Pierre et al. 2014). The plumbing part of the gas-related system and the biogenic methane source are not clearly defined. Other elements as pockmarks, restricted to the continental slope, question about the extent of the fluid system. Based on a multi-data study, different scenarii are proposed to describe the generation, source and migration of biogenic methane.

The first scenario corresponds to production of biogenic methane below the present-day shelf break. Gas could easily migrate towards the seafloor by faults or fractures inside the sedimentary pile. Based on 1) the local geothermal gradient, ca. 25°C/km and 2) the window for methanogenesis ranging from 4 to 56°C (Zeikus and Winfrey, 1976), methanogenesis can occur down to about 1.5 km below the seafloor. Well cuttings from the seepage area and the methanogenesis window (from FREGATE-1, PELICAN-1, and DANU-1), present 1) low TOC (Total Organic Carbon) of 0.5% for the majority of the levels and 2) four coal levels, several meters thick each (only in PELICAN-1) with TOC of 30-35% in the Oligocene between 1490 and 1540 m below the seafloor. In the second scenario, biogenic gas is sourced from the continental slope and migrates upslope along sedimentary drains. Evidence is in part based on acoustic evidence for gas in the sedimentary pile in the upper part of the continental slope. Westward of the present-day shelf break along the continental slope, pockmarks scatter the seafloor at water depths >400 m; they do not show backscatter anomalies at the seafloor (potentially linked to MDAC), nor water column backscatter anomalies linked to fluid emission. These pockmarks do not show amplitude anomalies on sub bottom profiler either

(with 1.8-5.3 kHz chirp signal and a maximum penetration of 100 ms TWT, Two-Way Traveltime). Dewatering is an alternative process to methane emission to explain pockmark formation on the continental slope. However, based on seismic data, acoustic evidence of gas is present in the sedimentary pile further west than the zone of methane emissions, even below a few pockmarks. This acoustic blanking is located between 75-100 ms TWT below seabed and the first multiple and is recorded along four E-W trending seismic lines, 2 to 14 km long and distributed over 80 km in an N-S direction. In the third scenario, methane would come dissolved in the meteoric water evidenced by isotopic analysis. High-permeability drains from onshore could provide a “migration highway” for both the meteoric water and the dissolved methane possibly a link with onshore source (Frederik et al., 2014, 2015). Oil exploration wells on the Aquitaine shelf present gas traces throughout, and indicates low water salinities in some Tertiary levels. Groundwater discharge is a known process at the edge of continental margins, e.g. at the New Jersey Margin (Van Geldern et al., 2013). Each scenario is represented on a 3D synthetic block diagram. Block diagram coherency is the main key to evaluate the likelihood of each scenario.

The PhD thesis of Guillaume Michel is co-funded by TOTAL and IFREMER as part of the PAMELA (Passive Margin Exploration Laboratories) scientific project.

Références

Dupré, S., Berger, L., Le Bouffant, N., Scalabrin, C., Bourillet, J.-F., 2014. Fluid emissions at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France) : a biogenic origin or the expression of hydrocarbon leakage ? *Cont. Shelf Res.* 88, 24–33. doi :10.1016/j.csr.2014.07.004

Frederick JM, Buffett BA (2014) Taliks in relict submarine permafrost and methane hydrate deposits : Pathways for gas escape under present and future conditions. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 119 (2) :106-122. doi :10.1002/2013jf002987

Frederick JM, Buffett BA (2015) Effects of submarine groundwater discharge on the present-day extent of relict submarine permafrost and gas hydrate stability on the Beaufort Sea continental shelf. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 120 (3) :417-432. doi :10.1002/2014jf003349

Loncke L, Maillard A, Basile C, Roest WR, Bayon G, Gaullier V, Pattier F, Mercier de Lépinay M, Grall C, Droz L, Marsset T, Giresse P, Caprais JC, Cathalot C, Graindorge D, Heuret A, Lebrun JF, Bermell S, Marcaillou B, Sotin C, Hebert B, Patriat M, Bassetti MA, Tallobre C, Buscail R, Durrieu de Madron X, Bourrin F (2015) Structure of the Demerara passive transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the

IGUANES cruise. Geological Society, London, Special Publications 431. doi :10.1144/sp431.7

Pierre, C., Blanc-Valleron, M.-M., Dupré, S., 2014. Methane derived authigenic carbonates from the upper continental margin of the Bay of Biscay (France). AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, December 2014. <https://agu.confex.com/agu/fm14/meetingapp.cgi#Paper/7845>.

Ruffine L, Donval J-P, Battani A, Bignon L, Croguennec C, Caprais JC, Birot D, Bayon G, Lantéri N, Levaché D, Dupré S (2014) Natural gas seepage along the edge of the Aquitaine Shelf (France) : Origin and flux measurements. AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, December 2014. <https://agu.confex.com/agu/fm14/meetingapp.cgi#Paper/7420>.

van Geldern, R., Hayashi, T., Böttcher, M.E., Mottl, M.J., Barth, J.A.C., Stadler, S., 2013. Stable isotope geochemistry of pore waters and marine sediments from the New Jersey shelf: Methane formation and fluid origin. *Geosphere* 9, 96–112. doi :10.1130/GES00859.1

Zeikus, J.G., Winfrey, M.R., 1976. Temperature limitation of methanogenesis in aquatic sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* 31, 99–107.

13th International Conference on Gas in Marine Sediments - 19th to 22nd September 2016 - Tromsø, Norway

Biogenic methane leakage on the Aquitaine Shelf: fluid system characterization from source to emission

Michel G.¹, Dupré S.¹, Baltzer A.², Imbert P.³, Ehrhold A.¹, Battani A.⁴, Deville E.⁴

¹ IFREMER, Unité Géosciences Marines, B.P. 70, 29208 Plouzané, CEDEX, France
² Université de Nantes CHS - UMR6534, Université - 44312 Nantes CEDEX 3, France
³ TOTAL - Centre Scientifique et Technique Jean Fergat, Avenue Larboux, 64018 Pau CEDEX, France
⁴ IFPEN - 1, rue 4 Avenue de Bois Préau - 92083 Avully-Malmousey, France



Introduction

The recent discovery of biogenic methane emissions (Dupré et al., 2014; Ruffine et al., 2014) and Methane-Derived Authigenic Carbonates (MDAC) (Pierre et al., 2014) at the Aquitaine Shelf edge (140 to 220 m water depth) questions about the initiation and temporal evolution of this fluid system. Seepage only occurs in the vicinity of the shelf break (figure 1).

Fluid evidences

- ~3000 biogenic methane seeps
- ~9000 methane derived authigenic carbonates mounds, precipitated in a seawater and groundwater mixing
- Inactive pockmarks at present-day, exclusively located on the continental slope

Data analyses and supplementary information, Dupré et al., 2016, poster GIMS 13th, Tuesday, Biocarb poster session.

Based on a multi-data study, different scenarios are proposed to describe:

- the source
- the generation
- the migration of biogenic methane.

Study area

The study area is located in the south-eastern part of the Bay of Biscay at the edge of the Aquitaine Shelf (figure 2).

The Aquitaine Basin is an hydrocarbon province (e.g. coal, oil, gas) and includes different sub-basins and petroleum plays. The study area is located above the offshore Parentis Basin which is one of this sub-basin.

Figure 1: Map of the Aquitaine Shelf showing the distribution of seeps at the edge of the Aquitaine Shelf (Dupré et al., 2014) and sub-seafloor methane derived authigenic carbonate mounds (Shiomi et al., 2014).

Datasets

Exposed data in this poster

- Deep reflection seismic
- Offshore Parentis well logs and cuttings

Methods - Geochemical analyses

ROCK-EVAL 6 (IFP-EN)

Two run per samples:

- Volatilization (gas and oil)
- Pyrolysis (organic and inorganic carbon)

► Organic Matter Characterization concentration, maturity, type

Fluid Inclusion Stratigraphy (FIT Schlumberger Company)

- Crushing on well cuttings
- Volatile inclusion characterization with mass spectrometer
- Microscopic observation of fluid inclusion, normal polarized light

► Fluid characterization and determination of relative abundance

Seismic fluid evidence

Understanding basin geometry is a main key to constrain the spatial extension of the biogenic methane source level. Selected seismic line, ECORS R2, is exposed in figure 5 with indication of stratigraphic levels identified in well data and acoustic turbidity interpreted as caused by the presence of gas (zoom in figure 6).

Figure 5: Responses of ECORS line from TOTAL Database with A) well locations projected along the line and B) interpreted stratigraphic levels, microbial methanogenesis in depth windows based on Zaluski and Whalley (1976) and geochemical gradients.

Figure 6: Seismic zoom from ECORS line. 1) section with acoustic turbidity. 2) Near free section. Zoom location in Figure 5 and 7.

Figure 7: Location map of the ECORS line, wells, seismic sections and biogenic methane seeps.

Figure 8: Lithological log from wells PELICAN-1 and FREGATE-1B.

Organic matter characterization

Two groups:

- low TOC source-rocks ~1% TOC ~0.5%
- immature coal / TOC ~35%

► Immature meter-thick coal levels located between 1490 and 1540 m below sea bed

Well	Depth (m)	TOC (%)	Temperature (°C)
FREGATE-1B (DANU-1)	1490	0.5	100
	1500	0.5	100
	1510	0.5	100
	1520	0.5	100
	1530	0.5	100
	1540	0.5	100
	1550	0.5	100
	1560	0.5	100
	1570	0.5	100
	1580	0.5	100
FREGATE-1B (DANU-2)	1490	0.5	100
	1500	0.5	100
	1510	0.5	100
	1520	0.5	100
	1530	0.5	100
	1540	0.5	100
	1550	0.5	100
	1560	0.5	100
	1570	0.5	100
	1580	0.5	100

Figure 9: Results of ROCK-EVAL 6 well-logging analyses for PELICAN-1, FREGATE-1B and DANU-1 wells. The TOC content corresponds to well name as petroleum, FREGATE-1B and DANU-1 wells.

* considered as non-source rocks in petroleum industry

Fluid inclusion characterization

PELICAN-1

Methane concentration increasing upward for Neogene levels

Elevated methane concentration spike and heavy hydrocarbon occurrence within coal levels

FREGATE-1B

High concentrations of methane and heavier hydrocarbons within Cretaceous levels

Figure 10: Summary tracks of fluid inclusion analysis of well cuttings from wells PELICAN-1 and FREGATE-1B.

Conclusion on microbial methane source

- Low TOC within 10-1 km) below seabed
- TOC ~0.5%: enough to start methanogenesis
- present-day evidence of gas
- acoustic seismic turbidity
- exclusively light HC inclusions

- Immature coal [1490 - 1540 m] below seabed
- several meters thick
- TOC about 35%
- inside microbial methanogenesis window, evidence of heavy HC and low spatial extension (evidence only in PELICAN-1)

- Cretaceous levels
- high TOC concentration
- high geothermal gradient and evidence of heavy HC

Shallow biogenic methane production within the first kilometer below seafloor

Perspectives: understanding biogenic methane migration pathways and understanding system evolution with margin evolution

References

The PhD thesis of Guillaume Michel is co-funded by TOTAL and IFREMER as part of the PAMELA (Passive Margin Exploration Laboratories) scientific project.

Figure 9.7: Miniature du poster présenté au congrès GIMS13 en Septembre 2016 à Tromsø.

9.1.6.4 *European Geosciences Union General Assembly 2017, Vienna, Austria, 23th to 28th April 2017*

Michel, G., Dupré, S., Baltzer, A., Imbert, P., Ehrhold, E., Battani, A., Deville, E. 2017. Biogenic methane leakage on the Aquitaine Shelf: fluid system characterization from source to emission. European Geosciences Union General Assembly 2017, Vienna, Austria, 23th to 28th April 2017. **Poster**

The recent discovery of biogenic methane emissions associated with methane-derived authigenic carbonate mounds along the Aquitaine Shelf edge offshore SW France (140 to 220 m water depth) questions about the initiation and temporal evolution of this fluid system (80 km N-S and 8 km E-W). Based on a multi-data study (including multibeam echosounder, subbottom profiler, single channel sparker seismic, 80 traces air gun seismic data and well cuttings and logs), different scenarii are proposed for the organic matter source levels and migration pathways of the methane.

Several evidence of the presence of gas are observed on seismic data and interpreted to be linked to the biogenic system. Single channel sparker seismic lines exhibit an acoustic blanking (between 75-100 ms TWT below seafloor and the first multiple) below the present-day seepage area and westwards up to 8 km beyond the shelf-break. An air gun seismic line exhibits chaotic reflections along 8 km below the seepage area from the seabed down to 700 ms TWT below seafloor. Based on 1) the local geothermal gradient about 26 °C/km and 2) the window for microbial methanogenesis ranging from 4 to 56 °C/km, the estimation of the bottom limit for biogenic generation window is about 1.5 km below seafloor. Cuttings from 3 wells of the area within the methanogenesis window show average TOC (Total Organic Carbon) of 0.5 %; however, one well shows some coal levels with 30-35 % TOC in the Oligocene between 1490 and 1540 m below seafloor. Geochemical analysis on crushed cuttings evidenced heavy hydrocarbons up to mid-Paleogene, while shallower series did not evidence any.

In the first scenario, we propose that methane is sourced from the Neogene prograding system. The 0.5% average TOC is sufficient to generate a large volume of methane over the thickness of this interval (up to 1 km at the shelf break area). In the second scenario, methane would be sourced from the Oligocene coals; however their spatial extension with regard to available data is too limited to supply the gas system along 80 km from north to south. The third scenario corresponds to methane production in the early Paleogene and Cretaceous

source levels; but evidence for heavy hydrocarbons is not consistent with the isotopic signatures of the gases seeping at the seabed. The first scenario is therefore the most coherent one even if the TOC is relatively low in the Neogene formations. Regarding the fluid system geometry and the associated source level position, migration pathways may involve 1) upslope migration from the base of the Neogene clinoforms, 2) sub-vertical migration through faults and fractures at the shelf edge, and 3) groundwater circulation from onshore forcing methane migration westward through hydrodynamism.

The PhD thesis of Guillaume Michel as well as the oceanographic expeditions Gazcogne1 (<http://dx.doi.org/10.17600/13020070>) and Gazcogne2 (<http://dx.doi.org/10.17600/13030090>) are co-funded by TOTAL and IFREMER as part of the PAMELA (Passive Margin Exploration Laboratories) scientific project.



Biogenic methane leakage on the Aquitaine Shelf: fluid system characterization from source to emission

Michel G.¹, Dupré S.¹, Baltzer A.², Imbert P.³, Ehrhold A.¹, Battani A.⁴, Deville E.⁵

(1) IFREMER, Centre de Recherche de Nantes, BP 70, 44311 Nantes, France
(2) IFREMER, Centre de Recherche de Pau, BP 1008, 64617 Pau, France
(3) TOTAL, Centre Scientifique de Technologie Avancée, Avenue Larribau, 64017 Pau, France
(4) IFREMER, Centre de Recherche de Brest, BP 21105, 29200 Brest, France
(5) IFREMER, Centre de Recherche de Nantes, BP 70, 44311 Nantes, France

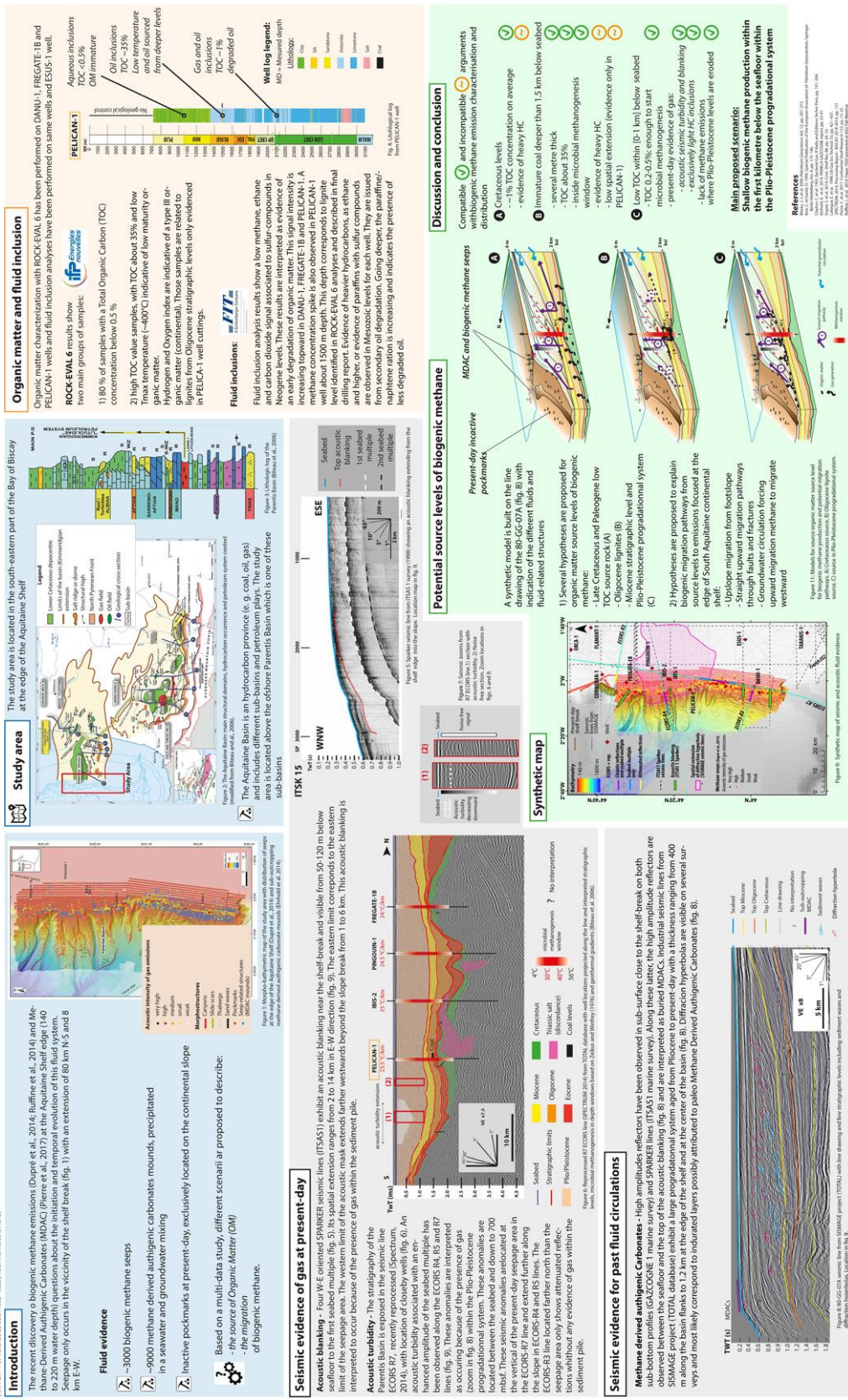


Figure 9.8: Miniature du poster présenté au congrès EGU en Avril 2017 à Vienne.

9.2 Cartes de synthèse des acquisitions des campagnes IFREMER et académiques

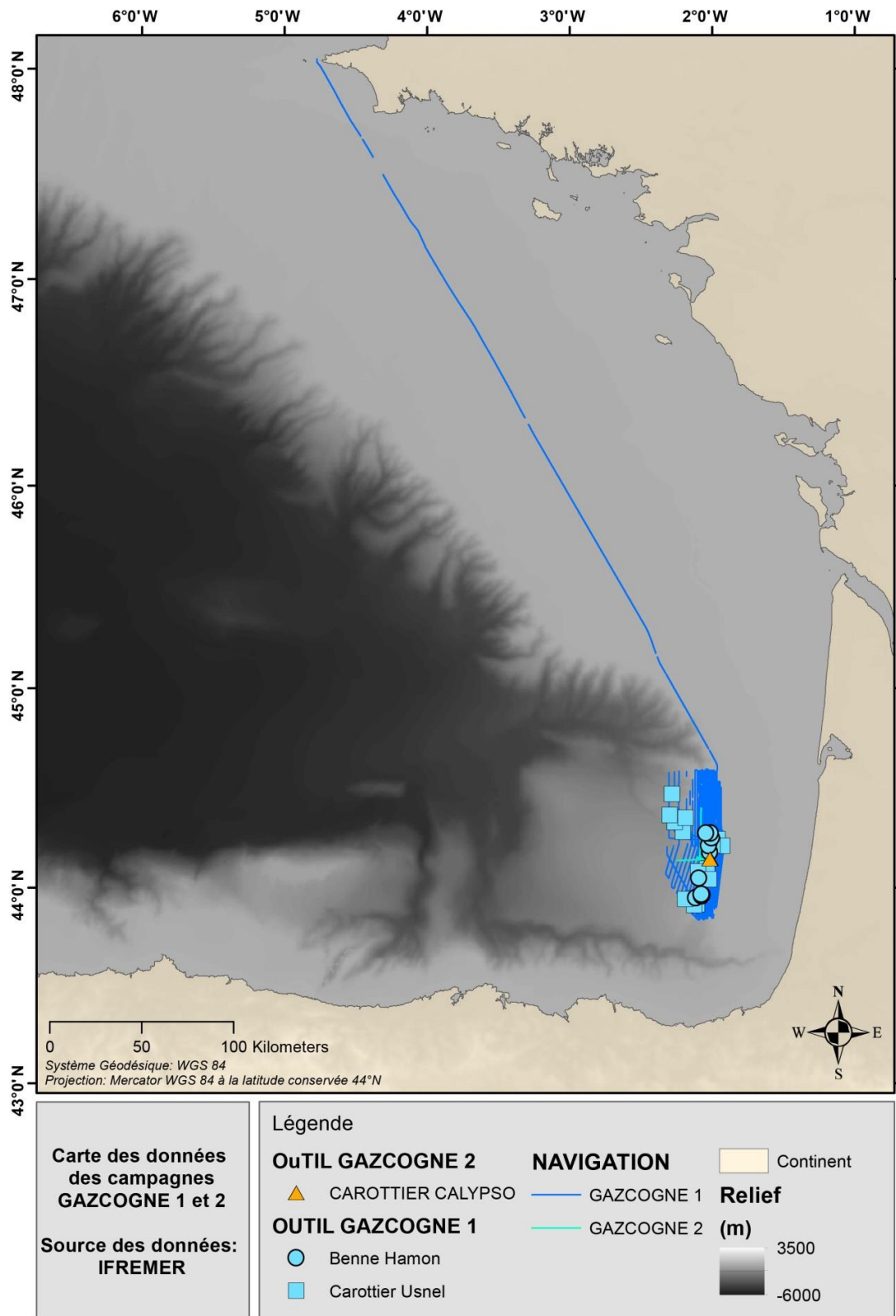


Figure 9.9: Carte bilan des campagnes GAZCOGNE1 et GAZCOGNE2

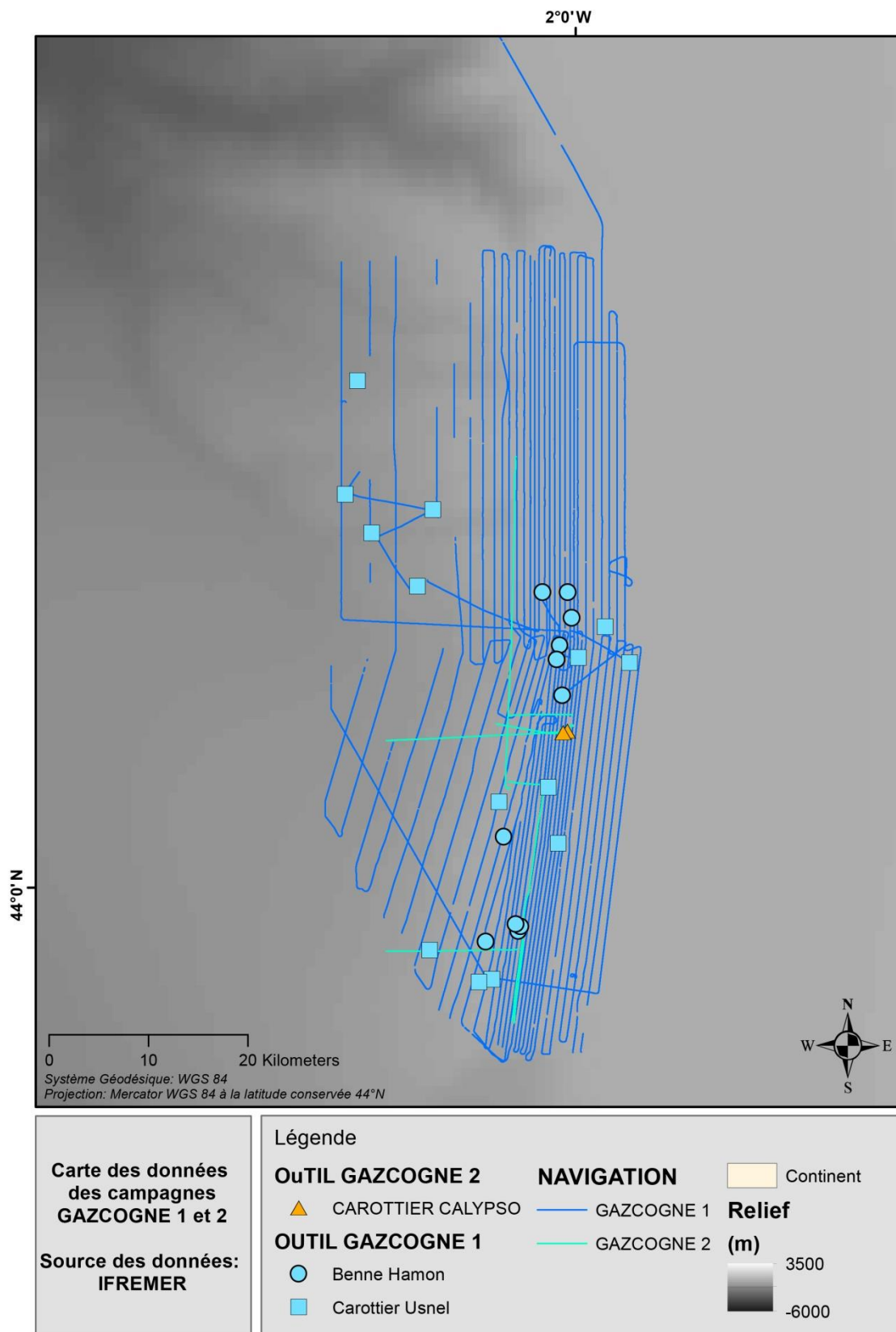


Figure 9.10: Zoom de la carte bilan des campagnes GAZCOGNE1 et GAZCOGNE2

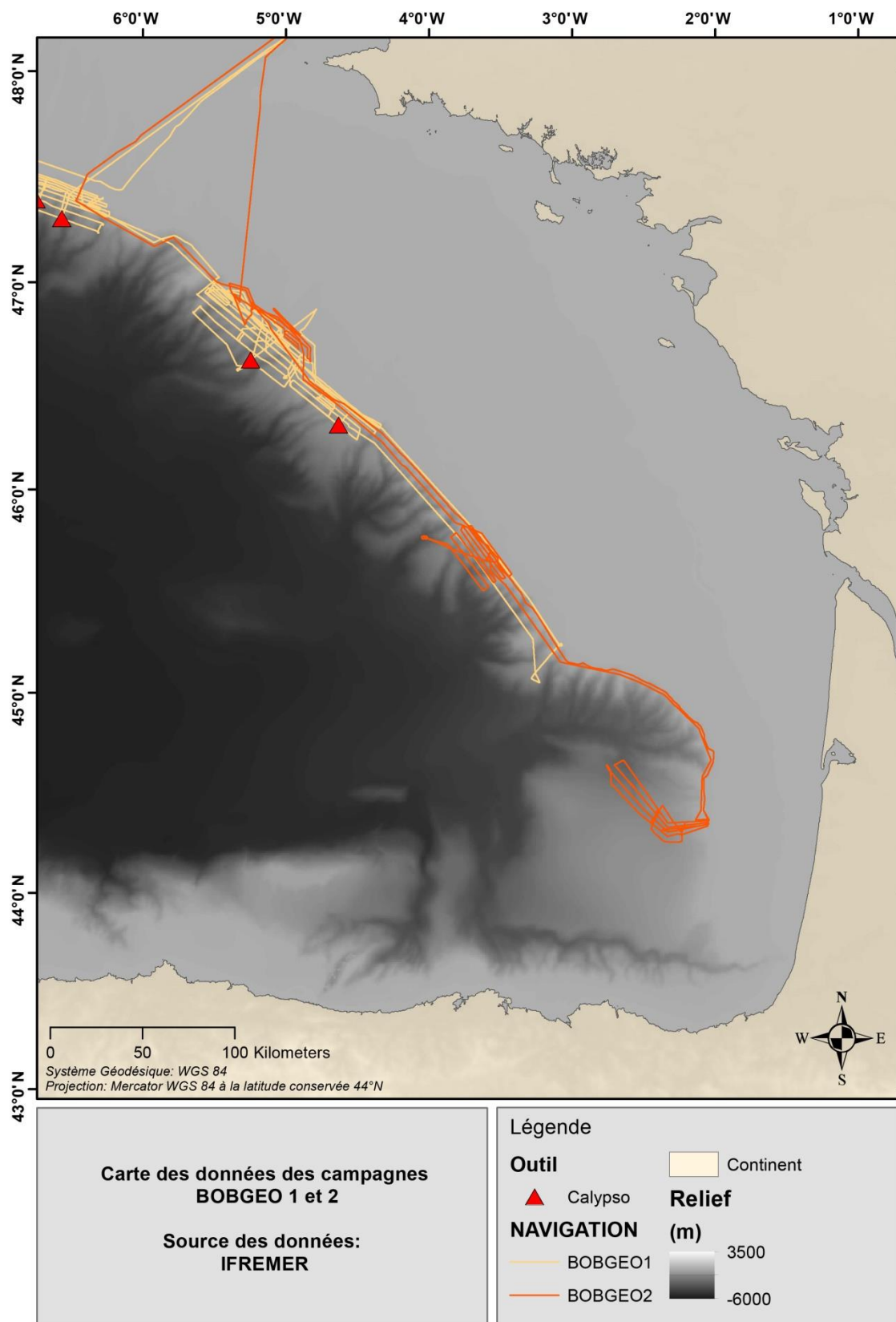


Figure 9.11: Carte bilan des campagnes BOBGEO1 et BOBGEO2

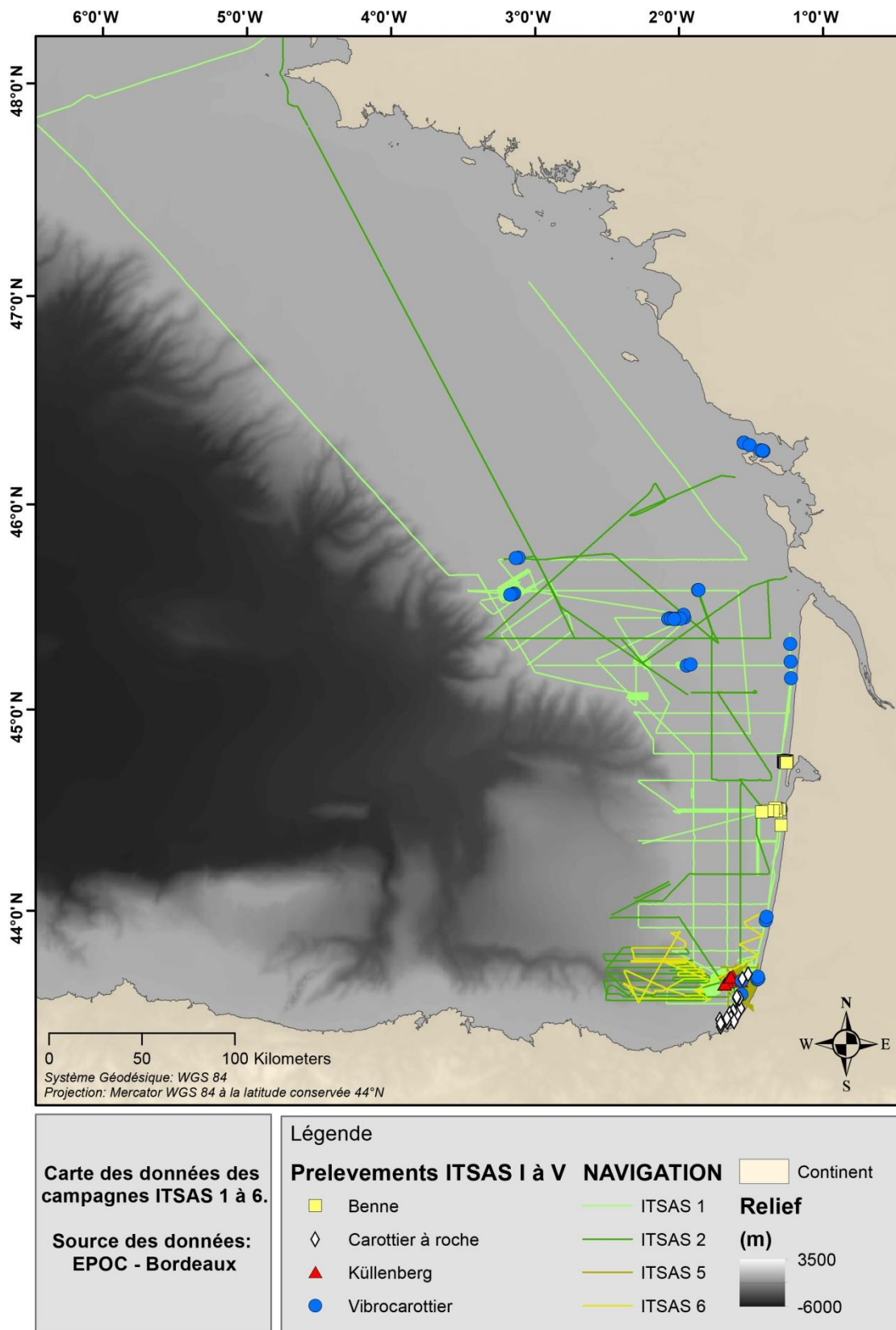


Figure 9.12: Carte bilan des campagnes ITSAS1, ITSAS2, ITSAS5 et ITSAS6

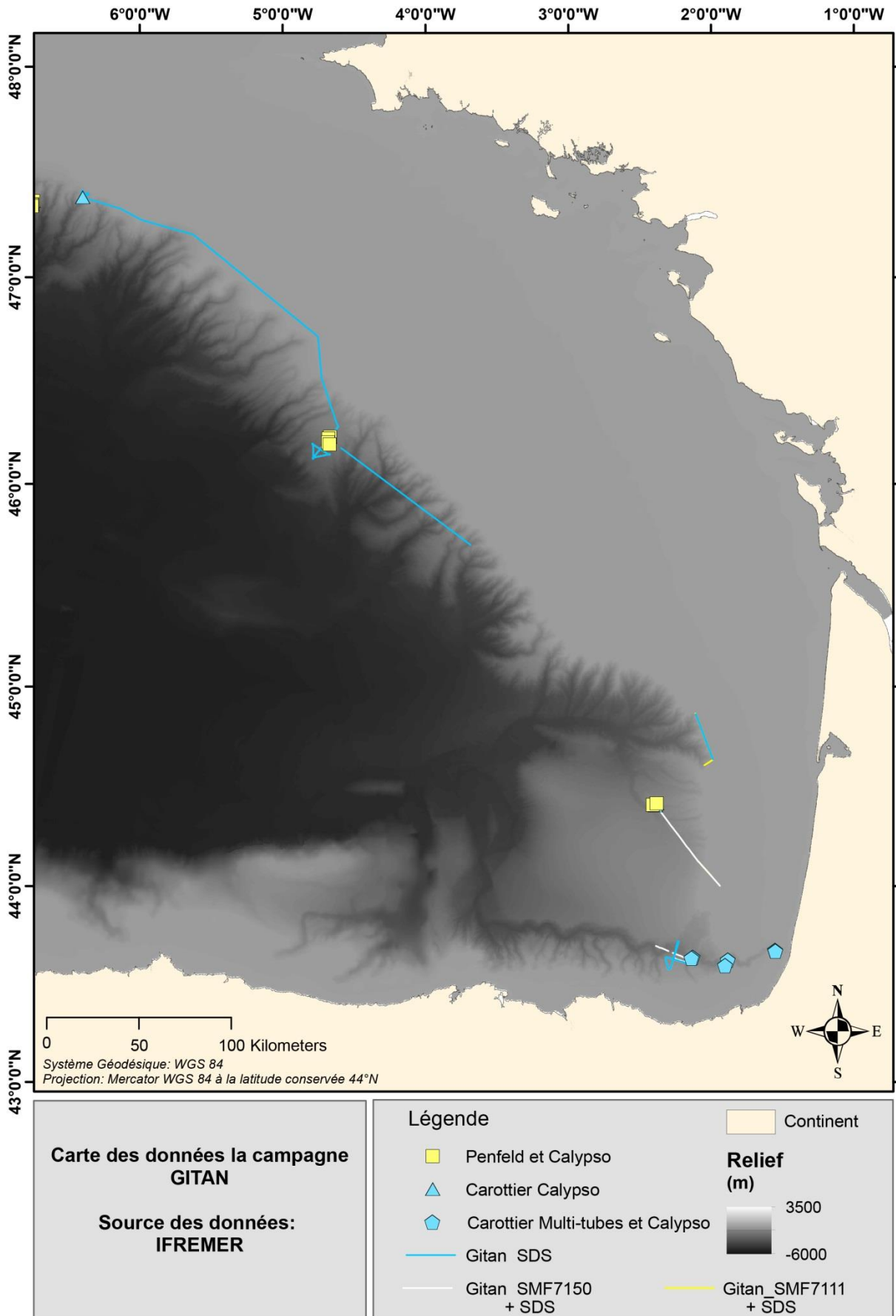


Figure 9.13: Carte bilan de la campagne GITAN

9.3 Analyses des gaz dans les carottes GITAN

Sample N°	CS06-22-compo	CS06-22-isotopie	CS06-09-compo	CS06-09-isotopie	CS07-GITAN-compo-isotopie
GC					
Numéro d'analyse	GC09-16-372		GC09-16-370		GC09-16-374
Date de prélèvement	22/04/2016		22/04/2016		22/04/2016
Date du chromatogramme	10/05/2016		10/05/2016		10/05/2016
Conditions opératoires	150.3		54.9		283.7
Commentaires	eau/Fuite		pas de gaz	eau	Fuite
Composition	%	%	%	%	%
He					
H ₂	0.01		0.06		
O ₂	21.93		28.17		23.08
N ₂	69.24		72.60		80.82
CO ₂	0.49		0.46		0.08
C1	0.74		0.01		
C2					
C3					
iC4					
nC4					
C5					
H ₂ S					
Total	92.41		101.29		103.98
GC-C-IRMS					
Numéro d'analyse					
Date de prélèvement		22/04/2016		22/04/2016	22/04/2016
Date du chromatogramme		11/05/2016		11/05/2016	11/05/2016
Conditions opératoires		1mL/SR10		1mL/SR10	1mL/SR10
C isotopes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
$\delta^{13}\text{C}$ méthane		-47.99		-	-
$\delta^{13}\text{C}\text{O}_2$		-17.3		-	-
$\delta^{13}\text{C}_2$					
$\delta^{13}\text{C}_3$					
$\delta^{13}\text{C}$ i-C4					
$\delta^{13}\text{C}$ n-C4					
$\delta^{13}\text{C}$ C5					
$\delta^{13}\text{C}$ C5 (2)					
Commentaires		amplitude <1000mV		amplitude <1000mV	amplitude <1000mV

Tableau 9-1 : Résultats des analyses de composition moléculaire et isotopique sur les gaz récoltés dans les carottes GITAN GIT-CS06 et GIT-CS07

Table des illustrations

Figure 1.1: Carte de répartition des systèmes de fluides froids (Judd and Hovland, 2007).	12
Figure 1.2: Bloc diagramme de la répartition des sorties de fluides et des processus sédimentaires sur une marge continentale (modifié d'après Chiocci et al., 2011).	12
Figure 1.3 : Schéma simplifié de la formation du méthane à partir de la matière organique dans le milieu d'eau douce et milieu marin (Whiticar, 1999).	15
Figure 1.4: Évolution de la concentration des différents accepteurs d'électrons en fonction de la profondeur dans le sédiment (Jørgensen and Kasten, 2006).	16
Figure 1.5: Exemple d'un champ de pockmarks étudié dans la baie de Penobscot, Maine, USA (Andrews et al., 2010).	18
Figure 1.6: Exemples de structures de carbonates authigènes visibles en fond de mer sur le plateau aquitain (Pierre et al., 2017).	19
Figure 1.7: a) Echo-intégration 3D des données acoustiques colonne d'eau du sondeur multi- faisceau ME70 et b) données filtrées correspondantes (Dupré et al., 2014b).	22
Figure 1.8: Carte de synthèse bathymétrique et morphologique avec indications des i) morphostructures en relation avec des systèmes fluides (pockmarks dans le profond en rouge et monts carbonatés sur le plateau en bleu) et ii) sites d'émissions gazeuses exclusivement présentes sur le rebord du plateau aquitain (Dupré et al., 2014a).	23
Figure 1.9 : Carte d'interprétation morphosédimentaire du plateau continental Aquitain (Ehrhold et al., 2014).	25
Figure 1.10 : Photographies d'un encroûtement de carbonate authigène en fond de mer (A) et d'un échantillon remonté (B) au cours d'une plongée ROV de la campagne GAZCOGNE 2 (2013) (Dupré et al., 2014c; Pierre et al., 2017).	26
Figure 1.11: Carte de localisation des plongées ROV Victor 6000 (cf. 3.4.4) effectuées lors de la campagne GAZCOGNE2 (Dupré et al., 2014a).	27
Figure 1.12 : (a) Diagramme de la composition isotopique du méthane vs. composition moléculaire de l'éthane et propane modifié d'après Bernard et al. (1978). (b) Diagramme des isotopes stables du carbone vs. isotopes stables de l'éthane modifié d'après Bernard et al. (1978). (c) Diagramme de l'hydrogène du méthane et de la composition en isotope stable du carbone modifié d'après Schoell (1983), Whiticar (1999), in Ruffine et al. (2014).	29
Figure 1.13: Carte des sites de sorties de fluides froids étudiés dans la littérature, synthèse d'après Fleischer et al. (2001).	31
Figure 1.14: Schéma présentant la relation entre les sorties de fluides sur la marge nord-est des États-Unis avec les structures géologiques, d'après Skarke et al. (2014).	32
Figure 1.15: Bloc synthétique du système fluide microbien GAZCOGNE, avec représentation de quatre « compartiments », atmosphère, colonne d'eau, fond de mer, et colonne sédimentaire, avec les différents indices fluides GAZCOGNE, sorties de méthane, carbonates authigènes, tapis microbiens et d'autres éléments, comme les niveaux source de matière organique ou encore la présence de niveaux aquifères. Les	

problématiques de la thèse, P1, P2 et P3 sont présentées sur ce diagramme et pointent vers les éléments concernés.	36
Figure 1.16: Schéma des différents types de données, méthodes exploitées et développement de la réflexion dans la thèse pour répondre aux trois problématiques principales. Les apports de données extérieures utilisées directement dans la thèse sont également présentés (flèches bleues). Les données, méthodes et apports extérieurs sont détaillés dans le chapitre 3 du manuscrit.	37
Figure 2.1: Carte de localisation de la marge sud aquitaine.	39
Figure 2.2: (A) Carte de localisation des Pyrénées. (B) Carte structurale simplifiée des Pyrénées et zones adjacentes avec trois coupes structurales présentant les changements structuraux principaux de cette chaîne de collision (Roca et al., 2011).	41
Figure 2.3: Courbes de variation du niveau marin du Crétacé à l'actuel (Miller et al., 2005).	43
Figure 2.4: Evolution du niveau marin eustatique au cours des derniers 20 ka (Fleming et al., 1998).	44
Figure 2.5: Carte synthétique des différents bassins et hauts structuraux du Bassin aquitain (Ferrer et al., 2009).	46
Figure 2.6: Carte des éléments structuraux, puits et permis pétroliers de la marge Aquitaine (SNEA, 1990).	48
Figure 2.7: Carte morphobathymétrique de la marge Aquitaine avec localisation des canyons de Cap Ferret et Capbreton, de la grande loupe d'arrachement sur le flanc nord du canyon de Capbreton et l'emprise de la couverture des données bathymétriques GAZCOGNE1 en couleur. Le fond bathymétrique en niveaux de gris et les isobathes -240, -140 et -50 m proviennent de la bathymétrie EMDONET compilée à 250 m de résolution (http://www.emodnet-bathymetry.eu/).	49
Figure 2.8: Bloc diagramme synthétique de la plate-forme continentale nord-Aquitaine représentant la répartition des formes sédimentaires et l'agencement des structures sédimentaires (Turcq et al., 1986). 1 : sable fin bioturbé, 2 : sable moyen à rides de houle, 3 : sable grossier à mégarides, 4 : sable moyen à mégarides de courant de la zone médiane, 5 : graviers, 6 : sable moyen à rides e houle, 7 : vase, 8 : sable fin à laminations horizontales, 9 : sable moyen à mégarides et rides de courant de la zone interne.	52
Figure 2.9: Répartition des sédiments sur le plateau aquitain (Cirac et al., 2016).	53
Figure 2.10: Carte de répartition des faciès sédimentaires depuis la zone de plateau externe du plateau continental Aquitain jusque dans la pente continentale. Deux classifications sédimentaires sont présentées, Ehrhold et al. (2014) et Bourillet et al. (2017).	55
Figure 2.11: Ligne de sismique Sparker orientée E-O dans la zone du plateau interne de la marge Aquitaine avec interprétation stratigraphiques des unités sédimentaires (Bellec, 2003).	57
Figure 2.12: Processus de formation de la séquence type de la plate-forme externe Sud-Aquitaine en quatre étapes, d'après Bellec and Cirac (2010).	58
Figure 2.13: Coupe sismique de la loupe d'arrachement du flanc nord du canyon de Capbreton avec son interprétation (Gonthier et al., 2006).	60
Figure 2.14: Carte de synthèse bathymétrique et morphologique avec indications, i) morphostructures en relation avec des systèmes fluides (pockmarks dans le profond en rouge et monts carbonatés sur le plateau en bleu) et ii) des sites d'émissions gazeuses exclusivement présentes sur le rebord du plateau aquitain (Dupré et al., 2014a).	61

Figure 2.15:Interprétation des lignes de sismiques Sparker ITSAS1 sur la zone des ondulations sédimentaires d'après Faugères et al. (2002).....	63
Figure 2.16: Carte du Bassin aquitain : principaux domaines structuraux et occurrences d'hydrocarbures (Biteau et al., 2006).....	65
Figure 2.17: Chartes stratigraphiques et systèmes pétroliers (Biteau et al., 2006). A) Sous-bassins sud aquitaine (Arzacq, Adour et Comminges).B) Sous-bassins nord aquitaine (Parentis).....	66
Figure 2.18 : Planche de l'évolution des formations sédimentaires du bassin des Landes au cours du Pléistocène (BRGM, 1986).....	68
Figure 2.19: Extension de la formation du Sable des Landes en Aquitaine (Klingebiel and Legigan, 1985).	69
Figure 2.20: Schéma des interactions d'eau d'aquifère et d'eau de mer en rebord de plate-forme continentale (Moore, 2010).....	71
Figure 2.21: Formations aquifères dans les niveaux du Jurassique et du Crétacé (figuré bleu) (Platel, 2013).	73
Figure 2.22: Carte synthétique des courants de marées (Batifoulier et al., 2012; Charria et al., 2013), de contour (Van Aken, 2000) et de surface forcés par les vents (Kersalé et al., 2016). Les principaux éléments morphologiques et les isobathes sont extraits de la compilation bathymétrique de Sibuet (2004). Le rectangle rouge présente la localisation de la zone d'étude qui est située au niveau de l'extension ouest du bassin de Parentis offshore (Biteau et al., 2006).....	75
Figure 2.23: I. Contexte morphologique et hydrologique (modifiée d'après OSPAR Commission, 2000), 1 : canyon de Cap Ferret, 2 : canyon de Capbreton, 3 : canyon de Santander, A : Plateau Landais, B : Banc le Danois). II. Les deux zones d'études (a : zone du glissement, b : zone des pockmarks, d'après Harster (2008).	76
Figure 2.24: Carte bathymétrique ombrée de l'inter-canyon sur lequel sont observés les pockmarks. D'après Gillet et al. (2008).....	77
Figure 2.25: Profils bathymétriques acquis lors de la campagne MARCONI (2003) sur fond de données bathymétriques GEBCO. Les différentes classes de pockforms mises en évidence sont présentées sur la figure A et leur contour dessinés sur la figure B. (Iglesias et al., 2010).	79
Figure 2.26: Comparaison de la morphologie des pockforms visibles en fond de mer sur les données bathymétriques EM12 S120 à une résolution de 50 m (Iglesias et al., 2010).....	80
Figure 3.1: Schéma des principes de diffusion, rétrodiffusion et réflexion d'une onde acoustique sur le fond de mer.....	86
Figure 3.2: Carte de localisation des lignes d'acquisition des profils sondeur multifaisceau des campagnes GAZCOGNE1, GAZCOGNE2, BOBGEO2, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN présentées dans le tableau 3-2.87	
Figure 3.3: a) bathymétrie et b) rétrodiffusion fond de mer des monts carbonatés liés aux sorties de méthane microbien sur le plateau aquitain (données sondeur multifaisceau EM70 PELGAS (2010) (Dupré et al., 2014b)).	89
Figure 3.4: Illustration du fonctionnement de la méthode de remplissage (fonction ArcGis) jusqu'à un point de débordement. Le remplissage de la bathymétrie initiale Zi (bleu) génère un MNT lissé (rouge) et la valeur de remplissage (h) modifie la valeur de profondeur des mailles concernées du MNT (Zi+h).....	90
Figure 3.5: Schéma du fonctionnement du calcul de Bathymetric Position Index suivant les échelles « Fine Scale » (haut) et « Broad Scale » (bas) (Wright et al., 2012).....	92

Figure 3.6: Comparaison des cartes de pockmarks visibles en fond de mer (a) et les pointés effectués manuellement (b), par la méthode de remplissage (c) et par BPI (d). Le fond de carte est un MNT de pente (données GAZCOGNE 1- Résolution 15 m).....	93
Figure 3.7: Carte des données bathymétriques exploitées dans la thèse, issues des campagnes GAZCOGNE1, BOBGEO2, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN avec indication des résolutions correspondantes. Les données ITSAS1 traitées par le service CTDI (IFREMER/GM) sont distinguées des données ITSAS1 traitées en amont de la thèse. Les profils d'acquisition vierges sont des profils au cours desquels des acquisitions SMF ont été effectuées mais où aucune donnée n'a pu être récupérée.....	96
Figure 3.8: Carte de l'interprétation des faciès acoustiques mis en évidence sur les données de rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE1 (EM302 – 30 kHz – résolution 15 m et EM2040 – 200 kHz – résolution 4 m), d'après (Ehrhold et al., 2014).	98
Figure 3.9 : Carte d'interprétation morphosédimentaire du plateau continental Aquitain (Ehrhold et al., 2014).	99
Figure 3.10: Carte des données rétrodiffusion fond de mer exploitée dans la thèse, issues des campagnes GAZCOGNE1, BOBGEO2, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN avec indication des fréquences et résolutions correspondantes. Les fréquences des sondeurs utilisés pour l'acquisition de ces données sont également indiquées dans le tableau 3-2.....	101
Figure 3.11 : Échogrammes polaire présentant des signatures acoustiques d'échappement de méthane dans la colonne d'eau. (A) Sondeur Kongsberg EM302 (30kHz) N/O Le Suroît, campagne GAZCOGNE 1. (B) Sondeur RESON 7150 (24 kHz) N/O Pourquoi pas ?, campagne GAZCOGNE 2. Source : Dupré et al. (2014c).....	102
Figure 3.12: Représentation schématique de la première zone de Fresnel insonifiant le fond de mer (Fowler, 2004).....	104
Figure 3.13: Relation entre la fréquence et la pénétration/résolution de différentes sources sismiques (modifié d'après Marsset et al., 2004, pers. comm.)	104
Figure 3.14: Exemple de schéma d'un dispositif d'acquisition Sparker.	105
Figure 3.15: Représentation des couches à différents pendages pouvant être imagées en fonction de la distance inter-trace dans le cas d'une source à contenu fréquentiel égal à 600 Hz (modifié d'après Marsset, 2017, pers. comm.)	108
Figure 3.16: Schéma représentant l'apparition des artéfacts d'hyperboles de diffraction sur les données brutes de sismique (Kearey et al., 2002).	112
Figure 3.17: Exemple d'observations d'hyperboles de diffraction (Wood et al., 2008).	113
Figure 3.18: Schéma de représentation du mauvais positionnement en temps des réflexions sismiques dans une dépression, générant ainsi une triplification (modifié d'après Kearey et al., 2002).	114
Figure 3.19 : Exemple de pockmarks présentant des artéfacts de point de triplification ou « bowtie », imagés sur des données de sondeur de sédiment acquis sur l'éventail profond du delta du Nil (Moss et al., 2012a).	114
Figure 3.20: Schéma de la propagation de raies sismiques pour la réflexion du fond de mer, réflexion interne, multiple du fond de mer et multiple interne.	115
Figure 3.21: Exemple en mer Baltique de la présence d'un masque acoustique sur différentes données sismiques, a) sondeur de sédiment (4.3 kHz) en enveloppe, b) sismique multitrace et c) la superposition des profils a) et b) (Tóth et al., 2014).	116

Figure 3.22 : Carte de localisation des campagnes d’acquisition sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE étudiées dans la thèse (tableau 3-4) avec positionnement des puits de forages également inclus dans le projet.	119
Figure 3.23: Carte de localisation des acquisitions des profils sondeur de sédiment GAZCOGNE1, GAZCOGNE2, BOBGEO2, GITAN et des profils Sparker monotrace (SPK) ITSAS1, ITSAS2, ITSAS5, ITSAS6 et profils de sismique rapide (SR) ITSAS2.	121
Figure 3.24: Schéma récapitulatif des différentes terminaisons de réflexions sismiques (Emery and Myers, 2009).	125
Figure 3.25: Illustration de la géométrie des réflexions sismiques (Mitchum Jr et al., 1977).	125
Figure 3.26 Photos de la benne Hamon (gauche) et du carottier Usnel (droite). Source : (gauche) insu.cnrs.fr, (droite) ifremer.fr.	127
Figure 3.27: Carte de répartition des échantillonnages aux bennes Hamon et Usnel au cours de la campagne GAZCOGNE1 (2013) (Ehrhold et al., 2014).	128
Figure 3.28: Répartition des échantillons des bennes dans la classification de Folk (1954) (Ehrhold et al., 2014).	130
Figure 3.29: Schéma et photo du fonctionnement d’un carottier Calypso (Dussud et al., 2015).	131
Figure 3.30: a) Carte de positionnement des carottages GIT-CS06 et GIT-CS07 lors de la campagne GITAN (2015) (données bathymétriques BOBGEO2 à une résolution de 15 m) et b) carte de localisation de la carte a) sur les données de bathymétrie BOBGEO2 et GAZCOGNE1 (toutes deux à 15 m de résolution).	132
Figure 3.31: description lithologique de la carotte GIT-CS06 réalisée par l’équipe scientifique de la campagne GITAN.	134
Figure 3.32: Photographie du pénétromètre Penfeld (flotte.ifremer.fr).	135
Figure 3.33 : Photo du ROV Victor 6000 (Crédit photo : Alain Morash).	136
Figure 3.34: Carte de localisation des puits de la base de données TOTAL.	138
Figure 3.35: Carte des indices d'hydrocarbures et niveaux aquifères identifiés dans les rapports finaux de sondage des puits de forage disponibles chez TOTAL avec localisation de la portion de la ligne ECORS-R7 présentée en figure 3.36.	148
Figure 3.36: Récapitulatif des indices de puits sur la zone du plateau continental le long de la ligne ECORS-R7 (modifiée d’après Bois and Gariel, 1994) avec projection des puits situés à proximité de la ligne.	149
Figure 3.37: Diagramme général présentant les différents paramètres mesurés au cours de la pyrolyse et de l'oxydation de l'échantillon de roche, ainsi que les paramètres calculés à partir de ceux mesurés (Lafargue et al., 1998; Behar et al., 2001; Pillot et al., 2014).	151
Figure 3.38: Exemple de photomicrographie des inclusions fluides du puits ESUS-1 à 1140 m de profondeur avec mise en évidence d’une inclusion de couleur blanche.	157
Figure 4.1: Carte de positionnement des profils sismiques présentés de la figure 4.3 à la figure 4.14 (cf. 4.1.1.1).	162
Figure 4.2: Carte présentant les différents éléments structuraux détaillés en 2.4.2 et utilisés dans la description des horizons régionaux comme structures de référence.	163
Figure 4.3: Profil 75BY-02 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.	164

Figure 4.4: Profil 75BY-13 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.....	165
Figure 4.5: Profil 76GG-19 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.....	166
Figure 4.6: Profil 76GG-24 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.....	167
Figure 4.7: Profil 80GG-07A du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.....	168
Figure 4.8: Profil CF116-partie Est du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.....	169
Figure 4.9: Profil CF116-partie Ouest du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.	170
Figure 4.10: Profil ECORS-R3 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.	171
Figure 4.11: Profil ECORS-R4 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.	172
Figure 4.12: Profil ECORS-R5 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.	173
Figure 4.13: Partie sud du profil ECORS-R7 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.	174
Figure 4.14: Partie nord du profil ECORS-R7 du projet SISMAGE - PAMELA GAZCOGNE retraité par SPECTRUM avec habillage des horizons régionaux et linedrawing. Localisation du profil en figure 4.1.	175
Figure 4.15: Carte isobathe du toit du Crétacé et base des séries du Tertiaire avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	178
Figure 4.16: Carte isobathe du toit du Crétacé et base des séries du Tertiaire avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	179
Figure 4.17: Carte isobathe du toit des séries du Paléogène avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	181
Figure 4.18: Carte isobathe du toit des séries du Paléogène avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	182
Figure 4.19: Carte isopaque des séries du Paléogène avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	183
Figure 4.20: Carte isobathe du toit des séries du Miocène avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	185
Figure 4.21: Carte isobathe du toit des séries du Miocène avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	186

Figure 4.22: Carte isopaque des séries du Miocène avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	187
Figure 4.23: Profil sismique 80-GG-07A du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE avec représentation des horizons régionaux et linedrawing dans les progradations du Plio-Pléistocène. Les ruptures de pente des cliniformes sont indiquées par les point verts et points jaunes pour les ruptures de pente étudiées en carte (4.1.1.2.3). Localisation en figure 4.25.	189
Figure 4.24: Profil sismique 80-GG-31 du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE avec représentation des horizons régionaux et linedrawing dans les progradations du Plio-Pléistocène. Les ruptures de pente des cliniformes sont indiquées par les point verts et points jaunes pour les ruptures de pente étudiées en carte (4.1.1.2.3). Localisation en figure 4.25.	190
Figure 4.25: Carte de positionnement des profils 80GG-07A (figure 4.23) et 80GG-31 (figure 4.24) utilisés pour représenter le système de progradation du Plio-Pléistocène. Les figure 4.5 à figure 4.14 présentent également la géométrie des unités P1 et P2.	191
Figure 4.26: Carte isopaque des séries de la base du Pliocène jusqu'au fond de mer à l'actuel avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	192
Figure 4.27: Carte isobathe du toit de l'unité P1 avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.	194
Figure 4.28: Carte isobathe du toit de l'unité P1 avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.	195
Figure 4.29: Carte isopaque de l'unité P1 avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	196
Figure 4.30: Carte isobathe du toit de l'unité P2 avec les profondeurs exprimées en m sous le niveau marin actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.	198
Figure 4.31: Carte isobathe du toit de l'unité P2 avec les profondeurs exprimées en m sous le fond de mer actuel et avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer. Géométrie présentée sur les profils 80GG-07A figure 4.23 et 80GG-31 figure 4.24.	199
Figure 4.32: Carte isopaque de l'unité P2 avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	200
Figure 4.33 : Carte isopaque de l'unité P3 avec localisation des sorties actuelles de méthane microbien en fond de mer.	202
Figure 4.34: Carte de localisation des différentes ruptures de plateau des progradations du toit du Miocène, toit de P1, toit de P2 et rebord de plateau actuel (équivalent à la rupture de pente du toit de l'unité P3).	204
Figure 4.35: Carte bathymétrique des données GAZCOGNE1, BOBGEO2 (15 m de résolution pour les deux MNT), ITSAS1 (résolutions de 5 et 10 m), compilation bathymétrique ITSAS1 et ITSAS2 Capbreton (résolution de 40 m) et de la distribution des pockmarks localisés exclusivement dans la pente continentale de la marge Aquitaine.	208

Figure 4.36: Zoom bathymétrique P1 (localisation en figure 4.35) sur les pockmarks de différents inter-canyons. Données GAZCOGNE1 (EM302 – résolution 15 m).....	209
Figure 4.37: Zoom bathymétrique P2 (localisation en Figure 89) sur les pockmarks situés dans le champ des ondulations sédimentaires. Données GAZCOGNE1 (EM302 – résolution 15 m).....	209
Figure 4.38: Carte bathymétrique des données GAZCOGNE1, BOBGEO2 (15 m de résolution pour les deux MNT), ITSAS1 (résolutions de 5 et 10m), compilation bathymétrique ITSAS1 et ITSAS2 Capbreton (résolution de 40 m) et de la distribution des carbonates authigènes affleurants et subaffleurants localisés exclusivement sur le rebord du plateau continentale de la marge sud aquitaine.....	211
Figure 4.39: Zoom bathymétrique C1 (localisation en figure 4.38) sur les monts carbonatés authigènes décrits sur les données GAZCOGNE1 (résolution de 2 m) (Dupré et al., 2014c; Ehrhold et al., 2014).	212
Figure 4.40: Zoom C2 (localisation en figure 4.38) sur les données bathymétriques de la campagne GITAN (résolution de 5 m) dans la zone de rebord de plateau située au nord de la limite de la couverture des données GAZCOGNE1.	212
Figure 4.41: Zoom C3 (localisation en figure 4.38) sur les données bathymétriques de la campagne ITSAS1 (résolution de 10 m) dans la zone de de plateau située plus à l’est de la couverture bathymétrique GAZCOGNE1.	213
Figure 4.42: Zoom C4 (localisation en figure 4.38) sur les données bathymétriques de la campagne ITSAS1 (résolution de 5 m) dans la zone de plateau située plus au sud de la couverture bathymétrique GAZCOGNE1 et à l’est de la loupe d’arrachement.	213
Figure 4.43: Carte représentant les données disponibles de rétrodiffusion fond de mer issues des campagnes GAZCOGNE1 (fréquence 30 kHz, résolution 15 m dans la pente continentale et fréquence de 200 kHz, résolution de 2 m sur le plateau), BOBGEO2 (fréquence 30 kHz, résolution de 10 m) ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 5 m), ITSAS2 (fréquence 30 kHz, résolution 3 m) et GITAN (fréquence de 24 kHz, résolution 5 m dans la pente continentale et fréquence 100 kHz, résolution de 5 m sur le plateau) avec localisation des zooms P1 et P2.....	215
Figure 4.44: Zoom P1 (localisation en figure 4.43) sur la signature de rétrodiffusion fond de mer de pockmarks situés dans la zone des inter-canyons (zoom bathymétrique en figure 4.36) (données GAZCOGNE1 - EM302 - 30 kHz - 15 m, mosaïques non compensées). Les contours rouges correspondent aux contours des pockmarks pointés (Michel et al., in revision).....	216
Figure 4.45: Zoom P2 (localisation en figure 4.43) sur la signature de rétrodiffusion fond de mer de pockmarks situés dans la zone des ondulations sédimentaires (zoom bathymétrique en figure 4.37) (données GAZCOGNE1 - EM302 - 30 kHz – 15 m, mosaïques non compensées). Les contours rouges correspondent aux contours des pockmarks pointés (Michel et al., in revision).	216
Figure 4.46: Boxplot de la répartition statistique des valeurs d’amplitudes de rétrodiffusion fond de mer des pockmarks sur les zones d’inter-canyons et ondulations sédimentaires avec comparaison des valeurs de rétrodiffusion fond de mer du sédiment encaissant (d’après Michel et al., in revision). Les zooms sur les données de rétrodiffusion fond de mer sont issues des données GAZCOGNE1 (fréquence 30 kHz, résolution de 15 m).	217
Figure 4.47: Carte représentant les données de rétrodiffusion fond de mer issues des campagnes GAZCOGNE1 (fréquence 30 kHz, résolution 15 m dans la pente continentale et fréquence de 200 kHz, résolution de 2 m	

sur le plateau), BOBGEO2 (fréquence 30 kHz, résolution de 10 m), ITSAS1 (fréquence 100 kHz, résolution 5 et 10 m), ITSAS2 (fréquence 30 kHz, résolution 3 m) et GITAN (fréquence de 24 kHz, résolution de 5 m dans la pente continentale et fréquence 100 kHz, résolution de 5 m sur le plateau) avec localisation des zooms C1, C2, C3, C4 et C5 et localisation des nouvelles anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer mis en évidence. La dénomination des différents secteurs est également présentée en violet afin de faciliter la localisation des éléments appelés dans le texte.....	221
Figure 4.48: Données de rétrodiffusion fond de mer GAZCOGNE1 (EM2040 – 200 kHz – 4 m). Le zoom C1 est réalisé sur le plateau aquitain (localisation en figure 4.47) et présente la signature acoustique des encroûtements de carbonates authigènes.	222
Figure 4.49: Zoom C1 réalisé sur le plateau aquitain (localisation en figure 4.47) avec juxtaposition des données de rétrodiffusion fond de mer de la campagne GITAN (RESON7111 - 100 kHz – 5 m) (profil orienté NO-SE) avec en fond les données de rétrodiffusion fond de mer de la campagne GAZCOGNE1 (EM2040 - 200 kHz – 2 m) présentées en figure 4.48.	222
Figure 4.50: Zoom C2 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer GITAN (RESON 7111 – 100 kHz – 5 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.	223
Figure 4.51: Zoom C3 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 (EM1000 – 100 kHz – 10 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.	223
Figure 4.52: Zoom C4 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 (EM1000 – 100 kHz – 5 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.	224
Figure 4.53: Zoom C5 (localisation en figure 4.47) sur les données de rétrodiffusion fond de mer ITSAS1 (EM1000 – 100 kHz – 10 m) présentant des anomalies de rétrodiffusion fond de mer de fortes amplitudes.	224
Figure 4.54: Extraits des données de rétrodiffusion fond de mer des différentes campagnes étudiées dans la thèse pour la recherche de l'extension du système des carbonates authigènes. A) données GAZCOGNE1 (200 kHz, résolution de 2 m) dans la zone des carbonates authigènes, B) données GITAN (100 kHz, résolution de 5 m) dans la zone des carbonates authigènes en rebord de plateau, C) données GITAN (100 kHz, résolution de 5 m) sur le profil nord en rebord de plateau au niveau de la tête de canyon de Cap Ferret, D) données ITSAS1 (100 kHz, résolution de 10 m) dans la zone des carbonates authigènes en rebord de plateau, E) données ITSAS1 (100 kHz, résolution de 5 m) sur un des profils sud au niveau de la loupe d'arrachement de Capbreton, F) données ITSAS1 (100 kHz, résolution de 10 m) sur le profil situé à l'est des données GAZCOGNE1, G) données ITSAS2 (30 kHz, résolution de 3 m) dans la zone des carbonates authigènes en rebord de plateau, H) données ITSAS2 (30 kHz, résolution de 3 m) sur un des profils sud en rebord de la loupe d'arrachement de Capbreton, I) données ITSAS2 (30 kHz, résolution de 3 m) sur un des profils sud sur le flanc nord du canyon de Capbreton et à l'est de la loupe d'arrachement. Les extraits entourés en bleu foncé sont les anomalies de rétrodiffusion fond de mer avérées comme des carbonates authigènes, en bleu clair les anomalies interprétées comme des carbonates authigènes, en vert comme des carbonates authigènes ou du substratum subaffleurant, en jaune comme des structures	

sédimentaires et en orange comme des structures sédimentaires avec des éléments subaffleurant de substratum.	229
Figure 4.55: Carte de l'interprétation des anomalies de forte amplitude de rétrodiffusion fond de mer pointées sur les données GAZCOGNE1, ITSAS1, ITSAS2 et GITAN. Les anomalies acoustiques en bleu foncé correspondent aux carbonates avérés en rebord de plateau, en bleu clair aux anomalies interprétées comme des carbonates authigènes subaffleurant, en jaune comme des structures sédimentaires, en vert comme des éléments subaffleurant du substratum ou des carbonates et en orange comme des structures sédimentaires et des éléments du substratum. Les structures fond de mer de carbonates authigènes (Ehrhold et al., 2014) et pockmarks (Michel et al., in revision, Comptes Rendus de Geosciences) sont également représentées.	230
Figure 4.56: Illustration d'une anomalie de forte amplitude de rétrodiffusion colonne d'eau observée sur les données du sondeur RESON 7111 (fréquence de 100 kHz) au cours de la campagne GITAN (2015) dans la zone des émissions de méthane microbien décrite par les données GAZCOGNE 1 (2013) (cf. 1.2.1).	231
Figure 4.57: Carte de localisation des profils d'acquisition de données rétrodiffusion colonne d'eau de la campagne GITAN et position des anomalies acoustiques interprétées comme des sorties de gaz en fond de mer avec localisation des sorties de méthane microbien (Dupré et al., 2014c).	232
Figure 4.58: Représentation graphique de la répartition statistique des échos colonne d'eau en fonction de leur intensité et de la période dans le cycle de marée.	234
Figure 4.59 : Carte de synthèse des indices fluides, sorties de gaz, pockmarks, carbonates authigènes et morphologiques, éléments subaffleurants du substratum et structures sédimentaires, identifiés sur les données des acquisitions sondeur multifaisceaux des campagnes GAZCOGNE1 (2013), GAZCOGNE2 (2013), BOBGEO2 (2010), ITSAS1 (1998), ITSAS2 (2001) et GITAN (2015).	237
Figure 4.60: Profil sondeur de sédiment SU054-2 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès chaotique des carbonates authigènes enfouis dans le sédiment ainsi que des monts carbonatés visibles en fond de mer.	239
Figure 4.61: Profil sondeur de sédiment SU005B de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès du substratum avec une couverture sédimentaire fine recouvrant une surface érosive marquée par des incisions.	240
Figure 4.62: Profil sondeur de sédiment SU100 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès de transition des réflexions chaotiques aux réflexions tabulaires du substratum.	240
Figure 4.63: Profil sondeur de sédiment SU84-2 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.64) présentant le faciès de transition des réflexions chaotiques aux réflexions sismiques régulières de la sédimentation bien litée de la pente continentale de la marge sud aquitaine.	240
Figure 4.64: Carte de localisation des sections des profils de sondeur de sédiment GAZCOGNE1 illustrant les différents faciès sismiques des figure 4.60 à figure 4.63.	241
Figure 4.65: Carte des faciès sismiques mis en évidence sur les profils sondeur de sédiment ECHOES3500 (1.8 – 5.3 kHz) de la campagne GAZCOGNE1, faciès chaotique causé par la présence de carbonates et faciès de transitions vers le substratum et vers la sédimentation litée de la pente continentale.	243

Figure 4.66: Profil sondeur de sédiment SU16-B1 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.68) avec deux pockmarks situés sur un inter-canyon. Les deux pockmarks visibles en fond de mer ne présentent pas de structures sous-jacentes, seulement des artéfacts de triplification (ou « bowties »).	245
Figure 4.67: Profil sondeur de sédiment SU141-B1 de la campagne GAZCOGNE1 (localisation en figure 4.68) avec un pockmark situé dans la zone des ondulations sédimentaires. Le pockmark visible en fond de mer ne présente pas de structures sous-jacentes, seulement des artéfacts de triplification (ou « bowties »).....	245
Figure 4.68: Carte de synthèse des artéfacts sismiques observés sur les lignes de sondeur de sédiment des campagnes GAZCOGNE1, GAZCOGNE2 et BOBGEO2 dans les zones de pockmarks sur les inter-canyons et les ondulations sédimentaires. Le seul type d'artéfact observé est celui du point de triplification (« bowties ») (cf. 3.3.6.4.2).	246
Figure 4.69: Carte de localisation des profils de sismique Sparker ITSAS1 étudiés. Les profils de mauvaises qualités (Lq) ont été visualisés mais pas exploités. Les encadrés noirs correspondent aux sections présentées en Figure 150, Figure 151 et Figure 152. Les doubles flèches blanches correspondent à l'extension des sections présentées en figure 4.73.....	248
Figure 4.70: Lignes sparker ITSAS1, A) itsk16 et B) itsk15. Localisation en figure 4.69.	249
Figure 4.71: Lignes sparker ITSAS1, A) itsk90 et B) itsk77. Localisation en figure 4.69.	250
Figure 4.72: Ligne sparker ITSAS1 itsk76. Localisation en figure 4.69.....	251
Figure 4.73: Planche de comparaison des quatre lignes Sparker recoupant le rebord du plateau aquitain (localisation en figure 4.69). Les deux unités de couleurs rouge et brune sont les deux unités sédimentaires identifiées uniquement dans la pente et venant se terminer en biseau. La flèche rouge indique la position de la terminaison en biseau de l'unité rouge. Le biseau de l'unité brune n'est pas clairement défini à cause de la présence des réflexions chaotiques sous le rebord de plateau. Différentes terminaisons en biseau observées proches de la surface sous le plateau sont pointées comme les terminaisons potentielles de l'unité U3. La limite inférieure de l'unité U3 a été représentée ici sur une surface interne à l'unité et ne représente pas nécessairement l'épaisseur réelle de l'unité.	252
Figure 4.74: Planche de comparaison des profils Sparker ITSAS1 présentant des réflexions chaotiques de fortes amplitudes. La localisation de ces sections sismique est présentée en figure 4.75.....	254
Figure 4.75: Carte de l'extension des réflexions chaotiques de fortes amplitudes visibles sur les lignes de sismique Sparker ITSAS et attribuées à la présence de carbonates authigènes dans la pile sédimentaire. Les flèches blanches indiquent l'extension des sections sismiques présentées en figure 4.74.....	255
Figure 4.76: Section du profil Sparker itsk15 (localisation en figure 4.82) recoupant un groupe de pockmarks sur l'inter-canyon le plus nord couvert par la donnée bathymétrique GAZCOGNE1. Le profil ne recoupe aucun pockmark directement. Le trait en pointillé correspond à l'extension présumée du système de pockmarks au-delà de la couverture bathymétrique (cf. 4.2.1.1).....	258
Figure 4.77: Section du profil Sparker itsk90 (localisation en figure 4.82) recoupant différents pockmarks et présentant des artéfacts sismiques.	258
Figure 4.78: Section du profil Sparker itsk77 (localisation en figure 4.82) recoupant un groupe de pockmarks dans la zone des ondulations sédimentaires avec seulement un pockmark clairement visible à l'extrémité est de la figure.	259

Figure 4.79: Section du profil Sparker itsk76 (localisation en figure 4.82) recoupant un groupe de pockmarks dans la zone des ondulations sédimentaires.	259
Figure 4.80: Zoom sur la partie ouest de la section du profil Sparker itsk76 (figure 4.79) recoupant un groupe de pockmarks dans la zone des ondulations sédimentaires.	260
Figure 4.81: Section du profil Sparker itsk16 (localisation en figure 4.82) recoupant des dépressions en fond de mer. Le profil ne s'étend pas dans la zone de la couverture des données bathymétriques GAZCOGNE1. La présence de pockmarks en fond de mer n'est pas vérifiée.	260
Figure 4.82: Carte de synthèse des anomalies sismiques visibles sur les lignes Sparker ITSAS1 à l'aplomb ou proche des pockmarks de la pente continentale réparties au nord sur une zone d'inter-canyons et au sud au sein d'un champ d'ondulations sédimentaires.	261
Figure 4.83: Planche de comparaison de l'extension du masque acoustique observé sur les 4 lignes de sismique Sparker (ITSAS1) recoupant le système fluide actif des émissions de méthane microbien (localisation des lignes en figure 4.84).	263
Figure 4.84: Carte de l'extension du masque acoustique visible sur les lignes de sismique Sparker de la campagne ITSAS1 en bordure externe du plateau et dans le haut de pente de la marge sud aquitaine. Les flèches blanches correspondent à l'extension des sections sismiques présentées en figure 4.83.	264
Figure 4.85: Carte de synthèse des indices fluides sismiques mis en évidence sur les données de sondeur de sédiment GAZCOGNE1 (fréquence 1.8-5.3 kHz) et Sparker ITSAS1 (fréquence 450 Hz) avec localisation des sorties de méthane microbien (Dupré et al., 2014b), carbonates authigènes affleurant et subaffleurant en fond de mer (Ehrhold et al., 2014) et les pockmarks dans la pente continentale (Michel et al., in revision).	269
Figure 4.86: Planche de synthèse des lignes Sparker ITSAS1 avec représentation des unités sédimentaires U4 (rouge) et U3 (brun) dans la pente continentale, sorties de méthane en fond de mer le long des lignes, carbonates authigènes affleurants et subaffleurants, ainsi que l'extension des niveaux chargés en gaz libre visibles par le masque acoustique.	270
Figure 4.87: Lignes 91MZM-1 et 91MZM-4 du projet SISMAGE. Ces lignes présentent respectivement l'anomalie acoustique suivant un profil N-S et un profil O-E. Les zooms sont réalisés en conservant l'exagération verticale. La carte indique la localisation des deux lignes étudiées sur cette figure (si besoin, se reporter à la figure 4.88 pour localisation des lignes 91MZM).	274
Figure 4.88: Carte de localisation des lignes présentant le renforcement d'amplitude des réflexions sismiques observées uniquement sur 7 profils de la campagne 91MZM.	275
Figure 4.89: Profil 80GG-07A avec position de l'anomalie d'amplitude pouvant être assimilée à celle des lignes 91MZM. Localisation du profil en figure 4.1 et figure 4.88.	276
Figure 4.90: Profil 80GG-07A avec position des apex des hyperboles de diffraction et en encadré rouge, le zoom présenté en figure 4.91 et en jaune le zoom présenté en figure 4.92. Localisation du profil en figure 4.1.	279
Figure 4.91: Zoom sur les hyperboles de diffraction de la section ouest de la ligne 80GG-07A présentée en figure 4.90.	279
Figure 4.92: Zoom sur les hyperboles de diffraction de la section est de la ligne 80GG-07A présentée en figure 4.90.	279

Figure 4.93: Profil 80GG-31 avec position des apex des hyperboles de diffraction et en encadré rouge, le zoom présenté en figure 4.94. Localisation en figure 4.95.....	280
Figure 4.94: Zoom sur les hyperboles de diffraction de la section ouest de la ligne 80GG-31 présentée en figure 4.93.....	280
Figure 4.95: Carte de localisation de la répartition des hyperboles de diffraction décrites en 4.4.2. L'enveloppe rose pâle en transparence correspond aux zones où les hyperboles étaient supposées visibles mais où aucune n'a été mise en évidence. La correspondance des couleurs avec les lignes sismiques du projet SISIMAGE – PAMELA GAZCOGNE est déjà présentée en figure 3.22.	281
Figure 4.96: Carte de localisation des sections des profils ECORS retraités (+rep) et présentées en figure 4.97 à figure 4.103.....	283
Figure 4.97: Ligne ECORS-R7 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.	285
Figure 4.98: Ligne ECORS-R7 non retraitée. Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.	286
Figure 4.99: Ligne ECORS-R5 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.	288
Figure 4.100: Ligne ECORS-R4 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.	290
Figure 4.101: Ligne ECORS-R4 non retraitée. Zoom sur la même section que la figure 4.100.	291
Figure 4.102: Ligne ECORS-R3 retraitée par SPECTRUM (2014). Zoom sur la section présentant la turbidité acoustique associée au renforcement d'amplitude des multiples du fond de mer.	292
Figure 4.103: Ligne ECORS-R3 non retraitée. Zoom sur la même section que la figure 4.102.	292
Figure 4.104: Carte de localisation des anomalies sismiques mises en évidence sur les profils ECORS retraités (+rep) par SPECTRUM : réflexions sismiques chaotiques et caractérisation du 1er multiple du fond de mer. Des zooms sur la localisation en carte des anomalies sismiques sont présentés en figure 4.105 pour les profils ECORS-R5 et R7 et en figure 4.106 pour les profils ECORS-R3 et R4. Les portions non habillées des lignes sismiques correspondent aux sections où le multiple n'est pas visible.	293
Figure 4.105: Zoom sur la carte de localisation des anomalies sismiques (figure 4.104), réflexions sismiques chaotiques et présence de multiples du fond de mer, mises en évidences sur les profils ECORS-R5 et R7 retraités par SPECTRUM.	294
Figure 4.106: Zoom sur la carte de localisation des anomalies sismiques (Figure 124), réflexions sismiques chaotiques et présence de multiples du fond de mer, mises en évidences sur les profils ECORS-R3 et R4 retraités par SPECTRUM.	294
Figure 4.107: Carte de synthèse des indices fluides gazeux 1) des données de sismiques du projet SISIMAGE : chaotisme des réflexions sismiques et renforcement du 1 ^{er} multiple du fond de mer, hyperboles de diffraction et 2) des données sismiques Sparker ITSAS1 (1998) : le masque acoustiques (cf. 4.3.3) et 3) liés aux émissions de méthane en fond de mer (Dupré et al., 2014b).	298
Figure 4.108: Courbes des pics S1 à S5 pour un échantillon du puits DANU-1 situé à une profondeur de 550 m sous le fond de mer.	300

Figure 4.109: Courbes des pics S1 à S5 pour un échantillon du puits FREGATE-1B situé à une profondeur de 670 m sous le fond de mer.	300
Figure 4.110: Courbes des pics S1 à S5 pour un échantillon du puits PELICAN-1 situé à une profondeur de 1510 m sous le fond de mer.	301
Figure 4.111: Graphique de type Van Krevelen (1950), avec présentation des indices d'oxygène et d'hydrogène des échantillons des déblais de puits en fonction de l'âge des formations, Mio-Pliocène, Paléogène et Crétacé, des charbons, des échantillons de surface GAZCOGNE1 et des échantillons des carottes GITAN en pied de pente la continentale. Les échantillons de l'étude de Baudin et al. (2017) sur la matière organique des sédiments des lobes distaux de l'éventail profond du Congo sont également présentés pour comparaison.	309
Figure 4.112: Légende des planches de résultats des analyses FIS présentées en figure 4.113, figure 4.114, figure 4.115 et figure 4.116.	311
Figure 4.113: Planche FIS puits DANU-1.	313
Figure 4.114: Planche FIS puits ESUS-1.	315
Figure 4.115: Planche FIS puits FREGATE-1B.	318
Figure 4.116: Planche FIS puits PELICAN-1.	321
Figure 5.1: Bloc synthétique des différents éléments du système fluide microbien sur le rebord du plateau aquitain avec présentation des différentes problématiques soulevées dans la thèse (cf. 1.4).	325
Figure 5.2: Carte des sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b), des pockmarks dans la pente continentale, du masque acoustique des données Sparker (ITSAS1), des anomalies sur les lignes ECORS (chaotisme et multiple) et des hyperboles de diffraction sur les lignes de sismique pétrolière du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE. L'enveloppe de la présence de gaz est basée sur les sorties, extension du masque acoustique et les artefacts présents sur les lignes ECORS.	327
Figure 5.3: Carte des sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b), du masque acoustique des données Sparker (ITSAS1), des anomalies sur les lignes ECORS (chaotisme et multiple) et des hyperboles de diffraction sur les lignes de sismique pétrolière du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE. Les différents indices fluides sont présentés sur un fond de carte correspondant à l'épaisseur de la dernière unité de progradation (P3) définie dans la section 4.1.1.2.3. L'enveloppe de la présence de gaz est basée sur les sorties, extension du masque acoustique et les artefacts présents sur les lignes ECORS.	328
Figure 5.4: Coupe synthétique, du rebord de plateau jusqu'en pied de pente de la marge sud aquitaine avec représentation de l'unité U4 (Faugères et al., 2002), des sorties de méthane microbien (Dupré et al., 2014b; Ruffine et al., 2017) en rebord de plateau, des carbonates authigènes, du masque acoustique, des pockmarks dans la pente continentale, des hyperboles de diffraction dans la pente, des renforcements d'amplitude des réflexions sismiques et du positionnement des carottes GITAN. Les compositions isotopiques du méthane en rebord de plateau et du gaz prélevés dans les carottes GITAN sont également indiquées.	330
Figure 5.5: Schéma de la répartition des hyperboles de diffraction – des lignes sismiques du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE dans les cliniformes du Plio-Pléistocène. Les sorties de méthane microbien sont	

situées en rebord de plateau et les flèchent symbolisent les migrations potentielles du gaz, verticale ou suivant la stratigraphie, potentiellement associés aux hyperboles de diffraction. La position d'un puits avec indices de la présence de gaz dans le sédiment, d'après les rapports finaux de sondage (RFS) et d'après l'analyse des inclusions fluides dans les déblais de puits (FIS), est également représentée.	331
Figure 5.6: Coupe synthétique ECORS R7 digitalisée d'après Bois and Gariel (1994) avec indications des forages, des gradients géothermiques, des débuts de contrôle géologique en profondeur, des indices d'hydrocarbures, des niveaux aquifères et des résultats synthétiques des analyses FIS des puits DANU-1, FREGATE-1B et PELICAN-1.	334
Figure 5.7: Carte de synthèse de la répartition des carbonates authigènes en (sub) surface, carbonates enfouis, hyperboles de diffraction et éléments affleurants du substratum et structures sédimentaires, sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b) et pockmarks dans la pente continentale.....	336
Figure 5.8: Carte de synthèse de la répartition des carbonates authigènes en (sub) surface, carbonates enfouis, hyperboles de diffraction et éléments affleurants du substratum et structures sédimentaires, sorties de méthane microbien mises en évidence sur les données colonne d'eau GAZCOGNE1 (Dupré et al., 2014b). Ces indices sont présentés sur un fond de carte correspondant à l'épaisseur de la dernière unité de progradation (P3 définie en section 4.1.1.2.3).	337
Figure 5.9: Schéma synthétique de la répartition des niveaux de carbonates authigènes dans le sédiment visibles, sur les données Sparker, données sondeur de sédiment et carbonates affleurants et subaffleurants. La position des sorties de méthane en rebord de plateau, du masque acoustique, de unité U4 et des pockmarks dans la pente continentale est aussi représentée.	339
Figure 5.10: Synthèse de la distribution des pockmarks de différentes études bibliographiques, sur la base des critères morphologiques de diamètre et profondeur interne établie par Pilcher et Argent (2007). Les pockmarks de la pente continentale Aquitaine sont replacés sur ce diagramme.	341
Figure 5.11: A) Carte bathymétrique de la répartition des pockmarks et de leur élongation. Cartes de pente B) présentant la répartition des pockmarks sur trois inter-canyons, C) dans la zone des ondulations sédimentaires avec la présence d'un alignement de pockmarks et de pockmarks répartis entre les crêtes et les creux (modifiée d'après Michel et al., in revision).....	342
Figure 5.12 : Bloc 3D synthétique des indices fluides de présence de gaz, carbonates authigènes et pockmarks dans la pente continentale avec indications des éléments structuraux et localisation des puits.	348
Figure 5.13: Bloc synthétique des horizons régionaux sur deux lignes sismiques, du projet SISIMAGE – PAMELA GAZCOGNE étudiées, 80GG-07A et ECORS-R7 retraitée. Les hyperboles de diffraction sont replacées sur la ligne 80GG-07A et la section avec la présence du multiple accentué avec les réflexions chaotiques sur la ligne ECORS-R7 est également présentée.	349
Figure 5.14: Bloc synthétique général servant de base pour la mise en place de différents scénarii. La géométrie des horizons régionaux est simplifiée et correspond à la géométrie au centre du bassin de Parentis. Les différents indices présentés sur cette figure sont conservés sur les autres blocs mais ne seront plus nommés.	350

Figure 5.15: Log stratigraphique du bassin de Parentis offshore établi par Biteau et al. (2006). L'encadré rouge représente la fenêtre de méthanogenèse qui a été établie d'après Zeikus and Winfrey (1976) et les gradients géothermiques du bassin de Parentis.	351
Figure 5.16: Carte de comparaison de la répartition des sorties actives de méthane microbien (Dupré et al., 2014c) au regard des structures profondes du bassin de Parentis (cf. 2.4.2).	353
Figure 5.17: Extrait de la ligne sismique ECORS-R7 pour la représentation de la géométrie des horizons régionaux suivant une direction sud-nord, à proximité du rebord de plateau actuel (cf. 4.1.1.1).....	354
Figure 5.18: Scénario 1 : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les séries crétacées pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel.	355
Figure 5.19: Scénario 2a : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les séries du Paléogène pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel. Les scénarii 1) et 3) sont en tiret car ceux-ci ne sont pas forcément pertinents compte tenu de l'extension limitée des niveaux de lignites.	358
Figure 5.20: Scénario 2b : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les lignites oligocènes pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel. Les scénarii 1) et 3) sont en tiret car ceux-ci ne sont pas forcément pertinents compte tenu de l'extension limitée des niveaux de lignites.	360
Figure 5.21: Scénario 3 : Bloc synthétique présentant le scénario d'une source profonde dans les séries néogènes pour le méthane microbien. Les scénarii de migration du gaz sont 1) migration depuis le pied de pente, 2) migration verticale depuis l'aplomb du système et 3) migration depuis l'est du rebord de plateau actuel.	362
Figure 5.22: Extrait d'un profil sismique Sparker (ITSAS1) sur la plate-forme Sud Aquitaine mettant en évidence le développement d'un réseau de formes chenalisantes dans les séries holocènes, d'après Bellec (2003).	363
Figure 5.23: Extrait d'une ligne Sparker ITSAS1 sur le plateau aquitain interprété par Bellec (2003). L'extension des indices de la présence de gaz dans le sédiment, de carbonates enfouis et de carbonates en fond de mer mis en évidence dans la thèse sont replacés sur la ligne non interprétée. L'âge du toit de l'unité U2 a été estimé au Pléistocène supérieur par Bellec and Cirac (2010).	367
Figure 5.24: Scénario 3bis : Schéma de migration du gaz microbien dans le cadre du scénario 3bis. Le gaz généré dans la pente ou en pied de pente des derniers clinofformes, migre verticalement ou en suivant la stratigraphie pour converger en rebord de plateau. L'unité U4 dans la pente continentale a été décrite par Faugères et al. (2002). Les unités U1-1, U1-2, U1-3 et U2 ont été redessinées à partir des unités définies par Bellec (2003) et déjà présentées en figure 5.23. L'âge pléistocène supérieur de l'unité U1 est défini par Bellec and Cirac (2010). Dans le cas d'une génération du gaz dans des clinofformes plus anciens, le cas du scénario 3 s'applique (cf. 5.4.4).....	368
Figure 5.25: Graphique des volumes de gaz microbien générés en fonction du volume de roche mère et de la teneur en TOC, modifié d'après Clayton (1992). Les dimensions considérées sont fixes, 80 km par 6 km. Les différentes couleurs représentent des essais effectués pour le système GAZCOGNE. Jaune 1 m, orange	

5 m et rouge 50 m. Les volumes produits sont exprimés en Tcf pour comparaison avec l'estimation des volumes actuels émis.	370
Figure 5.26: Schéma conceptuel du développement successif de systèmes fluides dans les progradations du Plio-Pléistocène de la marge Aquitaine. Le modèle de mise en place des séquences sédimentaires lors des périodes de baisses et de remontées du niveau marin est issu du modèle proposé par Bellec and Cirac (2010). A) lors de la baisse du niveau marin, les apports sédimentaires provenant du continent transfèrent de la matière organique de type continentale qui se dépose dans les incisions et dans la pente des cliniformes, B) au cours de la remontée du niveau marin, la progradation de la plate-forme entraîne l'enfouissement de la matière organique qui va alors générer du gaz et produire des sorties de gaz en fond de mer permettant la précipitation de carbonates authigènes., C) lors de la baisse du niveau marin qui suit, les séries déposées durant la phase B) sont érodées et les indices fluides en fond de mer sont également érodés et de nouveaux dépôts de bas niveaux, riches en matière organique se déposent, D) la nouvelles phase de progradation de la plate-forme lors de la remontée du niveau suivante enfouis les séries de bas niveaux marin qui génèrent alors du gaz et répètent les processus de la phase A).	372
Figure 9.1: Légende des calendriers.....	399
Figure 9.2:Calendrier des activités de la première année de thèse, de Septembre 2014 à Août 2015. La légende est présentée en figure 9.1.	400
Figure 9.3: Calendrier des activités de la deuxième année de thèse, de Septembre 2015 à Août 2016. La légende est présentée en figure 9.1.	401
Figure 9.4:Calendrier des activités de la dernière année de thèse, de Septembre 2016 à Septembre 2017. La légende est présentée en figure 9.1.	402
Figure 9.5: Miniature du poster présenté au congrès ASF 2015 à Chambéry en Octobre 2015.....	444
Figure 9.6: Miniatures des diapositives présentées au congrès ISOBAY XV en Juin 2016 à Bilbao.	448
Figure 9.7:Miniature du poster présenté au congrès GIMS13 en Septembre 2016 à Tromsø.	452
Figure 9.8: Miniature du poster présenté au congrès EGU en Avril 2017 à Vienne.	455
Figure 9.9: Carte bilan des campagnes GAZCOGNE1 et GAZCOGNE2	456
Figure 9.10: Zoom de la carte bilan des campagnes GAZCOGNE1 et GAZCOGNE2	457
Figure 9.11: Carte bilan des campagnes BOBGEO1 et BOBGEO2	458
Figure 9.12: Carte bilan des campagnes ITSAS1, ITSAS2, ITSAS5 et ITSAS6.....	459
Figure 9.13: Carte bilan de la campagne GITAN	460

Table des tableaux

Tableau 1-1 : Résultats des analyses de la composition moléculaire et isotopique des gaz prélevés sur le plateau aquitain (Ruffine et al., 2017).....	28
Tableau 3-1 : Tableau des fréquences des différents outils déployés en acoustique sous-marine (modifié d'après Lurton et al., 2015). Les éléments surlignés en jaune sont les outils acoustiques et sismiques exploités dans la thèse.	84

Table des tableaux

Tableau 3-2 : Tableau des données des sondeurs multifaisceaux exploitées dans la thèse pour la bathymétrie, la rétrodiffusion fond de mer et colonne d'eau avec indication des résolutions de la bathymétrie et rétrodiffusion fond de mer, la surface d'insonification et la longueur des profils le long desquels l'enregistrement de la colonne d'eau a été effectué. La couleur des cellules correspond aux données exploitées dans la thèse en vert, données exploitées par un tiers en jaune, les données acquises mais non exploitées en orange.	88
Tableau 3-3: Tableau des caractéristiques nominales des différents sondeurs associés aux campagnes exploitées.	88
Tableau 3-4: Tableau récapitulatif des campagnes du projet SISMAGE – PAMELA GAZCOGNE exploitées dans la thèse. La couleur des campagnes correspond à celles représentées en figure 3.22. La couleur vert clair correspond aux données validées/intégrées La couleur vert foncé aux campagnes qui ont été utilisées pour caler les horizons régionaux. La couleur vert fluo correspond aux campagnes retraitées par SPECTRUM et achetées par TOTAL alors que la couleur orange correspond aux campagnes retraitées par SPECTRUM mais qui n'ont pas été achetées par TOTAL et qui n'ont pas été intégrées au projet SISMAGE-PAMELA GAZCOGNE. La couleur gris correspond aux campagnes qui n'ont pas fait partie du retraitement effectué par SPECTRUM.	118
Tableau 3-5: Tableau des campagnes IFREMER et académiques dont les données sismique sont exploitées dans la thèse. La couleur des cellules correspond aux données exploitées dans la thèse en vert clair, données acquises, visualisées et non exploitées en vert foncé et les données acquises mais non récupérées en orange.	120
Tableau 3-6: Tableau des résultats des analyses granulométriques effectuées à l'IFREMER, laboratoire LGS, à la suite de la campagne GAZCOGNE1 (Ehrhold et al., 2014).	129
Tableau 3-7 : Tableau des travaux effectués sur les carottes GIT-CS06 et GIT-CS07 de la campagne GITAN (2015).	133
Tableau 3-8 : Tableau récapitulatif des différents types d'échantillons prélevés au cours de trois plongées ROV lors de la campagne GAZCOGNE2.	137
Tableau 3-9 : Tableau des puits présentés en figure 3.34 avec présentation des acronymes utilisés dans le tableau 3-4 et la source des rapports finaux de sondage disponibles dans les archives à TOTAL. Les RFS des puits de la seconde colonne n'ont pas été récupérés.	139
Tableau 3-10 : Tableau récapitulatif des informations principales des puits de forage présentant les données complètes (indiquées et localisées en figure 3.34).	140
Tableau 3-11 : Récapitulatif des paramètres acquis lors d'un cycle standard de mesure au ROCK-EVAL6 (Behar et al., 2001).	152
Tableau 3-12 : Récapitulatif des paramètres calculés à partir des paramètres d'acquisition d'une mesure standard au ROCK-EVAL6 (Behar et al., 2001).	152
Tableau 3-13: Liste des échantillons exploités dans les analyses ROCK-EVAL6. Les échantillons du puits FREGATE-1B sont des déblais non débourbés.	153
Tableau 3-14: Liste des échantillons exploités dans les analyses de crushing à TOTAL.	153
Tableau 3-15: Liste des échantillons exploités dans les analyses d'inclusions fluides sur les déblais des puits DANU-1, ESUS-1, FREGATE-1B et PELICAN-1.	159

Tableau 4-1 : Valeurs min, max et moyenne des amplitudes de rétrodiffusion fond de mer des anomalies acoustiques visibles sur les différentes zones d'études présentées en figure 4.47. Les valeurs de rétrodiffusion fond de mer sont présentées par campagne, GAZCOGNE1 (2013), GITAN (2015), ITSAS1 (1998) et ITSAS2 (2001). Les sondeurs multifaisceaux utilisés lors des campagnes sont également indiqués dans le tableau avec indication des fréquences d'émissions.	225
Tableau 4-2 : Tableau récapitulatif des campagnes présentant des artéfacts sur les profils sismique. Ce tableau vient en complément du tableau 3-4. La couleur brune correspond aux campagnes présentant l'anomalie de type renforcement d'amplitude des réflexions. La couleur rose correspond aux campagnes présentant des artéfacts de type hyperboles de diffraction et la couleur bleu ciel correspond aux campagnes présentant des artéfacts de type turbidité acoustique associée au renforcement du/des multiple(s) fond de mer. Les campagnes marquées en gris clair, ne présentent pas d'artéfacts.	271
Tableau 4-3: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les déblais des puits DANU-1 (d), FREGATE-1B (f) et PELICAN-1(p). Les côtes des déblais analysés sont présentées dans la colonne Analysis avec le préfixe correspondant au nom de puits. Le suffixe « c » indique les échantillons de charbons.....	302
Tableau 4-4: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les échantillons de surface prélevés au cours de la campagne GAZCOGNE 1 (partie 1).	304
Tableau 4-5: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les échantillons de surface prélevés au cours de la campagne GAZCOGNE 1 (partie 2).	305
Tableau 4-6: Résultats des analyses ROCK-EVAL 6 pour les échantillons carottes GITAN CS06 et CS07.	307
Tableau 4-7: Résultats des analyses de crushing conduites à TOTAL par Dominique Duclerc.	310
Tableau 5-1 : Récapitulatif des arguments « compatibles » et « incompatibles » de chaque scénario comme niveau source potentiel pour la génération du gaz microbien.....	365
Tableau 9-1 : Résultats des analyses de composition moléculaire et isotopique sur les gaz récoltés dans les carottes GITAN GIT-CS06 et GIT-CS07	461

Table des équations

Équation 1.1 : Première équation de la fermentation d'acétate en méthane.....	14
Équation 1.2: Équation de la formation du méthane par réduction du CO ₂	14
Équation 1.3: Formation du CO ₂ par oxydation des formates (Whiticar et al., 1986).....	14
Équation 1.4 : Équation d'oxydation du méthane par les sulfates.....	16
Équation 1.5: Réaction de précipitation des carbonates authigènes	17
Équation 3.1: Équation du rayon de la première zone de Fresnel insonifiée sur le fond.....	104
Équation 3.2 : Équation de la fréquence de Nyquist (F _N) calculée à partir de la fréquence d'échantillonnage du signal (fe) divisée par deux.....	108

Résumé

La découverte récente (2013) d'émissions de méthane microbien en rebord du plateau aquitain (entre 140 et 220 m de profondeur d'eau) sur une bande s'étendant le long de 80 km du nord au sud entre le Cap Ferret et le Capbreton suscite des interrogations sur les modalités de mise en place et d'évolution spatio-temporelle du système fluide associé. Les indices fluides liés à ce système microbien, tels que les carbonates authigènes et les niveaux chargés en gaz, sont localisés dans la zone externe du plateau et s'étendent jusqu'à la partie haute de la pente continentale. Au regard de la géométrie des horizons régionaux, des indices géochimiques et des voies potentielles de migration du gaz, la source de la matière organique pour la génération de ce méthane microbien serait située dans les derniers clinofformes du Pléistocène supérieur, et permettrait la précipitation des carbonates sur une largeur dépendante de l'épaisseur de ces clinofformes. A l'est de ce système, donc plus proche du continent, la présence d'indices potentiels enfouis (carbonates authigènes ou gaz) permet de penser que d'autres systèmes fluide se sont développés au cours de la progradation de la marge sud aquitaine, et ce, possiblement depuis le Pliocène. Le développement du système fluide est ainsi étroitement lié à l'évolution de la marge sud aquitaine et dépend des flux sédimentaires qui régissent les apports de matière organique dans les unités progradantes. Le caractère unique de ce système microbien dans le golfe de Gascogne et sa restriction à la marge sud aquitaine s'expliquerait essentiellement par le contrôle des apports sédimentaires continentaux.

Mots clés : golfe de Gascogne, marge aquitaine, plateau aquitain, méthane microbien, carbonates authigènes dérivés du méthane, progradation

Initiation and evolution of a wide microbial fluid system on the Aquitaine Shelf: characterisation and controlling factors

Abstract

The recent discovery (2013) of microbial methane emissions along the Aquitaine continental Shelf edge, south west of France (from 140 to 220 m of water depth), extending along 80 km N-S and 8 km E-W, questions about the initiation and temporal evolution of this fluid system. Several fluid evidences related to the microbial system at the edge of the Aquitaine Shelf, such as authigenic carbonates and gas-charged layers extend from the external shelf until the upper part of the continental slope. Based on regional horizon geometry, geochemical evidences and potential migration pathways, the organic source matter for microbial methane is most likely located within the last upper Pleistocene clinofformes of the South Aquitaine margin. Occurrence of potential buried fluid evidence at the east of the fluid system is interpreted as potential evidence for initiation of this fluid system during the Pliocene age. The fluid system initiation and its evolution would be strongly related to the evolution/progradation of the South Aquitaine Margin and thus to the sedimentary regime controlling sediment and organic matter supplies to the shelf and upper continental slope. This relation explains the fact that such fluid system is unique in the Bay of Biscay and is restricted to the South Aquitaine Margin.

Keywords: Bay of Biscay, Aquitaine Shelf, microbial methane, methane-derived authigenic carbonates, progradation