Thèse de doctorat de l'Université Bordeaux Montaigne

Discipline : Géosciences

Spécialité : Hydrogéologie

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

Présentée par

Cloé LABAT

pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université Bordeaux Montaigne

Fonctionnement hydrogéologique d'un système aquifère multicouche aux abords d'une structure anticlinale : le cas de l'anticlinal de Villagrains-Landiras en Gironde

Méthodologie et apport d'une approche pluridisciplinaire

Soutenue le 8 juillet 2021 devant le jury composé de :

M.	**Benjamin BRIGAUD**	Maître de Conférences, Université de Paris Saclay	Rapporteur
Mme	**Hélène CELLE-JEANTON**	Professeur, Université Bourgogne Franche-Comté	Rapporteur
M.	**Séverin PISTRE**	Professeur, Université de Montpellier	Examinateur
M.	**Marc SALTEL**	Docteur, BRGM Nouvelle-Aquitaine	Examinateur
M.	**Alain DUPUY**	Professeur, Bordeaux INP	Directeur de thèse
M.	**François LARROQUE**	Maître de Conférences, Bordeaux INP	Co-directeur de thèse
M.	**Bruno DE GRISSAC**	Docteur, Directeur du SMEGREG	Invité

REMERCIEMENTS

J'ai eu la chance de rencontrer de nombreuses personnes au cours de la thèse. J'aimerais remercier toutes ces personnes qui m'ont aidée dans ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury. Merci à Severin PISTRE d'avoir accepté la présidence du jury. Ma gratitude vient également aux rapporteurs Hélène CELLE-JEANTON et Benjamin BRIGAUD pour leur lecture avisée et la pertinence des remarques. Merci à vous d'avoir traversé la France en pleine pandémie pour juger de ces travaux et partager vos points de vue. Un grand merci à Marc SALTEL d'avoir accepté de faire partie de ce jury, Merci pour ton aide notamment en modélisation et pour tes travaux de thèse qui ont ouvert la voie aux miens. Merci à vous tous pour vos commentaires et nos échanges lors de la soutenance.

Mes remerciements s'adressent à mes encadrants de thèse. Merci à Alain DUPUY et à François LARROQUE d'avoir pensé à moi pour ce sujet et de m'avoir proposé cette thèse. Merci François pour ta disponibilité et ton accompagnement tout au long de cette thèse. Nos échanges sur les aspects techniques du sujet ont été d'une grande aide et m'ont permis de prendre du recul sur le sujet. Je tiens à saluer ton soutien notamment dans les dernières lignes droites (qu'il s'agisse de la dernière ligne droite de l'article, du dépôt du manuscrit ou de la soutenance). Merci pour ta bonne humeur même par visio le dimanche. Merci de t'être adapté à mon emploi du temps cette dernière année. Merci Alain d'avoir répondu présent à toutes les phases charnières de la thèse. Merci pour ton soutien et ta confiance. Je tiens à exprimer également ma profonde gratitude à Bruno DE GRISSAC d'avoir accepté que je fasse partie du projet. Un grand merci pour ta confiance et pour ton accueil au sein du SMEGREG. Un grand merci à vous trois pour ce magnifique sujet de thèse qui m'a passionné durant toutes ces années et qui me passionne encore.

Je remercie les financeurs, le SMEGREG et l'Agence de l'eau Adour Garonne qui ont permis la vie de ce projet et qui ont permis l'acquisition de données importantes sur le secteur d'étude. Je suis consciente de cette chance et je tiens à leur faire part de toute ma reconnaissance. Merci à Monsieur TURON, président du SMEGREG, et aux élus pour leur confiance.

Je tiens à remercier le BRGM, partenaire scientifique de cette thèse, d'avoir été partie prenante de cette thèse notamment dans la campagne de sondages carottés et dans la partie modélisation géologique. Un grand merci à Pierre BOURBON et Jean-Pierre PLATEL pour leur aide dans la reconnaissance des carottes et des cuttings. C'était un plaisir de travailler avec vous et un plaisir de découvrir en votre compagnie les affleurements campano-maastrichtien le long du Gât-Mort. Je ne pourrai jamais assez vous remercier pour tout le savoir que vous m'avez transmis. Merci Simon ANDRIEU pour ton aide dans la description des carottes lors de ton passage à Bordeaux. Merci aux foreurs de l'équipe forage du BRGM d'avoir tout donné pour remonter de belles carottes. Merci Luigi ARDITO et merci à tes compagnons pour votre sympathie et votre bonne humeur même dans les instants de galère.

J**e remercie toutes les entreprises qui ont contribué aux investigations de terrain.** Merci à Alios Ingénierie pour la réalisation des sondages destructifs et carottés. Je remercie particulièrement Michel-Alexandre MORIN pour m'avoir transmis sa passion du forage. Tout

ce temps, par tous les temps, passés sur chantier à proximité du bac à boue, est passé à toute vitesse. Je remercie HYDRO ASSISTANCE pour leur sympathie et leur réactivité. Je tiens également à exprimer ma gratitude à Chantal BOURDILLON pour la qualité de ses analyses biostratigraphiques ainsi que pour le temps qu'elle a consacré aux analyses et à nos échanges qui ont été pour moi très instructifs et enrichissants. J'adresse mes remerciements à Vermilion Energy de m'avoir fait part des données de puits pétroliers présents sur la zone d'étude.

Les investigations n'auraient pas été possibles sans l'aide des acteurs locaux et des propriétaires. Merci à Monsieur BEDOUT et Monsieur DEBAT, qui ont accepté que l'on fore sur leurs parcelles. Un grand merci aux maires des communes de Budos, Cabanac-et-Villagrains, Guillos, Landiras, Louchats et Saint-Magne. Je tiens particulièrement à remercier Monsieur MONTAGNE pour son aide dans la recherche des parcelles sur la commune de Saint-Magne. Ça a été un plaisir de rencontrer un bigourdan dans les Landes de Gascogne girondines.

Je tiens à remercier chaleureusement tous mes collègues. Un grand merci à mes collègues du SMEGREG pour m'avoir accueillie avec tant de bienveillance. Cette ambiance familiale qui caractérise le SMEGREG a été d'une aide précieuse. Merci à tout le personnel de l'ENSEGID, ça a été un plaisir de continuer à vous côtoyer après l'école. Je tiens notamment à remercier les géologues de l'ENSEGID pour leurs conseils. Je tiens à remercier Michel pour son aide sur la partie géochimie. Merci à Serge et Léa qui m'ont apporté leur aide au labo en plein déménagement. Merci à Benjamin, Kahina, Pantxi et Pierre pour leur aide et merci Raphaël et François d'avoir proposé et veillé au bon déroulement des projets de fin d'étude ingénieur sur le sujet de thèse. Votre travail m'a permis de gagner un temps précieux. Je remercie également l'antenne de Pessac du BRGM de m'avoir accueillie lors des phases clés de la modélisation géologique. Je n'oublie pas mes collègues d'Antea qui m'ont accompagnée sur d'autres sujets durant cette dernière année de thèse et m'ont soutenu.

Je souhaite enfin remercier mes proches qui ont été d'un soutien sans faille. Vous m'avez apporté un équilibre précieux que ce soit à travers le sport (merci aux filles du SAM basket), les moments conviviaux entre amis (merci les Géos, les anciens ensegidiens, les doctorants, les amies de prépas…), en famille ou le réconfort de la personne que l'on chérit le plus. Je terminerai par remercier tout particulièrement mes parents, ma mamie et ma Sophie.

RESUME

Le Bassin Aquitain est un des grands bassins sédimentaires français. Les modalités de dépôt des séries sédimentaires au cours des temps géologiques ont permis la formation d'unités aquifères de large extension entrecoupées d'unités épontes formant un système aquifère multicouche complexe.

Ce système est affecté par de nombreuses déformations. Parmi elles, dans le sud de la Gironde, l'anticlinal de Villagrains-Landiras est une déformation majeure qui engendre des variations de faciès, de géométries et d'extension des corps sédimentaires qui impactent ainsi l'architecture du système hydrogéologique. Aux abords de l'anticlinal, l'aquifère du Cénomanien est sub-affleurant. Cet aquifère est ciblé dans le cadre d'une recherche de ressources de substitution aux aquifères tertiaires exploités pour l'alimentation en eau potable sur le territoire girondin.

Ce travail de thèse porte sur la compréhension de l'architecture des différents corps sédimentaires, et du système aquifère aux abords de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras. Les interactions hydrauliques entre les différents hydrosystèmes sont influencées par la nature et la géométrie des unités aquifères et des couches semi-perméables. Leurs variations d'épaisseur et de faciès résultant d'une histoire géodynamique complexe nécessitent une caractérisation plus détaillée à l'approche de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras.

Pour mener à bien cette étude, plusieurs campagnes de sondages géologiques ont été conduites afin de caractériser les corps réservoirs et épontes (nature, géométrie, extension, faciès). Elles sont complétées par des essais pétrophysiques en laboratoire, la mise en place d'un réseau de surveillance des nappes et des analyses géochimiques.

Ce travail à l'approche pluridisciplinaire a permis de définir l'architecture des corps réservoirs et épontes et de construire un modèle géologique de la zone. Les zones de contacts inter-aquifères ont été définies et les flux de recharge à travers ces dernières ont été estimés. Les résultats de ce travail mettent en exergue l'importance des biseaux sédimentaires tertiaires, des structures faillées et des processus d'altération dans la répartition des zones de recharge et la circulation des flux aux abords de l'anticlinal.

Un nouveau modèle de fonctionnement du système aquifère multicouche à l'échelle de l'anticlinal est donc proposé en vue de la mise en exploitation de l'aquifère du Cénomanien.

ABSTRACT

The Aquitaine Basin is one of largest French sedimentary basin. Deposit modalities of sedimentary series over geological time led to the formation of vast aquifer units. Through geodynamical events, a large and complex mulitlayered aquifer system with alternating permeable and impermeable interstratified structures was formed. It is affected by numerous deformations. In the South of Gironde, Villagrains-Landiras anticline is one of the major deformations of the Aquitaine Basin. It controls lateral facies variations, thickness variations, and extensions of units. It also impacts hydrogeological system geometries and properties. The Cenomanian aquifer subcrops locally near the anticline axis. It is seen as a new source for drinking water which will able to reduce the high abstraction in actual exploited aquifers in the Gironde area.

The purpose of this research work is the understanding of sedimentary bodies architecture and hydrogeological system funtioning near the Villagrains-Landiras anticline. The hydrogeological interactions between the different hydrosystems are influenced by the nature et the geometry of both aquifer units and confining units. Their facies and thickness variations are the result of complex geodynamic events and their understanding need a more detailed characterization near the anticline structure.

Thus, geological exploratory drillings were undertaken during this study to characterize reservoir units and confining units (nature, geometry, extension, and facies). The core descriptions were completed by petrophysical tests. A new monitoring network was installed in the new wells. Water was sampled for geochemical analyses.

This multidisciplinary approach allows to define the architecture of aquifers and confining units and to build a geological model of the area. Contact zones between different aquifer units have been defined and recharge flows have been estimated. Results highlight the crucial role of Tertiary sedimentary bevels, faults, and alteration processes in the distribution of the recharge zone near the anticline.

A new functioning model of the multilayered aquifer system is proposed at the anticline scale. Such a high-resolution view allows one to provide key elements for balanced decision-making regarding Cenomanian aquifer management.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS 1

RESUME 3

ABSTRACT 4

TABLE DES ILLUSTRATIONS 8

LISTE DES TABLEAUX 16

INTRODUCTION 17

1 Les enjeux d'une exploitation de l'aquifère du Cénomanien 20

1.1. Le système aquifère multicouche nord-aquitain 20

1.1.1. Localisation et généralités 20

1.1.2. Description des nappes du système multicouche nord-Aquitain 22

1.1.2.1. Nappes du Jurassique supérieur et moyen 22

1.1.2.2. Nappes du Crétacé inférieur 24

1.1.2.3. Nappes du Crétacé supérieur 26

1.1.2.4. Nappes de l'Éocène 29

1.1.2.5. Nappe des calcaires de l'Oligocène 30

1.1.2.6. Nappes du Miocène 33

1.1.2.7. Nappes du Plio-Quaternaire 35

1.2. Politique de gestion de la ressource en eau 38

1.2.1. Historique et problématique de l'alimentation en eau potable de Bordeaux et de la Gironde 38

1.2.2. Etat des lieux de la ressource en eau et de ses usages 39

1.2.3. Adaptation aux mutations socio-économiques et climatiques 44

1.2.4. L'intérêt de l'investigation du système aquifère du Cénomanien dans le sud de la Gironde 47

1.3. Prise en considération des enjeux environnementaux 49

1.3.1. Enjeux liés cours d'eau du secteur du sud de la Gironde 49

1.3.2. Enjeux liés aux lagunes 50

1.3.3. Enjeux liés aux sources 51

2 Synthèse géologique 54

2.1. Contexte géographique, géomorphologique et hydrographique de la zone d'étude 54

2.2. Géologie et géodynamique du Bassin Aquitain 56

2.2.1. Evolution du Permien au Jurassique 56

2.2.1.1. L'héritage paléozoïque 56

2.2.1.2. Le Trias évaporitique : rifting intracontinental 58

2.2.1.3. Le Jurassique : témoin de la première invasion marine 59

2.2.2. Evolution au Crétacé 60

2.2.2.1. Le Crétacé Inférieur : ouverture du Golfe de Gascogne 60

2.2.2.2. Le Crétacé supérieur : extension pré-pyrénéenne 62

2.2.3. Evolution au Paléogène 65

2.2.3.1. Le Paléocène : activation du régime compressif pyrénéen 65

2.2.3.2. L'Éocène : émersion des antiformes 66

2.2.3.3. Oligocène : une plateforme à sédimentation carbonatée stable 68

2.2.4. Evolution au Néogène 71

2.2.4.1. Le Miocène : une sédimentation à nouveau terrigène 71

2.2.4.2. Le Pliocène : une phase de sédimentation sableuse très rapide 74
2.2.5.Evolution au Quaternaire 76
2.2.6.Synthèse des évènements marquants qui ont influencé la structure géologique du Bassin Aquitain.. 77
2.2.6.1. Les grands évènements 77
2.2.6.2. Les grands traits structuraux du Bassin Aquitain 77
2.2.6.3. Un résumé de l'évolution paléogéographique 79
2.3. Géologie structurale et sédimentaire du Sud-Gironde 81
2.3.1.Structure de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 81
2.3.1.1. Physiographie de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 81
2.3.1.2. Prospection sismique : la contribution pétrolière à la vision de la structure anticlinale 83
2.3.2.Synthèse sédimentologique et stratigraphique 88
2.3.2.1. Les formations crétacées 88
2.3.2.2. Sédimentologie des formations tertiaires 95
2.3.2.3. Sédimentologie et stratigraphie du Quaternaire 98

3 Apport d'une étude géologique d'exploration à la compréhension de l'architecture des couches réservoirs et épontes 102
3.1. Méthodologie 102
3.1.1.Acquisition de données 102
3.1.2.Analyse sédimentaire et stratigraphique : protocole 105
3.2. Caractérisation des formations rencontrées 107
3.2.1.Sédimentologie et stratigraphie 107
3.2.2.Vers une relecture de la stratigraphie 117
3.2.3.Structuration de l'anticlinal : architecture des biseaux sédimentaires et extension des lacunes 121
3.2.4.Propriétés réservoir 132
3.2.4.1. Méthode d'analyses pétrophysiques 132
3.2.4.2. Propriétés réservoir des faciès rencontrés 133
3.2.4.3. Caractérisation du réseau poreux 137
3.3. Impact de l'altération polyphasée aux abords de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras sur les propriétés réservoir 139
3.3.1.Les processus d'altération et leur impact local 139
3.3.2.Impact de l'altération sur les propriétés réservoir 146
3.4. Evolution tectono-sédimentaire de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 148
3.5. Modélisation géométrique du système hydrogéologique au droit de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 155
3.5.1.Introduction et outils utilisés 155
3.5.2.Données et méthode 157
3.5.2.1. Données intégrées 157
3.5.2.2. Règleses stratigraphiques et géométriques 161
3.5.2.3. Méthode d'interpolation 165
3.5.3.Une structure géologique revisitée 168
3.5.3.1. Géométrie de l'anticlinal : de nouveaux éléments 168
3.5.3.2. Implications hydrogéologiques : cartographie du système multi-couche 174
3.5.4.Implications hydrogéologiques : zones de connexion inter-aquifère 181

4 Fonctionnement hydrogéologique 186
4.1. Nappe de surface et interaction nappe/rivière 186
4.1.1.Ecoulement de la nappe superficielle 186
4.1.2.Suivi des cours d'eau, sources et lagunes 187

4.2. Nappes captives et semi-captives 190
4.2.1.Ecoulements des nappes du Tertiaire 190
4.2.2.Les nappes du Crétacé supérieur 192
4.3. Chroniques piézométriques 194
4.3.1.Données 194
4.4. Analyse quantitative des séries temporelles 201
4.4.1.Principe de l'analyse corrélatoire 201
4.4.1.1. Autocorrélation 201
4.4.1.2. Corrélation croisée 202
4.4.2.Résultats de l'analyse corrélatoire 203
4.4.2.1. Corrélation croisée pluie-charge piézométrique 203
4.4.2.2. Corrélations croisées inter-piézomètres 206
4.4.3.Estimation de la recharge par la méthode d'interprétation des fluctuations piézométriques (WTF) 212
4.4.3.1. Méthode WTF (Water-Table Fluctuation) : concepts généraux 212
4.4.3.2. Estimation de la recharge locale 216
4.5. Apport de la géochimie dans la compréhension des écoulements et de la recharge des aquifères profonds 219
4.5.1.Introduction à la géochimie isotopique 219
4.5.1.1. Géochimie isotopique du Carbone 220
4.5.1.3. Méthode de prélèvement et d'analyse 222
4.5.2.Circulation des eaux souterraines aux abords de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras. 223
4.5.2.1. Faciès des eaux 223
4.5.2.2. Datations des eaux et temps de résidence 224
4.5.2.3. Les isotopes de la molécule d'eau 228
4.6. Synthèse des écoulements et des phénomènes de recharge des nappes souterraines 231
4.6.1.Zones préférentielles de recharge 231
4.6.2.Calcul des vitesses d'écoulement 235
4.6.2.1. Méthodes 235
4.6.2.2. Confrontation des vitesses d'écoulements hydrauliques et radioisotopiques 236
4.6.3.Schéma de fonctionnement du système multicouche aux abords de la structure anticlinale 239

Conclusion 243

Références 251

Annexes 271

A. 271

B. 293

C. 296

D. 298

E. 299

F. 300

G. 301

H. 306

I. 307

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1-1: zone d'étude : (a) à l'échelle du Bassin Aquitain ; (b) à l'échelle de la Gironde .. 21
Figure 1-2 : coupe hydrogéologique du système multicouche nord-aquitain *(modifié d'après Malcuit, 2012)* 22
Figure 1-3 : extension de l'aquifère du Jurassique moyen et supérieur (*Mauroux et Danneville, 1996*) 23
Figure 1-4 : extension et piézométrie de l'aquifère du Jurassique moyen et supérieur en 2007 *(SIGES Aquitaine, 2017)* 24
Figure 1-5 : extension de l'aquifère basal du Crétacé inférieur *(Housse and Maget, 1977)* .. 25
Figure 1-6 : extension de l'aquifère albo-aptien du Crétacé inférieur *(Housse and Maget, 1977)* 26
Figure 1-7 : surface piézométrique de référence de l'aquifère de la base du Crétacé supérieur *(Gombert, 1998)* 27
Figure 1-8 : piézométrie mesurée de la nappe du sommet du Crétacé supérieur en 2015 (Douez et al., 2017) 28
Figure 1-9 : piézométrie mesurée en 2015 de la nappe des calcaires de l'Éocène inférieur et moyen *(Douez et al., 2017)* 30
Figure 1-10 : limites d'extension de l'aquifère de l'Oligocène *(modifié d'après Mauroux and Danneville, 1996)* 31
Figure 1-11 : piézométrie mesurée en 2015 de la nappe des calcaires de l'Oligocène en Gironde (Douez et al., 2017) 33
Figure 1-12: limites d'extension des aquifères du Miocène (Cabaret, 2011) 34
Figure 1-13 : piézométrie mesurée en 2015 de la nappe du Miocène en Gironde (Douez et al., 2017) 35
Figure 1-14 : emprises des masses d'eau souterraines libres sur le territoire girondin (Douez et al., 2017) 36
Figure 1-15 : piézométrie générale de la nappe plio-quaternaire du Triangle Landais générée par le modèle Mio-Plio-Quaternaire du BRGM (Corbier and Cabaret, 2015) et carte piézométrique de référence du Plio-Quaternaire *(Pédron et al., 2002)* 37
Figure 1-16: repère chronologique: (a) charte stratigraphique internationale ; (b) les nappes du SAGE et leurs états quantitatifs par unité de gestion (modifié d'après SMEGREG EPTB, 2010) 41
Figure 1-17 : volumes prélevés (en millions de m^3) en Gironde et répartition des usages *(données 2019 SMEGREG-EPTB)* 42
Figure 1-18: carte de sensibilité: (a) enjeux qualitatifs; (b) enjeux quantitatifs (SMEGREG EPTB, 2010) 44
Figure 1-19 : besoins en ressources de substitution en millions de m^3/an en fonction des différents scénarii d'augmentation de la population et de l'évolution des consommations (sans prise en compte de l'amélioration des performances des réseaux) 46
Figure 1-20 : localisation des projets de recherche de ressources de substitution 47
Figure 1-21 : localisation des zones d'intérêts écologiques 50
Figure 1-22 : lagune de l'Artigon à Saint-Magne (a) en période de basses eaux (22 août 2017) ; (b) en période en hautes eaux (4 avril 2017) 51

Figure 1-23: localisation des sources et des formations affleurantes par rapport aux affleurements 52
Figure 2-1 : zone d'étude, et principaux éléments géologiques, structuraux et hydrographiques 54
Figure 2-2 : réseau hydrographique de la zone d'étude 55
Figure 2-3 : le socle de la région nord du Bassin Aquitain correspond à la zone interne de l'orogenèse hercynienne, dont les déformations majeures, de direction SE-NW, remontent au Dévonien (Rolet, 1997) 57
Figure 2-4 : faciès des dépôts triasiques (Winnock, 1974) 58
Figure 2-5 : paléogéographie du Bassin Aquitain au Trias (Durand-Delga, 1980) 59
Figure 2-6 : paléogéographie au Jurassique supérieur, (AGSO, 2018) 60
Figure 2-7 : paléogéographie de la base du Crétacé inférieur (Nécomien), (modifié d'après Gutierrez et al., 2016) 62
Figure 2-8 : évolution générale et évènements dans le nord de l'Aquitaine pendant le Crétacé supérieur *(Platel, 1996, Platel et al., 2008)* 64
Figure 2-9 : paléogéographie du maximum de Transgression au Danien moyen (Ortiz, 2019) 66
Figure 2-10 : paléogéographie de l'Aquitaine au Lutétien inférieur à moyen (AGSO, 2018) . 67
Figure 2-11 : limites du maximum de Transgression à l'Éocène (Cabaret, 2011; Cahuzac and Janssen, 2010) 68
Figure 2-12 : reconstitution paléogéographique du Bassin Aquitain à l'Oligocène inférieur, *(Londeix, 2010)* 70
Figure 2-13: paléogéographie du Chattien supérieur (Ortiz, 2019) 71
Figure 2-14 : paléogéographie du Bassin Aquitain au Miocène (durant le maximum de transgression de la fin de l'Aquitanien), (Ortiz, 2019) 72
Figure 2-15: paléogéographie de l'Aquitaine au Langhien-Serravallien *(Ortiz, 2019)* 74
Figure 2-16: paléogéographie au Pliocène (Ortiz, 2019) 75
Figure 2-17 :évolution du trait de côte du Golfe de Gascogne *(Douez, 2007)* 76
Figure 2-18 : bilan des évènements tectono-sédimentaires à partir du Crétacé qui ont affecté la zone d'étude 77
Figure 2-19 : schéma structural du Bassin Aquitain (Filleaudeau, 2012) ; AD : diapir d'Audignon, AU : soulèvement des Arbailles, AxCh : (Haute) Chaîne Axiale, BM : massifs basques, Dax : diapir de Dax, GRU : soulèvement de Grand Rieu, Ib : Structure d'Ibis, LR : Massif de la Rhune, MH : Haut de Montauban, NPZ : Faille Nord-Pyrénéenne, NPT : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, S : Sarrance, SB : diapir de Salies de Béarn, SP : Structure de Saint-Palais, S-PZ : Zone Sous-Pyrénéenne, SS : Structure de Sainte-Suzanne, TVF : Faille de Villefranche Toulouse, VL : Structure de Villagrains-Landiras 78
Figure 2-20 : paléogéographie simplifiée du Bassin Aquitain (Serrano et al., 2006) 80
Figure 2-21: cadre structural du sud de la Gironde 82
Figure 2-22 : coupe géologique schématique nord/sud de Saint-Magne à Sore *(Saltel, 2008 modifié d'après Karnay, 1993)* 83
Figure 2-23: profils sismiques 84
Figure 2-24 : interprétation sismique de la ligne Régionale 3 après retraitement de lignes sismiques ESSO REP (Platel and Serrano, 2008) 85
Figure 2-25 : interprétation sismique du Profil 94/B2 et 94/M2 après retraitement de profil TEXAS CRUDE *(Platel and Serrano, 2008)* 86

Figure 2-26 : interprétation sismique du profil 1/189 après retraitement de profil ESSO REP (Platel and Serrano, 2008) 88
Figure 2-27: affleurements crétacés à Villagrains et Landiras 90
Figure 2-28 : affleurements crétacés observés en 2018 le long du Gât Mort à Villagrains et localisation des points d'observation VIL1 à VIL10 91
Figure 2-29: affleurement crétacés le long du Gât-Mort à Villagrains (12/07/2018): (a) affleurement au point d'observation VIL8 ; (b) calcaire bioclastique blanc à silex recristallisé observé au droit de VIL8 ; (c) calcaire bioclastique altéré observé au point VIL 6 ; Profil d'altération des calcaires du Maastrichtien inférieur au point VIL4 (point 4 sur la Figure 2-28); (e) calcaire recristallisé à silex brun bioclastique du Maastrichtien supérieur 92
Figure 2-30: affleurements crétacées observés le long du Tursan et localiation des points d'observation LAN1 à LAN4 93
Figure 2-31 : affleurements du Maastrichtien supérieur à Landiras (17/05/2017) : (a) Affleurement des calcaires crétacées en aval du hameau de Perron à Landiras au point d'observation LAN3, (b) Calcaires à Microcodium du Maastrichtien présents à l'affleurement en aval du hameau de Perron (LAN1); (c) calcaires à Microcodium altérés à remplissage argileux observé au point LAN2 ; (d) calcaire à Microcodium en lame mince au point d'observé LAN2 ; (d) calcaires biosparitiques au point d'observation LAN3 94
Figure 2-32 : coupe lithologique de l'affleurement de Balizac *(Londeix, 2010 modifié d'après Alvinerie, 1971)* 97
Figure 2-33 : log des formations quaternaires *(Corbier and Cabaret, 2015; Dubreuilh et al., 1995)* 99
Figure 3-1 : profondeur du toit du Crétacé supérieur à partir des interprétations sismiques (*Serrano, 2008*) 103
Figure 3-2 : sondages de reconnaissance géologique des campagnes 2017-2018-2019 104
Figure 3-3: zonations paléogéographiques des environnements marins (Vincent, 2001), d'après Flügel, 1982; Pérès and Picard, 1959; Reading and Levell, 1996) 106
Figure 3-4: faciès du Cénomanien: (a, b, c) *Grainstone* à pellets, orbitolines (Orb), pré-alvéolines, algue (Alg) et débris de coraux (Cor) à l'échelle microscopique et macroscopique (96,5 m de profondeur au droit de F2-1); (d) *Grainstone* bioclastiques altéré et recristallisé ; (e) *Micrograinstone* marneux à bioclastes roulés et altérés, microporosité (µP) intergranulaire ; (f) *Grainstone* à pellets (Pe) altérés à porosité (Po) intergranulaire et cimentation drusique (Dr) ; (g) *Rudstone* à Orbitolines 108
Figure 3-5: faciès du Campanien supérieur à Maastrichtien basal: (a) *Wakestone* à litage argileux (souligné par les tirets noirs); (b) et (c) *Packstone* bioclastique (Bryozoaire (Br), Echinoderme (Ech), foraminifères (Fo) benthiques et cristaux de dolomite dissous (Dol) .. 109
Figure 3-6 : faciès des altérites paléocènes, (a) argiles à marbrures à nodules calcaires crétacés (sondage F2-13, 22,10m), (b) argiles d'altération des calcaires à silex (carotte du sondage F2-3 de 23 à 23,87m), (c) altération du calcaire blanc bioclastique crétacé pendant le Paléocène, légende : Ca : calcaire, Arg : argile, Si : silex, Ox : oxydes, Bi : bioclaste, Br : bryozoaire 110
Figure 3-7: faciès de l'Éocène moyen : (a) *Grainstone* à nummulites et alvéolines à l'échelle macroscopique ; (b) en LPA ; (c) *Grainstone* gréseux altéré et dissous ; (d) *Rudstone* gréseux à nummulites (Nu), alvéolines et milioles (Mi) 111
Figure 3-8: faciès de la base de l'Oligocène inférieur : (a) marne (Ma) grise à glauconie (Glau) à l'échelle macroscopique, (b) observation à la loupe binoculaire d'un lavage de ces marnes ; (c) Pénéroplidés (Pen) ; (d) marne silteuse bioclastique oxydée (Ox) 112

Figure 3-9: faciès des calcaires l'Oligocène inférieur : *Grainstone* à *Rudstone* bioclastique à l'échelle macroscopique, (b) lame mince associée, forte porosité et cimentation drusique; (c) *Grainstone* silteux bioclastique déposé en milieu marin et altéré en zone phréatique; (d) lame mince associée ; (e) grès calcaire glauconieux altéré (44 m de profondeur au droit de F2-15), (f) lame mince associée, oxydation des grains ; (g) Altération très avancée d'un grès calcaire glauconieux au niveau d'une surface d'érosion (47,6 m de profondeur au droit de F2-15) . 113
Figure 3-10 : faciès des marnes grises bioclastiques du Miocène inférieur (faluns), (a) Marnes silteuses grises bioclastiques (niveau riche en gastéropodes et foraminifères), carotte de F2-15, 33,5 m), (b) gastéropodes (G) issus des *cuttings* de F1-2, 19,3m, (c) gastéropodes issus des *cuttings* d'un niveau très bioclastique de F1-5, 37,39m, légende : G : gastéropode, Qz : quartz 115
Figure 3-11 : faciès du calcaire gréseux à gastéropodes au Miocène inférieur, (a) Photographie d'un plug de calcaire *grainstone* gréseux bioclastiques jaunâtre à stratification oblique (F2-7, 22,65 m), (b) Lame mince associée à l'échantillon (a), (c) Gastéropodes (cuttings de F1-1, 25-26 m), (d) Bryozoaires et échinodermes (cuttings de F1-1, 33-35 m), légende : Qz : quartz, G : gastéropode, Cab : calcaire blanc, Br : bryozoaire, Ec : échinoderme 116
Figure 3-12 : coupes géologiques présentées et localisation des puits sur fond géologique 121
Figure 3-13 : coupe géologique ouest/est sur le flanc nord de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 123
Figure 3-14 : coupe géologique ouest/est sur le flanc sud de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 124
Figure 3-15 : coupe géologique nord/sud de l'anticlinal entre Saucats et Hostens 125
Figure 3-16 : coupe géologique nord/sud de l'anticlinal entre Saint-Selve et Balizac 126
Figure 3-17 : coupe géologique sud-ouest/nord-est de l'anticlinal entre Saint-Magne et Podensac 127
Figure 3-18: extensions de la formation des altérites du Paléocène 129
Figure 3-19: lacunes sédimentaires (modifié d'après Labat et al., 2018)) 131
Figure 3-20: classification de la taille des pores dans les roches carbonatées et techniques analytiques associées (modifié d'après Marty, 2006) en regard de la classification de (Cerepi et al., 2002) 133
Figure 3-21: perméabilité intrinsèque : (a) en fonction de la porosité totale ; (b) en fonction de la porosité libre 134
Figure 3-22: variabilité des propriétés réservoir pour chaque unité lithostratigraphique (a) valeurs de perméabilité intrinsèque ; (b) valeurs de porosité totale (Labat et al. 2021) 137
Figure 3-23: caractérisation de la porosité ; (a) distribution des porosités absolues moyennes des unités : macropores A, macropores B et mésopores ; (b) distribution des porosités relatives efficaces et piégées moyennes des unités et valeurs des porosités libres moyennées correspondantes 138
Figure 3-24: relations en jeu dans les processus d'altération entre les systèmes géologiques, pédologiques et biologiques et les grandes dynamiques d'évolution entre la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère (Cailhol, 2016; White et al., 1992) 139
Figure 3-25: profil d'altération météoritique des roches : (a) profil théorique, (b) exemple du profil d'altération du Maastrichtien au droit du forage F2-3 entre 28,47 et 29,07 m puis entre 33,37 et 33,67 m de profondeur (côte en mètre sondeur) 140
Figure 3-26: surface d'érosion et continentalisation : (a) surfaces d'érosion (flèche rouge) dans la formation oligocène des calcaires à Astéries au droit du forage F2-14; (b) Oxydes ferrigeux

(Ox) et formation de l'argile (Arg) d'altération (F2-14 44 m de profondeur) ; (c) oxydation du calcaire oligocène (F2-14 44,11 m de profondeur) ; (d) Altération météoritique des calcaire de l'Éocène moyen (F2-5 35,20 m de profondeur); (e) observation au microscope optique de l'oxydation et fissures des calcaires de l'Éocène moyen (F2-5 35,20 m de profondeur); (f) argile d'altération du Paléocène et nodules de silex (Si) crétacés ; Observation au microscope optique de l'altération météoritique des calcaires du Campano-Maastrichtien (F2-5 54 m de profondeur) 142
Figure 3-27: fantômisation des formations calcaires du Miocène et de l'Oligocène : (a) fantômisation des calcaires du Burdigalien (F2-7 22,65 m de profondeur) ; (b) zoom sur les éléments dissous et la cimentation drusique au microscope optique ; (c) dissolution des bioclastes des calcaires du Miocène (F2-14 29,80 m de profondeur) ; (d) fantômisation des calcaires à Astéries de l'Oligocène ; (e) zoom sur les bioclastes fantômisés et la cimentation drusique ; Dr ciment drusique, Fa bioclaste fantômisé, G gastéropode, Mi miliole 144
Figure 3-28: fantômisation des calcaires de l'Éocène et du Crétacé supérieur : (a) dissolution des bioclastes et création de cavités au sein des calcaires de l'Éocène moyen (F2-11 36,4 m de profondeur); (b) zone de dissolution des calcaires éocènes ; (c) zoom sur la partie non fantômisée ; (d) zoom sur la partie fantômisée ; (e) fantômisation (Fa) des calcaires du Maastrichtien (F2-13 32,27 m de profondeur) ; (f) calcaires à Mélobésiée (Mé) des affleurements de Perron à Landiras à l'échelle macroscopique ; (g) et (h) fantômisation des calcaires du Maastrichtien à l'échelle microscopique ; Al alvéolines ; Alg algue ; Ox oxydes de fer 145
Figure 3-29: dédolomisation des calcaires campano-maastrichtiens : (a) observation au microscope optique (Cal : calcisphère, Ec : échinoderme, flèche rouge : dolomite dissoute) ; (b) scan de lame mince montrant la dissolution préférentielle le long de couloir de circulation de fluide 146
Figure 3-30: volume poreux incrémental et intrusion/extrusion cumulée (mL/g) en fonction du diamètre des pores (Ă=0,1 nm) et photographie des faciès associés ; (a) faciès Wakestone à Packstone du Campano-Maastrichtien, porosité créée par la dissolution de la dolomie et dissolution intrabioclastique à droite ; (b) faciès de l'Éocène moyen grès calcaire bioclastique, porosité créée par dissolution des bioclastes, altération et microfissuration à droite 147
Figure 3-31: altération des calcaires crétacés et les conséquences sur le réseau poreux ; (a) log sédimentologique synthétique du Paléocène et du sommet du Crétacé supérieur (F2-2) ; (b) faciès des altérites du Paléocène (F2-2 à 30m de profondeur) ; (c) volume poreux incrémental en fonction du diamètre des pores (F2-2 à 30m de profondeur) ; (d) microfaciès des calcaires altérés du forage F2-2 à 37m de profondeur ; (d) macrofaciès de l'échantillon F2-2 à 37m de profondeur ; (f) volume poreux incrémental en fonction du diamètre des pores (Ă=0,1 nm) 148
Figure 3-32: synoptique géologique synthétique des formations rencontrées et moyenne des valeurs de perméabilité intrinsèque et porosité totale (Labat et al., 2019) 150
Figure 3-33: synoptique géologique des formations du Cénomanien rencontrées et moyenne des valeurs de perméabilité intrinsèque et porosité totale (PF Planktonic foraminifera, CN Calcareous nannofossils) 151
Figure 3-34: paléogéographie de la zone d'étude : (a) au Cénomanien moyen ; (b) au Maastrichtien inférieur ; H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains 152
Figure 3-35: paléogéographie de la zone d'étude ; (a) à l'Éocène moyen ; (b) à l'Oligocène inférieur ; H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains 153

Figure 3-36: paléogéographie de la zone d'étude : (a) au Burdigalien, (b) légende des éléments biologiques et minéraux rencontrées des bloc-diagrammes réalisés précédemment ; H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains 154
Figure 3-37: méthodologie adoptée et données intégrées 158
Figure 3-38 : extension du modèle géométrique et forages intégrés 159
Figure 3-39 : topographie et contour des affleurements intégrés 160
Figure 3-40 : failles intégrées au modèle 161
Figure 3-41: interpolation et intersection des surfaces stratigraphiques 162
Figure 3-42 : éléments constitutifs d'un variogramme standard 166
Figure 3-43 : exemple de modèles de variogrammes 167
Figure 3-44 : variogrammes du toit de l'éponte Chattien/base du Miocène (EPCM) ; (a) sans dérive ; (b) modèle retenu avec une dérive d'ordre 1 168
Figure 3-45: (a) représentation 3 dimensions des toits des principales formations; (b) coupe sud-nord entre Villagrains et Mano 170
Figure 3-46: bloc diagramme 1 obtenu à partir des coupes nord-sud (AB), partie occidentale, et ouest-est (CD) 172
Figure 3-47 : bloc diagramme 2 obtenu à partir des coupes nord-sud (EF), partie orientale et ouest-est (GH) 173
Figure 3-48 : profondeur des toits des unités et cartes d'épaisseur associées : (a) toit de l'éponte du Turonien ; (b) épaisseur de l'éponte du Turonien ; (c) toit de l'aquifère du Turonien ; (d) épaisseur de l'aquifère du Turonien ; (e) toit de l'éponte du Cénomanien ; (f) épaisseur de l'éponte du Cénomanien ; (g) toit de l'aquifère du Cénomanien ; (h) épaisseur de l'aquifère du Cénomanien 176
Figure 3-49 : profondeur des toits des unités et cartes d'épaisseur : (a) toit de l'éponte du Paléocène et de la base de l'Éocène ; (b) épaisseur de l'éponte du Paléocène et de la base de l'Éocène ; (c) toit de l'éponte du Campano-Maastrichtien ; (d) épaisseur de l'éponte du Campano-Maastrichtien ; (e) toit de l'aquifère du Campano-Maastrichtien ; (f) épaisseur du Campano-Maastrichtien ; (g) toit de l'éponte du Coniacien-Santonien ; (h) épaisseur de l'éponte du Coniacien-Santonien 177
Figure 3-50 : profondeur des toits et cartes d'épaisseur : (a) toit de l'éponte du Chattien et de la base du Miocène ; (b) épaisseur de l'éponte du Chattien et de la base du Miocène ; (c) toit de l'aquifère de l'Oligocène ; (d) épaisseur du toit de l'Oligocène ; (e) toit de l'éponte de la base de l'Oligocène ; (f) épaisseur de l'éponte de la base l'Oligocène ; (g) toit de l'aquifère de l'Éocène moyen ; (h) épaisseur de l'aquifère de l'Éocène moyen ; tracé des failles en bordeaux 179
Figure 3-51 : profondeur du toit ou mur des unités et cartes d'épaisseur : (a) base de l'aquifère du Plio-Quaternaire ; (b) épaisseur de l'aquifère du Plio-Quaternaire ; (c) toit de l'aquifère du Langhien-Serravallien ; (d) épaisseur de l'aquifère du Langhien-Serravallien ; (e) toit de l'éponte de l'Aquitanien-Burdigalien ; (f) épaisseur de l'éponte de l'Aquitanien-Burdigalien ; (g) toit de l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien ; (h) épaisseur de l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien ; tracé des failles en bordeaux 180
Figure 3-52 : types de contact inter-aquifère : (a) surfaces de contact dû à la superposition de deux unités aquifères causée par l'érosion de l'unité éponte ; (b) surfaces de contacts latérales induites par le plissement des unités et l'amincissement des unités à l'approche de l'axe de l'anticlinal ; (c) surfaces de contacts verticales liées au décalage induit par les failles 181
Figure 3-53: zones de contact inter-aquifère 182
Figure 4-1: carte piézométrique de la nappe superficielle (mai 2017) 187

Figure 4-2: localisation des stations de jaugeage et des lagunes instrumentées 188
Figure 4-3: débit aux stations de jaugeage sur les affluents de la Leyre et du Gât-Mort à Saint-Magne et Belin-Beliet 189
Figure 4-4 : carte piézométrique de la nappe de l'Aquitanien-Burdigalien (Isopièzes BRGM 2018 modifiées avec les nouvelles données piézométriques du puits F1-4 à Budos et l'extension de l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien revisitée suite aux campagnes de sondages) 190
Figure 4-5 : zones de décharge des nappes et zone de perte probable dans les cours d'eau dans le secteur de Landiras sous fond de carte MNT 191
Figure 4-6 : carte piézométrique de la nappe du Campano-Maastrichtien (janvier 2020) ... 192
Figure 4-7 : localisation des points de suivi hydrogéologique 194
Figure 4-8: chroniques piézométriques du Plio-Quaternaire : (a) de la zone d'étude ; (b) zoom sur les chroniques piézométriques à Saint-Magne 195
Figure 4-9: chroniques piézométriques du Miocène 196
Figure 4-10: chroniques piézométriques de l'Oligocène 197
Figure 4-11: chroniques piézométriques de l'Éocène 198
Figure 4-12: chroniques piézométriques du Campano-Maastrichtien 199
Figure 4-13: niveau d'eau des lagunes et niveau piézométriques à Saint-Magne : (a) entre la route du Barp et le lieu-dit de la Hounude ; (b) au lieu-dit de l'Artigon 200
Figure 4-14: paramètres issus de la fonction de corrélation croisée 203
Figure 4-15: corrélation croisée des chroniques piézométriques du Plio-Quaternaire et la pluviométrie (données des mailles SAFRAN) 204
Figure 4-16: corrélation croisée des chroniques piézométriques du Miocène et la pluviométrie (données des mailles SAFRAN) 205
Figure 4-17: coefficients de corrélation maximum entre les chroniques pluviométriques et des nappes de surface 206
Figure 4-18: corrélations croisées à Budos et Balizac 207
Figure 4-19: corrélations croisées des chroniques piézométriques du Cénomanien 209
Figure 4-20 : analyse corrélatoire croisée entre les piézométres : (a) carte des piézomètres de surface et corrélations entre les nappes sous-jacentes ; (b) nappes du Tertiaire et corrélations avec les nappes de surface et du Crétacé ; (c) nappes du Crétacé et et corrélation avec les nappes sus-jacentes ; (d) maximum de corrélation entre les chroniques piézométriques tertiaires ; (e) maximum de corrélation entre les chroniques piézométriques crétacées 211
Figure 4-21: principe de la méthode WTF et principaux paramètres d'entrée et de sortie (t temps, H hauteur piézométrique, P pluviométrie, s rabattement, Q débit) 213
Figure 4-22: illustration de la méthode MRC : (a) détermination des périodes de récession à partir d'une chronique piézométrique ; (b) niveau piézométrique H en fonction de sa dérivée dH/dt, points utilisés pour calculer les paramètres P(1) et P(0) de la MRC 214
Figure 4-23: épisode de recharge isolé par la méthode EMR. (a) Evolution du niveau piézométrique en fonction du temps, tracé de la courbe de récession extrapolée en rouge (MRC extrapolation) et différence de hauteur piézométrique correspondant à l'incrément pluviométrique. (b) différentielle de hauteur piézométrique en fonction du temps et son écart de tolérance associé (Nimmo et al., 2015) 215
Figure 4-24: période de recharge et valeurs de recharge pour chaque période et chaque puits en regard de la pluviométrie 217
Figure 4-25: estimation de la recharge superficielle 218

Figure 4-26 : teneur en ^{18}O et ^{2}H ; (a) évolution des teneurs au cours d'un cycle ; (b) différents processus naturels pouvant influencer les compositions en ^{18}O et ^{2}H des eaux (Xi, 2014). 222
Figure 4-27 : diagramme de Piper 223
Figure 4-28 : activités $A^{14}C$ en fonction du $\delta^{13}C$ et de l'éloignement des puits à l'axe de l'anticlinal 226
Figure 4-29 : répartition des temps de résidence (à partir des données Labat et al. 2021(Saltel, 2008; Saltel et al., 2019) 227
Figure 4-30 : variations des compositions isotopiques en ^{18}O et ^{2}H dans le sud de la Gironde (à partir des données de Labat et al. 2021, Saltel, 2008; Saltel et al., 2019) 229
Figure 4-31 : $\delta^{18}O$ en fonction des âges des eaux et de la disance à l'axe de l'anticlinal 230
Figure 4-32 : coupe hydrogéologique ouest-est sur le flanc nord de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 231
Figure 4-33 : localisation des zones potentielles de recharge directe et indirecte 234
Figure 4-34 : trajets d'écoulements sélectionnés pour les calculs de vitesses d'écoulement 236
Figure 4-35 : comparaison entre les vitesses hydrauliques et les vitesses radioisotopiques 238
Figure 4-36 : (a) coupe schématique des directions d'écoulements et temps de résidence associés des eaux (Labat et al., 2021) ; (b) localisation de la coupe et des forages qui ont fait l'objet de prélèvement pour analyses géochimiques isotopiques 240
Figure 0-1 : augmentation puis diminution de la porosité suite aux phénomènes d'altération : (a) log synthétique des calcaires du Campano-Maastrichtien et de son profil d'altération, (b) carottes et lames minces associées, (c) intrusion des pores en fonction du diamètre des pores 244
Figure 0-2 : évolution paléogéographique synthétique de l'anticlinal de Villagrains-Landiras : (a) au Campano-Maastrichtien, (b) à l'Eocène, (c) à l'Oligocène, (d) au Miocène, H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains, (Labat et al. 2021) 245
Figure 0-3 : bloc 3D extrait du modèle géologique, sens d'écoulement, zones et perte et de recharge préférentielle (vue du nord-est) 246
Figure 0-4 : bloc 3D extrait du modèle géologique, sens d'écoulement, zones et perte et de recharge préférentielle, (a) partie est (vue du sud-est), (b) partie est (vue du nord-est)..... 247
Figure B-1: exemple de courbes d'injection et de retrait de mercure sur un échantillon (Cabaret, 2011)..... 295

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : coordonnées des sondages de reconnaissance géologique 105
Tableau 2: affectations stratigraphiques des sondages de reconnaissance géologique et profondeurs des formations rencontrées (abs : absent) 119
Tableau 3: moyenne des valeurs de perméabilité intrinsèque et de porosité totale et leurs écart-types associés 136
Tableau 4 : pile hydro-stratigraphique du modèle géologique 164
Tableau 5 : surfaces de contact inter-aquifère induites par les lacunes des unités épontes 183
Tableau 6 : surfaces de contact inter-aquifère induites par les failles du Gât-Mort, de Saint-Magne et de la Leyre (en km²) 183
Tableau 7 : récapitulatif des réactions géochimiques intégrées dans les modèles d'ajustement de A_0 (modifié d'après Plummer and Glynn, 2013) 221
Tableau 8 : Résultats des modélisations d'activité initiale A_0 en pcm 224
Tableau 9 : temps de résidence des eaux prélevées 225
Tableau 10 : variations de débit entre l'aval et l'amont des zones des pertes identifiées à partir des jaugeages effectués par Saltel, 2008 233
Tableau 11 : vitesses hydrauliques des nappes du Campano-Maastrichtien, de l'Eocène et de l'Oligocène 237
Tableau 12 : vitesses radioisotopiques des nappes du Campano-Maastrichtien, de l'Eocène et de l'Oligocène 237
Tableau 13 : perméabilité intrinsèque et porosité totale des échantillons de carottes (C-M aquifer : Campano-Maastrichtian aquifer) 296
Tableau 14 : extension, volumes et épaisseur moyenne des unités du modèle géologique 298
Tableau 15 : paramètres physico-chimiques des eaux échantillonnées (Mio. Miocène, Oli. Oligocène, Eo Eocène, Cret Crétacé supérieur indifférencié, Céno. Cénomanien) 303
Tableau 16 : activités ^{14}C et âges des eaux 304
Tableau 17 : isotopes de la molécule d'eau 305

INTRODUCTION

Les bassins sédimentaires renferment des aquifères de large extension qui sont des ressources clées souvent exploitées pour l'alimentation en eau potable (AEP). Les eaux souterraines contenues dans ces aquifères offrent en effet d'importants volumes exploitables. Elles sont généralement de bonne qualité, moins vulnérables aux pollutions de surface et moins sensibles aux variations climatiques saisonnières que les eaux de surface.

En région Nouvelle Aquitaine, ces aquifères sont actuellement sollicités et certains d'entre eux sont surexploités. Gérer la disponibilité de la ressource en eau dans un contexte de changement climatique et d'augmentation démographique des zones urbaines et périurbaines est un défi actuel majeur. La multiplication des périodes de stress hydrique ces dernières années en France métropolitaine amène à travailler sur de nouveaux défis quant à l'alimentation en eau pour les différents usagers.

Pour trouver des ressources de substitutions et des ressources complémentaires aux aquifères actuellement sollicités, une meilleure compréhension des caractéristiques de ces bassins sédimentaires hôtes est nécessaire. En effet, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, les déformations géologiques telles que les structures anticlinales, synclinales ou encore les failles jouent un rôle prépondérant dans le fonctionnement des systèmes aquifères (aire d'alimentation, zones d'exutoires, transferts inter-aquifères). Dans le cas des formations anticlinales, la complexité géométrique de ces structures caractérisées entre autres par de multiples surfaces d'érosion, des variations latérales de faciès et encore d'épaisseurs des séries sédimentaires résulte d'une histoire géologique et géodynamique riche. Cette complexité a un impact majeur sur les échanges entre les différents réservoirs qui forme un système aquifère multicouche. Néanmoins, cet impact est souvent sous-évalué et mal quantifié au profit d'une vision plus régionale intégratrice.

Le Syndicat Mixte d'Etude et de Gestion de la Ressource en Eau de la Gironde (SMEGREG-EPTB) a initié, en s'appuyant sur les dispositions du Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) Nappes Profondes de Gironde, une politique de recherche de ressources de substitution aux aquifères exploités actuellement. En Gironde, $^{1}/_{6}$ ème de l'eau utilisée provient de ces nappes déficitaires. Il s'agit principalement de la nappe de l'Eocène dont 50 millions de m^3 sont prélevés chaque année dans les zones déficitaires pour l'AEP. Une gestion accrue des nappes est nécessaire afin de répondre à la demande croissante de la population tout en réduisant les prélèvements dans ces nappes. Aux vues des scénarii d'augmentation de la population du territoire, d'amélioration des performances des réseaux, l'évolution de la consommation de la population, le SMEGREG-EPTB a estimé un besoin en ressources de substitution entre 11 et 25 millions de m^3 (SMEGREG EPTB, 2019a). Plusieurs ressources de substitution sont envisagées en Gironde. Parmi elles, une des solutions possibles concerne l'aquifère du Cénomanien dans le Sud-Gironde, sujet de la présente thèse.

Les précédentes études ont montré le potentiel hydrogéologique régional de l'aquifère du Cénomanien (GEOPAL-SOGREAH consultants, 2005; Saltel, 2008), mais ont également fait naître des interrogations concernant la géologie des horizons de couverture et les interrelations qui existent entre la nappe du Cénomanien et les hydrosystèmes environnants, à une échelle locale, à proximité de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras. En effet, à

la faveur de cette déformation, certaines formations tertiaires, principalement miocènes et oligocènes, reposent en discontinuité sur les formations cénomaniennes (base du Crétacé supérieur). Ces lacunes sédimentaires accroissent la complexité géologique et hydrogéologique de la zone, particulièrement en ce qui concerne les échanges entre la nappe du Cénomanien et les nappes sus-jacentes.

Afin de répondre à ces interrogations, notamment sur la compréhension de l'architecture locale du sous-sol sur cette structure tectonique majeure dans la région et celles sur l'exploitabilité hydrogéologique en regard des enjeux environnementaux identifiés, une étude géologique et une étude hydrogéologique sont conduites en parallèle puisqu'intimement liées. Des campagnes d'investigation ont été menées : sondages de reconnaissance géologiques, déterminations stratigraphiques et biostratigraphiques, suivi du niveau des nappes, des cours d'eau et des étangs, prélèvements pour analyses géochimiques. L'intégration des données existantes et des données récoltées est effectuée via une approche pluridisciplinaire mobilisant plusieurs domaines des géosciences comme la sédimentologie, la stratigraphie, la pétrophysique, la géomorphologie, l'hydrogéologie, l'hydrologie, la géochimie, la modélisation géologique numérique, le traitement du signal, la gestion et la visualisation de base de données.

Ce manuscrit de thèse s'articule selon quatre chapitres.

Tout d'abord, une synthèse pluriscalaire du système aquifère multicouche et des politiques de gestion de la ressource en eau est effectuée. Les enjeux environnementaux, socio-économiques et territoriaux liés à l'exploitation des aquifères dans la zone d'étude sont ensuite identifiés dans le secteur du sud de la Gironde.

Dans un deuxième temps, le contexte géologique à l'échelle du bassin sédimentaire et à l'échelle de la zone d'étude est posé. La structure géologique de l'anticlinal de Villagrains-Landiras est décrite au travers d'une synthèse géologique actualisée.

Elle est complétée en troisième partie par une caractérisation sédimentologique, biostratigraphique et pétrophysique intégrant les données acquises dans le cadre de ces travaux. Elle permet de préciser la géologie de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Un modèle géologique local est créé. Il intègre les éléments issus de cette analyse et permet de détailler les géométries des unités géologiques.

Une fois l'architecture des corps sédimentaires caractérisée, le fonctionnement hydrogéologique au sein du système aquifère est déduit à la fois de l'analyse géologique, des chroniques piézométriques, de débits et des mesures géochimiques. L'objectif de cette quatrième partie est de comprendre les modalités d'écoulements, les zones de recharge préférentielle, les exutoires et les zones de connexion inter-aquifère, en préalable à une mise à jour des connaissances hydrogéologiques régionales et à une réévaluation des schémas d'exploitation de la ressource.

CHAPITRE 1

1 Les enjeux d'une exploitation de l'aquifère du Cénomanien 20

1.1. Le système aquifère multicouche nord-aquitain.....20
1.1.1.Localisation et généralités 20
1.1.2.Description des nappes du système multicouche nord-Aquitain.....22
1.2. Politique de gestion de la ressource en eau 38
1.2.1.Historique et problématique de l'alimentation en eau potable de Bordeaux et de la Gironde.. 38
1.2.2.Etat des lieux de la ressource en eau et de ses usages.....39
1.2.3.Adaptation aux mutations socio-économiques et climatiques.....44
1.2.4.L'intérêt de l'investigation du système aquifère du Cénomanien dans le sud de la Gironde 47
1.3. Contexte géographique, géomorphologique et hydrographique de la zone d'étude 54
1.4. Prise en considération des enjeux environnementaux.....49
1.4.1.Enjeux liés cours d'eau du secteur du sud de la Gironde 49
1.4.2.Enjeux liés aux lagunes 50
1.4.3.Enjeux liés aux sources 51

1 Les enjeux d'une exploitation de l'aquifère du Cénomanien

1.1. Le système aquifère multicouche nord-aquitain

1.1.1. Localisation et généralités

Le Bassin Aquitain est un des grands bassins sédimentaires français. Les modalités de dépôt des séries sédimentaires au cours des temps géologiques ont permis la formation d'unités aquifères de large extension entrecoupées d'unités épontes formant un système aquifère multicouche complexe. Dans sa partie septentrionale, le système aquifère multicouche nord-aquitain s'étend sur toute la zone nord du Bassin Aquitain (Charente-Maritime, Charente et Dordogne) jusqu'à la limite sud du département de la Gironde (Figure 1-1 (a)). Il est composé de plusieurs unités aquifères (Figure 1-2) :

- l'aquifère du Jurassique ;
- l'aquifère du Crétacé inférieur ;
- le système aquifère du Crétacé supérieur ;
- le système aquifère de l'Éocène ;
- l'aquifère de l'Oligocène ;
- le système aquifère du Miocène ;
- le système aquifère du Plio-Quaternaire.

Ce système multicouche est largement sollicité pour l'approvisionnement en eau potable du fait de sa large extension et de ses propriétés hydrodynamiques favorables à l'exploitation de l'eau qu'il renferme.

En Gironde, la sollicitation de ces aquifères est croissante notamment celles du système aquifère de l'Eocène. Afin de diminuer les prélèvements des aquifères fortement sollicités, des solutions de substitution sont étudiées. Dans le cadre de ces travaux, l'aquifère ciblé pour une exploitation est celui du Cénomanien (base du Crétacé supérieur) dans le sud de la Gironde entre la Leyre et le Ciron (Figure 1-1 (b)).

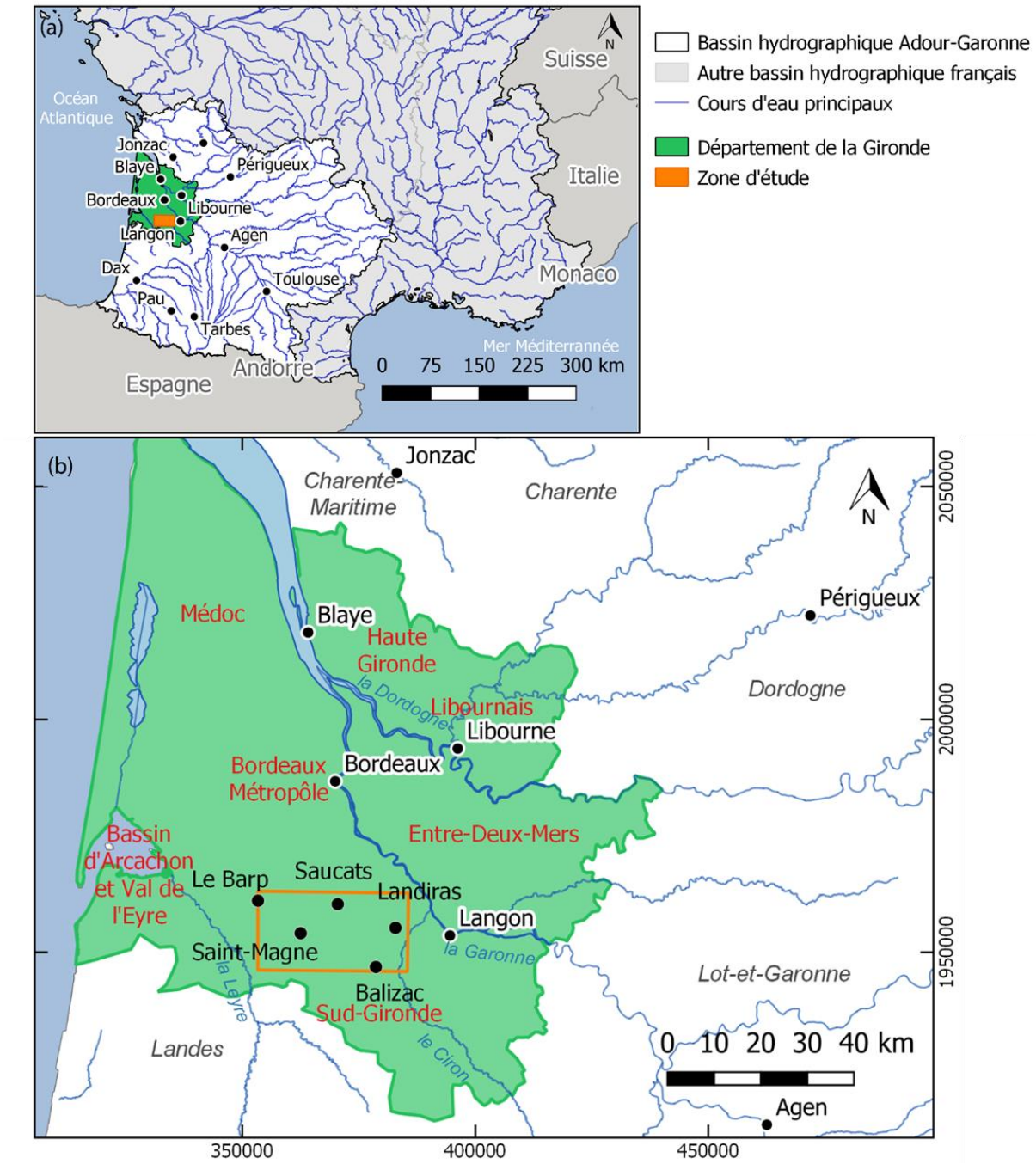


Figure 1-1: zone d'étude : (a) à l'échelle du Bassin Aquitain ; (b) à l'échelle de la Gironde

La zone du sud de la Gironde est apparue intéressante pour l'investigation de l'aquifère du Cénomanien au vu de sa particularité structurale. En effet, les aquifères du Crétacé supérieur sont rencontrés à plus de 500m à Saint-Selve alors qu'ils sont affleurants à sub-affleurants dans le sud de la Gironde et plus particulièrement au droit de la structure anticlinal de Villagrains-Landiras (Figure 1-2).

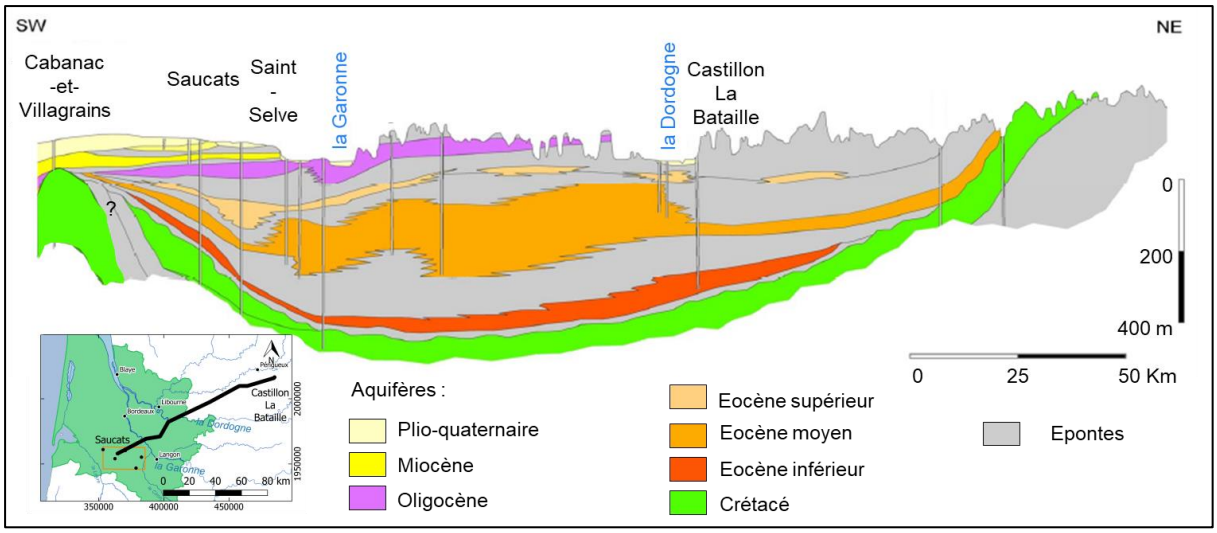


Figure 1-2 : coupe hydrogéologique du système multicouche nord-aquitain *(modifié d'après Malcuit, 2012)*

1.1.2. Description des nappes du système multicouche nord-Aquitain

1.1.2.1. Nappes du Jurassique supérieur et moyen

Définition de l'aquifère

L'aquifère jurassique se divise en deux unités : d'une part l'aquifère du Dogger aux assises du Kimméridgien inférieur et d'autre part, au sommet du Jurassique, l'unité aquifère du Kimméridgien supérieur au Portlandien.

L'aquifère des assises du Dogger au Kimméridgien inférieur s'étend sur l'ensemble du Bassin Aquitain (Figure 1-3). Il est en liaison avec les Sables Infra-molassiques éocènes à l'est. Ce réservoir fortement karstifié, est composé de calcaires, de dolomies, de dolomies oolithiques et de gravelles (Douez, 2007).

Le sommet du Jurassique est composé principalement de calcaires fortement dolomitisés nommés dolomies de Mano. Ces dernières communiquent avec les formations crétacées sus-jacentes. A contrario, le mur de l'aquifère du Jurassique, constitué de marnes toarciennes, permet un isolement avec les aquifères sous-jacents sur la quasi-totalité du Bassin Aquitain.

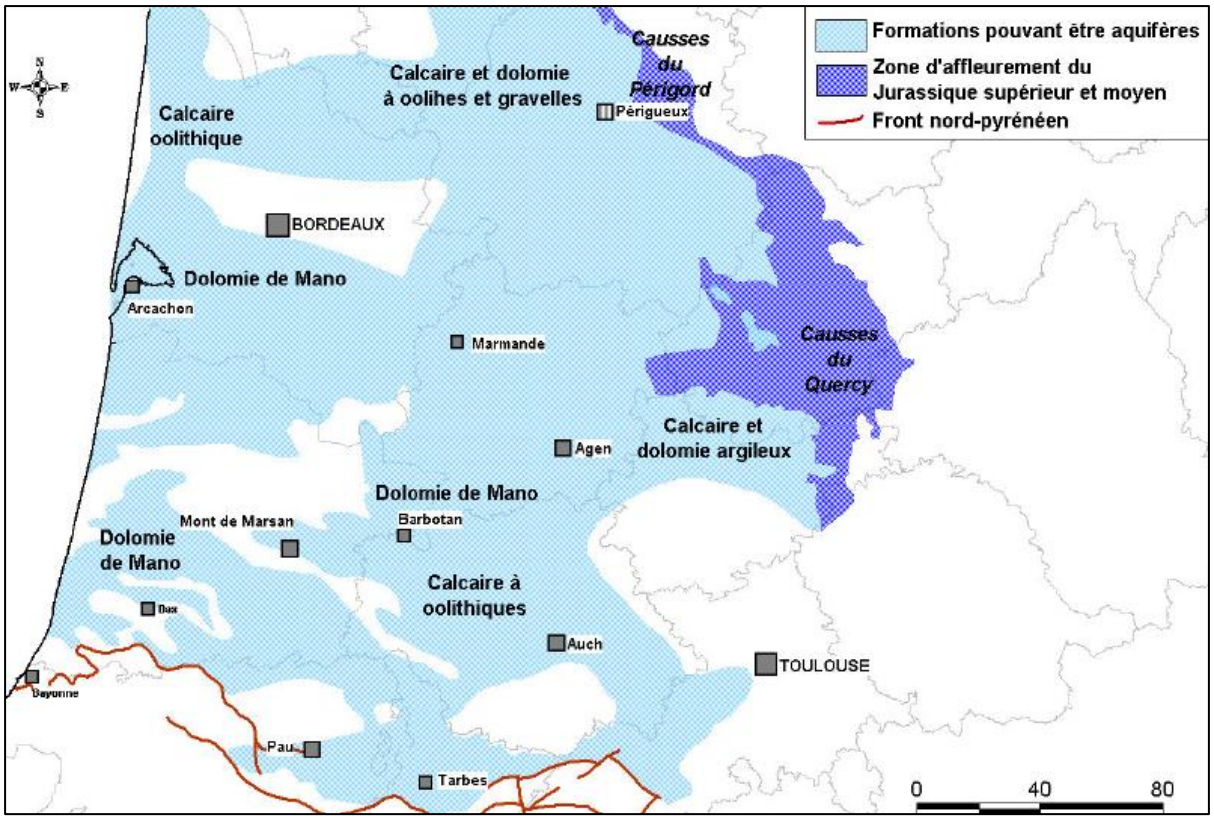


Figure 1-3 : extension de l'aquifère du Jurassique moyen et supérieur (*Mauroux et Danneville, 1996*)

La géométrie de cet aquifère est complexe du fait des nombreux accidents tectoniques (2.2.1.3). Ainsi, son épaisseur peut être extrêmement variable : de quelques mètres au niveau des zones affleurantes des bordures est et nord à plus de 1000 mètres dans la partie sud du bassin.

Ecoulements et paramètres hydrodynamiques

Peu d'ouvrages captent le Jurassique excepté dans le Lot-et-Garonne, l'ouest du Périgord et le nord de la Charente et de la Charente-Maritime. Par conséquent, aucune carte piézométrique à l'échelle du Bassin Aquitain ou du Sud-Gironde ne peut être établie. Néanmoins, un écoulement global de la nappe est défini de l'est, depuis des affleurements jurassiques des Causses, vers l'ouest (Figure 1-4). Dans le département du Lot-et-Garonne, les valeurs de transmissivités varient entre 2×10^{-2} m².s^{-1} et 5×10^{-5} m².s^{-1}.

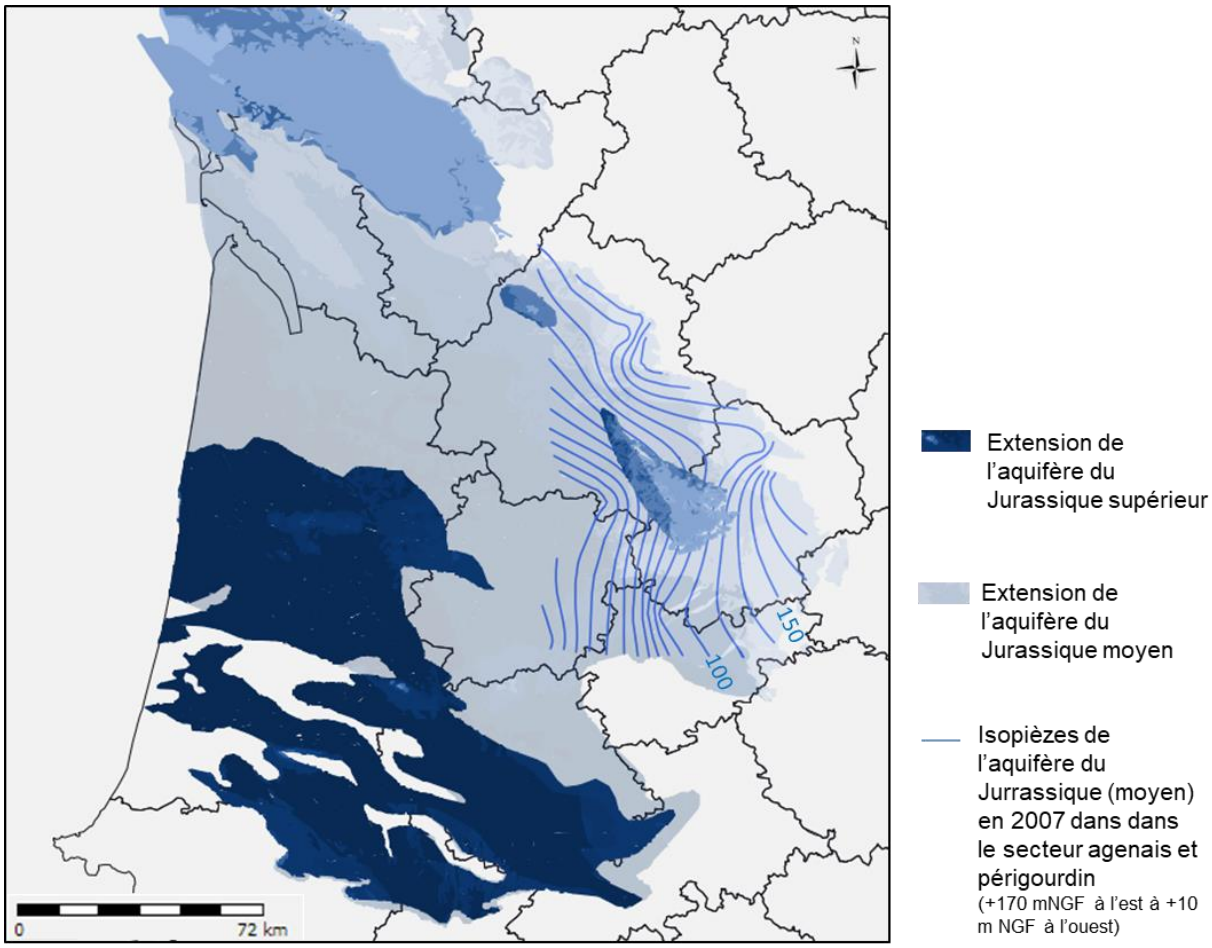


Figure 1-4 : extension et piézométrie de l'aquifère du Jurassique moyen et supérieur en 2007 *(SIGES Aquitaine, 2017)*

1.1.2.2. Nappes du Crétacé inférieur

Définition et extension de l'aquifère

Les formations du Crétacé inférieur sont présentes uniquement dans le bassin subsident de Parentis ainsi que dans les sous-bassins de l'Adour et de Mirande.

A l'exception des faciès gréseux situés au sud et à l'est du bassin de Parentis, ces formations sont essentiellement carbonatées. Elles présentent une porosité de fracture importante et sont fortement karstifiées localement (Le Fanic, 2005).

Comme pour l'aquifère du Jurassique, l'aquifère du Crétacé inférieur peut être divisé en deux unités : l'aquifère de la base du Crétacé inférieur correspond aux étages du Néocomien, du Barrémien et de l'Aptien inférieur et l'aquifère albo-aptien correspondant à l'Aptien supérieur et à l'Albien.

L'aquifère de la base du Crétacé inférieur est constitué d'une part de faciès gréseux et calcaires gréseux au centre du bassin, d'autre part des faciès carbonatés de plate-forme situés au sud et à l'est du bassin de Parentis (Figure 1-5).

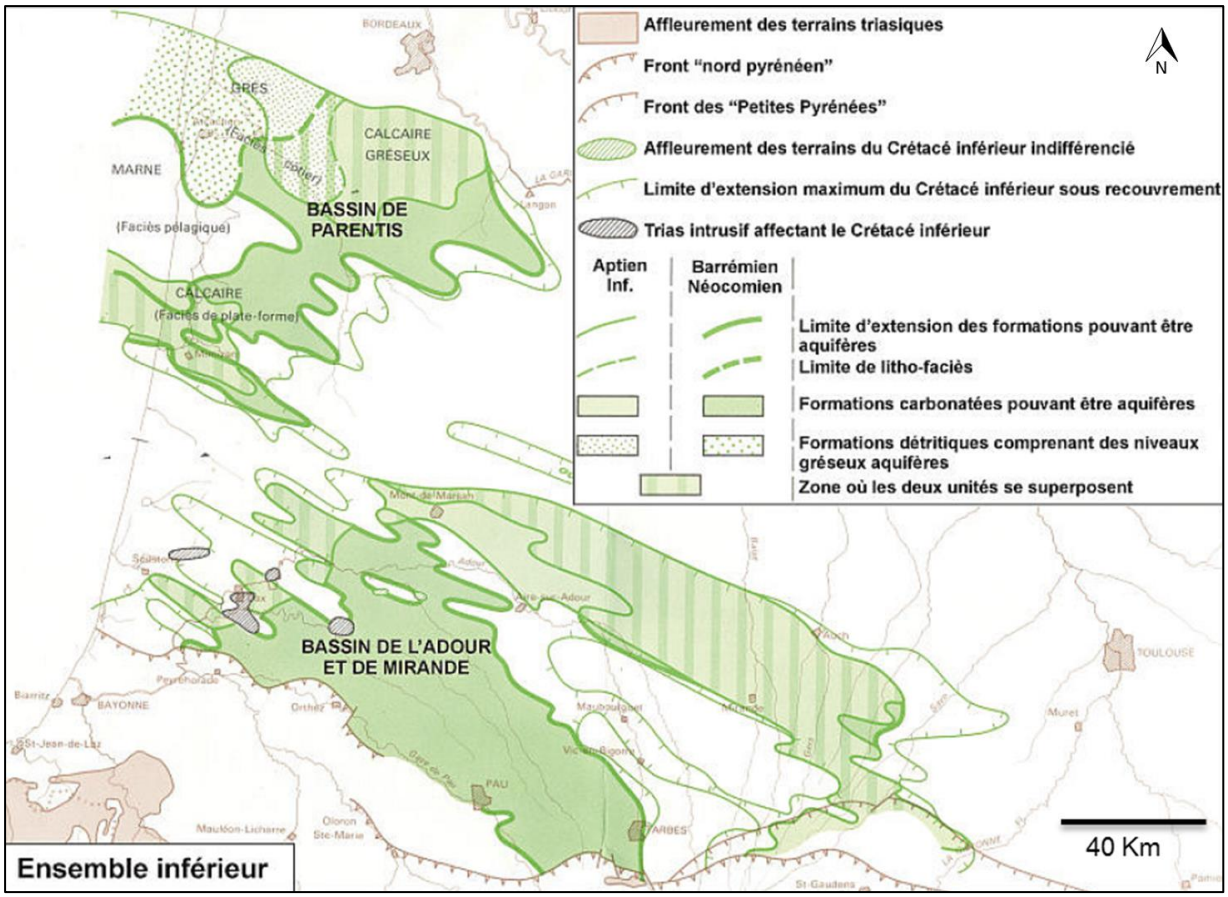


Figure 1-5 : extension de l'aquifère basal du Crétacé inférieur *(Housse and Maget, 1977)*

Durant l'Albien et l'Aptien, ce type de faciès de plateforme est également présent sur toute la périphérie du bassin de Parentis (Figure 1-6). Cependant, le centre du Bassin est composé de faciès gréseux formant un réservoir hétérogène.

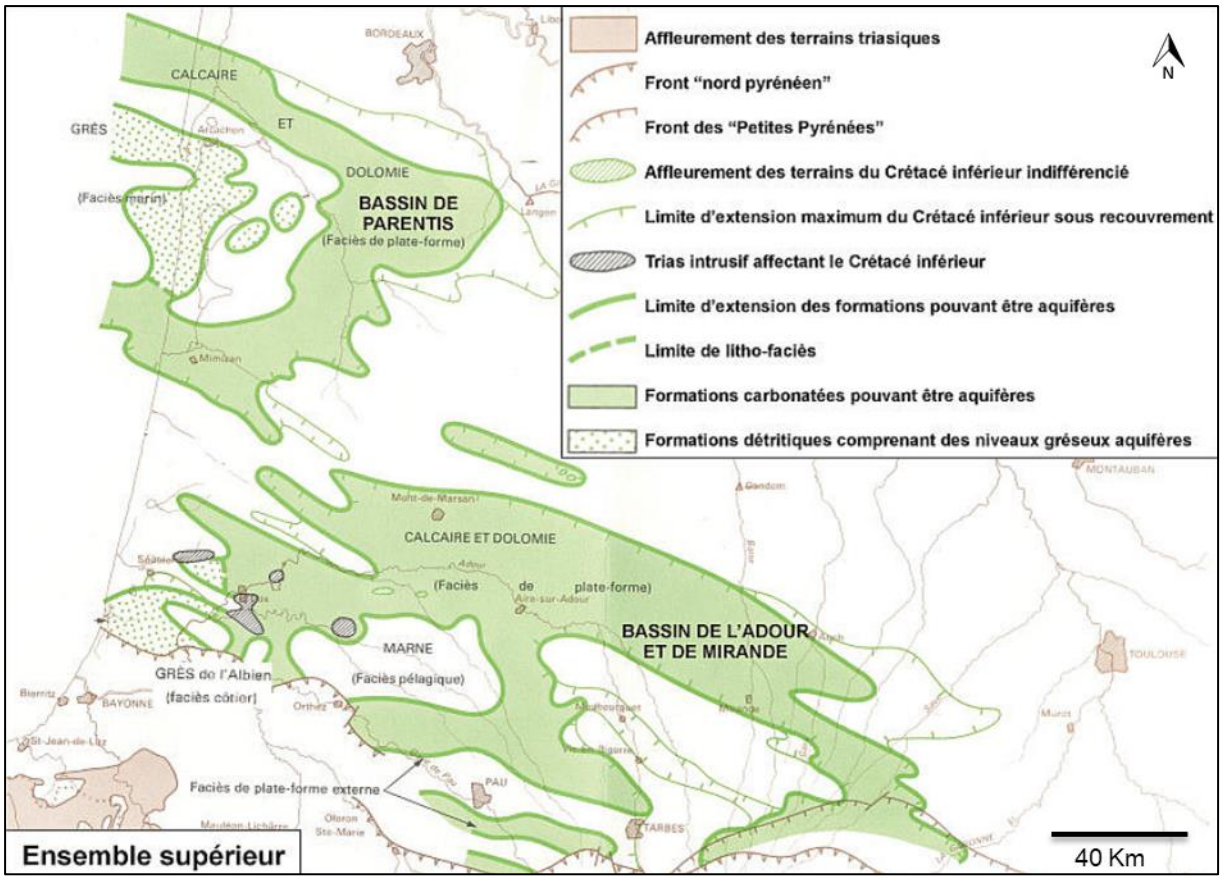


Figure 1-6 : extension de l'aquifère albo-aptien du Crétacé inférieur *(Housse and Maget, 1977)*

Piézométrie, paramètres hydrodynamiques et échanges

Les écoulements généraux sont orientés vers l'ouest.

Les échanges avec les formations jurassiques ont lieu sur toute l'étendue du mur crétacé. En revanche, l'importante épaisseur des marnes albiennes permet d'isoler l'aquifère albo-aptien de celui du Crétacé supérieur. Une zone communication est toutefois mise en évidence sur la bordure nord du bassin d'Arcachon jusqu'à Saint-Magne. En effet, à Saint-Magne, la faible salinité (1 $g.L^{-1}$) des eaux captées dans le réservoir de l'Aptien inférieur (ESSO-REP, 1960b) laisse penser qu'une communication avec les réservoirs supérieurs contenant de l'eau douce existe malgré la couverture marneuse albienne (porosité de 3 % environ d'après les mesures de porosité-perméabilité (ESSO-REP, 1960b).

1.1.2.3. Nappes du Crétacé supérieur

Définition et extension de l'aquifère du Crétacé supérieur

L'aquifère du Crétacé supérieur est plus étendu que celui du Crétacé inférieur. Il est séparé en deux unités distinctes : d'une part l'aquifère basal du Crétacé supérieur regroupant les formations du Cénomanien et du Turonien et d'autre part l'aquifère karstique sommital du Crétacé supérieur (Housse and Maget, 1977).

L'aquifère basal du Crétacé supérieur est formé d'un complexe détritique hétérogène composé de grès et de sables moyens à grossiers. Il est surmonté par une série carbonatée qui peut être localement dolomitisée.

Piézométrie, paramètres hydrodynamiques et échanges

La zone d'affleurement de la partie basale du Crétacé supérieur est étendue au nord et nord-est du Bassin Aquitain. En effet, l'aquifère du Cénomanien-Turonien affleure sur un banc orienté nord-ouest/sud-ouest de 25 kilomètres de large, permettant ainsi une recharge dans cette partie septentrionale du bassin (Figure 1-7).

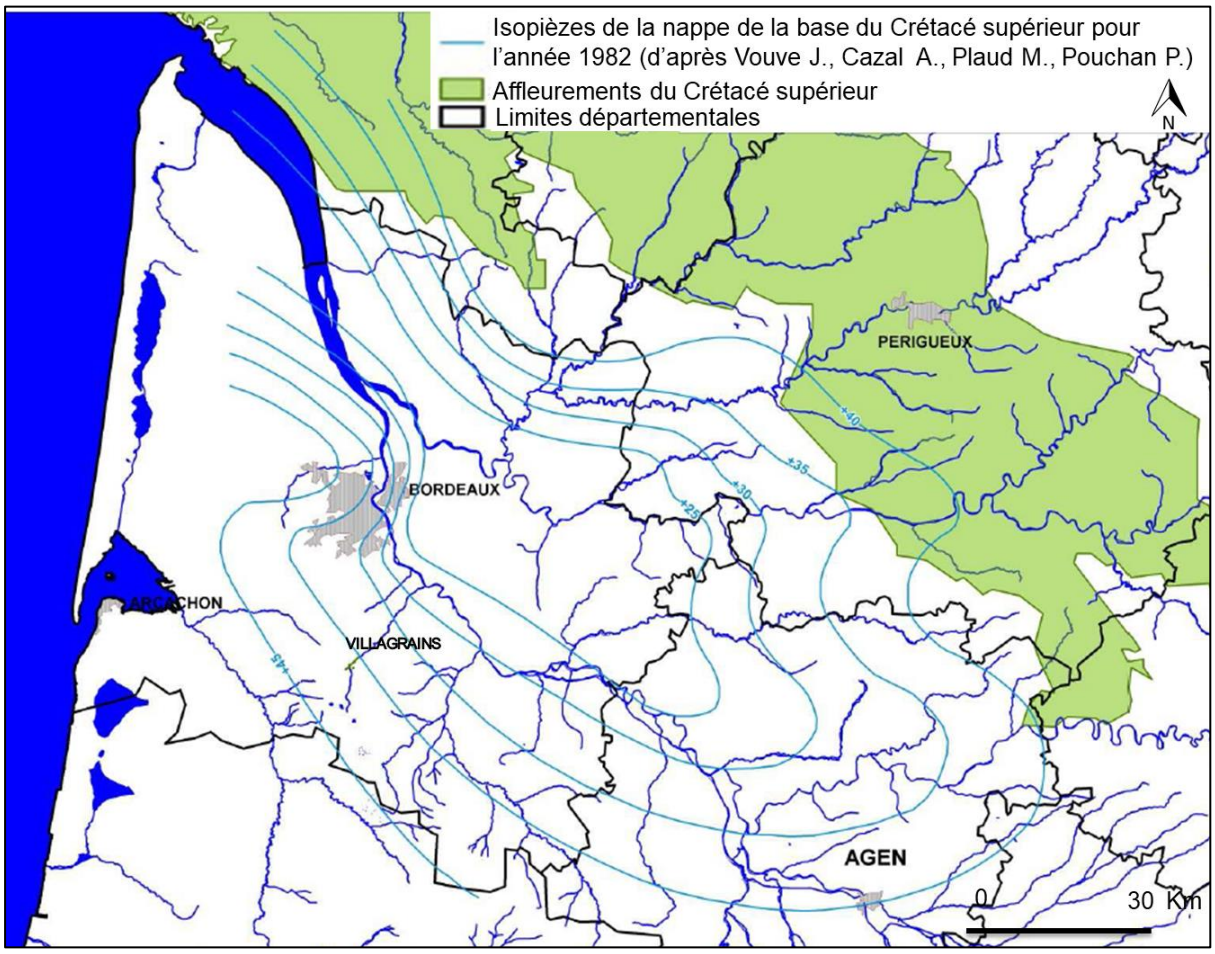


Figure 1-7 : surface piézométrique de référence de l'aquifère de la base du Crétacé supérieur *(Gombert, 1998)*

A l'échelle du bassin, la surface piézométrique semble s'équilibrer avec le niveau océanique indiquant ainsi que l'exutoire probable de la nappe est à proximité de la ligne de rivage ou sur la marge continentale (Douez, 2007). De plus, sur l'anticlinal d'Audignon, les sources thermales de Dax et Marseillon correspondent à un autre exutoire de la nappe du Crétacé supérieur. Sur la structure anticlinale de Villagrains-Landiras, des échanges entre l'aquifère

du Cénomanien et la nappe superficielle sont observés (Chevalier-Lemire and Le Guilvout, 2015). Des études géochimiques ont également montré l'existence probable d'une recharge préférentielle au droit de l'axe de l'anticlinal (Saltel, 2008). La caractérisation de la nature de ces échanges est l'un des objectifs de ces travaux de doctorat. Les valeurs de transmissivité mesurées sont de l'ordre de 10^{-3} m².s^{-1} et les valeurs de coefficients d'emmagasinement sont comprises entre 10^{-5} et 10^{-4} en Gironde (Saltel, 2008).

Les écoulements la nappe de la partie sommitale du Crétacé supérieur divergent de part et d'autre d'une crête piézométrique d'orientation nord-ouest/sud-est allant de Sainte-Hélène à Saint-Magne, tandis qu'ils convergent au nord-est vers la Garonne (Figure 1-8).

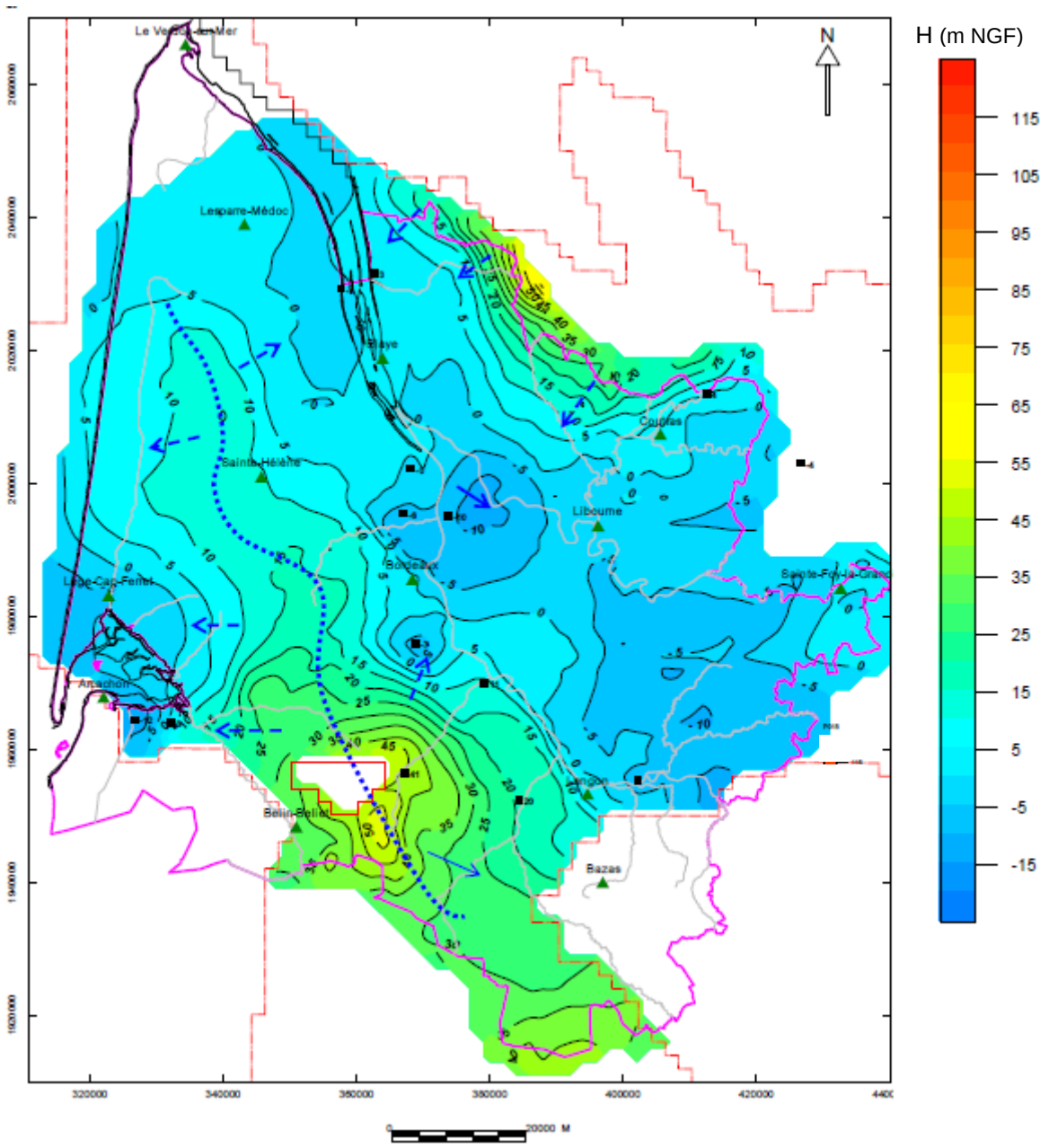


Figure 1-8 : piézométrie mesurée de la nappe du sommet du Crétacé supérieur en 2015 (Douez et al., 2017)

Bien que les eaux de l'aquifère soient de bonne qualité (Saltel, 2008), cet aquifère est tout de même vulnérable dans cette zone du fait de sa proximité locale avec la surface.

1.1.2.4. Nappes de l'Éocène

Définition et extension des aquifères de l'Éocène

Les formations aquifères de l'Éocène sont présentes sur toute la Gironde hormis la zone de lacune sédimentaire à proximité des anticlinaux de Mano et Villagrains-Landiras (Figure 1-9). Elles s'étendent sur la majeure partie du Bassin Aquitain (de la Charente à Pau du côté ouest et de l'est de Toulouse aux contreforts de la Montagne Noire à l'est), (Douez, 2007).

Trois grandes entités peuvent être distinguées :

- l'aquifère des Sables Infra-Molassiques daté de l'Éocène inférieur à moyen qui s'étend sur toute la partie au sud de l'anticlinal de Villagrains-Landiras ;
- l'aquifère des calcaires éocènes présents dans le Médoc, le bassin d'Arcachon et une partie de l'Entre-Deux-Mers ;
- l'aquifère des sables fluviatiles du Libournais daté de l'Éocène supérieur.

Piézométrie, paramètres hydrodynamiques et échanges

Le niveau piézométrique baisse fortement au droit de la métropole bordelaise en conséquence des fortes sollicitations des pompages au sein de cette nappe. Le puits de La Brède (BSS001ZNGZ), au sud de Bordeaux, atteste de cette diminution d'un niveau piézométrie de 11 m NGF en 1970 allant jusqu'à -20 m NGF en 1996. A partir de 1996, la diminution du niveau piézométrique est moins marquée, elle atteint tout de même un niveau de -22 m NGF en 2013. La dépression piézométrique au droit de Bordeaux est toujours visible (Figure 1-9). Elle accentue le gradient hydraulique entre la crête piézométrique (26 m NGF entre Bordeaux et Arcachon) et, plus à l'est, le cœur de la dépression située au sud de Bordeaux (-38 m NGF), (Figure 1-11). A l'ouest de la crête piézométrique, entre la Médoc et le bassin d'Arcachon, les écoulements sont orientés vers le sud-est.

Les zones d'affleurements au nord (structures anticlinales de Listrac et Couquèques dans le Médoc) et à l'est (vallée de la Dordogne) sont les principales zones d'alimentation de l'Éocène. Les exutoires se situent probablement dans l'Océan Atlantique à l'ouest, et dans l'estuaire de la Gironde au nord-est.

Les transmissivités sont majoritairement comprises entre 10^{-4} et 10^{-3} $m^2.s^{-1}$ (Larroque, 2004). Cependant, des valeurs supérieures sont observées au droit des formations fissurées karstifiées.

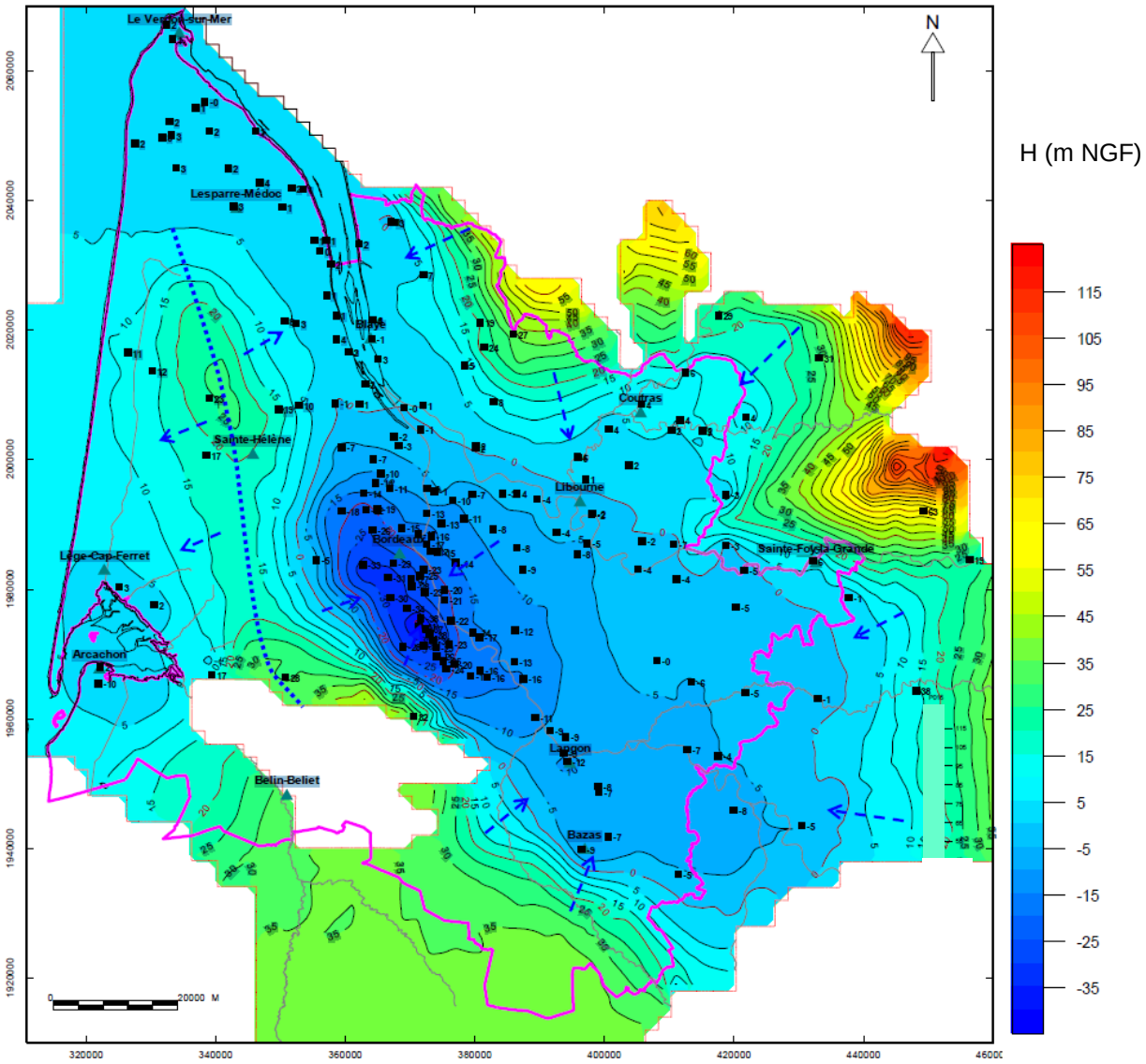


Figure 1-9 : piézométrie mesurée en 2015 de la nappe des calcaires de l'Éocène inférieur et moyen *(Douez et al., 2017)*

1.1.2.5. Nappe des calcaires de l'Oligocène

Définition et extension de la nappe de l'Oligocène

L'aquifère de l'Oligocène s'étend sur la partie ouest du Bassin Aquitain. Il est limité à l'est par les affleurements de la rive droite de la Garonne. Non loin de cette limite ouest de nombreuses sources sont relevées, dont celle de Budos qui se situe à l'est de la zone d'étude (Figure 1-10). La limite sud de l'aquifère de l'Oligocène correspond au front nord-pyrénéen. Deux zones de lacunes sédimentaires sont mises en évidence : une le long de l'axe de Villagrains-Landiras (Saltel, 2008) et une d'extension réduite dans le Médoc (Larroque, 2004).

L'aquifère de l'Oligocène est constitué par des calcaires composant la formation des Calcaires à Astéries correspond aux faciès des calcaires de l'Oligocène inférieur visible à l'affleurement dans l'Entre-Deux-Mers. Les formations qui se sont déposées à la base de l'Oligocène inférieur et à l'Oligocène supérieur sont des unités peu perméables qui encadrent

l'unité aquifère de l'Oligocène (Platel et al., 2000a). A l'est, l'aquifère est constitué de calcaires gréseux ou marneux composant la Molasse de l'Agenais (Mauroux and Danneville, 1996).

L'aquifère des calcaires de l'Oligocène est localement karstifié. La karstification est observée notamment dans les vallées du Saucats, du Gât-Mort et à proximité des zones d'affleurements (Dubois et al., 2011; Lans, 2014).

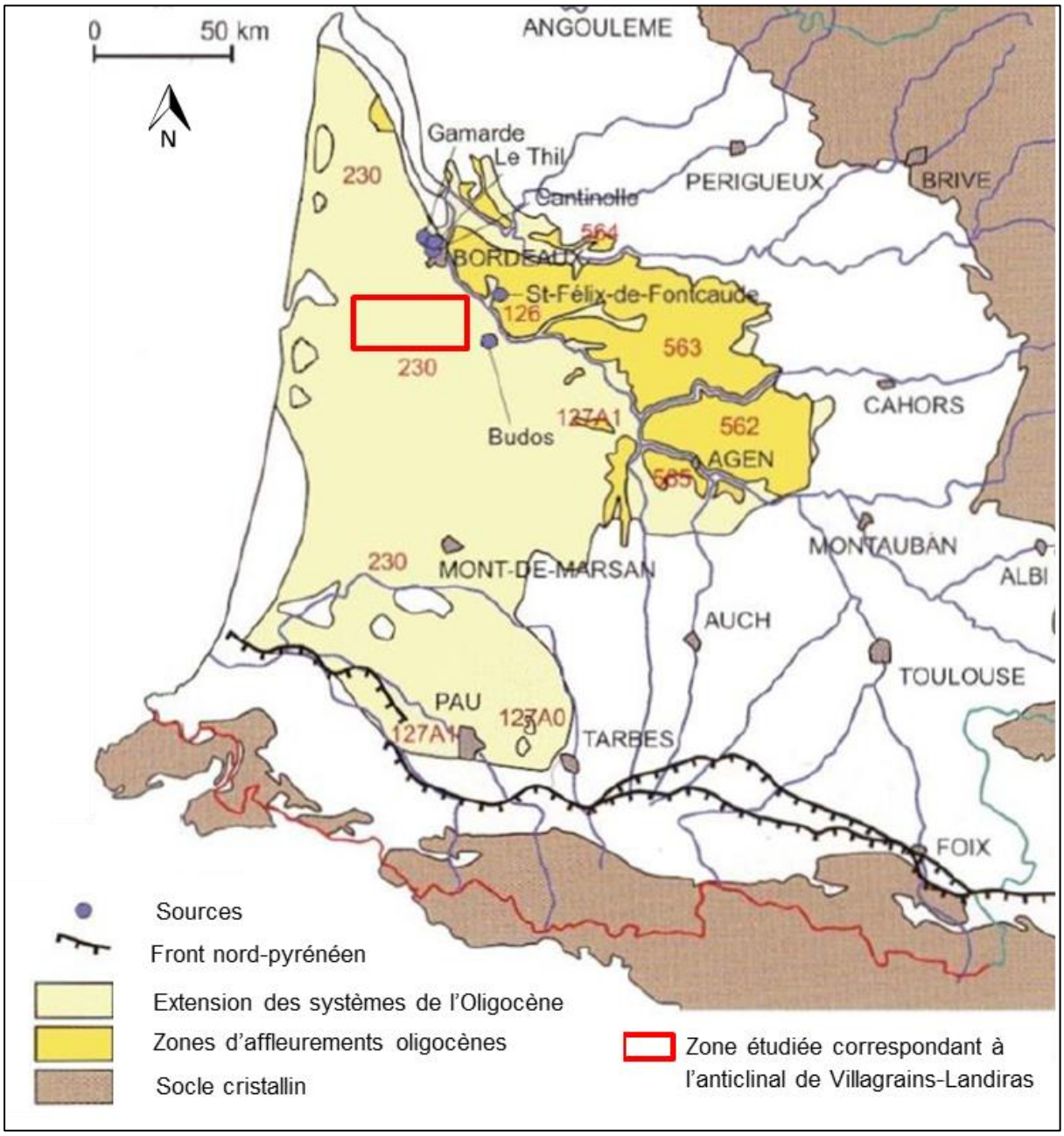


Figure 1-10 : limites d'extension de l'aquifère de l'Oligocène *(modifié d'après Mauroux and Danneville, 1996)*

Piézométrie, paramètres hydrodynamiques et échanges

Les Calcaires à Astéries constituent un bon réservoir utilisé pour l'alimentation en eau potable (Larroque, 2004; Platel et al., 2000a). Les gammes de valeurs de transmissivité sont comprises entre 1×10^{-5} $m^2.s^{-1}$ et 6×10^{-2} $m^2.s^{-1}$ (Larroque, 2004). Les caractéristiques

hydrodynamiques sont variables en raison des alternances marneuses et du passage vers l'est à des faciès molassiques (Molasses du Fronsadais et Calcaires de Castillon datés de l'Oligocène inférieur) (Saltel, 2008) et de la variabilité de la fracturation (Larroque, 2004) .

Les zones d'alimentation sont situées en rive gauche de la Garonne à proximité des affleurements. L'alimentation s'effectue également par drainance des aquifères sus-jacents (Hosteins, 1982). Des zones de drainance ascendante à partir de l'aquifère de l'Éocène sont possibles notamment dans le bassin d'Arcachon (Larroque, 2004).

Les principaux exutoires naturels sont probablement localisés sous l'Océan Atlantique (via le Miocène ou directement) (Douez, 2007). Les nombreuses sources répertoriées à proximité des affleurements de la Garonne, à l'ouest et au nord de Bordeaux constitue également des exutoires naturels de la nappe oligocène.

Les écoulements de la nappe oligocène se font de part et d'autre de la crête piézométrique qui s'étend de Sainte-Hélène au flanc nord de l'anticlinal de Villagrains-Landiras (Figure 1-11). De part et d'autre de cet axe, les écoulements s'effectuent soit vers l'océan Atlantique soit vers la Garonne. Au sud du bassin d'Arcachon, les écoulements sont orientés en direction du nord-est, parallèle à l'axe de la Leyre. La vallée de la Leyre s'apparenterait donc à une zone de drainage (Figure 1-11). A une échelle plus locale, les ruisseaux du Gât-Mort et du Saucats qui sont des affluents de la Garonne constituerait également des zones de drainage (Singo, 1981). Les potentiels hydrauliques atteignent 50 m NGF le long de la crête piézométrique et décroissent jusqu'à 0 m NGF à proximité du bassin d'Arcachon à l'ouest et le long de la Garonne à l'est (Figure 1-11). L'exploitation de la nappe au sud de Bordeaux (Saucats et Léognan) crée une dépression dans la piézométrie qui explique les forts gradients hydrauliques entre la crête piézométrique et la zone d'exploitation au sud de Bordeaux. La nappe est en proie au dénoyage dans ce secteur, à proximité des affleurements (Platel et al., 2000a).

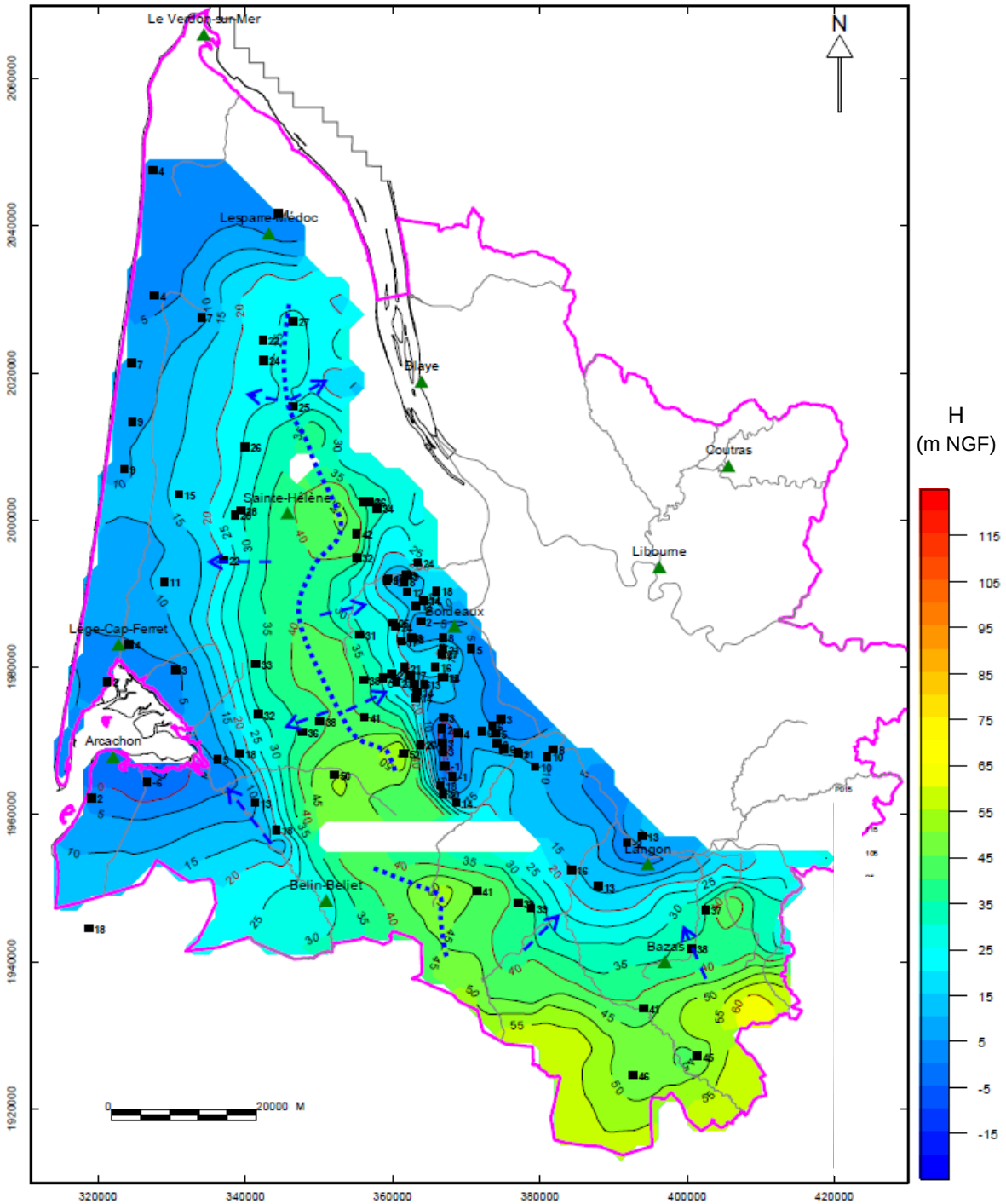


Figure 1-11 : piézométrie mesurée en 2015 de la nappe des calcaires de l'Oligocène en Gironde (Douez et al., 2017)

1.1.2.6. Nappes du Miocène

Définition et extension de l'aquifère du Miocène

A l'échelle du Bassin Aquitain, deux unités réservoir sont distinguées : l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien et celui du Langhien-Serravallien (Allard, 1981). Le réservoir de l'Aquitanien est constitué à l'est par les calcaires de l'Agenais, au centre par les faluns carbonatés et à l'ouest par des sables verts. Les formations miocènes s'amincissent à

l'approche de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Toutes les formations miocènes à partir du Burdigalien sont érodées. L'Aquitanien ne serait pas aquifère sur la zone de Villagrains-Landiras où le Miocène est aminci (Saltel, 2008) (Figure 1-13). L'aquifère du Langhien-Serravallien est constitué de sables argileux qui compose la formation des Sables fauves.

L'extension de l'aquifère du Miocène correspond au triangle : Hourtin-Aire sur l'Adour-Cabreton. A une échelle plus locale, l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien a une extension légèrement plus importante que celle du Langhien-Serravallien (Figure 1-12). Ces unités aquifères sont à priori absentes à proximité de l'axe de l'anticlinal.

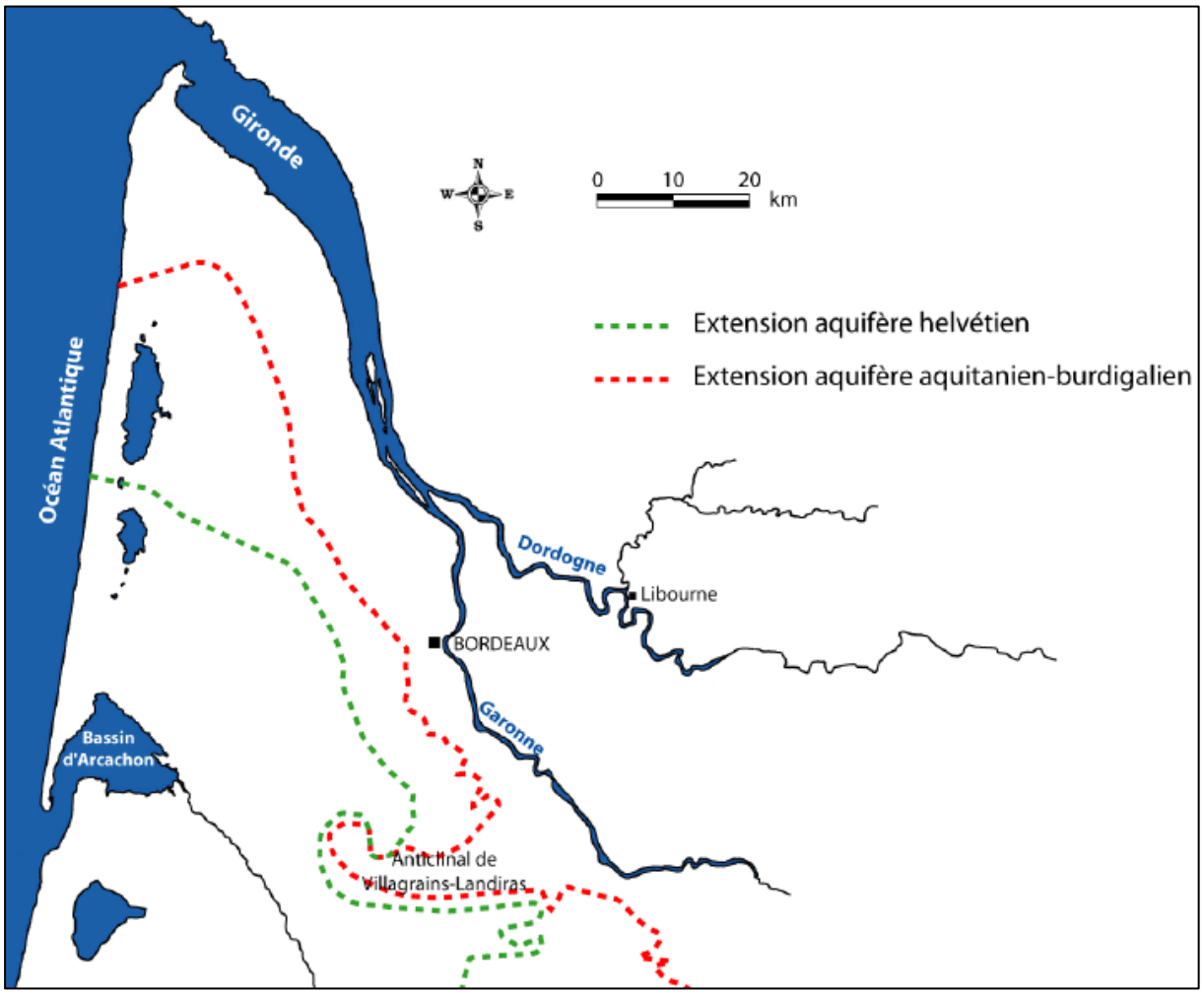


Figure 1-12: limites d'extension des aquifères du Miocène (Cabaret, 2011)

Piézométrie, paramètres hydrodynamiques et échanges

L'aquifère du Miocène est un bon réservoir : sa transmissivité moyenne est de 3×10^{-3} $m^2.s^{-1}$ (Larroque, 2004). Les valeurs peuvent atteindre jusqu'à 1×10^{-2} $m^2.s^{-1}$ dans les formations calcaires qui sont sujettes à la dissolution des carbonates.

L'aquifère est principalement alimenté par drainance depuis les formations plio-quaternaires sus-jacentes (Cabaret, 2011). Les cours d'eau, notamment la Leyre et les

affluents de la Garonne, drainent l'aquifère et influencent les sens d'écoulement de la nappe. En effet, les écoulements sont orientés de part et d'autre de la crête piézométrique Sainte-Hélène/Saucats vers l'Océan ou vers la Garonne (Figure 1-13). Les sources de Cap de Bos (Saint-Médard en Jalles) et de Peyot (le long du Gât-Mort à Villagrains) sont des zones d'exutoires naturels.

La piézométrie atteint les 120 m NGF au sud de Bazas et s'enfonce vers de nord et l'ouest pour avoisiner une côte de 5 m NGF le long du littoral atlantique (Figure 1-13).

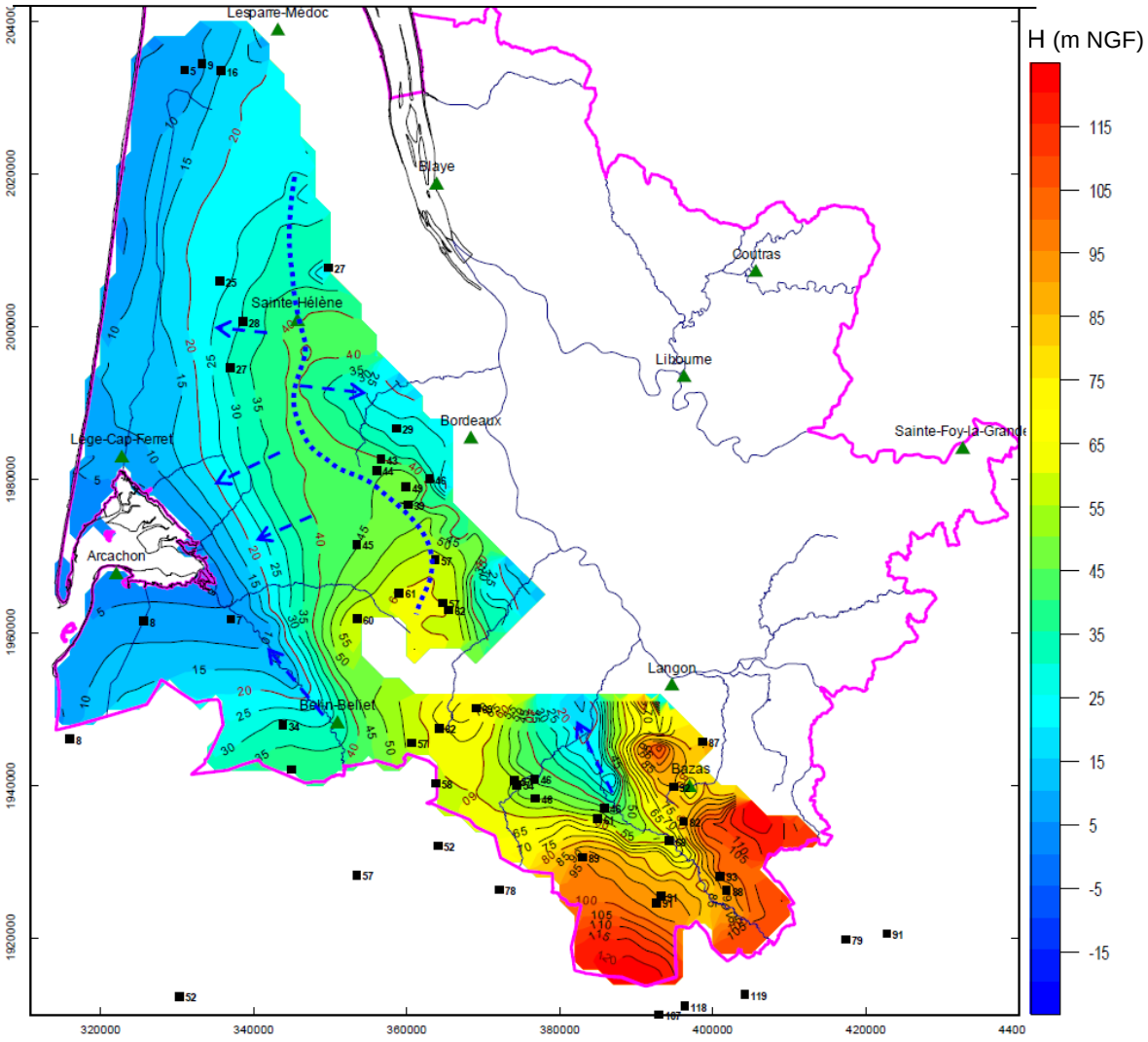


Figure 1-13 : piézométrie mesurée en 2015 de la nappe du Miocène en Gironde (Douez et al., 2017)

1.1.2.7. Nappes du Plio-Quaternaire

Définition et extension de la nappe plio-quaternaire

L'aquifère du Plio-quaternaire est aquifère multi-couche de grande extension. Il peut être divisé en deux grandes unités : la nappe des Sables des Landes et la nappe des Graviers du

Pliocène inférieur (Figure 1-14). La nappe des Sables des Landes recouvre la zone du triangle landais. La nappe des Graviers correspond aux zones de terrasses alluvionnaires déposées le long des cours d'eau.

La nappe du Plio-Quaternaire est libre mais peut devenir captive sous les argiles qui compose la formation des Sables des Landes dans la partie ouest de l'Aquitaine. Elle repose sur les Glaises bigarrées qui représentent l'unique niveau imperméable d'extension régionale. Les intercalations argileuses présentent au sein des formations du Plio-Quaternaire ont majoritairement des extensions plus réduites. De ce fait, les différents réservoirs sableux et graveleux sont connectés ou isolés par ces intercalations d'épaisseur variable.

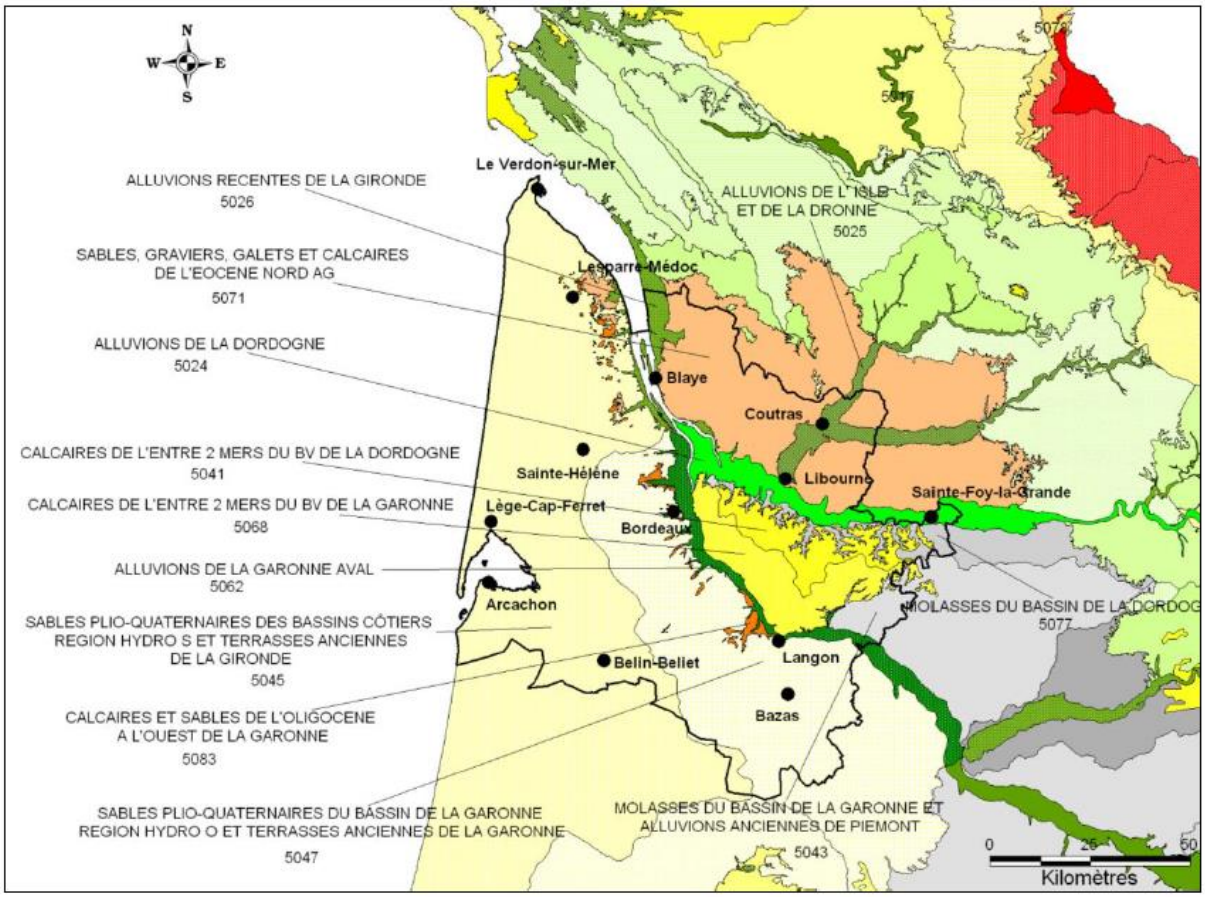


Figure 1-14 : emprises des masses d'eau souterraines libres sur le territoire girondin (Douez et al., 2017)

Piézométrie, paramètres hydrodynamiques et échanges

L'hétérogénéité des caractéristiques hydrodynamiques est le reflet des hétérogénéités des faciès rencontrés. Les conductivités hydrauliques varient entre 1×10^{-5} et 5×10^{-3} $m.s^{-1}$ (Larroque, 2004).

Sa piézométrie est influencée par le réseau hydrographique de manière directe. Elle varie de 140 m NGF dans les Landes à 20 m NGF le long de la côte atlantique (Figure 1-15). Les fluctuations de la nappe sont influencées par les phénomènes climatiques.

La nappe du Plio-Quaternaire est directement alimentée par les eaux superficielles et les pluies efficaces. L'alimentation des cours d'eau par la nappe a été mise en évidence en période d'étiage notamment le long de Ciron et de la Leyre (Olivo, 1966). Elle alimente la nappe miocène et les nappes sous-jacentes. En cela, elle participe à la recharge des nappes sous-jacentes.

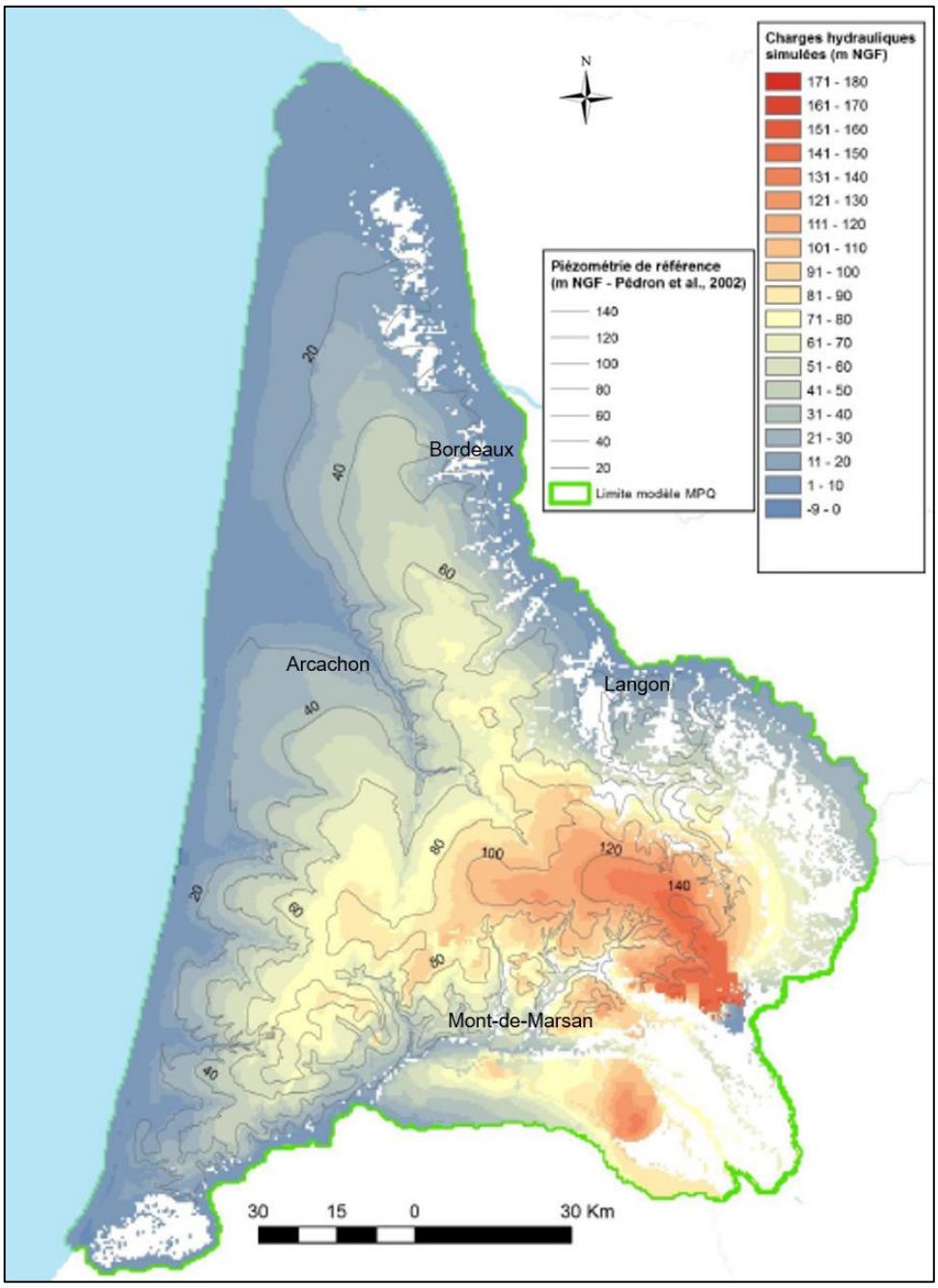


Figure 1-15 : piézométrie générale de la nappe plio-quaternaire du Triangle Landais générée par le modèle Mio-Plio-Quaternaire du BRGM (Corbier and Cabaret, 2015) et carte piézométrique de référence du Plio-Quaternaire *(Pédron et al., 2002)*

1.2. Politique de gestion de la ressource en eau

1.2.1. Historique et problématique de l'alimentation en eau potable de Bordeaux et de la Gironde

L'objectif premier de tout territoire en termes de gestion de la ressource en eau est de répondre aux besoins en eau de ses usagers et d'en assurer la répartition entre ses différents usages.

La ville est de Bordeaux s'est construite à partir du IIIème siècle avant JC autour du fleuve de la Garonne qui représente un des principaux axes commerciaux de l'étain (Bost, 2009). A cette époque, deux cours affluents de la Garonne alimentent la ville en eau. La ville se développe ensuite sous l'Empire romain. L'alimentation de la population en eau courante s'effectue par le biais d'aqueducs. Ces derniers seront détruits durant le Moyen-Age. L'eau utilisée provient des eaux de surface captée dans les cours d'eau. Au vu de la densification de Bordeaux et de la forte extension urbaine, la satisfaction des besoins en eau devient problématique : la qualité de l'eau est mauvaise et les volumes sont insuffisants. En 1850, la capacité de distribution de la ville de Bordeaux à ses habitants est seulement de 5 litres par habitant et par jour. Les recherches de nouvelles ressources s'orientent vers des sources situées à l'extérieur de Bordeaux de plus en plus éloignées des foyers de consommation pour continuer à fournir les volumes nécessaires à la population. A la fin de XIXème siècle, de grands projets d'infrastructures voient le jour. De longs aqueducs sont construits afin d'alimenter la ville de Bordeaux et les zones urbanisées environnantes. Les aqueducs du Taillan, édifié en 1857, et l'aqueduc de Budos, édifié en 1887, acheminent respectivement les eaux provenant des sources à l'ouest et au sud de Bordeaux. L'aqueduc de Budos, long de 41 Km, est l'illustration de l'éloignement des points de prélèvement d'eau.

Grâce à l'avancée des techniques de foration au XIXème siècle, la ville de Bordeaux, au lieu d'exploiter des ressources superficielles de plus en plus éloignées de son centre, explore le sous-sol afin de capter les eaux des nappes profondes. Les eaux sont naturellement d'excellente qualité. L'eau prélevée au droit de ces forages est majoritairement utilisée pour l'alimentation en eau potable de ses habitants. Les forages captant la même nappe se multiplient au droit des zones de consommation après 1945. Or, les risques liés la multiplication des points de production et l'importance des volumes prélevés, ont été soulevés pour la première fois en 1955 par le Professeur Schoeller de la Faculté des Sciences de Bordeaux (Astié et al., 1969). Dès lors, une stratégie de gestion est initiée (de Grissac and Bourgogne, 2003). Elle débute par la mise en place d'un inventaire et un suivi des nappes à partir des années 70.

La Loi sur l'eau du 3 janvier 1992 créé deux outils de planification multi-échelles. Il s'agit des Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion des eaux (SDAGE) qui définissent, à l'échelle des grands bassins hydrographiques, les objectifs et les orientations de la politique de l'eau et des Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) qui, à l'échelle d'unité hydrologique ou hydrogéologique cohérentes, précisent les objectifs à atteindre et les moyens à mettre œuvre. Pour les 6 grands bassins hydrographiques français, les premiers SDAGE ont été arrêtés en 1996. Au niveau local, le SDAGE du département de la Gironde est

élaboré en 1996 par l'Agence de l'eau Adour-Garonne. A l'occasion de l'élaboration du Schéma directeur départemental d'alimentation en eau potable, une réponse est apportée à la question posée par le Professeur Schoeller concernant la surexploitation de la nappe de l'Éocène. La complexité et le coût des solutions à cette surexploitation motivent deux décisions conjointes du Département de la Gironde et de la Communauté Urbaine de Bordeaux en 1998 : la création du SAGE pour les nappes profondes de Gironde et la création du SMEGREG dont les missions, qui perdurent, se limitent à l'époque à l'étude de la faisabilité technique, économique, juridique et financière des solutions de substitution aux prélèvements dans l'Éocène. Ses missions ont été étendues depuis. Elles combinent à la fois une politique d'économie et de maîtrise des usages de l'eau et la recherche et la mobilisation de ressources de substitution. L'enjeu de cette dernière est de trouver des ressources alternatives afin de réduire l'exploitation des nappes fortement sollicitées à Bordeaux et plus largement en Gironde.

En 2000, la Directive établissant un Cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'Eau (DCE) axe son approche sur la préservation des milieux naturels. Elle est transposée en France dans la loi 2004-338 du 21 avril 2004 puis intégrée dans la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques (LEMA) de décembre 2006 (Eaufrance, 2020). Cette dernière renforce la portée des SAGE qui s'imposaient auparavant qu'aux décisions publiques. Ils comportent désormais un règlement opposable aux tiers. Le SAGE Nappes profond*es* de Gironde est revisé en 2013 afin de se conformer à ces nouvelles dispositions. Il définit l'orientation de la politique de gestion des eaux souterraines dans le sens d'une optimisation de la ressource en eau. En effet, il préconise de privilégier les eaux souterraines pour les usages plus exigeants tels que l'usage « eau potable ». La stratégie générale est de pérenniser un mode d'approvisionnement en eau potable en s'appuyant en très grande majorité sur les nappes profondes au vu de la grande sécurité sanitaire qu'elles assurent à des coûts raisonnables.

1.2.2. Etat des lieux de la ressource en eau et de ses usages

En France, 30 milliards de m^3 sont prélevés chaque année, tout usage confondu excepté l'hydroélectricité (Eau France, 2019 (données 2012)). L'approvisionnement en eau en France est effectué majoritairement par la sollicitation des eaux de surface (cours d'eau, lacs). Seulement 19% de l'eau prélevée provient des nappes souterraines (données 2001 Agence de l'eau (Institut français de l'environnement, 2004)). En revanche, en Gironde, plus de la moitié des prélèvements en eau sont effectués dans les nappes souterraines. En particulier, 96% de l'eau potable provient de ces dernières. Les volumes prélevés dans ces nappes pour l'eau potable sont de 116 808 733 m^3 pour l'année 2017, ce qui correspond à un volume de 75 m^3 par an et par habitant (SMEGREG EPTB, 2019b).

Les aquifères exploités, par âge décroissant, sont : le Plio-Quaternaire, le Miocène, l'Oligocène, l'Éocène, le Crétacé supérieur et le Jurassique (Figure 1-16 (a)). Les unités de gestion des nappes concernées par le SAGE Nappes Profondes correspondent aux réservoirs exploités (Miocène, Oligocène, Éocène, sommet du Crétacé supérieur et base du Crétacé supérieur). Ils sont découpés en cinq zones géographiques : la zone centre, la zone sud, la

zone littorale, la zone Médoc-Estuaire et la zone nord (Figure 2-16 (b)). Les unités de gestion sont le fruit du croisement d'un périmètre délimité et d'un niveau aquifère. Elles sont créées pour garder un degré de liberté et mieux répondre aux problématiques rencontrées dans chaque zone délimitée sur des arguments hydrogéologiques. En effet, dans certaines unités de gestion, il est apparu judicieux de subdiviser l'Éocène en deux unités : l'unité de l'Éocène inférieur et moyen et l'unité de l'Éocène supérieur.

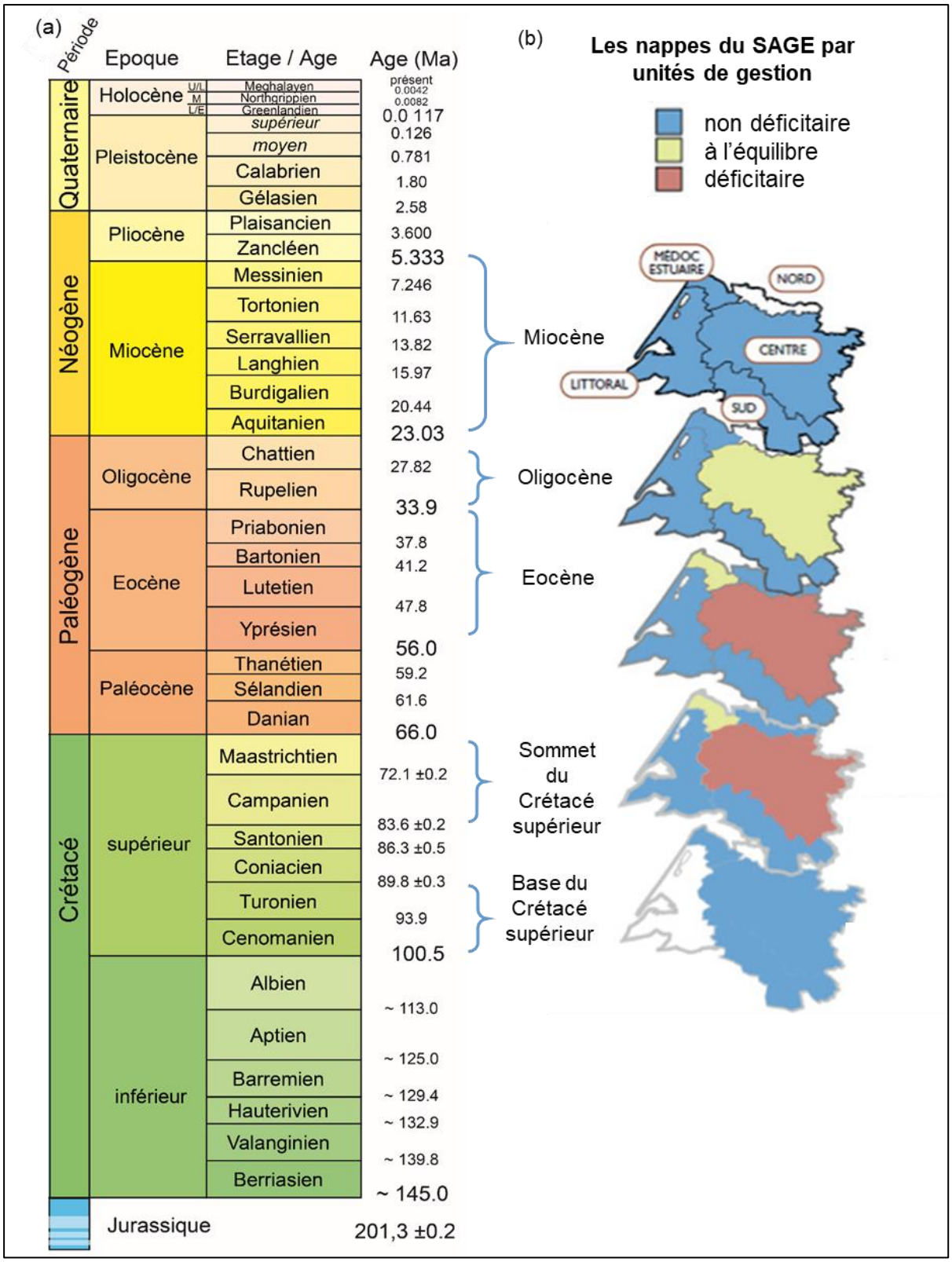


Figure 1-16: repère chronologique: (a) charte stratigraphique internationale ; (b) les nappes du SAGE et leurs états quantitatifs par unité de gestion (modifié d'après SMEGREG EPTB, 2010)

La nappe du Plio-Quaternaire est une nappe superficielle. Elle est sollicitée principalement pour l'irrigation et l'industrie (Figure 1-17). Bien qu'elle ne soit pas concernée par les dispositions du SAGE Nappes Profondes, elle participe à l'alimentation par drainance des nappes sous-jacentes qui, elles, sont concernées par le SAGE.

L'unité de gestion du Miocène regroupe plusieurs niveaux aquifères dont la nappe du Miocène moyen (Langhien-Serravallien) et la nappe du Miocène inférieur (Aquitanien-Burdigalien). Les eaux sont de bonne qualité, mis à part dans le sud-est de la Gironde où les concentrations en fluor, en sulfate et en nitrate peuvent être élevées. Elles sont utilisées principalement pour l'irrigation et pour l'alimentation en eau potable dans le sud du département (Figure 1-17). En zone centre, l'aquifère de Miocène est mobilisé pour un usage industriel. Ce sont près de 5 millions qui sont prélevées pour l'alimentation en eau sur un total de 18 598 182 m^3 tout usage confondu (SMEGREG EPTB, 2019b).

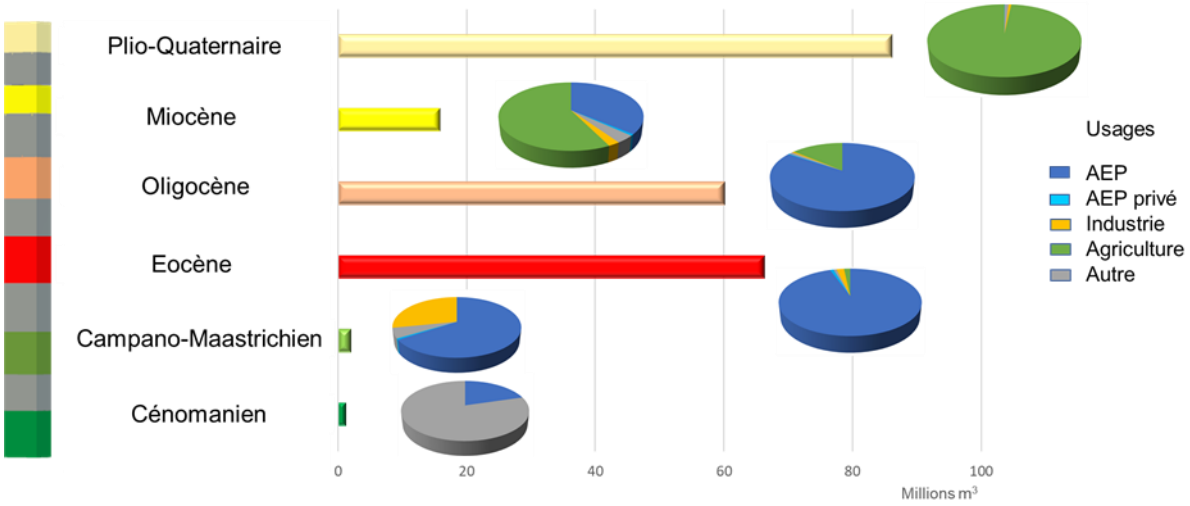


Figure 1-17 : volumes prélevés (en millions de m^3) en Gironde et répartition des usages *(données 2019 SMEGREG-EPTB)*

L'aquifère de l'Oligocène fournit des eaux d'excellente qualité à l'exception de fortes teneurs en sulfates mesurées localement dans le sud-est (Figure 1-18 (a)). La nappe de l'Oligocène est fortement sollicitée au sud entre Saucats et Léognan, dans le Nord-Médoc et la partie amont du Ciron girondin. En aval du Ciron et rive gauche de la Garonne, une partie de l'aquifère de l'Oligocène est dénoyée (Figure 1-18 (b)). Cette baisse du niveau piézométrique à partir des années 70 est due aux prélèvements effectués dans la zone de Saucats et Léognan dans la partie captive de l'aquifère, au sud de la zone de gestion centre (Platel et al., 2000a). De plus, à partir de 1997, afin de moins solliciter la nappe de l'Éocène, les prélèvements se sont répercutés sur la nappe de l'Oligocène faisant de cette dernière la première ressource exploitée en Gironde en termes de volumes prélevés (62 021 576 m^3 en 2017 (SMEGREG EPTB, 2019b)). De forts débits sont mesurés aux sources et au droit des forages captant l'Oligocène dans sa partie captive.

L'unité de gestion de l'Éocène regroupe deux grandes unités aquifères : l'aquifère de l'Éocène inférieur à moyen et l'aquifère de l'Éocène supérieur. L'Éocène est l'unité principalement sollicitée au droit de Bordeaux. Le premier forage a été réalisé en 1850. La

nappe était artésienne, mais suite aux pompages qui se sont multipliés sur le territoire bordelais, son niveau piézométrique n'a cessé de diminuer : elle a ainsi enregistré depuis 1970 une baisse d'une trentaine de mètres (BRGM, 2019b). Cette forte sollicitation a entrainé des problèmes sur la qualité des eaux. En effet, elle entraine l'extension de la zone à forte salinité dans le Médoc. Les fortes valeurs de salinité (336 $mg.L^{-1}$ en 2009) dans le Médoc et dans l'estuaire sont dus à la pénétration des saumures naturellement présentes dans l'aquifère quaternaire sus-jacent au droit de la structure anticlinale de Blaye-Listrac au niveau de laquelle ces deux unités sont directement en contact (Platel et al., 2009). Les pompages dans l'aquifère de l'Éocène ne font qu'accélérer la pénétration par diffusion des saumures par diminution de la pression dans le réservoir éocène. L'extension de la zone minéralisée dans l'Entre-deux-Mers constitue également un autre risque lié à l'exploitation de l'aquifère de l'Éocène. La zone minéralisée présente des teneurs en fluor et en chlorure de plus en plus élevées (Figure 1-18 (b)). Des intervalles argileux au sein de horizons calcaires captés comportent des forts taux de fluorine et ou de gypse. Lors de la mise en exploitation d'un forage, ces intervalles argileux sont faiblement sollicités. Cependant, au fur et à mesure de son exploitation, ces niveaux argileux le seront de manière croissante expliquant ainsi l'augmentation des concentrations en fluor et en chlorure dans les eaux prélevées (Malcuit, 2012).

La nappe du Campano-Maastrichtien est exploitée majoritairement en zone centre, littorale et nord pour l'alimentation en eau potable (Figure 1-17). Elle est sollicitée également pour des usages industriels, et en zone centre pour la géothermie. La piézométrie de la nappe du sommet du Crétacé supérieur est basse au droit des zones fortement sollicitées par l'Éocène (SMEGREG EPTB, 2010). L'eau du Crétacé supérieur est, d'un point de vue qualitatif, compatible avec un usage pour l'eau potable. Elle peut néanmoins localement dépasser les limites de potabilité en chlorure et fluor (SMEGREG EPTB, 2010). Au total, les volumes prélevés s'élèvent à 3 360 177 m^3 pour l'année 2016 (SMEGREG EPTB, 2019b).

Les aquifères du Turonien et du Cénomanien sont exploités en zone centre pour la géothermie. Ils sont, à l'heure actuelle, faiblement exploités sur le département de la Gironde pour l'AEP. Seule la zone Médoc-Estuaire les utilise pour un usage eau potable à hauteur de 268 695 m^3 (SMEGREG EPTB, 2019b).

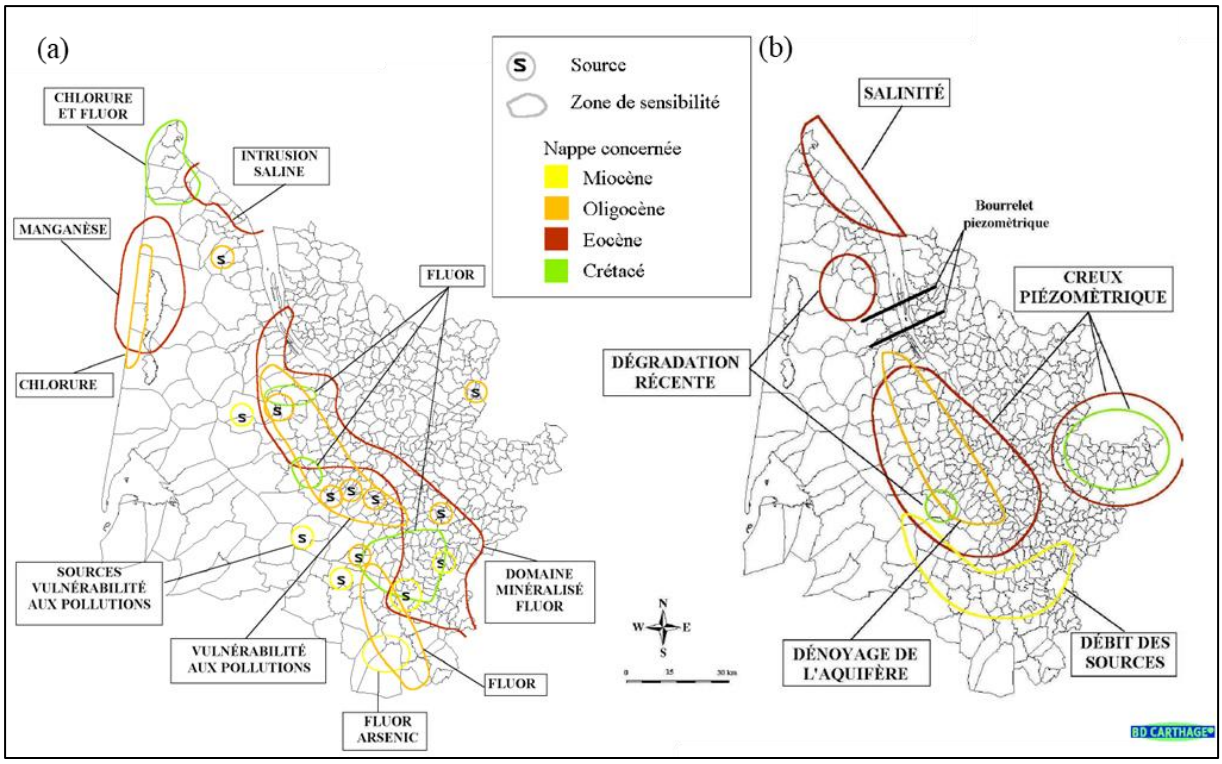


Figure 1-18: carte de sensibilité: (a) enjeux qualitatifs; (b) enjeux quantitatifs (SMEGREG EPTB, 2010)

1.2.3. Adaptation aux mutations socio-économiques et climatiques

Une des conséquences de la forte attractivité du territoire girondin est la croissance rapide de sa population. Cette croissance n'est pas limitée à la métropole bordelaise et à ses communes limitrophes, mais s'observe sur l'ensemble du territoire (INSEE, 2017). Les projections de la population girondine sont comprises entre 1,7 millions et 2,1 millions d'habitants à l'horizon 2035 (modèle OMPHALE, INSEE 2017). L'accroissement de la population qu'elle induit a bien évidemment un impact sur la gestion des nappes en dépit des efforts effectués pour économiser l'eau et maîtriser les consommations. Même sans cette augmentation de population, la surexploitation des nappes serait tout de même une réalité. Il est nécessaire de composer avec l'évolution des différents besoins en eau des usagers et la vulnérabilité des nappes face à des sollicitations croissantes, tout en préservant l'environnement. L'enjeu est de sauvegarder les nappes souterraines dans un bon état qualitatif (directives 2000/60/CE et 2006/118/CE) et quantitatif. Ce dernier a été défini par la Commission Locale de l'Eau (CLE) en 2011 en l'absence de définition dans les directives européennes : « une nappe captive est en bon état quantitatif lorsque à la fois :

- la diminution de la réserve que peut faire apparaître le calcul des bilans annuels à moyen et long termes (plusieurs décennies a minima) ne remet pas en cause la pérennité de la ressource ;
- les niveaux sur les zones à enjeux identifiées permettent de garantir :
    - l'absence de dénoyage et étendu du réservoir

- des directions et sens d'écoulement interdisant l'entrée d'eaux parasites ; et des débits sortants au profit des milieux avals pour ne pas empêcher l'atteinte ou le maintien du bon état pour ces milieux ».

Ces deux facteurs sont à prendre en considération de manière indissociable car un mauvais quantitatif peut avoir des répercussions sur la qualité de l'eau.

Pour chaque unité de gestion définie précédemment (§1.2.2), un volume maximum prélevable objectif (VMPO) est fixé (Commission Locale de l'Eau, 2013). Ces volumes permettent de définir des volumes maximums pouvant être autorisés et de classer les différentes ressources d'un point de vue quantitatif. Seuls l'aquifère de l'Éocène et du sommet du Crétacé supérieur dans la zone centre sont définies comme en mauvais état quantitatif car ils sont classés dans la catégorie déficitaire par rapport au VMPO fixé pour ces deux unités de gestion (Figure 1-18 (b)).

Par ailleurs, ces changements ont lieu dans un contexte global de changement climatique qui s'exprime par des périodes de sécheresses accrues, comme celle de la crise hydrique de l'été 2017. Ce déficit en précipitation en été impactera la recharge des systèmes superficiels (Le Treut, 2018). La disponibilité en eau des nappes souterraines en sera indirectement impactée (recharge plus faible, impact sur les écoulements, report des prélèvements d'eau de surface sur les nappes souterraines).

A ces situations de tension, se rajoutera l'augmentation de la demande en eau sans prendre en compte l'augmentation démographique. En effet, l'augmentation d'un degré Celsius augmenterait de 1,6% la consommation en eau sur l'agglomération bordelaise (Herbet et al., 2009). De surcroît, les prévisions démographiques évaluent une augmentation de 0,78 % par an de la population girondine (Insee Aquitaine, 2013). Il est donc stratégique de réfléchir à une solution qui garantira un approvisionnement pérenne en eau potable pour la population girondine dans les années futures. Les économies d'eau faites, d'une part, par les usagers en réduisant leur consommation et d'autre part, par les gestionnaires de réseaux en diminuant les pertes sur les réseaux d'approvisionnement sont primordiaux. Néanmoins, ces volumes d'eau non prélevés grâce à ces économies ne suffiront pas à contrebalancer les volumes d'eau supplémentaires nécessaires à satisfaire l'augmentation de la demande en eau. A l'issue de ce constat, il apparait nécessaire de réfléchir à de nouvelles ressources à la fois pour satisfaire les besoins des usagers et afin de moins solliciter les aquifères qui sont fortement exploités sur le territoire girondin. La politique de recherche de ressources de substitution aux aquifères fortement sollicités, dont le SMEGREG-EPTB est l'instigateur, s'inscrit dans ce contexte social, politique et environnemental. Le SMEGREG-ETPB estime les besoins en ressources de substitution entre 13,5 et 25,0 millions de m^3 par an sans améliorations des performances des réseaux (Figure 1-19). En prenant en compte les améliorations des perfomances des réseaux, les besoins sont tout de même estimés entre 11,1 et 22,5 millions de m^3 par an (SMEGREG EPTB, 2019a).

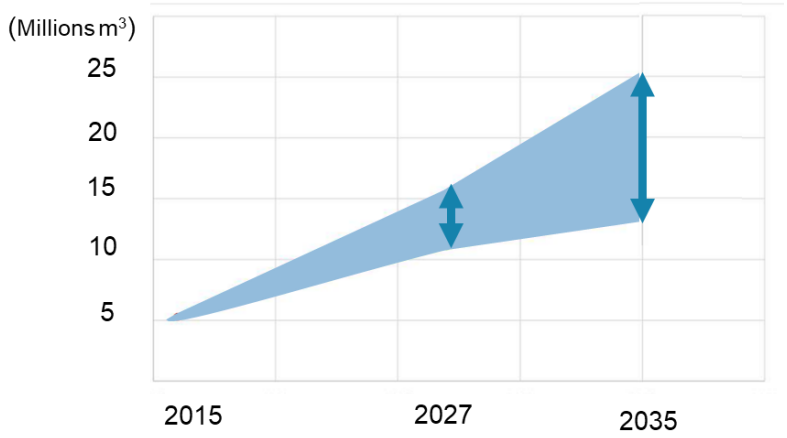


Figure 1-19 : besoins en ressources de substitution en millions de m^3/an en fonction des différents scénarii d'augmentation de la population et de l'évolution des consommations (sans prise en compte de l'amélioration des performances des réseaux)

Deux projets de substitution parmi plus d'une vingtaine de projets étudiés depuis 1999 ont été jugés intéressants par la CLE. Il s'agit des projets structurants suivants :

- le projet de champ captant des Landes du Médoc qui est en cours et dont le but est de capter dans la nappe de l'Oligocène au niveau de l'unité de gestion « zone littorale » (SMEGREG EPTB, 2017) ;
- le projet de champ captant dans l'aquifère du Cénomanien dans le Sud-Gironde (Figure 1-20).

La présente thèse s'inscrit dans la continuité des travaux effectués dans le cadre de ce dernier projet.

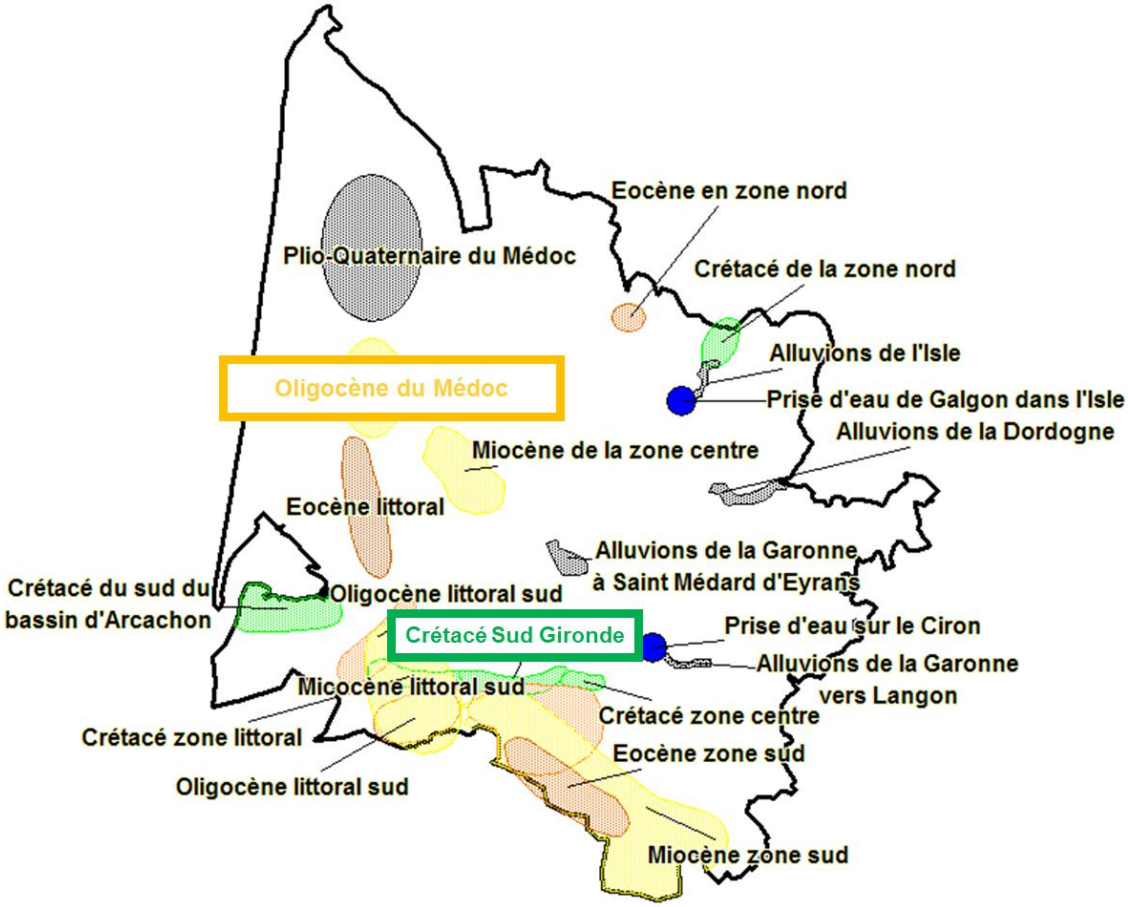


Figure 1-20 : localisation des projets de recherche de ressources de substitution

1.2.4. L'intérêt de l'investigation du système aquifère du Cénomanien dans le sud de la Gironde

L'aquifère du Cénomanien, plus profond que ceux qui alimentent actuellement la métropole bordelaise et ses environs, est apparu comme potentiellement exploitable dans le secteur du Sud-Gironde (Saltel, 2008). Cet aquifère se rencontrant à plus d'un kilomètre de profondeur sous Bordeaux, ne se trouve qu'à 40 mètres de profondeur sur la commune de Saint-Magne. Cette différence s'explique par la présence d'une structure géologique : l'anticlinal de Villagrains-Landiras. En effet, la commune de Saint-Magne se trouve sur l'axe de cette structure en forme de dôme allongé, donc à l'endroit où le Cénomanien se retrouve le plus proche de la surface. Cette proximité faciliterait une mise en exploitation, d'autant plus que la qualité de l'eau serait en adéquation avec un usage dédié à l'eau potable au vu des analyses effectuées en 2010 sur un puits captant le Cénomanien à Saint-Magne.

Dès 1998, l'aquifère du Cénomanien a été « désigné » comme ressource de substitution potentielle. Sous l'impulsion du SMEGREG-EPTB, une série d'études a été menée (Bodiniet et al., 2017; Dupuy and Asmael, 2013; Dupuy and Le Lous, 2012; GEOPAL-SOGREAH consultants, 2005; Guyoton, 2008b, 2008a; Platel and Serrano, 2008; Saltel, 2008). Elles ont certes démontré le potentiel hydrogéologique de l'aquifère du Cénomanien dans ce secteur

(Saltel, 2008) mais la complexité de l'architecture géologique ne permet pas, à l'issue de ces études, à l'émergence d'une vision claire de la géologie et du fonctionnement hydrogéologique.

Les modèles hydrogéologiques régionaux sont localement imprécis du fait de l'architecture complexe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Ils sont donc difficilement exploitables dans une optique de caractérisation locale.

Ce travail s'inscrit dans une démarche de compréhension de l'architecture du sous-sol aux abords de l'anticlinal de Villagrains-Landiras et des modalités d'interactions entre les différentes entités hydriques qu'elles soient superficielles ou souterraines.

1.3. Prise en considération des enjeux environnementaux

La compréhension des systèmes hydrologiques superficiels est essentielle car, avant toute mise en exploitation, il est primordial de vérifier si des connexions existent entre la nappe du Cénomanien et les hydrosystèmes susceptibles d'être impactés. Ce paragraphe répertorie les cibles susceptibles d'être impactées par une mise en exploitation de l'aquifère du Cénomanien et les enjeux qui en découlent.

1.3.1. Enjeux liés cours d'eau du secteur du sud de la Gironde

Le SAGE de la Leyre et le SAGE du Ciron, approuvés par arrêté interpréfectoral respectivement en 2008 et en 2014, ont pour but la gestion qualitative et quantitative de la ressource en eau, la protection et la gestion des milieux naturels. Il est nécessaire de s'assurer de l'adéquation d'un projet d'exploitation avec les préconisations et objectifs du SAGE.

Les Zones Naturelles d'Intérêts Ecologiques Faunistiques et Floristiques (ZNIEFF) sont principalement localisées le long des cours d'eau (Figure 1-21). Les ZNIEFF de type II sont situés le long des cours d'eau de la vallée de l'Eyre et du Ciron. Elles correspondent à de grands ensembles naturels particuliers qui offrent des potentialités biologiques importantes. Elles peuvent inclure localement des ZNIEFF de type I correspondant à un territoire plus restreint qui abritent au moins une espèce ou un habitat déterminant.

Les cours d'eau constituent des zones à enjeux d'un point de vue de l'alimentation en eau des nappes souterraines. Des mesures de débit ont mis en évidence cette alimentation des nappes par les cours d'eau. Des zones de perte dans les lits des ruisseaux de la Mouliasse et du Tursan ont pu être identifiées. Les diminutions de débit peuvent atteindre 200 L/s (Saltel, 2008).

La géochimie des eaux de ces deux ruisseaux et du Gât Mort a également mis en évidence des relations entre les nappes souterraines et les rivières. En effet, les eaux des cours d'eau, fortement minéralisées, présentent un faciès bicarbonaté (Saltel, 2008). Ceci atteste du mélange des eaux entre les eaux superficielles et les eaux profondes chargées suite à leur résidence dans les réservoirs calcaires. Ces échanges n'ont pas pu être quantifiés par le passé.

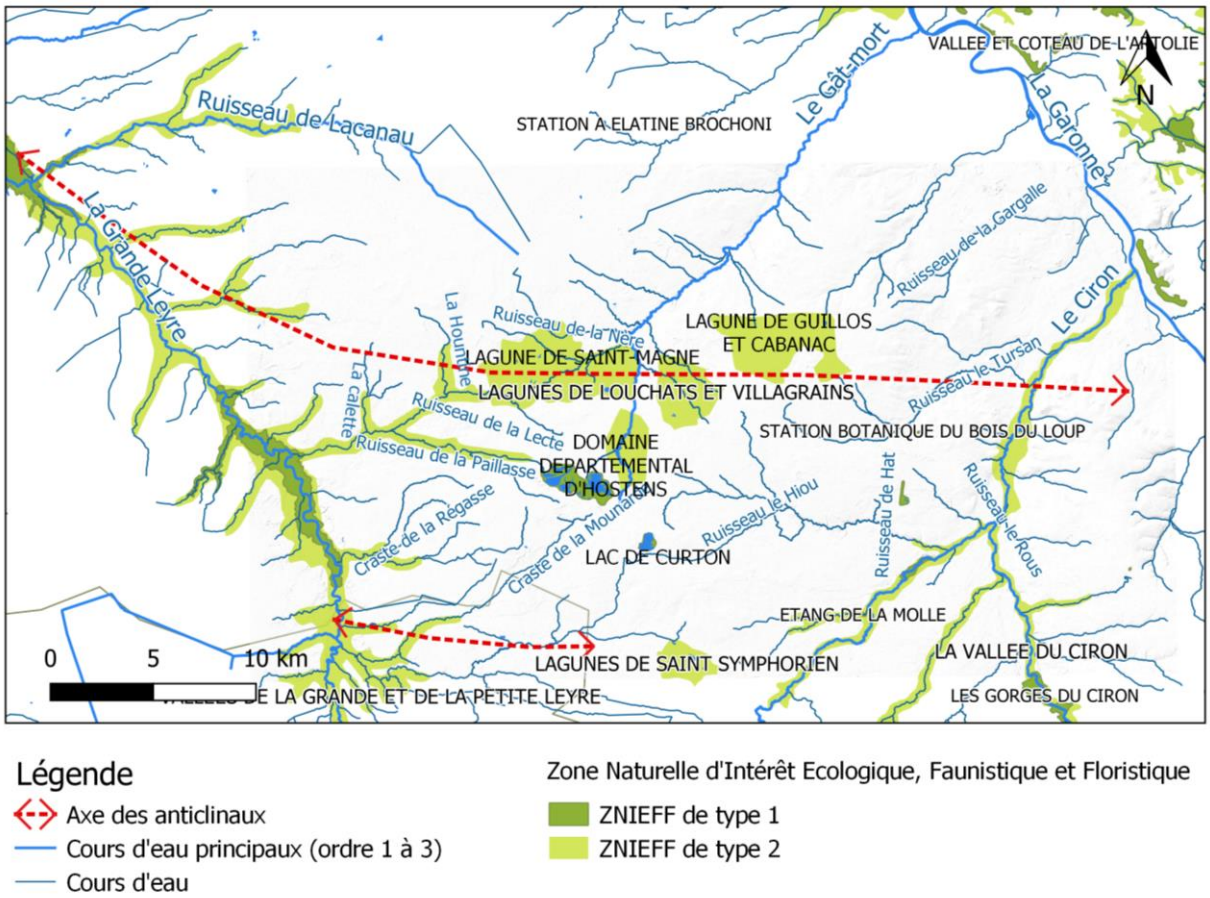


Figure 1-21 : localisation des zones d'intérêts écologiques

1.3.2. Enjeux liés aux lagunes

Le terme de « lagune » est emprunté à la toponymie locale issue du gascon *lague* ou *lagu* (Boisgontier, 1993). Le terme d'étang serait un terme plus approprié puisque ses étendues d'eau ne sont pas saumâtres et n'ont aucun lien avec le littoral.

Les lagunes sont classées en ZNIEFF de type II en tant que biodiversité spécifique de la pinède des Landes de Gascogne. Un des enjeux de ce travail est de préciser la nature des relations entre les lagunes, la nappe de surface et les nappes souterraines. Les lagunes sont des zones sensibles : elles sont vulnérables aux pollutions et impactées par les fluctuations saisonnières importantes de leur tranche d'eau (Figure 1-22). Une faible diminution du niveau d'eau peut assécher en totalité la lagune d'où l'importance de caractériser les échanges entre l'aquifère cible et les lagunes dans l'optique d'une future exploitation.

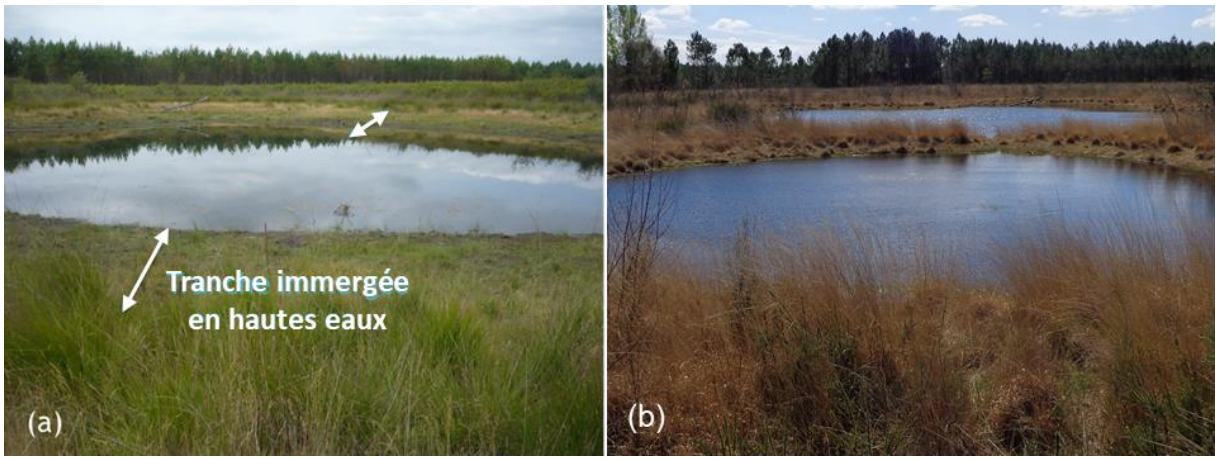


Figure 1-22 : lagune de l'Artigon à Saint-Magne (a) en période de basses eaux (22 août 2017) ; (b) en période en hautes eaux (4 avril 2017)

1.3.3. Enjeux liés aux sources

De nombreuses sources naissent le long des cours d'eau notamment le long du Gât-Mort et du Ciron ainsi que ses affluents. A Villagrains par exemple, la source de Peyot, qui est affectée au Miocène, naît non loin des affleurements maastrichtiens du Gât-Mort (Figure 1-23). Les plus importants débits sont enregistrés au niveau des sources situées à l'est de la zone d'étude, le long des affleurements oligocènes : les sources de Budos, les sources de Saint Selve, et les sources de Virelade en sont les principales. La source oligocène de Fontbanne à Budos a un débit de 300 $L.s^{-1}$ alors que celui de la source miocène à Villagrains n'est que de 4,3 $L.s^{-1}$ (SMEGREG EPTB, 2010).

Les débits ainsi que les températures mesurées à la source de Budos laissent supposer la venue d'eau d'autres réservoirs, plus profonds que celui des calcaires de l'Oligocène. En effet, les fortes valeurs de débits et la constance de plusieurs paramètres (débit, température, pH, concentrations en HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} et Cl^-) pourrait être expliquer par la venue d'eau des réservoirs sous-jacents (Chery and Gadalia, 2001). Ces venues pourraient être dues à des singularités géologiques. Il est nécessaire d'étudier en détail la géologie de la zone d'étude afin d'avoir une meilleure compréhension de l'architecture du sous-sol, et par extension, des relations entre les différents aquifères. De plus, les teneurs croissantes en nitrates témoignent de la présence d'interactions avec la surface (Chevalier-Lemire and Lemaitre, 2011). Il s'agirait donc d'un mélange d'eau très récente avec des eaux plus anciennes (Chery and Gadalia, 2001).

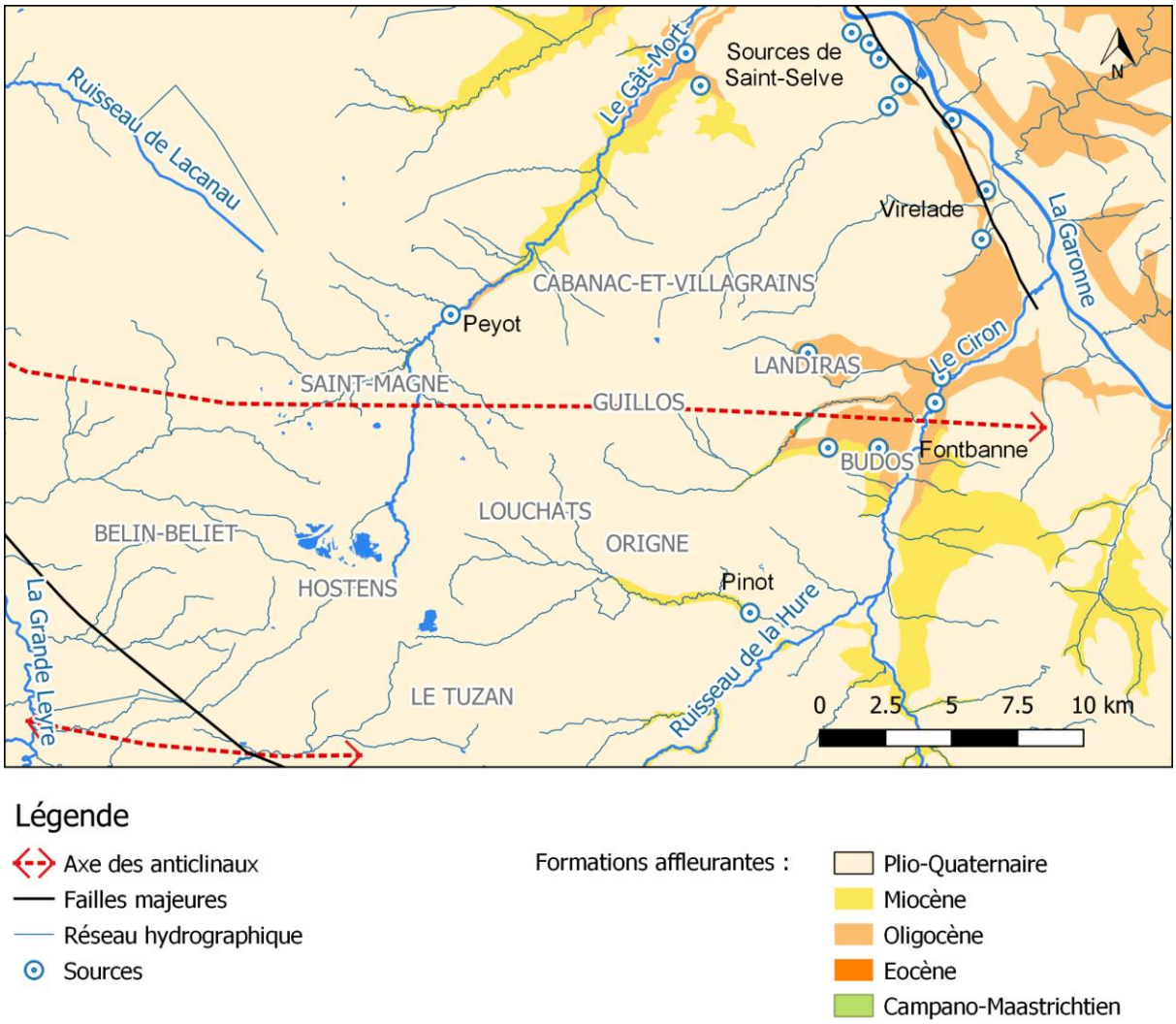


Figure 1-23: localisation des sources et des formations affleurantes par rapport aux affleurements

CHAPITRE 2

2 Synthèse géologique 54
2.1. Contexte géographique, géomorphologique et hydrographique de la zone d'étude 54
2.2. Géologie et géodynamique du Bassin Aquitain 56
2.2.1.Evolution du Permien au Jurassique 56
2.2.1.1. L'héritage paléozoïque 56
2.2.1.2. Le Trias évaporitique : rifting intracontinental 58
2.2.1.3. Le Jurassique : témoin de la première invasion marine 59
2.2.2.Evolution au Crétacé 60
2.2.2.1. Le Crétacé Inférieur : ouverture du Golfe de Gascogne 60
2.2.2.2. Le Crétacé supérieur : extension pré-pyrénéenne 62
2.2.3.Evolution au Paléogène 65
2.2.3.1. Le Paléocène : activation du régime compressif pyrénéen 65
2.2.3.2. L'Éocène : émersion des antiformes 66
2.2.3.3. Oligocène : une plateforme à sédimentation carbonatée stable 68
2.2.4.Evolution au Néogène 71
2.2.4.1. Le Miocène : une sédimentation à nouveau terrigène 71
2.2.4.2. Le Pliocène : une phase de sédimentation sableuse très rapide 74
2.2.5.Evolution au Quaternaire 76
2.2.6.Synthèse des évènements marquants qui ont influencé la structure géologique du Bassin Aquitain.. 77
2.2.6.1. Les grands évènements 77
2.2.6.2. Les grands traits structuraux du Bassin Aquitain 77
2.2.6.3. Un résumé de l'évolution paléogéographique 79
2.3. Géologie structurale et sédimentaire du Sud-Gironde 81
2.3.1.Structure de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 81
2.3.1.1. Physiographie de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 81
2.3.1.2. Prospection sismique : la contribution pétrolière à la vision de la structure anticlinale 83
2.3.2.Synthèse sédimentologique et stratigraphique 88
2.3.2.1. Les formations crétacées 88
2.3.2.2. Sédimentologie des formations tertiaires 95
2.3.2.3. Sédimentologie et stratigraphie du Quaternaire 98

2 Synthèse géologique

Les paysages de la région du Sud-Gironde cachent une géologie complexe. En effet, le recouvrement sableux de la zone ne laisse pas présager la structuration des formations mésozoïques. Pour aborder cette complexité, une description synthétique de la géologie est effectuée, tout d'abord à l'échelle régionale, celle du Bassin Aquitain, puis à l'échelle locale.

La zone étudiée est située dans la partie nord d'un grand ensemble sédimentaire français : le Bassin Aquitain. Ce dernier est encadré au nord par le Massif Armoricain, au nord-est par le seuil du Poitou, à l'est par le Massif Central, au sud-est par la Montagne Noire et au sud par les Pyrénées. La délimitation nord/sud du bassin marque la séparation entre une zone méridionale marquée fortement par la tectonique et une plate-forme plus stable dans la partie septentrionale nord.

2.1. Contexte géographique, géomorphologique et hydrographique de la zone d'étude

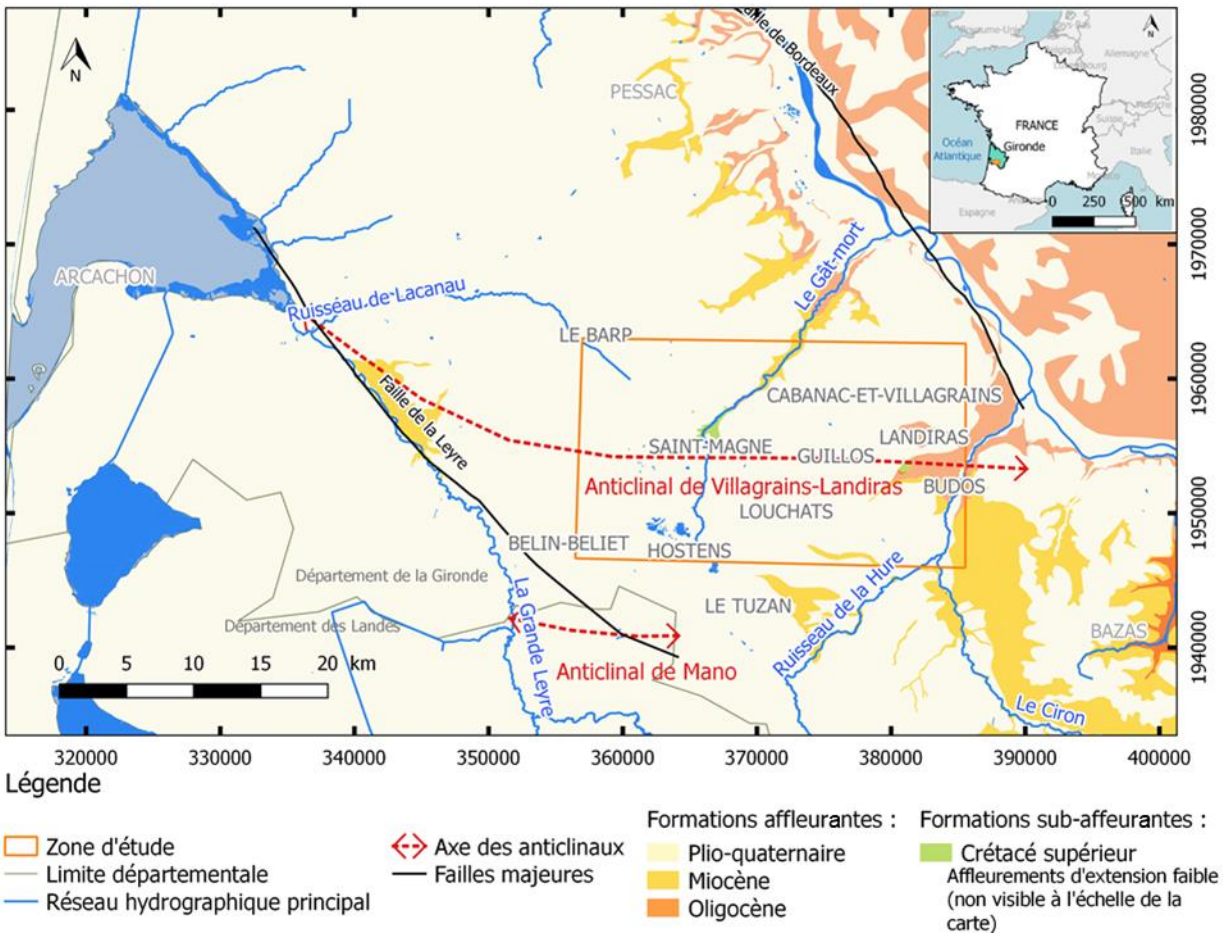
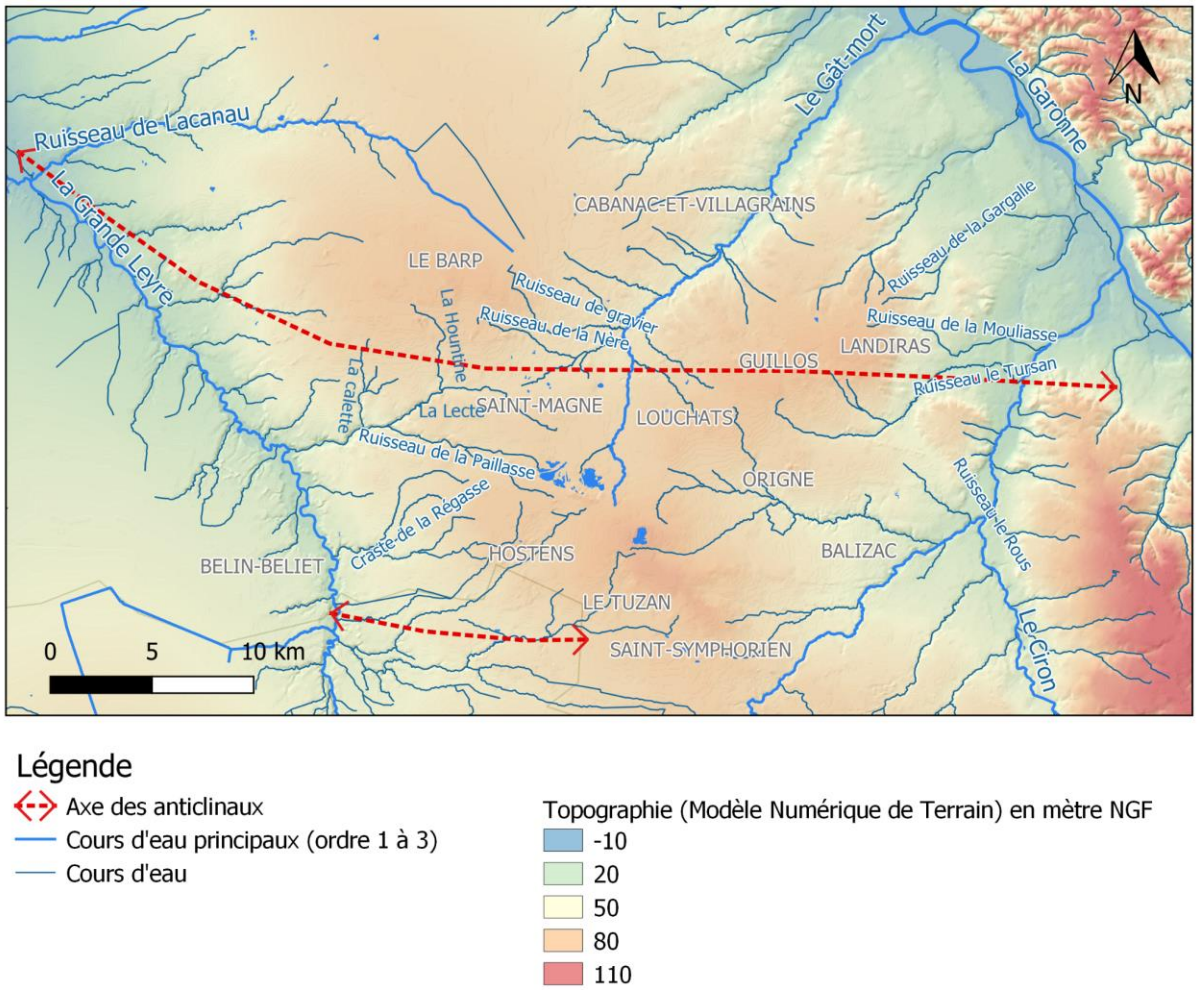


Figure 2-1 : zone d'étude, et principaux éléments géologiques, structuraux et hydrographiques

La zone d'étude s'étend d'ouest en est de Belin-Beliet à Budos, et du nord au sud de Saucats à Saint-Symphorien. L'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras se trouve en son cœur (Figure 2-1).

D'un point de vue hydrographique, le centre de la zone d'étude se trouve à l'interfluve entre la Leyre à l'ouest et la Garonne à l'est. Les écoulements sont dirigés vers l'ouest dans le bassin versant de la Leyre et vers l'est pour le bassin versant des affluents de la Garonne. Les cours d'eau y sont encaissés. Du côté occidental, le ruisseau de Lacanau prend sa source sur la commune du Barp, la Paillasse à Hostens et son affluent la Lecte à Saint-Magne (Figure 2-2). Du côté oriental, le Gât Mort prend sa source au nord d'Hostens et va rejoindre la Garonne. Les affluents du Ciron (la Mouliasse, le Tursan notamment) la rejoigne également.



Légende

- Axe des anticlinaux
- Cours d'eau principaux (ordre 1 à 3)
- Cours d'eau

Topographie (Modèle Numérique de Terrain) en mètre NGF

- -10
- 20
- 50
- 80
- 110

Figure 2-2 : réseau hydrographique de la zone d'étude

Le réseau de drainage comprend également les fossés d'origine anthropique utilisés notamment pour le drainage des parcelles de pins.

Les lagunes sont un élément marquant du paysage. Ces petites dépressions de forme circulaire, et de faible profondeur constituent des points d'eau superficiels permanents ou temporaires. La densité de ces lagunes est importante aux abords de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras notamment au niveau de zones topographiquement élevées (Saltel, 2008). Les lagunes ont tendance à s'aligner le long de l'axe de l'anticlinal (N100°-N110°E) et le long des vallées du Ciron et du Tursan (N10°) (Becheler, 2014). Si P. Becheler prône l'origine tectono-karstique des lagunes (Becheler, 2014, 2015), plusieurs autres hypothèses ont été émises : soit une origine thermoclastique en contexte périglaciaire, soit une origine cryokarstique. Ce phénomène provoquerait des dissolutions karstiques et des effondrements formant les lagunes (Saltel, 2008).

2.2. Géologie et géodynamique du Bassin Aquitain

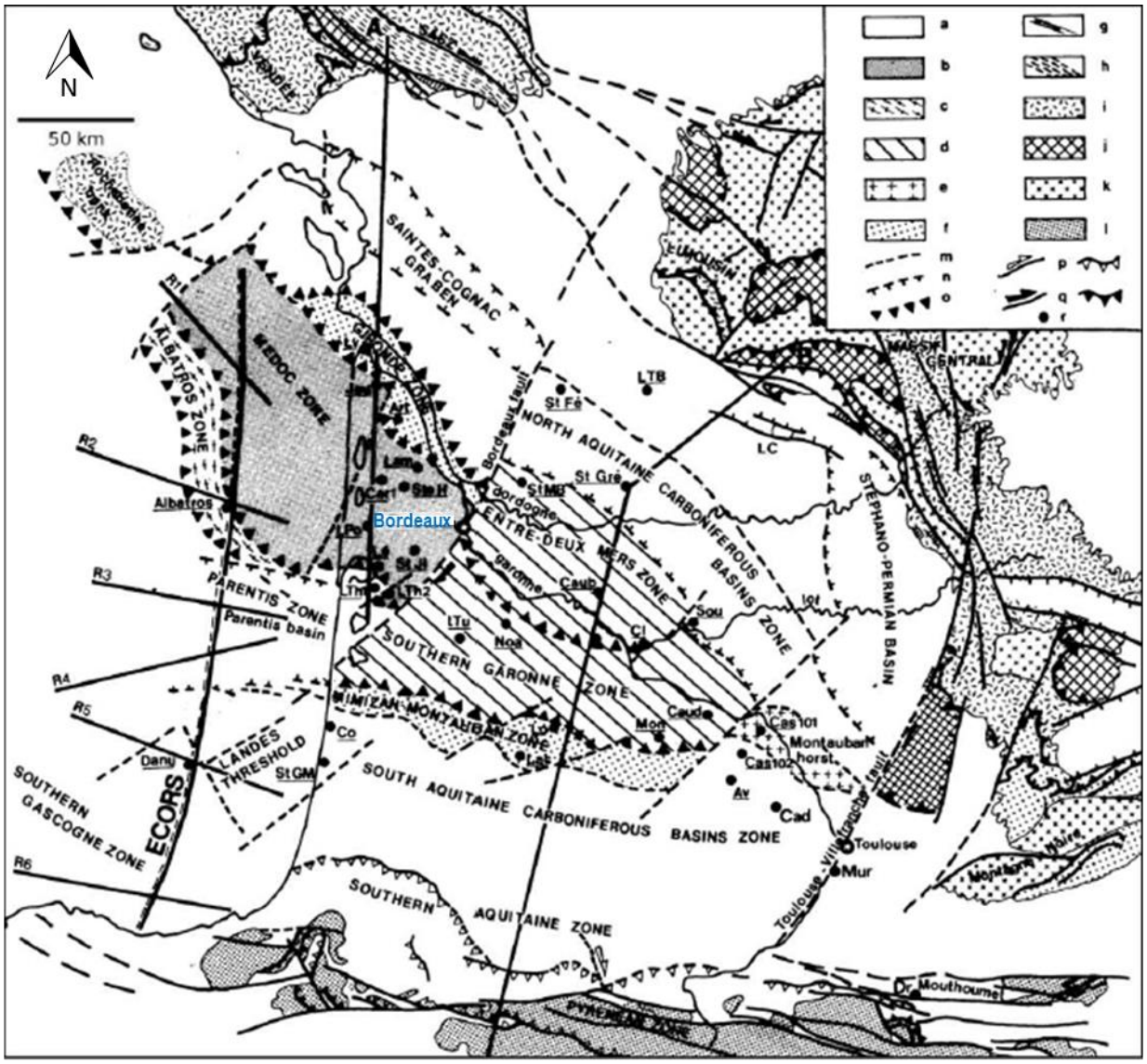
2.2.1. Evolution du Permien au Jurassique

2.2.1.1. L'héritage paléozoïque

Le socle de la région nord du Bassin Aquitain correspond à la zone interne de l'orogenèse hercynienne, dont les déformations majeures, de direction SE-NW, remontent au Dévonien (Figure 2-3).

En effet, l'évolution du bassin est fortement contrôlée par la tectonique héritée de l'histoire hercynienne. La chaîne varisque est issue du rapprochement du bloc de Laurentia au nord et du bloc du Gondwana au sud, entrainant ainsi la fermeture océanique entre ces deux blocs et leur collision au Dévonien et au Carbonifère (Serrano, 2001).

Les formations anté-mésozoïques, de type métamorphiques, sont caractérisées par leur forte schistosité formée au cours du mouvement hercynien (Kaplan, 1968). Cependant, ces structures hercyniennes ont été localement fortement érodées lors d'une phase de pénéplanation, ce qui explique la complexité de leur étude et le peu de connaissances disponibles à leur sujet.



Formations géologiques :

a: Couverture post-hercynienne
b: Formation de la zone du Médoc
c: Formation volcanique de la zone d'Albatros
d: Formation paléozoïque légèrement déformée
e: Granite hercynien
f: Formation du Paléozoïque inférieur de la Montagne Noire
g: Sillon houiller (Westphalien à Stéphanien)
h: Formation paléozoïque de Vendée
i: Allochtone métamorphique d'épizome à mésozone
j: Allochtone métamorphique à haute pression
k: Gneiss métamorphique de haute température
l: Formation métamorphique des Pyrénées

Structure :

m: Faille
n: Graben
o: Chevauchement
p: Faille et chevauchement alpin
q: Faille et chevauchement hercynien
r: Sondages

Figure 2-3 : le socle de la région nord du Bassin Aquitain correspond à la zone interne de l'orogenèse hercynienne, dont les déformations majeures, de direction SE-NW, remontent au Dévonien (Rolet, 1997)

2.2.1.2. Le Trias évaporitique : rifting intracontinental

Au cours du Trias, suite à la rupture de la Pangée et à l'ouverture de l'Atlantique Nord, les failles hercyniennes de direction majeure nord-est/sud-ouest rejouent en domaine extensif. La flexure celtaquitaine (Biteau J.-J. et al., 2006; BRGM et al., 1974; Serrano, 2001; Serrano et al., 2006), qui s'articule selon l'axe Arcachon-Toulouse, scinde en deux domaines le bassin : des argiles évaporitiques se forment dans la partie septentrionale ; et des niveaux salifères se déposent dans la partie méridionale formant d'épaisses unités.

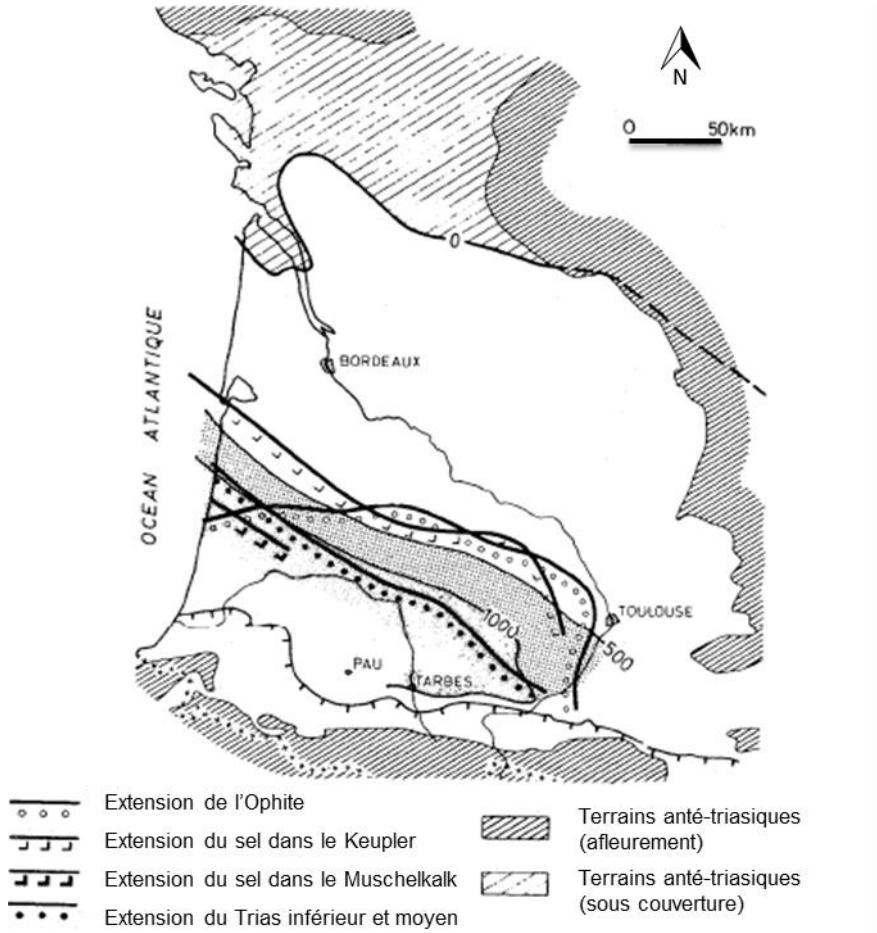


Figure 2-4 : faciès des dépôts triasiques (Winnock, 1974)

Plus précisément, de ce maillage de grandes cassures découle la mise en place de fossés d'effondrement, ou grabens (Curnelle et al., 1982). Des cônes alluviaux se mettent en place par l'érosion des reliefs. Ils fournissent ces fossés en galets, sables et argiles. Au milieu de ces fossés se retrouvent des dépôts évaporitiques de lacs sursalés (Figure 2-5).

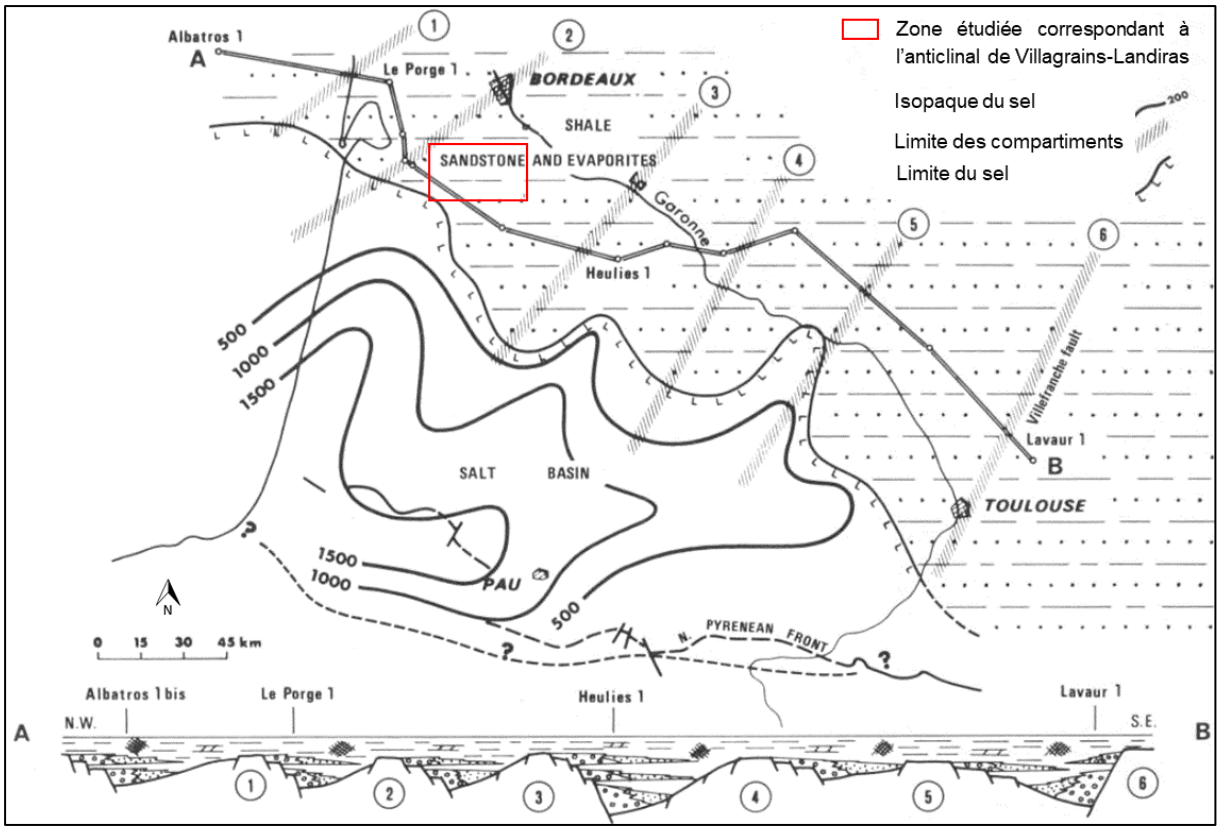


Figure 2-5 : paléogéographie du Bassin Aquitain au Trias (Durand-Delga, 1980)

A la fin du Trias, la diminution de l'intensité érosive entraîne un déficit de sédimentation qui permet la généralisation des évaporites à toute la zone méridionale du Bassin Aquitain.

2.2.1.3. Le Jurassique : témoin de la première invasion marine

Au Jurassique inférieur, le rift de la Thétys atteint l'Europe occidentale. La mer envahit progressivement le continent au fur et à mesure de l'avancée de l'ouverture de l'Atlantique central. La sédimentation est principalement dolomitique (Delfaud et al., 1980). Des évaporites sont encore présentes localement ce qui laisse suggérer des zones plus confinées. A la fin du Jurassique inférieur, la mer recouvre largement le Bassin Aquitain : une sédimentation carbonatée s'installe. Même si les dépôts de marnes noires prédominent sur l'ensemble du bassin, au niveau du seuil du Poitou, la sédimentation est de type plateforme externe et les dépôts présentent une alternance de faciès argileux et carbonatés (Winnock, 1974).

Au Jurassique moyen et supérieur, les domaines sédimentaires marins s'organisent d'est en ouest séparés par une barrière récifale d'orientation nord-sud. La subsidence est homogène. La sédimentation est surtout marquée par la présence de vasières carbonatées (faciès de dépôts calcaréo-argileux et marneux).

Le Kimméridgien supérieur est marqué par une sédimentation en milieu fermé avec des calcaires et dolomies. Un cycle régressif majeur débute, il ne prendra fin qu'au Crétacé supérieur. Il engendre l'isolement des bassins de l'Adour, de la Charente et de Parentis (Figure 2-6).

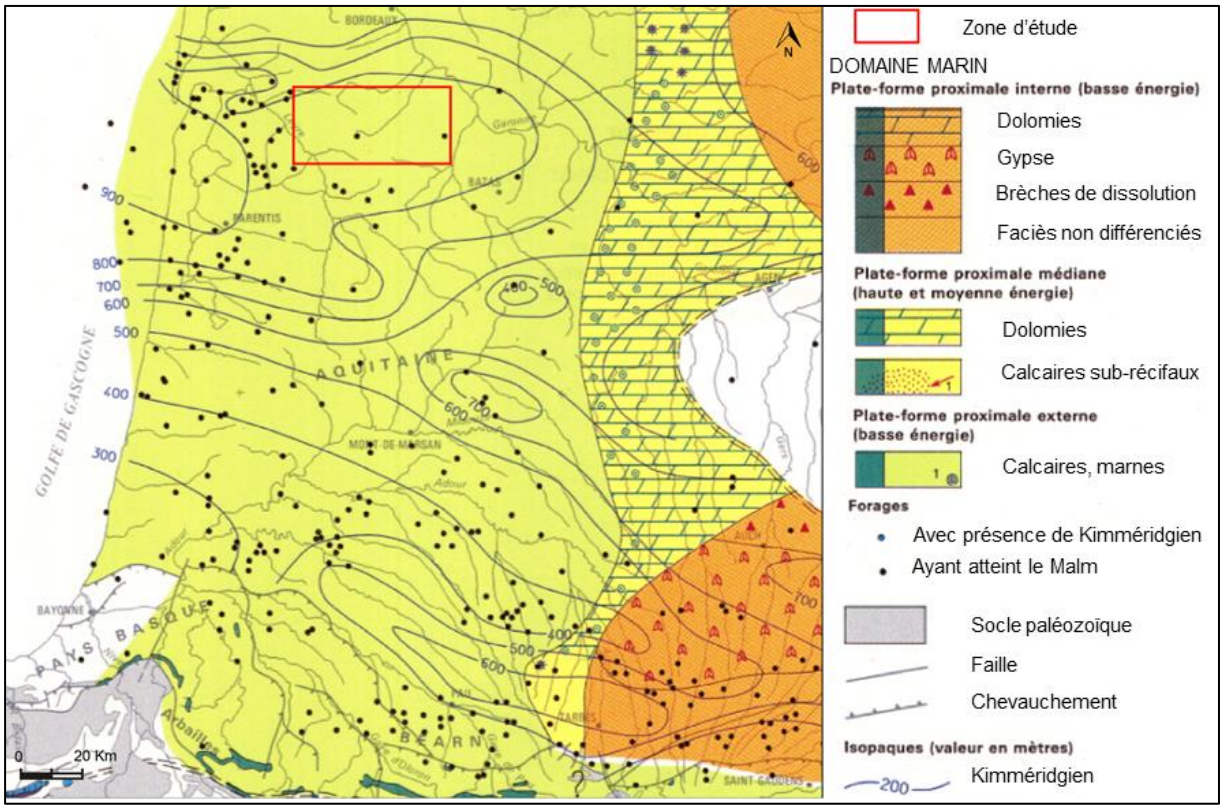


Figure 2-6 : paléogéographie au Jurassique supérieur, (AGSO, 2018)

2.2.2. Evolution au Crétacé

2.2.2.1. Le Crétacé Inférieur : ouverture du Golfe de Gascogne

Au Crétacé inférieur, le déplacement vers l'est de la plaque ibérique entraîne l'ouverture du Golfe de Gascogne le long de la branche Biscaye-Gascogne de la cassure atlantique (Canérot et al., 2001; Floquet, 1982; Olivet, 1996). Cet évènement implique la mise en place de fosses d'orientation est-ouest au droit de la région pyrénéenne et la mise en place de la fosse de Parentis au nord (Canérot, 1991, 2006; Olivet, 1996) (Figure 2-7).

Par conséquent, la plate-forme calcaire jurassique se disloque. Le bassin subside fortement et les masses salifères triasiques commencent à fluer, mettant en place des diapirs qui sont responsables d'une tectonique syn-sédimentaire très importante (Serrano et al., 2006) Ces remontées triasiques s'opèrent dans le sud du Bassin Aquitain jusqu'à l'anticlinal de Mano (Biteau J.-J. et al., 2006; Serrano et al., 2006).

Puis une nouvelle transgression s'amorce au Valanginien et une sédimentation marine profonde se met en place. Le domaine marin est restreint à deux zones distinctes de très forte subsidence : le Bassin de l'Adour et le Bassin de Parentis (Figure 2-7).

A l'Albien, le talus continental migre vers l'ouest. Saint-Magne est le siège d'une sédimentation récifale à Polypiers, Echinodermes, Spongiaires et Orbitolina (ESSO-REP, 1960b). La forte épaisseur de ces calcaires récifaux très vacuolaires est due à la subsidence de cette zone. Plus à l'est, sur l'axe de l'anticlinal, la zone de Landiras correspond à une zone d'arrière-récif dans laquelle des faciès gréseux et marneux sont présents (Alvinerie and Gayet, 1973b; ESSO-REP, 1960a).

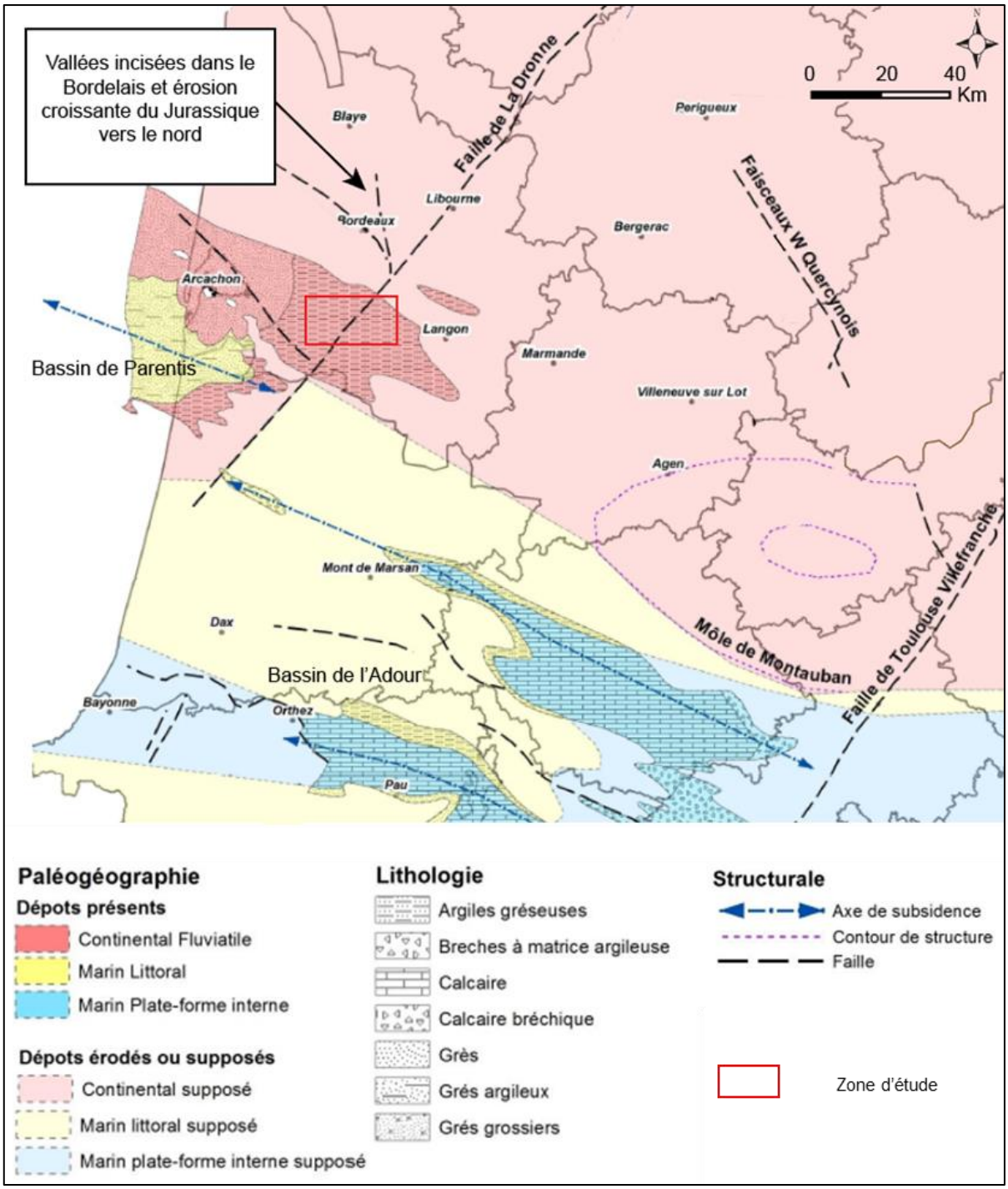


Figure 2-7 : paléogéographie de la base du Crétacé inférieur (Nécomien), (modifié d'après Gutierrez et al., 2016)

2.2.2.2. Le Crétacé supérieur : extension pré-pyrénéenne

Le Crétacé supérieur est le théâtre de la dernière et de la plus importante transgression marine qui s'organise en deux grands cycles Transgression/Régression du fait de l'élévation mondiale du niveau des mers (Platel, 1996). Les deux bassins subsidents de Parentis et de

l'Adour sont séparés par la surrection du Seuil des Landes suite à la poussée des diapirs salifères.

Au Cénomanien, toute la plateforme est immergée. La majeure partie du bassin correspond à une vaste plateforme carbonatée composée d'une épaisse série calcaréo-dolomitique, localement marneuse, qui se dépose en discordance, sur les formations jurassiques (Alvinerie and Gayet, 1973b; Platel, 1996). Ce sont ces calcaires, à la porosité ouverte, qui constituent le réservoir ciblé pour une potentielle exploitation pour l'alimentation en eau potable. En effet, en plus d'une forte porosité, la karstification et fracturation ultérieure de l'aquifère du Crétacé supérieur lui confère un grand intérêt d'un point de vue hydrogéologique (Saltel, 2008).

De part et d'autre du seuil des Landes, les deux zones profondes (Bassin de Parentis et de l'Adour) forment des sillons subsidents qui sont le siège d'une sédimentation principalement argilo-carbonatée (Serrano, 2001).

Au Turonien inférieur, la phase de transgression qui s'est amorcée au Cénomanien atteint son maximum et laisse place à un cycle de régression rapide (Figure 2-8). La baisse du niveau eustatique au Turonien supérieur associée au soulèvement du nord de la plateforme provoque l'émersion de la partie septentrionale du bassin et, par conséquent, l'érosion du Turonien terminal (Blanc, 1973; Platel, 1987; Platel, 1996; Platel et al., 2008). Une altération des calcaires par dissolution karstique et par bréchification s'opère. Simultanément à ce basculement, les failles de Bordeaux et de la Leyre se forment entrainant l'effondrement progressif du bloc nord-arcachonais (Platel, 1996).

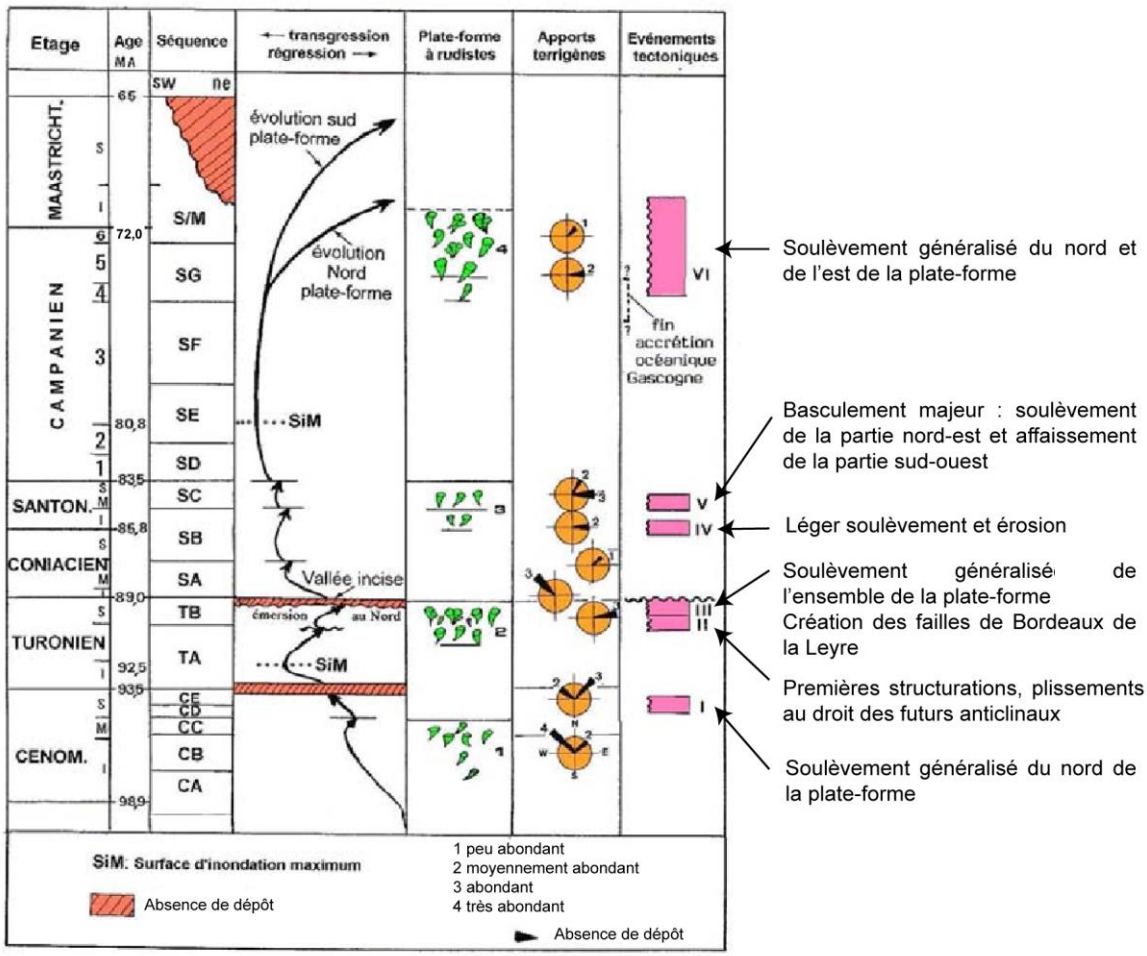


Figure 2-8 : évolution générale et évènements dans le nord de l'Aquitaine pendant le Crétacé supérieur *(Platel, 1996, Platel et al., 2008)*

Le second cycle de Transgression/Régression comporte une phase de transgression rapide et une lente phase de régression (Platel, 1996). Des formations essentiellement carbonatées se déposent jusqu'à atteindre le maximum de transgression au Campanien, période durant laquelle la fraction argilo-marneuse des sédiments est plus conséquente.

A la fin du Crétacé supérieur, une régression générale s'amorce, les formations carbonatées forment des strates variées de type récifal ou péri-récifal (Alvinerie and Gayet, 1973b). Le régime tectonique et les contraintes majeures évoluent puisque le Bassin Aquitain passe d'un système en distension à une phase compressive avec le début de l'orogénèse pyrénéenne. En effet, au Maastrichtien, le dôme de Villagrains-Landiras constitue un haut fond. Les courants y sont plus forts comme l'attestent les nombreux débris de bryozoaires (Blanc, 1973).

2.2.3. Evolution au Paléogène

A partir du Paléogène, trois grands domaines structuraux se distinguent : la plate-forme nord-aquitaine qui correspond à un domaine peu subsident et le bassin sud-aquitain qui comprend les sous-bassins de Parentis et de l'Adour ainsi que le bassin nord-aquitain. Cette période correspond à la phase de déformation majeure dans la phase de compression pyrénéenne (Angrand, 2017).

2.2.3.1. Le Paléocène : activation du régime compressif pyrénéen

Au Paléocène, la sédimentation est principalement continentale (Figure 2-9). Du fait de la régression entamée au Crétacé supérieur, l'émersion de la zone est généralisée dans la partie nord qui est à présent sujette à l'altération (pédogénèse, érosion, kartstification) (Capdeville, 1987). Les faciès, uniquement continentaux, sont de type sidérolithique (Gély and Sztrákos, 2000). Le Paléocène n'est pas ou peu conservé dans la zone d'étude de la thèse d'après les données de forages existants. Il est présent plus au nord, à Saint-Selve notamment.

En revanche, dans le sud du Bassin Aquitain, une fine épaisseur d'eau persiste et permet ainsi une sédimentation carbonatée. Au niveau du bassin flexural Nord-Pyrénéen, des plateformes carbonatées à tendance récifale se développent et passent latéralement à des flyschs à l'est (Canérot, 2006; Serrano, 2001). De plus, au niveau des marges orientales du Bassin (Quercy et Périgord), des dépôts sableux, argileux et des produits de décalcification comblent les réseaux karstiques (Capdeville, 1987; Platel, 1987).

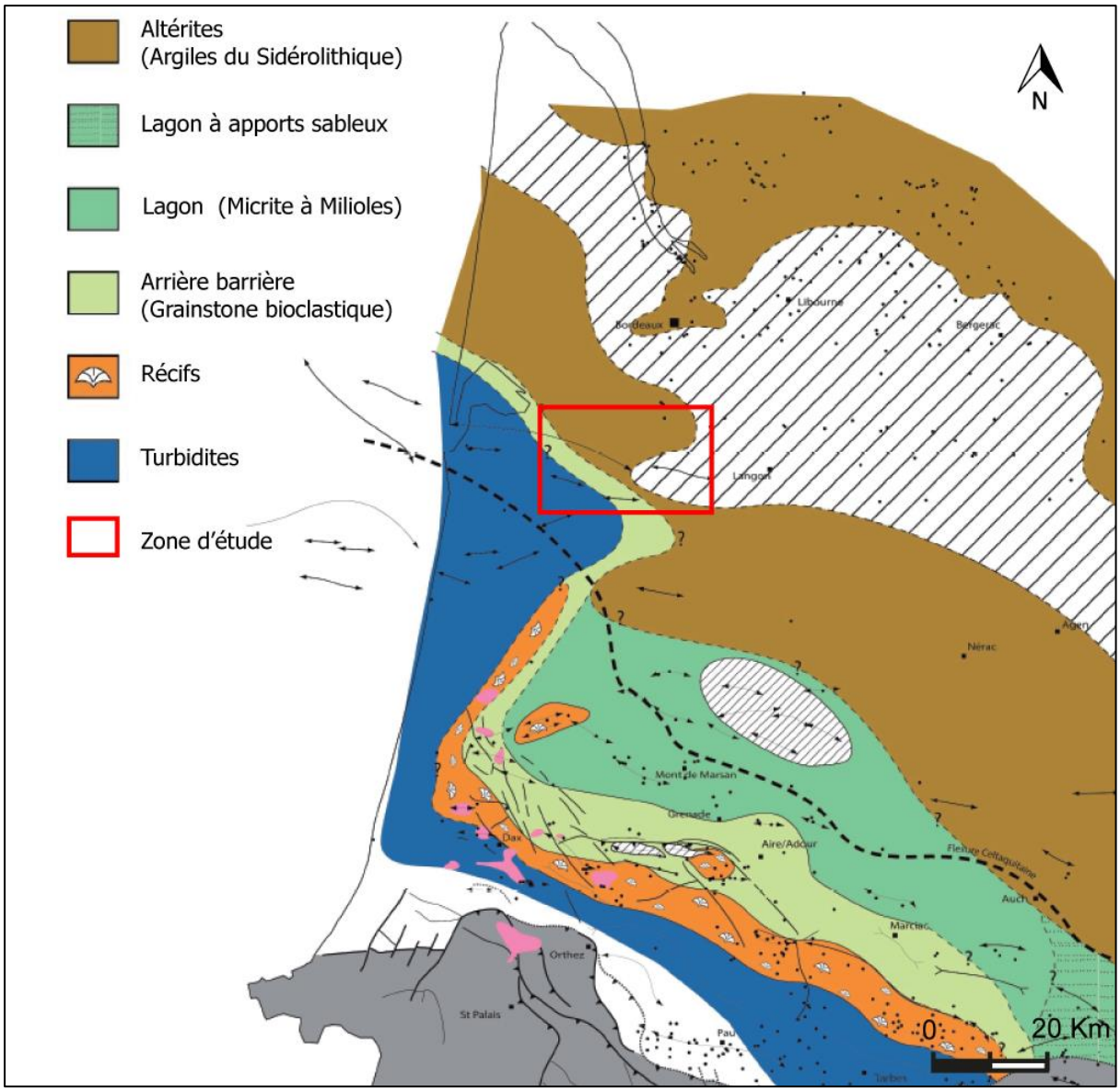


Figure 2-9 : paléogéographie du maximum de Transgression au Danien moyen (Ortiz, 2019)

2.2.3.2. L'Éocène : émersion des antiformes

Les mouvements de compression dus au serrage et au coulissage senestre de la plaque ibérique contre la plaque européenne sont responsables de la structuration des Pyrénées (Canérot, 2006; Olivet, 1996). A l'Yprésien, le domaine marin est toujours confiné aux deux bassins de Parentis et Adour-Mirande toujours séparés par le seuil des Landes. Le régime compressif activé au Paléocène (Gély and Sztrákos, 2000) provoque la surélévation des axes structuraux. Les antiformes de Villagrains, d'Audignon et de Garlin finissent par émerger (Figure 2-10). L'anticlinal de Villagrains forme ainsi un îlot isolé qui s'étend au nord à la commune de Cabanac-et-Villagrains, au sud à Saint-Magne, à Guillos à l'est et à Douence à l'ouest (Vigneaux, 1953). Le flanc nord du paléo-relief est plus abrupt qu'au sud (Vigneaux,

1950), permettant la sédimentation de dépôts de puissance importante. 150 mètres de dépôts éocènes sont relevés à Saucats (forage Saucats 1).

Hormis les zones de vasières carbonatées, la sédimentation est principalement détritique continentale. Les sédiments terrigènes progradent et assurent le comblement des sillons nord-pyrénéens (Veillon, 1961).

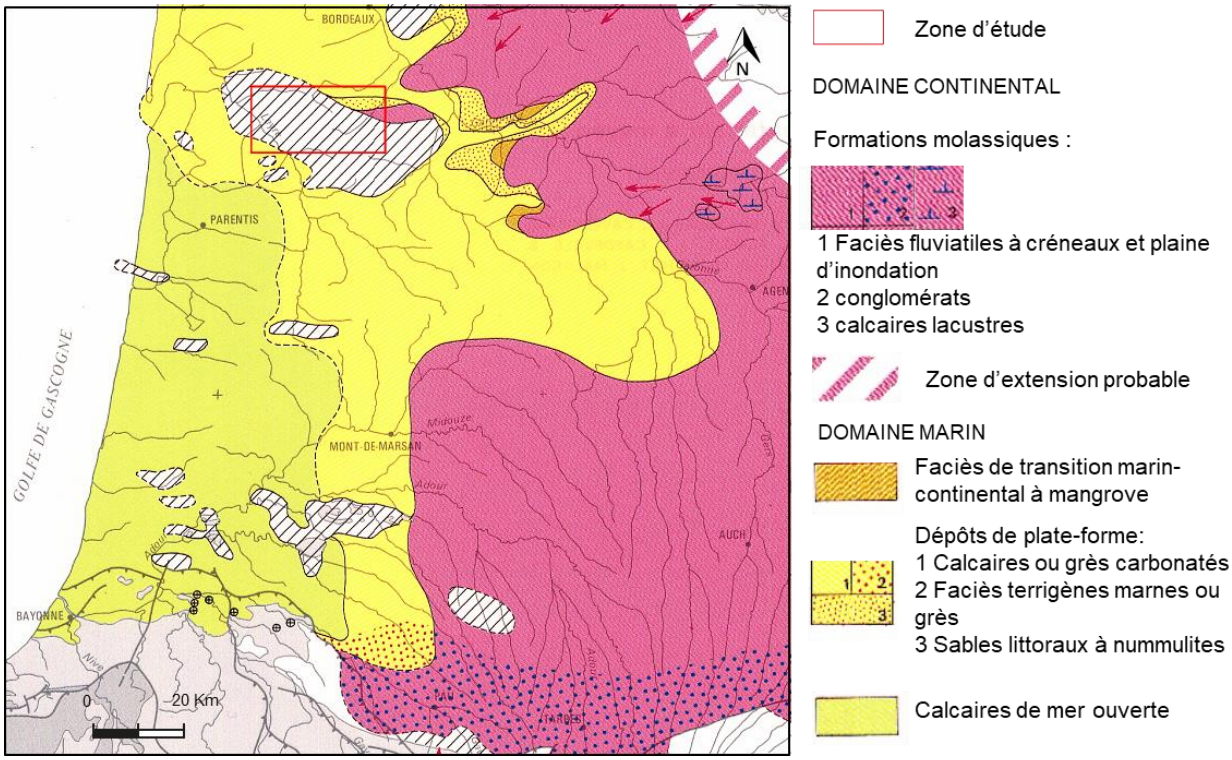


Figure 2-10 : paléogéographie de l'Aquitaine au Lutétien inférieur à moyen (AGSO, 2018)

La surrection pyrénéenne atteint son maximum au Lutétien. Les dépôts sont des sables littoraux, deltaïques ou fluviatiles (Douez, 2007). A l'ouest et au nord du bassin, les formations sont majoritairement calcaires : calcaires gréseux, marnes de plateforme puis dans la partie littorale actuelle des marnes pélagiques. Les calcaires gréseux se forment dans la zone du Sud-Gironde, excepté dans les environs de l'île de Villagrains-Landiras (Pratviel, 1972a).

A la faveur des dépôts progradants de l'Yprésien et du Lutétien, la réduction du domaine marin est notable au Bartonien (Figure 2-11). A la fin du Bartonien, un arrêt de sédimentation se produit suite à un épisode régressif (Andrieu et al., 2017). Des bassins endoréiques se forment. Ils sont le siège d'une sédimentation non détritique (évaporites, gypses et dolomies). Même si le dépôt de faciès molassiques persiste à l'est, un changement de faciès à des sédiments calcaréo-gréseux est observé (Gély and Sztrákos, 2000).

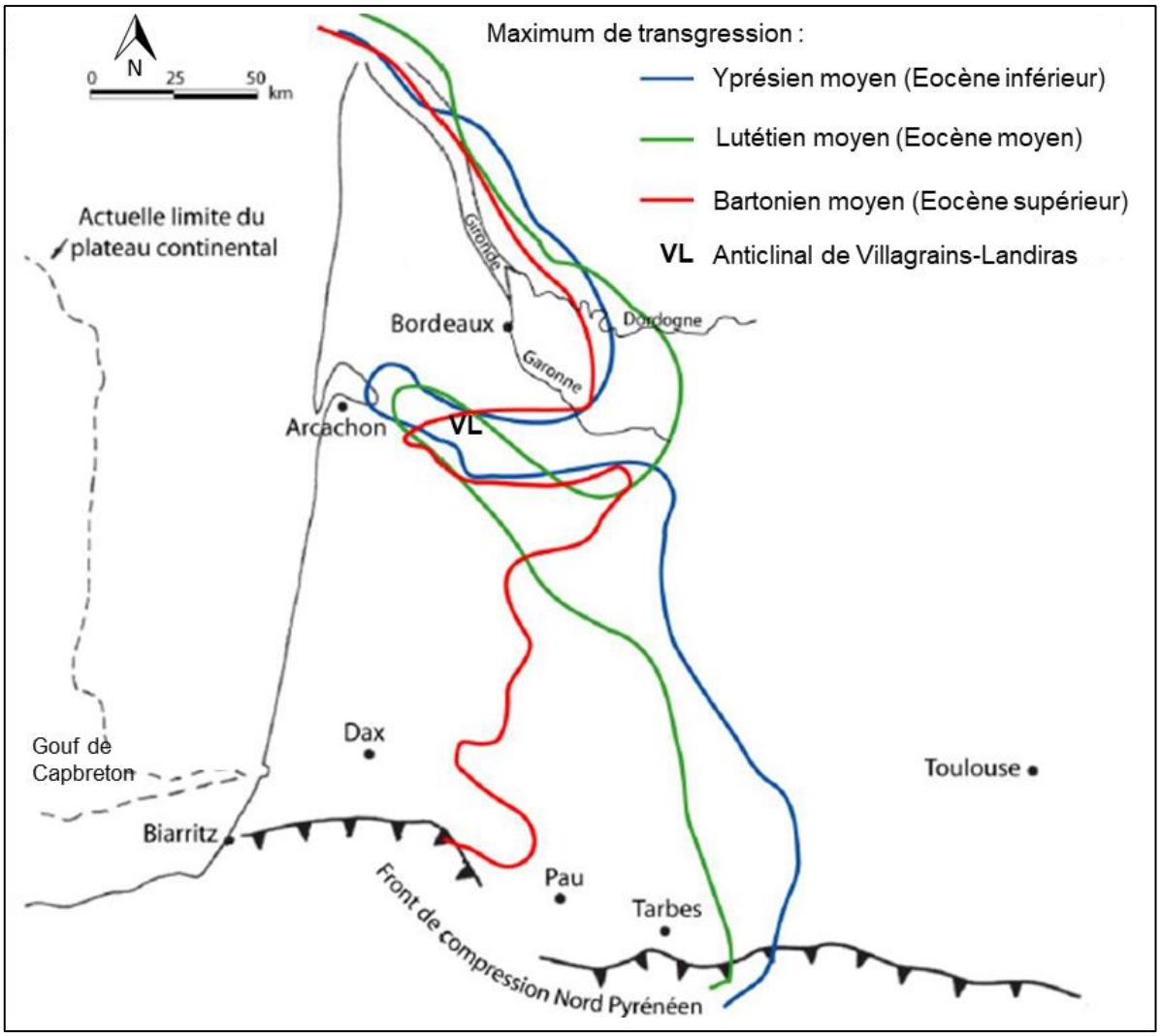


Figure 2-11 : limites du maximum de Transgression à l'Éocène (Cabaret, 2011; Cahuzac and Janssen, 2010)

Au cours de l'Éocène, la ligne de rivage oscille à proximité de la zone d'étude. Elle est recouverte par une fine tranche d'eau. Par conséquent, l'afflux des apports terrigènes, même en faible quantité, a pour conséquence l'émersion de la zone d'étude. La complexité de la nature et de la géométrie des dépôts abordées dans les chapitres suivants est due en partie aux cycles de Transgression/Régression qui entrainent soit des changements sur la nature des sédiments soit de l'érosion et du non-dépôt (Gély and Sztrákos, 2000).

2.2.3.3. Oligocène : une plateforme à sédimentation carbonatée stable

Au Rupélien, une importante transgression marine met en place la Formation des Calcaires à Astéries lors de deux épisodes successifs séparés par une phase de régression (Platel et al., 2000b; Pratviel, 1972b). Aux abords de l'anticlinal, le domaine de dépôt est tout d'abord margino-littoral à tendance lagunaire (Gayet, 1980). Puis, suite à la transgression marine, les séries réservoirs de la Formation des calcaires à Astéries se déposent dans un domaine littoral d'une tranche d'eau avoisinant les 20 mètres (Lozouet, 2012; Platel et al., 2000b; Saltel et al.,

2010). La superficie de la zone émergée de Villagrains-Landiras se réduit ensuite jusqu'à la submersion de la structure anticlinale (Vigneaux, 1953). L'érosion de l'Oligocène le long de l'axe de l'anticlinal ne permet pas de trancher entre les deux hypothèses suivantes : soit la zone de Saint-Magne et Guillos ainsi que celle de Landiras est le siège d'une sédimentation récifale de haut-fond soit elle forme des îlots immergés (Figure 2-12). Dans la partie est, les dépôts sont de type fluvio-lacustre (Sztrákos and Steurbaut, 2017a)

Cette régression pourrait s'expliquer par le rejeu de faible amplitude des zones anticlinales de Villagrains-Landiras et de Carcans-Listrac (Larroque, 2004; Pratviel, 1972b) La compression nord-sud se manifeste par des ondulations de grande longueur d'onde qui surélèvent les zones anticlinales, à l'origine de l'érosion locale des séries rupéliennes (Gély and Sztràkos, 2001; Larroque, 2004; Sztrákos and Steurbaut, 2017a)

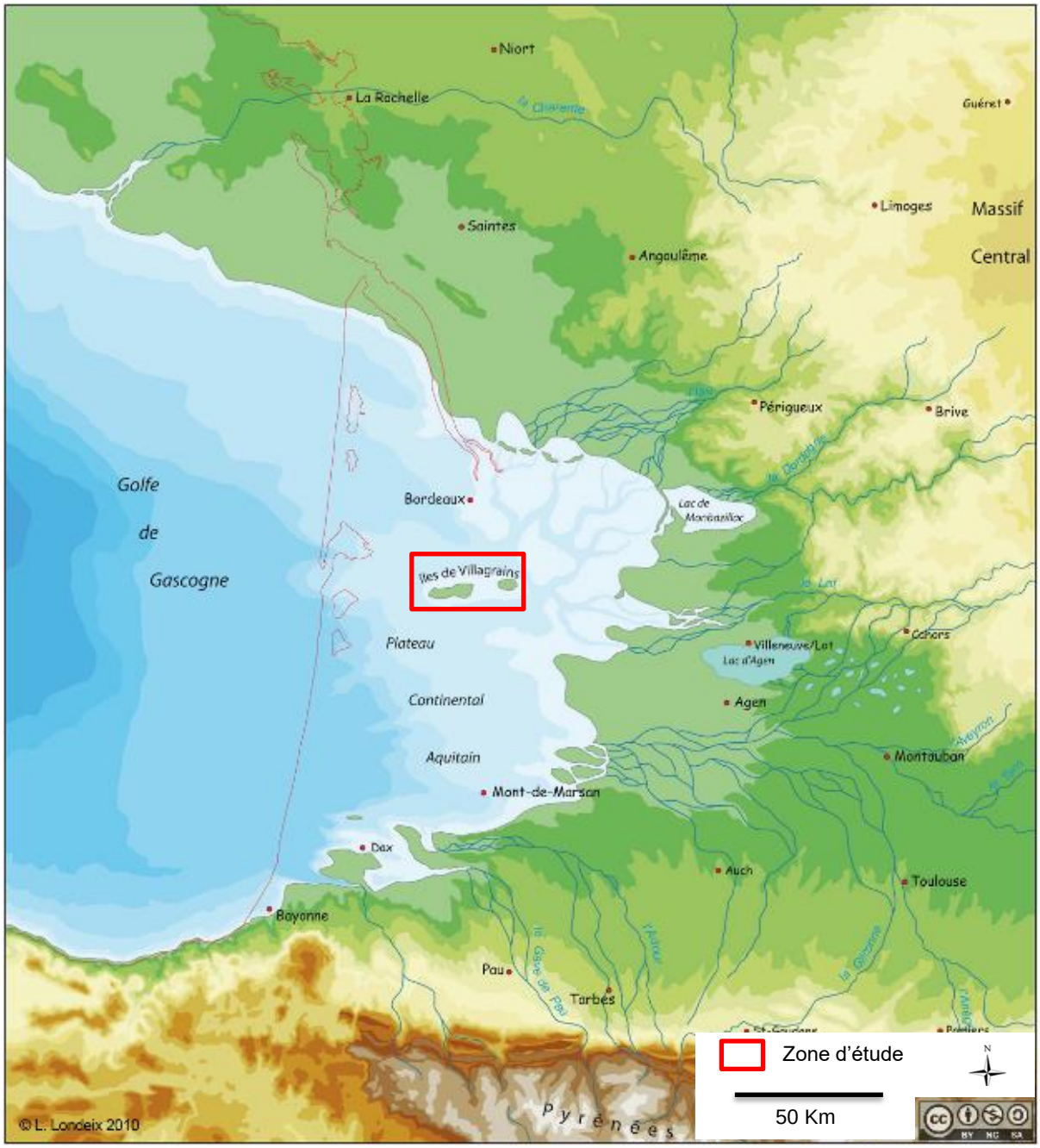


Figure 2-12 : reconstitution paléogéographique du Bassin Aquitain à l'Oligocène inférieur, *(Londeix, 2010)*

L'Oligocène supérieur est marqué par une période de régression qui se caractérise par le dépôt de niveaux marneux ou localement par la formation de calcaires lacustres (Vigneaux, 1953)

A la fin de l'Oligocène, la reprise des apports continentaux est observée (Figure 2-13). Les apports terrigènes dont la direction est influencée par la morphologie de la ride de Villagrains-Landiras empruntent la dépression à l'ouest de Landiras et longent le flanc sud (Gayet, 1980).

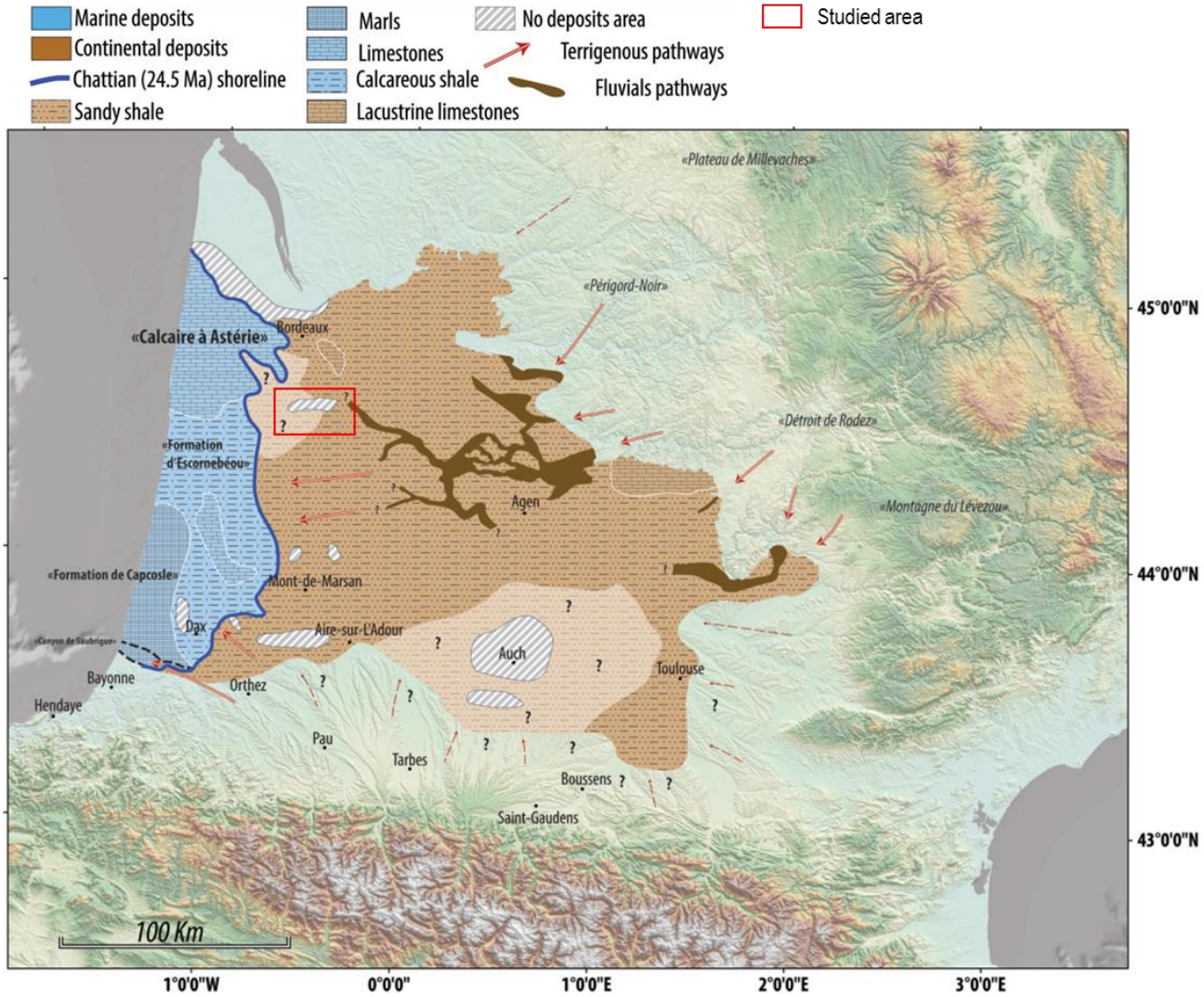


Figure 2-13: paléogéographie du Chattien supérieur (Ortiz, 2019)

2.2.4. Evolution au Néogène

2.2.4.1. Le Miocène : une sédimentation à nouveau terrigène

La tendance régressive entamée au Chattien se poursuit au Miocène, avec la présence d'une mer peu profonde et une sédimentation de vasière carbonatée (Alvinerie, 1980; Parize et al., 2008) qui diminue au profit des apports terrigènes continentaux. Ces derniers proviennent de l'érosion du Massif Central, de la Montagne Noire et des Pyrénées (Figure 2-14).

Les formations déposées à proximité de l'axe de l'anticlinal sont sujettes à l'érosion. En effet, au nord de Villagrains, les formations lacustres recouvrent directement les séries infra-éocènes du fait de l'érosion. De même, à Saint-Magne, l'érosion met en contact les formations miocènes de faciès littoral avec le Cénomanien. De part et d'autre du dôme émergé de Villagrains-Landiras, des dépôts lacustres et saumâtres s'intercalent. Un milieu lagunaire

s'étend au sud-est de la structure anticlinale de Langon jusqu'au lacs d'Agen permettant le dépôt des calcaires gris de l'Agenais (Londeix et al., 2014).

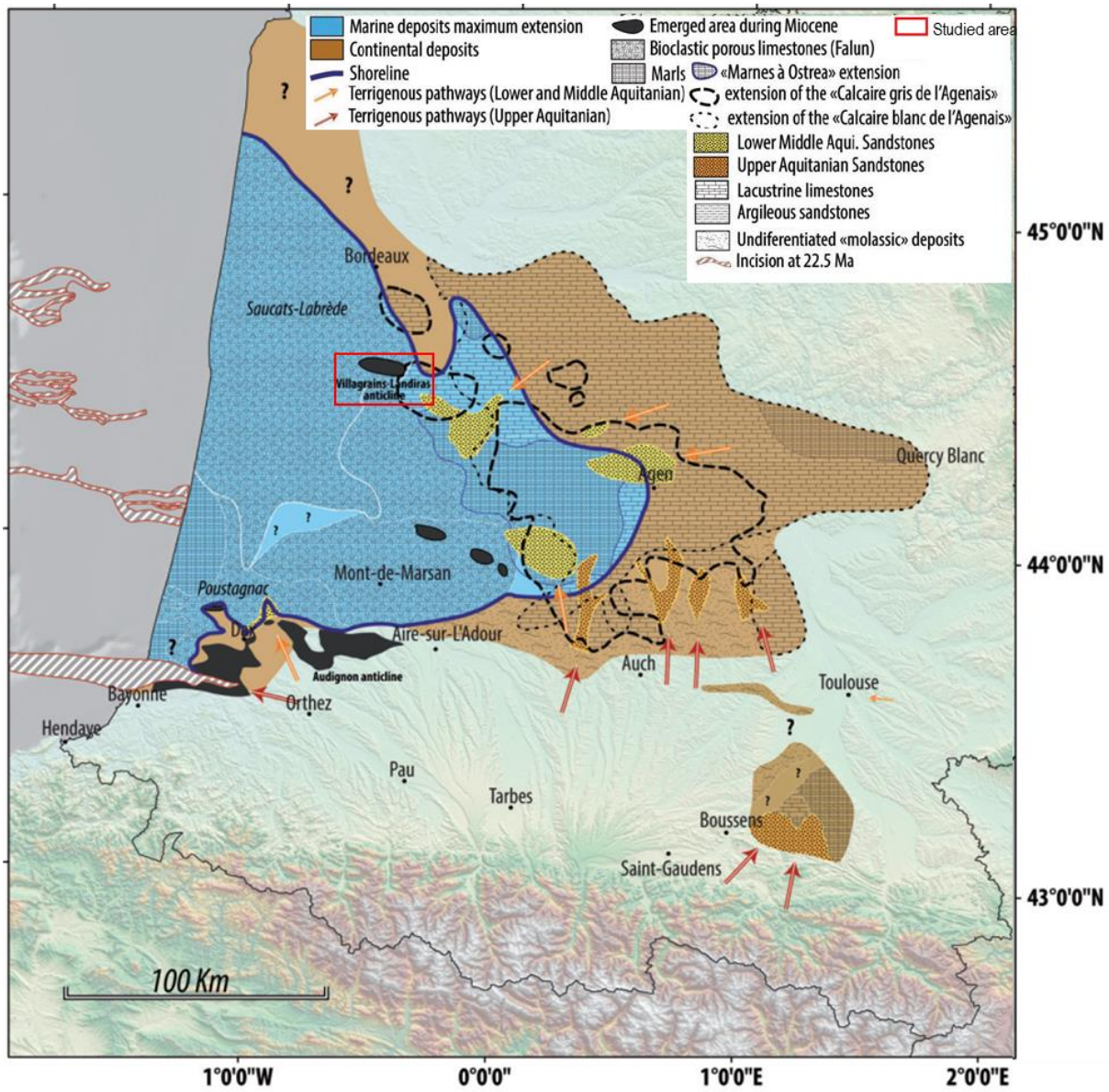


Figure 2-14 : paléogéographie du Bassin Aquitain au Miocène (durant le maximum de transgression de la fin de l'Aquitanien), (Ortiz, 2019)

Au Miocène moyen, une transgression d'extension limitée débute. Elle est suivie d'une période de régression qui provoque le comblement de la partie est des Landes. Simultanément à ces dépôts terrigènes, une déformation tectonique provoque un décrochement nord-sud (Bellec, 2003; Deregnaucourt, 1981). Cette déformation due à la reprise de l'halocinèse dans le sud du Bassin Aquitain est à l'origine de la réactivation des anticlinaux par propagation des contraintes tectoniques (Gardère, 2005). Cependant, cette déformation n'est pas clairement mise en évidence au nord de la flexure celtaquitaine, zone qui est décrite comme une zone stable (Kieken, 1973). Au Langhien, le trait de côte contourne l'anticlinal de Villagrains-Landiras et se déplace vers l'est dans le centre du bassin formant un golfe jusqu'à Aire sur

Adour (Ortiz, 2019). Le centre de l'Aquitaine se trouve émergé puis la chute du niveau marin au début du Serravallien restreint le domaine marin à la partie occidentale de l'Aquitaine. Durant ces deux périodes, la zone d'étude reste totalement émergée. Elle est le siège d'une sédimentation sableuse hétérogène : la Formation des Sables fauves (Bergounioux and Crouzel, 1949). Cette dernière s'est déposée dans un contexte climatique de refroidissement généralisé amenant à un climat tempéré chaud plus humide (Gardère and Pais, 2007).

A la fin du Miocène, la continentalisation est telle que le Bassin Aquitain possède déjà tous les grands traits de sa physionomie actuelle. La totalité du secteur de Saint-Magne et Landiras est exondée (Vigneaux, 1950; Vigneaux, 1956). Une sédimentation de type fluvio-lacustre dans un environnement de plaine d'inondation se met en place localement au sud du Bassin Aquitain et dans la région d'Hostens (Bellec, 2003; Corbier and Karnay, 2010). Les Glaises Bigarées et les Lignites d'Arjuzanx se déposent dans ce contexte de plaine d'inondation soumis à des phases d'exondations chroniques (Dubreuilh et al., 1995; Ortiz, 2019).

Les derniers effets de la tectonique ont lieu entre le Miocène et le Pliocène, avec la diminution généralisée (voire localement l'arrêt) de la subsidence et le léger rejeu de failles anciennes (Becheler, 2010; Vigneaux, 1975).

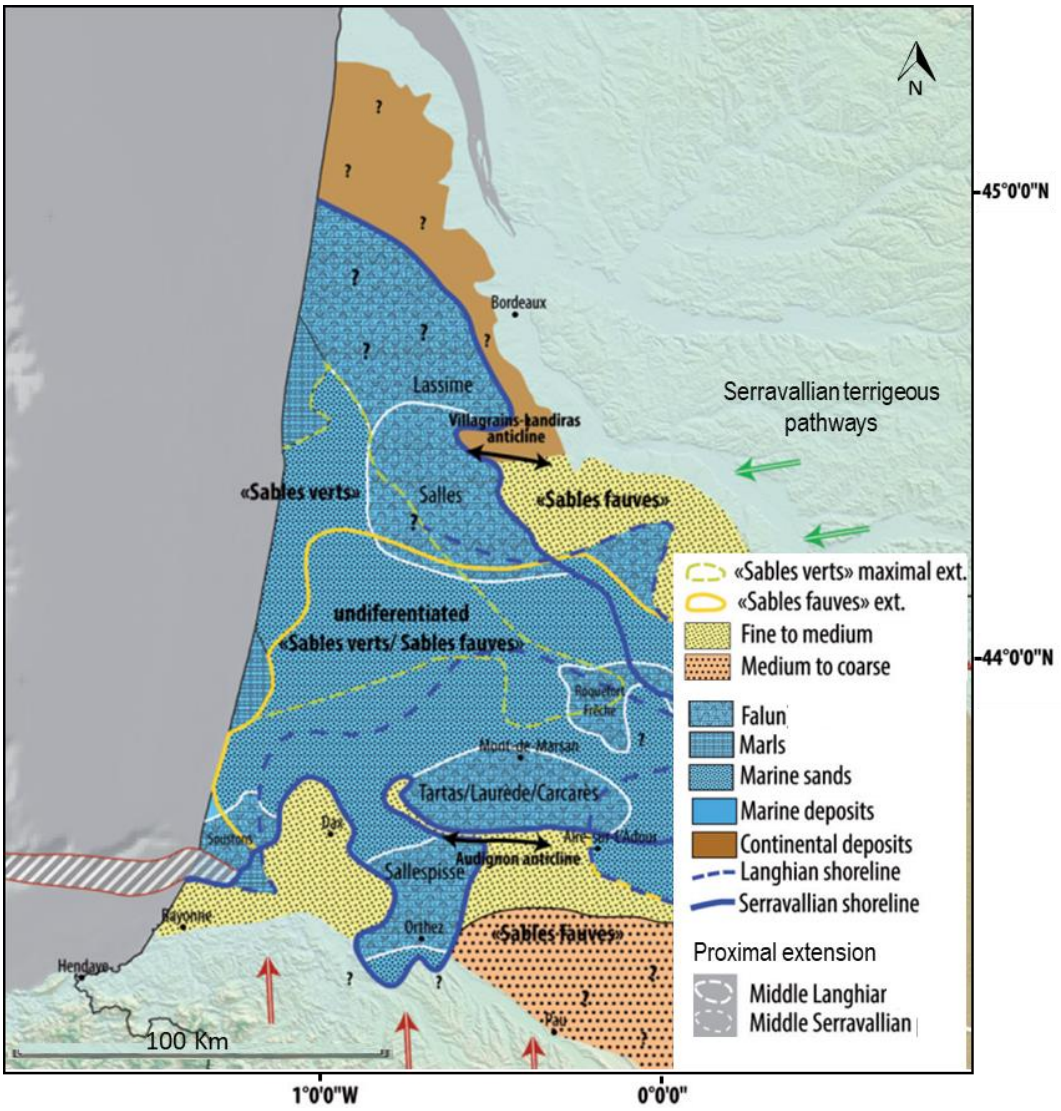


Figure 2-15: paléogéographie de l'Aquitaine au Langhien-Serravallien *(Ortiz, 2019)*

2.2.4.2. Le Pliocène : une phase de sédimentation sableuse très rapide

Au Pliocène, la sédimentation sableuse étend son domaine vers l'ouest (Figure 2-16). Ces dépôts sédimentaires occurrent dans un environnement de plaine d'épandage deltaïque (Dubreuilh, 1989; Dubreuilh et al., 1995). Leur complexité est due aux multiples remaniements détritiques d'apports de différents âges et de différentes origines. En effet, les apports détritiques qui proviennent des Pyrénées et de la Montagne Noire se rajoutent aux sédiments issus de l'érosion de la chaîne hercynienne du Massif Central (Dubreuilh et al., 1995).

A la fin du Pliocène, le plateau marginal des Landes, marqué par la dépression du Cap-Ferret et par le canyon de Capbreton s'individualise. Son comblement repousse le littoral vers l'ouest. Les dépôts du Bassin Aquitain sont exclusivement continentaux.

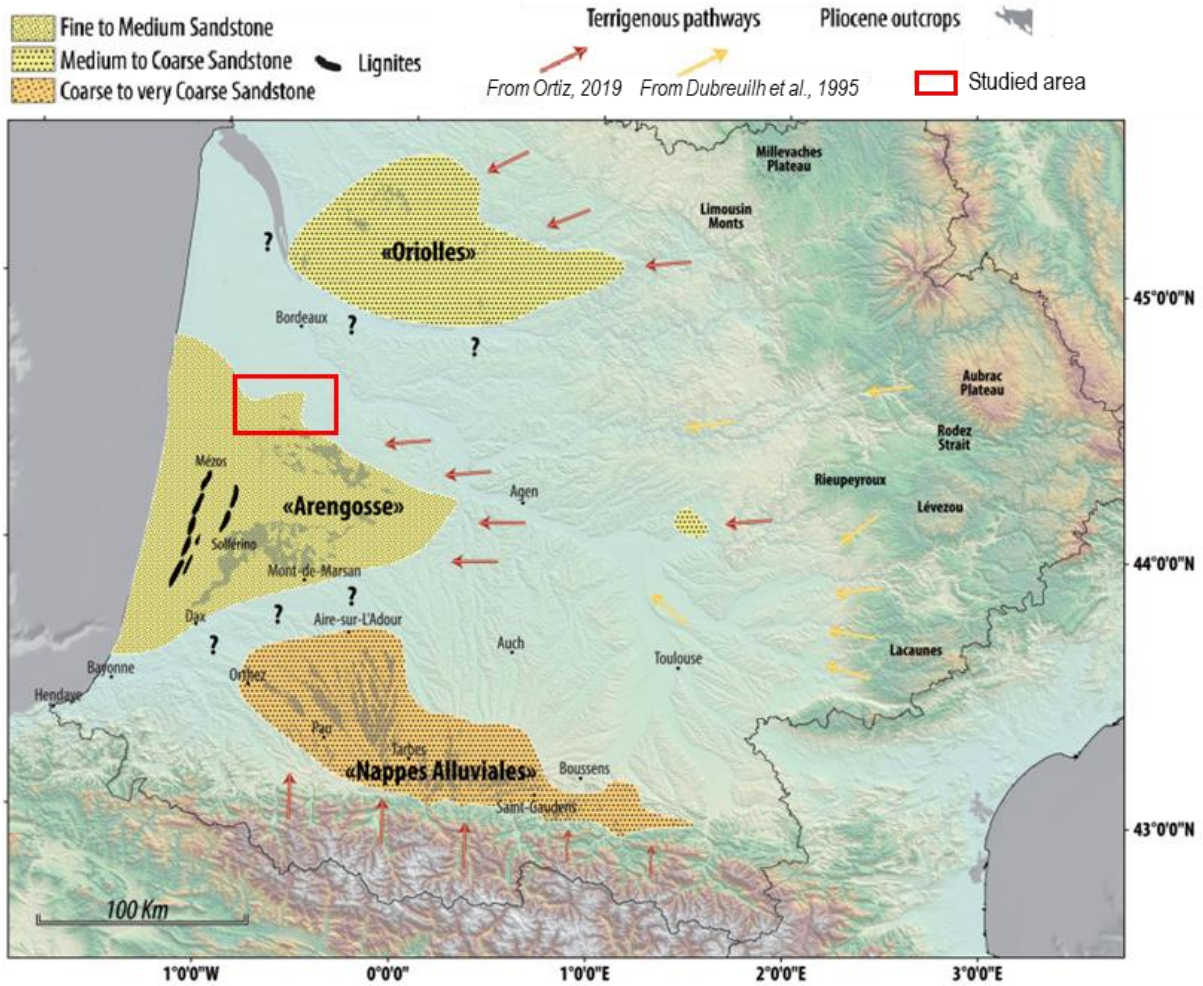


Figure 2-16: paléogéographie au Pliocène (Ortiz, 2019)

2.2.5. Evolution au Quaternaire

Du Pliocène jusqu'à aujourd'hui, les dépôts sont principalement alluvionnaires suite aux différentes glaciations et à la mise en place des dunes sableuses des Landes. Ils viennent recouvrir la quasi-totalité de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras (Blanc, 1973).

Au début du Pléistocène, une première phase tectonique tardive entraine le changement de direction de la Garonne (Legigan, 1979). Puis, lors d'une seconde phase, au Pléistocène moyen, le rejeu de failles entraine, de nouveau, la subsidence du bloc sud-ouest et une élévation du bloc nord-est bordant l'anticlinal (Gottis and Prud'homme, 1963).

Le Pléistocène est marqué par l'alternance des cycles de glaciation-inter-glaciation (Bellec, 2003) qui induisent des variations eustatiques de niveau marin notables (Figure 2-17).

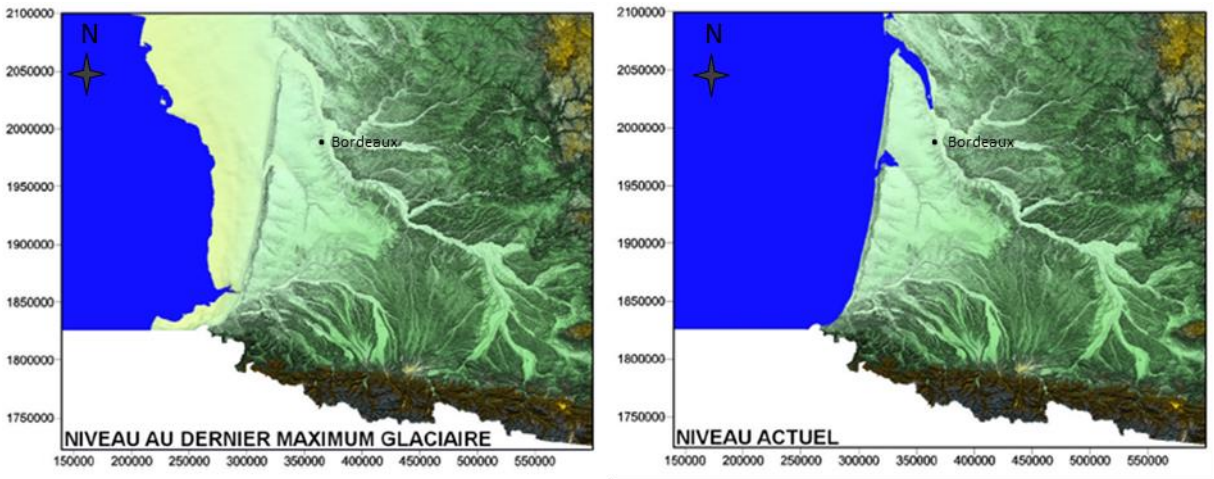


Figure 2-17 :évolution du trait de côte du Golfe de Gascogne *(Douez, 2007)*

Ces variations ont également pour conséquence l'intensification des processus d'altération des sols (Dubreuilh et al., 1995). En Aquitaine, la formation du pergélisol à cette période est à l'origine de la formation de différentes formes périglaciaires encore visibles à l'heure actuelle (Texier and Bertran, 1993). Les lagunes de la Haute Lande et les cryokarsts (trou de renard de Saint-Morillon par exemple) seraient les témoins de la présence de pergélisol (Andrieux et al., 2018; Saltel, 2008; Texier and Bertran, 1993).

A l'Holocène, la déglaciation s'opère de manière assez continue (Douez, 2007). La fonte du pergélisol et des glaciers alimente la recharge de l'aquifère en plus des précipitations. Durant cette période de déglaciation, la période 1550-1885 appelée « Petit Âge glaciaire » correspond au dernier épisode de froid. La discontinuité du pergélisol permet les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines, facilitant ainsi la recharge des aquifères (Andrieux et al., 2016; Bertran et al., 2017).

2.2.6. Synthèse des évènements marquants qui ont influencé la structure géologique du Bassin Aquitain

2.2.6.1. Les grands évènements

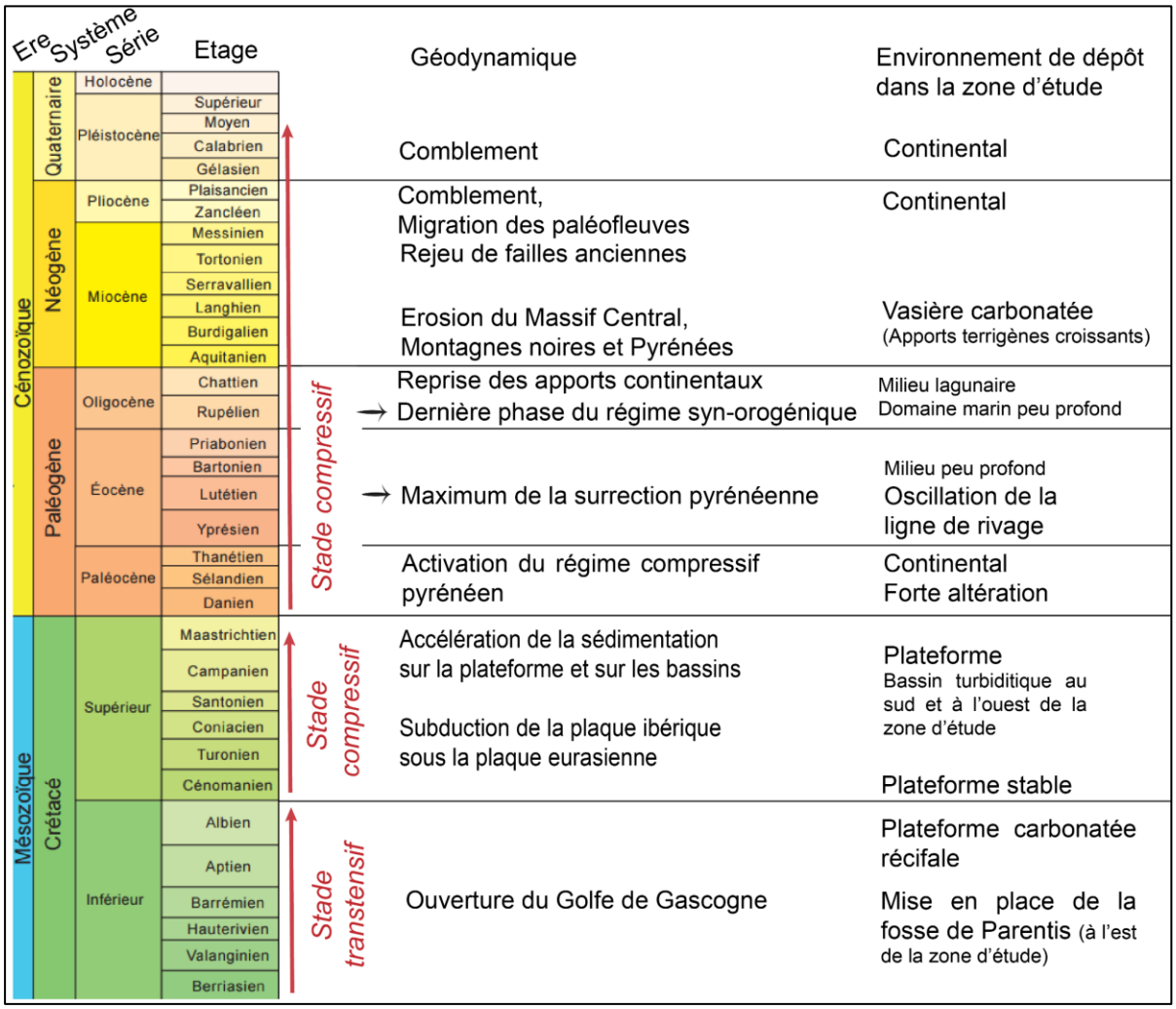


Figure 2-18 : bilan des évènements tectono-sédimentaires à partir du Crétacé qui ont affecté la zone d'étude

2.2.6.2. Les grands traits structuraux du Bassin Aquitain

Les différentes phases tectoniques ont permis la formation de rides amenant à la succession d'anticlinaux et synclinaux de directions nord-ouest/sud-est (Gély and Sztrákos, 2000), (Figure 2-19).

L'anticlinal apparait comme un accident majeur au même titre que les rides de Roquefort-Créons, Audignon et Garlin notamment. L'exhaussement est daté de la fin de l'Éocène inférieur (Saltel, 2008). Cependant, la formation de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras a pu commencer au Crétacé (Platel, 1987; Platel et al., 2000a) (Figure 2-18). Les flexures ou failles généralement orientés nord-ouest/sud-est ont joué postérieurement aux

phases de compression qui ont donné naissance aux anticlinaux. La faille de Bordeaux, à l'est de la zone d'étude, le long de la Garonne, continue de jouer au cours de l'Oligocène et Miocène (Cabaret, 2011). Un rejeu de la faille L'Eyre, à l'ouest, a été mis en évidence au Miocène et Pliocène à Facture (Platel, 1992b).

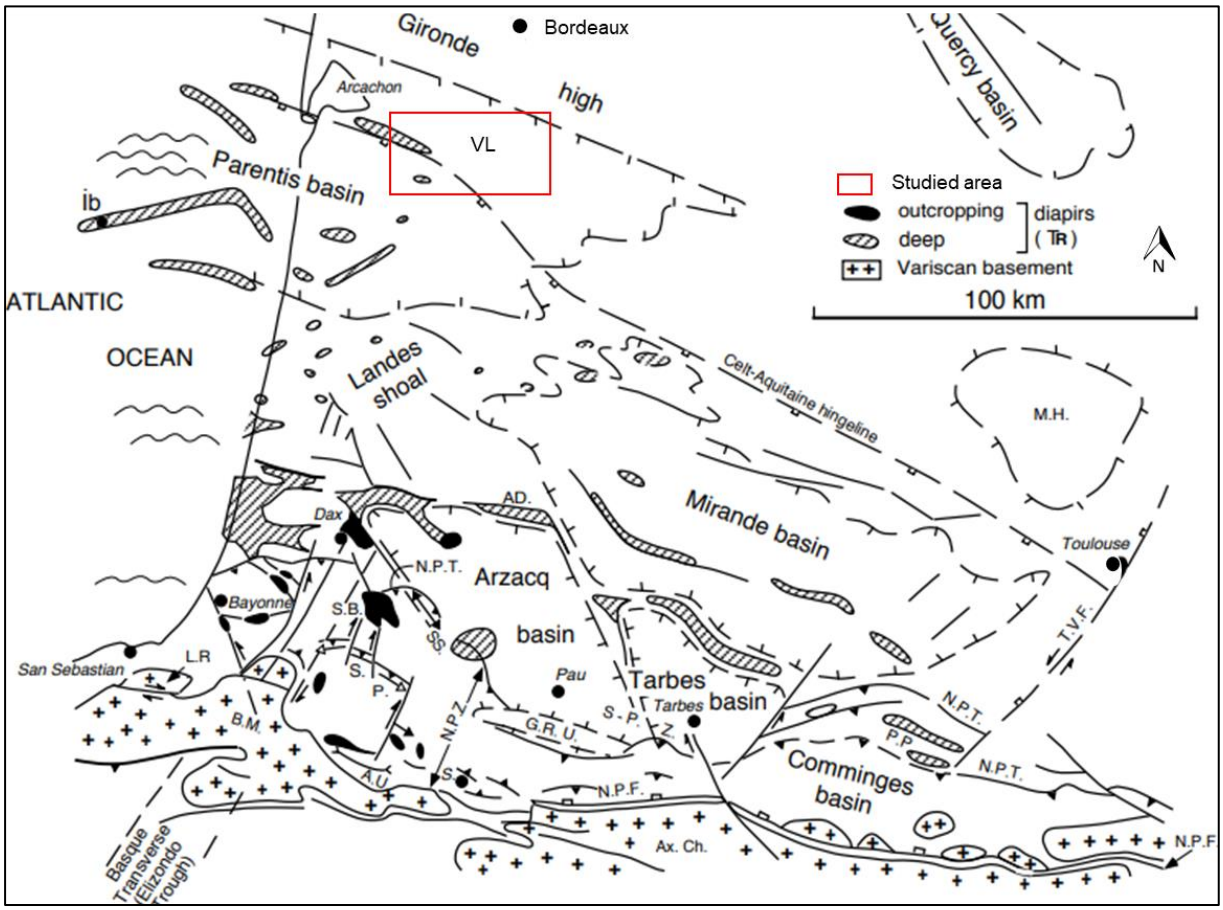
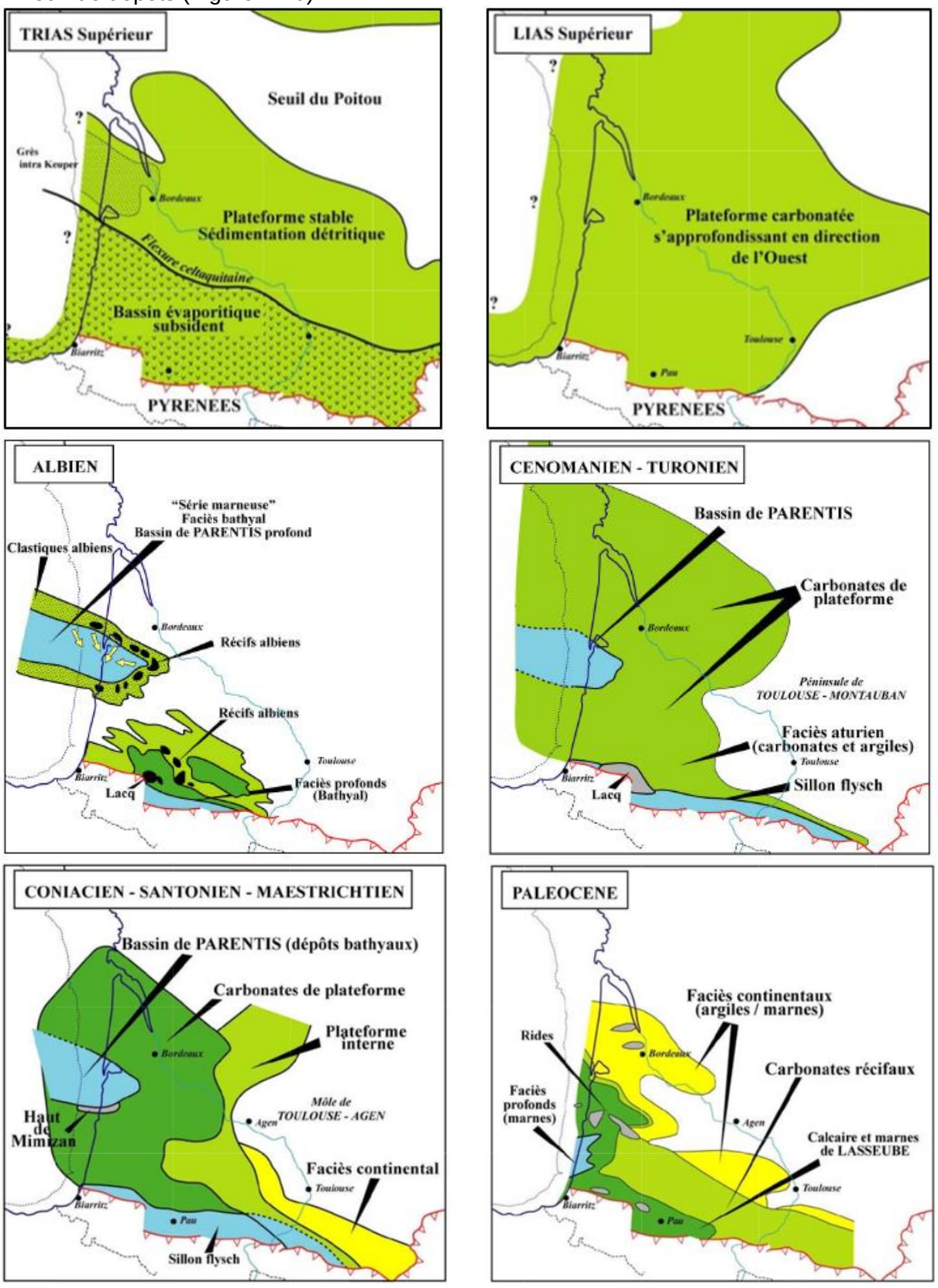


Figure 2-19 : schéma structural du Bassin Aquitain (Filleaudeau, 2012) ; AD : diapir d'Audignon, AU : soulèvement des Arbailles, AxCh : (Haute) Chaîne Axiale, BM : massifs basques, Dax : diapir de Dax, GRU : soulèvement de Grand Rieu, Ib : Structure d'Ibis, LR : Massif de la Rhune, MH : Haut de Montauban, NPZ : Faille Nord-Pyrénéenne, NPT : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, S : Sarrance, SB : diapir de Salies de Béarn, SP : Structure de Saint-Palais, S-PZ : Zone Sous-Pyrénéenne, SS : Structure de Sainte-Suzanne, TVF : Faille de Villefranche Toulouse, VL : Structure de Villagrains-Landiras

2.2.6.3. Un résumé de l'évolution paléogéographique

L'étude de la paléogéographie du Trias au Miocène permet de retracer l'évolution des milieux de dépôts (Figure 2-20).



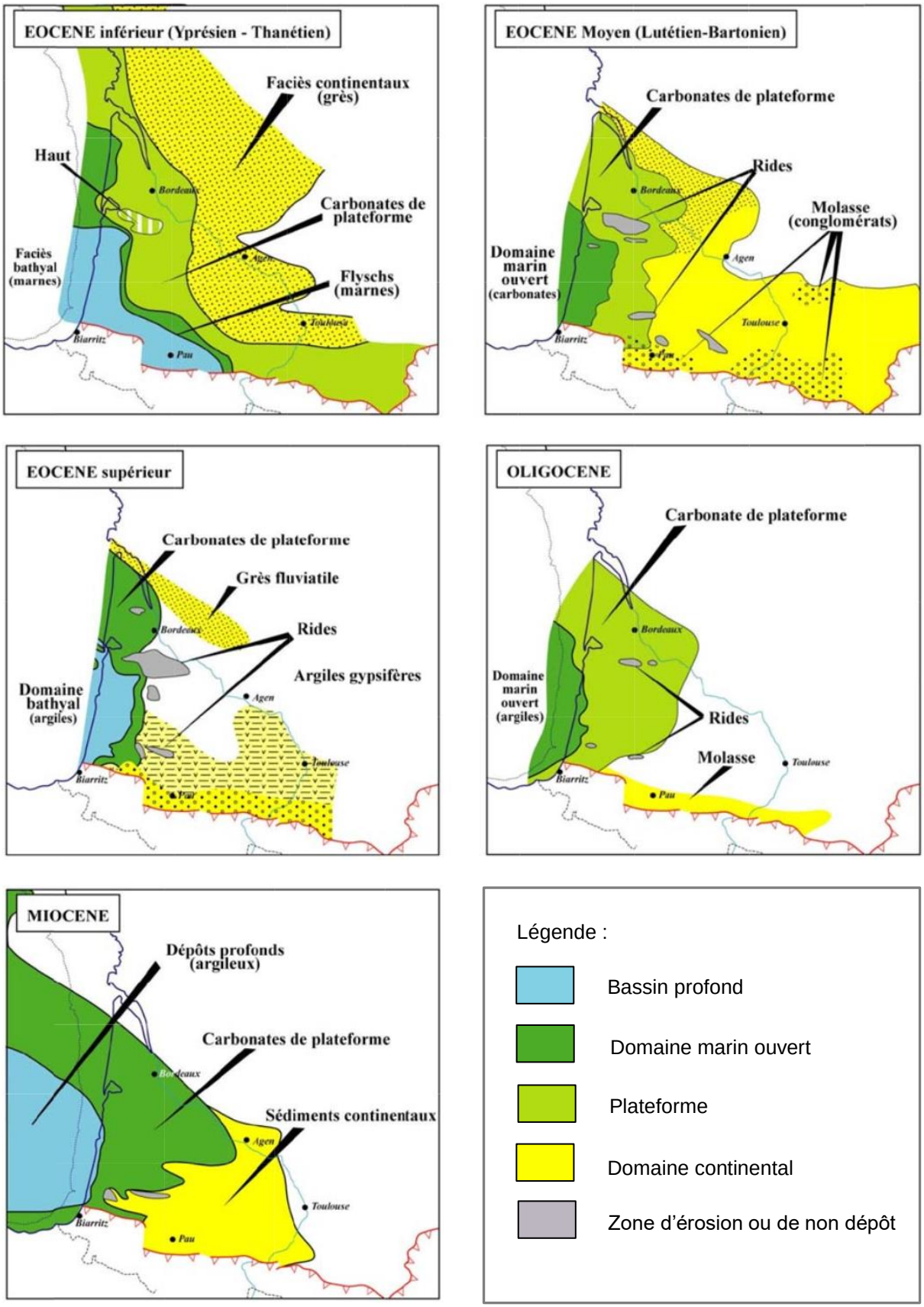


Figure 2-20 : paléogéographie simplifiée du Bassin Aquitain (Serrano et al., 2006)

2.3. Géologie structurale et sédimentaire du Sud-Gironde

2.3.1. Structure de l'anticlinal de Villagrains-Landiras

2.3.1.1. Physiographie de l'anticlinal de Villagrains-Landiras

Les affleurements crétacés localisés dans les lits des cours d'eau du Gât Mort et du Tursan ont permis la mise en évidence du cœur de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras (Benoist, 1885; Fallot, 1889; Fallot, 1892; Tournouër, 1862). Les données issues des rares puits pétroliers présents sur la zone d'étude, couplées aux profils sismiques réalisés par différentes entités ont précisé et imagé la structure anticlinale. Elle est orientée principalement est-sud-est/ouest-nord-ouest, soit une orientation géographique semblable à celle des rides du sud de l'Aquitaine (anticlinaux de Mano, de Roquefort-Créon et de Cézan-Lavardens) et à la chaîne pyrénéenne (Figure 2-19).

L'anticlinal de Villagrains-Landiras et, plus au sud de la zone d'étude, l'anticlinal de Mano sont séparés par un synforme, siège d'une sédimentation tertiaire plus épaisse en son cœur. Ces deux anticlinaux ont des extensions faibles. Cependant, la structure anticlinale de Villagrains-Landiras est prolongée par deux anticlinaux : l'anticlinal d'Arcachon à l'ouest et celui de Bouglon à l'est (Papy, 1945; Pressouyre, 1951)

L'anticlinal de Mano est limité au sud par une faille décalant les séries crétacées de plusieurs centaines de mètres. Elle marque la bordure du bassin de Parentis. Ce décalage est visible notamment grâce à l'étude de la profondeur des séries, via les cuttings des forages Beliet 1, Noaillan 1, Mano 1 et Turzan 1 placés de part et d'autre de l'accident (Figure 2-21 et Figure 2-23), mais aussi grâce aux profils sismiques d'orientation nord-sud (Platel and Serrano, 2008).

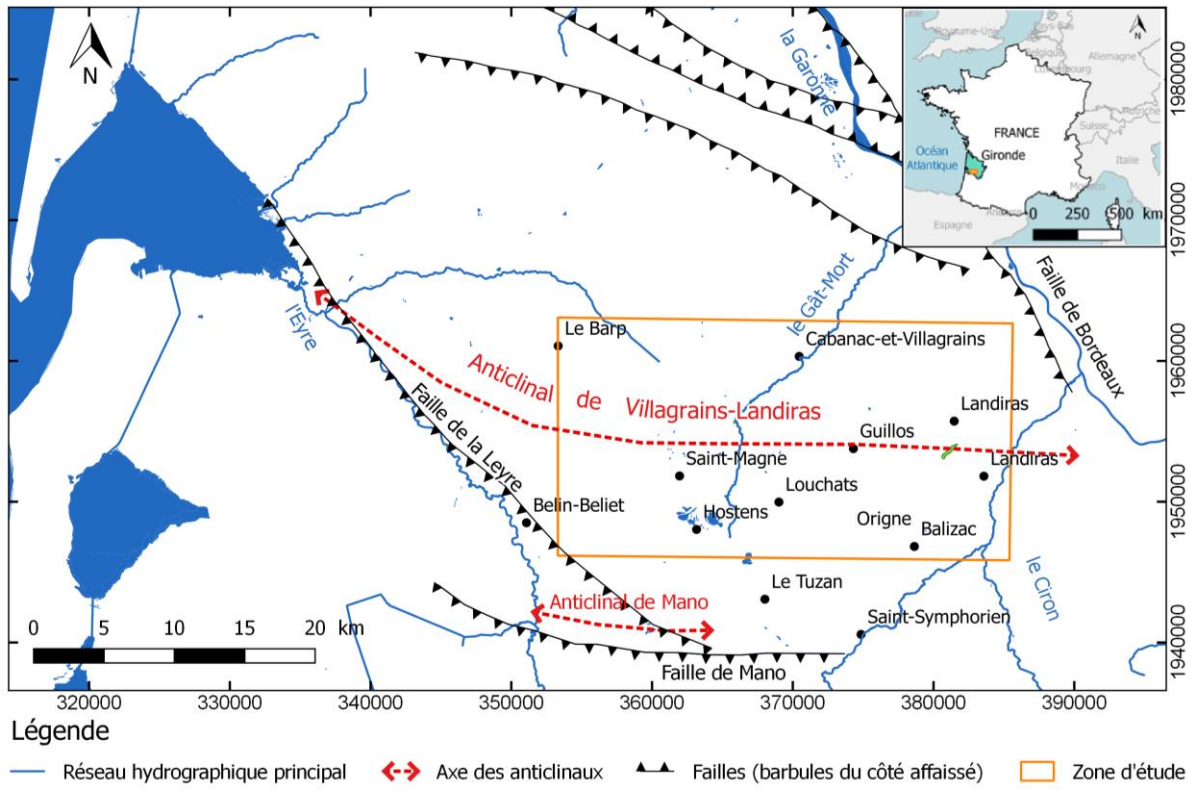


Figure 2-21: cadre structural du sud de la Gironde

L'anticlinal de Villagrains-Landiras est lui aussi structuré par un réseau de failles. Cependant, le décalage induit par ce dernier est moins net que celui observé à Mano (Figure 2-22). Ce faible décalage peut néanmoins avoir un impact important sur la géométrie des corps sédimentaires au droit de la structure et sur ses flancs. Appréhender la disposition des corps sédimentaires est indispensable à la compréhension du système hydrogéologique et des interconnexions qui peuvent éventuellement exister avec les hydro-systèmes de surface.

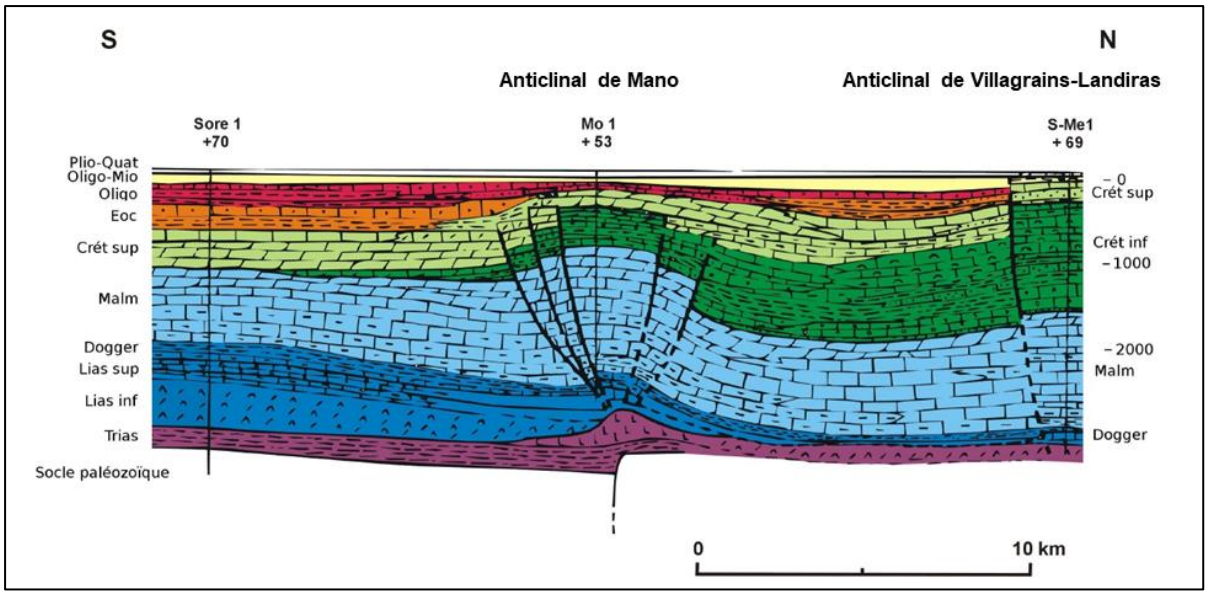


Figure 2-22 : coupe géologique schématique nord/sud de Saint-Magne à Sore *(Saltel, 2008 modifié d'après Karnay, 1993)*

2.3.1.2. Prospection sismique : la contribution pétrolière à la vision de la structure anticlinale

Des campagnes sismiques ont été effectuées dans le secteur du Sud-Gironde par ESSO REP entre 1957 et 1963 et TEXAS CRUDE en 1994 (Figure 2-23). Les réservoirs pétroliers cibles sont des réservoirs profonds d'âge antérieur au Crétacé inférieur.

Par la suite, une dizaine de ces lignes sismiques ont fait l'objet d'un retraitement (Platel and Serrano, 2008; Serrano and Saltel, 2012). L'objectif est de comprendre la structure géologique de la zone, principalement du Crétacé au Néogène (Figure 2-23), âges qui renferment les aquifères concernés par cette étude : l'aquifère cible (Cénomanien) et les aquifères sus-jacents. A ces lignes retraitées se rajoutent deux profils sismiques réalisés en 2007 et expressément dimensionnés afin d'imager les séries cénomaniennes et tertiaires (Guyoton, 2008a, 2008b).

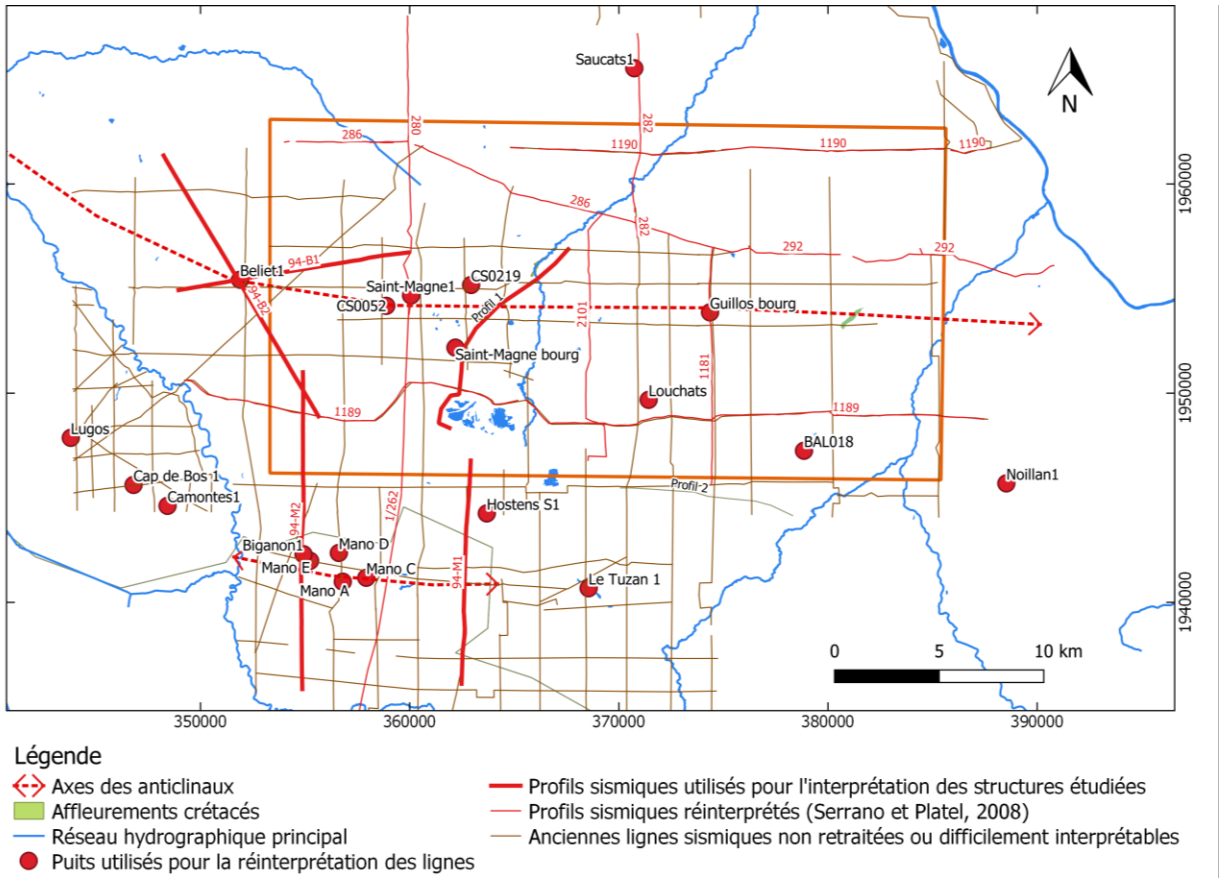


Figure 2-23: profils sismiques

Les couches géologiques ont été calées grâce aux puits pétroliers et aux puits profonds destinés à l'exploitation d'eau (Figure 2-23).

La sismique révèle des failles bordières qui accentuent les structures anticlinales de Mano et de Villagrains-Landiras ainsi que d'autres accidents obliques associés à ces anticlinaux. A l'extrémité ouest de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, un accident distensif majeur est repéré : il s'agit que la « Faille de la Leyre » qui, au Crétacé, bordait un bloc basculé (Platel, 1987), (Figure 2-21). Au sud, la structure de Mano est, elle aussi, limitée par un accident majeur, cette fois en contexte compressif : la faille inverse de « Mano Sud » (Serrano et al., 2006). Cette dernière marque la bordure nord-est du Bassin de Parentis. Que ce soit au niveau de l'anticlinal de Villagrains-Landiras ou de celui de Mano, les terrains tertiaires reposent en discordance sur les terrains crétacés (Figure 2-24).

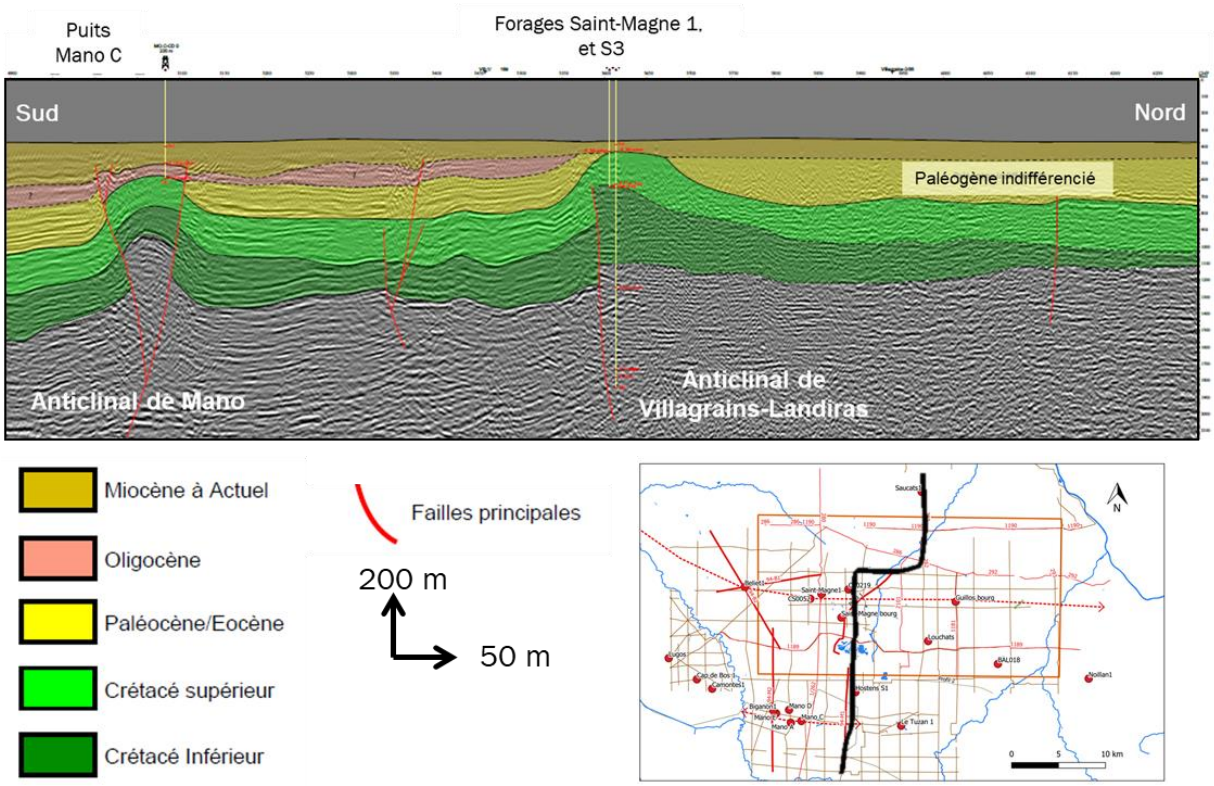


Figure 2-24 : interprétation sismique de la ligne Régionale 3 après retraitement de lignes sismiques ESSO REP (Platel and Serrano, 2008)

L'anticlinal de Mano est structuré par des failles antithétiques. Ces dernières permettent la remontée du bloc central d'une centaine de mètres. A l'opposé, le décalage créé par les failles de l'anticlinal de Villagrains-Landiras est moins perceptible par la sismique.

Structure de l'anticlinal : l'axe nord/sud

Les profils sismiques nord-sud mettent en évidence la géométrie des anticlinaux. L'anticlinal de Villagrains semble symétrique à l'observation des profils sismiques 94-M2 et Ligne Régionale 3, contrairement à l'anticlinal de Mano (visible sur les profils 94-M1 et Ligne Régionale 3). En effet, Le flanc sud de l'anticlinal de Mano a une pente extrêmement importante (un coefficient de 50% est relevé au top du Crétacé supérieur sur le profil sismique 94-M1), contrairement à son flanc septentrional.

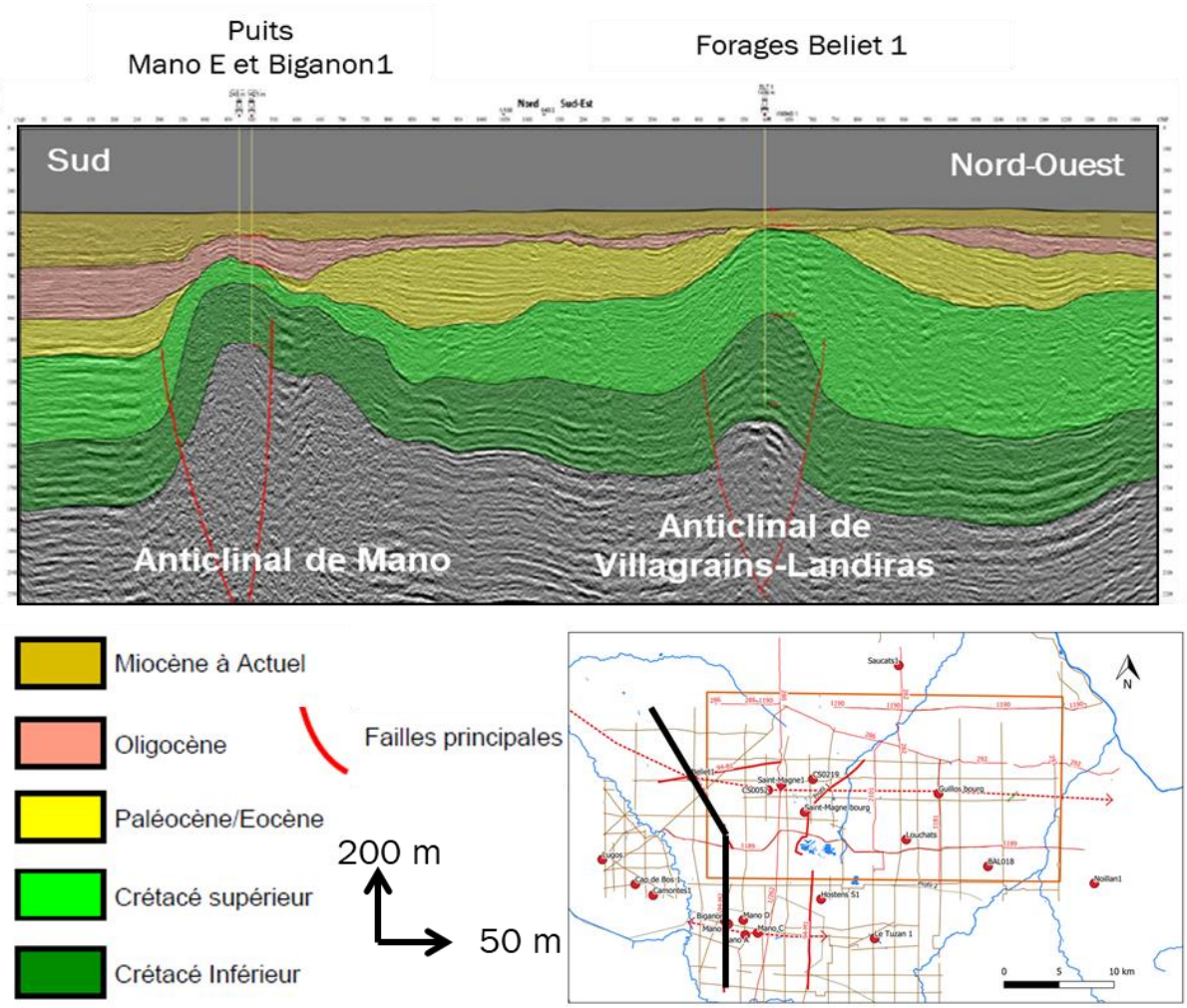


Figure 2-25 : interprétation sismique du Profil 94/B2 et 94/M2 après retraitement de profil TEXAS CRUDE *(Platel and Serrano, 2008)*

Les séries sédimentaires tertiaires sont situées dans la plupart des cas sous le seuil de résolution de la ligne. Les couches se biseautent à l'approche de l'axe de l'anticlinal. Cet amincissement des unités rend difficile l'interprétation des géométries des corps sédimentaires à proximité de l'axe. De plus, elle ne permet pas d'appréhender les surfaces d'érosion et la dynamique des dépôts sédimentaires successifs. Néanmoins, certaines lignes sismiques notamment les 94-B1, 94-B2, 94-M1, 94-M2 (Platel and Serrano, 2008) et le profil 1 (Guyoton, 2008a) permettent la visualisation de ces biseaux ainsi que le type de contact qu'il existe entre les formations tertiaires et crétacées. La sismique a permis d'imager une structure anticlinale faillée dont l'asymétrie est peu marquée.

La géométrie des séries sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire diffère de part et d'autre de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Dans les années cinquante, Vigneaux qualifie l'anticlinal par son asymétrie (Vigneaux, 1953). Le déversement vers le nord du pli est argumenté par les fortes épaisseurs des séries éocènes qui de déposent sur le flanc nord de la structure anticlinale crétacée. Le déversement du pli est dû, selon lui, au mouvement de bascule vers le nord associé à la surrection des rides au Crétacé supérieur. Il est donc primordial de revenir à une étude des données de puits pour pouvoir en déduire la structure

de la zone. L'anticlinal de Villagrains-Landiras présente une configuration avec un flanc nord au pendage plus important que celui de son flanc sud. A Saucats (à 11Km de l'axe sur le flanc nord), le Crétacé est rencontré à -469 m NGF alors qu'à Hostens (à 10 Km sur le flanc sud), il est présent à partir de -74 m NGF.

Les données des puits des unités crétacées inférieures, jurassiques et triasiques sont à présent étudiées. La hauteur du rejet du mur du Crétacé inférieur au droit de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras est plus faible que celui de Mano. En effet, à Mano, les failles décalent fortement le bloc central au droit de l'axe de l'anticlinal (Figure 2-25). Le Crétacé inférieur s'épaissit fortement au droit de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Il s'agit principalement de formations calcaires dont 435 mètres de calcaires de récifs édifiés durant l'Albien (Alvinerie and Gayet, 1973b; Serrano et al., 2006). La structure anticlinale initialement symétrique est probablement due au Crétacé inférieur à un édifice récifal qui a été conservé (Serrano et al., 2006).

L'importante variation d'épaisseur du Crétacé supérieur atteste de la simultanéité des dépôts et des phases de compression (tectonique syn-sédimentaire). Cette période est une période de transition au cours de laquelle les contraintes extensives qui caractérisaient la tectonique sont associées à des contraintes compressives dues à la surrection pyrénéenne. Ce stade dit transpressif est à l'origine des variations d'épaisseur.

Entre les deux anticlinaux, les terrains crétacés forment un synclinal à faible coefficient de pente, siège d'une sédimentation tertiaire. Ces séries tertiaires forment des biseaux qui s'amincissent à l'approche de l'axe des anticlinaux. Les *onlaps* visibles sur les lignes sismiques en attestent. Les troncatures érosives sous les dépôts oligocènes sont présentes au droit des axes des anticlinaux (Platel and Serrano, 2008). L'érosion met en contact les terrains du Crétacé supérieur avec le Miocène (à Beliet, à Saint-Magne et à Villagrains notamment).

Il est primordial de connaître la succession des phénomènes d'érosion pour comprendre la nature des contacts entre les différentes unités et donc entre les différents hydrosystèmes. A Mano, le Miocène recouvre totalement la structure anticlinale crétacée alors que sur l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras il est érodé. Le Plio-quaternaire est alors en contact avec le Crétacé supérieur. Ce qui implique une interconnexion possible entre l'aquifère du Campano-Maastrichtien et les eaux de surface.

Structure anticlinale : l'axe est/ouest

Les profils sismiques est-ouest permettent de préciser la structure des zones périclinales. La fermeture périclinale occidentale, localisée à l'ouest du puits Beliet 1, a un gradient de pente important. Au droit de ce puits, une remontée du Crétacé est observée. Les séries oligocènes et miocènes reposent en discordance sur le Crétacé (Profil 94-B1). A l'ouest, les couches crétacées plongent vers l'ouest avec une pente faible. A l'est, la fermeture périclinale n'est pas observable sur les données sismiques à disposition. Le réseau de faille associé à la faille de Landiras visible sur le profil sismique 1/189 (Platel and Serrano, 2008) pourrait permettre de visualiser la fermeture périclinale orientale.

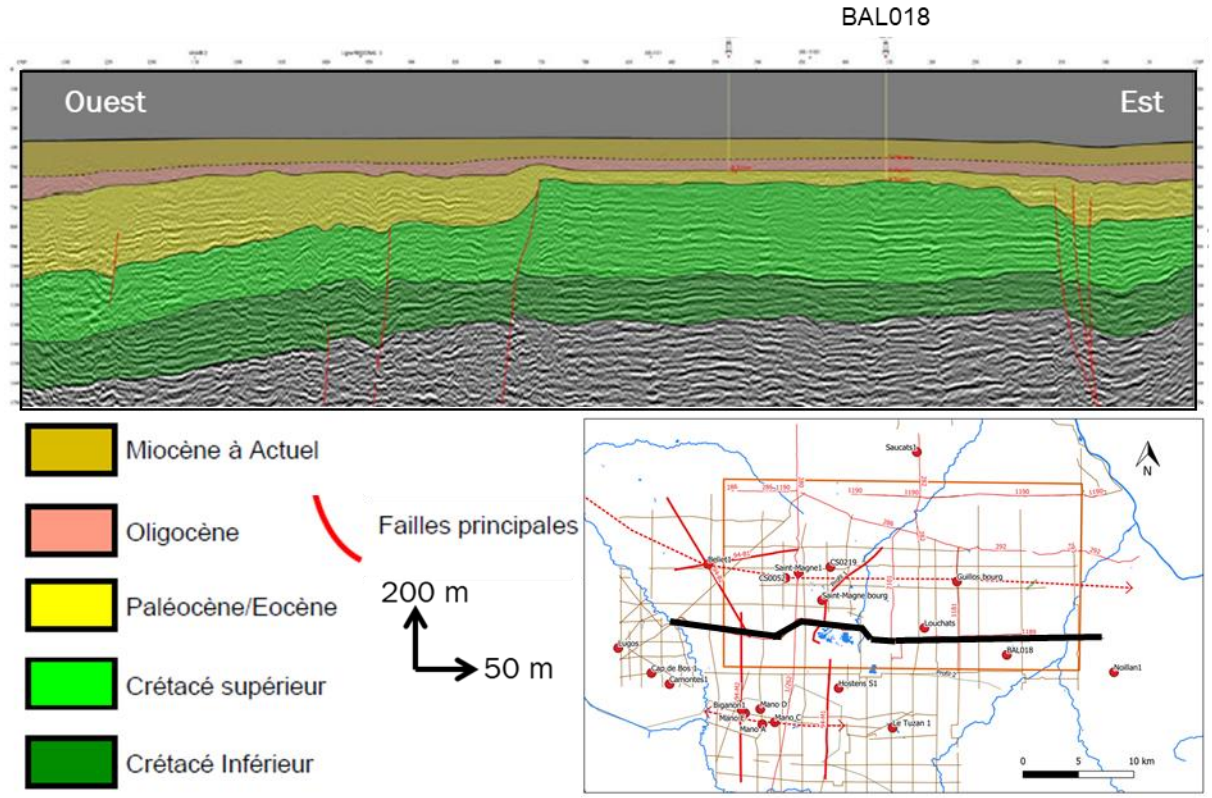


Figure 2-26 : interprétation sismique du profil 1/189 après retraitement de profil ESSO REP (Platel and Serrano, 2008)

Les lignes sismiques permettent seulement de localiser les réseaux de failles qui sont localisés soit à l'ouest (Saint-Magne et Beliet) soit à l'est sur la commune de Landiras (Figure 2-26). A Landiras, les données des puits Landiras 1, 08514X0010 (Caves de Landiras) et 08518X0029 distants de moins de 3 kilomètres laissent supposer l'existence d'une faille.

A l'ouest, la faille de Saint-Magne (profil 1/189) d'orientation nord-est/sud-ouest abaisse les séries sédimentaires du bloc ouest. Elle s'est formée en contexte extensif durant le Crétacé. Elle est ensuite scellée par les séries tertiaires.

A l'est de Landiras, un réseau de failles de faible extension abaisse légèrement le bloc est. Par conséquent, la partie centrale de l'axe, située entre ces deux réseaux de failles, est surélevée par rapport à la partie occidentale (à l'ouest de Beliet) et la partie orientale à l'est de Landiras. Elle joue le rôle de ligne de partage des eaux entre le bassin de la Leyre et d'Arcachon à l'ouest et celui du Ciron à l'est.

2.3.2. Synthèse sédimentologique et stratigraphique

2.3.2.1. Les formations crétacées

Nature des formations du Crétacé inférieur

Au Crétacé inférieur, les faciès correspondent majoritairement à des faciès de plateforme externe peu profonde. Ces formations se sont déposées en discordance sur les calcaires

micro-graveleux ou silteux. L'Aptien inférieur est gréseux dans le secteur nord comme à Beliet, Saint-Magne et Saucats, et carbonaté au sud comme à Mano, Biganon, Le Tuzan et Landiras. Il est recouvert par des marnes aptiennes et albiennes (Platel and Serrano, 2008).

Affleurements du Crétacé supérieur et données de sondage

Le long de l'axe de l'anticlinal, les formations crétacées sont rencontrées à de faibles profondeurs. En effet, le Cénomanien se situe à moins de 40 mètres de profondeur à Saint-Magne. Ces dépôts correspondent à l'alternance de calcaires gréseux beiges, de calcaires bioclastiques de type *grainstone* et de fréquentes intercalations de marnes sombres. Les calcaires du Crétacé supérieur sont fissurés voire caverneux ce qui leur confère des propriétés réservoir intéressantes.

Cependant, la dolomitisation affecte les calcaires cénomaniens notamment dans le secteur sud de la zone (Biganon et Mano). Les calcaires sont également recristallisés à Belin-Beliet et Noilhan.

Les différents sondages existants ne permettent pas de distinguer le Santonien du Coniacien et du Turonien. Ces formations voient leur puissance se réduire à l'approche de l'axe des anticlinaux à Saint-Magne et à Mano. Le long de l'axe de l'anticlinal de Mano, le Campanien est directement en contact avec les formations tertiaires. L'érosion de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras est plus importante à Saint-Magne où la majorité du Crétacé supérieur est érodé, mettant ainsi en contact le Cénomanien et le Miocène. Autour de Saint-Magne, le Campanien et le Maastrichtien sont présents.

Les formations du Campano-Maastrichtien qui correspondent au sommet du Crétacé supérieur, affleurent localement le long des berges du ruisseau du Gât Mort à Villagrains et le long du Tursan à Landiras (Figure 2-27).

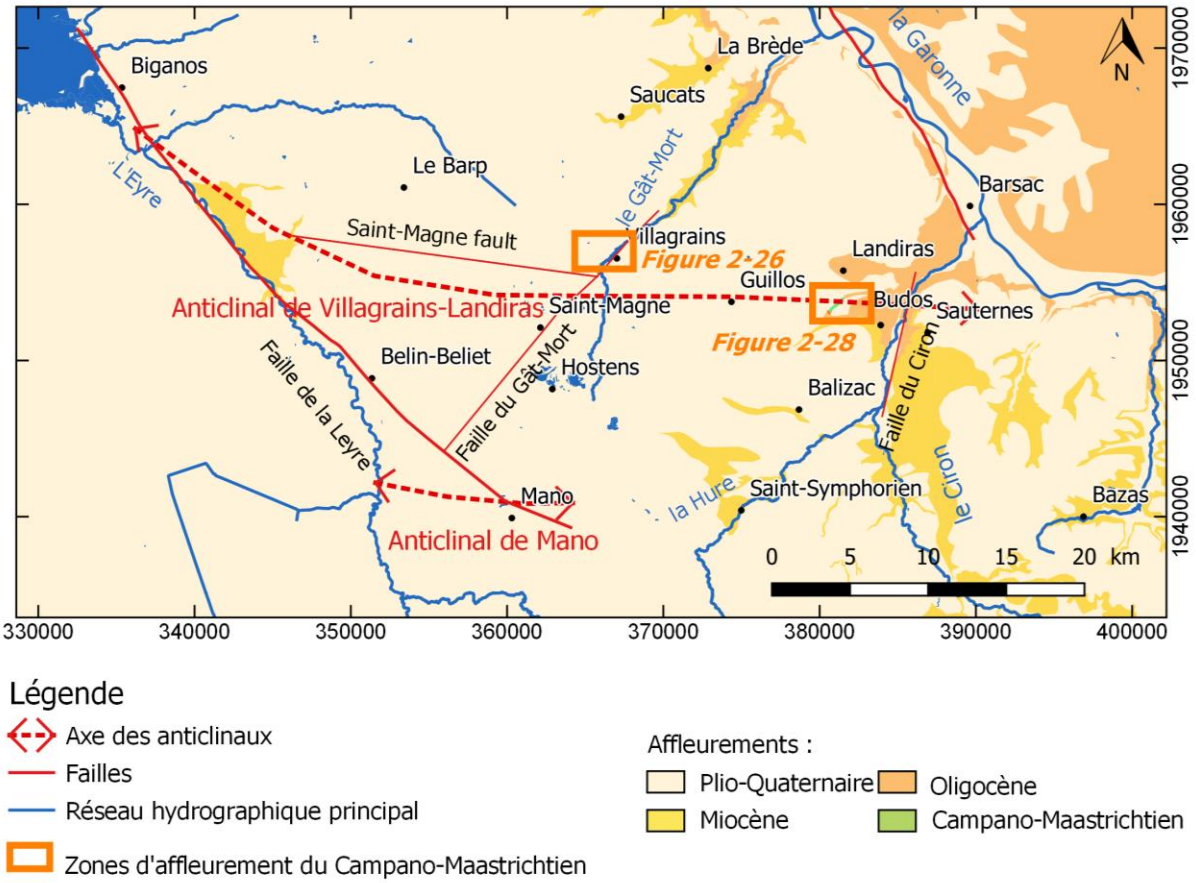


Figure 2-27: affleurements crétacés à Villagrains et Landiras

Le Campanien affleure le long du Gât Mort (moulin de Peyot) alors qu'à Hostens, il est présent à environ 200 mètres de profondeur. Il a par ailleurs été érodé au niveau de l'axe des anticlinaux (Beliet, Saint-Magne et Mano).

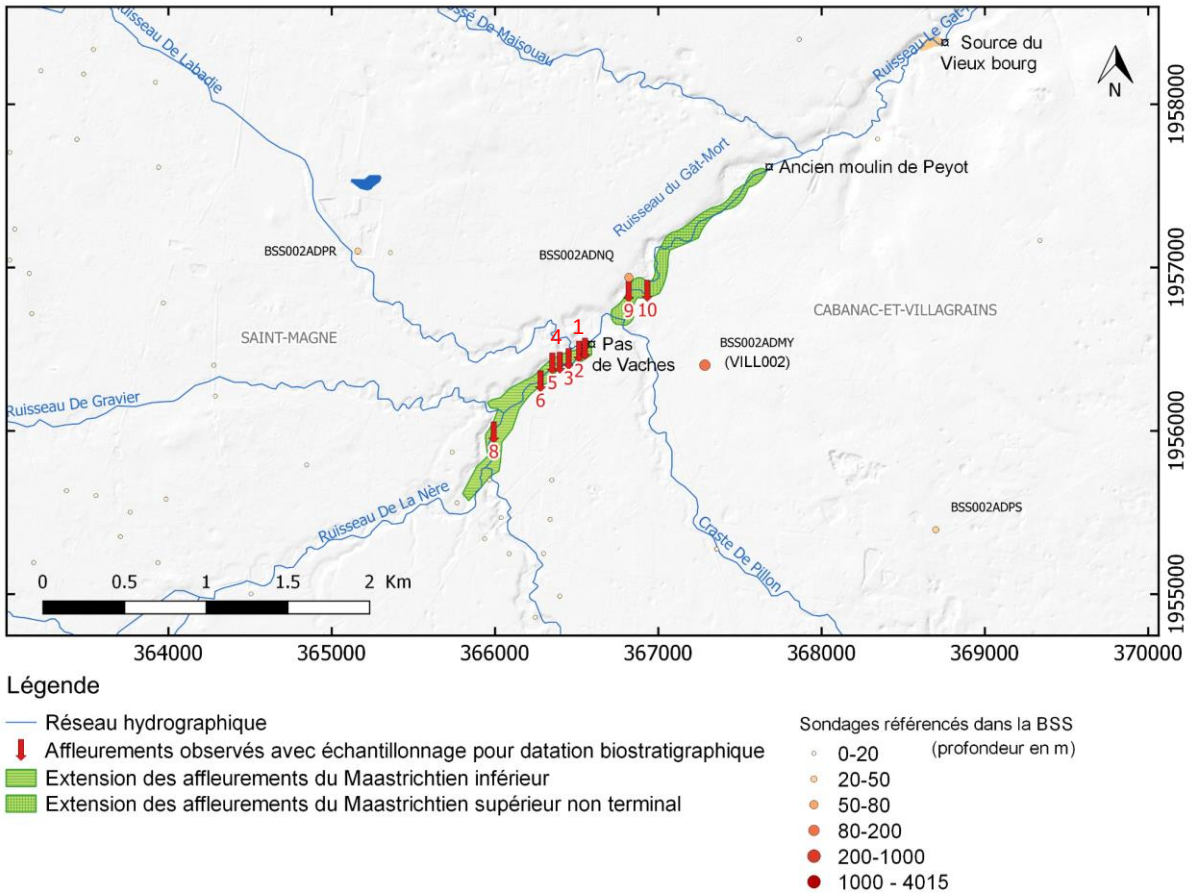


Figure 2-28 : affleurements crétacés observés en 2018 le long du Gât Mort à Villagrains et localisation des points d'observation VIL1 à VIL10

En amont du lieu-dit « Pas des Vaches », 7 prélèvements ont été effectués à l'affleurement dans le lit du cours d'eau. Les datations bio-stratigraphiques (Bourdillon, 2018a) ont permis de réactualiser la coupe le long du Gât Mort et d'attribuer les affleurements en amont du lieu-dit Pas de Vaches au Maastrichtien inférieur. Ces affleurements avaient été affectés au Campanien (Blanc, 1973) et aucune révision de cette coupe n'a été entreprise depuis les années 70. Aucune des listes de microfaunes fournies dans ses travaux ne pouvait justifier d'une attribution stratigraphique précise car les espèces nommées ont de très large répartition. Il s'agit d'un calcaire crayeux bioclastique qui présente des degrés d'altération varié (Figure 2-29 (a) à (d)). Il s'est déposé en domaine de plate-forme externe (Bourdillon, 2018a).

En aval, entre le bourg de Villagrains et le moulin de Peyot, deux affleurements ont été observés et ont fait l'objet d'échantillonnage. En dépit de l'altération des calcaires présents à l'affleurement, un échantillon a pu être daté du Maastrichtien supérieur non terminal (Bourdillon, 2018a).

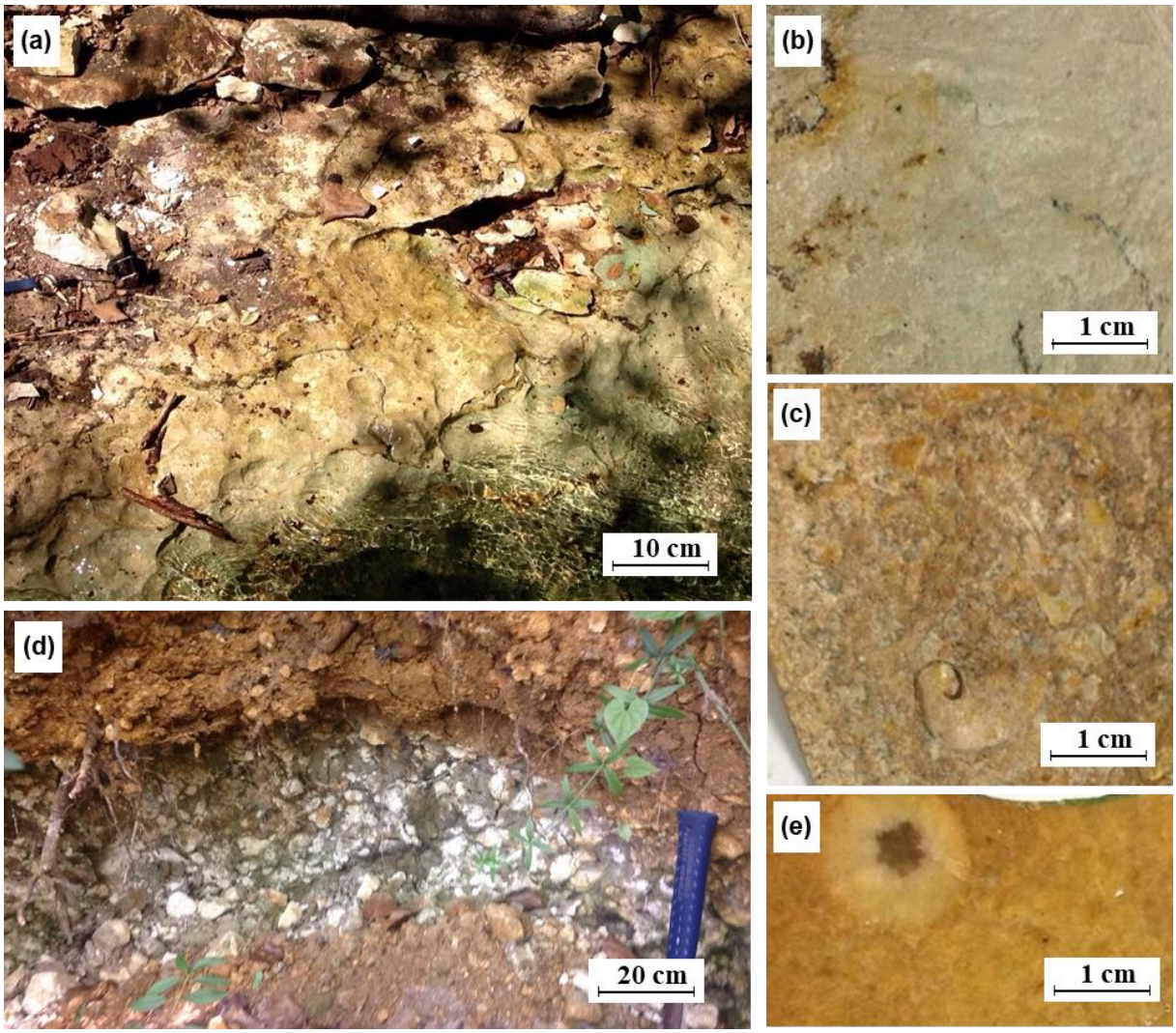


Figure 2-29: affleurement crétacés le long du Gât-Mort à Villagrains (12/07/2018): (a) affleurement au point d'observation VIL8 ; (b) calcaire bioclastique blanc à silex recristallisé observé au droit de VIL8 ; (c) calcaire bioclastique altéré observé au point VIL 6 ; Profil d'altération des calcaires du Maastrichtien inférieur au point VIL4 (point 4 sur la Figure 2-28); (e) calcaire recristallisé à silex brun bioclastique du Maastrichtien supérieur

Le Maastrichtien supérieur est également visible dans le lit du Tursan, derrière le hameau de Perron à Landiras (Figure 2-30). Ce calcaire dur, à l'aspect laiteux, présente des traces de dissolution formant des cavités remplies d'argiles éocènes (Blanc, 1973). Deux faciès principaux sont distingués : à la base un calcaire biosparitique à bryozoaires, polypiers visible sur les points d'observation LAN3 et LAN4 (Figure 2-31 (a) et (e); et au sommet un calcaire à Microcodium visible aux points observation LAN1 et LAN2 (Figure 2-31 (a), (b), (c) et (d)).

Il est au contact des formations de l'Oligocène en aval du moulin de Peyot (Blanc, 1973).

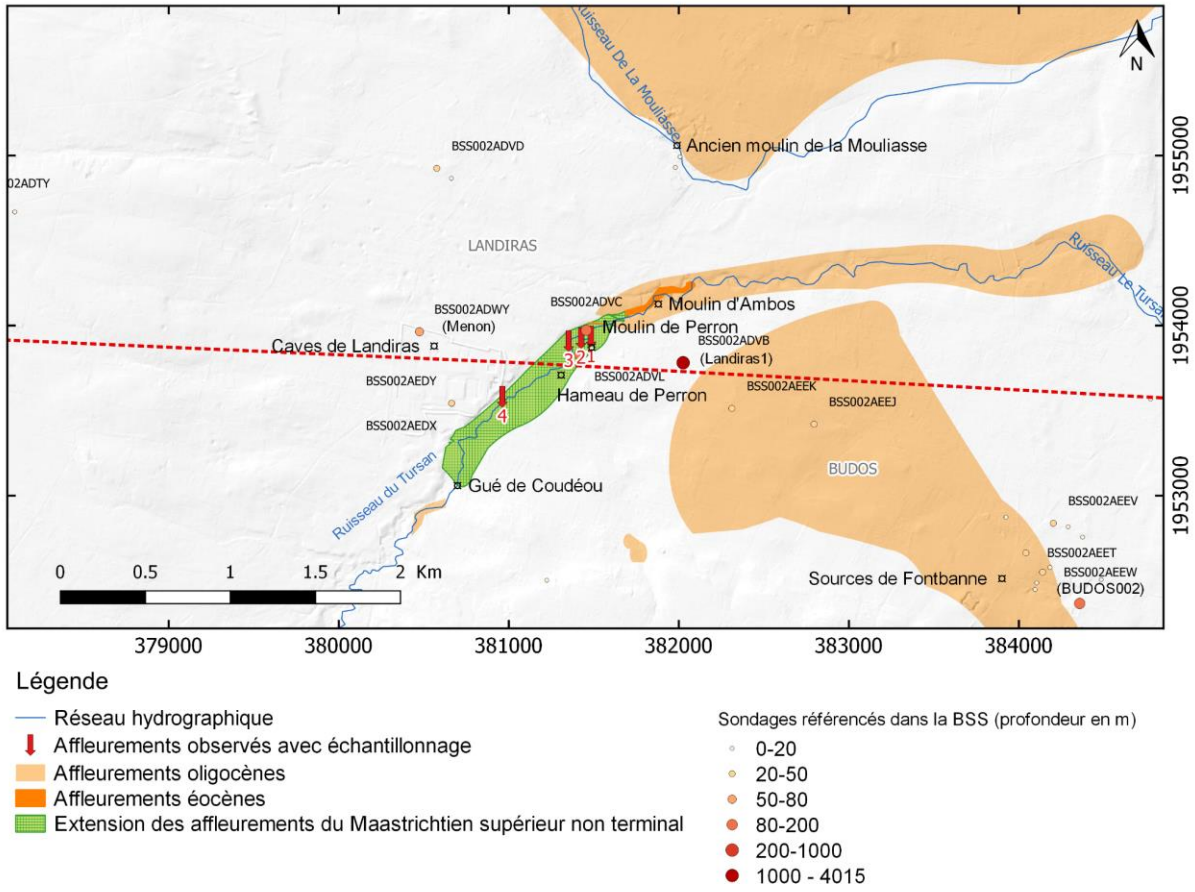


Figure 2-30: affleurements crétacées observés le long du Tursan et localiation des points d'observation LAN1 à LAN4

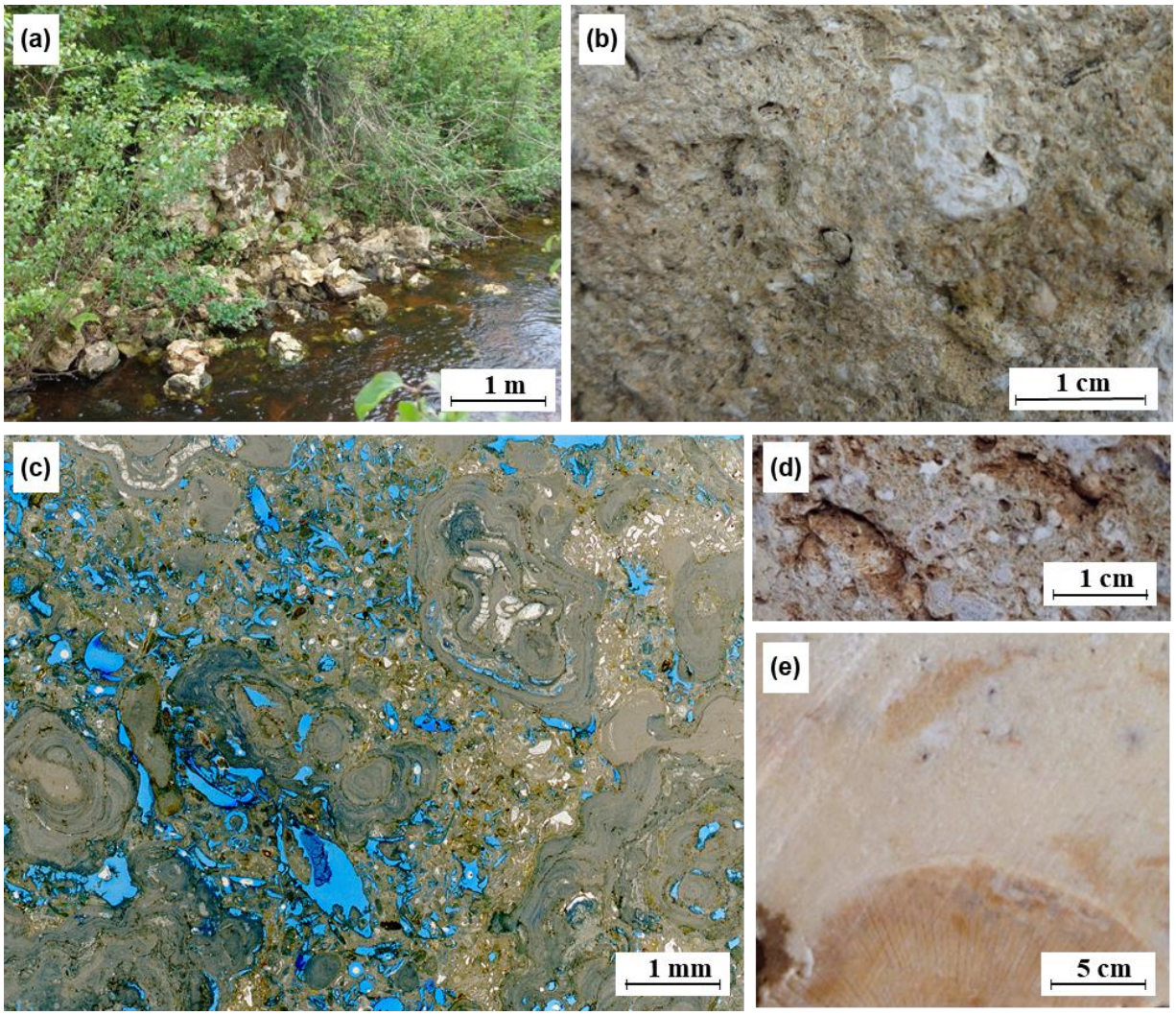


Figure 2-31 : affleurements du Maastrichtien supérieur à Landiras (17/05/2017) : (a) Affleurement des calcaires crétacées en aval du hameau de Perron à Landiras au point d'observation LAN3, (b) Calcaires à Microcodium du Maastrichtien présents à l'affleurement en aval du hameau de Perron (LAN1); (c) calcaires à Microcodium altérés à remplissage argileux observé au point LAN2 ; (d) calcaire à Microcodium en lame mince au point d'observé LAN2 ; (d) calcaires biosparitiques au point d'observation LAN3

L'émersion de la ride de Villagrains durant l'Éocène et l'Oligocène (Rupélien) explique aujourd'hui l'absence des séries du Turonien au Campanien dans le secteur de Saint-Magne (Saint-Magne 1, Saint-Magne Château d'eau, S3, S4).

Le Cénomanien n'affleure pas mais les données de puits ont permis une caractérisation des niveaux réservoir. Les diagraphies (S3, S4 et Landiras 1) mettent en évidence la qualité médiocre du réservoir du Cénomanien inférieur mais aussi l'intérêt du niveau réservoir cénomanien moyen et supérieur (ESSO-REP, 1960a; Saltel, 2008). En effet, le Cénomanien moyen et supérieur est affecté par des fissures et des phénomènes de kartification sur l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras (Saltel, 2008).

Conclusion sur la sédimentologie du Crétacé supérieur

Les formations du Crétacé supérieur ont des puissances très variables. Celle du Cénomanien varie entre 85 mètres à Landiras et plus de 500 mètres à Belin-Beliet. Le Crétacé supérieur est en contact avec le Miocène littoral à Saint-Magne et avec l'Aquitanien lacustre à Villagrains preuve d'une érosion post-rupélienne (Blanc, 1973).

L'axe de Villagrains-Landiras apparait, à partir du Turonien, comme un point haut immergé. Les études biostratigraphiques valident cette hypothèse : la rareté des foraminifères pélagiques des formations du Coniacien indique que l'axe de l'anticlinal est couvert par une fine tranche d'eau (Gayet, 1980). De même, au Campanien, l'abondance d'échinides et de mollusques laisse supposer que cette zone est topographiquement élevée (Alvinerie and Gayet, 1973b). Une évolution du milieu de dépôt est observée au Maastrichtien avec le passage d'un paléoenvironnement de plate-forme externe (étage circalittoral à Villagrains) à un environnement moins profond (étage infralittoral distal de la plate-forme carbonatée à Villagrains) (Bourdillon, 2018a). Les faciès des formations du Crétacé terminal sont très altérés (dissolution, recristallisation…). Les roches observées sont souvent pauvres en foraminifères du fait de la diagénèse et des altérations marquées, rendant ainsi difficile une affectation stratigraphique précise.

2.3.2.2. Sédimentologie des formations tertiaires

La base du tertiaire est composée de calcaires bioclastiques gréseux qui affleurent au fond des lits dans le vallon du Tursan (Figure 2-30).

A l'Éocène, la surface de la zone émergée de la ride de Villagrains varie : la paléo-île atteint les bordures actuelles du bassin d'Arachon à l'Éocène moyen alors qu'à l'Éocène inférieur elle atteignait juste Villagrains et Le Barp (Gayet, 1980; Kieken, 1973). De ce fait, l'épaisseur des dépôts éocènes varie grandement. A l'est, à Saucats et à Baloze, l'Éocène a une épaisseur de plus de 200 mètres alors que l'épaisseur de ces formations est inférieure à 20 mètres à Beliet, Hostens, Mano et Saint-Magne. Au niveau des zones émergées de l'axe de l'anticlinal, des dépressions lacustres et palustres se développent notamment à Beliet et Saint-Magne (Szöts et al., 1964).

Affleurements de l'Oligocène, données de sondage

Le Rupélien affleure dans le lit du Tursan et dans les carrières présentes dans le secteur (Alvinerie and Gayet, 1973b). Il est marqué par le dépôt de la Formation des Calcaires à Astéries. La base de la formation (membre A) est caractérisée par des argiles vertes à noire puis par des marnes (Platel et al., 2000a). Seule la partie supérieure de la formation affleure (membre B et C). Elle se caractérise par des calcaires à texture *grainstone* bioclastiques de teinte jaune à rousse à passées gréseuses et argileuses (Alvinerie and Gayet, 1973b). Suite à une importante régression, l'îlot de Villagrains voit sa surface fortement réduite à Saint-Magne et Belin-Beliet. Les zones de reliefs immergés au niveau des bordures de l'îlot sont le siège d'une sédimentation récifale. Une plate-forme interne de basse énergie s'établit sur l'axe de l'anticlinal. Cette faible épaisseur des Calcaires à Astéries sur l'axe de l'anticlinal (deux mètres à Guillos et environ un mètre à Villagrains) met en évidence le maximum de transgression sur le dôme de Villagrains.

Puis, des apports continentaux complètent la sédimentation, excepté au niveau de de l'île de Villagrains-Landiras, émergée. Les formations calcaires sont alors sujettes à la karstification et à l'érosion (Platel et al., 2000a).

Le Chattien affleure dans les douves de l'ancien château de Budos (Alvinerie and Gayet, 1973b). L'essentiel des connaissances provient des données de puits. Sur le flanc sud, le dépôt des marnes grises et vertes est le témoin de la phase de régression qui s'opère au début du Chattien, suite à la baisse mondiale du niveau marin (une baisse environ 150 mètres il y a 29 millions d'années), (Platel et al., 2000a). Ces dépôts sont lagunaires avec une influence détritique de plus en plus marquée pour aboutir à la fin de l'Oligocène à des dépôts lacustres et palustres (argiles vertes, argiles sableuses) (Gayet, 1980; Singo, 1981).

Affleurements du Miocène et données de sondage

L'épaisseur des séries miocènes diminue sur l'axe de l'anticlinal jusqu'à disparaître totalement à Landiras. Ces formations affleurent dans le vallon du Gât Mort et localement à Balizac, Budos et Saucats. Leurs faciès varient latéralement : à Saint-Symphorien, le Miocène inférieur est caractérisé par une alternance de marnes et de faluns surmontée par des calcaires grossiers, alors qu'à l'ouest, à Belin-Beliet, il est caractérisé par des grès et des sables grossiers. Ils indiquent la proximité du rivage et l'oscillation du trait de côte avec l'alternance d'un environnement de dépôt lagunaire et lacustre (Alvinerie, 1980; Parize et al., 2008).

Les affleurements le long de la Nère entre Balizac et Origne permettent d'avoir une vision des successions des séries miocènes (Figure 2-32).

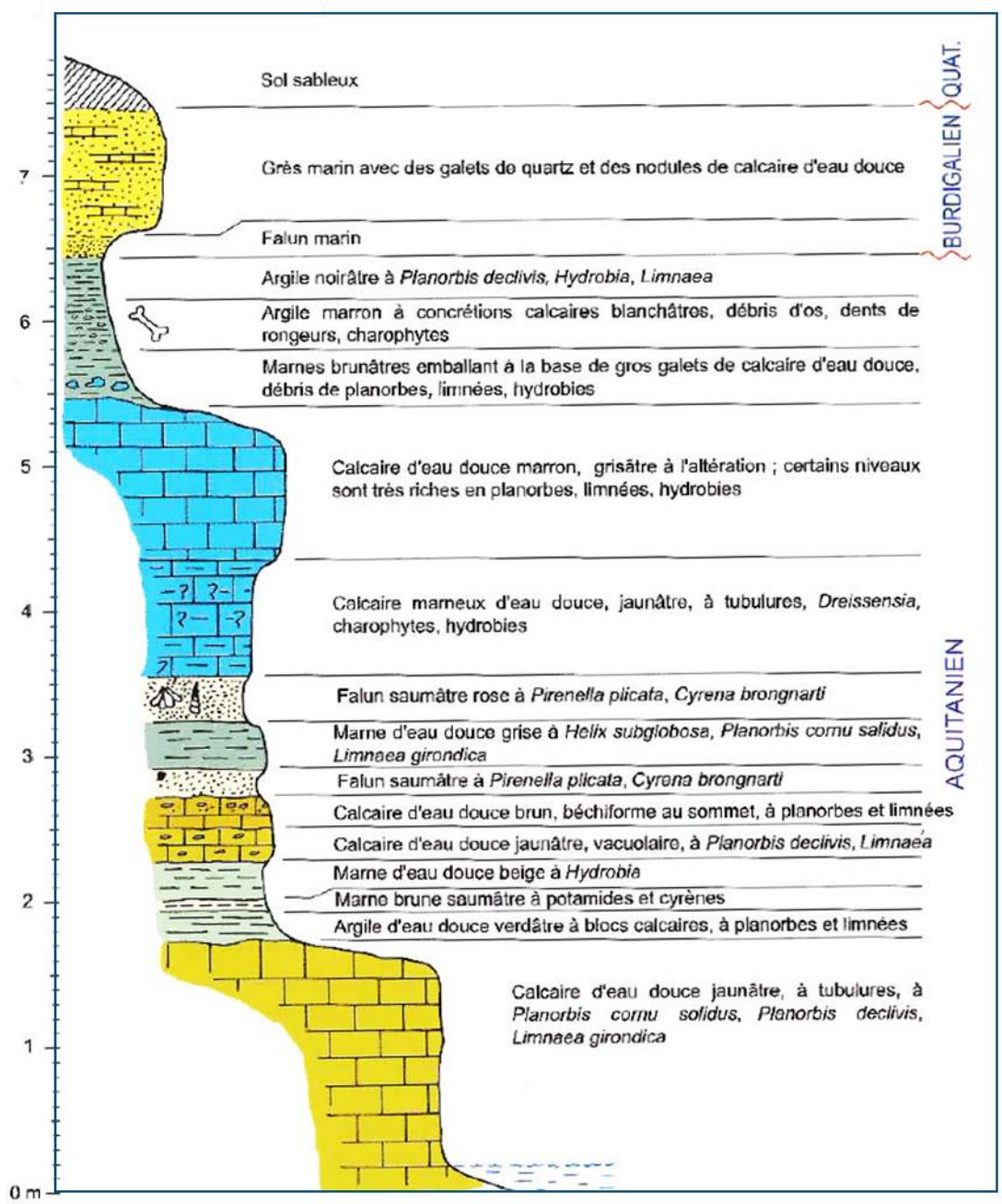


Figure 2-32 : coupe lithologique de l'affleurement de Balizac *(Londeix, 2010 modifié d'après Alvinerie, 1971)*

Au Miocène moyen, la Formation des Sables fauves se dépose sur la zone d'étude en domaine continental alimenté par d'importants apports détritiques (Ortiz, 2019). Son épaisseur est très variable (25 m à Belin-Beliet, moins de 10 m à Hostens et absent à Saint-Magne).

Au Miocène supérieur, la Formation des Glaises bigarrées se dépose en milieu continental. Elle est observée uniquement au sud-est de la zone d'étude qui correspond à cette période à une vaste plaine d'inondation (Corbier and Karnay, 2010). Localement, du lignite se dépose dans des zones marécageuses comme à Hostens.

Affleurements du Pliocène et données de sondage

Au Pliocène, les paléo-fleuves sont orientés selon l'axe est-ouest. Les rejeux tectoniques du Pliocène et du Quaternaire restreignent la migration des paléo-fleuves (paléo-Garonne et paléo-Dordogne notamment). Les dépôts, de type silicoclastique deltaïque, correspondent à la formation d'Arengosse.

La Formation d'Onesse correspond au début d'une période marquée par le froid. Historiquement affectée au Pléistocène, elle constitue la base du Pliocène supérieur. Elle est formée par des sables et graviers roulés de plus en plus fins et argileux. Les fractions grossières disparaissent progressivement vers le nord formant des sables fins argileux composant la Formation de Beliet (Platel, 1992b).

La formation de Belin se dépose en discordance (Corbier and Cabaret, 2015). Elle est formée par une série de graviers et des sables enroulés dans une matrice argileuse. Elle affleure à Belin-Beliet, au Barp et le long du ruisseau de la Hountine (Platel, 1992b).

2.3.2.3. Sédimentologie et stratigraphie du Quaternaire

Le Quaternaire s'amorce avec le dépôt de sables et graviers, puis d'argiles silteuses. Ces dépôts sont typiques des séries fluvio-deltaïques (Figure 2-33). Ces dépôts de plaine deltaïque composent la Formation de Castets/Marcheprime qui correspond à la dernière séquence de comblement détritique du cœur du bassin.

Cette période est ensuite marquée par la formation des sables des Landes. Ce sable fin de type éolien recouvre l'essentiel de la zone. Entre ces sables, des intercalations de couches ferrugineuses sont présentes. Il s'agit de couches d'alios, d'épaisseur très inégale et non continue.

Les alluvions anciennes de la Garonne sont également présentes. Elles changent latéralement de faciès : d'un faciès graveleux à l'est à un faciès présentant des intercalations argileuses à l'ouest (Ly Than Tong, 1969). Ces terrasses alluvionnaires sont néanmoins cantonnées à l'est de Villagrains.

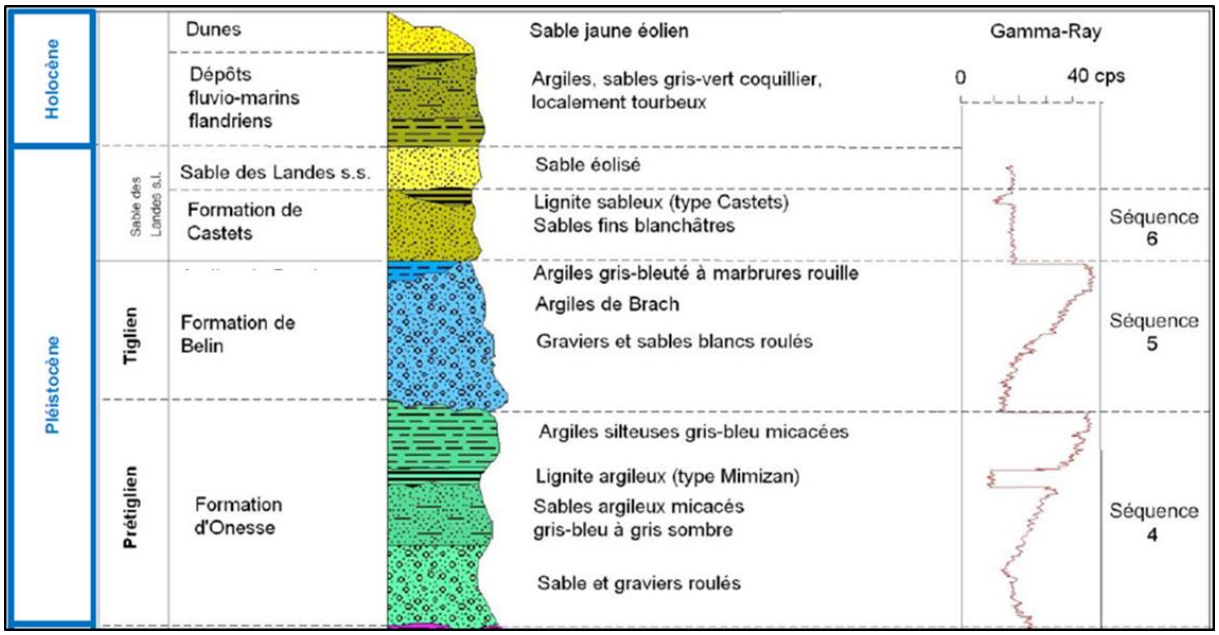


Figure 2-33 : log des formations quaternaires *(Corbier and Cabaret, 2015; Dubreuilh et al., 1995)*

CHAPITRE 3

3 Apport d'une étude géologique d'exploration à la compréhension de l'architecture des couches réservoirs et épontes 102

3.1. Méthodologie 102

3.1.1.Acquisition de données 102

3.1.2.Analyse sédimentaire et stratigraphique : protocole 105

3.2. Caractérisation des formations rencontrées 107

3.2.1.Sédimentologie et stratigraphie 107

3.2.2.Vers une relecture de la stratigraphie 117

3.2.3.Structuration de l'anticlinal : architecture des biseaux sédimentaires et extension des lacunes 121

3.2.4.Propriétés réservoir 132

3.3. Impact de l'altération polyphasée aux abords de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras sur les propriétés réservoir 139

3.3.1.Les processus d'altération et leur impact local 139

3.3.2.Impact de l'altération sur les propriétés réservoir 146

3.4. Evolution tectono-sédimentaire de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 148

3.5. Modélisation géométrique du système hydrogéologique au droit de l'anticlinal de Villagrains-Landiras 155

3.5.1.Introduction et outils utilisés 155

3.5.2.Données et méthode 157

3.5.3.Une structure géologique revisitée 168

3.5.4.Implications hydrogéologiques : zones de connexion inter-aquifère 181

3 Apport d'une étude géologique d'exploration à la compréhension de l'architecture des couches réservoirs et épontes

3.1. Méthodologie

3.1.1. Acquisition de données

A l'issue de cette synthèse géologique et de l'étude des affleurements, les données géologiques de la zone d'étude ne permettent pas de définir avec précision la géométrie et la nature des séries sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire aux abords de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Le but de ce travail est de caractériser ces dernières à l'échelle de la zone d'étude et de déterminer la localisation et la nature des terminaisons des biseaux tertiaires ainsi que l'orientation des failles principales. En effet, la direction de certaines failles observées par la sismique n'est à l'heure actuelle pas bien définie notamment sur le secteur de Villagrains et de Saint-Magne. Il s'agit de préciser les géométries des différentes séries sédimentaires, le tout dans une optique de reconstitution des environnements de dépôt et de compréhension des processus de formation des structures rencontrées.

Pour répondre à ces interrogations, des sondages de reconnaissance géologiques ont été réalisés. La campagne de sondage s'est opérée en trois temps : cinq sondages destructifs de 100 mètres de profondeur réalisés par Alios Ingénierie à l'automne 2016, 10 sondages carottés à 50 m de profondeur par le BRGM (automne 2016-printemps 2017) et deux sondages carottés jusqu'à 100 m et destructifs de 100 à 150 m de profondeur par Alios Ingénierie durant l'été 2019.

Les formations ciblées sont celles du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Compte-tenu des gammes de profondeur du toit du Crétacé déduites des études sismiques existantes (Platel and Serrano, 2008), une foration à 50 mètres ne permet pas d'atteindre ces objectifs lorsque la distance à l'axe de l'anticlinal est trop importante (Figure 3-1).

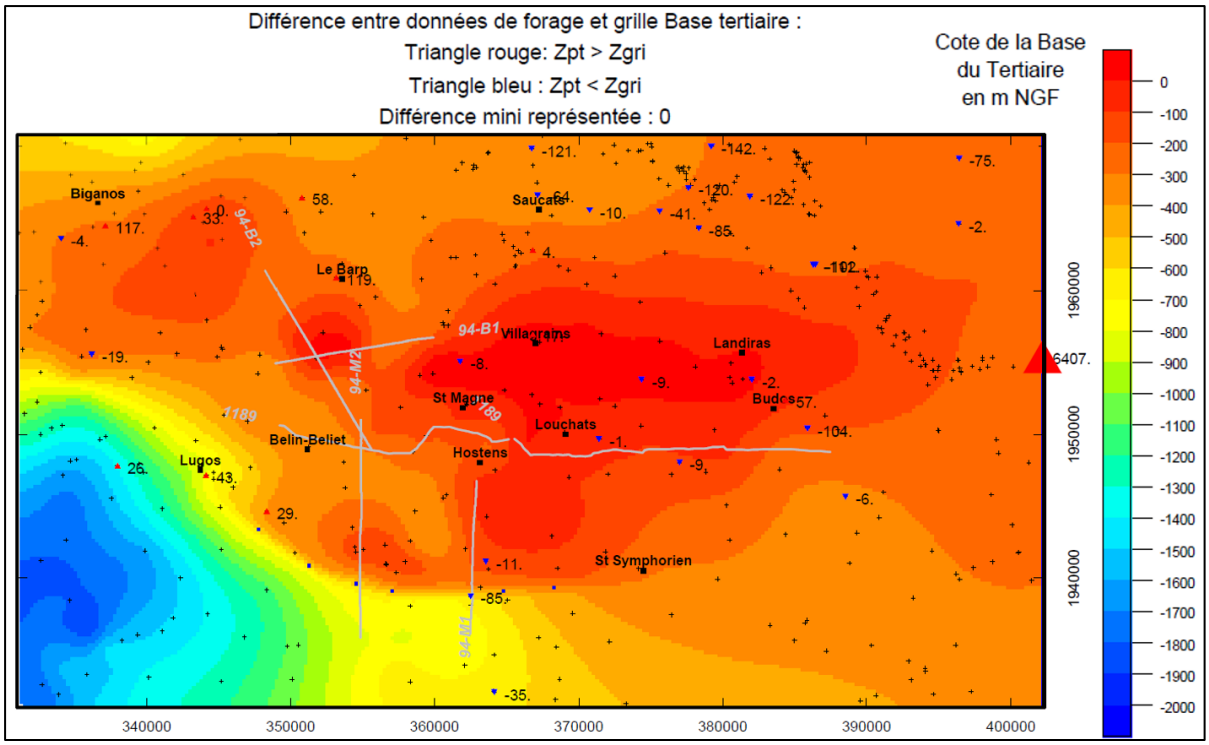


Figure 3-1 : profondeur du toit du Crétacé supérieur à partir des interprétations sismiques (*Serrano, 2008*)

Les sondages ont été placés de part et d'autre de l'axe et sur celui-ci pour comprendre le plongement des couches aux abords de l'anticlinal et l'agencement des couches tertiaires qui recouvrent la structure anticlinale crétacée (Figure 3-2).

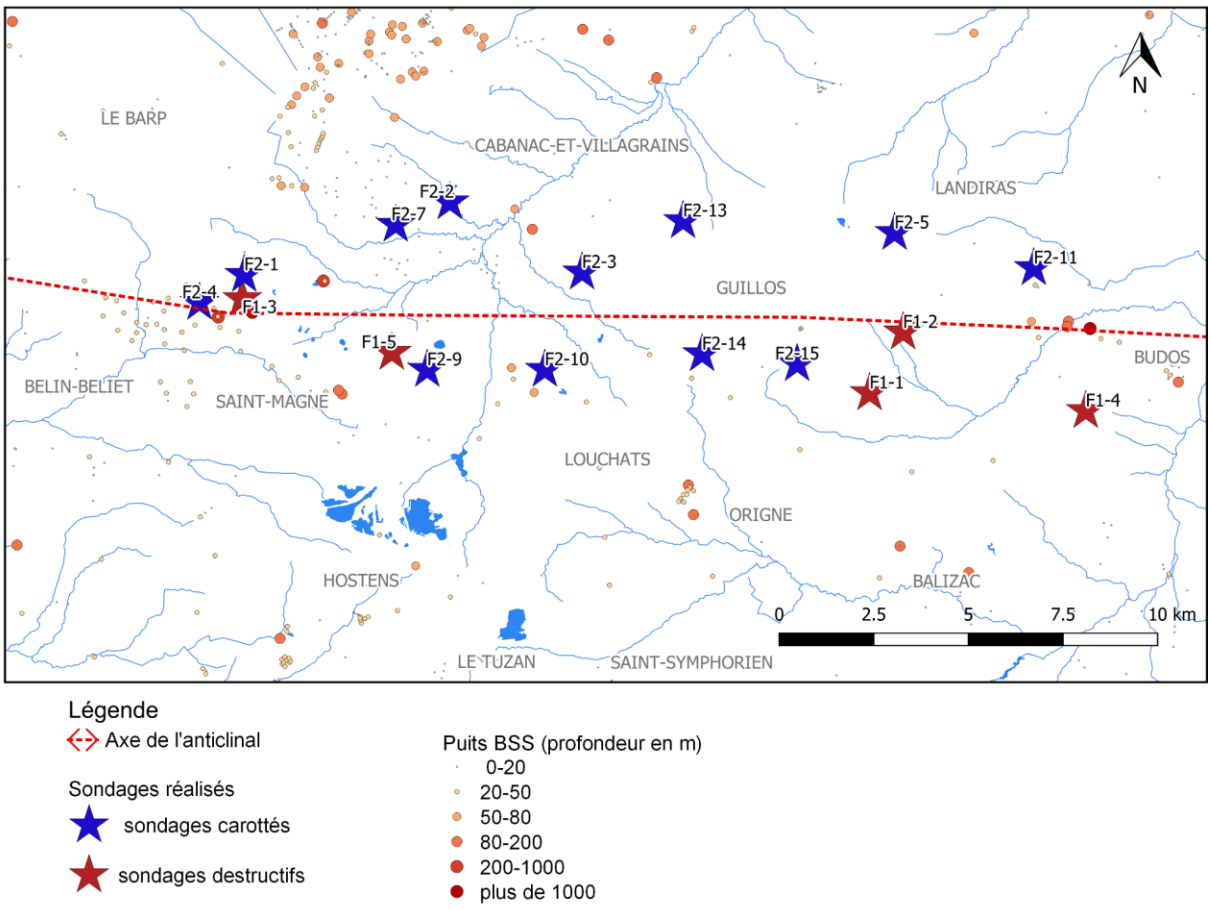


Figure 3-2 : sondages de reconnaissance géologique des campagnes 2017-2018-2019

Les sondages destructifs ont été réalisés à l'aide d'un outil tricône par la méthode de rotary à la boue composée de polymères. Les *cuttings* ont été récupérés à chaque mètre. L'enregistrement des paramètres physiques (vitesse d'avancement, pression exercée sur l'outil, pression d'injection, couple de rotation et pression de retenue) a permis sur le chantier de repérer les profondeurs des grands changements de propriétés physiques des roches et la présence de cavités. Les *cuttings* ont été ensuite lavés et séchés avant d'être observés à la loupe binoculaire.

Les sondages carottés ont été réalisés par la méthode du carottage à câble. Les analyses des carottes sont effectuées à partir des côtes et des taux de récupération notés par les sondeurs.

Les profondeurs sont recalées, comme pour les sondages destructifs, grâce aux diagraphies (Gamma-ray et résistivités électriques) (Annexe A-1 à Annexe A-5). La sonde de Gamma-ray mesure la radioactivité naturelle du sous-sol, c'est-à-dire la désintégration des noyaux atomiques instables en noyaux atomiques plus stables et de masses atomiques plus petites couplée à une émission d'énergie sous forme de rayonnements dont les rayonnements Gamma. Dans les bassins sédimentaires, les roches radioactives naturellement sont généralement les sables contenant des minéraux radioactifs (K, Th, U) et les matériaux argileux.

Les diagraphies de résistivités électriques mesurent la capacité du milieu à laisser passer le courant électrique. Il s'agit d'une mesure combinée des conductivités électriques de la roche réservoir et du fluide interstitiel logé dans la porosité. Les électrodes mesurent la résistivité électrique à une distance de 16 pouces (40 cm) et une distance de 64 pouces (1,63 m) de l'électrode émettrice. Elles permettent d'investiguer différents volumes de formations le long du sondage et de s'affranchir des perturbations liées au forage et à l'invasion de la boue de forage dans les formations. En général, les formations aquifères sont des milieux résistants, alors que les niveaux plus argileux le sont peu.

Certains puits sont équipés de sondes de mesures piézométriques, les autres ont été rebouchés (Tableau 1).

Tableau 1 : coordonnées des sondages de reconnaissance géologique

Forage	Profondeur investiguée m	X Lambert II étendu	Y Lambert II étendu	Z mNGF	Intervalle crépiné	Commune
F1-1	76,00	376260,21	1952081,80	67,0	Maastrichtien	Landiras
F1-2	80,50	377146,00	1953686,30	78,3	Maastrichtien	Landiras
F1-3	101,00	359615,67	1954572,21	67,3	Maastrichtien	Saint-Magne
F1-4	101,00	381973,61	1951609,50	68,1	Miocène	Budos
F1-5	100,00	363634,69	1953148,65	66,1	Maastrichtien	Saint-Magne
F2-1	150,00	359671,40	1955238,75	68,4	Cénomanien	Saint-Magne
F2-2	46,10	365167,08	1957121,82	63,6	rebouché	Saint-Magne
F2-3	34,77	376260,21	1952081,80	68,3	rebouché	Cabanac-et-Villagrains
F2-4	40,77	358552,03	1954466,48	65,0	rebouché	Saint-Magne
F2-5	54,20	376920,67	1956310,41	80,2	Éocène	Landiras
F2-7	49,98	363736,97	1956526,61	61,9	rebouché	Saint-Magne
F2-9	53,82	364570,58	1952694,78	66,4	Plio-quaternaire	Saint-Magne
F2-10	100	367564,30	1952698,50	69,17	Campanien	Louchats
F2-11	36,50	380599,09	1955382,39	43,8	Éocène	Landiras
F2-13	37,97	371330,20	1956623,20	70,7	rebouché	Cabanac-et-Villagrains
F2-14	52,00	371825,00	1953119,00	77,8	Oligocène	Guillos
F2-15	54,20	374345,84	1952848,25	75,5	rebouché	Guillos

3.1.2. Analyse sédimentaire et stratigraphique : protocole

La description des faciès a été effectuée à partir de l'inventaire des textures (Dunham, 1962), des liants des microfaunes et macrofaunes, des types de clastes, des figures sédimentaires, des structures microbiennes (Folk, 1959) et des types de porosité (Choquette

and Pray, 1970). Les observations ont été réalisées à l'échelle macroscopique à partir des carottes et des *cuttings*. A l'échelle microscopique, elles ont été réalisées à partir de 50 lames minces imprégnées de résine époxy bleue.

La déduction des environnements de dépôt se base sur les nomenclatures existantes (Flügel, 2013; Pérès, 1961; Pérès and Picard, 1959; Reading, 2009), (Figure 3-3).

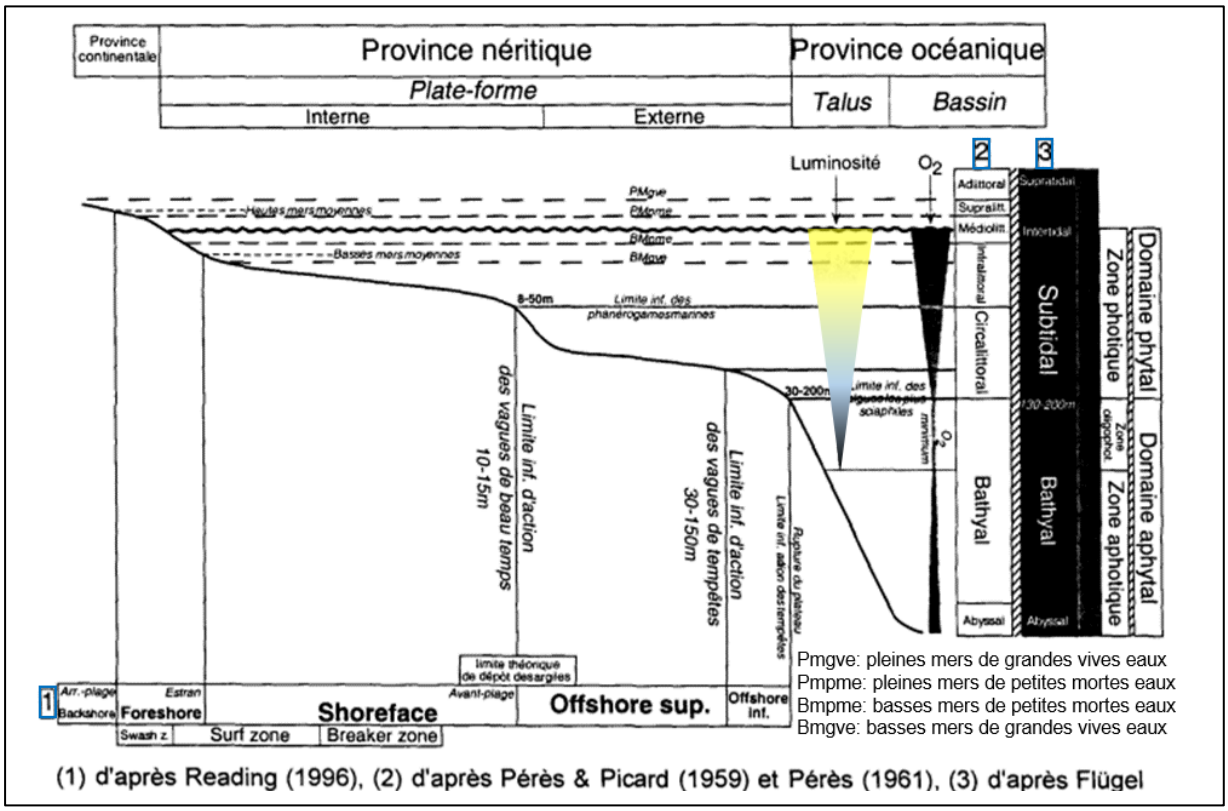


Figure 3-3: zonations paléogéographiques des environnements marins (Vincent, 2001), d'après Flügel, 1982; Pérès and Picard, 1959; Reading and Levell, 1996)

Les calages biostratigraphiques ont été effectués par C. Bourdillon à partir d'échantillons issus des forages et des affleurements (Bourdillon, 2018b, 2018c, 2019). Pour les sédiments meubles et les *cuttings*, plusieurs lavages ont été réalisés afin d'extraire la microfaune. Les sédiments extraits sont ensuite séchés puis plongés dans l'eau bouillante sans ajout d'eau oxygénée avant d'être tamisés. Les autres échantillons issus des carottes ont été préparés par différentes méthodes : lame mince, sections orientées après décorticage, choc thermique, lavages, inclusions…

Les interprétations sont basées sur les chartes chronologiques récentes (Cohen et al., 2017) et les études des zonations les plus récentes (Gradstein et al., 2012; Ogg et al., 2016). Les études des différents étages se sont appuyées sur divers ouvrages :

- Cénomanien : (Vicedo et al., 2011), (Moullade et al., 1985), (Bilotte, 1973; Deloffre and Hamaoui, 1979; Moreau, 1996) avec une réactualisation des calages ;
- Campano-Maastrichtien : (BouDagher-Fadel, 2015; Caus et al., 2016; Robles-Salcedo et al., 2018) ;

- Paleogene : (Berggren and Pearson, 2005; Sanjuan and Martín Closas, 2016; Serra-Kiel et al., 1998; Sztrákos and Steurbaut, 2017b; Veillon, 1962; Wade et al., 2011) ;
- Neogene : (Cahuzac et al., 1995; Cahuzac and Poignant, 2005).

3.2. Caractérisation des formations rencontrées

3.2.1. Sédimentologie et stratigraphie

Les observations des *cuttings* et des carottes sont synthétisées dans les logs (Annexe A-1 à Annexe A-19). Les structures sédimentaires des sondages carottés sont détaillées dans les logs sédimentologiques plus précis. Un exemple est donné en Annexe A-20 et Annexe A-21.

Les séries crétacées

Les plus anciennes unités rencontrées sont les calcaires *grainstone* bioclastiques du Cénomanien inférieur formés en domaine marin interne agité (Figure 3-4 (a,b,c)), (Annexe A-20). Ces calcaires renferment des orbitolines et préalvéolines (Bourdillon, 2019). Au sommet du Cénomanien inférieur, les faciès rencontrés correspondent à des faciès de *shoreface*. La phase de régression s'achève à l'issu du dépôt des calcaires marneux (à 91m de profondeur au droit de F2-1), (Annexe A-21*)*. Ce calcaire composé de bioclastes roulés et altérés est en partie dolomitisé et recristallisé (Figure 3-4 (d)). Il a probablement été exondé en domaine de *backshore*, ce qui peut expliquer l'importante dissolution du ciment intergranulaire (Bourdillon, 2019), Figure 3-4 (e)).

Au Cénomanien moyen, des calcaires *packstone* à *floatstone* se déposent en domaine marin très interne. Une phase de transgression, observée notamment en Charente (Andrieu et al., 2015; Moreau, 1996; Platel, 1987; Platel, 1996), est mise en évidence par les dépôts *grainsone* à *rudstone* marins littoraux (60 m au droit de F2-1), (Figure 3-4 (g)). Ces dépôts littoraux ont par la suite subi une altération météoritique amenant à la formation d'une surface durcie marquée par des imprégnations de fer (Figure 3-4 (f)), de manganèse et la formation de stylolithes. Cette surface peut être apparentée à une discontinuité sédimentaire. Elle pourrait également coïncider avec la phase de régression de la fin du Cénomanien moyen (Bourdillon, 2019).

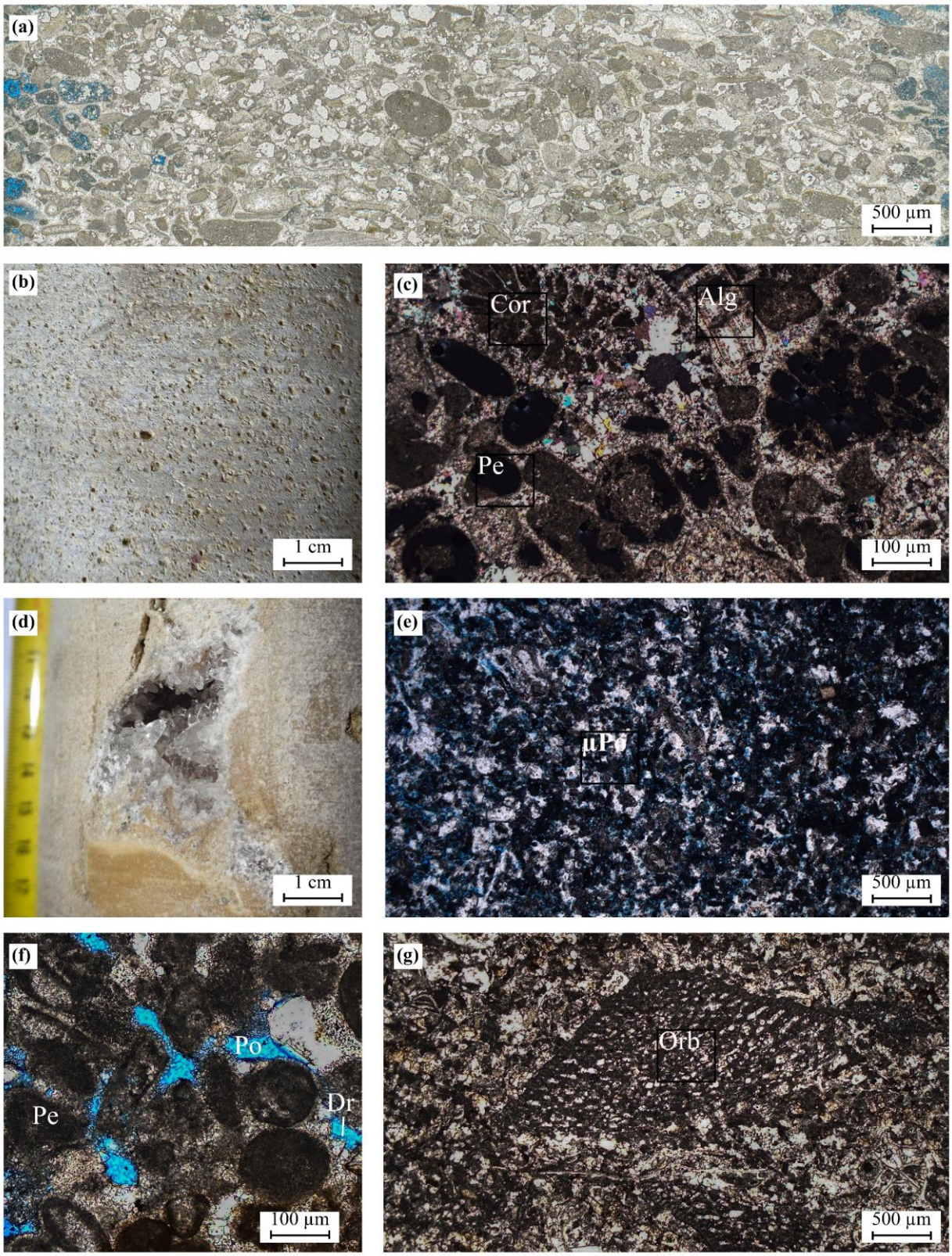


Figure 3-4: faciès du Cénomanien: (a, b, c) *Grainstone* à pellets, orbitolines (Orb), pré-alvéolines, algue (Alg) et débris de coraux (Cor) à l'échelle microscopique et macroscopique (96,5 m de profondeur au droit de F2-1); (d) *Grainstone* bioclastiques altéré et recristallisé ; (e) *Micrograinstone* marneux à bioclastes roulés et altérés, microporosité (µP) intergranulaire ; (f)

***Grainstone* à pellets (Pe) altérés à porosité (Po) intergranulaire et cimentation drusique (Dr) ; (g) *Rudstone* à Orbitolines**

Les formations du Cénomanien supérieur au Santonien n'ont pas été rencontrées. A Saint-Magne (F2-1), l'absence des formations du Cénomanien supérieur au Maastrichtien serait probablement induite par une longue période d'émersion à la fin du Crétacé.

Le Campanien supérieur à Maastrichtien basal est caractérisé par des dépôts de plate-forme externe. Les calcaires à texture *wakestone* ou *packstone* de couleur blanc-beige renferment des bioclastes, en majorité des échinodermes et des bryozoaires (Figure 3-5 (b) et (c)). Des litages argileux soulignent des rides de vagues et des lamines obliques dans les formations calcaires (F2-2, F2-7, F2-9), (Figure 3-5 (a)). Des silex de tailles variées se sont formés à l'intérieur de ces calcaires. Ces intervalles sont fortement recristallisés voire dans certains puits partiellement dolomitisés (F1-2, F1-3, F1-5, F2-2, F2-5, F2-7), Figure 3-5 (c). Ces dépôts *offshore* sont présents sur toute la zone d'étude.

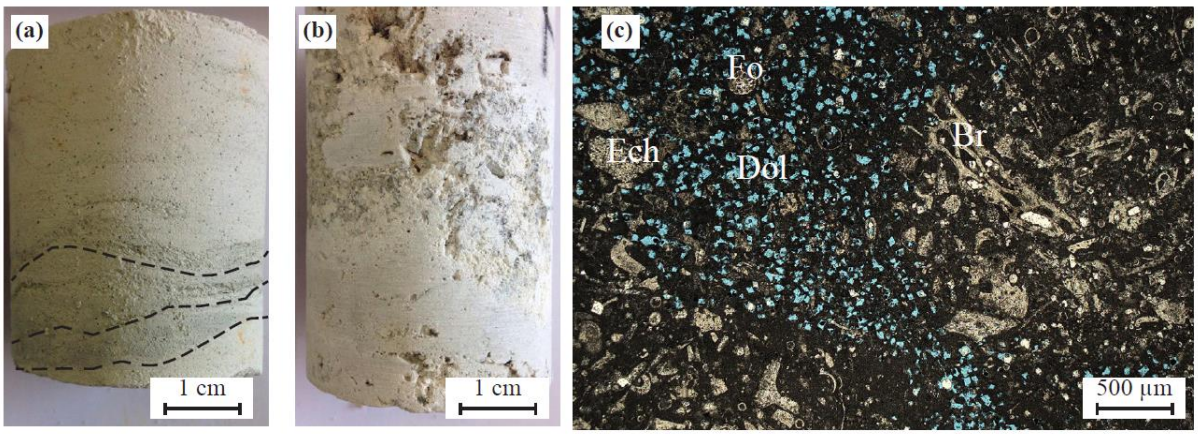


Figure 3-5: faciès du Campanien supérieur à Maastrichtien basal: (a) *Wakestone* à litage argileux (souligné par les tirets noirs); (b) et (c) *Packstone* bioclastique (Bryozoaire (Br), Echinoderme (Ech), foraminifères (Fo) benthiques et cristaux de dolomite dissous (Dol)

Au Maastrichtien inférieur, les calcaires se forment dans un environnement de plate-forme carbonatée externe plus proximale (*offshore* supérieur). Il s'agit principalement de calcaires à texture *grainstone* beiges bioclastiques (F1-1, F1-3, F2-2, F2-3). Au sommet de ces calcaires se déposent des calcaires gréseux (F1-3, F2-2). Des niveaux glauconieux sont observés lors du passage à des environnements proximaux (El Albani et al., 2005). Des traces d'oxydation marquant des surfaces érosives mettent en évidence la phase de régression qui a commencé au Campanien.

Le Maastrichtien supérieur est marqué par le dépôt de calcaires bioclastiques (péloïdes, foraminifères, entroques et échinodermes) à texture *packstone* à *grainstone*. Le Maastrichtien supérieur est uniquement rencontré au droit des puits F2-5, F2-13 et possiblement au droit des sondages F1-1, F1-2 et F1-3. La phase de régression générale continue, les faciès rencontrés correspondent à des dépôts de *shoreface*. Ces séries se sont déposées dans un environnement de plate-forme carbonatée moyenne.

Le haut de la série maastrichtienne a été, dans un second temps, corrodée par les *Microcodium* (F2-3, F2-7, F2-13). La formation de ces derniers a été favorisée par la très faible profondeur d'eau du milieu au Crétacé terminal.

Les formations paléocènes

Les calcaires crétacés ont ensuite été altérés durant le Paléocène ce qui a amené à la formation d'argile à marbrures (F1-2, F2-2, F2-3, F2-5, F2-7, F2-9, F2-13). Des nodules calcaires crétacés (Figure 3-6 (a) et (c)) et des silex altérés (Figure 3-6 (b)) demeurent au sein de ces argiles. Même si les études biostratigraphiques ne permettent pas de dater la période de formation des argiles à marbrures, il est probable qu'elles se soient formées durant le Paléocène (Bourdillon, 2018b, 2018c). Les altérites du Paléocène sont présentes le long de l'anticlinal, témoins de la continentalisation de la zone à cette période. Les calcaires altérés et karstifiés ont été, quant à eux, affectés stratigraphiquement à leur âge de dépôt. La connaissance de l'extension de ces altérites est primordiale puisqu'elles constituent la première couche argileuse au sommet des calcaires crétacés qui aura un impact sur les interactions hydriques entre les niveaux aquifères.

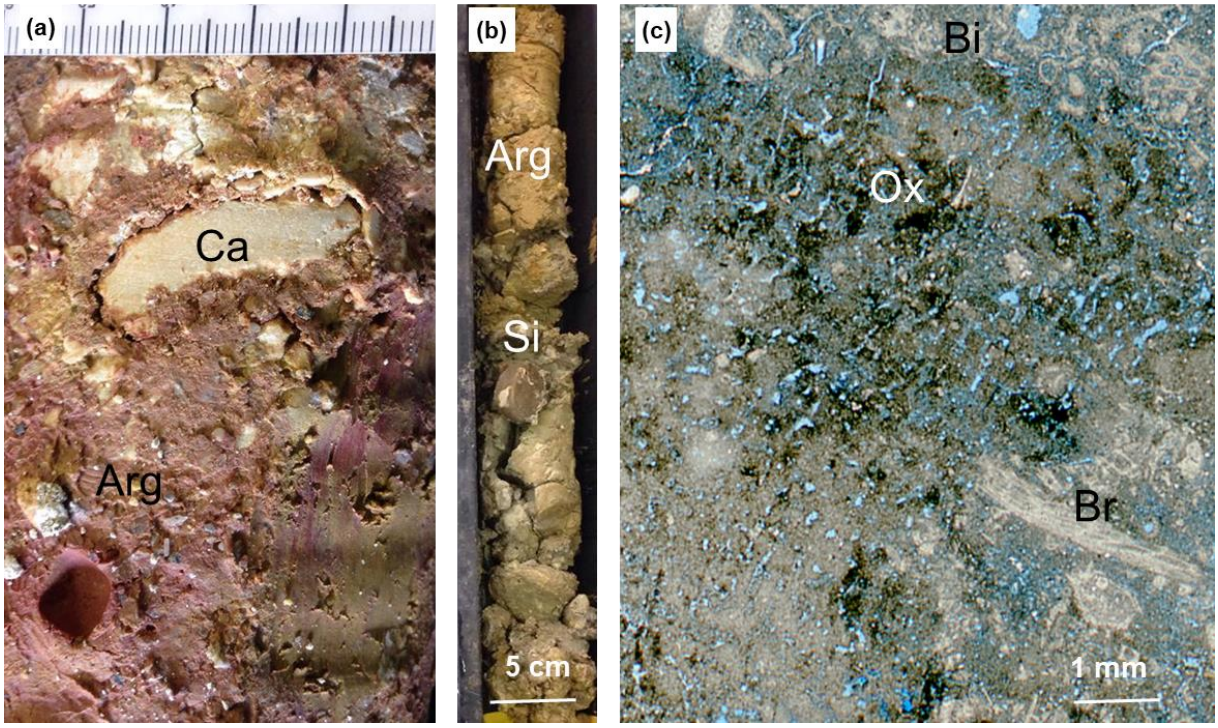


Figure 3-6 : faciès des altérites paléocènes, (a) argiles à marbrures à nodules calcaires crétacés (sondage F2-13, 22,10m), (b) argiles d'altération des calcaires à silex (carotte du sondage F2-3 de 23 à 23,87m), (c) altération du calcaire blanc bioclastique crétacé pendant le Paléocène, légende : Ca : calcaire, Arg : argile, Si : silex, Ox : oxydes, Bi : bioclaste, Br : bryozoaire

Les formations éocènes

L'Éocène est uniquement rencontré sur le flanc nord et à l'est de l'anticlinal au droit des forages F2-5 et F2-11. Au droit de ces deux sondages, l'Éocène est caractérisé par des calcaires gréseux ou des grès calcaires à alvéolines et nummulites (Figure 3-6 (a), (b), (d)). La glauconie est abondamment présente dans certains bancs. Les sédiments se sont déposés dans un environnement margino-littoral de type chenaux de marées. Le sommet de la série a

été fortement altéré au droit du puits F2-5 (Figure 3-6 (c)). Les dépôts sont datés du Lutétien terminal à Bartonien non élevé (Bourdillon, 2018c). Il est néanmoins possible que la base de cette série constituée de calcaire jaune silteux ou gréseux (F2-11) soit à affecter à l'Éocène inférieur.

L'Éocène supérieur n'a pas été rencontré.

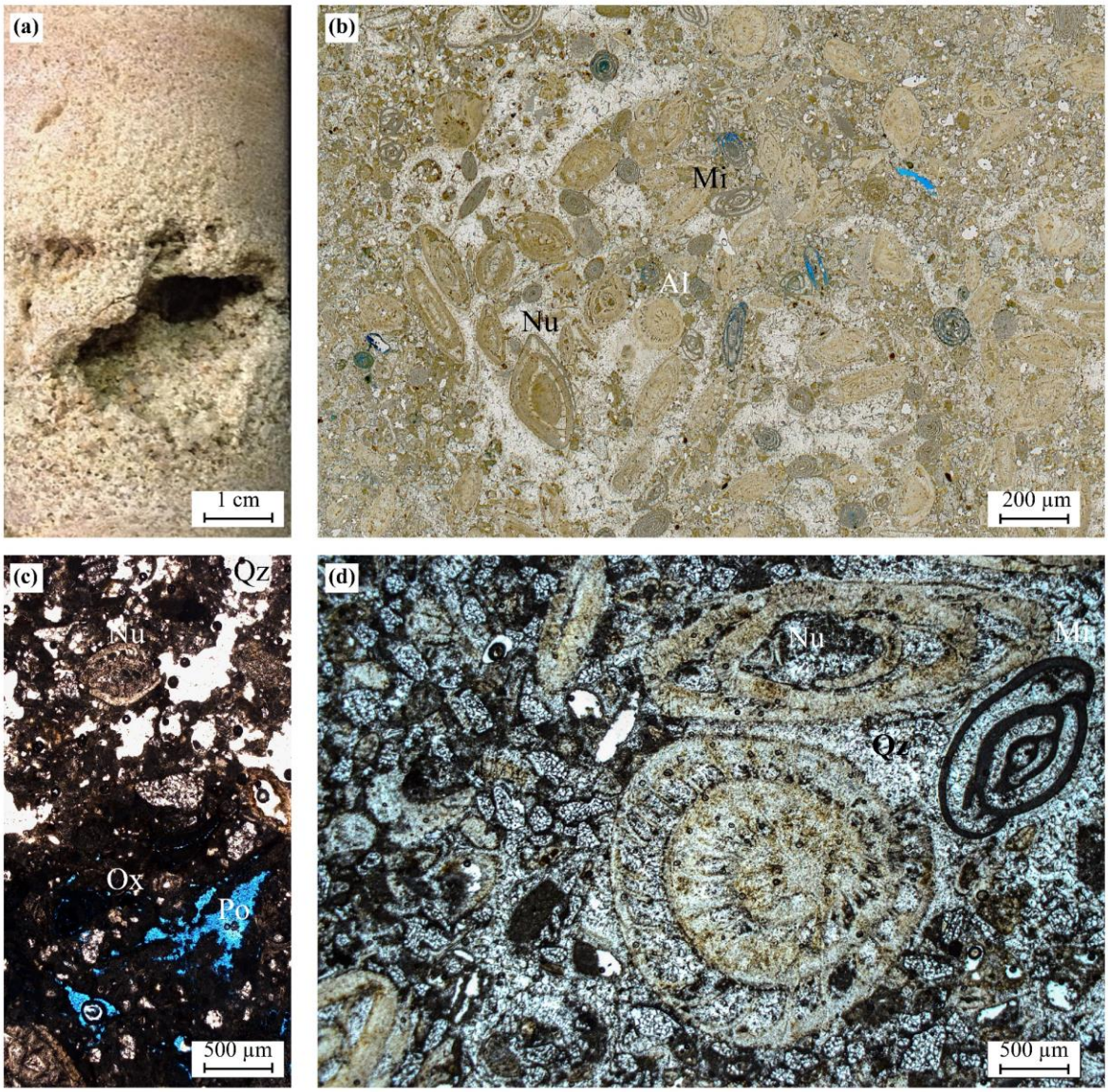


Figure 3-7: faciès de l'Éocène moyen : (a) *Grainstone* à nummulites et alvéolines à l'échelle macroscopique ; (b) en LPA ; (c) *Grainstone* gréseux altéré et dissous ; (d) *Rudstone* gréseux à nummulites (Nu), alvéolines et milioles (Mi)

Les formations oligocènes

A l'Oligocène inférieur, différents faciès calcaires sont rencontrés au droit des sondages F1-4, F2-5, F2-11, F2-14 et F2-15. Il s'agit des faciès de la formation des Calcaires à Astéries.

Sur le flanc nord et à Budos, la base marneuse de la formation est observée (F1-4, F2-5 et F2-11), (Figure 3-8 (a)). Elle correspond au membre A de la formation des Calcaires à Astéries (Platel et al., 2000a). Ces marnes grises bioclastiques ont une épaisseur d'environ 6 à 10 mètres (Figure 3-8 (b) et (c)). Elles sont riches en glauconie (Figure 3-8 (a), (b) et (c)). Leur sommet est altéré (Figure 3-8 (d)).

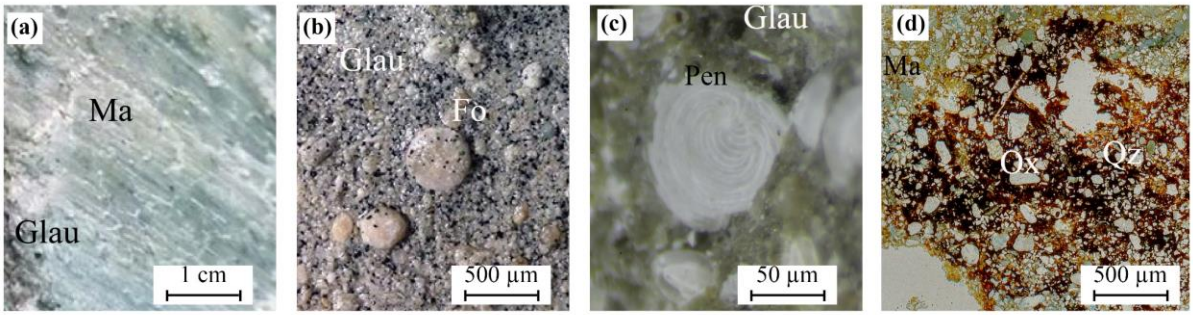


Figure 3-8: faciès de la base de l'Oligocène inférieur : (a) marne (Ma) grise à glauconie (Glau) à l'échelle macroscopique, (b) observation à la loupe binoculaire d'un lavage de ces marnes ; (c) Pénéroplidés (Pen) ; (d) marne silteuse bioclastique oxydée (Ox)

Dans la partie orientale de la zone, la partie réservoir des Calcaires à Astéries est traversée (F1-4, F2-5, F2-14 et F2-15). Elle est composée de calcaires *grainstone* silteux bioclastiques à échinodermes, bivalves et gastéropodes (Figure 3-9 (a), (b), (c) et (d)). Des stratifications obliques sont visibles sur certains niveaux calcaires ou gréseux (Figure 3-9 (a)). Ces dépôts sont marins côtiers médiolittoraux à infralittoraux (Bourdillon, 2018c). Des surfaces érosives successives ainsi que des niveaux riches en glauconie ont été observées (Figure 3-9 (g)). Une importante dissolution des bioclastes associée à une cimentation drusique plus tardive met en évidence une phase de régression et de continentalisation (Figure 3-8 (b)).

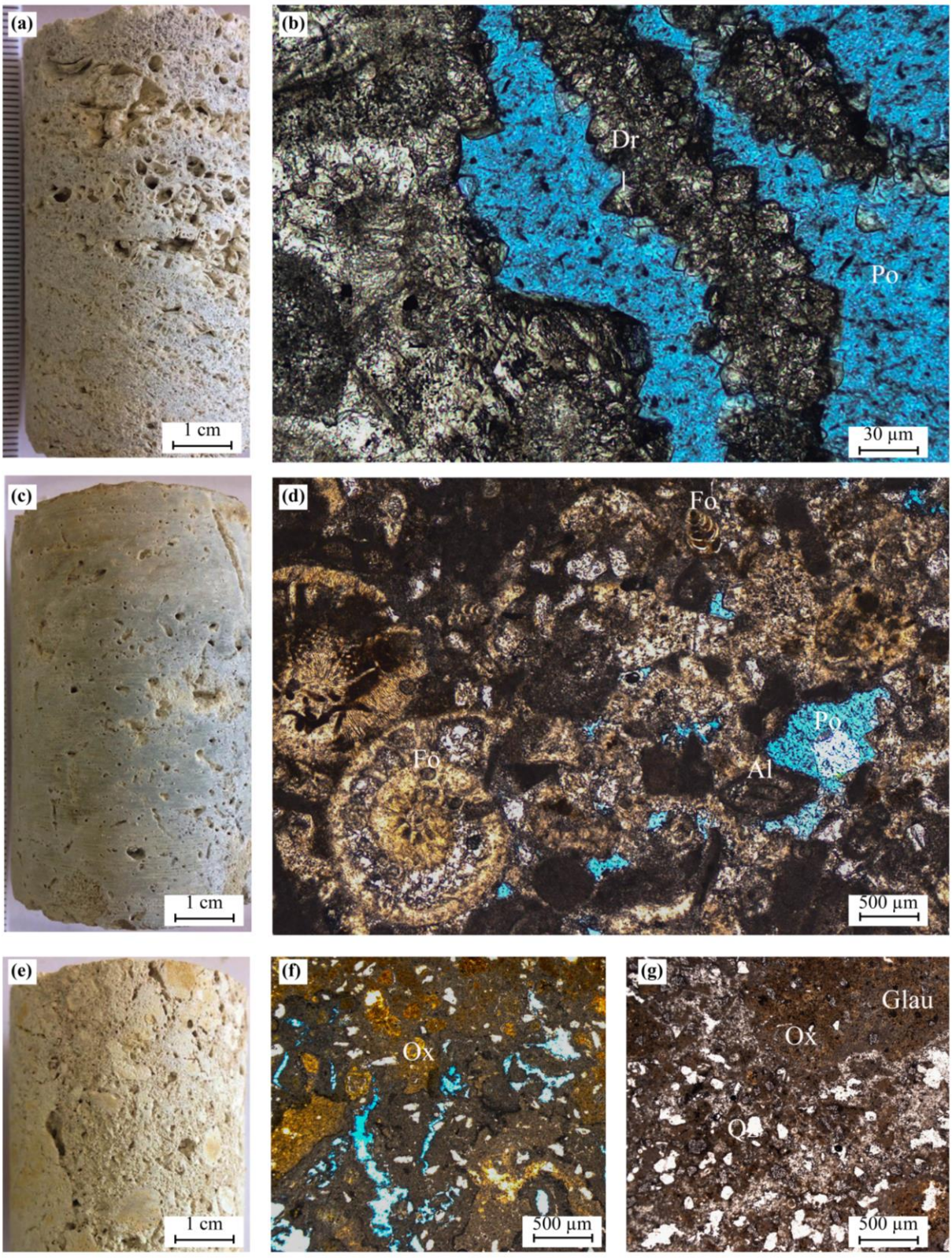


Figure 3-9: faciès des calcaires l'Oligocène inférieur : *Grainstone* à *Rudstone* bioclastique à l'échelle macroscopique, (b) lame mince associée, forte porosité et cimentation drusique; (c) *Grainstone* silteux bioclastique déposé en milieu marin et altéré en zone phréatique; (d) lame mince associée ; (e) grès calcaire glauconieux altéré (44 m de profondeur au droit de F2-15), (f)

lame mince associée, oxydation des grains ; (g) Altération très avancée d'un grès calcaire glauconieux au niveau d'une surface d'érosion (47,6 m de profondeur au droit de F2-15)

Au Chattien, les argiles vertes à poupées carbonatées à la base et les argiles à marbrures pédogéniques sont rencontrées au sud-est de la zone d'étude (F1-1, F1-2, F2-14 et 2-15). Les faciès sont lagunaires. Ces dépôts, de faible épaisseur, sont les témoins de la régression qui s'opère à l'Oligocène supérieur.

Les formations miocènes

Les formations du Miocène inférieur présentes au droit des sondages sont toutes datées du Burdigalien inférieur à moyen (Bourdillon, 2018c). Elles sont marquées par l'alternance de calcaires silteux à gastéropodes et de faluns marno-silteux gris-sombres à gastéropodes ou de marnes silteuses bioclastiques (Figure 3-10). Les milieux de dépôts sont lagunaires (F1-1, F2-14, F2-2, F2-9). Au nord-est de la zone, ces marnes présentent des traces de marmorisation témoin d'un milieu lacustre. Le domaine est encore plus interne. Ces niveaux sont absents à l'approche de l'axe de l'anticlinal. Le domaine est donc strictement continental le long de l'axe et au nord-est de la zone.

Au sommet de ces alternances majoritairement marneuses, se déposent des calcaires gréseux jaunâtres (Figure 3-11) ou des sables fins carbonatés (faluns). Ces séries burdigaliennes non basales se déposent dans un environnement margino-littoral : chenaux de marées (F1-3, F2-14), plages à fort hydrodynamisme (F2-2, F2-13) et milieux supralittoraux (F2-3, F2-4, F2-7, F2-9).

Ces dépôts, formés pendant la phase de transgression burdigalienne, ont une épaisseur de 5 à 10 mètres. Ces sondages précisent la limite du trait de côte au Burdigalien. Au nord-est de la zone, les faluns deviennent plus marneux et présentent des niveaux d'encroutements (F2-5). Sur cette zone, les faciès sont comme précédemment plus internes qu'au sud ou à l'ouest.

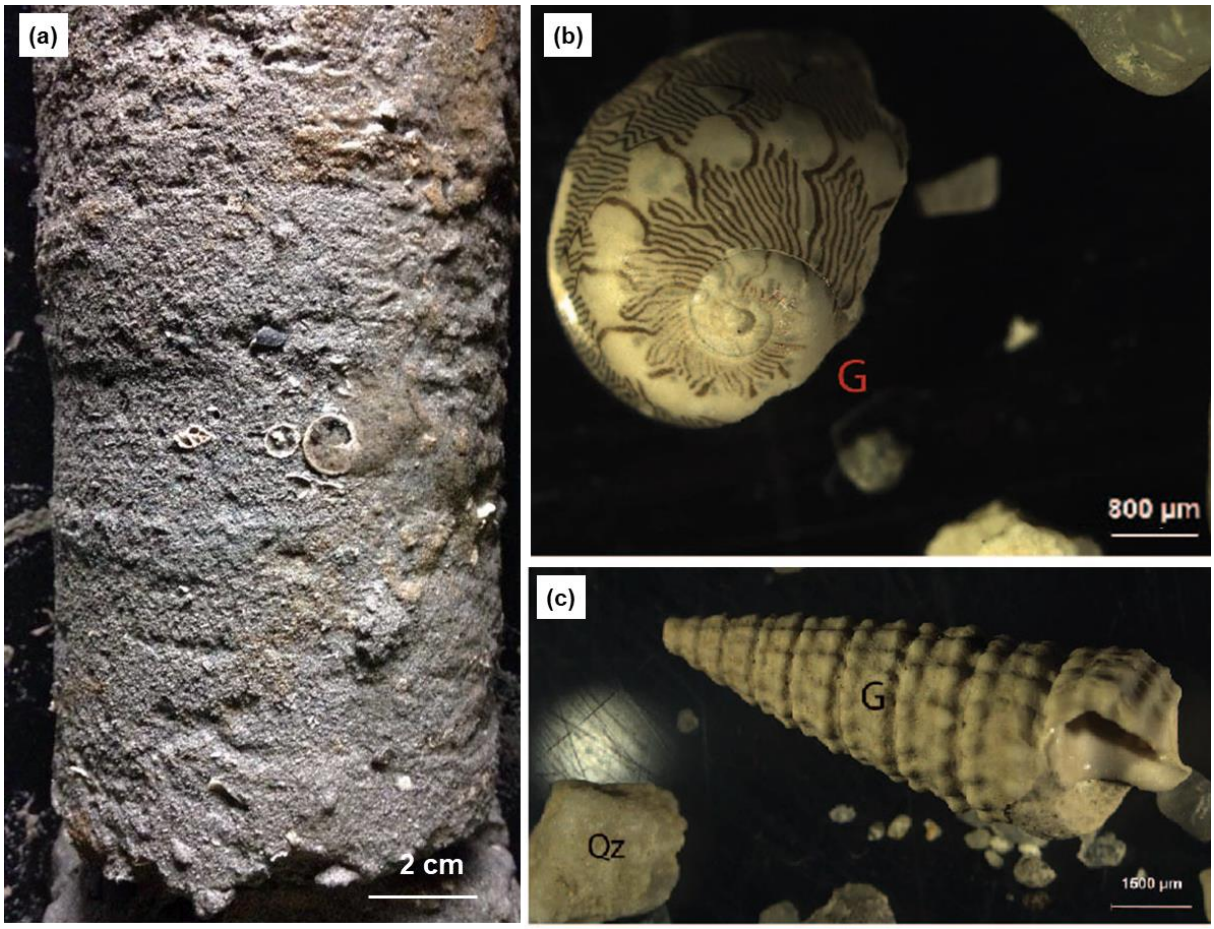


Figure 3-10 : faciès des marnes grises bioclastiques du Miocène inférieur (faluns), (a) Marnes silteuses grises bioclastiques (niveau riche en gastéropodes et foraminifères), carotte de F2-15, 33,5 m), (b) gastéropodes (G) issus des *cuttings* de F1-2, 19,3m, (c) gastéropodes issus des *cuttings* d'un niveau très bioclastique de F1-5, 37,39m, légende : G : gastéropode, Qz : quartz

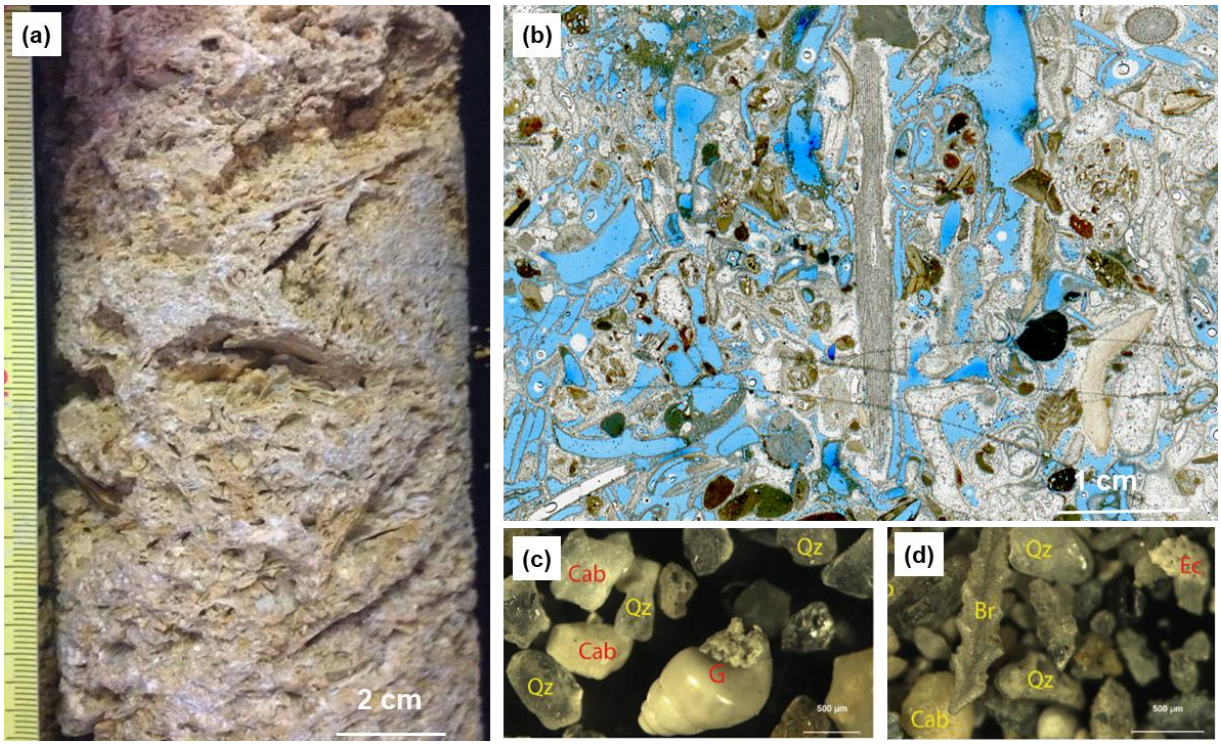


Figure 3-11 : faciès du calcaire gréseux à gastéropodes au Miocène inférieur, (a) Photographie d'un plug de calcaire *grainstone* gréseux bioclastiques jaunâtre à stratification oblique (F2-7, 22,65 m), (b) Lame mince associée à l'échantillon (a), (c) Gastéropodes (cuttings de F1-1, 25-26 m), (d) Bryozoaires et échinodermes (cuttings de F1-1, 33-35 m), légende : Qz : quartz, G : gastéropode, Cab : calcaire blanc, Br : bryozoaire, Ec : échinoderme

Au Miocène moyen, la Formation des Sables fauves recouvre toute la zone, excepté au droit des sondages F2-13 et F2-15 situés au centre de la zone d'étude et proches des affleurements (F2-11). Elle est constituée de sables carbonatés fins à très fins plus ou moins argileux de couleur jaune-ocre. Ces dépôts marins sont de faible épaisseur sur la structure anticlinale (inférieur à 5 mètres), et s'épaississent à l'ouest (10 mètres à Saint-Magne F1-3). Aucun dépôt du Miocène supérieur n'est rencontré.

Les formations plio-quaternaires

La couverture plio-quaternaire a une épaisseur de l'ordre de 20 mètres, elle s'amincit à l'approche des zones d'affleurement et des zones d'incision des cours d'eau. Les dépôts du Pliocène inférieur n'ont pas été rencontrés au droit des sondages.

Sur le flanc sud, les séquences des séries plio-quaternaires sont constituées de la Formation de Beliet (séquence 4), la Formation de Belin (séquence 5), la Formation de Castets/Marcheprime (séquence 6) et la Formation des Sables des Landes (Platel, 2008).

Au Prétiglien, base du Pliocène supérieur, des sables argileux se déposent surmontés par des argiles kaoliniques. La Formation d'Onesse-Beliet est clairement identifiée, au sud-est de la zone d'étude, au droit des sondages F1-1, F1-5, F2-4, F2-7 et F2-14.

Puis au Tiglien, des sables moyens à graviers blancs roulés se déposent. Ils sont recouverts par des sables fins blancs (sondages F1-1, F1-2, F1-3, F2-2, F2-4, F2-9 F2-14). Cette séquence correspond à la formation de Belin (Dubreuilh et al., 1995; Platel, 1992b).

Au Pléistocène, la base de la dernière séquence de comblement détritique, matérialisée par un niveau à petits graviers, est observée au droit du sondage F1-5. La suite de la séquence de Castets/Marcheprime est observée au droit du sondage F1-1 avec la présence de sables grossiers polygéniques. Elle est ensuite caractérisée par le dépôt de sables fins blancs anguleux (sondages F1-5, F2-11, F2-13, F2-14).

La formation des Sables des Landes recouvre la majorité de la zone d'étude. Elle est peu épaisse (moins de 5 mètres d'épaisseur au droit des sondages). Elle est constituée de sables fins éoliens (sondages F1-1, F1-5, F2-3, F2-13, F2-14 et F2-15).

Des alluvions sont rencontrées en sub-surface au droit des puits dans les sondages proches du ruisseau du Gât Mort (F2-3) et proche du Ciron (F1-4). Des niveaux d'alios sont parfois présents au sein de la première couche sableuse (F1-5, F2-11).

3.2.2. Vers une relecture de la stratigraphie

Les interprétations stratigraphiques présentées au paragraphe précédent ont découlés d' analyses biostratigraphiques précises (Bourdillon, 2018a, 2018b, 2018c). Elles permettent d'actualiser l'âge des formations étudiées dans un cadre biostratigraphique moderne.

Trouver des microfossiles ou ensemble de microfossiles représentatifs d'un intervalle de temps géologique précis s'est avéré parfois complexe. En effet, l'érosion polyphasée de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras a entraîné la dissolution des tests de foraminifères compliquant ainsi les diagnoses. Néanmoins, ces analyses ont permis de déterminer l'âge des formations crétacées au sommet de la série et d'actualiser le calage des affleurements crétacés malgré les phénomènes d'altération et la forte recristallisation des formations crétacées (Bourdillon, 2018a, 2018c).

Les formations du Néogène ont pu être datées précisément (sous-étage). Seuls les résultats des échantillons du Burdigalien ont une précision plus faible. Ils ont été affectés de manière indifférenciée au Miocène inférieur à moyen (biozones M2 et M3 de la classification des foraminifères planctoniques) (Bourdillon, 2018b).

Les formations traversées par les sondages de reconnaissance géologique ont pu être datées (Tableau 2). Les intervalles où des interrogations subsistent sont les intervalles en perte totale (sondages F2-10 et F1-

Tableau 2: affectations stratigraphiques des sondages de reconnaissance géologique et profondeurs des formations rencontrées (abs : absent)

Côtes base séries en mètre NGF	Ouest																Est
Sondages	**F2-4**	**F1-3**	**F2-1**	**F2-7**	**F1-5**	**F2-9**	**F2-2**	**F2-3**	**F2-10**	**F2-13**	**F2-14**	**F2-15**	**F1-1**	**F2-5**	**F1-2**	**F2-11**	**F1-4**
Altitude repère/ m NGF	65,0	67,3	68,4	60,9	66,1	66,4	63,6	68,3	69,2	70,7	77,8	75,5	67,0	80,2	78,3	43,8	68,1
Quaternaire	28,6	41,0	31,4	51,9	42,1	39,9	52,6	56,8	49,2	63,2	54,2	50,3	50,0	69,2	61,8	32,9	50,6
Miocène supérieur	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs
Miocène moyen	abs	35,8	26,4	48,7	abs	36,4	49,6	abs	45,2	abs	49,7	abs	?	68,9	?	abs	abs
Miocène inférieur	> 24,2	24,3	25,4	36,9	25,1	25,2	30,6	46,8	39,2	58,5	40,8	34,6	31,0	42,9	48,3	abs	31,1
Oligocène supérieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	?	abs	abs	abs	?	abs	abs	abs	?
Oligocène inférieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	?	abs	> 25,8	> 24,3	9,0	34,5	abs	23,5	20,1
Eocène supérieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs			abs	abs	abs	abs	abs
Eocène moyen		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs			abs	30,2	abs	> 7,3	abs
Eocène inférieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs			abs	abs	abs		abs
Paléocène		abs	abs	33,5	19,1	16,6	30,6	42,0	abs	52,7			abs	26,2	31,3		abs
Campanien-Maastrichtien		?	abs	> 10,9	> -33,9	> 12,6	> 17,5	> 33,53	>-30,8	> 32,7			> -9	> 26	> -2,2		> -31,9
Conacien-Santonien-Turonien		?	abs														
Cénomanien		> -33,7	-81,6														
Côte fin sondage /m NGF	24,2	-33,7	-81,6	10,9	-33,9	12,6	17,5	33,5	-75,8	32,7	25,8	24,3	-9,0	26,0	-2,2	7,3	-31,9

Profondeurs en mètre sondeur	Ouest																Est
Sondages	**F2-4**	**F1-3**	**F2-1**	**F2-7**	**F1-5**	**F2-9**	**F2-2**	**F2-3**	**F2-10**	**F2-13**	**F2-14**	**F2-15**	**F1-1**	**F2-5**	**F1-2**	**F2-11**	**F1-4**
Altitude repère/ m NGF	65,0	67,3	68,4	60,9	66,1	66,4	63,6	68,3	69,2	70,7	77,8	75,5	67,0	80,2	78,3	43,8	68,1
Quaternaire	36,4	26,3	37,0	9,0	24,0	26,5	11,0	11,5	20,0	7,5	23,6	25,2	17,0	11,0	16,5	11,0	17,5
Miocène supérieur	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs
Miocène moyen	abs	31,5	42,0	12,2	abs	30,0	14,0	abs	24,0	abs	28,1	abs	?	11,3	?	abs	abs
Miocène inférieur	> 40,8	43,0	43,0	24,0	41,0	41,2	33,0	21,5	30,0	12,2	37,0	40,9	36,0	37,3	30,0	abs	37,0
Oligocène supérieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	?	abs	abs	abs	?	abs	abs	abs	?
Oligocène inférieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	?	abs	> 52,0	> 51,2	58,0	45,7	abs	20,3	48,0
Eocène supérieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs			abs	abs	abs	abs	abs
Eocène moyen		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs			abs	50,0	abs	> 36,5	abs
Eocène inférieur		abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs	abs			abs	abs	abs		abs
Paléocène		abs	abs	27,4	47,0	49,8	33,0	26,3	abs	18,0			abs	54,0	47,0		abs
Campanien-Maastrichtien		?	abs	> 50,0	> 100,0	> 53,8	> 46,1	> 34,8	>100	> 98,0			> 76,0	> 54,2	> 80,5		> 100,0
Conacien-Santonien-Turonien		abs	abs														
Cénomanien		> 101	>150														
Profondeur fin sondage /m sondeur	40,8	101,0	150,0	50,0	100,0	53,8	46,1	34,8	145,0	38,0	52,0	51,2	76,0	54,2	80,5	36,5	100,0

3.2.3. Structuration de l'anticlinal : architecture des biseaux sédimentaires et extension des lacunes

La mise en cohérence des données de puits préexistants avec les données nouvellement acquises permet une meilleure compréhension de la structure de Villagrains-Landiras. Les coupes géologiques (Figure 3-12) viennent compléter les données 1D de puits. Elles permettent la visualisation spatiale des extensions et des épaisseurs des séries ainsi que la localisation des structures faillées (Figure 3-12 à Figure 3-17).

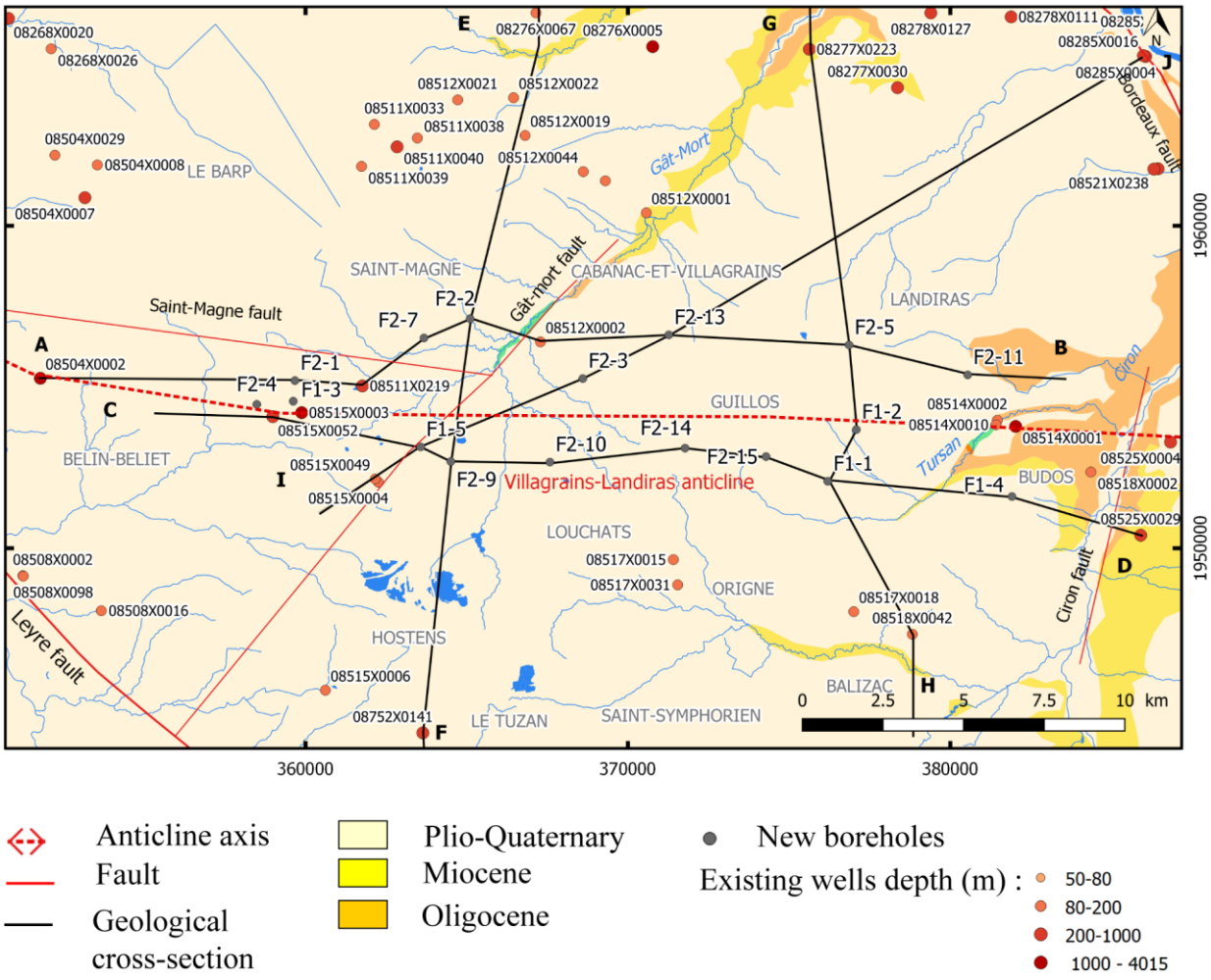


Figure 3-12 : coupes géologiques présentées et localisation des puits sur fond géologique

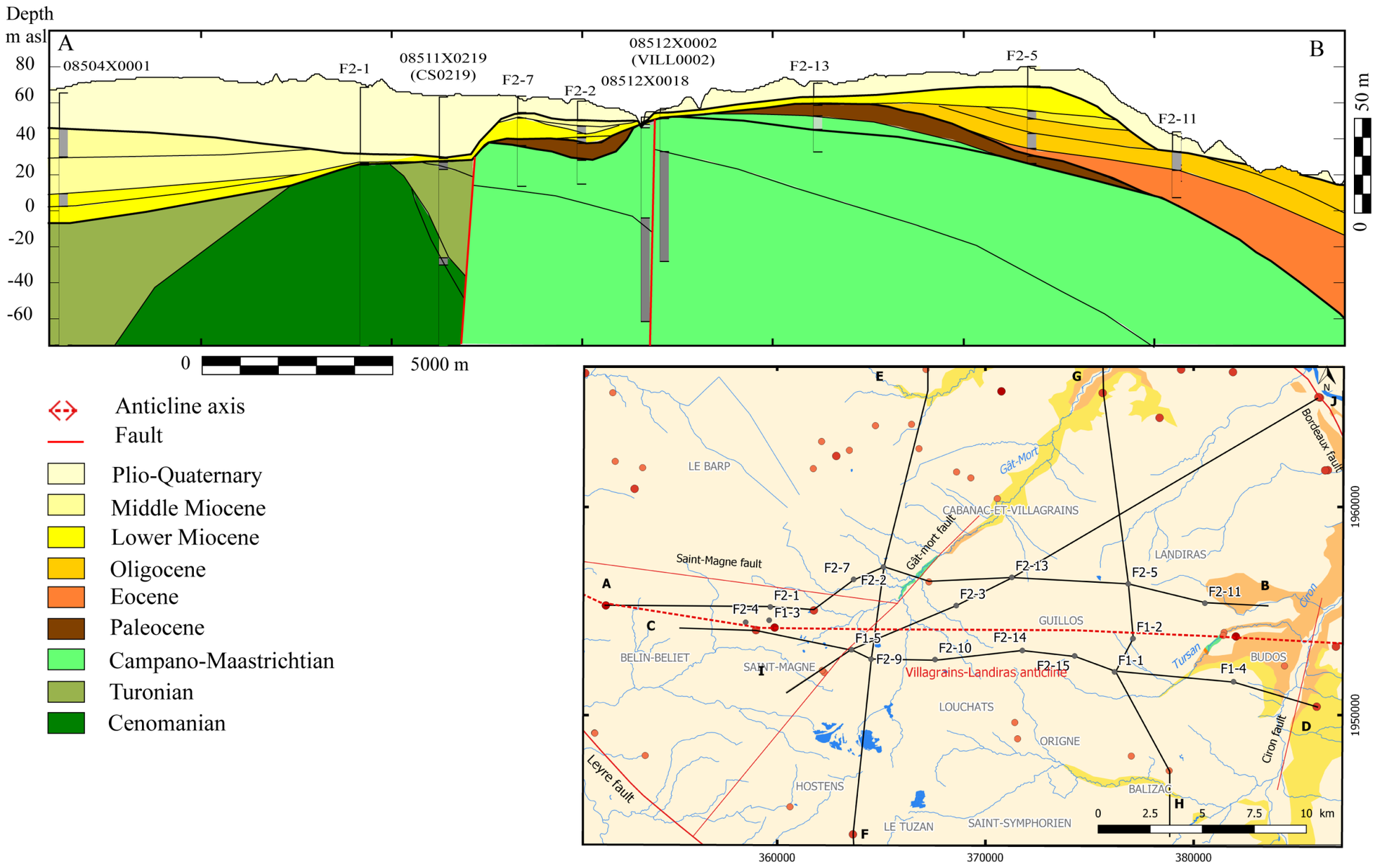


Figure 3-13 : coupe géologique ouest/est sur le flanc nord de l'anticlinal de Villagrains-Landiras

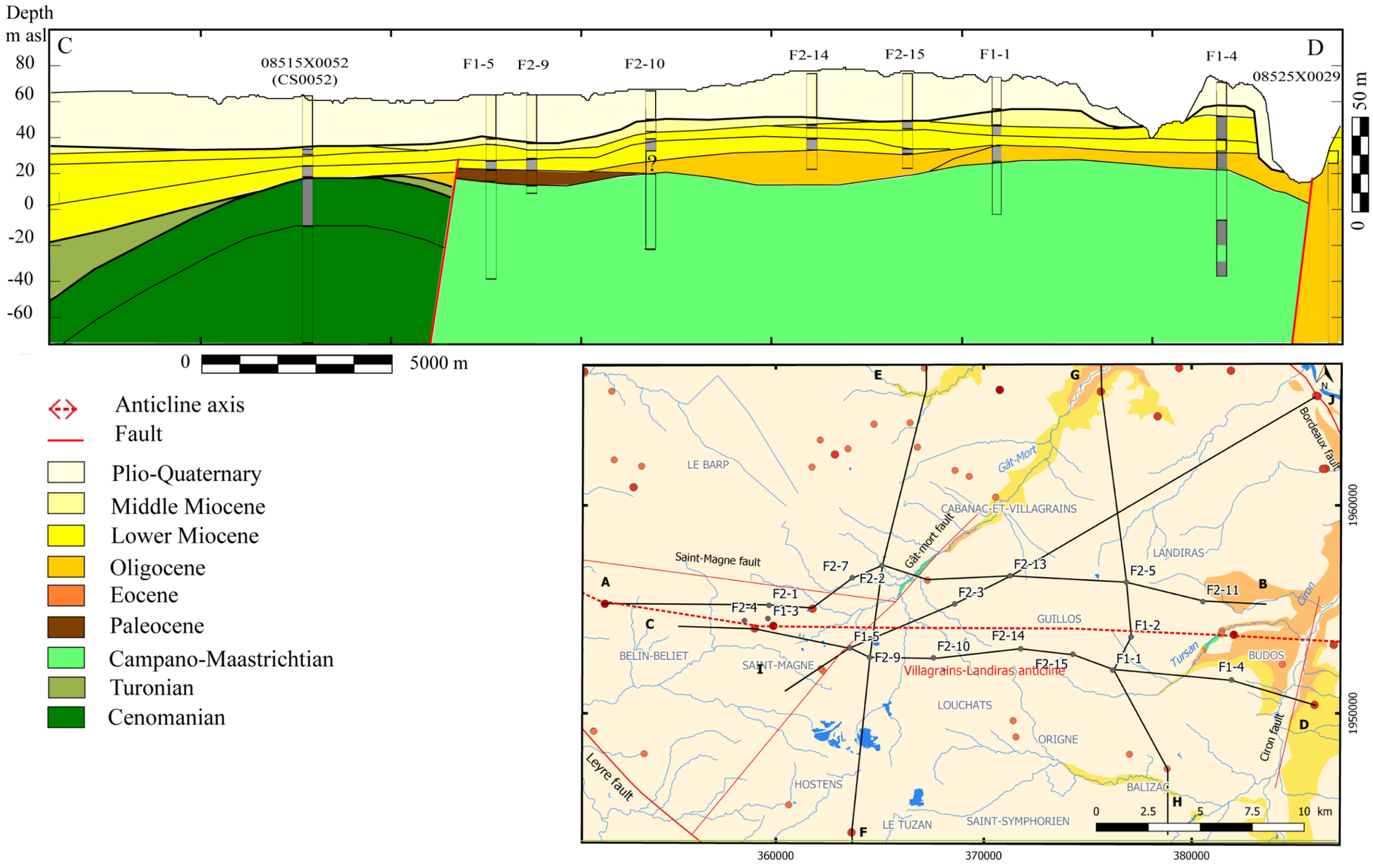


Figure 3-14 : coupe géologique ouest/est sur le flanc sud de l'anticlinal de Villagrains-Landiras

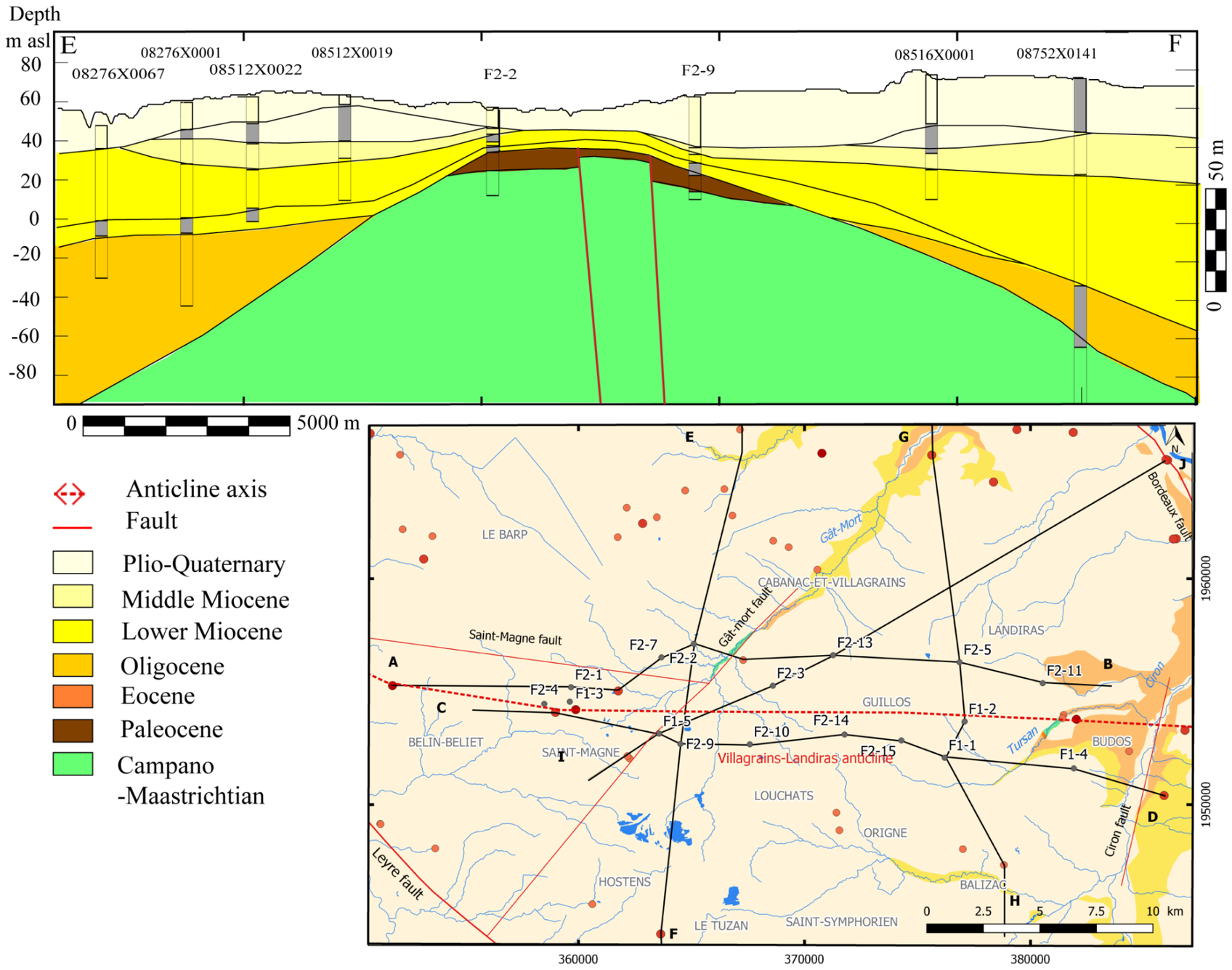


Figure 3-15 : coupe géologique nord/sud de l'anticlinal entre Saucats et Hostens

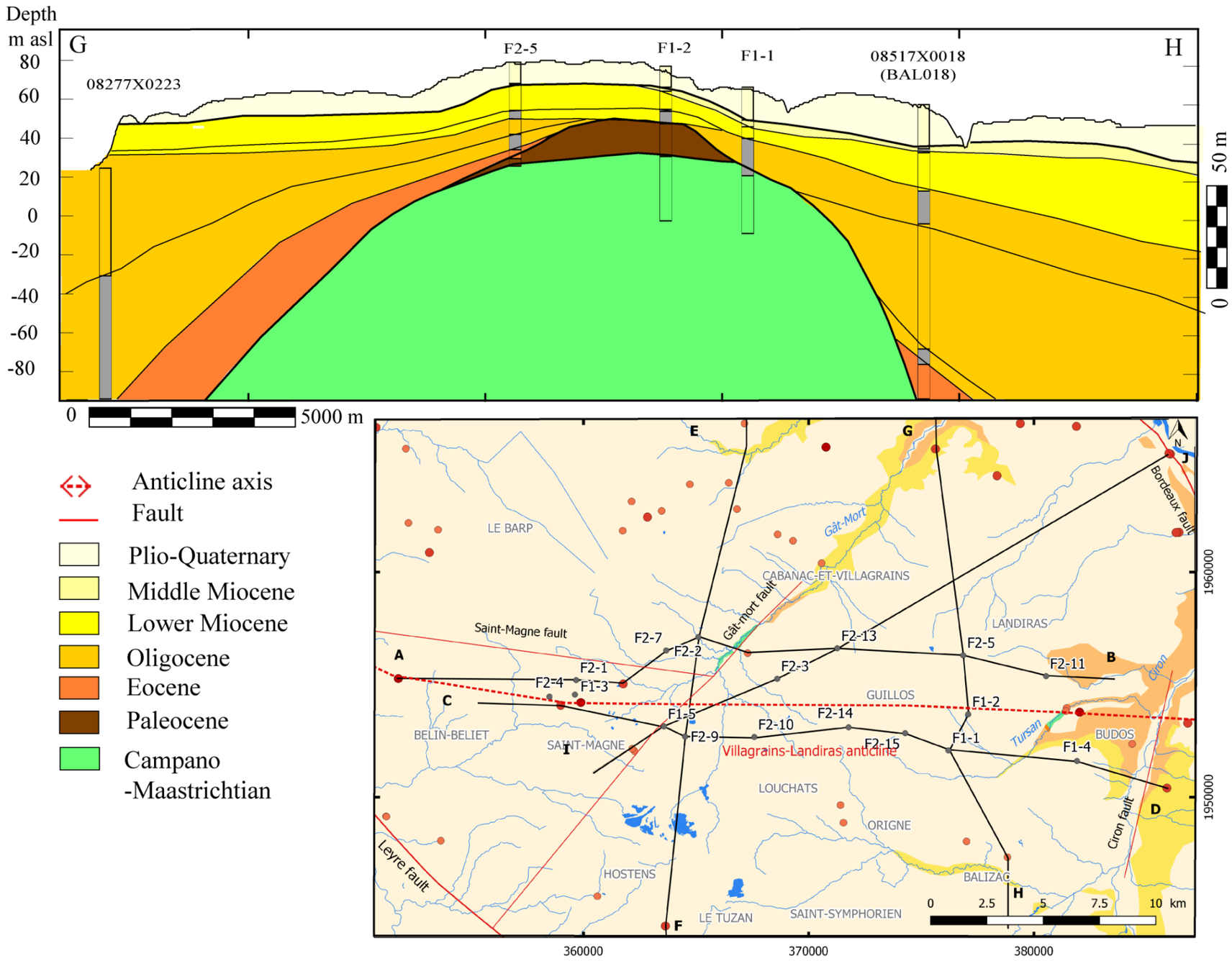


Figure 3-16 : coupe géologique nord/sud de l'anticlinal entre Saint-Selve et Balizac

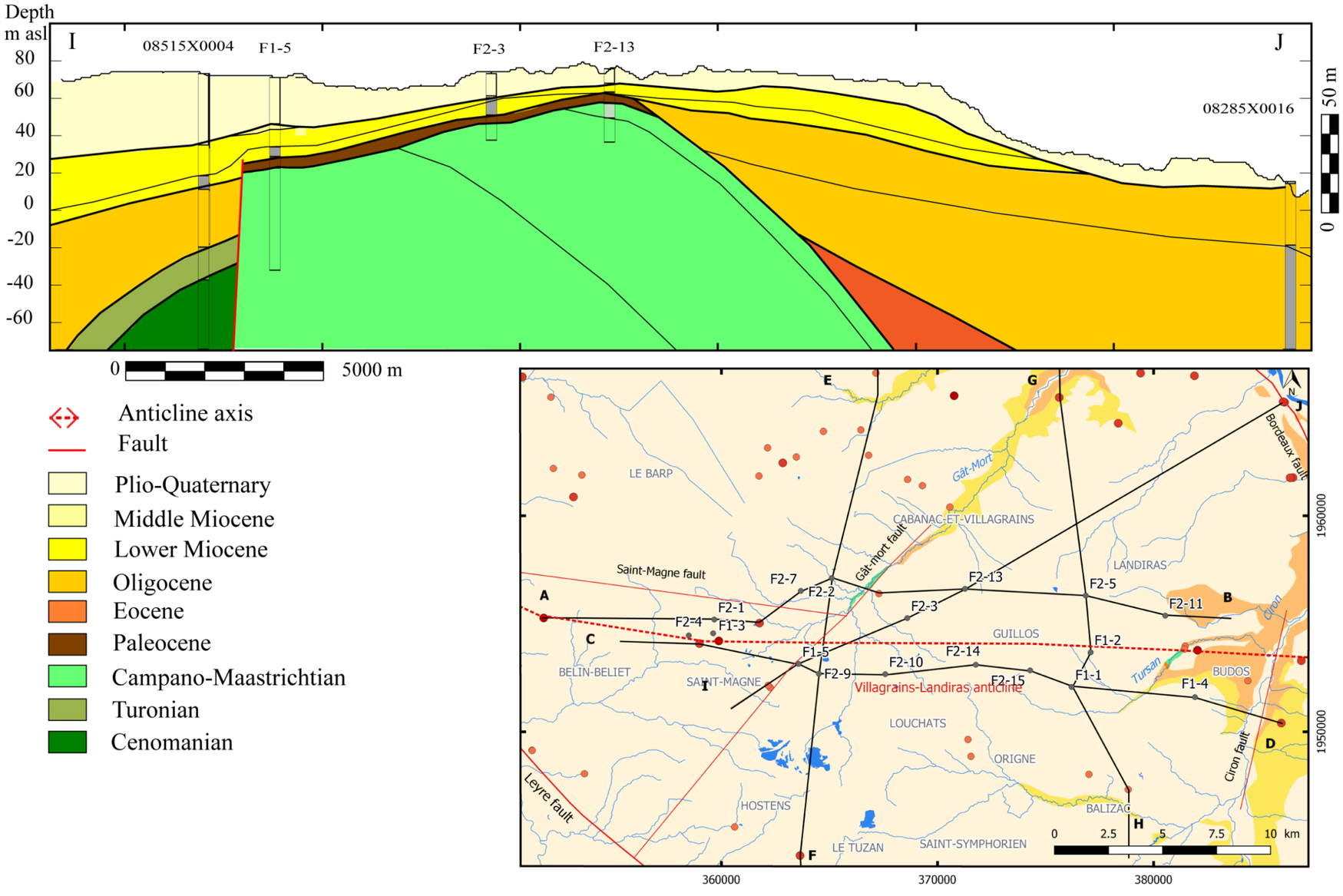


Figure 3-17 : coupe géologique sud-ouest/nord-est de l'anticlinal entre Saint-Magne et Podensac

Le Cénomanien et le Campano-Maastrichtien sont latéralement mis en contact par les failles de Saint-Magne et du Gât-mort (Figure 3-13, Figure 3-14 et Figure 3-17). La zone dans laquelle le Cénomanien est en contact direct avec le Tertiaire a été précisée grâce aux forages effectués à Saint-Magne. Le Turonien, peu épais au droit des forages 08515X0004 et 08511X0219, est absent au cœur de l'anticlinal à Saint-Magne (F2-1 et 08515X0052), (Figure 3-19 (a)).

Le Campano-Maastrichtien a été atteint au droit de 12 sondages permettant une bonne caractérisation de sa nature, sa géométrie, son extension et son affectation biostratigraphique (jusqu'au sous-âge). Un pendage moyen des couches campano-maastrichtiennes est dessiné mais en l'absence de profil sismique et de puits proches.

L'extension des altérites paléocènes a été précisée le long de l'axe de l'anticlinal (Figure 3-18). Son épaisseur est maximale à Landiras (Figure 3-16). Seules les altérites des formations du Campano-Maastrichtien sont présentes. La répartition spatiale du niveau d'altération des calcaires du Campano-Maastrichtien que ce soit au sein des nodules calcaires, des niveaux à Microcodium ou des surfaces d'érosion permet de préciser les zones émergées ou à faible tranche d'eau à la fin du Maastrichtien et au Paléocène. La zone de Landiras était probablement une zone plus haute topographiquement où la formation et la conservation des altérites du Paléocène a été possible. Les formations du Cénomanien et du Turonien en contact avec le Tertiaire ont subi une légère altération qui n'a pas abouti à la formation d'une altérite.

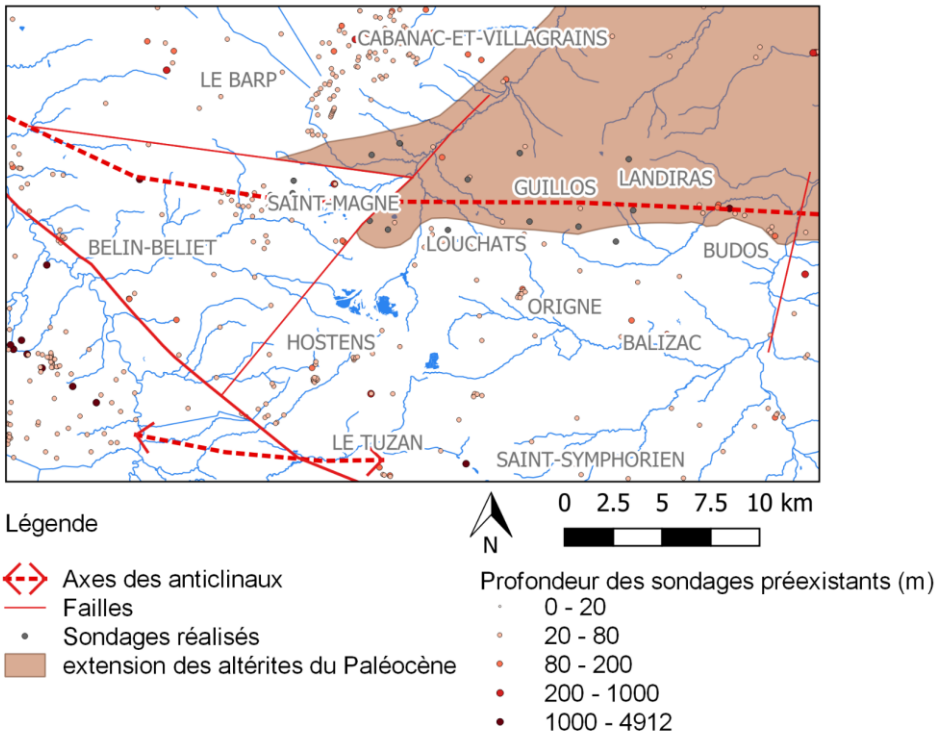


Figure 3-18: extensions de la formation des altérites du Paléocène

Les forages, en particulier F2-5, ont spécifié la localisation de la limite d'extension de la formation de l'Éocène moyen (Figure 3-13 et Figure 3-19 (b)). Il est difficile, à l'aide uniquement

de ces coupes de déterminer si les couches qui s'amincissent sont des biseaux (syn-tectonique) ou si la formation a été érodée en son sommet créant ainsi son amincissement. Les profils sismiques permettent de répondre à cette interrogation. En effet, le long des profils 94B2/94M2 et de la Ligne Régionale3 des biseaux et des troncatures d'érosion sont visibles (§2.3.1.2). L'Éocène s'amincit fortement autour de la structure anticlinale. Ce fort amincissement est dû à la fois au biseautage des formations pendant la compression pyrénéenne et à leur érosion croissante à l'approche de l'axe (Labat et al., 2018).

L'épaisseur des formations oligocènes varie également le long de l'axe. Un épaississement de l'Oligocène est observé à Guillos (Figure 3-14). De nombreuses surfaces d'érosion le long de la série oligocène y sont rencontrées (F2-14, F2-15). Sur le plateau de Budos, le sondage F1-4 a révélé une très faible épaisseur des formations oligocènes par rapport aux puits existants sur le reste de la commune et dans la vallée du Ciron plus généralement. Ici, la faille du Ciron met en contact les formations oligocènes peu épaisses et le Campano-Maastrichtien à l'ouest d'une part, avec une épaisse série oligocène à l'est d'autre part.

Le Miocène se dépose en discordance sur les formations plus anciennes. A l'est, sa limite d'extension est précisée grâce notamment au sondage F2-11 (Figure 3-19 (d)).

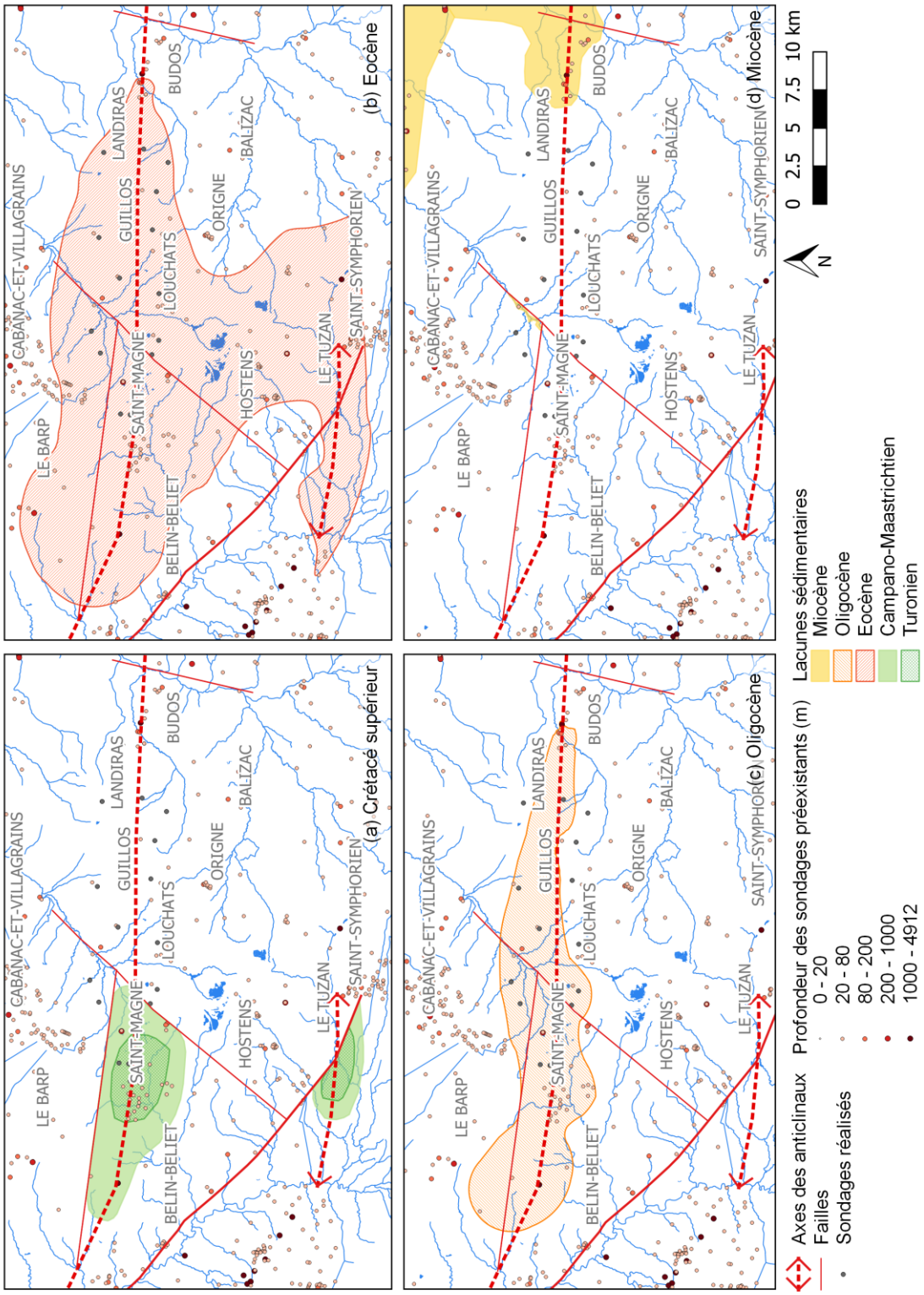


Figure 3-19: lacunes sédimentaires (modifié d'après Labat et al., 2018)

3.2.4. Propriétés réservoir

3.2.4.1. Méthode d'analyses pétrophysiques

La perméabilité et la porosité sont deux paramètres communément utilisés pour caractériser les propriétés réservoir des roches. Les mesures sont faites à partir des échantillons de carottes forées dans le cadre de ces travaux, à savoir 51 échantillons pour les mesures de perméabilité et 55 échantillons pour la porosité (Annexe C)

La perméabilité est mesurée à l'aide d'un perméamètre à air à charge variable (IFP4), (Annexe B). Au préalable des essais de perméabilité, les carottes ont été découpées en cylindres dans le sens de la longueur. Par conséquent, la valeur de perméabilité mesurée correspond à la perméabilité verticale. Le diamètre des carottes forées (8 cm) permet difficilement une découpe du plug à l'horizontale. La valeur de perméabilité est à ce titre minimisée dans les formations non isotropes. C'est le cas des formations à litages argileux par exemple. Cette valeur de perméabilité verticale reflètera bien le comportement de la formation lors des phénomènes de recharge qui impliquent des flux verticaux.

La porosité est mesurée via le porosomètre mercure (AutoporeIV) (Annexe B). Les pores sont classés en fonction de leur taille : nanopores (ou espace interfoliaire), micropores, mésopores et macropores (Figure 3-20). Plusieurs classifications existent (Cerepi et al., 2002; Lucia, 1995; Luo and Machel, 1995). Celle utilisée est la classification de Cerepi et al., 2002 car bien adaptée aux gammes de taille de pores rencontrées à Villagrains-Landiras.

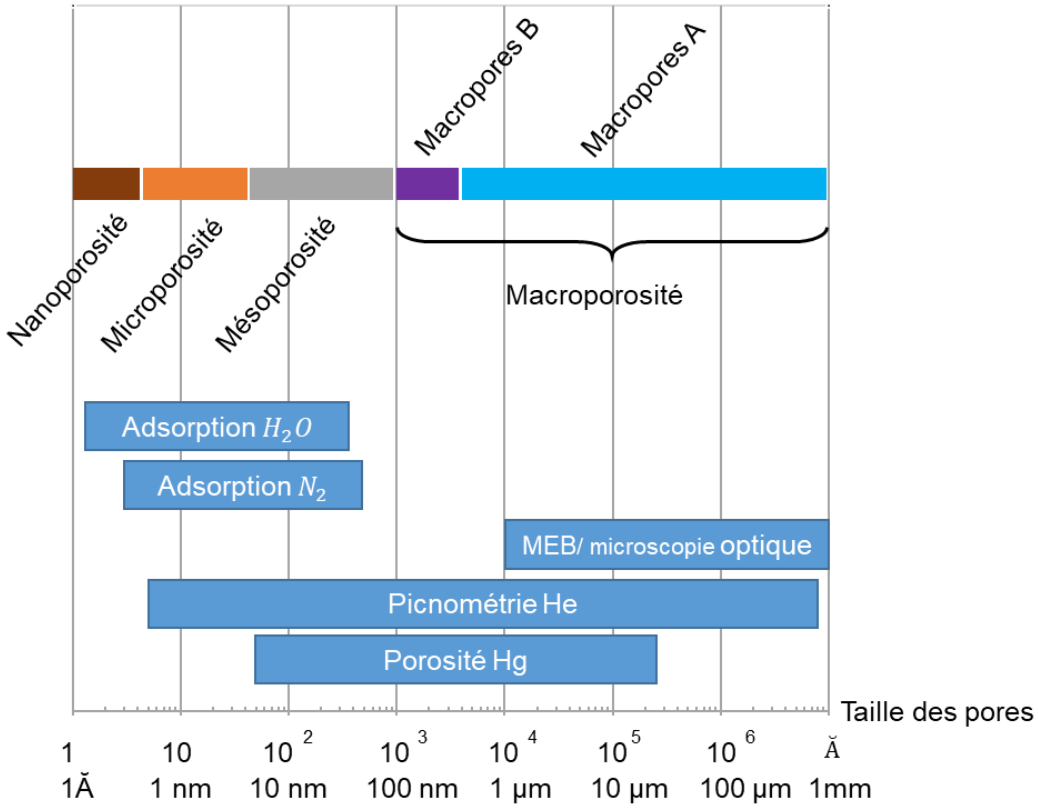


Figure 3-20: classification de la taille des pores dans les roches carbonatées et techniques analytiques associées (modifié d'après Marty, 2006 en regard de la classification de Cerepi et al., 2002)

3.2.4.2. Propriétés réservoir des faciès rencontrés

Les résultats des essais de perméabilité intrinsèque sont présentés en fonction de la porosité totale (Figure 3-21). A l'issu de la caractérisation des macrofaciès et de l'observation des faciès au microscope optique, plusieurs unités sédimentaires et stratigraphiques ont émergé. Ces groupements ont été repris pour caractériser l'hétérogénéité des unités lithostratigraphiques établies précédemment. Au sein de chaque groupement retenu, les formations échantillonnées présentent des propriétés réservoir similaires. Les résultats pour chaque échantillon sont présentés ci-dessus (Figure 3-21) et en Annexe C.

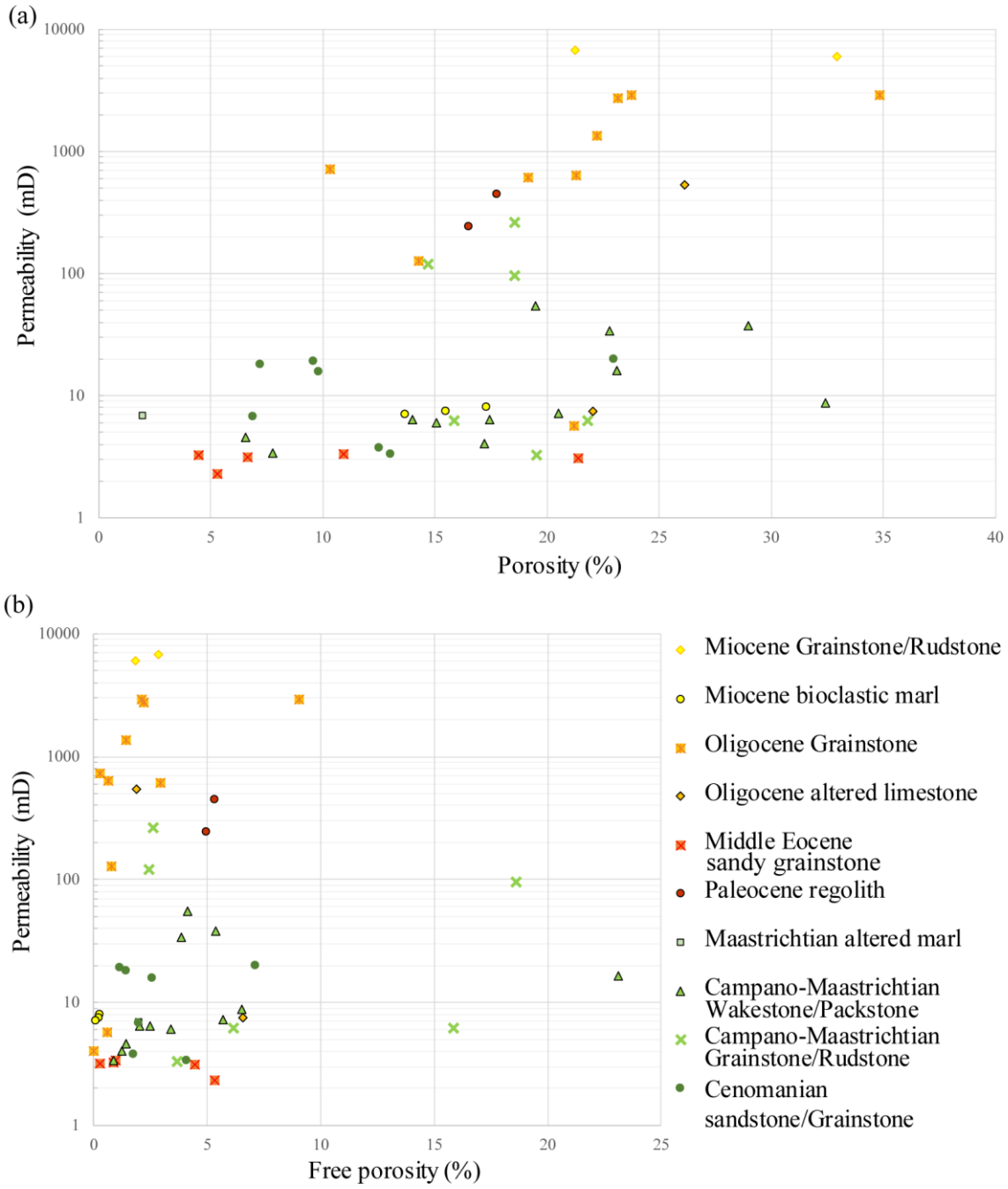


Figure 3-21: perméabilité intrinsèque : (a) en fonction de la porosité totale ; (b) en fonction de la porosité libre

Les échantillons des formations du Cénomanien ont une porosité moyenne de 11 ±5% et une perméabilité moyenne de 12 ±7 mD (Tableau 3). L'écart entre les mesures est dû à des variations de faciès au sein de la formation. Les faciès qui sont plus gréseux sont légèrement moins poreux et perméables. Leur perméabilité moyenne est de 5 ±3 mD et leur porosité moyenne est de 10 ±3% alors que les faciès calcaires *grainstone* à *packstone* ont en moyenne des perméabilités de 18 ±2 mD et des porosités de 12 ±6%. Cet écart n'est pas suffisamment significatif conséquent pour les séparer en deux classes de lithofaciès.

En revanche, les faciès calcaires du Campano-Maastrichtien présentent des écarts de valeurs de perméabilité et porosité importants (Tableau 3). Ils sont divisés en deux groupes de textures : les textures *grainstone* voire *rudstone* et les textures *packstone* à *wakestone*. Après classification en deux groupes de faciès, seuls les écarts-types des valeurs de perméabilité demeurent importants. L'écart est de 92 mD pour une perméabilité moyenne des *grainstones* à *rudstones* de 82 mD et de 16 mD pour une perméabilité moyenne des *packstones* à *wakestones* de 16 mD. L'écart entre les résultats au sein de ces deux groupes de faciès est dû à des différences d'altération du Campano-Maastrichtien. En effet, les échantillons prélevés au sommet de ces formations sont plus altérés qu'à la base. Par ailleurs, la partie altérée est plus épaisse au droit des puits proches de l'axe de l'anticlinal. Des cavités se créent à proximité de l'axe de l'anticlinal comme l'attestent les résultats des échantillons prélevés au droits du puits F2-3 qui présentent une porosité supérieure à 15%. Une variabilité d'altération en fonction de la profondeur et en fonction de l'éloignement de l'axe peut expliquer cette hétérogénéité. Par exemple, au droit du sondage F2-2, les calcaires *grainstones* altérés au sommet de la série campano-maastrichtienne ont une perméabilité de 55 mD et une porosité de 20%. Toujours dans le même forage, à trois mètres de profondeur au-dessous, le calcaire présente un faciès similaire, mais moins altéré. Il possède une perméabilité de 3 mD et une porosité de 15%.

Les altérites du Paléocène présentent des valeurs de perméabilité supérieures à 200mD (Figure 3-22). Cette forte valeur n'est pas représentative de la forte composante argileuse de la formation. Cette anomalie peut s'expliquer par la présence de fissures entre les nodules de calcaires altérés et la matrice argileuse crées suite à la mise en étuve de l'échantillon. La porosité totale moyenne est de 18 ±7%.

Les échantillons de l'Éocène moyen ont de faibles perméabilités (moins de 10 mD) et des porosités totales variables (de 5 à 21%). La porosité est créée essentiellement par dissolution des bioclastes.

Les calcaires altérés de la base de l'Oligocène présentent des porosités entre 10 et 15 %, et des perméabilités faibles (inférieures à 10 mD). Au sommet de cette formation, les calcaires oligocènes présentent des gammes de porosité similaires (en moyenne 24 ±2%). En revanche, leurs perméabilités présentent des écarts beaucoup plus importants allant de 7 à 537 mD.

Les calcaires *grainstones* de l'Oligocène inférieur ont des perméabilités supérieures à 128 mD. Elles sont en moyenne de 1479 ±1159 mD et peuvent atteindre 2917 mD. Les valeurs de porosité sont également importantes (en moyenne 21 ±6%). En cela, cette dernière formation est considérée comme un très bon réservoir.

Les valeurs de porosité des marnes bioclastiques du Miocène varient entre 13 et 17% (Figure 3-22). Les perméabilités, elles, sont faibles (entre 7 et 8 mD). Les porosités efficaces sont également extrêmement faibles. Cette unité constitue l'éponte de l'aquifère de l'Oligocène décrite précédemment (Figure 3-21 (b)).

Les perméabilités des faciès *grainstones* à *rudstones* du Miocène sont supérieures à 5000 mD et leurs porosités totales sont supérieures à 20% (Tableau 3). En revanche, les porosités efficaces sont plus faibles (en moyenne 2,5%). Même si l'essentiel de la porosité n'est pas connecté, la formation des *grainstones* à *rudstones* du Miocène est un très bon réservoir.

Tableau 3: moyenne des valeurs de perméabilité intrinsèque et de porosité totale et leurs écart-types associés

Groupement de faciès	Perméabilité moyenne (mD)	Ecart type perméabilité	Porosité totale moyenne (%)	Ecart type porosité totale
Grainstone et *Grainstone* gréseux du Cénomanien	12,47	6,93	11,37	4,83
Grainstone à *Rudstone* du Campano-Maastrichtien	81,86	92,37	18,20	2,34
Wakestone à *Packstone* du Campano-Maastrichtien	15,79	16,20	20,50	9,243
Marnes altérées du Maastrichtien	6,94	-	1,96	-
Altérites du Paléocène	343,48	99,48	20,56	9,23
Grainstone et grès de l'Éocène moyen	3,04	0,38	9,75	6,25
Calcaire altéré de l'Oligocène inférieur	182,67	250,24	24,14	2,00
Grainstone de l'Oligocène inférieur	1479,64	1159,46	21,35	6,10
Marnes bioclastiques du Miocène inférieur	7,50	0,41	15,50	1,48
Grainstone à *Rudstone* du Miocène inférieur	6378,50	378,50	27,13	5,87

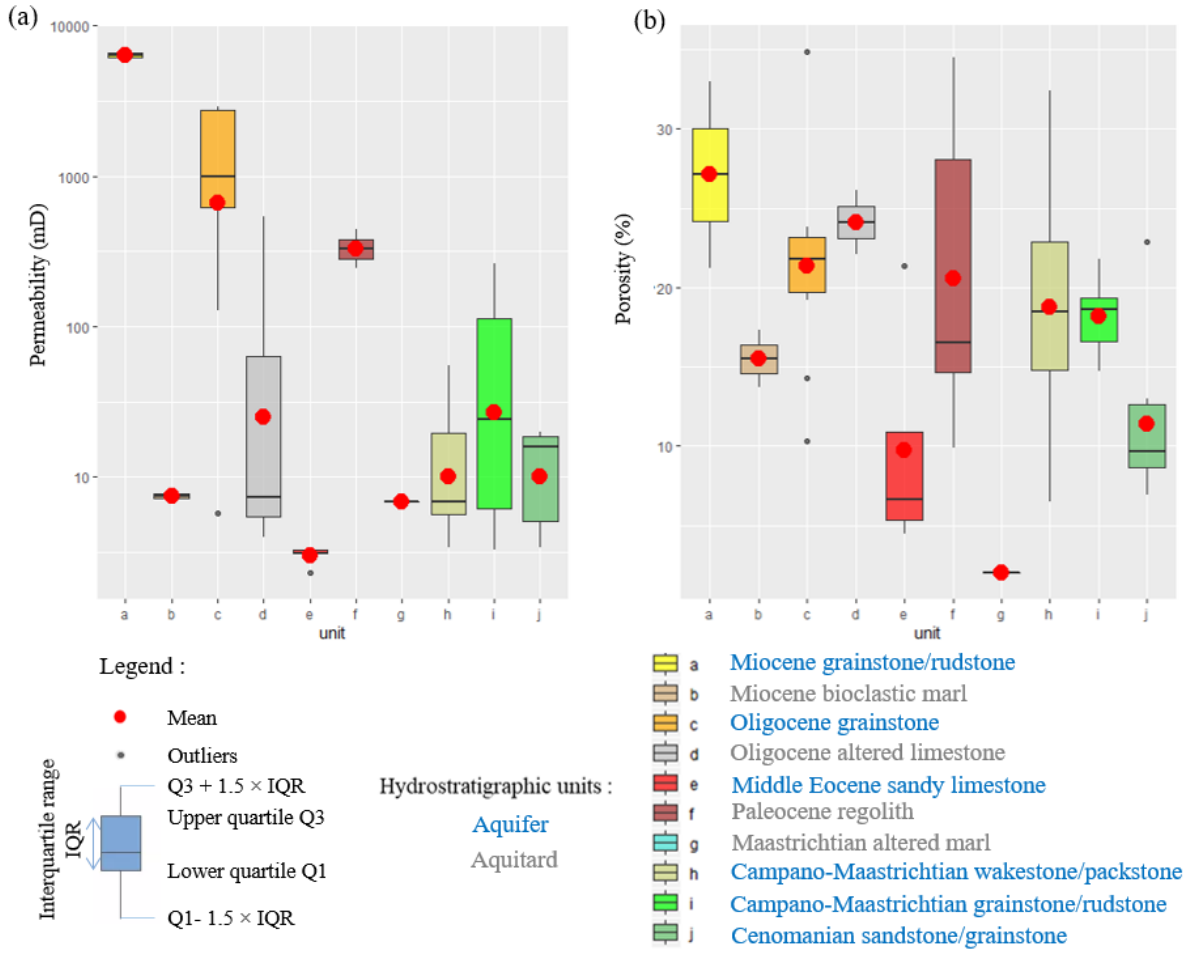


Figure 3-22: variabilité des propriétés réservoir pour chaque unité lithostratigraphique (a) valeurs de perméabilité intrinsèque ; (b) valeurs de porosité totale (Labat et al. 2021)

3.2.4.3. Caractérisation du réseau poreux

Les valeurs de porosité totale et de perméabilité ne permettent pas à elles seules de comprendre les modalités d'écoulement. La connaissance de la répartition de la taille des pores est nécessaire.

Les calcaires *grainstones* et les grès calcaires du Cénomanien sont composés majoritairement de macropores B (7 ±4% en moyenne) et de macropores A (10 ±2% en moyenne). La proportion des mésopores est faible. La porosité libre est de 3 ±2% en moyenne. Là encore, une différence est observable entre les faciès *grainstones* et les faciès plus gréseux. Les faciès plus gréseux ont des valeurs de porosité libre plus faibles. Les écarts entre ces différentes valeurs restent toutefois assez faibles (4% maximum) pour distinguer ces deux unités.

Les faciès *grainstones* et *rudstone*s des calcaires du Campano-Maastrichtien présentent une forte proportion de macropores B. La porosité est relativement bien connectée : plus de

50% de la porosité totale correspond à la porosité libre. La porosité des faciès *wakestones* et *packstones* est composée d'une proportion plus importante de mésopores. Malgré un faible diamètre moyen de pores, la porosité libre est importante (8 ± 7%).

La porosité des altérites du Paléocène est majoritairement composée par des mésopores. Les fortes valeurs de porosité libre sont, comme pour les essais de perméabilité, dûes à la mise en étuve des échantillons argileux qui peut créer des microfissures entre l'argile et les nodules calcaires augmentant artificiellement les valeurs de porosité libre. Cette formation peut tout de même être considérée comme unité éponte.

Les calcaires *grainstones* gréseux de l'Éocène possèdent des macropores A et B ainsi que des mésopores en proportion égale. Les valeurs de porosité totale et porosité libre restent faibles (1 ±1%).

Les calcaires altérés de l'Oligocène possèdent une forte proportion de macropores B. Les pores sont relativement bien connectés. La porosité libre est en moyenne de 4 ±2%.

La porosité des *grainstones* de l'Oligocène est majoritairement composée de macropores A. En revanche, la majorité de la porosité est piégée. Ils ont de faibles valeurs de porosité libre 2 ±2% (Figure 3-23 (b)).

Les marnes bioclastiques du Miocène ont exclusivement une porosité non connectée. La valeur absolue de porosité libre est seulement de 0,08% (Figure 3-23 (b)). Ces résultats sont cohérents avec les faibles valeurs de perméabilité mesurées au sein de cette unité éponte.

La porosité des *grainstones* du Miocène est majoritairement composée de macropores A (Figure 3-23 (a)). Tout comme les *grainstones* de l'Oligocène, la porosité libre absolue est supérieures à 2% (Figure 3-23 (b)). Même si la proportion de porosité piégée est importante, la connexion des pores permet une bonne circulation des fluides.

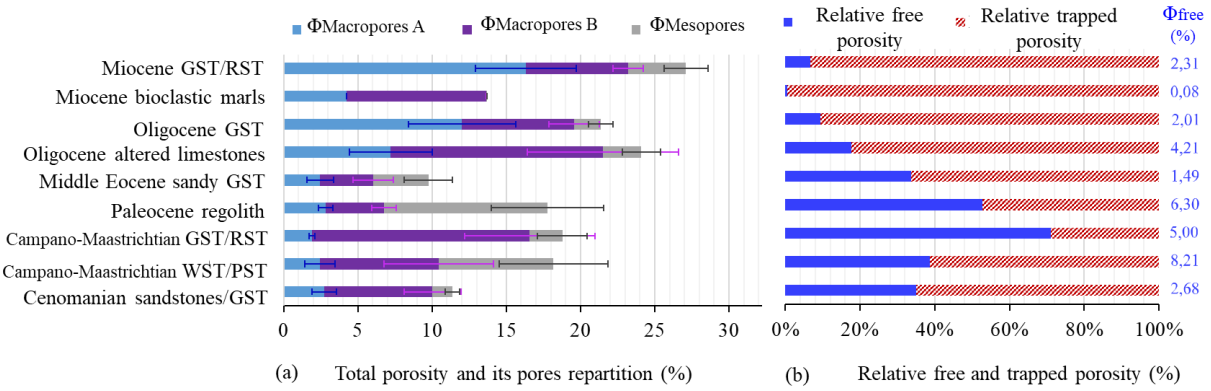


Figure 3-23: caractérisation de la porosité ; (a) distribution des porosités absolues moyennes des unités : macropores A, macropores B et mésopores ; (b) distribution des porosités relatives efficaces et piégées moyennes des unités et valeurs des porosités libres moyennées correspondantes

3.3. Impact de l'altération polyphasée aux abords de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras sur les propriétés réservoir

3.3.1. Les processus d'altération et leur impact local

L'hétérogénéité des propriétés de certaines formations mis en évidence précédemment est dû à des différences de niveau d'altération. C'est le cas des calcaires du Campano-Maastrichtien, des argiles du Paléocène. Les calcaires de l'Éocène moyen, de l'Oligocène et du Miocène sont également affectés par divers phénomènes d'altération.

Les processus d'altération sont le résultat des interactions entre différentes phases présentes à la surface ou dans le sous-sol : la phase solide (constituée par la matrice rocheuse), la phase liquide (l'eau et ses substances en solution) et la phase gazeuse (composée notamment par le CO_2), (Figure 3-24). Ces processus sont contrôlés par la solubilité des minéraux composants la roche, la structure de la roche, le climat, l'environnement tectono-sédimentaire (proximité de structures cassantes…), la présence d'une couverture pédogénique et végétale, la durée d'exposition aux processus d'altération. Le contrôle de l'altération par la tectonique n'est pas toujours mis en avant. Il est néanmoins décisif puisque qu'il provoque la formation d'accident structuraux tels que les failles qui favorisent la circulation des fluides à l'origine de l'altération.

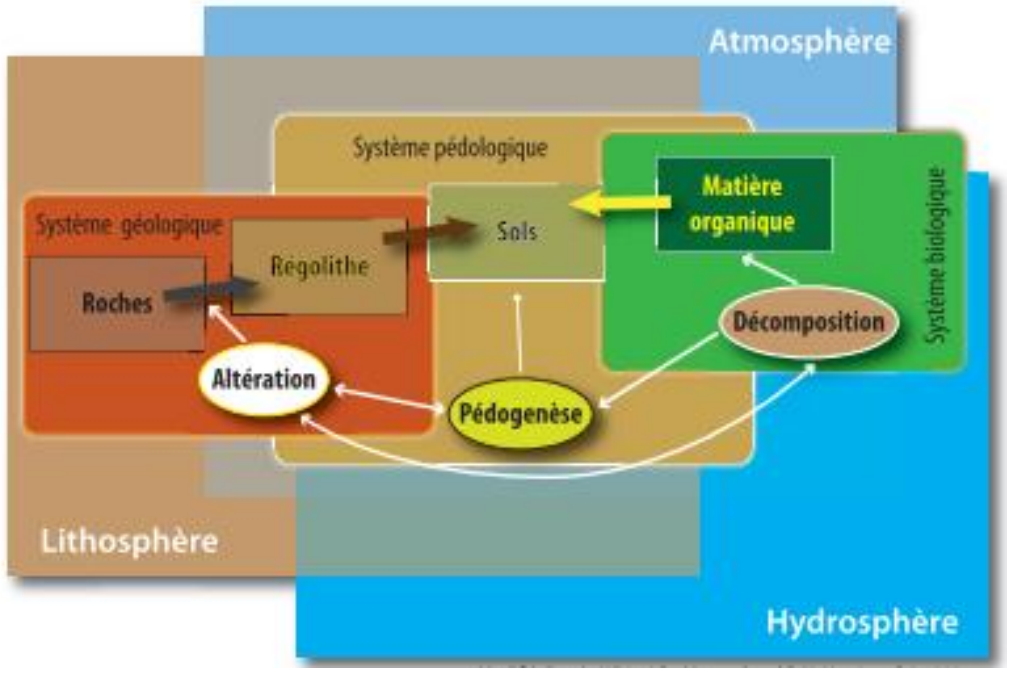


Figure 3-24: relations en jeu dans les processus d'altération entre les systèmes géologiques, pédologiques et biologiques et les grandes dynamiques d'évolution entre la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère (Cailhol, 2016; White et al., 1992)

Les altérites sont les produits de ces phénomènes d'altération physique et/ou chimique. L'altération physique correspondent aux modifications d'ordre mécanique assimilées au terme

générique d'érosion. Elle implique la fragmentation de la roche en éléments de taille décroissante sous l'action de divers agents (eau, vent, température…). A la différence de l'altération physique, l'altération chimique entraîne la modification de la nature de la roche.

Deux grands types d'altération chimique sont reconnus : l'altération météoritique et l'altération hydrothermale. Les processus météoritiques découlent de processus chimiques qui se déroulent en surface ou en faible profondeur et sont affectés de manière directe ou indirecte par les éléments atmosphériques. Au contraire, l'altération hydrothermale découlent de processus profonds qui ont porté à haute température les fluides et les ont ont chargés en éléments chimiques.

Les surfaces érosives sont le lieu d'une altération intense à la fois physique et chimique, pouvant aller jusqu'à la destruction de séries complètes et l'apparition de lacunes dans les séries géologiques.

Les altérites sont catégorisées en fonction de leur degré d'altération et de leur position le long du profil d'altération (Figure 3-25). Les allotérites sont des altérites qui n'ont pas conservées la texture et le volume de la roche mère. Les isaltérites ont, quant à elles, préservé la texture de la roche mère. Les éléments chimiques qui sont évacués sont remplacées par des vides. Le volume de la roche étant conservé, l'isaltérite a une porosité plus importante que la roche mère.

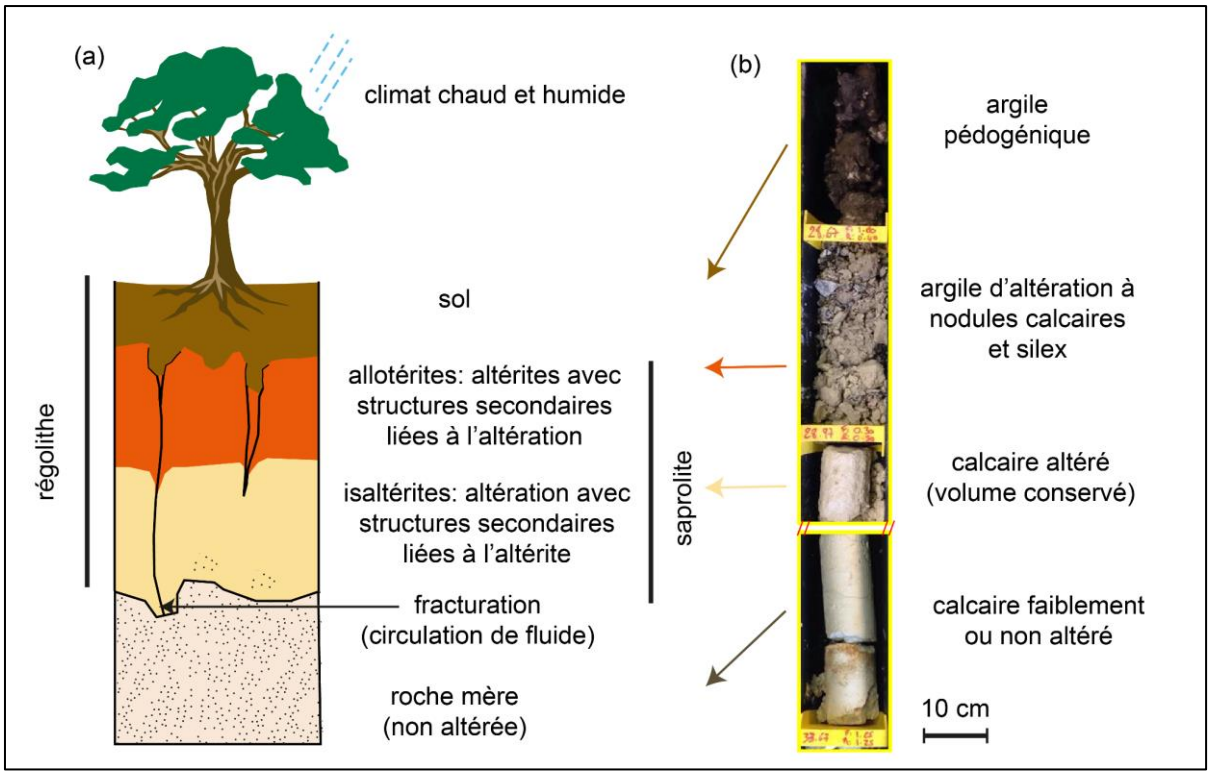


Figure 3-25: profil d'altération météoritique des roches : (a) profil théorique, (b) exemple du profil d'altération du Maastrichtien au droit du forage F2-3 entre 28,47 et 29,07 m puis entre 33,37 et 33,67 m de profondeur (côte en mètre sondeur)

L'altération chimique regroupe des réactions de différentes natures telles que la dissolution, la précipitation, les processus d'hydratation/déshydratation et les réactions d'oxydo-réduction. La dissolution est une mise en solution des éléments solides lors d'une interaction avec les phases liquides et/ou gazeuses. L'hydrolyse est une réaction de dissolution impliquant la dissociation de la molécule d'eau. La précipitation permet l'incorporation d'éléments chimiques en solution à un solide, alors que les processus d'hydratation-déshydratation permettent le gain ou la perte de molécules d'eau sans la mise en solution d'ions. Enfin, les réactions d'oxydo-réduction correspondent à un gain de l'oxydant ou à une perte du réducteur d'un ou plusieurs électrons. L'oxydation des minéraux constitutifs de la roche via une réaction impliquant l'oxygène est majoritairement à l'origine de ces réactions impliquant un échange d'électrons.

Sur le terrain, l'altération chimique est mise en évidence par la concentration en éléments oxydés et autres éléments insolubles tels que les silex (Gourdon-Platel and Platel, 2012).

La formation de l'anticlinal de Villagrains-Landiras a permis l'émersion de la zone d'étude à diverses périodes du Tertiaire, multipliant les périodes à fort potentiel d'altération. Les altérites du Paléocène en sont un bon exemple (Figure 3-26 (f)). Elles correspondent à une phase d'intense altération continentale des calcaires du sommet du Crétacé supérieur durant le Paléocène (Figure 3-26 (g)). Les surfaces d'érosion sont également multiples à l'Oligocène (Figure 3-26 (a)). Durant cette période, des oxydes de fer se forment et les éléments les plus solubles sont dissous (Figure 3-26 (b) et (c)).

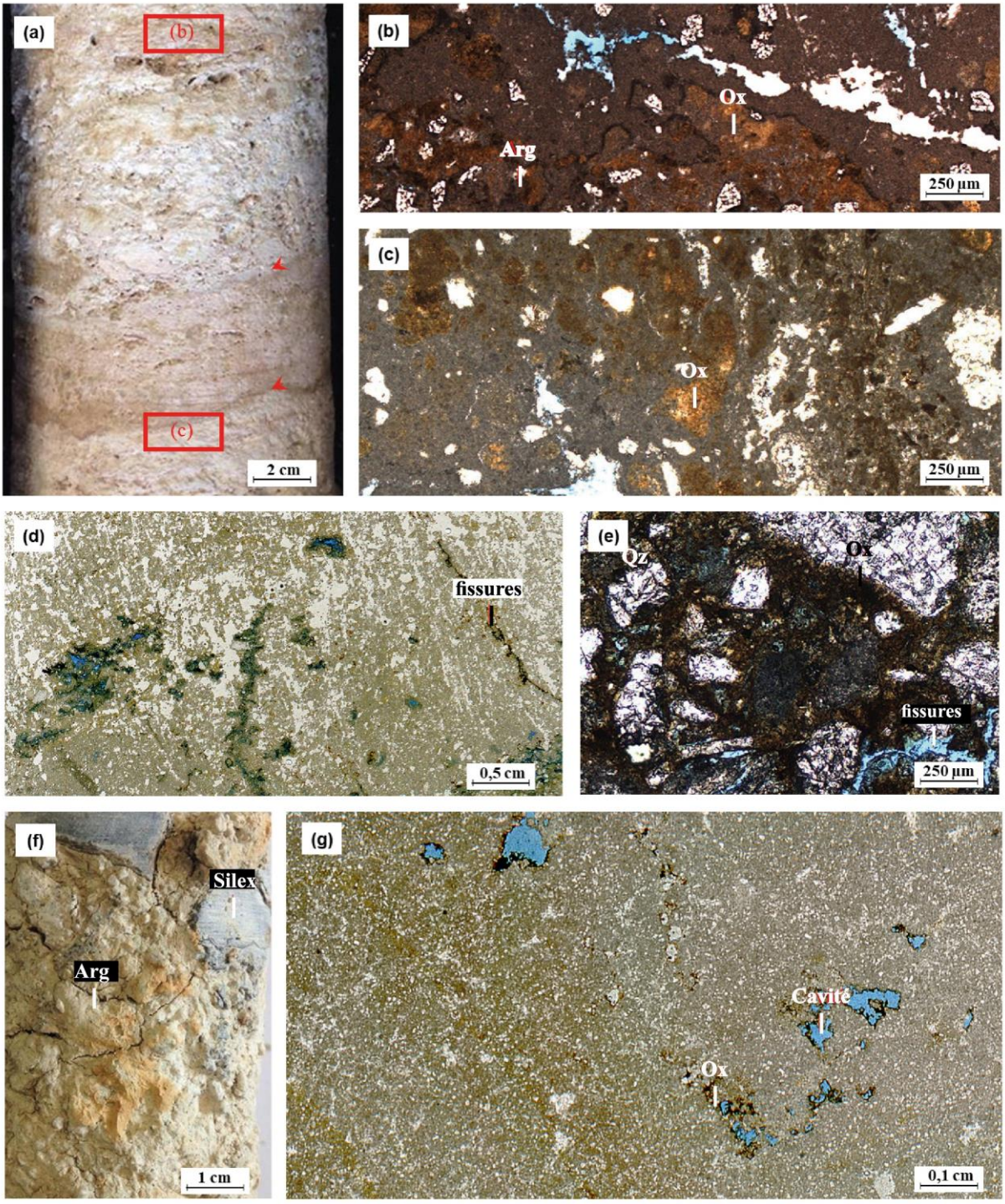


Figure 3-26: surface d'érosion et continentalisation : (a) surfaces d'érosion (flèche rouge) dans la formation oligocène des calcaires à Astéries au droit du forage F2-14; (b) Oxydes ferrigeux (Ox) et formation de l'argile (Arg) d'altération (F2-14 44 m de profondeur) ; (c) oxydation du calcaire oligocène (F2-14 44,11 m de profondeur) ; (d) Altération météoritique des calcaire de l'Éocène moyen (F2-5 35,20 m de profondeur); (e) observation au microscope optique de l'oxydation et fissures des calcaires de l'Éocène moyen (F2-5 35,20 m de profondeur); (f) argile d'altération du Paléocène et nodules de silex (Si) crétacés ; Observation au microscope optique de l'altération météoritique des calcaires du Campano-Maastrichtien (F2-5 54 m de profondeur)

Dans le cas d'un substratum carbonaté, l'altération météoritique entraine une dissolution chimique plus importante amenant à la création de cavités. La création de cavité ou karstification est due à la dissolution des roches carbonatées en surface, mais aussi proche-surface et en profondeur. La mise en solution des roches carbonatées se produit lors de réactions entre la phase solide (($CaCO_3$ ou $CaMg(CO_3)_2$ et les phases liquide (l'eau et substances en solution) et gazeuse (l'air et particulièrement le CO_2), (Cailhol, 2016).

Dans la zone d'étude, plusieurs phénomènes découlant de types de réactions chimiques énumérées précédemment sont observés : fantômisation, dédolomisation et corrosion.

La fantômisation est une altération isovolume en contexte hypoxique. Elle entraine la dissolution partielle des éléments carbonatés les plus solubles en profondeur (Courrèges-Blanc and Maire, 2014; Dubois et al., 2011). La partie résiduelle composant l'altérite est constituée des éléments les moins solubles comme la calcite et des éléments siliceux. Les processus de fantômisation sont induits par un flux d'eau météoritique qui pénètre dans le substratum rocheux en domaine phréatique par des « joints tectoniques » ayant joués antérieurement et constituant autant de chemins de circulation préférentiels (Quinif et al., 2014).

Elle a été mise en évidence dans les calcaires Miocène et Oligocène au nord et à l'est de la zone d'étude (Dubois et al., 2011; Dubois et al., 2014). Localement, elle a été observée à l'échelle macroscopique et microscopique dans les intervalles carottés des calcaires bioclastiques du Burdigalien (Figure 3-27 (a), (b) et (c)) et dans la Formation des Calcaires à Astéries de l'Oligocène (Figure 3-27 (d) et (e)). La fantômisation des éléments carbonatés est ici intense. La cimentation drusique observée autour des cavités créées ne permet pas leur comblement (Figure 3-27 (e)).

La fantômisation de l'Éocène a été mise en évidence dans les calcaires gréseux de l'Éocène moyen. Ces calcaires sont recristallisés induisant une porosité faible des calcaires (Figure 3-28 (a) et (c)). La dissolution sélective des milioles et autres organismes à tests à l'interieur de ces calcaires permet d'augmenter cette porosité pouvant aller jusqu'à créer des cavités décimétriques (Figure 3-28 (a) et (b)). La matrice rocheuse possède de faibles perméabilité et porosité. En revanche, si ces grandes cavités et fissures sont prises en compte, la perméabilité et la porosité globale de la formation est beaucoup plus importante que celles issues des essais pétrophysiques précédents reflétant les propriétés de la matrice rocheuse sans les cavités décimétriques et les grandes fissures. En effet, les plugs utilisés pour les essais en laboratoire ne sont pas adaptés pour mesurer la porosité d'un échantillon comportant des cavités décimétriques (Figure 3-28 (a) et (c)).

La fantômisation des calcaires du Crétacé a été mis en évidence seulement à l'échelle macroscopique aux affleurements à Landiras (Lans, 2014). Les nouvelles investigations ont étayé le processus de fantômisation à l'échelle microscopique au droit des affleurements (Figure 3-28 (g) et (h)) mais ont également mis en évidence le processus en profondeur (Figure 3-28 (e)).

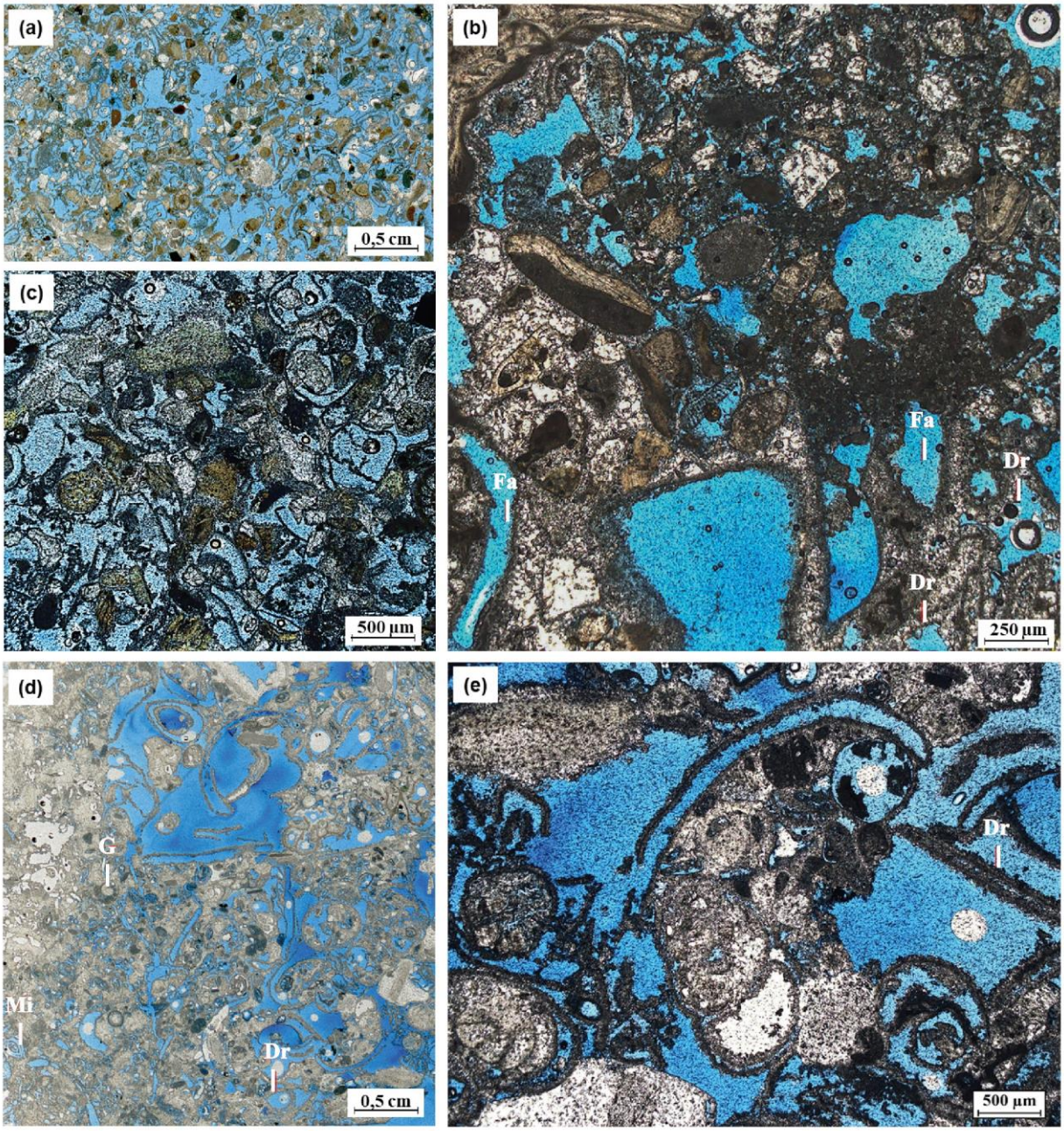


Figure 3-27: fantômisation des formations calcaires du Miocène et de l'Oligocène : (a) fantômisation des calcaires du Burdigalien (F2-7 22,65 m de profondeur) ; (b) zoom sur les éléments dissous et la cimentation drusique au microscope optique ; (c) dissolution des bioclastes des calcaires du Miocène (F2-14 29,80 m de profondeur) ; (d) fantômisation des calcaires à Astéries de l'Oligocène ; (e) zoom sur les bioclastes fantômisés et la cimentation drusique ; Dr ciment drusique, Fa bioclaste fantômisé, G gastéropode, Mi miliole

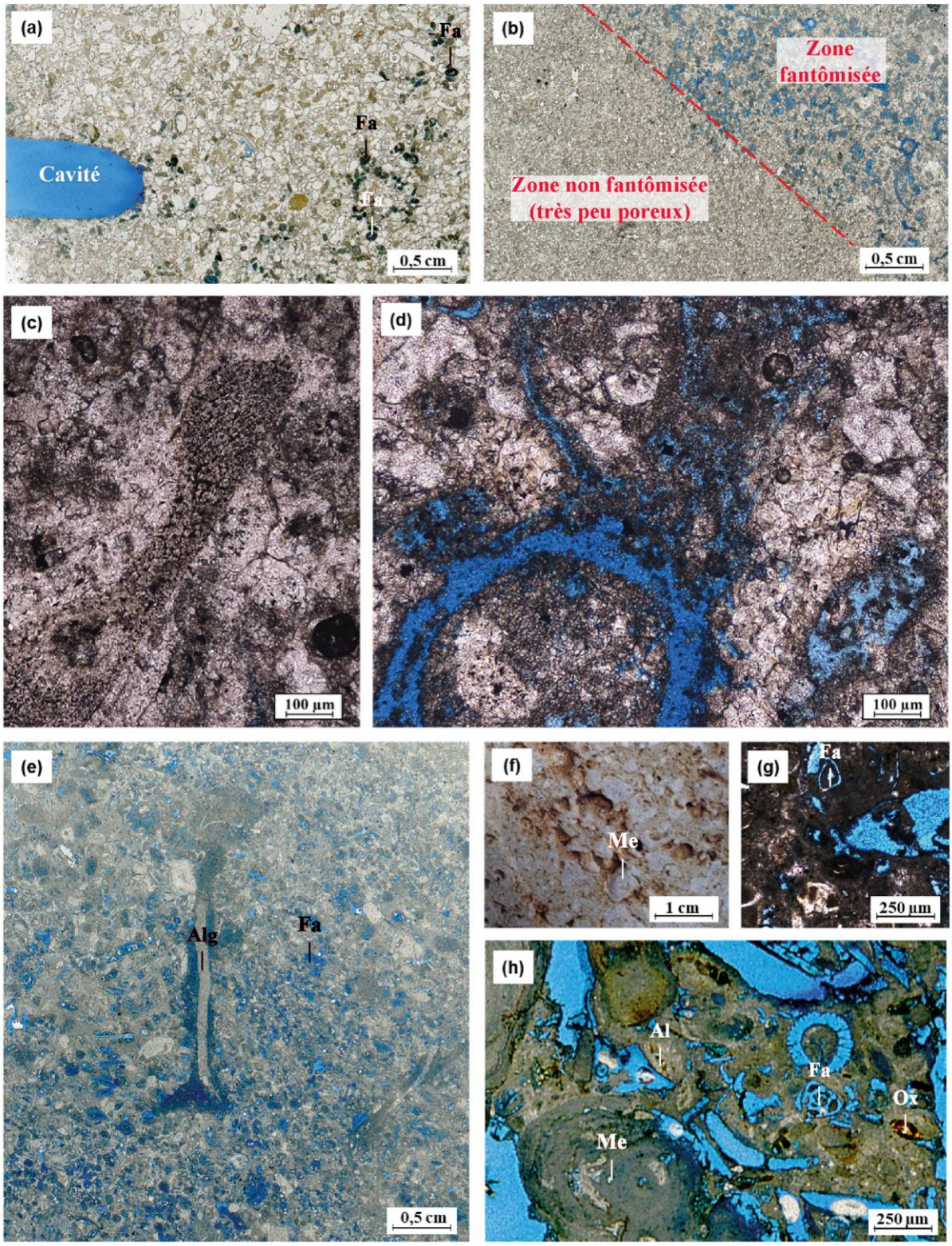


Figure 3-28: fantômisation des calcaires de l'Éocène et du Crétacé supérieur : (a) dissolution des bioclastes et création de cavités au sein des calcaires de l'Éocène moyen (F2-11 36,4 m de profondeur); (b) zone de dissolution des calcaires éocènes ; (c) zoom sur la partie non fantômisée ; (d) zoom sur la partie fantômisée ; (e) fantômisation (Fa) des calcaires du Maastrichtien (F2-13 32,27 m de profondeur) ; (f) calcaires à Mélobésiée (Mé) des affleurements de Perron à Landiras à l'échelle macroscopique ; (g) et (h) fantômisation des calcaires du Maastrichtien à l'échelle microscopique ; Al alvéolines ; Alg algue ; Ox oxydes de fer

La dédolomitisation entraine la dissolution totale des cristaux de dolomite présents dans les roches carbonatées (Warren, 2000). La dédolomitisation aboutit à l'apparition de fantôme de rhomboèdres (Figure 3-29 (a)). Elle s'opère le long de couloirs de circulation préférentielle de fluide (Figure 3-29 (b)) en particulier lorsque le fluide est pauvre en magnésium (eaux météoritiques par exemple).

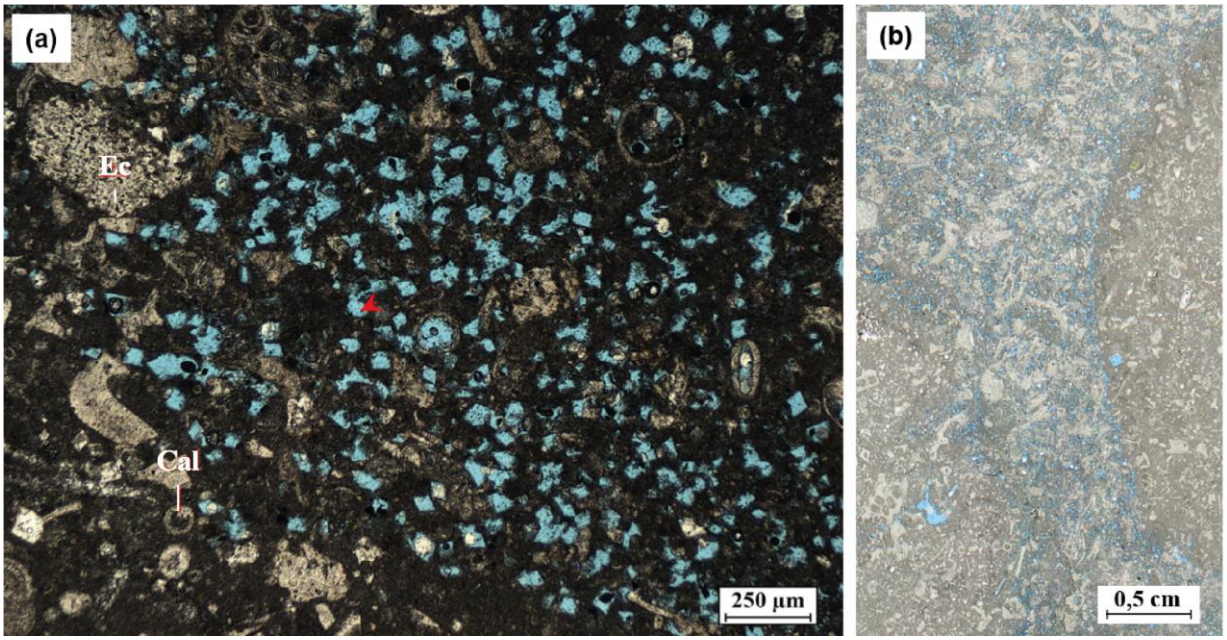


Figure 3-29: dédolomisation des calcaires campano-maastrichtiens : (a) observation au microscope optique (Cal : calcisphère, Ec : échinoderme, flèche rouge : dolomite dissoute) ; (b) scan de lame mince montrant la dissolution préférentielle le long de couloir de circulation de fluide

La corrosion est l'altération des roches en surface avec évacuation directe des résidus d'altération et des substances dissoutes. Si la corrosion s'effectue sous une couverture pédogénique ou rocheuse, il s'agit de crypto-altération (Courrèges-Blanc, 1997). La corrosion peut s'effectuer par plusieurs agents (eau météoritique, vecteur biologique…). Un exemple rencontré est la corrosion du sommet du Campano-Maastrichtien par les microcodiums (Blanc, 1973). Les microcodiums sont des filaments calcifiés de mycellium saprotrophique (qui permet la décomposition de la matière organique). Ils entrainent la corrosion du substrat associé à des bactéries vivants en symbiose dans les cellules de racines (Kabanov et al., 2008). Ils ont également été observés au sommet de la série maastrichtienne au droit du forage F2-3 et au sommet des calcaires du Rupélien associés à des oxydes de fer et des argiles sableuses. Dans les deux cas, la profondeur d'eau devait être extrêmement faible et l'hydrodynamique très calme de type marécageux ou lagunaire.

3.3.2. Impact de l'altération sur les propriétés réservoir

Au sein de chaque formation, les hétérogénéités des propriétés réservoir sont liées, en grande partie, à leur degré d'altération au cours de la formation de l'anticlinal.

Le sommet du Crétacé supérieur est extrêmement altéré. L'altération du sommet des séries campano-maastrichtiennes se traduit tout d'abord par une dissolution des cristaux de dolomite pour les intervalles dolomitisés et une dissolution des bioclastes. La porosité créée est mise en évidence par les nombreux pics de la courbe des volumes de pores incrémentaux (Figure 3-30 (a)). Cette courbe n'est plus bimodale avec la présence de deux types de porosité, mais multimodale. La proportion des macropores A est plus importante. Ces phénomènes vont dans le sens d'une augmentation de la qualité du réservoir.

Les formations tertiaires suivent la même tendance : dans les échantillons éocènes les moins altérés, la porosité est essentiellement intraclaste. La dissolution des composants de la roche est sélective (Cerepi, 1997). En effet, les bioclastes carbonatés tels que les milioles, alvéolines sont les premiers à être mis en solution. Au fur et à mesure de l'altération, la matrice est également dissoute. Dans les formations les plus altérées, au sommet de celles-ci, la porosité est créée par dissolution des bioclastes puis par la création de microfissures (Figure 3-30 (b)). Les cristaux de quartz sont également oxydés.

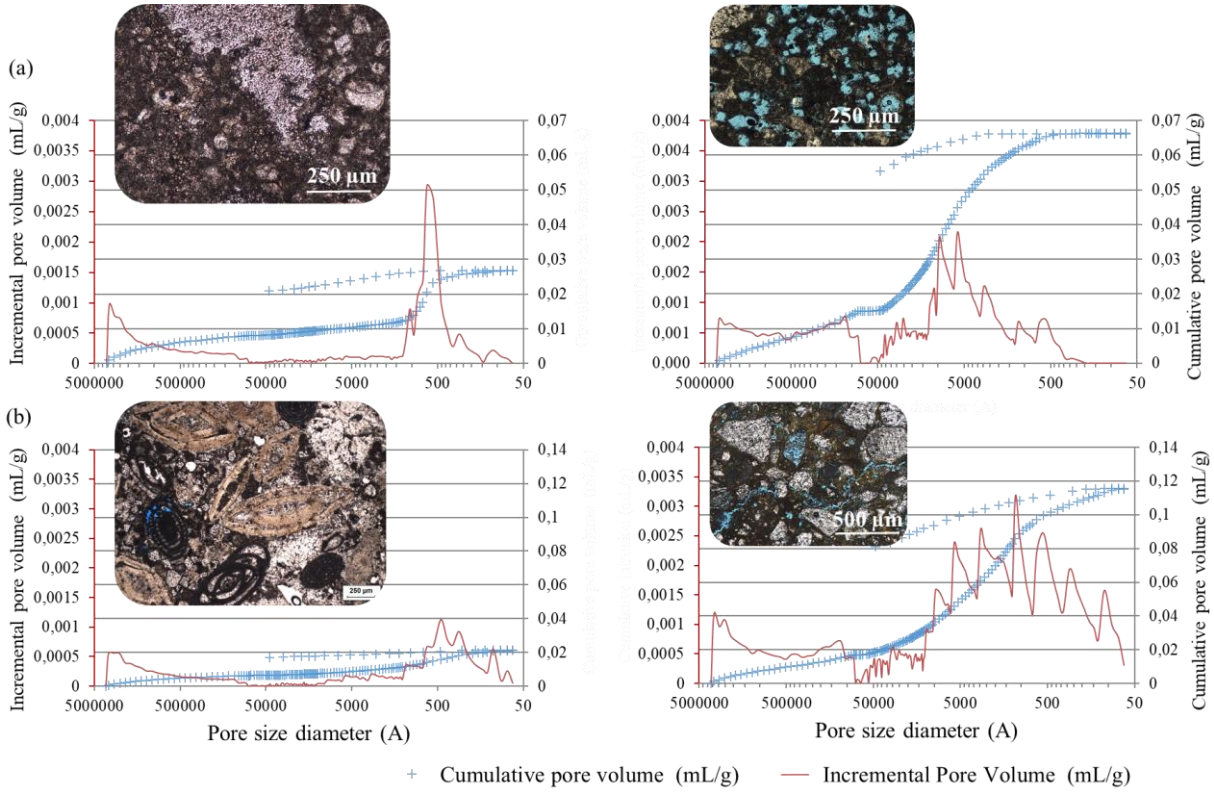


Figure 3-30: volume poreux incrémental et intrusion/extrusion cumulée (mL/g) en fonction du diamètre des pores (Ă=0,1 nm) et photographie des faciès associés ; (a) faciès Wakestone à Packstone du Campano-Maastrichtien, porosité créée par la dissolution de la dolomie et dissolution intrabioclastique à droite ; (b) faciès de l'Éocène moyen grès calcaire bioclastique, porosité créée par dissolution des bioclastes, altération et microfissuration à droite

La suite du processus d'altération qui conduit à la création des altérites aboutit à la diminution de la qualité du réservoir. La fraction argileuse étant plus importante, la porosité est essentiellement logée dans les mésopores. Ce degré d'altération est observé dans la formation des altérites du Paléocène (Figure 3-31).

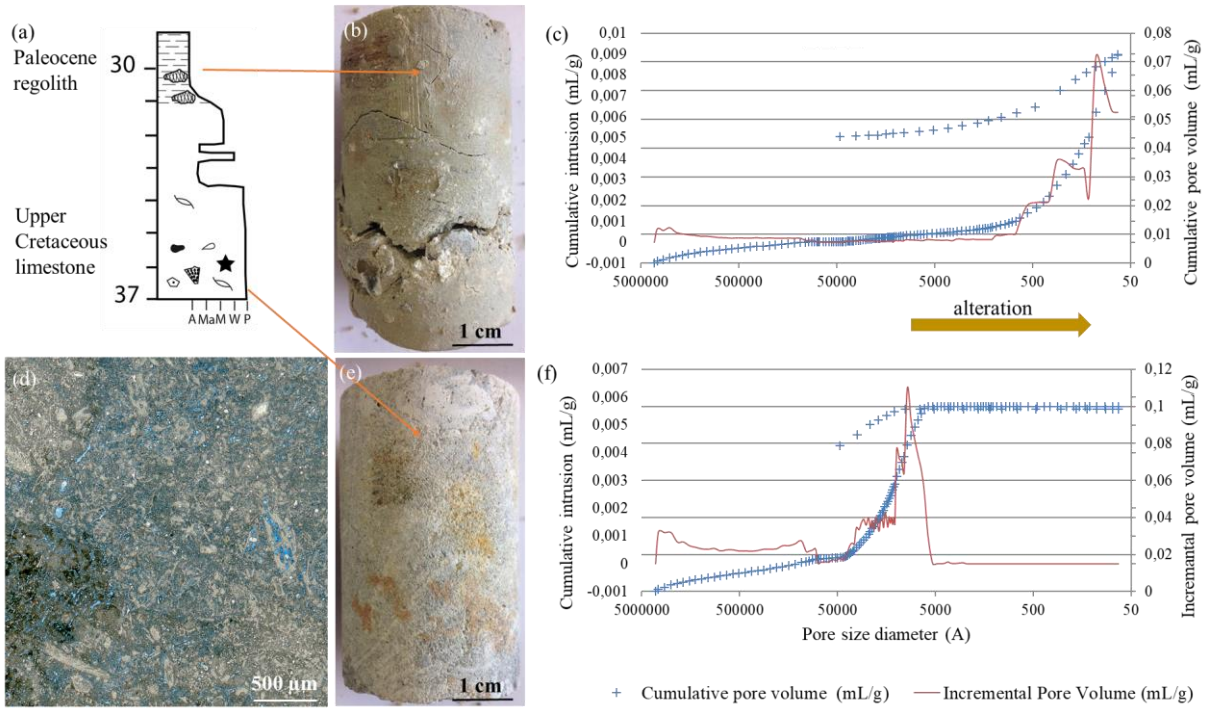


Figure 3-31: altération des calcaires crétacés et les conséquences sur le réseau poreux ; (a) log sédimentologique synthétique du Paléocène et du sommet du Crétacé supérieur (F2-2) ; (b) faciès des altérites du Paléocène (F2-2 à 30m de profondeur) ; (c) volume poreux incrémental en fonction du diamètre des pores (F2-2 à 30m de profondeur) ; (d) microfaciès des calcaires altérés du forage F2-2 à 37m de profondeur ; (d) macrofaciès de l'échantillon F2-2 à 37m de profondeur ; (f) volume poreux incrémental en fonction du diamètre des pores (Ă=0,1 nm)

3.4. Evolution tectono-sédimentaire de l'anticlinal de Villagrains-Landiras

Au Cénomanien inférieur, une phase de régression est observée. Le sommet des dépôts de *shoreface* puis *foreshore* ont été exposés en zone vadose (Figure 3-33). Cette période est incluse néanmoins dans une mégaséquence transgressive (Platel, 1987). Puis, à la fin du Cénomanien inférieur, voire au début du Cénomanien moyen, une grande phase de transgression est observée (Figure 3-33). Elle permet la formation d'une large plate-forme carbonatée (Platel, 1987), (Figure 3-33 (a)). A la fin du Cénomanien moyen, une phase de régression débute. Elle coïncide avec le soulèvement généralisé de la plate-forme nord-aquitaine mis en évidence notamment en Charente (Platel, 1987). Cette régression importante est la cause de l'absence de dépôt durant le Cénomanien supérieur.

Les dépôts du Turonien sont rencontrés seulement dans quelques puits existants. Ces données ne permettent pas une interprétation tectono-sédimentaire précise à l'échelle de la zone d'étude. A cette période, si les premiers plissements au droit des futurs anticlinaux sont observés en Charente et en Dordogne (Platel, 1987), la période de formation de l'anticlinal de Villagrains-Landiras ne peut pas être daté avec précision.

Le Campano-Maastrichtien correspond à une phase de régression générale aboutissant au Paléocène à la continentalisation de la zone d'étude. Les variations de faciès au sein du Campano-Maastrichtien soulignent une évolution des milieux de dépôt d'un domaine *offshore* au domaine *foreshore* supérieur (Figure 3-32). Cette régression généralisée serait due au basculement de la plate-forme nord aquitaine (Platel, 1987). Les failles préexistantes dues à la formation du bassin de Parentis auraient rejoué cette fois-ci en compression. Les premières phases de compression pyrénéenne débutent à l'Albo-Cénomanien en zone axiale (AGSO, 2018). Le bassin Aquitain se développe en tant que rétro-bassin d'avant pays pyrénéen à partir du Campanien jusqu'au Miocène (Angrand, 2017). Les effets de la compression pyrénéenne pourraient donc affecter la zone au Campano-Maastrichtien. Cependant, à la fin du Campanien et au Maastrichtien inférieur, aucune différence d'environnement de dépôt n'est observée au droit des puits situés sur la zone d'étude (Figure 3-32 (b)). Le profil de dépôt de la plate-forme semble peu incliné.

Au Paléocène, la zone a subi une forte altération continentale. Seules les altérites le long de l'axe et au nord-est ont été conservées (Figure 3-18). Les altérites du Paléocène ne sont pas observées dans les zones où l'Oligocène est présent et l'Éocène absent. L'érosion de ces altérites a pu s'opérer durant les phases d'érosion anté-oligocenes. A partir du Paléocène, l'anticlinal est déjà un haut topographique émergé. Le Paléocène correspond à la fin de la première phase de forte convergence pyrénéenne qui a débuté au Santonien et qui a permis la surrection de l'anticlinal. L'altération en domaine continental est plus intense au niveau de l'axe. D'importantes cavités karstiques remplies d'argile d'altération ont été identifiées. De plus, l'épaisseur des altérites est plus importante au droit de l'axe.

Les phases importantes de transgression à l'Éocène moyen et Oligocène inférieur ont permis le dépôt des calcaires dont les sommets ont été successivement érodés (Labat et al., 2019). La deuxième phase de compression intense entre l'Éocène et l'Oligocène permet une surrection plus marquée de l'axe de l'anticlinal, les dépôts syntectoniques se déposent alors en biseau. Le maximal de compression observé dans le sud du Bassin Aquitain est daté de l'Éocène moyen (Ortega et al., 2017). A cet âge, les variations d'épaisseur des couches, mises en évidence par la sismique, sont également importantes. L'identification des biseaux sédimentaires oligocènes est plus difficile. Cela est dû, premièrement, à une qualité plus faible des lignes sismiques et, deuxièmement, à des variations d'épaisseurs probablement moins importantes. La formation des biseaux sédimentaires et l'érosion du sommet des formations toutes deux induites par la compression pyrénéenne sont à l'origine du très fort amincissement, jusqu'à leur disparition, des séries tertiaires à l'approche de l'axe de l'anticlinal (Figure 2-25).

Au Miocène, les dépôts recouvrent la zone entière. Ils ne sont pas conservés au nord-est de la zone suite à l'érosion au Plio-quaternaire (Figure 3-19).

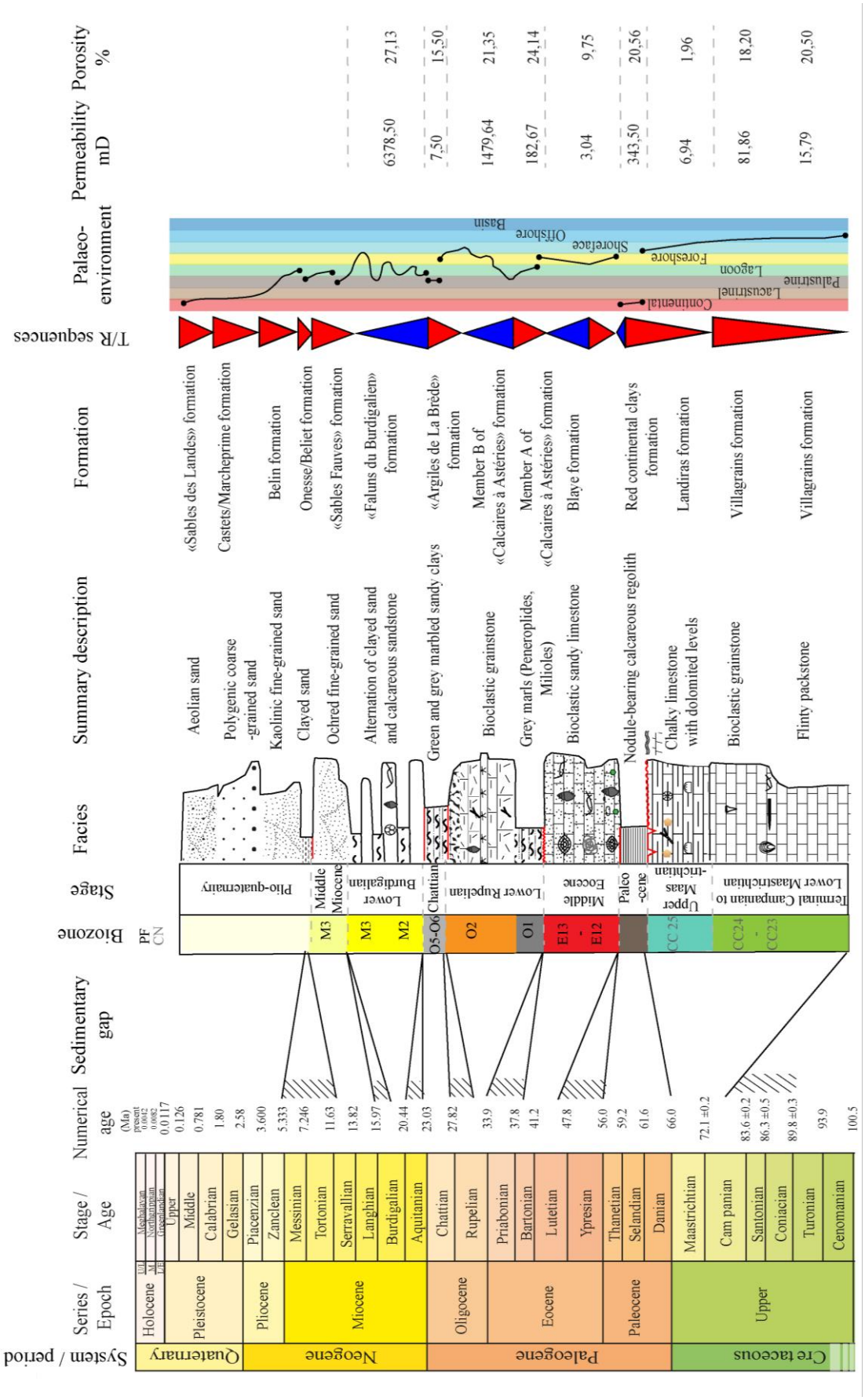


Figure 3-32: synoptique géologique synthétique des formations rencontrées et moyenne des valeurs de perméabilité intrinsèque et porosité totale (Labat et al., 2019)

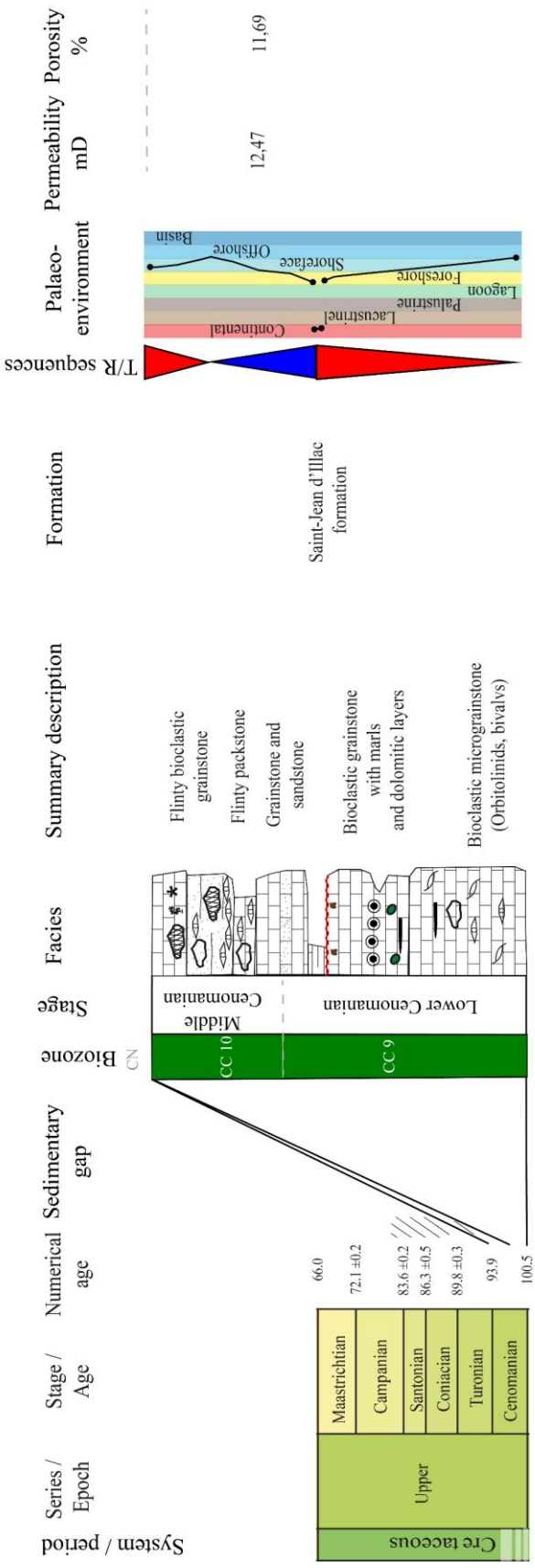


Figure 3-33: synoptique géologique des formations du Cénomanien rencontrées et moyenne des valeurs de perméabilité intrinsèque et porosité totale (PF Planktonic foraminifera, CN Calcareous nannofossils)

A partir de l'ensemble des éléments géologiques, une reconstitution synthétique des paléoenvironnement de la structure de Villagrains-Landiras peut être proposée (Figure 3-34 à Figure 3-36).

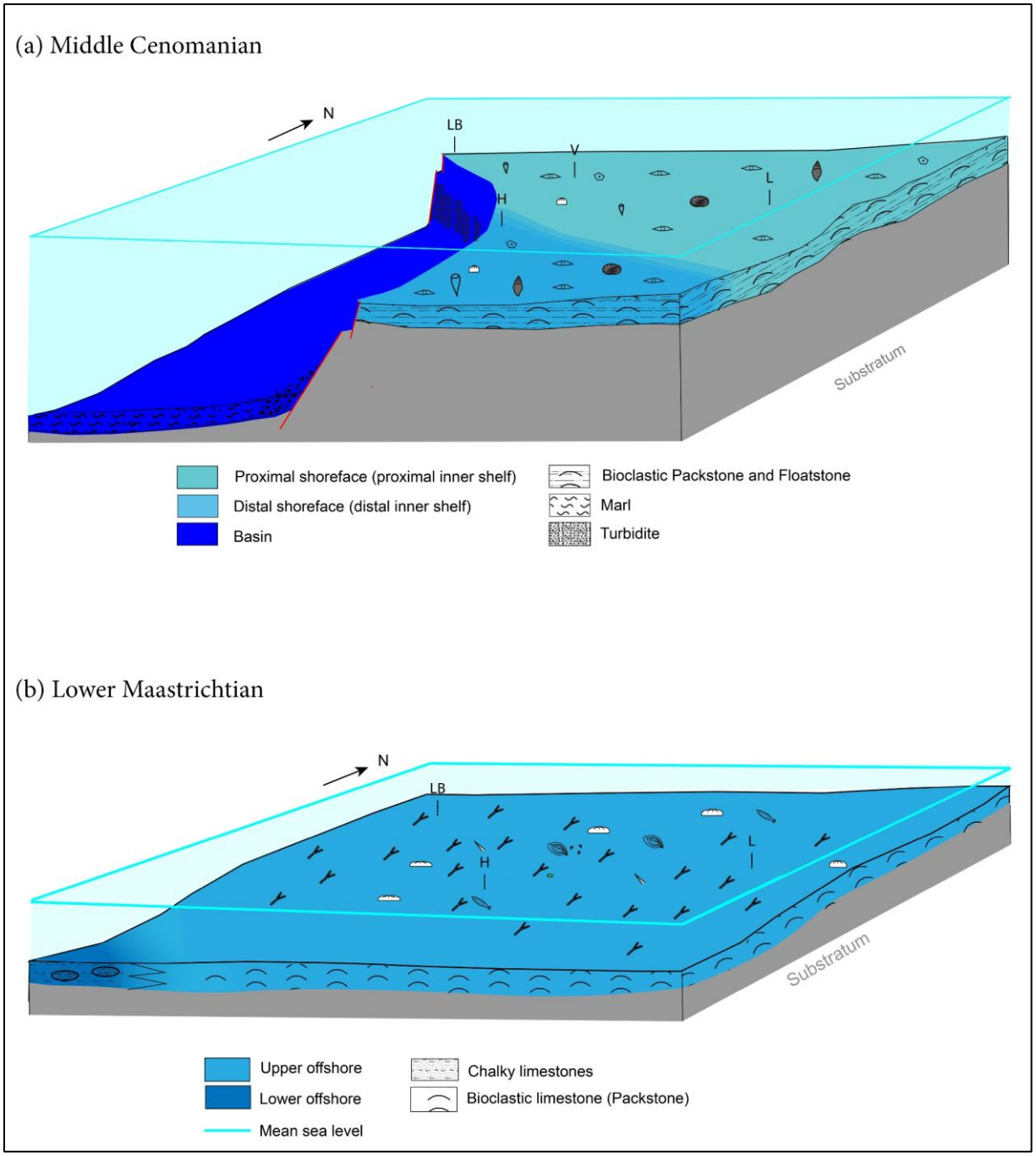


Figure 3-34: paléogéographie de la zone d'étude : (a) au Cénomanien moyen ; (b) au Maastrichtien inférieur ; H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains

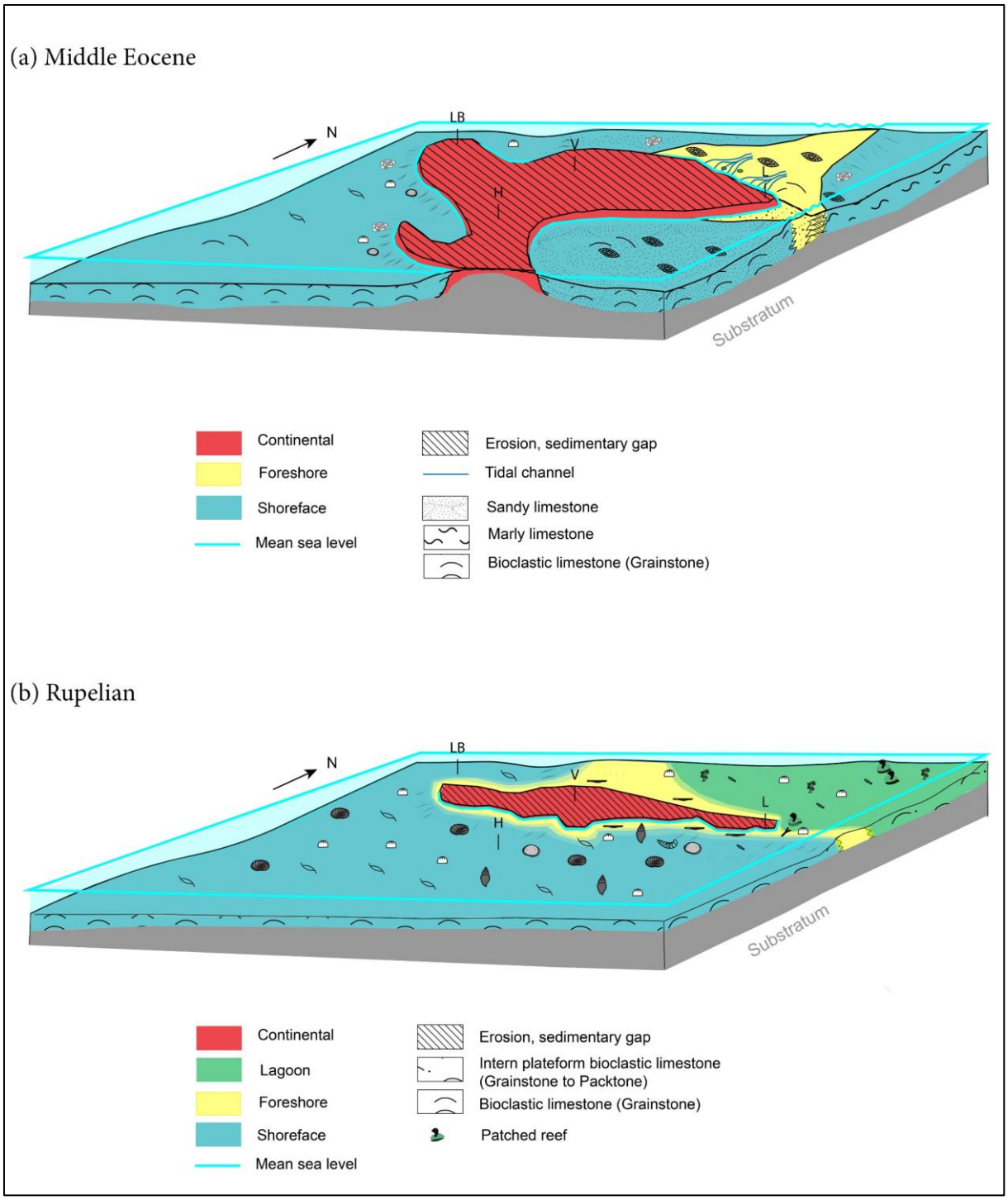


Figure 3-35: paléogéographie de la zone d'étude ; (a) à l'Éocène moyen ; (b) à l'Oligocène inférieur ; H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains

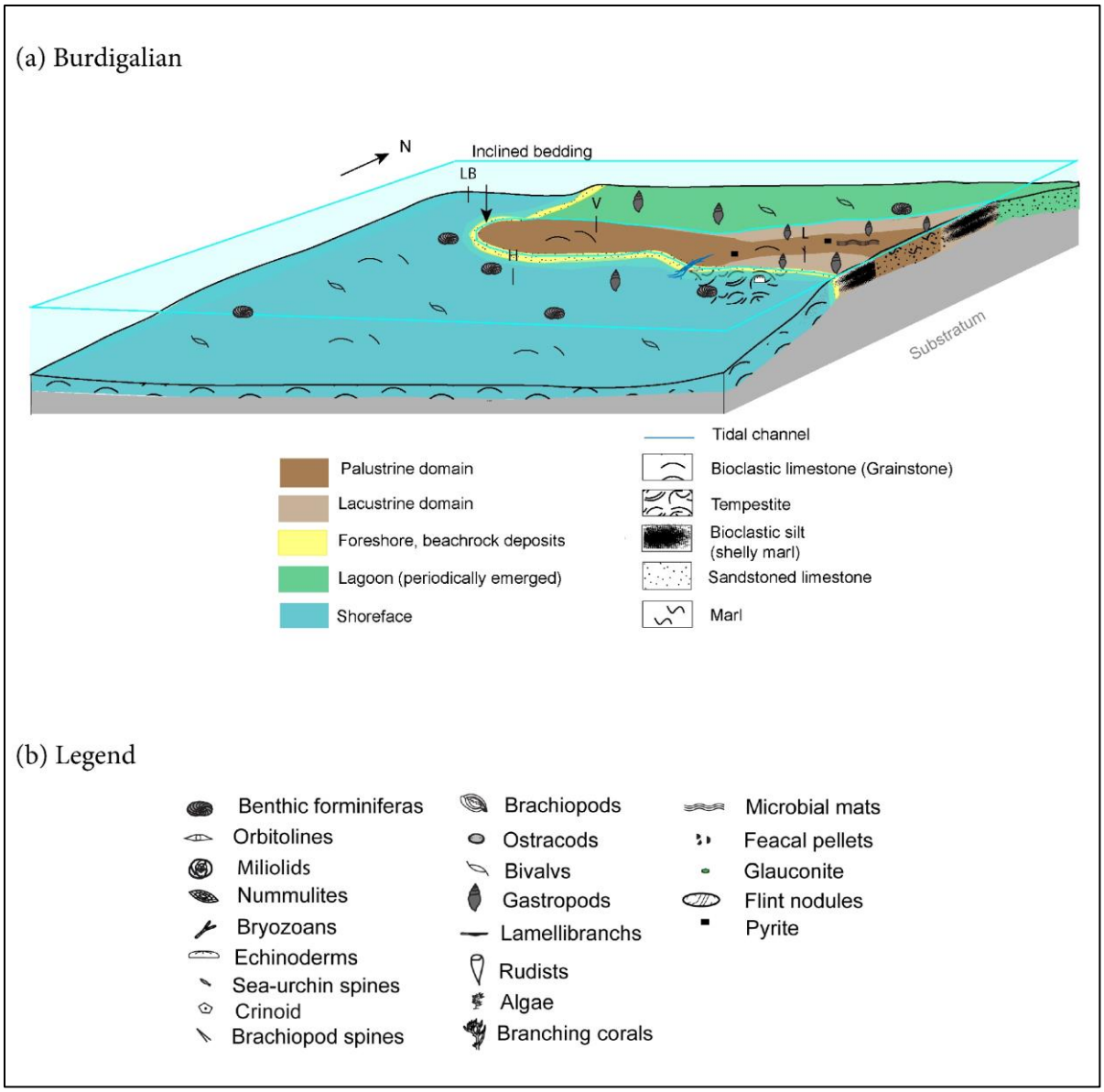


Figure 3-36: paléogéographie de la zone d'étude : (a) au Burdigalien, (b) légende des éléments biologiques et minéraux rencontrées des bloc-diagrammes réalisés précédemment ; H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains

L'étude des paléo-environnements a permis une meilleure compréhension de la répartition spatiale des différents faciès et des propriétés réservoir associées. Au Crétacé supérieur, l'environnement de dépôt est une plateforme carbonatée, les variations de faciès sont progressives. Or, à partir du Paléocène, les hétérogénéités latérales sont importantes. La répartition des faciès est fortement influencée par la formation de l'anticlinal. La reconstitution des paléo-environnements a permis de mieux spatialiser les hétérogénéités de faciès et de propriétés réservoir.

3.5. Modélisation géométrique du système hydrogéologique au droit de l'anticlinal de Villagrains-Landiras

3.5.1. Introduction et outils utilisés

La modélisation géologique numérique permet l'intégration d'informations multi-sources pour aboutir à une représentation spatiale quantitative des objets géologiques et de leurs géométries. Le modèle qui en découle offre entre autres une représentation de l'hétérogénéité du sous-sol (Aswar and Ullagaddi, 2017).

La modélisation géologique comporte de nombreuses approches qui ont des finalités distinctes. Il peut s'agir, par exemple, de la compréhension des processus et de la chronologie de ces processus ou de la quantification de paramètres en 3 dimensions. Parmi les différents types de modélisation géologique, la modélisation géométrique permet une reconstruction tridimensionnelle des objets géologiques étudiés permettant une meilleure compréhension de l'architecture des dépôts. Il est possible d'obtenir une représentation de la distribution et de l'épaisseur de chaque unité géologique à partir de l'intégration de multiples données spatialisées (données de terrain ou contraintes appliquées par le modélisateur). Les modèles géométriques les plus couramment utilisés sont les modèles surfaciques et volumiques. La première famille est basée sur une interpolation des surfaces maillées représentant des horizons géologiques tandis la seconde correspond à des cellules qui matérialisent des propriétés assignées à un volume élémentaire. Dans le cas d'un modèle surfacique, les surfaces interpolées délimitent des unités définies par des critères stratigraphiques, diagénétiques, hydrogéologiques…

La modélisation géologique s'est largement développée depuis une trentaine d'années grâce à des techniques de traitement de base de données et des méthodes d'interpolation géostatistiques de plus en plus élaborées (Kessler et al., 2009).

La modélisation géométrique, retenue dans le cadre de cette thèse, est basée notamment sur :

- l'intégration de diverses données géologiques (lithologiques, stratigraphiques, structurales…) géoréférencées provenant d'observations de terrain, d'analyses laboratoires et/ou d'interprétations ;
- la vérification de la cohérence des données entre elles et la mise en avant des points problématiques qui seront à examiner (problème de datation, présence d'une faille non référencée, problème de côte dans les logs de forages…) ;
- l'interpolation des données ponctuelles en faisant appel à des méthodes géostatistiques et les différentes représentation spatiales qui en résultent ;
- la mise en cohérence et l'exploitation des enveloppes des entités géologiques/hydrogéologiques calculées.

La modélisation des données, notamment la distribution des épaisseurs et l'étendue spatiale des unités géologiques, permet la proposition de nouvelles interprétations et la confirmation ou l'infirmation d'hypothèses concernant les modalités de dépôt et de structuration des formations géologiques et des entités hydrogéologiques.

Sur la zone d'étude, un modèle géologique géométrique régional existe déjà. Le MOdèle Nord-Aquitain (MONA) développé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) depuis les années 90 (Braneyre et al., 1993) s'étend sur la partie nord du Bassin Aquitain (excepté le nord de la Charente et de la Charente-Maritime). Il a été développé pour des applications hydrogéologiques, en vue d'être intégré dans un modèle numérique régional de gestion de la ressource en eau. Structurée en termes d'entités hydrogéologiques, la version en cours de développement MONA v4 (Saltel et al., 2016) prend en compte les unités aquifères et épontes du Bajocien (Jurassique) au Plio-quaternaire, soit 30 entités hydrogéologiques définies en extension et géométrie, selon une discrétisation spatiale carrée de 500 mètres de côté.

Ce travail de thèse s'inscrit dans l'amélioration continue du modèle géologique régional en proposant une géométrie détaillée de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras et de ses environs. Le MONA en tant que modèle géologique sert de cadre géométrique au modèle final, hydrogéologique, qui est utilisé comme outil décisionnel de gestion de la ressource en eau. La géométrie du MONA est programmée sur le logiciel *Geological Data Modeling* (GDM®) développé par le BRGM. Ce logiciel, et plus particulièrement le module « *Multilayer* » associé, est employé pour la création du modèle réalisé dans le cadre de ces travaux afin de s'assurer une compatibilité ascendante directe.

Le logiciel GDM® modélise les surfaces de contact entre les formations en chaque maille d'une grille. La logique de conceptualisation du modèle géométrique est basée sur une approche stratigraphique : les corps sédimentaires sont modélisés par la création de surfaces à l'interface de différentes unités correspondant à une succession stratigraphique (Aswar and Ullagaddi, 2017).

La méthodologie implique une approche à la fois déterministe, géométrique, et géostatistique. Les données initiales sont compilées à partir de sources variées déterminées : sondages, tracé de failles, coupes géologiques et sismiques, carte géologique, Modèle Numérique de Terrain (MNT), points de contraintes (Bourgine, 2014b). L'interpolation de ces données multisources est réalisée dans un cadre géostatistique en respectant certaines contraintes géométriques issues du cadre géologique général (Webster and Oliver, 2007). Elle peut être contrainte par l'ajout de points renseignés par l'opérateur pour intégrer de l'information « à dire d'expert », qui n'est pas forcément accessible à partir des données brutes.

Dans le cadre de ces travaux, l'intérêt du modèle géologique est de fournir une géométrie globale du système aux abords de l'anticlinal de Villagrains-Landiras afin de contraindre la structure des formations géologiques. La répartition des épaisseurs des unités réservoir et épontes permet, ensuite, de quantifier les puissances des unités aquifères qui sont potentiellement productrices d'eau et celles des unités épontes qui sont susceptibles de limiter les échanges entre les différents niveaux réservoirs. Enfin, les surfaces de contact entre les unités réservoirs peuvent être identifiées et proposent ainsi des cartographies des zones probables de connexion inter-aquifères. Plus largement, le modèle géologique fournit un cadre architectural de la géométrie des unités aquifères et aquitards aux modèles hydrogéologiques servant à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique et à la gestion de la ressource en eau.

3.5.2. Données et méthode

3.5.2.1. Données intégrées

La construction du modèle géologique peut être résumée selon la procédure décrite (Figure 3-37).

Zone d'étude et choix de la grille

La zone d'étude correspond à l'anticlinal de Villagrains et sa périphérie (Figure 3-39).

La discrétisation de la zone d'étude de 150 km² a été réalisée au pas de 100 m, amenant une grille de 500 colonnes par 300 lignes, soit un total de 150 000 mailles.

Dans le cas où plusieurs forages à moins de 100 mètres les uns des autres ont des côtes différentes pour une même unité, une moyenne des valeurs est calculée. Au sein d'une même maille, la cohérence des données de sources différentes (puits, carte géologique…) est vérifiée avant la phase d'interpolation tout comme la cohérence entre les puits de forte proximité.

Afin d'éviter les problèmes d'interpolation aux limites de la zone d'intérêt, les données d'entrées nécessaire à la modélisation sont extraites d'une zone plus large que celle du modèle final (Figure 3-38). Ces données sont issues du MONA (§3.5.1). Elles permettront de limiter les effets de bord et une intégration facilitée du modèle local de Villagrains-Landiras dans le MONA. L'intégration des données s'effectue sur une large zone incluant le bassin d'Arcachon jusqu'au département des Landes à l'ouest, la rive droite de la Garonne jusqu'à Langon à l'est, alors que l'emprise du modèle final se limite à la commune du Barp à l'ouest, à Budos à l'est, à Saucats au nord et à Mano au sud (Figure 3-38).

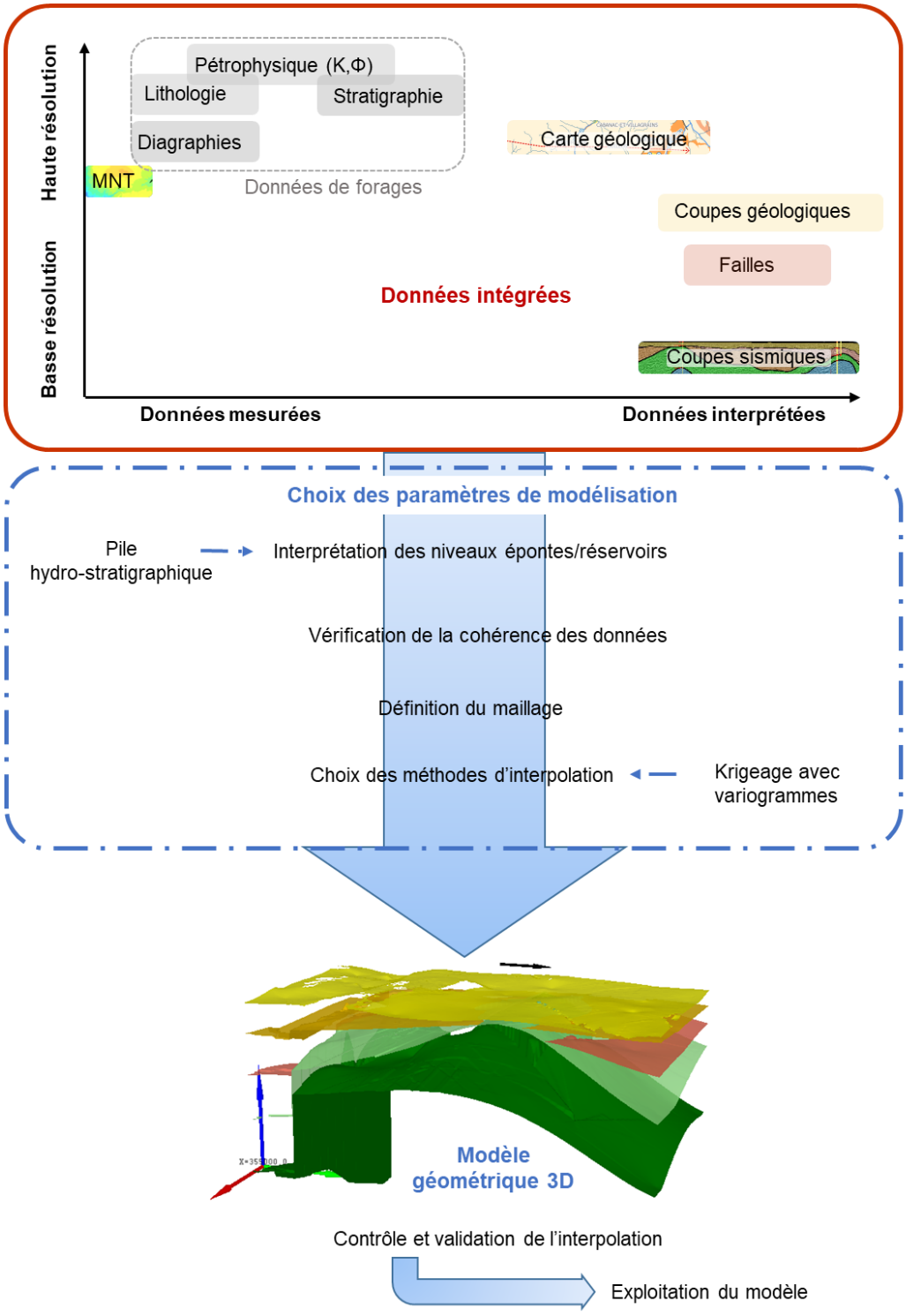


Figure 3-37: méthodologie adoptée et données intégrées

Forages

Toutes les données issues des forages réalisés dans le cadre du présent travail et celles des forages de la Banque du Sous-Sol (BSS) (BRGM, 2019a) ont été intégrées. Au total 454 forages sont codés et intègrent les profondeurs de chaque entité hydrogéologique qui sont présentes (Figure 3-38). Certaines affectations stratigraphiques de forages anciens ont été réactualisées.

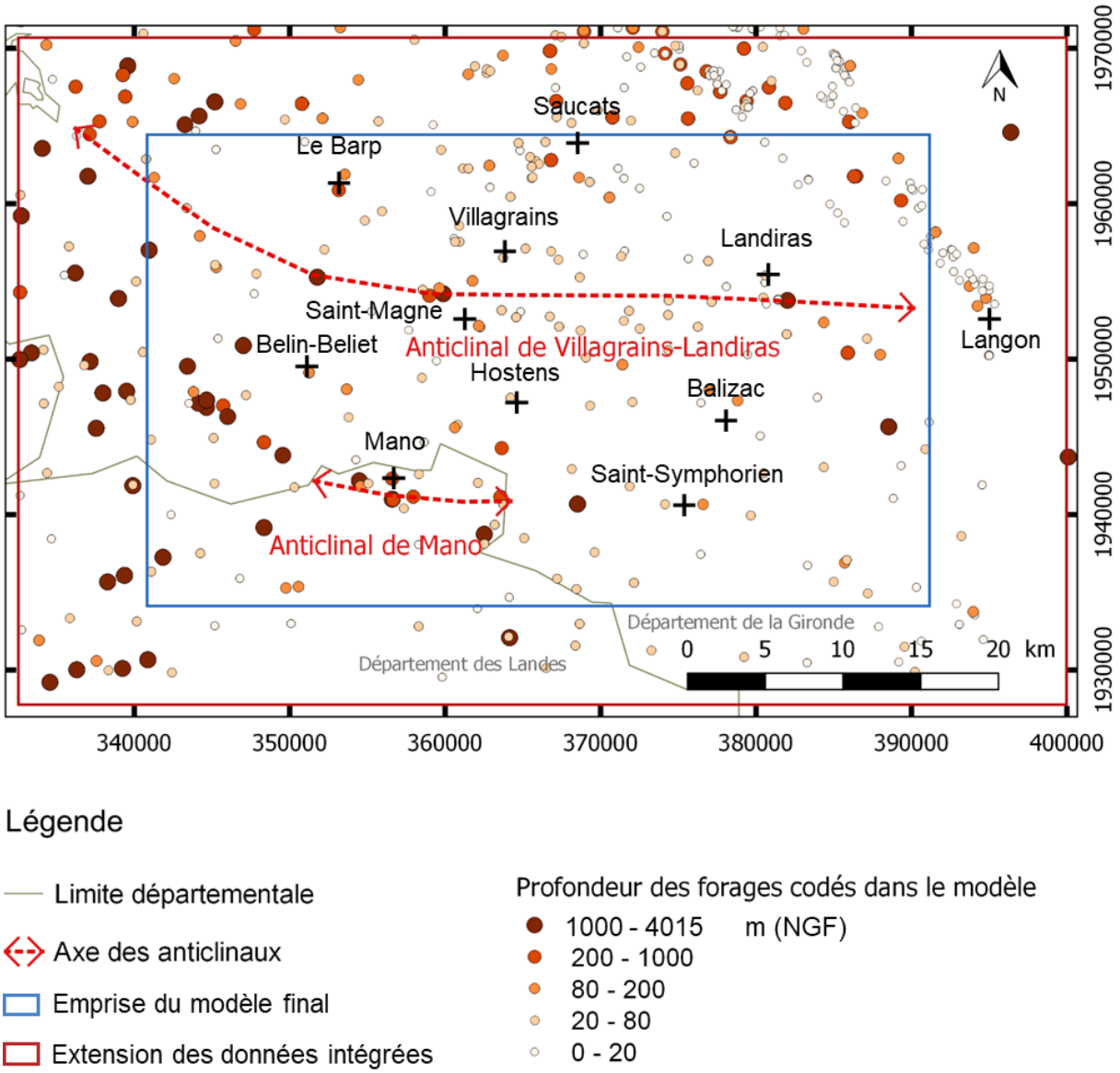


Figure 3-38 : extension du modèle géométrique et forages intégrés

Données de surface

Pour restituer les altitudes de surface, le Modèle Numérique de Terrain (MNT) BD ALTI® Version 2.0 produit par l'Institut Géographique National (IGN) a été retenu et intégré. D'une maille de 25 mètres, sa précision moyenne est généralement supérieure à 8 mètres (IGN, 2017). Les limites de formations de 9 cartes géologiques au 1/50 000 (Alvinerie, 1977; Alvinerie and Gayet, 1973a; Capdeville, 1992; Capdeville et al., 1996; Capdeville and Bouchet, 1992; Dubreuilh and Alvinerie, 1978; Karnay and Dubreuilh, 1993; Platel, 1992a; Platel and Dubreuilh, 1991) ont également été intégrées et recoupées avec les données du MNT pour former des points de contraintes géoréférencés espacés de 1000 mètres (Figure 3-39). Au total, 325 points de contraintes correspondant aux limites de formations affleurantes ont ainsi été intégrés au modèle.

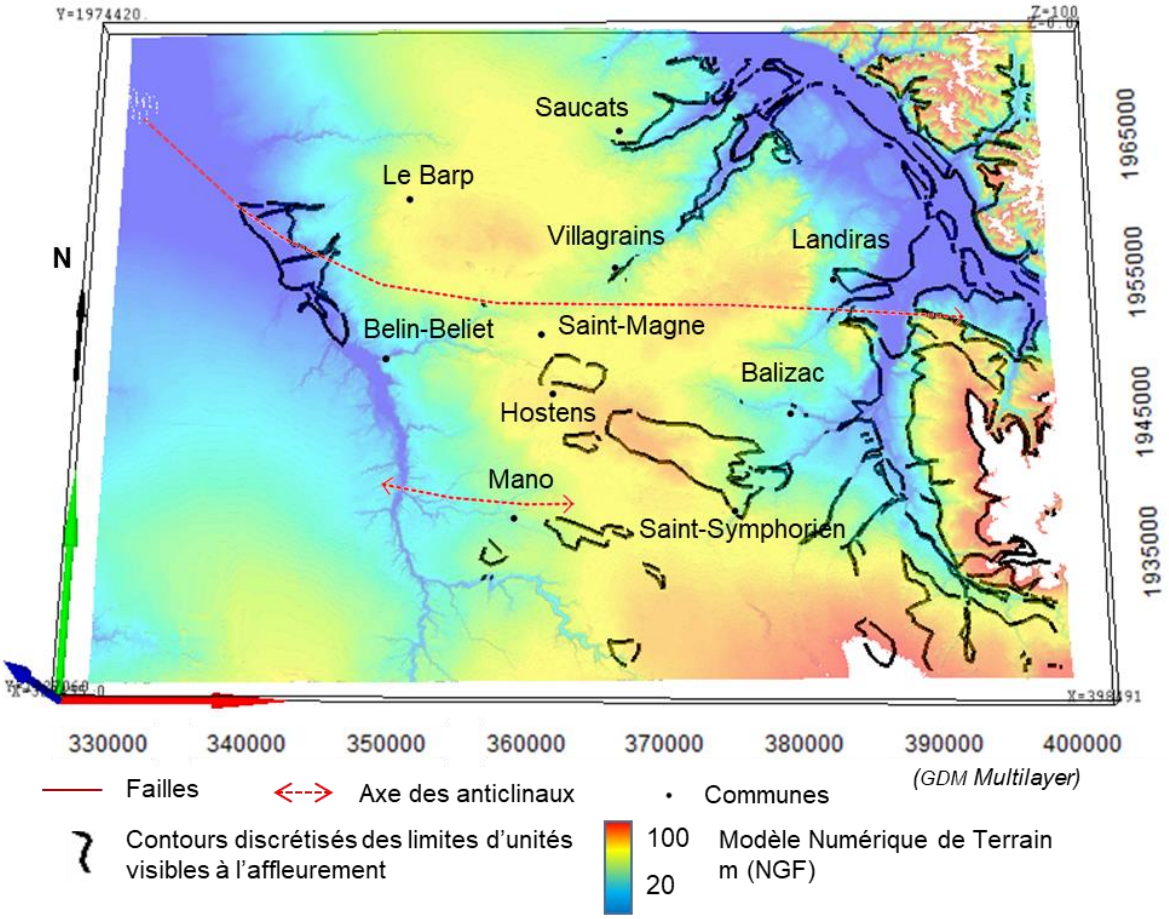


Figure 3-39 : topographie et contour des affleurements intégrés

Intégration des données structurales

Seules les failles qui constituent des contacts structuraux majeurs ont été intégrées au modèle (Figure 3-40). C'est le cas du rejet de Mano, de la faille de la Leyre et de la faille de Bordeaux, identifiables à partir de la sismique (Serrano and Saltel, 2012). Sachant que le tracé des autres failles de la zone est incertain, un premier modèle sans failles a permis d'identifier les zones à très fort pendage susceptibles d'être interprétées comme des zones de failles. Il a également permis de vérifier les hypothèses de tracé faites précédemment (§3.2.3). Les tracés de la faille de Saint-Magne et de la faille du Gât-Mort ont été intégrés. En revanche, la faille du Ciron mise en évidence n'a pas été intégrée au vu de son faible jeu.

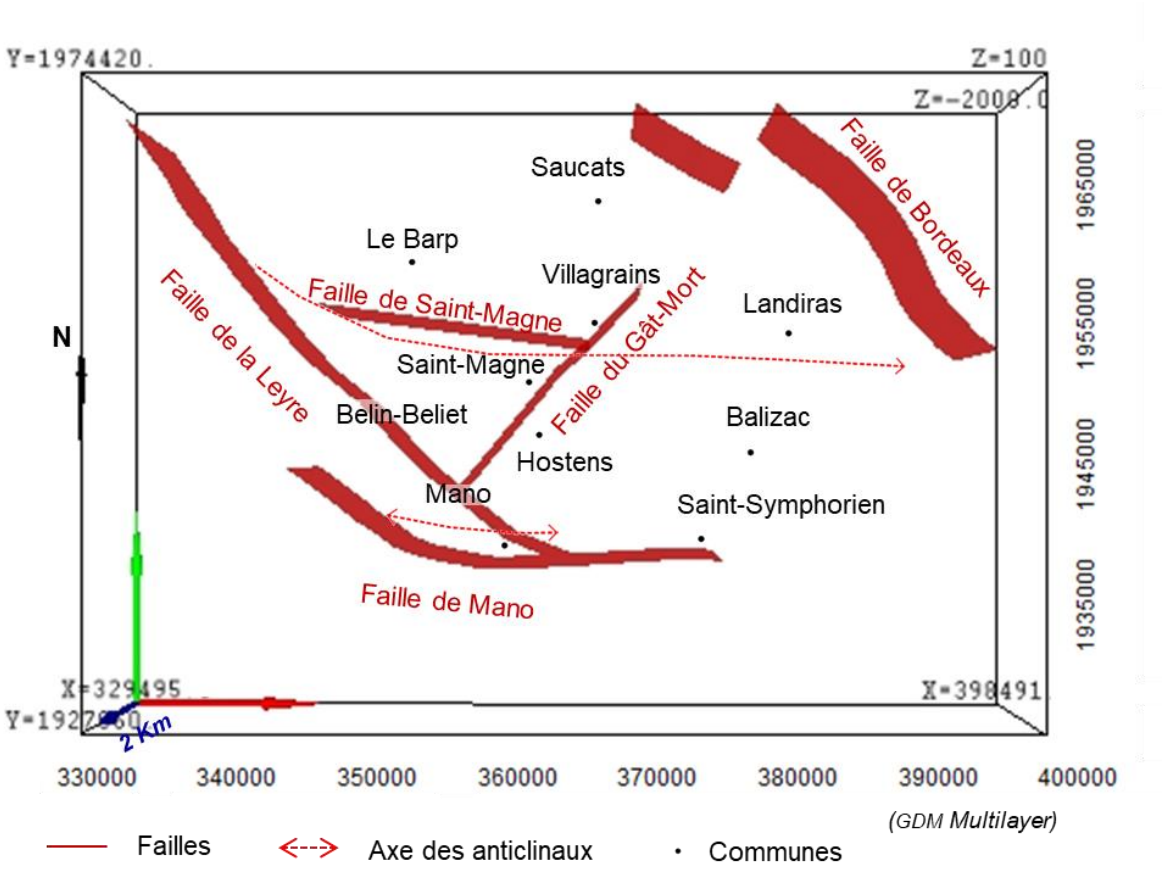


Figure 3-40 : failles intégrées au modèle

Les profils de sismique réflexion disponibles dont la résolution a été jugée suffisante ont été retenus pour préciser les contraintes structurales et certaines limites stratigraphiques. Les limites de formations visibles le long des profils sismiques (94B2, 94M2, 94M1, profil1), (Figure 2-25) qui ont pu être prises en compte sont les suivantes :

- la limite Crétacé/Tertiaire le long des profils 94B2 et 94M2 (Platel and Serrano, 2008), et le long du profil 1 réinterprété ;

- la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur dans le secteur de Mano (Platel and Serrano, 2008).

3.5.2.2. Règleses stratigraphiques et géométriques

La construction du modèle géologique est basée sur la création de surfaces correspondant aux interfaces entre différentes couches. Les unités géologiques retenues ici correspondent aux entités hydro-stratigraphiques. Elles s'individualisent en unités aquifères et en unités épontes.

Le premier type d'information de pile hydro-stratigraphique correspond à l'enchaînement par ordre chronologique de la totalité des formations hydrogéologiques susceptibles d'être

rencontrées sur la zone. L'interpolation est réalisée indépendamment pour chacune des couches selon les informations disponibles pour chacune d'entre elles.

Pour chaque unité de la pile hydro-stratigraphique, le type de surface de dépôt de l'unité est précisé :

- dépôts conformes sur la formation précédente (*onlap*) ;
- dépôts discordants sur une surface d'érosion (*erod*), pouvant recouper plusieurs unités (Calcagno et al., 2008).

L'interpolation des surfaces peut s'avérer complexe dans les cas suivants : érosion des formations, présence d'une phase de non-dépôt ou intersection des surfaces de dépôt suite à l'érosion des unités sous-jacentes (Aswar and Ullagaddi, 2017). Le choix du type de contact (*onlap* ou *erod*) est crucial pour une interpolation cohérente avec la géologie du secteur d'étude.

La séquence de construction du modèle peut être détaillée à l'aide d'un exemple synthétique par ordre chronologique (Figure 3-41) :

(1) interpolation des surfaces érosives : interpolation de la surface topographique et la surface erod de F4 ;

(2) combinaison des surfaces érosives qui s'intersectent en donnant la priorité à la surface érosive la plus récente : la priorité est donnée à la surface topographique ;

(3) interpolation des surfaces de dépôt *onlap* : lignes vertes des surfaces F1 et F2 ;

(4) combinaison des surfaces de type *onlap* en éliminant, dans un premier temps, les parties qui se sont faites érodées, puis en éliminant les parties des surfaces qui intersectent une surface plus ancienne : supression des surfaces *onlap* de F1 et F2 suite à l'intersection avec la surface *erod* qui permet le dépôt de F4 (Figure 3-41).

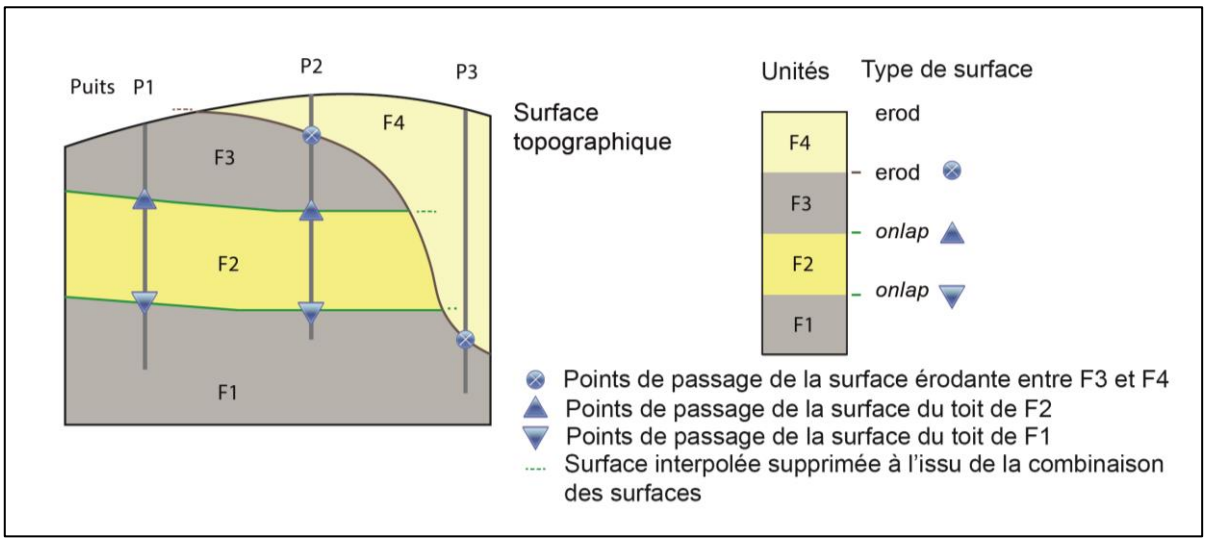


Figure 3-41: interpolation et intersection des surfaces stratigraphiques

La pile hydro-stratigraphique du modèle est composée des 11 unités principales aquifères et de 12 unités épontes à partir du Crétacé supérieur (Tableau 4). Le découpage des différentes unités s'inscrit dans la continuité des modèles du nord de l'Aquitaine (MONA) (Gomez and Pédron, 2010; Saltel et al., 2011; Saltel et al., 2012). Le découpage principal des unités quaternaires et tertiaires du MONA version 3 et version 4 (Saltel et al., 2016) demeure inchangé : un niveau aquifère au Quaternaire, deux niveaux aquifères au Miocène, un niveau aquifère à l'Oligocène, trois niveaux aquifères à l'Éocène. Tous ces niveaux sont séparés par des épontes.

En revanche, l'unité éponte au sommet du Campanien regroupant les horizons peu perméables du Maastrichtien, les argiles du Paléocène et les marnes et argiles de la base de l'Éocène inférieur a été affinée en deux unités.

La première correspond à l'unité faiblement perméable des calcaires marneux du Maastrichtien, dont le caractère semi-perméable a été mis en évidence suite à la campagne de sondage. Les propriétés hydrodynamiques de ces calcaires marneux ne sont comparables ni à l'unité aquifère sous-jacente ni à celles des argiles tertiaires sus-jacentes (§3.2.4.2).

La seconde correspond à l'unité sus-jacentes composée par les formations aquitards, très faiblement perméables, de la base du Tertiaire.

La limite Tertiaire/Quaternaire est considérée comme une surface d'érosion car l'action des cours d'eau durant le Quaternaire a amené l'incision de toutes les formations jusqu'au Maastrichtien localement sur l'axe de l'anticlinal. Cette condition permet de représenter des surfaces associées à plusieurs unités. Elle constitue un préalable à l'interpolation des surfaces identifiées *onlap*.

Toutes les autres unités sont considérées dans le modèle numérique en condition de type *onlap*. Or, les formations tertiaires (Éocène et Oligocène) se déposent en biseau simultanément à la compression pyrénéenne. Le toit de ces formations sédimentaires est érodé. Les formations crétacées, formées avant la compression, subissent également l'érosion de leur sommet à l'approche de l'axe de l'anticlinal. Ces surfaces ne sont pas pour autant en condition de type *erod* car, premièrement, l'érosion ne se fait pas sur toute la zone, et deuxièmement, l'érosion n'aboutit pas à l'incision des couches plus anciennes. La condition *onlap* peut représenter le toit de la succession des dépôts de type biseaux sédimentaires ou des dépôts dont le sommet est partiellement érodé.

Tableau 4 : pile hydro-stratigraphique du modèle géologique

PILE STRATIGRAPHIQUE MODELISEE			T: Toit B: base	(GDM Multilayer)
Formation	Type de surface	Description	Surface	N° Formation
QUAT	EROD	Aquifère du Plio-Quaternaire	B23	F23
EPLS	ONLAP	Eponte du sommet Miocène moyen	T21	F22
LASE	ONLAP	Aquifère du Miocène moyen	T20	F21
EPAQ	ONLAP	Eponte du sommet Aquitanien-Burdigalien	T19	F20
AQUI	ONLAP	Aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien	T18	F19
EPCM	ONLAP	Eponte du Chattien et de la base du Miocène	T17	F18
OLNP	ONLAP	Aquifère de l'Oligocène	T16	F17
EPOL	ONLAP	Eponte de la base de l'Oligocène	T15	F16
EOCS	ONLAP	Aquifère de l'Eocène supérieur	T14	F15
EPES	ONLAP	Eponte de la base Eocene supérieur	T13	F14
EOCM	ONLAP	Aquifère de l'Eocène moyen	T12	F13
EPEO	ONLAP	Eponte de la base de l'Eocène moyen	T11	F12
EOCI	ONLAP	Aquifère de l'Eocène inférieur	T10	F11
EPPA	ONLAP	Eponte du Paléocène et de l'Eocène inférieur	T09	F10
EPCA	ONLAP	Eponte au sommet du Campanien	T08	F09
CAMP	ONLAP	Aquifère du Campano-Maastrichien	T07	F08
EPCS	ONLAP	Eponte du Coniacien-Santonien	T06	F07
COST	ONLAP	Aquifère du Coniancien-Santonien	T05	F06
EPTU	ONLAP	Eponte du Turonien	T04	F05
TURO	ONLAP	Aquifère du Turonien	T03	F04
EPCE	ONLAP	Eponte du Cénomanien	T02	F03
CENO	ONLAP	Aquifère du Cénomanien	T01	F02
SUBC		Substratum		F01

3.5.2.3. Méthode d'interpolation

L'interpolation consiste à estimer une variable spatiale de manière continue à partir d'un ensemble de valeurs discrètes de cette variable. Dans le cas de la modélisation géologique, l'objectif est la reconstitution des enveloppes des unités géologiques. La méthode d'estimation spatiale retenue est le krigeage.

Le krigeage consiste à estimer une valeur spatiale d'une variable régionalisée *z* sur un site non échantillonné s_0 à partir d'une combinaison linéaire de données ponctuelles mesurées sur le site. L'estimation de la variable en $z(s_0)$ est :

$$z(s_0) = a + \sum_i \lambda_i z(s_i) \qquad (3\text{-}1)$$

Les poids λ_i pour chaque valeur mesurée s_i sont calculés de manière à obtenir en s_0 une estimation de variance minimale et non biaisée. Ils sont fonction de la position spatiale des sites de mesure, et de la fonction de corrélation spatiale qui lie les observations entre elles. La variable *a* est une constante qu'il est également nécessaire de déterminer, en fonction des hypothèses générales retenues pour la méthode de krigeage utilisée.

Dans un cadre stationnaire, c'est-à-dire pour une variable aléatoire dont la moyenne est supposée constante sur le domaine, on distingue deux approches de krigeage :

- le krigeage simple (la moyenne *m* de la variable régionalisée est connue) :

$$z(s_0) = m + \sum_i \lambda_i (z(s_i) - m) \qquad (3\text{-}2)$$

- le krigeage ordinaire (la moyenne *m* de la variable régionalisée est inconnue) :

$$z(s_0) = \sum_i \lambda_i z(s_i) \qquad (3\text{-}3)$$

De l'hypothèse de stationnarité découle l'hypothèse de stationnarité intrinsèque, qui définit la fonction de variogramme. Selon cette hypothèse, l'accroissement de l'espérance est considéré comme constant, sans que le processus lui-même soit considéré comme stationnaire.

Le variogramme expérimental $\gamma(h)$ pour un jeu d'observation de la variable spatiale *Z*, est calculé par la relation suivante (Chilès and Delfiner, 1999):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2\,N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \qquad (3\text{-}4)$$

Avec :
$N(h)$, nombre de paires de valeurs $Z(x_i), Z(x_i + h)$ pour une distance h,
$Z(x + h)$, valeur mesurée au point x+h,

$Z(x)$, valeur mesurée au point x.

Sous sa forme la plus courante, le variogramme expérimental présente les éléments caractéristiques suivants (Figure 3-42) :

- Pépite : valeur de $\gamma(h)$ en $h = 0$. Si la variable aléatoire est censée être continue, le saut observé à l'origine traduit le caractère local aléatoire de la variable ;
- Palier : valeur maximale de $\gamma(h)$, correspondant à la variance de la variable spatiale ;
- Portée : distance à partir de laquelle de $\gamma(h)$ ne présente plus d'accroissement et atteint la valeur pallier.

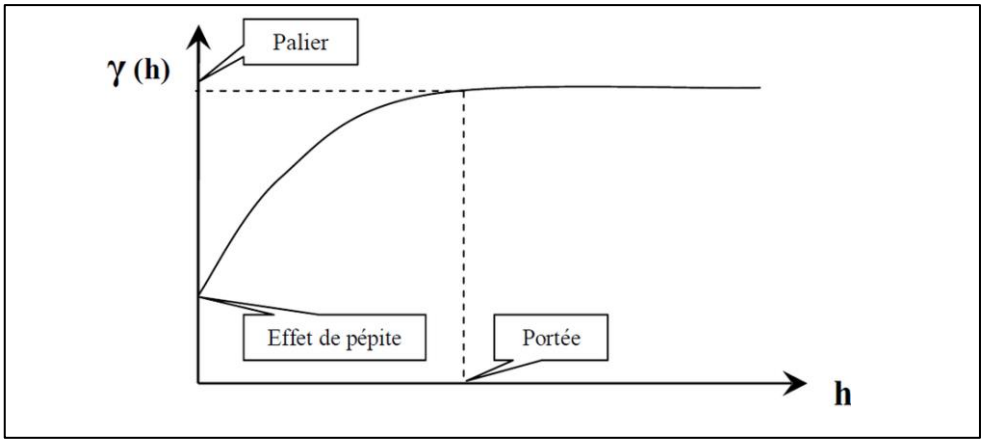


Figure 3-42 : éléments constitutifs d'un variogramme standard

A partir de ce variogramme expérimental, un variogramme théorique est construit, issu de différentes fonctions mathématiques (Figure 3-43) en minimisant l'écart entre variance théorique et variance expérimentale. Les paramètres du variogramme théorique ajusté sont utilisés pour procéder au krigeage de la variable spatiale.

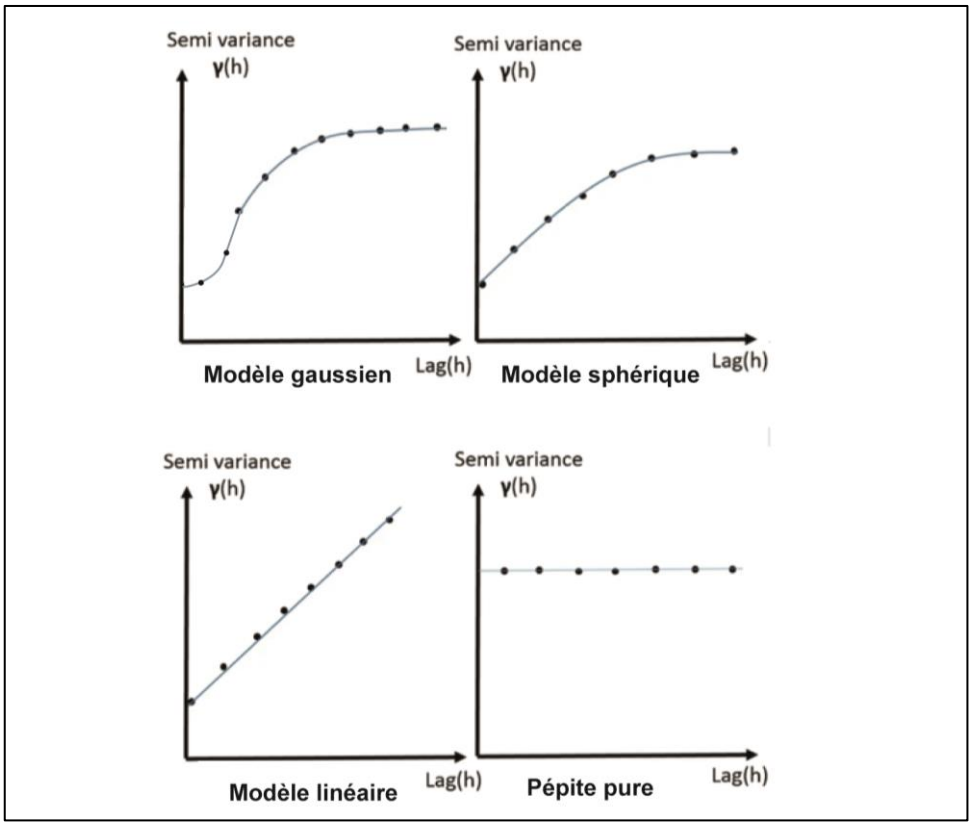


Figure 3-43 : exemple de modèles de variogrammes

Les variogrammes sont ajustés en fonction des variogrammes expérimentaux et des semi-variogrammes directionnels.

Dans les cas où la variable expérimentale présente une structuration régionale marquée, l'hypothèse de stationnarité peut ne pas être vérifiée. Il est possible d'intégrer cette évolution dans le modèle de krigeage en introduisant un terme de dérive spatiale pour l'espérance de la variable.

L'examen des données expérimentales et la connaissance « à priori » de la zone permettent de repérer ce contexte particulier. Les variogrammes expérimentaux peuvent éventuellement présenter une anisotropie, ainsi qu'une absence de palier sur les distances correspondant à la fenêtre d'observation.

Les ajustements des variogrammes expérimentaux sur la zone d'étude ont été réalisés lorsque les données validées étaient en nombre suffisant. C'est le cas pour les surfaces de la base du Quaternaire, des toits des unités du Miocène et de l'Oligocène. Les modèles de variogrammes retenus sont une combinaison de deux fonctions mathématiques :

- un modèle sphérique à faible portée puis d'un modèle linéaire (pour la base de l'aquifère du Plio-Quaternaire et pour les toits de l'éponte de l'Aquitanien, de l'aquifère de l'Oligocène et l'éponte à la base de l'Oligocène ;
- un modèle sphérique à faible portée puis un modèle gaussien (pour le toit de l'aquifère du Langhien-Serravallien et pour le toit de l'aquifère de l'Aquitanien et l'éponte du Chattien et de la base du Miocène).

Les variogrammmes expérimentaux directionnels des unités épontes et aquifères du Miocène et de l'Oligocène révèlent deux directions préférentielles : les variogrammes de direction N0° et N135° ont des valeurs plus importantes à partir d'une certaine portée (15 Km) que ceux de direction N45° et N90° (Figure 3-44(a)). Ces directions correspondent au pendage général de la surface à l'échelle de la zone vers le cœur du Bassin aquitain à l'ouest et au sud-ouest.

Une dérive d'ordre 1 est intégrée afin de restituer ce pendage. Les données codant pour cette surface sont traitées à l'aide de ce nouveau variogramme (Figure 3-44(b)).

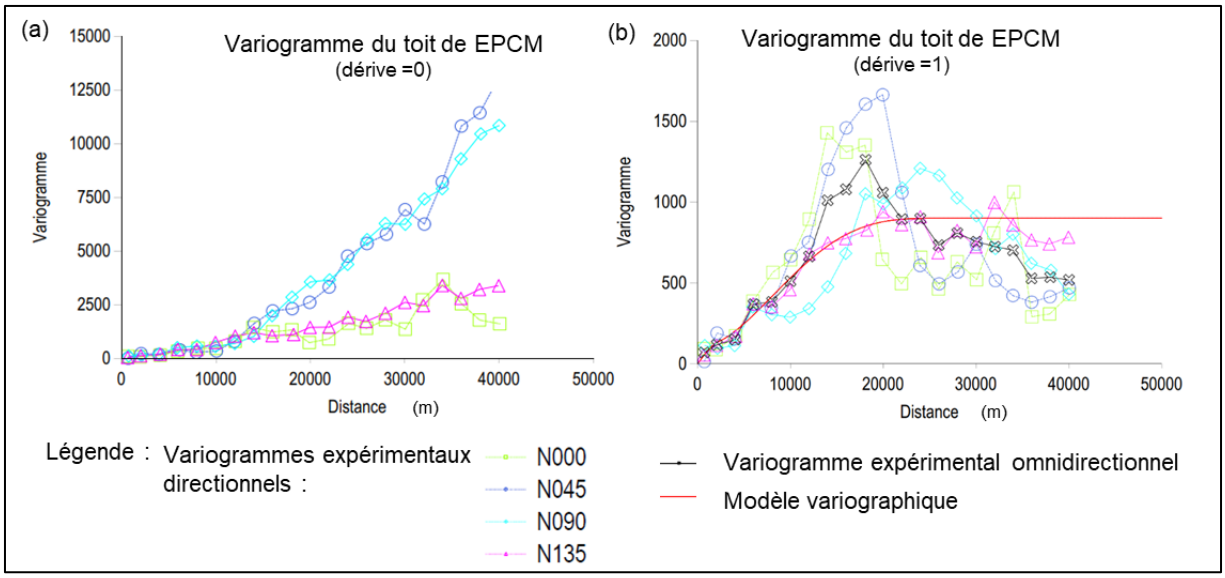


Figure 3-44 : variogrammes du toit de l'éponte Chattien/base du Miocène (EPCM) ; (a) sans dérive ; (b) modèle retenu avec une dérive d'ordre 1

Contrairement aux formations précédentes, les variogrammes expérimentaux directionnels des unités du Langhien-Serravallien et Plio-Quaternaire sont similaires. Les modèles de variogramme ne nécessitent pas l'intégration d'une dérive. Aucun pendage préférentiel n'est mis en évidence par l'allure des variogrammes directionnels. Ces formations ne sont pas structurées par un pendage régional marqué. Cette tendance peut être expliqué par le comblement du bassin à partir du Langhien-Serravallien.

Pour les formations présentant peu de données (moins de 100 points), il a été de difficile mettre en évidence une structuration spatiale particulière. Dans ces cas (unités de l'Éocène, du Paléocène et du Crétacé), un modèle de variogramme linéaire ajusté au mieux a été retenu.

3.5.3. Une structure géologique revisitée

3.5.3.1. Géométrie de l'anticlinal : de nouveaux éléments

Le modèle géométrique géologique obtenu permet un nouvel examen de la structuration de la zone d'étude et de préciser le cas échéant les relations entre certaines unités. Cette

phase passe également par un contrôle des zones connues amenant une validation locale des choix de construction retenus pour la modélisation. Ce double examen est détaillé ci-après.

D'un point du vue structural, les failles régionales jouent un rôle très important. L'anticlinal de Villagrains-Landiras est contraint par la faille du Gât-Mort et la faille de Saint-Magne qui affectent les unités crétacées par un important rejet. Elles séparent la zone au sein de laquelle le Cénomanien est en contact avec les unités du Tertiaire (Saint-Magne et Beliet) et le reste de la structure anticlinale au sein de laquelle toutes les unités du Crétacé supérieur sont présentes.

La faille de Mano constitue une limite de l'anticlinal de Mano, composante structurale majeure de la partie sud de la zone entrainant un abaissement du toit des formations ante-oligocènes (Figure 3-45).

Entre ces deux structures sédimentaires majeures, l'approfondissement des unités crétacées se traduit par une structure synclinale (Figure 3-45). Le remplissage tertiaire sus-jacent est relativement peu épais, et peu plissé. Cette restitution géométrique diffère des précédentes interprétations sismiques proposées sur la zone (Platel and Serrano, 2008). L'épaisseur du remplissage tertiaire simulé situé au droit de la structure subsidente s'élève à 120 mètres. Les interprétations précédentes proposaient pour cette même zone un remplissage de l'ordre de 250 mètres, induit par une structure synclinale plus marquée. En l'absence de puits à l'apex du synclinal, il est difficile de retenir une hypothèse de structuration particulière.

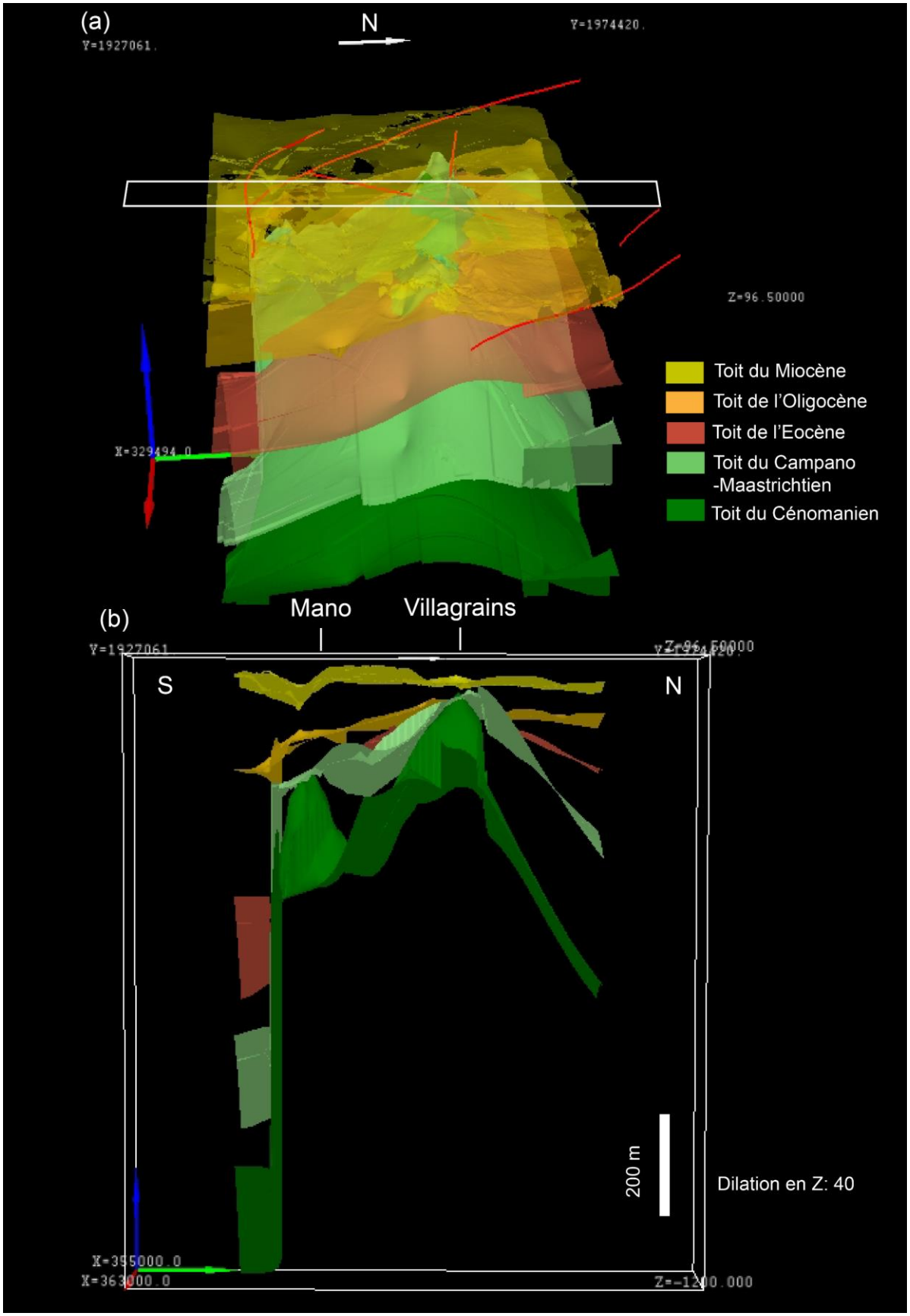


Figure 3-45: (a) représentation 3 dimensions des toits des principales formations; (b) coupe sud-nord entre Villagrains et Mano

Deux blocs diagrammes représentatifs de la zone d'étude ont été choisis pour illustrer la complexité de la structuration géologique. La Figure 3-46 présente un bloc construit à partir d'un profil ouest-est (CD) parallèle à l'axe de l'anticlinal, sur le flanc nord ; et d'un profil nord-sud (AB) qui correspond à la partie occidentale de la zone. La Figure 3-47 propose un bloc diagramme obtenu à partir d'un profil nord-sud (EF) illustrant la partie orientale de la zone d'étude et d'un profil ouest-est (GH) situé directement sur l'axe de l'anticlinal.

Structuration de l'anticlianl selin l'axe nord-sud (profils AB et EF)

L'approfondissement du toit des unités de part et d'autre de l'axe des anticlinaux proposé par le modèle est similaire à celui des coupes présentées au §0. Sur le flanc nord de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, le plongement des unités ainsi que le fort épaississement des unités tertiaires sont bien restitués et confortés (Figure 3-46 **AB**).

Au sud de la faille de Mano, toutes les unités, à l'exception des unités plio-quaternaires et du Miocène moyen, sont plus épaisses que dans le reste de la zone (Figure 3-47 **EF**). Le rejet de la faille de Mano peut décaler les unités jusqu'à 700 m que ce soit sur sa partie orientale (Figure 3-47 **EF**) ou occidentale (Figure 3-46 **AB**). La conséquence de ce décalage est la mise en contact des différentes unités aquifères.

Dans la partie occidentale, au sud de Beliet, les formations aquifères et épontes du Campano-Maastrichtien apparaissent au cœur du synclinal et s'amincissent à l'approche des axes des anticlinaux jusqu'à disparaître localement à Saint-Magne et à Mano (Figure 3-46 **AB**).

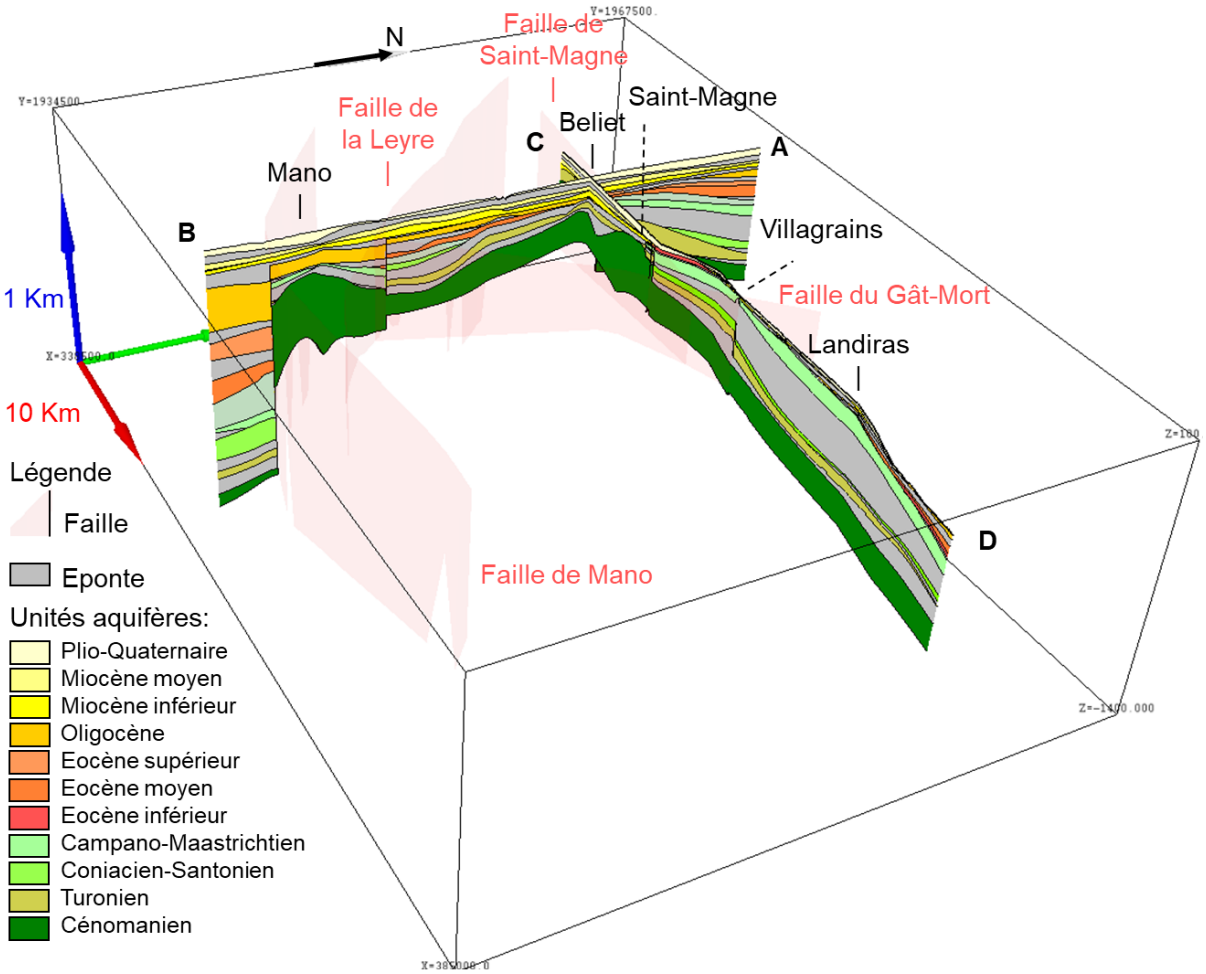


Figure 3-46: bloc diagramme 1 obtenu à partir des coupes nord-sud (AB), partie occidentale, et ouest-est (CD)

Dans la partie orientale, l'éponte du Coniacien-Santonien s'épaissit à l'approche de l'axe de l'anticlinal (Figure 3-47 **EF**). Son toit est rencontré à une profondeur relativement faible dans les forages VILL002 à Villagrains et F1-4 à Budos. Il est rencontré à 35 m NGF et -2 m NGF respectivement au droit de ces deux puits. A Saint Symphorien, la base de l'aquifère du Cénomanien connait de faibles variations de profondeur (Figure 3-47 **EF**). Ces dernières sont le témoin de la faible extension de l'anticlinal de Mano vers l'est.

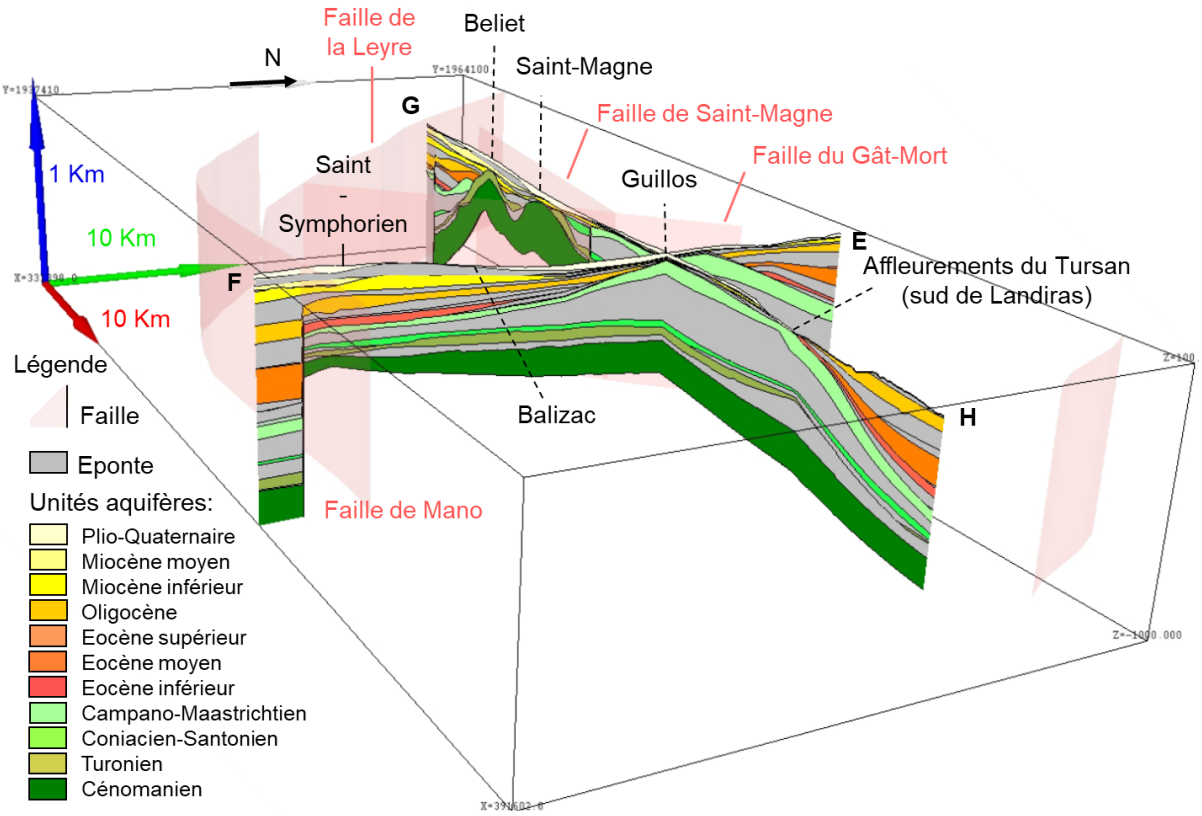


Figure 3-47 : bloc diagramme 2 obtenu à partir des coupes nord-sud (EF), partie orientale et ouest-est (GH)

Structuration de l'anticlinal selon l'axe nord-sud (profils CD et GH)

La structuration de l'anticlinal sur son flanc nord est marquée par les structures tectoniques cassantes (Figure 3-46 **CD**). Un décalage de l'unité du Cénomanien de 85 m est présent de part et d'autre de la faille de Saint-Magne. Au niveau de la faille du Gât-Mort un décalage du toit de l'aquifère de Cénomanien de 70m est représenté à Villagrains (Figure 3-46 **CD**).

A l'est de la faille du Gât-Mort, le profil du toit du Crétacé supérieur, le long de l'axe de l'anticlinal s'abaisse vers l'est entre Guillos et Landiras (Figure 3-47 **GH**), mais sans épaississement notable des unités. Dans la zone périclinale, à l'est de Landiras, les séries tertiaires s'épaississent et possèdent un pendage plus important (Figure 3-47 **GH**).

Le long de l'axe de l'anticlinal, entre Beliet et Saint-Magne, les plissements de l'unité de l'aquifère du Cénomanien forment une structure synclinale de faible extension. Au cœur de ce synclinal, seules les unités épontes du Cénomanien et du Turonien sont conservées (Figure 3-47 **GH**). En l'absence de données entre ces deux lieux, il n'est pas possible d'affirmer si seules les unités du Crétacé ont été préservées comme le retranscrit le modèle ou si un remplissage paléogène (unités éponte et aquifère de l'Oligocène principalement) s'est produit et a été préservé. En l'absence de données complémentaire et par application du principe de parcimonie, la structure hydrogéologique retenue correspond à un remplissage uniquement Miocène du synclinal en discordance directe sur les formations crétacées.

3.5.3.2. Implications hydrogéologiques : cartographie du système multi-couche

Pour chaque unité de la pile hydro-stratigraphique (Tableau 4), une carte isobathe de son toit et une carte isopaque sont présentées (Figure 3-48 à Figure 3-51). Pour le Plio-Quaternaire, série la plus récente, une cartographie de sa base érosive est proposée (Figure 3-51 (a) et (b)). L'extension de chaque unité ainsi que les volumes associés sont présentés en Annexe D.

Deux zones hautes sont repérées sur le profil des toits des unités aquifère et éponte du Cénomanien : une à Saint-Magne et l'autre autour du puits Beliet1 au sud du Barp (Figure 3-48 (e), (g)). Outre ses deux zones dans lesquelles l'aquifère du Cénomanien est peu profond, le toit de l'aquifère du Cénomanien est situé entre -400 m NGF et -100 m NGF dans le centre de la zone. Au sud, l'anticlinal de Mano est visible sous la forme un dôme cénomanien à -200 m NGF (Figure 3-48 (g)).

Le synclinal entre les anticlinaux de Villagrains-Landiras et Mano est plus prononcé à l'ouest de la zone qu'à l'est (Figure 3-49 (a), (c), (e), (g)). En effet, à Landiras et Balizac, un faible approfondissement des limites des unités du Cénomanien au Turonien est observé. Au sud de la faille de Mano et à l'ouest de la faille de la Leyre, les toits des unités du Crétacé sont à une côte inférieure à -1000 m NGF (Figure 3-48 (a), (c), (e), (g)) et Figure 3-49 (a), (c), (e), (g)).

Un approfondissement général des unités ante-miocènes de la zone est observé vers le sud-ouest de la zone correspondant au cœur du Bassin aquitain (Figure 3-48 (a), (c), (e), (g) à Figure 3-50 (a), (c), (e), (g)).

Les unités du Crétacé supérieur s'amincissent à l'approche des deux zones hautes à Saint-Magne et Beliet. Les unités épontes et aquifères du Coniacien-Santonien au Campano-Maastrichtien sont absentes à Saint-Magne. Dans la partie ouest, les variations d'épaisseur brutales des unités du Crétacé supérieur sont en partie liées à des problèmes d'affectations stratigraphiques. En effet, pour les puits forés avant les années 80, les incertitudes sur l'affectation stratigraphique réelle des formations entre le Coniacien et le Maastrichtien sont importantes.

Les unités tertiaires s'amincissent jusqu'à disparaître à l'approche de l'axe de l'anticlinal (Figure 3-50 (b), (d), (f), (h)). L'aquifère de l'Éocène moyen, formé durant la phase paroxysmale de la compression pyrénéenne, varient fortement en épaisseur de part et d'autre de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras : il s'épaissit de 100 m en 5 km sur le flanc nord de l'anticlinal (Figure 3-50 (g)). Témoignage de cette activité tectonique, les dépressions formées par le plissement de l'anticlinal sont comblées en majorité par les sédiments éocènes. Sur les flancs de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, l'espace disponible pour la sédimentation est plus faible à l'Oligocène qu'à l'Éocène. Les variations d'épaisseur des unités aquifère et épontes de l'Oligocène sont faibles comparées à celles des unités aquifères et épontes de l'Eocène. Des zones de lacunes des unités aquifères et épontes des unités tertiaires sont présentes le long de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras et au sud de Saint-Magne (Figure 3-50 (b), (d), (f) et (h)).

L'aquifère du Plio-Quaternaire s'étend sur toute la zone à l'exception des zones d'érosion le long des cours d'eau qui permettent l'affleurement des unités sous-jacentes.

Ce jeu d'amincissement et d'épaississement des différentes séries, et donc des unités épontes et aquifères amène à une structuration en système multicouche complexe avec des zones de communication préférentielles à la faveur des fenêtres créées par les zones de lacune et les variations de faciès.

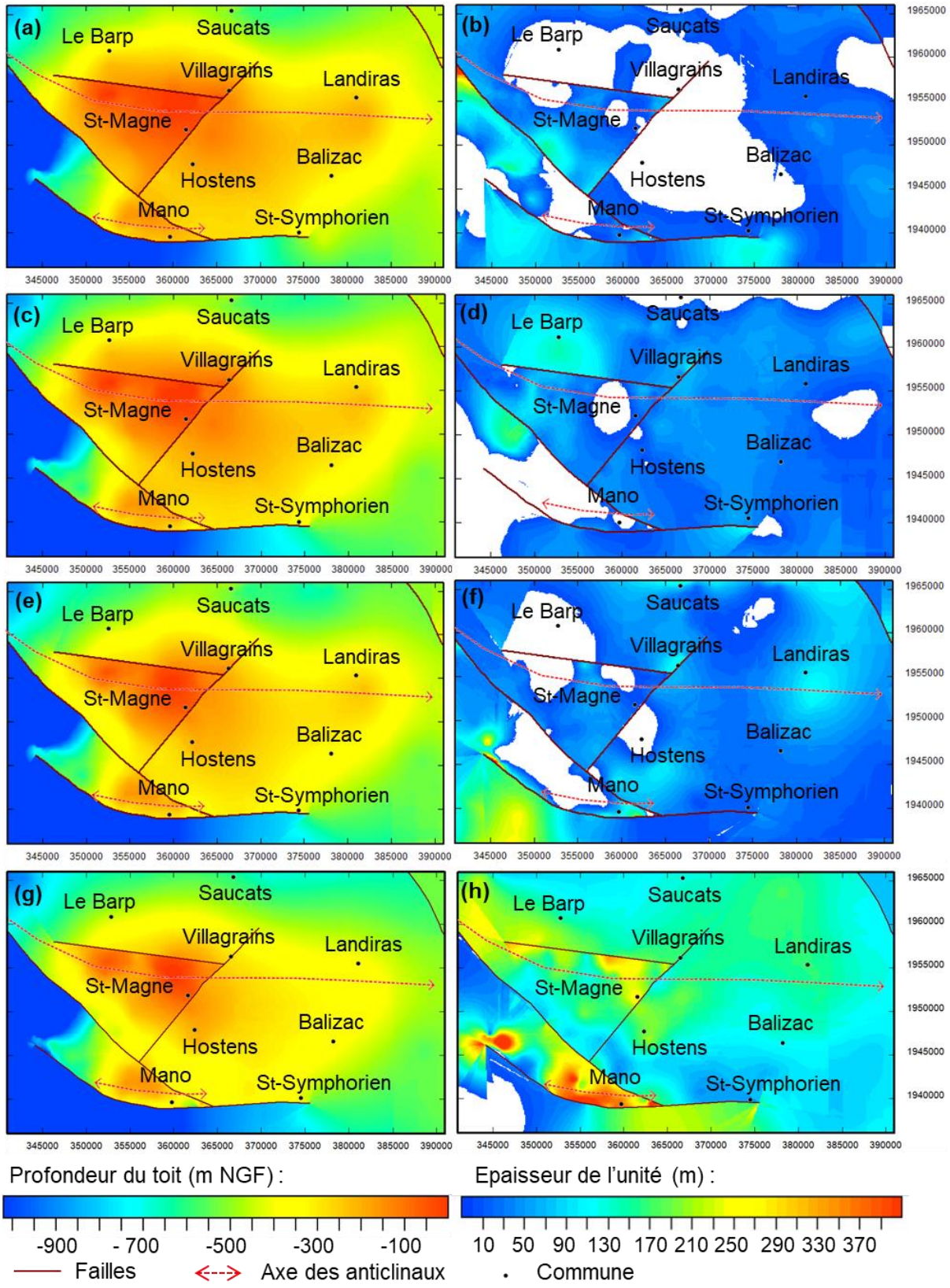


Figure 3-48 : profondeur des toits des unités et cartes d'épaisseur associées : (a) toit de l'éponte du Turonien ; (b) épaisseur de l'éponte du Turonien ; (c) toit de l'aquifère du Turonien ; (d) épaisseur de l'aquifère du Turonien ; (e) toit de l'éponte du Cénomanien ; (f) épaisseur de l'éponte du Cénomanien ; (g) toit de l'aquifère du Cénomanien ; (h) épaisseur de l'aquifère du Cénomanien

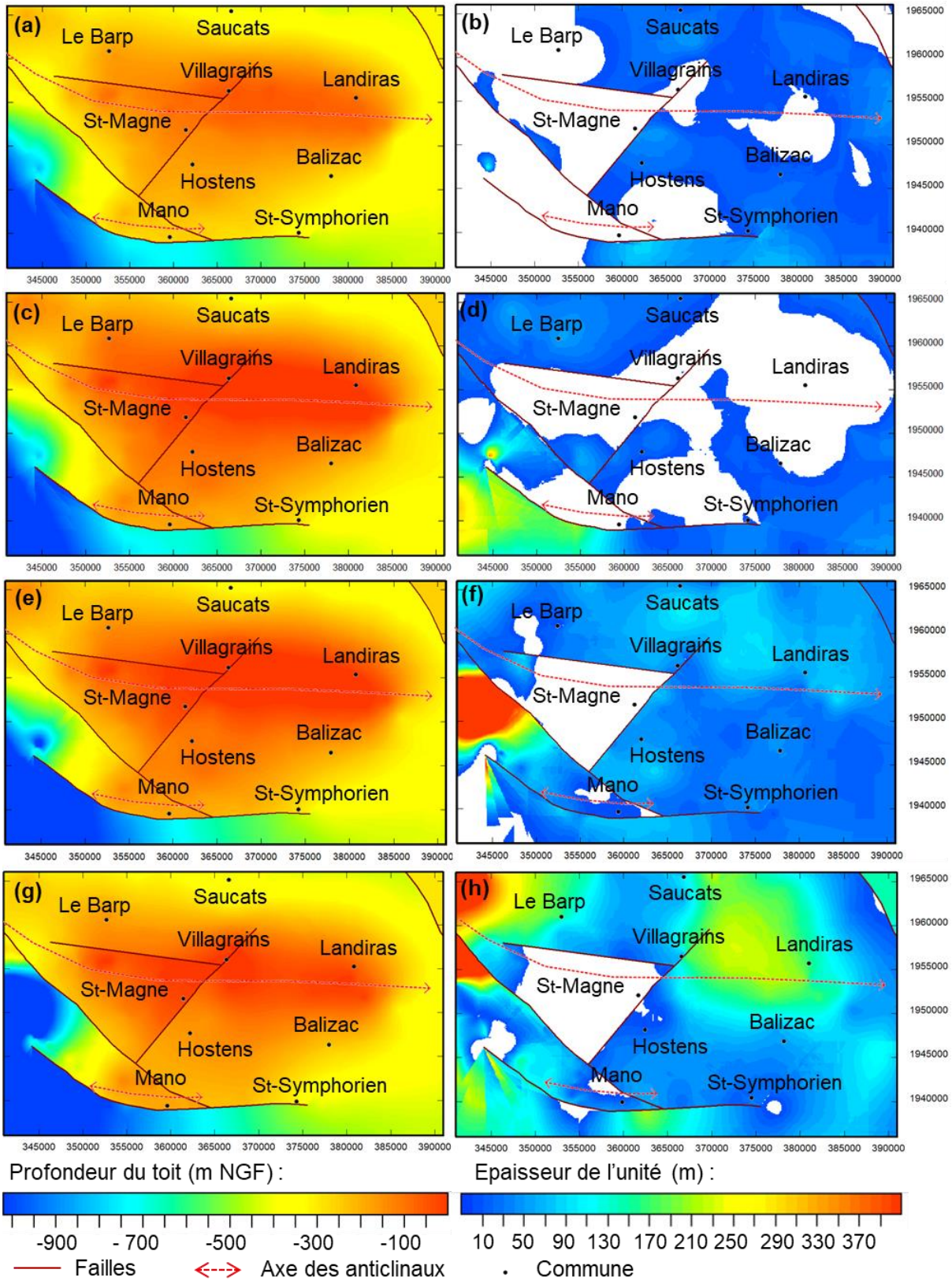


Figure 3-49 : profondeur des toits des unités et cartes d'épaisseur : (a) toit de l'éponte du Paléocène et de la base de l'Éocène ; (b) épaisseur de l'éponte du Paléocène et de la base de l'Éocène ; (c) toit de l'éponte du Campano-Maastrichtien ; (d) épaisseur de l'éponte du Campano-Maastrichtien ; (e) toit de l'aquifère du Campano-Maastrichtien ; (f) épaisseur du Campano-

Maastrichtien ; (g) toit de l'éponte du Coniacien-Santonien ; (h) épaisseur de l'éponte du Coniacien-Santonien

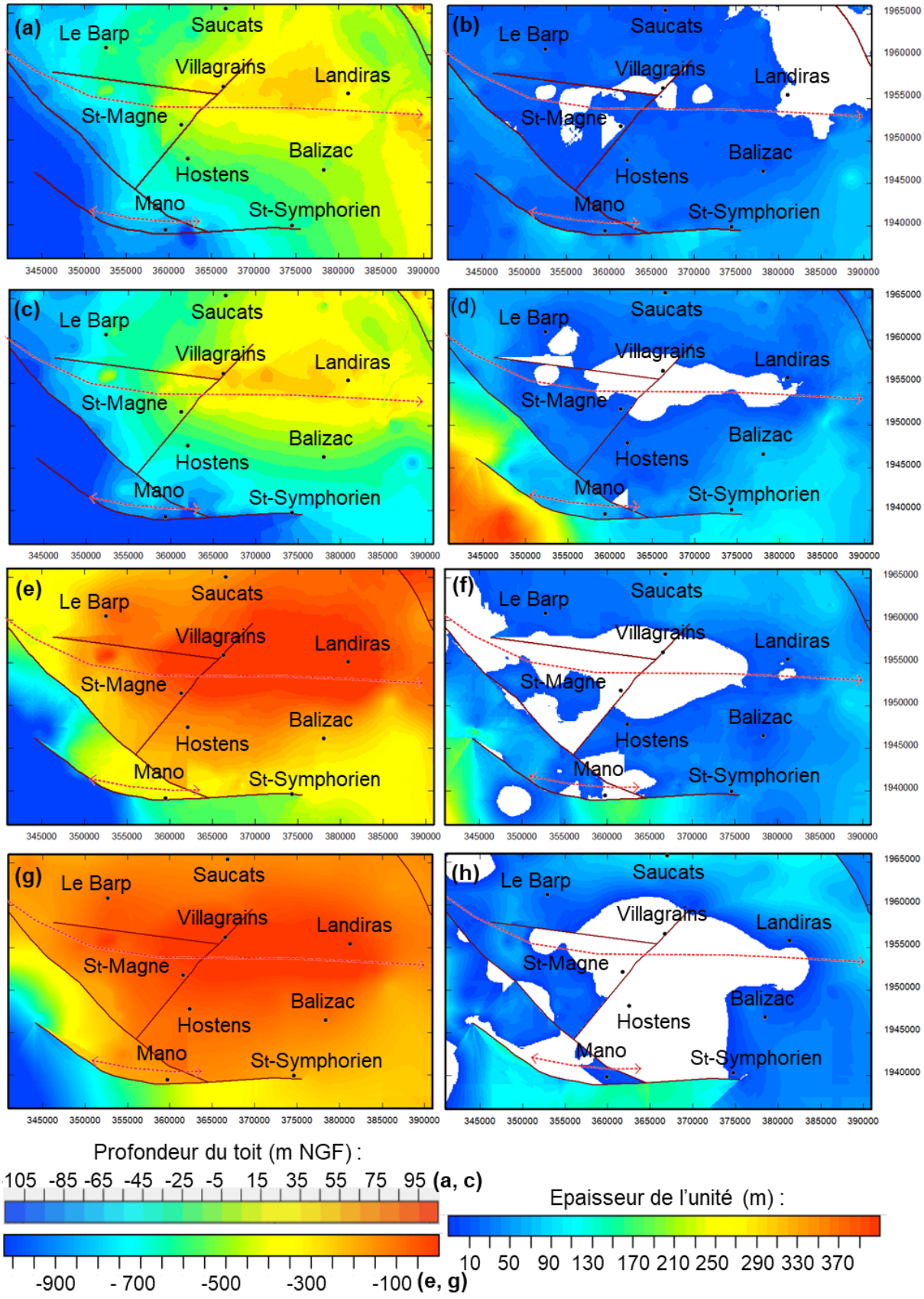


Figure 3-50 : profondeur des toits et cartes d'épaisseur : (a) toit de l'éponte du Chattien et de la base du Miocène ; (b) épaisseur de l'éponte du Chattien et de la base du Miocène ; (c) toit de l'aquifère de l'Oligocène ; (d) épaisseur du toit de l'Oligocène ; (e) toit de l'éponte de la base de l'Oligocène ; (f) épaisseur de l'éponte de la base l'Oligocène ; (g) toit de l'aquifère de l'Éocène moyen ; (h) épaisseur de l'aquifère de l'Éocène moyen ; tracé des failles en bordeaux

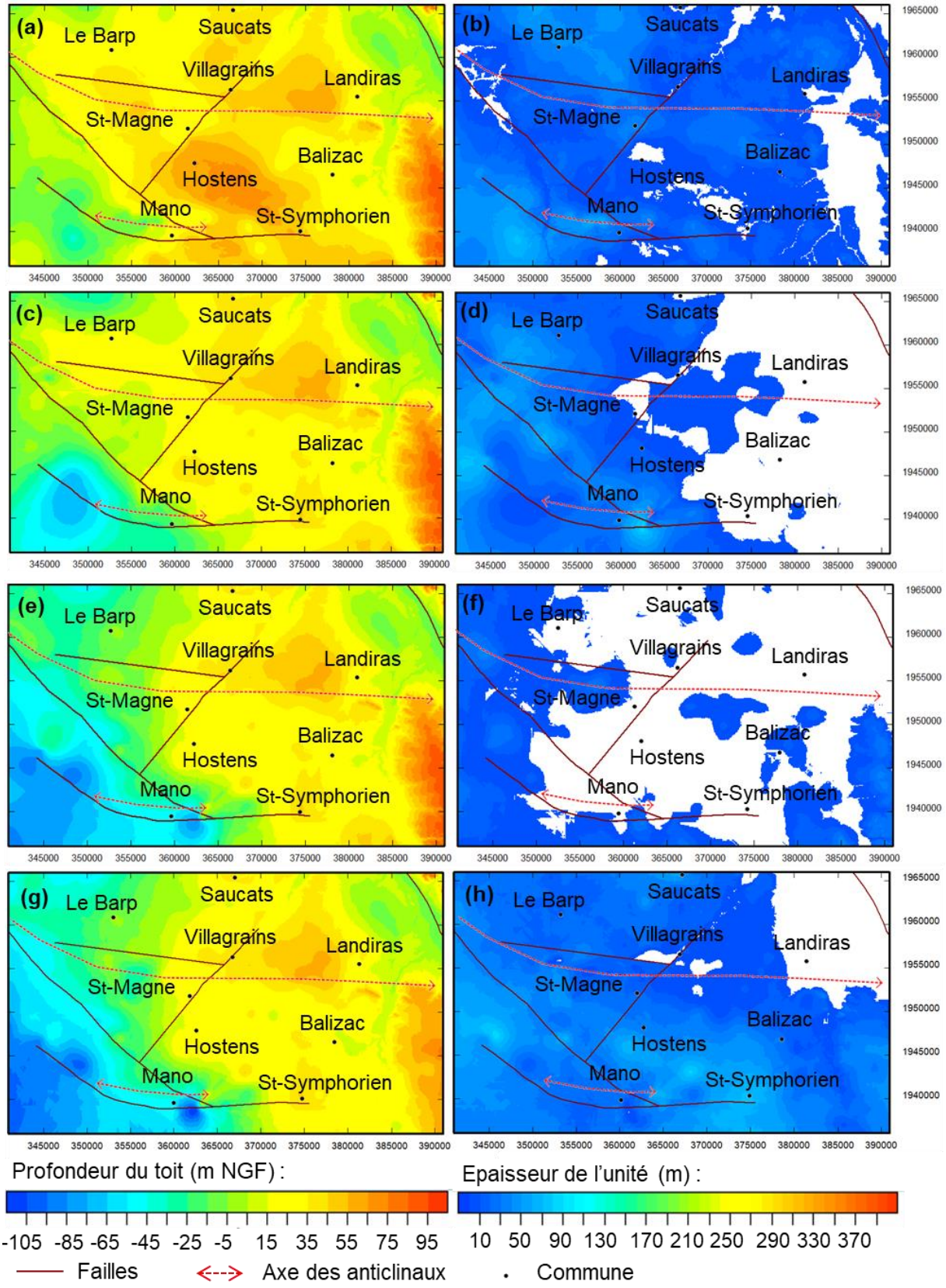


Figure 3-51 : profondeur du toit ou mur des unités et cartes d'épaisseur : (a) base de l'aquifère du Plio-Quaternaire ; (b) épaisseur de l'aquifère du Plio-Quaternaire ; (c) toit de l'aquifère du Langhien-Serravallien ; (d) épaisseur de l'aquifère du Langhien-Serravallien ; (e) toit de l'éponte de l'Aquitanien-Burdigalien ; (f) épaisseur de l'éponte de l'Aquitanien-Burdigalien ; (g) toit de

l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien ; (h) épaisseur de l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien ; tracé des failles en bordeaux

3.5.4. Implications hydrogéologiques : zones de connexion inter-aquifère

La structuration de l'anticlinal, induite par la tectonique ainsi que son érosion polyphasée syn et post-formation a entrainé la mise en contact des unités aquifères d'âges distincts.

A partir des types de contact inter-aquifère qu'il a été possible d'identifier, une typologie synthétique est proposée (Figure 3-52).

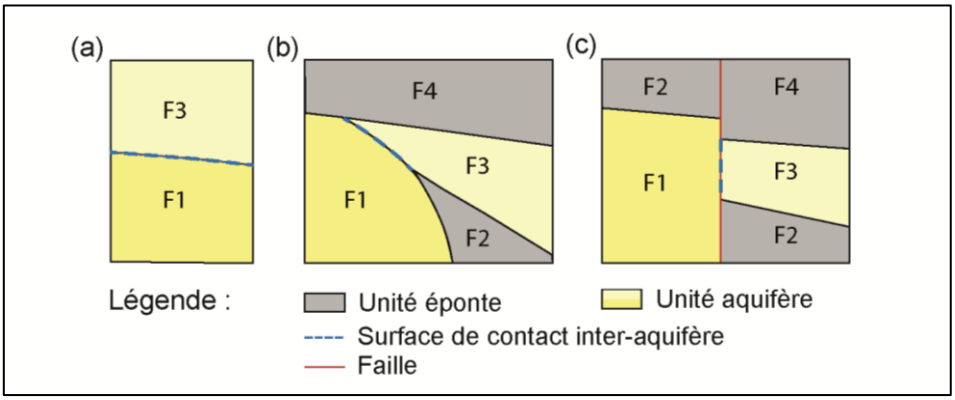


Figure 3-52 : types de contact inter-aquifère : (a) surfaces de contact dû à la superposition de deux unités aquifères causée par l'érosion de l'unité éponte ; (b) surfaces de contacts latérales induites par le plissement des unités et l'amincissement des unités à l'approche de l'axe de l'anticlinal ; (c) surfaces de contacts verticales liées au décalage induit par les failles

Sur la zone d'étude, les surfaces de contact de type (a) et (b) (Figure 3-52 (a) et (b)) sont calculées à partir de l'intersection des zones de lacunes des épontes qui sont stratigraphiquement comprises entre les deux unités aquifères concernées (Figure 3-53). Ces surfaces, issues des cartes de lacunes, sont ensuite multipliées par le pendage moyen de la surface au droit de la zone de contact inter-aquifère (Tableau 5).

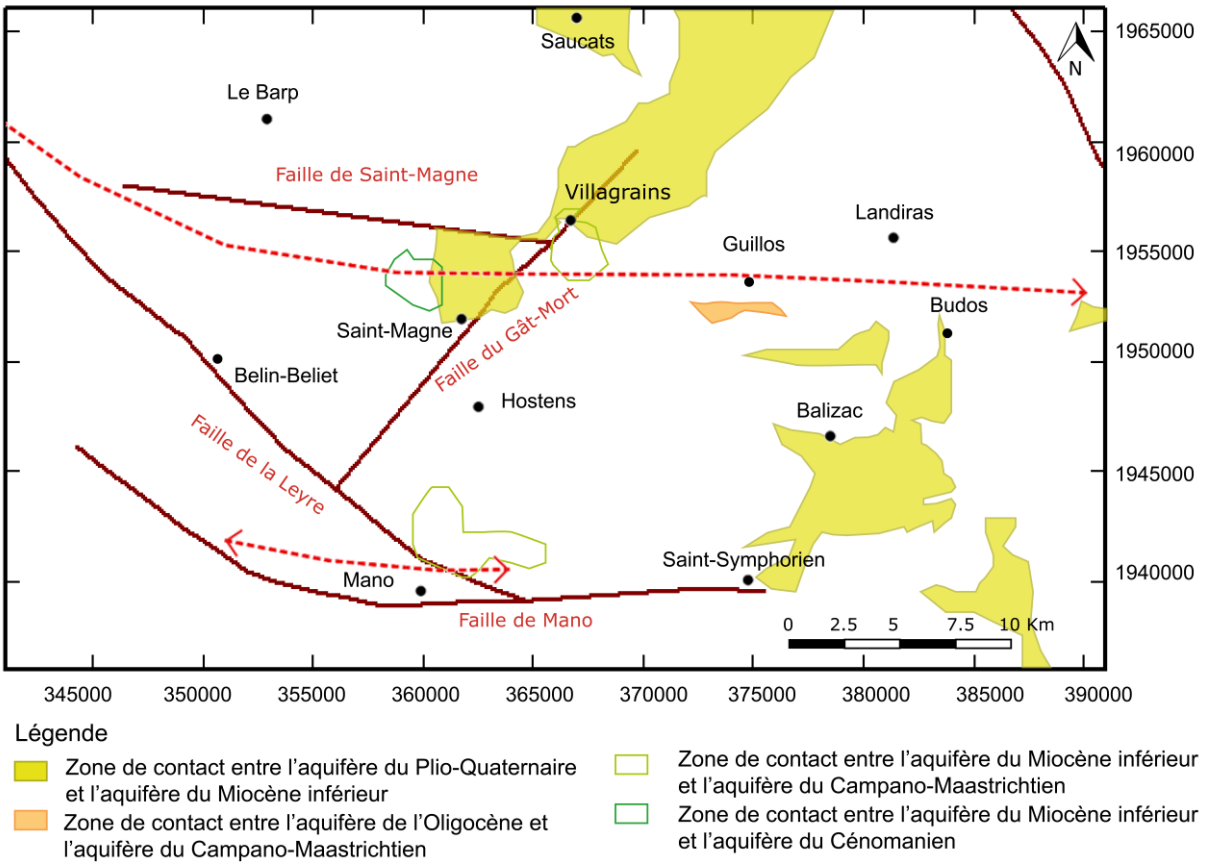


Figure 3-53: zones de contact inter-aquifère

L'aquifère du Plio-Quaternaire est en contact avec l'aquifère du Miocène inférieur dans le secteur de Saint-Magne et Villagrains le long du Gât-Mort et dans le secteur de Budos et Balizac. En effet, les épontes du Miocène moyen et inférieur sont absentes dans ces secteurs. Au total, la surface de contact entre ces deux aquifères est de l'ordre 133 km² (Tableau 5).

Les lacunes sédimentaires de la base du Miocène au sommet du Campano-Maastrichtien permettent la mise en contact de l'aquifère de la base du Miocène inférieur avec celui du Campano-Maastrichtien à Villagrains et localement à Mano (Figure 3-53).

Autour des affleurements du Campano-Maastrichtien de Villagrains, les unités tertiaires ayant été sujettes à l'érosion, l'aquifère du Plio-Quaternaire est directement en contact avec l'aquifère du Campano-Maastrichtien autour des affleurements, sur une surface de 17 km².

Au sud-ouest des failles de Saint-Magne et du Gât-mort, l'érosion des unités du sommet du Crétacé entraîne le contact de l'unité aquifère du Miocène inférieur avec celle du Cénomanien à Saint-Magne. Autour de cette zone restreinte, les épontes du Miocène inférieur, du Turonien et du Cénomanien possèdent des épaisseurs très faibles (Figure 3-48 (b) et (f)). Les unités aquifères du Plio-Quaternaire, du Miocène inférieur, du Turonien et du Cénomanien sont séparées par des unités épontes très peu épaisses.

Sur le flanc sud de l'anticlinal, à Guillos, l'aquifère de l'Oligocène est en contact avec l'aquifère du Campano-Maastrichtien (Tableau 5). Cette zone de contact correspond à

l'intersection des zones de lacunes sédimentaires de l'éponte du Paléocène et de l'éponte à la base de l'Oligocène. Autour de cette zone, l'éponte du Paléocène est localement discontinue suite à l'érosion partielle des altérites paléocènes. Seuls quelques reliquats des formations érodées et remaniées sont conservés au sein de cavités karstiques campano-maastrichtiennes. Il est toutefois possible que la zone de contact entre l'aquifère de l'Oligocène et du Campano-Maastrichtien soit plus étendue (supérieure à 2,01 km²), (Figure 3-53 et Tableau 5). Il est probable que ces deux unités aquifères soient aussi en contact à l'ouest de Guillos. En effet, à cet endroit, lors de la foration de forages destructifs des pertes totales ont été rencontrées entre les formations aquifères de l'Oligocène et du Campano-Maastrichtien (F2-10 notamment). En l'absence d'échantillons sur ces intervalles, les unités ante-miocènes n'ont pas été intégrées au modèle.

Tableau 5 : surfaces de contact inter-aquifère induites par les lacunes des unités épontes

Unités aquifères en contact	Surface de contact (km²)
Plio-Quaternaire - Miocène inférieur	133,71
Oligocène - Campano-Maastrichtien	2,01
Miocène - Campano-Maastrichtien	17,35
Miocène - Cénomanien	4,61

Les surfaces de contact inter-aquifère de type (c), induites par les failles (Figure 3-52 (c)), sont calculées à partir de coupes perpendiculaires à la faille. Elles sont estimées à partir des rejets calculés par le modèle numérique. Les failles du Gât-Mort, de la Leyre et de Saint-Magne mettent en contact principalement les différentes unités aquifères du Crétacé (Tableau 6). En revanche, la faille de Mano, à fort rejet, met en contact les unités aquifères du Tertiaire avec celles du Crétacé. Par exemple, le rejet induit par la faille de Mano permet le contact de l'aquifère du Cénomanien et de l'Éocène moyen sur une hauteur de 100 m et le contact de l'aquifère du Cénomanien et de l'aquifère du Campano-Maastrichtien le long de la faille.

Tableau 6 : surfaces de contact inter-aquifère induites par les failles du Gât-Mort, de Saint-Magne et de la Leyre (en km²)

Unités aquifères en contact	Faille de la Leyre	Failles de Saint-Magne	Faille du Gât-Mort	Somme (Km²)
Cénomanien-Campanien		$8,25\times10^{-1}$	$1,17\times10^{-1}$	$9,42\times10^{-1}$
Cénomanien-Coniacien	$7,50\times10^{-2}$	$1,00\times10^{-2}$	$9,56\times10^{-2}$	$1,81\times10^{-1}$
Cénomanien-Turonien	$8,25\times10^{-1}$	$8,96\times10^{-1}$	$1,31\times10^{-1}$	1,85
Turonien-Coniacien		$4,50\times10^{-2}$	$1,04\times10^{-1}$	$1,49\times10^{-1}$
Turonien-Campanien		$4,06\times10^{-2}$		4,06
Coniacien-Campanien		8,70	$2,50\times10^{-1}$	8,95
Turonien-Eocène inférieur	$1,88\times10^{-1}$			$1,88\times10^{-1}$
Turonien-Oligocène		$6,25\times10^{-2}$		$6,25\times10^{-2}$
Oligocène-Eocène moyen		$5,00\times10^{-3}$		$5,00\times10^{-3}$

En conclusion, la synthèse globale des informations géologiques préalable à la création du modèle géométrique et la reconstruction par interpolation des surfaces qui délimitent les différentes unités a amené à proposer une vision détaillée de l'architecture de l'anticlinal de Villagrains-Landiras.

L'extension des lacunes induites par l'érosion polyphasée des corps sédimentaires suite à la surrection des anticlinaux a été estimée. Ces zones de lacunes entrainent le contact direct des aquifères tertiaires avec les aquifères du Crétacé supérieur. L'érosion ultérieure durant le Plio-Quaternaire entraîne la mise à l'affleurement des formations qui sont structurées préalablement par l'anticlinal de Villagrains-Landiras. L'impact des failles sur le système hydrogéologique se traduit essentiellement par la mise en contact des unités aquifères crétacées entre elles.

Ces zones de contact constituent des surfaces potentielles d'échanges inter-aquifères primordiales dans le fonctionnement quantitatif global du système, notamment en matière de bilan entre les différentes unités qui le composent, mais également vis-à-vis des transferts depuis la surface.

CHAPITRE 4

4 Fonctionnement hydrogéologique 186
4.1. Nappe de surface et interaction nappe/rivière 186
4.1.1.Ecoulement de la nappe superficielle 186
4.1.2.Suivi des cours d'eau, sources et lagunes 187
4.2. Nappes captives et semi-captives 190
4.2.1.Ecoulements des nappes du Tertiaire 190
4.2.2.Les nappes du Crétacé supérieur 192
4.3. Chroniques piézométriques 194
4.3.1.Données 194
4.4. Analyse quantitative des séries temporelles 201
4.4.1.Principe de l'analyse corrélatoire 201
4.4.2.Résultats de l'analyse corrélatoire 203
4.4.3.Estimation de la recharge par la méthode d'interprétation des fluctuations piézométriques (WTF) 212
4.5. Apport de la géochimie dans la compréhension des écoulements et de la recharge des aquifères profonds 219
4.5.1.Introduction à la géochimie isotopique 219
4.5.2.Circulation des eaux souterraines aux abords de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras. 223
4.6. Synthèse des écoulements et des phénomènes de recharge des nappes souterraines 231
4.6.1.Zones préférentielles de recharge 231
4.6.2.Calcul des vitesses d'écoulement 235
4.6.3.Schéma de fonctionnement du système multicouche aux abords de la structure anticlinale 239

4 Fonctionnement hydrogéologique

L'étude géologique a permis de préciser l'architecture des formations et leurs propriétés réservoir. L'interprétation en termes d'environnement de dépôt ainsi que la modélisation géologique a permis une meilleure représentation spatiale de ces unités géologiques regroupées en unités aquifères et épontes.

L'objet de ce chapitre est de proposer un modèle de fonctionnement hydrogéologique global des nappes du Crétacé supérieur à la nappe du Plio-Quaternaire induit par le modelé géologique de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras. Les interprétations des données hydrologiques, hydrogéologiques, géochimiques sont recoupées entre elles permettant ainsi une meilleure compréhension du fonctionnement du système aquifère multi-couche dans le sud de la Gironde au droit de cette structure anticlinale complexe.

Une étude des eaux de surface est tout d'abord réalisée à travers des mesures de niveau ponctuelles dans la nappe du Plio-Quaternaire, des mesures à intervalles réguliers dans la nappe superficielle plio-quaternaire, le long des cours d'eau et au droit des lagunes. Ensuite, le comportement des différentes nappes qui composent le système multi-couche est étudié à partir des chroniques temporelles de niveaux piézométriques et des données géochimiques. Les transferts verticaux et latéraux sont abordés via différentes méthodes (traitement du signal, analyse quantitative des données piézométriques, calcul de recharge, de flux…) permettant ainsi une meilleure caractérisation des écoulements et des transferts entre les différentes nappes qui composent le système aquifère multi-couche et les eaux de surface.

4.1. Nappe de surface et interaction nappe/rivière

4.1.1. Ecoulement de la nappe superficielle

La carte piézométrique a été effectuée à partir de 32 points de mesures ponctuelles (Annexe E), en mai 2017, au droit des puits captant la nappe libre du Plio-Quaternaire et du Miocène à Landiras où ce dernier affleure. Des points de contraintes ont été rajoutés à l'endroit des cours d'eau en prenant l'hypothèse que ces derniers constituent des affleurements de la nappe superficielle. L'interpolation entre les points est effectuée par la méthode des inverses distances via QGiS et Surfer.

Les écoulements sont fortement influencés par la topographie et sont orientés vers les cours d'eau qui représentent des zones topographiquement basses. Les lignes isopièzes suivent les isocontours (Figure 4-1). Un dôme piézométrique est localisé dans la zone topographiquement élevée à proximité de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Les valeurs de hauteur piézométrique varient entre 19 m NGF dans les zones topographiquement basses le long des cours d'eau incisés et 83 m NGF dans les zones topographiquement élevées. A l'ouest de la zone, dans le bassin versant de la Leyre, les écoulements s'effectuent majoritairement vers le sud-ouest selon un gradient moyen de $2{,}8\times10^{-3}$.

Dans les bassins versants du Gât-Mort et du Ciron (tous deux affluents de la Garonne), les écoulements s'effectuent vers l'est selon un gradient moyen de $4{,}5\times10^{-3}$.

Les gradients hydrauliques les plus importants ($2{,}7\times10^{-2}$) sont observés dans les zones pentues le long du Ciron et de la Leyre. Les variations des hauteurs piézométriques dans la zone mettent en évidence le rôle de l'anticlinal en tant que structure haute à partir de laquelle les eaux s'écoulent radialement. Même sans l'intégration de point de contraintes à l'endroit des cours d'eau, les résultats sont similaires : les cours d'eau correspondent aux axes de drainage de la nappe.

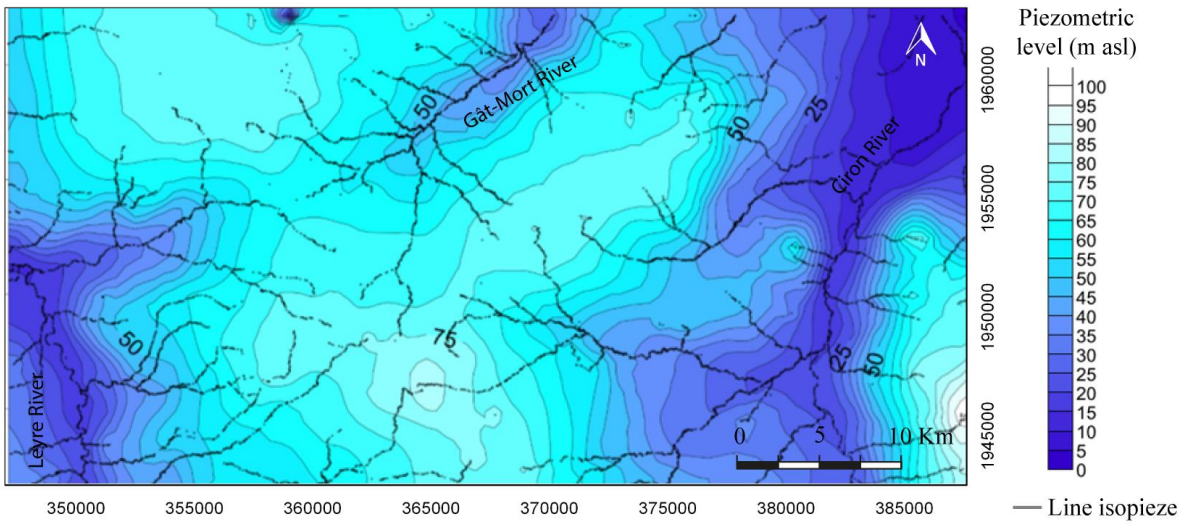


Figure 4-1: carte piézométrique de la nappe superficielle (mai 2017)

La crête piézométrique (N-NW/S-SE) qui sépare les deux bassins versants hydrogéologiques de la Leyre et de la Garonne visible sur les cartes piézométriques à plus grande échelle (§1.1.2.7) est également mise en évidence à l'échelle de la zone d'étude (Figure 4-1).

4.1.2. Suivi des cours d'eau, sources et lagunes

Localisation des points de mesures des eaux de surface

5 lagunes ont fait l'objet d'un suivi de 2015 à 2017. Le suivi de deux de ces lagunes (lagune de l'Artigon et lagune 508) perdure. Pour chaque lagune faisant l'objet d'un suivi, un piézomètre plio-quaternaire est présent à proximité de la lagune.

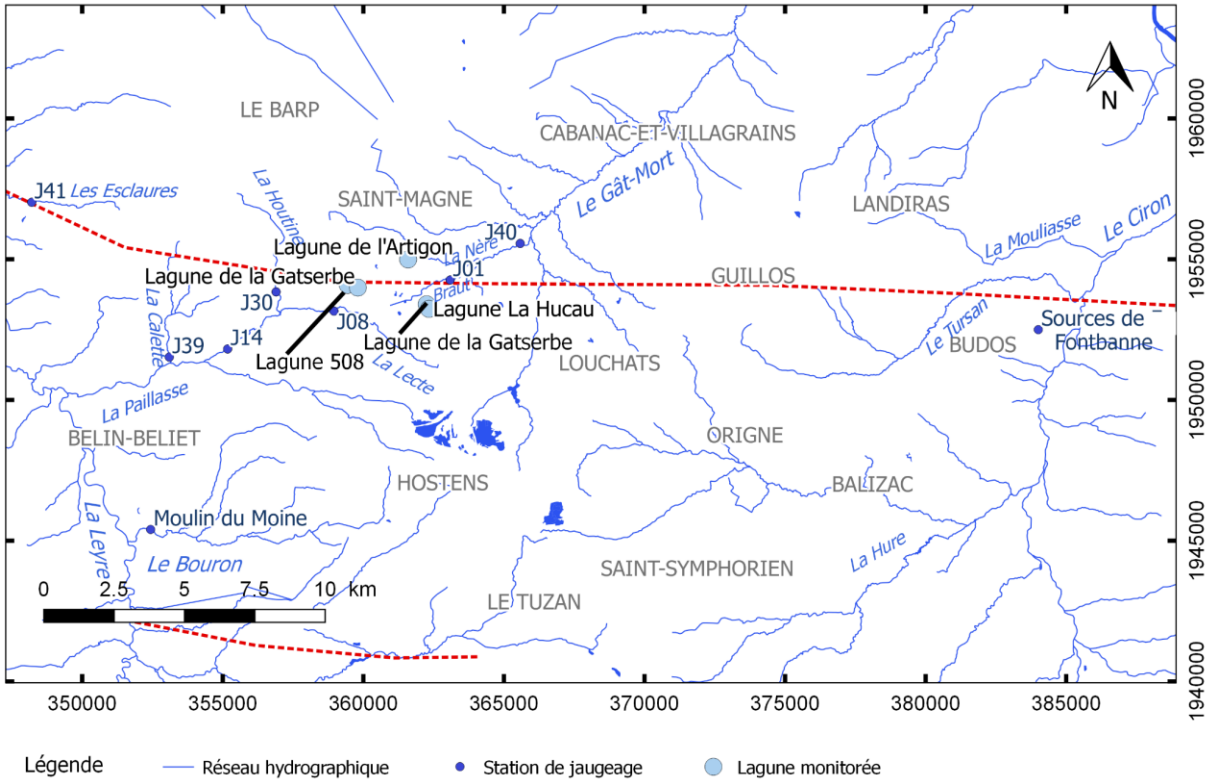


Figure 4-2: localisation des stations de jaugeage et des lagunes instrumentées

7 stations de jaugeage en rivière permettent le suivi du niveau d'eau des cours d'eau de 2015 à 2017 le long des affluents de la Leyre et du Gât-Mort (Bodiniet et al., 2017). Le suivi des stations J40, J39 et J40 a été pérennisé dans le cadre de ces présents travaux (Figure 4-2). Les débits de la station du moulin du Moine disponibles sur la banque Hydro (Eaufrance, 2019), ont été intégrés.

Débit des cours d'eau

Les débits sont calculés à partir de la mesure horaire des hauteurs d'eau mesurées aux stations de jaugeage. Ces mesures sont converties en débit grâce aux courbes de tarage. Les pics de débits correspondent aux pics de pluviométrie (Figure 4-3). Aucun déphasage n'est observé entre les chroniques de débit et de pluie. Les valeurs de débit à Saint-Magne et au nord de Belin-Beliet varient entre 0 et 1700 $L.s^{-1}$ sur la période 2015-2019 (Figure 4-3). Au sud de Belin-Beliet, à la station du moulin du Moine, les valeurs de débit sont supérieures, elles varient entre 150 $L.s^{-1}$ et 2100 $L.s^{-1}$ durant la même période (Eaufrance, 2019). Les variations de débits les plus fortes sont observées en hautes eaux.

Les valeurs de débit maximales en chaque période de hautes eaux ont tendance à diminuer avec le temps. L'année 2017 a été une année particulièrement sèche. La période de hautes eaux avec des valeurs de débit de 150 L. s^{-1} est parmi les plus faibles jamais mesurées depuis 2002. Cette diminution générale des débits maximum observés est majoritairement due à une répartition des pluies différentes. En effet, si « Le cumul annuels et saisonniers de précipitations ne montrent pas d'évolution significatives » (Le Treut, 2018), la répartition des pluies, elle, diffère avec des précipitations moins importantes au printemps (expliquant des valeurs maximales plus faibles) et des épisodes pluvieux intenses et brefs en été.

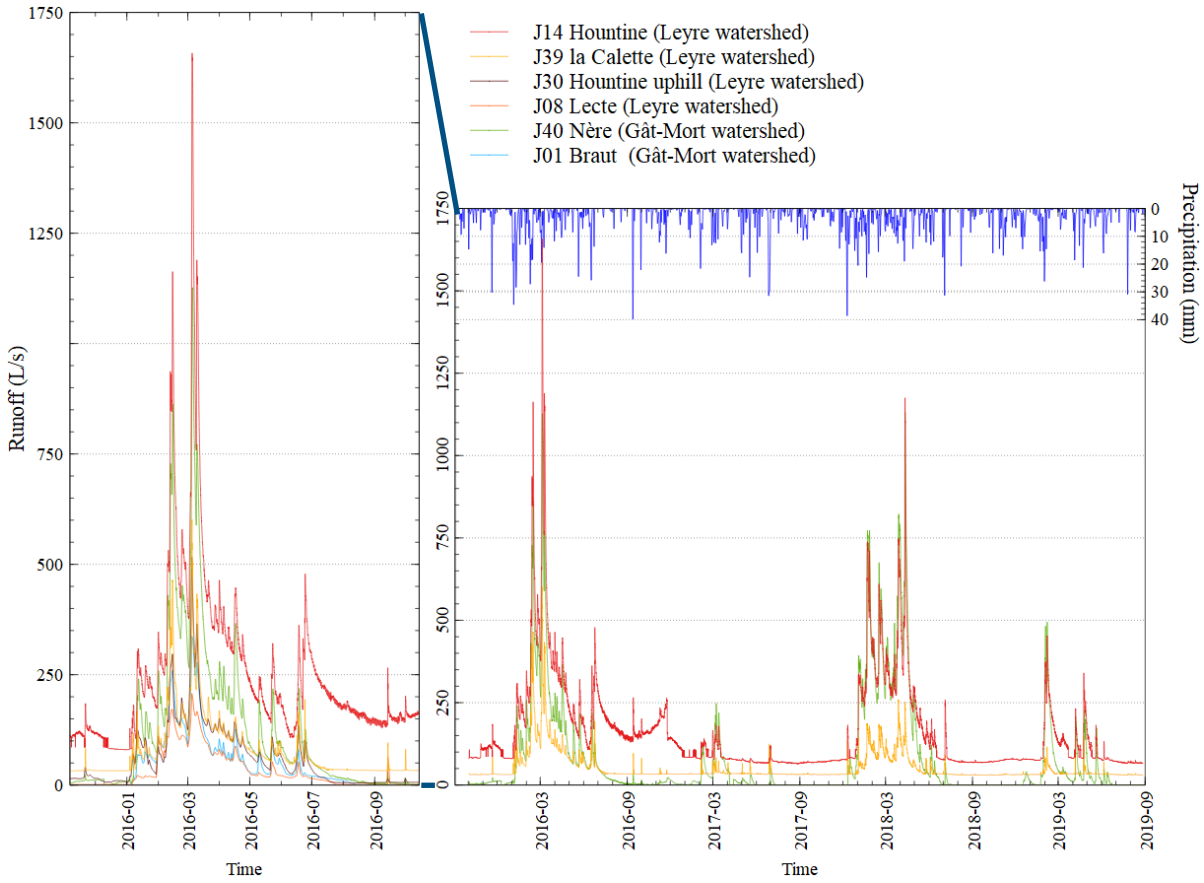


Figure 4-3: débit aux stations de jaugeage sur les affluents de la Leyre et du Gât-Mort à Saint-Magne et Belin-Beliet

A l'est de la zone d'étude, les débits de Tursan et de la Mouliasse ont été mesurés bi-annuellement entre 2006 et 2007 (Saltel, 2008). Ils sont compris entre 16 $L.s^{-1}$ et 1290 $L.s^{-1}$ le long du Tursan et entre 5 $L.s^{-1}$ et 100 $L.s^{-1}$ le long de la Mouliasse.

Les affleurements oligocènes le long de ces deux cours d'eau constituent des zones de pertes et permettent les échanges entre les eaux de surfaces et l'aquifère de l'Oligocène comme l'atteste la baisse des débits pouvant atteindre 200 $L.s^{-1}$ le long du Tursan. De même, une baisse de débit de 60 $L.s^{-1}$ est mesurée le long de la Mouliasse. Ces zones de perte le long des cours d'eau sont localisées entre les stations de jaugeage qui figurent en rouge sur la Figure 4-5.

En aval de ces zones de pertes, les débits augmentent à nouveau de manière ponctuelle alors qu'aucun apport d'un affluent n'est observé. Cette observation est à relier avec les zones d'émergences qui ont été mises en évidence le long du Tursan et de la Mouliasse proche de leurs confluences respectives avec le Ciron (Saltel, 2008). Les valeurs de conductivité et les concentrations en ions majeurs excluent une origine uniquement plio-quaternaire des eaux. En effet, la forte minéralisation des eaux laisse supposer un mélange entre les eaux de la nappe du Plio-Quaternaire et des eaux carbonatées (issues de la nappe de l'Oligocène ou de la nappe du Campano-Maastrichtien).

Ces zones d'émergences sont situées à 1,4 et 3,3 km au nord des sources de Budos qui correspond à la zone de décharge en surface la plus importante en matière de débit de la zone

d'étude. Les sources de Budos ont un débit stable et important : entre 6000 $L.s^{-1}$ et 7778 $L.s^{-1}$ entre 2015 et 2019 (Moisson, 2019).

4.2. Nappes captives et semi-captives

4.2.1. Ecoulements des nappes du Tertiaire

La nappe est libre à semi-captive localement autour des affleurements miocènes. La nappe du Miocène s'écoule à l'ouest dans la zone du bassin de la Leyre. Le cours d'eau draine la nappe. Les gradients peuvent atteindre $6,0 \times 10^{-3}$. De même au sud-est, le Ciron draine la nappe du Miocène. Une crête piézométrique est localisée selon un axe nord-ouest/sud-est (axe Le Barp - Hostens). Elle est similaire à celle de la nappe du Plio-Quaternaire. Les zones de décharge en surface du Miocène sont restreintes. Il s'agit principalement de sources de faible débit à Villagrains et à Balizac (de 3 à 10 $L.s^{-1}$).

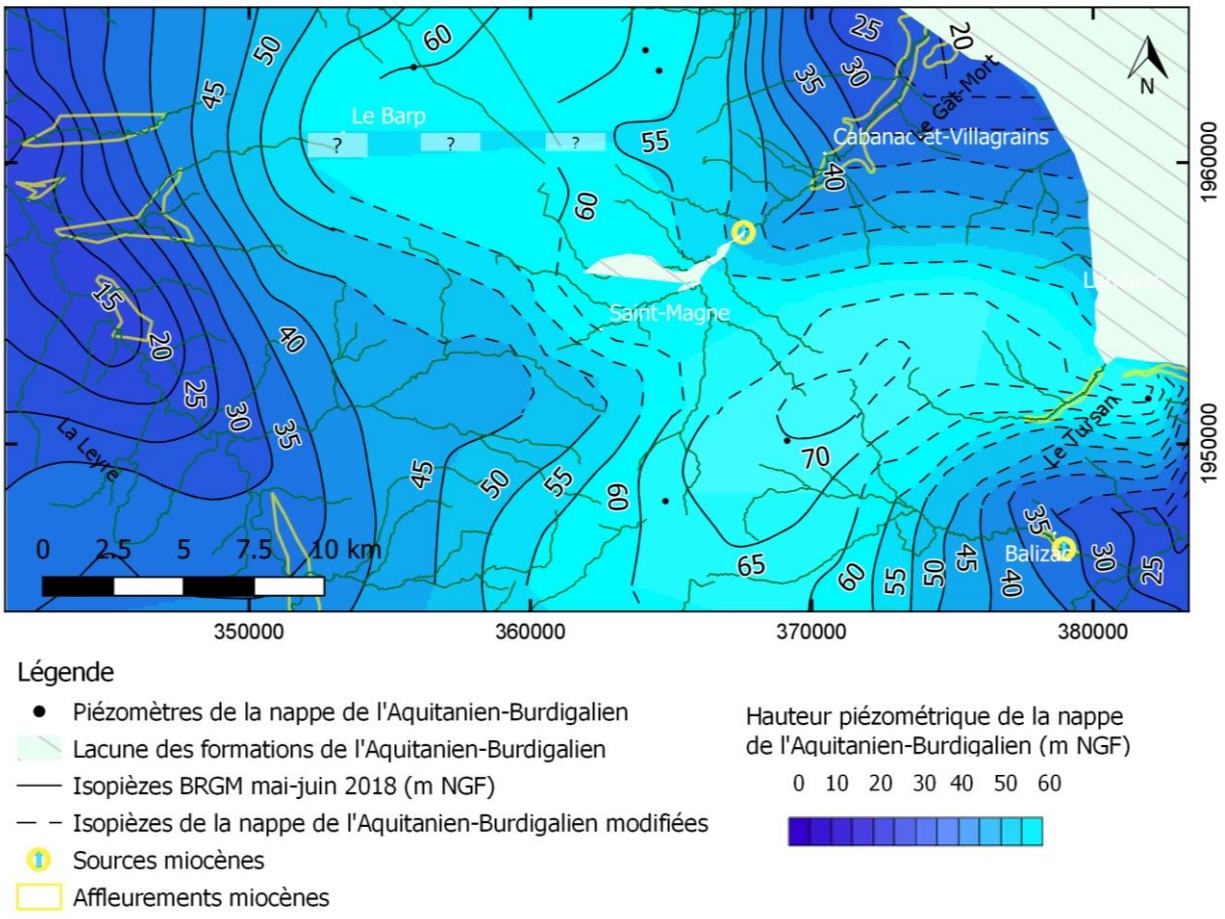


Figure 4-4 : carte piézométrique de la nappe de l'Aquitanien-Burdigalien (Isopièzes BRGM 2018 modifiées avec les nouvelles données piézométriques du puits F1-4 à Budos et l'extension de l'aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien revisitée suite aux campagnes de sondages)

La nappe de l'Oligocène s'étend sur toute la zone d'étude à l'exception de la zone de lacune le long de l'axe de l'anticlinal. La ligne de partage des eaux est orientée nord est sud ouest entre Le Barp et Hostens. De part et d'autre de cette axe, les eaux s'écoulent selon un gradient

de 2,7×10^{-3} de Balizac à Budos et de 5,6×10^{-3} côté ouest. Au nord, la dépression de Saucats, causée par de nombreux captages, entraine une inversion des flux entre Saint-Morillon et La Brède.

Des zones de décharge de la nappe de l'Oligocène le long du Ciron et de ses affleurents sont observées (Figure 4-5). Les débits mesurés sont importants : 1000 à 1200 m^3.h^{-1} à la source de Fontbanne regroupant 27 griffons à Budos. En plus des sources identifiées (Figure 4-33), des zones d'émergence diffuses se situent le long des cours d'eau de la Mouliasse, du Tursan et du Ciron au droit des affleurements (Figure 4-33 et Figure 4-5). Ces zones sont reperées par des augmentations brutales de débit entre l'amont et l'aval des aires d'émergence. Ces zones sont comprises entre les stations de jaugeage qui figurent en vert sur la Figure 4-5.

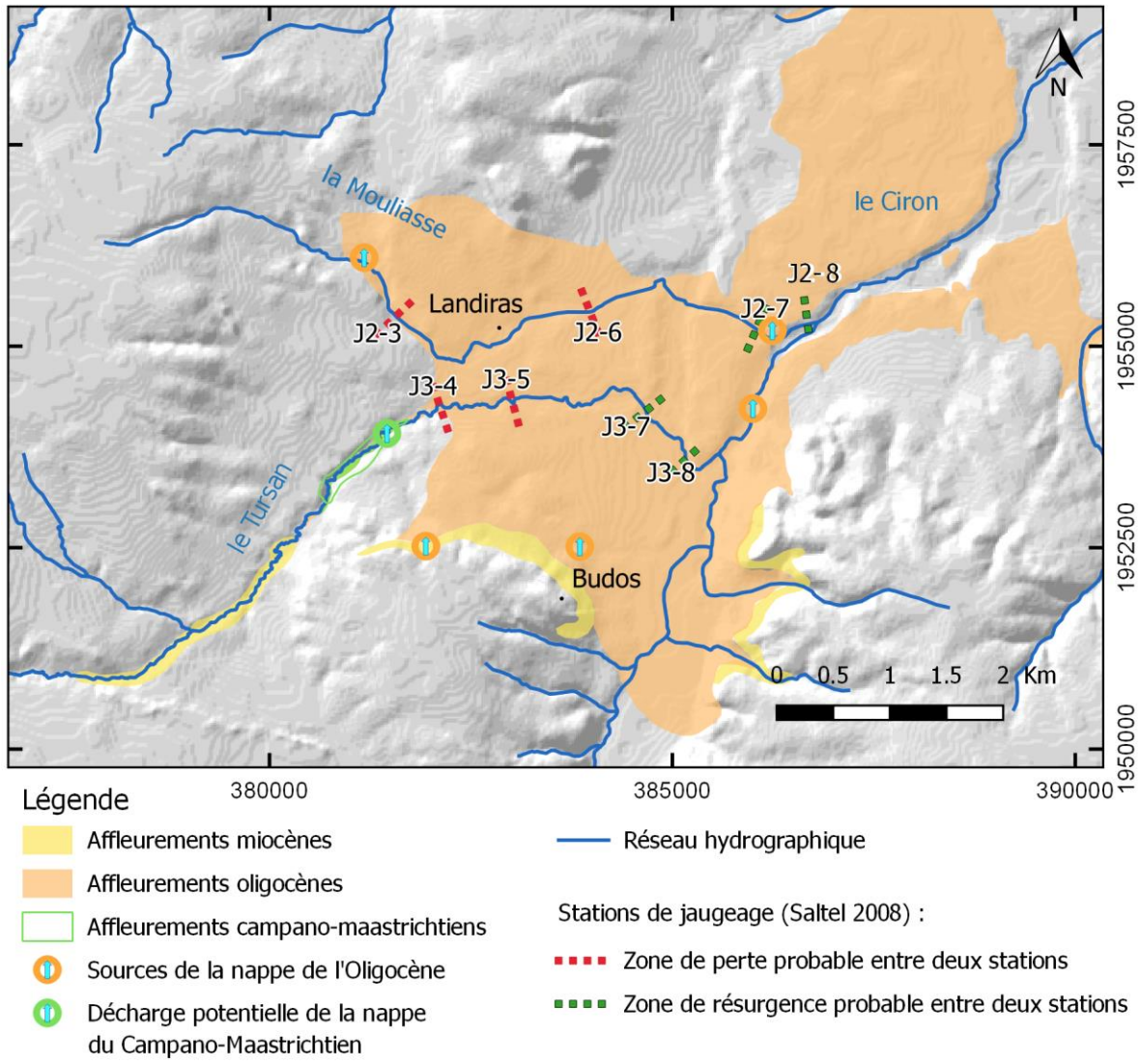


Figure 4-5 : zones de décharge des nappes et zone de perte probable dans les cours d'eau dans le secteur de Landiras sous fond de carte MNT

La nappe de l'Eocène est seulement présente au nord de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras, elle s'écoule vers le nord-est vers la dépression de Bordeaux-Léognan selon un gradient de $2{,}6\times10^{-3}$ (d'après les isopièzes 2015 SIGES Aquitaine).

4.2.2. Les nappes du Crétacé supérieur

Une carte piézométrique simplifiée de la nappe du Campano-Maastrichtien est réalisée à partir de 7 puits situés dans la zone d'étude et 3 puits situés au nord et au nord-est de la zone à partir des données de janvier 2020.

Un dôme piézométrique est localisé sur l'axe de l'anticlinal à Villagrains et Saint-Magne (Figure 4-6). La structure haute et le plongement des couches ont un impact sur les écoulements. Sur le flanc nord de l'anticlinal, la nappe s'écoule vers le nord. Le long de l'axe de l'anticlinal entre Saint-Magne et Budos, la nappe s'écoule vers l'est. Les charges hydrauliques sont de 20 m NGF à Budos et 30 m NGF à Landiras, alors qu'elles atteignent 51 m NGF à Saint-Magne. La répartition spatiale des charges hydrauliques suggère une recharge locale de nappe du Campano-Maastrichtien expliquant ainsi les fortes charges observées à Saint-Magne et Villagrains. Les eaux de la nappe s'écoulent vers la zone périclinale est, de manière opposée à l'écoulement régional, avec un gradient de $1{,}5 \times 10^{-3}$ d'ouest en est.

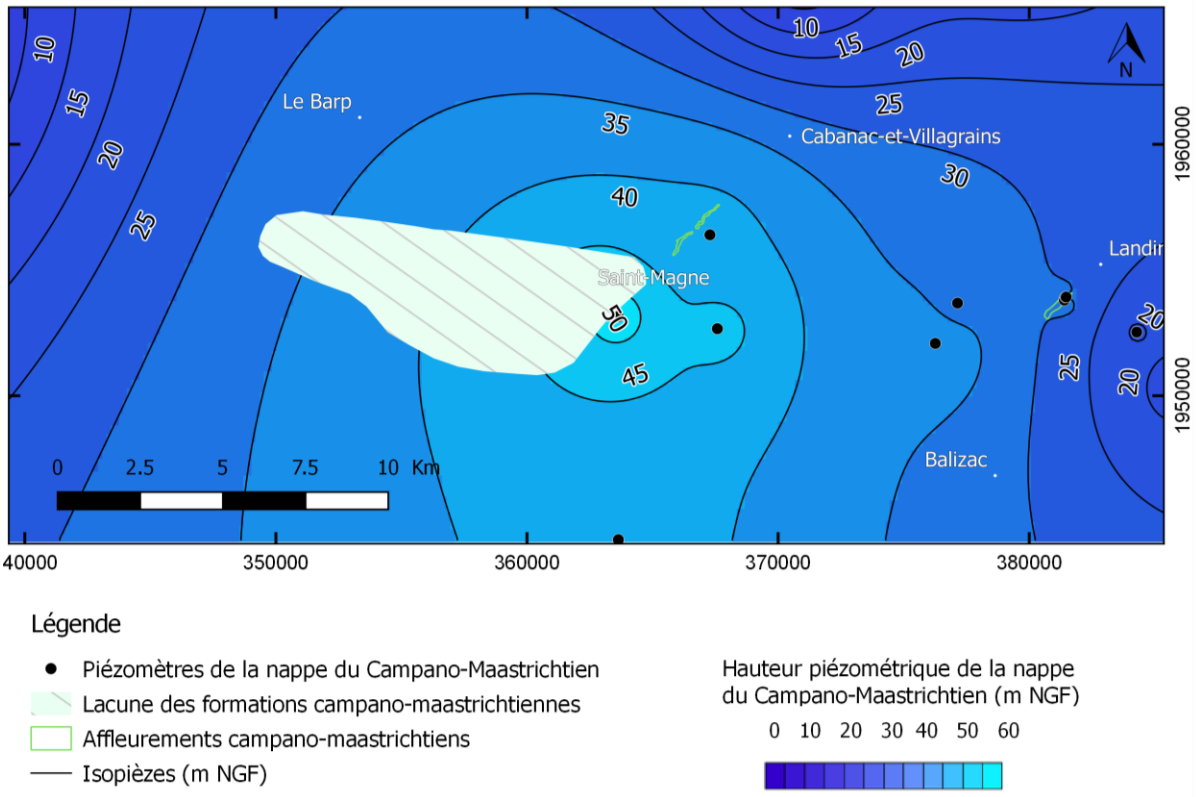


Figure 4-6 : carte piézométrique de la nappe du Campano-Maastrichtien (janvier 2020)

Des zones d'émergence de la nappe du Campano-Maastrichtien ont été identifiées par Saltel (2008) au droit des affleurements le long du Gât-Mort et du Tursan. Ces hypothèses et

interprétations ont été établies à partir des données de débits le long de ces deux cours d'eau et des données géochimiques. A l'aval des affleurements, les eaux du cours d'eau du Tursan sont plus minéralisées qu'en amont (Saltel, 2008). De même, les eaux du Gât-Mort ont un faciès bicarbonatés calciques et ce qui exclut une origine uniquement plio-quaternaire des eaux du Gât-Mort.

4.3. Chroniques piézométriques

4.3.1. Données

Les niveaux piézométriques au droit de 11 puits à Saint-Magne ont fait l'objet d'un suivi à un pas horaire depuis 2015 (Bodiniet et al., 2017; Chevalier-Lemire and Le Guilvout, 2015), (Figure 4-7). Le réseau de suivi a été étendu à l'ensemble de la zone grâce au suivi des puits réalisés dans le cadre de ces travaux soit en moyenne 550 jours d'observations par piézomètre et sur la période de novembre 2017-septembre 2019 (Figure 4-7). Les chroniques piézométriques de huit puits monitorés présents sur la zone d'étude et libre d'accès (BRGM, 2019a) ont été intégrées dans l'analyse développée ci-après.

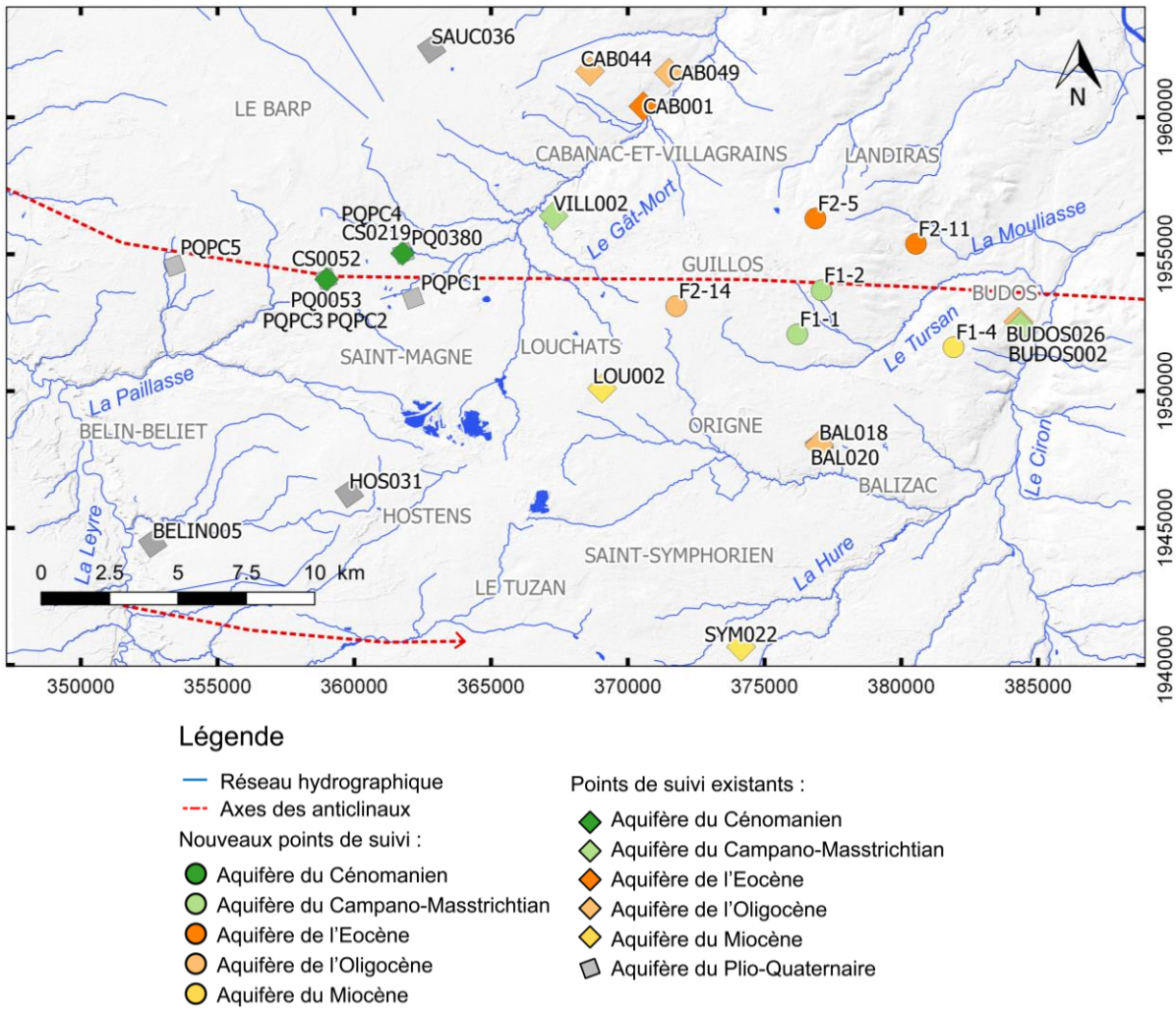


Figure 4-7 : localisation des points de suivi hydrogéologique

Les données horaires sont ré-échantillonnées à un pas de temps journaliers pour être comparées aux données de pluviométrie journalière. Ces dernières sont issues des données de pluviométrie interpolées SAFRAN (Système d'Analyses Fournissant des Renseignements

Atmosphériques à la Neige), (Quintana-Seguí et al., 2008). La zone d'étude correspond à dix mailles (de 8 km de côté) qui renseignent des valeurs journalières de pluviométrie.

4.3.2. Analyse qualtitative des fluctuations temporelles

Les chroniques piézométriques des lagunes (lagune de l'Artigon, lagune du Cam et lagune 508) présentent des fluctuations identiques en amplitudes et en périodes comparées à celles des piézomètres captant la nappe superficielle qui situe à proximité des lagunes(respectivement PQPC4, PQPC1 et PQPC3) (Bodiniet et al., 2017). Il existe, en revanche, une différence de hauteur piézométrique d'un mètre entre la nappe superficielle et la nappe de la base du Plio-Quaternaire au droit des points de suivi à Saint-Magne (Figure 4-8). Proche de la lagune de l'Artigon, le niveau piézométrique mesuré au piézomètre PQ0380 qui capte la base du Plio-Quaternaire est de 1 m par rapport au piézomètre PQPC4. De même, le niveau de PQ0053 est de 0,8 m au dessus de celui de PQPC4. Deux unités hydrogéologiques sont distinguées au sein des formations du Plio-Quaternaire : la nappe superficielle et la nappe de la base du Plio-Quaternaire. Les variations hautes fréquences de la nappe superficielle sont plus importantes que celles de la nappe de la base du Plio-Quaternaire (Figure 4-8 (b)).

Les amplitudes de toutes les séries temporelles du Plio-Quaternaire entre les hautes et basses eaux sont comprises entre 1 et 2 mètres à l'exception du puits SAUC036 qui présente des amplitudes saisonnières plus importantes Figure 4-8 (a)).

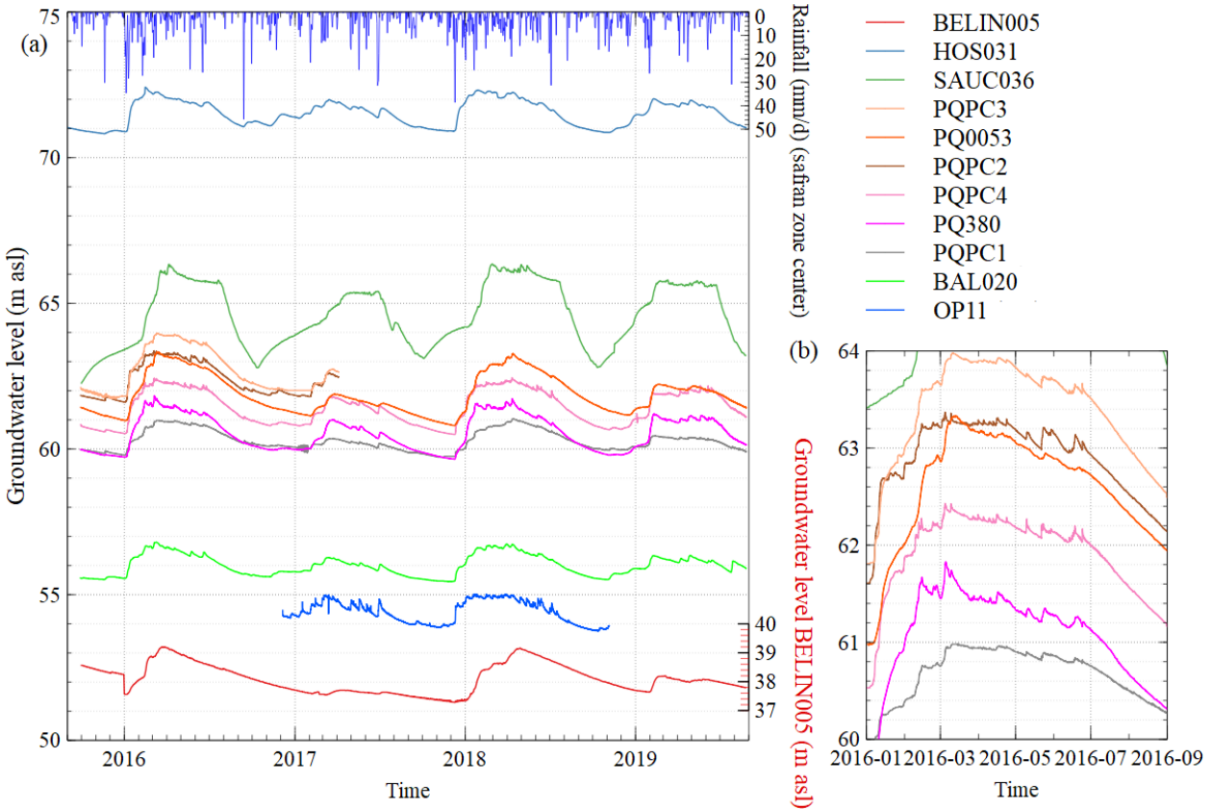


Figure 4-8: chroniques piézométriques du Plio-Quaternaire : (a) de la zone d'étude ; (b) zoom sur les chroniques piézométriques à Saint-Magne

Les chroniques piézométriques du Miocène suivent la même tendance que celles du Plio-Quaternaire. L'amplitude de la piézométrie entre hautes et basses eaux est en moyenne de deux mètres (Figure 4-9). L'amplitude des variations piézométriques est plus importante à proximité des affleurements à l'image de la chronique du puits F1-4 (ΔH=2,5m).

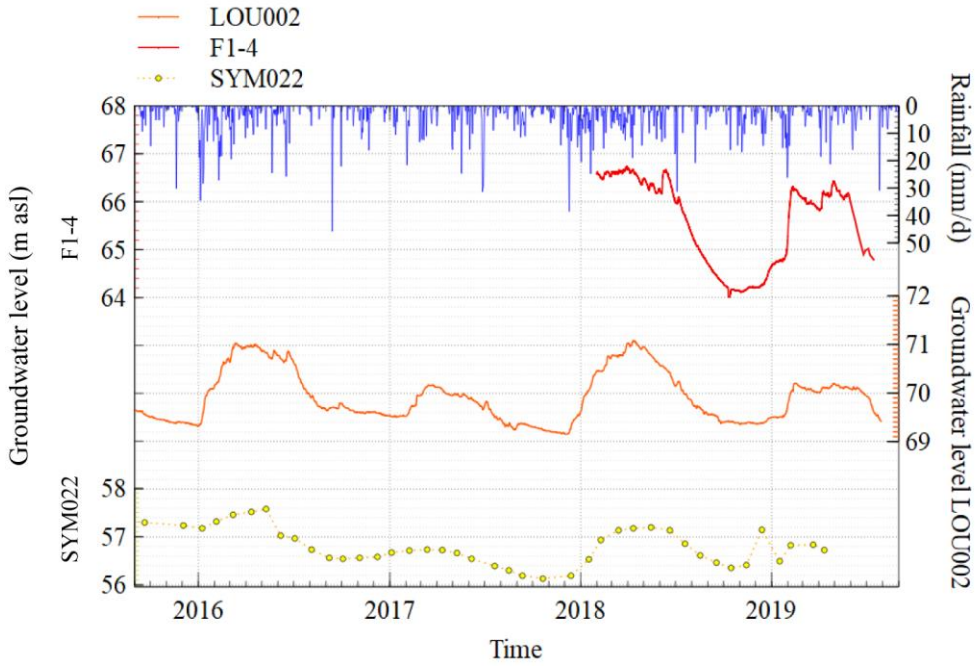


Figure 4-9: chroniques piézométriques du Miocène

L'évolution des niveaux piézométriques oligocènes est mesurée, sur le flanc nord à Cabanac, et sur le flanc sud à Balizac, Budos et Guillos. A Cabanac et à Balizac, en s'éloignant de l'axe de l'anticlinal, l'amplitude saisonnière des chroniques piézométriques est plus importante (Figure 4-10). En effet, l'amplitude maximale des signaux entre fortes et faibles hauteurs piézométriques des puits CAB044, CAB049 et BAL018 est en moyenne de 1,40 ± 0,70 m, alors qu'elle est plus faible sur les puits localisés sur le flanc sud, proche de l'axe de l'anticlinal (BUDOS026, F2-14). Les amplitudes au droit de ces deux puits sont en moyenne de 0,40 ± 0,03 m.

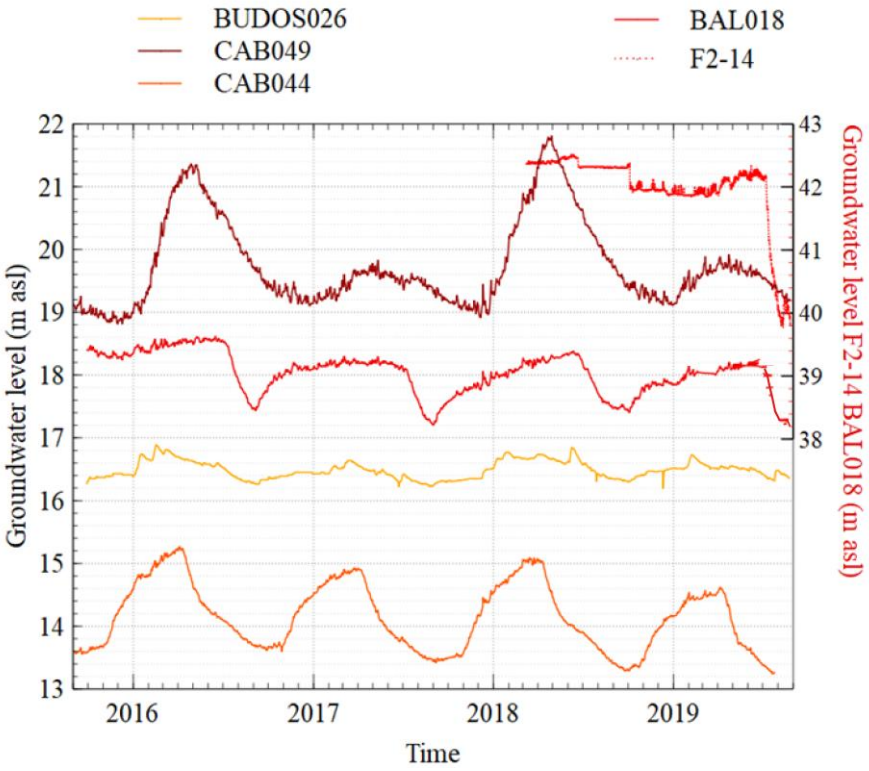


Figure 4-10: chroniques piézométriques de l'Oligocène

L'évolution du niveau piézométrique de l'Éocène est mesurée sur le flanc nord (Figure 4-11). L'écart entre les extremums de hauteur piézométrique du puits de Cabanac CAB001 est beaucoup plus important que celui Guillos (F2-5). La proximité des affleurements éocènes et oligocènes à Cabanac explique, d'une part, les variations importantes de l'Eocène. Les affleurements permettent une infiltration rapide de l'eau issue des précipitations. La présence d'une succession de niveaux marneux à Guillos explique, d'autre part, de faibles variations saisonnières du niveau piézométrique au droit de F2-5. En effet, les niveaux marneux jouent le rôle d'épontes qui freinent les phénomènes de drainance verticale. A Landiras, au droit de F2-11, le signal est fortement influencé par des pompages estivaux à proximité.

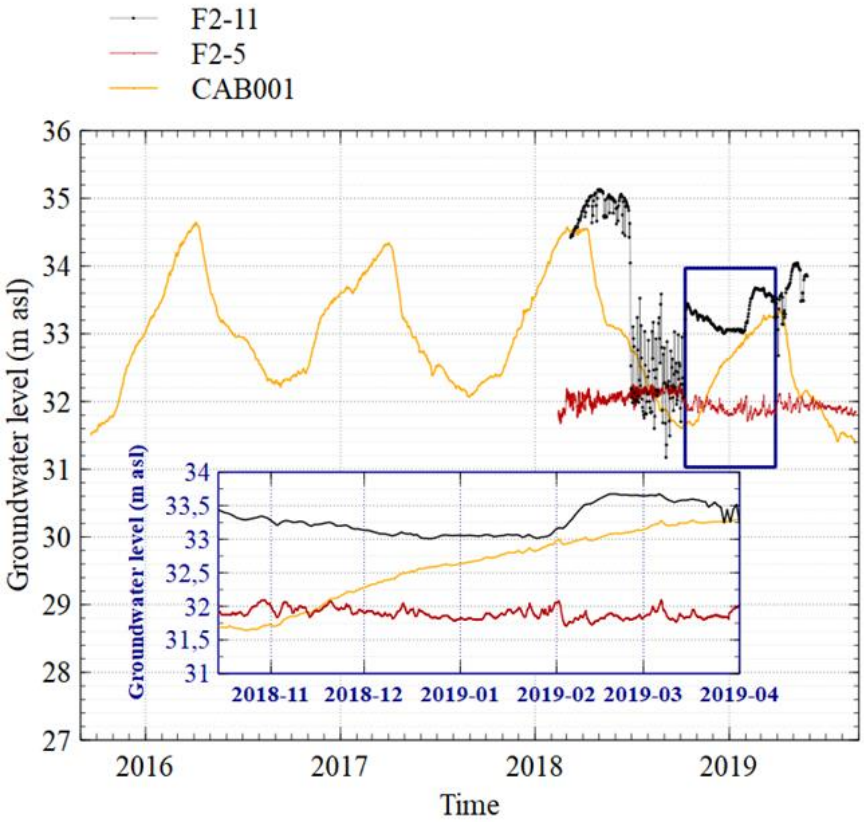


Figure 4-11: chroniques piézométriques de l'Éocène

Les chroniques piézométriques de l'aquifère du Campano-Maastrichtien sont similaires. L'écart entre les deux extremums des niveaux piézométriques des puits F1-1, F1-2 et BUDOS002 à l'est de la zone est en moyenne de 0,60 ± 0,04 m. Cependant, les courbes de récession des chroniques du puits F1-1 sont plus marquées que celle du puits F1-2 (Figure 4-12). L'importante épaisseur des argiles du Paléocène sur l'axe de l'anticlinal au droit de F1-2 pourrait être la cause de cette plus faible réactivité au stimulus de pluie.

Proche des affleurements crétacés, l'écart entre les extremums de charge est plus conséquent : sa valeur est en moyenne de 1,50 ± 0,15 m pour les puits VILL002 et F1-5. Un important écart entre les extremum de charge avait également été observé sur le puits proche des affleurements du Tursan entre 2006 et 2008 (Saltel, 2008). Les niveaux d'eau des piézomètres qui sont à proximité des affleurements campano-maastrichtiens augmentent fortement de janvier à avril. La réponse d'un piézomètre intègre à la fois les transferts verticaux (drainance verticale à travers les épontes et aquifères sus-jacents) et les transferts latéraux au sein de la nappe. Dans le cas de la nappe du Campano-Maastrichtien, il est difficile de savoir si l'augmentation du niveau piézométrique est liée en majorité à la drainance verticale à travers les épontes qui sont de faibles épaisseurs à proximité des affleurements ou aux transferts latéraux au sein de la nappe du Campano-Masstrichtien depuis les affleurements.

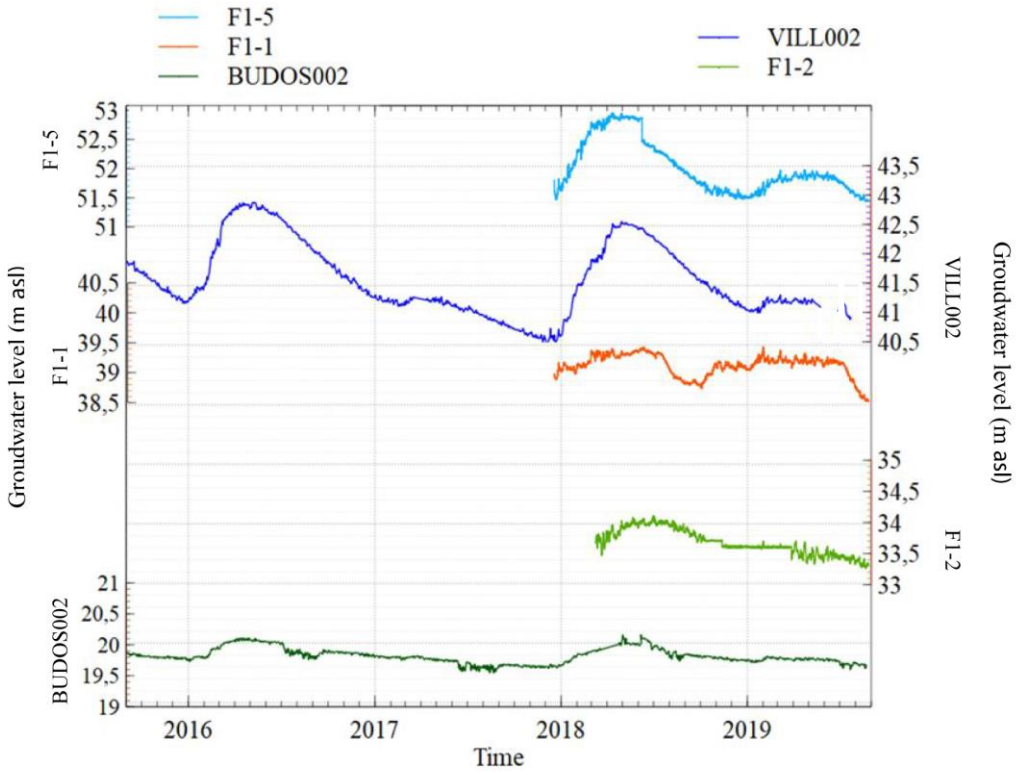


Figure 4-12: chroniques piézométriques du Campano-Maastrichtien

La piézométrie de l'aquifère du Cénomanien est mesurée uniquement à Saint-Magne au droit de deux puits. A cet endroit, seules les formations miocènes (semi-perméables) séparent l'aquifère Plio-Quaternaire de l'aquifère du Cénomanien. Les chroniques piézométriques du Cénomanien suivent des tendances différentes (Figure 4-13).

Au droit du puits CS0219, le niveau piézométrique suit les mêmes variations que celui du Plio-Quaternaire (PQ0380) avec une différence de charge de 3,50 m. Sa côte piézométrique augmente aussi rapidement et avec la même amplitude que celle du Plio-Quaternaire suite à un épisode pluvieux (Figure 4-13). En revanche, l'écart entre les fortes hauteurs piézométriques et les faibles hauteurs piézométriques au droit du puits CS0052 est plus faible que celui du Plio-Quaternaire à proximité (PQ0053). La nappe du Cénomanien à cet endroit semble moins réactive au stimulus pluviométrique. Plusieurs hypothèses pourraient expliquer cette différence. La première est la lithologie des formations miocènes. En effet, au droit du forage CS0052, deux formations argilo-marneuses de faible épaisseur (Saltel, 2008), absentes au droit du forage CS0219, encadrent les formations aquifères gréseuses du Miocène. Deuxièmement, la présence de structures cassantes à proximité du forage CS0219 pourraient également favoriser les transferts depuis des formations contiguës. Troisièmement, les niveaux crépinés ne couvrent pas les mêmes intervalles (Cénomanien inférieur gréseux pour le CS0052 et le Cénomanien moyen et supérieur carbonaté pour le CS0219).

Néanmoins, les valeurs de transmissivités calculées au droit de ces puits sont similaires ($1{,}98\times10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ pour CS0052 et $1{,}60\times10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ pour CS0219 (Saltel, 2008)). Enfin, les épontes du Crétacé supérieur ont des épaisseurs différentes. L'éponte du Cénomanien au droit de CS0052, constituée de marnes intercalées dans les formations calcaires, a une

épaisseur totale de 27 m alors que les épontes du Turonien et Cénomanien ont seulement une épaisseur totale de 8 m. Il est probable que les différences d'épaisseurs des épontes au droit de ces deux puits soient les facteurs prépondérants qui expliquent les différences de comportement de la nappe du Cénomanien au droit de ces derniers.

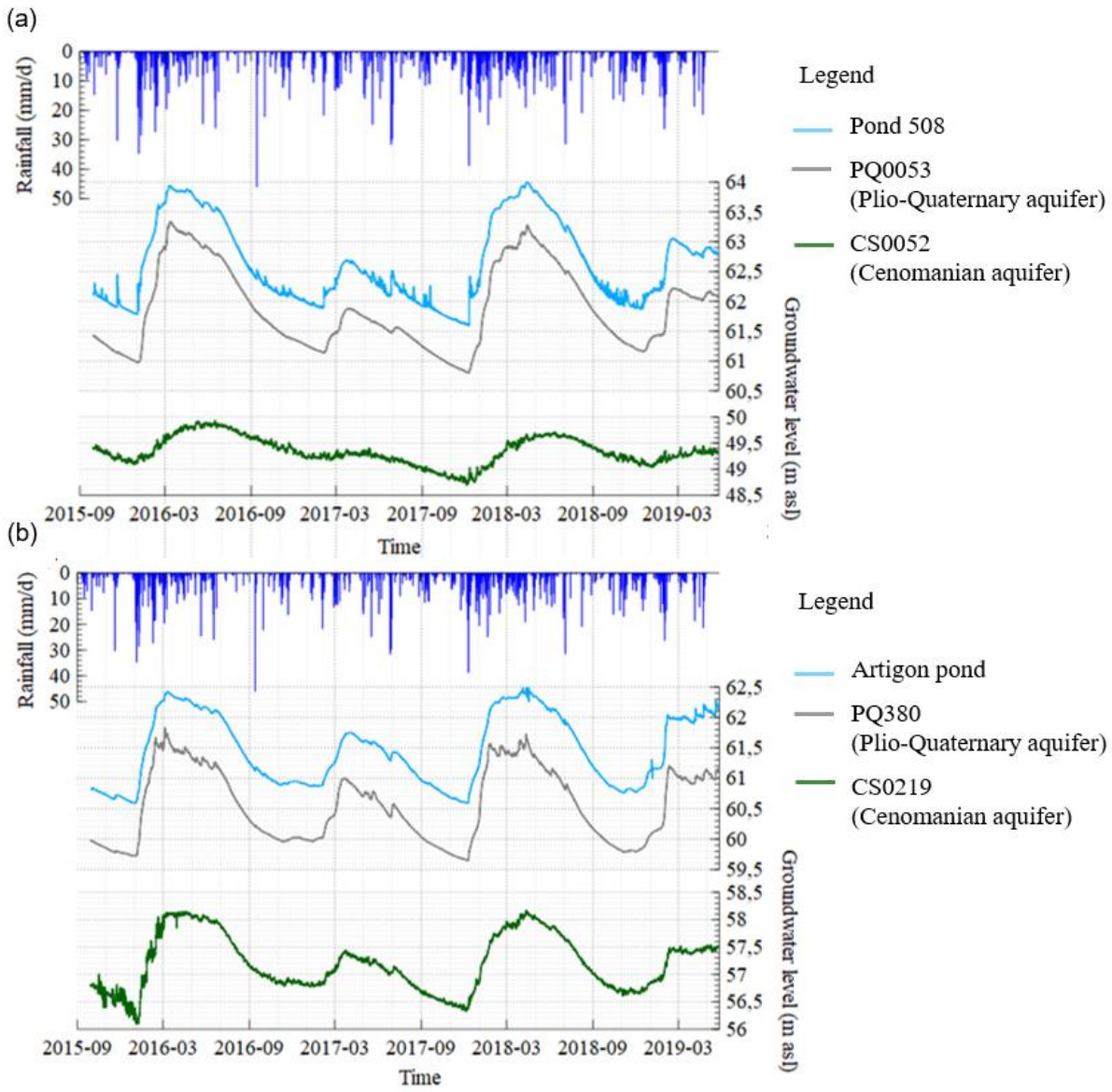


Figure 4-13: niveau d'eau des lagunes et niveau piézométriques à Saint-Magne : (a) entre la route du Barp et le lieu-dit de la Hounude ; (b) au lieu-dit de l'Artigon

Les épaisseurs des épontes jouent un rôle primordial dans le comportement des aquifères du système multicouche. La présence de ces formations semi-perméables freine les phénomènes de drainance verticale. Cependant, sous l'effet d'une différence de pression de part et d'autres de l'éponte, un transfert de flux s'opère entre les deux aquifères séparés par l'éponte dans le sens des gradients de charge décroissants. L'amincissement des épontes favorise les phénomènes de drainance verticale descendante qui permettent l'alimentation des nappes sus-jacentes. La variation d'épaisseur et de propriétés des épontes induites par la

formation de l'anticlinal de Villagrains-Landiras sont les causes de ces différences de comportement observées dans les chroniques piézométriques décrites ci-dessus.

4.4. Analyse quantitative des séries temporelles

4.4.1. Principe de l'analyse corrélatoire

L'analyse corrélatoire s'appuie sur les outils d'analyses de séries temporelles. En hydrogéologie, elle a été historiquement utilisée dans l'analyse des systèmes karstiques (Mangin, 1975). L'aquifère karstique est alors considéré comme une boite noire assimilée à une fonction de transfert auquel on applique un signal d'entrée (pluviométrie) et qui produit un signal de sortie (débit des exutoires). Ces méthodes ont été par la suite adaptées à d'autres types de systèmes aquifères (Larocque et al., 1998; Massei et al., 2006).

Les séries temporelles utilisées dans ces travaux sont des chroniques temporelles de pluviométries, de niveau d'eau dans les étangs et de niveaux piézométriques. L'analyse corrélatoire comprend l'étude de la fonction d'autocorrélation d'une série temporelle et la fonction de corrélation croisée entre deux séries temporelles issues d'un même système.

4.4.1.1. Autocorrélation

La fonction d'autocorrélation permet de caractériser le degré de dépendance des valeurs du signal entre elles pour des intervalles temporels croissants (Box et al., 2015; Jenkins and Watts, 1968; Mangin, 1984). Pour une série temporelle caractéristique d'une variable x_t associée à un système, la fonction d'autocorrélation $r_{x,x}(k)$ s'exprime :

$$r_{x,x}(k) = \frac{C_{x,x}(k)}{C_{x,x}(0)} \qquad (4\text{-}1)$$

avec:

$$C_{x,x}(k) = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-k}(x_t - \bar{x})\,(x_{t+k} - \bar{x}) \qquad (4\text{-}2)$$

k : intervalle de temps ou décalage temporel (k >0),
n : longueur de la chronique temporelle du paramètre étudié x_t,
$r_{x,x}(k)$: fonction d'autocorrélation,
$C_{x,x}(k)$: corrélogramme simple (auto-variance),
$\bar{x}$: valeur moyenne du paramètre étudié.

L'autocorrélation permet de déterminer le degré de conservation de l'information au fil du temps appelé effet mémoire du système (Larocque et al., 1998; Mangin, 1984). Par exemple, pour un signal aléatoire, la fonction d'autocorrélation décroît rapidement. A l'inverse, si le

signal présente une structure marquée, elle décroit lentement. Dans ce cas, il est possible que le signal ait été influencé par un ou plusieurs processus.

4.4.1.2. Corrélation croisée

Pour deux séries temporelles x_t et y_t associées respectivement à l'entrée et à la sortie d'un système, la fonction de corrélation croisée $r_{x,y}(k)$ permet de caractériser les relations qui peuvent exister entre ces deux signaux (Box et al., 2015). Elle est définie de la manière suivante :

$$r_{x,y}(k) = \frac{C_{x,y}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \qquad (4\text{-}3)$$

avec :

$$C_{x,y}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})\,(y_{t+k} - \bar{y}) \qquad (4\text{-}4)$$

k : intervalle de temps (k >0),
n : longueur des chroniques temporelles,
$r_{x,y}(k)$: fonction de corrélation croisée,
$C_{x,y}(k)$: corrélogramme croisé,
σ_x et σ_y : écart-type des chroniques temporelles,
x_t : signal d'entrée,
y_t : signal de sortie,
$\bar{x}$ et $\bar{y}$: moyennes des chroniques temporelles.

En étendant l'utilisation des méthodes corrélatoires du domaine karstique au domaine darcéen, il est possible de considérer la nappe comme un système dont les paramètres intrinsèques sont représentatifs du système aquifère réel (Dupuy, 1997; Imagawa et al., 2013; Misstear et al., 2009).

Pour chaque corrélogramme, le maximum $r_{x,y}\ (k)_{max}$ et le temps de réponse associé t_R sont relevés (Figure 4-14). Le temps de réponse t_R entre le signal d'entrée et celui de sortie est l'intervalle de temps au cours duquel le maximum de la fonction de corrélation $r_{x,y}\ (k)_{max}$ est atteint.

Si les chroniques pluviométriques (signal d'entrée) sont corrélées avec les chroniques piézométriques (signal de sortie), alors le maximum de corrélation met dans ce cas en évidence le temps de réponse t_R de la nappe à un épisode pluvieux (Delbart et al., 2016; Lee and Lee, 2000). Dans le cas d'une nappe libre, ce temps peut être assimilé à un temps de transfert de masse entre la surface jusqu'à la zone saturée. Or, en domaine darcéen, ce n'est pas toujours le cas. Le temps de réponse correspond au temps écoulé entre les instants qui correspondent au centre de gravité d'un épisode pluvieux et au centre de gravité du pic de la hauteur piézométrique. Le temps d'arrivée réel du front de recharge est potentiellement plus rapide que le temps de réponse associé à $r_{x,y}\ (k)_{max}$. Le temps de transfert dans la zone vadose ou temps caractéristique de transfert à travers la zone vadose t_C est donc calculé. Il

correspond au premier palier du corrélogramme, c'est à dire au moment (t>0) où la pente du corrélogramme commence à décroître.

A ces paramètres se rajoutent des informations concernant l'inertie du système en observant la largeur l du premier pic à $r_{x,y}\ (k)_{max}/2$ (Figure 4-14). Plus l est grand, plus le système est inertiel. Au contraire, plus l est petit, plus le système est réactif. Dans le cas où le signal d'entrée est la pluviométrie et celui en sortie le niveau piézométrique de la nappe superficielle, une faible valeur de l signifie que l'eau de pluie s'infiltre rapidement dans la nappe.

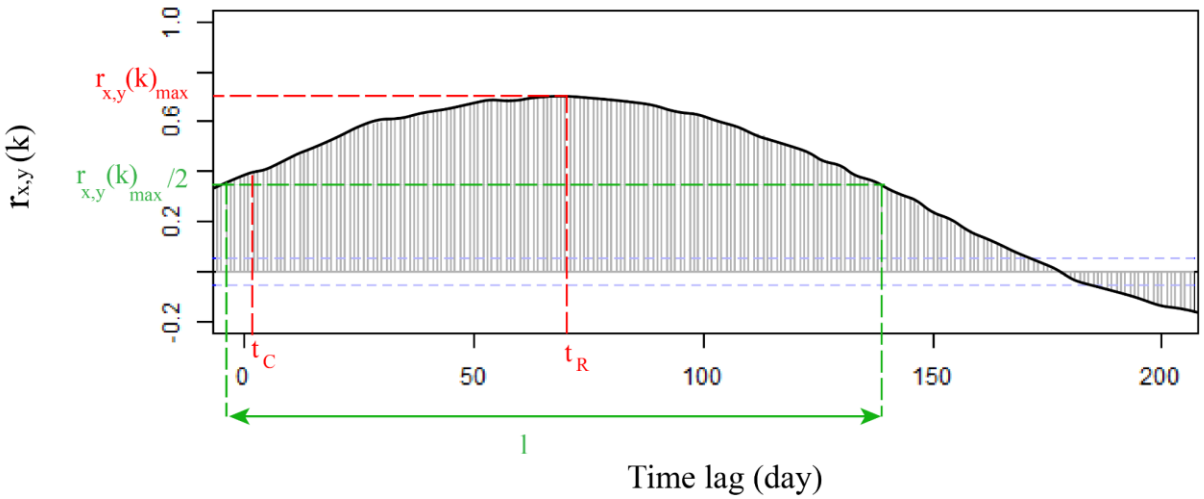


Figure 4-14: paramètres issus de la fonction de corrélation croisée

L'analyse corrélatoire croisée entre différents puits dans un périmètre restreint peut mettre en évidence soit des transferts de masse et/ou de pression entre deux entités, soit une même réaction à un évènement externe aux éléments considérés (pluviométrique par exemple).

4.4.2. Résultats de l'analyse corrélatoire

4.4.2.1. Corrélation croisée pluie-charge piézométrique

Nappe du Plio-Quaternaire

Les chroniques piézométriques du Plio-Quaternaire sont corrélées avec les chroniques pluviométriques des mailles SAFRAN correspondantes : $\mathrm{r_{x,P}\ (k)_{max}}$ est égal à 0,19 ± 0,02 (Figure 4-15). Les temps de réponse à la pluviométrie des puits du Plio-Quaternaire sont en moyenne de 50 ± 15 jours. La largeur l du premier pic à $\mathrm{r_{x,y}\ (k)_{max}/2}$ est en moyenne d'environ 80 jours (Figure 4-15). Seul, le piézomètre OP11 réagit instantanément au stimulus de pluviométrique. Sa fonction de corrélation $r_{P,OP11}\ (k)_{max}$ décroît rapidement. Ce piézomètre est placé proche d'un fossé, il est possible que son signal soit perturbé par les écoulements de surface le long de ce fossé profond. A ce titre, il ne sera pas inclus dans les analyses corrélatoires qui vont suivre. Les temps caractéristiques des puits plio-quaternaires t_C sont en moyenne de 7,63 ± 3,57 jours. Le temps de transfert de l'eau de pluie à travers la zone non saturée s'effectue donc de manière rapide (entre 3 et 12 jours).

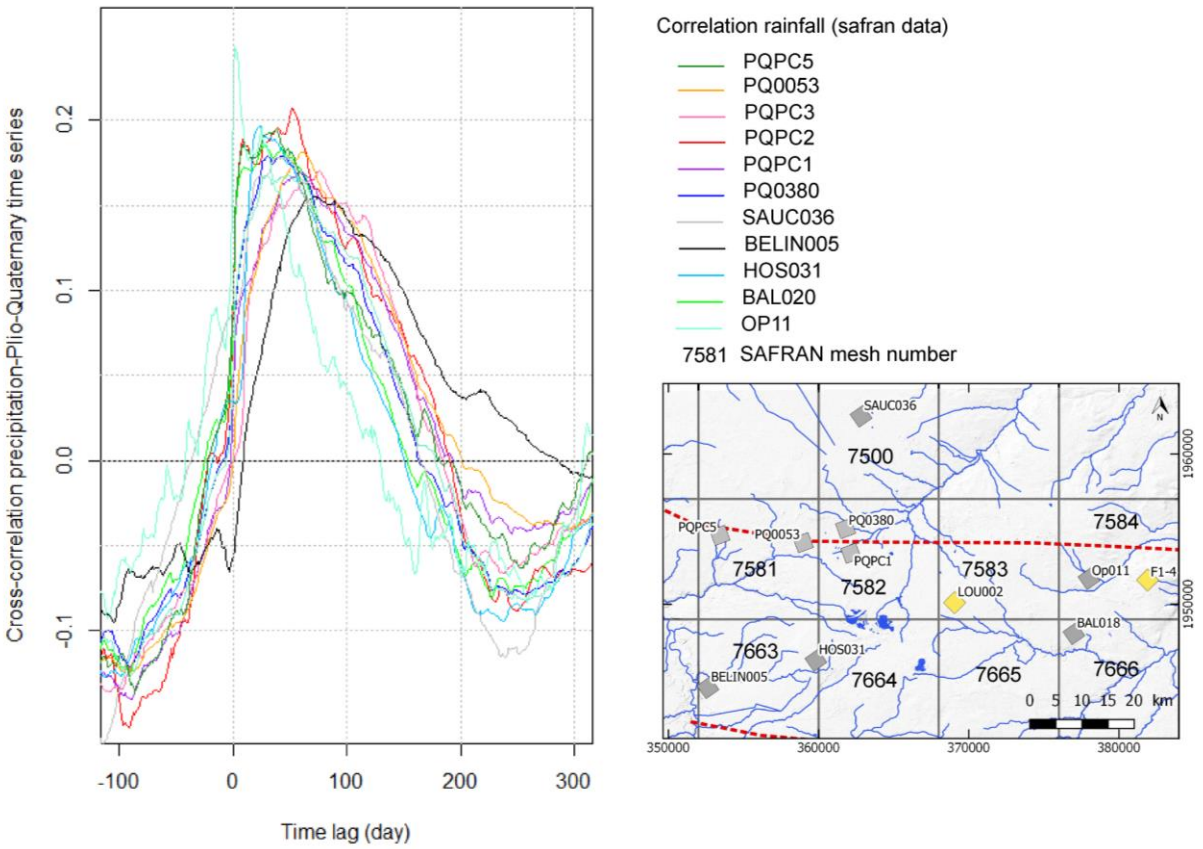


Figure 4-15: corrélation croisée des chroniques piézométriques du Plio-Quaternaire et la pluviométrie (données des mailles SAFRAN)

Nappe du Miocène

Les corrélations entre chroniques de pluviométrie et celles de la nappe du Miocène ($r_{x,P}\ (k)_{max}$) sont du même ordre de grandeur que celles du Plio-Quaternaire. Leur $r_{x,P}\ (k)_{max}$ sont en moyenne de 0,17 ± 0,01 et leur temps de réponse t_R est de 70 jours en moyenne (Figure 4-16). La valeur du temps caractéristique t_C du puits F1-4 est similaire à ceux des puits plio-quaternaires.

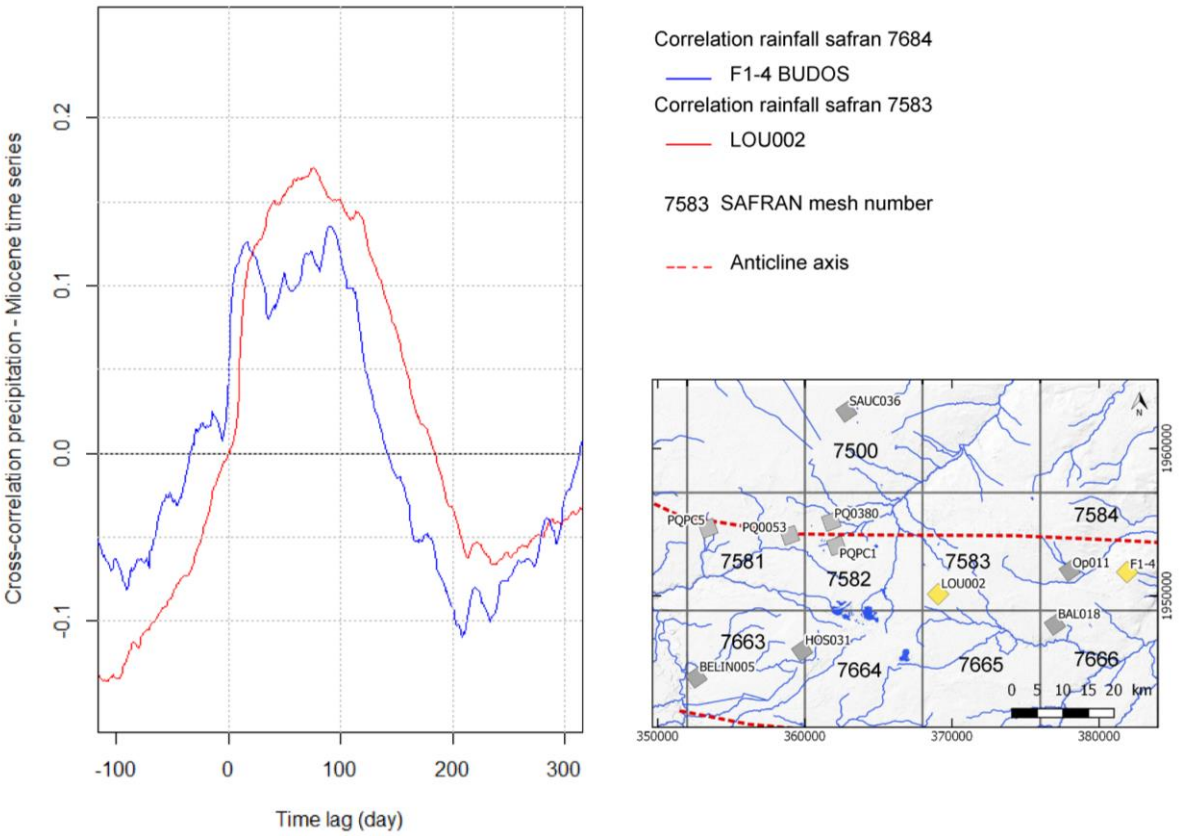


Figure 4-16: corrélation croisée des chroniques piézométriques du Miocène et la pluviométrie (données des mailles SAFRAN)

Les coefficients de corrélation maximum entre la pluviométrie et les chroniques piézométriques de la nappe du Miocène sont compris entre 0,15 et 0,19. Elles répondent de la même manière à un stimulus de pluviométrie.

Les maximums de corrélation ont été spatialisé à l'aide de la méthode de Thiessen (Bosser, 2011) afin d'appréhender la distribution spatiale (Figure 4 17). Une relative homogénéité de réponse entre les événements pluvieux et la nappe de surface est observée, qu'elle soit constituée par les formations du plio-quaternaires ou les formations miocenes en position affleurantes ou sub-affleurantes.

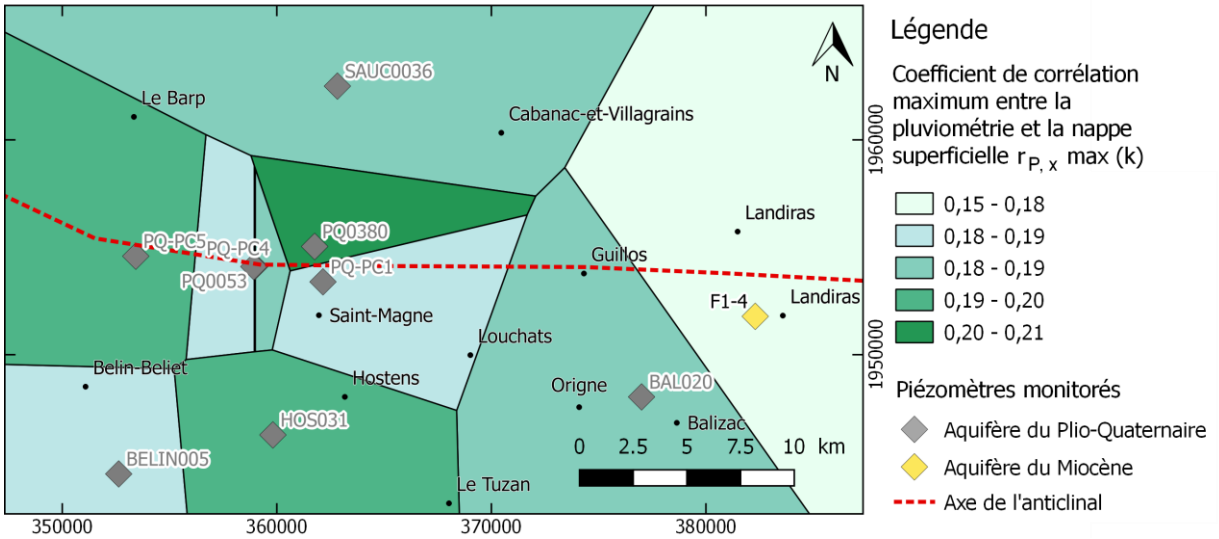


Figure 4-17: coefficients de corrélation maximum entre les chroniques pluviométriques et des nappes de surface

Nappes du Paléogène et du Crétacé supérieur

Les réponses des nappes oligocènes et éocenes au signal pluviométrique sont comparables (Figure 4-18). Les valeurs de coefficient de corrélation maximum $r_{P,y}\ (k)_{max}$ sont faibles. Elles sont comprises entre 0,10 et 0,15.

La réponse de l'aquifère du Campano-Maastrichitien à la pluviométrie reste limitée, avec un maximum de corrélation de 0,10. Toutefois, cette corrélation peut être plus marquée, comme au puits F1-1, où elle atteint une valeur de 0,19, soit un ordre de grandeur comparable à la réponse de la nappe de surface (plio-quaternaire ou miocène en position affleurante).

L'aquifère du Cénomanien présente un comportment similaire avec une faible réactivité à la pluviométrie. Le déphasage piézométrie/pluviométrie est compris entre 60 et 90 jours, avec ponctuellement des valeurs plus importantes encore (puits CS0052), (Figure 4-19).

4.4.2.2. Corrélations croisées inter-piézomètres

Les corrélations croisées entre les chroniques piézométriques d'un même aquifère permettent d'estimer l'existence d'une homogénéité de comportement entre les puits. Cette signature pourrait correspondre à une dépendance spatiale inter-puits assimilable à des chemins de transferts préférentiels.

Lorsque deux puits sont proches et ne captent pas le même aquifère, une corrélation croisée entre les deux chroniques piézométriques est effectuée avec en signal d'entrée de lui de l'aquifère le plus proche de la surface et en sortie le signal de l'aquifère le plus profond. Dans ce cas, la corrélation croissée inter-aquifère de deux piézomètres proches donnerait un indice relatif à la drainance potentielle entre ces aquifères.

Nappe du Plio-Quaternaire

Les chroniques piézométriques du Plio-Quaternaire sont bien corrélées entre elles (maximum de corrélation $r_{x,y}\ (k)_{max}$ supérieur à 0,9). Seuls les points à l'ouest de Saint-Magne, présentent des coefficients de corrélation légèrement plus faibles. Une différence de régime pluviométrique entre ces piézomètres éloignés pourrait expliquer cette différence de comportement.

Les chroniques piézométriques de l'aquifère du Miocène sont également bien corrélées entre elles ($r_{F1-4,\ LOU002}\ (k)_{max} > 0{,}9$).

Toutes les valeurs de coefficient de corrélation entre des puits captant la nappe de surface (Plio-Quaternaire et Miocène proche des affleurements) sont similaires.

Nappes du Paléogène

Les chroniques de l'Oligocène sont bien corrélées entre elles : la moyenne du coefficient de corrélation maximum de toutes les corrélations croisées entre tous les puits oligocènes est de 0,75 ± 0,06. Des décalages entre les pics de hauteur piézométrique sont observés (Figure 4-20 (d)). Ce décalage est compris entre 10 et 140 jours. Localement, les chroniques des puits proches deux à deux présentent un décalage moindre. C'est le cas des chroniques de CAB44 et CAB001 à Cabanac d'une part ; et d'autre part de BUDOS026 et BAL018 sur le flanc sud à l'est de la zone (Figure 4-20 (d)) où le maximum de coefficient de corrélation $r_{x,y}\ (k)_{max}$ est de 0,67 avec un décalage faible de 10 jours (Figure 4-18).

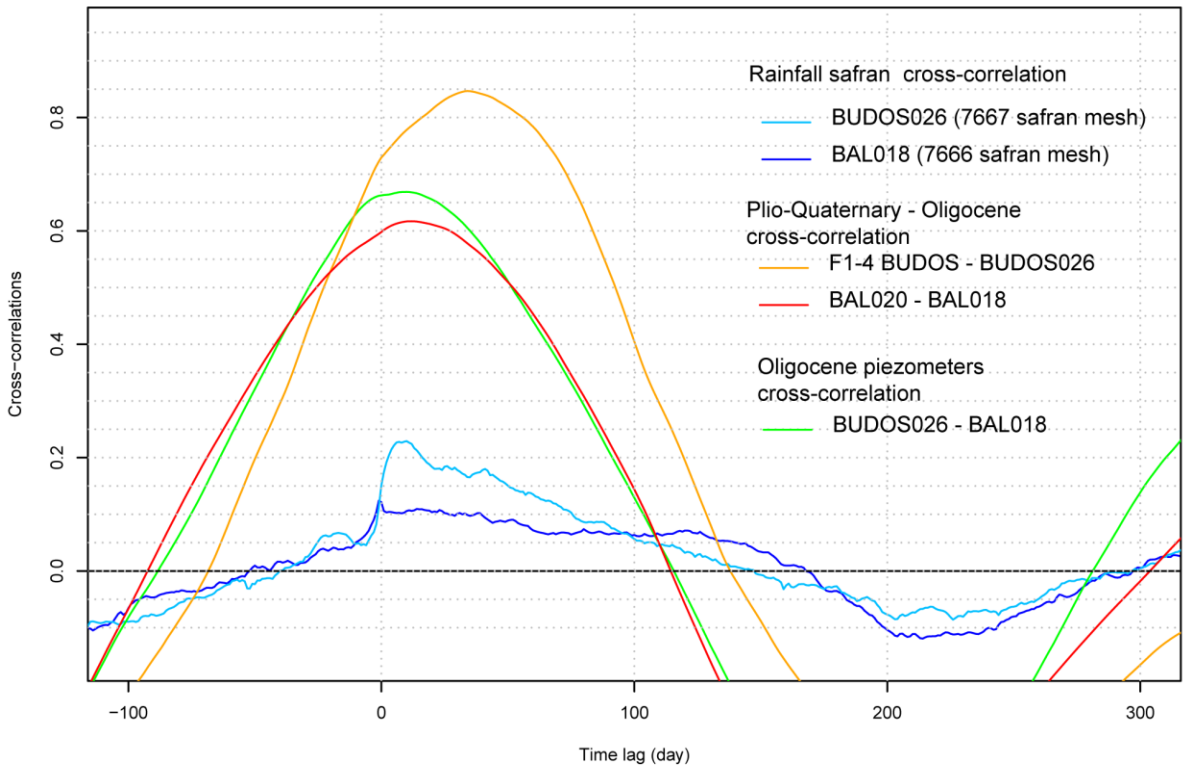


Figure 4-18: corrélations croisées à Budos et Balizac

Les signaux des trois puits mesurant la piézométrie de la nappe de l'Éocène moyen sont faiblement corrélés entre eux. Le puits F2-11 perturbé par des pompages a été écarté de

l'analyse corrélatoire. L'analyse corrélatoire est donc effectuée à partir des chroniques des puits CAB001 et F2-5. Leur maximum de corrélation est de 0,79 avec un décalage de 140 jours (Figure 4-20 (d)).

Les chroniques du puits CAB001 sont plus fortement corrélées avec celles des puits oligocènes voisins ($r_{x,y}\ (k)_{max}$ = 0,97 ± 0,015). Au contraire, le puits F2-5 est faiblement corrélé aux puits oligocènes voisins et présente de forts déphasages de temps des maximums de corrélation avec ces derniers (25 à 140 jours de décalage). Il est fortement corrélé aux chroniques du Campano-Maastrichtien de F1-2 : son coefficient de maximum de corrélation est de 0,71 et un déphasage de 22 jours est observé entre les chroniques.

A Cabanac, les aquifères éocènes et oligocènes interagissent fortement alors qu'à Guillos, la présence des épontes miocènes et oligocènes limite les interactions. Ces résultats sont également visibles sur le zoom de la Figure 4-11 (b) qui illustre la forte et rapide augmentation du niveau piézométrique de CAB001 et le décalage des chroniques des puits F2-5 et F2-11 à Guillos et Landiras.

Nappes du Crétacé supérieur

Les chroniques du Campano-Maastrichtien proches de l'axe de l'anticlinal sont fortement corrélées entre elles. Les valeurs de $r_{x,y}\ (k)_{max}$ sont comprises entre 0,82 et 0,95 (Figure 4-20 (e)).

Seules les chroniques du puits F1-1 sont plus faiblement corrélées aux autres chroniques du Campano-Maastrichtien. Le coefficient de corrélation maximum $r_{F1-1,y}\ (k)_{max}$ est en moyenne de 0,7 en prenant en compte les chroniques de F1-2, F1-5, BUDOS002 et VILL002 en signaux de sortie.

Les chroniques de F1-1 sont corrélées à celles de la nappe de l'Oligocène sus-jacentes. L'absence de déphasage des chroniques et le fort coefficient de corrélation entre le puits F1-1 et le puits oligocène BAL018 ($r_{BAL018,F1-1}\ (k)_{max}$ égal à 0,95) laisse penser que la nappe de l'Oligocène et celle du Crétacé supérieur sont en interaction sur le flanc sud de l'anticlinal à Landiras et Balizac (Figure 4-20 (b) et (c)). La particularité du puits F1-1 est la faible épaisseur de l'éponte entre l'aquifère de l'Oligocène et l'aquifère du Campano-Maastrichtien. La faible épaisseur de l'éponte permet un transfert de pression rapide de la nappe de l'Oligocène vers la nappe du Campano-Maastrichtien induisant ainsi un déphasage nul entre les deux chroniques (Figure 4-11 (b) et (c)).

A Budos et Cabanac-et-Villagrains, les aquifères de l'Oligocène et du Campano-Maastrichtien possèdent des maximums de coefficients de corrélation relativement élevé : $r_{BUDOS026,BUDOS002}\ (k)_{max}$ de 0,62 et $r_{VILL002,CAB044}\ (k)_{max}$ de 0,65 (Figure 4-20). Le déphasage entre les chroniques du Campano-Maastrichtien et celles de l'Oligocène est compris entre 70 et 80 jours. Ce déphasage peut être dû à la présence des marnes à la base de l'Oligocène, des formations de l'Éocène et des argiles du Paléocène entre ces deux niveaux réservoir qui freinerait les transferts de masse potentiels de l'aquifère de l'Oligocène vers l'aquifère du Campano-Maastrichtien (Figure 4-20 (b) et (c)).

Les deux chroniques piézométriques du Cénomanien (CS0052 et CS0219) sont bien corrélées entre elles avec un coefficient de corrélation maximum est de 0,85 et un déphasage de 28 jours (Figure 4-19).

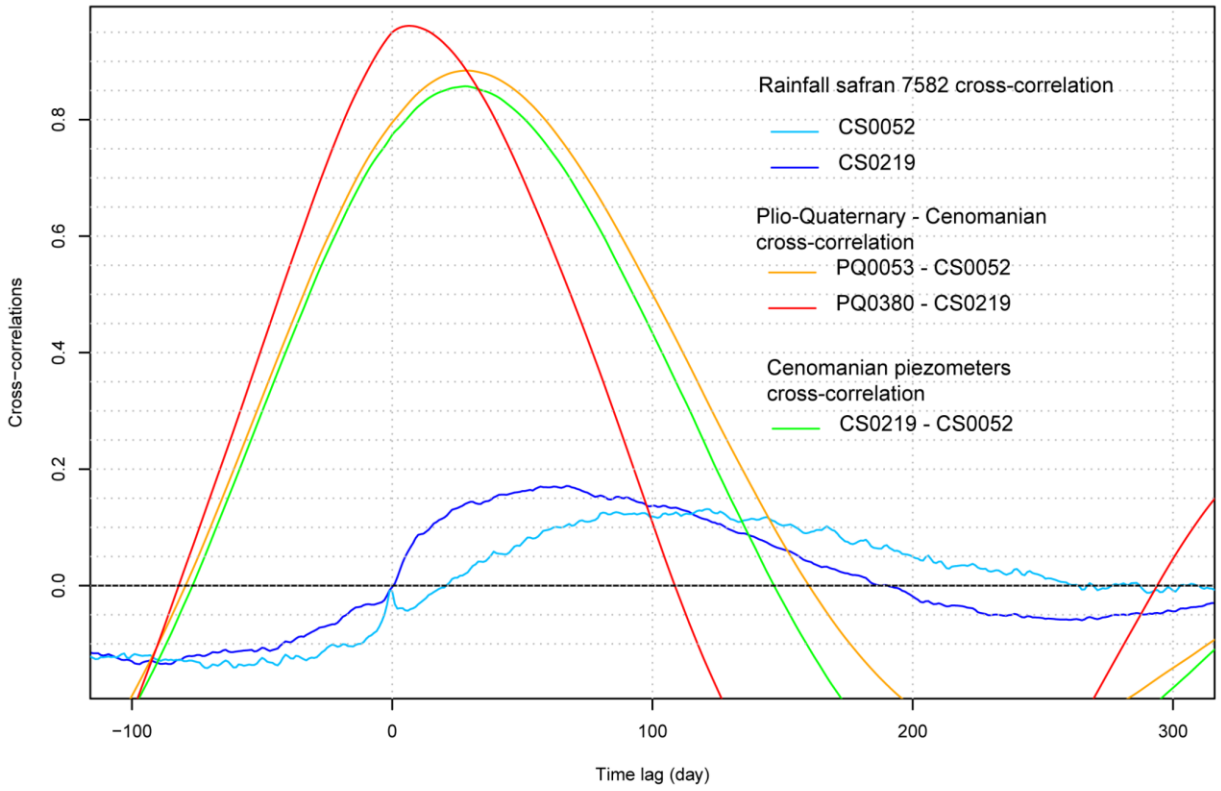


Figure 4-19: corrélations croisées des chroniques piézométriques du Cénomanien

Elles présentent un déphasage similaire (d'une vingtaine de jours) avec celles des nappes du Campano-Maastrichtien voisines (F1-5 et VILL002). Toutefois, le puits CS0219 est plus fortement corrélé aux puits du Campano-Maastrichtien que CS0052 (Figure 4-20 (c)).

Afin de comprendre la différence de comportement de la nappe du Cénomanien au droit du puits CS0052 avec les chroniques des nappes du Campnao-Maastrichtien et du Cénomanien au droit des autres puits (CS0219, F1-5 et VILL002), les chroniques sont correlées à celles des piézomètres du Plio-Quaternaire (Figure 4-20 (a) et (c)).

CS0219 est plus fortement corrélé aux puits du Plio-Quaternaire (Figure 4-20 (a) et (c)) en particulier aux puits plio-quaternaires les plus proches ($r_{CS0219,PQ0380}\ (k)_{max}$ égal à 0,98). De même, il est fortement corrélé aux puits du Campano-Maastrichtien les plus proches. Son coefficient de corrélation maximum, comparé aux chroniques de VILL002 situé à proximité des affleurements campano-maastrichtien ($r_{CS0219,VILL002}\ (k)_{max}$), atteint la valeur de 0,96. Une relation directe avec un stimulus de surface est plus que probable pour le puits CS0219 et donc localement pour cet aquifère.

Ebauche de schéma conceptuel

La carte de la Figure 4-20 (d) synthétise les principales informations issues de l'analyse corrélatoire entre les chroniques des nappes du Paléogène. Elle correspond au coefficient de corrélation maximum entre les chroniques de ces aquifères du Paléogène (Oligocène et Eocène). Les étiquettes rouges correspondent aux valeurs de décalage dans le temps (temps de réponses entre les chroniques d'entrée et de sorties choisies). Les flèches rouges n'indiquent en aucun cas des sens d'écoulement, elles indiquent seulement laquelle des deux chroniques présente un retard ou décalage dans le temps par rapport à l'autre. Les cylindres verticaux entre les cartes représentent les valeurs des coefficients de corrélation maximum entre différents niveaux aquifères de puits voisins.

En résumé, les aquifères de surface réagissent de la même manière à un évènement pluvieux. Les aquifères du Tertiaire ont des comportements différents en fonction de leur localisation et de l'épaisseur des épontes présentes. Ils sont à ce titre fortement influencés par la structure anticlinale de Villagrains-Landiras. Les zones d'affleurement à Cabanac-et-Villagrains et à Landiras/Budos sont des lieux d'échanges privilégiés entre le Tertiaire et le Crétacé supérieur. De même à Saint-Magne, l'absence et la faible épaisseur des épontes favorisent les échanges verticaux (transfert de pression et de masse) entre le Cénomanien et le Plio-Quaternaire. Ces zones sont donc des zones de recharge préférentielle.

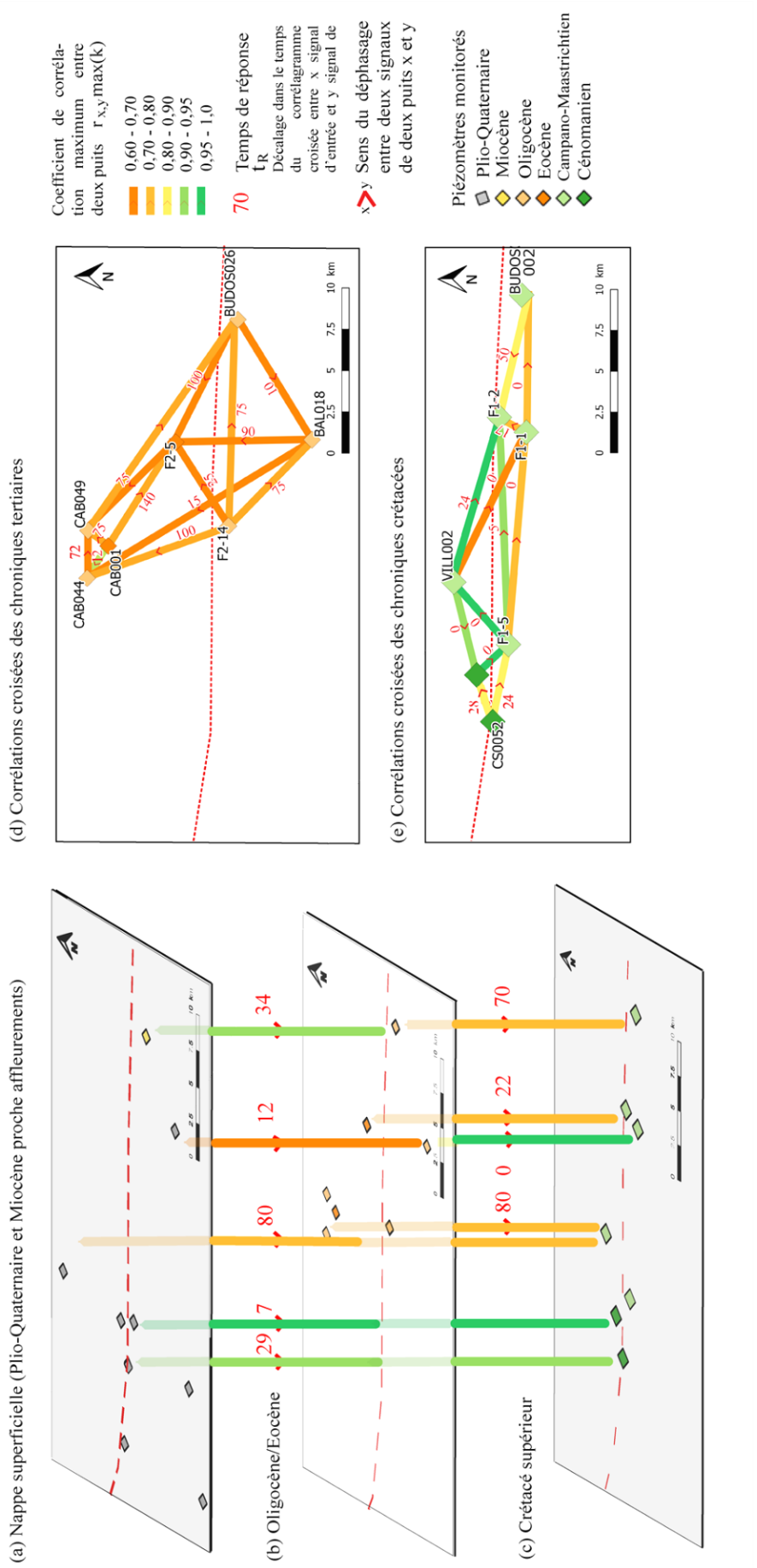


Figure 4-20 : analyse corrélatoire croisée entre les piézomètres : (a) carte des piézomètres de surface et corrélations entre les nappes sous-jacentes ; (b) nappes du Tertiaire et corrélations avec les nappes de surface et du Crétacé ; (c) nappes du Crétacé et et corrélation avec les nappes sus-jacentes ; (d) maximum de corrélation entre les chroniques piézométriques tertiaires ; (e) maximum de corrélation entre les chroniques piézométriques crétacées

4.4.3. Estimation de la recharge par la méthode d'interprétation des fluctuations piézométriques (WTF)

4.4.3.1. Méthode WTF (Water-Table Fluctuation) : concepts généraux

La recharge des aquifères peut être estimée à partir de différentes méthodes (Scanlon et al., 2002) : modèles numériques d'écoulement, bilans hydriques, modèles géochimiques, techniques physiques…

La méthode WTF, basée sur une approche physique (Healy and Cook, 2002) permet d'estimer la recharge d'une nappe libre à partir des chroniques piézométriques et des évènements pluviométriques associés. Cette méthode s'applique aux nappes qui réagissent rapidement à un évènement pluvieux pour une zone vadose relativement peu épaisse (Moon et al., 2004). Elle se base sur l'hypothèse selon laquelle les augmentations du niveau piézométrique d'une nappe libre sont induites par une arrivée d'eau météoritique dans la nappe. Cette recharge directe R_d de la nappe libre est estimée par la relation suivante (Nimmo et al., 2015; Scanlon et al., 2002; Wendland et al., 2015):

$$R_d = S_y \frac{dH}{dt} \approx S_y \frac{\Delta H}{\Delta t} \qquad (4\text{-}5)$$

S_y: coefficient d'emmagasinement

H: hauteur piézométrique

ΔH: différence de hauteur piézométrique entre le pic de piézométrie et le minimum de la courbe de récession extrapolée précédant le pic (Figure 4-23).

La méthode WTF utilisée se décompose en deux phases : tout d'abord le calcul de la courbe de récession extrapolée, puis la détermination des épisodes de recharge (Figure 4-21). L'algorithme regroupe les procédures de calcul de recession (Master Recession Curve MRC) et de détermination d'épisode de recharge (Episodic Master Recession) sous la forme des codes de calcul MRCfit et EMR programm (Nimmo et al., 2015; Nimmo and Perkins, 2018). Ces codes sont disponibles sur la plate-forme de calcul R (R Core Team, 2013). Ces deux phases sont détaillées ci-dessous.

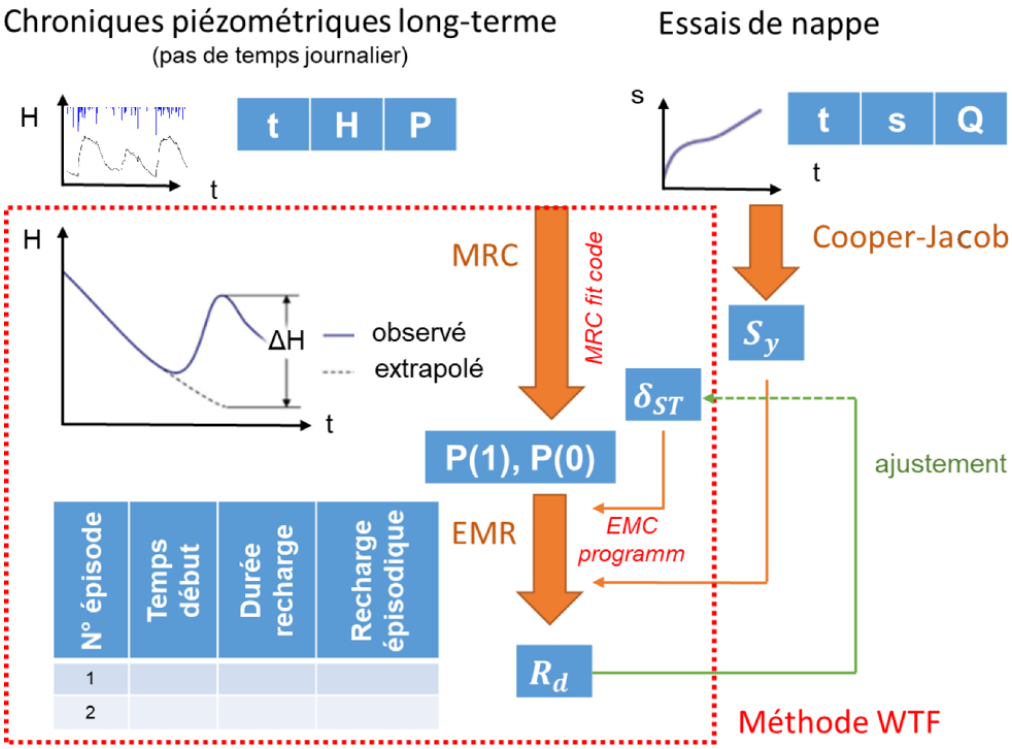


Figure 4-21: principe de la méthode WTF et principaux paramètres d'entrée et de sortie (t temps, H hauteur piézométrique, P pluviométrie, s rabattement, Q débit)

Calcul de la courbe de récession (procédure MRC)

La courbe de récession maximale (MRC) correspond aux valeurs du niveau piézométrique H en fonction de sa dérivée par rapport au temps $\frac{dH}{dt}$ sur une période de diminution du niveau piézométrique ou phase de récession. Durant cette période, aucune arrivée d'eau ne s'effectue dans la nappe (Healy and Cook, 2002; Singh and Stall, 1971). Les paramètres issus de la MRC sont la pente de la courbe de régression de la MRC $P(1)$ et son ordonnée à l'origine $P(0)$ (Figure 4-22).

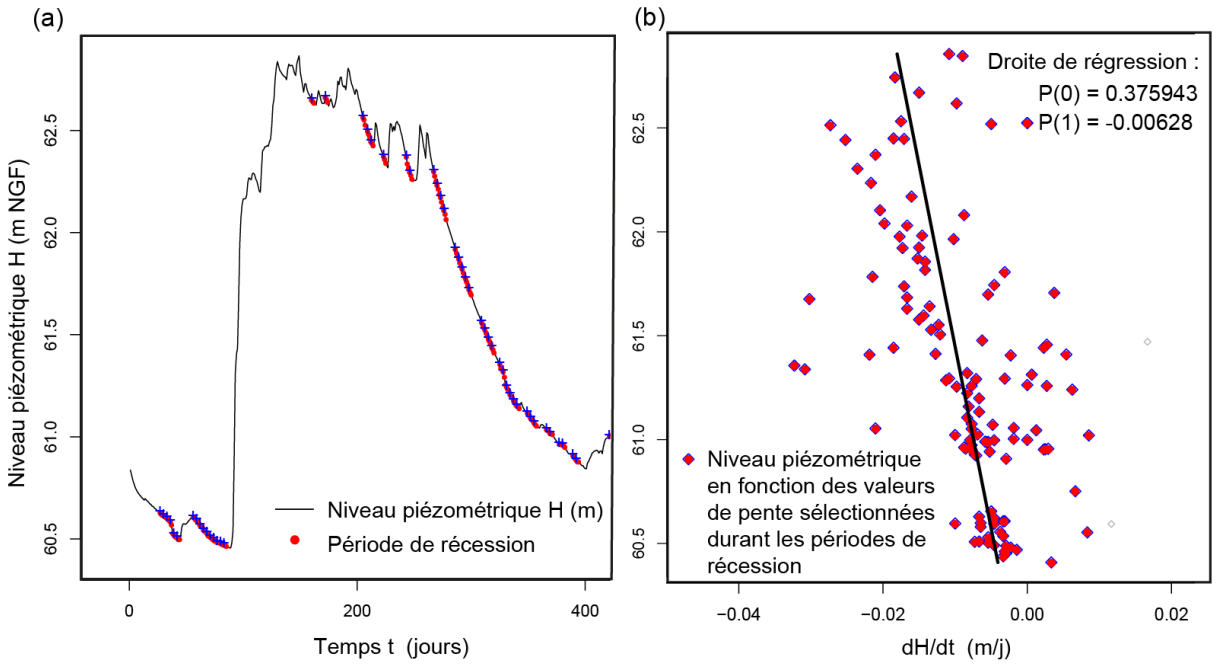


Figure 4-22: illustration de la méthode MRC : (a) détermination des périodes de récession à partir d'une chronique piézométrique ; (b) niveau piézométrique H en fonction de sa dérivée dH/dt, points utilisés pour calculer les paramètres P(1) et P(0) de la MRC

Détermination des épisodes de recharge (procedure EMR)

La méthode EMR permet d'identifier des périodes de recharge à travers l'analyse des chroniques piézométriques de la nappe libre et de quantifier l'impact d'un évènement pluvieux sur la recharge de la nappe (Nimmo and Perkins, 2018). Elle prend en considération plusieurs paramètres en entrée dont le seuil de tolérance δ_{ST} (Figure 4-22 (b)). Il s'agit du seuil au-dessous duquel toute variation du niveau piézométrique est considérée comme du bruit. Les paramètres issus de la MRC sont également intégrés dans le calcul de l'EMR pour identifier les épisodes de recharge visibles sur le graphe en bleu foncé (Figure 4-23 (a) et (b)).

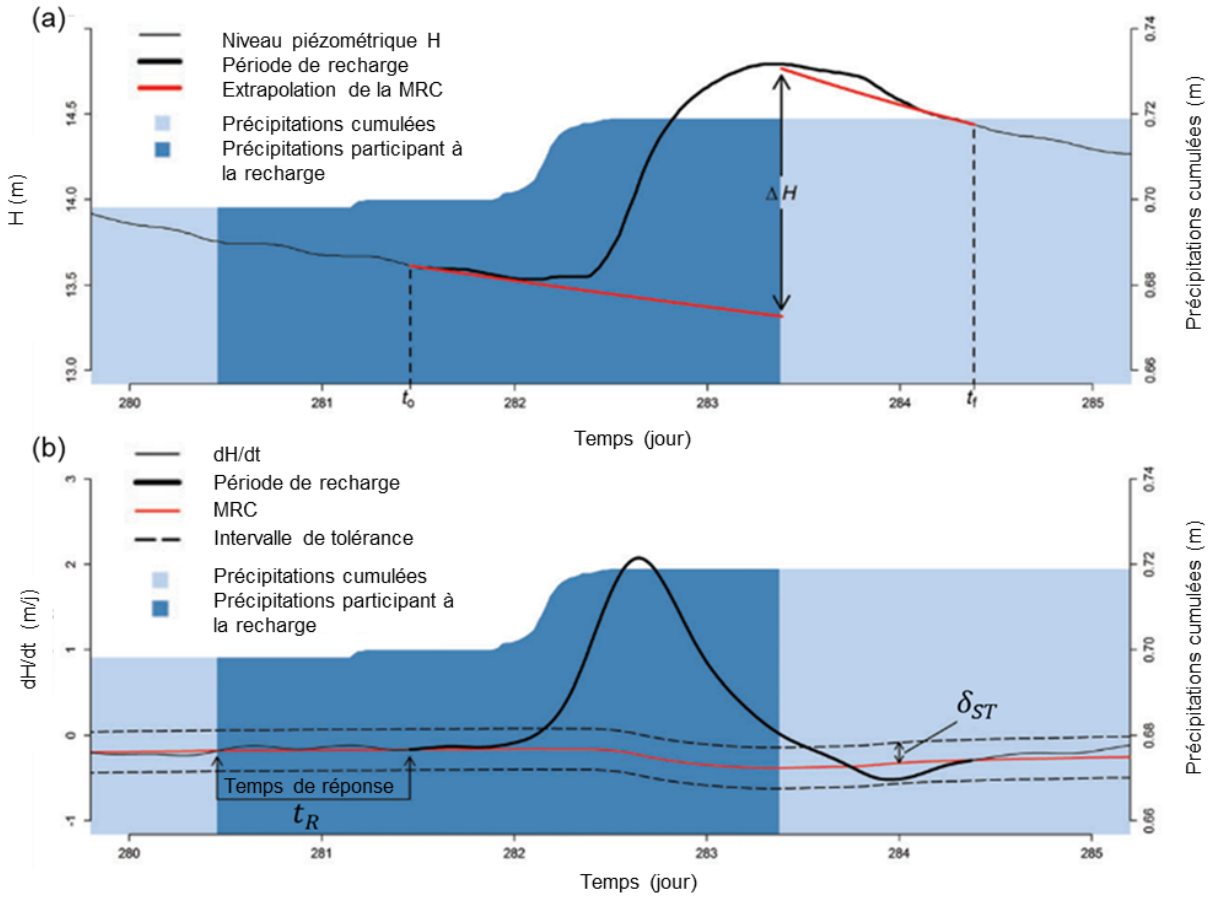


Figure 4-23: épisode de recharge isolé par la méthode EMR. (a) Evolution du niveau piézométrique en fonction du temps, tracé de la courbe de récession extrapolée en rouge (MRC extrapolation) et différence de hauteur piézométrique correspondant à l'incrément pluviométrique. (b) différentielle de hauteur piézométrique en fonction du temps et son écart de tolérance associé (Nimmo et al., 2015)

Une fois les périodes de recharge et les variations de niveau piézométrique associées déterminées, le calcul de la recharge épisodique est effectué en multipliant par le coefficient d'emmagasinement S_y. Ce dernier correspond pour une nappe libre à la porosité efficace de la matrice poreuse (Wendland et al., 2015). Sa valeur peut être estimée par des essais de pompage. Elle peut également être déduite des mesures de porosimétrie mercure (§3.2.4.1).

Application de la méthode au système de Villagrains-Landiras : singularité et adaptation

La méthode WTF est appliquée dans le cadre de l'étude à la nappe du Plio-Quaternaire et aux nappes du Miocène, de l'Oligocène et du Campano-Maastrichtien proche des affleurements. De plus, tout en étant conscient des limites de la méthode en domaine semi-captif, le calcul de la recharge est effectué dans la zone de Saint-Magne au droit de CS0219. En ce point, l'aquifère du Cénomanien est semi-captif. Les épontes miocènes et turoniennes sont extrêmement fines et les variations du niveau piézométrique sont similaires à celles du Plio-Quaternaire. Des courbes de récession sont observées en période de basses eaux comme pour l'aquifère libre (Figure 4-13).

Les paramètres d'entrées pour chaque puits sont les coefficients polynomiaux P(0) et P(1) issus de la MRC (Annexe F). Un temps de réponse entre l'évènement pluvieux et la réponse du niveau piézométrique est renseigné pour savoir à partir de quel intervalle un évènement

pluvieux peut potentiellement être à l'origine d'une augmentation de hauteur piézométrique. Dans le cas présent, il s'agit du temps caractéristique de traversée de l'eau à travers la zone saturée t_C (§4.4.1.2). Il est de 3 à 10 jours en fonction des puits (Annexe F). Il est important, en domaine darcéen, d'intégrer le temps caractéristique au lieu de prendre le temps de réponse (correspondant au maximum de corrélation). En effet, le temps de réponse est de l'ordre de 60 jours, il correspond au temps où le pic de hauteur piézométrique est atteint suite à un épisode pluvieux.

4.4.3.2. Estimation de la recharge locale

La majorité des chroniques débutent en septembre 2015. Les enregistrements de F1-4 commencent en 2018. Les flux de recharge pour les fenêtres temporelles d'enregistrement ont pu être estimées (Figure 4-24).

Les périodes de recharge sont similaires au droit des différents piézomètres durant la période étudiée (2015-2019). Seuls le puits SAUC036 présentent des périodes de recharge longues couvrant la totalité de la période hivernale et printanière. Cette différence est due à la montée lente du niveau piézométrique. Cependant les valeurs de recharge annuelle sont du même ordre de grandeur que celles des autres puits plio-quaternaires.

Des périodes de fortes pluies induisent une recharge des nappes superficielles (Figure 4-24). Les chroniques qui présentent des fortes amplitudes entre hautes et basses eaux ont des valeurs importantes de recharge durant les périodes hivernales. Les valeurs de recharge de la nappe du Plio-Quaternaire, au droit de chaque puits, sont comprises entre 50 et 170 mm.an^{-1}. Seul le puits BELIN005 au sud-ouest de la zone présente une valeur de recharge annuelle de 1,3 mm.an^{-1} (Figure 4-25). Cette valeur de recharge faible est due à de faibles variations du niveau piézométrique et une valeur locale de S_y appliquée plus faible (S_y est égal à 0,001 au lieu de 0,045 pour tous les autres puits plio-quaternaires.

Les valeurs de recharge au droit des affleurements campano-maastrichtiens (VILL002) sont proches de celles calculées au droit des puits plio-quaternaires. La recharge annuelle au droit des affleurements campano-maastrichtiens est estimée à 143 mm.an^{-1} pour une unité de surface (soit 17% des précipitations moyennes).

Les valeurs de recharge du Miocène et de l'Oligocène sont plus importantes : respectivement 170 et 210 mm.an^{-1} soit 19 % et 26% des précipitations annuelles. Les variations piézométriques sont similaires. En revanche les valeurs de S_y intégrées sont supérieures à celles du Plio-Quaternaire du fait de la plus forte porosité de ces formations.

Des valeurs similaires de recharge du Cénomanien sont observées au droit du puits CS0219 par rapport aux puits de la nappe du Plio-Quaternaire. Les périodes sont plus nombreuses et plus courtes comparées à celles du Plio-Quaternaire (Figure 4-24). La forte réactivité de la piézométrie à la pluviométrie explique ce découpage. En effet, les pics haute fréquence des chroniques piézométriques de CS0219 ont des amplitudes plus marquées. Les courbes de tarrissement calculées via la méthode WTF sont par conséquent plus nombreuses. Les périodes de recharge sont ainsi plus nombreuses et plus courtes.

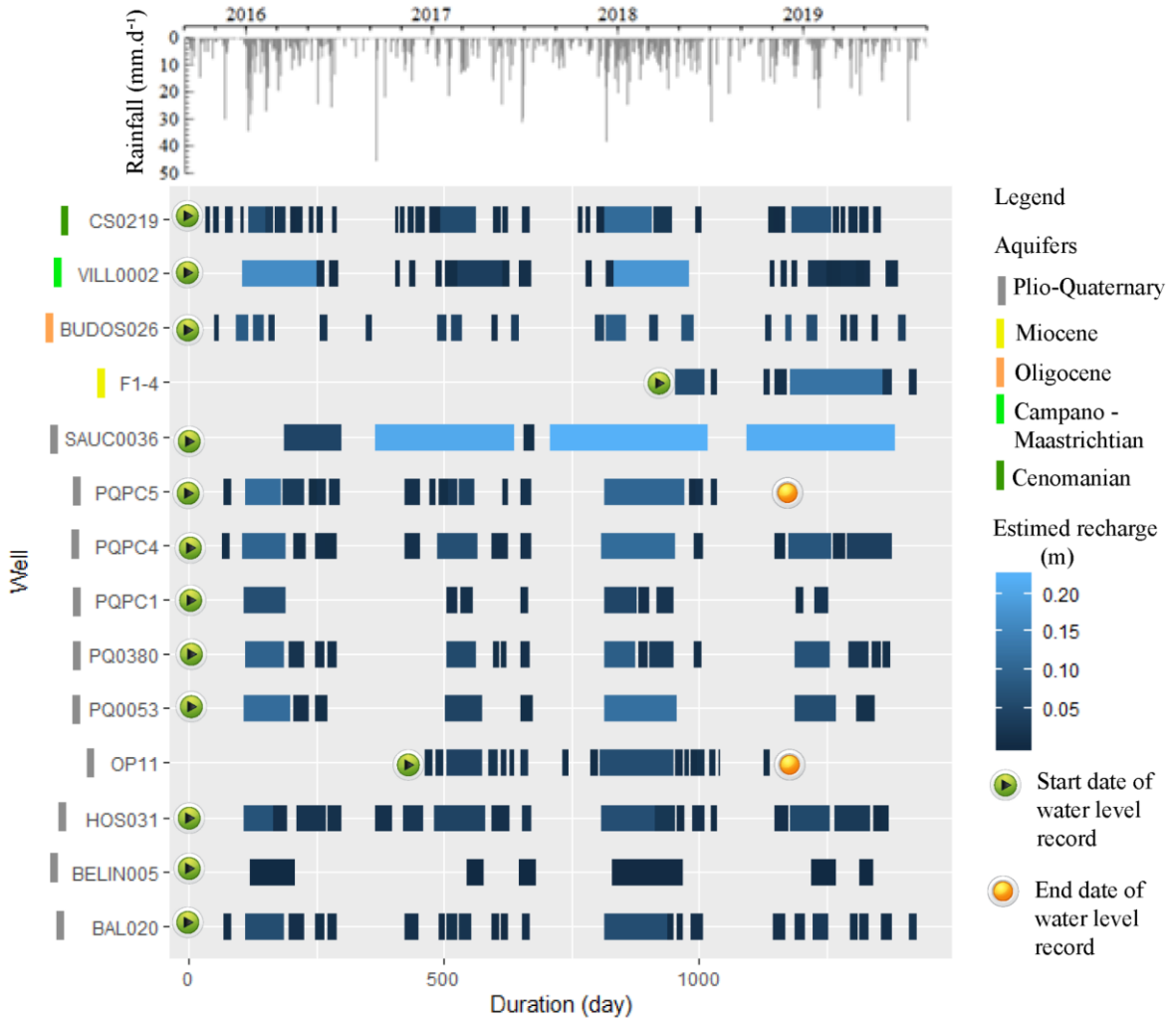


Figure 4-24: période de recharge et valeurs de recharge pour chaque période et chaque puits en regard de la pluviométrie (Labat et al. 2021)

A l'échelle de la zone, les volumes de recharge sont calculés en multipliant le flux de recharge sur la période considérée (équivalent hauteur d'eau) par la surface offerte à ce flux. Les valeurs de recharge du Miocène, de l'Oligocène et du Campano-Maastrichtien sont appliquées aux surfaces d'affleurements (Figure 4-25). Dans le reste de la zone, où le Plio-Quaternaire correspond à la formation de surface, les valeurs de recharge des différents puits plio-quaternaires sont appliquées sur les surfaces d'influence associées à chaque puits calculées via la méthode des polygones de Thiessen (Figure 4-25).

La recharge annuelle calculée sur la zone d'étude correspond à $1{,}56\times10^{8}$ m^3 soit 11,2% des précipitations cumulées par an mesurées sur la période 09/2015 - 09/2019.

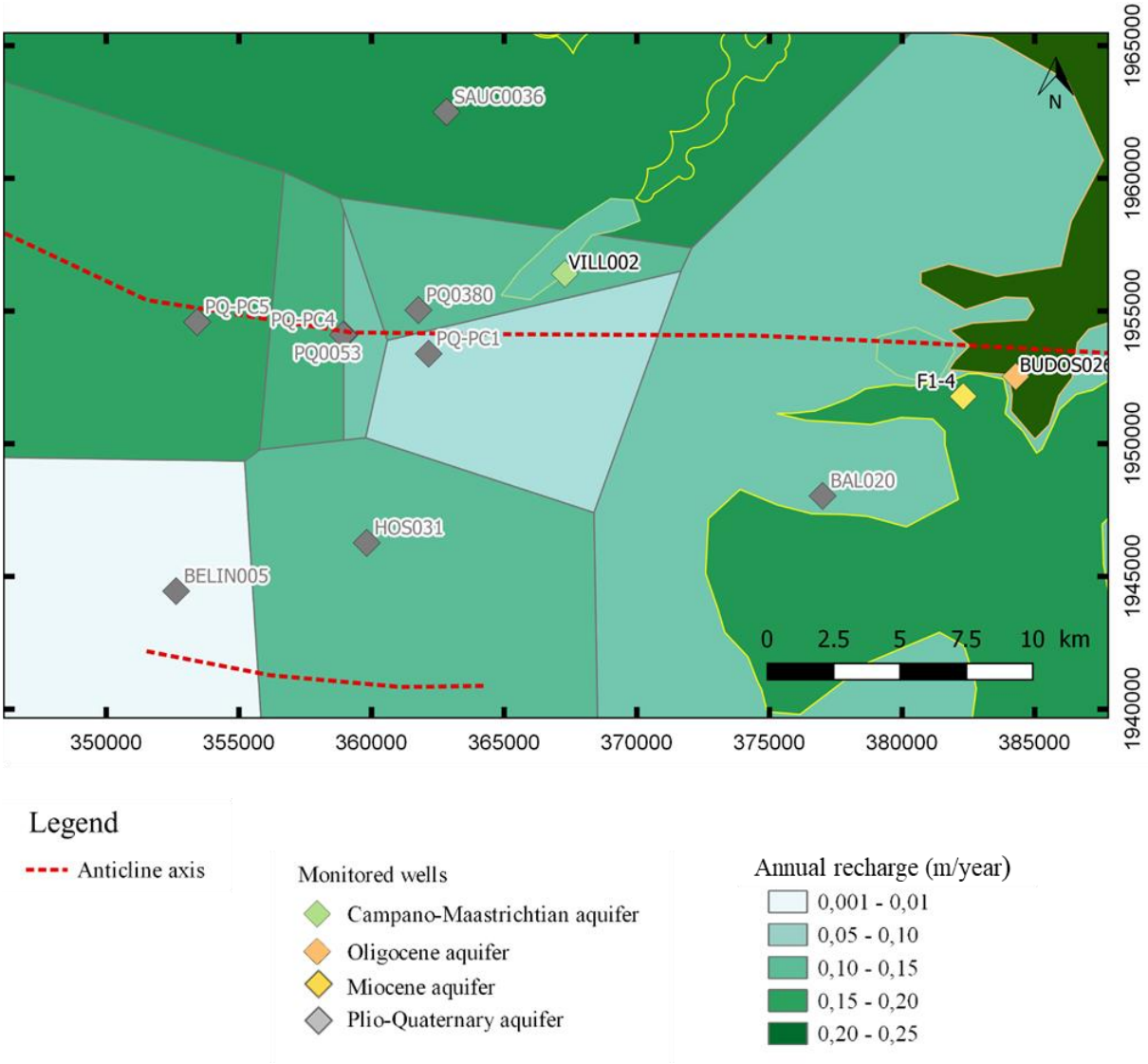


Figure 4-25: estimation de la recharge superficielle

4.4.3.3. Incertitudes de l'estimation

La principale limite de la méthode est l'incertitude sur le coefficient spécifique S_y de l'aquifère. La sensibilité du paramètre S_y sur le calcul de la recharge R ($\frac{\partial R}{\partial S_y}$) est importante (fonction linéaire directe). S_y est calculé, pour les formations du Campano-Maastrichtien et l'Oligocène, par porosimétrie mercure. Les essais de porosité permettent de mesurer la porosité efficace et par conséquent S_y en aquifère libre. Une valeur moyenne de $6{,}6\times10^{-2}$ (-) est obtenue pour le Campano-maastrichtien, de $2{,}2\times10^{-1}$ (-) pour l'Oligocène et de $5{,}0\times10^{-2}$ (-) pour le Miocène (§3.2.4.2).

En revanche, une incertitude plus importante réside dans le S_y au droit des formations Plio-Quaternaire. En effet, S_y est calculée à partir d'essais de pompage. Les données de S_y sont issues d'un essai de pompage à Belin Beliet (Ly Than Tong, 1969). La valeur de S_y est de 0.001 (-), elle semble faible en regard des valeurs de sables à sables argileux notées dans la

bibliographie (Domenico and Schwartz, 1990; Lloyd, 1991) qui sont proches de 0.2 (-). Cette valeur est appliquée au calcul de recharge au droit de BELIN005 parce qu'il est placé à proximité des puits qui ont permis l'essai de pompage et que des niveaux argileux sont présents au droit de ce puits. Pour les autres puits de la zone, la valeur de S_y appliquée est 0,045. Cette valeur provient d'un essai de pompage réalisé sur un terrain analogue correspondant aux sables plio-quaternaires des Landes du Médoc au nord de la Gironde (Koller et al., 2018).

Par ailleurs, la recharge de l'aquifère du Cénomanien a été calculée au droit du puits CS0219 qui présente une variation similaire au puits plio-quaternaire à proximité (PQ380) (Figure 4-13). Or, l'aquifère du Cénomanien est captif : le niveau piézométrique est environ 3 mètres plus bas que celui du Plio-Quaternaire. Les fluctuations piézométriques ne sont pas uniquement induites par un transfert de masse depuis la surface, correspondant à une recharge directe de l'aquifère. Une partie des fluctuations piézométriques peut être associée à un transfert de pression depuis la nappe du Plio-Quaternaire. Dès lors, les hypothèses permettant d'appliquer la méthode WTF ne sont plus respectées. La recharge ici estimée peut être uniquement considérée comme une recharge potentielle maximale, dans le cas où 100% des fluctuations sont associées à un transfert de masse. Dans ces conditions, la valeur estimée de la recharge de l'aquifère du Cénomanien autour de CS0219 n'a pas été intégrée dans le calcul final des volumes de recharge superficielle.

4.5. Apport de la géochimie dans la compréhension des écoulements et de la recharge des aquifères profonds

4.5.1. Introduction à la géochimie isotopique

La matière est constituée d'éléments chimiques composés d'un noyau et d'électrons qui gravitent autour de ce noyau. Chaque élément atomique ${}^{N+Z}_{Z}X$ est caractérisé par son nombre de proton Z (numéro atomique) et de neutron N qui composent le noyau. Les isotopes d'un élément possèdent un nombre de protons identique mais un nombre de neutrons différent. Ils ont donc des masses atomiques distinctes et des propriétés physiques différentes. Par exemple, l'hydrogène peut exister sous plusieurs formes (^{1}H, ^{2}H, ^{3}H). L'abondance de ces différentes formes varie en fonction de divers paramètres cinématiques et thermodynamiques (Criss, 1999). Par exemple, les isotopes lourds (masse atomique plus élevée) ont tendance à se concentrer dans la phase la plus condensée (fractionnement thermodynamique).

Les isotopes stables de la molécule d'eau (^{2}H et ^{18}O) et les isotopes du Carbone (^{14}C et ^{13}C) sont communément utilisés en hydrogéologie (Palmer et al., 2007). Ils donnent des renseignements sur le parcours de l'eau depuis la zone de recharge jusqu'au point de prélèvements dans les aquifères.

L'analyse isotopique, par le biais de l'étude des ratios isotopiques des différents éléments, permet également de préciser le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère. Ce temps de résidence correspond au temps moyen écoulé entre l'entrée de la particule d'eau dans le système et la date d'analyse (Bethke and Johnson, 2008). Ces outils permettent également de valider les schémas d'écoulement déduits de l'hydrodynamique, les vitesses de circulation et de préciser les aires de recharge éventuelles (Bhandary et al., 2015).

4.5.1.1. Géochimie isotopique du Carbone

La production du ^{14}C s'effectue à haute atmosphère. Le ^{14}C est ensuite dissous au sein de eaux météoritiques qui alimentent les nappes souterraines. La détermination de l'âge radiocarbone des eaux souterraines est réalisée à partir de l'équation de désintégration du ^{14}C :

$$A_t{}^{14}C = A_0{}^{14}C\, e^{-\lambda t} \qquad (4\text{-}6)$$

$$t = -8267\, ln\left(\frac{A_t{}^{14}C}{A_0{}^{14}C}\right) \qquad (4\text{-}7)$$

$A_t{}^{14}C$: activité ^{14}C de l'échantillon (activité résiduelle) (pcm)
$A_0{}^{14}C$: activité ^{14}C de référence (activité initiale) (pcm)
λ : constante de désintégration égale à $ln2/5730$ (Godwin, 1962)
t : âge calculé de l'eau échantillonnée correspondant au temps depuis la recharge de l'aquifère

L'étude de la décroissance radioactive de ^{14}C a pour but d'évaluer les temps de résidence t de l'eau dans le sous-sol (Wassenaar et al., 1991). Le calcul est effectué à partir de l'activité ^{14}C (pcm) et la valeur $\delta^{13}C$ (‰ VSMOW Vienna Standard Mean Ocean), (Fontes et al., 1993; Han et al., 2014). L'activité initiale A_0 correspond à l'activité ^{14}C lors de son entrée dans le sous-sol. Sa mesure dans les systèmes carbonatés peut être biaisée puisque de nombreuses réactions géochimiques qui affectent les teneurs en ^{13}C et ^{14}C ont lieu au cours du parcours des eaux de les aquifères (dissolution de la calcite ou de la dolomite, échanges isotopiques avec la matrice rocheuse, réactions biochimiques…) (Batlle-Aguilar et al., 2017). Il est donc nécessaire d'estimer l'activité initiale à l'aide de modèle de correction qui tiennent compte de ces différentes réactions de manière plus ou moins complète (Tableau 7).

Les calculs des activités initiales sont effectués à partir des modèles de (Tamers, 1975), de Pearson (Ingerson and Pearson, 1964), Mook (Mook, 1980), Fontes et Garnier (Fontes and Garnier, 1979) et Eichinger (Eichinger, 1983). Les activités initiales et les âges radiocarbone sont calculés à partir du logiciel NETPATH (Plummer et al., 1994). Ces modèles utilisent les valeurs du ^{13}C pour quantifier les phénomènes de dilution et/ou d'échanges isotopiques qui affectent les teneurs en ^{14}C. Le calcul donnerait, en l'absence de ces modèles correctifs, une valeur de temps de résidence anormalement élevée. Les âges radiocarbone calculés via les différents modèles sont ensuite calibrés en âge radiocarbone Avant Présent (BP) à partir du logiciel CalPal (Weninger and Joris, 2004). Cette calibration permet de corriger les variations passées des forces du champ magnétique et du rayonnement solaire qui influencent le taux de ^{14}C dans l'atmosphère (Plummer and Glynn, 2013) et d'obtenir le temps de résidence des eaux échantillonnées dans les nappes souterraines.

Tableau 7 : récapitulatif des réactions géochimiques intégrées dans les modèles d'ajustement de A_0 (modifié d'après Plummer and Glynn, 2013)

		Modèles				
Processus	^{14}C âge conventionnel	Tamers	Pearson	Mook	Eichinger	Fontes et Garnier
Dissolution des carbonates		×	×	×	×	×
Dissolution du CO_2 du sol		×	×	×	×	×
Echange CO_2 phase gazeuse -aqueuse				×		×
Echange calcite- HCO_3^-					×	×
Dissolution du gypse						×
Echange des cations *Ca/Na*						×

4.5.1.2. Géochimie isotopique des atomes de la molécule d'eau

Les isotopes stables de la molécule d'eau ^{18}O et ^{2}H sont des traceurs conservatifs de la molécule d'eau. L'évolution des teneurs ^{18}O et ^{2}H est liée au parcours de l'eau à travers les différents hydrosystèmes au cours de leur cycle (Figure 4-26 (a)). A chaque changement de phase, les isotopes de l'eau sont redistribués inégalement entre les phases (fractionnement isotopique). En effet, lorsque les eaux s'évaporent des océans, l'eau évaporée s'enrichit en ^{16}O (isotope léger), (Figure 4-26 (a)). Ensuite, lors des précipitations, l'isotope lourd ^{18}O est préférentiellement mobilisé (Xi, 2014). In fine, après infiltration de l'eau dans le sol-sol, les interactions avec la matrice rocheuse ont des effets négligeables sur les compositions isotopiques. Les processus qui contrôlent la variation des compositions isotopiques sont principalement les différences de composition isotopiques des eaux de précipitation, les variations de l'évapotranspiration et l'existance de mélange d'eaux de composition isotopiques différentes.

Les compositions des isotopes stables $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ se calculent à partir des rapports d'abondance entre les isotopes lourds et légers ($^{18}O/^{16}O$ et $^{2}H/^{1}H$). Elles sont exprimées en ‰ par rapport à l'étalon de référence standard le SMOW (Standard Mean Ocean Water).

$$\delta^{18}O = 1000\ \frac{(^{18}O/^{16}O)_{échantillon} - (^{18}O/^{16}O)_{SMOW}}{(^{18}O/^{16}O)_{SMOW}} \qquad (4\text{-}8)$$

$$\delta\ ^{2}H = 1000\ \frac{(\ ^{2}H/\ ^{1}H)_{échantillon} - (\ ^{2}H/\ ^{1}H)_{SMOW}}{(\ ^{2}H/\ ^{1}H)_{SMOW}} \qquad (4\text{-}9)$$

Les compositions en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux météoriques s'alignent sur la droite météorique mondiale (Craig, 1961) d'équation $\delta\ ^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 10$.

La plupart des eaux souterraines proviennent des eaux météoritiques. Par conséquent, si les compositions isotopiques en ^{18}O et ^{2}H d'une eau seront proches de cette droite, l'eau n'a subi pas d'importantes transformations au cours des temps géologiques. Par extension, plus les compositions isotopiques sont proches de la droite météoritique, plus son temps de séjour dans l'aquifère est probablement réduit.

La position de l'échantillon donne des informations sur la nature et l'origine de l'eau et ces conditions d'infiltration (température, altitude de l'aire d'alimentation (Dansgaard, 1964), la latitude (Rozanski et al., 1993), la quantité des évènements pluvieux (effet de quantité) et la continentalité (Etcheverry, 2002; Gascoyne and Kotzer, 1995), (Figure 4-26 (b)). Les conditions climatiques lors de périodes de recharge actuelles et anciennes (paléorecharge) ont fait l'objet de travaux dans le Bassin Aquitain (André, 2002; Douez, 2007; Saltel, 2008; Saltel et al., 2019).

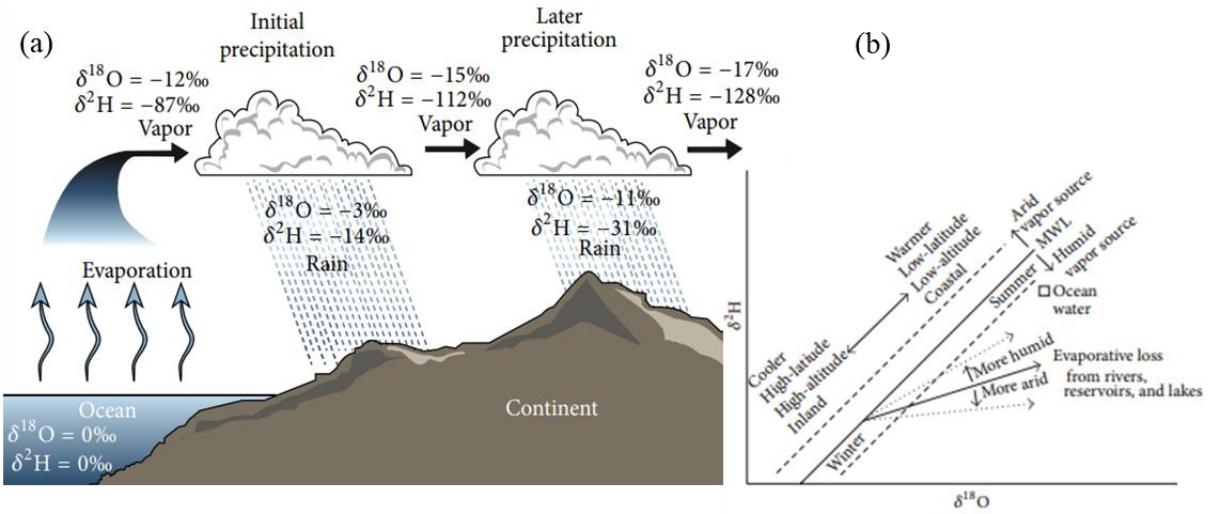


Figure 4-26 : teneur en ^{18}O et ^{2}H ; (a) évolution des teneurs au cours d'un cycle ; (b) différents processus naturels pouvant influencer les compositions en ^{18}O et ^{2}H des eaux (Xi, 2014)

4.5.1.3. Méthode de prélèvement et d'analyse

Les prélèvements d'eau ont été effectués sur 3 forages réalisés dans la cadre de ces travaux ainsi qu'un forage industriel récemment réalisé (Bodiniet, 2020).

Les analyses des ions majeurs ainsi que les mesures d'alcalinité ont été effectuées au laboratoire de l'ENSEGID-Bordeaux INP par chromatographie ionique DIONEX. La reproductibilité de la mesure est de l'ordre de 1%. Les incertitudes expérimentales varient entre 0,02 mg.L^{-1} et 0,4 mg.L^{-1} en fonction des ions considérés.

Les analyses isotopiques du ^{14}C, ^{13}C, ^{18}O et ^{2}H ont été effectuées par le laboratoire GEOPS, Université de Paris-Sarclay à Orsay. Les incertitudes analytiques associées sont de 0,15 ± 0,015 pcm pour le $A^{14}C$ (activité du ^{14}C) ; 0,1 ± 0,2‰ pour le $\delta^{13}C$; 0,1 ± 0,2‰ pour le ^{18}O et 0,01 ± 0,2‰ pour le ^{2}H.

Toutes les données géochimiques pré-existantes dans la zone d'étude ont été intégrées (Saltel, 2008; Saltel et al., 2019). Il s'agit des analyses des ions majeurs des puits présents sur la zone (Annexe G) et des données isotopiques (Tableau 16 et Tableau 17).

4.5.2. Circulation des eaux souterraines aux abords de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras

4.5.2.1. Faciès des eaux

Les eaux prélevées présentent majoritairement un faciès bicarbonaté calcique (Figure 4-27). Les analyses d'eau prélevée proche de l'axe de l'anticlinal mettent en évidence des eaux faiblement minéralisées (Figure 4-27). Une faible différence de faciès est constatée entre les différents aquifères (Annexe G). Au contraire, les eaux des nappes de l'Oligocène et de l'Éocène sur les flancs et éloignés de l'axe de l'anticlinal sont plus minéralisées (BARSAC, SAUTERNES à l'est, BAZAS au sud et SAINT-JEAN D'ILLAC, LA BREDE au nord), (Annexe G, Tableau 15).

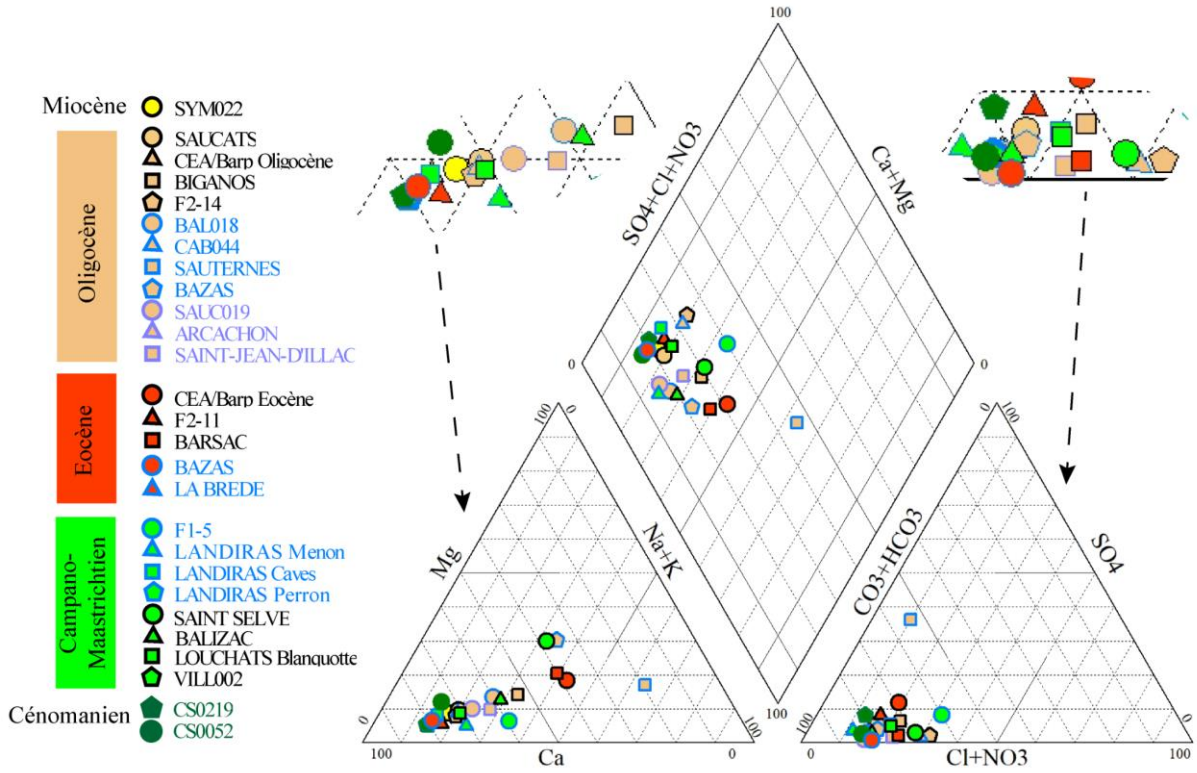


Figure 4-27 : diagramme de Piper

Les faciès des eaux donnent des informations sur les processus de minéralisation mais ne permettent pas d'inférer sur les mécanismes de circulation des eaux.

4.5.2.2. Datations des eaux et temps de résidence

Les compositions isotopes du carbone ont permis une datation des eaux.

Les valeurs des activités initiales calculées varient en fonction des modèles utilisés (Tableau 8). Les valeurs issues des modèles de Tamers (Tamers, 1975), Pearson (Ingerson and Pearson, 1964), Fontes (Fontes and Garnier, 1979) et Eichinger (Eichinger, 1983) sont similaires. En revanche, le modèle de Mook donne des valeurs aberrantes pour le puits F-Caves et F2-14. Ce modèle s'applique aux systèmes ouverts donc est inapproprié dans le cas des aquifères captifs. Il est donc écarté de l'interprétation des calculs du temps de résidence.

Tableau 8 : Résultats des modélisations d'activité initiale A_0 en pcm

Puits	Aquifère	A_0 brute	A_0 Tamers	A_0 Pearson	A_0 Mook	A_0 Fontes	A_0 Eichinger
F1-5	Campano-Maastrichtien	43,65	62,24	57,64	28,78	57,58	51,47
F-Caves	Campano-Maastrichtien	48,52	64,22	61,91	47,15	61,88	58,76
F2-11	Éocène moyen	36,86	50,25	46,61	23,27	46,56	41,62
F2-14	Oligocène	27,57	53,86	42,42	3,86	42,20	38,04

Le modèle de Tamers est basé uniquement sur une balance ionique prenant en compte les concentrations en $H_2CO_3^-$ et HCO_3^- (Tamers, 1975). Le modèle de Pearson recalcule A_0 à partir d'une équation de mélange entre le CO_2 du sol et le carbone $\delta^{13}C$ issus de la dissolution (Ingerson and Pearson, 1964). Le modèle d'Eichinger est similaire au modèle de Pearson. Il tient compte du fractionnement isotopique entre le CO_2 du sol et le CO_2 dissous et entre les éléments carbonatés dissous et la matrice carbonatée (Eichinger, 1983). Le modèle de Fontes et Garnier suppose un échange total d'une fraction du carbone minéral total dissous entres les phases gazeuse, liquide et solide contrairement au modèle d'Eichinger (Fontes and Garnier, 1979). Les valeurs d'activité initiales calculées à partir des modèles de Tamers, Pearson, Fontes et Eichinger sont similaires. Les temps de résidence sont calculés pour chaque puits à partir des moyennes de temps de résidence issus des quatre modèles retenus (Tamers, Pearson, Fontes et Eichinger), (Tableau 9). Les écarts types des temps de résidence de ces modèles pris en compte sont compris entre 311 et 639 ans pour des âges de l'ordre de 2000 ans et de 925 ans pour un âge de 6296 ans (Tableau 9).

Tableau 9 : temps de résidence des eaux prélevées

Puits	Aquifère	A ^{14}C (pcm)	±	$\delta^{13}C$ (‰ VSMOW)	Age (années)	±	Age calibré (années BP)	±
F1-5	Campano-Maastrichtien	43,65	0,16	-14,38	2217,25	556,10	2279	639
F-Caves	Campano-Maastrichtien	48,52	0,17	-13,16	1981,25	261,80	2063	311
F2-11	Éocène moyen	36,86	0,15	-12,71	1859,25	556,10	1906	612
F2-14	Oligocène	27,57	0,13	-15,42	5587,50	831,00	6296	925

Proche de l'axe, les teneurs en $\delta^{13}C$ sont comprises entre -15,42 et -11,80 ‰ VSMOW. L'intervalle des activités radiocarbone est de 22,28 à 53,61 pcm. Au contraire, plus on s'éloigne de l'axe, plus les activités radiocarbone sont faibles et plus les valeurs de $\delta^{13}C$ sont importantes (Figure 4-28). Les valeurs de $\delta^{13}C$ importantes mettent en évidence un enrichissement et donc une interaction conséquente avec la matrice carbonatée. Cet enrichissement est corrélé avec la diminution de l'activité ^{14}C, témoin de la décroissance radioactive des éléments dans le temps (Figure 4-28).

Les temps de résidence des eaux de l'aquifère du Campano-Maastrichtien sont similaires le long de l'axe : ils sont de 2000 ans BP au droit de F-Caves et de 2300 ans BP au droit de F1-5. Ces points de prélèvement sont proches des affleurements campano-maastrichtiens. L'âge des eaux prélevées dans l'aquifère de l'Eocène proche des affleurements campano-maastrichtien (1900 ans BP au droit de F2-11) est équivalent aux âges des eaux prélevées dans l'aquifère campano-maastrichtien à proximité. Ces valeurs sont plus faibles que celles des temps de résidence des eaux de l'aquifère de l'Oligocène proche de l'axe. En effet, au droit du puits F2-14, le temps de résidence des eaux de l'aquifère de l'Oligocène est de 6300 ans BP.

En s'éloignant de l'axe, les temps de résidence sont plus longs pour un même aquifère par rapport aux mesures effectuées proche de l'axe. Les eaux de l'aquifère de l'Oligocène sont plus récentes le long de l'axe (F2-14 et 08503X0010). Au contraire, sur les flancs, les temps de résidence sont beaucoup plus longs : plus de 17000 ans BP sur le flanc sud et plus de 158000 ans BP sur le flanc nord (Figure 4-29). Le même phénomène est observé pour les eaux de l'aquifère de l'Eocène. Les temps de résidence augmentent fortement en s'éloignant de l'axe : 18500 ans BP sur le flanc sud et 11400 ans BP sur le flanc nord.

Les temps de résidence des eaux de l'aquifère du Campano-Maastrichtien sont plus importants en s'éloignant de l'axe mais ces valeurs restent tout de même inférieures à celles des réservoirs sus-jacents éocènes et oligocènes. Cette inversion des âges par rapport au schéma classique d'écoulements de Toth (Toth, 1995) a été mise en évidence notamment à Bazas (Saltel et al., 2019) où les eaux de l'aquifère de l'Oligocène sont plus anciennes que celles de l'Eocène (Figure 4-29). A Balizac, le même phénomène est observé. Les eaux de l'aquifère de l'Oligocène sont plus anciennes que celles de l'aquifère du Campano-Maastrichtien sous-jacent (Annexe G, Tableau 16).

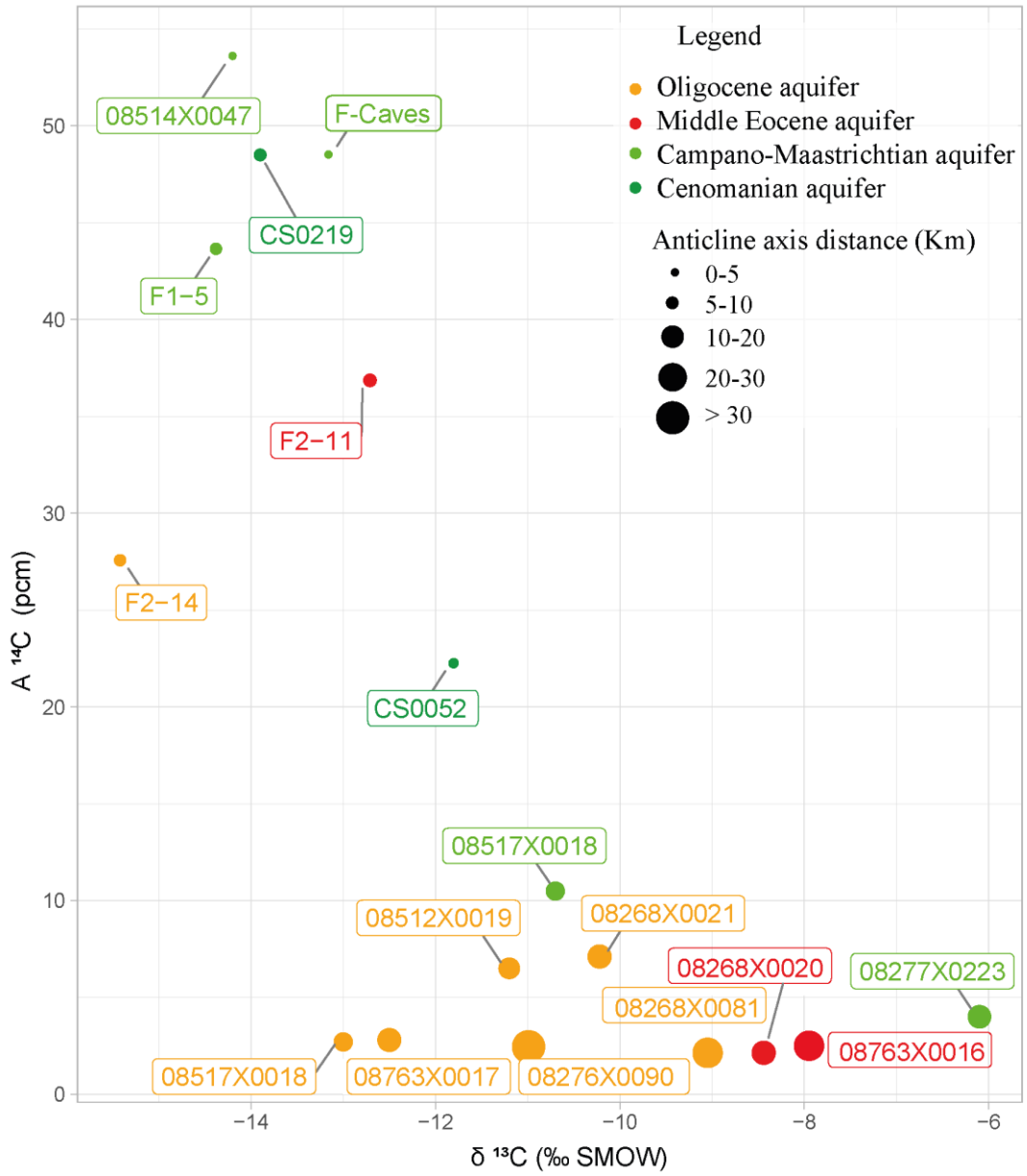


Figure 4-28 : activités $A^{14}C$ en fonction du $\delta^{13}C$ et de l'éloignement des puits à l'axe de l'anticlinal

Les faibles temps de résidence des eaux de l'aquifère du Campano-Maastrichtien peuvent être expliqués, tout d'abord, par une recharge de cet aquifère sur l'axe de l'anticlinal et notamment à proximité des affleurements campano-maastrichtiens, ensuite par des vitesses d'écoulements rapides de part et d'autre de l'axe au sein de l'aquifère. La nature karstique de l'aquifère mise en évidence lors des campagnes de forages permet une circulation rapide depuis la zone de recharge située sur l'axe vers les flancs de l'anticlinal.

Les unités aquitards s'épaississent sur les flancs de l'anticlinal. Ils freinent les flux de drainance verticale expliquant ainsi les valeurs différentes des temps de résidence entre les eaux de la nappe Campano-Maastrichtien (valeurs plus faibles) et ceux des nappes tertiaires.

Proche de l'axe, les temps de résidence des eaux de l'aquifère du Cénomanien sont faibles (Figure 4-29). Plus précisément, au sud de l'axe, ils sont de 5700 ans BP alors que légèrement

au nord de l'axe, proche de la faille de Saint-Magne, les temps de résidence sont plus faibles (seulement 1000 ans BP au droit de CS0219) (Saltel, 2008; Saltel et al., 2019). Il est possible que la faille de Saint-Magne ait une influence sur les circulations permettant une recharge de l'aquifère du Cénomanien via un transfert vertical préférentiel le long des zones de fracture. Cette différence des âges pourrait être également due à une épaisseur plus faible des épontes au droit de CS0219 qui permettrait une drainance verticale plus important.

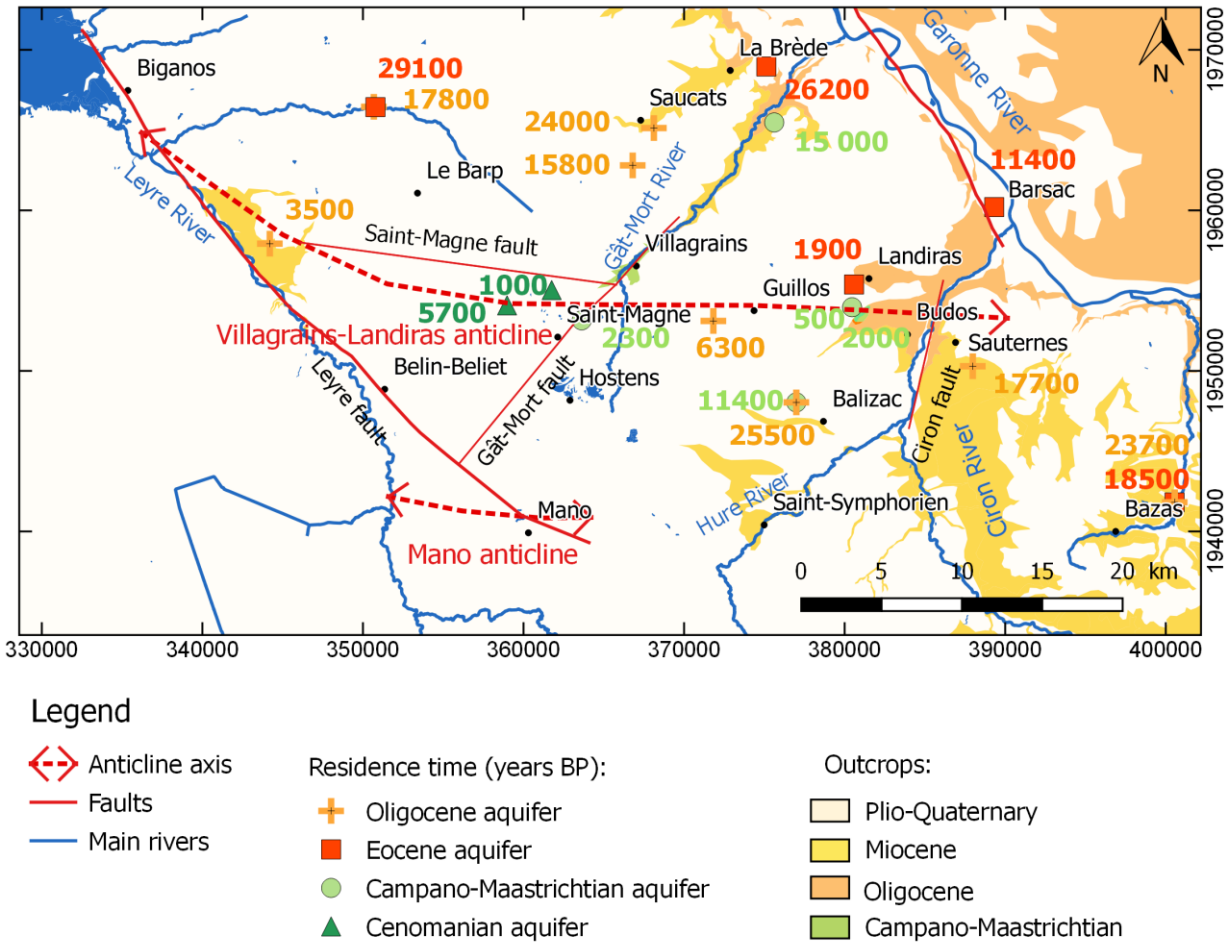


Figure 4-29 : répartition des temps de résidence (à partir des données Labat et al. 2021(Saltel, 2008; Saltel et al., 2019)

4.5.2.3. Les isotopes de la molécule d'eau

Les précipitations conditionnent la signature isotopique des eaux qui s'infiltrent et peuvent participer à la recharge des aquifères profonds. Les signatures isotopiques du δ^2H et $\delta^{18}O$ mesurées sont comparées celles des pluies. Les signatures isotopiques des pluies sont issues des données de la station météorologique de Dax. La droite météoritique issue de la station de Dax a pour équation : $\delta\,^2H = 5{,}981\,\delta^{18}O - 0{,}368$ (Millot et al., 2010; Saltel et al., 2019).

Sur la zone, les mesures de $\delta\,^2H$ en fonction des mesures de $\delta\,^{18}O$ sont alignées le long d'une droite d'équation $\delta\,^2H = 6{,}017\,\delta^{18}O - 1{,}356$ (Figure 4-30). Le coefficient de détermination est proche de 1 ($R^2 = 0{,}982$). L'alignement de ces valeurs et leur proximité à la droite météoritique de la station Dax souligne une origine météorique des eaux échantillonnées. La droite météoritique issue de la station de Dax a pour équation : $\delta\,^2H = 5{,}981\,\delta^{18}O - 0{,}368$ (Millot et al., 2010; Saltel et al., 2019). Les valeurs de $\delta\,^2H$ en fonction des mesures de $\delta\,^{18}O$ sont également proches de la droite météoritique mondiale définie par Craig (1961), (Figure 4-30).

Les valeurs obtenues au cours de travux antérieurs (Saltel et al., 2019) dans les eaux éocènes sur les flancs de l'anticlinal (08763X0016, 08277X0152, 08521X0018) présentent des teneurs faibles ($\delta^{18}O$ < -8 ‰ et δ^2H < -49 ‰). Elles sont le témoin d'un appauvrissement en isotopes lourds de la nappe qui pourrait être lié à une diminution des températures au moment de l'infiltration de ces eaux (Dansgaard, 1964; Douez, 2007). Les âges de ces eaux sont anciens et coïncideraient avec une période d'infiltration lors du Dernier Maximum Glaciaire (21000±2000 ans BP), (Douez, 2007).

Proche de l'axe de l'anticlinal, les valeurs de δ^2H des eaux des aquifères de l'Oligocène au Cénomanien varient entre -37 et -32 (‰ SMOW) et celles du $\delta^{18}O$ varient entre -6 et -5 (‰ SMOW). Dans cette zone, de faibles variations de teneurs sont observées entre les eaux des différents aquifères. Les valeurs de δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ sont proches de la droite météoritique locale. Ces observations peuvent être interprétées par une circulation des eaux entre les différents aquifères du système multicouche et par une recharge récente.

Les eaux prélevées dans l'Oligocène proche de l'axe de l'anticlinal présentent des signatures isotopiques similaires entre elles (F2-14, 0826X0021, 08268X0081 et BAL018 Oligocène).

Les eaux prélevées dans l'aquifère de l'Éocène ont des valeurs de δ^2H et de $\delta^{18}O$ plus faibles que sur les flancs à l'image du puits F2-11. De plus, les eaux prélevées le Campano-Maastrichtien à Landiras et Balizac ont des signatures isotopiques similaires (F1-5, F-Caves, 08514X0047 et BAL018 Crétacé), (Figure 4-30). Néanmoins, les mesures au droit du puits BAL018 Crétacé témoignent d'un enrichissement en δ^2H en $\delta^{18}O$ dans les eaux de la nappe du Campano-Maastrichtien. Ce puits est situé sur le flanc sud contrairement aux trois autres puits situés sur l'axe (F1-5, F-Caves et 08514X0047). Cet écart à la courbe météoritique peut souligner un éloignement de la zone d'alimentation.

A Saint-Magne, les valeurs δ^2H des eaux prélevées dans le Cénomanien et du Campano-Maastrichtien sont comprises entre -34,45 et -31,24 (‰ SMOW) et celles du $\delta^{18}O$ sont comprises entre -5,24 et -4,98 (‰ SMOW). La signature isotopique du puits CS0052 s'éloigne de la courbe météoritique contrairement à F1-5 et CS0219 qui sont proches de la courbe. Cet écart peut être dû à un éloignement de la zone de recharge ou à des circulations plus lentes

au sein de l'aquifère. Ceci est en accord avec les résultats des temps de résidence : les eaux de CS0052 ont des temps de résidence plus importants (5700 ans BP) que celles des puits F1-5 et CS0219 (respectivement 2300 et 1000 ans BP).

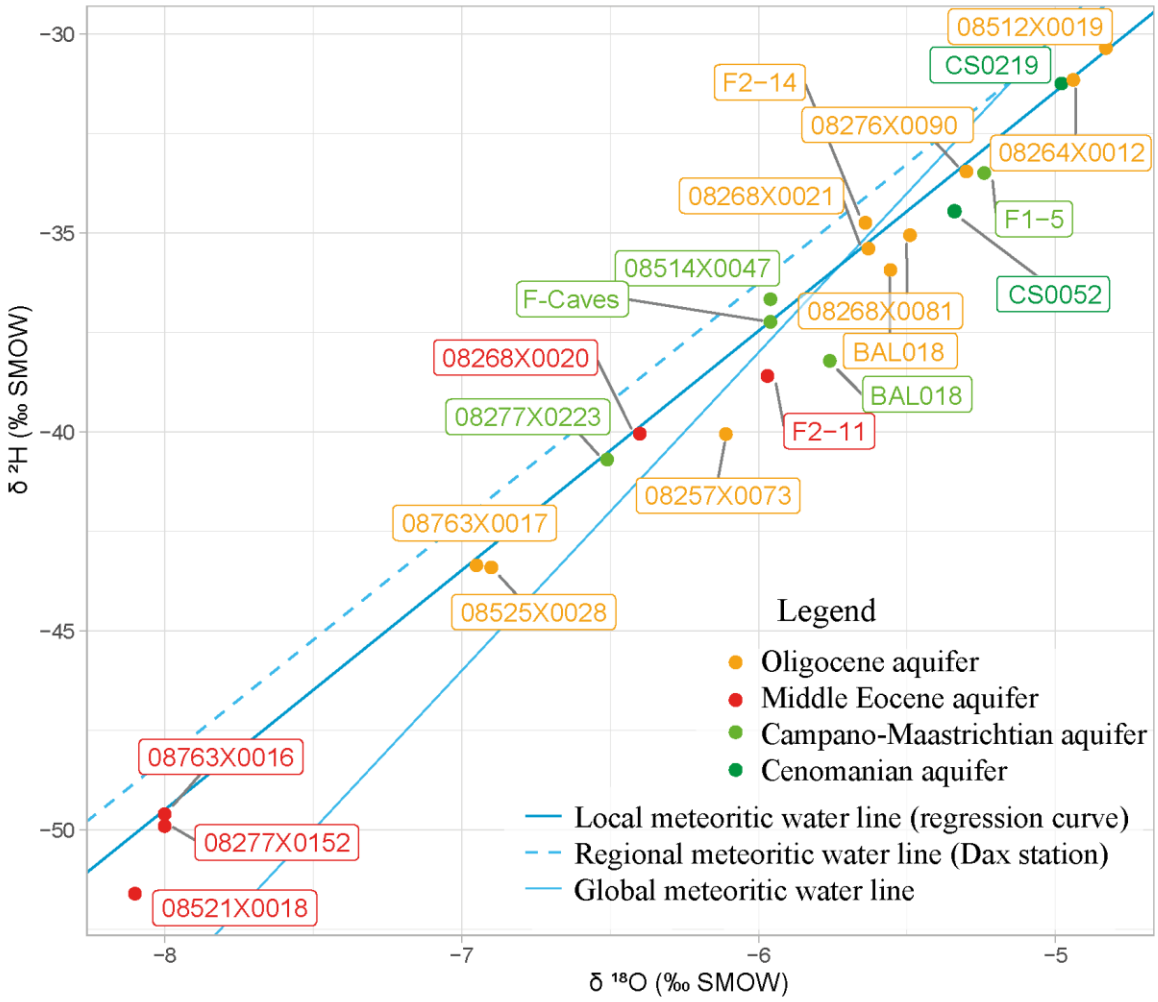


Figure 4-30 : variations des compositions isotopiques en ^{18}O et ^{2}H dans le sud de la Gironde (à partir des données de Labat et al. 2021, Saltel, 2008; Saltel et al., 2019)

Les compositions isotopiques en $\delta^{2}H$ en $\delta^{18}O$ sont cohérentes avec les hypothèses de calcul retenues pour le calcul des âges des eaux à partir des isotopes du carbone. Les eaux les plus anciennes proviennent des prélèvements effectués dans l'aquifère de l'Eocène, sur les flancs de l'anticlinal. D'après les intervalles calculés à partir des activités radiocarbone, des études isotopiques et paléoclimatiques antérieures réalisées dans le bassin d'Aquitaine (Douez, 2007), ; ces eaux se seraient infiltrées lors de la dernière phase glaciaire, il y a environ 20 000 ans (Figure 4-31). En revanche, les eaux des aquifères éocènes et campano-maastrichtiens situées sur l'axe de l'anticlinal se sont infiltrées plus récemment, en moyenne il y a 2 000 ans (Figure 4-31). Ces faibles valeurs d'âges des eaux sur l'axe permettent d'affirmer que des zones de recharge préférentielle des nappes souterraines sont présentes à proximité de l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras.

Les âges des eaux échantillonnées vont de 40 000 ans à l'actuel. Les écarts de valeurs des âges sont faibles (Figure 4-31). Ils permettent de confirmer le caractère continu (ou semi-

continu) de la recharge au droit de l'anticlinal et des synclinaux adjacents. Cette continuité de la recharge au fil des temps géologiques a été mise en évidence dans le sud du bassin aquitain (Douez, 2007) et dans la partie nord du bassin (Jiráková et al., 2009).

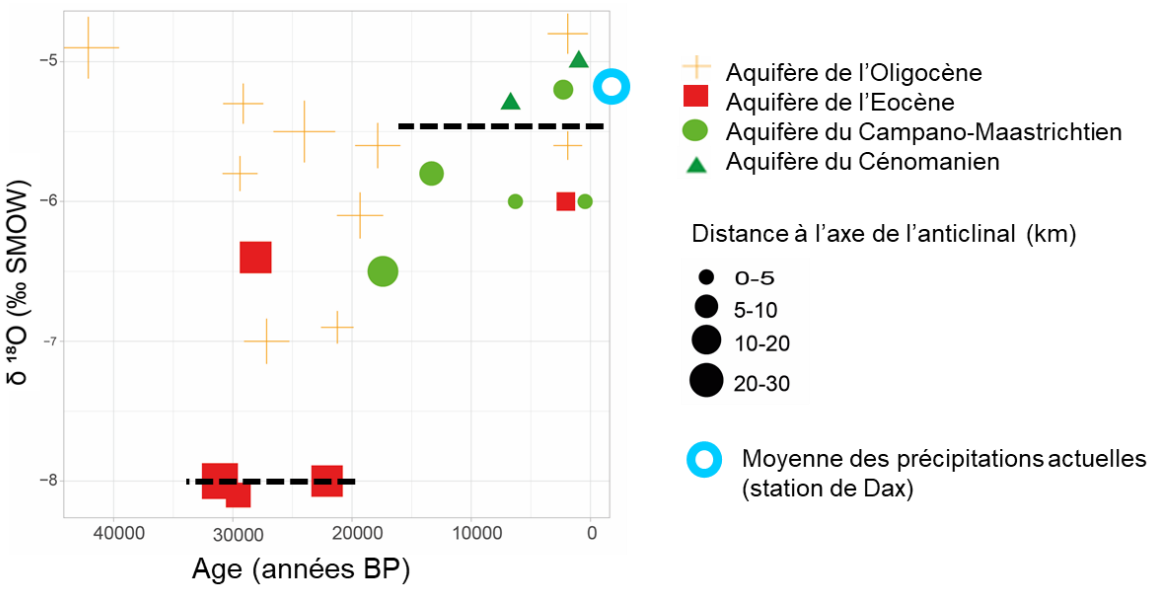


Figure 4-31 : $\delta^{18}O$ en fonction des âges des eaux et de la disance à l'axe de l'anticlinal

4.6. Synthèse des écoulements et des phénomènes de recharge des nappes souterraines

4.6.1. Zones préférentielles de recharge

Les zones de recharge préférentielles des nappes d'un système multicouche sont caractérisées à la fois par une épaisseur faible voire l'absence d'épontes sus-jacentes, une forte réactivité de son niveau piézométrique à un épisode pluvieux et des temps de résidence des eaux qui la composent faibles.

L'évolution des environnements de dépôts au cours des temps géologiques, influencée par la tectonique, a conduit à la formation d'un système muticouche complexe. L'érosion polyphasée a entrainé des variations d'épaisseur des formations (Figure 4-32). Les unités épontes de ce système connaissent d'importantes variations d'épaisseur qui ont un impact sur le fonctionnement hydrogéologique de la zone.

L'étude des épaisseurs des épontes a mis en évidence les zones de connexion inter-aquifères (§ 3.5.4). Afin de les caractériser et d'étudier les phénomènes de recharge, il est nécessaire de mettre en regard la géologie avec les interprétations hydrogéologiques et géochimiques.

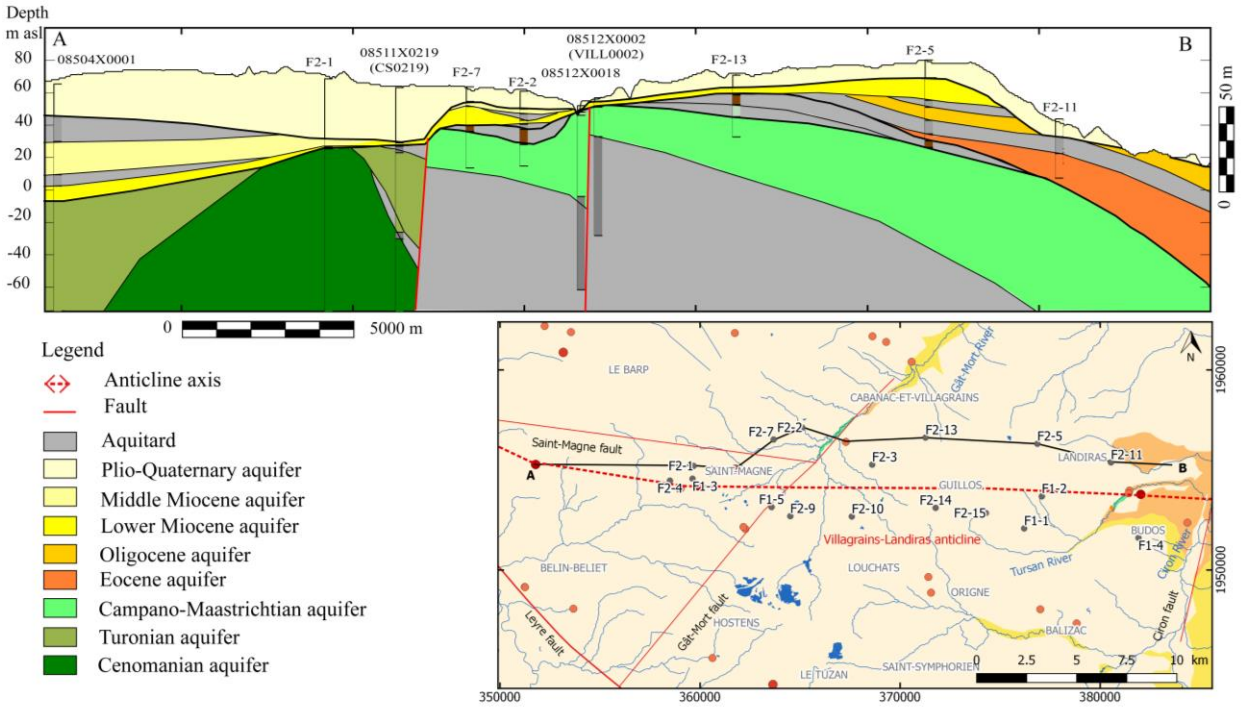


Figure 4-32 : coupe hydrogéologique ouest-est sur le flanc nord de l'anticlinal de Villagrains-Landiras

Un amincissement des épontes crétacées est observé à Saint-Magne (Figure 4-32). L'aquifère du Cénomanien est en contact avec l'aquifère du Miocène. L'épaisseur de l'éponte du Miocène est peu épaisse (2 mètres au droit de CS0219) voire absente (au droit de F2-1),

(Figure 4-32). Ces éléments laissent supposer que cette zone est une zone de recharge potentielle de l'aquifère du Cénomanien. La forte réactivité de la nappe du Cénomanien et les temps de résidence faibles des eaux de la nappe (1000 ans BP au droit de CS0219) confirment l'hypothèse d'une recharge préférentielle indirecte de l'aquifère du Cénomanien par drainance verticale à Saint-Magne, proche du puits CS0219 (Figure 4-32).

Les épontes du Campano-Maastrichtien (altérites du Paléocène et marnes au sommet du Maastrichtien) s'amincissent à proximité des affleurements de même âge stratigraphique (Figure 4-32). Une recharge de l'aquifère campano-maastrichien est possible directement via les affleurements du Campano-Maastrichtien à Villagrains et Landiras, mais aussi indirectement autour de ces affleurements par drainance à travers les formations perméables du Plio-Quaternaire et du Miocène. L'hypothèse de recharge de l'aquifère du Campano-Maastrichtien est validée par les interprétations effectuées à partir de l'analyse corrélatoire des chroniques piézométriques (§4.4.2). En effet, les chroniques piézométriques des puits F1-5 et VILL002 montrent une forte réactivité suite à un évènement pluvieux et les temps de résidence calculés au droit des puits proches des affleurements sont faibles (de 500 à 2300 ans BP). La zone de recharge est limitée au voisinage des affleurements car en s'éloignant de ces derniers, les épontes deviennent plus épaisses, limitant ainsi les échanges verticaux.

L'aquifère de l'Eocène est recouvert par une ou plusieurs formations épontes (Figure 4-32). La nappe de l'Eocène est moins réactive à un épisode pluvieux. Néanmoins, les temps de résidence des eaux prélèvées dans cette nappe à proximité des affleurements oligocènes et campano-maastrichtiens sont seulement de 1900 ans. Une recharge de la nappe par drainance verticale à travers les épontes semble donc peu probable. Par contre, des échanges latéraux entre la nappe de l'Eocène et la nappe du Campano-Maastrichtien à proximité des affleurements campano-Maastrichtien à Landiras pourraient expliquer ces temps de résidence faibles au droit du puits F2-11.

Des zones de recharge potentielles de l'aquifère de l'Oligocène sont identifiées au droit des affleurements oligocènes et autour de ces derniers lorsque seuls les sables du Plio-Quaternaire sont présents au-dessus. A cela se rajoutent des zones de perte identifiées le long des cours d'eau, au droit des affleurements oligocènes, grâce à 8 stations de mesures implantées sur chacuns des cours d'eau de la Mouliasse et du Tursan en 2006 et 2007 (Saltel, 2008), (Figure 4-5). Les diminutions de débit, observées à différentes périodes de l'année, peuvent atteindre 120 $L.s^{-1}$ entre deux points de mesure en amont et aval de ces zones de pertes le long du Tursan (Tableau 10). Le volume d'eau infiltré apparait conséquent. L'aquifère karstique de l'Oligocène est binaire : l'impluvium des eaux infiltrées à travers les zones de pertes est plus étendu que l'extension des affleurements des formations aquifères de l'Oligocène. Il est, à ce titre, difficile d'estimer la recharge de la nappe de l'Oligocène au droit de ces zones de perte. La recharge totale au droit des affleurements calculée via la méthode WTF permet une approximation des volumes qui contribuent à la recharge de la nappe à l'échelle de la zone, mais ne permet pas de calculer avec précision les volumes infiltrés le long de ces deux cours d'eau.

Tableau 10 : variations de débit entre l'aval et l'amont des zones des pertes identifiées à partir des jaugeages effectués par Saltel, 2008

Date de mesure de débit le long des affleurements oligocènes	Variations de débit entre l'aval et l'amont des zones de pertes de la Mouliasse $L.s^{-1}$	Variations de débit entre l'aval et l'amont des zones de pertes du Tursan $L.s^{-1}$
Avril-2006	-10,4	-42,3
Septembre-2006	-3,9	-17
Mars-2007	-63,9	-120,6
Novembre-2007	0	-7,5

Les zones de recharge de l'aquifère du Miocène sont localisées au droit de ses affleurements le long des cours d'eau du Ciron et du Gât-Mort. Elles peuvent s'étendre autour des zones d'affleurements et à Saint-Magne où les épontes sont soit absentes soit peu épaisses. En effet, les données piézométriques montrent une forte réactivité de la nappe du Miocène à un épisode pluvieux même sous 1 m d'argile et 3 m de sables argileux au droit du puits F1-4. Ce dernier est situé en amont hydraulique des affleurements miocènes. La forte augmentation du niveau piézométrique suite à un épisode pluvieux est le signe d'une recharge de la nappe par drainance verticale à travers les aquifères sus-jacents et les formations semi-perméables de faibles épaisseurs. Ces résultats sont le témoin d'une recharge de l'aquifère du Miocène par drainance autour des zones d'affleurements qui est additionnée à une recharge directe au droit des affleurements.

La recharge directe de l'aquifère du Plio-Quaternaire s'effectue par l'infiltration de l'eau au droit des formations sableuses affleurantes qui recouvrent la majorité de la zone d'étude. Cette recharge superficielle a été estimée au §4.4.3.2. La moyenne annuelle sur la périoide 09/2015-09/2019 est de 1,56 m^3. Elle équivaut à 11,2% des précipitations.

En utilisant cette approche intégrée, les zones de recharge directe (par infiltration au droit des formations affleurantes et indirecte (par drainance descendantes via les aquifères sus-jacents) sont identifiées. Elles correspondent aux zones de recharge des aquifères suivants (Figure 4-33) :

- l'aquifère du Cénomanien à Saint-Magne uniquement par drainance à travers l'aquifère du Plio-Quaternaire et du Miocène ;
- l'aquifère du Campano-Maastrichtien à Villagrains et à Landiras au voisinage des affleurements ;
- l'aquifère de l'Oligocène au droit des affleurements et au droit des recouvement sableux plio-quaternaire de faible épaisseur le long du Ciron.
- l'aquifère du Miocène inférieur au voisinage des affleurements ;
- l'aquifère du Plio-Quaternaire au droit des affleurements du Plio-Quaternaire qui recouvrent majoritairement la zone d'étude.

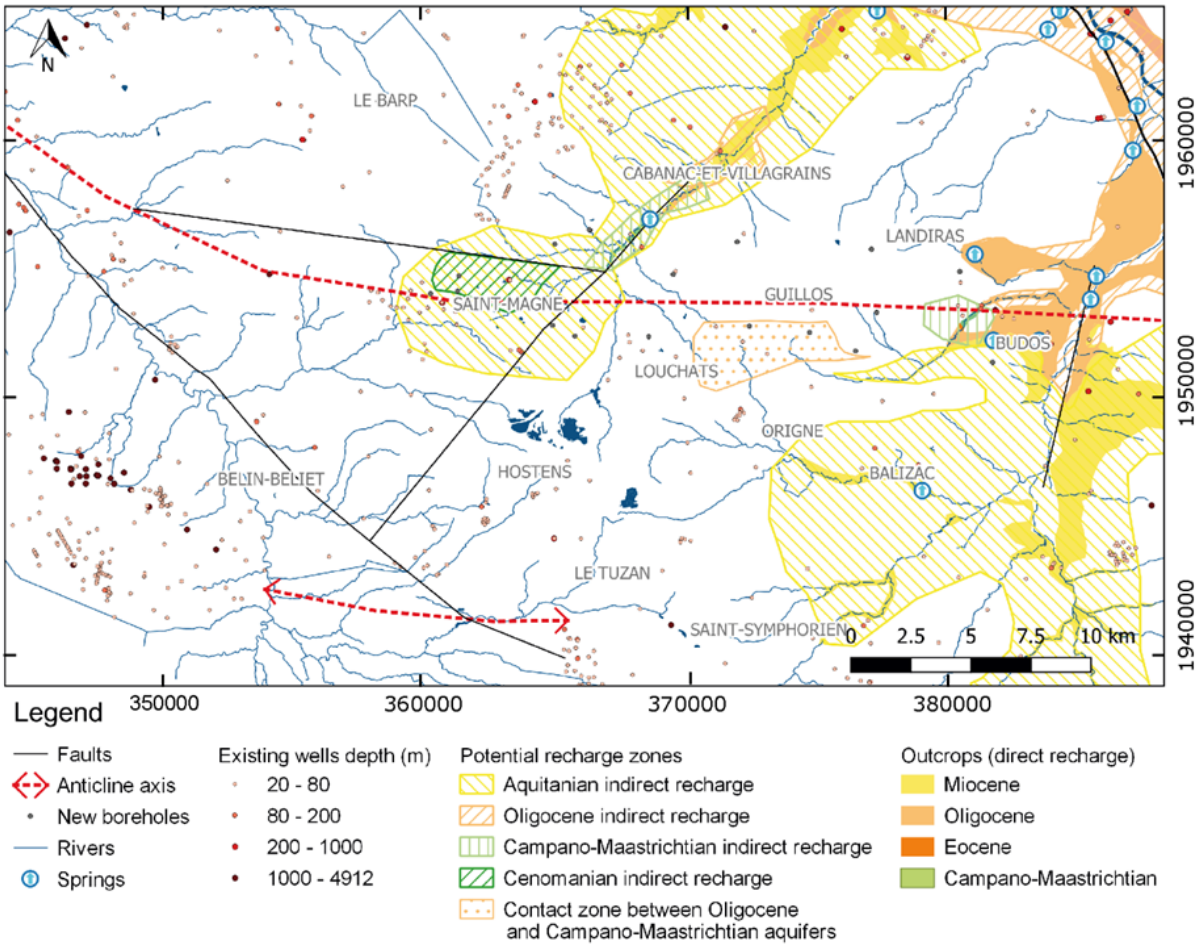


Figure 4-33 : localisation des zones potentielles de recharge directe et indirecte

4.6.2. Calcul des vitesses d'écoulement

4.6.2.1. Méthodes

Les vitesses d'écoulement peuvent être estimées via différentes approches. Parmi elles, le modèle d'écoulement à effet piston est l'approche la plus courante. Elle est basée sur l'hypothèse d'une alimentation de la nappe au droit des affleurements et d'un écoulement mono-dimensionnel vers les exutoires de la nappe.

Une autre approche permet de rendre compte du fonctionnement des systèmes aquifères multicouches et des phénomènes d'échanges entre les différentes nappes du multicouche. Il s'agit du modèle d'écoulement à drainance verticale developpé par Toth (1995). Il permet d'intégrer les temps de résidence des eaux (estimés au §4.5) et de mettre en évidence le rôle des épontes dans le fonctionnement hydrogéologique. L'alimentation des nappes s'effectue par circulation verticale depuis la surface dans la zone où la charge hydraulique est inférieure à la topographie. C'est une zone de mise en charge. La décharge de la nappe s'effectue au droit des zones topographiquement basses où la hauteur piézométrique est supérieure à la topographie.

Les vitesses d'écoulement sont calculées par deux méthodes issues de ces deux approches. D'une part, les vitesses hydrauliques sont obtenues à partir des données piézométriques et hydrodynamiques par l'application de la loi de Darcy :

$$v = \frac{q}{\omega} = \frac{K}{\omega}\left(\frac{\Delta H}{\Delta l}\right) \qquad (4\ 10)$$

avec :

v : vitesse réelle du fluide (m.s^{-1}) ;
q : vitesse ou flux de Darcy (m.s^{-1}) ;
K : conductivité hydraulique de l'aquifère (m.s^{-1}) ;
ω : porosité cinématique ;
$\frac{\Delta H}{\Delta l}$: gradient hydraulique moyen.

D'autre part, les vitesses dites radioisotopiques sont calculées à partir des temps de résidence entre deux points qui ont fait l'objet d'analyses isotopiques :

$$v_{14C} = \frac{\Delta l}{\Delta t} \qquad (4\ 11)$$

avec :

v_{14C} : vitesse radioisotopique (m.s^{-1}) ;
Δl : distance entre deux points de mesure (m) ;
Δt : temps de séjour moyen entre deux points de mesure (s) ;

4.6.2.2. Confrontation des vitesses d'écoulements hydrauliques et radioisotopiques

Les vitesses hydrauliques (v_H) sont calculées entre différents points de mesures (Figure 4-34). Celles qui ont fait également l'objet d'analyses géochimiques isotopiques sont notées dans le §4.5. La porosité cinématique choisie pour chacune des nappes est issue des valeurs moyennes de porosité efficace mesurées au porosimètre mercure (§3.2.4.3). Les perméabilités sont issues des essais de pompage dont les résultas sont publics (ADES Eau France, 2020).

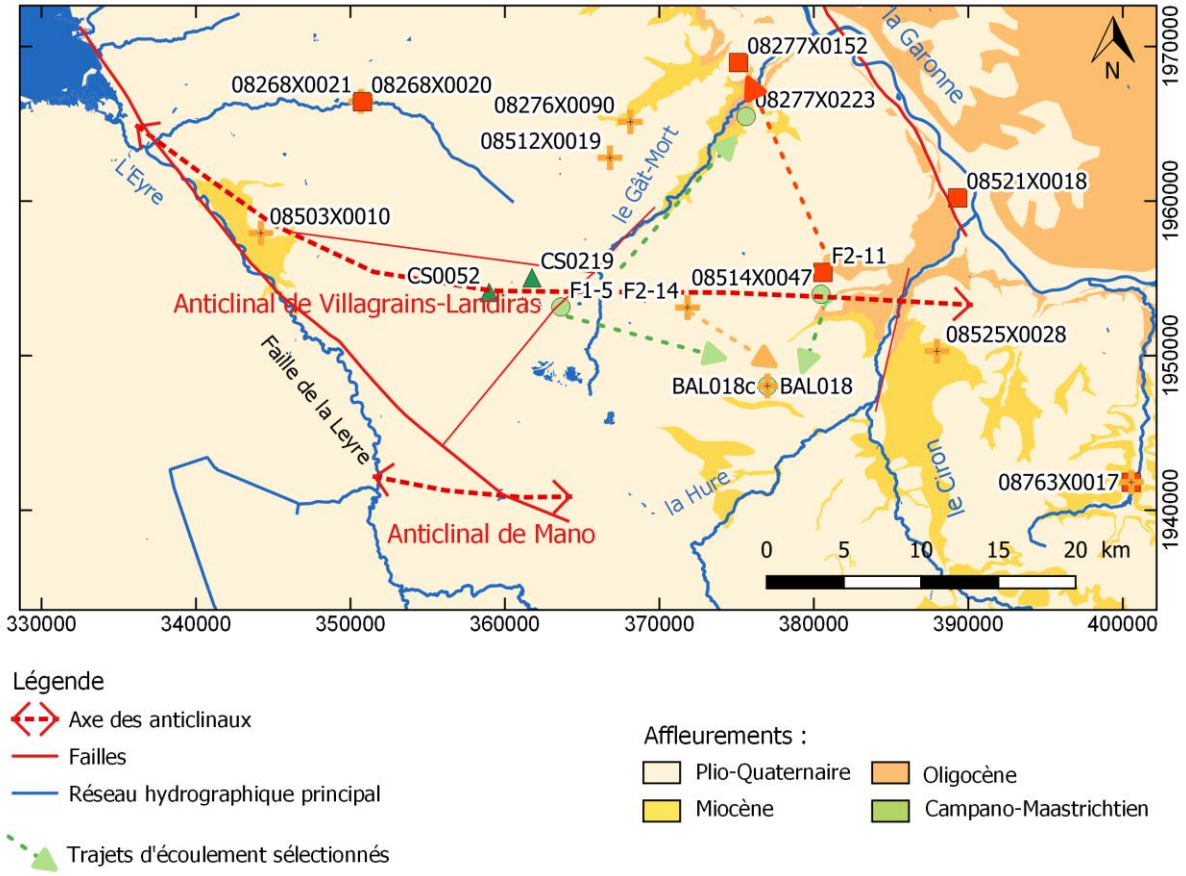


Figure 4-34 : trajets d'écoulements sélectionnés pour les calculs de vitesses d'écoulement

Les vitesses hydrauliques au sein de la nappe du Campano-Maastrichtien sont comprises entre 0,39 et 0,58 m.an^{-1}. Au sein de la nappe de l'Eocène, ces vitesses sont plus lentes (0,12 m.an^{-1}. Au sein de la nappe oligocène, la variablilité des vitesses hydrauliques reflète essentiellement l'hétérogénité des faciès et de leur conductivité hydraulique. Les gradients hydrauliques moyens sont néanmoins du même ordre (entre 3,2 et 8,1 ‰) (Tableau 11).

Tableau 11 : vitesses hydrauliques des nappes du Campano-Maastrichtien, de l'Eocène et de l'Oligocène

Trajet d'écoulement	Aquifère	Conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$)	Gradient hydraulique	Porosité cinématique	±	Vitesse hydraulique *VH* ($m.an^{-1}$)	±
[F1-5 _ BAL018]	Campano-Maastrichtien	$7,78.10^{-3}$	$1,49.10^{-3}$	$6,61.10^{-2}$	$5,00.10^{-2}$	$3,86.10^{-1}$	$1,66.10^{-1}$
[F1-5 _ 08277X0223]	Campano-Maastrichtien	$7,78.10^{-3}$	$2,23.10^{-3}$	$6,61.10^{-2}$	$5,00.10^{-2}$	$5,76.10^{-1}$	$2,48.10^{-1}$
[08514X0047 _ BAL018]	Campano-Maastrichtien	$7,78.10^{-3}$	$2,87.10^{-3}$	$6,61.10^{-2}$	$5,00.10^{-2}$	$4,91.10^{-1}$	$2,11.10^{-1}$
[F2-11 _ 08277X0152]	Eocène	$5,22.10^{-5}$	$4,28.10^{-3}$	$1,49.10^{-2}$	$1,00.10^{-2}$	$3,22.10^{-2}$	$1,29.10^{-2}$
[F2-14 _ BAL018]	Oligocène	$2,98.10^{-5}$	$3,27.10^{-3}$	$4,21.10^{-2}$	$2,00.10^{-2}$	$1,01.10^{-2}$	$3,24.10^{-3}$
[08512X0019 _ 08276X0090]	Oligocène	$4,65.10^{-5}$	$8,11.10^{-3}$	$4,21.10^{-2}$	$2,00.10^{-2}$	1,05	$3,40.10^{-1}$

Les vitesses hydrauliques sont comparées aux vitesses radioisotopiques (Tableau 12). Les vitesses radioisotopiques sont comprises entre 0,16 et 0,58 $m.an^{-1}$ au sein de la nappe du Campano-Maastrichtien. Elles sont respectivement de 0,3 et de 0,6 $m.an^{-1}$ au sein des nappes éocène et oligocène.

Tableau 12 : vitesses radioisotopiques des nappes du Campano-Maastrichtien, de l'Eocène et de l'Oligocène

Trajet d'écoulement [Puits 1 _ Puits 2]	Aquifère	Distance entre le sommet des réservoirs entre P1 et P2 (m)	Age Puits1	±	Age Puits 2	±	Vitesse radioisotopique V14C ($m.an^{-1}$)	±
[F1-5 _ BAL018]	Campano-Maastrichtien	14370	2300	311	11400	2290	1,58	$2,82.10^{-1}$
[F1-5 _ 08277X0223]	Campano-Maastrichtien	1261	2300	311	15000	4511	1,13	$2,81.10^{-1}$
[08514X0047 _ BAL018]	Campano-Maastrichtien	14370	500	190	11400	2290	$1,34.10^{-1}$	$1,87.10^{-1}$
[F2-11 _ 08277X0152]	Eocène	14689	1900	612	26200	1790	$6,04.10^{-1}$	$2,52.10^{-1}$
[F2-14 _ BAL018]	Oligocène	7270	6296	925	25500	2032	$3,08.10^{-1}$	$2,06.10^{-1}$

Un facteur de 2 à 5 est mesuré entre les vitesses hydrauliques et radioisotopiques au sein de la nappe du Campano-Maastrichtien (Figure 4-35). Ce facteur est beaucoup plus important pour les nappes de l'Eocène et de l'Oligocène : les valeurs de vitesses radioisotopioques sont 20 à 30 fois plus grandes que les vitesses hydrauliques calculées (Figure 4-35). Les faibles valeurs de vitesses hydrauliques calculées entre F2-11 et 08277X0152 d'une part, et F2-14 et BAL018 d'autre part, sont induites par de faibles valeurs de conductivité hydrauliques appliquées. Il est possible que ces dernières, issues d'essais de pompage, soient à l'échelle du réservoir plus importantes (supérieures ou de l'ordre à 10^{-4} $m.s^{-1}$).

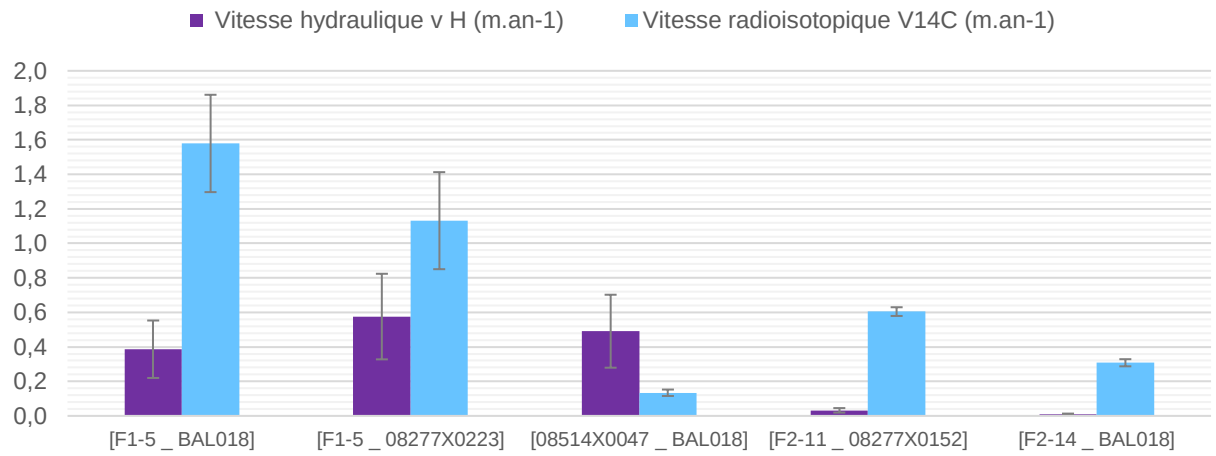


Figure 4-35 : comparaison entre les vitesses hydrauliques et les vitesses radioisotopiques

En aquifère captif, des écarts de l'ordre d'un facteur 10 sont généralement observés (Huneau, 2000; Mazor and Nativ, 1992). Les explications de cet écart sont multiples : incertitudes sur les caractérisqtiques hydraudynamiques entre les deux puits, hétérogénéité de la matrice, existance de barrières hydrauliques (induites par la structure, les variations lithologiques), mélanges des eaux d'âges différents…

Au droit de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, les forts écarts entre v_H et v_{14C} sont expliqués principalement par les faibles valeurs de conductivité hydraulique appliquées et les incertitudes sur les valeurs de porosité cinématique. Ces incertitudes sont plus importantes dans le cas des nappes éocène et oligocène. Des points de mesures supplémentaires permettraient une meilleure évaluation des incertitudes des différents paramètres intégrés dans le calcul des vitesses. Elles permettraient la précision des trajets d'écoulements.

La concordance des résultats via les deux approches permet de valider les interprétations réalisées à partir des données hydrodynamiques et géochimiques de la nappe du Campano-Maastrichtien.

Ces résultats permettent la validation des hypothèses de fonctionnement du système aquifère multicouche dans le sud de la Gironde. La recharge s'effectue via les affleurements et par drainance verticale proche de l'axe de l'anticlinal (où les épontes sont absentes ou ont des épaisseurs faibles). Puis, les écoulements s'effectuent au sein des nappes profondes de part et d'autre de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras principalement par effet piston. Le rôle des épontes est prépondérant dans le fonctionnement hydrogéologique de la zone d'étude. Les différences d'âge entre les nappes du Crétacé supérieur et les nappes du Paléogène calculées peuvent être expliquées par une recharge du Campano-Maastrichtien à proximité des affleurements et des vitesses d'écoulement rapide sur les flancs et en zones périclinales (Figure 4-36 (b)).

4.6.3. Schéma de fonctionnement du système multicouche aux abords de la structure anticlinale

La recharge de la nappe du Plio-Quaternaire s'effectue de manière quasi-homogène sur l'étendue de la zone (§4.4.3.2). En revanche, la recharge des aquifères profonds s'effectuent préférentiellement à proximité de l'axe de l'anticlinal où ces derniers sont les plus proches de la surface. Ils peuvent être localement directement à l'affleurement ou en contact avec l'aquifère du Plio-Quaternaire. Ces zones constituent des zones de mises en charge des aquifères profonds (Cénomanien à Oligocène).

A Saint-Magne, le Cénomanien se recharge par drainance verticale à travers les épontes miocènes et crétacées de faible épaisseur (Figure 5-4 (a)). Les écoulements s'effectuent radialement autour de cette zone de mise en charge induite par le dôme cénomanien. Les écoulements de la nappe du Cénomanien s'effectuent vers l'ouest. Le dôme cénomanien pourrait localement induire des écoulements vers l'est entre Saint-Magne et Villagrains, mais aucun relevé piézométrique de la nappe du Cénomanien à l'est de Saint-Magne ne permet de confirmer ce postulat.

La nappe du Campano-Maastrichtien se recharge au droit des affleurements à Villagrains et à Landiras (Figure 5-4 (a) et (b)). Des pertes ont été identifiées à Landiras le long du Tursan (Figure 4-36 (a) et Figure 5-4 (b)). Le dôme piézométrique, dont le sommet se situe à Saint-Magne, est le témoin indirect d'une mise en charge de l'aquifère qui ne se fait pas directement par les affleurements. Cette mise en charge s'effectue indirectement par drainance via l'aquifère du Plio-Quaternaire et probablement par des flux latéraux provenant des aquifères crétacées sous-jacents (Coniacien-Santonien, Turonien ou Cénomanien) présents dans la partie occidentale de la faille du Gât-Mort. Ces éléments tendent à montrer le rôle de relai hydraulique de la faille du Gât-Mort entre les unités aquifères du Crétacé supérieur.

La nappe de l'Eocène se recharge indirectement à proximité des affleurements de Landiras (Figure 4-36 (a)). Elle s'écoule sur les flancs de l'anticlinal de part et d'autre de l'axe (Figure 4-36 (a)). Son niveau piézométrique diminue fortement sur le flanc nord sous l'influence des forts prélèvements de l'agglomération bordelaise (Figure 4-36 (a)).

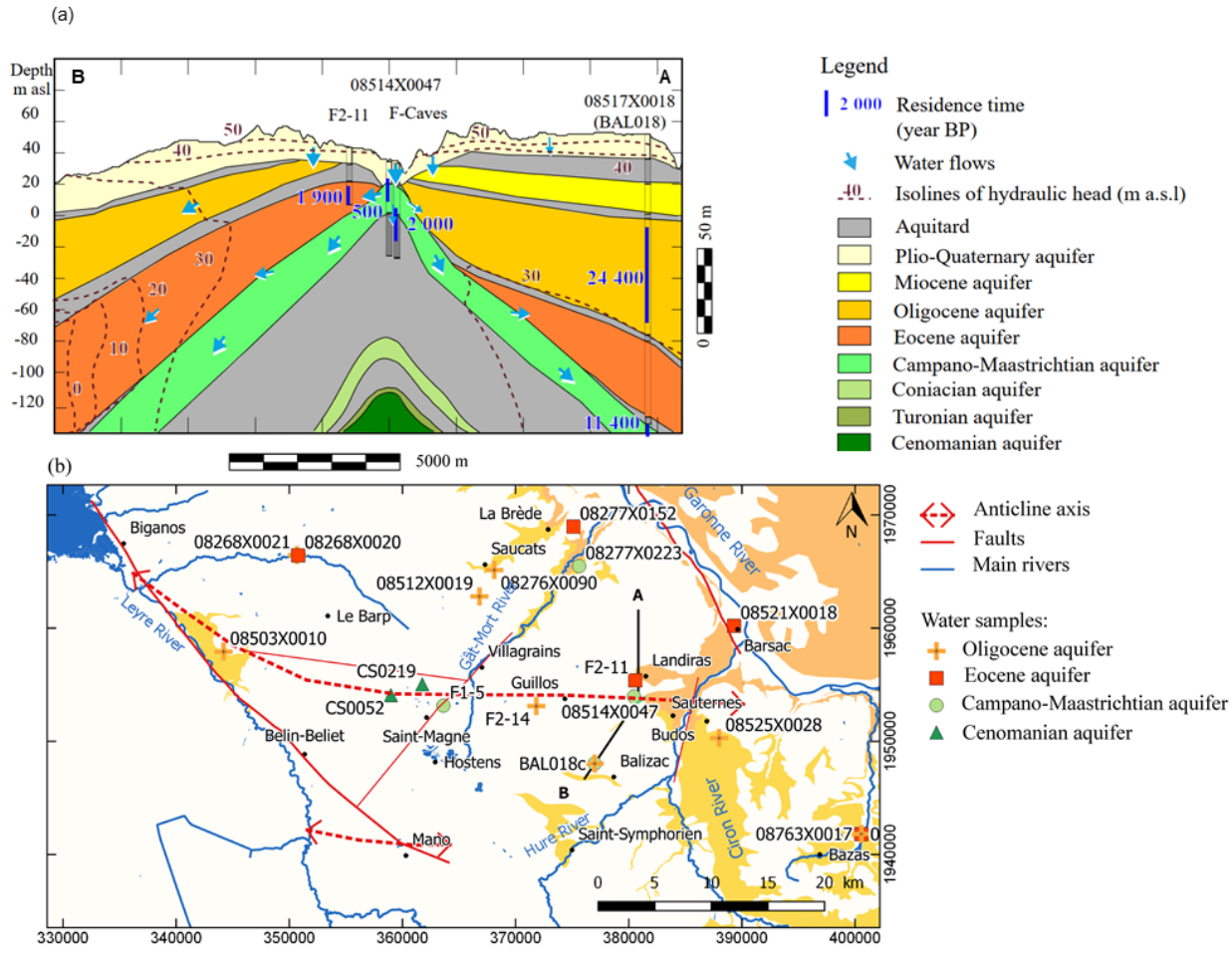


Figure 4-36 : (a) coupe schématique des directions d'écoulements et temps de résidence associés des eaux (Labat et al., 2021) ; (b) localisation de la coupe et des forages qui ont fait l'objet de prélèvement pour analyses géochimiques isotopiques

La cartographie de l'extension de la nappe de l'Oligocène a été fortement modifiée suite aux résultats des campagnes d'investigations. La nappe est présente entre Guillos et Landiras le long de l'axe de l'anticlinal. Des interactions hydrauliques entre la nappe du Campano-Maastrichtien et l'Oligocène ont été mises en évidence au sud de Landiras (Figure 4-36 (a)). La nappe de l'Oligocène s'écoule vers l'est le long de l'axe de Guillos à Landiras et de part et d'autre de l'axe sur les flancs de l'anticlinal. Des sources situées dans les zones topographiquement basses creusées par les cours d'eau (Ciron notamment) constituent des points de décharge de l'aquifère. Au droit de ces zones, l'aquifère est peu épais. Son épaisseur est inférieure à 10 m et ses transmissivités sont importantes. Les forts débits observés au droit des sources oligocènes à Budos pourraient être expliqués par les flux latéraux provenant de l'aquifère du Campano-Maastrichtien. A ces interactions inter-aquifères se rajoutent des interactions avec les eaux de surface au droit des affleurements oligocènes. Le fonctionnement précis des sources de Budos reste à préciser notamment la proportion des eaux provenant de la surface et celles provenant de la nappe campano-masstrichtienne.

Des pertes le long des cours d'eau lorsque l'Oligocène affleure ont été identifiées (Saltel, 2008). Des zones de résurgences ont été mise en exergue en limite d'extension des affleurements oligocènes en aval de ces pertes le long des cours d'eau (Mouliasse

notamment). La complexité des écoulements de la nappe de l'Oligocène à Landiras et Budos est due à la fois :

- aux interactions avec l'aquifère du Campano-Maastrichtien en profondeur,
- à la karstification qui induit une double porosité des calcaires à l'affleurement, mais aussi en profondeur et permet la circulation rapide des fluides provenant de la surface,
- à la faille (ou réseau de failles) de faible rejet le long du Ciron qui permet l'existence de sources localement.

Les écoulements de la nappe du Miocène sont influencés par les cours d'eau le long des affleurements miocènes. La nappe miocène est drainée par la Leyre à l'ouest et du Ciron à l'est. Le creusement des cours d'eau a permis certes la mise à l'affleurement du réservoir et induit localement la présence de sources de faible débit. A Balizac, le creusement du lit de la Nère (affluent du Ciron) entraine la décharge de la nappe du Miocène qui repose sur l'éponte de la base du Miocène. A Villagrains, l'aquifère du Miocène est de très faible épaisseur (inférieure à 2 m), la source est alimentée par des flux latéraux provenant de l'aquifère du Campano-Maastrichtien. L'aquifère du Miocène correspond à un aquifère relai du réservoir campano-maastrichtien à proximité immédiate de la source miocène à Villagrains.

5 Conclusion

Afin de comprendre le fonctionnement global du système multicouche dans le sud de la Gironde, une analyse géologique et hydrogéologique est menée. Les visées opérationnelles de ce projet de recherche concernent la potentielle mise en exploitation de l'aquifère du Cénomanien dans le sud de la Gironde où il est rencontré à faible profondeur.

Résultats

Seule une étude géologique précise et intégrée a permis de mettre en lumière le fonctionnement hydrogéologique de la zone. Cette dernière, traversée d'est en ouest par l'axe de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, a subi d'importantes déformations au cours des temps géologiques. Les géométries complexes induites par ces déformations et les extensions des formations géologiques étaient jusqu'à présent peu connues. Or leur analyse est essentielle à la compréhension du système aquifère multicouche.

Un jeu de données important a été acquis dans le cadre de ces travaux de thèse. Au total, 5 forages destructifs à 100 m de profondeur et 12 sondages carottés (entre 50 m et 100 m de profondeur) ont été réalisés. De nombreux échantillons ont été prélevés et analysés sur ces nouveaux forages. Des échantillons ont également été prélevés sur les affleurements. L'analyse géologique est basée non seulement sur ces données acquises, mais aussi sur les données pré-existantes. Les données de la BSS collectées par le BRGM (soit 473 ouvrages) ont été intégrées. A cela se rajoute 3 forages pétroliers qui fournisssent des informations sur les unités jusqu'à 3000 m de profondeur (ESSO REP, 1960) et 4 profils sismiques ayant une résolution satisfaisante pour les unités du Crétacé supérieur et du Tertiaire (Platel and Serrano, 2008).

La caractérisation des faciès à différentes échelles a permis une meilleure définition des principales unités lithostratigraphiques de la zone d'étude. Les contours des zones de lacunes sédimentaires induites par l'érosion polyphasée de la structure anticlinale ont été précisés. Les formations éocènes sont absentes du centre de la zone étudiée. Les formations oligocènes, quant à elles, sont absentes le long de l'axe excepté à Guillos où 10 mètres de formations oligocènes ont été rencontrées proche de l'axe.

L'étude des propriétés réservoirs, en lien avec les processus d'altération des formations, a abouti à une meilleure caractérisation des niveaux aquifères et aquitards qui composent le système multicouche. Plusieurs phases d'altération et d'érosion ont été définies, mais celles du Paleocène sont les mieux préservées. Au cours des temps géologiques, lors des émersions successives, les formations calcaires présentes en subsurface s'altèrent. Leurs porosités augmentent du fait de la dissolution des bioclastes (Figure 5-1 (b), (c)). Si l'altération est forte et persiste dans le temps, des oxydes et des argiles d'altération se forment (Figure 5-1 (a) et (b)). Cette altération continentale réduit considérablement les propriétés réservoir : la macroporosité et la mésoporosité sont comblées (Figure 5-1 (c)).

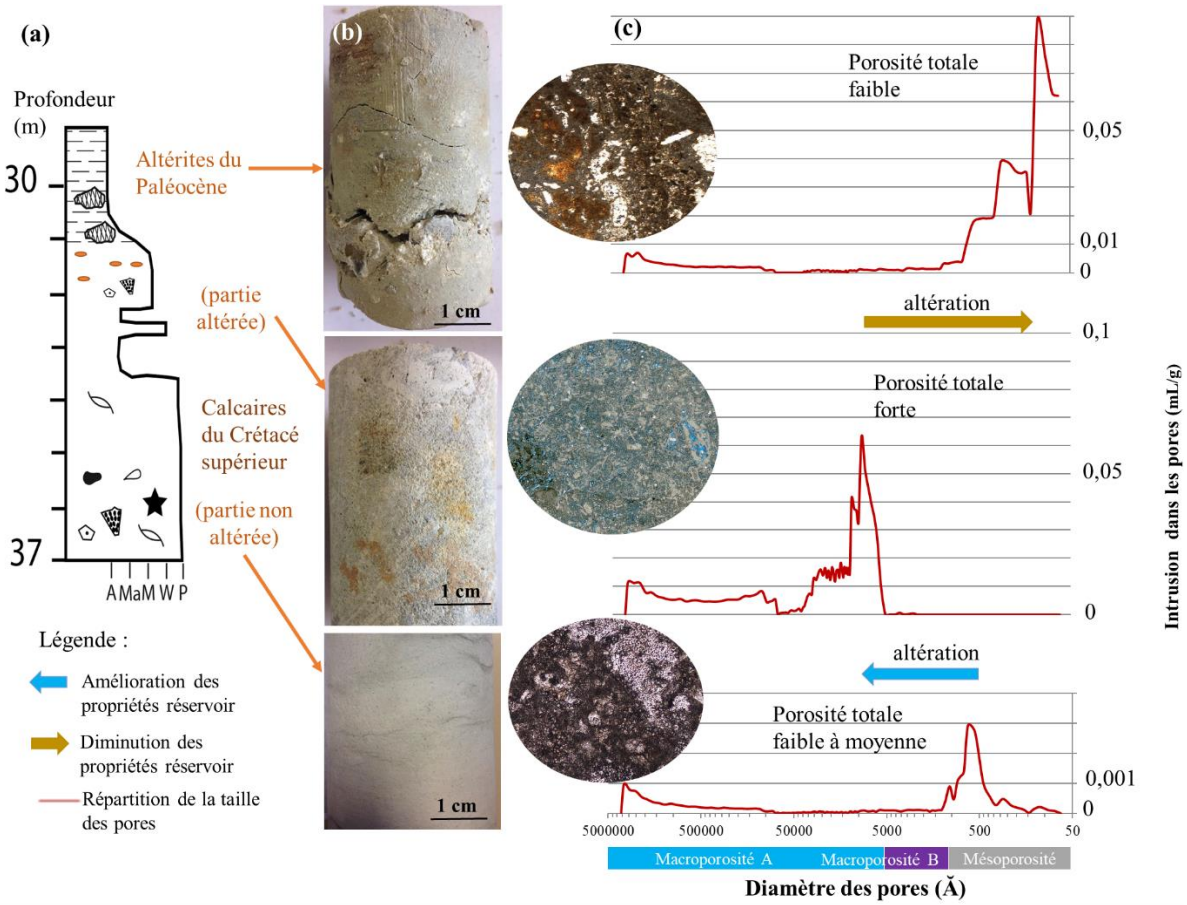


Figure 5-1 : augmentation puis diminution de la porosité suite aux phénomènes d'altération : (a) log synthétique des calcaires du Campano-Maastrichtien et de son profil d'altération, (b) carottes et lames minces associées, (c) intrusion des pores en fonction du diamètre des pores

L'analyse sédimentologique, stratigraphique et pétrophysique a abouti à une compréhension de la répartition des unités géologiques et de leurs propriétés réservoirs de part et d'autre de l'anticlinal. Elle permet la reconstitution des paléo-environnements du Cénomanien à l'actuel (Figure 5-2). Elle est essentielle à une meilleure compréhension de la géodynamique de formation de l'anticlinal qui influence la répartition spatiale des unités hydrostratigraphiques autour de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. L'intégration 2D et 3D de toutes ces données a permis de préciser la géométrie et l'extension des corps aquifères et épontes.

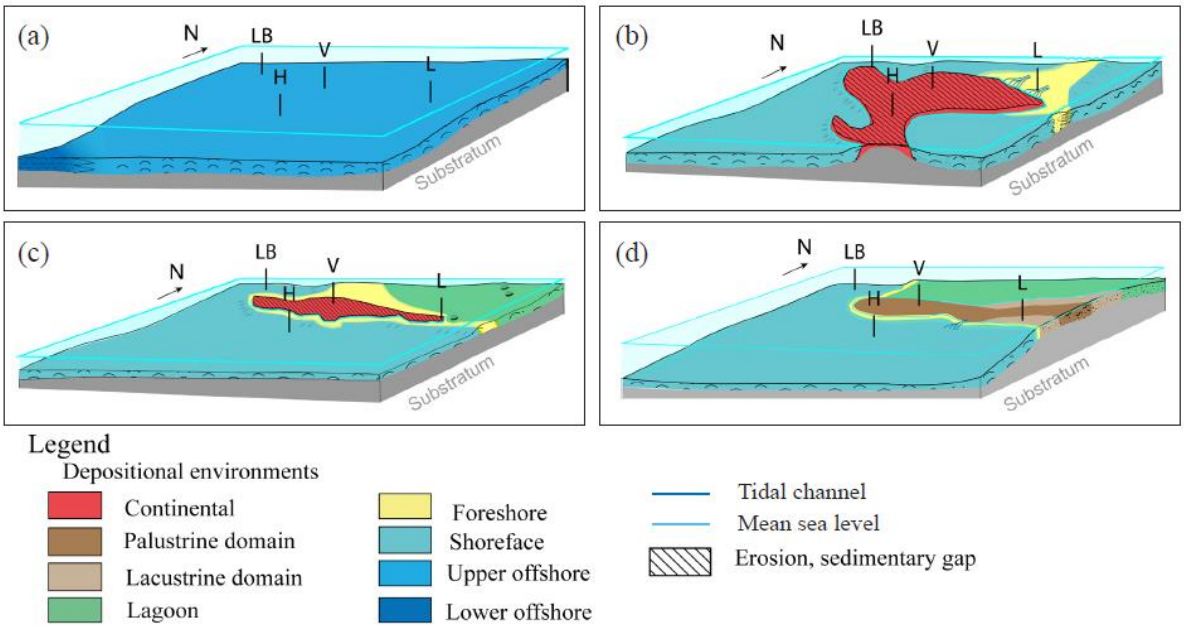


Figure 5-2 : évolution paléogéographique synthétique de l'anticlinal de Villagrains-Landiras : (a) au Campano-Maastrichtien, (b) à l'Eocène, (c) à l'Oligocène, (d) au Miocène, H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains, (Labat et al. 2021)

Ces données et interprétations sont intégrées dans un modèle géologique numérique composé de 23 unités hydrostratigraphiques. La faille du Gât-Mort a été définie et la faille de Saint-Magne a été précisée. Les profondeurs et volumes ont été calculés pour chaque unité. L'aquifère du Cénomanien, ciblé pour l'alimentation en eau potable, est rencontré à de faibles profondeurs à Saint-Magne à l'ouest de la faille du Gât-Mort, et au sud de la faille de Saint-Magne. Son toit est en revanche rencontré à de fortes profondeurs de l'autre côté de ces failles. Les rejets des-dites failles sont difficiles à appréhender puisque peu de forages ont atteint le Cénomanien à l'est de la faille du Gât-Mort et au nord de la faille de Saint-Magne. La résolution des profils sismiques à disposition est insuffisante pour apporter des éléments de réponse à cette interrogation. Le jeu d'amincissement et d'épaississement des différentes unités du modèle, et donc des unités épontes et aquifères amène à une structuration en système multicouche complexe.

Une fois l'architecture des unités aquifères et épontes précisée, les connexions inter-aquifères sont déterminées. L'amincissement des épontes et/ou le jeu des failles entraîne la mise en contact des aquifères du Crétacé supérieur avec les aquifères tertiaires et quaternaires. Les zones où les épontes s'amincissent jusqu'à disparaître correspondent à des zones de recharge préférentielle des aquifères (Figure 5-3). Le jeu des failles permet des échanges entre différents niveaux aquifères par le biais de flux latéraux. Ces travaux mettent donc en évidence le rôle des biseaux sédimentaires tertiaires, des structures faillées et des processus d'altération dans les modalités d'échanges entre les unités aquifères. Dans l'objectif d'exploitater de l'aquifère du Cénomanien, il est primordial d'étudier l'ensemble du système aquifère multicouche.

L'analyse des chroniques temporelles met en évidence des similarités entre les hauteurs piézométriques de deux unités aquifères en contact. D'autre part, les temps de résidence faibles des eaux prélevées dans l'aquifère du Campano-Maastrichtien mettent en exergue une

recharge verticale au droit de l'anticlinal. Elle est de 143 mm.an^{-1} au droit des affleurements campano-Maastrichtien et équivaut à 17% des précipitations moyennes sur la période étudiée. Cette étude intégrée a donc permis d'identifier les interactions qui existent entre les différents niveaux aquifères et de comprendre les modalités de ces échanges. L'essentiel de la recharge des aquifères du Crétacé supérieur s'effectuent par drainance verticale descendante à travers l'aquifère du plio-quaternaire qui recouvre la majorité de la zone d'étude. Les volumes annuels infiltrés dans les nappes superficielles s'élèvent à 1,56×10^{8} m^{3} sur la zone d'étude (soit 11,2% des précipitations annuelles moyennes).

Les directions d'écoulement issues de la piézométrie soulignent l'influence de l'anticlinal de Villagrains-Landiras dans le fonctionnement hydrogéologique de la zone (Figure 5-3). Le dôme piézométrique de la nappe du Campano-Maastrichtien au centre de la zone correspond à une des expressions de ces phénomènes de recharge. L'eau de la nappe s'écoule de part et d'autre de l'axe de l'anticlinal, autour des zones de mise en charge, et également le long de l'axe vers l'est de Saint-Magne. Par ailleurs, les failles jouent un rôle dans la décharge locale de la nappe du Campano-Maastrichtien (Figure 5-3). Cette dernière s'effectue à travers les aquifères relais tertiaires.

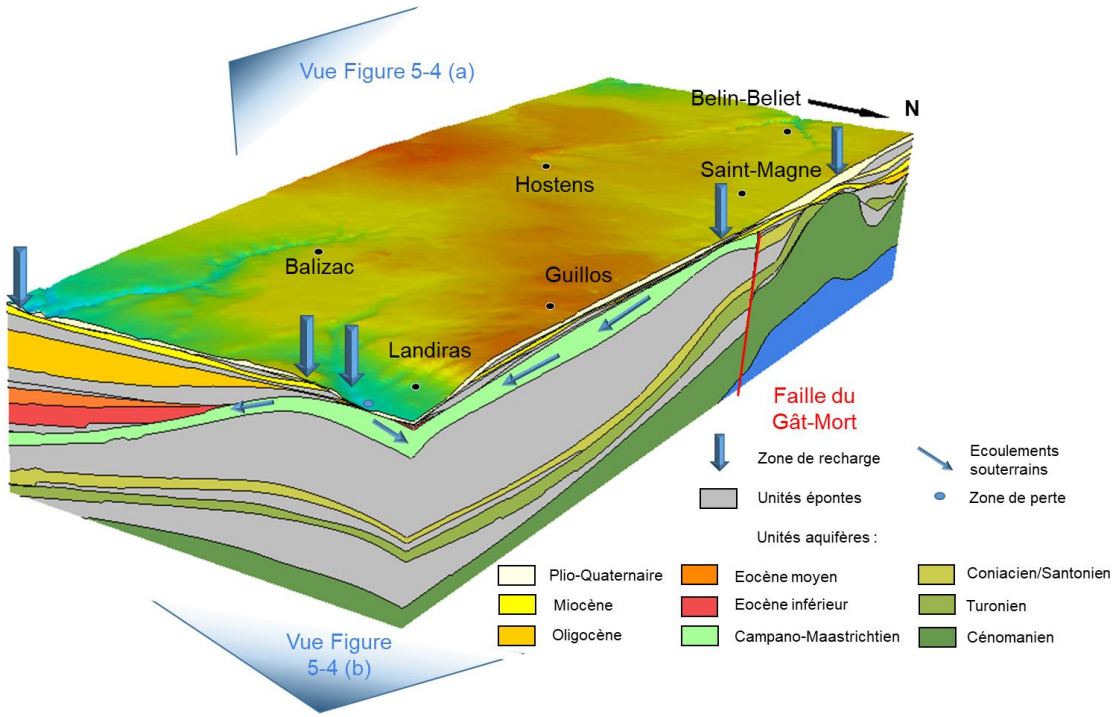


Figure 5-3 : bloc 3D extrait du modèle géologique, sens d'écoulement, zones et perte et de recharge préférentielle (vue du nord-est)

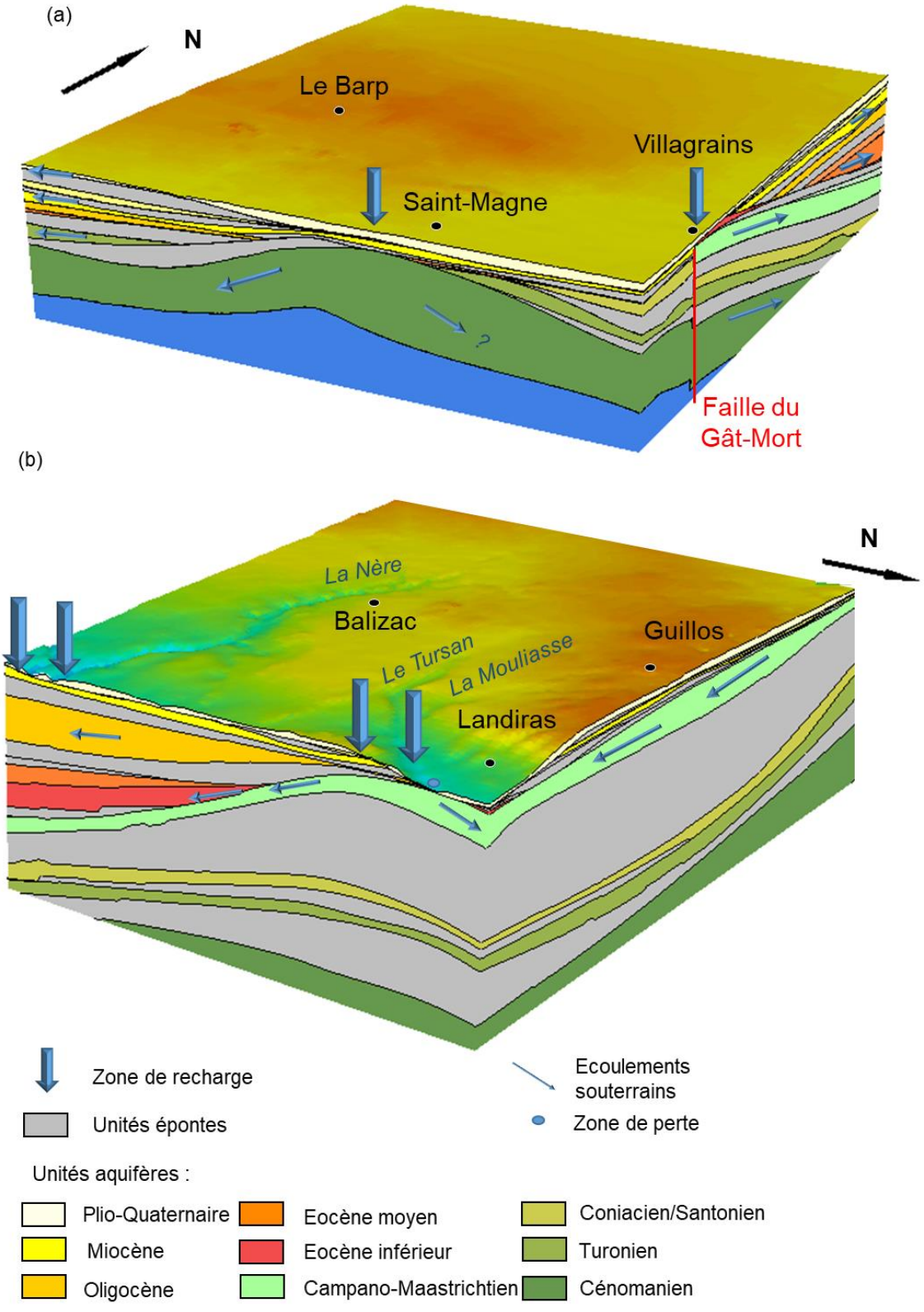


Figure 5-4 : bloc 3D extrait du modèle géologique, sens d'écoulement, zones et perte et de recharge préférentielle, (a) partie est (vue du sud-est), (b) partie est (vue du nord-est)

La meilleure définition de l'architecture des corps sédimentaires précédemment décrits a permis une interprétation hydrogéologique plus précise, ainsi qu'une meilleure analyse géochimique offrant donc une compréhension plus détaillée du système multicouche. Cette caractérisation détaillée des objets géologiques et des observations hydrogéologiques est essentielle à une prise de décision raisonnée quant à l'exploitabilité de l'aquifère du Cénomanien dans le sud de la Gironde.

Implications

Ces travaux ont permis d'apporter des éléments de réponse opérationnels sur les points suivants, essentiels à l'évaluation de la pertinence de l'aquifère du Cénomanien comme ressource de substitution :

- disponibilité de la ressource,
- recharge de l'aquifère et renouvellement de la nappe,
- profondeur de la cible,
- connexion de l'aquifère du Cénomanien avec les autres nappes et les eaux de surface,
- vulnérabilité de la ressource,
- qualité de l'eau.

La disponibilité de la ressource a été confirmée. De bonnes propriétés réservoir de l'aquifère ont été mises en évidence : forte perméabilité, porosité de matrice et de fracture, forte épaisseur de réservoir.

L'alimentation de l'aquifère est compatible avec un projet de champ captant du point de vue de la disponibilité de la ressource. Les flux de recharge à Saint-Magne permettent un renouvellement des eaux de la nappe.

La faible profondeur de l'aquifère cible dans la partie ouest de Saint-Magne a été confirmée, mais le fort plongement de son toit vers l'ouest et le nord a été mis en évidence. Au nord de la faille de Saint-Magne et à l'est de la faille du Gât-Mort, le toit de l'aquifère est rencontré à des profondeurs supérieures à 200 m. La surface dans laquelle le Cénomanien est sub-affleurant est réduite en comparaison aux études précédentes (Saltel, 2008 ; Serrano and Platel, 2008). Cependant, la profondeur à laquelle se trouve l'aquifère cénomanien ne doit pas être le seul argument pour l'implantation des forages.

En effet, la précision des épaisseurs et des propriétés des épontes qui composent le système multicouche a permis d'identifier les zones de communications inter-aquifères préférentielles. Le secteur nord-ouest de Saint-Magne sera à éviter concernant l'implantation de forage de production puisqu'il est en connexion hydraulique avec l'aquifère du Plio-Quaternaire et les lagunes via l'aquifère du Miocène. Les épontes étant plus épaisses au sud le secteur sud de Saint-Magne, une exploitation du Cénomanien de ce secteur aurait un impact moindre sur les autres nappes. **Les secteurs qui semblent proprices à l'implantation d'un champ captant sont le secteur sud et le secteur ouest de Saint-Magne**. A l'issue de ces travaux, la nature des connexions hydriques entre le Cénomanien dans la partie sub-affleurante et l'aquifère du Campano-Maastrichtien à l'est de la faille du Gât-Mort restent à définir. La perméabilité de la faille du Gât-Mort n'a pas été démontrée. Il est néanmoins possible, au vu des données disponibles, qu'une exploitation du Cénomanien ait des conséquences sur la piézométrie de la nappe du Campano-Maastrichtien situé à l'est de la faille du Gât-Mort. Une modification de la piézométrie de ce dernier aurait des conséquences sur l'aquifère de l'Oligocène et donc sur les sources de Budos. Toutefois, **ce comportement dynamique reste à préciser et à valider**

notamment par l'utilisation d'un modèle hydrodynamique qui prendrait en compte les avancées de ce travail. Une exploitation du Cénomanien à l'est de la faille du Gât-mort (où il est rencontré à grande profondeur) engendrerait a priori un faible impact sur les aquifères sus-jacents grâce à la forte épaisseur des épontes du Crétacé supérieur.

La forte réactivité au stimulus de pluie de la nappe du Cénomanien au nord de Saint-Magne et la faible épaisseur des épontes laissent à penser que la nappe est vulnérable aux pollutions de surface. Dans le secteur sud de Saint-Magne, les âges des eaux et la plus faible réactivité de la piézométrie suite à un épisode pluvieux sont les témoins d'une plus faible vulnérabilité de la ressource vis-à-vis des pollutions de surface. Les problématiques de protection de la ressource sont essentielles. Le secteur de Saint-Magne est l'un des rares endroits où le Cénomanien est sub-affleurant dans le Bassin Aquitanien. L'infiltration de pollutions anthropiques sur ce secteur signifierait l'entrée de ces pollutions au sein d'un aquifère d'extension régionale qui est, au cœur du bassin sédimentaire, bien protégé des pollutions de surface. Ces pollutions seraient d'autant plus problématiques que l**a qualité de l'eau est en adéquation avec un usage eau potable** dans le secteur où l'aquifère est sub-affleurant. Aucune analyse n'a été effectuée dans la zone où l'aquifère est profond. Si la solution de capter l'aquifère hors du secteur de Saint-Magne est privilégiée, les critères de qualité devront être vérifiés notamment les compositions chimiques et la température.

Perspectives

Les données de paramètres hydrodynamiques disponibles sont inégalement réparties sur la zone d'étude. Des mesures supplémentaires permettraient d'avoir une vision plus précise des caractéristiques hydrodynamiques des nappes sur l'étendue de la zone d'étude et pourront être intégrées au modèle hydrodynamique mis à jour.

Le fonctionnement local des sources de Budos reste à préciser. Les données actuelles ne permettent pas de déterminer la proportion d'eau venant des eaux superficielles et celle des eaux du Campano-Maastrichtien. Des données géochimiques et des données issues de traçages pourraient contribuer à l'amélioration des connaissances à proximité des sources de Budos.

Des données supplémentaires sur les formations profondes du Cénomanien apportées soit par des forages profonds (500 m) ou de nouvelles lignes sismiques interprétées pourront lever les incertitudes sur les profondeurs du Cénomanien au sud (entre Saint-Magne et Hostens) et à l'ouest (entre Saint-Magne et Le Barp).

Ces résultats pourront servir à la mise à jour du modèle hydrogéologique numérique de gestion qui sera à même d'évaluer numériquement les impacts d'une potentielle exploitation de l'aquifère du Cénomanien sur les aquifères sus-jacents et les eaux de surface. D'un point de vue opérationnel, l'implémentation des données hydrogéologiques et hydrologiques au modèle géologique élaboré au cours de cette étude permettra l'estimation de ces impacts en prenant en compte divers scénarii d'exploitation. La compatibilité des débits de prélèvement avec l'alimentation de l'aquifère pourra être vérifiée. Les débits de prélèvements en adéquation avec le maintien des charges hydrauliques des autres nappes qui composent le système multicouche pourront être quantifiés.

Cette méthodologie intégrée est applicable aux structures anticlinales analogues et notamment aux anticlinaux du Bassin Aquitain. La compréhension du fonctionnement des systèmes multicouches complexes est rendue possible par l'approche pluridisciplinaire. La

compréhension du fonctionnement hydrogéologique nécessite une vision éclairée de la géologie qui représente les fondations de la réflexion de l'hydrogéologue.

Références

ADES Eau France (2020). Portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines. https://ades.eaufrance.fr/. Accessed 14 July 2020.

AGSO (2018). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. *Stratigraphie et phénomènes alpins.* BRGM éditions; AGSO, Orléans, Pessac.

Allard, A. (1981). *La nappe du miocène dans les landes de Gascogne : possibilités d'exploitation dans le cadre des alimentations en eau potable, industrielle, et des aménagements hydro-agricoles.* Service géologique régional Aquitaine.

Alvinerie, J. (1977). *Carte géologique de la France au 1/50 000, 827 Pessac,* BRGM Editions ed. BRGM Editions, Orléans.

Alvinerie, J. (1980). *Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain. Interprétation stratigraphique et paléogéographique*. Thèse de Doctorat ès Sciences Sciences, Université de Bordeaux.

Alvinerie, J., Gayet, J. (1973a). *Carte géologique de la France au 1/50 000, 851 Hostens,* BRGM Editions ed. BRGM Editions, Orléans.

Alvinerie, J., Gayet, J. (1973b). *Notice explicative de la feuille Hostens au 1/50 000.* Edition BRGM.

André, L. (2002). *Contribution de la géochimie à la connaissance des écoulements souterrains profonds : application à l'aquifère des sables infra-molassiques du Bassin Aquitain*. Thèse de Doctorat.

Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E. (2017). Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: The Bathonian of western France (Aquitaine Basin). *Marine and Petroleum Geology* 81, 169–195.

Andrieu, S., Brigaud, B., Rabourg, T., Noret, A. (2015). The Mid-Cenomanian Event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France). *Cretaceous Research* 56, 587–607.

Andrieux, E., Bateman, M.D., Bertran, P. (2018). The chronology of Late Pleistocene thermal contraction cracking derived from sand wedge OSL dating in central and southern France. *Global and Planetary Change* 162, 84–100.

Andrieux, E., Bertran, P., Saito, K. (2016). Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. *Permafrost and Periglacial Processes* 27 (1), 17–30.

Angrand, P. (2017). *Évolution 3D d'un rétro-bassin d'avant-pays : le Bassin aquitain, France*. Thèse de Doctorat, Université de Lorraine.

Astié, M., Aubic, M., Bellegarde, M., Bourgeois, M., Gazal, M., Emsellem, Lavigne, M., Marrionnaud, Moussié, C., Moussié, B., Pouchan, P., Prud'homme, R., Rousselot, M.,

Schoeller, H., Schoeller, M., Trupin, M. (1969). Synthèse des études sur le système multicouche des nappes tertiaires du nords de l'Aquitaine. *La Houille Blanche* (8), 907–918.

Aswar, D.S., Ullagaddi, P.B. (2017). An overview 3-D Geological Modelling Part I - Basics of 3-D Geological Modelling. *International Journal of Latest Engineering and Management Research (IJLEMR)* 2 (2017), 1–14.

Batlle-Aguilar, J., Banks, E.W., Batelaan, O., Kipfer, R., Brennwald, M.S., Cook, P.G. (2017). Groundwater residence time and aquifer recharge in multilayered, semi-confined and faulted aquifer systems using environmental tracers. *Journal of Hydrology* 546, 150–165.

Becheler, P., 2010. Rapport d'Expertise pour le Tribunal Administratif de Bordeaux Affaire Decons/ Préfet de la Gironde N°05-04-4092: Audience du 20 novembre 2008, 156 pp.

Becheler, P. (2014). L'origine tectono-karstique des lagunes de la région de Villagrains-Landiras. *L'Echo des Faluns, Saucats* (35-36), 11–12.

Becheler, P. (2015). L'origine tectono-karstique des lagunes de la région de Villagrains - Landiras. *L'Echo des Faluns, Saucats* (37-38), 17.

Bellec, V. (2003). *Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme nord-aquitaine depuis le Néogène*. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.

Benoist, E. (1885). Puits artésien à Landiras. *Bulletin de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 1885.

Berggren, W.A., Pearson, P.N. (2005). A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *The Journal of Foraminiferal Research* 35 (4), 279–298.

Bergounioux, F.M., Crouzel, F. (1949). Les facies des sables fauves (Vindobonien superieur) dans le bassin d'Aquitaine. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 1949, 135–153.

Bertran, P., Andrieux, E., Antoine, P., Deschodt, L., Font, M., Sicilia, D. (2017). Pleistocene Involutions and Patterned Ground in France: Examples and Analysis Using a GIS Database. *Permafrost and Periglacial Processes* 28 (4), 710–725.

Bethke, C.M., Johnson, T.M. (2008). Groundwater Age and Groundwater Age Dating. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36 (1), 121–152.

Bhandary, H., Al-Senafy, M., Marzouk, F. (2015). Usage of Carbon Isotopes in Characterizing Groundwater Age, Flow Direction, Flow Velocity and Recharge Area. *Procedia Environmental Sciences* 25, 28–35.

Bilotte, M. (1973). Le Cénomanien des Corbières méridionales (Pyrénées). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 109, 7–22.

Biteau J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset J.-M. (2006). The Aquitain Basin. *Petr. Geosci.*, 2006, 247–273.

Blanc, P.-L. (1973). *Le Crétacé terminal des rides de Villagrains-Landiras (Gironde), Roquefort-Créon (Landes) et Cézan-Lavardens (Gers)*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI.

Bodiniet, J., Godinaud, J., Labat, D., Chevalier-Lemire, G., 2017. Etude de faisabilité d'un champ captant au Cénomanien en Sud Gironde – Etude des relations eaux souterraines – eaux superficielles – phase 5 : interprétation et bilan hydrologique A89021, 171 pp.

Boisgontier, J. (1993). Note sur les «lagunes» de Gascogne. *Nouvelle revue d'onomastique* 21 (1), 55–58.

Bosser, P. (2011). Interpolation spatiale. Ecole nationale des Sciences Géographiques. http://cours-fad-public.ensg.eu/pluginfile.php/1513/mod_resource/content/1/inter2d.pdf. Accessed 10 September 2019.

Bost, J.-P. (2009). Bordeaux, ville cosmopolite sous le Haut-Empire romain. In: Bost, J.-P. (Ed.) *L'Empire romain et les sociétés provinciales*. Ausonius Éditions, pp. 315–332.

BouDagher-Fadel, M.K. (2015). *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera.* UCL Press.

Bourdillon, C., 2018a. Biostratigraphie de la coupe du ruisseau du Gât Mort, Gironde, France, 10 pp.

Bourdillon, C., 2018b. Microfaciès et biostratigraphie de 16 échantillons du lot 1 des forages carottés à Saint-Magne et Villagrains, Gironde, France 1, 43 pp.

Bourdillon, C., 2018c. Microfaciès et biostratigraphie de 17 échantillons di lot 2 des forages carottés à Cabanac-et-Villagrains, Landiras et Guillos, Gironde, France, 49 pp.

Bourdillon, C., 2019. Le Cénomanien du forage F2-1, Saint-Magne, anticlinal de Villagrains-Landiras, Gironde, France: Stratigraphie et biochronologie, Angers.

Box, G.E.P., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C., Ljung, G.M. (2015). *Time series analysis: forecasting and control.* John Wiley & Sons.

Braneyre, M., Chigot, D., Lambert, M., Moreau, C.F., Sourisseau, B., Platel J.P., Dubreuilh, J., Gaalooul, N., 1993. Modélisation mathématiques multicouche de trois aquifères exploités du sédimentaire nord-aquitain (Oligocène - Eocène - Crétacé) R-37361.

BRGM (2019a). Banque du Sous-Sol, Infoterre. BRGM. http://infoterre.brgm.fr/rechercher/default.htm.

BRGM (2019b). Recherchez, visualisez et exploitez les données sur les eaux souterraines. www.ades.eaufrance.fr. Accessed 30 May 2019.

BRGM, Elf-Re, ESSO-REP, SNPA (1974). *Géologie du bassin d'Aquitaine*. *Atlas.* Edition BRGM, Orléans.

Cabaret, O. (2011). *Caractérisation physique et approche numérique du rôle des aquitards dans les systèmes aquifères multicouches - Application au complexe tertiaire nord-aquitain*. Thèse de Doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Cahuzac, B., Janin, M.C., Steurbaut, E. (1995). Biostratigraphie de l'Oligo-Miocène du Bassin d'Aquitaine fondée sur les nannofossiles calcaires. Implications paléogéographiques. *Geologie de la France-Geology of France* 2, 57–82.

Cahuzac, B., Janssen, A.W. (2010). Eocene to Miocene holoplanktonic Mollusca (Gastropoda) of the Aquitaine Basin, southwest France. *Scripta Geologica* (141), 1.

Cahuzac, B., Poignant, A. (Eds.) (2005). *Sur les foraminifères benthiques de la base du Burdigalien dans les «Sables à Mactres» de Martillac (Gironde, SO France).* Elsevier.

Cailhol, D. (2016). Observations sur les processus d'altération et leur influence dans la structuration locale du karst et des aquifères. *KARSTOLOGIA*.

Calcagno, P., Chilès, J.P., Courrioux, G., Guillen, A. (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 171 (1-4), 147–157.

Canérot, J. (1991). Comparative study of the Eastern Iberides (spain) and the Western Pyrenees (France) Mesozoic basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87 (1-4), 1–28.

Canérot, J. (2006). Réflexions sur la « révolution danienne » dans les Pyrénées. *Comptes Rendus Geoscience* 338 (9), 658–665.

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y. (2001). *La faille Nord-Pyreneenne mythe ou réalité? : Le" Couloir de décrochement de Bielle-Accous" élément de réponse du terrain en Aspe et Ossau (Pyrénées-Atlantiques): excursion géologique AGSO, 29-30 Septembre 2001.* Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie, Univ. Paul Sabatier.

Capdeville, J.P. (1992). Carte Géologique de la France à 1/50000, 876 Bazas. *BRGM, Orléans*.

Capdeville, J.P., Charnet, F., Lenoir, M. (1996). *Carte géologique de la France au 1/50000, 828 Podensac,* BRGM Editions ed. BRGM Editions, Orléans.

Capdeville, J.-P. (1987). *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine entre Lot et Dordogne*. Thèse Doctorat ès Sciences, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Capdeville, J.-P., Bouchet, J.M. (1992). *Carte géologique de la France au 1/50 000, 826 Audenge,* BRGM Editions ed., Orléans.

Caus, E., Frijia, G., Parente, M., Robles-Salcedo, R., Villalonga, R. (2016). Constraining the age of the last marine sediments in the late Cretaceous of central south Pyrenees (NE Spain): Insights from larger benthic foraminifera and strontium isotope stratigraphy. *Cretaceous Research* 57, 402–413.

Cerepi, A. (1997). *Milieu poreux matriciel, fractures et teneur en eau d'un calcaire en zone de diagenèse météorique : calcaire à astéries" Pierre de Bordeaux", Oligocène (France)*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux 3.

Cerepi, A., Humbert, L., Burlot, R. (2002). Dynamics of capillary flow and transport properties in porous media by time-controlled porosimetry. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects* 206 (1-3), 425–444.

Chery, L., Gadalia, A., 2001. Aide à la définition du périmètre de protection de la source de Fontbanne à Budos (33) : interprétation des résultats d'analyses chimiques et isotopiques [Assistance to the definition of the protection perimeter of the spring of Fontbanne near Budos (Gironde Department): interpretation of the results of chemical analyses and isotopic] EAU/GRI 2001/32. BRGM.

Chevalier-Lemire, G., Le Guilvout, L., 2015. Etude de faisabilité d'un champ captant au cénomanien en Sud Gironde - Etude des relations eaux souterraines - eaux superficielles: Phase 1 : Synthèse des enjeux et définition d'un périmètre pertinent A77105. ANTEA Group, 39 pp.

Chevalier-Lemire, G., Lemaitre, B., 2011. Projet de LGV GPSO - Expertise hydrogéologique du secteur de Budos (33) - synthèse des données bibliographiques en liaison avec le fuseau LGV et recommandations A 62741/A.

Chilès, J.P., Delfiner, P. (1999). Statistics for spatial data. Wiley, New York.

Choquette, P.W., Pray, L.C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin* 54 (2), 207–250.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2017). The ICS International Chronostatigraphic Chart, 2017, 199–204.

Commission Locale de l'Eau, 2013. SAGE Nappes profondes de Gironde, Plan d'aménagement et de gestion durable de la ressource: Tome 2 Objectifs - Dispositions - Moyens, approuvé par la CLE le 18 mars 2013.

Corbier, P., Cabaret, O., 2015. Reconnaissance des potentialités aquifères du Mio-Plio-Quaternaire des Landes de Gascogne et du Médoc en relation avec les SAGE - Module 6 - Année 5 - Convention 2008-2013: Rapport final BRGM/RP-64983-FR, 114 pp. http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-64983-FR.pdf. Accessed 29 November 2018.

Corbier, P., Karnay, G., 2010. Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine - Reconnaissance des potentialités aquifères du Mio-Plio-Quaternaire des Landes de Gascogne et du Médoc en relation avec les SAGE - Module 7 - Année 1 BRGM/RP-57813-FR. BRGM, Orléans, 190 pp.

Courrèges-Blanc, M. (1997). Le crypto-karst de la péninsule du Médoc. Crypto-altération, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire [The covered karst of the Medoc peninsula. Crypto-alteration, dissolution, submarine karst and quaternary evolution.]. *Quaternaire* 8 (2), 289–304.

Courrèges-Blanc, M., Maire, R. (2014). Altération de type fantôme de roche dans les calcaires oligocènes du Médoc (France) : étude pétrographique et micromorphologique. *Geologica Belgica* 17 (1).

Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science (New York, N.Y.)* 133 (3465), 1702–1703.

Criss, R. (Ed.) (1999). *Principles of Stable Isotope Distribution,* Oxford University Presscovers ed., New York.

Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J.-C. (1982). The Mesozoic-Tertiary evolution of the Aquitaine Basin. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 63–84.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16 (4), 436–468.

de Grissac, B., Bourgogne, P. (2003). Réduction des prélèvements dans les nappes profondes de Gironde par maîtrise des usages de l'eau et substitutions de ressources. *La Houille Blanche* (3), 69–72.

Delbart, C., d. Valdés, Barbecot, F., Tognelli, A., Couchoux, L. (2016). Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 537, 18–26.

Delfaud, J., Del Valle, J., Le Pochat, G. (1980). Le bassin d'Aquitaine et sa marge pyrnenne. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine* 3, 79–102.

Deloffre, R., Hamaoui, M. (1979). Découverte de Pseudedomia (Foraminifère) en Aquitaine. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, Pau* 3 (1), 37–61.

Deregnaucourt, D. (1981). *Contribution à l'étude géologique du Golfe de Gascogne*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI.

Domenico, P.A., Schwartz, F.W. (1990). Physical and chemical hydrogeology. New York, John Wiley and Sons, 465–467.

Douez, O. (2007). *Réponse d'un système aquifère multicouche aux variations paléoclimatiques et aux sollicitations anthropiques - Approche par modélisation couplée hydrodynamique, thermique et géochimique*. Thèse de Doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Douez, O., Abou, A., Bourgine, B. (2017). Réseau départemental de suivi des nappes de Gironde: Bilan de l'état des nappes en 2015.

Dubois, C., Lans, B., Kaufmann, O., Maire, R., Quinif, Y. (2011). Karstification de type fantômes de roche en Entre-deux-Mers (Gironde, France) : Implications en karstogenèse et morphologie karstique. *KARSTOLOGIA* 57 (1), 19–27.

Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.-M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M.D., Tognini, P., Vergari, A. (2014). The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews* 131, 116–148.

Dubreuilh, J. (1989). *Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine : passage aux formations palustres, lacustres et marines*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences. Éditions du BRGM, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Dubreuilh, J., Alvinerie, J. (1978). *Carte géologique de la France au 1/50 000, 852 Langon,* BRGM Editions ed. BRGM Editions, Orléans.

Dubreuilh, J., Capdeville, J.-P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J.P., Simon-Coinçon, R. (1995). Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 4, 3–26.

Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.

Dupuy, A. (1997). *Simulation de la contamination diffuse des eaux souterraines par les nitrates à l'échelle du bassin versant,* Université de Poitiers.

Dupuy, A., Asmael, N., 2013. Projet de champ captant au Cénomanien du sud Gironde: Etude des relations eaux souterraines, eaux superficielles (cours d'eau, lagunes et zones humides) - Bilan des connaissances et élaboration d'un programme d'étude.

Dupuy, A., Le Lous, M., 2012. Amélioration de l'outil de simulation numérique SAMBA-H33 pour une prise en compte améliorée des interrelations eaux souterraines - eaux superficielles: Estimation de l'impact potentiel de l'exploitation de la nappe captive du Crétacé supérieur (secteur anticlinal de Villagrains-Landiras) sur les ressources en eau superficielle du Sud Gironde (sources de Budos, ruisseau du Gât-Mort, nappe du Plio-Quaternaire) à l'aide du modèle numérique Nappes Profondes de l'ENSEGID.

Durand-Delga, M. (1980). *La Chaîne des Pyrénées et son avant pays Aquitain-Languedocien.* Dunod.

Eaufrance (2019). Banque HYDRO. http://www.hydro.eaufrance.fr/selection.php. Accessed 13 November 2019.

Eaufrance (2020). Le service public d'information sur l'eau. https://www.eaufrance.fr/les-principaux-textes-en-vigueur. Accessed 24 February 2020.

Eichinger, L. (1983). A contribution to the interpretation of 14 C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon* 25 (2), 347–356.

El Albani, A., Meunier, A., Fursich, F. (2005). Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). *Terra Nova* 17 (6), 537–544.

ESSO-REP, 1960a. Rapport de fin de sondage de Landiras 1.

ESSO-REP, 1960b. Rapport de fin de sondage de Saint-Magne 1.

Etcheverry, D. (2002). Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines. *Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Federal Office for Water and Geology. Berne, Switzerland, FOWG reports, Geological Series* 2, 1–70.

Fallot, E. (1889). *Esquisse géologique du département de la Gironde.* Feuille des jeunes naturalistes, Paris.

Fallot, E. (1892). Quelques observations sur le Crétacé supérieur dans l'intérieur du Bassin d'Aquitaine et ses relations avec les terrains tertiaires. *Bull. Soc. géol. Fr., 3e sér* 20, 350–370.

Filleaudeau, P.-Y. (2012). *Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI.

Floquet, M. (1982). Un modèle de comblement de plate-forme interne carbonatée : Santonien supérieur-Campanien des Chaînes ibériques nord. *Cretaceous Research* 3 (1-2), 69–81.

Flügel, E. (1982). Microfacies Analysis of limestones. *Springer-Verlag*, 1982, 633.

Flügel, E. (2013). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application.* Springer Science & Business Media.

Folk, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin* 43 (1), 1–38.

Fontes, J.C., Stute, M., Schlosser, P., Broecker, W.S. (1993). Aquifers as archives of paleoclimate. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 74 (2), 21–22.

Fontes, J.-C., Garnier, J.-M. (1979). Determination of the initial 14C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research* 15 (2), 399–413.

Gardère, P. (2005). La Formation des Sables Fauves : dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l'Aquitaine (SW France) durant le Néogène. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 98 (2), 201–217.

Gardère, P., Pais, J. (2007). Palynologic data from Aquitaine (SW France) Middle Miocene Sables Fauves Formation: Climatic evolution. *Ciencias da Terra (UNL)* 15, 151–161.

Gascoyne, M., Kotzer, T., 1995. Isotopic methods in hydrogeology and their application to the Underground Research Laboratory, Manitoba, Canada, 109 pp. http://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig_q=RN:27013737.

Gayet, J. (1980). *L'ensemble des environnements oligocènes nord-aquitains : un modèle de plate-forme marine stable à sédimentation carbonatée*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux.

Gély, J.-P., Sztrákos, K. (2000). L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France* (2), 9–66.

Gély, J.-P., Sztràkos, K. (2001). La tectonique pyrénéenne à l'Oligocène : une phase majeure de déformation en compression méconnue du Bassin aquitain (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 332 (8), 507–512.

GEOPAL-SOGREAH consultants, 2005. Recherches de ressources nouvelles pour l'alimentation en eau potable dans les aquifères du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligocène sur le flanc sud de l'anticlinal de Villagrains en Gironde.

Godwin, H. (1962). Half-life of radiocarbon. *Nature* 195 (4845), 984.

Gombert, P. (1998). *Etude des phénomènes de consolidation des aquifères et des désordres associés à l'exploitation des eaux souterraines*. *Essais d'évaluation de l'influence de ces processus dans la région de Bordeaux*. Thèse de Doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Gomez, E., Pédron, N., 2010. Utilisation du Modèle Nord-Aquitain (MONA) pour appuyer la définition des volumes prélevables dans les aquifères profonds du Nord du Bassin aquitain BRGM/RP-57878-FR, 259 pp.

Good, R.J., Mikhail, R.S. (1981). The contact angle in mercury intrusion porosimetry. *Powder technology* 29 (1), 53–62.

Gottis, M., Prud'homme, R., 1963. Propos sur la tectonique vivante : quelques particularités du réseau hydrographique aquitain et leurs relations avec des mouvements tectogénétiques récents. PV V n°9-10. Soc. linn. Bordeaux.

Gourdon-Platel, N., Platel, J.-P., 2012. Grands traits de l'évolution géologique continentale du nord du bassin d'Aquitaine pendant le Cénozoïque - Particularités et richesse des paléoaltérites paléogènes en matières premières (silex et ocres): Excursion AFEQ-ASF 30 mai - 01 juin 2012, 21 pp.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (2012). *The geologic time scale 2012.* Elsevier.

Gutierrez, T., Cabaret, O., Perrin, J., 2016. Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine - Connaissance des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne: Module 4 - Année 5 - Convention 2008-2013 BRGM/RP-64800, 72 pp. Accessed 3 December 2018.

Guyoton, F., 2008a. Recherches de ressources nouvelles pour l'alimentation en eau potable en Gironde - Campagne de sismique réflexion 2007: Profil 1 - Commune de Villagrains, Saint-Magne et Hostens. Géolithe, 36 pp.

Guyoton, F., 2008b. Recherches de ressources nouvelles pour l'alimentation en eau potable en Gironde - Campagne de sismique réflexion 2007: Profil 2 - Communes et Saint-Symphorien et Balizac. Géolithe, 39 pp.

Han, L.-F., Niel Plummer, L., Aggarwal, P. (2014). The curved 14 C vs. δ 13 C relationship in dissolved inorganic carbon: A useful tool for groundwater age- and geochemical interpretations. *Chemical Geology* 387, 111–125.

Healy, R.W., Cook, P.G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10 (1), 91–109.

Herbet, C., Pichon, A., de Grissac, B., Vaucelle, S., Paredes, E. (Eds.) (2009). *Etiages, Sécheresses, Canicules rares et leurs impacts sur les usages de l'eau,* Colloque 193 SHF, Lyon.

Hosteins, L. (1982). *Etude hydrogéologique du réservoir oligocène en Aquitaine occidentale : gestion et conservation de la ressource de cette nappe dans la région de Bordeaux*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux 1.

Housse, B., Maget, P., 1977. Potentiel géothermique du Bassin aquitain, Orléans.

Huneau, F. (2000). *Hydrogeological functioning and palaeogroundwaters of a deep Mediterranean aquifer.
Geochemical and isotopic study of the Miocene basin of Valreas (South-eastern France),* Université d'Avignon.

IGN, 2017. BD ALTI Version 2.0: Les modèles numériques 3D - Description du contenu. Institut national de l'information géographique et forestier. ign.fr.

Imagawa, C., Takeuchi, J., Kawachi, T., Chono, S., Ishida, K. (2013). Statistical analyses and modeling approaches to hydrodynamic characteristics in alluvial aquifer. *Hydrological Processes* 27 (26), 4017–4027.

Ingerson, E., Pearson, F.J. (1964). Estimation of age and rate of motion of groundwater by the 14C-method. *Recent researches in the fields of atmosphere, hydrosphere and nuclear geochemistry*, 263–283.

INSEE (2017). Démographie de la Nouvelle-Aquitaine: Variation annuelle de la densité de population entre 2009 et 2014. https://www.insee.fr/fr/statistiques/2018907#titre-bloc-4. Accessed 3 April 2020.

Insee Aquitaine (2013). Métropole bordelaise : enjeux et perspectives d'un recentrage de la croissance démographique girondine. *Le Quatre pages INSEE Aquitaine*, septembre 2013.

Institut français de l'environnement (Ed.) (2004). *L'état des eaux souterraines en France*. *Aspects quantitatifs et qualitatifs,* Ifen ed.

Jenkins, G.M., Watts, D.G. (1968). Spectral Analysis and its Applications Holden-Day, San Francisco. *Spectral analysis and its application. Holden-Day, San Francisco.*, -.

Jiráková, H., Huneau, F., Celle-Jeanton, H., Hrkal, Z., Le Coustumer, P. (2009). Palaeorecharge conditions of the deep aquifers of the Northern Aquitaine region (France). *Journal of Hydrology* 368 (1-4), 1–16.

Kabanov, P., Anadón, P., Krumbein, W.E. (2008). Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sedimentary Geology* 205 (3-4), 79–99.

Kaplan, G. (1968). Contribution à l'étude de métamorphisme des sédiments paléozoïques du bassin d'Aquitaine. *Bullettin du centre de recherche de Pau*, 1968, 57–68.

Karnay, G., Dubreuilh, J. (1993). Carte géologique de la France à 1/50 000, 875 Saint-Symphorien.

Kessler, H., Mathers, S., Sobisch, H.-G. (2009). The capture and dissemination of integrated 3D geospatial knowledge at the British Geological Survey using GSI3D software and methodology. *Computers & Geosciences* 35 (6), 1311–1321.

Kieken, M. (1973). Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire. *Bulletin de la société géologique de France*.

Koller, M.-M., Pryet, A., de Grissac, B., Dupuy, A., 2018. Etude de l'influence du drainage sur le bilan d'une nappe phératique: Application à la nappe du Plio-Quaternaire sous le massif forestier en Gironde - Approche théorique et modélisation d'un site expérimental.

Labat, C., Larroque, F., Bourillot, R., de Grissac, B., Dupuy, A., Bourbon, P., Platel, J.-P., Saltel, M. (Eds.) (2018). *Impact d'une érosion polyphasée sur l'architecture des corps sédimentaires et les interactions hydrogéologiques : exemple de l'anticlinal de Villagrains-Landiras (Gironde, France),* 26e Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France.

Labat, C., Larroque, F., Dupuy, A., de Grissac, B., Saltel, M. (Eds.) (2019). *Insights from precise geological study to determine hydrosystems interconnections nearby anticlines: the example of the Cenomanian aquifer in South Gironde (France),* EGU General Assembly, Vienna, Austria.

Labat, C., Larroque, F., Grissac, B. de, Dupuy, A., Saltel, M., Bourbon, P. (2021). Influence of an anticline structure on hydrogeological functioning and aquifer interactions in a multilayered aquifer system: the case of Villagrains-Landiras anticline (Gironde, France). *Hydrogeology Journal*, 2021.

Lans, B. (2014). *Genèse des systèmes karstiques de Gironde (Entre-deux-mers et Graves): role de la" fantômisation" et du potentiel hydrodynamique dans les calcaires oligocènes, crétacés et miocènes,* Université Bordeaux Montaigne.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology* 205 (3-4), 217–231.

Larroque, F. (2004). *Gestion globale d'un système aquifère complexe*. *Application à l'ensemble aquifère multicouche médocain*. Thèse de doctorat, Bordeaux.

Le Fanic, R. (2005). *Hydrogéologie d'un système thermal et modélisation couplée hydrodynamique, thermique en vue de la gestion de la ressource*.

Le Treut, H. (Ed.) (2018). *Anticiper les changements climatiques en Nouvelle-Aquitaine*. *Pour agir dans les territoires.* éditions Région Nouvelle-Aquitaine, Lieu de publication inconnu.

Lee, J.-Y., Lee, K.-K. (2000). Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. *Journal of Hydrology* 229 (3-4), 190–201.

Legigan, P., 1979. L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépot résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène-pléistocène centre aquitain Volume 9, 451 pp.

Lloyd, J.W. (1991). P. A. Domenico & F. W. Schwartz 1990. Physical and Chemical Hydrogeology. xxii + 824 pp. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons. Price £53.80 (hard covers), £18.95 (paperback). ISBN 0 471 50744 X; 0 471 52987 7 (pb). *Geological Magazine* 128 (6), 681–682.

Londeix, L. (2010). Paléogéographie du Stampien d'Aquitaine, Langoiran.

Londeix, L., Wever, P. de, Cornée, A. (2014). *Stratotype Aquitanien.* Muséum national d'histoire naturelle.

Lozouet, P. (2012). *Stratotype Stampien.* Muséum national d'Histoire naturelle.

Lucia, F.J. (1995). Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bulletin* 79 (9), 1275–1300.

Luo, P., Machel, H.G. (1995). Pore size and pore throat types in a heterogeneous dolostone reservoir, Devonian Grosmont Formation, Western Canada sedimentary basin. *AAPG Bulletin* 79 (11), 1698–1719.

Ly Than Tong (1969). *Etude géologique et hydrogéologique de la région Sud de Bordeaux (Saucats-Villagrains),* Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Malcuit, E. (2012). *Origine de la minéralisation des eaux dans un aquifère multicouche profond : exemple de la "zone minéralisée de l'Entre-Deux-Mers" (Bassin Aquitain, France)*. Thèse de Doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Mangin, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques,* Université de Dijon.

Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology* 67 (1-4), 25–43.

Marty, N. (2006). *Modélisation couplée (transport-réaction) des interactions fluides-argiles et leurs effets en retour sur les propriétés physiques de barrières ouvragées en bentonite*. Thèse de Doctorat.

Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., d. Valdes, Ogier, S. (2006). Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology* 329 (1-2), 244–257.

Mauroux, B., Danneville, L., 1996. Outil de gestion des systèmes aquifères du Sud du bassin Adour-Garonne: Phase préliminaire : inventaire des prélèvements BRGM/RR-38871-FR.

Mazor, E., Nativ, R. (1992). Hydraulic calculation of groundwater flow velocity and age: examination of the basic premises. *Journal of Hydrology* 138 (1-2), 211–222.

Millot, R., Petelet-Giraud, E., Guerrot, C., Négrel, P. (2010). Multi-isotopic composition (δ7Li–δ11B–δD–δ18O) of rainwaters in France: Origin and spatio-temporal characterization. *Applied Geochemistry* 25 (10), 1510–1524.

Misstear, B.D.R., Brown, L., Johnston, P.M. (2009). Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches. *Hydrogeology Journal* 17 (3), 693–706.

Moisson, M., 2019. Prévisions du débit des sources exploitées pour l'alimentation en eau potable de Bordeaux Métropole: Mémoire de fin de cursus ingénieur. Suez.

Mook, W.G. (1980). Carbon-14 in hydrogeological studies. In: Mook, W.G. (Ed.) *Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 1*.

Moon, S.-K., Woo, N.C., Lee, K.S. (2004). Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. *Journal of Hydrology* 292 (1-4), 198–209.

Moreau, P. (1996). Analyse de la transgression cénomanienne sur la bordure nord-occidentale du Bassin de l'Aquitaine. *Géologie de la France*, 1996.

Moullade, M., Peybernes, B., Rey, J., Saint-Marc, P. (1985). Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous Mesogean orbitolinids (Foraminiferida). *The Journal of Foraminiferal Research* 15 (3), 149–158.

Nimmo, J.R., Horowitz, C., Mitchell, L. (2015). Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Ground water* 53 (2), 282–292.

Nimmo, J.R., Perkins, K.S. (2018). Episodic Master Recession Evaluation of Groundwater and Streamflow Hydrographs for Water-Resource Estimation. *Vadose Zone Journal* 17 (1), 0.

Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M. (2016). *A concise geologic time scale: 2016.* Elsevier.

Olivet, J.L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 20 (1), 131–195.

Olivo, C. (1966). *Etude hydrogéologique du bassin versant du Ciron (rive gauche, moyenne et basse vallée)*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux.

Ortega, C., Lasseur, E., Guillocheau, F., Serrano, O. (2017). Evolution of sedimentary architecture in retro-foreland basin: Aquitaine basin example from Paleocene to lower Eocene. In: *European Geosciences Union General Assembly 2017*, vienne, Austria.

Ortiz, A. (2019). *Géométries et bilan érosion-sédimentation d'un rétro-bassin d'avant-pays durant son évolution finie-orogénique et post-orogénique : le cas du système*

Pyrénées/bassin d'Aquitaine/golfe de Gascogne de 38 à 0 Ma. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1.

Palmer, P.C., Gannett, M.W., Hinkle, S.R. (2007). Isotopic characterization of three groundwater recharge sources and inferences for selected aquifers in the upper Klamath Basin of Oregon and California, USA. *Journal of Hydrology* 336 (1-2), 17–29.

Papy, L. (1945). Les rides anticlinales d'entre Garonne et Pyrénées. *Annales de Géographie* 54 (296), 309–311.

Parize, O., Mulder, T., Cahuzac, B., fiet, N., Londeix, L., Rubino, J.-L. (2008). Sedimentology and sequence stratigraphy of Aquitanian and Burdigalian stratotypes in the Bordeaux area (southwestern France). http://www.academia.edu/19651844/Sedimentology_and_sequence_stratigraphy_of_Aquitanian_and_Burdigalian_stratotypes_in_the_Bordeaux_area_southwestern_France_. Accessed 13 June 2018.

Pédron, N., Platel, J.P., Dubreuilh, J., Mauroux, B., 2002. Aspects géologiques et hydrogéologiques des connaaissances sur les systèmes aquifères mio-plio-quaternaires des Landes de Gascogne Note BRGM 02 AQI 17.

Pérès, J.M. (1961). *Océanographie biologique et biologie marine.* Presses universitaires de France.

Pérès, J.-M., Picard, J. (1959). *Manuel de bionomie benthique de la Mediterranée.* Imprimerie Louis-Jean.

Platel, J.P. (1992a). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Belin (850). *Orléans: BRGM* 1.

Platel, J.P. (1992b). *Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000) - Feuille de Belin (850).* BRGM.

Platel, J.P. (1996). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 4, 33–58.

Platel, J.P. (Ed.) (2008). *Synthèse géologique et potentialités aquifères du Plio-Quaternaires des Landes de Gascogne et du Médoc en relation avec les SAGE*. *Gestion des Eaux Souterraines en Région Aquitaine - 2002-2006*.

Platel, J.P., Dubreuilh, J. (1991). Carte géologique de la France à 1/50 000, 874 Parentis-en-Born.

Platel, J.P., Saltel, M., Pédron, N., 2009. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine, Caractérisation de la crête piézométrique de l'Eocène au sud de l'Estuaire de la Gironde: Module 2 année 1 - Convention 2008-2013. Finalisation de la modélisation hydrodynamique - Suivi du réseau de surveillance PZEM BRGM/RP-57808-FR. http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-57808-FR.pdf.

Platel, J.P., Schnebelen, N., Le Nindre, Y., Sourisseau, B., 2000a. Gestion des eaux souterraines en Aquitaine - Année 4 - Opération sectorielle - Protection de la nappe de l'Oligocène en région Bordelaise: Synthèse des connaissances géologiques. Etat des connaissances hydrogéologiques BRGM/RP-50468-FR, 81 pp.

Platel, J.P., Serrano, O., 2008. Structuration des formations du Tertiaire et du Crétacé dans le Sud-Gironde (Villagrains - Saint-Magne) après retraitement et interprétation sismique de profils de sismique-réflexion ancienne BRGM/RP-56962-FR.

Platel, J.-P. (1987). *Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine : stratigraphie et évolution géodynamique*. Thèse Doctorat d'Etat es-Sciences, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Platel, J.-P., Astruc, J.-G., Bruxelles, L., 2008. La couverture crétacée, son extension, sa transformation et son ablation. Environnements de dépôts et paléogéographie. Journées AFK/AGSO/CFH. Excursions en Quercy–Livret-Guide, 149–158.

Platel, J.-P., Schnebelen, N., Le Nindre, Y., Sourisseau, B., 2000b. Gestion des eaux souterraines en Aquitaine - Année 4 - Etude sectorielle - Protection de la nappe de l'Oligocène en région bordelaise: Synthèse des connaissances géologiques. Etat des connaissances hydrogéologiques BRGM/RP-50468-FR, 81 pp.

Plummer, L.N., Glynn, P.D. (2013). Radiocarbon Dating in groundwater systems. Chapter 4. *Isotope methods for dating old groundwater: Vienna. International Atomic*.

Plummer, L.N., Prestemon, E.C., Parkhurst, D.L. (1994). An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path, version 2.0. *Water-Resources Investigations Report* 94, 4169.

Pratviel, L. (1972a). *Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire Ouest aquitain pendant l'Oligocène*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1.

Pratviel, L. (1972b). *Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire ouest-aquitain pendant l'Oligocène.* Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine.

Pressouyre, F. (1951). Sur le prolongement de la ride de Villagrains-Landiras vers l'est. *Bulletin de la société géologique de France* 6 (1-3), 93–100.

Quinif, Y., Baele, J.-M., Dubois, C., HAVRON, C., Kaufmann, O., Vergari, A. (2014). Fantômisation: un nouveau paradigme entre la théorie des deux phases de Davis et la théorie de la biorhexistasie d'Erhart. *Geologica Belgica*.

Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47 (1), 92–107.

R Core Team (2013). R : a language and environment for statistical computing. http://www.R-project.org/. Accessed 8 December 2019.

Reading, H.G. (2009). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy.* John Wiley & Sons.

Reading, H.G., Levell, B.K. (1996). Controls on the sedimentary rock record. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 5–36.

Robles-Salcedo, R., Vicedo, V., Caus, E. (2018). Latest Campanian and Maastrichtian Siderolitidae (larger benthic foraminifera) from the Pyrenees (S France and NE Spain). *Cretaceous Research* 81, 64–85.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records* 78, 1–36.

Saltel, M. (2008). *Impact de structures géologiques sur l'alimentation de systèmes aquifères profonds*. *Fonctionnement hydrogéologique des antiformes du sud de Bordeaux*. Thèse de Doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

Saltel, M., Faucher, A., Bourgine, B., 2012. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes: Module 1 - Année 3 BRGM/RP-61614-FR, 130 pp.

Saltel, M., Pedron, N., Platel, J.P., Corbier, B., Bourgine, B., 2010. Atlas des zones à risque du SAGE Nappes Profondes de Gironde - Phase 2- Problématique du dénoyage de l'Oligocène au Sud de l'agglomération bordelaise BRGM/RP-59959-FR, 150 pp.

Saltel, M., Pédron, N., Platel, J.P., Bourgine, B., Gutierrez, T., 2011. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine: Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes - Module 1 - Année 2 BRGM/RP-59959-FR, 150 pp.

Saltel, M., Rebeix, R., Thomas, B., Franceschi, M., Lavielle, B., Bertran, P. (2019). Paleoclimate variations and impact on groundwater recharge in multi-layer aquifer systems using a multi-tracer approach (northern Aquitaine basin, France). *Hydrogeology Journal* 35 (9), 2779.

Saltel, M., Wuilleumier, A., Cabaret, O., 2016. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes: Module 1 - Année 5 - convention 2008-2013. Rapport final BRGM/RP-65039-FR, 167 pp.

Sanjuan, J., Martín Closas, C. (2016). Bioestratigrafía de carofitas del Eoceno superior y Oligoceno inferior de la Cuenca del Ebro oriental.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10 (1), 18–39.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M. (1998). Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la société géologique de France* 169 (2), 281–299.

Serrano, O. (2001). *Le Crétacé supérieur - Paléogène du basin compressif nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) - Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique,* Université de Rennes 1.

Serrano, O., Delmas, J., Vially, R., Herbin, J.-P., Houel, P., Tourlière, B. (2006). *Le bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier.* Edition BRGM.

Serrano, O., Saltel, M., 2012. Note Technique sur les données sismiques retraitées sur le secteur de Villagrains - Saint-Magne BRGM/RP-61350-FR, 12 pp.

Singh, K.P., Stall, J.B. (1971). Derivation of base flow recession curves and parameters. *Water Resources Research* 7 (2), 292–303.

Singo, A. (1981). *Les ressources en eau de la nappe des calcaires oligocènes dans la région sud de Bordeaux en rive gauche de la Garonne*. Thèse de Doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3.

SMEGREG EPTB, 2010. SAGE Nappes Profondes: Diagnostic. https://www.smegreg.org/le-sage/le-sage-telechargeable.html. Accessed 3 December 2019.

SMEGREG EPTB, 2017. SAGE Nappes profondes de Gironde, Substitutions de ressources (Dispositions 14), Projet de "Champ captant des Landes du Médoc": Schéma opérationnel de substitution. https://www.smegreg.org/le-smegreg/etudes/file/1019-schema-operationnel-de-substitution.html. Accessed 25 February 2020.

SMEGREG EPTB, 2019a. Actualisation 2019 des besoins de substitution: actualisation présentée à la CLE le 2 décembre 2019.

SMEGREG EPTB, 2019b. Tableau de bord du SAGE Nappes profondes de Gironde: N°8 Données connues à juin 2018.

Szöts, E., Malmoustier, G., Magné, J. (1964). Observations sur le passage Oligocène-Miocène en Aquitaine et sur les zones de foraminifères planctoniques de l'Oligocène. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris* 28, 433–454.

Sztrákos, K., Steurbaut, E. (2017a). Révision lithostratigraphique et biostratigraphique de l'Oligocène d'Aquitaine occidentale (France). *Geodiversitas* 39 (4), 741–781.

Sztrákos, K., Steurbaut, E. (2017b). Révision lithostratigraphique et biostratigraphique de l'Oligocène d'Aquitaine occidentale (France). *Geodiversitas* 39 (4), 741–781.

Tamers, M.A. (1975). Validity of radiocarbon dates on ground water. *Geophysical surveys* 2 (2), 217–239.

Texier, J.P., Bertran, P. (1993). Données Nouvelles sur la Présence d'un Pergélisol en Aquitaine au cours des Dernières Glaciations. *Permafrost and Periglacial Processes* 4 (3), 183–198.

Toth, J. (1995). Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal* 3 (4), 4–16.

Tournouër, R. (1862). *Note stratigraphique et paléontologique sur les faluns du département de la Gironde.* impr. L. Martinet.

Veillon, M. (1961). Stratigraphie de l'Eocène inférieur dans le Sud du Bordelais. *CR somm. Soc. géol. Fr*, 268–270.

Veillon, M. (Ed.) (1962). *Les zones de Foraminifères du Paléogène nord-aquitain et leur valeur stratigraphique*.

Vicedo, V., Calonge, A., Caus, E. (2011). Cenomanian Rhapydioninids (foraminiferida): architecture of the shell and stratigraphy. *The Journal of Foraminiferal Research* 41 (1), 41–52.

Vigneaux, M. (1950). Observations stratigraphiques sur la couverture tertiaire du dôme de Villagrains-Landiras (Gironde). *Société géologique de France*, 317–322.

Vigneaux, M. (1953a). L'anticlinal de Villagrains-Landiras (Gironde).

Vigneaux, M. (1953b). L'anticlinal de Villagrains-Landiras (Gironde).

Vigneaux, M. (1956). La ride de Villagrains-Landiras et son influence géomorphologique. *PV Soc. Sci. phys. Nat. Bordeaux*.

Vigneaux, M. (1975). *Aquitaine occidentale.* Guides Géologiques Régionaux.

Vincent, B. (2001). *Sédimentologie et géochimie de la diagénèse des carbonates : application au Malm de la Bordure Est du Bassin de Paris*. Thèse de Doctorat, Université de Dijon.

Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H. (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews* 104 (1-3), 111–142.

Warren, J. (2000). Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews* 52 (1-3), 1–81.

Washbburn, E. (1921). The dynamics of capillary flow. *Physical review* 17 (3), 273.

Wassenaar, L., Aravena, R., Hendry, J., Fritz, P. (1991). Radiocarbon in Dissolved Organic Carbon, A Possible Groundwater Dating Method: Case Studies From Western Canada. *Water Resources Research* 27 (8), 1975–1986.

Webster, R., Oliver, M.A. (2007). *Geostatistics for environmental scientists,* 2e éd ed. Wiley, Chichester (GB).

Wendland, E., Gomes, L.H., Troeger, U. (2015). Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 87 (2), 595–609.

Weninger, B., Joris, O. (2004). Glacial radiocarbon age calibration: the CalPal program. *Oxford University School of Archaeology Monograph* 62, 9.

White, I.D., Mottershead, D.N., Harrison, S.J. (1992). The ecosystem. In: *Environmental Systems*. Springer, pp. 388–416.

Winnock, E. (1974). Le bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 1, 259–293.

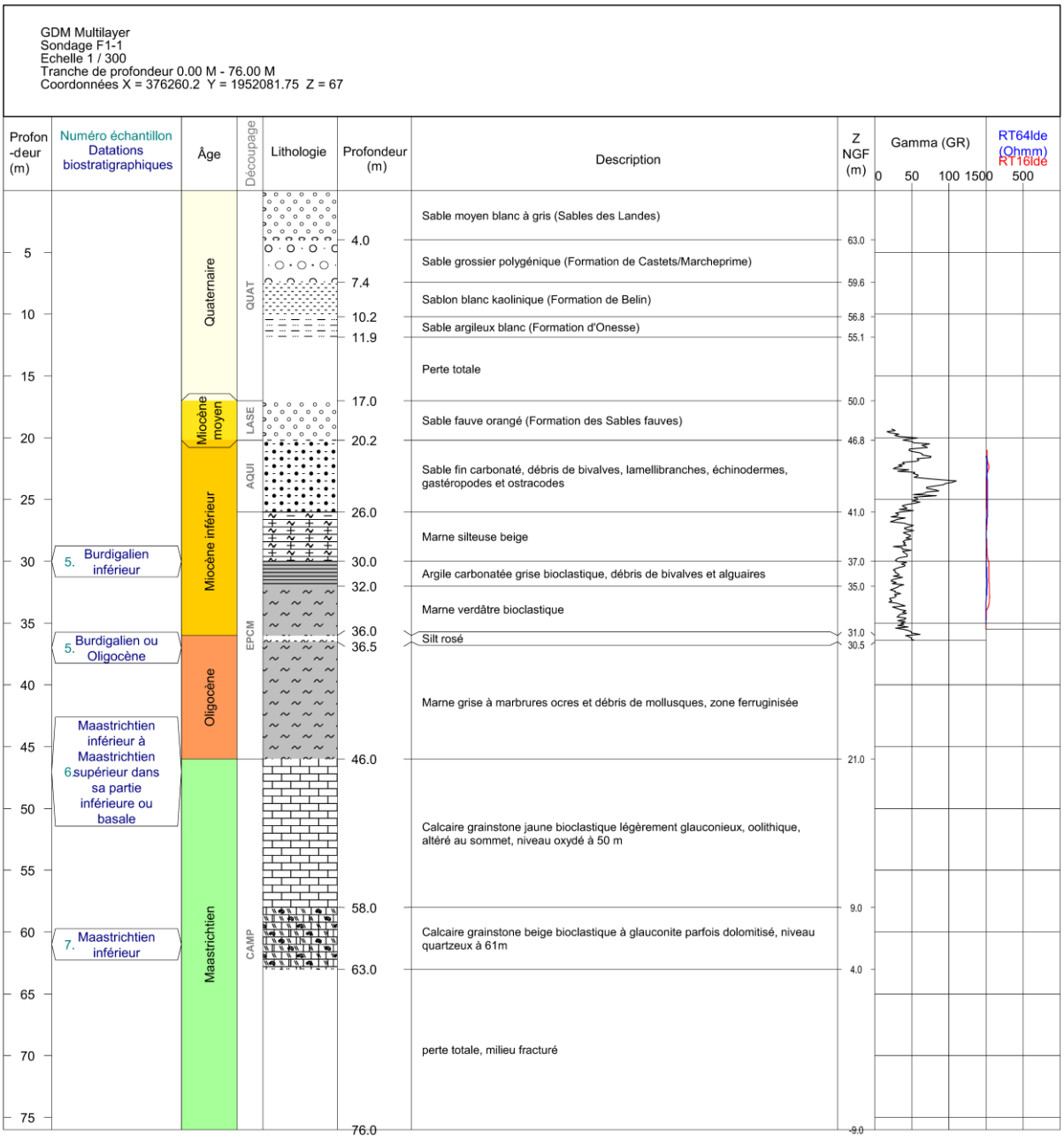
Xi, X. (2014). A Review of Water Isotopes in Atmospheric General Circulation Models: Recent Advances and Future Prospects. *International Journal of Atmospheric Sciences* 2014 (8), 1–16.

Annexes

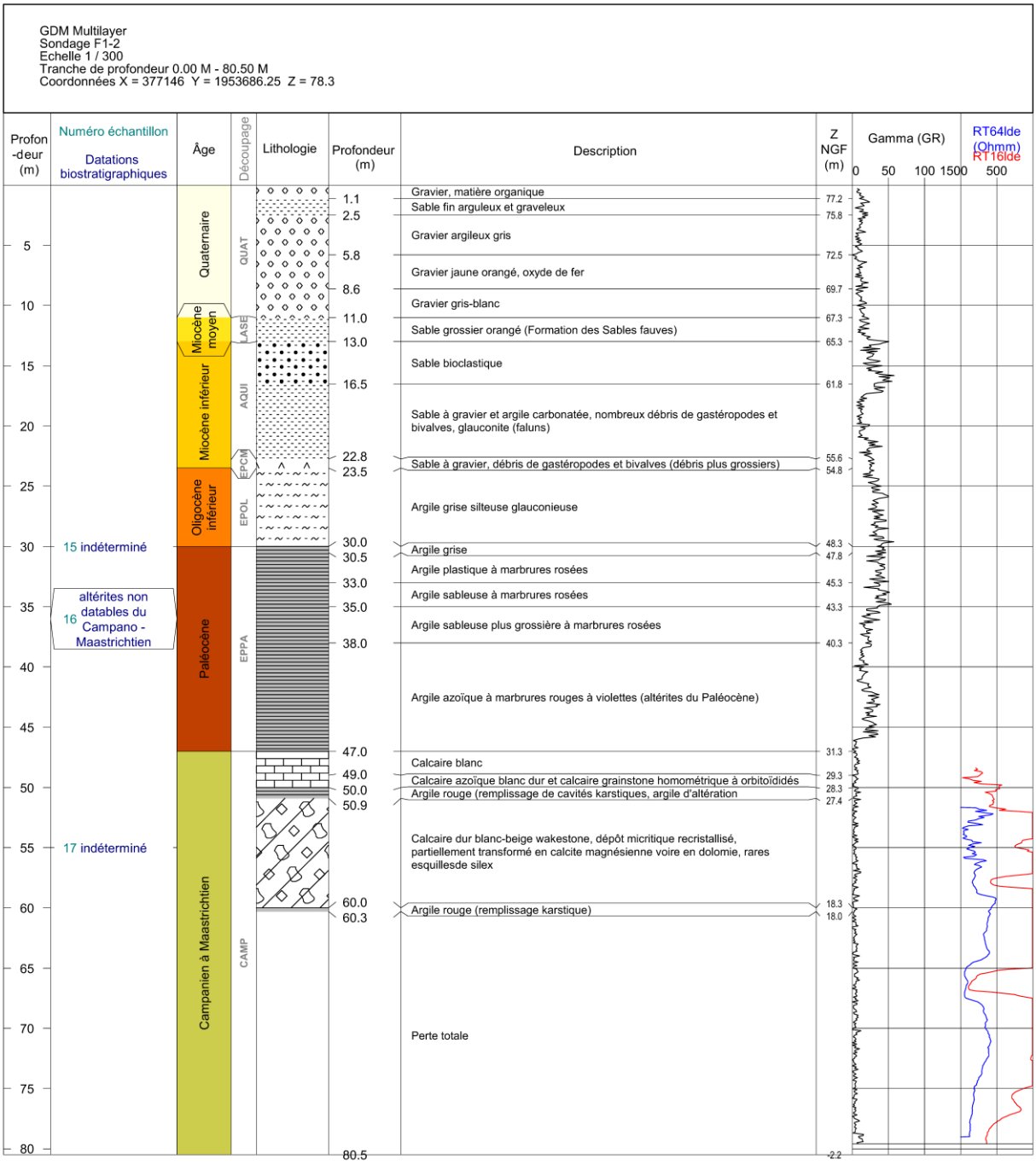
A.

Annexe A

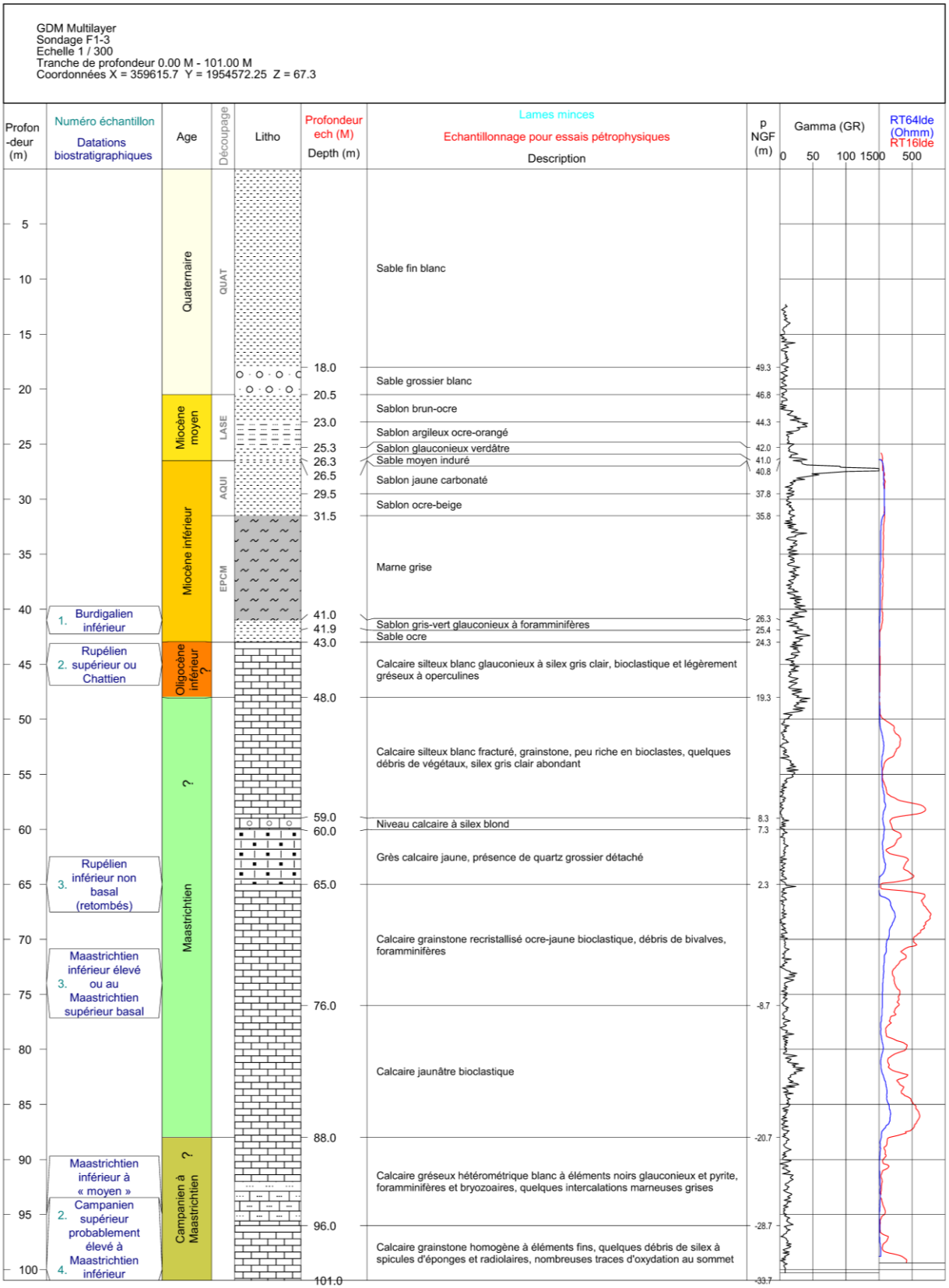
Coupes lithologiques et stratigraphiques des sondages de reconnaissance géologique réalisés



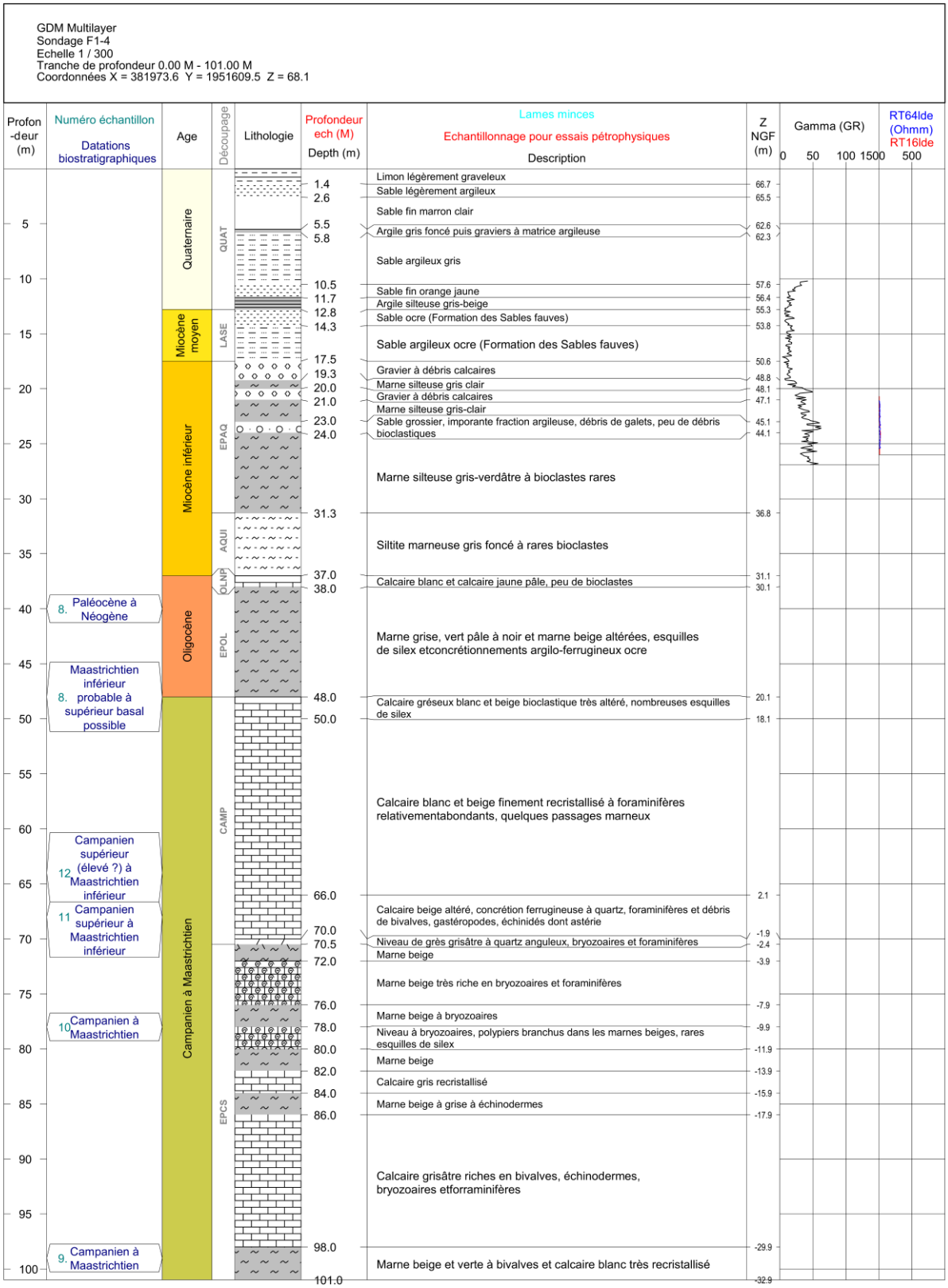
Annexe A-1 : coupe lithologique du sondage F1-1 à Landiras



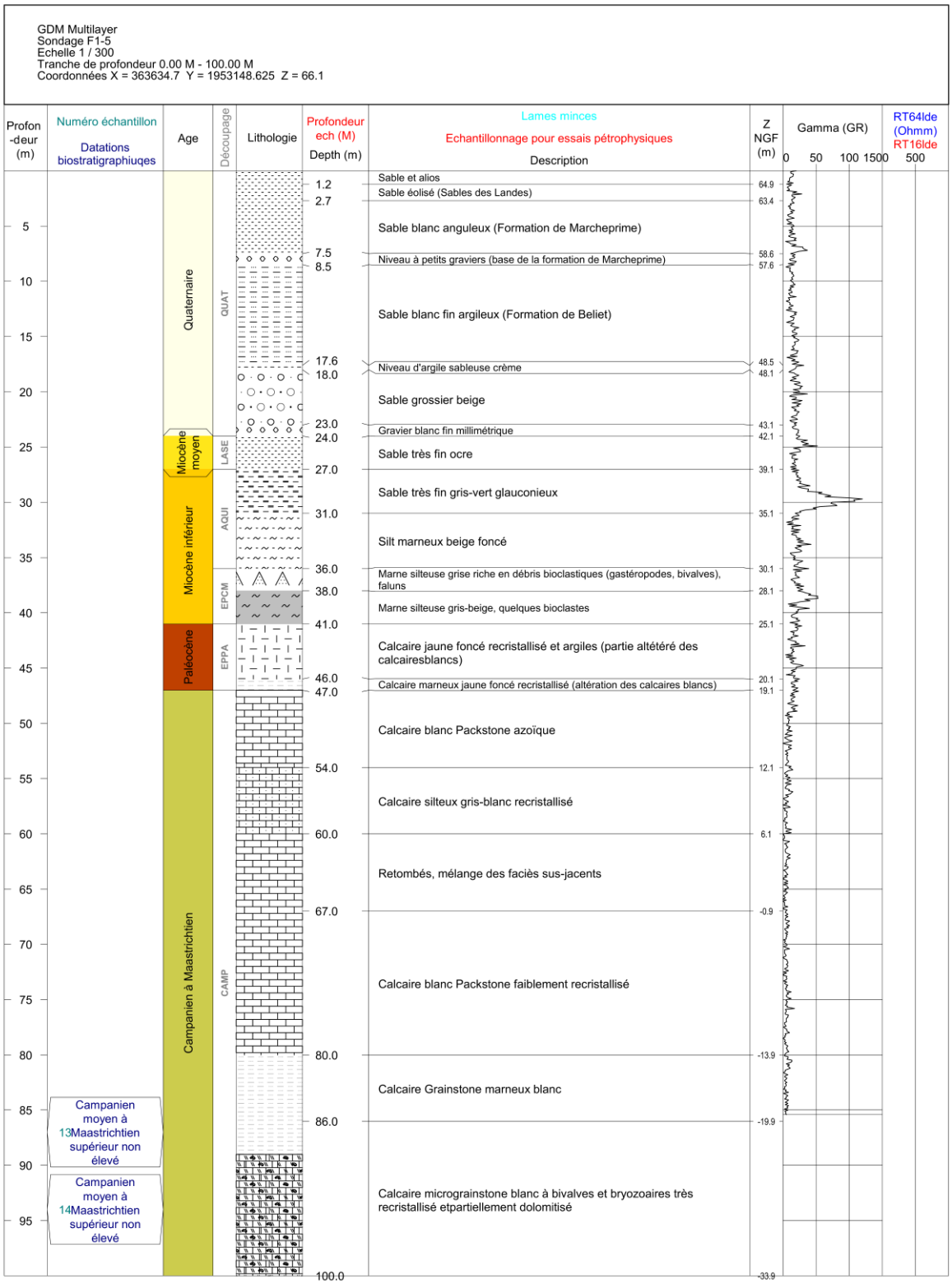
Annexe A-2 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F1-2 à Landiras



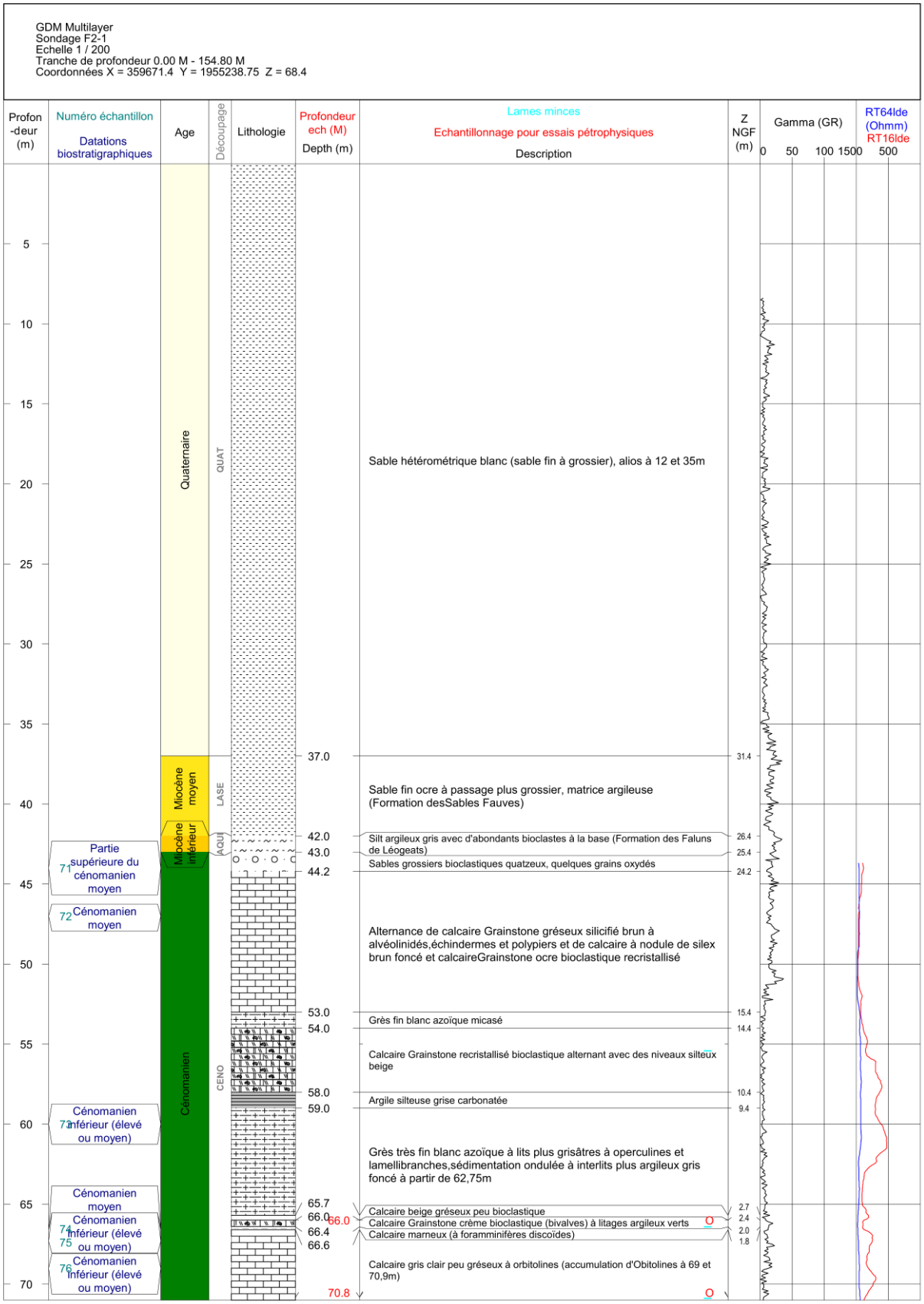
Annexe A-3 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F1-3 à Saint-Magne



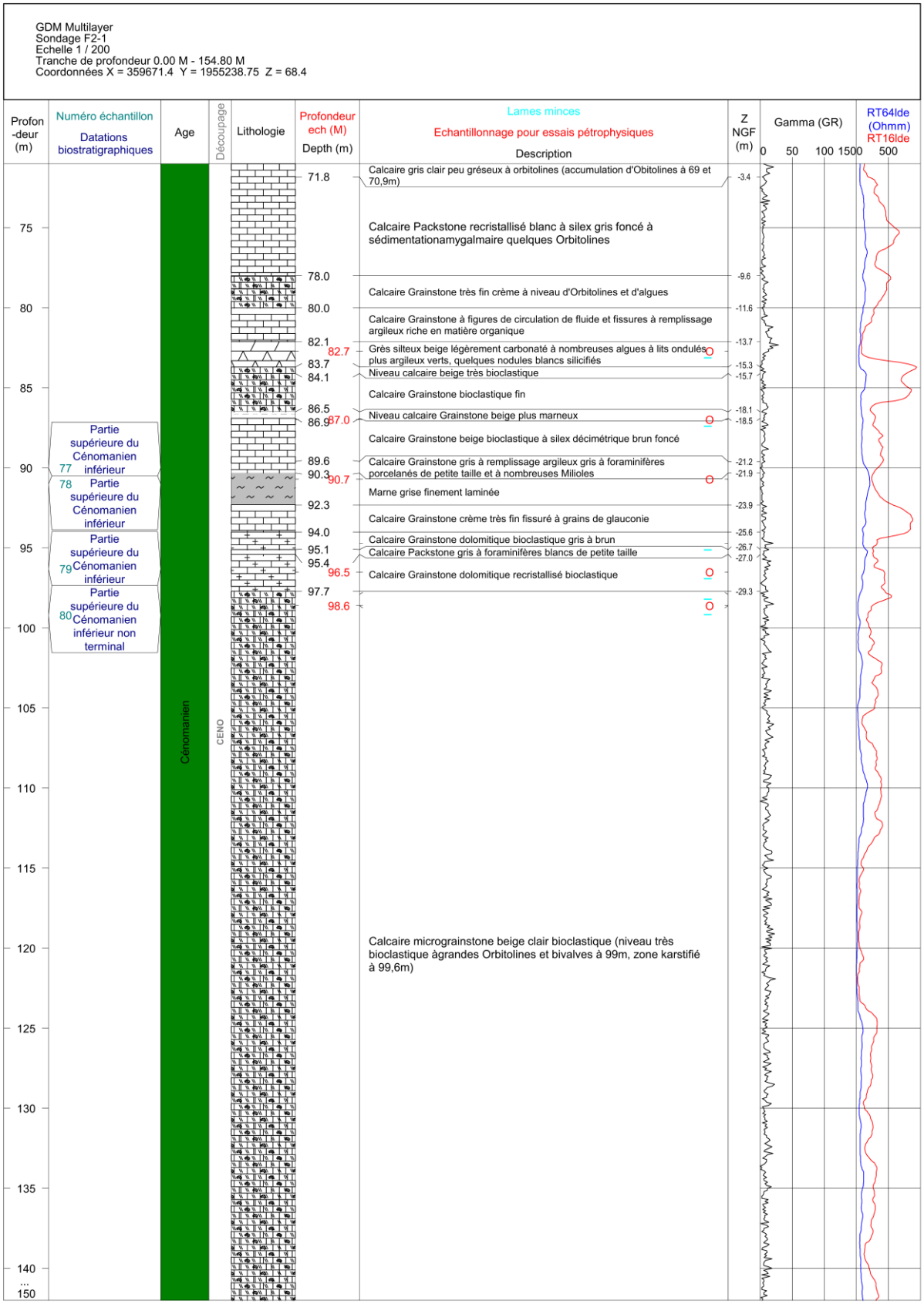
Annexe A-4 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F1-4 à Budos



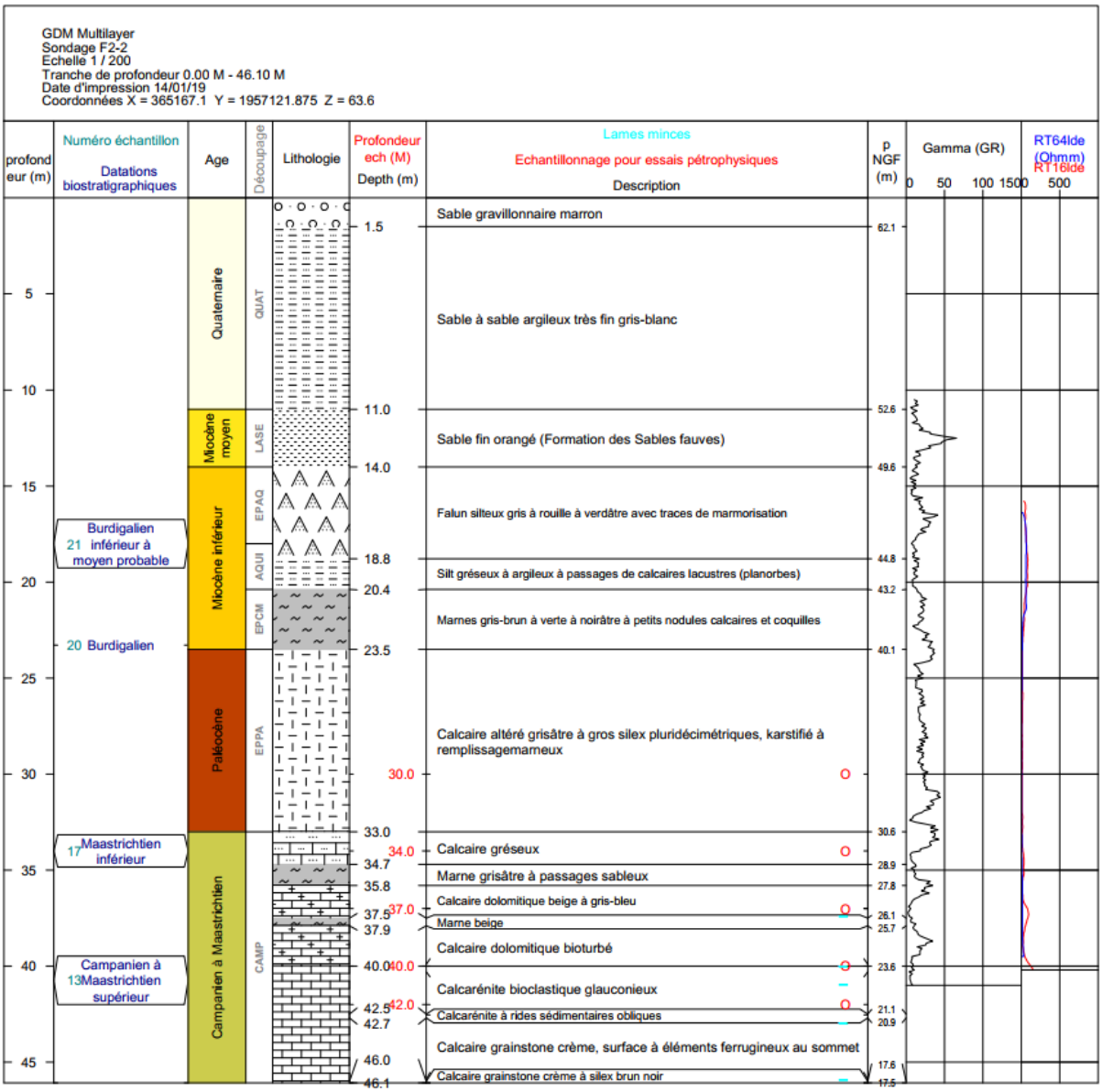
Annexe A-5 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F1-5 à Saint-Magne



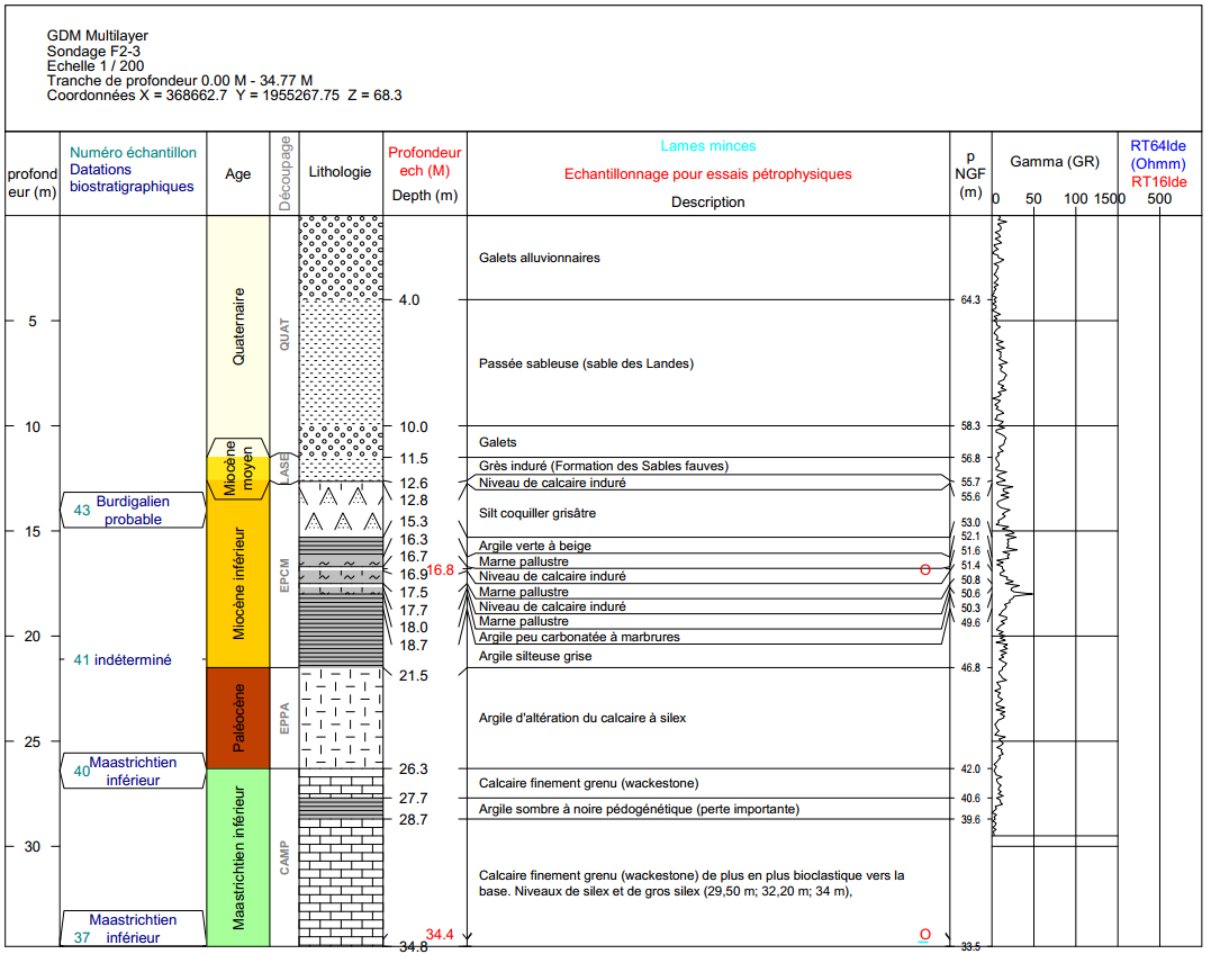
Annexe A-6 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-1 à Saint-Magne



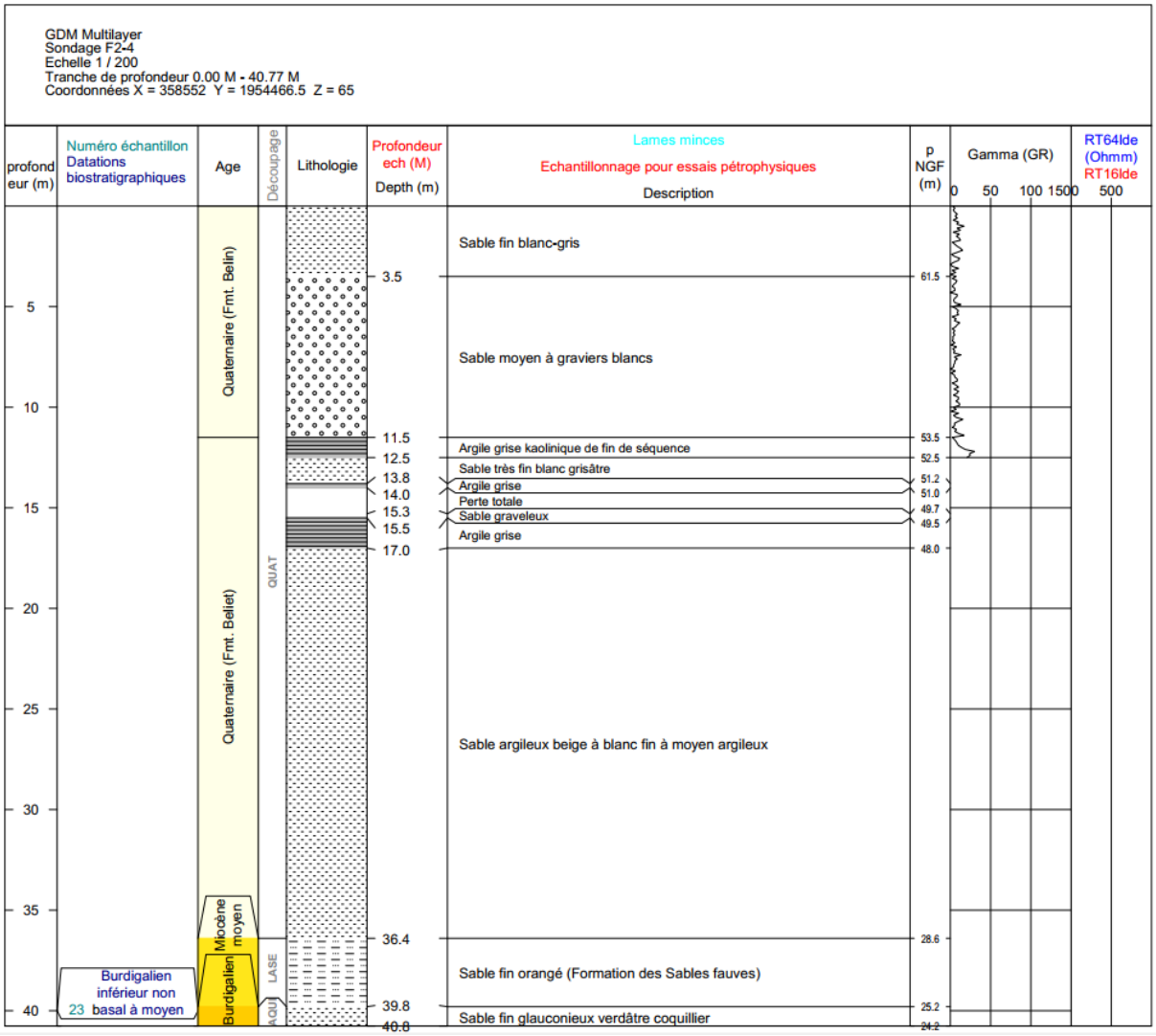
Annexe A-7 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-1 à Saint-Magne (2ème partie)



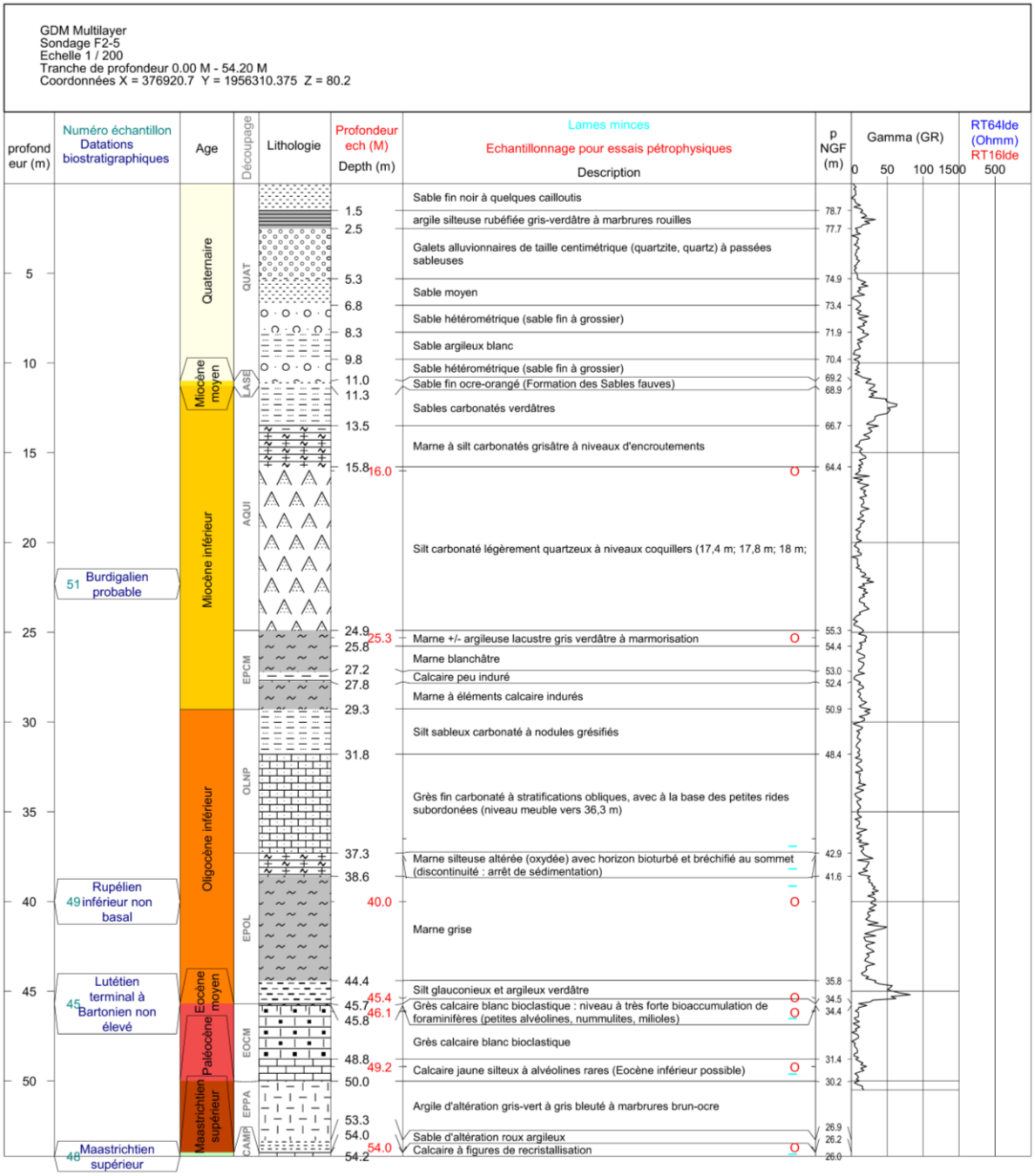
Annexe A-8 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-2 à Saint-Magne



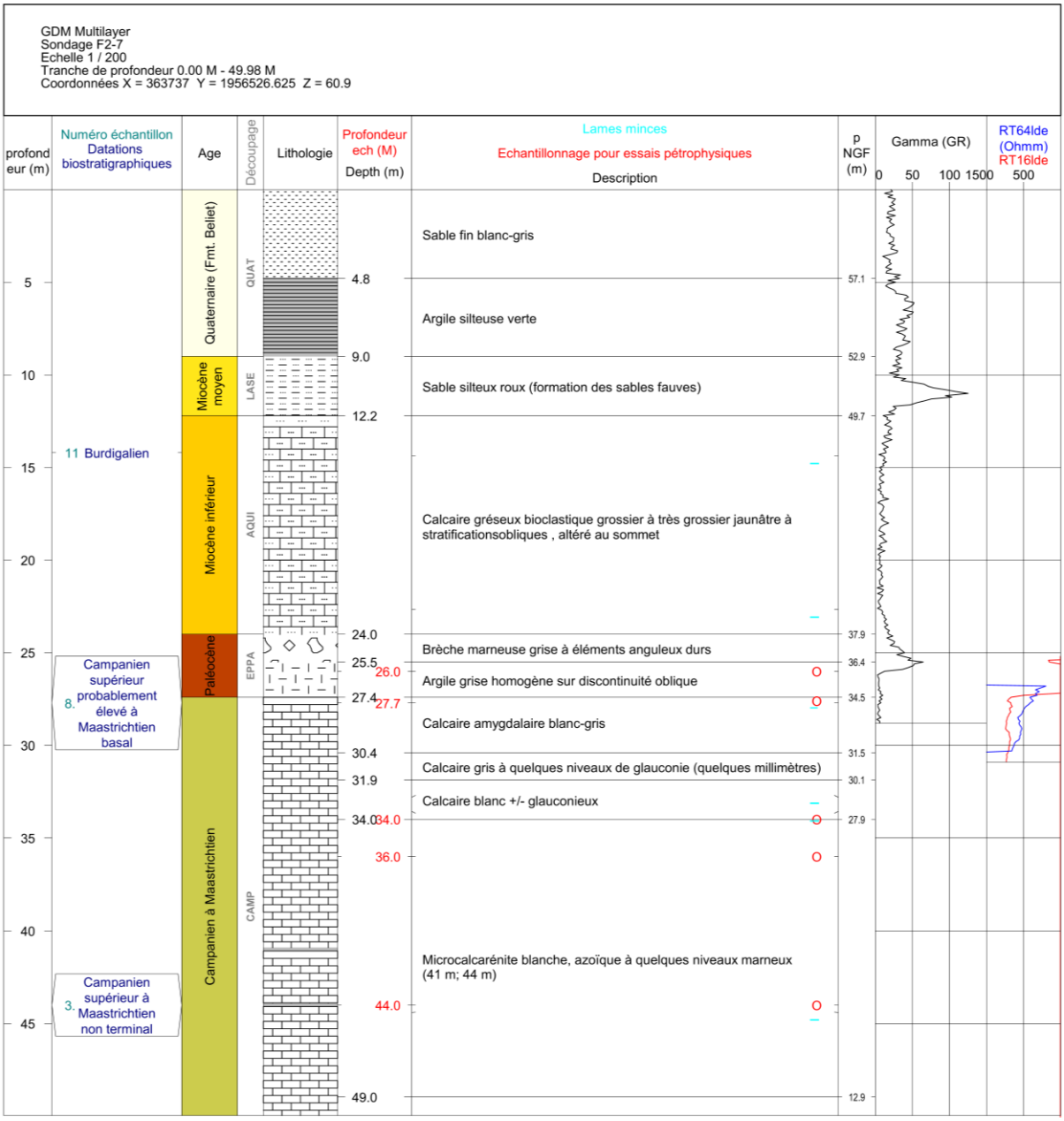
Annexe A-9 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-3 à Cabanac-et Villagrains



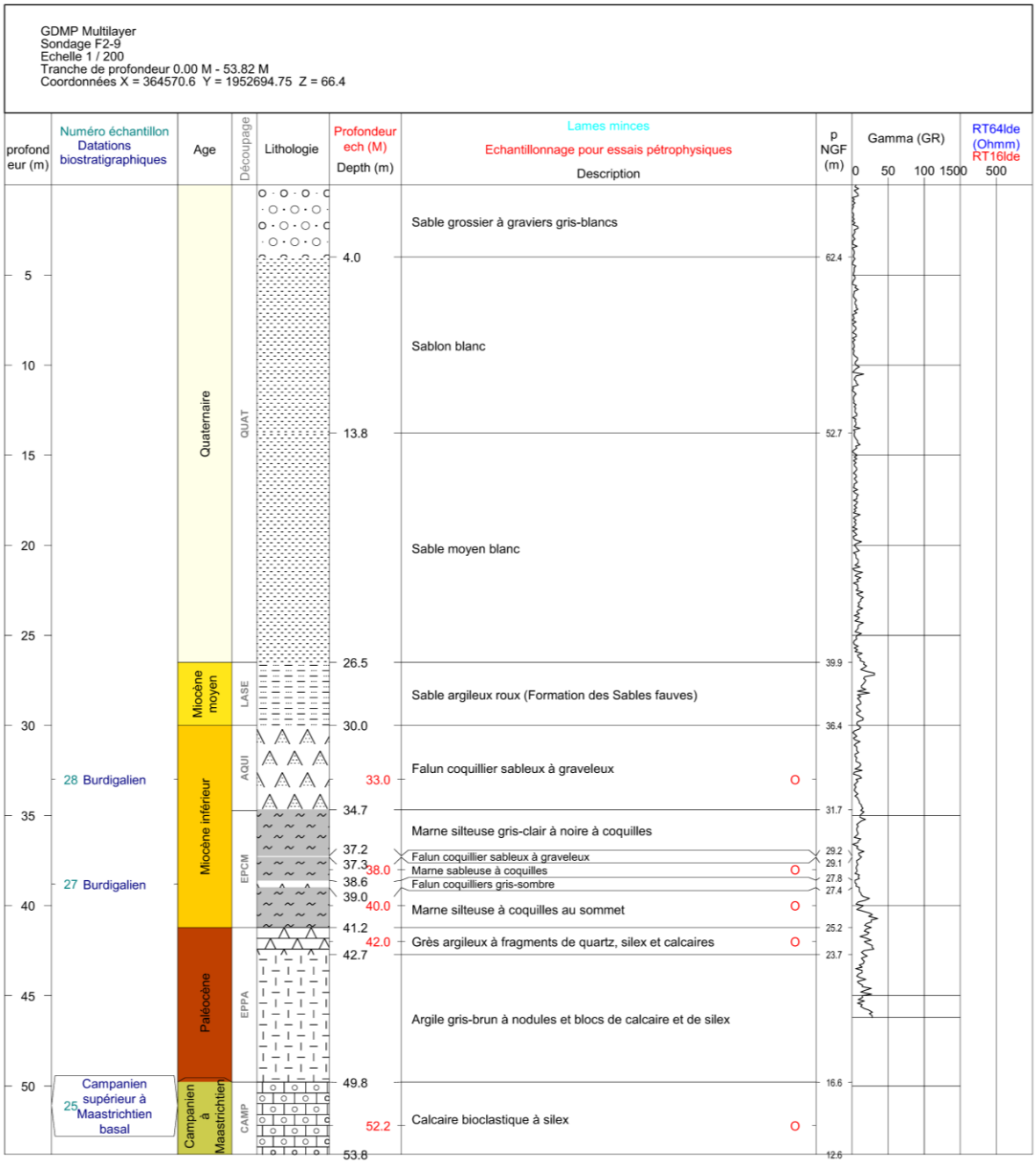
Annexe A-10 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-4 à Saint-Magne



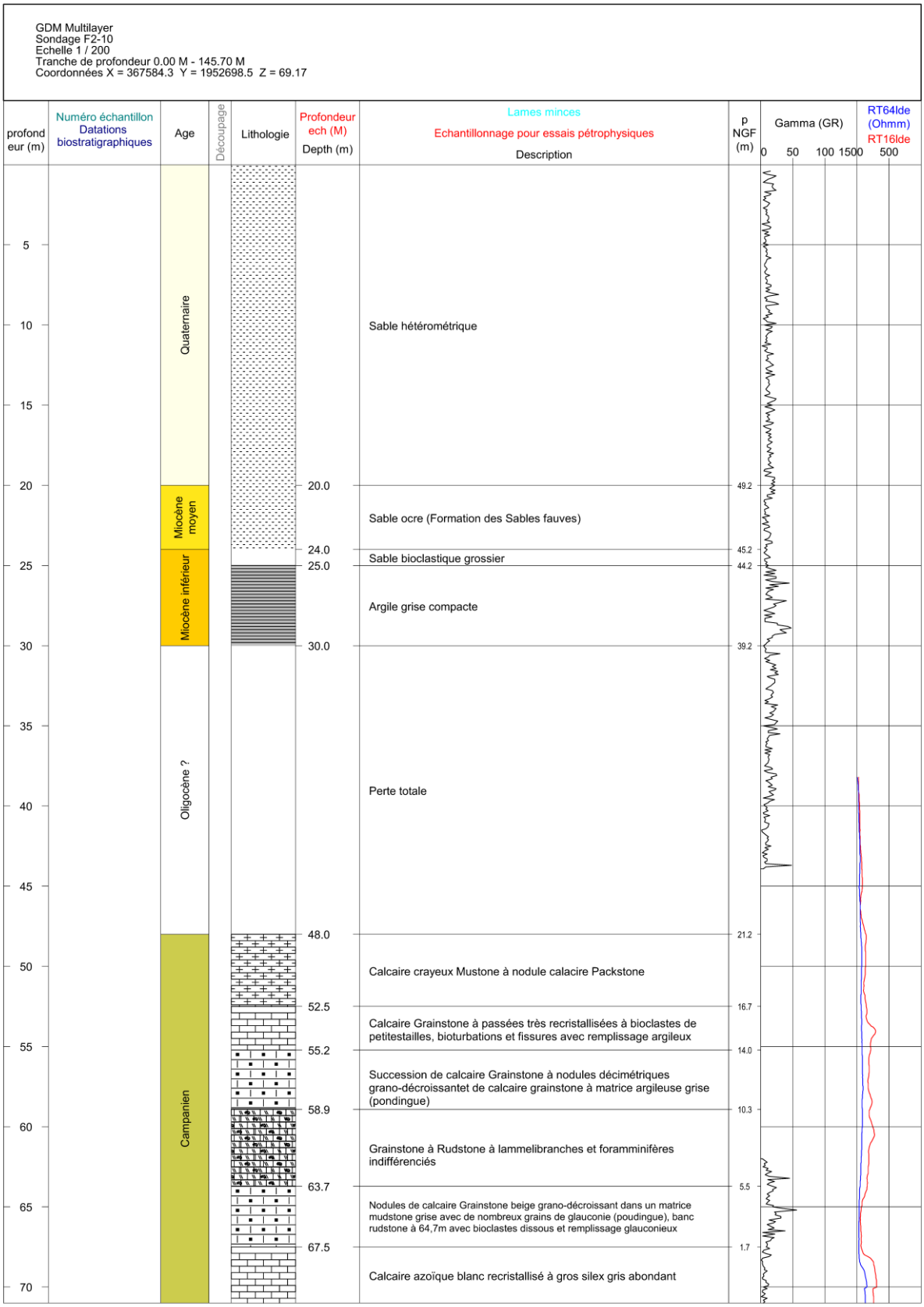
Annexe A-11 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-5 à Landiras



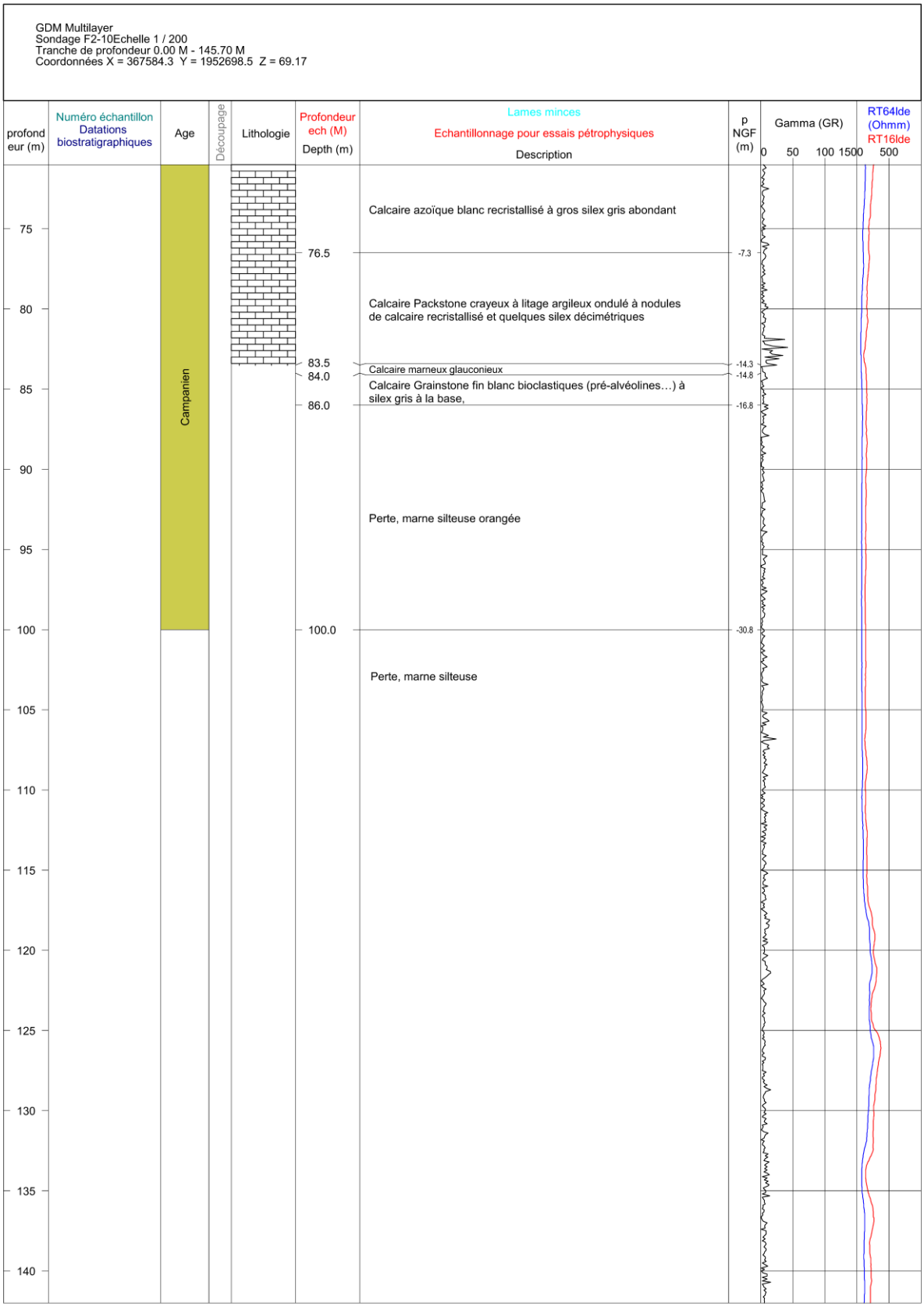
Annexe A-12 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-7 à Saint-Magne



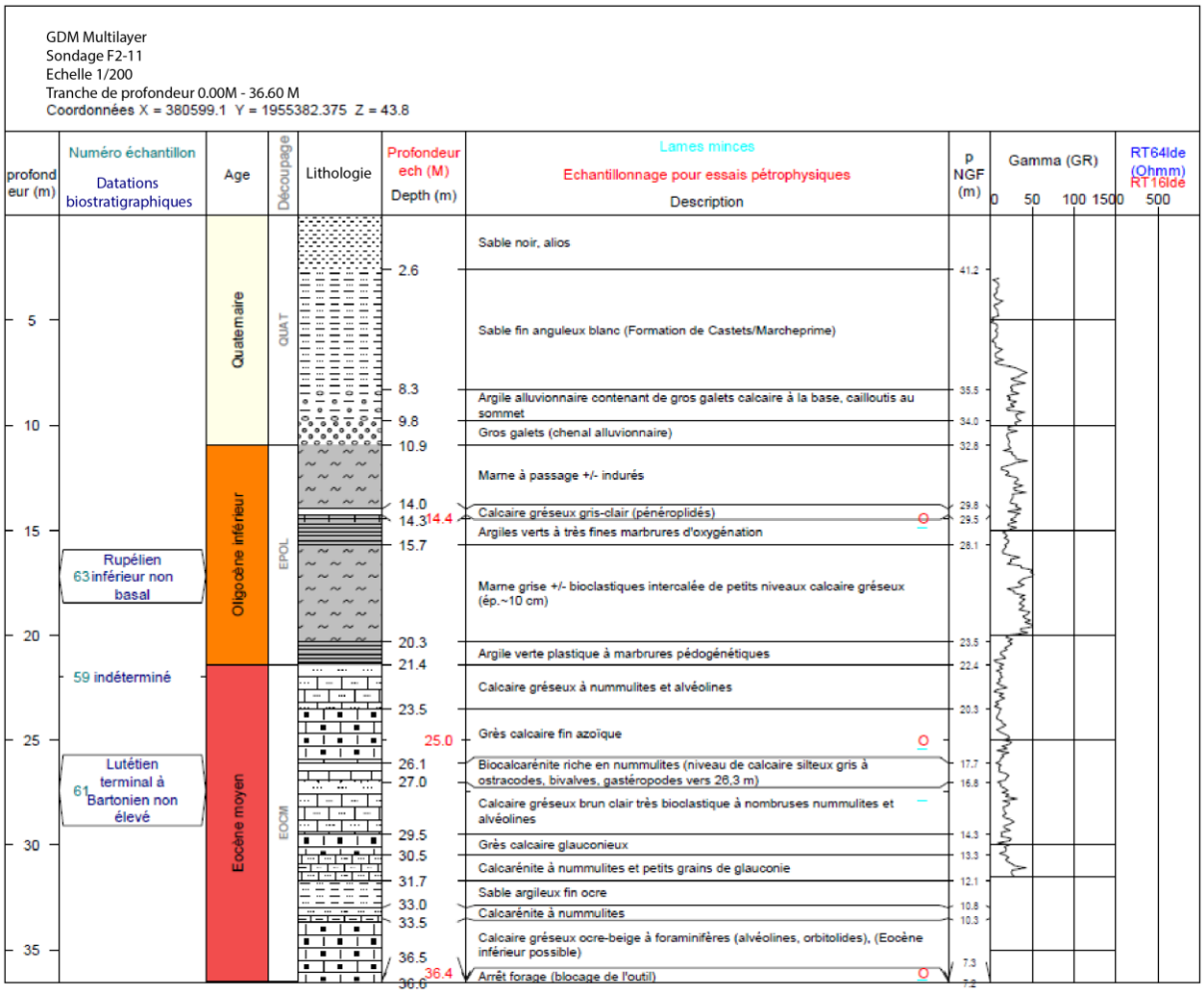
Annexe A-13 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-9 à Saint-Magne



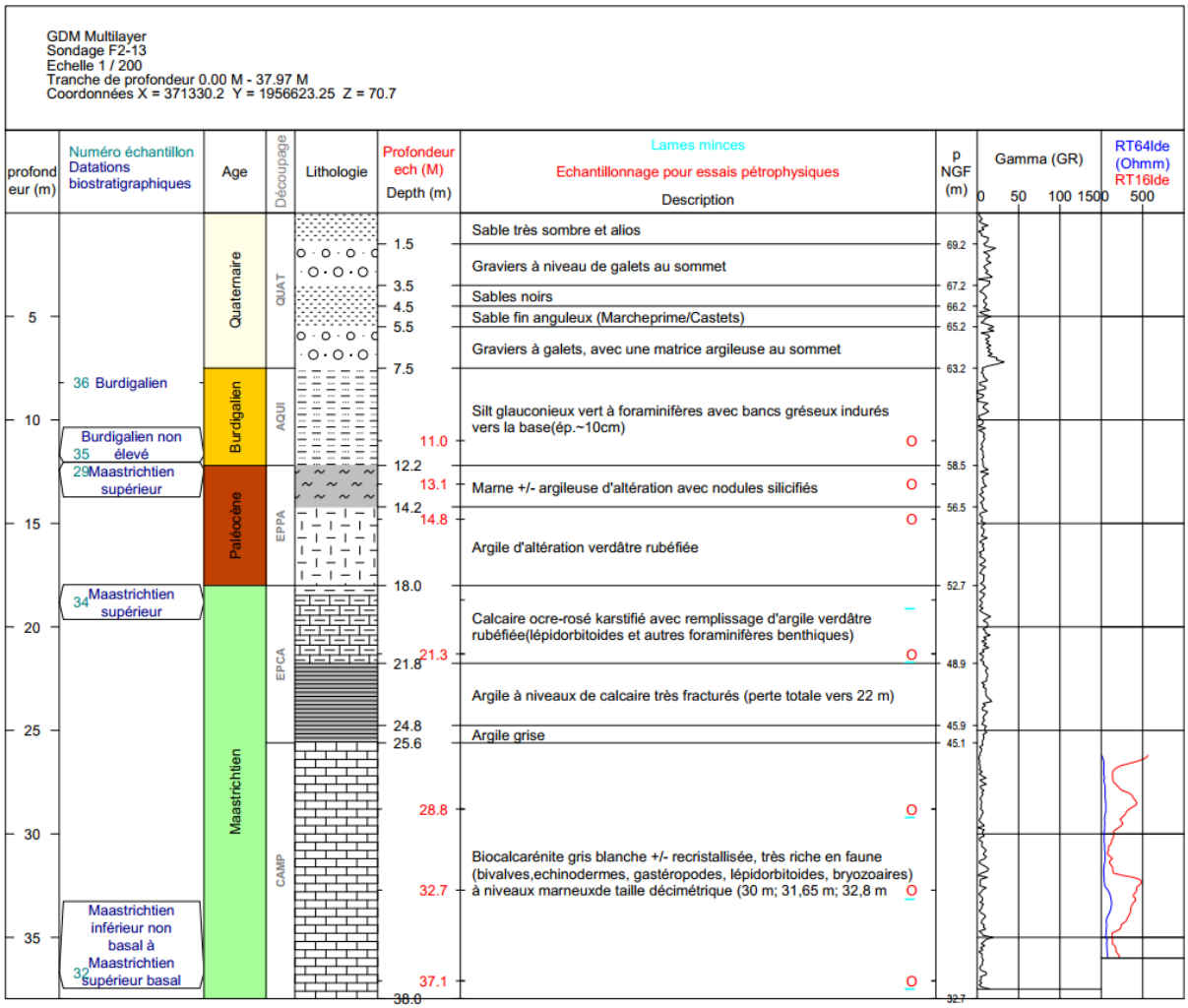
Annexe A-14 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-10 à Louchats (1ère partie)



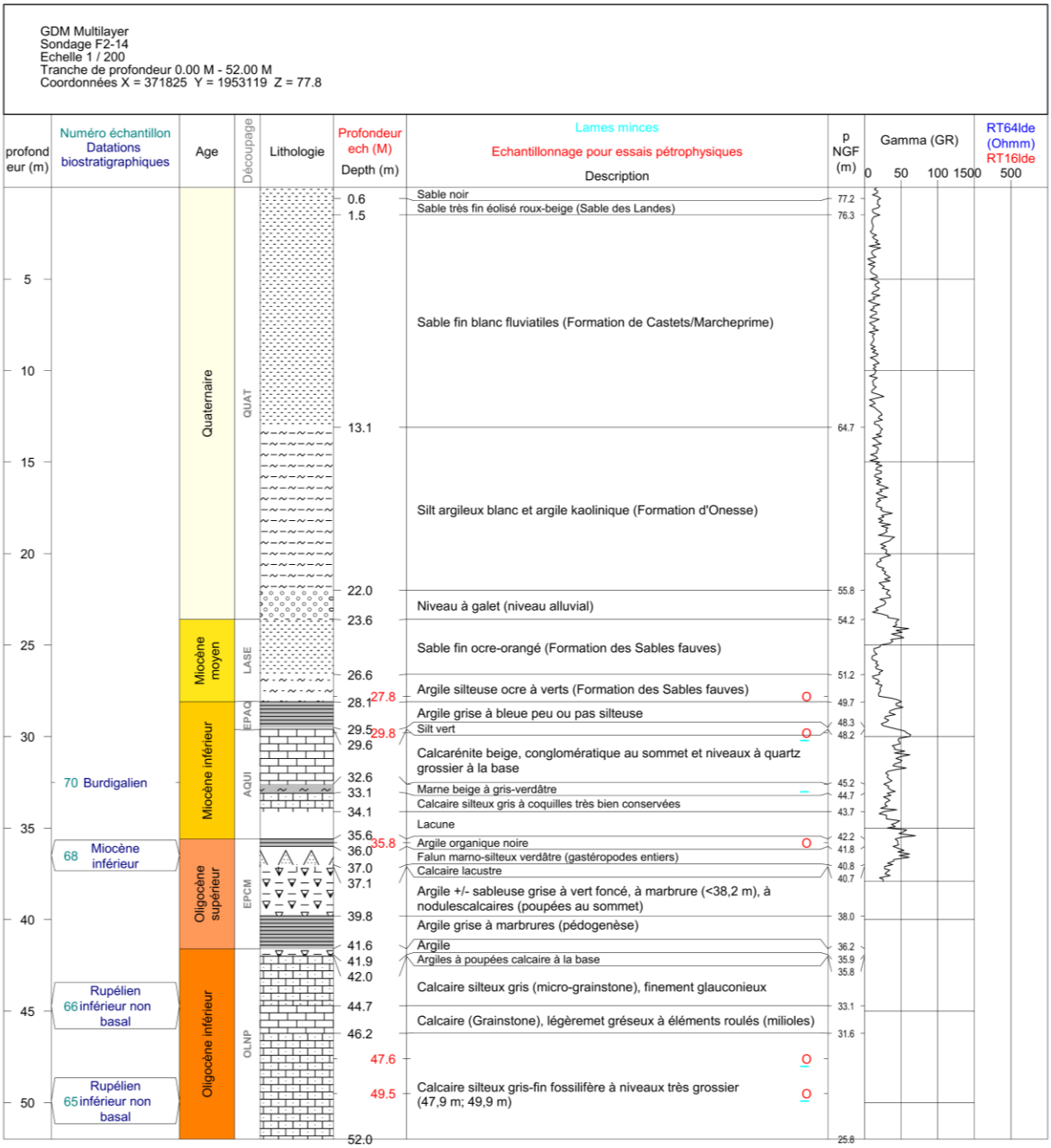
Annexe A-15 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-10 à Louchats (2ème partie)



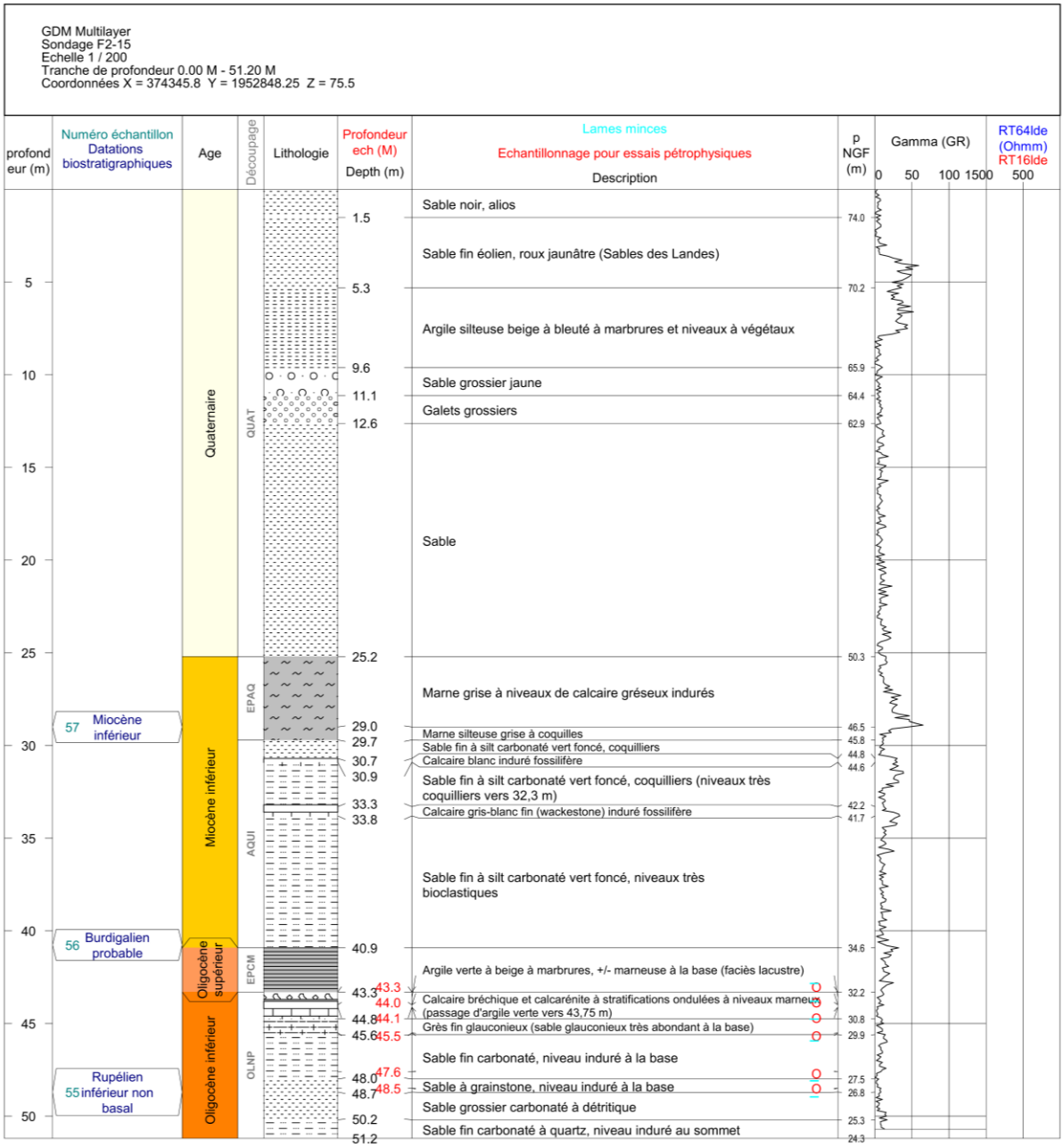
Annexe A-16 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-11 à Landiras



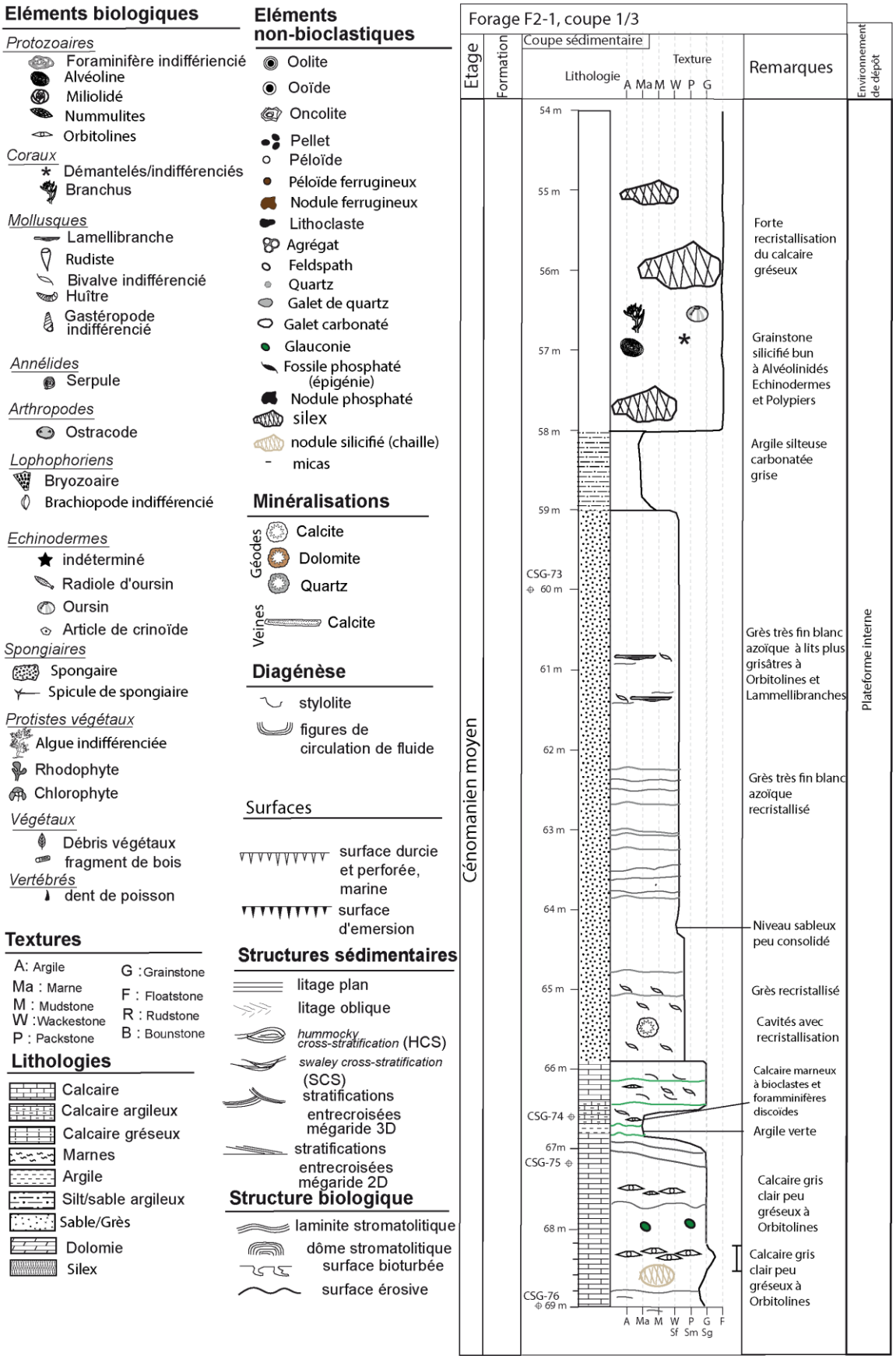
Annexe A-17 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-13 à Cabanac-et-Villagrains



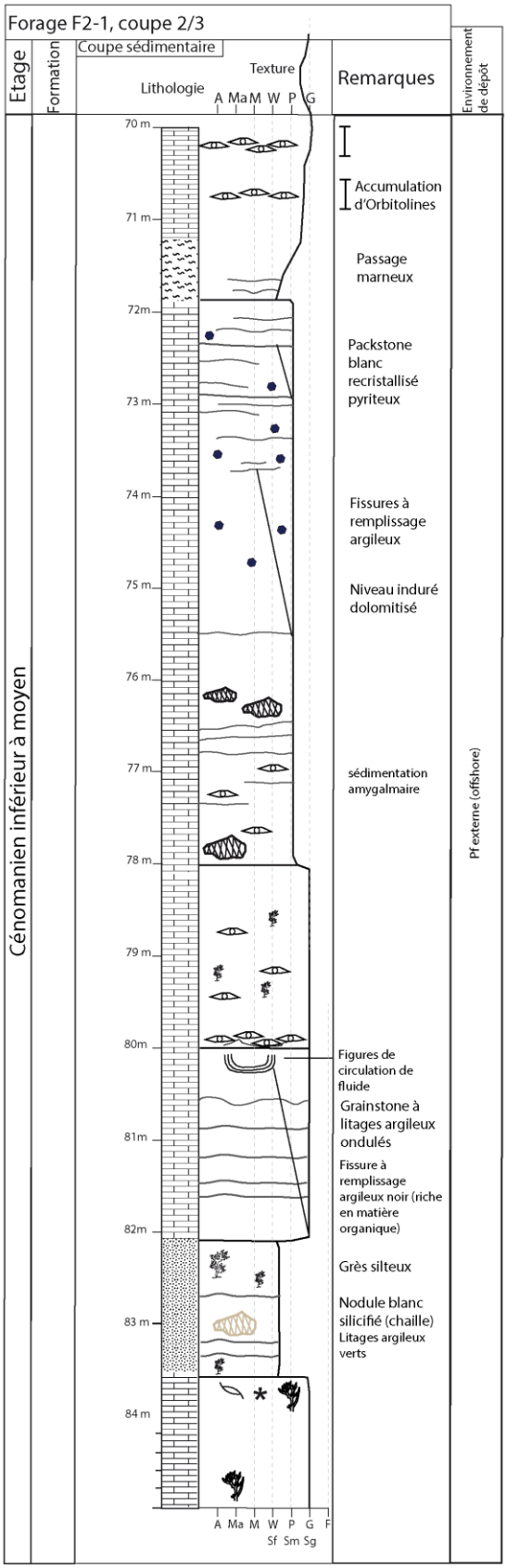
Annexe A-18 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-14 à Guillos

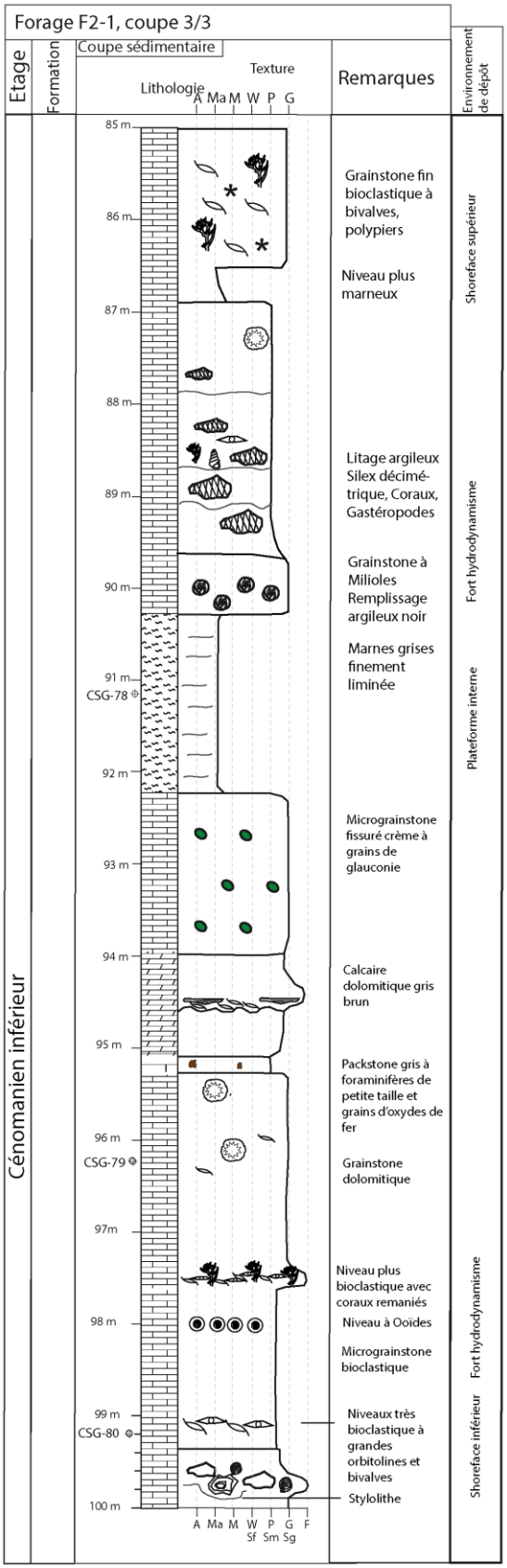


Annexe A-19 : coupe lithologique et stratigraphique du sondage F2-15 à Guillos



Annexe A-20 : log sédimentologique du forage F2-1





Annexe A-21 : log sédimentologique du forage F2-1 (2ème partie)

B.

Annexe B

Méthode de mesures des propriétés réservoirs

Mesure en laboratoire de la perméabilité

La perméabilité est définie comme la capacité d'une roche à se laisser circuler un fluide (loi de Darcy, 1856) :

$$Q = -\frac{k}{\mu} S \frac{\Delta P}{L} \qquad (B\text{-}1)$$

Avec :

Q, débit à travers une section S ($m^3.s^{-1}$)
ΔP, variation de pression (Pa) sur la distance L (m)
μ, viscosité dynamique du fluide (Pa.s)
k, perméabilité intrinsèque (D), (1D= 10^{-15} m²)
S, surface offerte à l'écoulement (m²)

La conductivité hydraulique K (m. s^{-1}) est calculée à partir de la perméabilité intrinsèque k, la masse volumique (en $kg.m^{-3}$) et la constante gravitationnelle g :

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} \qquad (B\text{-}2)$$

Le perméamètre à air à charge variable (IFP4) permet de calculer la perméabilité en mesurant la perméabilité intrinsèque de l'échantillon à partir de la mesure du temps t de descente de l'eau entre deux graduations de la colonne du dispositif expérimental. Cette descente de l'eau dans la colonne est entrainée par la création au préalable d'une dépression grâce à une pompe à vide reliée au dispositif. La perméabilité intrinsèque est calculée de la manière suivante :

$$k = \frac{\beta \mu_a L}{t S} \qquad (B\text{-}3)$$

Avec
μ_a, viscosité dynamique de l'air (en Po (poise= 0.1 Pa.s))
β, diamètre du tronçon de la colonne (cm)

L, longueur de l'échantillon placé dans la cellule (cm)
t, temps de descente de l'eau dans la colonne (s)
S, section de l'échantillon (cm²)

Les essais sont réalisés pour des formations peu perméables à très perméables (1 à 10^4 mD).

Mesure en laboratoire de la porosité

La mesure de la porosité ainsi que la caractérisation du milieu poreux sont effectuées par porosimétrie à injection de mercure. Cette méthode consiste à injecter du mercure dans un échantillon préalablement désaturé et placé dans une enceinte sous vide (AutoPore IV9500). L'air présent initialement dans l'échantillon est progressivement remplacé par le mercure qui est un fluide non mouillant. Le volume déplacé correspond à la porosité efficace c'est à dire au réseau de pores qui contribuent à la circulation de fluides au sein de l'échantillon de roche.

A chaque application de pression croissante, l'équilibre avec le mercure liquide et sa vapeur est établi par résorption de la vapeur dans le mercure liquide. Pour une pression d'injection basse, le mercure envahi seulement les pores de grandes tailles. Au fur et à mesure de l'augmentation de la pression d'injection, il envahi des pores de taille de plus en plus petite. La gamme de taille pores pouvant être envahi par le mercure comprend les mésopores (de diamètre compris entre 2,6 nm et 50 nm), les macropores B (de diamètre compris entre 50 nm et 15000 nm) et les macropores A (de diamètre supérieur à 15000 nm) (Cerepi et al., 2002). Dans cet intervalle, le mercure va tout d'abord envahir les pores aux accès plus larges et ensuite les pores ayant des accès de plus en plus réduits. Pour chaque valeur de pression appliquée, un rayon d'accès de pores sera obtenu grâce l'équation de Laplace-Young (1806) :

$$P_c = P_0 - P_1 = \sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}\right) \qquad (B\text{-}4)$$

Avec :

P_c, pression capillaire (MPa) correspondant à la différence de pression de l'air au contact du ménisque P_0 et du liquide pénétrant (mercure) P_1,
σ, tension interfaciale (N.m^{-1}),
R_1 et R_2, rayons de courbure minimale et maximale (m). Pour un ménisque supposé sphérique, le rayon de courbure du capillaire est calculé de la manière suivante :

$$R_1 = R_2 = \frac{R_c}{COS\,\theta} \qquad (B\text{-}5)$$

Avec :

R_c, rayon de courbure du ménisque correspondant au rayon de connexion moyen des pores
θ, angle entre le ménisque du fluide non mouillant et la surface du pore (140° pour le mercure, (Good and Mikhail, 1981))

En assimilant le rayon des pores à celui des ménisques sphériques, le rayon des pores est exprimé en fonction de la pression capillaire (Washbburn, 1921) :

$$R_c = \frac{2\,\sigma\,COS\theta}{P_c} \qquad (B\text{-}6)$$

Dans le cas des essais de porosimétrie mercure, compte tenu des valeurs des différentes constantes, la relation suivante est déduite des équations précédentes *(B-4)*, *(B-5)*, *(B-6)* :

$$R_c = \frac{A}{P_c} \qquad (B\text{-}7)$$

Avec :
R_c (µm),
P_c (bar),
A, constante pour un rayon de pore supposé sphérique égale à 7,5 (10^{-1} N.m^{-1}).

La quantité de mercure qui pénètre dans le réseau de pores permet de faire le lien entre la pression d'injection du mercure, la taille et la distribution des pores. Pour cela, l'expérience se décompose en deux étapes : tout d'abord, la phase d'injection au cours de laquelle la pression augmente progressivement puis la phase d'inhibition qui correspond au relâchement de pression au cours de laquelle le mercure quitte le réseau poreux. Ce volume de mercure correspond à la porosité libre ou porosité efficace. Au contraire, la porosité piégée est déterminée par le volume de mercure qui n'est pas récupéré à l'issu de la phase d'inhibition (Figure B-1).

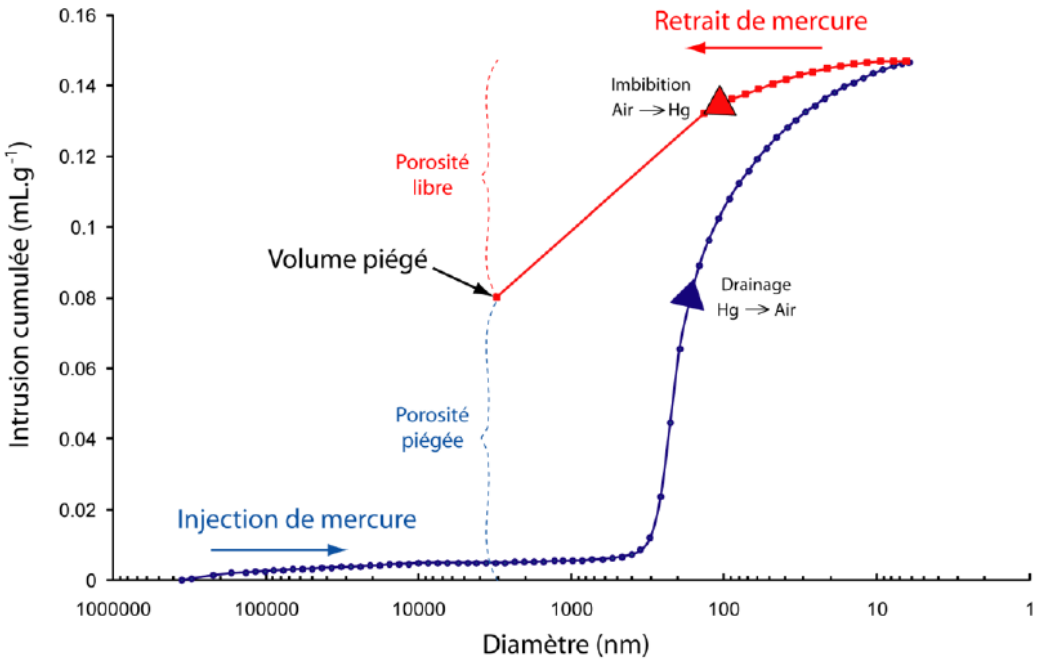


Figure B-1: exemple de courbes d'injection et de retrait de mercure sur un échantillon (Cabaret, 2011)

C.

Annexe C

Résultats des mesures de perméabilité totale et porosité intrinsèque

Tableau 13 : perméabilité intrinsèque et porosité totale des échantillons de carottes (C-M aquifer : Campano-Maastrichtian aquifer)

Borehole	Sampling depth (m)	Facies texture	Permeability (mD)	Porosity (%)	Litho stratigr aphic unit	Hydrostatigraphic unit
F2-1	66.00	Sandy grainstone	6.85	6.85	j	Cenomanian aquifer
F2-1	70.80	Grainstone with orbitolinids	15.92	9.78	j	Cenomanian aquifer
F2-1	82.70	Silty sandstone with algea and clayed beds	3.36	13.00	j	Cenomanian aquifer
F2-1	86.97	Bioclastic flint grainstone	19.29	9.56	j	Cenomanian aquifer
F2-1	90.70	Miliolite grainstone	20.00	22.94	j	Cenomanian aquifer
F2-1	94.40	Bioclastic dolomitic grainstone	-	9.09	j	Cenomanian aquifer
F2-1	96.50	Bioclastic dolomitic grainstone	3.79	12.51	j	Cenomanian aquifer
F2-1	98.60	Bioclastic micrograinstone	18.09	7.21	j	Cenomanian aquifer
F2-11	14.45	Green clay with oxygenation marbling	4.03	-	d	Oligocene aquitard
F2-11	25.00	Calcareous sandstone	3.25	4.45	e	Middle Eocene aquitard
F2-11	36.40	Sandy bioclastic grainstone	2.30	5.32	e	Middle Eocene aquitard
F2-13	13.10	Clayed marls with siliceous nodules	-	9.94	f	Paleocene aquitard
F2-13	14.80	Alteration clay	-	16.48	f	Paleocene aquitard
F2-13	21.30	Karstic limestone with clayed filling	6.94	1.96	g	Maastrichtian aquitard
F2-13	28.80	Bioclastic grainstone	3.28	19.56	i	C-M aquifer
F2-13	32.72	Bioclastic grainstone	6.20	15.85	i	C-M aquifer
F2-13	32.72	Bioclastic grainstone	6.21	21.82	i	C-M aquifer
F2-13	37.10	Bioclastic grainstone	260.78	18.58	i	C-M aquifer
F2-14	29.80	Calcareous silt	2916.96	23.7638	c	Oligocene aquifer
F2-14	29.80	Calcareous silt	2916.96	34.86	c	Oligocene aquifer
F2-14	35.80	Silty bioclastic marl	8.00	17.31	b	Miocene aquitard

Borehole	Sampling depth (m)	Facies texture	Permeability (mD)	Porosity (%)	Litho stratigraphic unit	Hydrostatigraphic unit
F2-14	47.60	Coarse bioclastic silty grainstone	721.55	10.34	c	Oligocene aquifer
F2-14	49.50	Coarse bioclastic silty grainstone	127.6	14.28	c	Oligocene aquifer
F2-15	43.30	Glauconitic silty micrograinstone	7.50	15.49	b	Miocene aquitard
F2-15	44.00	Silty micrograinstone	2754.42	23.18	c	Oligocene aquifer
F2-15	44.11	Silty micrograinstone	2757.45	23.18	c	Oligocene aquifer
F2-15	45.50	Sandy grainstone with Miliolidae	613.20	19.17	c	Oligocene aquifer
F2-15	47.60	Coarse silty grainstone	5.67	21.20	c	Oligocene aquifer
F2-15	48.50	Coarse silty grainstone	1345.50	22.26	c	Oligocene aquifer
F2-2	30.00	Altered limestone with flints	-	13.99	f	Paleocene
F2-2	37.00	Dolomitic packstone	54.75	19.52	h	C-M aquifer
F2-2	39.90	Dolomitic grainstone	95.78	18.58	i	C-M aquifer
F2-2	40.30	Glauconitic bioclastic packstone	3.37	7.76	h	C-M aquifer
F2-2	42.55	Grainstone with cross-bedded stratification	118.85	14.69	i	C-M aquifer
F2-2	45.90	Micropackstone	4.03	17.22	h	C-M aquifer
F2-3	16.00	Green marbled clay	7.00	13.6825	b	Miocene aquitard
F2-3	29.00	Wakestone	37.80	29.01	h	C-M aquifer
F2-3	34.43	Bioclastic wakestone	8.72	32.43	h	C-M aquifer
F2-5	36.50	Calcareous sandstones with cross-bedded stratification	637.14	21.30	c	Oligocene aquifer
F2-5	37.52	Altered silty marls	7.42	22.14	d	Oligocene aquitard
F2-5	40.00	Grey marls	536.55	26.14	d	Oligocene aquitard
F2-5	45.40	Glauconitic silt	3.10	21.4229	e	Middle Eocene aquifer
F2-5	46.10	Bioclastic sandy grainstone	3.14	6.6357	e	Middle Eocene aquifer
F2-5	49.20	Bioclastic silty grainstone	3.36	10.9283	e	Middle Eocene aquifer
F2-5	54.00	Altered packstone	4.56	6.55	h	C-M aquifer
F2-7	14.35	Coarse bioclastic rudstone	6000.00	32.95	a	Miocene aquifer
F2-7	22.65	Coarse bioclastic grainstone	6757.00	21.25	a	Miocene aquifer
F2-7	26.35	Clay	-	31.92	f	Paleocene aquitard
F2-7	27.70	Bioclastic wakestone	6.03	15.06	h	C-M aquifer
F2-7	32.80	Glauconitic pakestone	6.35	17.47	h	C-M aquifer
F2-7	32.80	Glauconitic pakestone	6.40	14.00	h	C-M aquifer
F2-7	33.55	Glauconitic pakestone	7.18	20.50	h	C-M aquifer
F2-7	44.40	Micropackstone	34.00	22.80	h	C-M aquifer
F2-9	41.95	Clayed flint sandstone	244.00	16.54	f	Paleocene aquitard
F2-9	42.00	Clayed flint sandstone	442.96	34.48	f	Paleocene aquitard
F2-9	52.20	Bioclastic flint packstone	16.21	23.12	h	C-M aquifer

D.

Annexe D

Données synthétiques du modèle géologique numérique

Tableau 14 : extension, volumes et épaisseur moyenne des unités du modèle géologique

Formation	Nombre de mailles	Surface (Km^2)	Epaisseur moyenne (m)	Volume (10^9 m^3)
Aquifère du Plio-Quaternaire	131 842	1 318	17	23
Eponte sommet Miocène moyen	97 538	975	21	21
Aquifère du Miocène moyen	91 486	915	22	20
Eponte au sommet de l'Aquitanien	60 510	605	8	5
Aquifère de l'Aquitanien-Burdigalien	130 892	1 309	29	38
Eponte du Chattien et de la base du Miocène	130 381	1 304	27	36
Aquifère de l'Oligocène	136 244	1 362	76	103
Eponte à la base de l'Oligocène	117 783	1 178	47	55
Aquifère de l'Eocène supérieur	53 729	537	30	16
Eponte base Eocene supérieur	70 230	702	58	41
Aquifère de l'Eocène moyen	103 654	1 037	54	56
Eponte de la base de l'Eocène moyen	67 028	670	29	20
Aquifère de l'Eocène inférieur	70 725	707	28	20
Eponte du Paléocène et de la base de l'Eocène	80 512	805	20	16
Eponte au sommet du Campano-Maastrichtien	83 851	839	44	37
Aquifère du Campano-Maastrichtien	131 335	1 313	68	89
Eponte du Coniacien-Santonien	134 612	1 346	108	146
Aquifère du Coniacien-Santonien	111 665	1 117	28	31
Eponte du Turonien	99 893	999	37	37
Aquifère du Turonien	125 955	1 260	40	50
Eponte du Cénomanien	132 289	1 323	50	66
Aquifère du Cénomanien	145 998	1 460	139	202

E.

Annexe E

Données piézométriques de la nappe du Plio-Quaternaire (mai 2017)

X (L2E)	Y (L2E)	Puits et lieu-dit	Niveau piézométrique mesuré (mNGF)
350971	1946391	Passage	19,28
351106	1952849	L'hospitalet	50,51
352543	1949059	36 allée de Houdy 3	46,22
352558	1949051	36 allée de Houdy 1	47,08
352558	1949057	36 allée de Houdy 2	46,54
354974	1958828	Jaugut	73,16
358635	1948913	Haudoua	64,61
358671	1944750	Retis	65,32
359784	1954041	PQ PC2	63
361584	1955131	PQ PC4	62,13
362893	1953618	24 route de Bordeaux	59,42
363807	1949697	Baron	68,6
365314	1947255	Cap du bois	76,5
368835	1956846	Anglet	59,22
369057	1949802	Louchats	69,99
369089	1951688	Pussac-Pillon	71,19
369715	1944053	Sud Suzanne	83
370418	1960285	M.Lanneluc	41,1
373344	1948143	Liot	55,44
373360	1952766	Hoste	76,86
377002	1948032	La Houeyte	56,03
377484	1957873	Bouan	69,72
378676	1946738	Blanc	40,89
378962	1956027	Hount Neou	69,6
380662	1954865	Menon Vert	34,97
381223	1952503	Chourieu	52,8
381726	1945020	Mahon	33,23
382598	1948600	Laulan	41,91
383657	1962012	Barbedieu	21,79
384493	1958887	Illats D109	21,06
386162	1945532	Biton	55,94

F.

Annexe F

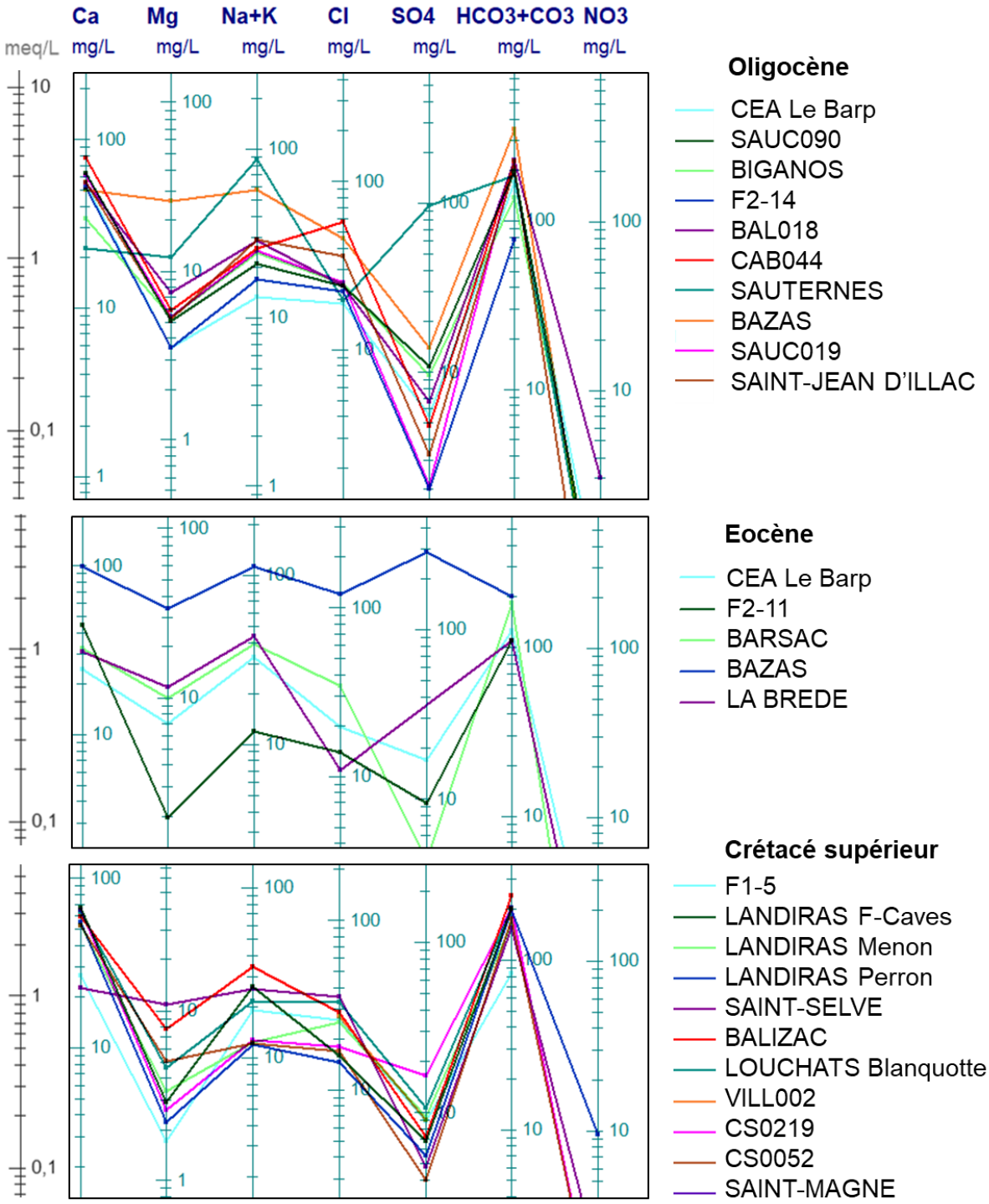
Paramètres utilisés pour le calcul de la recharge via la méthode WTF

Puits	X (L2E)	Y (L2E)	Aquifère	$r_{c\ max}$	t_R (jour)	t_c (jour)	P(0)	P(1)	S_y (-)
PQ0053	358974	1954098	Plio-quaternaire	0,19	61	10	0,23859	-0,00397	0,045
PQ0380	361763	1955035	Plio-quaternaire	0,21	32	3	0,36087	-0,00610	0,045
BAL020	377002	1948032	Plio-quaternaire	0,19	43	5	0,51096	-0,00924	0,045
BUDOS	322828	1951781	Miocène	0,15	17	3	0,54319	-0,00861	0,045
BELIN005	352629	1944445	Plio-quaternaire	0,18	68	15	0,00011	-0,00009	0,001
HOS031	359816	1946262	Plio-quaternaire	0,2	25	8	0,57295	-0,00812	0,045
PQ-PC3	359024	1954098	Plio-quaternaire	0,19	60	10	0,43470	-0,00707	0,045
PQ-PC4	358924	1954098	Plio-quaternaire	0,18	50	7	0,15635	-0,00268	0,045
PQ-PC5	353425	1954583	Plio-quaternaire	0,2	40	5	0,37594	-0,00629	0,045
PQ-PC1	362151	1953389	Plio-quaternaire	0,18	60	4	0,18115	-0,00308	0,045
PQ-PC2	359777	1954028	Plio-quaternaire	0,19	40	5	0,36478	-0,00599	0,045
SAUC036	362824	1962501	Plio-quaternaire	0,17	53	12	0,14700	-0,02520	0,045
OP11	378004	1951698	Plio-quaternaire	0,23	3	3	0,73331	-0,01370	0,045
CS0219	361781	1955040	Cénomanien	0,18	60	3	-0,09611	0,00153	0,045
VILL002	367285	1956402	Campano-Maastrichtien	0,18	85	8	0,06855	-0,00183	0,066
BUDOS0026	384283	1952533	Oligocène	0,23	6	5	0,18605	-0,01151	0,220

G.

Annexe G

Données géochimiques



Annexe E-1 : diagramme de Schoeller des eaux des nappes de l'Oligocène, de l'Eocène et du Crétacé supérieur

Tableau 15 : paramètres physico-chimiques des eaux échantillonnées (Mio. Miocène, Oli. Oligocène, Eo Eocène, Cret Crétacé supérieur indifférencié, Céno. Cénomanien)

Puits	n°BSS	Commune	Aquifère	TDS	T°C	pH	Dureté (THf)	Ca^{2+} (mg/L)	Mg^{2+} (mg/L)	Na^{+} (mg/L)	K^{+} (mg/L)	H_3O^{+} (mg/L)	HCO_3^{-} (mg/L)	Cl^{-} (mg/L)	SO_4^{2-} (mg/L)	OH^{-} (mg/L)	F^{-} (mg/L)
SYM022	08753X0022	ST SYMPHORIEN	Mio.	229	14,2	7,9	12	44,40	3,16	11,50	1,10	0,00	143,35	17,75	5,75	0,01	
SAU090	08276X0090	SAUCATS	Oli.	318	14,6	7,8	18	62,10	5,10	19,00	1,90	0,00	194,80	24,10	10,70	0,01	0,10
CEA Oligocène	08268X0021	LE BARP	Oli.	265	17,8	7,9	15	53,80	3,50	10,90	2,40	0,00	169,62	18,70	5,50	0,01	0,10
Biganos	08268X0081	BIGANOS	Oli.	236	18,4	7,8	11	33,50	5,40	22,60	1,50	0,00	137,90	24,70	9,50	0,01	0,09
F2-14		GUILLOS	Oli.	176		7,6	14	51,76	3,51	15,24	1,81	0,00	78,00	21,88	2,00	0,01	0,00
BAL018	08517X0018	BALIZAC	Oli.	354	17,4	7,9	17	54,63	7,42	26,58	2,13	0,00	230,00	23,72	6,56	0,01	
CAB044	08512X0044	CABANAC	Oli.	427	15,2	7,1	22	78,00	5,90	23,80	2,10	0,00	225,70	56,80	4,80	0,00	
SAUTERNES	08525X0028	SAUTERNES	Oli.	426	17,6	8,2	11	22,80	12,00	83,00	4,40	0,00	185,00	19,50	98,00	0,03	1,30
BAZAS	08763X0017	BAZAS	Oli.	545			23	50,00	26,00	53,60	4,10	0,00	351,00	46,00	14,00	0,00	0,26
SAU019	08512X0019	SAUCATS	Oli.	347	14,9	7,6	17	60,50	5,40	22,10	2,80	0,00	228,40	25,30	2,10	0,01	0,10
ARCACHON	08257X0073	ARCACHON	Oli.	189	21,9	7,1	7	15,10	8,10	31,00	4,00	0,00	131,00			0,00	
SAINT-JEAN	08264X0012	ST-JEAN-D'ILLAC	Oli.	336	14,0	7,3	16	55,30	5,20	26,80	2,40	0,00	207,00	35,60	3,20	0,00	0,10
CEA Eocène	08268X0020	LE BARP	Eo.	227	18,9	8,1	9	24,30	7,00	28,80	3,90	0,00	125,08	19,70	16,80	0,02	0,40
F2-11		LANDIRAS	Eo.	191		7,8	12	44,49	1,97	10,78	1,18	0,00	109,00	13,75	9,31	0,01	0,10
BARSAC	08521X0018	BARSAC	Eo.	304	20,1	6,2	12	32,40	10,00	32,90	6,40	0,01	182,50	34,20	4,30	0,00	1,10
LOU002	08516X002	LOUCHATS	Eo.	127		7,4	20	73,20	3,64			0,00	28,40	11,00	11,00	0,00	
BAZAS	08763X0016	BAZAS	Eo.	854	22,8	7,5	38	97,60	33,80	98,70	13,20	0,00	200,50	120,00	288,00	0,01	2,00
LA BREDE	08277X0152	LA BREDE	Eo.	206	22,8	7,6	12	30,80	11,60	34,50	8,70	0,00	109,00	10,90		0,01	
F1-5		ST MAGNE	Camp.	166		8,5	7	26,82	1,71	15,91	3,10	0,00	83,46	25,81	8,87	0,06	0,06
Menon	08514X0047	LANDIRAS	Camp.	333		7,1	18	66,98	2,90	25,33	1,18	0,00	201,80	15,90	6,71	0,00	0,00
F-Caves	-	LANDIRAS	Camp.	269		7,0	14	51,93	3,37	11,05	1,18	0,00	162,30	25,31	9,31	0,00	0,00
Perron	-	LANDIRAS	Camp.	293	13,5	7,5	15	54,50	2,20	9,50	2,40	0,00	194,00	14,70	5,50	0,01	0,10
SAINT SELVE	08277X0223	ST SELVE	Camp.	255	26,5	8,2	10	22,70	10,80	16,90	8,30	0,00	154,00	35,10	4,80	0,03	1,00
BAL018c	08517X0018	BALIZAC	Camp.	378	18,4	7,6	18	58,85	7,77	32,22	2,29	0,00	241,00	28,86	7,21	0,01	
BLANQUOTTE	08517X0015	LOUCHATS	Camp.	335		6,5	17	62,00	4,55	19,50	2,00	0,01	203,74	32,65	10,60	0,00	
CS0219	08511X0219	ST MAGNE	Céno.	324			17	63,80	2,60	11,70	0,90	0,00	203,00	18,00	16,30	0,00	
CS0052	08511X0052	ST MAGNE	Céno.	264	18,0	7,8	15	52,00	5,10	10,70	1,50	0,00	173,00	17,00	<4	0,01	
St Magne Bourg	08515X0049	ST MAGNE	Crét.			7,1		136,00	4,60	18,00	2,60		237,90	140,23	5,30		

Tableau 16 : activités ^{14}C et âges des eaux

Puits	Commune	X (L2E)	Y (L2E)	Aquifère	Sources	$d^{13}C$ (PDB)	Activité ^{14}C (pcm)	Age moyen arrondi (ans)	Age calibré (BP)
08257X0073	ARCACHON	320097	1967152	Oligocène	Eaurigine	-2,1	1,0	16300	19327
08503X0010	SALLES	344206	1957925	Oligocène	Eaurigine	-	31,0	3500	-
08268X0021	LE BARP	350685	1966452	Oligocène	Carnot	-10,2	7,1	14800	17846
08264X0012	SAINT JEAN D'ILLAC	355513	1984548	Oligocène	Eaurigine	-10,6	0,4	37500	42126
08268X0081	BIGANOS	356181	1973287	Oligocène	Carnot	-8,57	2,66	21600	23999
08512X0019	SAUCATS	366810	1962802	Oligocène	OPURES	-11,2	6,5	15800	1902
08276X0090	SAUCATS	368129	1965129	Oligocène	Carnot	-10,9	2,4	24200	29126
F2-14	GUILLOS	371834	1953110	Oligocène	Labat 2020	-15,4	27,6	6300	6296
BAL018	BALIZAC	377003	1948036	Oligocène	Saltel 2008	-13	2,7	24400	29395
08525X0028	SAUTERNES	387995	1950289	Oligocène	OPURES	-7,3	3,3	17700	21231
08763X0017	BAZAS	400572	1941814	Oligocène	OPURES	-12,5	2,8	23700	27160
08268X0020	LE BARP	350785	1966432	Eocène moyen	Carnot	-8,4	2,1	23600	28087
08277X0152	LA BREDE	375135	1968962	Eocène moyen	OPURES	-12,5	2,1	26200	31084
F2-11	LANDIRAS	380599	1955382	Eocène moyen	Labat 2020	-12,7	36,9	1900	1906
08521X0018	BARSAC	389331	1960204	Eocène moyen	OPURES	-13,1	2,3	24900	29539
08763X0016	BAZAS	400564	1941801	Eocène moyen	OPURES	-7,9	3,2	18500	22092
F1-5	SAINT-MAGNE	363634	1953148	Campano-Maastrichtien	Labat 2020	-14,4	43,6	2300	2279
08277X0223	SAINT SELVE	375626	1965476	Campano-Maastrichtien	OPURES	-6,1	4,0	14300	17407
BAL018c	BALIZAC	377003	1948036	Campano-Maastrichtien	Saltel 2008	-10,7	10,5	11400	13326
08514X0047	LANDIRAS	380475	1953964	Campano-Maastrichtien	OPURES	-14,2	53,6	500	450
F-Caves	LANDIRAS	3804574	1953963	Campano-Maastrichtien	Labat 2020	-13,2	48,5	2000	2063
CS0052	SAINT-MAGNE	358984	1954084	Cénomanien	Saltel 2008	-11,8	22,8	5800	6700
CS0219	SAINT-MAGNE	361763	1955036	Cénomanien	Saltel 2008	-13,9	48,5	1000	978

Tableau 17 : isotopes de la molécule d'eau

Puits	Commune	X (L2E)	Y (L2E)	Aquifère	Sources	$\delta^{18}O$ (‰ VSMOW)	$\delta^{2}H$ (‰ VSMOW)
08257X0073	ARCACHON	320097	1967152	Oligocène	Eaurigine	-6,1	-40,1
08503X0010	SALLES	344206	1957925	Oligocène	Eaurigine	-	-
08268X0021	LE BARP	350685	1966452	Oligocène	Carnot	-5,6	-35,4
08264X0012	SAINT JEAN D ILLAC	355513	1984548	Oligocène	Eaurigine	-4,9	-31,2
08268X0081	BIGANOS	356181	1973287	Oligocène	Carnot	-5,5	-35,1
08512X0019	SAUCATS	366810	1962802	Oligocène	OPURES	-4,8	-30,4
08276X0090	SAUCATS	368129	1965129	Oligocène	Carnot	-5,3	-33,5
F2-14	GUILLOS	371834	1953110	Oligocène	Labat 2020	-5,6	-34,7
BAL018	BALIZAC	377003	1948036	Oligocène	Saltel 2008	-5,8	-38,2
08525X0028	SAUTERNES	387995	1950289	Oligocène	OPURES	-6,9	-43,4
08763X0017	BAZAS	400572	1941814	Oligocène	OPURES	-7	-43,4
08268X0020	LE BARP	350785	1966432	Eocène moyen	Carnot	-6,4	-40
08277X0152	LA BREDE	375135	1968962	Eocène moyen	OPURES	-8	-49,9
F2-11	LANDIRAS	380599	1955382	Eocène moyen	Labat 2020	-6	38,6
08521X0018	BARSAC	389331	1960204	Eocène moyen	OPURES	-8,1	-51,6
08763X0016	BAZAS	400564	1941801	Eocène moyen	OPURES	-8	-49,6
F1-5	SAINT-MAGNE	363634	1953148	Campano-Maastrichtien	Labat 2020	-5,2	-33,5
08277X0223	SAINT SELVE	375626	1965476	Campano-Maastrichtien	OPURES	-6,5	-40,7
BAL018c	BALIZAC	377003	1948036	Campano-Maastrichtien	Saltel 2008	-5,8	-38,2
08514X0047	LANDIRAS	380475	1953964	Campano-Maastrichtien	OPURES	-6	-36,7
F-Caves	LANDIRAS	3804574	1953963	Campano-Maastrichtien	Labat 2020	-6	-37,2
CS0052	SAINT-MAGNE	358984	1954084	Cénomanien	Saltel 2008	-5,3	-34,5
CS0219	SAINT-MAGNE	361763	1955036	Cénomanien	Saltel 2008	-5	-31,2

H.

Annexe H

Liste des publications et communications

Publication dans une revue avec comité de lecture

Labat, C., Larroque, F., Grissac, B. de, Dupuy, A., Saltel, M., Bourbon, P. (2021). Influence of an anticline structure on hydrogeological functioning and aquifer interactions in a multilayered aquifer system: the case of Villagrains-Landiras anticline (Gironde, France). Hydrogeology Journal, 2021, 10.1007/s10040-021-02333-z

Communications orales à des congrès avec comité de lecture

Labat, C., Larroque, F., Dupuy, A., de Grissac, B., Saltel, M. (Eds.) (2019). Insights from precise geological study to determine hydrosystems interconnections nearby anticlines: the example of the Cenomanian aquifer in South Gironde (France), EGU General Assembly, Vienna, Austria.

Labat, C., Larroque, F., Bourillot, R., de Grissac, B., Dupuy, A., Bourbon, P., Platel, J.-P., Saltel, M. (Eds.) (2018). Impact d'une érosion polyphasée sur l'architecture des corps sédimentaires et les interactions hydrogéologiques : exemple de l'anticlinal de Villagrains-Landiras (Gironde, France), 26e Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France.

I.

Annexe I

Article paru dans la revue Hydrogeology Journal

en 2021

Labat, C., Larroque, F., Grissac, B. de, Dupuy, A., Saltel, M., Bourbon, P. (2021). Influence of an anticline structure on hydrogeological functioning and aquifer interactions in a multilayered aquifer system: the case of Villagrains-Landiras anticline (Gironde, France). Hydrogeology Journal, 2021, 10.1007/s10040-021-02333-z

Hydrogeology Journal
https://doi.org/10.1007/s10040-021-02333-z

REPORT

Influence of an anticline structure on hydrogeological functioning and aquifer interactions in a multilayered aquifer system: the case of Villagrains-Landiras anticline (Gironde, France)

C. Labat[1,2] · F. Larroque[2] · B. de Grissac[1] · A. Dupuy[2] · M. Saltel[3] · P. Bourbon[3]

Received: 26 July 2020 / Accepted: 6 March 2021
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2021

Abstract
Geological deformations like anticlines have a prominent role in aquifer system functioning. Structural deformations control erosion patterns, areas of nondeposition, lateral facies variations and thickness variations. The nature and geometry of geological bodies have a major impact on the aquifers and interconnections between them. To characterize these features and to quantify their influence on overall hydrogeological functioning, a multidisciplinary approach is proposed at a local scale. In southwestern France, the Aquitaine Basin contains a regional multilayered aquifer system affected by numerous anticlines. The Villagrains-Landiras anticline is a major anticline of the Aquitaine Basin, and near its axis is the subcropping Cenomanian aquifer; thus, the Cenomanian aquifer has potential for drinking water supply. An extensive research program was developed, including reconnaissance drilling, water level measurements, geochemical analyses, and petrophysical tests, and the results were combined with existing data. This integrated work precisely defined the complex architecture of the aquifer and confining units linked with the uplift and the polyphase erosion of the anticline. It resulted in the characterisation of the deposits' geometries, lithology, and aquifer properties. The areas of aquifer interconnection have been defined and recharge flows have been estimated. A new groundwater circulation pattern constrained by isotopic water residence times was developed. A new geological model was built, which enables a rethink of the local functioning of the aquifer targeted for drinkable-water supply, but also it allows an understanding of the importance of anticline structure on the recharge conditions of the aquifers of this regional multilayered aquifer system.

Keywords Multilayered aquifer · Anticline · France · Groundwater recharge/water budget · Groundwater flow

Introduction

Regional multilayered sedimentary aquifers are crucial reservoirs that are widely used for drinking water supply. Management of this water resource is a key element for sustainability and for future society (Foster and Ait-Kadi 2012). An understanding of groundwater flow requires the integration of information on the sedimentary bodies' geometry, hydrodynamical parameters, and hydrological boundary conditions at a regional scale. The recharge of these multilayered aquifers is a critical issue for exploitation, particularly in the context of global climate change (Holman 2006). Local geological structures may play a significant role in controlling groundwater pathways and dynamics, leading to local recharge. These structures could locally facilitate erosion, and be responsible for areas of nondeposition, lateral facies variations, and thickness variations of the aquifer and confining units. Aquifer recharge could be increased by increasing the porosity of the media or fracturing, and confining units could be thinned, influencing recharge. The impacts of fault-zone deformation on hydrogeological functioning have been described for porous, karstic and fractured aquifers (Pistre et al. 1999; Folch and Mas-Pla 2008; Batlle-Aguilar et al.

✉ C. Labat
cloelabat@outlook.fr

[1] Syndicate for the Management of Water Resources in the Gironde Region (Syndicat Mixte d'Etude et de Gestion de la Ressource en Eau du département de la Gironde), 74 rue Georges Bonnac, 33000 Bordeaux, France

[2] EA4592 Georessources & Environment, Université Bordeaux Montaigne, ENSEGID Bordeaux INP, 1 allée Fernand Daguin, 33600 Pessac, France

[3] French Geological Survey (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), 24 avenue Leonard de Vinci, 33600 Pessac, France

Published online: 28 April 2021

2017). Nevertheless, the influences of folded-zone deformations and their control on groundwater flow are less documented.

The impacts of folded deformations and anticline structures on groundwater flows have been described for simple aquifer units (Dafny et al. 2010; Saadat and Mohammadi 2018). These studies demonstrate the significant influences of the geological structure on the groundwater flow regime. Groundwater flows are diverted from the general hydraulic gradient by folded structures. The studies also revealed that karst characteristics developed on the anticline axis. In the context of a geological basin, characterised by progressive burial of geological layers and the alternation of transgression and regression episodes, anticline structures involve complex phases of erosion and karstification, especially for limestone formations (Lorette et al. 2018). The vertical succession of aquifers along the anticline axis, the sedimentary gap of confining layers, and the outcrops of aquifer formation can lead to complex inlet/outlet responses that can only be understood at the local scale (anticline area).

Located in the southwest part of France, in the Aquitaine Basin, the city of Bordeaux and its environs has ensured its water supply from confined aquifers, some of which are overexploited (Douez 2007). Societal pressure to preserve these aquifers has led to research to define the hydrogeological system in which they are contained. The aim of these investigations is to study the potential of the confined aquifers in territories where that potential is not yet well known. This issue has motivated the creation of an institute (Syndicat Mixte d'Etude et de Gestion de la Ressource en Eau du département de la Gironde – Syndicate for the Management of Water Resources in the Gironde Region) that specialises in groundwater management and leads these studies.

About 30 km south of Bordeaux in the Villagrains-Landiras area, the Cenomanian aquifer is seen as a potential new source for drinking water, although it is not currently being exploited for this purpose. This aquifer subcrops locally near the Villagrains-Landiras anticline axis. Beneath Bordeaux, it reaches a depth of 1,000 m, and it is used as a geothermal resource. It is part of a multilayered aquifer system affected by major structural deformations.

The goal of this research is to characterise the Villagrains-Landiras anticline and to specify its impact on the hydrogeological functioning of the North Aquitaine Basin's multilayered aquifer system. For this purpose, a multidisciplinary approach is required at different analysis scales, that includes geodynamics, sedimentology, petrophysics, water-level time series analysis, and geochemistry. Focus is first given to the anticline's control during the deposition of the geological bodies and the characterisation of their architecture. The architecture of both aquifer and confining layers are then the subject of specific geological and petrophysical studies. Finally, these geological data are combined with hydrogeological field observations and geochemical analyses to understand the anticline's influence on the recharge rate and the hydrogeological interactions between aquifer units in the multilayered system, and to construct a conceptual model of the hydrogeological system.

Study area

Location and surface data

The North Aquitaine Basin is located in the southwest part of France between the Atlantic shoreline to the west and the French Massif Central to the east. The area of Villagrains-Landiras constitutes the southern part of the North Aquitaine Basin. It is bounded to the west by the Leyre River and to the east by the Garonne River (Fig. 1a). Only a soft topographic depression remains visible on the surface, as the area is almost uniformly covered by the Plio-Quaternary sands. Some outcrops of older formations (Upper Cretaceous, Oligocene and Miocene) remain visible along the river beds of the hydrographic network composed by the Leyre River, which follows a deep fault, the Gât-Mort River, and the Ciron River, where numerous springs discharge (Fig. 1a).

The climate is oceanic. During the 1959–2017 period, the mean annual rainfall was 924 mm and annual potential evapotranspiration is estimated at 900 mm (ORACLE Nouvelle-Aquitaine 2018). Rain falls unevenly throughout the year: 50 mm/month during summer and around 90 mm/month during winter.

Geological and structural context and hydrogeological setting

The Aquitaine Basin is the Pyrenean retro-foreland that developed on the European Plate from the Campanian (83 Myr) to the Miocene (around 10 Myr; Angrand 2017). Formations from the Triassic to the Neogene overlie the Variscan basement, which is affected by structural and tectonic events (Biteau et al. 2006; Serrano et al. 2006; Angrand 2017). The Aquitaine Basin contains several N110°E-oriented anticlines, including Villagrains-Landiras anticline in the North Aquitaine Platform (Fig. 1b).

During the Albian age, the Villagrains-Landiras zone became high topographic land due to reef development in the southwest of the area (Parentis Basin margin). Diapiric upwelling occurred in the southern anticlines, like in Mano anticline, but it has not been highlighted on the Villagrains-Landiras anticline axis (Canérot 1991, 2006; Olivet 1996; Biteau et al. 2006; Serrano et al. 2006).

During the Cenomanian age (around 100 Myr), the area was a fairly large stable platform with thin calcareous and dolomitic sediments (Biteau et al. 2006; Platel 1996; Serrano

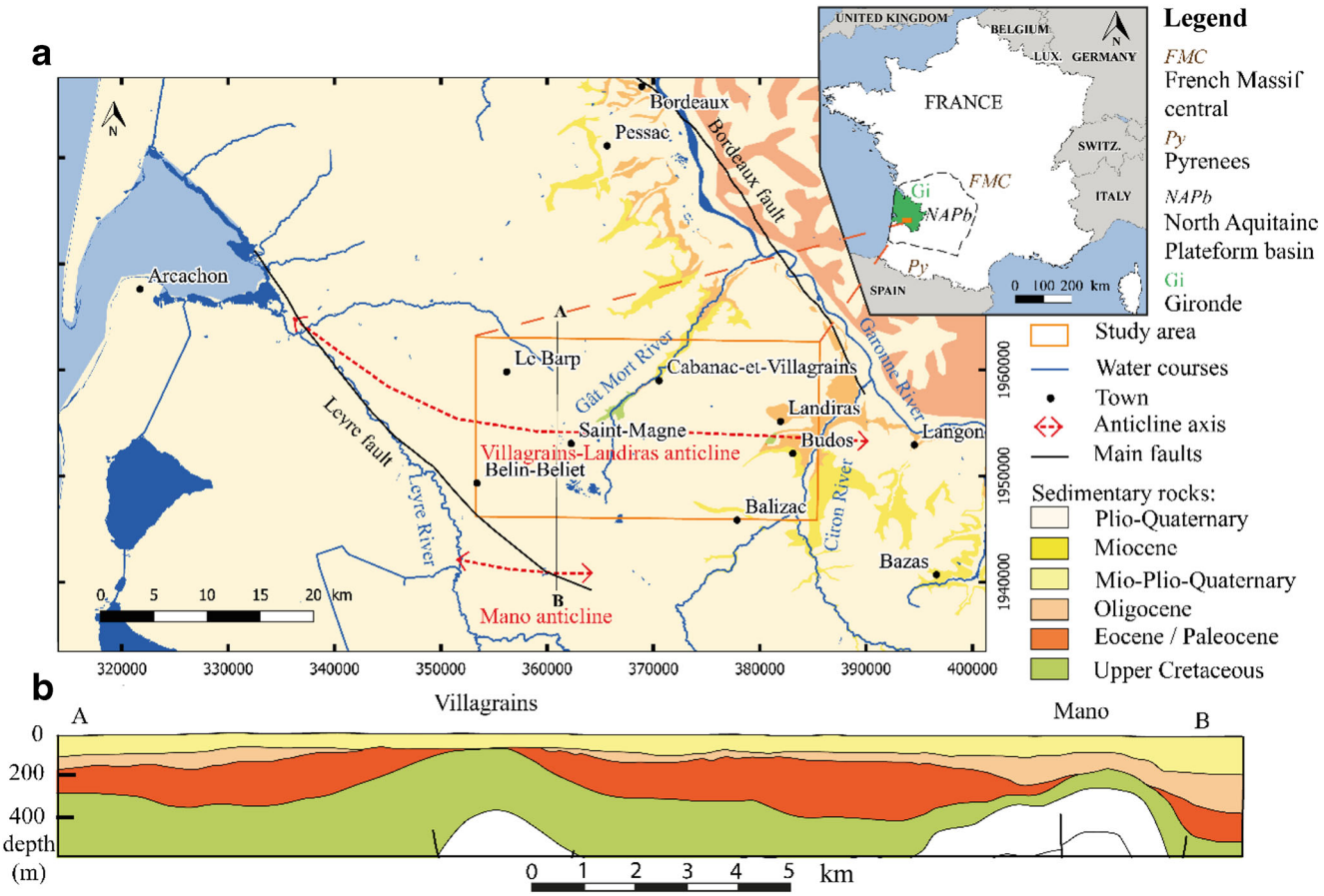


Fig. 1 **a** Study location in France; **b** interpreted north–south seismic profile

2001; Serrano et al. 2006). Then with the Pyrenean compression beginning at the end of the Upper Cretaceous, the platform became shallower until the Paleocene emersion led to limestone alteration and regolith formation during hot climate conditions.

The lower Eocene compression phase and its paroxysm in the middle Eocene subsequently brought out successive erosion phases (Capdeville 1987; Gély and Sztrákos 2000). Syntectonic bevelled deposits were formed in this compressive context, associated with sea-level variation during the Eocene and the Oligocene (Gayet 1980; Sztrákos and Steurbaut 2017; Godard 2018). The consequence of these eustatic variations was the differential erosion, increasing the difference in thickness of the Tertiary formations.

During the Miocene, proximal deposits were prone to erosion (Alvinerie 1980; Corbier and Karnay 2010; Londeix et al. 2014; Parize et al. 2008). After the Burdigalian age, the study area was definitively emerged (Bellec 2003; Dubreuilh et al. 1995; Gardère 2005), except during the maximum of transgression of the Serravallian age. The western part was submerged, whereas the anticline axis remained emerged (Ortiz 2019).

From the Pliocene to the Holocene, the climate became cooler. Interglacial periods enabled alluvial terrace formation by entrenched river filling during glacial periods (Kingebiel and Legigan 1973). At the beginning of the Pleistocene, the last glacial cycle led to aeolian sands deposits (Legigan 1979; Dubreuilh et al. 1995; Gottis and Prud'homme 1963; Andrieux et al. 2018). Subsequent deglaciation during the Holocene period eased groundwater and surface-water exchange (Douez 2007; Andrieux et al. 2018; Bertran et al. 2017).

Through these geodynamical events, a large, multilayered aquifer system with alternating permeable and impermeable interstratified structures was formed. Today it leads to six large, principal confined aquifers constituted by water-bearing formations from Jurassic to Eocene aquifers and a single unconfined aquifer composed of Plio-Quaternary formations. Oligocene and Miocene aquifers pass from confined aquifer to semiconfined aquifer near outcrops and the anticline axis. Within these main large aquifers, aquifer units with high hydraulic conductivity and storage coefficient are interspersed by semipermeable layers with lower values of hydraulic conductivity (Housse and Maget 1977).

From the deepest to the shallowest, the main aquifers are:

- The Jurassic aquifer, which is divided into two parts. The deeper one is composed of quartzite sandstones. They are evolving upwards into carbonated facies and locally dolomitic limestones can appear. These carbonated facies characterise the second part of the aquifer.
- The Lower Cretaceous aquifer presence is restricted to the south-west of the studied area. This aquifer is mainly composed by carbonates (Saltel 2008).
- The Upper Cretaceous aquifer, which is defined by cemented siliceous sandstones and limestones with dolomitic layers. A chalky marl layer separates the bottom from the top of the Upper Cretaceous body which is composed of bioclastic and sandy limestones (Saltel 2008).
- The Eocene aquifer, which is composed of successions of three reservoir units mainly formed from sandy limestones (Moussié 1972; Allard 1981).
- The Oligocene aquifer, which is composed of transmissive limestones (Singo 1981; Larroque 2004).
- The Miocene aquifer, which is formed from fine sandstones with coarse bioclastic sandstone layers.
- The Plio-Quaternary aquifer, which is characterised by various grain-sized sands.

Porosity type is variable, depending on the lithology and degree of alteration linked to the polyphased erosion phases during the anticline formation. Paleogene-Neogene limestone formations have commonly a primary porosity (Cerepi 1997; Cerepi et al. 2003). Limestone outcrops (Miocene and Oligocene formations in Fig. 1a) highlight a secondary porosity with bioclastic dissolution (Lans 2014). However, the lack of measurements in the study area does not allow one to say if these phenomena are only located near the surface or if deeper formations are alterated.

Materials and method

Wells and outcrop data

An extensive data set of geological records from existing wells was compiled. A total of 473 drillings in the study area were collected by the French Geological Survey (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BRGM), whereby all these data, available in the French drillings database (Banque du Sous-Sol), were used. Three deep petroleum exploration drill logs along the anticline axis provided information about the deepest Triassic units (ESSO REP, unpublished data, 1960). Four seismic profiles with good enough resolution for Upper Cretaceous formations were integrated into this dataset (Platel and Serrano 2008; Serrano and Saltel 2012).

Campano-Maastrichtian outcrops have been observed locally in river beds (Blanc 1973; Alvinerie and Gayet 1973). Ten of these outcrops were sampled for biostratigraphic analysis and to update stratigraphic interpretations. Geological exploratory drillings were undertaken during this study, specifically five destructive drillings (between 80 and 150 m in depth) and twelve core drillings have been completed (between 35 and 100 m in depth; Fig. 2). Most of the drillings reached Campano-Maastrichian or Cenomanian units. From the cuttings and the cores, a sedimentological analysis was conducted with respect to texture and main facies components, and their proportions, sedimentology, and biological structures were all described. The core description work was completed by examining 47 petrographic thin sections under a Nikon Eclipse Ci polarising microscope. Facies types were deduced from the study of thin sections. The reservoir properties were also characterised with porosity measured using a mercury porosimeter (Van Brakel et al. 1981; Pittman 1992) on 50 core samples. Hydraulic conductivity was deduced from the intrinsic permeability measurements of 47 core samples via a nonsteady-state air permeameter (IFP4; Monicard 1980).

Hydrogeological and hydrochemical data

A piezometric map of the Plio-Quaternary aquifer was developed from the water level measurements of 32 wells collected in May 2017. A simplified piezometric map of Campano-Maastrichtian groundwater level was created from seven wells in the study area and three wells beyond the map borders to the north–northwest of the study area in January 2020.

The water-level time series come from a new monitoring network installed in seven of the new wells. Water levels were recorded hourly since 2018. Hydrogeological measurements since 2015 (1,796 days of hourly observations) were also integrated from an existing monitoring network (Bodiniet, Antea group, unpublished report), comprising seven gauging stations on the Gât-Mort River and the tributaries of Leyre River, and from 11 piezometric monitoring sites in the Cenomanian and the Plio-Quaternary wells in Saint-Magne. Data available from the French Geological Survey network (BRGM 2019) were also integrated (Fig. 2).

The interactions between groundwater and surface water were inferred from both the geological study and a cross-correlation analysis (CCA) from piezometric time series. CCA is used to assess the degree of relation between two variables linked by a relationship of input-output (Mangin 1984; Chae et al. 2010; Lee and Lee 2000). Traditional analysis for groundwater involves rainfall and groundwater levels to infer aquifer recharge (Larocque et al. 1998). The shift in time between a rainfall event and its recorded impact on the piezometric time series is called the response time. It allows one to assess an aquifer's responsiveness after a rainfall event associated with recharge processes (Box et al. 2015; Larocque

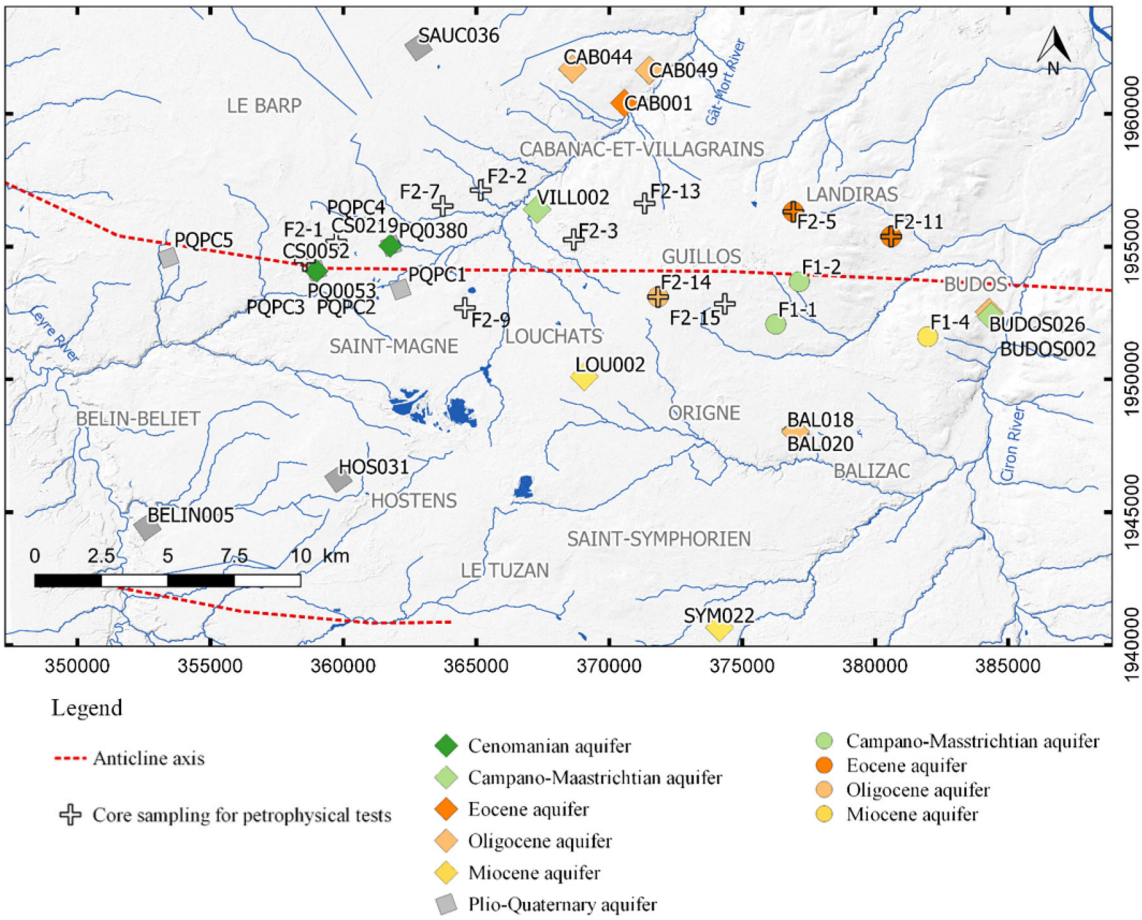


Fig. 2 Locations of monitored wells and cored wells

et al. 1998; Chae et al. 2010). For this study, the rainfall data were provided by Météo-France. This database corresponds to the distributed SAFRAN analysis system, available at the resolution of 8 km (Quintana-Seguí et al. 2008).

On a restrictive perimeter, a CCA between two wells from different adjoining aquifers that form part of the same multilayered aquifer system, may highlight hydraulic connectivity between them. For instance, a CCA between an upper unconfined aquifer (input) and a deeper confined aquifer (output) in the same place implies they are hydraulically connected.

The recharge of an unconfined aquifer was calculated from the piezometric time series of unconfined aquifers and the rainfall time series via the water-table fluctuation method (WTF) proposed by Mitchell et al. (2014). This method estimates the corresponding direct recharge values R_d from the piezometric time series of unconfined aquifers:

$$R_d = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (1)$$

where S_y is the specific yield, h is the groundwater elevation, t is the time, Δt corresponds to the recharge period and Δh is the difference between the peak of the upslope curve and the lowest point of the antecedent recession curve extrapolated to the time when the peak occurred (Wendland et al. 2015; Nimmo et al. 2015).

S_y corresponds to the drainable porosity, estimated either via efficient porosity by mercury porosimeter or from pumping tests (Delottier et al. 2018). The extrapolated recession curve represents the decreasing hydrographic trajectory of the monitoring well in the absence of any water-level rise following exponential equations (Singh and Stall 1971; Delbart et al. 2016; Healy and Cook 2002). Such an assumption is most valid over short periods of time (hours or a few days).

In addition to the piezometric time series and the rainfall evolution, several input parameters were needed, the most important being S_y and the characteristic time t_C. The characteristic time t_C of water is the transfer time through the vadose zone (Box et al. 2015; Delbart et al. 2016); however, in a Darcian porous medium, the real time of water front arrival is shorter. This time, called characteristic time, corresponds to the first point ($t > 0$) at which the slope of the cross-correlation function between rainfall and the piezometric time series is at its maximum.

These investigations include a study of geochemical parameters to constrain the hypothesis of groundwater motion. For four of the new wells, ^{14}C, $\delta^{13}C$ and ^{18}O and ^{2}H content were analysed at Paris Sud University (France) using the mass spectrometer ECHoMICADAS. Thirteen stable isotopic analyses of previous studies were integrated (Saltel 2008; Saltel et al. 2019). The residence time was calculated from radiocarbon activities (pmc) and isotopic $\delta^{13}C$—per mil as a deviation from Vienna Standard Mean Ocean Water for water and Pee Dee Belemnitella for carbonate and total dissolved inorganic carbon (TDIC; Fontes and Garnier 1979; Han et al. 2014). The analytical errors were 0.15 ± 0.015 for radiocarbon activity, $0.1 \pm 0.2‰$ for $\delta^{13}C$, $0.1 \pm 0.2‰$ for ^{18}O, and $0.01 \pm 2‰$ for ^{2}H. The residence times of groundwater were estimated using the geochemical software NETPATH (Plummer et al. 1994). The modelled ages were then calibrated into calendar ages (Reimer et al. 2013) using CalPal software (Weninger and Joris 2004).

Results

Facies, depositional environment, and aquifer properties

Permeability and porosity measurements were carried out for the 55 core samples (Table 1). The older units are Cenomanian bioclastic grainstones and rudstones (orbitolinids, ooïds, gastropods, bivalves and reworked corals in tempestites). The high degree of hydrodynamism of the facies deposits indicates a shoreface environment. After these deposits, grainstones and micrograinstones with glauconite, corals, orbitolinids and gastropods separated by wavy clayed beds were deposited on an external platform (packstones and wakestones with orbitolinids and sandstones). The mean permeability of the Cenomanian deposits, calculated across seven measurements, is 12 mD, while the mean porosity is 11%. Primary intergranular porosity is locally conserved. Secondary porosity due to bioclastic dissolution is the main porosity.

Turonian to Santonian units were not encountered during the latest drilling campaigns. Such units are composed of flinty chalky calcareous sediments with echindoderms, bryozoans and ostracods, but were found to be absent in the Saint-Magne area (Saltel 2008).

From the Upper Campanian to the Early Maastrichtian, packstone to wakestone limestones were formed on a distal external platform (Fig. 3a,b). These deposits are bioclast-rich (predominantly echinoderms and bryozoans). A few clay beds allowed for the identification of wave ripples. Flints of various sizes have been formed within these limestones. These intervals are strongly recrystallised (micritisation) or partially dolomitised (Fig. 3a,b). The permeability values vary between 6 and 55 mD. Porosity is mainly secondary (fractures, dedolomitisation, bioclastic dissolution) and its values vary between 6 and 32%.

During the Lower Maastrichtian, grainstones were formed on a proximal external platform (Fig. 3e). The permeability values vary between 3 and 260 mD and the mean porosity is 19%. Both lithostratigraphic units composed of grainstones (unit i) and packstones (unit h) were from the same aquifer unit.

Depositional environments continued to shallow. During the Upper Maastrichtian, the facies association of packstones and marls suggests an intern platform depositional environment. These units are altered by microcodium at the top due to the post-Cretaceous exposure of the Upper Cretaceous limestones.

During the Paleocene, Upper Cretaceous units were subjected to strong continental alteration with nodule-bearing calcareous regolith formation (Fig. 3d,f). The Paleocene regolith unit is the first confining unit under the Cretaceous aquifer units. Its permeability values are low and its mean porosity is 21%. Paleocene permeability values cannot be interpreted from petrophysical tests due to experimental bias: after the samples are dried, cracks form between the clayed matrix and flints or calcareous nodules.

The middle Eocene formation (from the Late Lutetian to the Early Bartonian) is characterised by sandy grainstone to rudstone limestones or calcareous sandstones with alveolina and nummulites. These units were deposited in a marginal-littoral environment. Their mean permeability is 3 mD and their mean porosity is 10% (Fig. 4a,b). Upper Eocene units are absent in the studied area. The recrystallisation phenomenon (sparite recrystallisation in particular) has decreased their initial porosity.

The primary Oligocene deposits are composed of grey bioclastic marls. Silty grainstone limestones are then deposited on a shallow platform. These grainstones form a good reservoir with a mean permeability of 1,480 mD and a mean porosity of 21% (Fig. 4a,b). The high values of porosity are caused by an important bioclastic dissolution. On the top of the Oligocene formations, grey and mottling clays were deposited in a lagoon environment. These marls constitute the Chattian and lower Miocene confining unit.

Only Burdigalian sedimentary bodies have been preserved in the area among the lower Miocene sediments. These deposits form a good aquifer, with a mean permeability of 6,379 mD and a mean porosity of 27% (Fig. 4b). Bioclastic dissolution creates a high secondary porosity; nevertheless, facies variations were observed. The Burdigalian sediments were deposited in a proximal environment. Reservoir properties can vary between foreshore sediments (aquifer unit) and palustrine sediments (confining unit).

Plio-Quaternary formations are composed of fining-upward sandy sequences of basin fill. The thickness of clay

Table 1 Intrinsic permeability, hydraulic conductivity (calculated for water at 20 °C), and total porosity of core samples (*C-M* Campano-Maastrichtian)

Borehole	Sampling depth (m)	Facies texture	Permeability (mD)	Hydraulic conductivity ($m.s^{-1}$)	Porosity (%)	Litho stratigraphic unit	Hydrostatigraphic unit
F2–1	66.00	Sandy grainstone	6.85	6.49×10^{-8}	6.85	j	Cenomanian aquifer
F2–1	70.80	Grainstone with orbitolinids	15.92	1.51×10^{-7}	9.78	j	Cenomanian aquifer
F2–1	82.70	Silty sandstone with algae and clay beds	3.36	3.18×10^{-8}	13.00	j	Cenomanian aquifer
F2–1	86.97	Bioclastic flint grainstone	19.29	1.83×10^{-7}	9.56	j	Cenomanian aquifer
F2–1	90.70	Miliolite grainstone	20.00	1.89×10^{-7}	22.94	j	Cenomanian aquifer
F2–1	94.40	Bioclastic dolomitic grainstone	–	–	9.09	j	Cenomanian aquifer
F2–1	96.50	Bioclastic dolomitic grainstone	3.79	3.59×10^{-8}	12.51	j	Cenomanian aquifer
F2–1	98.60	Bioclastic micrograinstone	18.09	1.71×10^{-7}	7.21	j	Cenomanian aquifer
F2–11	14.45	Green clay with oxygenation marbling	4.03	3.82×10^{-8}	–	d	Oligocene confining unit
F2–11	25.00	Calcareous sandstone	3.25	3.08×10^{-8}	4.45	e	Middle Eocene confining unit
F2–11	36.40	Sandy bioclastic grainstone	2.30	$2{,}18\times10^{-8}$	5.32	e	Middle Eocene confining unit
F2–13	13.10	Clayed marls with siliceous nodules	–	–	9.94	f	Paleocene confining unit
F2–13	14.80	Alteration clay	–	–	16.48	f	Paleocene confining unit
F2–13	21.30	Karstic limestone with clayed filling	6.94	6.67×10^{-8}	1.96	g	Maastrichtian confining unit
F2–13	28.80	Bioclastic grainstone	3.28	3.11×10^{-8}	19.56	i	C-M aquifer
F2–13	32.72	Bioclastic grainstone	6.20	5.87×10^{-8}	15.85	i	C-M aquifer
F2–13	32.72	Bioclastic grainstone	6.21	5.88×10^{-8}	21.82	i	C-M aquifer
F2–13	37.10	Bioclastic grainstone	260.78	2.47×10^{-6}	18.58	i	C-M aquifer
F2–14	29.80	Calcareous silt	2916.96	2.76×10^{-5}	23.76	c	Oligocene aquifer
F2–14	29.80	Calcareous silt	2916.96	2.76×10^{-5}	34.86	c	Oligocene aquifer
F2–14	35.80	Silty bioclastic marl	8.00	7.57×10^{-8}	17.31	b	Miocene confining unit
F2–14	47.60	Coarse bioclastic silty grainstone	721.55	6.83×10^{-6}	10.34	c	Oligocene aquifer
F2–14	49.50	Coarse bioclastic silty grainstone	127.60	1.21×10^{-6}	14.28	c	Oligocene aquifer
F2–15	43.30	Glauconitic silty micrograinstone	7.50	7.10×10^{-8}	15.49	b	Miocene confining unit
F2–15	44.00	Silty micrograinstone	2754.42	2.61×10^{-7}	23.18	c	Oligocene aquifer
F2–15	44.11	Silty micrograinstone	2757.45	2.61×10^{-7}	23.18	c	Oligocene aquifer
F2–15	45.50	Sandy grainstone with Miliolidae	613.20	5.81×10^{-6}	19.17	c	Oligocene aquifer
F2–15	47.60	Coarse silty grainstone	5.67	5.37×10^{-8}	21.20	c	Oligocene aquifer
F2–15	48.50	Coarse silty grainstone	1345.50	1.27×10^{-5}	22.26	c	Oligocene aquifer
F2–2	30.00	Altered limestone with flint	–	–	13.99	f	Paleocene
F2–2	37.00	Dolomitic packstone	54.75	5.18×10^{-7}	19.52	h	C-M aquifer
F2–2	39.90	Dolomitic grainstone	95.78	9.07×10^{-7}	18.58	i	C-M aquifer
F2–2	40.30	Glauconitic bioclastic packstone	3.37	3.19×10^{-8}	7.76	h	C-M aquifer
F2–2	42.55	Grainstone with cross-bedded stratification	118.85	1.13×10^{-6}	14.69	i	C-M aquifer

Table 1 (continued)

Borehole	Sampling depth (m)	Facies texture	Permeability (mD)	Hydraulic conductivity ($m.s^{-1}$)	Porosity (%)	Litho stratigraphic unit	Hydrostatigraphic unit
F2–2	45.90	Micropackstone	4.03	3.82×10^{-8}	17.22	h	C-M aquifer
F2–3	16.00	Green marbled clay	7.00	6.63×10^{-8}	13.68	b	Miocene confining unit
F2–3	29.00	Wakestone	37.80	3.58×10^{-7}	29.01	h	C-M aquifer
F2–3	34.43	Bioclastic wakestone	8.72	8.26×10^{-8}	32.43	h	C-M aquifer
F2–5	36.50	Calcareous sandstones with cross-bedded stratification	637.14	6.03×10^{-6}	21.30	c	Oligocene aquifer
F2–5	37.52	Altered silty marls	7.42	7.03×10^{-6}	22.14	d	Oligocene confining unit
F2–5	40.00	Grey marls	536.55	5.08×10^{-6}	26.14	d	Oligocene confining unit
F2–5	45.40	Glauconitic silt	3.10	2.94×10^{-8}	21.42	e	Middle Eocene aquifer
F2–5	46.10	Bioclastic sandy grainstone	3.14	2.97×10^{-8}	6.63	e	Middle Eocene aquifer
F2–5	49.20	Bioclastic silty grainstone	3.36	3.18×10^{-8}	10.93	e	Middle Eocene aquifer
F2–5	54.00	Altered packstone	4.56	4.32×10^{-8}	6.55	h	C-M aquifer
F2–7	14.35	Coarse bioclastic rudstone	6000.00	5.68×10^{-5}	32.95	a	Miocene aquifer
F2–7	22.65	Coarse bioclastic grainstone	6757.00	$6{,}40\times10^{-5}$	21.25	a	Miocene aquifer
F2–7	26.35	Clay	–	–	31.92	f	Paleocene confining unit
F2–7	27.70	Bioclastic wakestone	6.03	5.71×10^{-8}	15.06	h	C-M aquifer
F2–7	32.80	Glauconitic packestone	6.35	6.01×10^{-8}	17.47	h	C-M aquifer
F2–7	32.80	Glauconitic packestone	6.40	6.06×10^{-8}	14.00	h	C-M aquifer
F2–7	33.55	Glauconitic packestone	7.18	6.80×10^{-8}	20.50	h	C-M aquifer
F2–7	44.40	Micropackstone	34.00	3.22×10^{-7}	22.80	h	C-M aquifer
F2–9	41.95	Clayed flint sandstone	244.00	2.31×10^{-6}	16.54	f	Paleocene confining unit
F2–9	42.00	Clayed flint sandstone	442.96	4.19×10^{-6}	34.48	f	Paleocene confining unit
F2–9	52.20	Bioclastic flint packstone	16.21	1.53×10^{-7}	23.12	h	C-M aquifer

intervals at the end of each sandy sequences is more important in the south-west of the study area.

Heterogeneity in properties was observed on hydrostratigraphic facies groups, especially in reference to Oligocene and Campano-Maastrichtian units, due to differential alteration near the Villagrains-Landiras anticline axis. The alteration phenomenon has dissolved dolomite and bioclasts and increased aquifer permeability and porosity (Fig. 3a,b). Porosity is locally close to 20% and the permeability rises to 80 mD (Table 1). On other samples, alteration causes rock oxidation and clay formations, reducing permeability and porosity (Fig. 3d,f). Alteration processes have led to a considerable variability in reservoir properties, which can be more important than local facies variation. Rock exhumation phases are crucial for the development of the aquifer properties with an increase in porosity and permeability values. Distinct facies can be locally considered as a whole owing to meteoric alteration.

Hydrogeology

Groundwater flow

Plio-Quaternary piezometric contours during the high-water period mimic topographic contour lines (Fig. 5a). A Plio-Quaternary piezometric dome is located in the elevated area of the anticline axis. Hydraulic head values range from 19 m asl in the lower part near incised rivers to 83 m asl in the higher part. Connections exist between the river network and the Plio-Quaternary aquifer. Groundwater flows from the

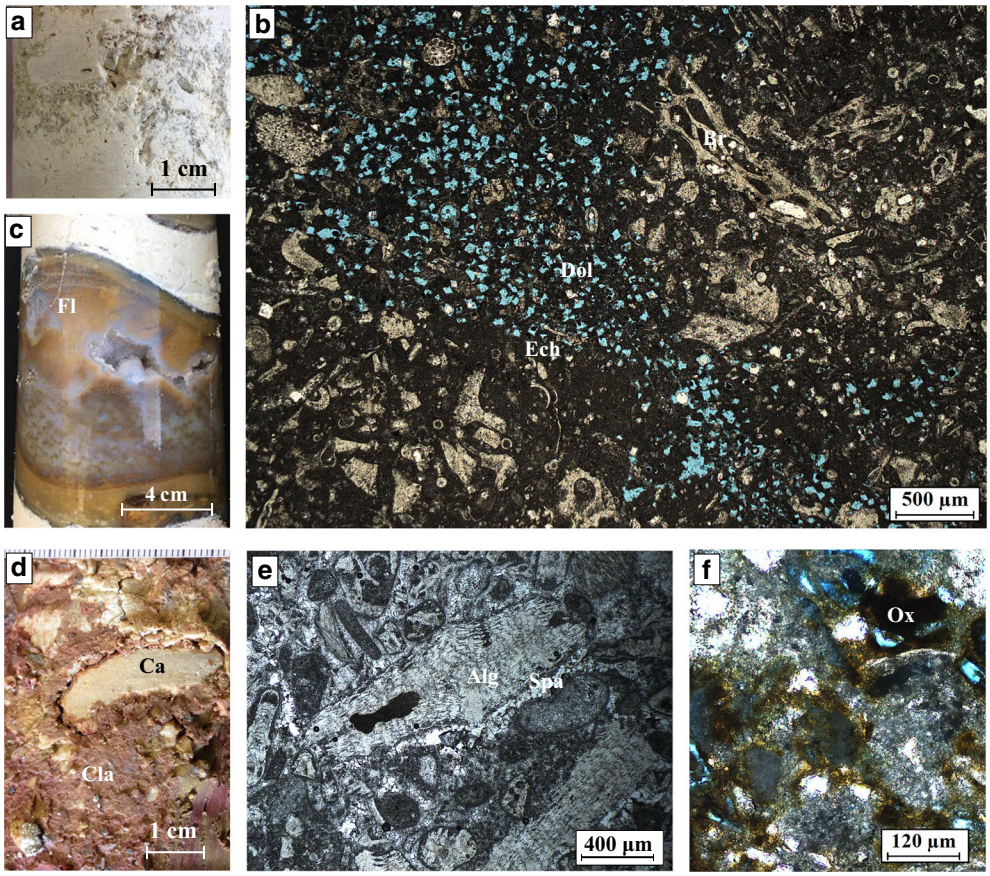


Fig. 3 Macroscopic facies and optical microscope images from the Campano-Maastrichtian formations and its altered facies from the Paleocene: **a** Altered Campano-Maastrichtian packstones, Ec Echinoderm, Dol dolomite ghost, Br Bryozoan; **b** associated thin section; **c** Campano-Maastrichtian flinty (Fl) limestones; **d** Paleocene regoliths (Cla clay) with calcareous nodules (Ca); **e** Campano-Maastrichtian grainstones, Alg algae, Sp sparite; **f** Continental alteration (Ox oxidation)

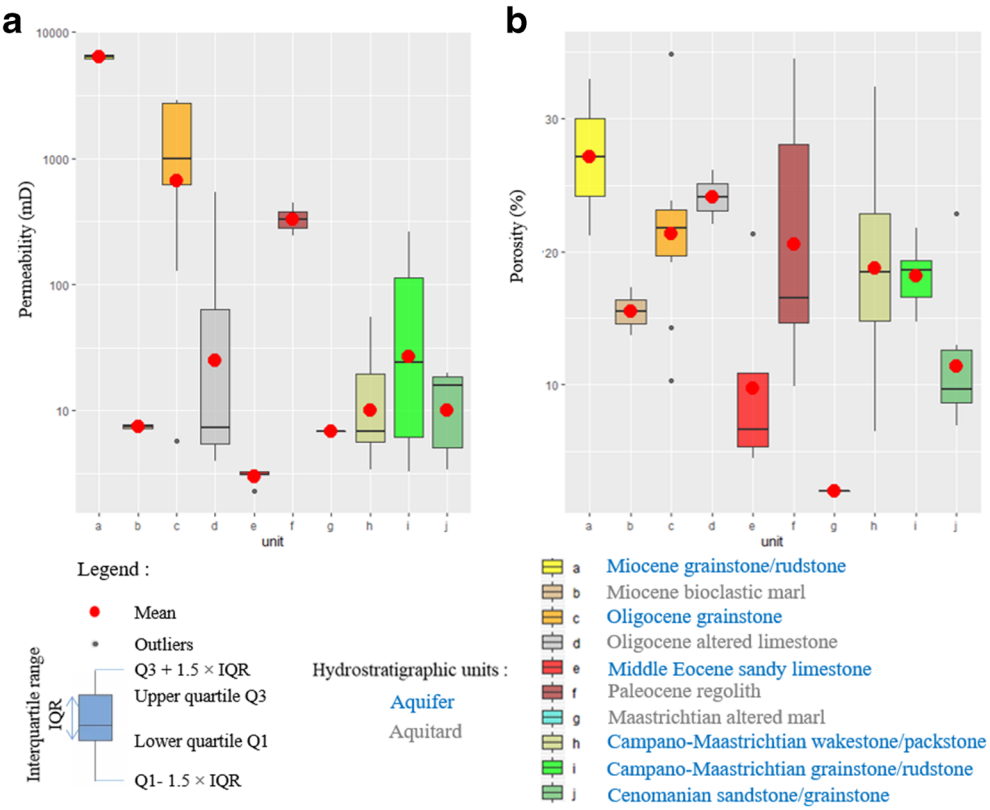


Fig. 4 **a** The permeability values and **b** the porosity values of main cored facies

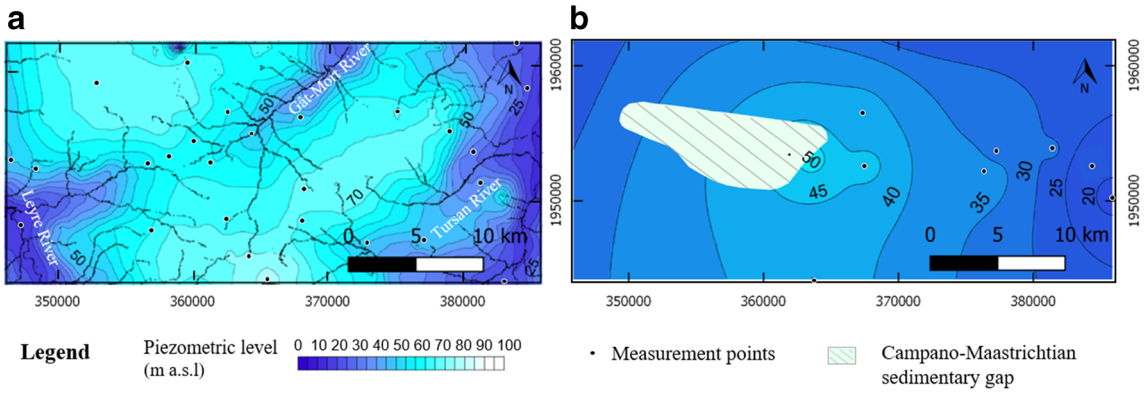


Fig. 5 Piezometric maps: **a** Plio-Quaternary and **b** Campano-Maastrichtian groundwater level elevation

highest area near the Villagrains-Landiras anticline to the lower parts in the northeast (mean gradient of 2.8×10^{-3}) and the southwest (mean gradient of 4.5×10^{-3}; Fig. 5a). The hydraulic head pattern emphasises the role of the anticline in driving radial phreatic flow. The steepest gradients of the hydraulic head correspond to the high slopes such as the Leyre River and the Ciron River upstream from Budos with a hydraulic gradient of 2.7×10^{-2}.

A groundwater mound of the Campano-Maastrichtian aquifer is located on the anticline axis in Villagrains and Saint-Magne (Fig. 5b). The high structure and the dip of geological layers have impacts on flows. On the northern flank of the anticline, water flows towards the north, while on the southern flank, water flows towards the south. In addition to these flows along the anticline axis, an eastward water flow is also observed. Hydraulic head values are 30 m asl in Landiras and rise to 51 m asl in Saint-Magne (Fig. 5b). The higher values are located in Saint-Magne and Villagrains. The head distribution in this area suggests that a local recharge of the Cretaceous aquifer must be possible directly by outcrops and/or indirectly by vertical leakage from upper aquifers. Water flow heading to the eastern periclinal zone occurs opposite to the regional flows, with a gradient of 1.5×10^{-3} from the east to the west. In the eastern part of the area, the groundwater mound shifts to the southern flank. This flow direction occurs opposite to the regional flows' direction.

Only in a restricted area of around 8,000 m^2, downstream of the Campano-Maastrichtian outcrops, the interpolation of the Campano-Maastrichtian is higher than topography. This area is a likely discharge zone of the Campano-Maastrichtian to the Tursan River. Another piezometric map has been constructed with control points in the probable discharge zone in the Tursan river bed. Piezometric contours are slightly modified. There is little difference in the piezometric shape observed at the map scale and the studied area scale. This Campano-Maastrichtian discharge is also highlighted by geochemical water analysis of the Tursan River. Downstream of Campano-Maastrichtian, waters in the Tursan River are more mineralised than in the upstream of these outcrops (Saltel 2008).

Time series

The complexity of relations between the Cenomanian aquifer, the surrounding aquifers, and surface water is generated by aquifer and confining-unit geometries induced by the anticline structure. These geometries lead to direct hydraulic connection with the phreatic Plio-Quaternary aquifer. In the western part of the study area, in Saint-Magne, the Cenomanian well water level fluctuation (CS0219) shows a very good correlation with the Plio-Quaternary aquifer (Fig. 6a). On the other hand, anticline structure may isolate the Cenomanian aquifer from the surface, as demonstrated by the Cenomanian well (CS052), where a stronger independence regarding surface events is highlighted (Fig. 6b). Here the cross-correlation coefficient with the Plio-Quaternary aquifer is 0.7 with 7 days of delay (Table 2). These results highlight vertical transfers of pressure, which may be associated with potential recharge phenomena. Finally, the geometries could control the connections between the Upper Cretaceous aquifer units. The CS0219 time series is correlated with the Campano-Maastrichtian water level (VILL002 and F1–5 wells), with a

Table 2 Maximum cross-correlation coefficients between piezometric time series or rainfall as input and piezometric time series as output

F2–5	F1–2	F1–1	BAL018	BAL020	F1–4	Rainfall	Wells
1	0.60	0.40	0.70	0.60	0.70	0.11	F2–5
	1	0.70	0.50	0.30	0.77	0.11	F1–2
		1	0.95	0.60	0.74	0.18	F1–1
			1	0.62	0.80	0.12	BAL018
				1	0.75	0.19	BAL020
					1	0.15	F1–4

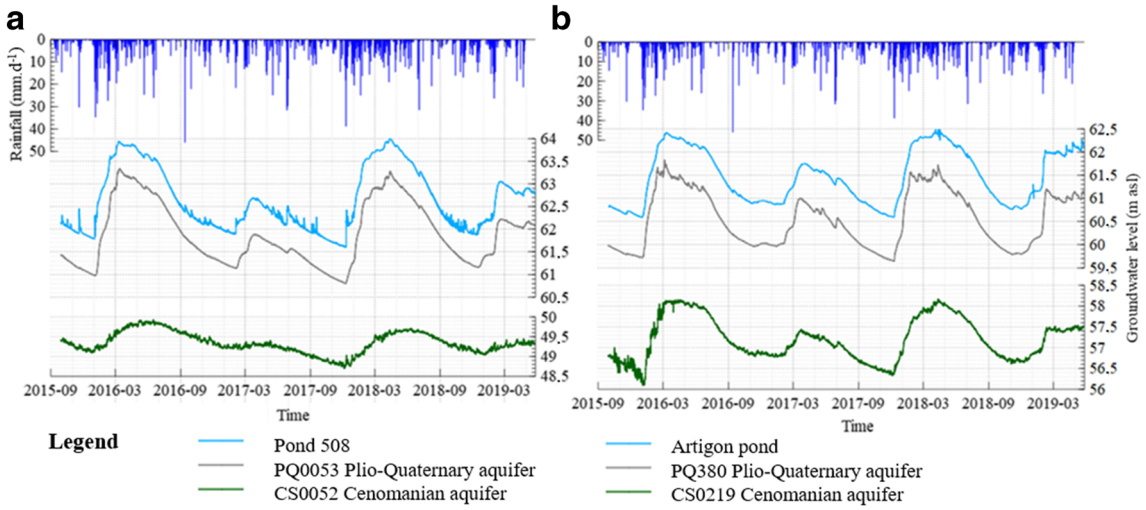


Fig. 6 Piezometric time series in Saint-Magne: **a** in the north of Saint-Magne where the Paleogene-Neogene confining units are absent or very thin; **b** in the south of Saint-Magne where the thickness of the Miocene confining unit is 5 m

high correlation coefficient of 0.97 (Table 2). Thus, near the anticline axis in Saint-Magne (location in Fig. 2), the Cenomanian aquifer time series manifests the same behaviour as the Campano-Maastrichtian aquifer. The confining unit thicknesses in CS0219, VILL002 and F1–5 are similar (between 5 and 10 m). The water is likely to infiltrate into groundwater and pass through confining units. The same behaviour of water level in these wells is explained by the same conditions of vertical leakage towards Cenomanian and Campano-Maastrichtian aquifers. Another hypothesis is that the lateral connectivity between these two aquifer units on both sides of the anticline (Fig. 12).

The thickness of the confining units has a control on underlying aquifers. The thicker the confining unit, the more attenuated is the piezometric evolution signal. A time lag of the piezometric signal can be observed in the underlying aquifer time series. In the centre of the area, the Miocene and the Plio-Quaternary aquifers' time series are highly correlated in the centre of the studied area (Fig. 7; Table 2). Nevertheless, the confining units at the bottom of the Oligocene aquifer and the Paleocene confining unit slow inter-aquifer flows. The Eocene's water-level (F2–5) amplitude between extremes is smaller than the seasonal amplitudes of other aquifers (Fig. 7). On the north flank, this weak response after a rainfall event may be explained by the presence of two confining units that frame the Eocene aquifer unit and slow hydraulic exchanges. The F1–2 well is less responsive than other wells after a rainfall event due to the Paleocene confining layers' thickness on the axis. Vertical leakage is attenuated in the Paleocene confining unit extension zone.

On the south flank, deep aquifers are more responsive after a rainfall event than on the anticline axis. The water-level amplitude of the Campano-Maastrichtian aquifer (F1–1) between high and low water is higher than on the anticline axis. This area may be a potential recharge zone. Moreover, the Maastrichtian water level and the Oligocene water level are similar on the south flank (Fig. 7). The maximum correlation coefficient between the BAL018 and F1–1 time series rises to 0.95 (Table 2). This strong correlation may be due to the same vertical leakage phenomenon or horizontal connections between the Campano-Maastrichtian aquifer on the south flank (on F1–1 well area) and the Oligocene aquifer in the further south (in the BAL018 well area).

East of the anticline, the interactions between the Upper Cretaceous aquifer and Paleogene-Neogene aquifers are multiple. These interactions are from the thinning of the confining layers as well as by the proximity of Paleogene-Neogene outcrops. The Upper Cretaceous aquifer (wells F1–1 and BUDOS002) is highly correlated with the Oligocene aquifer (wells BAL018 and BUDOS026) on the south flank in Landiras, Balizac and Budos, showing a maximum correlation coefficient between 0.62 and 0.70 (Table 2). These high values of the maximum correlation coefficient are likely due to hydraulic pressure interconnections. In the same area, the piezometric level of the Upper Cretaceous aquifer is higher than that of the Oligocene aquifer; thus, in the zones where these two aquifers are in contact, water in the Upper Cretaceous aquifer is likely to flow towards the Oligocene aquifer.

For the multilayered aquifer system, transfer pressure can be identified between two entities by quasisimultaneous fluctuations in the groundwater time series. The time lag is from either a very thick confining unit between the two aquifers or mass transfer through a thin, semipermeable unit (Larroque et al. 2013). Only the knowledge of the sedimentary body's geometry can discriminate the two phenomena. In the whole study area, high-frequency peaks of groundwater-level time series are simultaneous for the Tertiary and Cretaceous aquifers, indicating a pressure transfer from shallow aquifers to deeper aquifers. By contrast, the low-frequency peaks are

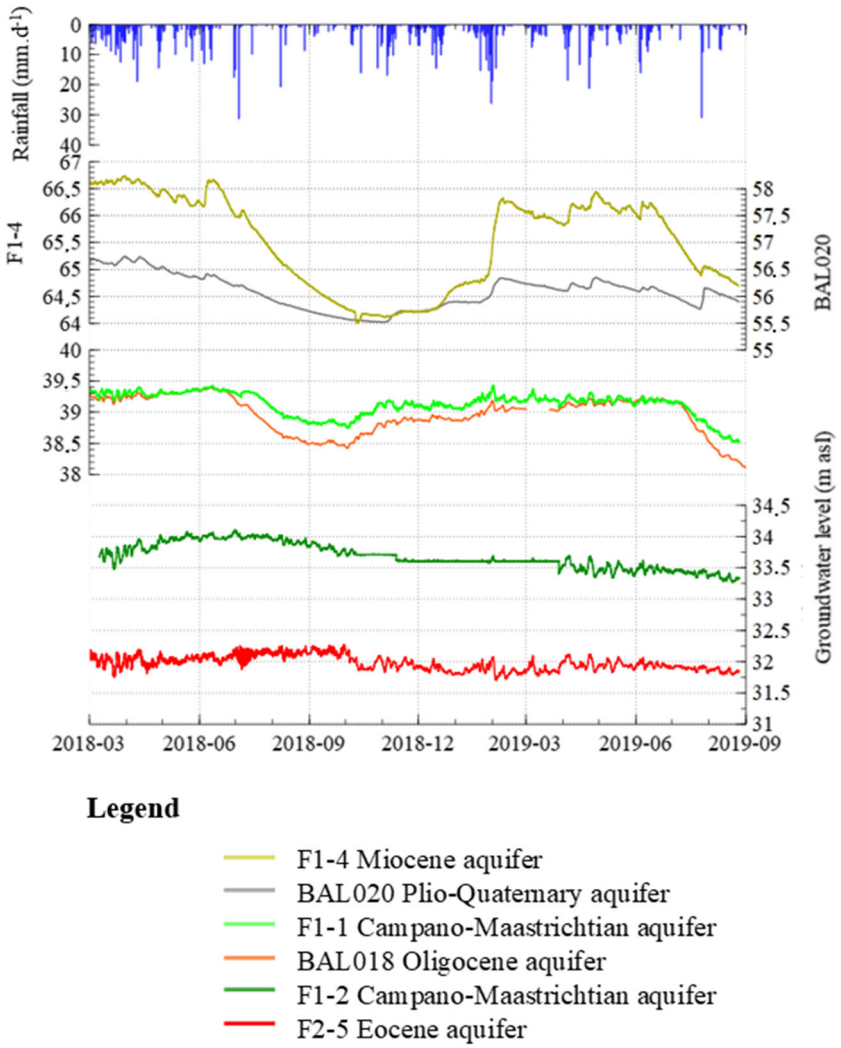


Fig. 7 Piezometric time series in the centre of the area

shifted (Fig. 7). This lag time highlights the low-frequency components of the time series. Shallower aquifers have recession curves that are more pronounced. This is the case for the Plio-Quaternary and the Miocene time series, displayed in Fig. 7, highlighting an important recharge water volume for shallow aquifers and then the mass transfer and eventual recharge of deeper aquifers with a time delay.

Recharge calculation for unconfined and semi-confined aquifers

Strong amplitudes between high and low water levels in wells suggests groundwater recharge of shallower aquifers during winter period (Fig. 7). Recharge calculation using the water-table fluctuation (WTF) method allowed the recharge values to be estimated. The recharge periods are similar in each well (Fig. 8). Only in SAUC0036 are long recharge periods observed, although the sum of the recharge value across all periods is similar to the Plio-Quaternary and the Miocene recharge values. Mean recharge through the Plio-Quaternary aquifer is estimated at 0.10 ± 0.05 m/year (water height). The specific yield value of the Plio-Quaternary aquifer is 4.5×10^{-2}. This value comes from pumping tests in similar formations in Northern Gironde (Koller et al. 2018). In the southwest of the area, Plio-Quaternary sand has a higher clay content. The storage coefficient value near BELIN005 is 1×10^{-3} (Ly 1969). The water-level time series signal does not contain high-frequency components, in contrast to the others Plio-Quaternary time series, which respond quickly after a rainfall event.

The recharge of the Oligocene and the Campano-Maastrichtian aquifers was calculated near outcrops. Near the Campano-Maastrichtian outcrops, the Campano-Maastrichtian aquifer recharge periods are similar to those of the Plio-Quaternary aquifer. The recharge value is 0.14 m/year, with a capacity value of 6.6×10^{-2}. The difference in recharge values between the Campano-Maastrichtian and the Plio-Quaternary is due to the higher capacity value of the Campano-Maastrichtian ($S_y = 6.6 \times 10^{-2}$) compared to Plio-Quaternary ($S_y = 4.5 \times 10^{-2}$).

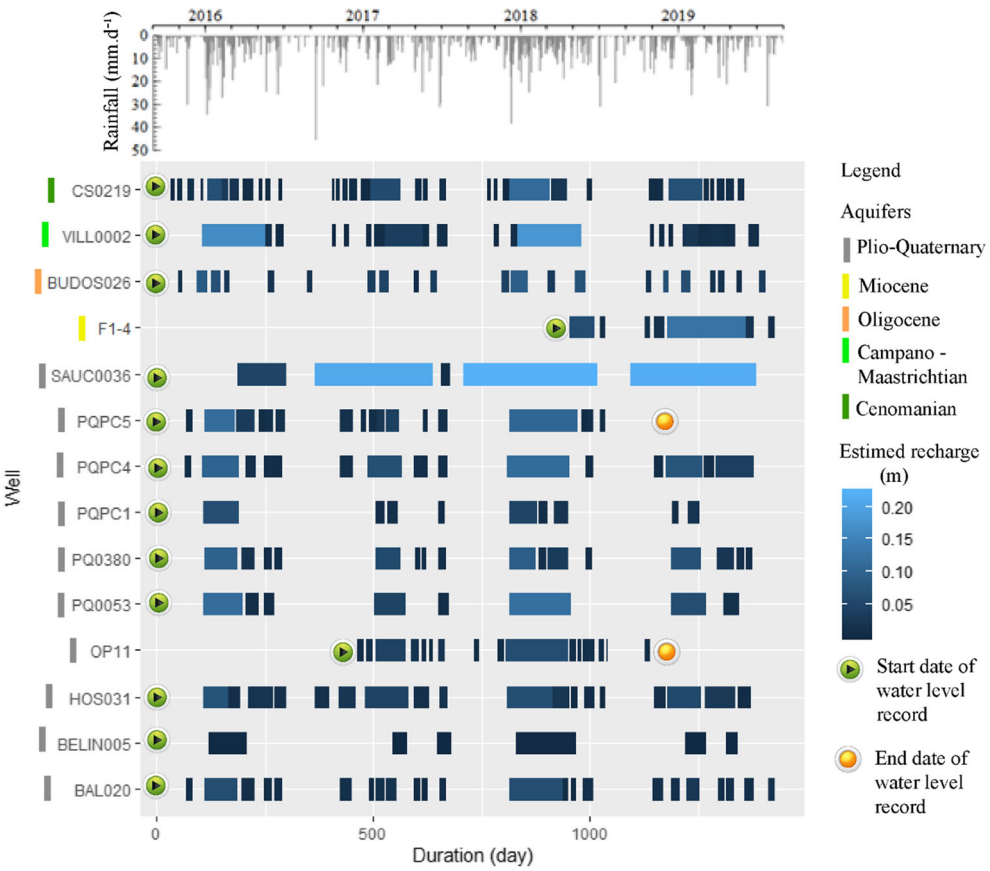


Fig. 8 Recharge periods and recharge values estimated from water-table fluctuation (WTF) method

The Oligocene recharge periods near the outcrops in Budos are shorter despite a relatively large annual recharge, estimated at 0.22 m/year (Fig. 8). The precipitation time series are similar to those in the rest of the area. The recharge periods in Budos (BUDOS026) are shorter because the water level increases quickly after a rainfall event and then decreases slowly. The slow decrease explains the spacing of recharge periods.

The Cenomanian recharge in Saint-Magne is estimated at 0.14 m/year. This value is similar to the Plio-Quaternary recharge; nevertheless, the recharge periods are more numerous and shorter than the Plio-Quaternary recharge (Fig. 8). Despite the coherence of the results, the limit of the WTF method is reached because the Cenomanian aquifer is semiconfined. Its water level is 3.5 m below the Plio-Quaternary water level. Similar recharge values are obtained because groundwater fluctuations in these two aquifers are similar (Fig. 6b). Cenomanian groundwater recharge may occur indirectly through the shallower aquifer. The thickness of the confining layers between the shallower aquifer and the Cenomanian aquifer is 4 m (at the well CS0219), decreasing towards the west (Fig. 12). This result must be used carefully, because other phenomena such as lateral flows, should be taken into account as well.

Geochemical characterisation

Near the anticline axis, water δ^2H content ranges from −38.59 to −33.49‰ and water $\delta^{18}O$ content ranges from −5.96 to 5.24‰. These are both included to the interval of water isotopic values in the study area (Fig. 9). All samples are close to the meteoric water line established by measurements at Dax station (IAEA/WMO 2018). δ^2H values versus $\delta^{18}O$ values are lined up, and the local meteoric water line is established from this regression ($\delta^2H = 5.981\ \delta^{18}O - 0.3683$). This matching highlights the meteoric origin of groundwater. Eocene aquifer water on the north flank has small contents of δ^2H and $\delta^{18}O$ and reveals a depletion of heavy isotopes. Previous studies (Douez 2007; Saltel et al. 2019) have demonstrated that such depletion is associated with older water ages, corresponding to the cooler climate of the Last Glacial Period.

Near the anticline axis, all values are close to the mean values at Dax station (Fig. 9). This observation may foreshadow flows between aquifers of the multilayered system and the proximity of the aquifers' recharge areas.

To define deeper water flows, residence times were calculated in deep aquifer water via various correction models. Initial activities of radiocarbon isotopes were determined

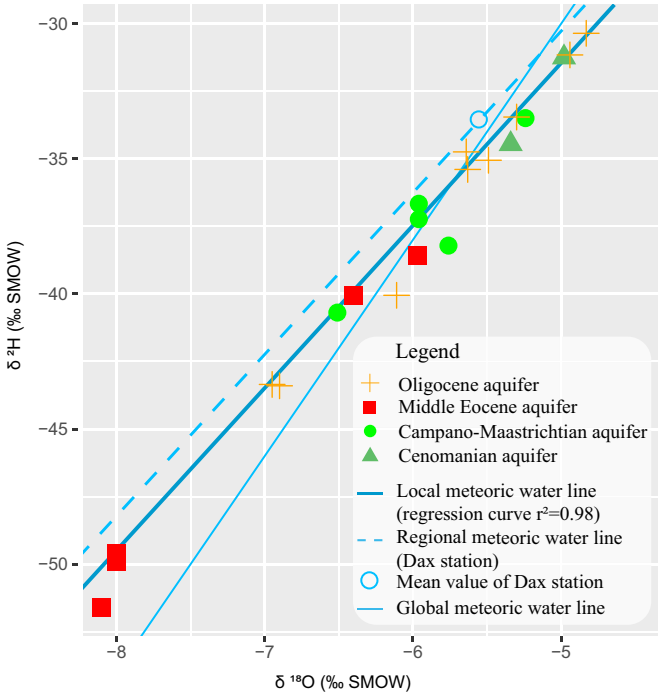


Fig. 9 Plot of $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ content in groundwater collected in Gironde

using mass balances (Tamers 1975), isotope balance (Ingerson and Pearson 1964) and chemical mixing with isotopic exchange (Fontes and Garnier 1979; Eichinger 1983; Mook 1980). The chemical processes considered were the CO_2 dissolution and carbonates exchanges between liquid phase and solid phases (Clark and Fritz 1997).

The Campano-Maastrichtian aquifer waters have similar residence times along the anticline axis—2,000 years BP in Landiras (F-Caves) and 2,200 years BP in Saint-Magne (F1–5). They are younger than the Oligocene (6,300 years BP in F2–14). Eocene water samples near Campano-Maastrichtian and Oligocene outcrops have been dated to 1,900 years BP (F2–11). These results have been calculated doing the mean of the results of the Tamers, Fontes and Garnier, and Eichinger models (Plummer et al. 1994). The residence time standard deviations of these four models are between 200 and 800 years. An initial interpretation is that more recent waters are near Campano-Maastrichtian outcrops on the anticline axis.

An increase in age values far away from the anticline axis is observed for all aquifer units from the Cenomanian to the Oligocene. The Oligocene aquifer waters are younger near the anticline axis (6,300 years BP in F2–14) than on the anticline flanks. On the south flank, Oligocene water ages are 25,500 years BP (BAL018) and on the north flank, the waters are 15,800 years old (Saltel et al. 2019).

The Eocene aquifer waters are younger near the anticline axis (F2–11) than on the north flank, where they are 16,700 years BP (Saltel et al. 2019). On the anticline axis, the Campano-Maastrichtian water ages are on average 2,100 ± 400 years BP, whereas on the flanks, they are older. On the south flank, the waters are 11, 400 years BP (in BAL018 well) and on the north flank, they are around 14,300 years BP (Saltel et al. 2019); thus, the recharge of a deep aquifer may occur along the anticline axis, where residence times are shorter.

These results are consistent with previous studies in the area (Saltel 2008; Saltel et al. 2019). The water in each aquifer unit is younger on the anticline axis and older farther from the axis. A greater difference is observed in Cenomanian water ages: on the anticline axis, the waters are between 978 and 5,700 years BP (respectively in CS0219 and in CS0052), whereas on the north flank, the Cenomanian aquifer waters are older (between 7,400 and 16,800 years BP). These values confirm the recharge of the Upper Cretaceous and the Tertiary aquifers near the anticline axis. They are also consistent with the pattern of hydrodynamic flows.

Discussion

Anticline formation and its evolution

During the Upper Cretaceous, alternation between deposition of limestones and marls led to the formation of a succession of aquifer and confining units (Fig. 10a). Firstly, the Cenomanian transgression led to the deepening of the area from a foreshore environment to a shoreface environment, then, a main regression phase during the Campano-Maastrichtian caused a change from a distal external platform (Upper Campanian and Early Maastrichtian) to an internal platform environment (Upper Maastrichtian). The anticline formation from the Upper Cretaceous resulted in the continentalisation of the centre of the area during the Paleocene. The shoreline around Villagrains-Landiras moved according to transgression and regression cycles, influenced by mean sea water level as well as by the Pyrenean compression (Fig. 10b–d).

Due to the uplift linked with the anticline formation, the axis zone of the structure emerged. Consequently, subsurface deposits were eroded during the Paleogene-Neogene in the Villagrains-Landiras island (Fig. 10b–d). During the middle Eocene, sediments were deposited in a marginal littoral environment around the Villagrains-Landiras island where outcropping strata were proned to erosion. The Turonian and Campano Maastrichtian units are missing in the west of Saint-Magne. It is possible that the main erosion phase of these units took place during the Eocene period.

During the Oligocene, the sea line continued to weave around the Villagrains-Landiras island and Pyrenean compression forces decreased. In the study area, these dynamics resulted in a more planar depositional profile. A shallow platform was established around the island. A pinnacle reef was located in the eastern periclinal zone, then the Chattian

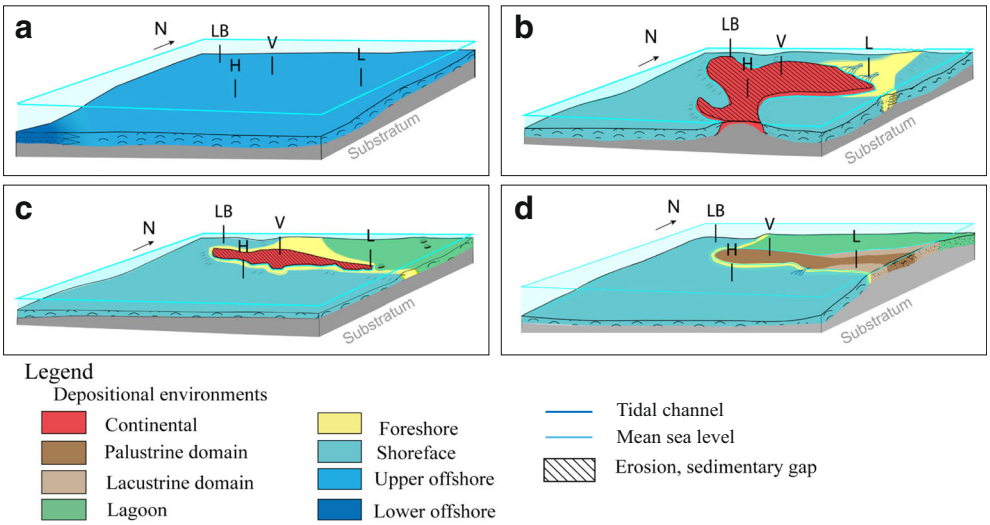


Fig. 10 Paleogeographical evolution of the Villagrains-Landiras anticline: **a** during the Campano-Maastrichtian; **b** during the Eocene; **c** during the Oligocene; **d** during the Miocene. Legend: H Hostens, L Landiras, LB Le Barp, V Villagrains

regression led to clay deposition in a lagoon environment. A confining unit was formed from Chattian and lower Miocene marls. During the Miocene, the depositional environment was very proximal (foreshore, lagoon, palustrine and lacustrine). The sediments are deposited uncomfortably on older formations and slight refaulting that occurred on the Leyre and Saint-Magne faults.

Anticline formation affected the nature of the deposits depending on the alteration processes. On the anticline axis, alteration proved more important. Near the surface, the subsurface unaltered limestone formations became more porous because of bioclasts dissolution (Fig. 11g,d). The diameter of existing pores increased and new macropores appeared (Fig. 11f); then, following another regression phase which leads to the emersion of sedimentary formations, oxides and clays were formed. This continental alteration substantially reduced the strong reservoir properties (Fig. 11). Macropores and mesopores were filled by oxides and clays (Fig. 11d–f). The final alteration profile is composed of an aquifer at the bottom and a confining unit on top (Fig. 11a).

Following clay formation, if an area is drained by groundwater or surface water, alteration residuals are removed from the surface or cavities and aquifer permeability increases again (Dubois et al. 2014). The same phenomenon may have occurred at the zone of intermittent saturation (Dupont et al. 2018). Regolith formation occurs in a hot climate with strong chemical alteration. These conditions existed in the area during the Paleocene. During the Eocene and the Oligocene, in the continental zone, climate conditions did not allow regolith formation and its preservation, and mechanical erosion was predominant. Only oxides accumulated on the thin erosion surface, which did not form a confining unit, as opposed to the Paleocene regoliths. Nevertheless, Paleocene regoliths were eroded during the Paleogene-Neogene at the same time as Campano-Maastrichtian units in the Saint-Magne area.

Impact of the Villagrains-Landiras anticline on hydrogeological structures and recharge/discharge modalities

The continued evolution of the anticline lead to the global pinching out of the synchronic geological deposits while the existing formations were folded. The change of depositional environments linked to tectonic evolution resulted locally in the formation of a complex, multilayered aquifer system. The vertical structure here indicates the thickening of the confining units away from the anticline axis, where they are absent (Fig. 12). The erosion surface and deposition gap are limited to this axis, where only the older formations (Cretaceous) are preserved.

Near the anticline axis, the Eocene and Oligocene confining units become thinner until they totally disappear (Fig. 12). In Villagrains and Saint-Magne, the Upper Cretaceous aquifer and the lower Miocene aquifer are only separated by a very thin confining layer (around 2 m). The Paleocene to Oligocene units have been eroded, while the Upper Cretaceous may be fed by vertical leakage across the Miocene aquifer.

Several aquifer layers are laterally in contact with one another, due either to fault displacement, bringing in contact two different aquifer units on both sides of the fault into contact with one another, or due to the anticline flexure. Indeed, the dip of layers on the anticline flanks with flexure allows lateral flows between aquifer units if confining layers are absent. An important decrease in the confining layers' thicknesses is observed (Fig. 12). The lateral contact between different aquifer units is highlighted in Saint-Magne (between CS0219 and F2–7) and in Landiras (F2–11; Fig. 12); moreover, the Upper Cretaceous aquifer is in contact with the Oligocene aquifer in the southwest of the area and with the Eocene aquifer in the east of the area.

The sedimentation during anticline evolution is associated with tectonics and faulting events. Folding episodes are often

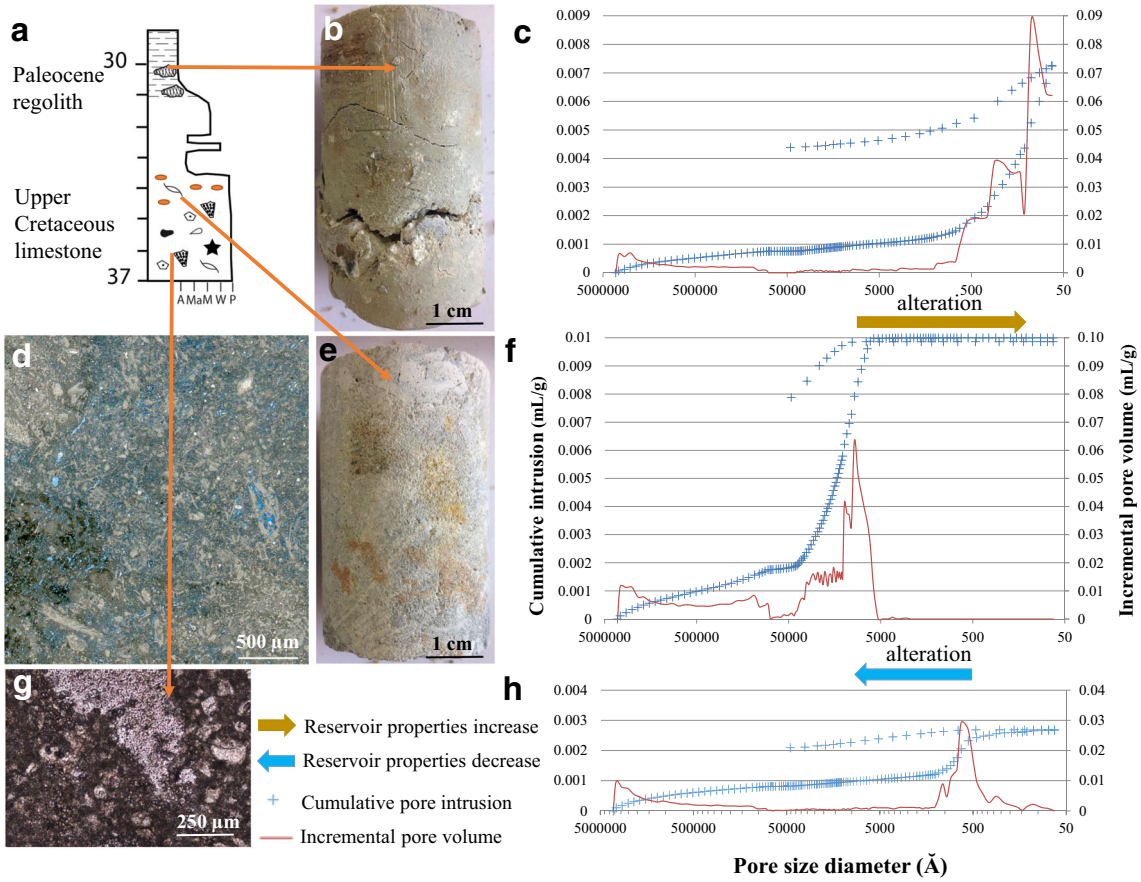


Fig. 11 Porosity increases then decreases after alteration phenomenon: **a** synthetic log of Campano-Maastrichtian limestone and its alteration profile; **b** Paleocene regolith core; **c** cumulative intrusion and incremental pore volume versus pore size diameter of Paleocene regolith; **d** thin section of an altered Campano-Maastrichtian limestone; **e** altered Campano-Maastrichtian limestone core; **f** cumulative intrusion and incremental pore volume in function to pore size diameter of an altered Campano-Maastrichtian limestone; **g** thin section of a nonaltered Campano-Maastrichtian limestone; **h** cumulative intrusion and incremental pore volume as a function of pore size diameter of a nonaltered Campano-Maastrichtian limestone

associated with inverse faults (Shackleton et al. 2011). Faults create heterogeneity on aquifer properties of rocks and their significance for groundwater flows is multiple (Agosta 2008; Bauer et al. 2016). Fault directions have been detailed in the Villagrains and Saint-Magne area. The Saint-Magne fault allows the uplift of the Cenomanian block, which occurs laterally in contact with the Campano-Maastrichtian layers. These geological observations may explain why the Cenomanian and the Campano-Maastrichtian aquifers manifest the same water level fluctuation.

Faults locally control spring discharge to the river (Fig. 13). Springs discharge when the confining unit below the outcropping aquifer is above an incised river and when the water level in the aquifer is above land surface: for example, the Miocene springs on the west side of the Gât-Mort River, in the northern part of the Gât-Mort fault (Fig. 13). The Miocene and Campano-Maastrichtian aquifers are laterally in contact near Campano-Maastrichtian and Miocene outcrops. Regarding groundwater flow direction, the Campano-Maastrichtian aquifer feeds the Miocene aquifer which is very thin near the spring. It appears like a relay aquifer of the Campano-Maastrichtian aquifer along the Gât-Mort River because it is hydraulically connected to the Campano-Maastrichtian aquifer and water from the springs is mainly from the Campano-Maastrichtian aquifer. In the eastern part of the study area, along the Ciron River, Oligocene springs are also observed. Campano-Maastrichtian waters seem to feed the Oligocene aquifer by lateral flows, promoted by the lack of confining units between these two aquifers. Springs are only observed along an incised river near a particular structure that allows lateral water outflows. Groundwater is a mixture of recent water from modern infiltration and older water which comes from older aquifers. These results are compliant with previous geochemical analyses (Saltel et al. 2019; Chery and Gadalia 2001) and highlight lateral flows from the Campano-Maastrichtian aquifer. Apart from springs, the area is mainly a recharge zone. Near Oligocene outcrops, losing streams are observed along the Ciron River (Saltel 2008).

Polyphased erosion and recurrent fault displacements have mainly prevented thick confining units from forming near the

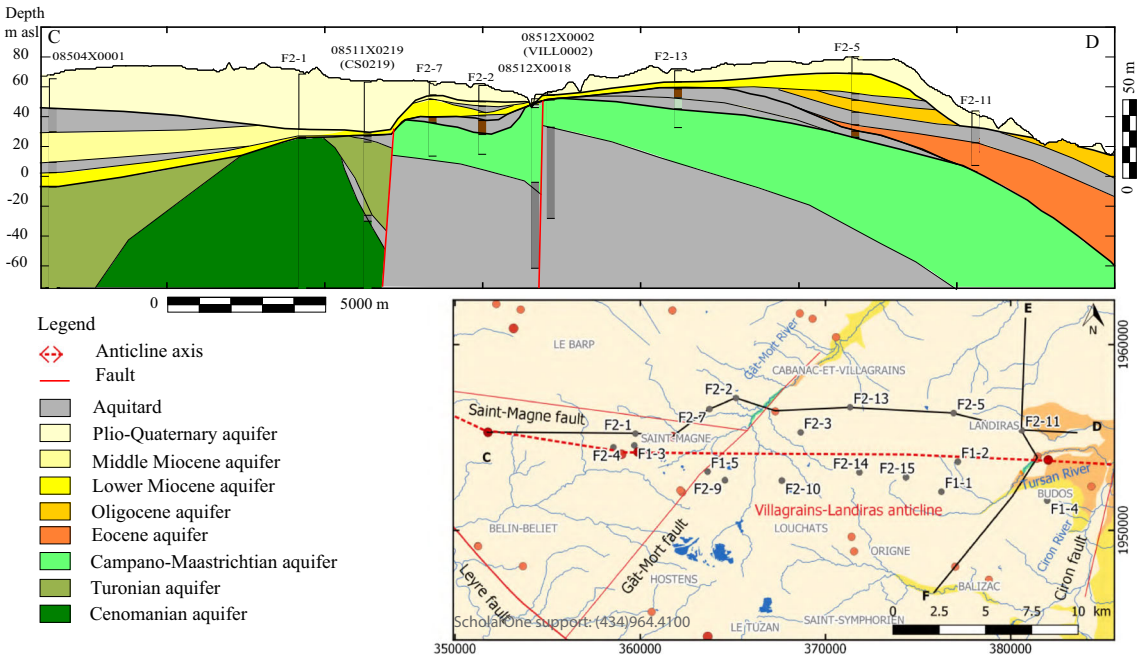


Fig. 12 Hydrogeological cross-section in the north flank of the Villagrains-Landiras anticline

anticline axis. These two phenomena have promoted interactions between the aquifers. The preferential recharge zones of the Tertiary and Upper Cretaceous aquifers appear. First, in Saint-Magne, the Cenomanian aquifer recharge is possible around CS0219 and F2–1 well because the Miocene confining unit is absent (Fig. 13). Campano-Maastrichtian aquifer recharge takes place also around Campano-Maastrichtian outcrops; nevertheless, in the centre of the anticline axis, the preservation of the Paleocene regoliths restricts exchange between the Miocene aquifer and the Upper Cretaceous aquifers. Contrary to what happens on the anticline axis, the Oligocene aquifer and the Campano-Maastrichtian aquifer are in contact on the south flank because Paleocene regoliths are absent. This area constitutes an indirect recharge zone of the Campano-Maastrichtian aquifer (Fig. 13). The Oligocene and Miocene recharge zones are defined due to the greater knowledge of the extensions of the Plio-Quaternary and the Miocene confining units.

The Campano-Maastrichtian and the Oligocene aquifers' recharge was calculated only near outcrops using the WTF method. The results of the recharge calculations of the Miocene, Oligocene and Campano-Maastrichtian aquifers were applied in each recharge zone to obtain the recharge volumes. In the rest of the area, where the Plio-Quaternary outcrops, recharge volume calculation uses different zones around the Plio-Quaternary wells. The Plio-Quaternary is considered homogeneous on the study scale adopted. The Thiessen polygons method is the method chosen to delineate areas around each of the Plio-Quaternary wells. The Plio-Quaternary recharge volume was calculated by multiplying the recharge volume calculation with the WTF method in each Plio-Quaternary well by these delineated areas around the wells. In the whole area, the recharge volume was estimated at 1.56×10^8 m^3/year, corresponding to 11.16% of total rainfall.

Moreover, the recharge of the Cenomanian aquifer was estimated in the zone of indirect recharge in Saint-Magne with high uncertainties linked to the confinement of the Cenomanian aquifer. The knowledge of the geological architecture, notably Turonian and Cenomanian confining-layers' bevels, provides a better understanding of the behaviour of the Cenomanian aquifer. It is confined thanks to the thin Turonian and Cenomanian confining layers, but manifests a similar water-table fluctuation to the Plio-Quaternary aquifer, because the aforementioned confining layers become thinner and disappear quickly towards the west (Fig. 12).

Recharge phenomena through contact zones between aquifers were confirmed by the water residence-time calculations. The Cenomanian residence times complemented the geological and piezometric observations. An indirect recharge zone of the Cenomanian aquifer is located at Saint-Magne (around CS019 well), highlighted by the similar evolution between the Cenomanian and the Plio-Quaternary piezometric time series as well as by the recent residence times of the Cenomanian groundwater. In the south of Saint-Magne (around CS0025 well), the confining layers are thicker. The Cenomanian water-level signal was found to be less responsive to surface stimuli and the Cenomanian waters are less

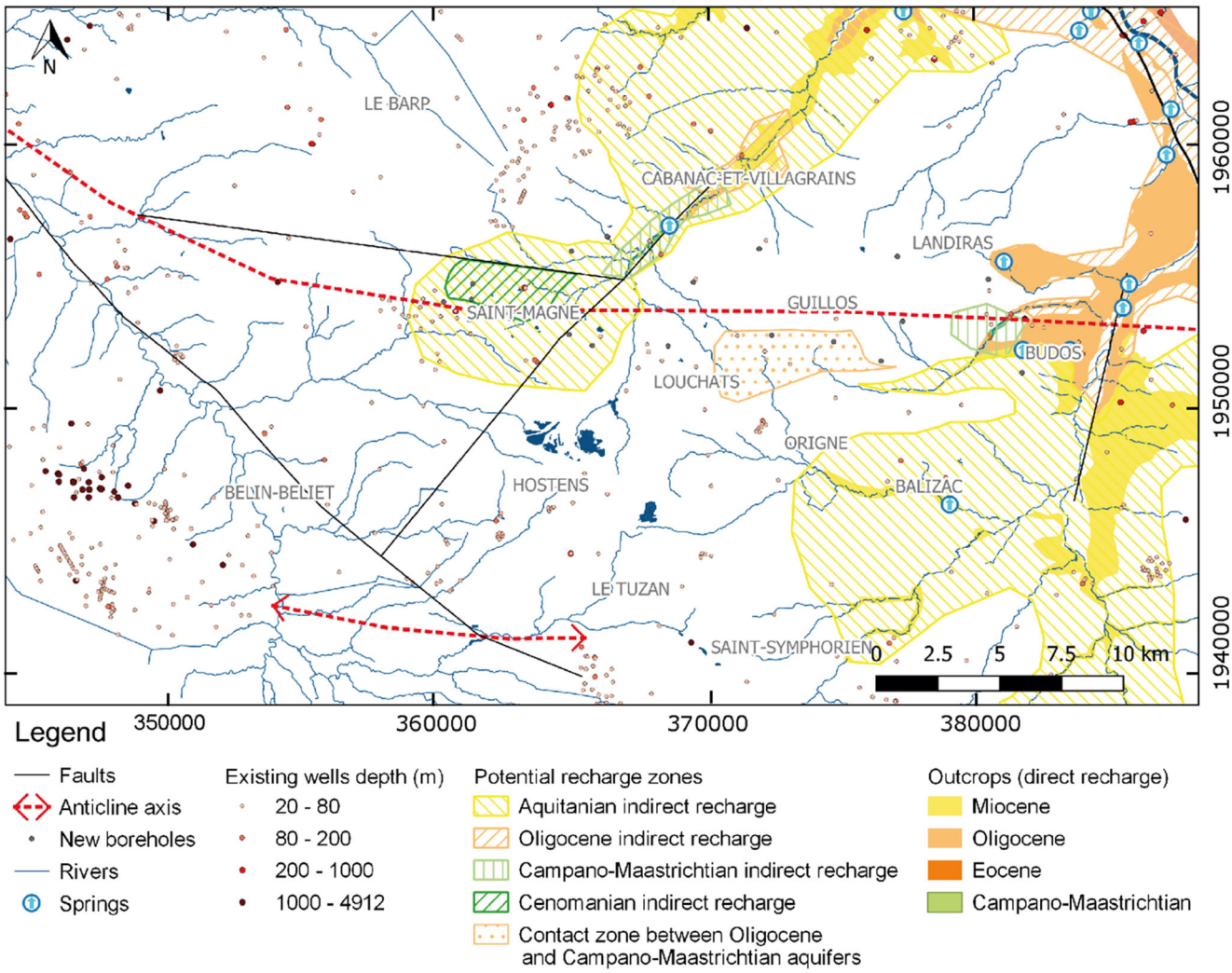


Fig. 13 Likely location of indirect and direct recharge areas and spring locations

modern. The south of Saint-Magne is outside of the Cenomanian indirect recharge zone.

Geochemical dating also highlighted the Upper Cretaceous aquifer's recharge near outcrops and indirect recharge zones (Fig. 14). Short residence times near Campano-Maastrichtian outcrops provided evidence of recharge in Saint-Magne and Villagrains and in Landiras in the east. The Tertiary aquifers presented a preferential recharge zone on the anticline axis where overlying confining units are thinner, as indicated by the short residence time of the F2–11 well in Landiras.

The Villagrains-Landiras anticline presented a strong control on recharge and discharge phenomena due to the contact of the several aquifer units of the multilayered system. By understanding the geological structure, one can explain the hydrogeological observations described previously. It also allows the characterisation of both lateral and vertical flows through several aquifers (Fig. 14).

Conclusions

This multidisciplinary study has yielded a better understanding of the hydrogeological functioning of the multilayered aquifer system in the southern Gironde region near the Villagrains-Landiras anticline. First, the anticline structure has been detailed. Facies characterisation at different scales has enabled a better definition of the main lithostratigraphic formations in the area. Moreover, by studying the reservoir properties of these units, the investigation has afforded a better understanding of the aquifers' and confining units' superpositions in this multilayered system. The two- and three-dimensional integration of these data has allowed a greater understanding of the geometry and the extent of aquifer and confining units. Such increased knowledge of hydrofacies near the anticline was rendered possible through examining the deposits' conditions and alteration phenomena that influence aquifer properties.

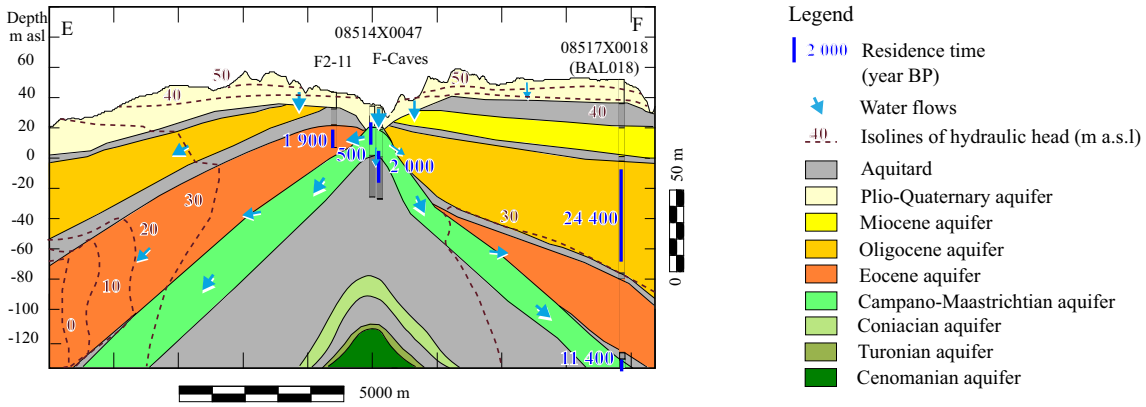


Fig. 14 Schematic flow directions and residence times near the anticline axis through a north–south cross section passing by Landiras (location in Fig. 12)

Second, the aquifers' interconnections have been defined. Upper Cretaceous aquifers may be in contact with Tertiary and Quaternary aquifers due to the thinning of confining layers near the anticline axis, as well as fault displacement. Preferential contact zones between two aquifer layers have been identified from sedimentary lag zones. These zones may correspond to preferential recharge zones and preferential lateral flow zones. This hypothesis was confirmed by the water-level time series and geochemical data. On the one hand, the time series analysis revealed similarities between the piezometric levels of two aquifers in contact with one another. On the other hand, the short residence times in the Upper Cretaceous groundwater highlights vertical recharge on the anticline axis. Such a combination of data from a geological and a hydrogeological study has enabled the authors to identify the interaction terms and the causes of these interactions through building a greater understanding of the reservoir and confining unit architecture on both sides of the anticline.

Finally, flow directions and hydrogeological functioning have been determined in this complex area from this multidisciplinary approach. The anticline structure has an impact on flow directions. The Campano-Maastrichtian groundwater mound in the centre of the study area allows flows on both sides of the anticline axis but also induces flows to the east, which is opposite to the regional flow direction. In addition, faults allow Campano-Maastrichtian discharge through Tertiary relay aquifers near rivers and the lateral exchanges between the Upper Cretaceous and Tertiary aquifers. The Villagrains-Landiras anticline area is a recharge zone for the deep aquifers which compose this multilayered aquifer system. Groundwater travels away from the anticline axis and contributes to the local and regional balance of the deep aquifers of the Aquitaine Basin.

This integrated study has an interest in the exploitation of Cenomanian aquifer as a source for drinking water supply in the Bordeaux area. The recharge study is crucial for the sustainability of the future exploitation. Such a high-resolution view allows one to provide key elements for balanced decision-making regarding Cenomanian aquifer management. Regional-scale effects must be studied, especially in a climate-change context. The work presented in this paper should be expanded to other anticline structures in the Aquitaine Basin at the regional scale to understand the relationship between the geological structure and regional aquifers.

Acknowledgements This study was conducted under a research project between SMEGREG and ENSEGID. The core drilling campaign was undertaken in partnership with the French Geological Survey (BRGM). The authors are grateful to J.P. Platel for his sedimentological analysis and C. Bourdillon for biostratigraphic data interpretation. We would also like to thank Vermilion Energy for the petroleum wells data and Météo-France for the rainfall data. The authors thank the reviewers and the editorial board for their constructive comments which greatly improved the final manuscript.

Funding information This work was financed by SMEGREG and the Adour-Garonne Water Agency.

References

Agosta F (2008) Fluid flow properties of basin-bounding normal faults in platform carbonates, Fucino Basin, Central Italy. Geol Soc Lond Spec Publ 299(1):277–291

Allard A (1981) La nappe du miocène dans les landes de Gascogne: possibilités d'exploitation dans le cadre des alimentations en eau potable, industrielle, et des aménagements hydro-agricoles [The Miocene groundwater in the Landes de Gascogne area: drinking and industrial water supply and large-scale irrigation]. PhD Thesis. Service géologique régional Aquitaine, BRGM, Orléans, France

Alvinerie J (1980) Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain. Interprétation stratigraphique et paléogéographique [Sedimentological insights of the knowledge of Miocene in Aquitaine]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux, France

Alvinerie J, Gayet J (1973) Notice explicative de la feuille 851 Hostens au 1/50 000 [Geological map of France: sheet 851 Hostens]. BRGM, Orléans, France

Andrieux E, Bateman MD, Bertran P (2018) The chronology of Late Pleistocene thermal contraction cracking derived from sand wedge OSL dating in central and southern France. Glob Planet Chang 162: 84–100. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.012

Angrand P (2017) Évolution 3D d'un rétro-bassin d'avant-pays: le Bassin aquitain, France [3D evolution of a retro-foreland basin, France]. PhD Thesis, Université de Lorraine, Nancy, France

Batlle-Aguilar J, Banks EW, Batelaan O, Kipfer R, Brennwald MS, Cook PG (2017) Groundwater residence time and aquifer recharge in multilayered, semi-confined and faulted aquifer systems using environmental tracers. J Hydrol 546:150–165. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.036

Bauer H, Schröckenfuchs TC, Decker K (2016) Hydrogeological properties of fault zones in a karstified carbonate aquifer (northern calcareous Alps, Austria). Hydrogeol J 24(5):1147–1170. https://doi.org/10.1007/s10040-016-1388-9

Bellec V (2003) Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme Nord-Aquitaine depuis le Néogène [Morphostructural and morphosedimentary evolution of the northern Aquitaine plateform since the Neogene period]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 1, Bordeaux, France

Bertran P, Andrieux E, Antoine P, Deschodt L, Font M, Sicilia D (2017) Pleistocene involutions and patterned ground in France: examples and analysis using a GIS database. Permafrost Periglac Process 28(4):710–725. https://doi.org/10.1002/ppp.1957

Biteau J-J, Le Marrec A, Le Vot M, Masset J-M (2006) The Aquitain Basin. Pet Geosci 12:247–273

Blanc P-L (1973) Le Crétacé terminal des rides de Villagrains-Landiras (Gironde), Roquefort-Créon (Landes) et Cézan-Lavardens (Gers) [The Late Cretaceous of Villagrains-Landiras, Roquefort-Créon and Cézan-Lavardens ridges]. PhD Thesis, Univ. Paris 6, Paris, France

Box GEP, Jenkins GM, Reinsel GC, Ljung GM (2015) Time series analysis: forecasting and control. John Wiley & Sons

BRGM (2019) Recherchez, visualisez et exploitez les données sur les eaux souterraines [Research, visualisation and use of groundwater data]. www.ades.eaufrance.fr. Accessed 30 May 2019

Canérot J (1991) Comparative study of the eastern Iberides (Spain) and the Western Pyrenees (France) Mesozoic basins. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 87(1–4):1–28. https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90128-E

Canérot J (2006) Réflexions sur la « révolution danienne » dans les Pyrénées [Reflection on "Danian revolution" in the Pyrenees]. C R Geosci 338(9):658–665. https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.03.007

Capdeville J-P (1987) Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du Nord du Bassin d'Aquitaine entre lot et Dordogne [Paleogeographical and structural synthesis of the tertiary lacustrine deposits in the northern Aquitaine Basin between lot and Dordogne area]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 3, Bordeaux, France

Cerepi A (1997) Milieu poreux matriciel, fractures et teneur en eau d'un calcaire en zone de diagenèse météorique: calcaire à astéries "Pierre de Bordeaux", Oligocène (France) [Porous medium, fractures and water content of a limestone in meteoric diagenesis zone: limestone with asteries "Pierre de Bordeaux", Oligocene (France)]. PhD Thesis, Univ Bordeaux 3, Bordeaux, France

Cerepi A, Barde J-P, Labat N (2003) High-resolution characterization and integrated study of a reservoir formation: the Danian carbonate platform in the Aquitaine Basin (France). Mar Pet Geol 20(10):1161–1183. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.09.005

Chae G-T, Yun S-T, Kim D-S, Kim K-H, Joo Y (2010) Time-series analysis of three years of groundwater level data (Seoul, South Korea) to characterize urban groundwater recharge. Q J Eng Geol Hydrogeol 43(1):117–127. https://doi.org/10.1144/1470-9236/07-056

Chery L, Gadalia A (2001) Aide à la définition du périmètre de protection de la source de Fontbanne à Budos (33): interprétation des résultats d'analyses chimiques et isotopiques [Assistance to the definition of the protection perimeter of the spring of Fontbanne near Budos (Gironde department): interpretation of the results of chemical analyses and isotopic]. EAU/GRI no. 2001/32, Technical report, BRGM, Orléans, France

Clark ID, Fritz P (1997) Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press

Corbier P, Karnay G (2010) Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine: reconnaissance des potentialités aquifères du Mio-Plio-Quaternaire des Landes de Gascogne et du Médoc en relation avec les SAGE - Module 7 - Année 1 [Groundwater management in Aquitaine area: the Mio-Plio-Quaternary groundwater potentialities in the Landes de Gascogne and Médoc area]. Technical report BRGM/RP-57813-FR, BRGM, Orléans, France, 190 pp

Dafny E, Burg A, Gvirtzman H (2010) Effects of karst and geological structure on groundwater flow: the case of Yarqon-Taninim aquifer, Israel. J Hydrol 389(3–4):260–275. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.05.038

Delbart C, Valdés d, Barbecot F, Tognelli A, Couchoux L (2016) Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer. J Hydrol 537:18–26. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.029

Delottier H, Pryet A, Lemieux JM, Dupuy A (2018) Estimating groundwater recharge uncertainty from joint application of an aquifer test and the water-table fluctuation method. Hydrogeol J 26(7):2495–2505. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1790-6

Douez O (2007) Response of a multi-layered aquifer system to the paleoclimatic variations and the anthropic pressure: approach to coupled hydrodynamical, thermal and geochemical modelling. PhD Thesis, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3, Bordeaux, France

Dubois C, Quinif Y, Baele J-M, Barriquand L, Bini A, Bruxelles L, Dandurand G, Havron C, Kaufmann O, Lans B, Maire R, Martin J, Rodet J, Rowberry MD, Tognini P, Vergari A (2014) The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. Earth Sci Rev 131:116–148. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.006

Dubreuilh J, Capdeville J-P, Farjanel G, Karnay G, Platel JP, Simon-Coinçon R (1995) Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire: l'exemple du bassin d'Aquitaine [Dynamics of continental filling during the Neogene and the quaternary period: the example of the Aquitaine Basin]. Géol Fr 4:3–26

Dupont N, Quinif Y, Dubois C, Cheng H, Kaufmann O (2018) Le système karstique de Sprimont (Belgique): holotype d'une spéléogenèse par fantômisation [Karstic system of Sprimont (Belgium): holotype of a speleogenesis by ghost-rock karstification]. Bull Soc Geol Fr 189(1):82. https://doi.org/10.1051/bsgf/2017205

Eichinger L (1983) A contribution to the interpretation of 14 C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. Radiocarbon 25(2):347–356

Folch A, Mas-Pla J (2008) Hydrogeological interactions between fault zones and alluvial aquifers in regional flow systems. Hydrol Process 22(17):3476–3487. https://doi.org/10.1002/hyp.6956

Fontes J-C, Garnier J-M (1979) Determination of the initial 14C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. Water Resour Res 15(2):399–413

Foster S, Ait-Kadi M (2012) Integrated water resources management (IWRM): how does groundwater fit in? Hydrogeol J 20(3):415–418. https://doi.org/10.1007/s10040-012-0831-9

Gardère P (2005) La formation des sables fauves : dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l'Aquitaine (SW France) Durant le Néogène [The formation of "sables fauves": sedimentological dynamics during the middle Miocene and its morphostructural evolution of the Aquitaine during

the Miocene]. Eclogae Geol Helv 98(2):201–217. https://doi.org/10.1007/s00015-005-1160-y

Gayet J (1980) L'ensemble des environnements oligocènes nord-aquitains: un modèle de plate-forme marine stable à sédimentation carbonatée [Northern Aquitaine Oligocene environments: a marine stable carbonate plateform model]. PhD Thesis, Univ Bordeaux, France

Gély J-P, Sztrákos K (2000) L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène: enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne [Paleogeographical and geodynamic evolution of the Aquitaine Basin during the Paleocene: recording and dating of Pyrenean tectonics. Géol France(2):9–66

Godard G (2018) Early texts on the Cenozoic fossils of Aquitaine (1622–1767) and pioneering debates on the organic origin of fossils, the superpositioning of strata and the mobility of the seas. Bull Soc Geol Fr 189(2):8. https://doi.org/10.1051/bsgf/2018007

Gottis M, Prud'homme R (1963) Propos sur la tectonique vivante: quelques particularités du réseau hydrographique aquitain et leurs relations avec des mouvements tectogénétiques récents [Remarks on living tectonics: some peculiarities of the Aquitaine hydrographic network and their relations with recent tectogenetic movements]. P. Soc. linn. Bordeaux 5(9-10)

Han L-F, Niel Plummer L, Aggarwal P (2014) The curved 14 C vs. δ 13 C relationship in dissolved inorganic carbon: a useful tool for groundwater age- and geochemical interpretations. Chem Geol 387:111–125. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.08.026

Healy RW, Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeol J 10(1):91–109. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0

Holman IP (2006) Climate change impacts on groundwater recharge: uncertainty, shortcomings, and the way forward? Hydrogeol J 14(5):637–647. https://doi.org/10.1007/s10040-005-0467-0

Housse B, Maget P (1977) Potentiel géothermique du Bassin aquitain [Géothermal potential of the Aquitaine Basin]. Technical report, BRGM, Orléans, France

IAEA/WMO (2018) Global Network of isotopes in precipitation: the GNIP database. https://nucleus.iaea.org/wiser. Accessed November 2018

Ingerson E, Pearson FJ (1964) Estimation of age and rate of motion of groundwater by the 14C-method. Recent researches in the fields of atmosphere, hydrosphere and nuclear geochemistry. Marusen, Tokyo, pp 263–283

Klingebiel A, Legigan P (1973) Distribution des sédiments grossiers dans le remblaiement post-Miocène du Bassin aquitain [Distribution of coarse sediments in the post-Miocene backfill of the Aquitaine Basin]. Bull Inst Géol (14):103–110

Koller M-M, Pryet A, de Grissac B, Dupuy A (2018) Etude de l'influence du drainage sur le bilan d'une nappe phératique: application à la nappe du Plio-Quaternaire sous le massif forestier en Gironde—approche théorique et modélisation d'un site expérimental [Study of the influence of drainage on the balance of a water table: application to the Plio-Quaternary water table under the forest massif in Gironde—study of the drainage influence on the theorical groundwater budget and experimental site modelling]. Technical report, SMEGREG, Bordeaux, France

Lans B (2014) Genèse des systèmes karstiques de Gironde (entre-deux-mers et Graves): role de la "fantômisation" et du potentiel hydrodynamique dans les calcaires oligocènes, crétacés et miocènes [Genesis of karstic systems in Gironde (entre-deux-mers and Graves): the role of ghost-rock alteration and hydrodynamic potential into oligocene, cretaceous and miocene limestones]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 3, Bordeaux, France

Larocque M, Mangin A, Razack M, Banton O (1998) Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). J Hydrol 205(3–4):217–231. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00155-8

Larroque F (2004) Gestion globale d'un système aquifère complexe: application à l'ensemble aquifère multicouche médocain [Global management of a complex aquifer system: application to the multi-layered aquifer system of the Médoc area]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 3, France, 253 pp

Larroque F, Cabaret O, Atteia O, Dupuy A, Franceschi M (2013) Vertical heterogeneities of hydraulic aquitard parameters: preliminary results from laboratory and in situ monitoring. Hydrol Sci J 58(4):912–929. https://doi.org/10.1080/02626667.2013.783215

Lee J-Y, Lee K-K (2000) Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. J Hydrol 229(3–4):190–201. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00158-X

Legigan P (1979) L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépot résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène-pléistocène centre aquitain [The development of the "Sables des Landes" formation, residual deposit of the Pliocene-Pleistocene sedimentary environment Aquitaine Basin]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 1, France

Londeix L (2014) Stratotype Aquitanien [Aquitanian stratotype]. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris

Lorette G, Lastennet R, Peyraube N, Denis A (2018) Groundwater-flow characterization in a multilayered karst aquifer on the edge of a sedimentary basin in western France. J Hydrol 566:137–149. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.09.017

Ly TT (1969) Etude géologique et hydrogéologique de la région Sud de Bordeaux (Saucats-Villagrains) [Geological and hydrogeological study of the South Bordeaux area]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 3, France

Mangin A (1984) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale [For a better understanding of hydrogeological systems from correlation and spectral data]. J Hydrol 67(1–4):25–43. https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90230-0

Mitchell L, Nimmo J, Horowitz C (2014) The Episodic Master Recession (EMR) Program for R. US Geological Survey

Monicard RP (1980) Properties of reservoir rocks: core analysis. Editions Technip

Mook WG (1980) Carbon-14 in hydrogeological studies. Handbook of environmental isotope geochemistry, vol 1. Springer

Moussié B (1972) Le système aquifère de l'Eocène moyen et supérieur du Bassin Nord-Aquitain: influence du cadre géologique sur les modalités de circulation [The Middle and Upper Eocene aquifer system of the north Aquitaine Basin: geological influence on flow modalities]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 1, France

Nimmo JR, Horowitz C, Mitchell L (2015) Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. Ground Water 53(2):282–292. https://doi.org/10.1111/gwat.12177

Olivet JL (1996) La cinématique de la plaque ibérique [Iberic plate velocity]. Bull Cent Rech Explor Prod 20(1):131–195

ORACLE Nouvelle-Aquitaine (2018) Etat des lieux sur le changement climatique et ses incidences agricoles en région Nouvelle-Aquitaine [State of art on climate change and its impact on agriculture in nouveau-Aquitaine area]. https://nouvelle-aquitaine.chambres-agriculture.fr/publications/toutes-les-publications/la-publication-en-detail/actualites/oracle-nouvelle-aquitaine/. Accessed 13 Jun 2018

Ortiz A (2019) Géométries et bilan érosion-sédimentation d'un rétro-bassin d'avant-pays durant son évolution finie-orogénique et post-orogénique: le cas du système Pyrénées/bassin d'Aquitaine/golfe de Gascogne de 38 à 0 Ma [Geometry and source-to-sink of a retro-foreland basin during its late to post-orogenic evolution: the case example of the Pyrenees/Aquitaine basin/Bay of Biscay from 38 to 0 Ma]. PhD Thesis, Univ. Rennes 1, France

Parize O, Mulder T, Cahuzac B, Fiet N, Londeix L, Rubino J-L (2008) Sedimentology and sequence stratigraphy of Aquitanian and Burdigalian stratotypes in the Bordeaux area (southwestern France). http://www.academia.edu/19651844/Sedimentology_and_sequence_stratigraphy_of_Aquitanian_and_Burdigalian_stratotypes_in_the_Bordeaux_area_southwestern_France_. Accessed 13 June 2018

Pistre S, Lopez-Chicano M, Pulido-Bosch A, Drogue C (1999) The role of western Mediterranean tectonic evolution in the geometry of a karstic domain in the Betic cordilleras (sierra Gorda, Spain): importance of a tardy extensional regime. Geodin Acta 12(1):11–24. https://doi.org/10.1080/09853111.1999.11105328

Pittman ED (1992) Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection-capillary pressure curves for sandstone. AAPG Bull 76(2):191–198

Platel JP (1996) Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du Nord du bassin d'Aquitaine [Stratigraphy, sedimentology and geodynamic evolution of the carbonate platform of the upper Cretaceous of the northern Aquitaine Basin]. Géol Fr 4:33–58

Platel JP, Serrano O (2008) Structuration des formations du Tertiaire et du Crétacé dans le Sud-Gironde (Villagrains - Saint-Magne) après retraitement et interprétation sismique de profils de sismique-réflexion ancienne [Structuration of the Tertiary and the Upper Cretaceous formations in the south of Gironde (Villagrains - Saint-Magne) after retreatment and seismic interpretation of seismic reflexion profiles]. Technical report, BRGM, Pessac, France

Plummer LN, Prestemon EC, Parkhurst DL (1994) An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path, version 2.0. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 94-4169

Quintana-Seguí P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C, Franchisteguy L, Morel S (2008) Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. J Appl Meteorol Climatol 47(1):92–107. https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1869–1887

Saadat H, Mohammadi Z (2018) Hydrogeological characterization of the Asmari limestone aquifer, Anar anticline, Zagros region, Iran. Carbon Evapor 33(1):29–41. https://doi.org/10.1007/s13146-016-0317-2

Saltel M (2008) Impact de structures géologiques sur l'alimentation de systèmes aquifères profonds: fonctionnement hydrogéologique des antiformes du Sud de Bordeaux [Impact of geological structure on the recharge of deep aquifer system: hydrogeological behaviour of antiforms in the south of Bordeaux]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 3, France, 268 pp

Saltel M, Rebeix R, Thomas B, Franceschi M, Lavielle B, Bertran P (2019) Paleoclimate variations and impact on groundwater recharge in multi-layer aquifer systems using a multi-tracer approach (northern Aquitaine basin, France). Hydrogeol J 35(9):2779. https://doi.org/10.1007/s10040-019-01944-x

Serrano O (2001) Le Crétacé supérieur - Paléogène du basin compressif Nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour): Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique [The upper Creataceous - Paleogene of the compressive north Pyrenean basin (Adour basin): sedimentology, stratigraphy, geodynamics]. PhD Thesis, Univ. Rennes 1, France

Serrano O, Saltel M (2012) Note Technique sur les données sismiques retraitées sur le secteur de Villagrains - Saint-Magne [Technical report on seismic data in Villagrains and Saint-Magne area]. BRGM, Orléans, France

Serrano O, Delmas J, Vially R, Herbin J-P, Houel P, Tourlière B (2006) Le bassin d'Aquitaine: valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier [The Aquitaine Basin: seismic data, structural mapping and petroleum potential]. BRGM, Orléans, France

Shackleton JR, Cooke ML, Vergés J, Simó T (2011) Temporal constraints on fracturing associated with fault-related folding at Sant Corneli anticline, Spanish Pyrenees. J Struct Geol 33(1):5–19. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.11.003

Singh KP, Stall JB (1971) Derivation of base flow recession curves and parameters. Water Resour Res 7(2):292–303

Singo A (1981) Les ressources en eau de la nappe des calcaires oligocènes dans la région sud de Bordeaux en rive gauche de la Garonne [Oligocene limestone groundwater in the south of the Bordeaux area]. PhD Thesis, Univ. Bordeaux 3, France

Sztrákos K, Steurbaut E (2017) Révision lithostratigraphique et biostratigraphique de l'Oligocène d'Aquitaine occidentale (France) [Lithostratigraphical and biostratigraphical revisions of the Oligocene in the western Aquitaine (France)]. Geodiversitas 39(4):741–781. https://doi.org/10.5252/g2017n4a6

Tamers MA (1975) Validity of radiocarbon dates on ground water. Geophys Surv 2(2):217–239. https://doi.org/10.1007/BF01447909

Van Brakel J, Modrý S, Svata M (1981) Mercury porosimetry: state of the art. Powder Technol 29(1):1–12

Wendland E, Gomes LH, Troeger U (2015) Recharge contribution to the Guarani aquifer system estimated from the water balance method in a representative watershed. An Acad Bras Cienc 87(2):595–609. https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140062

Weninger B, Joris O (2004) Glacial radiocarbon age calibration: the CalPal program. Monograph 62, Oxford University School of Archaeology, Oxford, pp 9–15

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.