



HAL
open science

Caractérisation physique et approche numérique du rôle des aquitards dans les systèmes aquifères multicouches - Application au complexe tertiaire nord-aquitain

Olivier Cabaret

► **To cite this version:**

Olivier Cabaret. Caractérisation physique et approche numérique du rôle des aquitards dans les systèmes aquifères multicouches - Application au complexe tertiaire nord-aquitain. Hydrologie. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2011. Français. NNT: . tel-00626915v1

HAL Id: tel-00626915

<https://theses.hal.science/tel-00626915v1>

Submitted on 27 Sep 2011 (v1), last revised 28 Nov 2011 (v2)

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

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

UNIVERSITE MICHEL DE MONTAIGNE – BORDEAUX 3
INSTITUT EGID

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BORDEAUX 3

Discipline : Science et Technologie

Spécialité : Sciences de l'eau

Présentée par

Olivier CABARET

**Caractérisation physique et approche numérique du
rôle des aquitards dans les systèmes aquifères
multicouches**

-

Application au complexe tertiaire nord-aquitain

Directeur de thèse : Professeur Olivier ATTEIA

Co-directeur de thèse : M. Alain DUPUY

Soutenue le 08 juillet 2011
devant la commission d'examen

M. Emmanuel LEDOUX	Directeur de Recherche, École des Mines de Paris	Président
M. Jacques MUDRY	Professeur, Université de Franche-Comté	Rapporteur
M. Patrick LACHASSAGNE	HDR, Resp. Env. et Ressources en Eau, Danone Eaux France	Rapporteur
M. Olivier ATTEIA	Professeur, Université Michel de Montaigne-Bordeaux 3	Examineur
M. Alain DUPUY	Maître de Conférences, Université Michel de Montaigne-Bordeaux 3	Examineur
M. Wiktor TREICHEL	Assistant Professor, Faculty of Environmental Engineering Warsaw University of Technology	Examineur
M. Michel FARGEOT	Resp. Exploitation eau potable, Lyonnaise des Eaux-Bordeaux	Invité
M. Dominique THIERY	Ingénieur Hydrodynamicien, BRGM	Invité

Remerciements

Ainsi, s'achèvent trois ans et demi d'une riche expérience, il est temps pour moi de remercier toutes les personnes qui ont permis de mener à bien ce travail.

Je souhaite d'abord exprimer ma plus profonde reconnaissance à M. Alain Dupuy, Maître de conférences, directeur scientifique de cette thèse, de m'avoir fait bénéficier de ses compétences et partagé son savoir. Merci pour votre disponibilité et vos encouragements constants. Je suis très fier d'avoir partagé à vos côtés cette aventure hydrogéologique que vous avez rendu, par vos qualités scientifiques et humaines, passionnante.

Je remercie chaleureusement M. François Larroque, Maître de conférences, pour sa participation à l'encadrement de cette thèse. Je te suis infiniment reconnaissant pour tes remarques et conseils précieux qui contribuent pour beaucoup à l'aboutissement de ce travail.

J'adresse mes remerciements à M. le Professeur Emmanuel Ledoux pour m'avoir fait l'honneur de présider mon jury de thèse ainsi qu'à M. le Professeur Jacques Mudry et M. Patrick Lachassagne pour avoir accepté de juger ce travail. Je remercie également Messieurs Wiktor Treichel et Dominique Thiéry pour leur participation à ce jury de thèse.

Je remercie Lyonnaise des Eaux – Bordeaux pour le financement de cette thèse. Je tiens plus particulièrement à remercier Michel Fargeot, Delphine Follain, Max Dubanchet et Pascal Laurent, de l'Agence Exploitation Eau Potable, pour leur disponibilité et leur appui technique.

Merci au Professeur Olivier Atteïa pour avoir assuré la direction administrative de cette thèse et ses remarques toujours pertinentes.

Ce travail s'appuyant pour partie sur l'élaboration d'un forage expérimental, je remercie M. Bruno de Grissac par son appui administratif ayant favorisé sa mise en place. Je remercie la société FORADOUR pour la réalisation du forage, et plus particulièrement Messieurs Bernard Lafargue et Jean-Louis Dangoumau pour m'avoir fait partager leurs compétences et expériences. Enfin, merci à la société SEMM Logging, notamment Murielle Lajarthe et Olivier Audouin, pour leur invitation à l'interprétation des données diagraphiques.

Merci à M. le Professeur Adrian Cerepi pour m'avoir fait profiter de ses compétences géologiques et initié au monde fascinant de la pétrophysique. Merci également à Brigitte Spitteri pour son aide technique dans l'utilisation du porosimètre à mercure.

Je remercie l'ensemble de l'Institut EGID, enseignants-chercheurs, doctorants, post-doctorants et personnel en particulier Alicia, Christine et Florence dont la gentillesse et la disponibilité sont toujours appréciables. Merci à Michel et Franck, pour m'avoir accompagné tout au long de ces trois années autour de quelques verres ou autres pizzas. Michel, promis je calerai un moment pour me mettre à la chimie. Franck, à l'appel en cas de problèmes informatiques (... ou pas !), j'aurais toujours autant de plaisir à te battre au badminton ou au squash (peut-être qu'un jour tu y arriveras jeune Padawan).

Aux anciens thésards, Marc, Arnaud, présents au début de cette thèse et qui m'ont servi d'exemple. Marc, merci pour ton aide inestimable, je t'en suis extrêmement reconnaissant (à charge de revanche). Arnaud, merci pour ton soutien et tes relectures. A Pierre, avec qui j'ai partagé les joies et peines d'une fin de rédaction.

J'exprime tous mes encouragements et vœux de réussite aux actuels thésards : Amélie, Benoit, Eline, Fanny, Grégory, Jimmy et Yohana (sûr que la Recherche avancera à l'EGID !)

Je remercie plus particulièrement Cyril pour ton soutien et ton aide (mais aussi pour tes coupes de cheveux parfois ... mythiques qui ont le don de pouvoir « égayer » une journée). Christophe pour m'avoir fait profiter de ton expérience d'ancien thésard mais aussi pour tes connaissances kaamelottesques et autres toujours surprenantes et fascinantes (pour quelqu'un qui vient de Sainté !). Je vous souhaite bon courage pour votre nouvelle vie professionnelle. Enfin Jessy, merci d'avoir entretenu mes espoirs et partagé mes doutes (mes goûts musicaux aussi). Tes encouragements, ta bonne humeur (ou encore ta façon de danser) ont été d'un soutien inestimable. Je te souhaite plein de réussite pour ta thèse. Soyez assurés de ma profonde amitié.

Je remercie mes amis de longue date J-S, Julien, Yannick, Christelle, Romain, Adeline, Christophe et Mélanie qui pour la plupart n'y comprennent rien à l'hydrogéologie, mais bon je ne désespère pas...

Enfin je remercie toute ma famille et en particulier mes sœurs, mes beaux-frères et ma nièce pour leur présence et leur soutien. Enfin, à mes parents pour leur réconfort et leurs encouragements tout au long de mes études et de ma vie ...

Résumé

L'élaboration de modèles hydrodynamiques à des fins de gestion rationnelle des aquifères et des prélèvements à une échelle régionale nécessite la connaissance du fonctionnement hydrodynamique des aquitards. La caractérisation de ces formations semi-perméables implique de déterminer leurs propriétés géologiques, hydrodynamiques et leur degré d'hétérogénéité.

La région de Bordeaux, soumise à d'importants prélèvements, sert ici de support d'étude pour appréhender le rôle des aquitards dans le fonctionnement hydrodynamique d'un multicouche complexe. La caractérisation de ces formations semi-perméables a été obtenue au travers d'approches directes, indirectes et numériques.

L'outil diagraphique a permis une réinterprétation de la géologie et a abouti à la mise à jour de la géométrie hydro-géologique du domaine d'étude ainsi qu'à une nouvelle organisation verticale des unités aquifères et aquitards.

Les propriétés hydrodynamiques des aquitards ont été approchées grâce à la réalisation d'un forage expérimental dédié à l'étude d'une éponte. Des mesures pétrophysiques et l'analyse des séries temporelles enregistrées en différents niveaux de l'aquitard ont été effectuées et ont fourni des estimations des paramètres de conductivité hydraulique et d'emmagasinement spécifique de l'aquitard.

Enfin, l'approche quantitative du rôle des aquitards dans le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère a été réalisée à l'aide d'un modèle hydrogéologique. Celui-ci prend en compte la géométrie revisitée, issue des données diagraphiques, et intègre les valeurs des paramètres hydrodynamiques obtenues par les mesures de laboratoire et *in situ*. Le modèle a été utilisé pour préciser les flux de drainance au sein du système multicouche ainsi que leurs proportions relatives.

Les résultats démontrent l'impact et le rôle d'un horizon semi-perméable au sein d'un aquitard puissant. *In fine*, l'intégration des hétérogénéités d'un aquitard s'avère obligatoire dans l'élaboration d'outils de gestion raisonnée (quantitative et qualitative) à court et long terme des ressources en eau souterraines d'un système aquifère multicouche complexe.

Abstract

The development of hydrodynamic models at regional scale requires to take into account the aquitards layers and their hydrogeological behaviour on the long term. These leaky units have specific geological and hydrodynamical properties and sometimes large scale heterogeneities. The area of Bordeaux which is subject to large withdrawals, is used to support the study for understanding the role of aquitards in the hydrodynamic behavior of a multilayered complex. Various methods were used to assess the geological characteristics of these low permeability formations.

The well logging tool allowed a reinterpretation of the geology and resulted in the updating of the geometry of the hydro-geological study area and a new vertical structure of aquifers and aquitards units.

The installation of a specific borehole, with the analysis of core samples and permanent pressure monitoring device, at different levels, provided an estimation of the geological and hydrodynamical properties of the aquitard.

Finally, the quantitative approach of the role of aquitards in the hydrodynamic behavior of the aquifer system was carried out using a hydrodynamic model. This model takes into account the new geometry obtained from the use of well loggings, and integrates the values of hydrodynamic parameters obtained by laboratory and in situ measurements. The model is used to identify the leakage flows in the multilayer system.

The results demonstrate the impact and the role of a leaky unit within a thick aquitard. Ultimately, integration of heterogeneities within an aquitard is essential to the development of quantitative and qualitative management tools for groundwater resources, at different time scales, for complex multilayered aquifer systems.

Table des matières

REMERCIEMENTS.....	2
RESUME	4
ABSTRACT	5
TABLE DES MATIERES.....	6
LISTE DES FIGURES	8
LISTE DES TABLEAUX.....	12
PROPOS LIMINAIRE.....	13
INTRODUCTION	14
1. LE SYSTEME AQUIFERE MULTICOUCHE DU BASSIN TERTIAIRE NORD-AQUITAIN	23
1.1 Géologie et Hydrogéologie.....	25
1.1.1 L'Eocène.....	25
1.1.2 L'Oligocène.....	33
1.1.3 Le Miocène.....	39
1.1.4 Le Plio-Quaternaire.....	42
1.1.5 Schéma structural.....	45
1.2 Les aquitards du Bassin tertiaire nord-aquitain.....	46
1.3 Modélisation hydrodynamique du bassin nord-aquitain.....	54
1.4 ...en résumé.....	57
2. LES DIAGRAPHIES POUR UNE RELECTURE DE LA GEOLOGIE ET DE LA GEOMETRIE DES AQUITARDS.....	58
2.1 Le domaine d'étude bordelais.....	59
2.1.1 Cadre géographique.....	59
2.1.2 Synthèse des connaissances antérieures.....	60
2.2 Outils et méthodologie.....	66
2.2.1 Principe des diagraphies.....	67
2.2.2 Traitement des données.....	73
2.2.3 Réinterprétation : singularités et spécificités.....	86
2.3 Contribution des diagraphies à la caractérisation spatiale des aquitards.....	91
2.3.1 Géologie et géométrie du multicouche tertiaire bordelais.....	91
2.3.2 Une nouvelle définition du schéma structural bordelais.....	103
2.4 ...en résumé.....	104

3. APPORT D'UN FORAGE EXPERIMENTAL A LA CARACTERISATION DES PROPRIETES	
HYDRODYNAMIQUES DES AQUITARDS	106
3.1 Forage expérimental OPURES_1	107
3.2 Structure des argiles	112
3.2.1 Microstructure	112
3.2.2 Notion d'échelle	116
3.3 Approche pétrographique	119
3.3.1 Porosimétrie par injection de mercure.....	119
3.3.2 Limites de la méthode.....	121
3.3.3 Analyses pétrographiques	123
3.4 Perméabilités et conductivités hydrauliques déduites des mesures pétrophysiques....	135
3.4.1 Principe des modèles capillaires.....	136
3.4.2 Principe des modèles de longueur caractéristique	139
3.4.3 Détermination des perméabilités et conductivités hydrauliques.....	142
3.5 Analyse des charges hydrauliques.....	147
3.5.1 Analyses corrélatoires.....	149
3.5.2 Détermination des propriétés hydrodynamiques	154
3.6 ... en résumé	181
4. APPROCHE NUMERIQUE DU ROLE DES AQUITARDS	182
4.1 Elaboration de l'outil de modélisation	183
4.1.1 Limites du domaine et discrétisation spatiale	184
4.1.2 Discrétisation temporelle	187
4.1.3 Conditions aux limites	188
4.1.4 Paramètres hydrodynamiques.....	191
4.1.5 Précipitation efficace et lame d'eau de percolation	194
4.1.6 Prélèvements.....	196
4.1.7 Puits d'observation	199
4.2 Modélisation en régime permanent	202
4.2.1 Processus de calibration.....	202
4.2.2 Restitution de la piézométrie	204
4.2.3 Influence de la recharge.....	207
4.3 Modélisation en régime transitoire.....	209
4.3.1 Processus de calibration.....	209
4.3.2 Contribution des aquitards à la recharge des aquifères.....	211
4.3.3 Fonction d'emmagasinement des aquitards.....	214
4.3.4 Impact du semi-perméable de l'aquitard oligocène-éocène sur le fonctionnement du système.....	216
4.4 ... en résumé	220
5. EN CONCLUSION	221
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	224
ANNEXES	238

Liste des figures

Fig. 1 : Coupe lithologique et mesures hydrauliques de la Formation Maquoketa (Eaton <i>et al.</i> , 2007)	17
Fig. 2 : Utilisation des données de radioactivité pour la corrélation stratigraphique. Exemple de la formation Eau Claire (USA) (Bradbury <i>et al.</i> , 2007).....	19
Fig. 3 : Relation entre porosité et perméabilité intrinsèque de matériaux argileux issus de 12 régions différentes (Neuzil, 1994).....	20
Fig. 4 : Distributions des charges hydrauliques au sein d'un aquitard (Cherry <i>et al.</i> , 2006).....	21
Fig. 1-1 : Le Bassin Aquitain	24
Fig. 1-2 : Bloc-diagramme du système aquifère multicouche depuis le Crétacé jusqu'au Plio-quaternaire (SAMBA_H_NP) (Dupuy et Gerard, 2010)	25
Fig. 1-3 : Schéma structural de la base du Trias (Kieken, 1973)	26
Fig.1-4 : Paléogéographie schématique du Bassin Aquitain (maximum de transgression) durant l'écène (d'après Cahuzac et Janssen, 2010 modifié de Gély et Sztrakos, 2000).....	27
Fig. 1-5 : Limite d'extension de l'aquifère éocène (Mauroux et Danneville, 1996)	29
Fig. 1-6 : Carte piézométrique de l'aquifère éocène, état 1993 (Bichot et Lemordant, 1995)	31
Fig. 1-7 : Evolution des niveaux piézométriques de l'aquifère éocène du domaine Nord-Aquitain de 1950 à 2008 (SAGE NP, 2010)	32
Fig. 1-8 : Principales phases de sédimentation durant l'Oligocène et faciès associés (Larroque, 2004)	33
Fig. 1-9 : Limites d'extension de l'aquifère oligocène (Mauroux et Danneville (1996).....	35
Fig. 1-10 : Zones de communications potentielles entre l'aquifère oligocène et les aquifères encadrants (Hosteins, 1982)	36
Fig. 1-11 : Carte piézométrique de la nappe de l'Oligocène en 1996 (Bonnery <i>et al.</i> , 1997, modifié).....	37
Fig. 1-12 : Evolution de la piézométrie de la nappe oligocène entre 1979 (Singo, 1981) et 2006 (Saltel <i>et al.</i> , 2010).....	38
Fig. 1-13: Limites d'extension des aquifères du Miocène (Platel <i>et al.</i> , 2000a)	40
Fig. 1-14 : Piézométrie de la nappe du Miocène (Allard, 1981)	41
Fig. 1-15 : Carte géologique simplifiée du Triangle landais (Corbier <i>et al.</i> , 2010).....	42
Fig. 1-16 : Succession lithostratigraphique synthétique des formations continentales du Plio-Quaternaire (Dubreuilh <i>et al.</i> , 1995)	44
Fig. 1-17 : Carte synthétique des formations argileuses et marneuses à l'affleurement (Platel <i>et al.</i> , 2004)	47
Fig. 1-18 : Isopaques de l'imperméable du toit de l'aquifère de l'Eocène moyen (d'après Moussié, 1972)	48
Fig. 1-19 : Isopaques de l'imperméable du toit de l'aquifère de l'Eocène supérieur (d'après Moussié, 1972)	50
Fig. 1-20 : Puissance de l'éponte Oligocène – Miocène (d'après Braneyre <i>et al.</i> , 1994).....	51
Fig. 1-21 : Epaisseur de l'éponte entre les aquifères Aquitainien-Burdigalien et Helvétien.....	52
Fig. 1-22 : Extension de la formation des Glaises bigarrées (a) et des Argiles de Brach (b) (Karnay <i>et al.</i> , 2008).....	53
Fig. 1-23: Représentation schématique des couches des modèles MONA (Pédron <i>et al.</i> , 2003) et SAMBA-H-NP (Dupuy et Gérard, 2010).....	54
Fig. 1-24 : Carte indicative de conductivités hydrauliques d'aquitards issues du calage du modèle MONA (Pédron <i>et al.</i> , 2005)	55
Fig. 1-25 : Bilan des flux inter-annuels des modèles nord-aquitains MONA (SAGE NP, 2010) et SAMBA-H-NP (Larroque, 2004)	56

Liste des figures

Fig. 2-1 : Localisation de la zone d'étude (Fond : extrait de la carte géologique de la France à 1 :1000000 (Platel et al, 2004).....	59
Fig. 2-2 : Représentation schématique de l'agencement vertical des couches réservoir dans la région bordelaise.....	60
Fig. 2-3 : Emplacement de la faille de Bordeaux (d'après Platel <i>et al.</i> , 2000a).....	62
Fig. 2-4 : Coupe lithostratigraphique synthétique de l'Oligocène et de ses terrains de recouvrement dans la région bordelaise (Corbier <i>et al.</i> , 2005).....	63
Fig. 2-5 : Puissance de l'aquitard Oligocène – Miocène (d'après Platel <i>et al.</i> , 2000a).....	64
Fig. 2-6 : Carte géologique simplifiée et lithologie des formations pléistocènes entre Bordeaux et Langon (Platel <i>et al.</i> , 2000a).....	65
Fig. 2-7 : Gammes de radioactivité de certaines roches sédimentaires (Keys et MacCary, 1971).....	68
Fig. 2-8 : Principe de fonctionnement du compteur à scintillations (Rabaute, 1998).....	69
Fig. 2-9: Dispositif de mesure de résistivité (Schlumberger, 1989).....	71
Fig. 2-10: Schéma synthétique de la sonde de mesure de résistivité.....	71
Fig. 2-11: Gamme de résistivités de matériaux géologiques (d'après Marescot, 2006).....	72
Fig. 2-12. Cartographie des points de la base de données diagraphiques.....	74
Fig. 2-13: Localisation des points de mesure de radioactivité naturelle.....	75
Fig. 2-14: Normalisation des diagraphies Gamma-Ray.....	77
Fig. 2-15: Localisation des points de mesure de résistivité.....	78
Fig. 2-16 : Localisation des points de mesure de débitmétrie.....	79
Fig. 2-17 : Faciès diagraphiques de l'Eocène.....	83
Fig. 2-18 : Faciès diagraphiques depuis l'Oligocène au Plio-quaternaire.....	85
Fig. 2-19 : Influence du tubage sur la réponse Gamma-Ray.....	87
Fig. 2-20 : Rayonnement gamma élevé de l'aquifère oligocène.....	88
Fig. 2-21 : Repositionnement de la limite inférieure de l'aquifère oligocène par l'utilisation de la diagraphie de débit.....	89
Fig. 2-22 : Isohypses du toit de l'Eocène supérieur (a) et du mur de l'Eocène moyen (b).....	92
Fig. 2-23 : Coupe hydrogéologique 1 : Caupian - Landot.....	93
Fig. 2-24 : Coupe hydrogéologique 2 : Boutin - Loret.....	95
Fig. 2-25 : Coupe hydrogéologique 3 : Bruyères – Saussette.....	97
Fig. 2-26 : Coupe hydrogéologique 4 : Cazeaux 4 - Lagrange.....	98
Fig. 2-27 : Coupe hydrogéologique 5 : Jacob 3 – Bègles 3 et isopaques de la couche semi-perméable de l'éponte oligocène-éocène.....	99
Fig. 2-28 : Toit et épaisseur de l'aquifère oligocène.....	100
Fig. 2-29 : Coupe hydrogéologique 6 Chalet - Bruyères et isopaques de l'éponte miocène-oligocène et de l'éponte à la base du recouvrement.....	102
Fig. 2-30 : Nouveau schéma sédimentaire bordelais.....	103
Fig. 2-31 : Contribution des diagraphies à l'interprétation géologique.....	105
Fig. 3-1 : Emplacement du forage OPURES_1.....	107
Fig. 3-2 : Forage OPURES 1. Coupe géologique, mesures diagraphiques et emplacement des chambres de contrôle.....	109
Fig. 3-3 : Coupe technique finale du forage.....	111
Fig. 3-4 : Structure des argiles (a) Structure tétraédrique ; (b) Structure octaédrique (Grim, 1968).....	112
Fig. 3-5 : Représentation de quatre familles de minéraux argileux (Samake, 2008).....	114

Liste des figures

Fig. 3-6 : La double couche du système eau-argile (Bultel, 2001).....	115
Fig. 3-7 : Représentation des différentes échelles dans les argiles (Touret et al., 1990).....	116
Fig. 3-8 : Représentation graphique de la structure d'une argile compactée. Les pores sont en noir et les particules solides sont en blanc (Coll, 2005).....	117
Fig. 3-9 : Représentation schématique des subdivisions de la porosité et des techniques analytiques qui permettent d'y accéder (Marty, 2006).....	118
Fig. 3-10 : Courbes d'injection et de retrait de mercure sur un échantillon de carotte.....	120
Fig. 3-11 : Carotte n°1 - lithologie et paramètres pétrophysiques.....	124
Fig. 3-12 : Carotte n°2 - lithologie et paramètres pétrophysiques.....	125
Fig. 3-13 : Carotte n°3 - lithologie et paramètres pétrophysiques.....	127
Fig. 3-14 : Carotte n°4 - lithologie et paramètres pétrophysiques.....	128
Fig. 3-15 : Carotte n°5 - lithologie et paramètres pétrophysiques.....	129
Fig. 3-16 : Distribution de la porosité (a) porosités absolues (b) porosités relatives ; ω_{MA} : Macroporosité A ; ω_{MB} : Macroporosité B ; ω_{MESO} : Mésoporosité.....	130
Fig. 3-17 : Représentation des surfaces internes et externes des minéraux argileux (Reeves <i>et al.</i> , 2006).....	131
Fig. 3-18 : (a) résultats des surfaces spécifiques (b) relation surface spécifique / diamètre de connexion de pores.....	132
Fig. 3-19 : Porosité piégée lors de la phase de retrait de mercure. (a) porosités absolues (b) porosités relatives.....	133
Fig. 3-20 : Macroporosité (A+B) vs porosité piégée relative.....	133
Fig. 3-21 : Définition de la longueur caractéristique.....	140
Fig. 3-22 : Résultats des conductivités hydrauliques obtenues par la méthode de Katz-Thompson et de Dullien.....	143
Fig. 3-23 : Relation entre la conductivité hydraulique mesurée et le diamètre moyen de connexion de pore. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien.....	143
Fig. 3-24 : Relation entre la conductivité hydraulique estimée et la macroporosité B relative. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien.....	145
Fig. 3-25 : Relation entre la conductivité hydraulique estimée et la mésoporosité relative. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien.....	145
Fig. 3-26 : Relation entre la conductivité hydraulique estimée et la porosité piégée relative. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien.....	146
Fig. 3-27 : Evolution des niveaux piézométriques de l'Oligocène à l'Eocène.....	147
Fig. 3-28 : Gradient hydraulique au sein de l'aquitard en date du 23/09/2010.....	149
Fig. 3-29 : Corrélogramme simple des niveaux piézométriques.....	151
Fig. 3-30 : Corrélogramme simple des précipitations.....	152
Fig. 3-31 : Corrélogramme croisé de la pluviométrie et des niveaux piézométriques.....	153
Fig. 4-1 : Emprise du modèle (Fond : Carte géologique de la France au millionième ; BRGM).....	184
Fig. 4-2 : Transposition numérique de la géologie de la région bordelaise dans le modèle SAMBA_H_CUB..	185
Fig. 4-3 : Représentation de la Faille de Bordeaux.....	186
Fig. 4-4 : Comparaison des prélèvements effectués au forage de Moulin Noir par discrétisations mensuelle, saisonnière et annuelle.....	188
Fig. 4-5 : Réseau hydrographique et zones d'affleurement modélisés.....	189
Fig. 4-6 : Distribution des conductivités hydrauliques de l'Oligocène du domaine d'étude.....	193
Fig. 4-7 : Pluviométrie et précipitations efficaces (Station de Mérignac).....	194
Fig. 4-8 : Représentation des zones de recharge.....	195
Fig. 4-9 : Lambe d'eau de recharge affectée par zonation au sein du modèle.....	196

Liste des figures

Fig. 4-10 : Volumes cumulés annuels des prélèvements.....	197
Fig. 4-11 : Localisation des ouvrages d'exploitation et volumes prélevés.....	198
Fig. 4-12: Localisation des puits d'observation	201
Fig. 4-13 : Hauteurs piézométriques calculées et observées, année 2005	203
Fig. 4-14 : Carte piézométrique de la nappe plio-quaternaire calculée en régime permanent.....	204
Fig. 4-15 : Carte piézométrique de la nappe miocène calculée en régime permanent vs carte piézométrique interprétée de 2005	205
Fig. 4-16 : Carte piézométrique de la nappe oligocène calculée en régime permanent vs carte piézométrique interprétée de 2005	206
Fig. 4-17: Carte piézométrique de la nappe éocène moyen calculée en régime permanent vs carte piézométrique interprétée de 2005.....	207
Fig. 4-18 : Analyse de sensibilité de la recharge.....	208
Fig. 4-19 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées des aquifères plio-quaternaire et miocène.....	209
Fig. 4-20 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées de l'aquifère oligocène.....	210
Fig. 4-21 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées des aquifères éocènes.....	211
Fig. 4-22 : Bilan de fonctionnement des aquitards (période 1999-2008).....	212
Fig. 4-23 : Evolution du flux d'emmagasinement de l'aquitard à la base du recouvrement (période 1999-2008).....	214
Fig. 4-24 : Evolution du flux d'emmagasinement de l'aquitard oligocène-éocène (période 1999-2008).....	215
Fig. 4-25 : Evolution du flux d'emmagasinement de l'aquitard éocène moyen-éocène moyen basal (période 1999-2008)	215
Fig. 4-26 : Agencement structural du modèle SAMBA_H_CUB et du Modèle Homogène.....	216
Fig. 4-27 : Variations de flux de stockage observées entre le modèle SAMBA_H_CUB et le modèle Homogène (période 2001-2008).....	218
Fig. 4-28 : Flux moyens observés dans l'aquitard oligocène-éocène sur la période 1999-2008 pour le modèle hétérogène (SAMBA_H_CUB) et le modèle homogène (Modèle Homogène).....	219

Liste des tableaux

Tableau 2-1 : Contribution relative à la radioactivité gamma des éléments radioactifs (d'après Adams et Weaver, 1958)	67
Tableau 3-1 : Caractéristiques de quelques argiles (Morel, 1996 ; Bultel, 2001)	114
Tableau 4-1 : Répartition des cellules à conditions de drain	191
Tableau 4-2 : Répartition des chroniques de niveau disponibles par aquifère	199
Tableau 4-3 : Répartition par aquifère des points d'observation du calage en permanent	202
Tableau 4-4 : Paramètres de calage de la modélisation en régime permanent	202
Tableau 4-5 : Bilan de flux des aquitards	213
Tableau 4-6 : Contribution des aquitards aux transferts entre aquifères	213
Tableau 4-7 : Amplitudes des variations des charges hydrauliques calculées entre le modèle SAMBA_H_CUB et le modèles Homogène sur la période 1999-2008.....	217

Propos liminaire

Le projet OPURES (OPTimisation de l'Utilisation des Ressources en Eaux Souterraines) a pour vocation d'optimiser la gestion des eaux souterraines dans le bassin Adour-Garonne. Il répond ainsi à la Directive Cadre Européenne (Directive 2000/60/CE du Parlement Européen et du Conseil du 23 octobre 2000) qui demande une évaluation globale de la qualité des eaux et de son évolution dans le temps afin d'assurer le bon état qualitatif et quantitatif des masses d'eau d'ici 2015. À une échelle plus locale, le Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux des Nappes Profondes de la Gironde impose des règles de gestion des prélèvements dans les nappes girondines. Le travail réalisé dans le cadre de cette étude s'inscrit dans un volet du projet OPURES s'attachant à caractériser les flux d'eau transitant à travers les aquitards : OPURES_Éponte.

Introduction

Les systèmes aquifères multicouches sis dans les grands bassins sédimentaires constituent en premier lieu une ressource en eau souterraine essentielle, mais également un important levier de développement d'une région. Ainsi, autour de ces ressources en eau généralement de très bonne qualité, gravitent des enjeux socio-économiques et environnementaux considérables. Face à des pressions anthropiques toujours plus grandes, la gestion durable de ces eaux souterraines tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif apparaît obligatoire. Dans l'optique d'une gestion prévoyante et durable, la connaissance et le suivi de l'état des nappes présentes dans ces aquifères s'avèrent fondamentaux. La caractérisation et la maîtrise des circulations d'eau souterraine constituent ainsi un enjeu majeur de l'hydrogéologie. Toutefois, la quantité relativement faible d'informations rend complexe cette caractérisation, la complexité étant accrue notamment par la diversité des structures géologiques rencontrées.

Dans les grands bassins sédimentaires, les cycles de sédimentation/érosion accompagnent les nombreuses transgressions/régressions marines se produisant au cours de leurs histoires géologiques. Ceci se traduit par une succession d'horizons et de dépôts, aux caractéristiques spécifiques, conférant aux bassins sédimentaires leur caractère multicouche (Bassin Parisien, Bassin Aquitain, ...). La nature des sédiments, leur granulométrie ou encore leur arrangement spatial, entre autres, vont déterminer les propriétés hydrauliques de chaque couche de dépôt. Elles s'expriment généralement dans le concept de conductivité hydraulique à savoir la capacité qu'a l'eau à traverser le matériau géologique. Les contrastes de conductivité hydraulique d'une roche à l'autre sont à l'origine de la classification de ces roches en « aquifère » ou « aquitard ». L'aquifère se définit comme une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables (Castany et Margat, 1977). Les aquitards, dénommés également « couches semi-perméables » représentent, quant à eux, au sein d'une séquence stratigraphique, les couches de plus faible conductivité hydraulique. Il convient de distinguer les couches semi-perméables non capacitives, à travers lesquelles un transfert de flux hydriques à très faible vitesse est possible vers les aquifères encadrants (avec une forte perte de charge et en régime généralement permanent où l'emmagasinement n'intervient pas) des couches semi-perméables capacitives, à emmagasinement souvent égal ou supérieur à celui

d'aquifères captifs et pouvant constituer l'essentiel de la capacité dans un système multicouche exploité en régime transitoire (Castany et Margat, 1977). Dans le cadre de cette étude, les aquitards sont affectés de fonctions transmissives et capacitives. La dichotomie aquifère/aquitard se révèle cependant parfois ambiguë car relative. Ainsi, aux endroits où il n'y a pas d'aquifères identifiés, une unité hydrogéologique produisant de petites quantités d'eau pourra être qualifiée d'aquifère alors qu'une unité aux propriétés identiques dans une zone où les eaux souterraines sont abondantes serait classée comme aquitard (Driscoll, 1986). Cette ambiguïté a été résumée par Remenda (2001) établissant que le terme « aquitard » est historiquement défini non pas par ce qu'il est, mais plutôt par ce qu'il n'est pas, c'est-à-dire un aquifère.

Historiquement, l'hydrogéologie est une science qui permet l'accès à des ressources en eau souterraine de qualité à des fins multiples dont en priorité l'alimentation en eau potable de la population (Article L211-1 du code de l'environnement). De fait, les efforts de connaissances portent essentiellement sur les horizons aquifères du sous-sol, induisant une relative méconnaissance des parties peu ou faiblement productives : les aquitards. Ces horizons aquitards sont toutefois mis à profit et étudiés davantage pour leur capacité de rétention (rôle de barrière hydraulique) que pour leur incidence sur les écoulements. D'importantes investigations ont ainsi été menées sur ces épontes afin d'estimer leur potentiel de stockage pour les déchets radioactifs et industriels à long-terme (Boisson *et al.*, 2001 ; Croisé *et al.*, 2004). Le désintérêt relatif de la communauté des hydrogéologues vis-à-vis des aquitards s'explique également sous l'angle économique, ces derniers ayant des rendements de productivité largement inférieurs à ceux de zones plus aquifères. De plus les méthodes de caractérisation de ces horizons sont plus complexes (Neuzil 1986 ; Van der Kamp, 2001 ; Cherry *et al.*, 2006 ; Bradbury *et al.*, 2006). Malgré ces considérations, les horizons aquitards remplissent des fonctions fondamentales dans le fonctionnement global des systèmes aquifères. D'une part, ils protègent les aquifères sous-jacents d'éventuelles pollutions (diffuses, ponctuelles, anthropiques) et d'autre part ils contrôlent la recharge de ces mêmes aquifères. En effet, d'un point de vue hydrodynamique, la présence de formations semi-perméables permet d'isoler deux horizons perméables. Sous l'effet d'une différence de pression, qu'elle soit naturelle ou artificielle, de part et d'autre de l'éponte, un transfert de flux lent mais significatif peut s'opérer à travers la formation semi-perméable. Cette drainance peut alors avoir un rôle majeur dans la recharge des nappes, en complément de celle

s'effectuant au niveau des zones d'affleurement de la couche aquifère mais également dans la qualité des eaux issues de cette dernière.

Dans une optique de gestion durable des ressources en eau souterraine au sein des grands systèmes aquifères multicouches, il apparaît légitime de s'interroger sur le rôle de ces horizons aquitards dans l'hydrodynamique souterraine. À ce titre, le Bassin Aquitain fait figure d'exemple tant les inter-relations entre différents aquifères sont marquées y compris au travers d'aquitards puissants (Pédron *et al.*, 2003 ; Larroque, 2004 ; Saltel, 2008). La caractérisation de ces aquitards et de leur architecture est donc essentielle à la compréhension de la circulation des eaux souterraines et aux transferts entre aquifères.

Les objectifs de cette étude s'articulent ainsi autour de deux axes.

Le premier concerne la caractérisation géologique des aquitards. Dans les bassins sédimentaires, ces formations sont généralement représentées par des niveaux argileux et marneux souvent très poreux. Les aquitards s'intercalent avec des aquifères aux lithologies principalement calcaires et sableuses. Dans la plupart des cas, des niveaux plus ou moins perméables sont présents dans les épontes. Ils se traduisent au sein des formations argileuses par des horizons silteux, sableux ou encore calcaires. Certains de ces horizons aquitards renferment ainsi des aquifères isolés. Cependant les épaisseurs ou les propriétés transmissives faibles de ces niveaux permettent de considérer l'ensemble comme une éponte. Dans l'optique d'une évaluation des propriétés hydrogéologiques de ces formations semi-perméables, une caractérisation lithologique détaillée de l'ensemble s'avère nécessaire comme illustré par l'étude de la formation Maquoketa (Wisconsin, USA) (Fig. 1). Cet aquitard, d'une soixantaine de mètres d'épaisseur est formé de dolomies et de roches sédimentaires à grain fin, litée et composées d'argile (« shales »), et est encadré par deux aquifères. Des mesures de propriétés hydrauliques dans cette formation ont montré que la partie supérieure de l'éponte, plus hétérogène, présente des conductivités bien plus importantes que la partie basale composée d'horizons argileux plus homogènes.

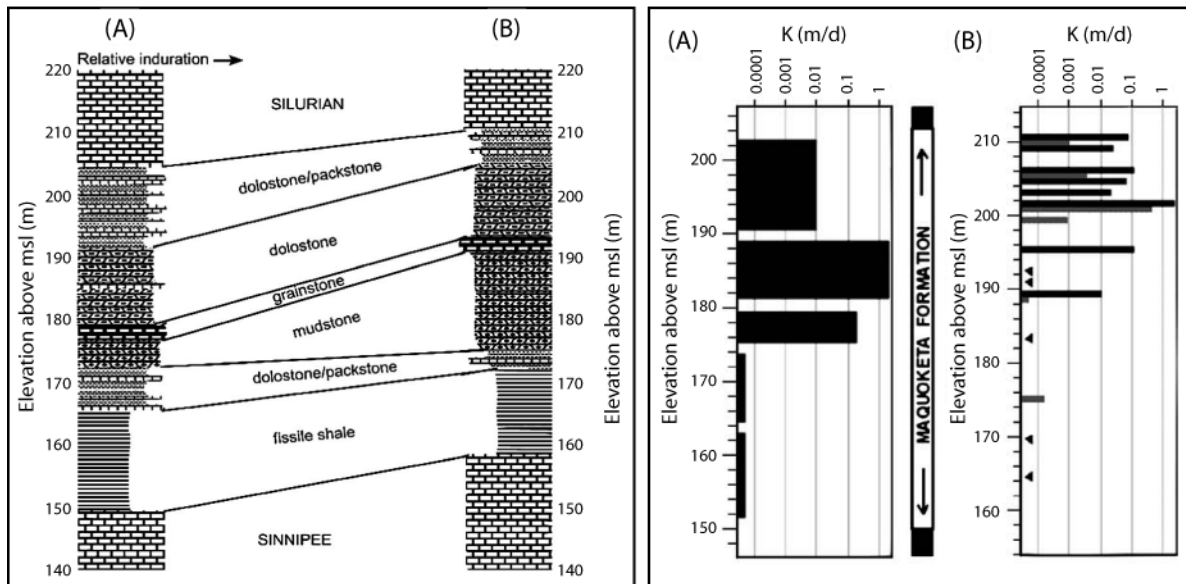


Fig. 1 : Coupe lithologique et mesures hydrauliques de la Formation Maquoketa (Eaton *et al.*, 2007)
Sites (A) Minooka Park et (B) DOT

À ces hétérogénéités sédimentaires, peuvent se superposer au sein des aquitards des discontinuités structurales comme des fissures, des fractures ou encore des failles. Celles-ci vont constituer des chemins préférentiels d'écoulement pour l'eau favorisant sa circulation au sein et à travers l'épente et donc les échanges entre aquifères. La présence de cette fracturation va avoir un rôle clé dans la détermination de la conductivité hydraulique globale de la formation aquitard. Grisak et Cherry (1975) ont ainsi évalué les propriétés hydrauliques de dépôts morainiques fracturés riches en argile à Manitoba (Canada) : par pompage de l'aquifère sous-jacent, de nombreux piézomètres situés dans l'aquitard ont répondu rapidement et fortement au rabattement de la nappe alors que d'autres ne montraient aucune réaction, ces derniers ne traversant pas de fracture ouverte. Les auteurs en ont conclu que les fractures contrôlent la conductivité hydraulique globale des formations argileuses. La présence de ces fractures a également été approchée par modélisation dans le Bassin de Mexico (Rudolph *et al.*, 1991). La simulation de profils géochimiques dans l'aquitard a nécessité l'intégration de fractures verticales hydrauliquement conductrices afin de rendre compte des données de terrain. Cependant, la présence de niveaux argileux au sein d'un ensemble aquifère influence le développement des fractures et leur propagation verticale. Les fractures prennent généralement naissance dans les roches cassantes (grès, calcaire ou dolomie) et se terminent aux interfaces avec des horizons plus ductiles (argiles et marnes). Les propriétés mécaniques des roches contrôlent ce phénomène, lequel dépend alors du contraste de rigidité entre deux horizons et des propriétés d'élasticité du plus ductile (Cooke

et Underwood, 2001). De même, plus ces horizons argileux sont épais, plus ils sont résistants à la propagation des fractures (Rijken et Cooke, 2001). Par conséquent, la présence de fractures bien développées et interconnectées au travers d'un aquitard argileux épais n'est pas systématique. L'existence d'interfaces entre deux horizons aux propriétés lithologiques différentes peut ainsi limiter la connexion verticale entre deux unités. La connaissance des conditions de dépôt, de la lithologie et des contraintes structurales affectant un bassin sédimentaire est donc nécessaire à l'identification des propriétés hydrauliques des horizons aquitards. Des modèles géologiques prenant en compte les processus de compaction, de sédimentation et de circulation de fluide ainsi que les flux de chaleur permettent d'estimer les conductivités hydrauliques des aquifères et aquitards (Gonçalvès *et al.*, 2004a et 2004b) et rendent compte de l'hétérogénéité des formations (de Marsily *et al.*, 2005). Toutefois et dans la plupart des cas, le manque général de connaissances sur ces aquitards conduit à les considérer, souvent à tort, comme homogènes (conductivité hydraulique et emmagasinement), entraînant alors d'importantes incertitudes sur les quantités d'eau transitant entre les aquifères.

Dans le cadre de ce travail, une caractérisation géologique accrue des aquitards dans le Bassin Aquitain a été entreprise à l'aide de diagraphies. Cet outil constitue un appui important à la description des formations, notamment aquitards, obtenues seulement au travers de l'interprétation des cuttings. Ces derniers, remaniés au cours de leur remontée, sont généralement l'objet d'incertitudes en termes de description lithostratigraphique et de positionnement vertical au sein des forages. Les mesures diagraphiques reposent sur les contrastes de propriétés physiques entre les différentes formations afin de reconnaître leur nature géologique. Ainsi, elles permettent, dans un premier temps, de replacer en profondeur les différents horizons traversés par un forage. Par la suite, elles favorisent les corrélations d'ensemble afin d'évaluer l'extension, la profondeur, et l'épaisseur des formations notamment semi-perméables. À ce titre, la diagraphie de radioactivité naturelle est souvent employée pour les corrélations stratigraphiques (Fig. 2). En effet, parmi les nombreuses diagraphies celle de radioactivité naturelle a la particularité de pouvoir être appliquée à des puits tubés (Serra et Serra, 2004). Elle présente ainsi un intérêt fondamental pour l'étude des aquitards du Bassin Aquitain où les ouvrages d'exploitation de l'alimentation en eau potable ne captent que la partie aquifère, les aquitards étant isolés par tubage.

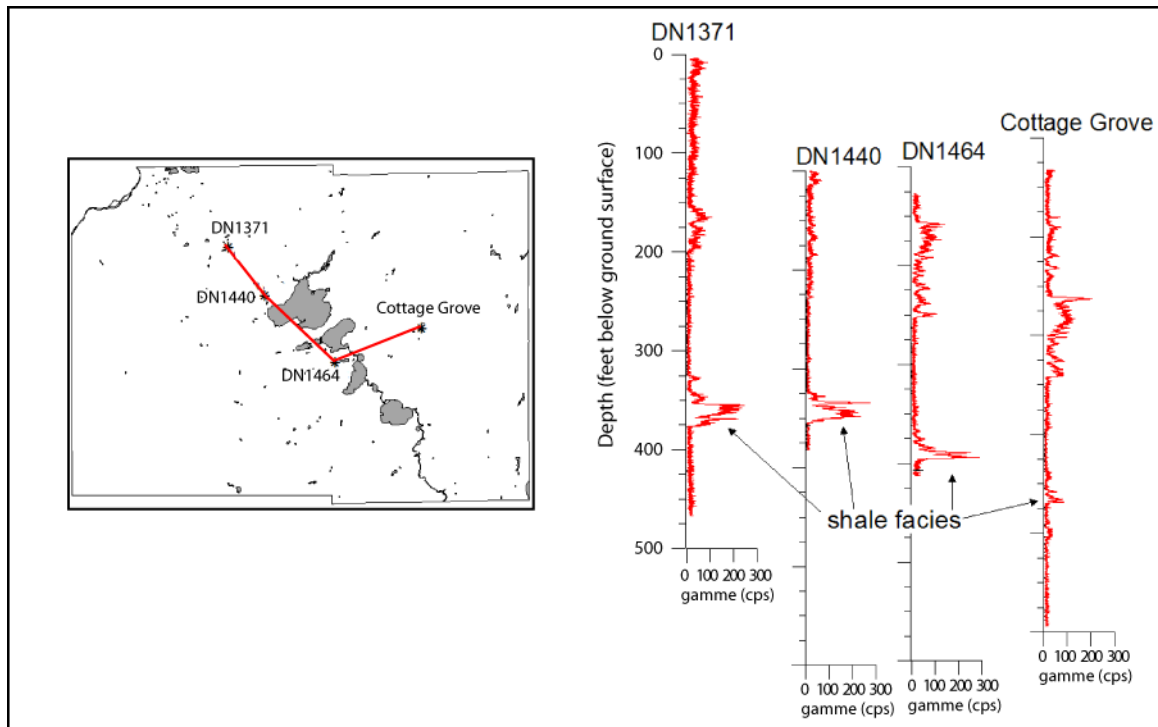


Fig. 2 : Utilisation des données de radioactivité pour la corrélation stratigraphique. Exemple de la formation Eau Claire (USA) (Bradbury *et al.*, 2007)

L'objectif de ce premier volet de caractérisation géologique des aquitards par l'outil diagraphique est d'approcher la structure verticale des aquitards en termes d'épaisseur, d'extension mais également de faciès. Ainsi, nous disposerons d'une vision renouvelée de l'architecture et de l'hétérogénéité de ces formations argileuses.

Le second axe propose d'évaluer les propriétés hydrodynamiques des aquitards. Celle-ci a été envisagée à l'aide d'un forage expérimental réalisé directement dans les formations argileuses, pour la première fois dans la région. Il sera en partie carotté afin d'effectuer différentes mesures des propriétés physiques des échantillons récupérés. Parmi ces propriétés, la porosité des carottes argileuses a été approchée. Neuzil (1994) a montré un lien entre la porosité et la perméabilité mesurées sur des échantillons argileux (Fig. 3). Les gammes de perméabilités obtenues peuvent notamment s'expliquer par des variations de porosité, de taille de grains ou encore de distribution des tailles de pore. L'anisotropie des argiles due à leur stratification peut également entraîner des différences entre les valeurs de conductivités hydrauliques verticales et horizontales (Kwon *et al.*, 2004). Les échantillons utilisés lors de ces tests de mesure de porosité sont d'une taille de l'ordre de quelques centimètres et ne sont généralement pas fracturés. Les mesures correspondent alors à la perméabilité de matrice. Dans le cas d'aquitards composés d'argiles non fissurées, les

mesures de conductivité hydraulique verticale peuvent être considérées comme représentatives des propriétés de l'éponte. À une échelle plus régionale, la présence possible d'hétérogénéités peut conduire à une augmentation de la conductivité hydraulique moyenne. Cependant, les résultats issus des mesures en laboratoire peuvent constituer des valeurs seuil pour l'aquitard.

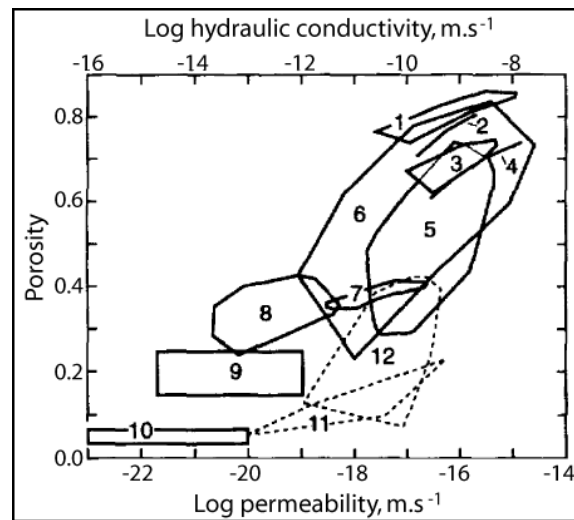


Fig. 3 : Relation entre porosité et perméabilité intrinsèque de matériaux argileux issus de 12 régions différentes (Neuzil, 1994)

Au cours de ce travail, des mesures pétrophysiques ont été réalisées afin d'approcher les différentes propriétés des horizons aquitard en termes de porosité ou encore de distribution des tailles de pore. Certaines approches théoriques ont été utilisées afin de relier ces mesures à des valeurs de conductivité hydraulique.

Le puits a également été équipé sur plusieurs niveaux afin de suivre les conditions hydrodynamiques régnant au sein de l'aquitard. La réalisation de ce puits multi-niveaux avec suivi par capteur de pression permet, au travers d'une mesure directe du gradient hydraulique, d'identifier des zones avec des contrastes de perméabilité. L'établissement d'un profil de pression vertical au sein de l'éponte permet de préciser les conditions hydrodynamiques inter-aquifères.

Cette approche constitue un apport important pour la détermination du gradient hydraulique au travers des épontes qui, en l'absence d'observations directes, est généralement défini par mesure de différence de charges entre les aquifères sous-jacents et sus-jacents. Dans le cas d'une formation homogène et pour un régime hydraulique darcéen classique, un équilibre

s'établit au sein de l'aquitard dans lequel les charges augmentent, ou diminuent, linéairement avec la profondeur en fonction des conditions limites imposées par les aquifères encadrants. De nombreux exemples montrent cependant, que ce gradient n'est pas linéaire au sein d'une éponte (Neuzil, 1993 ; Husain *et al.*, 1998 ; Shaw et Hendry, 1998). L'observation dans un aquitard d'un gradient hydraulique vertical différent de celui déduit par mesure de charges à ses bornes supérieure et inférieure peut s'expliquer par la présence de conditions hydrodynamiques ou géologiques transitoires et d'hétérogénéités (lithologie, fractures). Ces hétérogénéités s'expriment alors par des contrastes de propriétés hydrogéologiques, notamment de conductivité hydraulique verticale (K_v), qui vont réguler le flux transitant à travers l'aquitard (Fig.4). La caractérisation détaillée des flux entre aquifères nécessite donc l'observation de la distribution des charges au sein de l'aquitard. Une estimation selon une approche linéaire peut alors conduire à des erreurs d'évaluation des transferts entre aquifères au travers d'un aquitard.

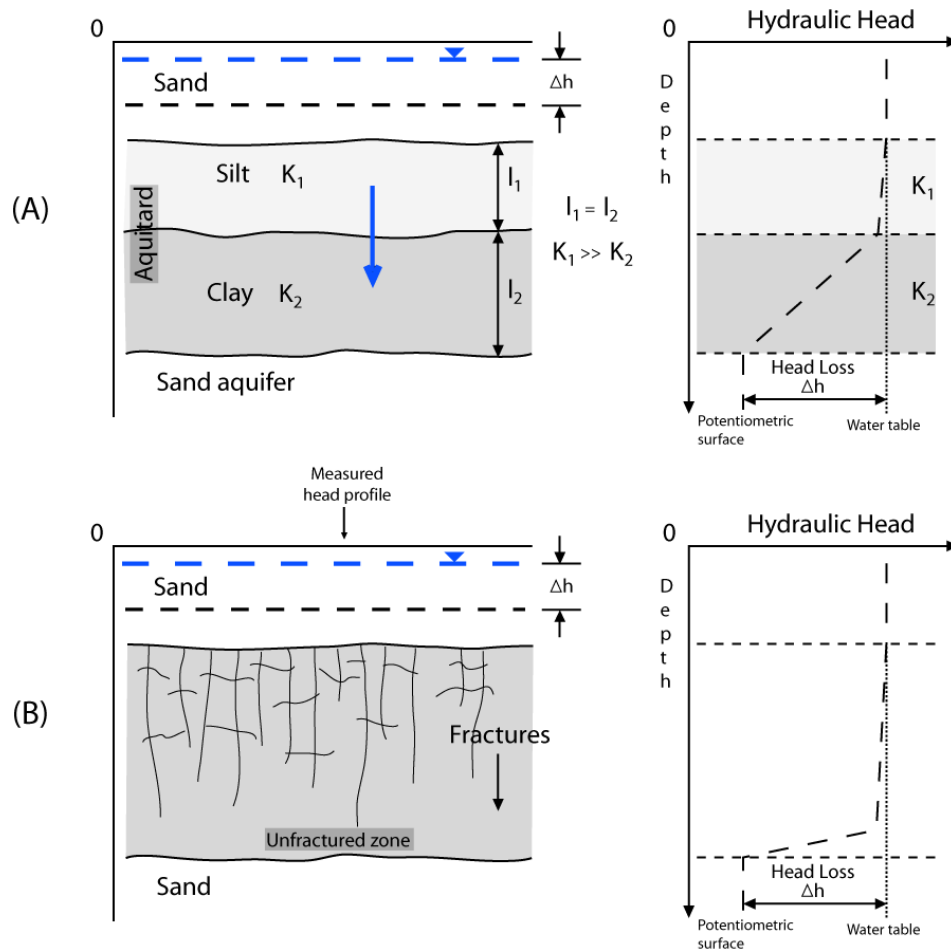


Fig. 4 : Distributions des charges hydrauliques au sein d'un aquitard (Cherry *et al.*, 2006)

(A) Zone supérieure à silts et zone inférieure à argiles ; (B) Zone supérieure à argile fracturée et zone inférieure non fracturée

Le suivi temporel des pressions au sein de l'éponte est également un moyen complémentaire permettant de préciser les propriétés hydrodynamiques de la formation semi-perméable (Acworth et Brain, 2008). L'étude de la réponse de ce système à des stimuli externes (pression atmosphérique, marée terrestre) en complément des mesures pétrophysiques effectuées sur carottes a ainsi permis de préciser les paramètres de diffusivité *in situ*. Ce travail a en outre fait l'objet d'un projet de publication présenté ici.

L'objectif de ce second volet est donc de préciser la composition des formations aquitards et d'approcher leurs propriétés hydrodynamiques, par une caractérisation *in situ* et en laboratoire.

A partir de l'ensemble des données acquises, une troisième phase consistera à élaborer un modèle hydrodynamique numérique. Ce dernier sera pour partie issu d'un modèle régional déjà disponible à l'Institut EGID (Larroque, 2004 ; Saltel, 2008).

En effet, la modélisation à l'échelle régionale nécessite souvent de simplifier l'agencement structural des formations. Concernant les aquitards, la présence d'hétérogénéités est alors occultée et leurs propriétés hydrauliques moyennées. Les estimations de flux à travers les épontes peuvent donc être incertaines. On observe souvent une augmentation des valeurs de conductivité hydraulique des aquitards avec l'échelle d'étude (Neuzil, 1986). La comparaison de résultats obtenus en laboratoire, *in situ* et par modélisation révèle ainsi des différences de parfois plusieurs ordres de grandeur. Cette différence peut alors signifier la présence de chemins d'écoulement préférentiel de l'eau à travers l'éponte, au moyen de fractures ou de bancs plus perméables voire de lacunes constituant autant de fenêtres inter-aquifères. Ces dernières sont soit naturelles, de type sédimentaire, soit artificielles (puits mal conçus ou en mauvais état). Dans ce dernier cas, la présence de puits captant à la fois les aquifères sus-jacent et sous-jacent à un aquitard, outre le fait d'avoir des répercussions dans la protection des nappes, conduit également à surestimer la conductivité hydraulique de l'aquitard (Hart *et al.*, 2006 ; Landon *et al.*, 2010). L'intégration d'une géométrie précise appuyée par des mesures de paramètres hydrodynamiques nous amènera à préciser la distribution des valeurs de conductivité hydraulique des aquitards.

Ce nouveau modèle permettra alors de préciser les modalités de circulation au travers des aquitards et d'appréhender les ordres de grandeur des flux verticaux notamment dans les zones soumises à des fortes pressions en termes de prélèvements.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

Le Bassin Aquitain est une vaste dépression au Sud-Ouest de la France couvrant 20% du territoire national (Fig. 1-1). Largement ouvert vers l'ouest et l'Océan Atlantique, il est ceinturé par des reliefs anciens et jeunes que constituent le Massif Armoricain au nord, le Massif Central et la Montagne Noire à l'est, et la chaîne des Pyrénées au sud. Il ne communique avec les autres bassins français qu'à travers deux corridors que sont le seuil du Poitou, le rattachant au Bassin parisien, et le seuil du Lauragais, le reliant au Languedoc.

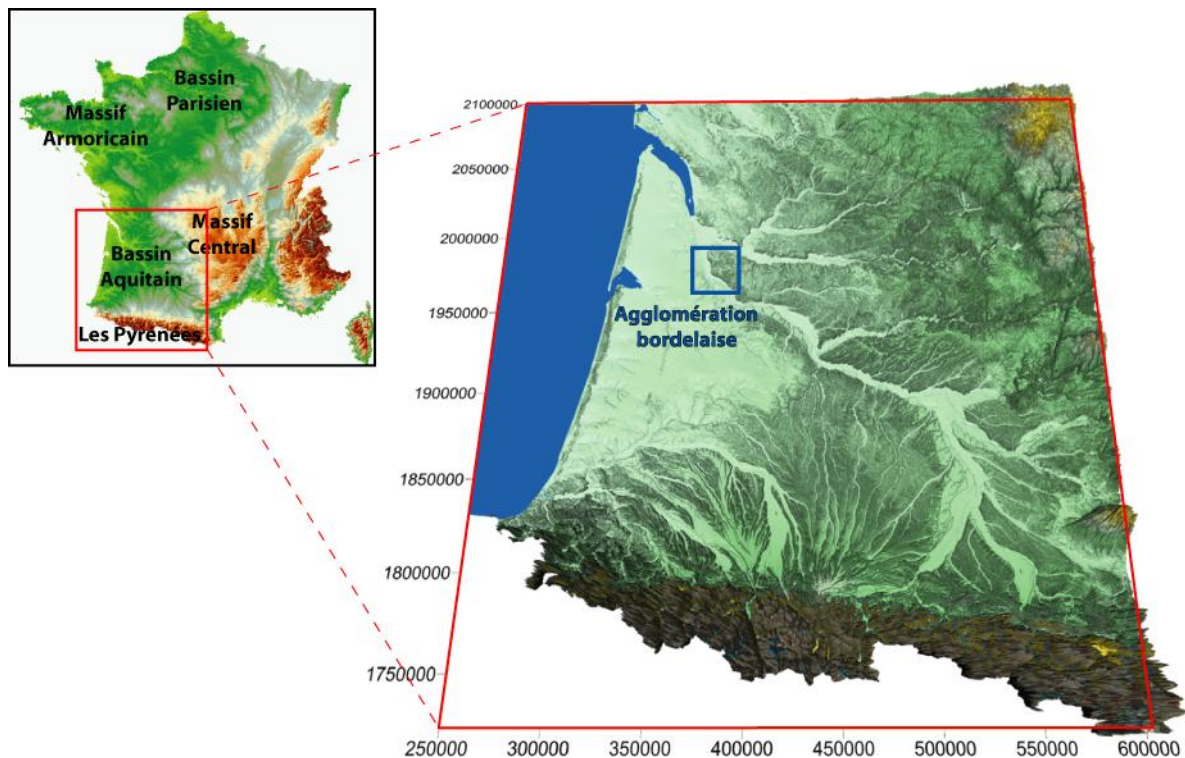


Fig. 1-1 : Le Bassin Aquitain

Hydrogéologiquement, le Bassin Aquitain se présente comme un système aquifère multicouche complexe composé de six grands aquifères. Cinq sont captifs, depuis le Jurassique (-210 Ma) jusqu'au Miocène (-5 Ma) et sont recouverts par l'aquifère plio-quadernaire, libre. Ils sont schématiquement séparés par des aquitards constitués de matériaux généralement marneux ou argileux. Notre étude se concentrant sur les relations entre les aquifères tertiaires de l'Eocène, l'Oligocène, le Miocène et le Plio-quadernaire au travers des formations aquitards (Fig. 1-2), nous proposons ici une analyse actualisée du contexte sédimentaire du Bassin nord-aquitain. Les grands traits géologiques et hydrogéologiques des aquifères et aquitards seront ainsi évoqués.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

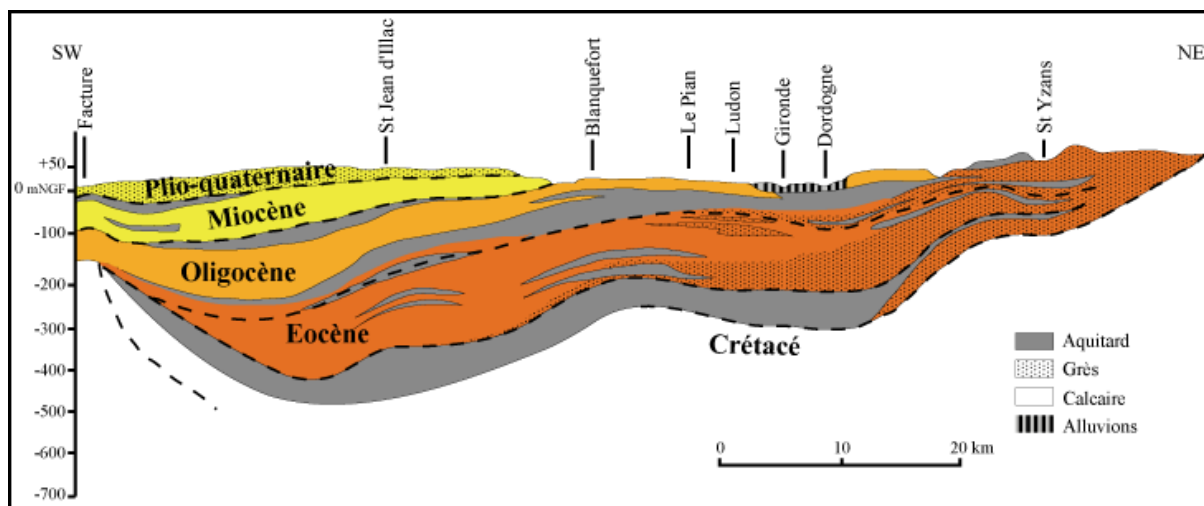


Fig. 1-2 : Coupe hydrogéologique schématique du multicouche tertiaire nord-aquitain (Moussié, 1972)

1.1 Géologie et Hydrogéologie

Les études et synthèses stratigraphiques et hydrogéologiques effectuées sur les formations tertiaires rendent compte, au travers de son histoire, de la variabilité des faciès et des capacités réservoir du bassin nord-aquitain (Klingebiel, 1967 ; Alvinerie *et al.* 1970 ; Moussié, 1972 ; Bichot et Lemordant, 1995 ; Gély et Sztrakos, 2000 ; Larroque, 2004 ; Pédrón *et al.*, 2005 ; Plaud et Pouchan, 2006 ; Saltel, 2008)

1.1.1 L'Eocène

1.1.1.1 Formations de l'Eocène

Au début de l'Ere Tertiaire, l'orogénèse pyrénéenne au sud du Bassin Aquitain, et l'exhaussement du Massif Central à l'est, liés à la convergence de la plaque africaine avec celle de l'Europe, vont entraîner une régression marine vers l'ouest. Les dépôts marins restent limités au Sud où la région, encore reliée à l'océan, est couverte de vastes marécages. La dynamique compressive conditionne alors la mise en place des dépôts durant tout le Cénozoïque. Cette situation préfigure l'histoire du Bassin Aquitain au Tertiaire où deux ensembles se matérialisent autour de la flexure celtaquitaine (Fig. 1-3). Héritée du Trias, cette flexure, qui passe progressivement du Bassin d'Arcachon à Toulouse (Winnock, 1973) établit la limite entre un domaine méridional subsident (Panneaux Sud et Médian) et un domaine

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

septentrional stable de plate-forme (Panneau Nord), auquel nous nous intéressons plus particulièrement.

Au Paléocène, une régression majeure s'opère. La plate-forme mésozoïque est alors soumise à une « continentalisation » qui va entraîner altération, érosion et karstification (Capdeville, 1987). Les faibles apports reconnus à cette période sont constitués par des argiles de décalcification et des calcaires lacustres.

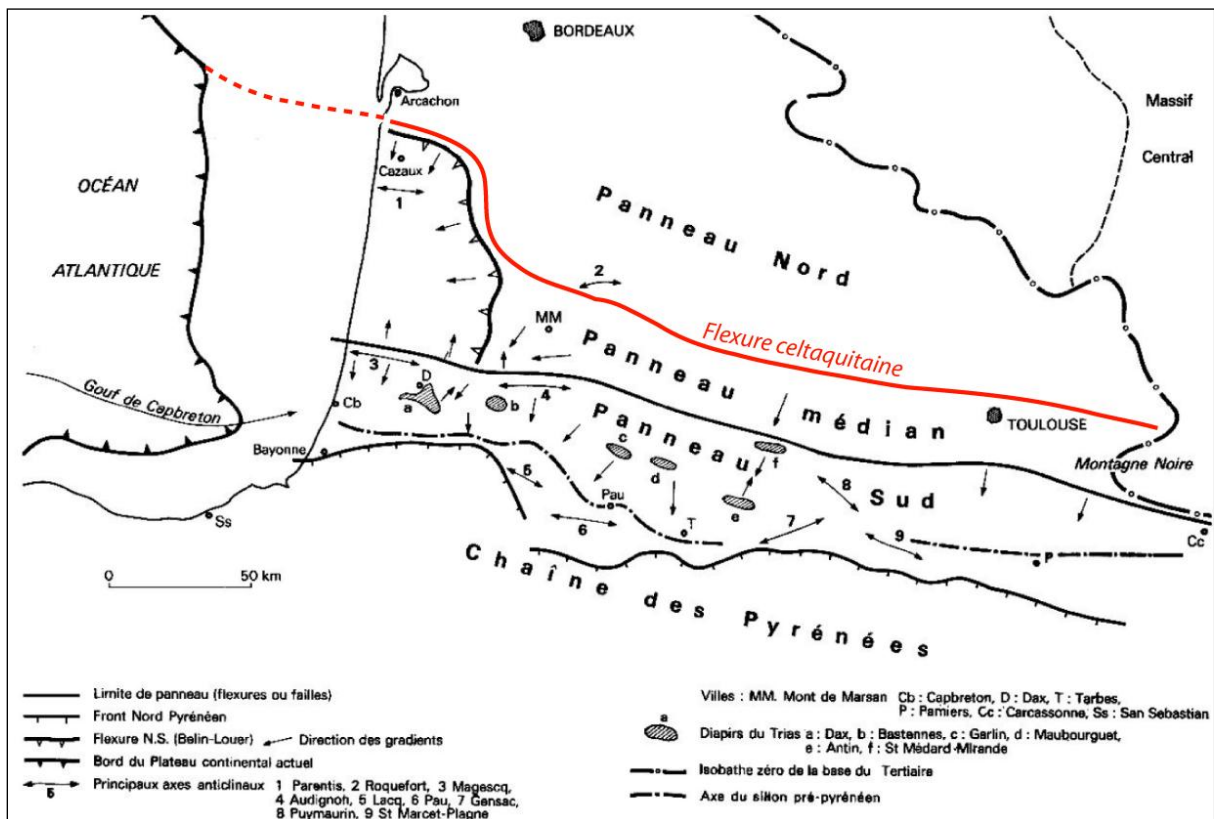


Fig. 1-3 : Schéma structural de la base du Trias (Kieken, 1973)

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

À l'Yprésien (Eocène moyen) (Fig.1-4), la mer ne revient dans le bassin nord-aquitain que très progressivement, déposant des marnes, grès ou calcaires à Nummulites (Klingebiel, 1967).

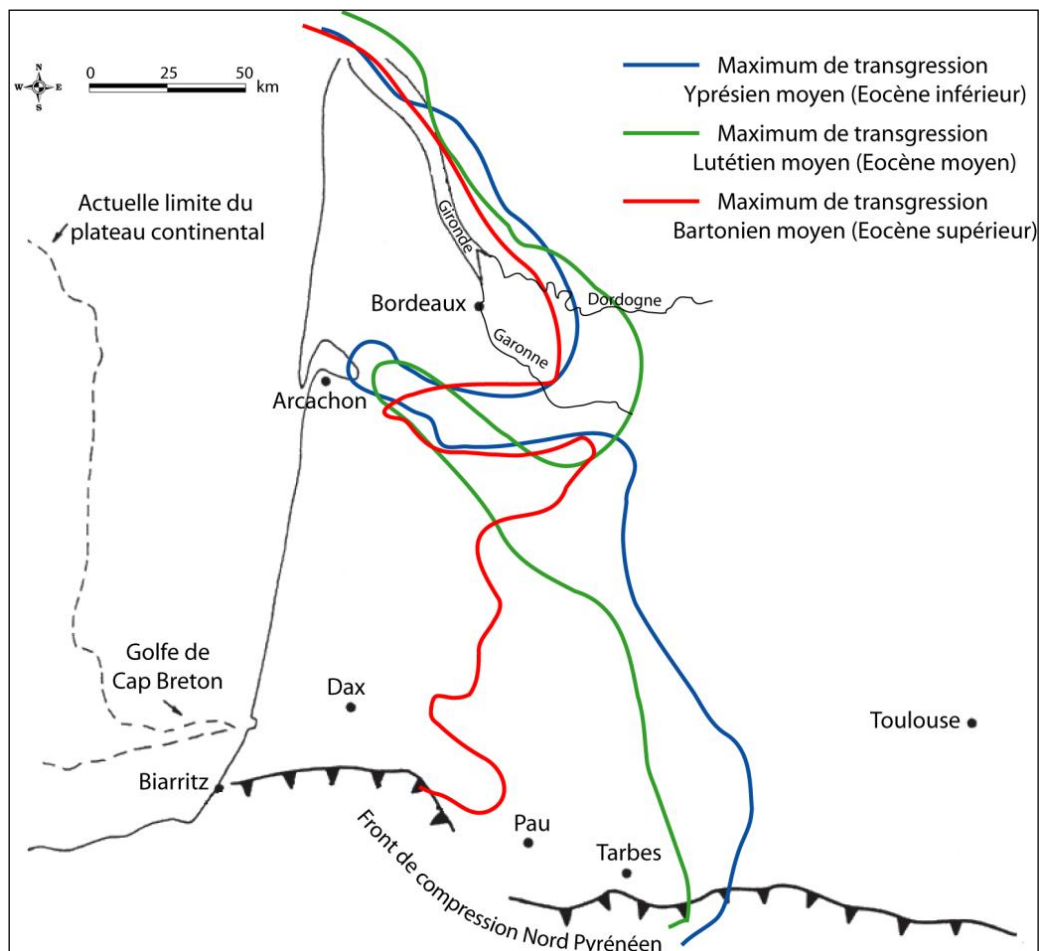


Fig.1-4 : Paléogéographie schématique du Bassin Aquitain (maximum de transgression) durant l'éocène (d'après Cahuzac et Janssen, 2010 modifié de Gély et Sztrakos, 2000)

Au début de l'Eocène moyen, l'orogénèse pyrénéenne atteint son paroxysme. Par la suite, envahi par une mer épicontinentale transgressant progressivement vers le nord, le bassin nord-aquitain est largement ouvert aux influences marines (Moussié, 1972). Le domaine continental, s'étendant à l'est entre les affleurements crétacés et la rive droite de la Dordogne, est le siège d'une sédimentation sableuse alternant avec des argiles dont la proportion croît du nord au sud correspondant à la formation dite des sables et argiles du Sidérolithique. Plus à l'ouest, jusqu'en rive gauche de la Gironde et de la Garonne, la sédimentation est essentiellement détritique et de type deltaïque, donnant naissance aux Sables Inférieurs du Bordelais (Yprésien supérieur à Lutétien inférieur). Au maximum de la transgression

lutétienne, ces dépôts seront recouverts depuis l'ouest par une sédimentation carbonatée. Dans la frange où se disputent les influences marines et continentales, une grande hétérogénéité de terrains est rencontrée sous l'aspect de calcaires grossiers alternant avec des marno-calcaires, marnes et couches sablo-gréseuses. Vers l'ouest, depuis le Bassin d'Arcachon jusqu'à la région de l'Entre-Deux-Mers (entre la Garonne et la Dordogne), les dépôts terrigènes font place par l'intermédiaire de séries marno-argileuses à des dépôts de plate-forme marines essentiellement carbonatés. Ils sont représentés par des calcaires plus ou moins gréseux à la base de dénomination locale : Calcaire de Blaye ou encore Calcaire de Couquèques.

À l'Eocène supérieur, le cycle transgressif reprend celui de l'Eocène moyen, avec un schéma de sédimentation équivalent. Ainsi, les sables et argiles du Sidérolithique font place à des argiles sableuses et molasses représentant la formation de Boisbretreau. Les dépôts fluvio-marins sont quant à eux représentés par les dépôts fluviatiles du Libournais. À l'ouest, la sédimentation carbonatée se poursuit et dépose des calcaires grumeleux, argileux, hétérogènes annonçant une phase de régression. Ils sont désignés dans le domaine nord-aquitain par Calcaire de Saint-Estèphe.

Plus tard, à la fin du Ludien inférieur, le domaine continental nord-aquitain est envahi par des décharges argilo-sableuses carbonatées correspondant aux Molasses inférieures et Argiles à *Palaeotherium*. Cette sédimentation constitue les premières assises molassiques d'Aquitaine qui perdurent jusqu'au Ludien supérieur. Une nouvelle formation détritique, dénommée Molasses du Fronsadais, envahit alors le domaine. Son dépôt se poursuivra jusqu'au début de l'Oligocène.

1.1.1.2 Aquifères de l'Eocène

Les variations latérales de faciès laissent présager de la complexité du système aquifère de l'Eocène. Dans leur ensemble, les aquifères éocènes du domaine nord-aquitain sont limités par les zones d'affleurements à l'est et au nord, la zone haute de Montauban au sud-est et les faciès pélagiques argilo-marneux le long de la côte (Fig. 1-5). Les affleurements crétacés induits notamment par la structure anticlinale de Villagrains-Landiras constituent quant à eux une lacune de l'Eocène.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

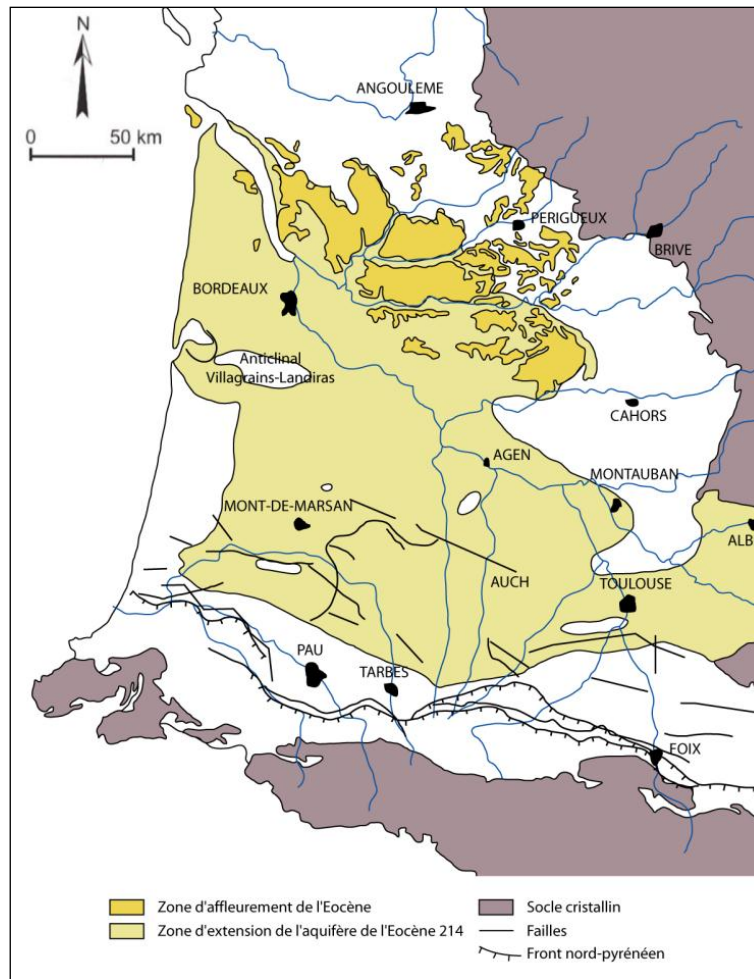


Fig. 1-5 : Limite d'extension de l'aquifère éocène (Mauroux et Danneville, 1996)

Au sein de cet ensemble multicouche, trois réservoirs sont généralement identifiés. L'aquifère de l'Eocène inférieur est représenté par les sables fluviatiles, présents depuis les affleurements à l'est jusqu'au Bordelais. Ils passent vers l'ouest à des calcaires de plate-forme marine. Au-dessus, deux types de dépôts forment l'aquifère de l'Eocène moyen. Il s'agit d'abord des sables de l'Eocène inférieur à moyen représentés principalement par la formation de Guizengeard, pour le faciès détritique, et celle des Sables Inférieurs du Bordelais, pour le marin. Ils sont surmontés des calcaires du Lutétien (Formation de Blaye ou de Couquèques), qui s'étendent depuis le littoral atlantique jusqu'à l'Entre-Deux-Mers. Enfin l'Eocène supérieur comprend, d'est en ouest, la partie inférieure de la formation des sables argileux de Boisbreteau, les sables fluviatiles du Libournais et les calcaires de plate-forme marine. La puissance de ces formations réservoir est quant à elle très variable. Les sables fluviatiles de l'Eocène inférieur atteignent 60 m d'épaisseur à Libourne alors que les calcaires de l'Eocène moyen, réservoir principal du système, dépassent généralement la centaine de mètres. Enfin,

les formations de l'Eocène supérieur présentent des épaisseurs généralement plus réduites, comprises entre 30 et 40 m mais dépassant les 100 m à l'est, où les terrains détritiques prédominent.

Les affleurements localisés en bordure nord et est du Bassin constituent des zones privilégiées pour l'alimentation directe des aquifères de l'Eocène moyen et supérieur. Les Sables Inférieurs et les calcaires lutétiens sont notamment réalimentés au travers de faciès sableux situés à l'ouest de l'anticlinal de Jonzac (Le Gallic, 1966). Localement, le réseau hydrographique constitue également des points d'alimentation. Ceci est notamment le cas pour la Dordogne, en relation avec la nappe de l'Eocène inférieur à l'Est de Bergerac, ou encore la Gironde qui communique avec l'aquifère éocène sur une partie de l'estuaire. Ce dernier cas est particulièrement suivi du fait du contact entre les eaux saumâtres de l'estuaire et le réservoir éocène. Parallèlement, les aquifères peuvent être alimentés par drainance depuis l'Oligocène, particulièrement dans le Médoc et l'Entre-Deux-Mers, mais également depuis les aquifères inférieurs notamment celui du Sénonien (Crétacé supérieur) dans le Bassin d'Arcachon, le long de la Gironde, de la Garonne et de la Dordogne.

La complexité du réservoir éocène, correspondant à un multicouche aux continuités géologiques et hydrauliques incertaines, complique la distinction des différentes nappes. De plus, la faible répartition spatiale des points d'observation et la possibilité de captage de plusieurs horizons ne permettent pas d'appréhender indépendamment l'état piézométrique de chaque nappe. Les cartes piézométriques qui en résultent sont alors considérées comme représentatives d'un état moyen où les différences de charges entre les niveaux aquifères sont négligeables.

Le modelé piézométrique (Fig. 1-6) souligne les zones de mise en charge situées à l'est et au nord-est dans la formation des Sables du Périgord se traduisant par des potentiels élevés. De la même manière, la structure de Villagrains-Landiras semble jouer un rôle dans la recharge de l'aquifère. Une limite piézométrique d'axe nord-sud centrée sur le Médoc engendre un écoulement en direction du littoral d'une part, en direction de la Gironde et de la région bordelaise d'autre part.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

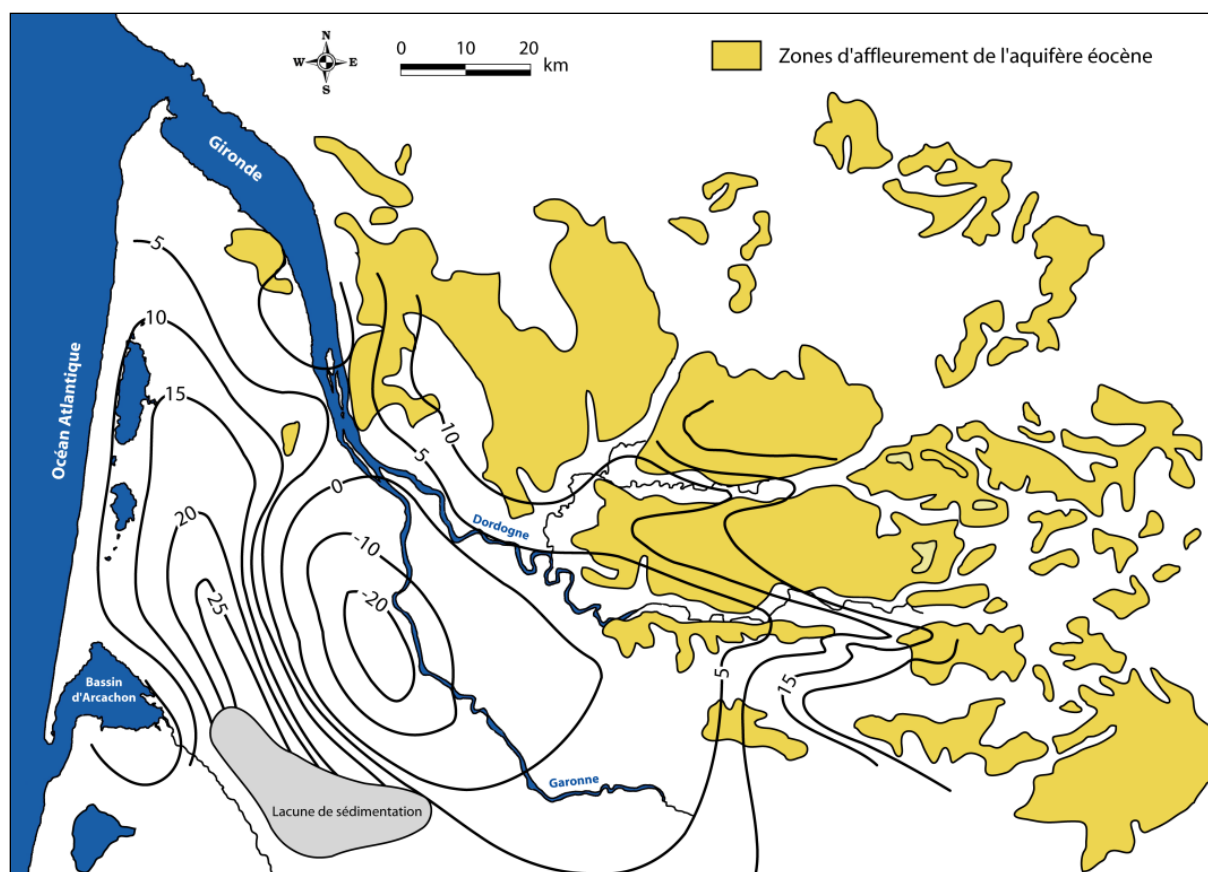


Fig. 1-6 : Carte piézométrique de l'aquifère éocène, état 1993 (Bichot et Lemordant, 1995)

Depuis les années 1960, cette région est le siège d'une dépression piézométrique (Labeyrie, 1964 ; Le Gallic, 1966). Encore artésienne en 1965 avec une cote piézométrique supérieure à 0 m NGF (Bichot et Lemordant, 1995), la nappe de l'aquifère éocène n'a cessé de baisser dans la région bordelaise par suite de sollicitations intensives notamment pour l'alimentation en eau potable (Fig. 1-7). En 1991, le cône de dépression engendré par les prélèvements s'est propagé au nord-est, à l'est et au sud de la Gironde. La dépression piézométrique atteint alors -30 mNGF à Bordeaux. À partir de 1997, la politique de gestion des eaux souterraines consiste à transférer une partie des prélèvements effectués dans l'Eocène inférieur et moyen sur les autres nappes, en particulier sur celle de l'Oligocène (SAGE NP, 2010) permettant une remontée de la nappe d'environ 1 m au droit de Bordeaux. En 1999, on observe un important recul de l'isopièze 0 mNGF vers le sud-est. Cette baisse se généralise par la suite vers l'est alors qu'à Bordeaux la situation reste stable. Depuis 2007, la situation s'est légèrement améliorée.

On note également à l'ouest une structure profonde, probablement celle de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, empêchant une propagation du cône de dépression.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

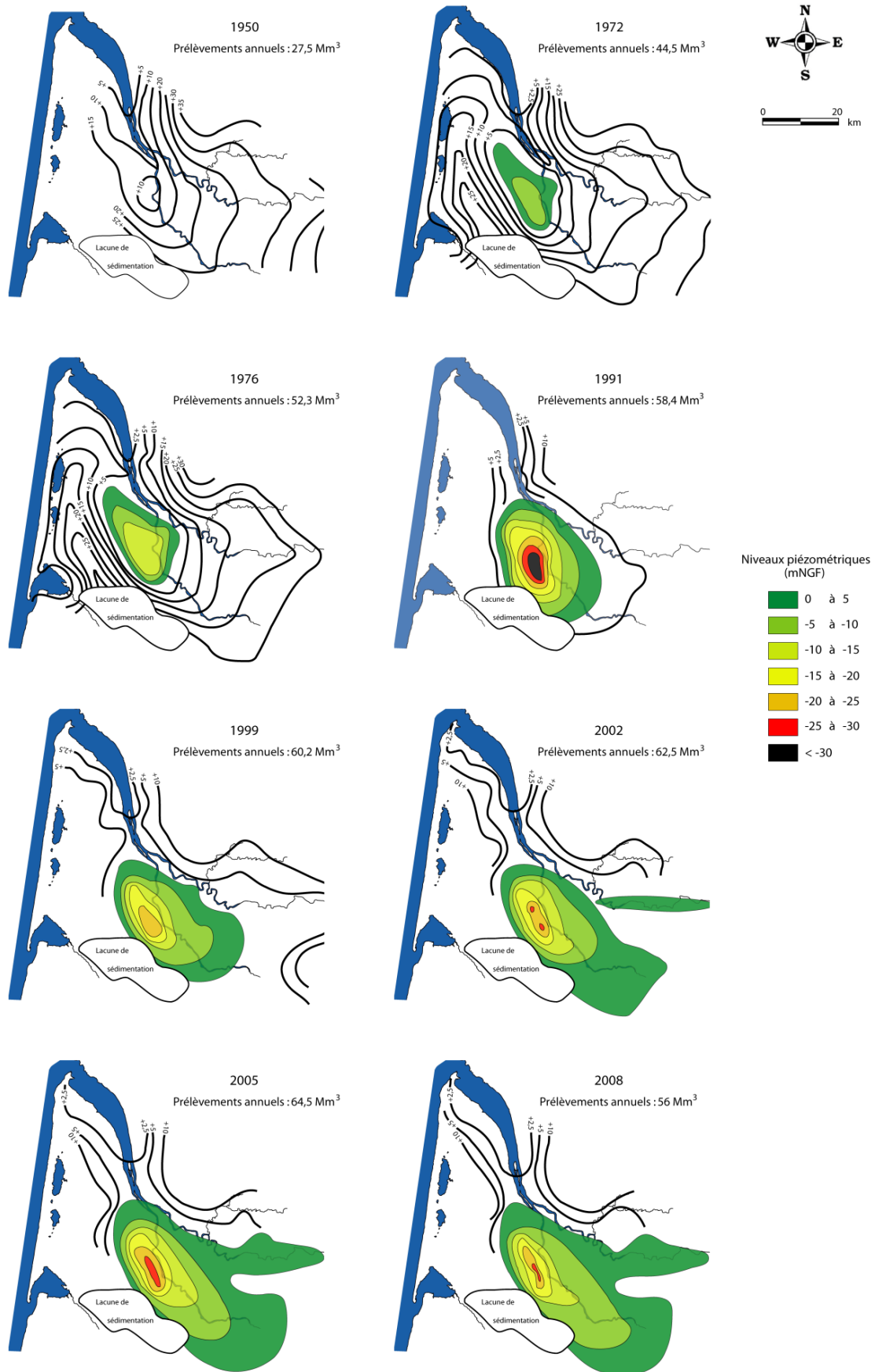


Fig. 1-7 : Evolution des niveaux piézométriques de l'aquifère éocène du domaine Nord-Aquitain de 1950 à 2008 (SAGE NP, 2010)

1.1.2 L'Oligocène

De par la diversité des types de dépôts rencontrés et les qualités hydrogéologiques de ses formations, l'Oligocène a fait l'objet de nombreuses d'études (Cassoudebat *et al.*, 1972 ; Pratviel, 1972, Bonnery, 1981 ; Hosteins, 1982 ; Larroque, 2004).

1.1.2.1 Formations de l'Oligocène

Au début de l'Oligocène, les formations molassiques, de plus en plus fines, continuent de se déposer au centre du bassin (Fig. 1-8).

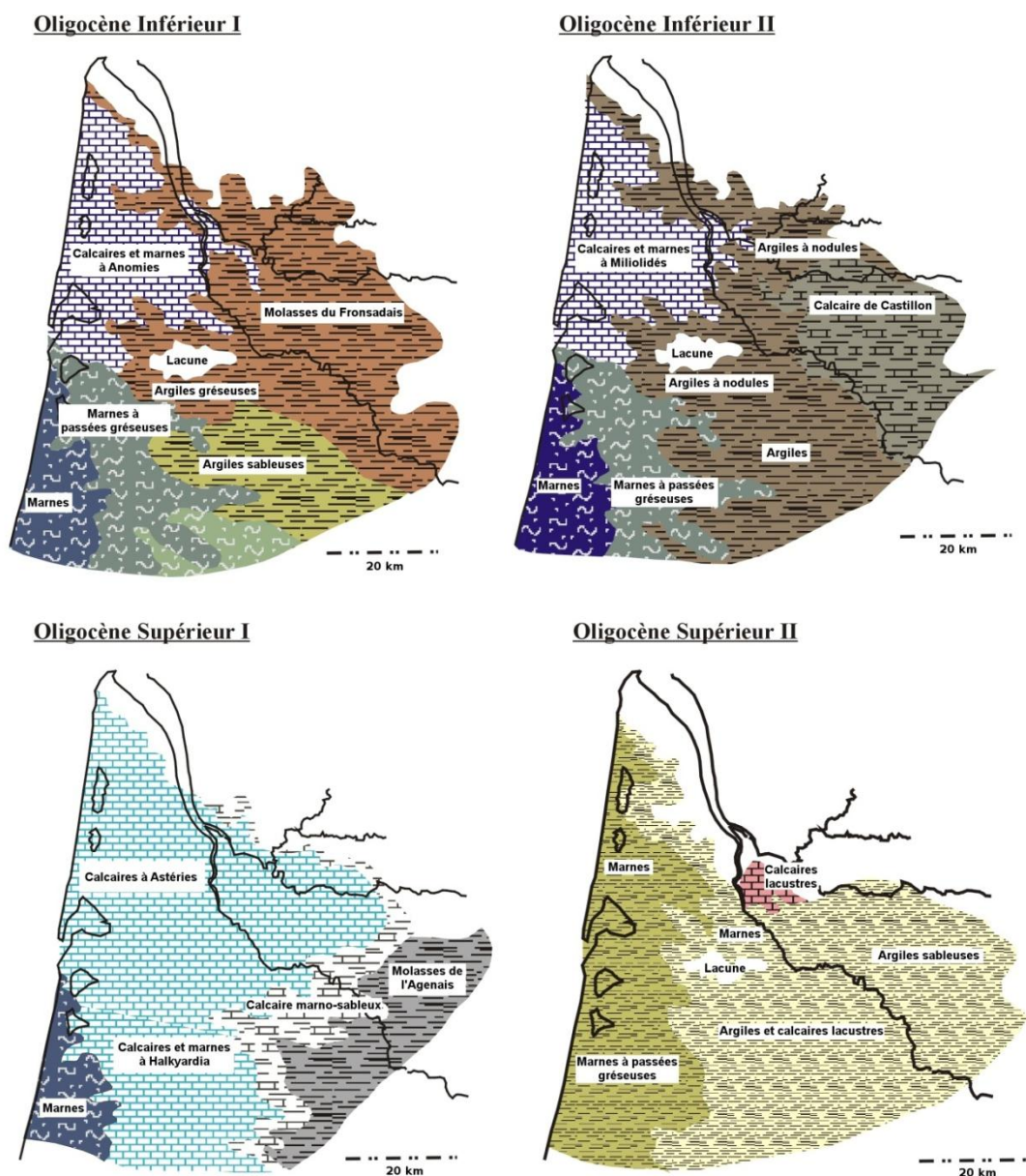


Fig. 1-8 : Principales phases de sédimentation durant l'Oligocène et faciès associés (Larroque, 2004)

Au Stampien (ou Rupélien) une transgression majeure marine vient, depuis l'ouest, recouvrir ces molasses. La mer atteint la Dordogne et dépose des sables, grès et calcaires à astéries. Cette dernière formation repose, en façade atlantique, sur des faciès marneux à *Ostrea longirostris* et, plus à l'est, en discontinuité sur le toit molassique du Sannoisien correspondant aux Molasses du Fronsadais mises en place durant la dernière période éocène. À l'est de ces calcaires, dans le domaine continental, apparaissent les molasses lacustres dites de l'Agenais, constituées généralement de décharges sableuses quelquefois graveleuses. Cette formation, dont l'épaisseur peut atteindre plus de 1000 mètres, constitue le toit de l'important aquifère éocène des sables sous-molassiques. À la fin de l'Oligocène (Chattien), les niveaux de type marnes vertes à blanches et plus localement des calcaires lacustres attestent d'un important recul de la mer.

1.1.2.2 Aquifère de l'Oligocène

L'aquifère de l'Oligocène est présent sur la majeure partie du Bassin Aquitain (Fig. 1-9). À l'est, il est constitué de calcaires gréseux dans les secteurs détritiques chenalisés, ou de marno-calcaires et de lentilles de sables à l'intérieur de la Molasse de l'Agenais où il forme des nappes intra-molassiques (Mauroux et Danneville, 1996). À l'ouest, à proximité de la côte atlantique, les propriétés réservoirs se réduisent rapidement par passage latéral à des faciès molassiques. Au nord du bassin, les formations aquifères oligocènes sont des assises calcaires dont l'essentiel correspond au faciès du Calcaire à Astéries visible à l'affleurement dans l'Entre-Deux-mers.

La nappe des calcaires oligocènes, dans la région bordelaise, est scindée par la faille de Bordeaux. Au droit de la Garonne, le Calcaire à Astéries est souvent peu développé (Alvinerie *et al.*, 1976). La continuité hydraulique de la nappe entre les deux rives est quasiment inexistante. Dans la partie orientale, sur les plateaux calcaires de l'Entre-Deux-Mers ainsi qu'à proximité immédiate de la rive gauche de la Garonne, le système aquifère est libre. Il devient captif, plus à l'ouest, à la faveur d'un enfoncement progressif en direction de l'Atlantique où il est présent jusqu'à 500 m de profondeur.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

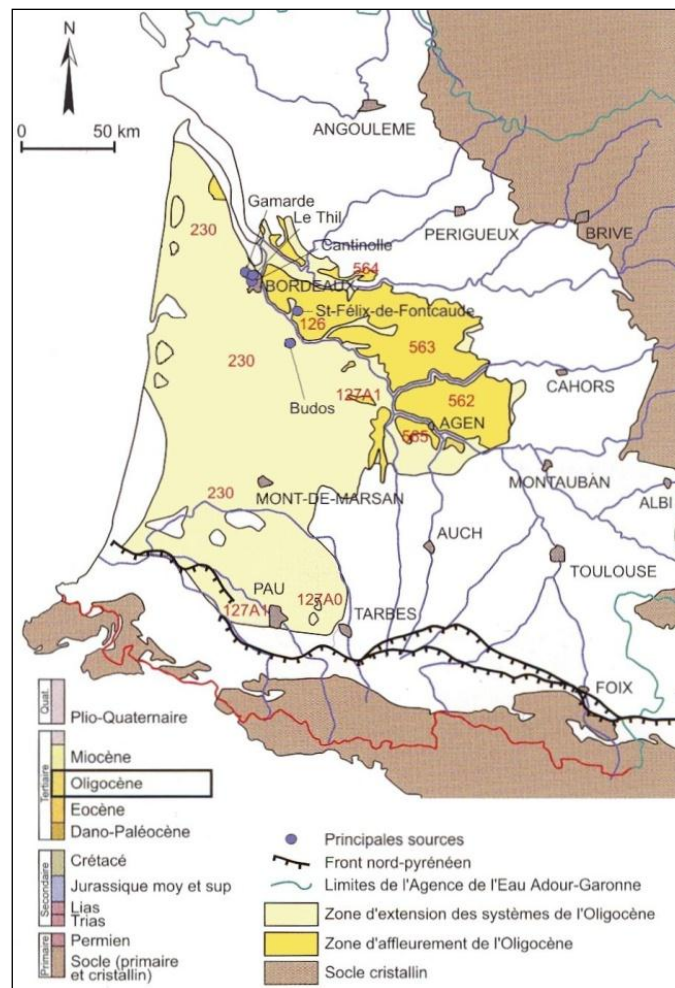


Fig. 1-9 : Limites d'extension de l'aquifère oligocène (Mauroux et Danneville (1996))

L'alimentation directe du réservoir calcaire se limite aux quelques affleurements présents en rive gauche de la Garonne et de la Gironde. Leur faible superficie ne permet pas une recharge régionale importante de l'aquifère. Par contre, celle-ci s'effectue en général indirectement, par drainance depuis les nappes encadrantes (Fig. 1-10). Ainsi, l'aquifère oligocène est en communication directe avec les nappes alluviales anciennes de la Garonne. Plus à l'ouest, la nappe miocène peut constituer un bon relai à l'alimentation soit au travers de l'épente du Chattien, d'épaisseur généralement faible, soit par continuité hydraulique, notamment dans la région du Médoc. De la même manière, des zones de contacts entre les calcaires oligocènes et ceux de l'Eocène moyen et supérieur, principalement au sud de la Gironde, sont vraisemblablement le siège d'échanges entre les aquifères oligocène et éocène.

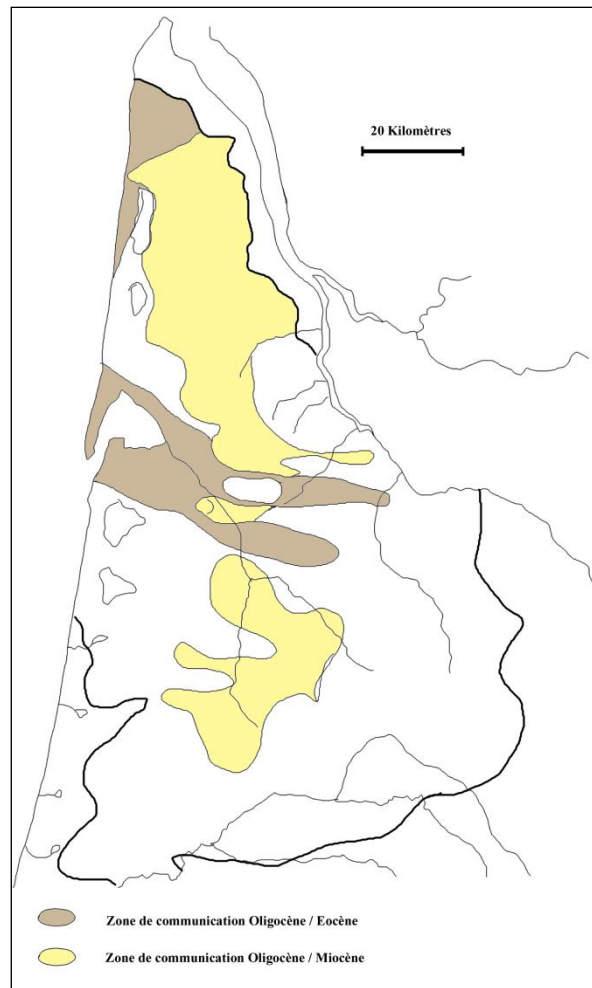


Fig. 1-10 : Zones de communications potentielles entre l'aquifère oligocène et les aquifères encadrants (Hosteins, 1982)

A l'échelle régionale, la carte piézométrique de l'aquifère oligocène occidental montre des écoulements divergents à partir d'un axe nord-sud (Fig. 1-11).

Vers l'Atlantique, les faibles gradients hydrauliques viennent épouser la forme du littoral. Au sud-est du bassin d'Arcachon, il semble exister une zone de drainage coïncidant avec le tracé de la Leyre.

A l'est, les écoulements sont dirigés vers la Garonne et la Gironde. Fortement influencé par un réseau hydrographique dense qui vient drainer la nappe oligocène, le modèle piézométrique montre des gradients hydrauliques plus élevés, en particulier autour des ruisseaux de la Jalle-de-Saint-Médard, du Saucats et du Ciron (Singo, 1981).

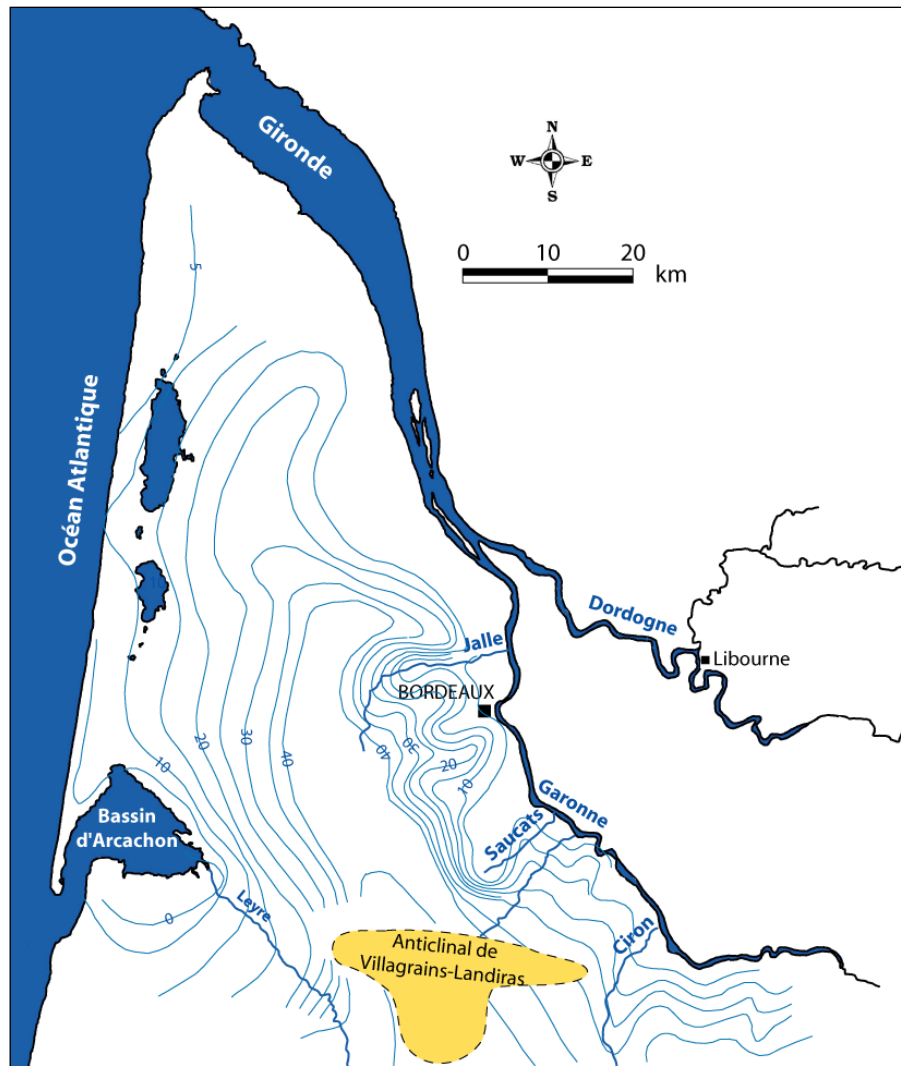


Fig. 1-11 : Carte piézométrique de la nappe de l'Oligocène en 1996 (Bonnery *et al.*, 1997, modifié)

Au fil des ans, et de l'exploitation de la nappe pour l'alimentation en eau potable, le modèle piézométrique a évolué, fortement influencé par les prélèvements (Fig. 1-12). Ainsi, une forte dépression, localisée entre Saucats et Léoignan, apparaît à la faveur d'une dizaine de forages utilisés pour l'alimentation en eau potable de la Communauté Urbaine de Bordeaux (CUB). Depuis quelques années, ce secteur est le lieu d'un dénoyage progressif, mettant en péril la ressource aussi bien du point de vue quantitatif que qualitatif (Schnebelen *et al.*, 2002, Loiseau *et al.*, 2009, Saltel *et al.*, 2010).

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

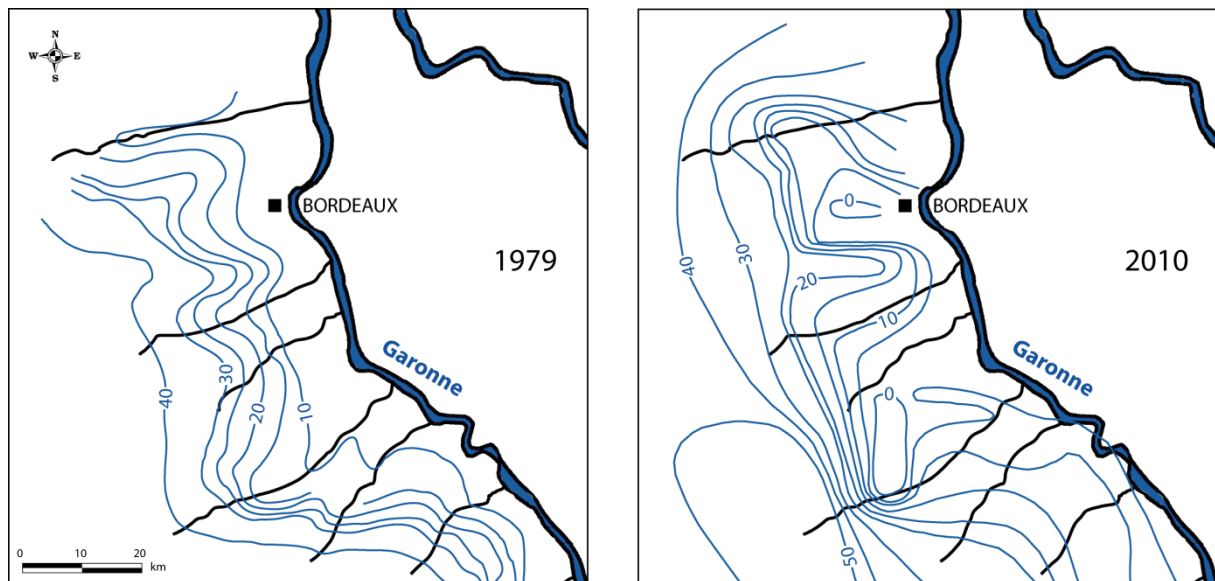


Fig. 1-12 : Evolution de la piézométrie de la nappe oligocène entre 1979 (Singo, 1981) et 2006 (Saltel *et al.*, 2010)

L'exutoire occidental de la nappe oligocène est localisé en mer, comme pour tous les aquifères tertiaires, à une distance de 10 km. Au niveau de la fosse de la presqu'île du Cap-Ferret, les sédiments argilo-marneux créent une barrière à l'écoulement. La nappe est ici en charge sous la nappe du Miocène, celle-ci se trouvant alors alimentée par drainance ascendante à l'approche de l'Océan (Hosteins, 1982). Plus au nord, les eaux souterraines émergent au travers de réseaux karstiques sous-marins sur une bande de 4 à 8 km de large et 25 km de long au large de Montalivet (nord du Médoc) (Froidefond *et al.*, 1984)

À l'est, un dense réseau hydrographique draine la nappe oligocène et forme localement des zones d'exutoire. Les affleurements sont également le lieu d'émergences de l'aquifère, donnant naissance à des sources. Sur les 116 référencées en rive gauche de la Garonne et de la Gironde, 9 sources oligocènes sont captées pour l'alimentation en eau potable de la CUB. L'exploitation des sources oligocènes, bien que soumises aux variations climatiques, a ainsi permis de fournir près de 25 Mm³ d'eau soit 50 % du total prélevé sur l'ensemble des aquifères en 2009 notamment grâce aux émergences du Thil, de Gamarde et de Budos.

1.1.3 Le Miocène

1.1.3.1 Formations du Miocène

À la fin de l'Oligocène s'opère une importante régression. La partie nord aquitaine est alors une plate-forme stable comprenant les quelques bombements anticlinaux girondins, en particulier la ride de Villagrains-Landiras. La zone sud aquitaine, quant à elle, présente des bassins profonds fortement subsidents et des rides ou des structures diapiriques en cours d'élévation (Bichot *et al.*, 1999).

On assiste au Miocène à une succession de cycles transgression/régression de plus ou moins forte amplitude permettant une avancée progressive des eaux vers le nord et l'est du bassin. Vont alors apparaître des dépôts de plate-forme constitués de lumachelles, faluns ou grès qui restent circonscrits à la partie occidentale du bassin, dans le triangle compris entre le littoral, la Garonne et l'Adour. Ces dépôts se produisent essentiellement lors de deux épisodes transgressifs.

Au Miocène inférieur, la transgression aquitanienne met en place, dans un environnement de plate-forme interne, une série d'argiles carbonatées sableuses et glauconieuses puis de faluns calcaires, représentés notamment par les Faluns de Saucats (Folliot *et al.*, 1993), qui passent latéralement dans l'Agenais à des calcaires gris et blanc. Ensuite, un épisode régressif au Burdigalien voit le dépôt de faciès molassiques correspondant à des niveaux argilo-marneux dans la zone centrale et méridionale du bassin. S'opère enfin une nouvelle transgression, celle de l'Helvétienne (Miocène moyen), qui reste moins importante que la précédente. Elle dépose des sables et calcaires coquilliers qui, dans la partie nord, sont en contact avec des séries carbonatées.

1.1.3.2 Aquifères du Miocène

Globalement, deux niveaux aquifères constitués de faluns calcaires sont principalement distingués (Fig. 1-13).

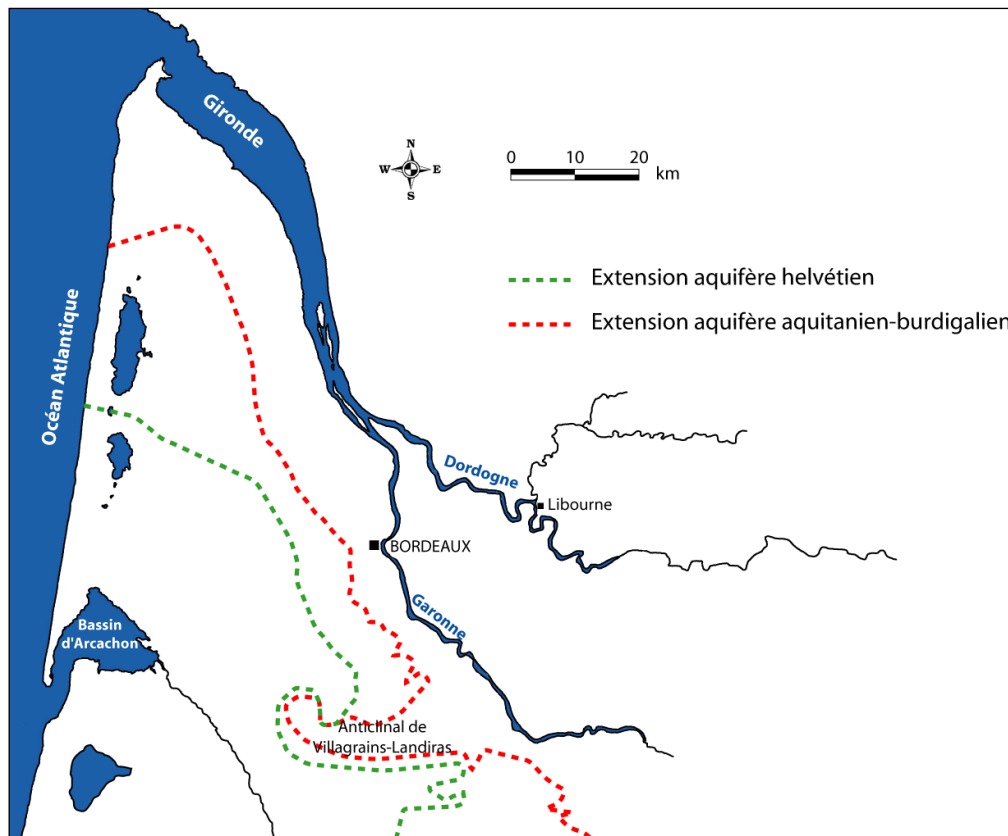


Fig. 1-13: Limites d'extension des aquifères du Miocène (Platel *et al.*, 2000a)

Celui de l'Aquitainien-Burdigalien présente des épaisseurs comprises entre 30 m, pour la partie plate-forme du bassin, jusqu'à plus de 100 m dans la partie mer ouverte, secteur où les faciès deviennent cependant plus argileux et moins aquifères (Bichot *et al.*, 1999).

L'aquifère de l'Helvétien montre une sédimentation semblable mais reste moins épais (quelques dizaines de mètres). Il est surmonté des séries sableuses continentales (Sables fauves) qui, de par leur composante argileuse plus importante, ne sont pas intégrées à l'aquifère helvétien.

Ces deux ensembles, plus ou moins continus dans la région bordelaise, sont bien différenciés au centre du bassin à la faveur d'épais niveaux argileux.

L'ensemble des dépôts miocènes s'enfonce progressivement vers l'Océan, pour atteindre une épaisseur comprise entre 10 m et 40 m.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

Les aquifères du Miocène sont principalement alimentés par drainance descendante depuis les formations plio-quadernaires sus-jacentes. Ce phénomène peut localement s'inverser avec une réalimentation par l'aquifère oligocène sous-jacent. Ceci est notamment le cas en bordure de l'Océan. Les zones d'affleurement jouent quant à elles le rôle d'exutoires et peuvent localement fournir des débits intéressants par le biais de sources. Nous citerons la source de Cap-de-Bos à Saint-Médard-en-Jalles qui peut produire aux alentours de $7000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$.

La représentation de la piézométrie de la nappe du Miocène (Fig. 1-14) regroupe ici les nappes de l'Helvétien et de l'Aquitaniens. Son modelé est fortement influencé par les réseaux hydrographiques notamment de la Leyre et de la Garonne qui viennent drainer l'aquifère. L'orientation des écoulements montre une nappe qui, à partir du centre du Médoc, s'écoule vers l'Océan d'une part et vers la Garonne de l'autre. Au sud, les affluents de l'Adour viennent drainer la nappe.

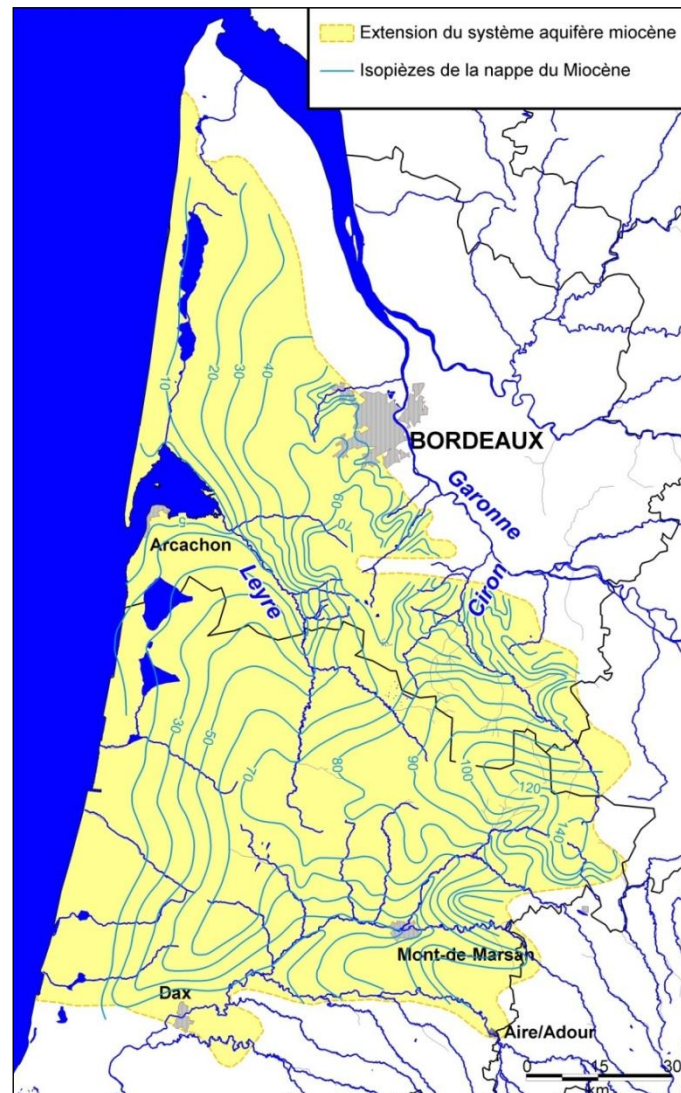


Fig. 1-14 : Piézométrie de la nappe du Miocène (Allard, 1981)

1.1.4 Le Plio-Quaternaire

1.1.4.1 Formations du Plio-Quaternaire

Le Plio-Quaternaire succède au Miocène moyen et est marqué par une régression marine favorisant une sédimentation continentale au sein du delta landais (Fig. 1-15). Ce dernier présente alors la physionomie d'une vaste plaine marécageuse à l'abri des influences marines (Dubreuilh *et al.*, 1995 ; Klingebiel et Platel, 2001). Le comblement de cette plaine deltaïque s'est effectué par la mise en place de séquences progradantes, d'est en ouest et du sud au nord, s'accompagnant d'un déplacement des aires de sédimentation sous l'influence du relèvement du sud du Bassin Aquitain toujours soumis à la compression pyrénéenne pendant le Plio-Quaternaire (Karnay *et al.*, 2008).

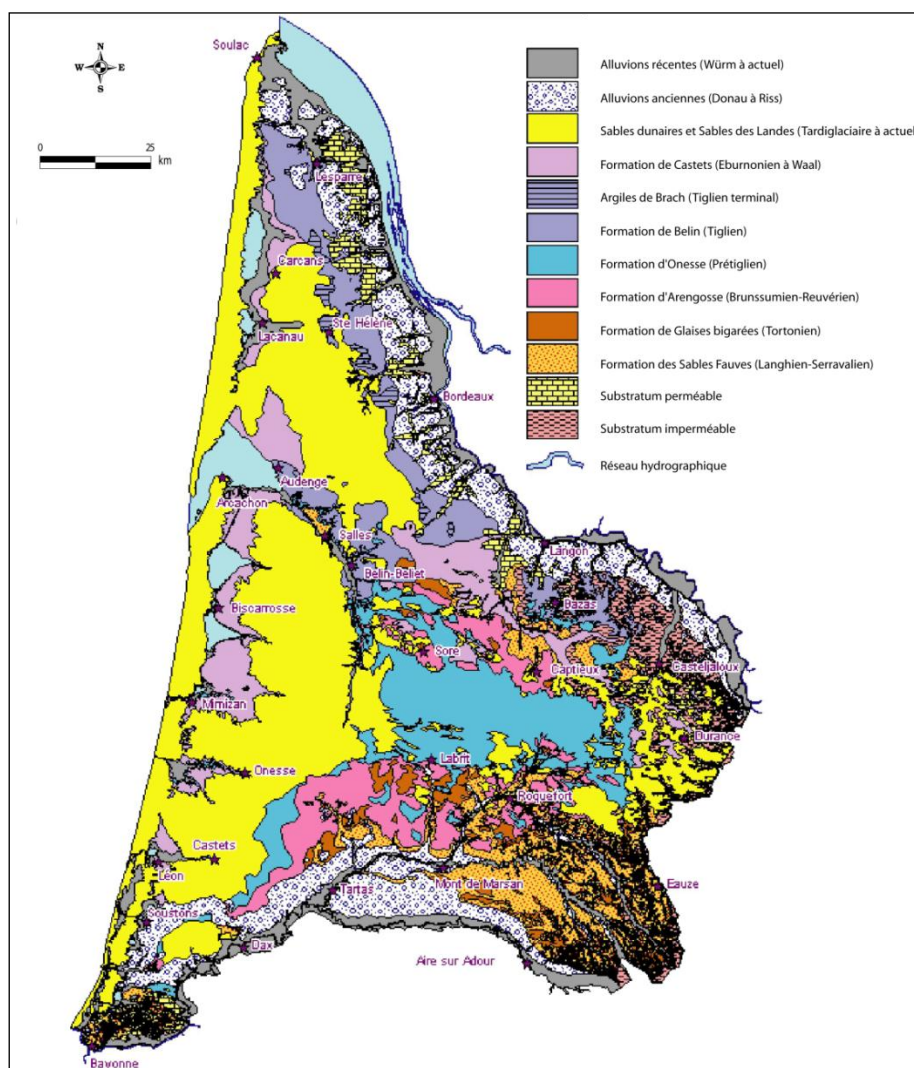


Fig. 1-15 : Carte géologique simplifiée du Triangle landais (Corbier *et al.*, 2010)

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

La succession lithostratigraphique du Mio-Plio-Quaternaire, reconnue dans les Landes de Gascogne, s'organise en séquences sédimentaires (Fig. 1-16) :

- La formation des Sables Fauves et Glaises bigarrées (Miocène moyen à supérieur) (Rey *et al.*, 1997 ; Gardère, 2005) : d'une puissance moyenne de 25 m, la formation des Sables fauves est constituée de sables généralement roux à orangés, moyens à fins, assez argileux (kaolinite). Elle est recouverte en conformité apparente par la formation des Glaises bigarrées, formée d'argiles barriolées grises à bleu-vert, plastiques et à illite dominante.

- La formation d'Arengeosse (Pliocène) : elle rassemble deux séquences semblables. Celle de Solférino, à la base, présente des sables plus ou moins grossiers avec localement des argiles bleues à gris-bleuté, silteuses. La seconde séquence dite de Mézos, au sommet, contient des sables et graviers au sein desquels s'individualisent des horizons argileux blanchâtres silteux à base de kaolinite et illite.

- La formation d'Onesse (Pliocène moyen) : elle se compose de sables à petits graviers surmontés de sables plus ou moins argileux puis, au sommet, d'argiles silteuses micacées gris bleu sombre.

- La formation de Belin (Pliocène supérieur) : en nette discordance à l'échelle régionale, cette séquence est constituée de niveaux sablo-graveleux emballés dans une matrice d'argile kaolinique dominante plus ou moins abondante. Au sommet, s'interstratifient de fines lentilles de sables argileux et d'argiles silteuses constituées essentiellement de kaolinite correspondant aux Argiles de Brach.

La fin du comblement détritique des Landes de Gascogne voit la mise en place de la formation de Castets, principalement constituée de sables peu argileux, puis celle du Sable des Landes. Cette dernière correspond à une couche sableuse généralement peu épaisse mais qui, à la faveur de comblements de dépressions, peut atteindre une dizaine de mètres.

La structuration du réseau hydrographique intervient à la fin du Pléistocène inférieur et est marquée par le creusement net des vallées. Les réseaux fluviaux aquitains présentent plusieurs stades d'alluvionnement précédés par des surcreusements dont le dernier correspond aux alluvions du Würm et de l'Holocène. Ceux-ci sont formés de sables et graviers avec une composante argileuse de plus en plus importante au sommet.

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

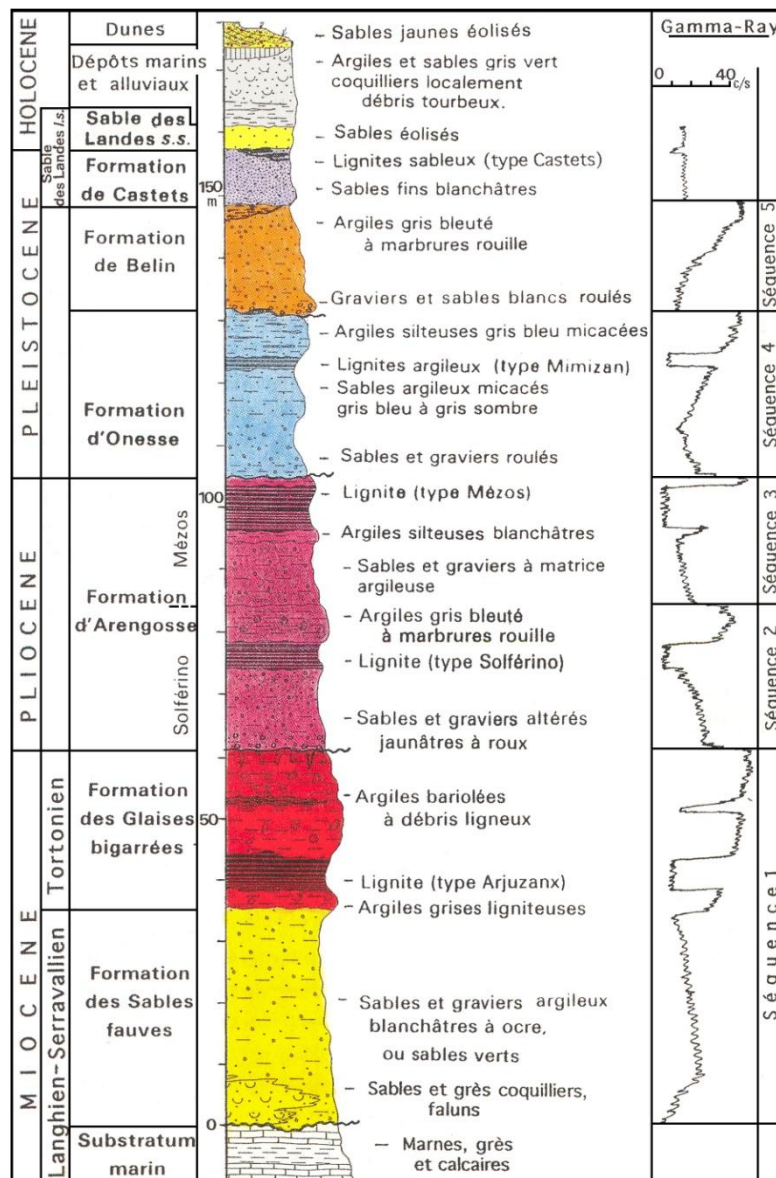


Fig. 1-16 : Succession lithostratigraphique synthétique des formations continentales du Plio-Quaternaire (Dubreuilh *et al.*, 1995)

1.1.4.2 Aquifères du Plio-quaternaire

De cette description synthétique, il apparaît que la succession des formations plio-quaternaires forme à elle seule un vaste aquifère multicouche complexe. Les réservoirs sableux ou graveleux peuvent être soit connectés, soit isolés par des niveaux argileux dont l'extension et l'épaisseur sont très variables, la formation des Glaises bigarrées représentant le seul niveau imperméable d'extension régionale. La variabilité existant au niveau de ces épontes imperméables complique la délimitation des connexions entre réservoirs (Karnay *et al.*, 2008).

La recharge du système plio-quadernaire s'effectue principalement par les précipitations. Les ressources disponibles au sein de cet aquifère, calculées notamment à partir de porosités efficaces, ont été estimées à environ 450 millions de m³ (Corbier *et al.*, 2010). Le multicouche plio-quadernaire constitue un relai de l'alimentation des aquifères sous-jacents à la faveur de communications directes notamment dans la région du Médoc, à proximité de la Gironde et de la Garonne, ainsi qu'au centre des Landes de Gascogne où les formations du Plio-Quadernaire sont en contact direct avec les aquifères sous-jacents.

Le modèle piézométrique plio-quadernaire montre sensiblement les mêmes caractéristiques que celui du Miocène dans la mesure où la morphologie est fortement influencée par le réseau hydrographique. Les fluctuations sont engendrées par les phénomènes climatiques et les prélèvements pour l'irrigation et les besoins industriels. Par ailleurs, la piézométrie a montré peu d'évolution depuis les années 1960-1970 (Corbier *et al.*, 2010).

1.1.5 Schéma structural

Dans le Bassin Aquitain, plusieurs accidents structuraux ont modifié l'agencement des couches (Gély et Sztrakos, 2000). Autour des directions NW-SE et NE-SW, se sont érigés différents anticlinaux et synclinaux du Bassin nord-aquitain (Rocher *et al.*, 2000). L'intersection de ces deux directions structurales donne alors naissance à des dômes ou des cuvettes comme celle de Bordeaux. Un trait majeur de la tectonique nord-aquitaine est caractérisé par l'accident structural de Villagrains-Landiras. Il correspond à un anticlinal dont l'exhaussement s'est établi à la fin de l'Eocène inférieur. Il a joué un rôle important dans l'extension des transgressions marines jusqu'au Quadernaire et a entraîné des lacunes de sédimentation tertiaires (Saltel, 2008). Les failles-flexures sont généralement orientées autour de la direction NW-SE et paraissent avoir joué jusqu'à des époques bien postérieures aux mouvements ayant donné naissance aux rides anticlinales et synclinales. C'est le cas notamment de la faille de Bordeaux. Le tracé de la faille suit la vallée de la Garonne entre Langon et Bordeaux puis marque une flexure vers le nord-ouest. Cette faille joue principalement au Crétacé, avec un rejet qui atteindrait 100 m (Platel, 1987), et à l'Eocène. Par la suite, elle devient de moins en moins active mais conditionne la sédimentation au cours de l'Oligocène et du Miocène durant lesquels la faille devient synsédimentaire.

1.2 Les aquitards du Bassin tertiaire nord-aquitain

La synthèse présentée ici se concentre sur les formations tertiaires du Bassin.

Dans le bassin nord-aquitain, les formations aquitards sont généralement représentées par des niveaux argileux et marneux renfermant fréquemment des passées silteuses, sableuses et calcaires. Une synthèse géologique régionale sur la base de travaux précédents (Klingebiel, 1967 ; Moussié, 1972 ; Platel *et al.*, 2000b et 2004) permet d'identifier la nature de ces formations qui jouent le rôle d'éponte et de rendre compte de leur puissance et extension (Fig. 1-17).

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

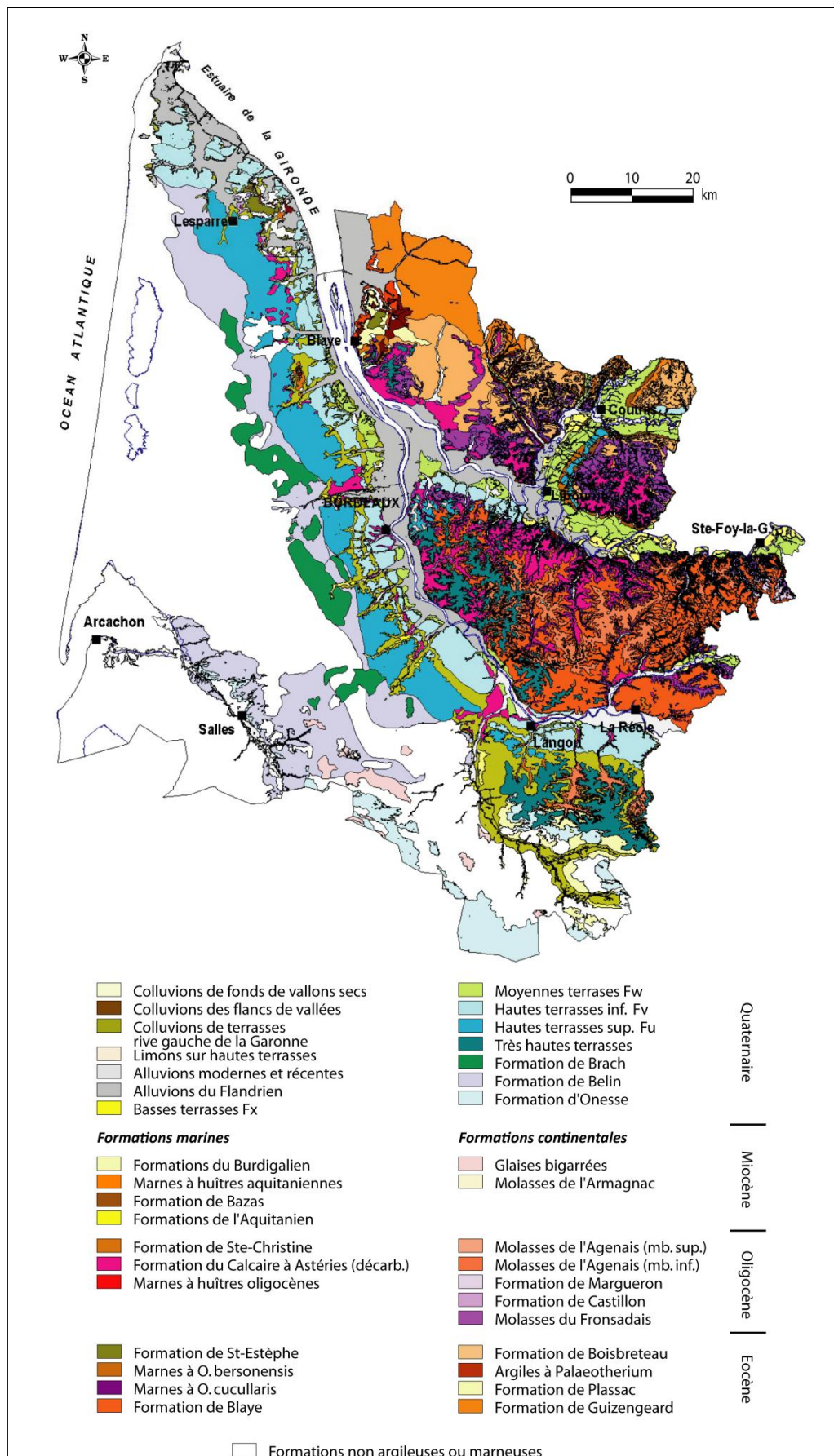


Fig. 1-17 : Carte synthétique des formations argileuses et marneuses à l’affleurement (Platel *et al.*, 2004)

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

L'aquitard situé entre les aquifères éocènes inférieur et moyen est généralement formé d'argiles et marnes à nummulites au sein desquelles des passées sableuses et calcaires sont fréquemment rencontrées. Dans cette formation, les minéraux argileux sont essentiellement représentés par de la kaolinite, avec de faibles proportions de montmorillonite et illite. Cette prédominance de kaolinite est rencontrée durant tout l'Eocène inférieur (Klingebiel, 1967). Par la suite les Sables inférieurs (Eocène inférieur à Eocène moyen) s'enrichiront localement d'autres minéraux argileux. Les argiles et marnes à nummulites sont rencontrées dans tout le domaine occidental, depuis l'Océan Atlantique à l'Entre-Deux-Mers. Plus à l'est, elles disparaissent progressivement, permettant un contact hydraulique entre les sables et grès de l'Eocène inférieur avec les Sables inférieurs du Bordelais et les Sables de Guizengeard (Pédron *et al.*, 2005).

La carte des isopaques du toit imperméable de l'aquifère éocène moyen (Fig. 1-18) met en évidence l'absence d'isolement entre les aquifères de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur sur la quasi-totalité du domaine occidental. Plus à l'ouest, sur une bande NW-SE en rive gauche de la Gironde et de la Garonne, depuis la pointe de Grave jusqu'à Langon, l'aquitard présente de très faibles épaisseurs. Celles-ci dépassent rarement 25 m. L'aquitard est par ailleurs absent au niveau de la structure de Villagrains-Landiras.

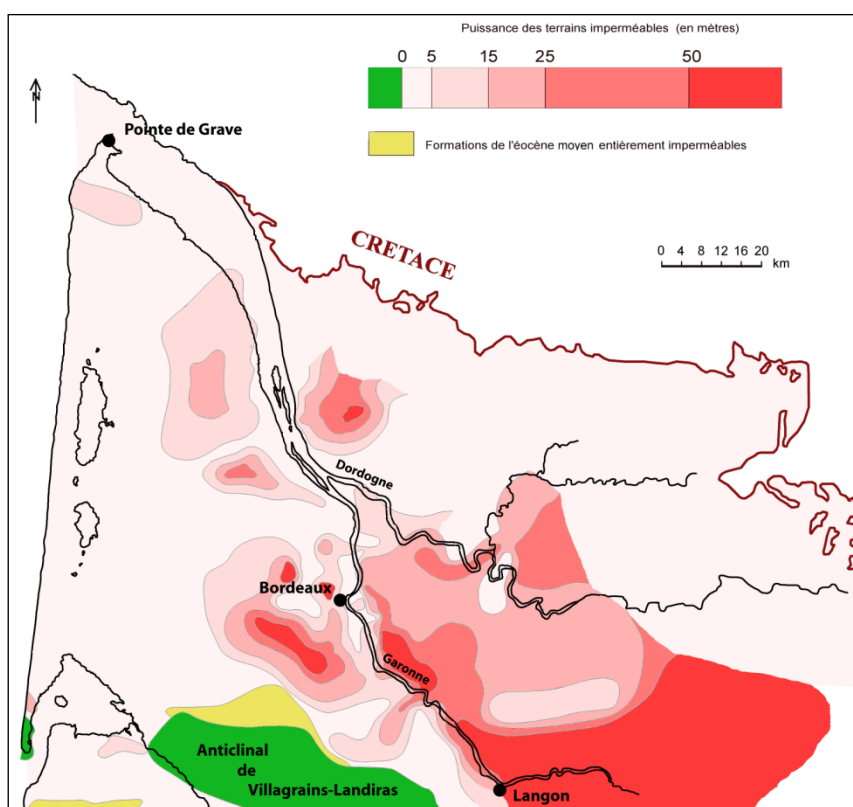


Fig. 1-18 : Isopaques de l'imperméable du toit de l'aquifère de l'Eocène moyen (d'après Moussié, 1972)

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

Les épaisseurs maximales sont rencontrées à l'est et au sud-est, notamment dans l'Entre-Deux-Mers. L'aquitard est présent dans tout le domaine sud oriental, de façon quasi-généralisée et assure une séparation nette entre les deux aquifères au travers de formations argilo-marneuses dont l'épaisseur dépasse couramment 25m. Ces formations correspondant aux Molasses Inférieures et Argiles à *Ostrea cucullaris* se présentent sous la forme d'alternances d'argiles vertes et marnes avec épisodiquement des niveaux calcaires et sableux. Très caractéristiques de la région bordelaise, les Argiles à *Ostrea cucullaris* sont enrichies en montmorillonite, chlorite et illite alumineuse. La pauvreté des argiles en kaolinite persistera durant tout l'Eocène (Klingebl, 1967).

Le toit imperméable du complexe éocène peut être schématiquement représenté par deux séquences.

À la base, les Argiles à *palaeotherium*, d'âge éocène supérieur, correspondent à des dépôts argilo-sableux carbonatés au sein desquels des dépôts calcaires lacustres peuvent localement apparaître, représentés notamment par la formation de Plassac dans le Blayais. D'une épaisseur moyenne de 40 m, les dépôts de base présentent des passées sableuses et graveleuses sur une dizaine de mètres alors qu'au sommet, les argiles carbonatées montrent des puissances plus fortes, de l'ordre de 30 m. Des analyses de diffractométrie (Platel *et al.*, 2004) révèlent la présence d'illite et de smectite principalement au sein d'une phase argileuse faiblement carbonatée.

Au-dessus de cette première séquence, se trouve la formation des Molasses du Fronsadais d'âge éocène supérieur à oligocène. Cette formation d'origine essentiellement fluviale montre une constitution très variable. Le membre inférieur est généralement constitué d'argiles sableuses ou silteuses carbonatées à passées graveleuses et intercalations de sables argileux. Par endroit, des paléo chenaux de sables plus ou moins carbonatés sont présents. Le membre supérieur montre également des décharges sableuses et graveleuses, alors que son sommet est constitué d'argiles sableuses légèrement indurées et d'argiles carbonatées plastiques. L'ensemble présente des épaisseurs importantes de l'ordre de 40 m où la phase argileuse est dominée par le cortège montmorillonite-illite associé à la kaolinite, la chlorite n'étant présente qu'à l'état de traces.

La puissance totale de l'ensemble permet par endroit une bonne isolation du complexe éocène depuis les aquifères sus-jacents. La carte des isopaques de cet imperméable (Fig. 1-19) montre le même contraste entre le domaine oriental et occidental que pour le précédent aquitard. Ainsi, à l'ouest de la Garonne et de la Gironde, l'aquifère éocène supérieur n'est que très peu

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

séparé de l'aquifère oligocène sus-jacent, notamment à l'approche de la façade atlantique où ils sont en liaison. Les deux aquifères ne se différencient que dans le domaine oriental et méridional, à l'exception encore de la structure de Villagrains-Landiras. Ainsi, depuis la vallée de la Garonne jusqu'aux affleurements crétacés à l'est, la couverture argilo-marneuse et molassique peut dépasser 100 m d'épaisseur, isolant l'aquifère de toute communication directe avec la surface.

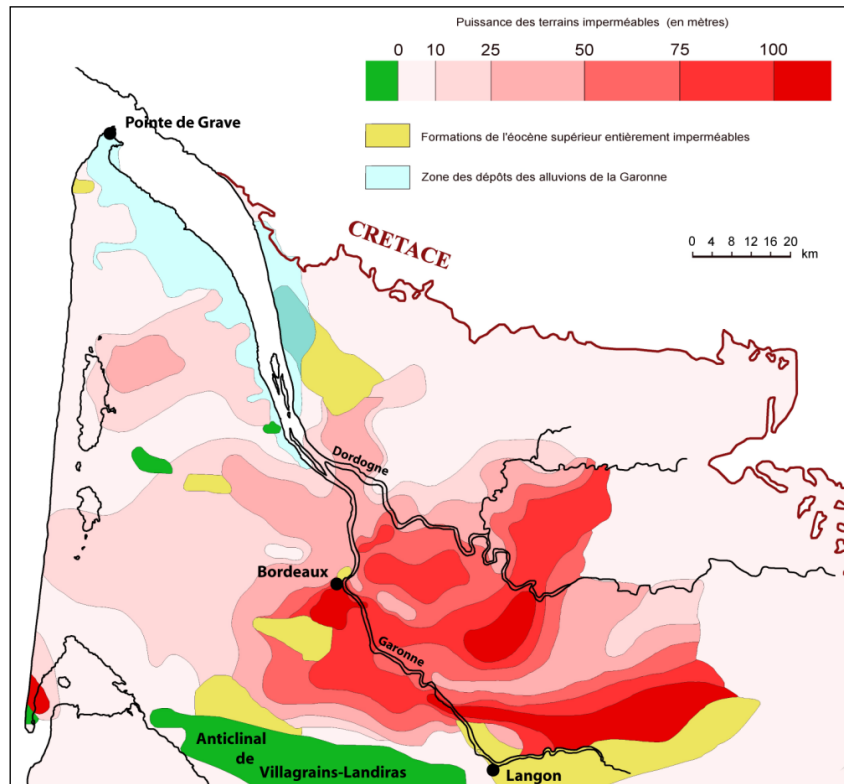


Fig. 1-19 : Isopaques de l'imperméable du toit de l'aquifère de l'Eocène supérieur (d'après Moussié, 1972)

Un troisième horizon, surmontant les Molasses du Fronsadais, peut également jouer le rôle d'aquitard du fait de son caractère parfois très argileux. Il s'agit de la formation des Marnes et Calcaires de Castillon. D'épaisseur modeste, généralement inférieure à 10 m, elle apparaît essentiellement sous la forme d'argiles vertes ou blanches à nodules calcaires. Plus à l'est, cette formation constituée pour l'essentiel d'illite et kaolinite montre dans sa partie supérieure des calcaires lacustres gris affleurant dans l'Entre-Deux-Mers.

À l'Oligocène, la formation aquitard des Molasses de l'Agenais est présente essentiellement en rive droite de la Garonne. Ces molasses sont constituées d'argiles plus ou moins silteuses localement carbonatées et très souvent altérées. D'une puissance d'environ 50 m, cette

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

formation est d'abord constituée de grès carbonatés faisant place verticalement à des silts légèrement indurés puis des dépôts argileux, l'ensemble étant recouvert par des marnes calcaires. Dans la région bordelaise, le recouvrement oligocène est quant à lui constitué d'argiles et marnes vertes ou blanches lacustres témoins de la régression de la fin du Stampien. Ces dépôts d'âge chattien sont attribués à la Formation des Marnes de Sainte-Christine. De type lagunaire, la formation montre des argiles vertes à nodules carbonatés où les minéraux dominants sont la smectite et dans une moindre mesure la kaolinite. Cette formation est localement surmontée d'argiles sableuses bleu-verdâtre mises en place lors de la première transgression miocène. Plus à l'ouest, l'éponte correspond à des marnes à passées gréseuses et à des argiles et calcaires lacustres. L'épaisseur varie de quelques mètres, en rive gauche de la Garonne et de la Gironde, à plusieurs dizaines de mètres, dans le domaine méridional (Fig. 1-20). Son absence, fréquente, est due à l'érosion par les dépôts miocènes, aux incisions liées au réseau hydrographique ou à la formation des terrasses alluviales.

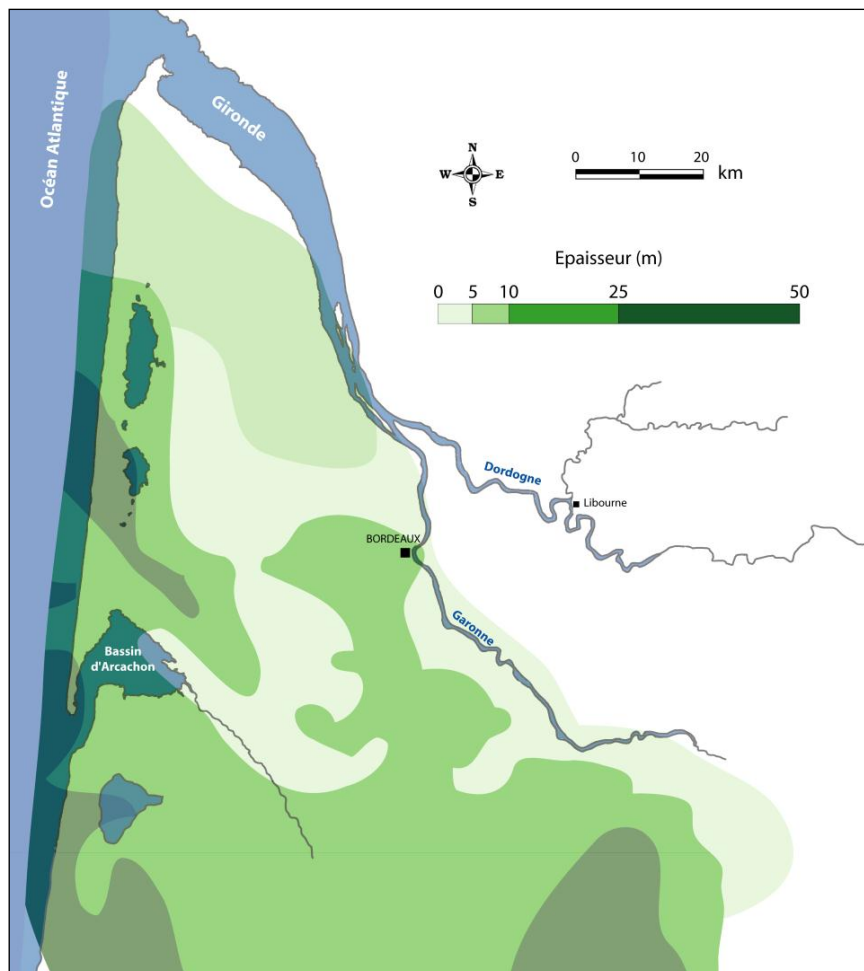


Fig. 1-20 : Puissance de l'éponte Oligocène – Miocène (d'après Braneyre *et al.*, 1994)

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

Les aquifères helvétien et aquitaniens-burdigaliens (Miocène) sont séparés par des molasses à niveaux argilo-marneux. L'existence de cet imperméable est très variable (Fig. 1-21). Présentes essentiellement dans le centre du bassin avec des épaisseurs suffisantes pour isoler les nappes, ces argiles disparaissent sur les bordures nord et est. Cette disparition entraîne alors une continuité entre les deux aquifères.

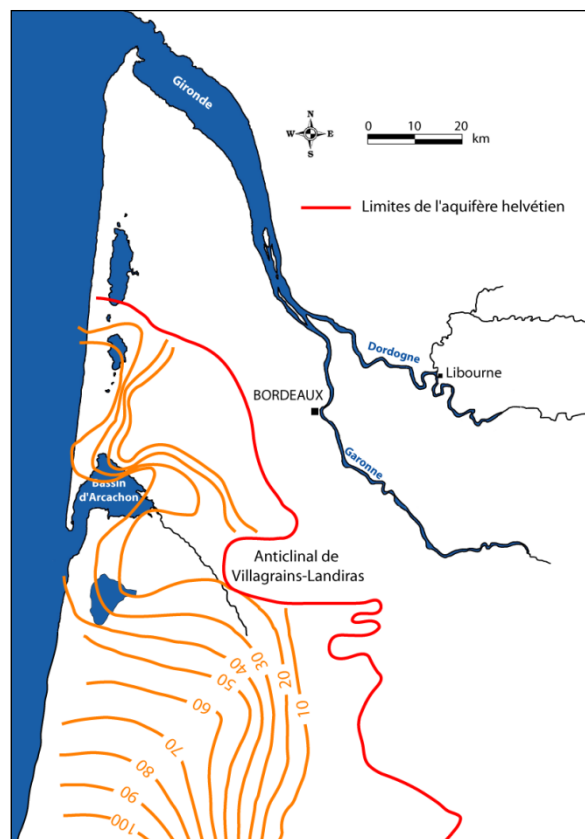


Fig. 1-21 : Epaisseur de l'épente entre les aquifères Aquitaniens-Burdigaliens et Helvétiques
(Bichot *et al.*, 1999)

Au Miocène supérieur (Tortonien), la formation des Glaises bigarrées (Fig.1-22) correspond à la première séquence de dépôt des Landes de Gascogne. Elle recouvre l'ouest du Gers, le Béarn et le cœur du domaine landais et est limitée au nord par l'anticlinal de Villagrains-Landiras. Les Glaises Bigarrées recouvrent généralement la formation des Sables Fauves mais repose sur les formations miocènes et oligocènes dans le domaine méridional. D'une épaisseur moyenne de 20 m, la formation montre des argiles bariolées constituées à 90 % de kaolinite dans le sud Gironde. Localement, des niveaux silteux ou sablo-argileux ainsi que des lits de graviers viennent compléter l'ensemble. En plusieurs endroits, des couches de lignites, d'épaisseur maximale de 6 m, peuvent reposer sur des argiles grises à blanchâtres. De plus, le

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

toit de cette formation est fortement érodé par les chenaux à graviers de la formation d'Arengosse. (Dubreuilh, *et al.*, 1995).

Par la suite, la succession des formations plio-quaternaires montre des intercalations de niveaux argileux qui sont généralement érodés lors de la mise en place des dépôts sus-jacents. Aucune n'atteindra l'extension ni la puissance de la formation des Glaises bigarrées. Cependant certaines formations sont susceptibles d'isoler localement les aquifères. Si l'ensemble des niveaux argileux quaternaires reste cantonné au domaine central du triangle landais, les Argiles de Brach surmontant la formation de Belin se retrouvent localement dans le domaine septentrional à l'ouest des terrasses alluviales de la Gironde et de la Garonne (Fig. 1-22). Il s'agit de faciès d'argiles gris-bleu silteuses à marbrures ocre dont l'épaisseur est relativement faible, inférieure à 10 m. La phase argileuse y est constituée essentiellement de kaolinite associée à de l'illite.

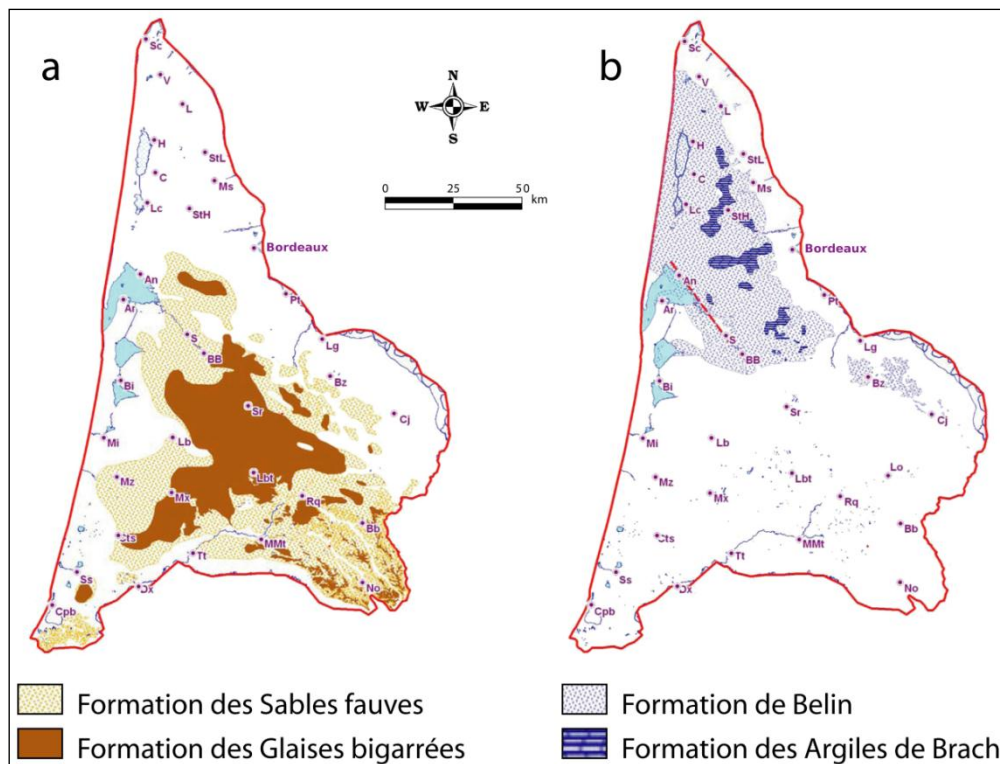


Fig. 1-22 : Extension de la formation des Glaises bigarrées (a) et des Argiles de Brach (b)
(Karnay *et al.*, 2008)

Enfin, au sein des formations alluviales composées principalement de galets, graviers et sables, des assises argileuses sont localement individualisées ne permettant pas d'identifier un faciès majeur d'épaisseur et d'extension importantes le long de la Garonne et de la Gironde.

1.3 Modélisation hydrodynamique du bassin nord-aquitain

Dans les différents travaux hydrogéologiques précédemment réalisés sur le système multicouche aquifère nord-aquitain, les propriétés hydrodynamiques des aquitards ont été approchées par modélisation numérique. Deux modèles régionaux ont été développés, notamment pour la gestion de la ressource, et ont permis de restituer de façon satisfaisante la piézométrie des différents aquifères. Il s'agit du modèle MONA (MOdèle Nord-Aquitain) développé par le BRGM (Braneyre *et al.*, 1993 et 1994) et du modèle SAMBA-H-NP (Système Aquifère Multicouche du Bassin Aquitain – Hydrodynamique – Nappes Profondes) développé à l'Institut EGID (Larroque, 2004 ; Saltel, 2008). Ces outils diffèrent notamment par l'usage qui en est fait et par le code de calcul utilisé. Le modèle MONA est le modèle de gestion utilisé par le SAGE Nappes Profondes 33 (18 couches aquifères sont représentées depuis le Plio-quaternaire jusqu'au Jurassique) alors que SAMBA-H-NP est utilisé à des fins de recherche en amont de l'outil de gestion. En outre, ces différents modèles basés respectivement sur les codes de calcul MARTHE (Thiéry, 2004) et MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988 ; Harbaugh *et al.*, 2000), ont un agencement vertical des couches et une prise en compte des épontes différents pour les formations du Tertiaire (Fig. 1-23).

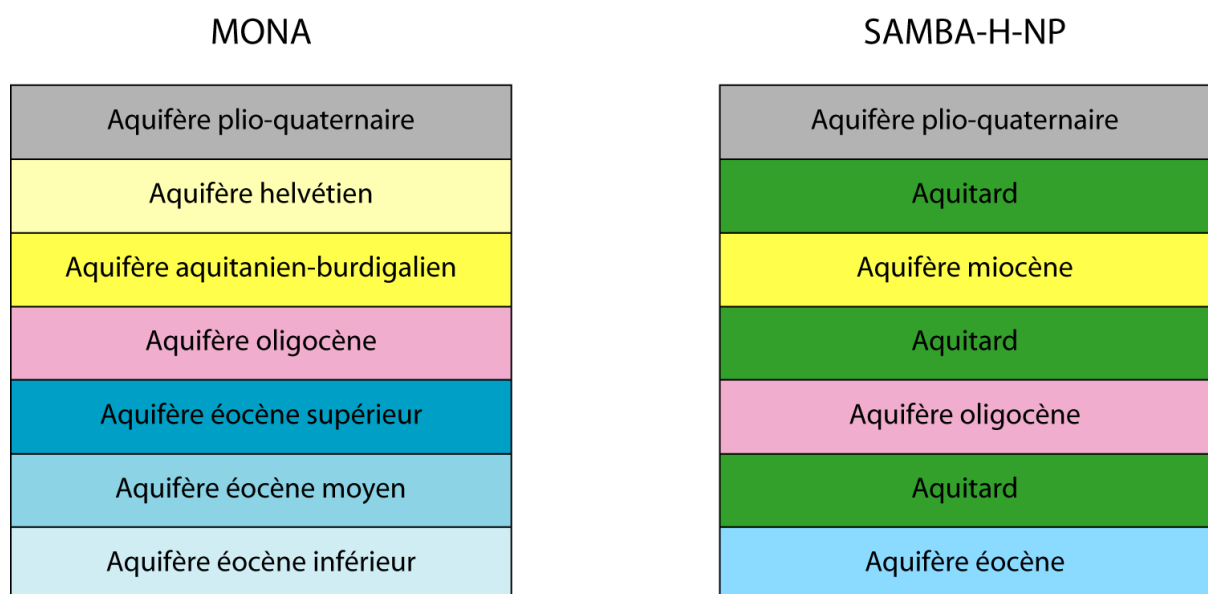


Fig. 1-23: Représentation schématique des couches du tertiaire des modèles MONA (Pédron *et al.*, 2003) et SAMBA-H-NP (Dupuy et Gérard, 2010)

Dans le modèle MONA, se superposent 7 couches aquifères formant ainsi un modèle quasi-3D dans lequel les aquitards sont implicitement pris en compte. Les charges hydrauliques n'y

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

sont donc pas calculées tout comme les termes de stockage-destockage des aquitards : le coefficient d'emménagement n'est donc pas nécessaire. Les champs de perméabilité des épontes sont obtenus par calage numérique (Pédron *et al.*, 2005). Les résultats de ce calage révèlent un champ de perméabilités numériques des aquitards éocènes compris entre $10^{-12} \text{ m.s}^{-1}$ et 10^{-8} m.s^{-1} . L'éponte oligocène-miocène est représentée par un champ de conductivité hydraulique qui s'étend de $10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$ à 10^{-7} m.s^{-1} (Fig. 1-24). Ces résultats se situent dans une gamme plutôt haute mais restent raisonnable en comparaison de ce que l'on peut rencontrer dans la littérature.

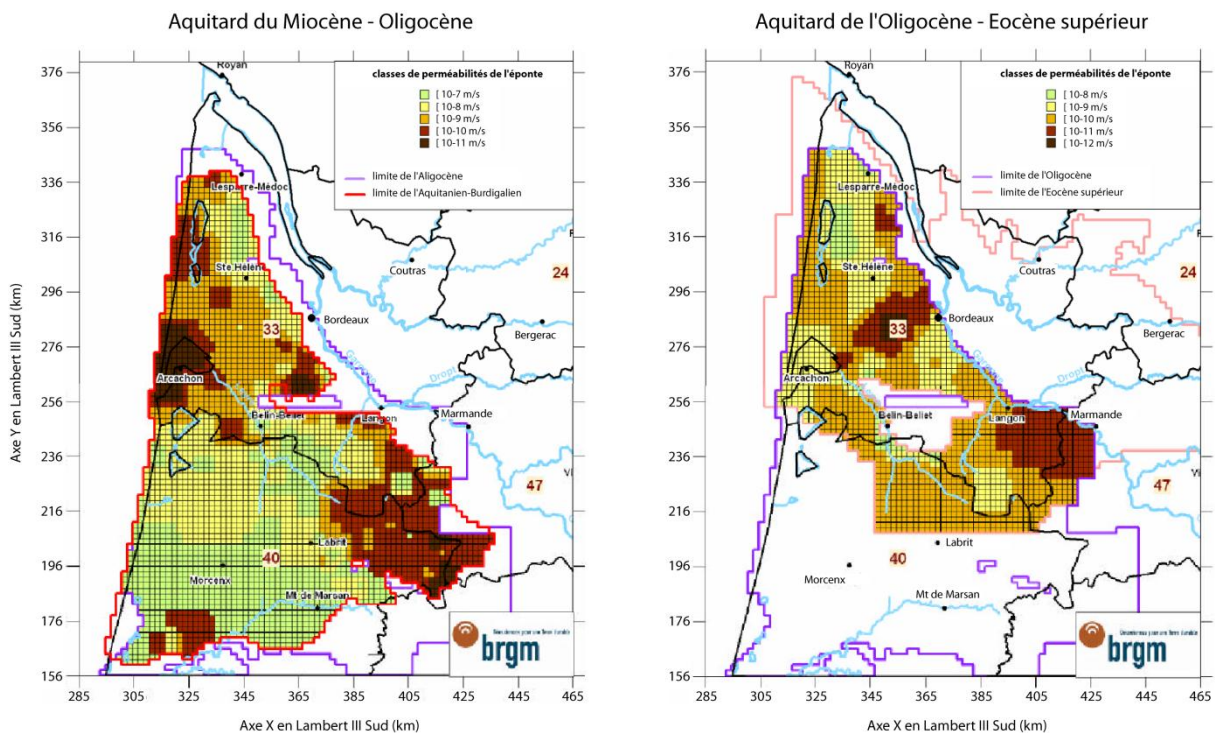


Fig. 1-24 : Carte indicative de conductivités hydrauliques d'aquitards issues du calage du modèle MONA (Pédron *et al.*, 2005)

Le modèle SAMBA-H-NP est quant à lui un modèle 3D où chaque éponte est représentée de manière explicite (calcul de charges et de flux). Les formations tertiaires sont représentées sous la forme de 4 aquifères et 3 aquitards (cf. Fig. 1-23). Les conductivités hydrauliques initiales des épontes ont été arbitrairement affectées à une valeur de $1.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ puis ont été localement modifiée au cours du calage. Elles restent cependant du même ordre de grandeur que celles obtenues par le modèle MONA.

Les deux modèles se différencient donc par la méthode d'intégration des aquitards mais également par la discrétisation des couches aquifères tertiaires. Ainsi, dans le modèle MONA,

1. Le système aquifère multicouche du bassin tertiaire nord-aquitain

les aquifères du Miocène et de l'Eocène sont discrétisés respectivement en deux et trois aquifères (cf. Fig. 1-23), contrairement au modèle SAMBA-H-NP. Pour les deux modèles, la géométrie des couches est obtenue essentiellement à partir des seules informations géologiques. Celles-ci s'appuient sur des interprétations lithologiques et/ou stratigraphiques obtenues soit au cours du forage soit après réinterprétation des cuttings, cette dernière pouvant très ponctuellement prendre en considération l'outil diagraphique.

Néanmoins, à partir d'approches différentes, les deux modèles font état de flux de drainance, soit directement entre aquifères, soit au travers des aquitards. Les bilans inter-annuels révèlent alors de fortes interactions entre les aquifères notamment tertiaires (Fig. 1-25).

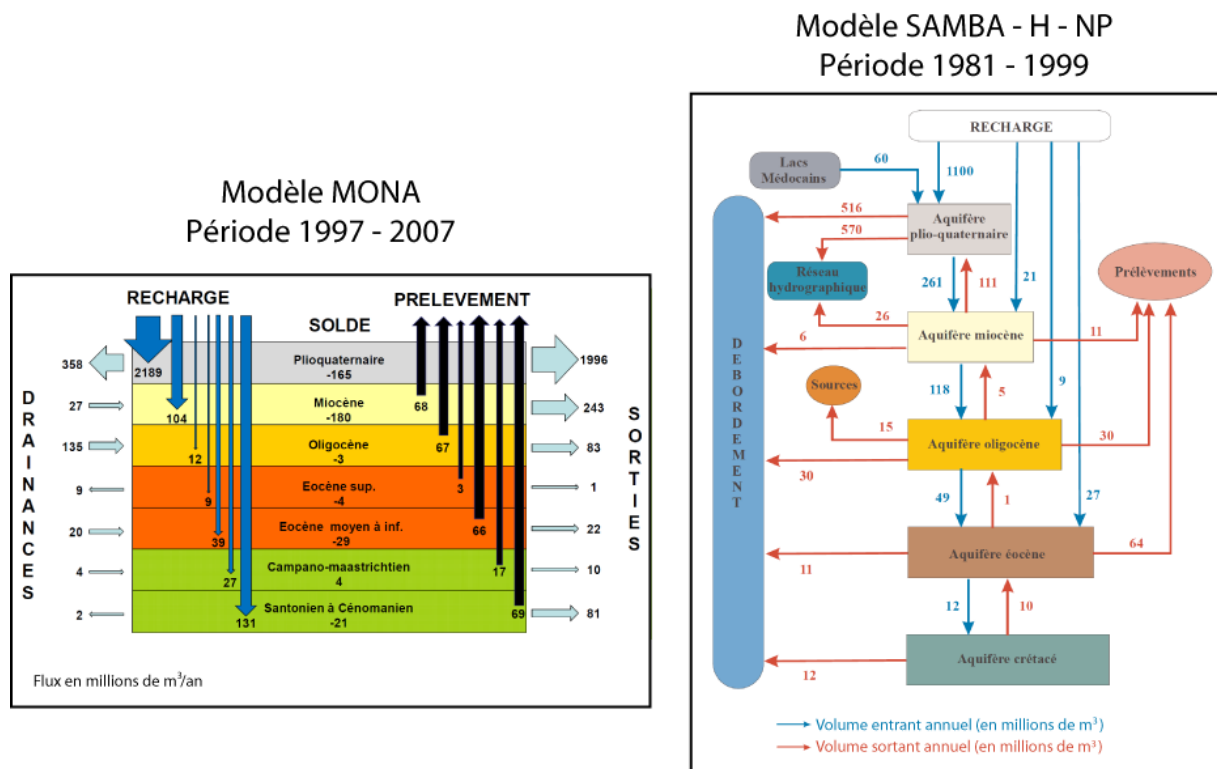


Fig. 1-25 : Bilan des flux inter-annuels des modèles nord-aquitains MONA (SAGE NP, 2010) et SAMBA-H-NP (Larroque, 2004)

D'une manière générale, les échanges verticaux entre les aquifères constituent une part prépondérante du bilan des nappes. Les deux modèles montrent que les flux transitant à travers la nappe plio-quaternaire sont très importants mais qu'une faible part parvient aux nappes sous-jacentes. La recharge du Miocène et de l'Oligocène est assurée essentiellement par drainance verticale depuis les aquifères sus-jacents. Dans le bilan de la nappe éocène, la majorité des flux transite à travers les aquifères éocènes moyen et inférieur. On note également que le phénomène de drainance verticale descendante diminue depuis la surface

vers la profondeur. Les flux ascendants sont, en comparaison, moins significatifs. Au niveau des réservoirs profonds, un équilibre semble s'instaurer entre les flux ascendants et descendants au travers de l'éponte éocène-crétacé. D'un point de vue quantitatif, les bilans montrent une tendance de presque tous les aquifères au déstockage. Cette tendance est par ailleurs confirmée par le modèle MONA qui, sur une période de simulation plus grande (1972-2007), révèle que tous les réservoirs présentent une diminution notable de leurs réserves pour un total proche de 880 Mm³ (SMEGREG, 2011).

Les deux bilans révèlent la prépondérance des échanges verticaux au sein du système multicouche aquifère tertiaire mais également l'importance de la drainance verticale descendante qui participe, de manière indirecte, à l'alimentation des aquifères.

1.4 ...en résumé

Le Bassin nord-aquitain est le siège d'un système aquifère multicouche complexe dans lequel les unités hydrogéologiques font l'objet d'une exploitation intense, notamment pour les horizons du Tertiaire. Les nombreuses formations aquitards, parfois très puissantes, permettent d'isoler les différents aquifères. Localement, leur disparition favorise les échanges entre les nappes.

Les différents outils de modélisation développés notamment pour la gestion des ressources en eau font état d'importantes inter-relations entre les aquifères au travers de ces aquitards. Si ces modèles numériques intègrent de manière soit explicite soit implicite les formations semi-perméables, ils ne peuvent prétendre restituer précisément le fonctionnement hydrodynamique et l'état quantitatif des aquitards. Ce constat est essentiellement associé à l'absence de connaissances précises sur ces milieux. Or les réserves en eau disponibles dans ce système aquifère font un enjeu essentiel en ce qui concerne leur gestion à long terme et donc la qualité des eaux. Elles subissent déjà une pression anthropique forte se traduisant par des prélèvements importants, nécessaires à la pérennité de nombreux secteurs d'activités.

La caractérisation hydro-géologique (géologie, structure, hétérogénéité, propriétés hydrodynamiques) des horizons aquitards s'avère être une nécessité pour une meilleure gestion des ressources en eau souterraine.

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

2.1 Le domaine d'étude bordelais

2.1.1 Cadre géographique

Le secteur d'étude (Fig. 2-1) est situé dans la région bordelaise, au cœur du bassin nord-aquitain et englobe le domaine d'exploitation d'eau potable de la Communauté Urbaine de Bordeaux. La concentration importante de forages utilisés pour l'AEP en plus de ceux pour les besoins industriels et agricoles permet de disposer d'un nombre conséquent de données en termes de diagraphies, de suivis de pompage et de piézométrie.

Au nord, le domaine s'étend de la commune de Saint-Aubin-de-médoc à Ambarès-et-Lagrave. Sa limite ouest est fixée arbitrairement à proximité des communes de Martignas-sur-Jalle et de Saint-Jean-d'Illac. La rive droite de la Garonne définit la bordure orientale du secteur. Ce fleuve délimite en rive gauche un domaine assez plat au réseau hydrographique dense et un domaine des hauts plateaux de l'Entre-Deux-Mers en rive droite. Enfin, la limite méridionale s'étend au-delà de Saucats, à proximité de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras située légèrement plus au sud.

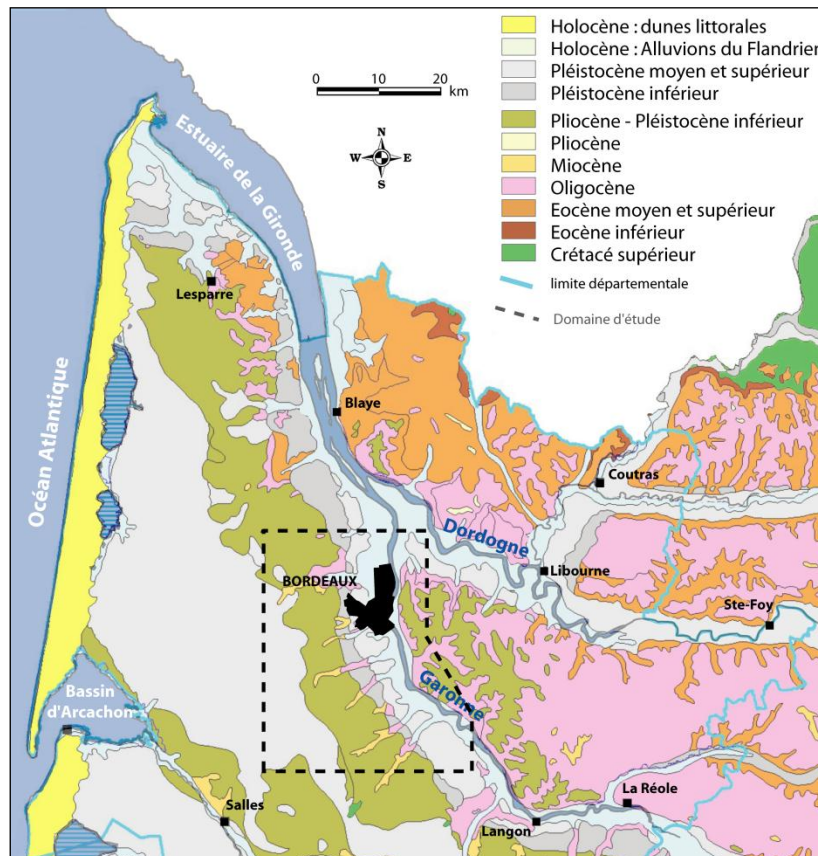


Fig. 2-1 : Localisation de la zone d'étude (Fond : extrait de la carte géologique de la France à 1 :1000000 (Platel et al, 2004))

2.1.2 Synthèse des connaissances antérieures

Les nombreuses études effectuées dans ce secteur (Alvinerie *et al.*, 1970, 1971 ; Schnebelen *et al.*, 2002 ; Larroque, 2004 ; Corbier *et al.*, 2005 ; Pédrón *et al.*, 2005 ; Saltel, 2008, Saltel *et al.*, 2010) permettent d'en appréhender les grands traits structuraux et la succession des formations aquifères et aquitards. Une représentation schématique de leur agencement vertical peut ainsi être proposée (Fig. 2-2)

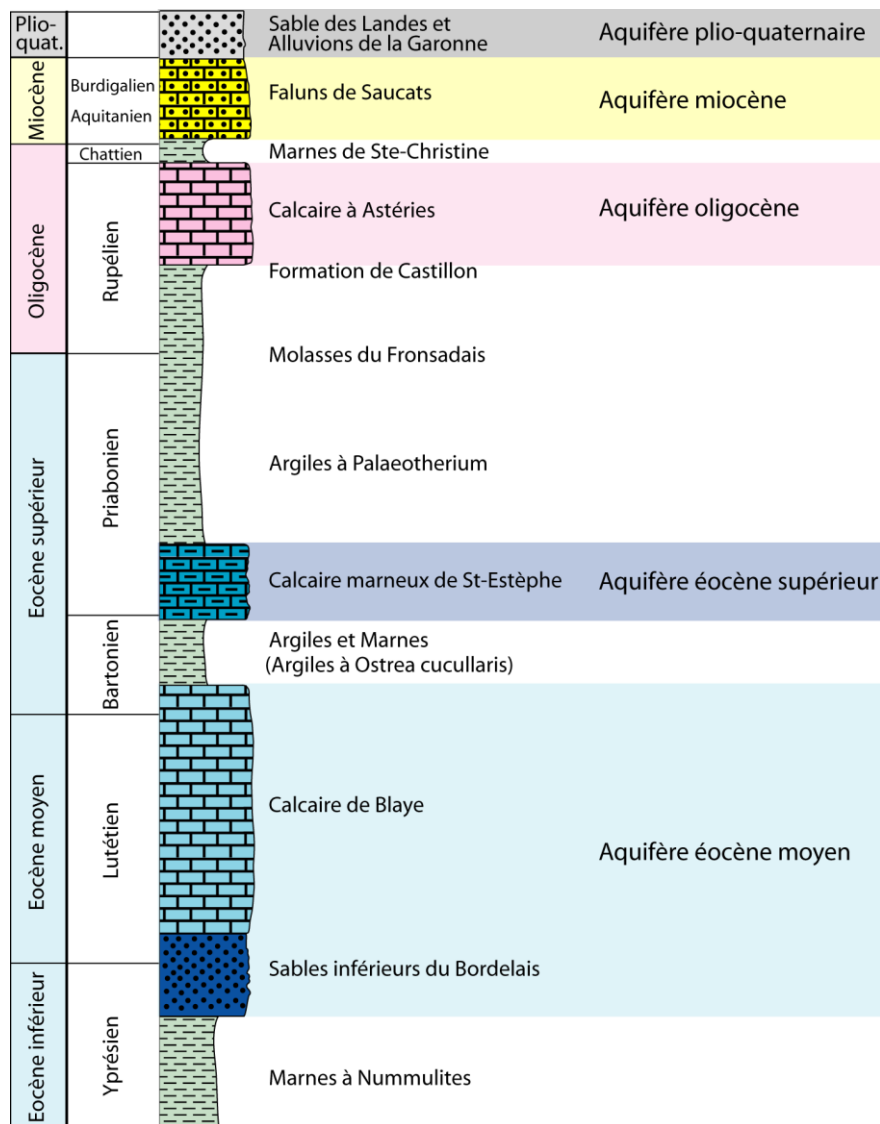


Fig. 2-2 : Représentation schématique de l'agencement vertical des couches réservoir dans la région bordelaise

La géologie à l'Eocène s'illustre par des variations de faciès fréquentes et de nombreuses discontinuités qui rendent complexe l'identification des grandes unités hydrogéologiques. Une analyse synthétique de l'agencement vertical des dépôts a alors permis de définir la succession des réservoirs dans la région bordelaise. Ainsi, trois aquifères sont communément identifiés.

L'aquifère de l'Eocène inférieur est très peu présent dans la zone d'étude, l'exploitation des ressources étant essentiellement concentrée sur les aquifères calcaires et sableux de l'Eocène moyen. Le très faible nombre de forages traversant cette formation ne permet donc pas d'établir la position de son toit à l'échelle du domaine. Nous nous concentrerons donc par la suite à l'étude des aquitards depuis l'aquifère éocène moyen jusqu'au réservoir plio-quadernaire.

La série débute généralement par la formation des Marnes à Nummulites de l'Yprésien représentée par des argiles et marnes à composition silteuse et sableuse. Cette éponte constitue ainsi le mur imperméable de l'aquifère éocène moyen. Cet aquifère est représenté à sa base par des sables et marnes détritiques attribués à la formation des Sables inférieurs du Bordelais (Yprésien supérieur à Lutétien inférieur). Cette formation s'illustre par des épaisseurs relativement faibles, généralement inférieures à 50 m, mais ses propriétés hydrogéologiques favorables en font un des aquifères les plus exploités. Sur cette formation repose en continuité celle des calcaires lutétiens de Blaye. Elle est constituée à sa base de calcaires gréseux, souvent associés dans la littérature à l'entité des Sables inférieurs. Le niveau supérieur est lui formé essentiellement de calcaires. L'épaisseur totale des calcaires lutétiens varie de 60 m à 140 m suivant les conditions structurales du milieu de dépôt. L'aquifère Eocène moyen est ensuite surmonté des dépôts de l'Eocène supérieur constitués à la base de marnes et argiles calcaires et sableuses, représentées notamment par la formation des Argiles à *Ostrea cucullaris*. Au sein de ces dépôts peut s'individualiser un niveau aquifère correspondant au Calcaire de St-Estèphe, de faible puissance et à composante argileuse importante. Ses faibles propriétés hydrauliques en font un réservoir très peu exploité dans la région bordelaise.

Ce complexe aquifère éocène est profondément marqué par l'évolution structurale du secteur. D'une part, un accident majeur s'illustre par la faille de Bordeaux (Fig. 2-3). Celle-ci marque la vallée de la Garonne puis s'infléchit vers le nord-ouest au droit de Bordeaux. Elle se

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

manifeste nettement au toit de l'Eocène moyen sableux avec des rejets de 200 m au nord de la zone d'étude puis 60 m à proximité de la Garonne (Alvinerie, 1976). Elle sépare ainsi un compartiment haut, au nord et un compartiment bas, au sud, qui joueront un rôle prépondérant dans le contrôle de la sédimentation tertiaire et qui s'exprimeront également dans les différentes épaisseurs des réservoirs éocènes du sous-sol bordelais. D'autre part, à la fin de l'Eocène inférieur, le sud de la zone d'étude est marqué par la structure anticlinale de Villagrains-Landiras qui entraîne un biseautage des formations.

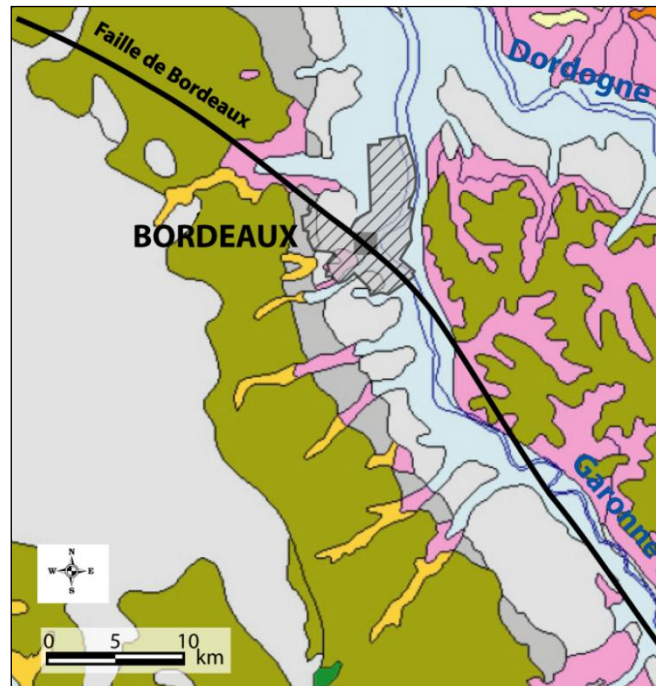


Fig. 2-3 : Emplacement de la faille de Bordeaux (d'après Platel *et al.*, 2000a)

Les aquifères éocènes sont isolés des aquifères sus-jacents par d'épaisses formations argileuses d'âge éocène supérieur (Priabonien) à oligocène inférieur (Rupélien). Cet aquitard est représenté dans le secteur d'étude d'abord par la formation des Argiles à *palaeotherium* correspondant à des argiles compactes à passées sableuses et calcaires. L'imperméable supérieur est constitué des Molasses du Fronsadais d'âge Oligocène inférieur. D'origine fluviale et palustre, cette formation est essentiellement composée de niveaux argilo-carbonatés dans sa partie inférieure et grésosableux dans sa partie supérieure.

L'imperméable séparant les aquifères éocène et oligocène montre dans son ensemble des dépôts de nature variable dont l'épaisseur est de l'ordre de 80 m. Il peut être surmonté de la Formation de Castillon qui se présente soit sous la forme d'argile verte ou blanche à nodules

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

calcaires soit de calcaire gris. Sa faible épaisseur (1 à 5 m) est due à son érosion lors de la transgression marine du Rupélien.

S'est ensuite déposée la formation aquifère du Calcaire à Astéries dont la coupe synthétique établie dans la région bordelaise (Platel *et al.*, 2000a) rend compte de la géologie du réservoir laquelle peut être représentée depuis la base vers le sommet par trois membres A, B et C (Fig. 2-4). À la base, des assises de marnes grises à gris-bleu viennent compléter les formations imperméables de Castillon et des Molasses du Fronsadais pour former le membre A.

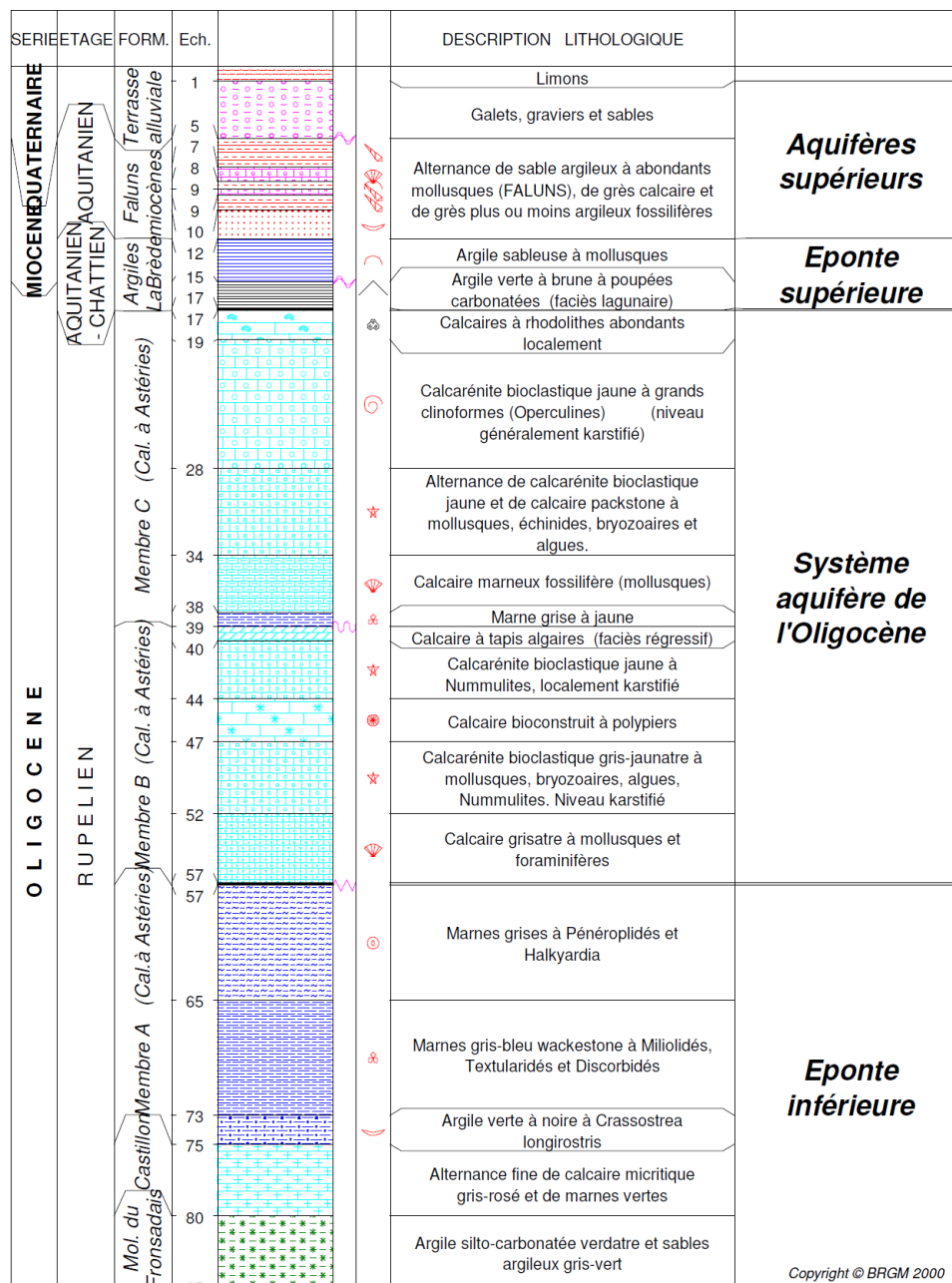


Fig. 2-4 : Coupe lithostratigraphique synthétique de l'Oligocène et de ses terrains de recouvrement dans la région bordelaise (Corbier *et al.*, 2005)

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

Par la suite, deux membres (B et C) correspondant à deux intervalles transgressifs se mettent en place. Le premier est essentiellement constitué de calcaires bioclastiques gris à jaunes. Suivant les aires de sédimentation, ce calcaire peut présenter des niveaux plus gréseux. À l’affleurement, cet horizon constitue la partie basale des cours inférieurs des affluents de la rive gauche de la Garonne. Il se termine par un épisode régressif caractérisé par un calcaire peu épais à tapis alguaire. Le dernier membre débute par quelques mètres de marnes et calcaires marneux suivi d’un calcaire grossier gris à jaune, souvent karstifié. Cette formation est souvent absente en subsurface, son érosion étant liée à la transgression miocène ou à l’établissement des terrasses alluviales de la Garonne (Alvinerie, 1977).

A la fin de l’Oligocène (Chattien), l’émersion de la région, suite à la régression stampienne, entraîne le dépôt d’argiles et marnes silteuses vertes ou blanches présentant des nodules carbonatés. Ces dépôts constituant l’éponte Oligocène-Miocène est attribuée à la formation de Sainte-Christine. La puissance de cet aquitard montre de grandes variations. (Fig. 2-5). Il reste cependant assez réduit dans le domaine d’étude où il est érodé par les formations sus-jacentes mais également par les cours d’eau. Il est alors compris entre 0 et 5 m d’épaisseur. Des zones de plus fortes puissances sont localement présentes notamment à l’ouest où la formation peut atteindre 20 m d’épaisseur.

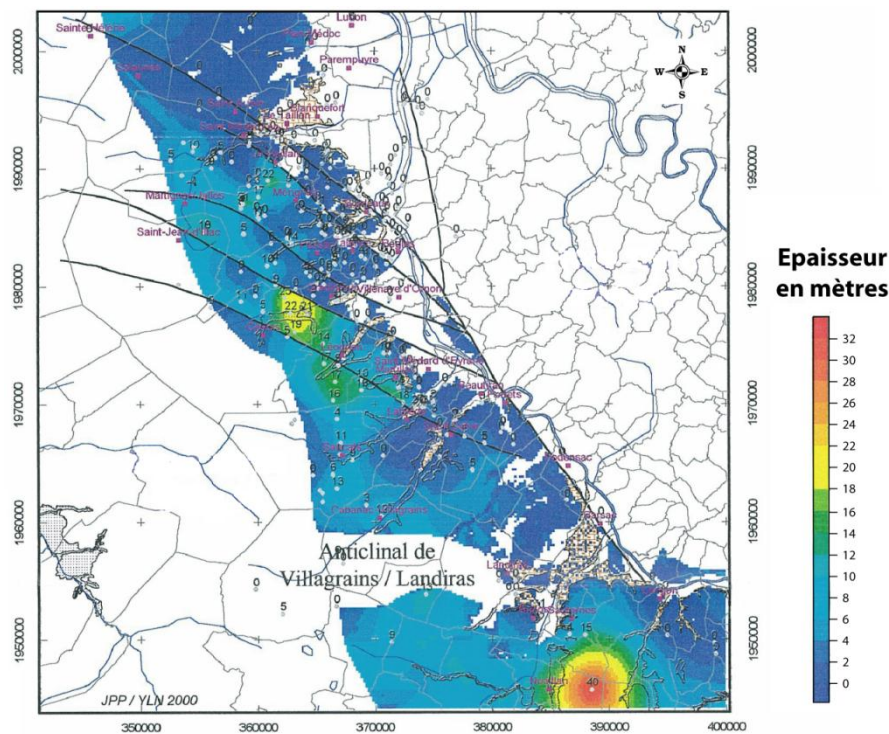


Fig. 2-5 : Puissance de l’aquitard Oligocène – Miocène (d’après Platel *et al.*, 2000a)

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

Des deux aquifères miocènes du bassin nord-aquitain, seul celui de l'aquitainien-burdigalien s'est déposé à l'ouest de Bordeaux. Il y est représenté par des calcaires sableux friables, ou faluns, et des grès appartenant à la formation des Faluns de Saucats. D'une cinquantaine de mètres d'épaisseur à l'ouest du domaine d'étude, sa puissance diminue vers l'est pour disparaître à l'approche de la Garonne.

Enfin, le comblement du Plio-quaternaire est constitué par un ensemble de formations étagées sableuses et graveleuses avec localement des intercalations de niveaux argileux. L'ensemble est recouvert par la formation du Sable des Landes. L'érosion par la Garonne a été suivie de la mise en place de différentes terrasses alluvionnaires qui s'étagent de l'Ouest vers l'Est (Dubreuilh, 1976). Ainsi, les formations retrouvées sur la zone d'étude correspondent schématiquement d'une part aux formations sableuses du Sable des Landes et d'autre part alluvions de la Garonne (Fig. 2-6).

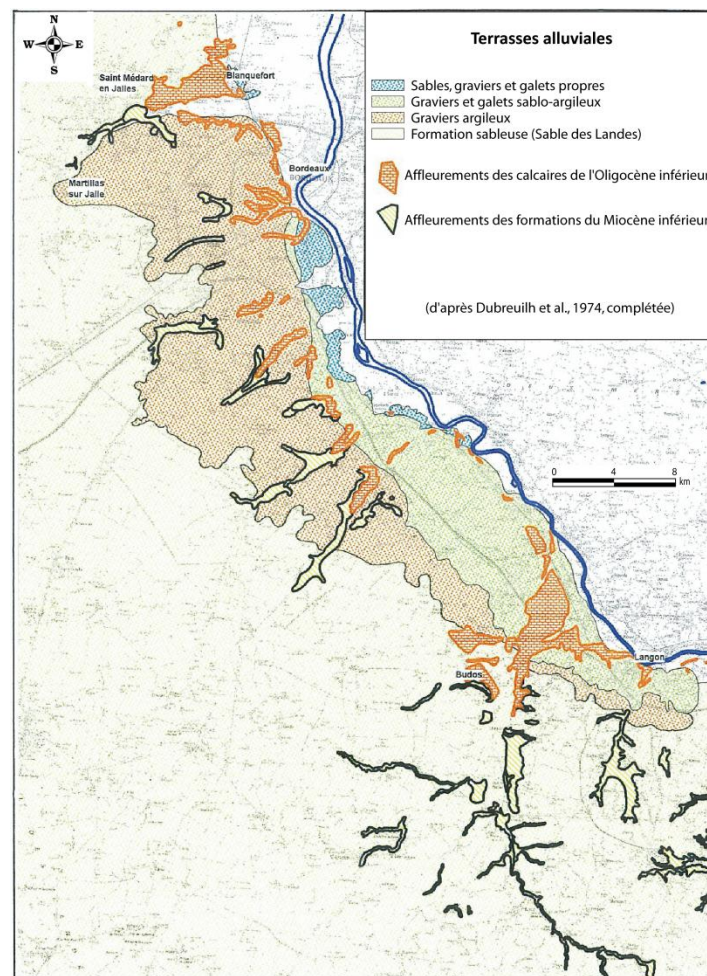


Fig. 2-6 : Carte géologique simplifiée et lithologie des formations pléistocènes entre Bordeaux et Langon (Platel *et al.*, 2000a)

Les alluvions de la Garonne constituent trois ensembles de terrasses mises en place au Pléistocène et à l'Holocène. Les dépôts correspondent à des sables et graviers plus ou moins argileux présents jusqu'à 12 km à l'ouest du fleuve. Leur puissance varie de 12 m, pour les terrasses anciennes, jusqu'à 20 m pour la plus récente. Le Sable des Landes, présent à l'ouest et au sud du domaine d'étude, est un sable relativement homogène et essentiellement quartzeux. L'ensemble, meuble, est épais d'une vingtaine de mètres.

Si l'agencement vertical est assez bien reconnu, celui-ci est essentiellement défini sur la seule base des observations et datations des déblais remontés en cours de forage.

Nous proposons ici de replacer à partir de l'interprétation des données diagraphiques la succession des différents réservoirs et d'identifier les horizons aquitards en termes de géologie et de géométrie (faciès, extension, épaisseur).

2.2 Outils et méthodologie

La reconnaissance des formations traversées par un ouvrage provient en premier lieu des informations accessibles au cours de l'exécution du forage (vitesse d'avancement de l'outil, poussée sur l'outil, examen des débris de forage...). La méthode utilisée, généralement le rotary, implique une dispersion dans le temps et l'espace des échantillons remontés depuis le fond du forage. L'ensemble se trouve également perturbé par les éboulements plus ou moins importants des parois venant ainsi se mélanger aux échantillons au cours de leur remontée. En 1927, apparaît une technique de reconnaissance de forages dénommée diagraphie. Celle-ci définit l'ensemble des enregistrements en continu de paramètres physiques et/ou chimiques en fonction de la profondeur (Ellis *et al.*, 2007). Ces paramètres, étroitement liés à la géologie, constituent une aide précieuse à la description lithologique des formations traversées par le forage.

Au cours de cette étude, différentes diagraphies ont été employées afin de réexaminer la structure verticale des dépôts tertiaires de la région bordelaise et de décrire le plus précisément possible la nature et la géométrie des couches semi-perméables. Il s'agit du rayonnement Gamma naturel (Gamma-ray), de la résistivité normale et de la débitmétrie verticale.

2.2.1 Principe des diagrapies

2.2.1.1 Radioactivité naturelle totale

La radioactivité naturelle (ou Gamma-ray) est un phénomène physique spontané au cours duquel des noyaux atomiques instables se désintègrent pour se transmuter en des noyaux atomiques plus stables et de masses atomiques plus petites. Cette désintégration s'accompagne de l'émission d'énergie sous forme de rayonnements divers α , β ou γ en fonction de leur niveau d'énergie.

Dans les roches sédimentaires, de nombreux isotopes naturels sont radioactifs. Mais la très grande majorité des rayons Gamma proviennent de la désintégration des isotopes du potassium et de ceux issus de la chaîne de désintégration de l'uranium et du thorium.

Le potassium 40 (^{40}K) est un élément majeur des roches (Tableau 2-1). Cependant, sa faible radioactivité en comparaison de son poids résulte en une contribution à la radioactivité totale du même ordre de grandeur que l'uranium et le thorium. Il se trouve à l'origine dans les feldspaths potassiques ou les micas. On le rencontre dans les évaporites mais aussi, et principalement, dans les argiles telles que l'illite, la montmorillonite et la glauconie où il réside dans les espaces interfeuilletés du réseau cristallin.

	Potassium	Thorium	Uranium
Abondance relative sur la terre	2,35 %	12 ppm	3 ppm
Activité gamma relative par unité de poids	1	1300	3600

Tableau 2-1 : Contribution relative à la radioactivité gamma des éléments radioactifs (d'après Adams et Weaver, 1958)

L'uranium 238 (^{238}U) et le thorium 232 (^{232}Th) représentent des éléments traces dans les roches sédimentaires. La comparaison avec le potassium montre que ces éléments ont des rayonnements Gamma de plus forte énergie, l'uranium étant de loin le plus actif. Ils sont fixés à la surface des argiles par adsorption et échange d'ions (Keys, 1990). Le ratio thorium-uranium peut notamment être utilisé pour préciser les processus de sédimentation et les

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

environnements de dépôts, le thorium étant plus abondant dans les argiles continentales (kaolinite) que marines (glauconie) (Adams et Weaver, 1958).

La dispersion générale de ces éléments peut amener toutes les roches sédimentaires à être naturellement radioactives, cependant les sédiments fins d'origine détritique riches en éléments argileux fixent plus facilement ces trois radio-isotopes que les roches carbonatées (Fig. 2-7) (Chapellier, 1987). La radioactivité naturelle constitue alors une méthode pratique pour identifier la lithologie des formations traversées (notamment la présence de bancs d'argiles) et effectuer des corrélations stratigraphiques.

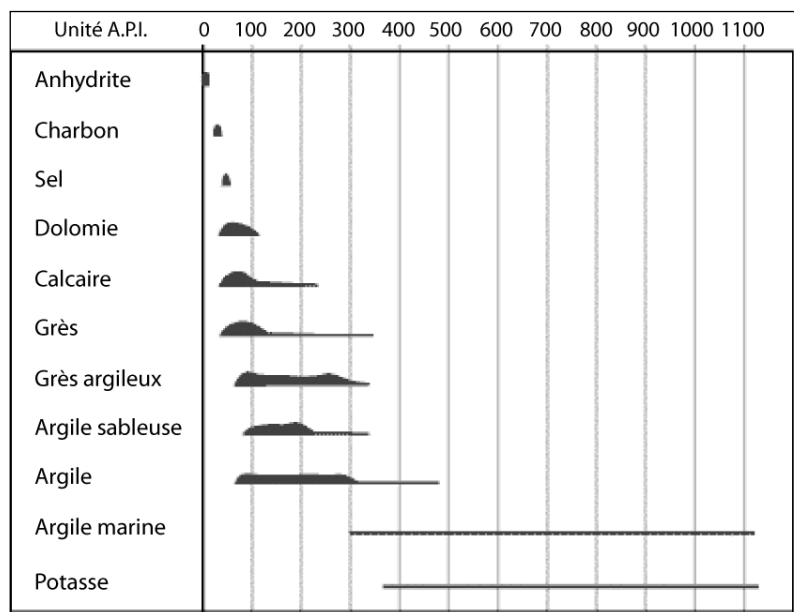


Fig. 2-7 : Gammes de radioactivité de certaines roches sédimentaires (Keys et MacCary, 1971)

La mesure du rayonnement Gamma s'effectue à l'aide d'un compteur à scintillation (Fig. 2-8). Ce dernier est constitué d'un cristal scintillant, ou détecteur, et d'un photomultiplicateur. Lorsque le rayon Gamma atteint le cristal, celui-ci émet un photon lumineux transformé par le photomultiplicateur en une impulsion électrique mesurable. Cette impulsion électrique est proportionnelle à l'énergie de la radiation Gamma venant frapper le cristal. La qualité de la mesure sera donc fonction du volume et de la forme du cristal ou encore de sa sensibilité à la température et à l'humidité (Serra et Serra, 2004).

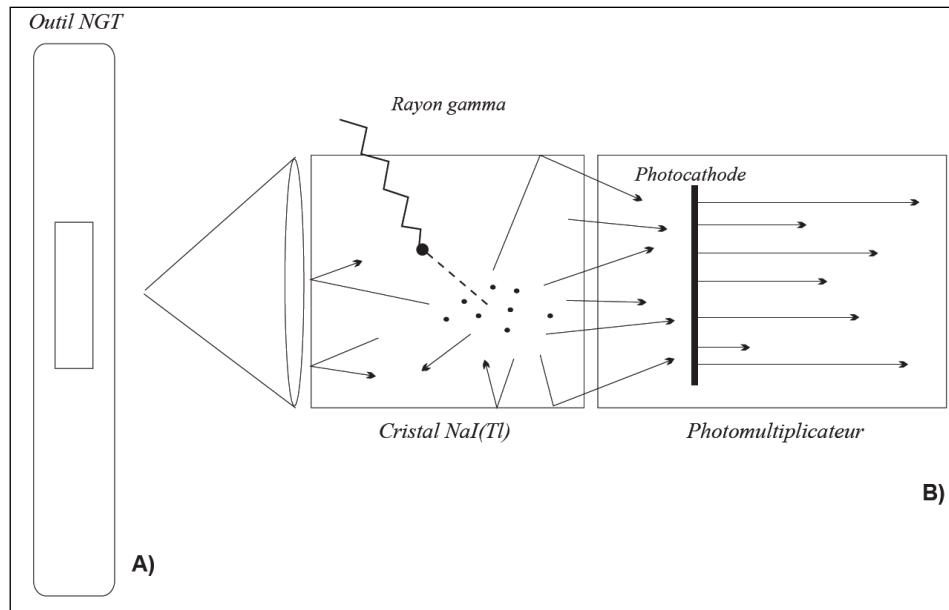


Fig. 2-8 : Principe de fonctionnement du compteur à scintillations (Rabaute, 1998)

A) Outil de mesure de radioactivité naturelle ; B) Détail du compteur à scintillations

L'unité employée, généralement en diagraphie pétrolière, est l'API (American Petroleum Institute) (Belknap, 1959). Il s'agit d'une unité normalisée qui permet une comparaison des réponses issues de différents outils calibrés de la même manière. Cependant, de nombreux appareils, développés pour la recherche en eau n'ont pas d'unités normalisées, celles-ci étant alors exprimées en coups par secondes (C.P.S) ou coups par minutes (C.P.M). Leur calibrage dépend alors des caractéristiques électroniques de l'outil, des spécificités du cristal utilisé mais également de la vitesse d'enregistrement et de la constante de temps. Cette dernière permet de prendre en compte la nature aléatoire du phénomène de radioactivité, le nombre de photons Gamma émis durant une courte période étant impossible à prédire. L'enregistrement s'effectue alors durant une certaine période, appelée constante de temps, au cours de laquelle une moyenne des impulsions est effectuée. L'absence de connaissance de ces données empêche ainsi de comparer les valeurs absolues fournies par des outils différents.

Le volume investigué par une sonde de diagraphie Gamma dépend grandement de facteurs inhérents à la sonde utilisée (la taille du cristal, la vitesse d'enregistrement), au diamètre du forage et à son type d'équipement (type de tubage et cimentation), à la densité de la roche, ou encore au fluide présent dans le forage. D'après Keys et MacCary (1971), 90 % du rayon investigué correspond à la formation située entre 15 cm et 30 cm autour de la sonde.

2.2.1.2 Résistivité normale

La résistivité électrique d'un milieu est la propriété physique qui traduit la capacité de ce milieu à laisser passer le courant électrique.

Elle est définie par la relation :

$$R = \frac{r A}{L} \quad \text{Éq. 2-1}$$

Où R est la résistivité (ohm.m) ;

r est la résistance de la formation (ohm) ;

A est la section normale à la circulation du courant (m²) ;

L : longueur entre deux électrodes (m).

Le passage d'un courant au travers d'une formation se fait soit par déplacement d'électrons de la matière solide (on parle de conductivité électronique ou métallique), soit il est transporté par les ions contenus dans l'eau de la formation. Ainsi, la résistivité électrique des roches dépend des conductivités électriques combinées de la matrice (ou formation) et du fluide interstitiel. Pour ce dernier cas, correspondant à la conductivité électrolytique, il s'agit du mode de transport principal du courant. En présence de matériaux fins, de type argile, on doit tenir compte d'une conductivité supplémentaire introduite au système appelée conductivité surfacique (Van Olphen et Waxman, 1958; Kwader, 1985). Celle-ci est due à la présence d'une double couche ionique à l'interface argile-fluide (cf. Chapitre 3). Les feuillets d'argile, chargés négativement, attirent à leur surface des cations présents dans le fluide. Le déplacement de ces cations échangeables détermine la capacité d'échange cationique de l'argile (CEC). Cette migration ionique correspond à la conductivité surfacique. Ainsi, les milieux contenant de l'argile présentent une conductivité due aux effets simultanés du déplacement des ions dans le fluide interstitiel et du déplacement des cations à la surface des feuillets.

Le dispositif de mesure diagraphique repose ainsi sur une source émettrice de courant électrique et sur un ou plusieurs récepteurs situés à une distance connue de cette source (Fig. 2-9).

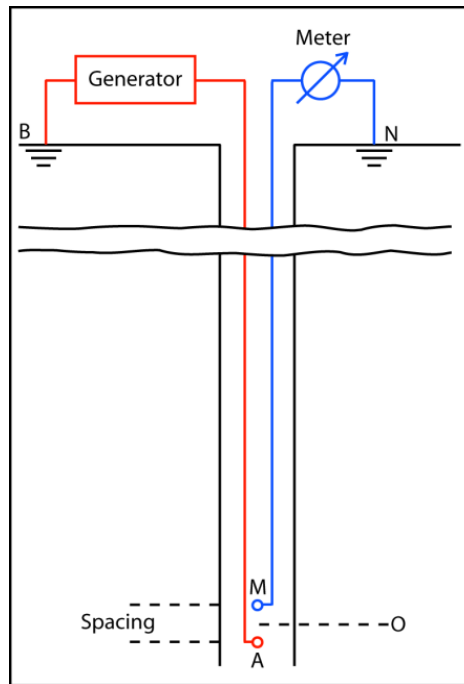
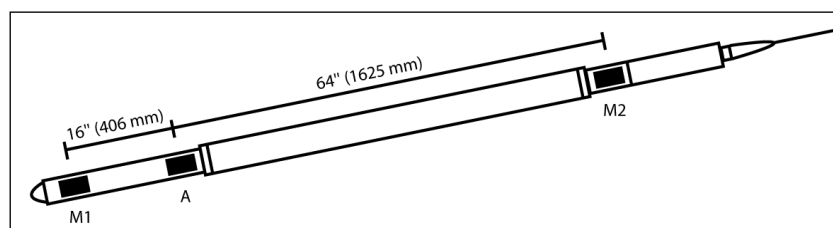


Fig. 2-9: Dispositif de mesure de résistivité (Schlumberger, 1989)

Le récepteur enregistre alors la réaction de la formation à l'injection du signal électrique. En théorie, si le milieu était homogène, isotrope et infini, la mesure correspondrait à la résistivité « vraie » du milieu. Dans la pratique, en plus des perturbations générées par le trou de sonde, le courant transite au travers de couches d'épaisseurs et de résistivités différentes. La mesure obtenue correspond alors à une résistivité apparente (Serra et Serra, 2004). En outre, lors de la création du puits, la formation subit en partie l'invasion par la boue de forage. Cette zone envahie présente alors une résistivité différente de la zone dite vierge, non envahie. Afin d'apprécier les résistivités de ces différentes zones, plusieurs espacements entre les électrodes émettrices et réceptrices sont utilisés. Les plus communs correspondent à une distance de 16 pouces (petite-normale) et 64 pouces (grande-normale) (Fig. 2-10). Ces espacements permettent ainsi d'investiguer différents volumes de formation, ceux-ci correspondent alors à une sphère dont le diamètre est approximativement égal à deux fois la distance entre les électrodes (Keys, 1990)



**Fig. 2-10: Schéma synthétique de la sonde de mesure de résistivité
A est l'électrode d'injection ; M1 et M2 sont les électrodes de mesure**

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

Les roches sédimentaires présentent des contrastes de résistivité (Fig. 2-11) en fonction des minéraux qui les composent, de la porosité, de la connectivité des pores ou encore de la salinité des fluides remplissant l'espace poreux (Zhdanov et Keller, 1994). Cette propriété physique variant grandement d'une formation à une autre constitue un atout majeur pour la reconnaissance des roches. Les argiles présentent généralement des résistivités faibles en comparaison des roches calcaires et gréseuses. Ainsi, les formations aquifères sont généralement résistantes.

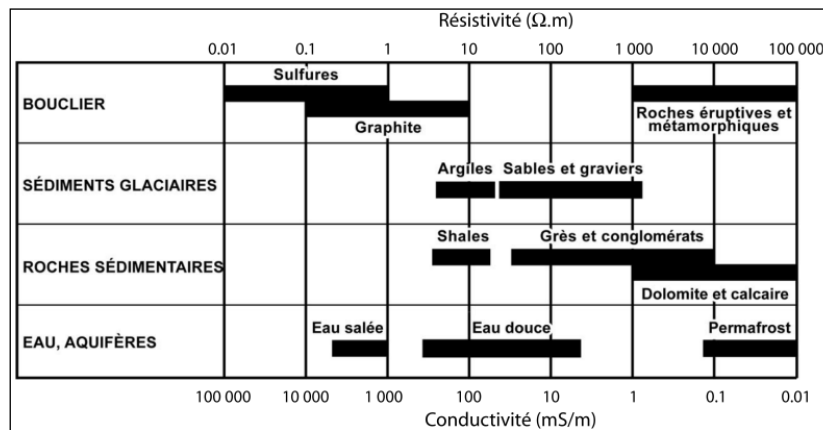


Fig. 2-11: Gamme de résistivités de matériaux géologiques (d'après Marescot, 2006)

2.2.1.3 Diagraphie de production

Les diagraphies de production concernent la mesure du flux et/ou du débit au sein de la colonne captante d'un ouvrage d'exploitation. La mesure de la vitesse de circulation de l'eau permet, en l'absence de sollicitations, d'apprécier les échanges au sein du forage et de localiser les niveaux productifs. À pompage constant, la diagraphie de débit permet d'apprécier l'importance de ces niveaux et de quantifier leur contribution à l'alimentation de l'ouvrage (Pouchan, 1963).

Deux types de diagraphies de flux sont communément utilisés. Elles s'appuient soit sur des appareils mécaniques tels que les fluxmètres à hélice ou à turbine, permettant d'estimer les vitesses de flux, soit sur des sondes à capteurs thermiques (ou heat-pulse) qui détectent la vitesse et le sens de déplacement d'un pulse de chaleur, et ce même à faibles débits. (Williams et Peck, 2007)

2.2.2 Traitement des données

2.2.2.1 Élaboration d'une base de données

Les données diagraphiques proviennent pour partie de nos propres mesures. Dans le cadre du projet OPURES, l'acquisition de matériel de diagraphie a permis de réaliser 72 diagraphies, essentiellement dans le but de compléter les données manquantes sur certains puits mais également de confirmer des mesures parfois anciennes. L'unité d'acquisition comprend ainsi une sonde de diagraphies électriques et de radioactivité naturelle, une sonde de qualité de l'eau (Température, conductivité, pH ...) et des sondes de prélèvement (eau et gaz). Un descriptif des caractéristiques de chaque sonde est donnée en annexe A.

Les autres données diagraphiques ont été collectées auprès des différents partenaires du projet. Il s'agit, en majorité, de mesures de contrôle réalisées dans le cadre de diagnostics des puits d'alimentation en eau potable.

Au total, 114 ouvrages disposent d'au moins une donnée de diagraphie (Fig. 2-12). Afin de constituer une base de données pratique en vue de leur réinterprétation, l'ensemble a été répertorié sous le logiciel Kingdom Suite 8.2 de Seismic Micro-Technology (SMT) principalement utilisé en analyses et interprétations géologiques, géophysiques et sismiques. La répartition générale et la profondeur atteinte par les mesures sont dictées par la structure du sous-sol. Ainsi, au nord de la faille de Bordeaux et à l'est du domaine, la remontée générale des formations induit une forte concentration des ouvrages d'exploitation de l'Eocène en bordure de Garonne tandis qu'à l'ouest, la majorité des ouvrages n'atteint que les formations oligocènes. Les puits rajoutés ne font pas partie des ouvrages d'exploitation AEP de Lyonnaise des Eaux – Bordeaux mais ils disposent de mesures diagraphiques récupérées auprès des partenaires et intégrées à l'étude.

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards



Fig. 2-12. Cartographie des points de la base de données diagraphiques

- **Les données de radioactivité naturelle**

Sur le domaine d'étude, 102 diagraphies de radioactivité naturelle ont été rassemblées (Fig 2-13). Elles se répartissent sur 51 forages éocènes, 50 forages oligocènes et 1 forage miocène.

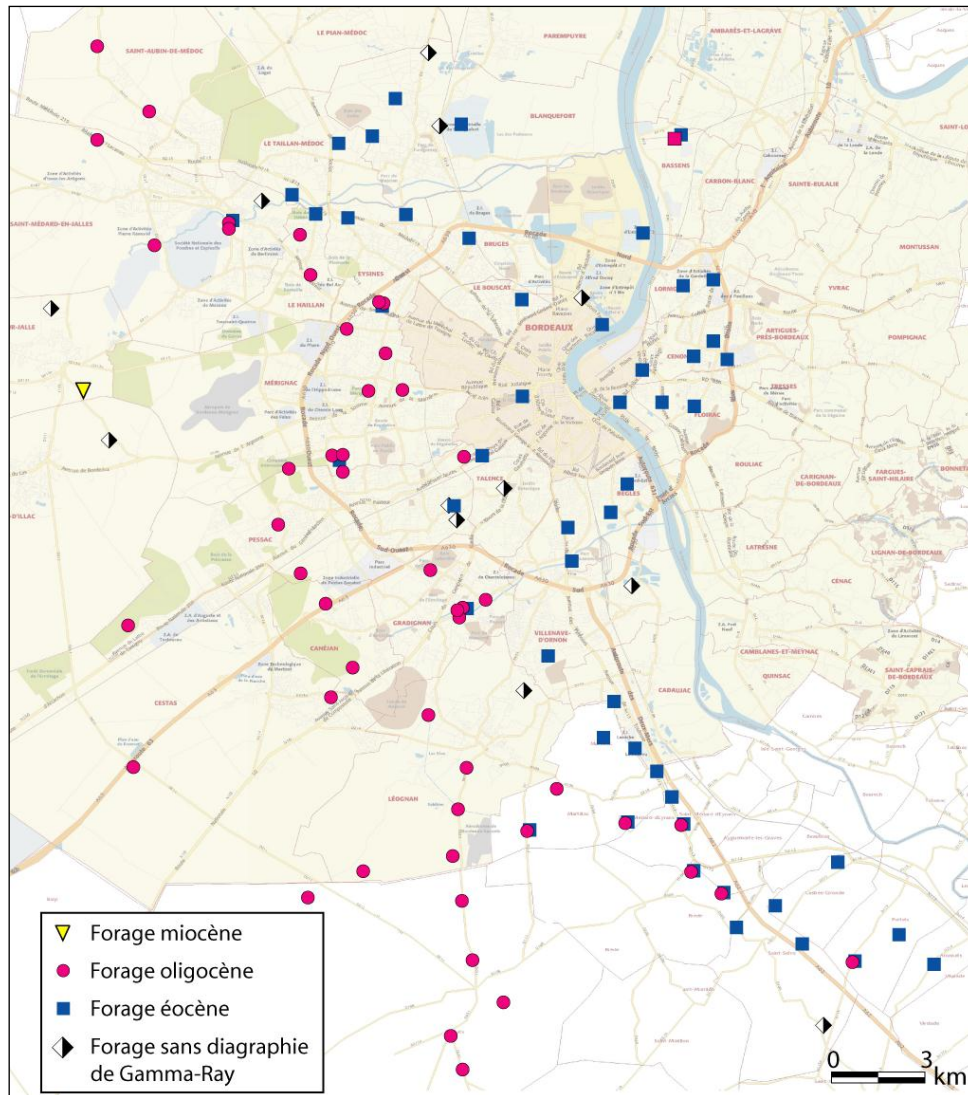


Fig. 2-13: Localisation des points de mesure de radioactivité naturelle

Les mesures de radioactivité ont été réalisées par divers opérateurs au cours de ces 20 dernières années. Ainsi, les sondes utilisées diffèrent de par leurs caractéristiques propres (efficacité et longueur du compteur à scintillation, vitesse d'enregistrement et constante de temps utilisées). Celles-ci jouent un rôle prépondérant dans la qualité du signal détecté. À ces facteurs instrumentaux s'ajoutent ceux liés aux conditions de mesure (épaisseur et nature du tubage, position de la sonde dans le puits, diamètre du puits auquel il faut ajouter une épaisseur de cimentation ou de massif de graviers) et ceux dépendants de la formation

détectée (radioactivité des roches, leur puissance ou encore leur densité). Ainsi, le spectre de radioactivité naturelle, bien que proportionnel à l'activité des roches, ne les caractérise pas directement, car il est déformé par ces facteurs (Alpha, 1981 ; Lehman, 2010). Les signaux de radioactivité naturelle montrent alors des amplitudes inégales, compliquant leur interprétation. La normalisation des réponses Gamma a donc été nécessaire afin d'éliminer les différences de calibration des sondes entre les puits. Elle s'appuie sur la formule de Miller *et al.* (2000) inspirée du calcul d'argilosité des formations (Boyer et Mari, 1994) :

$$SCGR = \frac{(GR - Min)}{(Max - Min)} \times 100 \quad \text{Éq. 2-2}$$

Où $SCGR$ est le pourcentage de radiation gamma normalisé ;

GR est la valeur de radioactivité originale ;

Max est la valeur de la ligne de base de radiation gamma maximale ;

Min est la valeur de la ligne de base de radiation gamma minimale.

Les valeurs Max et Min sont obtenues en affectant deux lignes de base à l'enregistrement des Gamma bruts lesquels, représentés sur une même échelle, présentent des amplitudes différentes (Fig. 2-14). La ligne de base minimum est définie de façon à éliminer le « bruit de fond » des enregistrements. Les valeurs de radioactivité inférieures à cette ligne sont affectées de la valeur 0. La ligne de base maximum est en principe arrêtée en face d'un banc d'argile pure. Cependant, la présence de tubage(s) atténue les valeurs de radioactivité, celles-ci pouvant alors être inférieures à celles situées au droit des calcaires crépinés ou laissés en trou nu. La ligne de base maximum est alors choisie de manière à supprimer les pics de très haute radioactivité. Le processus de normalisation permet, in fine, de représenter les signaux de Gamma-ray avec des amplitudes similaires favorisant ainsi une corrélation entre les puits.

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

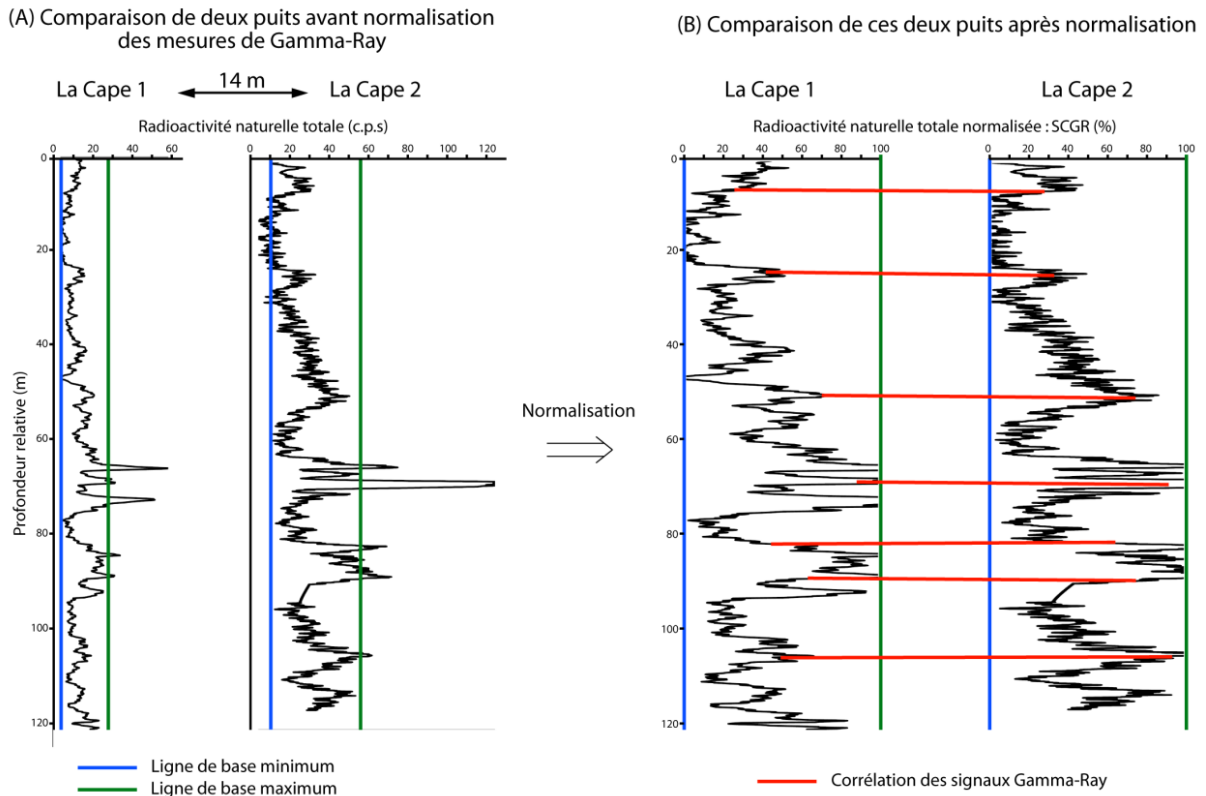


Fig. 2-14: Normalisation des diagraphies Gamma-Ray

Cependant, l'utilisation de cette méthode ne permet pas de s'affranchir de l'influence de la complétion du puits. Elle impose donc de travailler en relatif plutôt qu'en valeur absolue tout en s'appuyant sur les données géologiques disponibles au forage ainsi que les coupes techniques. Malgré ces inconvénients, la diagraphie nucléaire reste la seule technique dont nous disposons qui renseigne sur la géologie des formations traversées et ce en présence de tubage. Elle constitue ainsi une méthode pratique de corrélation lithologique.

- **Les données de résistivité normale**

Les 51 mesures de résistivité ont été récupérées auprès de Lyonnaise des Eaux et du BRGM. Elles ont généralement été effectuées par la société Schlumberger et concernent en grande partie les ouvrages éocènes (Fig. 2-15). La mesure de résistivité nécessitant l'absence de tubage, les diagraphies ont été réalisées avant la complétion totale du puits pour l'exploitation de l'aquifère éocène. Le forage était alors laissé en trou nu depuis la base de l'aquifère oligocène jusqu'à celui de l'Eocène moyen (formation des Sables inférieurs du Bordelais). Certaines mesures ont également été effectuées dans le cadre de forages de reconnaissance profonds. Ceci est notamment le cas de 4 forages situés au sud de la zone, à l'approche de la structure de Villagrains-Landiras. Par ailleurs, les propriétés résistives des formations de

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

l'Oligocène jusqu'au Plio-quaternaire ont été très peu approchées par ces diagraphies. Les quelques mesures disponibles sont soit issues de rapports de diagnostics d'ouvrages d'exploitation soit de nos propres mesures et de ce fait ne concernent que la partie captée de l'aquifère, limitant ainsi leur utilisation à plus grande échelle.

L'utilisation quantitative de ces diagraphies demande une correction des mesures en fonction de l'épaisseur des couches, de la résistivité du fluide dans le forage, dépendante notamment de sa quantité et de sa température, du diamètre de puits ou encore de l'espacement entre les électrodes afin d'obtenir la résistivité vraie (Desbrandes, 1982 ; Jorgensen, 1991). En l'absence de ces corrections, certains de ces paramètres restant difficiles à estimer, seule une interprétation qualitative a pu être effectuée.

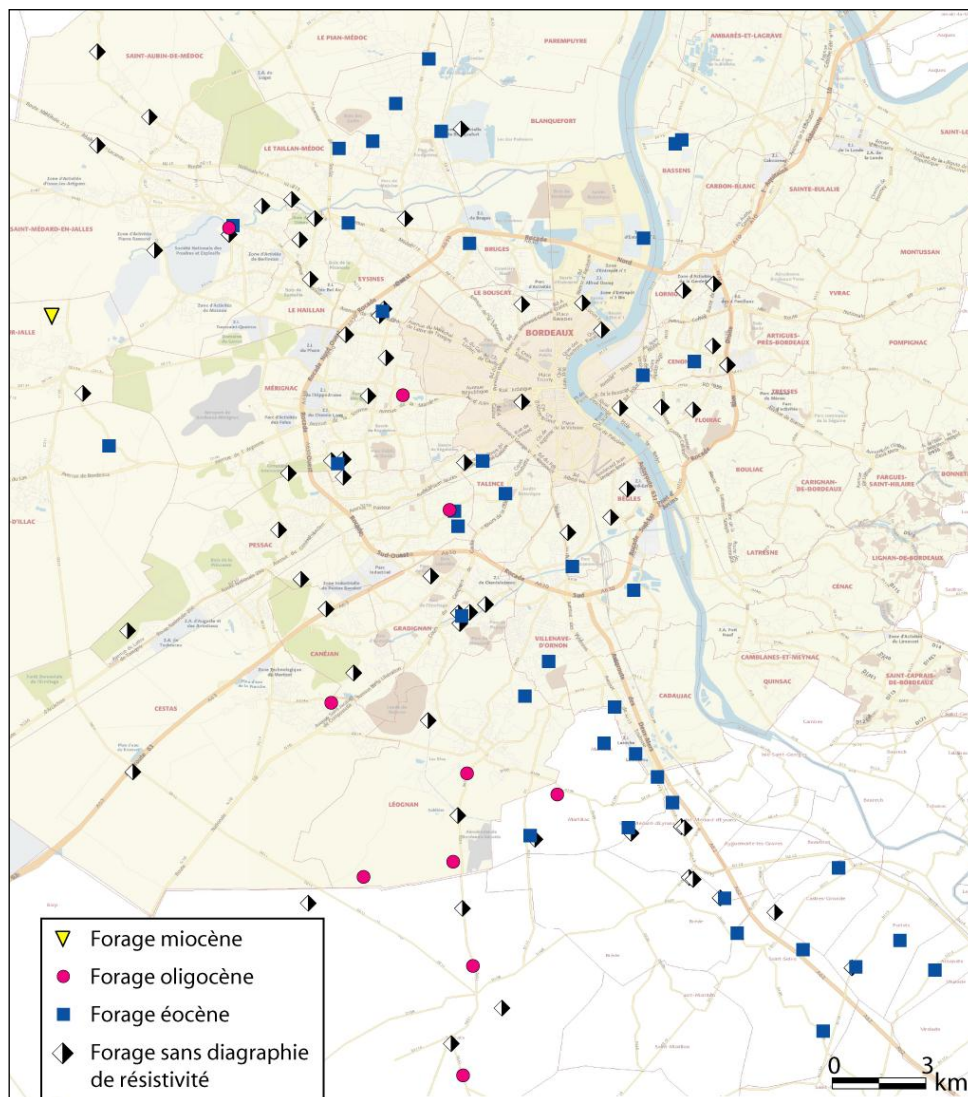


Fig. 2-15: Localisation des points de mesure de résistivité

• Les données de débitmétrie

89 forages disposant d'une mesure du débit avec et/ou sans pompage ont été répertoriés (Fig. 2-16). Ces diagraphies ont été utilisées afin de préciser les arrivées d'eau et ainsi de contraindre les limites de faciès productif/non productif correspondant aux aquifères/aquitards. De plus, des indications de flux verticaux dans les forages captant plusieurs aquifères permettent de confirmer les discriminations obtenues lors de la réinterprétation des données de radioactivité et de résistivité.

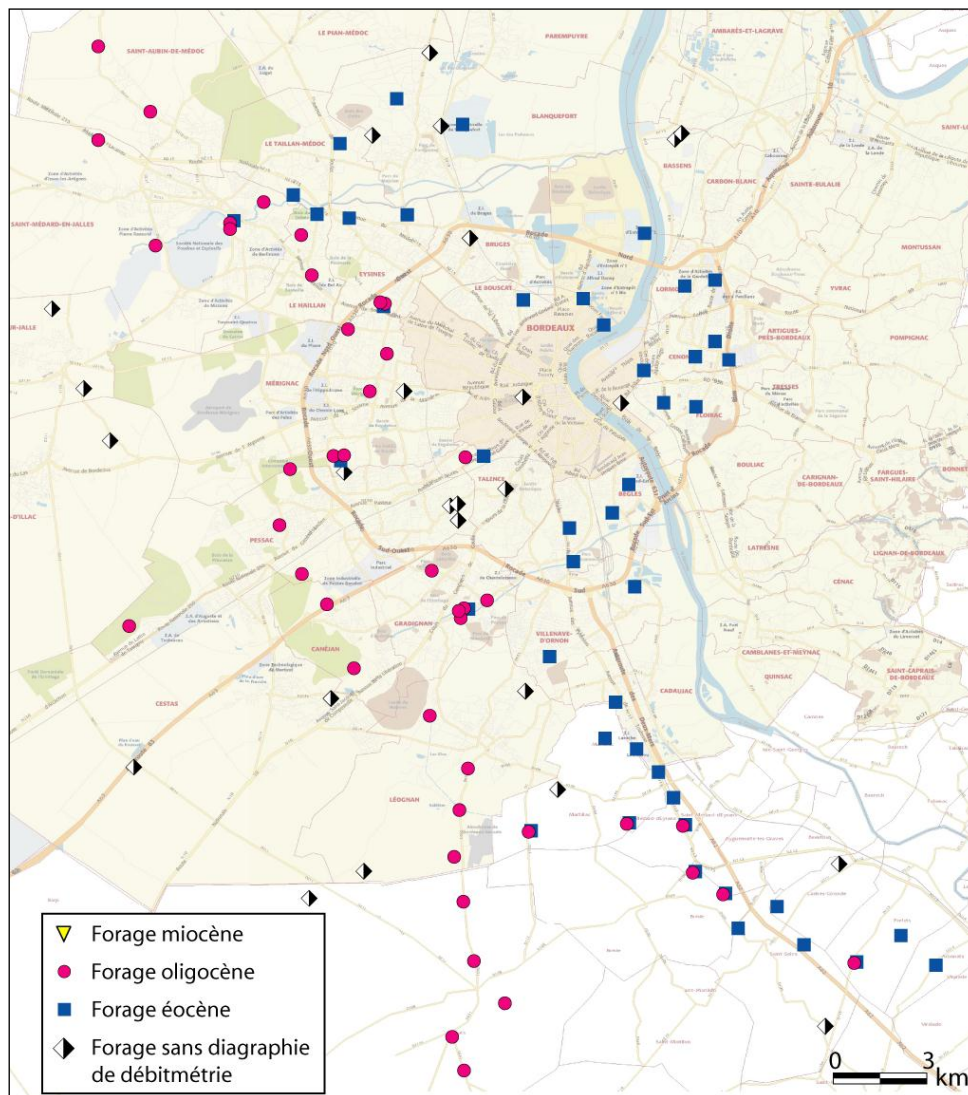


Fig. 2-16 : Localisation des points de mesure de débitmétrie

L'utilisation des données diagraphiques étant qualitative, leur interprétation a parfois été associée aux informations géologiques disponibles, lesquelles trouvent diverses origines. Il peut s'agir dans un premier temps de coupes établies directement par le foreur au moment de la remontée des cuttings. La majorité de ces coupes a par la suite fait l'objet de réinterprétations lithologiques et stratigraphiques plus précises mais déjà anciennes, notamment par l'Institut de Géologie du Bassin Aquitain (IGBA) et le BRGM. Ponctuellement, certaines coupes ont été interprétées sur la base de données diagraphiques, généralement par des bureaux d'études. Chaque forage dispose ainsi d'une ou plusieurs descriptions lithostratigraphiques de plus ou moins bonne qualité.

La diversité des informations géologiques disponibles s'exprime également dans la dénomination des faciès employée, celle-ci variant suivant les sources. Il est donc apparu nécessaire d'établir une géologie d'ensemble la plus cohérente possible. Cette étape passe d'abord par la maîtrise des sources. Ainsi, ont été privilégiées les descriptions effectuées par l'IGBA. Certaines de ces descriptions sont disponibles à Lyonnaise des Eaux-Bordeaux, d'autres ont été publiées dans le Bulletin de l'IGBA au travers de l'étude géologique du Tertiaire de la région de Bordeaux (Alvinerie *et al.*, 1970, 1971). En vue d'une interprétation hydrogéologique de la structure verticale du sous-sol, une simplification de la classification des faciès a été ensuite effectuée (Fisher *et al.*, 1998). Celle-ci s'articule autour de 3 faciès principaux que sont le calcaire, le sable et l'argile. Ce choix s'est établi sur la base des différentes formations reconnues dans la région bordelaise et développées au début de ce chapitre.

2.2.2.2 Notion de Faciès diagraphiques

La réinterprétation de la géologie à partir de mesures géophysiques de puits repose sur la notion de faciès diagraphiques (Sigal, 1982 ; A.S.F., 1989 ; Muldoon *et al.*, 2001). Celle-ci synthétise l'ensemble des réponses diagraphiques qui permettent de caractériser un banc ou une formation. Il s'agit ainsi de zones, appelées également zones d'électrofaciès, de réponses diagraphiques globalement identiques présentant entre elles des contrastes généraux : c'est la « signature diagraphique du sédiment » (Nida, 1993). Plusieurs paramètres interviennent dans la définition du faciès diagraphique (ENSPM, 1986). Ce sont la composition, minéralogique ou lithologique, de la formation ou du banc, la texture (granulométrie, distribution de la matrice et du ciment...) et la structure (litage, épaisseur...) qui contrôlent pour partie la porosité et la perméabilité ainsi que la morphologie des réponses diagraphiques. Dans le cadre

de cette étude, les faciès sont définis de façon à caractériser l'agencement vertical complexe des formations réservoirs et des aquitards du secteur. Il s'agit ainsi de distinguer au sein de chaque forage les formations aquifères, dont la théorie veut qu'elles correspondent à des horizons faiblement radioactifs mais fortement résistants et productifs, des aquitards, qui par leur forte argilosité montrent des réponses de radioactivité et de résistivité opposées à celles des aquifères.

L'identification de ces faciès consiste alors à sélectionner les puits présentant les meilleures corrélations entre la lithostratigraphie décrite et les fluctuations des mesures diagraphiques. Ces corrélations s'effectuent sur la base des marqueurs diagraphiques les plus pertinents pour spécifier la présence de niveaux géologiques précis. Les quelques puits retenus sont alors considérés comme représentatifs des réponses diagraphiques à l'échelle du domaine d'étude. Ils serviront, par corrélation, de points d'appui à l'interprétation des forages où les mesures diagraphiques sont plus incertaines. Cette méthode permet ainsi de rapidement disposer d'une identification de l'agencement vertical des formations.

2.2.2.3 Identification des faciès diagraphiques

De la base du multicouche tertiaire bordelais au sommet, les faciès diagraphiques reconnus s'organisent de la manière suivante.

L'aquifère éocène moyen, regroupant les faciès calcaires lutétiens de la formation de Blaye et les niveaux sableux yprésiens-lutétiens des Sables Inférieurs du Bordelais, montre dans son ensemble une radioactivité faible et une résistivité forte, cohérentes avec la nature lithologique des sédiments qui le compose. Toutefois, le schéma diagraphique attendu pour cet aquifère, considéré comme continu, est différent de celui observé sur les données diagraphiques des forages (Fig. 2-17). Les deux niveaux (Calcaire de Blaye et Sables Inférieurs du Bordelais) sont en réalité séparés par un horizon argilo-sableux qui se traduit par une radioactivité et une conductivité très élevées. Les diagraphies de débit confirment également la distinction possible entre les deux formations. Elles montrent, en pompage, des arrivées d'eau réparties entre un niveau profond sableux qui, lorsqu'il est bien développé et peu argileux représente l'horizon le plus productif de l'ensemble éocène, et le niveau sus-jacent des calcaires lutétiens pour lequel les arrivées d'eau sont localement réparties sur toute son épaisseur. On peut noter que la base des calcaires lutétiens, représentée généralement par des niveaux plus gréseux, est souvent la plus productive en comparaison du reste de cette

formation. L'horizon argileux est quant à lui non productif. Les 11 mesures de flux effectuées hors pompage sur des forages captant les deux formations révèlent la présence de flux ascendants naturels, parfois importants, entre les deux horizons de l'Eocène moyen. La réinterprétation hydrogéologique de chaque forage sur la base des diagraphies géophysiques pourra donc être contrainte par celles des flux en pompage et hors pompage. La distinction observée entre un aquifère inférieur, représenté par la formation des Sables Inférieurs, et un aquifère supérieur, correspondant au Calcaire de Blaye, séparés par un horizon fortement argileux sera conservée par la suite.

Afin de bien différencier ces deux sous-réservoirs de l'Eocène moyen dans cette étude, on nommera « **Aquifère éocène moyen basal** », le réservoir correspondant à la formation des Sables Inférieurs du Bordelais et « **Aquifère éocène moyen** » celui du Calcaire de Blaye.

Au toit de l'Eocène moyen, la présence d'une éponte est révélée essentiellement par une chute de la résistivité au droit de ces faciès argilo-marneux. La radioactivité naturelle associée est quant à elle élevée. Cependant, la réponse de Gamma-Ray est fortement marquée par la présence d'un ou plusieurs tubages, atténuant ainsi son amplitude.

L'aquifère éocène supérieur correspond à la formation du Calcaire de Saint-Estèphe dont la présence se révèle, tout comme son mur imperméable, davantage sur les mesures de résistivité que sur celles de radioactivité. Le réservoir présente ici une augmentation de résistivité. Sa composante argileuse plus importante que pour les autres aquifères éocènes se traduit par une radioactivité plus forte, mais qui reste inférieure à l'éponte sous-jacente. Un seul forage capte cet aquifère, qui présente par ailleurs une production très faible. La détection de cet aquifère reposera donc essentiellement sur les mesures électriques.

Le puissant recouvrement imperméable du multicouche éocène composé des Argiles à *palaeotherium* puis des Molasses du Fronsadais s'exprime, malgré la présence de tubage, par des valeurs élevées de radioactivité et de conductivité. Localement, des fluctuations du signal, principalement électrique, démontrent l'existence de niveaux plus résistants. Ils traduisent ainsi le caractère hétérogène de cette formation constituée d'assises argileuses à passées sableuses et calcaires.

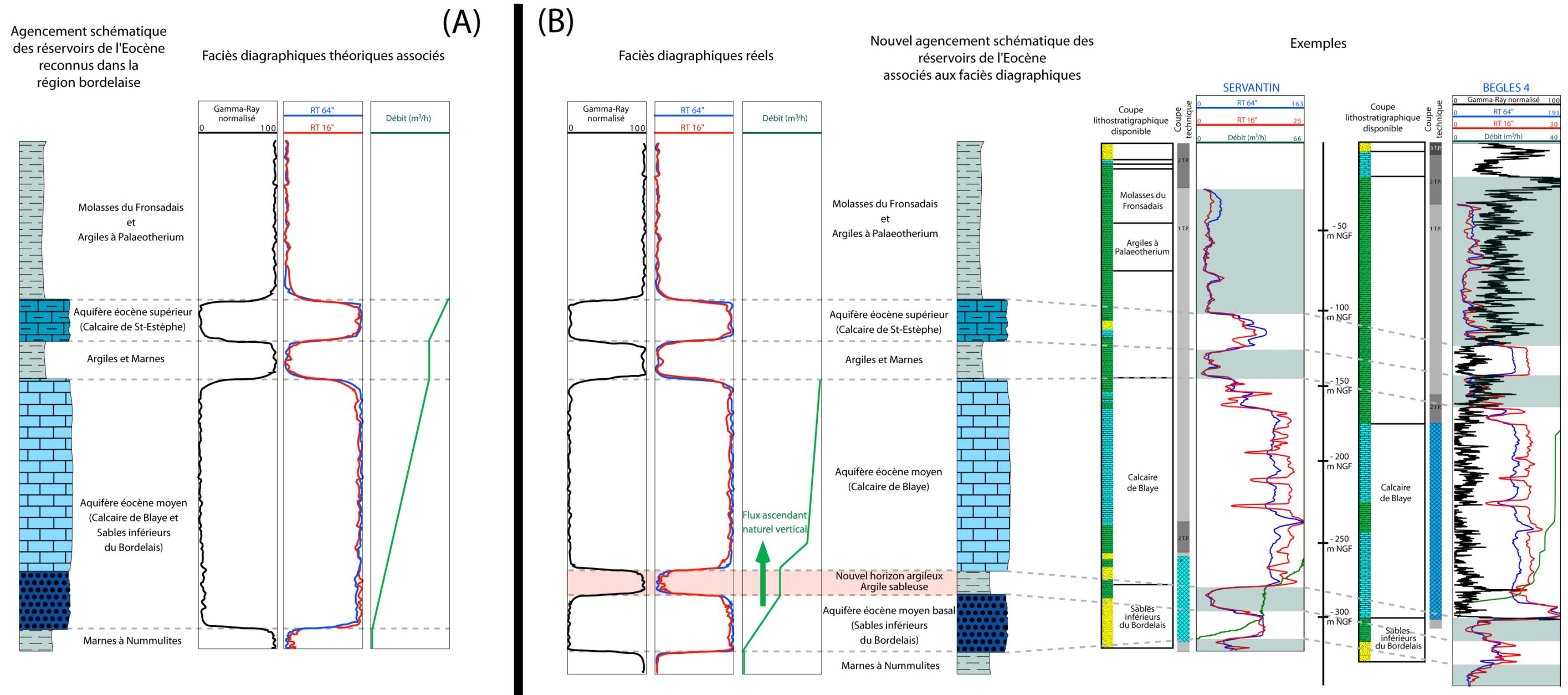


Fig. 2-17 : Faciès diagraphiques de l'Eocène

(A) Réponses diagraphiques théoriques attendues pour les faciès reconnus dans la région bordelaise ; (B) Réponses diagraphiques réellement observées et faciès associés

Sur cet imperméable repose l'aquifère oligocène du Calcaire à Astéries. Les quelques mesures électriques disponibles révèlent un ensemble plutôt résistant (Fig. 2-18). Dans cette formation globalement radioactive, s'individualise par endroits un ou plusieurs pics de plus forte radioactivité, traduisant en première approche le caractère parfois marneux de la formation calcaire. Des diagraphies de débit sont également disponibles mais se limitent à l'aquifère capté et ne peuvent donc rendre compte d'échanges entre les différentes nappes.

L'éponte chattienne, correspondant aux Marnes de Ste-Christine, montre une radioactivité généralement faible due en grande partie à la présence d'un ou plusieurs tubages qui atténue la détection des rayons Gamma. Sa définition est facilitée sur les quelques forages où la mesure de résistivité est présente.

L'aquifère miocène constitué principalement par des faluns est, de la même manière que l'éponte sous-jacente, visible au travers du tubage. Les diagraphies Gamma montrent donc une radioactivité plutôt faible qui contraste très peu avec l'éponte chattienne.

À proximité de la surface, les formations plio-quadernaires sont dans leur ensemble peu radioactives. La présence de tubages parfois nombreux mis en place au cours de la complétion des puits affecte fortement le signal de radioactivité. Les diagraphies nucléaires permettent cependant d'individualiser à la base de la formation un niveau plus radioactif décrit comme une argile ocre-rouille à sables et graviers (Alvinerie, 1970). Cet horizon n'était jusqu'alors pas reconnu dans le schéma d'agencement vertical des réservoirs. La présence de cet imperméable à l'interface entre les aquifères plio-quadernaire et miocène sera donc prise en considération.

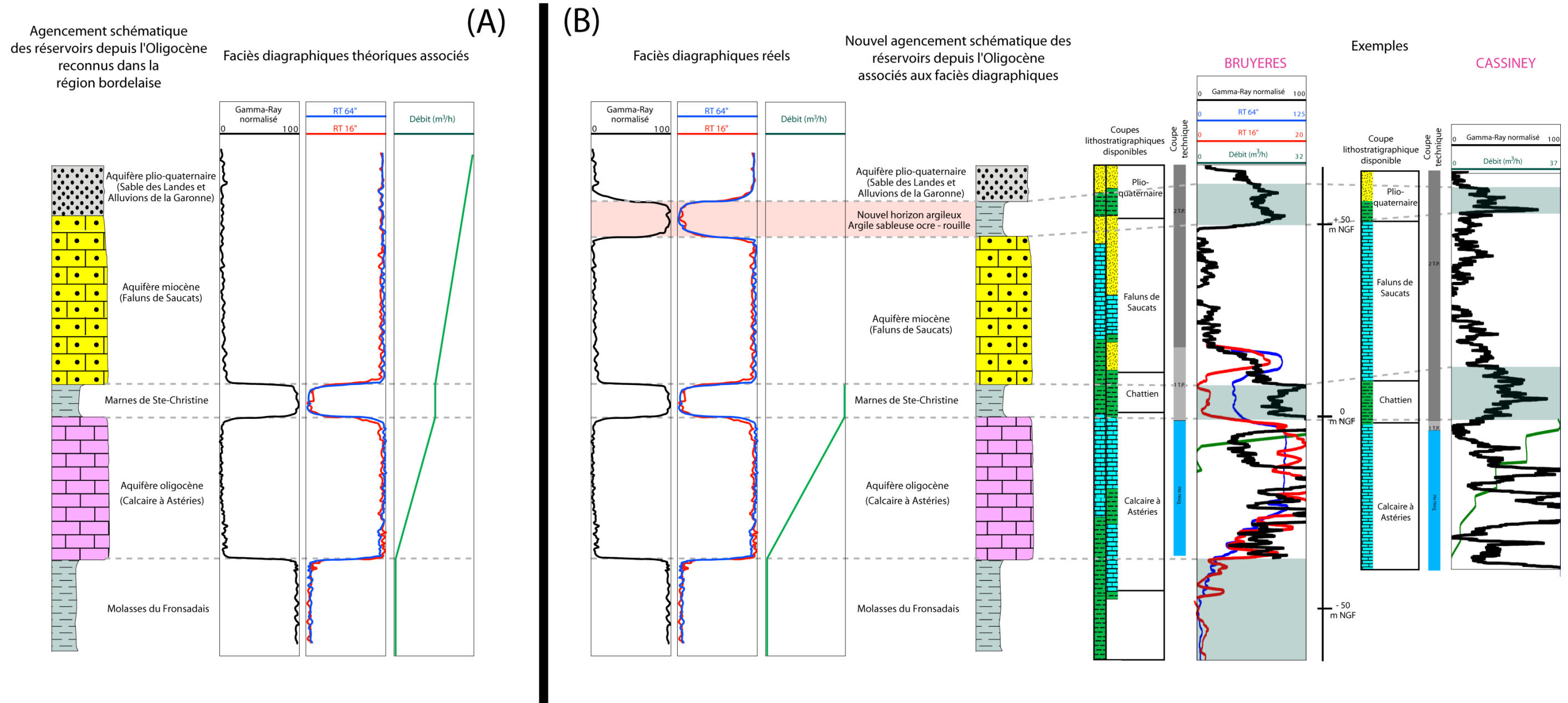


Fig. 2-18 : Faciès diagraphiques depuis l'Oligocène au Plio-quaternaire

(A) Réponses diagraphiques théoriques attendues pour les faciès reconnus dans la région bordelaise ; (B) Réponses diagraphiques réellement observées et faciès associés

2.2.3 Réinterprétation : singularités et spécificités

Sur la base des faciès diagraphiques identifiés, un repositionnement vertical des aquifères et aquitards a été entrepris pour chaque forage. Cependant, la qualité des signaux diagraphiques de ces forages diffèrent plus ou moins des réponses diagraphiques théoriques. Ceci est en partie dû à la variabilité des conditions de mesure rencontrées sur la zone d'étude (caractéristiques des sondes et effets du puits). Nous présentons ici quelques singularités rencontrées au cours de la réinterprétation.

La réinterprétation des formations éocènes s'est effectuée à partir de deux marqueurs principaux. D'un côté, la présence d'une couche d'argiles sableuses qui sépare les aquifères éocène moyen et éocène moyen basal, et de l'autre celle d'une argile généralement plus calcaire différenciant l'aquifère éocène moyen de l'aquifère éocène supérieur.

Dans le premier cas, l'observation de cet imperméable par les trois diagraphies est relativement aisée sur l'ensemble des 45 forages atteignant les Sables inférieurs du Bordelais. Les difficultés de reconnaissance de cette formation sur la zone d'étude sont principalement dues à la mauvaise répartition spatiale des forages. Ceux-ci se concentrent à l'est et au nord de la faille de Bordeaux : les forages les plus à l'ouest (Boulac, Gajac, LaForet ou encore Jacob) (cf. Fig. 2-12) s'arrêtant à la base de l'aquifère éocène moyen.

L'éponte éocène moyen - éocène supérieur est essentiellement définie à partir des mesures de résistivité qui présentent une chute relativement bien marquée. La composition argileuse et marneuse de cette éponte rend son identification à partir des données de radioactivité plus délicate à appréhender. Cette difficulté se traduit dans les signaux de diagraphies par des différences de radioactivité naturelle peu marquées, celles-ci étant largement influencées par la présence de tubage, et peut selon les cas présenter de très faibles corrélations avec la diagraphie de résistivité. Sur le forage de Guigeot (Fig. 2-19), par exemple, on observe ainsi l'influence d'un second tubage qui vient fortement influencer l'amplitude du signal de radioactivité naturelle. La réinterprétation de ces forages s'est donc appuyée sur la corrélation puits-à-puits des diagraphies.

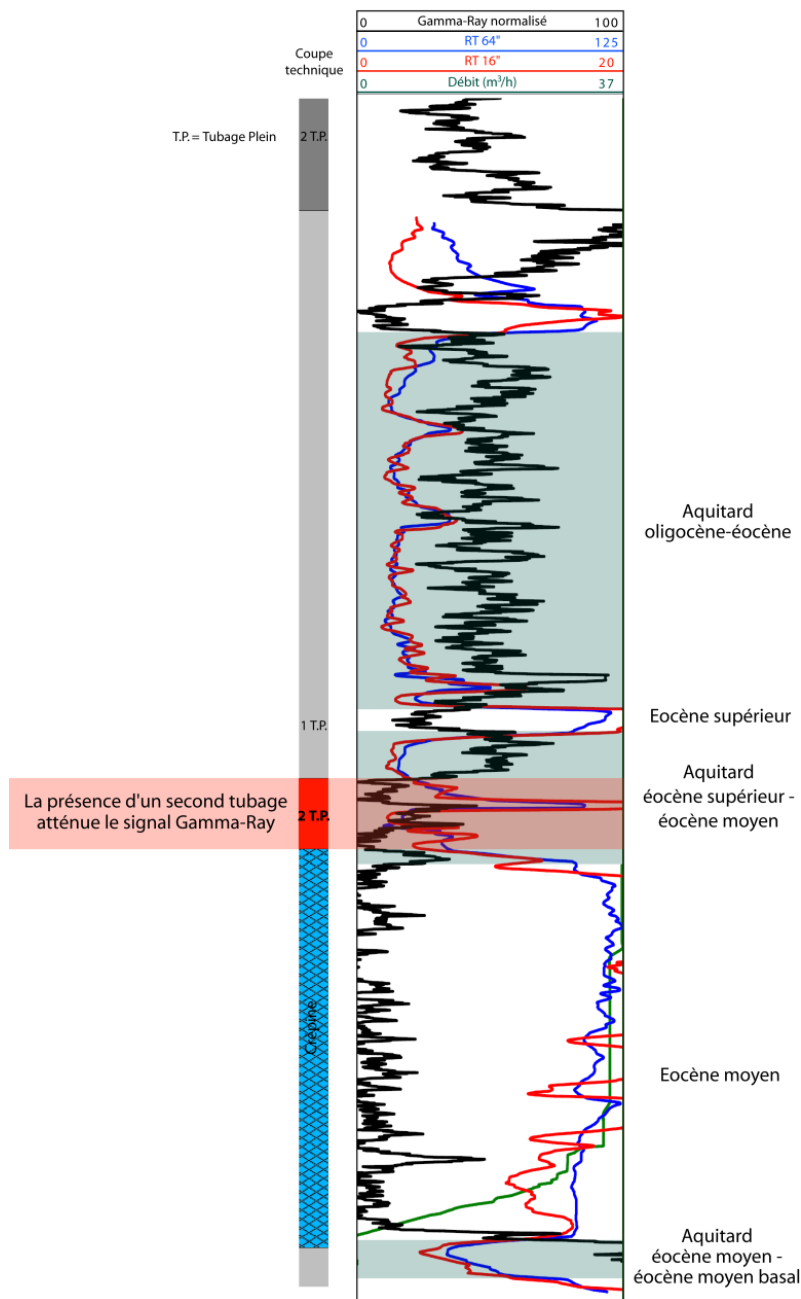


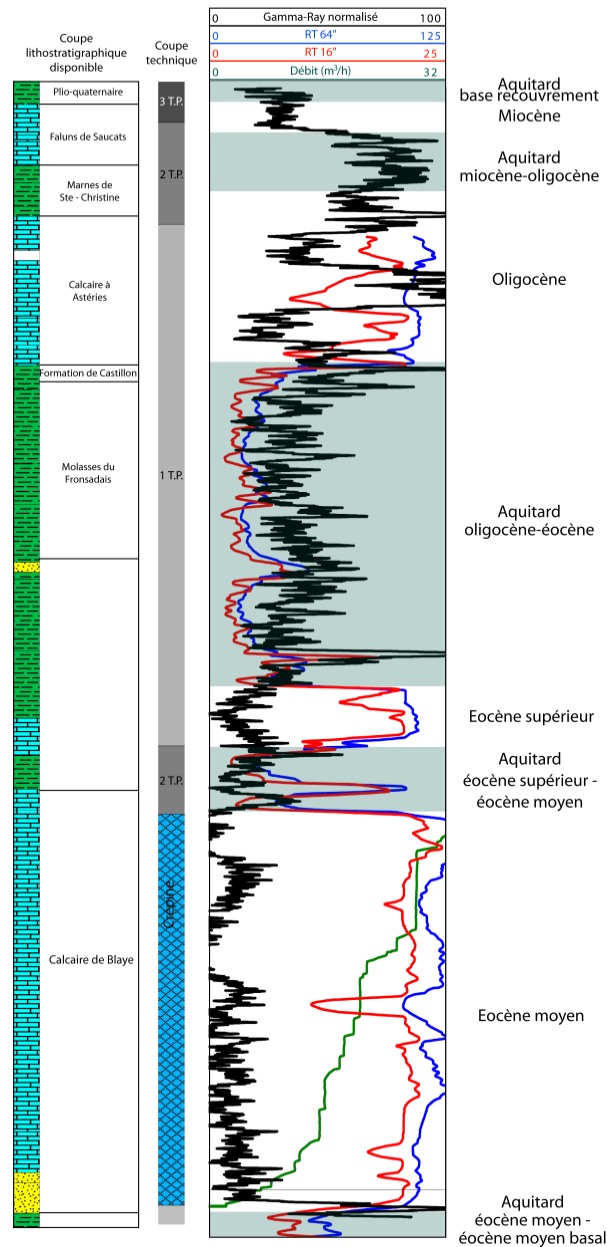
Fig. 2-19 : Influence du tubage sur la réponse Gamma-Ray
Exemple du forage de Guigeot

L'éponte éocène supérieur – oligocène (Argiles à *palaeotherium* et Molasses du Fronsadais) montre un ensemble radioactif et conducteur. Sa limite inférieure est généralement bien définie par un contraste marqué des signaux diagraphiques avec l'éocène supérieur, et ce malgré la présence de tubage. La définition de sa limite supérieure est en revanche plus délicate.

En effet, au sommet de cette éponte repose l'aquifère oligocène au travers de la formation de Castillon qui présente divers faciès, parfois argileux parfois plus carbonatés. De plus, le

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

réservoir oligocène montre dans son ensemble un rayonnement gamma généralement élevé se différenciant alors peu de l'éponte sous-jacente (Fig. 2-20). L'observation de la diagraphie de Gamma-ray, principal moyen de reconnaissance de ce réservoir sur la zone d'étude, ne permet pas en première approche d'identifier avec précision la transition aquifère-aquitard.



**Fig. 2-20 : Rayonnement gamma élevé de l'aquifère oligocène
Exemple de Haut Nouchet**

L'appui des diagraphies de débit a donc été essentiel à sa délimitation. Il a permis de replacer les limites production/non production des faciès et donc de préciser les passages aquifère/aquitard.

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

Sur les forages de Jacob 1bis, 2 et 3 (Fig. 2-21), l'identification des formations hydrogéologiques sur la base seule des diagraphies de radioactivité et de résistivité peut être différente de celle reconnue à la mesure de débit. Ainsi, la limite aquifère/aquitard définie à l'aide des mesures géophysiques serait au forage éocène de Jacob 3 située au point n°1, principalement par l'observation de la résistivité. La présence, à proximité de ce forage, de deux ouvrages d'exploitation oligocènes pour lesquels des mesures de débit ont été réalisées, permet de réviser l'emplacement de cette limite au point n°2. Sur ces forages, les premières arrivées d'eau sont en effet détectées plus haut. Les diagraphies de radioactivité pouvant être aisément corrélées à Jacob 3, on s'aperçoit alors que vingt mètres de formations considérées à l'origine comme aquifères s'avèrent improductives.

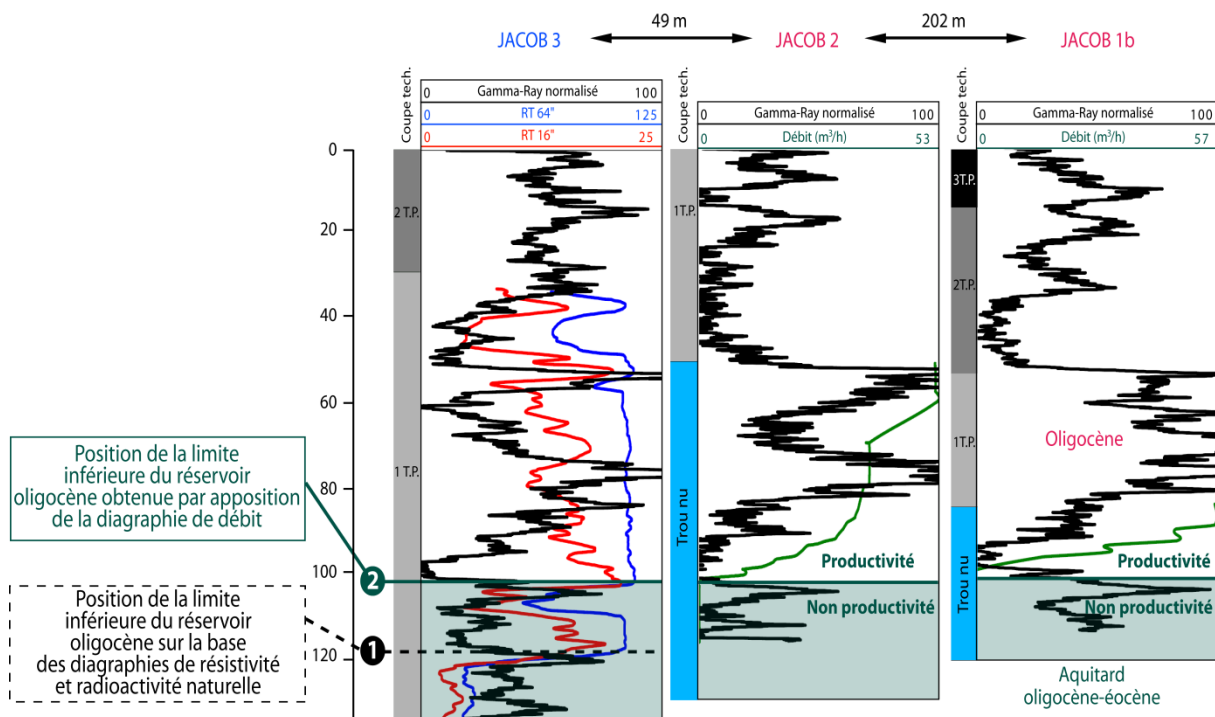


Fig. 2-21 : Repositionnement de la limite inférieure de l'aquifère oligocène par l'utilisation de la diagraphie de débit

La base de l'aquifère oligocène montre une variation importante de la sédimentation qui s'exprime par des séries d'alternances argileuses pouvant alors expliquer la non productivité de cet horizon. L'utilisation des diagraphies de débit a ainsi permis de repositionner les limites inférieures de l'aquifère oligocène sur une grande partie des forages.

En plus d'une ligne de base relativement élevée, les mesures de Gamma-ray sur l'aquifère oligocène montrent des pics importants. Plusieurs origines peuvent expliquer la présence de

valeurs élevées de radioactivité au sein d'une formation calcaire. En première approche, ces pics sont généralement attribués à des niveaux plus argileux, parfois observables sur la coupe géologique, dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres. La corrélation avec les mesures de débit démontre, dans la majorité des cas de notre domaine d'étude, l'absence d'arrivée d'eau à leur niveau, confirmant ainsi cette interprétation.

Toutefois, l'origine de la radioactivité élevée des milieux carbonatés n'est pas forcément reliée à une composante argileuse mais peut-être due à la circulation d'eau. Dans les carbonates, le rayonnement Gamma provient généralement de l'uranium. Cet élément étant facilement mobilisable en solution, la circulation d'eau à travers des fractures peut, en conditions réductrices, précipiter l'uranium. La radioactivité naturelle peut ainsi présenter des pics au droit de fractures (Serra, 1984 ; Mickam *et al.*, 1984). D'autre part, les concentrations d'uranium peuvent être associées à des minéraux détritiques et/ou de la matière organique (Tihansky et Knochenmus, 2001). Ainsi, la relation entre radioactivité naturelle totale et présence de minéraux argileux ou détritiques n'est pas toujours vérifiée dans les milieux carbonatés. Par contre les spectres du potassium et du thorium semblent être plus fiables pour les corrélations lithostratigraphiques dont les fortes valeurs sont systématiquement associées à des niveaux riches en minéraux argileux et détritiques (Raddadi, 2005). En l'absence de diagaphies de spectrométrie du rayonnement Gamma permettant l'identification des radio-isotopes à l'origine de la mesure de radioactivité naturelle totale, une attention particulière sera donc apportée à la réinterprétation des forages captant le Calcaire à Astéries. Ainsi, dans le cas d'aquifères oligocènes peu développés, notamment à l'est de la zone d'étude, la présence de certains pics ne peut, sur la seule base des données géophysiques, être attribuée à une éponte ou à un niveau particulier de la formation calcaire. La coupe lithostratigraphique sera alors utilisée en complément lors de l'affectation des pics de Gamma-ray à une unité hydrogéologique.

En l'absence de mesures de résistivités et de débit, la réinterprétation de la fin du comblement tertiaire, depuis l'éponte chattienne jusqu'au recouvrement plio-quadernaire, se fera exclusivement par l'outil Gamma-ray. Ces mesures diagaphiques ont été, sur certains forages, réalisées au travers de tubages parfois nombreux. L'utilisation des données géologiques et de complétion de puits seront alors nécessaire afin de confirmer la reconnaissance des formations traversées par ces forages.

2.3 Contribution des diagraphies à la caractérisation spatiale des aquitards

2.3.1 Géologie et géométrie du multicouche tertiaire bordelais

L'identification des caractéristiques diagraphiques des formations et la prise en compte de singularités lors de l'interprétation des mesures géophysiques ont permis le repositionnement spatial des unités hydrogéologiques et une mise à jour de la structure du complexe multicouche bordelais. Au travers de coupes et cartes d'isohypses et isopaques des différentes couches, nous montrons ici certaines spécificités de la zone d'étude mises en lumière par l'appui des données géophysiques.

Les corrélations diagraphiques ont pu mettre en évidence l'accident majeur que constitue la Faille de Bordeaux, de direction NW-SE, et préciser son emplacement et son rejet. Cet accident qui affecte toutes les formations paléogènes (Alvinerie, 1971) est principalement reconnu ici par des décalages importants du toit de l'éocène supérieur et du mur de l'éocène moyen (Fig. 2-22). Son activité décroît à partir de l'Eocène, conduisant à une légère flexuration des dépôts oligocènes. Le rejet des couches n'est pas homogène sur l'ensemble de la zone d'étude. À l'est, un rejet faible, de l'ordre de 70 m, est reconnu entre les forages de Bègles 1 et de Jalineau. Plus au nord-ouest, le décalage des couches est beaucoup plus important entre les forages de Gajac 5 et Ecureuil. Il atteint ainsi 115 m au toit de l'Eocène supérieur et 215 m au mur de l'Eocène moyen. Se distinguent alors, de part et d'autre de cette anomalie structurale, deux compartiments : un compartiment haut, au nord, et un compartiment bas, au sud, siège du synclinal de Bordeaux. Cette distinction se traduit par des variations de faciès et de puissance.

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

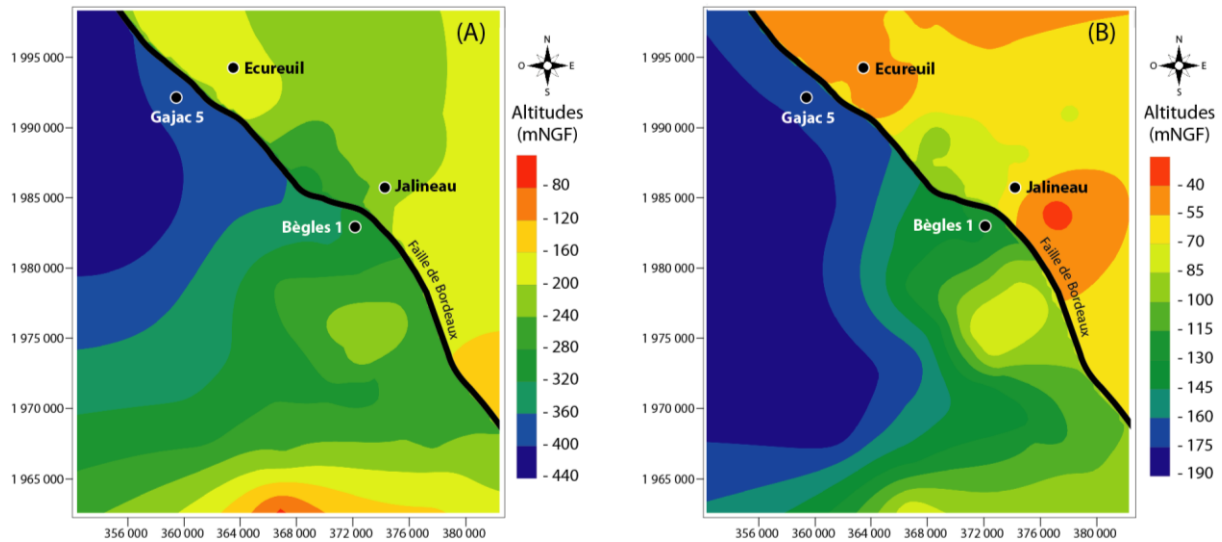


Fig. 2-22 : Isohypes du toit de l'Eocène supérieur (a) et du mur de l'Eocène moyen (b)

Dans le nord de la zone d'étude (Fig. 2-23), les Sables Inférieurs présentent des faciès plus marneux que dans le compartiment bas, témoins d'influences marines plus marquées. À l'Eocène moyen, on note un net épaissement des calcaires lutétiens dans le domaine occidental. Dans le compartiment nord, l'aquifère éocène moyen renferme des épisodes argileux qui se traduisent, essentiellement sur les mesures de résistivité, par des fluctuations importantes du signal. Malgré cela, les forages Ecureuil, Landot et Linas (Fig. 2-23), montrent d'excellentes corrélations diagraphiques permettant de préciser l'agencement des couches. À l'Eocène supérieur, le même schéma structural semble persister. Cependant, la délimitation de l'éponte éocène supérieur – éocène moyen et de l'aquifère éocène supérieur est plus délicate. Cette distinction est d'une part fortement influencée par le caractère plus argileux du compartiment nord mais également par les faibles épaisseurs de la formation de St-Estèphe (Eocène supérieur). Au nord de la faille, le développement plus important de l'éponte montre un ensemble hétérogène que les signaux diagraphiques soulignent par la présence de bancs plus ou moins conducteurs et radioactifs.

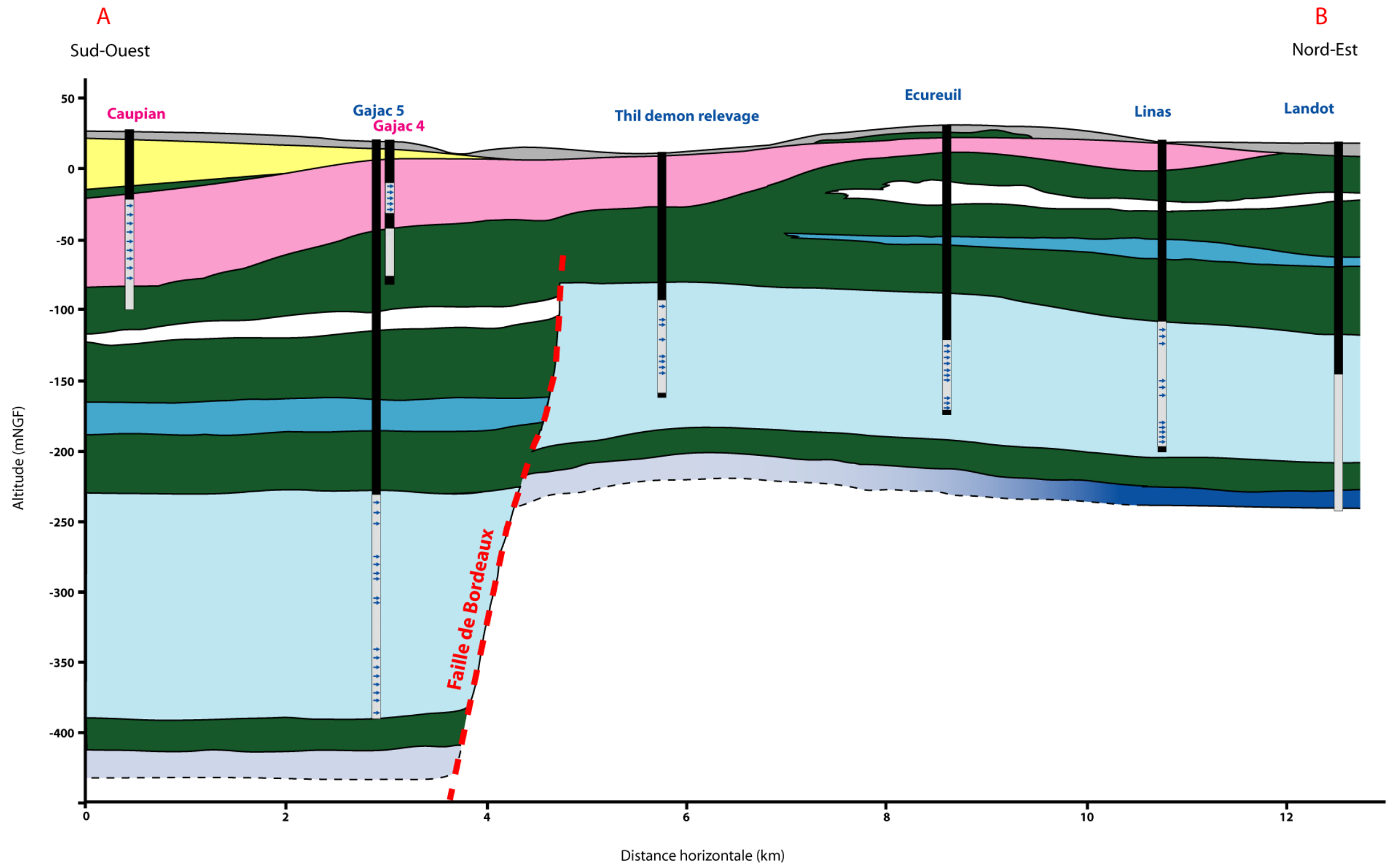
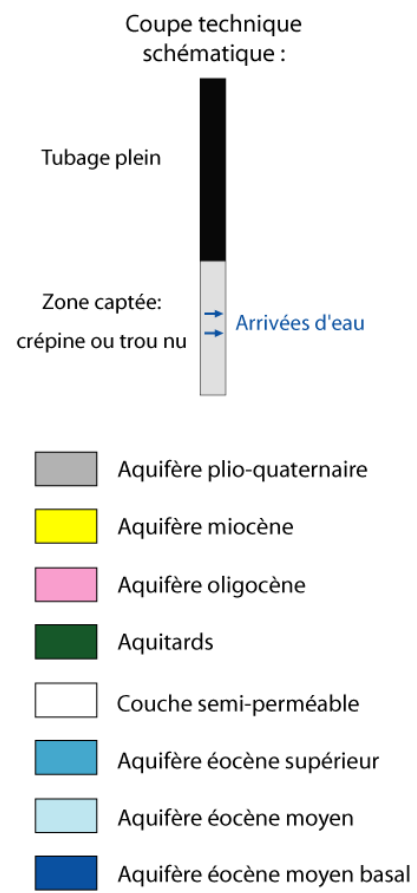
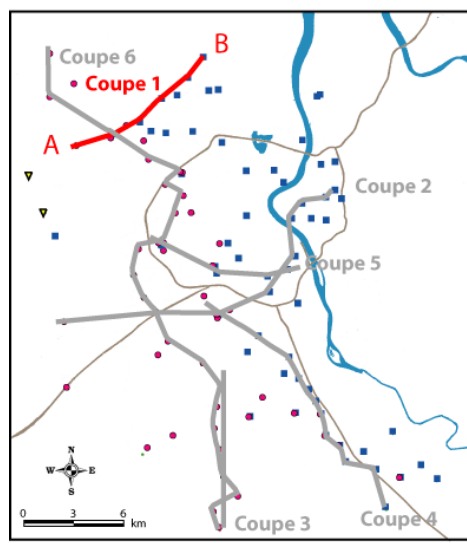
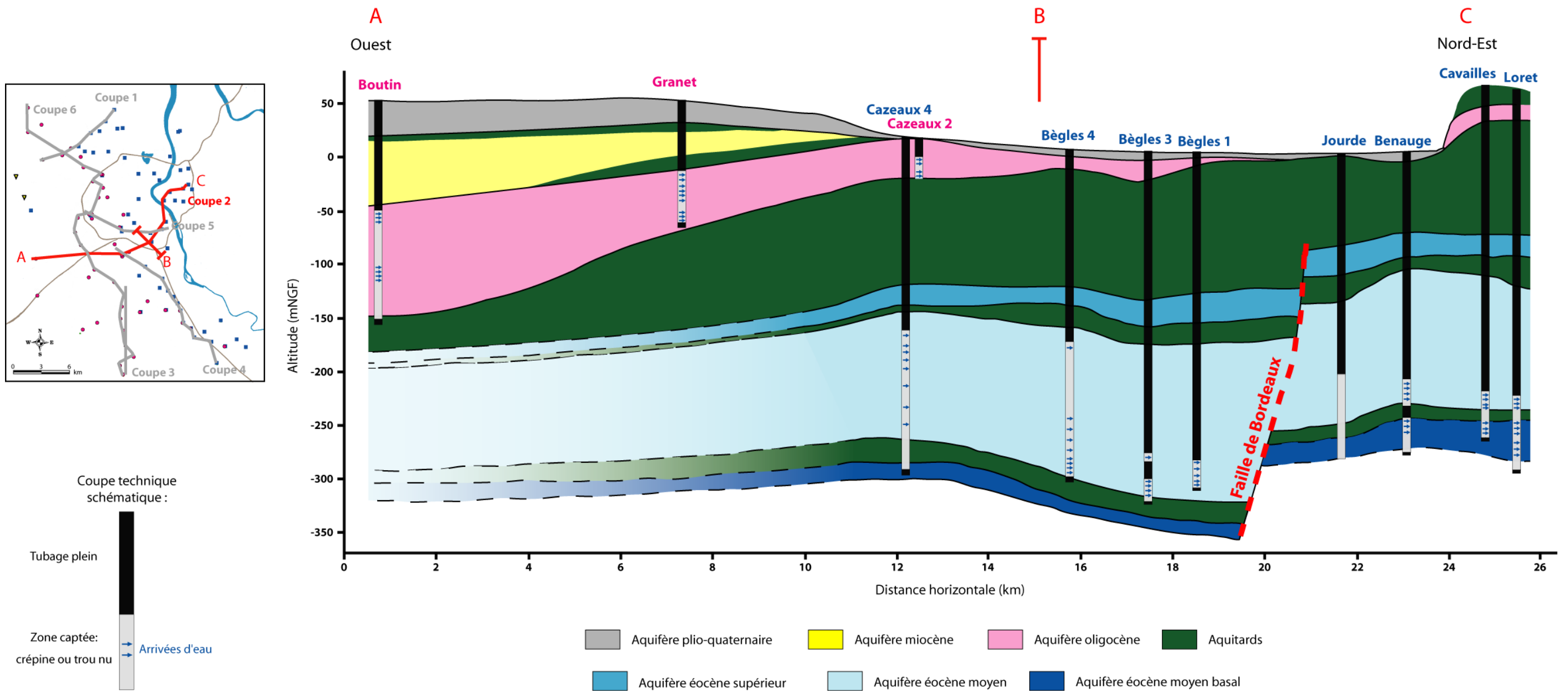


Fig. 2-23 : Coupe hydrogéologique 1 : Caupian - Landot

Plus à l'est du domaine d'étude (Fig. 2-24). Le schéma structural à l'Eocène constaté précédemment se poursuit. Les diagraphies appuient les disparités de l'Eocène moyen basal observées du point de vue lithologique de part et d'autre de la Faille de Bordeaux (Alvinerie, 1971). Au sud, en rive gauche de la Garonne, la série des Sables inférieurs montre un caractère marneux assez marqué d'une quinzaine de mètres. Au nord se développent des dépôts détritiques grossiers plus puissants, d'une trentaine de mètres. L'ensemble est affecté par la faille d'un rejet de l'ordre de 60 m. L'éponte sus-jacente semble quant à elle plus homogène d'un point de vue diagraphique correspondant dans son ensemble à une argile à composante sableuse relativement importante. D'une épaisseur d'environ 15 m, elle sépare les aquifères éocène moyen basal et éocène moyen. Ce dernier, ne présente pas de différences d'épaisseur et de faciès aussi marquées qu'au nord de la zone, ceci probablement en corrélation avec un rejet de faille moins important. La délimitation du toit de l'imperméable de l'Eocène moyen et de l'aquifère Eocène supérieur ressort essentiellement sur les diagraphies de résistivité. Par corrélation puits-à-puits, le remplacement de ces couches sur les forages ne disposant que des mesures de radioactivité a pu être effectué. L'éponte éocène supérieur-éocène moyen est ici composée d'une marne parfois sableuse et à composante calcaire variable. Elle est surmontée de l'aquifère éocène supérieur constitué d'un calcaire généralement gréseux et marneux dont la composante sableuse semble plus importante en rive gauche de la Garonne (Sud de la faille).



Au sud de la zone d'étude, se manifeste une importante réduction de l'épaisseur des formations éocènes, en relation avec la proximité de la structure anticlinale de Villagrains-Landiras (Fig. 2-25). Cette remontée se traduit essentiellement par une disparition des formations aquifères de l'Eocène supérieur et de l'Eocène moyen alors que les Sables Inférieurs du Bordelais subsistent. La distinction des différents ensembles et leurs corrélations diagraphiques montre l'aquifère éocène moyen basal bien développé dans ce secteur avec une puissance qui reste sensiblement constante. Les faciès sableux présents à l'est passent ici à des niveaux calcaires ou calcaréomarneux. L'éponte sus-jacente de faible épaisseur est décrite dans cette zone comme une argile ou marne à composante silto-sableuse. Elle est surmontée de l'aquifère éocène moyen qui ne montre pas ici de caractéristiques particulières.

Sur la coupe 4 (Fig. 2-26), l'éponte entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur montre un épaissement depuis le Nord vers le Sud. En son sein, des niveaux résistants peu développés révèlent une composition par endroit plus calcaire. Au contraire, l'aquifère éocène supérieur, représenté par un calcaire gréseux argileux, accuse une réduction progressive de son épaisseur.

Le multicouche éocène est surmonté de l'éponte principale constituée par les Argiles à *palaeotherium* et les Molasses du Fronsadais. L'hétérogénéité géologique de cette éponte se traduit par des passées calcaires et sableuses. Leur détection, essentiellement à l'aide des diagraphies de résistivité, se limite en général à un ou deux puits. Toutefois, un banc plus résistant et de radioactivité moindre a été révélé. Il est restreint au nord de la zone d'étude (Fig. 2-27). Lors de la réalisation des forages, son observation, rare, se limite à des passages calcaires et sableux. Par ailleurs, au nord de la Faille de Bordeaux, des niveaux plus silteux et sableux ont été repérés au sein des Molasses du Fronsadais. L'ensemble reste cependant d'épaisseur relativement faible, d'une dizaine de mètres.

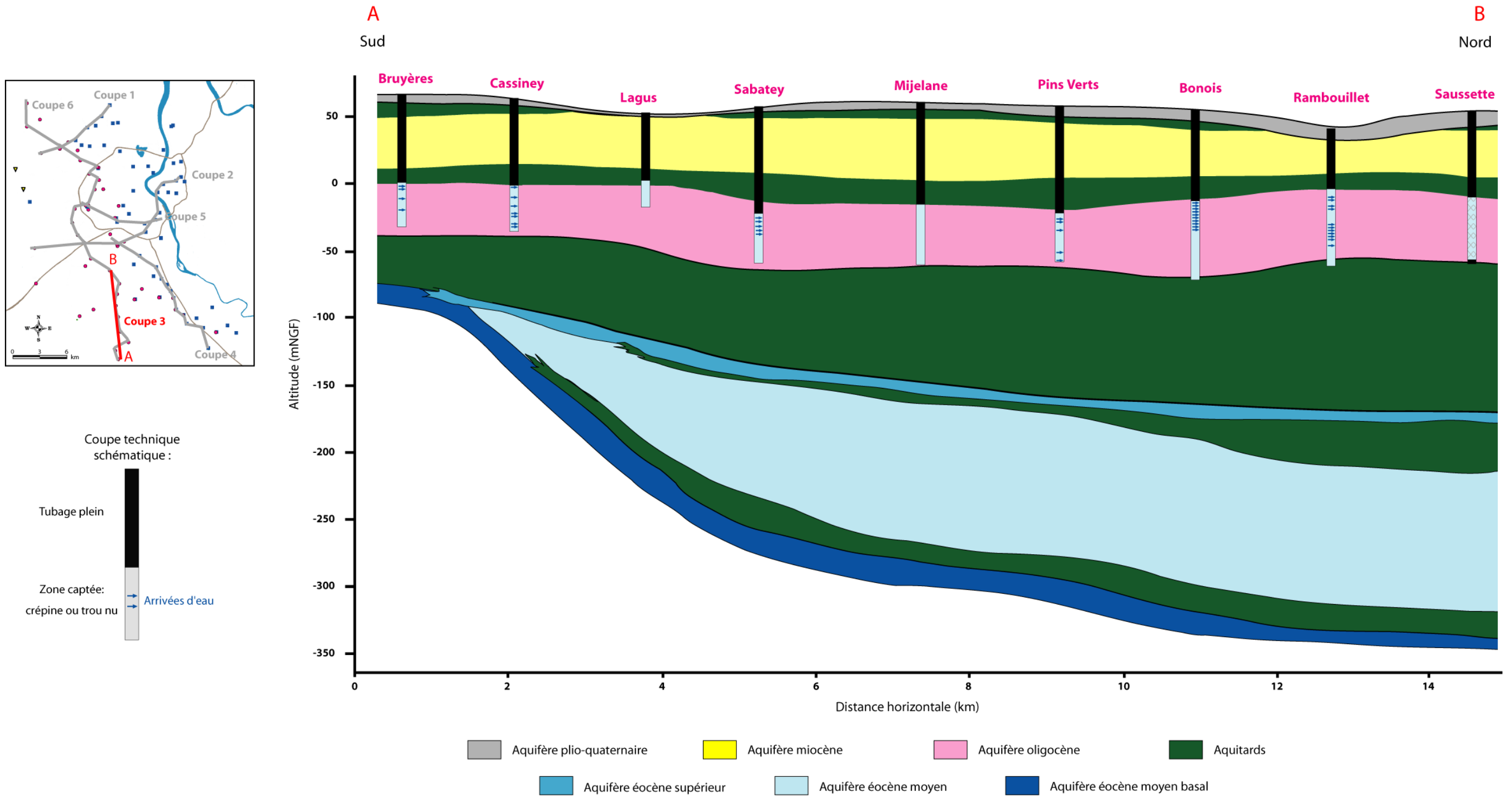


Fig. 2-25 : Coupe hydrogéologique 3 : Bruyères – Saussette

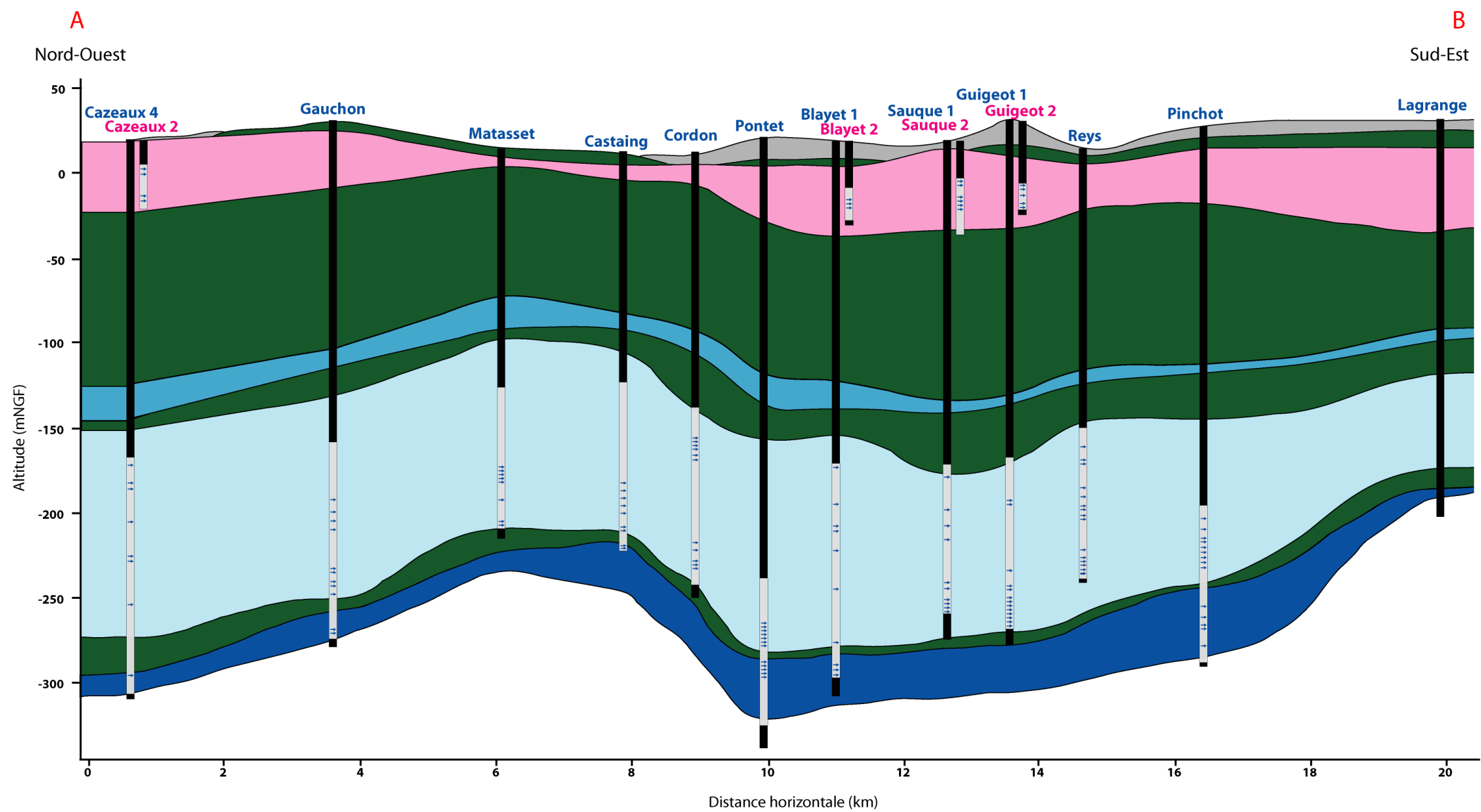
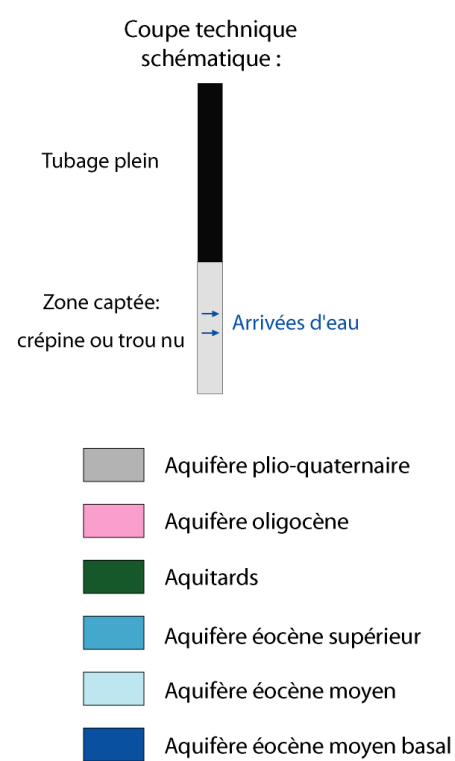
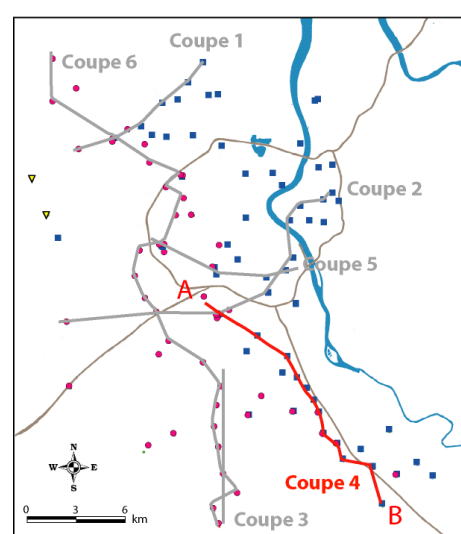


Fig. 2-26 : Coupe hydrogéologique 4 : Cazeaux 4 - Lagrange

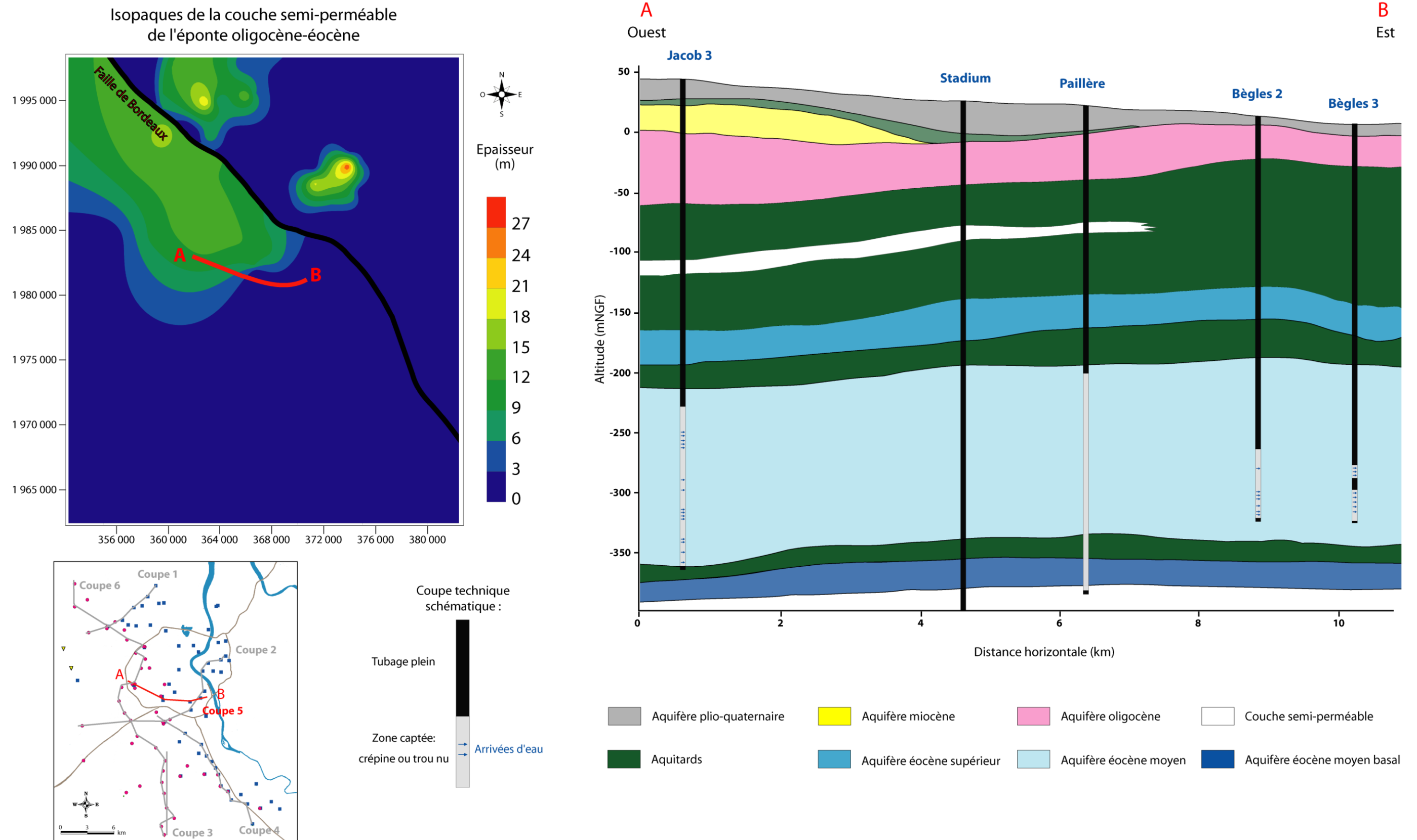


Fig. 2-27 : Coupe hydrogéologique 5 : Jacob 3 – Bègles 3 et isopaques de la couche semi-perméable de l'éponte oligocène-éocène

2. Les diagraphies pour une relecture de la géologie et de la géométrie des aquitards

L'ensemble oligocène montre un épaissement général vers l'ouest qui s'accompagne d'un enfoncement progressif (Fig. 2-28). La mise en place du réseau hydrographique combinée à l'érosion des terrains sus-jacents entraîne un biseautage général du réservoir vers l'est à l'approche de la Garonne. Un rejet des terrains est observé au droit de la faille majeure de Bordeaux, passant sous la vallée de la Garonne. Il se traduit par une différence d'altitude d'une trentaine de mètres du toit de l'aquifère oligocène entre Bègles et la rive droite (cf. Fig. 2.24).

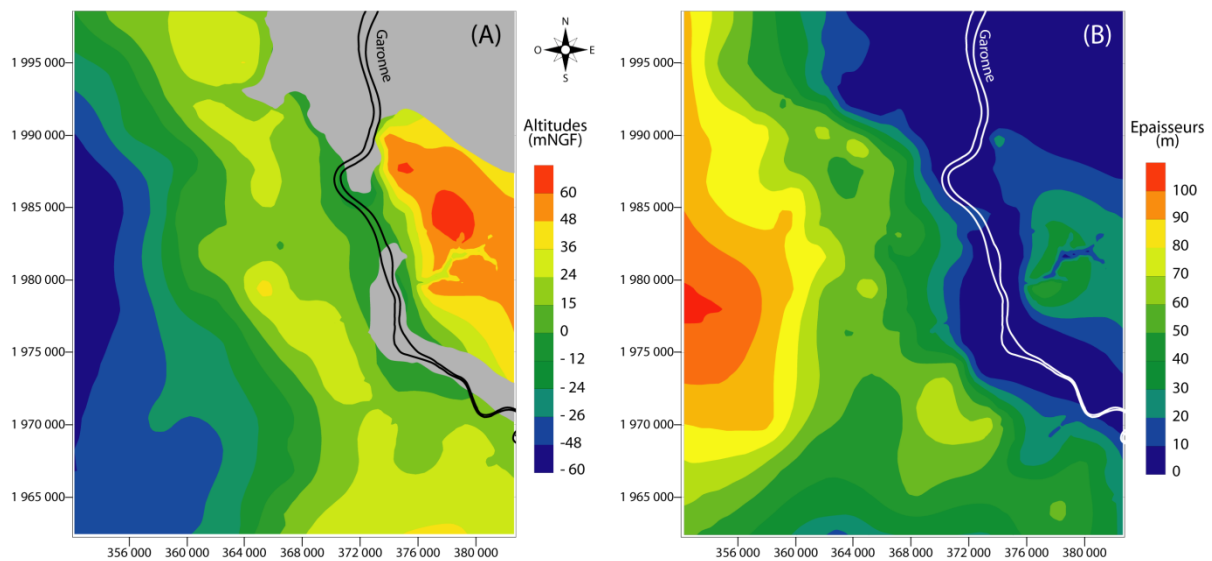


Fig. 2-28 : Toit et épaisseur de l'aquifère oligocène

La coupe des forages oligocènes, d'orientation Nord-Sud (Fig. 2-29), montre la couverture oligo-miocène du Chattien. Elle correspond à la formation des marnes de Ste-Christine constituée d'argile vert-bleu avec localement des passages plus calcaires voire sableux. Cette éponte semble continue dans le sud du domaine d'étude avec des épaisseurs pouvant atteindre plus de 20 m. Plus au nord, à la faveur des dépôts miocènes et plio-quadernaires, la couverture chattienne disparaît mettant en continuité hydraulique le réservoir oligocène et les terrains sus-jacents. Dans son ensemble, la puissance de cette éponte reste relativement faible et présente de nombreuses lacunes de dépôts qui peuvent avoir des conséquences directes sur la protection du réservoir oligocène.

L'aquifère miocène reprend dans ses grandes lignes le même schéma structural que celui de l'Oligocène. Cependant la transgression miocène plus faible, limite la présence des Faluns de

Saucats au domaine occidental de la zone d'étude. Le réservoir présente de ce fait un épaissement vers l'ouest qui s'accompagne d'un approfondissement progressif tandis qu'elle disparaît en direction de l'Est par érosion.

La réinterprétation des données de radioactivité a permis de mettre en évidence une couche argileuse à la base du recouvrement (aquifère plio-quadernaire) qui vient coiffer les réservoirs miocènes et oligocènes. Cette éponte, observable de manière discontinue, correspond à une argile ocre-rouille chargée localement de sables et graviers. Son épaisseur reste faible, généralement inférieure à 10 m, mais peut fournir une relative protection des aquifères sous-jacents vis-à-vis d'une pollution de surface et peut limiter leur recharge (Fig. 2-29). En rive droite, l'aquifère oligocène est surmonté d'une couche argileuse décrite comme sableuse et graveleuse d'âge pléistocène. Elle ne semble pas présenter de continuité avec celle située en rive gauche de la Garonne.

Enfin, les dépôts plio-quadernaires composés du Sable des Landes et des alluvions de la Garonne recouvrent l'ensemble des terrains tertiaires. Ils présentent de fortes épaisseurs à l'ouest de la zone d'étude et disparaissent localement vers l'est par érosion induite du réseau hydrographique.

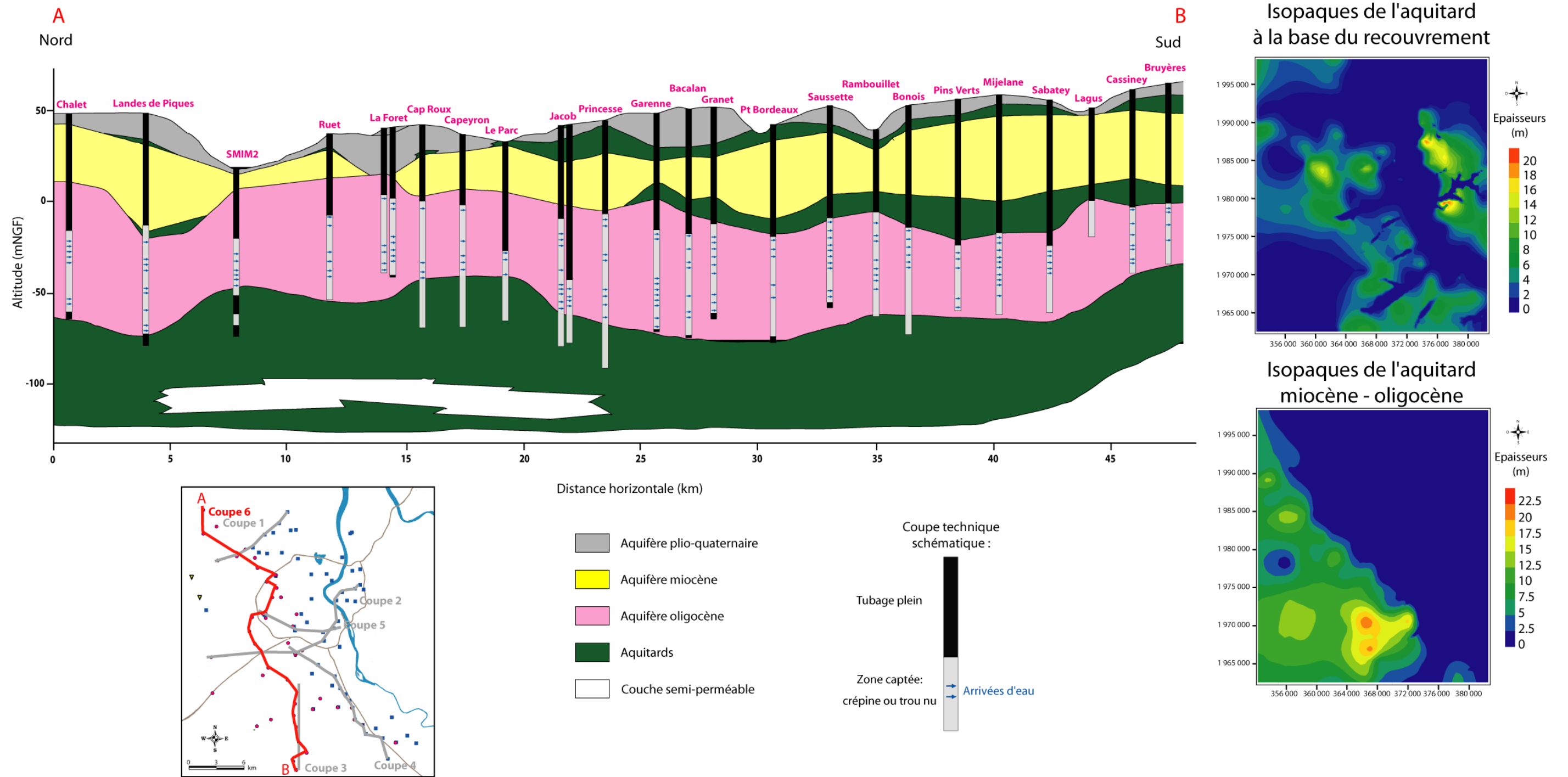


Fig. 2-29 : Coupe hydrogéologique 6 Chalet - Bruyères et isopaches de l'épente miocène-oligocène et de l'épente à la base du recouvrement

2.3.2 Une nouvelle définition du schéma structural bordelais

La réinterprétation des données lithostratigraphiques par l'appui des mesures diagaphiques a mis à jour le dessin structural du multicouche tertiaire bordelais depuis l'Eocène moyen sableux jusqu'au recouvrement plio-quadernaire (Fig. 2-30).

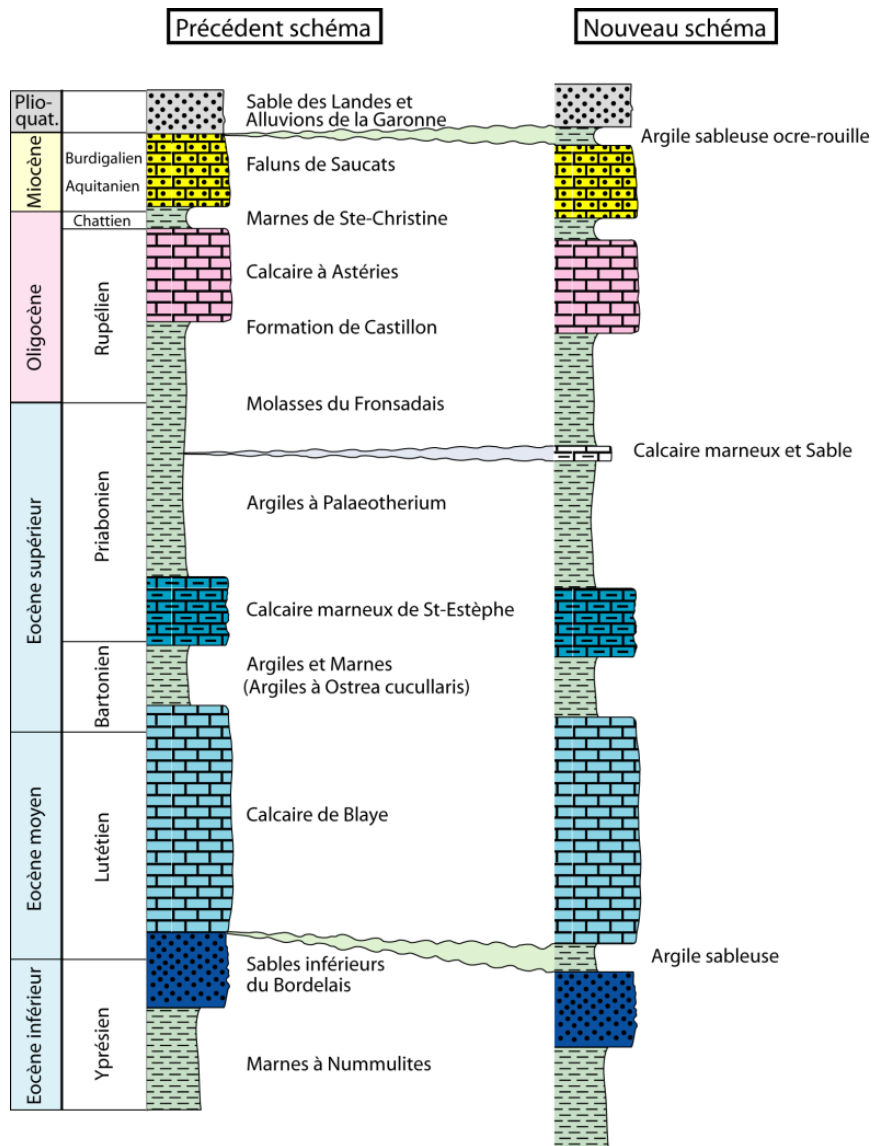


Fig. 2-30 : Nouveau schéma sédimentaire bordelais

Au sein du multicouche éocène, une individualisation des unités hydrogéologiques a été rendue possible. L'aquifère éocène moyen basal, correspondant dans cette étude aux Sables Inférieurs du Bordelais se développe dans un sable grossier localement argileux parfois marneux de relative faible épaisseur. Il est recouvert d'une couche d'argile sableuse qui le sépare de l'aquifère éocène moyen calcaire sus-jacent. Cet ensemble est surmonté des

calcaires marneux de l'Eocène supérieur, lequel présente des assises d'argiles et de marnes. L'Eocène est fortement affecté par la tectonique du secteur qui s'exprime, d'une part, au travers de la Faille de Bordeaux. Les corrélations diagraphiques ont ainsi révélé des décalages importants des différents horizons le long de cette faille. D'autre part, les formations éocènes sont soumises à une remontée générale à proximité de la structure de Villagrains-Landiras, au sud de la zone d'étude. Se déposent ensuite des argiles et marnes constitutives de l'aquitard oligocène-éocène. Celui-ci montre localement des passées sableuses et calcaires sous forme de lentilles d'extension limitée en plusieurs niveaux dans l'éponte. Toutefois, un passage plus résistant mieux développé est révélé. Il se traduit par des faciès calcaires sableux et marneux. Sur cet aquitard repose la formation du Calcaire à Astéries, siège de la nappe oligocène, recouverte d'une couche imperméable attribuée à la formation des marnes de Ste-Christine. Cette éponte se révèle être, à la lumière de la réinterprétation diagraphique, de faible épaisseur et localement absente, mettant alors en relation le réservoir oligocène avec celui du Miocène. La présence de l'aquifère miocène se limite à la partie ouest du domaine d'étude. Il est surmonté d'un recouvrement plio-quadernaire qui débute par une couche discontinue d'argile ocre rouille de relative faible épaisseur à la suite de laquelle se déposent les formations du Sable des Landes et des alluvions de la Garonne. L'érosion progressive des formations successives depuis l'Oligocène et la mise en place du réseau hydrographique entraînent un biseautage général des aquifères et aquitards vers l'est qui se traduit localement par des lacunes. Cette érosion induit des continuités hydrauliques entre les aquifères du Plio-quadernaire, du Miocène et de l'Oligocène.

2.4 ...en résumé

Sur la base de données diagraphiques de radioactivité naturelle, résistivité et débit, une réinterprétation de l'hydrogéologie de la zone d'étude a été entreprise. Elle s'est fondée sur l'identification de faciès diagraphiques typiques qui ont servi de référence à la réinterprétation des autres forages. Celle-ci a été rendue délicate de par l'influence des conditions de mesures (caractéristiques de la sonde, effets de puits...) sur la qualité des signaux enregistrés et d'autre part la structuration complexe de la zone d'étude. Cette complexité s'exprime au travers d'un réseau de failles, d'une structure anticlinale particulière, celle de Villagrains-Landiras, ou encore par l'érosion des formations dues à la mise en place des dépôts et à l'incision par un réseau hydrographique dense. Toutefois, cette réinterprétation a conduit à la mise à jour de

l'agencement vertical des formations sédimentaires de la région bordelaise et a défini un nouveau schéma hydrogéologique dont les éléments marquants sont :

- la présence d'un niveau argileux à la base du recouvrement plio-quadernaire,
- des lacunes de dépôts de l'éponte chattienne conduisant à une continuité hydraulique des aquifères miocène et oligocène,
- la présence d'un niveau plus calcaire et sableux au sein de l'éponte oligocène-éocène d'épaisseur et d'extension limitées,
- la distinction en trois sous-unités du réservoir éocène.

Au final, l'apport des mesures diagraphiques a permis l'amélioration de la résolution structurale et sédimentaire du système géologique. Elle aura changé une vision globale « continue » des structures en une vision « discontinue » liée à la présence ou non de couches argileuses et à leur hétérogénéité. Finalement, les diagraphies contribuent à la précision des modèles numériques hydrogéologiques existants (Fig. 2-31)

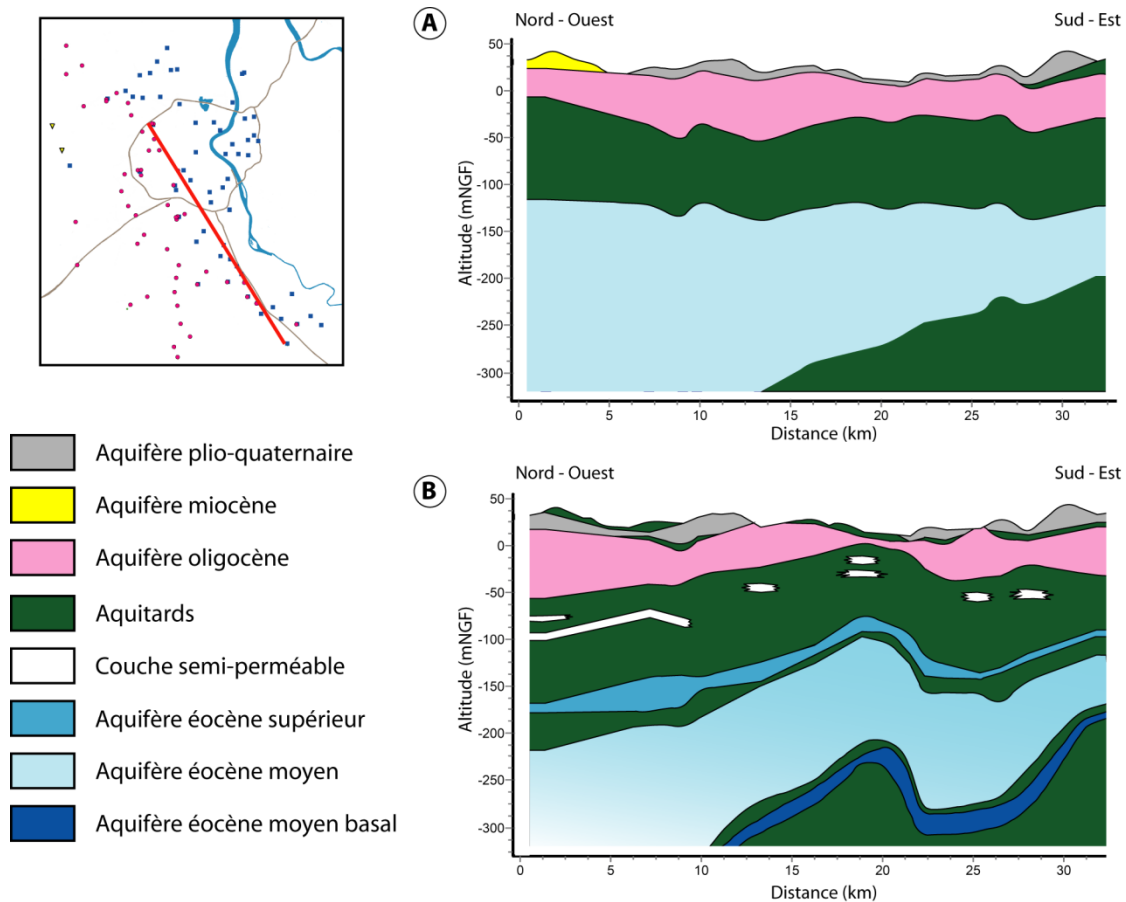


Fig. 2-31 : Contribution des diagraphies à l'interprétation géologique
A) Données géologiques brutes ; B) Données géologiques et diagraphiques

**3. Apport d'un forage expérimental à
la caractérisation des propriétés
hydrodynamiques des aquitards**

3.1 Forage expérimental OPURES_1

La compréhension du comportement des aquitards à l'échelle macroscopique nécessite d'une part de préciser leur composition et leurs propriétés physiques, en termes de porosité et de conductivité hydraulique, et d'autre part de connaître les conditions hydrodynamiques qui y règnent. À cet effet, un puits a été foré spécifiquement dans un aquitard de la région bordelaise, pour la première fois dans le bassin aquitain. L'aquitard sélectionné sépare l'aquifère calcaire oligocène sus-jacent des aquifères calcaires éocènes sous-jacents principalement exploités pour l'alimentation en eau potable de la région. Le forage OPURES_1 (Fig. 3-1) se situe dans le bloc haut de la zone d'étude. À cet endroit, l'aquitard est présent entre 29 m et 85 m de profondeur et est représenté, par une succession d'argiles et de marnes plus ou moins plastiques à passages sableux et calcaires (Duverge et Pratviel, 1972a, 1972b).

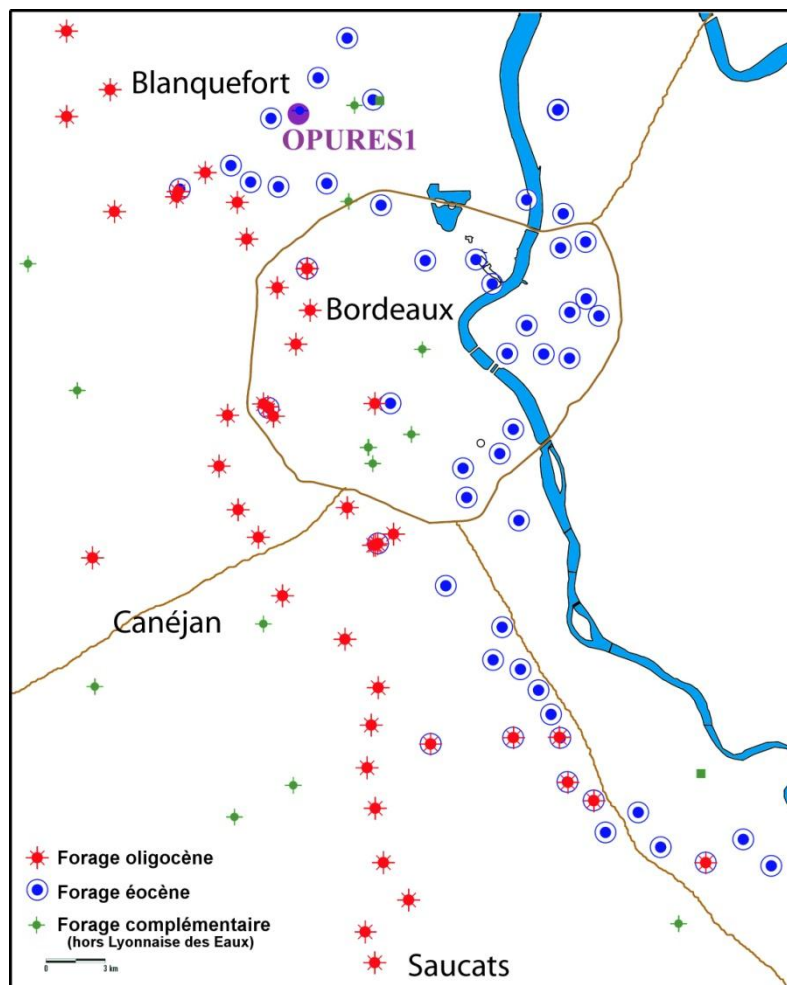


Fig. 3-1 : Emplacement du forage OPURES_1

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Le forage a été exécuté par la méthode rotary et par carottage. Ce dernier a permis de récupérer 3 m de roche tous les 10 m forés. Cinq carottes ont ainsi été prélevées pour un total de 15 m linéaire. Une fois la foration accomplie, des mesures diagraphiques ont été réalisées dans l'optique d'obtenir un enregistrement continu de certaines propriétés physiques de l'aquitard et d'identifier les niveaux hétérogènes. Les diagraphies utilisées sont :

- le Gamma-Ray naturel (GR) : il mesure la radioactivité naturelle totale de la roche qui se concentre généralement dans les roches argileuses et marneuses ;

- la résistivité électrique : elle traduit la capacité d'un milieu à laisser passer un courant électrique ; les argiles, de par leur propre conductivité et les fortes valeurs de C.E.C. (Capacité d'Echange Cationique), présentent généralement des résistivités faibles en comparaison des roches calcaires et gréseuses ;

- le diamètreur 4 bras : il mesure les variations du diamètre du trou de forage et permet de localiser les éventuelles cavités ou fissures ;

- la diagraphie Gamma-Gamma : elle consiste à soumettre la roche à une émission de rayonnement Gamma et mesurer les rayonnements diffusés. Elle rend compte de la densité ou de la masse volumique de la roche ;

- la diagraphie Neutron-Neutron : elle enregistre le flux de neutrons thermiques émis lors de la collision des neutrons avec les noyaux des atomes d'hydrogène présents dans le milieu et indique de ce fait la teneur en eau de la formation.

Les résultats du log géologique, établi par les cuttings et les carottes, corroborés par les mesures diagraphiques (Fig. 3-2), montrent une certaine hétérogénéité de la formation aquitard. Celle-ci s'exprime par une matrice argileuse avec des composantes silteuse, sableuse et calcaire plus ou moins importantes. L'ensemble est plutôt radioactif avec des valeurs comprises entre 70 et 90 API. La mesure de résistivité donne des valeurs relativement faibles de l'ordre de 20 ohm.m, cohérentes avec une formation argileuse. Cette mesure indique toutefois la présence d'un niveau de plus forte résistivité pouvant atteindre 45 ohm.m. Ce passage, compris entre 43,7 m et 49,3 m, correspond à un faciès argileux silto-sableux. Les résultats du diamètreur 4 bras, dont les oscillations sont dues aux irrégularités de la paroi de forage, signalent la présence de quelques cavités notamment de celle située entre 41 et 44 m correspondant à l'argile silteuse. De la même manière, les fortes variations de densité et de teneur en eau coïncident avec ce passage silteux. On dénote également une bonne correspondance entre les diagraphies Neutron-Neutron et Gamma-ray annonçant une augmentation de la teneur en eau avec la teneur en argiles.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

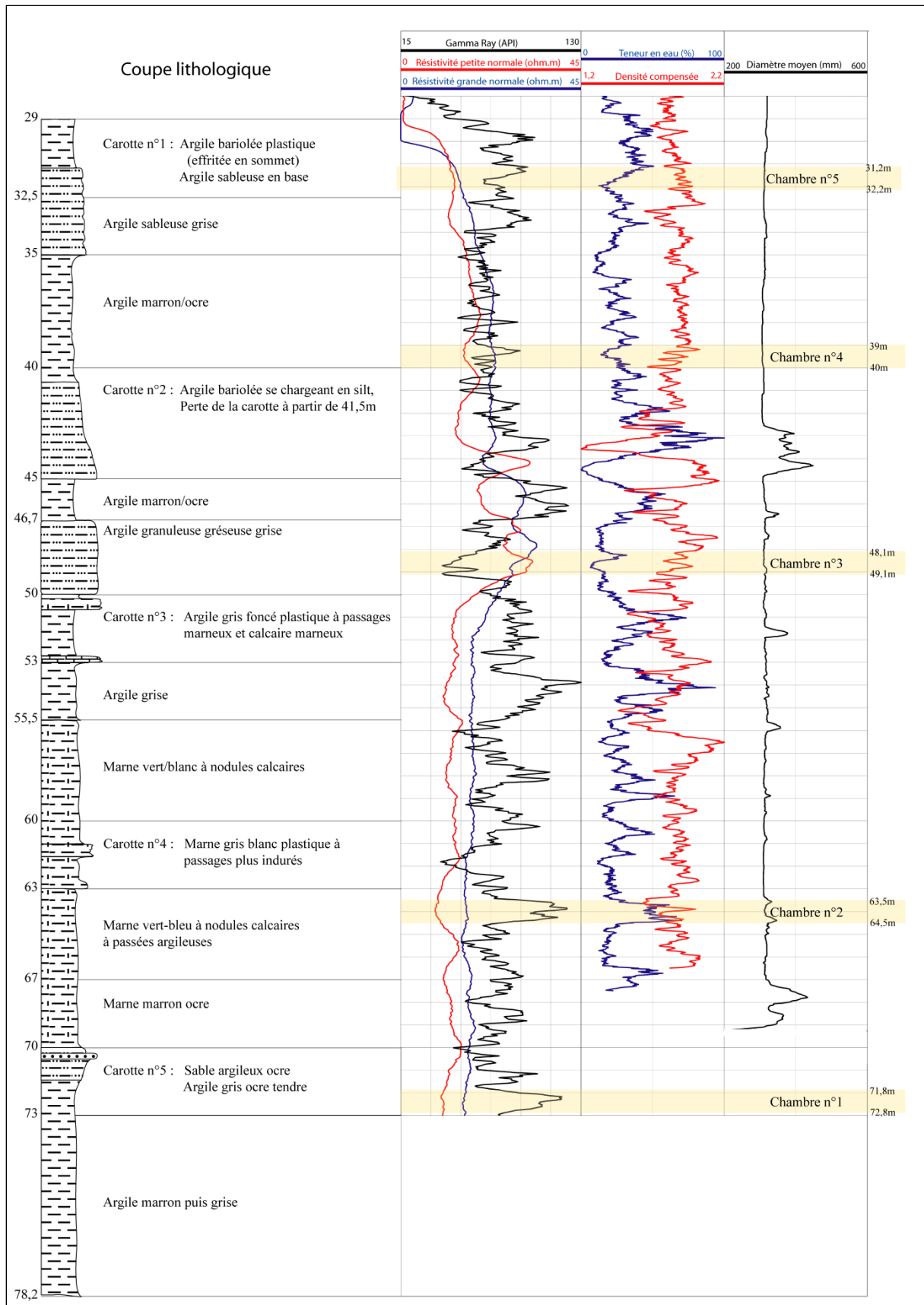


Fig. 3-2 : Forage OPURES_1. Coupe géologique, mesures diagraphiques et emplacement des chambres de contrôle

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Le forage a par la suite été instrumenté sous la forme d'un puits multi-niveaux. 5 niveaux ont été retenus pour cette étude. L'emplacement des chambres de contrôle (Fig. 3-2) a été défini sur la base des observations issues des mesures diagraphiques mais également en fonction des contraintes imposées par la technologie de forage. Il s'est en effet avéré nécessaire de laisser au moins 7 mètres entre chaque chambre afin de faciliter le passage de l'outil et permettre une bonne cimentation entre chaque niveau. Afin d'obtenir une bonne répartition le long du forage, nous avons donc décidé de placer les chambres 1 et 5 aux extrémités du forage et la chambre 3 au droit du passage silteux. La chambre 2 correspond à un passage très radioactif et la chambre 4 est à égale distance des chambres 3 et 5.

L'équipement du forage a consisté à disposer au sein d'un gravier grossier (4x8 mm) deux tubages en inox, l'un de diamètre 25,4 mm juxtaposé à un autre de 9,5 mm, crépinés sur un mètre de hauteur (Fig. 3-3). Chaque chambre est surmontée d'une couche de gravier plus fin (1x2,5 mm) puis est isolée par cimentation sous pression (ciment CPJ 45). La mise en place de l'équipement a débuté à 72,8 m de profondeur. La chambre 1 n'a pu être disposée plus profondément du fait d'un éboulement du fond du forage, déjà visible lors de la réalisation des diagraphies. Les autres ont quant à elles été disposées aux profondeurs prévues. Enfin, les chambres de contrôle ont été équipées d'un capteur de pression afin de suivre sur le long terme, au pas de temps horaire, l'évolution des niveaux piézométriques.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

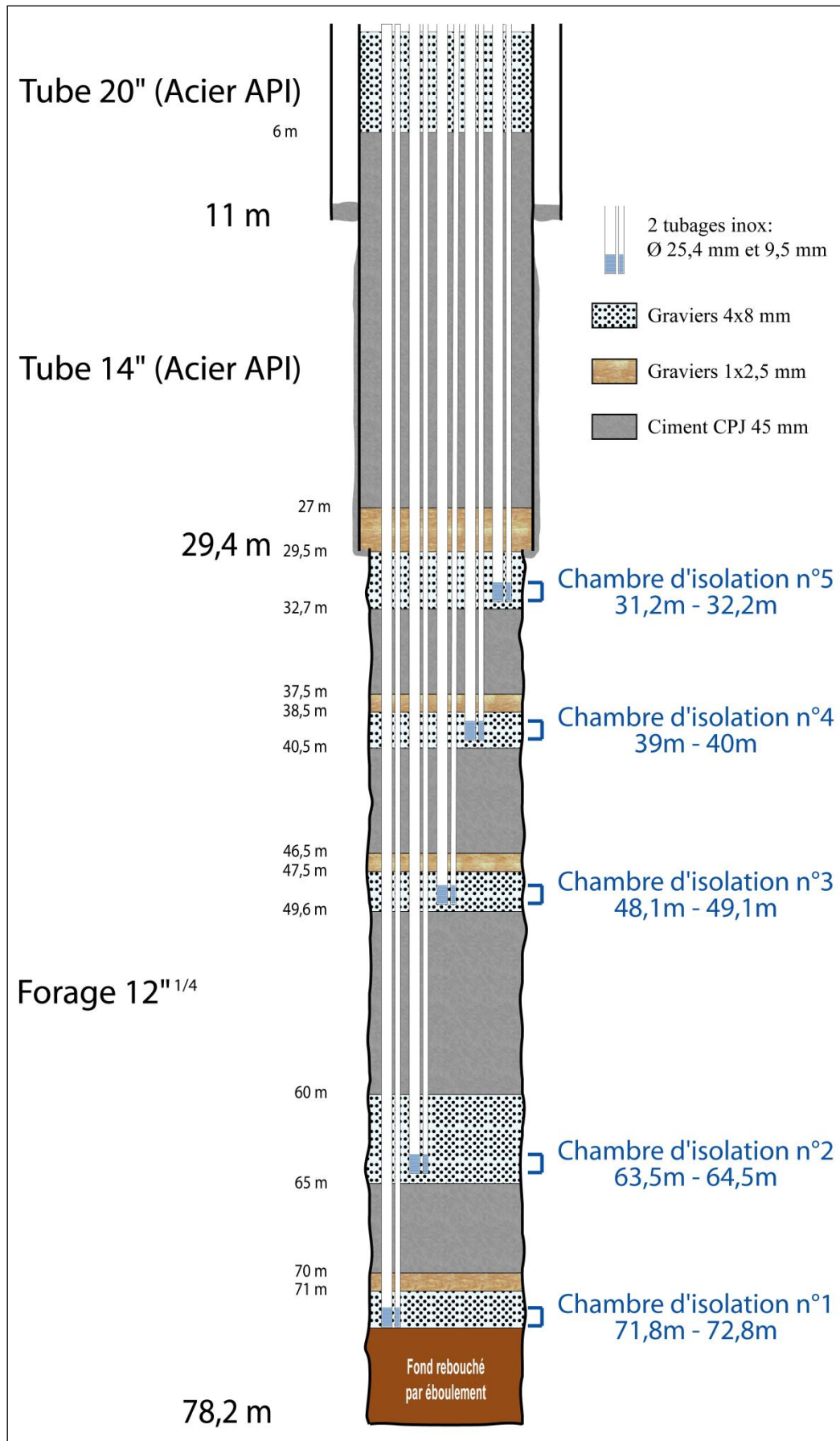


Fig. 3-3 : Coupe technique finale du forage OPURES_1

3.2 Structure des argiles

Les roches argileuses sont une composante importante des roches sédimentaires. Elles se caractérisent par une granulométrie très fine et contiennent au moins 50 % de minéraux argileux, auxquels peuvent s'ajouter d'autres minéraux très divers, détritiques ou non, d'où des compositions très variées : argiles calcareuses, argiles sableuses, argiles micacées, etc. (Foucault et Raoult, 2000). Aussi, la caractérisation de leurs propriétés à l'échelle microscopique est primordiale afin d'identifier les modalités d'accès d'un fluide à ce milieu et de comprendre les processus de transfert à travers la roche. Nous nous attacherons par la suite à présenter les différents traits de la structure des argiles, que ce soit leurs propriétés physiques ou leur relation avec l'eau.

3.2.1 Microstructure

Les minéraux argileux sont des silicates d'alumine plus ou moins hydratés appartenant à la famille des phyllosilicates. Leur structure est caractérisée par la combinaison de feuillets dont les unités cristallographiques de base sont le tétraèdre SiO_4 et l'octaèdre $\text{Al}(\text{OH})_3$ dont l'atome d'aluminium est parfois remplacé par un atome de magnésium (Fig. 3-4). Ces tétraèdres et octaèdres s'arrangent en couches ; on parle de couche tétraédrique (T) et de couche octaédrique (O), dont les combinaisons forment des feuillets à l'origine de la distinction des argiles.

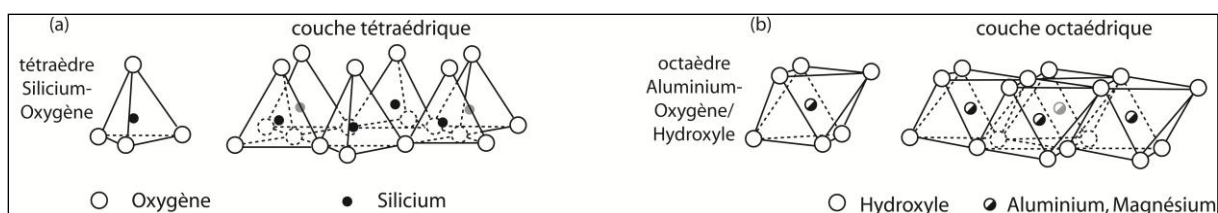


Fig. 3-4 : Structure des argiles (a) Structure tétraédrique ; (b) Structure octaédrique (Grim, 1968)

Ces feuillets peuvent être regroupés en deux familles principales qui se caractérisent par le type d'empilement des couches tétraédriques et octaédriques. On distingue les feuillets TO, constitués d'une couche tétraédrique (T) et d'une couche octaédrique (O) caractéristiques du groupe de la kaolinite et de la serpentine, et les feuillets TOT composés de deux couches tétraédriques encadrant une couche octaédrique, typiques des illites, des smectites ou encore des chlorites.

L'empilement de ces feuillets forme une particule. Les propriétés de ces particules résident dans la quantité de couches empilées, et donc son épaisseur, mais également dans la quantité de cations de l'espace interfoliaire (généralement K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+}). En effet, des déséquilibres de charges existent au sein des feuillets d'argile. Ces déséquilibres sont compensés par adsorption des cations interfoliaires. À ce titre, les minéraux argileux possèdent une capacité d'échange cationique (CEC) qui traduit la quantité de cations pouvant être mobile et échangée dans la structure (Salles, 2006), influençant ainsi grandement la chimie de l'eau interstitielle. Cette CEC dépend notamment du type d'argile (faible pour les illites et kaolinites mais importante pour les smectites (Flogeac, 2004)), de la taille de la particule, du taux d'hydratation ou encore de la nature des cations présents dans l'espace interfoliaire. Ce dernier paramètre va déterminer la nature des interactions entre deux feuillets c'est-à-dire le type de liaisons interfoliaires qui définit notamment la rigidité de la liaison, la distance interfoliaire et détermine les interactions avec l'eau (Coll, 2005).

Ces critères sont à la base de la nomenclature des cinq grandes familles d'argiles (Fig. 3-5) :

- la kaolinite. Elle possède une structure TO. Les feuillets sont électriquement neutres et plus ou moins fixes les uns par rapport aux autres, empêchant la fixation d'eau et de sels minéraux. Sa capacité d'absorption et de gonflement est donc limitée ;
- les smectites (parmi lesquelles la montmorillonite) ont une structure TOT qui se caractérise par un empilement désordonné des feuillets du fait de la modification de la structure au cours de son hydratation. De plus, leur faible charge négative facilite leur espacement et donc l'adsorption des molécules d'eau dans l'espace interfoliaire ;
- l'illite a une structure TOT chargée très négativement. Afin de compenser ce déséquilibre de charges, des cations (K^+) sont adsorbés dans l'espace interfoliaire. Elle présente des propriétés intermédiaires entre les deux familles précédentes ;
- les chlorites (TOT) montrent dans leur espace interfoliaire une couche de magnésium et d'hydroxyde. L'aluminium est localement remplacé par le fer ;
- les interstratifiés (pour minéraux argileux interstratifiés) sont formés d'alternances plus ou moins régulières de feuillets de natures différentes comme par exemple illite–montmorillonite et illite-chlorite.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

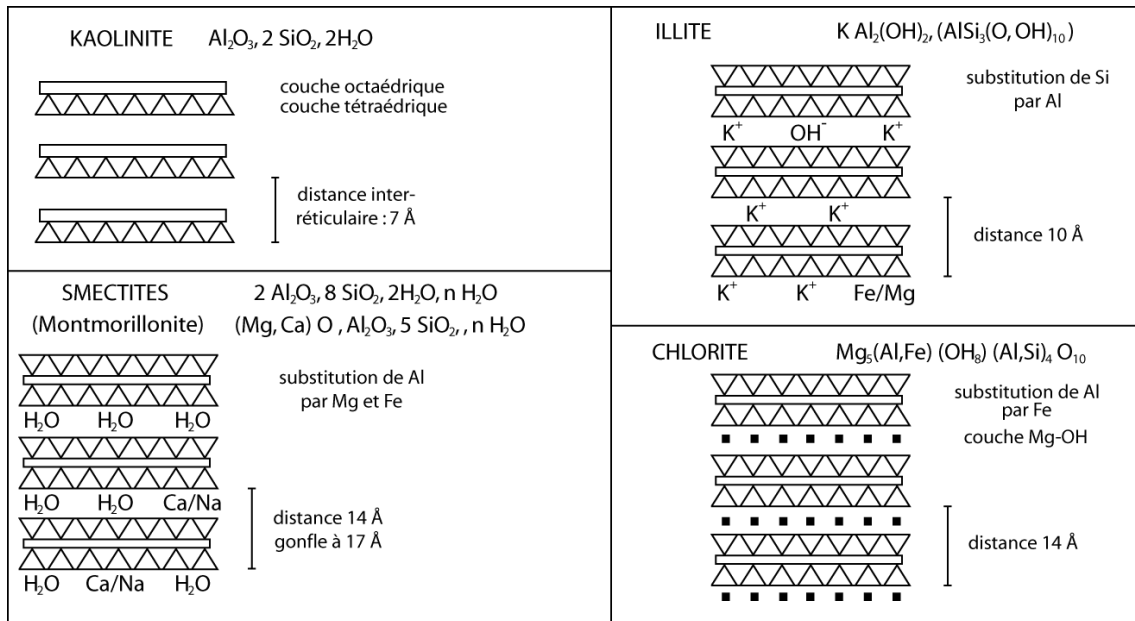


Fig. 3-5 : Représentation de quatre familles de minéraux argileux (Samake, 2008)

Les caractéristiques de ces argiles sont résumées dans le Tableau 3-1 ci-dessous :

Argile	Type	Feuillets par particule	Diamètre d'une particule (µm)	Surface interne (m ² .g ⁻¹)	Surface externe (m ² .g ⁻¹)	Surface spécifique (m ² .g ⁻¹)	C.E.C (meq.100g ⁻¹)
Kaolinite	1 : 1 T-O	100-200	0,1-4	0	10-30	10-30	5-15
Illite	2 : 1 T-O-T	1-10	0,1-1	20-55	80-120	100-175	10-40
Smectite	2 : 1 T-O-T	1	0,1	600-700	80	700-800	80-150
Chlorite	2:1:1 T-O-T-O	1	0,1	-	100-175	100-175	10-40

Tableau 3-1 : Caractéristiques de quelques argiles (Morel, 1996 ; Bultel, 2001)

Le comportement des argiles est également régi par la présence d'eau. Les molécules d'eau, de par leur structure dipolaire, vont pouvoir être adsorbées à la surface du feuillet, se fixer à l'intérieur de la particule au niveau de l'espace interfoliaire, ou encore se fixer entre les particules par effet osmotique (dans ce dernier cas, l'eau est également considérée comme adsorbée).

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Dans une solution aqueuse, les particules, généralement chargées négativement, s'entourent d'un certain nombre de cations échangeables, appelés contre-ions, pour que le système eau-argile acquière l'électroneutralité par compensation des charges (Plumelle, 2002). Les ions sont adsorbés par des forces physiques (liaisons de Van der Waals) ou chimiques (liaison covalente). L'interaction électrique entre la surface chargée des particules d'un côté et les ions ou molécules polaires de la solution de l'autre conduit à la présence d'une double couche électrique (Darnet, 2003) (Fig. 3-6). La première couche est appelée couche de Stern, compacte et liée fortement à la surface de la particule ; la seconde, dite couche de Gouy-Chapman, est diffuse puisque l'intensité de la liaison décroît avec la distance. Les ions sont alors soumis à la fois à l'attraction de la particule et à la diffusion vers l'eau libre où la concentration est inférieure. Cette seconde couche est le lieu d'échanges ioniques avec l'eau libre. D'après cette théorie, les particules d'argile sont entourées d'une première couche d'eau adsorbée et non mobilisable, à proximité de la particule, et d'une couche d'eau libre. La présence de cette double couche ainsi que la distance entre les particules vont conditionner notamment les propriétés d'écoulement puisque l'épaisseur de la couche d'eau libre sera d'autant moins importante que les particules seront proches les unes des autres.

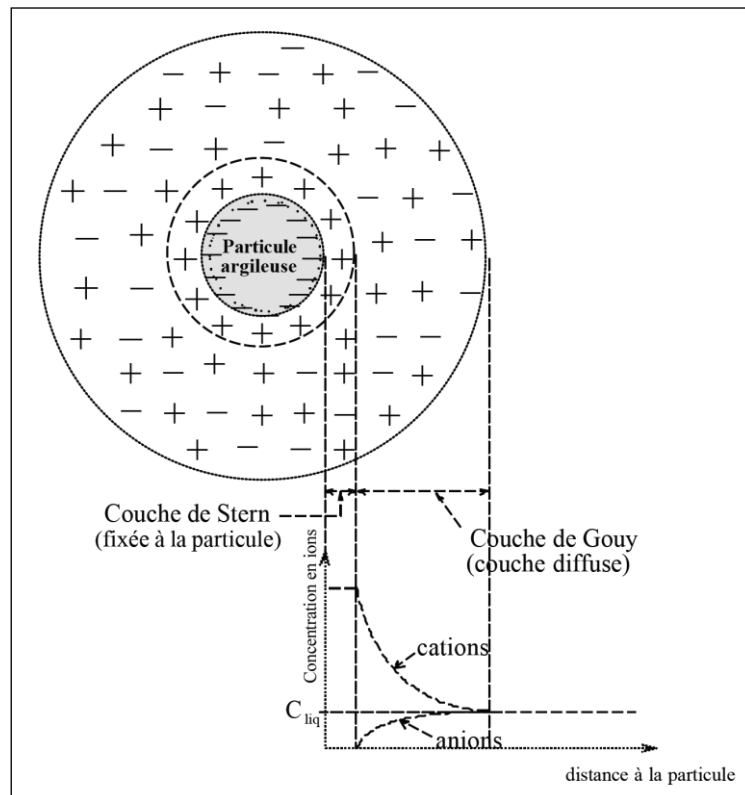


Fig. 3-6 : La double couche du système eau-argile (Bultel, 2001)

3.2.2 Notion d'échelle

L'organisation multi-échelles des argiles, depuis le microscopique vers le macroscopique, intervient dans les propriétés physiques et traduit, à chaque niveau, des propriétés différentes en termes de géométrie, de porosité et d'écoulement qui interagissent entre elles (Fig. 3-7)

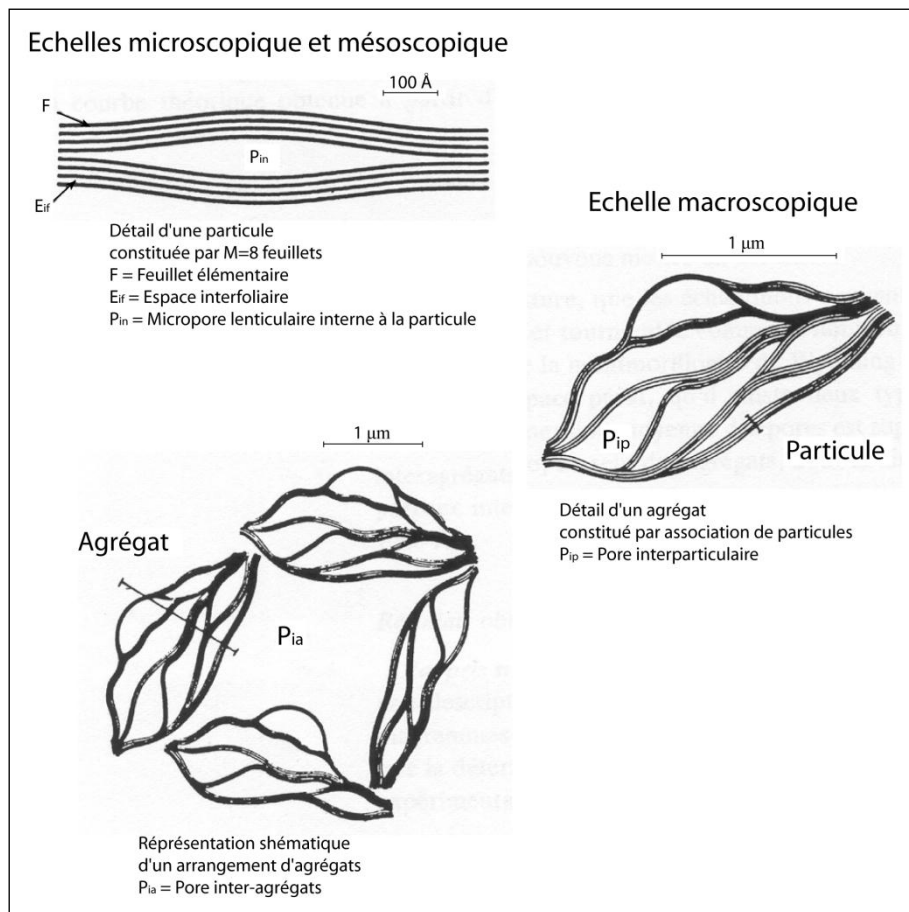


Fig. 3-7 : Représentation des différentes échelles dans les argiles (Touret at al., 1990)

L'échelle microscopique correspond au feuillet dont les propriétés résident dans la nature du minéral argileux ainsi que dans celle des cations présents dans l'espace interfoliaire. Ces empilements forment, à l'échelle mésoscopique, une unité structurale appelée particule. Ces particules s'organisent en agrégats. À cette échelle macroscopique, les particules sont distribuées aléatoirement et par conséquent, les feuillets se retrouvent orientés dans un espace tridimensionnel. Les agrégats forment un ensemble plutôt désordonné. Sous l'effet de la compaction, ils tendent à s'orienter conduisant à une anisotropie plus ou moins importante des propriétés macroscopiques de l'argile.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

La structure des argiles naturelles est également composée de liens inter-agrégats, formant des ponts d'argiles (Fig. 3-8), mais aussi de minéraux détritiques. Cette structure complexe peut ainsi s'apparenter à une structure granulaire classique base de la mécanique des milieux poreux (Coll, 2005).

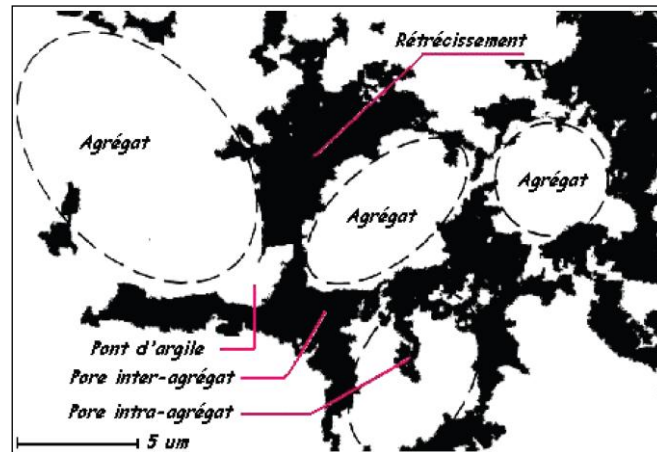


Fig. 3-8 : Représentation graphique de la structure d'une argile compactée. Les pores sont en noir et les particules solides sont en blanc (Coll, 2005)

Cette représentation multi-échelles va ainsi définir différents types de porosité. Cette porosité notée ω est la fraction du volume de roche qui n'est pas occupée par une phase (Guéguen et Palciauskas, 1992) :

$$\omega = \frac{(V - V_S)}{V} = \frac{V_P}{V} = \frac{\text{Volume de pores}}{\text{Volume total}} \times 100 \quad \text{Éq. 3-1}$$

Avec V : volume de l'échantillon (m^3);

V_S : volume de solide (m^3);

V_P : volume de pores (m^3);

ω : porosité (%).

Du fait de l'arrangement particulier des minéraux argileux, plusieurs porosités coexistent. La microporosité correspond à une porosité entre les feuillets où les forces de liaison sont importantes. À l'échelle mésoscopique, deux types de porosités apparaissent, la première correspond à la porosité interparticulaire présente entre les particules d'argile. La seconde est la porosité intraparticulaire. Pour l'expliquer, il faut rappeler que les particules correspondent à un empilement de feuillets. Ces derniers ne sont pas parfaitement empilés puisqu'il existe des phénomènes de rotation et de translation des feuillets les uns par rapport aux autres, on

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

parle d'empilement turbostratique (Salles, 2006). Cet empilement imparfait crée un vide caractérisant la porosité intraparticulaire. Enfin, la macroporosité est associée aux minéraux détritiques (quartz) et aux agrégats argileux. Il s'agit de la porosité principale correspondant aux inter-agrégats et inter-grains (Leroy, 2005). Sous l'effet de la compaction, la macroporosité diminue généralement alors que les micro- et mésoporosités ne sont pas affectées (Robinet et al, 1996).

Ainsi la porosité totale peut être différenciée en classes selon la dimension des pores (Fig. 3-9). Bien que les limites de ces classes varient en fonction des auteurs, nous retrouvons (Montes-Hernandez, 2002 ; Marty, 2006) :

- l'espace interfoliaire (ou nanoporosité), avec un diamètre de pores D inférieur à 1 nm ;
- la microporosité ($1 \text{ nm} < D < 4 \text{ nm}$) ;
- la mésoporosité ($4 \text{ nm} < D < 100 \text{ nm}$) ;
- la macroporosité ($D > 100 \text{ nm}$).

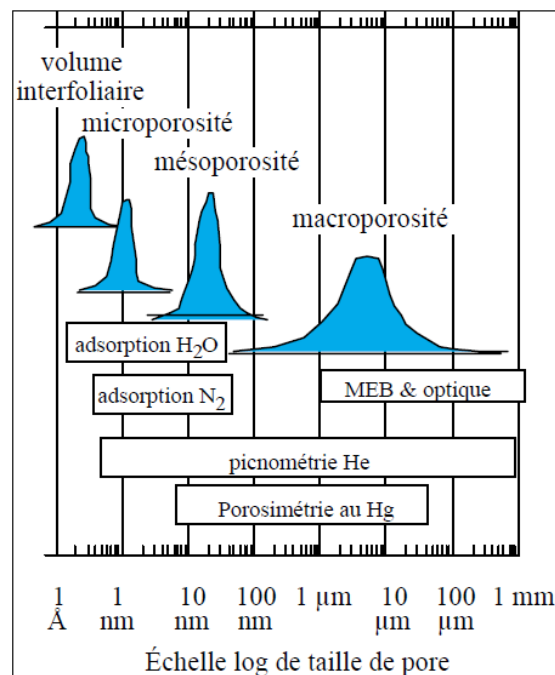


Fig. 3-9 : Représentation schématique des subdivisions de la porosité et des techniques analytiques qui permettent d'y accéder (Marty, 2006)

En complément de cette porosité, dépendante de la taille des pores, on doit également citer la porosité due à la présence de fissures dont l'extension et les interconnexions peuvent influencer plus ou moins fortement la porosité totale.

Enfin, la porosité va conditionner la nature de l'écoulement à travers les argiles et définir deux types d'eau. L'eau liée occupe la porosité intra-agrégats, depuis les feuillets jusqu'aux mésopores. Elle est difficilement mobilisable du fait des fortes interactions chimiques et électriques avec les minéraux argileux. L'eau libre remplit la porosité inter-agrégats (macroporosité). Elle est plus sensible aux charges de pressions et serait donc plus mobilisable dans les écoulements.

3.3 Approche pétrographique

3.3.1 Porosimétrie par injection de mercure

La caractérisation et la quantification du réseau poreux sur les carottes ont été effectuées par la méthode de porosimétrie mercure. Cette technique identifie, entre autres, la porosité connectée à l'échelle de l'échantillon participant à la circulation des eaux (porosité effective) ou encore la distribution de la taille des pores. La gamme des pores atteinte par cette méthode correspond à une partie de la mésoporosité et à la macroporosité. Cette dernière peut également être répartie en deux sous classes (Cerepi, 1997) que sont les macropores A (ω_{MA}), remplis de mercure à la pression atmosphérique ($D \geq 15 \mu\text{m}$), et les macropores B (ω_{MB}), atteints avec une pression supérieure à la pression atmosphérique ($15 \mu\text{m} > D > 0,1 \mu\text{m}$).

La porosimétrie mercure (Pellerin, 1980 ; Pittman, 1992 ; Daïan, 2007) consiste à soumettre un échantillon de roche désaturé à une injection de mercure. Sous l'effet de l'augmentation de pression sur le mercure, par paliers successifs, l'air contenu dans la roche est progressivement remplacé par le mercure. Le volume déplacé correspond ainsi au volume de la porosité. Le mercure étant un liquide non mouillant, son injection dans un matériau est réalisée en lui appliquant une pression d'autant plus forte que les pores sont plus petits (Loi de Laplace) :

$$P_c = \sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \quad \text{Éq. 3-2}$$

Avec : P_c = pression capillaire (différence de pression de part et d'autre du ménisque entre le mercure et l'air) en MPa ;

R_1 et R_2 = rayons de courbure minimal et maximal du ménisque capillaire ;

σ = tension interfaciale liquide-gaz (pour mercure – air $\approx 480 \text{ dynes.cm}^{-1}$).

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Le milieu poreux est alors assimilé à un faisceau de tubes capillaires cylindriques. Si le capillaire est suffisamment petit, le ménisque est assimilé à une calotte sphérique où :

$$R_1 = R_2 = r / \cos \theta \quad \text{Éq. 3-3}$$

Avec : r = rayon du capillaire.

θ : angle de raccordement du ménisque fluide mouillant / non mouillant avec les parois du tube capillaire (= 140° pour le mercure). Cette valeur communément utilisée peut varier selon les minéraux argileux ; depuis 139° pour la montmorillonite à 147° pour l'illite et la kaolinite (Diamond, 1970).

La relation de Washburn (1921) permet alors de relier le rayon de connexion moyen de pores R_c à la pression capillaire P_c :

$$R_c = \left(\frac{2\sigma \cos \theta}{P_c} \right) \quad \text{Éq. 3-4}$$

La mesure de porosimétrie mercure procède en plusieurs étapes (Fig. 3-10).

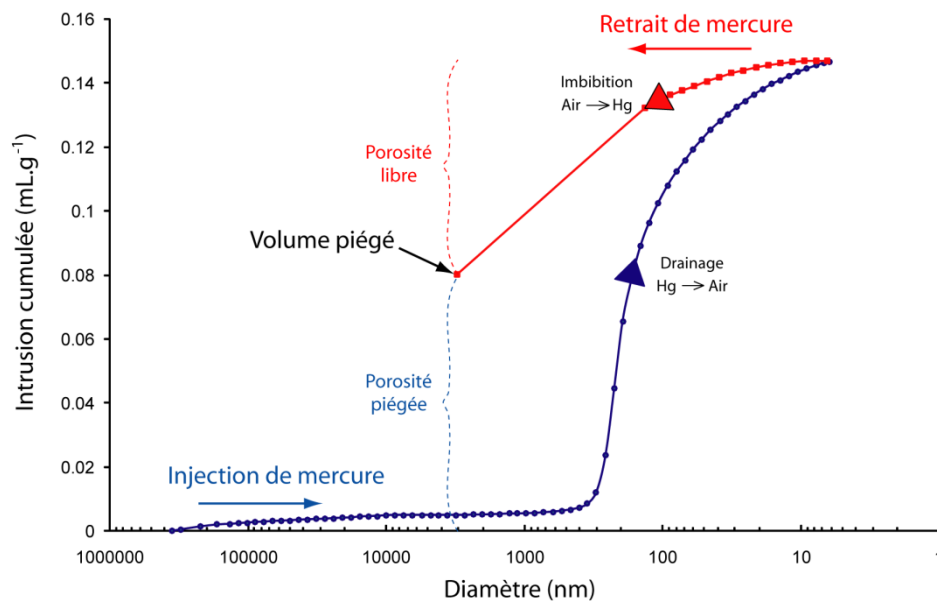


Fig. 3-10 : Courbes d'injection et de retrait de mercure sur un échantillon de carotte

Une première mesure s'effectue à basse pression. Après avoir fait le vide, la pression est progressivement augmentée jusqu'à pression atmosphérique. La contamination de l'échantillon par le mercure reste, à ce stade, un phénomène superficiel où seulement les pores

situés en périphérie de l'échantillon sont envahis. La faiblesse du volume injecté dans cette phase ne signifie pas nécessairement que le matériau ne contient pratiquement pas de pores dans cette gamme de taille, mais que seuls ceux d'entre eux qui sont suffisamment proches de la surface de l'échantillon sont envahis (Daïan, 2007). Une seconde mesure effectuée à haute pression permet d'augmenter le volume d'invasion. Au cours de cette étape, la courbe d'injection croît brutalement. Ce pic, appelé seuil de percolation, correspond à un diamètre critique de pores pour lequel se forme un chemin continu au travers de l'échantillon. À la fin du processus, lors du retour à la pression atmosphérique, une phase de retrait du mercure s'opère. Après retour à la pression atmosphérique, un certain volume de mercure reste piégé dans l'échantillon. Ce piégeage, également mesuré, s'explique par les caractéristiques géométriques des pores (capillarité, irrégularité, tortuosité, etc.) et par leur connectivité.

Les paramètres pétrophysiques suivants ont ainsi pu être appréciés (Pittman, 1992 ; Dullien, 1992 ; Cerepi *et al.*, 2000) (Annexe B):

- La porosité totale (ω_T en %) ;
- La macroporosité A (ω_{MA} , avec des diamètres d'accès de pores $D_C \geq 15 \mu\text{m}$) ;
- La macroporosité B (ω_{MB} , avec $0,1 \mu\text{m} < D_C < 15 \mu\text{m}$) ;
- La mésoporosité (ω_{MESO} , avec $D_C \leq 0,1 \mu\text{m}$) ;
- La distribution de la porosité en fonction du diamètre d'accès de pores ;
- La surface spécifique des pores ;
- Les porosités libre (ω_L) et piégée (ω_P).

3.3.2 Limites de la méthode

La limite de cette méthode repose tout d'abord sur la méthode de séchage de l'échantillon. Celle-ci ne doit pas induire de modification de texture. Or, un séchage poussé peut entraîner des modifications de la microstructure et l'apparition de microfissures, conduisant à une sous-estimation de la porosité. Ainsi, l'une des méthodes les plus employées de séchage des argiles est la lyophilisation (Pellerin, 1980 ; Romero, 1999 ; Boisson *et al.*, 2001) consistant à éliminer l'eau en la sublimant. Ce procédé, complexe et coûteux, n'a pu être effectué lors de notre étude. La méthode retenue de séchage à l'étuve est alors considérée ici comme très peu destructive.

3.3.2.1 Sur la théorie

La théorie de l'injection de mercure repose sur le caractère cylindrique des pores du milieu poreux ce qui, dans le cas des roches argileuses, est largement contestable. De plus, l'injection de mercure correspond à l'envahissement de l'espace poreux par un fluide non mouillant (Pellerin, 1980). Le vide résiduel fait ici office de phase mouillante. Il faut donc interpréter l'injection de mercure comme un drainage et son retrait comme une imbibition.

3.3.2.2 Sur la mesure de porosité

La porosité totale déterminée par cette mesure ne couvre cependant pas la totalité de l'espace poreux. De leur côté, Guillot *et al.* (2002), en couplant la porosimétrie mercure à la méthode d'adsorption d'azote (l'ensemble de ces deux techniques couvrant l'ensemble des tailles de pores mesurables) ont remarqué que les résultats étaient inférieurs à la porosité totale déduite des essais oedométriques. Ceci serait attribué à une certaine part de porosité occluse et aux espaces microporeux. Enfin, Cerepi (1997) énonce également les différentes erreurs relatives à la mesure de la porosité en elle-même. Celles-ci ont lieu lors de la mesure de la pression d'injection, de la mesure du volume de mercure injecté due notamment à la compressibilité du mercure et celle de la roche, ou encore de la mesure du temps.

3.3.2.3 Sur la distribution de l'espace poreux

La structure du milieu poreux est identifiée à partir de la distribution de la taille des pores au sein d'un échantillon. Aussi, le volume de mercure injecté à une pression donnée (et donc pour une taille de pores donnée) représente les volumes non seulement des pores en eux-mêmes mais également ceux des connexions de pores (Wardlaw, 1976 ; Wardlaw *et al.*, 1987).

Toutefois, différents auteurs admettent que la porosimétrie mercure de par sa reproductibilité et ses résultats qualitatifs et semi-quantitatifs reste une méthode essentielle à la compréhension des phénomènes intervenant dans le comportement macroscopique des argiles ainsi qu'à l'étude de leurs propriétés de transfert.

3.3.3 Analyses pétrographiques

Pour chaque faciès identifié sur les carottes, des échantillons ont été prélevés puis séchés à 50°C jusqu'à stabilisation du poids de l'échantillon. Cette température de déshydratation est utilisée pour ne pas faire intervenir l'eau interfoliaire qui pourrait modifier irréversiblement la structure (Bourbié *et al.*, 1986). Cette étape est nécessaire afin d'éliminer l'eau contenue dans les mésopores et macropores. Les échantillons ont ensuite été placés dans l'autopore IV 9500. La procédure retenue consiste à réaliser une injection à basse pression (0,0040 à 0,1542 MPa) afin de retirer l'air présent et d'administrer le mercure sous une pression légèrement supérieure à la pression atmosphérique. Les diamètres de pores mesurés sont alors compris entre 380 et 8,7 μm . Ensuite la mesure haute pression jusqu'à 207 MPa permet d'accéder aux pores dont le diamètre atteint 6 nm.

- **Carotte n°1** (Fig. 3-11)

Cette première carotte, réalisée au sommet de l'éponte entre 29,5 m et 32 m, débute par une argile bariolée totalement effritée correspondant vraisemblablement à une zone fracturée. Par la suite, deux faciès ont été reconnus. Le premier correspond à une argile bariolée plastique située entre 30 m et 31,23 m (de même lithologie que celle de la zone effritée). Les mesures pétrophysiques révèlent la présence d'une seule famille de diamètres d'accès de pores (notée F_1) comprise ici entre 100 nm et 200 nm. Au sein de ce premier faciès, on observe une légère augmentation de la taille de pores entre les mesures à 30,2 m et 30,9 m (on passe de 120 nm à 200 nm) correspondant à une argile plus lâche, où l'espacement entre les feuillets est plus important ; cette observation s'accorde avec la très légère augmentation de la porosité totale qui l'accompagne. Plus en profondeur, de 31,23 m à 32,33 m, une argile sableuse grise est présente. Cette nouvelle composante sableuse se traduit par l'apparition d'une seconde famille de pores (F_2) où le diamètre d'accès est égal à 2400 nm. Cette couche plus sableuse que la précédente s'accompagne d'une diminution de la porosité, révélant un arrangement spatial plus compact entre les minéraux argileux et les grains de quartz.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

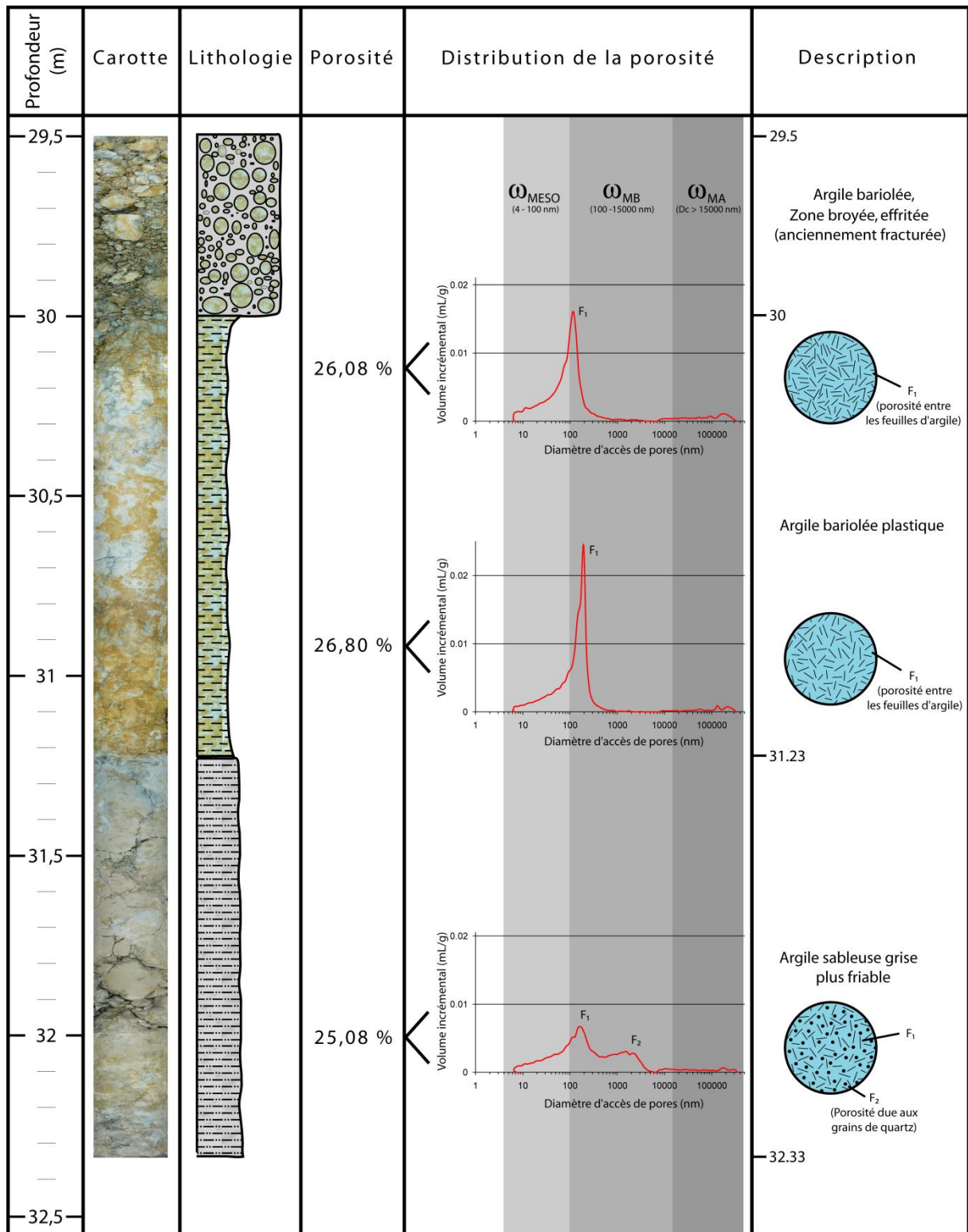


Fig. 3-11 : Carotte n°1 - lithologie et paramètres pétrophysiques

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

○ Carotte n°2 (Fig. 3-12)

Cette seconde carotte est située entre 40 m et 43 m. Elle se caractérise par une argile bariolée dont la proportion de silts devient de plus en plus importante avec la profondeur. Ainsi, au sommet, cette argile présente une seule famille (F_1) de diamètre d'accès de pores moyen de l'ordre de 150 nm. Elle s'apparente ainsi au premier faciès rencontré dans la carotte n°1. Avec l'augmentation de la profondeur, l'argile, se chargeant en éléments silteux, fait apparaître deux autres familles de pores beaucoup plus gros (F_2 et F_3); la première comprise entre 2000 et 3000 nm, l'autre avec un pic vers 9000 nm, ce second pic étant beaucoup moins conséquent à 41,3 m. Ce changement de taille de pores s'accompagne d'une diminution progressive de la porosité totale par un meilleur arrangement structural du milieu. Par ailleurs, l'absence d'échantillons au-delà de 41,5 m, due à la perte de la carotte lors de sa remontée, pourrait s'expliquer par une augmentation de la proportion de silts et sables rendant ce passage plus friable.

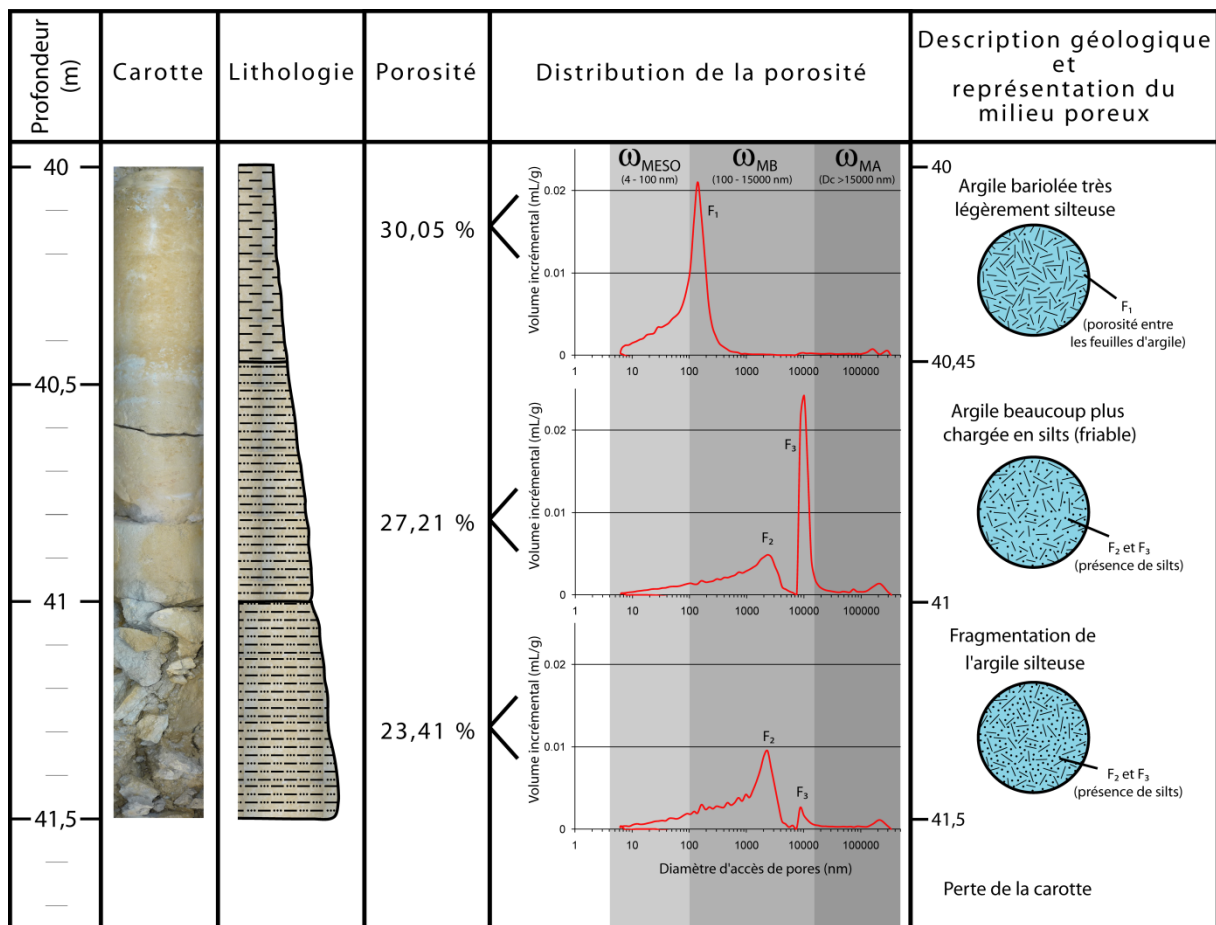


Fig. 3-12 : Carotte n°2 - lithologie et paramètres pétrophysiques

○ Carotte n°3 (Fig. 3-13)

Le prélèvement n°3 localisé entre 50 m et 53 m de profondeur montre un faciès essentiellement argileux gris plutôt plastique. Les mesures pétrophysiques indiquent une certaine homogénéité des diamètres d'accès de pores compris entre 160 nm et 350 nm (F_1) et des porosités fortes (29,5 % à plus de 35 %). La carotte présente deux niveaux plus calcaires qui affichent une induration plus élevée à l'origine de diamètres de pores plus petits que le reste de la carotte. Ces pores sont compris entre 50 nm et 100 nm pouvant être regroupés en une famille (F_4). Par ailleurs ces deux niveaux présentent des porosités bien plus faibles. Ils correspondent à une marne gris clair entre 50,18 m et 50,65 m et une couche de calcaire marneux entre 52,7 m et 52,95 m.

○ Carotte n°4 (Fig. 3-14)

La carotte n°4 comprise entre 60 m et 63 m se compose d'un faciès marneux plus calcaire que la carotte précédente. On retrouve les familles de pores F_1 et F_4 centrées sur 150 nm et 55 nm. Une troisième famille (F_5) regroupe les mésopores de très faible diamètre, de l'ordre de 10 nm. La partie indurée située entre 60,9 m et 61,36 m est la seule à renfermer une seule famille de pores (F_5) coïncidant avec la porosité la plus forte de cette carotte (27,66 %). Les autres niveaux, de par leur distribution bimodale, présentent une porosité plus faible.

○ Carotte n°5 (Fig. 3-15)

La carotte n°5 a été prélevée entre 70 m et 73 m. Elle débute par une argile sableuse ocre plutôt tendre qui fait place à un grès argileux induré de faible épaisseur. Les mesures pétrophysiques font état d'une seule famille de pores (F_2) dont le diamètre moyen diminue du fait de la compaction et d'une organisation spatiale meilleure ; cette dernière étant favorisée par une augmentation de la composante sableuse. La diminution de la taille des pores, passant de 1100 nm en moyenne à 600 nm, s'accompagne d'une forte réduction de la porosité totale. En-dessous, se trouve une argile beaucoup moins sableuse où la famille de pores F_1 apparaît, attribuable aux espaces inter-feuillets. Ceci s'accompagne d'une augmentation de la porosité. Plus profondément, on trouve un passage argileux sans trace d'éléments sableux (entre 71,52 m et 73,17 m). Les diamètres de pores sont alors plus faibles, correspondant à F_4 , mais les porosités sont fortes, de l'ordre de 33 %. Ces résultats, à l'échelle de la carotte, ne rendent pas compte de la zone effritée située à la base de la carotte qui pourrait avoir une incidence en termes de porosité à plus grande échelle.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

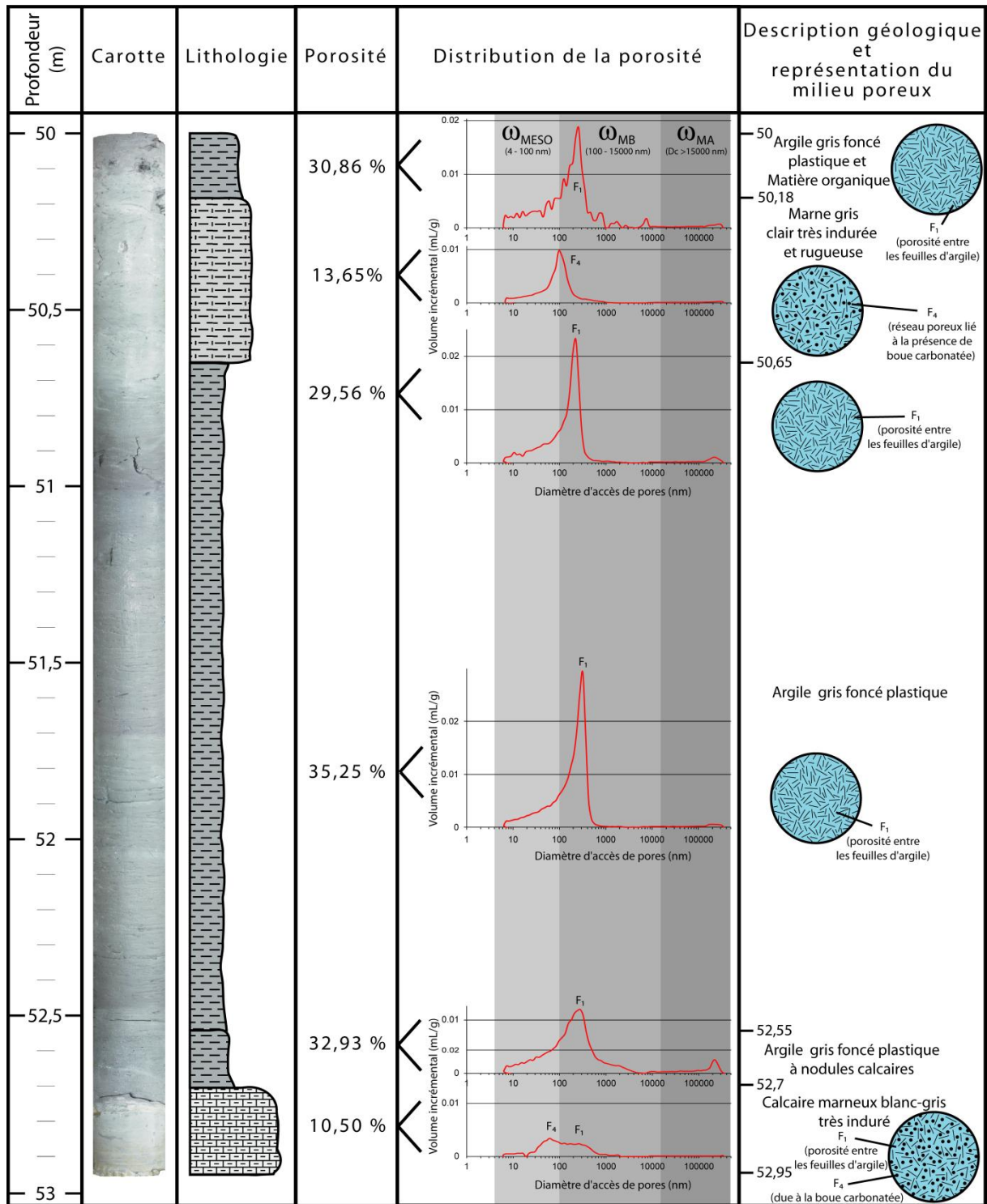


Fig. 3-13 : Carotte n°3 - lithologie et paramètres pétrophysiques

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

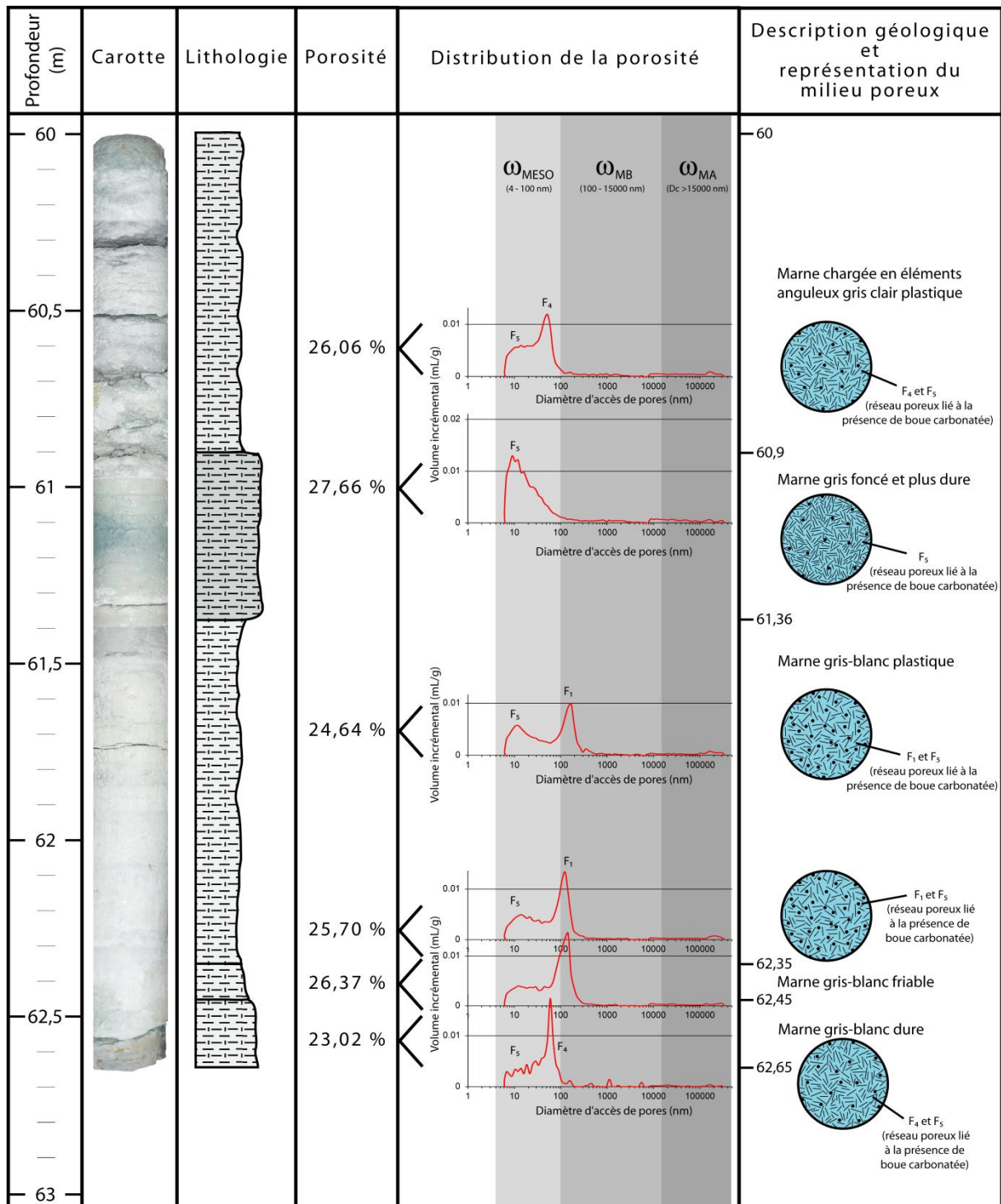


Fig. 3-14 : Carotte n°4 - lithologie et paramètres pétrophysiques

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

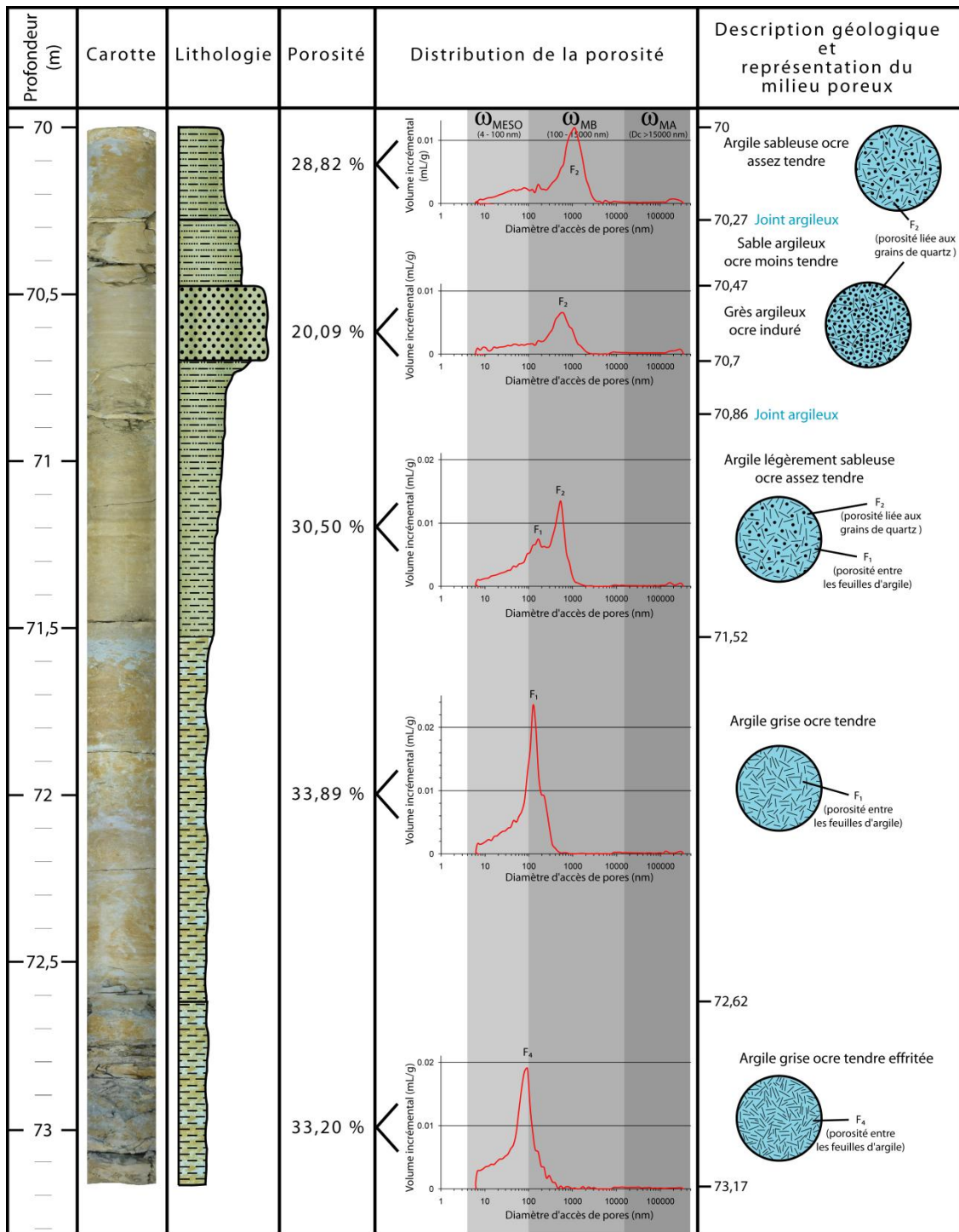


Fig. 3-15 : Carotte n°5 - lithologie et paramètres pétrophysiques

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Les carottes montrent des porosités totales relativement élevées. Les faciès argileux sont les plus poreux avec des valeurs s'échelonnant de 26 % (carotte n°1) à 35 % (carotte n°3). Ils sont constitués d'une seule famille de pores (F_1) dont les diamètres sont généralement compris entre 100 nm et 500 nm. Les faciès plus calcaires des carottes n°3 et 4 ont des porosités plus faibles de 23 % à 28 %. Ces faciès présentent également les minima de porosité, à 50,5 m et 52,8 m avec des valeurs inférieures à 15 % correspondant à des niveaux de calcaires marneux plus indurés. Leur distribution, généralement bimodale, des tailles de pores d'accès révèle des associations entre trois familles. La première (F_1) est la même que celle observée pour les faciès argileux. Les deux autres familles correspondent à des pores de diamètres plus petits attribués aux mésopores. Ainsi, la famille F_4 est comprise entre 50 nm et 100 nm ; la famille F_5 est de l'ordre de 10 nm, à la limite des possibilités de mesure du porosimètre. Enfin les niveaux silteux et sableux sont les seuls à présenter des diamètres de pores supérieurs à 600 nm (familles F_2 et F_3). La distribution des tailles de pores peut être également bimodale. La présence de silts et de sables ainsi que l'induration vont avoir, par réarrangement structural, une influence importante sur la distribution de la taille des pores (Tanaka, 2003) et sur les porosités observées avec des valeurs comprises entre 20 % et 30 %.

La macroporosité (principalement celle formée par les macropores B) constitue l'essentiel de la porosité totale de nos échantillons avec des proportions généralement supérieures à 60 % (Fig. 3-16). Les niveaux calcaires se différencient par un pourcentage de mésopores plus élevé (carotte n°4), alors que les niveaux silteux et sableux des carottes n°2 et 5 sont ceux présentant un pourcentage de macropores le plus fort (plus de 80 %).

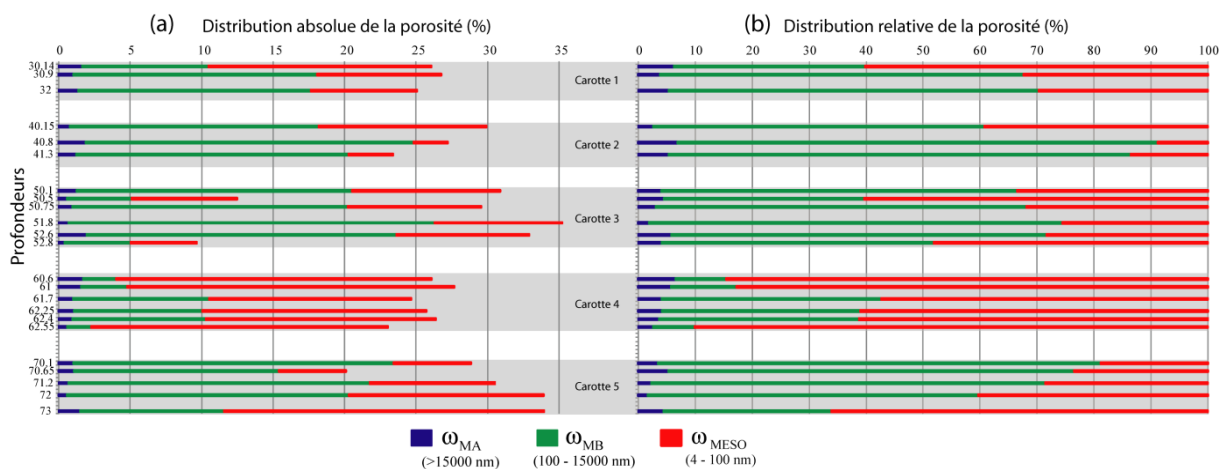


Fig. 3-16 : Distribution de la porosité (a) porosités absolues (b) porosités relatives ; ω_{MA} : Macroporosité A ; ω_{MB} : Macroporosité B ; ω_{MESO} : Mésoporosité

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Une propriété particulière des minéraux argileux vient de leur petite taille qui génère une importante surface spécifique en comparaison de leur volume (Velde, 1995) La surface spécifique d'un milieu poreux désigne la surface de pores par unité de masse et s'exprime en $\text{m}^2.\text{g}^{-1}$ (Santamarina *et al.*, 2002). Pour les argiles, de par leur structure en feuillets, la surface spécifique totale prend en compte la surface interne, correspondant à l'espace interfoliaire, et la surface externe, celle comprise entre les particules argileuses (Fig. 3-17). Les valeurs de surface spécifique varient ainsi selon la nature des minéraux argileux (Tableau 3-1) : la surface spécifique de la kaolinite et de la chlorite (absence de surface interne) est faible en comparaison de celle de l'illite et surtout de la smectite.

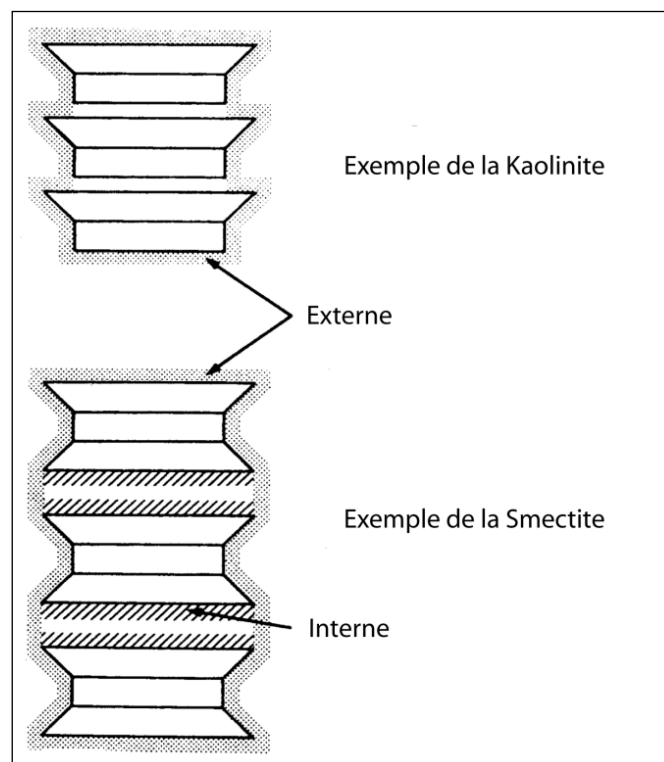


Fig. 3-17 : Représentation des surfaces internes et externes des minéraux argileux (Reeves *et al.*, 2006)

Ce paramètre représente les surfaces accessibles à l'eau. De ce fait, plus la surface spécifique est élevée, plus la quantité d'eau adsorbable par les particules est importante. Il va également influencer sur la capacité d'échange cationique, dont la corrélation est importante selon le minéral argileux présent (Sammartino *et al.*, 2003), la sorption des substances chimiques ou encore les phénomènes de gonflement et de retrait.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Les résultats obtenus sur les carottes montrent une corrélation entre le diamètre de connexion de pores moyen et la surface spécifique (Fig. 3-18). Cette dernière est très inégalement répartie au sein de l'éponte. Les faciès silto-sableux ont par exemple des surfaces spécifiques plus faibles que les autres faciès indiquant la possible présence d'eau libre dans leur structure.

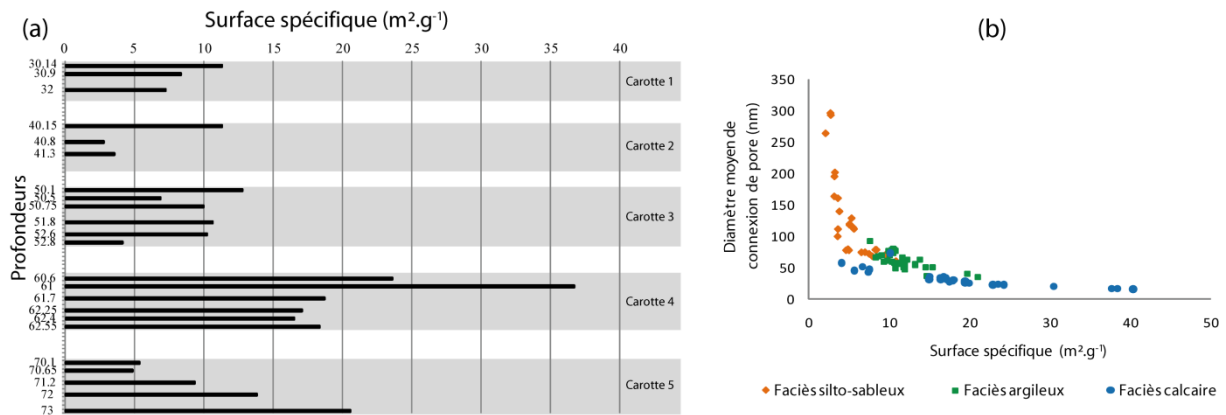


Fig. 3-18 : (a) résultats des surfaces spécifiques (b) relation surface spécifique / diamètre de connexion de pores

Un autre type de porosité peut être déterminé par la porosimétrie mercure, il s'agit de la porosité piégée (cf. Fig. 3-10). À la fin de la première injection de mercure, un retour à la pression atmosphérique s'opère. Durant cette phase, une partie du mercure est extraite de l'échantillon, l'autre se retrouve piégée. La différence entre les phases d'intrusion et d'extrusion correspond alors à la porosité piégée. Ce phénomène est essentiellement dû à la structure complexe du milieu poreux. L'intrusion de mercure dans une cavité est contrôlée par la taille de son rayon d'accès alors que le rayon de la cavité elle-même et sa connectivité contrôlent l'extrusion de mercure (Webb, 2001). Ainsi, l'extrusion de mercure sera améliorée si ce rapport taille de pore / taille d'accès est faible et donc s'il existe une certaine homogénéité de la structure du milieu poreux (Wardlaw et Taylor, 1976).

Sur les échantillons (Fig. 3-19), la proportion de mercure piégé est importante (plus de 50 %). On observe des proportions différentes suivant les faciès. Ainsi, les niveaux silto-sableux donnent les porosités piégées les plus fortes avec des valeurs allant de 65 % à plus de 85 % pour la carotte 2. Les faciès plus calcaires piègent moins le mercure lors de son retrait (moins de 50 %)

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

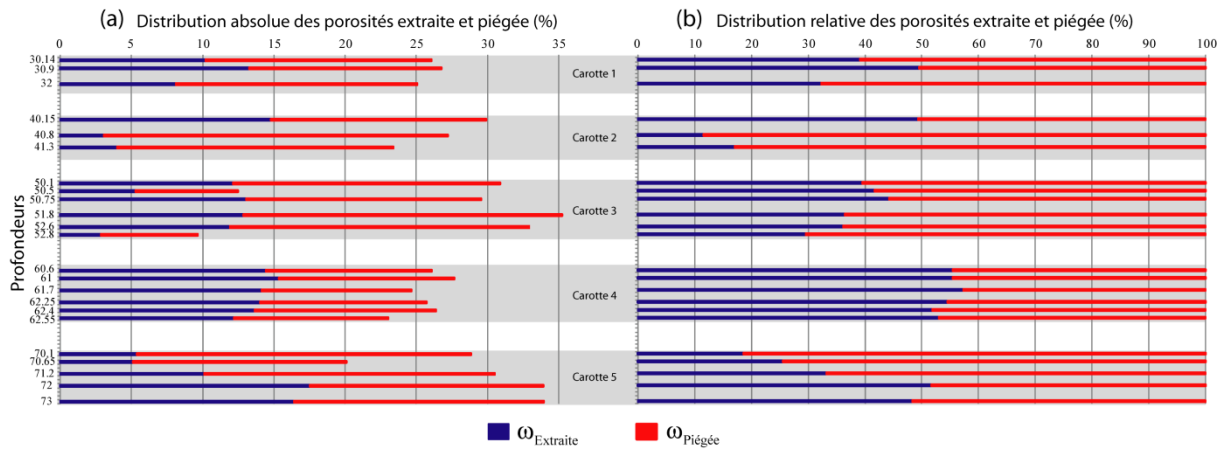


Fig. 3-19 : Porosité piégée lors de la phase de retrait de mercure. (a) porosités absolues (b) porosités relatives

De plus on observe une bonne corrélation entre la macroporosité A+B et la porosité piégée (Fig. 3-20). Ceci confirme le fait qu'un pore entouré d'une matrice argileuse piège le mercure quand le ratio entre la taille de pore et la taille de son accès est fort (Sammartino *et al.*, 2003). On retrouve ici la forte proportion de porosité piégée au niveau des faciès silteux et sableux.

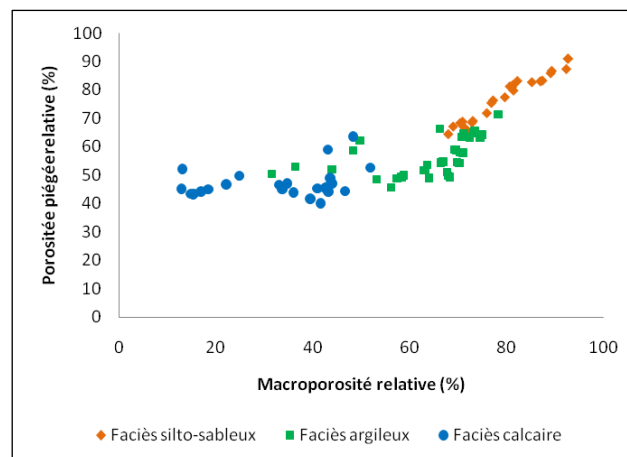


Fig. 3-20 : Macroporosité (A+B) vs porosité piégée relative

En étudiant, au moyen du microscope électronique à balayage et de la porosimétrie mercure, des échantillons de sols intacts de l'argile de Champlain, Delage et Lefebvre (1984) ont proposé une interprétation de la porosité piégée et libre. La première, obtenue à la fin d'une première injection, lors du retour à la pression atmosphérique, serait attribuée à la porosité inter-agrégats constituée des pores les plus gros. Le piégeage serait alors dû aux ponts d'argile et aux irrégularités des agrégats. En effet, le rapport taille de pore / taille d'accès qui contrôle l'extrusion du mercure étant fort, il rendrait le mercure incapable de quitter les pores inter-

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

agrégats. La seconde, la porosité libre, est obtenue lors d'une deuxième phase d'intrusion, alors que le mercure se trouve toujours dans l'échantillon. La réintrusion remplit les pores les plus petits laissés vacants par le mercure lors de son extrusion. Ces pores pourraient être liés à la porosité intra-agrégat, celle contenant l'eau liée, quasi-immobile. Sur ces considérations, il semble que les faciès favorisant l'écoulement au sein de l'éponte soient ceux présentant une forte proportion de silts et de sables où la proportion de porosité piégée est la plus élevée.

L'analyse de la microstructure des argiles réalisée par la porosimétrie mercure permet d'identifier, au sein de l'éponte, les passages susceptibles de favoriser l'écoulement d'eau. L'éponte présente dans son ensemble des porosités relativement fortes, au-delà de 25 %, les faciès argileux et marneux montrent cependant une valeur de surface spécifique importante favorisant l'adsorption d'eau et donc sa quasi-immobilité. Ceci est notamment confirmé par une porosité piégée, associée aux pores inter-agrégats, relativement faible. Les faciès silteux et sableux ont, quant à eux, des propriétés opposées. Leur surface spécifique est faible, favorisant la présence d'eau libre pouvant participer aux écoulements. Cette propriété est essentiellement due à leur hétérogénéité ; en effet la présence de silts et de sables modifie la structure de l'argile et augmente la taille des pores. Cette observation est également appuyée par les mesures de porosité piégée montrant des valeurs fortes.

Bien que l'analyse de cette microstructure ne puisse, à elle seule, définir les propriétés de l'éponte à l'échelle macroscopique. L'utilisation des paramètres évalués par porosimétrie mercure permet d'approcher les propriétés de perméabilité des argiles à l'échelle de la carotte.

3.4 Perméabilités et conductivités hydrauliques déduites des mesures pétrophysiques

La porosité et la perméabilité ont un rôle important dans la description des réservoirs. Ainsi, la porosité traduit la capacité de stockage des roches et la perméabilité leur faculté à laisser s'écouler un fluide. La difficulté de mesure de la perméabilité a incité différents auteurs à la relier à des caractéristiques physiques du milieu poreux.

La relation de Kozeny-Carman est une des relations empiriques les plus célèbres de prédiction de la perméabilité de différents milieux poreux à partir de l'indice des vides et de la surface spécifique des roches. Son application pour les roches argileuses reste cependant discutable (Michaels et Lin, 1954 ; Chapuis et Aubertin, 2003). Ceci peut s'expliquer par le fait que la relation, initialement développée pour les sables, utilise des données de surface spécifique et de porosité pour prédire des perméabilités de roches à structure isotrope, propriété peu représentative des argiles. Olsen (1962) a examiné plusieurs facteurs pouvant expliquer les différences de flux observables entre les argiles et les sables par l'utilisation de la relation de Kozeny-Carman. Autres que le couplage électrocinétique, la non-applicabilité de la loi de Darcy et la tortuosité qui ont un impact très peu significatif sur les écarts observés, les variations de tailles de pores peuvent expliquer toutes ces variations de flux. De la même manière, des observations à partir des mesures en laboratoire et des analyses théoriques montrent que la perméabilité est plus sensible à la taille des pores qu'à la porosité (Xu et White, 1998). Cette dernière, restant une propriété statique du milieu, ne peut donc à elle-seule traduire la capacité du milieu à laisser traverser un fluide. Ainsi, la prise en compte du diamètre de pore de connexion moyen ou du diamètre critique dans l'estimation de la perméabilité constitue une amélioration par rapport à la seule prise en compte de la porosité.

Plusieurs théories ont été développées afin d'établir des relations entre les résultats de porosimétrie mercure et la perméabilité des matériaux. Ces différentes approches peuvent être regroupées en différents groupes suivant les théories sur lesquelles elles reposent.

3.4.1 Principe des modèles capillaires

Les modèles capillaires prennent en compte la distribution de la taille des pores. Cependant, la complexité de la géométrie de pores nécessite d'assimiler le milieu poreux à des modèles schématiques simples de géométrie bien définie.

Ces modèles reposent sur la théorie de Poiseuille (Dullien, 1992) : en considérant un écoulement stationnaire, on peut admettre une proportionnalité entre les gradients de pression et la vitesse d'écoulement dans les pores. En appliquant cette relation, valable pour chaque pore, à un échantillon de longueur L et de diamètre de pore équivalent D , le débit d'écoulement Q vérifie l'équation de Hagen-Poiseuille :

$$Q = \frac{n D^4 \pi}{128} \frac{\Delta P}{\mu L} \quad \text{Éq. 3-5}$$

Avec n : nombre de tubes capillaires ;

D : diamètre du tube (m) ;

ΔP : variation de pression le long de l'échantillon ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$) ;

μ : viscosité dynamique du fluide ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) ;

L : longueur de l'échantillon (m).

Ce débit est également défini par la loi de Darcy dont l'applicabilité aux argiles a été vérifiée par Olsen (1962) et Prost (1984) :

$$Q = \frac{n k}{\mu} \frac{\pi D^2}{4 \omega} \frac{\Delta P}{L} \quad \text{Éq. 3-6}$$

Avec ω : porosité (%) ;

k : perméabilité intrinsèque (m^2).

Par identification, on trouve le coefficient de perméabilité k :

$$k = \omega \frac{D^2}{32} \quad \text{Éq. 3-7}$$

De cette théorie, plusieurs modèles capillaires ont ainsi été établis.

3.4.1.1 Modèle de tubes capillaires identiques : Modèle de Purcell

Ce premier modèle consiste en un ensemble de tubes capillaires cylindriques parallèles à rayons uniformes et non interconnectés entre eux. Le diamètre du tube est alors assimilé au rayon de connexion R_c obtenu par porosimétrie mercure :

$$k = \omega \frac{D^2}{32} = \omega \frac{R_c^2}{8} \quad \text{Éq. 3-8}$$

Avec k : perméabilité intrinsèque (m^2) ;

R_c : rayon de connexion de pore (m).

La perméabilité est d'après ce modèle une fonction linéaire de la porosité et une fonction quadratique de la taille caractéristique de pores. Ce modèle est critiquable car il n'autorise qu'un écoulement unidimensionnel et considère les canaux comme étant tous de même taille.

3.4.1.2 Modèle de tubes capillaires parallèles de diamètres différents : Modèle de Monicard

Monicard (1975) propose un modèle tenant compte d'un caractère fondamental du milieu poreux : la variation de la section des canaux d'un plan à un autre. Ainsi, en assimilant le milieu poreux à un faisceau de tubes capillaires parallèles de diamètres différents mais à section uniforme, la fréquence de chaque diamètre D est donnée par une fonction de densité de taille de pores $F(D)$:

$$k = \frac{\omega}{96} \int_0^{\infty} D^2 F(D) dD \quad \text{Éq. 3-9}$$

Avec k : perméabilité intrinsèque (m^2) ;

ω : porosité (%) ;

D : Diamètre du tube capillaire (m).

Ce modèle est extrêmement sensible aux pores les plus larges dans la distribution de taille de pores (Dullien, 1992). Utilisé notamment par Cerepi (1997), ce modèle montre, sur des roches calcaires, une bonne corrélation avec les mesures de perméabilité à l'eau. Cependant, la perméabilité au mercure est toujours inférieure à la perméabilité à l'eau, ceci s'expliquant par le caractère non mouillant du mercure.

3.4.1.3 Modèle de tubes capillaires à resserrements périodiques : Modèle de Dullien

Dans ce modèle, chaque canal est supposé être formé de segments de différents diamètres dont la distribution suit une fonction de densité de taille de pores $F(D)$. La perméabilité est donnée par :

$$k = \frac{\omega}{96} \frac{\left[\int_0^{\infty} F(D) dD / D^2 \right]^2}{\int_0^{\infty} F(D) dD / D^6} \quad \text{Éq. 3-10}$$

Avec k : perméabilité intrinsèque (m^2) ;
 ω : porosité (%) ;
 D : Diamètre du tube capillaire (m).

D'après Dullien (1992), ce modèle de type « en série » tend à sous-estimer les perméabilités du fait de sa sensibilité aux plus petits pores de l'échantillon. Tous ces modèles s'appuient sur des tubes capillaires parallèles qui n'interagissent pas entre eux. De plus, un milieu poreux réel comprend en général des canaux obturés qui ne peuvent participer à la perméabilité bien qu'ils contribuent à la porosité (Nicolas, 2003). D'autres modèles reposant sur les théories de capillaires ont également été élaborés : le modèle de Dullien et Dhawan (Dullien, 1992) appose des analyses d'image au modèle de Dullien. D'autres s'appuient sur des concepts probabilistes prenant en compte le désordre naturel du milieu poreux (Juang et Holtz, 1986). Ces modèles sont notamment présentés par Garcia-Bengochea *et al.* (1979) et Lapierre *et al.* (1990).

Les rétrécissements (ou accès de pores) présents au sein des roches, contrôlent la perméabilité et affectent fortement la conductivité électrique des formations (Etris *et al.*, 1988). Ainsi, d'autres modèles prennent en compte les mesures de résistivité réalisées notamment par diagraphie pour approcher la perméabilité des roches. Ces modèles dits de longueur caractéristique s'appuient pour la plupart sur la loi d'Archie.

3.4.2 Principe des modèles de longueur caractéristique

L'une des relations empiriques fondamentales reliant, au sein d'une formation, la résistivité électrique du milieu poreux avec ses propriétés physiques et celles du fluide qu'il contient a été établie par Archie (1942) :

$$F = \frac{\sigma_w}{\sigma_0} = \frac{a}{\omega^m} \quad \text{Éq. 3-11}$$

Où F est le facteur de formation, paramètre intrinsèque du milieu poreux représentant sa géométrie ;

σ_w est la conductivité de l'eau de formation (Siemens.m⁻¹) et σ_0 est la conductivité de la formation (Siemens.m⁻¹) ;

ω est la porosité ;

m est le facteur de cimentation compris entre 1,3 et 3,5 (Devarajan *et al.*, 2006) ;

$a \approx 1$ est le facteur lithologique qui varie entre 0,6 et 2 ($a < 1$ pour les roches à porosité intergranulaires et $a > 1$ pour les roches à porosité de fracture). Il traduit la tortuosité du milieu poreux (Azar, 2008).

En s'inspirant de cette relation, Katz et Thomson ont établi un modèle au cours de leurs recherches sur les propriétés de transport des fluides dans les milieux poreux. Généralement appliqué aux sables (Nelson, 1994 ; Wu, 2004), il constitue une alternative au calcul de perméabilité par l'équation de Kozeny-Carman très peu appropriée aux argiles (Olsen, 1962 ; Lapierre *et al.*, 1990). Cette dernière est notamment critiquée pour relier des propriétés de transport à des propriétés géométriques macroscopiques et pour ne pas reconnaître la notion de longueur d'échelle comme propriété physique fondamentale de l'évaluation de la perméabilité (Katz et Thompson, 1986). Leur modèle s'appuie ainsi sur la théorie de percolation. Celle-ci permet de prendre en compte le degré d'interconnexions des pores et fissures de la roche. À partir d'une certaine densité, les pores et fissures créent un chemin connecté « infini » à travers tout le milieu poreux (Guyon *et al.*, 2001). On définit ainsi un seuil de percolation correspondant au moment où ce chemin connecté existe créant ainsi un réseau macroscopiquement conducteur.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Ce seuil est utilisé par Katz et Thompson pour déterminer la longueur caractéristique de l'espace poreux l_C reliée à la perméabilité par la formule suivante :

$$k = C l_C^2 \frac{1}{F} = C l_C^2 \frac{\sigma_0}{\sigma_w} \quad \text{Éq. 3-12}$$

Avec k : perméabilité intrinsèque (m^2) ;

C : constante ;

l_C : longueur caractéristique de l'espace poreux (m).

À partir de mesures de porosimétrie mercure effectuées sur 50 échantillons de roches sableuses et carbonatées dont la perméabilité s'étend de 50 μD à 5 D, Katz et Thompson (1986) ont défini la longueur caractéristique comme le point d'inflexion de la courbe d'évolution de l'injection de mercure dans la roche (Fig. 3-21). L'augmentation rapide de cette courbe est généralement interprétée comme le moment où le mercure injecté suit un chemin continu à travers l'échantillon. Ainsi, cette longueur caractéristique l_C correspond au diamètre de pore critique. Il s'agit du plus petit diamètre de connexion de pore à partir duquel un chemin continu à travers l'échantillon existe. La constante C est de l'ordre de 1/226. Il ne s'agit pas d'un paramètre empirique mais plutôt fondé sur une réflexion théorique considérant la géométrie de pore cylindrique comme cohérente avec l'interprétation de porosimétrie mercure (Nokken et Hooton, 2008). Une révision d'une partie de ces modèles a été réalisée par Nelson (1994), Comisky *et al.* (2007) et Milsch *et al.* (2008).

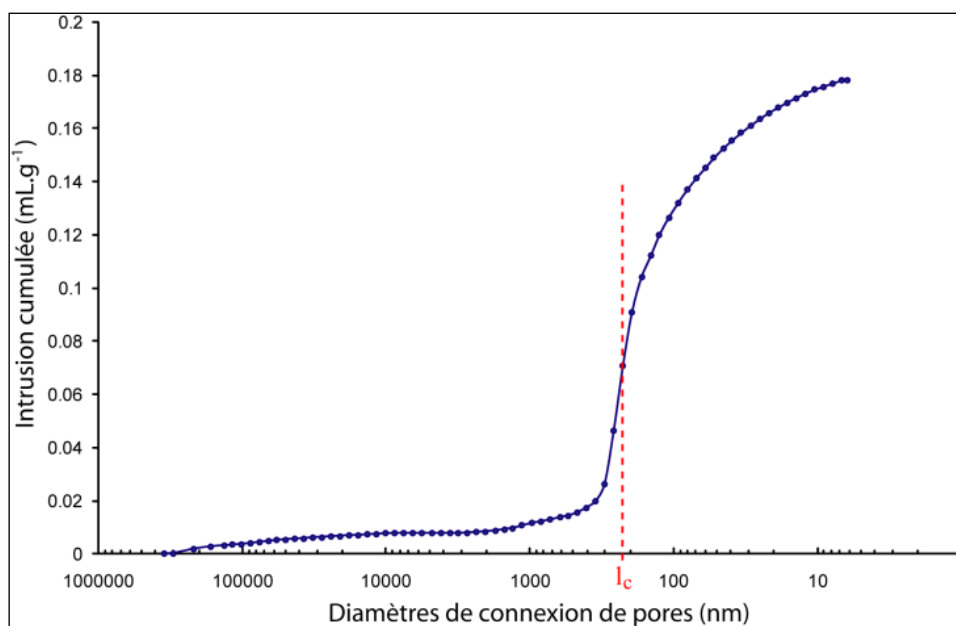


Fig. 3-21 : Définition de la longueur caractéristique

L'application de ces modèles aux argiles s'avère cependant délicate. Schneider (2008) explique ainsi que la relation d'Archie, développée pour des formations peu conductrices, ne prend pas en compte le courant qui se propage à la surface des grains et donc que son application aux formations contenant des minéraux argileux n'est pas possible. Dans la formation argileuse, l'eau interstitielle est considérée plus conductrice que dans les formations propres équivalentes (Desbrandes, 1982). En effet, la présence de minéraux argileux dans le milieu poreux va entraîner un échange de cations entre l'eau interstitielle et la surface des argiles. Ainsi, le déficit de charges en surface des minéraux argileux va entraîner la formation d'une double couche et va conférer à l'eau, au voisinage de ces surfaces, des propriétés physico-chimiques particulières contribuant en partie à la résistivité mesurée (Guérin, 2004 ; Jin *et al.*, 2007). Waxman et Smits (1968) ont ainsi décrit le comportement de ces cations sous l'effet d'un courant électrique à l'aide d'un modèle empirique où la conductivité électrique de la formation, σ_0 , est liée à la conductivité électrique de l'eau interstitielle, σ_w , par la relation :

$$\sigma_0 = \frac{1}{F} (\sigma_w + \sigma_s) \quad \text{Éq. 3-13}$$

Le paramètre σ_s correspond à l'excès de conductivité de surface attribué à la circulation de cations hydrolysés au sein de la couche diffuse et est lié à la capacité d'échange cationique (CEC) de la phase argileuse de la formation. Ce paramètre prend la forme BQ_v , où Q_v représente la CEC par unité de volume (équivalent à la teneur en argile) et B la mobilité des cations dans la partie externe de la couche diffuse. On obtient ainsi :

$$\sigma_0 = \frac{1}{F} (\sigma_w + B Q_v) \quad \text{Éq. 3-14}$$

L'utilisation de ce modèle reste cependant discutable puisque même s'il différencie les différentes origines de conductivité électrique dans le sol, les charges électriques sont inégalement réparties entre les interfaces et la solution et sont soumises à des forces d'attraction et d'interaction entre les ions et la particule (Besson, 2007). Ainsi d'autres modèles prennent en compte la présence d'eaux différentes au sein des argiles : celle remplissant les pores, considérée comme libre, et celle située aux interfaces des particules et dans les particules, appelée eau liée. Nous pouvons citer le modèle Dual-Water (Clavier *et al.*, 1984) dans lequel l'eau liée ('Clay water'), a une conductivité indépendante de la nature et de

la quantité d'argile et provient exclusivement des contre-ions. L'estimation de son volume est effectuée à partir de la concentration des contre-ions. L'eau libre ('Far water') a une conductivité et une concentration ionique analogue à la salinité de l'eau de la formation. Son volume correspond à l'équilibre entre l'eau totale et l'eau libre. Les conductivités des deux eaux sont pondérées afin d'obtenir une conductivité équivalente de l'eau de formation. Ces deux modèles, Waxman-Smits et Dual-Water, sont largement appliqués dans l'industrie pétrolière (Sri Niwas *et al.*, 2007). Plusieurs autres modèles prennent en compte la présence de deux eaux parmi lesquels le modèle de Bussian établi en 1983. Dans ce modèle, les minéraux sont non seulement des particules chargées, responsables de la conductivité de surface, mais ils influencent également la conductivité de l'eau interstitielle en modifiant la structure géométrique du milieu (Besson, 2007). Revil *et al.* (1998) se sont appuyés sur ce modèle pour définir une équation prenant en compte les différents comportements des ions dans l'espace poreux en fonction de la salinité du milieu poreux.

3.4.3 Détermination des perméabilités et conductivités hydrauliques

Au cours de notre étude, les modèles capillaires de Purcell, Monicard et Dullien, ainsi que le modèle de Katz-Thompson ont été appliqués. Bien que leur application à des argiles reste discutable et que d'autres, plus complexes, existent, ces modèles ont été retenus pour leur facilité d'application dans l'optique d'approcher la perméabilité de nos échantillons et d'apprécier l'influence possible des hétérogénéités sur les écoulements au sein de l'éponte.

La mesure de conductivité électrique de l'eau de formation a été réalisée par descente d'un conductivimètre dans les 5 chambres de contrôle. Une valeur moyenne de $0,4 \text{ mS.cm}^{-1}$ a été retenue soit une résistivité électrique de l'eau de formation de 25 ohm.m . Les résultats de perméabilité intrinsèque calculés à partir des modèles (Fig. 3-22) sont ici exprimés en m/s d'après la correspondance donnée par De Marsily (1981) pour une eau à 20°C : $1 \text{ millidarcy} = 0,9666 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$. Parmi les modèles de tubes capillaires, seuls les résultats obtenus par Dullien sont présentés par la suite. La méthode de Purcell donne des résultats sensiblement supérieurs à celle de Dullien, de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-9} m.s^{-1} avec une moyenne comprise à 10^{-7} m.s^{-1} . Les résultats du modèle de Monicard offrent les mêmes variations que celles de Dullien mais avec des conductivités hydrauliques dix fois plus élevées.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

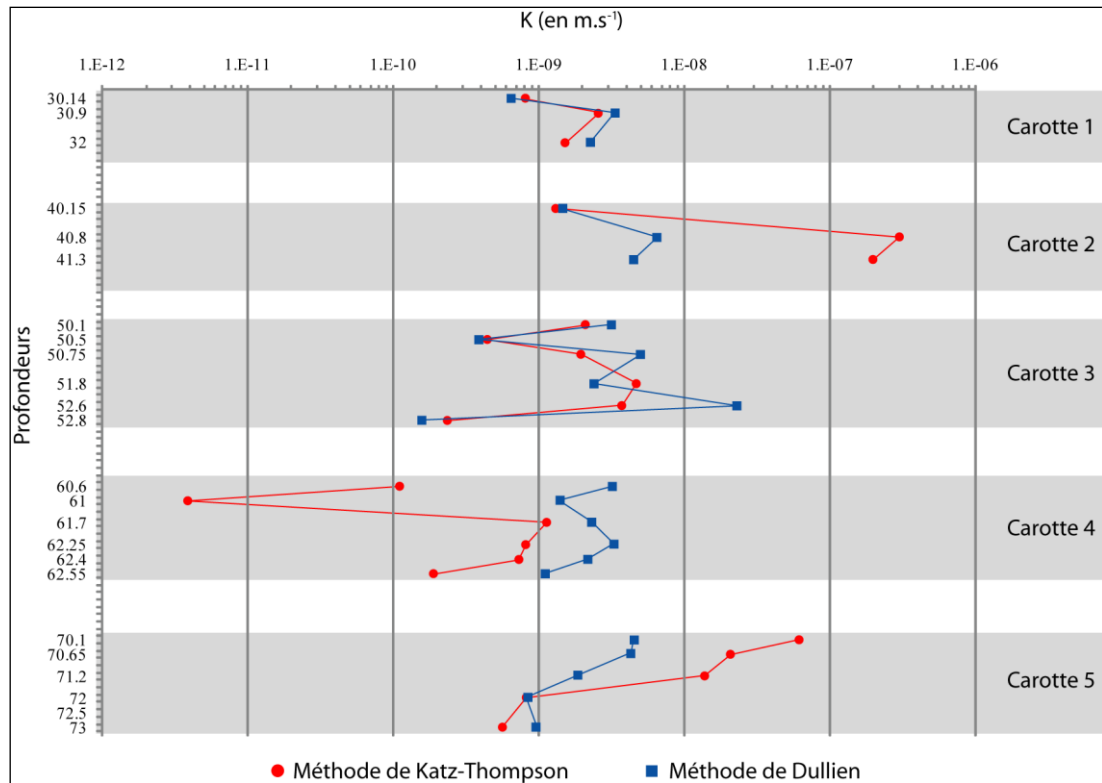


Fig. 3-22 : Résultats des conductivités hydrauliques obtenues par la méthode de Katz-Thompson et de Dullien

Les résultats montrent une certaine similitude entre les deux méthodes retenues (annexe C). La conductivité hydraulique moyenne est proche de $1.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$, mais les ordres de grandeurs divergent. Les valeurs obtenues par la méthode de Katz-Thomson s'étendent sur 5 ordres de grandeurs (de $4.10^{-12} \text{ m.s}^{-1}$ à $4.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$). Elles expriment relativement bien les variations de faciès observées sur les carottes (Fig. 3-23).

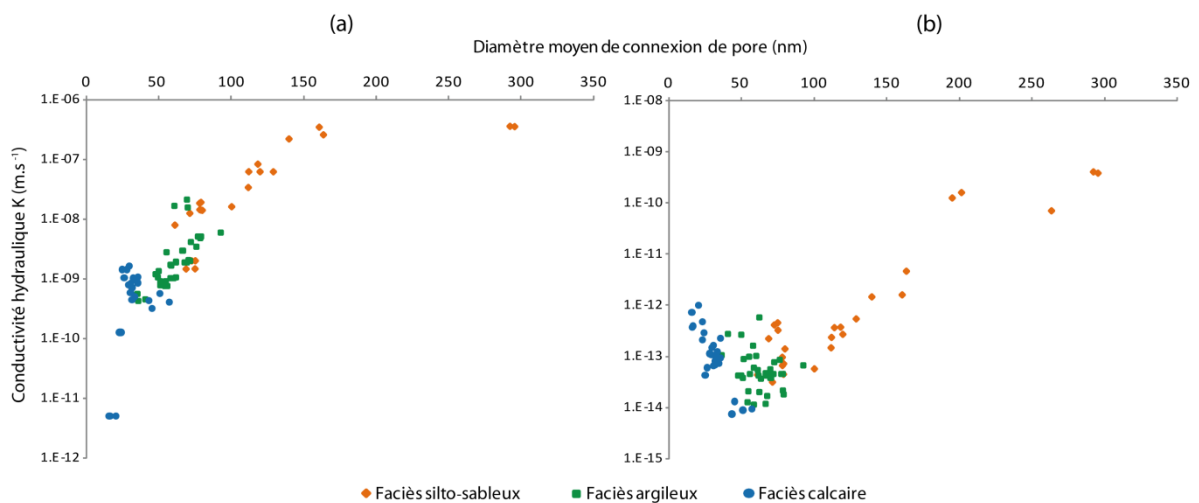


Fig. 3-23 : Relation entre la conductivité hydraulique mesurée et le diamètre moyen de connexion de pore. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien

Ainsi, les passages silto-sableux présentent des conductivités hydrauliques relativement plus fortes que les faciès argilo-marneux. Ceci s'explique davantage par des diamètres moyens d'accès aux pores plus grands que par les mesures de résistivité effectuées où les variations sont relativement faibles (de 16,5 à 32 ohm.m). La méthode de Dullien, quant à elle, montre des variations beaucoup plus faibles de 2 ordres de grandeurs (de 1.10^{-10} m.s⁻¹ à 1.10^{-8} m.s⁻¹). Cette différence peut s'expliquer par le mode de calcul. Là où la méthode de Katz-Thompson s'appuie sur la longueur caractéristique de l'échantillon, le modèle de Dullien prend en compte tous les diamètres d'accès et est donc très fortement influencé par les macropores détectés au début de la mesure de porosimétrie. La mesure de ces macropores est attribuée au phénomène de « conformance » (Comisky *et al.*, 2007) qui correspond, au tout début de la mesure basse pression de la porosimétrie mercure, à la pression requise pour entourer, sans intrusion, l'échantillon par du mercure. Ces macropores détectés correspondent ainsi à la rugosité et aux irrégularités à la surface de l'échantillon et peuvent selon les cas influencer grandement les résultats. L'influence de ces macropores s'exprime alors dans le nivellement des mesures de conductivité hydraulique. Certains auteurs ne prennent pas en compte ces pores plus larges dans les calculs à partir de modèles capillaires (Garcia-Bengochea *et al.*, 1979 ; Tanaka, 2003).

Afin de rendre compte de la dépendance de la perméabilité aux paramètres mesurés (diamètres de connexion de pores et porosités), nous avons considéré par la suite seulement les pores inférieurs à 15 µm correspondant à la limite macroporosité A et macroporosité B. On observe alors (Fig. 3-22 et Fig. 3-23) que la méthode de Dullien est moins discriminante pour les différents faciès observés. La prise en compte de tous les rayons d'accès semble donc moins sensible à la mesure de perméabilité. Bien que les rétrécissements de pores présents dans le système régulent le mécanisme de circulation des fluides à travers la roche, ils n'ont pas tous une influence importante sur cette circulation (Basan *et al.*, 1997). De la même manière, la porosité totale ne peut pas à elle seule rendre compte de la perméabilité du milieu, laquelle est également gouvernée par d'autres facteurs tels que la taille de pores (Tanaka, 2003).

Les figures suivantes (Fig. 3-24 et Fig. 3-25) montrent la corrélation entre la perméabilité estimée par les deux méthodes et les macroporosités B et mésoporosités relatives.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

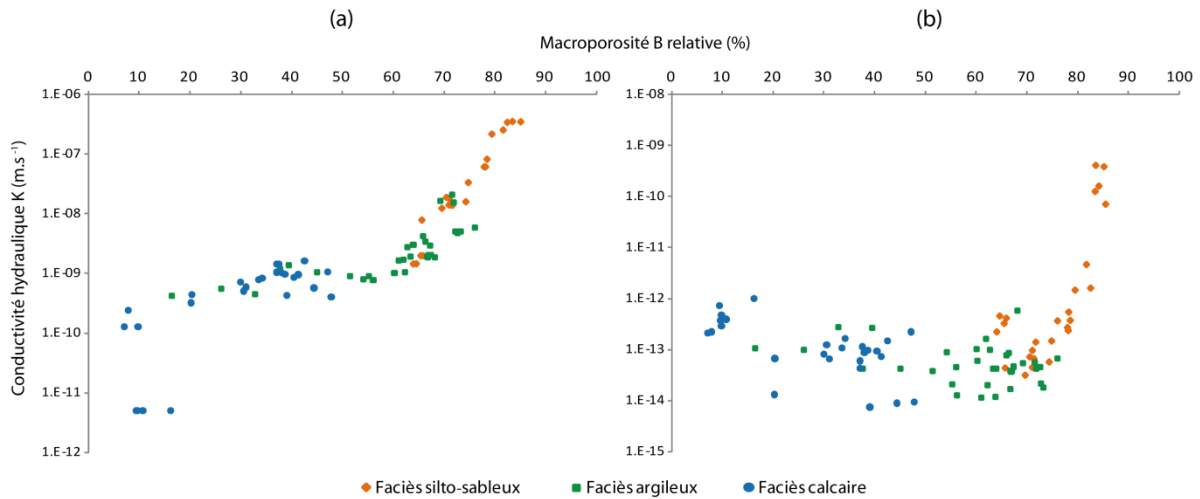


Fig. 3-24 : Relation entre la conductivité hydraulique estimée et la macroporosité B relative. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien

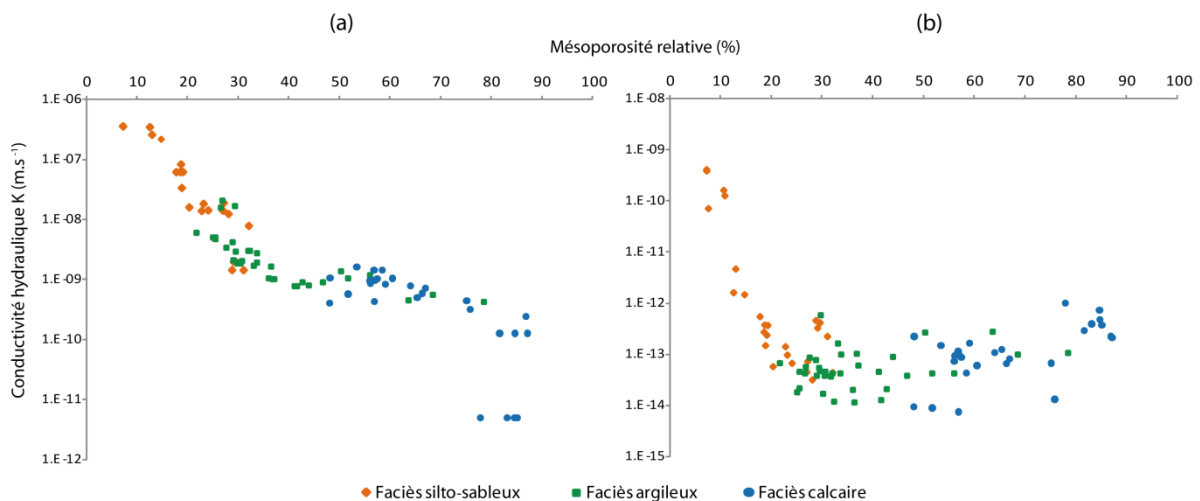


Fig. 3-25 : Relation entre la conductivité hydraulique estimée et la mésoporosité relative. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien

On observe bien un comportement différent selon les diamètres de pores. La macroporosité B est corrélée positivement avec la conductivité hydraulique, cette corrélation étant plus importante dans le cas de la méthode de Katz-Thompson. Inversement la mésoporosité limite la perméabilité de la roche. Ainsi la conductivité hydraulique est essentiellement contrôlée par les macropores, étant attendu que ceux-ci sont formés par les agrégats de la structure argileuse. De la même façon, la porosité piégée relative, correspondant aux pores inter-agrégats, donc à la macroporosité, présente une corrélation positive, particulièrement avec la méthode de Katz-Thompson (Fig. 3-26).

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

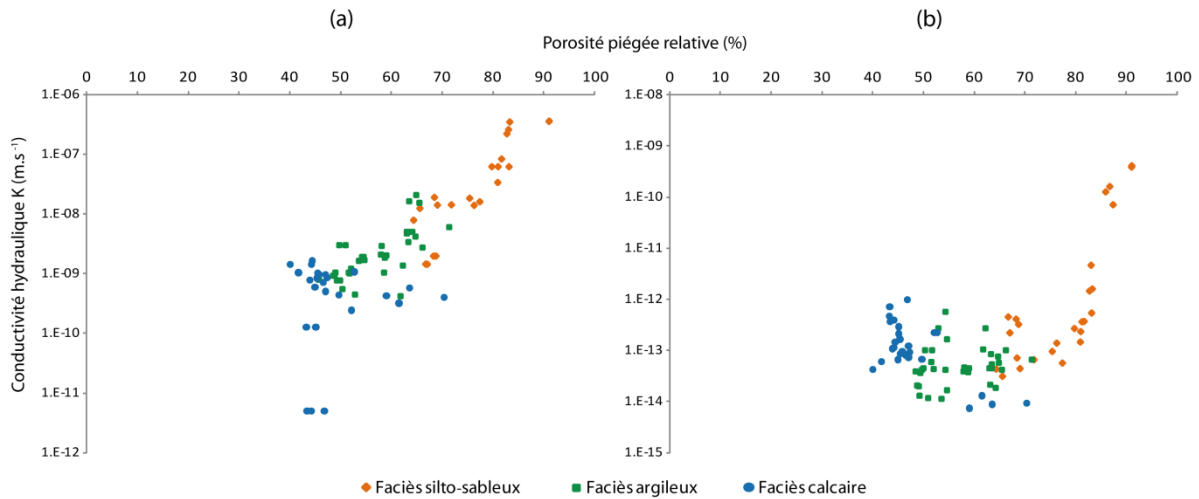


Fig. 3-26 : Relation entre la conductivité hydraulique estimée et la porosité piégée relative. (a) Méthode de Katz-Thompson ; (b) Méthode de Dullien

Ces résultats de conductivité hydraulique sont relativement cohérents avec l'analyse microstructurale des argiles. Malgré une forte porosité, les faciès argileux sont, de par leur faible macroporosité et une surface spécifique forte, les moins perméables. Une composante calcaire ne semble pas foncièrement modifier ces caractéristiques. Par contre, la présence de silts et de sables modifie la distribution de la taille des pores. Ces faciès sont caractérisés par une surface spécifique relativement faible et une macroporosité plus forte favorable à la présence d'eau libre en plus forte quantité. Cette eau libre peut, d'après l'estimation des conductivités hydrauliques, être plus facilement mobilisée dans les écoulements.

Ces résultats démontrent qu'il existe une relation entre la taille de connexion de pores et la perméabilité. Cependant, il n'y a pas de relation unique pour les argiles (Lapierre *et al.*, 1990) puisque leur perméabilité dépend également de la minéralogie, de la structure et de la tortuosité du réseau, du degré de compaction, de la présence de fissures ou de discontinuités, de la salinité de l'eau porale ou encore de la direction du flux (Murray *et al.*, 1997). Néanmoins ces résultats reflètent les changements dans la composition des argiles et peuvent, à ce titre, être utilisés dans cette étude.

3.5 Analyse des charges hydrauliques

L'évolution piézométrique de chaque chambre de contrôle a été suivie en continu depuis le 14 octobre 2009 (Fig. 3-27). En complément, un forage oligocène déjà existant, situé à 140 m d'OPURES_1 et profond de 30 m, a été équipé d'un capteur à partir du 7 décembre 2009 afin de suivre le niveau piézométrique de cette nappe libre. Par ailleurs, les données piézométriques du forage AEP d'Ecureuil (08031X0198), situé à 1,05 km du forage expérimental, ainsi que les chroniques pluviométriques au pas de temps journalier de la zone ont été récupérées auprès de Lyonnaise des Eaux. La station d'acquisition se situe à Eysines au nord-ouest de Bordeaux.

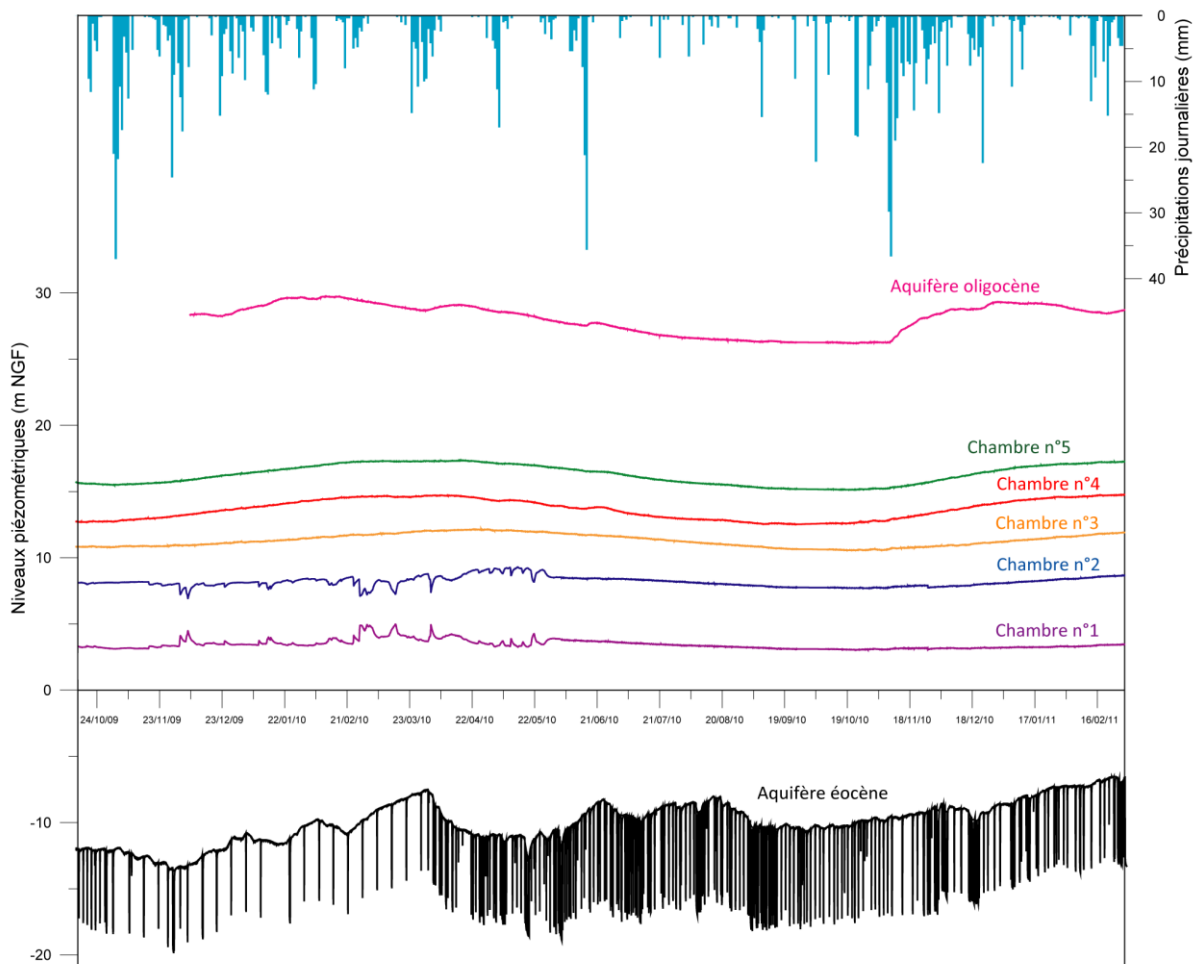


Fig. 3-27 : Evolution des niveaux piézométriques de l'Oligocène à l'Eocène

Les séries piézométriques mesurées sur plus d'un an montrent une tendance cyclique. La période de basses eaux correspond au mois d'octobre 2010 alors que les hautes eaux sont

observées fin février 2010 pour l'Oligocène et début avril 2010 au sein de l'éponte. L'amplitude de ces variations varie également ; celle-ci est de l'ordre de 3,5 m pour l'oligocène, de 2,2 m pour les chambres 4 et 5 et de 1,6 m pour la chambre 3. On observe sur les chroniques des chambres 1 et 2, un parasitage du signal. Ces deux chambres semblent, dans un premier temps, communiquer entre elles, l'une réagissant à l'opposé de l'autre. On note ponctuellement, une chute brutale du niveau dans la chambre 2, pouvant dépasser 1 m, quand au même moment la chambre 1 voit son niveau remonter du même ordre de grandeur. Ce phénomène de réciprocité s'arrête brutalement à partir du 1^{er} juin 2010, les courbes ne montrant plus de variations brusques. L'origine de ce problème n'a cependant pas été déterminée.

L'aquifère éocène moyen est largement exploité pour l'alimentation en eau potable et à ce titre présente d'importantes variations du niveau piézométrique. Celui-ci n'est ainsi représenté qu'au travers d'un régime transitoire. L'exploitation du forage se traduit par une perturbation haute fréquence de la piézométrie ne semblant pas avoir d'impact sur les charges hydrauliques au sein de l'éponte.

La comparaison des niveaux piézométriques avec la pluviométrie montre une réaction aux épisodes pluvieux. L'aquifère oligocène réagit le plus rapidement au signal de la pluie avec une augmentation du niveau piézométrique assez rapide. Au sein de l'éponte, les niveaux piézométriques ne sont pas aussi réactifs que pour l'aquifère sus-jacent. Le transfert de pression semble limité aux fluctuations basses fréquences générées par les perturbations pseudo-cycliques (éventuelles variations saisonnières ...).

D'un point de vue global, on observe en premier lieu, un déséquilibre transitoire entre les niveaux aquifères oligocène et éocène. La distribution des charges hydrauliques à travers l'aquitard révèle un flux vertical descendant (Fig. 3-28). Les données obtenues n'indiquent pas de surpression dans l'aquitard comme cela a pu être observé dans des imperméables profonds pour d'autres systèmes sédimentaires (Delay *et al.*, 2007). Par ailleurs, le gradient hydraulique n'est ni linéaire ni uniforme. Ceci suggère la présence de couches aux perméabilités contrastées au sein de l'éponte. On remarque également que l'horizon silteux situé entre -6,88 mNGF et -12,48 mNGF de résistivité relativement plus forte et de conductivité hydraulique estimée plus élevée ne semble pas avoir d'impact notable sur le gradient hydraulique.

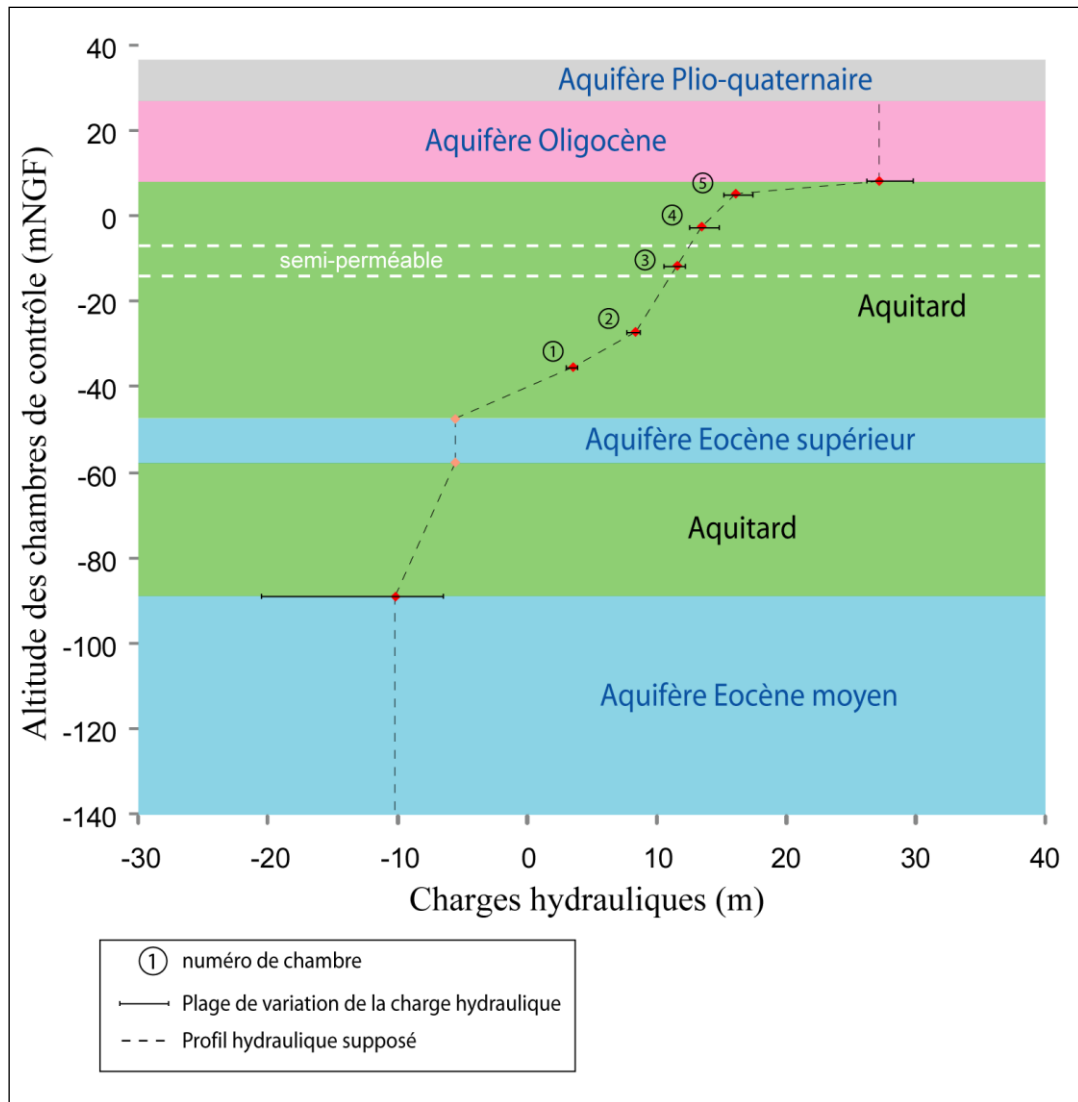


Fig. 3-28 : Gradient hydraulique au sein de l'aquitard en date du 23/09/2010

3.5.1 Analyses corrélatoires

Afin de mieux cerner le fonctionnement et la structure du système, nous avons employé l'analyse corrélatoire à partir des chroniques de pluie et des niveaux piézométriques enregistrés dans chaque chambre de contrôle. Ces chroniques ont été traitées séparément dans le domaine temporel (analyse corrélatoire simple) et les unes par rapport aux autres (analyse corrélatoire croisée). Principalement appliquée aux aquifères karstiques, l'utilisation des analyses corrélatoires peut permettre d'appréhender sous certaines conditions des temps potentiels de transfert de pression et de masse dans les systèmes aquifères poreux soumis à la recharge météorique (Dupuy, 1997).

3.5.1.1 Analyse corrélatrice simple

L'analyse corrélatrice simple évalue, en comparant les chroniques avec elles-mêmes, leur caractère répétitif et leur éventuelle nature cyclique. Le degré de ressemblance est déterminé à l'aide de la fonction d'autocorrélation r_k définie comme la valeur de la corrélation linéaire entre les valeurs des deux séries (Jenkins et Watts, 1968) selon la formule :

$$r_k = \frac{C_k}{C_0} \quad \text{Éq. 3-15}$$

où

$$r_k = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - x_m) (x_{t+k} - x_m) \quad \text{Éq. 3-16}$$

Avec r_k : fonction d'autocorrélation ;
 C_k : corrélogramme ;
 k : pas de temps ($k = 0, 1, \dots, m$) ;
 m : point de troncature ;
 N : longueur de la chronique ;
 x_t : événement au temps t ;
 x_m : moyenne des événements.

Le paramètre k est la troncature de la série, c'est-à-dire sa fenêtre d'observation, et sa valeur maximale m est prise comme étant égale à $n/3$ où n est la longueur de la série (Mangin, 1984). Il agit alors comme un filtre qui réduit l'influence des coïncidences dans le signal. L'interprétation du corrélogramme s'effectue en observant sa décroissance en fonction de k . Plus un événement, pris à un instant donné, aura une influence à long terme, plus la décroissance du corrélogramme sera lente. Par conséquent, le corrélogramme traduit la capacité de mémoire du système. Cet « effet mémoire » est lié à l'inertie du système et il se définit comme correspondant au temps requis pour que le corrélogramme atteigne la valeur de 0,2 (cette valeur habituellement appliquée aux karsts est arbitrairement choisie) (Mangin, 1981).

L'utilisation de ces analyses nécessite des séries chronologiques complètes et suffisamment longues afin de mettre en évidence les caractéristiques des séries étudiées. Les chroniques de niveaux piézométriques enregistrées dans l'aquifère oligocène et dans chaque chambre de

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

contrôle ont été examinées par l'analyse corrélatoire simple sur la période du 07-12-2009 au 28-02-2011 soit une durée de 449 jours. Les fonctions d'autocorrélations ont été calculées pour un paramètre de troncature de 150 jours (Fig. 3-29).

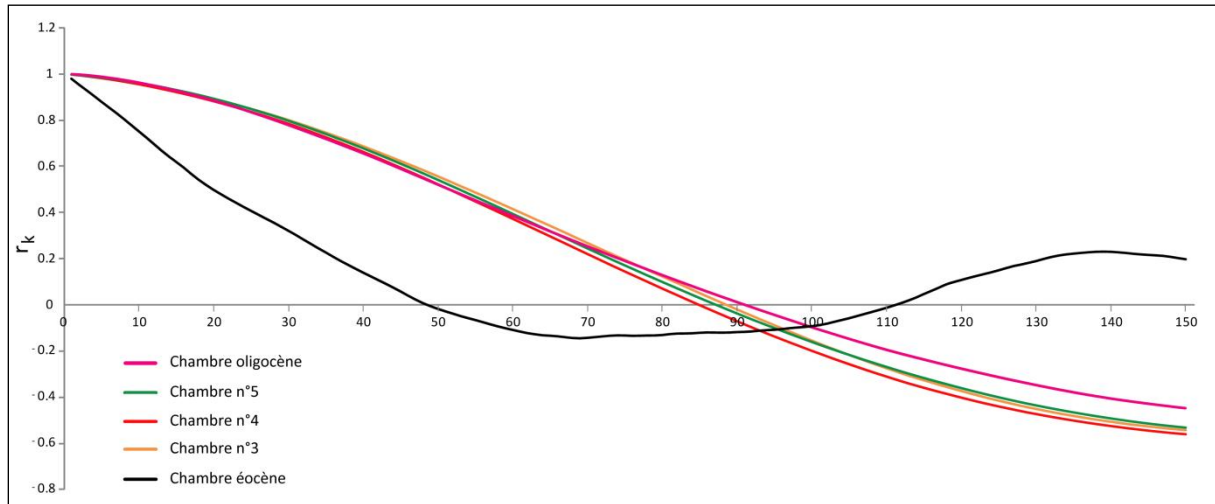


Fig. 3-29 : Corrélogramme simple des niveaux piézométriques

Les chroniques des chambres 1 et 2 étant fortement perturbées par les intercommunications observées en début d'enregistrement, les analyses corrélatoires n'y ont pas été appliquées. Les fonctions d'autocorrélation des piézométries de l'Oligocène et des chambres 5, 4 et 3 décroissent lentement, la valeur k pour $r_k = 0$ étant atteinte au bout de 90 jours. Cet effet mémoire indique que le système possède une inertie et traduit une structuration importante dans le temps des niveaux piézométriques de l'Oligocène et de l'éponte.

Concernant l'aquifère éocène, la fonction d'autocorrélation devient rapidement négative et sa faible structuration provient des prélèvements importants. Par ailleurs, l'ensemble des courbes de l'Oligocène et de l'aquitard croise l'abscisse et continue de diminuer, indiquant la possibilité d'un phénomène cyclique. Cependant la longueur des chroniques n'est pas suffisante pour déterminer leur cyclicité avec précision. Toutefois, la forme sinusoidale amorcée laisse envisager une demi-période de 180 jours pouvant être compatible avec une saisonnalité hydrologique.

3.5.1.2 Analyse corrélatrice croisée

L'analyse corrélatrice croisée étudie la dépendance possible de deux séries de données. Le système est alors assimilé à une « boîte noire » pour laquelle on calcule le corrélogramme croisé des signaux d'entrée et de sortie selon les formules :

$$r_{-k} = r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \cdot \sigma_y} \text{ avec } C_{xy}(k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - x_m)(y_{t+k} - y_m) \quad \text{Éq. 3-17}$$

et

$$r_{+k} = r_{yx}(k) = \frac{C_{yx}(k)}{\sigma_x \cdot \sigma_y} \text{ avec } C_{yx}(k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (y_t - y_m)(x_{t+k} - x_m) \quad \text{Éq. 3-18}$$

Avec r_k : fonction de corrélation croisée ;

$C_{xy}(k)$: corrélogramme croisé ;

x_t et y_t : chroniques d'entrée et de sortie ;

σ_x et σ_y : écarts-types des séries temporelles x_t et y_t .

Dans notre cas, les précipitations correspondent aux paramètres d'entrée et les niveaux piézométriques aux signaux de sortie du système. Si la fonction d'entrée du système est aléatoire ou quasi-aléatoire et si le système est invariant, alors le corrélogramme croisé correspond à la réponse impulsionnelle du système, notion traduisant la capacité du système à transmettre l'information et donc la durée d'influence d'un signal d'entrée (Larocque *et al.*, 1998). La réponse impulsionnelle se détermine sur le corrélogramme croisé par l'abscisse du premier pic. Cette valeur correspond au déphasage entre un signal d'entrée et le signal de sortie (Dupuy, 1997).

L'analyse du signal d'entrée à l'aide d'un corrélogramme simple (Fig. 3-30) confirme la nature aléatoire de la pluviométrie sur la fenêtre temporelle d'observation. Les résultats montrent alors que les valeurs de r_k décroissent rapidement pour rester centrées autour de 0.

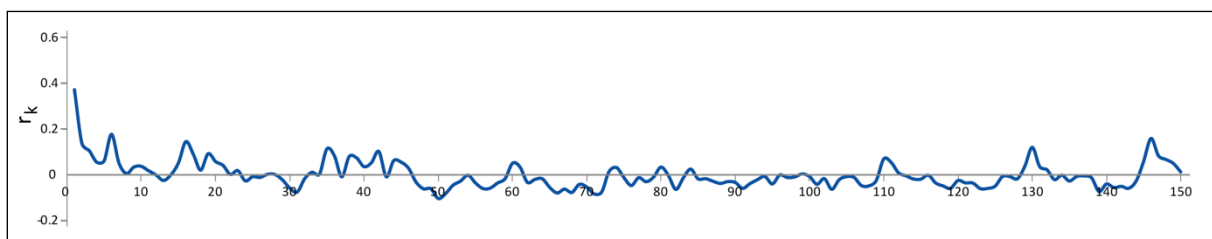


Fig. 3-30 : Corrélogramme simple des précipitations

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Le corrélogramme croisé pluie/niveaux, réalisé sur la même période que le corrélogramme simple, présente une réponse impulsionnelle très faiblement marquée dans sa partie positive avec une allure assez plate (Fig. 3-31). La réponse du système à un événement pluvieux est plutôt mauvaise indiquant une forte action filtrante du système. Les corrélogrammes ont par ailleurs une structure relativement symétrique qui indiquerait peu de relations entre les précipitations et les niveaux piézométriques. Toutefois, quelques réponses observées sur ces niveaux montrent que certains événements pluvieux comme par exemple ceux du 02/04, du 16/06 et du 19/10 (Fig. 3-27) semblent avoir un impact sur les niveaux piézométriques. Une comparaison qualitative des corrélogrammes indique que l'aquifère oligocène réagit le plus rapidement à un signal pluviométrique. Le déphasage entre la précipitation et la réponse de l'aquifère est de l'ordre du mois. Ce déphasage augmente progressivement avec la profondeur au sein de l'éponte, le signal piézométrique de la chambre 3 étant influencé au bout de deux mois et demi.

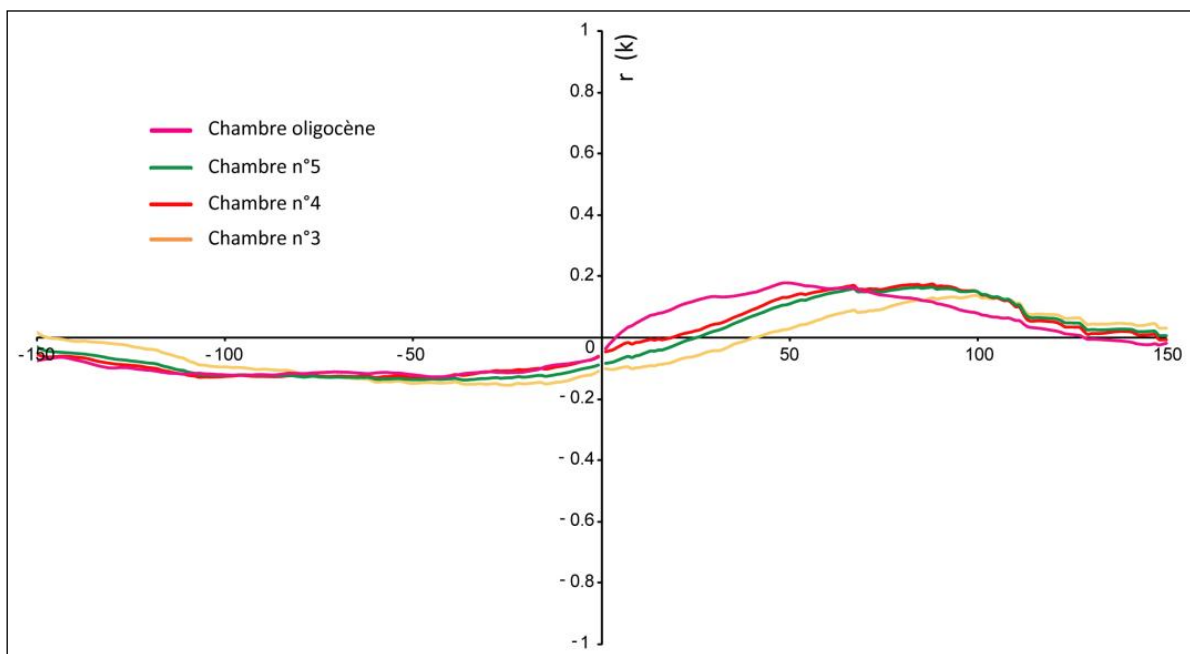


Fig. 3-31 : Corrélogramme croisé de la pluviométrie et des niveaux piézométriques

L'ensemble donne une vision conforme des observations effectuées sur les courbes piézométriques. Le temps de réaction du système, supérieur au mois, pourra alors contraindre le choix du pas de temps utilisé lors de la modélisation hydrodynamique.

3.5.2 Détermination des propriétés hydrodynamiques

Ce travail dont le texte est donné ci-après a été soumis à Hydrological Sciences Journal

Résumé :

L'estimation des propriétés hydrauliques d'un aquitard est essentielle à la gestion des eaux souterraines. L'emmagasinement spécifique et les conductivités hydrauliques de ces formations semi-perméables sont ici définis dans le cadre d'un aquifère multicouche peu profond. Les valeurs de porosité sont quant à elles estimées à partir d'analyses pétrophysiques réalisées sur des échantillons provenant de carottes. Des relations empiriques sont utilisées pour estimer les conductivités hydrauliques. L'évolution des pressions au sein de l'aquitard est enregistrée à différentes profondeurs au sein de l'éponte. La transmission de la pression atmosphérique depuis la surface permet de déterminer les propriétés de diffusivité du milieu élastique. Le coefficient d'emmagasinement est déterminé à l'aide du coefficient d'efficacité barométrique du matériau. Un modèle de fonctionnement cyclique est utilisé pour déterminer le rapport d'amplitudes et le déphasage. L'analyse pétrophysique des carottes révèle des valeurs de perméabilité concordantes avec celles obtenues à l'aide des modèles empiriques choisis. Ces derniers sont toutefois sensibles aux valeurs de porosité utilisées. L'intégration des hétérogénéités présentes sur la totalité de la formation argileuse par analyse de la propagation de la pression semble être une méthode plus représentative des paramètres hydrauliques.

Vertical heterogeneities of hydraulic aquitard parameters: preliminary results from laboratory and in-situ monitoring

O. Cabaret & F. Larroque & O. Atteia & A. Dupuy & M. Franceschi

EA GeoRessource et Environnement n°4592, University of Bordeaux, Bordeaux, France

Abstract

Hydraulic assessment of aquitard is an essential feature for groundwater management. Specific storage and permeabilities are derived for semi-permeable formations in a shallow multi-layered aquifer. Values of porosity are estimated from petrophysical analysis of core. Empirical relationships are used to assess the hydraulic conductivities. Long-time pressure monitoring is recorded at different depth within the aquitard. The transmission of atmospheric pressure from the surface allows the determination of diffusivity properties for the elastic medium from the introduction of barometric efficiency of the material and storage coefficient determination. Amplitude ratio and phase lag determinate from a cyclic model is used. Analysis on core samples indicate values linked on the choice of the empirical relationships and their sensibility to the porosity values used. The integration of heterogeneities on the total clay sequence thanks to pressure propagation analysis seems to be the more efficient method for determinate the more representative hydraulic parameters.

1. Introduction

Aquitard formations in multi-layered aquifer systems are often considered homogeneous formations with mean hydraulic parameters. In contrast to aquifers commonly used for water supply, such confining units do not initially appear to yield economic quantities of water to wells. Some studies carried out on a regional scale show that low-permeability formations are important controls on groundwater flow (Timms 2001). Assessment of the effective hydraulic properties of these formations remains an essential issue to understanding the dynamic of flow within them. Moreover, the local heterogeneity in such formations remains misunderstood (Keller et al. 1989; Peffer 1991; Eaton and Bradbury 2003). In particular, the measurement of hydraulic parameters presents special challenges (van der Kamp 2001). Measurement of permeability on small laboratory samples provides values of hydraulic conductivities K on a small scale, and offers a good description of heterogeneities if the sampling rate is sufficient. However, it may miss important features that control the values of K on a larger scale.

Moreover the values of the specific storage coefficient s_s that control the release of water between enclosing aquifers is neglected.

The study of low-permeability formations is a key feature for waste disposal management, especially in clay-rich rocks (Delay et al. 2007). The large scientific programs associated with those geological objects lead to the development of important in-situ laboratories concerning borehole drilling and the use of various measurement technologies. That study pointed out the necessity to follow a complementary study based on in-situ measurements and laboratory analysis. Highly specialised geophysical logging tools and tests are used, such as multi-packer permeability tests, electromagnetic pressure sensors, and diffusion tests. Petrophysical and laboratory analysis on core samples provided complementary data (Croise et al. 2000; Gaucher et al. 2004; Croise et al. 2004). The main points arising from those well-documented approaches:

- importance of complementary data from several techniques
- influence of mechanical disturbance arising during sampling operations subsequent laboratory analysis
- importance of scale effects due to the different type of measurement.

Thus measuring hydrodynamic parameters in very low-permeability formations raises specific problems concerning physical aspects of phenomena and the particular equipment to be used to measure them. For example, borehole permeability tests are believed to suffer from uncertainties due to the geomechanical behaviour of the measuring chamber and the choice of test duration (Croise et al. 2000). The issue regarding relevant scale is clearly essential. Two scales can be defined, with the upper scale corresponding to the geologic and structural scale of the site (m to km) and the lower scale defined by the core scale (millimetres to several decimetres). The sub-millimetre scale can be used to compute hydraulic conductivities by using empirical relationships for the purpose of determining local transport phenomena (Dewhurst et al. 1999).

So the development of a robust methodology, leading to an accurate characterisation of those deep clayey formations, remains an essential feature. This fact is also essential for shallower groundwater systems, but remains poorly documented and investigated. Low-conductivity units can imply important controls over groundwater flow. This control should be increased by dynamic processes in multi-layered systems in response to climatic stresses or human exploitation (Eaton and Bradbury 2003).

In this paper, the importance of multi-scale characterisation is emphasised for low-permeability media constituting aquitards in a shallow multi-layered aquifer system. A borehole is drilled in a shallow multi-layered aquifer. Aquitard formations are cored and submitted to a high resolution petrophysical characterisation to assess the main values of porosity and permeability. Aquitard formations are equipped for long term pressure monitoring, and data are used to compute hydrodynamical parameters (specific storage coefficient, hydraulic conductivity) from periodic models deduced from temporal analysis. The study of sinusoidal pressure propagation in an aquifer is a well-known approach to estimate the diffusivity of the media (ratio of the transmissivity to the storage coefficient) (Fakir and Razack 2003), but the methodology here is adapted to a downwards propagation of a pressure signal through the semi-permeable formation.

The preliminary data presented here emphasises the vertical heterogeneity of the confining units reflecting the lithological composition of the formations. It is pointed out that values obtained from different technical approaches lead to a difference of several orders of magnitude in amplitude. So the choice of those parameters remains essential, and highlights the importance of an accurate in-situ evaluation prior to any quantification of multi-layered, heavily-pumped groundwater systems.

2. Hydrogeological background

The OPURES site is located in the south-west of France (Figure 1) at the top of a large multi-layered aquifer corresponding to formations deposited during tertiary transgression/regression periods. Geological facies are mainly composed of a complex succession of limestones, sandstones, clay and marl. The upper parts of the tertiary formations (Oligocene and Eocene) constitute a more local multi-layered confined aquifer, locally connected with superficial Plio-Quaternary formations. The formations consist mainly of carbonate, greseous rocks and marl formations. A sandstone aquifer occurs in the Plio-Quaternary series (10 m mean thickness) and corresponds to the upper free aquifer. Two confined aquifers occur in the Oligocene and Eocene carbonate series (respectively averaging 20 m thick and more than 10 m thick) separated by the Oligocene/Eocene aquitard. The formation consists of complex sequences of low-permeability marl and limestones resulting in a mean thickness of 40 metres.

The experimental site includes a borehole that fully penetrates both the upper aquifers and aquitard, till it reaches the deep Eocene aquifer. The aquifer parts of the well were mainly drilled with a destructive technique (rotary with drilling mud), whereas the aquitard formations were cored in five places in the clay sequence. Core logs were collected with a

cutting device leading to a maximal length of the sample of 3 metres (Figure 2). Complementary to the core samples, cuttings returned by the drilling mud were analysed in 1 metre intervals to provide a better lithological description. In addition to the geological description, the bore was logged using a variety of geophysical logging tools (resistivity, gamma, calliper) to determine accurate positions of lithology and allow better positioning of the different pressure acquisition devices. Indeed the comparison between electrical and natural gamma-ray logs in association with lithology and facies logs is intended to identify log markers relevant to specific geological units, which can be used to conduct stratigraphical identification and hydrogeological characterisation.

The well is cased with a 14" steel API pipe to a depth of 29.4 metres. The rest of the borehole is uncased until the bottom at a depth of 78.2 metres. Five pressure chambers were equipped to process the pressure monitoring of interstitial water in the aquitard. Each monitoring chamber consists of a screened pipe of 25 mm in diameter equipped with a non-vented DIVER pressure logger. Atmospheric pressure is recorded by an independent chamber equipped with a barometric pressure sensor, BARODIVER. A thick cement pad in addition to a small gravel-pack eliminated potential leakage of surface water along the clay-casing interface.

The pressure records started on 14 October 2009. Groundwater levels in the aquitard were automatically logged on an hourly basis. Additionally, the data were verified and augmented by manual groundwater level measurements. Raw data of piezometric head were non-vented to the surface. Eventual water level drift was minimised by regular control and eventual calibration against observed levels measured with a measuring tape.

3. Petrophysical characterisation of the aquitard

Five cores were collected during the drilling program, resulting in a total length of 15 metres. Geological characterisation of each sample, petrophysical analysis, was also carried out to provide an estimate of the porosity and permeability of the aquitard.

The location of core samples was noted to provide a better description of the different facies of the aquitard and its heterogeneities. Macroscopic lithological analysis of the samples, linked to qualitative analysis of geophysical records, leads to the following identification of the main aquitard facies (Figure 2):

- Sample 1 (from 30 to 33 metres depth): aquitard is characterised in the upper part by altered clay, describing fissured and fractured units. The basal part is less fissured leading to a more compact and plastic clayey formation. Gamma-records are in

agreement with sample observations with strong oscillations in the upper part followed by a uniform sequence. Electrical logs are regular and no markers are visible in this part.

- Sample 2 (from 40 to 43 metres depth): the clay sequence presents a proportion of silt increasing with depth. Due to this increase in the sandy part, the base of the core was lost during the sampling procedure. The calliper records emphasise this highly friable sequence with a marked growth of the diameter. This strong heterogeneity appears in the geophysical logs with an important marker corresponding to a sharp decrease in the natural gamma-log, emphasising a decrease in the clayey component and an increase in the electrical records. No quantitative analysis has been undertaken on the electrical logs because data must be corrected for in-situ variations, but this rise should be correlated to a small local entrance of water in the inter-bedded sandy clay-stone. Below 47 metres depth the natural gamma-log slowly increases again. The facies of the aquitard corresponds here to more compact clay.
- Sample 3 (from 50 to 53 metres depth): the level here corresponds to hard and compact clay, as identified by the natural gamma-ray record. Two inter-bedded sequences of limestone were recognised. Those markers isolate chalky marl at the base of the core.
- Sample 4 (from 60 to 63 metres depth): the chalky nature of the sample increases with depth. Some limestone beds are present, and clay sequences remain present leading to a sharp increase in the gamma-ray record. No particular element is visible on the electrical log. Deeper along the baseline the gamma-ray log increases, most likely corresponding to a decrease of the chalky component and a return of the argillaceous part of the aquitard.
- Sample 5 (from 70 to 73 metres depth): the upper part of the sample corresponds to sandy clay converting to fine sandstone. Below this bed, compact clay is present as identified by the natural gamma-ray record.

The aquitard formations mainly correspond to regressive facies. Clayey sequences constitute the main part of the unit. Some sand beds emphasise local heterogeneities due to potential deltaic formations. Moreover, transgressive deposits are marked by thin limestone sequences. Thus from a macroscopic point of view, the aquitard remains homogeneous even if local

heterogeneities are clearly identified, leading to potential implications for the general hydrogeological parameters.

To assist in the characterisation of the aquitard, a petrophysical analysis of the samples was done. 101 measurements between 30 and 73 metres depth were performed by the Hg-injection method. Mercury injection permitted the measurement of the average porosity of the sample and provides complementary information about the different kinds of porosity (total porosity, macro-porosity A and B, meso-porosity). The classes of porosity investigated by Hg analysis are given by the mean dimension of the pore space in the structure of the material. The limits are not clearly defined (Sing 1989; Klobes et al. 2006): the macro-porosity is given for pore diameters greater than 100 nm, meso-porosity is given for pore diameters between 4 nm and 100nm. Pores with a diameter smaller than 4 nm correspond to micro-porosity in clayey materials. The micro-porosity and the meso-porosity are filled by interstitial water, this water cannot move and only constitutes a medium for osmotic transfer in highly compacted media (Gonçalvès et al. 2007). Macro-porosity constitutes the porosity where water can move due to pressure-induced gradients and diffusive processes. Macro-porosity A and macro-porosity B correspond respectively to the mean pore diameters wider than 15 μm for an injection of mercury realised at atmospheric pressure, and pore diameters between 15 μm and 0.1 μm for an injection realised for mercury pressure higher than atmospheric pressure (Cerepi 1997). Therefore the values obtained for the porosity are closely related to the pressure of injection (Wardlaw et al. 1987), but Hg injection analysis remains an essential tool to assess the porous structure of any media. Moreover, mean values of total porosity are here defined as average values between the horizontal and vertical core measurements for each sample, leading to a representative value of the porosity of the sample.

Hydraulic conductivities of the different samples were calculated from petrophysical relationships. The adaptation of classical models (such as the Kozeny-Carman equation) is limited in the case of clay materials (Chapuis and Bertin 2003). Those models are based on the use of the bulk porosity of the medium. For clayey materials, the structure of the medium is an essential parameter, which displays sensitivity of the permeability to the pore size rather than the bulk porosity (Xu et al. 1997).

Hydraulic conductivities of the aquitard samples were derived from the Dullien's model (Dullien 1991) and the Katz-Thompson's model (Katz and Thompson 1986). The first is based on the size of the pores assimilated to capillaries and linked to the permeability by the Hagen-Poiseuille law. The latter model uses the characteristic length of the medium describing a mean "macroscopic" conductive path with the percolation theory.

The values of porosity for each sampled depth are quite homogeneous, with a mean value of 0.28 and a standard deviation of 0.04 (Table 1). The maximum value encountered is about 0.35 at a depth of 51.8 metres. The corresponding facies is compact clay with marl and limestone inter-beds. The high value of porosity can be expected due to limestone intercalation leading to local important values of macro-porosity, especially at the contact between clay and limestone beds where contact surfaces lead to a void presence. The minimum values are in order of 0.20, which corresponds to clay facies where the meso-porosity dominates compared to macro-porosity A and B (Figure 3). This differentiation is essential for aquitard property assessment. Since macro-porosity is associated with clay particles and other mineral aggregates, this property is highly affected by compaction phenomena with a decrease in hydrodynamical properties for an increase in compression. The meso-porosity, representative of the internal porosity of the material, remains less affected. However some facies of plastic clay are characterised by high mean porosity essentially constituted by mesoporosity. In this case the porosity corresponds to the interlayer porosity of the material (Leroy 2005). This mesoporosity is not linked to the conductive properties of the media because the water here corresponds to a fraction of immobile water that cannot be mobilised by pressure-driven forces.

For each core material, the permeability is calculated with the Dullien's model and the Katz-Thompson's model. Bulk values of porosity are applied for each sample and the results of Hg-measurement are integrated. The values obtained by the Dullien's model lead to a mean value of $K = 2,6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$. The values obtained for the Katz-Thompson's model establish a mean value of $K = 3,3 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$. The range of hydraulic conductivity for both methods differs only by one order of magnitude. It is a result of the major representation of the clay facies that leads to similar values of permeability for the two models. In more detail, some gaps appear as identified by the vertical repartition of conductivity values (Figure 4). The facies of clay encountered at 41 metres exhibits a significant portion of silt. Permeability values calculated for both relationships lead to values of $2 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ and $4.4 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ for the Katz-Thompson and Dullien models respectively. The same gap is observed at 72.5 metres depth for the clayey sand, with higher values for the Dullien model ($6.5 \times 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$) than from the Katz-Thompson relationship ($1.6 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$). In contrast, marl facies with limestone beds at 61 metres depth give values of $3.8 \times 10^{-12} \text{ m s}^{-1}$ and $1.4 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ for the Katz-Thompson and Dullien models. The gap between the two relationships can be determined by the relative values of meso and macroporosity for the samples (Figure 3). The positive difference between the Katz-Thompson and Dullien values can be related to the proportion of silt in the core,

emphasised by high values of meso-porosity (type B). The presence of silts and sands modifies the distribution of pore sizes and leads to an increase in permeability values that are emphasised by the Katz-Thompson model and in part dismissed by the Dullien model. The poor values of permeability obtained for the limestone facies of marl with the Dullien model are probably due to an increased proportion of carbonate in the cemented facies.

Anyway, this approach highlights the difficulty in choosing representative values for hydraulic properties for aquitard materials that are representative of the whole aquitard, despite detailed values being obtained from samples. The choice of an adapted permeability relationship remains difficult to process.

4. In-situ measurements and hydraulic characterisation

4.1. Natural fluctuation of groundwater heads

Groundwater pressure fluctuations are recorded for each chamber within the aquitard (chamber n°1 to n°5 from the shallowest to the deepest). The water-level monitoring data were collected from 14 October 2009. The data for the period are shown in Figure 5. Data presented are for equivalent hydraulic head calculated with a reference altitude corresponding to the mean sea level.

Hydraulic heads show a vertical downward gradient from the upper shallow aquifer to the aquitard (chamber n°5) and its deeper part as shown by chamber n°1 (Figure 5). Vertical fluxes can occur from the surface to the confined aquifer, leading to a potential alimentation of the deeper part of the aquifer system. Smooth sinusoidal fluctuations affect both records with large amplitudes. The deeper records (P1 and P2) are affected by smaller variations of higher frequencies. Atmospheric pressure and earth-tide perturbations are classical stimuli leading to this kind of variation. The smoothest fluctuations could be induced by long term climatic modifications, which is a classical forcing signal for long-term piezometric fluctuation (Acworth and Brain 2008).

For each record of pressure within the aquitard, the following methodology, mainly adapted from Acworth and Brain (2008), was applied:

- identification of potential tidal effects by spectral density function analysis (not presented here)
- estimation of barometric efficiency of the aquitard layer
- removal of atmospheric pressure from the barometric efficiency built filter for further quantitative analysis of pressure transfer within the aquitard.

Atmospheric fluctuations are recorded at the site with a BARODIVER device with 1 hour intervals for 1 year. Raw data seems mainly composed of white noise (Figure 6). In any case, spectral analysis (not shown here) clearly emphasises peaks at 1 and 2 cpd and, as expected by visual analysis, a strong influence of high frequency components, less than 0.5 cpd. This analysis leads to the use of two band-pass filters to determine the signal at those frequencies:

- a band-pass filter at 1 cpd with a bandwidth of 0.01 (Figure 6)
- a band-pass filter at 2 cpd with the same bandwidth (Figure 6).

Filtered barometric pressure at 1 cpd emphasises a structured signal identifying seasonality. Two main sequences can be recognised with the same mean duration of 6 months. The amplitudes of atmospheric pressure variations are in order of 0.05 hPa for the smallest fluctuation. For the second period, in the central part of the record, the total variation is slightly higher than 0.10 hPa. The minima for the atmospheric pressure are marked respectively at 2000 and 10000 hours after the start of the recording, corresponding to the end of December 2009 and the end of November 2010. The maxima appear 6000 hours at the end of June 2010. These dates correspond approximately to the northern winter and summer respectively. The computed lag is due to an error induced by the shorter length of the record, and the determination of the period should be accurate with a longer time series. The seasonality of the 2 cpd filtered data is less marked due to the higher noise generated by the high frequency signal and a longer record should be necessary to provide a discriminate analysis. However, the important fact is the annual cyclicity of the atmospheric pressure, because it can constitute an essential factor of periodic forcing of groundwater levels and water pressures within the aquitard.

4.2. Barometric pressure and storage parameters

The transfer of a signal due to a greatly distributed pressure change at the surface, such as atmospheric-pressure, is a well-known fact in hydrogeology. The theoretical assumptions to describe this phenomenon can be found in numerous study (Schwartz and Zhang 2003; Todd and Mays 2005). A practical formalism is given by Ferris (1951) with the introduction of the amplitude factor γ . This term replaces the more classical term introduced by Jacob (1940), as the tidal efficiency TE for the pressure wave propagation from the oceanic boundary in a confined aquifer. The amplitude factor γ (or TE) is defined as:

$$\gamma = TE = \frac{\alpha}{\alpha - \Phi \beta_w} \quad (1)$$

where α is the vertical compressibility of the skeletal aquifer (Pa^{-1}), β_w is the compressibility of water (Pa^{-1}), and ϕ is porosity (-).

From equation (1) it is shown that for a given porosity the pressure changes are nearly equal in highly compressible formations to the imposed pressure loading, but that relatively incompressible formations absorb most of the pressure loading.

Another expression for the barometric efficiency BE can also be derived:

$$BE = \frac{\Phi\beta_w}{\alpha + \Phi\beta_w} = 1 - \gamma \quad (2)$$

This formula shows that the barometric efficiency (BE) and loading efficiency (γ) sum to unity.

Water-level records and atmospheric pressure records were used to compute barometric efficiencies of aquitard at different depths from chamber n°1 to chamber n°5. Barometric efficiency is estimated from Clark's method (Clark 1967; Rasmussen and Crawford 1997), providing, in most cases, a good approximation of this parameter. The method is based on a regression estimation between groundwater level and atmospheric pressure fluctuations. The slope of the regression fit of the cumulative hydraulic head as a function of the cumulative of the barometric pressure in terms of equivalent height of water, provides a direct value of the barometric efficiency. Another approach can be derived for the estimation of γ by plotting the total pore pressure as a function of barometric pressure (Merritt 2004). The loading efficiency corresponds to the slope of this fit. The relationship between tidal and barometric efficiency is then used (Table 2). The results obtained are similar to the previous methodology.

Specific storage depends upon on the density ρ and the compressibility β_w of the water, the porosity ϕ , and the compressibility of the porous medium. Moreover specific storage is related to barometric efficiency by the following:

$$S_s = \frac{\rho g \Phi \beta_w}{BE} \quad (3)$$

From the previous equation (3), the specific storage is computed for each pressure chamber (Table 2). The porosity value used is derived from petrophysical analysis and corresponds to the mean value of the sample closest to the pressure chamber.

Using an analogy with equivalent hydraulic conductivity for serial flow, an equivalent storage coefficient is calculated from the harmonic mean of the specific storage coefficient. Therefore lateral variations of petrophysical properties were neglected when compared to the vertical one. The equivalent specific storage coefficient is given by:

$$S_s = \frac{\sum_{i=1}^n e_i}{\sum_{i=1}^n S_{s_i}} = 1,68 \times 10^{-6} m^{-1} \quad (4)$$

The values of specific storage and the mean value of this parameter exhibit an order of magnitude of about $10^{-6} m^{-1}$. It leads to a value of storage coefficient for the whole aquitard (40 metres thick) of about 4×10^{-5} . The values are in agreement with others values estimated for similar materials and formations. Values of specific storage spreading out from 10^{-8} to $3 \times 10^{-6} m^{-1}$ for a dolomitic shale aquitard are identified in the Maquoteka Formations (Wisconsin) (Eaton and Bradbury 2003). Clay-rich rocks observed in deep thick formations show equivalent values for storage coefficients (Delay et al. 2007).

4.3. Downwards pressure propagation

The downward propagation of the surface signal can be used to determine a value of diffusivity for the aquitard material. The transmission to a specific depth of a periodic signal depends of the structure of the input signal (period, amplitude) in addition to the hydraulic diffusivity of the matrix. The result is a damping out and a delaying of the initial fluctuation as it moves downward. If a sinusoidal signal is used as the input, as expected in the case of annual wetting and drying of the soil of a water table, the formalism of the problem can be given as follows by the resolution of the governing equation of one dimensional vertical flow (Keller et al. 1989):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K_v} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

with h being the hydraulic head, z the vertical distance below the upper boundary, K_v the vertical conductivity, S_s the specific storage, and t is time.

Considering the upper boundary of head fluctuation approximated by a sinusoidal wave of the form:

$$h_0 = a_0 \cos\left(\frac{2\pi}{T_w} t - \tau\right) \quad (6)$$

where a_0 is the amplitude of the sinusoidal head perturbation, T_w the period of perturbation and τ the phase lag expressed in radians.

A solution for equation (6) for a given depth z is given by (Carslaw and Jaeger 1959):

$$h(z, t) = a_0 e^{-nz} \cos\left(\frac{2\pi}{T_w} t - nz - \tau\right) \quad (7)$$

where

$$n = \left(\frac{\pi S_s}{T_w K_v}\right)^{1/2} \quad (8)$$

The diffusivity of the geological medium can be calculated by the observation of the amplitude ratio (A_{z1}/A_{z2}) for two depths z_1 and z_2 from a combination of the previous equations (6), (7) and (8) that leads to (Boldt-Leppin and Hendry 2003):

$$\frac{K_v}{S_s} = \frac{(z_1 - z_2)^2 \pi}{T_w} \left[\ln\left(\frac{A_{z1}}{A_{z2}}\right) \right]^{-2} \quad (9)$$

or for the corresponding phase shift ($\tau_1 - \tau_2$) between the two waves:

$$\frac{K_v}{S_s} = \frac{\pi}{T_w} \left(\frac{z_1 - z_2}{\tau_1 - \tau_2} \right)^{-2} \quad (10)$$

The time series of the site of the OPURES borehole presents long-period fluctuations that can be used to estimate the diffusivity of the aquitard. Data from the five pressure chambers are considered, but the results obtained from only three are shown (chamber n°5, chamber n°3 and chamber n°1) due to the distance between the chambers. Raw data are normalized by moving the mean value of pressure and only considering the deviation from the zero value so the normalized value \hat{h} can be expressed as follows:

$$\hat{h} = h - \bar{h} \quad (11)$$

Normalized pressure emphasised a decrease in amplitude of 1.5 metres at chamber n°5 to 0.4 metres at chamber n°1, from the shallowest to the deepest (Figure 7). The periodic features are clearly pointed out. In agreement with previous equations (6) and (7), a periodic model is used and fitted to the pressure data of chamber n°5. Then the amplitude and phase are fitted to the deeper pressure data (Table 3), whereas the frequency is kept constant. The model gives pressure closely related to that observed (Figure 8). The validity of the calibration is verified by comparing the computed normalized pressure with the pressure data sets. Excellent agreement is obtained for the 3 depths corresponding to chambers n°5, 3 and 1 (Figure 9).

The period of the periodic model is equal to 366.7 days. This annual period is in agreement with the periodicity demonstrated for the atmospheric pressure. The sinusoidal signal used here is coherent with simple pressure propagation without mass transfer from an input signal

constituted by the barometric pressure. Data are then used to calculate the hydraulic properties of the aquitard for a pressure transfer between the different pressure chambers. Diffusivity values are obtained by two methods (amplitude ratios and phase delay). Results are close to $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Table 4) except for one value closer to $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Since diffusivity is defined as the ratio between the transmissivity and storage coefficient (or permeability and specific storage coefficient), independent results for these values must be considered. By including a mean value of specific storage coefficient of $1.7 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, the values of hydraulic conductivity range between $1 \times 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$ and $7 \times 10^{-12} \text{ m s}^{-1}$. The average value for the whole aquitard medium can be deduced by considering an equivalent vertical permeability for a serial media. The harmonic mean is used to consider the thickness of each aquitard facies, and leads to a mean value for K_v of $1.3 \times 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$.

The values computed for the transfer between chamber n°5 and chamber n°1 is included with the others values computed for the transfer between chamber n°5 and chamber n°3 firstly, and secondly between chambers n°3 and chamber n°1. It is interesting to use the pressure data most separated from each other to fully integrate the potential heterogeneities of the medium and to provide a mean value for diffusivity that is representative of the whole aquitard. The choice of the equation (amplitude ratio or phase delay) is related to the position of the chambers. For chambers that are close together, the two methods give similar results as shown here. For remote pressure chambers, the use of phase delay seems to be a more appropriate choice for estimating hydraulic parameters, especially if the amplitude ratio remains weak due to weak amplitude of the input signal of pressure (Boldt-Leppin and Hendry 2003).

5. Discussion and conclusions

A borehole is drilled and instrumented in a low-permeability formation constituting an aquitard in a shallow multi-layered aquifer. Groundwater pressures are monitored at several depths within the aquitard to assess the pressure transfer processes and the response of the system to natural or anthropogenic stresses. Supplementary core sampling was carried out during the drilling phase, leading to the lithological characterisation of the clayey formations. Samples were analysed in terms of pore structure (micro-, meso- and macro-pores), and these parameters were used to compute hydraulic conductivities by using several relationships.

Lithological and petrophysical analysis led to values of permeability between 10^{-8} m s^{-1} and $10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ with an amplitude of distribution related to the relationship used for the estimation from the porosity values of an order of 0.30. One value calculated with the Katz-Thompson model is about $10^{-12} \text{ m s}^{-1}$. The vertical distribution of the computed permeability is closely

related to the geological distribution. The less permeable facies are constituted by compact marly facies. The influence of beds of limestone is emphasised with a reduction in permeability, emphasised by values computed with the Katz-Thompson model. The role of lithology on the results is pointed out with a strong influence of silt proportion leading to gaps between the results obtained from the two relationships. It appears that fine silt-dominated facies correspond to higher values of macroporosity, which are not clearly taken into account by the Dullien model leading to an under-estimation of permeability compared to the Katz-Thompson model. In addition, the use of the Dullien model for facies characterized by high values of mesoporosity led to high values of conductivity. Moreover, the values obtained from porosity measurement and permeability correlation remain slightly greater compared to the range of permeability assumed for very low-permeability units such as argillaceous formations, expected to be within the range of 10^{-12} m s⁻¹ to 10^{-9} m s⁻¹ for an equivalent lithology and range of porosity (Neuzil 1994)

In addition to the local analysis of core samples, the records of groundwater pressure within the aquitard at different scales are used to estimate the diffusivity of the aquitard. First, the response of the aquitard to atmospheric pressure is used to estimate the specific storage coefficient of the formation from barometric efficiency and the estimates of tidal efficiency. Then cyclic fluctuations observed in the pressure records are used to determine the vertical diffusivity of the low-permeability media. Such oscillations can be given as the response of the system to external cyclic solicitation. Seasonal variation in barometric pressure is here assumed as the input signal. A periodic model is then built and calibrated to fit the observed groundwater head at different depths within the aquitard. This periodic model permits the calculation of hydraulic diffusivity based on observations at a given depth of (1) attenuation of amplitude and/or (2) phase lag of the cyclic input signal.

The values of specific storage are in the order of 10^{-6} m⁻¹, leading to a mean value of storage coefficient of 4×10^{-5} for the whole aquitard formation. The different estimates made at different depths give similar results for the specific storage coefficient, emphasising the relative homogeneity of this parameter even considering local variations in lithology. The mean poroelastic parameters of the argillaceous body remain slightly influenced by the more rigid beds of limestone identified by the core sampling analysis.

The values of hydraulic conductivity computed from the cyclic model are within the range of 1×10^{-11} m s⁻¹ and 7×10^{-12} m s⁻¹. These values are smaller than the data obtained from petrophysical analysis, but remain within the classical range of data provided by other studies. Moreover the data calculated by both approaches (amplitude ratio and phase lag analysis) are

consistent and of the same magnitude, but are different from that obtained by core analysis. The lower values for hydraulic conductivity suggested a more “closed” system than the one simply deduced from petrophysical analysis, where pressure transfer is preponderant rather than mass transfer. Petrophysical data are essential for the estimation of local heterogeneity but remain subject to criticism regarding extrapolation for the whole formation. Moreover the choice of empirical relationships to estimate the permeability is a limit on the use of this estimation process for further hydrogeological quantification at the whole system scale. Indeed a difference of several orders of magnitude for permeability values obtained from different methods is a well-known fact in aquitard study (Keller et al. 1989; Boldt-Leppin and Hendry 2003; Eaton and Bradbury 2003; Timms and Acworth 2005; Audouin et al. 2008). Pressure propagation analysis estimates a bulk value of vertical hydraulic conductivity by integrating the overall heterogeneities between two given depths (Hart et al. 2006). Local fractures, highly conductive features or strongly impermeable formations are thus fully integrated. Such elements can be missed by core analysis, even with high frequency sampling. Core sampling can be used to proceed to the estimation of the specific storage coefficient via estimation of the porosity. Indeed the storage coefficient appears to be less sensitive to the local heterogeneity.

The values of permeability obtained from the cyclic model correspond to parameters of the aquitard when considered as a dynamic system, and represent data that act on a wide scale. Indeed the input signal, i.e. the barometric pressure, acts at a very large scale. It can be stated that pressure variations within the aquitard relate to mean attributes of the geological body. However, a uniform stress applied over a wide portion of the system does not necessarily imply that the time series study yields hydraulic parameters linked to the scale of the external constraint, but the results seems to be more representative of the dynamic response of the system, given by composite values between matrix properties, solid compressibility, density and connectivity of fractures and heterogeneities of geology (Bernard and Delay 2008).

Understanding the mechanisms and quantifying groundwater flow across aquitards is essential for multi-layered aquifer exploitation planning and management. This assessment needs better estimation of the hydrodynamical parameters of the semi-permeable formations. Since aquitards are very common formations in hydrogeological systems, the development of in-situ measurement, such as that presented here, should be an element that is integrated into any project prior to further quantitative characterisation. Further developments in aquitard characterisation from in-situ measurements will be adapted and applied to this shallow system and related to pressure and diffusion tests.

References

- Acworth, R. & Brain, T. (2008). Calculation of barometric efficiency in shallow piezometers using water levels, atmospheric and earth tide data, *Hydrogeology Journal* **16** : 1469-1481.
- Audouin, O., Bodin, J., Porel, G. & Bourbiaux, B. (2008). Flowpath structure in a limestone aquifer: multi-borehole logging investigations at the hydrogeological experimental site of Poitiers, France, *Hydrogeology Journal* **16** : 939-950.
- Bernard, S. & Delay, F. (2008). Determination of porosity and storage capacity of a calcareous aquifer (France) by correlation and spectral analyses of time series, *Hydrogeology Journal* **16** : 1299-1309.
- Boldt-Leppin, B. E. & Hendry, M. (2003). Application of Harmonic Analysis of Water Levels to Determine Vertical Hydraulic Conductivities in Clay-Rich Aquitards, *Ground Water* **41** : 514-522.
- Carslaw, H. & Jaeger, J., university press, Oxford (Ed.), 1959. *Conduction of heat in solids*. .
- 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), PhD thesis, Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3, 360p.
- Chapuis, R. P. & Bertin, M. (2003). On the use of the Kozeny–Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils, *Can. Geotech. J.* **40** : pp.616-628.
- Clark, W. E. (1967). Computing the barometric efficiency of a well, *J Hydraul Div* **HY4** : 93-98.
- Croise, J., Chatelet, V. & Delay, J. (2000). In-situ hydraulic characterization of a consolidated clay formation: testing approach, results, interpretation and special effects.,in International conference on radioactive waste disposal, DisTec'2000.
- Croise, J., Schlickenrieder, L., Marschall, P., Boisson, J. Y., Vogel, P. & Yamamoto, S. (2004). Hydrogeological investigations in a low permeability claystone formation: the Mont Terri Rock Laboratory, *Physics And Chemistry Of The Earth* **29** : 3-15.
- Delay, J., Distinguin, M. & Dewonck, S. (2007). Characterization of a clay-rich rock through development and installation of specific hydrogeological and diffusion test equipment in deep boreholes, *Phys Chem Earth* **32** : 393-407.
- Dewhurst, D. N., Yang, Y. & Aplin, A. C. (1999). *Permeability and fluid flow in natural mudstones*. In: Aplin (Ed.), *Muds and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties*, Geological

Society, London.

Dullien, F. A. L. (1991). Characterization of porous media - Pore level, *Transport in porous media* **6** : pp.581-606.

Eaton, T. T. & Bradbury, K. R. (2003). Hydraulic transience and the role of bedding fractures in a bedrock aquitard, southeastern Wisconsin, USA, *Geophys Res Lett* **30** : HLS 4-1 - HLS 4-5.

Fakir, Y. & Razack, M. (2003). Hydrodynamic characterization of a Sahelian coastal aquifer using the ocean tide effect (Dridrate Aquifer, Morocco), *Hydrological Sciences Journal* **48** : 441-454.

Ferris, J. G. (1951). Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility, *Association of International Hydrological Science* **2** : 148-155.

Gaucher, E., Robelin, C., Matray, J. M., Négrel, G., Gros, Y., Heitz, J. F., Vinsot, A., Rebours, H., Cassagnabère, A. & Bouchet, A. (2004). ANDRA underground research laboratory: interpretation of the mineralogical and geochemical data acquired in the Callovian-Oxfordian formation by investigative drilling, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **29** : 55-77.

Gonçalvès, J., Rousseau-Gueutin, P. & Revil, A. (2007). Introducing interacting diffuse layers in TLM calculations: A reappraisal of the influence of the pore size on the swelling pressure and the osmotic efficiency of compacted bentonites, *Journal of Colloid and Interface Science* **316** : 92-99.

Hart, D. J., Bradbury, K. R. & Feinstein, D. T. (2006). The Vertical Hydraulic Conductivity of an Aquitard at Two Spatial Scales, *Ground Water* **44** : 201-211.

Jacob, C. E. (1940). On the flow water in a elastic artesian aquifer, *Trans Amer Geophys Union* **21** : 574-586.

van der Kamp, G. (2001). Methods for determining the in situ hydraulic conductivity of shallow aquitards - an overview, *Hydrogeology Journal* **9** : 5-16.

Katz, A. J. & Thompson, A. H. (1986). Quantitative prediction of permeability in porous rock, *Physical review B* **34 (11)** : pp.8179 -8181.

Keller, C., Kamp, G. & Cherry, J. (1989). A Multiscale Study of the Permeability of a Thick Clayey Till, *Water Resour Res* **25** : 2299-2317.

Klobes, P., Meyer, K. & Munro, R. G., , 2006. *Porosity and Specific Surface Area Measurements for Solid Materials*. NIST Recommended Practice Guide, National Institute of Standards and Technology Special Publication 960-17, 79p.

Leroy, P. (2005). Transport ionique dans les argiles - Influence de la microstructure et des effets

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

d'interface - Application aux argilites du site de Bure (Meuse / Haute Marne), PhD thesis, Thèse de doctorat, Université Paul Cézanne, Aix Marseille III, 216p.

Merritt, M. (2004). Estimating hydraulic properties of the Floridan Aquifer System by analysis of earth-tide, ocean-tide and barometric effects, Collier and Hendry Counties, Florida, .

Neuzil, C. (1994). How permeable are clays and shales?, *Water Resour Res* **30** : 145-150.

Peffer, J. R. (1991). Complex Aquifer-Aquitard Relationships at an Appalachian Plateau Site, *Ground Water* **29** : 209-217.

Rasmussen, T. C. & Crawford, L. A. (1997). Identifying and Removing Barometric Pressure Effects in Confined and Unconfined Aquifers, *Ground Water* **35** : 502-511.

Schwartz, F. W. & Zhang, H., Wiley & Sons (Ed.), 2003. *Fundamentals of Groundwater*. .

Sing, K. S. W. (1989). The use of gas adsorption for the characterization of porous solids, *Colloids and Surfaces* **38 (1)** : pp.113-124.

Timms, W. A. (2001). The importance of aquitard windows in development of alluvial groundwater systems: Lower Murrumbidgee, Australia, PhD thesis, University of New South Wales School of Civil and Environmental Engineering.

Timms, W. & Acworth, R. (2005). Propagation of pressure change through thick clay sequences: an example from Liverpool Plains, NSW, Australia, *Hydrogeology Journal* **13** : 858-870.

Todd, D. K. & Mays, L. W., Wiley & Sons (Ed.), 2005. *Groundwater hydrology*. Third edition.

Wardlaw, N. C., Li, Y. & Forbes, D. (1987). Pore-throat size correlation from capillary pressure curves, *Transp. Porous Media* **2** : pp.597-614.

Xu, K., Daian, J. F. & Quenard, D. (1997). Multiscale Structures to Describe Porous Media Part I: Theoretical Background and Invasion by Fluids, *Transport in Porous Media* **26** : pp.51-73.

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Depth (m)	Lithology	Porosity (-)	Permeability K	Permeability K
			(Katz-Thompson model) (m s^{-1})	(Dullien model) (m s^{-1})
-30	Clay	$2,61 \times 10^{-1}$	$7,74 \times 10^{-10}$	$6,34 \times 10^{-10}$
-31	Silty Clay	$2,68 \times 10^{-1}$	$2,49 \times 10^{-9}$	$3,28 \times 10^{-9}$
-32	Silty Clay	$2,51 \times 10^{-1}$	$1,44 \times 10^{-9}$	$2,24 \times 10^{-9}$
-40	Clay	$3,02 \times 10^{-1}$	$1,29 \times 10^{-9}$	$1,44 \times 10^{-9}$
-40,5	calcareous clay	$2,72 \times 10^{-1}$	$2,94 \times 10^{-7}$	$6,39 \times 10^{-9}$
-41,5	fissured silty clay	$2,34 \times 10^{-1}$	$1,91 \times 10^{-7}$	$4,42 \times 10^{-9}$
-50	marl	$3,08 \times 10^{-1}$	$2,02 \times 10^{-9}$	$3,10 \times 10^{-9}$
-50,5	marly limestone	$2,20 \times 10^{-1}$	$4,41 \times 10^{-10}$	$3,45 \times 10^{-10}$
-50,7	marl	$2,96 \times 10^{-1}$	$1,93 \times 10^{-9}$	$4,89 \times 10^{-9}$
-51,7	marl	$3,53 \times 10^{-1}$	$4,50 \times 10^{-9}$	$2,36 \times 10^{-9}$
-52,5	marl	$3,29 \times 10^{-1}$	$3,60 \times 10^{-9}$	$2,26 \times 10^{-8}$
-52,7	marly limestone	$1,05 \times 10^{-1}$	$2,26 \times 10^{-10}$	$1,56 \times 10^{-10}$
-60,7	marl	$2,61 \times 10^{-1}$	$1,05 \times 10^{-10}$	$3,17 \times 10^{-9}$
-61	marl	$2,77 \times 10^{-1}$	$3,77 \times 10^{-12}$	$1,39 \times 10^{-9}$
-61,7	marl	$2,46 \times 10^{-1}$	$1,09 \times 10^{-9}$	$2,29 \times 10^{-9}$
-62,2	marl	$2,66 \times 10^{-1}$	$7,92 \times 10^{-10}$	$3,23 \times 10^{-9}$
62,4	marl	$2,66 \times 10^{-1}$	$7,12 \times 10^{-10}$	$2,16 \times 10^{-9}$
-62,5	marl	$2,30 \times 10^{-1}$	$1,84 \times 10^{-10}$	$1,10 \times 10^{-9}$
-70	sandy clay	$2,88 \times 10^{-1}$	$5,96 \times 10^{-8}$	$4,46 \times 10^{-9}$
-70,5	sandstone	$2,01 \times 10^{-1}$	$2,01 \times 10^{-8}$	$4,20 \times 10^{-9}$
-71,2	sandy clay	$3,03 \times 10^{-1}$	$1,32 \times 10^{-8}$	$1,82 \times 10^{-9}$
-72	clay	$3,30 \times 10^{-1}$	$8,04 \times 10^{-10}$	$8,31 \times 10^{-10}$
-72,5	clay	$3,40 \times 10^{-1}$	$1,59 \times 10^{-8}$	$9,50 \times 10^{-10}$
-72,7	clay	$3,32 \times 10^{-1}$	$5,55 \times 10^{-10}$	$9,41 \times 10^{-10}$

Table 1: lithological facies and hydraulic conductivities computed from petrophysical models (Katz-Thompson and Dullien models respectively) for aquitard core samples

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

Depth	Lithology	Porosity	Sensor	BE	TE	Matrix compressibility	Ss
(m)		(-)		(-)	(-)	(m s ² kg ⁻¹)	(m ⁻¹)
-31	Silty Clay	2,68 x 10 ⁻¹	Ch5	0,76	0,24	3,89 x 10 ⁻¹¹	1,59 x 10 ⁻⁶
-40	Clay	3,02 x 10 ⁻¹	Ch4	0,76	0,24	4,39 x 10 ⁻¹¹	1,79 x 10 ⁻⁶
-50	Marl	2,97 x 10 ⁻¹	Ch3	0,75	0,25	4,55 x 10 ⁻¹¹	1,79 x 10 ⁻⁶
-62,5	marl	2,63 x 10 ⁻¹	Ch2	0,83	0,17	2,48 x 10 ⁻¹¹	1,43 x 10 ⁻⁶
-72	clay	3,30 x 10 ⁻¹	Ch1	0,71	0,29	6,20 x 10 ⁻¹¹	2,10 x 10 ⁻⁶

Table 2: matrix compressibility and specific storage coefficient derived from barometric efficiency, tidal efficiency and porosity measurement

	Chamber 1	Chamber 3	Chamber 5
Amplitude (m)	0,40	0,70	1,04
Period (days)	366,67	366,67	366,67
Phase (rad)	2,80	3,00	3,40
Depth (m)	-72,30	-48,60	-31,70

Table 3: components of the sinusoidal models at different pressure chamber

	Chamber 5 - Chamber 3	Chamber 5 - Chamber 1	Chamber 3 - Chamber 1
Phase delay (rad)	0,40	0,60	0,20
Amplitude ratio (-)	1,49	2,60	1,75
Distance (m)	16,90	40,10	23,70
Diffusivity (amplitude)	4,4 x 10 ⁻⁶	1,5 x 10 ⁻⁴	1,7 x 10 ⁻⁵
Diffusivity (phase)	4,2 x 10 ⁻⁶	6,7 x 10 ⁻⁶	1,2 x 10 ⁻⁵
Vertical conductivity (amplitude) ⁽¹⁾	7 x 10 ⁻¹²	2 x 10 ⁻¹⁰	3 x 10 ⁻¹¹
Vertical conductivity (phase) ⁽¹⁾	7 x 10 ⁻¹²	1 x 10 ⁻¹¹	2 x 10 ⁻¹¹

⁽¹⁾ for a specific storage coefficient $S_s = 1,7 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$

Table 4: hydraulic parameters calculated from periodic model

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

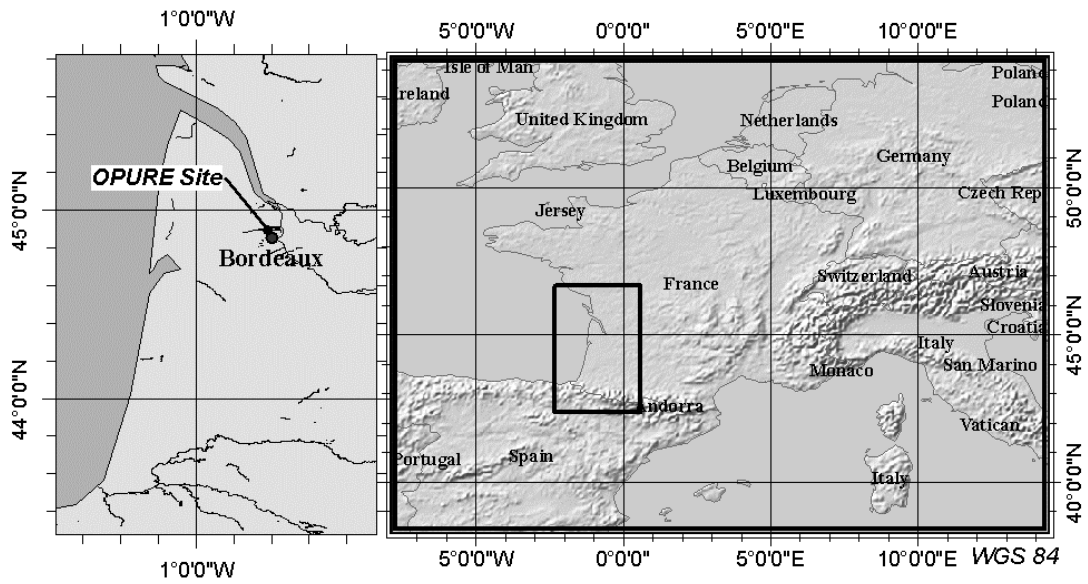


Figure 1: OPURES site

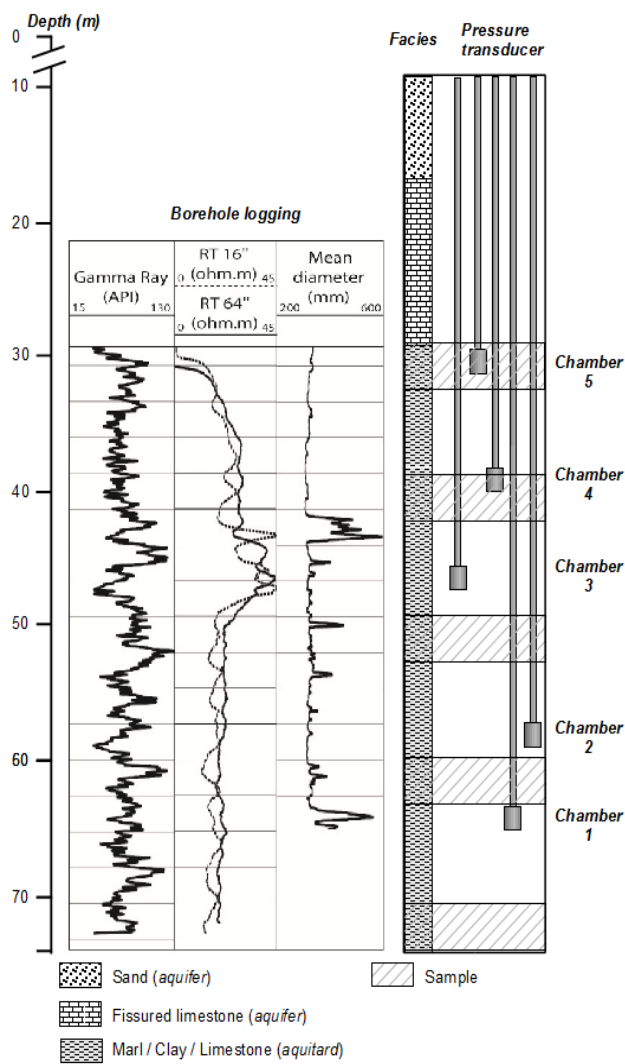


Figure 2: Geological and technical characteristics of the OPURES borehole

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

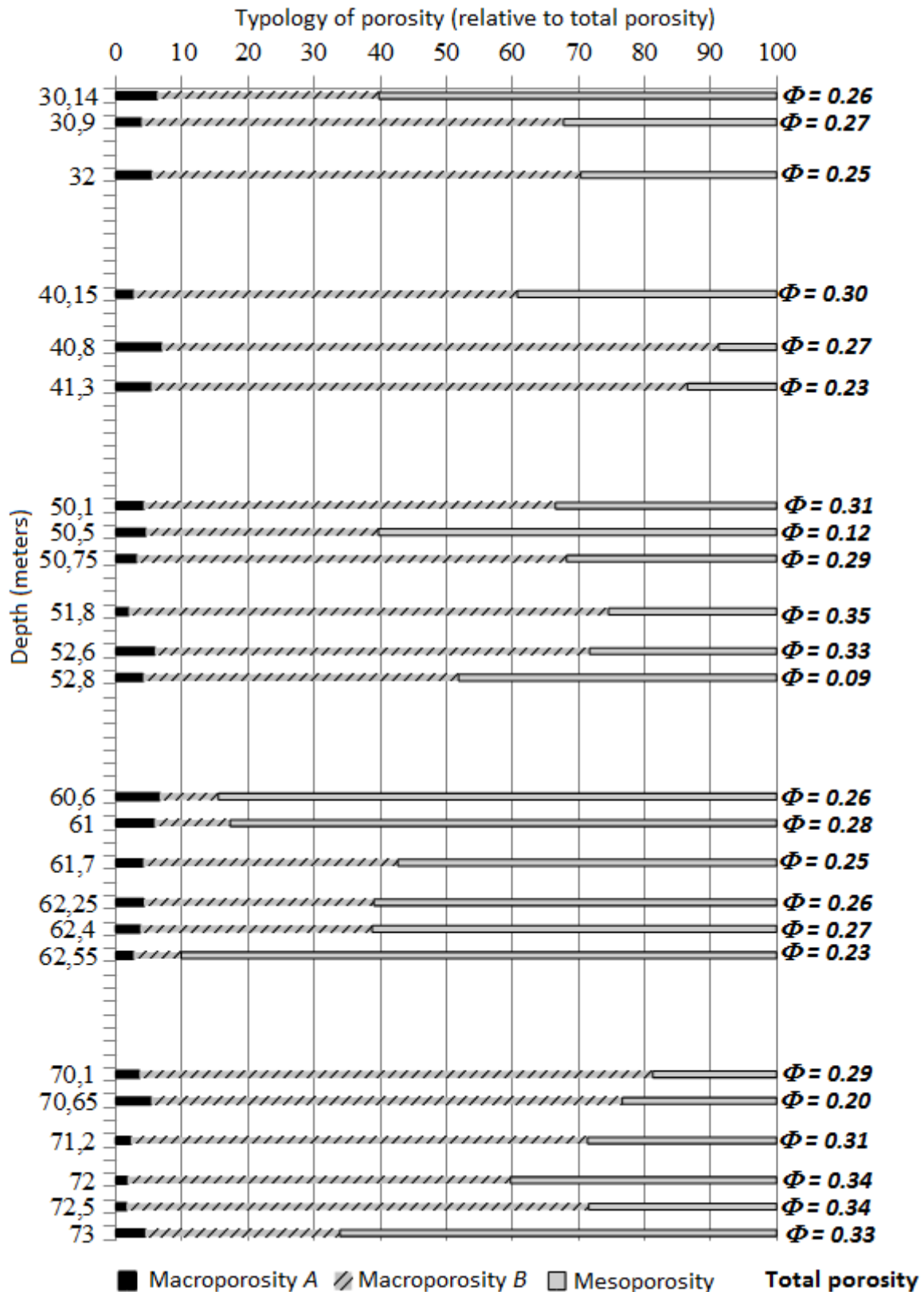


Figure 3: Distribution of types of porosity (macroporosity A, macroporosity B, mesoporosity) relative to the total porosity of the sampled cores

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

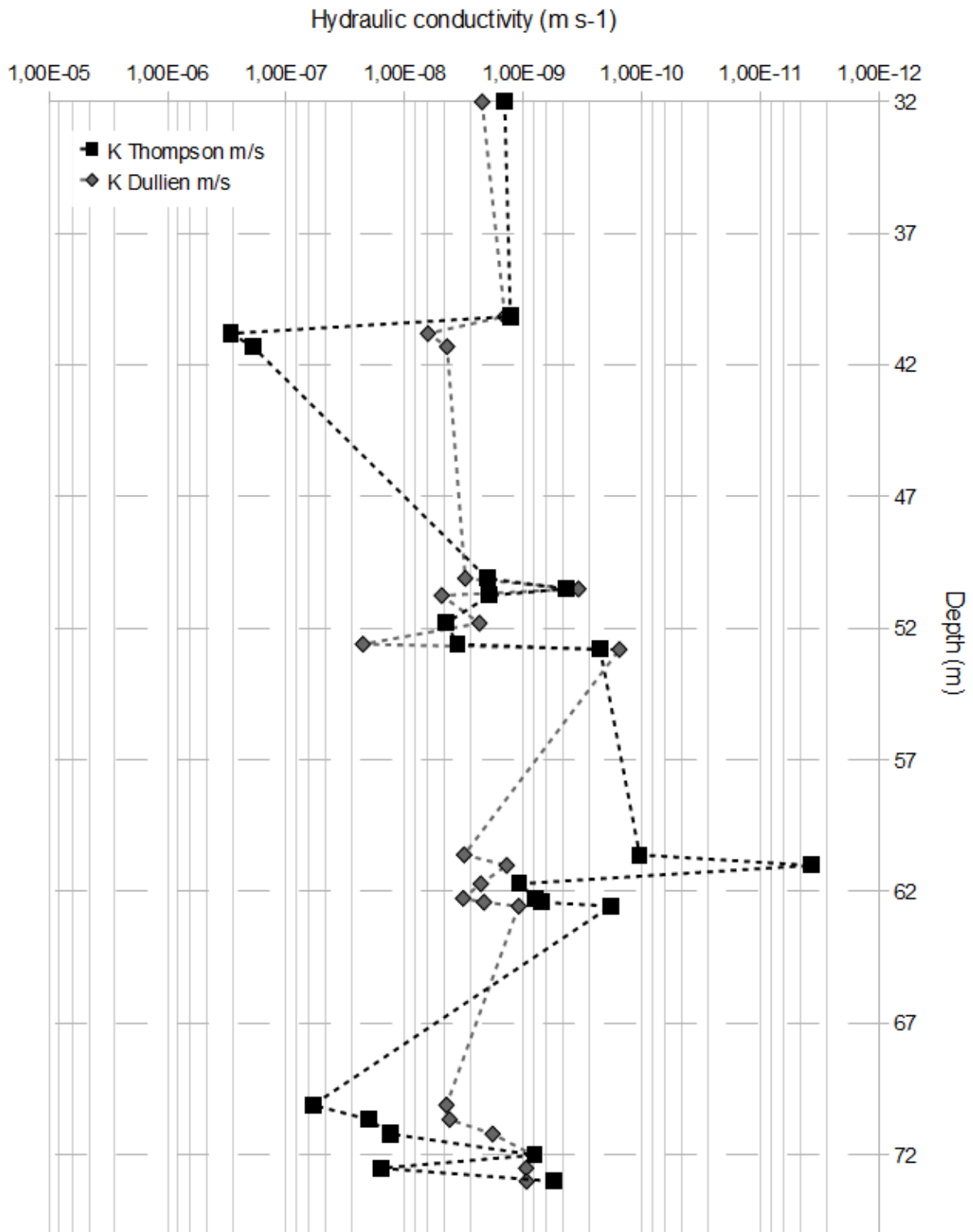


Figure 4: Distribution of hydraulic conductivity versus depth within the aquitard for the Kats-Thompson model (black squares) and Dullien model (grey diamonds)

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

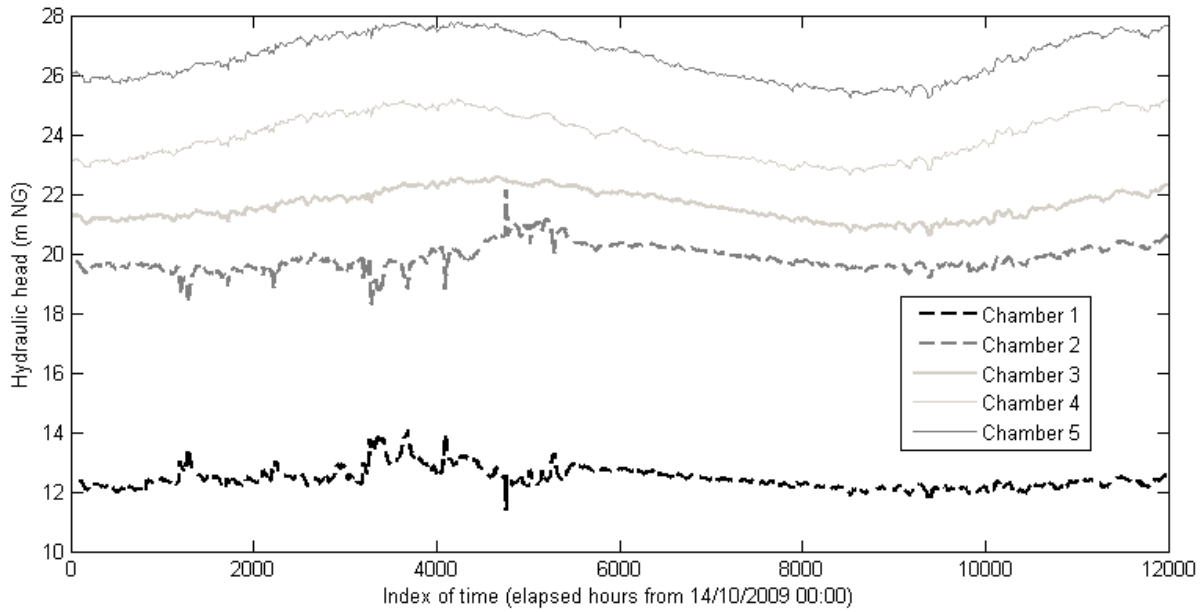


Figure 5: Equivalent piezometric head fluctuations in pressure chambers for the OPURES borehole from 14 October 2009 to 03 April 2011

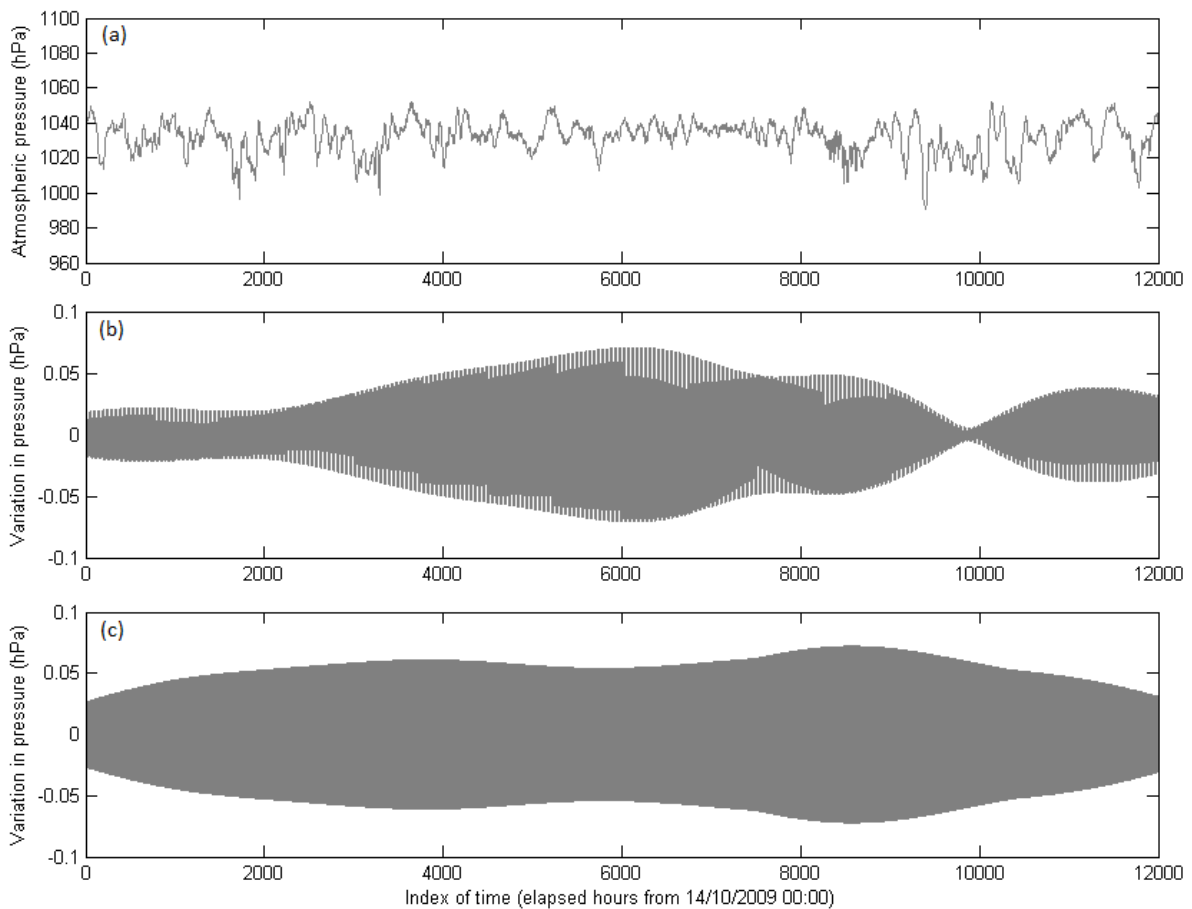


Figure 6: Records of atmospheric pressure data at the OPURES borehole (a) and corresponding band-pass filtering at 1 cpd (cycle per day) (b) and 2 cpd (c)

3. Apport d'un forage expérimental à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquitards

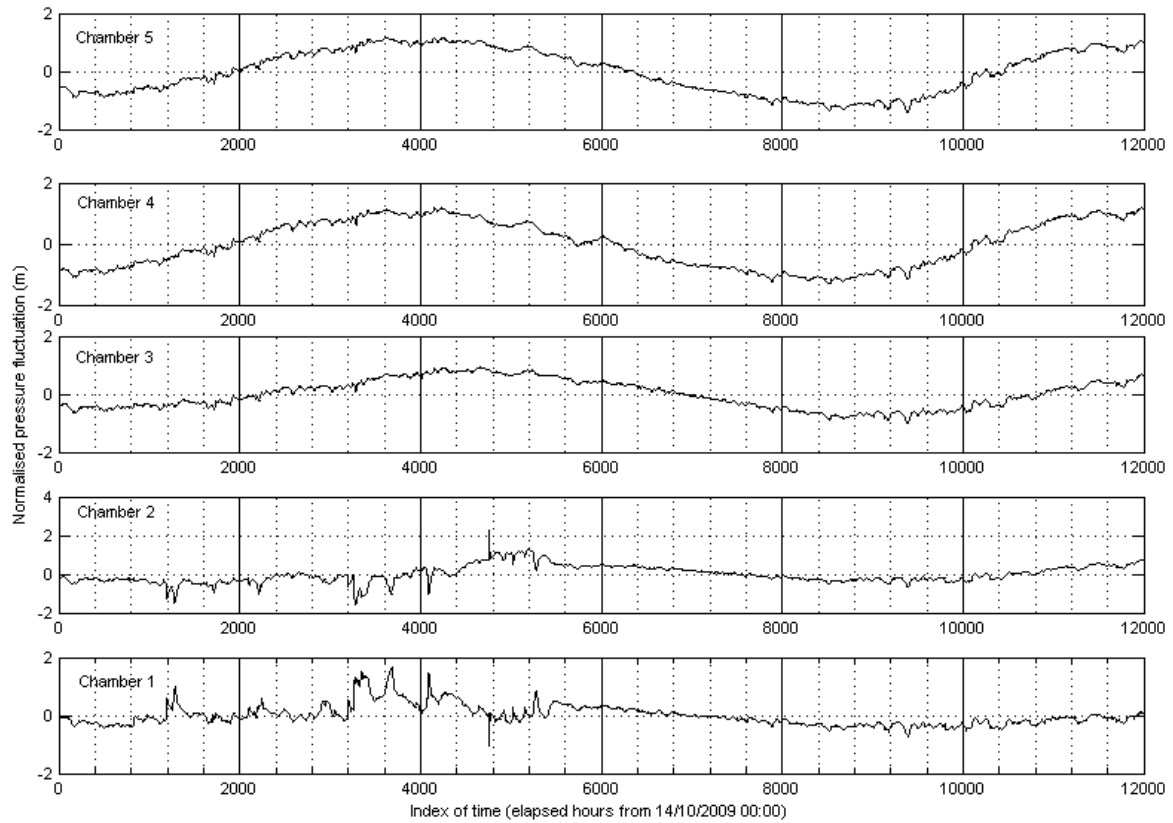


Figure 7: Fluctuations of pressure normalized to the arithmetic mean for each chamber at the OPURES borehole

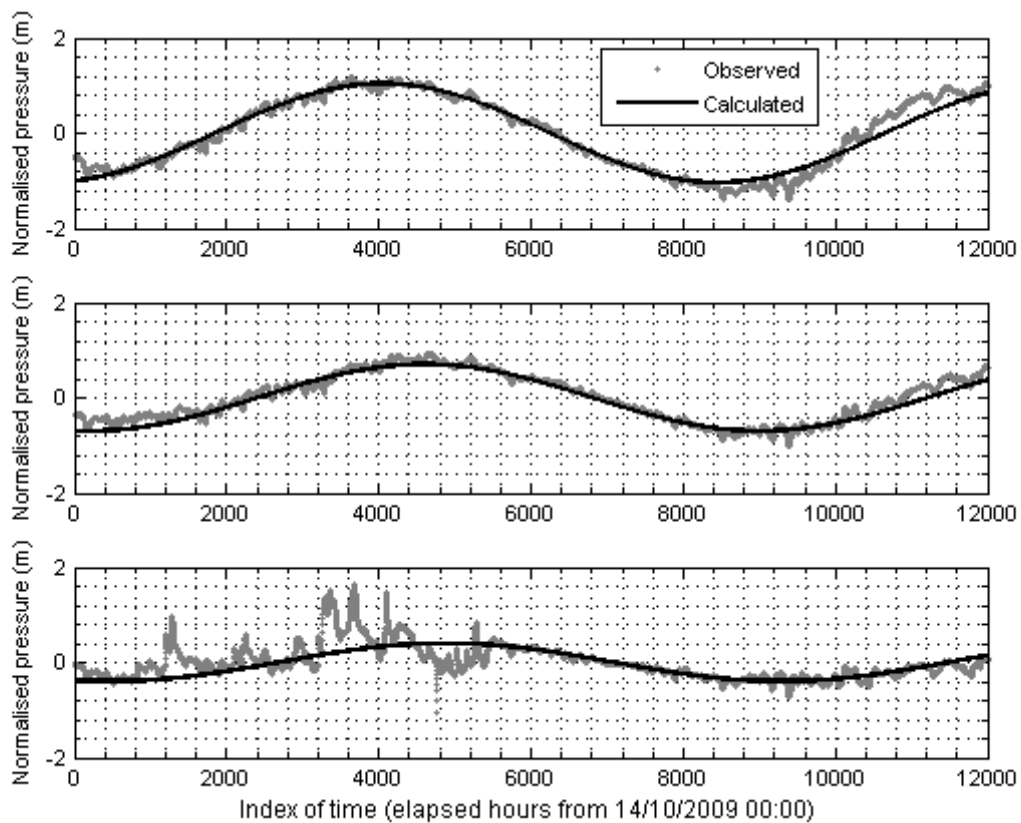


Figure 8: Observed (grey crosses) and computed (black line) normalized pressure for the OPURES borehole (a) chamber n°5, (b) chamber n°3, and (c) chamber n°1

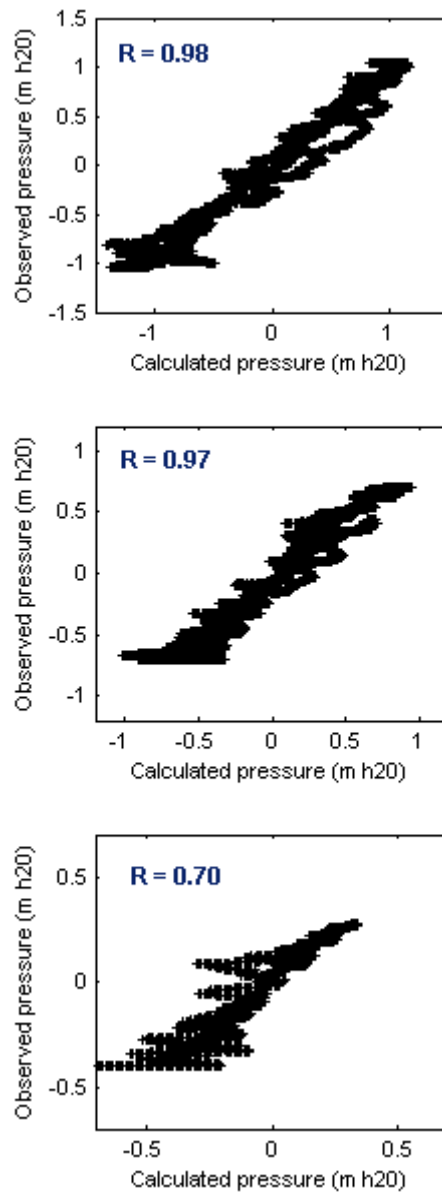


Figure 9: Crossplots for observed versus simulated pressures for the OPURES borehole at (a) chamber n°5, (b) chamber n°3, and (c) chamber n°1

3.6 ... en résumé

Un forage expérimental a été réalisé dans le but d'investiguer l'aquitard oligocène – éocène dans la région bordelaise, complété afin d'isoler les aquifères puis instrumenté sur 5 niveaux de manière à suivre sur le long-terme l'évolution des pressions au sein de la formation.

Les échantillons remontés (cuttings et carottes) et les mesures diagraphiques, rendent compte de l'hétérogénéité lithologique de l'aquitard qui se manifeste, dans un ensemble argileux, par des niveaux carbonatés, silteux et sableux généralement peu développés. Cependant, un horizon plus résistant silto-sableux, de près de 6 m d'épaisseur, a été mis en évidence.

Des mesures pétrophysiques ont par ailleurs été réalisées sur les carottes. Les différents faciès montrent une porosité généralement forte, de l'ordre de 30 %, déterminée par porosimétrie mercure. Une estimation de la conductivité hydraulique des carottes a ensuite été réalisée selon deux approches différentes. La première, celle de Dullien, assimile la distribution du réseau poreux à des tubes capillaires. La méthode de Katz-Thompson s'appuie quant à elle sur la longueur caractéristique de l'échantillon, obtenue à partir de la courbe d'injection de mercure, et reliée à la perméabilité grâce à des mesures de résistivité du milieu. Les deux modèles s'accordent sur une valeur moyenne de conductivité hydraulique de l'ordre de $1.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ mais avec des amplitudes plus importantes pour le modèle de Katz-Thompson, comprises entre 10^{-12} à 10^{-7} m.s^{-1} . La distribution de ces valeurs de conductivité hydraulique indique également une corrélation positive avec la structure du réseau poreux des argiles et plus particulièrement leur macroporosité B (Diamètre de connexion de pores compris entre $0,1 \mu\text{m}$ et $15 \mu\text{m}$). Les niveaux silto-sableux, à plus forte proportion de macropores, présentent alors des conductivités hydrauliques supérieures d'environ un ordre de grandeur.

En complément, l'enregistrement des pressions au sein de l'aquitard a été utilisé afin d'estimer la diffusivité de l'aquitard. Dans un premier temps, la réponse de l'aquitard à la pression atmosphérique a été utilisée pour estimer le coefficient d'emménagement spécifique de la formation à environ 10^{-6} m^{-1} . Ensuite, les fluctuations cycliques observées sur les enregistrements de pression ont permis de déterminer la diffusivité verticale de l'aquitard. Les conductivités hydrauliques obtenues sont comprises entre $1.10^{-11} \text{ m.s}^{-1}$ et $7.10^{-12} \text{ m.s}^{-1}$, lesquelles sont dans la gamme basse de celles obtenues par l'analyse pétrophysique.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

Une approche quantitative du rôle des aquitards, et notamment l'impact potentiel de leur hétérogénéité sur la circulation des eaux souterraines, a été entreprise par modélisation. Un modèle est un « système » constitué soit par un ensemble abstrait (équations, relations, opérations), soit par un ensemble concret (modèle réduit, modèle analogique) représentant tout ou partie du comportement d'un système réel (Bonnet, 1978). Les modèles hydrogéologiques représentent mathématiquement les écoulements souterrains afin d'améliorer la compréhension de phénomènes précis (influence de pompages, migration de polluants, ...) ou d'obtenir une représentation aussi précise que possible du comportement d'un système hydrogéologique réel actuel ou futur.

4.1 Elaboration de l'outil de modélisation

L'importante exploitation du système aquifère multicouche tertiaire aquitain a nécessité la mise en place d'un réseau de surveillance conséquent et des outils de gestion afin d'apprécier quantitativement les écoulements et les relations entre les différentes nappes. À ce titre, plusieurs modèles d'étude du bassin nord-aquitain ont été réalisés (Besbes *et al.* 1976 ; Bonnery, 1981 ; Braneyre *et al.* ; 1993 ; Pédrón *et al.* 2003 ; Larroque, 2004 ; Pédrón *et al.*, 2005 ; Saltel, 2008 ; Dupuy et Gérard, 2010 ; Saltel *et al.* 2010). Sur la base de ces précédents outils et à partir de la réactualisation des données au droit de l'agglomération bordelaise issue de nos travaux, un nouveau modèle a été développé afin d'appréhender l'hydrodynamisme local et de comprendre le rôle des aquitards dans les écoulements au sein du multicouche tertiaire.

Le modèle construit s'appuie sur le code de calcul MODFLOW 2005 (Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model) (Harbaugh, (2005) développé par l'USGS (United States Geological Survey) au travers de l'interface Visual Modflow®. La résolution de l'équation de l'écoulement dans MODFLOW 2005 utilise la technique numérique des différences finies qui nécessite la discrétisation du domaine spatial en cellules selon les trois directions de l'espace, de même que la discrétisation du domaine temporel pour permettre la résolution de l'équation d'écoulement en régime transitoire.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

L'élaboration d'un modèle hydrodynamique numérique nécessite des étapes inéluctables répondant à l'implémentation de la géométrie, des variables d'entrées et de sorties ou encore des paramètres hydrodynamiques des formations aquifères et aquitards. Ces différentes étapes sont développées et détaillées ci-après.

4.1.1 Limites du domaine et discrétisation spatiale

Les limites du domaine et la discrétisation spatiale définissent l'emprise du modèle en termes de limites et de géométrie. L'emprise du secteur retenu pour le modèle prend en compte l'essentiel du domaine d'exploitation d'eau potable de la Communauté Urbaine de Bordeaux (Fig. 4-1). Il couvre une superficie totale de 827 km² et concentre les données les plus complètes en termes de prélèvements et de points d'observation avec 90 forages et 11 sources et captages AEP.

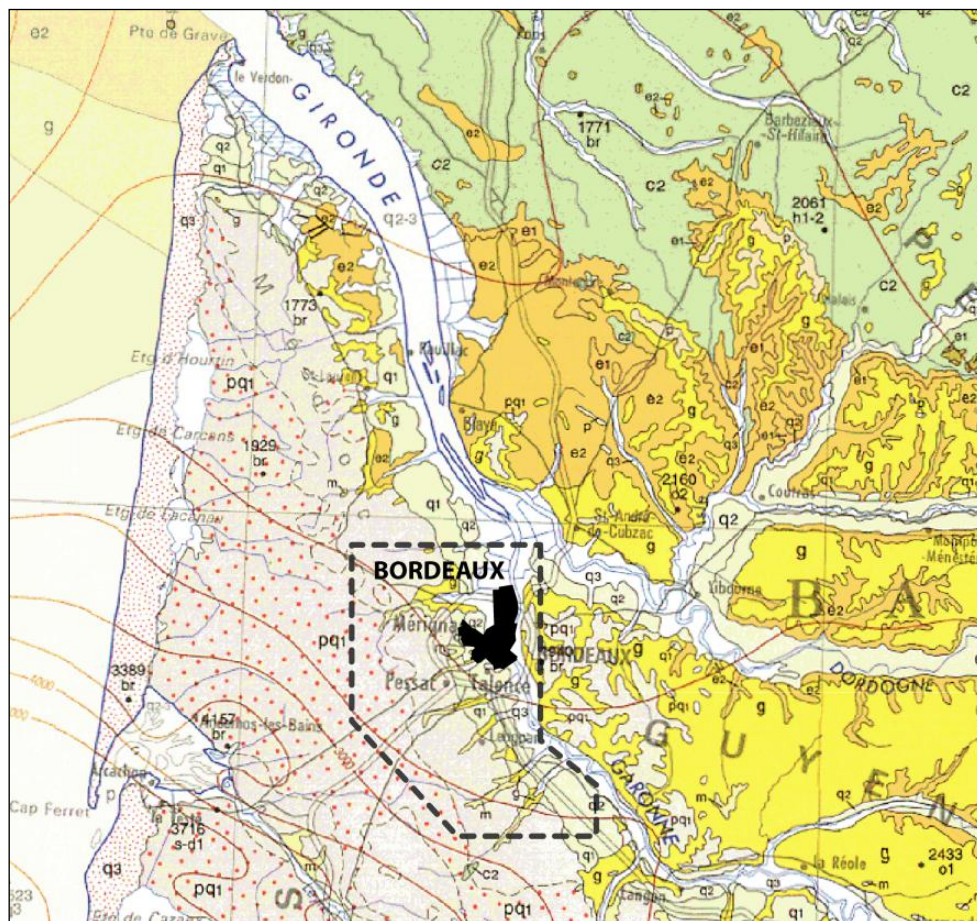


Fig. 4-1 : Emprise du modèle (Fond : Carte géologique de la France au millionième ; BRGM)

4. Approche numérique du rôle des aquitards

La topographie est issue de la banque de données altimétrique de l'IGN à l'échelle 1:10000. La discrétisation spatiale choisie consiste en un maillage carré au pas de 200 m pour un total de 268 658 mailles. La discrétisation verticale des différents horizons pris en compte dans le modèle est reproduite au travers de 13 couches de calcul (Fig. 4-2).

Ainsi, 6 aquifères et 6 horizons aquitards, auxquels s'ajoute l'horizon semi-perméable révélé au sein de l'éponte oligocène-éocène, sont représentés dans le modèle. Ce modèle est ici dénommé SAMBA_H_CUB. La définition des toits et murs de ces couches (Annexe D) reprend les résultats de la réinterprétation des données diagraphiques et leur géométrie a été optimisée à l'aide de données géologiques disponibles auprès du BRGM et du Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin Aquitain (Alvinerie *et al.*, 1970 et 1971) afin de contraindre au mieux leur interpolation.

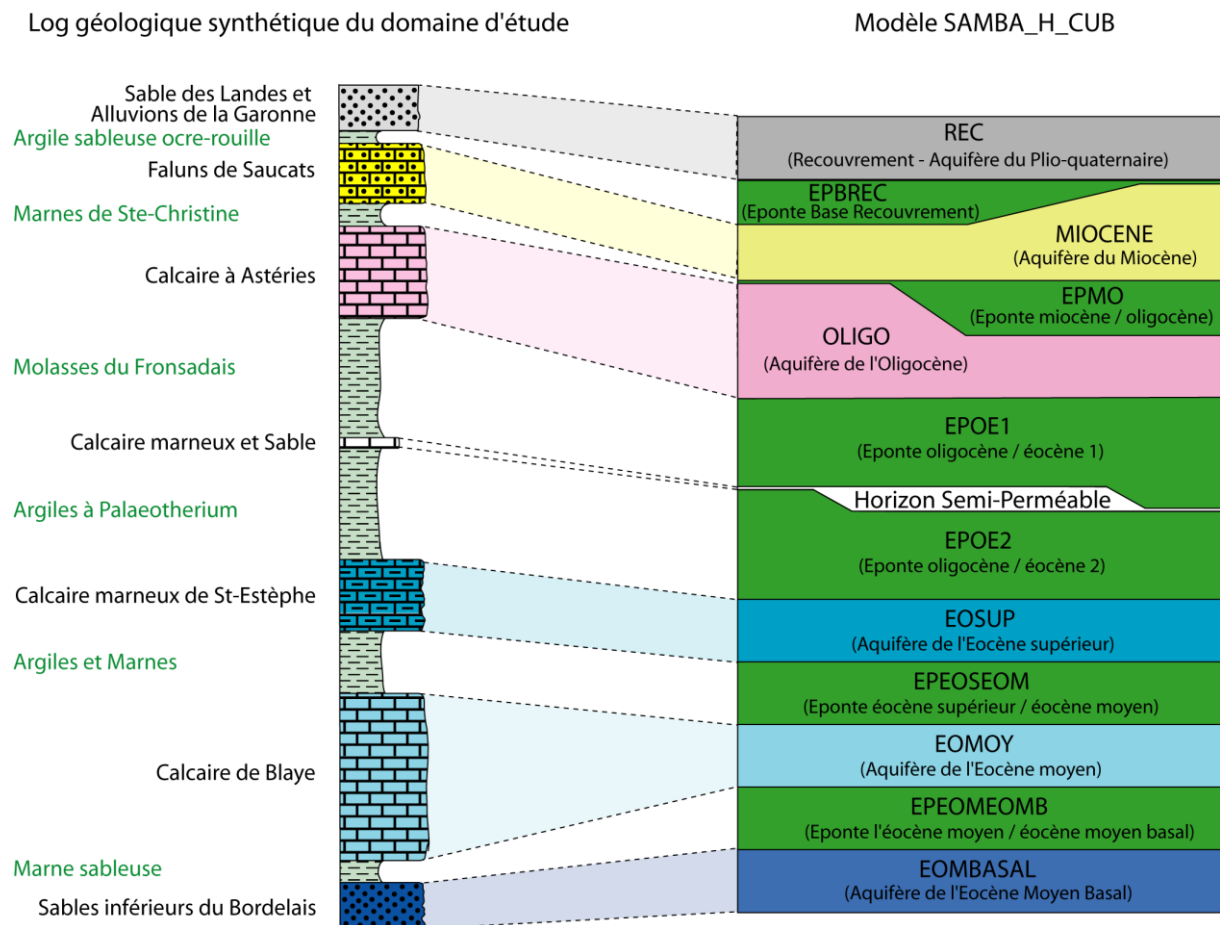


Fig. 4-2 : Transposition numérique de la géologie de la région bordelaise dans le modèle SAMBA_H_CUB

Une attention particulière a également été apportée à la représentation du schéma structural avec notamment l'intégration du décalage des formations éocènes par la faille de Bordeaux (Fig. 4-3).

4. Approche numérique du rôle des aquitards

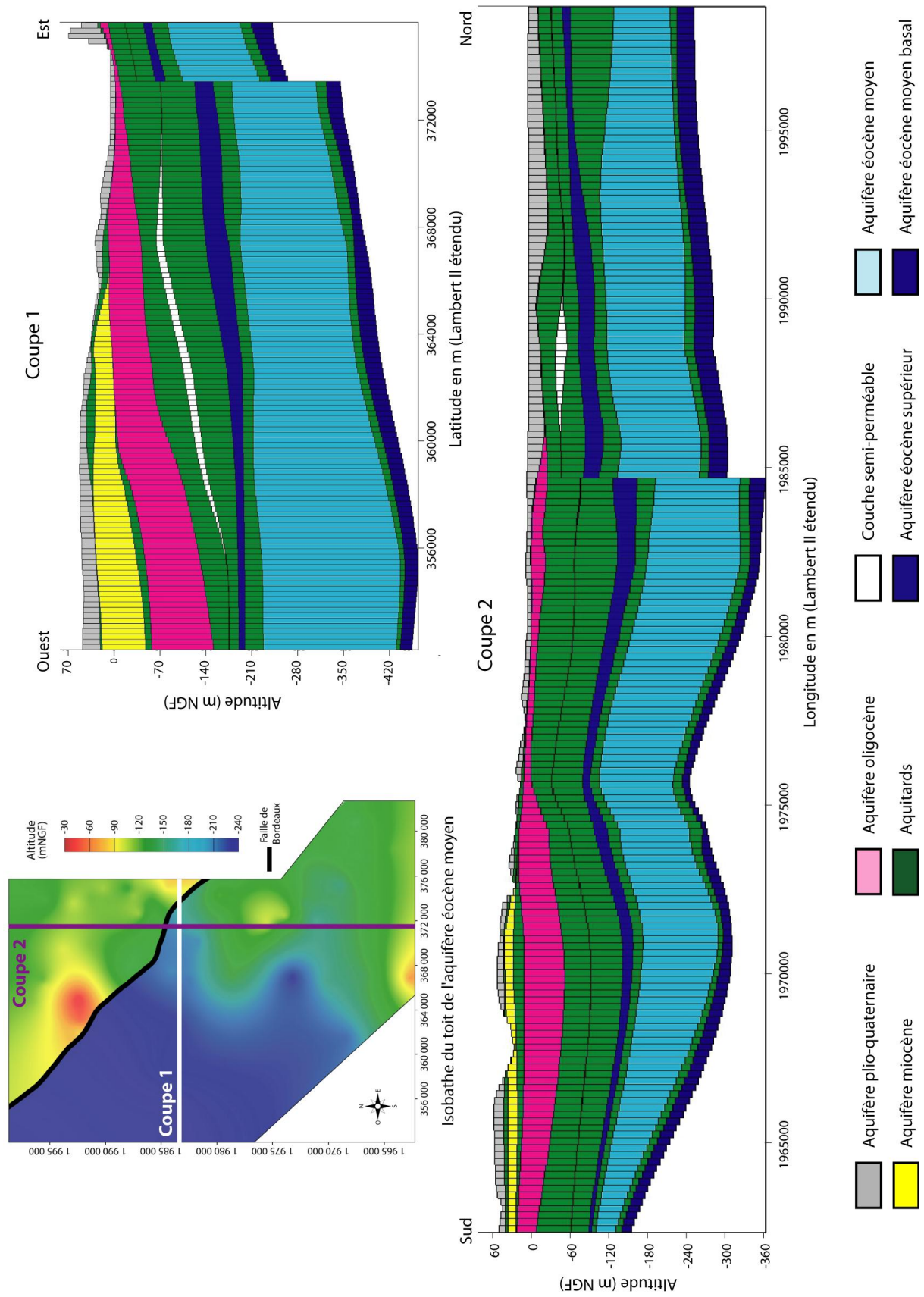


Fig. 4-3 : Représentation de la Faille de Bordeaux

La discrétisation du domaine spatial associée au mode de résolution par différences finies nécessite une certaine continuité horizontale et verticale. Le mode de représentation choisi ici associe une couche de calcul à une unité hydrogéologique. Les singularités structurales (affleurements, biseautage, lacunes) ne peuvent être représentées de manière explicite. Leur restitution a été réalisée en attribuant à la couche concernée une épaisseur minimale de 10 cm et les propriétés hydrodynamiques des couches sus-jacentes (Annexe E).

4.1.2 Discrétisation temporelle

La discrétisation temporelle consiste à sélectionner la période de simulation et d'en préciser le pas de temps de discrétisation. Cette sélection constitue une étape critique puisque les valeurs d'espace et de temps de discrétisation influencent fortement les résultats numériques (Anderson et Woessner, 1992). La résolution de l'équation de l'écoulement en régime transitoire par MODFLOW 2005 nécessite que la période de simulation soit subdivisée en périodes de contraintes (« stress period ») de durée variable ou non et pour lesquelles les conditions sont considérées connues. La résolution en régime transitoire correspond donc à une succession d'états contrôlés par ces conditions.

Le choix de la période de simulation s'est porté sur la période 1999-2008. Pour laquelle les données, notamment celles de prélèvements, sont les plus précises et complètes. La discrétisation en pas de temps mensuels est adaptée à la précision des données fournies par Lyonnaise des Eaux - Bordeaux. Le suivi du parc d'ouvrages à destination de l'alimentation en eau potable, qui constitue la majorité des prélèvements effectués sur la zone d'étude, est réalisé quotidiennement pour les débits et les niveaux d'eau. De la même manière, nous disposons de chroniques de précipitations précises. Ainsi, le choix d'un pas de temps mensuel semble être un bon compromis entre les données disponibles et les temps de calcul. Ce pas de temps assure une bonne représentation notamment des prélèvements (Fig. 4-4). Il permet de retranscrire avec suffisamment de précision les différents états des nappes au cours l'année, celles-ci étant soumises aux variations de précipitations et de soutirages par les forages.

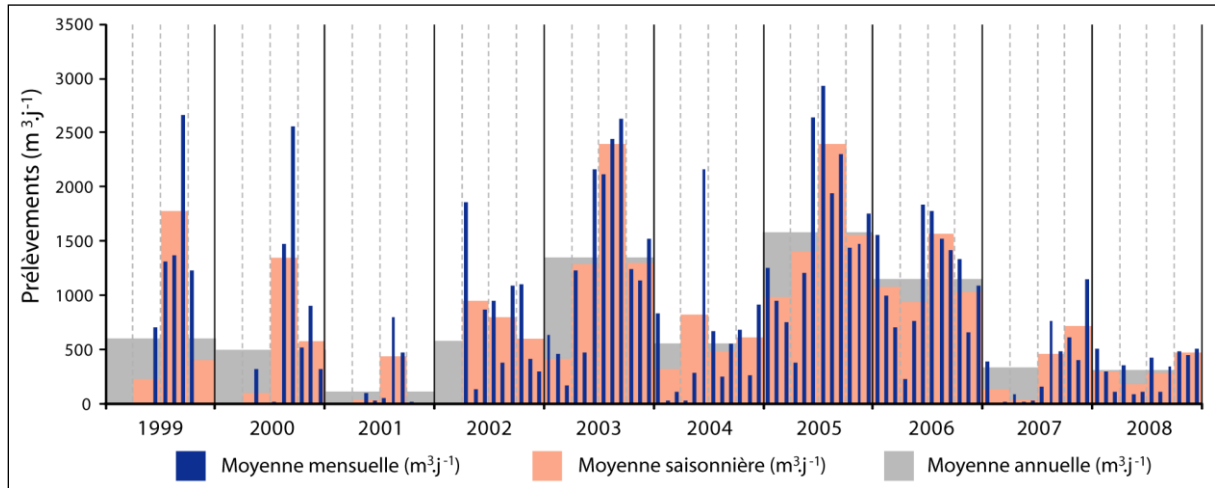


Fig. 4-4 : Comparaison des prélèvements effectués au forage de Moulin Noir par discrétisations mensuelle, saisonnière et annuelle.

4.1.3 Conditions aux limites

Elles représentent les conditions hydrodynamiques imposées au système et permettent d'intégrer les relations existantes entre le système étudié et ceux environnants, qu'il s'agisse des échanges avec le réseau hydrographique ou de l'influence des systèmes externes au modèle, au travers d'états de charge et de flux. Le choix des conditions aux limites intégrées au modèle est crucial puisqu'elles influencent considérablement les modalités d'écoulement au sein des aquifères. Il s'agit vraisemblablement des variables d'entrées les plus sujettes à erreur (Franke *et al.*, 1987).

4.1.3.1 Potentiels imposés et Flux nuls

Afin de retranscrire l'évolution des charges aux limites du modèle, des potentiels ont été imposés sur chaque niveau aquifère sur la base du modèle développé à l'Institut EGID (SAMBA_H_NP2010). L'observation des cartes piézométriques annuelles disponibles auprès du BRGM ont également été utilisées pour préciser l'évolution des nappes en bordure du domaine. Les charges ont été imposées essentiellement sur les limites nord, ouest et sud pour les aquifères du Plio-quatenaire, du Miocène, de l'Oligocène et de l'Eocène moyen (Annexe F). Il s'agit donc ici d'un modèle emboîté correspondant à une extraction du modèle précédent. En l'absence de données pour les unités éocènes supérieur et moyen basal, des

4. Approche numérique du rôle des aquitards

limites à flux nuls ont été appliquées. Cette condition prévaut également pour l'ensemble des limites du modèle qui ne sont pas soumises à des potentiels imposés. En régime transitoire, les conditions de potentiel sont imposées pour chaque période de contrainte.

4.1.3.2 Réseau hydrographique

L'ensemble des principaux cours d'eau présents sur la zone d'étude a été pris en compte de manière à simuler leur influence sur le comportement hydrodynamique des nappes (Fig. 4-5).

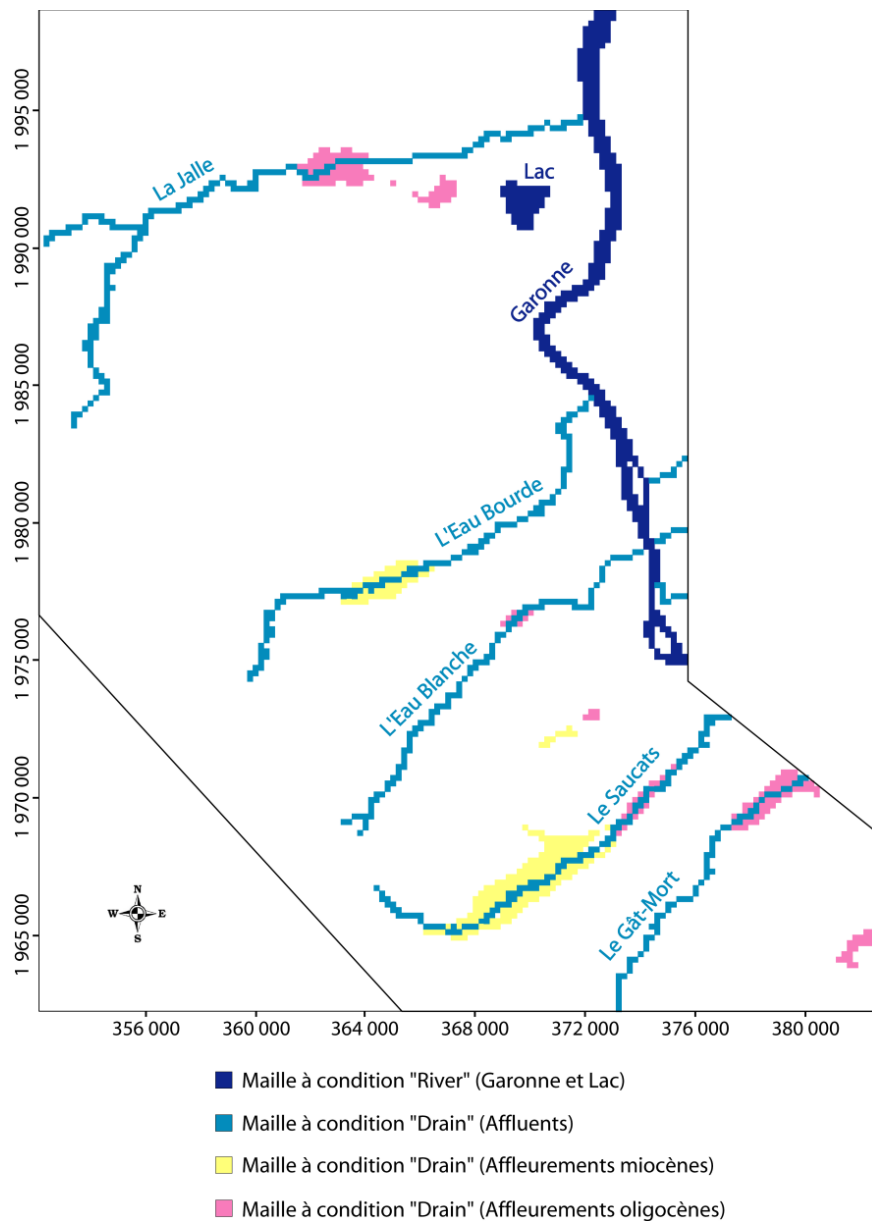


Fig. 4-5 : Réseau hydrographique et zones d'affleurement modélisés

4. Approche numérique du rôle des aquitards

La Garonne, tout comme le lac de Bordeaux, ont ainsi été représentés au moyen du module « River » (Harbaugh *et al.*, 2000). L'influence d'un cours d'eau ou d'un lac sur un aquifère est dépendante du gradient hydraulique entre les deux entités. Ce module simule cette interaction via une couche de « suintement » séparant le cours d'eau de la nappe sous-jacente. Le calcul requiert pour chaque maille où la rivière est simulée, le niveau d'eau du cours d'eau, l'élévation de son lit, et sa conductance (paramètre représentant la résistance de l'écoulement à l'interface entre le lit de la rivière et l'aquifère). La conductance C [$L^2.T^{-1}$] est calculée par :

$$C = \frac{K.L.W}{M} \quad \text{Éq. 4-1}$$

Avec K : conductivité hydraulique verticale du lit de la rivière [$L.T^{-1}$] ;

L : longueur du ruisseau à travers la cellule [L] ;

W : largeur du ruisseau dans la cellule [L] ;

M : épaisseur du lit de la rivière [L].

Ces paramètres sont peu renseignés dans la littérature. Aussi, nous ne disposons pas de chroniques de débit couvrant la période d'étude pour la Garonne. Le linéaire concerné par la modélisation est entièrement sous l'influence de la marée qui inverse régulièrement le sens du flux. Nous avons donc choisi de travailler en hauteur NG du fil de l'eau. Certains rapports du BRGM font état d'une hauteur d'eau située à 1 mNGF (Loiseau *et al.*, 2009) quand d'autres la place à 4 mNGF (CUB, 2006). La hauteur retenue est de 3 mNGF avec une profondeur de 6m sur l'ensemble du domaine. Au final, au sein du modèle, les variations de cote de la Garonne ont été considérées constantes au cours du temps.

L'ensemble des cours d'eau et des ruisseaux de la zone d'étude, principaux affluents de la Garonne, a également été intégré. L'implémentation s'est effectuée au moyen du module « Drain » de MODFLOW 2005, généralement utilisé pour simuler les effets de drains ou de sources. Il restitue une sortie d'eau d'un aquifère à un taux proportionnel à la différence entre la charge de l'aquifère et une charge fixée ou une élévation. Avec l'utilisation de ce module, le drain créé n'a pas d'effet si la charge de l'aquifère est inférieure à la cote du drain. Les cotes de débordement ont été calculées à partir des cotes sol des cours d'eau et des altitudes moyennes affectées à chaque maille. Le choix de représentation à l'aide de ce module, plutôt que celui de « River », se justifie par le caractère drainant avéré des cours d'eau vis-à-vis des

formations affleurantes qu'ils traversent. Localement, des zones d'alimentation des cours d'eau par les nappes ont pu être observées. C'est le cas des ruisseaux du Gât-Mort et de l'Eau Blanche où des exutoires diffus de l'Oligocène et du Miocène ont été repérées (DIREN Aquitaine, 2009). Les relations entre les aquifères et les ruisseaux se révèlent donc complexes et l'absence de données fiables sur les hauteurs d'eau ou les débits ne permettra pas de restituer finement la qualité des échanges.

4.1.3.3 Débordements

Les débordements de nappe situés au droit des zones d'affleurement des formations miocène et oligocène ont également été implémentés par l'intermédiaire du module « Drain ». Il s'agit de secteurs où les nappes du Miocène et de l'Oligocène sont considérées libres et peuvent de ce fait déborder (Fig. 4-5). Ce débordement survient lorsque la charge calculée est supérieure à la topographie (considérée ici comme cote de débordement) (Tableau 4-1).

Couches du modèle	Mailles à condition de drain
Miocène	218
Oligocène	175

Tableau 4-1 : Répartition des cellules à conditions de drain

4.1.4 Paramètres hydrodynamiques

Les unités hydrogéologiques sont caractérisées par leurs capacités à conduire le flux et à stocker l'eau, propriétés paramétrées à l'aide de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement. Les aquifères sont ici considérés comme isotropes. Les valeurs de ces paramètres hydrodynamiques sont en premier lieu issues des précédents travaux (Larroque, 2004 ; Pédrón *et al.*, 2005 ; Saltel, 2008 ; Corbier *et al.*, 2010 ; Dupuy et Gérard, 2010 ; Saltel *et al.*, 2010) puis complétées par celles fournies par Lyonnaise des Eaux. Les valeurs de perméabilités et d'emmagasinement ont par la suite été réajustées au cours du calage en régime permanent puis transitoire dans le respect des ordres de grandeurs admis.

Les hétérogénéités au sein du multicouche plio-quaternaire (Sable des Landes et Alluvions de la Garonne) s'expriment également dans leurs caractéristiques hydrodynamiques. Les quelques données disponibles montrent, suivant les formations considérées, une porosité

4. Approche numérique du rôle des aquitards

efficace variant de 10 % à 35 % et des conductivités hydrauliques comprises entre $1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ et $3.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ (Corbier *et al.*, 2010). Une discrimination basée sur les cartes géologiques a été réalisée afin de différencier les terrains sableux, de la formation des Landes, et ceux sablo-graveleux à argiles, des terrasses alluvionnaires. Cette différenciation constitue une première approche de la distribution des paramètres hydrodynamiques de la couche de recouvrement.

Les données de conductivité hydraulique de la couche miocène sont peu nombreuses. Sur le bassin nord-aquitain, les valeurs révèlent une distribution bimodale centrée sur $1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ et $1.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, caractéristique des calcaires gréseux et des faluns rencontrés dans le Miocène (Larroque, 2004). Une discrimination par aquifère indique que l'Helvétien et l'Aquitanién-Burdigalien présentent des transmissivités moyennes voisines, de l'ordre de $3.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Pédron *et al.*, 2001). Sur le domaine d'étude, les quelques valeurs de conductivité hydraulique disponibles varient de $1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ à $3.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. De précédents travaux ont montré que ces valeurs pouvaient atteindre $1.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ notamment au niveau des axes de drainage (Saltel, 2008). De la même manière, peu d'informations sont disponibles sur le coefficient d'emménagement spécifique, nécessaire au calcul en régime transitoire. Cet emménagement varie selon le caractère captif ou libre de la nappe. Par défaut, une valeur moyenne de 5.10^{-4} m^{-1} a été initialement affectée à l'ensemble de la couche miocène, valeur ajustée par la suite au cours de la simulation transitoire.

La présence de karstifications dans les calcaires oligocènes s'exprime par une grande variabilité des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Les valeurs de conductivités hydrauliques proviennent de rapports de diagnostics des ouvrages d'exploitation de l'AEP qui ont fait l'objet de réinterprétations notamment au cours du programme Quantiprod (Dupuy et Larroque, 2005 et 2006 ; Dupuy *et al.*, 2007) (Fig. 4-6).

Deux ensembles de conductivités hydrauliques, centrées sur $2.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et $4.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, témoignent notamment des différentes composantes sableuses ou argileuses de l'aquifère oligocène. On notera ici que les valeurs les plus fortes sont rencontrées dans la vallée de la Garonne et des zones d'affleurement, sièges de calcaires fracturés et ouverts. Les quelques valeurs de coefficients d'emménagement disponibles sont comprises entre 4.10^{-5} et 2.10^{-2} pour une moyenne de 4.10^{-3} . Cette gamme souligne la variabilité du confinement de l'aquifère oligocène, depuis des valeurs caractéristiques de nappes captives à des valeurs proches des porosités efficaces de nappes libres (Dupuy et Larroque, 2005).

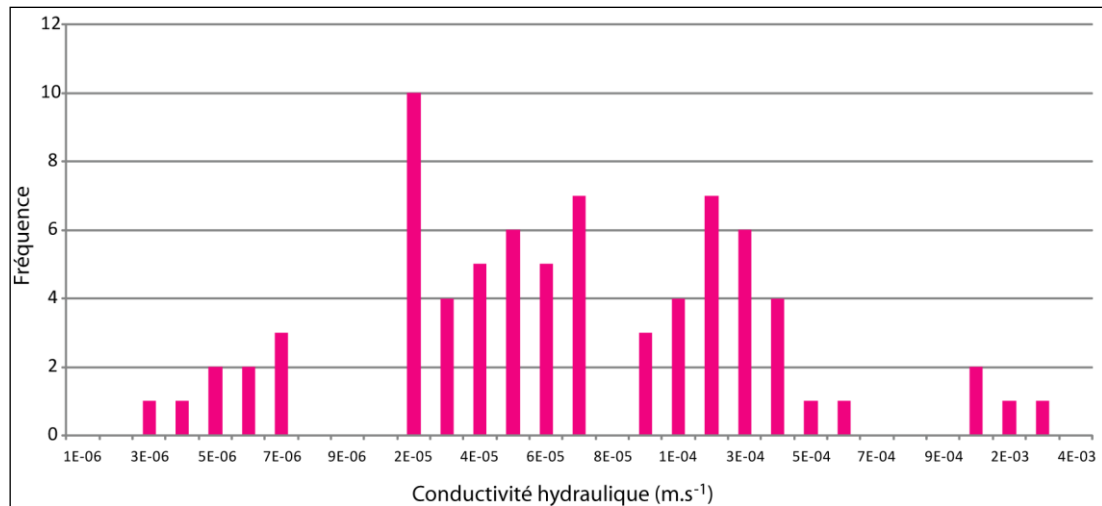


Fig. 4-6 : Distribution des conductivités hydrauliques de l'Oligocène du domaine d'étude

Les données de conductivités hydrauliques de l'Eocène supérieur sont issues de précédents travaux (Pédron *et al.*, 2005) qui font état de valeurs comprises entre 1.10^{-6} m.s⁻¹ et 5.10^{-4} m.s⁻¹. L'emménagement spécifique serait lui compris entre 1.10^{-6} m⁻¹ et 1.10^{-5} m⁻¹.

La nappe de l'Eocène moyen a été discrétisée en deux sous-unités : l'Eocène moyen correspondant au Calcaire de Blaye (dénommé « Eocène moyen » dans cette étude) et l'Eocène moyen des Sables Inférieurs du Bordelais (dénommé « Eocène moyen basal »). Cette dualité des faciès s'exprime dans les paramètres hydrodynamiques. Les transmissivités mesurées dans chaque aquifère montrent des mesures voisines ($6,3.10^{-3}$ m².s⁻¹ pour l'Eocène moyen et 8.10^{-3} m².s⁻¹ pour l'Eocène moyen basal). Cependant les différences de puissances des aquifères entraînent des disparités au niveau des valeurs de conductivité hydraulique. Ainsi, l'Eocène moyen présente une moyenne de l'ordre de 3.10^{-5} m.s⁻¹ alors que celle de l'Eocène moyen basal est de l'ordre de 3.10^{-4} m.s⁻¹. Bien que le nombre de mesures soit bien plus faible dans l'Eocène moyen basal, cette disparité est cohérente avec une conductivité hydraulique moindre des calcaires en comparaison des formations sableuses (Bichot et Lemordant, 1995). Les coefficients d'emménagement spécifique intégrés sont compris entre 1.10^{-6} m⁻¹ et 4.10^{-5} m⁻¹.

La conductivité hydraulique des épontes a été initialement fixée à une valeur de 1.10^{-9} m.s⁻¹. Celle-ci a ensuite été ajustée par calage dans le respect des résultats obtenus sur le forage expérimental de Blanquefort. Contrairement aux aquifères, les épontes ont été considérées comme anisotropes, avec une composante verticale pouvant être différente de celle horizontale. La couche correspondant à l'horizon semi-perméable de l'aquitard Oligocène-

Eocène s'est vu attribuer une valeur de $1.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$. Celle-ci a été fixée à partir des mesures pétrophysiques du forage OPURES_1 où les niveaux plus carbonatés silto-sableux sont en général dix fois plus perméables que les niveaux argileux. Les coefficients d'emmagasinement spécifique des aquitards ont été affectés à 1.10^{-6} m^{-1} , valeur correspondant aux résultats obtenus sur OPURES_1.

4.1.5 Précipitation efficace et lame d'eau de percolation

La « recharge » des aquifères est un terme « source » des plus sensibles à appréhender mais indispensable à une gestion optimale de la ressource en eau souterraine. Cette recharge correspond à la part de pluie efficace qui percole jusqu'à la nappe. Le calcul de la lame d'eau de percolation nécessite classiquement la prise en compte de la réserve utile du sol qui représente le seuil de saturation du sol pour lequel un excédent de pluie entraînera l'infiltration. A partir des chroniques de pluviométrie et d'évapotranspiration fournies par Météo-France à la station de Mérignac, situé sur le domaine modélisé, les pluies efficaces potentielles ont été déterminées en effectuant le bilan entre précipitation et évapotranspiration sur la base d'une réserve utile de 150 mm (Fig. 4-7).

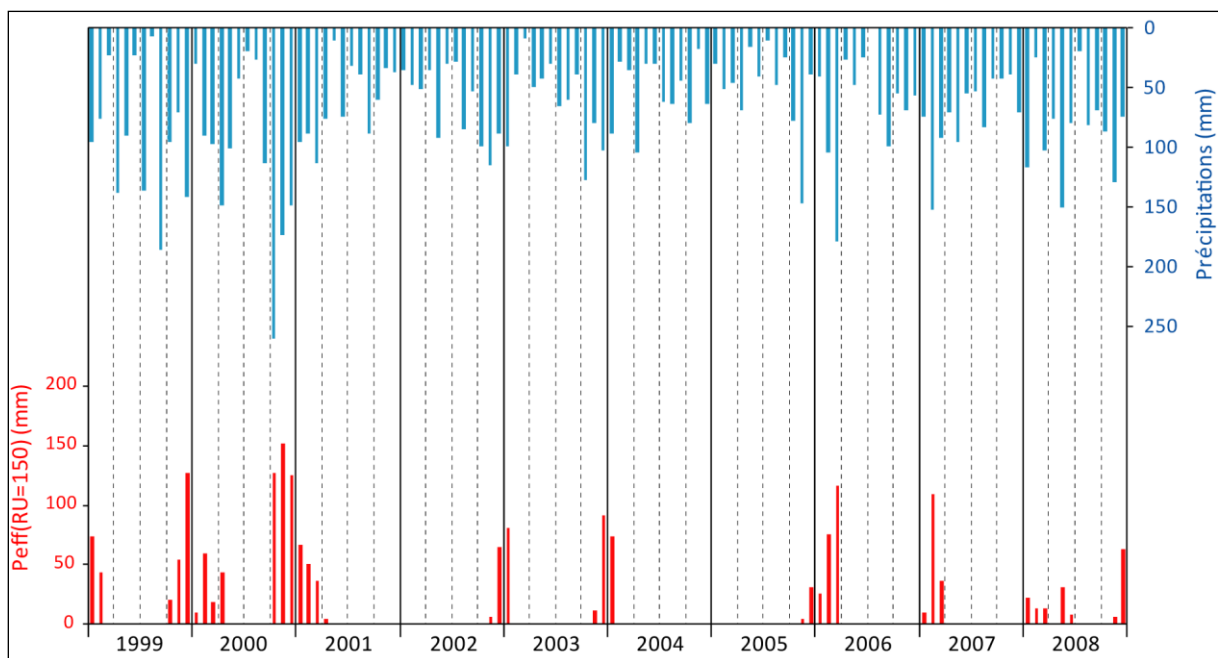


Fig. 4-7 : Pluviométrie et précipitations efficaces (Station de Mérignac)

4. Approche numérique du rôle des aquitards

Ce calcul ne permet pas à lui seul de définir la part de pluie efficace qui percole dans le sous-sol. Aussi, des corrections ont été par la suite apportées au cours du calage en régime permanent effectué sur l'année 2005. Ces corrections s'appuient principalement sur la nature du sol, son occupation et de l'état des réseaux de distribution. Trois zones principales ont ainsi été définies (Fig. 4-8).

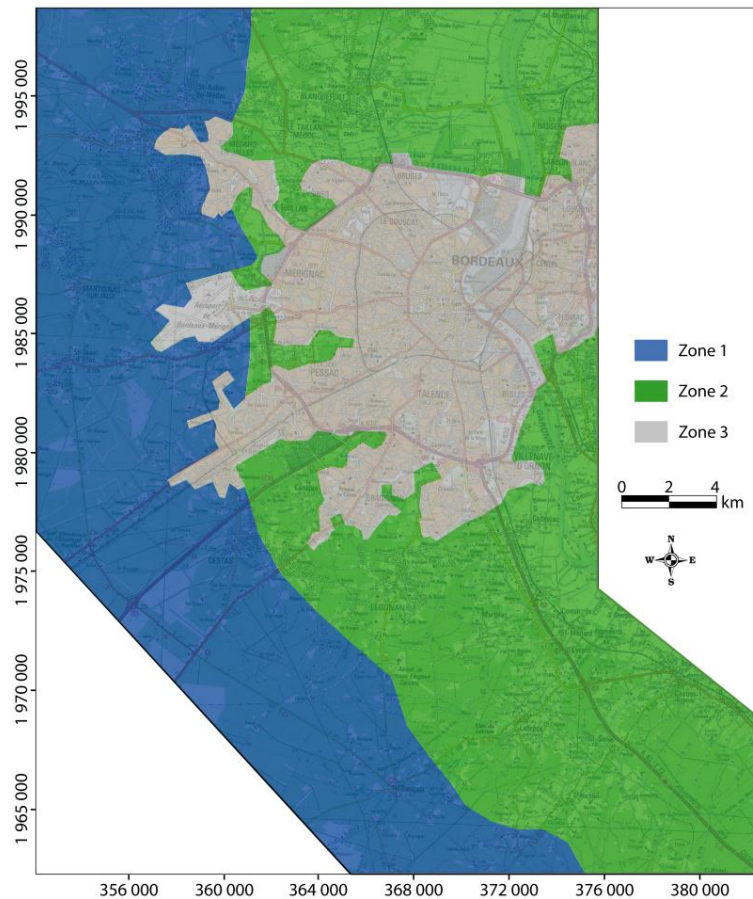


Fig. 4-8: Représentation des zones de recharge

La zone 1 correspond à la formation du Sable des Landes, la zone 2 à celle des alluvions de la Garonne et la zone 3 représente l'extension de la Communauté Urbaine de Bordeaux (CUB). On considère que la zone 1 et, dans une moindre mesure la zone 2, correspondent à des aires où la percolation est facilitée du fait d'une moindre densité urbaine, favorisant la recharge des aquifères. La zone CUB est quant à elle fortement urbanisée, limitant ainsi le phénomène de percolation et la recharge des nappes par les précipitations. Pour cette dernière zone, la prise en compte des réseaux de distribution et d'assainissement, et notamment des fuites d'eau susceptibles de venir réalimenter la nappe, a été réalisée. Dubanchet (2002) a estimé que les pertes sur les différents réseaux s'élevaient à $10\,000\,000\text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ avec un rendement de réseau de distribution de 86 %. L'ensemble de ces pertes ne retournant pas directement à la nappe,

4. Approche numérique du rôle des aquitards

une valeur de percolation de 35 mm.an^{-1} a été retenue. Cette valeur correspond à 70 % des pertes totales et a été appliquée continuellement sur la zone (Fig. 4-9).

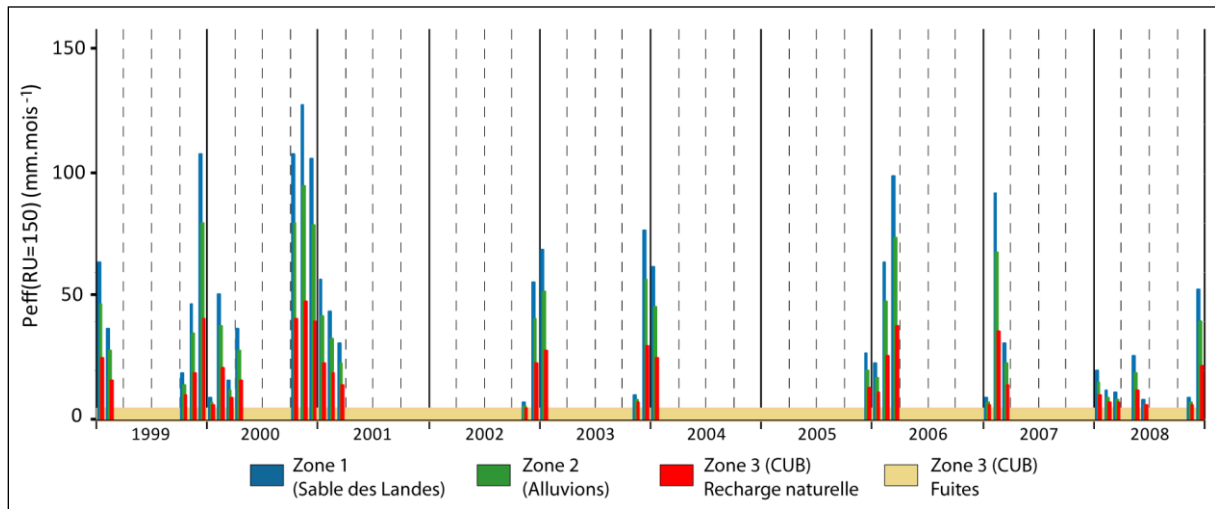


Fig. 4-9 : Lame d'eau de recharge affectée par zonation au sein du modèle

4.1.6 Prélèvements

Les chroniques de prélèvements intégrées au modèle ont été fournies par Lyonnaise des Eaux. Ces chroniques mensuelles concernent les forages et les sources utilisés pour l'alimentation en eau potable sur la période 1999-2008. Elles ont été complétées par la base de données MISE (Mission Inter Service de l'Eau) du département de la Gironde pour atteindre au total 251 forages répartis entre le Miocène, l'Oligocène et l'Eocène. Les prélèvements situés dans la couche de recouvrement (aquifère plio-quadernaire), qui regroupe les alluvions et les formations plio-quadernaires, n'ont pas été introduits dans le modèle. Ce choix s'explique notamment par l'absence de recensement fiable des prélèvements effectués dans cette nappe. De plus, leur impact sur l'hydrodynamisme général apparaît négligeable en comparaison des transferts s'opérant dans les autres aquifères.

4.1.6.1 Prélèvements dans le Miocène

Les prélèvements du Miocène se destinent à plusieurs usages, que cela soit pour l'alimentation en eau potable, les besoins industriels ou encore agricoles. Si dans le premier cas, le recensement des ouvrages et de leurs volumes prélevés est assez bien connu, il n'en est

pas de même pour les autres besoins dont les quantités d'eau prélevées sont sans doute sous-estimées. Chaque année, environ 5 millions de m³ d'eau proviennent de cet aquifère (Fig. 4-10). Les 58 ouvrages de captage recensés pour cette étude sont localisés à l'ouest du secteur (Fig. 4-11). Les 2 forages à destination de l'alimentation en eau potable représentent 53% des prélèvements sur la période 1999-2008. Ce pourcentage n'a cependant cessé de décroître depuis une quarantaine d'années reflétant vraisemblablement une mise à jour des inventaires plus qu'une évolution de tendance des prélèvements.

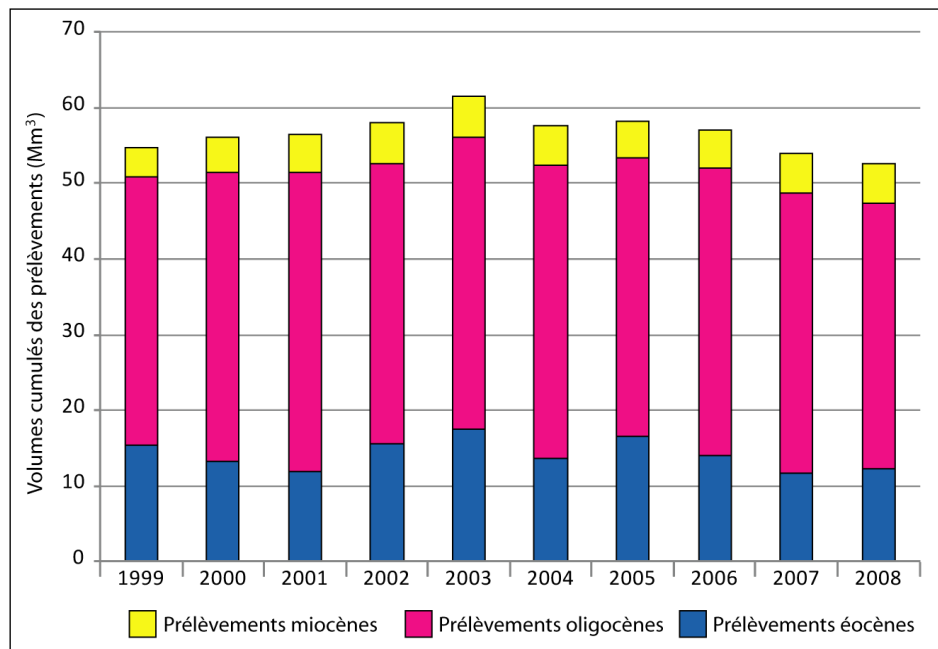


Fig. 4-10 : Volumes cumulés annuels des prélèvements

4.1.6.2 Prélèvements dans l'Oligocène

Les 131 points de prélèvements de la nappe oligocène sont tous situés en rive gauche de la Garonne (Fig. 4-11). L'analyse des prélèvements nappe par nappe indique qu'il s'agit de l'aquifère le plus sollicité sur la zone d'étude. Chaque année, près de 40 millions de m³ d'eau sont prélevés, essentiellement pour l'alimentation en eau potable. 83% des prélèvements sont réalisés par Lyonnaise des Eaux. Les autres usages, représentés par les eaux agricoles, industrielles et de service public sont nettement minoritaires. Depuis les années 1960, l'augmentation générale des prélèvements annuels dans cette nappe, notamment pour l'AEP, correspond à une demande sans cesse grandissante des besoins en eau de l'agglomération

4. Approche numérique du rôle des aquitards

bordelaise. À cette tendance s'ajoute l'augmentation due au transfert de prélèvements depuis la nappe éocène opéré dans les années 1990 afin de soulager celle-ci (SAGE NP, 2010).

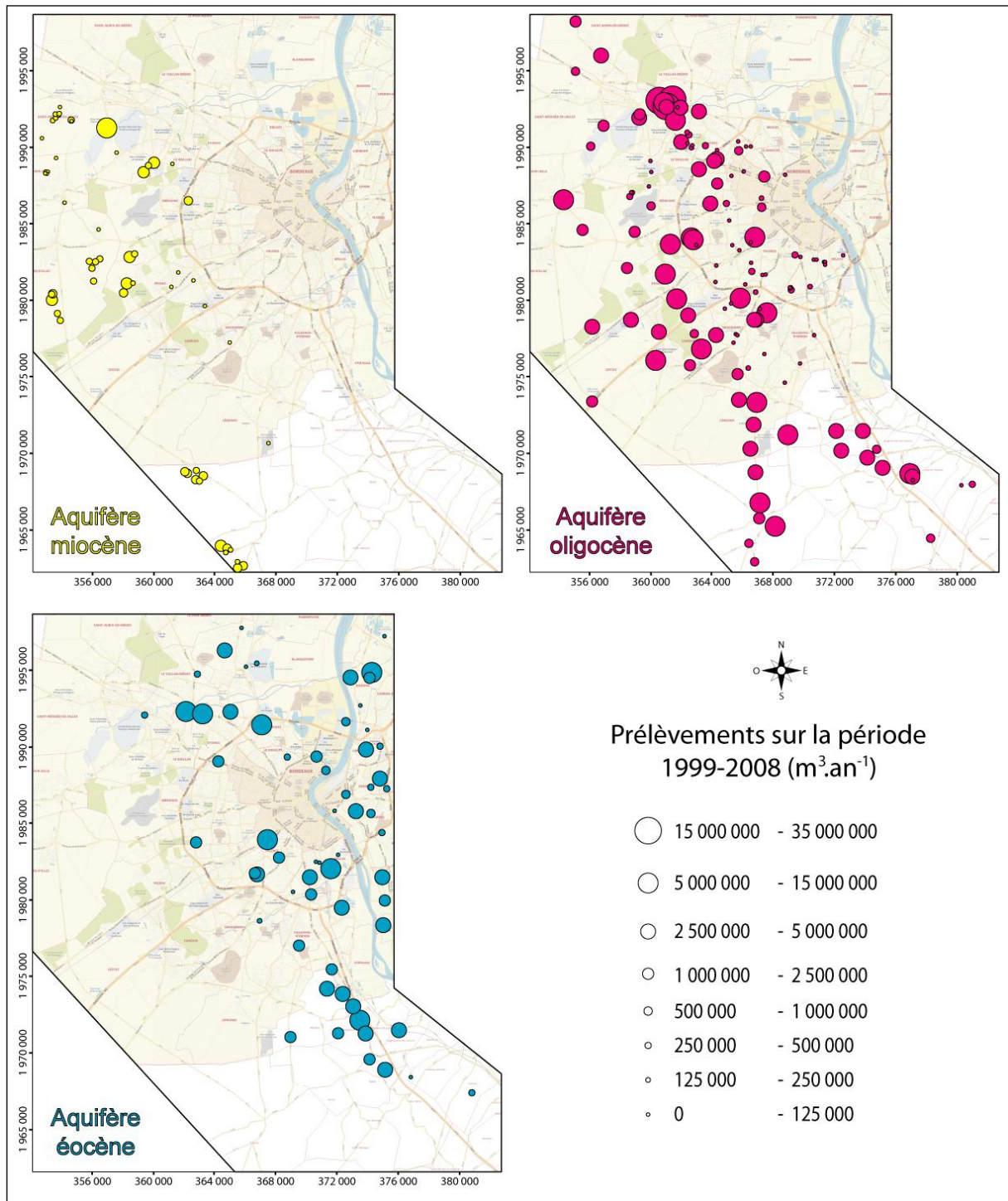


Fig. 4-11 : Localisation des ouvrages d'exploitation et volumes prélevés

4.1.6.3 Prélèvements dans l'Eocène

Les ouvrages de captage de la nappe éocène sont situés de part et d'autre de la Garonne (Fig. 4-11). Les 62 forages existants sur la zone d'étude sont principalement utilisés pour l'alimentation en eau potable. Plus des deux tiers des prélèvements effectués chaque année sont réalisés par Lyonnaise des Eaux pour le compte de la CUB. Les usages industriels de cette nappe restent donc minoritaires. Les ouvrages exploitent les trois sous-unités du réservoir éocène. On recense 25 forages captant l'Eocène moyen, 4 concernent l'unité de l'Eocène moyen basal et un seul l'Eocène supérieur. De plus, 32 forages captent deux sous-réservoirs ; 5 prélèvent l'Eocène supérieur et moyen, 27 mettent en relation l'Eocène moyen et l'Eocène moyen basal. Dans le modèle, ces forages ont une complétion des crépines qui respecte la réalité.

Malgré le pas de maillage de 200 m, certains forages ont été intégrés de manière globalisée au sein d'une maille. Ceci est le cas pour les 58 forages miocènes et 131 oligocènes répartis respectivement sur 52 et 125 mailles. A l'inverse, chacun des 62 forages éocènes est individualisé.

4.1.7 Puits d'observation

Les chroniques d'observations permettent le calage et la validation du modèle. Elles sont issues des différents réseaux de surveillance des nappes par le biais du Réseau National des Données sur l'Eau (RNDE) qui a mis en place la banque d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines (ADES). En complément, certains points d'observation sont issus de Lyonnaise des Eaux. Au total, 64 points de contrôle ont ainsi pu être implémentés dans le modèle, se répartissant inégalement entre les différents aquifères (Tableau 4-2)

Couches du modèle	Nombre de chroniques disponibles
Recouvrement	4
Miocène	3
Oligocène	28
Eocène	28

Tableau 4-2 : Répartition des chroniques de niveau disponibles par aquifère

Ces chroniques piézométriques correspondent soit à des mesures manuelles, soit à des enregistrements continus. Les périodes et les pas d'échantillonnage de ces observations sont

également variables d'un point de mesure à l'autre. Des phénomènes de courte période mais de forte amplitude apparaissent fréquemment sur les chroniques. Ils sont généralement liés à des périodes de pompage qui peuvent masquer les évolutions à long terme des hauteurs piézométriques de chaque nappe. Toutefois, tout comme pour les prélèvements, un pas de temps mensuel a été choisi pour une restitution suffisamment précise des charges observées.

La localisation des puits d'observation (Fig. 4-12) met en évidence que les aquifères du Plio-quaternaire et du Miocène ne font pas l'objet d'un suivi particulier. Le faible nombre de piézomètres dans ces nappes ainsi que leur répartition géographique inégale, occultant notamment toute la partie nord de la zone d'étude, ne permet pas une restitution exhaustive de la piézométrie sur l'ensemble du secteur. Le calage s'appuiera donc également pour partie sur les cartes piézométriques disponibles dans la littérature. Les chroniques disponibles pour ces puits bénéficient cependant d'un pas d'échantillonnage de courte période bien réparti sur l'ensemble de la période d'étude. La piézométrie de l'aquifère oligocène est, au travers d'un nombre de points d'observations plus important et relativement bien répartis géographiquement, la mieux connue. Enfin, les points d'observation de l'Eocène sont surtout localisés aux abords de la Garonne. 9 points d'observations permettent de rendre compte des charges dans l'Eocène moyen contre seulement 4 dans l'Eocène moyen basal et aucun dans l'Eocène supérieur. De la même manière que les puits de pompage, certains puits d'observation intéressent deux sous-unités éocènes. Ainsi, 2 points mettent en relation l'Eocène supérieur et moyen alors que 13 points captent l'Eocène moyen et l'Eocène moyen basal. Ceux-ci ont été implémentés de la même façon que les points de prélèvements.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

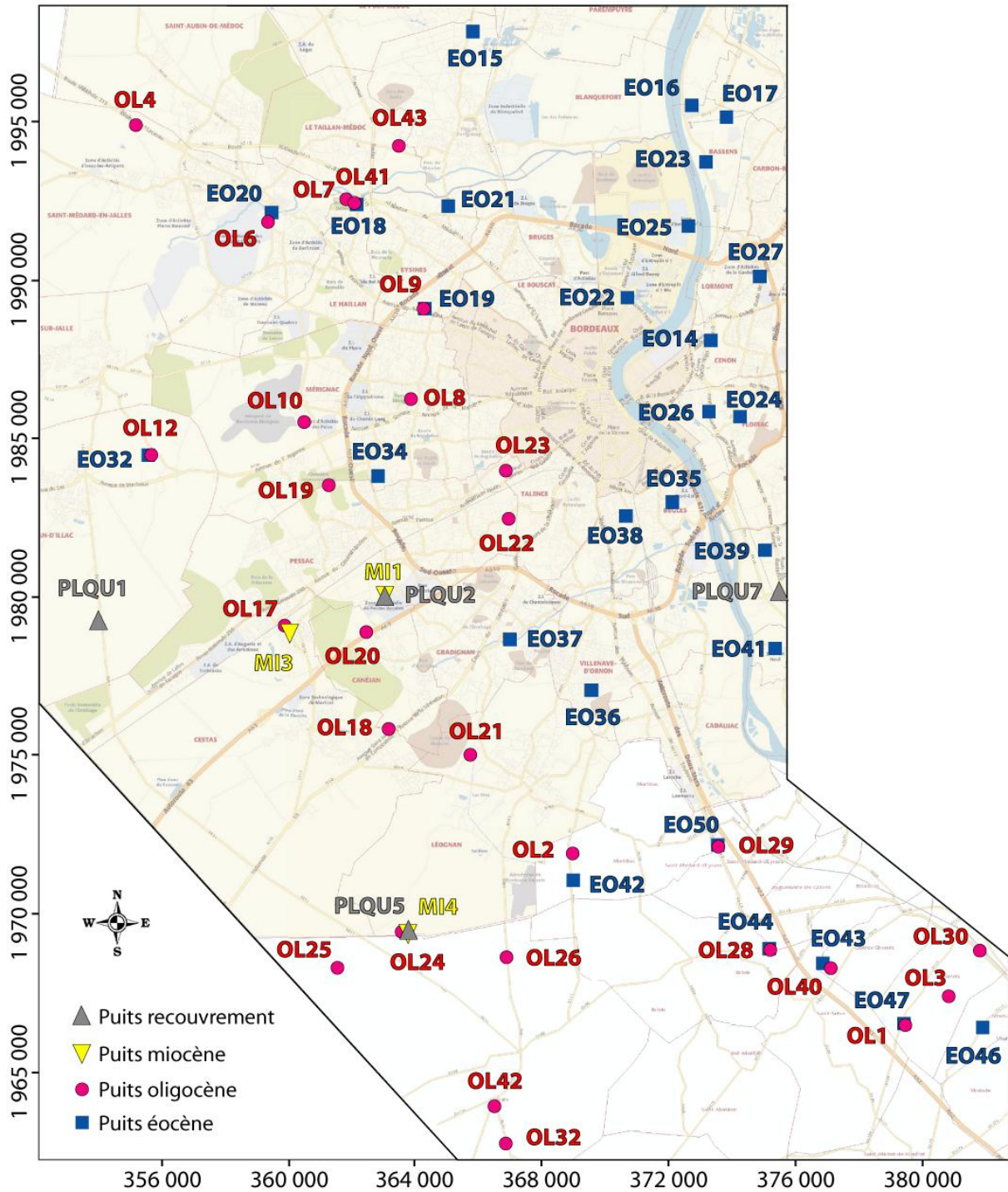


Fig. 4-12: Localisation des puits d'observation

4.2 Modélisation en régime permanent

Le modèle hydrogéologique a été dans un premier temps calé en régime permanent sur l'état moyen de la nappe en 2005, année concentrant le maximum de données disponibles (prélèvements et points d'observation). Du fait de sollicitations importantes des différents aquifères, nous ne pouvons considérer le multicouche comme étant dans un état d'équilibre hydrodynamique. Toutefois, l'étape de calage en régime permanent s'avère nécessaire afin de s'assurer du fonctionnement correct du modèle (validation de la géométrie et des conditions limites), d'apprécier les modalités d'écoulement au sein de chaque aquifère et enfin de cerner et ajuster la recharge et les champs de perméabilités.

4.2.1 Processus de calibration

Le calage en régime permanent a été réalisé sur 55 points (Tableau 4-3). Les hauteurs piézométriques restituées révèlent dans leur ensemble une corrélation satisfaisante avec celles observées (Fig. 4-13). Sur les 55 points d'observation, 31 ont un écart inférieur à 2 m et 24 sont compris entre 2 m et 5 m.

Couches du modèle	Nombre de mesures disponibles
Recouvrement	3
Miocène	3
Oligocène	25
Eocène	24

Tableau 4-3 : Répartition par aquifère des points d'observation du calage en permanent

Les paramètres de calage (Tableau 4-4) révèlent un résultat globalement bon dans la mesure où le résidu moyen \bar{R} ici proche de 0 traduit une simulation très satisfaisante.

Paramètres de calage	Erreur
\bar{R}	-0,28 m
$ \bar{R} $	2,09 m
RMS normalisée	2,999 %

Tableau 4-4 : Paramètres de calage de la modélisation en régime permanent

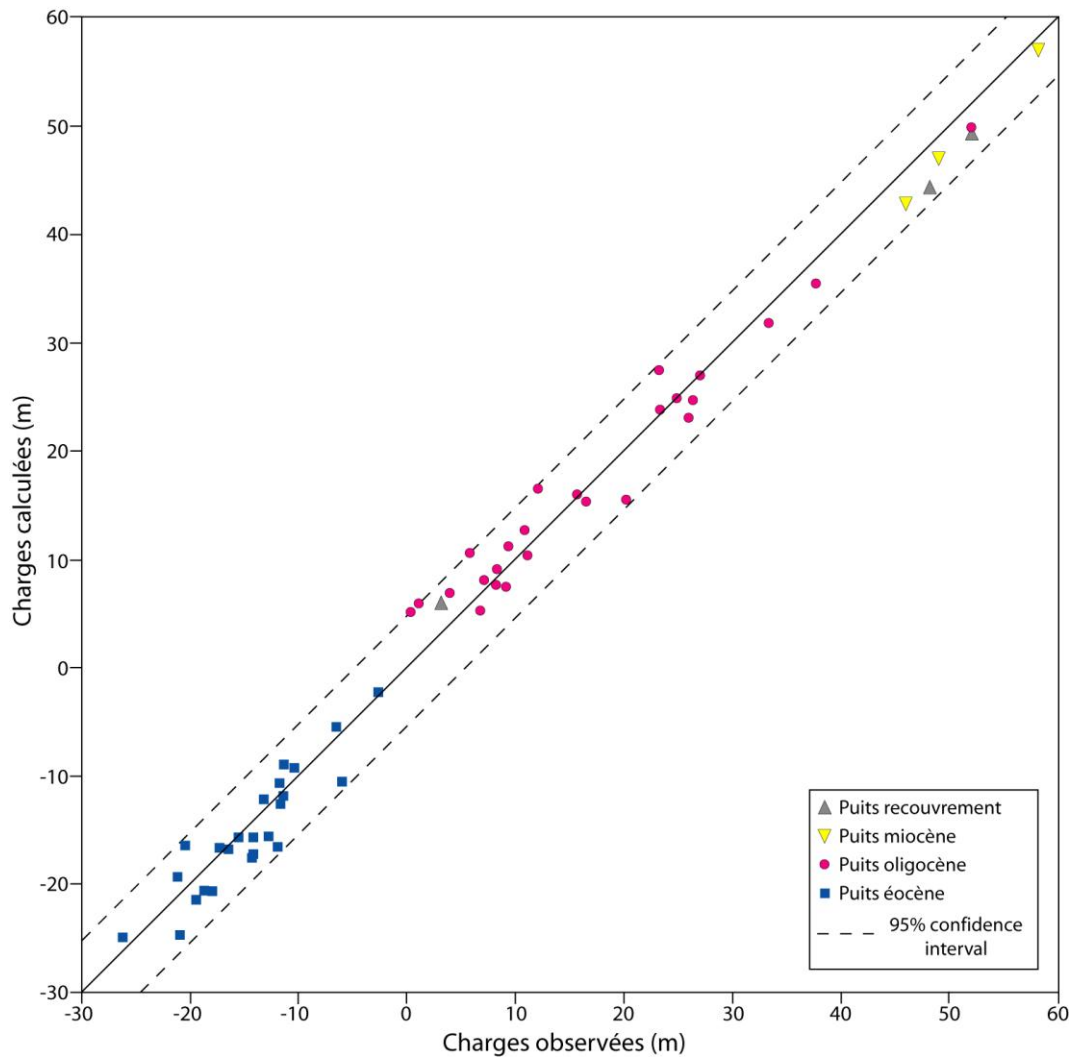


Fig. 4-13 : Hauteurs piézométriques calculées et observées, année 2005

Les mesures surestimées et sous-estimées ayant tendance à se compenser, une meilleure indication de calage est fournie par le calcul du résidu moyen absolu $|\bar{R}|$ correspondant à la moyenne des écarts absolus. Celui-ci est de 2,09 m ce qui reste acceptable compte-tenu de l'échelle du modèle et des valeurs moyennes utilisées pour la calibration. En outre, cette simulation en régime permanent ne constitue qu'une étape d'évaluation du modèle avant sa simulation en régime transitoire.

4.2.2 Restitution de la piézométrie

Une première approche qualitative des écoulements consiste à comparer la distribution des charges hydrauliques calculées à celles mesurées sur le terrain. Les hauteurs piézométriques simulées sont dans l'ensemble conformes aux cartes piézométriques du secteur.

4.2.2.1 Nappe du Plio-quaternaire

La morphologie générale des écoulements du système de recouvrement, calquée sur le modelé topographique de la zone, est globalement bien restituée par le modèle (Fig. 4-14). Le caractère libre de la nappe est bien simulé tout comme les relations avec le réseau hydrographique de surface. Les ordres de grandeur des débits restitués en surface par le biais des cellules de débordement sont cohérents avec les ordres de grandeur localement observés.

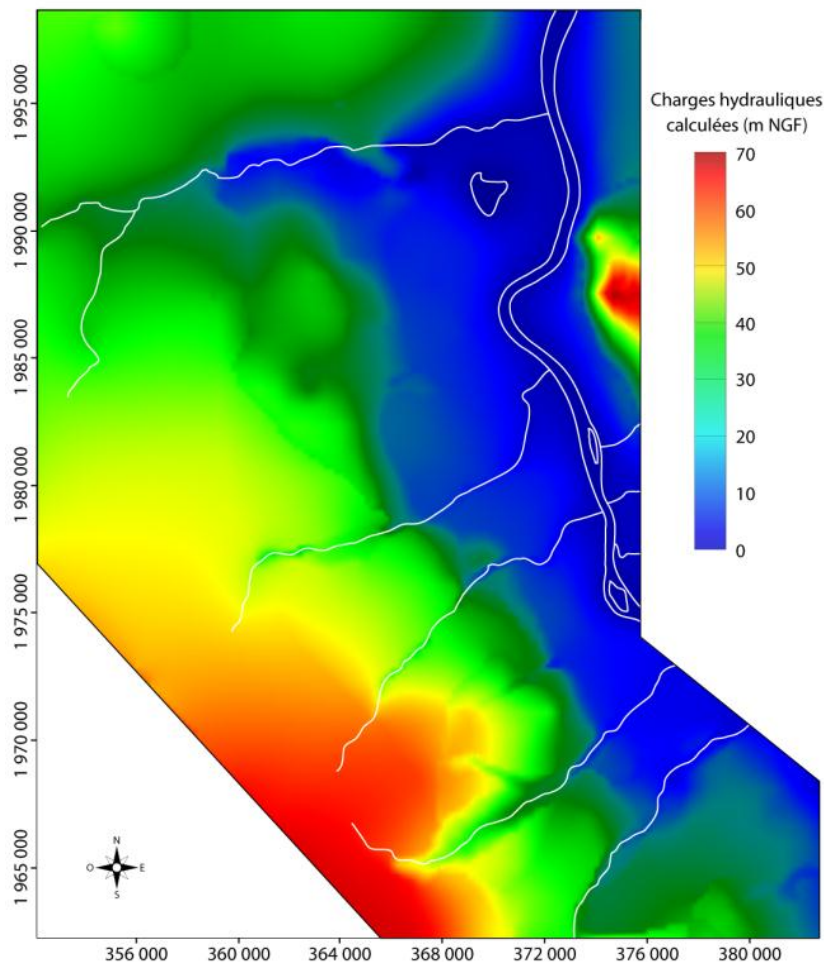


Fig. 4-14 : Carte piézométrique de la nappe plio-quaternaire calculée en régime permanent

4.2.2.2 Nappe du Miocène

La piézométrie de la nappe du Miocène calculée correspond dans son ensemble à la carte piézométrique interprétée de 2005 (Fig. 4-15). Les hauteurs piézométriques simulées sont également très proches de l'aquifère plio-quadernaire. L'impact de la Garonne sur la piézométrie miocène est restitué par le modèle.

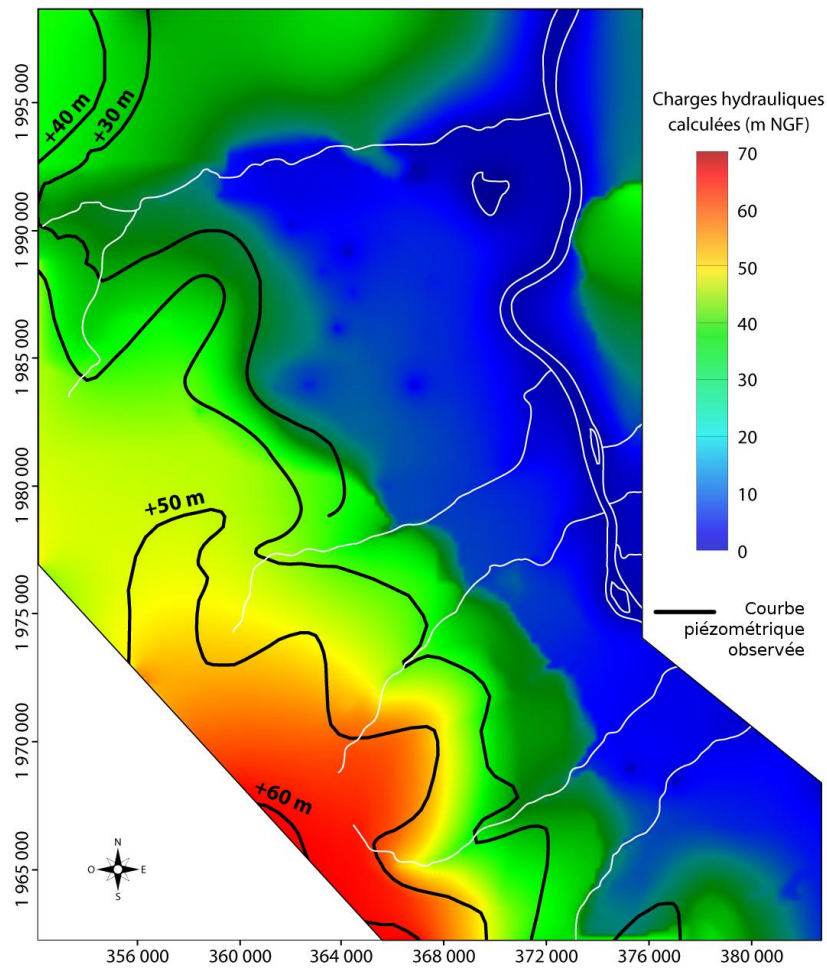


Fig. 4-15 : Carte piézométrique de la nappe miocène calculée en régime permanent vs carte piézométrique interprétée de 2005

4.2.2.3 Nappe de l'Oligocène

La piézométrie simulée de l'aquifère oligocène est semblable à celle dressée à partir des points de mesure (Fig. 4-16). Le modelé piézométrique marque la disparition des relations avec le réseau hydrographique. Les modalités d'écoulement s'organisent autour de deux axes principaux liés à l'exploitation de cet aquifère. Le premier, au nord, est situé à proximité de la Jalles. Le second, au sud, correspond à la ligne des « 100 000 m³.jour⁻¹ » qui, au travers d'une dizaine d'ouvrages alignés selon un axe Nord-Sud, génère une forte dépression. Celle-ci entraîne le dénoyage de la nappe dans ce secteur (Schnebelen *et al.*, 2002 ; Saltel *et al.*, 2010).

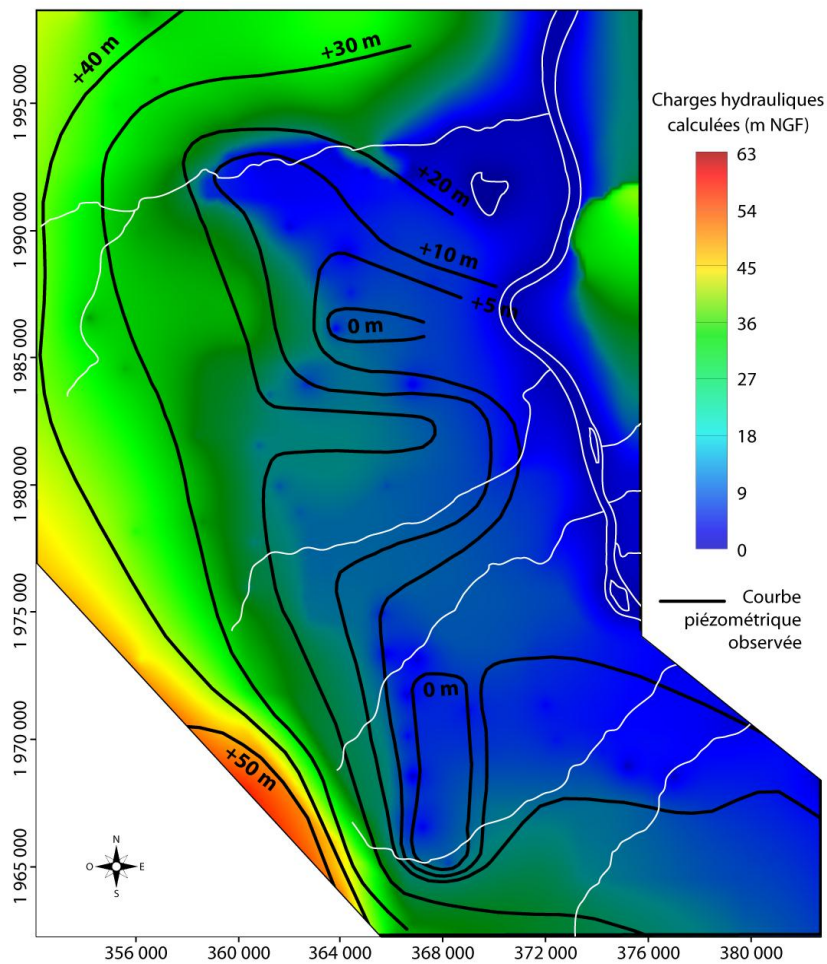


Fig. 4-16 : Carte piézométrique de la nappe oligocène calculée en régime permanent vs carte piézométrique interprétée de 2005

4.2.2.4 Nappe de l'Eocène moyen

La nappe de l'Eocène moyen est fortement influencée par les prélèvements. La dépression qu'ils génèrent au droit de Bordeaux est dans son ensemble bien reproduite (Fig. 4-17).

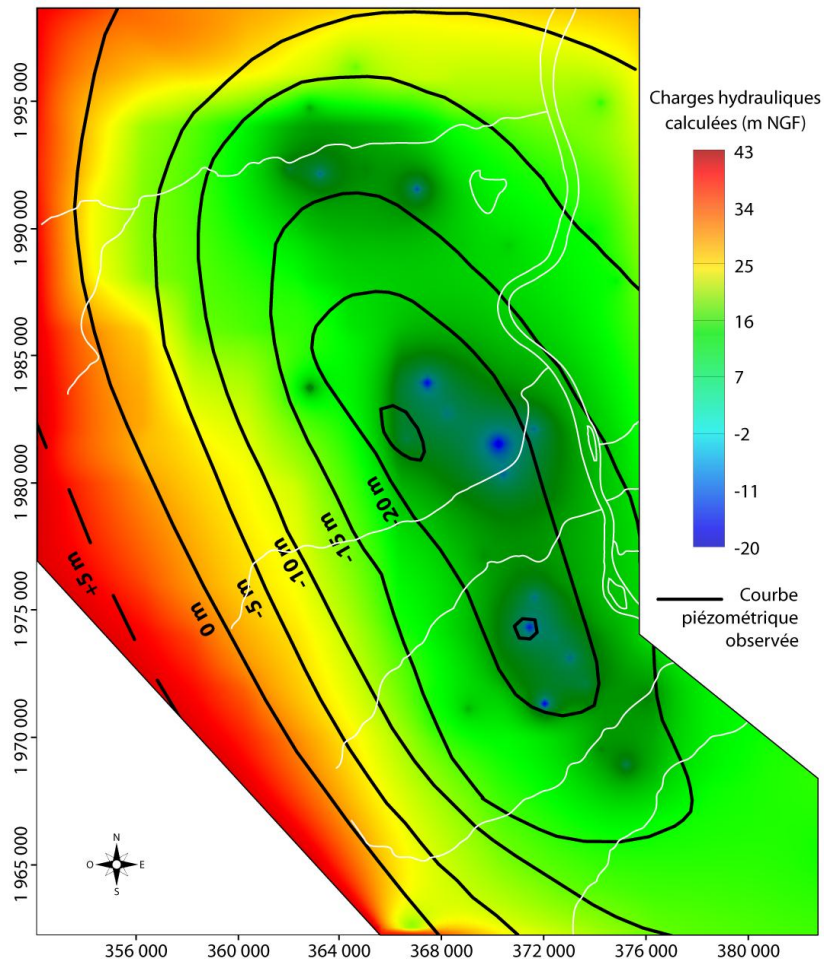


Fig. 4-17: Carte piézométrique de la nappe éocène moyen calculée en régime permanent vs carte piézométrique interprétée de 2005

4.2.3 Influence de la recharge

Compte tenu des incertitudes et biais potentiels inhérents au manque d'informations relatives à la recharge, une analyse de sensibilité sur ce paramètre a été menée. Pour cette analyse, les valeurs calibrées sont modifiées selon une gamme de variations acceptables. L'importance des écarts entre les charges recalculées et celles de la solution calibrée est une mesure de la sensibilité pour le paramètre considéré.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

La sensibilité du modèle et la précision du calage sont estimées à partir d'une fonction critère F élaborée à partir de tous les points d'observation. Cette fonction est exprimée en pourcentages et est définie de la façon suivante :

$$F = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_i^2}}{(X_{obs})_{max} - (X_{obs})_{min}} \quad \text{Éq. 4-2}$$

où

$$R_i = X_{cal} - X_{obs} \quad \text{Éq. 4-3}$$

Avec R_i : différence entre le résultat calculé et l'observation au point donné noté i de 1 à n ;

n : nombre de points d'observation ;

X_{cal} : la valeur calculée ;

X_{obs} : la valeur simulée.

Le calage du modèle apparaît peu sensible au paramètre testé (Fig. 4-18). Des variations de recharge faibles induisent un écart quasiment insignifiant. Pour des variations plus importantes, de l'ordre de 40 %, l'écart ne dépasse pas 1,5 %. Ceci est en partie dû à la dimension du modèle qui limite l'impact de la recharge, notamment en profondeur. On observe ainsi que l'amplitude de l'incertitude est plus élevée sur les aquifères superficiels, depuis le réservoir oligocène à plio-quadernaire, où elle peut atteindre 3 % pour une variation de 40 %. Sur les réservoirs plus profonds éocènes, l'écart supplémentaire induit n'excède pas 1,25 %.

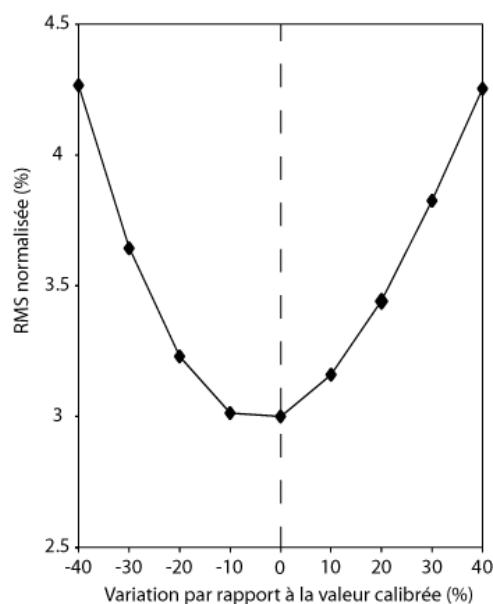


Fig. 4-18 : Analyse de sensibilité de la recharge

4.3 Modélisation en régime transitoire

4.3.1 Processus de calibration

La simulation en régime transitoire a été réalisée sur la période 1999-2008. Elle a permis de préciser les distributions des paramètres hydrodynamiques en affinant le calage des conductivités hydrauliques (Annexe G). L'ensemble des graphiques de comparaison entre les chroniques mesurées et celles calculées est présenté en Annexe H. Ces comparaisons révèlent globalement une bonne restitution de la piézométrie par le modèle. Par ailleurs, la fonction critère F , définie précédemment et qui rend compte de la qualité du calage, présente des valeurs satisfaisantes comprises entre 2 et 4 %.

Les quelques chroniques du Plio-quaternaire et du Miocène (cf. Fig. 4-12) sont caractérisées par une relative stabilité dans le temps avec des amplitudes de variation de l'ordre de 2 m (Fig. 4-19). La restitution des hauteurs piézométriques par le modèle est correcte quoique légèrement surestimée en décembre 2000. Une période exceptionnellement pluvieuse a vraisemblablement généré une recharge importante dont la dynamique est difficilement prise en compte par le modèle.

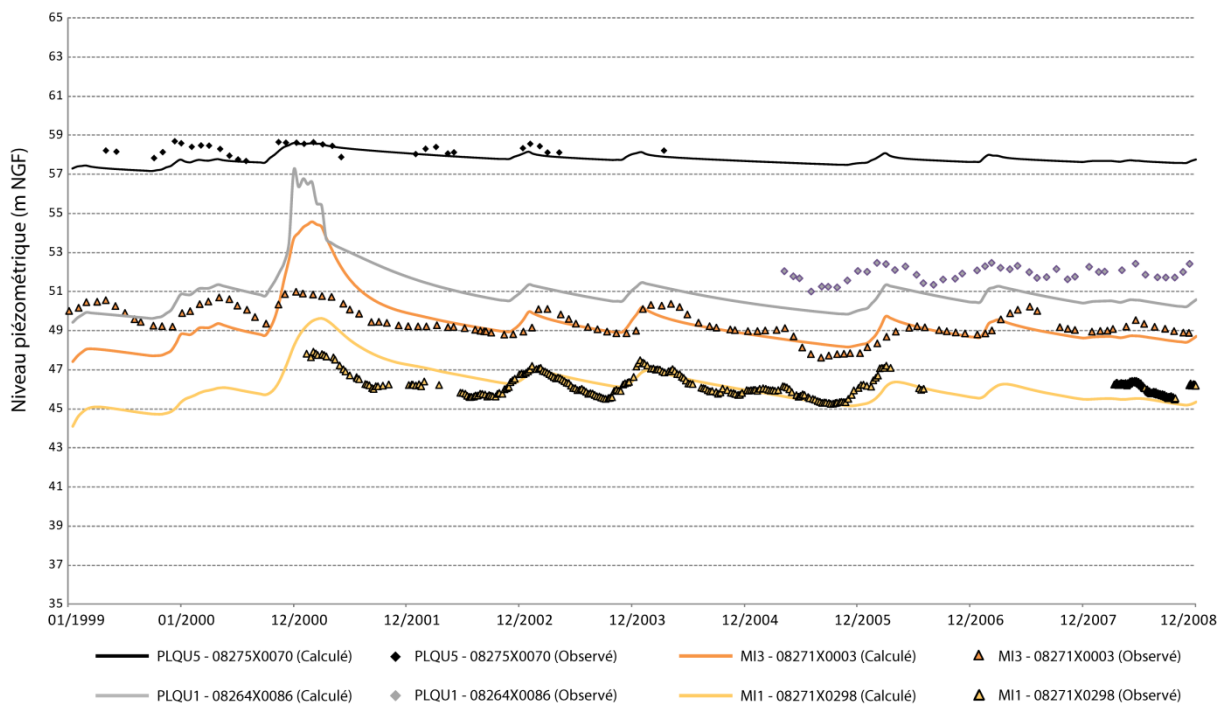


Fig. 4-19 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées des aquifères plio-quaternaire et miocène

4. Approche numérique du rôle des aquitards

Les chroniques de l'aquifère oligocène présentent des amplitudes de variations beaucoup plus importantes (Fig. 4-20). Ceci est notamment dû à l'influence des nombreux pompages qui marquent nettement certaines chroniques (OL42 – 08512X0022).

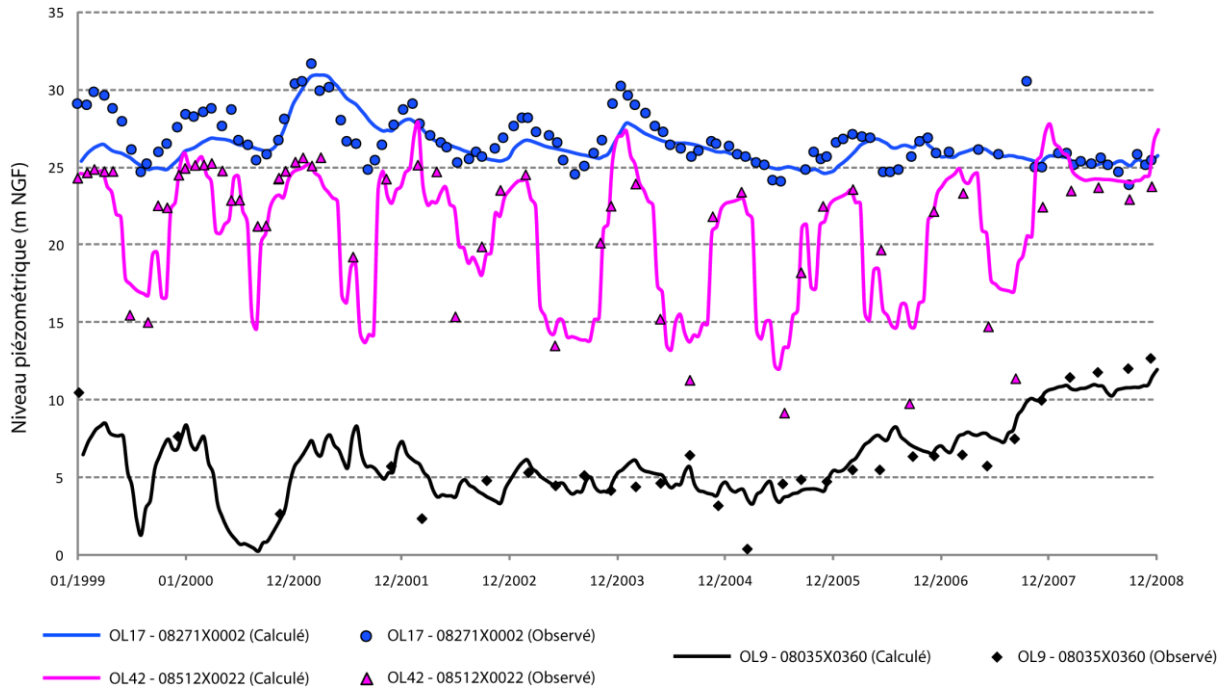


Fig. 4-20 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées de l'aquifère oligocène

Le multicouche éocène présentant de nombreux forages exploitant deux aquifères en même temps est ici considéré dans son ensemble. La piézométrie restituée est similaire à celle observée (Fig. 4-21). Les aquifères éocènes réagissent essentiellement aux prélèvements. Le découpage temporel au pas de temps mensuel permet ici de bien rendre compte sur la plupart des puits d'observation des variations liées aux pompages. Les interférences entre aquifères, inhérentes aux prélèvements simultanés de plusieurs nappes du multicouche éocène par certains forages, sont correctement intégrées.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

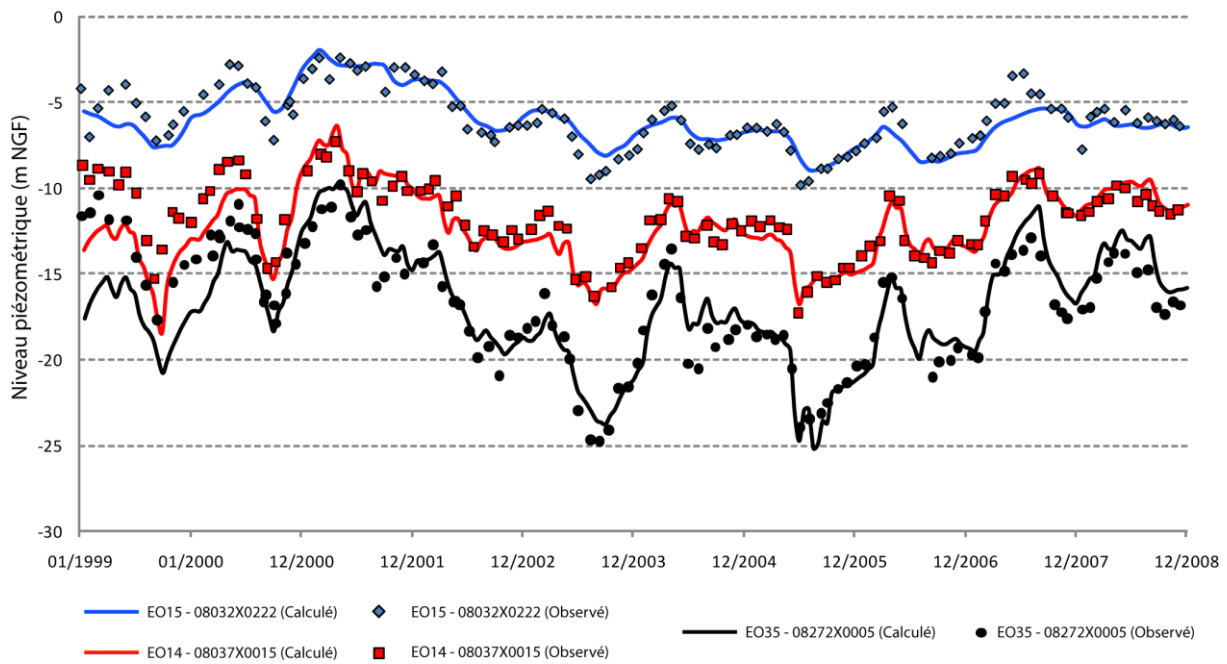


Fig. 4-21 : Chroniques piézométriques mesurées et calculées des aquifères éocènes

4.3.2 Contribution des aquitards à la recharge des aquifères

Le bilan quantitatif des flux d'écoulement sur la période 1999-2008 souligne l'importance des transferts au sein du système (Fig.4-22). Ce bilan caractérise les échanges entre aquifères via les aquitards. Les entrées et sorties des aquifères regroupent les différents flux issus de la recharge par précipitations, des transferts directs entre aquifères par continuité hydraulique, du drainage par le réseau hydrographique ou encore des prélèvements.

D'une manière générale, on observe sur le domaine d'étude d'importants échanges verticaux au travers des aquitards. Ces échanges s'effectuent principalement par drainance descendante. Les flux via l'aquitard situé à la base du recouvrement sont, en comparaison des autres semi-perméables, les plus élevés avec des flux moyens entrants et sortants de l'ordre de $265\,000\text{ m}^3\cdot\text{j}^{-1}$. Cette valeur reste cependant inférieure aux flux transitant aux travers des aquifères encadrants du Plio-quaternaire et du Miocène qui sont proches de $1\,700\,000\text{ m}^3\cdot\text{j}^{-1}$. Plus en profondeur, ces flux diminuent. Ils sont de l'ordre de $69\,000\text{ m}^3\cdot\text{j}^{-1}$ pour l'éponte miocène – oligocène et légèrement supérieurs à $26\,000\text{ m}^3\cdot\text{j}^{-1}$ pour les aquitards oligocène – éocène et ceux du multicouche éocène.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

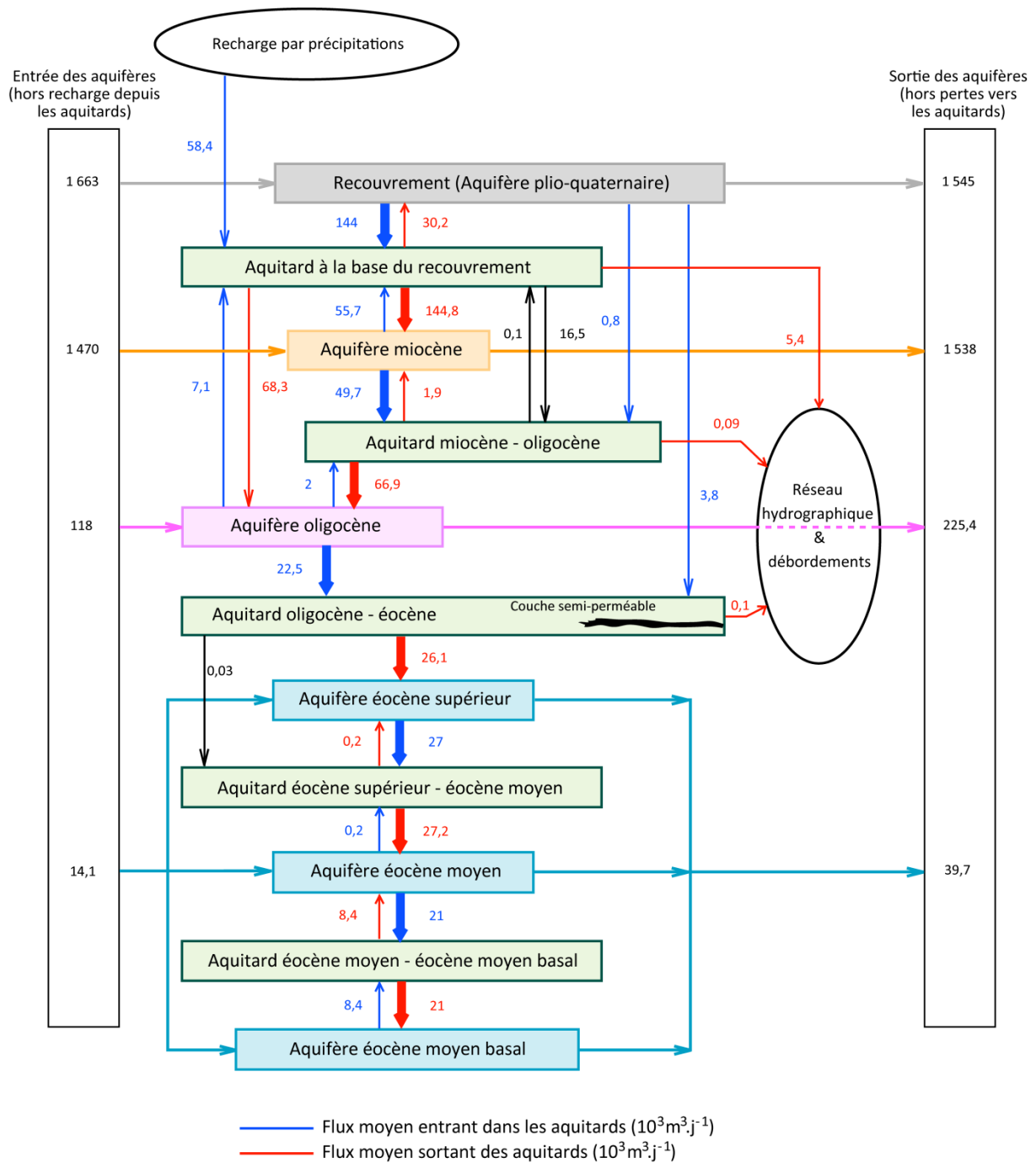


Fig. 4-22 : Bilan de fonctionnement des aquitards (période 1999-2008)

4. Approche numérique du rôle des aquitards

Sur la période 1999-2008, les aquitards présentent dans leur ensemble un bilan positif, où les flux restitués sont supérieurs à ceux récupérés (Tableau 4-5). Les ordres de grandeur restent cependant très faibles avec une différence (flux entrant – flux sortant) inférieure à $3 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ pour les deux premiers aquitards. Elle atteint $30 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ pour l'aquitard oligocène-éocène.

Aquitards	Bilan (flux entrant – flux sortant)
Base recouvrement	$2,5 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$
miocène - oligocène	$0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$
oligocène - éocène	$29,8 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$
éocène supérieur – éocène moyen	$8,8 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$
éocène moyen – éocène moyen basal	$5,6 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$

Tableau 4-5 : Bilan de flux des aquitards

Les flux sont principalement restitués au profit des aquifères sous-jacents. Un examen du bilan met ainsi en avant la contribution des aquitards à la recharge des aquifères les plus profonds (Tableau 4-6).

Aquifères	Recharge depuis les épontes	Pertes vers les épontes
Recouvrement (Plio-quatenaire)	2 %	9 %
Miocène	9 %	5 %
Oligocène	53 %	12 %
Eocène	65 %	0 %

Tableau 4-6 : Contribution des aquitards aux transferts entre aquifères

La recharge des aquifères du Miocène et du Plio-quatenaire par drainance depuis les aquitards reste très faible, inférieure à 10 %, l'essentiel étant assuré par les inter-relations entre aquifères au travers des zones de continuité hydraulique directe et par la recharge. La drainance devient cependant prépondérante plus en profondeur où la recharge des aquifères oligocène et éocène provient à plus de 50 % des aquitards. En comparaison, les pertes de ces aquifères en faveur des aquitards sont bien plus faibles, les prélèvements constituant une part importante du flux de sortie.

4.3.3 Fonction d'emmagasinement des aquitards

La résolution fine du maillage (200 m) et une discrétisation mensuelle ont permis de préciser le comportement des fonctions stockage/déstockage des aquitards. Le flux d'emmagasinement des aquitards montre d'importantes variations au cours de la période de simulation. On observe des différences de comportement selon leur position au sein du multicouche. Ainsi, les aquitards situés à proximité de la surface (éponte à la base du recouvrement et éponte miocène-oligocène) déstockent durant la majeure partie de l'année (de l'ordre de huit à dix mois) tandis que le stockage s'effectue sur des périodes plus courtes (deux à quatre mois) notamment durant la recharge du système par les précipitations de janvier à mars (Fig. 4-23).

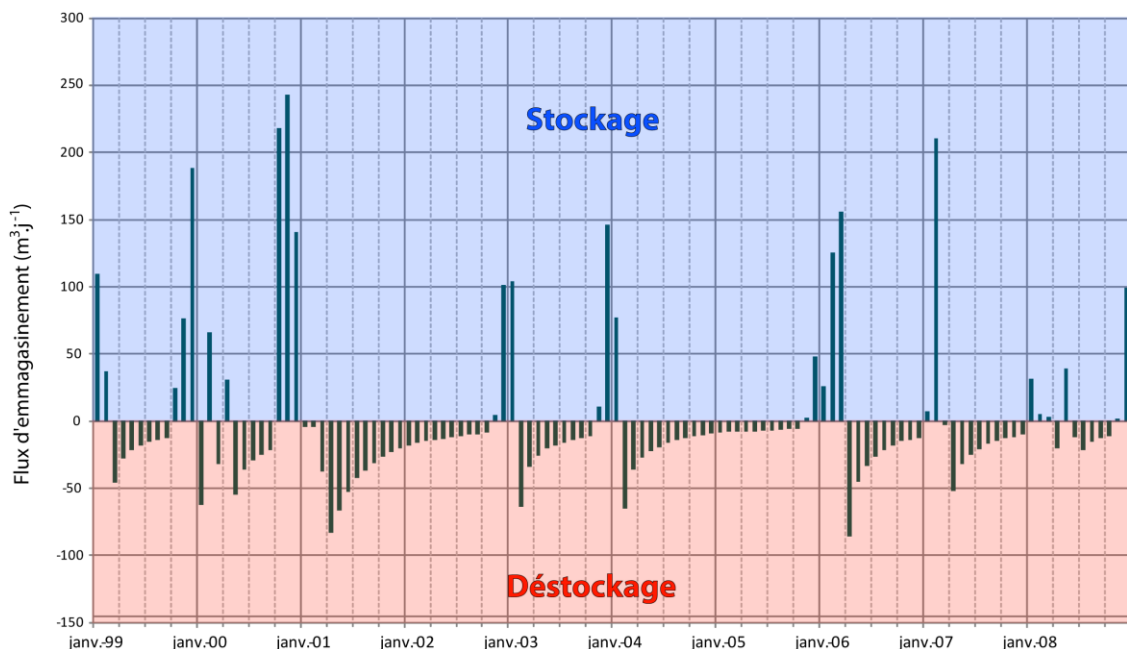


Fig. 4-23 : Evolution du flux d'emmagasinement de l'aquitard à la base du recouvrement (période 1999-2008)

Plus en profondeur, les valeurs de flux d'emmagasinement pour l'aquitard oligocène-éocène sont plus élevées avec une moyenne de $30 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$. La dynamique des flux est similaire à celle des aquitards sus-jacents mais présente moins de régularité dans le déstockage (Fig. 4-24). Les amplitudes des flux d'emmagasinement sont également bien plus élevées avec des valeurs pouvant atteindre $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ alors que les aquitards sus-jacents ne dépassent pas $250 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

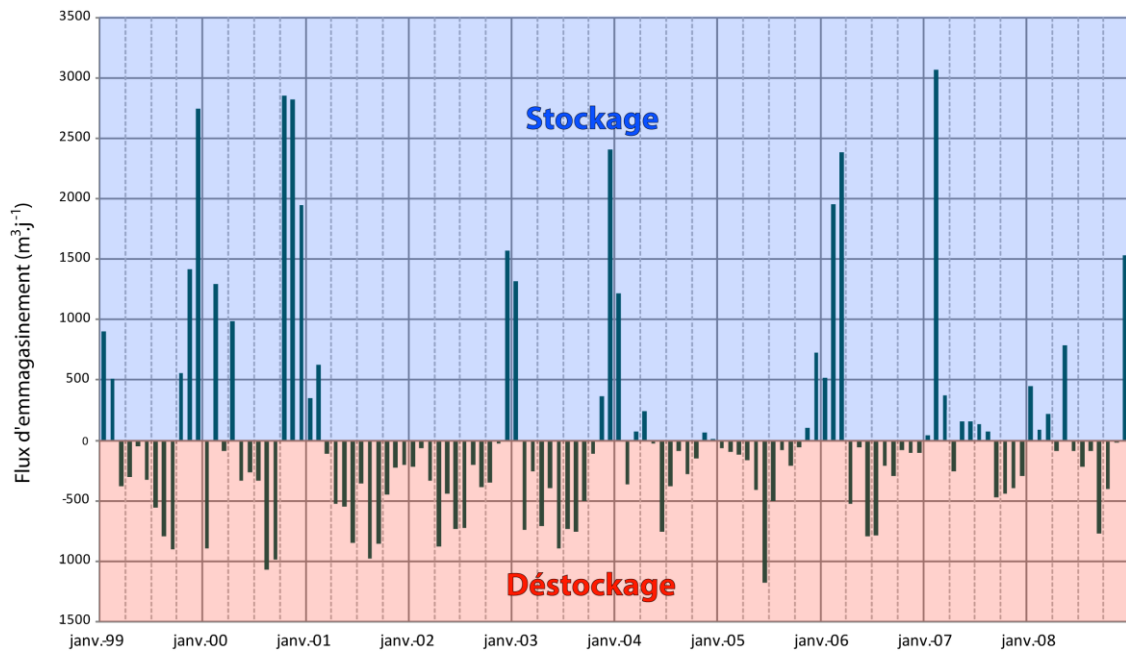


Fig. 4-24 : Evolution du flux d’emmagasinement de l’aquitard oligocène-éocène (période 1999-2008)

Enfin, les deux aquitards de l’éocène (éponte éocène supérieur-éocène moyen et éponte éocène moyen-éocène moyen basal) ont des flux d’emmagasinement moyens de $9 m^3 \cdot j^{-1}$ et $6 m^3 \cdot j^{-1}$. L’évolution de ce flux présente une structuration nettement différente de celle des aquitards précédents (Fig. 4-25). Les contraintes hydrodynamiques auxquelles sont soumis ces aquitards par le biais des pompages d’exploitation sont à l’origine de cette dynamique.

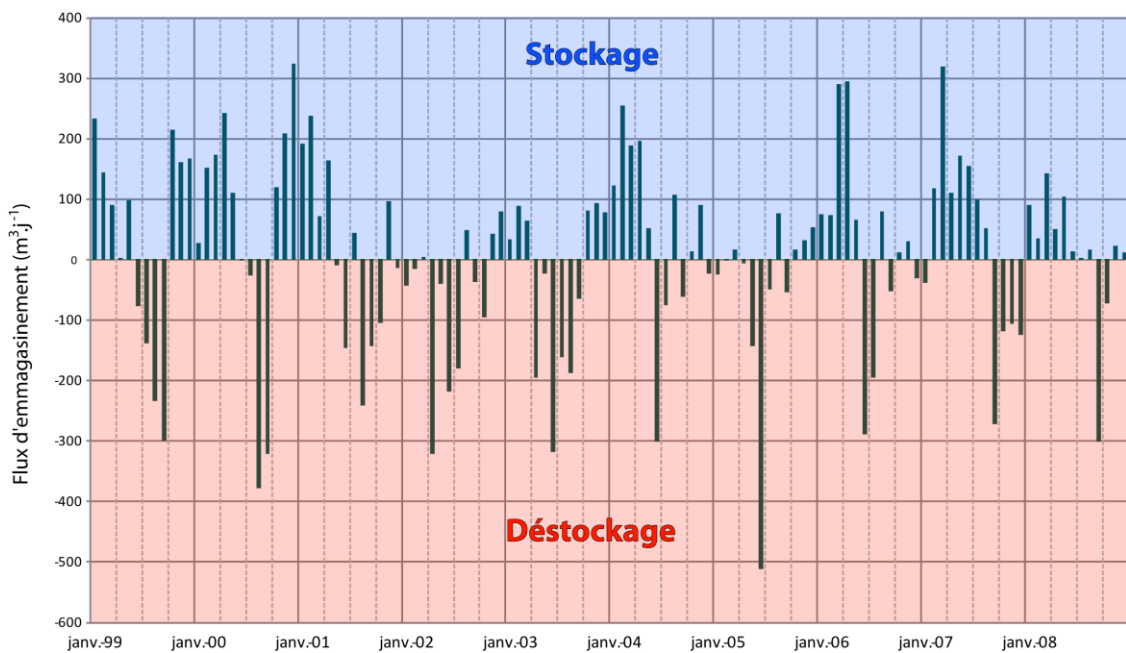


Fig. 4-25 : Evolution du flux d’emmagasinement de l’aquitard éocène moyen-éocène moyen basal (période 1999-2008)

4.3.4 Impact du semi-perméable de l'aquitard oligocène-éocène sur le fonctionnement du système

Au cours du travail de réinterprétation de la géologie par méthode diagraphique, la présence d'un horizon semi-perméable, au sein de l'aquitard oligocène-éocène a été révélé puis intégré au modèle SAMBA_H_CUB. Rappelons ici que cette hétérogénéité correspond à un faciès marno-calcaire sableux présentant une conductivité hydraulique 10 fois plus élevée que l'aquitard oligocène-éocène et dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de la dizaine de mètres. Afin de préciser le rôle et l'influence de cette couche dans l'hydrodynamisme général, un autre modèle a été réalisé : « Modèle Homogène ». Ce dernier reprend en tout point les caractéristiques du modèle précédent et ne diffère que par les valeurs de conductivité hydraulique de la couche semi-perméable. Les valeurs affectées correspondent à la conductivité hydraulique de l'aquitard éocène-oligocène laquelle est égale à $1.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 4-26). Pour les deux modèles, une simulation est effectuée en régime transitoire sur la base du modèle « SAMBA_H_CUB » durant la même période (1999-2008) et au même pas de temps mensuel.

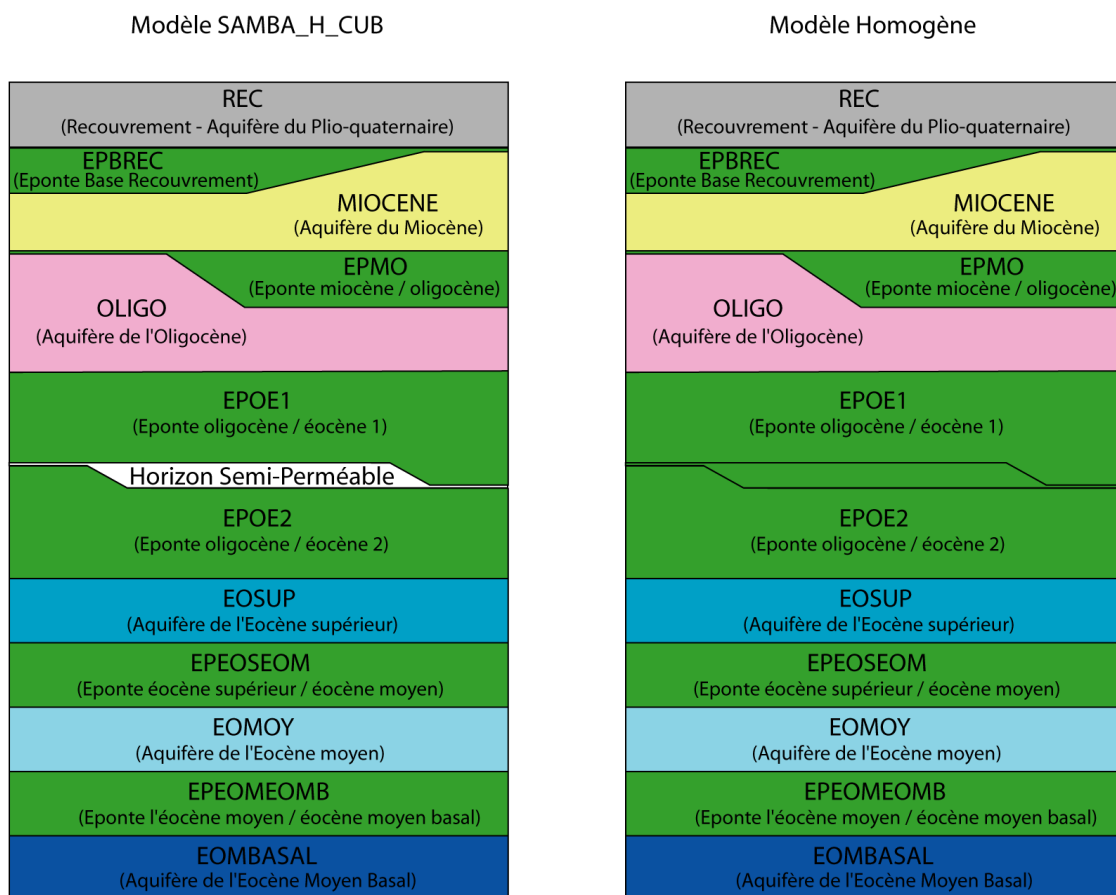


Fig. 4-26 : Agencement structural du modèle SAMBA_H_CUB et du Modèle Homogène

4. Approche numérique du rôle des aquitards

Les variations de charges hydrauliques observées sur les différents aquifères sont reportées dans le Tableau 4-7.

Aquifères	Variations des charges hydrauliques entre les deux modèles
Plio-quatenaire et Miocène	$\Delta H < 1 \text{ cm}$
Oligocène	$-1 \text{ cm} < \Delta H < 7 \text{ cm}$
Eocène sup. & moy. & moy. basal	$-63 \text{ cm} < \Delta H < -5 \text{ cm}$

Tableau 4-7 : Amplitudes des variations des charges hydrauliques calculées entre le modèle SAMBA_H_CUB et le modèle Homogène sur la période 1999-2008

Sur la période de simulation, la présence d'une hétérogénéité au sein de l'aquitard oligocène-éocène entraîne jusqu'à 63 cm de variation de piézométrie sur l'aquifère éocène. La piézométrie de l'aquifère oligocène varie de l'ordre de 10 cm. Si l'introduction d'une hétérogénéité entraîne peu de variations de piézométrie, il n'en est pas de même concernant la fonction d'emmagasinement. Ainsi, les résultats des deux modèles indiquent une différence moyenne de flux de stockage calculée pour l'éponte oligocène-éocène de l'ordre de 10 %.

Cette différence n'est cependant pas constante avec le temps. Au cours de la période 2001-2008 (Fig. 4-27), les flux de stockage varient entre le modèle SAMBA_H_CUB, hétérogène, et le modèle « Homogène ». D'après les calculs, la présence d'une hétérogénéité favorise, selon les périodes, les flux de stockage ou de déstockage dans l'aquitard. Ceci est en adéquation avec un système transitoire dans lequel une variation des propriétés hydrodynamiques de l'aquitard influence différemment la recharge des aquifères à court terme.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

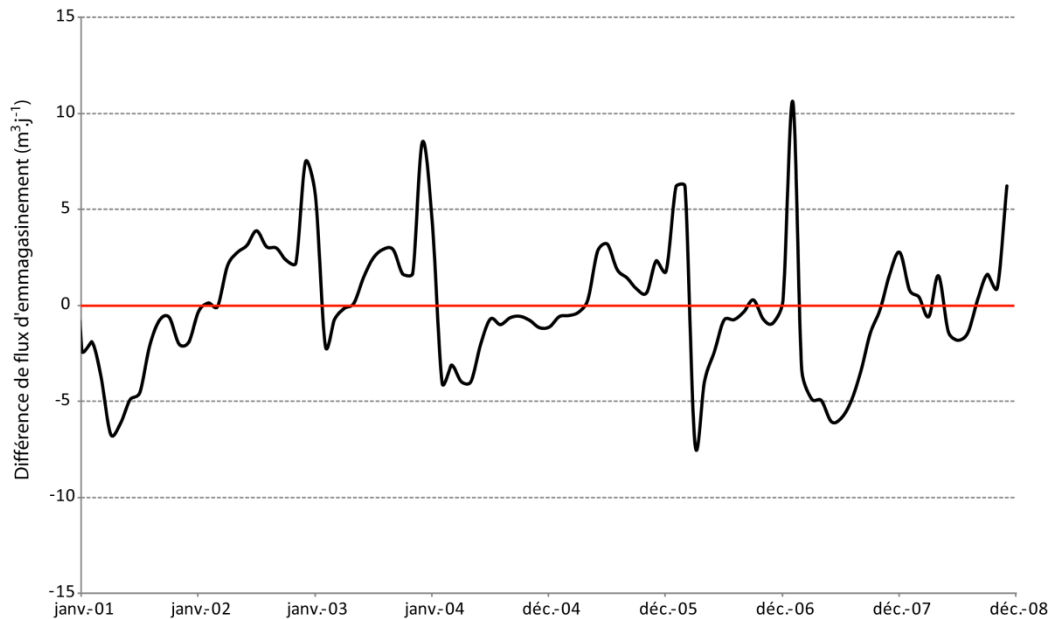


Fig. 4-27 : Variations de flux de stockage observées entre le modèle SAMBA_H_CUB et le modèle Homogène (période 2001-2008)

Un bilan des écoulements au travers de l'aquitard oligocène-éocène a été réalisé (Fig. 4-28). Dans les deux modèles, 85 % des flux entrant dans l'aquitard proviennent de l'aquifère oligocène sus-jacent. La quasi-totalité du flux restitué est destinée à la recharge de l'aquifère éocène supérieur. Par ailleurs, les modèles présentent chacun un bilan (flux entrant – flux sortant) positif sensiblement équivalent. Cependant, les valeurs de flux sont différentes. Ainsi, la présence d'une couche semi-perméable au sein de l'aquitard oligocène-éocène conduit à une augmentation de la majorité des flux. Cette augmentation est de l'ordre de 3 % sur les flux provenant de l'aquifère oligocène et ceux participant à la recharge de l'aquifère éocène supérieur. Une variation du même ordre de grandeur est observée sur les flux « secondaires » avec une augmentation de 2,66 % pour celui issu de l'aquifère plio-quadernaire et une diminution de 1,78 % pour celui restitué à l'aquitard éocène supérieur – éocène moyen.

4. Approche numérique du rôle des aquitards

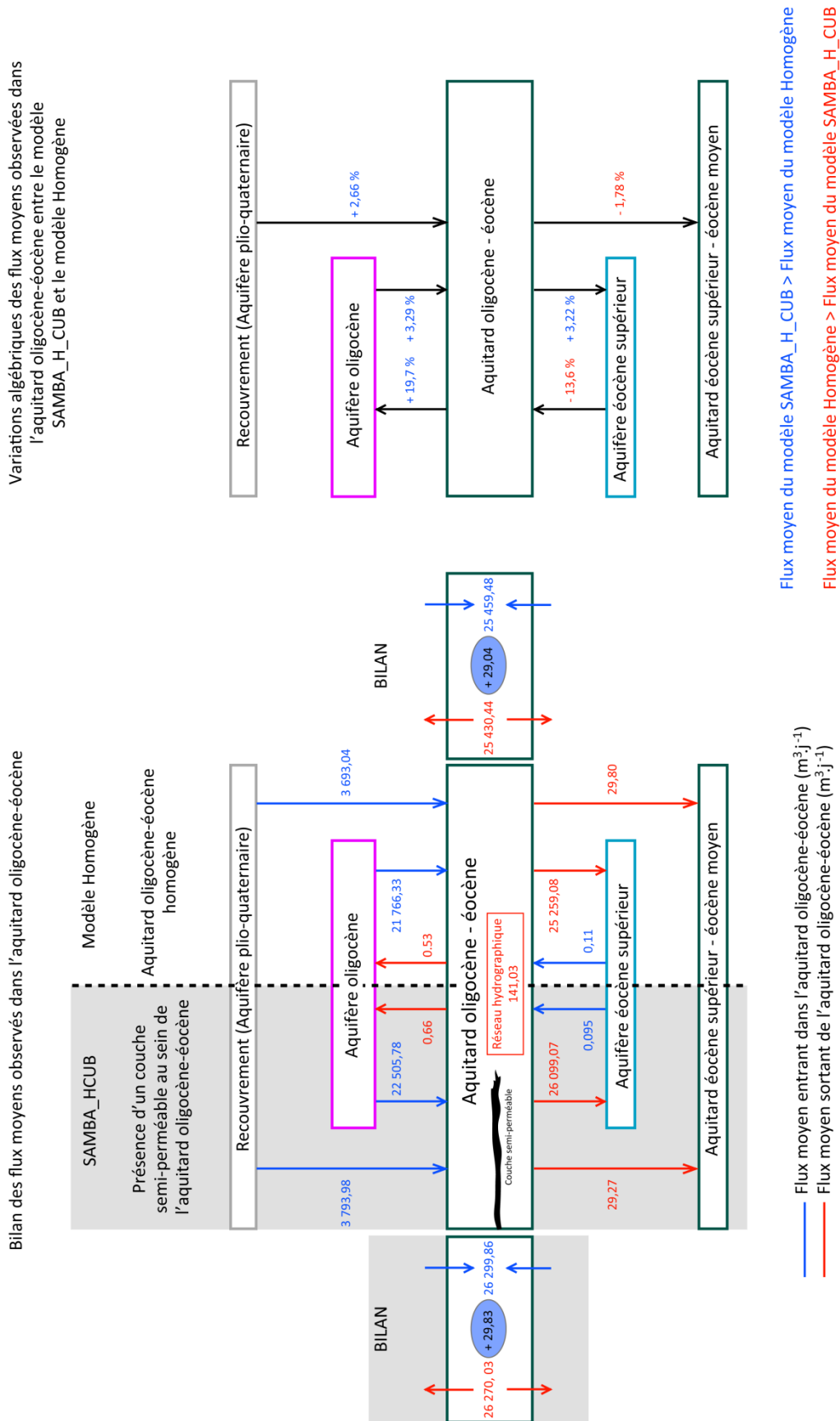


Fig. 4-28 : Flux moyens observés dans l'aquitard oligocène-éocène sur la période 1999-2008 pour le modèle hétérogène (SAMBA_HCUB) et le modèle homogène (Modèle Homogène).

Ainsi, la non prise en compte d'une couche semi-perméable revient à minorer les transferts hydriques verticaux en introduisant un retard dans l'écoulement. Une représentation de ce retard peut être obtenue en calculant les vitesses moyennes de transfert à l'aide du modèle. Sur la période 1999-2008, les variations de vitesse de migration des particules ont été calculées au sein de l'aquitard oligocène-éocène. Au bout de 10 ans, une particule se déplacerait de 6 m de plus lorsqu'une couche légèrement plus perméable est présente.

Cet écart est d'autant plus important que la couche semi-perméable est d'extension limitée et d'épaisseur relativement faible, de l'ordre de 10 m. In fine, pour un modèle hydrodynamique global d'extension régionale, l'utilisation de paramètres hydrauliques équivalents reste une solution correcte. Toutefois pour un modèle de résolution plus élevée, la prise en compte de ces hétérogénéités reste indispensable. Leur influence non négligeable sur les bilans de flux est ici clairement démontrée. En outre, la modification des champs de vitesse ainsi générée doit être prise en compte pour la protection des aquifères et plus généralement leur gestion globale.

4.4 ... en résumé

Un modèle hydrogéologique 3D a été réalisé sur le secteur de la Communauté Urbaine de Bordeaux. Ce modèle a été construit d'une part sur la base d'une nouvelle géométrie et d'un agencement vertical des dépôts issus de réinterprétations diagraphiques et, d'autre part, des propriétés hydrodynamiques des aquitards obtenues à partir de mesures en laboratoire et *in situ*. Son calage en régimes permanent et transitoire a permis de restituer correctement l'état des nappes du multicouche tertiaire du secteur d'étude. Un bilan global du fonctionnement du système a permis de rendre compte de l'importance des flux de drainance au travers des formations aquitards pour la recharge de certains aquifères.

L'intégration d'une couche semi-perméable, d'extension et d'épaisseur relativement faibles (≈ 10 m), au sein de l'aquitard principal de la zone d'étude n'a pas généré d'influence notable sur les variations de charges calculées au sein des aquifères. Toutefois, le bilan global révèle que la présence de cette couche a un impact sur les flux d'écoulement et les temps de transfert. La prise en compte d'hétérogénéités même de faible extension au sein des aquitards apparaît dès lors essentielle pour une gestion raisonnée à moyen et long-terme d'un système aquifère multicouche complexe à l'échelle locale.

5. En conclusion ...

Dans les bassins sédimentaires, sièges de systèmes aquifères multicouches, les aquitards exercent un rôle prépondérant sur l'hydrodynamisme, contrôlant à la fois la quantité et la qualité d'une partie des eaux circulant dans les aquifères. La complexité de l'organisation de ces formations aquitards, qu'elle soit structurale, géologique ou encore hydrodynamique, mais également le défaut d'informations les concernant conduisent généralement à des incertitudes quant à la quantification de leur influence sur les transferts inter-aquifères.

Le système aquifère multicouche nord-aquitain fait ici figure d'exemple tant les inter-relations entre les différents aquifères au travers des aquitards sont marquées. Une approche quantitative du rôle de ces couches semi-perméables est donc un passage indispensable dans l'optique d'une gestion raisonnée et durable des ressources en eaux souterraines de la région.

En Gironde, le système aquifère tertiaire est essentiellement exploité à des fins de production d'eau potable pour les populations depuis plus de 70 ans et ce au travers de 313 puits et forages intéressant trois aquifères. Dans la région bordelaise, l'exploitation importante des eaux souterraines impose de préciser le potentiel des aquitards dans la recharge des aquifères et de comprendre leur influence sur les modalités de gestion du système aquifère multicouche.

Dans un premier temps, l'utilisation de l'outil diagrapique a permis d'approcher les caractéristiques géologiques et architecturales du système multicouche depuis l'aquifère plio-quaternaire jusqu'à celui de l'Eocène moyen. Au sein d'une structure complexe, la réinterprétation des données géologiques avec l'appui de diagraphies a conduit à une mise à jour de l'agencement vertical des différentes unités hydrogéologiques. Elle a ainsi mis en évidence la présence de couches argileuses et marneuses au sein d'aquifères considérés jusque là comme homogènes. La discontinuité de certains aquitards a également été observée, précisant ainsi des domaines d'écoulement préférentiel. Parmi les éléments clés de cette mise à jour, une couche semi-perméable a été révélée au sein de l'aquitard principal du domaine d'étude.

Par la suite, l'étude s'est portée sur la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des horizons argileux. À cet effet, un forage expérimental a été réalisé spécifiquement pour investiguer un aquitard. Des mesures pétrophysiques sur les carottes récupérées au cours du forage ont permis d'approcher les valeurs de conductivité hydraulique et préciser la nature hétérogène de la formation argileuse. La couche semi-perméable intra-aquitard, révélée par

l'outil diagraphique, se caractérise par une conductivité hydraulique environ dix fois plus élevée que celle du reste de la formation. Le suivi et l'analyse des séries de pression au sein de l'aquitard ainsi que leurs modalités de transfert a abouti à une estimation de la diffusivité du milieu. Couplée avec les mesures pétrophysiques, la conductivité hydraulique de la formation a pu être précisée tout comme ses propriétés de poroélasticité.

Enfin, dans l'optique d'une approche quantitative du rôle des aquitards, un modèle hydrodynamique a été réalisé sur le domaine d'étude. Il reprend les différents traits architecturaux issus de la réinterprétation diagraphique ainsi que les caractéristiques hydrodynamiques des horizons argileux. La qualité des données disponibles a permis de réaliser une simulation sur une décennie au pas de temps mensuel. Un calage précis du modèle pour les différentes nappes du système multicouche a été effectué. L'analyse des résultats du modèle a mis en exergue l'importance des flux de drainance issus des aquitards dans la recharge des aquifères. Cette drainance peut constituer 65 % de la recharge du multicouche éocène. Par ailleurs, une évaluation quantitative du rôle de la couche semi-perméable présente au sein de l'aquitard oligocène – éocène a été réalisée. Son impact sur les flux d'écoulement et les temps de transfert a mis en lumière la nécessité d'intégrer systématiquement les hétérogénéités des aquitards en perspective d'une gestion optimale d'un complexe multicouche à l'échelle locale.

Ce travail a contribué à l'amélioration des connaissances des formations semi-perméables en proposant une méthodologie adaptable aux contraintes d'exploitation et accessible à tous les exploitants et acteurs de la gestion de l'eau. L'extension à l'échelle régionale de cette méthodologie appliquée ici à la région bordelaise, constituera une amélioration significative à la définition spatiale des aquifères et aquitards du multicouche nord-aquitain, préalable obligatoire à la gestion raisonnée de cette ressource précieuse que constitue l'eau souterraine.

Références bibliographiques

- A.S.F., 1989.** Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Association des sédimentologues français, Editions Technip, 444p.
- ACWORTH, R. et BRAIN, T., 2008.** Calculation of barometric efficiency in shallow piezometers using water levels, atmospheric and earth tide data, *Hydrogeology Journal*, 16 (8), pp.1469-1481.
- ADAMS, J. A. S. et WEAVER, C. E., 1958.** Thorium-to-Uranium ratios as indicators of sedimentary processes: Example of concept of geochemical facies, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 42, pp.387-430.
- ALLARD, A., 1981.** La nappe du Miocène dans les Landes de Gascogne. BRGM Service géologique régional Aquitaine, 35p.
- ALPHA, A., 1981.** Contribution à la théorie de l'interprétation des diagraphies gamma naturel sélectif et global, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- ALVINERIE, J., DUBREUILH, J., GAYET, J. et PRATVIEL, L., 1976.** Carte géologique de la France à 1/50 000 - Bordeaux (803) et notice explicative. BRGM, 40p.
- ALVINERIE, J., PRATVIEL, L., VEILLON, M. et VIGNEAUX, M., 1970.** Etude géologique du Tertiaire de la région sud de Bordeaux, *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 9, pp.221-264.
- ALVINERIE, J., PRATVIEL, L., VEILLON, M. et VIGNEAUX, M., 1971.** Etude géologique du sous-sol de la Communauté Urbaine de Bordeaux, *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 10, pp.145-251.
- ANDERSON, M. et WOESSNER, W., 1992.** Applied Groundwater modeling, Simulation of flow and advective transport. Academic Press, 381p.
- ARCHIE, G. E., 1942.** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transaction of the American institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 146, pp.54-62.
- BELKNAP, W., DEWAN, J. T., KIRKPATRICK, C. V., MOTT, W. E., PEARSON, A. J. et RABSON, W. R., 1959.** API Calibration Facility for Nuclear Logs, Drilling and Production Practise. American Petroleum Institute, New York, pp.59-289.
- BESBES, M., DE MARSILY, G et PLAUD, M., 1976.** Bilan des eaux souterraines dans le bassin aquitain, *Hydrogéologie des grands bassins sédimentaires, Mém. Conférence de Budapest*, XI, pp.294-304.
- BESSON, A., 2007.** Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la teneur en eau des sols à l'échelle parcellaire par la méthode de la résistivité électrique, Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 216p.
- BICHOT, F. et LEMORDANT, Y., 1995.** Synthèse des connaissances sur la nappe de l'éocène en Gironde, Dordogne et Lot-et-Garonne en préalable à l'établissement d'un SAGE. Rapport BRGM R38332, 67p.
- BICHOT, F., LOUIS, J., ASTRUC, J., DUFOUR, P. et PLATEL, J., 1999.** Gestion des eaux souterraines en Aquitaine. Année 3 - Evaluation des ressources - Modélisation des aquifères du Miocène - Recueil et synthèse de données. BRGM/RR-40728-FR, 33p.
- BOISSON, J.-Y., BERTRAND, L., HEITZ, J.-F. et MOREAU-LE GOLVAN, Y., 2001.** In situ and laboratory investigations of fluid flow through an argillaceous formation at

different scales of space and time, Tournemire tunnel, southern France, *Hydrogeology Journal*, 9(1), pp.108-123.

BONNERY, H., 1981. L'exploitation de la nappe des calcaires oligocènes dans la région bordelaise en rive gauche de la Garonne, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux III, 147p.

BONNERY, H., MAUROUX, B. et SOURISSEAU, B., 1997. Contrôle qualité et gestion des nappes d'eau souterraine en Gironde. Etat des connaissances à fin 1996. BRGM/RR-39683-FR.

BONNET, M., 1978. Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 438p.

BOURBIÉ, T., COUSSY, O. et ZINSZNER, B., 1986. Acoustique des milieux poreux. Editions Technip, 339p.

BOYER, S. et MARI, J. L., 1994. Sismique et diagraphies. Ecole nationale supérieure du pétrole et des moteurs, Technip Editions, 202p.

BRADBURY, K. R., GOTKOWITZ, M. B. et HART, D. J., 2007. Evaluation of a bedrock aquitard for regional- and local-scale groundwater flow, Three-dimensional geologic mapping for groundwater applications; Workshop: Denver, Colorado.

BRADBURY, K. R., GOTKOWITZ, M. B., HART, D. J., EATON, T. T., CHERRY, J. A., PARKER, B. L. et BORCHARDT, M. A., 2006. Contaminant transport through aquitards: technical guidance for aquitard assessment. Publication 91133b, American Water Works Association Research Foundation, 176p.

BRANEYRE, M., CHIGOT, D., LAMBERT, M., MOREAU, C. F., SOURISSEAU, B. et PLATEL, J. P., DUBREUILH, J. et GAALLOUL, N., 1993. Modélisation mathématique multicouche de trois aquifères exploités du sédimentaire nord-aquitain (Oligocène - Eocène - Crétacé). R-37361. BRGM, 73p.

BRANEYRE, M., LAMBERT, M. et SOURISSEAU, B., 1994. Rapport de synthèse du modèle régional multicouche du Bassin Nord-Aquitain : Calage en régime transitoire et simulations. Rapport BRGM R38006 SGN SP 94, 255p.

BULTEL, F., 2001. Prise en compte du gonflement des terrains pour le dimensionnement des revêtements des tunnels, Thèse de doctorat, Ecole nationale des ponts et chaussées, 298p.

CAPDEVILLE, J., 1987. Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine entre Lot et Dordogne, Université de Bordeaux III, 295p.

CASSOUDEBAT, M., PLATEL, J. et SELLIER, E., 1972. Étude phénoménologique du calcaire à Astéries, Bulletin de la société linnéenne de Bordeaux, pp. 9-18.

CASTANY, G. et MARGAT, J., 1977. Dictionnaire français d'hydrogéologie. BRGM.

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 Michel de Montaigne - Bordeaux 3, 360p.

CEREPI, A., HUMBERT, L. et BURLLOT, R., 2000. Effets de la texture pétrographique sur les propriétés pétrophysiques d'un calcaire en zone de diagenèse météorique (calcaire oligocène d'Aquitaine, France), Bull. Soc. géol. Fr., 4, pp.419-430.

CHAPELLIER, D., 1987. Diagraphies appliquées à l'hydrogéologie. Lavoisier, Technique et Documentation, 165 p.

CHAPUIS, R. P. et AUBERTIN, M., 2003. On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils, *Can. Geotech. J.*, 40, pp.616-628.

CHERRY, J. A., PARKER, B. L., BRADBURY, K. R., EATON, T. T., GOTKOWITZ, M. B., HART, D. J. et BORCHARDT, M. A., 2006. Contaminant transport through aquitards: a state-of-the-science review. Denver, Colorado, Awwa Research Foundation, 152p.

CLAVIER, C., COATES, G. et DUMANOIR, J., 1984. Theoretical and experimental bases for the Dual-Water model for interpretation of shaly sands, *Society of Petroleum Engineers Journal*, 24 (2), pp.153-168.

COLL, C., 2005. Endommagement des roches argileuses et perméabilité induite au voisinage d'ouvrages souterrains, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 265p.

COMISKY, J. T., NEWSHAM, K. E., RUSHING, J. A. et BLASINGAME, T. A., 2007. A comparative study of capillary-pressure-based empirical models for estimating absolute permeability in tight gas sands, *Innovate a Golden Opportunity for People and Technology: SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 11-14 November, Anaheim, California: CD-ROM, SPE 110050.

COOKE, M. L. et UNDERWOOD, C. A., 2001. Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening, *Journal of Structural Geology*, 23, pp.223-238.

CORBIER, P., CAPDEVILLE, J. P., PÉDRON, N., PLATEL, J. P., WINCKEL, A. et LOPEZ, B., 2005. SAGE Nappes profondes de Gironde - Atlas des zones à risques. Rapport BRGM/RP-53756-FR, 180 pages, 82 illustrations, 4 annexes.

CORBIER, P., KARNAY, G., BOURGINE, B. et SALTEL, M., 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 2. BRGM/RP-57813-FR , 184p., 36 figures, 6 annexes.

CROISÉ, J., SCHLICKENRIEDER, L., MARSCHALL, P., BOISSON, J. Y., VOGEL, P. et YAMAMOTO, S., 2004. Hydrogeological investigations in a low permeability claystone formation: the Mont Terri Rock Laboratory, *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, pp. 3-15.

CUB, 2006. Plan local de l'Urbanisme - Rapport de présentation - A1 L'état initial de l'environnement. Communauté Urbaine de Bordeaux, 36p.

DARNET, M., 2003. Caractérisation et suivi de circulations de fluides par la mesure de Potentiels Spontanés (PS), Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 205p.

DAÏAN, J. F., 2007. Porométrie au mercure - Le modèle XDQ, 97p.

DE MARSILY, G., 1981. Hydrologie quantitative. Ed. Masson, Paris, 299p.

DE MARSILY, G., DELAY, F., GONÇALVÈS, J., RENARD, P., TELES, V. et VIOLETTE, S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity, *Hydrogeology Journal*, 13, pp.161-183.

- DELAGE, P. et LEFEBVRE, G., 1984.** Study of the structure of a sensitive Champlain clay and of its evolution during consolidation, *Can. Geotech. J.*, 21 (1), pp.21-35.
- DELAY, J., DISTINGUIN, M. et DEWONCK, S., 2007.** Characterization of a clay-rich rock through development and installation of specific hydrogeological and diffusion test equipment in deep boreholes, *Phys Chem Earth*, 32, pp.393-407.
- DESBRANDES, R., 1982.** Diagraphies dans les sondages. Publications de l'institut français du pétrole, Editions Technip, 575p.
- DEVARAJAN, S., TOUMELIN, E., TORRES-VERDÍN, C. et THOMAS, E. C., 2006.** Pore-scale analysis of the Waxman-Smiths Shaly sands conductivity model, SPWLA 47th annual logging symposium, 9p.
- DIAMOND, S., 1970.** Pore size distributions in clays, *Clays and clay minerals*, 18, pp.7-23.
- DIREN AQUITAINE, 2009.** Campagnes de jaugeages isolés 2008 en Gironde en relation avec les affleurements du Plio-quaternaire et de l'Oligocène, DIREN Aquitaine - Service de l'eau et des milieux aquatiques, 18p.
- DRISCOLL, F. G., 1986.** Groundwater and Wells. Johnson Division, 1089p.
- DUBANCHET, M., 2002.** Estimation des pertes en eau sur le réseau primaire - Réalisation et interprétation de tests de pompage. Rapport Lyonnaise des Eaux - Institut EGID.
- DUBREUILH, J., 1976.** Contribution à l'étude sédimentologique du système fluviale Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde, Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 273p.
- DUBREUILH, J., CAPDEVILLE, J.-P., FARJANEL, G., KARNAY, G., PLATEL, J.-P. et SIMON-COINÇON, R., 1995.** Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine, *Géologie de la France*, 4, pp.3-26.
- DULLIEN, F. A. L., 1992.** Porous media : Fluid transport and pore structure. Second edition, Academic press, 574p.
- DUPUY, A., 1997.** Simulation de la contamination diffuse des eaux souterraines par les nitrates à l'échelle du bassin versant, Université de Poitiers, 239p.
- DUPUY, A., FRANCESCHI, M. et LARROQUE, F., 2007.** QUANTIPROD – Problématique des pertes de productivité - Gestion et optimisation du parc d'ouvrages oligocènes bordelais. Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3. LYONNAISE DES EAUX Centre des Moyens Techniques de Bordeaux, 86p.
- DUPUY, A. et GERARD, A., 2010.** Estimation de l'impact de l'exploitation de la nappe captive du Crétacé supérieur (secteur anticlinal de Villagrains-Landiras) sur les eaux superficielles du Sud Gironde à l'aide du modèle numérique Nappes profondes EGID. Institut EGID - SMEGREG, 79p.
- DUPUY, A. et LARROQUE, F., 2005.** Gestion et optimisation du parc d'ouvrages captant l'aquifère oligocène. Note d'avancement. Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3, 68p.
- DUPUY, A. et LARROQUE, F., 2006.** Gestion et optimisation du parc d'ouvrages captant l'aquifère oligocène. Note d'avancement Phase 2. Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3. LYONNAISE DES EAUX Centre des Moyens Techniques de Bordeaux, 80p.

- DUVERGE, J. et PRATVIEL, L., 1972a.** Rapport géologique relatif à l'exécution d'un forage de recherche d'eau à Blanquefort au lieu-dit "Landot". Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 7p.
- DUVERGE, J. et PRATVIEL, L., 1972b.** Rapport géologique relatif à l'exécution d'un forage de recherche d'eau à Blanquefort au lieu-dit "Le Tremblay". Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 6p.
- EATON, T. T., ANDERSON, M. P. et BRADBURY, K. R., 2007.** Fracture control of ground water flow and water chemistry in a rock aquitard, *Groundwater*, 45 (5), pp.601-615.
- ELLIS, D. V. et SINGER, J. M., 2007.** Well logging for earth scientists. Springer, 692p.
- ENSPM, 1986.** Corps sédimentaires : Exemples sismiques et diagraphiques. Collection des Cours de l'ENSPM - Publications de la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel. Comité des Techniciens, 359p.
- ETRIS, E. L., BRUMFIELD, D. S., EHRlich, R. et CRABTREE, S. J., 1988.** Relations between pores, throats and permeability: A petrographic/physical analysis of some carbonate grainstones and packstones, *Carbonates and evaporites*, 3 (1), pp.17-32.
- FISHER, A. T., BARNHILL, M. et REVENAUGH, J., 1998.** The relationship between hydrogeologic properties and sedimentary facies: an example from Pennsylvanian bedrock aquifers, Southwestern Indiana, *Groundwater*, 36 (6), pp.901-912.
- FLOGEAC, K., 2004.** Etude de la capacité de rétention de produits phytosanitaires par deux solides modèles des sols - Influence de la présence des cations métalliques, Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne - Ardennes, 162p.
- FOLLIOT, M., PUJOL, C., CAHUZAC, B. et ALVINERIE, J., 1993.** Nouvelles données sur le Miocène moyen marin (Sallomacien) de Gironde (Bassin d'Aquitaine-France), approche des paléoenvironnements, *Ciências da terra*, 12, 117-131.
- FOUCAULT, A. et RAOULT, J. F., 2000.** Dictionnaire de géologie, 5ème édition. Dunod, 379p.
- FRANKE, O. L., REILLY, T. E. et BENNETT, G. D., 1987.** Definition of boundary and initial conditions in the analysis of saturated ground-water flow systems; an introduction. USGS, Techniques of Water-Resources Investigations 03-B5, 15p.
- FROIDEFOND, J.-M., FRAPPA, M., GAYET, J., DE RESSEGUIER, A. et VIGNEAUX, M., 1984.** Réalisation d'une carte bathymétrique et reconnaissance géomorphologique et géologique des roches sous-marines de la côte du Médoc (Gironde), *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 35, pp.5-21.
- GARCIA-BENGOCHEA, I., LOVELL, C. W. et ALTSCHAEFFL, A. G., 1979.** Pore distribution and permeability of silty clays, *Journal of the geotechnical engineering division*, 105 (GT7), pp.839-856.
- 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 geol. Helv.*, 98, pp.201-217.
- GÉLY, J.-P. et SZTRAKOS, K., 2000.** L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne, *Géologie de la France*, 2, pp.31-57.

- GONÇALVÈS, J., VIOLETTE, S., ROBIN, C., BRUEL, D., GUILLOCHEAU, F. et LEDOUX, E., 2004a.** Combining a compaction model with a facies model to reproduce permeability fields at the regional scale, *Physics and Chemistry of the Earth*, 29 (1), pp.17-24.
- GONÇALVÈS, J., VIOLETTE, S., GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., PAGEL, M., BRUEL, D., DE MARSILY, G. et LEDOUX, E., 2004b.** Contribution of a three-dimensional regional scale basin model to the study of the past fluid flow evolution and the present hydrology of the Paris basin, France, *Basin Research*, 16, pp.569-586.
- GRIM, R. E., 1968.** Clay mineralogy. Second Edition, McGraw-Hill, USA, 596p.
- GRISAK, G. E. et CHERRY, J. A., 1975.** Hydrologic characteristics and response of fractured till and clay confining a shallow aquifer, *Can. Geotech. J.*, 12 (23), pp. 23-43.
- GUILLOT, X., AL-MUKHTAR, M., BERGAYA, F. et FLEUREAU, J., 2002.** Estimation de la porosité dans un matériau argileux, *C. R. Geoscience*, 334(2), pp.105-109.
- GUYON, E., HULIN, J. P. et PETIT, L., 2001.** Hydrodynamique physique. EDP Sciences, CNRS Editions, 676p.
- GUÉGUEN, Y. et PALCIAUSKAS, V., 1992.** Introduction à la physique des roches. Éditions Hermann, Paris, 301p.
- GUÉRIN, R., 2004.** Synthèse HDR, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 147p.
- HARBAUGH, A. W., 2005.** MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—the Ground-Water Flow Process. US Geological Survey.
- HARBAUGH, A. W., BANTA, E. R., HILL, M. C. et MCDONALD, M. G., 2000.** MODFLOW-2000, the U.S. geological survey modular ground-water model—User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. USGS, Open-File Report 00-92.
- HART, D. J., BRADBURY, K. R. et FEINSTEIN, D., 2006.** The vertical hydraulic conductivity of an aquitard at two spatial scales, *Groundwater*, 44(2), pp.201-211.
- HOSTEINS, L., 1982.** Étude 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, 164p.
- HUSAIN, M. M., CHERRY, J. A., FIDLER, S. et FRAPE, S. K., 1998.** On the long-term hydraulic gradient in the thick clayey aquitard in the Sarnia region, Ontario, *Can. Geotech. J.*, 35, pp.986-1003.
- JENKINS, G. et WATTS, D., 1968.** Spectral analysis and its applications. Ed. Holden-Day, San Francisco, Californie, 525p.
- JIN, G., TORRES-VERDÍN, C., DEVARAJAN, S., TOUMELIN, E. et THOMAS, E. C., 2007.** Pore-scale analysis of the Waxman-Smiths Shaly sands conductivity model, *Petrophysics*, 48 (2), pp.104-120.
- JORGENSEN, D. G., 1991.** Estimating geohydrologic properties from borehole-geophysical logs, *Ground Water Monitoring & Remediation*, 10, pp.123-129.
- JUANG, C. H. et HOLTZ, R. D., 1986.** A probabilistic permeability model and the pore size density function, *International journal for numerical and analytical methods in geomechanics*, 10, pp.543-553.

- KARNAY, G., CORBIER, P., BLANCHIN, R., JAOUEN, T., PORQUET, M. et PETER, M., 2008.** 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 - Années1. BRGM/RP-56475-FR, 73 pages, 25 figures, 6 tableaux.
- KATZ, A. J. et THOMPSON, A. H., 1986.** Quantitative prediction of permeability in porous rock, *Physical review B*, 34 (11), pp.8179 -8181.
- KEYS, W. S., 1990.** Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey. Book 2 : Collection of environmental data, USGS, pp.108-150.
- KEYS, W. S. et MACCARY, L. M., 1971.** Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey. Book 2 : Collection of environmental data, USGS, 126p.
- KIEKEN, M., 1973.** Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire, *Bulletin de la Société géologique de France*, 15 (1), pp.40-50.
- KLINGEBIEL, A., 1967.** Etude sédimentologique du Paléogène Nord Aquitain; Interprétation lithostratigraphique et paléogéographique, *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 2, 290p.
- KLINGEBIEL, A. et PLATEL, J., 2001.** Histoire géologique et structures profondes du triangle Landais, *Ressources minérales du sol et du sous-sol des Landes de Gascogne, Actes du colloque de Brocas*, 3, pp.11-33.
- KWADER, T., 1985.** Estimating aquifer permeability from resistivity factors, *Ground Water*, 23 (6), pp. 762-766.
- KWON, O., KRONENBERG, A. K., GANGI, A. F., JOHNSON, B. et HERBERT, B. E., 2004.** Permeability of illite-bearing shale: 1. Anisotropy and effects of clay content and loading, *Journal of Geophysical research*, 109, B10205, doi:10.1029/2004JB003052., pp.1-19.
- LABEYRIE, S., 1964.** Etude géochimique de l'eau de la nappe des sables inférieurs, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux, 62p.
- LANDON, M. K., JURGENS, B. C., KATZ, B. G., EBERTS, S. M., BUROW, K. R. et CRANDALL, C. A., 2010.** Depth-dependent sampling to identify short-circuit pathways to public-supply wells in multiple aquifer settings in the United States, *Hydrogeology Journal*, 18, pp. 577-593.
- LAPIERRE, C., LEROUEIL, S. et LOCAT, J., 1990.** Mercury intrusion and permeability of Louiseville clay, *Can. Geotech. J.*, 27, pp.761-773.
- LAROCQUE, M., MANGIN, A., RAZACK, M. et BANTON, O., 1998.** Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France), *Journal of Hydrology*, 205, pp.217-231.
- LARROQUE, F., 2004.** Gestion globale d'un système aquifère complexe - Application à l'ensemble aquifère multicouche médocain, Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3, 253p.
- LE GALLIC, H.-C., 1966.** Une étude hydrogéologique de la zone d'alimentation des sables inférieurs dans la bordure septentrionale, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux, 63p.

- LEHMANN, K., 2010.** Environmental corrections to gamma-ray log data: Strategies for geophysical logging with geological and technical drilling, *Journal of applied geophysics*, 70, pp. 17-26.
- LEROY, P., 2005.** Transport ionique dans les argiles - Influence de la microstructure et des effets d'interface - Application aux argilites du site de Bure (Meuse / Haute Marne), Thèse de doctorat, Université Paul Cézanne, Aix Marseille III, 216p.
- LOISEAU, J. B., PÉDRON, N., PLATEL, J. P. et SALTEL, M., 2009.** SAGE Nappes profondes de Gironde - Atlas des zones à risques - Phase 2 - Zone à risque de l'Oligocène en rive gauche de la Garonne entre Bordeaux et Langon. BRGM/RP - 57353-FR. 68p., 38 figures, 1 annexe.
- MANGIN, A., 1981.** Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques., *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 293, pp.401-404.
- MANGIN, A., 1984.** Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale, *Journal of Hydrology*, 67, pp.25-43.
- MARESCOT, L., 2006.** Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol, *Bull. Soc. vaud. Sc. nat*, 90 (1), pp. 23-40.
- MARTY, N., 2006.** Modélisation couplée (transport - réaction) des interactions fluides - argiles et de leurs effets en retour sur les propriétés physiques de barrières ouvragées en bentonite., Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur - Strasbourg 1, 314p.
- MAUROUX, B. et DANNEVILLE, L., 1996.** Outil de gestion des systèmes aquifères du Sud du bassin Adour-Garonne - Phase préliminaire : inventaire des prélèvements - BRGM/RR-38871-FR, 290p.
- MCDONALD, M. G. et HARBAUGH, A. W., 1988.** A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, *Open file report 83-875, Book 6, Chapter A1*, 576p.
- MICHAELS, A. S. et LIN, C. S., 1954.** Permeability of kaolinite, *Industrial and Engineering Chemistry*, 46 (6), pp.1239-1246.
- MICKAM, J. T., LEVY, B. S. et LEE JR, G. W., 1984.** Surface and borehole geophysical methods in ground water investigations, *Ground Water Monitoring and Remediation*, 4 (4), pp. 167-171.
- MILLER, R. B., CASTLE, J. W. et TEMPLES, T. J., 2000.** Deterministic and stochastic modeling of aquifer stratigraphy, *South Carolina, Groundwater*, 38(2), pp.284-295.
- MONICARD, R. P., 1975.** Caractéristiques des roches réservoirs, analyse des carottes, cours de production, tome 1. Publications de l'institut français du pétrole, Editions Technip, 204p.
- MONTES-HERNANDEZ, G., 2002.** Etude expérimentale de la sorption d'eau et du gonflement des argiles par microscopie électronique à balayage environnementale (ESEM) et l'analyse digitale d'images, Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 162p.
- MOREL, R., 1996.** Les sols cultivés. Lavoisier, Paris : Hermann, 389p.
- MOUSSIE, B., 1972.** Le système aquifère de l'Éocène moyen et supérieur du bassin nord aquitain - Influence du cadre géologique sur les modalités de circulation, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 73p.

- MULDOON, M. A., SIMO, J. A. et BRADBURY, K. R., 2001.** Correlation of hydraulic conductivity with stratigraphy in a fractured-dolomite aquifer, northeastern Wisconsin, USA, *Hydrogeology Journal*, 9, pp.570-583.
- MURRAY, E. J., JONES, R. H. et RIX, D. W., 1997.** Relative importance of factors influencing permeability of clay soils, *Geoenvironmental engineering*, Thomas Telford, London, pp.229-239.
- NELSON, P. H., 1994.** Permeability-Porosity relationships in sedimentary rocks, *The Log Analyst*, 35 (3), pp.38-62.
- NEUZIL, C. E., 1986.** Groundwater Flow in Low-Permeability Environments, *Water Resources Research*, 22(8), pp.1163-1195.
- NEUZIL, C. E., 1993.** Low fluid pressure within the Pierre shale : a transient response to erosion, *Water Resources Research*, 29 (7), pp.2007-2020.
- NEUZIL, C. E., 1994.** How permeable are clays and shales?, *Water Resources Research*, 30(2), pp.145-150.
- NICOLAS, M., 2003.** Ecoulements dans les milieux poreux, *Groupe Ecoulements de Particules*, IUST, 34p.
- NIDA, M. J., 1993.** Etude diagraphique des faciès du Dogger du bassin de Paris, Thèse de doctorat, Université de Nancy I, 226p.
- NOKKEN, M. R. et HOOTON, R. D., 2008.** Using pore parameters to estimate permeability or conductivity of concrete, *Materials and Structures*, 41, pp.1-16.
- OLSEN, H. W., 1962.** Hydraulic flow through saturated clays, *Clays and Clay Minerals*, 11, pp.131-161.
- PÉDRON, N., SEGUIN, J. J. et BICHOT, F., 2001.** Gestion des eaux souterraines en Aquitaine - Année 5 - Evaluation des ressources - Modélisation des aquifères du Miocène - Calage et simulations. Rapport BRGM/RP-51176-FR, 73p.
- PÉDRON, N., SEGUIN, J. J. et CAPDEVILLE, J. P., 2003.** Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine. Développements et maintenance du modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes - Module 4 - Année 1 - BRGM/RP-52602-FR, 56 pages, 25 figures, 5 tableaux, 7 annexes.
- PÉDRON, N. PLATEL, J. P. et LOPEZ, B., 2005.** Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine - Développements et maintenance du modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes - Module 4 - Année 2. Rapport BRGM/RP-53659-FR, 96 p., 43 fig., 8 tableaux, 8 annexes.
- PELLERIN, J. F., 1980.** La porosité mercure appliquée à l'étude géotechnique des sols et des roches, *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées*, 106, pp.115-116.
- PITTMAN, E. D., 1992.** Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection-capillary pressure curves for sandstone, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 76 (2), pp.191-198.
- PLATEL, J. P., 1987.** Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, Documents BRGM, n°164, 573p.

- PLATEL, J. P., SCHNEBELEN, N., LE NINDRE, Y., SOURISSEAU, B. SAPLAIROLES, M., DUFOUR, P., BENHAMMOUDA, S. et BONNERY, H., 2000a.** 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. Rapport BRGM/RP-50468-FR, 70 pages, 36 figures, 5 cartes annexes.
- PLATEL, J. P., ASTRUC, J. G., PILLARD, F., FOUILLET, N., DUFOUR, P., BONNERY, H. et BENHAMMOUDA, S., 2000b.** Cartographie des principales formations argileuses et marneuses affleurantes dans la région aquitaine. Rapport BRGM/RP-50181-FR, 104p., 9 fig., 6 tab., 1 carte couleur hors-texte.
- PLATEL, J. P., ESTÈVE, A. et TOMÉRA, L., 2004.** Cartographie de l'Aléa retrait-gonflement des argiles dans le département de la Gironde. Rapport BRGM/RP-53382-FR. 223p., 46 illustrations, 6 annexes, 3 cartes.
- PLAUD, M. et POUCHAN, P., 2006.** Chapitre VI, Bassin Aquitain dans "Aquifères & eaux souterraines en France, tome 1". BRGM éditions.
- PLUMELLE, C., 2002.** Cours de géotechnique, chapitre 1, CNAM, Paris. 27p.
- POUCHAN, P., 1963.** Etude de forages à l'aide d'un moulinet, Berkeley, pub. 1964 A.I.H.S., pp.235-238.
- PRATVIEL, L., 1972.** Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire ouest aquitain pendant l'Oligocène, Université de Bordeaux 1, 629p.
- PROST, R., 1984.** Etude de la conductivité hydraulique des pâtes de kaolinite en fonction de l'enthalpie libre ΔG du système argile-eau, Agronomie, 4 (1), pp.29-36.
- RABAUTE, A., 1998.** Obtenir une représentation en continu de la lithologie et de la minéralogie. Exemples d'application du traitement statistique de données de diagraphie aux structures sédimentaires en régime de convergence de plaques (Leg ODP 134, 156 et 160), Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 266p.
- RADDADI, M. C., 2005.** Étude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques, Thèse de doctorat, Université Grenoble 1, 221p.
- REEVES, G. M., SIMS, I. et CRIPPS, J. C., 2006.** Clay materials used in construction. Geological Society Engineering Geology Special Publication, n°21, 525p.
- REMENDA, V., 2001.** Preface - Theme issue on confining units, Hydrogeology Journal, 9(1), pp.3-4.
- REVIL, A., CATHLES III, L. M., LOSH, S. et NUNN, J. A., 1998.** Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, J. Geophysical research, 103 (B10), pp.23925 - 23936.
- REY, J., DURANTHON, F., GARDERE, P., GOURINARD, Y., MAGNE, J., FEINBERG, H. et MURATET, B., 1997.** Découverte d'un encaissement entre dépôts de sables fauves dans la région de Sos (Miocène centre aquitain), Géologie de la France, pp.23-30.

- RIJKEN, P. et COOKE, M., 2001.** Role of shale thickness on vertical connectivity of fractures : application of crack-bridging theory to the Austin Chalk, Texas, *Tectonophysics*, 337, pp. 117-133.
- ROBINET, J. C., RAHBAOUI, A., PLAS, F. et LEBON, P., 1996.** A constitutive thermomechanical model for saturated clays, *Engineering Geology*, 41, pp.145-169.
- ROCHER, M., LACOMBE, O., ANGELIER, J., DEFFONTAINES, B. et VERDIER, F., 2000.** Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France) : insights from combined structural and paleostress analyses, *Journal of structural geology*, 22, pp. 627-645.
- ROMERO, E., 1999.** Characterization and thermo-hydro-mechanical behaviour of unsaturated Boom clay : an experimental study, Thèse de doctorat, Université polytechnique de Barcelone, 405p.
- RUDOLPH, D. L., CHERRY, J. A. et FARVOLDEN, R. N., 1991.** Groundwater flow and solute transport in fractured lacustrine clay near Mexico City, *Water Resources Research*, 9, pp.2187-2201.
- SAGE NP, 2010.** SAGE Nappes Profondes de Gironde Révision du SAGE Nappes profondes de Gironde - Etat des lieux des ressources - Diagnostic - Version 1.7, 162p.
- SALLES, F., 2006.** Séquence d'hydratation multi-échelle - Détermination des énergies macroscopiques à partir des propriétés microscopiques, Thèse de doctorat, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, 327p.
- 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, 268p.
- SALTEL, M., PÉDRON, N., PLATEL, J. P., CORBIER, P. et 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 - 58156-FR 123p., 64 figures, 11 tableaux, 7 annexes.
- SAMAKE, D., 2008.** Traitement des eaux usées de tannerie à l'aide de matériaux à base d'argile, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble et Université de Bamako, 167p.
- SAMMARTINO, S., BOUCHET, A., PRÊT, D., PARNEIX, J. C. et TEVISSSEN, E., 2003.** Spatial distribution of porosity and minerals in clay rocks from the Callovo-Oxfordian formation (Meuse/Haute-Marne, Eastern France)-implications on ionic species diffusion and rock sorption capability, *Applied Clay Science*, 23, pp.157-166.
- SANTAMARINA, J. C., KLEIN, K. A., WANG, Y. H. et PRENCKE, E., 2002.** Specific surface: determination and relevance, *Can. Geotech. J.*, 39, pp.233-241.
- SCHLUMBERGER, 1989.** Log Interpretation Principles/Applications. Schlumberger Educationnal Services.
- SCHNEBELEN, N., PLATEL, J. P., LE NINDRE, Y. BAUDRY, D., HOARAU, A., DUFOUR, P. et BENHAMMOUDA, S., 2002.** Gestion des eaux souterraines en Aquitaine - Année 5 - Etude sectorielle - Protection de la nappe de l'Oligocène en région bordelaise - Nouvelles connaissances hydrogéologiques - Cartographie de la vulnérabilité aux pollutions. Rapport BRGM/RP-51178-FR, 75 pages, 32 figures.

- SCHNEIDER, S., 2008.** Estimation des paramètres hydrodynamiques des sols à partir d'une modélisation inverse de données d'infiltration et de résistivité électrique, Thèse de doctorat, Université Paris-Sud 11, 146p.
- SERRA, O., 1984.** Fundamentals of well-log interpretation - the acquisition of logging data. Elsevier, 424p.
- SERRA, O. et SERRA, L., 2004.** Well logging - Data acquisition and applications. Technip Editions, 674p.
- SHAW, R. J. et HENDRY, M. J., 1998.** Hydrogeology of a thick clay till and Cretaceous clay sequence, Saskatchewan, Canada, *Can. Geotech. J.*, 35, pp.1041-1052.
- SIGAL, J., 1982.** La stratigraphie, ses méthodes; crise et renouveau. Travaux du Comité Français d'histoire de la géologie. 1^e série, n°50, 18p., 4fig.
- 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, Université de Bordeaux 3, 89p.
- SMEGREG, 2011.** Révision du SAGE Nappes Profondes de Gironde - document de travail - Tendances et scénarios - Mai, 34p.
- SRI NIWAS, GUPTA, P. et DE LIMA, O., 2007.** Nonlinear electrical conductivity response of shaly-sand reservoir, *Current science*, 92 (5), pp.612-617.
- TANAKA, H., 2003.** Pore size distribution and hydraulic conductivity characteristics of marine clays, 2nd International Symposium on Contaminated Sediments, Physical Characterization, 7p.
- THIÉRY, D., 2004.** Plaquette de présentation du code de calcul MARTHE du BRGM. Note technique. NT EAU 2004/21. BRGM.
- TIHANSKY, A. B. et KNOCHENMUS, L. A., 2001.** Karst Features and Hydrogeology in West-central Florida—A Field Perspective. In Eve L. Kuniatsky, editor, 2001, U.S. Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Water-Resources. Investigations Report 01-4011, pp.198-211.
- TOURET, O., PONS, C. H. et TESSIER, D. et TARDY, Y., 1990.** Etude de la répartition de l'eau dans des argiles saturées Mg^{2+} aux fortes teneurs en eau, *Clay Minerals*, 25, pp.217-233.
- VAN DER KAMP, G., 2001.** Methods for determining the in situ hydraulic conductivity of shallow aquitards – an overview, *Hydrogeology Journal*, 9, pp.5-16.
- VAN OLPHEN, H. et WAXMAN, M. H., 1958.** Surface conductance of sodium bentonite in water, *Clays and clay minerals*, Nat. Acad. of Sci. - Natl. Research Council, 566, pp.61-80.
- VELDE, B., 1995.** Origin and mineralogy of clays: Clays and the environment. Springer, 334p.
- WARDLAW, N. C., 1976.** Pore geometry of carbonate rocks as revealed by pore casts and capillary pressure, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 60 (2), pp.245-257.
- WARDLAW, N. C., LI, Y. et FORBES, D., 1987.** Pore-throat size correlation from capillary pressure curves, *Transp. Porous Media*, 2, pp.597-614.

WARDLAW, N. C. et TAYLOR, R. P., 1976. Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behavior in reservoir rocks, *Bull. Can. Pert. Geol.*, 24, pp.225-262.

WASHBURN, E. W., 1921. Note on a method of determining the distribution of pore sizes in a porous material, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 7, pp.115-116.

WAXMAN, M. H. et SMITS, L. J. M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands, *SPE Journal*, 8 (2), pp.107-122.

WEBB, P. A., 2001. An introduction to the physical characterization of materials by mercury intrusion porosimetry with emphasis on reduction and presentation of experimental data. Volume and Density for Particle Technologists. Micromeritics Instrument, 22p.

WILLIAMS, L. J. et PECK, M. F., 2007. Borehole geophysical logging of water-supply wells in the Piedmont, Blue Ridge, and Valley and Ridge, Georgia. U.S. Geological Fact Sheet 2007-3048, 4 p.

WINNOCK, E., 1973. Exposé succinct de l'évolution paléogéographique de l'Aquitaine, *Bulletin Société Géologique de France*, 15 (7), 5-12.

WU, T., 2004. Permeability prediction and drainage capillary pressure simulation in sandstone reservoirs, Thèse de doctorat, Texas A & M University, 183p.

XU, S. et WHITE, R., 1998. Permeability prediction in anisotropic shaly formations. In *Core-Log integration*, Geological Society, London, Special Publications, 136, pp.225-236.

ZHDANOV, M. S. et KELLER, G. V., 1994. The geoelectrical methods in geophysical exploration. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 31, Elsevier, Amsterdam. 873 p.

Annexes

Annexe A : Caractéristiques du matériel de diagraphies du projet OPURES	240
Annexe B : Mesures porosimétriques.....	245
Annexe C : Calculs de perméabilité par les méthodes de Katz-Thompson et Dullien.....	248
Annexe D : Cartes des isobathes et isopaches des couches du modèle	251
Annexe E : Restitution du biseautage des couches du modèle	264
Annexe F : Répartition des conditions limites	269
Annexe G : Cartes des conductivités hydrauliques	270
Annexe H : Chroniques piézométriques restituées par le modèle	277

Figures annexes

Fig. D-1 : Toit de la couche 1 (Aquifère recouvrement plio-quaternaire).....	251
Fig. D-2 : Epaisseur de la couche 1 (Aquifère recouvrement plio-quaternaire).....	251
Fig. D-3 : Toit de la couche 2 (Epointe Base recouvrement)	252
Fig. D-4 : Epaisseur de la couche 2 (Epointe Base recouvrement)	252
Fig. D-5 : Toit de la couche 3 (Aquifère miocène)	253
Fig. D-6 : Epaisseur de la couche 3 (Aquifère miocène).....	253
Fig. D-7 : Toit de la couche 4 (Epointe miocène-oligocène)	254
Fig. D-8 : Epaisseur de la couche 4 (Epointe miocène-oligocène).....	254
Fig. D-9 : Toit de la couche 5 (Aquifère oligocène)	255
Fig. D-10 : Epaisseur de la couche 5 (Aquifère oligocène).....	255
Fig. D-11 : Toit de la couche 6 (Epointe oligocène-éocène 1).....	256
Fig. D-12 : Epaisseur de la couche 6 (Epointe oligocène-éocène 1)	256
Fig. D-13 : Toit de la couche 7 (Horizon semi-perméable).....	257
Fig. D-14 : Epaisseur de la couche 7 (Horizon semi-perméable).....	257
Fig. D-15 : Toit de la couche 8 (Epointe oligocène-éocène 2).....	258
Fig. D-16 : Epaisseur de la couche 8 (Epointe oligocène-éocène 2).....	258
Fig. D-17 : Toit de la couche 9 (Aquifère éocène supérieur)	259
Fig. D-18 : Epaisseur de la couche 9 (Aquifère éocène supérieur)	259
Fig. D-19 : Toit de la couche 10 (Epointe éocène supérieur – éocène moyen)	260
Fig. D-20 : Epaisseur de la couche 10 (Epointe éocène supérieur – éocène moyen)	260
Fig. D-21 : Toit de la couche 11 (Aquifère éocène moyen).....	261

Fig. D-22 : Epaisseur de la couche 11 (Aquifère éocène moyen)	261
Fig. D-23 : Toit de la couche 12 (Eponte éocène moyen – éocène moyen basal).....	262
Fig. D-24 : Epaisseur de la couche 12 (Eponte éocène moyen – éocène moyen basal).....	262
Fig. D-25 : Toit de la couche 13 (Aquifère éocène moyen basal).....	263
Fig. D-26 : Epaisseur de la couche 13 (Aquifère éocène moyen basal).....	263
Fig. E-1 : Principe de restitution des couches absentes	264
Fig. E-2 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 2	264
Fig. E-3 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 3	265
Fig. E-4 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 4	265
Fig. E-5 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 5	266
Fig. E-6 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 6	266
Fig. E-7 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 7	267
Fig. E-8 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 8	267
Fig. E-9 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 9	268
Fig. E-10 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 10	268
Fig. F-1 : Localisation des potentiels imposés du modèle.....	269
Fig. G-1 : Carte indicative des perméabilités de la couche 1	270
Fig. G-2 : Carte indicative des perméabilités de la couche 2	271
Fig. G-3 : Carte indicative des perméabilités de la couche 3	271
Fig. G-4 : Carte indicative des perméabilités de la couche 4	272
Fig. G-5 : Carte indicative des perméabilités de la couche 5	272
Fig. G-6 : Carte indicative des perméabilités de la couche 6	273
Fig. G-7 : Carte indicative des perméabilités de la couche 7	273
Fig. G-8 : Carte indicative des perméabilités de la couche 8	274
Fig. G-9 : Carte indicative des perméabilités de la couche 9	274
Fig. G-10 : Carte indicative des perméabilités de la couche 10	275
Fig. G-11 : Carte indicative des perméabilités de la couche 11	275
Fig. G-12 : Carte indicative des perméabilités de la couche 12	276
Fig. G-13 : Carte indicative des perméabilités de la couche 13	276

Tableau

Tableau F-1 : Répartition des cellules à potentiel imposé.....	269
--	-----

Annexe A : Caractéristiques du matériel de diagaphies du projet OPURES

Treuil Robertson Geologing 2000



The RG 2000 metre winch series have the following key features:

- AC power supply 240 Volts
- 1.5 KW Direct Current drive motor for high torque at low speeds
- Advanced, Four-Quadrant regenerative speed controller
- Drive reduction via toothed belt, right-angle gearbox and chain
- Passive level wind mechanism
- Integral, adjustable 1 metre depth measurement wheel
- Tubular, welded steel frame for strength, rigidity and light weight
- Can be used in conjunction with vehicle-mounted boom
- Tough, powder-coated, epoxy paint finish with plated bright metal parts
- Capacity for 2000m of 3/16" cable or 1000m of 1/4" cable

Specifications

Weight	135 Kg PLUS 90 Kg per 1,000 m of 3/16" four-core cable installed 160 Kg per 1,000 m of 1/4" coaxial cable installed
Dimensions	515 mm wide X 1020 mm long X 750 mm high.
Power Supply	240 VAC 50 Hz
Spooling device	Automatic Passive Level Wind
Speed	0 - 30 metres / minute
Control	Electronic, continuously variable
Depth Encoder	Optical, minimum 1000 pulses / revolution

Sonde électrique et de Radioactivité naturelle

LOG APPLICATIONS

- Bed boundary identification
- Porosity determination
- Strata correlation between boreholes
- Strata geometry and type (shale indication)
- Formation water quality and temperature
- Temperature compensation of other logs

PHYSICAL SPECIFICATIONS

- Length (ELXG) 2.50 metres (12.50m with bridle)
- Length (ELTG) 2.70 metres (12.70m with bridle)
- Diameter 44 mm
- Pressure Rating 3000PSI
- Temperature Rating 70 Deg Celsius
- Power Supply 60 – 100 V DC, 100mA
- Typical logging speed 5m/min

OPERATING RANGES

- Self Potential -1 volt to +1 volt
- Resistivity 1 to 10K ohm metres
- Resistance 1 to 10K ohms
- Temperature 0 to 70 Deg Celsius

MEASUREMENTS AND OFFSETS

Channel Number	Description of Sonde measurement	Channel Mnemonic	ELXG Offset (cm)	ELTG Offset (cm)
1	Short normal resistivity (16")	SHN	36	55
2	Long normal resistivity (64")	LON	137	157
3	Natural Gamma *	NGAM	76	95
4	Temperature *	TEMP	-	9
5	Self Potential	SP	15	35
6	Single-point Resistance	SPR	56	75

Note: All measurements are taken from bottom of sonde.

* Optional

Sonde de qualité de l'eau

LOG APPLICATIONS

- Measurement of borehole fluid properties for aquifer studies

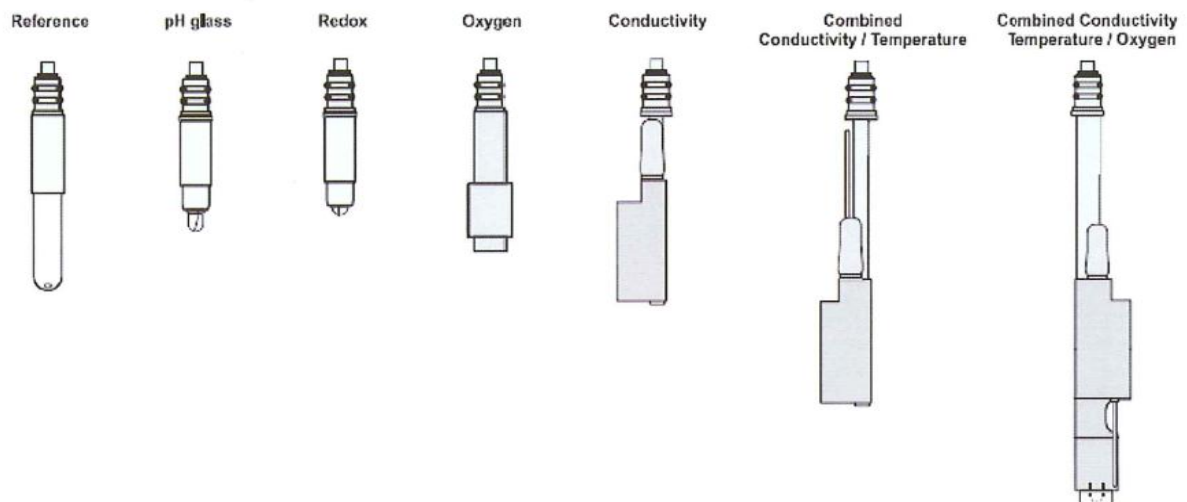
PHYSICAL SPECIFICATIONS

- Length 1.64 metres
- Diameter 50 mm
- Pressure Rating 2250 PSI
- Temperature Rating 0 – 50 Deg Celsius
- Power Supply 60 – 100V DC, 100mA
- Typical logging speed 3 m/min

MEASUREMENTS AND OFFSETS

Channel Number	Description of Sonde measurement	Channel Mnemonic	Measurement Units	Measurement Offset (cm)
1	Pressure	PRES	dBar	10
2	Temperature	TEMP	Deg Celsius	10
3	Conductivity	COND	$\mu\text{S/cm}$	10
4	Oxygen Saturation	OXGN	%	10
5	Hydrogen Index	pH	pH units	10
6	Redox Potential	Eh	mV	10

Note: All Measurements are taken from bottom of sonde.



Schematic view of sonde sensors

OPERATING PRINCIPLES

PRESSURE

A high-quality strain gauge mounted on the base of the sonde generates a linear voltage, which is processed to give a pressure reading with a resolution of 0.1 dBar over the operating range of 0-1500 dBar. A simple procedure is followed at the borehole to remove the null pressure offset before logging.

TEMPERATURE

A Platinum resistance thermometer is integrated within the conductivity cell. The thermometer has a rapid response (50 mSec) and high stability with ageing.

CONDUCTIVITY

The conductivity sensor is a flow-through design, with a double-cell differential measuring system utilising seven Platinum rings within a quartz tube. The ring design permits use in unclean water, and the cell can be cleaned easily in the field.

OXYGEN

A polarographic sensor based on two half-cells, the anode and the cathode, between which a current flows which is proportional to the concentration of Oxygen.

PH

A specially-designed, glass-tipped pH sensor can withstand pressures up to 200 bars. The reference electrode contains a Silver/Silver Chloride cell in a solid gel. These electrodes must not be allowed to dry out.

REDOX

A Platinum electrode measures the resultant of the Redox couples in the borehole fluid, with respect to the reference electrode.

Sonde de prélèvement de l'eau

LOG APPLICATIONS

- Acquisition of borehole fluid samples for analysis

PHYSICAL SPECIFICATIONS

- Length 1.1 to 2.2 metres (Depending on volume)
- Diameter 27, 38, 51 mm (Depending on volume)
- Capacity 0.25, 0.5, 1.0, 1.25 & 2 Litre
- Pressure Rating 3000PSI
- Temperature Rating 0 – 70 Deg Celsius
- Power Supply 60 – 100 V DC, 100mA

Sonde de Prélèvement eau / gaz

LOG APPLICATIONS

- Acquisition of pressurised fluid samples for analysis

PHYSICAL SPECIFICATIONS

- Capacity 0.5 & 1.0 Litre
- Length Dependant on volume
- Diameter 50.8 mm
- Pressure Rating 3500 PSI
- Temperature Rating 100 Deg Celsius
- Power Supply 60 – 100 V DC, 150mA

Annexe B : Mesures porosimétriques

Echantillon	Faciès lithologique	Surface spé. (m ² /g)	Dc moyen (nm)	Ω _{Totale} (%)	Ω _{relatives} (%)			Ω _{relatives} (%)	
					Ω _{MA}	Ω _{MB}	Ω _{MESO}	Ω _{Piégée}	Ω _{Libre}
3014A	Argile	14.63	36.10	25.10	5.06	16.40	78.53	61.75	38.25
3014E	Argile	11.81	49.70	27.39	10.20	39.46	50.34	62.24	37.76
3014B	Argile	10.75	49.60	25.74	3.30	45.01	51.69	58.59	41.41
3090B	Argile	8.32	66.90	26.79	3.88	64.01	32.11	49.71	50.29
3090C	Argile	8.28	66.50	26.67	3.78	63.83	32.39	50.98	49.02
3090A	Argile	11.93	47.60	26.95	6.19	37.72	56.09	52.08	47.92
3230B	Argile silto-sabl.	6.97	75.00	25.08	5.42	65.45	29.14	68.73	31.27
3230E	Argile silto-sabl.	6.53	74.80	23.65	6.63	64.57	28.81	66.69	33.31
3230F	Argile silto-sabl.	7.89	68.60	25.91	4.94	63.99	31.07	67.01	32.99
32.0G	Argile silto-sabl.	7.48	72.50	25.69	4.50	65.88	29.62	68.24	31.76
4006A	Argile	9.11	69.70	29.67	2.71	66.79	30.50	58.79	41.21
4006B	Argile	7.55	92.70	31.83	2.17	76.06	21.77	71.43	28.57
4012D	Argile	10.37	60.00	29.43	3.02	60.12	36.87	51.70	48.30
4012A1	Argile	11.44	55.70	29.87	2.76	56.02	41.23	49.94	50.06
4012E	Argile	12.00	54.10	29.98	2.09	56.18	41.72	49.29	50.71
4023A	Argile	11.27	58.30	30.48	2.62	60.26	37.13	51.61	48.39
407B	Argile silto-sabl.	2.63	295.60	31.43	7.51	85.13	7.36	91.00	9.00
407B2	Argile silto-sabl.	2.67	292.40	31.40	9.17	83.51	7.32	91.04	8.96
409B	Argile silto-sabl.	2.01	263.50	23.02	6.85	85.47	7.68	87.35	12.65
409C	Argile silto-sabl.	3.19	201.50	26.45	5.16	84.14	10.70	86.69	13.31
409D	Argile silto-sabl.	3.13	195.10	23.76	5.69	83.40	10.92	85.88	14.12
4130A	Argile silto-sabl.	3.57	160.60	25.16	4.88	82.50	12.62	83.26	16.74
4130B	Argile silto-sabl.	3.76	139.70	22.92	5.77	79.44	14.80	82.70	17.30
4130C	Argile silto-sabl.	3.11	163.50	22.17	5.27	81.68	13.05	83.02	16.98
5009A	Argile	12.28	62.00	34.72	2.00	68.21	29.80	54.28	45.72
5009B	Argile	13.22	55.30	32.04	3.45	62.76	33.79	66.21	33.79
5009C	Argile	10.60	57.90	29.68	4.82	62.02	33.16	54.72	45.28
5050C	Argile calcaire	6.35	38.80	12.75	0.58	0.87	98.55	4.65	95.35
5050D	Argile calcaire	7.87	63.20	19.33	3.45	62.71	33.84	69.85	30.15
5050E	Argile calcaire	7.36	43.20	10.67	4.02	39.07	56.91	59.05	40.95
5050F	Argile calcaire	5.70	45.20	9.37	3.86	20.25	75.89	61.51	38.49
5050G	Argile calcaire	6.72	50.90	13.64	3.86	44.39	51.75	63.55	36.45

Annexes

Echantillon	Faciès lithologique	Surface spé. (m ² /g)	Dc moyen (nm)	Ω _{Totale} (%)	Ω relatives (%)			Ω relatives (%)	
					Ω _{MA}	Ω _{MB}	Ω _{MESO}	Ω _{Piégée}	Ω _{Libre}
5075B1	Argile	9.37	58.60	26.35	2.47	61.06	36.46	53.64	46.36
5075A1	Argile	8.66	67.70	27.77	3.06	66.71	30.22	54.59	45.41
5075A2	Argile	11.71	66.40	33.63	3.08	67.30	29.61	58.10	41.90
5075A3	Argile	9.74	61.70	28.16	2.99	63.35	33.67	54.38	45.62
5075B3	Argile	10.12	70.40	31.89	3.93	67.02	29.05	57.88	42.12
5179A1	Argile	10.55	79.20	35.44	1.67	73.27	25.06	64.18	35.82
5179X	Argile	10.85	77.20	35.24	1.76	72.65	25.59	63.06	36.94
5179A2	Argile	10.37	78.30	34.71	2.32	72.15	25.53	63.53	36.47
5179B2	Argile	10.69	78.70	35.62	1.76	72.72	25.52	63.12	36.88
5268D	Argile	9.85	76.10	33.01	5.96	66.40	27.64	63.31	36.69
5268A	Argile	10.54	72.30	33.25	5.19	65.93	28.88	64.78	35.22
5268C	Argile	10.17	73.30	32.54	6.38	65.25	28.36	63.49	36.51
5280A	Argile calcaire	4.10	57.20	9.67	4.08	47.79	48.13	70.41	29.59
5280B	Argile calcaire	3.44	23.50	11.32	6.38	65.25	28.36	63.49	36.51
6061A	Argile calcaire	22.89	23.00	25.20	5.48	9.81	84.71	43.27	56.73
6061B	Argile calcaire	23.53	23.90	26.58	8.52	9.80	81.68	45.10	54.90
6061D	Argile calcaire	24.28	22.90	26.40	5.76	7.06	87.18	45.17	54.83
61A	Argile calcaire	37.68	16.40	27.50	6.14	10.72	83.14	44.25	55.75
61B	Argile calcaire	30.50	20.30	27.74	5.83	16.25	77.93	46.80	53.20
61C	Argile calcaire	38.42	16.10	27.47	5.18	9.65	85.17	43.46	56.54
61D	Argile calcaire	40.34	15.60	27.93	5.96	9.38	84.66	43.35	56.65
6170A	Argile calcaire	17.48	27.90	23.84	5.58	37.57	56.85	44.22	55.78
6170B	Argile calcaire	17.91	29.50	25.29	4.01	42.55	53.44	44.44	55.56
6170C	Argile calcaire	19.93	24.90	24.47	4.42	37.09	58.49	40.06	59.94
6170D	Argile calcaire	19.43	26.10	24.98	2.36	37.09	60.55	41.73	58.27
6220A	Argile calcaire	16.66	32.40	25.77	4.59	37.94	57.47	45.49	54.51
6220B	Argile calcaire	17.22	30.60	25.43	6.69	34.19	59.12	45.36	54.64
6230A	Argile calcaire	17.03	33.00	26.63	4.26	38.66	57.07	45.84	54.16
6230B	Argile calcaire	14.99	31.60	23.53	3.03	29.97	67.00	46.55	53.45
6230C	Argile calcaire	19.44	29.20	27.12	2.40	33.54	64.06	43.90	56.10
6240A	Argile calcaire	16.78	35.60	28.14	4.69	47.14	48.17	52.71	47.29
6240B	Argile calcaire	16.41	31.60	24.87	4.45	20.35	75.19	49.69	50.31

Echantillon	Faciès lithologique	Surface spé. (m ² /g)	Dc moyen (nm)	Ω _{Totale} (%)	Ω _{relatives} (%)			Ω _{relatives} (%)	
					Ω _{MA}	Ω _{MB}	Ω _{MESO}	Ω _{Piégée}	Ω _{Libre}
6240D	Argile calcaire	16.47	33.30	26.26	4.08	30.54	65.38	47.08	52.92
6240E	Argile calcaire	17.98	30.40	26.21	2.56	31.04	66.40	44.95	55.05
6240F	Argile calcaire	16.34	34.50	26.98	2.64	41.29	56.08	47.07	52.93
6255A	Argile calcaire	18.32	24.70	22.91	0.00	6.66	93.34	41.87	58.13
6255B	Argile calcaire	13.15	18.30	23.12	5.21	7.86	86.94	52.16	47.84
7007A	Argile silto-sabl.	5.03	118.20	26.53	2.76	78.49	18.75	81.65	18.35
7007B	Argile silto-sabl.	5.59	111.90	29.10	2.75	78.10	19.16	80.97	19.03
7007C	Argile silto-sabl.	5.03	119.70	28.31	3.44	77.95	18.61	79.74	20.26
7007D	Argile silto-sabl.	5.29	128.90	31.28	3.99	78.19	17.82	83.12	16.88
7007E	Argile silto-sabl.	5.49	113.90	28.88	4.66	75.97	19.36	81.21	18.79
7065A	Argile silto-sabl.	3.58	111.60	20.75	6.30	74.80	18.90	80.90	19.10
7065B	Argile silto-sabl.	3.53	100.10	19.01	5.29	74.32	20.38	77.36	22.64
7065G	Argile silto-sabl.	4.95	78.00	20.63	5.80	71.01	23.19	75.36	24.64
7065H	Argile silto-sabl.	4.59	78.10	19.22	4.58	71.32	24.11	71.76	28.24
7065I	Argile silto-sabl.	4.83	79.80	20.42	5.50	71.68	22.82	76.24	23.76
7117A	Argile silto-sabl.	9.57	71.20	31.12	2.29	69.60	28.11	65.55	34.45
7117B	Argile silto-sabl.	8.41	78.80	30.46	1.99	71.00	27.02	69.01	30.99
7117C	Argile silto-sabl.	10.86	60.90	30.32	2.25	65.66	32.10	64.32	35.68
7117D	Argile silto-sabl.	8.28	78.90	30.09	2.33	70.50	27.17	68.42	31.58
7193A	Argile	13.22	54.60	32.31	2.05	55.25	42.70	48.84	51.16
7193B	Argile	13.84	63.10	37.03	1.33	66.94	31.73	49.34	50.66
7193C	Argile	15.41	51.30	34.36	1.87	54.18	43.95	45.72	54.28
7193D	Argile	14.48	50.90	32.76	1.68	51.49	46.83	48.45	51.55
7193E	Argile	12.00	62.00	33.01	1.61	62.31	36.09	49.01	50.99
7247A	Argile	10.87	69.60	33.20	1.53	71.60	26.86	64.89	35.11
7247B	Argile	10.15	71.90	32.44	1.92	67.36	30.72	59.04	40.96
7247C	Argile	12.80	70.00	37.42	1.47	71.86	26.66	65.52	34.48
7247D	Argile	15.50	61.00	34.09	1.34	69.25	29.41	63.47	36.53
7287B	Argile	20.84	34.90	31.66	0.00	19.18	80.82	46.81	53.19
7287D	Argile	21.02	35.40	32.94	5.32	26.13	68.55	50.32	49.68
7287E	Argile	19.80	40.70	34.99	3.47	32.89	63.64	52.88	47.12

Annexe C : Calculs de perméabilité par les méthodes de Katz-Thompson et Dullien

Echantillon	Méthode Katz-Thompson				Méthode Dullien (ω_T)		Méthode Dullien ($D_c < 15\mu\text{m}$)	
	lc (nm)	RT formation (ohm.m)	k (mDarcy)	K (m/s)	k (mDarcy)	K (m/s)	k (mDarcy)	K (m/s)
3014A	80.5	16.5	4.4E-02	4.3E-10	9.6E-02	9.3E-10	1.1E-05	1.0E-13
3014E	108.9	16.5	8.1E-02	7.8E-10	1.4E+00	1.4E-08	2.8E-05	2.7E-13
3014B	108.3	16.5	8.0E-02	7.7E-10	3.5E-02	3.4E-10	4.3E-06	4.2E-14
30_9B	195.4	16.5	2.6E-01	2.5E-09	8.6E-02	8.3E-10	4.4E-06	4.2E-14
309C	194	16.5	2.6E-01	2.5E-09	5.9E-01	5.7E-09	1.2E-06	1.2E-14
309A	108.4	16.5	8.0E-02	7.7E-10	1.3E+00	1.3E-08	4.4E-06	4.3E-14
32_30B	165.8	20.8	1.5E-01	1.4E-09	3.9E-01	3.8E-09	3.4E-05	3.3E-13
3230E	167.3	20.8	1.5E-01	1.5E-09	2.1E-01	2.0E-09	4.7E-05	4.6E-13
3230F	166.8	20.8	1.5E-01	1.4E-09	2.2E-01	2.2E-09	2.3E-05	2.2E-13
3230G	166	20.8	1.5E-01	1.4E-09	1.0E-01	9.8E-10	4.3E-05	4.1E-13
4006A	195.7	30	1.4E-01	1.4E-09	1.8E-01	1.7E-09	3.9E-06	3.7E-14
4006B	302.6	30	3.4E-01	3.3E-09	2.1E-01	2.1E-09	6.8E-06	6.6E-14
4012D	144.8	30	7.8E-02	7.6E-10	1.3E-01	1.3E-09	1.1E-05	1.0E-13
4012A1	146	30	8.0E-02	7.7E-10	2.0E-01	1.9E-09	4.6E-06	4.5E-14
4012E	145.4	30	7.9E-02	7.6E-10	1.1E-01	1.1E-09	1.3E-06	1.3E-14
4023A	146	30	8.0E-02	7.7E-10	1.3E-01	1.2E-09	6.3E-06	6.0E-14
407B	3608.4	30	4.9E+01	4.7E-07	1.1E+00	1.1E-08	3.9E-02	3.8E-10
407B2	3625.5	30	4.9E+01	4.7E-07	9.9E-01	9.6E-09	4.2E-02	4.0E-10
407A	3130.6	30	3.7E+01	3.5E-07	1.9E-01	1.8E-09	2.0E-02	1.9E-10
409B	2712.1	30	2.7E+01	2.7E-07	4.6E-01	4.4E-09	7.3E-03	7.0E-11
409C	1748.3	30	1.1E+01	1.1E-07	6.3E-01	6.1E-09	1.7E-02	1.6E-10
409D	2025.3	30	1.5E+01	1.5E-07	5.5E-01	5.3E-09	1.3E-02	1.3E-10
4130A	2344	31	2.0E+01	1.9E-07	3.9E-01	3.8E-09	1.7E-04	1.6E-12
4130B	2337	31	2.0E+01	1.9E-07	4.7E-01	4.5E-09	1.5E-04	1.5E-12
4130C	2336	31	2.0E+01	1.9E-07	5.2E-01	5.0E-09	4.8E-04	4.6E-12
5009A	225.4	31.8	1.8E-01	1.7E-09	9.9E-02	9.6E-10	6.0E-05	5.8E-13
5009B	260.9	31.8	2.4E-01	2.3E-09	5.4E-01	5.2E-09	1.0E-05	1.0E-13
5009C	194.7	31.8	1.3E-01	1.3E-09	1.8E-01	1.7E-09	1.7E-05	1.6E-13
5050C	/	/	/	/	3.2E-06	3.0E-14	3.2E-06	3.0E-14
5050D	/	/	/	/	1.0E-06	9.7E-15	1.0E-06	9.7E-15
5050E	108.8	29.9	4.4E-02	4.3E-10	4.2E-02	4.1E-10	7.7E-07	7.4E-15
5050F	94	29.9	3.3E-02	3.2E-10	1.4E-02	1.4E-10	1.4E-06	1.3E-14
5050G	125.8	29.9	5.9E-02	5.7E-10	5.0E-02	4.9E-10	9.1E-07	8.8E-15
5050H	/	/	/	/	7.2E-01	7.0E-09	4.2E-06	4.0E-14
5075B1	194.9	29	1.5E-01	1.4E-09	1.9E-01	1.8E-09	1.2E-06	1.1E-14
5075A1	224.9	29	2.0E-01	1.9E-09	4.6E-01	4.4E-09	1.7E-06	1.7E-14
5075A2	260.7	29	2.6E-01	2.5E-09	7.8E-01	7.5E-09	4.9E-06	4.7E-14
5075A3	226.3	29	2.0E-01	1.9E-09	2.8E-01	2.7E-09	4.3E-06	4.2E-14
5075B3	225.8	29	2.0E-01	1.9E-09	8.3E-01	8.0E-09	4.0E-06	3.8E-14

Echantillon	Méthode Katz-Thompson				Méthode Dullien (ω_T)		Méthode Dullien ($D_c < 15\mu\text{m}$)	
	lc (nm)	RT formation (ohm.m)	k (mDarcy)	K (m/s)	k (mDarcy)	K (m/s)	k (mDarcy)	K (m/s)
5179A1	303.3	24	4.3E-01	4.2E-09	9.6E-02	9.3E-10	1.9E-06	1.8E-14
5179X	350.8	24	5.7E-01	5.6E-09	2.6E-01	2.6E-09	4.7E-06	4.6E-14
5179A2	302.9	24	4.3E-01	4.1E-09	3.7E-01	3.6E-09	4.6E-06	4.5E-14
5179B2	303.2	24	4.3E-01	4.1E-09	2.6E-01	2.6E-09	2.2E-06	2.1E-14
5268D	260.1	24	3.2E-01	3.1E-09	2.5E+00	2.4E-08	8.7E-06	8.4E-14
5268A	303.3	24	4.3E-01	4.2E-09	1.3E+00	1.3E-08	7.9E-06	7.6E-14
5268C	/	/	/	/	3.2E+00	3.1E-08	1.3E-05	1.3E-13
5280A	70.2	23.62	2.3E-02	2.3E-10	1.6E-02	1.6E-10	9.6E-07	9.3E-15
6061A	45.3	23.5	9.8E-03	9.5E-11	1.8E-01	1.7E-09	4.9E-05	4.7E-13
6061B	45.2	23.5	9.7E-03	9.4E-11	5.6E-01	5.4E-09	3.0E-05	2.9E-13
6061D	52.4	23.5	1.3E-02	1.3E-10	2.5E-01	2.4E-09	2.2E-05	2.1E-13
61A	9.1	23.8	3.9E-04	3.8E-12	2.5E-01	2.5E-09	4.0E-05	3.9E-13
61B	9.1	23.8	3.9E-04	3.8E-12	1.4E-01	1.4E-09	1.0E-04	9.9E-13
61C	9.1	23.8	3.9E-04	3.8E-12	7.9E-02	7.7E-10	3.8E-05	3.7E-13
61D	9.1	23.8	3.9E-04	3.8E-12	9.8E-02	9.5E-10	7.5E-05	7.3E-13
6170A	145.5	21.5	1.1E-01	1.1E-09	3.4E-01	3.3E-09	1.2E-05	1.1E-13
6170B	168.8	21.5	1.5E-01	1.4E-09	2.1E-01	2.1E-09	1.5E-05	1.5E-13
6170C	145.5	21.5	1.1E-01	1.1E-09	3.2E-01	3.1E-09	4.4E-06	4.3E-14
6170D	125.7	21.5	8.2E-02	8.0E-10	7.8E-02	7.5E-10	6.2E-06	6.0E-14
6220A	125.6	21.8	8.1E-02	7.8E-10	1.4E-01	1.3E-09	9.0E-06	8.6E-14
6220B	124.9	21.8	8.0E-02	7.7E-10	6.4E-01	6.1E-09	1.7E-05	1.7E-13
6230A	143.5	21.8	1.1E-01	1.0E-09	7.0E-01	6.8E-09	1.0E-05	9.6E-14
6230B	108.8	21.8	6.1E-02	5.9E-10	9.3E-02	9.0E-10	8.4E-06	8.1E-14
6230C	126	21.8	8.2E-02	7.9E-10	1.1E-01	1.0E-09	1.1E-05	1.1E-13
6240A	125	21.5	8.1E-02	7.9E-10	3.4E-01	3.3E-09	2.3E-05	2.2E-13
6240B	93.9	21.5	4.6E-02	4.4E-10	5.2E-01	5.0E-09	6.9E-06	6.7E-14
6240C	145.4	21.5	1.1E-01	1.1E-09	8.3E-02	8.0E-10	9.7E-06	9.3E-14
6240D	80.7	21.5	3.4E-02	3.3E-10	1.3E-01	1.3E-09	1.3E-05	1.2E-13
6240E	108.2	21.5	6.1E-02	5.9E-10	1.6E-01	1.5E-09	6.8E-06	6.6E-14
6240F	145.1	21.5	1.1E-01	1.1E-09	1.0E-01	9.9E-10	7.6E-06	7.4E-14
6255B	60.4	21.5	1.9E-02	1.8E-10	1.1E-01	1.1E-09	2.3E-05	2.2E-13
7007A	1308	22.4	8.6E+00	8.3E-08	3.1E-01	3.0E-09	3.9E-05	3.7E-13
7007B	974.3	22.4	4.7E+00	4.6E-08	2.6E-01	2.5E-09	2.4E-05	2.4E-13
7007C	1129.4	22.4	6.4E+00	6.2E-08	1.4E-01	1.4E-09	2.8E-05	2.7E-13
7007D	1128.6	22.4	6.4E+00	6.2E-08	7.0E-01	6.8E-09	5.6E-05	5.4E-13
7007E	977	22.4	4.8E+00	4.6E-08	9.0E-01	8.7E-09	3.8E-05	3.7E-13
7065A	726	23	2.6E+00	2.5E-08	6.8E-01	6.5E-09	1.5E-05	1.5E-13
7065B	627.6	23	1.9E+00	1.9E-08	2.8E-01	2.7E-09	6.0E-06	5.8E-14
7065G	725.7	23	2.6E+00	2.5E-08	7.8E-01	7.5E-09	1.0E-05	9.7E-14
7065H	543.1	23	1.4E+00	1.4E-08	1.6E-01	1.5E-09	6.9E-06	6.7E-14
7065I	625.3	23	1.9E+00	1.8E-08	2.8E-01	2.7E-09	1.5E-05	1.4E-13

Echantillon	Méthode Katz-Thompson				Méthode Dullien (ω_T)		Méthode Dullien ($D_c < 15\mu\text{m}$)	
	l_c (nm)	RT formation (ohm.m)	k (mDarcy)	K (m/s)	k (mDarcy)	K (m/s)	k (mDarcy)	K (m/s)
7117A	543.3	22.7	1.5E+00	1.4E-08	3.4E-01	3.3E-09	3.3E-06	3.2E-14
7117B	543.4	22.7	1.5E+00	1.4E-08	7.7E-02	7.4E-10	4.6E-06	4.5E-14
7117C	469.3	22.7	1.1E+00	1.1E-08	2.4E-01	2.3E-09	4.5E-06	4.4E-14
7117D	543.5	22.7	1.5E+00	1.4E-08	1.0E-01	9.7E-10	7.5E-06	7.2E-14
7193A	125.8	21.7	8.2E-02	7.9E-10	1.2E-01	1.2E-09	2.1E-06	2.1E-14
7193B	/	/	/	/	1.1E-01	1.1E-09	3.8E-06	3.6E-14
7193C	108.5	21.7	6.1E-02	5.9E-10	8.7E-02	8.5E-10	9.3E-06	9.0E-14
7193D	125.2	21.7	8.1E-02	7.8E-10	5.3E-02	5.1E-10	4.0E-06	3.8E-14
7193E	145.5	21.7	1.1E-01	1.1E-09	5.9E-02	5.7E-10	2.0E-06	2.0E-14
7247A	627.9	20.6	2.1E-15	2.1E-08	7.1E-02	6.9E-10	5.9E-06	5.7E-14
7247B	168.8	20.6	2.1E-16	2.0E-09	4.3E-02	4.2E-10	4.7E-06	4.5E-14
7247C	469.1	20.6	1.6E-15	1.6E-08	1.9E-01	1.8E-09	4.3E-06	4.1E-14
7247D	541.6	20.6	1.7E-15	1.6E-08	9.1E-02	8.8E-10	5.5E-06	5.4E-14
7287D	124.3	21.5	8.1E-02	7.8E-10	1.1E+00	1.1E-08	1.0E-05	9.9E-14
7287E	94.1	21.5	4.6E-02	4.5E-10	9.7E-02	9.4E-10	2.8E-05	2.7E-13

Annexe D : Cartes des isobathes et isopaches des couches du modèle

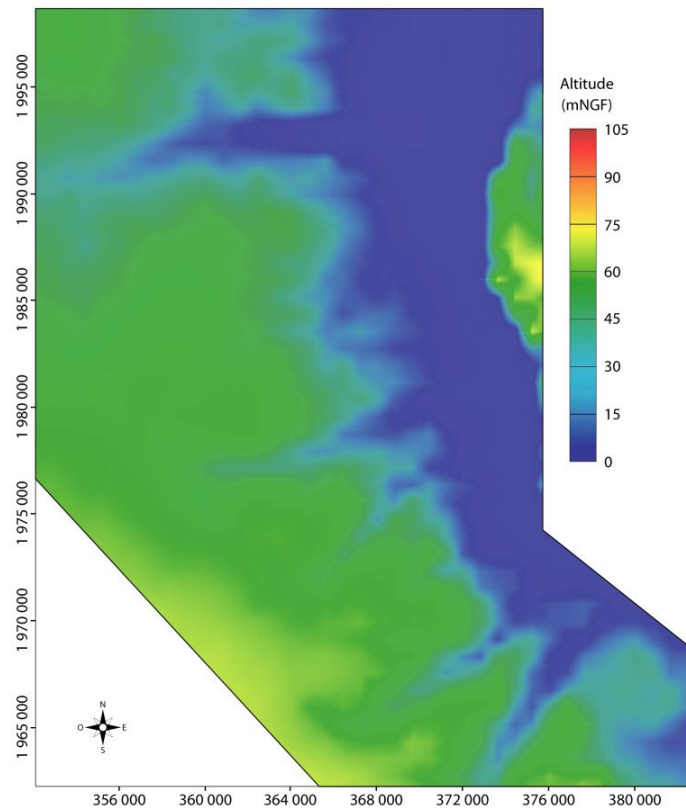


Fig. D-1 : Toit de la couche 1 (Aquifère recouvrement plio-quaternaire)

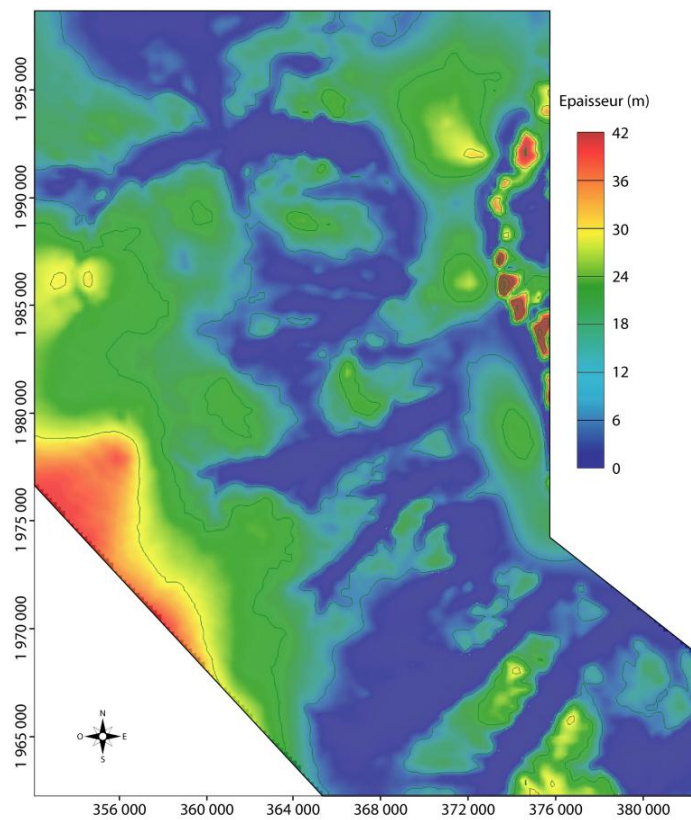


Fig. D-2 : Epaisseur de la couche 1 (Aquifère recouvrement plio-quaternaire)

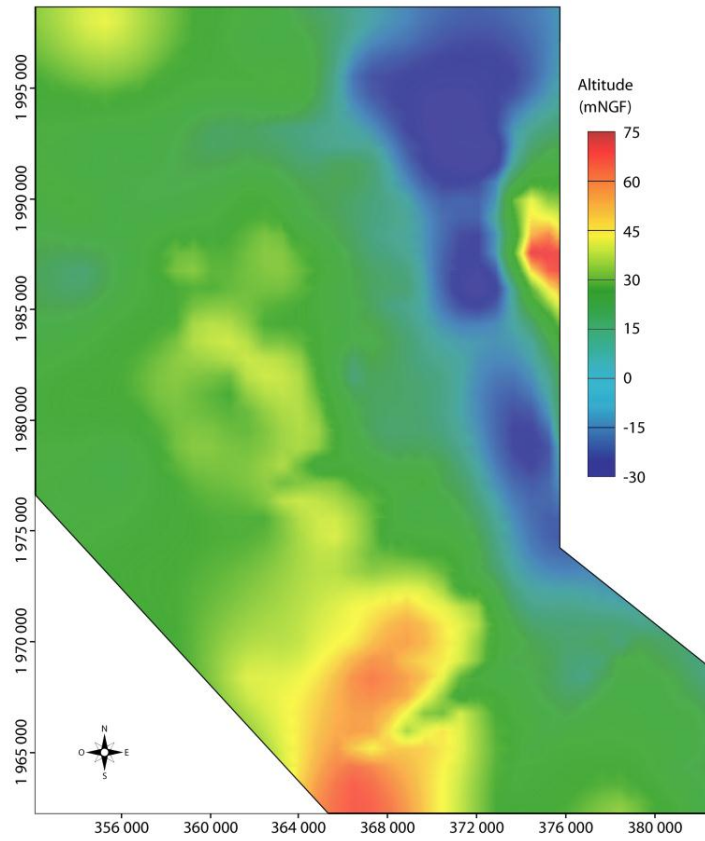


Fig. D-3 : Toit de la couche 2 (Epointe Base recouvrement)

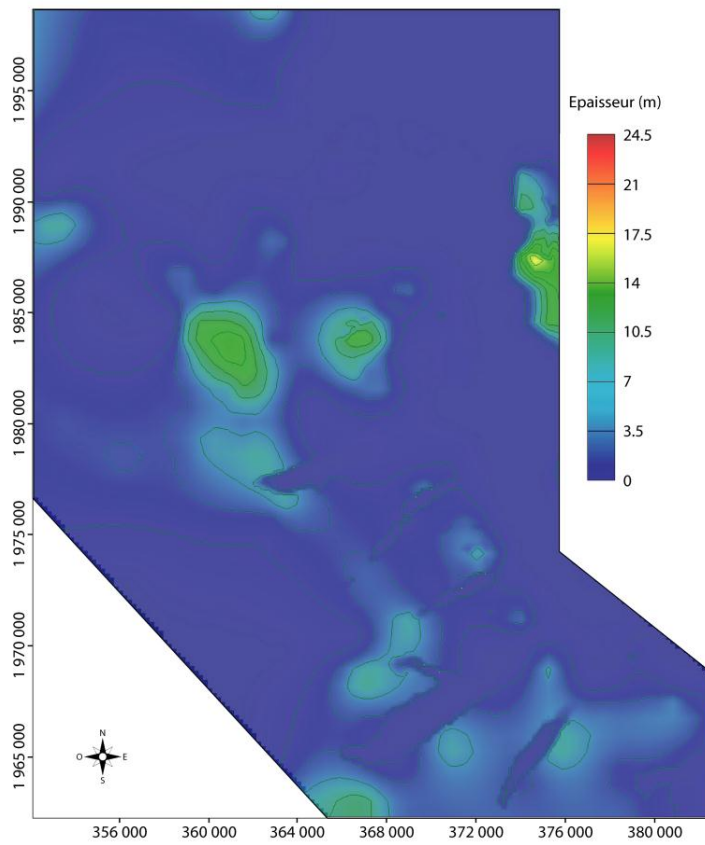


Fig. D-4 : Epaisseur de la couche 2 (Epointe Base recouvrement)

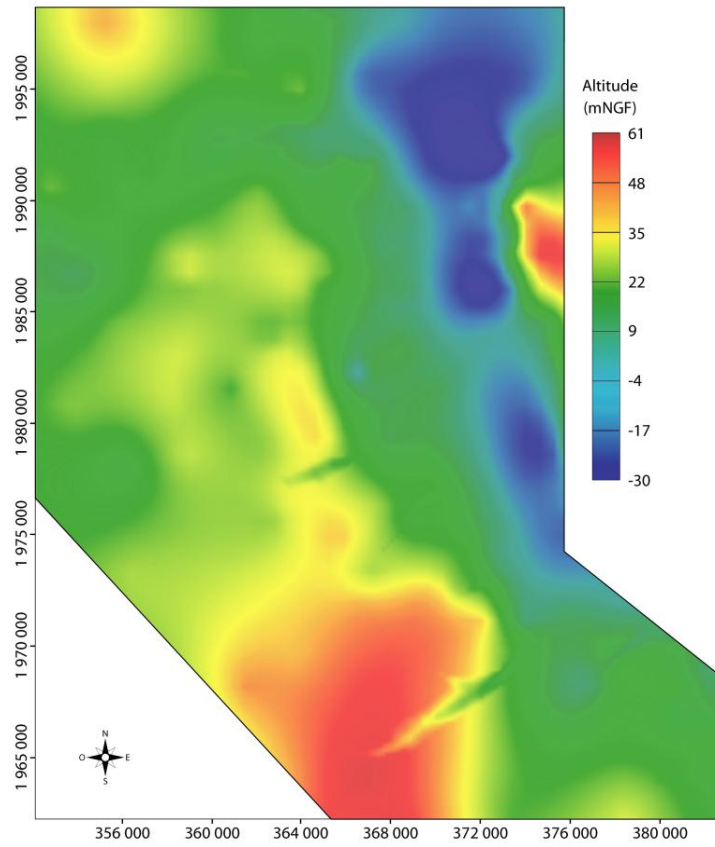


Fig. D-5 : Toit de la couche 3 (Aquifère miocène)

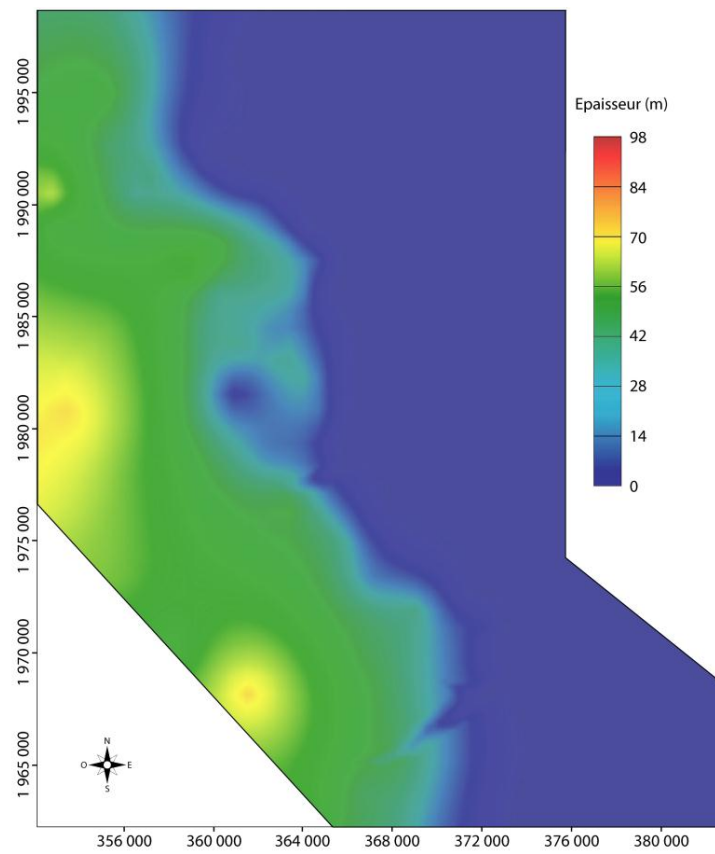


Fig. D-6 : Epaisseur de la couche 3 (Aquifère miocène)

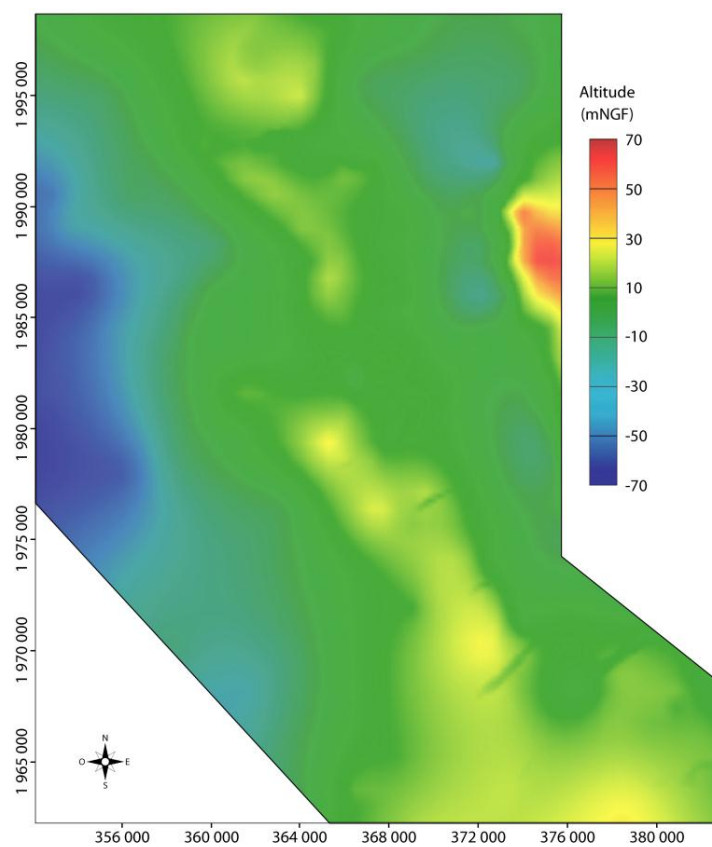


Fig. D-7 : Toit de la couche 4 (Epoque miocène-oligocène)

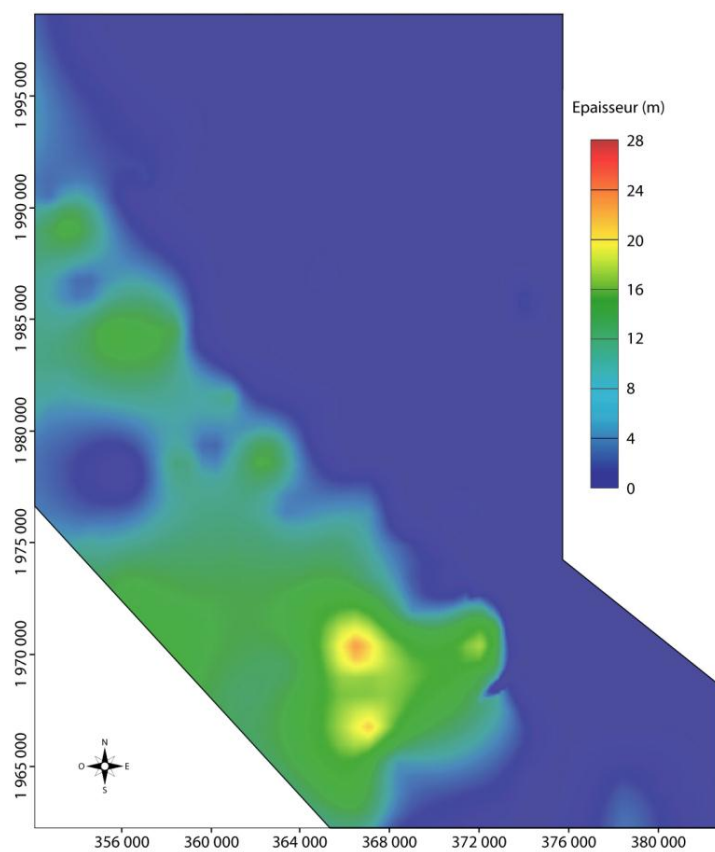


Fig. D-8 : Epaisseur de la couche 4 (Epoque miocène-oligocène)

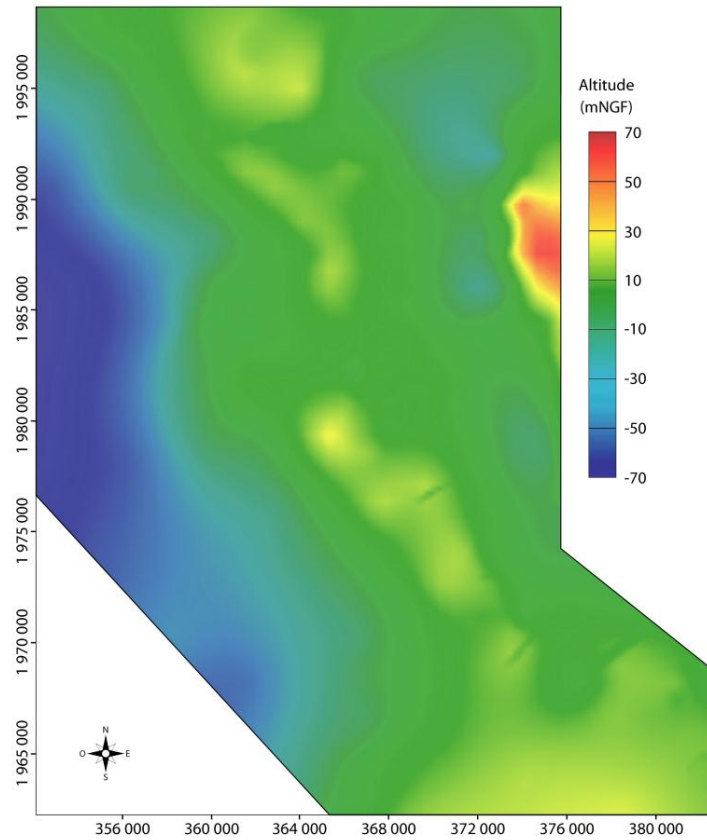


Fig. D-9 : Toit de la couche 5 (Aquifère oligocène)

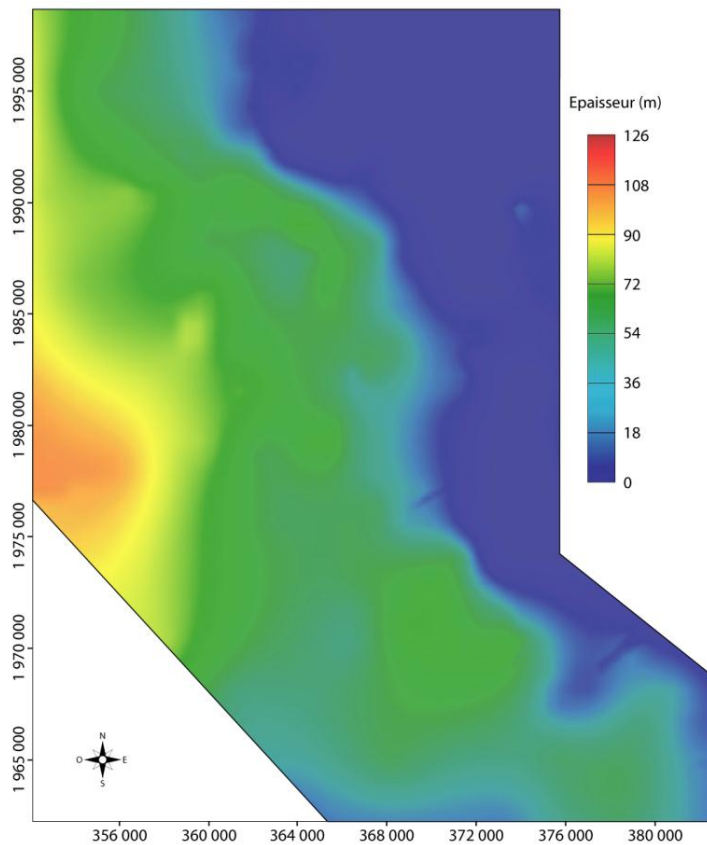


Fig. D-10 : Epaisseur de la couche 5 (Aquifère oligocène)

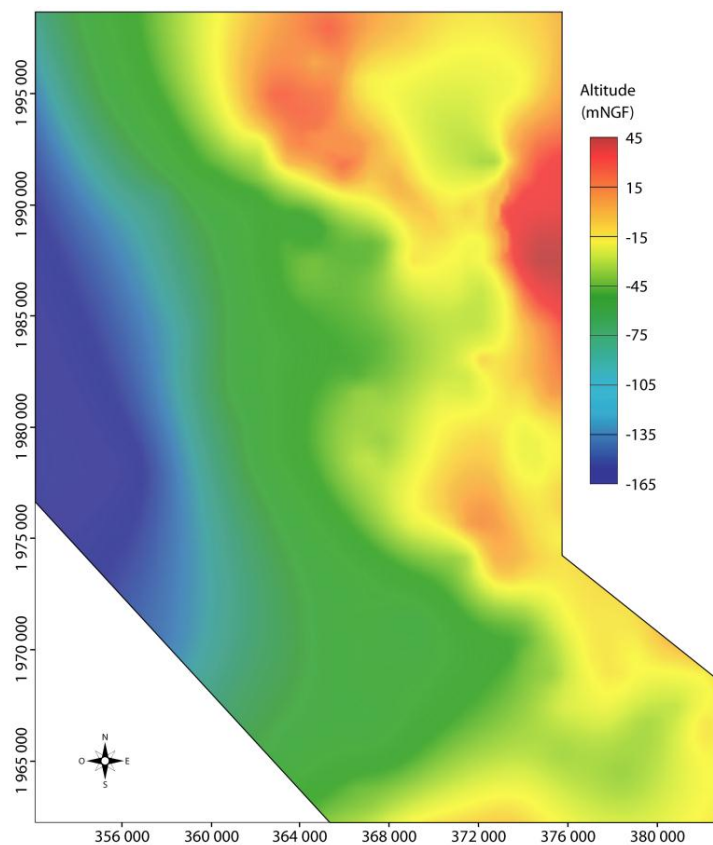


Fig. D-11 : Toit de la couche 6 (Epoque oligocène-écène 1)

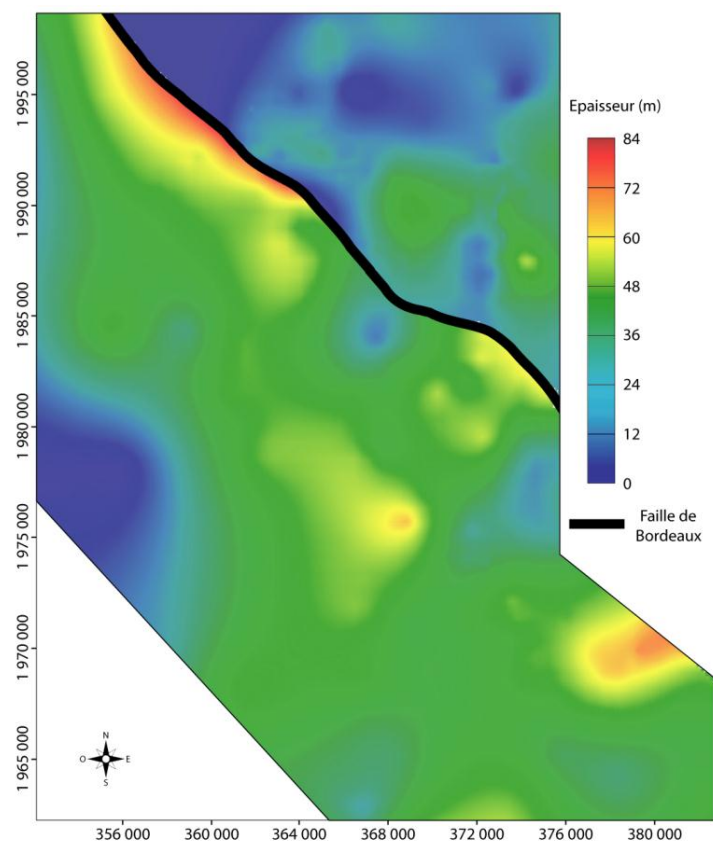


Fig. D-12 : Epaisseur de la couche 6 (Epoque oligocène-écène 1)

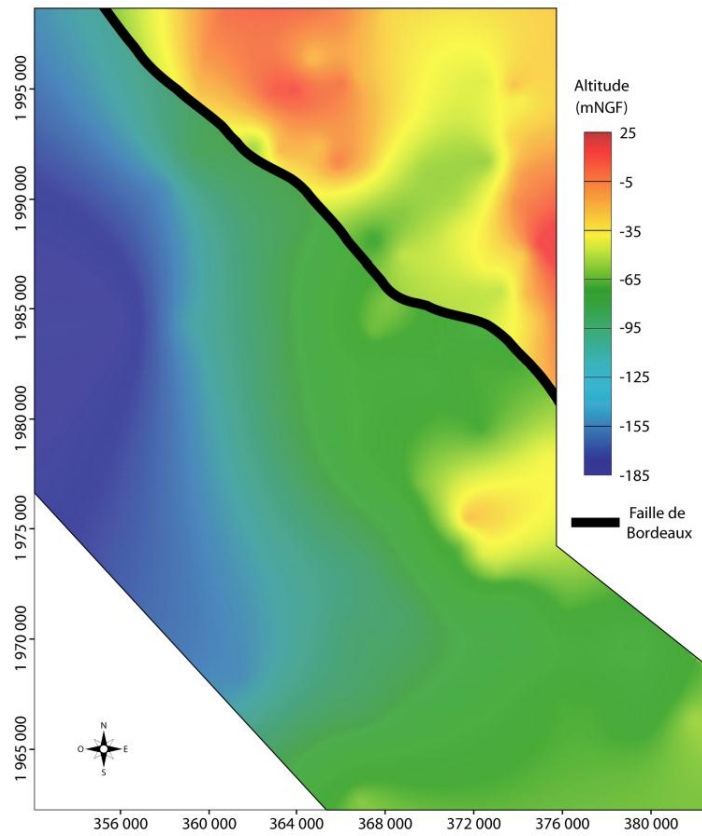


Fig. D-13 : Toit de la couche 7 (Horizon semi-perméable)

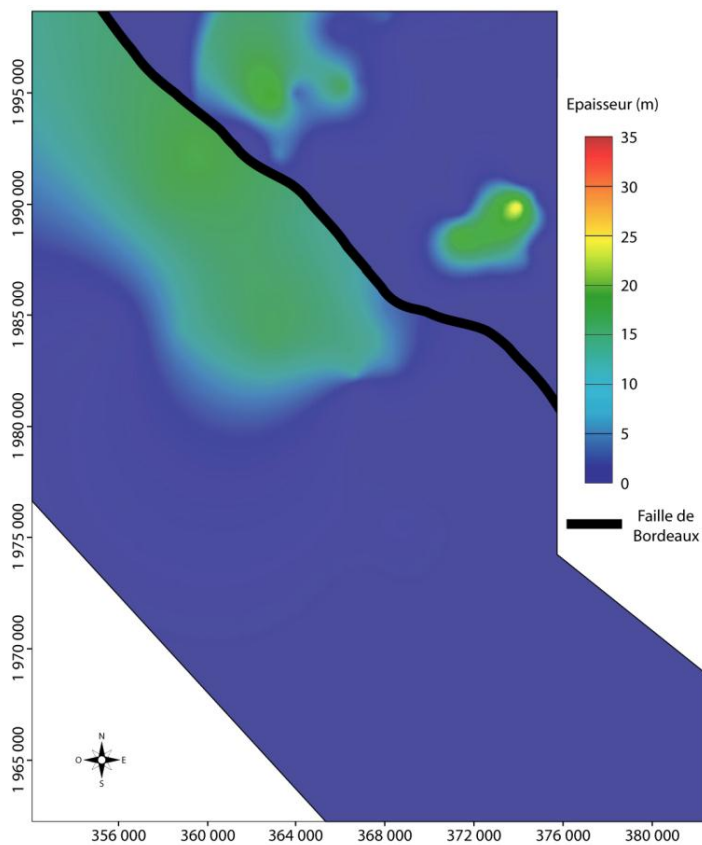


Fig. D-14 : Epaisseur de la couche 7 (Horizon semi-perméable)

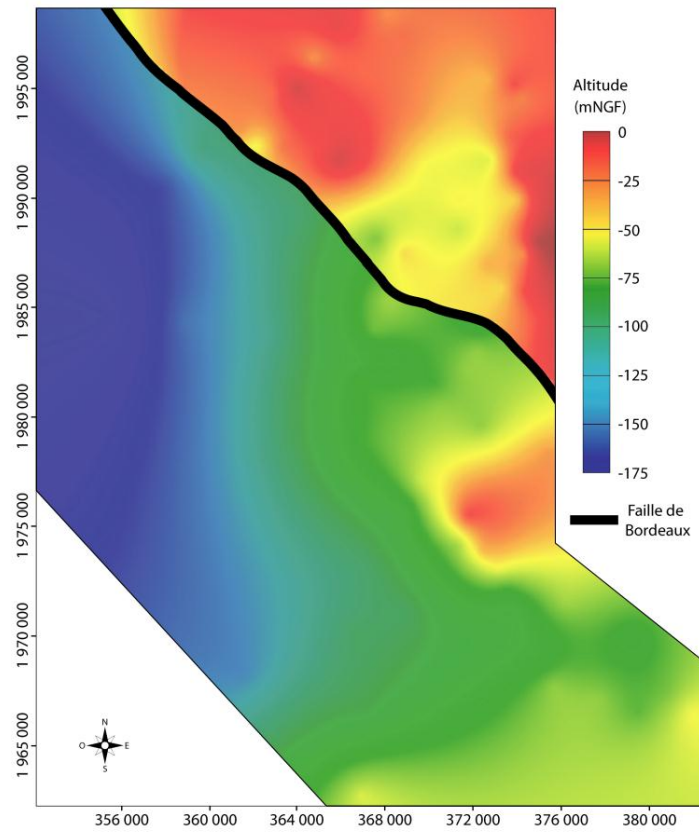


Fig. D-15 : Toit de la couche 8 (Epointe oligocène-éocène 2)

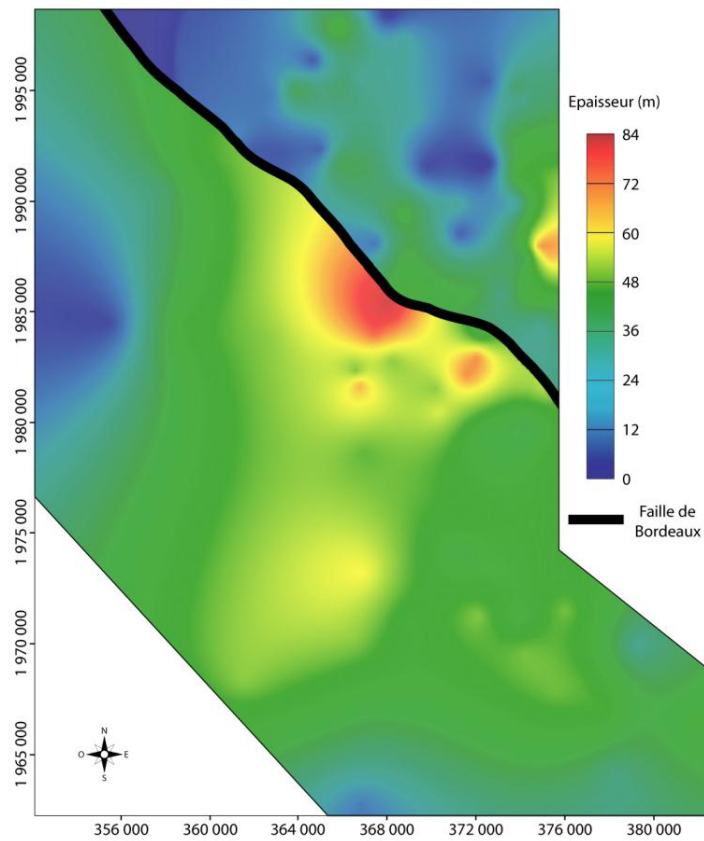


Fig. D-16 : Epaisseur de la couche 8 (Epointe oligocène-éocène 2)

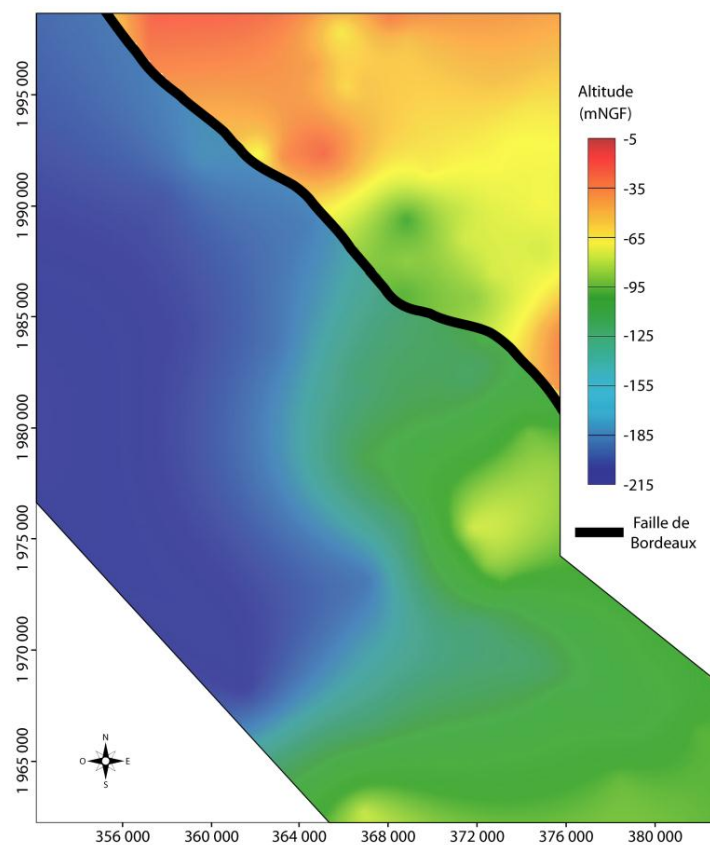


Fig. D-17 : Toit de la couche 9 (Aquifère éocène supérieur)

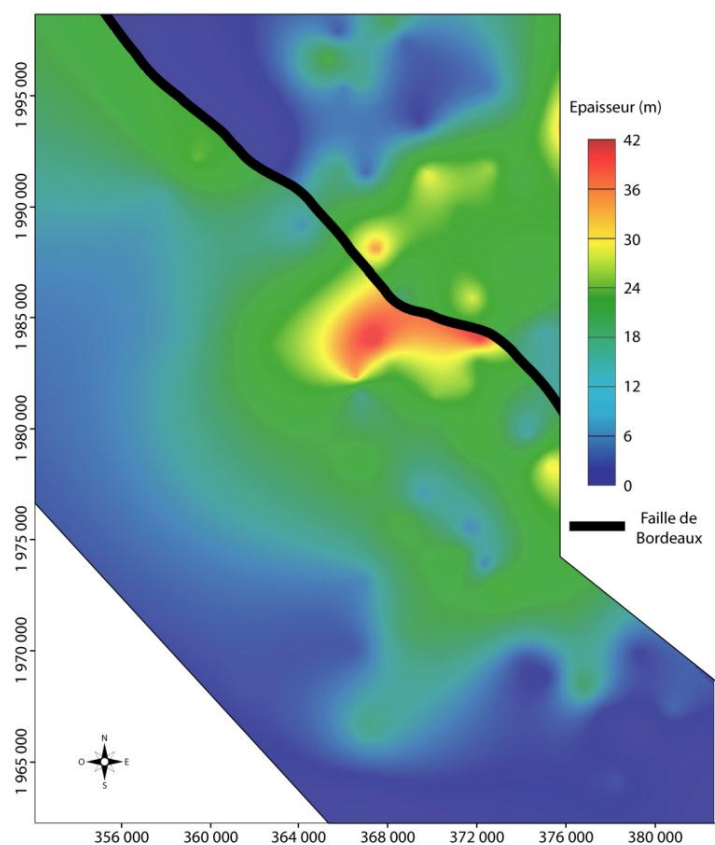


Fig. D-18 : Epaisseur de la couche 9 (Aquifère éocène supérieur)

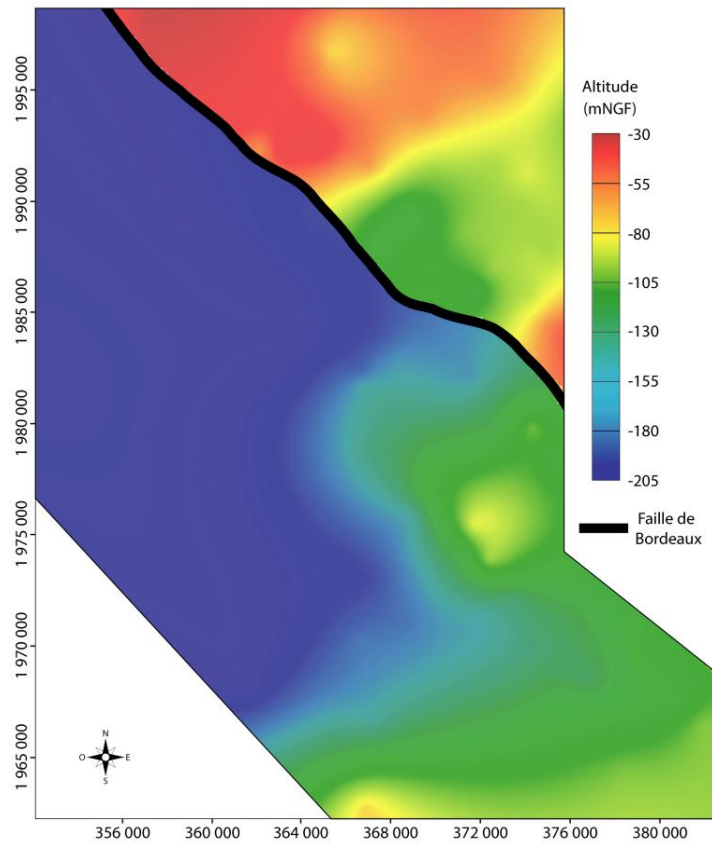


Fig. D-19 : Toit de la couche 10 (Epointe éocène supérieur – éocène moyen)

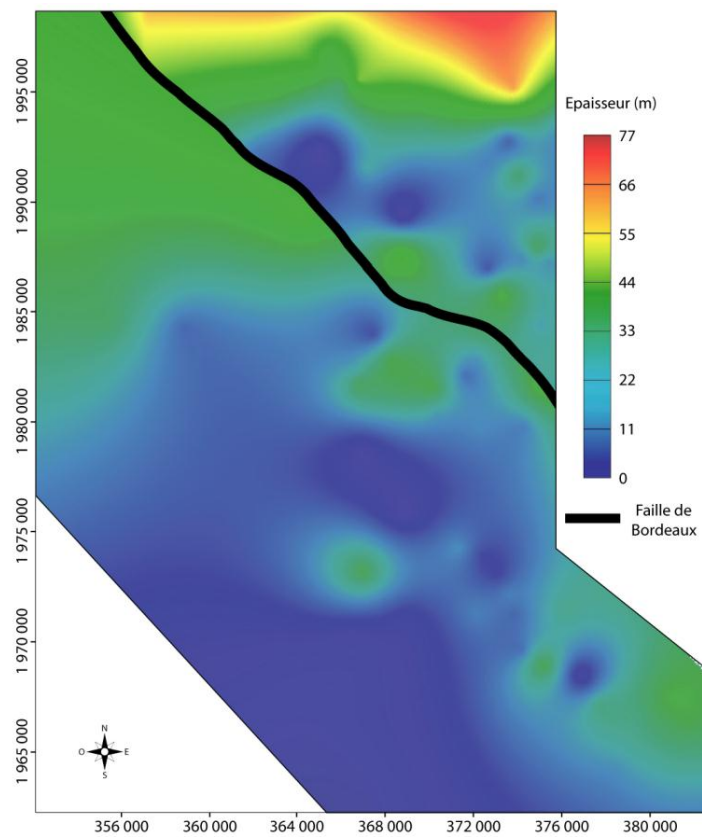


Fig. D-20 : Epaisseur de la couche 10 (Epointe éocène supérieur – éocène moyen)

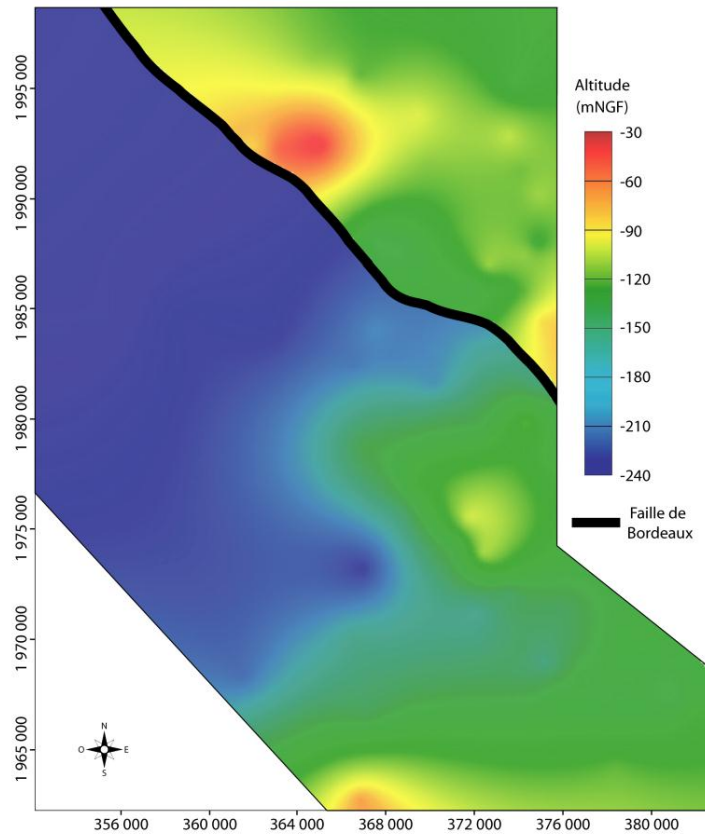


Fig. D-21 : Toit de la couche 11 (Aquifère éocène moyen)

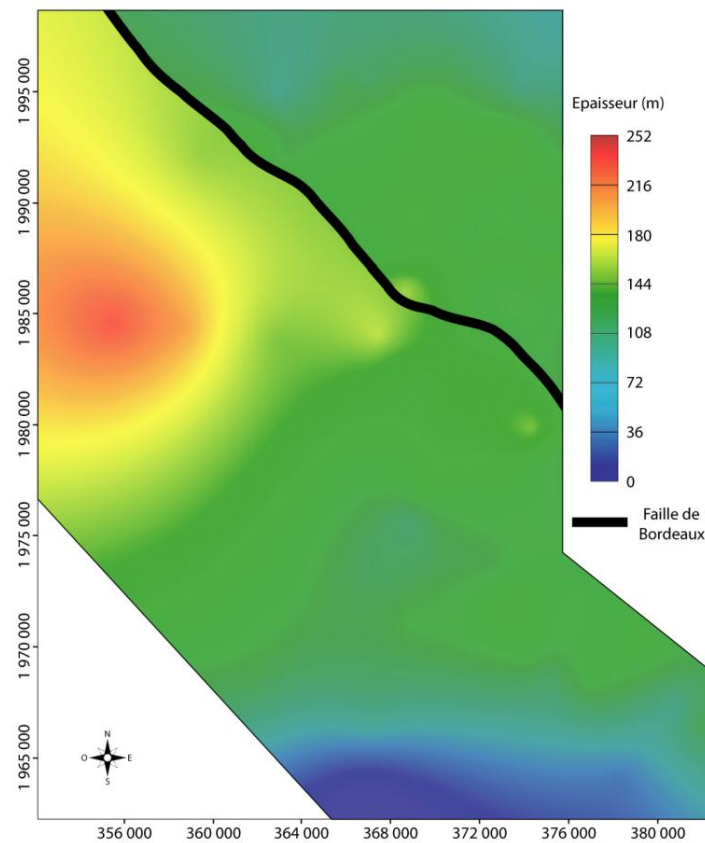


Fig. D-22 : Epaisseur de la couche 11 (Aquifère éocène moyen)

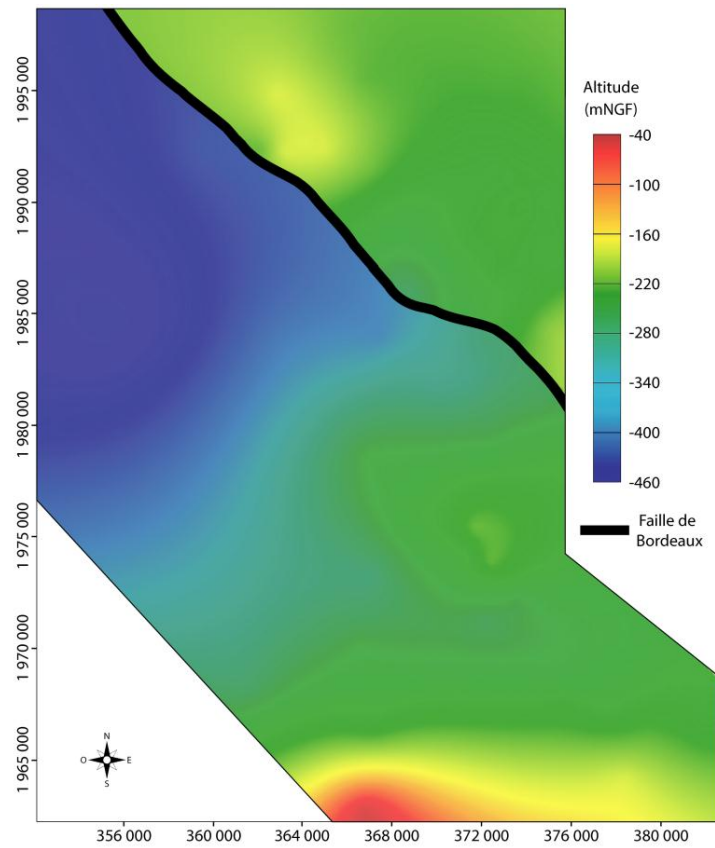


Fig. D-23 : Toit de la couche 12 (Epointe éocène moyen – éocène moyen basal)

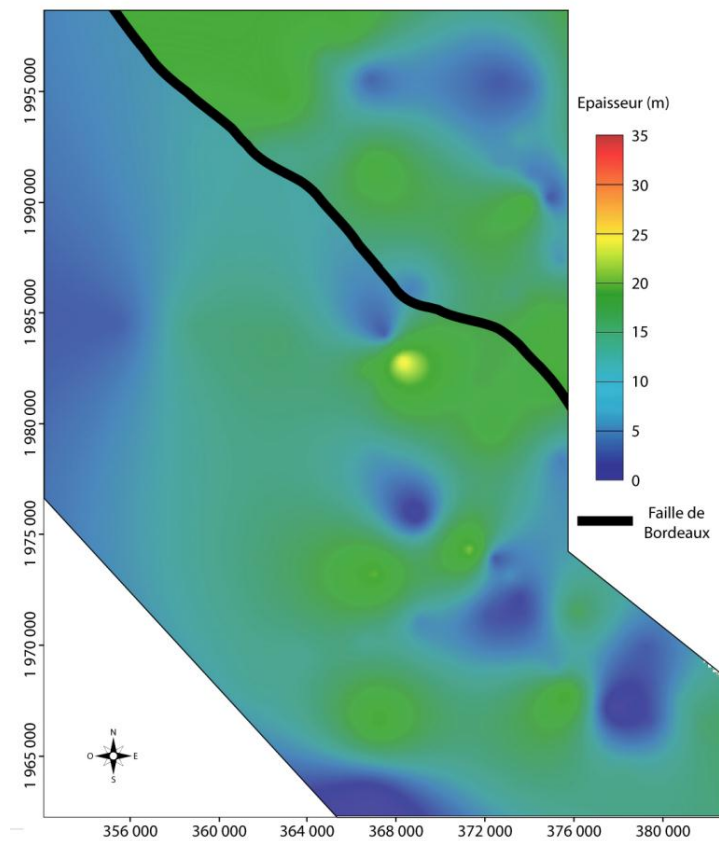


Fig. D-24 : Epaisseur de la couche 12 (Epointe éocène moyen – éocène moyen basal)

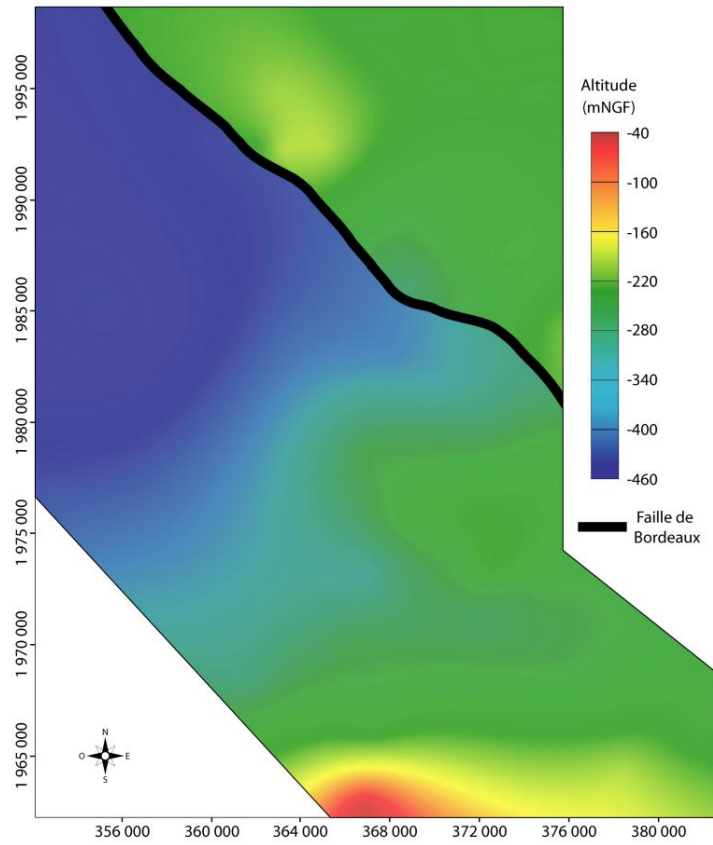


Fig. D-25 : Toit de la couche 13 (Aquifère éocène moyen basal)

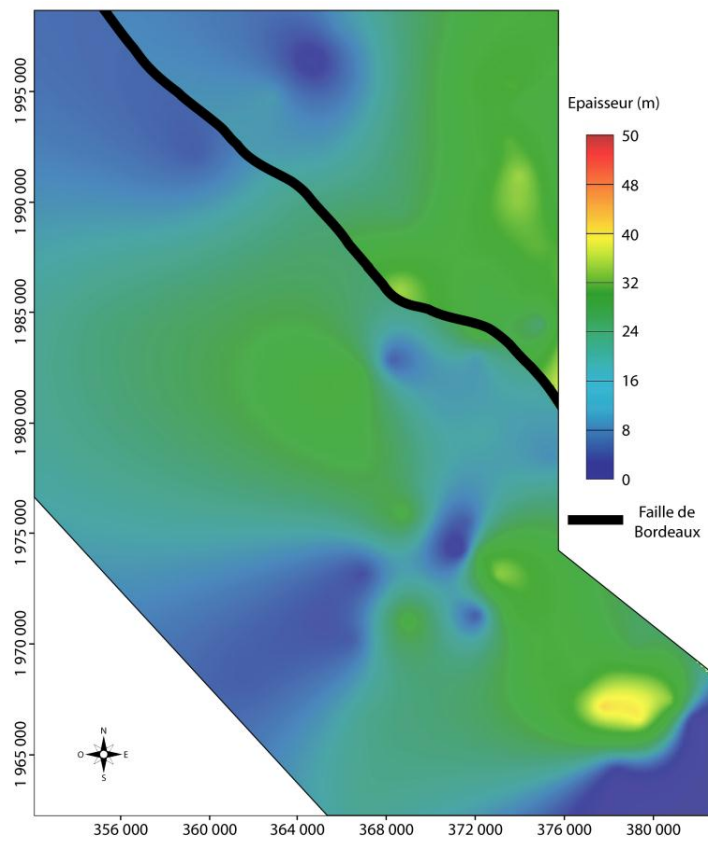


Fig. D-26 : Epaisseur de la couche 13 (Aquifère éocène moyen basal)

Annexe E : Restitution du biseautage des couches du modèle

L'absence des formations hydrogéologiques a été représentée au sein du modèle en affectant aux cellules correspondant aux lacunes une épaisseur de 10 cm. Ces cellules se sont ensuite vues attribuer les propriétés hydrodynamiques des couches supérieures existant réellement (Fig. E-1).

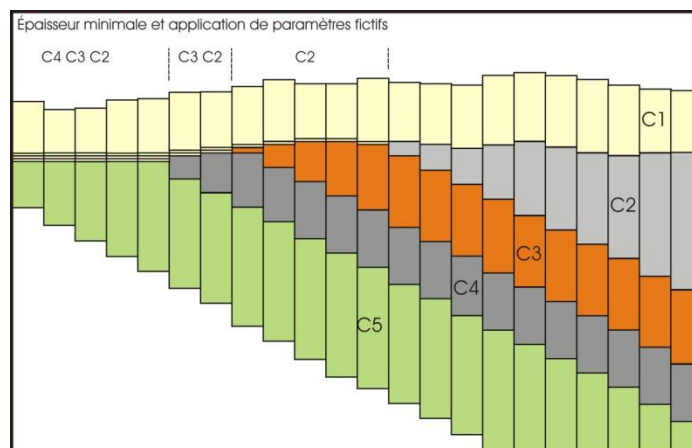


Fig. E-1 : Principe de restitution des couches absentes

Dans le cas de la couche 2 (Eponte Base Recouvrement), l'absence de cette formation a été représentée en affectant aux cellules une épaisseur de 10 cm ainsi que les propriétés hydrodynamiques de la couche 1, celle de recouvrement (Fig. E-2).

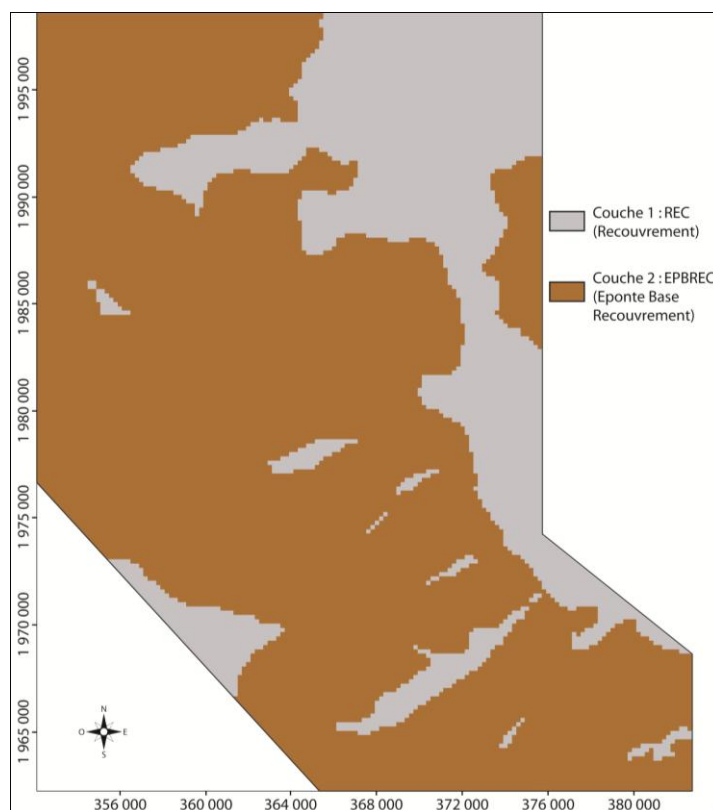
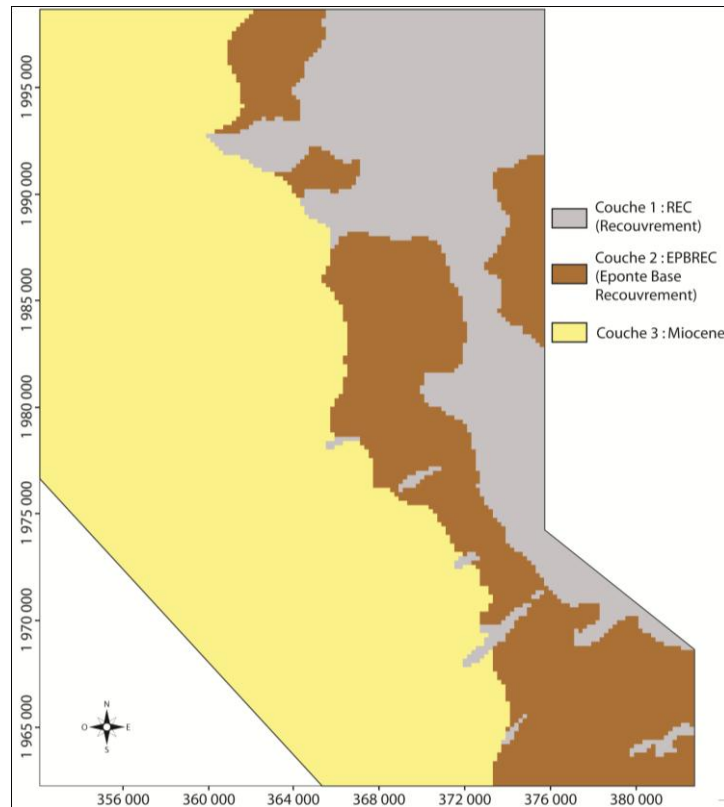
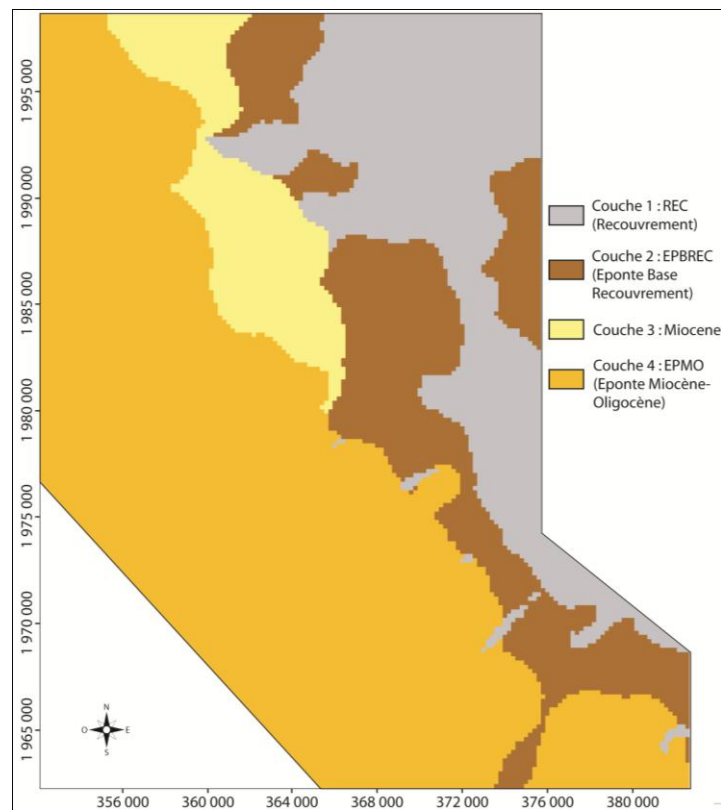


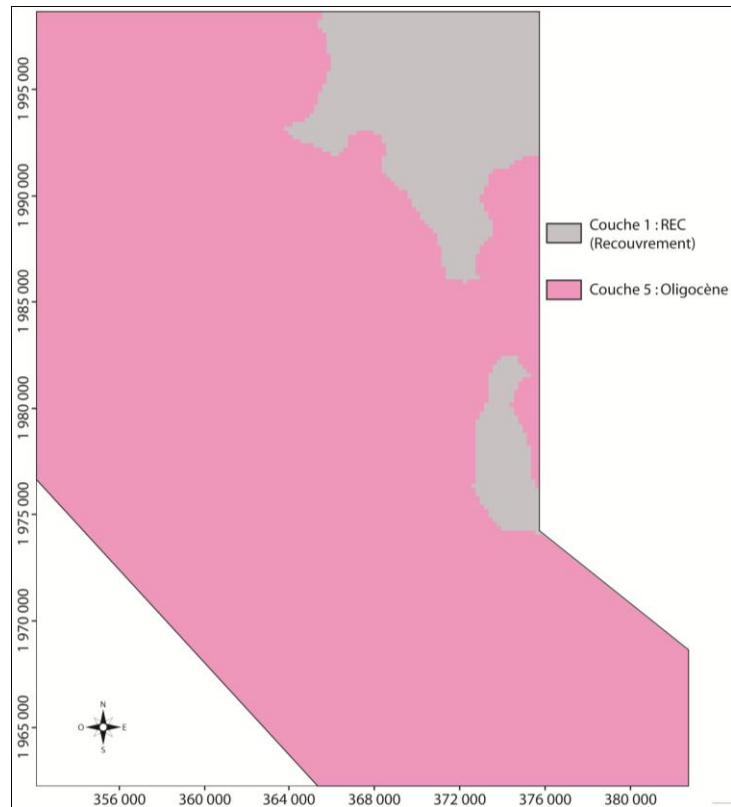
Fig. E-2 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 2 (Eponte Base recouvrement)



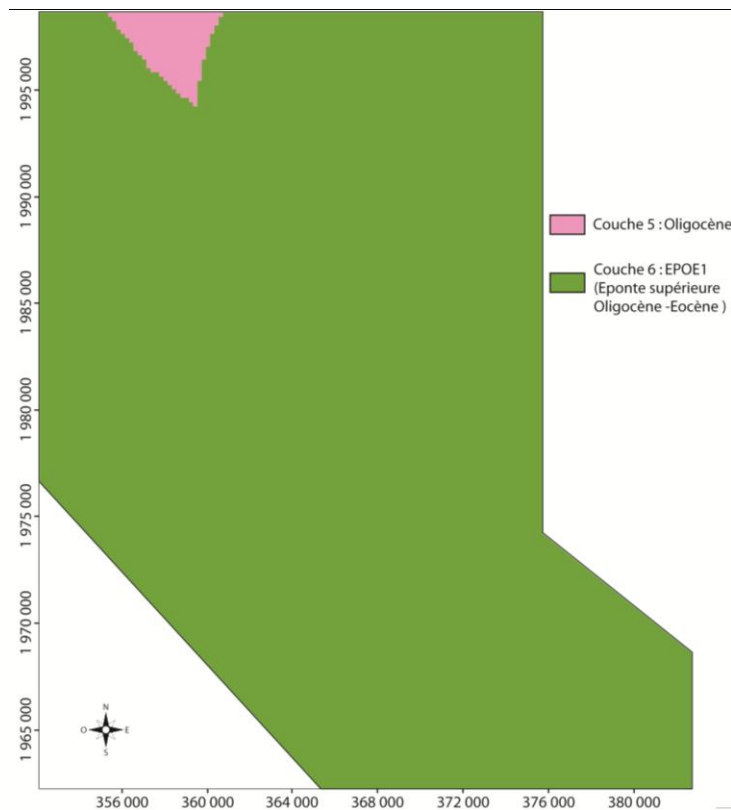
**Fig. E-3 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 3
(Aquifère miocène)**



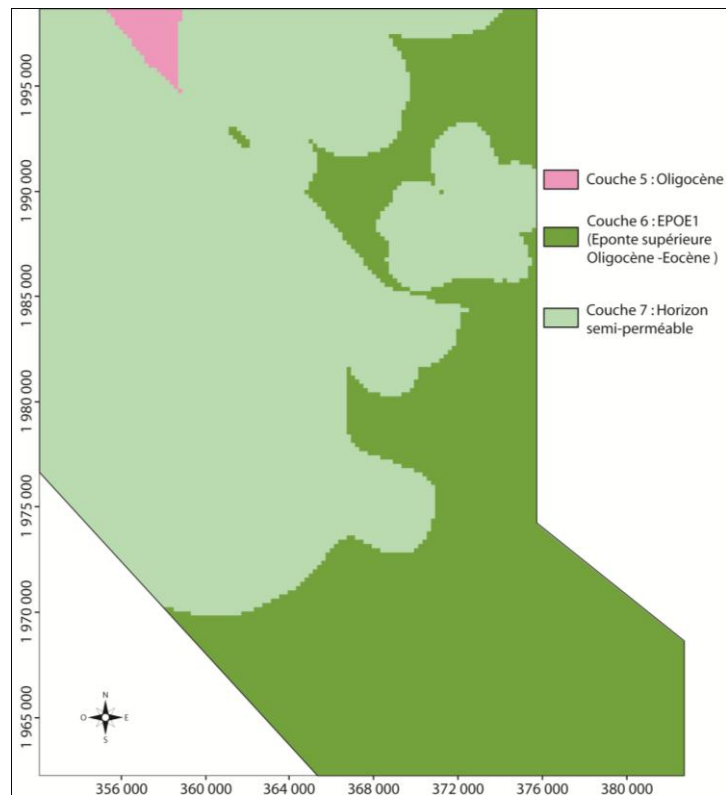
**Fig. E-4 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 4
(Eponte miocène - oligocène)**



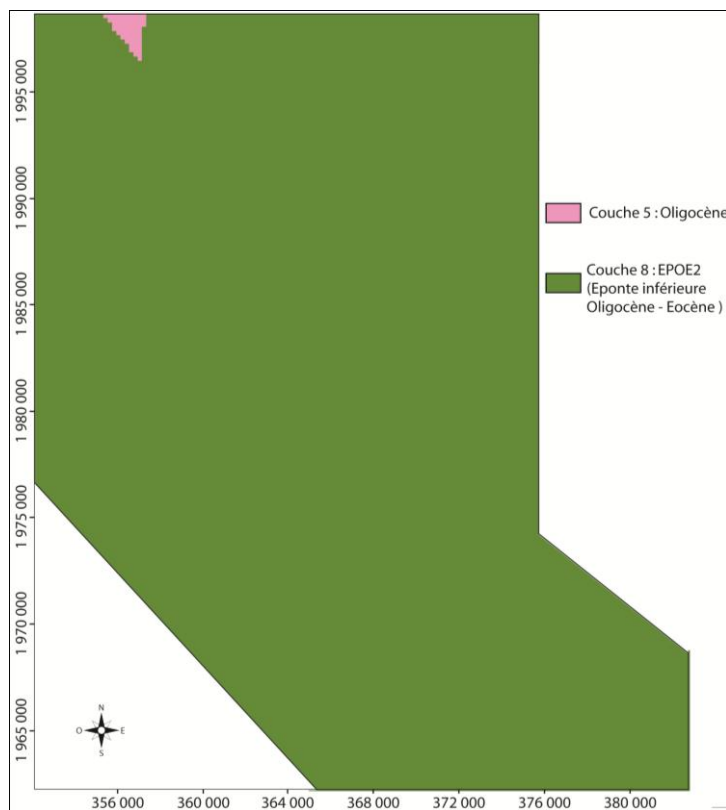
**Fig. E-5 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 5
(Aquifère oligocène)**



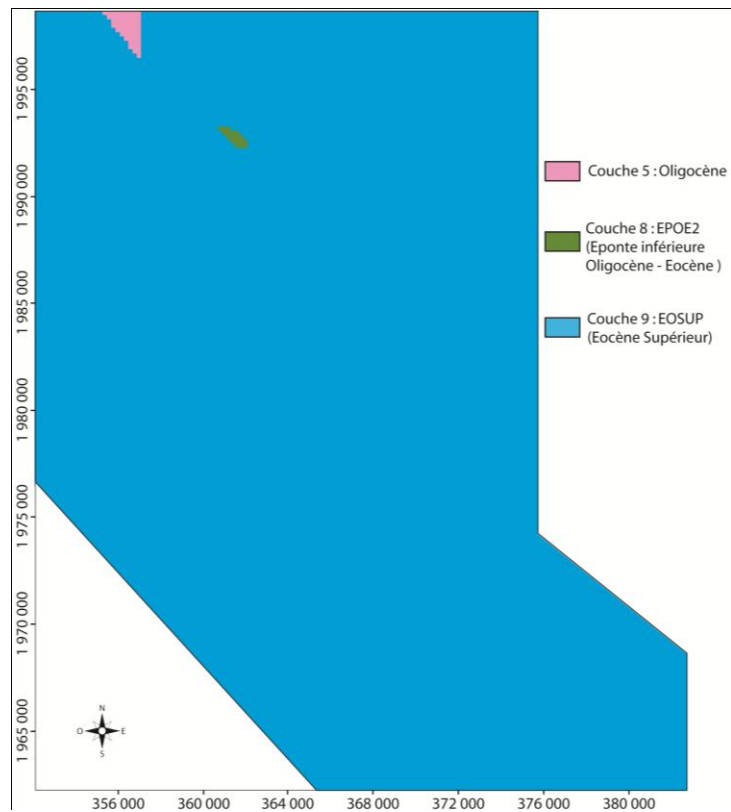
**Fig. E-6 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 6
(Eponte oligocène - éocène 1)**



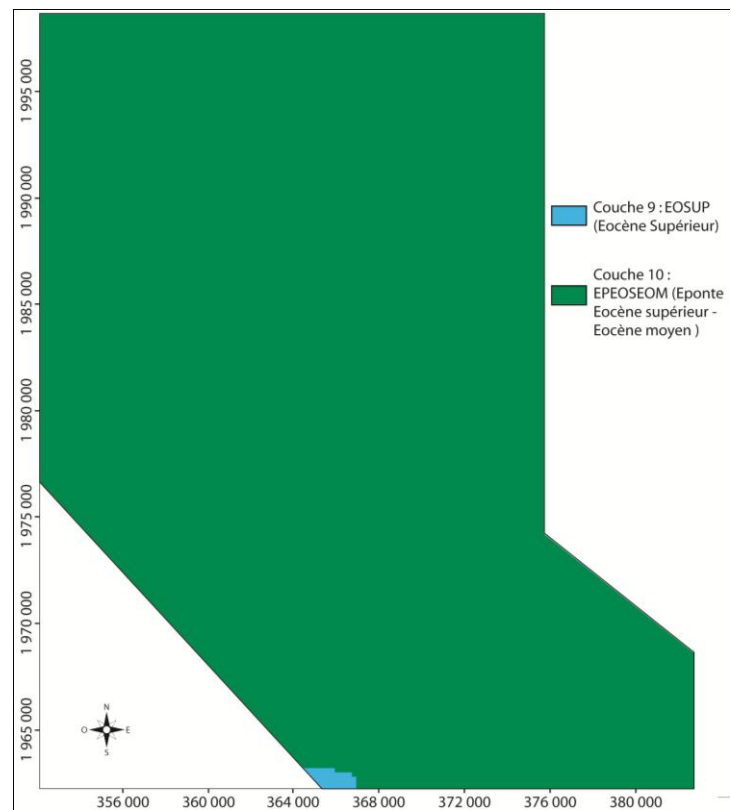
**Fig. E-7 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 7
(Horizon semi-perméable)**



**Fig. E-8 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 8
(Eponge oligocène - éocène 2)**



**Fig. E-9 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 9
(Aquifère éocène supérieur)**



**Fig. E-10 : Représentation des propriétés hydrodynamiques de la couche 10
(Eponte éocène supérieur – éocène moyen)**

Annexe F : Répartition des conditions limites

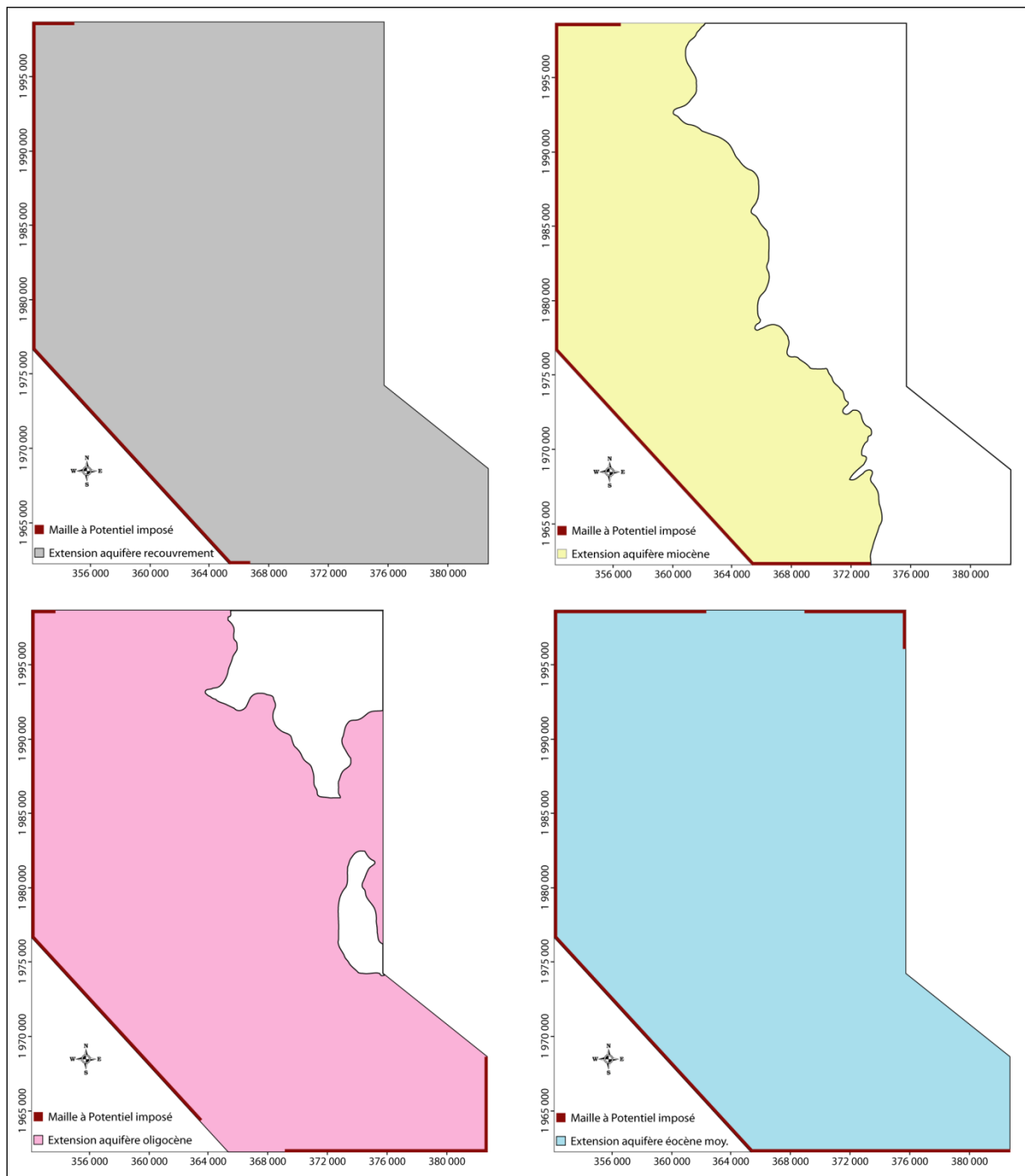
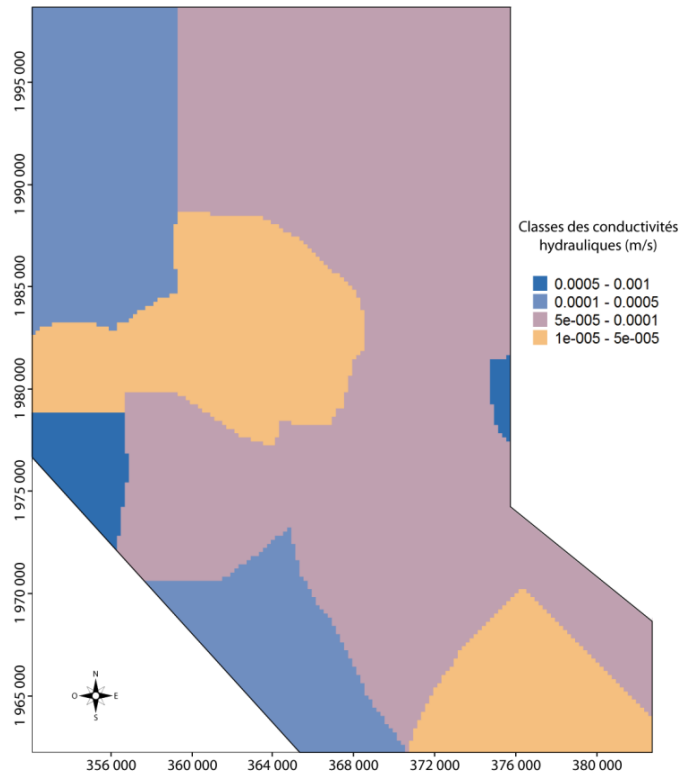


Fig. F-1: Localisation des potentiels imposés du modèle

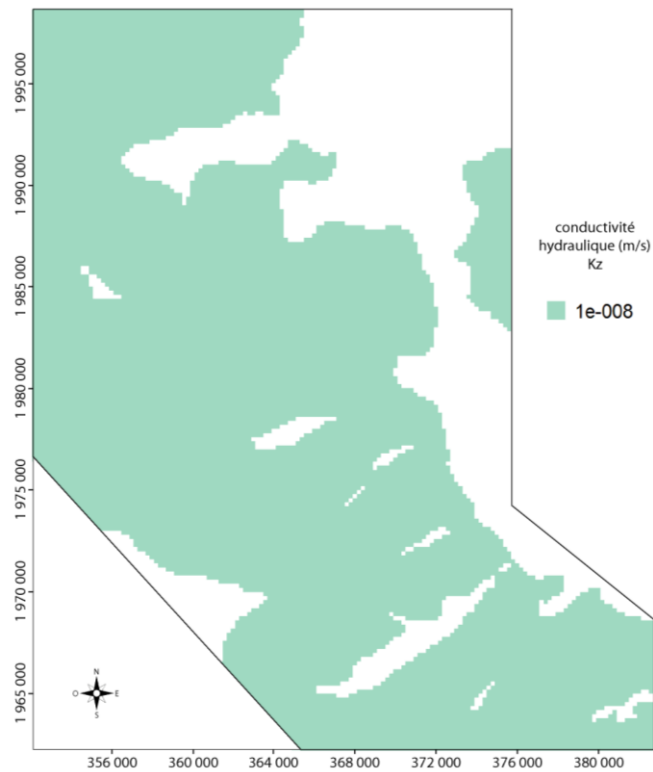
Couches du modèle	Mailles à potentiel imposé
n°1 - Recouvrement	208
n°3 - Miocène	251
n°5 - Oligocène	284
n°11 - Eocène moyen	371

Tableau F-1 : Répartition des cellules à potentiel imposé

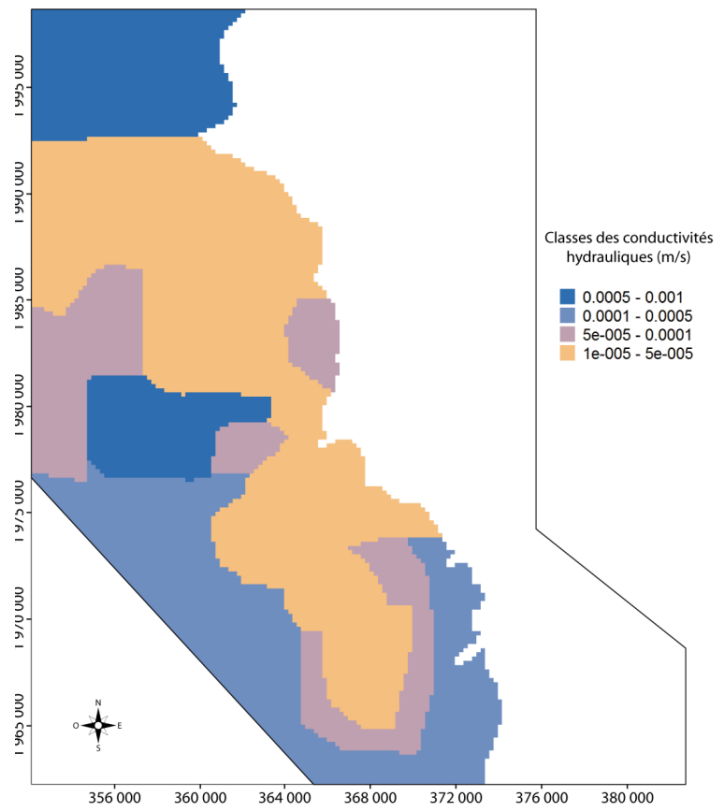
Annexe G : Cartes des conductivités hydrauliques



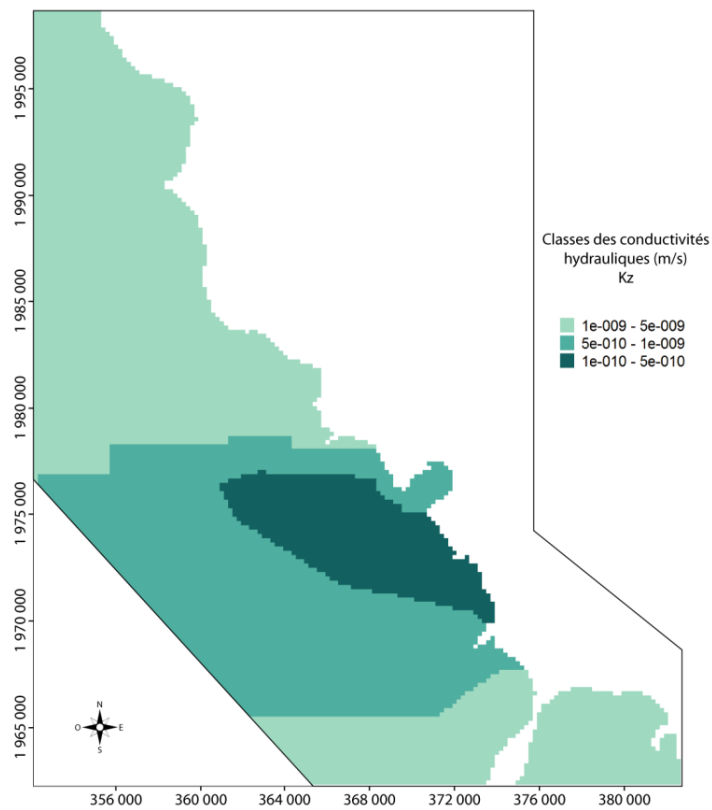
**Fig. G-1 : Carte indicative des perméabilités de la couche 1
(Aquifère Recouvrement plio-quaternaire)**



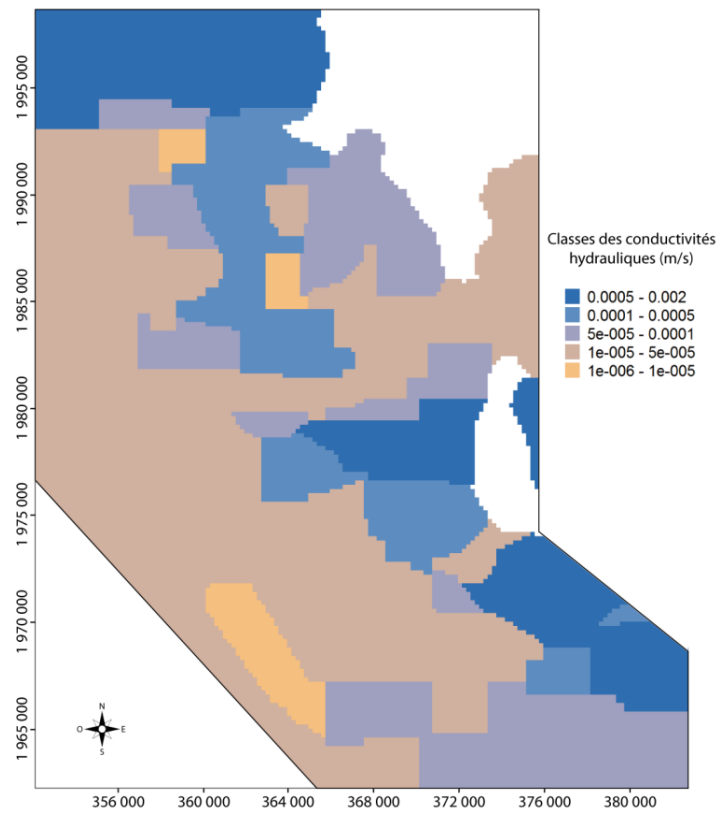
**Fig. G-2 : Carte indicative des perméabilités de la couche 2
(Eponte Base recouvrement)**



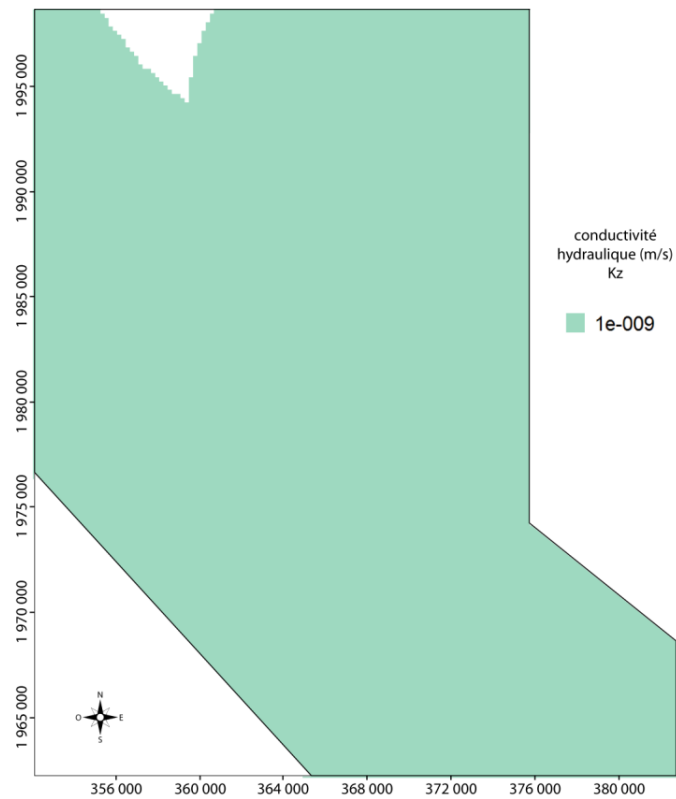
**Fig. G-3 : Carte indicative des perméabilités de la couche 3
(Aquifère miocène)**



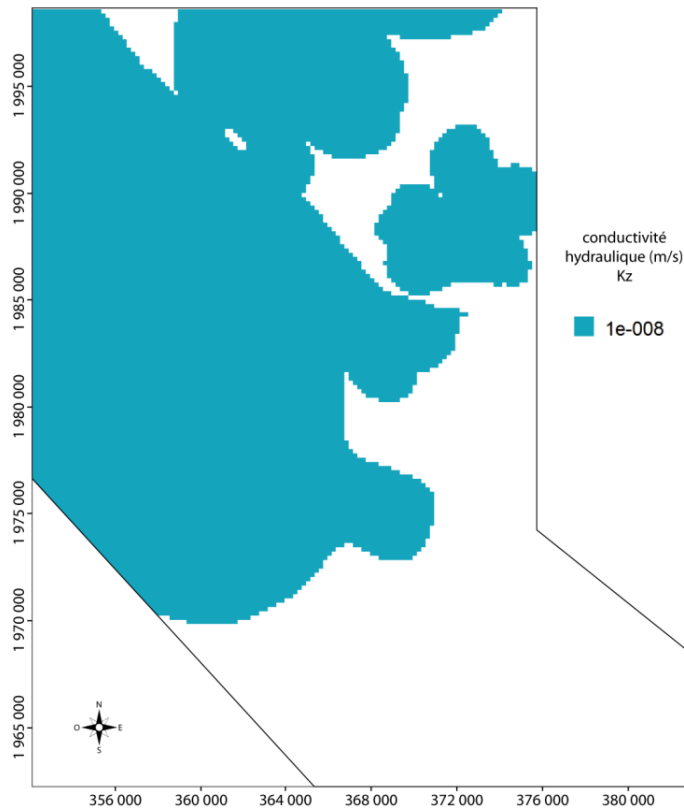
**Fig. G-4 : Carte indicative des perméabilités de la couche 4
(Eponge miocène-oligocène)**



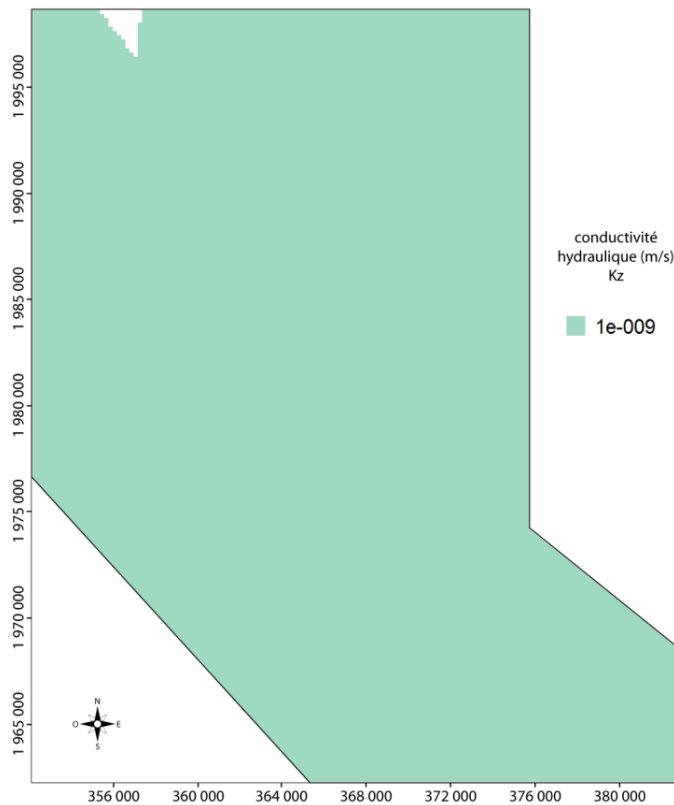
**Fig. G-5 : Carte indicative des perméabilités de la couche 5
(Aquifère oligocène)**



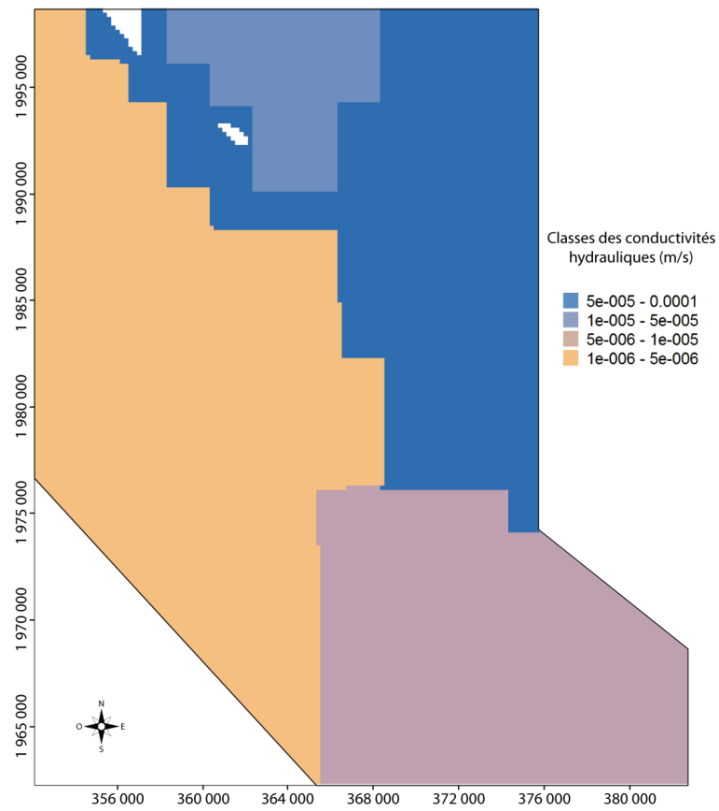
**Fig. G-6 : Carte indicative des perméabilités de la couche 6
(Eponge oligocène-éocène 1)**



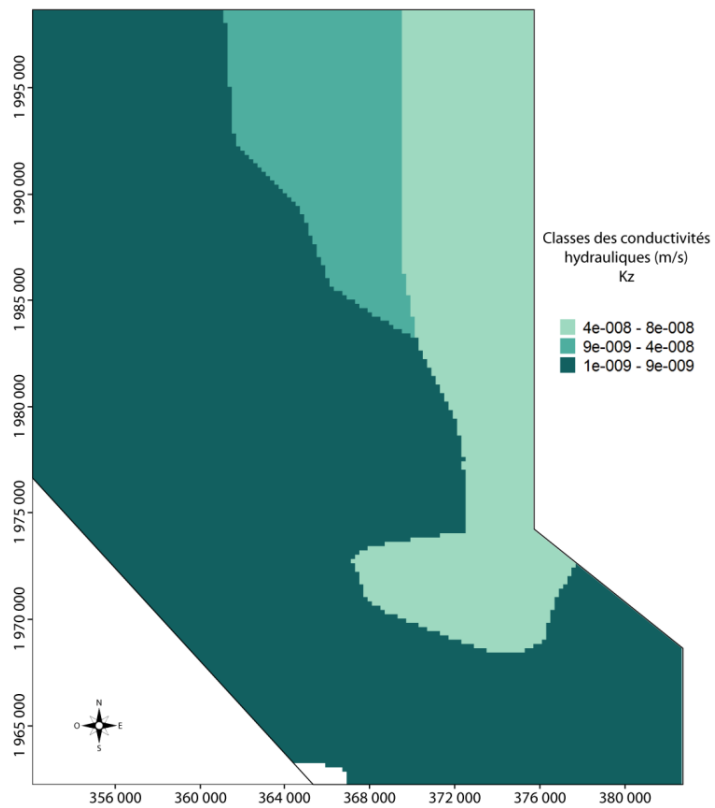
**Fig. G-7 : Carte indicative des perméabilités de la couche 7
(Horizon semi-perméable)**



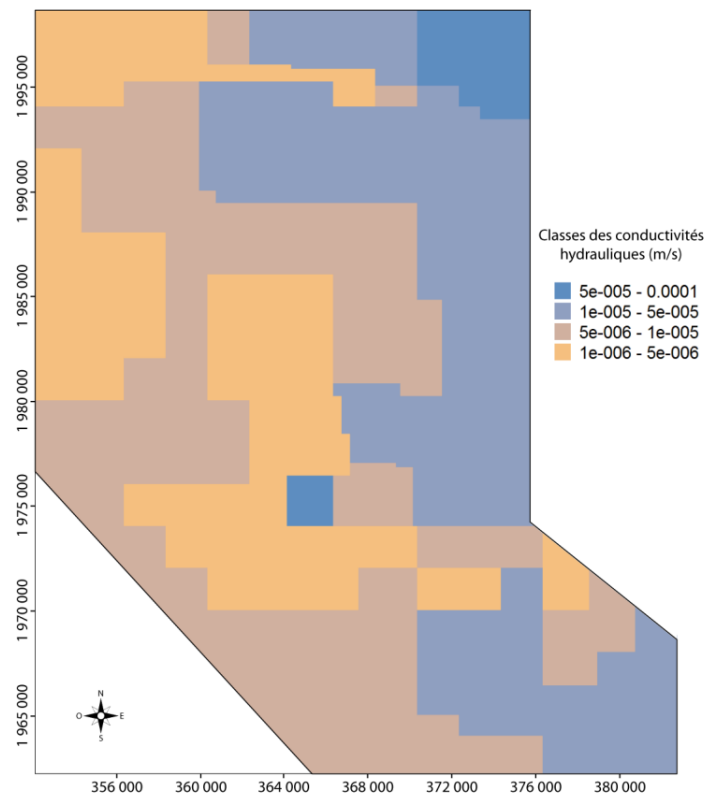
**Fig. G-8 : Carte indicative des perméabilités de la couche 8
(Eponge oligocène-éocène 2)**



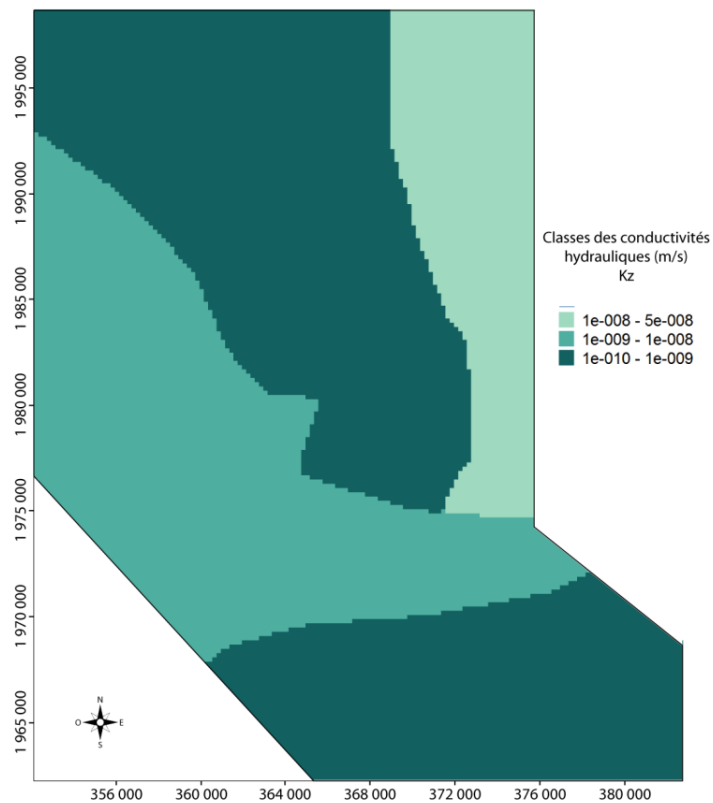
**Fig. G-9 : Carte indicative des perméabilités de la couche 9
(Aquifère éocène supérieur)**



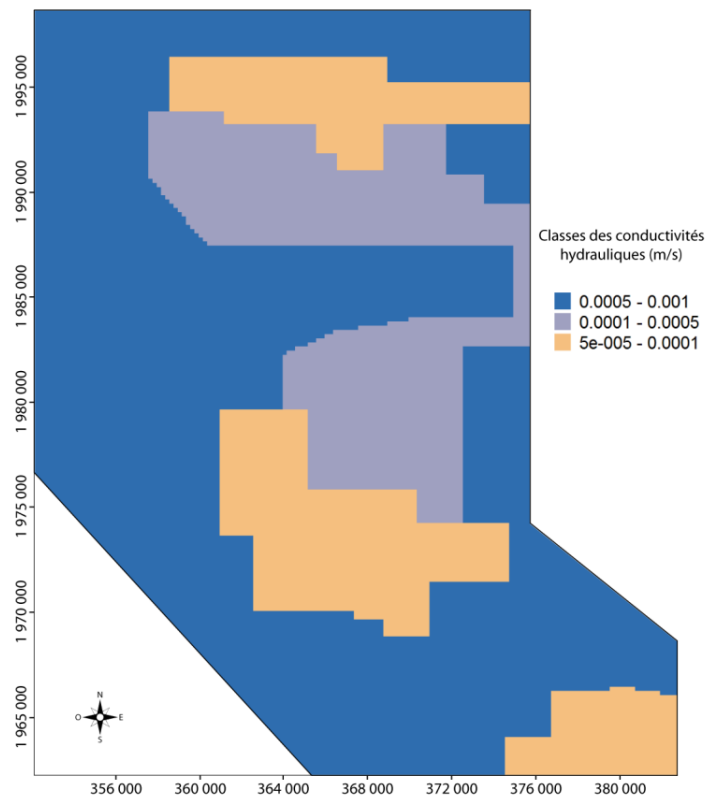
**Fig. G-10 : Carte indicative des perméabilités de la couche 10
(Eponge éocène supérieur – éocène moyen)**



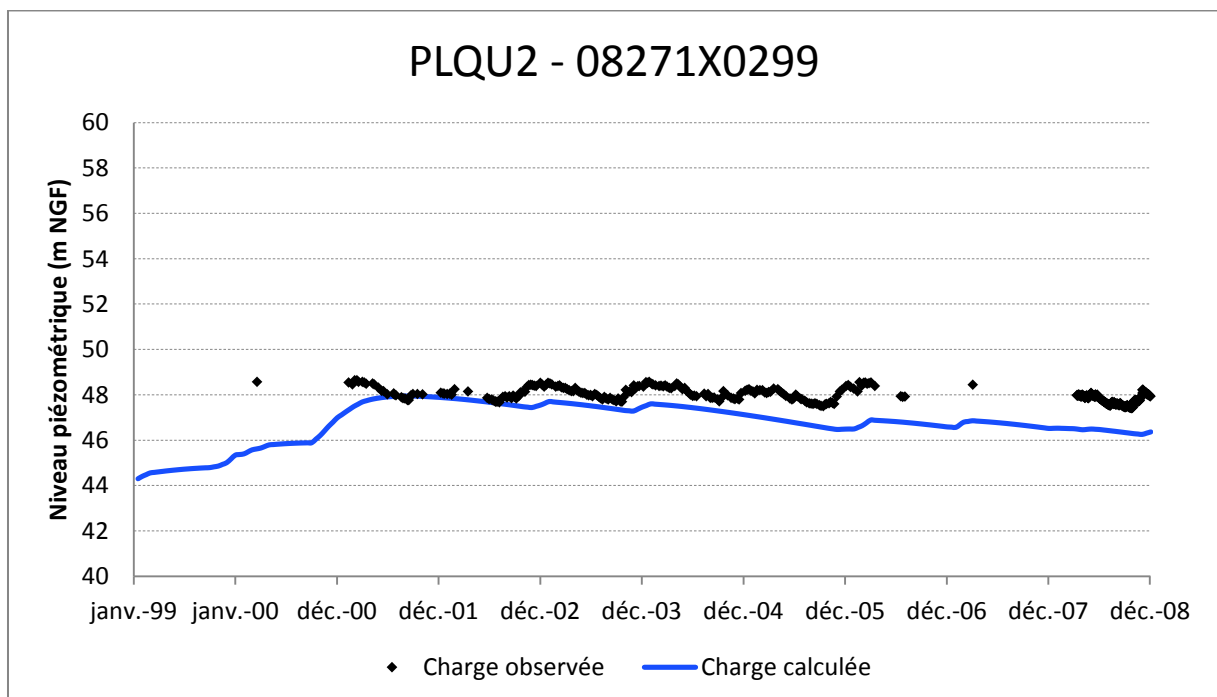
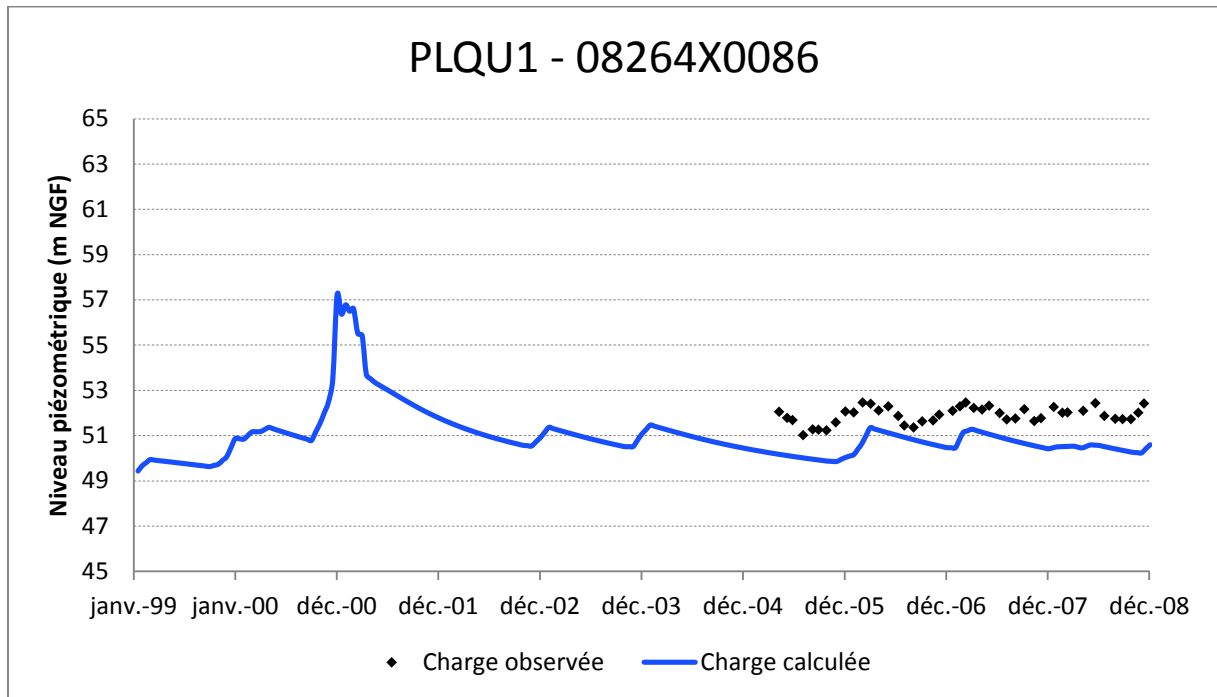
**Fig. G-11 : Carte indicative des perméabilités de la couche 11
(Aquifère éocène moyen)**

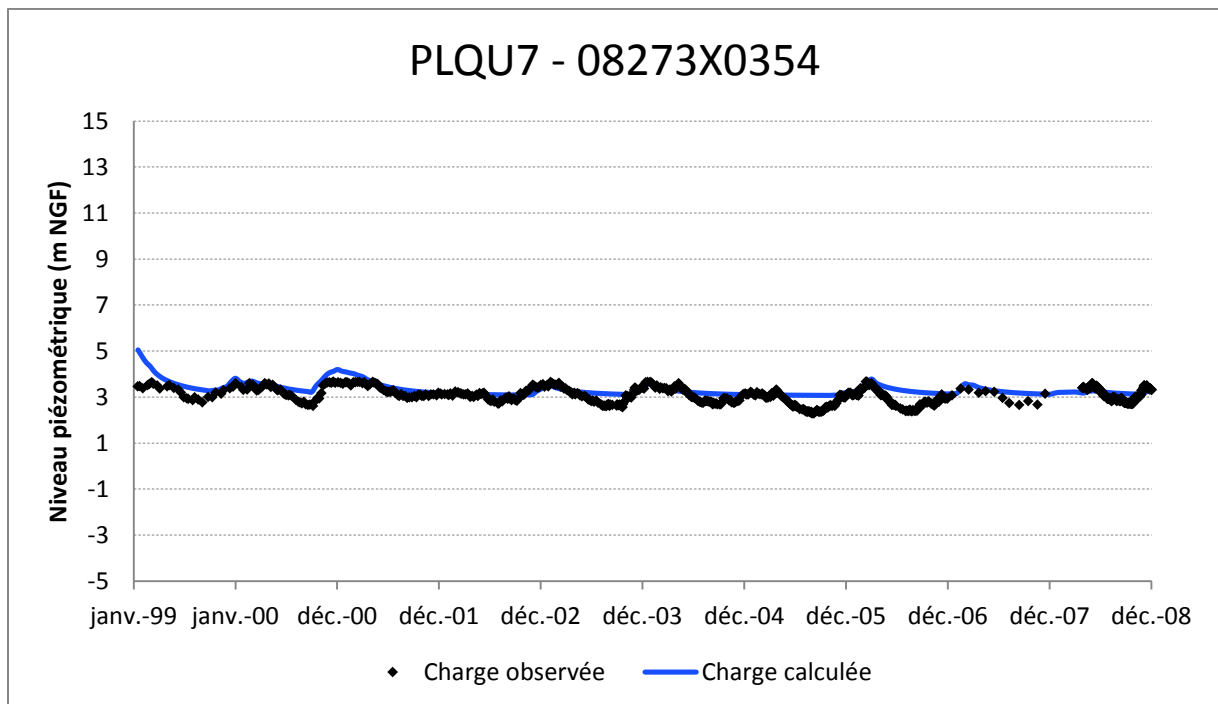
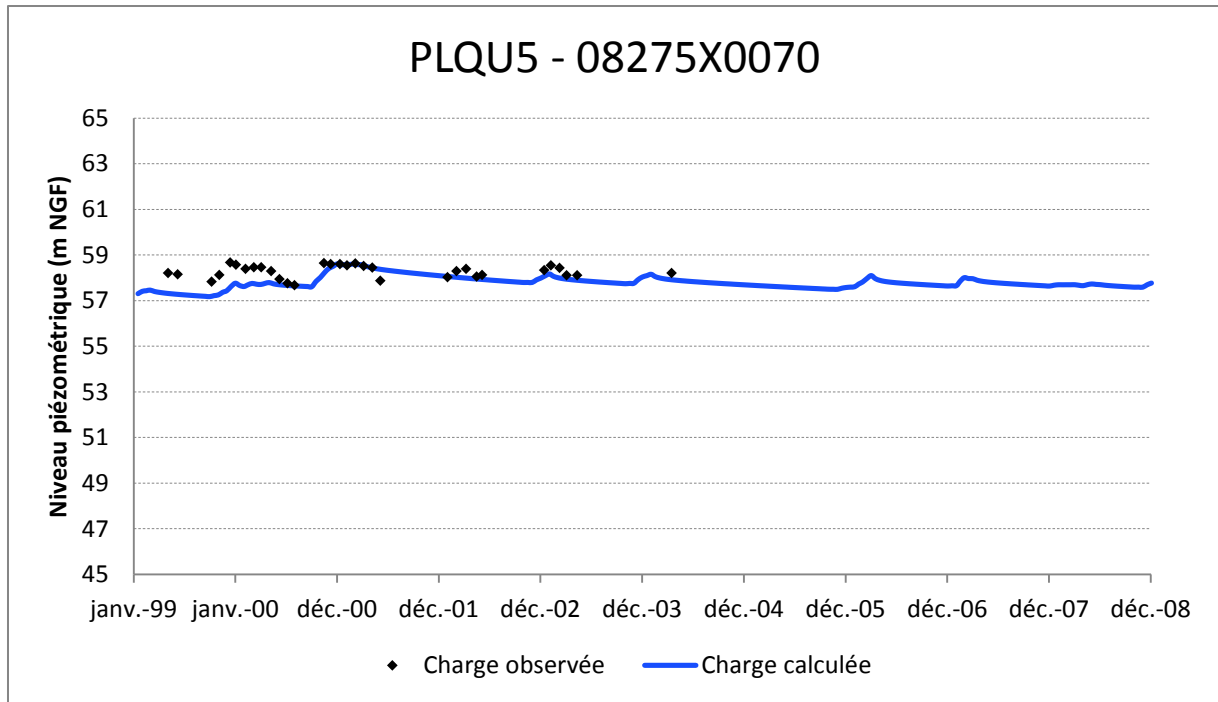


**Fig. G-12 : Carte indicative des perméabilités de la couche 12
(Eponde éocène moyen – éocène moyen basal)**

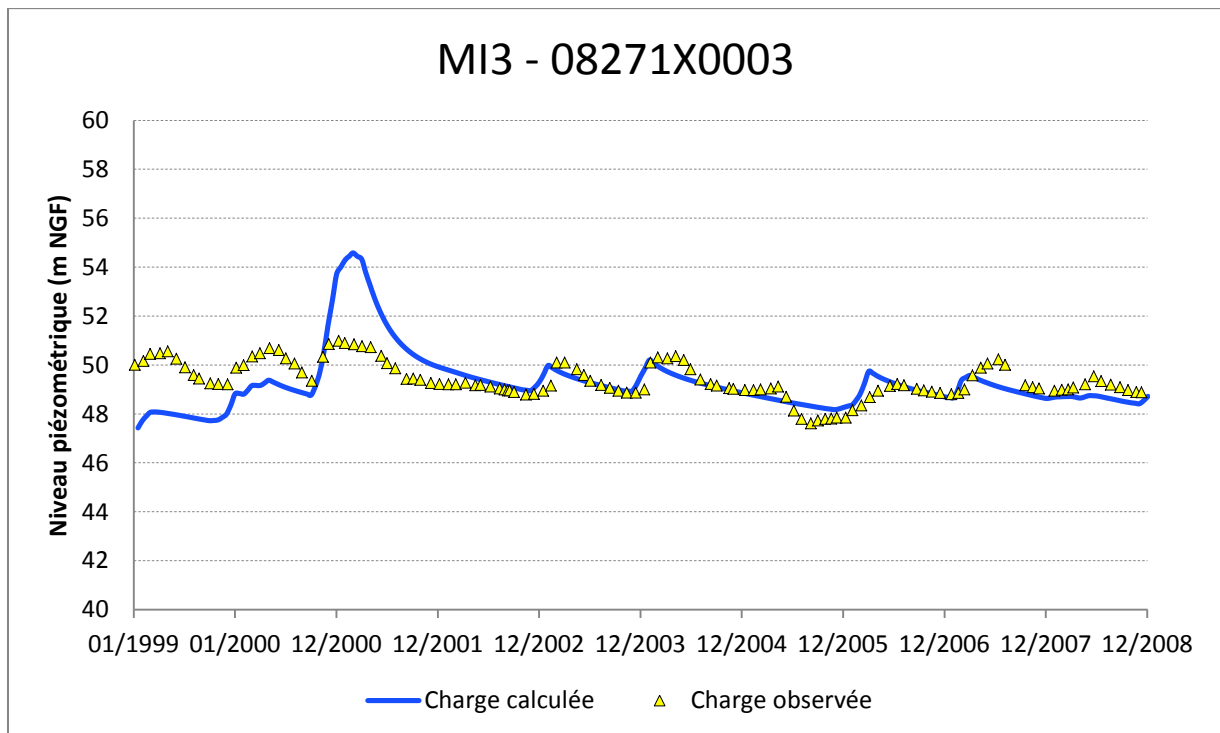
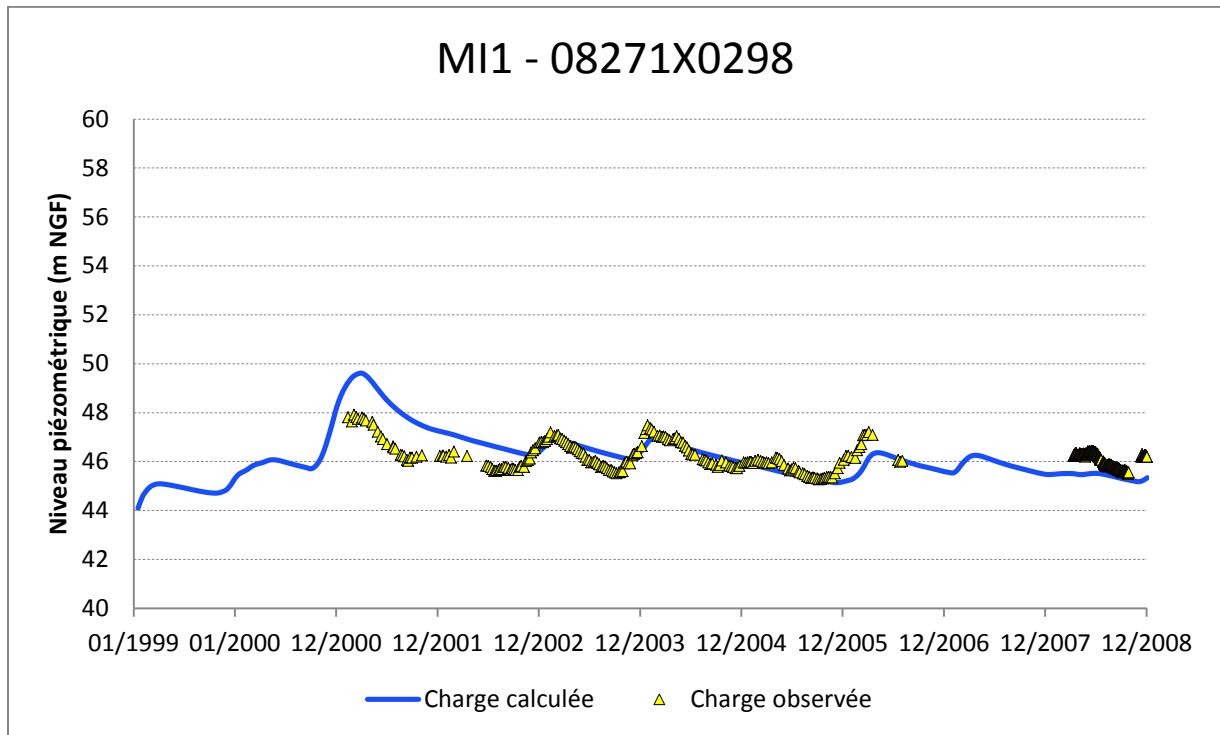


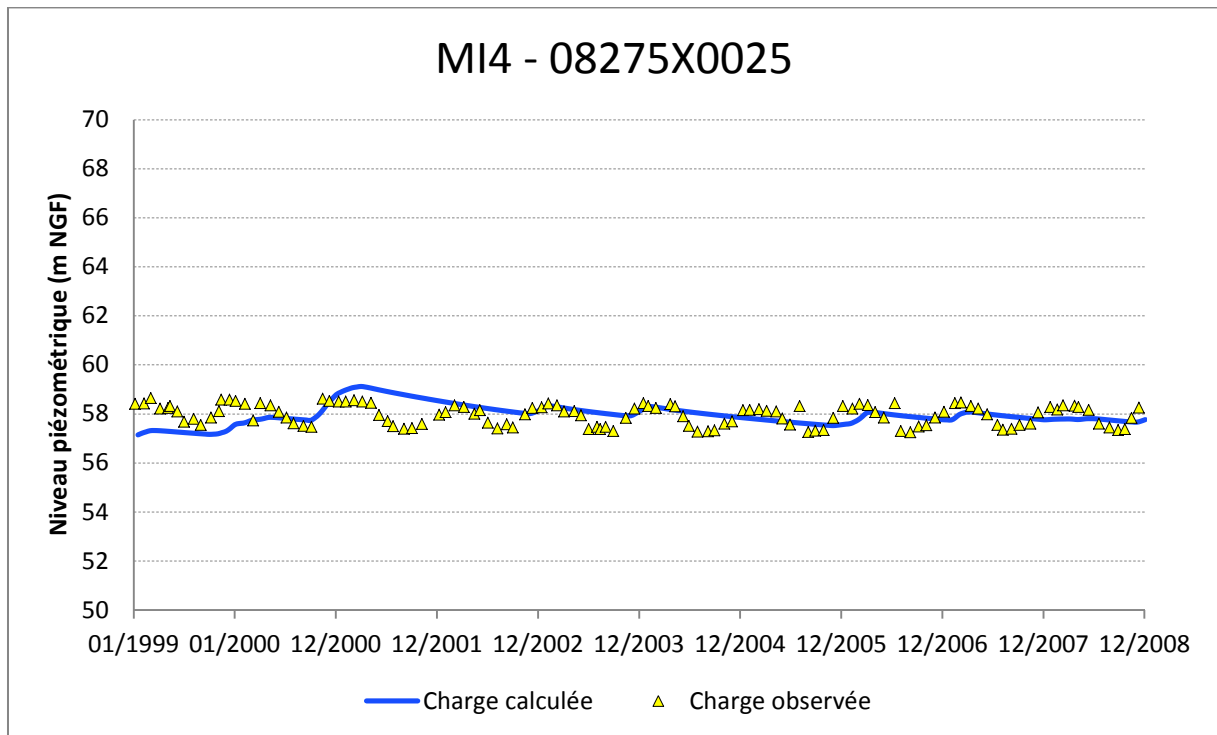
**Fig. G-13 : Carte indicative des perméabilités de la couche 13
(Aquifère éocène moyen basal)**

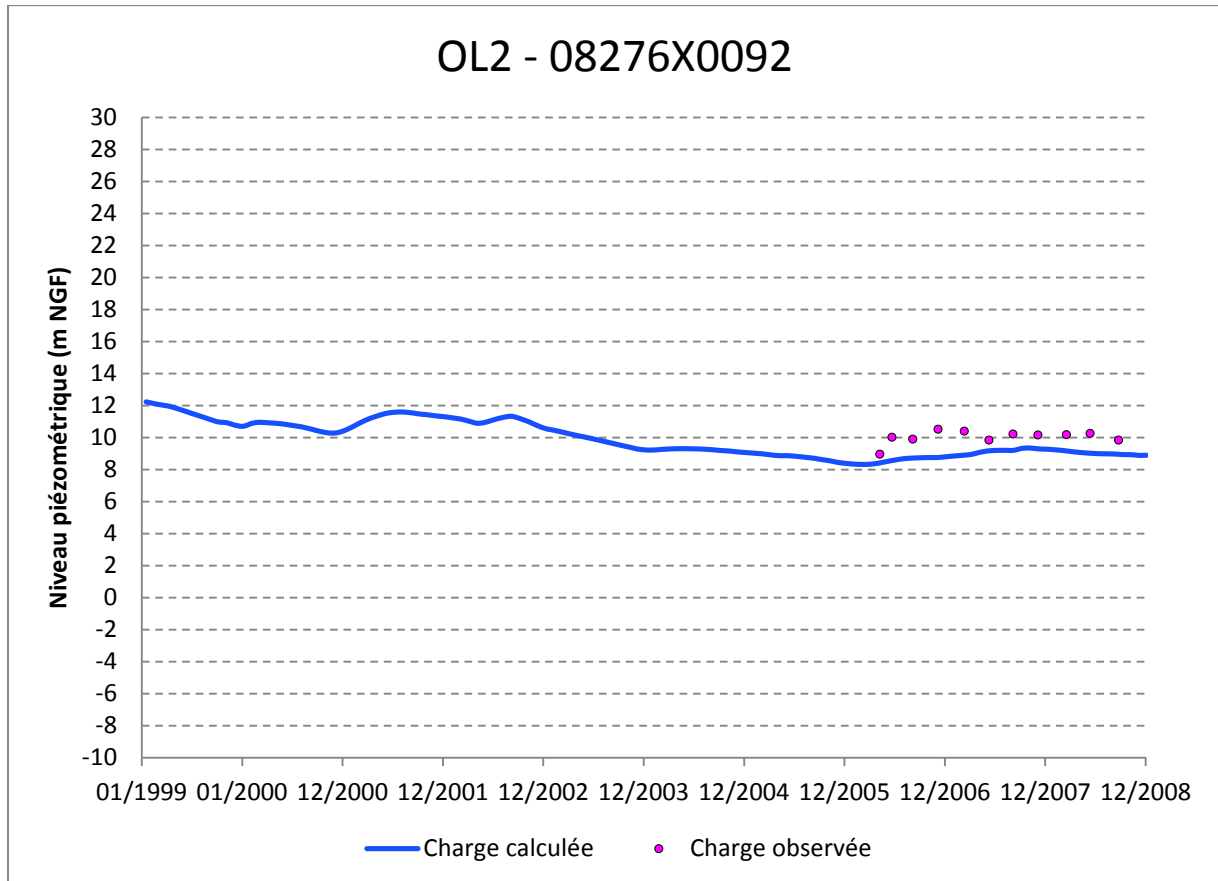
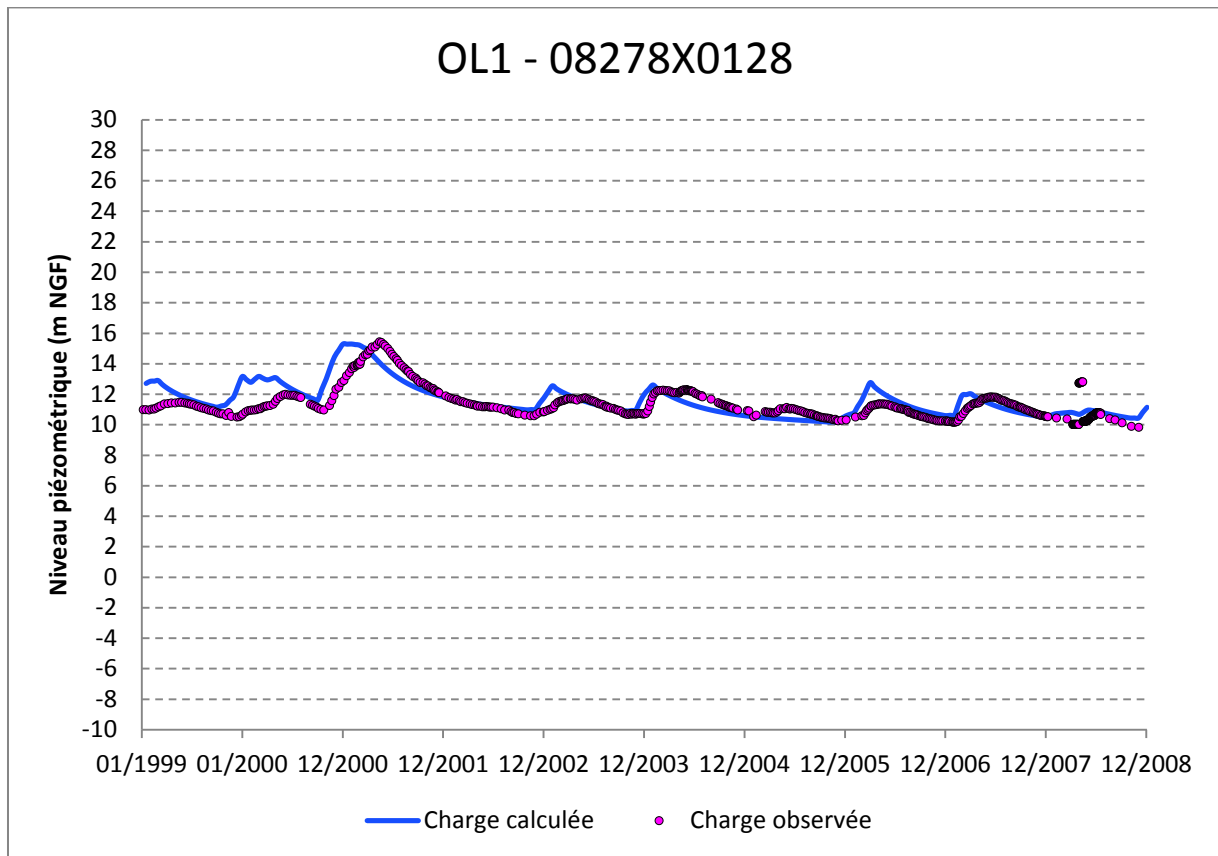
Annexe H : Chroniques piézométriques restituées par le modèle**Aquifère du Plio-quaternaire (Couche 1 recouvrement)**

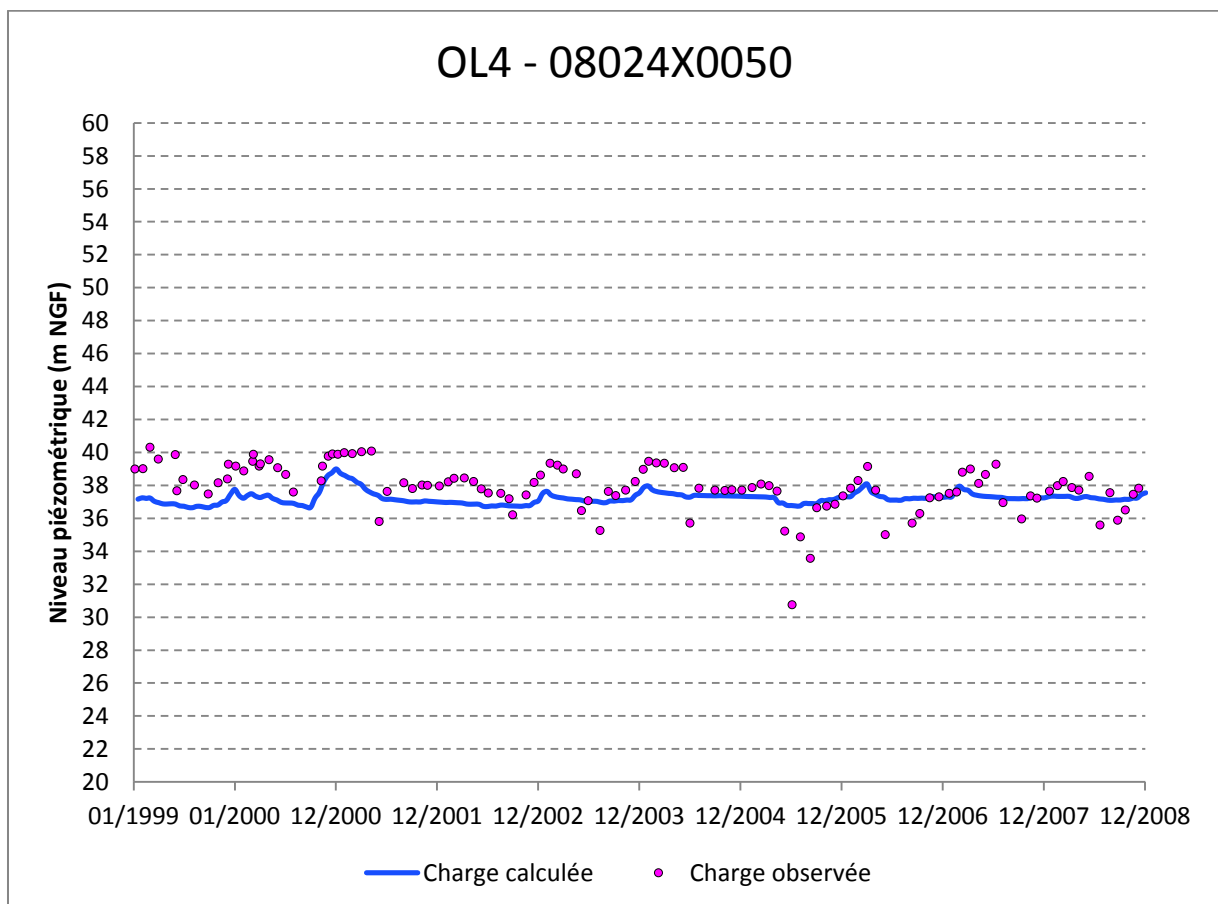
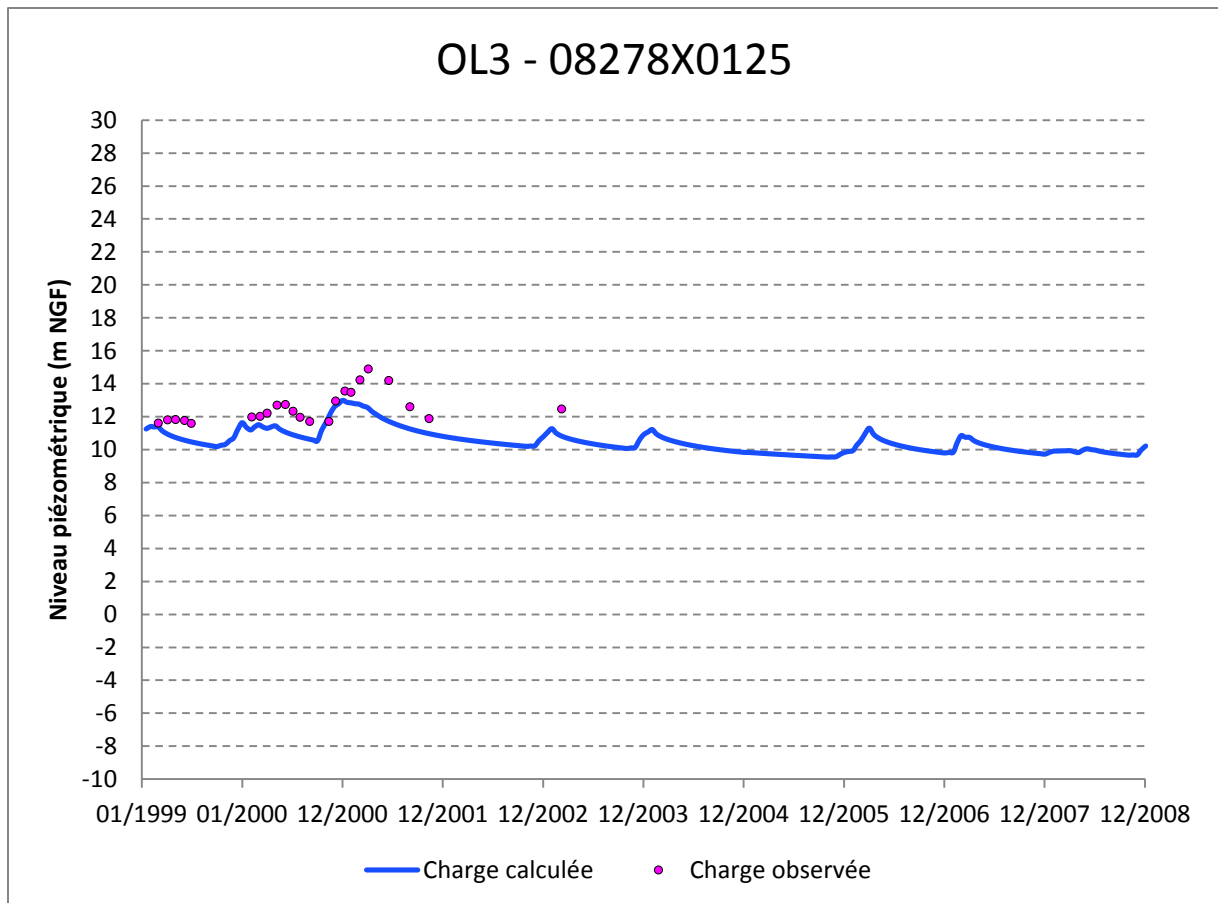


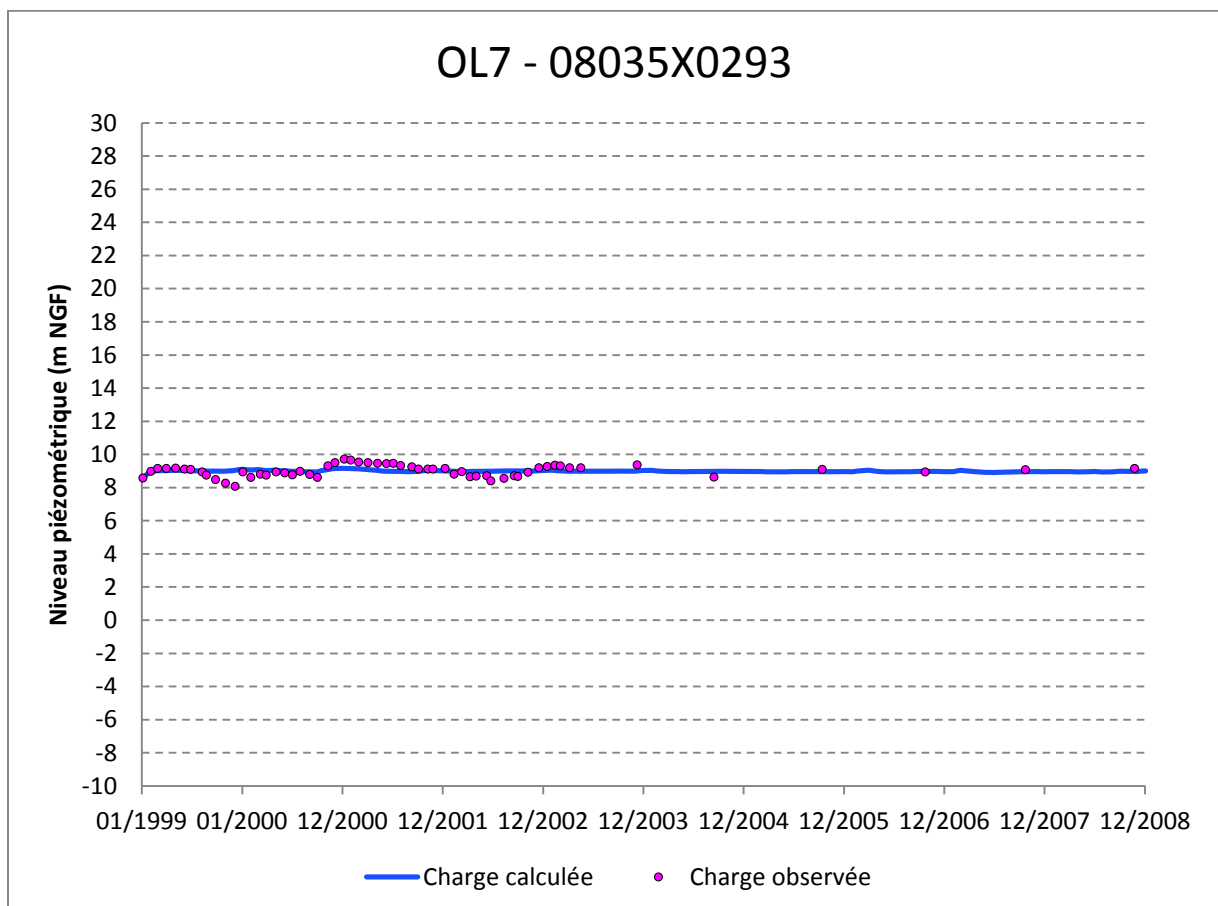
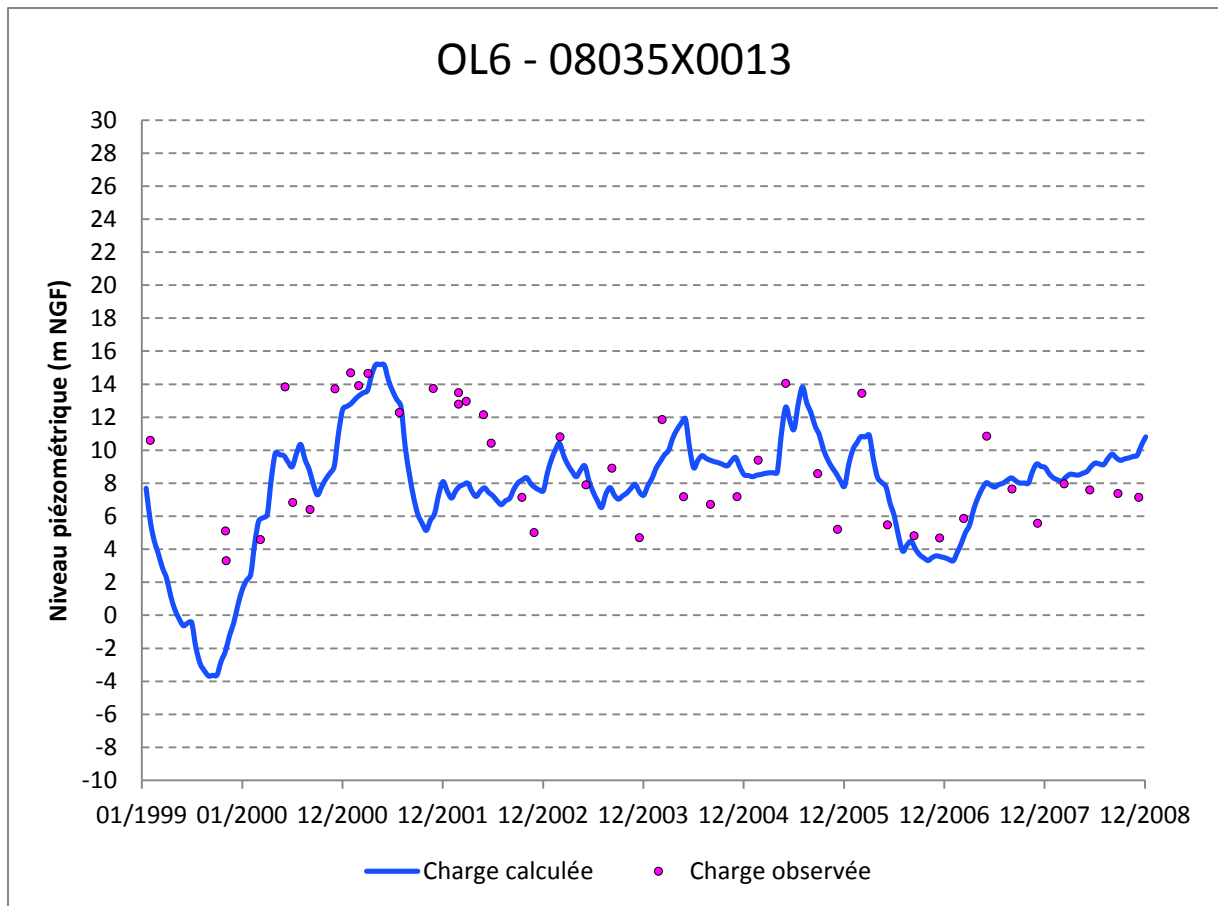
Aquifère du Miocène (Couche 3)

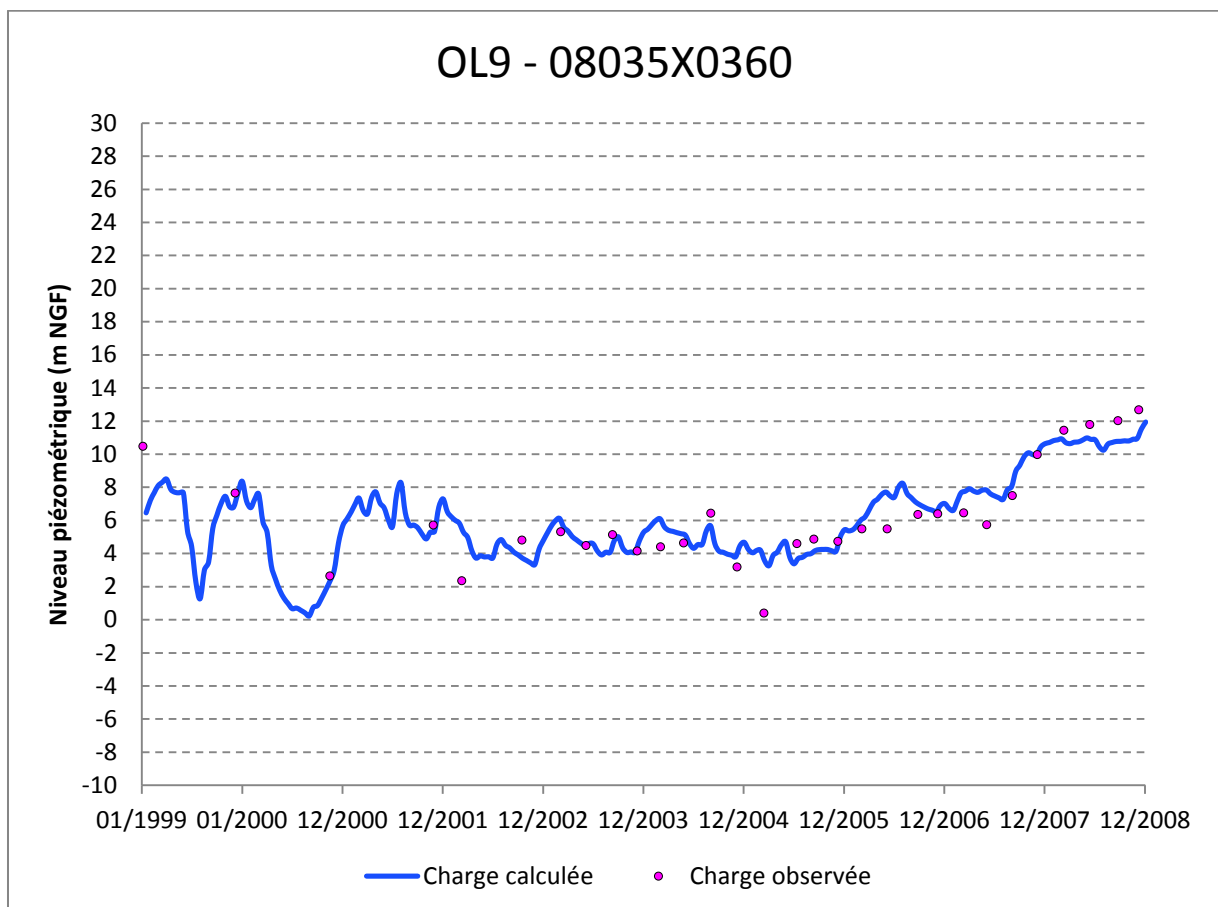
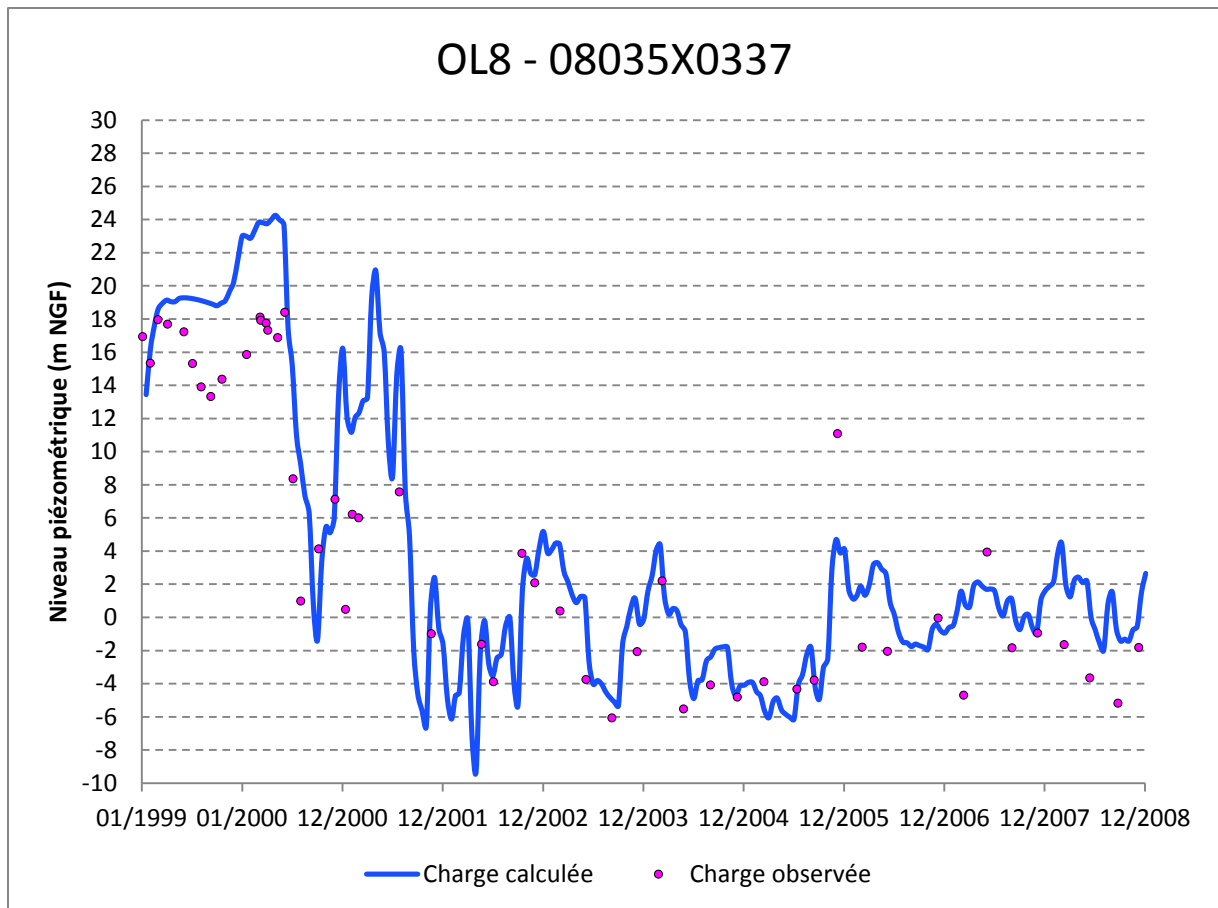


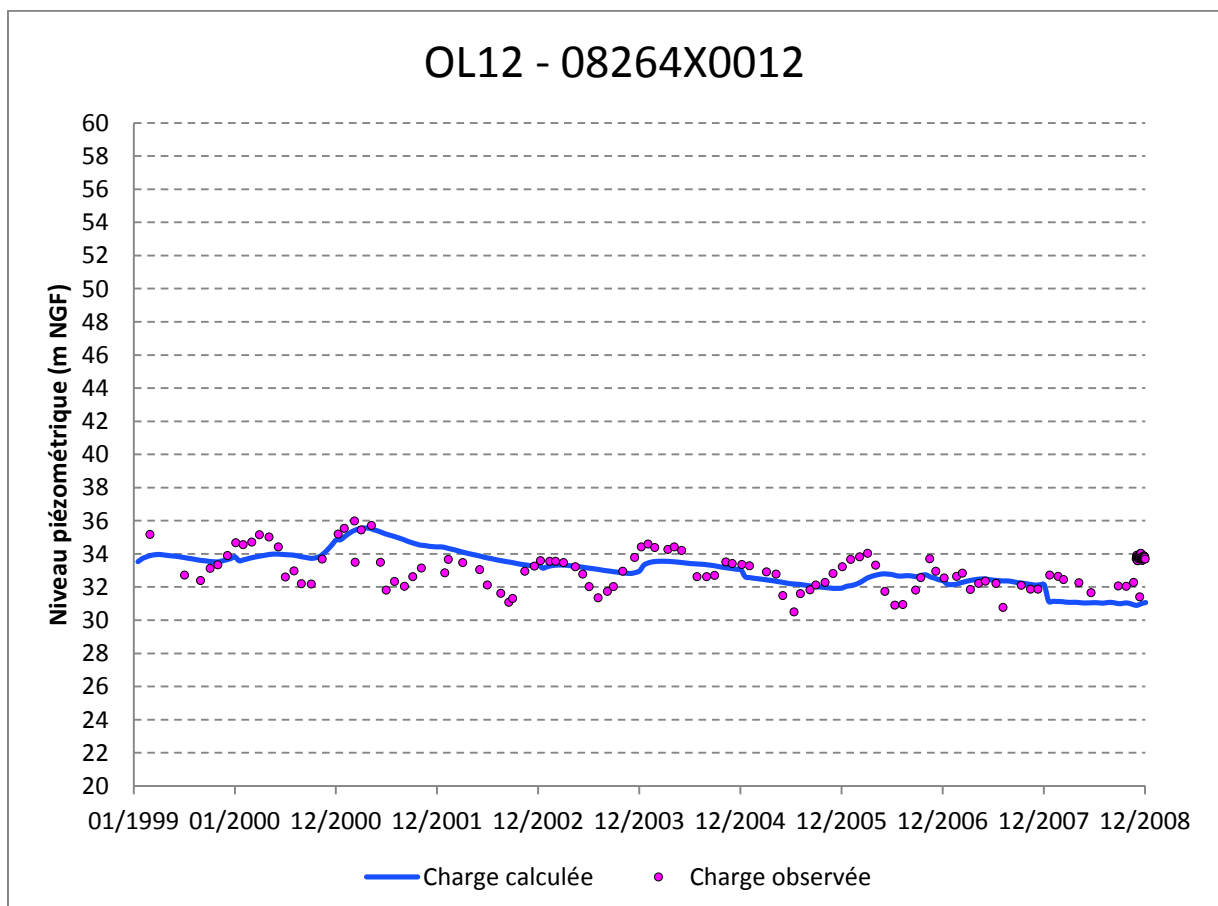
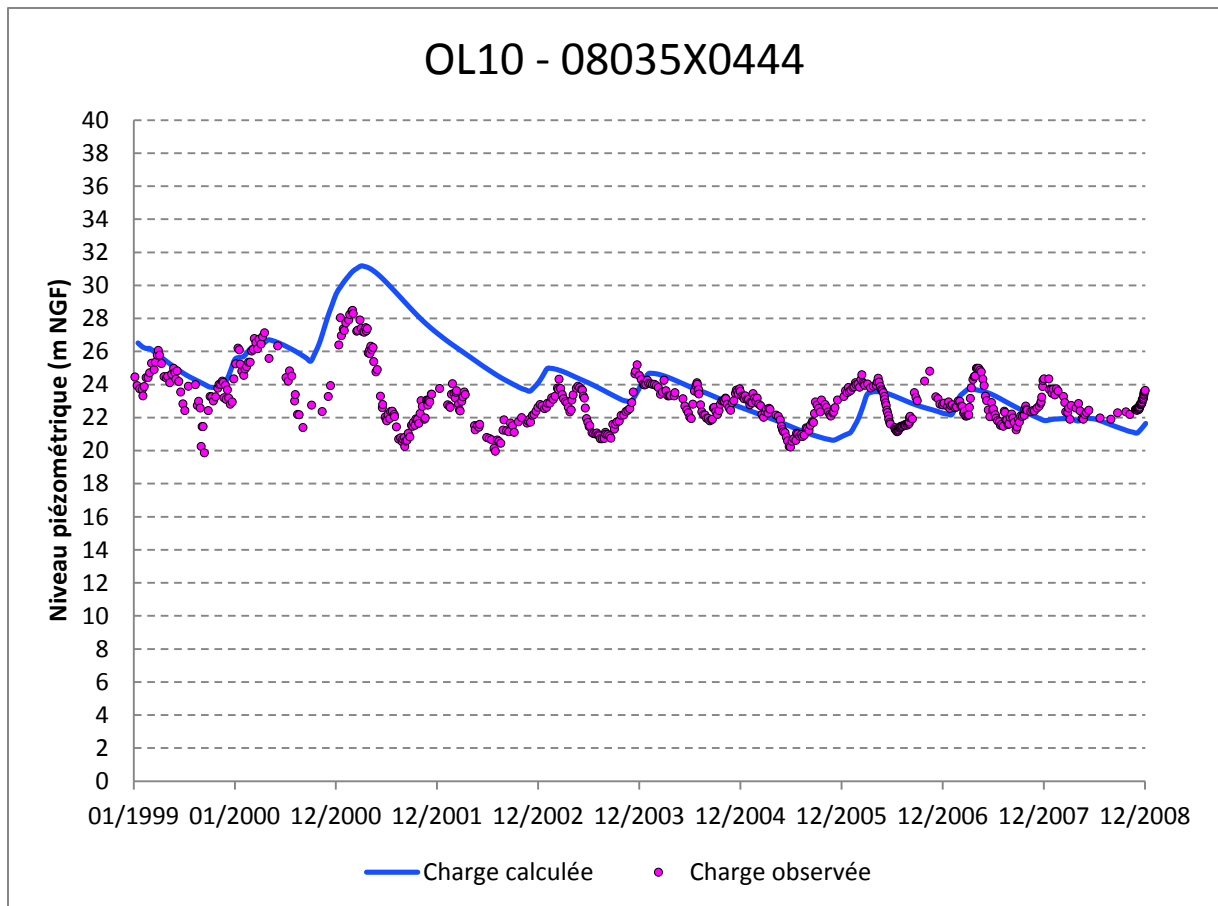


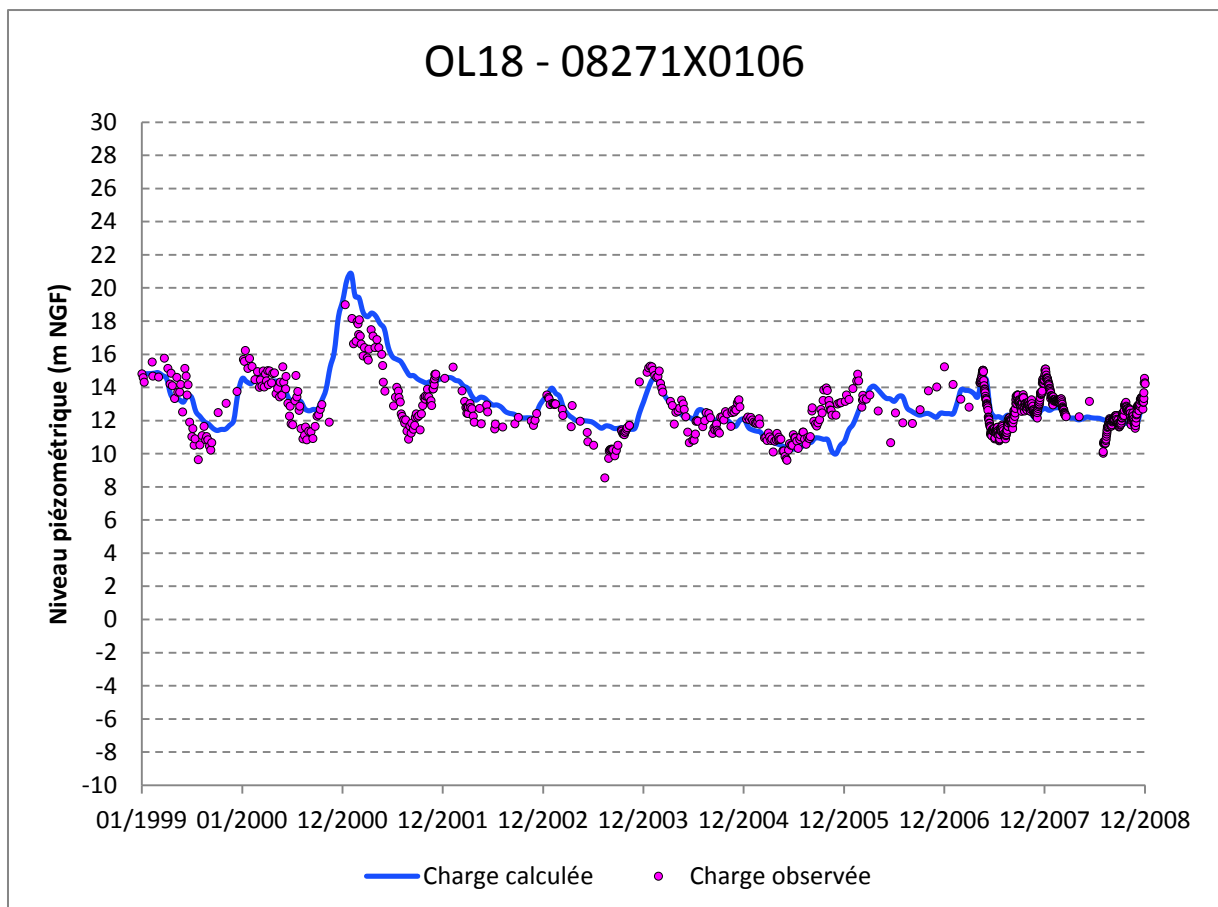
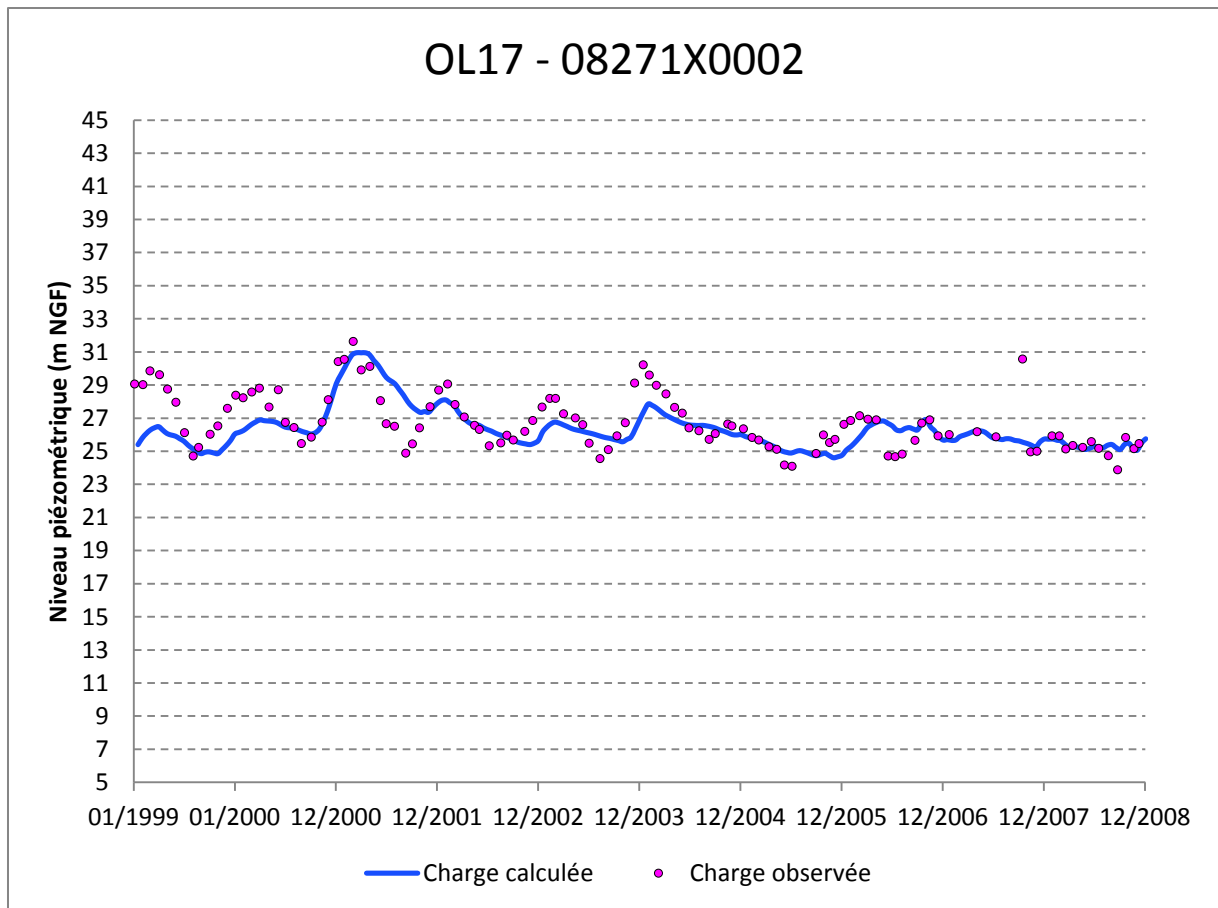
Aquifère de l'Oligocène

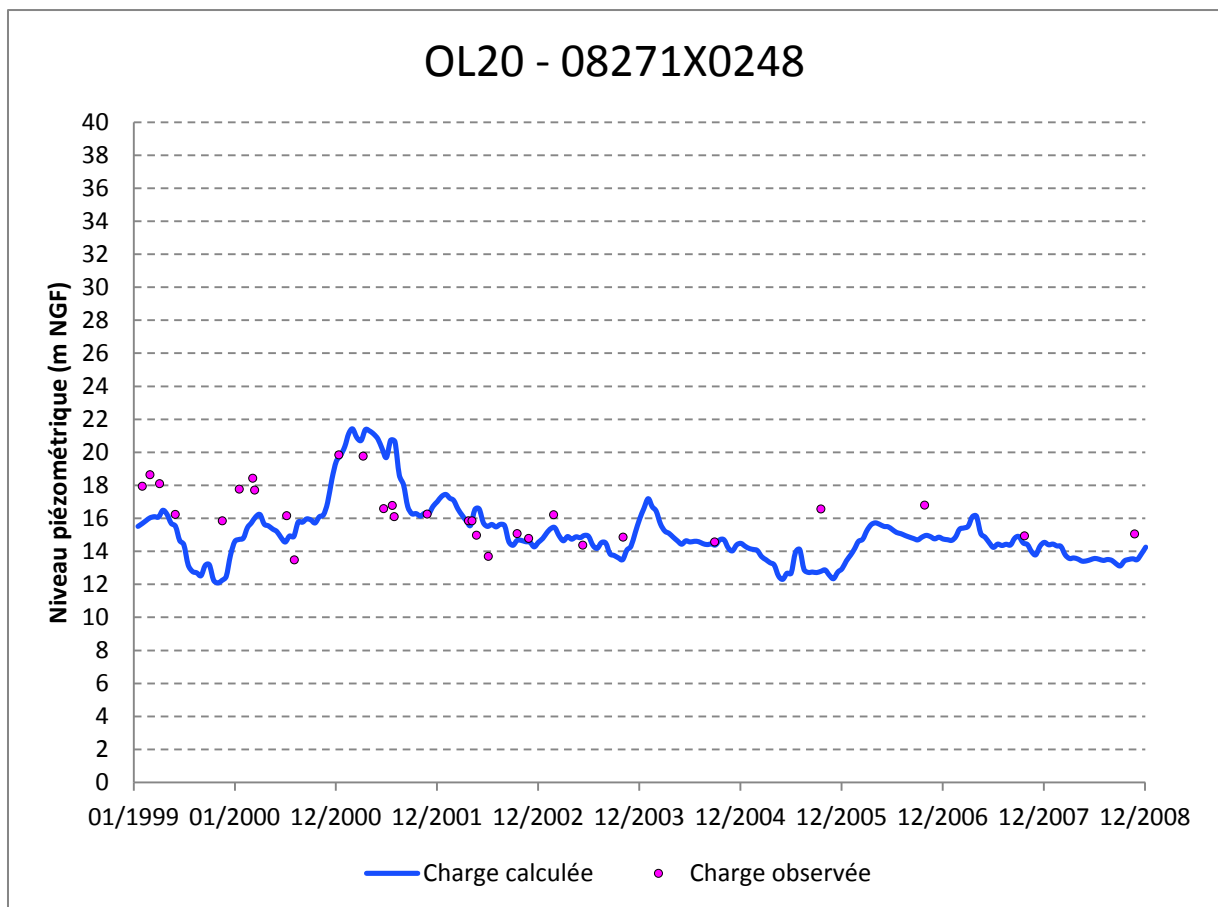
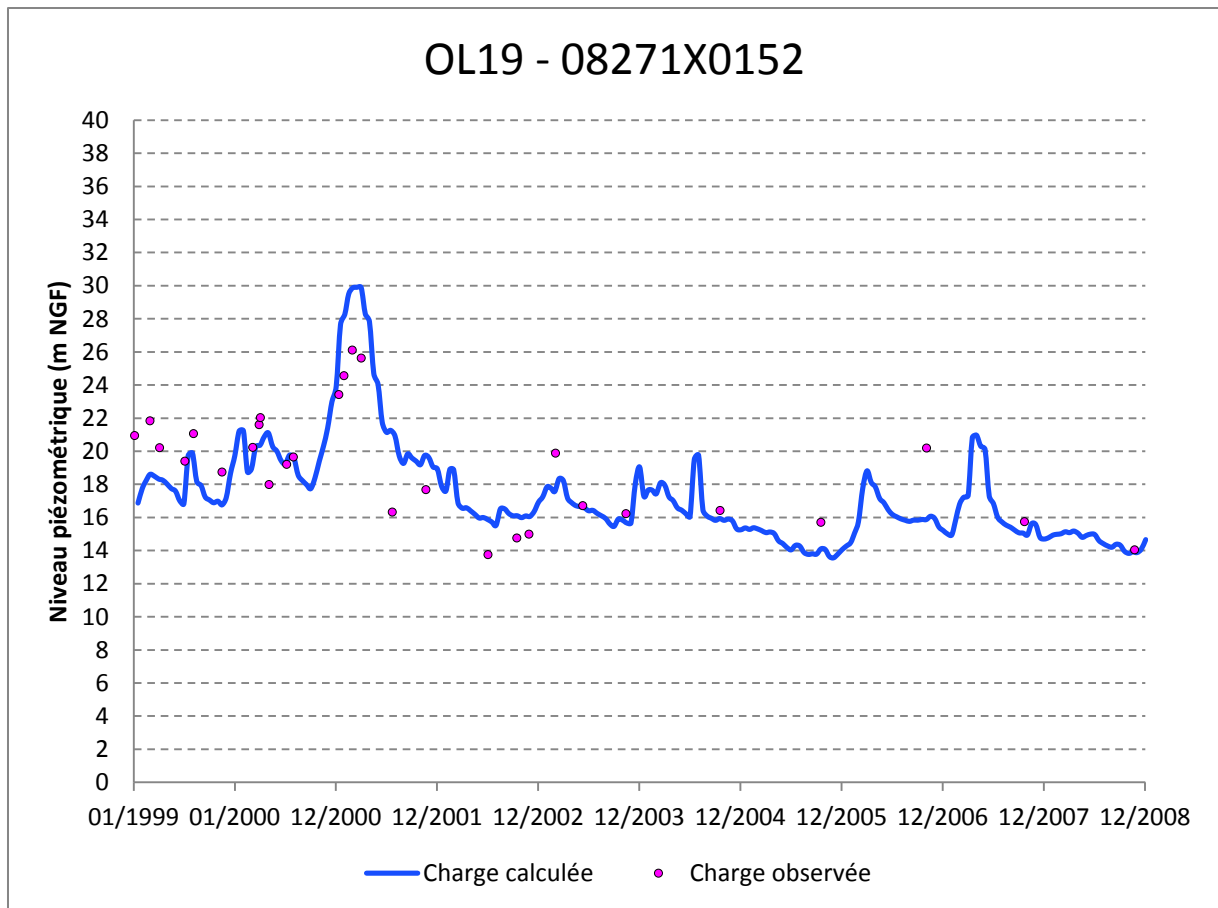


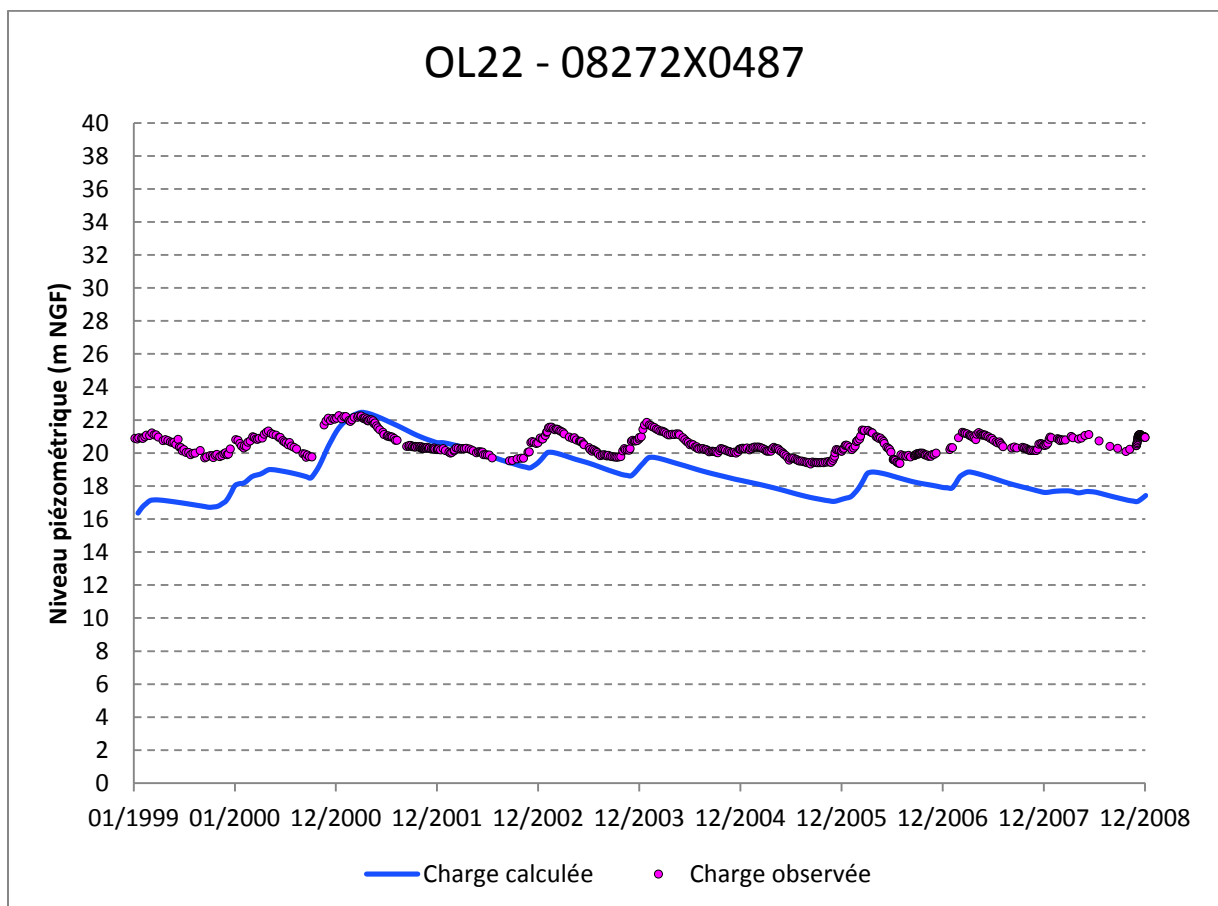
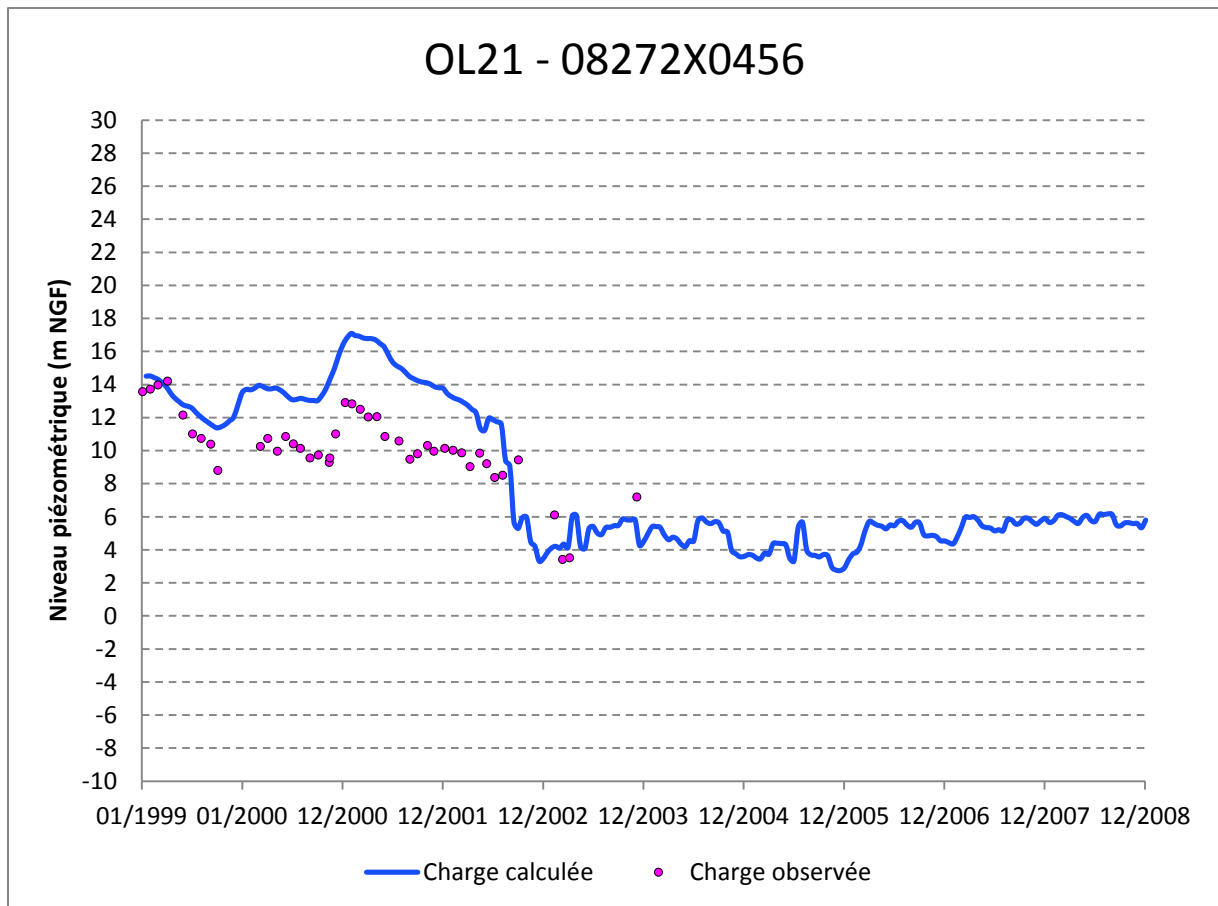


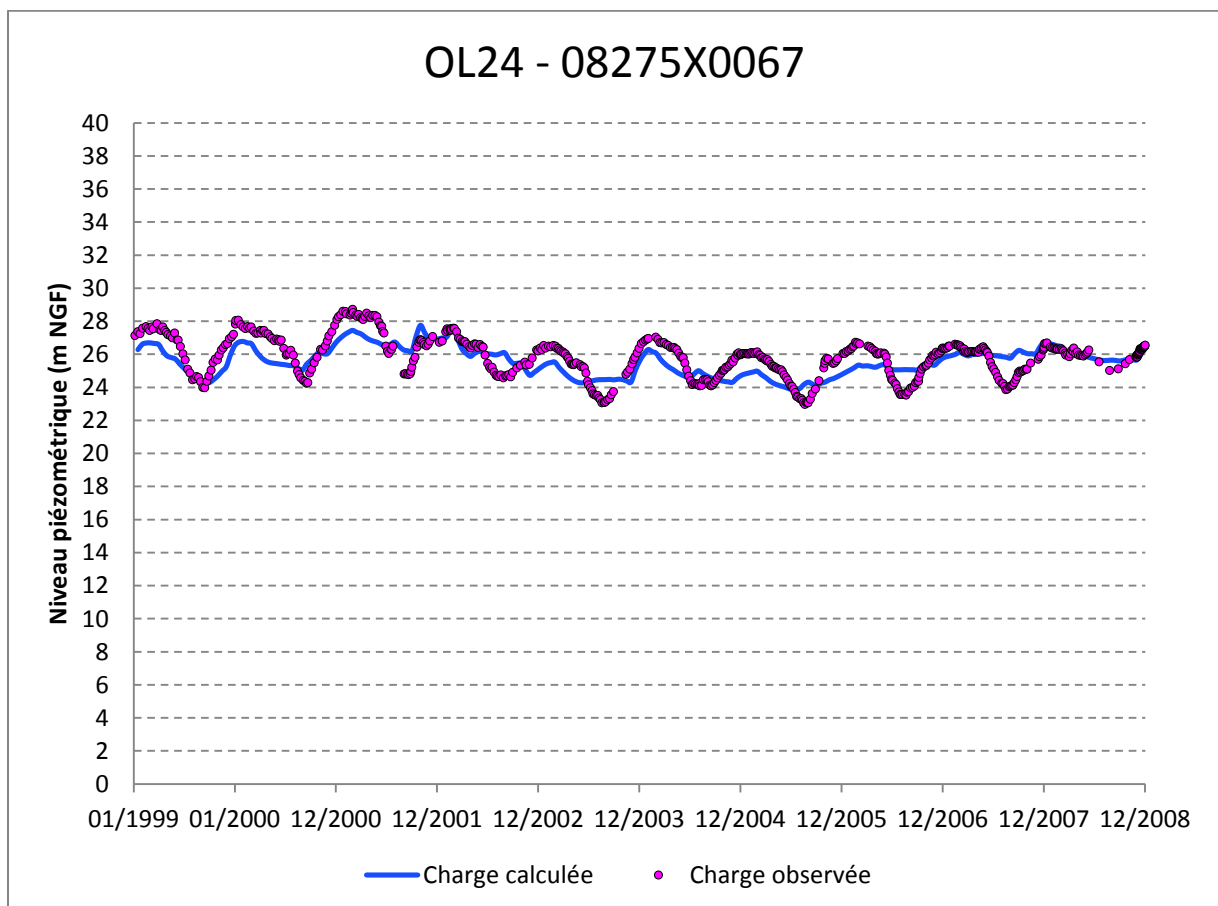
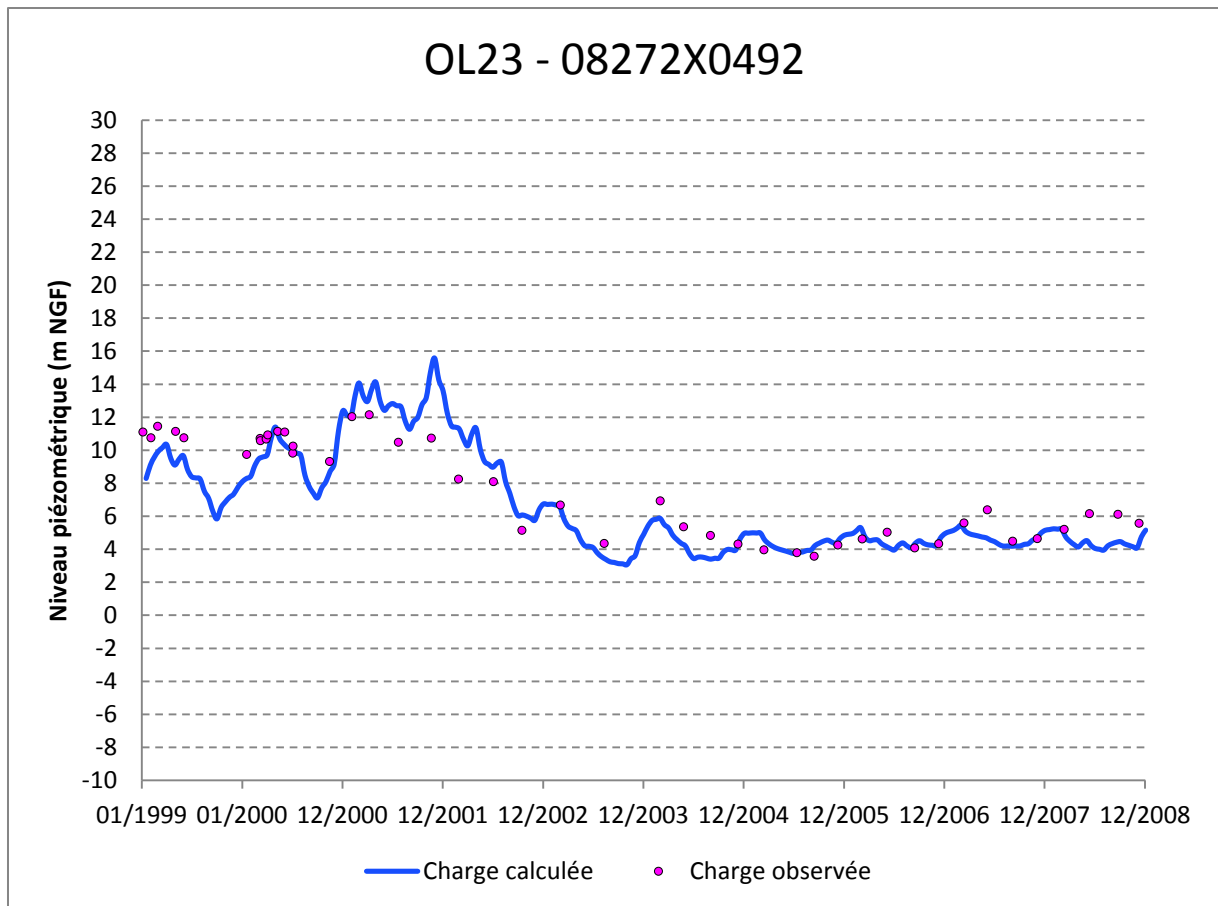


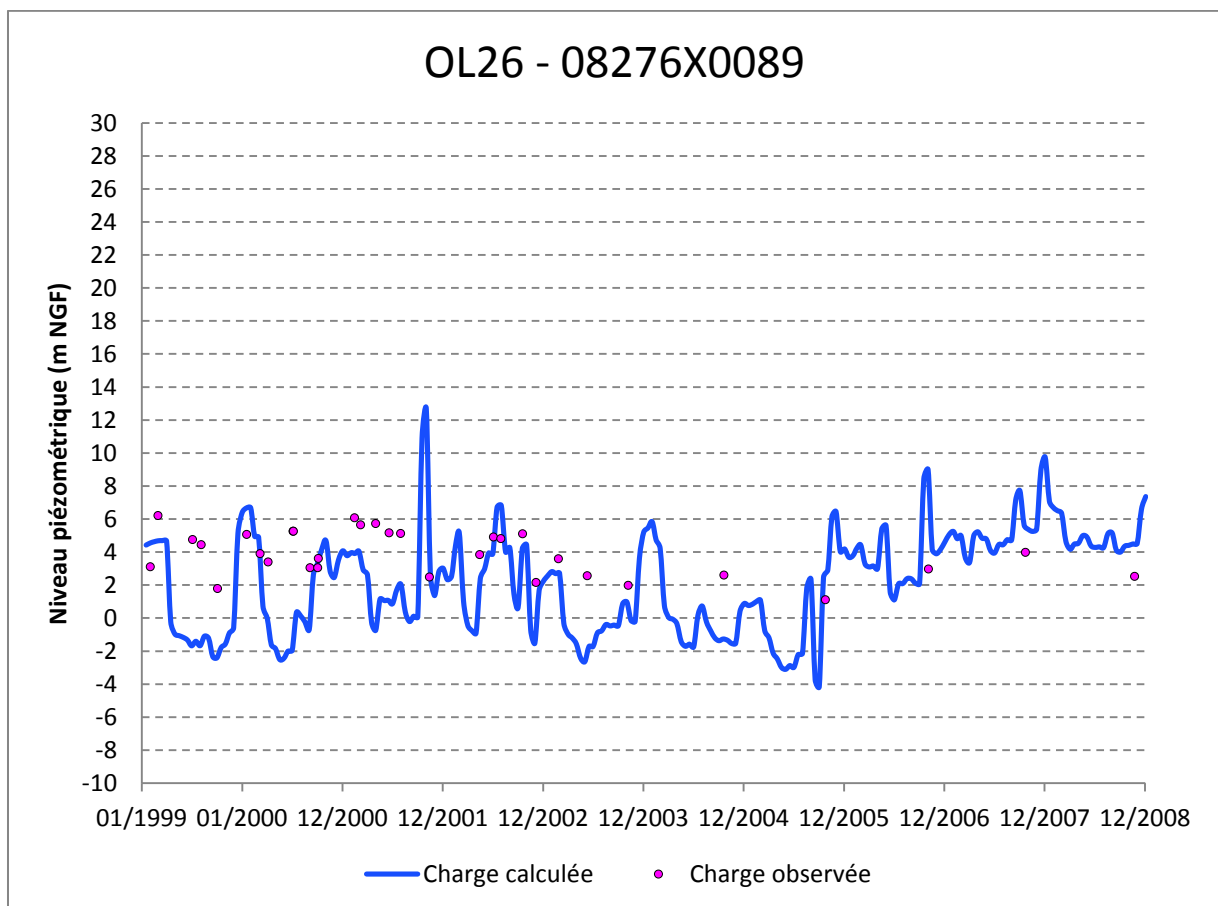
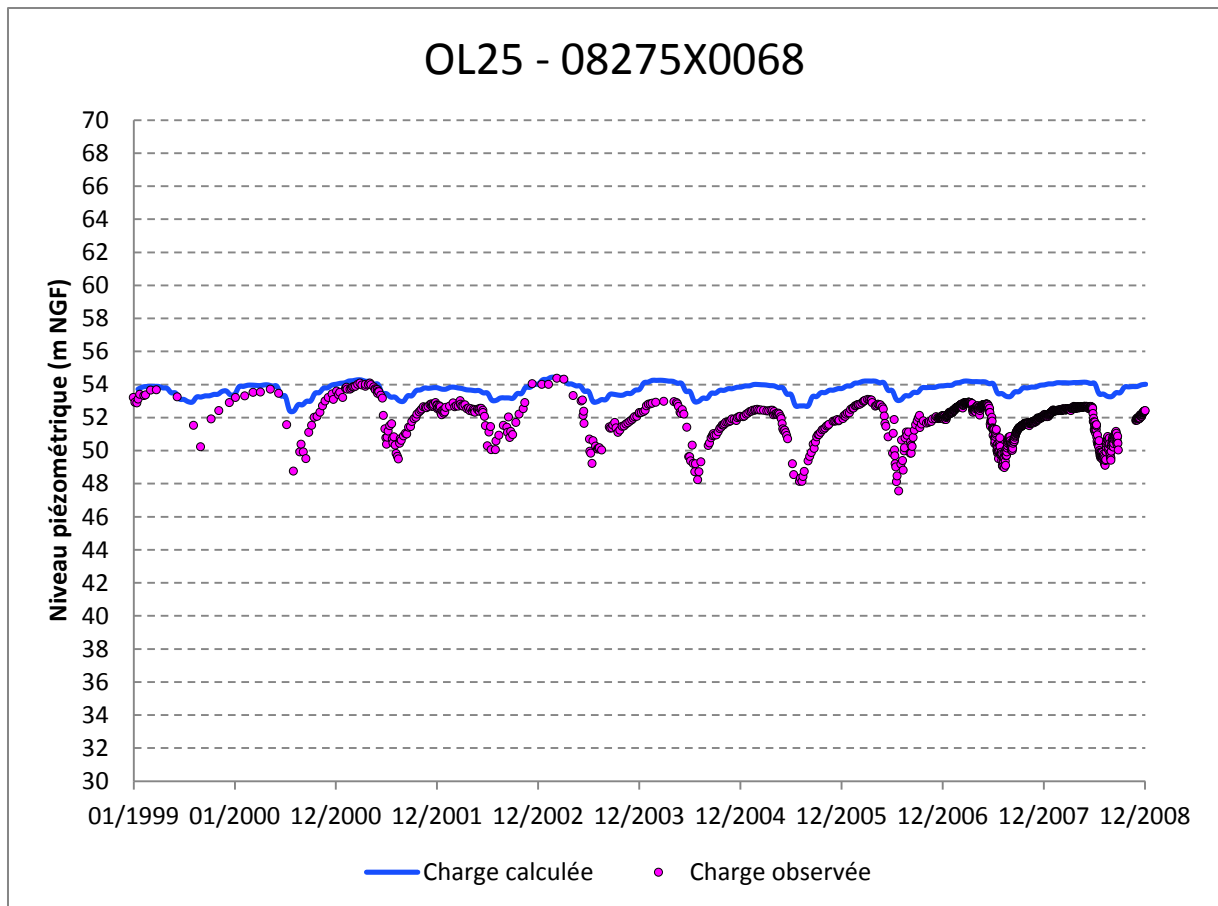


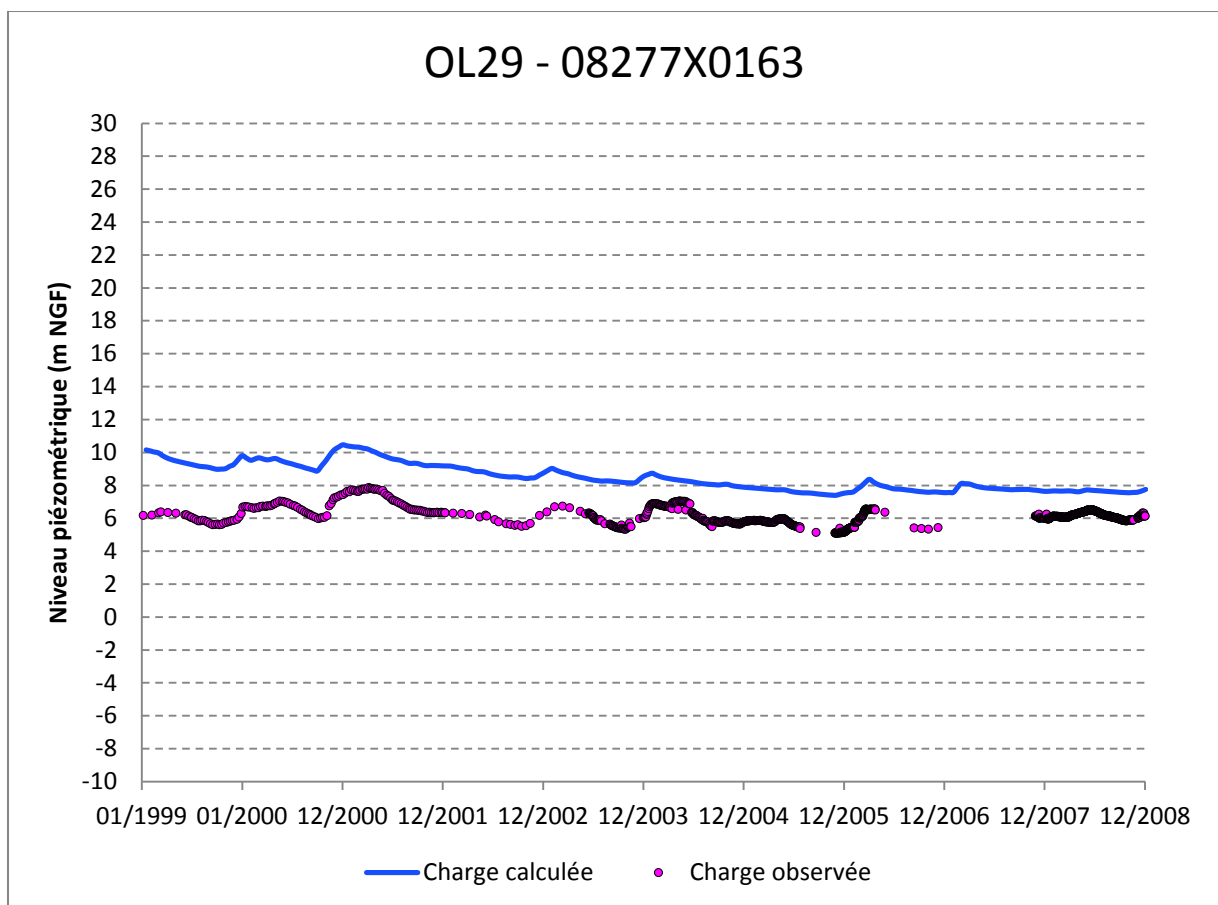
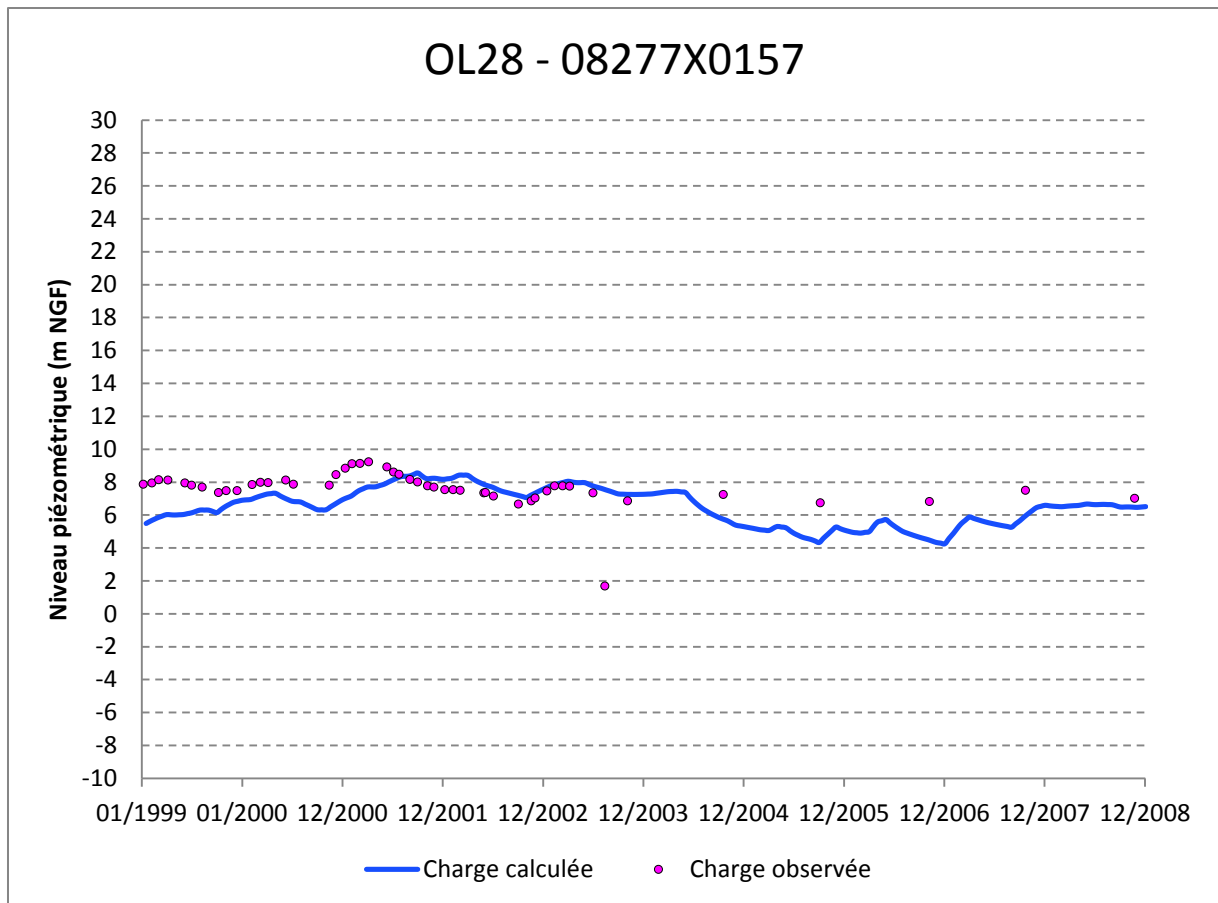


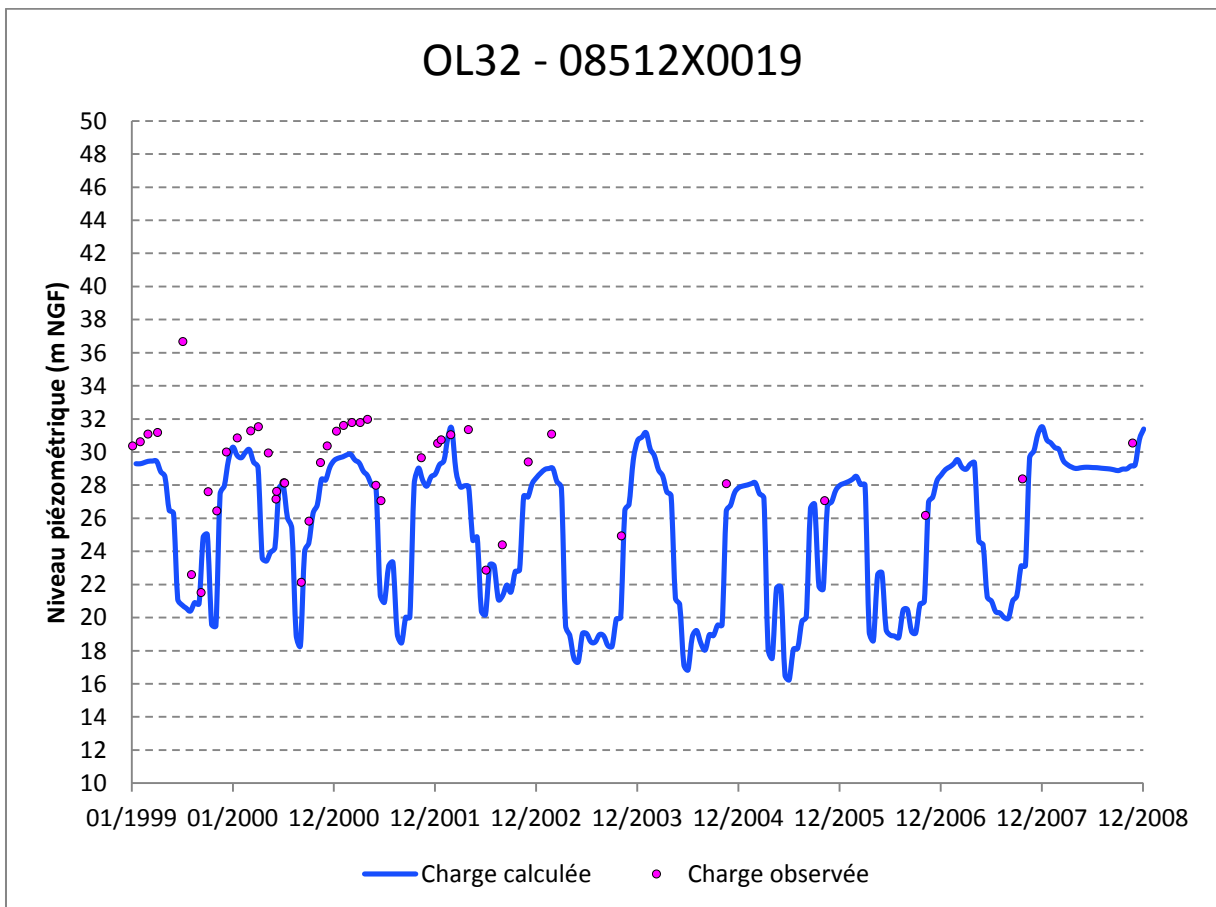
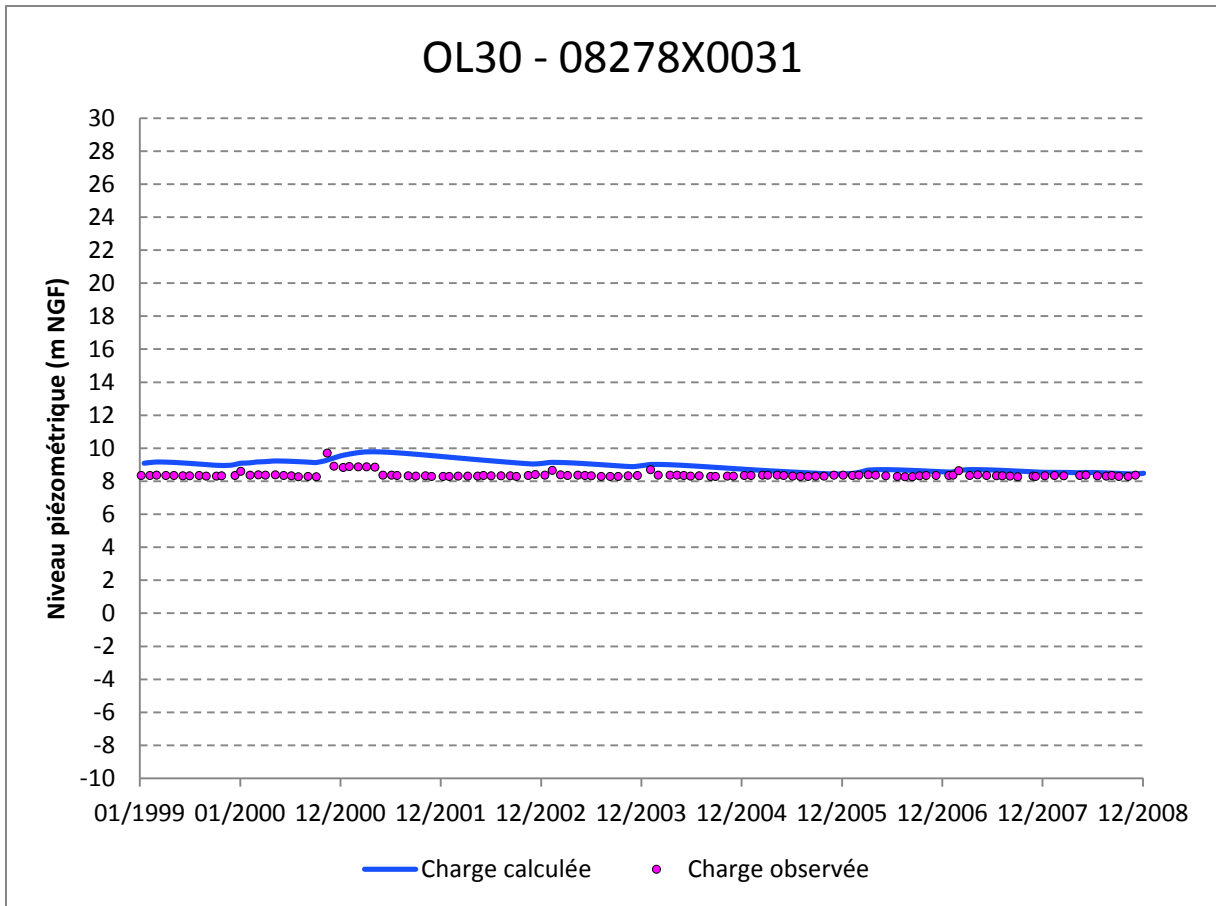


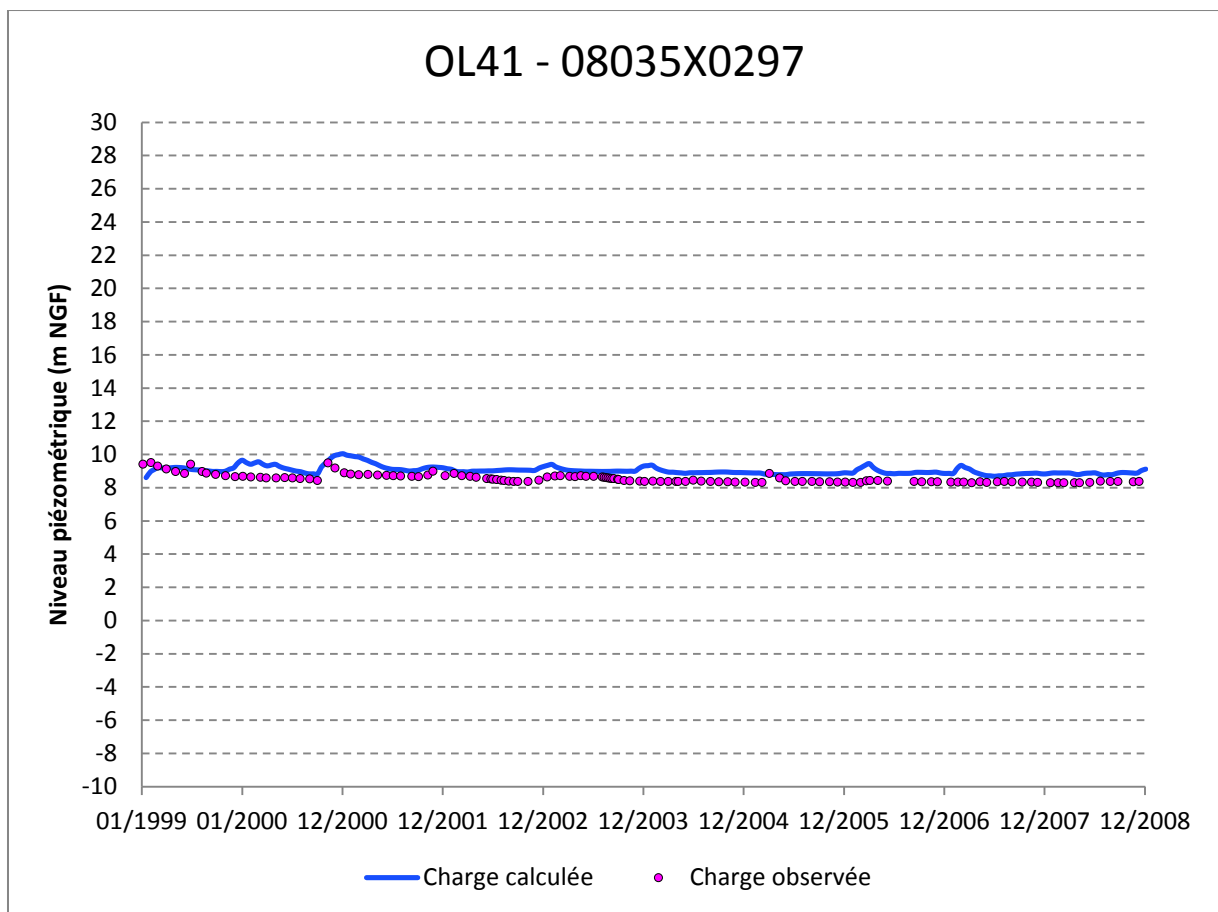
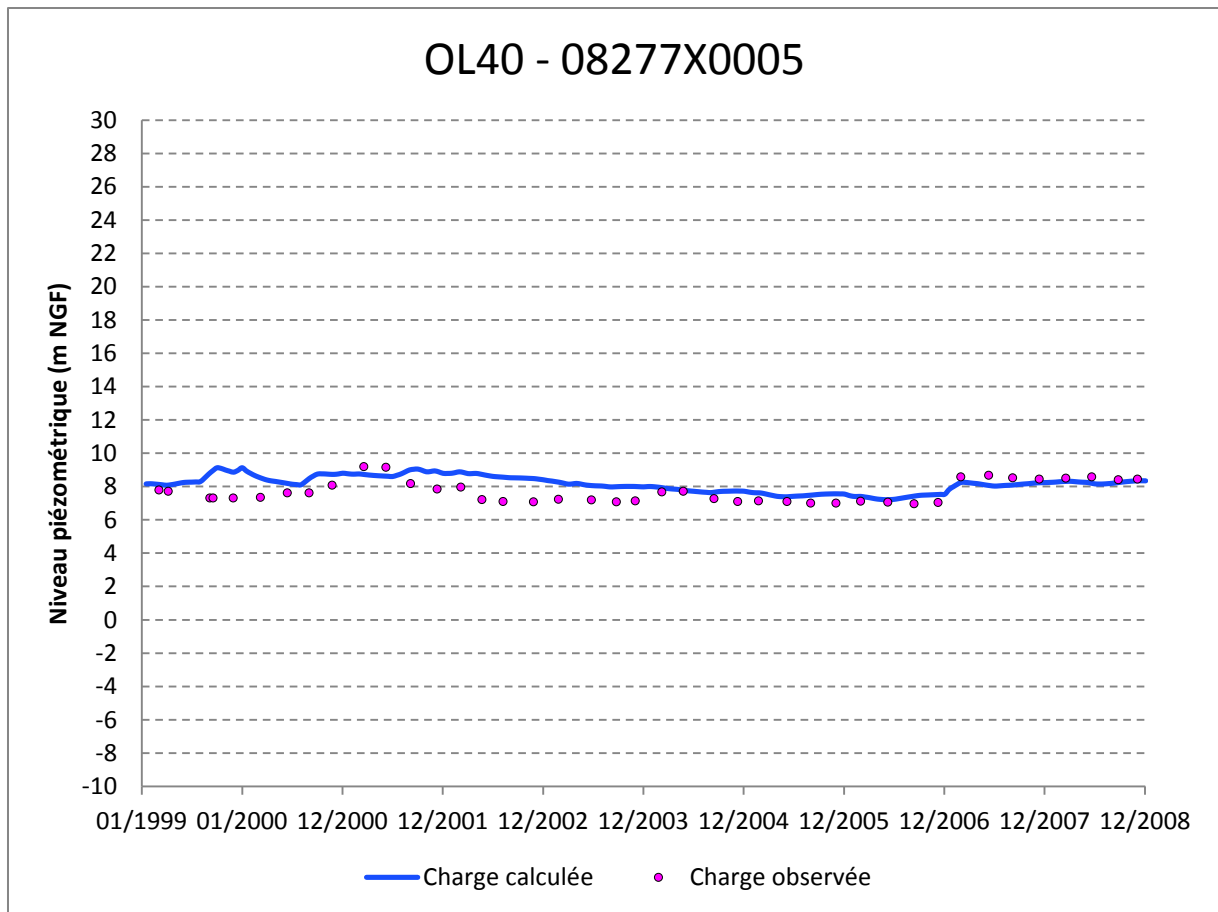


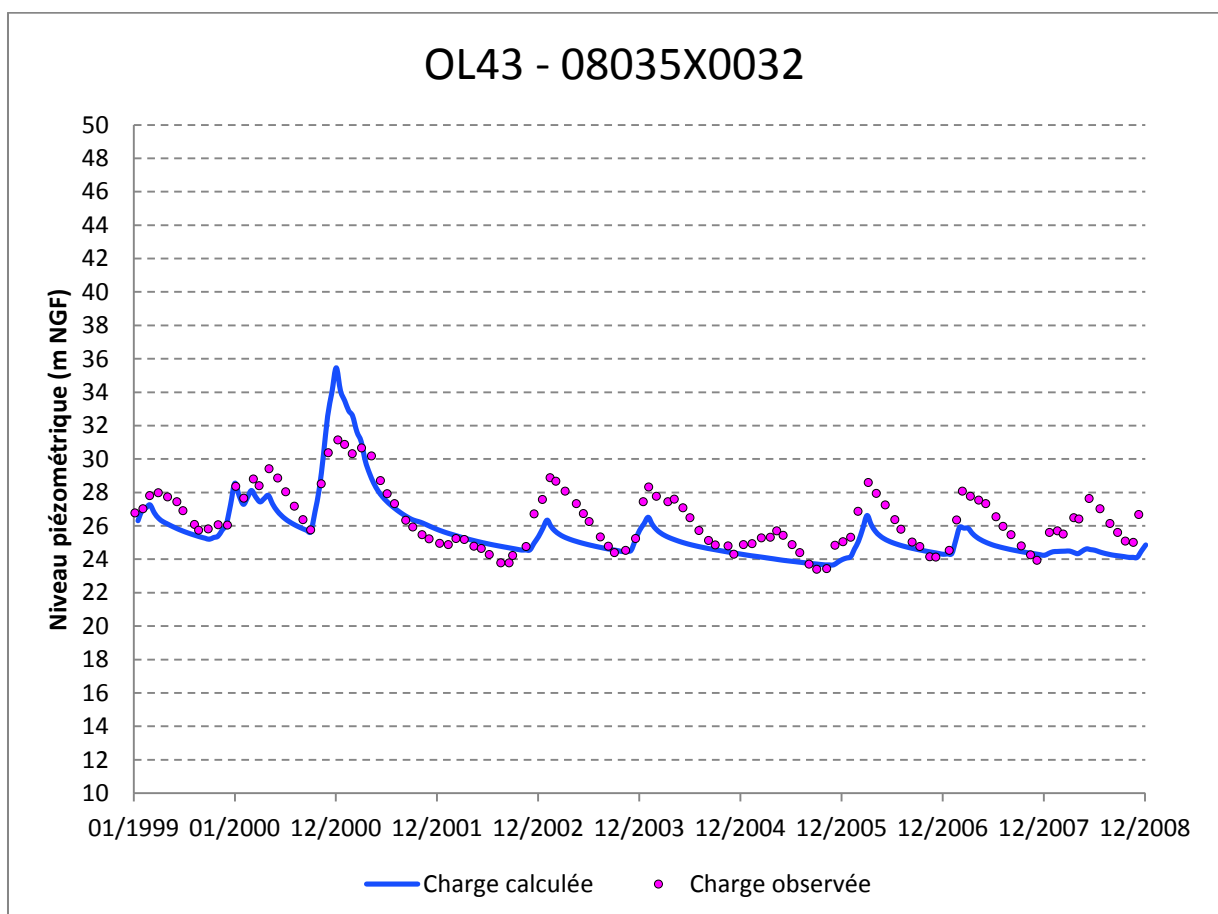
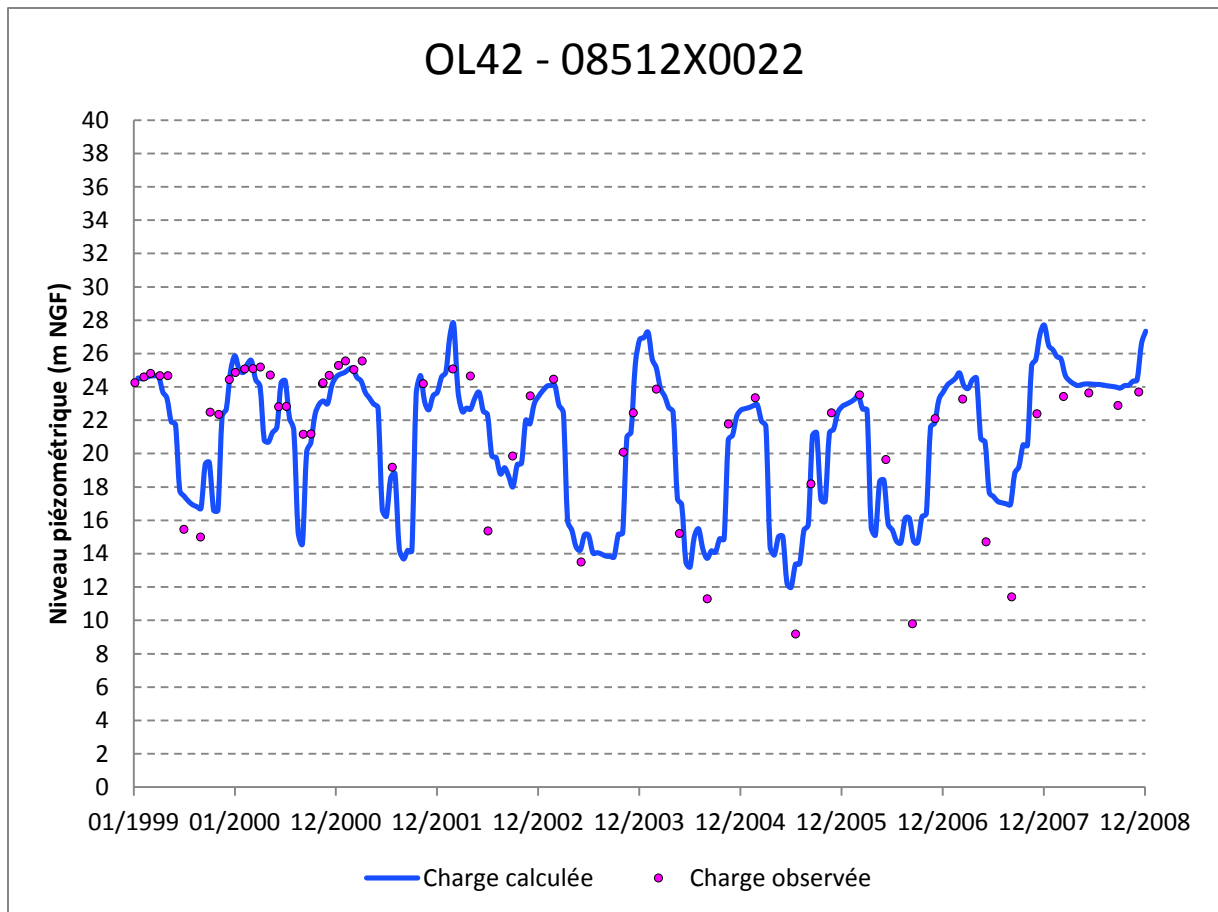






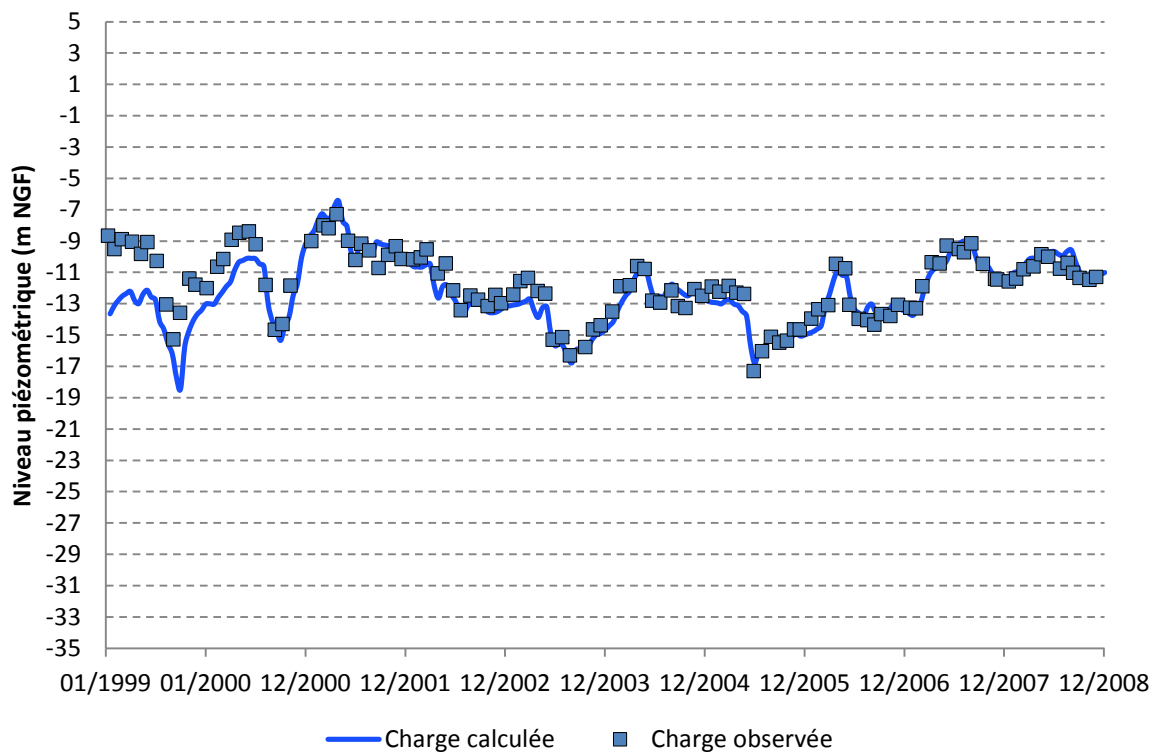






Aquifères de l'Éocène

EO14 - 08037X0015



EO15 - 08032X0222

