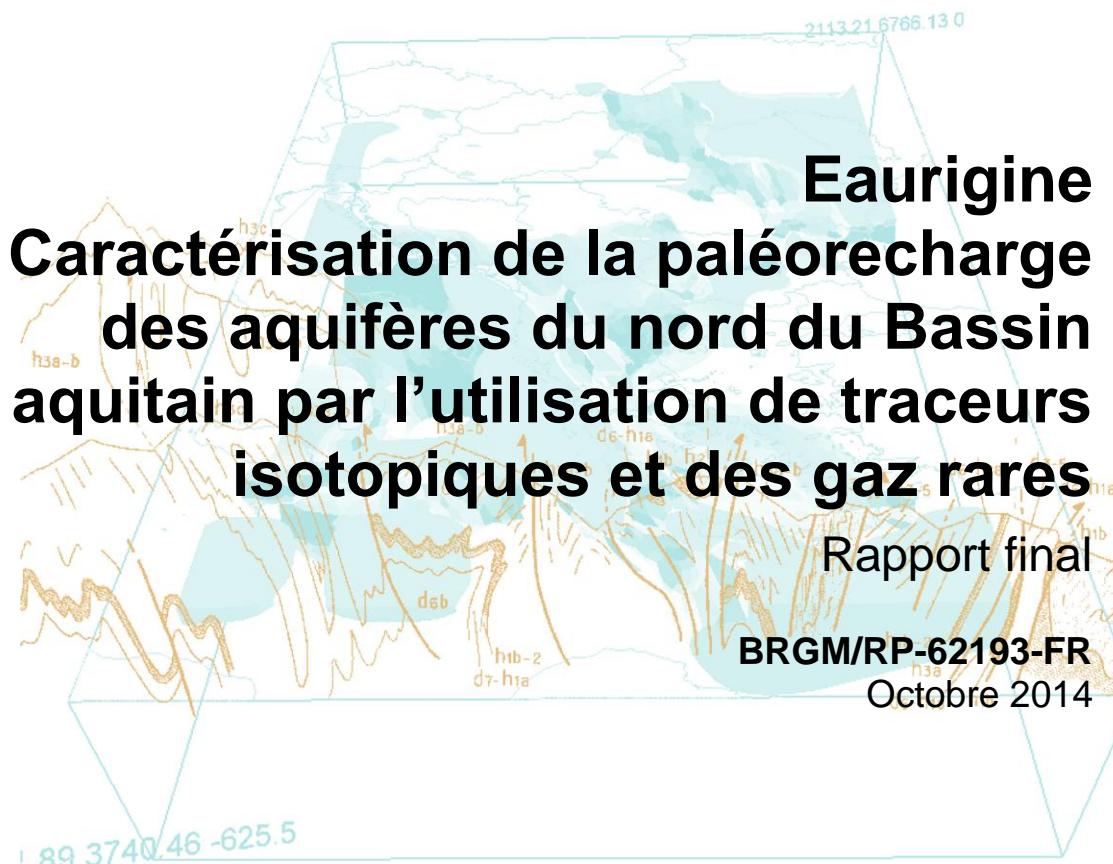


Document à accès différé



Document à accès différé

Eaurigine

Caractérisation de la paléorecharge des aquifères du nord du Bassin aquitain par l'utilisation de traceurs isotropiques et des gaz rares

Rapport final

BRGM/RP-62193-FR
Octobre 2014

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Service public du BRGM - PSP14AQI13

M. Saltel, C. Innocent, M. Franceschi, B. Lavielle, B. Thomas, R. Rebeix
Avec la collaboration de
L. Grabenstaetter et F. Capéran



Vérificateur : Nom : Emmanuelle Petelet-Giraud Date : 17/10/2014	Approbateur : Nom : Nicolas Pedron Directeur du BRGM Aquitaine par intérim Date : 15/12/2014
---	--



Le système de management de la qualité et de l'environnement
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.



Avertissement

Document à accès différé :

Le tirage initial de ce rapport, en nombre fixé par convention, est diffusé à son commanditaire. Sa communicabilité ultérieure à des tiers est liée à la prise d'une décision administrative formelle à laquelle il concourt, conformément à la loi n° 78-753 du 17 Juillet 1978. Passé ce délai, ce rapport devient communicable à tout tiers extérieur qui en ferait la demande ; le BRGM ne peut plus être tenu comme responsable de l'usage qui pourrait en être fait et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.

Mots-clés : Miocène, Oligocène, Eocène, Crétacé supérieur, Bassin aquitain, datation, isotopie, gaz rares

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Salte M., Innocent C., Franceschi M., Lavielle B., Thomas B., Rebeix R. avec la collaboration de Grabenstaetter L. et Capéran F. (2014) - Eaurigine - Caractérisation de la paléorecharge des aquifères du nord du Bassin aquitain par l'utilisation de traceurs isotopiques et des gaz rares. Rapport final. BRGM/RP-62193-FR, 43 p., 18 fig., 2 ann.

Synthèse

Face aux interrogations d'opérateurs publics et privés aquitains de la gestion des eaux concernant la pérennité de la qualité de la ressource, l'étude des temps de résidence des eaux des principaux aquifères du nord du Bassin aquitain est apparu comme une nécessité.

Le projet Eaurigine s'inscrit dans le cadre d'un partenariat technique entre le BRGM et des laboratoires universitaires, représentés par l'ENSEGID et le CENBG ; L'étude bénéficiant du support logistique du Conseil Général de la Gironde et du soutien financier de l'Agence de l'Eau Adour Garonne. L'intérêt est de mutualiser les compétences techniques et les moyens d'analyses pour améliorer la connaissance des systèmes aquifères du nord du Bassin aquitain.

L'utilisation des traceurs isotopiques (oxygène-18, deutérium, carbone-14) est devenue une technique relativement courante dans l'étude des eaux souterraines. Ces outils permettent la détermination d'un temps de résidence de l'eau (carbone 14), et de mettre en évidence l'origine paléo-climatique de la recharge (oxygène-18, deutérium). A noter que l'ENSEGID dispose du matériel nécessaire pour l'analyse des isotopes stables de l'eau (oxygène-18 et deutérium).

En compléments, la problématique de la recharge des systèmes aquifères et du temps de résidence des eaux au sein des réservoirs peut être abordée via les isotopes de l'Uranium (^{234}U / ^{238}U). Cette méthode permet d'accéder à des temps de résidence très anciens, au-delà de la gamme pouvant être investiguée par le ^{14}C . L'analyse des isotopes de l'uranium a été réalisée par le laboratoire du BRGM.

L'utilisation des mesures de gaz rares (Argon, Hélium, Xénon, Krypton, Néon) permet de retrouver les températures d'infiltration des eaux à l'origine et donc d'obtenir une information sur le paléoclimat. Cette technique est maîtrisée par l'un des partenaires du projet (CENBG).

L'objectif de ces travaux est donc d'acquérir de nouvelles données dans des secteurs peu ou pas étudiés avec ces outils. L'interprétation de ces résultats couplée aux mesures existantes permet d'avoir une vision d'ensemble, aquifère par aquifère, des temps de résidence, des processus d'échanges entre nappes (drainance) ainsi que des éléments de compréhension sur l'alimentation du multicouche Nord Aquitain.

Au total 36 nouveaux points ont été prélevés dans les nappes du Miocène, de l'Oligocène, de l'Éocène, du Campanien, du Cénomanien et du Jurassique. Les cations et anions majeurs, et éléments traces, les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) et les isotopes du carbone (^{14}C et ^{13}C) ont été analysés sur la totalité des échantillons. Les mesures de gaz rares ont porté sur 13 échantillons.

L'analyse des temps de résidence a mis en évidence que la circulation des eaux dans le système multicouche nord aquitain est très complexe. Au sein d'un même aquifère, les eaux les plus récentes sont retrouvées aux abords des zones d'affleurement même lorsque ces dernières correspondent également à des exutoires de la nappe (cas de la nappe de l'Oligocène). Il y a alors dans ces secteurs mélange entre des eaux anciennes et des eaux contemporaines. De façon assez surprenante, le schéma général selon lequel les eaux des réservoirs les plus profonds sont les plus anciennes est contredit par des mesures traduisant un rajeunissement local des eaux. Ces incohérences peuvent trouver une explication en intégrant les caractéristiques intrinsèques des réservoirs (perméabilités fortes dans le cas des aquifères karstiques) et les aspects structuraux (anticinal de Villagrains-Landiras, failles de Bordeaux, faille de la Leyre,...). Ainsi, les zones qui subissent des contraintes tectoniques peuvent, au

même titre que les zones d'affleurement, être des zones de recharges. L'exemple le plus frappant est celui des eaux des nappes du Crétacé supérieur qui présentent des temps de résidences inférieurs aux eaux datées dans les réservoirs sus-jacents.

Les mesures collectées permettent de mieux appréhender les processus d'échanges entre nappes (drainance) et apportent des éléments de compréhension mais aussi de questionnement sur le renouvellement des eaux du système aquifère nord aquitain.

Les teneurs en $\delta^{2\text{H}}$ et $\delta^{18\text{O}}$ varient respectivement de -48.0 ‰ à -25.0 ‰ et de -8.2 ‰ à -4.0 ‰. Les teneurs les plus appauvries se rencontrent dans les eaux issues de l'aquifère éocène, avec un enrichissement en deutérium par rapport à la droite météorique mondiale. Les teneurs les plus enrichies correspondent aux aquifères les plus superficiels, influencés par une recharge actuelle. Il ressort que les eaux appauvries en $\delta^{18\text{O}}$ présentent des temps de résidence élevés ce qui traduit un effet paléo-climatique.

L'absence de recharge lors du dernier Maximum Glaciaire a été mis en évidence par de nombreux auteurs (Edmunds et al., 2001) dans des régions de l'Europe du Nord (Darling, 2004), mais en Aquitaine cette absence de recharge n'est pas clairement identifiée. Ce point a été confirmé par les paléotempératures des eaux au moment de l'infiltration déduites des mesures de gaz rares. Les mesures ont montré un écart de température de l'ordre de 5.9 °C entre le dernier maximum glaciaire (16 000 à 20 000 ans) et l'actuel.

Les paléo-températures les plus froides, observées pendant le dernier maximum glaciaire, sont en moyenne de $5.8^\circ\text{C} \pm 0.7^\circ\text{C}$. Elles sont incompatibles avec l'établissement d'un pergélisol continu pendant cette période. L'hypothèse d'un pergélisol discontinu pendant les épisodes les plus froids reste la plus cohérente. Les périodes climatiques les plus froides n'ont a priori pas empêché la recharge des aquifères même si elles ont pu constituer des périodes moins favorables.

Dans le contexte actuel de gestion raisonnée des prélèvements, l'apport des données isotopiques est un élément pertinent pour contraindre les modèles numériques de gestion, en imposant un cadre de fonctionnement conceptuel au fonctionnement chimique et hydrodynamique tel que restitué par les approches de modélisation classiques. Les informations apportées par ce projet permettront de mieux contraindre les modèles numériques et notamment le Modèle Nord Aquitain (MONA) élaboré par le BRGM (Thiéry et al., 2011) pour servir d'outil de gestion et d'aide à la décision, afin de définir au mieux les stratégies d'exploitation des ressources souterraines de la région.

Sommaire

1. Introduction	7
2. Contexte de la zone d'étude	9
2.1. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE.....	9
2.2. CONTEXTE PALEOCLIMATIQUE	10
3. Méthodologie	15
3.1. ISOTOPES DE LA MOLECULE D'EAU	16
3.2. ISOTOPES DU CARBONE	18
3.3. ISOTOPES DE L'URANIUM	19
3.4. MESURES DE GAZ RARES.....	20
4. Résultats et interprétations	23
4.1. TEMPS DE RESIDENCE	23
4.1.1. Isotopes du carbone et âges ^{14}C	23
4.1.2. Rapports d'activités de l'uranium	30
4.2. PALEOCLIMAT.....	32
5. Conclusions et perspectives	37
6. Bibliographie	39

Liste des figures

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude.....	9
Figure 2 : Courbe de $\delta^{18}\text{O}$ obtenue dans la glace du forage de glace North-GRIP au Groenland (NorthGRIP et al., 2004)	11
Figure 3 : Évolution du trait de côte (Bertran et al., 2013) A : L'Aquitaine au dernier maximum glaciaire – B : L'Aquitaine actuelle	12
Figure 4 : Les étapes de la déglaciation après le Dernier Maximum Glaciaire (Labeyrie, 2006)	13
Figure 5 : Localisation des points de prélèvements Eaurigine.....	15
Figure 6 : Schéma récapitulatif des principaux facteurs influençant la teneur en isotopes stables ^{18}O et ^{2}H de l'eau météorique.....	17
Figure 7 : Processus naturels pouvant influencer les compositions en 2H et en 18O (Clark et Fritz, 1997)	17
Figure 8 : Répartition des données disponibles sur le nord du Bassin aquitain	23

Figure 9 : Distribution des temps de résidence dans les nappes du Crétacé	24
Figure 10 : Coupes hydrogéologiques 1 et 2 recoupant la structure de Villagrains-Landiras.....	25
Figure 11 : Distribution des temps de résidence dans la nappe de l'Éocène	27
Figure 12 : Distribution des temps de résidence dans la nappe de l'Oligocène	28
Figure 13 : Coupes hydrogéologiques 3.....	29
Figure 14 : Échelle de temps des écoulements dans différents aquifères (Toth, 1995)	30
Figure 15 : Diagramme portant l'activité mesurée en ^{14}C en fonction du rapport d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ pour les eaux des différents aquifères. Les points à l'intérieur des domaines entourés d'un trait plein correspondent aux eaux provenant de l'agglomération bordelaise. Les points à l'intérieur des domaines entourés d'un trait tireté correspondent aux eaux situées hors de l'agglomération, mais à l'intérieur de la dépression piézométrique. Domaine bleu : eaux éocènes situées au NE de la Dordogne, domaine jaune : eaux éocènes situées à proximité du littoral.....	31
Figure 16 : Variation des compositions isotopiques en ^{18}O et ^{2}H des eaux du complexe aquifère nord aquitain.....	32
Figure 17 : Corrélation des données paléo climatiques dans divers réservoirs européens (Douez, 2007 modifié). A - principales périodes humides quaternaires correspondant à des épisodes de recharge des aquifères de la vallée de Pô (Zuppi et Sacchi, 2004) B – $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du temps de résidence de différents aquifères Européens (Darling, 2004)) C – Les événements climatiques de la fin du Würm en Aquitaine (Laville et al., 1983)	33
Figure 18 : Évolution des paléotempératures au nord du Bassin aquitain établies à partir des mesures en gaz rares	34

Liste des annexes

Annexe 1 : Descriptif des différents modèles utilisés pour le calcul des temps de résidence	45
Annexe 2 : Résultats d'analyses	51

1. Introduction

Le régime d'écoulement actuel des eaux souterraines est l'héritage de la paléo-recharge influencée par des conditions climatiques antérieures. La paléo-hydrogéologie permet de comprendre les phénomènes tant hydrauliques que géochimiques actuels (Schoeller, 1971). Ainsi les travaux et synthèse récentes en Europe (Edmunds et al., 2001) ont montré que les conditions paléo-climatiques passées ont fortement influencé la recharge des grands systèmes aquifères notamment lors des périodes de glaciations et lors de la phase de réchauffement qui a suivi.

Les systèmes aquifères profonds du Bassin nord-aquitain constituent une ressource en eau stratégique dont les réserves sont souvent importantes. Le renouvellement de ces eaux s'effectue à une échelle de temps très importante comme en témoignent les temps de résidence mesurés [(Chery, 1993) ; (Chery et al., 1994) ; (Schnebelen et al., 2002) ; (Franceschi, 2005) ; (Saltel, 2008)].

Les traceurs isotopiques usuels ont été employés pour déterminer le temps de résidence des eaux (^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$), et pour mettre en évidence l'origine paléo-climatique de la recharge ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). En compléments, la problématique de la recharge des systèmes aquifères et du temps de résidence des eaux au sein des réservoirs peut être abordée via les isotopes de l'uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Cette méthode permet dans certains contextes de contraindre les résultats et de suppléer le carbone-14 lorsque les mesures de ce paramètre sont au-delà des seuils de détection. L'analyse des isotopes de l'uranium a été réalisée par le laboratoire du BRGM. L'utilisation des mesures de gaz rares (He, Ne, Ar, Xe, Kr) a permis d'estimer les températures d'infiltration des eaux à l'origine et donc d'obtenir des informations sur la paléoclimatologie du bassin nord-aquitain et sur le mode d'alimentation de ce système multicouche comme cela avait été le cas dans le sud du Bassin aquitain (Blavoux et al., 1993).

L'objectif de ces travaux est d'acquérir de nouvelles données dans des secteurs peu ou pas étudiés avec ces outils. L'interprétation de ces résultats couplée aux mesures existantes permet d'avoir une vision d'ensemble, aquifère par aquifère, des temps de résidence, des processus d'échanges entre nappes (drainance) ainsi que des éléments de compréhension sur l'alimentation du multicouche Nord Aquitain.

Au total 36 nouveaux points ont été prélevés dans les nappes du Miocène, de l'Oligocène, de l'Éocène, du Campanien, du Cénomanien et du Jurassique. Les cations et anions majeurs, et éléments traces, les isotopes stables de l'eau (^{18}O , ^2H), les isotopes du carbone (^{14}C et ^{13}C), les isotopes de l'uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) ont été analysés sur la totalité des échantillons. Les mesures de gaz rares ont porté sur 13 échantillons.

Après une description du contexte d'étude d'un point de vue géologique et paléo-climatique, les différentes méthodes d'analyses utilisées dans le cadre de ce projet seront décrites. Les résultats des analyses et l'interprétation qui en découle seront ensuite discutés en se focalisant sur la thématique de la recharge des aquifères étudiés. Dans les conclusions nous évoquons les perspectives en termes de gestion de la ressource à l'aide des outils numériques.

2. Contexte de la zone d'étude

2.1. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

Le Bassin aquitain, situé dans le sud-ouest de la France est largement ouvert sur l'océan Atlantique. Il peut être divisé en trois zones distinctes : le Bassin Nord aquitain qui nous intéresse particulièrement, une zone méridionale située au sud de la flexure Celtaquitanine et une zone intermédiaire qui intègre à l'ouest le Bassin de Parentis. Le Bassin Nord aquitain est caractérisé par une faible subsidence. Il est encadré par deux structures majeures résultant des déformations pyrénéennes du Paléogène : l'anticlinal de Jonzac de direction NW-SE et celui de Villagrains-Landiras de direction WNW-ESE (Gély et al., 2000). A l'intérieur de ce domaine, les formations plus ou moins perméables du Mésozoïque et du Cénozoïque ont constitué au cours des temps géologiques un vaste système aquifère multicouche (Figure 1).

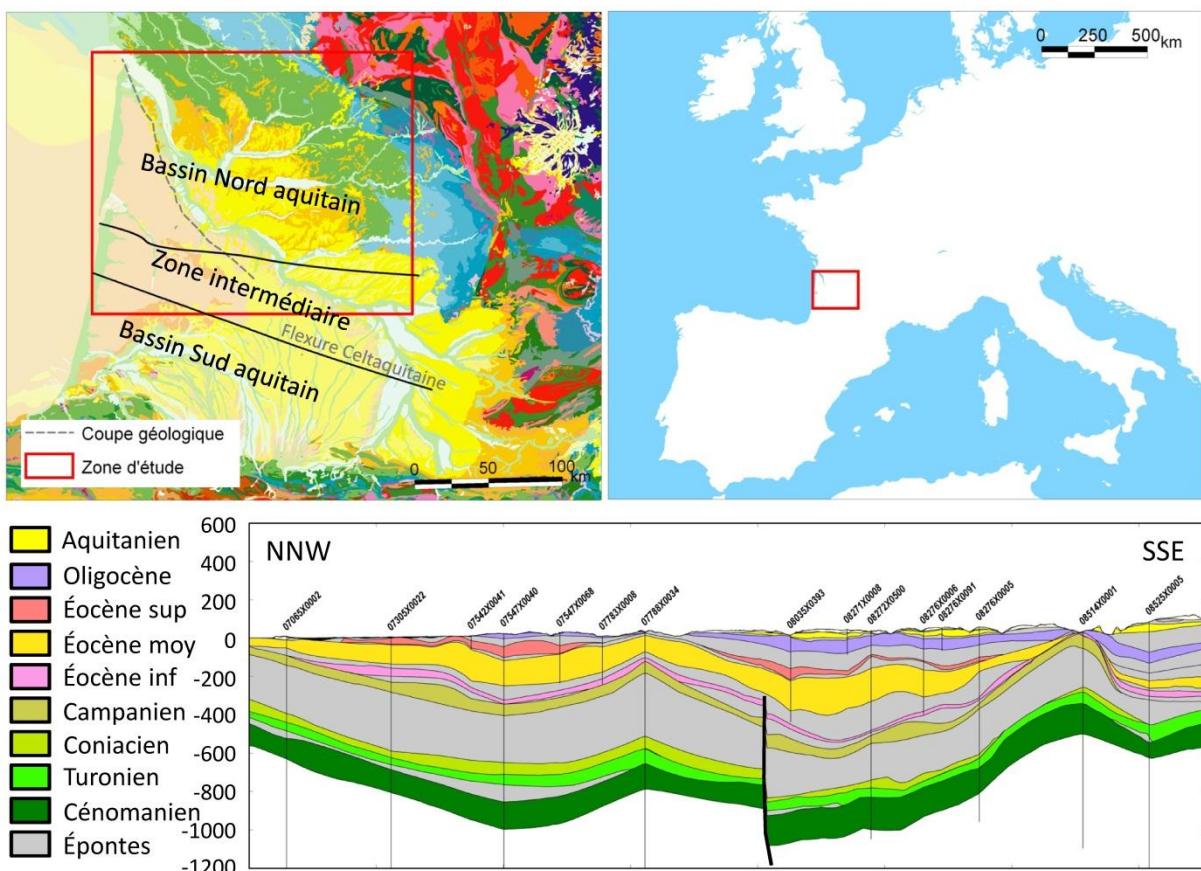


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

Les différents aquifères de ce système sont d'extensions et de puissances inégales et peuvent être subdivisées en deux groupes :

- Les aquifères du Crétacé supérieur, principalement composés de calcaires fissurés. Sont distingués du plus profond au plus superficiel : Le Cénomanien, le Turonien, le Coniacien et le Campanien. A noter que par endroits, certains de ces aquifères sont en communication du fait de la disparition locale des épontes. C'est notamment le cas sous la ville de Bordeaux où les formations du Cénomanien, du Turonien et du Coniacien

forment un seul et même réservoir qui se compose dans sa partie inférieure d'un complexe détritique constitué de grés et de sables moyens à grossiers recouvert dans sa partie supérieure d'une série carbonatée composée d'une alternance de calcaires gréseux et argileux, de calcaires bioclastiques localement dolomitisés et de dolomie (Pédron et al., 2008). Le mur imperméable de cet ensemble est formé par les assises marno-calcaires du Jurassique tandis que le toit semi-perméable à imperméable est constitué par les calcaires crayeux du Coniacien et du Santonien et les calcaires marneux du Campanien. L'aquifère karstique sommital du Crétacé supérieur est formé par les calcaires bioclastiques et crayeux du Campano-Maastrichtien. Il présente une porosité matricielle moyenne compensée par une forte porosité de fissure.

- Les aquifères du Cénozoïque sont au nombre de 7 : L'Éocène inférieur, l'Éocène moyen, l'Éocène supérieur, l'Oligocène, l'Aquitaniens, le Langhien-Serravallien et le Plio-Quaternaire. Les aquifères de L'Éocène (inférieur, moyen et supérieur) sont composés de plusieurs horizons dont les propriétés hydrauliques varient verticalement et latéralement en fonction de l'agencement des terrains calcaires et sableux (Moussié, 1972). Les formations de l'Éocène sont caractérisées par des variations latérales de faciès particulièrement fréquentes au sein des unités hydrogéologiques. Ces réservoirs sont caractérisés par des dépôts marins transgressifs à l'ouest tandis que les régions orientales sont le siège de dépôts continentaux et fluviatiles. Le toit de cet aquifère coïncide avec les faciès continentaux du Sannoisien qui viennent former l'éponte basale des grès et calcaires stampiens sus-jacents correspondant à l'aquifère de l'Oligocène. La nappe de l'Oligocène est captive exceptée sur une bande d'environ 5 km en rive gauche de la Garonne où elle affleure et devient libre. Une sédimentation régressive plus marneuse vient séparer cet aquifère de celui du Miocène constitué d'horizons carbonatés plus gréseux, localement très fossilifères. La nappe libre du Plio-Quaternaire vient surplomber l'ensemble de ce multicouche.

2.2. CONTEXTE PALEOCLIMATIQUE

Dans les systèmes aquifères profonds, le renouvellement des eaux s'effectue à une échelle de temps très importante. L'étude du paléoclimat permet d'identifier les grandes périodes climatiques ainsi que leur impact sur la recharge des aquifères. Des changements climatiques majeurs se sont produits impliquant des variations significatives des conditions de recharge. Différentes études ont permis de mettre en évidence la succession des principaux événements climatiques en confrontant les résultats obtenus avec plusieurs méthodes (Bradley, 2014) comme : la dendrochronologie, l'évolution de la végétation à l'échelle régionale; l'évolution du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les glaciers, les sédiments et certains fossiles.

Ainsi, la Terre a connu des périodes chaudes, ou interglaciaires, l'avant dernière vers 125 000 ans B.P. (Before Present) et la dernière ayant débuté vers 11 000 ans B.P (Figure 2). Elles ont alterné avec des périodes glaciaires, dont la plus importante, le dernier maximum glaciaire a été atteint vers 21 000 ans B.P. Ces grandes tendances naturelles ont été ponctuées par des accidents climatiques rapides.

L'avant-dernière période interglaciaire (de ~125.000 B.P. à ~75.000 ans B.P.) a été une période globalement chaude, entrecoupée de deux périodes plus froides. Durant cet interglaciaire, la période la plus chaude a duré ~5000 ans (de ~130.000 B.P. à ~125.000 ans B.P.): elle est dénommée Eémien par les spécialistes.

De 75.000 à 15.000 ans B.P., l'Aquitaine s'enfonce lentement dans un climat glaciaire. Cette longue période n'a pas été uniforme du point de vue climatique. Elle a été marquée par des

changements thermiques très rapides et de fortes amplitudes. Ces changements, appelés cycles de Dansgaard-Oeschger ont donné lieu à une quarantaine de pulsations climatiques aboutissant à des changements de climat sur le continent européen (Bertran et al., 2013). Ces événements ont duré quelques millénaires et la transition d'un épisode froid (stade) à un épisode tempéré (interstade) a pu être très rapide de l'ordre de quelques décennies.

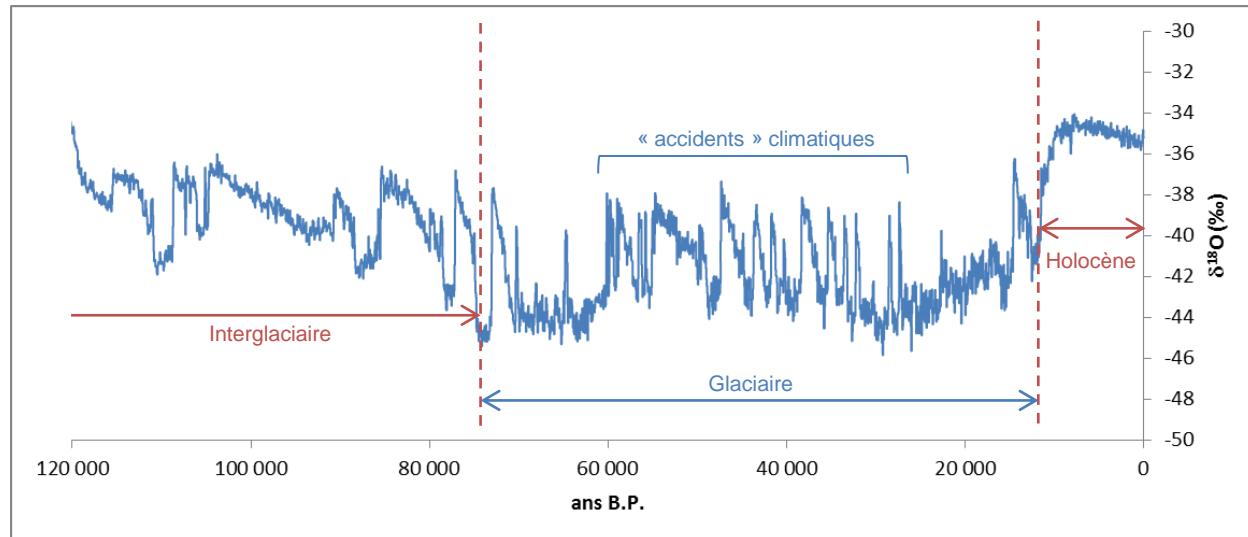


Figure 2 : Courbe de $\delta^{18}\text{O}$ obtenue dans la glace du forage de glace North-GRIP au Groenland (NorthGRIP et al., 2004)

Les épisodes tempérés et humides intercalés entre les phases froides ont permis le développement de la pinède et dans une moindre mesure du bouleau et du chêne caducifolié. Lors des périodes les plus froides on estime que la température moyenne du mois le plus froid était dans cette région de $\sim 10^\circ$ à $\sim 15^\circ\text{C}$ plus basse que l'actuelle et que les précipitations annuelles ont diminué de 50%. La température de l'eau de surface de la mer était également très basse : $\sim 10^\circ\text{C}$ de moins qu'actuellement. Ces conditions induisaient le développement rapide (<100 ans), d'une steppe à graminées de "type Europe centrale" au détriment de la forêt de pins (Sánchez et al., 2008)

Les études plus locales ont permis d'affiner les connaissances sur l'évolution du climat en Aquitaine au Pléistocène supérieur (Genty et al., 2003, 2006, 2010). En effet, l'analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène de la calcite issue des stalagmites de la grotte de Villars (Dordogne) a permis de reconstituer les variations locales du climat au cours du temps grâce aux datations U-Th (Genty et al., 2010). Les stalactites et le pollen permettent d'identifier deux réchauffements très intenses dans cette région vers ~ 55.000 ans B.P. et ~ 45.000 ans B.P. et deux périodes de refroidissement et de sécheresse, marquées par l'absence de dépôt de calcite datées entre ~ 61.000 et ~ 67.000 ans B.P. et entre ~ 30.000 et ~ 16.000 ans B.P.

L'extremum glaciaire (entre ~ 25.000 et ~ 15.000 ans B.P.) est caractérisé par des conditions climatiques excessivement rigoureuses (période caractérisée par de très fortes valeurs du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des foraminifères). Le littoral médocain se situait à -120 m vers 20 000 ans B.P (Figure 3). On observe alors une remise en mouvement des sables dunaires. A cette période, le développement des calottes glaciaires atteint son maximum, recouvrant une grande partie de l'Europe du nord soit la totalité de la Scandinavie, les deux-tiers de l'Angleterre, le nord de l'Allemagne et de la Pologne (Ehlers et al., 2007). Les glaciers des Alpes descendaient jusqu'à Lyon et ceux des Pyrénées jusqu'à Arudy (Pyrénées-Atlantiques).

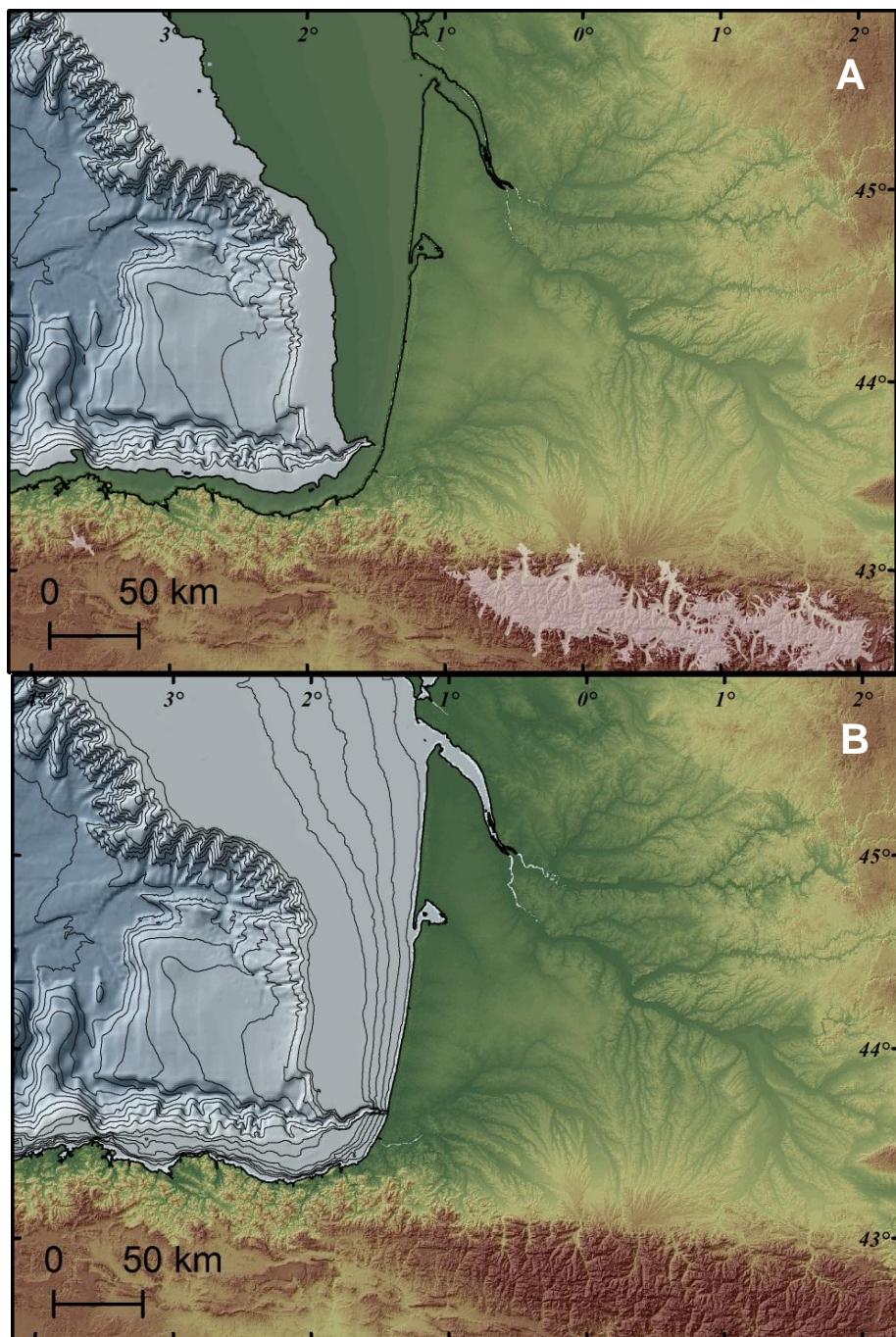


Figure 3 : Évolution du trait de côte (Bertran et al., 2013)
A : L'Aquitaine au dernier maximum glaciaire – B : L'Aquitaine actuelle

C'est aussi à cette période que le pergélisol a atteint son extension la plus grande. Le pergélisol agit d'un point de vue hydrogéologique comme un imperméable qui empêche et redirige les écoulements souterrains (Vidstrand, 2003). A l'échelle du Bassin aquitain, la nature continue ou discontinue du pergélisol fait débat. Les études plus locales tendraient à prouver qu'un pergélisol continu a pu se mettre en place dans le Médoc et la région bordelaise (Texier, 1996). Cependant, il n'a probablement existé que pendant quelques siècles et doit être associé aux événements les plus froids du stade isotopique 2 (Bertran et al., 2005 et 2013).

A partir de 18 000 ans B.P., la transition climatique vers l'interglaciaire actuel s'amorce. Le phénomène n'est cependant pas continu et se caractérise notamment par une déglaciation plus intense entre 15 500 ans et 13 500 ans B.P. (Figure 4).

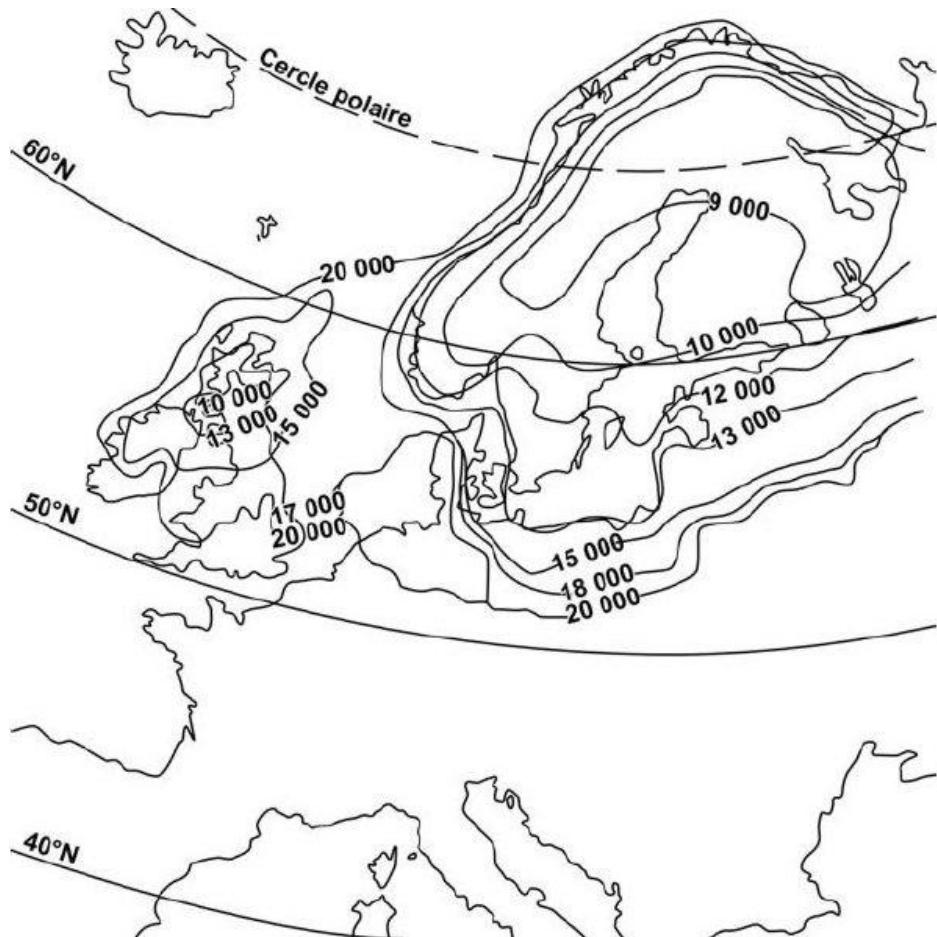


Figure 4 : Les étapes de la déglaciation après le Dernier Maximum Glaciaire (Labeyrie, 2006)

3. Méthodologie

Les traceurs isotopiques usuels ont été employés pour déterminer le temps de résidence des eaux (^{14}C , ^{13}C), et pour mettre en évidence l'origine paléo-climatique de la recharge ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). L'utilisation des mesures de gaz rares (He, Ne, Ar, Kr, Xe) doit permettre d'estimer les températures d'infiltration des eaux à l'origine et donc d'obtenir des informations sur la paléoclimatologie du Bassin Nord aquitain et sur le mode d'alimentation de ce système multicouche comme cela avait été le cas dans le sud du Bassin aquitain (Blavoux et al., 1993).

Un total de 36 nouveaux points (Figure 5) ont été prélevés dans les nappes de l'Aquitainien, de l'Oligocène, de l'Éocène, du Campanien, du Cénomanien et du Jurassique. Les cations et anions majeurs, et éléments traces, les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), les isotopes du carbone (^{14}C et $\delta^{13}\text{C}$) et les isotopes de l'Uranium ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) ont été analysés sur la totalité des échantillons. Les mesures de gaz rares ont été réalisées sur un total de 13 échantillons. Les points de prélèvements ont été choisis de manière à pouvoir reconstituer l'évolution des paléo températures au cours du temps en couvrant toute la gamme d'âge des eaux du Bassin Nord Aquitain. Ce ne sont donc pas forcément les mêmes forages qui ont été prélevés pour les gaz rares et les autres isotopes.

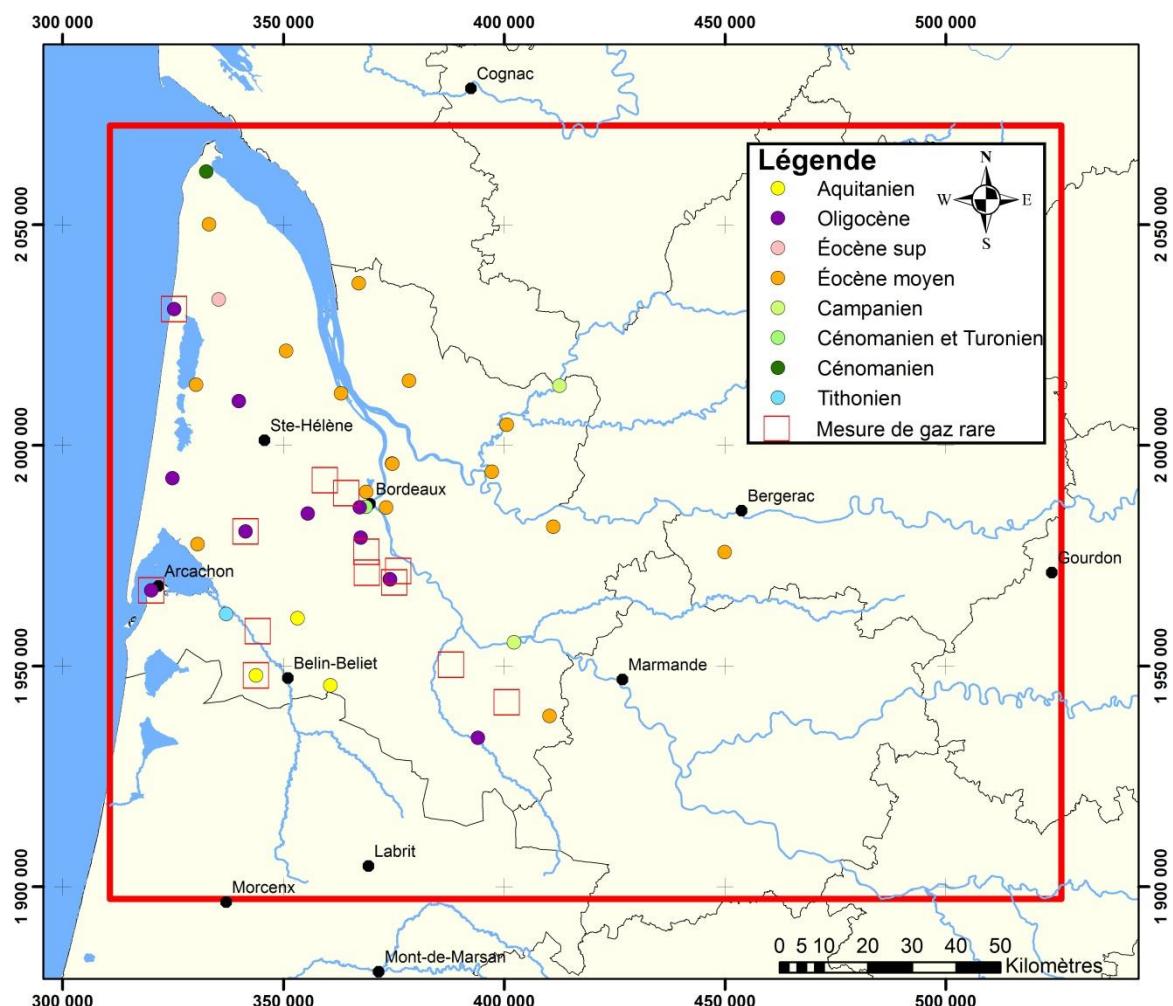


Figure 5 : Localisation des points de prélèvements Eaurigine

3.1. ISOTOPES DE LA MOLECULE D'EAU

Les valeurs en oxygène-18 et deutérium ont été mesurées à l'ENSEGID par spectrométrie Laser. Un spectromètre DLT-100 (Los Gatos Research) a été utilisé en respectant le schéma analytique recommandé par l'AIEA, [(Aggarwal et al., 2009) ; (Penna et al., 2010)]. La qualité de l'analyse a été contrôlée en admettant un écart type maximum de 2 pour δD et 3 pour $\delta^{18}O$.

Les isotopes stables de l'eau sont ceux de l'oxygène et de l'hydrogène. Pour l'oxygène, l'isotope ^{16}O est le plus abondant (99.762%), suivi du ^{18}O (0.200%) puis du ^{17}O (0.038%). L'hydrogène est constitué de deux isotopes 1H et 2H (aussi nommé Deutérium), 1H étant fortement majoritaire avec une abondance de 99.985 %. Pour mémoire, il existe également un isotope radioactif 3H (tritium).

Les rapports des isotopes de l'oxygène ($^{18}O/^{16}O$) et de l'hydrogène (D/H) sont exprimés en unités delta de déviation par rapport à un standard de référence.

On utilise la notation δ exprimée en parts pour mille (‰) avec :

$$\delta = \left[\left(\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{Standard}}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

où R est le rapport isotopique, isotope lourd sur isotope léger.

Le standard de référence est le V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), qui correspond à une eau de mer moyenne, pour lequel, par définition $\delta = 0\text{‰}$.

Les conditions d'évaporation et de condensation sont des facteurs importants qui vont caractériser la signature géochimique des eaux. La molécule d'eau isotopique ($H_2^{18}O$) est plus lourde que la molécule d'eau ($H_2^{16}O$), si bien que les teneurs en ^{18}O et 2H des eaux des aquifères vont dépendre notamment des conditions d'évaporation et de condensation (climat).

Les isotopes lourds s'évaporeront plus difficilement mais précipiteront plus facilement ; la teneur en isotopes lourds des précipitations va dépendre des effets suivants (Figure 6) :

- **Latitude** : les précipitations aux hautes latitudes ont des valeurs plus négatives qu'aux basses latitudes. Pour l'Europe, le gradient est de l'ordre de $-0,6\text{‰}$ par degré de latitude
- **Altitude** : la baisse des teneurs en ^{18}O oscille entre $-0,15$ et $-0,5\text{‰}$ par élévation de 100 mètres d'altitude ; pour le 2H , la baisse est comprise entre -1 et -4‰ (Rozanski et al., 1993). Un autre phénomène s'ajoute à ce processus thermodépendant : l'effet orographique. A l'approche des reliefs, les masses d'air vont générer des précipitations plus importantes et plus appauvries en isotopes lourds. Cette relation entre la quantité précipitée et la teneur en ^{18}O - 2H est "l'effet de masse" (Dansgaard, 1964).
- **Continentalité** : également appelé "effet de distance à partir de la côte". La teneur des précipitations en isotopes lourds s'appauprit au fur et à mesure de l'éloignement des océans, car les isotopes lourds ont tendance à précipiter rapidement.
- **Reprise de l'évaporation** : sur les continents, l'effet de continentalité peut être déséquilibré par l'apport d'eau issue de l'évapotranspiration continentale. En effet, les molécules composées d'isotopes lourds s'évaporent plus difficilement que les molécules classiques.

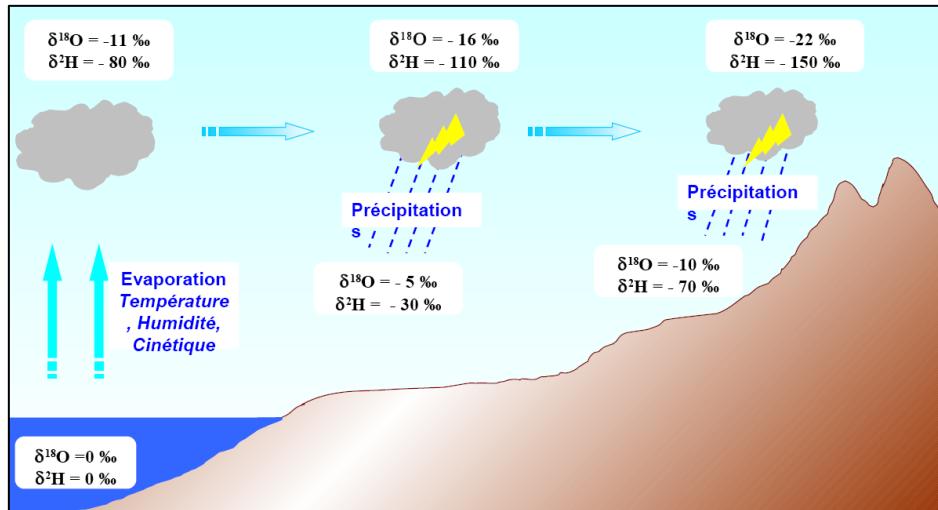


Figure 6 : Schéma récapitulatif des principaux facteurs influençant la teneur en isotopes stables ^{18}O et ^2H de l'eau météorique

Les compositions isotopiques en ^2H et ^{18}O des eaux météoriques (précipitation, vapeur atmosphérique) sont fortement corrélées. Ainsi, les eaux d'origine météorique actuelles sont identifiables de par leur teneur en isotopes stables. Les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ s'alignent selon la "droite météorique mondiale" d'équation (Craig, 1961) :

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

La comparaison d'échantillons provenant d'eaux souterraines avec cette courbe indique, s'il y a une déviation, une modification de l'eau par des processus d'échange lors de la circulation en profondeur (Figure 7) : interactions eaux-roches, évaporation, mélange avec des eaux dont la source en isotope n'est pas météorique, etc.).

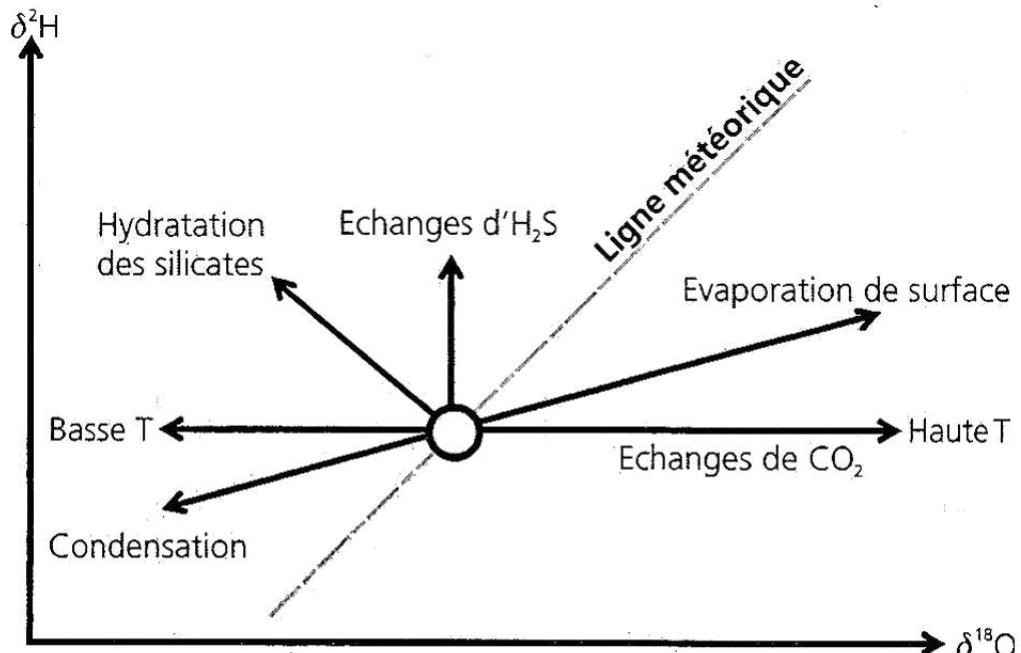


Figure 7 : Processus naturels pouvant influencer les compositions en ^2H et en ^{18}O (Clark et Fritz, 1997)

En outre, la teneur en isotopes lourds de l'eau des océans dépend également du climat global de la planète. Dans le passé, la concentration en isotopes lourds a fortement varié. Pour les données du Dernier Maximum Glaciaire, la teneur en ^{18}O des océans était de 1,5% (Craig et Gordon, 1965). Lorsque le climat est froid, la concentration en isotopes lourds est plus élevée dans les océans et vice-versa. En effet, lors des périodes glaciaires, les températures sont plus basses, ce qui diminue l'évaporation. Une évaporation moins importante entraîne une hausse des teneurs en isotopes lourds dans les océans car ces derniers sont moins facilement évaporables.

Autrement dit, pour des eaux anciennes (comme dans le cas présent), un effet de température lié au contexte paléoclimatique peut intervenir (Dray et al., 1997).

En résumé, les isotopes stables de la molécule d'eau permettent de tracer l'origine de la recharge à la fois de manière spatiale (zone de recharge) et temporelle, de mettre en évidence des hétérogénéités spatiales entre aquifères mais aussi au sein d'un même niveau aquifère. Les isotopes stables bien que n'étant pas un outil de datation des eaux peuvent, en particulier dans le contexte des grands aquifères sédimentaires profonds et confinés, être utilisés comme un outil préliminaire de datation en mettant par exemple en évidence des composantes de recharge ancienne effectuées sous un climat plus froid que l'actuel.

3.2. ISOTOPES DU CARBONE

Les analyses sur les isotopes du carbone (^{14}C et $\delta^{13}\text{C}$) ont été effectuées au laboratoire de chimie isotopique EIL (Environmental Isotope Laboratory) à l'Université de Waterloo au Canada.

La méthode de datation à l'aide du $\delta^{13}\text{C}$ et du ^{14}C permet de dater les eaux souterraines. La demi-vie du ^{14}C est de 5730 ans, cette méthode ne permet pas de dater des eaux âgées de plus de 30.000 - 40.000 ans. Le radiocarbone (isotope radioactif du carbone) se forme dans la haute atmosphère à partir de noyaux d'azote ^{14}N et est distribué dans le cycle du carbone sous forme de CO_2 , mélangé au CO_2 atmosphérique.

L'utilisation du ^{14}C dans le cadre de la datation des eaux souterraines est fondée sur l'estimation de la décroissance radioactive par unité de temps selon :

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

Où A_0 : activité initiale (à la fermeture du réservoir)

A : activité au temps t

t : temps passé depuis la fermeture du réservoir en année

λ : constante de décroissance radioactive

L'activité A au temps « t » est déterminée par dosage du ^{14}C dans l'échantillon prélevé. La détermination du temps « t » permet de définir le temps passé par l'eau, dans laquelle le ^{14}C est dissous (sous forme de CO_2 dissous), au sein du réservoir. Le temps « t_0 » correspond au moment où l'atome de carbone atteint la zone saturée du réservoir (aussi appelée réservoir fermé).

A partir de ce moment-là, aucun apport d'atomes de ^{14}C n'est possible car l'origine de cet isotope est uniquement atmosphérique.

Toute la difficulté de l'utilisation du ^{14}C pour estimer le temps de résidence des eaux souterraines est donc de déterminer la valeur A_0 .

L'isotope stable du carbone ^{13}C a également été dosé dans les échantillons d'eau, cet isotope est utilisé dans certains modèles de datation pour estimer la valeur initiale A_0 de l'activité en ^{14}C lors de la fermeture du réservoir afin de déterminer l'activité initiale.

Le ^{13}C peut avoir différentes origines, il se forme dans l'atmosphère, mais aussi dans les plantes (par photosynthèse) et dans le sol (résultant de l'activité bactérienne de décomposition de la matière organique). Il peut également provenir de la dissolution des carbonates du réservoir.

Il est donc nécessaire de déterminer les différentes sources de ^{13}C et leur proportion afin de calculer le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère.

Pour cela, plusieurs modèles sont disponibles. Ils sont divisés en deux groupes, les principes de base de ces différents modèles sont donnés en Annexe 1.

3.3. ISOTOPES DE L'URANIUM

L'Uranium 238 est l'isotope majeur de l'élément U (plus de 99 % de U naturel). Sa radioactivité conduit à sa désintégration progressive, avec une demi-vie de l'ordre de 4.5 milliards d'années. Comme ses descendants radiogéniques sont eux aussi radioactifs, il se crée une chaîne de désintégration, qui aboutit finalement à l'isotope stable ^{206}Pb .

Les isotopes radioactifs de la chaîne de ^{238}U les plus étudiés sont : ^{234}U (demi-vie 248 000 ans), ^{230}Th (75 200 ans) et ^{226}Ra (1 600 ans). ^{230}Th est un isotope extrêmement minoritaire, la quasi-totalité du Th naturel étant représenté par l'isotope 232.

Dans cette étude, seuls les isotopes de l'uranium ont été mesurés. L'estimation des temps de résidence des eaux souterraines par les isotopes de l'uranium repose sur le fait que ^{234}U et ^{238}U ne sont généralement pas à l'équilibre dans les eaux naturelles : le plus souvent, le lessivage préférentiel de ^{234}U , localisé dans des sites ayant été préalablement déstabilisés par la désintégration radioactive des nucléides-pères, conduit à des rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ supérieurs à 1 dans les eaux souterraines. Puis, en l'absence d'apport subséquent d'uranium, ce rapport décroît progressivement jusqu'à retrouver l'équilibre séculaire, après une période de l'ordre du million d'années. Ce processus se rencontre dans certaines nappes captives (Millot et al., 2011). Les mesures isotopiques de l'uranium ont ainsi pour but d'une part de compléter et confirmer les mesures réalisées à l'aide de la méthode ^{14}C , notamment du point de vue des ordres de grandeurs des valeurs obtenues, et d'autre part de dater des eaux dont les temps de résidences sont supérieurs à 40.000 ans (limite de datation du radiocarbone).

Les échantillons d'eau ont été collectés dans des jerrycans souples de 15 litres, puis ont été acidifiés à pH ~2 afin d'éviter l'adsorption des métaux sur les parois des jerrycans ainsi que le développement de flore bactérienne. Pour les eaux les plus riches en uranium, 1 litre a été prélevé pour analyse, alors que pour les eaux plus pauvres, les mesures ont été effectuées sur la totalité de l'échantillon d'eau.

Ces eaux ont été spikées avec un double spike ^{233}U - ^{236}U , puis l'U a été coprécipité avec d'autres métaux de transition à l'aide d'une solution de Fe et de NH_4OH , selon des techniques connues et décrites dans de nombreux articles (p.e.; Chen et al., 1986). Les techniques d'extraction chimique de U ont été décrites par ailleurs (Douville et al., 2010). Les rapports isotopiques $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ainsi que les concentrations en U ont été mesurées au BRGM Orléans sur

un spectromètre de masse MC-ICP-MS "Neptune" équipé d'un compteur d'ions couplé à un filtre "RPQ". ^{234}U a été mesuré sur le compteur d'ions, alors que l'isotope majeur de l'uranium (^{238}U) l'a été sur cage de Faraday. Les isotopes artificiels de l'uranium du spike ont été mesurés, selon les cas, sur cage de Faraday ou sur compteur d'ions.

Les rapports mesurés ont été corrigés, en utilisant la méthode du "standard bracketing", d'un facteur de biais global intégrant le fractionnement de masse mais aussi le rendement du compteur d'ions. Ce type de correction permet de s'affranchir des variations brusques du rendement qui pourraient survenir entre le moment de la calibration externe et celui de la mesure. Cette correction se justifie par le fait que les effets de fractionnement de masse sont correctement décrits par la loi linéaire (Wasserbürg et al., 1981), compte tenu des incertitudes analytiques inhérentes au système U. Les solutions utilisées pour le "standard bracketing" ont été les standards CRM U 010 ($^{234}/^{238}\text{U} = 5.4655 \pm 9\%$, $^{235}/^{238}\text{U} = 0.01014 \pm 1\%$) et CRM U 015 ($^{234}/^{238}\text{U} = 8.6344 \pm 1.1\%$, $^{235}/^{238}\text{U} = 0.015565 \pm 1\%$) du New Brunswick Laboratory. Les blancs totaux en uranium s'établissent à 19 pg et sont totalement négligeables.

3.4. MESURES DE GAZ RARES

Les gaz rares sont considérés comme de très bons traceurs en hydrogéologie car ils présentent l'avantage d'être peu sensibles à leur environnement proche du fait de leur grande inertie chimique. Ils n'interviennent ainsi dans aucun processus chimique ni activité biologique. Les gaz rares dissous dans les eaux souterraines ont une origine essentiellement atmosphérique. Leurs concentrations en solution résultent d'équilibres avec leurs composantes atmosphériques selon la loi de Henry et sont donc fonction des conditions physiques (température, pression qui varie avec l'altitude, salinité de l'eau) qui régnent dans la zone de recharge pendant toute la période d'infiltration des eaux. Une fois la zone saturée atteinte, la concentration en gaz rares dissous d'origine atmosphérique est normalement préservée ce qui permet de déterminer les conditions moyennes de température lors de la recharge de l'aquifère.

Les concentrations dissoutes initiales peuvent venir s'ajouter des gaz atmosphérique liés à la présence de petites bulles d'air piégées dans l'eau lors de l'infiltration (phénomène appelé excès d'air) ainsi que des isotopes d'origine radiogénique comme ^4He et ^{40}Ar provenant respectivement de la radioactivité des nucléides constitutifs des chaînes de désintégration de l'uranium et du thorium et du ^{40}K . Cette composante radiogénique doit être prise en compte dans l'interprétation des données. Dans certains cas enfin, pour des aquifères profonds, une composante par diffusion depuis la croûte ou le manteau terrestre peut également être observée. La détermination des concentrations des 5 gaz rares dissous (He, Ne, Ar, Kr, Xe) permet une meilleure compréhension de leur origine dans les eaux souterraines.

Les mesures de gaz rares ont été réalisées par le CENBG (Centre Etudes Nucléaires de Bordeaux Gradignan). Les prélèvements d'eau de l'ordre de 28 cm³, sont effectués à l'aide de tubes en cuivre de 8 mm de diamètre intérieur. Ils sont connectés à la sortie du forage et refermés par trois pinces d'écrasement en acier afin de disposer de 2 sous-échantillons. L'extraction des gaz de l'eau est réalisée au laboratoire dans un ballon de détente d'environ 500 cm³ installé sur un agitateur orbital, lui-même connecté à la ligne de purification et d'analyse des gaz. Le gaz est extrait par agitation du ballon et transféré dans un volume connexe à l'aide d'un capillaire. Ce dernier permet de récupérer la quasi-totalité des gaz extraits tout en limitant la quantité d'eau transférée dans la ligne de purification. L'hélium et le néon sont séparés des autres gaz rares à l'aide d'un charbon actif porté à la température de l'azote liquide qui retient les phases gazeuses condensables à cette température (vapeur d'eau et gaz rares lourds, Ar, Kr et Xe entre autre). Ils sont ensuite purifiés par exposition à des pièges constitués de poudres de Ti refroidies par pallier entre 750°C et 250°C. La purification de l'argon, du

krypton et du xénon est également effectuée à l'aide de poudre de Ti mais l'eau condensée est éliminée dans un premier temps par passage sur des zéolites à température ambiante.

Les concentrations absolues sont déterminées pour tous les gaz rares (He, Ne, Ar, Kr, Xe) par spectrométrie de masse suivant la méthode de la dilution isotopique à l'aide de gaz étalons dont la composition isotopique en gaz rares est parfaitement déterminée. Les concentrations mesurées sont présentées en annexe 2 et sont exprimées en 10^{-7} cm³ STP / gramme d'eau.

4. Résultats et interprétations

Un total de 36 nouveaux points ont été prélevés dans le cadre de cette étude. L'ensemble de ces données est présentée en Annexe 2. Ces données viennent enrichir les données déjà disponibles. En effet, pour avoir une vision la plus complète du secteur étudié, une synthèse de l'ensemble des mesures existantes a été réalisée (Figure 8).

C'est ainsi 127 mesures d'activité en ^{14}C avec les mesures de ^{13}C correspondantes qui ont pu être utilisées pour recalculer des temps de résidence. Nous disposons également de 152 mesures sur les isotopes de l'eau (^{18}O et ^2H) et 96 mesures de tritium (^3H).

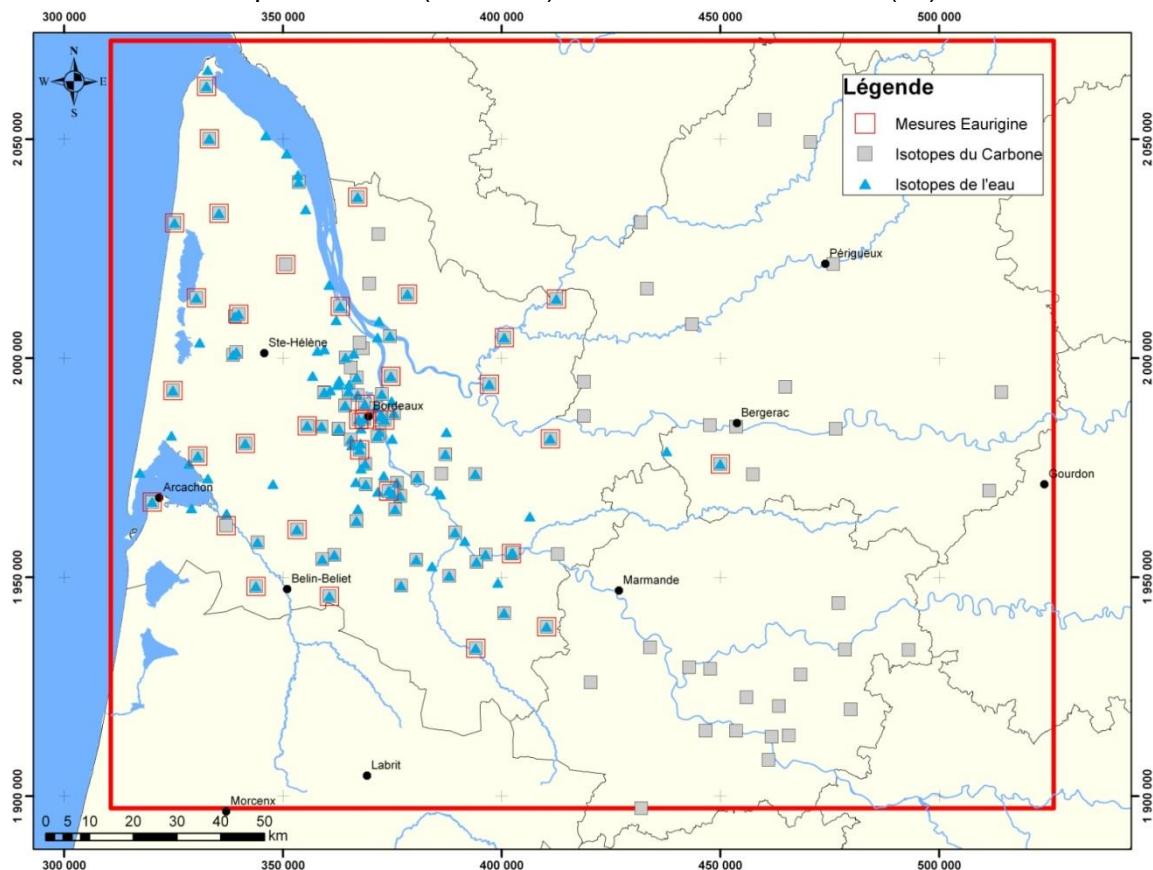


Figure 8 : Répartition des données disponibles sur le nord du Bassin aquitain

4.1. TEMPS DE RESIDENCE

4.1.1. Isotopes du carbone et âges ^{14}C

L'étude de la distribution des valeurs des activités ^{14}C mesurées lors de notre étude ainsi que celles issues de la littérature [(Chery, 1993) ; (Chery et al., 1994) ; (Schnebelen et al., 2002) ; (Franceschi, 2005) ; (Saltel, 2008)]. Au total, 127 mesures des isotopes de carbone ont pu être recensées et 120 temps de résidence recalculés. La combinaison des âges calculés à partir des différents modèles décrit en annexe permet d'obtenir une cartographie assez homogène de la distribution des temps de résidence pour les différents aquifères du système multicouche nord aquitain.

Nappes du Crétacé

Un total de 15 mesures de datation concernent les nappes du Crétacé (Campanien, Coniacien-Santonien, Turonien et Cénomanien) ce qui est relativement faible en regard de l'extension des aquifères (Figure 9). Cependant, en dehors des zones d'affleurement qui sont situées en dehors du secteur d'étude, ces réservoirs sont relativement profonds et peu exploités. A noter que les temps de résidences calculés pour les eaux des nappes du Crétacé sont assez « jeunes » en comparaison des eaux datées dans les réservoirs sus-jacents. La nature karstique de ces réservoirs doit probablement favoriser des temps de circulation plus rapides par rapport aux formations sus-jacentes plus détritiques de l'Éocène. Cette anomalie est parfaitement illustrée sur les coupes C1 et C3 (Figure 10) sur lequel le schéma de Toth (Toth, 1995) selon lequel les eaux les plus profondes sont les plus anciennes n'est pas respecté. Les eaux dans la nappe du Campanien sont plus récentes (de plus de 10 000 ans). La structure de Villagrains-Landiras correspond à une zone d'alimentation des réservoirs crétacés. C'est dans ce secteur que les eaux les plus récentes ont été observées à partir des analyses de ^{14}C , des traces de tritium ont également été mesurées ce qui traduit une recharge moderne.

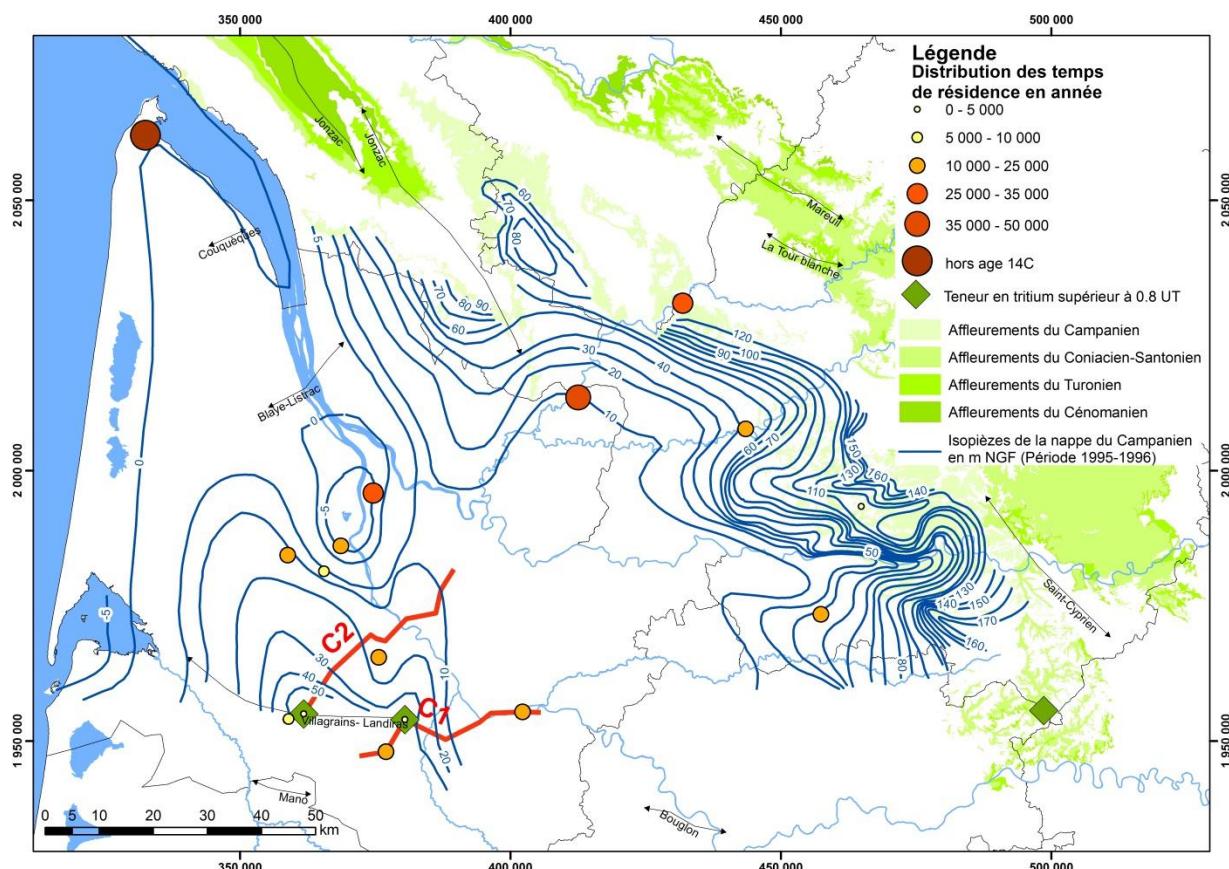


Figure 9 : Distribution des temps de résidence dans les nappes du Crétacé

Les eaux les plus anciennes ont été mesurées à la pointe du Médoc avec un temps hors âge carbone 14.

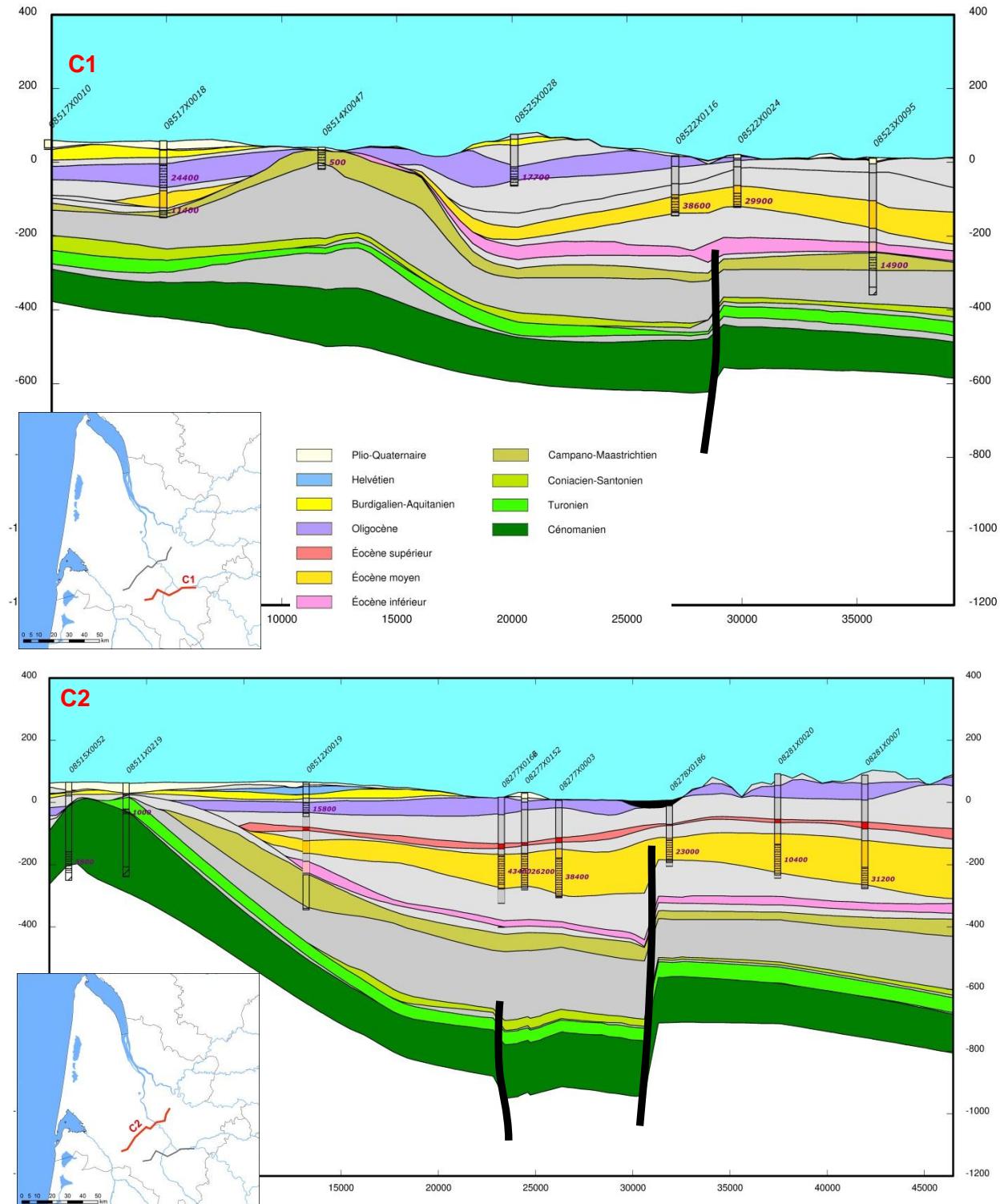


Figure 10 : Coupes hydrogéologiques 1 et 2 recoupant la structure de Villagrains-Landiras

Nappe de l'Éocène

Au total, 49 points ont permis de calculer des temps de résidence pour cette nappe (Figure 11). Les eaux les plus récentes se situent aux abords des zones d'affleurement à proximité de l'estuaire de la Gironde et en rive droite de la Dordogne. C'est dans ces secteurs que l'on détecte de traces de tritium dans les eaux. Les eaux les plus anciennes se concentrent sur l'axe de la Garonne qui constitue un axe de drainage naturel de la nappe. Il semble exister un « rajeunissement » des eaux qui coïncide avec le secteur médocain au droit duquel existe une ligne de partage des eaux séparant les écoulements orientés d'une part vers l'océan et d'autre part vers la Garonne. Cette zone correspond à une zone de drainance privilégiée qui permet la réalimentation depuis les nappes sus-jacentes. Cependant cette zone étant très peu habitée, peu de forages exploitent la nappe dans ce secteur, il faudrait donc plus de points pour venir confirmer cette hypothèse.

A noter que des anomalies sont observées lorsque l'on regarde la carte dans le détail. En effet, dans certains secteurs, des eaux plus récentes ont été identifiées dans des secteurs où les eaux sont globalement plus anciennes. C'est notamment le cas sous l'agglomération bordelaise ou un très grand nombre d'ouvrage captent la nappe de l'Éocène. Plusieurs explications sont possibles :

- **Méthode de mesure** : les mesures ont été réalisées à des périodes différentes et les méthodes d'analyses ont évolué dans le temps ce qui peut aboutir à des résultats différents. Ainsi, pour un même forage, des analyses ont été réalisées dans les années 1990 et récemment. Quels que soient les temps de résidence, des différences notables sont observées (différence de l'ordre de 8 000 à 13 000 ans. Les valeurs calculées à partir des données des années 90 ont tendance à sous-estimer les temps de résidences calculés.
- **Impact anthropique** : L'exploitation des ressources en eau souterraines au cours du dernier siècle a modifié l'état initial de la nappe. Les niveaux piézométriques ont été abaissés dans les zones exploitées, le débit des sources a été perturbé par l'exploitation de la ressource en amont et par l'aménagement de certains griffons ... Par ailleurs, les forages ont traversé des horizons différents mettant parfois (lorsque les ouvrages ont été mal réalisés) en communication des eaux d'âge et de qualité différente ce qui peut parfois perturber les résultats.
- **Contexte géologique** : des zones fortement structurées (faillées ou non) peuvent constituer des zones d'échanges privilégiés entre les réservoirs pouvant aboutir à des rajeunissements locaux.

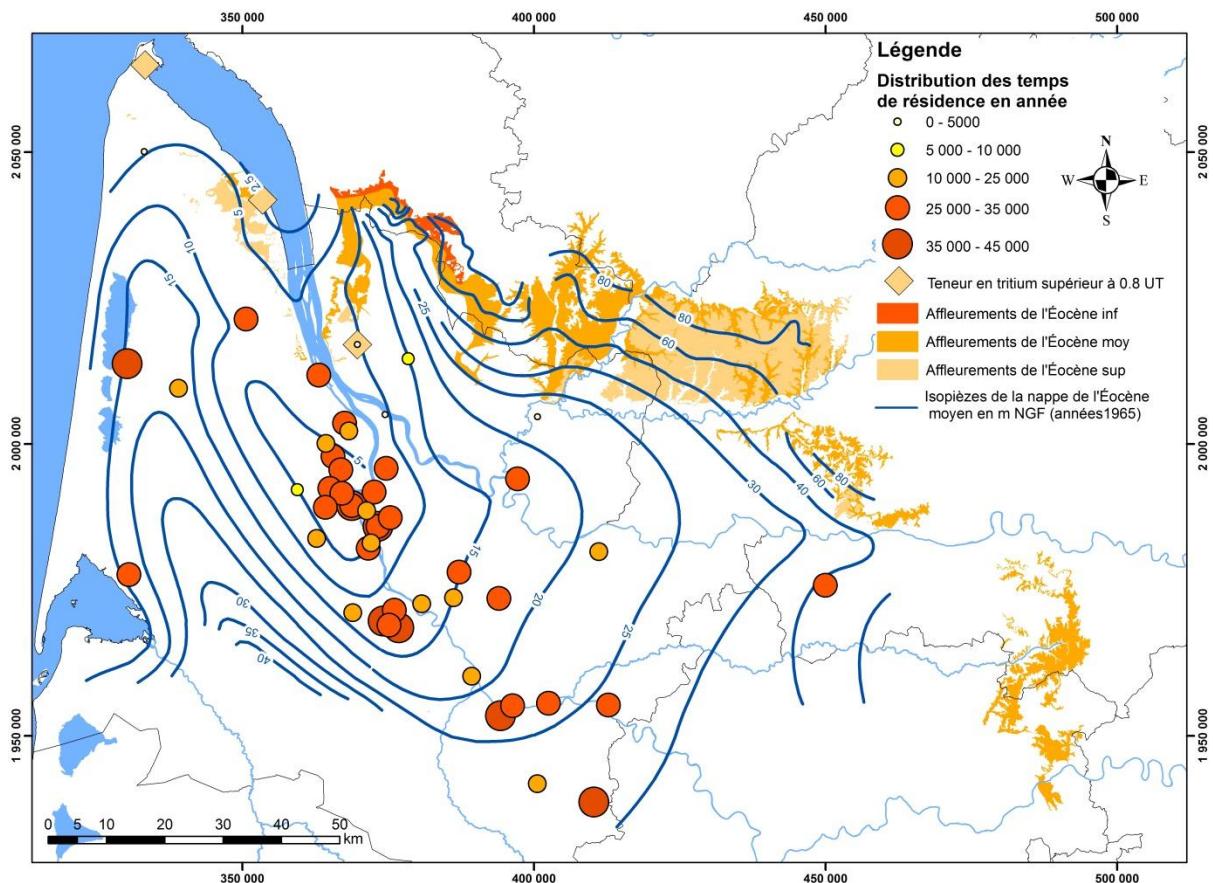


Figure 11 : Distribution des temps de résidence dans la nappe de l'Éocène

Nappe de l'Oligocène

Pour la nappe de l'Oligocène, 19 points ont permis le calcul de temps de résidence (Figure 12). Les eaux les plus récentes sont retrouvées aux abords des zones d'affleurement en rive gauche de la Garonne qui correspond également à une zone d'exutoire de la nappe. Il y a donc dans ces secteurs un mélange entre des eaux anciennes et des eaux contemporaines. Les traces de tritium sont exclusivement retrouvées dans ce secteur. La nappe semble principalement alimentée par drainance verticale depuis les nappes sus-jacentes. Il y a donc un rajeunissement des eaux qui s'opère lorsque l'on s'oriente vers la zone d'exutoire de la nappe (Figure 13).

Des eaux récentes ont également été mesurées le long de la Leyre, très loin des zones d'affleurements. Une explication pourrait être apportée par la présence d'une faille majeure (la faille de la Leyre) qui pourrait jouer localement un rôle dans l'alimentation des réservoirs plus profonds.

La comparaison des temps de résidence calculés entre la nappe de l'Oligocène et la nappe de l'Éocène moyen sous-jacente montre de grandes disparités.

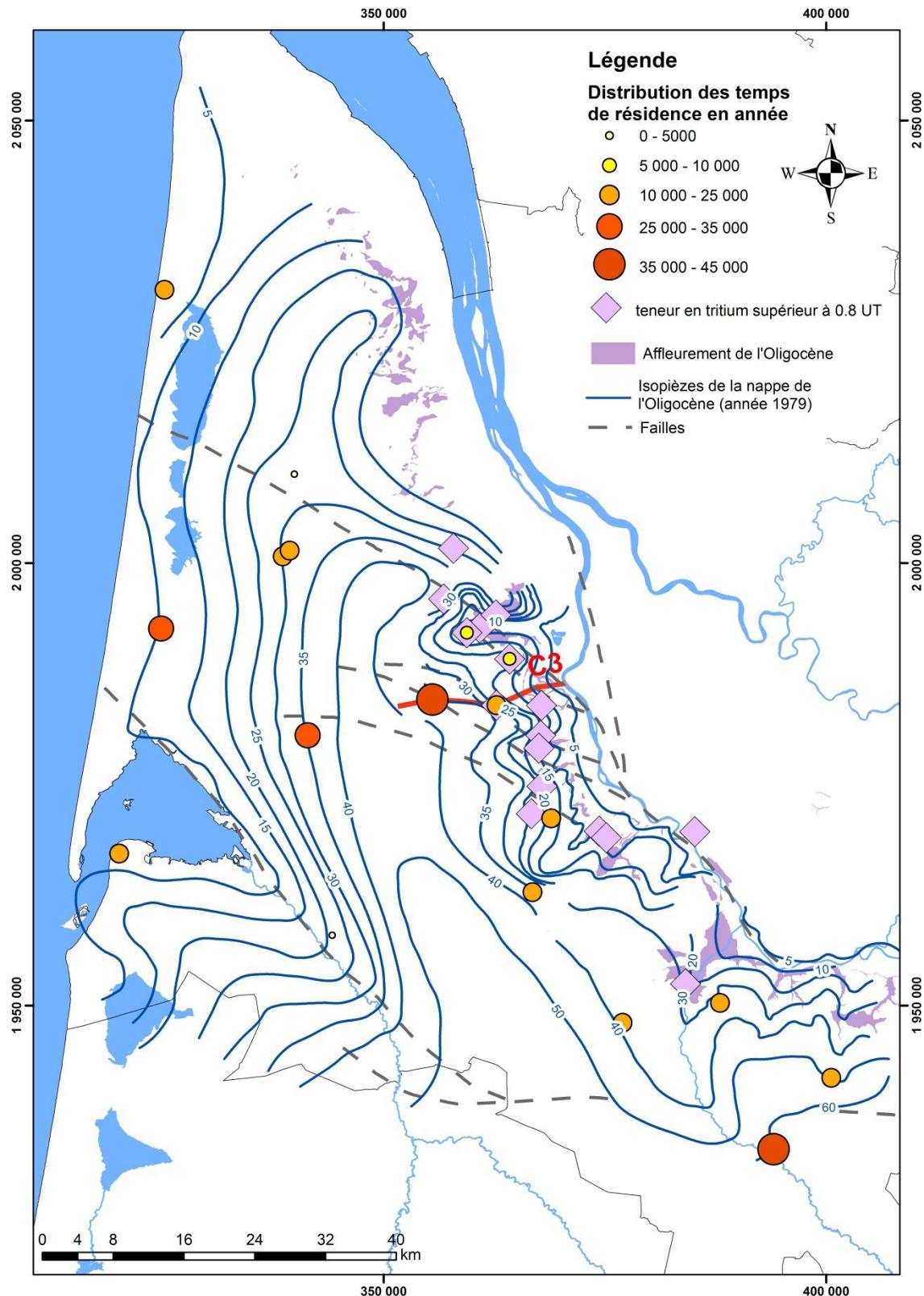


Figure 12 : Distribution des temps de résidence dans la nappe de l'Oligocène

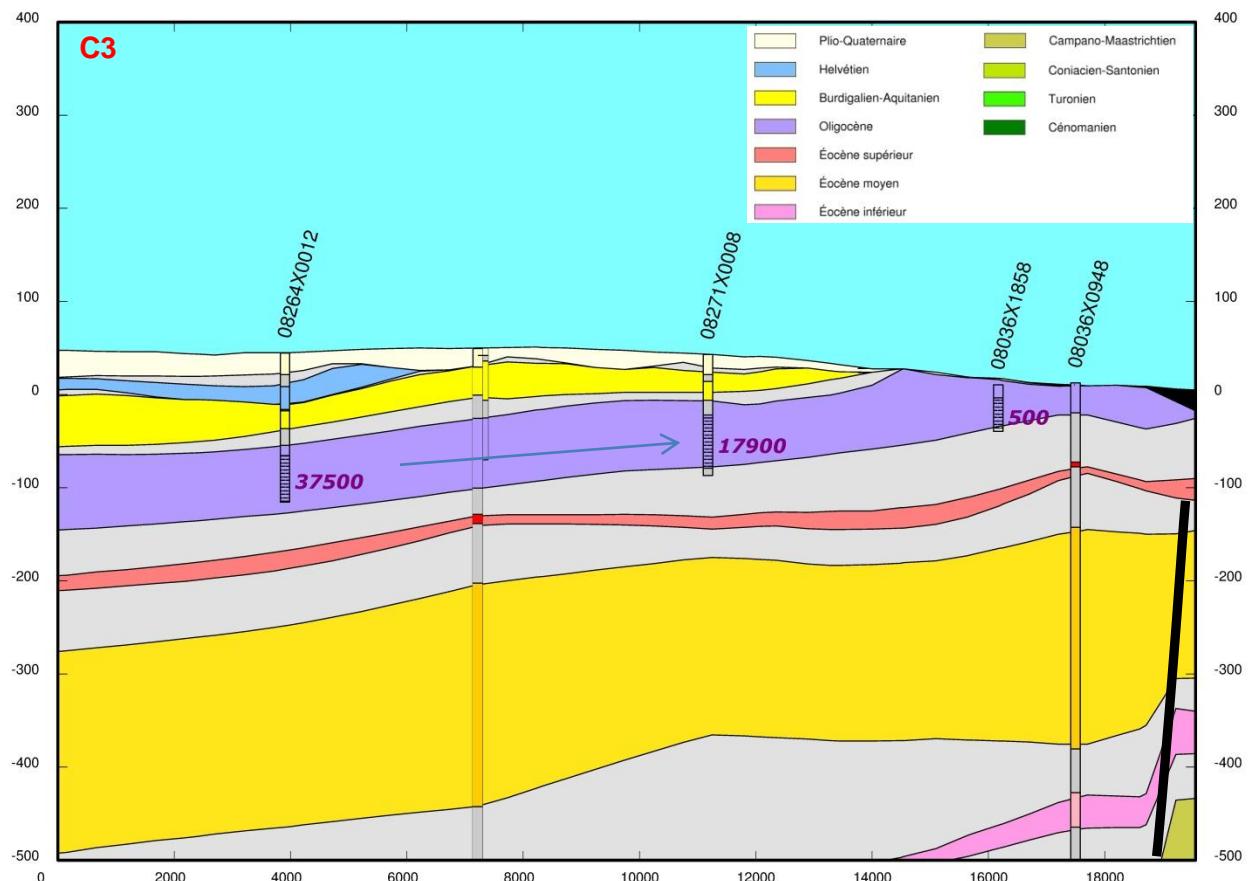


Figure 13 : Coupes hydrogéologiques 3

Bilan

Il ressort de cette première analyse que la circulation des eaux dans le système multicouche nord aquitain est très complexe. De façon assez surprenante, le schéma général selon lequel les eaux des réservoirs les plus profonds sont les plus anciennes (Figure 14) est contredit par des mesures traduisant un rajeunissement local des eaux. Ces incohérences peuvent trouver une explication en intégrant les caractéristiques intrinsèques des réservoirs (perméabilités fortes dans le cas des aquifères karstiques) et les aspects structuraux (anticlinal de Villagrains-Landiras, failles de Bordeaux, faille de la Leyre,...). Ainsi, les zones qui subissent des contraintes tectoniques peuvent, au même titre que les zones d'affleurement, être des zones de recharge.

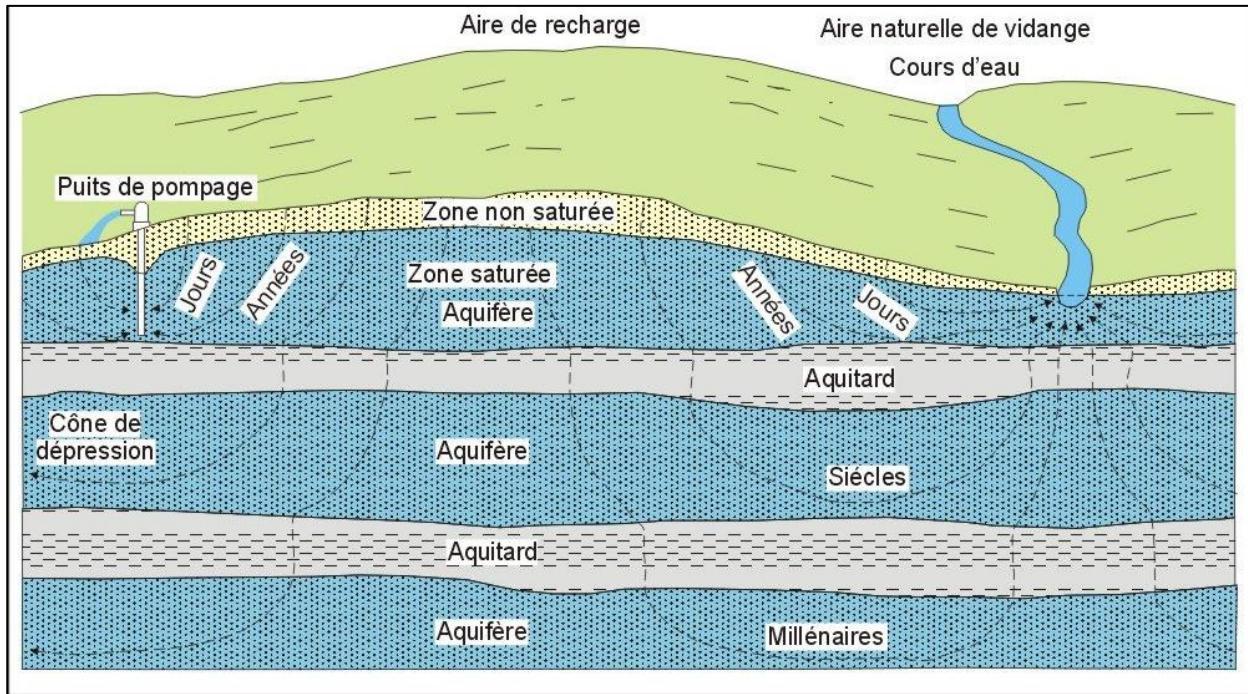


Figure 14 : Échelle de temps des écoulements dans différents aquifères (Toth, 1995)

4.1.2. Rapports d'activités de l'uranium

De façon générale, toutes les eaux souterraines mesurées montrent des rapports d'activités généralement supérieurs (quelquefois proches) de la valeur d'équilibre, et ce quelle que soit la nappe, à l'exception notable de celle de l'Oligocène, ainsi que de deux eaux de l'Eocène qui seront discutées ci-après (Annexe 2). Il semble donc que ces enrichissements en ^{234}U sont un caractère commun à presque toutes les nappes du Bassin aquitain (à l'exception donc de l'Oligocène).

Cette caractéristique ne permet pas de façon simple de déduire des temps de résidence à partir des données de l'uranium. En effet, ce type de calcul est possible dans le cas où le rapport d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ croît brusquement au niveau du front rédox, lors du passage de la nappe à l'état captif, puis revient à l'équilibre selon la loi de désintégration radioactive, sans qu'il n'y ait de gain en uranium provenant des épontes (Ivanovich et al., 1991). C'est notamment le cas de la nappe des grès et arkoses du Trias supérieur du Bassin de Paris (Millot et al., 2011).

Dans le cas du Bassin aquitain, les travaux antérieurs sur la nappe des sables infra-molassiques (équivalente ou comparable à celle des sables éocènes) ont montré que les rapports d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ étaient fortement corrélés (Innocent et al., 2008). Ceci laissait entrevoir la possibilité de contraindre, notamment pour la nappe des sables éocènes, les temps de résidence des eaux trop « âgées » pour être datées par ^{14}C , et ce dans un contexte de système ouvert, en déterminant par le calcul les termes moyens de gain et de perte en U en fonction du temps.

Malheureusement, le diagramme portant les âges ^{14}C en fonction des rapports d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Figure 15) ne montre pas de corrélation évidente entre ces deux paramètres. Au demeurant, les âges ^{14}C ne se corréloient pas vraiment avec les sens d'écoulement déduits de la piézométrie, indiquant que ces derniers sont très complexes. Ainsi, les rapports d'activités de

l'uranium ne peuvent pas être utilisés de façon simple dans ce cas présent en tant que chronomètres.

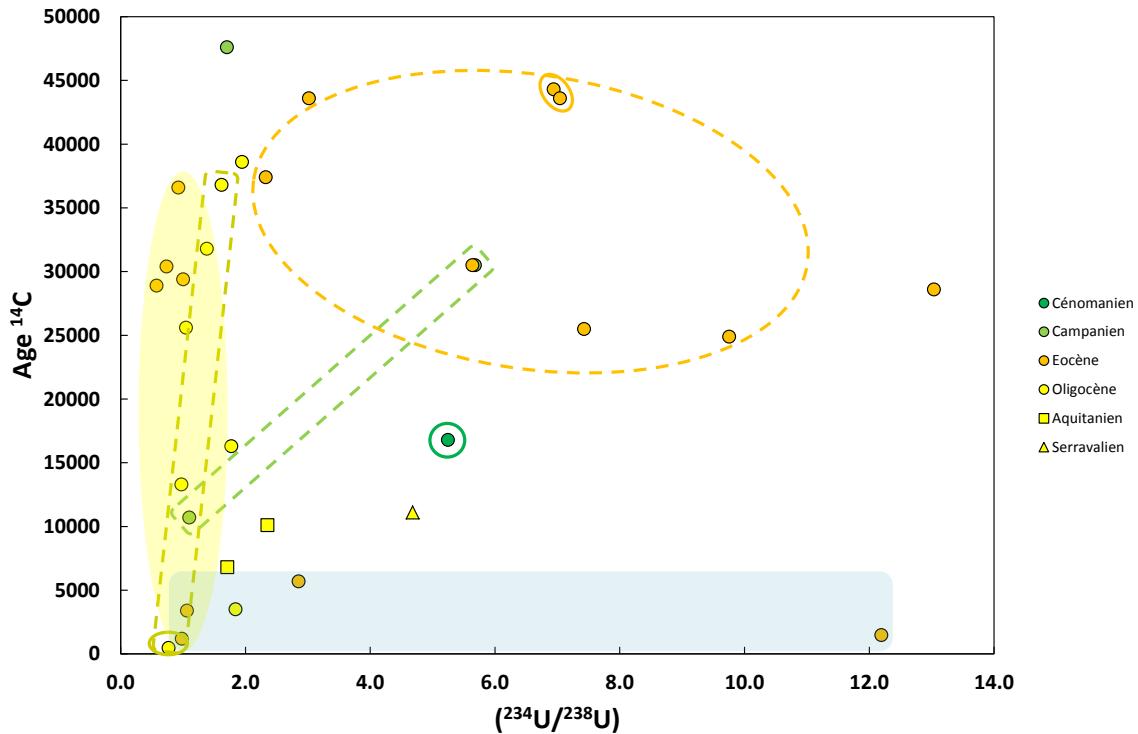


Figure 15 : Diagramme portant l'activité mesurée en ^{14}C en fonction du rapport d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ pour les eaux des différents aquifères. Les points à l'intérieur des domaines entourés d'un trait plein correspondent aux eaux provenant de l'agglomération bordelaise. Les points à l'intérieur des domaines entourés d'un trait tireté correspondent aux eaux situées hors de l'agglomération, mais à l'intérieur de la dépression piézométrique. Domaine bleu : eaux éocènes situées au NE de la Dordogne, domaine jaune : eaux éocènes situées à proximité du littoral.

Il apparaît de façon évidente que, contrairement à ce qu'on pouvait espérer d'après les résultats antérieurs obtenus sur les eaux de l'Eocène (Innocent et al., 2008), les isotopes de l'uranium seuls ne permettent pas de contraindre les temps de résidence des eaux souterraines dans leur aquifère dans le cas de systèmes ouverts complexes tels que le sont les aquifères du Bassin aquitain. Une réponse positive sur ce point pourra être éventuellement apportée par la mesure fiable des isotopes du thorium dans ces eaux et par le couplage des systèmes isotopiques U et Th.

4.2. PALEOCLIMAT

Les isotopes stables de l'eau mesurés dans le cadre de cette étude sont venus enrichir les données de la littérature [(Hosteins, 1982) ; (Bonneray et al., 1994) ; (Platel et al., 1999) ; (Chéry et Gadalia, 2001) ; (Franceschi, 2005) ; (Saltel, 2008) ; (Malcuit, 2012)] soit un total de 138 mesures. Les valeurs s'alignent de façon générale sur la droite des eaux météoriques mondiales (Figure 16).

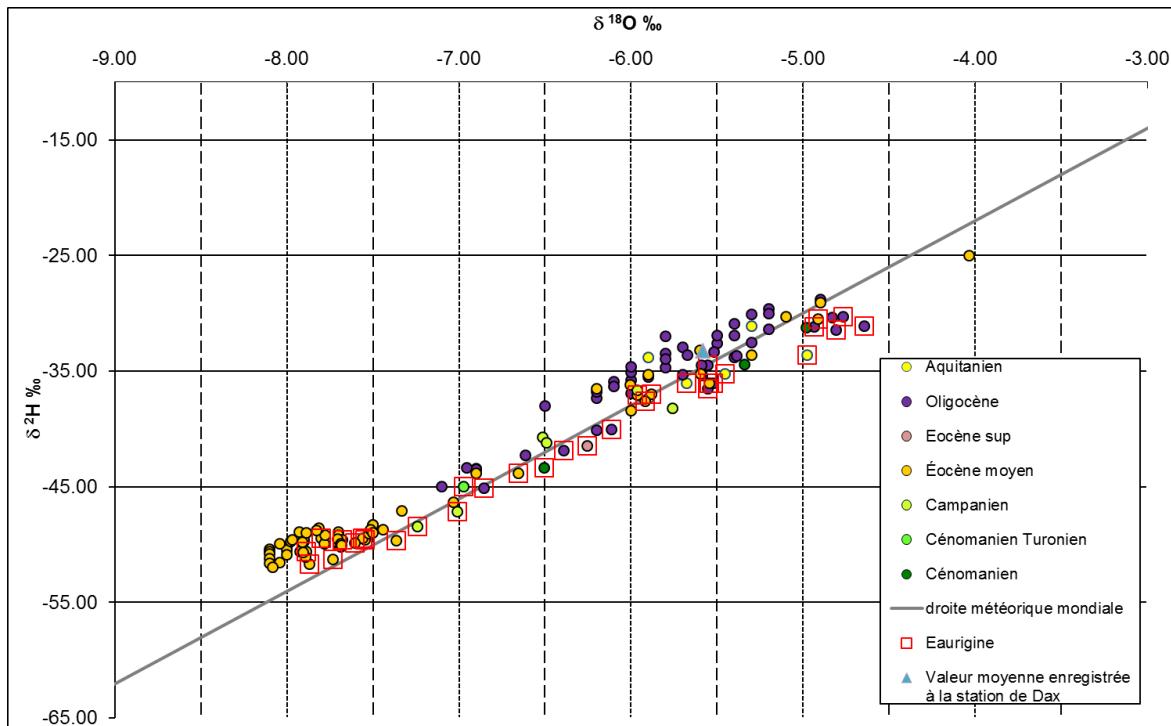


Figure 16 : Variation des compositions isotopiques en ^{18}O et ^2H des eaux du complexe aquifère nord aquitain.

Les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ varient respectivement de -48.0 ‰ à -25.0 ‰ et de -8.2 ‰ à -4.0 ‰. Les teneurs les plus appauvries se rencontrent dans les eaux issues de l'aquifère éocène, avec un enrichissement en deutérium par rapport à la droite météorique mondiale. Les teneurs les plus enrichies correspondent aux aquifères les plus superficielles, influencés par une recharge actuelle comme le montre la comparaison avec les données de la station de Dax (Millot et al., 2010). Il ressort que les eaux appauvries en $\delta^{18}\text{O}$ présentent des temps de résidence élevés ce qui traduit un effet paléo-climatique cohérent avec une recharge ancienne caractérisée par un climat plus froid que l'actuel (Négrel et al., 2011).

L'inter-comparaison des données isotopiques recueillies dans plusieurs aquifères européens (Darling, 2004) suggère l'existence de plusieurs périodes pendant laquelle une interruption ou une forte baisse de la recharge aurait eu lieu (Figure 17). Ce déficit, généralement induit par la persistance d'un pergélisol continu dans les régions froides peut également résulter d'une baisse importante des précipitations. Le pergélisol agit d'un point de vue hydrogéologique comme un imperméable qui empêche la réalimentation des aquifères et redirige les écoulements souterrains (Vidstrand, 2003). Contrairement aux observations faites dans d'autres secteurs en Europe, la distribution des âges calculés dans le nord de l'Aquitaine ne montre pas de lacunes nettes dans la recharge et ce même autour de la période 20 000 – 21 000 qui correspondrait au dernier maximum glaciaire dans la région. Le nombre important de datations effectuées en Aquitaine permet d'attester qu'il n'y a pas eu de phase d'interruption de la

recharge sur le secteur considéré. Les conditions climatiques, plus ou moins humides, ont inévitablement conduit à des périodes de recharge plus ou moins favorables, sans toutefois aboutir à un arrêt de la réalimentation de ces systèmes.

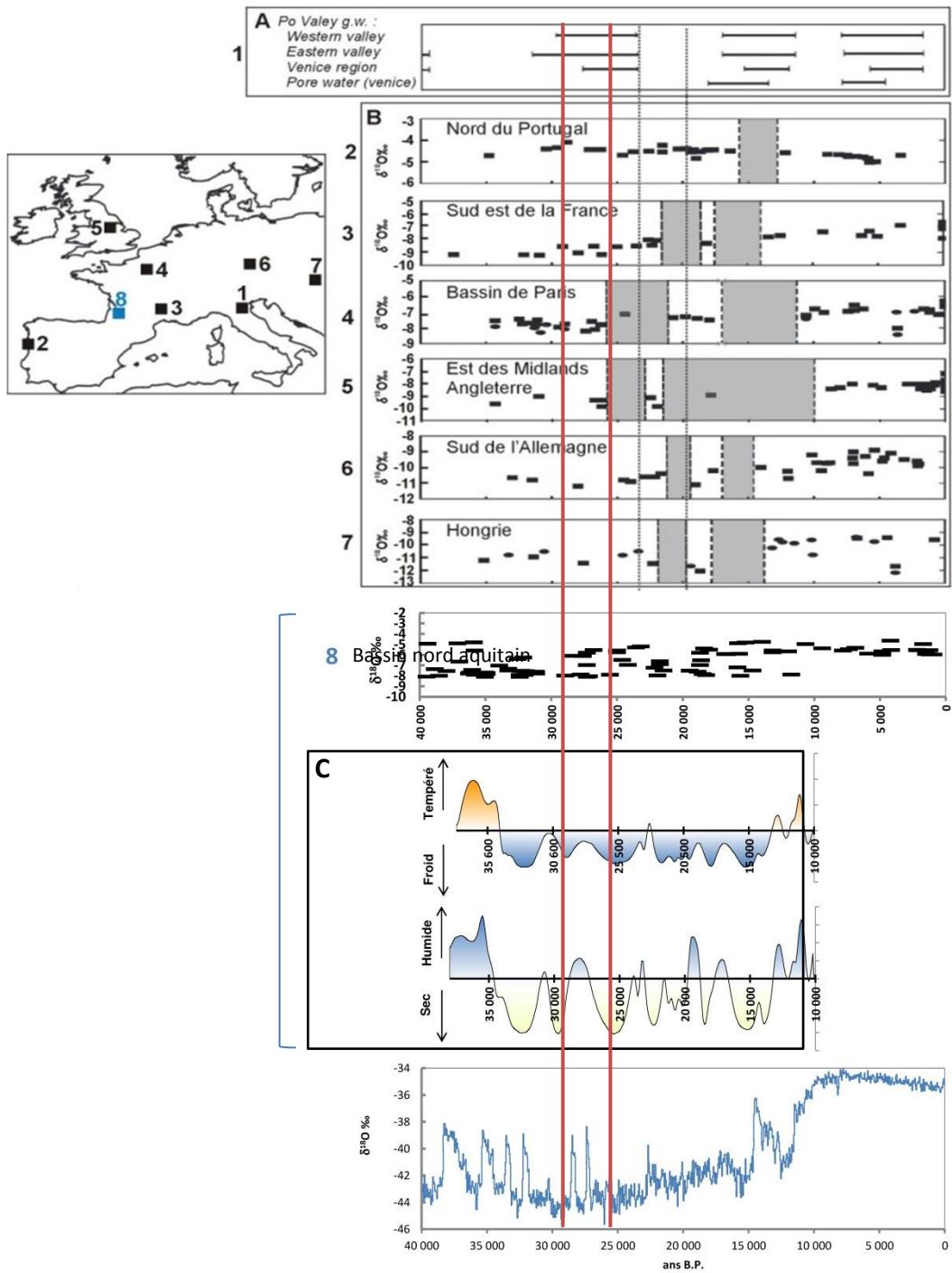


Figure 17 : Corrélation des données paléo climatiques dans divers réservoirs européens (Douez, 2007 modifié).

A - principales périodes humides quaternaires correspondant à des épisodes de recharge des aquifères de la vallée de Pô (Zuppi et Sacchi, 2004)

B - $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du temps de résidence de différents aquifères Européens (Darling, 2004))

C - Les événements climatiques de la fin du Würm en Aquitaine (Laville et al., 1983)

Les mesures de gaz rares (Ne, Ar, Kr, Xe) ont permis une détermination des paléotempératures lors de la recharge des eaux dans des prélèvements d'eau couvrant des temps de résidence allant de 3 000 ans (BP) à 32 000 ans (BP). Au total, 19 mesures de gaz rares ont été effectuées dans des eaux prélevées sur 13 forages différents (Annexe 2). Le choix des forages visait à obtenir des données de paléo-température en couvrant toute la gamme d'âge des eaux du Bassin Nord Aquitain. Ainsi, 9 prélèvements ont été effectués dans l'Oligocène, 2 dans l'Eocène, 1 dans l'Aquitainien, et 1 dans le Campanien. D'autre part afin de tester la reproductibilité des mesures, 6 prélèvements d'eau ont été dupliqués ($N=1$, 2 en annexe 2). Pour l'ensemble des gaz rares, la reproductibilité est généralement meilleure que 5% à l'exception de 2 cas pour He probablement en raison de pertes par diffusion (08503X0010 et 08035X0465), et 1 cas pour Ne (08272X0136) et Kr (08257X0073). L'exploitation des données est faite à l'aide du programme NOBLE90 développé par Aeschbach-Hertig et al. (2000), basé sur le principe de la loi d'équilibre entre les pressions partielles des gaz rares dans l'atmosphère et leurs teneurs en solution dans les eaux (loi de Henry). Les coefficients de dissolution étant fonction des conditions physico-chimiques et de la température en particulier, il est possible de déterminer avec une bonne précision la température de dissolution la plus probable en tenant compte de l'ensemble des données de 4 gaz rares (Ne, Ar, Kr, Xe) et de la présence d'excès d'air. L'hélium ayant une composante radiogénique importante n'est pas pris en considération dans l'estimation de la température. En associant les temps de résidence des eaux souterraines (déterminés à partir des mesures de ^{14}C) à ces températures de recharge, il est possible d'établir des courbes de paléo-températures en fonction de l'âge des eaux.

Les résultats sont présentés par la Figure 18 en fonction des âges ^{14}C , en distinguant les différentes formations étudiées (symboles carrés pleins).

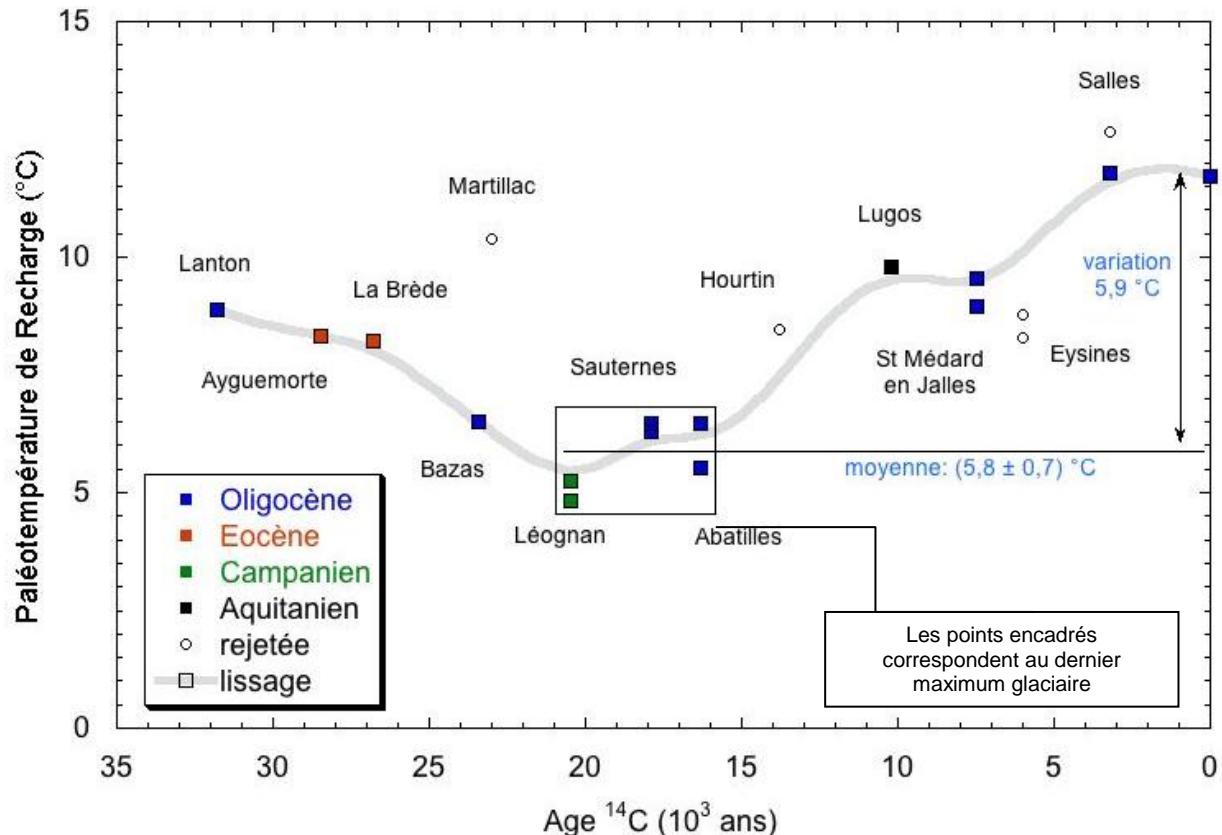


Figure 18 : Évolution des paléotempératures au nord du Bassin aquitain établies à partir des mesures en gaz rares

Plusieurs points (symboles ronds vides « rejetée ») sont également reportés à titre indicatif, mais ne sont pas pris en compte dans l'interprétation. Pour ces échantillons, le calcul fait à l'aide du code NOBLE90 conduit à une probabilité trop faible pour valider le résultat. La courbe tracée est un lissage des températures indiquant la tendance de l'évolution au cours du temps.

La plupart des températures ont été déterminées dans des eaux de l'Oligocène. A l'exception du forage de Martillac, ces eaux montrent une évolution cohérente mettant en évidence un écart de température de l'ordre de 5,9°C entre le dernier maximum glaciaire (16 000 à 20 000 ans) et l'actuel. Les données relatives aux autres formations de l'Eocène, du Campanien et de l'Aquitaniens paraissent en accord avec les eaux de l'Eocène mais cela devra être confirmé par une statistique plus importante. Par ailleurs, le bon accord entre les paléo-températures les plus froides et le dernier maximum glaciaire laisse penser que l'alimentation en eau s'est poursuivie pendant cette période. Ces résultats écarteraient l'hypothèse de l'établissement d'un pergélisol continu empêchant la recharge en eaux souterraines qui nécessite une température moyenne annuelle inférieur à -7 °C (Van Vliet-Lanoë, 2000). L'hypothèse d'un pergélisol discontinu pendant les épisodes les plus froids reste la plus cohérente.

Sur la Figure 19 sont reportés les excès d'⁴He estimés après soustraction de la composante atmosphérique déterminée à l'aide du code NOBLE90. L'excès d'He est généralement due à une accumulation d'⁴He radiogénique produit par la désintégration des atomes d'U et de Th présents dans les roches au contact de l'eau pendant son déplacement au sein de l'aquifère. Il est difficile de déduire de ces données une information quantitative sur l'âge de l'eau car les concentrations effectives d'U et de Th sur le parcours de l'eau et conduisant à la production de l'He radiogénique sont très mal connues.

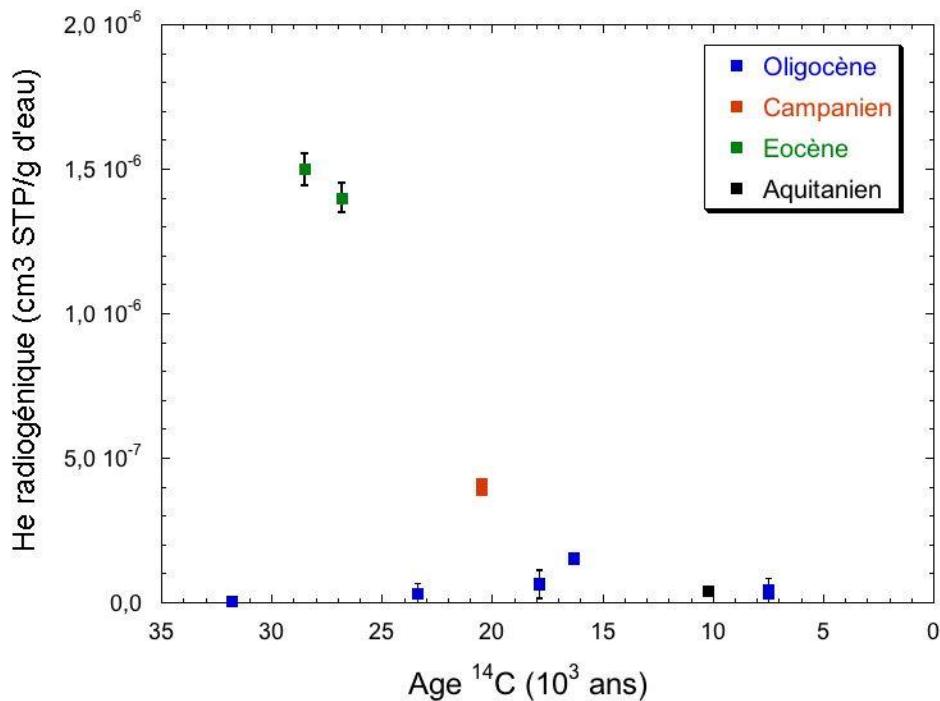


Figure 19 : Teneurs en 4He radiogénique en fonction des temps de résidence des eaux.

Cependant on observe clairement une accumulation d'⁴He radiogénique dans les eaux circulant dans les formations de l'Eocène et du Campanien. A l'inverse, dans l'Oligocène, la composante radiogénique reste faible quel que soit le temps de résidence des eaux. Les taux d'He radiogénique sont en bon accord avec les ²³⁴U/²³⁸U (Eocène, Oligocène).

5. Conclusions

Le projet Eaurigine s'inscrit dans le cadre d'un partenariat technique entre le BRGM et des laboratoires universitaires, représentés par l'ENSEGID et le CENBG ; L'étude bénéficiant du support logistique du Conseil Général de la Gironde et du soutien financier de l'Agence de l'Eau Adour Garonne. L'intérêt est de mutualiser les compétences techniques et les moyens d'analyses pour améliorer la connaissance des systèmes aquifères du nord du Bassin aquitain.

Il ressort de l'analyse des temps de résidence que la circulation des eaux dans le système multicouche nord aquitain est très complexe. Au sein d'un même aquifère, les eaux les plus récentes sont retrouvées aux abords des zones d'affleurement même lorsque ces dernières correspondent également à des exutoires de la nappe (cas de la nappe de l'Oligocène). Il y a alors dans ces secteurs mélange entre des eaux anciennes et des eaux contemporaines. De façon assez surprenante, le schéma général selon lequel les eaux des réservoirs les plus profonds sont les plus anciennes est contredit par des mesures traduisant un rajeunissement local des eaux. Ces incohérences peuvent trouver une explication en intégrant les caractéristiques intrinsèques des réservoirs (perméabilités fortes dans le cas des aquifères karstiques) et les aspects structuraux (anticinal de Villagrains-Landiras, failles de Bordeaux, faille de la Leyre,...). Ainsi, les zones qui subissent des contraintes tectoniques peuvent, au même titre que les zones d'affleurement, être des zones de recharges. L'exemple le plus frappant est celui des eaux des nappes du Crétacé supérieur qui présentent des temps de résidences inférieurs aux eaux datées dans les réservoirs sus-jacents.

Les mesures collectées permettent de mieux appréhender les processus d'échanges entre nappes (drainance) et apportent des éléments de compréhension mais aussi de questionnement sur le renouvellement des eaux du système aquifère nord aquitain.

Les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ varient respectivement de -48.0 ‰ à -25.0 ‰ et de -8.2 ‰ à -4.0 ‰. Les teneurs les plus appauvries se rencontrent dans les eaux issues de l'aquifère éocène, avec un enrichissement en deutérium par rapport à la droite météorique mondiale. Les teneurs les plus enrichies correspondent aux aquifères les plus superficiels, influencés par une recharge actuelle. Il ressort que les eaux appauvries en $\delta^{18}\text{O}$ présentent des temps de résidence élevés ce qui traduit un effet paléo-climatique.

L'absence de recharge lors du dernier maximum glaciaire a été mise en évidence par de nombreux auteurs (Edmunds et al., 2001) mais dans des régions de l'Europe du Nord (Darling, 2004). En Aquitaine cette absence de recharge n'est pas clairement identifiée. Ce point a été confirmé par les paléotempératures des eaux au moment de l'infiltration déduites des mesures de gaz rares. Les mesures ont montré un écart de température de l'ordre de 5.9 °C entre le dernier maximum glaciaire (16 000 à 20 000 ans) et l'actuel.

Les paléo-températures les plus froides, observées pendant le dernier maximum glaciaire, sont en moyenne de $5.8^\circ\text{C} \pm 0.7^\circ\text{C}$. Elles sont incompatibles avec l'établissement d'un pergélisol continu pendant cette période. L'hypothèse d'un pergélisol discontinu pendant les épisodes les plus froids reste la plus cohérente. Les périodes climatiques les plus froides n'ont a priori pas empêché la recharge des aquifères même si elles ont pu constituer des périodes moins favorables.

Dans le contexte actuel de gestion raisonnée des prélèvements, l'apport des données isotopiques est un élément pertinent pour contraindre les modèles numériques de gestion, en imposant un cadre de fonctionnement conceptuel au fonctionnement chimique et

hydrodynamique tel que restitué par les approches de modélisation classiques. Les informations apportées par ce projet permettront de mieux contraindre les modèles numériques et notamment le Modèle Nord Aquitain (MONA) élaboré par le BRGM (Thiéry et al., 2011) pour servir d'outils de gestion et d'aide à la décision pour définir au mieux les stratégies d'exploitation des ressources souterraines de la région.

6. Bibliographie

Aeschbach-Hertig W., Peeters F., Beyerle U., Kipfer R. (2000) - Palaeotemperature reconstruction from noble gases in ground water taking into account equilibration with entrapped air. *Nature*, Vol. 405, 1040-1044.

Aggarwal P., Araguas-Araguas L., Gröning M., Kulkami K., Kuritas T., Newman B., Tanweer A. (2009) - Laser spectroscopic analysis of liquid water samples for stable hydrogen and oxygen isotopes.

Bertran P., Clavé-Papion B., Colin A., Garnier E., Genty D., Grousset F., Lavaud S., Sanchez-Goñi M-F., Tastet J.P., Verdin F., Duplessy J.C., Girardclos O., Londeix L., Maugein J., Zaragosi S (2013) - Prévoir pour agir La région Aquitaine anticipe le changement climatique. *Région Aquitaine*, 41-58

Bertran Pascal, Andrieux Eric, Antoine Pierre, Coutard Sylvie, Deschoudt Laurent, Gardère Philippe, Hernandez Marion, Legentil Claude, Lenoble Arnaud, Liard Morgane, Mercier Norbert, Moine Olivier, Sitzia Luca, Van Vliet-Lanoë Brigitte (2013) - Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: Database and first results. *Boreas*, Vol. Early View, n/a--n/a.

Bertran Pascal, Fabre Richard (2005) - Pleistocene cryostructures and landslide at Petit-Bost (southwestern France, 45°N). *Geomorphology*, Vol. 71, 344-356.

Blavoux B., Dray M., Fehri A., Olive P., Gröning M., Sonntag C., Hauquin J.P., Pelissier G., Pouchan P. (1993) - Paleoclimatic and hydrodynamic approach to the Aquitaine basin deep aquifer (France) by means of environmental isotopes and noble gases. Proc. on applications of isotopes techniques in studying past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere, Vol. IAEA-SM-329/60, pp. 293-305.

Bonnery H., Peyrol L., Sourisseau B. (1994) - Étude du potentiel aquacole des nappes d'eau souterraines salées de la pointe de Grave en Gironde - Projet EG-11. Compte rendu de l'année 3 - BRGM/RR-38074-FR, 52 p., 52 fig., 1ann.

Bradley R. (2014) - Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary. *Harbound*, 696 p.

Chen J.H., Lawrence Edwards R., Wasserburg G.J. (1986) - ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 80, 241-251.

Chery L., Gadalia A. (2001) - Aide à la définition du périmètre de protection de la source de Fontbanne à Budos (33) - Interprétation des résultats d'analyses chimiques et isotopiques - Note technique EAU/GRI N° 2001/32, 14 p. 18 fig., 3 tab.1 ann.

Chery L., Dusseau P., Sourisseau B. (1994) - Diagnostic de l'accroissement de la salinité des nappes profondes de l'Éocène moyen en Gironde - Programmes de la Communauté Urbaine de Bordeaux (CUB) et du Fond National de Développement de l'Assainissement et de l'Eau (FNDAE) - BRGM/RR-37998-FR, 56 p. 38 fig., 8 tab. 28 ann.

Chery L. (1993) - Interprétation des résultats des analyses isotopiques. Etudes de la salinité verticale de l'Éocène moyen dans la zone Bordelaise (Gironde) - BRGM/RR-37732-FR, 38 p., 9 fig., 5 tab., 1 ann.

Clark I., Fritz P. (1997) - Environmental Isotopes in Hydrogeology. *Lewis Publishers*, 328 p.

Craig H., Gordon L. (1965) - Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In Ed. Tongiorgio, E. *Stable isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Spoleto, Vol. -, pp. 9-130.

Craig H. (1961) - Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science*, Vol. 133, 1833-1834.

Dansgaard W. (1964) - Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, Vol. 16, pp. 436-468.

Darling W.G. (2004) - Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past: a European perspective. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 23, pp. 743-770.

Douez O. (2007) - Réponse d'un système aquifère multicouche aux variations paléoclimatiques et aux sollicitations anthropiques - Approche par modélisation couplée hydrodynamique, thermique et géochimique. *Thèse de doctorat : Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3*, 306 p.

Douville Eric, Sallé Eline, Frank Norbert, Eisele Markus, Pons-Branchu Edwige, Ayraut Sophie (2010) - Rapid and accurate U^{238} -Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Chemical Geology*, Vol. 272, 1-11.

Dray M., Ferhi A., Jusserand C., Olive P. (1997) - Paleoclimatic indicators deduced from isotopic data in the main french deep aquifers. *Isotope Techniques in the Study of Environmental Change: Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*, Vol. IAEA-SM-349/45, pp. 683-692.

Edmunds W.M., Milne C.J. (2001) - Paleowaters in coastal Europe : evolution of groundwater since the late Plesitocene. *The Geological Society London*,

Ehlers J., Astakhov V., Gibbard J.P., Mangerud J., Svendsen J.I. (2007) - Encyclopedia of Quaternary Science. *Oxford: Elsevier*, p. 1085-1095

Fontes J.-C., Garnier J.-M. (1979) - Determination of the initial ^{14}C activity of total dissolved carbon : a review of existing models and a new approach. *Water Resources Research*, Vol. 15, pp. 399-413.

Franceschi M. (2005) - Analyses isotopiques - Forages de reconnaissances médocains, 7p., 3 fig., 4 tab.

Gély J.P., Sztrakov K. (2000) - L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France*, Vol. 2, pp. 31-57.

Genty D., Blamart D., Ouahdi R., Gilmour M., Baker A., Jouzel J., Van-Exter Sandra (2003) - Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, Vol. 421, 833-837.

Genty D., Blamart D., Ghaleb B., Plagnes V., Causse Ch., Bakalowicz M., Zouari K., Chkir N., Hellstrom J., Wainer K., Bourges F. (2006) - Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African d13C stalagmite profiles-comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 25, 2118-2142.

Genty Dominique, Combourieu-Nebout Nathalie, Peyron Odile, Blamart Dominique, Wainer Karine, Mansuri Fatima, Ghaleb Bassam, Isabelle Lauren, Dormoy Isabelle, von Grafenstein Ulrich, Bonelli Stefano, Landais Amaelle, Brauer A. (2010) - Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS3 and OIS4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29, 2799-2820.

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 : Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 164p, 164*

Ingerson E., Jr Pearson F.J. (1964) - Estimation of age and rate of motion of groundwater by the 14C-method. *Recent Researches in the Fields of Atmosphere, Hydrosphere, and Nuclear Geochemistry*, Vol. Maruzen Co. Tokyo, 263-283.

Innocent Christophe, Négrel Philippe (2008) - U-series constraints on aquifer groundwater residence time: the Adour-Garonne district case (southwest France). *Mineralogical Magazine - London*, Vol. 72, 321-324.

Ivanovich M., Fröhlich K., Hendry M.J. (1991) - Uranium-series radionuclides in fluids and solids, Milk River aquifer, Alberta, Canada. *Applied Geochemistry*, Vol. 6, 405-418.

Labeyrie J. (2006) - Paléoclimats et mécanismes climatiques. *Comptes Rendus Palevol*, Vol. 5, pp. 27-34.

Laville H., Turon J.L., Texier J.P., Raynal J.P., Delpech F., Paquereau M.M., Prat F., Debenath A. (1983) - Histoire paléoclimatique de l'Aquitaine et du Golfe du Gascogne au Pleistocene supérieur depuis le dernier interglaciaire.. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, Vol. 34, 219-241.

Malcuit E. (2012) - Origine de la minéralisation des eaux dans un aquifère multicouche profond - Exemple de la "zone minéralisée de l'Entre-Deux-Mers" (Bassin aquitain, France). *Thèse de doctorat : Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux 3, 316 p.*

Maria Zuppi Gian, Sacchi Elisa (2004) - Hydrogeology as a climate recorder: Sahara-Sahel (North Africa) and the Po Plain (Northern Italy). *Global and Planetary Change*, Vol. 40, 79-91.

Millot R., Guerrot C., Innocent C., Négrel Ph., Sanjuan B. (2011) - Chemical, multi-isotopic (Li-B-Sr-U-H-O) and thermal characterization of Triassic formation waters from the Paris Basin. *Chemical Geology*, Vol. 283, 226-241.

Millot Romain, Petelet-Giraud Emmanuelle, Guerrot Catherine, Négrel Philippe (2010) - Multi-isotopic composition ($\delta^7\text{Li}$ - $\delta^{11}\text{B}$ - δD - $\delta^{18}\text{O}$) of rainwaters in France: Origin and spatio-temporal characterization. *Applied Geochemistry*, Vol. 25, 1510-1524.

Mook W.G. (1980) - Handbook of Environmental Isotope Geochemistry 1. *Elsevier Science Publ.*, p. 49-74

Mook W.G. (1976) - The dissolution-exchange model for dating ground water with ^{14}C . IAEA , Vienna - Interpretation Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Ground-Water Hydrology, Vol. 108, 213-225.

Moussié 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 : Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1*, 73p, 100

Négrel Philippe, Petelet-Giraud Emmanuelle (2011) - Isotopes in groundwater as indicators of climate changes. *TrAC Trends in Analytical Chemistry* , Vol. 30, 1279-1290.

NorthGRIP , Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.-M., Bigler M., Biscaye P., Caillon N., Chappellaz J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Flückiger J., Fritzsche D., Fujii Y., Goto-Azuma K., Grønsvold K., Gundestrup N.S., Hansson M., Huber C., Hvidberg C.S., Johnsen S.J., Jonsell U., Jouzel J., Kipfstuhl S., Landais A., Leuenberger M., Lorrain R., Masson-Delmotte V., Miller H., Motoyama H., Narita H., Popp T., O. Rasmussen S., Raynaud D., Rothlisberger R., Ruth U., Samyn D., Schwander J., Shoji H., Siggaard-Andersen M.-L., P. Steffensen J., Stocker T., E. Sveinbjörnsdóttir A., Svensson A., Takata M., Tison J.-L., Thorsteinsson and Th., Wilhelms F., W. C. J. (2004) - High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, Vol. Vol 431, 147-151.

Pédron N., Platel J.P., Bourgine B., Loiseau J.B. (2008) - Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine -Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes - Année 4 - Module 4 - BRGM/RP-56614-FR, 99 p., 49 fig., 6 ann.

Penna D., Stenni B., Sanda M., Wrede S., A. Bogaard T., Gobbi A., Borga M., M. C. B., Bonazza M., Charova Z. (2010) - On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for $d2\text{H}$ and $d18\text{O}$ isotopic analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 14, 1551-1566.

Platel J.P., Mauroux B., Bonnery H., Sourisseau B., Seguin J.J., Chery L., Benhammoudas S., Dufour P. (1999) - Gestion des eaux souterraines en Aquitaine. Année 3. Opération sectorielle - Relations entre l'estuaire de la Gironde et la nappe de l'Éocène - Réalisation d'un piézomètre complémentaire - Mise en place du réseau d'alerte et protocole d'actions - BRGM/RR-40729-FR, 88p., 39 fig., 6 ann.

Rozanski K., Araguás-Araguás L., Gonfiantini R. (1993) - Isotopic patters in modern global precipitation. In *Continental Isotope Indicators of Climate* - American Geophysical Union monograph, Vol. *Geophysical Monograph* 78, 1-36.

Saltei Marc (2008) - Impact de structures géologiques sur l'alimentation de systèmes aquifères profonds - Fonctionnement hydrogéologique des antiformes du sud de Bordeaux. *Thèse de doctorat : Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3*, 268p., 268 p.

Fernanda Sánchez María, Landais Amaelle, J. Fletcher William, Naughton Filipa, Desprat Stéphanie, Duprat Josette (2008) - Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, 1136-1151.

Schnebelen N., Platel J.P., Petelet-Giraud E., Dubreuilh J., Benhammouda S., Dufour P. (2002) - Gestion des eaux souterraines en Aquitaine. Année 5. Opération sectorielle. Relations entre l'estuaire de la Gironde et la nappe de l'Éocène. Réalisation d'un piézomètre complémentaire. Suivi du réseau d'alerte et synthèse des résultats. Protocoles d'action - BRGM/RP-51177-FR, 113 p.; 37 fig., 3 ann.

Schoeller H. (1971) - Paléohydrogéologie de la partie septentrionale du bassin d'Aquitaine. Etablissement d'une série de cycles hydrogéologiques, avec stages d'essorage et d'infiltration pendant les ères secondaire et tertiaire. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, Vol. 1, pp. 47-49.

Tamers M.A. (1967) - Radiocarbon ages of groundwater in a arid zone unconfined aquifer. *Isotope Techniques in the Hydrological Cycle*, American Geophysical Union, Vol. 11, 143-152.

Texier J.P. (1996) - Présence d'un réseau de grands polygones au Sud de l'estuaire de la Gironde (France) : Interprétation et implications paléoclimatiques. *Geographie Physique et Quaternaire*, Vol. 50 (1), 103-108.

Thiéry D., Amraoui N., Gomez, E. and N., Seguin J.J. (2011) - Regional model of groundwater management in North Aquitania aquifer system: Water resources optimization and implementation of prospective scenarios taking into account climate change.. *Water Security in the Mediterranean Region*, NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. pp. 275-290. eds. A. Scorzari & B. El Mansouri. DOI 10.1007/798-94-007-1623-0., Vol. Series C: Environmental Security, 275-290.

Toth Jozsef (1995) - Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, Vol. 3 (4), pp.4-16.

Vidstrand P. (2003) - Surface and subsurface conditions in permafrost areas - a literature review.

Van Vliet-Lanoë B. (2000) - Extension du pergélisol en Europe au dernier maximum glaciaire (20 ka BP). *Lettre du PIGB-PMRC France*, Vol. 10, 38-43.

Wasserburg G.J., Jacousen S.B., DePaolo D.J., McCulloch M.T., Wen T (1981) - Precise determination of SmNd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, 2311-2323.

Annexe 1

Descriptif des différents modèles utilisés pour le calcul des temps de résidence

Les modèles de dilutions :

On considère que le CITD (Carbone Inorganique Total Dissous) ne peut avoir que deux origines. Le CO₂ gazeux du sol et la matrice carbonatée de l'aquifère. De la même manière, la dissolution du CO₂ et de la matrice carbonatée se fait sans échange isotopique.

Les variables suivantes seront utilisées dans les différentes équations des modèles :

A₀ : Activité initiale du ¹⁴C

A_g : Activité en ¹⁴C du CO₂ du sol

A_c : Activité en ¹⁴C du carbonate solide

T : Concentration en CITD (Carbone Inorganique Total Dissous)

a : Concentration en H₂CO₃ en mol.L⁻¹ (CO₂ dissous)

b : Concentration en HCO₃⁻ en mol.L⁻¹

c : Carbonate solide

g : CO₂ du sol

ε_{i-j} : facteur d'enrichissement de l'isotope stable entre l'espèce i et j

• Modèle de Tamers (Tamers, 1967)

Le modèle de Tamers est basé sur le principe que la mise en solution du carbonate solide par le CO₂ conduit à un carbone dont l'activité en ¹⁴C est la moyenne pondérée de celle des deux composants. Il s'agit donc d'une balance de dilution chimique qui ne tient pas compte des processus d'échanges isotopiques avec la matrice carbonatée et le CO₂ gazeux.

L'activité initiale est donnée, pour des pH proches de la neutralité par l'équation suivante :

$$A_0 = \frac{(a + 0.5b)A_g + 0.5b \times A_c}{(a + b)}$$

• Modèle de Pearson (Ingerson et Pearson, 1964)

Le modèle de Pearson est basé sur une balance isotopique ($\delta^{13}\text{C}$), c'est-à-dire sur une simple équation de mélange entre un carbone actif gazeux (CO₂ du sol) et du carbonate minéral mort (matrice carbonatée) en tenant compte des teneurs isotopiques.

L'activité initiale est donnée par l'équation suivante :

$$A_0 = \left[\frac{(A_g - A_c) \times (\delta_T - \delta_c)}{(\delta_g - \delta_c)} \right] + A_c$$

Les variables sont identiques à celles présentées sur le modèle de Tamers.

Ces deux modèles prennent en compte des mélanges simples entre le carbone du sol et le carbone ancien. Ils aboutissent généralement à des activités initiales faibles et ont tendance à sous-estimer les âges en cas d'échanges isotopiques avec le CO₂ du sol. En revanche, ils ont tendance à surestimer les âges en cas d'échanges isotopiques avec la matrice carbonatée des aquifères.

Les modèles d'échanges isotopiques :

Les deux modèles suivants (Fontes & Garnier, Mook) prennent en compte les échanges isotopiques entre le carbone dissous, la phase gazeuse et la matrice carbonatées.

- **Modèle de Fontes & Garnier (Fontes et al., 1979)**

Ce modèle considère le cas de mélanges et d'échanges isotopiques incomplets entre le CO₂ du sol et le carbonate solide. Ce modèle se présente sous la forme d'un facteur de correction apporté à l'activité A₀ définie par le modèle de Tamers.

$$A_{0_{F&G}} = A_{0_{Tamers}} + k_{F&G}$$

Avec

$$k_{F&G} = \frac{(A_g - A_c) \times (\delta_T(a + b) - (a + 0.5b) \times \delta_g - 0.5b \times \delta_c)}{(\delta_g - \varepsilon - \delta_c) \times (a + b)}$$

Avec ε l'échange entre H₂CO₃ et HCO₃⁻.

Si k_{F&G} est positif, l'échange isotopique s'est bien produit avec la phase gazeuse et A₀ calculée est considérée comme correcte.

Si k_{F&G} est négatif, l'échange isotopique est dominé par la phase solide et le calcul d'A₀ doit être modifié en considérant le facteur d'enrichissement entre CaCO₃⁻ et HCO₃⁻.

- **Modèle de Mook [(Mook, 1976) et (Mook, 1980)]**

Ce modèle combine un bilan chimique et un bilan isotopique en admettant qu'une partie du CITD est totalement équilibré avec les gaz du sol. Ce modèle s'applique aux systèmes pour lesquels l'échange isotopique est dominé par le CO₂ de la zone non saturée des sols et ne s'appliquent pas aux systèmes pour lesquels les processus d'échanges soit avec le carbonate solide des sols, soit la matrice carbonatée de l'aquifère dominent. De la même manière que le modèle de Fontes & Garnier, ce modèle se présente sous la forme d'un facteur de correction appliqué à l'activité A₀ du modèle de Tamers.

$$A_{0_{Mook}} = A_{0_{Tamers}} + k_{Mook}$$

Avec

$$k_{Mook} = \frac{0.5(A_g - A_c) \times (\delta_T \times (a + b) - (a + 0.5b)\delta_g - 0.5b \times \delta_c)}{[0.5 \times (\delta_g - \delta_c - \varepsilon_{g-b})] \times (a + b)}$$

Dans une majorité des cas, ce sont les modèles de Pearson, Fontes & Garnier et Eichinger qui ont donné les résultats les plus cohérents. Cependant, pour certains échantillons, ces modèles n'étaient pas adaptés et ne permettaient pas le calcul d'un temps de résidence.

Annexe 2

Résultats d'analyses

Concentrations en cations et anions des eaux prélevées dans le cadre du projet Eaurigine

BSS	COMMUNE	LIEU D'IT	Nappe capée	T°C	Cond ($\mu\text{S/cm}$)	pH	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	NH ⁴⁺ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)
07294X0012	Soulac-Sur-Mer	Neyran	Cénomanien + Connacien Turonien	31.7	1.660	7.59	31	20	288	22	0.72	< 0.03	< 1.00	300	2.8
07305X0049	Vensac	Dahes G2	Éocène moyen	16.4	542	7.28	63	8.6	34	2.4	0.26	< 0.03	< 1.00	67	< 0.10
07538X0010	Hourtin	Plage - Les Genêts	Oligocène	17.4	721	7.56	55	9.6	78	3.3	0.69	< 0.03	< 1.00	142	< 0.10
07545X0021	Naujac-Sur-Mer	Forage 2 - Le Baron	Éocène moyen	14.9	547	7.83	41.3	27.8	33.8	4.2	0	0	0	100.5	0.19
07552X0033	Saint-Ciers-Sur-Gironde	Gourdeuil	Éocène moyen	14.8	222	6.05	17	3.2	< 0.05	< 0.03	< 1.00	29	< 0.10	28	39
07778X0036	Carcans	Le Poutch	Éocène moyen	20.2	407	7.65	50.9	2.1	35	3.1	0	< 0.10	42	0.6	2.8
07833X0002	Saint-Laurent-Medoc	Communal	Éocène moyen	16.4	447	7.58	49.3	5.1	37.6	3	0	0	53.4	0.14	12.1
07798X0057	Brac	Le Mayne Bernard - Section Oa - Parcalle 521	Oligocène	14.9	450	7.53	55	5.7	28	2.5	0.16	< 0.03	< 1.00	50	< 1.00
07793X004	Pignac	Saint-Urbain	Éocène moyen	16.4	350	7.25	49.19	5.71	107.8	3.86	0	0	< 0.08	12.35	0.16
07795X0115	Soussans	Le Port	Éocène moyen	15.8	579	7.55	48	18	49	8.1	0.22	< 0.03	< 1.00	27	1.865
07804X0033	Eglisottes-Et-Chalaures(Les)	Communal	Campanien	17.5	397	7.67	38	12	27	3.7	0.14	< 0.03	< 1.00	28	0.54
07806X0067	Sablons	Le Palais - Forage N° 3	Éocène moyen	19.9	185	6.25	21.25	3.47	9.98	2.17	0	0	< 0.08	14.1	10.8
07808X004	Pontet(Le)	Gleize Vézille	Oligocène	21.2	327	7.94	22.57	14.08	20.94	3.11	0	0	< 0.08	42.9	0.24
08033X0162	Ambarès-Et-Lagrave	Avenue Des Industries (Ex Cotaz)	Campanien	27.4	663	7.48	30.1	11.7	90	10.2	0	0	0	51	2.4
08033X0170	Ambarès-Et-Lagrave	Avenue Des Industries (Ex Cotaz)	Éocène moyen	23.2	394	7.49	41	16	4.3	< 0.08	< 0.03	< 1.00	15	0.955	19
08036X0115	Bouscat(Le)	Barbusse	Éocène moyen	23.7	764	7.42	43.43	16.78	56.37	9.16	0	< 0.08	39.7	1.17	94.4
08036X0948	Bordeaux	Girod - 1 - Médiacék	Cénomanien	50.6	651	7.24	25	12.5	78	14.9	0	< 0.10	84	1.4	67
08036X088	Bordeaux	Ellis Aquitaine (Société)	Oligocène	17.7	533	7.06	126	11	35	5.8	0.07	< 0.03	< 2.00	52	0.127
08037X0402	Florac	Pasteur	Éocène moyen	24.4	926	7.46	80	27	75	11	0.33	< 0.03	< 1.00	90	1.67
08042X0007	Libourne	Rue Bordies	Éocène moyen	15.7	381	7.33	43.1	16.8	13	3	0	< 0.10	15.2	1	18.5
08257X0073	Arcachon	Usine Des Abatilles	Oligocène	21.9	271	7.1	15.1	8.1	31	4	0	< 0.10	32.6	0.31	7.05
08261X0030	Andernos-Les-Bains	Bruyères	Éocène moyen	24.4	336	7.82	24	11	27	4.4	0.07	< 0.03	< 1.00	27	0.255
08262X0066	Lançon	Blaizion	Oligocène	19.2	289	7.79	27.91	9	22.34	2.21	0	0	< 0.08	22.64	0.25
08264X0112	Saint-Jean-D'Illicac	Boulac	Oligocène	14	372	7.32	55.3	5.24	26.8	2.35	0	< 0.10	35.6	0.13	3.2
08272X0058	Gradignan	Monjoux	Oligocène	15.5	740	6.89	138	5.9	21	3.6	< 0.05	< 0.03	13	34	< 0.10
08277X0112	Bredel(la)	La Sauque	Éocène moyen	21.9	381	7.64	32	10	32	5.7	0.18	< 0.03	< 1.00	10	0.42
08277X0166	Bredel(la)	La Sauque	Oligocène	15.1	526	7.23	87	4.3	18	3	0.46	0.09	5	29	< 0.10
08294X011	Saint-Pey-De-Castelis	Antiques Vidauc	Éocène moyen	21.1	368	7.25	40.5	16.4	13.7	3	0	< 0.10	14.8	0.81	18.9
08301X0002	Flaugeac	Flaugeac	Éocène moyen	18.3	324	7.67	43.7	16.3	8.2	2.15	0	< 0.08	7.9	0.56	8.54
08502X0089	Teich(Le)	Le Teich Pirac	Jurassique	75	5'190 à 8.1°C	7.01 à 8.1°C	427.9	43.4	742	62.1	0	0.13	997	< 2.10	1.132
08504X004	Le Barp	Bourg	Serravallien	14.9	273	7.85	42	2.8	9.9	2.4	0.06	< 0.03	< 1.00	17	< 0.10
08507X0013	Lugos	Aquitainien	16.8	323	7.63	45	3.4	16	2.6	< 0.05	< 0.03	< 1.00	23	< 0.10	< 1.00
08515X006	Hostens	Aquitainien	14.5	513	7.35	84	4.7	18	2.3	0.15	< 0.03	< 1.00	29	< 0.10	25
08523X005	Caudrot	Le Graiva 2	Camparien	22.5	493	7.35	51	23	30	5.3	0.11	< 0.03	< 1.00	19	1.44
08762X0025	Barnos-Beaulac	Cabannes	Oligocène	19.8	933	7.84	33	20	146	2.6	0.14	< 0.03	< 1.00	26	1.46
08764X0005	Caumgnac	Grignols - Rippes	Éocène moyen	21.3	1562	7.12	129	47	140	15	0.44	< 0.03	< 1.00	167	2.63

Balance ionique des eaux prélevées dans le cadre du projet Eaurigne

BSS	Nappe captée	Ca2+ (meq/l)	Mg2+ (meq/l)	Na+ (meq/l)	K+ (meq/l)	NH4+ (meq/l)	NO2- (meq/l)	NO3- (meq/l)	HCO3- (meq/l)	Cl- (meq/l)	F- (meq/l)	SO42- (meq/l)	Bilan		
07294X0012	Cénomanien + Coniacien Turonien	1.55	1.67	12.52	0.56	0.04	0.00	0.02	8.45	0.15	2.56	5.10	16.34	16.28	0.20%
07305X0049	Éocène moyen	3.15	0.72	1.48	0.06	0.01	0.00	0.02	1.89	0.01	0.17	3.36	5.42	5.44	-0.15%
07538X0010	Oligocène	2.75	0.80	3.39	0.08	0.04	0.00	0.02	4.00	0.01	0.08	3.00	7.06	7.11	-0.28%
07545X0021	Éocène moyen	2.07	2.32	1.47	0.11	0.00	0.00	0.00	2.83	0.01	0.04	2.79	5.96	5.67	-2.46%
07552X0003	Éocène moyen	0.85	0.27	0.83	0.08	0.00	0.00	0.02	0.82	0.01	0.58	0.64	2.03	2.06	-0.83%
07778X0036	Éocène moyen	2.55	0.18	1.52	0.08	0.00	0.00	0.00	1.18	0.03	0.06	2.82	4.32	4.09	-2.70%
07783X0002	Éocène moyen	2.47	0.43	1.63	0.08	0.00	0.00	0.00	1.50	0.01	0.25	2.79	4.60	4.55	0.56%
07786X0057	Oligocène	2.75	0.48	1.22	0.06	0.01	0.00	0.02	1.41	0.01	0.02	3.15	4.52	4.60	-0.92%
07793X0004	Éocène moyen	2.46	0.48	0.47	0.10	0.00	0.00	0.00	0.35	0.01	0.12	3.08	3.50	3.56	-0.74%
07795X0105	Éocène moyen	2.40	1.50	2.13	0.21	0.01	0.00	0.02	0.76	0.10	1.58	3.72	6.25	6.18	0.56%
07804X0003	Campanien	1.90	1.00	1.17	0.09	0.01	0.00	0.02	0.79	0.03	0.35	2.92	4.18	4.11	0.85%
07806X0067	Éocène moyen	1.06	0.29	0.43	0.06	0.00	0.00	0.00	0.40	0.01	0.23	1.36	1.84	1.99	-3.91%
08018X0004	Oligocène	1.13	1.17	0.91	0.08	0.00	0.00	0.00	1.21	0.01	0.06	2.10	3.29	3.38	-1.30%
08033X0162	Campanien	1.51	0.98	3.91	0.26	0.00	0.00	0.00	1.44	0.13	1.02	4.10	6.65	6.68	-0.21%
08033X0170	Éocène moyen	2.05	1.33	0.70	0.11	0.00	0.00	0.02	0.42	0.05	0.40	3.48	4.19	4.36	-1.95%
08036X0015	Éocène moyen	2.17	1.40	2.47	0.23	0.00	0.00	0.00	1.12	0.06	1.97	3.20	6.28	6.34	-0.53%
08036X0948	Cénomanien	1.25	1.04	3.39	0.38	0.00	0.00	0.00	2.37	0.07	1.40	2.92	6.07	6.76	-5.38%
08036X1958	Oligocène	6.40	0.92	1.52	0.15	0.00	0.00	0.35	1.46	0.01	1.60	5.80	8.99	9.23	-1.34%
08037X0402	Éocène moyen	4.00	2.25	3.26	0.28	0.02	0.00	0.02	2.54	0.09	4.33	3.33	9.81	10.30	-2.44%
08042X0007	Éocène moyen	2.16	1.40	0.57	0.08	0.00	0.00	0.00	0.43	0.05	0.39	3.37	4.20	4.24	-0.47%
08257X0073	Oligocène	0.76	0.68	1.35	0.10	0.00	0.00	0.00	0.92	0.02	0.15	2.15	2.88	3.23	-5.75%
08261X0030	Éocène moyen	1.20	0.92	1.17	0.11	0.00	0.00	0.02	0.76	0.01	0.29	2.28	3.41	3.36	0.68%
08262X0096	Oligocène	1.40	0.75	0.97	0.06	0.00	0.00	0.00	0.64	0.01	0.05	2.31	3.17	3.01	-0.65%
08264X0012	Oligocène	2.77	0.44	1.17	0.06	0.00	0.00	0.00	1.00	0.01	0.07	3.39	4.43	4.47	-0.50%
08272X0058	Oligocène	6.90	0.49	0.91	0.09	0.00	0.00	0.21	0.96	0.01	0.79	6.48	8.40	8.44	-0.24%
08277X0162	Éocène moyen	1.60	0.83	1.39	0.15	0.01	0.00	0.02	0.28	0.02	0.65	3.11	3.98	4.08	-1.25%
08277X0166	Oligocène	4.35	0.36	0.78	0.08	0.03	0.00	0.08	0.82	0.01	0.33	4.28	5.59	5.52	0.69%
08284X0011	Éocène moyen	2.03	1.37	0.60	0.08	0.00	0.00	0.00	0.42	0.04	0.39	3.18	4.06	4.04	0.36%
08301X0002	Éocène moyen	2.19	1.36	0.36	0.06	0.00	0.00	0.00	0.22	0.03	0.18	3.70	3.95	4.14	-2.23%
08502X0069	Jurassique	21.40	3.62	32.26	1.59	0.00	0.00	0.00	28.08	0.11	23.58	2.11	58.86	53.90	4.41%
08504X0004	Serravelien	2.10	0.23	0.43	0.06	0.00	0.00	0.02	0.48	0.01	0.10	2.25	2.83	2.85	-0.39%
08507X0013	Aquitainien	2.25	0.28	0.70	0.07	0.00	0.00	0.02	0.65	0.01	0.02	2.62	3.30	3.31	-0.23%
08515X0006	Aquitainien	4.20	0.39	0.78	0.06	0.01	0.00	0.02	0.82	0.01	0.52	4.11	5.44	5.47	-0.30%
08523X0095	Campanien	2.55	1.92	1.30	0.14	0.01	0.00	0.02	0.54	0.07	0.69	4.43	5.91	5.74	1.49%
08762X0025	Oligocène	1.65	1.67	6.35	0.07	0.01	0.00	0.02	0.73	0.08	0.08	3.10	9.74	9.78	-0.20%
08764X0005	Éocène moyen	6.45	3.92	6.09	0.38	0.02	0.00	0.02	4.70	0.14	8.60	3.80	16.86	17.27	-1.18%

Isotope de l'eau

BSS	COMMUNE	LIEU_DIT	Nappe captée	d ² H Reportable Value (permil)	d ³ H Standard Deviation (permil)	d ¹⁸ O Reportable Value (permil)	d ¹⁸ O Standard Deviation (permil)	Analysis Date
07294X0012	Soulac-Sur-Mer	Neyran	Cénomanien + Coniacien Turonien	-43.35	0.34	-6.51	0.03	oct-11
07305X0049	Vensac	Dehes G2	Éocène moyen	-36.07	0.21	-5.54	0.04	oct-11
07538X0010	Hourtin	Plage - Les Genêts	Oligocène	-30.29	0.17	-4.77	0.05	oct-11
07545X0021	Naujac-Sur-Mer	Forage 2 - Le Baron	Éocène moyen	-41.48	0.07	-6.26	0.03	mars-12
07562X0003	Saint-Cliers-Sur-Gironde	Gourbeuil	Éocène moyen	-37.08	0.31	-5.96	0.05	oct-11
07778X0036	Carcans	Le Pouth	Éocène moyen	-30.50	0.27	-4.91	0.03	mars-12
07786X0057	Brach	Le Mayne Bernard - Section Oa, Parcelle 521	Oligocène	-31.11	0.26	-4.64	0.07	oct-11
07793X0004	Pugnac	Saint-Urbain	Éocène moyen	-37.01	0.46	-5.88	0.06	oct-11
07795X0105	Soussans	Le Port	Éocène moyen	-49.64	0.44	-7.36	0.04	oct-11
07804X0003	Eglisottes-Et-Chalaures(Les)	Communal	Campannien	-47.16	0.78	-7.01	0.12	oct-11
07806X0067	Sablons	Le Palais - Forage N° 3	Éocène moyen	-37.64	0.97	-5.92	0.09	oct-11
08018X0004	Pongel(Le)	Gleize Vieille	Oligocène	-41.90	0.18	-6.39	0.04	oct-11
08033X0170	Ambarès-Et-Lagrave	Avenue Des Industries (Ex Cofaz)	Éocène moyen	-49.56	0.22	-7.54	0.04	mars-12
08036X0015	Bouscat(Le)	Barbusse	Éocène moyen	-49.61	0.53	-7.68	0.08	oct-11
08036X0948	Bordeaux	Gibix 1 - Merladeck	Cénomanien	-44.96	0.15	-6.97	0.06	mars-12
08036X1858	Bordeaux	Ellis Aquitaine (Société)	Oligocène	-36.55	0.24	-5.56	0.09	oct-11
08037X0402	Florac	Pasteur	Éocène moyen	-51.30	0.62	-7.73	0.04	oct-11
08042X0007	Libourne	Rue Bordes	Éocène moyen	-49.44	0.06	-7.80	0.07	mars-12
08257X0073	Arcachon	Usine Des Abatilles	Oligocène	-40.05	0.12	-6.11	0.04	mars-12
08261X0030	Andernos-Les-Bains	Bruyères	Éocène moyen	-43.82	0.64	-6.66	0.04	oct-11
08262X0096	Lanton	Blagon	Oligocène	-31.46	0.83	-4.81	0.13	oct-11
08264X0012	Saint-Jean-D'Illac	Boulac	Oligocène	-31.15	0.38	-4.94	0.06	mars-12
08272X0058	Gradignan	Monjoux	Oligocène	-36.07	0.21	-5.52	0.02	oct-11
08277X0162	Bredel(La)	La Sauque	Éocène moyen	-50.62	1.11	-7.89	0.15	oct-11
08277X0166	Bredel(La)	La-Sauque	Oligocène	-34.48	0.16	-5.56	0.02	oct-11
08284X0011	Saint-Pey-De-Castets	Artigues Viduc	Éocène moyen	-49.48	0.16	-7.56	0.08	mars-12
08301X0002	Flaigueac	Flaigueac	Éocène moyen	-49.83	0.38	-7.61	0.07	mars-12
08502X0069	Teich(Le)	Le Teich Pirac	Jurassique	-42.12	0.05	-6.09	0.04	mars-12
08504X0004	Le Barp	Bourg	Serravilien	-36.07	0.24	-5.68	0.03	oct-11
08507X0013	Lugos	Communal	Aquitanien	-33.64	0.32	-4.97	0.03	oct-11
08515X0006	Hostens	Canet	Aquitanien	-35.25	0.33	-5.45	0.07	oct-11
08523X0095	Caudrot	Le Grava 2	Campannien	-48.41	0.70	-7.24	0.03	oct-11
08762X0025	Bernos-Beaulac	Cabannes	Oligocène	-45.09	0.67	-6.85	0.07	oct-11
08764X0005	Cauvignac	Grignols - Rippes	Éocène moyen	-51.65	0.14	-7.87	0.03	oct-11

Isotope du Carbone

BSS	COMMUNE	LIEU_DIT	Nappe captée	$\delta^{13}\text{C}$	Result PDB	Repeat	pmc	1σ error	Uncorrected pmc
07294X0012	Soulac-Sur-Mer	Neyran	Cénomanien + Coniacien Turonien	0.33 ‰	0.33 ‰		0.15	0.05	0.15 ± 0.05
07305X0049	Vensac	Déhes G2	Éocène moyen	-12.10 ‰	-12.10 ‰		32.78	0.13	33.02 ± 0.13
07538X0010	Hourtin	Plage - Les Génêts	Oligocène	-12.97 ‰	-13.16 ‰	-12.77 ‰	9.65	0.08	9.73 ± 0.08
07545X0021	Naujac-Sur-Mer	Forage 2 - Le Baron	Éocène moyen	-6.37 ‰			0.70	0.03	
07552X0003	Saint-Ciers-Sur-Gironde	Gourbeuil	Éocène moyen	-18.06 ‰	-18.06 ‰		73.98	0.22	74.54 ± 0.22
07778X0036	Carcans	Le Pouthch	Éocène moyen	-12.43 ‰			0.58	0.03	
07783X0002	Saint-Laurent-Medoc	Communal	Éocène moyen	-11.48 ‰			1.42	0.04	
07786X0057	Brach	Le Mayne Bernatou - Section Oa, Parcelle 521	Oligocène	-14.91 ‰	-14.91 ‰		37.27	0.14	37.55 ± 0.14
07793X0004	Pugnac	Saint-Urbain	Éocène moyen	-13.92 ‰	-13.92 ‰		28.09	0.12	28.31 ± 0.12
07795X0005	Soussans	Le Port	Éocène moyen	-4.91 ‰	-4.91 ‰		0.32	0.05	0.33 ± 0.05
07804X0003	Eglisottes-Et-Chalaures(les)	Communal	Campanien	-11.01 ‰	-11.01 ‰		0.15	0.05	0.15 ± 0.05
07806X0067	Sablons	Le Palais - Forage N° 3	Éocène moyen	-20.93 ‰	-20.93 ‰		69.08	0.17	69.6 ± 0.17
08018X0004	Porge(l)e	Geize Vieille	Oligocène	-3.20 ‰	-3.20 ‰		0.50	0.05	0.5 ± 0.05
08033X0162	Ambarès-Et-Lagrave	Avenue Des Industries (Ex Cofaz)	Campanien	-2.63 ‰			0.19	0.03	
08033X0170	Ambarès-Et-Lagrave	Avenue Des Industries (Ex Cofaz)	Éocène moyen	-3.35 ‰			0.27	0.03	
08036X0015	Bouscat(Le)	Barbusse	Éocène moyen	-7.90 ‰	-7.90 ‰		0.14	0.05	0.15 ± 0.05
08036X0948	Bordeaux	Gbdx 1 - Merideck	Cénomanien	-2.77 ‰			1.16	0.04	
08036X1858	Bordeaux	Ellis Aquitaine (Société)	Oligocène	-11.87 ‰	-11.87 ‰		44.75	0.12	45.08 ± 0.12
08037X0402	Florac	Pasteur	Éocène moyen	-8.66 ‰	-8.65 ‰	-8.67 ‰	0.17	0.05	0.17 ± 0.05
08042X0007	Libourne	Rue Bordes	Éocène moyen	-3.96 ‰			0.43	0.03	
08257X0073	Arcachon	Usine Des Abatilles	Oligocène	-2.05 ‰			1.02	0.04	
08261X0030	Andernos-Les-Bains	Bruyères	Éocène moyen	-3.75 ‰	-3.75 ‰		0.33	0.05	0.33 ± 0.05
08262X0096	Lanton	Blagon	Oligocène	-6.20 ‰	-6.20 ‰		0.50	0.05	0.5 ± 0.05
08264X0012	Saint-Jean-Dillac	Bouillac	Oligocène	-10.59 ‰			0.44	0.03	
08272X0058	Gradignan	Monjoux	Oligocène	-14.39 ‰	-14.39 ‰		65.23	0.19	65.72 ± 0.2
08277X00162	Bredel(l)a	La Sauque	Éocène moyen	-12.15 ‰	-12.15 ‰		0.25	0.05	0.25 ± 0.05
08277X0166	Bredel(l)a	La Sauque	Oligocène	-13.39 ‰	-13.39 ‰		73.15	0.21	73.7 ± 0.21
08284X0011	Saint-Pey-De-Castets	Artigues Viduc	Éocène moyen	-3.66 ‰			0.58	0.03	
08301X0002	Flaugeac	Le Teich Pirac	Jurassique	-4.39 ‰		-4.83 ‰	0.73	0.04	
08302X0069	Teich(l)e	Bourg	Serravallien	-2.03 ‰			0.49	0.03	
08304X0004	Le Barp	Communal	Aquitanien	-10.44 ‰	-10.44 ‰		11.71	0.10	11.8 ± 0.1
08307X0013	Lugos	Canet	Aquitanien	-13.37 ‰	-13.37 ‰		15.34	0.09	15.45 ± 0.09
08515X0006	Hostens	Le Grava 2	Campanien	-13.52 ‰	-13.52 ‰		22.60	0.11	22.77 ± 0.11
08523X0095	Caudrot	Capdannes	Oligocène	-5.06 ‰	-5.06 ‰		1.12	0.05	1.13 ± 0.05
08762X0025	Bernos-Beaulac	Grignols - Rippes	Éocène moyen	-4.81 ‰	-4.81 ‰	-4.49 ‰	0.22	0.05	0.22 ± 0.05
08764X0005	Calvignac						0.01	0.00	

Temps de résidence

N°BSS	Nappe captée	δ13C	Activité (pcm)	Mass Balance	Vogel	Tamers	Ingerson and Pearson	Mook	Fontes and Garnier	Eichinger	Temps de résidence moyen	Ecart +/-
08036X1858	OLIGNP	-11.87 ‰	44.75								500	21.65
07552X0003	EOCM	-18.06 ‰	73.98								1 200	130.86
08277X0168	OLIGNP	-13.39 ‰	73.15								1 200	0.00
07806X0067	EOCM	-20.93 ‰	69.08								1 600	276.13
08272X0058	OLIGNP	-14.39 ‰	65.23								2 200	0.00
07305X0049	EOCM	-12.10 ‰	32.78								3 000	276.35
07786X0057	OLIGNP	-14.91 ‰	37.27								4 000	408.69
07793X0004	EOCM	-13.92 ‰	28.09								5 500	202.42
08515X0006	AQUI	-13.52 ‰	22.60								7 100	204.63
08507X0013	AQUI	-13.37 ‰	15.34								10 200	224.93
08504X0004	HELV+AQUI	-10.44 ‰	11.71								10 300	249.91
07538X0010	OLIGNP	-12.97 ‰	9.65								13 800	200.38
08523X0095	CAMP	-1.91 ‰	1.12								14 900	962.46
08502X0069	TTTH	-2.03 ‰	0.49								15 800	7 361.68
08257X0073	OLIGNP	-2.05 ‰	1.02								16 300	903.50
08036X0948	TURO+CENO	-2.77 ‰	1.16								16 800	1 862.95
08284X0011	EOCM	-3.66 ‰	0.58								24 900	2 305.13
08301X0002	EOCM	-4.39 ‰	0.73								25 500	954.86
08018X0004	OLIGNP	-3.20 ‰	0.50								25 600	1 323.82
07783X0002	EOCM	-11.48 ‰	1.42								28 600	247.90
08042X0007	EOCM	-3.96 ‰	0.43								28 600	1 617.30
07545X0021	EOCS	-6.37 ‰	0.70								29 400	460.28
08261X0030	EOCM	-3.75 ‰	0.33								31 100	403.18
08033X0170	EOCM	-3.35 ‰	0.27								31 800	460.95
08262X0096	OLIGNP	-6.20 ‰	0.50								31 800	568.37
08033X0162	CAMP	-2.63 ‰	0.19								32 400	821.45
07795X0105	EOCM	-4.91 ‰	0.32								33 400	861.78
07778X0036	EOCM	-12.43 ‰	0.58								36 700	211.50
08762X0025	OLIGNP	-5.06 ‰	0.22								36 800	724.73
08264X0012	OLIGNP	-10.59 ‰	0.44								37 500	347.65
08277X0162	EOCM	-12.15 ‰	0.25								43 400	223.05
08037X0402	EOCM	-8.66 ‰	0.17								43 600	474.67
08036X0015	EOCM	-7.90 ‰	0.14								44 300	574.74
07804X0003	CAMP	-11.01 ‰	0.15								46 800	256.12
07294X0012	CENO	0.33 ‰	0.15								51 300	2 432.09
08764X0005	EOCM	-4.81 ‰	0.01								61 200	1 745.10

Isotope de l'Uranium

BSS	COMMUNE	LEIU_DIT	Nappe captée	U (pg/g)	Erreur ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)	Erreur
07294X0012	Soulac-Sur-Mer	Neyran	Cénomanien + Coniacien Turonien	16.45	0.020	2.6179
07305X0049	Vensac	Dehes G2	Éocène moyen	114	1.000	1.0618
07538X0010	Hourtin	Plage - Les Génêts	Oligocène	6.027	0.038	0.9741
07545X0021	Naujac-Sur-Mer	Forage 2 - Le Baron	Éocène moyen	0.835	0.022	0.9999
07552X003	Saint-Ciers-Sur-Gironde	Gourbeuil	Éocène moyen	29.31	0.060	0.9793
07778X0036	Carcans	Le Poutch	Éocène moyen	2.726	0.050	0.9243
07783X0002	Saint-Laurent-Medoc	Communal	Éocène moyen	21.32	0.190	0.5728
07786X0057	Brach	Le Mayne Bernard - Section Oa, Parcelle 521	Oligocène	4.357	0.021	1.8393
07793X004	Pugnac	Saint-Urbain	Éocène moyen	11.31	0.020	2.8502
07795X0105	Soussans	Le Port	Éocène moyen	125	1.000	2.3247
07804X0003	Eglisottes-Et-Chalaures(Les)	Communal	Campanien	109	1.000	1.7023
07806X0067	Sablons	Le Palais - Forage N° 3	Éocène moyen	0.326	0.002	12.1927
08018X0004	Porge(Le)	Gleize Vieille	Oligocène	3.141	0.007	1.0467
08033X0162	Ambarès-Et-Lagrave	Avenue Des Industries (Ex Cofaz)	Campanien	13	0.120	5.6776
08033X0170	Ambarès-Et-Lagrave	Avenue Des Industries (Ex Cofaz)	Éocène moyen	24	0.230	5.6385
08036X0015	Bouscat(Le)	Barbusse	Éocène moyen	21	0.070	6.9402
08036X0048	Bordeaux	Gbdx 1 - Merideck	Cénomanien	1	0.008	5.2462
08036X1858	Bordeaux	Elis Aquitaine (Société)	Oligocène	7635	9.000	0.7668
08037X0402	Floirac	Pasteur	Éocène moyen	12	0.020	7.0401
08042X0007	Libourne	Rue Bordes	Éocène moyen	13	0.030	13.0362
08257X0073	Arcachon	Usine Des Abatilles	Oligocène	0	0.002	1.7716
08261X0030	Andernos-Les-Bains	Bruyères	Éocène moyen	2	0.012	0.7321
08262X0096	Lanton	Blagon	Oligocène	3	0.016	1.3799
08264X0012	Saint-Jean-D'Illac	Boulac	Oligocène	10	0.111	1.9455
08272X0058	Gradignan	Monjoux	Oligocène	3881	7.000	0.7764
08277X0162	Bredel(La)	La Sauque	Éocène moyen	16	0.030	3.0155
08277X0166	Bredel(La)	La-Sauque	Oligocène	878	1.000	0.8817
08284X0011	Saint-Pey-De-Castets	Artigues Viduc	Éocène moyen	8.869	0.173	9.7534
08301X0002	Flaugeac	Flaugeac	Éocène moyen	29.14	0.180	7.4261
08502X0069	Teich(Le)	Le Teich Pirac	Jurassique	0.893	0.017	9.3697
08504X0004	Le Barp	Bourg	Serravallien	4.325	0.027	4.6809
08507X0013	Lugos	Communal	Aquitanien	1.390	0.012	2.3519
08515X0006	Hostens	Canet	Aquitanien	18.70	0.210	1.7067
08523X0095	Caudrot	Le Grava 2	Campanien	1350	1.000	1.0994
08762X0025	Bernos-Beaulac	Cabannes	Oligocène	77.46	0.040	1.6163
08764X0005	Cauignac	Grignols - Rippes	Éocène moyen	187	1.000	4.8024

Concentrations des gaz rares dissous dans différentes nappes d'eau (en 10^{-7} cm³ STP/g d'eau)

Point	N	Aquifère	He	Ne	Ar	Kr	Xe
Salles (08503X0010)	1	Oligocène	0,35 ±0,12	2,60 ±0,14	4300 ±121	0,929 ±0,025	0,1230 ±0,0029
	2	Oligocène	0,67 ±0,08	2,55 ±0,13	4230 ±119	0,923 ±0,025	0,1190 ±0,0026
Eysines (08035X0360)	1	Oligocène	0,91 ±0,03	2,82 ±0,06	4830 ±147	1,040 ±0,027	0,1380 ±0,0029
	2	Oligocène	0,89 ±0,03	2,82 ±0,06	4730 ±150	1,050 ±0,027	0,1350 ±0,0028
St Médard- en-Jalles (08035X0465)	1	Oligocène	0,95 ±0,04	2,53 ±0,13	4420 ±132	0,965 ±0,028	0,1330 ±0,0032
	2	Oligocène	1,10 ±0,09	2,65 ±0,13	4640 ±146	0,945 ±0,027	0,1390 ±0,0034
Lugos (08507X0013)	1	Aquitainien	1,07 ±0,11	2,68 ±0,14	4450 ±137	0,936 ±0,028	0,1350 ±0,0033
Hourtin (07538X0010)	1	Oligocène	0,80 ±0,03	2,36 ±0,14	4470 ±140	1,020 ±0,027	0,1360 ±0,0029
Abatilles (08257X0073)	1	Oligocène	2,15 ±0,08	2,57 ±0,13	4530 ±250	1,110 ±0,038	0,1540 ±0,0037
	2	Oligocène	2,13 ±0,13	2,59 ±0,13	4550 ±128	1,030 ±0,028	0,1510 ±0,0033
Sauternes (08525X0028)	1	Oligocène	1,27 ±0,48	2,67 ±0,15	4470 ±138	1,070 ±0,029	0,1500 ±0,0032
	2	Oligocène	1,33 ±0,47	2,67 ±0,14	4690 ±148	1,070 ±0,033	0,1500 ±0,0037
Léognan (08272X0136)	1	Campanien	4,71 ±0,17	2,64 ±0,14	4930 ±137	1,130 ±0,031	0,1570 ±0,0033
	2	Campanien	4,49 ±0,16	2,43 ±0,05	4760 ±146	1,080 ±0,028	0,1540 ±0,0032
Martillac (08276X0091)	1	Oligocène	0,75 ±0,09	2,61 ±0,13	4370 ±140	0,971 ±0,030	0,1290 ±0,0031
Bazas (08763X0017)	1	Oligocène	0,88 ±0,03	2,42 ±0,05	4590 ±138	1,030 ±0,026	0,1480 ±0,0031
La Brède (08277X0152)	1	Éocène	14,80 ±0,52	2,33 ±0,12	4390 ±129	0,992 ±0,028	0,1380 ±0,0032
Ayguemorte (08277X0215)	1	Éocène	15,70 ±0,55	2,32 ±0,12	4340 ±136	0,975 ±0,026	0,1390 ±0,0029
Blagon (08262X0096/F)	1	Oligocène	0,69 ±0,03	2,53 ±0,13	4540 ±141	0,952 ±0,029	0,1380 ±0,0029



Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Aquitaine
Parc Technologique Europarc
24, avenue Léonard de Vinci
33 600 – Pessac - France
Tél. : 05 57 26 52 71