



Journal Homepage: -[www.journalijar.com](http://www.journalijar.com)

## INTERNATIONAL JOURNAL OF ADVANCED RESEARCH (IJAR)

Article DOI:10.21474/IJAR01/18113

DOI URL: <http://dx.doi.org/10.21474/IJAR01/18113>



### RESEARCH ARTICLE

#### ORIGINE ET TEMPS DE RESIDENCE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA PARTIE SUD DU MARAIS POITEVIN (NOUVELLE-AQUITAINE-FRANCE) ET DE SON SUBSTRATUM CARBONATE DE L'OXFORDIEN SUPERIEUR PAR UTILISATION COUPLEE D'ISOTOPES STABLES ET RADIOACTIFS

#### ORIGIN AND RESIDENT TIME OF GROUNDWATERS IN POITEVIN MARSH (NEW-AQUITAINE-FRANCE) AND ITS UNDERLYING UPPER OXFORDIAN CARBONATE BEDROCK BY COMBINED USE OF STABLES AND RADIOACTIVES ISOTOPES

Anongba Braphond Rodrigue Vincent Benjamin<sup>1</sup>, Traoré Abou<sup>2</sup> and Tohouri Privat<sup>3</sup>

1. École Normale Supérieure (ENS), Département des Sciences et Technologies, Section des sciences de la vie et de la Terre. 08 BP 10 Abidjan 08, Côte d'Ivoire.
2. Université Félix Houphouët-Boigny de Cocody-Abidjan, Unité de Formation et de Recherche (UFR) Sciences de la Terre et des Ressources Minières (STRM), Laboratoire des Sciences du Sol, de l'Eau et des Géomatériaux (LSSEG), 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire.
3. École Normale Supérieure (ENS), Département des Sciences et Technologies, Section des sciences de la vie et de la Terre. 08 BP 10 Abidjan 08, Côte d'Ivoire.

#### Manuscript Info

##### Manuscript History

Received: 05 November 2023

Final Accepted: 09 December 2023

Published: January 2024

##### Key words:-

Poitevin Marsh, Wetland, Stables Isotopes, Radioactives Isotopes, Residence Time

#### Abstract

The study of origin and residence times of Poitevin marsh waters using stable and radioactive isotopes such as <sup>2</sup>H, <sup>18</sup>O, <sup>3</sup>H, <sup>13</sup>C, <sup>14</sup>C shows that the Poitevin marsh groundwaters salinity is due to seawater which was trapped in the sediments there is 7000 years BP ago. So, these groundwaters are distinguished by a great diversity of their "age" according to their geographical position. Thus, within Quaternary aquifer, waters are modern in the east and old in the west with residence times greater than 2500 years BP. On the other hand, in the upper Oxfordian formations under the Quaternary cover, they are old with residence times greater than 7000 years BP. So, waters of this territory can be subdivided into two groups. The modern waters are relocated upstream and in the eastern part of Poitevin marsh. The second group are old waters and are located in the western part of Poitevin marsh and under the Quaternary cover. The salinization process of Poitevin marsh groundwaters is therefore not the result of current marine contamination, but due to a marine invasion of the Poitevin marsh by old seawater during the Holocene, there is 7000 years B.P ago.

Copy Right, IJAR, 2024.. All rights reserved.

#### Introduction:-

##### Contexte et justification

Par le passé, le rôle multifonctionnel des zones humides n'a été très souvent constaté qu'après leur destruction. Il a fallu attendre les travaux de Adamus et Stockwell (1983), qui à partir de données disponibles mais fragmentaires, ont

**Corresponding Author:- Anongba Braphond Rodrigue Vincent Benjamin**

Address:- École Normale Supérieure (ENS), Département des Sciences et Technologies, Section des sciences de la vie et de la Terre. 08 BP 10 Abidjan 08, Côte d'Ivoire.

inventoriés et classés ces fonctions. C'est ainsi, que les zones humides sont considérées comme faisant partie des milieux naturels les plus productifs au monde. Elles assument dans leur globalité les différentes fonctions essentielles à la vie des organismes qui y sont inféodés. On y rencontre de très fortes concentrations d'animaux notamment les oiseaux, les mammifères, les reptiles, les poissons et toutes sortes d'invertébrés (Ladouche et Weng, 2005) qui y trouvent un habitat et une aire de nourriture et de reproduction. Elles constituent donc des réservoirs de biodiversité.

En plus des fonctions mentionnées ci-dessus, les zones humides participent à la recharge et décharge des eaux souterraines et constituent des lieux de régulation des régimes hydrologiques. Lorsqu'elles ne sont pas saturées en eau, elles retardent le ruissellement des eaux de pluie et leur transfert vers des fleuves et les rivières situés en aval. Elles servent donc de zones de stockage d'eau lors des crues et inondations, et restituent cette eau lors de sécheresse ou à l'étiage. Elles diminuent l'intensité des crues et soutiennent les débits des cours d'eau en période d'étiage. Les zones humides ont aussi un rôle d'épuration. Elles contribuent au maintien et à l'amélioration de la qualité de l'eau en agissant comme un filtre car elles favorisent le dépôt des sédiments y compris le piégeage des éléments toxiques. Elles sont aussi le siège privilégié de dégradations biochimiques (notamment grâce aux bactéries), d'absorption et de stockage par les végétaux de substances indésirables ou polluantes telles que les nitrates (dénitrification) et les phosphates à l'origine de l'eutrophisation des milieux aquatiques (Fustec et Lefeuvre, 2000).

Les zones humides constituent enfin des lieux où se développent des activités économiques primaires (agriculture, élevage), et tertiaires centrées sur les loisirs (activités nautiques) et le plein air (tourisme vert, observation de la nature et randonnées). Ce sont malheureusement ces activités humaines qui menacent aujourd'hui les zones humides de disparition. Ainsi, le Marais Poitevin qui est la zone humide la plus vaste de la façade atlantique française fait l'objet d'une surexploitation de ses ressources en eau depuis plusieurs années et a vu disparaître une grande partie de sa zone inondable. De plus, les nappes souterraines calcaires du Malm, du Dogger et du Lias situées en amont de ce marais font l'objet de prélèvements de plus en plus importants susceptibles de détériorer les équilibres qui président à leurs recharges naturelles, à la qualité de leurs eaux et au maintien d'un débit minimum d'étiage dans les cours d'eau drainant le marais (Safège, 2001).

Malgré cette dégradation générale, le Marais Poitevin demeure un espace écologique d'intérêt national et fait l'objet d'études pour comprendre son fonctionnement (Braphond et al, 2023 ; Vincent et al, 2022 ; Anongba, 2007 ; Bernard, 2006).

La partie sud du Marais Poitevin, objet de cette étude, est méconnue du point de vue du temps de résidence des eaux souterraines. En effet, l'état actuel des connaissances met en évidence des lacunes de connaissances sur l'« âge » des eaux souterraines des formations du Quaternaire et de l'Oxfordien supérieur aussi bien à l'intérieur du marais qu'en amont. Les études qui ont été réalisées sur cette partie du marais l'ont essentiellement été d'une part, sur les transferts hydriques entre les formations du quaternaire et celles de l'Oxfordien supérieur (Braphond et al, 2023), de l'hydrochimie (Anongba et al, 2023) et d'autre part sur les sols (Vincent et al, 2022 ; Bernard, 2006 ; Garnier, 1975 ; Ducloux et Nijs, 1972 ; Dupuis, 1969). Il s'avère donc nécessaire de mener des études sur le temps de séjour des eaux souterraines de la partie sud du marais afin de compléter les études existantes sur le fonctionnement du marais Poitevin et favoriser ainsi une gestion durable et efficace de cette zone humide.

Cette étude a pour objectif de déterminer l'« âge » des eaux souterraines rencontrées dans le Marais Poitevin, ainsi que l'origine de leur minéralisation. Cela permettra de déduire les relations entre les eaux des aquifères du quaternaire et celles de l'Oxfordien supérieur confinées sous le Quaternaire. L'approche utilisée est basée sur l'apport des isotopes stables ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) et radioactifs ( $^3\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ).

### **Présentation de la zone d'étude**

Le Marais Poitevin, localisé à l'Ouest de la France, se présente comme une dépression s'inscrivant entre deux plaines du substratum carbonaté traduisant la structure isoclinale des formations jurassiques de la bordure septentrionale du bassin d'Aquitaine (Dupuis et al. 1965 ; Camuzard 2000). Ancien Golfe des Pictons, ce marais s'étend de Niort à l'océan Atlantique, sur une longueur d'environ 70 km. Il est la deuxième plus grande zone humide de France après la Camargue et le plus vaste marais de la façade atlantique avec une superficie de 964 km<sup>2</sup>. Il s'étend sur deux régions (Pays de la Loire et Nouvelle-Aquitaine) et trois départements (Vendée, Charente Maritime et Deux-Sèvres). Cette zone humide qui regroupe au total 82 communes est très fortement peuplée avec une population estimée à 161 000 habitants recensés lors de la campagne de l'INSEE en 2015.

Les aménagements successifs subis par le Marais Poitevin permettent de distinguer trois grandes zones qui sont :

1. la façade littorale qui est sous l'influence marine et où se rencontrent des vasières tidales et les prés salés de la baie de l'Aiguillon,
2. une zone centrale, le marais desséché, protégée des marées d'équinoxe par des digues de mer et des cours d'eau, par des digues qui bordent les principaux cours d'eau. Elle est à l'abri de toute inondation.
3. une zone d'épandage des crues hivernales non protégée des inondations. Cette zone appelée le marais mouillé s'étend sur la périphérie et borde les rivières.

La zone retenue pour cette étude est la partie sud du Marais Poitevin. Elle est localisée sur les départements de la Charente Maritime et des Deux Sèvres et est située à proximité du détroit du Poitou, en bordure nord du bassin d'Aquitaine. Elle s'étend de Bessines à l'extrême Est jusqu'à Charron à l'Ouest (Fig. 1). Elle englobe au total 27 communes dont 16 appartiennent au département de la Charente Maritime et 11 à celui des Deux Sèvres. La superficie totale de cette zone est estimée à 550 km<sup>2</sup>. Le climat est de type océanique avec une pluviométrie moyenne annuelle qui va de 770 mm à l'est de la zone d'étude à 840 mm à l'ouest. Cette pluviométrie est très irrégulièrement répartie dans l'année et se concentre principalement d'octobre à février. La topographie du marais Poitevin est très homogène avec des îlots d'altitudes variant entre 10 et 20 m. Ce sont soit des soubassements calcaires-marneux qui ont échappé au nivellement lors des phases successives d'érosion qui ont jalonné l'histoire du marais, soit des cailloux ou des graviers quaternaires reposant sur des bancs calcaires (Welsch, 1916). Au plan géologique et hydrogéologique, la zone d'étude est constituée de deux grandes formations géologiques qui sont les formations calcaires et marno-calcaires d'âge jurassique sur lesquelles reposent les formations du Quaternaire encore connu sous le vocable de « Bri » (Mazeau, 1979). Ces deux entités géologiques permettent de différencier plusieurs aquifères dans la zone d'étude dont deux feront l'objet de cette étude. Ce sont les aquifères des formations du Quaternaire (Bri) et de l'Oxfordien supérieur (calcaire). Les formations de l'Oxfordien supérieur qui affleurent en amont du marais se retrouvent sous couverture des formations du quaternaire dans le marais.

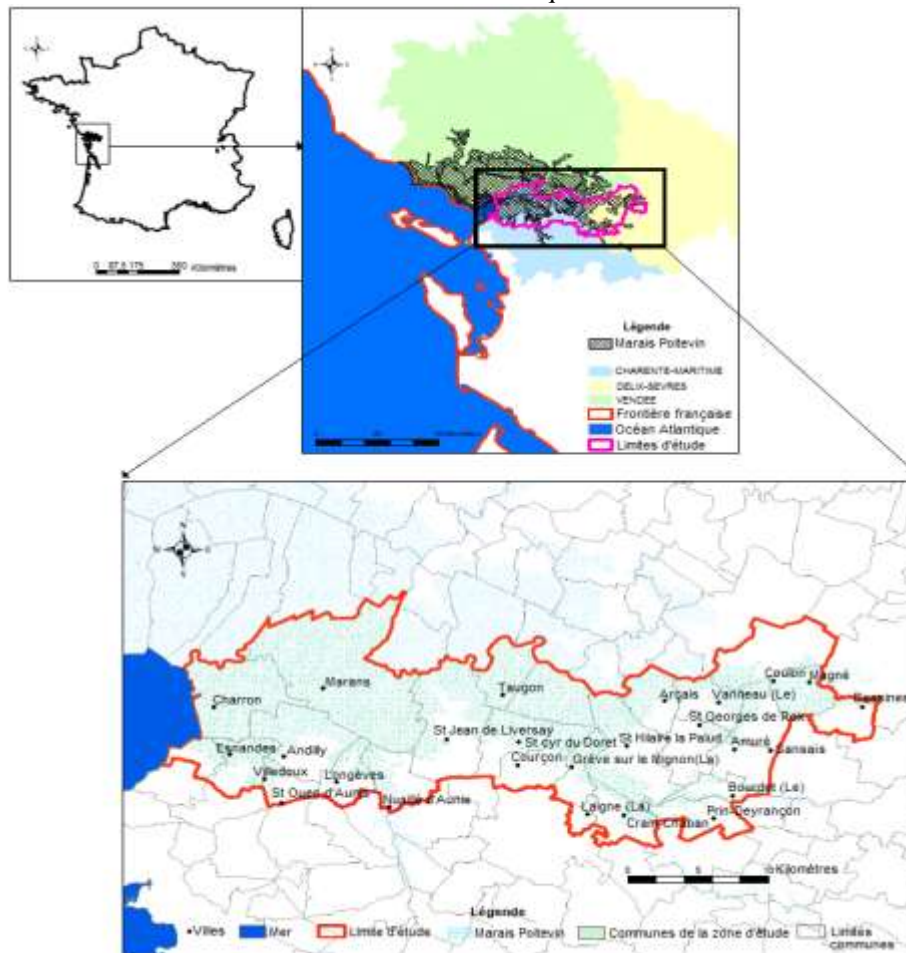
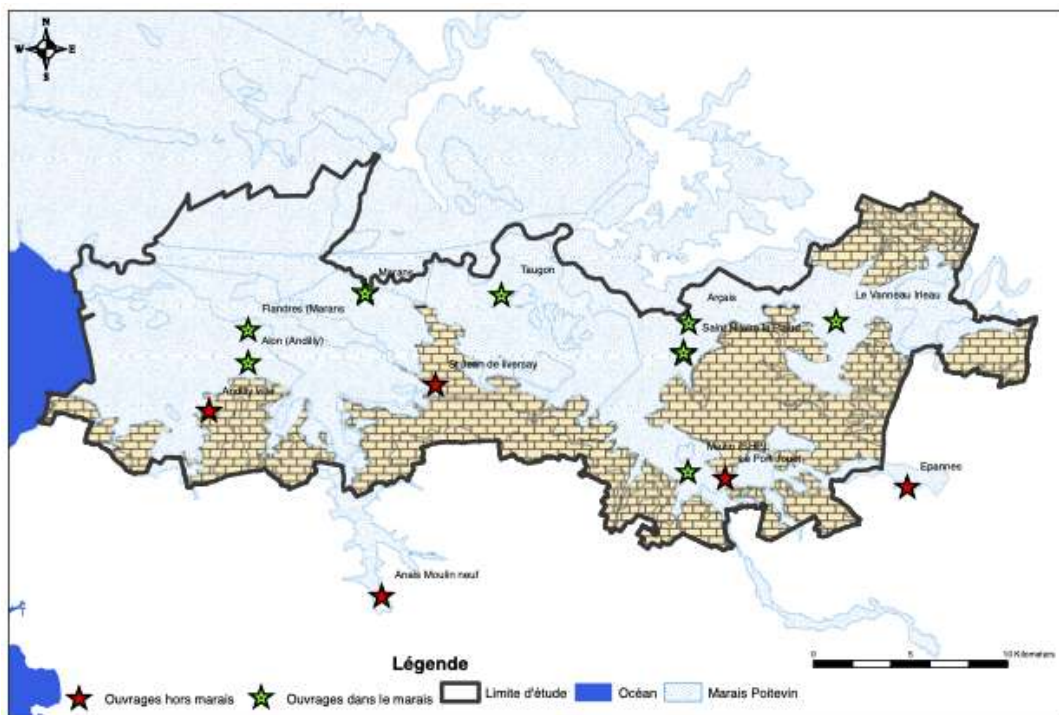


Figure 1:- Localisation de la zone d'étude(vincent et al, 2022).

## Matériel et Méthodes:-

### Matériel:-

Pour mener à bien cette étude, il a été décidé la mise en place de 19 forages qui ont permis d'effectuer la campagne d'échantillonnage des eaux souterraines du Marais Poitevin. 4 de ces forages (Marans F1, Marans F2, SHP F1 et SHP F4) captent les eaux de l'Oxfordien supérieur sous couverture quaternaire. Parmi ceux-ci, Marans F1 était à sec le jour de l'échantillonnage. 10 de ces forages (SHP F2, SHP F3, Marans F2, Marans F3, Andilly Alon, Marans Flandre, Arçais, Le Vanneau, Mazin et Taugon) captent les formations du Quaternaire dans le marais Poitevin. Les résultats obtenus sur les eaux de Marans F2 et de Marans F3 étant identiques certainement à cause de la distance entre ces deux forages qui est de 3,65 mètres, il a été décidé de représenter les résultats de ces deux forages sous la notation « Marans F2-3 ». Parmi les forages localisés dans le Marais Poitevin, 8 sont disposés sur deux sites expérimentaux dont l'un se trouve à Marans à l'Ouest de la zone d'étude, et l'autre à Saint Hilaire la Palud, à l'est de cette zone. Sur chaque site expérimental, 2 forages captent les eaux de l'aquifère de l'Oxfordien supérieur sous la couverture quaternaire et les 2 autres captent celles de l'aquifère du Quaternaire. Quant aux eaux de l'Oxfordien supérieur située en dehors du Marais Poitevin, elles sont captées par 5 forages (Port-Jouet, St Jean de Liversay, Épannes, Andilly ville, Anais Moulin neuf) (Fig. 2).



**Figure 2:- Carte de localisation montrant les points d'échantillonnage dans et en dehors du Marais Poitevin (Braphond et al, 2023).**

### Méthodes:-

#### Méthode de mesures et d'échantillonnage

Pour la réalisation des analyses isotopiques, une campagne d'échantillonnage a été réalisée en février 2007. Dix-sept (17) échantillons ont été collectés au cours de cette campagne dans les forages des sites expérimentaux du Marais Poitevin, en dehors des sites expérimentaux et dans les forages des formations de l'Oxfordien supérieur en dehors du Marais Poitevin. Ces prélèvements ont été réalisés à l'aide d'une pompe portable électrique immergée de 2 pouces reliée à un convertisseur de fréquence et alimentée par un groupe électrogène de 4 kVa. Les échantillonnages des eaux souterraines ont été réalisés après pompage préalable sur chaque site ayant permis la vidange d'au moins trois fois la colonne d'eau de l'ouvrage afin de s'assurer que les eaux prélevées sont représentatives de l'eau souterraine environnante. Les prélèvements ont été réalisés à l'aide d'un tube préleveur en polyéthylène. Un échantillon d'eau de mer a été prélevé au port de la Rochelle à l'écart de toute pollution liée à l'activité navale et un autre échantillon d'eau de pluie a été prélevé au Bourdet en Vendée. L'échantillon d'eau de pluie a été prélevé dans un seau en

plastique mis en place pendant la nuit et récupéré le matin avant le lever du soleil afin de minimiser l'effet de l'évaporation. Les bouteilles ayant servi à recueillir les eaux échantillonnées ont été rincées plusieurs fois par celles-ci. Les eaux prélevées pour l'analyse de  $^3\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$  ont été conservées dans des récipients en polypropylène complètement remplis et bouchés hermétiquement. Le jour de l'échantillonnage,  $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{NH}_4$  ont été ajoutés à chaque échantillon d'eau devant servir au dosage du  $^{13}\text{C}$  et du  $^{14}\text{C}$  afin de précipiter quantitativement  $\text{BaCO}_3$ . Les eaux ont ensuite été décantées et le précipité de chaque échantillon a été transféré dans une bouteille de 1,0 l étiquetée et mis de côté pour un transfert vers le laboratoire. Les échantillons prélevés pour le dosage de  $^{18}\text{O}$  et de  $^2\text{H}$  ont été conservés dans des flacons en verre brun. Les échantillons ont été filtrés sur site avec des filtres de membrane millipore de diamètre 0,22  $\mu\text{m}$  et 0,45  $\mu\text{m}$ .

Les paramètres physico-chimiques que sont, la température, le pH et l'alcalinité ont été déterminés sur site. Le pH et la température ont été mesurés avec un appareil de mesure à microprocesseur WTW pH/Cond 340 i normalisé à 25°C. le WTW pH/Cond 340 i a été régulièrement calibré à l'aide de deux tampons standards à pH 4 et 7. L'erreur commise sur les mesures pour la température est  $\pm 0,1$  °C, et pour le pH, elle est  $\pm 0,01$  pH.

L'alcalinité a été déterminée immédiatement sur site après échantillonnage par la méthode de titrage Gran en utilisant du  $\text{HCl}$  0,1 N. Tous les échantillons récupérés ont été prélevés en double pour les analyses de  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$ ,  $^3\text{H}$ . Le carbone total inorganique dissous (TDIC) est calculé à partir de la température, du pH et de l'alcalinité en utilisant les équations d'équilibre entre les différentes espèces de carbonate en solution (Stumm et Morgan, 1981).

Toutes les analyses ont été réalisées au laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon. Les teneurs isotopiques ont été mesurées selon les protocoles usuels (Mc Crea, 1950 ; Epstein et Mayeda, 1953 ; Cameron, 1967 ; Fontes, 1971 et 1983). Les analyses de  $^{14}\text{C}$  ont été réalisées à l'aide d'un compteur à scintillation liquide Tricarb modèle 1550 de Packard (Perkin-Elmer) après synthèse du benzène. Le précipité de carbonate a été analysé soit par comptage  $\beta$ , soit par spectrométrie de masse pour les eaux souterraines à très faible teneur en carbone total inorganique dissous (TDIC). Les échantillons de  $^3\text{H}$  ont été distillés et enrichis électrolytiquement avant d'être analysés par scintillation liquide. Les mesures de  $^3\text{H}$  ont été effectuées à l'aide d'un compteur à scintillation liquide Tricarb modèle 2900TR de Packard (Perkin-Elmer).

Les teneurs en  $^{13}\text{C}$  sont exprimées en  $\delta^{13}\text{C}$  qui sont des écarts en pour mille (parties pour mille) du rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de l'échantillon par rapport à l'étalon international Pee Dee bélemnite (Craig, 1957). L'incertitude des mesures de  $\delta^{13}\text{C}$  est de 0,2 ‰. Les résultats de  $^{14}\text{C}$  sont rapportés en pourcentage de la norme moderne (pcm) avec une précision  $\pm 0,7$  pcm. Les teneurs en  $^3\text{H}$  sont reportées en unités tritium (UT) avec une précision  $\pm 0,9$  UT.

Un spectromètre de masse a été utilisé pour déterminer les rapports isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène des échantillons d'eau prélevés. Les rapports isotopiques  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  sont quantifiés en tant que des valeurs  $\delta$  selon l'équation 1.

$$\delta_{\text{échantillon}} = \left[ \frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{étalon}}}{R_{\text{étalon}}} \right] \times 1000 \quad (1)$$

Où  $\delta_{\text{échantillon}}$  représente le rapport  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ,  $R_{\text{échantillon}}$  représente le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ou  $^2\text{H}/^1\text{H}$  dans l'échantillon et  $R_{\text{étalon}}$  est le rapport de l'étalon international.

Les résultats de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont donc de façon classique rapportés en ‰ versus V-SMOW. Les rapports isotopiques de l'Oxygène ont été déterminés en utilisant le rapport des ions de masse 46 ( $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$ ) à ceux de masse 44 ( $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ ) obtenus sur le dioxyde de carbone en équilibre isotopique avec l'eau selon la réaction d'échange isotopique. Les valeurs du deutérium sont déterminées en mesurant les intensités des ions ayant une masse de 2 ( $^1\text{H}_2$ ) et de 3 ( $^1\text{H}^2\text{H}$ ) sur l'hydrogène gazeux obtenu lors de la réduction de l'eau. Les précisions analytiques de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont respectivement de 0,1 ‰ et  $\pm 0,9$  ‰.

#### Méthode de détermination de l'origine des eaux souterraines

Les isotopes stables [oxygène 18 ( $^{18}\text{O}$ ) et hydrogène lourd ou deutérium ( $^2\text{H}$ )] sont les constituants de l'eau et sont de bons éléments pour l'analyse du cheminement de celle-ci. Leur utilisation permet non seulement de mettre en évidence les processus d'évaporation subis par l'eau, mais aussi d'identifier les phénomènes de mélange d'eau d'origine différente. Dans l'eau, l'abondance relative des isotopes stables ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) est exprimée par rapport à celle existant

dans l'eau océanique moyenne standard. Ces isotopes sont déterminés par spectrométrie de masse. Les résultats d'analyse sont exprimés en parts pour mille de différence ou  $\delta$  et peuvent être exprimés en valeur négative ou positive par rapport à un Standard international de référence (équations 2 et 3) qui, pour les eaux, est le VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water ou composition moyenne de l'océan) défini par Craig (1961a). Actuellement, le standard utilisé est celui de l'AIEA de Vienne d'où l'appellation VSMOW.

$$\delta \text{ } ^2\text{H} \text{ } \text{‰} = \left[ \frac{\left(\frac{^2\text{H}}{\text{H}}\right)_{ech} - \left(\frac{^2\text{H}}{\text{H}}\right)_{SMOW}}{\left(\frac{^2\text{H}}{\text{H}}\right)_{SMOW}} \right] \times 1000 \quad (2)$$

$$\delta \text{ } ^{18}\text{O} \text{ } \text{‰} = \left[ \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{ech} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{SMOW}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{SMOW}} \right] \times 1000 \quad (3)$$

Une forte relation existe entre le  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des précipitations. Dans un diagramme  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$ , la composition isotopique des eaux de pluie s'aligne sur une droite de pente 8 appelée Droite des eaux Météoriques Mondiales (DMM) ou Global Meteoric Water Line (GMWL) dont l'équation est  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$  (Craig, 1961b). La pente 8 de cette droite provient du fractionnement à l'équilibre entre l'Oxygène 18 et le deutérium (Craig, 1961b). La valeur 10 ‰ représente l'excès en deutérium et traduit l'origine des précipitations. Cette valeur retenue par Craig (1961b) pour définir l'ordonnée à l'origine de la DMM est la valeur la plus fréquemment observée au niveau des stations soumises aux influences océaniques directes. Toute eau souterraine directement rechargée par les eaux de pluie présente des teneurs en isotopes stables qui s'alignent sur la DMM. Des déviations par rapport à la DMM indiquent différents processus d'échange et de fractionnement isotopique.

Cette méthode a donc été utilisée pour mettre en évidence l'origine des eaux du Marais Poitevin

#### Méthode d'estimation des âges des eaux souterraines

Les « âges » des eaux souterraines échantillonnées ont été estimés à l'aide des données de  $^3\text{H}$ , de  $^{13}\text{C}$  et de  $^{14}\text{C}$  mesurées.

Le tritium est un isotope radioactif considéré comme étant un indicateur privilégié pour caractériser les recharges récentes et les transits rapides dans les aquifères à cause de sa courte durée de demi-vie. Depuis 1952, premier essai nucléaire d'Eniwetok, du tritium d'origine artificielle a été introduit dans la stratosphère, puis l'atmosphère. La production artificielle du tritium des années 1950, permet de différencier les eaux qui résultent des précipitations sans  $^3\text{H}$  nucléaire d'avant 1952 dont la teneur actuelle en tritium est inférieure à 0,5 UT de celles résultant des précipitations formées dans une atmosphère contenant du  $^3\text{H}$  nucléaire, postérieurement à cette date (teneur supérieure à 0,5 UT) sous les latitudes de l'hémisphère nord.

La datation directe des eaux souterraines basée sur l'activité du  $^{14}\text{C}$  mesurée a été introduite par Muennich (1957, 1968). Elle est basée sur le principe qu'une fois que l'eau atteint la zone saturée, elle s'isole de l'atmosphère. Ainsi, aucune addition ou dilution souterraine du radio-isotope ne peut se produire. Toute activité de radio-isotopes mesurée dans les eaux souterraines qui est inférieure à l'activité atmosphérique au moment de la recharge peut être considérée comme indiquant une décroissance radioactive. Cette décroissance peut être utilisée pour estimer l'"âge" des eaux souterraines. Ce dernier est donné par la loi générale de la décroissance radioactive ci-après (équation 4) :

$$A_t = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (4)$$

où  $t$  est le temps de parcours dans l'année, entre le lieu de recharge et le lieu d'échantillonnage,  $\lambda$  est la constante de décroissance du radio-isotope ( $^{14}\text{C} = 1,2097 \times 10^{-4} \text{ yr}^{-1}$ ),  $A_0$  est l'activité au temps zéro et  $A_t$ , l'activité au temps  $t$ .



Ainsi, si l'activité au moment de la recharge ( $A_0$ ) est connue, par convention internationale, l'"âge"  $^{14}\text{C}$  (t) en années B.P. de la TDIC (carbone inorganique total dissous) des eaux souterraines est calculée à partir de son activité  $^{14}\text{C}$  mesurée ( $A_t$ ) selon la relation ci-après (équation 5) :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A_t} \quad (5)$$

L'utilisation du  $^{14}\text{C}$  comme radiochronomètre nécessite l'étude des différentes sources possibles de TDIC (carbone inorganique total dissous) dans les eaux afin de procéder, si nécessaire, à une correction des activités du  $^{14}\text{C}$  avant l'estimation des "âges" des eaux. La distinction entre système ouvert et système fermé est l'un des principaux facteurs d'évaluation de la valeur initiale de  $^{14}\text{C}$  de l'eau souterraine (Bruce et al, 2001).

Dans un système ouvert, le carbonate est dissous par l'eau, qui est en contact permanent avec le réservoir de  $\text{CO}_2$  à une pression partielle fixe (Mook, 1980). On s'attend à ce que le bicarbonate s'équilibre avec le  $\text{CO}_2$  du sol dans la zone non saturée et reste ainsi en contact avec les échanges dominants du réservoir du  $\text{CO}_2$  du sol. La valeur du  $^{14}\text{C}$  attendue dans ces conditions serait d'environ 100 pcm avec un  $\delta^{13}\text{C}$  d'environ -15 ‰ par rapport au PDB (fractionnement attendu d'environ 9 ‰) (Clark et Fritz, 1997).

Dans un système fermé, l'eau descendante est coupée de l'atmosphère et isolée du  $\text{CO}_2$  du sol. Ainsi, la dissolution du vieux carbonate devrait abaisser les valeurs initiales du  $^{14}\text{C}$  et enrichir le  $\delta^{13}\text{C}$  du TDIC (carbone inorganique total dissous) en carbonate marin ( $\delta^{13}\text{C} \approx 0$  ‰) (Clark et Fritz, 1997). Les teneurs en  $^{13}\text{C}$  des eaux souterraines sont de bons indicateurs pour déterminer les conditions d'évolution des eaux. Des valeurs élevées de  $\delta^{13}\text{C}$  montrent qu'il y a une dissolution du carbone de la matrice carbonatée de l'aquifère.

La datation radiocarbone de l'eau présente donc de fortes limitations résultant des difficultés à déterminer la concentration en  $^{14}\text{C}$  à l'entrée du système et d'autres effets qui peuvent tous être ramenés au problème dit de la concentration initiale en  $^{14}\text{C}$  (Wigley et al., 1978 ; Fontes et Garnier, 1979 ; Mook, 1980). La détermination de l'"âge" est également difficile voire impossible lorsque la dilution des espèces carbonées organiques par le  $\text{CO}_2$  « mort » a lieu (Maloszewski et Zuber, 1991). Cependant, divers modèles ont évolué pour estimer les valeurs appropriées de  $A_0$  sur la base des processus d'évolution hydrochimique en conjonction avec la composition isotopique stable du carbone du TDIC (carbone inorganique total dissous) (Mook, 1976 ; Clark et Fritz, 1997). Parmi ceux-ci, il y a Tamers (Tamers, 1967), Pearson (Ingerson et Pearson, 1964), Mook (Mook, 1972, 1976, 1980), Evans (Evans et al., 1979), Fontes et Garnier (Fontes et Garnier, 1979), AIEA (Gonfiantini, 1971 ; Salem et al., 1980), Eichinger (Eichinger, 1983) et Olive (Olive, 1998). Tous ces modèles sont repris dans Geyh (2000) et ont été appliqués aux eaux souterraines du marais poitevin afin de déterminer lequel ou lesquels sont le ou les mieux adaptés au système hydrogéologique du Marais Poitevin.

### Méthodes d'estimation de l'« âge » d'une intrusion marine sur un territoire

Il est possible d'estimer l'"âge" d'une intrusion saline sur un territoire à l'aide des mesures du carbone 14 des eaux souterraines (Barbecot et al, 2000 ; Barbecot, 1999 ; Barbecot et al, 1998). En effet Barbecot (1999) estime que l'intrusion à l'origine de la salinisation des eaux souterraines sur un territoire est calée dans le temps par l'"âge" des eaux douces les plus anciennes qu'elle affecte. Pour appliquer cette technique de datation aux eaux souterraines du Marais Poitevin, il a été mis en relation les valeurs brutes de carbone 14 et les âges déduits avec la fraction d'eau océanique ou de mer obtenue par Anongba et al, 2023 lors de son étude sur l'hydrochimie des eaux souterraines du Marais Poitevin.

## Résultats:-

### Présentation des résultats

#### Eaux souterraines du Quaternaire dans le Marais Poitevin

Les températures de ces eaux sont assez homogènes et varient de 9,8°C à Taugon à 14,5°C sur le site expérimental de Marans. Excepté Taugon et Mazin dont la température des eaux reflète celle de la saison hivernale, la température moyenne des eaux souterraines des formations du Quaternaire dans le Marais Poitevin est de 13,2°C (n = 7 ;  $\sigma = 0,9$  ;  $\sigma/m = 12$  %)(tableau 1). Ces eaux souterraines ont un pH neutre avec des valeurs également homogènes qui varient de 6,76 à 7,75 avec une moyenne de 7,2 (n = 9 ;  $\sigma = 0,4$  ;  $\sigma/m = 6$  %).

Les eaux souterraines des formations du Quaternaire dans le marais présentent des teneurs isotopiques en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  très variables dans l'espace avec des endroits où celles-ci sont enrichies en isotopes lourds. Ainsi, les valeurs de

deutérium obtenues sont comprises entre -12,35 et -38,37 ‰ vs SMOW avec une moyenne de -30,76 ‰ vs SMOW ( $\sigma = 7,36$  ;  $n = 9$ ). Les teneurs en oxygène-18 s'échelonnent de -1,80 à -6,59 ‰ vs SMOW avec une moyenne de -5,04 ‰ vs SMOW ( $\sigma = 1,37$  ;  $n = 9$ ).

Les teneurs en tritium sont dans l'ensemble faibles (tableau 1). Elles oscillent entre 0,8 et  $6 \pm 1$  UT. Les valeurs les plus faibles ( $< 2$  UT) se rencontrent dans les eaux souterraines des forages des sites expérimentaux de SHP et de Marans sauf dans celles du forage F3 de SHP où cette valeur atteint  $3,5 \pm 0,8$  UT. La valeur la plus élevée se rencontre dans les eaux souterraines du sondage de Le Vanneau avec une teneur de  $6 \pm 1$  UT. Les teneurs moyennes en tritium de ces eaux sont de  $3,2 \pm 0,8$  UT.

Les activités du  $^{14}\text{C}$  mesurées dans les eaux souterraines du Quaternaire varient de  $0,3 \text{ pcm} \pm 0,2$  à AndillyAlon à  $90,6 \text{ pcm} \pm 0,5$  à Açais (tableau 1)

#### **Eaux souterraines de l'Oxfordien supérieur sous couverture quaternaire dans le Marais Poitevin**

Les températures de ces eaux sont très homogènes et vont de  $13,7$  °C sur le site expérimental de SHP à  $14,5$  °C sur celui de Marans ( $m = 14,2$  °C ;  $n = 3$  ;  $\sigma = 0,4$  ;  $\sigma/m = 3$  %) (tableau 1). Les eaux souterraines des formations de l'Oxfordien supérieur sous la couverture Quaternaire dans le Marais Poitevin sont légèrement acides à neutres avec des valeurs de pH comprises entre 6,7 à Marans et 6,93 à SHP ( $m = 6,80$  ;  $\sigma = 0,09$  ;  $n = 3$  ;  $\sigma/m = 1$  %).

Ces eaux sont toutes enrichies en isotopes lourds ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) par rapport à celles échantillonnées au niveau des formations de l'Oxfordien supérieur hors Marais Poitevin avec des valeurs de deutérium comprises entre -14,10 et -25,90 ‰ vs SMOW (moyenne = -20,06 ‰ vs SMOW,  $\sigma = 5,90$  et  $n = 3$ ). Les valeurs d'oxygène-18 obtenues sur ces eaux souterraines varient de -2,29 à -4,20 ‰ vs SMOW (moyenne = -3,19 ‰ vs SMOW ;  $\sigma = 0,95$  ;  $n = 3$ ).

Les teneurs en tritium sont faibles avec une moyenne de 1,3 UT.

Les activités du  $^{14}\text{C}$  mesurées dans ces eaux varient de  $4,6 \text{ pcm} \pm 0,4$  dans les eaux souterraines de SHP F4 à  $27,9 \text{ pcm} \pm 0,3$  dans les celles de Marans F4.

#### **Eaux souterraines de l'Oxfordien supérieur hors Marais Poitevin**

Les températures des eaux mesurées varient de  $13,6$  °C à  $14,8$  °C ( $m = 14,2$  °C ;  $n = 5$  ;  $\sigma = 0,4$  ;  $\sigma/m = 2$  %) (tableau 1). Cette plage de température est très proche de celle rencontrée dans les eaux souterraines des formations du Quaternaire et de l'Oxfordien supérieur sous couverture quaternaire dans le Marais Poitevin. Ces eaux sont neutres avec des valeurs qui oscillent entre 6,90 et 6,96 upH.

Ces eaux souterraines présentent des teneurs moins hétérogènes en deutérium que celles du Quaternaire avec des valeurs comprises entre -31,61 et -36,50 ‰ vs SMOW et une moyenne de -34,86 ‰ vs SMOW ( $\sigma = 1,93$  ;  $n = 5$ ). Les valeurs d'oxygène-18 obtenues sur ces eaux sont également très peu variables. Elles sont comprises entre -5,36 et -5,87 ‰ vs SMOW avec une valeur moyenne de -5,66 ‰ vs SMOW ( $\sigma = 0,19$  ;  $n = 5$ ).

La teneur moyenne en tritium de ces eaux est la plus élevée des eaux étudiées avec une valeur de  $3,4 \pm 0,7$  UT.

Les activités du  $^{14}\text{C}$  mesurées vont de  $77,6 \text{ pcm} \pm 0,4$  à Saint Jean de Liversay à  $95,5 \text{ pcm} \pm 0,5$  à Port Jouet.

#### **Les autres sources d'eau.**

Au cours de cette étude, de l'eau de mer et de pluie ont été échantillonnées (tableau 1). La température de l'eau de mer mesurée lors de cette campagne est de  $9$  °C ce qui reflète la température de la saison. Elle est quasi identique à la température de l'eau de pluie qui est de  $10$  °C. Le pH de l'eau de mer est alcalin avec une valeur de 8. L'eau de pluie quant à elle a un pH neutre avec une valeur 7,25.

**Tableau 1:-** Teneurs en isotopes stables ( $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$ ) des eaux souterraines du Marais Poitevin.

Forage	T°C	pH	$^2\text{H}$ ‰ vs SMOW	±	$^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW	±
<b>Eaux Souterraines de l'aquifère du Quaternaire dans le Marais Poitevin</b>						
AndillyAlon	13.7	6.94	-32.06	0.35	-5.17	0.1



Taugon	9.8	7.75	-38.37	0.78	-6.26	0.1
Mazin	10.8	6.82	-33.68	0.41	-5.46	0.1
Le Vanneau	14.2	7.43	-33.43	0.89	0.89	0.1
Arçais	12.5	6.99	-30.67	1.44	-4.76	0.1
Marans Flandres	12.2	7.46	-32.09	1.19	-6.59	
Marans F2-3	14.5	6.76	-12.35	0.59	-1.80	0.1
SHP F3	12.6	6.81	-34.78	0.17	-5.46	0.1
SHP F2	12.5	7.71	-29.41	0.40	-4.57	0.1
<b>Eaux Souterraines de l'aquifère de l'Oxfordien supérieur sous couverture Quaternaire dans le Marais Poitevin</b>						
Marans F1	14.5	6.79	-20.19	0.37	-3.08	0.1
Marans F4	14.5	6.70	-14.10	0.90	-2.29	0.1
SHP F4	13.7	6.93	-25.90	0.53	-4.20	0.1
<b>Eaux Souterraines de l'aquifère de l'Oxfordien supérieur hors Marais Poitevin</b>						
Port Jouet	13.9	6.90	-34.80	0.89	-5.67	0.1
Epannes	13.6	6.92	-35.24	0.57	-5.65	0.1
St Jean de Liversay	14.5	6.92	-36.14	0.44	-5.76	0.1
Andilly Ville	14.8	6.93	-36.50	0.41	-5.87	0.1
AnaisMoulin Neuf	14.2	6.96	-31.61	0.83	-5.36	0.1
<b>Eau de pluie</b>						
Actuelle	9.7	7.25	-33.94	0.40	-5.41	0.1
<b>Cours d'eau</b>						
Canal		7.61	-34.31	0.25	-5.49	0.1
<b>Eau de mer</b>						
Récente	9	8	-0.68	0.55	-0.02	0.1

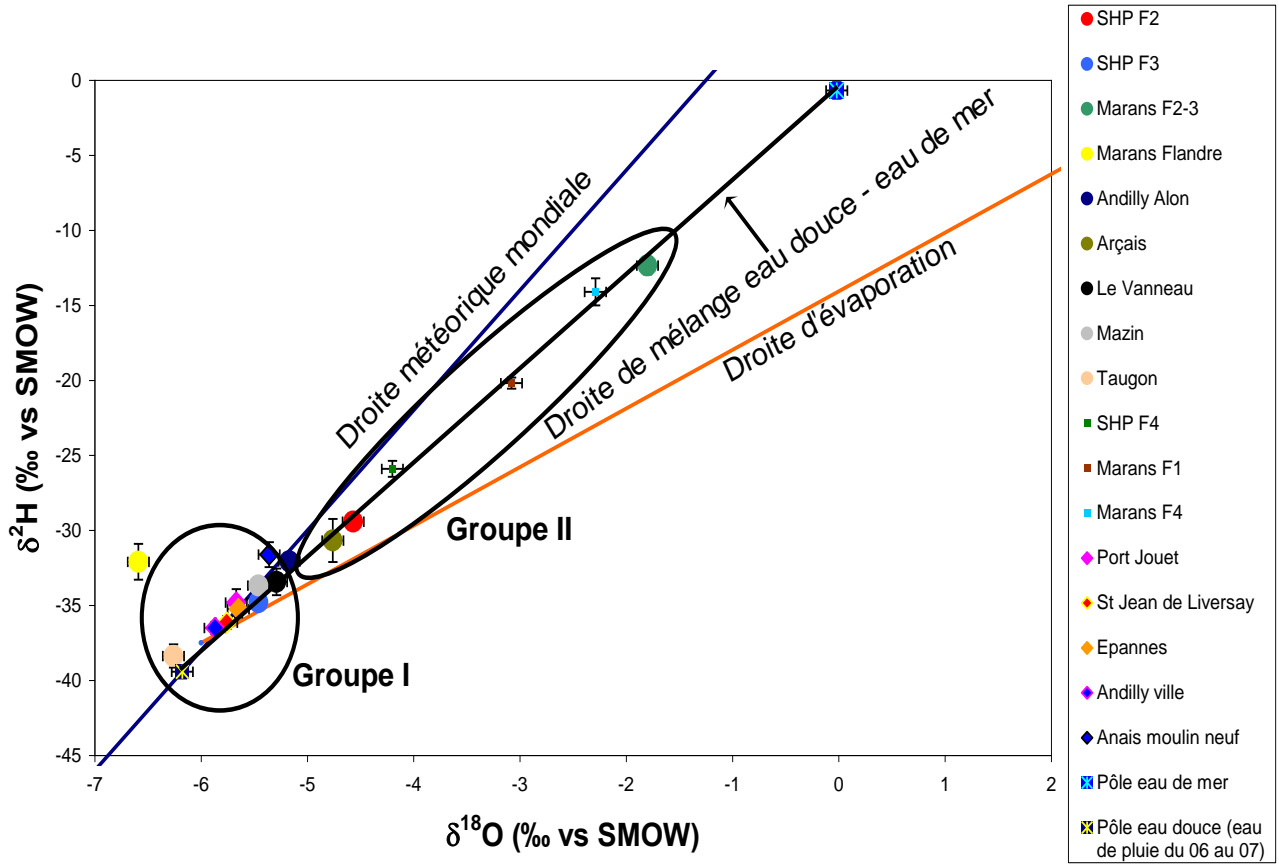
### Origine des eaux souterraines du Marais Poitevin

Les valeurs de deutérium et d'oxygène-18 obtenues lors des analyses des eaux souterraines du Marais Poitevin ont été reportées sur un graphique  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 3). Sur cette dernière, il a été également reporté la DMM d'équation  $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$  (Craig, 1961b). Ainsi, on remarque que deux groupes d'eaux souterraines peuvent être distingués.

Le groupe I rassemble les eaux souterraines de recharges récentes représenté par les eaux des formations calcaire de l'Oxfordien supérieur hors Marais Poitevin (Port Jouet, St Jean de Liversay, Epannes, Andilly ville et Anais Moulin neuf) et celles du Quaternaire à certains endroits du marais (le Vanneau, Mazin et Taugon). Les eaux souterraines de ce groupe se situent toutes sur la DMM et présentent donc des signatures isotopiques proches de celles des eaux de pluies qui contribuent à leur recharge.

Le groupe II rassemble les eaux souterraines ayant subies un enrichissement en isotopes stables par rapport aux échantillons précédents. Ces eaux représentées par les échantillons des formations de l'Oxfordien sous couverture quaternaire (Marans F1 et F4 et SHP F4) et des formations du Quaternaire (SHP F2 et F3, Marans F2-3, AndillyAlon et Arçais) s'écartent de façon significative de la DMM et sont caractérisées par des teneurs élevées en chlorure. Les points de ce second groupe s'alignent sur une droite de pente 6,3 [ $\delta^2\text{H} = 6,3 \times \delta^{18}\text{O} - 0,5$ , ( $n = 8$  ;  $R^2 = 0,997$ )] qui est inférieure à celle de la DMM de pente 8. Cette faible pente peut être liée à une évaporation des eaux et/ou à un mélange avec une eau de mer. La signature isotopique du pôle eau douce des eaux souterraines du groupe II peut être déterminé par l'interception de la droite d'équation  $\delta^2\text{H} = 6,3 \times \delta^{18}\text{O} - 0,5$  avec la DMM. Ainsi, la signature isotopique de ce pôle eau douce est de -6,2 ‰ vs SMOW pour  $\delta^{18}\text{O}$  et -34,9 ‰ vs SMOW pour  $\delta^2\text{H}$ . Le Pôle eau de mer est représenté par la signature isotopique de l'échantillon d'eau de mer ( $\delta^{18}\text{O} = -0,02$  ‰ vs SMOW et  $\delta^2\text{H} = -0,68$  ‰ vs SMOW).

Les résultats de cette étude mettent en évidence la variabilité spatiale de la signature isotopique des eaux souterraines des formations quaternaires du Marais Poitevin.



**Figure 3:- Teneurs en deutérium et en oxygène-18 des eaux des différentes composantes hydrogéologiques du Marais Poitevin.**

La Fig. 4, présente les teneurs en deutérium des eaux souterraines du Marais Poitevin en fonction de leurs concentrations en chlorures dont les valeurs utilisées sont celles de Anongba et al (2023). Trois pôles sont identifiables, Le pôle 1 représente la signature isotopique d'une eau douce actuelle constituée des eaux souterraines de l'Oxfordien supérieur horsmarais. La signature isotopique de ces eaux est globalement très proche de la composition moyenne des précipitations qui contribuent à leur recharge. Le pôle 2 représente la signature isotopique de l'eau de mer actuelle et Le pôle 3 représente la signature isotopique d'une eau douce probablement fossile appauvrie en isotopes lourds avec des valeurs de deutérium et d'oxygène 18 respectivement égales - 45,9 ‰ vs SMOW et -7,4 ‰ vs SMOW.

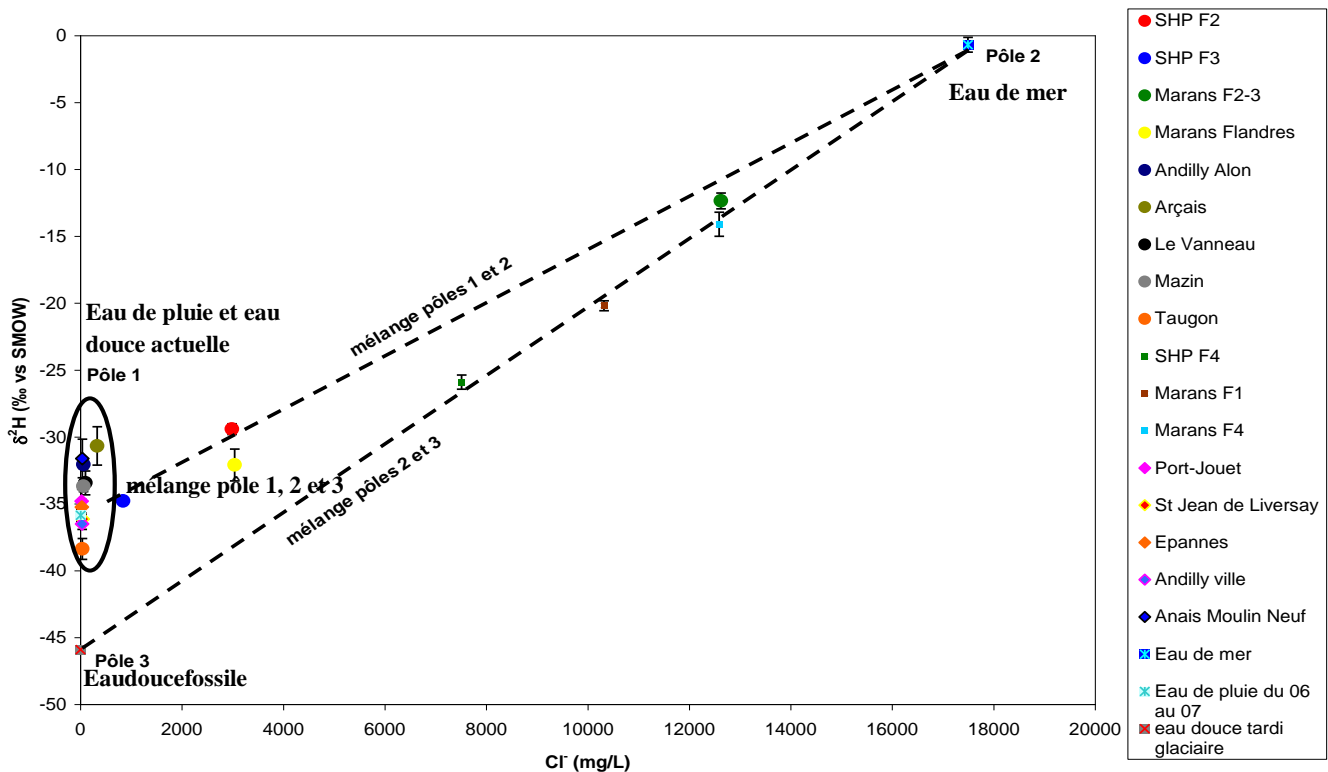
La Fig. 4, permet d'individualiser trois groupes d'eau. Le premier groupe est représenté par les eaux souterraines issues du mélange entre une eau douce actuelle et de l'eau de mer. Les échantillons de ce groupe sont ceux récupérés dans les formations calcaires de l'Oxfordien supérieur en dehors du Marais Poitevin (Epannes, Andilly ville, Anais Moulin Neuf, St Jean de Liversay et Port Jouet) et ceux prélevés dans les formations du Quaternaire au niveau du site expérimental de SHP, Taugon, Mazin, Arçais, Le Vanneau et AndillyAlon.

Le second groupe est représenté par les eaux souterraines issues du mélange entre une eau douce appauvrie en isotopes lourds certainement infiltrée sous un climat froid lors de la dernière phase glaciaire ayant affectée la planète entre 10 000 et 20 000 ans BP (Rozanski et al, 1997) et l'eau de mer. On retrouve dans ce groupe les eaux échantillonnées dans les formations de l'Oxfordien sous couverture quaternaire (Marans F1, Marans F4 et SHP F4).

Le troisième groupe est constitué des eaux souterraines issues d'un mélange entre les trois pôles. Ces eaux souterraines résultent donc du mélange eau de mer - eau douce fossile tardiglaciaire Holocène et ont par la suite été

rechargées par de l'eau douce actuelle. Ces eaux ont été échantillonnées à Marans Flandre et dans les formations du Quaternaire du site expérimental de Marans.

Cette étude révèle que les eaux souterraines du Marais Poitevin seraient le résultat d'un mélange entre de l'eau de mer et deux types d'eau douce. Une eau douce fossile probablement infiltrée lors de la dernière période glaciaire et une autre plus récente.



**Figure 4:- Évolution des teneurs en  $\delta^2\text{H}$  en fonction des teneurs en chlorures des eaux souterraines du Marais Poitevin.**

#### Estimation du temps de résidence des eaux du Marais Poitevin

Le calcul de l'âge des eaux souterraines peut nécessiter l'utilisation de modèles de correction de l'activité initiale  $A_0$  du carbone 14 du TDIC (carbone inorganique total dissous). En effet lorsque le carbone du TDIC des eaux souterraines a deux origines (une origine biogénique issue du  $\text{CO}_2$  du sol et l'autre minérale due à la nature carbonatée des aquifères), la mise en solution du carbone minéral a comme conséquence la modification de l'activité initiale du carbone 14.

Dans notre étude, les eaux ayant une activité proche de 100 % indiquent une forte participation du carbone 14 produit lors des essais thermonucléaires dans l'atmosphère et correspondent à une recharge récente. Pour celles-ci, la décroissance radioactive est négligeable et de façon générale, les modèles classiques ne fournissent pas d'âge pour ce type d'eau. Seule la mention "âge actuel" est indiquée.

A contrario, les eaux souterraines dont l'activité est inférieure à 50 %, semblent indiquer une décroissance radioactive due à l'isolement de ces dernières de l'atmosphère. Pour ces eaux, les âges ont été estimés par simple application de la formule de décroissance radioactive du carbone 14 avec une activité initiale  $A_0$  corrigée à partir de huit modèles: Tamers (Tamers, 1967), Pearson (Ingerson et Pearson, 1964), Mook (Mook, 1972, 1976, 1980, 2001), Evans (Evans et al., 1979), Fontes et Garnier (Fontes et Garnier, 1979), AIEA (Gonfiantini, 1971; Salem et al., 1980) et Eichinger (Eichinger, 1983) et Olive (Olive, 1998). Les résultats sont consignés dans le tableau 2 ci-après.

**Tableau 2:-** Teneurs en isotopes radioactifs ( $^3\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) et les temps de résidence calculés des eaux souterraines du Marais Poitevin à partir de différents modèles.

Forage	$^{13}\text{C}$ ‰ versus PDB	$^{14}\text{C}$ (pmc)	$\pm$ (pmc)	$^3\text{H}$ (TU)	$\pm$ (TU)	$^{14}\text{C}$ age (Année BP)										
						Age brut	Tamers	Pearson	Mook	F&G	F&Gc	AIEA	Evans	Eichinger	Olive	$\pm$
<b>Eaux Souterraines de l'aquifère du Quaternaire dans le Marais Poitevin</b>																
Andilly Alon	-10.14	0.3	0.2	2.7	0.9	48,024	42,969	42,006	46,374	41,988	48,748	46,749	41,856	41,406	40,687	6653
Taugon	n.a.	n.a.	n.a.	3	1	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
Mazin	-17.78	87.9	0.5	3.9	0.6	1066	actuel	actuel	3930	1807	6003	4673	actuel	actuel	actuel	47
Le Vanneau	-9.79	72.9	0.5	6	1	2613	actuel	actuel	actuel	actuel	5547	1008	actuel	actuel	actuel	57
Arçais	-8.86	90.6	0.5	3.8	0.7	816	actuel	actuel	actuel	actuel	3847	actuel	actuel	actuel	actuel	46
Marans Flandres	-10.42	3.2	0.3	2.9	0.5	28,455	25,049	22,662	25,258	22,626	33,435	27,528	22,552	21,030	18,608	777
Marans F2-3	n.a.	47.6	0.3	1.1	0.7	6137	2514	n.c.	n.c.	n.c.	actuel	n.c.	n.c.	n.c.	actuel	52
SHP F3	-10.4	86.7	0.5	3.5	0.8	1180	actuel	actuel	actuel	actuel	5778	204	actuel	actuel	actuel	48
SHP F2	-3.5	74.2	0.6	1.7	0.5	2467	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	n.c.
<b>Eaux Souterraines de l'aquifère de l'Oxfordien supérieur sous couverture Quaternaire dans le Marais Poitevin</b>																
Marans F1	-0.8	9.6	0.2	1.7		19,373	15,400	actuel	actuel	actuel	16,824	actuel	actuel	n.c.	10,537	172
Marans F4	-4.8	27.9	0.3	1.4		10,553	6992	actuel	288	actuel	12,402	3032	actuel	actuel	1004	89
SHP F4	-1.9	4.6	0.4	0.8		25,455	20,093	5592	13,743	4901	17,456	10,336	4064	1140	18,468	721
<b>Eau de pluie</b>																
Actuelle	n.a.	n.a.	n.a.	0.9	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<b>Eaux Souterraines de l'aquifère de l'Oxfordien supérieur hors Marais Poitevin</b>																
Port Jouet	-14,59	95,5	0,5	3,5	0,7	381	actuel	actuel	108	actuel	6972	2098	actuel	actuel	actuel	43
Epannes	-13,47	93,20	0,7	3,9	0,5	582	actuel	actuel	215	actuel	5589	1663	actuel	actuel	actuel	62
St Jean de Liversay	-14,63	77,60	0,4	3,0	0,7	2097	actuel	actuel	2356	actuel	7537	3788	actuel	actuel	actuel	43
Andilly Ville	-15,48	90	0,4	2,9	0,8	871	actuel	actuel	1638	actuel	6476	3006	actuel	actuel	actuel	37
Anais Moulin Neuf	-11,98	80,7	0,5	3,8	0,6	1773	actuel	actuel	422	actuel	6059	1836	actuel	actuel	actuel	51
<b>Cours d'eau</b>																
canal	n.a.	n.a.	n.a.	1	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<b>Eau de mer</b>																
Récente	n.a.	n.a.	n.a.	0.9	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.

n.a = non analysé, n.c = non calculé

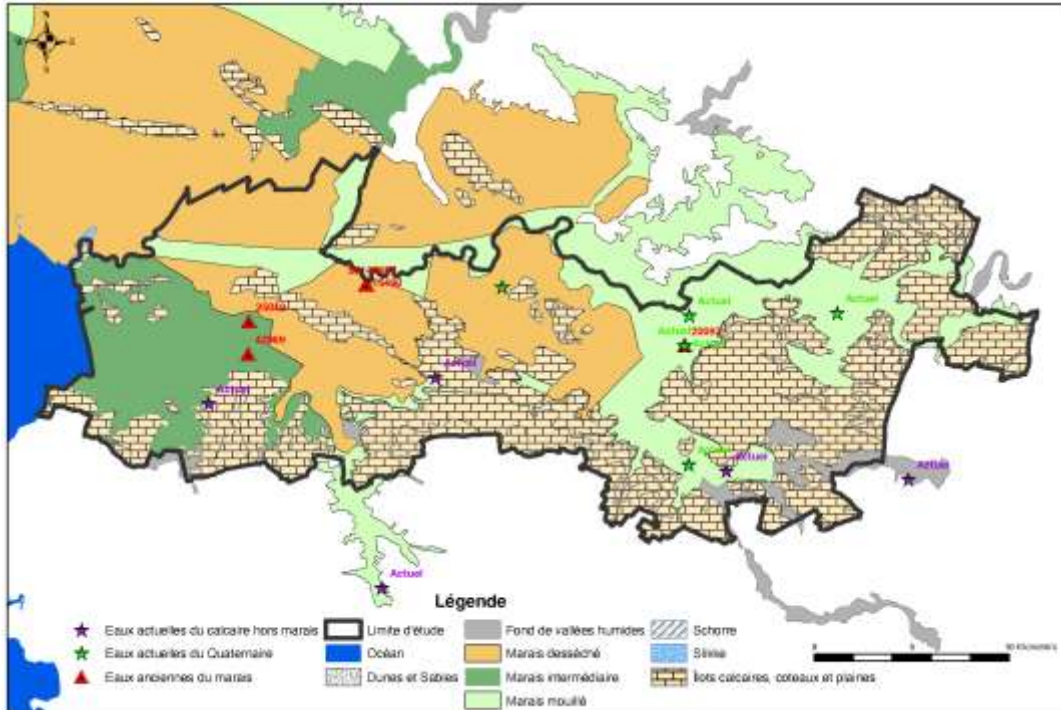
Les modèles de Mook, de l'AIEA et de F&Gc semblent surestimer les "âges" des eaux souterraines en donnant presque systématiquement des valeurs d'"âges" corrigés supérieures aux "âges" bruts non corrigés (tableau 2). Les résultats de ces modèles n'ont pas été pris en compte.

En dehors des modèles ci-dessus mentionnés, les autres modèles donnent des "âges" contemporains aux eaux souterraines des formations calcaires de l'Oxfordien supérieur en dehors du Marais Poitevin ce qui est conforme avec les teneurs en tritium de ces eaux. Ces modèles semblent donc bien indiquer au contexte géochimique des eaux souterraines des formations calcaires de l'Oxfordien supérieur hors marais.

Les modèles de Pearson, F&G, Evans et Eichinger donnent des "âges" carbone 14 des eaux souterraines des formations de l'Oxfordien sous couverture quaternaire qui sont sous-estimés eu égard aux teneurs en tritium de ces dernières qui sont assez faibles. Ces eaux souterraines sont anciennes. Pour ces dernières, seuls les modèles de Tamers et Olive proposent des âges qui semblent conformes avec les teneurs en tritium, même si l'"âge" des eaux du forage Marans F4 fourni par le modèle Olive semble faible.

Le modèle F&G donne un "âge" trop élevé pour les eaux de Mazin au regard des teneurs en tritium de celles-ci. De même, le modèle Olive propose un "âge" pour les eaux de Marans F2-3 qui n'est pas conforme aux teneurs en tritium de ces dernières. Cependant, hormis ces cas particuliers, ces modèles auxquels on peut ajouter celui de Tamers semblent convenir aux contextes géochimiques des eaux souterraines de l'aquifère du Quaternaire dans le marais.

En résumé, le modèle qui est le mieux indiqué pour l'estimation des « âges » des eaux souterraines des aquifères étudiés est celui de Tamers. De ce fait, les résultats de ce dernier seront utilisés dans la discussion des résultats à venir.

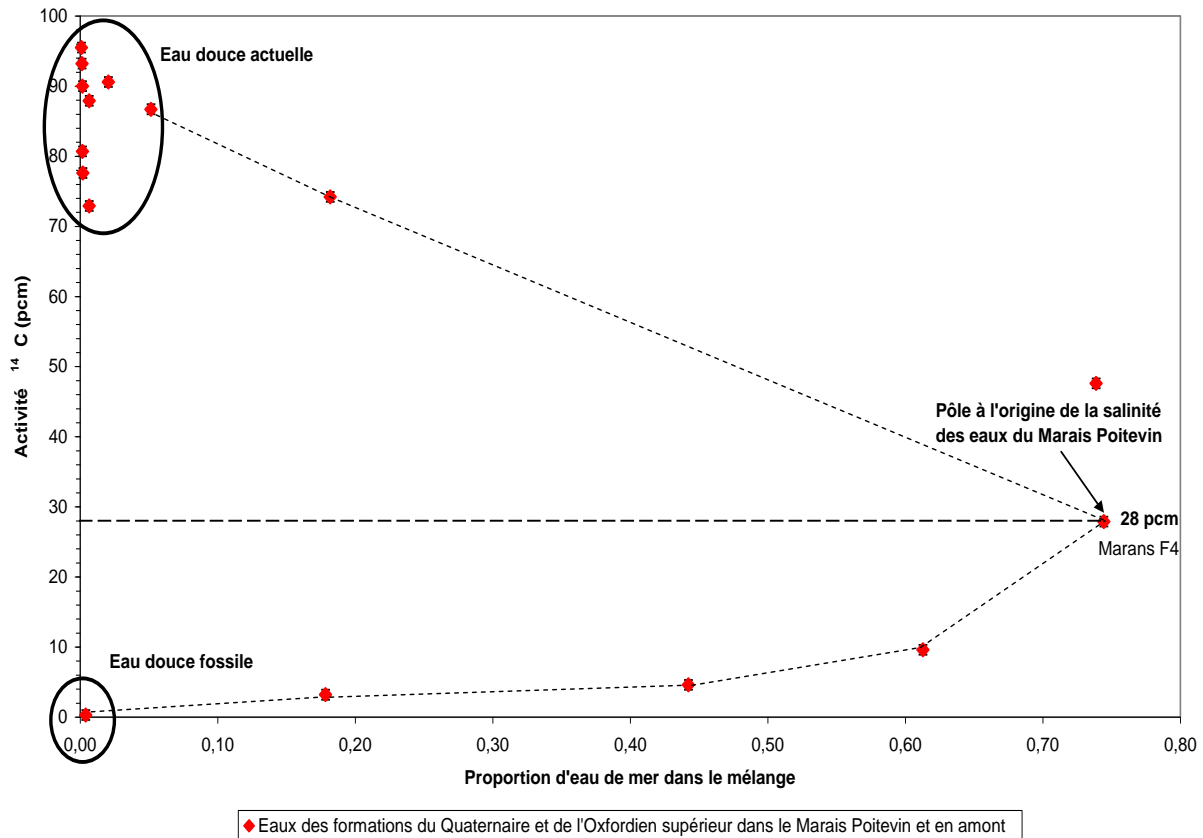


**Figure 5:- Répartition spatiale des "âges" (années BP) des eaux souterraines du Marais Poitevin.**

La Fig. 5 présente la répartition des âges des eaux souterraines sur la zone d'étude. Elle fait apparaître une certaine organisation spatiale de l'information. Ainsi, toutes les eaux souterraines analysées dans la partie calcaire de l'Oxfordien supérieur en dehors du Marais Poitevin sont actuelles. Dans le Marais Poitevin, deux groupes d'eau souterraines s'individualisent en fonction de leur position géographique dans les formations du Quaternaire. Celles localisées dans la partie est (marais mouillé) sont récentes et peuvent être considérées comme actuelles. A l'inverse, les eaux souterraines localisées dans la partie ouest (marais desséché) sont plutôt anciennes ("âges" > 2500 ans). Les eaux souterraines des formations carbonatées de l'Oxfordien supérieur sous couverture quaternaire sont toutes anciennes ("âges" > 7 000 ans).

Les teneurs en eau de mer des eaux souterraines du Marais Poitevin utilisées dans ce travail sont celles obtenues par Anongba et al (2023) sur ce territoire. La Fig. 6 montre que les eaux souterraines anciennes présentées sur la Fig. 5 sont toutes fortement marquées par la contamination marine avec des valeurs d'eau de mer supérieures à 18 %. A l'inverse, les eaux souterraines actuelles sont assez pauvres en eau de mer (teneur inférieure à 5 %). Les eaux souterraines de SHP F2 sont les seules eaux actuelles à contenir 18 % d'eau de mer. Ces dernières sont probablement anciennes avec des recharges actuelles. Il apparaît donc que les eaux souterraines du Marais Poitevin ont subi une contamination marine qui semble être d'"âge" ancien. Pour mettre en évidence l'"âge" de cette contamination, une étude sur la datation du processus de salinisation des eaux souterraines du Marais Poitevin a été réalisée.



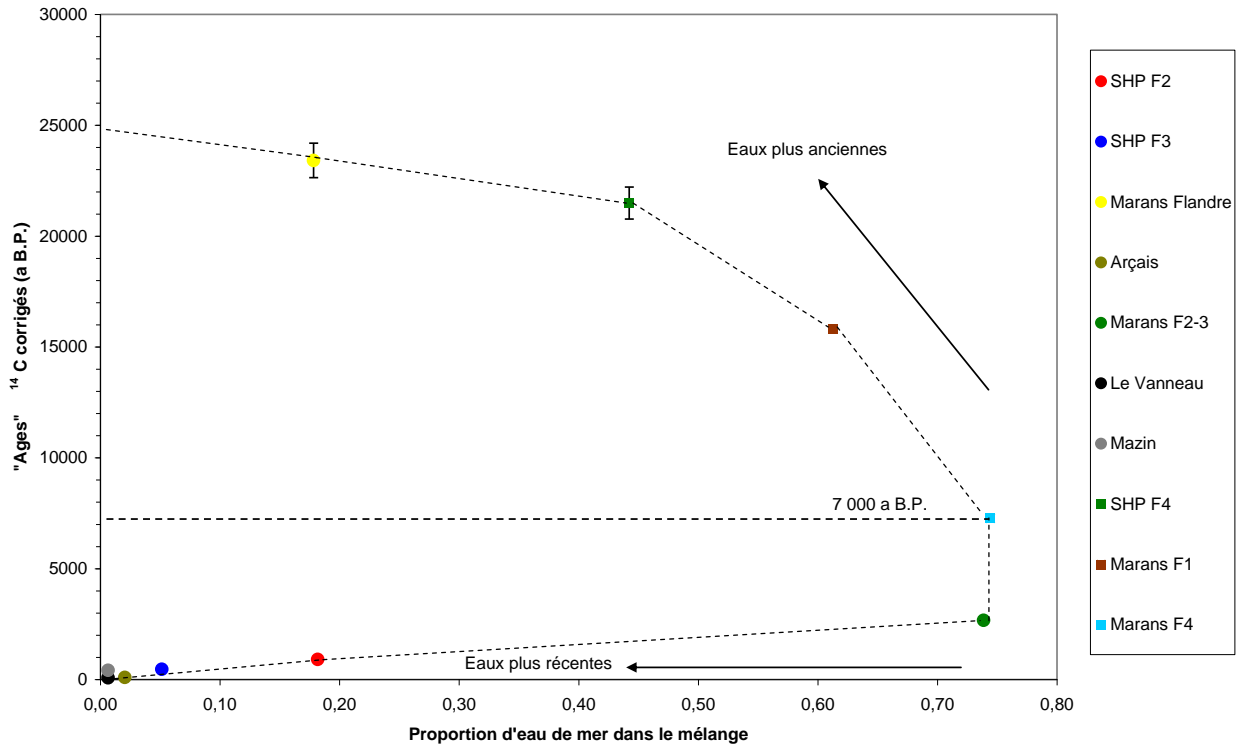


**Figure 7:- Évolution de l'activité  $^{14}\text{C}$  en fonction de la fraction d'eau de mer contenue dans les échantillons du Marais Poitevin.**

Pour déterminer l'"âge" du pôle salé intrusif, il a été mis en relation les "âges"  $^{14}\text{C}$  obtenus par le modèle de Tamers et la quantité d'eau de mer estimées dans les eaux souterraines du Marais Poitevin (Fig.8). Pour des salinités croissantes, les « âges » calculés convergent vers la valeur de 7 000 ans B.P. ("âge" des eaux échantillonnées les plus marquées par l'intrusion saline), cet "âge" est proche des premières incursions marines reconnues dans le Marais Poitevin (8 000 ans B.P. d'après Barbecot, 1999 ; 6 800 ans B.P. d'après Gruet et Sauriau, 1994). La minéralisation des eaux souterraines du Marais Poitevin est donc due à une invasion marine. Cette dernière a eu lieu au cours du comblement du marais par les dépôts flandriens il y'a 7000 ans B.P. La minéralisation des eaux souterraines du Marais Poitevin n'est donc pas le résultat d'une contamination marine actuelle, malgré le fait qu'il existe une interface entre la mer actuelle et le Marais Poitevin.

Sur la Fig.8, la répartition des "âges" met en évidence des eaux souterraines douces plus anciennes et donc présentes avant l'intrusion. Ce sont les eaux souterraines des formations carbonatées de l'Oxfordien supérieur sous couverture quaternaire qui ont ensuite subies une évolution de leur minéralisation due à l'intrusion marine. Après l'épisode d'intrusion, des eaux plus récentes voire actuelles ont par la suite alimenté par endroit, les formations quaternaires du Marais Poitevin.





**Figure 8:** "Âges" <sup>14</sup>C corrigés à l'aide du modèle de Tamersen fonction de la fraction d'eau de mer mettant en évidence la période de l'invasion marine du Marais Poitevin.

### Discussion:-

L'étude de la composition des eaux anciennes suppose une estimation fiable de l'"âge" des eaux. Or ce dernier paramètre est le plus délicat à déterminer dans le cas des eaux souterraines. Il faut garder à l'esprit que les datations au carbone 14 sur les eaux souterraines ne sont que des données semi-quantitatives fournissant une estimation moyenne et approximative du temps de résidence des eaux dans l'aquifère.

Cependant, les ordres de grandeur des "âges" obtenus dans le cadre de cette étude permettent de conforter l'idée d'une hétérogénéité hydrodynamique du Marais Poitevin proposée dans plusieurs études (Anongba et al, 2023 ; Braphond et al, 2023 ; Vincent et al, 2022). Celle-ci est mise en évidence par les différents temps de séjour obtenus. Les eaux souterraines analysées peuvent être rattachées à deux grands pôles. Celui des eaux souterraines actuelles localisées en amont et dans la partie Est du Marais Poitevin (marais mouillé). Il est possible d'affirmer que la perméabilité à ces endroits permet la recharge des nappes par les précipitations. De plus, dans le marais mouillé, l'eau de mer piégée dans ces différents endroits a été évacuée. Cette évacuation a été mise en évidence par des teneurs en eau de mer très faibles. Le second pôle, celui des eaux souterraines anciennes, regroupe deux types d'eaux souterraines. Une eau souterraine douce fossile certainement infiltrée avant la transition climatique tardiglaciaire - Holocène caractérisée par de faibles teneurs en isotopes stables et une eau de mer également fossile infiltrée lors de la dernière transgression marine au cours de l'Holocène. Ainsi, on distingue dans la partie marais desséché:

1. les eaux souterraines issues du mélange entre les eaux souterraines douces fossiles et l'eau de mer fossile. Ce groupe est constitué principalement des eaux souterraines de l'Oxfordien supérieur confinées sous la couverture quaternaire ;
2. les eaux souterraines issues du mélange entre les trois pôles que sont les eaux souterraines douces et de mer fossiles et l'eau souterraine douce actuelle. Ces eaux sont constituées de celles des formations quaternaires à Marans Flandres et sur le site expérimental de Marans.

Les endroits du Marais Poitevin (marais desséché) où subsistent des eaux souterraines anciennes fortement minéralisées sont ceux où l'écoulement est difficile, ce qui ne favorise pas l'évacuation de ces eaux fossiles qui ont été piégées avant et durant la dernière transgression. La teneur en eau de mer de ces dernières est supérieure à 18 %

(Anongba et al, 2023) et les temps de résidence estimés sont supérieurs à 2500 ans BP. Il est possible de penser qu'à ces endroits la perméabilité est faible ce qui confirme les conclusions de l'étude de Vincent et al, 2022 et Anongba et al 2023. De plus, il est possible d'admettre que les aménagements hydroagricoles réalisés dans cette partie du Marais Poitevin, par les exploitants en y installant de nombreux canaux de drainage des eaux de pluie, ne favorisent pas leur infiltration après un épisode pluvieux.

Les différents "âges" des eaux souterraines des formations du quaternaire mettent en évidence une nappe qui n'est pas continue. Ce sont des « nappes discontinues juxtaposées » les unes par rapport aux autres. Ce résultat est conforme à ceux obtenus par Anongba et al (2023), Calligée (1995) et Tournade (1993) qui qualifient ces dernières respectivement de « pseudo nappes juxtaposées de faible extension », de « nappes d'imbibition en sol très argileux » et de « pseudo nappes à surface piézométrique irrégulière ».

Au cours de cette étude, des corrections sur les "âges"  $^{14}\text{C}$  des eaux souterraines du Marais Poitevin ont été réalisées. Elles conduisent à une grande incertitude sur ces derniers. Cependant, elles autorisent une estimation de l'"âge" de l'intrusion salée dans le Marais Poitevin à environ 7 000 ans B.P. Cet "âge" confirme que c'est donc bien une invasion marine par débordement sur la plaine du Marais Poitevin qui a conduit à l'envahissement des aquifères (Quaternaire, et calcaire de l'Oxfordien supérieur) par des eaux salées au cours de l'Holocène. Le processus de minéralisation des eaux souterraines du Marais Poitevin n'est donc pas le résultat d'une contamination marine actuelle, même s'il existe une interface entre la mer actuelle et le Marais Poitevin.

### Conclusion:-

L'étude des eaux souterraines du Marais Poitevin à partir des isotopes stables  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  et radioactifs  $^3\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ , a permis de montrer que la minéralisation de ces dernières est le résultat d'une invasion de ce territoire par de l'eau de mer il y'a 7000 ans BP. Par la suite, à cause du comportement hydrodynamique des formations du marais, ainsi que des aménagements hydroagricoles, ces eaux ont vu leurs caractéristiques évoluées au cours du temps. Au sein de l'aquifère quaternaire, elles sont actuelles à l'Est et subactuelles à anciennes à l'Ouest avec des temps de résidence supérieurs à 2500 ans BP. En revanche, dans les formations de l'Oxfordien supérieur sous couverture quaternaire, elles sont anciennes avec des valeurs de temps de résidence supérieures à 7000 ans BP. Quant aux eaux des formations de l'Oxfordien supérieure localisées en amont du marais, elles sont actuelles.

### Références Bibliographiques:-

1. Adamus P.R. et Stockwell L.T., (1983): A method for wetland functional assessment. Vol I : Critical review and evaluation Concepts, vol II : FHWA assessment method., U.S. department of transportation, Federal Highway Administration Reports FHWA-IP-82-23 and FHWA-IP-82-24, Washington D.C., 176p. et 134 p.
2. Anongba Braphond, R.V.B., Privat, T., Issa S. S. & Germain, A. M. (2023): Origine et processus de minéralisation des eaux souterraines dans la partie Sud du Marais Poitevin (Nouvelle-Aquitaine France) et de son substratum carbonaté de l'Oxfordien Supérieur. European Scientific Journal, ESJ, 19(33), 231. <https://doi.org/10.19044/esj.2023.v19n33p231>
3. Anongba B. (2007). Identification du système hydrogéologique des formations quaternaires et callovo-oxfordiennes du Marais Poitevin par approche couplée minéralogique, hydrodynamique et géochimique. Thèse de Doctorat de l'Université de Poitiers (France), 319 p.
4. Barbecot F., Marlin C., Gibert E., Dever L., (2000): Hydrochemical and isotopic characterisation of the Bathonian and Bajocian coastal aquifer of the Caen area (northern France). Applied Geoch. n° 15. Pergamonpress. Pp 791-805.
5. Barbecot F. (1999) : Approche géochimique des mécanismes de salinisation des aquifères côtiers – Chronologies  $^{14}\text{C}$  –  $^{226}\text{Ra}$ . Thèse de doctorat. Université Paris – Sud. 261p.
6. Barbecot F., Marlin C., Gibert E., Dever L., (1998): Identification et caractérisation d'un biseau salin dans l'aquifère côtier du Bajocien-Bathonien de la région de Caen (France). C.R. Acad. Sci. Sciences de la terre et des planètes n° 326, 539-544. Elsevier, Paris.
7. Bernard M. (2006) : Étude des comportements des sols de marais : évolution minéralogique, structurale et hydromécanique. (Marais de Rochefort et Marais Poitevin). Thèse de doctorat. Université de Poitiers. 309 p.
8. Braphond R. V. B.A., Djémin J.E., Privat T., and Adja M. G. (2023): "Contribution to the knowledge of water transfers between the Quaternary and Upper Oxfordian (limestone) aquifers of the southern part of the Poitevin marsh (Poitou-Charentes, France)," International Journal of Innovation and Scientific Research, vol. 65, no. 1, pp. 15–29.

9. Bruce D., Friedman G.M., Kaufman A., Yechieli Y., 2001: Spatial variations of radiocarbon in the coastal aquifer of Israel. Indicators of open and close systems. Proceedings of the 17<sup>th</sup> International <sup>14</sup>C conference. Radiocarbon, vol 43, Nr 2B, pp 783-791.
10. Calligée., 1995 : Plaine et marais du sud Vendée et de l'Ouest des Deux-Sèvres : étude globale pour la gestion de la ressource en eau souterraine-le Marais. 59p.
11. Cameron J.F. (1967): Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting: Proceedings of a Symposium ... Held in Monaco, 2-10 March. International Atomic Energy Agency. 744p.
12. Camuzard J.P. (2000) : Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux. Thèse de doctorat de l'Université de Caen. Volume I pp53-129.
13. Clark I. et Fritz P., 1997 : Environmental isotopes in hydrogeology : New York, Lewis Publishers 328 p
14. Craig H., (1961a): Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133, 1833-1834.
15. Craig H., (1961b): Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.
16. Craig H., (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 133-149.
17. Ducloux J et Nijs R. (1972) : Contribution à l'étude géologique et géomorphologique du Marais Poitevin, Bull. de la Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, t.81, fasc. 3-4, pp. 227-249.
18. Dupuis J. (1969) : Le climat et l'économie de l'eau dans les sols de marais mouillés. Étude pédologique du Marais Poitevin, tome II, 144p.
19. Dupuis J., Dutreuil J.P., et Jambu P. (1965) : Observation sur quelques sols récents du littoral poitevin. Sc. Du sol, n°2, Pp. 173-188
20. Eichinger L., 1983: A contribution to the interpretation of <sup>14</sup>C groundwater ages considering the example of partially confined sandstone aquifer. In Stuiver M. and Kra R.S., eds, Proceeding of the 11<sup>th</sup> International <sup>14</sup>C Conference. Radiocarbon, 25(2), 347-356.
21. Epstein, S. and Mayeda, T. (1953) Variation of O18 Content of Waters from Natural Sources. Geochimica et Cos-mochimica Acta, 4, 213-224.
22. Evans G.V., Otlet R.L., Downing A., Monkhouse R.A. et Rae G., 1979: some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. In Isotope Hydrology II. Vienna, IAEA, 679-708.
23. Fontes J Ch. et Garnier J.M., (1979): Determination of the initial activity of the total dissolved carbon. A review of the existing models and a new approach. Water Resour. Res. 12: 399-413
24. Fontes, J. Ch. (1983): Dating of groundwater. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, 1983, IAEA, Vienna.
25. Fontes, J. Ch., (1971). Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide. Revue Géog. Phys. & Géol. Dynamique, 13: 67-86.
26. Fustec E., Lefeuvre J.C. (2000) : Fonctions et valeurs des zones humides. Dunod, Paris, 426p.
27. Garnier D. (1975) : Contribution à l'étude de la pédogenèse récente : les sols sur argile à scrobiculaire du Marais Poitevin. Thèse de doctorat. Université de Poitiers. 91p
28. Geyh M.A., (2000). An overview of <sup>14</sup>C analysis in the study of groundwater. Radiocarbon, Vol 42, Nr 1, 2000, p 99-114.
29. Gonfiantini R., 1971: Notes on isotopes hydrology. Internal publication. Isotope hydrology section. IAEA, Vienna, Austria.
30. Gruet Y. et Sauriau P.-G., 1994 : Paléoenvironnements holocènes du marais poitevin (littoral atlantique, France): reconstitution d'après les peuplements malacologiques. Revue de l'association française pour l'étude du Quaternaire. vol. 5, n°2, pp. 85-94.
31. Ingerson E. et Pearson J.F., 1964: Estimation of age and rate of motion of groundwater by <sup>14</sup>C method in Atmosphere and Nuclear Geochemistry. Recent Researches in the fields of Hydrolosphere, Sugarawa Festival (Eds. Maruzen), Tokyo, pp. 263-283.
32. Ladouche B., et Weng P. (2005): Hydrochemical assessment of the Rochefort marsh: role of surface and groundwater in the hydrological functioning of the Wetland. Journal of hydrology 314. Pp 22-42.
33. Maloszewski P., Zuber A. (1991): Influence of Matrix Diffusion and Exchange Reactions on Radiocarbon Ages in Fissured Carbonate Aquifers. Water Resour. Res. Volume 27, issue 8. Pp 1937-1945.
34. Mazeau M., (1979): Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Jurassique supérieur entre Courçon et Saint Jean D'Angély. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux I. xp.
35. McCrea, J.M. (1950) On the Isotopic Chemistry of Carbonates and Paleotemperature Scale. Journal of Chemical Physics, 18, 849-857.

36. Mook W.G., (2001): Environmental Isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. IHP-V Technical Documents in Hydrology, N° 39. UNESCO - IAEA 257p.
37. Mook W.G., (1980): Carbon-14 in hydro-geological studies. In: Fritz P., Fontes J-Ch., editors. Handbook of environmental isotope geochemistry. Volume 1. The terrestrial environment. New York: Elsevier Scientific Publishers. pp 49-74.
38. Mook W.G., (1976): The dissolution-exchange model for dating ground water with  $^{14}\text{C}$ . In: Interpretation of environmental Isotope and Hydrochemical Data in Ground-Water Hydrology. IAEA, Vienna: 213-225.
39. Mook W.G., (1972): On the reconstruction of the initial  $^{14}\text{C}$  content of groundwater from the chemical and isotopic composition. In : Proceedings of Eighth International Conference on Radiocarbon Dating, R Soc N Z, Wellington, New Zealand, Vol 1, pp 342-352
40. Olive P., (1998) : La datation des eaux souterraines par le radiocarbone revisité. Université paris VI. Centre de recherches géodynamiques. 34 p.
41. Rozanski K., Jonhson S.J., Schotterer U. et Thompson L.G., (1997): Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives. Hydrological Sciences Journal. 42, pp 725-745.
42. Safège ingénieurs conseils (2001). Rapport étude hydrogéologique de la nappe intensément exploitée de l'Aunis, 228p
43. Salem O., Vissier J.H., Dray M. et Gonfiantini R., 1980: Groundwater flow patterns in the western Lybian Arab Jamahiriya. In Arid Zone Hydrology : Investigations with Isotope Techniques Vienna, IAEA, pp. 165-179.
44. Stumm, W. and Morgan, J.J. (1981) Aquatic Chemistry: An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. 2nd Edition, John Wiley & Sons Ltd., New York.
45. Tamers M.A., (1967): Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone confined aquifer; Isotope Techniques in the Hydrological Cycle, 11, American Geophysical Union Monograph, pp 143-152.
46. Tournade F., 1993 : Les prairies naturelles humides communales du Marais Poitevin. Organisation, fonctionnement et genèse d'un agrosystème. Thèse/mémoire de doctorat sciences de l'environnement. École Normale Supérieure Agronomique de Rennes. 217p.
47. Vincent Benjamin, A. B. R., Germain, A. M., & Jacques, D. E. (2022). Contribution à la Caractérisation des Sédiments Superficiels Quaternaires de la Partie Sud du Marais Poitevin (PoitouCharentes-France). European Scientific Journal, ESJ, 18(40), 211. <https://doi.org/10.19044/esj.2022.v18n40p211>
48. Welsch J. (1916) : Le Marais Poitevin. Annales de Géographie., tome XXV. Pp326-346.
49. Wigley T. M. L., Plummer L. N., Pearson Jr F. J. (1978): Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems. Geochimica et Cosmochimica Acta. Volume 42, issue 8. Pp 1119-1139.