

Projet GAIA - Année 3

Exploitation des cycles d'injections et de soutirages de gaz aux sites de Lussagnet et Izaute pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des Sables infra-molassiques

Rapport d'étape

BRGM/RP-67369-FR

Juillet 2018

Projet GAIA - Année 3

Exploitation des cycles d'injections et de soutirages de gaz aux sites de Lussagnet et Izaute pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des Sables infra-molassiques

Rapport d'étape

BRGM/RP-67369-FR

Juillet 2018

Étude réalisée dans le cadre des projets de Recherche du BRGM PDR13AQI02

Seguin J.J.

avec la collaboration de **Wuilleumier A.**

Vérificateur :

Nom : Delphine Allier
Fonction : Responsable scientifique de programme
Date : 17/11/2017
Signature : 

Approbateur :

Nom : Nicolas Pedron
Fonction : Directeur Régional Nouvelle-Aquitaine
Date : 21/02/2018
Signature : 

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

Mots-clés : Bassin aquitain, Sables infra-molassiques, stockage de gaz, paramètres hydrodynamiques, analyse spectrale, marée terrestre.

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

Seguin J.J., avec la collaboration de Wuilleumier A. (2018) - Projet GAIA - Année 3 - Exploitation des cycles d'injections et de soutirages de gaz aux sites de Lussagnet et Izaute pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des Sables infra-molassiques. Rapport d'étape. BRGM/RP-67369-FR, 64 p., 31 fig., 10 tabl., 5 ann.

Synthèse

L'étude présentée dans ce rapport a été réalisée dans le cadre du programme scientifique GAIA. Ce programme, financé par TEREKA, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et le BRGM, et piloté par le BRGM, vise à améliorer la connaissance géologique et hydrogéologique des aquifères profonds du sud du Bassin aquitain, s'inscrivant en cela dans la lignée des travaux de recherche conduits au cours des vingt dernières années sur ces aquifères.

L'un des objectifs du programme GAIA est la construction d'un modèle numérique de ces aquifères profonds, afin de mieux comprendre l'hydrodynamique des nappes qu'ils renferment (sens des écoulements, échanges entre couches, recharge par les pluies, ...). Ce modèle a pour vocation d'aider à gérer au mieux les ressources en eau, en particulier celles contenues dans l'aquifère des Sables infra-molassiques (SIM).

Parmi les paramètres nécessaires à l'établissement d'un modèle hydrodynamique, les perméabilités (K) et les coefficients d'emmagasinement (S) jouent un rôle important. Ces paramètres sont très généralement déterminés par calage sur les mesures piézométriques disponibles, mais il est néanmoins important d'introduire *a priori* dans le modèle des valeurs connues de ces paramètres, ce qui permet d'avoir des points de repère pour le calage et de réduire le temps consacré à celui-ci.

Très généralement, les paramètres K et S sont obtenus à partir de l'interprétation de pompages d'essai réalisés sur des forages. Mais d'autres méthodes de détermination peuvent être mises en œuvre, telles que celles présentées dans ce rapport. Elles exploitent les particularités de ces aquifères profonds, en particulier leur captivité et, pour les Sables infra-molassiques, l'existence des sites de stockages de gaz de Lussagnet et d'Izaute et leur impact sur la piézométrie de la nappe.

Le caractère très captif des aquifères profonds permet de mettre à profit l'influence sur les niveaux mesurés des variations de la pression atmosphérique et des ondes de marée terrestre (dilatation de la Terre due à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil), influence qui se traduit dans la piézométrie par des composantes périodiques que l'on peut mettre en évidence et quantifier. Il est alors possible de calculer certains paramètres tels que le coefficient d'emmagasinement spécifique. Des méthodes ont été proposées il y a déjà de nombreuses années, en particulier par Jacob (1940), Bredehoeft (1967), Van der Kamp (1983).

Ces méthodes ont été utilisées dans les années 1990 pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de quelques secteurs d'aquifères profonds du sud du Bassin Adour-Garonne : aquifère des Sables infra-molassiques, du Paléocène, du Crétacé supérieur. Les études réalisées, que l'on résume dans une première partie de ce rapport, sont celles de Marsaud (1991), Mercadier (1993) et Labat (1998). Ce dernier auteur utilise aussi une méthode qui exploite l'analogie entre une onde de marée se propageant dans un aquifère situé sous la mer et les ondes de pression provoquées par les stockages de gaz (*méthode de la marée océanique*).

Dans une deuxième partie de ce rapport, on propose une autre méthode de détermination des paramètres hydrodynamiques (transmissivité et coefficient d'emmagasinement), qui exploite l'impact des cycles d'injections-soutirages de gaz à Lussagnet et Izaute sur le niveau de la nappe des SIM. Cette méthode (appelée dans ce rapport *méthode de Theis généralisée*) repose sur :

- 1) la conversion des volumes de gaz injectés et soutirés en volumes d'eau équivalents ;

- 2) l'utilisation de la formule de Theis « généralisée », en lui appliquant le principe de superposition dans le temps (cyclicité des injections) et l'espace (deux sites d'injection) ;
- 3) la recherche de la meilleure concordance entre les résultats de la formule de Theis généralisée et les chroniques de niveaux mesurés en quelques points de suivi de la nappe des SIM.

Perméabilités

Pour l'aquifère des SIM, les valeurs de perméabilité obtenues avec la *méthode de la marée océanique* (N. Labat, 1998) sont très variables :

- de $1.5 \cdot 10^{-5}$ m/s à $2.4 \cdot 10^{-5}$ m/s pour une source des ondes située à Lussagnet ;
- de $7.5 \cdot 10^{-6}$ m/s à $8.2 \cdot 10^{-4}$ m/s pour une source des ondes située à Izaute.

Cette variabilité est probablement imputable à la méthode elle-même, reposant sur plusieurs hypothèses : propagation des ondes de pression unidirectionnelle, dissociation des deux sites d'injection, ...

Avec la *méthode de Theis généralisée*, les perméabilités déterminées par calage des niveaux calculés sur les niveaux mesurés sur sept forages sont dans une gamme qui est beaucoup plus resserrée : de 10^{-4} m/s à $3 \cdot 10^{-4}$ m/s (pour une épaisseur moyenne aquifère de 100 m) et correspondent aux valeurs introduites dans les modèles régionaux existant (J.J. Seguin, 2003 ; O. Douez, 2007).

La *méthode des marées terrestres* ne permet pas d'accéder aux perméabilités.

Coefficients d'emmagasinement

Pour l'aquifère des SIM, les valeurs des coefficients d'emmagasinement spécifique obtenues avec la *méthode des marées terrestres* (N. Labat, 1998), les valeurs moyennes calculées sur cinq forages par N. Labat (1998) diffèrent peu les unes des autres, allant de $0.9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ à $3.7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, soit un écart d'un facteur 4.

Avec la *méthode de Theis généralisée*, les valeurs des coefficients d'emmagasinement spécifique obtenues sur sept forages (pour une épaisseur moyenne de 100 m) sont proches des précédentes pour quatre forages, allant de $0.8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ à $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, mais plus faibles au niveau de trois autres forages : une valeur à $0.2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ et deux à $0.3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$.

Sommaire

1. Introduction	9
2. Etudes recensées et méthodes utilisées	11
2.1. ÉTUDES	11
2.2. MÉTHODES	11
2.2.1. Méthode de la marée océanique	12
2.2.2. Méthode de la marée barométrique	13
2.2.3. Méthode conjuguant marée terrestre et variations de la pression atmosphérique	14
2.2.4. Analyse spectrale	18
2.3. RÉSULTATS OBTENUS	19
2.3.1. DEA de Marsaud (1991)	19
2.3.2. Etude du CNRS (1993)	26
2.3.3. Thèse de Labat (1998)	31
2.3.4. Conclusion	37
3. Débits d'eau équivalents et méthode de Theis.....	39
3.1. PRINCIPE	39
3.1.1. Utilisation de volumes d'eau équivalents.....	39
3.1.2. Utilisation du principe de superposition	40
3.1.3. Mise en œuvre de la méthode	41
3.2. DONNÉES UTILISÉES.....	42
3.2.1. Volumes de gaz	42
3.2.2. Chroniques piézométriques et injections de gaz	43
3.3. VALIDATION	48
3.3.1. Configurations modélisées.....	48
3.3.2. Résultats des simulations	49
3.4. COMPARAISON DES RÉSULTATS DE LA SOLUTION ANALYTIQUE AVEC LES CHRONIQUES PIÉZOMETRIQUES DES SABLES INFRA-MOLASSIQUES	51
4. Conclusion.....	61
5. Références bibliographiques	63

Liste des figures

Figure 1 - Délimitation de la zone d'étude du projet Gaia sur fond géologique 1 M et localisation des sites de stockage de gaz de Lussagnet et d'Izaute (Wuilleumier et al., 2015).....	10
Figure 2 - Chronique piézométrique enregistrée à Betzeber (Marsaud, 1991).....	19
Figure 3 - Coupes géologiques au niveau de l'anticlinal de Créon	20
Figure 4 - Comparaison, sur la fenêtre d'observation à court terme, des spectres de la pression et de la piézométrie, après différenciation d'ordre 1 (Marsaud, 1991).....	22
Figure 5 - Analyse spectrale croisée entre pression atmosphérique et niveaux, au forage de Betzeber (fenêtre court terme et chroniques filtrées) : amplitude, cohérence et gain (Marsaud, 1991) ...	23
Figure 6 - Spectre de la piézométrie sur la fenêtre d'observation court terme (pas de temps de 6 h)	24
Figure 7 - Localisation des sources et des piézomètres de l'étude du CNRS	27
Figure 8 - Coupe géologique nord-sud de la structure d'Audignon (d'après Guillemenin et Krause, 2000).....	28
Figure 9 - Piézométrie enregistrée au forage LS07 des Landes de Siugos et pression atmosphérique enregistrée à Mont-de-Marsan	29
Figure 10 - Localisation des forages utilisés pour la mise en œuvre de la méthode de la marée océanique (Labat, 1998).....	32
Figure 11 - Localisation des piézomètres utilisés dans la zone d'influence des stockages de gaz pour la mise en œuvre de la méthode des marées terrestres (Labat, 1998).....	33
Figure 12 - Potentiel gravitationnel théorique au forage de Lalongue (Labat, 1998).....	35
Figure 13 - Injections et soutirages de gaz à Lussagnet et Izaute en débits d'eau équivalents	42
Figure 14 - Stabilité des injections-soutirages de gaz à Lussagnet et Izaute	43
Figure 15 - Localisation des points de mesures utilisés pour les comparaisons avec la solution analytique	44
Figure 16 - Temps de propagation des ondes d'injection de gaz à Castelnau-Tursan, Pécorade 101, Burosse-Mendousse (en mauve les chroniques d'injection, en bleu les niveaux)	45
Figure 17 - Temps de propagation des ondes d'injection de gaz à Lalongue, Demu et Uby (en mauve les chroniques d'injection, en bleu les niveaux)	46
Figure 18 - Temps de propagation des ondes d'injection de gaz au forage de Nogaro 1 (en mauve les chroniques d'injection, en bleu les niveaux)	47
Figure 19 - Configurations modélisées avec le logiciel Marthe pour valider la solution analytique	48
Figure 20 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 1, exemple 1	50
Figure 21 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 1, exemple 2	50
Figure 22 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 2, exemple 1	51
Figure 23 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 2, exemple 2	51
Figure 24 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Castelnau-Tursan.....	53
Figure 25 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage Pécorade 101	54
Figure 26 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Burosse-Mendousse	55
Figure 27 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Lalongue.....	56

Figure 28 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Demu	57
Figure 29 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Nogaro 1	58
Figure 30 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Uby	59
Figure 31 - Champ de perméabilités de l'aquifère des Sables infra-molassiques restitué par le modèle des aquifères du sud du Bassin Adour-Garonne (Seguin, 2003).....	60

Liste des tableaux

Tableau 1 - Principales composantes du potentiel gravitationnel	15
Tableau 2 - Valeurs de la dilatation cubique induite par les principales ondes de marée terrestre (Arditty, 1978)	17
Tableau 3 - Période des principales ondes de la marée terrestre (en jours)	22
Tableau 4 - Paramètres hydrodynamiques calculés par la méthode de la marée océanique (Labat, 1998)	34
Tableau 5 - Amplitude et phase des principales ondes de marée détectées dans les chroniques piézométriques et barométriques (Labat, 1998)	36
Tableau 6 - Valeurs de l'efficiencce barométrique (Labat, 1998)	36
Tableau 7 - Valeurs de l'emmagasinement spécifique (en m ⁻¹)	37
Tableau 8 - Temps de propagation estimés d'une onde d'injection aux 7 points d'observation retenus et amplitudes de fluctuations des niveaux.....	47
Tableau 9 - Paramètres hydrodynamiques utilisés pour la validation de la solution analytique.....	49
Tableau 10 - Valeurs des paramètres obtenues par ajustement sur les niveaux mesurés de la solution de Theis généralisée	52

Liste des annexes

Annexe 1 Surcharge exercée sur les nappes captives	65
Annexe 2 Méthode de la marée océanique.....	71
Annexe 3 Analyse spectrale	77
Annexe 4 Calcul et soustraction des pentes dans les chroniques piézométriques utilisées	83
Annexe 5 Méthode de Theis généralisée : programme de calcul	93

1. Introduction

Le présent rapport s'inscrit dans le cadre du programme scientifique GAIA, piloté par le BRGM et financé par TEREKA, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et le BRGM. Ce programme vise à améliorer la connaissance géologique et hydrogéologique des aquifères profonds du sud du Bassin aquitain qui restent encore aujourd'hui très mal connus, tant du point de vue de leur géométrie que de leur fonctionnement hydrodynamique. L'extension de la zone d'étude du projet est précisée par la figure 1.

De nombreuses études menées au cours de ces vingt dernières années ont permis de faire des avancées significatives dans la compréhension du fonctionnement des aquifères du sud du Bassin aquitain, en permettant d'établir un schéma conceptuel de circulation des eaux souterraines. Entre 1995 et 2003, le BRGM a ainsi réalisé une succession d'études qui a abouti en 2003 à un modèle numérique des aquifères profonds nord-pyrénéens, le Modèle Sud Adour-Garonne (Seguin, 2003), dédié à la gestion de la ressource en eau souterraine.

Par ailleurs, différents travaux de thèses (Labat, 1998 ; André, 2002 ; Douez, 2007) ou programmes de recherche (CARactérisation Isotopique et géochimique des Masses d'EAU du Bassin Adour-Garonne - CARISMEAU) ont permis de compléter les études du BRGM. Un modèle régional a aussi été élaboré à l'Université Bordeaux 3 dans le cadre de la thèse d'Olivier Douez (2007).

Il existe aussi un troisième outil numérique régional modélisant les écoulements au sein des Sables infra-molassiques (SIM). Il s'agit de celui élaboré par TEREKA qui a construit et développé son propre modèle hydrodynamique numérique, dont l'objectif est la gestion des stockages de gaz de Lussagnet (40) et d'Izaute (32), et leur impact sur la piézométrie dans la zone d'influence des stockages.

Dans les modèles hydrodynamiques, les perméabilités (K) et les coefficients d'emmagasinement (S) sont très généralement déterminés par calage sur les mesures piézométriques disponibles. Il est néanmoins important de démarrer le processus de calage en introduisant dans les modèles des valeurs connues de ces paramètres hydrodynamiques, ce qui permet d'avoir des points de repère pour le calage et de réduire le temps consacré à celui-ci. Très généralement, les paramètres K et S sont obtenus à partir de l'interprétation de pompages d'essai réalisés sur des forages. Les méthodes d'interprétation reposent en général sur des solutions analytiques choisies en fonction du type de milieu aquifère (poreux, fissuré, avec ou sans limite étanche, de réalimentation, ...), du type de nappe (libre, captive). De nombreuses solutions existent (dont la solution de Theis, souvent utilisée) mais elles correspondent toujours à un milieu aquifère beaucoup plus simple que le milieu réel testé.

Dans certains cas, il est possible de s'affranchir des pompages d'essai ou d'en compléter les résultats en déterminant perméabilité et/ou emmagasinement par l'analyse des variations des niveaux piézométriques enregistrés sur les points de suivi de la nappe étudiée. En effet, outre les variations de grande ampleur (liées aux cycles climatiques, aux pompages), il existe, masquées par celles-ci, des variations plus discrètes induites par les variations de la pression atmosphérique, par les marées océaniques (aquifères en contact avec la mer) et par les marées terrestres (dilatation de la Terre due à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil). L'effet sur les nappes de ces différents phénomènes se traduit par des composantes périodiques que l'on peut mettre en évidence par analyse spectrale. L'influence de ces marées sur les niveaux n'est sensible que pour des nappes captives pour lesquelles des méthodes de calcul ont été

2. Etudes recensées et méthodes utilisées

2.1. ÉTUDES

Les rapports et articles consultés rendant compte d'études exploitant les variations des niveaux piézométriques de la nappe des Sables infra-molassiques pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sont les suivants :

- Marsaud B. (1991) - Connaissance hydrogéologique de la ride Roquefort-Créon-Barbotan par l'approche systémique de la piézométrie de la nappe du Crétacé supérieur au forage de Betzeber. Mémoire de DEA. Laboratoire de Géochimie isotopique, Université Paris XI et Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis.
- Mercadier J. (1993) - Traitement des chroniques de débits et de piézométrie relatives à l'aquifère profond nord-pyrénéen dans la région de Mont-de-Marsan. Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis (rapport référencé au BRGM sous le numéro : N 0995 BOR 4S 93).
- Labat N. (1998) - Rôle de particularités sédimentaires et structurales sur le comportement de l'aquifère des Sables sous-molassiques soumis aux fluctuations induites par des stockages souterrains de gaz. Application à l'étude de leur influence sur l'hydrodynamisme des émergences locales. Thèse de l'Université Michel de Montaigne, Bordeaux III.
- Benkaddour A. (1988) - Incidence de la barométrie et de la marée terrestre sur le niveau piézométrique du forage Muret 104. Utilisation des analyses corrélatoires et spectrales. Mémoire de DEA. Laboratoire de d'hydrologie et de géochimie isotopique, Université Paris XI et Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis.

Seules les trois premières études font l'objet d'une analyse détaillée dans le cadre de ce rapport, la quatrième n'ayant été disponible qu'une fois les investigations réalisées. Il est cependant à noter que la méthode mise en œuvre est similaire à celle utilisée par Marsaud (1991). Les résultats obtenus sont présentés au paragraphe 2.3.4.

2.2. MÉTHODES

Pour analyser les chroniques de niveaux et obtenir des informations sur l'hydrodynamique des nappes profondes et les caractéristiques des aquifères, plusieurs méthodes ont été utilisées dans les études précitées, mais toutes mettent à profit les effets gravitationnels de la Lune et du Soleil sur la Terre. Ces effets sont à l'origine de trois types de « marées » :

- la marée océanique ("*ocean tide*"),
- la marée terrestre ("*earth tide*"),
- la marée barométrique ("*barometric tide*").

Pour un aquifère situé loin de la mer, l'influence de la marée océanique est faible par rapport à l'action des deux autres marées. Par contre, elle est prépondérante dans le cas d'un aquifère en contact direct avec la mer.

La marée terrestre est essentiellement provoquée par la force d'attraction de la Lune qui agit donc non seulement sur l'eau des océans mais aussi sur toute particule de la Terre, qu'elle soit

proche de la surface ou plus en profondeur¹. Il en résulte donc aussi une dilatation périodique des aquifères, ce qui induit des variations périodiques du niveau des nappes.

La marée barométrique est une variation diurne de la pression atmosphérique liée à l'attraction gravitationnelle du Soleil. Elle est très faible et souvent masquée par des variations plus amples de la pression atmosphérique. C'est donc la variation globale de la pression atmosphérique qui sera exploitée dans les méthodes utilisées.

Les méthodes mises en œuvre dans les études citées ci-dessus permettent de déterminer l'emmagasinement spécifique des aquifères (et parfois la perméabilité) en exploitant les relations qui existent entre les variations de niveau induites par ces effets de marées et l'emmagasinement spécifique. Les méthodes basées sur les marées barométrique et terrestre font appel à l'analyse corrélatrice et spectrale.

Ces méthodes sont brièvement décrites dans les paragraphes qui suivent. Des compléments techniques sont fournis en annexe 1 et en annexe 2.

2.2.1. Méthode de la marée océanique

La méthode de l'onde de marée océanique a été utilisée par Labat (1998) pour déterminer les paramètres hydrodynamiques (coefficient d'emmagasinement et perméabilité) de l'aquifère des Sables infra-molassiques dans la zone des stockages de gaz à partir de l'analyse des fluctuations de la piézométrie induites par les cycles d'injection et de soutirage de gaz.

Les travaux sur lesquels Labat s'est appuyé sont essentiellement ceux décrits dans les deux articles suivants :

- Carr P.A., Van der Kamp G.S. (1969) - *Determining aquifer characteristics by the tidal method*. Water Resources Research, Vol 5, n°5, 1969.
- Erskine A.D. (1991) - *The Effect of Tidal Fluctuation on a Coastal Aquifer in the UK*. Ground Water, vol.24, n° 4.

La méthode a été appliquée au cas des stockages de gaz en exploitant l'analogie qui existe entre une onde de marée se propageant dans un aquifère situé sous la mer et les ondes de pression provoquées par les stockages de gaz. Par rapport au cas d'un aquifère en contact direct avec la mer (méthode de l'onde de marée au sens strict), il y a une surcharge exercée sur l'aquifère, répartie sur la phase solide d'une part et sur l'eau d'autre part.

L'amplitude des fluctuations du niveau de la nappe sera donc réduite. Le coefficient de réduction, appelé *Tidal Efficiency*, est donné par Jacob (1940) :

$$TE = \frac{\alpha}{\alpha + \Phi \beta_e}$$

- Φ est la porosité de l'aquifère ;
- α est la compressibilité de la matrice poreuse (en Pa⁻¹) ;
- β_e est la compressibilité de l'eau (en Pa⁻¹).

¹ <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/maree-Terre-solide-onde.xml>

Le coefficient d'emmagasinement spécifique (S_s en m^{-1}), qui a pour expression :

$$S_s = \rho g(\alpha + \Phi \beta_e)$$

où ρ est la masse volumique (en $kg.m^{-3}$) et g ($m.s^{-2}$) l'accélération de la pesanteur.

S_s peut être calculée à partir de TE en éliminant le paramètre α :

$$S_s = \frac{\rho_e g \Phi \beta_e}{1 - TE} \quad E5$$

Connaissant les valeurs de ρ_e , β_e , et en déterminant la porosité Φ , on accède donc au coefficient d'emmagasinement spécifique à partir de TE.

TE peut être calculé à partir de la série de données disponible en déterminant l'amortissement d'une onde de pression et le temps mis par un pic de l'onde pour parvenir au point d'observation. Les calculs reposent sur une équation qui décrit la propagation d'une onde de pression sinusoïdale s'amortissant progressivement à partir du point d'émission (cf. annexe 2). L'équation décrivant la propagation est unidimensionnelle.

La porosité peut être obtenue par différents moyens, par exemple l'interprétation de diagraphies ou une analyse spectrale.

La perméabilité est obtenue à partir de la diffusivité $D = K/S_s$, celle-ci pouvant être calculée à l'aide de la série de données disponible en évaluant le temps t_x mis par un pic de l'onde pour atteindre le point x puis en utilisant la formule suivante (cf. annexe 2) :

$$D = \frac{t_p}{4\pi} \frac{x^2}{t_x^2} \quad (m^2/s) \quad t_p \text{ est la période des fluctuations (en s.)}$$

2.2.2. Méthode de la marée barométrique

La méthode a été utilisée par Marsaud (1991) et Mercadier (1993).

Si dh est la variation de niveau d'une nappe captive provoquée par une variation dp_a de la pression atmosphérique, l'importance relative de cette variation est définie en introduisant le coefficient BE suivant (*Barometric Efficiency*) introduit par Jacob (1940) :

$$BE = -\rho g \frac{dh}{dp_a} \quad P_a \text{ en Pascal}$$

BE est sans unité.

Lorsque la pression atmosphérique augmente, le niveau d'eau dans le puits d'observation diminue (et inversement).

On démontre la relation suivante (Jacob, 1940) :

$$BE = \frac{\Phi \beta_e}{\alpha + \Phi \beta_e}$$

- β_e est le coefficient de compressibilité de l'eau (en Pa^{-1})
- α est le coefficient de compressibilité spécifique du terrain (en Pa^{-1})
- Φ est la porosité

Le coefficient d'emmagasinement spécifique :

$$S_s = \rho g(\alpha + \Phi \beta_e)$$

peut être calculé à partir de BE en éliminant le paramètre α :

$$S_s = \frac{\rho g \Phi \beta_e}{BE}$$

Evaluation de l'efficacité barométrique

1) *A partir de la fonction de gain d'une analyse spectrale croisée*

L'efficacité barométrique BE peut être estimée à partir de la fonction de gain issue de l'analyse spectrale croisée entre pression atmosphérique et niveau (cf. 2.2.4. ci-après et annexe 3).

La porosité Φ est calculable en identifiant dans la chronique considérée l'influence de la marée terrestre.

2) *En utilisant la méthode de Clark (1967)*

La méthode proposée par Clark consiste à calculer l'efficacité barométrique en faisant le rapport de la somme des variations piézométriques à la somme des variations de la pression atmosphérique.

$$BE = \frac{\sum \Delta H}{\sum P_a / \rho g}$$

L'estimation peut être faite par une régression linéaire.

2.2.3. Méthode conjuguant marée terrestre et variations de la pression atmosphérique

La méthode a été utilisée par Marsaud (1991), Mercadier (1993) et Labat (1998).

Les marées terrestres sont provoquées par une dilatation de la Terre sous l'action des forces de gravitation exercées par le Soleil et la Lune. Dans un aquifère, il en résulte une variation de la pression de pore et une variation correspondante de niveau dans le puits d'observation.

Le potentiel gravitationnel qui intervient dépend du temps et de la position du point d'observation à la surface de la Terre. Il peut être décomposé en une série de fonctions harmoniques de périodicités connues grâce aux observations astronomiques (Melchior et al., 1963).

La plupart de ces harmoniques sont de faible amplitude et seulement 5 composantes représentent l'essentiel du potentiel gravitationnel (95%). Ce sont les ondes listées dans le tableau 1 :

- M2, une onde lunaire semi-diurne principale, de période égale à 12h 25m 14s,
- S2, une onde solaire semi-diurne principale, avec une période de 12h 00m,
- N2, une onde lunaire semi-diurne d'une période de 12h 39m 30s due à la variation mensuelle de la distance de la Terre à la Lune,
- K1, une onde luni-solaire diurne, d'une période de 23h 56m 04s,
- O1, une onde lunaire diurne principale, d'une période de 25h 49m 10s.

Tableau 1 - Principales composantes du potentiel gravitationnel

Pour une donnée présentant une pulsation (« angular frequency ») ω , la dilatation totale d'un aquifère Δ_a est décrite par la somme de trois effets de marée (terrestre, barométrique et océanique) selon l'expression suivante (Robinson et Bell, 1971) :

$$\Delta_a \cos(\omega t - \Phi_a) = \Delta_e \cos(\omega t - \Phi_e) + \Delta_b \cos(\omega t - \Phi_b) + \Delta_o \cos(\omega t - \Phi_o) \quad [R1]$$

Δ_a , Δ_e , Δ_b , Δ_o sont, respectivement, la dilatation totale de l'aquifère, la dilatation due à la marée terrestre, la dilatation due à la marée barométrique, la dilatation due à la marée océanique (grandeurs sans dimension).

Φ_a , Φ_e , Φ_b , Φ_o sont les angles de phase (en rad.) entre le potentiel gravitationnel, générateur des marées, et, respectivement, la dilatation totale de l'aquifère, la dilatation due à la marée terrestre, la dilatation due à la marée barométrique, la dilatation due à la marée océanique.

Suffisamment loin de la côte, la dilatation due à la marée océanique peut être négligée. Dans le cas particulier de l'aquifère des SIM, cette hypothèse paraît d'autant plus valide i) que celui-ci ne s'étend pas jusqu'à la cote et ii) qu'une connexion avec l'océan n'a pas été démontrée avec l'aquifère du Paléocène qui draine les SIM en direction de l'océan.

Calcul du coefficient d'emmagasinement spécifique

• Méthode 1 (Labat, 1998)

On pourra trouver le détail des démonstrations qui conduisent à l'expression de l'emmagasinement spécifique en fonction des caractéristiques des ondes de marée et des variations induites de niveaux dans l'article de Rhoads et Robinson (1979). Les démonstrations étant longues, on ne mentionne ci-dessous que quelques étapes, permettant de suivre le cheminement aboutissant aux résultats.

1) Etape 1

On suppose que l'aquifère n'est pas sensible à la marée océanique. La relation R1 devient :

$$\Delta_a \cos(\omega t - \Phi_a) = \Delta_e \cos(\omega t - \Phi_e) + \Delta_b \cos(\omega t - \Phi_b) \quad [R2]$$

2) Etape 2

On démontre aussi que la dilatation totale Δ_a de l'aquifère est :

$$\Delta_a = -(dh_w + dh_b) S_s$$

- dh_w est la variation de niveau dans le puits d'observation (en m)

- dh_b est la variation de pression atmosphérique (en hauteur d'eau équivalente)
- S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1})

En exploitant le fait que Δ_a est une fonction harmonique du temps, on peut écrire, pour une fréquence ω donnée :

$$\Delta_a \cos(\omega t - \Phi_a) = -S_s [dh_w \cos(\omega t - \Phi_w) + dh_b \cos(\omega t - \Phi_b)] \quad [R3]$$

Φ_w et Φ_b sont respectivement les angles de phase des oscillations piézométriques et barométriques d'amplitudes dh_w et dh_b .

3) Etape 3 : calcul de Δ_b

La dilatation Δ_b due à l'effet barométrique peut s'exprimer en fonction de l'efficiencé barométrique :

$$\Delta_b = -(1-BE)S_s \cdot dh_b \quad [R4]$$

3) Etape 4 : calcul de Δ_e

La dilatation Δ_e due à une onde de marée terrestre est donnée par la formule suivante :

$$\Delta_e = \frac{0.49W_2}{a \cdot g} \quad (\text{sans dimension}) \quad [R5]$$

- W_2 est la valeur d'une composante de fréquence ω du potentiel gravitationnel (m^2/s^2) qui s'exerce en un lieu donné ;
- a est le rayon de la Terre (m) ;
- g est l'accélération de la pesanteur (m/s^2).

Les valeurs de la dilatation sont données par des tables pour différentes ondes de marée terrestre (tableau 2 ci-après).

SYMBOL	NAME	θ_T
Q_1	Lunar Elliptic of O_1	3.536×10^{-9}
O_1	Lunar Principal	1.847×10^{-8}
M_1	Lunar Elliptic of ${}^m K_1$	1.452×10^{-8}
S_1	Solar Elliptic	2.073×10^{-10}
${}^m K_1$	Lunar	1.780×10^{-8}
N_2	Lunar Major Elliptic of M_2	8.520×10^{-9}
M_2	Lunar Principal	4.50×10^{-8}
L_2	Lunar Minor Elliptic of M_2	2.072×10^{-9}
S_2	Solar Principal	1.258×10^{-8}

Tableau 2 - Valeurs de la dilatation cubique induite par les principales ondes de marée terrestre (Arditty, 1978)

3) Etape 4

En combinant les relations R2, R3, R4 et R5, on obtient :

$$S_s dh_w \cos(\omega t - \Phi_w) + S_s dh_b BE \cdot \cos(\omega t - \Phi_b) = -\frac{0.49W_2}{a \cdot g} \cos(\omega t - \Phi_e)$$

A partir de cette équation, après quelques calculs trigonométriques, on obtient S_s et Φ_e :

$$\Phi_e = \arctan \left[\frac{dh_w \sin(\Phi_w) + BE \cdot dh_b \sin(\Phi_b)}{dh_w \cos(\Phi_w) + BE \cdot dh_b \cos(\Phi_b)} \right]$$

$$S_s = \frac{-0.5W_2 \cos(\Phi_e)}{a \cdot g [dh_w \cos(\Phi_w) + BE \cdot dh_b \cos(\Phi_b)]}$$

dh_w et Φ_w d'une part, dh_b et Φ_b d'autre part, peuvent être obtenus respectivement par analyse spectrale de la chronique piézométrique et de la chronique barométrique.

- **Méthode 2** (Marsaud, 1991 ; Mercadier, 1993)

Pour identifier dans la chronique piézométrique les composantes des variations de niveau relevant de la pression atmosphérique d'une part et celles relevant de la marée terrestre d'autre part, une méthode possible consiste à comparer le spectre simple de la pression atmosphérique et le spectre simple de la piézométrie sur une fenêtre d'observation appropriée (après filtrage des chroniques pour éliminer d'éventuelles tendances).

Dans le spectre de la piézométrie, les pics qui ne se retrouvent pas dans celui de la pression atmosphérique révèlent l'influence des marées terrestres. Il est alors possible de déduire la variation de niveau dh .

Cette variation de niveau peut être reliée à l'emmagasinement spécifique provoquée par la marée terrestre en utilisant la formule suivante (Bredehoeft, 1967) :

$$dh = \frac{\Delta_e}{S_s}$$

où, comme ci-dessus, Δ_e désigne la dilatation terrestre due à une onde particulière de la marée terrestre (sans dimension).

On dispose par ailleurs de la formule de Jacob qui relie l'emmagasinement spécifique S_s à la porosité Φ et à l'efficiencia barométrique BE :

$$S_s = \frac{\rho g \Phi \beta_e}{BE}$$

La porosité est obtenue en combinant les deux relations ci-dessus (pour éliminer S_s) :

$$\Phi = \frac{\Delta_e \cdot BE}{\rho \cdot g \cdot dh \cdot \beta_e}$$

On calcule ensuite le coefficient d'emmagasinement.

2.2.4. Analyse spectrale

Elle permet d'identifier les différentes causes intervenant dans les variations de niveaux et de débits et de quantifier leur importance dans ces variations.

L'analyse spectrale croisée généralise l'analyse spectrale simple en étudiant 2 variables à la fois.

Plusieurs fonctions dérivent de l'analyse spectrale croisée et aident à la détermination des relations entre les deux variables étudiées :

- la fonction d'amplitude
- le fonction de cohérence $C(\omega)$: elle est comprise entre 0 et 1 et correspond à une mesure de la corrélation entre les deux variables, à fréquence ω donnée ;
- la fonction de gain $G_{xy}(\omega)$: elle représente essentiellement le coefficient de régression de la variable $Y(t)$ par rapport à la variable $X(t)$, à fréquence ω donnée.

A partir de l'analyse spectrale croisée de la pression atmosphérique P_a (la cause) et du niveau piézométrique H (l'effet) et en traçant le graphe de la fonction de gain en fonction de la fréquence, il est possible de déterminer l'efficiencia barométrique, puisque la fonction de gain à une fréquence ω représente le coefficient de régression de H en fonction de P_a . On a en effet :

- par définition $dH = BE \cdot d(P_a / \rho g)$
- et, par analyse spectrale : $dH \approx G(\omega) \cdot d(P_a / \rho g)$

2.3. RÉSULTATS OBTENUS

2.3.1. DEA de Marsaud (1991)

2.3.1.1. Cadre de l'étude

L'étude de Marsaud (1991) est limitée au forage de Betbezer (code BSS : 09267X0014/PIEZO1). Ce forage ne capte pas la nappe des Sables infra-molassiques mais l'étude réalisée permet d'illustrer quelques-unes des méthodes décrites ci-avant et utilisées aussi pour la nappe des Sables infra-molassiques.

Le forage de Betbezer est situé sur l'anticlinal de Créon. Lors de la foration (en 1989), les calcaires du Crétacé supérieur (Maastrichtien) ont été rencontrés directement sous les molasses tertiaires, les Sables infra-molassiques étant soit érodés, soit biseautés avant la structure de Créon (figure 3 ci-après).

2.3.1.2. Données

Les données exploitées dans ce qui suit sont :

- la pression atmosphérique à Mont-de-Marsan du 21/11/1989 au 28/12/1990 au pas de temps de 3 heures ;
- les niveaux (exprimés en profondeur, figure 2) enregistrés au piézomètre de Betbezer au pas de temps de 6 heures du 21/11/1989 au 28/12/1990 (402 jours).

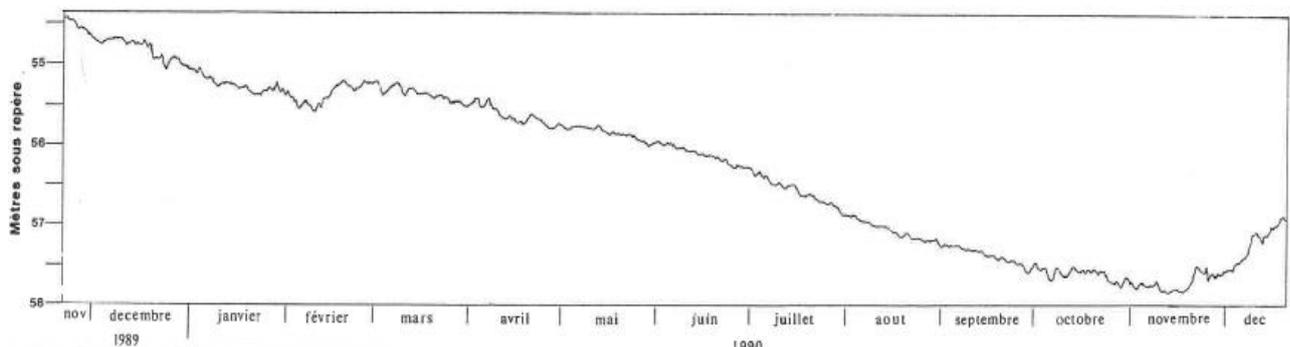


Figure 2 - Chronique piézométrique enregistrée à Betbezer (Marsaud, 1991)

Les outils de l'analyse corrélatoire et spectrale (cf. annexe 3) ont été utilisés pour étudier la chronique de la pression atmosphérique et la chronique des niveaux :

- corrélogramme et corrélogramme croisé,
- spectre et spectre croisé.

L'analyse a été réalisée sur 3 pas de temps et 3 fenêtres d'observation :

- 3 heures sur une période de 15 jours (très court terme),
- 6 heures sur une période de 1 mois (court terme),
- 1 jour sur une période de 4 mois.

On ne mentionne par la suite que la période de court terme, qui a fourni les résultats les plus nets.

Note sur la tendance à la baisse observable sur la chronique piézométrique

D'après Marsaud (1991), cette tendance serait due à un déficit pluviométrique et aux prélèvements dans l'aquifère.

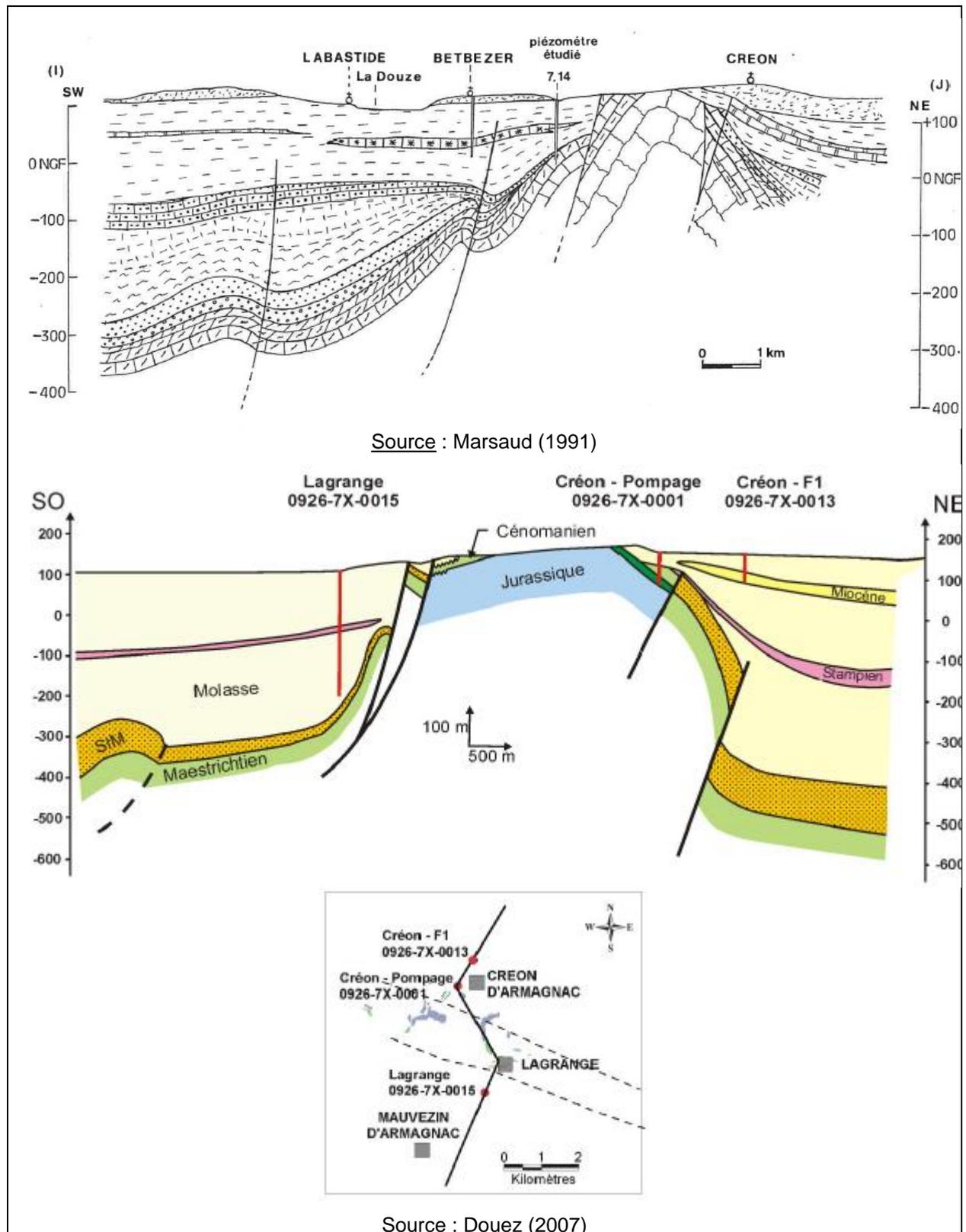


Figure 3 - Coupes géologiques au niveau de l'anticlinal de Créon

2.3.1.3. Etapas de l'analyse

1) Afin de mieux mettre en évidence les influences de la pression atmosphérique et de la marée terrestre, les chroniques de niveaux et de la pression atmosphérique ont été filtrées par différenciation d'ordre 1 (Si X_t est la série considérée, la différenciation d'ordre 1 consiste à construire une nouvelle série $Y_t = X_t - X_{t-1}$, ce qui permet d'éliminer une tendance apparente et de rendre la série stationnaire).

2) Des analyses spectrales simples et croisées ont été réalisées sur les chroniques filtrées et sur le court terme. Elles mettent clairement en évidence l'effet barométrique et ont permis de calculer l'efficacité barométrique BE à partir de la fonction de gain du spectre croisé (dans une analyse spectrale croisée, le gain est une fonction de la fréquence et est l'équivalent d'un coefficient de régression entre deux séries à une fréquence ω , cf annexe 3).

3) La formule de Jacob qui établit une relation entre BE, la porosité Φ et l'emmagasinement spécifique S_s :

$$S_s = \frac{\rho g \Phi \beta_e}{BE}$$

et la formule de Bredehoeft qui relie l'emmagasinement spécifique à la variation de niveau dh provoquée par la marée terrestre par l'intermédiaire de la dilatation terrestre θ_T :

$$dh = \frac{\theta_T}{S_s}$$

ont été utilisées pour calculer dans un premier temps la porosité Φ et dans un deuxième temps l'emmagasinement spécifique S_s . La porosité est obtenue en combinant les deux relations ci-dessus :

$$\Phi = \frac{\theta_T \cdot BE}{\rho \cdot g \cdot dh \cdot \beta_e}$$

4) Quant à la variation de niveau dh , elle a été estimée à partir des spectres simples de la piézométrie et de la pression atmosphérique après filtrage des chroniques (par différenciation d'ordre 1).

2.3.1.4. Résultats

• **Mise en évidence de l'existence de marées terrestres au forage de Betbezer et de l'influence de la pression atmosphérique sur les niveaux de la nappe**

Pour identifier les composantes des variations du niveau piézométrique relevant de la pression atmosphérique d'une part et celles relevant de la marée terrestre d'autre part, une comparaison a été faite entre le spectre simple de la pression atmosphérique et le spectre simple de la piézométrie sur la fenêtre d'observation court terme (après filtrage). Cette étape d'analyse est nécessaire pour l'estimation de la variation de niveau dh intervenant dans la formule de Bredehoeft.

Dans le spectre de la piézométrie, deux pics à **1.07 jour et 0.52 jour** ne se retrouvent pas dans celui de la pression atmosphérique (figure 4).

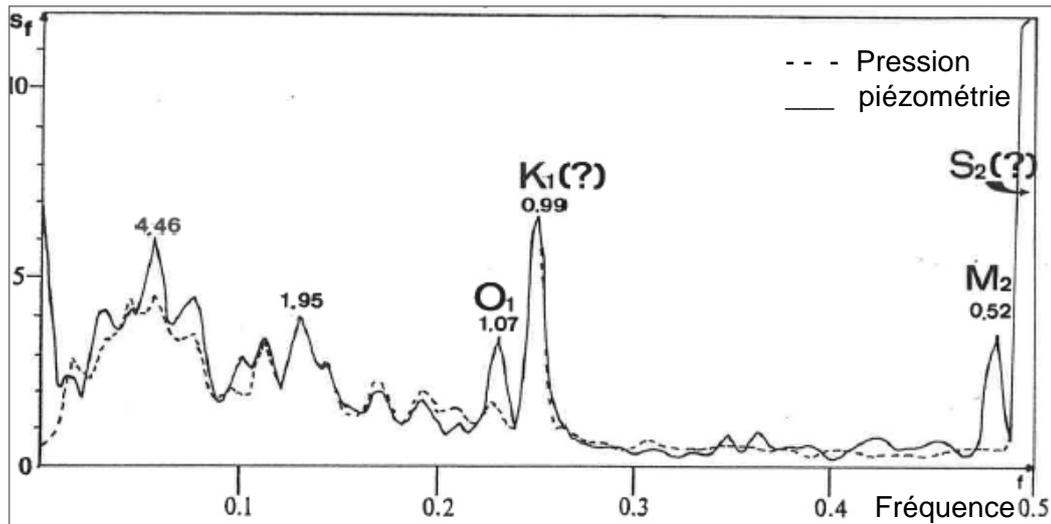


Figure 4 - Comparaison, sur la fenêtre d'observation à court terme, des spectres de la pression et de la piézométrie, après différenciation d'ordre 1 (Marsaud, 1991)

La variable notée S_f sur l'axe des ordonnées représente la densité spectrale de puissance (cf. annexe 3). Les valeurs au-dessus des pics sont la traduction en jour des fréquences de l'axe des abscisses.

Ces deux valeurs, 1.07 et 0.52, correspondent aux périodes des **ondes de marée M2 et O1** comme l'indique le tableau 3 :

Dénomination	Fréquence (degrés/heure)	Période(j)	Origine (L, lunaire ; S, solaire)
Mf	1° 098 033	13,66	L, due aux variations de la déclinaison
O ₁	13° 943 036	1.07	L, terme principal
K ₁	15° 041 069	0.99	LS, terme lunisolaire principal
N ₂	28° 439 730	0.53	L, terme principal - ellipticité de l'orbite
M ₂	28° 984 104	0.52	L, terme principal
S ₂	30° 000 000	0.42	S, terme principal

Tableau 3 - Période des principales ondes de la marée terrestre (en jours)

L'amplitude de N2 étant plus faible que celle de M2, le pic à 0.52 jour est plutôt attribuable à l'onde M2. Par ailleurs le pic à 0.99 jour est probablement le résultat de la superposition du pic journalier de la pression (1.01 jour) et de l'onde K1.

• Détermination de l'efficacité barométrique par analyse spectrale croisée

Pour obtenir l'efficacité barométrique, une analyse spectrale croisée a été réalisée sur la fenêtre court terme entre les chroniques filtrées de la pression atmosphérique et des niveaux.

L'interprétation de cette analyse croisée repose sur l'examen de 3 fonctions de la fréquence ω :

l'amplitude $A(\omega)$, la cohérence $C(\omega)$, le gain $G(\omega)$

Ces 3 fonctions sont représentées sur la figure 5. Une « fonction de phase » existe aussi (cf. annexe 3), mais son introduction n'est pas nécessaire ici.

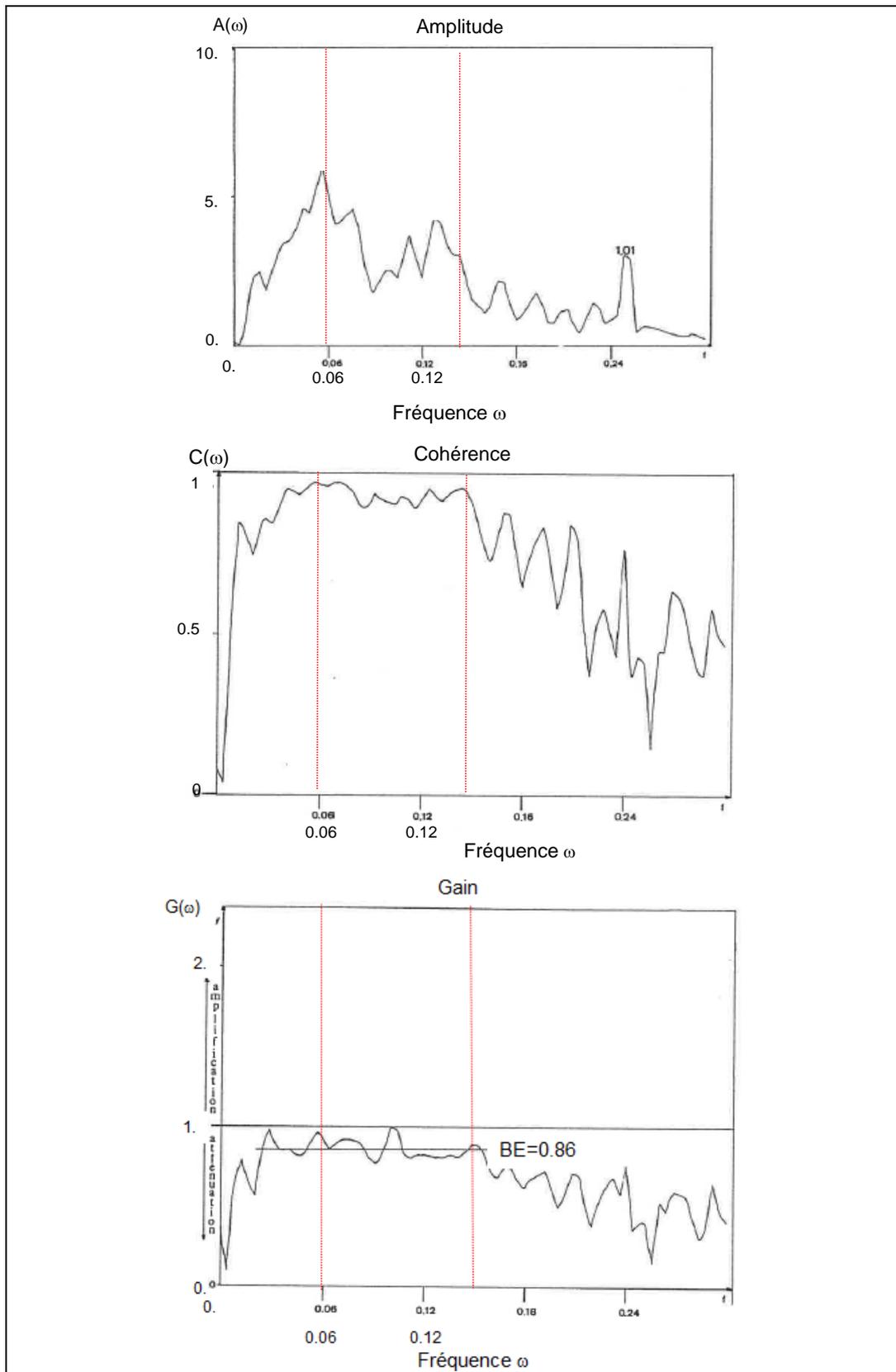


Figure 5 - Analyse spectrale croisée entre pression atmosphérique et niveaux, au forage de Betzeber (fenêtre court terme et chroniques filtrées) : amplitude, cohérence et gain (Marsaud, 1991)

S'il existe une relation entre les deux séries, l'amplitude, qui guide l'interprétation des 2 autres fonctions, doit être forte (annexe 3). Ici, elle est maximale pour des fréquences comprises entre 0.06 et 0.14. Pour cette bande de fréquence, la cohérence est proche de 1 (la cohérence, dont les valeurs sont comprises entre 0 et 1, indique l'intensité de la liaison qui existe entre deux séries).

Enfin, la fonction gain (équivalente à un coefficient de régression à une fréquence ω) est maximale dans cette bande de fréquence allant de 0.06 à 0.14, où sa valeur moyenne est de 0.86.

Ces trois fonctions montrent qu'il existe, dans cette bande de fréquence, une relation de type « entrée-sortie », causale, entre la pression atmosphérique et les niveaux mesurés au forage. Pour ces fréquences, la fonction gain relie la variation de niveaux dh à la variation de pression atmosphérique dp_a . Sa valeur maximale représente donc l'efficacité barométrique BE.

$$BE=0.86$$

• Calcul de la variation de niveau dh

Dans le spectre simple de la piézométrie différenciée (figure 6), la composante journalière de la pression (pic à 0.99 jour) représente la plus forte contribution aux variations de niveaux de la chronique (densité spectrale de puissance $S_f=7$) dont l'amplitude maximale est de 19.54 cm (graphique non fourni dans le rapport de Marsaud, 1991).

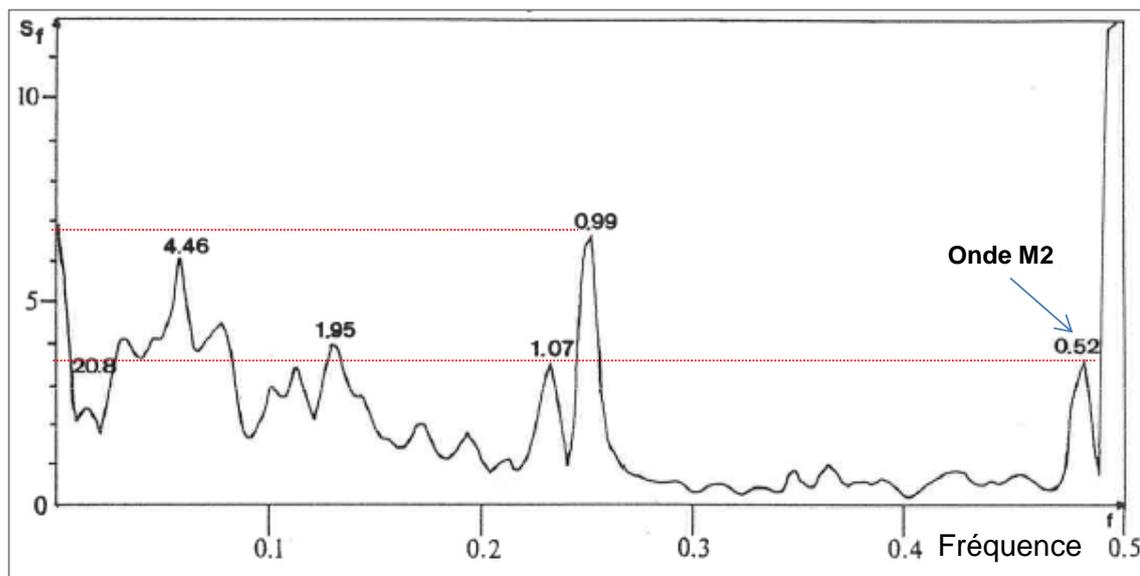


Figure 6 - Spectre de la piézométrie sur la fenêtre d'observation court terme (pas de temps de 6 h)

Mais ce qui est recherché, pour pouvoir utiliser la formule de Bredehoeft, c'est la part de la variation des niveaux attribuable à une onde de marée terrestre. Le deuxième pic repérable sur le graphique de la figure 7 (à 0.52 jour) correspond à l'onde M2 demi-diurne (cf. tableau 3 ci-avant), avec une densité spectrale $S_f = 3.9$.

A partir du rapport des densités spectrales : $3.9/7 (\approx 0.55)$ on déduit la variation de niveau dh imputable à l'onde de marée :

$$dh = 19.54 \times 0.55 = 10.7 \text{ cm.}$$

• **Calcul de l'emmagasinement spécifique**

Pour le calcul, les 2 relations présentées au § 2.3.1.3 sont utilisées :

$$\Phi = \frac{\theta_T \cdot BE}{\rho \cdot g \cdot dh \cdot \beta_e} \quad S_s = \frac{\rho \cdot g \cdot \Phi \cdot \beta_e}{BE}$$

La valeur de θ_T est fournie par des tables (Arditty, 1978) : $O_{M2} = 4.5 \cdot 10^{-8}$ (et non $4.6 \cdot 10^{-8}$ comme reporté dans le rapport).

$$\rho = 997 \text{ kg/m}^3$$

$$g = 9.81 \text{ m/s}^2$$

$$BE = 0.86$$

Dans le rapport de Marsaud, c'est l'inverse de la compressibilité de l'eau (β_e) qui est utilisé, (noté E_w) et pris égal à $2.1 \cdot 10^8$. Les unités de E_w sont données en kg/m^2 mais devraient en fait être en $\text{kg/m} \cdot \text{s}^2$ c'est-à-dire en Pa, sinon la relation $S_s = f(BE)$ n'est pas dimensionnellement homogène. De plus, E_w devrait être égal à $2.1 \cdot 10^9$ ce qui correspond bien à la compressibilité de l'eau β_e qui est approximativement de $5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ ($4.68 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ à 15°C). Il y a donc une erreur d'un facteur 10^2 .

En retenant les valeurs utilisées par Marsaud (1991), la porosité Φ calculée est :

$$\Phi = \frac{\theta_T \cdot E_w \cdot BE}{\rho \cdot g \cdot dh} = \frac{4.5 \cdot 10^{-8} \times 2.1 \cdot 10^8 \times 0.86}{997 \times 9.81 \times 0.107} = 0.0077 \text{ soit } 0.8\% \text{ en arrondissant}$$

Avec la valeur de $E_w = 2.1 \cdot 10^9$ la porosité est en fait 10 fois plus forte, soit 8 %.

Avec les bonnes valeurs, le coefficient d'emmagasinement spécifique est :

$$S_s = \frac{\rho \cdot g \cdot \Phi}{BE \cdot E_w} = \frac{9.81 \times 997 \times 0.08}{0.86 \times 2.1 \cdot 10^9} = 4.310^{-7} \text{ m}^{-1} \text{ (l'erreur d'un facteur 10 sur la porosité et sur la compressibilité de l'eau s'élimine donc).}$$

$$\mathbf{S_s = 4.3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^{-1}}$$

L'épaisseur aquifère n'étant pas précisément connue, l'emmagasinement a été calculé pour 2 valeurs de l'épaisseur : 10 m et 40 m, soit un emmagasinement :

$$\mathbf{S = 4.3 \cdot 10^{-6} \text{ ou } S = 1.7 \cdot 10^{-5}}$$

² La même erreur d'application numérique est observée dans l'analyse conduite par Benkaddour (1988) : après correction, la valeur de la porosité est de 10% (d'après les données piézométriques du forage Muret 104).

2.3.2. Etude du CNRS (1993)

2.3.2.1. Objectif et cadre de l'étude

L'objectif de l'étude réalisée par le CNRS à la demande du BRGM était l'identification des différentes composantes constituant les chroniques de débits et de niveaux enregistrées sur des sources et des piézomètres captant les nappes profondes du Paléocène et du Crétacé supérieur et de relier ces composantes à leur cause possible :

- la pluie,
- les stockages de gaz,
- la marée terrestre,
- les effets barométriques.

2.3.2.2. Données et méthodes d'analyses

L'étude a porté sur les chroniques de débits de 2 sources utilisées pour l'AEP :

- la source des Eschourdes, située sur la façade ouest du diapir de Bastennes-Gaujacq. L'aquifère capté, Eocène - Crétacé supérieur, profond, affleure ici à la faveur de failles bordant le diapir ;
- la source de Marseillon, située sur l'anticlinal d'Audignon. Elle est alimentée par les karsts du Crétacé supérieur ;

et sur 2 chroniques piézométriques enregistrées :

- au forage d'Audignon 3, captant le Paléocène ;
- au forage LS07, captant le Paléocène, situé dans les Landes de Siougos, à l'ouest de Mont-de-Marsan.

Sources et forages sont localisés sur la figure 7. Une coupe géologique est fournie par la figure 8.

Les données utilisées sont :

- les pluies journalières relevées à la station de Mont-de-Marsan de 1972 à 1992 ;
- la pression atmosphérique enregistrée aussi à Mont-de-Marsan de 1988 à 1992, au pas de temps de 3h ;
- les débits de la source des Eschourdes du 29/07/1988 au 15/11/1992 au pas de temps de 30 mn ;
- les débits de la source de Marseillon au pas de temps journalier : du 11/09/1989 au 21/06/1990, du 12/12/1990 au 28/07/1991, de septembre 1991 à mai 1992 ;
- les niveaux au piézomètre d'Audignon, sur 3 périodes : du 12/09/1989 au 14/06/1990 (274 jours), du 19/09/1990 au 29/06/1991 (282 jours) et du 26/10/1991 au 28/07/1992 (275 jours) ;
- les niveaux au piézomètre des Landes de Siougos, du 27/06/1989 au 30/10/1992, au pas de temps de 3h.

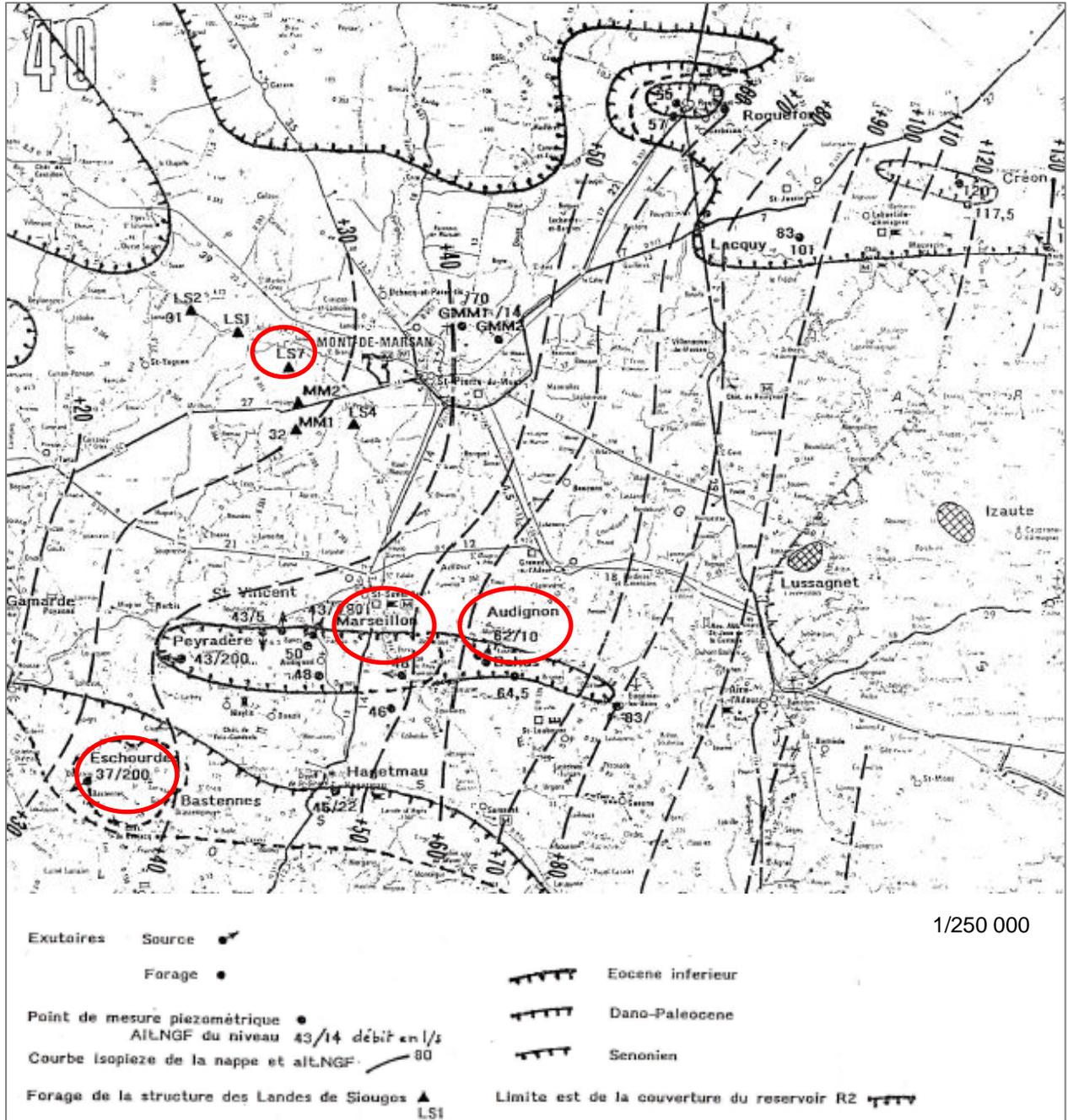


Figure 7 - Localisation des sources et des piézomètres de l'étude du CNRS

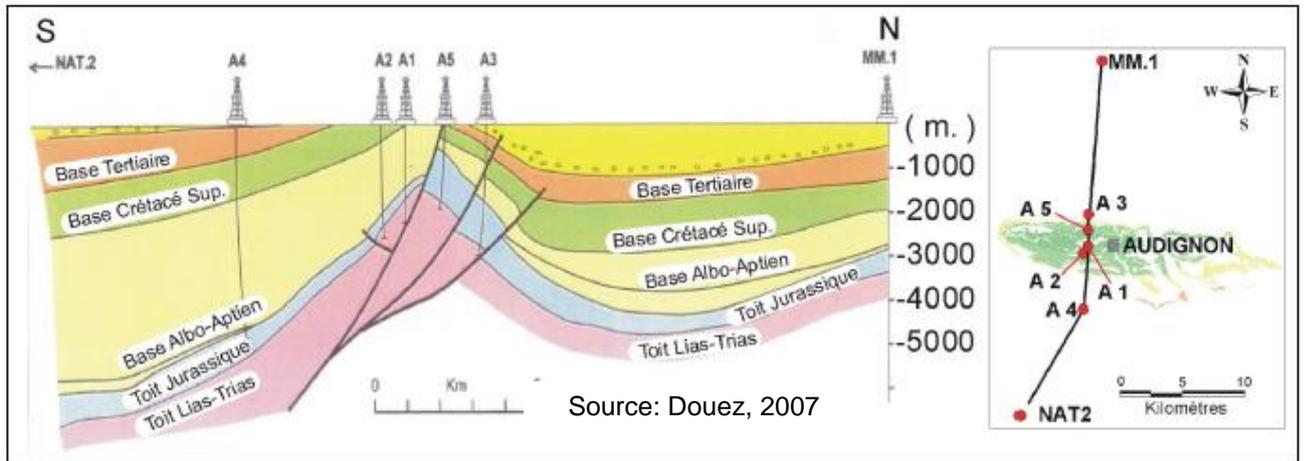


Figure 8 - Coupe géologique nord-sud de la structure d'Audignon (d'après Guillemenin et Krause, 2000)

Les séries ont été analysées à différentes échelles de temps :

- de quelques heures à quelques jours pour déceler les effets de la marée terrestre et les effets barométriques,
- de quelques jours à quelques semaines pour préciser les relations pluies-débits,
- plusieurs années pour détecter les périodicités de grande longueur d'onde.

L'analyse des chroniques a été faite à l'aide des outils suivants, décrits en annexe 2 :

- le corrélogramme,
- le corrélogramme croisé,
- le périodogramme,
- l'analyse spectrale croisée.

2.3.2.3. Résultats

◆ Influences détectées sur les niveaux et les débits

De l'analyse des corrélogrammes (source des Eschourdes et Landes de Siugos), l'auteur conclut à « une grande inertie » de la nappe profonde et à son « rôle régulateur ». Cette inertie se traduit par un "amortissement des événements à courtes et moyennes périodes".

• Influence de la marée terrestre

Cette influence n'a pas pu être mise en évidence sur les sources. Si elle existe elle est probablement négligeable ou masquée par les perturbations du débit imputables aux prélèvements.

Elle se manifeste par contre sur le piézomètre d'Audignon.

• Influence de la pression atmosphérique

Les effets barométriques n'ont pas été décelés sur le débit des sources mais ont été identifiés, quoique faiblement, sur le piézomètre d'Audignon.

Par contre, au piézomètre des Landes de Siugos, les effets barométriques représentent une composante essentielle des variations du niveau.

- Influence de la pluie

Au piézomètre d'Audignon, l'analyse montre qu'il y a une recharge de la nappe au niveau de l'anticlinal.

- Influence des stockages de gaz

Pour l'analyse, seules les variations des volumes de gaz stockés à Lussagnet et Izaute étaient disponibles et non les pressions. De plus, la chronique était au pas de temps hebdomadaire et sur une courte période.

1) Sur les niveaux au piézomètre des Landes de Siugos

Pour l'auteur, après analyse, « les variations annuelles du niveau piézométrique sont dues pour une bonne partie aux prélèvements géothermiques effectués au nord de Mont-de-Marsan ».

2) Sur les débits de la source des Eschourdes

L'analyse des séries de débits ne permet pas de démontrer une influence des stockages de gaz et l'auteur conclut à « l'absence de relation entre les zones nord et sud de l'accident Nord-Audignon ».

3) Sur les niveaux au piézomètre d'Audignon et les débits de la source du Marseillon

Les chroniques étaient trop courtes pour mener une analyse.

◆ Méthode de calcul du coefficient d'emmagasinement

Seul le forage des Landes de Siugos a pu être utilisé en raison de l'influence marquée de la pression atmosphérique sur la nappe (figure 9).

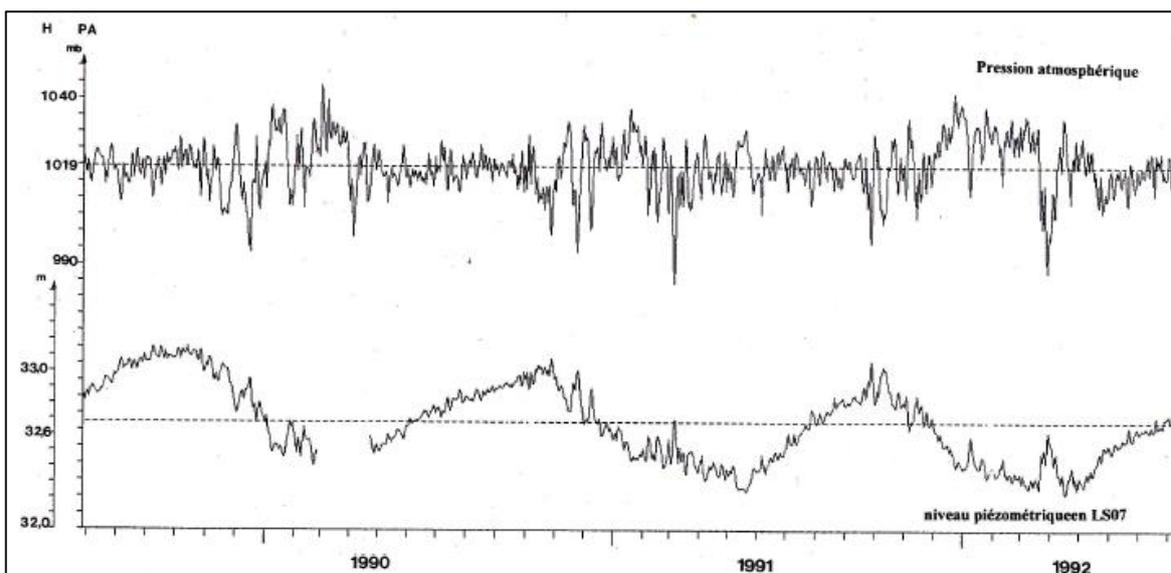


Figure 9 - Piézométrie enregistrée au forage LS07 des Landes de Siugos et pression atmosphérique enregistrée à Mont-de-Marsan

La même démarche de calcul que celle de Marsaud (1991) a été suivie. On pourra donc se reporter au § 2.3.1. pour les détails.

Le coefficient d'emménagement spécifique a pu être calculé en utilisant la formule qui le relie à l'efficacité barométrique BE :

$$S_s = \frac{\rho g \Phi \beta_e}{BE}$$

L'efficacité barométrique BE est obtenue par le calcul de la fonction de gain résultant de l'analyse spectrale croisée entre pression et niveau.

La formule de Bredehoeft qui relie l'emménagement spécifique à la variation de niveau dh provoquée par la marée terrestre :

$$dh = \frac{\theta_T}{S_s}$$

a été utilisée pour calculer dans un premier temps la porosité Φ en combinant les deux relations ci-dessus pour éliminer le paramètre S_s :

$$\Phi = \frac{\theta_T \cdot BE}{\rho \cdot g \cdot dh \cdot \beta_e}$$

La variation de niveau dh a été estimée à partir des spectres simples de la piézométrie et de la pression atmosphérique après différenciation d'ordre 1.

L'emménagement spécifique S_s est ensuite calculé.

◆ Valeurs utilisées pour les calculs

Les graphiques utilisés pour obtenir les valeurs (BE et dh en particulier) et cités dans le corps du rapport n'ont pu être retrouvés dans les annexes.

- *Efficacité barométrique* : **BE = 0.28**

- *Variation de niveau* : comme dans l'étude de Marsaud (1991), la variation dh est obtenue par analyse spectrale avec un rapport de densité spectrale de 0.56, similaire à celui obtenu par Marsaud (0.55).

La valeur de dh déduite est : dh 0.06 m.

- *Dilatation due à l'onde de marée M2* : O_{M2} est fournie par des tables, $O_{M2} = 4.5 \cdot 10^{-8}$

- *Autres valeurs*

$\rho = 997 \text{ kg/m}^3$ et $g = 9.81 \text{ m/s}^2$

$E_w = 2.1 \cdot 10^8$ (les unités sont données en kg/m^2 mais devraient en fait être en kg/m.s^2 ou en Pa).

Si l'on calcule la compressibilité $\beta_e = 1/E_w$, on obtient $4.76 \cdot 10^{-9} \text{ Pa}^{-1}$, or la compressibilité de l'eau est de $4.68 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ (à 15°C). Comme dans le rapport de Marsaud (1991), il y a donc une erreur d'un facteur 10, car on retrouve bien, ensuite, la valeur du coefficient d'emménagement calculée par l'auteur).

Avec les valeurs du rapport, la porosité Φ obtenue est de 0.0046.

Avec la valeur de E_w corrigée, $\Phi = 0.046$, soit 5%.

Avec les bonnes valeurs, le coefficient d'emménagement spécifique est :

$$S_s = 8.3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^{-1}$$

Pour une épaisseur aquifère de 136 m, l'emménagement est :

$$S = 10^{-4}$$

2.3.3. Thèse de Labat (1998)

2.3.3.1. Données utilisées

- **Méthode de la marée océanique**

Les piézomètres utilisés pour analyser les fluctuations des niveaux de la nappe sont au nombre de 10 (figure 10) :

- Nogaró 1 et 2, à proximité des forages,
- Garlin 1 (Burosse) au sud,
- Geaune 3, Castelnau-Tursan et Pécorade 101, près de l'anticlinal d'Audignon,
- Uby, Taureau, Geysier 1 et F3, près de la structure de Barbotan.

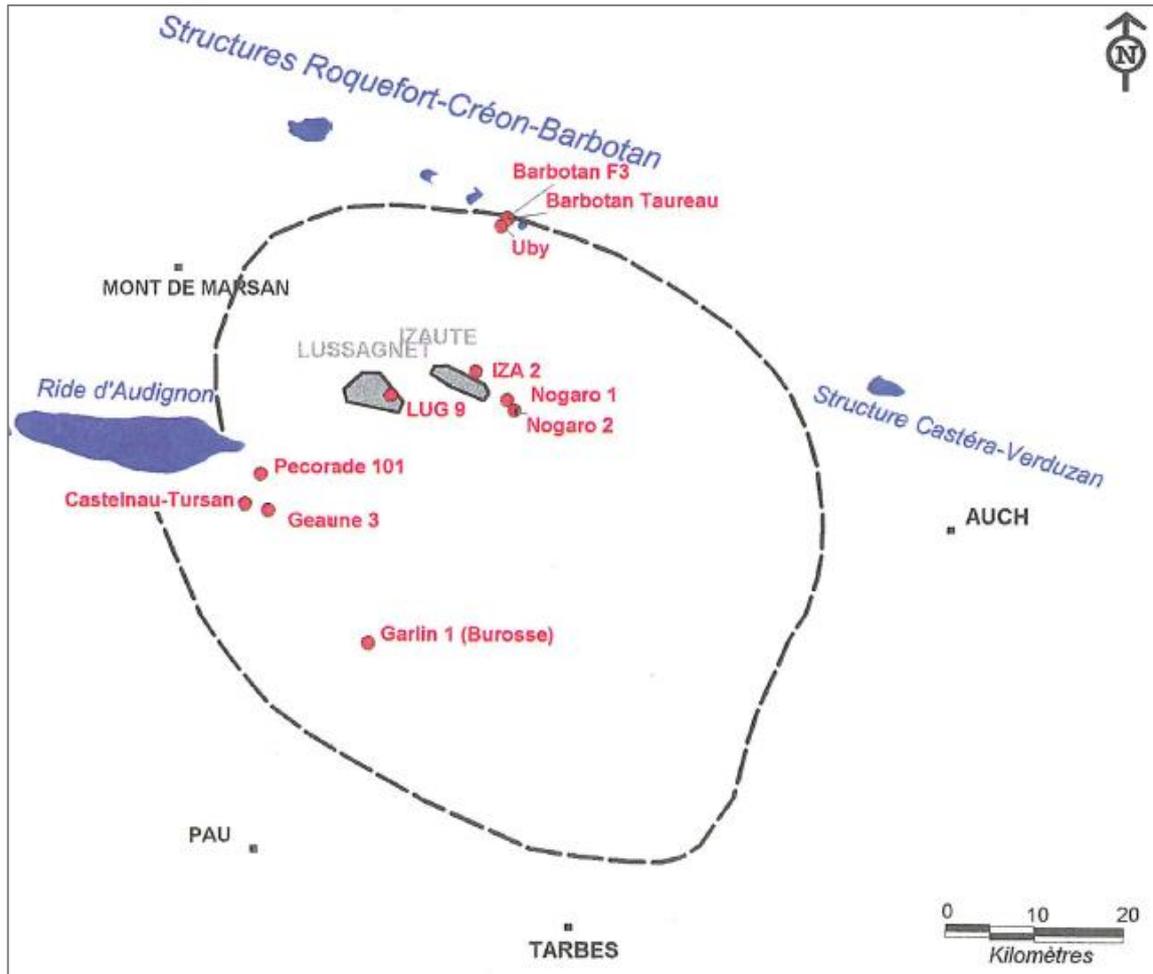


Figure 10 - Localisation des forages utilisés pour la mise en œuvre de la méthode de la marée océanique (Labat, 1998)

• Méthode des marées terrestres

Les niveaux ont été enregistrés en continu du 07/07/1997 au 19/08/1997 (43 jours) au pas de temps horaire, dans 5 forages situés dans la zone d'influence des stockages (figure 11) :

- Uby, Nogaro1, Lalongue, qui captent les SIM,
- Lannecaube et le forage de Classun à Eugénie-les-Bains, qui captent le Paléocène.

Les mesures de pression atmosphérique proviennent des stations météorologiques de Mont-de-Marsan et de Pau.

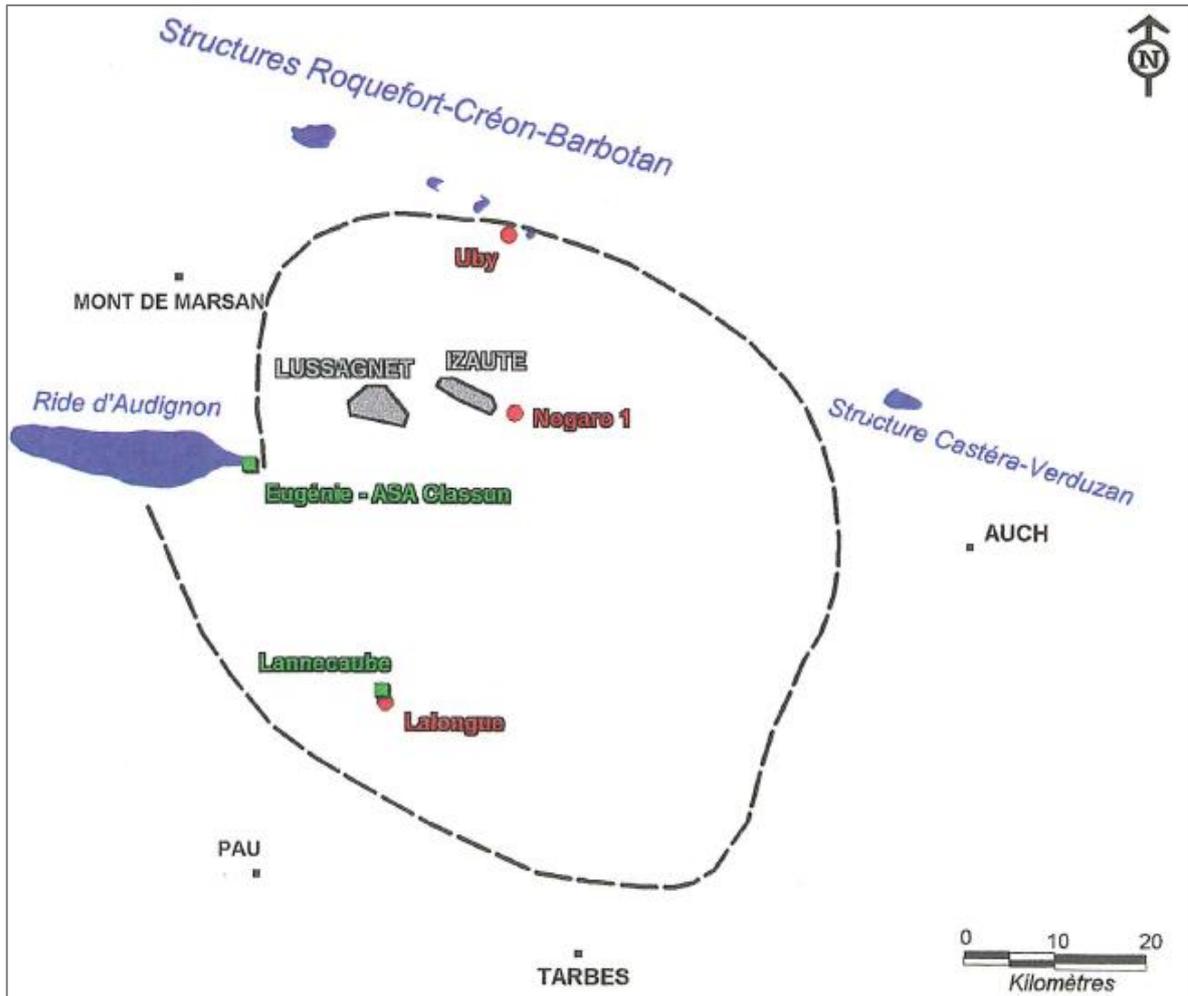


Figure 11 - Localisation des piézomètres utilisés dans la zone d'influence des stockages de gaz pour la mise en œuvre de la méthode des marées terrestres (Labat, 1998)

2.3.3.2. Méthode de la marée océanique : résultats

La méthode de l'onde de marée océanique (se reporter au § 2.2.1 et à l'annexe 2) ne peut être utilisée que si les chroniques piézométriques sont continues et symétriques autour de la moyenne. Pour qu'il en soit ainsi une nouvelle série $H'(t)$ a été créée, donnée par :

$$H'(t) = \bar{Z} + \frac{H(t) - \bar{H}}{TE}$$

Rappelons que TE (Tidal Efficiency) est un coefficient introduit pour tenir compte de l'amortissement de l'amplitude des fluctuations du niveau de la nappe par rapport au cas d'un aquifère en contact direct avec la mer (cf. § 2.2.1 et annexe 1).

Le temps de retard t_{Lag} est calculé à l'aide d'une méthode d'ajustement jusqu'à ce que la somme des carrés ci-dessous devienne minimale :

$$\sum [H'(t) - Z(t - t_{Lag})]^2$$

Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau 4.

LUSSAGNET (puits LUG009)								
Puits	Période	Distance (Km)	TE	t_{Lag} (jours)	S_2/K ($m^{-2}.s$) équation III.13	S_2/K ($m^{-2}.s$) équation III.12	S_s (m^{-1}) ($n=0,25$)	K ($m.s^{-1}$) ($n=0,25$)
Garlin 1	07/01/88 au 01/05/90	28,08	0,448	86	$8,19.10^{-3}$	$2,79.10^{-2}$	$1,97.10^{-6}$	$2,40.10^{-4}$
Pécorade 101	07/01/88 au 01/05/90	17,03	0,206	85	$8,64.10^{-2}$	$7,41.10^{-2}$	$1,37.10^{-6}$	$1,58.10^{-5}$
	25/08/92 au 25/05/94	17,03	0,197	80	$9,12.10^{-2}$	$6,56.10^{-2}$	$1,35.10^{-6}$	$1,48.10^{-5}$
Geaune 3	07/01/88 au 01/05/90	18,88	0,228	81	$6,16.10^{-2}$	$5,47.10^{-2}$	$1,40.10^{-6}$	$2,28.10^{-5}$
Castelnau-Tursan	07/01/88 au 02/05/90	20,4	0,182	87	$6,98.10^{-2}$	$5,41.10^{-2}$	$1,33.10^{-6}$	$1,90.10^{-5}$
	17/09/91 au 12/04/95	20,4	0,178	72	$6,46.10^{-2}$	$3,70.10^{-2}$	$1,35.10^{-6}$	$2,08.10^{-5}$

Tableau III.1 : paramètres hydrodynamiques calculés avec la méthode tidale (point source à Lussagnet)

IZAUTE (puits IZA002)								
Puits	Période	Distance (Km)	TE	t_{Lag} (jours)	S_2/K ($m^{-2}.s$) équation III.13	S_2/K ($m^{-2}.s$) équation III.12	S_s (m^{-1}) ($n=0,25$)	K ($m.s^{-1}$) ($n=0,25$)
Nogaro 1	24/12/88 au 25/04/90	4,76	0,673	13	$6,94.10^{-2}$	$2,22.10^{-2}$	$3,32.10^{-6}$	$4,78.10^{-5}$
	31/07/91 au 09/03/93	4,76	0,677	18	$6,75.10^{-2}$	$4,61.10^{-3}$	$3,35.10^{-6}$	$4,97.10^{-5}$
	28/04/93 au 31/08/94	4,76	0,704	15	$5,44.10^{-2}$	$2,95.10^{-2}$	$3,67.10^{-6}$	$6,74.10^{-5}$
	28/09/94 au 27/03/96	4,76	0,682	20	$6,46.10^{-2}$	$5,25.10^{-2}$	$3,41.10^{-6}$	$5,28.10^{-5}$
Nogaro 2	07/01/88 au 16/03/90	6,19	0,667	19	$4,29.10^{-2}$	$2,80.10^{-2}$	$3,26.10^{-6}$	$7,60.10^{-5}$
	31/07/91 au 09/03/93	6,19	0,563	24	$8,63.10^{-2}$	$4,47.10^{-2}$	$2,48.10^{-6}$	$2,88.10^{-5}$
	21/04/93 au 27/03/96	6,19	0,549	27	$9,40.10^{-2}$	$5,66.10^{-2}$	$2,41.10^{-6}$	$2,56.10^{-5}$
Uby	05/01/88 au 02/05/90	16,71	0,480	30	$1,94.10^{-2}$	$9,59.10^{-3}$	$2,08.10^{-6}$	$1,07.10^{-4}$
	21/05/91 au 27/03/96	16,71	0,467	37	$2,08.10^{-2}$	$1,46.10^{-2}$	$2,03.10^{-6}$	$9,76.10^{-5}$
Taureau	30/01/89 au 27/03/96	17,66	0,142	96	$1,22.10^{-1}$	$8,79.10^{-2}$	$1,26.10^{-6}$	$1,03.10^{-5}$
Geyser 1	05/01/88 au 27/03/96	17,63	0,117	82	$1,49.10^{-1}$	$6,43.10^{-2}$	$1,23.10^{-6}$	$8,23.10^{-6}$
F3	25/10/88 au 27/03/96	17,74	0,105	108	$1,61.10^{-1}$	$1,10.10^{-1}$	$1,21.10^{-6}$	$7,50.10^{-6}$

Tableau III.2 : paramètres hydrodynamiques calculés avec la méthode tidale (point source à Izaute)

Tableau 4 - Paramètres hydrodynamiques calculés par la méthode de la marée océanique (Labat, 1998)

Les valeurs de l'emmagasinement captif sont plutôt homogènes :

- de $1.3 \cdot 10^{-6} m^{-1}$ à $2.10 \cdot 10^{-6} m^{-1}$ pour une source des ondes située à Lussagnet ;
- de $1.2 \cdot 10^{-6} m^{-1}$ à $3.7 \cdot 10^{-6} m^{-1}$ pour une source des ondes située à Izaute.

Les valeurs de perméabilité sont plus variables :

- de $1.5 \cdot 10^{-5} m/s$ à $2.4 \cdot 10^{-5} m/s$ pour une source des ondes située à Lussagnet ;
- de $7.5 \cdot 10^{-6} m/s$ à $8.2 \cdot 10^{-4} m/s$ pour une source des ondes située à Izaute.

Commentaires sur la méthode

La méthode utilisée par Labat (1998) repose sur plusieurs approximations :

- une analogie entre la propagation d'une onde de marée océanique dans un aquifère en contact avec l'océan et la propagation d'une onde de pression provoquée par les injections de gaz et qui exercent une surcharge sur l'aquifère (à la différence de l'onde de marée océanique s.s.) ;

- l'équation de propagation utilisée dans les calculs est unidimensionnelle, alors que les ondes d'injections-soutirages de gaz se propagent plutôt radialement ;
- les deux sources d'émission des ondes, Lussagnet et Izaute, sont traitées séparément.

2.3.3.3. Méthode des ondes de marée terrestre et barométrique : résultats

Le coefficient d'emménagement captif est calculé à l'aide des formules suivantes (cf. étape 5 au § 2.2.3) :

$$\Phi_e = \arctan \left[\frac{dh_w \sin(\Phi_w) + BE \cdot dh_b \sin(\Phi_b)}{dh_w \cos(\Phi_w) + BE \cdot dh_b \cos(\Phi_b)} \right] \quad \text{angle de phase de la marée terrestre}$$

$$S_s = \frac{-0.5W_2 \cos(\Phi_e)}{a \cdot g [dh_w \cos(\Phi_w) + BE \cdot dh_b \cos(\Phi_b)]}$$

Rappelons que :

dh_w est la variation de niveau dans le puits d'observation (en m),

dh_b est la variation de pression atmosphérique (en hauteur d'eau équivalente),

W_2 est le potentiel gravitationnel pour une onde de marée donnée,

Φ_w, Φ_b , sont les angles de phase (en rad.) des oscillations piézométriques et barométriques d'amplitude respective dh_w et dh_b .

• Calcul du potentiel W_2

Le potentiel gravitationnel W_2 a été obtenu à l'aide d'un programme de calcul fourni par l'Institut de Physique du Globe de Paris. Un exemple de variation de W_2 au cours du temps est donné par la figure 12 pour le forage de Lalongue. Les valeurs obtenues pour les autres forages sont quasiment identiques en raison de leur relative proximité.

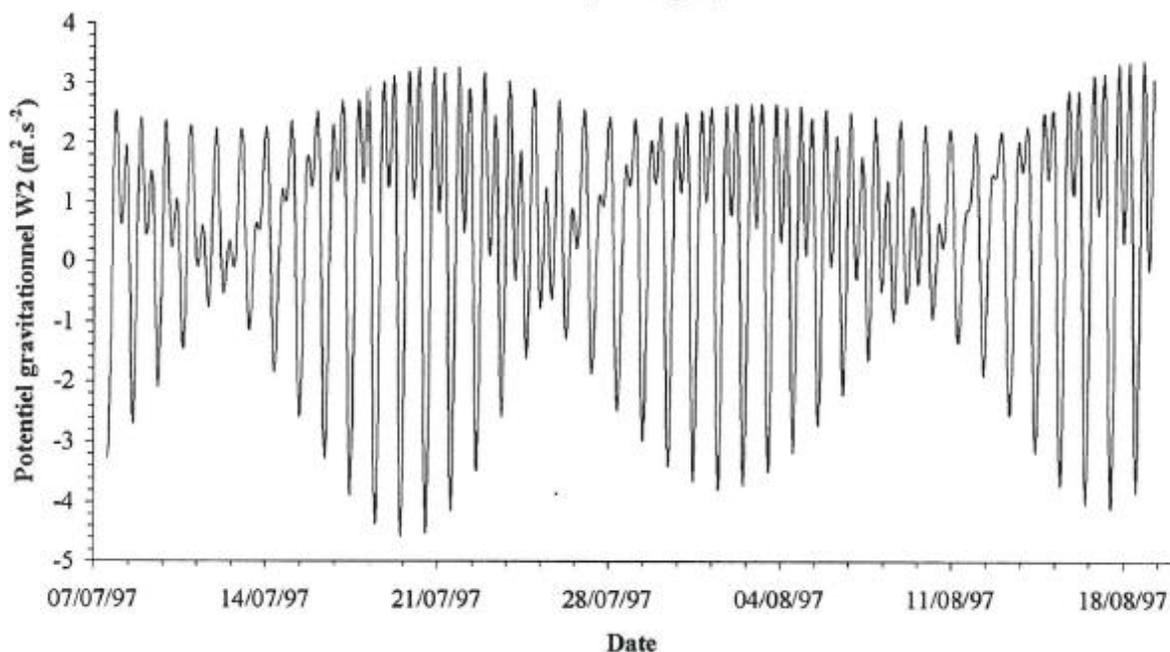


Figure 12 - Potentiel gravitationnel théorique au forage de Lalongue (Labat, 1998)

• Calcul des amplitudes dh et des angles de phase Φ

Pour chaque onde de marée (O1, P1K1S1, N2, M2 et S2), les amplitudes dh_w et dh_b , et les phases Φ_w et Φ_b ont été calculées par une analyse de Fourier. Les valeurs obtenues sont rassemblées dans le tableau 5.

PIEZOMETRIE										
Forages	Onde O1		Ondes P1K1S1		Onde N2		Onde M2		Onde S2	
	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase
Eugénie	0,012	0,143	0,080	1,551	0,012	-1,581	0,013	-2,310	0,005	-3,056
Lannecaube	0,004	2,871	0,012	1,999	0,011	0,629	0,004	0,752	0,019	2,433
Lalongue	0,045	1,610	0,038	1,650	0,012	2,252	0,010	1,944	0,005	1,059
Nogaro 1	0,045	1,690	0,147	1,649	0,012	1,829	0,017	1,860	0,019	1,814
Uby	0,019	1,669	0,033	1,682	0,006	-1,139	0,007	-1,906	0,005	1,830

Amplitude (en m d'eau)
Phase (en rad.)

PRESSION ATMOSPHERIQUE										
Station météo	Onde O1		Ondes P1K1S1		Onde N2		Onde M2		Onde S2	
	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase
Mont-de-Marsan	0,006	-1,475	0,026	1,021	0,002	0,970	0,003	2,349	0,007	-0,858
Pau	0,003	-1,202	0,032	1,224	0,003	0,783	0,003	2,070	0,007	-0,853

Amplitude (en m d'eau)
Phase (en rad.)

POTENTIEL GRAVITATIONNEL W2					
Forages	Onde O1	Ondes P1K1S1	Onde N2	Onde M2	Onde S2
Eugénie	4,878	8,696	1,210	3,355	1,167
Lannecaube	4,872	8,695	1,219	3,378	1,175
Lalongue	4,871	8,695	1,220	3,380	1,176
Nogaro 1	4,876	8,696	1,208	3,348	1,167
Uby	4,573	8,625	1,125	3,200	1,237

W2 (en m².s⁻²)

Tableau 5 - Amplitude et phase des principales ondes de marée détectées dans les chroniques piézométriques et barométriques (Labat, 1998)

• Calcul de l'efficacité barométrique BE

Pour obtenir l'efficacité barométrique, 3 calculs ont été faits :

- en supposant une relation linéaire entre le niveau piézométrique H et la pression atmosphérique P_a (exprimée en hauteur) : $H = -BE_L \cdot P_a / \rho g$

- en supposant une relation linéaire entre les variations de H et de P_a : $dH = -BE_s \cdot d(P_a / \rho g)$

- par la méthode de Clark : $BE_c = \frac{\sum \Delta H}{\sum P_a / \rho g}$

Les résultats sont donnés dans le tableau 6.

Forages	BE_L	BE_s	BE_c
Eugénie	0,767 ± 0,047	0,567 ± 0,010	0,724 ± 0,100
Lannecaube	0,651 ± 0,010	0,553 ± 0,006	0,496 ± 0,090
Lalongue	0,364 ± 0,019	0,188 ± 0,003	0,168 ± 0,028
Nogaro 1		0,892 ± 0,023	0,768 ± 0,156
Uby	0,279 ± 0,188	0,660 ± 0,020	0,669 ± 0,093

Tableau 6 - Valeurs de l'efficacité barométrique (Labat, 1998)

Avec les valeurs des tableaux 5 et 6, l'emménagement spécifique a été calculé en utilisant chacune des ondes de marée (tableau 7).

Forages	EMMAGASINEMENT SPECIFIQUE S_s						Moyenne
	Onde O1	Ondes P1K1S1	Onde N2	Onde M2	Onde S2	équation III.47	
Eugénie	$4,44.10^{-6}$	$7,32.10^{-7}$	$8,33.10^{-7}$	$2,00.10^{-6}$	$2,29.10^{-6}$	$1,91.10^{-6}$	$2,03.10^{-6}$
Lannecaube	$1,20.10^{-5}$	$2,30.10^{-6}$	$8,61.10^{-7}$	$4,37.10^{-6}$	$6,09.10^{-7}$	$1,96.10^{-6}$	$3,68.10^{-6}$
Lalongue	$8,58.10^{-7}$	$1,56.10^{-6}$	$7,97.10^{-7}$	$2,40.10^{-6}$	$2,56.10^{-6}$	$5,76.10^{-6}$	$2,33.10^{-6}$
Nogaro 1	$9,53.10^{-7}$	$4,05.10^{-7}$	$9,09.10^{-7}$	$1,38.10^{-6}$	$6,90.10^{-7}$	$1,22.10^{-6}$	$9,26.10^{-7}$
Uby	$2,32.10^{-6}$	$1,36.10^{-6}$	$1,82.10^{-6}$	$4,18.10^{-6}$	$4,65.10^{-5}$	$1,64.10^{-6}$	$1,11.10^{-6}$

Tableau 7 - Valeurs de l'emménagement spécifique (en m^{-1})

L'équation III.47 mentionnée dans le tableau est celle donnant le coefficient d'emménagement spécifique S_s et fonction du coefficient BE (*Barometric Efficiency*) :

$$S_s = \frac{\rho \cdot g \cdot \Phi \cdot \beta_e}{BE}, \quad \Phi \text{ étant la porosité et } \beta_e \text{ la compressibilité de l'eau (cf. § 2.2.2. et annexe 1.)}$$

2.3.4. Conclusion

Coefficient d'emménagement spécifique

- Méthode des marées terrestres

Dans les Sables infra-molassiques, les moyennes calculées par Labat (1998) diffèrent peu les unes des autres, allant de $9.3 \cdot 10^{-7} m^{-1}$ à $3.7 \cdot 10^{-6} m^{-1}$, soit un écart d'un facteur 4.

Au forage de Betbezer (captant le Crétacé supérieur), Marsaud (1991) obtient une valeur de $4.3 \cdot 10^{-7} m^{-1}$ pour le coefficient d'emménagement spécifique et au piézomètre des Landes de Siougos (Paléocène), Mercadier (1993) obtient une valeur de $8.3 \cdot 10^{-7} m^{-1}$. Benkaddour (1988) obtient quant à lui une valeur de $5 \cdot 10^{-7} m^{-1}$ au forage de Muret 104.

- Méthode de la marée océanique

Les valeurs obtenues par Labat pour les Sables infra-molassiques sont proches de celles qu'il a calculées avec la méthode des marées terrestres : 1.2 à $3.7 \cdot 10^{-6} m^{-1}$.

Perméabilité

La méthode de la marée océanique utilisée par Labat (1998) fournit des valeurs de perméabilité variables :

- de $1.5 \cdot 10^{-5} m/s$ à $2.4 \cdot 10^{-5} m/s$ pour une source des ondes située à Lussagnet ;
- de $7.5 \cdot 10^{-6} m/s$ à $8.2 \cdot 10^{-4} m/s$ pour une source des ondes située à Izaute.

3. Débits d'eau équivalents et méthode de Theis

3.1. PRINCIPE

L'essai de détermination des paramètres hydrodynamiques (transmissivité et coefficient d'emménagement) que l'on présente ici repose sur :

- 1) la conversion des volumes de gaz injectés et soutirés en volumes d'eau équivalents (cf. Seguin, 2003) ;
- 2) le principe de superposition dans le temps et l'espace appliqué à la formule de Theis (que l'on appellera par la suite méthode de Theis généralisée) ;
- 3) la recherche de la meilleure concordance entre les résultats de la solution analytique et les chroniques de niveaux mesurés en quelques points de suivi de la nappe des Sables infra-molassiques.

Par rapport à la méthode de la marée océanique utilisée par Labat (1998), la méthode de Theis généralisée présente plusieurs avantages :

- elle ne présuppose pas la forme a priori des ondes de pression-dépression (i.e. sinusoïdale),
- la propagation des ondes est radiale et non unidirectionnelle (comme dans la solution utilisée pour simuler la propagation de l'onde sinusoïdale),
- elle traite simultanément les deux sites d'injection,
- elle ne fait appel qu'aux paramètres hydrodynamiques à déterminer (transmissivité T et coefficient d'emménagement S), alors que la méthode de la marée océanique introduit un coefficient de "sensibilité à la marée" (*Tidal Efficiency* TE) qu'il s'agit de déterminer dans un premier temps avant de calculer T et S.

3.1.1. Utilisation de volumes d'eau équivalents

Le passage à des volumes d'eau équivalents a été effectué en utilisant la formule suivante (Seguin, 2003) :

$$V_{\text{equiv}} = Z_f \cdot V_{\text{inj}} \frac{P_{\text{réf}}}{P_{\text{inj}}} \frac{T_{\text{sto}}}{T_{\text{réf}}}$$

V_{inj} est le volume de gaz injecté

P_{inj} est la pression d'injection

$P_{\text{réf}}$ est la pression de référence (1 bar)

T_{sto} est la température des stockages (40° C, soit 313 ° K))

$T_{\text{réf}}$ est la température de référence (0° C, soit 273° K)

Z_f , facteur de compressibilité, tient compte du caractère "non parfait" du gaz injecté ($Z=1$ pour un gaz parfait). C'est une fonction polynomiale de la pression P :

$$Z_f = \alpha P^3 + \beta P^2 + \gamma P + \delta$$

$\alpha, \beta, \gamma, \delta$ sont des coefficients (valeurs fournies en 2003 par GDF)

La température des stockages T_{sto} a été prise égale à 40°C.

3.1.2. Utilisation du principe de superposition

S'agissant d'une nappe captive et de volumes d'eau injectés ou soutirés, la formule de Theis peut être utilisée, bien que les conditions d'application ne soient pas tout à fait respectées, en particulier :

- milieu supposé infini, homogène et isotrope,
- substratum horizontal,
- nappe non réalimentée,
- puits parfait, traversant entièrement la nappe.

Pour un milieu de transmissivité T et de coefficient d'emmagasinement S et pour un pompage à débit Q constant, la formule de Theis donne le rabattement $s(r,t)$ à une distance r du puits en fonction du temps t :

$$s(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \text{ avec } u = \frac{r^2 S}{4 T t} \text{ et } W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du$$

Le principe de superposition est appliqué à la fois dans le temps (cycles d'injections et de soutirages) et dans l'espace (deux sites : Lussagnet et Izaute).

Superposition dans le temps

Pour un système physique caractérisé par une entrée variable dans le temps $e(x,t)$, et une sortie $S(t)$ qui représentent la réponse du système aux sollicitations $e(t)$ et pour un fonctionnement linéaire, on peut écrire l'intégrale suivante reliant la sortie à l'entrée (intégrale de convolution) :

$$S(x,t) = \int_0^t e(x,\tau) \frac{\partial G(x,t-\tau)}{\partial t} d\tau$$

$\frac{\partial G(x)}{\partial t}$ représente la réponse du système à une sollicitation unité instantanée : $e(t).\Delta t = 1$ avec $\Delta t \rightarrow 0$. C'est la réponse impulsionnelle du système.

S'il est possible de découper la courbe d'évolution de l'entrée $e(t)$ en périodes pendant lesquelles e reste à peu près constante, on montre que l'intégrale de convolution ci-dessus peut se mettre sous la forme discrétisée suivante (théorème de Duhamel) :

$$S(t) = e_1 \cdot G(x,t) + (e_2 - e_1) \cdot G(x,t - t_1) + (e_3 - e_2) \cdot G(x,t - t_2) + \dots + (e_n - e_{n-1}) \cdot G(x,t - t_{n-1})$$

$$S(t) = e_f \cdot G(x,t) - G(x,t - t_f)$$

C'est cette formulation qui a été utilisée ici pour obtenir T et S .

Par exemple, la courbe de remontée des niveaux après un pompage de durée t_p sera donnée, en utilisant la formule de Theis, par :

$$s(t) = \frac{Q}{4\pi T} [W(u) - W(u_1)] \quad \text{pour } t > t_p \text{ avec } u = \frac{r^2 S}{4 T t} \quad u_1 = \frac{r^2 S}{4 T (t - t_p)}$$

Superposition dans l'espace

Le principe d'additivité des effets de plusieurs puits de pompages/injections s'applique aussi (la nappe étant captive, les équations des écoulements sont linéaires).

Soit par exemple n puits exploitant une nappe captive. Le prélèvement d'un débit Q_i au point P_i se traduira au point d'observation M_j par un rabattement :

$$s_j = a_{ij} \cdot Q_i$$

et pour un ensemble de prélèvements en n points P_i ($i = 1, \dots, n$), le rabattement au point M_j sera la somme des rabattements induits en ce point par chacun des n pompages :

$$s_j = \sum_{i=1}^n a_{ij} \cdot Q_i$$

Le coefficient a_{ij} représente l'influence au point M_j d'un pompage de débit unitaire effectué au point P_i (coefficient d'influence). Avec la formule de Theis, on a :

$$a_{ij} = \frac{1}{4\pi T} W\left(\frac{r_{ij}^2 \cdot S}{4Tt}\right)$$

r_{ij} est la distance du puits P_i au point M_j .

3.1.3. Mise en œuvre de la méthode

La solution analytique a été programmée en langage R et utilisée via le logiciel R. Ce programme et les fonctions associées sont consultables en annexe 5.

Le programme de calcul comprend 4 modules contenus dans les 4 fichiers suivants :

- Theismul.R : c'est le programme principal ;
- Fonction_Theis.R : cette fonction calcule la solution de Theis (l'intégrale $W(u)$) ;
- Fonction_Compare.R : ce module permet de comparer les niveaux, calculés par la solution analytique, aux niveaux mesurés au point d'observation considéré. Pour faciliter la comparaison, on soustrait une pente (éventuellement deux) aux chroniques des niveaux mesurés (qui présentent toutes une tendance à la baisse) ;
- Fonction_Dialogues.R : il s'agit du module permettant l'affichage de boîtes de dialogue.

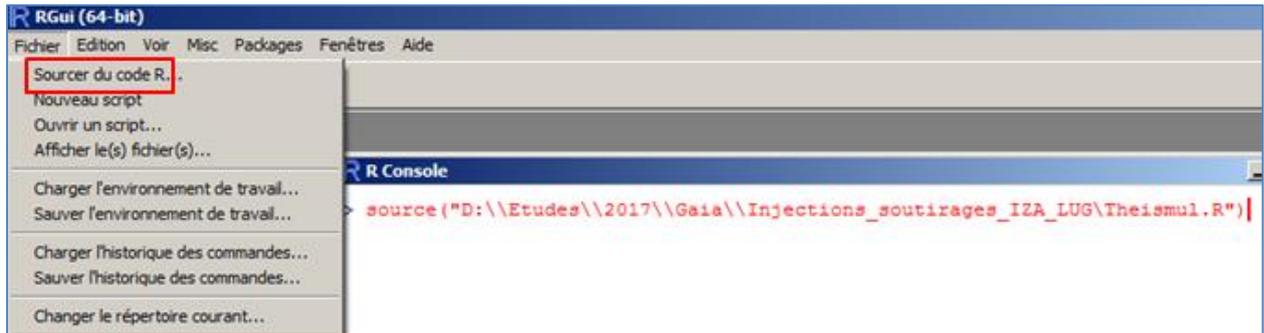
Pour être utilisés, ces 4 modules peuvent être copiés dans 4 fichiers texte de nom Theismul.R, Theis.R, Compare.R et Dialogues.R.

En annexe 5, on trouvera aussi un exemple de fichier paramètres et de fichiers de données (débits d'eau équivalents et chroniques piézométriques).

En plus des bibliothèques installées par défaut lors du téléchargement de R, il faut télécharger les 2 bibliothèques suivantes :

- library(zoo), pour la gestion des dates,
- library(tcltk2), pour les dialogues.

Pour utiliser le programme, il suffit d'appeler le module principal Theismul dans l'interface graphique de R, en cliquant sur "Source du code R", comme indiqué ci-dessous :



Le logiciel R est téléchargeable à partir du site web <https://cran.r-project.org/>.

3.2. DONNÉES UTILISÉES

3.2.1. Volumes de gaz

Les volumes de gaz injectés/soutirés utilisés couvrent les périodes :

- de juillet 1980 à janvier 2014 pour Izaute,
- d'avril 1976 à janvier 2014 pour Lussagnet.

Les volumes d'eau équivalents (exprimés en m³/jour) stockés ou déstockés sur ces périodes sont représentés sur le graphique de la figure 13.

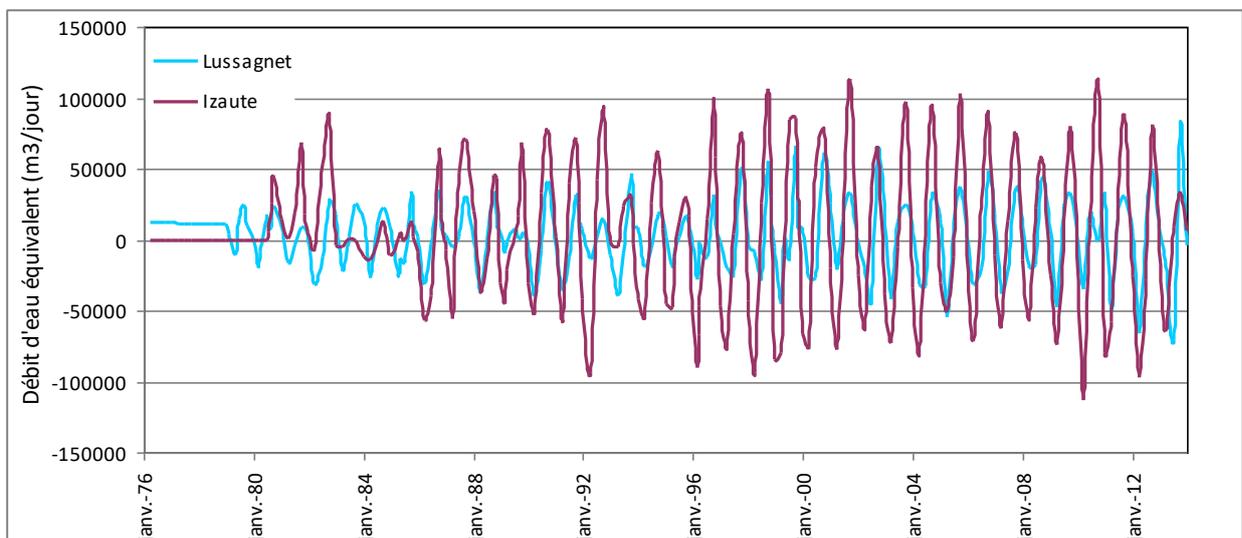


Figure 13 - Injections et soutirages de gaz à Lussagnet et Izaute en débits d'eau équivalents

A Izaute, le maximum injecté est de 113 110 m³/j et le maximum soutiré de 113 045 m³/j.

A Lussagnet, le maximum injecté est de 81 750 m³/j et le maximum soutiré de 70 820 m³/j.

Sur les périodes considérées, l'injection est de peu supérieure au soutirage, les pentes calculées par régression linéaire étant légèrement négatives (figure 14).

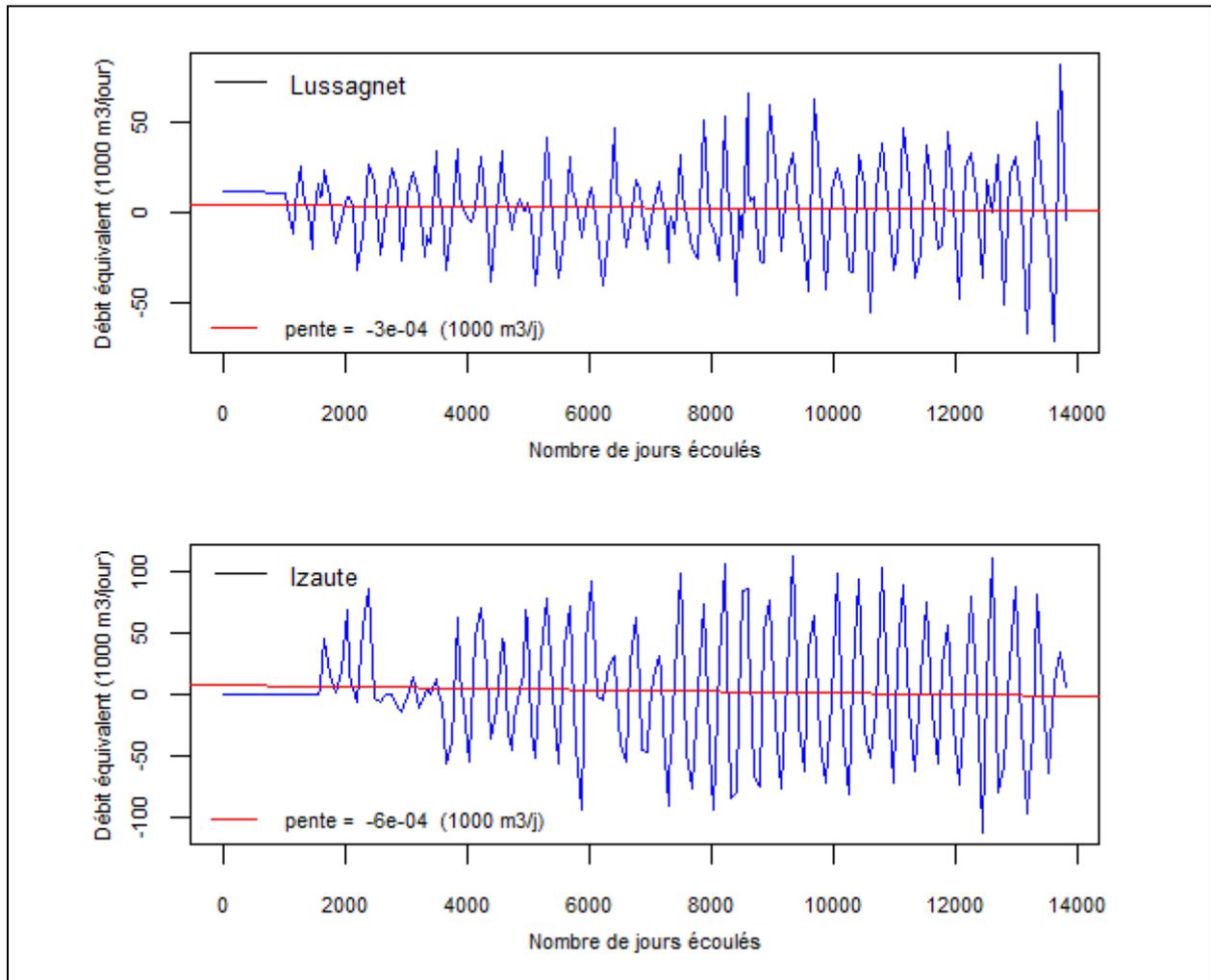


Figure 14 - Stabilité des injections-soutirages de gaz à Lussagnet et Izaute

3.2.2. Chroniques piézométriques et injections de gaz

Les chroniques de mesures des niveaux utilisées pour les comparaisons avec les résultats de la solution analytique sont celles enregistrées aux 7 points d'observation suivants : Castelnau-Tursan (09784X0010/F3), Pécorade 101 (09788X0014/PCE101), Burousse-Mendousse (10052X0006/F1), Lalongue (10052X0037/F), Demu (09536X0008/F), Nogaro 1 (09528X0002/F), Uby (09268X0055/F).

Le positionnement relatif de ces points est précisé par la figure 15 (où ils sont soulignés en rouge).

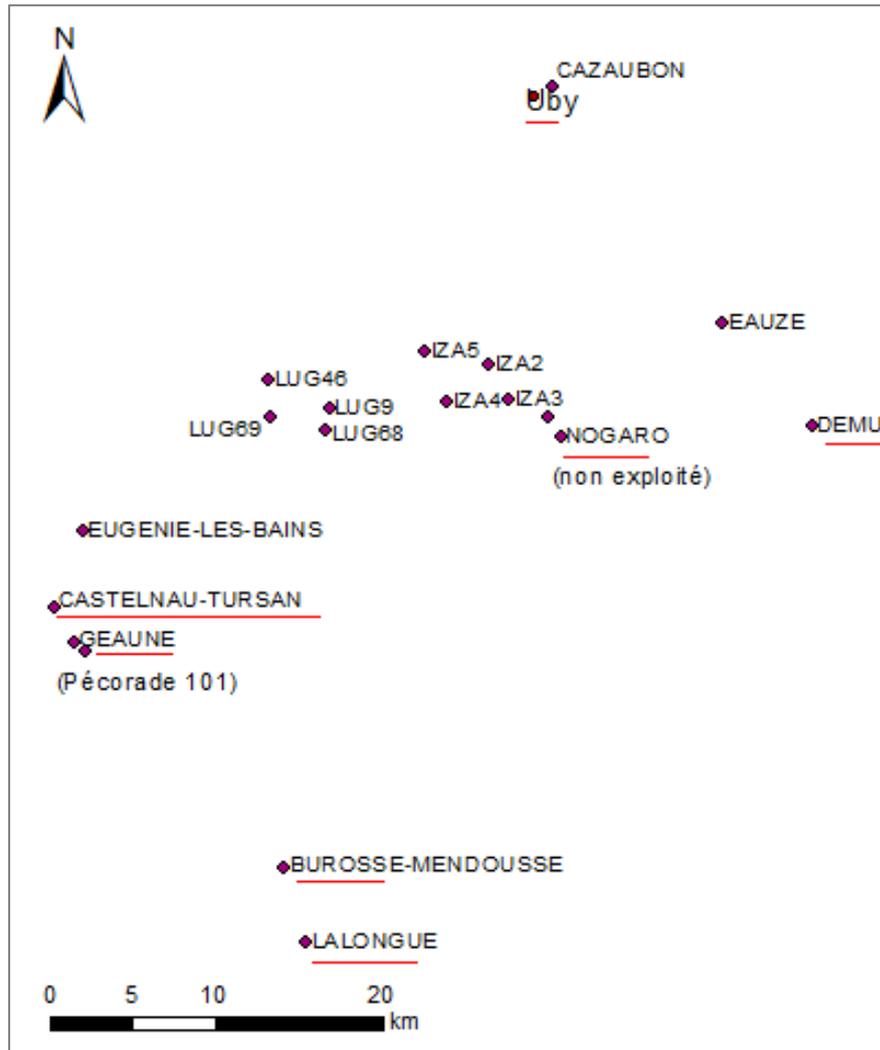


Figure 15 - Localisation des points de mesures utilisés pour les comparaisons avec la solution analytique

La superposition aux niveaux mesurés des chroniques de gaz injectés/soutirés permet d'estimer un temps de propagation des ondes d'injection. Cette superposition a été faite avec les données d'Izaute (en débits d'eau équivalents) et sur des fenêtres temporelles réduites pour plus de lisibilité (figures 16, 17 et 18).

Le tableau 8, qui suit ces figures, rassemble les temps de propagation pour les 7 points d'observation ainsi que les amplitudes de fluctuation des niveaux.

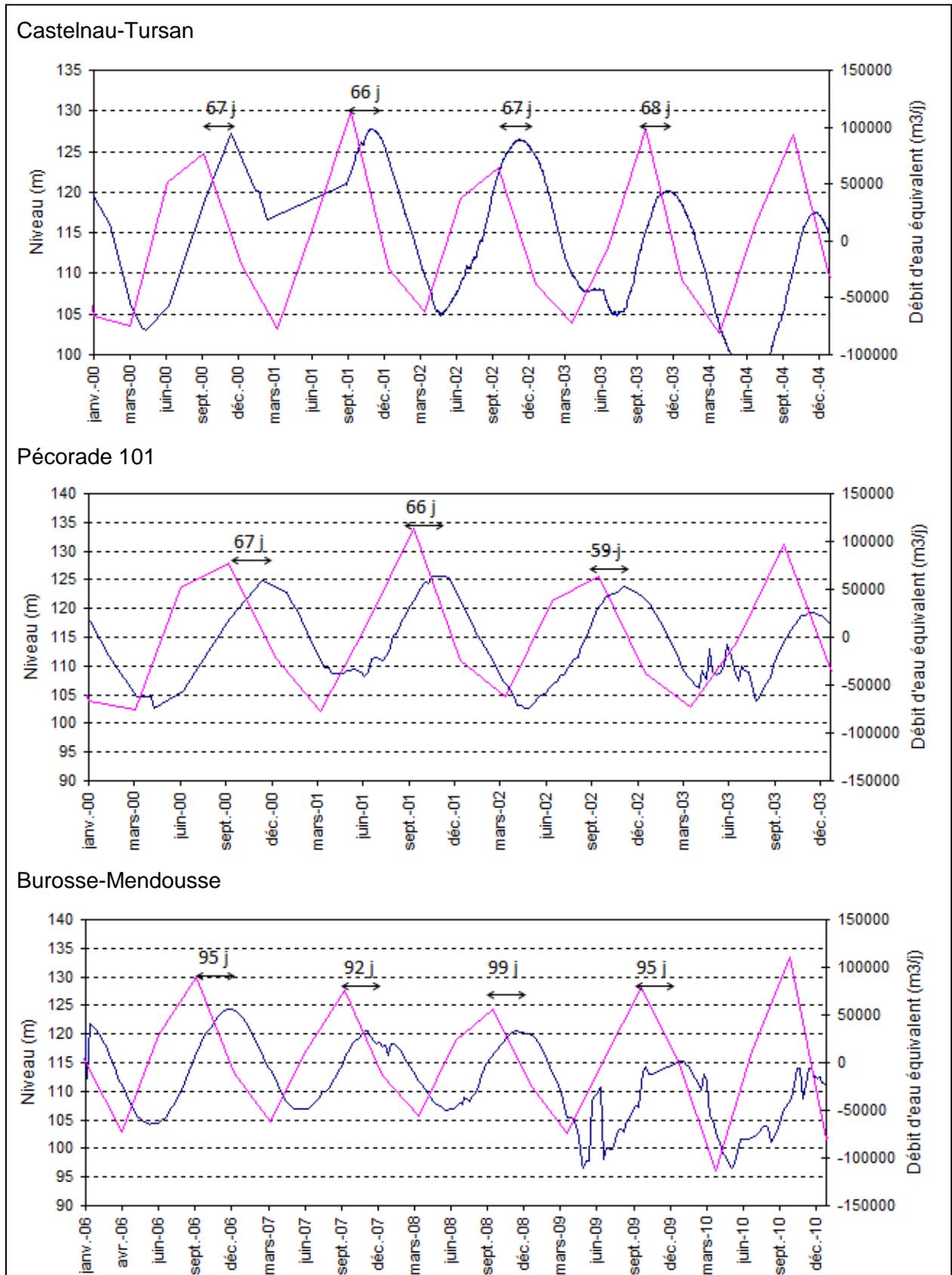


Figure 16 - Temps de propagation des ondes d'injection de gaz à Castelnau-Tursan, Pécorade 101, Burosse-Mendousse (en mauve les chroniques d'injection, en bleu les niveaux)

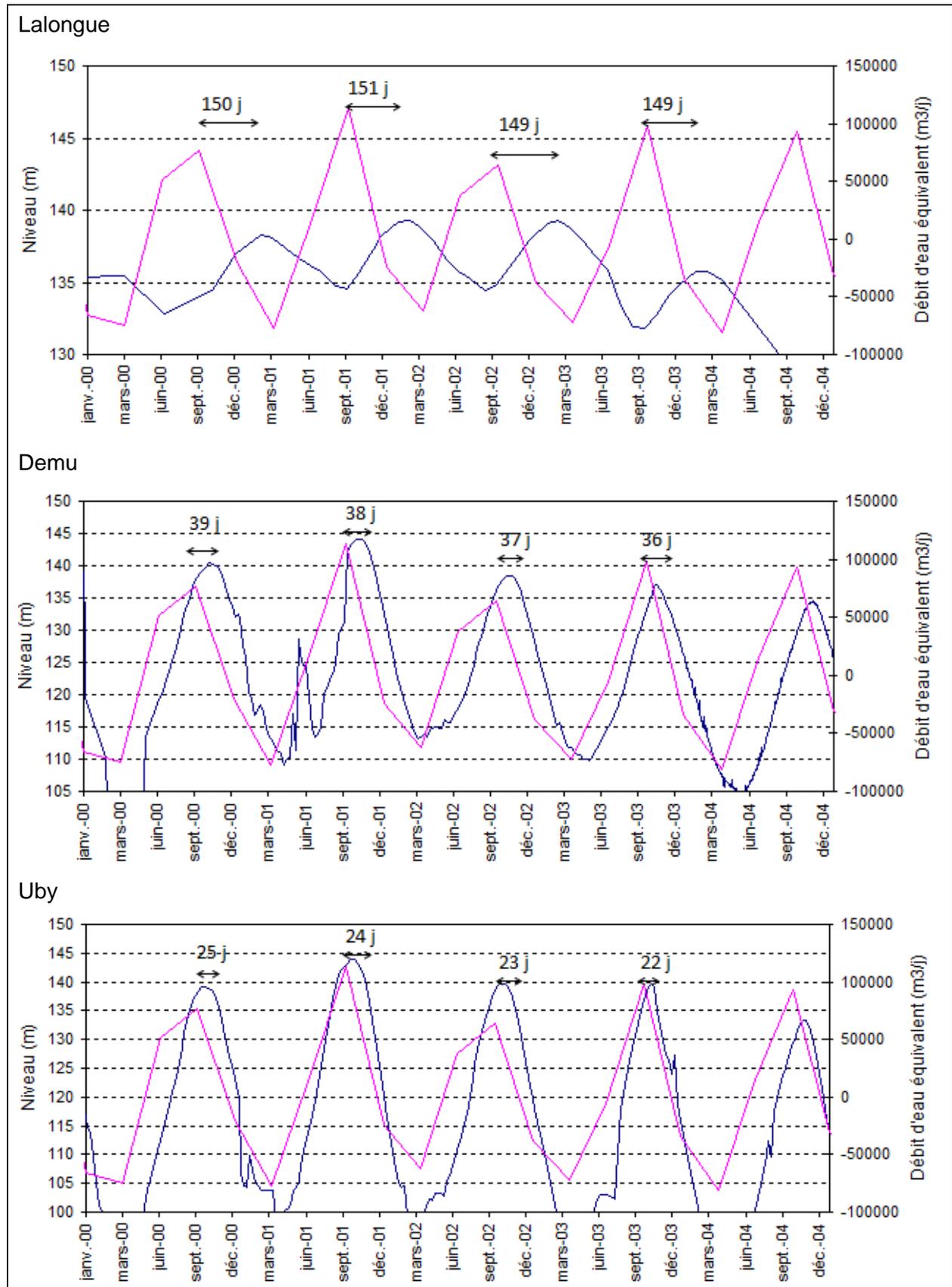


Figure 17 - Temps de propagation des ondes d'injection de gaz à Lalongue, Demu et Uby (en mauve les chroniques d'injection, en bleu les niveaux)

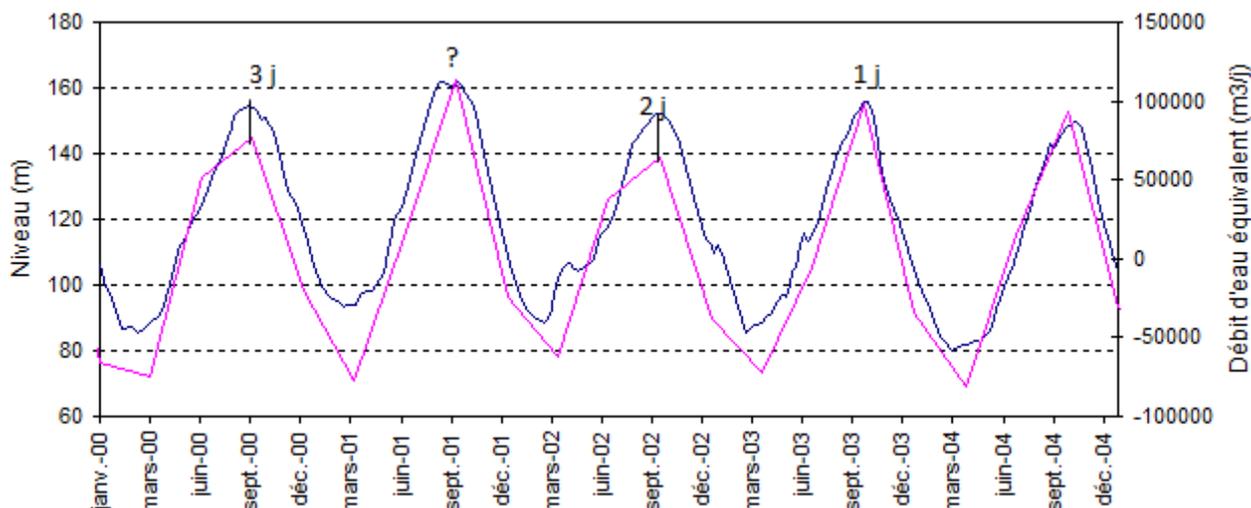


Figure 18 - Temps de propagation des ondes d'injection de gaz au forage de Nogaro 1 (en mauve les chroniques d'injection, en bleu les niveaux)

Point d'observation	Distance à Izaute (km)	Distance à Lussagnet (km)	Amplitude des fluctuations (m)	Temps de propagation d'une onde d'injection (jour)
Castelnau-Tursan (Irrigation)	28.5	19.0	15 à 20 m 25 m maxi	66-68 (≈ 2 mois et 1 semaine)
Pécorade 101 (eau industrielle)	28.4	19.6	15 à 20 m 23 m maxi	66-67 (≈ 2 mois et 1 semaine)
Burosse (AEP)	31.7	27.8	10 à 15 m 18 m maxi	92-95 (≈ 3 mois)
Lalongue (AEP)	35.5	32.4	4 à 5 m 6 m maxi	149-151 (≈ 5 mois)
Demu (AEP)	20900	30900	25 à 30 m 40 m maxi	36-39 (≈ 1 mois et 1 semaine)
Uby (Piézomètre)	17900	23900	30 à 40 m 50 m maxi	22-25 jours
Nogaro (non exploité)	5600	15000	50 à 70 m 80 m maxi	1 à 3 jours

Tableau 8 - Temps de propagation estimés d'une onde d'injection aux 7 points d'observation retenus et amplitudes de fluctuations des niveaux

Les distances mentionnées dans le tableau sont une moyenne des distances de chaque forage d'injection (Iza2, Iza3, Iza4, Iza5, Lug9, Lug46, Lug68, Lug69) aux différents points d'observation.

Les temps de propagation estimés le sont à partir de mesures de niveaux qui ne sont pas toujours faites quotidiennement. Ils sont donc estimés à quelques jours près, sauf pour le forage de Nogaro 1. Celui-ci est atteint très rapidement par les ondes d'injection, 1 à 3 jours d'après les

données disponibles, qui ne permettent pas d'avoir une bonne précision, comme le montre la figure 18 : en 2001 et 2003, la montée des niveaux précède l'onde d'injection.

Comme on peut le constater en confrontant distance et temps de propagation, la vitesse de propagation diminue en fonction de la distance : ainsi, vers le sud, Castelnau-Tursan et Pécorade 101 sont atteints en un peu plus de 2 mois pour une distance de 28 km (à partir d'Izaute), et Lalongue en 5 mois pour une distance supplémentaire de 7 km (35 km d'Izaute). Le rôle de la faille de Garlin pourrait être évoquée comme un facteur explicatif du ralentissement de la propagation du signal de pression. Une autre hypothèse, le cas échéant complémentaire, consisterait à envisager l'existence d'un changement des propriétés du milieu traversé par l'onde de pression (diminution de sa diffusivité).

3.3. VALIDATION

3.3.1. Configurations modélisées

Le programme de calcul écrit en langage R a été validé en utilisant le logiciel MARTHE du BRGM. On présente ici 2 exemples de validation (les cycles d'injections-soutirages de gaz sont simulés en débits d'eau équivalents).

Les configurations traitées sont précisées par la figure 19.

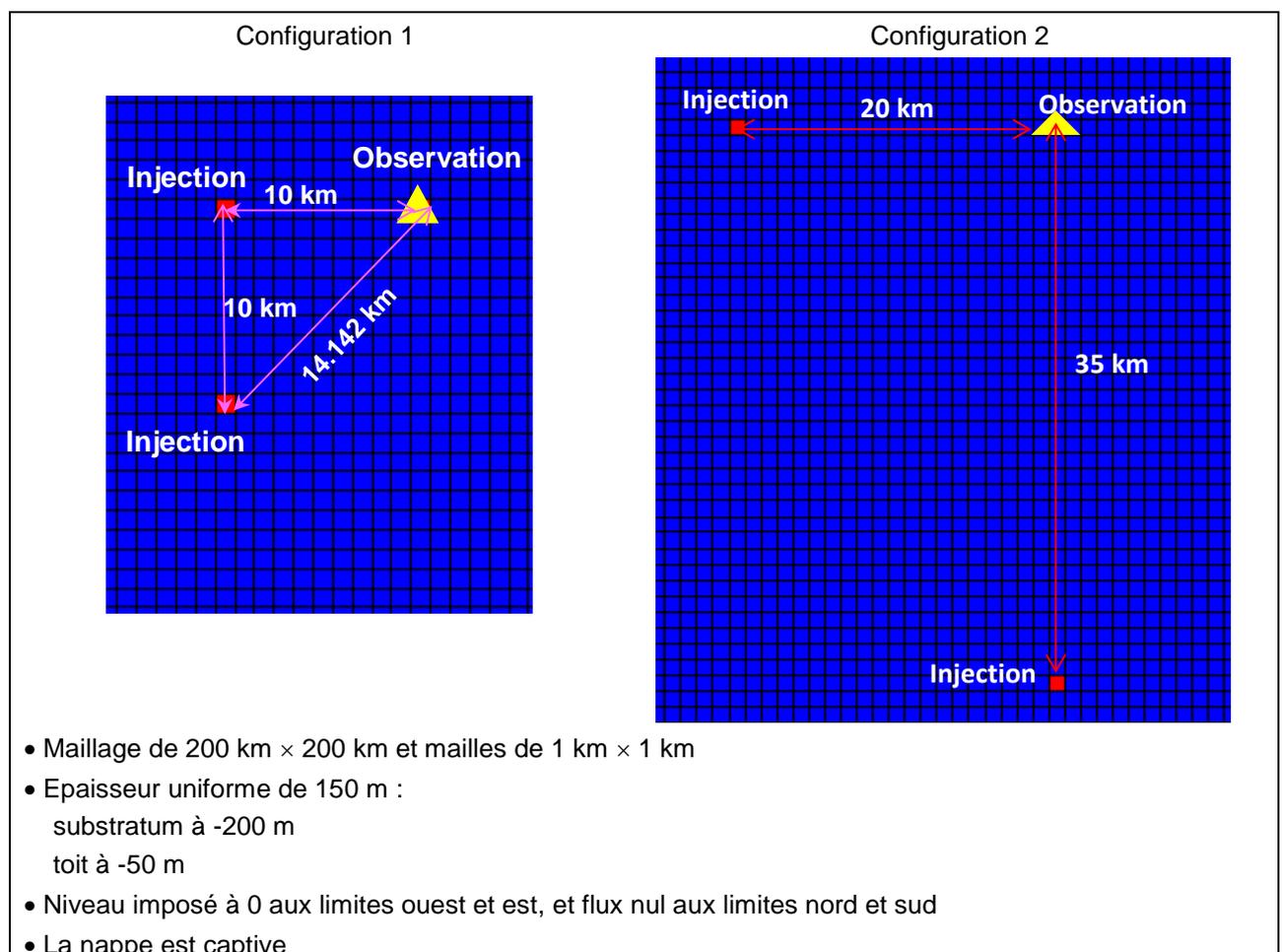


Figure 19 - Configurations modélisées avec le logiciel Marthe pour valider la solution analytique

Les paramètres hydrodynamiques utilisés sont rassemblés dans le tableau 9.

<u>Configuration 1</u>	<u>Configuration 2</u>
<i>Premier exemple</i>	<i>Premier exemple ok</i>
Emmagasinement : $S= 1.5 \cdot 10^{-4}$	Emmagasinement : $S=1.5 \cdot 10^{-4}$
(emmagasinement spécifique de 10^{-6} m^{-1})	(emmagasinement spécifique de 10^{-6} m^{-1})
Perméabilité : $K=10^{-4} \text{ m/s}$	Perméabilité : $K=10^{-4} \text{ m/s}$
(transmissivité : $T= 1.5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$)	(transmissivité : $T=1.5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$)
Diffusivité $T/S= 100 \text{ m}^2/\text{s}$	Diffusivité $T/S= 100 \text{ m}^2/\text{s}$
<i>Deuxième exemple</i>	<i>Deuxième exemple</i>
Emmagasinement : $S=1.5 \cdot 10^{-4}$	Emmagasinement : $S=10^{-3}$
(emmagasinement spécifique de 10^{-6} m^{-1})	(emmagasinement spécifique de $6.6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$)
Perméabilité : $K=2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$	Perméabilité : $K=10^{-3} \text{ m/s}$
(transmissivité : $T=0.3 \text{ m}^2/\text{s}$)	(transmissivité : $T=0.15 \text{ m}^2/\text{s}$)
Diffusivité $T/S= 2 \text{ 000 m}^2/\text{s}$	Diffusivité $T/S= 150 \text{ m}^2/\text{s}$

Tableau 9 - Paramètres hydrodynamiques utilisés pour la validation de la solution analytique.

Dans le deuxième exemple de la configuration 1, contrasté par rapport au premier, la diffusivité est multipliée par 20.

3.3.2. Résultats des simulations

Les résultats sont présentés par les figures 20 à 23 ci-après, sous la forme de comparaisons graphiques des chroniques de niveaux calculés par MARTHE et par la solution analytique.

On note une très bonne concordance des deux solutions en phase et amplitude, avec néanmoins un léger écart au niveau des pics, les pics simulés par MARTHE étant légèrement inférieurs à ceux calculés par la solution analytique. Cet écart provient probablement d'une discrétisation spatiale insuffisamment fine, le pas de discrétisation étant de 1 km.

Exemple 1 de la configuration 1 : $S=1.5 \cdot 10^{-4}$ et $T=1.5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

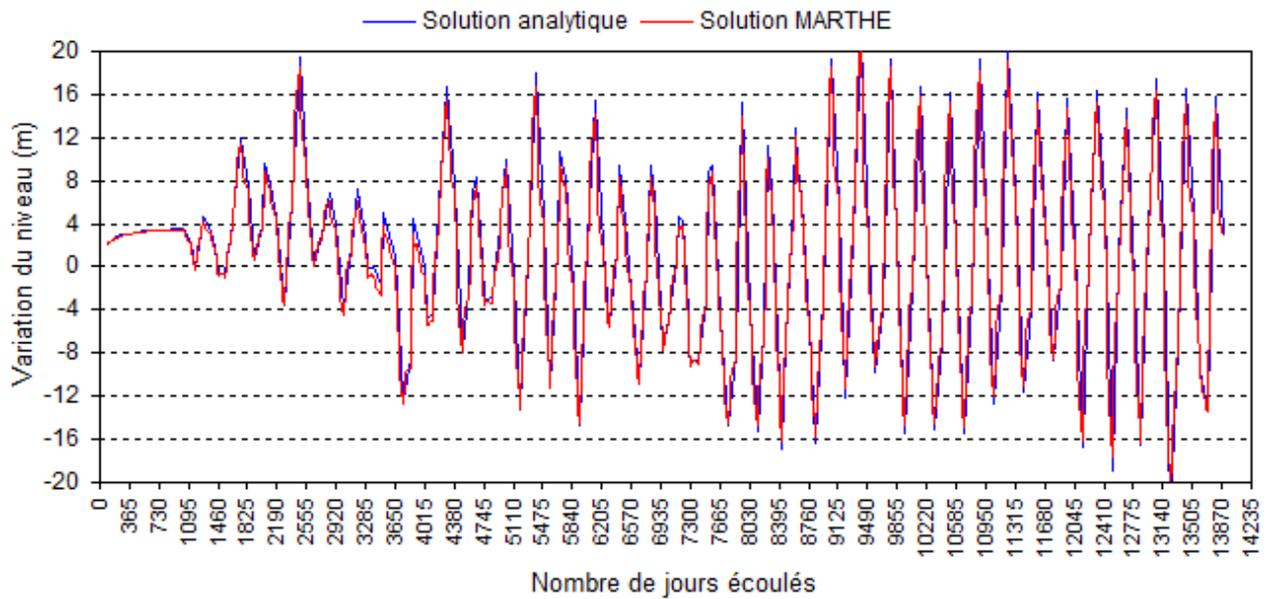


Figure 20 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 1, exemple 1

Exemple 2 de la configuration 1 : $S=1.5 \cdot 10^{-4}$ et $T=0.3 \text{ m}^2/\text{s}$

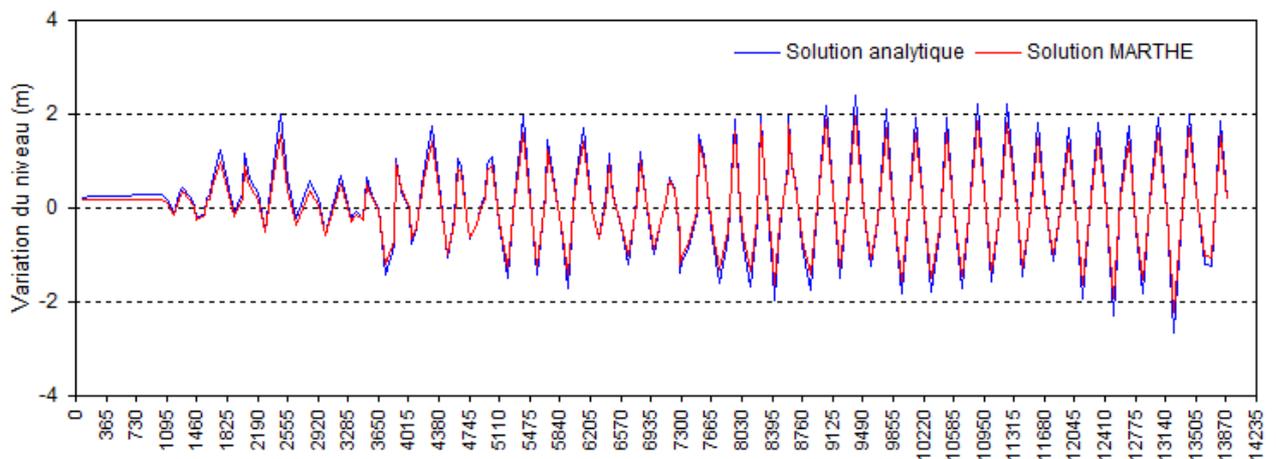


Figure 21 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 1, exemple 2

Exemple 1 de la configuration 2 : $S=1.5 \cdot 10^{-4}$ et $T=1.5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

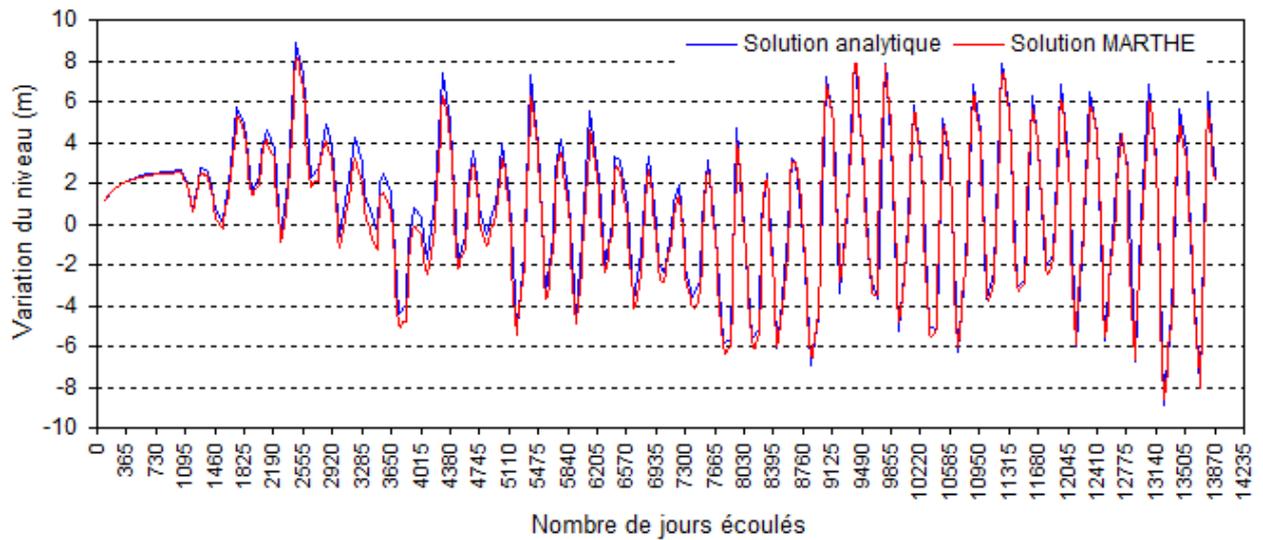


Figure 22 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 2, exemple 1

Exemple 2 de la configuration 2 : $S=10^{-3}$ et $T=0.15 \text{ m}^2/\text{s}$

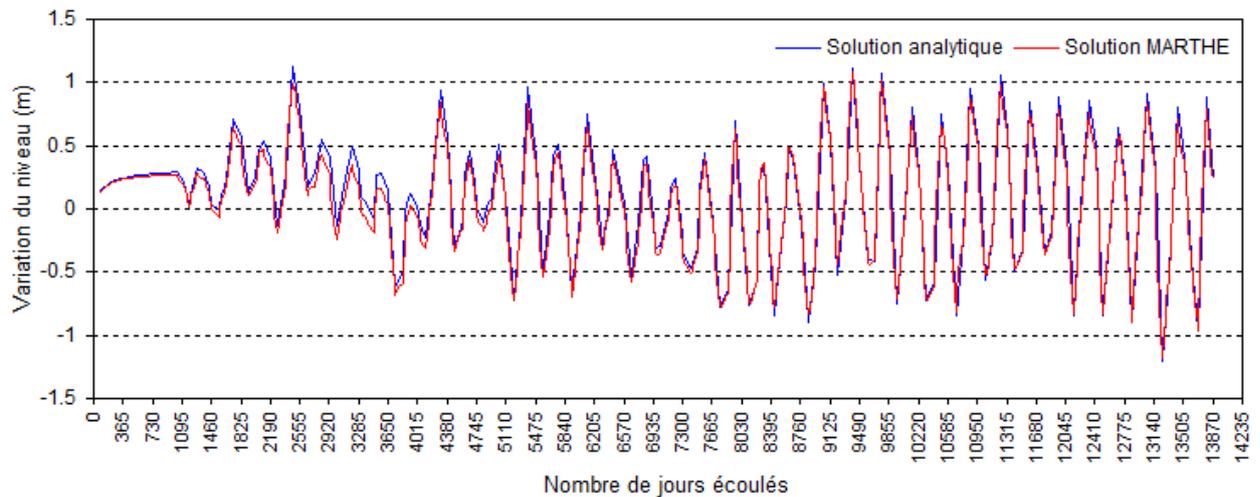


Figure 23 - Comparaison solution analytique/solution Marthe : configuration 2, exemple 2

3.4. COMPARAISON DES RÉSULTATS DE LA SOLUTION ANALYTIQUE AVEC LES CHRONIQUES PIÉZOMETRIQUES DES SABLES INFRA-MOLASSIQUES

Les comparaisons avec les niveaux observés sont présentées par les figures 24 à 30.

Les valeurs des paramètres (transmissivité et coefficient d'emmagasinement) obtenues aux différents points d'observation sont rassemblées dans le tableau 10.

Point d'observation	Transmissivité (m ² /s)	Emmagasinement	Perméabilité (m/s)	Emmagasinement spécifique (m ⁻¹)
Castelnau-Tursan	2.5 10 ⁻²	0.8 10 ⁻⁴	2.5 10 ⁻⁴	0.8 10 ⁻⁶
Pécorade 101	2 10 ⁻²	0.9 10 ⁻⁴	2 10 ⁻⁴	0.9 10 ⁻⁶
Burosse	10 ⁻²	0.8 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	0.8 10 ⁻⁶
Lalongue	1.5 10 ⁻²	2 10 ⁻⁴	1.5 10 ⁻⁴	2 10 ⁻⁶
Demu	3 10 ⁻²	0.3 10 ⁻⁴	3 10 ⁻⁴	0.3 10 ⁻⁶
Nogaro	3 10 ⁻²	0.3 10 ⁻⁴	3 10 ⁻⁴	0.3 10 ⁻⁶
Uby	2 10 ⁻²	0.2 10 ⁻⁴	2 10 ⁻⁴	0.2 10 ⁻⁶

Tableau 10 - Valeurs des paramètres obtenues par ajustement sur les niveaux mesurés de la solution de Theis généralisée

L'épaisseur des Sables infra-molassiques étant très variable (moins de 40 m dans le secteur de Barbotan et de Demu, plus de 150 m dans le secteur de Lalongue), le passage des transmissivités obtenues (paramètre global intégrant la variabilité des épaisseurs saturées en eau sur le parcours des ondes d'injection) aux perméabilités et des coefficients d'emmagasinement aux coefficients d'emmagasinement spécifiques ne peut être mis en œuvre sans prendre en compte une hypothèse sur les épaisseurs saturées. Cette hypothèse induit une imprécision sur les valeurs de perméabilité et d'emmagasinement spécifique. Le tableau 9 contient des valeurs correspondant à une épaisseur de 100 m.

Pour cette épaisseur, les valeurs de perméabilité correspondent bien à celles obtenues par le calage du modèle des aquifères profonds du sud du Bassin Adour-Garonne (Seguin, 2003), comme le montre la figure 31. Dans la zone d'influence des stockages de gaz, les perméabilités sont en effet comprises entre 10⁻⁴ m/s et 2. 10⁻⁴ m/s.

De telles valeurs se retrouvent aussi dans le modèle établi par Douez (2007) dans le cadre de sa thèse.

Quant au coefficient d'emmagasinement spécifique, dans les deux modèles, les valeurs sont très majoritairement de 10⁻⁶ m⁻¹, valeur que l'on retrouve à peu près à Castelnau-Tursan, Pécorade 101, Burosse et Lalongue (tableau 11). Par contre, les valeurs sont 4 à 5 fois plus faibles que dans les modèles à Demu, Nogaro 1 et Uby.

Si les amplitudes des fluctuations sont bien reproduites, il existe presque toujours un déphasage entre les données et les simulations, la solution analytique se caractérisant par un retard de propagation qui n'a pas pu être résorbé : si l'on augmente la perméabilité (pour accélérer la propagation), les pics de niveaux sont amortis. L'augmentation de la diffusivité ne permet pas non plus de résorber l'écart (perméabilité et emmagasinement ont des effets inverses sur les pics : amortissement/amplification).

Castelnau-Tursan

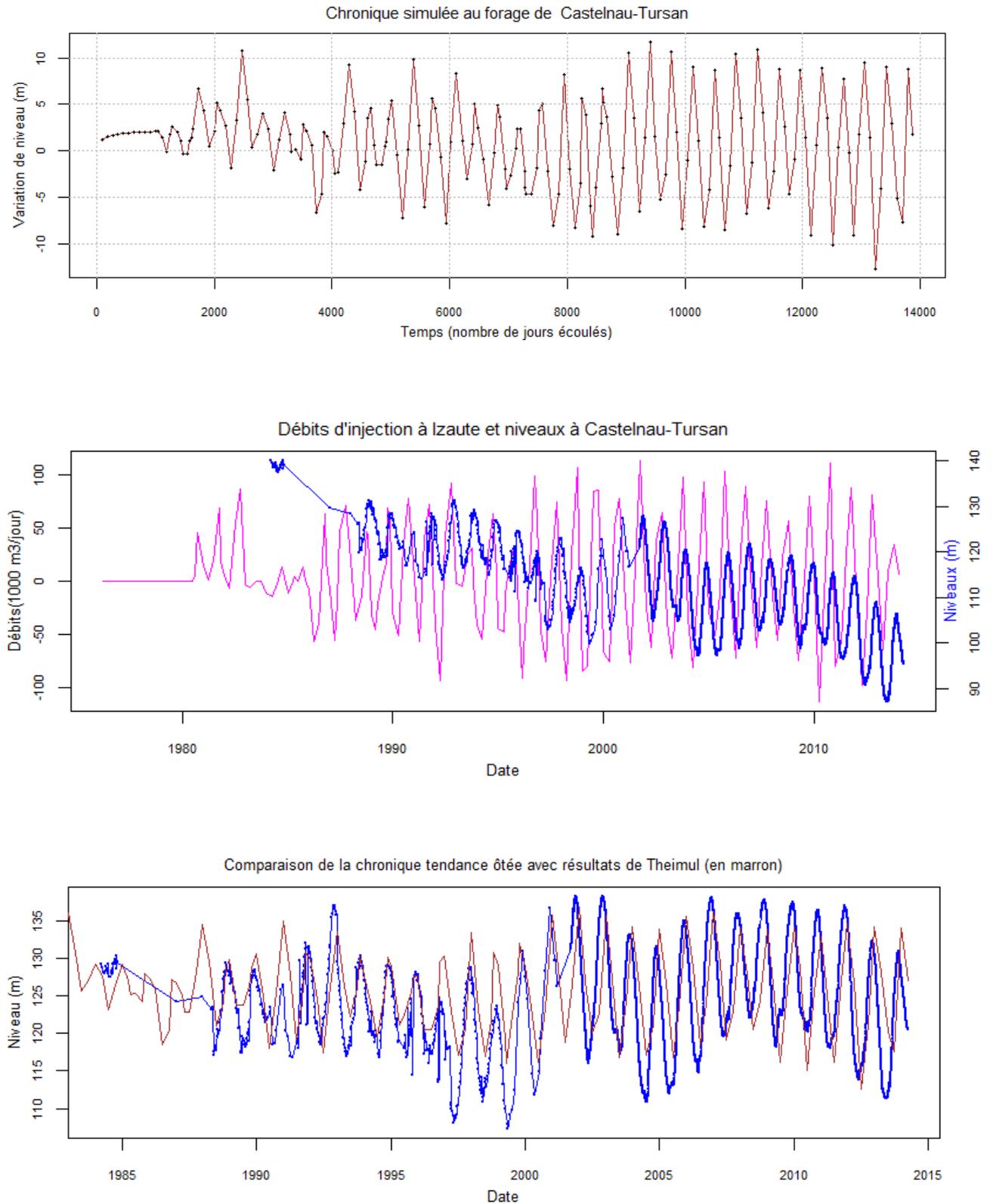


Figure 24 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Castelnau-Tursan

Pécorade 101

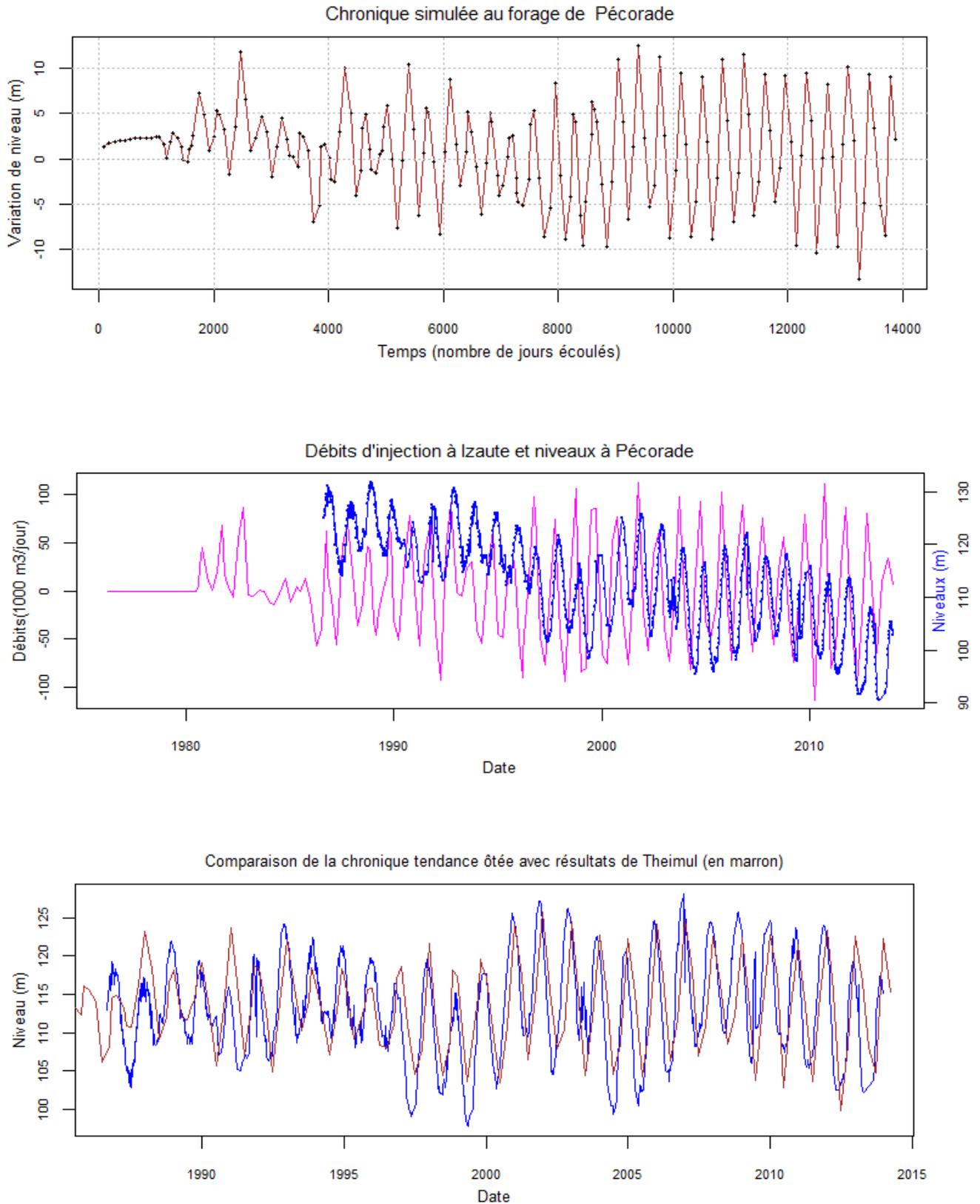


Figure 25 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage Pécorade 101

Burosse-Mendousse

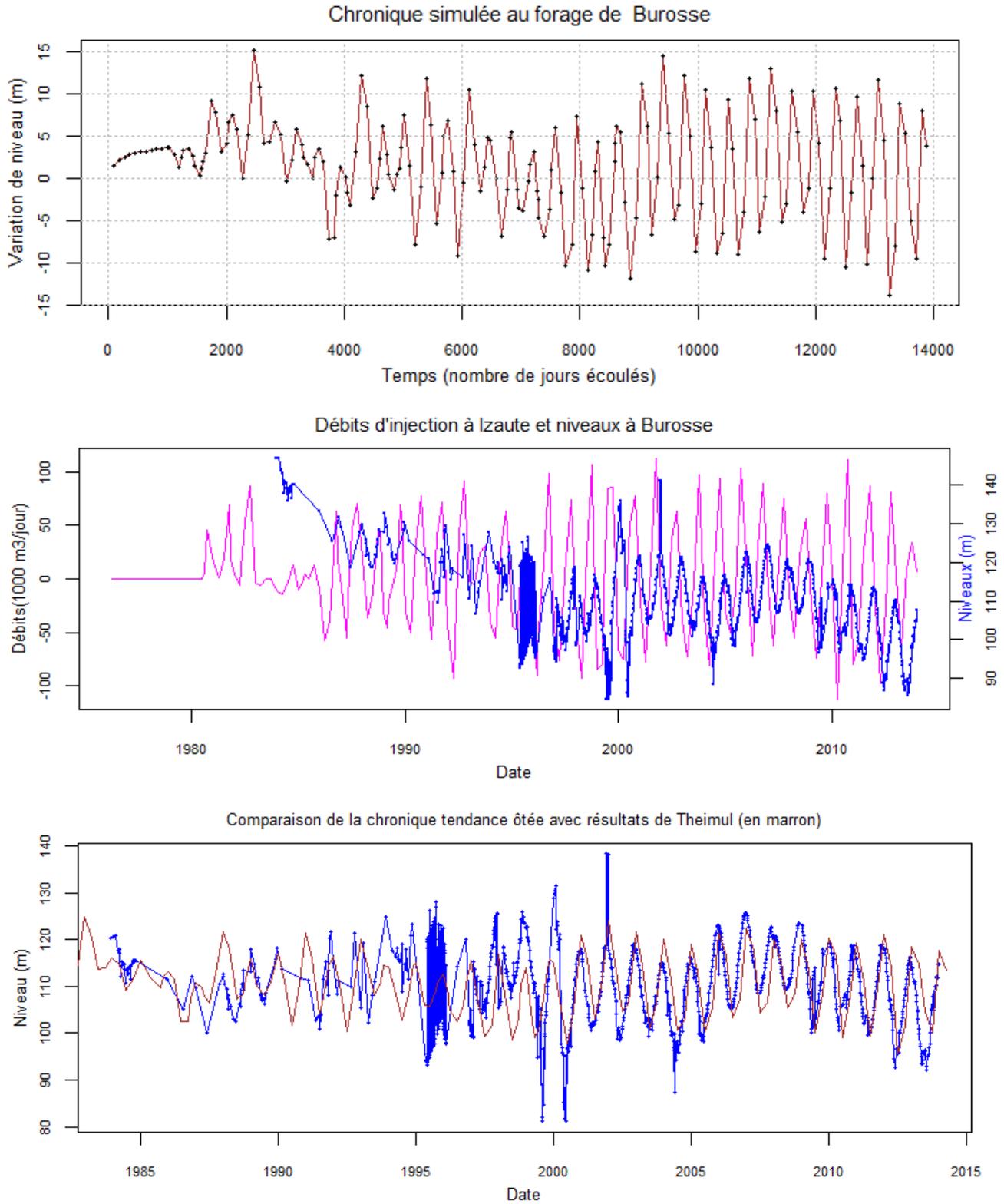


Figure 26 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Burosse-Mendousse

Lalongue

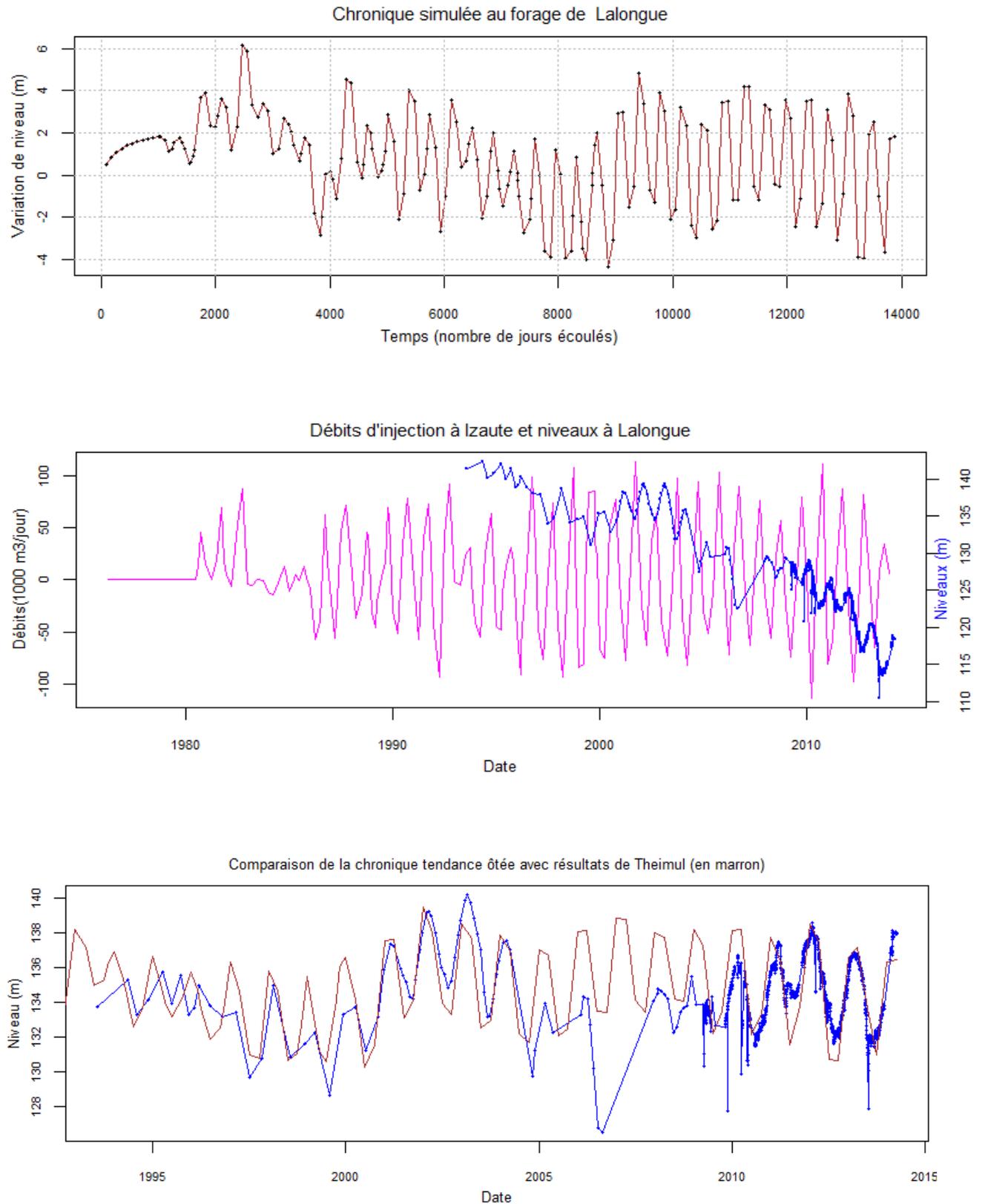


Figure 27 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Lalongue

Demu

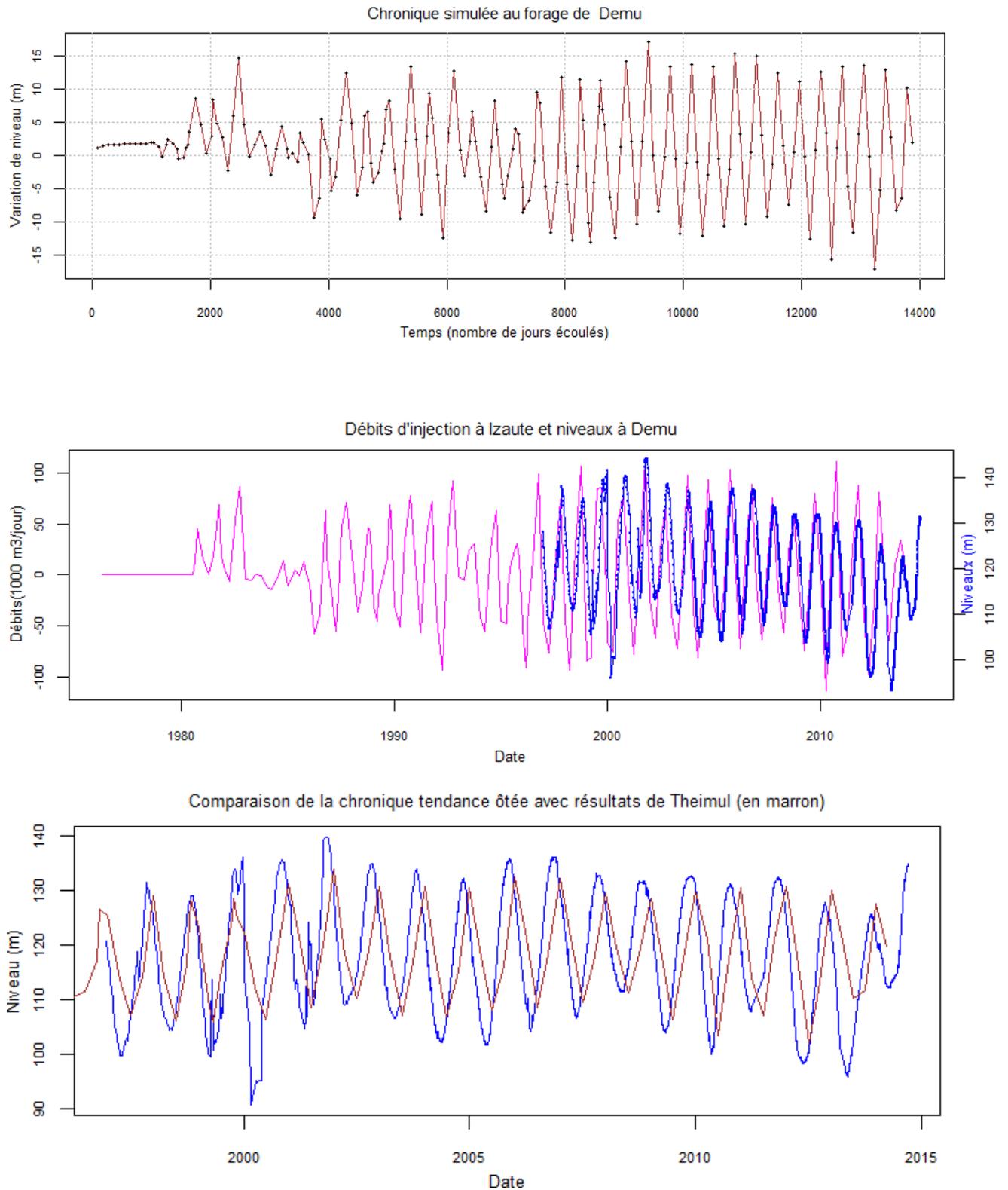


Figure 28 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Demu

Nogaro 1

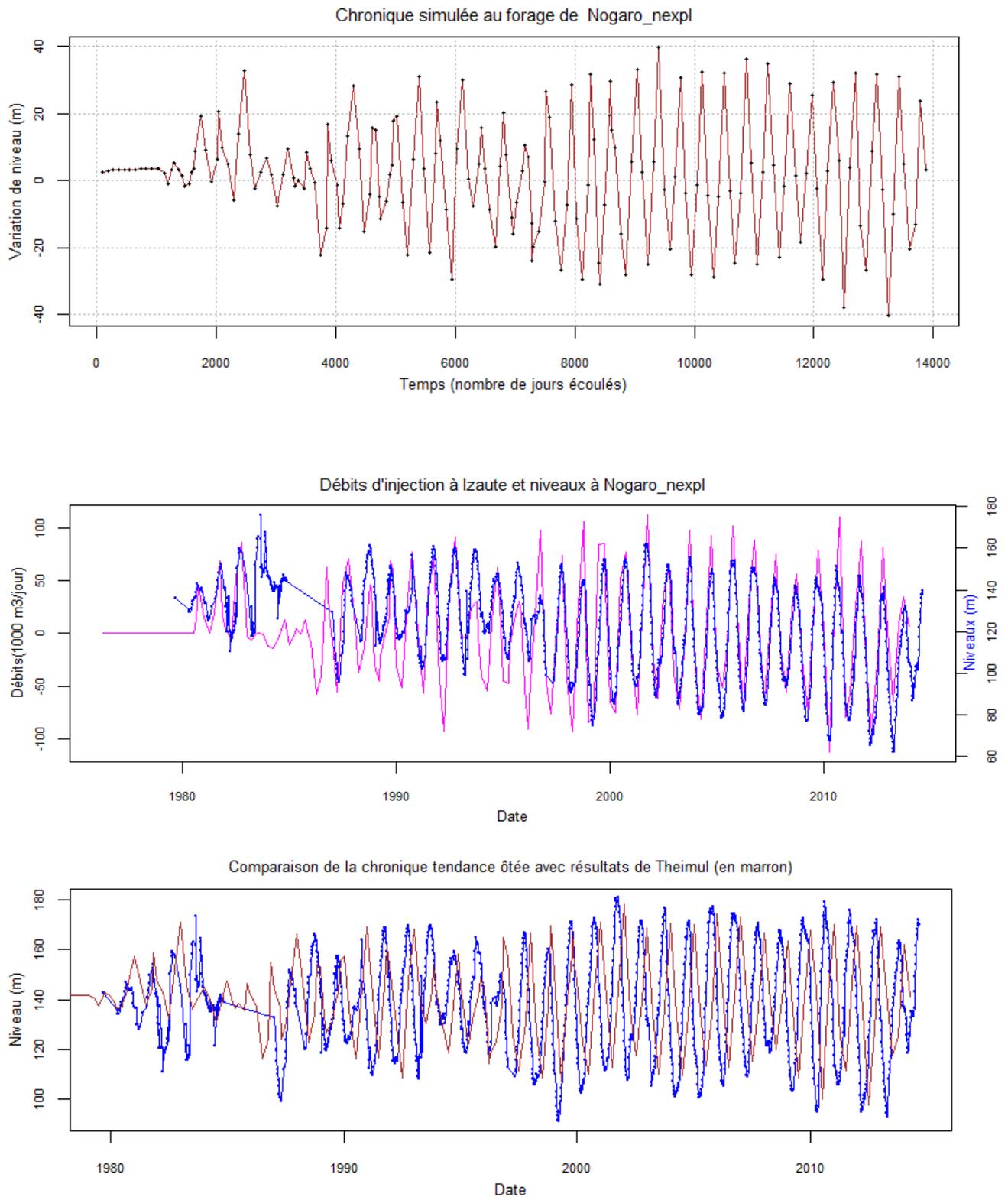
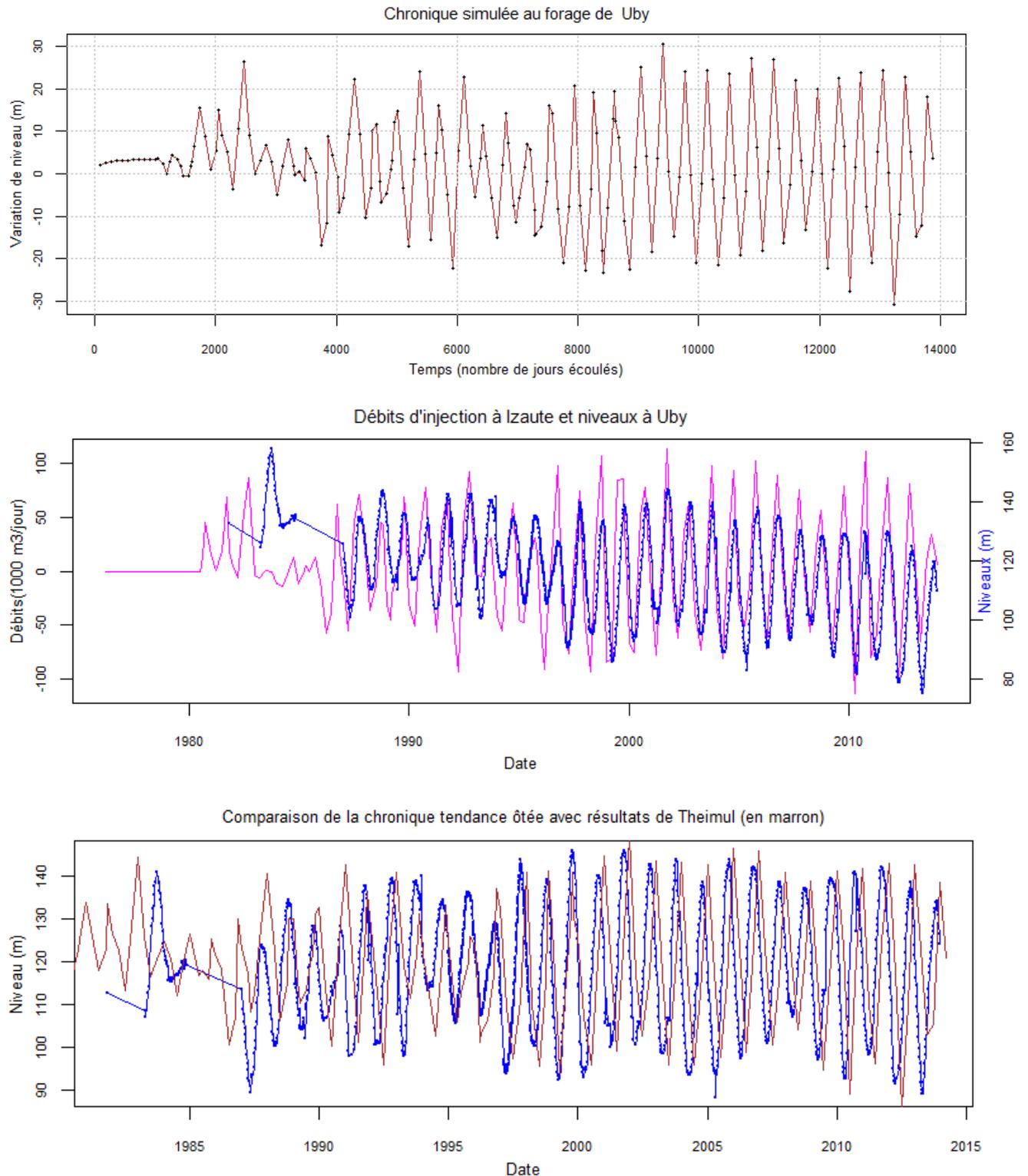


Figure 29 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Nogaro 1

Uby



$$S = 0.1 \cdot 10^{-4} \text{ et } T = 2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$$

Figure 30 - Comparaison entre les niveaux calculés avec la solution de Theis généralisée et les niveaux mesurés au forage de Uby

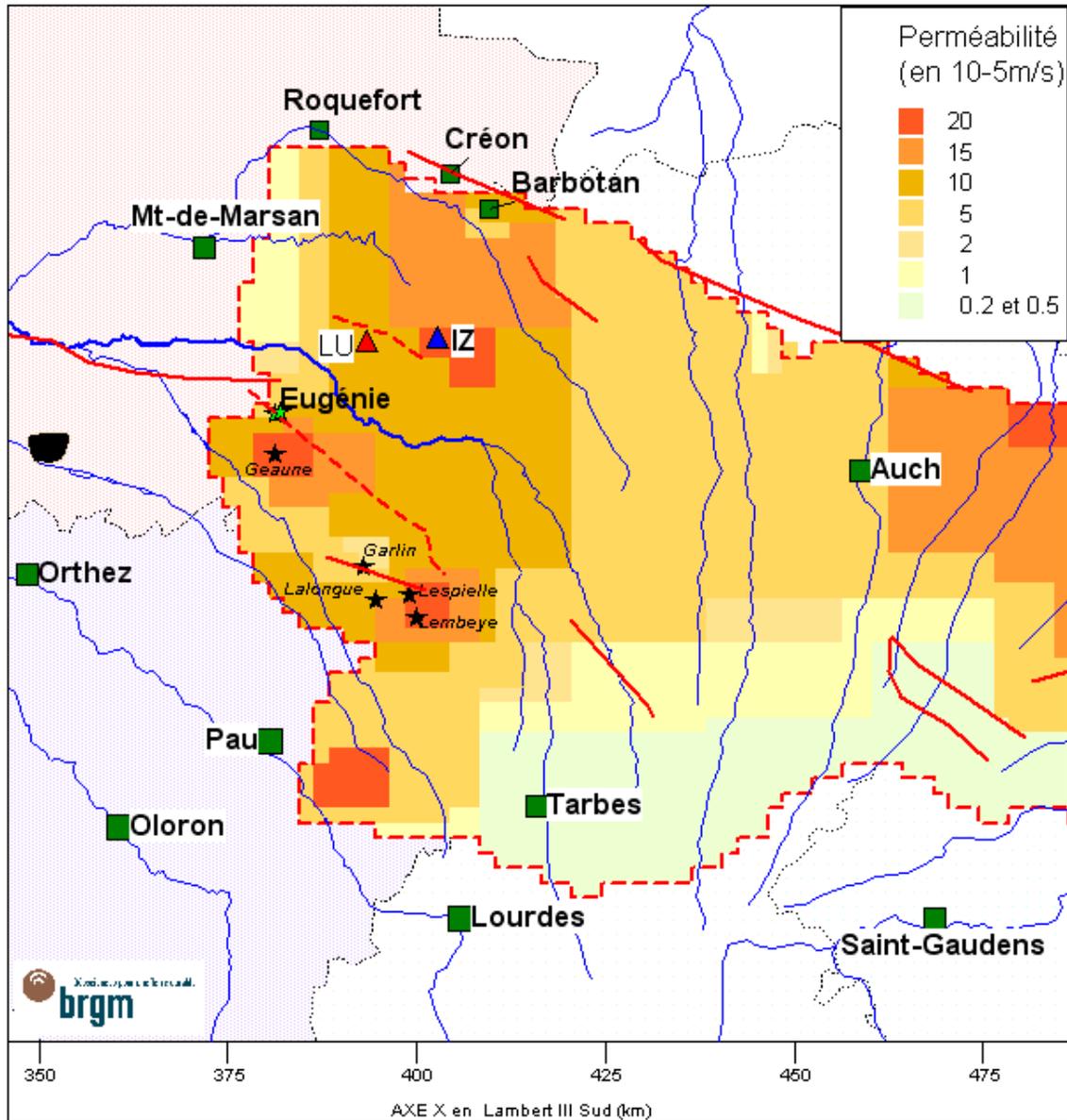


Figure 31 - Champ de perméabilités de l'aquifère des Sables infra-molassiques restitué par le modèle des aquifères du sud du Bassin Adour-Garonne (Seguin, 2003)

4. Conclusion

Les méthodes de détermination des paramètres hydrodynamiques (perméabilité et emmagasinement) présentées dans ce rapport, applicables à des aquifères captifs, ont chacune des avantages et des inconvénients.

Par rapport à la méthode des marées terrestres, la méthode de Theis généralisée est beaucoup plus simple à mettre en œuvre et ne nécessite pas de chroniques de niveaux et de pression atmosphérique à des pas de temps horaires, pas de temps requis pour l'utilisation de la méthode et l'application des techniques d'analyse spectrale, dont l'interprétation n'est pas aisée. De plus, la méthode des marées terrestres ne permet de calculer que le coefficient d'emmagasinement spécifique (éventuellement aussi la porosité de l'aquifère). Par contre, cette méthode a l'avantage de ne faire appel à aucune hypothèse sur le milieu, alors que la méthode de Theis généralisée suppose un milieu homogène.

Par rapport à la méthode de la marée océanique, la méthode de Theis généralisée présente aussi plusieurs avantages :

- elle ne présuppose pas la forme *a priori* des ondes de pression-dépression (i.e. sinusoïdale),
- la propagation des ondes est radiale et non unidirectionnelle (comme dans la solution utilisée pour simuler la propagation de l'onde sinusoïdale),
- elle traite simultanément les deux sites d'injection,
- elle ne fait appel qu'aux paramètres hydrodynamiques à déterminer (transmissivité T et coefficient d'emmagasinement S), alors que la méthode de la marée océanique introduit un coefficient de « sensibilité à la marée » (*Tidal Efficiency TE*) qu'il s'agit de déterminer dans un premier temps avant de calculer T et S .

Enfin, il faut noter que la méthode de Theis généralisée fournit non pas la perméabilité K et le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s , mais la transmissivité T et le coefficient d'emmagasinement S , le passage à K et S_s nécessitant l'hypothèse d'une épaisseur moyenne (ce qui ne rend pas aisées les comparaisons avec les méthodes des ondes de marée).

5. Références bibliographiques

Documents synthétisés dans la présente étude

Marsaud B. (1991) – Connaissance hydrogéologique de la ride Roquefort-Créon-Barbotan par l'approche systémique de la piézométrie de la nappe du Crétacé supérieur au forage de Betzeber. Mémoire de DEA. Laboratoire de Géochimie isotopique, Université Paris XI et Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis.

Labat N. (1998) – Rôle de particularités sédimentaires et structurales sur le comportement de l'aquifère des Sables sous-molassiques soumis aux fluctuations induites par des stockages souterrains de gaz. Application à l'étude de leur influence sur l'hydrodynamisme des émergences locales. Thèse de l'Université Michel de Montaigne, Bordeaux III.

Mercadier J. (1993) – Traitement des chroniques de débits et de piézométrie relatives à l'aquifère profond nord-pyrénéen dans la région de Mont-de-Marsan. Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis (rapport référencé au BRGM sous le numéro : N 0995 BOR 4S 93).

Benkaddour A. (1988) – Incidence de la barométrie et de la marée terrestre sur le niveau piézométrique du forage Muret 104. Utilisation des analyses corrélatoires et spectrales. Mémoire de DEA. Laboratoire de d'hydrologie et de géochimie isotopique, Université Paris XI et Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis.

Articles

Bredehoeft J. D. (1967) - Response of well-aquifer system to earth tides. *Journal of Geophysical Research*, 12, p. 3075-3087.

Carr P.A., Van der Kamp G.S. (1969) - Determining aquifer characteristics by the tidal method. *Water Resources Research*, Vol 5, n°5, 1969.

Clark W.E. (1967) - Computing the barometric efficiency of well. *Proceedings of the American society of Civil Engineers, Journal of Hydraulic Division*, July 1967, HY4, 93-98.

Erskine A.D. (1991) - The Effect of Tidal Fluctuation on a Coastal Aquifer in the UK. *Ground Water*, vol.24, no 4.

Hsieh P.A., Bredehoeft J.D., Rojstaczer S.A. (1988) - Response of well-aquifer system to earth tides: problem revisited. *Water Resour. Res.*, vol.24, n°3, 468-472

Jacob C. E. (1940) - On the flow of water in an artesian aquifer. *Trans. Am. Geophys. Union*, 2, 574-786.

Mangin A. (1981) - Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293: 401-404.

Mangin A. (1984) - Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *J.Hydrol.* 67, 25-43.

Projet GAIA - Année 3 - Exploitation des cycles d'injections et de soutirages de gaz aux sites de Lussagnet et Izaute pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des Sables infra-molassiques

Marsaud B., Mangin A., Bel F. (1993) - Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres. *Journal of Hydrology*, 144, 85-100.

Melchior P., Sterling A. Wery A. (1963) - Effets de dilatations cubiques dues aux marées terrestres observés sous forme de variations de niveau dans un puits à Basècles (Hainaut). *Ciel et Terre*, Vol. 79, p. 353.

Rhoads G.H., Robinson E.S. (1979) - Determination of aquifer parameters from well tides. *Journal of Geophysical Research*. Vol 84, n° B11, 6071-6082.

Robinson E. S., Bell R.T. (1971) - Tides in confined well aquifer systems. *J. Geophys. Res.*, 76(8), 1857-1869.

Van der Kamp G., Gale J.E. (1983) - Theory of earth tide and barometric effects in porous formations with compressible grains, *Water Resour. Res.*, 19(2), 538-544.

Thèses

Arditty P.C. (1978) – The earth tides effects on petroleum reservoirs. Thesis of Stanford University.

André L. (2002) - Contribution de la géochimie à la connaissance des écoulements profonds - Application à l'aquifère des sables infra-molassiques du Bassin Aquitain. Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux 3, 209 p.

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.

Labat N. (1998) - Rôle de particularités sédimentaires et structurales sur le comportement de l'aquifère des sables sous-molassiques soumis aux fluctuations induites par des stockages souterrains de gaz : application à l'étude de leur influence sur l'hydrodynamisme des émergences locales. Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne – Bordeaux 3, 228 p.

Rapports BRGM

Bourgine, B., Capdeville, J.P., Lachassagne, P., Schoen, R., Seguin, J.J., Sourisseau, B. (1999) - Outil de gestion des systèmes aquifères du Sud du Bassin Adour Garonne - Base de données géo-référencées et modèle conceptuel. Rapport BRGM R-40633, 39 p., 29 fig., 3 ann.

Seguin, J.J. (2003) - Outil de gestion des aquifères du Sud du Bassin Adour-Garonne – Année 4. Calage du modèle hydrodynamique en régime transitoire - BRGM/RP-52041-FR, 80 p.

Wuilleumier A., André L., Cabaret O., Abou Akar A., Bardeau M., Mazurier C., Sasseville P-L. (2015) – Projet GAIA – année 1. Collecte des données hydrogéologiques et hydrogéochimiques. Rapport final. BRGM/RP-64850-FR, 133 p., 98 ill., 9 tabl., 19 ann.

Wuilleumier A., Douez O. (2016) – Projet GAIA. Inter-comparaison des modèles hydrodynamiques existants. Rapport final. BRGM/RP-65498-FR, 150 p., 117 ill., 16 tabl., 4 ann.

Annexe 1

Surcharge exercée sur les nappes captives

1. Définitions préalables

- *Contrainte totale et contrainte effective*

La contrainte totale σ appliquée à un élément de volume de milieux poreux (grains solides + eau) se répartit entre contrainte effective $\bar{\sigma}$ (transmise directement de grain à grain) et pression de l'eau P (pression dite neutre car sans action mécanique sur la phase solide). On a:

$$\sigma = \bar{\sigma} + p \quad (\text{en Pa})$$

- *Coefficient de compressibilité de l'eau (β_e)*

Il relie la variation dV_e d'un volume d'eau V_e à la variation de pression dP qui l'engendre:

$$\frac{dV_e}{V_e} = -\beta_e dp$$

Température (°C)	10	15	20
β_e en 10^{-10} Pa^{-1}	4.789	4.678	4.591

- *Coefficient de compressibilité spécifique du terrain (α)*

Il relie la variation dV d'un volume V de terrain à la variation de la contrainte effective $d\bar{\sigma}$ qui l'engendre:

$$\frac{dV}{V} = -\alpha d\bar{\sigma} \quad \alpha \text{ a pour dimension: } L.M^{-1}T^2 \text{ (Pa}^{-1}\text{)}$$

	Sable	Argile plastique
α en Pa^{-1}	10^{-7} à $5 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-6}$ à $3 \cdot 10^{-7}$

Remarque:

Ce coefficient est l'inverse du module œdométrique E' utilisé en mécanique des sols.

2. Influence d'une surcharge sur une nappe captive.

Une variation $d\sigma$ de la contrainte totale au toit d'une nappe captive entraîne une variation $d\bar{\sigma}$ des contraintes effectives et une variation dP de la pression dans la nappe:

$$d\sigma = d\bar{\sigma} + dP \quad (1)$$

On cherche à calculer la fraction de cette surcharge supportée par la phase eau, soit $\frac{dP}{d\sigma}$

D'après les définitions ci-dessus, on a :

$$\frac{dV_e/V_e}{dV/V} = \frac{\beta_e}{\alpha} \frac{dP}{d\sigma}$$

En supposant que les grains solides du milieu sont incompressibles, on a nécessairement :

$dV = dV_e$. D'où, en simplifiant l'expression ci-dessus (avec $V_e = \omega \cdot V$, ω étant la porosité) :

$$\frac{dP}{d\sigma} = \frac{1}{\omega} \frac{\alpha}{\beta_e} \quad (2)$$

D'autre part, en remplaçant dans la relation (1) $d\sigma$ par son expression tirée de l'équation (2) ci dessus, on obtient :

$$\frac{dP}{d\sigma} = \frac{\alpha}{\alpha + \omega \beta_e}$$

3. Cas particulier : influence d'une marée

Dans le cas où la surcharge est provoquée par une marée fluctuant d'une hauteur dh_M , le coefficient ci-dessus est noté TE (**Tidal Efficiency**, d'après Jacob, 1940).

$$\boxed{TE = \frac{dp}{\rho g dh_M} = \frac{\alpha}{\alpha + \omega \beta_e}}$$

4. Expression du coefficient d'emmagasinement spécifique en fonction de TE

$$S_s = \rho_e \cdot \omega \cdot g \left(\beta_e + \frac{\alpha}{\omega} \right)$$

$$S_s = \rho g (\alpha + \omega \beta_e) = \frac{\rho g \alpha}{TE}$$

5. Influence de la pression atmosphérique : effet barométrique

Références: H. Schoeller (1962), J. Bear (1972), A. Domenico & F.W. Schwartz (1998)

La nappe est captive. Soit dh la variation de la hauteur d'eau **dans le puits d'observation.**, induite par une variation dp_a de la pression atmosphérique. On définit l'importance relative de cette variation en introduisant le coefficient BE suivant (**Barometric Efficiency**) :

$$BE = -\rho g \frac{dh}{dp_a}$$

(lorsque la pression atmosphérique augmente, le niveau d'eau dans le puits diminue)

Au point de mesure, la pression P de l'aquifère étant équilibrée par la hauteur h de la colonne d'eau et par la pression atmosphérique, on a :

$$p = \rho gh + p_a$$

$$dp = \rho g dh + dp_a$$

D'autre part, conformément à la relation fondamentale entre contraintes et pression, la variation de pression atmosphérique dp_a (représentant la variation de la contrainte totale) se répartit entre variation de pression dp de l'eau et variation de la contrainte effective $d\bar{\sigma}$

$$dp_a = dp + d\bar{\sigma}$$

D'où :

$$BE = -\frac{\rho g dh}{dp_a} = -\frac{(dp - dp_a)}{dp_a} = \frac{d\bar{\sigma}}{d\bar{\sigma} + dP} = \frac{1}{1 + \frac{dp}{d\bar{\sigma}}}$$

Or, d'après l'équation 2 ci dessus:

$$\frac{dp}{d\bar{\sigma}} = \frac{1}{\omega} \frac{\alpha}{\beta_e}$$

D'où :

$$BE = \frac{\omega \beta_e}{\alpha + \omega \beta_e}$$

Des valeurs de 0.4 à 0.75 ont été enregistrées pour BE.

6. Expression du coefficient d'emménagement spécifique en fonction de BE

$$S_s = \rho g(\alpha + \omega \beta_e) = \frac{\rho g \omega \beta_e}{BE}$$

Remarque:

$$TE + BE = 1$$

Lorsque α tend vers 0 (aquifère totalement rigide), BE tend vers 1. Le puits se comporte alors comme un baromètre.

Annexe 2

Méthode de la marée océanique

1. Cas d'une onde de marée en contact direct avec un aquifère

La fluctuation H de l'onde de marée est supposée sinusoïdale, de la forme :

$$H = H_0 \cdot \sin\left(2\pi \frac{t}{t_p}\right)$$

H_0 est l'amplitude de l'onde au point origine $x=0$,

t est le temps,

t_p est la période des fluctuations.

Cette onde est supposée en contact direct avec un aquifère semi-infini, dans lequel elle va se propager en s'amortissant.

L'aquifère est supposé homogène et d'épaisseur constante. Pour une direction de propagation unidirectionnelle et avec les conditions aux limites et initiales suivantes :

$$H(x,0) = 0 \quad \forall x > 0$$

$$H(0,t) = H_0 \cdot \sin\left(2\pi \frac{t}{t_p}\right) \quad t \geq 0$$

$$H(\infty, t) = 0 \quad t \geq 0$$

La solution analytique est donnée par (Jacob,1950) :

$$H(x,t) = H_0 \exp\left(-x \sqrt{\frac{\pi}{D \cdot t_p}}\right) \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{t_p} - x \sqrt{\frac{\pi}{D \cdot t_p}}\right) \quad E0$$

H est la charge hydraulique dans l'aquifère,

D est la diffusivité de l'aquifère, rapport de la perméabilité K à l'emmagasinement spécifique S_s : $D = K / S_s$

Cette solution peut se mettre sous la forme :

$$H(x,t) = H_0 \exp\left(-2\pi \frac{x}{L}\right) \cdot \sin\left[2\pi \left(\frac{t}{t_p} - \frac{x}{L}\right)\right] \quad E0$$

où $L = \sqrt{4\pi D \cdot t_p}$ est la longueur d'onde des oscillations.

L'amortissement de l'onde en fonction de la distance est :

$$A = \exp\left(-x \sqrt{\frac{\pi}{D \cdot t_p}}\right) = \exp\left(-\frac{2\pi}{t_p} t_x\right) \quad E1$$

La vitesse de propagation de l'onde est :

$$v = \frac{L}{t_p} = \sqrt{\frac{4\pi D}{t_p}} \quad E2$$

et le temps mis par une crête de l'onde pour atteindre un point situé à une distance x est :

$$t_x = \frac{x}{v} = x \sqrt{\frac{t_p}{4\pi D}} \quad E3$$

2. Application au cas des stockages de gaz et détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère

L'adaptation au cas des stockages de gaz repose sur l'analogie avec un aquifère qui n'est plus en contact direct avec l'onde de marée, mais sous la mer. Il y a donc une surcharge exercée sur l'aquifère, répartie sur la phase solide d'une part et sur l'eau d'autre part.

L'amplitude des fluctuations dans l'aquifère sera donc réduite d'un facteur appelé *Tidal Efficiency*, TE (Jacob , 1940) qui peut s'exprimer en fonction des caractéristiques de l'aquifère, compressibilité et porosité, et de la compressibilité de l'eau (cf. annexe 1) :

$$TE = \frac{\alpha}{\alpha + \omega \beta_e} \quad E4$$

α est la compressibilité de la matrice poreuse,

ω est la porosité de l'aquifère

β_e est la compressibilité de l'eau

Ce facteur TE est alors introduit dans l'équation E0 pour tenir compte de l'amortissement supplémentaire :

$$H(x, t) = H_0 \cdot TE \cdot \exp\left(-x \sqrt{\frac{\pi}{D \cdot t_p}}\right) \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{t_p} - x \sqrt{\frac{\pi}{D \cdot t_p}}\right)$$

• Coefficient d'emménagement en fonction de TE

Le coefficient d'emménagement spécifique d'un aquifère a pour expression :

$$S_s = \rho_e \cdot g(\omega \beta_e + \alpha)$$

où ρ_e est la masse volumique de l'eau, les autres facteurs étant donnés ci-dessus.

En tenant compte de l'expression de TE, on obtient, en éliminant le paramètre α (cf. annexe 1) :

$$S_s = \frac{\rho_e g \omega \beta_e}{1 - TE} \quad E5$$

Connaissant les valeurs de ρ_e , β_e , et en déterminant la porosité ω , on accède donc au coefficient l'emmagasinement spécifique à partir de TE.

- Calcul de TE

L'amortissement de l'onde donné par E1 devient, en y introduisant TE :

$$A = TE \exp\left(-x \sqrt{\frac{\pi}{D \cdot t_p}}\right) \quad E6$$

ou, en tenant compte de E3 :

$$A = TE \exp\left(-\frac{2\pi}{t_p} t_x\right) \quad E7$$

TE peut être calculé à partir de la relation E7 en déterminant l'amortissement A et le temps t_x , à l'aide de la série de données disponible.

$$TE = A \exp\left(\frac{2\pi}{t_p} t_x\right)$$

On peut donc ensuite calculer le coefficient d'emmagasinement S_s donné par E5.

Pour obtenir la perméabilité K, il suffit alors de calculer la diffusivité, sachant que $D=K/ S_s$.

- Calcul de la diffusivité

La diffusivité D peut être calculée à partir de la relation E3 si l'on évalue à l'aide de la série de données disponible le temps t_x mis par un pic de l'onde pour atteindre le point x :

$$D = \frac{t_p x^2}{4\pi t_x^2}$$

- Calcul de la perméabilité

$$K = D \cdot S_s = \frac{t_p x^2}{4\pi t_x^2} S_s$$

Annexe 3

Analyse spectrale

1. Analyse spectrale simple (une seule variable)

En représentant une série chronologique $x(t)$ comme une superposition de fonctions cycliques élémentaires (une somme de sinus et de cosinus), l'analyse spectrale permet détecter quelles sont les fréquences qui contribuent le plus à la dynamique de la série $x(t)$.

Classiquement, une série continue $x(t)$ peut être représentée par une série de Fourier :

$$x(t) = \sum_{k=0}^{\infty} (a_k \cos \omega_k t + b_k \sin \omega_k t)$$

a_k et b_k sont appelés coefficients de Fourier,

ω_k est la pulsation (« angular frequency »),

$\omega_k = 2\pi f_k$, f_k étant la fréquence en nombre de cycles par unité de temps

$$T = \frac{2\pi}{\omega} = \frac{1}{f} \text{ est la période}$$

Il s'agit alors de calculer les coefficients a_k et b_k (c'est le but de l'analyse de Fourier).

Dans le cas d'une série discrète, constituée de N observations, on a :

$$x_t = a_0 + \sum_{k=1}^{N/2-1} (a_k \cos \frac{2\pi k}{N} t + b_k \sin \frac{2\pi k}{N} t) + a_{N/2} \cos(\pi t)$$

a_0 est la moyenne de la série

$$\frac{2\pi k}{N} = \omega_k$$

L'analyse de Fourier réalise donc une partition de la variabilité de la série en composantes de fréquence $2\pi/N$ ($k=1$), $4\pi/N$ ($k=2$), La composante à la fréquence $\omega_k=2\pi k/N$ est la $k^{\text{ième}}$ harmonique de la série.

Périodogramme brut

On montre que la part de $\sum x^2(t)$ expliquée par $\cos \omega_k t$ est $\frac{N}{2} a_k^2$, que la part de $\sum x^2(t)$ expliquée par $\sin \omega_k t$ est $\frac{N}{2} b_k^2$ et que la part globale expliquée par des cycles à la fréquence

$$\omega_k \text{ est } \frac{N}{2} (a_k^2 + b_k^2).$$

$R_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}$ est l'amplitude de la $k^{\text{ième}}$ harmonique.

Le périodogramme est la fonction :

$$I_k = I(\omega_k) = \frac{N}{2} R_k^2 \quad \omega_k = \frac{2\pi}{N} k \quad (k = 1, \dots, \frac{N-1}{2})$$

$$\text{Si } k=N/2, \omega_{\frac{N}{2}} = \pi \text{ et } I(\pi) = N a_{\frac{N}{2}}^2$$

Le périodogramme est le graphe de la fonction $I(\omega_k)$. On peut aussi tracer le périodogramme en fonction de la période $T = \frac{2\pi}{\omega_k}$

On montre que le périodogramme est une estimation de la densité spectrale de puissance (dsp). La dsp est la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation. Elle correspond à une décomposition du signal (de sa "puissance") en fonction de la fréquence.

Relation avec la variance de la série (théorème de Parseval)

$$\text{Var}(X) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (x_i - \bar{x})^2 = \sum_{i=1}^{\frac{N-1}{2}} \frac{R_k^2}{2} + a_{\frac{N}{2}}^2$$

Le périodogramme réalise donc une décomposition harmonique de la variance de la série.

Périodogramme lissé

Le périodogramme brut est bruité. Différentes techniques existent pour le lisser (voir ouvrage spécialisé), par exemple une moyenne des densités spectrales calculées sur plusieurs fenêtres d'observations. C'est le périodogramme lissé qui est fourni par les logiciels.

Analyse spectrale croisée

L'analyse spectrale croisée est, dans le domaine des fréquences, l'analogue de la corrélation croisée entre deux séries temporelles. La densité spectrale de puissance croisée est la transformée de Fourier du corrélogramme croisé des deux séries (En analyse spectrale simple, une seule série, la densité spectrale de puissance est la transformée de Fourier du corrélogramme de la série).

L'analyse spectrale croisée permet de caractériser dans le domaine des fréquences les relations qui existent entre deux séries grâce à 4 fonctions qui en sont le résultat :

- la fonction d'amplitude
- le carré de la cohérence
- la fonction de phase
- la fonction de gain

La fonction d'amplitude

La fonction d'amplitude traduit, pour chaque fréquence, l'amplitude de la relation entrée-sortie, cette relation pouvant ne s'exprimer que pour le long terme, le court terme, ou seulement

certaines périodicités. Cette fonction est très importante puisqu'elle guide l'interprétation. Il est en effet impératif de n'interpréter les liaisons entre l'entrée et la sortie que pour les fréquences où l'amplitude de la covariance est élevée. Pour les autres fréquences, la faible covariance signifie qu'il n'y a pas de relation entrée-sortie.

La fonction de cohérence

Le carré de la cohérence (C_{xy}^2) est une mesure globale de liaison entre deux séries $x(t)$ et $y(t)$ pour une fréquence ω . C'est l'analogie du carré de la corrélation classique entre deux variables.

Le carré de la cohérence est un nombre compris entre 0 et 1. Deux séries périodiques sont d'autant plus cohérentes que C_{xy}^2 est proche de 1. Si $C_{xy}^2 = 1$, pour une fréquence particulière $\omega = \omega_0$, il existe alors une relation linéaire entre les deux séries pour la fréquence $\omega = \omega_0$. Si $C_{xy}^2 = 0$, les deux séries ne présentent aucune relation (en particulier de causalité) pour les fréquences telles que $C_{xy}^2 = 0$.

Lorsque la cohérence est faible, il n'existe pas de relation linéaire entre les deux séries, même si elles présentent une même périodicité (même si les DSP relatives de l'entrée et de la sortie sont elles même élevées pour cette fréquence).

La fonction de phase

La fonction de phase indique, fréquence par fréquence, la valeur du déphasage entre les deux séries. Dans le cas d'une relation "entrée-sortie" entre les deux séries, le déphasage représente le temps de transfert de "l'information" de l'entrée vers la sortie.

Pour deux séries cohérentes, ayant une relation causale du type entrée-sortie, le spectre de phase caractérise, pour une fréquence donnée, le retard de la sortie par rapport à l'entrée, si le déphasage est positif, ou l'avance, si le déphasage est négatif. La phase est exprimée en degrés. Le retard pour une période donnée $T_0 = 1/f_0$ est : $\text{retard} = T_0 \cdot O_{sr} / 360$

La fonction de phase n'est définie que pour les fréquences telles que $C_{xy}^2 > 0.025$ (le spectre de phase n'a de sens que sur des signaux cohérents).

La fonction de gain

Le gain peut être assimilé au coefficient de régression entre les deux séries à une fréquence ω .

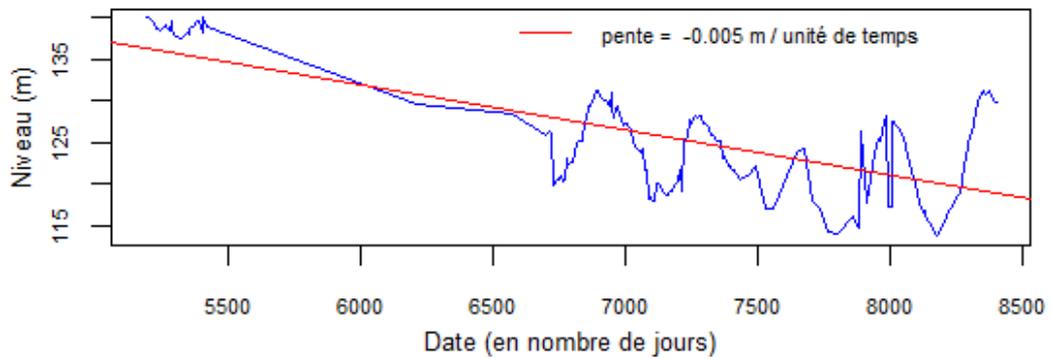
Le gain quantifie la transformation, imputable au système, de l'information entre l'entrée et la sortie. Si, pour une fréquence donnée, l'amplitude du signal n'est pas modifiée, le gain est égal à 1. La modification de l'amplitude sera une atténuation ou une amplification suivant la valeur du gain.

Annexe 4

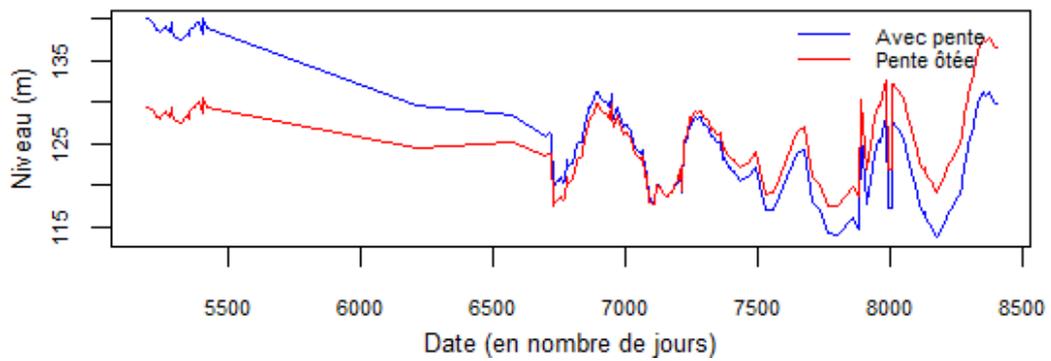
Calcul et soustraction des pentes dans les chroniques piézométriques utilisées

Castelnau-Tursan : soustraction de 2 pentes (Coupure au 01/01/1993)

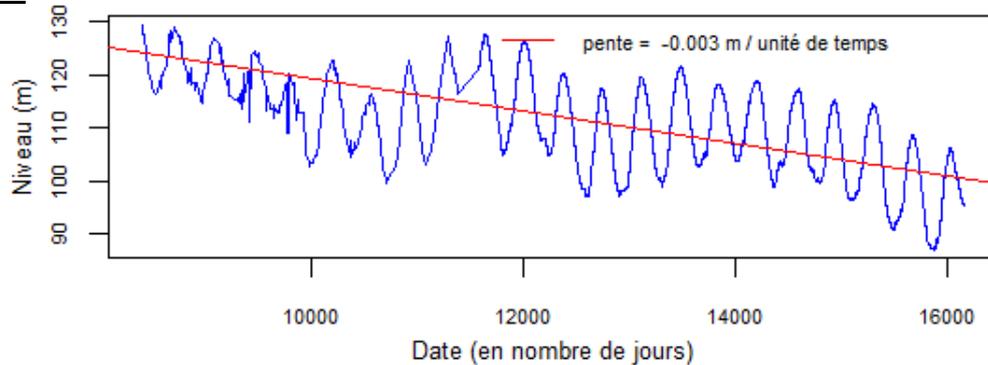
1^{ère} partie



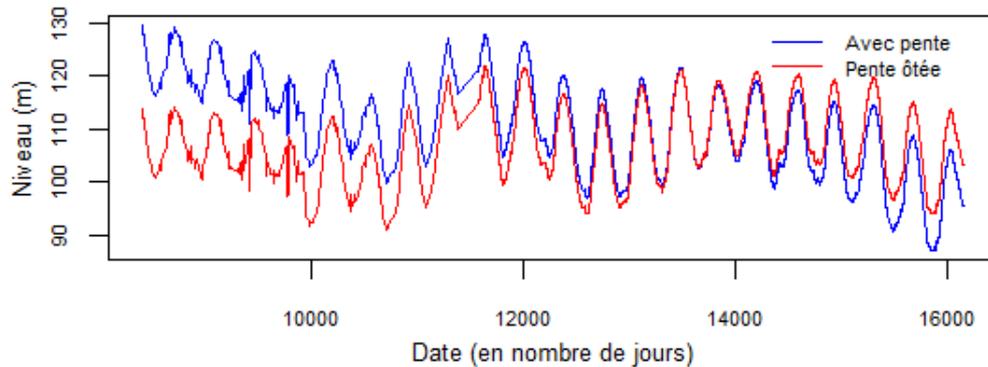
Tendance ôtée



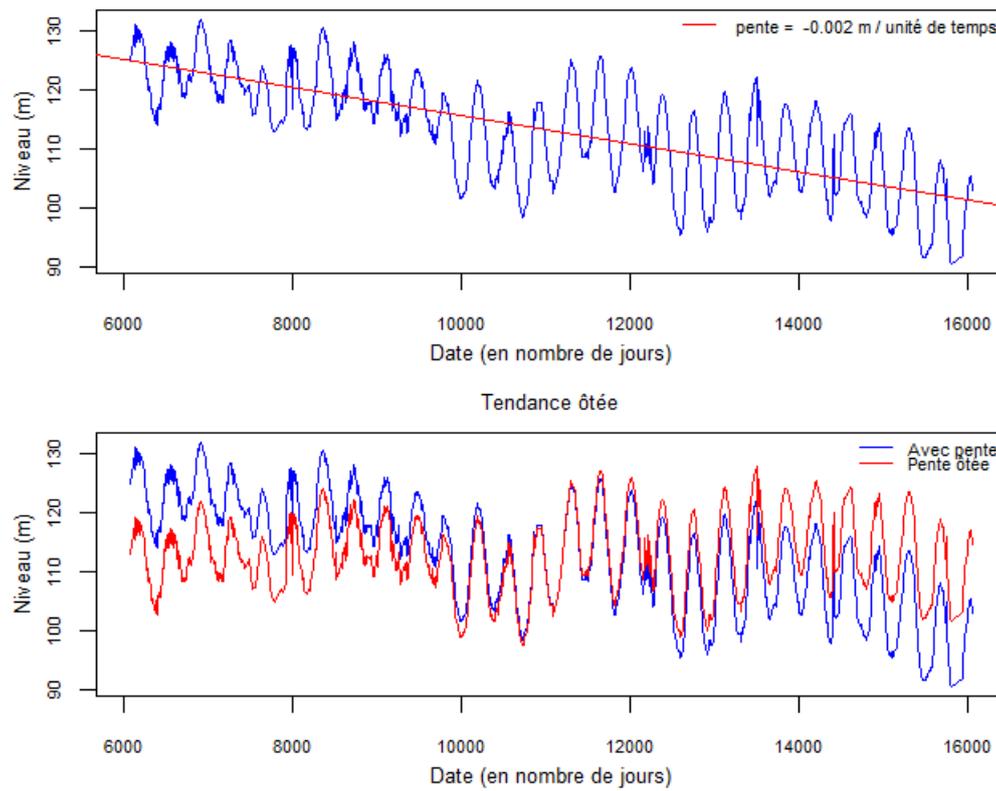
2^{ième} partie



Tendance ôtée

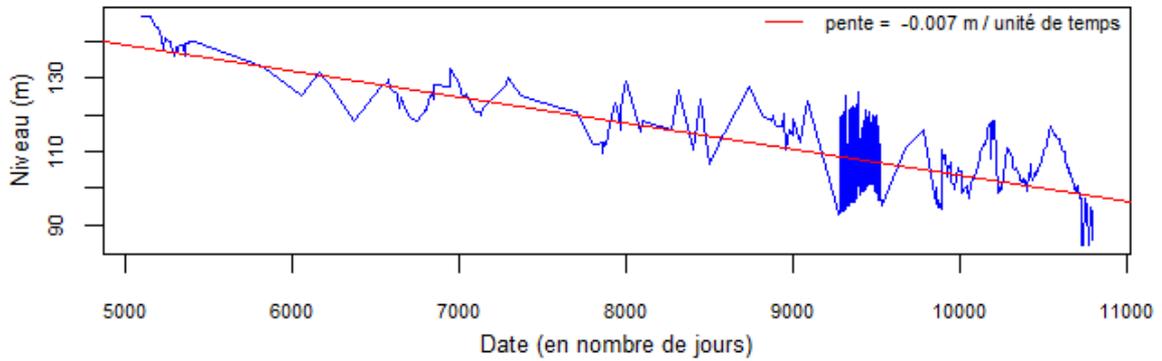


Pécorade 101 : soustraction de la pente (pas de coupure)

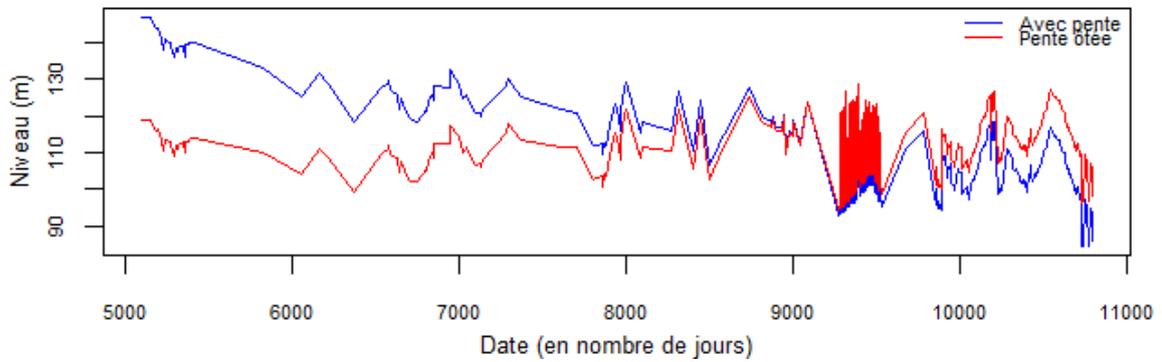


Burosse : soustraction de 2 pentes (coupure de la chronique au 01/08/1999)

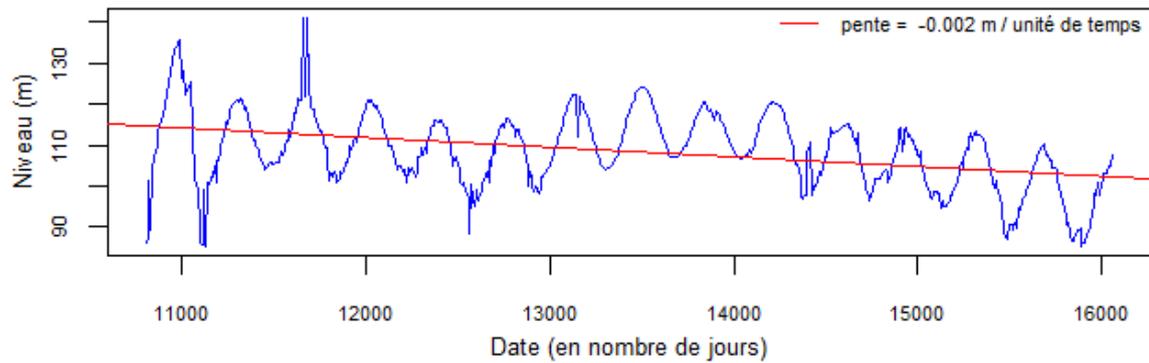
1^{ère} partie



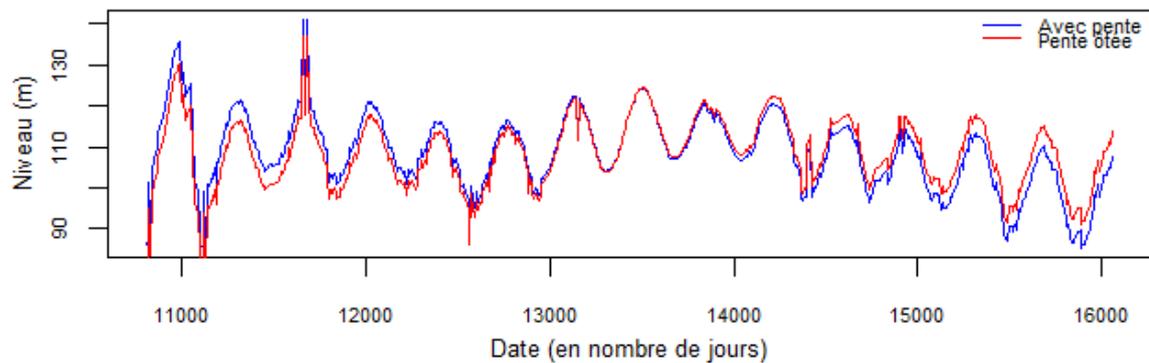
Tendance ôtée



2^{ième} partie

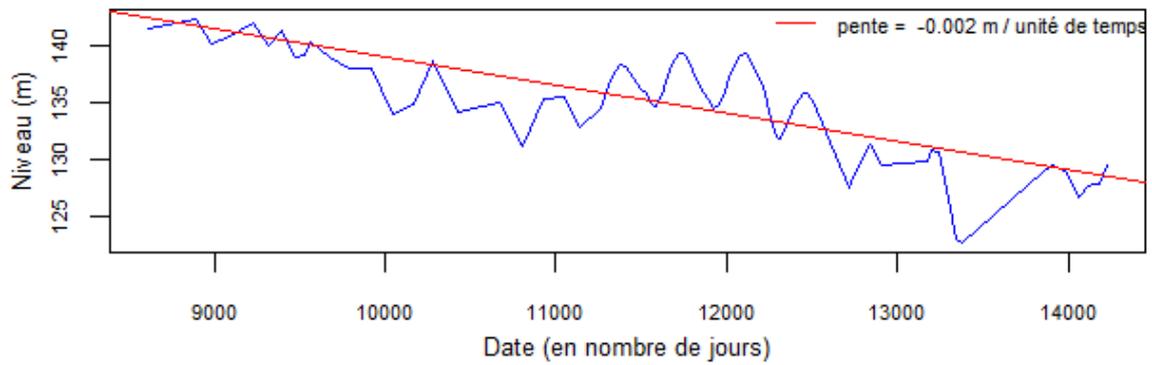


Tendance ôtée

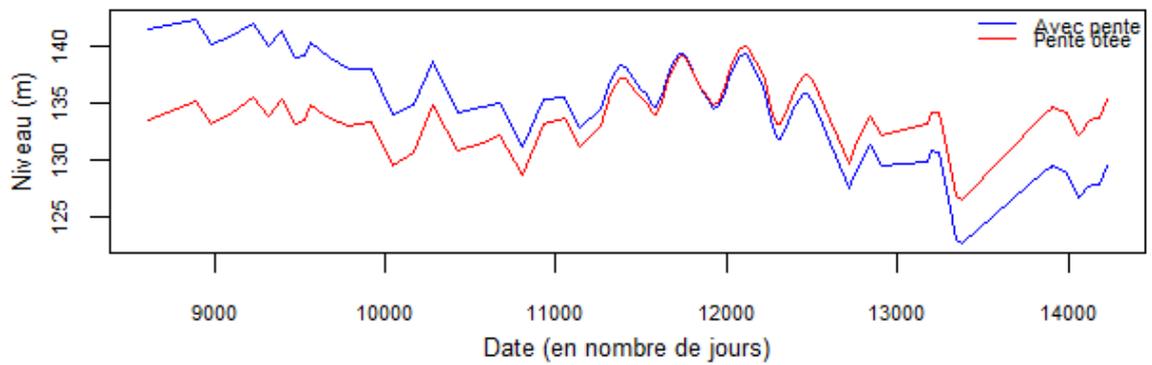


Lalongue : soustraction de 2 pentes (coupure au 01/01/2009)

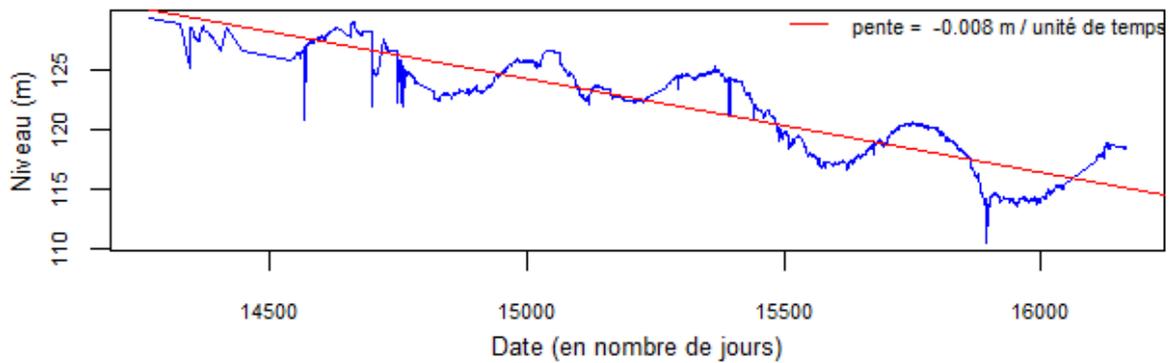
1^{ère} partie



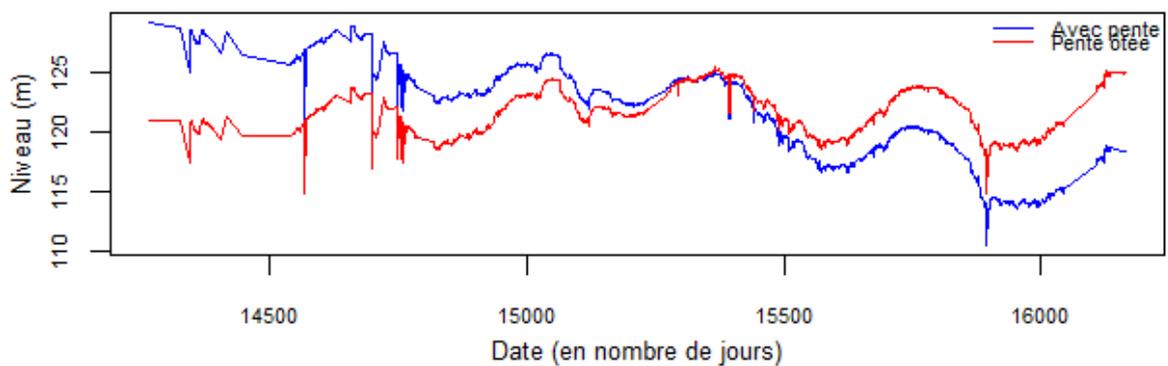
Tendance ôtée



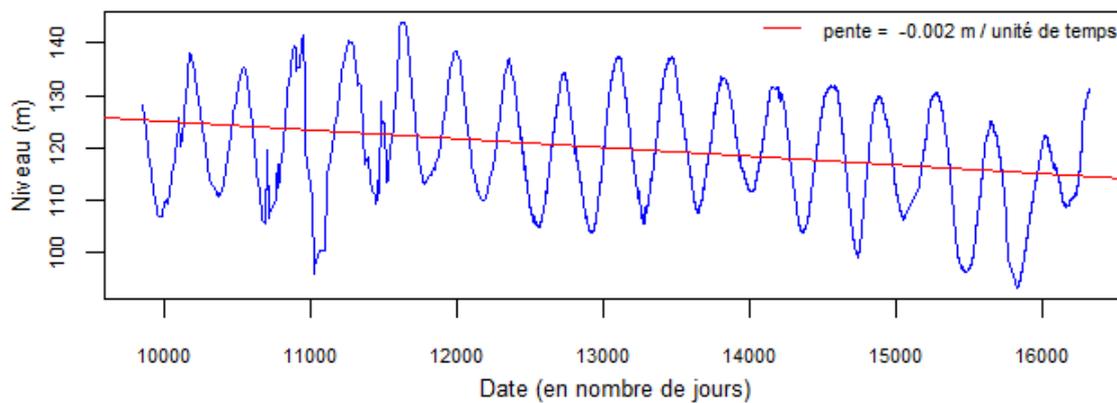
2^{ème} partie



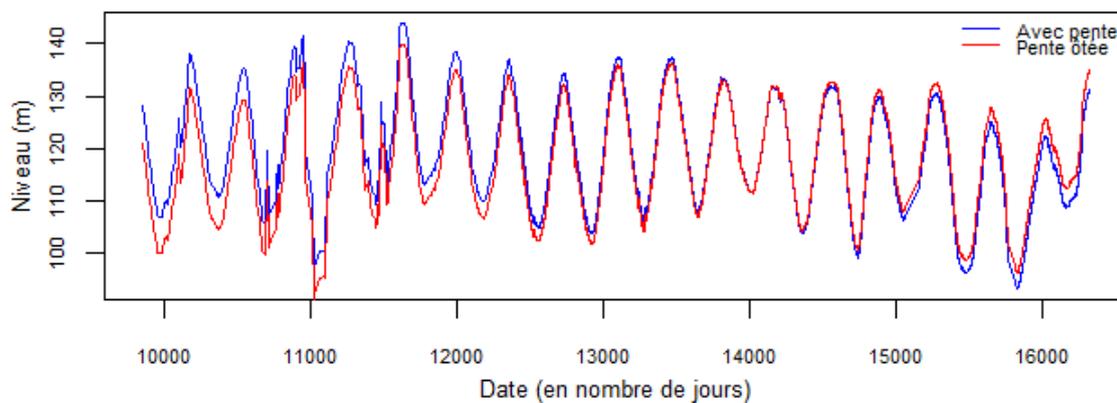
Tendance ôtée



Demu : soustraction de la pente (pas de coupure)

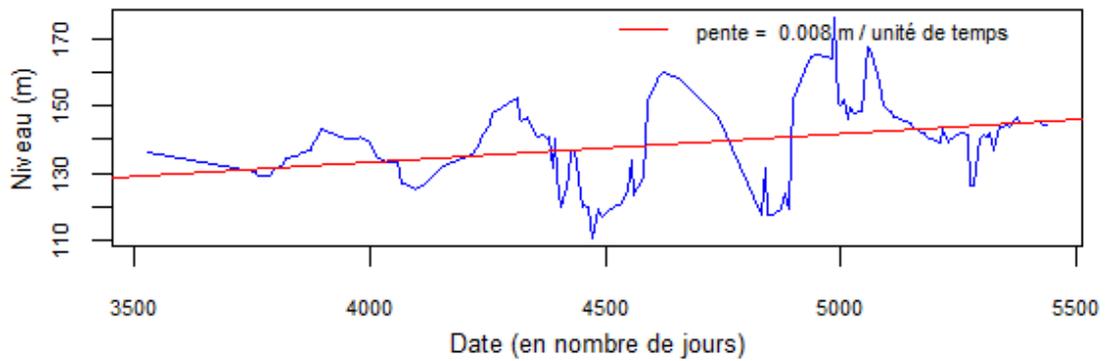


Tendance ôtée

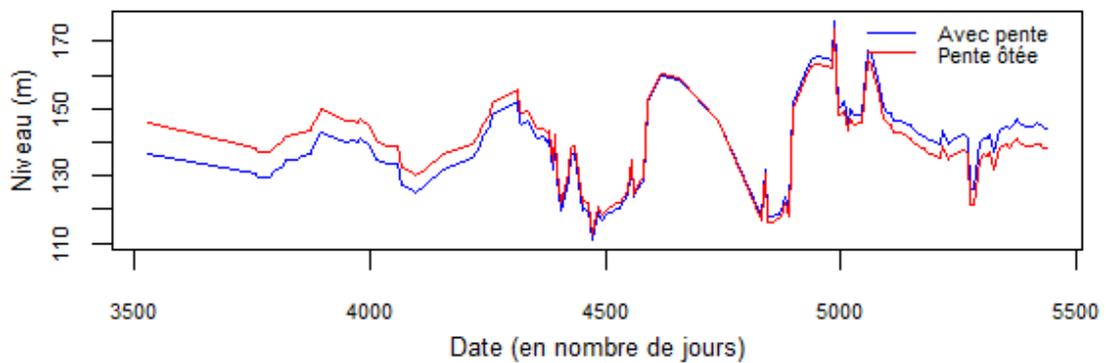


Nogaro : soustraction de 2 pentes (coupure au 01/01/1987)

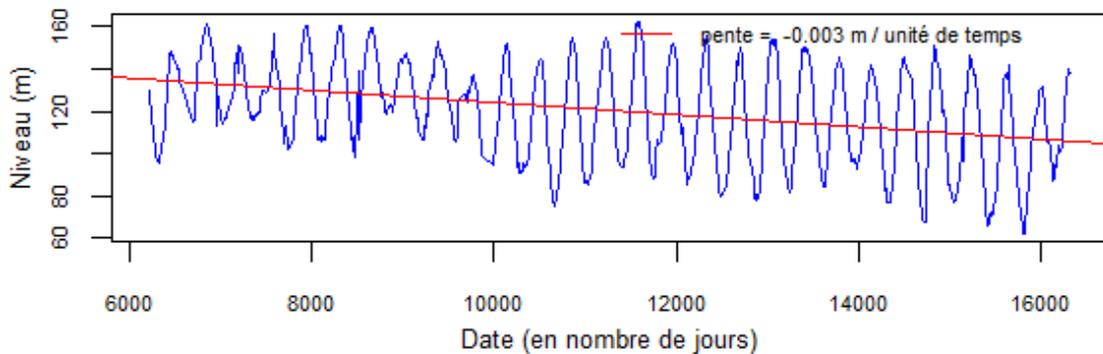
Partie 1



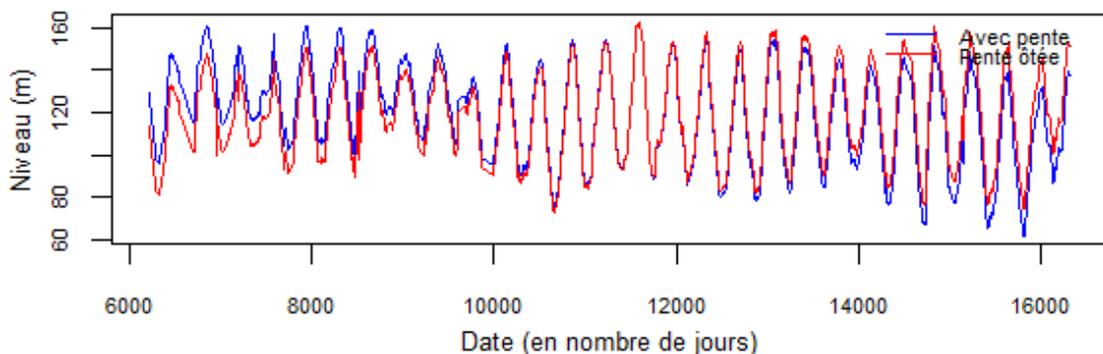
Tendance ôtée



Partie 2

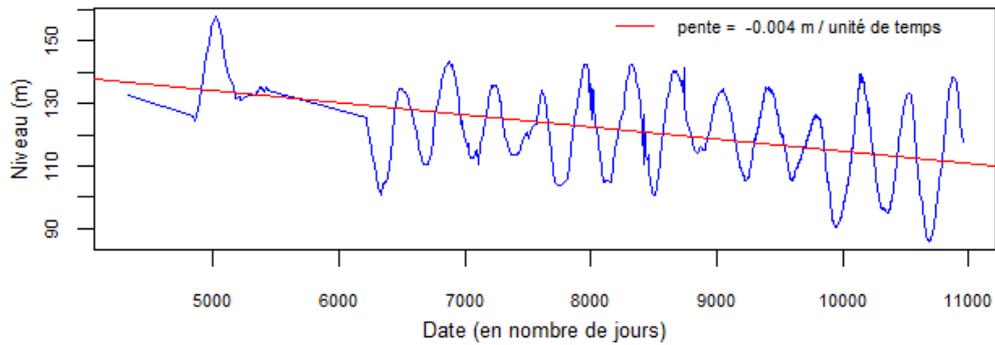


Tendance ôtée

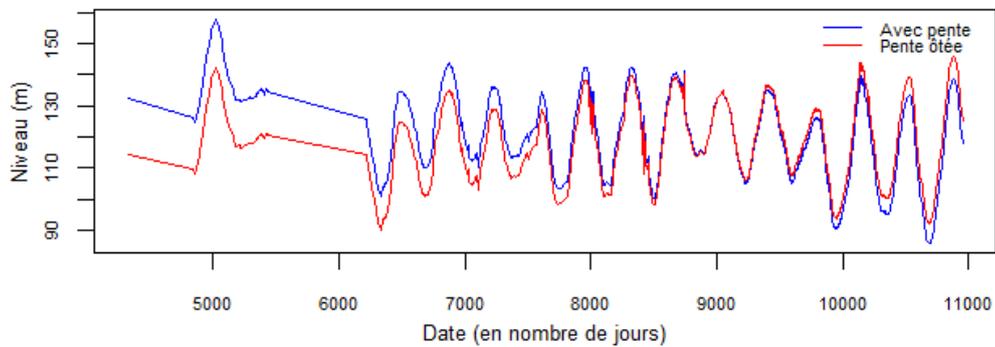


Uby : soustraction de 2 pentes (coupure au 01/01/2000)

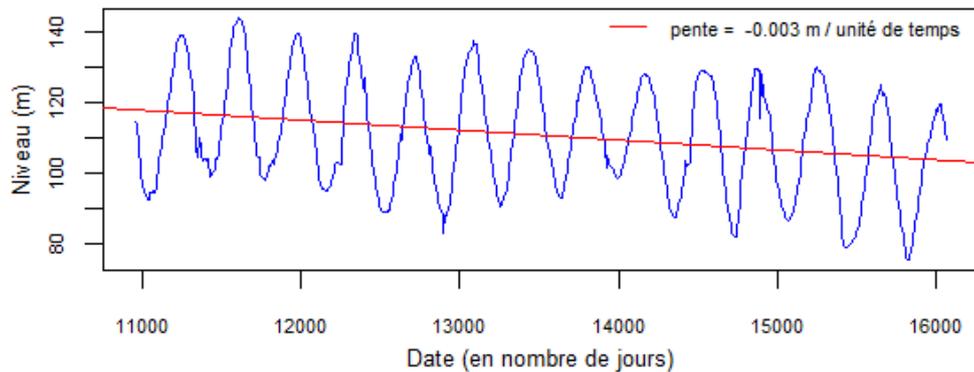
Partie 1



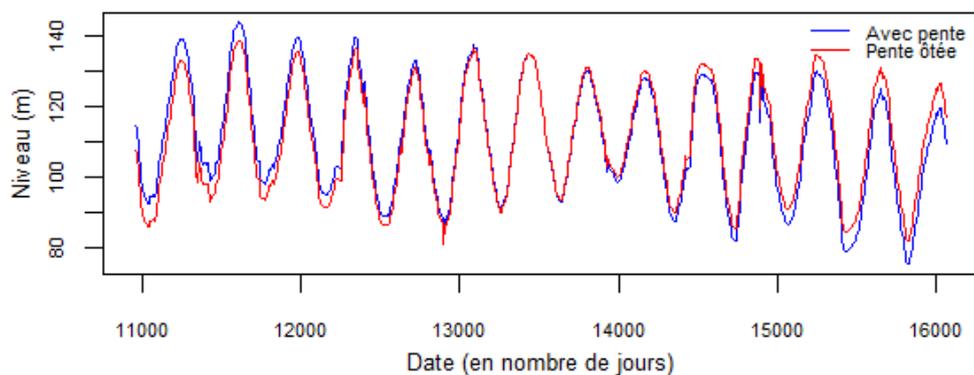
Tendance ôtée



Partie 2



Tendance ôtée



Annexe 5

Méthode de Theis généralisée : programme de calcul

Programme principal

```
#=====
#           Projet GAIA
#
# Injections et soutirages de volumes d'eau équivalent simulés par
# application du principe de superposition à la formule de Theis
#
# =====
#
library(zyp)
library(zoo)
library(tcltk2)
#
source("Fonction_Theis.R")
source("Fonction_Compare.R")
source("Fonction_Dialogues.R")
#
mainDir <- getwd()
subDir1="Résultats"
outDir <-paste(mainDir,"/",subDir1,"/",sep="")
#
Tp1<-vector()
Tp2<-vector()
S1<-vector()
S2<-vector()
S<-vector()
#
# Lecture des paramètres
# -----
tkmessageBox(title="THEISMUL",
message="Recherchez le fichier des paramètres",icon="question",type="ok")
nomfic<-tclvalue(tkgetOpenFile(filetypes="{{Fichier texte} {.txt}} {{Tous fichiers} *}"))
# Récupération du nom
nom_fic_par<-unlist(strsplit(nomfic,"/"))
nom_fic_par<-nom_fic_par[length(nom_fic_par)]
# Lecture
liste_par<-read.table(nom_fic_par,header=FALSE, sep="\t")
Nom_du_point<-as.character(liste_par$V1[1])
```

```
Emm<-as.numeric(as.character(liste_par$V1[2]))
Trm<-as.numeric(as.character(liste_par$V1[3]))
r1<-as.numeric(as.character(liste_par$V1[4]))
r2<-as.numeric(as.character(liste_par$V1[5]))
Tmax<-as.numeric(as.character(liste_par$V1[6]))
Datemax<-as.character(liste_par$V1[7])
Npalier<-as.numeric(as.character(liste_par$V1[8]))
#
# Fichier en sortie
# -----
sortie<-paste(outDir,"Résultats_",Nom_du_point,".txt",sep="")
titre_fic<-Nom_du_point
nomcol<-c("Temps","Variation de niveau")
write.table(titre_fic,file=sortie,col.names=FALSE,row.names=TRUE,
append=FALSE)
#
```

```
# Lecture des débits d'eau équivalents
# -----
data1<-read.table("Débits_Lug.txt",header=TRUE,sep="\t")
date_calend<-data1$Date_cal
Tp1<-data1$Date_num
Q1<-data1$Débit
#
data2<-read.table("Débits_Iza.txt",header=TRUE,sep="\t")
Tp2<-data2$Date_num
Q2<-data2$Débit
#
# Conversions (unité de temps =jour)
# -----
Fc = 86400.
Trm = Trm*Fc
Q1=-Q1
Q2=-Q2
#
# Constantes dans les calculs
# -----
C0 = 1./(4*pi*Trm)
C1 = 4.*Trm/(r1*r1*Emm)
C2 = 4.*Trm/(r2*r2*Emm)
#
#Le dernier palier (nul ou non) peut se poursuivre jusqu'à la date #max d'observation fixée dans le fichier
#des paramètres
#
maxipal=Npalier+1
Tp1[maxipal]=Tmax
Tp2[maxipal]=Tmax
#
k=0
j=0
R<-vector()
t_theis<-vector()
imax=1
#
```

```
tkmessageBox(title="THEISMUL",message=" Cliquez sur OK pour démarrer les calculs et patientez un peu ",icon="info",type="ok")
```

```
# Superposition temps et espace
# -----
for(t in Tp1[2:maxipal])
{
  k=k+1
  j=j+1
  if(t<Tp1[2])
  {
    S1[k]=THEIS(C1*t)*Q1[1]*C0
    S2[k]=THEIS(C2*t)*Q2[1]*C0
  }else{
    for(i in 2:Npalier)
    {
      if(t >=Tp1[i] && t < Tp1[i+1]) imax=i
      S1[k]=THEIS(C1*t)*Q1[1]*C0
      S2[k]=THEIS(C2*t)*Q2[1]*C0

      for(i in 2:imax)
      {
        t1=t-Tp1[i]
        t2=t-Tp2[i]
        w1<-THEIS(C1*t1)
        w2<-THEIS(C2*t2)
        S1[k] = S1[k] + (Q1[i]-Q1[i-1])*w1*C0
        S2[k] = S2[k] + (Q2[i]-Q2[i-1])*w2*C0
        S[k] = S1[k] + S2[k]
      }
    }
  }
}
# Ecriture sur fichier via dataframe
#
DFR<-data.frame(t,-round(S[k],4))
if(k==1)
{
  write.table(DFR,file=sortie,quote=FALSE,col.names=nomcol,
  row.names=FALSE,append=TRUE,sep="\t")
}
```

```
}else{
  write.table(DFR,file=sortie,quote=FALSE,col.names=FALSE,
  row.names=FALSE,append=TRUE,sep="\t")
}
R[jj]<-round(-S[k],2)
t_theis[jj]<-t
}
#
par(mar=c(3, 3, 2, 2) + 0.1)
labelx="Temps (nombre de jours écoulés)"
labely<-"Variation de niveau (m)"
titre<-paste("Chronique simulée au forage de ",Nom_du_point)
plot(t_theis,R,type="l",col="brown",main=titre,cex.main=0.9,
font.main=1,xlab=labelx,ylab=labely,cex.lab=0.8,cex.axis=0.7,
mgp=c(2,1,0))
points(t_theis,R,type="p",pch=20,cex=0.7,col=1)
grid(col="grey",lty="dotted")
#

# Appel de la fonction de comparaison avec chronique réelle
# -----
#
texte<-paste("Passage à la comparaison avec la chronique de ", Nom_du_point," Cliquez sur OK")
tkmessageBox(title="THEISMUL",message=texte,icon="info",type="ok")
#
date_obs<-vector()
k=0
np<-Npalier
np1<-np-1
for(i in 1:np1)
{
  k=k+1
  date_obs[k]<-as.character(date_calend[i+1])
}
date_theis<-as.Date(date_obs,format="%d/%m/%Y")
date_max<-as.Date(Datemax,format="%d/%m/%Y")
date_theis[np]<-date_max
#
```

```
date_IZA_LUG<-as.Date(as.character(date_calend),format="%d/%m/%Y")
t_IZA_LUG<-Tp1[1:Npalier]
#
#date_theis démarre à la date qui suit la date de 1ère injection (démarre au 01/07/1976)
#t_theis est sa traduction numérique (démarre à t=91)
#date_IZA_LUG est la chronique des dates injections-soutirages (démarre au 01/04/1976)
#t_IZA_LUG est sa traduction numérique
#
COMPARE(date_theis,t_theis,date_IZA_LUG,t_IZA_LUG,R,-Q1,-Q2,Nom_du_point,outDir)
#
#tkmessageBox(title="THEISMUL",message="Les fenêtres graphiques vont être fermées",
#icon="warning",type="ok")
#graphics.off()
#
# Fin du programme
```

#Fonction Theis

```
THEIS<-function(TD)
# Theis adimensionnel
# Donne SD=THEIS en fonction de TD=4.T.t/(r*r*S)
# Source : Abramowitz
{
  ELE1<-function(X)
  {
    A = -log(X)-0.57721566+X*(0.99999193+X*(-0.24991055
      +X*(0.05519968+X*(-0.00976004+X*0.00107857))))
    return(A)
  }
#
EGT1<-function(X)
{
  B = (0.250621+X*(2.334733+X)) /
    (exp(X)*X*(1.681534+X*(3.330657+X)))
  return(B)
}
#
if(TD <=0.)
{
```

```
TH=0.
}else{
  U=1./TD
  if(U >=9.)
  {
    TH=0.
  }else{
    if (U <=1.)
    {
      TH=ELE1(U)
    }else{
      TH=EGT1(U)
    }
  }
}
return(TH)
# Fin de la fonction
}
```

#Fonction Compare

```
COMPARE<-function(date_theis,t_theis,date_inj,t_inj,r,Q_LUG,Q_IZA,Nom_du_point,outDir)
{
  temps<-vector()
  date_mesure<-vector()
  val<-vector()
  #
  titre_fic<-Nom_du_point
  nomcol<-c("Temps","Niveau")
  nomcol1<-c("Date","Detrend","Niveau")
  nomcolsim<-c("Date","Niveau_simulé")
  #
  # Recherche du fichier des niveaux
  # -----
  texte_message="Recherchez le fichier des niveaux mesurés"
  tkmessageBox(title="THEISMUL",message=texte_message,icon="question", type="ok")
  nomfic<-tclvalue(tkgetOpenFile(filetypes="{{Fichier texte} {.txt}} {{Tous fichiers} *}"))
  #
```

```
# Récupération du nom
# -----
nom_fic_niv<-unlist(strsplit(nomfic,"/"))
nom_fic_niv<-nom_fic_niv[length(nom_fic_niv)]
#
# On ouvre une connexion (nécessaire pour une lecture ligne par ligne)
# -----
con=file(nom_fic_niv,open="r")
line=readLines(con)
long=length(line)-1 # moins la ligne titre
close(con)
#
# Lecture du fichier et décodage des variables
# -----
k=0
con=file(nom_fic_niv,open="r")
ligne=readLines(con,1)
for (i in 1:long)
{
  ligne=readLines(con,1)
  l1<-substr(ligne,1,10)
  l2<-substr(ligne,11,20)
  l3<-substr(ligne,21,30)
  if(l3!="")
  {
    k=k+1
    date_mesure[k]<-as.character(l1)
    temps[k]<-as.numeric(l2)
    val[k]<-as.numeric(l3)
  }
}
close(con)
#
# Conversion en objet zoo (nécessaire pour la suite)
# -----
date_mesure1<-as.Date(date_mesure,format="%d/%m/%Y")
zval<-zoo(val,date_mesure1)
#
```

```

# Sortie sur fichier
# -----
DF<-data.frame(date_mesure,val)
sortie0=paste(outDir,"Chronique de ",Nom_du_point,".txt",sep="")
write.table(titre_fic,file=sortie0,col.names=FALSE,row.names=TRUE,append=FALSE)
write.table(DF,file=sortie0,quote=FALSE,col.names=nomcol,row.names=FALSE,append=TRUE,sep="\t")
#
# Graphique
# -----
windows()
par(mfrow=c(2,1),mar=c(3, 3, 2, 2) + 0.1)
titre=paste("Chronique de ", Nom_du_point)
plot(zval,type="p",col=4,xlab="Date",ylab="Niveau (m)",cex.lab=0.8,pch=20,cex=0.4,
cex.axis=0.7,main=titre,cex.main=0.9,font.main=1,mgp=c(2,1,0))
lines(zval,type="l",col=4)
#
# Pour la superposition sur l'autre axe vertical, il faut que les 2 périodes de temps coïncident
#(même date début et même date de fin). D'où la séquence qui suit :
#=====
val_tot<-vector()
date_tot<-date()
lg_chro=length(date_mesure)

for (j in 1:lg_chro)
{
  date_tot[j+1]=date_mesure1[j]
  val_tot[j+1]=val[j]
}
date_tot[1]=date_inj[1]
val_tot[1]=NA

df<-date_mesure1[lg_chro]
date_inj1=c(date_inj,df)
Q_IZA1=c(Q_IZA,NA)
#=====
titre1<-paste("Débits d'injection à Izaute et niveaux à ",Nom_du_point,sep="")
plot(date_inj1,Q_IZA1/1000,type="l",col="magenta",xlab="Date",ylab="Débits(1000 m3/jour)",cex.lab=0.8,

```

```
cex.axis=0.7,main=titre1,cex.main=0.9,font.main=1,mgp=c(2,1,0))
par(new=TRUE)
plot(date_tot,val_tot,type="l",col=4,xlab="",ylab="",xaxt="n",yaxt="n",cex.lab=0.7,col.lab=4)
axis(4,cex.axis=0.7)
points(date_tot,val_tot,type="p",pch=20,cex=0.4,col=4)
mtext("Niveaux (m)",side=4,cex=0.8,col=4)
#
# Choix d'une partie de la chronique si 2 pentes sont à soustraire
# -----
texte="Voulez vous couper la série en 2 parties (par exemple 2 pentes différentes)"
reponse<-QUESTION(texte)
if(reponse=="Oui")
{
  texte1<-"Date de la coupure"
  texte2<-"Sous la forme aaaa-mm-jj, par ex. 2009-01-01"
  SELECTION_VALEUR(texte1,texte2)
  tcoup<-as.character(valeur) # valeur vient de SELECTION_VALEUR dans Fonction_Dialogues
  tcoup1=as.numeric(as.Date(tcoup))
  tcoup2=as.Date(as.numeric(tcoup1)-1)
  npart=2
  deb1=start(zval)
  fin1=tcoup2
  deb2=tcoup
  fin2=end(zval)
}else{
  npart=1
  deb1<-start(zval)
  fin1<-end(zval)
}
# BOUCLE
# =====
for(n in 1:npart)
{
  if(n==1)
  {
    deb=deb1 ; fin=fin1
  }else if(n==2){
    deb=deb2 ; fin=fin2
  }
}
```

```
}
wzval<-window(zval,start=deb,end=fin)
wtemps<-as.numeric(time(wzval))
wval<-coredata(wzval)
#
# On calcule la tendance (sur une fenêtre éventuellement si npart=2)
# -----
zsen<-zyp.sen(wval~wtemps)
pente_Sen<-as.numeric(zsen$coefficients[2])
intercepte<-as.numeric(zsen$coefficients[1])
#
reglin<-lm(wval~wtemps)
pente_regre=reglin$coefficients[2]
b=reglin$coefficients[1]
#
# Equation de la droite de tendance
# -----
yS=pente_Sen*wtemps + intercepte
yR=pente_regre*wtemps + b
#
# On enlève la tendance
# -----
detrendS=wval-yS + mean(wval)
detrendR=wval-yR + mean(wval)
#
# Graphique avec droite de tendance
# -----
windows()
par(mfrow=c(2,1),mar=c(3, 3, 2, 2) + 0.1)
titreaxey="Niveau (m)"
unit="m / unité de temps"
plot(wtemps,wval,type="l",col=4,xlab="Date (en nombre de jours)",ylab=titreaxey,cex.main=0.8,
cex.lab=0.8,cex.axis=0.7,mgp=c(2,1,0))
abline(reglin,col="red")
text1<-paste(" pente = ",round(pente_regre,3),unit)
legend("topright",legend=text1,col=2,lty=1,lwd=1,cex=0.7,bty="n")
#
```

```
# Tendance ôtée :
# -----
titre="Tendance ôtée"
plot(wtemps,wval,type="l",col=4,main=titre, cex.main=0.8,font.main=1,
     xlab="Date (en nombre de jours)", ylab=titreaxey,cex.lab=0.8,cex.axis=0.7,mgp=c(2,1,0))
lines(wtemps,detrendR,type="l",col=2)
legend("topright",legend=c("Avec pente","Pente ôtée"),col=c(4,2),lty=c(1,1),lwd=c(1,1),
      cex=0.7,bty="n")
#
# On prépare la suite
# -----
if(n==1)
{
  wtemps1=wtemps
  wtemps11=time(wzval)
  detrendR1=detrendS
  wval1<-wval
  m1=mean(detrendR1)
  m2=0
}else if(n==2){
  wtemps2=wtemps
  wtemps22=time(wzval)
  detrendR2=detrendS
  m2=mean(detrendR2)
  wval2<-wval
}
}
#
# =====
#Comparaison avec les résultats de Theismul
# =====
#
h1<-r+m1
h2<-r+m2
#
# Attention : il faut tenir compte du décalage temporel car la conversion numérique des dates avec R
# ne correspond pas au nombre de jours écoulés dans le fichier des résultats de Theimul :
# d'où translation nécessaire (variable dif ci-dessous)
```

```
#
tzval<-time(zval)
tps1<-as.numeric(tzval[1]) # issu de l'objet zoo créé ci-dessus : date de la première valeur rencontrée
tps0<-temps[1]          # c'est le même temps mais exprimé dans l'échelle utilisée par Theismul
dif<-(tps1-tps0)
wt1<-wtemps1-dif
if(npart==2) wt2<-wtemps2-dif
#
# Graphiques
# -----
windows()
par(mfrow=c(2,1),mar=c(3, 3, 2, 2) + 0.1)
if(npart==2)
{
  titre1<-"Comparaison Theismul (en marron) avec partie 1,tendance ôtée"
}else if(npart==1){
  titre1<-"Comparaison de la chronique tendance ôtée avec résultats de Theimul (en marron)"
}
plot(wtemps11,detrendR1,type="l",col=4,main=titre1, cex.main=0.8,font.main=1,
      xlab="Date", ylab=titreaxey,cex.lab=0.8,cex.axis=0.7,mgp=c(2,1,0))
lines(date_theis,h1,type="l",col="brown")
#
# Sortie sur fichier
# -----
if(npart==1)
{
  DF1<-data.frame(wtemps11,round(detrendR1,2),wval1)
  sortie1=paste(outDir,"Chronique détrendée de ",Nom_du_point,".txt",sep="")
  write.table(titre_fic,file=sortie1,col.names=FALSE,row.names=TRUE,append=FALSE)
  write.table(DF1,file=sortie1,quote=FALSE,col.names=nomcol1,row.names=FALSE,append=TRUE,
              sep="\t")
  #
  DF11<-data.frame(date_theis,round(h1,2))
  sortie11=paste(outDir,"Chronique simulée de ",Nom_du_point,".txt",sep="")
  write.table(titre_fic,file=sortie11,col.names=FALSE,row.names=TRUE,append=FALSE)
  write.table(DF11,file=sortie11,quote=FALSE,col.names=nomcolsim,row.names=FALSE,append=TRUE,
              sep="\t")
}
```

```
if(npart==2)
{
  titre2<-"Comparaison Theismul (en marron) avec partie 2,tendance ôtée"
  plot(wtemps22,detrendR2,type="l",col=4,main=titre2, cex.main=0.8,font.main=1,
       xlab="Date", ylab=titreaxey,cex.lab=0.8,cex.axis=0.7,mgp=c(2,1,0))
  lines(date_theis,h2,type="l",col="brown")
}
# Reconstitution de la chronique entière sans tendance
# -----
if(npart==2)
{
  detrendR3<-detrendR2+(m1-m2)
  detrendR<-c(detrendR1,detrendR3)
  #tt<-c(wt1,wt2)
  tt<-c(wtemps11,wtemps22)
  h<-r+mean(detrendR)
  #
  windows()
  par(mfrow=c(2,1),mar=c(3, 3, 2, 2) + 0.1)
  titre3<-"Comparaison de la chronique tendance ôtée avec résultats de Theimul (en marron)"
  plot(tt,detrendR,type="l",col=4,xlab="Date",ylab="Niveau (m)",
       cex.lab=0.8,cex.axis=0.7,main=titre3,cex.main=0.8,font.main=1,mgp=c(2,1,0))
  points(tt,detrendR,type="p",col=4,pch=20,cex=0.3)
  lines(date_theis,h,type="l",col="brown")
  #
  # Sortie sur fichier
  DF1<-data.frame(tt,round(detrendR,2),val)
  sortie1=paste(outDir,"Chronique détrendée de ",Nom_du_point,".txt",sep="")
  write.table(titre_fic,file=sortie1,col.names=FALSE,row.names=TRUE,append=FALSE)
  write.table(DF1,file=sortie1,quote=FALSE,col.names=nomcol1,row.names=FALSE,append=TRUE,
             sep="\t")
  #
  DF2<-data.frame(date_theis,round(h,2))
  sortie2=paste(outDir,"Chronique simulée de ",Nom_du_point,".txt",sep="")
  write.table(titre_fic,file=sortie2,col.names=FALSE,row.names=TRUE,append=FALSE)
  write.table(DF2,file=sortie2,quote=FALSE,col.names=nomcolsim,row.names=FALSE,append=TRUE,
             sep="\t")
}
```

```
# Fin de la fonction
```

```
}
```

Fonction Dialogues

```
QUESTION<-function(txt1)
```

```
{
```

```
tt<-tkoplevel()
```

```
rb1<-tkradiobutton(tt)
```

```
rb2<-tkradiobutton(tt)
```

```
rbValue<-tclVar("Oui")
```

```
tkconfigure(rb1,variable=rbValue,value="Oui")
```

```
tkconfigure(rb2,variable=rbValue,value="Non")
```

```
tkgrid(tklabel(tt,text=txt1),columnspan=5)
```

```
tkgrid(tklabel(tt,text="Oui"),rb1)
```

```
tkgrid(tklabel(tt,text="Non"),rb2)
```

```
done<-tclVar(0)
```

```
OnOK<-function()
```

```
{
```

```
tclvalue(done)<-1
```

```
tkdestroy(tt)
```

```
}
```

```
OK.but<-tkbutton(tt,text="OK",command=OnOK)
```

```
tkgrid(OK.but,row=4,column=3)
```

```
tkwait.variable(done)
```

```
#
```

```
reponse<-as.character(tclvalue(rbValue))
```

```
return(reponse)
```

```
}
```

```
#
```

```
#-----
```

```
# Fonction Sélection d'une valeur
```

```
#-----
```

```
SELECTION_VALEUR<-function(texte1,texte2)
```

```
{
```

```
tt<-tkoplevel()
```

```
tktitle(tt) <-texte1
```

```
titre<-tklabel(tt, text=texte2)
```

```
police_texte2 <- tkfont.create(family="arial",size=10)
```

```
tkconfigure(titre,font=police_texte2,foreground="black")
# valeur par défaut du widget 'tkentry'
valeur<-tkentry(tt, width=60, textvariable=tclVar(" "))
# la fonction lancée en appuyant sur le bouton de commande
done<-tclVar(0)
ok<-function()
{
  val<-tkget(valeur)
  affiche<-paste("Vous avez choisi :", val)
  tkmessageBox(title="Fin", message=affiche, icon="info", type="ok")
  assign("valeur",val,envir = .GlobalEnv)
  tclvalue(done)<-1
  tkdestroy(tt)
}
# le bouton appelant la fonction ok()
bouton<-tkbutton(tt, text="Fermer", command=ok)
tkpack(titre)
tkpack(valeur,bouton)
tkwait.variable(done)
}
#
```

```
AFFICHE_MESSAGE<-function(message1)
{
  tt <- tktoplevel()
  tktitle(tt)<-"Attention"
  txt <- tktext(tt, bg="white",height=10)
  tkgrid(txt)
  tkconfigure(txt, state="normal")
  tkinsert(txt,"end",message1)
  OK.but <- tkbutton(tt,text="OK",command=OnOK)
  tkgrid(OK.but)
  OnOK<-function()
  {
    #tclvalue(done)<-1
    tkdestroy(tt)
  }
}
```

Fichier des paramètres

```
# Point de mesure
Castelnau-Tursan
# Emmagasinement
0.8e-4
#Transmissivité en m2/s
2.5e-2
#Distance du point d'observation au stockage de Lussagnet
19000
#Distance du point d'observation au stockage d'Izaute
28500
#Temps d'observation maxi (en nombre de jours) pour tenir compte de la dernière injection.
13877
#Date d'observation maxi pour tenir compte de la dernière injection.
30/03/2014
#Nombre de paliers de débit
178
```

Fichier des débits d'eau équivalents.

Il y en a deux, au format texte **type txt**, de nom Débit_Iza.txt et Débit_Lug.txt. Exemple :

```
  Date_cal   Date_num   Débit
```

Projet GAIA - Année 3 - Exploitation des cycles d'injections et de soutirages de gaz aux sites de Lussagnet et Izaute pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des Sables infra-molassiques

01/04/1976	0	12070
01/07/1976	91	12017
01/10/1976	183	11900
01/01/1977	275	11718

Le nom des colonnes : Date_cal (Date calendaire), Date_num (Nombre de jours écoulés après la 1^{ère} injection) et Débit (Débit d'eau équivalent), ne doit pas être modifié.

Fichier des chroniques piézométriques

Un fichier par chronique, au format texte type **prn** en raison du format du fichier (existence d'une date sans valeur de niveau associée, ce que R ne sait pas gérer en txt).

Ce format est :

Date	Nombre de jours écoulés	Niveau (m)
09/10/1986	3843	129.40
10/10/1986	3844	
11/10/1986	3845	
12/10/1986	3846	
13/10/1986	3847	
14/10/1986	3848	
15/10/1986	3849	
16/10/1986	3850	127.30
17/10/1986	3851	



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Nouvelle Aquitaine

Parc Technologique Europarc
24, Avenue Léonard de Vinci

33600 – Pessac – France

Tél. : 05 57 26 52 70