# CHAPITRE III

# UN CADRE HYDROGEOLOGIQUE REVISITE

III.1. RECHERCHE D'UN CADRE HYDRODYNAMIQUE RÉGIONAL ARGUMENTÉ

III.2 EVALUATION DE L'IMPACT HYDROGÉOLOGIQUE DES STOCKAGES SUR L'ANTICLINAL D'AUDIGNON

III.3 COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE ACTUEL DE LA STRUCTURE DE BARBOTAN

# III. Un cadre hydrogéologique revisité

Nous avons vu que l'information hydrogéologique concernant le réservoir sous-molassique présentait un caractère lacunaire et dispersé.

La nécessité d'établir une démarche montrant et traduisant l'unité d'ensemble nous a conduit à utiliser la perturbation cyclique engendrée par l'activité de stockage - déstockage comme un outil privilégié pour la connaissance des propriétés d'échelle décakilométrique du système sous-molassique, correspondant à sa zone d'influence.

L'utilisation de ce signal majeur peut être confortée et complétée par l'étude des signaux naturels mineurs mais très perceptibles engendrés par les variations de pression barométrique et l'effet de marée terrestre particulièrement nets pour les aquifères confinés.

A l'échelle hectométrique, l'information locale pourra être reliée de manière pertinente à celle du bassin majeur de par la perception des signaux de stockage et leur atténuation, mais aussi par la prise en compte des données et des tests issus des ouvrages locaux.

# III.1. Recherche d'un cadre hydrodynamique régional argumenté

## *III.1.1. Fluctuations induites majeures*

### *III.1.1.1. Analogie des fluctuations tidales*

**Dispositif de suivi**

Ainsi que nous l'avons vu, les stockages saisonniers de gaz engendrent un signal que l'on peut, sous certaines réserves, assimiler à une onde de marée principale se propageant dans un aquifère captif. Les signaux amortis et observés à différentes distances de l'origine fluctuent selon la même période.

A l'origine, on considérera deux points sources représentant chacun les deux stockages. Les puits LUG009 sur Lussagnet et IZA002 sur Izaute sont identifiés comme origine et les puits du réseau de suivi constituent les points d'observation, à savoir (figure III.1) :

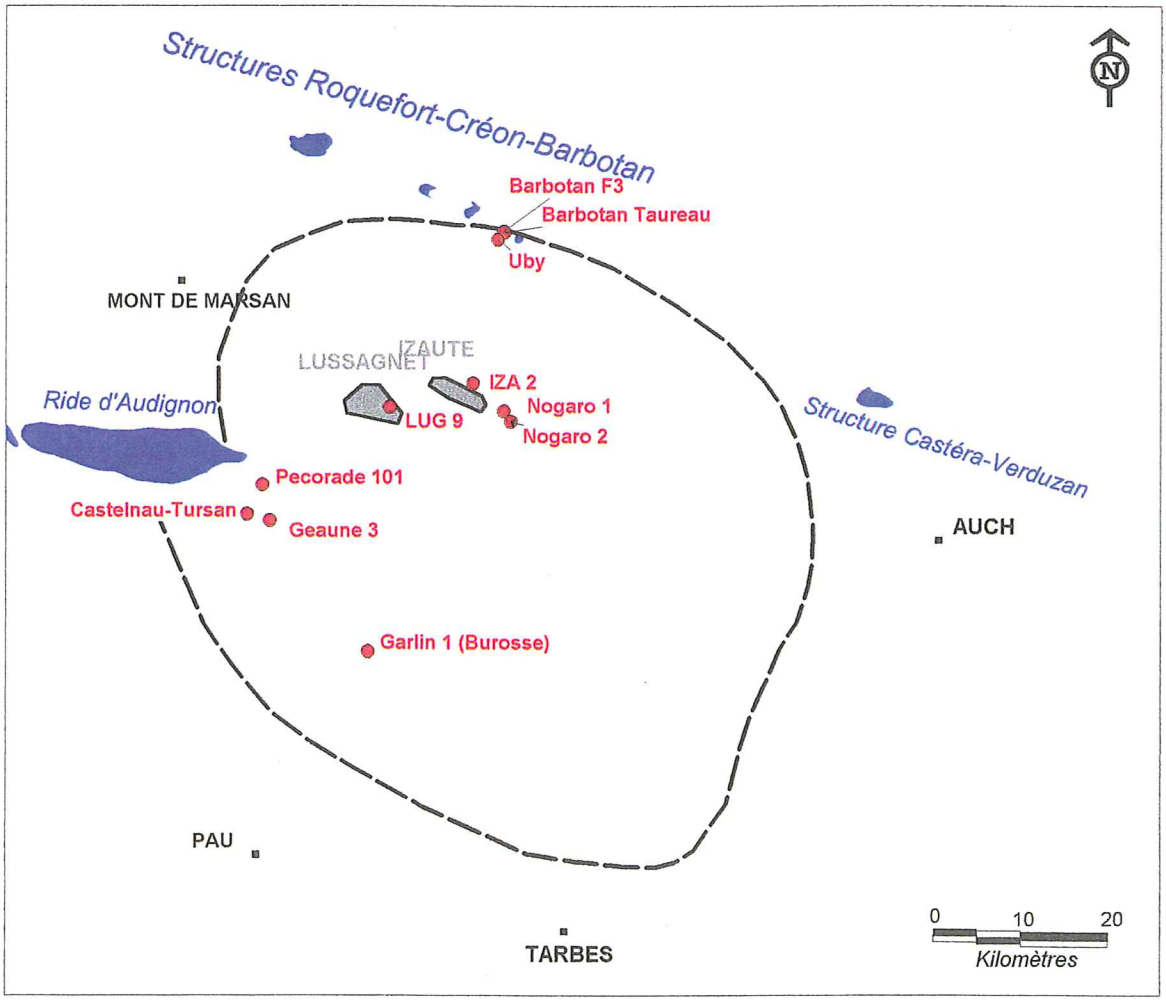



*Figure III.1 : puits observateurs dans la zone d'influence des stockages*

- Nogaro 1 et 2 à proximité des stockages ;
- Garlin 1 (Burosse) pour le Sud de la zone d'influence ;
- Geaune 3, Castelnau-Tursan et Pécorade 101 près de l'anticlinal d'Audignon ;
- Uby, Taureau, Geyser 1 et F3 pour le secteur nord près de la structure de Barbotan.

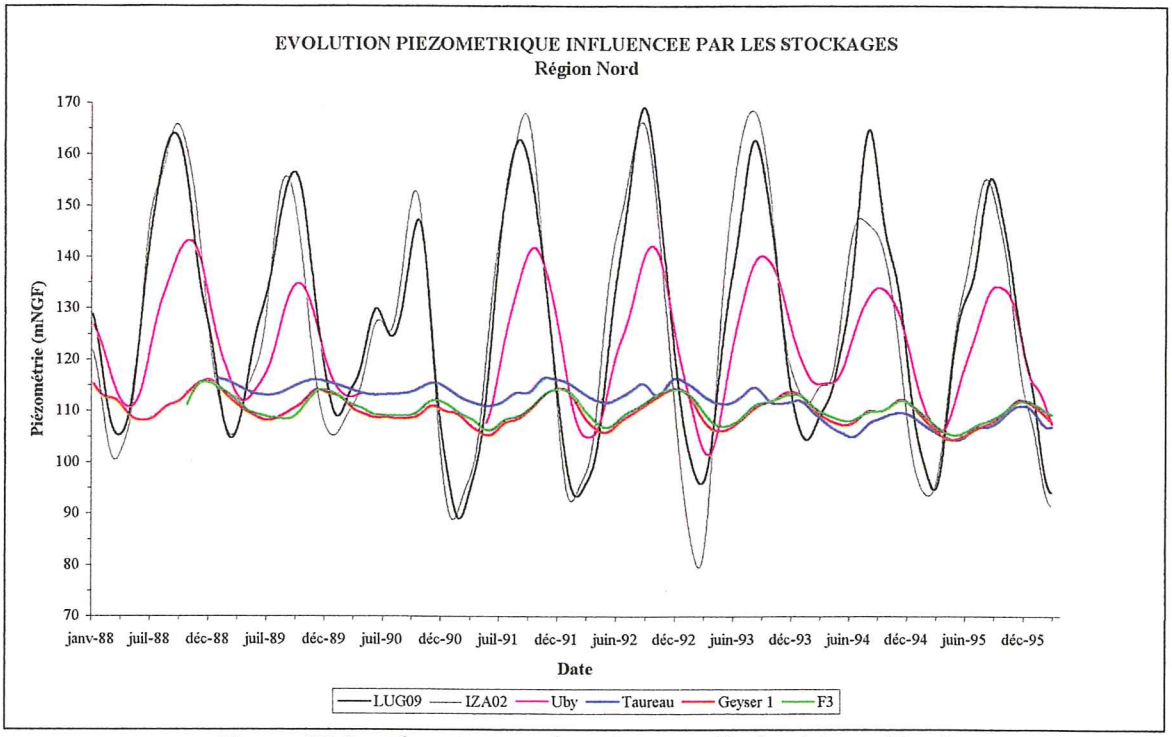



*Figure III.2a: chroniques piézométriques filtrées (région Nord)*

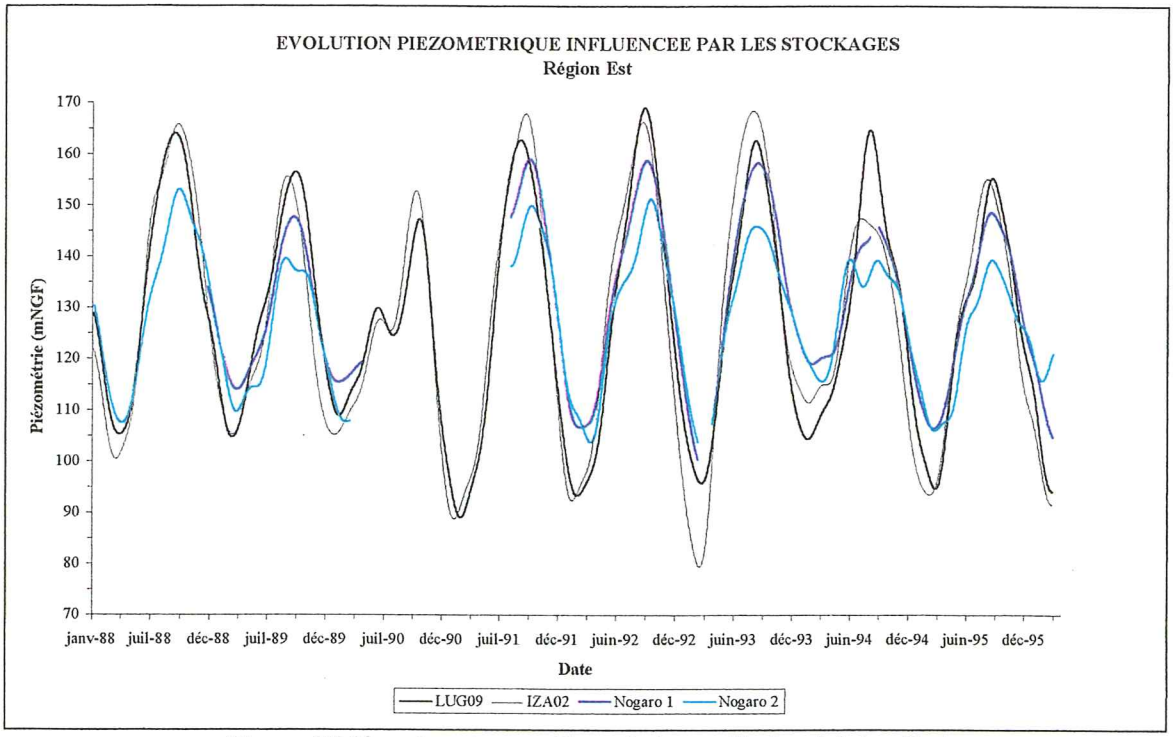



*Figure III.2b : chroniques piézométriques filtrées (région Est)*

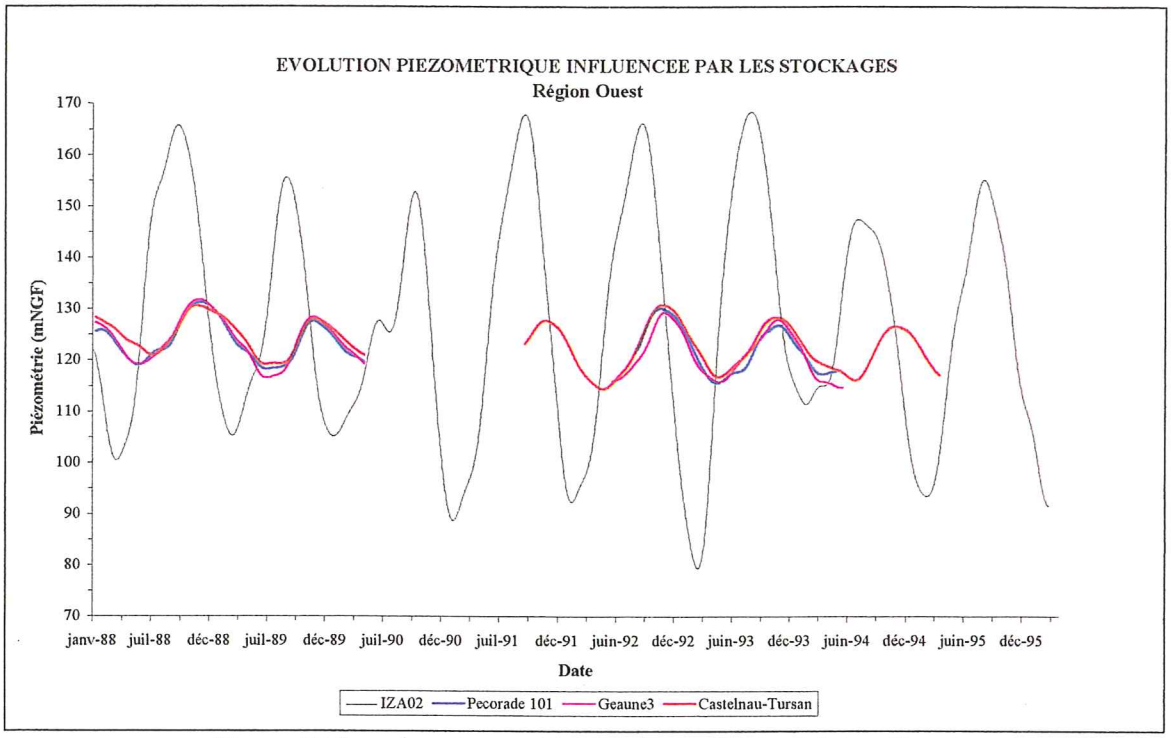



*Figure III.2c : chroniques piézométriques filtrées (région Ouest)*

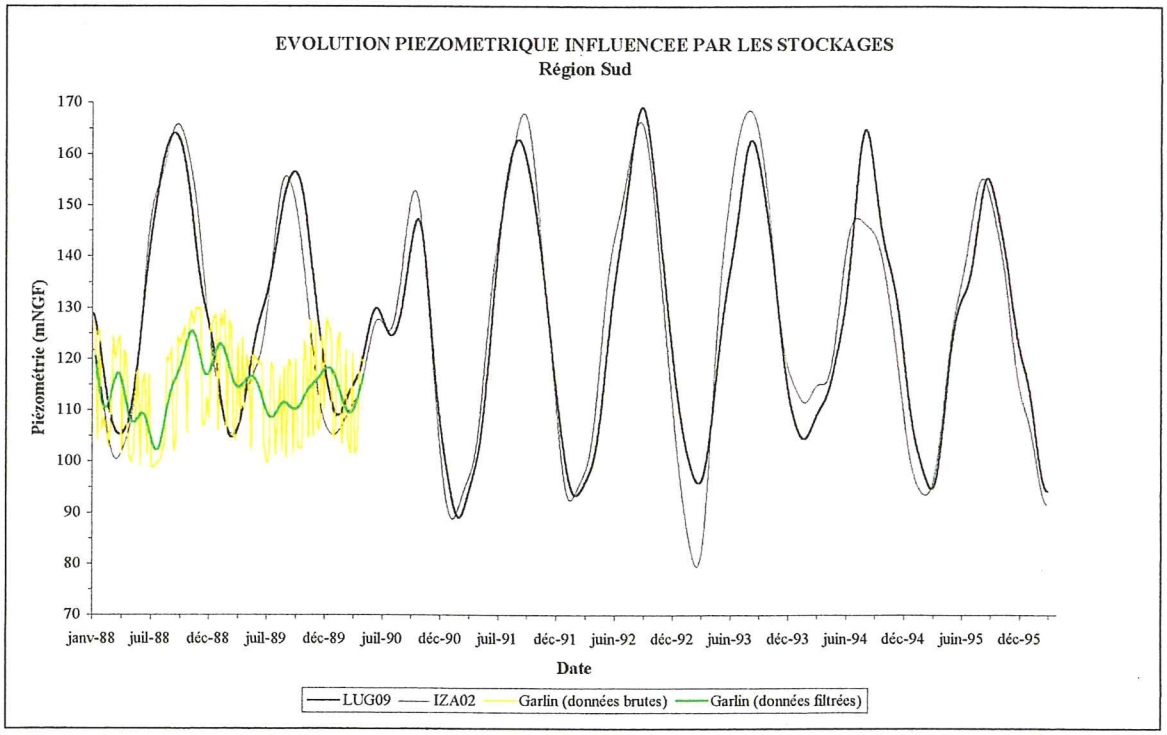



*Figure III.2d : chroniques piézométriques filtrées (région Sud)*

Sur ces puits de la zone d'influence régionale on dispose de chroniques pluriannuelles exploitables. Tous ces puits sont exploités à l'exception du piézomètre Uby et du puits Taureau. Le suivi de ces puits est réalisé selon un pas de temps hebdomadaire. Les chroniques ont été transformées en séries au pas de temps journalier par interpolation linéaire, puis filtrées dans le

domaine fréquentiel de manière à éliminer les signaux de haute fréquence (pompages) dont la période est inférieure à 1 mois (figures III.2a à III.2d).

*Théorie*

Ferris [49] (1951) a décrit une méthode, dite « méthode des marées », permettant de déterminer la diffusivité de ces aquifères (rapport de la transmissivité sur le coefficient d'emmagasinement). Pouchan [81] (1959), Schoeller & Pouchan [90] (1960) ont développé cette méthode de manière à obtenir individuellement les valeurs des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère.

L'équation différentielle décrivant un écoulement unidirectionnel dans un aquifère captif est donnée par plusieurs auteurs (Jacob [56], 1940 ; Ferris [49], 1959 ; De Wiest [39], 1965) :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad \textit{(Equation III.1)}$$

avec h : baisse ou élévation de la piézométrie,
x : distance du puits d'observation à la zone de contact entre l'aquifère et la limite source,
t : temps,
$S_s$ : coefficient d'emmagasinement spécifique,
K : perméabilité.

Si l'on suppose avec Ferris [49] (1951) que la fluctuation de l'aquifère est engendrée par une fluctuation de marée à caractère périodique. Deux cas peuvent être considérés.

① relation par contact (ouverture) de l'aquifère avec le corps soumis à la marée (figure III.3 ) :

Si l'on peut imaginer que la fluctuation sinusoïdale est de la forme :

$$h(t) = h_0 \sin\frac{2\pi t}{t_0} \qquad \textit{(Equation III.2)}$$

où $t_0$ est la période de la fluctuation et $h_0$ la ½ amplitude de l'onde à l'origine. L'aquifère est supposé homogène, d'épaisseur uniforme. En dénommant x la distance orthogonale à la limite source, l'équation III.1peut être résolue pour les conditions aux limites telles que l'équation III.2 s'applique à x=0, et la ½ amplitude h s'amortit exponentiellement pour une distance x infinie :

$$h(x,t) = h_0 e^{-x\sqrt{\pi S_s/t_0 K}} \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - x\sqrt{\pi S_s/t_0 K}\right) \qquad \textit{(Equation III.3)}$$

Cette équation décrit le mouvement d'une onde sinusoïdale qui s'amortit de manière exponentielle lors de sa progression dans un aquifère, à vitesse constante, du rivage vers l'intérieur des terres.

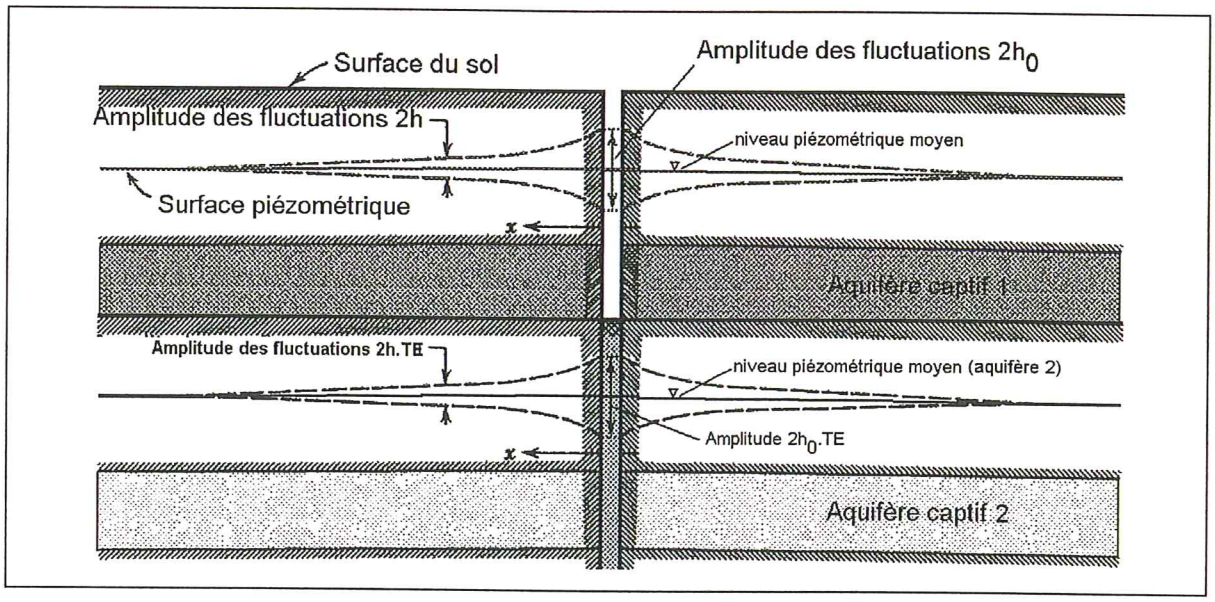



*Figure III.3 : fluctuation périodique dans un aquifère captif avec effet de surcharge sur l'aquifère sous-jacent*

② relation par surcharge de l'aquifère avec le corps soumis à la marée (figure III.3 ) :

La variation de la surcharge sur un aquifère profond, due aux mouvements de marée dans un aquifère sus-jacent, sera supportée d'une part par le squelette solide de l'aquifère et d'autre part par l'eau contenue dans les pores de la roche. L'amplitude des fluctuations piézométriques ΔH sera donc plus faible que celle des fluctuations du niveau marin ΔZ. Leur rapport est défini sous le terme de « sensibilité à la marée » (« Tidal Efficiency ») TE de l'aquifère (Jacob [56], 1940) :

$$TE = \frac{\alpha}{\alpha + n\beta} = \frac{\Delta H}{\Delta Z} \qquad \textit{(Equation III.4)}$$

avec $\alpha$ : compressibilité de la matrice poreuse,
$\beta$ : compressibilité de l'eau,
n : porosité de l'aquifère.

Si l'on se réfère au schéma géologique de l'aquifère complexe sous-molassique proposé par Cavelier et al. [24] (1997), on peut considérer que la propagation de l'onde de pression issue des stockages se propagera dans les aquifères relais. Cet effet de surcharge serait donc prépondérant.

Dans ce cas, on introduit dans l'équation III.3 le coefficient de sensibilité à la marée :

$$h(x,t) = h_0 . TE . e^{-x\sqrt{\pi S_s / t_0 K}} \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - x\sqrt{\pi S_s / t_0 K}\right) \qquad \textit{(Equation III.5)}$$

Le rapport des amplitudes des fluctuations à une distance x peut être exprimé en terme de sensibilité à la marée :

$$TE = e^{-x\sqrt{\pi S_s / t_0 K}} \qquad \textit{(Equation III.6)}$$

Le temps nécessaire à une onde pour parcourir une distance x sera :

$$t_L = x\sqrt{\frac{t_0 S_s}{4\pi K}} \qquad \textit{(Equation III.7)}$$

***Détermination des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère***

Jacob [56] (1940), Pouchan [81] (1959) ont défini le coefficient d'emmagasinement spécifique d'un aquifère comme étant le volume d'eau libéré par un prisme d'aquifère de section unitaire, sous l'effet d'une baisse de charge piézométrique égale à l'unité. Dans un aquifère confiné, le coefficient d'emmagasinement spécifique est de la forme :

$$S_s = \gamma(\alpha + n\beta) \qquad \textit{(Equation III.8)}$$

avec $\gamma$ le poids spécifique de l'eau. En combinant les équations III.4 et III.8, on obtient (Carr & Van der Kamp [23], 1969) :

$$S_s = \frac{n\beta\gamma}{1 - TE} \qquad \textit{(Equation III.9)}$$

Les valeurs de $\gamma$ et $\beta$ étant connues, et s'il est possible de mesurer la porosité n, il est alors possible de calculer le coefficient d'emmagasinement spécifique à partir de la sensibilité à la marée.

La perméabilité K pourra être ensuite calculée à partir du rapport $S_s/K$ qui peut être exprimé en fonction du temps de retard par la relation :

$$\frac{S_s}{K} = \frac{4\pi}{t_0}\frac{t_L^2}{x^2} \qquad \textit{(Equation III.10)}$$

ou en fonction de la sensibilité à la marée en réarrangeant l'équation III.6 :

$$\frac{S_s}{K} = \frac{t_0}{\pi x^2}.(\mathrm{LnTE})^2 \qquad \textit{(Equation III.11)}$$

### *III.1.1.2.Application à la détermination des caractéristiques de la nappe sous-molassique*

***Application de la « méthode tidale »***

Les équations définies précédemment sont appliquées en utilisant le rapport des maxima observés entre le signal piézométrique et le signal de marée. Il est plus judicieux de procéder selon Erskine [44] (1991) qui utilise le rapport des écarts types des deux jeux de données.

Ce mode d'estimation permet d'utiliser l'ensemble des données, et réduit en principe les effets d'erreurs d'estimation des maxima.

Cette méthode n'est strictement applicable qu'à partir de chroniques continues et symétriques autour de la moyenne. Il est nécessaire d'ajuster les séries piézométriques afin qu'elles aient une moyenne sensiblement identique à celle de la chronique de marée. Les fluctuations piézométriques sont alors amplifiées par le facteur de sensibilité à la marée, ce qui s'exprime par la relation :

$$h'(t) = \overline{Z} + \left[\frac{h(t) - \overline{h}}{TE}\right] \qquad \textit{(Equation III.12)}$$

avec h(t) : niveau piézométrique au temps t,
h'(t) : niveau piézométrique ajusté au temps t,
$\overline{h}$ : niveau piézométrique moyen,
$\overline{Z}$ : niveau moyen de l'onde de marée,
TE : facteur de sensibilité à la marée (Tidal Efficiency).

La chronique ajustée et amplifiée est directement comparée à celle de la marée (figures III.4a à III.4d). Le temps de retard $t_{Lag}$ est déterminé par une méthode d'ajustement pour différentes valeurs incrémentées du temps de retard :

$$\sum\left[h'(t) - Z(t - t_{LAG})\right]^2 \qquad \textit{(Equation III.13)}$$

avec Z(t) : niveau de la marée au temps t,
$t_{LAG}$ : temps de retard.

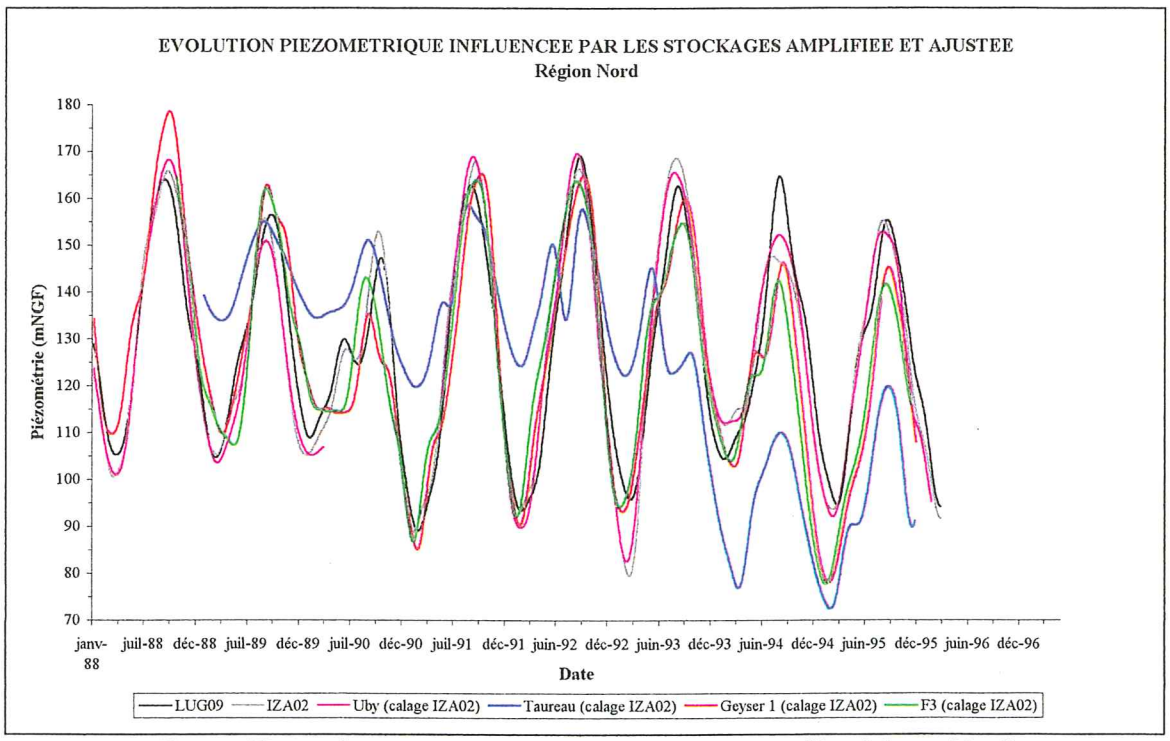



*Figure III.4a: chroniques piézométriques ajustées et calées (région Nord)*

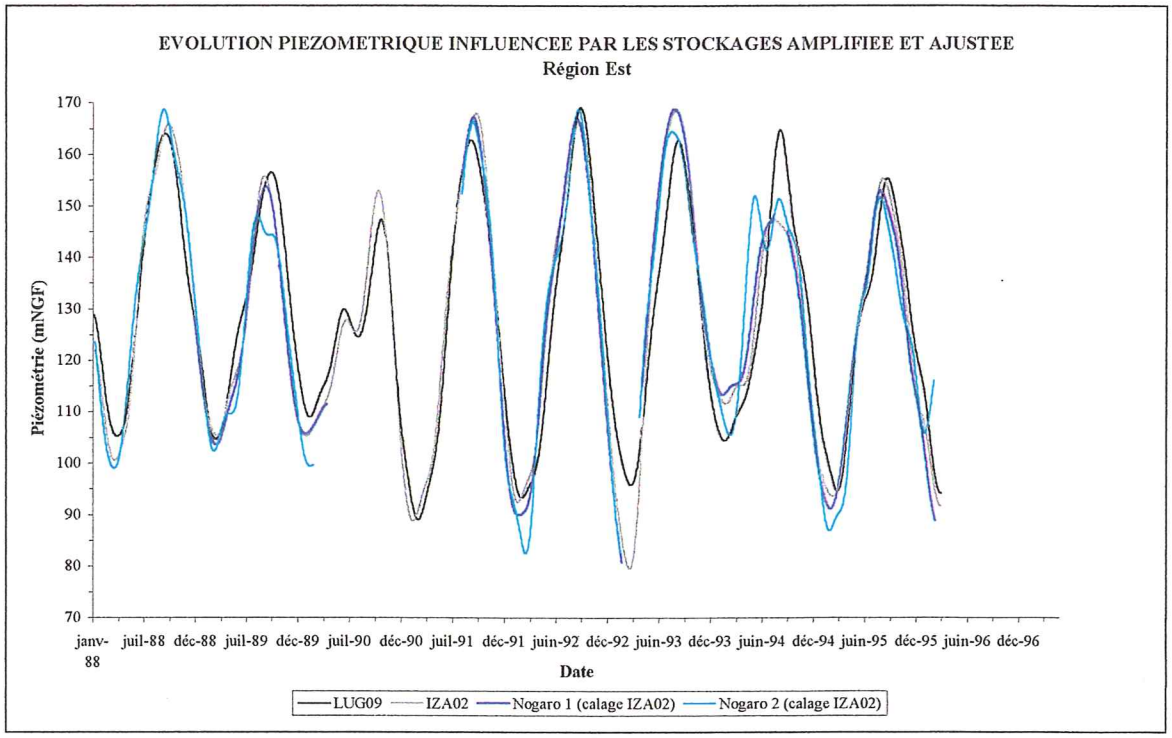



*Figure III.4b : chroniques piézométriques ajustées et calées (région Est)*

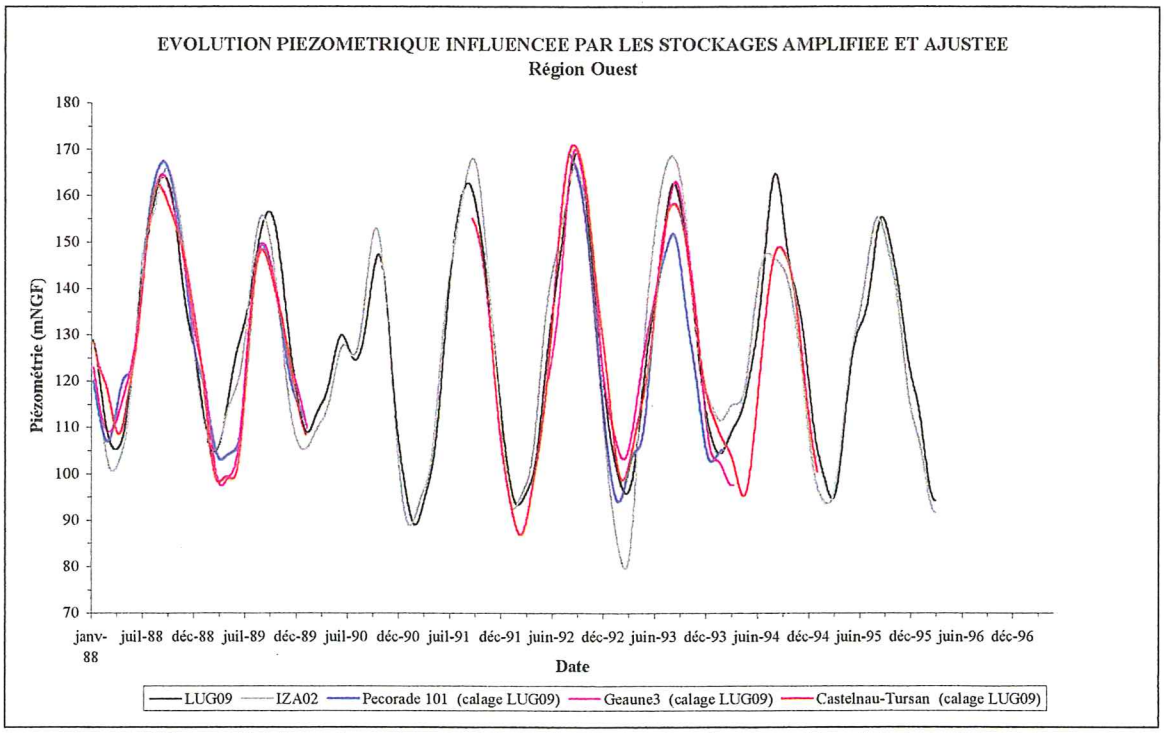



*Figure III.4c : chroniques piézométriques ajustées et calées (région Ouest)*

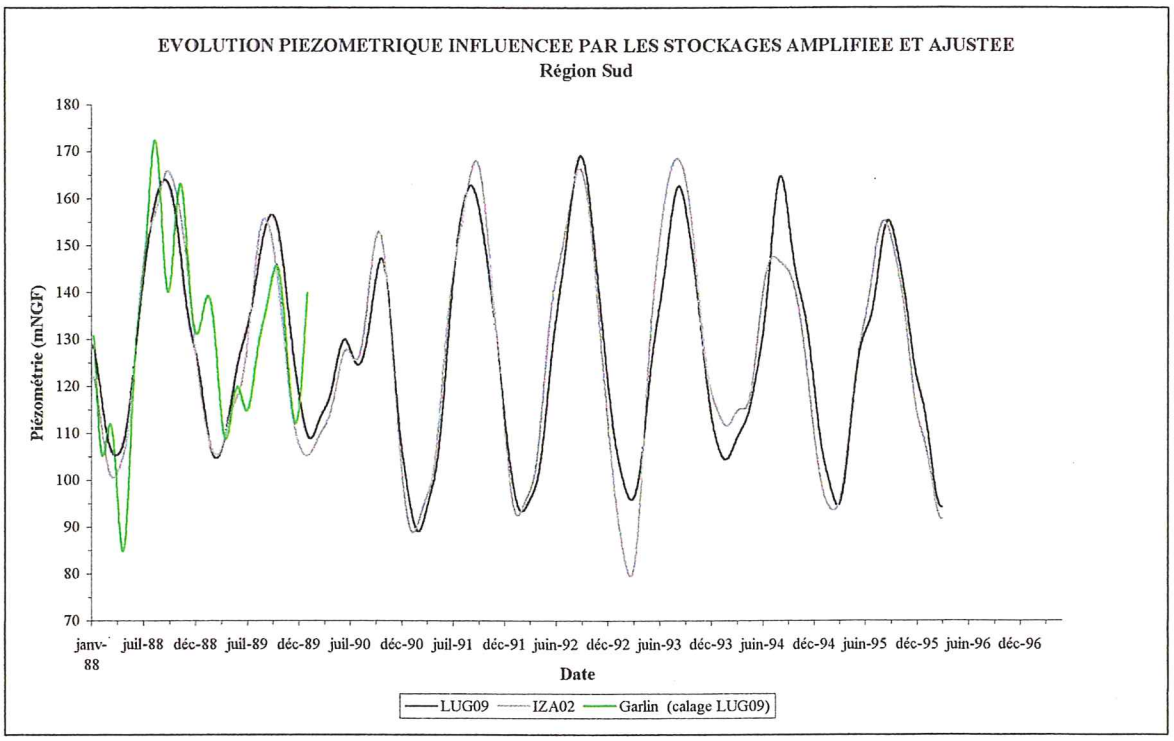



*Figure III.4d : chroniques piézométriques ajustées et calées (région Sud)*

La valeur de $t_{LAG}$ correspondant à une somme des carrés minimum est considérée alors comme convenablement ajustée.

La légère différence dans le fonctionnement des stockages n'est pas prise en compte de sorte qu'un point source unique est considéré selon la région étudiée. Ainsi les régions Nord et Est sont supposées être exclusivement influencées par le stockage d'Izaute, tandis que celui de Lussagnet perturbe les régions Sud et Ouest.

Il est possible d'évaluer la sensibilité à la marée, qui s'apparenterait à une « sensibilité aux stockages », puis la diffusivité moyenne de l'aquifère, un coefficient d'emmagasinement spécifique et la conductivité hydraulique moyenne dans les champs concernés (équations III.4, III.9, III.10 et III.11).

La porosité moyenne régionale du réservoir est déduite de l'interprétation des diagraphies (Labat & Lagarigue [60], 1997) et évaluée à n = 0,25. Le coefficient de compressibilité de l'eau β et son poids volumique γ à 35°C sont fournies par les tables :

$\beta_{35°C} = 4{,}448.10^{-10}\ Pa^{-1}$ $\qquad$ $\gamma_{35°C} = 9{,}748\ KN.m^{-3}$

Les résultats sont regroupés aux tableaux III.1 et III.2.

Les résultats obtenus présentent des valeurs de diffusivité de l'aquifère comparables à celles utilisées dans les modèles hydrodynamiques antérieurs ou aux valeurs tirées des essais de nappe dans les forages d'eau, mais les paramètres hydrodynamiques calculés sont très inférieurs.

| | | LUSSAGNET (puits LUG009) | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Puits** | **Période** | **Distance** (Km) | **TE** | $t_{Lag}$ (jours) | $S_s/K$ ($m^{-2}.s$) équation III.13 | $S_s/K$ ($m^{-2}.s$) 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) | $S_s/K$ ($m^{-2}.s$) équation III.13 | $S_s/K$ ($m^{-2}.s$) 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)*

Cette méthode présente cependant des limites. Connaissant la complexité de cet aquifère telle qu'elle a pu être décrite dans le chapitre précédent, on peut aisément imaginer que les discontinuités au sein de cet aquifère (changement de faciès, affleurement, communication avec les aquifères sous-jacents, etc.) entraînent des effets de réflexion ou de réfraction de l'onde. Ainsi les résultats présentés ici reflètent la complexité du modèle géologique et intègrent une large gamme de conductivité hydraulique du fait de son large rayon d'action.

Si on reporte sur un graphique la relation du logarithme népérien de la sensibilité aux stockages en fonction de la distance du point source (figure III.5), il apparaît clairement que la sensibilité varie exponentiellement comme le prévoit la théorie (équation III.6).

Cependant des points ne respectent pas cette relation et correspondent à des conditions géologiques particulières qui vont amortir rapidement l'onde de pression. L'anomalie des puits de Barbotan est due à la proximité de l'affleurement des sables sous-molassiques et des conditions

hydrogéologiques locales qui se traduisent par une zone de transition entre Uby et Barbotan. Les puits de la région Ouest, Pécorade et Geaune, se situent également dans une zone où l'aquifère tend à disparaître à proximité de l'anticlinal d'Audignon par discontinuités sédimentaires ou passage latéral de faciès.

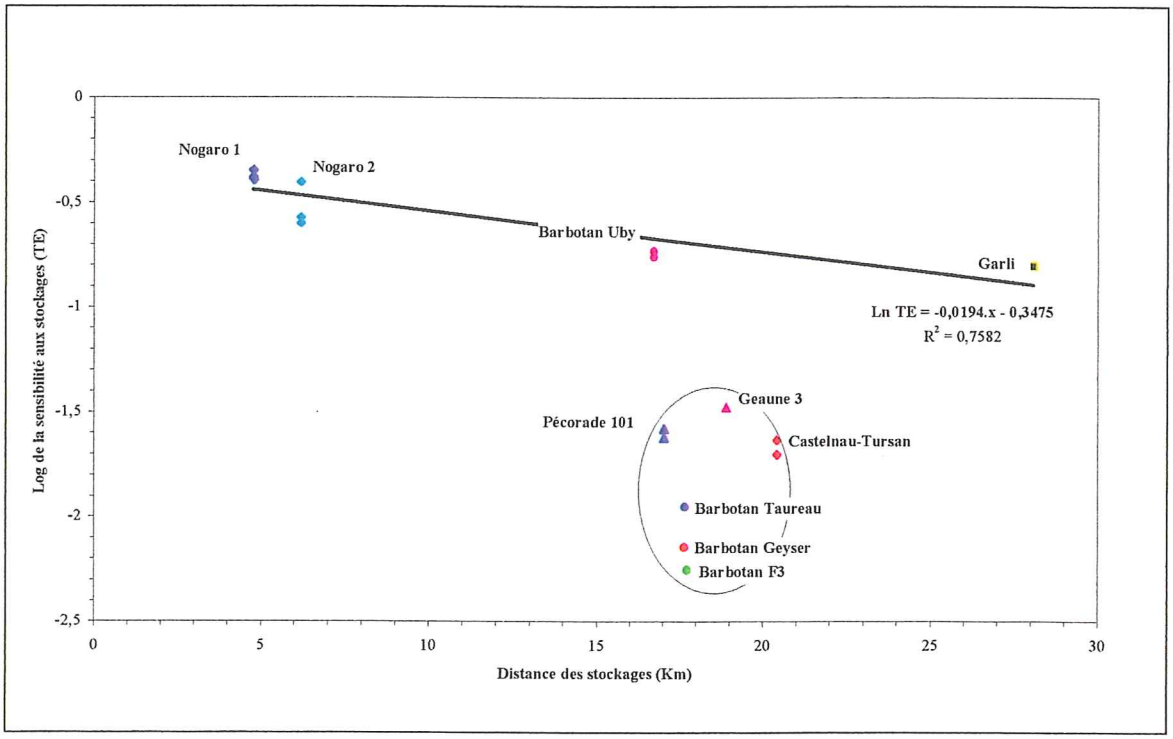



*Figure III.5 : Relation entre la sensibilité aux stockages TE et la distance*

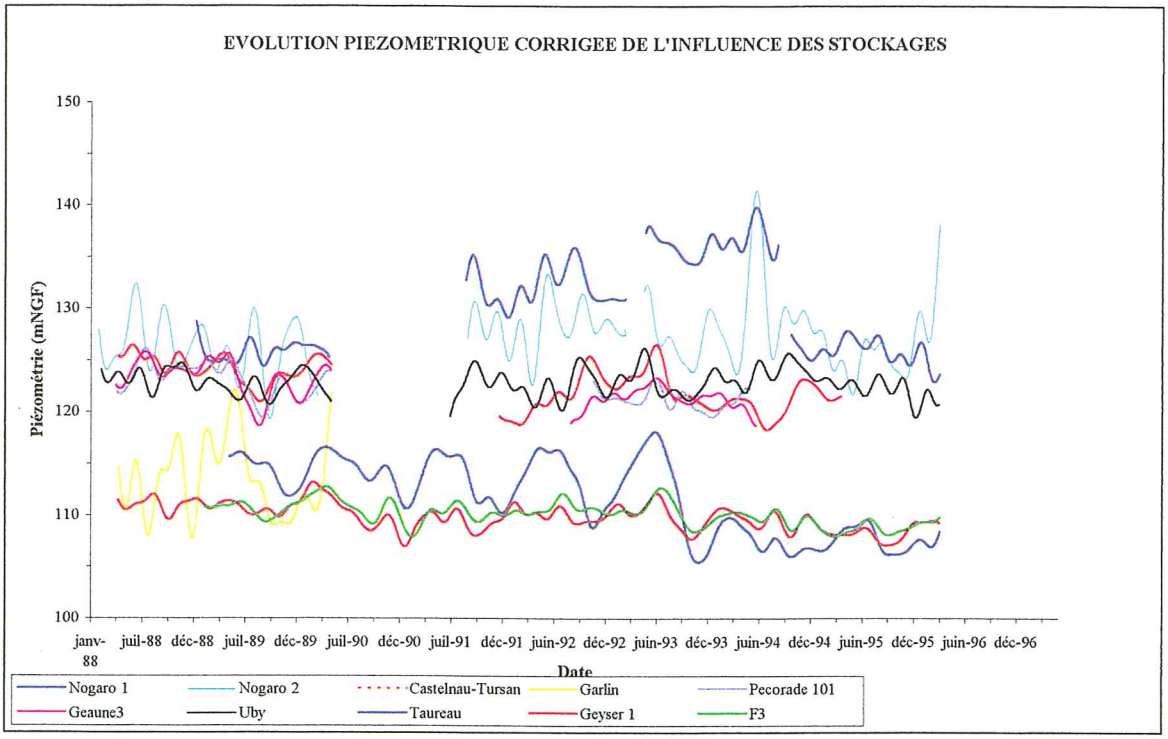



*Figure III.6 : chroniques piézométriques corrigées de l'influence théorique des stockages*

On peut également calculer une piézométrie filtrée, corrigée de l'effet de la marée. Pour cela, Erskine[44] (1991) propose la relation suivante :

$$h_F(t) = h(t) - TE\left[Z(t - t_{LAG}) - \overline{Z}\right] \qquad \textit{(Equation III.14)}$$

avec $h_F(t)$ : niveau piézométrique filtré au temps t.

En théorie, le signal filtré résiduel présente des fluctuations qui correspondraient à un effet de recharge régionale de la nappe ou à l'effet de soutirages voisins (figure III.6).

Dans la pratique les diverses approximations, les conditions hydrogéologiques locales et les interférences entre puits font que le filtrage est imparfait. Tous les puits étant pompés, leur chronique piézométrique illustre leur régime d'exploitation, à l'exception du piézomètre Uby pour lequel l'évolution piézométrique peut être considérée comme représentative de la tendance piézométrique de la nappe qui apparemment serait relativement stable.

### *III.1.2. Fluctuations naturelles mineures*

#### *III.1.2.1. Influence des marées terrestres et de la pression atmosphérique sur les nappes profondes*

Pour compléter les résultats de la méthode précédente, nous étudions les signaux engendrés par les fluctuations barométriques et l'effet des marées terrestres sur les nappes profondes des sables sous-molassiques et du dano-paléocène.

Il est nécessaire de disposer d'enregistrements de la piézométrie et de la pression atmosphérique sur une période suffisamment longue et à un pas d'échantillonnage assez court pour permettre l'identification des fluctuations résultantes qui sont de courtes périodes et de faible amplitude..

***Dispositif de suivi***

Pour cela, un suivi piézométrique continu a été mené sur cinq piézomètres situés dans la zone d'influence des stockages et un forage agricole localisé sur le périclinal Est de l'anticlinal d'Audignon (figure III.7) :

- Uby, Nogaro 1 et Lalongue qui captent l'aquifère sous-molassique ;

- Lannecaube et le forage de l'ASA de Classun à Eugénie-les-Bains qui sont implantés dans l'aquifère dano-paléocène.

Un enregistrement continu des fluctuations piézométriques a été réalisé sur ces forages durant un période de 43 jours du 7 juillet au 19 août 1997 selon un pas de temps horaire (figure III.8 ). Les capteurs de pression utilisés appartiennent à divers organismes chargés du suivi piézométrique. Les appareils de mesures sont donc de conception différente, mais leurs performances (précision, sensibilité...) sont standards.

Les enregistrements de la pression atmosphérique sont fournis par Météo-France pour les stations météorologiques voisines des forages, c'est-à-dire Mont-de-Marsan et Pau (figures III.7 et III.8 ).

Ces données vont théoriquement permettre de déterminer l'emmagasinement spécifique de l'aquifère captif, sa porosité et son module d'élasticité.

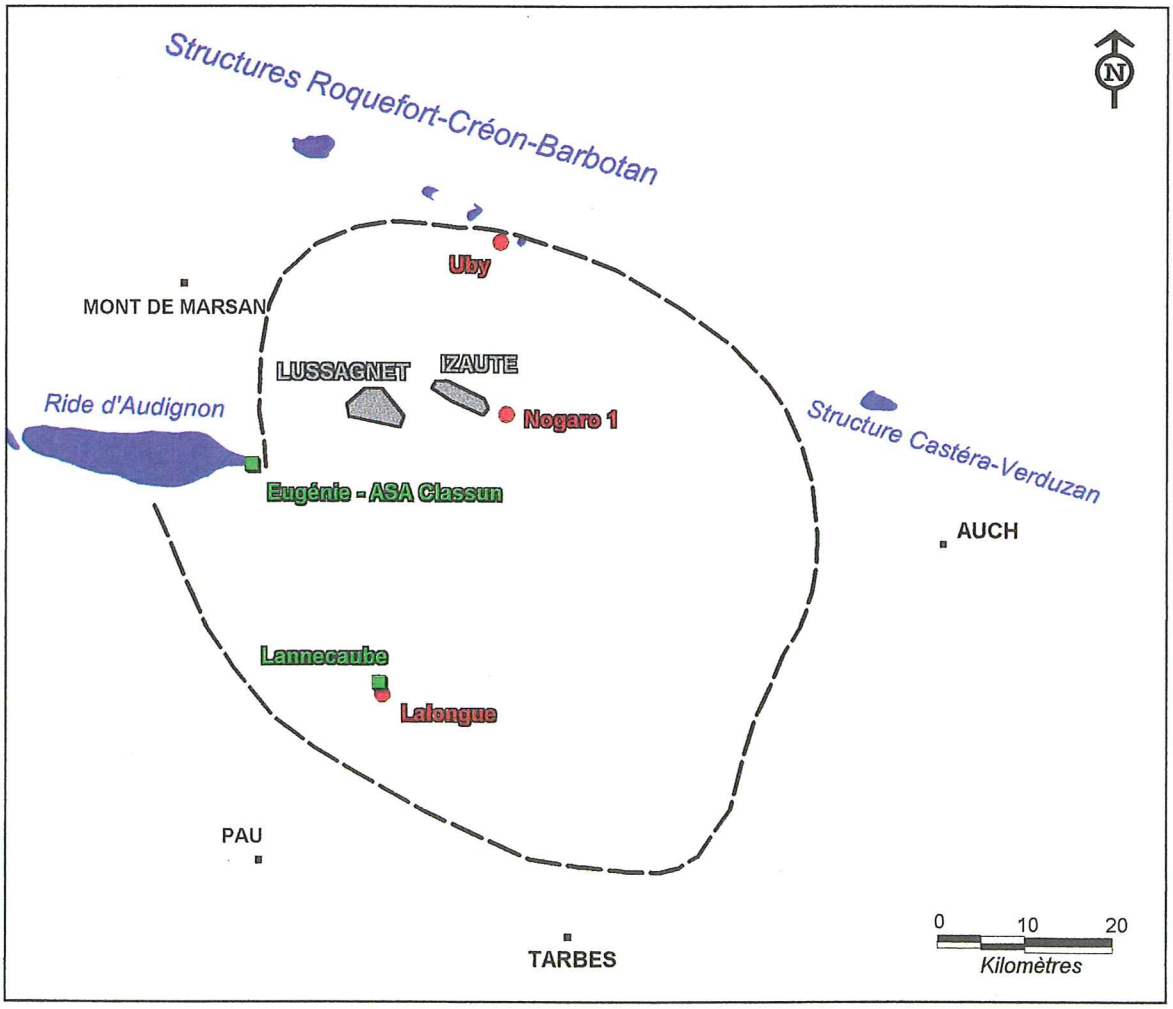



*Figure III.7 : localisation des piézomètres utilisés dans la zone d'influence des stockages*

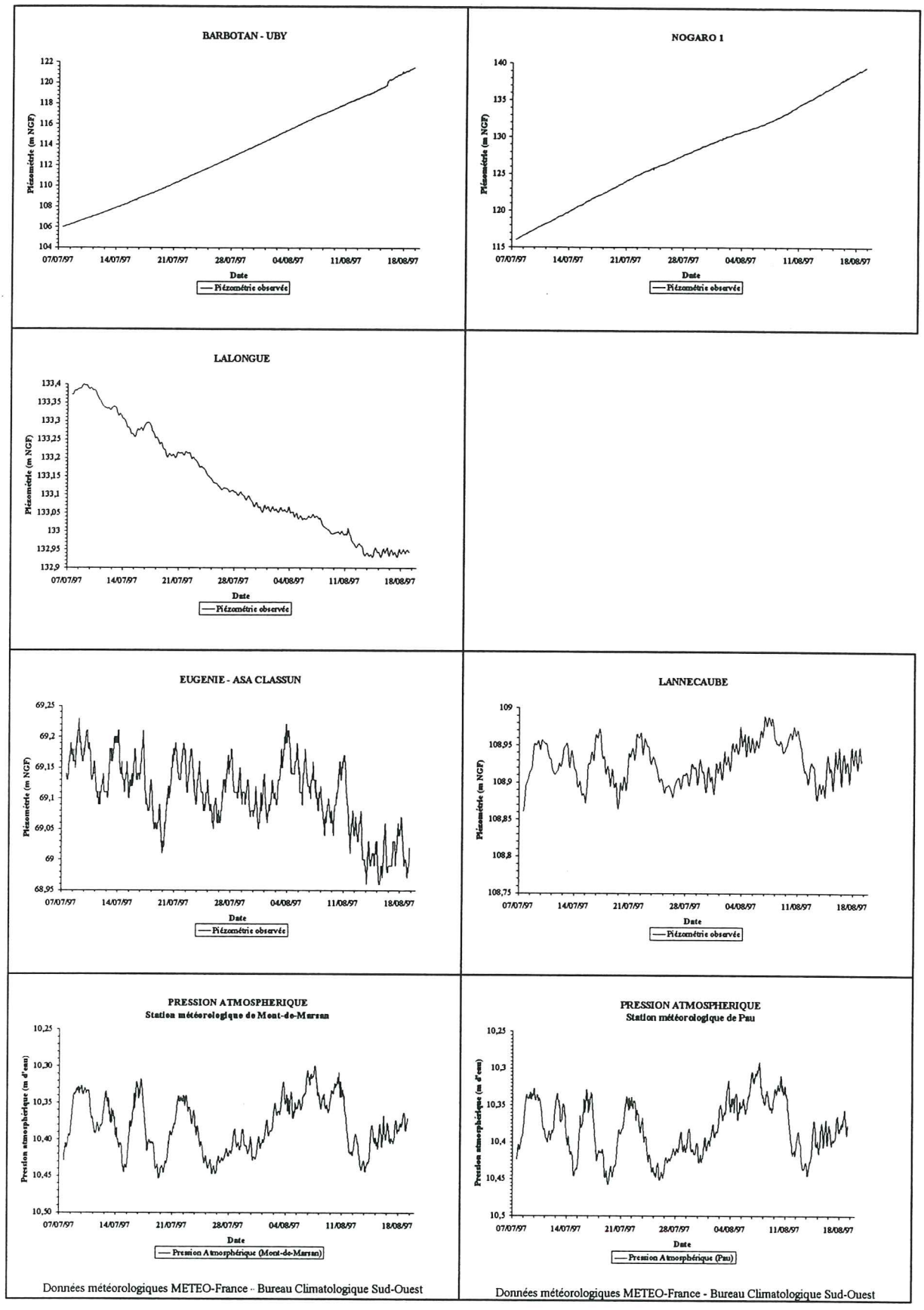



*Figure III.8 : chroniques piézométriques et barométriques observées*

*Théorie*

Un aquifère de porosité n est composé en partie d'une matrice rocheuse de module d'élasticité $E_s$ et d'un fluide de module d'élasticité $E_w$, et a un module d'élasticité moyen $E_a$. Les modules d'élasticité sont définis par :

$$E_a = -V_a \frac{dp}{dV_a} \qquad \textit{(Equation III.15)}$$

$$E_s = -V_s \frac{dp}{dV_s} \qquad \textit{(Equation III.16)}$$

$$E_w = -V_w \frac{dp}{dV_w} \qquad \textit{(Equation III.17)}$$

avec p : pression hydrostatique ;
$V_a$, $V_s$, $V_w$ : volume total et volumes respectifs de la fraction solide et l'espace poreux.

Il existe également plusieurs relations entre le volume et la porosité :

$$V_a = V_s + V_w \qquad \textit{(Equation III.18)}$$

$$\frac{dV_a}{dp} = \frac{dV_s}{dp} + \frac{dV_w}{dp} \qquad \textit{(Equation III.19)}$$

$$V_s = (1-n)V_a \qquad \textit{(Equation III.20)}$$

$$V_w = nV_a \qquad \textit{(Equation III.21)}$$

En combinant les équations précédentes, on obtient :

$$\frac{1}{E_a} = \frac{(1-n)}{E_s} + \frac{n}{E_w} \qquad \textit{(Equation III.22)}$$

La variation de pression résultant d'une dilatation de l'aquifère, $\Delta_a = dV_a / V_a$, est

$$-dp = \frac{\Delta_a}{\left(\frac{1-n}{E_s} + \frac{n}{E_w}\right)} \qquad \textit{(Equation III.23)}$$

A partir de la définition du coefficient d'emmagasinement spécifique $S_s$ (Jacob [56], 1940 ; De Wiest [39], 1966) pour laquelle :

$$S_s = \rho g\left(\frac{1-n}{E_s} + \frac{n}{E_w}\right) \qquad \textit{(Equation III.24)}$$

avec $\rho$ : masse volumique du fluide,
$g$ : accélération de la gravité,
$n$ : porosité,
$E_s$ : module d'élasticité de la matrice poreuse,
$E_w$ : module d'élasticité de l'eau.

il est possible d'écrire :

$$-dp = \frac{\rho g \Delta_a}{S_s} \qquad \textit{(Equation III.25)}$$

A toute dilatation du corps aquifère correspond une variation de la pression de pore qui engendre une variation correspondante du niveau piézométrique dans le puits.

Une dilatation périodique d'un aquifère peut être engendrée par le changement du potentiel gravitationnel W2 dû à l'action conjuguée de la lune et du soleil sur la masse de la terre (Longman [69], 1959). Le potentiel gravitationnel W2 est une fonction dépendante 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 fréquences connues grâce aux observations astronomiques (Melchior *et al.* [74], 1964). La majorité de ces fonctions sont de faible amplitude. Melchior *et al.* [74] (1964) ont montré que seulement cinq fonctions principales représentent 95% du potentiel gravitationnel. A savoir :

- 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.

Les marées océanique et barométrique génèrent également une dilatation secondaire de l'aquifère. Pour une onde harmonique particulière de fréquence angulaire $\omega$, la dilatation de l'aquifère $\Delta_a$ est définie par :

$$\Delta_a \cos(\omega t - \phi_a) = \Delta_e \cos(\omega t - \phi_e) + \Delta_b \cos(\omega t - \phi_b) + \Delta_o \cos(\omega t - \phi_o) \qquad \textit{(Equation III.26)}$$

avec $\Delta_e$, $\Delta_b$, $\Delta_o$ : dilatations causées respectivement par la marée terrestre, barométrique et océanique,
$\phi_a$, $\phi_e$, $\phi_b$, $\phi_o$ : différence de phase entre le potentiel de marée théorique et la dilatation de l'aquifère, de la marée terrestre, de la marée barométrique et de la marée océanique.

Si l'aquifère est indépendant de l'influence océanique, le terme $\Delta_o \cos(\omega t - \phi_o)$ peut être négligé et l'équation précédente devient :

$$\Delta_a \cos(\omega t - \phi_a) = \Delta_e \cos(\omega t - \phi_e) + \Delta_b \cos(\omega t - \phi_b) \qquad \textit{(Equation III.27)}$$

***Dilatation de l'aquifère***

La variation de pression de pore dans l'aquifère se traduit par une variation de niveau piézométrique au puits $dh_w$ , et une variation de pression barométrique $dp_b$ telle que :

$$dp = \rho g dh_w + dp_b = \rho g(dh_w + dh_b) \qquad \textit{(Equation III.28)}$$

avec $\rho$ : masse volumique du fluide,
$g$ : accélération de la pesanteur,
$dh_b$ : variation du niveau piézométrique due à la variation de pression barométrique $dp_b$.

En combinant avec l'équation III.25, on obtient :

$$\Delta_a = -(dh_w + dh_b)S_s \qquad \textit{(Equation III.29)}$$

Cette équation peut s'exprimer selon une fonction harmonique, soit :

$$\Delta_a \cos(\omega t - \phi_a) = -S_s\left[dh_w \cos(\omega t - \phi_w) + dh_b \cos(\omega t - \phi_b)\right] \qquad \textit{(Equation III.30)}$$

avec $\omega$ : fréquence angulaire d'une onde particulière de marée terrestre,
$dh_w$ , $dh_b$ : amplitudes respectives des niveaux piézométrique et barométrique pour cette fréquence,
$\phi_w$, $\phi_b$ : angles de phase respectifs de l'oscillation piézométrique et barométrique.

***Dilatation barométrique***

Jacob [56] (1940) propose un coefficient d'efficacité barométrique BE qui relie les variations de pression atmosphérique aux fluctuations de hauteurs piézométriques dans un puits captant un aquifère captif, élastique, homogène, d'épaisseur constante et d'extension infinie. L'effet barométrique est transmis instantanément et sans atténuation à travers les épontes. Il suppose que la pression dans l'aquifère est partagée par le squelette de la matrice poreuse et l'eau incluse dans les pores. L'élasticité de l'aquifère diminue avec l'augmentation de la pression surincombante, c'est à dire la profondeur, ce qui amènerait à une efficacité barométrique de 100% pour un aquifère captif non-élastique puisque seule serait prise en compte la compressibilité de l'eau.

L'efficacité barométrique BE représente le rapport de la variation de piézométrie dans un aquifère captif à la variation de pression atmosphérique. Elle s'exprime de la manière suivante :

$$BE = -\frac{dh'_w}{dh_b} = \frac{n\beta}{\alpha + n\beta} \qquad \textit{(Equation III.31)}$$

où $dh_b$ : variation de pression atmosphérique rapportée en hauteur d'eau équivalente,
$dh'_w$ : variation résultante du niveau piézométrique dans le puits,
$n$ : porosité,
$\alpha$ : compressibilité de la matrice poreuse,
$\beta$ : compressibilité de l'eau.

Une augmentation de pression atmosphérique aura pour effet de repousser l'eau dans le puits vers l'aquifère, ce qui se traduit par une baisse du niveau piézométrique. Cela provoque une augmentation de pression dans l'aquifère égale à la variation de pression atmosphérique $dp_b$ plus la variation de niveau d'eau dans le puits. Si l'on pose :

$$dp' = dp_b + \rho g dh'_w \qquad \textit{(Equation III.32)}$$

En divisant par $dp_b$ et substituant dans l'équation III.31, on obtient :

$$\frac{dp'}{dp_b} = 1 - BE \qquad \textit{(Equation III.33)}$$

En combinant cette équation avec la relation générale III.25, on obtient la dilatation de l'aquifère due à une variation de pression atmosphérique :

$$\Delta_b = \frac{-(1-BE)S_s}{\rho g} dp_b = -(1-BE)S_s dh_b \qquad \textit{(Equation III.34)}$$

***Efficacité barométrique BE***

Afin de calculer l'efficacité barométrique, plusieurs méthodes de traitement des chroniques piézométriques et de pression atmosphérique sont proposées selon les auteurs.

Rasmussen & Crawford [85] (1997) supposent une relation linéaire entre la hauteur piézométrique $h_w$ observée dans le puits et l'enregistrement de la pression atmosphérique $h_b$ :

$$h_w = -BE_L . h_b \qquad \textit{(Equation III.35)}$$

L'efficacité barométrique $BE_L$ reflète les fluctuations de hauteurs piézométriques dues à de grandes et persistantes variations de pression atmosphérique.

Ils proposent également de relier les variations de pression barométrique et de hauteurs piézométriques :

$$dh_w = -BE_S . dh_b \qquad \textit{(Equation III.36)}$$

Cette équation permet d'évaluer les réponses barométriques pour des variations rapides.

Clark [30] (1967) suppose que la réponse piézométrique à une variation de pression est instantanée. L'efficacité barométrique est estimée à partir du rapport de la somme des variations piézométriques sur la somme des variations de pression atmosphérique :

$$BE_C = \frac{\sum \Delta H_w}{\sum \Delta H_b} \qquad \textit{(Equation III.37)}$$

Quatre règles sont proposées pour ce calcul (tableau III.3) :

1) Si $\Delta H_b$ est nul, on néglige la valeur correspondante de $\Delta H_w$ dans $\Sigma\Delta H_w$ ;

2) Si $\Delta H_w$ et $\Delta H_b$ sont de même signe, on ajoute la valeur absolue de $\Delta H_w$ dans $\Sigma\Delta H_w$ ;

3) Si $\Delta H_w$ et $\Delta H_b$ sont de signe opposé, on soustrait la valeur absolue de $\Delta H_w$ dans $\Sigma\Delta H_w$ ;

4) $\Sigma\Delta H_b$ est la somme des valeurs absolues de $\Delta H_b$.

| | $\Delta h_{bi} > 0$ | $\Delta h_{bi} < 0$ |
|---|---|---|
| $\Delta H_{wi} > 0$ | $\Delta H_{wi} = \Delta h_{wi}$ et $\Delta H_{bi} = \Delta h_{bi}$ | $\Delta H_{wi} = -\Delta h_{wi}$ et $\Delta H_{bi} = -\Delta h_{bi}$ |
| $\Delta H_{wi} < 0$ | $\Delta H_{wi} = \Delta h_{wi}$ et $\Delta H_{bi} = \Delta h_{bi}$ | $\Delta H_{wi} = -\Delta h_{wi}$ et $\Delta H_{bi} = -\Delta h_{bi}$ |

*Tableau III.3 : règles de calcul pour la méthode de Clark.*

Lorsque les fluctuations piézométriques, résultant d'influences autres que celle de la pression atmosphérique, sont en phase avec les variations barométriques, les fluctuations sont renforcées. En revanche lorsqu'elles sont en opposition de phase, elles sont atténuées. En l'absence de lien avec les fluctuations barométriques, il est peu probable que les signaux soient en phase. Ainsi sur un grand nombre de fluctuations, les effets additifs doivent compenser statistiquement les effets soustractifs. L'efficacité barométrique peut donc être déterminée par une régression de la relation III.37.

***Dilatation due à la marée terrestre***

La relation entre le potentiel gravitationnel W2 et la dilatation due à la marée terrestre est donnée par :

$$\Delta_e = F(r_e)\frac{W2}{r_e g} \qquad \textit{(Equation III.38)}$$

avec $r_e$ : distance du centre de la Terre au point d'observation,
$F(r_e)$ : rapport de dilatation sur la hauteur de la marée statique correspondante.

La fonction $F(r_e)$ est donnée par :

$$F(r_e) = \frac{1-2\upsilon}{1-\upsilon}(2\bar{h} - 6\bar{l}) \qquad \textit{(Equation III.39)}$$

avec $\upsilon$ coefficient de Poisson ; $\bar{h}, \bar{l}$ nombres caractéristiques de la Terre, ou nombres de Love, qui relient le déplacement actuel de la marée au déplacement théorique prédit par la théorie de l'équilibre de la marée à la surface de la Terre. Ces paramètres ont été estimés à partir des mesures sismiques et de la marée terrestre : $\upsilon = 0{,}25$ ; $\bar{h} = 0{,}60$ ; $\bar{l} = 0{,}07$.

En utilisant ces valeurs, l'équation III.38 devient :

$$\Delta_e = \frac{0{,}49W2}{ag} \qquad \textit{(Equation III.40)}$$

où a : rayon de la Terre ($6{,}3827.10^6$ m),
$\Delta_e$ : amplitude résultante de la dilatation due à la marée terrestre,
W2 : amplitude d'une onde particulière du potentiel gravitationnel.

***Paramètres de l'aquifère***

En combinant les équations III.27, III.30, III.34 et III.40, Rhoads & Robinson [86] (1979) obtiennent :

$$S_s dh_w \cos(\omega t - \phi_w) + S_s dh_b BE \cos(\omega t - \phi_b) = -\frac{0{,}49W2}{ag}\cos(\omega t - \phi_e) \qquad \textit{(Equation III.41)}$$

Tous les termes de cette équation peuvent être calculés à l'exception de $S_s$ et $\phi_e$ . En développant l'équation III.41, on obtient 2 équations :

$$S_s dh_w \cos(\phi_w) + S_s dh_b BE \cos(\phi_b) = -\frac{0{,}49W2}{ag}\cos(\phi_e) \qquad \textit{(Equation III.42)}$$

$$S_s dh_w \sin(\phi_w) + S_s dh_b BE \sin(\phi_b) = -\frac{0{,}49W2}{ag}\sin(\phi_e) \qquad \textit{(Equation III.43)}$$

Si l'on résout pour $S_s$ et $\phi_e$, on a :

$$\phi_e = \arctan\left[\frac{dh_w \sin(\phi_w) + BEdh_b \sin(\phi_b)}{dh_w \cos(\phi_w) + BEdh_b \cos(\phi_b)}\right] \qquad \textit{(Equation III.44)}$$

$$S_s = \frac{-0{,}49W2\cos(\phi_e)}{ag\left[dh_w \cos(\phi_w) + BEdh_b \cos(\phi_b)\right]} \qquad \textit{(Equation III.45)}$$

où $dh_w$ et $\phi_w$ peuvent être obtenus à partir de l'analyse harmonique de l'enregistrement piézométrique au puits, ainsi que $dh_b$ et $\phi_b$ à partir de l'analyse harmonique de l'enregistrement de la pression atmosphérique.

On considérera la marée terrestre et la marée barométrique comme ayant des effets indépendants.

En éliminant l'effet de la pression atmosphérique de l'hydrogramme au puits par l'analyse harmonique, l'équation III.45 se réduit à :

$$S_s = \frac{-0{,}49W2\cos(\phi_e)}{agdh''_w \cos(\phi''_w)} \qquad \textit{(Equation III.46)}$$

où $dh''_w$ et $\phi''_w$ sont déterminés à partir de l'analyse harmonique des valeurs corrigées de l'effet barométrique.

D'autre part, le coefficient d'emmagasinement spécifique peut également être calculé à partir de l'efficacité barométrique, telle que le propose Jacob [56] (1940) en combinant les équations III.24 et III.31 :

$$S_s = \frac{\gamma n \beta}{BE} \qquad \textit{(Equation III.47)}$$

Il existe également la relation suivante pour l'efficacité barométrique :

$$BE = \frac{n}{E_w}\left(\frac{1}{E_s} + \frac{n}{E_w}\right) \qquad \textit{(Equation III.48)}$$

Combinant avec l'équation III.24, Rhoads & Robinson [86] (1979) obtiennent :

$$n^2 - \frac{n}{(1-BE)} + \frac{BE.E_w S_s}{\rho g(1-BE)} = 0 \qquad \textit{(Equation III.49)}$$

En résolvant pour n (porosité) :

$$n = \frac{1}{2(1-BE)}\left\{1 \pm \left[1 - \frac{4S_s E_w\left(BE - BE^2\right)}{\rho g}\right]^{1/2}\right\} \qquad \textit{(Equation III.50)}$$

De même, en combinant les équations III.24 et III.48, on obtient :

$$E_s^2 - \frac{\rho g E_s}{S_s(1-BE)} + \frac{\rho g E_w BE}{S_s(1-BE)} = 0 \qquad \textit{(Equation III.51)}$$

En résolvant pour $E_s$ (module d'élasticité de la matrice) :

$$E_s = \frac{\rho g}{2S_s(1-BE)}\left\{1 \pm \left[1 - \frac{4S_s E_w\left(BE - BE^2\right)}{\rho g}\right]^{1/2}\right\} \qquad \textit{(Equation III.52)}$$

Une dernière expression de $E_s$ peut être obtenue en réarrangeant la définition du coefficient d'emmagasinement spécifique de la relation III.24 :

$$E_s = \frac{\rho g(1-n)E_w}{S_s E_w - \rho g n} \qquad \textit{(Equation III.53)}$$

### *III.1.2.2.Application au calcul des paramètres hydrodynamiques de la nappe sous-molassique*

***Le potentiel gravitationnel théorique***

Le potentiel gravitationnel théorique (figure III.9) est calculé grâce au programme LUNSOL qui nous a été aimablement communiqué par M. Diament de l'Institut de Physique du Globe. Ce programme qui utilise la formule de Longman [69] (1959) calcule la correction de marée gravimétrique luni-solaire $g_o$ (en µgals) en tout point de la surface terrestre. Le potentiel est ensuite estimé à partir de la relation :

$$W2 = g_0 \cdot \frac{a}{2} \qquad \textit{(Equation III.54)}$$

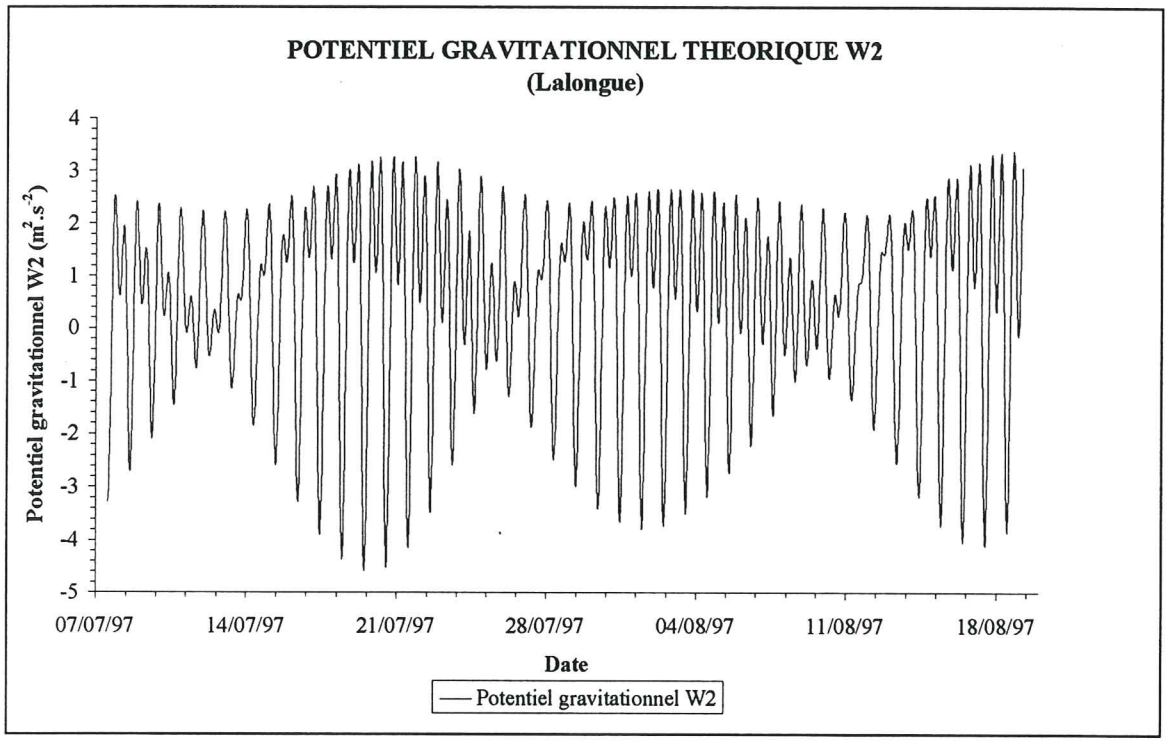



*Figure III.9 : potentiel gravitationnel théorique*

Nota : le potentiel peut être calculé pour chaque forage étudié, mais du fait de leur relative proximité les valeurs obtenues sont quasiment identiques.

***Les marées terrestres enregistrées : analyse des courbes et corrections***

D'une manière très générale, l'enregistrement piézométrique combine des fluctuations périodiques causées principalement par des marées terrestres, des marées barométriques et des marées océaniques, ainsi que des fluctuations non-périodiques dues aux variations barométriques, à la recharge de l'aquifère ou à des pompages.

Dans notre secteur d'étude, les aquifères éocène et dano-paléocène se situent en dehors d'une influence océanique. Par contre les puits de Uby, Nogaro et Lalongue, concernant l'aquifère des sables sous-molassiques, se situent dans la zone d'influence des stockages. La durée de l'enregistrement est trop courte pour que la composante périodique annuelle due aux stockages soit présente dans l'évolution piézométrique de ces forages mais on peut penser qu'ils sont responsables de la dérive linéaire piézométrique observée.

Une correction est appliquée sur les chroniques à partir d'une régression linéaire supposée de la forme :

$$h'_w = h_w + a.(t - t_0) \qquad \textit{(Equation III.55)}$$

avec $h'_w$ : charge hydraulique corrigée,
$h_w$ : charge hydraulique observée au temps t,
a : pente de la droite de régression,
t : temps d'observation,
$t_0$ : temps d'origine.

Après correction (figure III.10), il reste que les fluctuations périodiques enregistrées durant la période de 43 jours sont attribuées aux marées terrestres et aux marées barométriques qui ont pour cause le même phénomène astronomique.

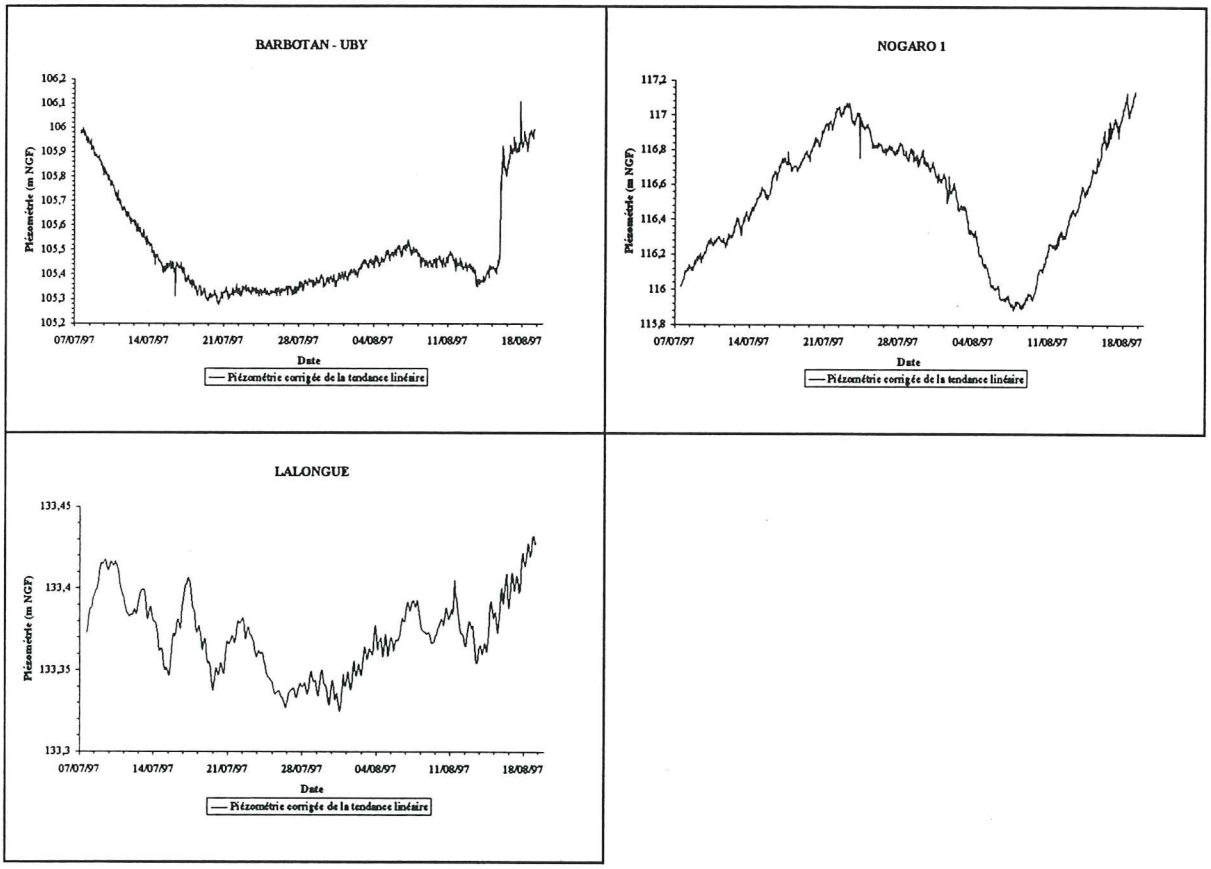



*Figure III.10 : chroniques piézométriques corrigées de la dérive linéaire due aux stockages*

L'analyse harmonique (Annexe 1) permet ici de tracer les spectres d'amplitude de chaque enregistrement piézométrique et barométrique. Il permet de visualiser l'amplitude du signal sinusoïdal correspondant à une fréquence donnée (figure III.11).

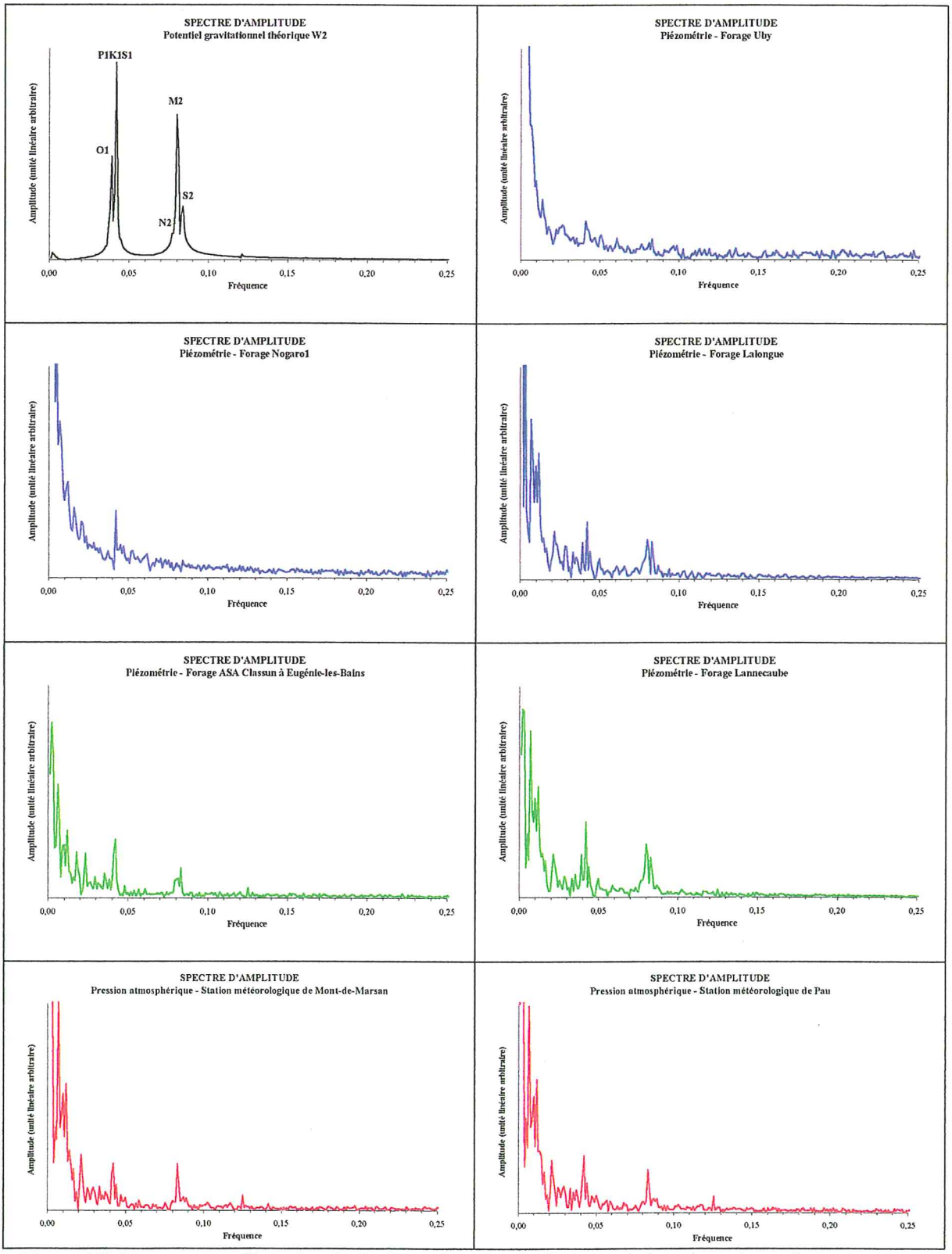



*Figure III.11 : spectres d'amplitude des transformées de Fourier de la piézométrie, de la pression atmosphérique et du potentiel gravitationnel W2.*

Certaines particularités des signaux périodiques constituant les enregistrements piézométriques et barométriques sont révélés par l'analyse spectrale. Elles sont comparées aux constituants principaux du potentiel gravitationnel théorique (le spectre d'amplitude donne également une indication qualitative de l'importance des signaux périodiques liés aux marées luni-solaires par rapport au bruit de fond non périodique).

Le spectre d'amplitude du potentiel gravitationnel confirme bien la périodicité des ondes de marée luni-solaire comprise entre 8 - 14 heures (fréquences entre 0,125 et 0,071) et 21 - 28 heures (fréquences entre 0,048 et 0,036). Dans les spectres d'amplitude correspondants de la piézométrie et des enregistrements barométriques, elles sont amorties et noyées dans le bruit de fond. Toutefois la concordance entre les enregistrements piézométriques et les enregistrements barométriques est évidente pour les forages implantés dans l'aquifère dano-paléocène.

Il en est de même pour l'aquifère éocène lorsque l'enregistrement brut ne présente pas une dérive linéaire trop importante comme c'est le cas au forage Lalongue. A Nogaro1 et Uby, l'amplitude maximale de variation piézométrique annuelle est respectivement de l'ordre de 60 et 40 m. Les capteurs adaptés à de telles mesures (plage de mesures) ont généralement une précision insuffisante pour répercuter les petites variations piézométriques liées aux marées terrestres et barométriques.

Les valeurs des amplitudes et les angles de phase des principales ondes de marées observées dans les enregistrements piézométriques et barométriques sont obtenus par l'analyse de Fourier (tableau III.4).

| | PIEZOMETRIE | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Onde O1 | | Ondes P1K1S1 | | Onde N2 | | Onde M2 | | Onde S2 | |
| Forages | 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 | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Onde O1 | | Ondes P1K1S1 | | Onde N2 | | Onde M2 | | Onde S2 | |
| Station météo | 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 $m^2.s^{-2}$)

*Tableau III.4 : amplitude et phase des principales ondes de marée dans les enregistrements barométriques et piézométriques*

Les deux ondes de marée S1 et P1 ont une période proche de l'onde K1, elles ne peuvent être séparées par une analyse harmonique qu'à partir d'enregistrements d'une durée suffisamment longue (1 ou 2 mois). Une amplitude et une phase communes sont donc estimées pour le groupe d'onde P1K1S1.

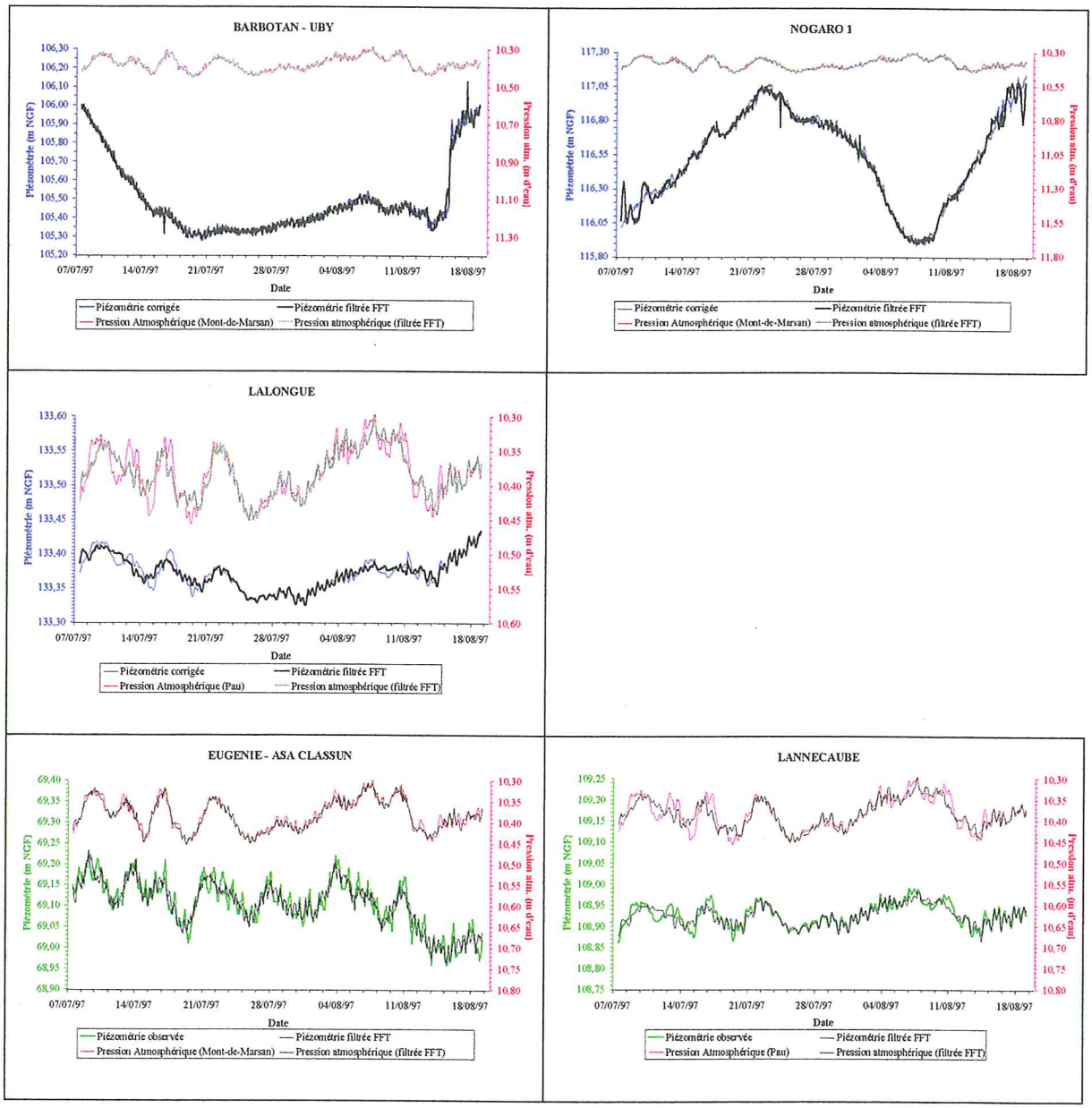



*Figure III.12 : chroniques piézométriques et barométriques non périodiques (filtrées de l'effet des marées terrestres)*

Nota : du fait de l'interdépendance entre les marées terrestres et les marées barométriques, l'efficacité barométrique doit être estimée à partir du signal non-périodique, filtré de l'influence des marées.

Les méthodes classiques de l'analyse harmonique permettent de filtrer les enregistrements au moyen de la transformée de Fourier rapide et discrète (DFFT) et de son inverse (Annexe ). Les fluctuations, dont la période est comprise entre 8 - 14 heures et 21 - 28 heures, sont séparées des signaux piézométriques et barométriques car on considérera qu'elles correspondent à celles dues aux principales ondes de marée (figure III.12).

### *L'efficacité barométrique enregistrée aux différents puits*

Les différentes valeurs de l'efficacité barométrique ont été calculées à partir des équations III.35, III.36 et III.37 (figure III.13 pour la méthode de Clark et tableau III.5).

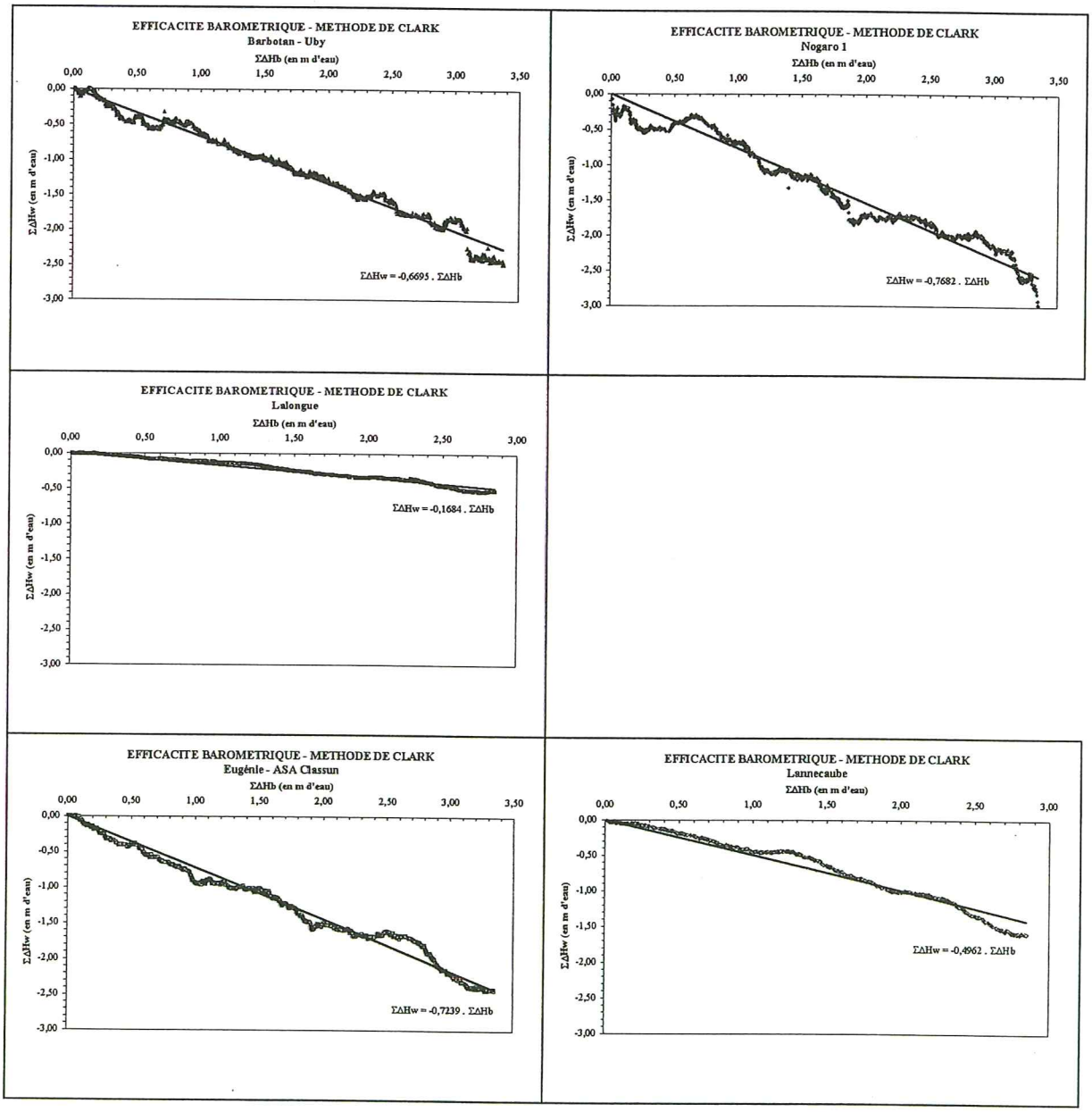



*Figure III.13 : efficacité barométrique estimée par la méthode de Clark*

| | EFFICACITE BAROMETRIQUE BE | | |
|---|---|---|---|
| **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 III.5 : efficacité barométrique*

Les valeurs obtenues sont dans l'ordre de grandeur généralement accepté et l'efficacité barométrique $BE_C$ calculée selon Clark diffère peu de l'efficacité barométrique à court terme $BE_S$, ce qui n'est pas étonnant compte tenu des hypothèses faites.

Les importantes fluctuations du niveau piézométrique de l'aquifère éocène, relevées dans les chroniques après correction et filtrage (figure III.12), écrasent les valeurs de l'efficacité barométrique à long terme $BE_L$ si bien que celle de Nogaro1 n'a pas été calculée.

Les valeurs de l'efficacité barométrique à court terme ou celles calculées par la méthode de Clark semblent bien respecter la règle d'augmentation du coefficient avec la profondeur pour ce qui concerne l'aquifère des sables sous-molassiques. La plus forte valeur de l'efficacité barométrique est observée sur Nogaro1 où le toit de l'aquifère est le plus profond, et inversement la plus faible valeur est présente à Lalongue. Par ailleurs les valeurs calculées pour les puits captant l'aquifère dano-paléocène dolomitique correspondent bien à un aquifère peu élastique, conformément à la lithologie de cet aquifère.

**Calcul des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères**

Les valeurs calculées du coefficient d'emmagasinement spécifique $S_s$ , de la porosité n et du module d'élasticité $E_s$ sont présentées ci-dessous.

| | EMMAGASINEMENT SPECIFIQUE $S_s$ | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Forages** | **Onde O1** | **Ondes P1K1S1** | **Onde N2** | **Onde M2** | **Onde S2** | **équation III.47** | **Moyenne** |
| 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 | $2{,}32.10^{-6}$ | $1{,}36.10^{-6}$ | $1{,}82.10^{-6}$ | $4{,}18.10^{-6}$ | $4{,}65.10^{-5}$ | $1{,}64.10^{-6}$ | $1{,}11.10^{-6}$ |

$S_s$ (en $m^{-1}$)

| **Forages** | **POROSITE n** | **MODULE D'ELASTICITE $E_s$** |
|---|---|---|
| Eugénie | 0,31 | $9{,}59.10^{9}$ |
| Lannecaube | 0,67 | $4{,}14.10^{9}$ |
| Lalongue | 0,11 | $4{,}70.10^{9}$ |
| Nogaro 1 | 0,19 | $9{,}54.10^{10}$ |
| Uby | 0,18 | $2{,}42.10^{10}$ |

$E_s$ (en $Pa^{-1}$)

*Tableau III.6 : caractéristiques hydrodynamiques calculées*

La porosité est calculée à partir de l'équation III.50 pour des valeurs moyennes du coefficient d'emmagasinement spécifique $S_s$ . La figure III.14 montre que les courbes ne sont pas univoques pour les faibles valeurs de BE et en particulier pour BE < 0,4.

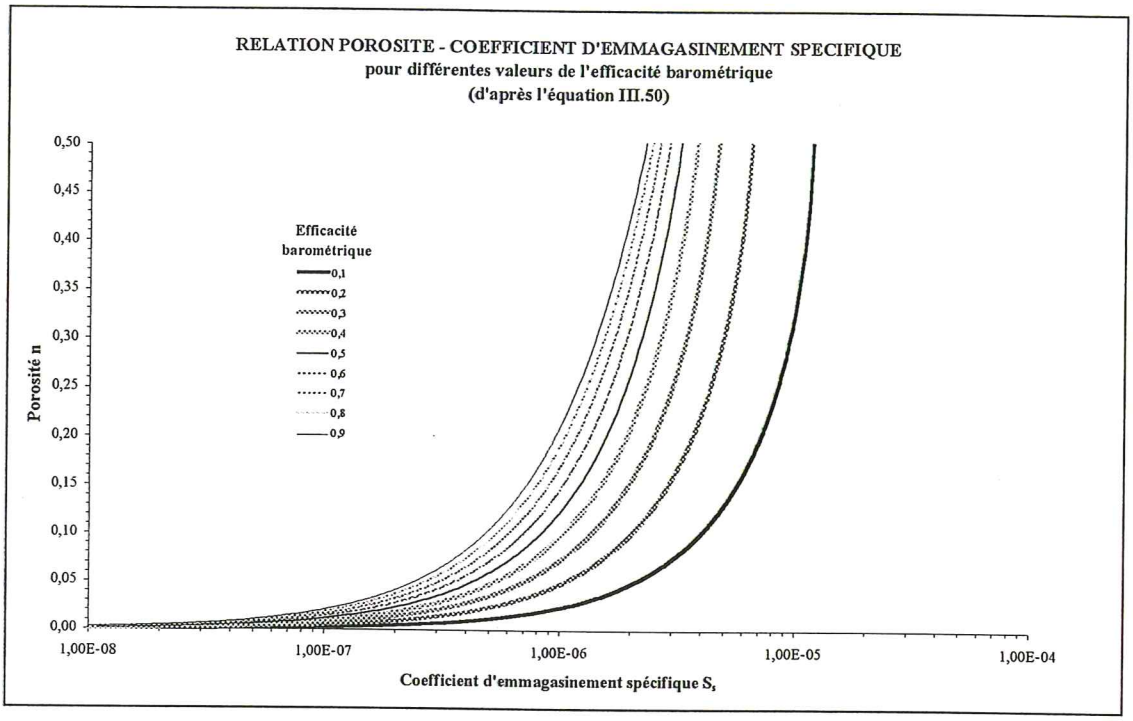



*Figure III.14 : relation porosité - coefficient d'emmagasinement spécifique en fonction de l'efficacité barométrique*

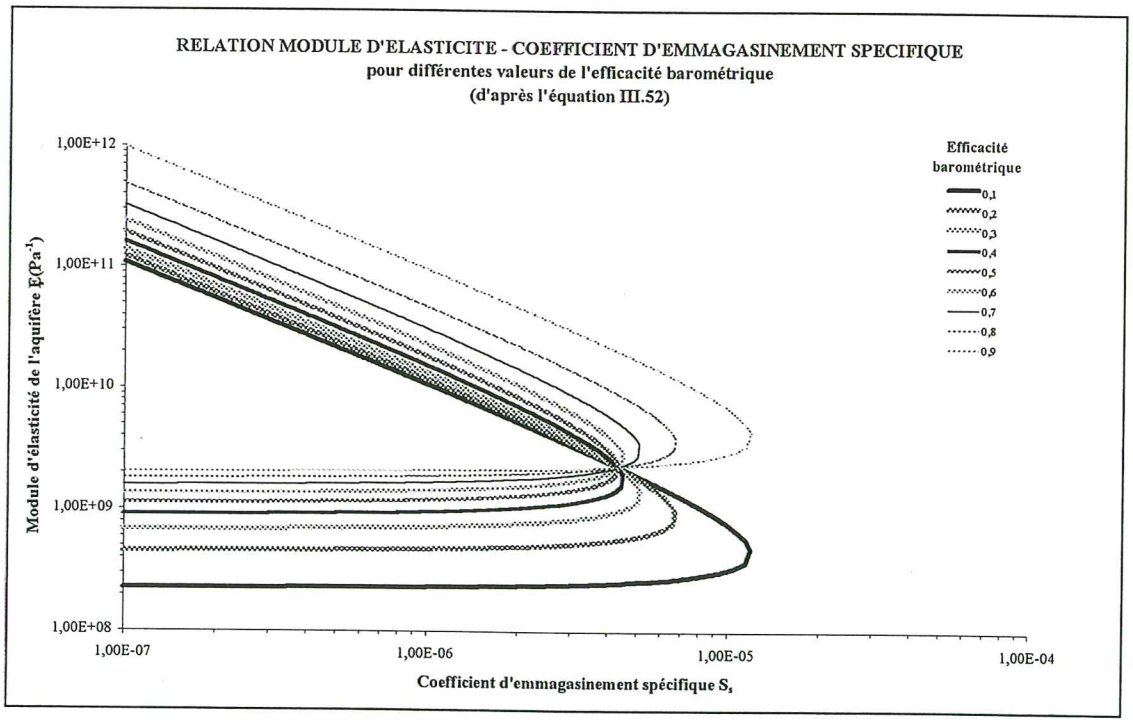



*Figure III.15 : relation module d'élasticité de l'aquifère - coefficient d'emmagasinement spécifique en fonction de l'efficacité barométrique*

Les différences fondamentales de lithologie et de structure de porosité existant entre les aquifères dano-paléocène et sous-molassique permettent sans doute d'expliquer les valeurs différentes proposées au tableau III.6.

Les résultats présentés semblent cohérents et correspondent bien aux valeurs caractéristiques telles que l'on peut les rencontrer pour un aquifère fracturé (dano-paléocène) et pour un aquifère sableux (aquifère sous-molassique).

## III.2. Evaluation de l'impact hydrogéologique des stockages sur l'anticlinal d'Audignon

### *III.2.1. Hydrogéologie de la région d'Eugénie-les-Bains*

Le cadre hydrogéologique, à l'image du cadre géologique, est particulièrement complexe. Eugénie-les-Bains avec ses nombreux forages et sources est un endroit riche d'informations géologiques et hydrogéologiques mais qui, paradoxalement, reste encore mal connu.

#### *III.2.1.1. Inventaire des aquifères*

On peut a priori distinguer le long du périclinal Est de l'anticlinal d'Audignon quatre horizons réservoirs d'épaisseur et d'extension inégale :

① le plus superficiel est celui des « sables fauves ». Présent dans le secteur d'Eugénie sur les coteaux avoisinants, cet aquifère perché repose sur la molasse oligo-miocène qui représente le premier imperméable important du Tertiaire. Toutefois la molasse renferme des intercalations calcaires et gréseuses qui dans ce secteur modifient la continuité de sa qualité d'imperméable. Ces niveaux rencontrés par forage peuvent constituer des niveaux aquifères confinés de faible intérêt économique et souvent artésiens dans les vallées ou dépressions.

② le second horizon réservoir est celui dit des « marnes de Donzacq - marnes de Trabay - couches de Lapêche » situé sous les « grès à Nummulites ». Formé d'une alternance de grès, de sables et de marnes, cet ensemble peut constituer un « aquifère relais » de la nappe des sables sous-molassiques, qui disparaît aux abords de la structure d'Audignon. La prédominance des faciès marneux dans la série inférieure semble en revanche former un horizon imperméable.

③ l'horizon sous-jacent engloberait les couches d'Arcet (Danien) et les formations calcaires et gréseuses de l'Yprésien (Calcaires de Sarraziet). Les propriétés réservoir de cette formation dano-paléocène combinent une alternance de niveaux poreux et de niveaux fissurés.

④ le dernier ensemble affleure au cœur de l'anticlinal et correspond aux formations calcaires et dolomitiques du Crétacé supérieur. Sur le périclinal Ouest, cet horizon est séparé du précédent par les calcaires argileux du Maestrichtien (couches de Dumes). Dans le secteur qui nous intéresse les calcaires de Dumes sont dolomitisés et favorisent la communication de cet horizon avec le précédent.

### III.2.1.2.Inventaire des sources et forages

Il existe plusieurs sources traditionnelles à Eugénie (figure III.16 ; tableau III.7). Avant 1966, année de la modernisation et de l'équipement de la station par la Chaîne Thermale du Soleil, l'établissement thermal fonctionnait avec quatre sources : la source St Loubouer, la source des Boues, la source des Prés et la source Amélie ou du Bois. A celles-ci, s'ajoutaient les sources Angelina et Nicolas, situées au Nord du bourg.

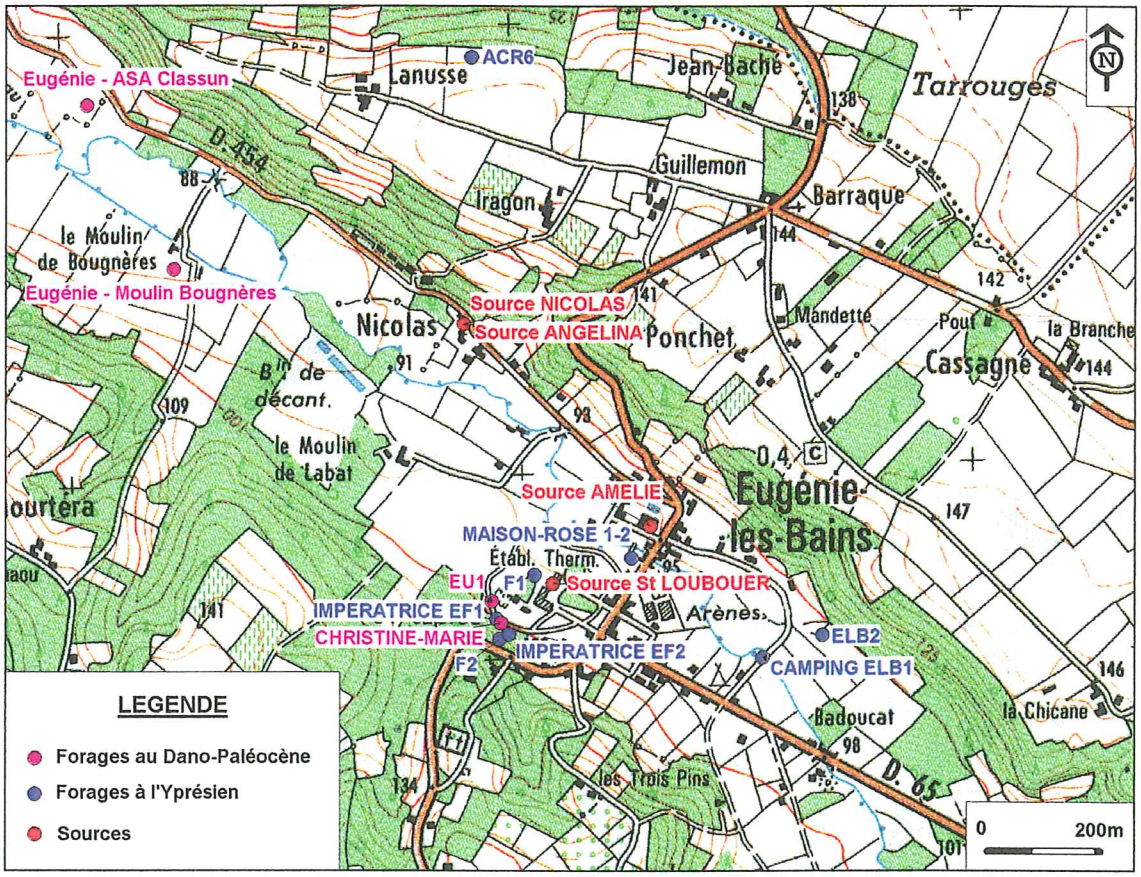



*Figure III.16 : localisation des sources et forages dans le secteur d'Eugénie-les-Bains*

| Aquifère Yprésien (marnes de Donzacq - marnes de Trabay -couches de Lapêche) | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nom | Indice BRGM | Ouvrage | X | Y | Z | Prof. (m/sol) | Analyse chimique | Temp. | Etat actuel |
| St Loubouer | (0978-4X-0015) | source | 381060 | 3158760 | 95 | 0,00 | Bicarbonaté sodique | 10 à 20°C | Buvette de la station thermale |
| Les Boues | (0978-4X-0015) | source | 381060 | 3158760 | 95 | 0,00 | | | disparue |
| Les Prés | (0978-4X-0015) | source | 381060 | 3158760 | 95 | 0,00 | | | disparue |
| Amélie ou du Bois | (0978-4X-0014) | source | 381280 | 3158880 | 95 | -3,00 | Bicarbonaté sodique | 18,5°C | disparue |
| Nicolas | (0978-4X-0012) | source | 380880 | 3159340 | 92 | -18,00 | Bicarbonaté sodique | 13,3 à 16,3 °C | abandonnée |
| Angélina | (0978-4X-0013) | source | 380881 | 3159340 | 92 | -18,00 | Bicarbonaté sodique | 13,3 à 16,3 °C | abandonnée |
| F1 | (0978-4X-0008) | forage | 381020 | 3158780 | 95 | -50,00 | Bicarbonaté sodique | | abandonné |
| Impératrice EF1 | (0978-4X-0024) | forage | 380934 | 3158685 | 99,3 | -87,55 | Bicarbonaté sodique | 20,5 à 22,5 °C | exploitation thermale "puits froid" |
| Impératrice EF2 | (0978-4X-0025) | forage | 380960 | 3158650 | 101 | -89,60 | Bicarbonaté sodique | 19,4 à 20,7 °C | exploitation thermale "puits froid" |
| Maison-Rose 1 et 2 | (0978-4X-????) | forage | 381235 | 3158810 | 95 | | Bicarbonaté sodique | 17,1 à 18,3 °C | abandonnés |
| Camping ELB1 | (0978-4X-0019) | piézomètre | 381520 | 3158582 | 97 | -93,00 | Bicarbonaté sodique | 14,5 à 16,5 °C | abandonné (intramolassique) |
| ELB2 | (0978-4X-????) | piézomètre | 381655 | 3158627 | 96,4 | -117 | | 17 °C | suivi piezométrique |

| Aquifère Dano-Paléocène (couches d'Arcet aux couches de Sarraziet) | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nom | Indice BRGM | Ouvrage | X | Y | Z | Prof. (m/sol) | Analyse chimique | Temp. | Etat actuel |
| F2 | (0978-4X-0011) | forage | 380940 | 3158640 | 106 | -228,00 | | | abandonné |
| F3 ou EU1 | (0978-4X-0011) | forage | 380925 | 3158725 | 106 | -272,00 | | 37°C | abandonné |
| Christine-Marie | (0978-4X-0018) | forage | 380944 | 3158676 | 106 | -260,00 | Sulfatée calcique | 41,7°C | exploitation thermale "puits chaud" |
| Moulin de Bougnères | (0978-4X-0020) | forage | 380317 | 3159527 | 88 | -67,00 | Sulfatée calcique | 35°C | exploitation agricole (irrigation) |
| ASA de Classun | (0978-4X-0031) | forage | 380106 | 3159738 | 87 | -83,50 | | | exploitation agricole (irrigation) |

*Tableau III.7 : inventaire des sources et forages à Eugénie-les-Bains*

Selon les archives BRGM, les sources sont décrites comme légèrement artésiennes (1 à 2 m au-dessus du sol) avec des débits faibles (0,1 à 1 $l.s^{-1}$). Elles sont légèrement hyperthermes avec des températures oscillant entre 16°C et 20°C. Elles peuvent être rapportées à des niveaux poreux interstratifiés dans la molasse oligo-miocène.

Le premier forage réalisé par la société des Eaux Thermales, dénommé F1 a été foré jusqu'à 50 m de profondeur en mars 1966. Il capte des niveaux calcaréo-gréseux et sableux artésiens.

En 1967 d'autres forages sont entrepris dans la station par SNPA. Un forage F2 est foré jusqu'à environ 220 m mais il est ensuite abandonné pour raisons techniques. Un forage F3 ou EU1, implanté à quelques mètres du premier, atteint 272 m de profondeur après avoir traversé la molasse sur 57 m, les couches de Lapêche sur 167 m et les calcaires de Sarraziet sur 48 m. Le découpage stratigraphique été réalisé par Aubert *et al.* [7] (1967) à partir des échantillons micropaléontologiques et des carottes recueillies lors des travaux. Deux niveaux aquifères sont identifiés : des sables artésiens de -52 à -57 m situés dans la molasse et les calcaires de Sarraziet avec une eau chaude à 38°C.

Quelques années plus tard, le forage Christine-Marie est creusé dans la station thermale jusqu'à 260 m de profondeur. Il rencontre des formations analogues à celles traversées par le forage EU1 et atteint l'aquifère des calcaires de Sarraziet à -203 m. Le forage continue ensuite en perte totale jusqu'à sa côte finale. Le forage Christine-Marie est le puits chaud de la station avec une eau à plus de 40°C.

Deux autres forages destinés à alimenter la station en eau froide ont été creusés. Il s'agit des forages EF1 et EF2 qui captent la nappe froide nommée "Impératrice" et qui capte des horizons aquifères de la molasse et surtout le terme supérieur des couches de Lapêche. Ils atteignent respectivement les profondeurs de 87,75 m et de 89,60 m après avoir traversé des alternances de marnes, grès et calcaires du Miocène et probablement l'Yprésien pour les formations les plus profondes.

Enfin deux autres forages dénommés Maison Rose (MR1 et MR2) ont été creusés dans l'établissement thermal. Ils captent des horizons identiques à ceux rencontrés dans les forages EF1 et EF2. Ils ont été ensuite abandonnés.

En 1985, Elf Aquitaine implante le piézomètre Camping destiné à la surveillance piézométrique de la nappe d'eau froide capté par EF1 et EF2. Le forage atteint la profondeur de -93 m. Sous une couverture molassique de 75 m d'épaisseur, une alternance de calcaires à Nummulites et de grès avec un niveau sableux a été traversée. La présence de Nummulites permet d'attribuer un âge yprésien à ces formations. L'artésianisme de cette nappe, se manifestant par des venues d'eau

(1,2 à 2 $m^3.h^{-1}$) apparaît de -85 à -93 m et a perturbé la complétion du forage. Finalement le puits est bouché en profondeur et perforé en face d'un horizon sableux à une trentaine de mètres de profondeur au sein de formations intra-molassiques.

Un nouveau piézomètre, dénommé ELB2, a été réalisé en 1997 à proximité du précédent (Chaouche *et al.* [27], 1998). Il a atteint une profondeur de 117 m, après avoir traversé la Molasse sur une épaisseur de 71 m et rencontré l'aquifère yprésien artésien.

A l'Est d'Eugénie, de nombreux forages agricoles ont été creusés le long de la rivière du Bahus avec pour objectif de capter l'aquifère dolomitique du Dano-Paléocène. Parmi eux, deux forages se situent à proximité de l'affleurement des formations yprésiennes, près du bourg d'Eugénie. Il s'agit des forages de Lalanne au Moulin de Bougnères et de celui de l'ASA de Classun. L'aquifère dano-paléocène a été atteint à partir de -50 m et traversé jusqu'aux cotes finales qui sont respectivement de -67 m et -83,50 m. Ces deux forages sont hyperthermes avec des températures respectives de 35°C et 24°C.

A l'heure actuelle ne sont utilisés pour l'exploitation thermale que le forage Christine-Marie implanté dans l'aquifère dano-paléocène qui fournit de l'eau chaude à la station thermale et les forages Impératrice EF1 et EF2 distribuant de l'eau froide à partir de l'aquifère des couches de Lapêche.

### *III.2.2. Evolution piézométrique*

De 1984 à 1990, les forages d'Eugénie font partie du réseau de suivi piézométrique de la zone d'influence des stockages. Les puits considérés alors comme captant l'aquifère des sables sous-molassiques (Bel *et al.* [12], 1989) ou son aquifère relais ont fait l'objet d'un suivi (figure III.17). Les observations n'ont jamais fourni d'indications satisfaisantes concernant la relation de cette structure avec le milieu de stockage.

Les forages Impératrice (EF1 - EF2) et Maison Rose 2 (MR2) ont une évolution piézométrique marquée par une périodicité annuelle liée à l'activité de la station thermale. Les forages EF1 et EF2 sont pompés selon un débit moyen d'environ 10 $m^3.h^{-1}$ pour approvisionner en eau la station thermale. On notera le faible débit spécifique de ces forages, peut être dû à des pertes de charges singulières. Chaque année la station arrête son activité de décembre à mars, ce qui explique la remontée des niveaux piézométriques pendant cette période. Le puits MR2 est un piézomètre implanté dans le même aquifère que celui influencé par les forages Impératrice et les fluctuations observées sur ces puits sont synchrones.

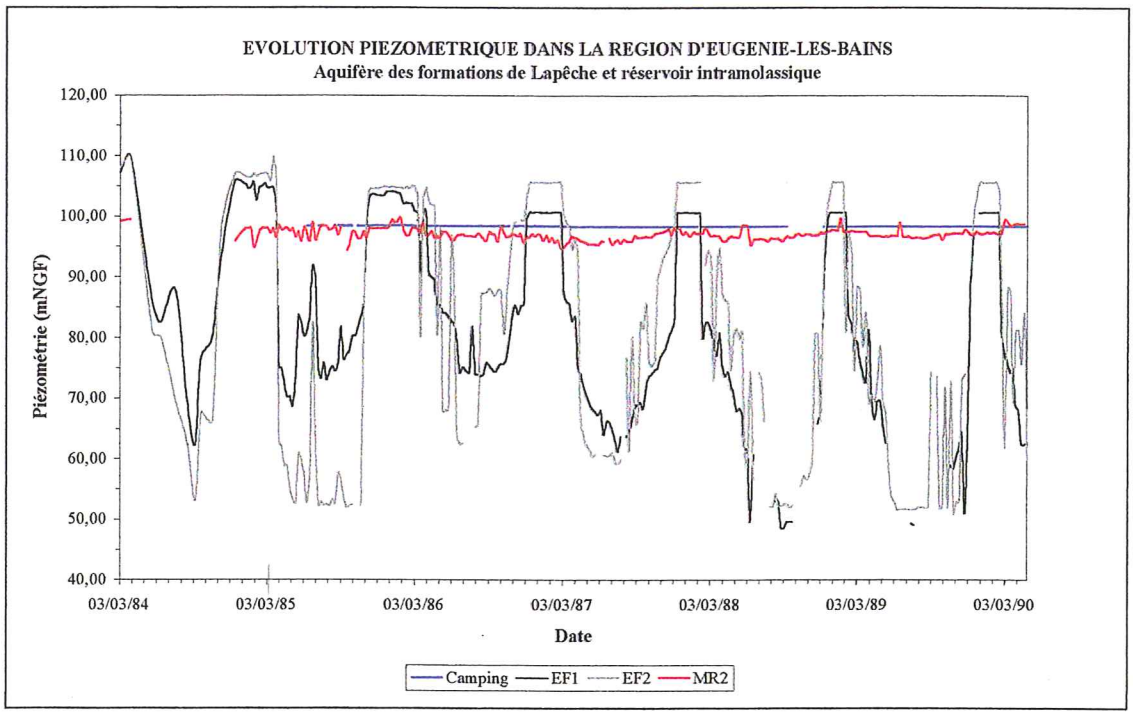



*Figure III.17 : évolution piézométrique des puits à Eugénie-les-Bains*

Une controverse est apparue dès l'implantation du piézomètre Camping concernant la relation ou l'absence de relation entre les niveaux sableux captés et l'aquifère d'extension étudié. L'appartenance des horizons captés à des sables dits intra-molassiques indépendants des sables sous-molassiques a été proposée comme hypothèse explicative (Bel *et al.* [12], 1989).

La décision de réaliser avec tout le soin nécessaire un nouveau piézomètre, dénommé ELB2, a été prise par Elf Aquitaine et l'ouvrage a été foré en décembre 1997. Les premiers enregistrements piézométriques montrent bien (figure III.18) :

- l'influence des stockages dont l'onde de pression atteint ELB2 ;

- l'absence d'influence des pompages et soutirages réalisés à la station thermale.

Ainsi se trouve bien confortée l'hypothèse d'un réservoir relais constitué par l'horizon dits des grès à Nummulites et l'existence d'une solution de continuité hydraulique à l'Est.

On peut aussi concevoir l'hypothèse d'isolement de la ressource minérale d'Eugénie par rapport au domaine d'influence des stockages et l'existence locale de niveaux intra-molassiques, dont le mode d'alimentation ainsi que l'acquisition de composition chimique mériterait d'être approfondis (effet de membrane et échanges de base).

La série inférieure des couches de Lapêche joue le rôle d'un bon imperméable à grande échelle comme en témoigne la différence piézométrique de 20 à 30 m entre la nappe du Dano-

Paléocène (+70 mNGF) (Armand & Capdeville [3], 1992) et celle des sables sous-molassiques (+115 mNGF) dans cette région.

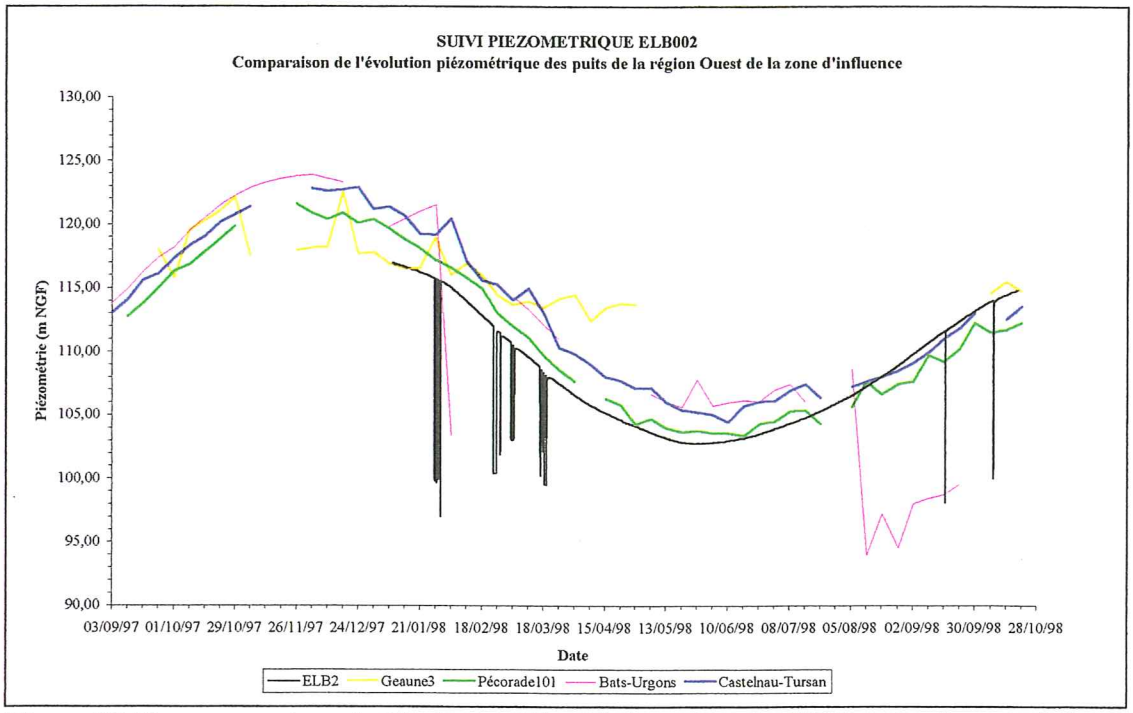



*Figure III.18 : comparaison de l'évolution piézométrique du puits ELB2 et des forages de la région Ouest de la zone d'influence*

### *III.2.3. Régime hydrologique de la rivière Le Bahus*

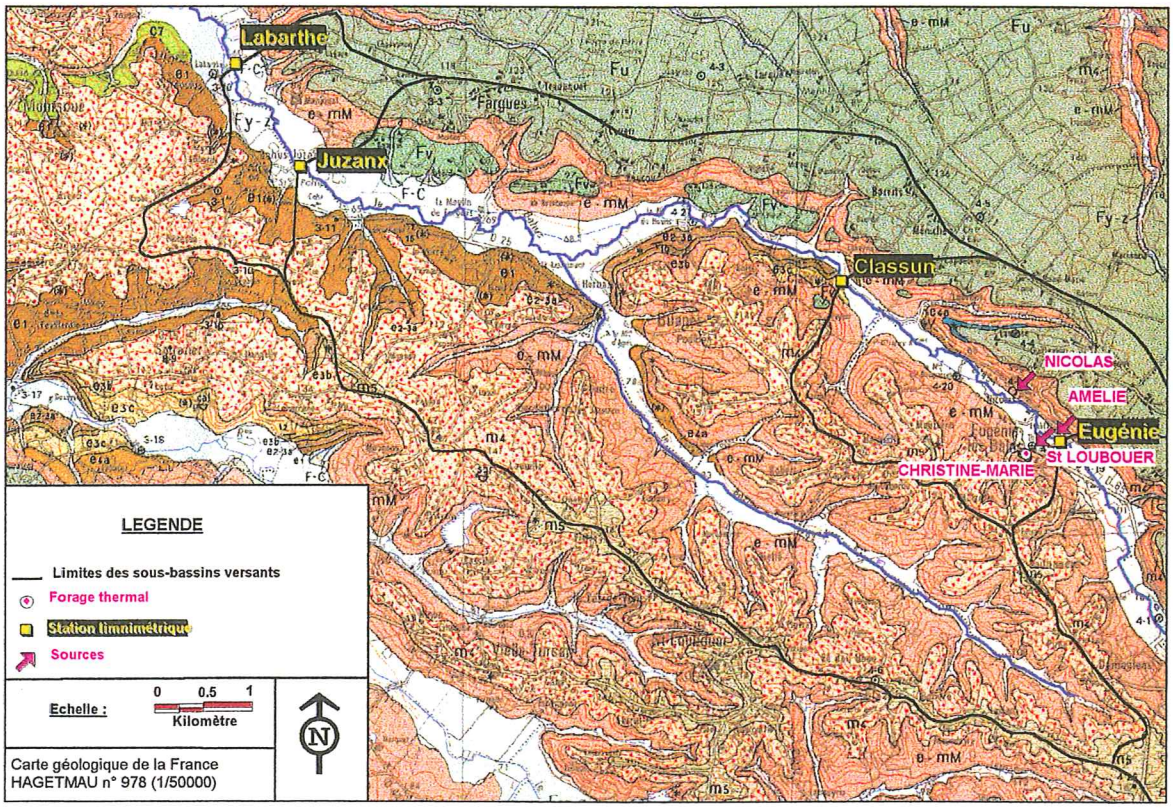
Le long du périclinal Est de la structure d'Audignon, l'analyse cartographique détaillée fait apparaître le long du Bahus, et en particulier entre Eugénie-les-Bains et Classun, des affleurements de grès à Nummulites correspondant à l'aquifère relais des sables sous-molassiques et susceptibles a priori d'alimenter des émergences diffuses le long du lit du cours d'eau (figure III.19).

Des mesures sériées réalisées par les services de la DIREN en 1979 et 1993 (Aigrot [2], 1979 ; DIREN-Aquitaine [41], 1993) avaient montré une variation non seulement du débit spécifique du bassin versant du Bahus mais aussi de la composition chimique, attribuées précisément à des apports d'origine profonde en certains tronçons du cours d'eau.

Le Conseil Général des Landes, soucieux d'évaluer l'impact éventuel des stockages sur le régime hydrologique du Bahus, a demandé à la société Elf Aquitaine que puisse être réalisé un suivi du débit du cours d'eau pendant trois cycles hydrologiques.

#### *III.2.3.1. Réseau de suivi limnimétrique*

Quatre sections de jaugeage ont été créées le long du Bahus (figure III.19).




**QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES**

**Formations colluviales**

CF — Colluvions et dépôts de versants

v v v — Glissements

**Formations alluviales**

F-C — Alluvions et colluvions de fond de vallée
1 - cône de déjection associé

Fy-z — Alluvions récentes indifférenciées

Fx — Pléistocène supérieur
Terrasse à galets, graviers et matrice sableuse

Fv — Pléistocène moyen ancien
Terrasse à galets, graviers et matrice argileuse rubéfiée

Fu — Pléistocène inférieur terminal
Terrasse à galets, graviers et matrice argilo-sableuse

**TERTIAIRE**

**Pliocène**

p2 — Nappe alluviale moyenne
Graviers et galets ; matrice argilo-sableuse jaunâtre

p1 — Nappe alluviale inférieure
Graviers et galets ; matrice argilo-sableuse rougeâtre

**Miocène supérieur**

m5 — Tortonien
Formation des Glaises bigarrées : argiles gris-bleu à passées blanc rougeâtre

**Miocène moyen**

m4 — Serravallien
Formation des Sables fauves : sables jaune-ocre à graviers et galets rubéfiés
1 - influence marine

**Éocène supérieur - Miocène moyen**

e - mM — Molasses argileuses gris-bleu, siltouses, carbonatées, à passées gréseuses
g - niveaux fluvio-lacustres de Banos
1 - niveau de calcaire lacustre

**Éocène moyen**

e6c — Bartonien
Couches lagunaires : marno-calcaires lacustres à base marine

e6b — Calcaire de Brassempouy : calcaires beiges à alvéolines

e6a — Calcaire à grandes nummulites : calcaires et marno-calcaires gris à nummulites

e5 — Lutétien
Couches de Nousse : calcaires beige clair

**Éocène inférieur**

e4c — Cuisien
Couches de Donzacq : marnes gris-bleu à blanches

e4b — Couches de Trabay : silts carbonatés verdâtres

e4a — Couches de Lapèche : silts, marnes et calcaires gréseux à nummulites

e3c — Ilerdien
Couches de Sarraziet : calcaires blancs à alvéolines

e3b — Grès de Coudures : quartzites blancs à rosâtres

**Paléocène supérieur - Éocène inférieur**

e2-3a — Thanétien - Ilerdien
Couches de Houns et d'Horbaziou : calcaires blancs à filonnets de calcite et calcaires jaune-beige à nummulites

**Paléocène inférieur**

e1 — Danien
Couches d'Arcet : calcaires blancs parfois dolomitisés à silex et algues

**SECONDAIRE**

**Crétacé supérieur**

C7 — Maastrichtien
Couches de Dumes : calcaires beiges à rudistes et grands foraminifères, géodes de silice, silex bruns

*Figure III.19 : localisation des sections de jaugeage sur la rivière Le Bahus*

La station d'Eugénie-les-Bains a été mise en place par la DIREN Aquitaine en 1969. La section artificielle est équipée d'un déversoir, d'une échelle limnimétrique et d'un limnigraphe.

En 1994, les stations de Classun, Juzanx et Labarthe ont été implantées par la société Elf Aquitaine, à la demande du Conseil Général des Landes. Chaque station est équipée d'un seuil jaugeur rectangulaire, de deux échelles limnimétriques et d'un limnimètre automatique. En avril 1996, la station de Labarthe a été équipée d'enregistreurs de conductivité et de température.

L'étude hydrologique préliminaire de la DIREN Aquitaine [41] (1993) a déterminé le choix de l'implantation des trois nouvelles stations. Ces stations ont été positionnées en tenant compte des données géologiques et des observations hydrologiques (affleurements des aquifères, augmentations de débits et variations des paramètres physico-chimiques).

Les stations d'Eugénie et de Classun sont respectivement situées en amont et en aval de l'affleurement du réservoir yprésien afin d'identifier d'éventuelles émergences de cet aquifère. Les stations de Juzanx et de Labarthe sont implantées de manière à évaluer l'impact des émergences de l'aquifère du Dano-Paléocène affleurant.

### *III.2.3.2.Morphologie du bassin versant*

On peut délimiter quatre sous-bassins versants emboîtés dont les exutoires sont situées aux sections de jaugeage (figures III.19 et III.20). Les principales caractéristiques des sous-bassins versants sont estimées et reportées dans le tableau III.8. Globalement les paramètres calculés correspondent à des bassins versants de forme allongée.

Le bassin versant du Bahus peut être divisé en deux zones géologiquement différentes. La partie en amont d'Eugénie-les-Bains appartient au bassin molassique oligo-miocène du Bas-Armagnac sans structuration apparente, au sein duquel le Bahus est encaissé selon une direction préférentielle Nord - Sud (Enjalbert [43], 1960). La partie aval, située sur l'anticlinal d'Audignon, est marquée par la signature de nombreux accidents structuraux et les particularités géologiques qui ont influencé les axes d'écoulement.

| Bassin versant | Superficie A ($Km^2$) | Périmètre P (Km) | Longueur cumulée des cours d'eau Lr (Km) | Nombre de thalwegs permanents N | Indice de compacité Kc | Longueur rectangle équivalent L (Km) | Largeur rectangle équivalent l (Km) | Pente moyenne Pm (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Eugénie | 48,73 | 53,16 | 59,60 | 28 | 2,15 | 24,62 | 1,98 | 0,77 |
| Classun | 55,74 | 59,38 | 71,80 | 30 | 2,24 | 27,62 | 2,02 | 0,53 |
| Juzanx | 85,06 | 70,69 | 101,40 | 48 | 2,16 | 32,71 | 2,60 | 0,53 |
| Labarthe | 88,35 | 74,39 | 104,90 | 50 | 2,23 | 34,60 | 2,55 | 0,57 |

*Tableau III.8 : caractéristiques physiques des sous-bassins du Bahus*

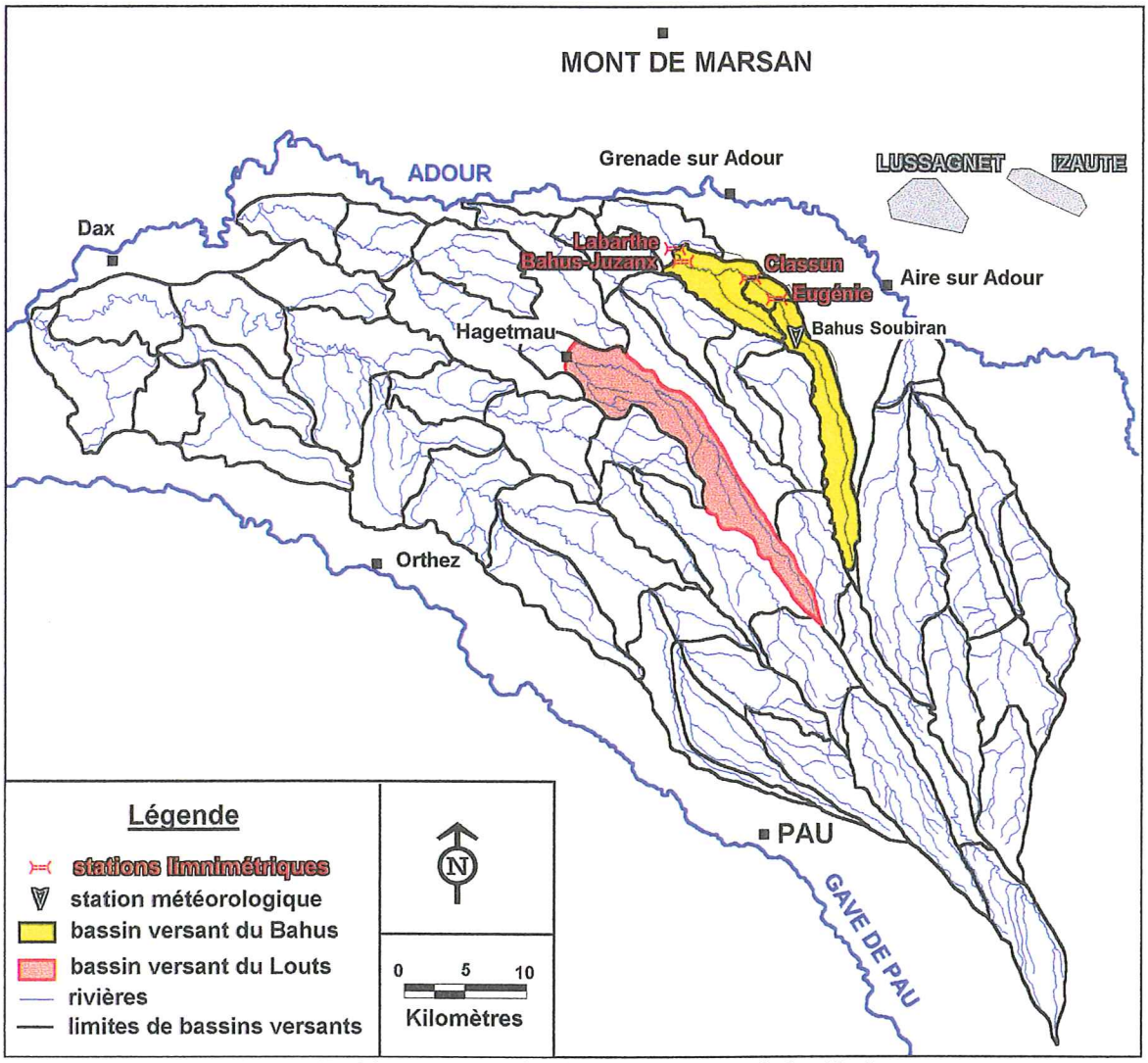



*Figure III.20 : situation des bassins versants de la Chalosse*

Les thalwegs permanents présentent une orientation préférentielle N110° à N150° montrant une correspondance entre les directions des thalwegs permanents et l'orientation des accidents géologiques profonds reconnus (figure III.21).

### *III.2.3.3.Bilan hydrologique - Influences extérieures*

On peut écrire le bilan actuel du bassin versant sous la forme :

$$P - ETr + Q_{imp} = Q_{écoul} + Q_{exp} \pm Q_s \qquad \textit{(Equation III.56)}$$

avec P : flux des précipitations ;
ETr : flux d'évapotranspiration réelle ;
$Q_{imp}$ : flux importés ou rejetés dans la rivière ;
$Q_{écoul}$ : flux issus du ruissellement ;
$Q_{exp}$ : flux exportés ou prélevés directement dans le système ;
$Q_s$ : flux d'origine souterraine.

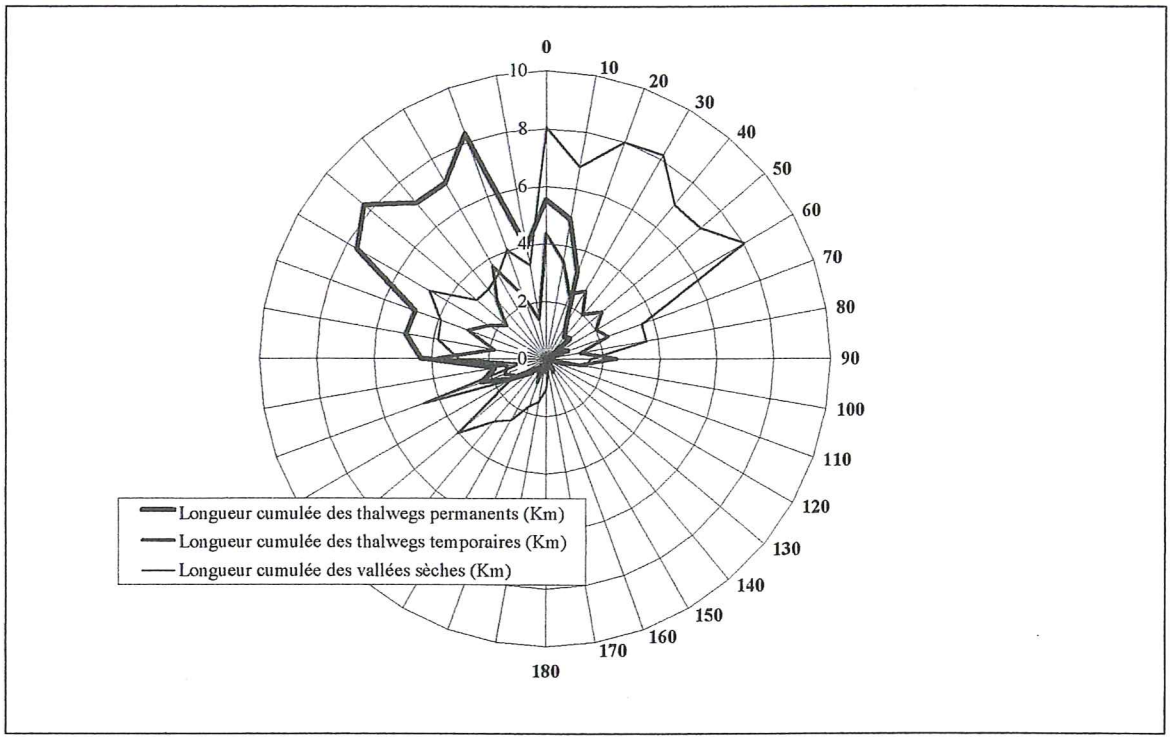



*Figure III.21 : orientation des thalwegs dans le bassin versant du Bahus*

Avant de dresser ce bilan, il apparaît nécessaire de faire un inventaire des processus influençant le régime hydrologique du bassin versant du Bahus. Cet inventaire est reporté sur la figure III.22. Il montre que le calcul du bilan hydrologique est illusoire.

**Influence du barrage de Miramont-Sensacq**

Le barrage de Miramont-Sensacq est situé sur la partie amont du Bahus. Géré par la Compagnie d'Aménagement Rural d'Aquitaine (CARA), il est prévu pour soutenir le débit d'étiage pour permettre l'irrigation en aval.

L'effet du barrage se fait ressentir dans l'observation du débit d'étiage relevé à Eugénie-les-Bains (figure III.23) avec un décalage de 1 à 2 jours. Il s'amortit à la station de Classun du fait des prélèvements dans le ruisseau entre Eugénie-les-Bains et la station. Puis il s'amortit d'avantage entre Classun et Juzanx du fait des nombreux prélèvements entre ces deux stations (figure III.22).

**Influence des rejets de la station thermale**

A la station d'Eugénie les bains, le forage Christine-Marie alimente les bassins des thermes. Après usage, l'eau est rejetée soit en direction de la station d'épuration soit directement dans le Bahus (figure III.22). Il est difficile de connaître exactement le régime d'exploitation et les débits pompés par ce forage sans information de l'exploitant. On peut logiquement supposer que la totalité

de ces débits est rejetée en direction du Bahus mais ces rejets modifieront plutôt les paramètres physico-chimiques de la rivière.

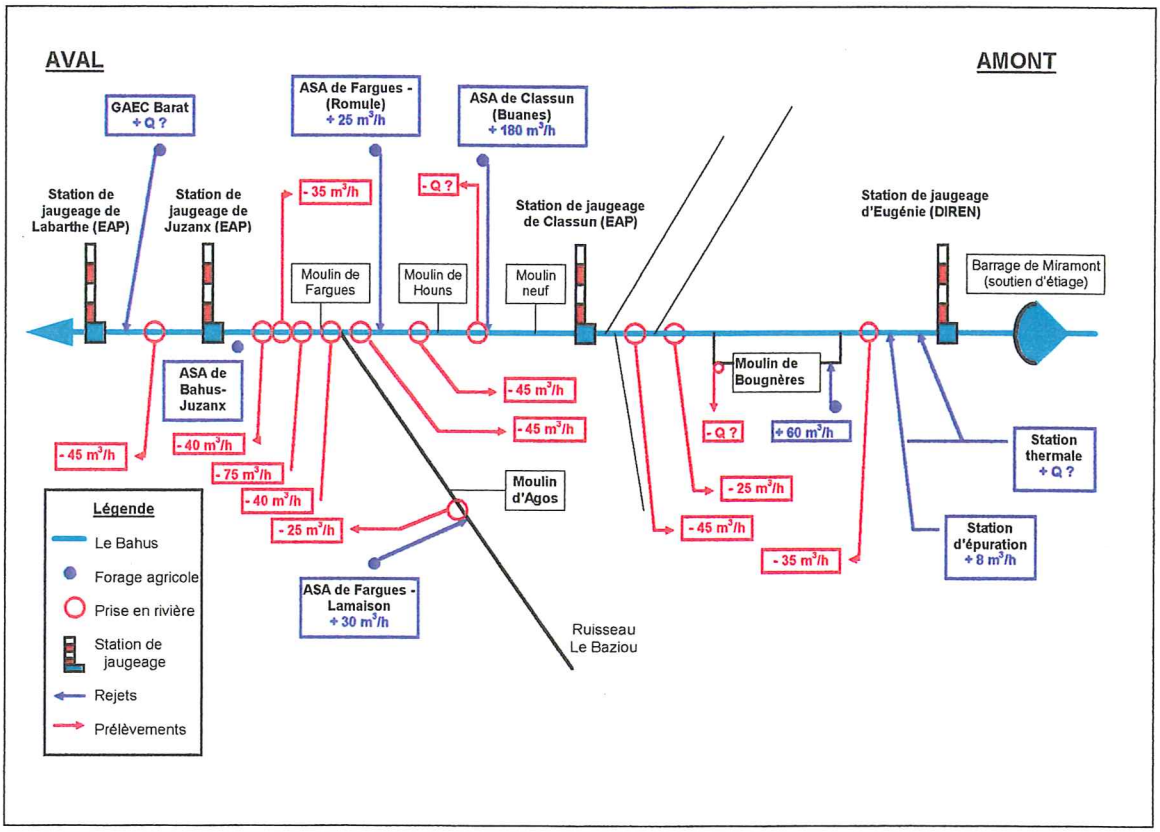



*Figure III.22 : représentation schématique des entrées et sorties le long du Bahus entre le barrage de Miramont-Sensacq et Labarthe*

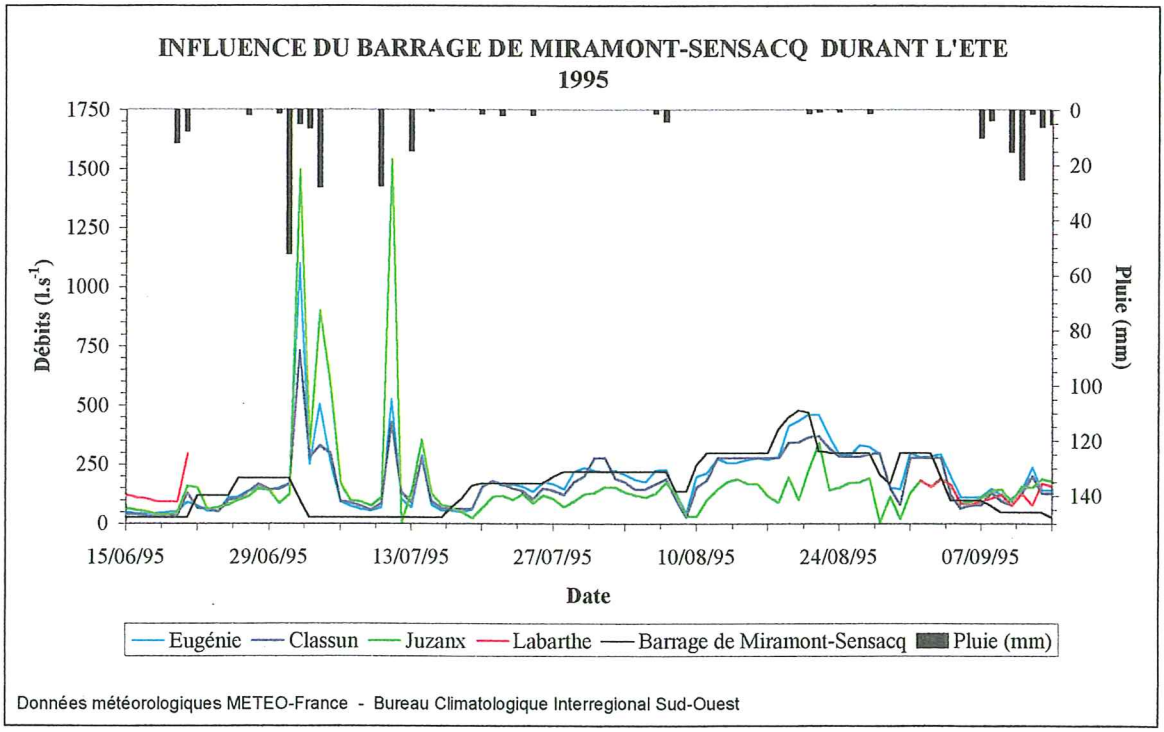



*Figure III.23 : influence de la gestion du barrage de Miramont sur les débits d'étiage (été 1995)*

**Influence des prélèvements agricoles**

Les prélèvements pour l'irrigation se font tantôt par forage au dano-paléocène, tantôt dans le ruisseau.

Ces derniers sont nombreux et font en principe l'objet d'une déclaration à la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt (DDAF) des Landes. Ils restent mal connus (figure III.22).

Les forages agricoles à l'aquifère dano-paléocène ont été réalisés avec le soutien technique et financier du Conseil Général des Landes au début des années 90 (figure III.24). L'usage de ces forages est laissé à la discrétion des propriétaires et c'est une enquête auprès de chaque agriculteur avec l'aide du Conseil Général des Landes qui permet de donner une estimation des volumes extraits ou rejetés (figure III.22).

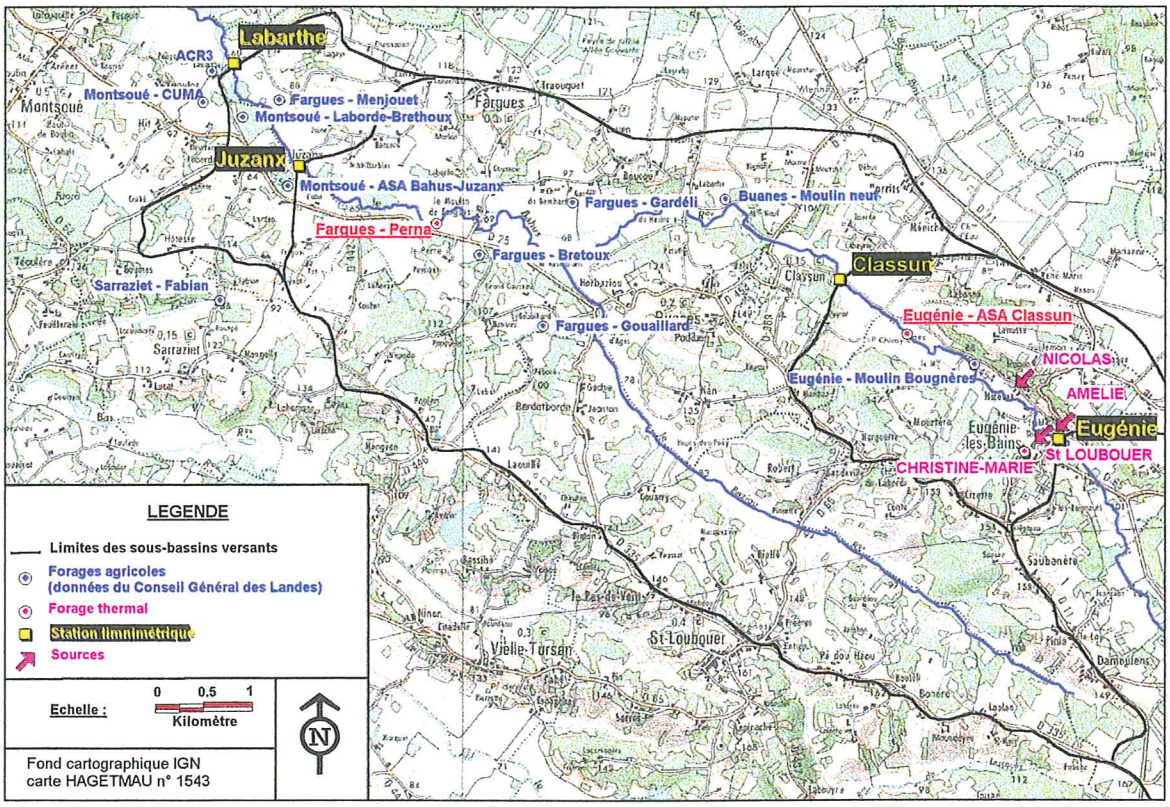



*Figure III.24 : localisation des forages agricoles le long du Bahus*

Le Conseil Général des Landes enregistre en continu la piézométrie de l'aquifère dano-paléocène dans le forage PERNA de l'ASA de Fargues et le forage de l'ASA de Classun près d'Eugénie mais leur cote absolue reste imprécise (figure III.25).

Les forages agricoles sont sollicités pendant la période d'irrigation qui est aussi la période d'étiage de la rivière, et cette exploitation estivale de l'aquifère amène localement le niveau piézométrique de la nappe sous le niveau de la rivière.

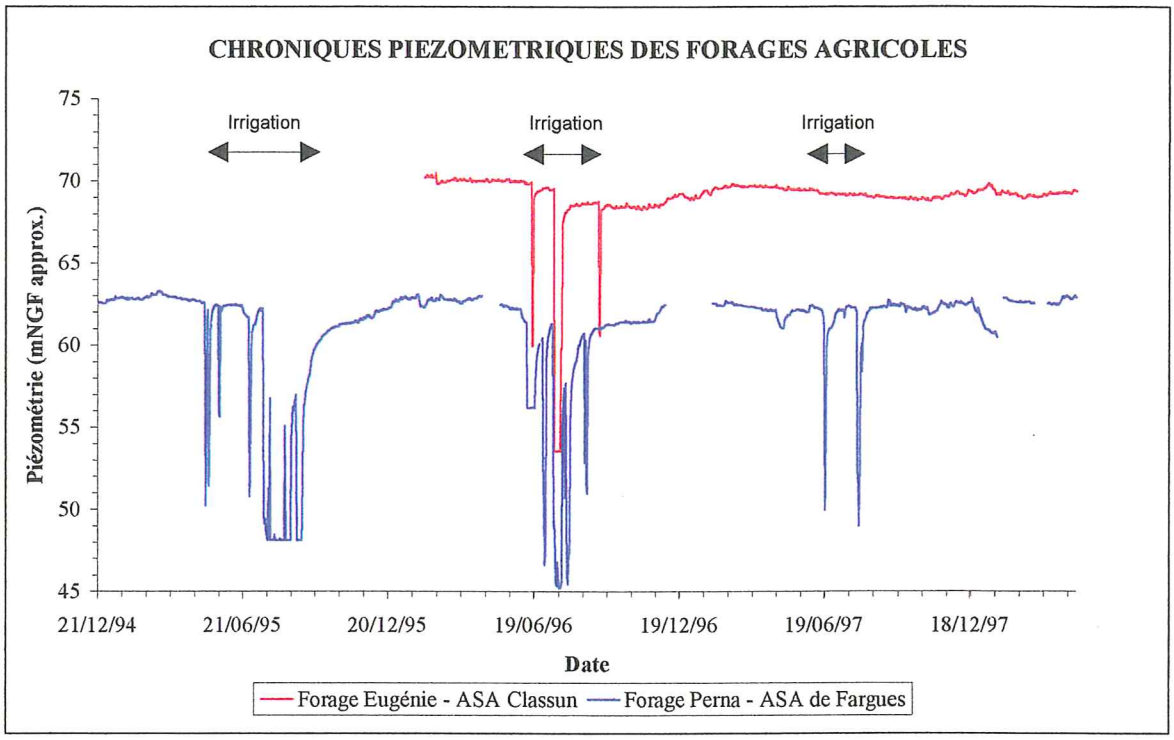



*Figure III.25 : évolution piézométriques des forages agricoles suivis par le Conseil Général des Landes*

**Stockages de gaz et débits du Bahus**

La question posée est de savoir si les stockages de gaz exploités par Elf Aquitaine dans les sables sous-molassiques peuvent affecter le fonctionnement normal (régime naturel) du Bahus et de quelle manière sera ressentie leur influence sur les émergences. Les zones éventuelles d'émergences d'aquifères profonds cartographiés (figure III.19) sont :

- une zone d'affleurement yprésien entre les stations limnimétriques d'Eugénie les Bains et de Classun.
- une zone d'affleurement dano-paléocène entre Classun et Labarthe.

Si on compare le régime des stockages d'Izaute et de Lussagnet avec celui du Bahus à la station de Juzanx, on peut en effet faire état d'une variation cyclique de même période (figure III.26).

On remarquera cependant que les phénomènes sont pratiquement en opposition de phase entre 1994 et 1997 ce qui impliquerait un retard de 6 mois dans la transmission de l'effet.

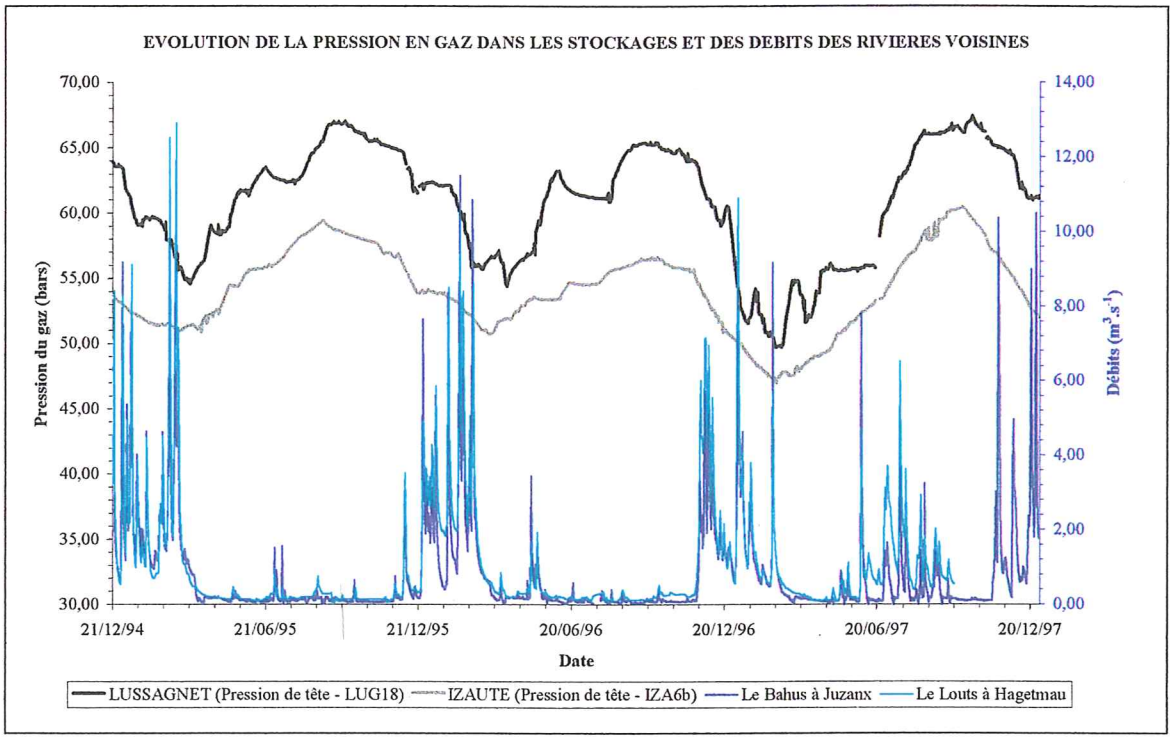



*Figure III.26 : comparaison de l'évolution de la pression en gaz dans les stockages et du régime hydrologique des rivières voisines*

Une telle interprétation, quoique physiquement explicable serait cependant prématurée voire trop orientée. En effet le cycle hydrologique du Bahus est tout à fait normal, surtout si on le compare à celui du Louts observé à la station d'Hagetmau.

Le bassin versant du Louts dans sa partie amont possède en effet un fort degré de similitude tant morphologique que pédologique avec celui du Bahus (figure III.20) sans que l'on puisse soupçonner un apport d'eau profonde à ce bassin exclusivement molassique.

La similitude du fonctionnement hydraulique des deux bassins est évidente et leur régime apparaît surtout dépendant des phénomènes climatiques classiques avec une utilisation particulière de l'eau pour chacun des cours d'eau, et il apparaît d'emblée peu probable que l'on puisse voir, si toutefois elle existe, une influence du régime de fonctionnement des stockages sur celui du Bahus.

### *III.2.3.4.Etude détaillée du régime du bassin versant et du régime du Bahus*

**Débits**

Les hauteurs d'eau de la rivière sont mesurées au droit des trois stations limnimétriques situées entre Classun et Labarthe (figure III.27), et ont permis l'établissement de courbes de tarage distinctes pour les périodes d'étiage et de crue.

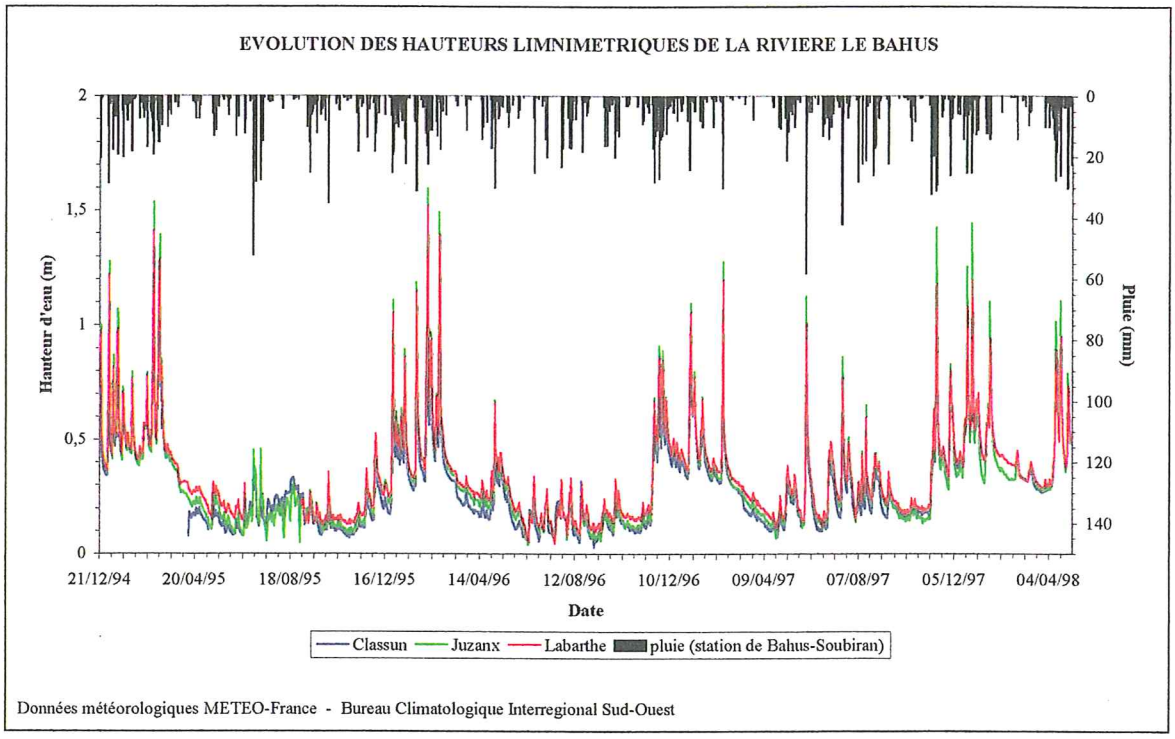



*Figure III.27 : évolution des hauteurs limnimétriques dans la rivière Le Bahus*

La DIREN-Aquitaine a fourni les débits journaliers calculés à la station d'Eugénie-les-Bains. En ce qui concerne les trois stations implantées en décembre 1994, les courbes de tarage ont été établies à partir des jaugeages effectués par la société HydroInvest.

Remarque : comme c'est souvent le cas, peu de jaugeages ont été réalisés sur les crues et les courbes de tarage restent surtout fiables pour des débits inférieurs à 600 $l.s^{-1}$. Pour les débits supérieurs, les courbes de tarage ont été pondérées à l'aide des débits spécifiques de la station d'Eugénie-les-Bains et extrapolées aux stations de Classun, Juzanx et Labarthe.

Les formules retenues pour chaque station, en basses eaux et en périodes de crue, sont les suivantes :

- Classun (figure III.28) :

hauteur d'eau $H < 0,25$ m : $Q = 2177,65.H^{1,72324}$

hauteur d'eau $H > 0,25$ m : $Q = -10683.H^3 + 28223.H^2 - 12671.H + 1849,8$

- Juzanx (figure III.28) :

hauteur d'eau $H < 0,25$ m : $Q = 1518,75.H^{1,4608}$

hauteur d'eau $H > 0,25$ m : $Q = -2592,9.H^3 + 6838,1.H^2 + 3739,5.H - 1352,2$

- Labarthe (figure III.28) :

hauteur d'eau H < 0,25 m : $Q = 1672{,}2.H^{1{,}53036}$

hauteur d'eau H > 0,25 m : $Q = -6964{,}8.H^3 + 17594.H^2 - 2860{,}3.H - 282{,}4$

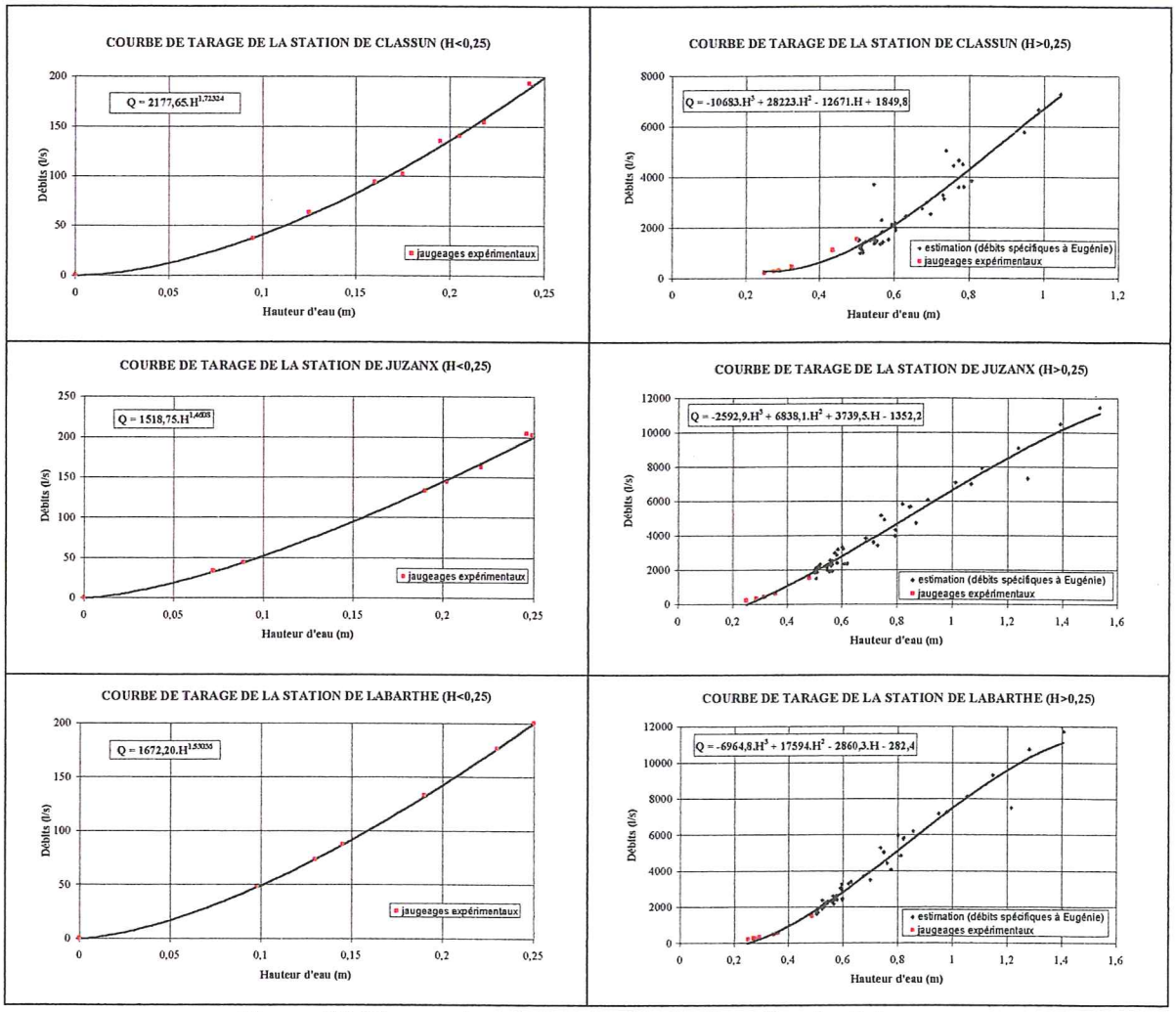



*Figure III.28 : courbes de tarage des stations limnimétriques*

Les hydrogrammes sont établis pour trois cycles hydrologiques pendant lesquels se succèdent les périodes de crues hivernales et les étiages estivaux (figure III.29). Les périodes d'étiage sont surtout influencées par les lachures du barrage de Miramont-Sensacq situé en amont. Les prélèvements agricoles en rivière se manifestent par une réduction importante des débits entre la station de Classun et celle de Labarthe. On notera que l'été 1997, particulièrement pluvieux, a permis aux agriculteurs de réduire sensiblement leurs prélèvements dans le cours d'eau.

En dehors des périodes d'étiage, le débit de la rivière augmente d'amont en aval, avec l'extension de la superficie des sous-bassins versants concernés, et il est plus intéressant d'examiner les débits spécifiques, c'est à dire les débits rapportés à une surface unitaire de bassin versant.

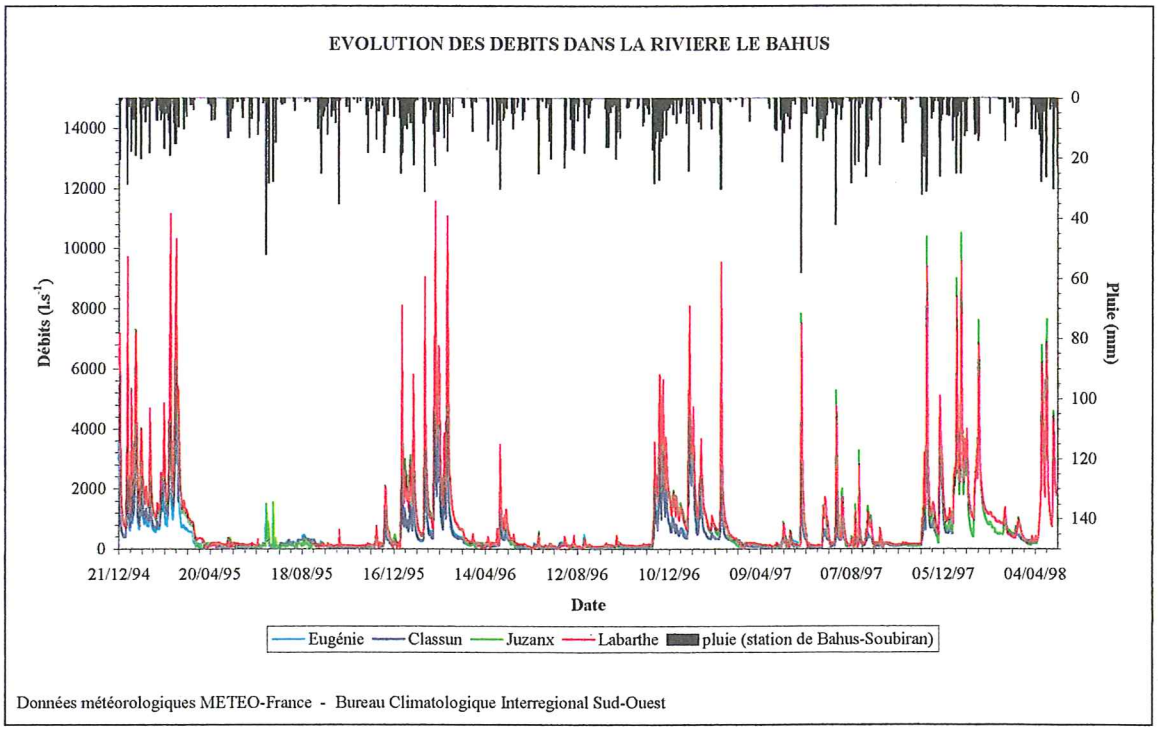



*Figure III.29 : hydrogrammes des stations de jaugeage*

**Examen comparé des débits spécifiques et des hauteurs d'eau**

La variation de débit spécifique entre chaque station doit permettre en principe de savoir si des apports particuliers ou des pertes peuvent être envisagés. Les apports seraient alors à attribuer à des venues d'origine profonde alors que les pertes peuvent être le fait de prélèvements.

Seuls les débits inférieurs à 200 $l.s^{-1}$ ont été conservés car les débits supérieurs estimés à partir de courbes de tarage sont sujet à caution. De plus afin de s'affranchir des perturbations entre les stations limnimétriques, les variations de débits spécifiques sont examinées entre les stations rapprochées, c'est à dire Classun - Eugénie et Labarthe - Juzanx.

Entre les stations de Classun et d'Eugénie, les variations de débits spécifiques sont négatives et traduiraient plutôt des pertes par infiltration dans ce secteur où affleurent les faciès éocènes qui nous intéressent (figure III.30).

La non périodicité du phénomène à cet endroit montre l'impossibilité d'établir une liaison entre le régime du Bahus et l'influence des stockages souterrains.

La variation du débit spécifique du Bahus entre les stations de Juzanx et de Labarthe peut être comparée avec l'évolution de la hauteur piézométrique de l'aquifère dano-paléocène au forage Perna (ASA de Fargues) (figure III.31).

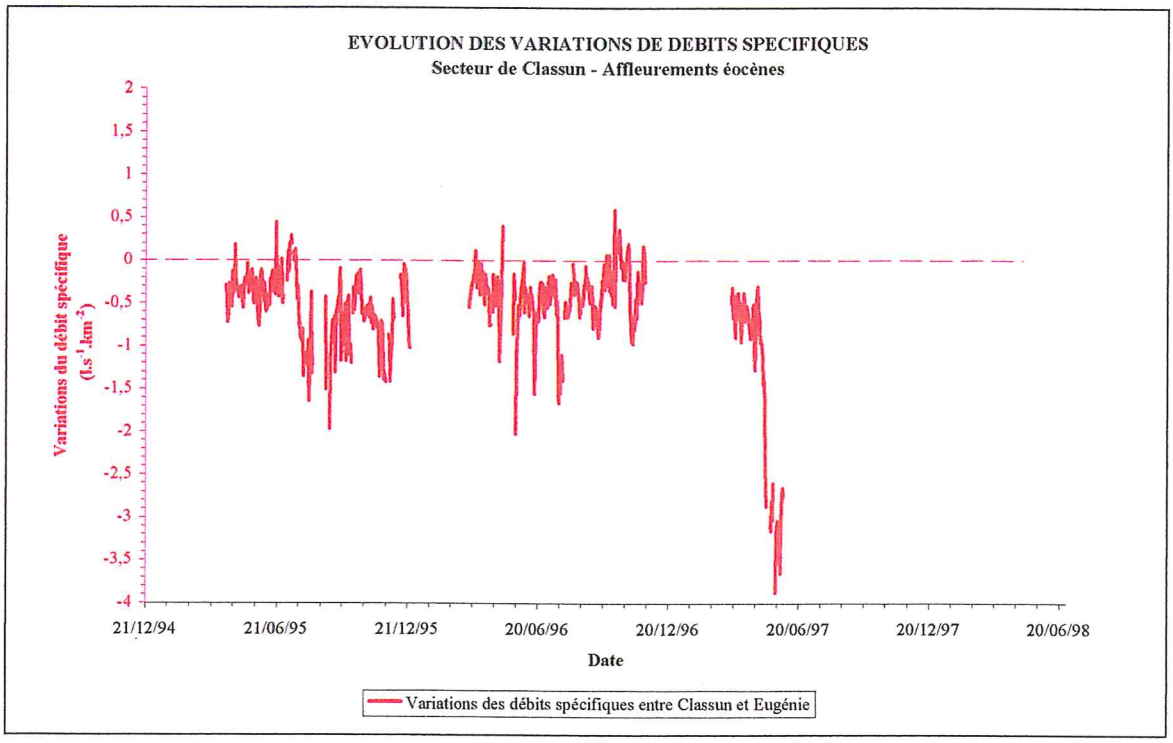



*Figure III.30 : chronique de l'évolution des variations de débits spécifiques entre les stations limnimétriques d'Eugénie et de Classun*

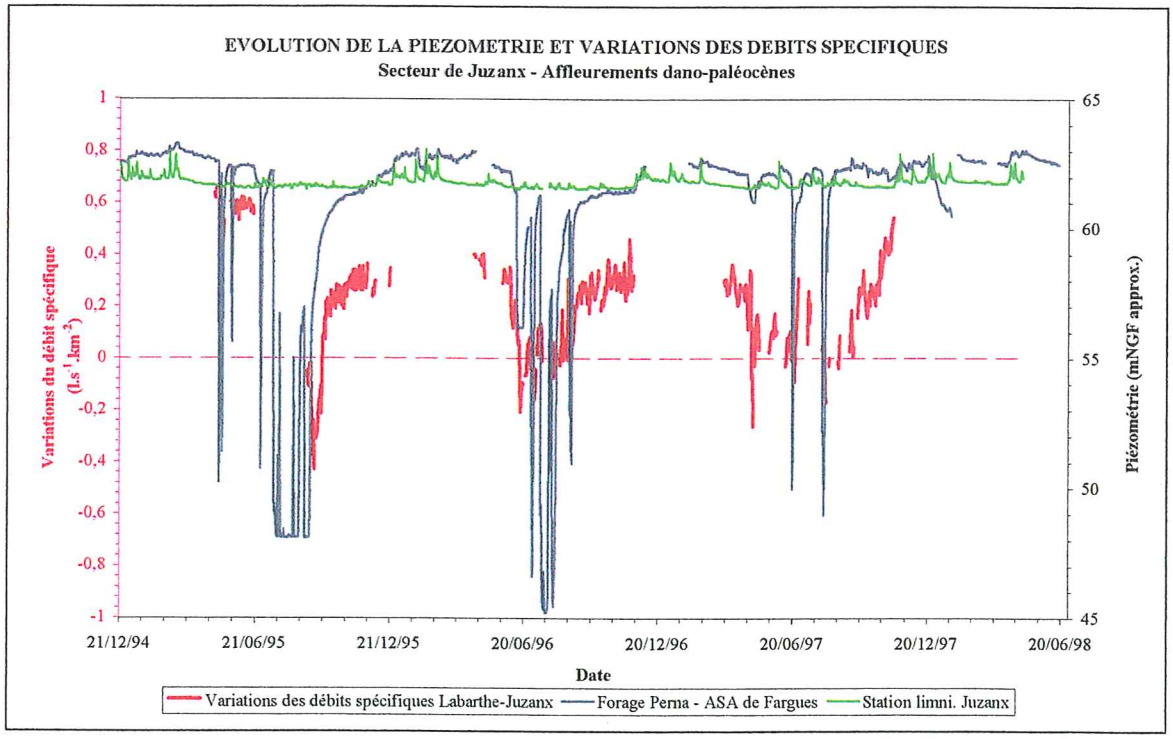



*Figure III.31 : chroniques de l'évolution de la piézométrie de l'aquifère dano-paléocène et des variations du débit spécifique*

On note :

- une période estivale durant laquelle la rivière alimente localement la nappe dano-paléocène dont le niveau est abaissé par pompages en dessous de la cote du cours d'eau (variations négatives du débit spécifique) ;
- une période hivernale durant laquelle on observe le phénomène inverse, à savoir une alimentation de la rivière par la nappe (variations positives du débit spécifique).

Globalement l'évolution piézométrique de l'aquifère dano-paléocène présente une périodicité annuelle (figures III.25 et III.31) qui est due aux prélèvements agricoles mais qui ne peut être liée aux stockages souterrains de gaz d'Izaute et de Lussagnet.

**Paramètres physico-chimiques**

En 1979, une étude du SRAE (Aigrot [2], 1979) a signalé des variations de composition chimique le long du ruisseau qui ont été attribuées à l'existence d'émergences issues des formations aquifères affleurantes dans la vallée du Bahus. Depuis, les conditions hydrologiques ont évolué et sont de plus en plus influencées par les activités humaines.

En avril 1996, la station de Labarthe a été équipée d'une sonde de température et de conductivité pour enregistrer en continu ces paramètres (figures III.32 et III.33).

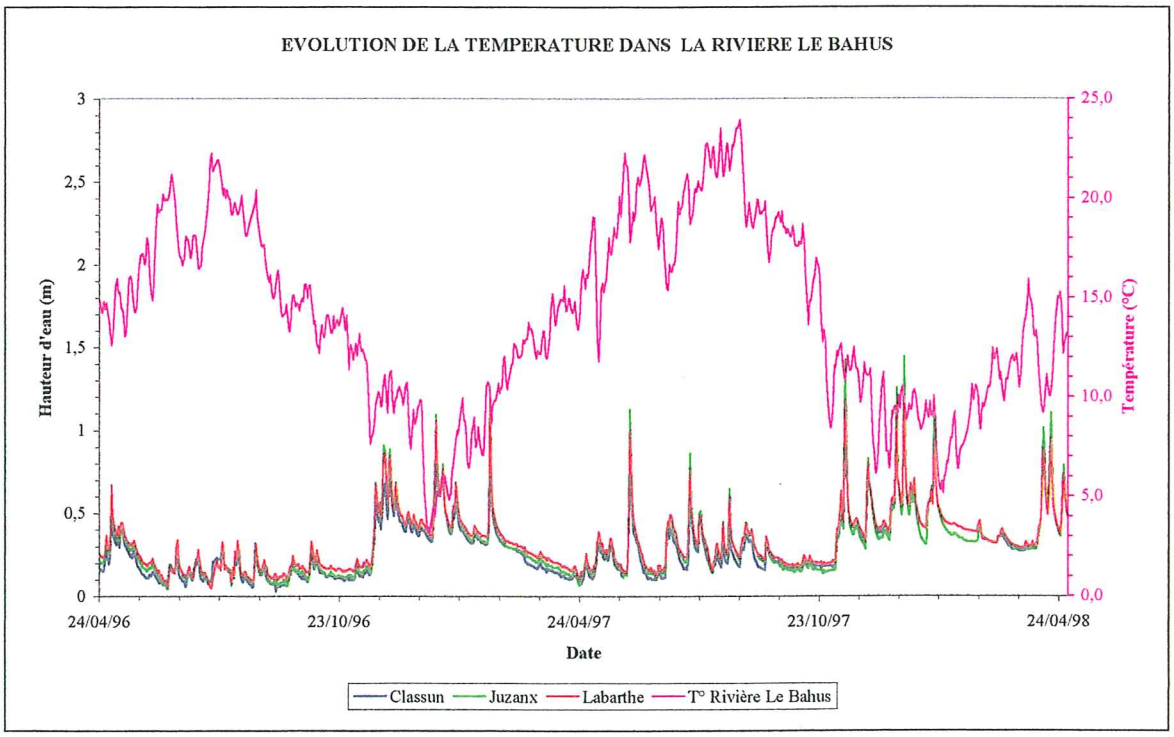



*Figure III.32 : évolution de la température dans la rivière Le Bahus*

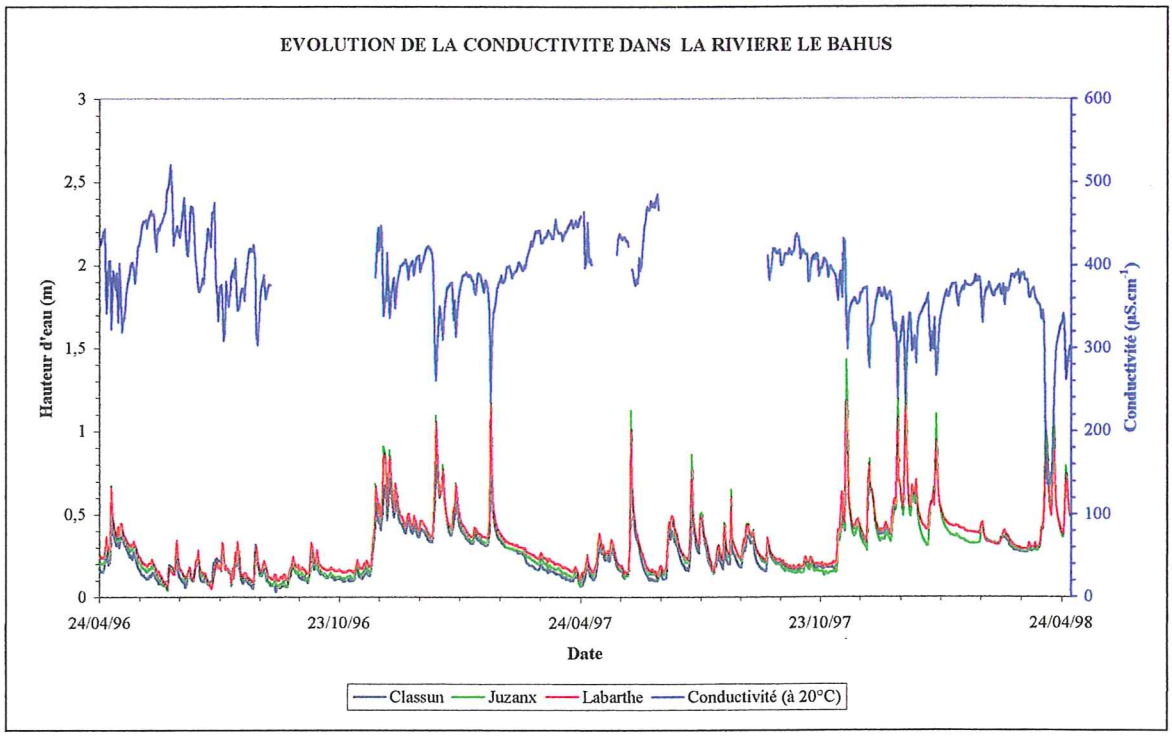



*Figure III.33 : évolution de la conductivité dans la rivière Le Bahus*

L'anomalie thermique (hyperthermicité) constatée au forage Christine-Marie et Lalanne (tableau III.9 et figure III.34) implique l'existence d'un phénomène de convection - advection naturelle qui ne peut être entretenue que par l'existence d'exutoires (sources) visibles ou occultes dans le bassin du Bahus et probablement dans le lit mineur du cours d'eau.

| Forage | X | Y | Température (°C) | Profondeur toit aquifère (m/sol) | Profondeur crépine (m/sol) |
|---|---|---|---|---|---|
| Eugénie - Christine-Marie | 380944 | 3158676 | 41 | 224 | 234 |
| Eugénie - Moulin Bougnères | 380456 | 3159588 | 35 | 50 | 53 |
| Eugénie - ASA Classun | 379772 | 3159922 | 24 | 47,5 | 51 |
| Perna - ASA Fargues | 374947 | 3161227 | 16 | ? | 70 |
| Montsoué - ASA Bahus-Juzanx | 373415 | 3161663 | 16 | ? | 37 |
| Montsoué - Laborde-Brethoux | 372972 | 3162386 | 15 | 7 | 103 |
| Fargues - Menjouet | 373356 | 3162550 | 18 | 7 | 41 |
| Montsoué - CUMA | 372568 | 3162552 | 17,5 | ? | 43 |
| ACR3 | 372669 | 3162869 | 16 | 39 | 40 |

*Tableau III.9 : températures observées dans les forages captant l'aquifère dano-paléocène dans le bassin versant du Bahus*

Une campagne de mesures des températures de l'eau dans les forages agricoles du bassin versant du Bahus a été menée par le Conseil Général des Landes les 22 et 23/07/1996. On peut tracer une carte sommaire de l'allure des iso-températures de l'aquifère dano-paléocène à partir des quelques points de mesures (figure III.34).

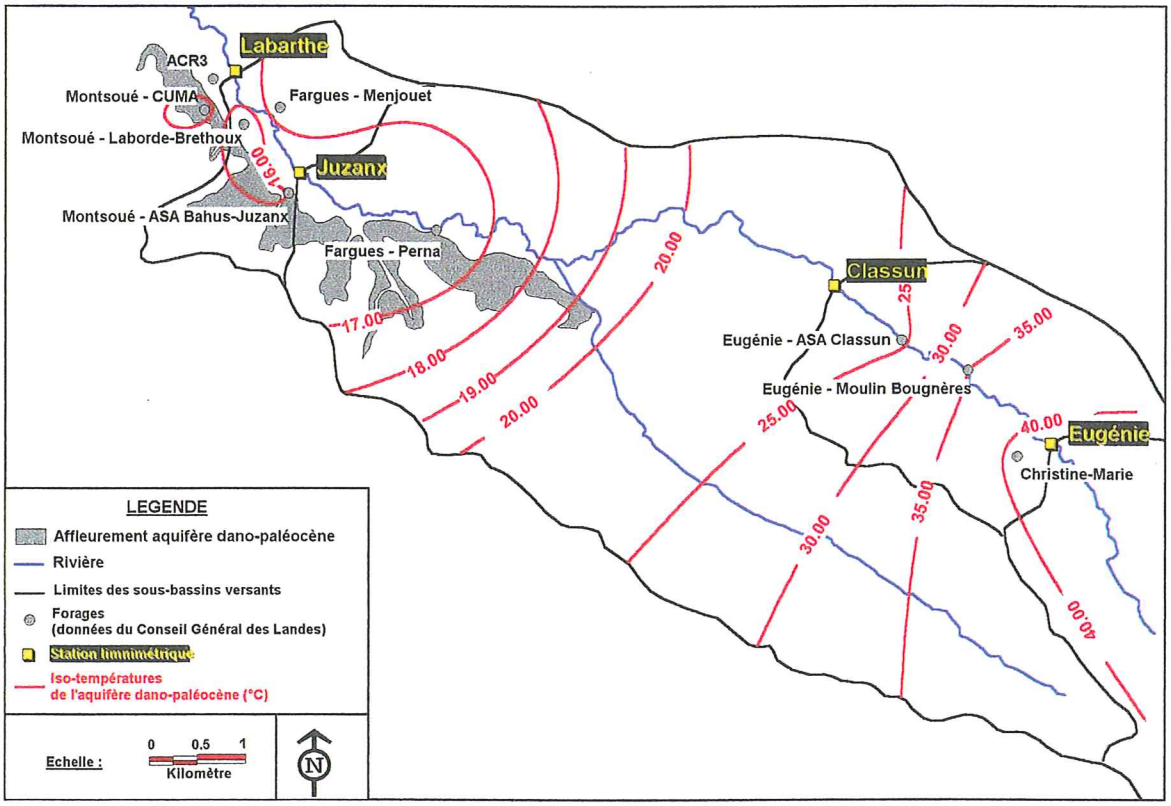



*Figure III.34 : esquisse des iso-températures de l'aquifère dano-paléocène dans le bassin versant du Bahus*

Entre Eugénie et Classun, les formations aquifères du dano-paléocène se redressent et passent de -224 m à l'affleurement. La convection naturelle entretient un gradient thermique élevé jusqu'à la zone d'affleurement entre Juzanx et Labarthe, où la température de l'eau s'équilibre avec la température en surface. Il est à peu près certain que des émergences occultes de l'aquifère sont situées dans cette région.

A la station de Labarthe, la température de l'eau de la rivière est largement influencée par la température atmosphérique (figure III.35) ce qui explique la périodicité annuelle enregistrée. Les émergences de l'aquifère dano-paléocène sont difficilement identifiables dans ce secteur, les flux mis en jeu pouvant être faibles par rapport au débit de la rivière.

Le suivi de la conductivité de l'eau de la rivière à la station limnimétrique avait pour objectif d'essayer de repérer un apport éventuel d'eau profonde plus minéralisée dans le cours d'eau. Le suivi de ce paramètre est techniquement difficile à réaliser. Chaque été, en particulier, le capteur dérive et ne fournit plus de mesures fiables. L'interprétation est donc risquée.

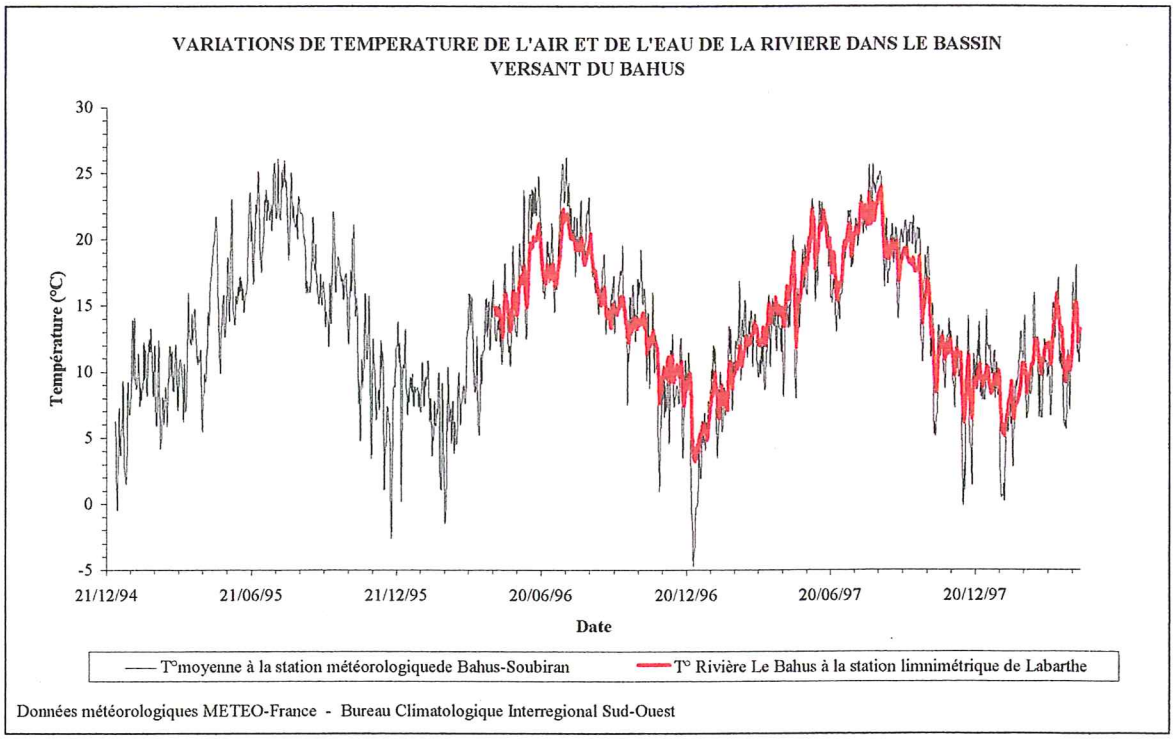



*Figure III.35 : influence de la température atmosphérique sur la température de l'eau dans la rivière Le Bahus.*

Cependant le suivi de la conductivité apporte quelques informations. On remarque tout d'abord que chaque précipitation sur le bassin versant, qui produit une crue, a pour effet de « diluer » l'eau dans la rivière (figure III.36).

Si l'on observe l'évolution de la conductivité pendant une période de tarissement de la rivière, en particulier non influencée entre le 20/02 et le 24/04/97, cette période fait suite à une longue période de crues hivernales. Le débit de la rivière passe de 1050 à 60 $l.s^{-1}$ et la conductivité augmente progressivement de 370 à 460 $\mu S.cm^{-1}$, ce qui correspondrait à une variation de minéralisation totale de 265 à 329 $mg.l^{-1}$. L'augmentation de la conductivité peut avoir deux origines, soit une minéralisation progressive d'une fraction de l'eau des précipitations qui participe à « l'écoulement retardé », soit un apport d'eaux provenant de l'aquifère profond dont la pression devrait être supérieure à la hauteur d'eau de la rivière et dont la minéralisation moyenne est de 1150 $\mu S.cm^{-1}$ (figure III.37). En admettant que l'écoulement retardé soit négligeable, on peut estimer la fraction d'eau profonde qui contribuerait à l'augmentation de la conductivité de l'eau de la rivière par mélange, représenterait un apport de 12 % du débit. Mais il s'agit ici d'une approche heuristique.

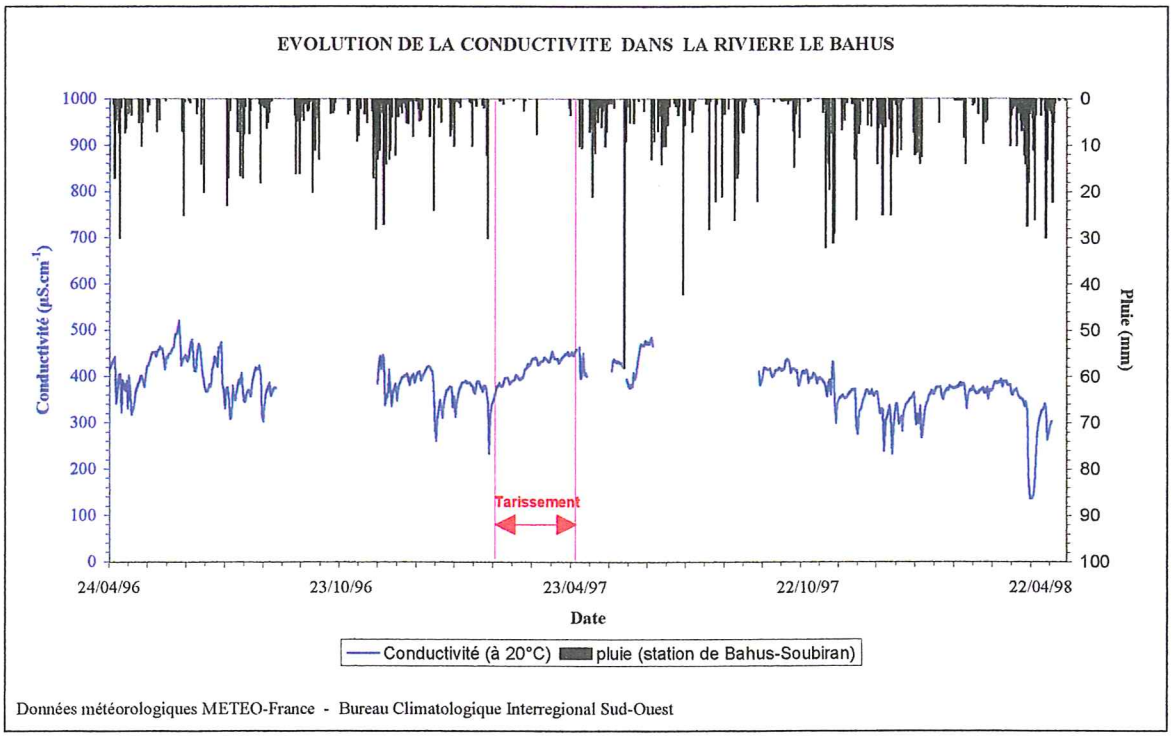



*Figure III.36 : influence de la pluviométrie sur la conductivité de l'eau dans la rivière Le Bahus*

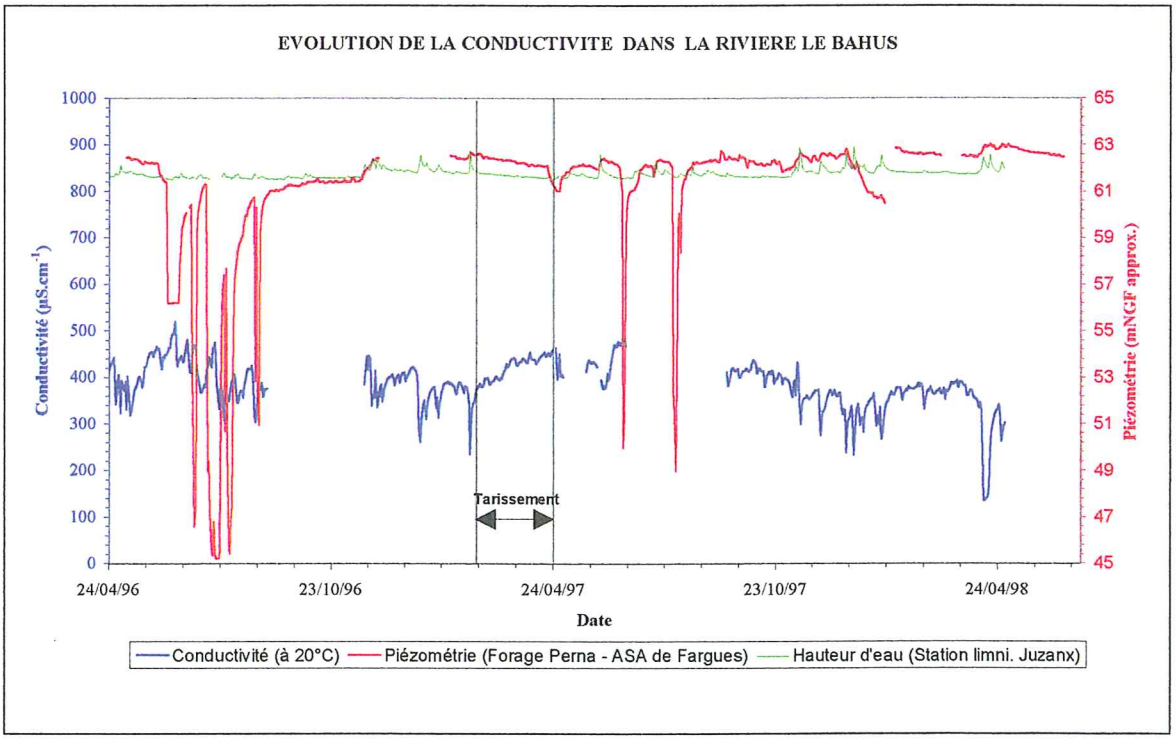



*Figure III.37 : influence de l'aquifère dano-paléocène sur la conductivité de la rivière Le Bahus*

On constate également que l'évolution de la conductivité de la rivière varie selon une périodicité annuelle qui est liée au cycle hydrologique de la rivière. Durant les crues hivernales, les débits importants dans la rivière abaissent la conductivité de l'eau qui circule rapidement dans le

bassin versant sans se minéraliser. De plus l'eau issue des émergences de l'aquifère dano-paléocène qui est fortement minéralisée, est diluée par le débit de crue.

Durant l'étiage, la conductivité semble augmenter du fait des faibles débits s'écoulant dans le bassin versant. De plus les pompages agricoles dans l'aquifère dano-paléocène rejettent directement tout ou partie de leur débits dans la rivière (figures III.22 et III.25) ce qui entraînent des variations rapides de la conductivité. Un exemple de ce phénomène est présenté sur la figure III.37 où les pompages d'irrigation de l'été 1996 coïncident avec les fluctuations de conductivité dans la rivière.

En résumé, il semble bien que l'étude des paramètres physico-chimiques confirme les conclusions de l'analyse hydrologique : le Bahus drainerait plutôt l'aquifère dano-paléocène le long de ses affleurement dans le bassin versant.