



La surcharge hydrologique en géodésie terrestre

Nicolas Florsch, Laurent Longuevergne, Muriel Llubes, Jacques Hinderer, M.
Amalvict

► To cite this version:

Nicolas Florsch, Laurent Longuevergne, Muriel Llubes, Jacques Hinderer, M. Amalvict. La surcharge hydrologique en géodésie terrestre. 2003. hal-00708079

HAL Id: hal-00708079

<https://hal.science/hal-00708079>

Submitted on 14 Jun 2012

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

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

La surcharge hydrologique en géodésie terrestre

HYDROLOGIC LOADING IN TERRESTRIAL GEODESY

FLORSCH N.⁽¹⁾, LONGUEVERGNE L.⁽¹⁾, LLUBES M.⁽²⁾, HINDERER J.⁽³⁾, AMALVICT M.⁽³⁾

⁽¹⁾ UMR 7619 "SISYPHE", UPMC, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05

⁽²⁾ LEGOS/CNES/CNRS, 18 av. Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4

⁽³⁾ EOST, 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg Cedex

ABSTRACT

We investigate the possible influence of underground waters on gravity and radial displacement. One actual challenge is to manage the validation of dedicated satellites like GRACE from ground based gravimetric measurements. Actually, the local hydrologic variations dominate the ground signal. We can estimate the direct Newtonian attraction plus the loading effect due to theoretical aquifer variations, but a realistic modelling needs an accurate study of the hydrological background. By taking as an example the J9 superconducting gravimeter station close to Strasbourg (France), we argue that it is necessary to characterize as well as possible the aquifer systems, and the water mobility from the shallow soil to the water table, in order to predict the gravity variations at the signal level available today from current instruments. The expected variation range agree with the observed one.

INTRODUCTION

La question hydrologique est d'actualité dès lors que l'on s'intéresse à la signification des variations de la pesanteur et du déplacement de la croûte aux limites des sensibilités instrumentales disponibles (gravimètres et systèmes de positionnement de qualité géodésique). Elle s'avère également d'actualité dans le cadre des nouvelles missions satellitaires dédiées à la gravimétrie (CHAMP, GRACE, GOCE) dont l'un des objectifs est justement d'observer les variations de stocks d'eau depuis l'espace, par les effets attractifs et flexuraux qu'elles induisent. Est-il possible, en particulier, de valider les résultats spatiaux par des mesures au sol (ou vice versa)? (voir par exemple Crossley et al., 2002).

Par ailleurs, la surcharge hydrologique constitue un "parasite" pour l'étude des mouvements verticaux d'origines tectoniques ou les démarches de rattachement de stations gravimétriques entre elles.

EFFETS GRAVIMÉTRIQUES DES AQUIFÈRES.

Sur le domaine continental, les variations des stocks d'eau contenus dans le sous-sol constituent, avec l'atmosphère et la neige, une contribution notable aux variations de la pesanteur. L'ordre de grandeur de ces variations est facile à obtenir si on considère que dans l'effet d'un "plateau",

la partie située sous un cône dont le sommet constitue le point d'observation tend très rapidement vers la contribution totale du plateau lorsque l'angle solide dudit cône tend vers 2π . Avec une bonne approximation, la contribution gravimétrique de la "lame d'eau" située sous un gravimètre est pratiquement $\Delta g_{\text{eau}} = 2\pi G \rho e$ où G est la constante de gravitation universelle, ρ la masse volumique de l'eau et " e " la variation de l'épaisseur de la colonne d'eau totale. Cela représente environ 42 microGal (420 nms^{-2}) par mètre d'eau. Pour se référer à la variation d'un niveau piézométrique, il faut tenir compte de la porosité Φ . Alors, si Δh représente cette variation, la variation concomitante de la pesanteur est : $\Delta g = 2000\pi G \Phi \Delta h$, pour une masse volumique de 1000 kg/m^3 , soit $42\Phi \Delta h$ microGal par "mètre de piézomètre".

Dans les aquifères les plus significatifs, la porosité peut varier de quelques pour-cent à 30 %, du moins dans les terrains superficiels. Afin de fixer les idées, on peut raisonner avec une porosité représentative de 10 %, si bien que la variation Δh d'un niveau piézométrique induit une variation de l'ordre de $\Delta g \approx 4\Delta h$ ($\Phi = 0.1$) exprimée en microgal, avec Δh en mètre "de nappe".

Il faut cependant se garder de ne considérer que le niveau piézométrique (cette grandeur étant la plus facilement accessible, en forage), car il n'est pas nécessairement bien représentatif de la colonne d'eau totale. Il arrive que ce que l'on appelle "l'humidité du sol", c'est-à-dire l'eau retenue dans les premiers mètres sous la surface et qui n'a pas encore transité vers la nappe ni été absorbée par les plantes, contribue de manière antagoniste à la colonne d'eau totale. Ainsi, l'évaluation exhaustive du phénomène nécessite-t-elle de prendre en compte le transit de l'eau depuis la surface jusqu'à la nappe proprement dite, et de qualifier la zone non saturée, où règne la capillarité.

Les masses d'eau interviennent à deux titres :

- A) par attraction directe newtonienne
- B) en induisant une flexure crustale conduisant à deux effets supplémentaires :
 - un effet d'air libre (déplacement radial du point d'observation ;)
 - un effet d'attraction lié à la redistribution des masses causée par la flexure.

L'EFFET ATTRACTIF

Le modèle du plateau n'est valable que localement.

La contribution d'une hypothétique couche d'eau, d'épaisseur e , qui couvrirait la planète, est en effet $\Delta g_{\text{eau}} = 4\pi G\rho e$ soit le double du plateau horizontal. Un calcul détaillé montre que cette expression pourrait s'écrire :

$$\Delta g_{\text{eau}} = (2\pi G\rho e - \epsilon_1) + (\epsilon_1 + \epsilon_2) + (2\pi G\rho e - \epsilon_2)$$

où le premier terme résulterait d'un plateau d'extension limitée (la courbure terrestre étant encore insensible), le deuxième, petit, serait une contribution régionale (mais sans le terme local), et le troisième concernerait le reste de la planète. Pour prendre un exemple à l'échelle, et en situant un gravimètre au centre de la France, deux termes dominent : un terme strictement local (disons dans un rayon de quelques dizaines ou centaines de mètres sous l'instrument, selon sa hauteur par rapport à l'aquifère) et un terme planétaire, mais il ne serait pas nécessaire de prendre en compte, en première approximation - mais pour le terme d'attraction seulement - le niveau moyen des aquifères de ce pays. Physiquement, cela provient de ce que :

- Le signal local voit son origine effectivement sous l'instrument ;
- Le signal régional est négligeable car les masses d'eau sont pratiquement à l'altitude de l'instrument ;
- Le signal mondial (ni local, ni régional) concerne des masses d'eau qui sont également sous l'instrument, du fait de la courbure terrestre.

Notons qu'en terme de décomposition en harmoniques sphériques, cette discussion ne porte évidemment que sur le degré 0. Les réserves faites parfois de la pertinence physique de la représentation de signaux locaux en harmoniques sphériques s'appliquent certainement au cas des aquifères, particulièrement vus depuis le sol.

On peut supposer sans trop se tromper qu'en ce qui concerne l'attraction, la colonne d'eau équivalente strictement locale constitue en réalité la principale contribution (aquifère) à la variation de g . La contribution planétaire (non locale et non régionale) va participer aux variations qui vont se compenser en grande partie, étant donnée la variabilité spatiale et temporelle considérable des précipitations. De cette domination du signal local, il résulte que si l'on souhaite effectuer une validation gravimétrique au sol des données satellitales, il est absolument nécessaire de caractériser la forme et la cinétique de l'aquifère local.

Par ailleurs, le signal hydrologique parasite l'étude dynamique des signaux tectoniques et d'origine profonde. Son spectre comporte les harmoniques de l'année, mais également un fond spectral qui résulte, dans les basses fréquences, des variations pluri-annuelles, et, jusqu'à des fréquences de quelques cycles par jours, du caractère relativement soudain des recharges produites par les précipitations.

Pour toutes ces raisons, il est aujourd'hui nécessaire d'investir, dans tous les sens du terme, pour la caractérisation des aquifères au voisinage des stations gravimétriques d'observatoires (stations de répétition des gravimètres absolus, et stations de gravimètres cryogéniques).

L'EFFET FLEXURAL (DÉPLACEMENT VERTICAL) ET SES CONSÉQUENCES GRAVIMÉTRIQUES

Si l'on considère un aquifère (ou un système d'aquifères) de quelques centaines de km², le calcul montre que l'effet flexural, et en particulier le déplacement vertical induit par la charge, peuvent être négligés. Pour un aquifère de la dimension de la nappe du Rhin, par exemple, l'effet n'est que de l'ordre du millimètre.

À une échelle plus grande, par exemple pour l'Europe, le déplacement vertical dépasse certainement le cm. La Figure 1 illustre le déplacement vertical pour une charge nominale d'un mètre d'eau (en terme de colonne équivalente), sur le continent, à l'intérieur d'un rectangle arbitraire représenté en contour blanc sur la figure. Le déplacement vertical dépasse 4 cm. Même en tenant compte d'une porosité de l'ordre de 10 %, une telle colonne n'est pas aberrante : dans le bassin de la Seine, les variations piézométriques inter-annuelles peuvent atteindre localement la vingtaine de mètre et en moyenne, les variations de la colonne équivalente totale dépassent certainement le demi-mètre, ce qui induit encore une flexure d'au moins 2 cm.

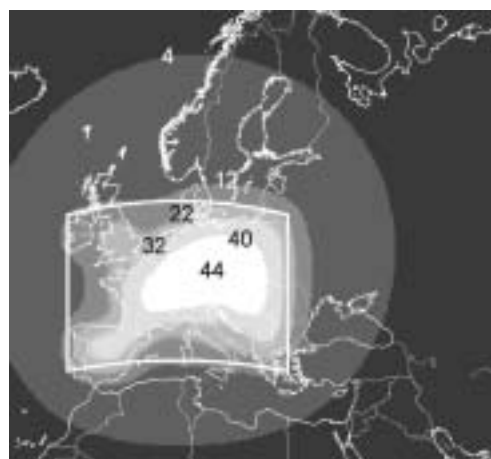


Fig. 1 : déplacement radial, en mm, dû à la charge d'une couche d'eau métrique (la charge occupe les parties continentales à l'intérieur du "rectangle")

Les enregistrements piézométriques pour ce bassin montrent une très grande variabilité d'une station à l'autre, qui interdit tout calcul intégral précis. À ce titre, l'exploitation de telles données ne saurait être que statistique, mais n'enlève probablement rien à la pertinence des ordres de grandeur en jeu, au moins pour les bassins sédimentaires.

La flexure, et en particulier le déplacement vertical, va avoir une incidence sur la pesanteur, qui se rajoute à l'attraction directe "de plateau" (ce dernier terme restant dominant). L'effet d'air libre (variation de hauteur) se combine à l'effet de redistribution de masse. Le formalisme utilisé pour le calcul des surcharges océaniques convient pour estimer ces effets (convolution avec une fonction de Green obtenue par un formalisme de nombres de Love). Dans sa forme classique, il ne tient pas compte du terme local $2\pi G\rho e$ (ce qui est en fait avantageux pour la lecture graphique de ces effets).

La Figure 2 montre l'effet gravimétrique (hors l'effet de plateau qui vaut, sur les continents et à l'intérieur du rectangle, environ 420 nms^{-2}) dû à une couche d'un mètre de puissance. Si la charge est appliquée sur une région notablement plus petite, le signal gravimétrique est pratiquement négligeable par rapport à l'effet de plateau, qui reste le même. En première conclusion, il apparaît certain que l'effet de charge hydrologique doit être visible par les réseaux de GPS (voir par exemple Van Dam et al., 2001). Il constitue aussi un parasite pour l'étude des mouvements tectoniques qui couvrent le même domaine de longueur d'onde spatiale que ces effets. Il peut être déduit des bilans hydrologiques, même si ces derniers ne sont significatifs qu'à l'échelle temporelle de plusieurs semaines. Le problème est sans doute moins aigu pour les signaux horizontaux, car la longueur d'onde de répartition de la charge pluriannuelle est grande, réduisant par symétrie le déplacement horizontal. Cela reste toutefois à quantifier plus exactement.

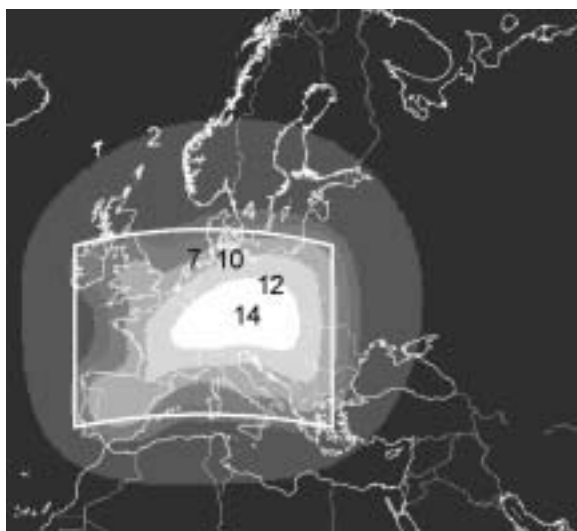


Fig. 2 : variation de la pesanteur en microGal due à la charge d'une couche d'eau métrique et hors attraction directe de 42 microGals.

La charge occupe les parties continentales à l'intérieur du rectangle blanc. Le calcul tient compte de la courbure terrestre, de la redistribution des masses, et surtout du déplacement radial induit par la charge.

Les bilans de masses attendus de satellites comme GRACE permettront de calculer de manière fiable ces effets de flexures qui sont à relativement grande longueur d'onde. Il sera alors possible de corriger en temps réel (mais à l'échelle mensuelle) l'effet de charge des eaux continentales sur les signaux (principalement verticaux) des stations GPS permanentes.

La communauté spatiale a largement pris conscience de tous ces effets. En témoigne avant tout la programmation et la réalisation de missions satellitaires dédiées, ainsi que diverses études et validations tant en France qu'à l'étranger. En Europe, l'équipe du CNES, (voir par exemple Mangiarotti et al. 2001) quantifie la charge hydrologique grâce aux bilans hydrologiques globaux. De même Van Dam et al. (2001) valident des mesures GPS à partir des mêmes modèles.

Dans la communauté gravimétrique, la question est également largement posée, et il ne reste guère de station du GGP qui ne soit équipée d'au moins un piézomètre. Toutefois, un simple niveau d'eau n'est pas toujours bien représentatif des variations hydrologiques au voisinage des stations, et il va s'avérer nécessaire de caractériser plus finement la géométrie et le comportement des aquifères locaux pour séparer correctement leurs effets. Les sols devront également être instrumentés afin de quantifier leur degré d'humidité. Qui plus est, certaines stations situées sur des terrains marneux voire argileux peuvent être mobilisées par un gonflement de ces formations en fonction de leur saturation en eau.

La nécessité apparaît également pour les stations gravimétriques de répétition d'étudier ces phénomènes. Une fois effectuées les corrections habituelles (atmosphère, mouvement du pôle, marées terrestres, surcharges océaniques etc.), le résidu qui est peut-être exploité, par exemple, pour une caractérisation néotectonique, est encore dominé par l'hydrologie locale.

Enfin, la question hydrologique peut être posée de la même manière pour les stations du VLBI (pour le déplacement radial).

EXEMPLE D'ANALYSE DÉTAILLÉE : L'AQUIFÈRE DU RHIN AUTOUR DE LA STATION GRAVIMÉTRIQUE J9 (PRÈS DE STRASBOURG)

La station de J9, où sont installés un gravimètre supraconducteur rattaché au Global Geodynamic Project (GGP), et un GPS rattaché au Réseau de GPS Permanents français (RGP), est également une station de répétition en gravimétrie absolue (FG5). C'est à ces divers titres qu'il est pertinent d'en étudier le contexte hydrogéologique.

Les mesures gravimétriques sont effectuées à l'intérieur d'un ancien fortin, dont le toit sert de support à l'antenne GPS (Figure 3 ci-dessous).



Fig. 3 : aspect extérieur de la station gravimétrique supraconductrice J9, près de Strasbourg.

Ce bâtiment proche de Strasbourg se situe entre la limite de l'aquifère libre du Rhin et celle des alluvions rhénanes, ce qui est illustré par la Figure 4.

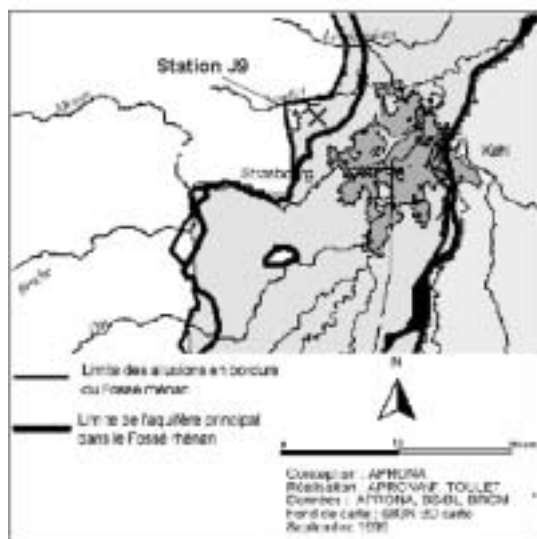


Fig. 4 : contexte de la station J9 par rapport à la nappe alluviale du Rhin. L'aquifère est représenté en grisé clair, l'agglomération strasbourgeoise en plus sombre ; le Rhin, à l'Est, est tracé en noir.

Au Nord de Strasbourg et à l'Est de J9, les variations annuelles de la nappe sont de l'ordre du mètre. Le débattement inter-annuel atteint le double.

GÉOLOGIE DU SITE

Une grande partie de la zone qui entoure le gravimètre est recouverte d'une importante épaisseur de loess dissimulant les terrains sous-jacents (Figure 5). Ainsi, les failles bordières n'ont jamais été reconnues, mais elles sont morphologiquement vraisemblables. De plus, plusieurs indices attestent du jeu récent (daté du Riss) de ces failles situées entre Mundolsheim et Oberhausbergen, notamment la présence de coudes dans le cours du ruisseau Musaubach à l'ouest de la colline. La genèse de la colline serait d'origine combinée tectonique puis éolienne, les apports éoliens (sables et loess) s'étant déposés sur une ancienne terrasse alluviale mise en relief par la tectonique (Maire, 1973). Deux épisodes éoliens successifs ont ainsi déposé une dune de sable fin sur une épaisseur de 20 m, puis des limons (loess) sur une épaisseur d'environ 25 m. La colline de Hausbergen surplombe à présent la plaine rhénane d'une cinquantaine de mètres.

Les forages à l'ouest de la colline montrent de rapides variations de faciès. En effet, la stratigraphie des alluvions sablo-graveleuses de la plaine du Rhin est compliquée, sur le piémont vosgien, par les cônes d'épandage des rivières vosgiennes (dépôts alternatifs de sables et de limons). À l'est de la colline, la terrasse de Schiltigheim surplombe la vallée d'une dizaine de mètres. Elle est recouverte de loess sur une épaisseur de 10 m.



Fig. 5 : la carte géologique révèle que des loess couvrent le secteur. La partie grisée la plus sombre, constituée des loess les plus récents, constitue la colline de Hausbergen où est implantée la station. La coupe est illustrée sur la Figure 6.

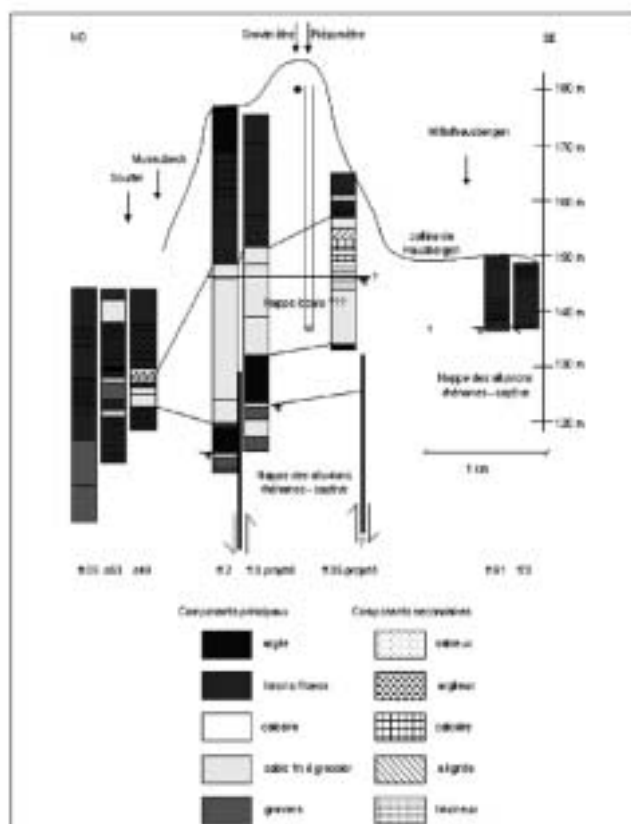


Fig. 6 : la coupe géologique, déduite de forages, indique la présence d'une nappe perchée, mais libre, sur un niveau argileux. Sous la station, la nappe rhénane est captive, mais s'avère libre plus à l'Est.

CONSIDÉRATIONS HYDROGÉOLOGIQUES

HUMIDITÉ DES SOLS

Les loëss sont des sédiments éoliens non stratifiés et non consolidés, qui présentent une importante porosité. La réserve utile de ces sols varie entre 170 mm et 200 mm d'eau sur une épaisseur retenue d'approximativement 1 m (zone contenant les racines), dont les 2/3 peuvent être facilement prélevés par les plantes (source : ARAA). Sans intervention humaine, l'épaisseur de cette lame d'eau est maximale en hiver (novembre à février) et minimale en été (mars à septembre).

Un bilan hydrique mensuel moyen effectué à la station météorologique d'Entzheim (source : Guide des sols "Collines de Brumath, du Kochersberg et de l'arrière Kochersberg" réalisé sous maîtrise d'ouvrage de la Région Alsace) permet d'évaluer les variations temporelles de la lame d'eau contenue dans les sols, sous l'hypothèse que seulement 2/3 de la lame d'eau peut migrer (Figures 7 et 8).

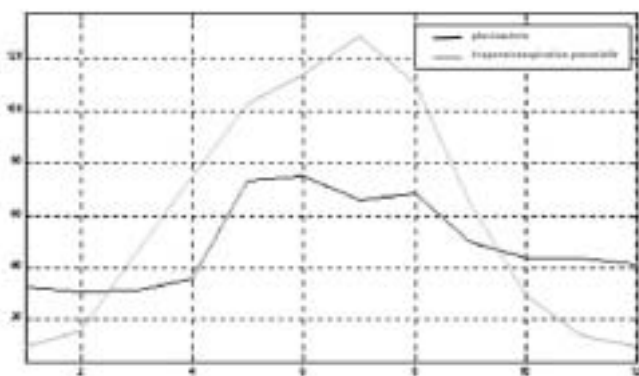


Fig. 7 : pluviométrie et évapotranspiration estimée dans la région, exprimées en mm d'eau.

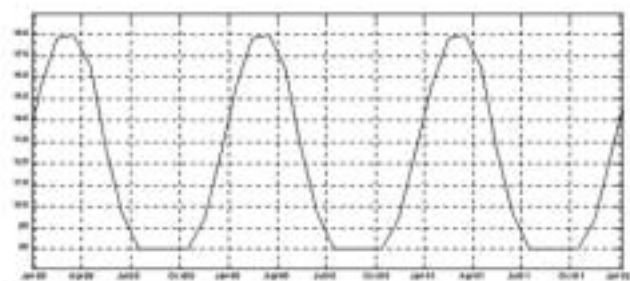


Fig. 8 : estimation de la lame d'eau, en mm, potentiellement retenue par les loëss.

Ces sols laissent également infiltrer un flux évalué à 200 mm par an (Schenk et Delphin, 1996) vers les couches sous-jacentes.

NAPPE LOCALE PERCHÉE

Les variations de hauteur d'eau observées par le piézomètre installé dans le fort, sur une période d'un mois (Figure 9) ont été corrélées à 85 % avec les variations de pression (Arthus, 1999). Après correction de la contribution de la pression atmosphérique, l'analyse des données piézométriques ne montre pas de fréquences équivalentes aux ondes marées, ce qui implique un fonctionnement plutôt "libre" de l'aquifère sous la station gravimétrique J9. De plus, l'analyse des données piézométriques montre que le fonctionnement de cet aquifère est indépendant de la nappe des alluvions rhénanes. Ce sont ces arguments qui permettent d'établir que la colline accueille en son sein une nappe perchée dans les sables éoliens, dans laquelle plonge le piézomètre installé dans le fort.

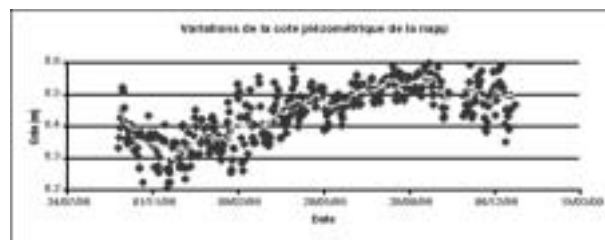


Fig. 9 : variations piézométriques de la nappe perchée sous la station J9. Le faible débattement suggère que cet aquifère se déverse dans la nappe sous-jacente (peut-être par ses limites).

Bien que le fort soit construit dans un creux topographique, des systèmes de drainage installés dans le fort assurent l'évacuation des eaux vers les ruisseaux voisins, qui ne s'infiltreront donc pas vers l'aquifère, mais peuvent tout de même induire du bruit haute fréquence dans le signal. Par contre, l'ensemble des pluies tombant sur le reste de la colline s'infiltreront, l'amplitude du signal étant équivalente à la lame d'eau évaluée par Schenk et Delphin. Ces eaux sont sans doute évacuées par diffusion à travers la couche d'argile séparant les alluvions rhénanes des sables éoliens.

CONTRIBUTIONS AUX VARIATIONS DE GRAVITÉ À LA STATION J9

Nous déterminons ici un ordre de grandeur des variations de gravités induites par les différentes unités hydrogéologiques définies dans la partie précédente, à l'aide de modèles simples, demi-plans, parallélépipèdes infinis selon la direction Nord – Sud ou cylindres.

CONTRIBUTION GRAVIMÉTRIQUE DE LA NAPPE PERCHÉE

Les variations de gravité absolue observées à J9 ont été corrélées avec les variations du niveau piézométrique de la nappe perchée (Renaud, 2000) et indiquent des variations très approximatives de 200 nms⁻² par mètre d'eau

mesurée par le piézomètre, soit un signal de $40 \text{ nms}^{-2}\text{m}^{-1}$ d'amplitude, maximum en août et minimum en décembre. Un modèle parallélépipédique permet également d'évaluer la porosité des sables éoliens à 40 %, valeur peut-être sur-déterminée, mais mettant en relief une granulométrie des plus homogène pour la couche de sable (en effet, on approche là de la porosité théorique maximum obtenue pour une granulométrie homogène). La Figure 10 illustre une tentative de prédiction, superposée à la variation observée de la pesanteur.

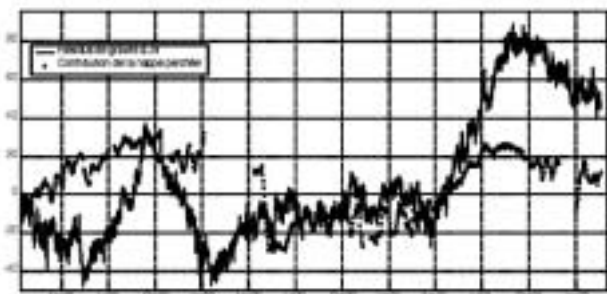


Fig. 10 : estimation de la contribution gravimétrique de la nappe perchée, et comparaison avec la variation observée de la pesanteur.

HUMIDITÉ DES SOLS – COLLINE DE HAUSBERGEN

Il est difficile d'évaluer précisément la contribution des sols sans modèle précis de la géométrie locale de la colline, du fossé accueillant le fort, et des valeurs d'humidité des sols. Sur la Figure 11, on s'essaye à établir un modèle élémentaire.

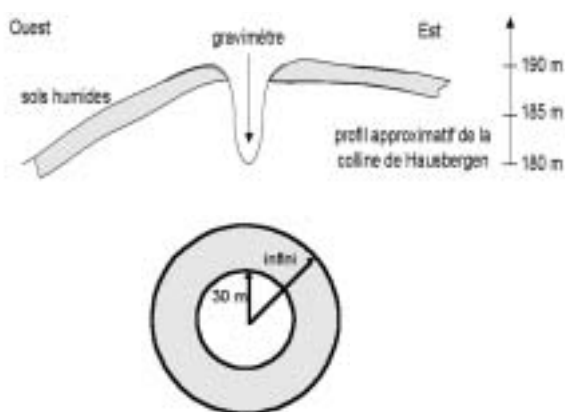


Fig. 11 : modèle élémentaire pour l'humidité des sols, en coupe (en haut) et en plan (en bas)

En première approximation, on peut modéliser la lame d'eau retenue par les loess superficiels par un cylindre creux représenté ci dessus et situé à une altitude moyenne de 190 m à l'est de la station, et 185 m à l'ouest. L'anomalie est alors équivalente à $120 \text{ nms}^{-2}\text{m}^{-1}$, soit un signal de l'ordre de 15 nms^{-2} crête à crête, minimale en février et maximale en septembre, les masses d'eau à

prendre en compte se situant au-dessus de la station gravimétrique.

La Figure 12 montre le signal de contribution obtenu grâce à cette modélisation. Les variations de gravité induites sont de même signe, grosso modo, que pour les précipitations, si bien qu'il existe une bonne cohérence entre ces influences météorologiques et les résidus de gravité observés. Toutefois, ces quantifications ne sauraient être plus réalistes sans une modélisation bien plus fine des masses d'eau et de leurs déplacements dans le sous-sol.

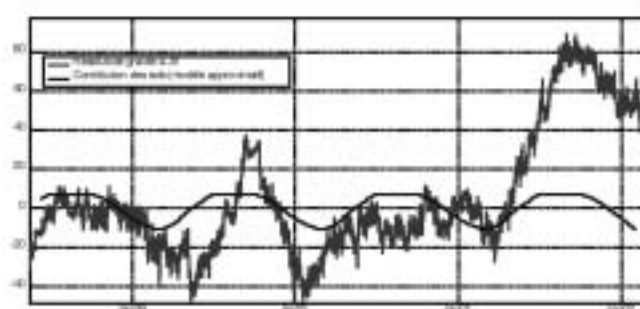


Fig. 12: modèle de contribution (courbe lisse) de l'humidité du sol aux variations de la pesanteur

AUTRES CONTRIBUTIONS

D'autres contributions sont négligeables dans le cas de la station de Strasbourg, mais sont susceptibles d'avoir un impact plus important dans des géométries différentes. Ainsi, on peut noter les variations de niveau du Rhin qui induisent des variations de gravité de $15 \text{ pms}^{-2}\text{m}^{-1}$ à la station J9, le captage d'eau d'Oberhausbergen à 1,1 km de l'instrument induit un signal de 250 pms^{-2} crête à crête (Renaud, 2000). D'autres contributions peuvent encore intervenir comme par exemple les pompages agricoles, difficiles à quantifier s'ils ne sont pas mesurés directement.

CONCLUSION

Parmi les différentes contributions directes et indirectes, les eaux souterraines constituent un forçage que l'état actuel de l'art en gravimétrie ou en géodésie contraint de modéliser. La seule donnée d'un niveau de nappe ou de l'humidité du sol dans les premiers décimètres est, pour ce faire, insuffisante. La communauté gravimétrique doit aujourd'hui chercher les compétences et le savoir chez celle des hydrogéologues, ces derniers devant s'appuyer sur toutes les méthodes disponibles qui permettent de caractériser la distribution de l'eau et sa mobilité dans le sous-sol. La séparation des signaux tectoniques ou d'origine profonde est, dans un large spectre, à ce prix.

RÉFÉRENCES

D. Crossley, J. Hinderer, M. Llubes, N. Florsch, *The potential of ground gravity measurements to validate GRACE data, XXVII General Assembly of the E.G.S., Proceedings, 2002.*

Maire, G., 1973, *Notice de la carte géologique Brumath, BRGM, France.*

Mangiarotti, S., Cazenave, A., Soudarin, L., and Crétaux, J.F., 2001. Annual vertical motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. *JGR*, vol. 106, N°B3, pages 4277-4291.

Renaud, K., 2000, *Étude de l'impact des aquifères en gravimétrie absolue, Stage de DEA, Université de Bretagne occidentale.*

Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P.C.D., Shmakin, A.B., Blewitt, G., Lavallée, D., and Larson, K.M., 2001. Crustal displacements due to continental water loading. *GRL*, vol. 28, n°4, pages 651-654.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été rendue possible grâce au financement de l'ACI "Observation de la Terre". Des études des contextes hydrogéologiques d'autres sites européens du GGP, permettant une étude comparative et relevant du même programme de recherche, sont disponibles chez l'auteur.

Nous remercions tout particulièrement :

- P. Elsass, directeur du BRGM Alsace.
- O. Dufayt, APRONA, gestion des ressources en eau d'Alsace.
- D. Dorget, histoire du Fort Frère sur la colline de Hausbergen.
- J. Sauter, Association pour la Relance Agronomique en Alsace, caractéristiques des sols.
- M. Westphal, EOST, histoire du fort J9.
- S. Rosat, EOST, doctorante.