

**Primera Aproximación a la
Eliminación del efecto hidrológico
en los residuales de gravedad del gravímetro
Superconductor SG064**

Beatriz Córdoba, Javier López

INFORME TÉCNICO IT - CDT 2013 - 10

Contenidos

Contenidos	I
1. Introducción al problema.....	1
2. Estudios previos de la hidrogeología en el entorno del Observatorio de Yebes	3
3. Instrumentación utilizada	5
4. Modelo del balance de agua en el subsuelo y su influencia en la variación de gravedad.....	8
5. Modelo empírico del efecto local del agua del subsuelo en las medidas de gravedad a partir de datos de lluvia	12
6. Estudio del modelo anterior en los datos del gravímetro superconductor SG064 .	13
7. Referencias	16

1. Introducción al problema.

Tanto el agua subterránea, como la humedad del suelo, el agua superficial o las precipitaciones ya sea en estado líquido, en forma de nieve o de glaciación, contribuyen a la carga y a la variación de la gravedad en la superficie terrestre influenciando las medidas gravimétricas. Estos efectos dependen del clima, del tiempo, la geología y la geometría de la estación gravimétrica, de manera que varían de una estación a otra. Esto pone en evidencia el hecho de que no haya un modelo universal para corregir las variaciones de gravedad producidas por este fenómeno.

El efecto de las precipitaciones puede llegar a provocar variaciones de gravedad del orden de $1 \mu Gal$ (Imanishi, Kokubo & Tatehata, 2006) mientras que las variaciones en el nivel de acuíferos subterráneos pueden afectar a las observaciones de la gravedad en un radio de 10 Km alrededor de la estación, aunque en realidad el 90% de la señal hidrológica que afecta a la marea se encuentra a mucha menos distancia en general (en torno a 1 Km). Estas variaciones en el agua subterránea almacenada producen variaciones de gravedad debidas, principalmente, a dos efectos distintos: uno de ellos es la atracción Newtoniana ejercida por las masas de agua, y el otro es consecuencia de la deformación resultante de la carga de estas masas y de su redistribución asociada. Estos efectos son más complicados de modelar que el debido a las precipitaciones, ya que son procesos lentos.

En general, las variaciones de gravedad dependen más de la cantidad de agua que pueda haber debajo del suelo donde se toman las medidas de gravedad, que del agua que está en la superficie. Por este motivo se han de estudiar dos efectos. Por un lado las variaciones de la gravedad producidas por las precipitaciones que caen y por otro lado las variaciones de gravedad asociadas a las variaciones del agua que hay en el subsuelo para lo cual hay que tener en cuenta el nivel de agua subterránea y la humedad del suelo. Para medir estos parámetros se utilizan piezómetros y sensores de humedad que miden niveles de agua y humedades a distintas alturas respectivamente. También se ha de tener en cuenta el nivel de agua saprolítica en caso de que haya rocas y el almacenamiento de nieve en caso de haberla.

Para corregir la influencia hidrológica en las medidas gravimétricas existen dos métodos:

- El método empírico que consiste en relacionar de forma estadística los datos hidrológicos con los datos gravimétricos a través de regresiones.
- El método físico que consiste en calcular la respuesta gravitatoria generada por diversos fenómenos a través de ley de Newton. En general la parte que más influye en los residuales de gravedad es la debida a los cambios de almacenamiento de agua que sufre el subsuelo. Esta parte es en la que nos centraremos posteriormente.

Para llevar a cabo la segunda metodología es necesario disponer de una amplia instrumentación en el observatorio (pluviómetros, piezómetros, sensores de humedad, termómetros y sensores de radiación solar) así como un estudio riguroso de la hidrología de la zona que nos permita el conocimiento de algunos parámetros

importantes como el índice de porosidad del terreno, la capacidad de campo o el coeficiente de vegetación.

En esta primera fase, debido a la todavía falta de conocimiento de diversos parámetros del terreno y al escaso número de datos de algunos aparatos instalados recientemente hemos decidido crear un modelo empírico.

2. Estudios previos de la hidrogeología en el entorno del Observatorio de Yebes.

En 1992 se realizó un estudio geofísico por el Servicio Geológico del MOPT consistente en la prospección del terreno tanto con sísmica de refracción (para detectar la profundidad a la que se encuentra la caliza del páramo) como por métodos eléctricos (para investigar las posibles capas, la presencia de núcleos arcillosos y la profundidad a la que se encuentran). Los resultados fueron los siguientes:

- Existe una primera capa superficial de recubrimiento hasta 2.5m, que se encuentra sobre roca caliza de velocidades normalmente por encima de 2 Km/s.
- Existe una formación arcillosa a profundidades entre 18 y 25m.

La roca circundante al observatorio es caliza y tiene un espesor de unas pocas decenas de metros. Por debajo hay otras capas de similar espesor de arenas, cuarcitas y arcillas, que a su vez conforman la capa superior de un bloque masivo de yesos, lutitas y margas.

Hidrología superficial

El término de Yebes pertenece a la Cuenca Hidrográfica del Tajo. La red fluvial del término municipal está constituida por dos arroyos cuyo nacimiento se produce próximo a las cotas altas de la meseta y desembocan fuera del término municipal en el arroyo de la vega o de Valdarachas. El origen de estos arroyos son manantiales que producen caudales constantes y abundantes en torno a los 10 l/s. El resto está formado por pequeñas ramblas o torrenteras de escasa entidad.

Aguas subterráneas

El territorio en el que se inserta el municipio de Yebes se encuentra en el Sistema Acuífero nº14, denominado del Terciario Detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres, en la unidad hidrogeológica de Guadalajara.

Esta unidad se caracteriza por frecuentes variaciones de facies, pudiéndose encontrar todas las gradaciones intermedias entre las gravas o arenas limpias y las arcillas. Los niveles más permeables, constituidos por lentejones o capas discontinuas de arenas y gravas, se encuentran englobados en una matriz arcillo-limo-arenosa de naturaleza semipermeable. El conjunto constituye un acuífero complejo, heterogéneo y anisótropo, debido a las diferentes litologías que lo contienen. Los niveles lenticulares o tabulares de arenas y gravas constituyen acuíferos potenciales. Los niveles alternantes de fangos y arenas se comportan como acuitardos.

En el sistema hidrogeológico del Tajuña, Yebes se localiza mayoritariamente sobre la Formación de los Páramos, que posee una superficie total de 700 km., con un espesor medio de 20 metros, tratándose de un acuífero colgado, afectado por ciclos de karstificación en toda la masa de calizas. Los Páramos alcarreños no pueden ser considerados un único acuífero, sino que debe de subdividirse en diferentes subunidades, teniendo en cuenta que cada una de ellas presenta un régimen hidrodinámico propio, con una zona de alimentación y otra de descarga bien definidas. Además, la Alcarria se encuentra casi estrangulada por barrancos opuestos que casi

juntan sus cabeceras, lo que hace muy improbable la transferencia del flujo de una a otra parte, aunque haya continuidad litológica y geométrica.

Dentro del municipio de Yebes, los únicos acuíferos cuaternarios presentes se restringen a los pequeños aluviales de los arroyos, tal y como muestran las diferentes fuentes existentes en el término. Sin embargo, dado el carácter arcilloso de los aluviales de los arroyos, la permeabilidad es mínima, por lo que los acuíferos cuaternarios son muy reducidos. Entre otras, cabe mencionar la Fuente de las Menudas, la Fuente del Palomar, la Fuente Honda, la Fuente Grande o la fuente del Blanquear.

Un común denominador de estos manantiales se encuentra en el hecho de que todas ellas aparecen en cotas inferiores a la isohipsa de 900 metros de altitud, donde se localizan los puntos de descarga de las calizas de la Formación de los Páramos al aflorar los niveles de arcillas, lutitas y margas yesíferas, de carácter impermeable.

3. Instrumentación utilizada

El Observatorio dispone de instrumentación específica para realizar análisis hidrológicos. Entre los diversos aparatos encontramos un pluviómetro o sensor de precipitación, un sensor piezométrico y un sensor de humedad. Aparte de esta instrumentación, el Gravímetro Superconductor (SG) cuenta con un módulo meteorológico formado por un barómetro y medidores de temperatura y humedad

Pluviómetro o sensor de precipitación

El pluviómetro de balancín del que dispone el observatorio es de la marca LAMBRECHT y tiene una sensibilidad es $0.1mm=0.1 l/m^2$. Fue instalado en Noviembre de 2011.



Figura 3.1. Pluviómetro de la marca Lambrecht instalado en el Observatorio

Sensor piezométrico

Un *tubo piezométrico* es un tubo que estando conectado por uno de los lados a un recipiente en el cual se encuentra un fluido, el nivel se eleva hasta una altura equivalente a la presión del fluido en el punto de conexión u orificio piezométrico, es decir hasta el nivel de carga del mismo. La ecuación hidrostática o ecuación de equilibrio hidrostático que rige este comportamiento es:

$$P = P_0 + \rho \cdot g \cdot z = \rho \cdot g \cdot \Delta h$$

donde:

P_0 es la presión actuante sobre la superficie libre del fluido en el tanque.

ρ es la densidad del fluido.

g es la aceleración de la gravedad.

z es la profundidad del punto en el que se está midiendo en el fluido.

Δh es la elevación del fluido en el tubo piezométrico por encima del punto en el cual se está midiendo la presión.

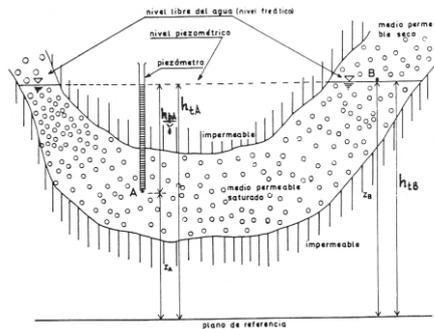


Figura 3.2. Esquema del funcionamiento de un tubo piezométrico

El tubo piezométrico utilizado para introducir el sensor de profundidad de nivel de agua del acuífero se realizó aprovechando uno de los sondeos (S1) que se realizaron para estudiar el terreno del observatorio y tiene una profundidad de 59. El sensor piezométrico o sensor de profundidad de nivel de agua se coloca en el interior del tubo piezométrico y mide la presión de la columna de agua que tiene por encima. En nuestro caso está colgando a tan sólo dos metros del fondo de la tubería piezométrica. La tubería está envuelta con geotextil con el fin de retener el material fino para así evitar la colmatación dentro de la tubería. Se disponen de datos de dicho sensor desde Enero de 2012.

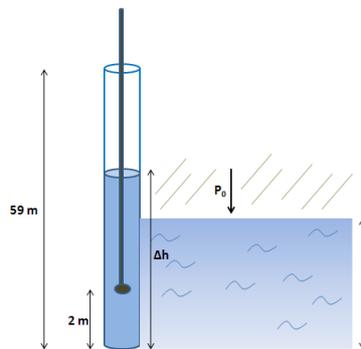


Figura 3.3. Esquema de la instalación del sensor piezométrico en el Observatorio



Figura 3.4. Tubería piezométrica realizada en el Observatorio

Sensor de humedad del suelo

El 21 de Mayo de 2013 se instaló en el Observatorio el primer sensor de humedad de la marca SENTEK ENVIROSMART. Estos sensores miden la humedad del suelo a distintas alturas. Para ello utilizan un equipo FDR (Frequency Domain Reflectometry) que determina de forma continua la constante dieléctrica del suelo a partir de la cual se deduce el contenido de agua. Este método incluye el suelo como parte de un condensador de tal forma que midiendo su capacitancia se obtiene la constante dieléctrica del suelo que es una constante que describe cómo un campo eléctrico afecta y es afectado por un medio.

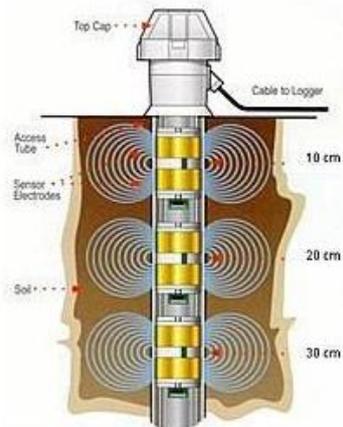


Figura 3.5. Funcionamiento del sensor de humedad SENTEK ENVIROSMART a partir del equipo FDR

El instrumento dispone de cinco sensores de humedad a distintas alturas. El primero de ellos se encuentra a 5 cm de profundidad y mide la humedad en el entorno de 0 a 10 cm de altura, el segundo está a 45cm, midiendo entre 40 a 50 cm, el tercero a 95 cm midiendo entre 90 y 100 cm, el cuarto 145 cm midiendo entre 140 y 150 cm y el último a 195 cm midiendo entre 190 y 200 cm.



Figura 3.6. Instalación del sensor de humedad en el Observatorio

4. Modelo del balance de agua en el subsuelo y su influencia en la variación de la gravedad

Vamos a describir a través de una ecuación la variación de almacenamiento de agua local en una zona insaturada teniendo en cuenta también la capa de nieve que podamos tener. La ecuación del movimiento del agua podría ser la siguiente:

$$L \frac{d\theta}{dt} = P - E - N - R$$

donde:

L es la profundidad de la zona insaturada (*en cm*). (Cuando los poros están completamente rellenos de agua).

θ es el contenido medio de humedad del suelo (*en m^3m^{-3}*)

t es el tiempo (*en horas*).

P es la tasa de precipitación (caída y nieve derretida) (*en $cm h^{-1}$*)

E es la evapotranspiración (*en $cm h^{-1}$*).

N es el drenaje (*en $cm h^{-1}$*).

R es la cantidad de lluvia o nieve derretida sobre el suelo (*en $cm h^{-1}$*).

La evapotranspiración E se calcula a partir de la siguiente fórmula:

$$E = \begin{cases} 0 & \text{si } \theta < \theta_w \\ c(t)E_p \left(\frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \right) & \text{si } \theta < \theta_f \\ c(t)E_p & \text{si } \theta \geq \theta_f \end{cases}$$

donde:

E_p es el potencial de evapotranspiración (en cm).

$c(t)$ es el coeficiente de vegetación que varía a lo largo del año, basados en Jensen (1973). Puede ser determinado como la cantidad de la transpiración de la vegetación.

θ es la humedad media del suelo (*en m^3m^{-3}*).

θ_f es el contenido de humedad de la capacidad del campo (*en m^3m^{-3}*).

θ_w es el contenido de humedad en el punto de marchitamiento (*en m^3m^{-3}*), que es el punto de humedad mínima en el cual una planta no puede seguir extrayendo agua del suelo y no puede recuperarse de la pérdida hídrica, aunque la humedad ambiente sea saturada.

E_p es la evapotranspiración potencial diaria (en mm/día) y se calcula a partir de la siguiente formulación:

$$E_p = 0.0135(T + 17.78) \cdot R_S$$

donde :

T es la temperatura media (°C).

R_s es la radiación solar incidente, convertida en mm/día.

Para definir el drenaje debemos introducir primero la ley de Darcy que describe el flujo a través de los poros y dice que el caudal de agua que atraviesa un medio poroso saturado es directamente proporcional a la sección transversal a dicho flujo y a la variación del potencial existente entre dos puntos considerados de una misma línea de flujo, e inversamente proporcional a la longitud del camino recorrido.

$$q = -k \frac{dh}{dl},$$

donde:

q es el flujo por unidad de superficie o flujo específico.

l es el desplazamiento en la dirección del flujo.

$\frac{dh}{dl}$ es el gradiente hidráulico que se define como la pérdida de energía experimentada por unidad de longitud recorrida por el agua, es decir, representa el cambio de potencial hidráulico por unidad de longitud, medida en el sentido del flujo del agua.

k es un coeficiente de proporcionalidad entre el flujo específico y el gradiente hidráulico, $\frac{dh}{dl}$, que cuantifica la capacidad del fluido que se mueve a través de los poros del medio. El coeficiente k se conoce como **coeficiente de conductividad hidráulica** o **coeficiente de permeabilidad** y representa la habilidad de un medio poroso para transmitir agua. Es importante señalar que la conductividad hidráulica es función, tanto de las características del fluido como del medio poroso, por lo tanto no es constante a lo largo de la superficie.

Una estimación del coeficiente de conductividad hidráulica $k(h)$ está basada en el modelo de Mualem-van Genuchten y viene dada por la siguiente expresión:

$$k(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{n}{n-1}} \right)^{1 - \frac{1}{n}} \right]^2$$

donde:

S_e es la saturación efectiva y viene dada por:

$$S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

siendo $\theta(h)$ la curva de retención de agua dada por:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^{1-\frac{1}{n}}}$$

l es la conectividad de los poros
 α es la inversa de la presión del aire
 n es el índice de la distribución de la talla de los poros.
 θ_r es el contenido de agua residual.
 θ_s es el contenido de agua saturada.

En los acuíferos no confinados, la tabla o nivel de agua representa la interfaz entre la zona saturada, que estará debajo, y la zona no saturada, que estará encima. El volumen de agua contenido en la zona saturada representa la **reserva de agua subterránea**. Cuando se producen precipitaciones, parte del volumen del agua es retenido por la vegetación, artificios humanos,... mientras que otra parte va directa a la subsuperficie, aumentando el nivel de las aguas subterráneas. Sin embargo, con el paso del tiempo y en ausencia de lluvias, el nivel de agua en la subsuperficie puede decrecer por varios motivos, como son la evaporación o la evapotranspiración.

La proporción de agua que se infiltra en el suelo, debido a las precipitaciones, lo hace verticalmente, pasando de la zona no saturada hasta alcanzar la zona saturada por debajo el nivel de agua. En el caso de los acuíferos no confinados, el flujo de la zona saturada se puede describir como filtraciones horizontales a través del medio poroso.

El drenaje N se calcula a partir de la ley de Darcy de la siguiente manera:

$$N = K_S(\theta/\phi)^{2b+3}$$

donde:

K_S es el coeficiente de conductividad hidráulica.
 ϕ es la porosidad.
 b es el parámetro de la distribución del tamaño del poro.

En general b y ϕ se obtienen a partir de K_S a través de las siguientes relaciones:

$$\phi = -0.0147 \ln(K_S) + 0.545$$

$$b = -1.24 \ln(K_S) + 15.3$$

Ahora teniendo en cuenta la ley de gravitación de Newton en un sistema de coordenadas cartesianas, la componente vertical de la gravitación en el punto $p(x, y, z)$ debido a una masa localizada en $p(x', y', z')$ viene dada por:

$$\Delta g(p) = G \iiint_v \frac{\Delta \rho(p')(z' - z)}{|p' - p|^3} dv$$

donde:

$\Delta \rho$ es la diferencia de densidades entre la masa que provoca la variación de gravedad y sus alrededores.
 $dv = dx' dy' dz'$ es el elemento de volumen.

G es la constante de gravitación universal.

Para un cubo elemental con límites $x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$ se tiene la siguiente expresión:

$$\Delta g(r) = G\Delta\rho \left[\left[\left[c - x \ln(y+r) - y \ln(x+r) + z \arctan \frac{xy}{zr} \right]_{x_1}^{x_2} \right]_{y_1}^{y_2} \right]_{z_1}^{z_2}$$

donde $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

A continuación se expone una tabla de los parámetros necesarios para medir el balance de agua en este modelo.

Time step:	1.0	hr
Temperature threshold rain/ snow:	1.5	°C
Snowmelt factor (forest):	2.3	mm °C ⁻¹ day ⁻¹
Maximum canopy storage:	2.0	mm
Canopy evaporation during rain:	0.04	mm hr ⁻¹
Canopy evaporation factor during no rain (fraction of E_p):	0.5	
Residual moisture content:	0.02	
Moisture content at field capacity:	0.27	
Moisture content at wilting point:	0.11	
Saturated hydraulic conductivity:	1.00	mm day ⁻¹
Soil porosity:	0.45	
Fraction of riparian area:	0.02	
Soil depth (variable):	50.0	cm
Initial soil moisture storage:	8.0	cm

Tabla 1

5. Modelo empírico del efecto local del agua del subsuelo en las medidas de gravedad a partir de datos de lluvia

Debido al escaso conocimiento del terreno y de la hidrología en las inmediaciones del pabellón de gravimetría es complicado crear un modelo completo que contemple el ciclo del agua en las inmediaciones del pabellón de gravimetría. Por este motivo hemos recurrido a modelos empíricos a partir de los datos suministrados por los instrumentos de los que dispone el observatorio. A partir de estos datos se puede realizar una primera estimación del efecto hidrológico gravimétrico que es necesario eliminar de los residuales de gravedad del SG.

Con el propósito de determinar el efecto sobre la gravedad de la humedad del suelo hemos considerado los datos de lluvia del pluviómetro, puesto que actualmente no disponemos de datos suficientes del sensor de humedad aunque ya está operativo. Lo que se ha realizado es considerar que las precipitaciones una vez caídas sobre el suelo tardan un tiempo T en atravesar la capa de terreno que es capaz de retener el agua de precipitación en forma de humedad y debido a lo cual la gravedad sufre un aumento.

Se han creado varios modelos empíricos, pero aquí nos vamos a centrar sólo en un modelo lineal y en un futuro se intentará mejorar dicho modelo.

Hemos considerado un modelo en el que la precipitación caída en un determinado instante tarda un tiempo T en desaparecer de forma lineal siendo el último valor 0. Esa cantidad queda acumulada para el siguiente instante de tiempo de acuerdo con la recta:

$$y_i = -\frac{d_i}{T}(t - t_i) + d_i$$

donde d_i es la cantidad de agua caída en el instante t_i y t es la variable de tiempo. Así en el instante t_{i+k} la aportación de agua acumulada del instante t_i será:

$$y_{i_k} = -\frac{d_i}{T}(t_k - t_i) + d_i$$

Toda el agua acumulada en el instante t_k vendrá dado por:

$$\sum_{i=k-T}^k y_{i_k} = \sum_{i=k-T}^k \frac{d_i}{T}(t_k - t_i) + d_i$$

6. Estudio del modelo anterior en los datos del gravímetro superconductor SG064

El gravímetro superconductor SG064 fue instalado en el pabellón de gravimetría de Yeves en Diciembre de 2011 y lleva midiendo ininterrumpidamente desde entonces. Nuestro objetivo es eliminar el efecto de la hidrología local descrita en secciones anteriores de los residuales de gravedad de los datos producidos por dicho gravímetro. En nuestro estudio vamos a considerar el conjunto de datos desde la instalación del gravímetro superconductor SG064, el 15 de Diciembre de 2011 hasta el 31 de Agosto de 2013. Los residuales con los que vamos a trabajar han sido calculados previamente eliminando las mareas, la carga oceánica, el efecto del movimiento del polo y el efecto de presión atmosférica.

Para realizar nuestro trabajo vamos a utilizar los datos del pluviómetro y en estudios posteriores intentaremos mejorar los modelos usando los datos del piezómetro y del sensor de humedad del que todavía se disponen de pocos datos.

Hemos realizado varias pruebas sobre el efecto gravimétrico que produce el agua acumulada en el subsuelo a partir de los datos de lluvia con un programa que implementa el modelo explicado en el apartado anterior para distintos periodos de tiempo de desaparición del agua (T) y el modelo que mejor se ha ajustado a los datos es aquel en el que se considera $T = 250$ días. Una vez obtenida la acumulación de agua en el subsuelo es necesario transformar los datos en unidades de gravedad, para ello se ha realizado una regresión lineal con el programa Tsoft. En la siguiente gráfica se pueden ver los datos de lluvia en mm y el modelo de agua acumulada en el subsuelo obtenido usando un periodo de desaparición del agua de 250 días en unidades gravimétricas (nm/s^2).

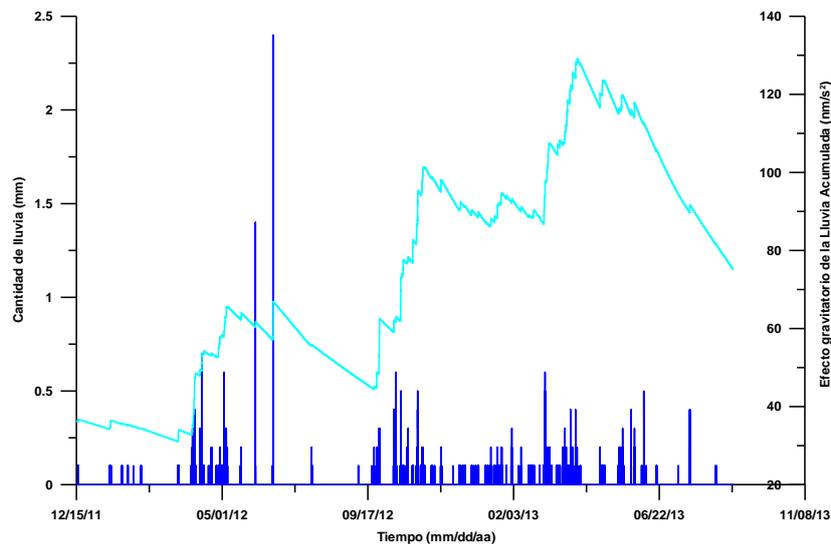


Figura 5.1. En azul oscuro se representan los datos de lluvia en mm, mientras que en azul claro está representado el modelo de agua en el subsuelo usando un periodo de desaparición de 250 días.

En la siguiente gráfica se comparan los residuales gravimétricos (corregidos de marea, carga oceánica, presión y movimiento del polo), con el agua acumulada en el subsuelo:

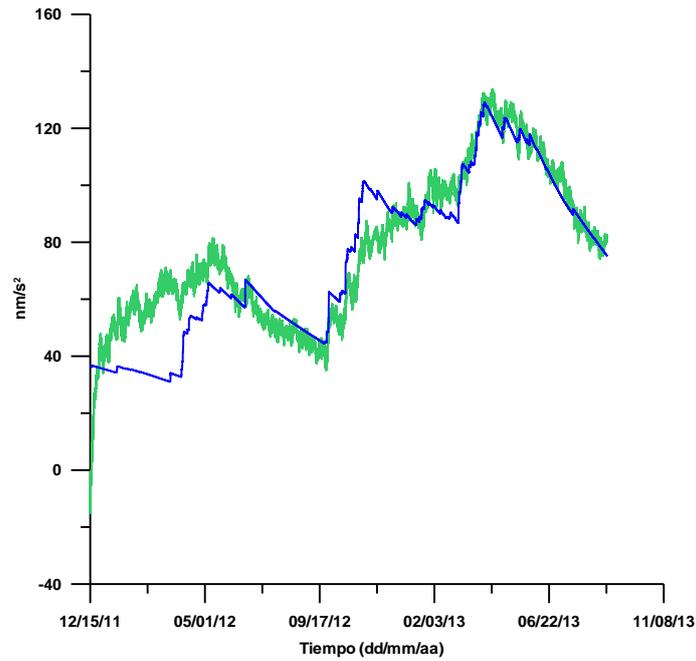


Figura 5.2. Comparación de los residuales de gravedad del SG064 (en verde) con la lluvia acumulada en el subsuelo (en azul).

Como se puede ver el agua acumulada en el subsuelo se ajusta bastante bien a los residuales de gravedad, sobre todo después del primer año de datos. Esto es lógico, en primer lugar porque hemos de tener en cuenta que los gravímetros superconductores tienen una deriva exponencial después de su instalación y en segundo lugar porque el pluviómetro fue instalado en Noviembre de 2011, de manera que no disponemos de datos de lluvia anteriores y probablemente la estimación del agua acumulada para los primeros meses no esté bien determinada al no tenerse en cuenta las precipitaciones de meses anteriores.

En la siguiente gráfica están representados los residuales de gravedad una vez eliminado el efecto de la acumulación de agua en el subsuelo:

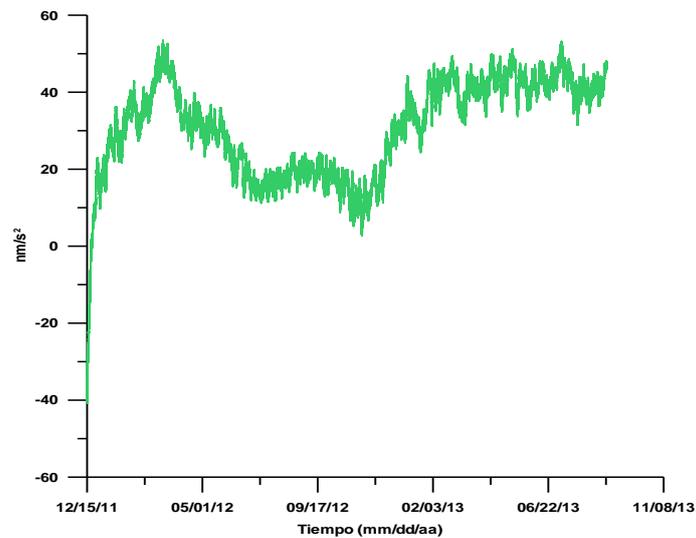


Figura 5.3. Residuales de gravedad corregidos por el efecto de agua acumulada en el subsuelo.

Quitando la deriva exponencial inicial de los datos, los residuales que nos quedan están representados en la siguiente gráfica:

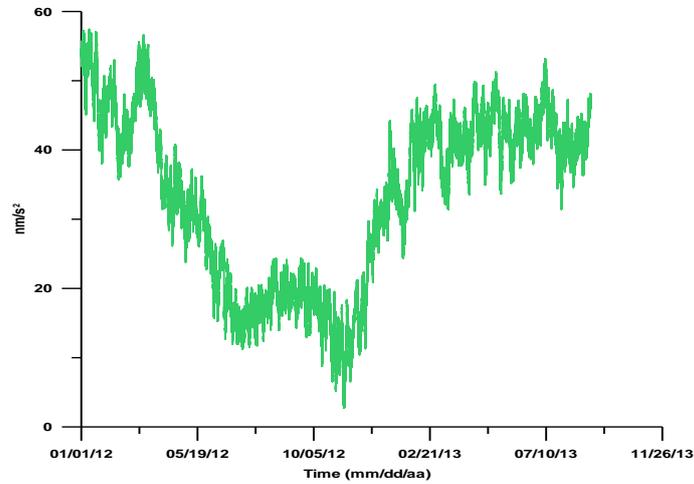


Figura 5.3. Residuales de gravedad tras corregir la deriva instrumental del SG

En resumen, podemos decir que el modelo empleado como una primera aproximación corrige bastante bien los residuales del agua acumulada en el subsuelo sobre todo a partir del año 2012, siendo casi planos durante el año 2013. Sin embargo, es necesario seguir investigando sobre las propiedades del terreno a partir de las cuales poder concluir un modelo del balance del agua preciso, para lo cual probablemente sea necesario contar con la ayuda de expertos en el campo de la hidrogeología, que nos ayuden a investigar sobre parámetros, hasta ahora desconocidos por nosotros, como por ejemplo el coeficiente de conductividad hidráulica, la conectividad de los poros, el potencial de evapotranspiración o el coeficiente de vegetación. De momento el siguiente objetivo será mejorar los residuales del gravímetro superconductor utilizando los datos del sensor de humedad y del piezómetro que dispone el Observatorio.

7. Referencias

Creutzfeldt, B., 2010. “The effect of water storages on temporal gravity measurements and the benefits for hydrology”.

Creutzfeldt, B., Güntner, A., Thoss, H., Merz, B., Wziontek, H., 2010. “Measuring the effect of local water storage changes on in situ gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany”, *Water Resour. Res.*, 46.

Creutzfeldt, B., Güntner, A., Klügel, T., Wziontek, H., 2010. “Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany”, *Geophysics*, Vol.73, NO. 6.

Creutzfeldt, B., Güntner, A., Wziontek, H., Merz, B., 2010. “Reducing local hydrology from high-precision gravity measurements: a lysimeter-based approach”, *Geophys. J. Int.*, 183, 178-187.

Hasan, S., 2009. “Terrestrial water storage change from temporal gravity variation”.

Hasan, S., Troch, P., 2005. “Modelling the Hydrological Effect on Local Gravity at Moxa, Germany”, *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 7, 346-354.

Imanishi, Y., Kokubo, K., and Tatehata, H., 2006. “Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro”, *Japan. J. Geodynamics*, 41 (103), 221–226.

Longuevergne, L., Boy, J.P., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B., Hinderer, J., 2009. “Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg”, *Journal of Geodynamics* 48, 189-194.

Diputación de Guadalajara, Área de recursos Sostenibles. “Mapa hidrológico de la provincial de Guadalajara”.

Ministerio de Fomento, Instituto Geográfico Nacional, 2010. “Estudio Geotécnico en el Observatorio Astronómico de Yebes, Guadalajara” exp.;10/001-000142.