

Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Modelado y análisis de problemas hidrogravimétricos

Jonatan Emmanuel Pendiuk

Director: Dr. Luis Guarracino

Tesis presentada para obtener el grado académico de
Doctor en Geofísica

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata

La Plata
Julio 2022


PENDIUK
JONATAN


LUIS GUARRACINO


Jerónimo Arias



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Modelado y análisis de problemas hidrogravimétricos

Jonatan Emmanuel Pendiuk

Director: Dr. Luis Guarracino

Tesis presentada para obtener el grado académico de
Doctor en Geofísica

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata

La Plata
Julio 2022

MODELADO Y ANÁLISIS DE PROBLEMAS HIDROGRAVIMÉTRICOS

Autor

Geof. Jonatan Emmanuel Pendiuk

Directores

Dr. Luis Guarracino
Director de tesis

Miembros del Jurado

Dr. Jerónimo Ainchil

Dr. Daniel Hector Del Cogliano

Dr. Raúl Rivas

A mi familia

Resumen

Las observaciones gravimétricas utilizadas en estudios geodésicos y geofísicos de alta precisión están influenciadas por las variaciones en las reservas de agua. Desde un punto de vista geodésico, estos fenómenos alteran la señal gravimétrica y por lo tanto deben ser removidos de la señal registrada. Pero desde un punto de vista hidrológico, esta componente de la señal provee información valiosa acerca de las variaciones de las reservas de agua que resulta fundamental para la caracterización de los sistemas hidrológicos. A una escala local, los gravímetros superconductores son capaces de medir las variaciones de las reservas permitiendo aplicaciones que extienden los límites clásicos de la hidrología. Estos instrumentos son los gravímetros relativos de mayor precisión y estabilidad, con la capacidad de detectar señales geofísicas y geodinámicas en un amplio rango espectral.

El presente trabajo de Tesis se centra en el análisis y resolución de distintos problemas hidrológicos a partir del desarrollo y aplicación de modelos hidrogravimétricos. Con este fin, se utilizan los residuos de las señales registradas por el gravímetro superconductor SG038 instalado en el Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia (AGGO) emplazado en el Parque Pereyra Iraola (Berazategui). El gravímetro superconductor SG038 es el único de su tipo actualmente en funcionamiento en América Latina. De manera complementaria, se miden en AGGO diferentes variables hidrometeorológicas tales como la precipitación, posición de nivel freático, contenido de humedad del suelo, entre otras. Estas series temporales también son utilizadas en los diferentes modelos hidrogravimétricos desarrollados.

En primer lugar, se desarrollan modelos analíticos simples para estimar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo en un acuífero libre. Los modelos propuestos permiten evaluar distintos factores que determinan la factibilidad y el diseño óptimo de esta metodología con fines prácticos. En segundo lugar, se propone un modelo hidrogravimétrico para estimar la respuesta producida por las variaciones de las reservas de agua en las zonas saturada y no saturada del suelo, utilizando datos de precipitación, posición del nivel freático y temperatura del aire. La aplicación de esta metodología permite describir la componente hidrológica local de gravedad y estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano. El valor de este último parámetro es comparado con la estimación realizada a partir de un ensayo bombeo de larga duración realizado en AGGO. Por último, se estima la evapotranspiración acumulada a partir de la ecuación de balance hidrológico utilizando datos del gravímetro SG038 y de la precipitación registrada en el sitio de estudio. Los resultados obtenidos son contrastados con valores de evapotranspiración estimados a partir del modelado numérico del flujo de agua en la zona no saturada, y con valores de los productos obtenidos a partir de las observaciones de los sensores MODIS instalados en la misión satelital TERRA. Asimismo, se identifican los periodos húmedos y secos a partir del análisis de los residuos gravimétricos, datos del contenido de humedad del suelo y el índice de aridez.

Los resultados de esta Tesis constituyen aportes originales que contribuyen tanto al diseño de nuevas técnicas hidrogeofísicas como a un mejor entendimiento de distintos fenómenos hidrológicos en el sitio de estudio. Por otra parte, sientan las bases para la utilización de los gravímetros superconductores como sensores hidrológicos de sistemas complejos.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Variaciones de la gravedad	4
1.3. Hidrogravimetría	10
1.4. Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia	12
1.5. Descripción de los contenidos de la Tesis	14
2. Descripción hidrológica del sitio de estudio	16
2.1. Perfil hidrogeológico	16
2.2. Datos de humedad del suelo	19
2.3. Datos de precipitaciones y del nivel freático	24
2.4. Cálculo de la evapotranspiración de referencia	25
2.5. Ensayo de bombeo en el predio de AGGO	29
2.5.1. Ensayo de bombeo a caudal constante	29
2.5.2. Etapas del ensayo de bombeo en un acuífero libre	30
2.5.3. Modelos de flujo de agua radial hacia un pozo	30
2.5.4. Instrumental utilizado	31
2.5.5. Datos del ensayo de bombeo	32
2.5.6. Mediciones del caudal	33
2.5.7. Resultados	34
3. Variaciones temporales de gravedad	38
3.1. Introducción	38
3.2. Gravímetro superconductor	40
3.3. Reducciones de la gravedad	42
3.4. Modelado hidrogravimétrico	44
4. Modelado hidrogravimétrico de un ensayo de bombeo	47
4.1. Introducción	47
4.2. Modelos hidrogravimétricos	49
4.2.1. Modelo discreto	51
4.2.2. Modelo analítico	53
4.3. Modelo de Damiata y Lee	55
4.4. Validación	57
4.5. Comparación de los modelos con datos gravimétricos	58

4.6. Conclusiones	61
5. Estimación del almacenamiento	63
5.1. Introducción	63
5.2. Modelo teórico	66
5.3. Parámetros del modelo	69
5.4. Datos	71
5.5. Resultados	71
5.6. Incertidumbre	74
5.7. Conclusiones	75
6. Estimación de la evapotranspiración	77
6.1. Introducción	77
6.2. Materiales y método	79
6.2.1. Cobertura vegetal en el sitio de estudio	79
6.2.2. Estimación de ET mediante la ecuación de balance	80
6.2.3. Estimación de ET mediante un modelo numérico	82
6.2.4. Productos MOD16A2	83
6.3. Datos utilizados para la estimación de ET	84
6.4. Resultados	85
6.4.1. Estimación de ETA a partir de datos del SG038	86
6.4.2. Incertidumbre	90
6.4.3. Comparación con los productos MOD16A2	91
6.4.4. Aplicación del modelo numérico para estimar ETA	92
6.5. Conclusiones	94
7. Conclusiones	97

Índice de figuras

1.1.	Contribuciones gravimétricas de diferentes fenómenos geofísicos y sus variaciones espacio-temporales (modificado a partir de Creutzfeldt (2010b)).	5
1.2.	Evolución de la precisión de gravímetros relativos y absolutos a lo largo del tiempo (extraída de Niebauer (2015)).	7
1.3.	Red internacional compuesta por 42 gravímetros superconductores de GGP/IGETS. Extraída de Voigt et al. (2016).	8
1.4.	Comparación de la precisión de los gravímetros comerciales absolutos y relativos, y su potencial aplicación para estudios hidrológicos. En azul se indica la magnitud de los efectos hidrológicos en la gravedad.	9
1.5.	a) Vista del Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia; b) Ubicación del observatorio AGGO en la provincia de Buenos Aires, Argentina. . .	13
1.6.	Ubicaciones del instrumental hidrometeorológico instalado en las cercanías del gravímetro superconductor.	14
2.1.	Perfil hidrogeológico esquemático de la zona de estudio compuesto por los acuíferos Pampeano y Puelche. La distancia entre el pozo monitor (PM) con el gravímetro superconductor SG038 (SG) es de 5 m. La profundidad del PM coincide con la base del acuífero Pampeano (32 m). .	17
2.2.	Estimaciones de los parámetros físicos y mecánicos de las muestras de suelo extraídas entre los 0 y 12.5 m de profundidad, donde se indica el contenido natural de humedad, los límites líquidos y plásticos, y la fracción de limo y arcilla (Pasa tamiz 200) de cada muestra. La curva E.N.P. indica el número de golpes requerido para extraer una muestra de suelo de 0.5 m de espesor. Extraída del informe técnico Hernández L. (2016), Perforaciones al acuífero Pampeano, pág. 15.	21
2.3.	Estimaciones de los parámetros físicos y mecánicos de las muestras de suelo extraídas entre los 12.5 y 24.5 m de profundidad, donde se indica el contenido natural de humedad, los límites líquidos y plásticos, y la fracción de limo y arcilla (Pasa tamiz 200) de cada muestra. La curva E.N.P. indica el número de golpes requerido para extraer una muestra de suelo de 0.5 m de espesor. Extraída del informe técnico Hernández L. (2016), Perforaciones al acuífero Pampeano, pág. 16.	22
2.4.	Datos de humedad del suelo a 5 cm de profundidad en 5 perfiles de suelo; el primer registro corresponde al día 4 de marzo del 2017, 16:00 h. . . .	23

2.5.	Datos de humedad del suelo a distintas profundidades en los perfiles a) perfil de suelo P9 y b) perfil de suelo P10; el primer registro corresponde al día 4 de marzo del 2017, 16:00 h.	23
2.6.	a) Registros de los eventos de precipitaciones individuales (P) y acumulados (P_{acum}) en AGGO; el primer registro corresponde al día 10 de mayo del 2016, 00:00 h. b) Comparación entre las precipitaciones mensuales registradas en AGGO y las medias mensuales (P_m) registradas en el período 1981-2010 en el aeropuerto de la ciudad de La Plata.	24
2.7.	Estructura del pozo gw1. Extraída del informe técnico Hernández L. (2016), Perforaciones al acuífero Pampeano, pág. 11.	26
2.8.	Series temporales de la posición del nivel freático en los pozos gw1 y gw2; el primer registro corresponde al día 7 de mayo del 2016, 16:00 h.	27
2.9.	Evapotranspiración de referencia ET_0 (mm) estimada con las variables meteorológicas registradas en AGGO; el primer registro corresponde al día 9 de mayo del 2015, 00:00 h.	28
2.10.	Curva de descensos simuladas en un pozo monitor donde se logra identificar las tres etapas características.	30
2.11.	Bomba Grundfos, sonda manual utilizada para monitorear los descensos y brocal del pozo de bombeo.	32
2.12.	Curva de descensos observadas en los pozos de bombeo (gw1) y monitor (gw2) durante el ensayo de bombeo.	33
2.13.	Medición manual del caudal bombeado utilizando un recipiente plástico de 65 litros.	34
2.14.	Mediciones del caudal Q ($m^3 h^{-1}$) en función del tiempo y caudal medio Q_{medio}	34
2.15.	Comparación entre las curvas de descensos observada s_{obs} (m) y teóricas de Moench, Neuman y M-B calculadas con el programa WTAQ.	35
3.1.	Gravímetro superconductor SG038 instalado en el laboratorio de gravimetría de AGGO.	41
3.2.	Series gravimétricas del gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO provistas por el IGETS; a) Nivel 1; b) Nivel 2; c) Nivel 3; el primer registro corresponde al día 1 de enero del 2016 a las 00:00 h.	42
3.3.	Residuos gravimétricos de Nivel 3 obtenidos a partir de las observaciones del gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO, disponibles en la base de datos del GFZ; el primer registro corresponde al día 2 de enero del 2016 a las 12:00 h.	45
3.4.	Sección esquemática de un cilindro circular homogéneo de radio R_c y espesor L	46
4.1.	Esquema del cono de descensos.	50
4.2.	Discretización del cono de descensos mediante cilindros verticales. En la gráfica, se indican los parámetros requeridos para estimar la atracción gravimétrica de un cilindro vertical (z_i , R_{ci} y Δz).	52
4.3.	Diagrama esquemático del proceso para calcular la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo utilizando el modelo discreto.	53

4.4.	Diagrama esquemático del proceso analítico para calcular la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo.	55
4.5.	Comparación entre los modelos analítico, discreto, y de Damiata y Lee.	58
4.6.	Comparación entre los residuos gravimétricos y los modelos propuestos.	59
4.7.	Atracción gravimétrica del cono de descensos en función de la posición del nivel estático inicial z_0	60
4.8.	Atracción gravimétrica del cono de descensos en función del caudal extraído (Q).	61
5.1.	Sección esquemática del acuífero Pampeano, el pozo monitor (PM), y del gravímetro superconductor (GS), donde z es la coordenada vertical.	67
5.2.	Curvas de contenido de humedad θ para diferentes condiciones del suelo, donde θ_r y θ_s son el contenido de humedad residual y saturado, respectivamente, y z es la profundidad medida desde la superficie del terreno. a) curvas de contenido de humedad inicial $\theta(t_1)$ y final $\theta(t_2)$ bajo condiciones de equilibrio antes y después de un descenso del nivel freático (Δz); b) curvas de contenido de humedad inicial $\theta(t_1)$ y final $\theta(t_2)$ antes y después de un evento de lluvia.	68
5.3.	Valores medios diarios de la temperatura del aire T_d registrada en AGGO para el período comprendido entre el 5 de abril del 2017 al 31 de mayo del 2018 y la función de temperatura propuesta $T(t)$	70
5.4.	Series temporales horarias de la precipitación (P) y las variaciones del nivel freático (gw1); el primer registro corresponde al día 8 de abril del 2017 a las 00:00 h.	72
5.5.	Residuos gravimétricos obtenidos del gravímetro superconductor SG038; el primer registro corresponde al día 8 de abril del 2017 a las 00:00 h.	72
5.6.	a) Respuesta gravimétrica de la ZNS debido a las precipitaciones, infiltración y la evapotranspiración; b) respuesta gravimétricas debido a las fluctuaciones del nivel freático.	73
5.7.	Ajuste obtenido entre los residuos gravimétricos observados (Δg_{obs}) y calculados por el modelo hidrogravimétrico (Δg_{SG}).	74
6.1.	Cobertura vegetal del sitio de estudio dentro del área de acción del gravímetro superconductor SG038 determinada por un radio $R = 500$ m. Imagen extraída de Google Earth.	80
6.2.	a) Series temporales de precipitaciones P (mm) y evapotranspiración de referencia ET_0 (mm); b) series temporales de los residuos gravimétricos Δg (nm s^{-2}); el primer registro corresponde al día 8 de abril del 2017.	84
6.3.	Productos globales de evapotranspiración real MOD16A2 estimados por los sensores MODIS instalados en la misión TERRA para el sitio de estudio.	85
6.4.	Regresión lineal entre los residuos gravimétricos observados y las variaciones de la anomalía local de las reservas de agua estimadas a partir de observaciones hidrológicas en AGGO. Se estimó el coeficiente de regresión C con un valor de $2.57 \pm 0.08 \text{ mm (nm s}^{-2}\text{)}^{-1}$	87
6.5.	Variaciones de las reservas del agua acumuladas ΔS (mm) y la evolución de su tendencia local.	87

6.6.	Comparación entre la evapotranspiración acumulada estimada mediante la ecuación de balance hidrológica ETA (mm) y la evapotranspiración de referencia acumulada ETA_{θ} (mm).	88
6.7.	Series temporales del contenido de humedad del suelo θ ($m^3 m^{-3}$). a) Perfil 9; b) Perfil 10; primer registro 5 de abril del 2017 a las 00:00 h.	89
6.8.	Comparación entre las estimaciones de la evapotranspiración acumulada mediante la ecuación de balance ETA (mm) y los productos MOD16A2 ETA_{MOD} (mm).	92
6.9.	Dominio de simulación de 15 metros de espesor dividido por 4 capas de suelo. El eje vertical (z) se mide desde z_0 siendo positivo en sentido ascendente. El flujo de agua entrante se produce por la precipitación (P) mientras que la descarga se debe a la evapotranspiración (ET).	93
6.10.	Comparación entre la evapotranspiración acumulada estimada mediante la ecuación de balance hidrológico ETA (mm) y mediante el modelo numérico ETA_n (mm).	94
6.11.	Comparación entre las tasas de ET estimadas mediante el método numérico considerando las propiedades del pasto ET_p , del eucalipto ET_e y los dos tipos de vegetación ET_n (mm).	95

Índice de tablas

1.1. Precisión de los principales gravímetros comerciales y los espesores mínimos de las láminas de agua que pueden detectar.	9
2.1. Valores del caudal (Q).	33
2.2. Parámetros hidráulico del acuífero Pampeano estimados mediante el ensayo de bombeo.	36
4.1. Valores de los parámetros del ensayo de bombeo hipotético.	57
4.2. Parámetros de entrada para la implementación de los modelos analítico y discreto.	59
5.1. Estimación de los parámetros del modelo propuesto mediante el método de búsqueda exhaustiva.	73
6.1. Valores de los Parámetros de van Genuchten para cada capa del perfil hidrológico.	85
6.2. Índice de aridez trimestral.	89
6.3. Comparación de los errores típicos asociados de diferentes métodos para estimar ET (extraído y modificado de Allen et al. 2011).	91
6.4. Valores de los parámetros de vegetación específicos y efectivos.	93

Capítulo 1

Introducción

1.1. Generalidades

El manejo sustentable de los recursos hídricos depende de la cuantificación precisa de los diferentes componentes del ciclo hidrológico, y del análisis de los mecanismos de almacenamiento de agua a diferentes escalas espaciales y temporales. La demanda de agua a escala global aumenta 1 % por año desde la década de 1980 debido al crecimiento de los sectores urbanístico, industrial y agroganadero provocando que las tasas de explotación del agua exceda las tasas de recarga natural (Herrera-Franco et al. 2020). Para el período comprendido entre los años 1900 y 2008, Konikow (2011) estimó una caída de las reservas globales de agua de $41.4 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$, lo que representa una gran amenaza para la seguridad del agua, dado que la sobreexplotación de este recurso degrada el ecosistema y deteriora su calidad. Como consecuencia de los factores mencionados y del eventual cambio climático, la disponibilidad de agua se torna más vulnerable en término de cantidad y calidad (Berthelin et al. 2020). Actualmente, se estima que alrededor de 1.8 millones de personas en el mundo tienen un acceso insuficiente al consumo del agua (Watson 2014). En este contexto, es necesario el diseño de planes sustentables del manejo del agua basado en datos precisos para brindar soluciones eficientes frente a la escasez de los recursos hídricos (Huntington 2006; Ukkola y Prentice 2013).

Históricamente, las reservas superficiales de agua dulce han sido las más utilizadas para el consumo debido a su accesibilidad, pero el aumento de la demanda de este recurso obligó a la búsqueda de nuevas fuentes. En este delicado contexto, la disponibilidad del agua subterránea y su explotación sustentable cumple una función preponderante. En el planeta, las aguas subterráneas representan el 98 % del agua dulce (Gude 2018). Por volumen, calidad química, disponibilidad y posibilidades de aprovechamiento, el agua subterránea constituye actualmente el recurso hídrico más importante del planeta para abastecimiento humano (Frappart y Ramillien 2018).

En la Argentina los recursos hídricos subterráneos adquieren una importancia relevante en la provisión de agua para consumo y riego, ya que el 70 % del país posee un clima árido y semiárido con déficit hídrico, y consecuentemente escasos recursos superficiales (Auge et al. 2006). Los recursos hídricos subterráneos representan una alternativa concreta como fuente de agua segura para consumo y la producción agrícola

e industrial en la Argentina.

Uno de los desafíos más importante para la sociedad actual es asegurar un explotación sostenible de los recursos hídricos subterráneos. Es por ello que el análisis de la resiliencia de los sistemas hidrológicos adquiere cada vez más relevancia. Sharman y Sharman (2006) definen a la resiliencia de un sistema hidrológico como la capacidad del sistema de conservar las reservas de agua subterránea a pesar de estar afectado por perturbaciones significativas. El término resiliencia implica dos aspectos principales de un ecosistema: la capacidad de resistir el impacto a largo plazo, y el tiempo de recuperación después de una perturbación (Shrestha et al. 2019). Para analizar esta propiedad, se requiere un estudio exhaustivo de los flujos y de las reservas de agua, por lo que resulta indispensable mejorar nuestro entendimiento de los procesos que ocurren en el subsuelo y en los sistemas hidrológicos.

La cuantificación de las reservas de agua y sus variaciones temporales resulta primordial para la gestión y evaluación de la sostenibilidad del recurso hídrico en una región. Las variaciones de las reservas son un fuerte indicador del balance o desbalance de los flujos de agua que están fuertemente afectados por las condiciones climáticas regionales (Zhu et al. 2021). Además, están inherentemente relacionadas con el aumento del nivel del mar y eventos climáticos extremos como las inundaciones, sequías y períodos extensos de altas temperaturas. A pesar de su importancia, la estimación de las variaciones de las reservas de agua a una escala espacio-temporal apropiada sigue siendo un desafío debido a dificultades metodológicas y de medición.

Existen numerosas técnicas para monitorear y determinar los patrones de las variaciones del almacenamiento a diferentes escalas espaciales y temporales. Una de las alternativas más eficientes es el diseño de redes de monitoreo constituidas por sensores de humedad instalados a diferentes profundidades en la zona no saturada, lisímetros y pozos de monitoreo del nivel freático. Las técnicas mencionadas son invasiva y brindan información precisa de manera puntual. Para obtener valores representativos de la variabilidad de las reservas de agua en un sistema hidrológico a escala de cuenca ($<100 \text{ km}^2$) o regional ($<1000 \text{ km}^2$), los sensores hidrológicos deben instalarse con una apropiada distribución areal, y luego aplicarse algoritmos de interpolación basados en técnicas geoestadísticas. La principal desventaja de las redes de monitoreo hidrológico es su alto costo económico ya que requieren un gran número de perforaciones y de sensores, limitando su implementación casi exclusivamente a países desarrollados. Además, la instalación de sensores hidrológicos es poco factible en lugares de difícil acceso, lo que imposibilita una evaluación eficiente de las reservas de agua en estos sitios.

Como consecuencia de las desventajas mencionadas, se han desarrollado nuevas técnicas para evaluar los recursos hídricos a escalas mayores. En este sentido, las técnicas geofísicas brindan herramientas que presentan numerosas ventajas en comparación con las técnicas hidrológicas clásicas. En primer lugar, las técnicas geofísicas permiten caracterizar el subsuelo y monitorear la variabilidad de un sistema hidrológico con distintas resoluciones temporales y espaciales a partir de mediciones superficiales o mediante sensores remotos de manera no invasiva. En segundo lugar, permiten obtener un mapeo de las propiedades físicas del subsuelo en sitios de acceso limitado. Por otra parte, los métodos geofísicos son generalmente de menor costo económico respecto a las técnicas hidrológicas clásicas (Linde et al. 2006). Debido a las ventajas mencionadas, la integración de datos geofísicos e hidrológicos pueden mejorar la caracterización del

subsuelo, la descripción de la dinámica de los flujos de agua, y la detección y transporte de contaminantes (Binley et al. 2015). En particular, en las zonas de llanura, donde no afloran las formaciones geológicas más profundas, las técnicas geofísicas son una de las primeras herramientas implementadas para obtener información del subsuelo sin necesidad de realizar perforaciones.

La aplicación de las técnicas geofísicas con fines hidrológicos dio origen a un nuevo campo dentro de esta disciplina denominada *hidrogeofísica* (Rubin y Hubbard, 2005). Las primeras aplicaciones de la hidrogeofísica consistieron en la caracterización geométrica del subsuelo con el fin de identificar los límites de un acuífero. En los últimos años se lograron avances significativos en el desarrollo de algoritmos, la capacidad computacional y la accesibilidad a los datos. Estos avances permitieron explorar el potencial que tienen los métodos geofísicos para mejorar la estimación de las propiedades del suelo y la cuantificación de los procesos relevantes para la investigación hidrogeológica. A pesar de los avances logrados en los últimos años, todavía existen diferentes desafíos por superar. Por ejemplo, se suelen utilizar relaciones petrofísicas para transformar las variables geofísicas medidas o estimadas en propiedades hidrológicas de interés. Las relaciones petrofísicas son válidas bajo ciertas condiciones, por lo que su implementación introduce una fuente de incertidumbre en las estimaciones.

Entre las técnicas hidrogeofísicas más utilizadas se pueden mencionar los métodos geoelectrónicos (por ej. los sondeos eléctricos verticales y la tomografía de resistividad eléctrica), el georadar, el potencial espontáneo, los métodos sísmicos de reflexión y refracción, la gravimetría, entre otros. Los métodos geoelectrónicos estiman la resistividad eléctrica del subsuelo a partir de mediciones del potencial eléctrico en superficie. Además de determinar la geometría de un sistema hidrológico, los métodos geoelectrónicos son ampliamente utilizados para el análisis de la intrusión marina en acuíferos costeros, realizar mapas de vulnerabilidad de acuíferos, estimaciones de la conductividad hidráulica y porosidad, entre otras aplicaciones (Pérez-Bielsa et al. 2012; Di Maio et al. 2014; Perdomo et al. 2018).

El potencial espontáneo es un método geofísico pasivo que se basa en la medición de las diferencias de potencial eléctrico natural, originado principalmente, por el movimiento de agua en el subsuelo. Esta técnica geofísica permite medir el flujo de agua in situ y estudiar procesos físicos que tienen lugar en la zona no saturada del subsuelo tales como el transporte de contaminantes o identificar el flujo preferencial del agua (Ikard y Revil 2014; Rani et al. 2019; Guarracino y Jougnot 2022).

Los métodos sísmicos de refracción y reflexión se basan en la medición de las velocidades de propagación de las ondas compresionales (onda P) y de corte (onda S), las cuales están relacionadas con las constantes elásticas del suelo. Las propiedades elásticas de las rocas están altamente influenciadas por la porosidad y por la saturación de fluidos. Por esta razón, la sísmica puede contribuir a la determinación de la posición del nivel freático, identificar la estructura y litología de un acuífero, y cuantificar las heterogeneidades en el subsuelo (Wainwright et al. 2014; Solazzi 2018).

Una de las técnicas geofísicas con mayor potencial para resolver problemas hidrológicos es la gravimetría. Es una técnica que cuenta con fundamentos físicos sólidos y se basa en la medición de la aceleración de la gravedad (en superficie mediante gravímetros o a través de misiones satelitales) con el objetivo de detectar las variaciones laterales de densidades en el subsuelo. Debido a esta característica, la gravimetría es

quizás la única herramienta geofísica directamente sensible a la redistribución de masas en el interior terrestre (van Camp et al. 2017). Desde un punto de vista hidrológico, la gravimetría fue aplicada exitosamente para estudiar la variabilidad de las reservas de agua en diferentes ambientes hidrológicos y climáticos (Pool 2008; Jacob et al. 2009; Arnoux et al. 2020). Como consecuencia de los resultados obtenidos en las últimas décadas, se incrementó el interés de la comunidad científica en implementar datos de gravedad con fines hidrológicos impulsando una novedosa disciplina denominada *hidrogravimetría*. Las principales aplicaciones de la hidrogravimetría son la estimación de parámetros hidrológicos y el monitoreo de las componentes del ciclo del agua, tales como la evapotranspiración, la precipitación, la infiltración y la escorrentía. Actualmente, se continúa investigando los límites prácticos de la hidrogravimetría en función del avance tecnológico en las técnicas de medición y el procesamiento de las series temporales de gravedad. Particularmente, los desarrollos tecnológicos en curso de gravímetros de gran precisión con mayor portabilidad pueden facilitar y ampliar la aplicabilidad de la hidrogravimetría como método de campo estándar en el futuro (Cooke et al. 2021; Mustafazade et al. 2020).

1.2. Variaciones de la gravedad

La gravimetría es una disciplina que cubre un amplio rango de observaciones espaciotemporales. Por un lado, abarca estudios de gran escala como la determinación de la forma de la Tierra y análisis de variaciones de densidad a escalas reducidas como es la detección de cavernas. Por otro lado, permite estudiar fenómenos geodinámicos de corta duración como los terremotos, y procesos más lentos que ocurren a escalas geológicas (milenios) como el rebote post-glacial.

La gravedad no es constante en tiempo y espacio. Las variaciones en su magnitud brindan información valiosa para varias disciplinas relacionadas con las ciencias de la Tierra. Las variaciones espaciales de gravedad se originan por heterogeneidades de densidad lateral en el interior terrestre, cambios en la topografía y por la rotación de la Tierra. A partir de las variaciones espaciales de la gravedad se obtienen las anomalías gravimétricas, las cuales se definen como las desviaciones de los valores de gravedad observadas con los calculados a partir de un modelo teórico de referencia. Entre sus aplicaciones más relevantes, las anomalías gravimétricas se utilizan para determinar la distribución de densidad en el interior terrestre y por lo tanto estudiar las estructuras geológicas a distintas profundidades.

Cuando las mediciones de la gravedad se repiten en el tiempo en una misma estación, pueden observarse variaciones en sus valores producidas por diferentes fenómenos geofísicos debido a la redistribución de masas y la deformación de la superficie terrestre. Los fenómenos geodinámicos que afectan a la gravedad pueden categorizarse según su origen físico, su escala o su periodicidad. El efecto de las mareas terrestres y oceánicas, debido principalmente a la atracción del Sol y la Luna, es un fenómeno periódico que produce las variaciones temporales de gravedad de mayor amplitud, superando los 3000 nm s^{-2} . Otro de los fenómenos periódicos que alteran la gravedad es el movimiento relativo del eje de rotación terrestre respecto a un marco de referencia solidario al planeta. Este fenómeno es el resultado de la superposición de una componente anual y la oscila-

ción de Chandler originados principalmente por la redistribución de masas hidrológicas y atmosféricas globales (Kuehne y Wilson 1991). Ambos fenómenos contribuyen a la determinación de los parámetros elásticos de la Tierra.

Además de los fenómenos periódicos mencionados, las variaciones temporales de la gravedad son inducidas por redistribuciones de masas que ocurren en la atmósfera, hidrósfera, criósfera, y tanto en la superficie sólida de la Tierra como en su interior. Dentro de los principales fenómenos geofísicos no periódicos que producen variaciones temporales de gravedad pueden mencionarse los cambios en la presión atmosférica, carga oceánica inducida por mareas meteorológicas, actividad sísmica y volcánica, erosión, deshielo, precipitaciones o por otros mecanismos de deformación de la corteza.

La Fig. 1.1 describe, en líneas generales, la magnitudes y períodos de los principales procesos que afectan a las mediciones de gravedad. Estos fenómenos geodinámicos perturban los valores de gravedad con diferentes amplitudes y períodos. El rango de amplitudes varía de 10^{-6} a 10^{-10} m/s^2 , con escalas temporales de 1 minuto a 1000 años.

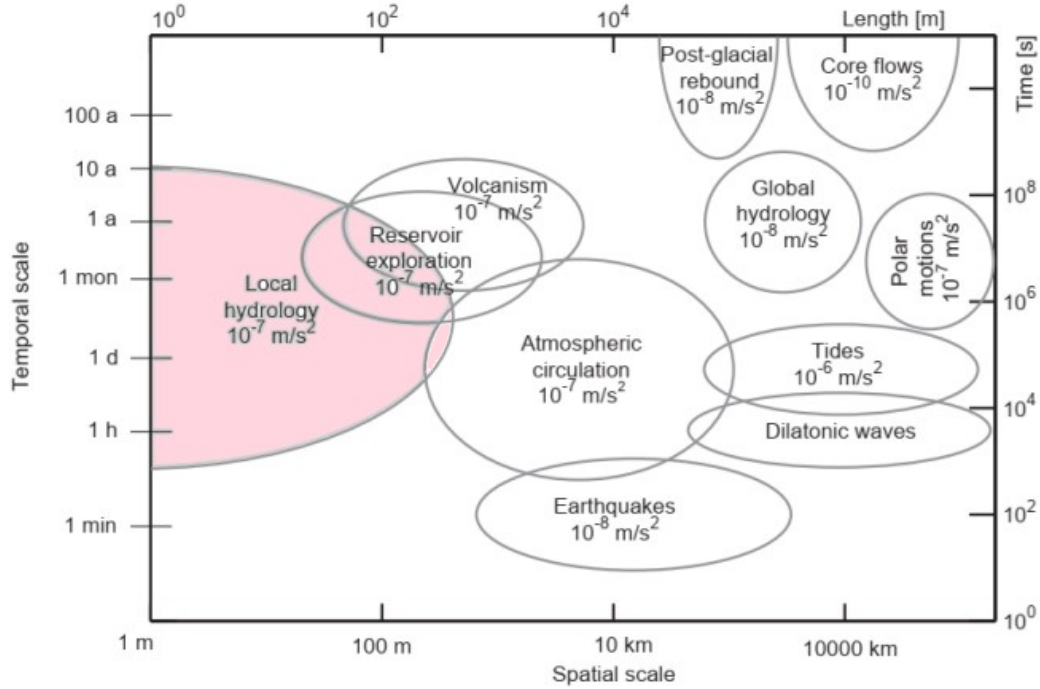


Figura 1.1. Contribuciones gravimétricas de diferentes fenómenos geofísicos y sus variaciones espacio-temporales (modificado a partir de Creutzfeldt (2010b)).

Las variaciones temporales de la gravedad (Δg_{obs}) están afectadas por diferentes fuentes, por lo cual pueden considerarse como una superposición de diferentes anomalías (Crossley et al. 2013):

$$\Delta g_{obs} = \Delta g_{Mareas} + \Delta g_{Polo} + \Delta g_{Atm} + \Delta g_{Hid} + \Delta g_{Otros}, \quad (1.1)$$

donde Δg_{Mareas} es el efecto de mareas terrestres y oceánicas, Δg_{Polo} es el efecto del movimiento del polo, Δg_{Atm} es el efecto atmosférico, Δg_{Hid} son los efectos hidrológicos

locales y regionales, y Δg_{Otros} son otros efectos tales como los de origen presísmicos o cosísmicos y antrópicas. Mayores detalles sobre los fenómenos geofísicos mencionados que afectan la gravedad se brindan en la Sección 3.3.

Respecto a los efectos hidrológicos en la señal de gravedad, en términos generales pueden dividirse en función de su escala espacial en locales (<10 km) y globales (>10 km), cuyas amplitudes varían en el rango de 10^{-7} y 10^{-8} m s $^{-2}$. Al tratarse de variaciones tan pequeñas, es necesario contar con gravímetros de alta precisión para poder monitorear las variaciones de masas hidrológicas mediante datos de gravedad. Por otro lado, otros procesos geodinámicos, como las mareas terrestres y las redistribuciones de masas atmosféricas, tienen magnitudes mayores o similares que las debidas a efectos hidrológicos en la señal gravimétrica (ver Fig. 1.1). Estos fenómenos pueden tener frecuencias o escalas temporales similares a la de los efectos hidrológicos. Es por ello que para una correcta interpretación, se deben identificar y aislar los efectos de las diferentes fuentes que afectan los datos de gravedad. Esta tarea puede realizarse mediante técnicas de procesamiento de señales, o a través de observaciones independientes que permitan modelar un determinado fenómeno y removerlo de la señal gravimétrica. Por lo tanto, no solo es necesario el uso de gravímetros de alta precisión para estudiar procesos hidrológicos, sino que también se deben aplicar técnicas efectivas para remover los efectos que enmascaran la señal de interés.

Los gravímetros son instrumentos diseñados para monitorear el campo de gravedad terrestre. Actualmente, existen diversos tipos de gravímetros utilizados para múltiples propósitos ya que las técnicas para medir la aceleración de la gravedad progresaron notablemente en función de su precisión, portabilidad y manipulación desde las primeras mediciones realizadas en el siglo XVII. La Fig. 1.2 muestra la evolución en la precisión de los gravímetros para determinar la aceleración de la gravedad hasta la década de 1980. Es importante mencionar, que cuando se utiliza el término precisión, se refiere al cambio mínimo de la aceleración de la gravedad que puede detectar un gravímetro. El valor de la precisión está determinado por el tipo de instrumento y el nivel de ruido ambiental.

El precursor de todos los gravímetros es el clásico péndulo, cuyo período de oscilación es proporcional a la aceleración de la gravedad. Es un instrumento absoluto, ya que mide de forma directa la gravedad en términos de tiempo y espacio. Fue el único método utilizado en todo el mundo con fines geodésicos y comerciales para realizar mediciones absolutas de gravedad hasta la década de 1960 con el que se podía alcanzar una precisión de 10^{-5} m s $^{-2}$ (ver Fig. 1.2). Debido a las limitaciones en la precisión, los péndulos fueron reemplazados por los primeros gravímetros relativos masa-resorte en la década de 1930. Estos gravímetros relativos determinan diferencias de gravedad entre dos puntos midiendo la elongación o contracción de un resorte en cuyo extremo se sitúa una masa. Los gravímetros relativos masa-resorte son los que ofrecen una mayor portabilidad y son sencillos de manipular. Se han diseñado una gran cantidad de modelos de este tipo de gravímetros, donde se observan diferencias en el material de los resortes utilizados (metal o cuarzo) y en los diseños del sistema masa-resorte. Dentro de los gravímetros relativos masa-resorte comerciales más conocidos se pueden mencionar los modelos Worden, LaCoste y Romberg serie D, y CG3 y CG5 desarrollados por la empresa Scintrex Ltd, cuyas precisiones son de 1×10^4 , 1×10^3 y 30 nm s $^{-2}$, respectivamente (Niebauer 2015).

A mediados de la década de 1960 comenzaron a desarrollarse los primeros gravímetros absolutos de caída libre que superaron la precisión de los gravímetros de péndulo y los relativos masa-resorte. El principio de medición de estos instrumentos se basa en la determinación del tiempo de caída de una masa de prueba desde una altura conocida en una cámara de vacío. El aumento de la precisión de los gravímetros absolutos se debió al avance tecnológico en materia de la interferometría láser y los relojes atómicos para medir la distancia recorrida por la masa de prueba y el tiempo de caída. Actualmente, el gravímetro absoluto más utilizado es el modelo FG5-X de Micro-g LaCoste cuya precisión es de 10 nm s^{-2} .

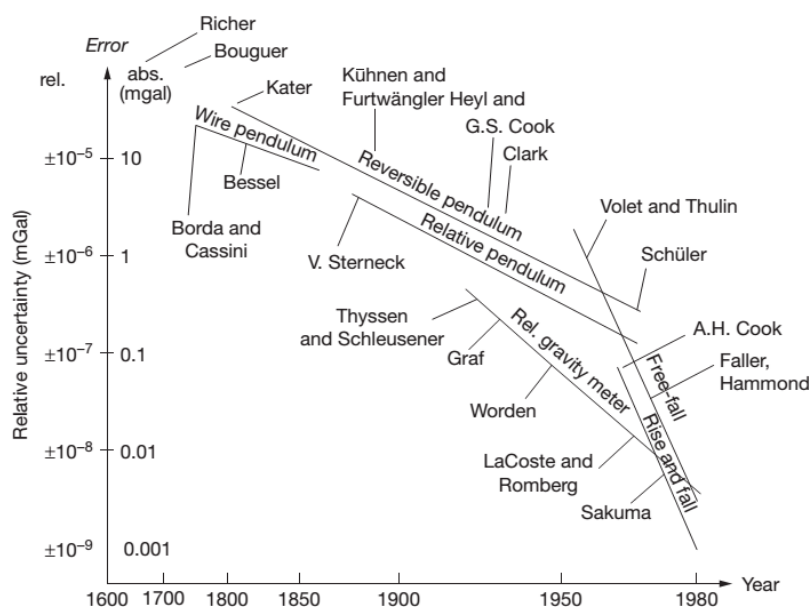


Figura 1.2. Evolución de la precisión de gravímetros relativos y absolutos a lo largo del tiempo (extraída de Niebauer (2015)).

Las precisiones de la mayoría de los gravímetros comerciales contemporáneos siguen sin superar los 10 nm s^{-2} . Este límite en la precisión fue superado por los gravímetros superconductores, los cuales realizan mediciones temporales de la gravedad con una precisión de 0.1 nm s^{-2} . Son gravímetros relativos que utilizan un principio similar al de masa-resorte de los instrumentos relativos tradicionales. Sin embargo, son instrumentos denominados de resorte “virtual” ya que su principio de medición se basa en la levitación magnética de un objeto de prueba compuesto por materiales superconductores a temperaturas cercanas al cero absoluto. Un cambio en la posición vertical del objeto de prueba está relacionado con una variación en la gravedad. El sistema de medición de los gravímetros superconductores permite registrar datos de mayor calidad que los obtenidos de instrumentos que utilizan sistema de resorte mecánico, ya que no están afectados por factores ambientales locales como la temperatura y humedad del aire. Los gravímetros superconductores fueron diseñados para monitorear las variaciones relativas de la gravedad en una estación fija durante períodos largos de tiempo, con el objetivo de interpretar y analizar diferentes procesos geofísicos con períodos en el rango de segundos a varios años (Van Camp et al. 2016). Estos gravímetros fueron desarrollados en 1968, pero los primeros dos gravímetros superconductores comercializables

fueron instalados en Bélgica y Alemania en 1981.

Actualmente, los gravímetros superconductores son los instrumentos relativos más estables y precisos que miden de forma continua las variaciones temporales del campo gravimétrico terrestre. A partir de su desarrollo, se generaron nuevas áreas de aplicación dentro de la gravimetría, como el análisis del impacto del cambio climático en las reservas de agua y el monitoreo de amenazas en zonas de subsidencia o volcánicas. Debido a sus características excepcionales, se diseñó una red internacional de gravímetros superconductores en el marco de los proyectos GGP/IGETS (Proyecto Geodinámico Global (1997-2015)/ Servicio Internacional de Geodinámica y Mareas Terrestres (2015-a la actualidad)) de la Asociación Internacional de Geodesia. El principal objetivo de estos proyectos es el de estudiar la variaciones del campo gravimétrico terrestre y las deformaciones de la superficie del planeta. En la Fig. 1.3 se muestra la distribución global de las estaciones activas e inactivas donde se instalaron gravímetros superconductores. Puede observarse que la mayoría de las estaciones están concentradas en Europa. Actualmente, se dispone de los registros gravimétricos de las 42 estaciones que pertenecen a la red internacional de gravímetros superconductores GGP/IGETS. Resulta importante aclarar que el gravímetro superconductor instalado en Concepción (Chile), fue trasladado a la ciudad de La Plata (Argentina) siendo actualmente el único instrumental de su tipo en funcionamiento en América Latina y el Caribe que contribuye con la red internacional GGP/IGETS.

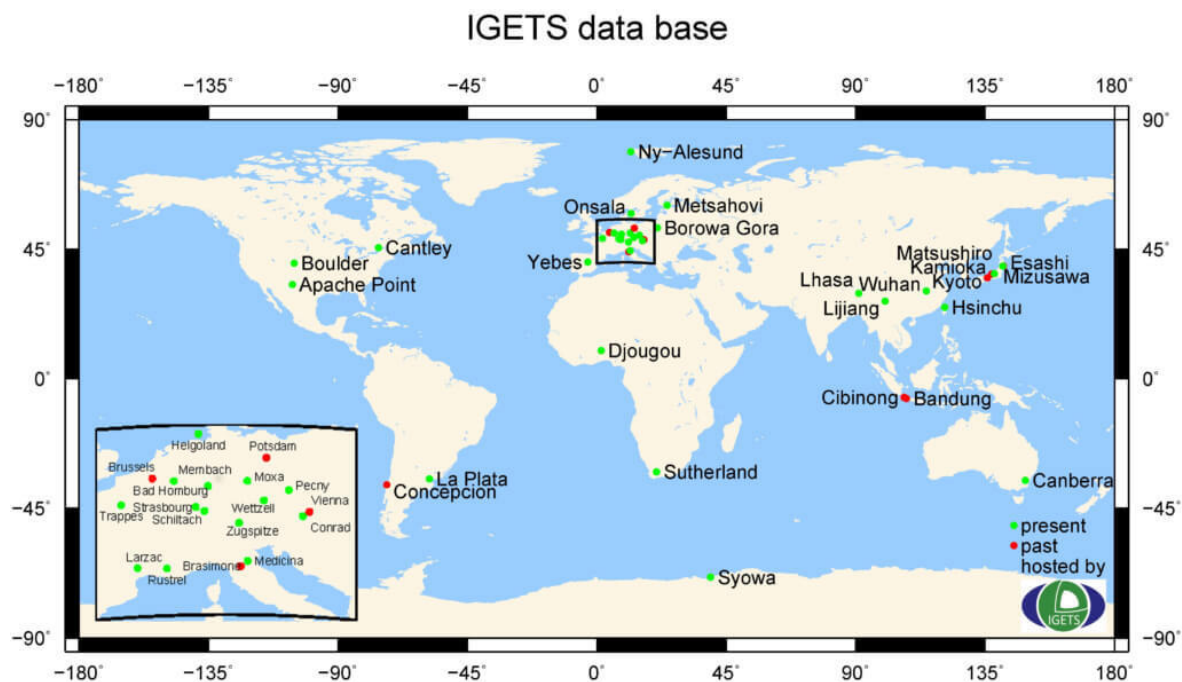


Figura 1.3. Red internacional compuesta por 42 gravímetros superconductores de GGP/IGETS. Extraída de Voigt et al. (2016).

A modo de síntesis, en la Fig. 1.4 se comparan las precisiones de los gravímetros absolutos y relativos introducidos en este Capítulo con la de un gravímetro superconductor (GS). Para ello, se utiliza como referencia un valor aleatorio de gravedad, donde los decimales en azul indican la amplitud máxima observada de los efectos hidrológi-

cos locales ($1 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-2}$). En virtud de su precisión, se descarta la implementación del gravímetro Worden en problemas hidrogravimétricos mientras que el gravímetro LaCoste y Romberg serie D (LR) se encuentra al borde de la resolución.

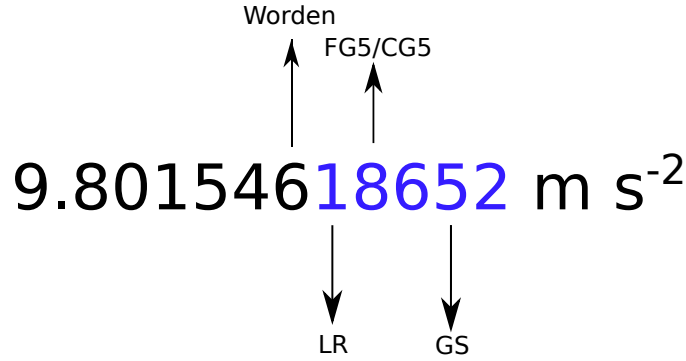


Figura 1.4. Comparación de la precisión de los gravímetros comerciales absolutos y relativos, y su potencial aplicación para estudios hidrológicos. En azul se indica la magnitud de los efectos hidrológicos en la gravedad.

Una estrategia simple para evaluar la utilidad práctica de los gravímetros con fines hidrológicos en función de su precisión, es el de determinar el espesor mínimo de una lámina de agua que pueden detectar. A partir del modelo de la placa infinita de Bouguer, se estima que la atracción gravimétrica de una lámina de agua de 1 mm de espesor homogéneamente distribuida sobre la superficie del terreno corresponde a 0.42 nm s^{-2} (Telford 1992, Hector et al. 2015). A partir de esta relación, se listan en la Tabla 1.1 los espesores de las láminas de agua mínimas que detectarían los gravímetros introducidos en este Capítulo en función de sus precisiones.

Gravímetro	Precisión (nm s^{-2})	Lámina de agua equivalente (mm)
Worden	1000	2380.1
LaCoste y Romberg D	100	238.1
Scintrex CG5	30	71.4
FG5-x	10	23.8
Gravímetro superconductor	0.1	0.23

Tabla 1.1. Precisión de los principales gravímetros comerciales y los espesores mínimos de las láminas de agua que pueden detectar.

En base a los análisis realizados a partir de la Fig. 1.4 y la Tabla 1.1, puede deducirse que la precisión del gravímetro LaCoste y Romberg (LR) se encuentra al borde la resolución requerida para monitorear efectos hidrológicos en la señal de gravedad. Es recomendable que los gravímetros LR sean utilizados para monitorear fenómenos gravimétricos estacionales de gran amplitud. Por otro lado, los gravímetros FG5-x y CG5 son instrumentos que permiten estudiar las variaciones estacionales de las reservas

hídricas con amplitudes del orden de 40 y 100 mm de espesor de agua, respectivamente. Como se mencionó anteriormente, los gravímetros relativos miden las diferencias de gravedad respecto a una estación de referencia, y por lo tanto, brindan valores diferenciales de las variaciones de las reservas de agua. Con el fin de obtener valores absolutos de esta variable hidrológica, se combinan las mediciones de los gravímetros relativos con instrumentos que proveen valores de gravedad en una estación de referencia (gravímetros absolutos o superconductores) en las denominadas campañas hidrogravimétricas híbridas. Por último, queda demostrado que los gravímetros superconductores son los instrumentos más adecuados para estudiar fenómenos hidrológicos de baja amplitud. Estos gravímetros permiten monitorear variaciones temporales del almacenamiento del agua en una posición fija con una precisión del orden de los pocos milímetros y una resolución temporal de minutos a multianual.

1.3. Hidrogravimetría

El primer trabajo en utilizar datos de gravedad medidos desde la superficie con fines hidrológicos fue realizado por Montgomery (1971) con el objetivo de estimar el rendimiento específico de un acuífero libre. Debido a la alta incertidumbre en las técnicas de medición de esa época, el uso de la gravimetría con fines hidrológicos estaba severamente limitado. Los efectos hidrológicos en la gravedad también fueron identificados en diferentes estudios realizados con fines geodinámicos. En estos casos, se limitaron a remover los efectos hidrológicos mediante relaciones simples derivadas de la correlación entre la gravedad y algunas variables hidrológicas como la precipitación y variaciones de la humedad del suelo. Por ejemplo, Bonatz (1967) reportó los efectos producidos por las variaciones del contenido de humedad en la zona no saturada en los registros gravimétricos, mientras que Lambert y Beaumont (1977) identificaron los efectos de la posición del nivel freático en los registros de gravedad cuando estudiaban fenómenos tectónicos.

Los avances en la geodesia espacial fueron la principal razón del desarrollo de la hidrogravimetría. Específicamente, la misión satelital GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) marcó el punto de partida para la caracterización de sistemas hidrológicos y analizar la variabilidad de las reservas de agua utilizando datos de gravedad a escala regional y global. GRACE brindó una oportunidad única para monitorear las características dinámicas del campo gravitacional terrestre a escalas temporales de 10 días y 1 mes (Tapley et al. 2004). La misión GRACE fue un proyecto conjunto de la NASA y el Centro Aeroespacial Alemán (DLR) lanzada en marzo del 2002, que consiste en un sistema compuesto por dos satélites idénticos en la misma órbita separados por una distancia media de 220 km aproximadamente. Las órbitas de los satélites son perturbadas individualmente por las variaciones espaciales y temporales del campo de gravedad terrestre. A partir de las mediciones de la distancia entre ambos satélites, junto con información geográfica adecuada y correcciones de las fuerzas no gravitacionales que afectan a los satélites, se obtienen las soluciones globales de alta precisión del campo gravitatorio terrestre. En el año 2017 esta misión dejó de operar, y como reemplazo, en el año 2018 se lanzó la misión satelital GRACE Follow-On para continuar con la misión de su predecesora (Kornfeld et al 2019).

Los datos provistos por la misión GRACE representan la base para estudios de tendencias estacionales y seculares de varios procesos geofísicos (Ramillien et al. 2008). Desde un punto de vista hidrológico, las series temporales registradas por GRACE fueron utilizadas para analizar las variaciones interanuales de la reservas de agua en los sistemas hidrológicos más importantes del mundo (Peidou et al. 2021). Esto permitió mejorar los modelos hidrológicos globales (Güntner 2008; Lo et al., 2010) y analizar la resiliencia de los acuíferos en función del cambio climático y la creciente demanda del agua (Richey et al. 2015). Además, los datos de GRACE proveen una nueva fuente de información de eventos climáticos extremos, como la sequías e inundaciones excepcionales, estimaciones de componentes del ciclo del agua, tales como la descarga de agua (Syed et al. 2009) o la evapotranspiración (Cesanelli y Guarracino 2011a) y la estimación del rendimiento específico de un acuífero libre (El-Diasty 2016).

La principal desventaja de los datos de GRACE es su baja resolución espacial, lo que limita su aplicación para estudios hidrológicos a una escala más local. En este sentido resulta importante destacar que los gravímetros superconductores son sensibles a la redistribución local de la masa de agua, en el rango del metro a cientos de metros a su alrededor, dependiendo de las variaciones topográficas del sitio de estudio. En relación a las principales aplicaciones de los gravímetros superconductores con fines hidrológicos, se puede mencionar el análisis de las variaciones de las reservas de agua (Hasan et al. 2006; Creutzfeldt et al. 2010; Hector et al. 2014; Fores et al. 2017), la validación de modelos hidrológicos (Naujoks et al. 2010), el estudio de fenómenos climáticos extremos (Creutzfeldt et al. 2012), la estimación de parámetros hidráulicos (Jacob et al. 2008; Wilson et al. 2012), el estudio de sistemas kársticos (Jacob et al. 2009; Deville et al. 2012), el análisis de la relación entre las variaciones de la reservas de agua y la descarga (Creutzfeld et al. 2014) y las estimaciones de la evapotranspiración (Van Camp et al. 2016; Güntner et al. 2017; Carrière et al., 2021). Además, como las observaciones gravimétricas permiten analizar las variaciones estacionales de las reservas de agua, pueden ser utilizadas para monitorear la recarga en sistemas hidrológicos (Chapman et al. 2008; Kennedy et al. 2015).

En la Argentina, no existen antecedentes anteriores al presente trabajo de Tesis que utilicen datos de un gravímetro superconductor con fines hidrológicos. Esto se debe a que el primer gravímetro superconductor, el SG038, fue instalado en el año 2015 en el Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia (AGGO), provincia de Buenos Aires.

El observatorio AGGO se instaló en la denominada llanura Pampeana (Morello et al. 2012) en la provincia de Buenos Aires. Esta región se caracteriza por tener bajas pendientes topográficas, una red de drenaje poca desarrollada y por estar cubierta por depósitos sedimentarios limosos. Además, en las regiones de llanura, los movimientos verticales de agua, dados por la infiltración y la evapotranspiración, prevalecen sobre los movimientos horizontales (escorrentía superficial y flujo subterráneo). Esta característica genera una fuerte relación entre las aguas superficiales y subterráneas, por lo que las regiones de llanura son más vulnerables a sufrir sequías e inundaciones (Kruse y Ainchil, 2017). En el Capítulo 2 se brinda una caracterización hidrogeológica más detallada del sitio de estudio.

Los registros del SG038 son afectados por las variaciones de las reservas de agua producidas en la zona no saturada del suelo y en el acuífero libre formado por los sedimentos Pampeano. Este acuífero representa la principal fuente de agua en la zona

destinada para riego, consumo y desarrollo industrial. La determinación de sus parámetros hidráulicos resulta de gran utilidad para cuantificar y modelar los procesos hidrológicos que se dan en el acuífero, permitiendo el diseño de planes de riego y el análisis de la disponibilidad de agua del acuífero. En tal sentido, la gravimetría, probablemente, es el método geofísico más eficiente para estimar el almacenamiento de un acuífero libre.

Las variaciones de las reservas de agua en el sitio de estudio, están principalmente controladas por las precipitaciones y la evapotranspiración. Estos fenómenos hidrológicos tienen influencia en la disponibilidad y calidad del agua subterránea en las zonas de llanura. En relación a la evapotranspiración, es una de las variables hidrológicas más complejas de medir o estimar, y su análisis resulta esencial en las zonas de llanura ya que es el principal mecanismo de descarga de agua. En el actual contexto de incremento de la temperatura global debido al impacto del cambio climático, las tasas de evapotranspiración aumentan por lo que su monitoreo resulta fundamental para pronosticar la evolución de las reservas de agua. Desde un punto de vista hidrogravimétrico, la evapotranspiración puede ser determinada a partir de la resolución de la ecuación de balance hidrológico utilizando observaciones hidrometeorológicas y residuos gravimétricos del gravímetro superconductor.

Finalmente, es importante destacar que los residuos gravimétricos obtenidos por el SG038 representan el insumo básico para llevar a cabo el presente trabajo de Tesis, permitiendo realizar aportes tanto en el campo de las ciencias básicas como en el de las ciencias aplicadas. Además, se proyecta que el gravímetro SG038 registre las variaciones de la gravedad en AGGO por un largo período de tiempo, por lo que en el presente trabajo se establecen las bases teóricas y metodológicas para monitorear, analizar y predecir la variabilidad local de las reservas de agua frente a un eventual escenario de cambio climático global.

1.4. Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia

El Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia (AGGO) (Fig. 1.5a) es una institución cofinanciada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y la Agencia Federal de Cartografía y Geodesia de Alemania (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie - BKG) ubicado en el Parque Pereyra Iraola, Provincia de Buenos Aires, Argentina (34.873 S, 58.14 W). AGGO es un observatorio fundamental geodésico ya que reúne todas las técnicas de medición de la Geodesia moderna: sistemas de navegación por satélite (GNSS), interferometría de base muy larga (VLBI), láser a satélite (SLR) y relojes atómicos (Cesio, Rubidio y MASER de Hidrógeno). Además, dentro de su instrumental cuenta con un laboratorio de gravimetría constituido por el gravímetro superconductor SG038 y un gravímetro absoluto FG5-227. El gravímetro SG038 es el único gravímetro superconductor actualmente en funcionamiento en América Latina y el Caribe (ver Fig. 1.3).

La ubicación de AGGO en el hemisferio Sur es estratégica dado que lo convierte en una pieza clave del Sistema Geodésico de Observación Global (GGOS) de la Asociación Internacional de Geodesia. El objetivo principal de AGGO es el de monitorear diferentes señales geodésicas necesarias para estudiar los procesos de deformación de la tierra

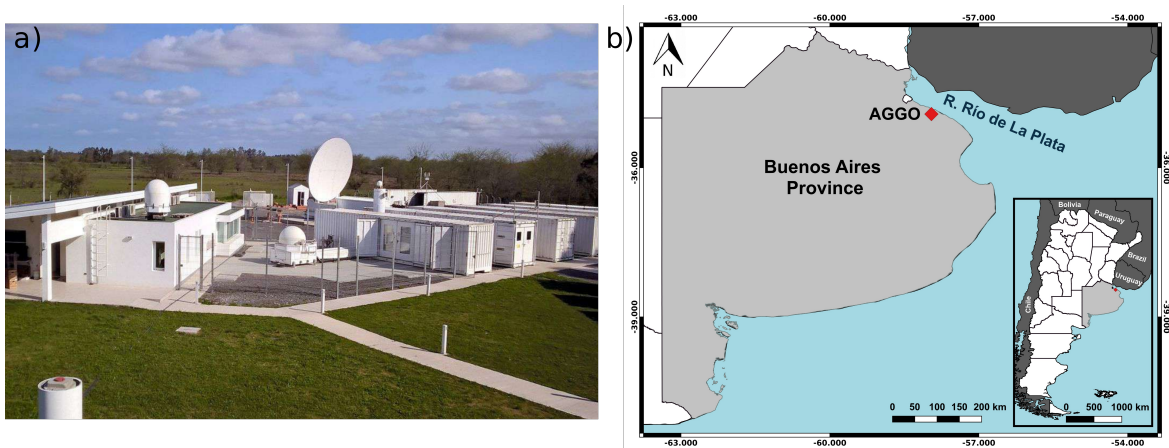


Figura 1.5. a) Vista del Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia; b) Ubicación del observatorio AGGO en la provincia de Buenos Aires, Argentina.

sólida, las variaciones espaciales y temporales del campo de gravedad terrestre, las irregularidades de la rotación de la Tierra en el espacio, entre otros procesos geodinámicos. Entre sus principales misiones, se encuentra la materialización y mantenimiento del Marco de Referencia Celeste Internacional (ICRF) y el Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF).

Una de las características más importantes, en relación a otros observatorios fundamentales, es su cercanía al estuario del Río de La Plata, cuya distancia es de 13 km (Fig. 1.5b). Esta distancia relativamente pequeña, le otorga un rol significativo a las frecuentes ondas de tormenta producidas en el Río de La Plata ya que impactan directamente en las mediciones geodésicas realizadas en el observatorio.

Para una correcta interpretación de los datos del SG038 con fines hidrológicos, es fundamental realizar una estimación precisa de la distribución local de agua en el subsuelo para estimar sus efectos en los registros gravimétricos. Es por ello que AGGO dispone de estaciones meteorológicas automáticas, numerosos sensores de humedad del suelo y dos pozos de monitoreo instalados en las cercanías del gravímetro superconductor. Las estaciones meteorológicas registran de manera continua la presión atmosférica, temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, humedad relativa, radiación solar de onda corta y de onda larga, y la precipitación. Para registrar las variables hidrológicas se instalaron, en cooperación con el Centro Alemán de Investigación en Geociencias (GFZ), sensores de humedad y temperatura del suelo a diferente profundidades, en distintos perfiles de suelo cercanos al laboratorio de gravimetría (Fig. 1.6). Estos sensores, además proveen información acerca de la conductividad eléctrica del suelo. También, se realizaron dos perforaciones (pozos gw1 y gw2) hasta una profundidad de 33 m para monitorear las variaciones del nivel freático del acuífero Pampeano.

La red de monitoreo hidrometeorológica instalada en AGGO permitirá analizar la variación de los patrones de las diferentes componentes del ciclo hidrológico a largo plazo. Los datos hidrometeorológicos registrados en AGGO serán utilizados para la caracterización hidráulica del sitio de estudio en el Capítulo 2. Asimismo, los datos hidrometeorológicos permitirán obtener series temporales de las variaciones de las re-



Figura 1.6. Ubicaciones del instrumental hidrometeorológico instalado en las cercanías del gravímetro superconductor.

servas de agua que serán contrastadas con los residuos gravimétricos obtenidos del SG038 (Capítulo 6).

1.5. Descripción de los contenidos de la Tesis

El objetivo principal de este trabajo de Tesis es analizar problemas hidrológicos a partir de la utilización de datos del gravímetro superconductor instalado en el observatorio AGGO. El análisis de las variables hidrometeorológicas en conjunto con los datos de gravedad contribuirá a la puesta a punto y desarrollo de técnicas hidrogravimétricas en la zona de estudio. Con tal fin, se desarrollarán modelos hidrogravimétricos para estimar parámetros hidráulicos y componentes del ciclo hidrológico utilizando datos del gravímetro superconductor SG038. Los resultados obtenidos a partir de los modelos propuestos son validados con técnicas y observaciones hidrológicas clásicas. El presente trabajo de Tesis se ha estructurado en base a siete Capítulos.

En el Capítulo 2 se realiza la caracterización hidrogeológica del sitio de estudio y se presentan los datos hidrometeorológicos registrados en AGGO. Estos registros serán los datos de entrada en los modelos hidrogravimétricos y se los utilizará para comparar o validar resultados. Además, en este Capítulo se muestran los resultados de un ensayo de bombeo de larga duración realizado en mayo del 2017.

En el Capítulo 3, se presentan las bases teóricas de la gravimetría y una descripción del gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO. Por otra parte, se detallan las correcciones aplicadas a los datos de gravedad medidos por el SG038 para obtener los residuos gravimétricos utilizados.

En el Capítulo 4 se desarrollan modelos para estimar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo en un acuífero libre. Los modelos propuestos permiten evaluar los distintos factores que determinan la factibilidad y el diseño óptimo de esta metodología con fines prácticos. Luego se compararan las respuestas gravimétricas teóricas estimadas a partir del ensayo de bombeo realizado en AGGO con los residuos gravimétricos

obtenidos por el SG038.

En el Capítulo 5 se estima el rendimiento específico del acuífero Pampeano. Para ello, se propone un modelo hidrogravimétrico para estimar la respuesta producida por las variaciones de las reservas de agua en las zonas saturada y no saturada del suelo, utilizando datos de precipitación, posición del nivel freático y temperatura del aire.

En el Capítulo 6 se estima la evapotranspiración acumulada a partir de la ecuación de balance hidrológico utilizando datos del gravímetro superconductor SG038 y de la precipitación registrada en el sitio de estudio. Los resultados obtenidos son contrastados con valores de evapotranspiración estimados a partir del modelado numérico del flujo de agua en la zona no saturada, y con valores de los productos obtenidos a partir de las observaciones de los sensores MODIS instalados en la misión satelital TERRA. Asimismo, se identifican los períodos húmedos y secos entre abril del 2017 y mayo del 2018 a partir del análisis de los residuos gravimétricos, datos del contenido de humedad del suelo y el índice de aridez.

Finalmente, en el Capítulo 7 se sintetizan las conclusiones más relevantes del trabajo.

Capítulo 2

Descripción hidrológica del sitio de estudio

En este Capítulo se realiza una descripción hidrológica del sitio de estudio y una síntesis de los datos hidrometeorológicos registrados en el observatorio AGGO. Estos datos serán utilizados para resolver distintos problemas hidrogravimétricos tales como la estimación de parámetros hidráulicos (Capítulo 5) y el cálculo de la evapotranspiración acumulada (Capítulo 6). Además, se presentan los resultados de un ensayo de bombeo de larga duración que fue realizado para validar modelos hidrogravimétricos desarrollados en el presente trabajo de Tesis.

2.1. Perfil hidrogeológico

El sistema hidrogeológico donde se encuentra emplazado AGGO está compuesto por los acuíferos Pampeano (libre), Puelche (semiconfinado) y la formación Paraná (confinado). Una característica distintiva de la zona de estudio, es que la posición estratigráfica de las unidades geológicas mencionadas es subhorizontal debido a la escasa deformación tectónica. Desde un punto de vista práctico, las formaciones del subsuelo menos profundo (Pampeano y Puelche) suelen ser las más estudiadas ya que constituyen las unidades acuíferas actualmente en explotación (García y Kruse, 2016). Los sedimentos Pampeano y la unidad hidrogeológica Puelche están separadas por una capa de arcillas, de 5 m de espesor aproximadamente, que actúa como un acuitardo (Fig. 2.1). Sin embargo, en estos acuíferos, el agua almacenada conforma un único sistema con continuidad hidráulica (Deluchi et al. 2010). La correcta caracterización de los acuíferos Pampeano y Puelche resulta fundamental ya que en la ciudad de La Plata, alrededor del 60 % del suministro de agua proviene de estas unidades geológicas siendo la única fuente de agua para el riego (Auge, 2005). Además, estos acuíferos presentan una mayor transcendencia en relación a aspectos ambientales y el ciclo hidrológico.

La formación Pampeano constituye un acuífero libre formado por sedimentos loésicos del Pleistoceno medio-tardío de origen eólico-fluvial. Los sedimentos loésicos en Argentina tienen una gran extensión areal, cubriendo más de 600.000 km² de superficie (Rocca et al., 2016). Sus características generales se detallan en el trabajo de

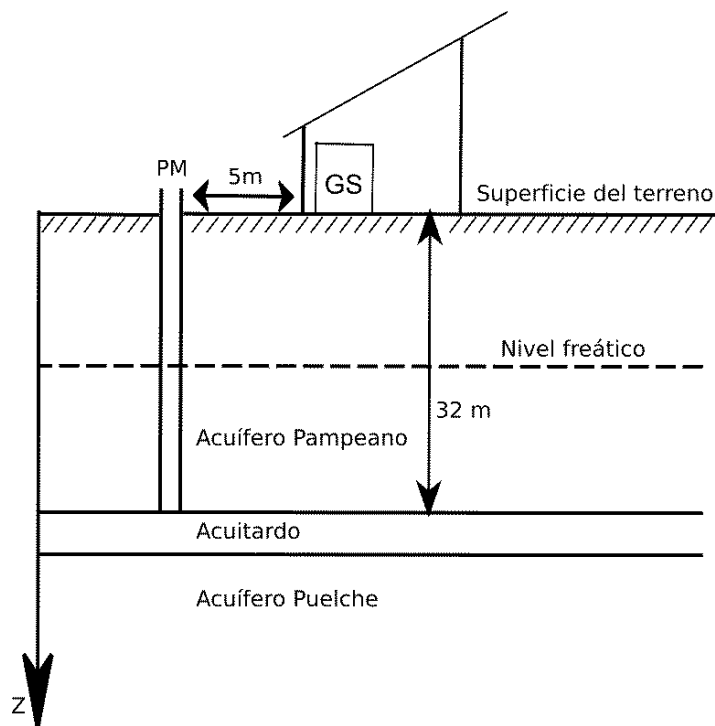


Figura 2.1. Perfil hidrogeológico esquemático de la zona de estudio compuesto por los acuíferos Pampeano y Puelche. La distancia entre el pozo monitor (PM) con el gravímetro superconductor SG038 (SG) es de 5 m. La profundidad del PM coincide con la base del acuífero Pampeano (32 m).

Teruggi (1957). Desde el punto de vista hidrogeológico, su importancia radica en su función como vía de recarga y descarga del acuífero Puelche, y también para la eventual migración de sustancias contaminantes, generadas principalmente por actividades antropogénicas (Auge, 2005). El acuífero Pampeano se comporta como un recurso subterráneo de baja a media productividad y su explotación se debe, en mayor medida, al uso agrícola-ganadero. En la región sureste de la provincia de Buenos Aires (región de Tandilia) constituye la única fuente de suministro de agua. A pesar de su importancia desde un punto de vista hidrológico, pocos estudios se han realizado para entender su funcionamiento y obtener estimaciones de sus parámetros hidrogeológicos (Mascioli et al., 2005).

Las arenas Puelche (Plio-Pleistoceno) constituyen una secuencia de arenas cuarzosas sueltas, medianas y finas algo arcillosas de coloración pardo amarillenta. Poseen estratificación gradada y representan el acuífero más importante de la región por su calidad y productividad. El acuífero Puelche es también de origen fluvial. Su extensión areal es aproximadamente 92.000 km² en el subsuelo del noreste de la Provincia de Buenos Aires y se encuentra a profundidades de entre 20 y 50 m (García y Kruse, 2016).

Desde un punto de vista hidrogravimétrico, el acuífero de mayor interés es el Pampeano (acuífero libre). Esto se debe a que las variaciones en las reservas de agua de

esta formación se origina a partir del llenado o vaciado del espacio poral, generando cambios en la densidad del subsuelo. Este proceso produce cambios locales en la gravedad que pueden ser observados por el gravímetro superconductor SG038. Por lo tanto, los datos gravimétricos pueden ser utilizados para monitorear las variaciones del almacenamiento y estimar parámetros hidráulicos del acuífero Pampeano.

Para caracterizar el perfil de suelo en AGGO se realizaron estudios granulométricos de muestras de suelo a distintas profundidades (30, 100, 200 y 380 cm) durante la construcción del edificio del laboratorio de gravimetría en 4 perfiles de suelo. Las muestras de uno de estos perfiles fueron analizadas en laboratorio para estimar el contenido de limo, arcilla y arena mediante un ensayo hidrométrico en el Instituto de Geomorfología y Suelos - Centro de Investigaciones en Suelos y Agua de uso agropecuario (IGS-CISAUA, UNLP). En base a estos resultados, se logró caracterizar cada muestra de suelo mediante el triángulo textural del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA, por sus siglas en inglés). Como resultado de este análisis, las muestras recolectadas a 30 y 200 cm fueron clasificadas con una textura arcillosa, mientras que las muestras de suelo a 100 y 380 cm tienen texturas limo-arcillosa y franco-arcillosa, respectivamente. Por otra parte, se estimaron las conductividades hidráulicas saturadas a partir de formulas empíricas correspondiente a cada muestra de suelo (Pendiuk 2016).

Durante las perforaciones de los pozos de monitoreo del nivel freático se realizó un ensayo de penetración estándar con una cuchara modificada de Terzagui cada 0.5 m, realizándose un muestreo continuo del perfil litológico, desde la superficie hasta los 33 m de profundidad, para determinar la secuencia y espesores de las distintas litologías atravesadas. El número de golpes necesarios para extraer una muestra de suelo de 0.5 m de espesor se muestra en las Figs. 2.2 y 2.3 (curva E.N.P.), lo cual indica el grado de dureza del perfil litológico a una determinada profundidad. Las muestras obtenidas de uno de los pozos fueron analizadas en laboratorio para determinar sus propiedades físicas y mecánicas. Con este fin, se estimó el contenido natural de humedad, los límites líquido y plástico, y la fracción de limo y arcillas de cada muestra mediante el uso de un tamiz de 74 micrones (tamiz N°200). Los resultados obtenidos a partir de los análisis de laboratorio de cada muestra de suelo, se muestran en las Figs. 2.2 y 2.3. De acuerdo a estos resultados, el perfil de suelo analizado está compuesto en su totalidad por material de textura fina, ya que la fracción de limo y arcilla, indicada por la curva verde "Pasa tamiz 200" de las Figs. 2.2 y 2.3, es mayor del 90 % para cada muestra de suelo. Las estimaciones del contenido de limo y arcilla, y de los índices de plasticidad, estimados como la diferencia entre los valores de los límites líquidos y plásticos, fueron utilizados para clasificar cada muestra de suelo según el Sistema Unificado de Casagrande (Moreno-Maroto et al. 2021). Como resultado, se identificó que todo el perfil litológico está compuesto por intercalaciones de capas con texturas arcillosa y limo-arcillosa (Figs. 2.2 y 2.3).

Los resultados de la clasificación textural del perfil litológico realizada a través de dos metodologías independientes, una hidrométrica y la otra a partir de la estimación de los parámetros físicos y mecánicos del suelo, son concordantes e indican que los suelos de AGGO están integrados por una alternancia de capas de textura limoso, limo-arcilloso y arcilloso. Estos resultados indican una variada permeabilidad en el perfil de los sedimentos Pampeano, y le asigna un carácter de acuífero multicapa.

Las texturas de suelo identificadas se caracterizan por tener valores altos de porosidad, baja permeabilidad, y por su capacidad de retener un gran volumen de agua debido a la alta tensión superficial en su espacio poral.

La determinación de las texturas del suelo permite el desarrollo de un modelo representativo de los suelos de AGGO ya que permite identificar las diferentes zonas del subsuelo. Los resultados de la caracterización del subsuelo realizada en esta Sección, permitirán estimar parámetros hidráulicos para describir el flujo de agua en las diferentes regiones del subsuelo. Estos parámetros serán utilizados en el Capítulo 6 para la realización de simulaciones numéricas del flujo de agua con el objetivo de estimar la evapotranspiración en el sitio de estudio. Además, la caracterización textural proporciona una mejor comprensión de los mecanismos de almacenamiento del agua que afectan a las observaciones gravimétricas registradas en AGGO.

2.2. Datos de humedad del suelo

La humedad del suelo (θ) es una variable de gran importancia para comprender los flujos de agua y de energía en el sistema terrestre. El monitoreo de esta variable permite mejorar los modelos y predicciones climatológicos ya que interviene en las precipitaciones, infiltración y escorrentía, las cuales dependen del estado de almacenamiento del suelo (Schaffitel et al. 2020). En el año 2004, θ fue reconocida como una de las variables climáticas esenciales, y en 2010 se la agregó en el Sistema Mundial de Observación del Clima (Ochsner et al. 2013; Brocca et al. 2017).

En el observatorio AGGO se instalaron sensores de humedad en distintos perfiles del suelo ya que las variaciones de las reservas de agua en la zona no saturada impactan en los registros de gravedad (Van Camp et al. 2006; Krause et al. 2009). Estos sensores miden de manera indirecta la humedad del suelo a partir de la estimación de la constante dieléctrica del sistema agua-suelo. Con este fin, los sensores de humedad emiten una señal electromagnética que se refleja en el sistema agua-suelo y miden el tiempo de propagación de la señal, para luego, estimar la constante dieléctrica del suelo. Los valores estimados de la constante dieléctrica son convertidos a valores de humedad a través de fórmulas empíricas, tales como las desarrolladas por Topp et al. (1980) y Ledieu et al. (1986). Las fórmulas mencionadas, deben ser calibradas en función de la textura del suelo y del grado de salinidad del agua.

En mayo del 2016, se instalaron en AGGO sensores de humedad basados en la reflectometría en el dominio del tiempo TDR (por sus siglas en inglés). Debido al alto contenido de partículas finas, característicos de los suelos de la zona de estudio, las mediciones realizadas por estos sensores resultaron inestables. Por este motivo, en marzo del 2017 se instalaron sensores SMT-100, los cuales transmiten un pulso electromagnético y miden una frecuencia oscilatoria que está directamente relacionada con el tiempo de propagación de la señal emitida. Luego, esta medición se utiliza para estimar la constante dieléctrica relativa del suelo para calcular el contenido de humedad utilizando la ecuación de Topp (Bogena et al. 2017).

Los datos de humedad del suelo en AGGO son registrados cada 15 min. La Fig. 2.4 muestra las variaciones temporales de θ a 5 cm de profundidad medida por los sensores instalados en los perfiles de suelo 11, 12, 13, 14 (P11, P12, P13, P14) (ver Fig. 1.6).

La Fig. 2.5 muestran las series temporales de θ registradas en los perfiles 9 (P9) y 10 (P10) a profundidades que varían desde los 5 cm hasta los 450 cm. Los períodos de

2.2. DATOS DE HUMEDAD DEL SUELO

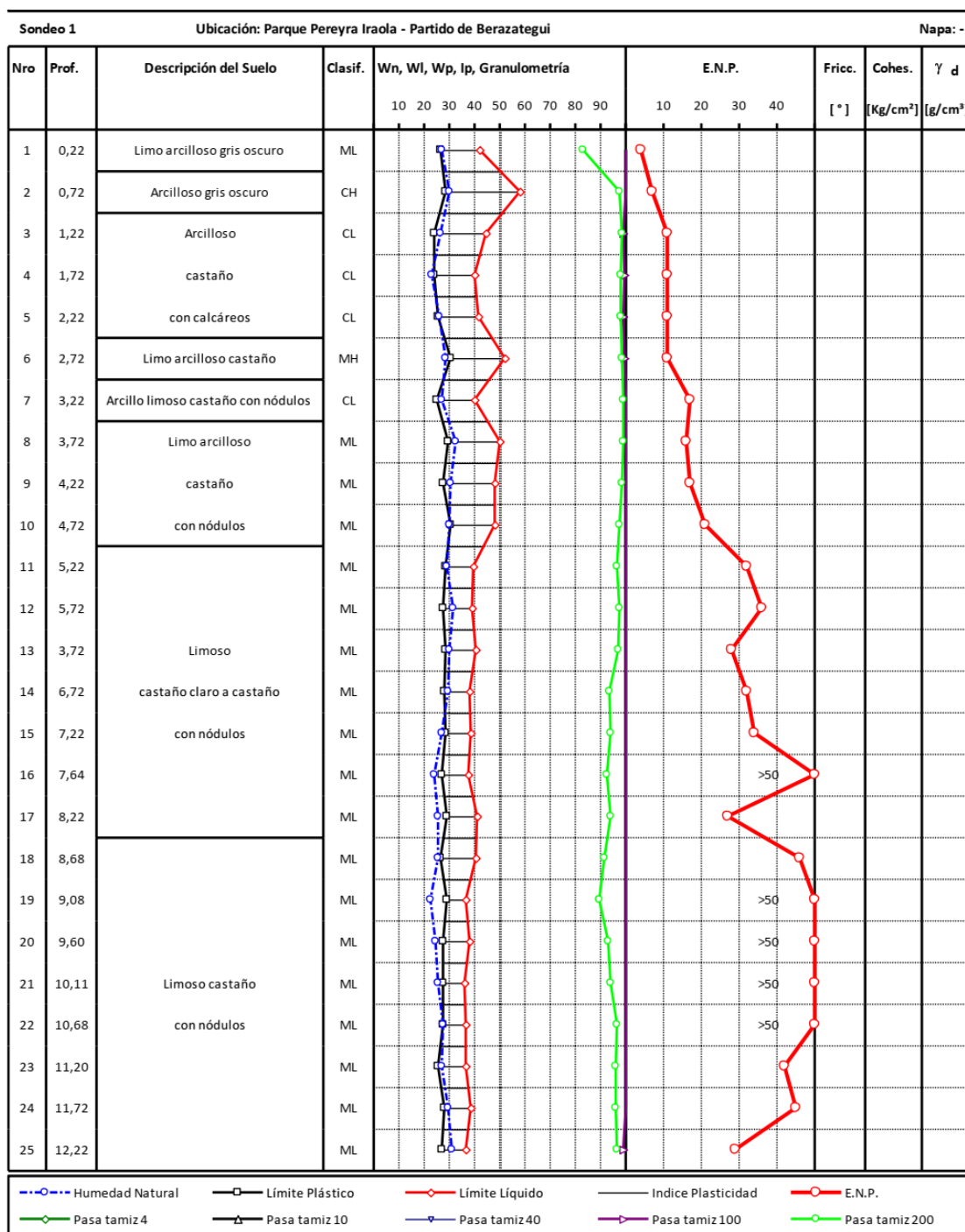


Figura 2.2. Estimaciones de los parámetros físicos y mecánicos de las muestras de suelo extraídas entre los 0 y 12.5 m de profundidad, donde se indica el contenido natural de humedad, los límites líquidos y plásticos, y la fracción de limo y arcilla (Pasa tamiz 200) de cada muestra. La curva E.N.P. indica el número de golpes requerido para extraer una muestra de suelo de 0.5 m de espesor. Extraída del informe técnico Hernández L. (2016), Perforaciones al acuífero Pampeano, pág. 15.

2.2. DATOS DE HUMEDAD DEL SUELO

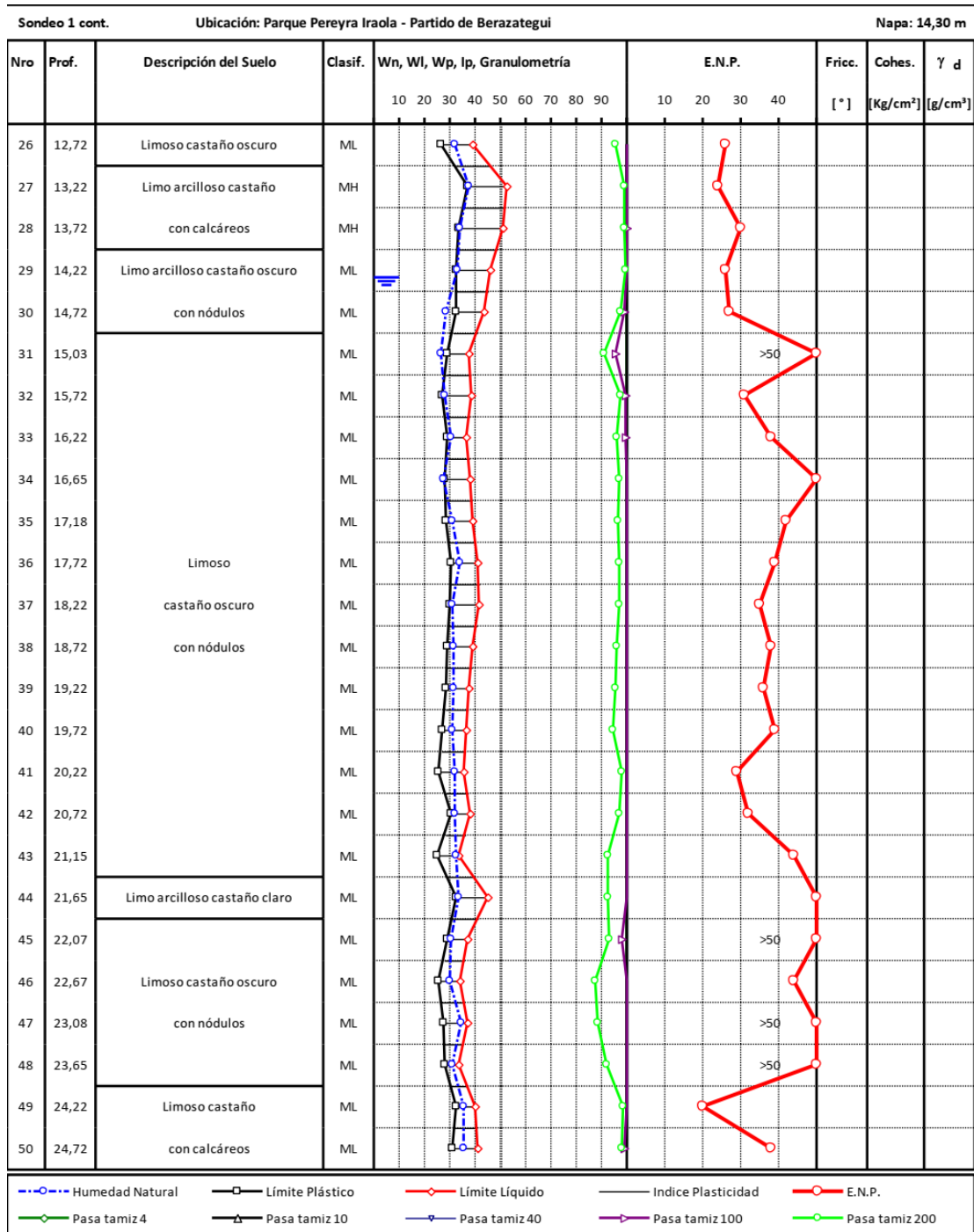


Figura 2.3. Estimaciones de los parámetros físicos y mecánicos de las muestras de suelo extraídas entre los 12.5 y 24.5 m de profundidad, donde se indica el contenido natural de humedad, los límites líquidos y plásticos, y la fracción de limo y arcilla (Pasa tamiz 200) de cada muestra. La curva E.N.P. indica el número de golpes requerido para extraer una muestra de suelo de 0.5 m de espesor. Extraída del informe técnico Hernández L. (2016), Perforaciones al acuífero Pampeano, pág. 16.

mayor humedad corresponden a los meses invernales, mientras que en los meses más cálidos los valores de θ caen notoriamente. La mayor variación en θ se observa en los sensores más someros (de 5 a 30 cm de profundidad) como respuesta a las precipitaciones y la evapotranspiración.

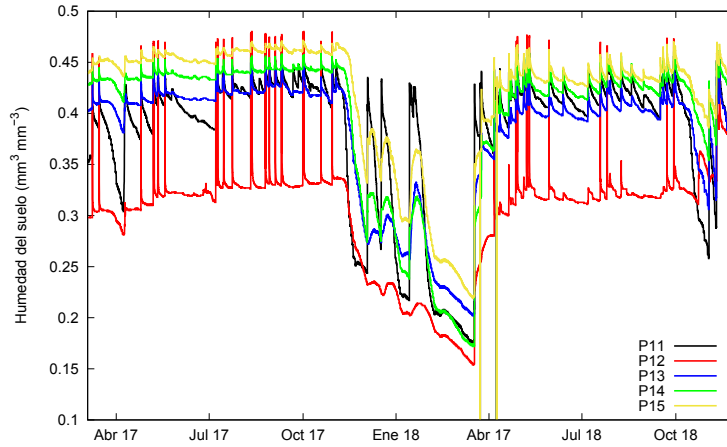


Figura 2.4. Datos de humedad del suelo a 5 cm de profundidad en 5 perfiles de suelo; el primer registro corresponde al día 4 de marzo del 2017, 16:00 h.

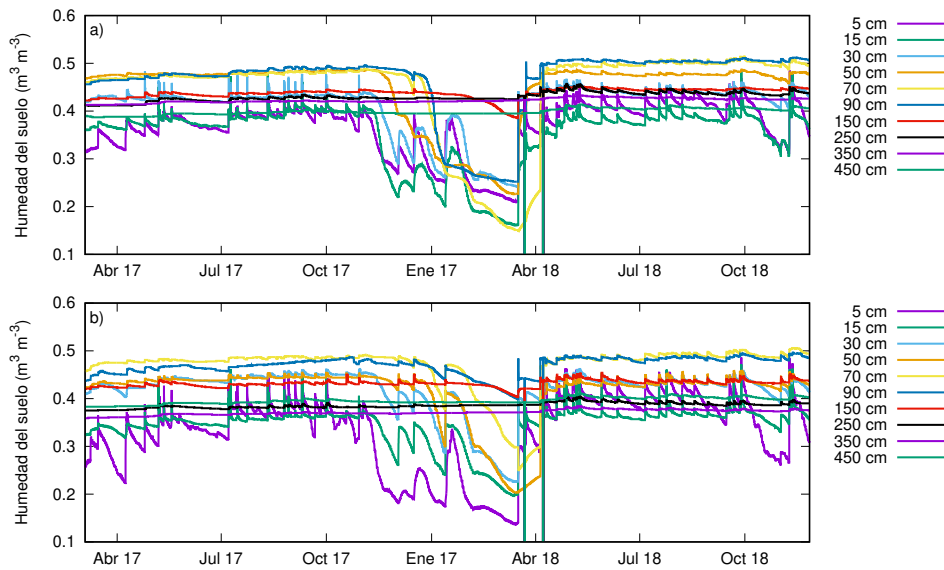


Figura 2.5. Datos de humedad del suelo a distintas profundidades en los perfiles **a)** perfil de suelo P9 y **b)** perfil de suelo P10; el primer registro corresponde al día 4 de marzo del 2017, 16:00 h.

Los datos de humedad presentados en esta Sección, serán utilizados en el Capítulo 6 para estimar las variaciones de las reservas de agua en las capas más someras de la zona no saturada del suelo, y para identificar los períodos de estrés hídrico.

2.3. Datos de precipitaciones y del nivel freático

La dinámica de las variaciones de las reservas de agua en el sitio de estudio está relacionado directamente con la intensidad y frecuencia de las precipitaciones ya que constituyen el principal ingreso de agua al sistema hidrológico. Desde un punto de vista gravimétrico, la precipitaciones producen un aumento instantáneo en la gravedad, cuya amplitud es proporcional a la intensidad del evento climatológico.

Los datos de precipitación utilizados en este trabajo de Tesis se registraron con dos pluviógrafos cercanos al laboratorio de gravimetría, a una distancia aproximada de 3 m (ver Fig. 1.6). Ambos registros se combinan para obtener como resultado una serie temporal homogénea (Mikolaj et al. 2019a). En la Fig. 2.6a se muestra la serie temporal de las precipitaciones con una resolución temporal de 1 hora, y la precipitación acumulada (P_{acum}) para cada año de observación cuyos valores son 516.1, 916.6 y 694.5 mm para los años 2016, 2017 y 2018, respectivamente. Es importante mencionar que solo se dispone de un registro de precipitaciones completo para el año 2017.

En la Fig. 2.6b se comparan las precipitaciones mensuales medidas en AGGO, y las precipitaciones medias mensuales (P_m) registradas en una estación meteorológica del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) instalada en el aeropuerto de La Plata ($-34^{\circ} 58' 28''$, $-57^{\circ} 53' 44''$) durante el período 1981-2010 (<https://www.smn.gov.ar/estadisticas>, último acceso: enero 2022). En líneas generales, las precipitaciones mensuales son menores a P_m para el primer trimestre de los años 2017-2018 y para el último trimestre de los años 2016-2017. El mes de junio es el período donde se registra la menor cantidad de precipitaciones siendo menores que P_m para el mismo mes. Por otro lado, las precipitaciones mensuales registradas en AGGO para los meses de mayo y julio son mayores a P_m .

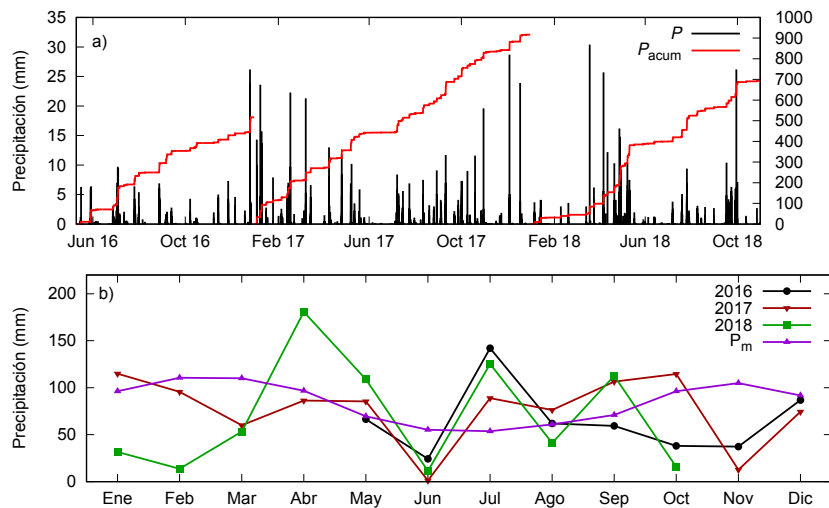


Figura 2.6. a) Registros de los eventos de precipitaciones individuales (P) y acumulados (P_{acum}) en AGGO; el primer registro corresponde al día 10 de mayo del 2016, 00:00 h. b) Comparación entre las precipitaciones mensuales registradas en AGGO y las medias mensuales (P_m) registradas en el período 1981-2010 en el aeropuerto de la ciudad de La Plata.

Los datos de precipitación serán utilizados en el Capítulo 5 para estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano y modelar los residuos gravimétricos del SG038. En el Capítulo 6, las series temporales de la precipitación se utilizarán para resolver la ecuación de balance hidrológico con el objetivo de estimar la evapotranspiración en el sitio de estudio.

En el observatorio AGGO se perforaron dos pozos de monitoreo del nivel freático (gw1 y gw2) hasta los 33 m de profundidad. La base del pozo se corresponde aproximadamente con la base del acuífero Pampeano. El radio de los pozos es de 5 cm y la distancia entre ellos es de 3.15 m (ver Fig. 1.6). Las características estructurales del pozo gw1 se muestran en la Fig. 2.7, donde se observa que la cañería con ranuras comienza a los 15 metros de profundidad hasta la base de la perforación. El pozo gw1 se ubica a una distancia de 5 metros del gravímetro superconductor SG038. En cada pozo se instaló un transductor de presión de la marca OTT PLS en mayo del 2016 para registrar las variaciones del nivel freático en tiempo real.

La Fig. 2.8 muestra los datos del nivel freático registrados en los pozos gw1 y gw2. Como consecuencia de que la topografía de sitio de estudio es plana y que la distancia entre los pozos es pequeña, no se observan diferencias entre los valores de la posición del nivel freático. Las series temporales registradas por los transductores de presión muestran una clara componente estacional en las fluctuaciones del nivel freático con amplitudes de aproximadamente 1 m. Los niveles de agua aumentan en los meses más fríos del año alcanzando su valor máximo en noviembre, y descienden en los períodos más cálidos alcanzando su valor mínimo en marzo.

Los registros del nivel freático serán utilizados para estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano a través de un modelo hidrogravimétrico en el Capítulo 5, y para calcular las variaciones de las reservas de agua en la zona no saturada en el Capítulo 6. Además, los pozos gw1 y gw2 serán utilizados para la realización de un ensayo de bombeo de larga duración (Sección 2.5).

2.4. Cálculo de la evapotranspiración de referencia

La evapotranspiración (ET) es la combinación de dos procesos diferentes: la evaporación y la transpiración (Allen et al. 2011). Por un lado, la evaporación es el proceso físico en el que el agua pasa del estado líquido al gaseoso. La evaporación se produce tanto desde el suelo y la superficie cubierta por la vegetación, como desde la superficie de cuerpos de agua (lagos, embalses, etc). Por otro lado, la transpiración es el fenómeno biológico por el cual las plantas transfieren agua hacia la atmósfera. Una fracción del agua absorbida por las raíces de las plantas es utilizada para su desarrollo y el resto se pierde por transpiración a través de los estomas. Por lo tanto, la ET representa el agua removida desde el suelo y la vegetación hacia a la atmósfera. Este parámetro resulta fundamental para distintos campos de investigación tales como la climatología, hidrología, agronomía y ecología (Domingo et al., 2003). Desde el punto de vista gravimétrico, la ET puede perturbar la gravedad con períodos subdiarios (Carrière et al. 2021).

Una alternativa práctica para estimar la ET , es mediante el cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_0), la cual se define como la máxima cantidad de agua

2.4. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA

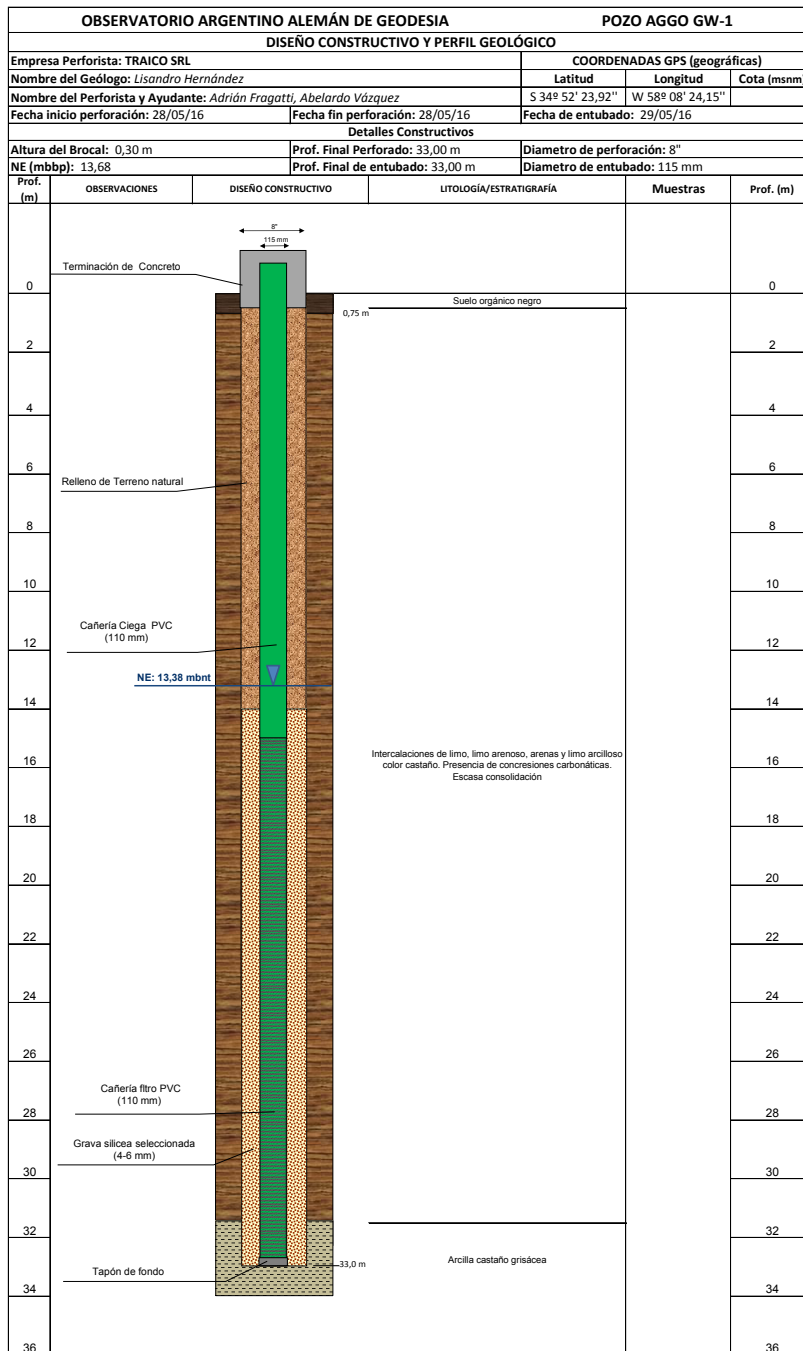


Figura 2.7. Estructura del pozo gw1. Extraída del informe técnico Hernández L. (2016), Perforaciones al acuífero Pampeano, pág. 11.

que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de una pastura, que se desarrolla en óptimas condiciones, y sin limitaciones en la disponibilidad de agua (Allen

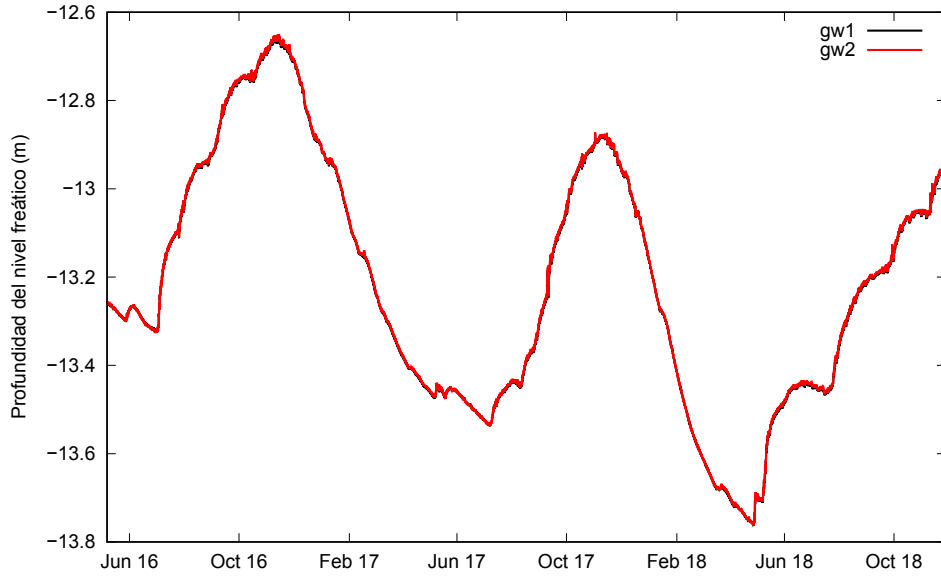


Figura 2.8. Series temporales de la posición del nivel freático en los pozos gw1 y gw2; el primer registro corresponde al día 7 de mayo del 2016, 16:00 h.

et al. 1998). Generalmente, la ET_0 se asocia a gramíneas o alfalfa de entre 8 y 15 cm de altura como cultivos de referencia. Es importante remarcar que el concepto de evapotranspiración de referencia se utiliza para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de riego. Además, ET_0 es un parámetro de interés en la clasificación climática de los diferentes ambientes, al permitir la identificación de períodos de déficit o exceso hídrico.

El modelo globalmente recomendado y más aceptado para la estimación de la ET_0 es el de FAO56 Penman-Moenteith (FAO56-PM) (Allen et al. 1998). Este modelo tiene bases físicas sólidas y estima ET_0 mediante variables meteorológicas incorporando explícitamente parámetros fisiológicos y aerodinámicos. Además, es el modelo de referencia para calibrar otras ecuaciones empíricas que estiman la ET_0 (Farzanpour et al. 2019). La fórmula FAO56-PM tiene la siguiente expresión:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma\left(\frac{900}{T+273}\right)u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}, \quad (2.1)$$

donde Δ es la pendiente de la curva de la tensión de vapor saturante ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n es el flujo de radiación neta en la superficie ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), G es el flujo térmico del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T es la temperatura del aire ($^\circ\text{C}$), u_2 es la velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1}), y e_s y e_a son la tensión de vapor saturado y actual (kPa), respectivamente.

Las componentes de las Ec. (2.1) fueron calculadas a partir de las mediciones de las variables meteorológicas (radiación solar, temperatura y humedad del aire, velocidad del viento) registradas por la estación meteorológica instalada en AGGO a 5 metros del gravímetro superconductor SG038 (ver Fig. 1.6). La temperatura del aire (T) y la velocidad del viento a 2 m de altura (u_2) son medidas de forma directa por el instrumental instalado en la estación meteorológica. El flujo de radiación neta (R_n) es

2.4. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA

estimado como la diferencia entre la radiación de onda corta y larga registrados por un piranómetro y pirgeómetro, respectivamente. La pendiente de la curva de la tensión de vapor saturado Δ se estima en función de la temperatura diaria media del aire (T_m) mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta = \frac{4098(0.6108e^{\frac{17.27T_m}{237.3+T_m}})}{(237.3 + T_m)^2}. \quad (2.2)$$

La constante psicrométrica se estima a partir de mediciones de la presión atmosférica (P_a) como $\gamma = 6.66 \times 10^{-4}P_a$. A diferencia de las demás variables meteorológicas, la presión atmosférica es monitoreada por un sensor instalado en el laboratorio de gravimetría. La tensión de vapor saturante está relacionada con la temperatura del aire mediante $e_s = 0.6108e^{\frac{17.27T_m}{237.3+T_m}}$, mientras que la tensión de vapor actual (e_a) depende de la temperatura mínima ($T_{mín}$) y máxima ($T_{máx}$) diaria del aire, y de la humedad relativa diaria máxima ($HR_{máx}$) y mínima ($HR_{mín}$) como:

$$e_a = \frac{0.6108e^{\frac{17.27T_{mín}}{237.3+T_{mín}}} \left(\frac{HR_{máx}}{100}\right) + 0.6108e^{\frac{17.27T_{máx}}{237.3+T_{máx}}} \left(\frac{HR_{mín}}{100}\right)}{2}. \quad (2.3)$$

En la Fig. 2.9 se muestra la ET_0 estimada mediante la Ec. (2.1) en AGGO, donde se observa claramente una componente estacional. Como era de esperar, ET_0 alcanza sus valores máximos en los meses de diciembre-enero (verano), mientras que sus valores mínimos se observan en junio-julio (invierno).

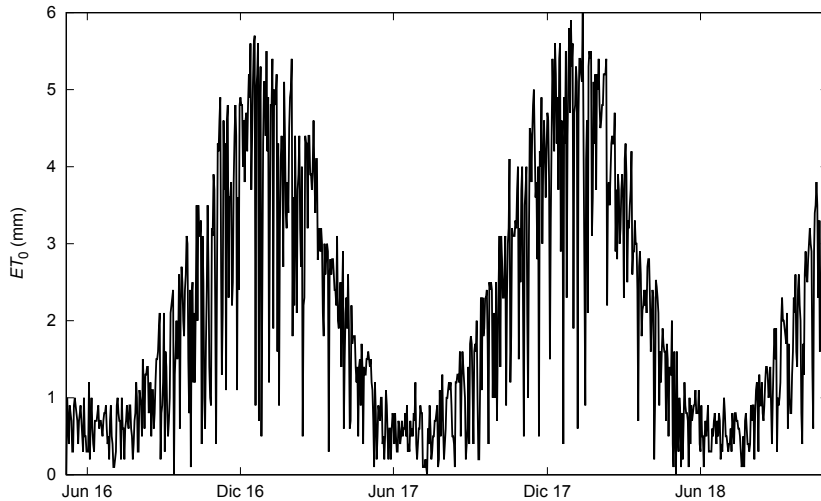


Figura 2.9. Evapotranspiración de referencia ET_0 (mm) estimada con las variables meteorológicas registradas en AGGO; el primer registro corresponde al día 9 de mayo del 2015, 00:00 h.

La superficie del observatorio AGGO está cubierta por una pastura natural de poca altura, y el predio está rodeado por eucaliptos. Los datos de ET_0 en la Fig. 2.9 solo son representativos para superficies cubiertas por pastura. Para determinar la cantidad de agua que podría evapotranspirar la superficie cubierta por eucaliptos en condiciones óptimas, debe multiplicarse a ET_0 por un parámetro denominado coeficiente de cultivo

(k_c). Como resultado de esta operación se obtiene la evapotranspiración potencial o de cultivo (ET_p) para una superficie cubierta por eucaliptos. Es importante remarcar que ET_0 es un indicador de la demanda atmosférica de agua, mientras que el valor de k_c varía en función de las características particulares del cultivo (Sánchez y Carvacho 2011). Además, para gramíneas el valor de k_c suele ser aproximadamente 1, y por lo tanto es indistinto utilizar el término ET_0 ó ET_p para este tipo de cultivos.

Los valores de ET_0 calculados con la Ec. (2.1), serán utilizados en el Capítulo 6 para estimar la evapotranspiración real mediante un modelo numérico y para identificar períodos de déficit hídrico.

2.5. Ensayo de bombeo en el predio de AGGO

En esta sección, se presentan los resultados obtenidos de un ensayo de bombeo de larga duración realizado en el acuífero Pampeano en el predio del observatorio AGGO. La realización de ensayos de bombeo en acuíferos libres para estimar el almacenamiento específico son poco frecuentes en nuestro país ya que requieren tareas de mayor complejidad, tanto en el campo como en los métodos de estimación de los parámetros hidrológicos. El ensayo de bombeo comenzó el día lunes 15 de mayo del 2017 y tuvo una duración de 55 horas y 45 minutos. Para la planificación y ejecución del ensayo de bombeo, se siguió el protocolo sugerido por Kruseman y Ridder (1994). El objetivo principal del ensayo fue la estimación del rendimiento específico y la conductividad hidráulica del acuífero Pampeano para ser utilizado con fines hidrogeofísicos. En particular, el rendimiento específico resulta de importancia para corregir datos de gravedad de alta precisión por las redistribuciones de masa producidas por las variaciones del nivel freático.

2.5.1. Ensayo de bombeo a caudal constante

La caracterización hidráulica de los acuíferos es una tarea fundamental para planificar estrategias sustentables del manejo del agua. Una de las técnicas hidrológicas clásicas y más utilizadas para caracterizar un acuífero, es el ensayo de bombeo a caudal constante. Este test se basa en analizar la respuesta de una formación acuífera a la explotación de agua mediante una bomba, y a partir del monitoreo de los niveles, determinar las propiedades hidráulicas. El método más común consiste en extraer un volumen constante de agua y medir los descensos del nivel freático en uno o más pozos de monitoreo en distintos intervalos de tiempo. Los ensayos de bombeo permiten estimar los parámetros hidráulicos de un acuífero (libre, confinado o semi-confinado), tales como su coeficiente de almacenamiento específico (S_s), la transmisividad (T) y el rendimiento específico (S_y). El agua extraída debe ser drenada a una distancia lejana de los pozos para evitar que se recargue el acuífero en la zona de influencia, y de esta manera no perturbar las mediciones de los descensos. Una vez finalizado el ensayo de bombeo, los niveles de agua comienzan a recuperar sus posiciones previas al inicio del test hidráulico. Esta recuperación se realiza a ritmo constante y también dependerá de las propiedades hidráulicas del acuífero.

2.5.2. Etapas del ensayo de bombeo en un acuífero libre

Cuando un acuífero libre es sometido a un bombeo de larga duración, la curva de descensos medida en un pozo monitor suele presentar tres etapas bien diferenciadas (Fetter, 2001). En la primera etapa, los descensos son rápidos y originados por la respuesta elástica del acuífero (Fig. 2.10). La superficie freática desciende, pero los poros de la zona capilar se mantienen saturados por agua. Esto se debe a que la superficie freática desciende tan rápido que la zona capilar no la puede acompañar. La extracción del agua por la respuesta elástica del acuífero puede durar unos pocos minutos. A medida que el test hidráulico continua, el agua que satura los poros por encima de la superficie freática comienza a descender lentamente por gravedad alimentando el caudal bombeado. Como consecuencia, la curva de descensos se aplana ya que la superficie freática desciende a una tasa más lenta. Este fenómeno se lo conoce como drenaje diferido y puede durar horas o días (Batu, 1998). En esta fase se observa una componente vertical del flujo de agua. Por último, en la tercera etapa la tasa de evolución de los descensos vuelve a aumentar al finalizar el drenaje diferido. Estos descensos se producen por el vaciamiento del espacio poral del acuífero. Alcanzar esta etapa es fundamental para lograr una estimación realista del rendimiento específico (S_y) y es la principal razón por la cual un ensayo de bombeo en un acuífero libre debe planificarse con una duración mayor a 24 horas. En la Fig. 2.10 se pueden distinguir las tres etapas característica de la curva de descensos observadas en un bombeo de un acuífero libre.

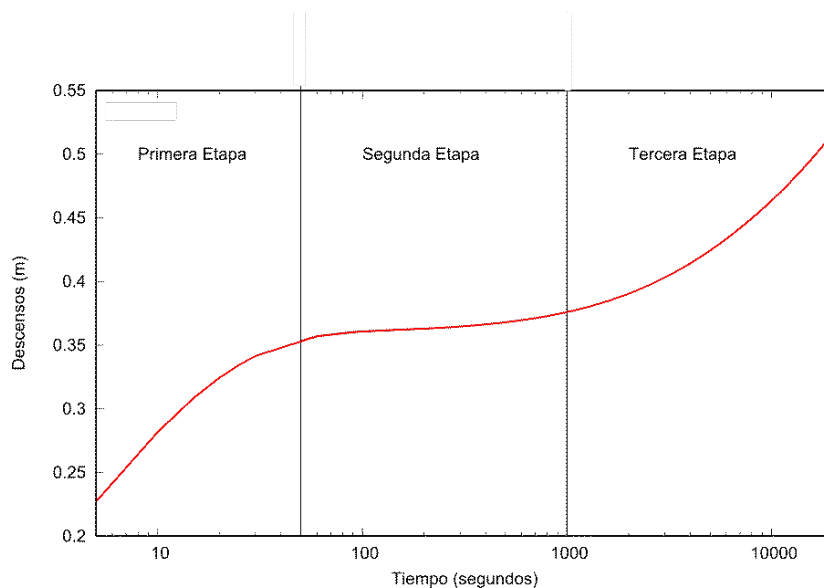


Figura 2.10. Curva de descensos simuladas en un pozo monitor donde se logra identificar las tres etapas características.

2.5.3. Modelos de flujo de agua radial hacia un pozo

En los últimos 70 años se han desarrollado numerosos modelos para estimar las propiedades hidráulicas de un acuífero libre a partir de un ensayo de bombeo. Dentro de los modelos más aceptados y utilizados en aplicaciones prácticas, se encuentran los

desarrollados por Boulton (1954), Neuman (1972), Moench (1997) y Mathias y Butler (2006).

El modelo de Boulton (1954) asume que el agua es liberada desde el almacenamiento en la zona no saturada de forma gradual debido a una capa de baja permeabilidad por encima de la superficie freática. Este fenómeno ocurre exponencialmente en función del tiempo en respuesta a un descenso unitario del nivel freático. Con tal fin, Boulton modela el drenaje diferido mediante una integral de convolución introduciendo una constante de drenaje empírica γ denominada índice de retraso. Además, demostró que el drenaje diferido comienza a ser despreciable cuando el tiempo de bombeo de agua es igual al valor de γ^{-1} .

El modelo de Neuman (1972) considera un drenaje instantáneo de la zona no saturada en respuesta a los descensos del nivel freático considerando que la respuesta diferida del acuífero es causada por el movimiento físico del nivel freático. Este modelo considera un acuífero libre como compresible y el nivel freático como una condición de borde móvil. En algunas ocasiones, este modelo subestima el valor del rendimiento específico (Nwankor et al. 1984).

Moench (1997) combinó los modelos de Boulton y Neuman consiguiendo un mejor ajuste de la curva de los descensos observados. En el modelo de Moench, se implementa una condición de borde del nivel freático que contenga la integral de convolución del drenaje diferido desarrollada por Boulton (1954). Además, Moench (2001) mejoró los ajustes de los descensos observados utilizando hasta 3 índices de retraso (γ). Este modelo contempla un drenaje gradual desde la zona no saturada mediante la utilización de los índices de retraso.

Los modelos anteriores no consideran el drenaje diferido de la zona no saturada de forma implícita. Una alternativa a estas soluciones, es incorporar el flujo de la zona no saturada explícitamente. Para ello, el nivel freático se lo considera interno al dominio de simulación y deja de ser una condición de borde. Mathias y Butler (2006) resuelven las ecuaciones que describen el flujo de la zona no saturada de forma numérica utilizando el modelo constitutivo de Gardner (1958). El nivel freático es tratado como un borde fijo donde se desacoplan las soluciones del flujo de la zona no saturada y saturada.

A pesar de los avances en esta materia, todavía se encuentran discrepancias entre las curvas de descensos teóricos y observadas. Esto se debe a que los modelos mencionados se basan en que los acuíferos son homogéneos e isotrópicos, condiciones que no siempre se cumplen.

2.5.4. Instrumental utilizado

Para la realización del ensayo de bombeo se utilizó una bomba sumergible Grundfos (motor y cuerpo) de 1,5 HP de potencia perteneciente a la Cátedra de Hidrología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM, UNLP) (Fig. 2.11). La bomba se instaló en el pozo gw1 (pozo de bombeo) a una profundidad de 26 m, ya que la posición inicial de la superficie freática se encontraba a los 13.8 m.

Las mediciones del descenso del nivel de freático en el pozo monitor (gw2) y en el de bombeo (gw1) se realizaron de forma manual y remota. Con este fin se utilizó una sonda manual de nivel de agua, 2 transductores de presión o mini-divers de la marca Schlumberger, un baro diver y 2 divers OTT PLS previamente instalados en

los pozos. La resolución temporal de los mini-divers fue fijada en 1 segundo, mientras que la frecuencia de muestreo para los diver OTT PLS fue de 15 minutos. En el pozo de bombeo el diver OTT PLS se instaló a una profundidad de 24 m, mientras que el mini-diver a 20 m. Por otro lado, en el pozo monitor el diver OTT PLS se instaló a los 18 m y el mini-diver a 16 m de profundidad. Las profundidades de los sensores se eligieron para asegurar que durante todo el ensayo siempre exista una columna de agua por encima de los transductores de presión. Para verificar la exactitud de las mediciones de los transductores de presión, se realizaron mediciones puntuales cada 3 horas con la sonda manual de nivel.



Figura 2.11. Bomba Grundfos, sonda manual utilizada para monitorear los descensos y brocal del pozo de bombeo.

2.5.5. Datos del ensayo de bombeo

Durante las primeras dos horas del ensayo de bombeo las variaciones en la posición del nivel freático se midieron con los transductores Schlumberger, mientras que los transductores OTT registraron los descensos durante todo el test. Los descensos medidos con los distintos transductores de presión se uniformizaron para llevarlos a la misma escala temporal y cota inicial. En la Fig. 2.12 se muestran las curvas de descensos, tomando como referencia la posición inicial del nivel freático ($s = 0$ m). Se observa claramente la finalización del bombeo ($t = 3345$ min, 55 horas aproximadamente) dando lugar a la recuperación de los niveles de agua. Se decidió finalizar el ensayo de bombeo a las 55 horas de su inicio debido a inclemencias climáticas. El pronóstico del tiempo indicaba precipitaciones para las próximas horas, las cuales podrían recargar el acuífero y generar perturbaciones en las mediciones de los niveles de agua.

En la curva de descensos observada (Fig. 2.12) se logra identificar las 3 etapas características descritas en la Sección 2.5.2. La tercer etapa comienza a los 180 minutos aproximadamente, indicando el cese del drenaje diferido desde la zona no saturada.

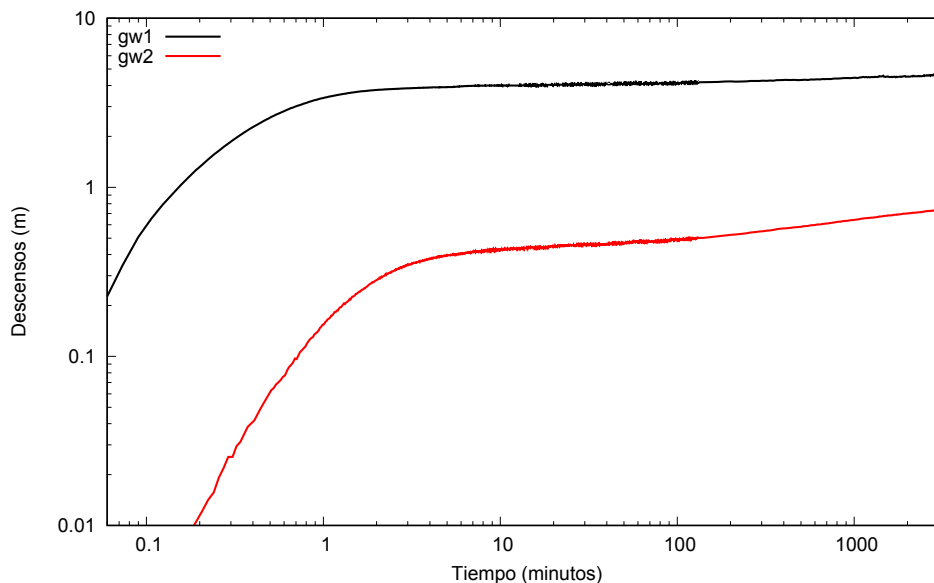


Figura 2.12. Curva de descensos observadas en los pozos de bombeo (gw1) y monitor (gw2) durante el ensayo de bombeo.

2.5.6. Mediciones del caudal

Las mediciones de caudal (Q) o aforos es un aspecto importante para la correcta aplicación del método, ya que se lo asume constante. Si esta condición no se cumple, los datos obtenidos no serían confiables y conducirían a una interpretación errónea de los resultados del ensayo. Las mediciones de Q se realizaron en forma manual utilizando un recipiente plástico de 65 litros (Fig. 2.13). En este sentido, se cronometró el tiempo necesario para llenarlo con el agua bombeada y luego se estimó el caudal en $\text{m}^3 \text{h}^{-1}$. Con el fin de reducir el error de medición, se realizaron 3 estimaciones consecutivas de Q que fueron promediadas. Los aforos se realizaron con un intervalo de tiempo de 3 horas aproximadamente. En la Fig. 2.14 se ilustran los valores medidos tomando como referencia ($t = 0$) el tiempo de inicio del ensayo.

En la Tabla 2.1 se listan los valores de los caudales inicial ($Q_{inicial}$), mínimo ($Q_{mínimo}$), máximo ($Q_{máximo}$) y medio (Q_{medio}) medidos durante el ensayo. A partir del análisis de estos valores se observa que las fluctuaciones del Q durante todo el ensayo son menores al 10% del caudal inicial. Por lo tanto, puede asumirse que para todo el experimento Q fue aproximadamente constante y su valor medio ($6.1 \text{ m}^3 \text{h}^{-1}$) será utilizado para realizar la interpretación de los datos observados.

Caudal (Q)	Medición ($\text{m}^3 \text{h}^{-1}$)
$Q_{inicial}$	6.1
$Q_{mínimo}$	5.9
$Q_{máximo}$	6.3
Q_{medio}	6.1

Tabla 2.1. Valores del caudal (Q).



Figura 2.13. Medición manual del caudal bombeado utilizando un recipiente plástico de 65 litros.

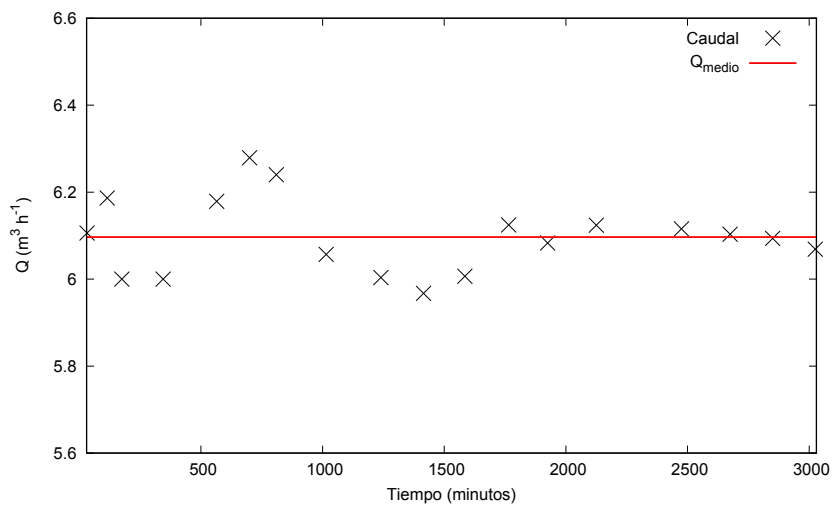


Figura 2.14. Mediciones del caudal Q ($\text{m}^3 \text{h}^{-1}$) en función del tiempo y caudal medio Q_{medio} .

2.5.7. Resultados

El ensayo de bombeo comenzó el día lunes 15 de mayo del 2017 y tuvo una duración de 55 horas 45 minutos. La profundidad inicial del nivel freático era de 13.8 m. El agua

extraída se descargó a una distancia de 130 m aproximadamente del pozo de bombeo, coincidiendo con la dirección de la máxima pendiente del terreno con el fin de evitar interferencias con los datos registrados durante el ensayo. Con respecto a la planificación del test hidráulico y la adquisición de los datos, se siguió el procedimiento detallado por Krauseman y Ridder (1994).

Para la interpretación de los datos registrados se utilizó el programa WTAQ (Barlow y Moench, 1999) desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Este programa calcula la curva de descensos teórica producida por un bombeo a caudal constante utilizando diferentes modelos semi-analíticos que describen el flujo de agua en la zona saturada hacia el pozo de bombeo. El programa permite estimar los parámetros hidráulicos de un acuífero comparando la curva de descenso observada con la teórica para acuíferos libres o confinados. Además, WTAQ considera los efectos de las características constructivos de los pozos sobre los descensos, tales como el almacenamiento de los pozos en función de sus diámetros, el efecto piel producido por material de baja permeabilidad en la interfaz entre las rejillas del pozo y el acuífero, y la componente de flujo vertical originada cuando los pozos no penetran todo el espesor del acuífero. Una de las características más importantes es que permite modelar el efecto del flujo de la zona no saturada considerándolo como un drenaje instantáneo o diferido.

Los modelos para estimar las propiedades hidráulicas del acuífero Pampeano son los de Neuman, Moench, y el de Mathias y Butler (M-B) descritos en la Sección 2.5.3. Estos modelos permiten estimar el rendimiento específico (S_y), el almacenamiento específico (S_s) y las conductividades hidráulicas saturadas horizontal (K_r) y vertical (K_z) del acuífero. Para las estimaciones de los parámetros hidráulicos se compararon las curvas de descensos teóricos calculadas por los tres modelos mencionados, con la curva de descensos observados. El programa WTAQ fue adaptado para estimar los parámetros hidráulicos mediante el método de búsqueda exhaustiva (Sen y Stoffa 2013). Los ajustes logrados entre las curvas se muestran en la Fig. 2.15, mientras que los valores estimados de los distintos parámetros hidráulicos se listan en la Tabla 2.2.

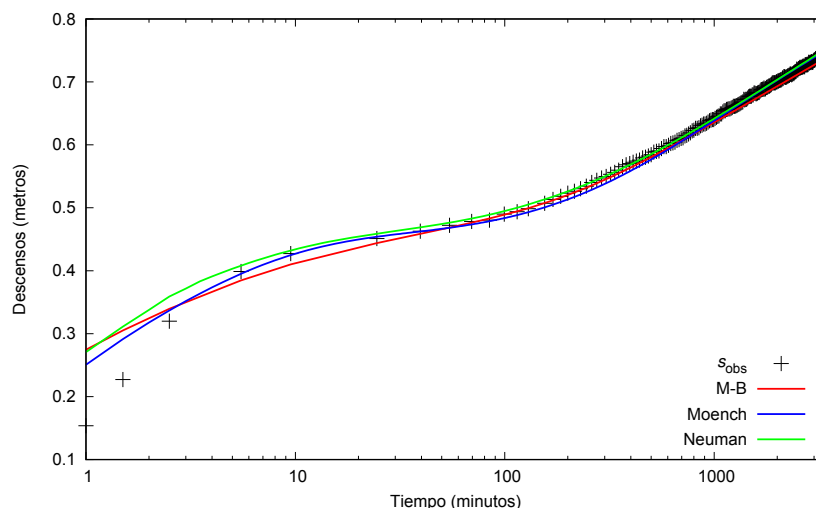


Figura 2.15. Comparación entre las curvas de descensos observada s_{obs} (m) y teóricas de Moench, Neuman y M-B calculadas con el programa WTAQ.

Método	K_r (m día ⁻¹)	K_z (m día ⁻¹)	S_s (m ⁻¹)	S_y (-)	RMS (m)
Neuman	6.9	0.6	3×10^{-5}	0.02	5.2×10^{-4}
Moench	7.2	3.3	7×10^{-5}	0.095	5.1×10^{-2}
M-B	7.7	0.8	3×10^{-5}	0.1	4.4×10^{-4}

Tabla 2.2. Parámetros hidráulico del acuífero Pampeano estimados mediante el ensayo de bombeo.

Como se observa en la Tabla 2.2, los valores estimados de S_y para los modelos de Moench, y M-B son similares, mientras que el estimado por el modelo de Neuman es menor a los anteriores a pesar de haberse realizado un ensayo de bombeo de larga duración tal como se recomienda en Nwankwor et al. (1984). Este resultado destaca la importancia de considerar el drenaje diferido desde la zona no saturada durante el bombeo de agua en un acuífero libre cuando se analizan e interpretan las curvas de descensos observadas.

El análisis de los descensos medidos durante el ensayo de bombeo también permitió estimar la conductividad hidráulica saturada del acuífero Pampeano en sus componentes horizontal y vertical. Con respecto a las estimaciones de K_r , se obtuvieron valores similares para los tres modelos y se encuentran dentro del rango de valores esperado para el acuífero Pampeano (Auge 2005). Por otro lado, los valores estimados para K_z son diferentes para los tres modelos (ver Tabla 2.2). Estas discrepancias se deben a las distintas estrategias empleadas en cada modelo para simular el flujo de la zona no saturada inducido por el bombeo de agua en un acuífero libre durante la segunda etapa.

Notar que los valores estimados de K_r son mayores a los de K_z para los tres modelos. Este resultado es esperable para perfiles litológicos estratificados horizontalmente con ausencia de macroporos. Como se describió en la Sección 2.1, el perfil hidrológico de la zona de estudio esta compuesta por capas horizontales de limo y arcillas que pueden poseer distintos comportamientos hidráulicos. Debido a la baja conductividad hidráulica característica de estas texturas, el flujo vertical de agua puede ser retardado por la estratificación del perfil hidrológico, mientras que el flujo horizontal puede ocurrir fácilmente a través de cualquiera de las capas (Keith y Mays 2004).

De acuerdo a Kruse y Zimmermann (2002) resultan escasos los datos hidrométricos históricos (superficiales y subterráneos) que permitan avanzar en una cuantificación más precisa de los fenómenos hidrológicos en la llanura Pampeana. En particular, no son frecuentes la realización de trabajos para la caracterización del drenaje diferido del acuífero Pampeano. Por lo tanto, los resultados presentados en este Capítulo tienen una contribución valiosa al conocimiento de la zona de estudio. Estos resultados, permiten realizar el análisis de la recarga del acuífero, el diseño de planes sustentables del manejo del agua, o analizar la vulnerabilidad del acuífero Pampeano a la contaminación. Además, los parámetros estimados, principalmente S_y , son usualmente requeridos para realizar simulaciones numéricas del flujo de agua.

Las determinaciones del S_y realizadas mediante los modelos de Moench y M-B, serán utilizados para contrastar la estimación de este parámetro hidrológico mediante un modelo hidrogravimétrico en el Capítulo 5. Los resultados del ensayo de bombeo

fueron publicados en los trabajos de Pendiuk et al. 2018 y Mikolaj et al. 2019.

Capítulo 3

Variaciones temporales de gravedad

En el presente Capítulo se abordan conceptos teóricos de gravimetría y se presentan los datos utilizados en las aplicaciones hidrológicas. Se describe brevemente al gravímetro superconductor de AGGO, del cual se obtienen los residuos gravimétricos utilizado en este trabajo de Tesis. Finalmente, se enumeran los diferentes fenómenos geodinámicos que afectan a las mediciones de gravedad, y las metodologías utilizadas para remover sus efectos en la señal gravimétrica registrada en el observatorio AGGO.

3.1. Introducción

La aceleración que experimenta un elemento de masa en la superficie de la Tierra tiene dos componentes principales. Una de las componentes es debida a la aceleración newtoniana o gravitacional originada por la masa del planeta y de otros cuerpos celestes. La segunda componente es originada por la aceleración centrífuga debida a la rotación de la Tierra en sentido perpendicular al eje de rotación cuya magnitud depende de la latitud de la estación de observación. Por lo tanto, el termino genérico de aceleración de la gravedad o simplemente gravedad (g), hace referencia a la combinación de estas dos aceleraciones.

La gravedad no es constante en la superficie del planeta ya que su magnitud varía en tiempo y espacio. Las variaciones espaciales en g se originan por la latitud, altitud y las inhomogeneidades en la densidad en el interior terrestre (Turcotte y Schubert, 2002). El efecto gravimétrico de la latitud se origina por la diferencia de la aceleración centrífuga debido a la rotación de la Tierra y al achatamiento del planeta en los polos. La gravedad es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre el centro de masas de la Tierra y el punto de observación, por lo cual, una variación en la altitud corresponde a un cambio en la distancia al centro de masas de la Tierra provocando un cambio en la gravedad. La topografía también tiene un efecto sobre las mediciones de gravedad, ya que además de un cambio de altitud, también determina la masa total de la roca debajo del gravímetro. Cuando se corrigen los efectos mencionados de las observaciones de gravedad, se obtienen las anomalías gravimétricas generadas por las variaciones laterales de densidad en el subsuelo. Es importante aclarar que el término de anomalía gravimétrica se refiere a diferencias entre el valor observado de gravedad sobre el geoide o reducida a la mencionada superficie equipotencial, y un modelo teórico

de referencia, en este caso el campo de gravedad normal de la Tierra (Crossley et al. 2013). Frecuentemente, estas anomalías son los objetivos principales en las campañas gravimétricas para la caracterización geológica de un sitio de interés (Reynolds 1997).

Como se mencionó en el Capítulo 1, las mediciones de la gravedad están afectadas por diferentes fenómenos geodinámicos, como las mareas terrestres y oceánicas, cambios en la presión atmosférica, variaciones en los parámetros de rotación terrestre o redistribuciones de masas hidrológicas. A partir del análisis de las variaciones temporales de la gravedad y las fuentes que las originan, se puede obtener información de las deformaciones de la Tierra sólida y la distribución de masas en su interior o sobre su superficie. Por ejemplo, mediante el análisis de mareas terrestres y oceánicas se pueden determinar los parámetros elásticos de la Tierra (Crossley et al. 2013). Además, un correcto modelado permite remover el efecto de las mareas en otros tipos de datos geofísicas como en las observaciones GNSS (Agnew 2013). El análisis de las variaciones temporales de la gravedad también permiten analizar el comportamiento viscoelástico del manto a través del estudio del rebote postglacial o determinar las desviaciones del modelo elástico de la Tierra a través del movimiento del polo y las oscilaciones libres de la Tierra, entre otras aplicaciones (Hinderer et al. 2015).

Desde un punto de vista hidrogravimétrico, la redistribución de masas de agua producida por las precipitaciones, variaciones de la humedad del suelo y de las reservas de los acuíferos afectan los registros de gravedad con amplitudes estacionales en el rango de 30 a 100 nm s^{-2} (Crossley et al. 2013). Los efectos hidrológicos pueden dividirse en efectos locales ($<10\text{km}$) y globales ($>10\text{ km}$) (Longuevergne et al. 2009) siendo los efectos hidrológicos locales los que tienen un mayor efecto en la señal gravimétrica (van Camp et al. 2006; Naujoks et al. 2010). Ambos efectos contribuyen a las variaciones de la gravedad debido a la atracción newtoniana generada por la redistribución de las masas de agua. Además, la componente hidrológica global afecta los registros gravimétricos al deformar elásticamente la corteza terrestre debido al fenómeno de carga superficial. La componente hidrológica global en la gravedad puede ser modelada a partir de la implementación de modelos hidrológicos globales y las funciones de Green, que representan la respuesta elástica de la Tierra en función de la distancia angular entre un punto de observación y el punto de aplicación de la carga (Farrel et al. 1972; Neumeyer et al. 2008).

En el presente trabajo de Tesis, se analizan los efectos gravimétricos producidos por la redistribución local de masas de agua. Estos efectos tienen períodos sub-diarios a anuales, con amplitudes que pueden alcanzar los 100 nm s^{-2} (Fig. 1.1). El radio de influencia y la amplitud de los efectos gravimétricos locales dependerán de la variabilidad topográfica del sitio de estudio y de las dimensiones del edificio donde se instale el gravímetro superconductor. Por un lado, la topografía determina la distribución de las masas hidrológicas en el terreno y su influencia en las variaciones de las reservas en la gravedad. Por el otro, el edificio donde se instale un gravímetro actúa como una capa impermeable que impide la infiltración natural de agua, y evita el proceso de evapotranspiración modificando localmente la hidrología del sitio de estudio. Luego de analizar y cuantificar los efectos mencionados sobre los residuos gravimétricos se procede a la estimación de las variaciones locales de las reservas de agua utilizando los datos del gravímetro superconductor SG038. Los datos gravimétricos permitirán la estimación y monitoreo del almacenamiento del acuífero Pampeano y calcular componentes

del ciclo hidrológico. Es importante mencionar que para utilizar la señal gravimétrica con fines hidrológicos, resulta fundamental remover de los datos de gravedad todos los procesos que enmascaran la componente interés. Una breve descripción sobre este procedimiento aplicado a los datos registrados por el gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO, se presenta en la Sección 3.3.

3.2. Gravímetro superconductor

Los gravímetros superconductores son los instrumentos relativos más precisos ya que proveen mediciones de la gravedad con una gran precisión para períodos cortos (0.1 nm s^{-2}), y gran estabilidad para períodos largos de tiempo. Debido a estas características, los gravímetros superconductores constituyen una herramienta esencial en los campos de la geodesia y la geofísica ya que son sensibles a todos los fenómenos geodinámicos que afectan a la gravedad (ver Fig. 1.1). Desde una perspectiva hidrológica, los gravímetros superconductores permiten monitorear efectos hidrológicos cuyas amplitudes varían desde cientos de nm s^{-2} a menor de 1 nm s^{-2} . Sin embargo, debido a su alta precisión se debe ser cuidadoso en el procesamiento de la señal para aislar adecuadamente las fuentes gravimétricas de interés hidrológico.

Los gravímetros superconductores utilizan el principio superconductor de los metales a temperaturas muy bajas ($\approx 4.7 \text{ K}$) para asegurar un campo magnético ultra estable. Su principio de medición se basa en una esfera hueca de niobio de 2.54 cm de diámetro y aproximadamente 5 g de peso. La esfera levita en un campo magnético estable generado por una serie de bobinas superconductoras de niobio. Las variaciones en la gravedad inducen un cambio en la posición vertical de la esfera, la cual es detectada por un dispositivo integrado en los gravímetros. Estos movimientos verticales son compensados modificando la corriente que circula por las bobinas para que la esfera regrese a su posición de equilibrio. Las variaciones de corriente o del voltaje son proporcionales a los cambios en la aceleración de la gravedad. Las observaciones de gravedad realizadas por los gravímetros superconductores son provistas en unidades de voltaje. Para convertir estas mediciones a unidades de gravedad, se utiliza un factor de calibración cuyo valor es único para cada instrumento y se determina en forma empírica.

En la Fig. 3.1 se muestra el gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO. El gravímetro SG038 mide las variaciones de la gravedad de forma ininterrumpida desde diciembre del 2015. El acceso a los datos del gravímetro se realiza a través de la base de datos del Servicio Internacional de Geodinámica y Mareas Terrestres (IGETS) (<http://isdg.gfz-potsdam.de/igets-data-base/>) con distintos niveles de procesamiento (Wziontek et al. 2017).

A continuación se describen los distintos niveles de procesamiento de los datos provistos por IGETS, detallados en el informe técnico de Voigt et al. (2016) y resumidas en Boy et al. (2020). Los datos de gravedad de Nivel 1 son provistos en unidades de voltaje con un muestreo cada un minuto como resultado de la decimación de las observaciones de gravedad realizadas cada 1 segundo. Luego se completan los datos faltantes y se eliminan saltos en la señal para períodos menores a 10 s por medio de interpolación lineal. Los productos de Nivel 2 son el resultado de eliminar saltos, gaps y efectos de terremotos de los datos de Nivel 1, generando series temporales apropiadas para el aná-



Figura 3.1. Gravímetro superconductor SG038 instalado en el laboratorio de gravimetría de AGGO.

lisis de las componentes de mareas (Boy et al. 2020). Actualmente, este procesamiento es realizado por la Universidad de la Polinesia Francesa, Tahití, y la Escuela y Observatorio de Ciencias de la Tierra (EOST), Francia. Las instituciones mencionadas utilizan diferentes técnicas de procesamiento de los datos gravimétricos. Actualmente, se están evaluando las técnicas de procesamiento utilizadas para lograr una estandarización en los productos de Nivel 2. Por último, los residuos de Nivel 3 se generan al eliminar de los datos de Nivel 2 los efectos gravimétricos de las mareas terrestres y oceánicas, la redistribución de masas atmosféricas, el movimiento del polo y longitud del día, y la deriva del instrumental. La reducción de los fenómenos geodinámicos mencionados está a cargo del EOST. Los residuos de Nivel 3 pueden ser aplicados con fines geodésicos, geofísicos o hidrológicos sin la necesidad de tener experiencia o conocimiento previo acerca del procesamiento y reducciones de las series temporales de gravedad. Se considera que los residuos gravimétricos de Nivel 3 solo están influenciados por los efectos hidrológicos. En otras palabras, estos datos podrían reflejar las variaciones de las reservas de agua, resultado del balance entre las precipitaciones, la escorrentía y la evapotranspiración en la zona de estudio. No obstante, la eficacia de las correcciones de los fenómenos geodinámicos de los datos crudos de gravedad, determinará que tipo de efectos hidrológicos se podrán estudiar. A modo de ejemplo, la correcta determinación de la evapotranspiración a escala diaria utilizando datos de gravedad resulta compleja debido a las probables imperfecciones de las correcciones gravimétrica, ya que el efecto de esta variable hidrológica puede ser menor a 1 nm s^{-2} .

En las Fig. 3.2 se muestran las series temporales de gravedad de Nivel 1, 2 y 3 (en unidades de gravedad) registradas en AGGO por el gravímetro superconductor SG038 provistas por el IGETS. Es importante remarcar que los efectos de mareas oceánicas y terrestres predominan en los registros de gravedad de Nivel 1 y 2, alcanzando amplitudes de 2000 nm s^{-2} . Por lo tanto, las series temporales de gravedad mencionadas no pueden utilizarse con fines hidrológicos, ya que la señal de interés queda enmascarada.

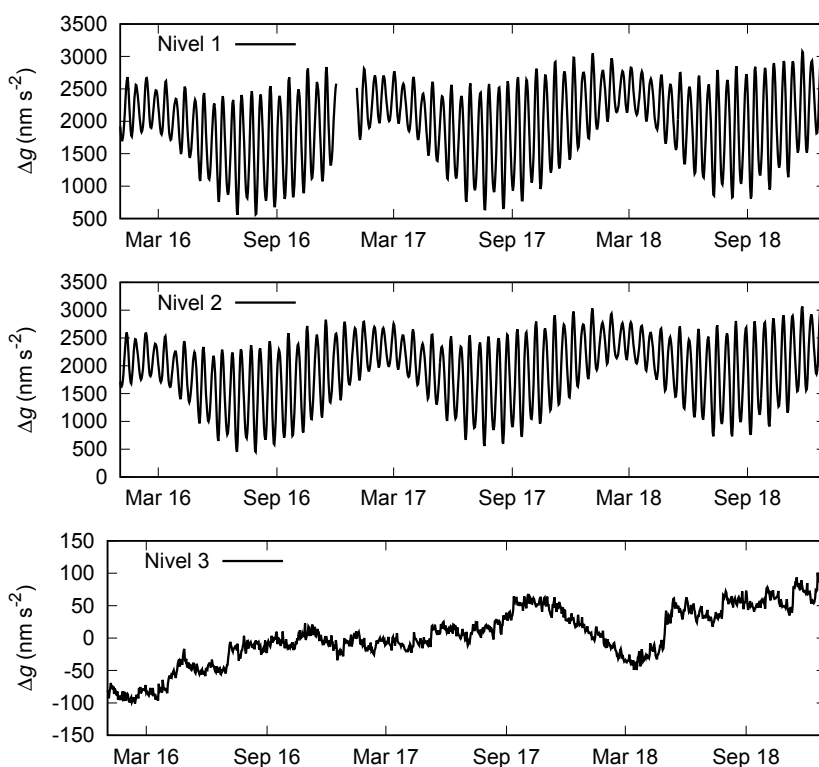


Figura 3.2. Series gravimétricas del gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO provistas por el IGETS; a) Nivel 1; b) Nivel 2; c) Nivel 3; el primer registro corresponde al día 1 de enero del 2016 a las 00:00 h.

En la próxima sección se realiza una breve explicación de las correcciones aplicadas a las series temporales de Nivel 2 del gravímetro SG038, para obtener los residuos gravimétricos de Nivel 3 utilizados en el presente trabajo de Tesis.

3.3. Reducciones de la gravedad

La gravedad es una señal integradora que está afectada por una gran variedad de fenómenos geodinámicos. En este sentido, el gravímetro superconductor SG038 mide la suma de todas las variaciones de la gravedad en su entorno cercano y lejano. Con el fin de poder estudiar la componente hidrológica local de los registros gravimétricos se requiere la reducción de todos los efectos que enmascaren la señal de interés de los datos crudos. Para la separación de los distintos efectos geodinámicos es indispensable

conocer, comprender y modelar los procesos que los originan. A continuación, se describen las correcciones realizadas a los datos del gravímetro superconductor SG038. Para mayores detalles acerca de las reducciones de gravedad implementadas, se recomienda leer el trabajo de Mikolaj et al. (2019a).

El efecto más importante en las mediciones de gravedad es producido por las mareas terrestres y oceánicas ya que puede alcanzar amplitudes de 3300 nm s^{-2} . Se origina por las variaciones de los campos de gravedad del Sol, la Luna y, en menor medida, por planetas cercanos como consecuencia del movimiento relativo de estos cuerpos celestes; y por la deformación de la superficie de la Tierra como respuesta a estas variaciones en los campos gravitacionales. Este fenómeno periódico puede removerse de la señal de gravedad de manera relativamente sencilla, hasta reducirlo a unos pocos nm s^{-2} . Sin embargo, es una tarea difícil reducir esta señal al orden del nm s^{-2} debido el efecto indirecto de las mareas terrestres (van Camp et al. 2017). La señal del gravímetro superconductor SG038 fue corregida por los efectos de mareas terrestres y oceánicas aplicando los parámetros estimados en el análisis de marea utilizando el programa ETERNA ET34-X-V61 (Wenzel 1996).

El movimiento del polo es un fenómeno que se produce por el movimiento relativo del eje de rotación terrestre respecto a un marco de referencia solidario al planeta. Tiene distintas componentes, pero predominan una anual, asociada a la natural redistribución de masas en ese período, y una oscilación libre de unos 14 meses conocida como período de Chandler (Chen et al. 2013a). El movimiento del polo es aproximadamente circular, siguiendo una trayectoria prógrada con un diámetro de varios metros denominada poloide. La trayectoria del polo instantáneo sobre la superficie de la Tierra reflejará además la redistribución de masas hidrológicas y atmosféricas globales. Los cambios en la posición del eje de rotación terrestre generan variaciones en la aceleración centrífuga cuya amplitud depende del punto de observación. Como consecuencia se producen deformaciones en la superficie terrestre modificando las mediciones de la gravedad, alcanzando amplitudes de hasta 130 nm s^{-2} (Whar 1985). El efecto del movimiento del polo en los registros de gravedad, es calculado a partir de los parámetros de orientación terrestre, provistos por el Servicio Internacional de Rotación de la Tierra y Sistemas de Referencia (IERS EOP 14 C04) (Bizouard et al. 2018).

La deriva o drift del instrumental es una variación temporal que se observa en las mediciones a lo largo del tiempo en los gravímetros relativos, por lo cual deben ser calibrados. Afortunadamente, la deriva de los gravímetros superconductores es menor que la de los gravímetros relativos basados en el sistema masa-resorte debido a su diseño realizado con materiales superconductores. La deriva del SG038 se considera lineal y fue estimada a partir de la comparación con mediciones del gravímetro absoluto FG5 instalado en AGGO entre enero y junio del año 2018. El valor estimado de la deriva es $97.72 \pm 3.51 \text{ nm s}^{-2}\text{año}^{-1}$ (Mikolaj et al. 2019a).

Las variaciones en la presión atmosférica afectan los registros de gravedad ya que implican cambios en la masa de la columna de aire por encima del punto de medición. La gravedad observada desciende como consecuencia de un incremento en la presión atmosférica. El efecto gravimétrico debido a las variaciones locales de la presión atmosférica (Δg_{PA}) puede expresarse de la siguiente forma (Merriam 1992):

$$\Delta g_{PA} = -36 \text{ nm s}^{-2} \text{ kPa}^{-1} \Delta P, \quad (3.1)$$

donde ΔP es la variación de presión atmosférica. La relación descrita en la Ec.(3.1) puede variar según las condiciones meteorológicas del sitio de estudio.

La carga oceánica no mareal tiene un efecto significativo en los registros del gravímetro superconductor SG038 como consecuencia de la cercanía de AGGO con el estuario del Río de La Plata (13 km aproximadamente). Este fenómeno, también denominado como onda de tormenta, se origina por el aumento o disminución del nivel de agua en el río causados por efectos meteorológicos. La amplitud de la respuesta gravimétrica de la onda de tormenta en el Río de La Plata puede alcanzar los 29.4 nm s^{-2} , la cual fue modelada por Oreiro et al. (2017) mediante el desarrollo de un modelo empírico. Para estimar los efectos de carga producido por la onda de tormenta y su respuesta gravimétrica, se combinan los siguientes modelos globales: ECCO1 (ECCO-JPL), ECCO2 y TUGOm, disponibles del EOST Loading Service (Boy et al. 2009), y OMCT RL06 (Mikolaj et al. 2016).

La redistribución de masas atmosféricas e hidrológicas regionales son los efectos que mayor incertidumbre generan en los residuos gravimétricos. Para reducir la incertidumbre en los datos de gravedad se deben combinar diferentes modelos hidrológicos y atmosféricos. La respuesta gravimétrica debido a la redistribución de masa atmosféricas e hidrológicas regionales son calculados mediante la herramienta mGlobe desarrollada por Mikolaj et al. (2016). Esta herramienta permite estimar la atracción newtoniana y la deformación elástica de la corteza terrestre debido al efecto de carga. Los modelos atmosféricos utilizados son ICON 384 (Zänagl et al. 2014), ECMWF (Boy et al. 2009), ERA-Interim (Dee et al. 2011); mientras que los modelos hidrológicos utilizados son GLDAS (Rodell et al., 2004), MERRA-2 (Gelaro et al., 2017) y NCEP-DOE (Kanamitsu et al. 2002).

Luego de aplicar las correcciones mencionadas a los datos de gravedad de Nivel 2, se obtiene la serie temporal de los residuos de Nivel 3 (Fig. 3.3), disponible en la base de datos del GFZ a una escala horaria (Mikolaj et al. 2018). Es importante remarcar que la serie temporal obtenida luego de realizar las correcciones mencionadas puede diferir de los residuos de Nivel 3 provistos por IGETS debido a las diferentes estrategias de procesamiento implementadas.

Los residuos de Nivel 3 que se muestran en la Fig. 3.3 registran valores máximos y mínimos de 108 y -133 nm s^{-2} , respectivamente, para el período comprendido entre los días 2 de enero del 2016 y 19 de julio del 2018. De acuerdo con Mikolaj et al. (2019b), la incertidumbre de los residuos a escala horaria es de 0.2 nm s^{-2} . El período ininterrumpido más extenso de los registros comienza el día 8 de abril del 2017 y finaliza el día 31 de mayo del 2018. La serie temporal de los residuos de Nivel 3 que corresponden a este período, será utilizado en los Capítulos 5 y 6 para calcular el rendimiento específico del acuífero Pampeano, y para estimar la evapotranspiración acumulada en el sitio de estudio.

3.4. Modelado hidrogravimétrico

Para calcular las variaciones locales de gravedad de origen hidrológico en un determinado punto de observación, se debe considerar el efecto gravimétrico producido por los cambios de masas de agua que lo rodean. Para ello, se estima la distribución de las

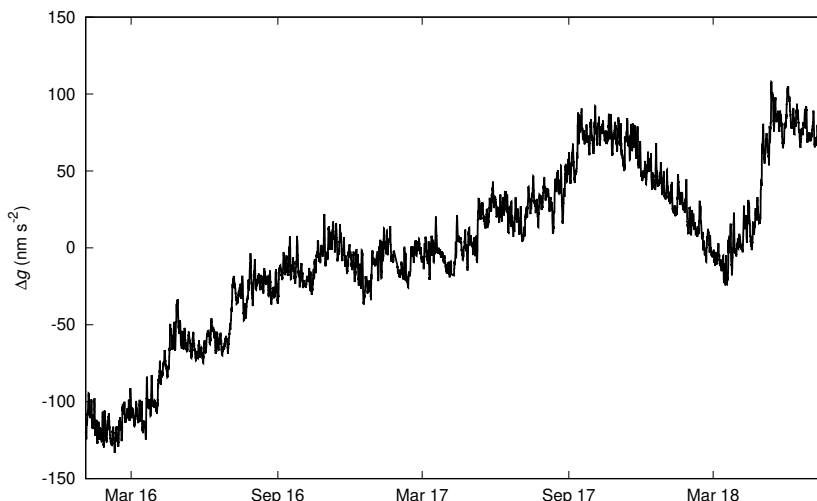


Figura 3.3. Residuos gravimétricos de Nivel 3 obtenidos a partir de las observaciones del gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO, disponibles en la base de datos del GFZ; el primer registro corresponde al día 2 de enero del 2016 a las 12:00 h.

masas de agua en el subsuelo mediante observaciones hidrológicas o a partir del modelado del flujo de agua. Luego, las estimaciones realizadas son convertidas a valores de gravedad mediante modelos gravimétricos adecuados que representen las condiciones naturales del sitio.

La variación en la componente vertical de gravedad (Δg) en un punto $p = (x, y, z)$ del espacio, producido por un cambio en la densidad $\Delta\rho$ en un cuerpo de volumen dV , puede ser calculada de la siguiente manera:

$$\Delta g(p) = -G \int \int \int_V \frac{(z' - z)\Delta\rho(p')}{|p' - p|^3} dV, \quad (3.2)$$

donde $p' = (x', y', z')$ es la posición del elemento de volumen $dV = dx'dy'dz$. La solución de la Ec. (3.2) dependerá de la geometría de la fuente que genera la anomalía gravimétrica (Hokkanen et al. 2006; Creutzfeldt et al. 2008). El volumen V se suele aproximar por prismas rectangulares, segmentos esféricos o polígonos tridimensionales para facilitar el cálculo del efecto gravimétrico producido por las variaciones de las reservas de agua.

El modelo más simple derivado de la Ec. (3.2) es considerar que las variaciones de las reservas de agua son solo horizontales y homogéneas (hipótesis válida en zonas de llanura) y en ese caso se utiliza el efecto gravimétrico de una placa infinita de Bouguer (Telford 1992):

$$\Delta g = 2\pi\Delta\rho Gh, \quad (3.3)$$

donde h es el espesor de la placa. A partir de la Ec. (3.3) se puede deducir que una variación de 1 mm en el almacenamiento de agua, equivale a 0.42 mm s^{-2} . El modelo de Bouguer es habitualmente utilizado para estimar la respuesta gravimétrica debido a las variaciones de las reservas de agua de un acuífero libre, cuando su extensión lateral

es mayor a su extensión vertical y la topografía del sitio es plana. Este modelo será utilizado en el Capítulo 5 para estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano, utilizando los datos del gravímetro superconductor SG038.

En el caso en que la hipótesis del modelo de Bouguer no sea válida, se suele discretizar el dominio V por cilindros centrados en el punto de observación. La Fig. 3.4 muestra una representación esquemática de un cilindro vertical cuyo eje coincide con el punto de observación, en nuestro caso con el gravímetro superconductor GS ($z = 0$). Los parámetros necesarios para estimar la atracción gravimétrica del cilindro son su espesor (L), su radio (R_c) y la distancia z desde el punto de observación al borde superior del cilindro. Se asume que las variaciones de la densidad ($\Delta\rho$) es homogénea dentro del cilindro.

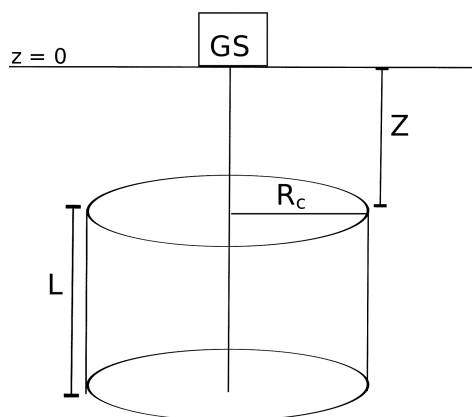


Figura 3.4. Sección esquemática de un cilindro circular homogéneo de radio R_c y espesor L .

La respuesta gravimétrica del cilindro circular homogéneo descrito anteriormente, es la siguiente:

$$\Delta g = 2\pi\Delta\rho G[L - \sqrt{(z+L)^2 + R_c^2} + \sqrt{z^2 + R_c^2}], \quad (3.4)$$

La Ec. (3.4) ha sido utilizada para estimar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo (Blainey et al. 2007; Leirião et al. 2009) y para analizar el impacto de la variación de la humedad en la zona no saturado en los registros gravimétricos (Abe et al. 2006). La fórmula (3.4), será implementada en el Capítulo 4 para el desarrollo de un modelo discreto, con el objetivo de estimar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo en un acuífero libre.

Capítulo 4

Modelado hidrogravimétrico de un ensayo de bombeo

El objetivo de este Capítulo es modelar la respuesta gravimétrica producida durante un ensayo de bombeo a través de un modelo discreto numérico y otro analítico. Los modelos desarrollados se comparan con los residuos gravimétricos registrados durante el ensayo de bombeo presentado en el Capítulo 2. Las comparaciones con los datos no es concluyente desde el punto de vista práctico. Sin embargo, los modelos tienen el potencial de ser utilizados para la planificación de futuras campañas gravimétricas y ensayos de bombeo, permitiendo definir la utilidad práctica de la técnica.

4.1. Introducción

Los ensayos de bombeo son técnicas hidrológicas clásicas utilizadas para la caracterización de acuíferos ya que permiten estimar la conductividad hidráulica y el almacenamiento. Sin embargo, la interpretación de los datos de un ensayo de bombeo se basan en fórmulas analíticas derivadas de modelos conceptuales simples o idealizados. Además, los descensos medidos durante un ensayo de bombeo suelen estar afectados por características estructurales de los pozos que son complejas de modelar.

Cuando se extrae agua de un acuífero libre, la superficie freática toma la forma de un cono, al que se lo denomina cono de descensos o abatimientos. La forma y la dimensión del cono dependerá de las propiedades hidráulicas del acuífero (almacenamiento y transmisividad), del caudal bombeado y de la duración del ensayo hidráulico. En el cono de descensos se produce el drenaje de los poros del acuífero a causa de la extracción de agua. Este proceso genera variaciones en la densidad del suelo, y por consiguiente, cambios locales en la gravedad que pueden observarse con gravímetros de muy alta precisión. Debido a la característica mencionada, la combinación entre las técnicas gravimétricas y los ensayos de bombeo resulta promisoria ya que brinda información acerca de las propiedades hidráulicas del acuífero y las variaciones del almacenamiento.

El trabajo pionero en esta temática fue desarrollado por Damiata y Lee (2006). Estos autores derivan una expresión para la respuesta gravimétrica de la expansión del

cono de descensos, descrita por el modelo de Neuman (1972) (ver Sección 2.5.3), basada en la atracción de un sólido de revolución sobre el pozo de bombeo. A partir del modelo de Damiata y Lee, se analizó la relación señal-ruido de la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo, mostrando que en condiciones favorables los gravímetros actuales tienen la suficiente precisión para registrar este fenómeno. Un resultado interesante de este trabajo es que la anomalía gravimétrica es relativamente constante a una distancia comprendida entre 1-10 m del pozo de bombeo.

Los trabajos realizados por Blainey et al. (2007) y Herckenrath et al. (2012) extendieron el trabajo de Damiata y Lee estudiando modelos más realistas y de mayor complejidad. Por un lado, Blainey y colaboradores estiman la anomalía gravimétrica mediante la superposición de cilindros y analizan su potencial para lograr una estimación exitosa de los parámetros hidráulicos de un acuífero. Los autores concluyen que la utilización conjunta de datos de gravedad e hidrológicos mejoran significativamente tanto la estimación del rendimiento específico como la de la conductividad hidráulica. Herckenrath y colaboradores combinan mediciones gravimétricas y de sondeos de resonancia magnética para estimar los parámetros hidráulicos de un acuífero libre durante un ensayo de bombeo. Los autores analizaron situaciones más realistas considerando que los pozos penetran parcialmente el espesor del acuífero, la anisotropía del acuífero, el efecto del drenaje diferido, y los errores en los datos geofísicos. Estos efectos reducen considerablemente la precisión en las mediciones gravimétricas arrojando valores incorrectos del rendimiento específico.

González-Quirós y Fernández-Álvarez (2016; 2021) utilizan el programa COMSOL multiphysics para calcular la anomalía gravimétrica producida por un ensayo de bombeo. COMSOL es un programa comercial que resuelve las ecuaciones de flujo mediante el método de elementos finitos. La metodología propuesta, les permitió utilizar un solo código para modelar la forma del cono de descensos y su respuesta gravimétrica. Además, demostraron mediante un estudio sintético, la capacidad de la hidrogravimetría para determinar las principales direcciones de anisotropía en la transmisividad de un acuífero libre. Finalmente, Maina y Guadagnini (2018) demostraron, a partir de un análisis de sensibilidad global, que el parámetro hidrológico que más impacta en la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo es el rendimiento específico (S_y). Por otro lado, estos autores indicaron que las conductividades hidráulicas horizontal y vertical tienen una contribución limitada en la atracción gravimétrica producida del cono de descensos.

Es importante mencionar, que todos los trabajos citados en esta Sección utilizan datos sintéticos. Los resultados presentados en el presente Capítulo representan el primer intento de ajustar un modelo hidrogravimétrico a datos reales de gravedad registrados durante un ensayo de bombeo de larga duración. En la siguiente Sección se presentan dos modelos simples de aplicar, uno analítico y otro discreto, para estimar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo en un acuífero libre. Ambos modelos se basan en la resolución del problema gravimétrico directo, es decir, estiman las variaciones de la gravedad que produciría un ensayo de bombeo en el que se asumen conocidos los parámetros hidráulicos del acuífero de interés. En primer lugar, los modelos estiman la respuesta hidrológica de un acuífero libre a una extracción de agua a caudal constante para obtener la geometría del cono de descensos. Luego, a partir de fórmulas analíticas se obtiene la respuesta gravimétrica del cono de descensos.

El desarrollo de los modelos propuestos en el presente Capítulo, permitirán analizar la utilidad práctica de la metodología y las condiciones en las que debe realizarse el ensayo de bombeo para generar una señal gravimétrica detectable por un gravímetro en función de su sensibilidad. Además, los modelos propuestos pueden ser aplicados en un esquema de inversión conjunta de datos hidrológicos y gravimétricos. Los datos gravimétricos presentan la ventaja de ser sensibles a la distribución de masas de agua durante el ensayo de bombeo y esto redundaría en una mejor estimación del almacenamiento y drenaje diferido. Por lo tanto, la inversión conjunta de datos hidrológicos y gravimétricos permitiría obtener información más confiable y datos robustos de las propiedades hidráulicas del acuífero.

4.2. Modelos hidrogravimétricos

Cuando se bombea agua de un acuífero libre, la superficie freática toma la forma de un cono, cuyas dimensiones, tanto en profundidad como en extensión longitudinal, aumentan en función del tiempo de bombeo. El volumen del acuífero afectado por el cono de descensos indica que el agua del espacio poroso fue drenada y reemplazada por aire. Este proceso de drenaje genera un cambio de densidad en el medio, y por lo tanto, una variación en la gravedad. Por lo tanto, para estimar la respuesta gravimétrica del cono de descensos se deben determinar la geometría, evolución temporal y densidad del cono. En tal sentido, la atracción gravimétrica del cono de descensos en la componente vertical para un dado tiempo t , puede estimarse como:

$$g_c(t) = \int \int \int_{V_c(t)} \frac{Gz dm}{d^3} = \int \int \int_{V_c(t)} \frac{Gz \rho_c dV}{d^3}, \quad (4.1)$$

donde $V_c(t)$ y ρ_c son el volumen al tiempo t y la densidad del cono, respectivamente, y d es la distancia del punto de observación al elemento de masa $dm = \rho_c dV$.

Considerando que el volumen de agua drenado mediante el ensayo de bombeo es proporcional al rendimiento específico del acuífero, la densidad del cono de descensos, en una primera aproximación, puede expresarse como:

$$\rho_c = \rho_w S_y, \quad (4.2)$$

donde ρ_w es la densidad del agua y S_y es el rendimiento específico del acuífero, el cual se define como la cantidad de agua que libera el medio, por unidad de volumen, cuando el nivel freático experimenta un descenso unitario. S_y es un parámetro clave en el campo de la hidrogeología ya que relaciona las variaciones del almacenamiento en un acuífero libre con las fluctuaciones del nivel freático. Un análisis con mayor detalle del S_y se brinda en el Capítulo 5. Debido a que en las primeras dos etapas del ensayo de bombeo la liberación de agua está dominada por un mecanismo de descompresión y por el drenaje diferido desde la zona no saturada (ver Sección 2.5.2), no debería considerarse S_y como un parámetro invariante en el tiempo. Si no se considera el fenómeno del drenaje diferido, se sobrestimaría la respuesta gravimétrica, ya que un error en el valor del S_y se propaga directamente al efecto gravimétrico modelado.

Considerando que el flujo vertical proveniente de la zona no saturada varía exponencialmente con el tiempo en respuesta a los descensos de agua, los efectos del

drenaje diferido durante un ensayo de bombeo pueden ser modelados del siguiente modo (Moench 1997):

$$\rho_c(t) = \rho_w S_y \left[1 - e^{-t\gamma^{-1}} \right] \quad (4.3)$$

donde γ^{-1} es un parámetro que describe el drenaje diferido de la zona no saturada durante un ensayo de bombeo, denominado índice de retraso (Boulton 1970; Moench 1997). Los valores de γ se encuentran en el rango de 0.5 a 2 días (Rajesh et al. 2010). Notar que valores de γ cercanos a cero indican un drenaje instantáneo desde la zona no saturada. Cuando el drenaje diferido finaliza ($t \gg \gamma^{-1}$), la densidad $\rho_c(t)$ es constante y alcanza su valor máximo determinado por la Ec. (4.2).

En relación a la determinación de la geometría del cono de descensos y su evolución temporal, numerosos modelos han sido desarrollados desde mediados del siglo XIX. Uno de los modelos más simples que permite determinar la geometría del cono fue desarrollado por Dupuit (1857). Este modelo considera que para un acuífero de espesor E , isótropo, homogéneo, incompresible y de extensión lateral infinita, el flujo de agua inducido por el bombeo solo es radial. En tal sentido, los pozos de bombeo y monitoreo deben atravesar el acuífero en todo su espesor para evitar que se generen componentes de flujo de agua en la dirección vertical. Bajo las hipótesis mencionadas, el modelo de Dupuit permite estimar los descensos bajo un régimen estacionario o cuasi-estacionario a cualquier distancia R al pozo de bombeo, a partir de los descensos medidos en un pozo de monitoreo ubicado a una distancia r_i (ver Fig. 4.1). La expresión del modelo de Dupuit para un determinado tiempo t desde el inicio de la prueba hidráulica es la siguiente:

$$h_i^2(t) - h^2(R, t) = \frac{Q}{\pi K} \ln \left(\frac{r_i}{R} \right), \quad (4.4)$$

donde h_i es el descenso medido en el pozo de monitoreo, Q es el caudal extraído, y K es la conductividad hidráulica del acuífero.

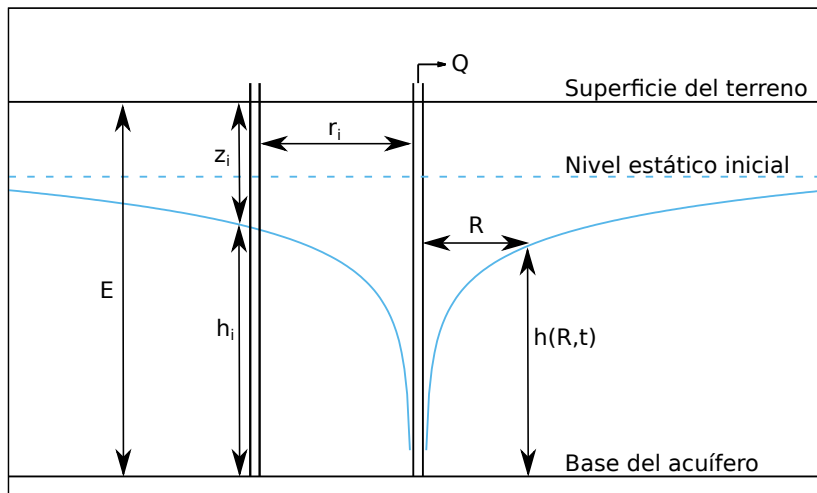


Figura 4.1. Esquema del cono de descensos.

El modelo de Dupuit será utilizado para determinar la variación de la distancia radial R , medida desde el eje del pozo de bombeo, para los descensos del nivel freático dados entre el nivel estático inicial y la profundidad del nivel de agua medida en el

pozo de bombeo. Con este fin, la Ec. (4.4) se expresa en términos de la profundidad z del nivel freático medida desde la superficie del terreno, siendo positiva en sentido descendiente. Considerando la distancia E entre la superficie del terreno y la base del acuífero (ver Fig. 4.1), la Ec. (4.4) puede reescribirse como:

$$(E - z_i(t))^2 - (E - z(R, t))^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln\left(\frac{r_i}{R}\right), \quad (4.5)$$

donde z_i es la posición del nivel freático medida en un pozo monitor. Para obtener una función que represente la geometría del cono de descensos en función del tiempo, se despeja R de la Ec. (4.5) obteniéndose la siguiente expresión:

$$R(z, t) = \alpha(t)e^{[-\beta(-z^2 + 2Ez)]}, \quad (4.6)$$

donde $\beta = \frac{\pi K}{Q}$ y $\alpha(t) = r_i e^{[-\beta(z_i^2(t) - 2Ez_i(t))]}$ son parámetros del modelo. Es importante remarcar que los parámetros α y β tienen un significado físico ya que dependen del caudal (Q) y de las propiedades hidrogeológicas del acuífero (K y E). El parámetro β es constante durante todo el ensayo de bombeo, mientras que α varía con el tiempo ya que depende de la posición del nivel freático $z_i(t)$ observada en un pozo monitor. Notar que cuando se utilizan los descensos observados en el pozo de bombeo, la distancia r_i es equivalente al radio del pozo.

La Ec. (4.6) representa la base teórica para el desarrollo de los modelos hidrogravimétricos propuestos en el presente Capítulo, los cuales, estiman la respuesta gravimétrica del cono de descensos considerando que el gravímetro se encuentra cercano al pozo de bombeo. Es importante remarcar que si solo se cuenta con un pozo para realizar el ensayo de bombeo, los modelos se pueden implementar utilizando los descensos medidos en este único pozo. La característica mencionada resulta importante, ya que en ciertas circunstancias, los descensos solo son medidos en el pozo de bombeo debido a los costos económicos que implica realizar más de una perforación.

4.2.1. Modelo discreto

En esta sección, se presenta un modelo discreto para estimar la anomalía gravimétrica producida por el ensayo de bombeo. En primer lugar, se utilizan los descensos medidos ($z_i(t)$) en un pozo de bombeo o monitor, el espesor del acuífero (E), el caudal bombeado (Q), y la conductividad hidráulica (K) para estimar los parámetros $\alpha(t)$ y β del modelo descrito por la Ec. (4.6) para modelar la geometría del cono de descensos a un determinado tiempo t . Este procedimiento puede aplicarse para cualquier discretización temporal, la cual dependerá del muestreo de los descensos observados durante el ensayo de bombeo. Por regla general, la frecuencia de medición de los niveles de agua se realizan bajo un esquema logarítmico. Luego de determinar la geometría del cono utilizando la Ec. (4.6), el cono de descensos se discretiza en la dirección vertical (z) mediante cilindros verticales de espesor Δz entre la posición del nivel freático en el pozo de bombeo (z_{pz}) y el nivel estático inicial (z_0) como se esquematiza en la Fig. 4.2. La respuesta gravimétrica del cono de descensos a un dado tiempo t es calculada analíticamente como la suma de las atracciones gravimétricas de cada cilindro Δg_{c_i} utilizando la siguiente expresión:

$$\Delta g(t) = \sum_{i=1}^N \Delta g_{c_i} = \sum_{i=1}^N 2\pi\rho_c G \left[\Delta z - \sqrt{(z_i + \Delta z)^2 + R_{c_i}^2} + \sqrt{z_i^2 + R_{c_i}^2} \right], \quad (4.7)$$

donde Δg_{c_i} es la atracción gravimétrica del cilindro i ; R_{c_i} y z_i son el radio y la distancia desde el punto de observación al borde superior del cilindro i (ver Fig. 4.2), y N es la cantidad de cilindros utilizados para discretizar el cono de descensos. Es importante mencionar que el radio de los cilindros R_c se determina mediante la Ec. (4.6) y las densidades se consideran iguales y se estiman aplicando la Ec. (4.3). Por simplicidad se utilizará un espesor constante para los cilindros (Δz).

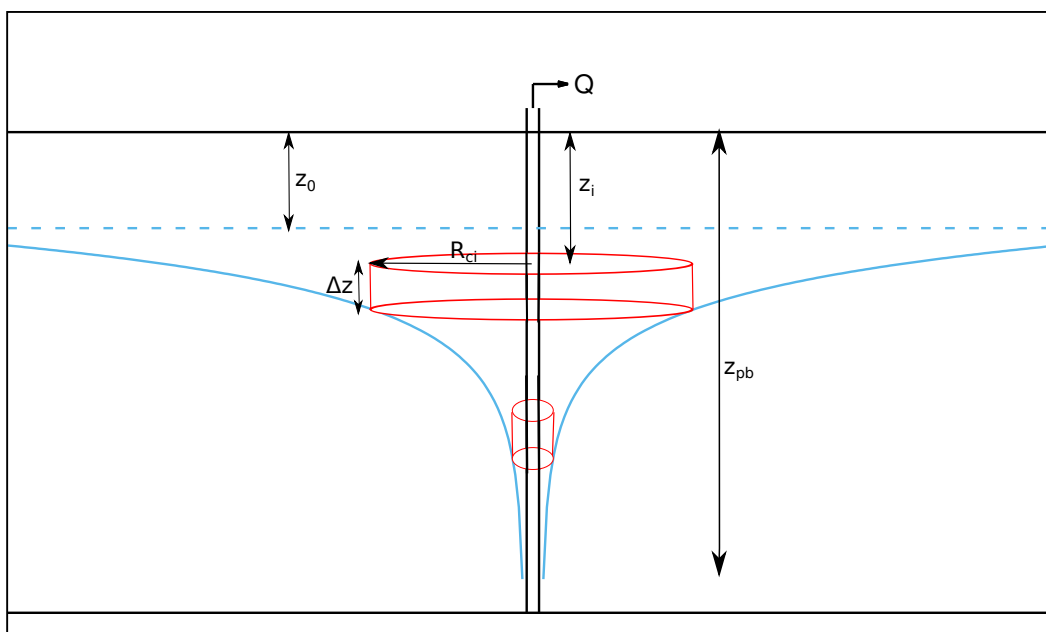


Figura 4.2. Discretización del cono de descensos mediante cilindros verticales. En la gráfica, se indican los parámetros requeridos para estimar la atracción gravimétrica de un cilindro vertical (z_i , R_{c_i} y Δz).

La aplicación del modelo discreto puede realizarse de la siguiente manera:

1. Definir los datos iniciales: el caudal bombeado (Q), la distancia desde la superficie del terreno a la base del acuífero (E), conductividad hidráulica horizontal (K), el rendimiento específico (S_y) y el índice de retaso γ ;
2. Monitorear la profundidad del nivel freático, medido desde la superficie del terreno, en los pozos de bombeo $z_{pb}(t)$ y monitor $z_{pz}(t)$;
3. Estimar los parámetros $\alpha(t)$ y β para obtener la geometría del cono al tiempo t ;
4. Discretizar el cono de descensos mediante cilindros verticales de espesor Δz ;
5. Calcular $\rho_c(t)$ con la Ec. (4.3) utilizando los parámetros S_y y γ ;

6. Calcular la atracción gravimétrica de cada cilindro vertical utilizando la Ec. (4.7);
7. Calcular la respuesta gravimétrica $\Delta g(t)$ del cono de descensos sumando las contribuciones individuales de cada cilindro vertical Δg_{c_i} .

La Fig. 4.3 muestra un diagrama esquemático del procedimiento detallado para estimar la respuesta gravimétrica del cono de descensos a partir de modelo discreto. Este procedimiento debe realizarse para cada tiempo de medición t .

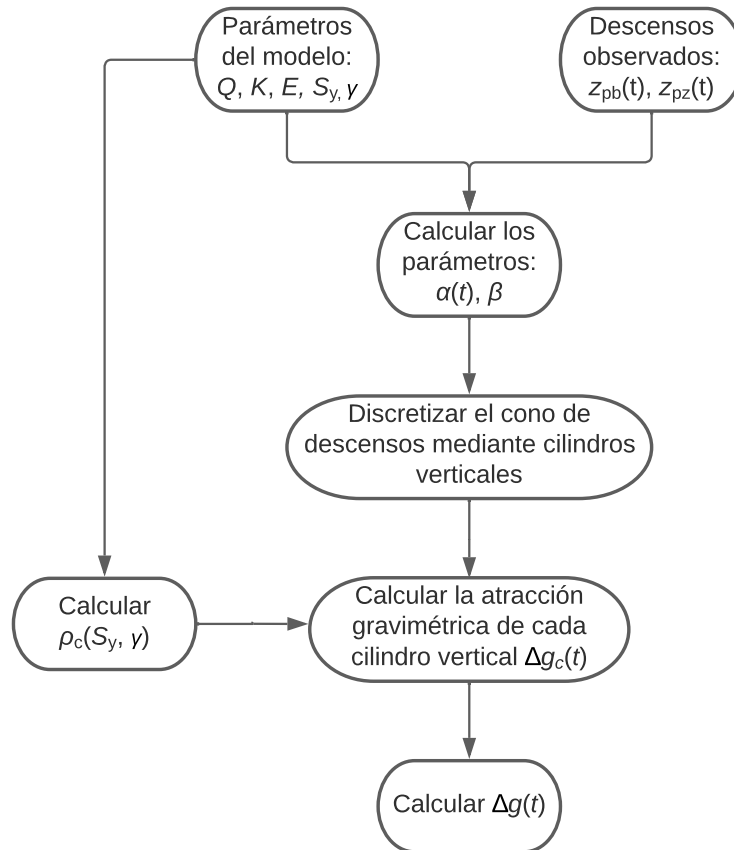


Figura 4.3. Diagrama esquemático del proceso para calcular la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo utilizando el modelo discreto.

4.2.2. Modelo analítico

En esta sección se linealiza el cono de descensos expresado en la Ec. (4.6) para desarrollar un modelo analítico que estime la respuesta gravimétrica del ensayo de bombeo, sin la necesidad de discretizar el cono en cilindros. La principal motivación para este desarrollo, radica en que los modelos analíticos son de gran utilidad práctica por su fácil implementación y proporcionan una descripción simplificada del fenómeno de interés.

Para la derivación del modelo analítico, se aproxima la Ec. (4.6) con un desarrollo de Taylor de primer orden alrededor del punto $z_c(t) = \frac{z_0 + z_{pb}(t)}{2}$, donde z_0 es la posición del nivel estático inicial y $z_{pb}(t)$ es la profundidad del nivel freático medida en el pozo de bombeo para un determinado tiempo t . Como resultado, se obtiene la expresión de un cono lineal:

$$R(z, t) = a(t) + b(t)(z - z_c(t)), \quad (4.8)$$

siendo:

$$a(t) = \alpha(t)e^{[-\beta(-z_c^2(t) + 2Ez_c(t))]}, \quad (4.9)$$

$$b(t) = a(t)\beta(2z_c(t) - 2E). \quad (4.10)$$

La Ec. (4.8) permite aproximar el volumen equivalente del cono de descensos de manera sencilla. Para estimar la respuesta gravimétrica del cono, se utiliza la expresión que calcula la atracción gravimétrica de un disco de radio R y espesor dz (Leirião et al. 2009):

$$dg_R = 2\pi G\rho_c \left(1 - \frac{z}{\sqrt{z^2 + R^2}}\right) dz. \quad (4.11)$$

Luego, se integra la Ec. (4.11) en todo el espesor del cono, determinado por los puntos $z_{pb}(t)$ y z_0 :

$$\Delta g = \int_{z_0}^{z_{pb}} dg_R(z). \quad (4.12)$$

Reemplazando las Ecs. (4.8) y (4.11) en (4.12), se obtiene una fórmula analítica cerrada de la atracción gravimétrica de un cono de descensos:

$$\Delta g(t) = 2\pi G\rho_c \left[z - \frac{\sqrt{z(cz + d) + f}}{c} + d \frac{\ln(2\sqrt{c}\sqrt{z(cz + d) + f} + 2cz + d)}{2c^{\frac{3}{2}}} \right]_{z_0}^{z_{pb}(t)}, \quad (4.13)$$

donde $c = 1 + a^2$, $d = -2a^2z_c(t) + 2ab$, y $f = a^2z_c^2(t) - 2abz_c(t) + b^2$ son parámetros auxiliares de la integración, calculados a partir de los parámetros del modelo analítico a y b (Ecs. (4.9) y (4.10)).

Para aplicar el modelo analítico se implementa el siguiente procedimiento:

1. Definir los datos iniciales: la posición inicial del nivel freático (z_0), el caudal bombeado (Q), la distancia desde la superficie del terreno a la base del acuífero (E), la conductividad hidráulica (K), el rendimiento específico (S_y) y el índice de retraso (γ);
2. Monitorear la profundidad del nivel freático, medido desde la superficie del terreno, en los pozos de bombeo $z_{pb}(t)$ y monitor $z_{pz}(t)$;
3. Calcular la posición media del nivel freático, entre el nivel estático inicial y la medición en el pozo de bombeo, para un dado tiempo t : $z_c(t) = \frac{z_0 + z_{pb}(t)}{2}$;
4. Calcular los parámetros $a(t)$ y $b(t)$ del cono linealizado usando las Ecs. (4.9) y (4.10);
5. Calcular $\rho_c(t)$ con la Ec. (4.3) utilizando los parámetros S_y y γ ;

6. Calcular $\Delta g(t)$ mediante la Ec. (4.13).

La Fig. 4.4 muestra un diagrama esquemático del procedimiento descrito en esta Sección para estimar la respuesta gravimétrica del cono de descensos a partir del modelo analítico. Este procedimiento debe realizarse para cada tiempo de medición t .

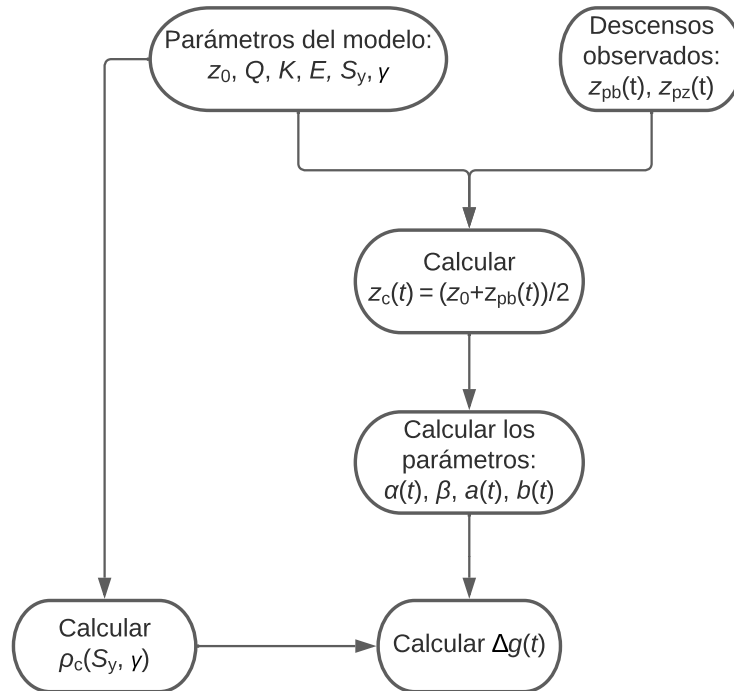


Figura 4.4. Diagrama esquemático del proceso analítico para calcular la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo.

En la siguiente Sección se presenta el modelo de Damiata y Lee (2006), el cual será utilizado junto a los modelos propuestos en la Sección 4.4, para estimar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo teórico. Este análisis será de gran utilidad para evaluar y validar los modelos propuestos.

4.3. Modelo de Damiata y Lee

En el trabajo de Damiata y Lee (2006) se utilizó el modelo de Neuman (1972) para modelar la respuesta de la superficie freática por un bombeo de agua en un acuífero libre, homogéneo, incompresible y radialmente isótropo con una extensión areal infinita para un determinado tiempo t . Para estimar la respuesta gravimétrica del ensayo de bombeo, se utiliza la fórmula de la atracción de un sólido de revolución sobre el pozo de bombeo derivada por Damiata y Lee (2002). Considerando que el origen del sistema de coordenadas adoptado por los autores se encuentra en la intersección del nivel estático inicial (z_0) y el eje del pozo de bombeo, donde la coordenada z es positiva para los

puntos que se encuentren debajo de z_0 , la expresión para la respuesta gravimétrica de la expansión del cono de descensos a un determinado tiempo t es:

$$\Delta g(r, t) = 4G\rho_c \int_{r_{pb}}^{R_m(t)} \frac{K(k_{sup})}{\sqrt{(r+r')^2 + [Z_{sup}(r', t) + z_0]^2}} r' dr' - \int_{r_{pb}}^{R_m(t)} \frac{K(k_{inf})}{\sqrt{(r+r')^2 + [Z_{inf}(r', t) + z_0]^2}} r' dr', \quad (4.14)$$

donde G es la constante de gravitación universal; ρ_c y R_m son la densidad y el radio máximo o de influencia del cono de descensos, respectivamente; r_{pb} es el radio del pozo de bombeo; r es la distancia radial entre el eje del pozo de bombeo y la posición del gravímetro; $K(k_{sup})$ y $K(k_{inf})$ son las integrales elípticas completas de primera especie para el borde superior e inferior del cono, respectivamente, cuyas expresiones son:

$$K(k_i) = \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\theta}{\sqrt{1 - k_i^2 \sin^2(\theta)}}, \quad i = sup, inf, \quad (4.15)$$

siendo k_i el modulo de la integral elíptica dado por:

$$k_i = \sqrt{\frac{4rr'}{(r+r')^2 + [Z_i(r', t) + z_0]^2}}, \quad i = sup, inf, \quad (4.16)$$

donde $Z_{sup}(r', t)$ y $Z_{inf}(r', t)$ describen las evoluciones de la superficies superior e inferior del cono de descensos, respectivamente. Para el sistema de coordenadas adoptado por los autores, se considera que $Z_{sup}(r', t) = 0$, mientras que $Z_{inf}(r', t)$ describe los descenso de la superficie freática a partir de un modelo, tales como los introducidos en las Sección 2.5.3.

La Ec. (4.14) asume que la densidad (ρ_c) es independiente de la posición vertical. Además, considera que las variaciones de ρ_c son constantes y radialmente simétricas dentro del dominio del cono, ya que los descensos del nivel freático son causados por el bombeo constante de agua. La densidad del cono es estimada como:

$$\rho_c = -\frac{Qt\rho_w}{2\pi \int_{r_{pb}}^{R_m} r' s(r', t) dr'}, \quad (4.17)$$

donde ρ_w es la densidad del agua, Q es el caudal bombeado, t es el tiempo medido desde el inicio del ensayo de bombeo y s son los descensos de la superficie freática medidos desde el nivel estático inicial z_0 . Si el rendimiento específico del acuífero es conocido, como alternativa, puede estimarse ρ_c mediante las Ecs. (4.2) y (4.3).

La integral de la Ec. (4.14) se realiza en la dirección radial, y debe resolverse mediante un método de integración numérico como el de Simpson (Shampine y Allen 1973). El límite superior de integración, definido como el radio de influencia del cono de descenso, se determina con un algoritmo de búsqueda de raíces, por ej. el método de Newton-Raphson (Press et al. 1992). En síntesis, el modelo de Damiata y Lee (2006) estima la respuesta gravimétrica del cono de descensos mediante expresiones complejas y métodos de integración numérica, lo cual resulta dificultoso desde un punto de vista numérico, computacional y práctico.

4.4. Validación

En esta Sección se comparan los modelos desarrollados en la Sección 4.2 con el modelo de Damiata y Lee (2006). Para realizar este análisis, se utiliza como referencia un ensayo de bombeo hipotético con una duración de 24 horas donde el gravímetro se encuentra en el pozo de bombeo ($r = r_{pb}$). Los parámetros hidráulicos (K y S_y) utilizados corresponden a un acuífero libre con textura limo-arcillosa, similar al del acuífero Pampeano en la Provincia de Buenos Aires. El espesor del acuífero es de 32 m y el nivel freático inicial se asume a 13 m de profundidad. El caudal medio del ensayo es de $7 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. El pozo monitor se encuentra a una distancia de 5 m del pozo de bombeo. Los descensos simulados fueron estimados por el modelo de Neuman (1972) considerando que el drenaje de la zona no saturada es instantáneo, y por lo tanto, ρ_c es constante durante todo el ensayo de bombeo (Ec. (4.3)). En la Tabla 4.1, se listan los valores de los parámetros requeridos por los modelos analítico y discreto.

Parámetro	Valor
K	10 m día^{-1}
S_y	0.09
Q	$7 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$
r_i	5 m
z_0	13 m
E	32 m

Tabla 4.1. Valores de los parámetros del ensayo de bombeo hipotético.

Las curvas que describen la atracción gravimétrica del cono de descensos estimadas por los modelos analítico, discreto, y Damiata y Lee se muestran en la Fig. 4.5. Como puede observarse, las tres curvas presentan características similares alcanzando valores máximos de 10 a 12 nm s^{-2} al finalizar el ensayo. Es importante mencionar que se lograron buenos ajustes en la parte central de las curvas. El error medio cuadrático entre el modelo discreto y el de referencia es $5.6 \times 10^{-2} \text{ nm s}^{-2}$, mientras que para el modelo analítico es $8.2 \times 10^{-1} \text{ nm s}^{-2}$. Los errores medios cuadráticos estimados de los ajuste son comparables con el orden de magnitud de la precisión de los gravímetros superconductores (0.1 nm s^{-2}).

Los modelos propuestos logran buenos resultados ya que realizan un buen ajuste de la curva teórica calculada por el modelo de referencia. En términos generales, la principal ventaja de los modelos propuestos respecto al modelo de Damiata y Lee es su sencillez y fácil implementación, pues están basados en fórmulas analíticas cerradas, lo que conduce a una mayor eficiencia computacional. Esta eficiencia computacional es importante cuando se implementan esquemas de inversión de datos geofísicos.

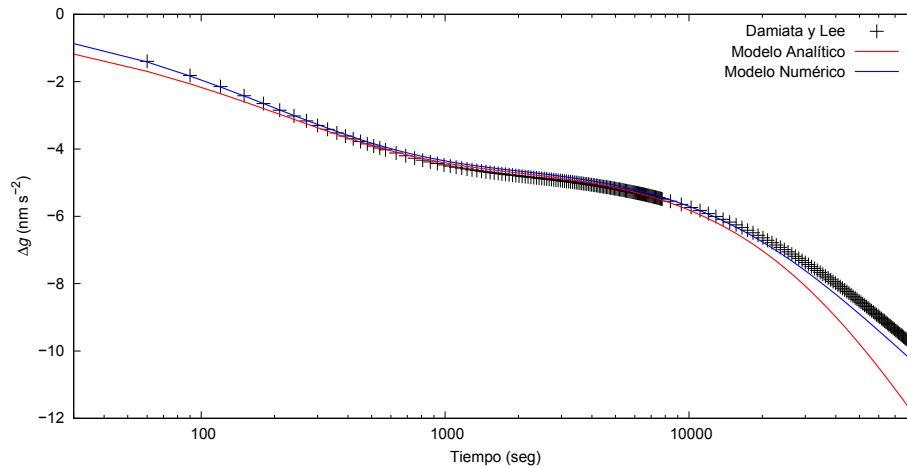


Figura 4.5. Comparación entre los modelos analítico, discreto, y de Damiata y Lee.

4.5. Comparación de los modelos con datos gravimétricos

Los modelos desarrollados en este Capítulo, fueron utilizados para simular la respuesta gravimétrica del ensayo de bombeo de larga duración realizado en mayo del 2017 en el predio del observatorio AGGO (ver Sección 2.5). Esto permitirá contrastar los residuos gravimétricos del SG038 con los resultados estimados por los modelos propuestos y analizar la factibilidad de su utilización práctica. Con este fin, se utilizaron los residuos gravimétricos de Nivel 3 provistos con un muestreo horario, los cuales se consideran que solo están afectados por las variaciones locales de las masas de agua.

Los parámetros hidráulicos requeridos por los modelos propuestos (K , S_y , γ , Q , z_{pb} , z_{pz}) fueron estimados o medidos mediante el ensayo de bombeo realizado en AGGO y presentado en la Sección 2.5. Como el modelo de Dupuit considera que el flujo de agua es horizontal durante el bombeo de agua, se utiliza el valor de la conductividad hidráulica radial (K_r). Los valores de los parámetros de los modelos hidrogravimétricos se listan en la Tabla 4.2. Para el análisis se utilizaron los descensos medidos en el pozo monitor z_{pz} ya que no están afectados por efectos estructurales del pozo.

La Fig. 4.6 muestra la comparación entre los residuos gravimétricos de Nivel 3 y las respuestas gravimétricas estimadas a partir de los modelos analítico y discreto. En primer lugar, es importante mencionar que persisten componentes periódicas en los residuos, por lo cual no se logra observar con claridad el efecto gravimétrico producido por el ensayo de bombeo. Sin embargo, se observa que las tres curvas presentan tendencias descendentes, donde los modelos analítico y discreto presentan una respuesta gravimétrica de 13.6 y 11.4 nm s^{-2} , respectivamente. Para poder validar de manera más precisa, se debe continuar avanzando en las correcciones de los datos gravimétricos ya que los efectos de las distintas fuentes periódicas no fueron removidos en su totalidad. Como se mencionó en el Capítulo 3, todavía se está trabajando en la estandarización de las técnicas de los productos provistos por el IGETS.

A pesar que los resultados no son del todo concluyentes, este ejemplo tiene el valor

Parámetro	Valor
K	7.2 m día^{-1}
S_y	0.1
Q	$6.1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$
r_i	0.05 m
z_0	13.8 m
E	32 m
γ	0.2 día

Tabla 4.2. Parámetros de entrada para la implementación de los modelos analítico y discreto.

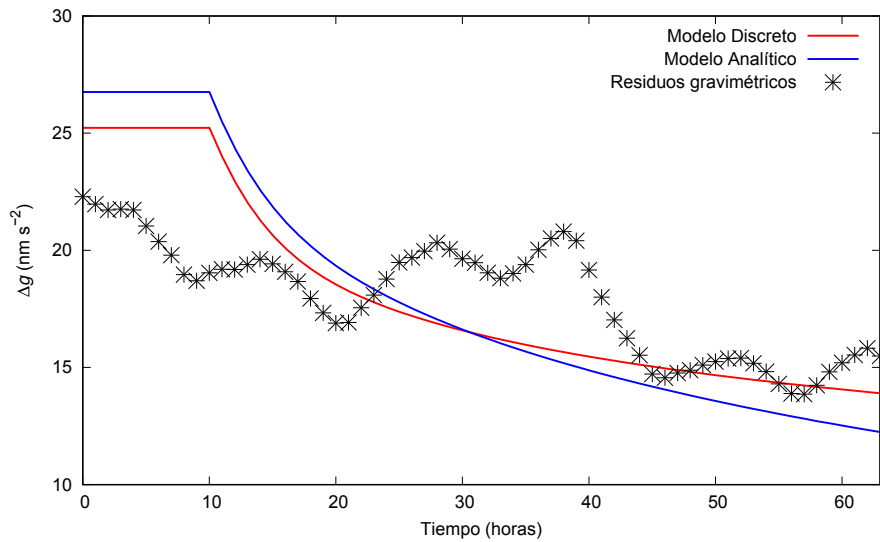


Figura 4.6. Comparación entre los residuos gravimétricos y los modelos propuestos.

de ser el primer intento de ajustar con un modelo hidrogravimétrico los residuos gravimétricos experimentales obtenidos durante un ensayo de bombeo. Además, visualiza la importancia de la eficiencia de la remoción de los efectos gravimétricos detallados en la Sección 3.3 en las series de gravedad para monitorear fenómenos hidrológicos para escalas horaria a diaria. El progreso en estas correcciones, permitirá distinguir la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo y medir de forma directa fenómenos hidrológicos de bajas amplitudes como la evapotranspiración.

No obstante, las condiciones hidrogeológicas y la tasa de caudal bombeado durante el ensayo pueden analizarse y/o modificarse para generar una respuesta gravimétrica del cono de descensos de mayor amplitud. Los modelos propuestos en esta Sección permiten realizar un análisis paramétrico para evaluar los escenarios más propicios para repetir eventualmente el ensayo de bombeo en AGGO. La variabilidad de los parámetros a analizar son el nivel estático inicial del nivel freático (z_0) y el caudal bombeado (Q). Debido a su simplicidad, se utilizará el modelo analítico para realizar

un análisis paramétrico sobre las variables mencionadas.

En el primer caso de estudio, se mantienen constante los valores de las propiedades hidráulicas del acuífero Pampeano y el caudal $Q = 6.1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Los valores seleccionados para la posición inicial del nivel freático son: 5, 10 y 15 m. Los resultados del presente análisis pueden observarse en la Fig. (4.7), donde se incluye la curva correspondiente al caso real ($z_0 = 13.8 \text{ m}$). Como era esperable, la magnitud de la respuesta gravimétrica aumenta cuando la superficie freática es más somera.

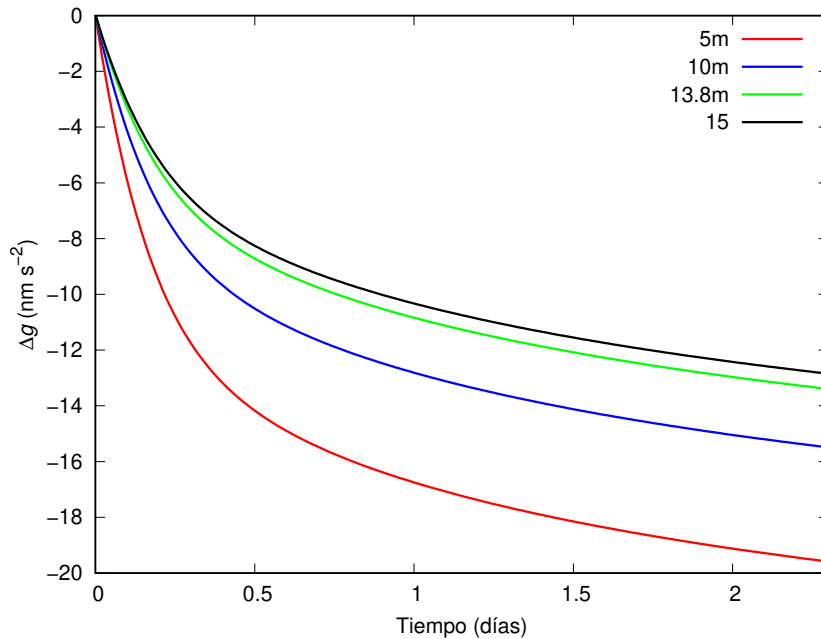


Figura 4.7. Atracción gravimétrica del cono de descensos en función de la posición del nivel estático inicial z_0 .

En segundo lugar, se varían los valores de Q , manteniendo los valores de los parámetros originales del test hidráulico. La Fig. (4.8) muestra los resultados obtenidos para valores de Q igual a 5, 6.1, 10 y $15 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. El valor máximo de Q analizado se seleccionó en función de la potencia de las bombas sumergibles comerciales, y el caudal permitido para asegurar una columna de agua en el pozo de bombeo. El análisis realizado sugiere que podrían utilizarse bombas de mayor potencia para repetir el ensayo de bombeo en el sitio de estudio y obtener un mayor efecto gravimétrico.

A partir de este simple análisis paramétrico, se concluye que de repetirse el experimento sería conveniente realizarlo en condiciones hidrológicas más húmeda para que z_0 sea más pequeño y utilizar una bomba con mayor potencia para aumentar Q . Esto generaría una señal con una mayor amplitud, que podría identificarse con mayor claridad en los residuos del gravímetros superconductor SG038.

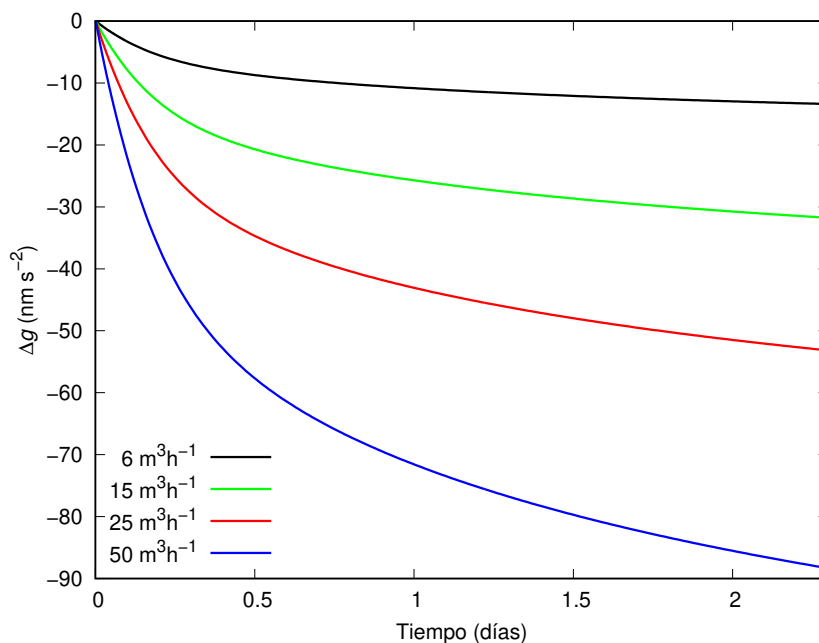


Figura 4.8. Atracción gravimétrica del cono de descensos en función del caudal extraído (Q).

4.6. Conclusiones

En el presente Capítulo se proponen dos modelos sencillos para aproximar la respuesta gravimétrica producida por un ensayo de bombeo en un acuífero libre. Uno de los modelos resuelve este problema discretizando el cono de descensos mediante cilindros verticales, mientras que el otro modelo posee una expresión analítica cerrada. Ambos modelos se basan en la fórmula de Dupuit (Ec. (4.4)) para describir la forma del cono de descensos asumiendo conocidos los parámetros hidráulicos del acuífero. Los parámetros requeridos para implementar los modelos son el caudal medio bombeado durante el ensayo de bombeo (Q), la conductividad hidráulica del acuífero (K), la densidad del cono (ρ_c), el nivel estático inicial de la superficie freática (z_0) y los descensos observados en un pozo monitor o de bombeo. Ambos modelos fueron validados con datos sintéticos estimados mediante un modelo de referencia propuesto por Damiaty y Lee (2006).

Los modelos derivados en este Capítulo analizan la respuesta gravimétrica producida por el ensayo de bombeo de larga duración realizado en el observatorio AGGO, permitiendo comparar por primera vez los modelos propuestos con residuos gravimétricos reales. Desafortunadamente, no se logra observar con claridad el efecto gravimétrico del cono de descensos en los residuos de Nivel 3 obtenidos del SG038 a causa de dos factores. Por un lado, como se observa en la Fig. 4.6 y a pesar del riguroso tratamiento de la señal gravimétrica descrito en la Sección 3.3, no fueron eliminados completamente efectos periódicos no hidrológicos en los datos de gravedad. Como consecuencia, las aplicaciones hidrogravimétricas de los residuos utilizados en el presente trabajo son limitadas para monitorear procesos hidrológicos a escala horaria. Por otro lado, la magnitud de la respuesta gravimétrica del ensayo de bombeo es baja ya que las dimensiones del cono son pequeñas debido a las propiedades hidrológicas del acuífero Pampeano, y

al caudal bombeado. Por último, los modelos propuestos son utilizados en un análisis paramétrico para definir las condiciones óptimas en las que debe realizarse un ensayo de bombeo para amplificar la señal gravimétrica y de este modo poder ser observado con mayor claridad en los residuos del gravímetro superconductor SG038.

A partir de los resultados obtenidos en el presente Capítulo, se concluye que los modelos presentados pueden ser utilizados para predecir la respuesta gravimétrica producida por un ensayo de bombeo. En tal sentido, son modelos útiles para diseñar campañas gravimétricas con el fin de detectar el efecto en la gravedad de un ensayo de bombeo y estimar parámetros hidráulicos de un acuífero libre. Los modelos propuestos tienen el potencial de ser implementados en un esquema de inversión conjunta de datos hidrológicos y gravimétricos ya que se basan en la utilización de fórmulas analíticas beneficiando el costo computacional de este procedimiento. Los resultados del presente Capítulo, fueron presentados en la XXIX Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (AAGG) realizada en el año 2021 (Pendiuk y Guarracino 2021).

Capítulo 5

Estimación del almacenamiento

El rendimiento específico es un parámetro de interés para la gestión sustentable de acuíferos libres, ya que relaciona las fluctuaciones del nivel freático con las variaciones en el almacenamiento del acuífero, impactado en el suministro de agua. No obstante, la estimación del rendimiento específico sigue siendo un desafío debido a limitaciones tanto teóricas como metodológicas. En este Capítulo, se presenta una nueva técnica para estimar el rendimiento específico a partir de los datos del gravímetro superconductor SG038. La metodología propuesta se basa en un modelo hidrogravimétrico que estima la respuesta gravimétrica debido a pérdidas y ganancias de masas de agua en el perfil del suelo, utilizando datos de precipitaciones, nivel freático y temperatura del aire.

5.1. Introducción

El rendimiento específico (S_y) es un parámetro de gran interés para la hidrología y el desarrollo de planes sustentables de manejo de agua, ya que permite cuantificar la cantidad de agua disponible en un acuífero libre. Las aplicaciones hidrológicas de este parámetro incluyen el análisis de las variaciones de las reservas de agua, drenaje en los suelos destinados para cultivo y el modelado de aguas subterráneas, entre otras (Dettmann y Bechtold 2016; Chinnasamy et al. 2018; Gribovszk 2018; Seraphine et al. 2018). Desde un punto de vista hidrológico, el S_y es un concepto relativamente simple, pero su definición formal resulta ser un tanto compleja. Freeze y Cherry (1979) lo definen como el volumen de agua que un acuífero drena libremente o por gravedad, por unidad de área y por unidad de descenso unitario del nivel freático. El valor del S_y es siempre menor al de la porosidad, ya que una fracción del agua es retenida dentro de los poros por fuerzas capilares y moleculares. Algunos autores expresan el S_y como (Meinzer 1923; Healy and Cook 2002; Crosbie et al. 2005):

$$S_y = \phi - S_r, \quad (5.1)$$

donde ϕ es la porosidad y S_r es la retención específica, la cual, puede definirse como el volumen de agua, por unidad de volumen retenida en el medio poroso luego del drenaje gravitacional. En distintos campos de la ciencia, como la hidrología y agronomía, la retención específica es usualmente llamada *capacidad de campo* (Gribovzky 2018). La

definición anterior del S_y es válida cuando el drenaje desde la zona no saturada es instantáneo y completo en todos los puntos por encima del nivel freático (Healy y Cook 2002; Dietrich et al. 2018). Notar que S_y definido por la Ec. (5.1) es un parámetro de valor constante, también conocido como *porosidad drenable* (Sophocleous 1985).

Una definición más compleja del rendimiento específico S_y , que considera la profundidad del nivel freático y la dependencia temporal de este parámetro, es propuesta por Bear (1972). Según este autor, S_y se define como la cantidad promedio de agua por unidad de volumen de suelo drenado desde una columna de suelo que se extiende desde la posición del nivel freático hasta la superficie del suelo, por unidad de descenso de agua. Basado en esta definición, el rendimiento específico puede definirse mediante la siguiente ecuación:

$$S_y = \frac{1}{\Delta z} \int_{z_0}^{z_{top}} [\theta(z, t_1) - \theta(z, t_2)] dz, \quad t_1 < t < t_2 \quad (5.2)$$

donde $\theta(z, t)$ es el contenido volumétrico de agua al tiempo t y profundidad z ; $\Delta z = z_2 - z_1$ es el cambio en la posición del nivel freático entre los tiempos t_1 y t_2 ; z_0 es la base del acuífero y z_{top} es la posición de la superficie del suelo.

Notar que S_y definido por la Ec. (5.2) no es una propiedad intrínseca del medio poroso. Este parámetro depende de la posición del nivel freático, el proceso de drenaje, del tipo de suelo, y el estado inicial del contenido de humedad del suelo. Considerando el proceso de drenaje, el S_y estimado por la Ec. (5.2) es también llamado rendimiento específico aparente (Crosbie et al. 2005; Loheide et al. 2005). Notar que cuando el nivel freático se encuentra lo suficientemente profundo y el proceso de drenaje cesa, la Ec. (5.2) es equivalente a la Ec. (5.1) (Lv et al. 2020). Para evitar la dependencia temporal de S_y , Duke (1972) asume que los perfiles de suelo inicial y final se encuentran en equilibrio hidrostático por encima del nivel freático.

A pesar de los avances realizados en la últimas décadas en esta materia, la estimación del rendimiento específico continua siendo un desafío debido a los diferentes valores que se obtienen según la metodología empleada, y la escala de tiempo involucrada para su determinación (Healy y Cook 2002). Numerosos trabajos reportan valores inconsistentes de S_y para un mismo tipo de suelo utilizando diferentes técnicas (por ej. Lv et al. 2020). Por lo tanto, el valor del S_y calculado bajo una condición de suelo y técnica en particular, debe ser cuidadosamente utilizado en diferentes escenarios ya que se podría llegar a resultados no fidedignos (Duke 1972).

Estimaciones de S_y pueden obtenerse a partir de métodos de laboratorio o de campo. Las técnicas de laboratorio suelen involucrar experimentos de drenaje de una columna de suelo, determinaciones de las curvas del contenido de agua, y el análisis de la distribución de tamaño de grano utilizando diferente ecuaciones de regresión (Neuman 1987; Song y Chen 2010). Los métodos de laboratorio suelen proveer valores más altos de S_y que las técnicas de campo, ya que drenan completamente las muestras de suelo. Además, las técnicas de laboratorio son representativas a escala de campo (10^{-4} - 1 m), y no es usualmente recomendable utilizar los valores de S_y derivados a partir de estas técnicas para analizar la recarga de acuíferos.

Los métodos de campo incluyen los ensayos en acuíferos (por ej. ensayos de bombeo y mediciones puntuales de permeabilidad), balances hidrológicos, y técnica geofísicas, entre otros (Neuman 1987; Frohlich y Kelly 1988; Nachabe 2002; Maréchal et al. 2006;

Pool 2008; Boucher et al. 2009; Dietrich et al. 2018). El ensayo de bombeo a caudal constante es una técnica estándar para determinar la transmisividad y almacenamiento de los acuíferos. Las estimaciones de S_y mediante esta técnica suelen depender de la duración del test o las características constructivas de los pozos (Wu et al. 2005; Moench 2008). Como consecuencia, las determinaciones del S_y tienen una incertidumbre asociada en el rango entre 0.005 y 0.038 (Heidari y Moench 1997). No obstante, los ensayos de bombeo se consideran los métodos más confiables para estimar S_y a escala de campo (Trabucchi et al. 2018).

Generalmente, las técnicas geofísicas no son invasivas y brindan información cuantitativa acerca de los parámetros hidráulicos o procesos subterráneos, tales como el drenaje y la imbibición (Rubin y Hubbard 2005). En particular, los sondeos de resonancia magnética, las tomografías de resistividad eléctrica y las técnicas gravimétricas han sido utilizadas para estimar el rendimiento específico (Gehman et al. 2009; Pool 2008; Boucher et al. 2009; Dietrich et al. 2018).

El sondeo de resonancia magnética (MRS, por sus siglas en inglés) es una herramienta promisoriosa para monitorear las fluctuaciones del nivel freático, y para estimar la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento de acuíferos someros (Descloitres et al. 2008; Vouillamoz et al. 2008). Algunos trabajos utilizan esta técnica para estimar S_y (Boucher et al. 2009; Vouillamoz et al. 2012), pero estos estudios concluyen que la MRS estima la porosidad efectiva en lugar de S_y . La tomografía de resistividad eléctrica (ERT, por sus siglas en inglés) permite determinar heterogeneidades y zonas de recarga, entre otras aplicaciones. Recientemente, Dietrich et al. (2018) proponen una novedosa estrategia para calcular S_y mediante ERT mostrando como este parámetro varía en tiempo y espacio.

Los métodos gravimétricos provén una medida directa de las variaciones del almacenamiento del agua, integrando fenómenos en un rango de escalas locales a continentales. Estos métodos han sido utilizados exitosamente para estudiar las variaciones locales del almacenamiento del agua (Naujoks et al. 2008; Creutzfeldt et al. 2010; Pfeffer et al. 2013; Hector et al. 2013; Piccolroaz et al. 2015) y para la calibración de modelos hidrológicos (Krause et al. 2009; Naujoks et al. 2010; Christiansen et al. 2011). Además, pueden utilizarse para estimar S_y ya que este parámetro relaciona las fluctuaciones del nivel freático con las variaciones del almacenamiento de acuíferos libres. Montgomery (1971) realizó una de las primeras estimaciones de S_y a partir de la correlación entre las variaciones de gravedad observada y las fluctuaciones del nivel freático. Luego, el rendimiento específico fue estimado mediante datos de gravedad registrados por gravímetros relativos de masa resorte (Pool and Eychaner 1995; Howle et al. 2003; Gehman et al. 2009; Seraphine et al. 2018) y gravímetros absolutos (Jacob et al. 2009; Pfeffer et al. 2011; Hector et al. 2013, Chen et al. 2018). Wilson et al. (2012) realizaron la primera estimación de S_y a partir de datos de un gravímetro superconductor. Es importante remarcar que Wilson y colaboradores utilizan la metodología propuesta por Montgomery para estimar S_y , por lo cual, los residuos gravimétricos que utilizaron están afectados por las variaciones del almacenamiento en la zona no saturada.

Una forma de estimar S_y es mediante un análisis de regresión entre las fluctuaciones del nivel freático y las variaciones locales de gravedad (Pool 2008). Este análisis suele proveer valores poco realistas del S_y debido a la influencia de la zona no saturada sobre la gravedad. Por lo tanto, los procesos hidrológicos que tienen lugar en esta región del

suelo deben ser identificados para calcular su respuesta gravimétrica y removerla del análisis de regresión tal como señalan Pool (2008) y Creutzfeldt et al. (2010).

En este contexto general, el principal objetivo de este Capítulo es el de desarrollar una nueva metodología para estimar el S_y utilizando datos del gravímetro superconductor SG038 instalado en AGGO. La metodología propuesta se utiliza para estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano en la provincia de Buenos Aires (Argentina) lo que también constituye, un aporte al conocimiento hidrológico del acuífero.

En la siguiente sección, se presentará la metodología propuesta para estimar S_y a partir de los datos del gravímetro superconductor. Las diferentes contribuciones hidrológicas a las variaciones locales de gravedad se modelan de manera independiente utilizando datos de lluvia, nivel de agua subterránea, y temperatura del aire registrados en AGGO. Las variaciones temporales de gravedad generadas a partir de los datos hidrometeorológicos se comparan con los residuos gravimétricos obtenidos del gravímetro SG038. Finalmente, el valor del rendimiento específico se estima por un proceso de inversión y se compara con el valor obtenido mediante el ensayo de bombeo presentado en la Sección 2.5.

5.2. Modelo teórico

Los acuíferos libres almacenan el agua en el espacio poral que se genera entre los granos de la roca. Cuando los niveles de agua descienden, una cierta cantidad de agua es drenada fuera del espacio poral y es reemplazada por aire. La cantidad de agua drenada por gravedad está directamente relacionada con el valor del rendimiento específico del acuífero libre. Por lo tanto, las variaciones del almacenamiento del acuífero dependen de las fluctuaciones del nivel freático y S_y . Desde un punto de vista gravimétrico, las variaciones del almacenamiento del acuífero generan una redistribución de masa de agua que afecta la gravedad local. Estos cambios en la gravedad pueden ser medidos por el gravímetro superconductor, y ser utilizados para determinar S_y .

La Fig. 5.1 muestra una sección esquemática del acuífero, el pozo de monitoreo y el gravímetro superconductor (GS). El flujo de agua en áreas con topografía plana, como en la provincia de Buenos Aires, es predominantemente vertical debido a la escasa pendiente topográfica ($<0.1\%$). En base a ello, la principal hipótesis del modelo propuesto es que el agua subterránea solo se mueve en la dirección vertical z y el nivel freático es horizontal. Se asume que el drenaje por el descenso del nivel freático Δz , tiene lugar entre dos perfiles de humedad estacionarios en un suelo homogéneo (ver Fig. 5.2a). Bajo las hipótesis enunciadas, el rendimiento específico definido por la Ec. (5.2) es constante y puede ser considerado como un parámetro representativo de las condiciones medias del sitio de estudio. Notar que las curvas del contenido de agua en la Fig. 5.2a tienen la misma forma, donde $\theta(t_1)$ y $\theta(t_2)$ representan el contenido de agua en equilibrio inicial y final luego de un descenso del nivel freático Δz , respectivamente. El área sombreada en la Fig. 5.2a representa la cantidad de agua por unidad de área que es liberada por el medio debido al descenso del nivel freático, y puede ser calculado como $S_y \Delta z$.

Sin embargo, la condición de equilibrio hidrostático entre dos perfiles de humedad se pierde a causa de los eventos de infiltración y evapotranspiración. A modo de ejemplo,

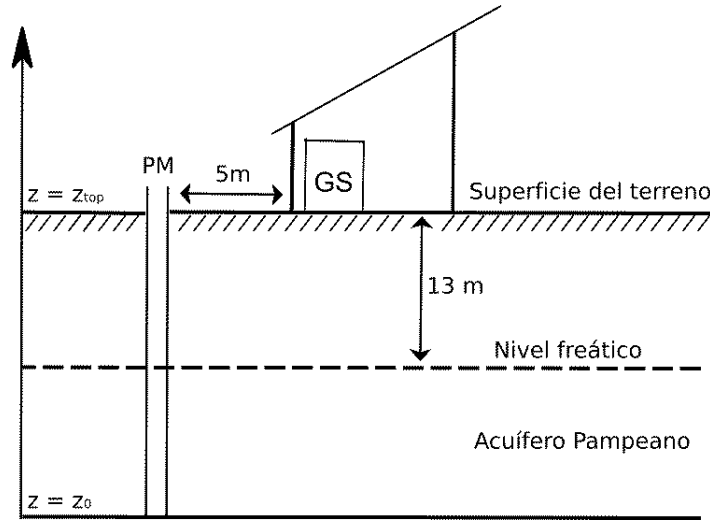


Figura 5.1. Sección esquemática del acuífero Pampeano, el pozo monitor (PM), y del gravímetro superconductor (GS), donde z es la coordenada vertical.

en la Fig. 5.2b se muestran los perfiles de humedad del suelo antes ($\theta(t_1)$) y después ($\theta(t_2)$) de un evento de lluvia. El agua precipitada durante una lluvia infiltra en el suelo aumentando los niveles del contenido de humedad en las capas más superficiales (Fig. 5.2b). El área sombreada representa el volumen de agua de lluvia infiltrado dentro del perfil de suelo por unidad de área. Si el contenido de humedad supera el valor de la *capacidad de campo* debido a la infiltración, el exceso de agua drena por gravedad.

Para estimar el efecto gravimétrico de las variaciones del contenido de agua en el perfil de suelo, se considera que la contribución gravimétrica de una capa infinita de Bouguer, de espesor diferencial dz y densidad $\rho(z, t)$ (Telford et al. 1992):

$$dg(z, t) = 2\pi G\rho(z, t)dz, \quad (5.3)$$

donde $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$ es la constante de gravitación universal. Notar que ρ depende de la densidad de la matriz sólida y del contenido de humedad del suelo $\theta(z, t)$, y puede modelarse como:

$$\rho(z, t) = (1 - \phi)\rho_m + \theta(z, t)\rho_w, \quad (5.4)$$

donde ϕ es la porosidad del medio, ρ_m y ρ_w son las densidades de la matriz sólida y del agua, respectivamente.

La atracción gravimétrica del perfil de suelo ($z_0 < z < z_{top}$) al tiempo t , puede ser estimada a partir de las Ec.(5.3) y (5.4):

$$g(t) = 2\pi G \int_{z_0}^{z_{top}} [(1 - \phi)\rho_m + \theta(z, t)\rho_w] dz. \quad (5.5)$$

Luego, las variaciones de la gravedad debido al descenso del nivel freático (Δz) entre los tiempos t_2 y t_1 puede ser calculado como:

$$\Delta g_{gw} = g(t_2) - g(t_1) = 2\pi G\rho_w \int_{z_0}^{z_{top}} [(\theta(z, t_2) - \theta(z, t_1))] dz. \quad (5.6)$$

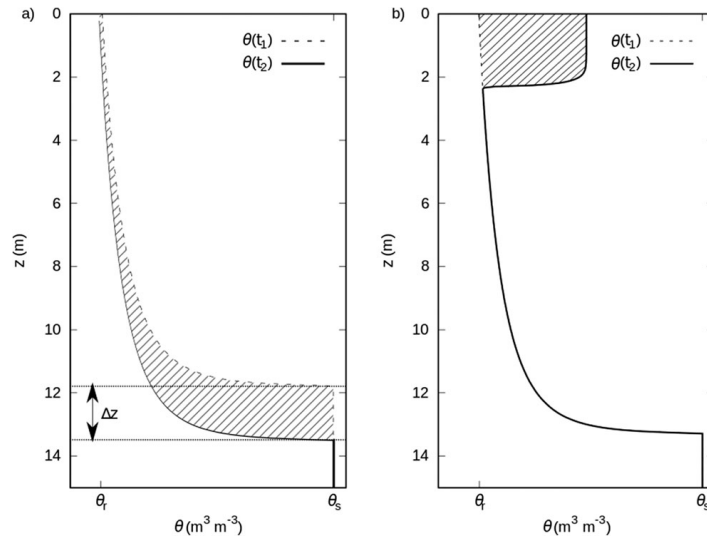


Figura 5.2. Curvas de contenido de humedad θ para diferentes condiciones del suelo, donde θ_r y θ_s son el contenido de humedad residual y saturado, respectivamente, y z es la profundidad medida desde la superficie del terreno. **a)** curvas de contenido de humedad inicial $\theta(t_1)$ y final $\theta(t_2)$ bajo condiciones de equilibrio antes y después de un descenso del nivel freático (Δz); **b)** curvas de contenido de humedad inicial $\theta(t_1)$ y final $\theta(t_2)$ antes y después de un evento de lluvia.

Finalmente, al combinar las Ecs. (5.2) y (5.6) se obtiene una expresión de las variaciones de la gravedad en términos de S_y :

$$\Delta g_{gw} = 2\pi G \rho_w S_y \Delta z. \quad (5.7)$$

Notar que la Ec. (5.7) es válida para variaciones de gravedad entre dos perfiles de humedad estacionarios. Sin embargo, cerca de la superficie del perfil de suelo, el almacenamiento del agua puede variar debido a la infiltración del agua de lluvia (ver Fig. 5.2b) o por la evapotranspiración, dejando de ser válida la Ec. (5.7).

Para estimar la influencia de la evapotranspiración y de la lluvia sobre la gravedad, se utiliza el siguiente modelo empírico propuesto por Crossley et al (1998):

$$\Delta g_r(t) = 2\pi G \rho_w r(t_r) f(t), \quad t > t_r, \quad (5.8)$$

donde Δg_r es el efecto gravimétrico de la redistribución de masas de agua producida por un evento de lluvia, la infiltración y la evapotranspiración, $r(t_r)$ es la lluvia al tiempo t_r , y $f(t)$ es una función que representa la acumulación y la variación de agua debido a la infiltración y a la evapotranspiración, cuya expresión es la siguiente:

$$f(t) = (1 - e^{-(t-t_r)/\tau_1}) e^{-(t-t_r)/\tau_2}, \quad (5.9)$$

donde τ_1 y τ_2 son parámetros temporales de recarga y descarga, respectivamente. El parámetro τ_1 describe la acumulación de agua en el suelo, mientras que τ_2 representa

la descarga de agua debido a la evapotranspiración. Este modelo asume que no hay pérdida directa de agua por escorrentía superficial ya que el agua precipitada evapora o infiltra en el perfil de suelo. De acuerdo con Neumeyer (2010), los parámetros temporales deben adaptarse empíricamente dependiendo de las características hidrogeológicas del sitio de estudio y sus alrededores. Por otra parte, Mouyen et al. (2013) concluye que el modelo descrito por la Ec. (5.8) resulta adecuado para una serie temporal gravimétrica continua.

A partir de la Ec. (5.8), las variaciones de la gravedad causadas por efectos hidrológicos en la zona no saturada (Δg_{ZNS}), en el intervalo de tiempo $\Delta t = t_2 - t_1$, puede ser modelado como:

$$\Delta g_{ZNS} = \Delta g_r(t_2) - \Delta g_r(t_1) = 2\pi G \rho_w r(t_r)[f(t_2) - f(t_1)]. \quad (5.10)$$

Considerando que no hay deformación del medio poroso a causa las variaciones del almacenamiento del agua, los residuos gravimétricos medidos por el gravímetro superconductor Δg_{GS} pueden expresarse como:

$$\Delta g_{GS} = \Delta g_{ZNS} + \Delta g_{gw}. \quad (5.11)$$

Finalmente, el modelo hidrogravimétrico para estimar los residuos se obtienen al sustituir la Ec. (5.7) y (5.10) en la Ec. (5.11):

$$\Delta g_{GS} = 2\pi G \rho_w \{S_y(\Delta z) + r(t_r)[f(t_2) - f(t_1)]\}. \quad (5.12)$$

La Ec. (5.12) modela la atracción gravimétrica debido a las variaciones del almacenamiento en todo el perfil de suelo. El modelo hidrogravimétrico propuesto depende de datos del del nivel freático y de precipitaciones, y de tres parámetros del modelo: S_y , τ_1 y τ_2 . Luego, la metodología propuesta para estimar S_y está basada en la inversión de datos de los residuos del gravímetro superconductor SG038. Notar que la Ec. (5.12) está definida para un evento simple de lluvia, pero puede ser adaptado fácilmente a una secuencia de eventos al calcular la suma de las respuestas gravimétricas individuales de ellas.

5.3. Parámetros del modelo

En esta Sección, se estiman los parámetros del modelo (S_y , τ_1 , τ_2) mediante un proceso de inversión de los residuos gravimétricos. El parámetro temporal de la recarga τ_1 , depende de la capacidad de campo del suelo y se lo asume constante para todo el período de interés (Harnisch y Harnisch 2006; Mouyen et al. 2013; Carbone et al. 2019). El parámetro temporal τ_2 representa la pérdida de la masa de agua, principalmente por la evapotranspiración. En este trabajo, se asume que τ_2 depende de la temperatura del aire ya que es uno de los mecanismos principales que controlan a la evapotranspiración.

Harnisch y Harnisch (2002) definen tres rangos para la temperatura diaria del aire con diferentes valores de τ_2 . En cambio, en el presente trabajo se propone que τ_2 varíe como una función continua de la temperatura diaria del aire. A partir de un análisis de sensibilidad de la Ec. (5.9), se observa que mientras más bajos sean los valores de τ_2 , mayor es la tasa de recuperación de los residuos gravimétricos luego de

un evento de lluvia. Como resultado del análisis de sensibilidad, se propone que el parámetro temporal τ_2 decrece con la temperatura, ya que un descenso de esta variable meteorológica está acompañado de una reducción en la tasa de la evapotranspiración, y por lo tanto, los residuos recuperan lentamente su valor inicial. Basados en esta observación, se propone la siguiente parametrización de τ_2 :

$$\tau_2 = \frac{a}{T(t)}, \quad (5.13)$$

donde a es un parámetro del ajuste y $T(t)$ es la temperatura media diaria del aire. Para obtener una expresión de $T(t)$, la serie temporal de la temperatura del aire registrada por la estación meteorológica de AGGO es ajustada mediante la siguiente función sinusoidal:

$$T(t) = A \text{sen} [(t + B)2\pi/365] + C, \quad (5.14)$$

donde A , B , C son parámetros del ajuste. La Fig. 5.3 muestra los datos de temperatura (Mikolaj et al. 2019) y $T(t)$ ajustada por el método de mínimos cuadrados no lineales de Marquardt-Levenberg (Marquardt 1963). Los valores ajustados de A , B y C (ver Eq. (5.14)) son 5.9 °C, 167.86 días y 17.9 °C, respectivamente

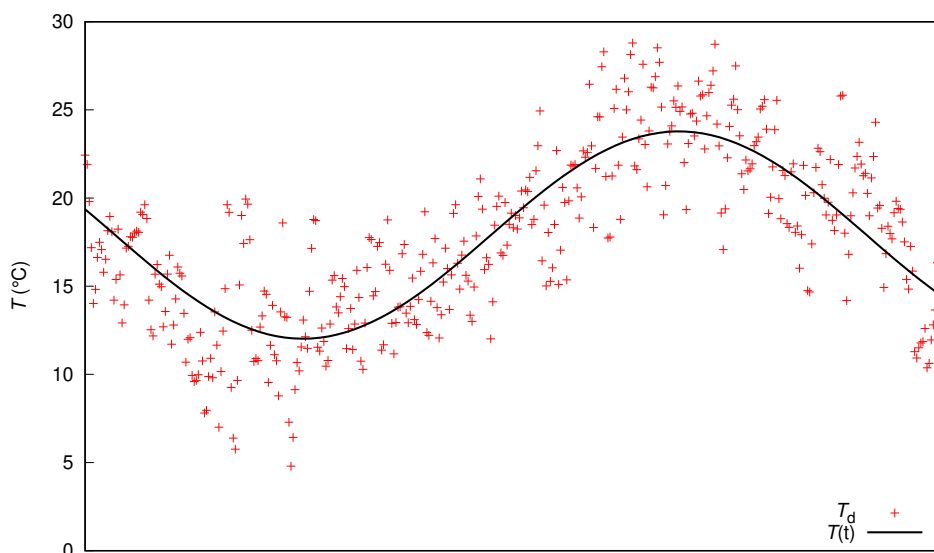


Figura 5.3. Valores medios diarios de la temperatura del aire T_d registrada en AGGO para el período comprendido entre el 5 de abril del 2017 al 31 de mayo del 2018 y la función de temperatura propuesta $T(t)$.

Para aplicar la metodología propuesta, deben ser estimados tres parámetros invariantes en el tiempo: S_y , τ_1 y a (parámetro relacionado a τ_2 a través de la Ec. (5.13)). Estos parámetros son obtenidos a través de un procedimiento de optimización que compara los residuos simulados (Ec. (5.12)) con los residuos gravimétricos del Nivel 3 obtenidos del SG038 de AGGO. La función objetivo ($ObjF$) a ser minimizada durante el procedimiento de optimización se define como:

$$ObjF(S_y, a, \tau_1) = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(\Delta g_{obs}^i - \Delta g_{GS}^i)^2}{N}}, \quad (5.15)$$

donde Δg_{obs}^i y Δg_{GS}^i son los residuos observados y simulados al tiempo $t = i$, respectivamente, y N representa el número total de observaciones. La función objetivo se minimiza utilizando del método de búsqueda exhaustiva (Sen y Stoffa 2013). Este método puede ser computacionalmente costoso pero tiene la ventaja de que siempre encuentra la solución al problema, si es que esta existe. Es por ello que se lo suele usar para probar teoremas o para hallar soluciones de referencias para evaluar otros algoritmos. La precisión con la que se estiman los parámetros está dada por el intervalo de discretización de los parámetros, el cual puede hacerse tan pequeña como se quiera o pueda.

5.4. Datos

Para este estudio, se seleccionó un período aproximado de un año de datos (del día 8 de abril de 2017 al día 31 de mayo de 2018) con una resolución temporal horaria. El lapso de tiempo seleccionado, corresponde al período más extenso de los residuos gravimétricos de Nivel 3 sin faltante de datos. La metodología descrita en las secciones previas fue aplicada a datos hidrometeorológicos y gravimétricos descriptos en los Capítulos 2 y 3 para estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano.

Con respecto a los datos hidrometeorológicos, se utilizaron los datos de precipitación de Nivel 3, temperatura del aire registradas por un sensor CS215 instalado en AGGO, y del nivel freático de Nivel 2. Los datos de precipitación y posición del nivel freático se muestran en la Fig. 5.4. Estos datos exhiben distintos períodos húmedos y secos que corresponden al invierno y verano, respectivamente.

La Fig. 5.5 muestran los residuos gravimétricos de Nivel 3 (Δg_{obs}) obtenidos en el período de interés, los cuales serán comparados con los residuos calculados con la metodología propuesta para estimar el S_y . Los residuos de Nivel 3, muestran un comportamiento estacional, con una amplitud de 100 nm s^{-2} aproximadamente.

5.5. Resultados

El modelo hidrogravimétrico presentado en la Sección 5.2 depende de tres parámetros independientes: S_y , τ_1 y a . Los valores de estos parámetros se estiman a partir de un ajuste óptimo entre los residuos gravimétricos simulados Δg_{GS} y observados Δg_{obs} . Para minimizar la función objetivo $ObjF$ (Ec. (5.15)), se utiliza el método de búsqueda exhaustiva por lo que resulta necesario establecer rangos de variación para cada uno de los parámetros. Los rangos iniciales de búsqueda son de 1-24 h para τ_1 , 2400-48000 °C h para a , y 0.01-0.20 par S_y , con incrementos de 1 h, 240 °C h y 0.005, respectivamente. El conjunto de valores óptimos se obtiene a partir del proceso de inversión y se listan en la Tabla 5.1.

La raíz del error medio cuadrático del ajuste es 7.94 nm s^{-2} , siendo 0.96 el coeficiente de correlación entre Δg_{obs} y Δg_{GS} . Estos valores estadísticos muestran un buen desempeño general del modelo propuesto. De acuerdo con la Ec. (5.13) y el valor óptimo de a , el parámetro temporal τ_2 toma valores entre 1111.6 y 2201.8 h para todo el período analizado. Los valores máximos y mínimos de τ_2 están relacionados con el

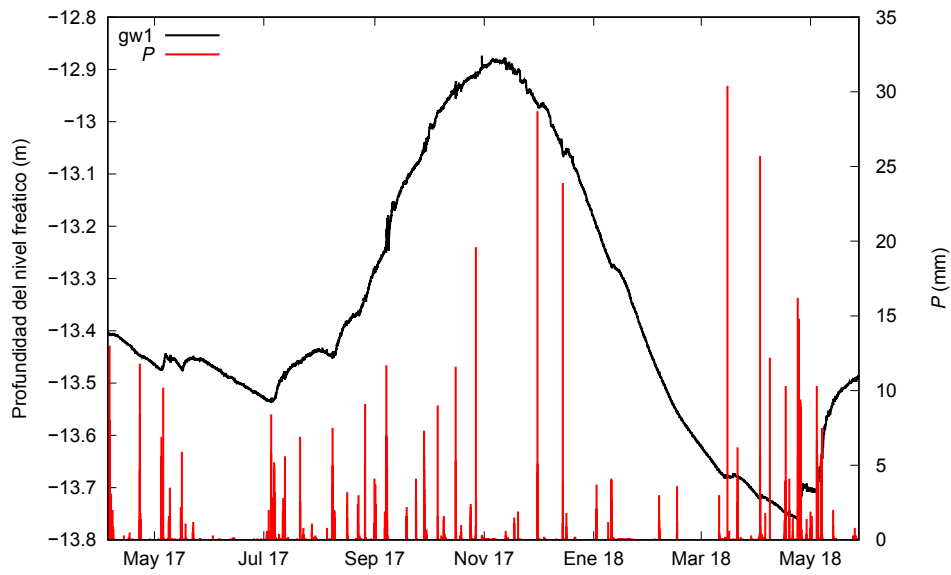


Figura 5.4. Series temporales horarias de la precipitación (P) y las variaciones del nivel freático (gw1); el primer registro corresponde al día 8 de abril del 2017 a las 00:00 h.

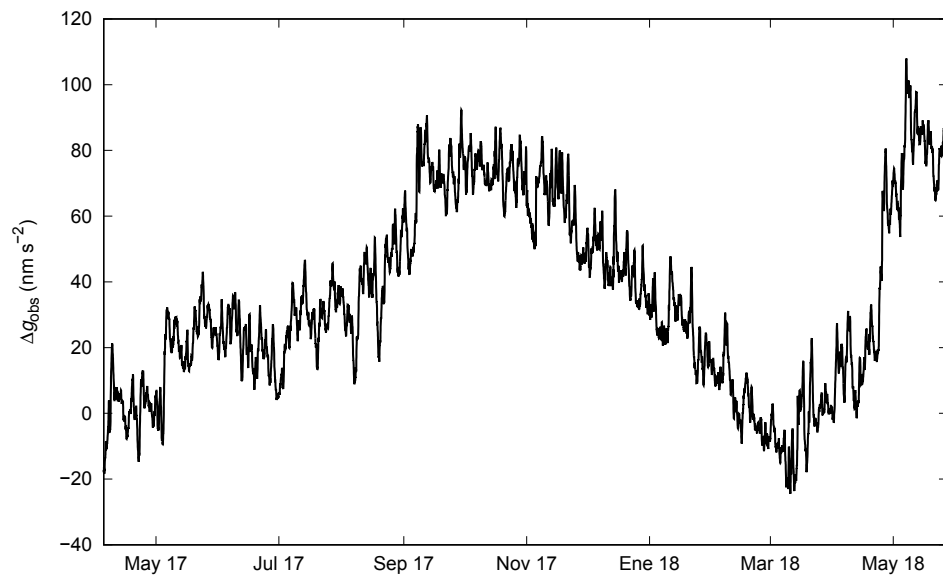


Figura 5.5. Residuos gravimétricos obtenidos del gravímetro superconductor SG038; el primer registro corresponde al día 8 de abril del 2017 a las 00:00 h.

Parámetros (unidades)	Valores estimados
S_y	0.11
a ($^{\circ}\text{C h}$)	26400
τ_1	1

Tabla 5.1. Estimación de los parámetros del modelo propuesto mediante el método de búsqueda exhaustiva.

invierno y el verano, respectivamente. Las Fig. 5.6a y 5.6b muestran de manera desacoplada los efectos gravimétricos de la zona no saturada (Δg_{ZNS}) y de las variaciones del almacenamiento del acuífero Pampeano (Δg_{gw}), respectivamente, calculados con las Ecs. (5.7) y (5.10) y los valores listados en la Tabla 5.1.

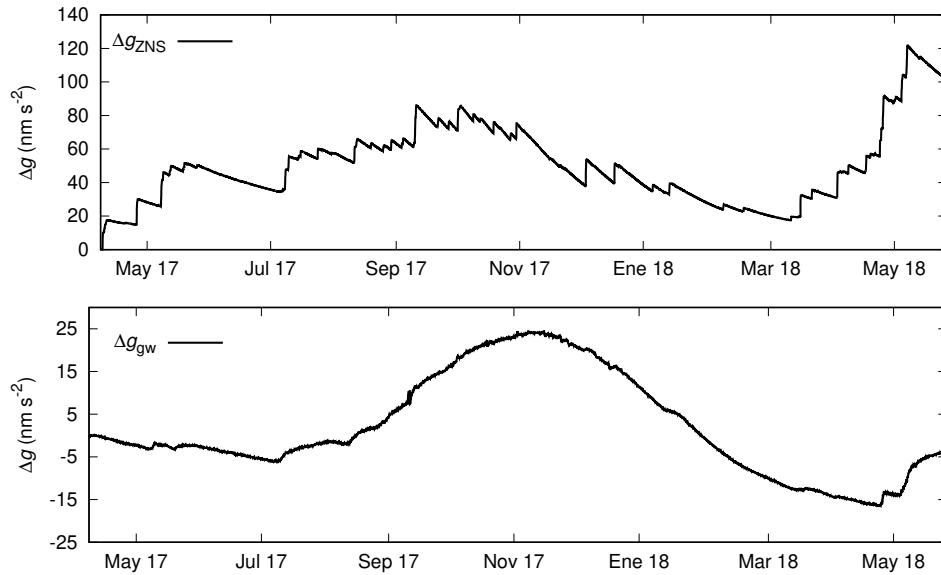


Figura 5.6. a) Respuesta gravimétrica de la ZNS debido a las precipitaciones, infiltración y la evapotranspiración; b) respuesta gravimétricas debido a las fluctuaciones del nivel freático.

Los efectos hidrológicos locales de corto plazo sobre los residuos de gravedad son representados principalmente por Δg_{ZNS} , mientras que Δg_{gw} muestra un patrón distintivo estacional con una amplitud aproximada de 41 nm s^{-2} .

La Fig. 5.7 muestra el ajuste determinado entre los valores observados (Δg_{obs}) y los simulados (Δg_{GS}). Como puede observarse en la figura, el modelo hidrogravimétrico definido por la Ec. (5.12) reproduce razonablemente bien las principales características de los residuos gravimétricos de Nivel 3. En particular, la dinámica de los términos de baja frecuencia están bien representados, indicando que el modelo captura las variaciones estacionales del almacenamiento de agua en la zona de estudio.

El valor estimado del rendimiento específico para el acuífero Pampeano, $S_y = 0.11$, es similar a los valores calculados a partir del ensayo de bombeo realizado en AGGO con los modelos de Moench ($S_y = 0.95$), y Mathias y Butler ($S_y = 0.10$) (Sección 2.5).

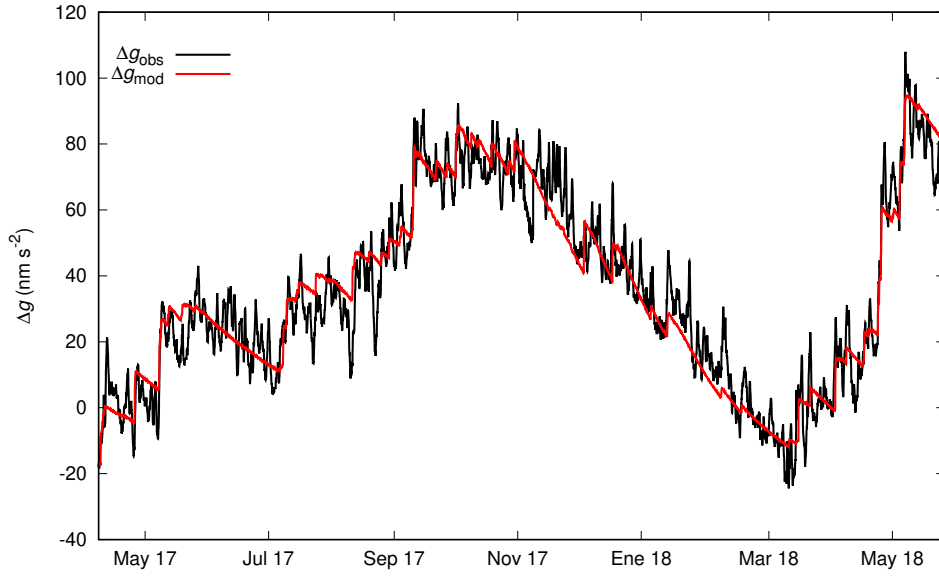


Figura 5.7. Ajuste obtenido entre los residuos gravimétricos observados (Δg_{obs}) y calculados por el modelo hidrogravimétrico (Δg_{SG}).

Además, el resultado obtenido con el modelo hidrogravimétrico propuesto, es consistente con estimaciones previas del S_y del acuífero Pampeano, que se encuentran en el rango de 0.09 a 0.13. Estas estimaciones fueron realizadas por otros estudios utilizando los productos de la misión satelital GRACE (Guarracino et al. 2011), un método basado en la correlación entre las precipitaciones y los aumentos en el nivel freático (Quiroz-londoño et al 2012; Varni et al. 2013) y mediante tomografías de resistividad eléctrica (Dietrich et al. 2018).

5.6. Incertidumbre

La estimación del rendimiento específico S_y utilizando el modelo hidrogravimétrico propuesto, depende de los residuos gravimétricos (Δg_{GS}), las variaciones del nivel freático (Δz) y los datos de precipitación (r). Es por ello que la incertidumbre en la estimación de S_y puede ser calculada por propagación de errores a través de la Ec. (5.12). Asumiendo que las variables no están correlacionadas, la incertidumbre propagada de S_y es :

$$\sigma_{S_y} = S_y \sqrt{\left(\frac{\sigma_{grav}}{\langle \Delta g_{GS} \rangle}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\Delta z}}{\langle \Delta z \rangle}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_r}{\langle \Delta r \rangle}\right)^2}, \quad (5.16)$$

donde σ_{grav} , σ_z y σ_r son las incertidumbres de los residuos gravimétricos, las fluctuaciones del nivel freático y la precipitación, respectivamente. El símbolo $\langle \rangle$ indica el valor medio de las variables para todo el período analizado. Según Mikolaj et al. (2019b), la incertidumbre en los residuos gravimétricos con resolución horaria es de 0.2 nm s^{-2} . De acuerdo con los fabricantes, el error asociado a las mediciones de los transductores

de presión es de 0.05 %, y de 2 % para los pluviógrafos para precipitaciones menores a 25 mm h⁻¹. Por lo tanto, la incertidumbre de S_y al utilizar la Ec.(5.16) resulta igual a 0.039. Este valor está en concordancia con los valores obtenidos por Gehman et al. (2009), quienes estimaron S_y a través de un método basado en campañas gravimétricas. Por otra parte, el valor estimado para la incertidumbre de S_y es también concordante con los valores calculados por Heidari y Moench (1997) y Chen et al. (1999) a partir de diferentes ensayos de bombeo.

Es importante mencionar que el valor estimado de la incertidumbre representa aproximadamente el 35 % del valor de S_y . Este porcentaje es relativamente alto, pero no es posible establecer una conclusión determinante acerca de la utilidad del método gravimétrico propuesto en comparación con otras técnicas, en vista de sus respectivas incertidumbres. La comparación de los resultados de varios tipos de mediciones sugieren que el valor del rendimiento específico dependen del tipo del test, la escala de tiempo del ensayo, y de la metodología del análisis de los datos (Nwankwor et al. 1984). En la actualidad, no existe consenso sobre que técnica resulta más confiable para estimar el valor del rendimiento específico (Nilsson et al. 2007; Maliva 2016).

5.7. Conclusiones

En este Capítulo, se presentó un método hidrogravimétrico para estimar el S_y a partir de las series temporales de los residuos del gravímetro superconductor instalado en AGGO. Los datos gravimétricos fueron complementados con variables hidrometeorológicas estándares que son frecuentemente monitoreadas. El modelo resulta sencillo de replicar en otros sitios, donde se disponga observaciones gravimétricas terrestres de forma continua. La respuesta gravimétrica local del almacenamiento en la zona no saturada y del acuífero es modelada utilizando 3 parámetros independientes, entre los que se encuentra el rendimiento específico. La optimización de los parámetros del modelo para el acuífero Pampeano en AGGO resulta en un valor de S_y de 0.11 ± 0.039 . El análisis de la curvas de descensos observadas durante el ensayo de bombeo de larga duración arroja como resultado valores de 0.95 y 0.10 para S_y , que están dentro del rango de la incertidumbre calculado por el método propuesto. Sin embargo, la pequeña diferencia entre estos valores puede ser parcialmente atribuidas a las diferentes escalas espaciales asociadas a los métodos. Respecto al ensayo de bombeo, las propiedades hidráulicas efectivas del acuífero son promediadas sobre el radio del cono de descensos, que fue estimado con el programa WTAQ en un valor de 80 m aproximadamente durante el experimento. Para el modelo hidrogravimétrico, se considera que el 95 % de la señal producida por la redistribución local de masa hidrológica para un terreno con topografía plana, se genera en un área determinada por un círculo de radio de 500 m alrededor del gravímetro (Creutzfeld et al. 2008). Por lo tanto, es esperable que el rendimiento específico derivado mediante el método hidrogravimétrico sea el parámetro efectivo que mejor represente las características generales del acuífero.

Desde una perspectiva geodésico-geofísica, la señal hidrológica local es considerada como ruido que debe ser removido de las observaciones gravimétricas terrestres. El modelo hidrogravimétrico muestra una buena eficacia al capturar las principales características dinámicas de los residuos gravimétricos. Por lo tanto, este modelo pro-

porciona una estrategia simple, comparado con el modelado numérico del flujo de agua (ej. Kazama et al. 2012) para remover el efecto hidrológico local a partir de las series de datos temporales crudos.

De acuerdo con el conocimiento de los autores, este estudio representa una de las primeras estimaciones exitosas del S_y utilizando datos de un gravímetro superconductor. Además, este trabajo es el primero que reproduce los residuos gravimétricos mediante un procedimiento de inversión de residuos gravimétricos. Este resultado también ilustra el potencial de los gravímetros superconductores como dispositivos de monitoreo hidrológico. Los resultados y conclusiones presentados en este Capítulo fueron publicados en la revista *Hydrogeology Journal* (Pendiuk et al. 2020).

Capítulo 6

Estimación de la evapotranspiración

La estimación de la evapotranspiración es una de las tareas más difíciles en hidrología debido a la compleja interacción entre las componentes del sistema suelo, planta y atmósfera. En este Capítulo, se implementa la clásica ecuación de balance hidrológico para estimar la evapotranspiración acumulada utilizando datos de precipitación, estimaciones de la escorrentía y variaciones de las reservas de agua calculadas a partir de datos del gravímetro superconductor SG038. La técnica propuesta es simple de aplicar por lo que representa una herramienta útil para comparar o validar otras técnicas que estimen o midan la evapotranspiración en un sitio de estudio. En este sentido, los valores estimados a partir de la metodología propuesta son comparados con valores provistos por dos técnicas independientes. La primera de ellas es a partir de los productos obtenidos de la misión satelital MODIS (MOD16A2) y la segunda se basa en el modelado numérico del flujo de agua en la zona no saturada.

6.1. Introducción

La evapotranspiración (ET) es una de las componentes más importante del ciclo global del agua junto con la precipitación, escorrentía y las variaciones de las reservas de agua. Además, la evapotranspiración es un proceso hidrológico que afecta la dinámica climática regional y global, ya que relaciona la energía terrestre con el ciclo del carbono (Jung et al. 2010; Zhang et al. 2016). Su precisa estimación resulta de gran importancia en los campos de la hidrología, agronomía, ecología y ciencias del clima (Chauhan y Shrivastava 2009, Khan et al. 2010). Es por ello que se han desarrollado numerosos métodos para medir o estimar ET a diferentes escalas espaciales y temporales (Wilson et al. 2001; Moorhead et al. 2017). A pesar de su relevancia, la ET es una de las variables hidrológicas más difíciles de medir o modelar (Talbot 2019).

Las técnicas más sofisticadas y precisas para estimar ET a escala de campo se basan en la utilización de cintilómetros (Verstraeten et al. 2008) o técnicas que midan la transferencia de vapor de agua, por ejemplo, sistema de covarianza de torbellinos y la relación de Bowen (Healy et al. 2007; Allen et al. 2011). Estos métodos pueden proveer una estimación precisa de las tasas de ET . Sin embargo, su aplicación es costosa y requieren personal calificado para su mantenimiento y calibración, limitando severamente su implementación (Ezzahar et al. 2007).

Otra alternativa para estimar ET es mediante la implementación de la ecuación de balance hidrológico. Este método es conceptualmente simple, universal y adaptable a diferentes escenarios ya que solo se asume una cantidad mínima de hipótesis acerca de los mecanismos de almacenamiento y movimiento del agua (Healy et al. 2007). Para su implementación, es necesario medir o estimar distintos flujos hidrológicos tales como la precipitación, la escorrentía y las variaciones del almacenamiento del agua (Verstraeten et al. 2008). Los lisímetros son dispositivos de gran utilidad ya que están diseñados para medir las variaciones del almacenamiento, y de esta manera, estimar la evapotranspiración utilizando la ecuación de balance. Por lo tanto, la lisimetría es probablemente la técnica que provee la forma más precisa de validar la ecuación de balance a una escala local (Drexler et al. 2004; López-Urrea et al. 2020). A pesar del gran potencial de los lisímetros, su implementación está restringida por su elevado costo, su limitada cobertura espacial, su complejo mantenimiento y calibración (Wang y Dickinson 2012; Fan et al. 2018). Además, en ecosistemas heterogéneos su puesta en práctica se dificulta debido a que las condiciones del suelo y de vegetación, dentro y en la superficie del lisímetro, pueden no ser representativas de las condiciones de su entorno (Zhang et al. 2020).

Una novedosa alternativa para estimar ET resolviendo la ecuación de balance es la utilización de datos de gravedad para determinar las variaciones de las reservas de agua (ΔS). Las técnicas gravimétricas permiten medir de forma directa las variaciones del almacenamiento del agua en un perfil de suelo sin la necesidad de utilizar una relación petrofísica (Christiansen et al. 2011). En particular, la señal de los gravímetros integra las variaciones temporales de todas las masas de agua en un perfil de suelo sin que esté afectada por la heterogeneidad del medio. Las mediciones gravimétricas aplicadas con fines hidrológicos han extendido los límites de la hidrología clásica, en particular, en lo referente a los balances de los recursos de agua (Bogena et al. 2015).

A escala de campo, los gravímetros superconductores permiten monitorear con gran precisión y resolución temporal las variaciones del almacenamiento del agua (Hector et al. 2013; Creutzfeldt et al. 2010; Fores et al. 2017). Con respecto a la estimación de las tasas de ET , son pocos los trabajos que han estudiado el potencial de los gravímetros superconductores. Van Camp et al. (2016) analizaron los datos de un gravímetro superconductor instalado en un laboratorio subterráneo en Bélgica. Los autores seleccionaron los registros gravimétricos para períodos libres de precipitaciones donde se observaron descensos del nivel freático entre los años 2005 y 2014. Luego, apilaron los registros de gravedad seleccionados que corresponden al mismo mes con el objetivo de remover el ruido ambiente de la estación. De esta manera, Van Camp y colaboradores lograron aislar el efecto producido por la ET en la señal gravimétrica y obtuvieron un valor medio diario de este fenómeno. Un año después, Güntner et al. (2017) proponen una metodología para estimar los componentes de la ecuación de balance hidrológica mediante un método de inversión a escala anual y diaria utilizando datos de un gravímetro superconductor instalado en el Observatorio Wettzell, en Alemania. Con tal fin, ajustan las variaciones de las reservas de agua estimadas a partir de residuos gravimétricos utilizando series temporales de precipitación, evapotranspiración de referencia (ET_0) y escorrentía junto a 3 parámetros de optimización. Los valores obtenidos por Güntner et al. (2017) fueron validados con los datos registrados por un lisímetro instalados en el sitio de estudio. Recientemente, Carrière et al. (2021) estimó las tasas

de ET diaria para un período libre de precipitaciones en un sitio de estudio ubicado en Francia utilizando datos de dos gravímetros superconductores separados verticalmente por una distancia de 512 m. La combinación de los dos registros gravimétricos permitió remover las perturbaciones no hidrológicas de gran escala que afectaban las mediciones de ambos gravímetros superconductores. La estimación de ET realizada por Carrière et al. (2021) fue validada con la estimación obtenida mediante un modelo hidrológico en el sitio de estudio.

El objetivo principal del presente Capítulo es estimar la evapotranspiración acumulada (ETA) mediante la ecuación de balance hidrológico en AGGO. La técnica de suma acumulada se aplica a valores diarios de ET para minimizar los efectos periódicos no hidrológicos en la señal del gravímetro superconductor e identificar cualitativamente variaciones en las tasas de este fenómeno hidrológico. Además, es posible asociar el o los efectos que generan las variaciones de los patrones de la curva de ETA . La técnica de la suma acumulada es utilizada en hidrología como un análisis preliminar para determinar la capacidad de almacenamiento de un reservorio o evaluar la duración e intensidad de una precipitación (Zeimetz et al. 2018).

Los datos utilizados para estimar ETA fueron registrados en el período 2017-2018, el cual coincide con uno de los períodos más secos de los último 70 años en la provincia de Buenos Aires (Degano et al. 2020; Sgroi et al. 2020). En la región pampeana, la ET puede representar hasta un 84 % del valor de la precipitación (Weinzettel y Usunoff 2001) teniendo un gran impacto ecológico (inundaciones y sequías) ya que es un factor clave que controla la interacción entre el agua superficial y subterránea (Guevara Ochoa et al. 2019).

Una de las aplicaciones más importantes de la ecuación de balance hidrológico es la de comparar, validar o mejorar otros modelos hidrológicos o técnicas que estimen o midan ET (Burnett et al. 2020). En tal sentido, se compara la ETA estimada con la metodología propuesta con estimaciones obtenidas por dos técnicas independientes. Una de ellas, se basa en el modelo numérico desarrollado por Cesanelli y Guarracino (2009) para estudiar el proceso de la evapotranspiración en un campo experimental cercano a AGGO. La otra técnica, se basa en los productos de ET globales de los sensores MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) instalados en la misión satelital Terra de la NASA.

6.2. Materiales y método

6.2.1. Cobertura vegetal en el sitio de estudio

Como se mencionó en el Capítulo 1, el observatorio AGGO está rodeado por un bosque de eucaliptos no nativo y cubierto por pasturas (Fig. 6.1). Numerosos estudios han demostrado que la aforestación de eucaliptos modifican el régimen hidrológico del lugar debido a su alta demanda de agua (Jobbágy et al. 2004; Engel et al. 2005). También se ha observado una variación en las tasas de infiltración del agua y de evapotranspiración que produce una mayor concentración de sales en el terreno.

La zona de estudio se encuentra en una de las regiones más planas del planeta, dando como resultado que los flujos de agua verticales predominan sobre los flujos

horizontales (Jobbágy et al. 2008). Es por ello que la evapotranspiración representa el principal mecanismo de descarga de agua ya que el sistema de drenaje está pobremente desarrollado. La estimación de ET es de vital importancia para pronosticar períodos de inundaciones y sequías en la llanura pampeana, ya que la productividad primaria está directamente relacionada con la disponibilidad de agua (Scarpati y Capriolo 2016).

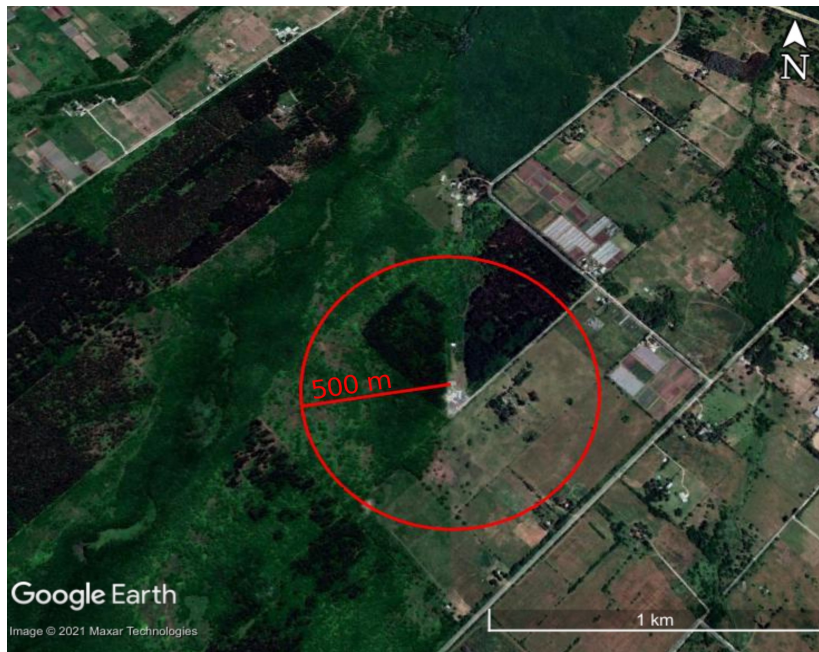


Figura 6.1. Cobertura vegetal del sitio de estudio dentro del área de acción del gravímetro superconductor SG038 determinada por un radio $R = 500$ m. Imagen extraída de Google Earth.

6.2.2. Estimación de ET mediante la ecuación de balance

La relación entre los ingresos y egresos de flujos de agua en un área específica se pueden describir mediante la ecuación de balance hidrológico. Esta ecuación se puede expresar de la siguiente manera:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P(t) - ET(t) - R(t), \quad (6.1)$$

donde $\frac{\partial S}{\partial t}$ representa las variaciones del almacenamiento del agua en el suelo, P es la precipitación, y R es la escorrentía. La Ec. (6.1) se deriva del principio de conservación de la masa del agua y es aplicable a cualquier escala temporal y espacial (Healy et al. 2007). En el presente trabajo, ET se estima como residuo de la Ec. (6.1), considerando que los restantes términos son constantes en un área que se extiende 500 m alrededor del gravímetro superconductor (ver Fig. 6.1). La elección de esta área se basa en que el 95 % de la señal gravimétrica debido a la redistribución de masa de agua proviene de esa zona para un sitio de estudio con topografía plana (Creutzfeldt et al. 2008). Por lo tanto, el área de representatividad del gravímetro superconductor se estima en 785400 m² (ver Fig. 6.1).

Debido a la escasa pendiente topográfica en el sitio de estudio, la escorrentía (R) representa una pequeña fracción de la precipitación que se estima como:

$$R(t) = aP(t), \quad (6.2)$$

donde a es un parámetro que depende de las tasas de escorrentía superficial y subterránea. Según diferentes estudios realizados en la provincia de Buenos Aires (Auge 2001; Kruse y Laurencena 2005), la escorrentía representa un 5% de la precipitación ($a = 0.05$). Reemplazando la Ec. (6.1) en la Ec. (6.2), se obtiene la siguiente expresión para la ecuación de balance:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = (1 - a)P(t) - ET(t). \quad (6.3)$$

En este trabajo se utilizarán valores diarios de cada una de las componentes de la Ec. (6.3). Por lo tanto, la ecuación de balance hidrológico (Ec. (6.3)) se integra en el período (t_{i-1}, t_i) de la siguiente manera:

$$\int_{t_{i-1}}^{t_i} \frac{\partial S}{\partial t} dt = (1 - a) \int_{t_{i-1}}^{t_i} P(t) dt - \int_{t_{i-1}}^{t_i} ET(t) dt. \quad (6.4)$$

Discretizando el período de tiempo con paso diario t_i , la Ec. (6.4) puede expresarse del siguiente modo:

$$\Delta S_i = (1 - a)P_i - ET_i, \quad (6.5)$$

donde el subíndice i indica que las variables han sido integradas al tiempo t_i de la serie, $\Delta S_i = S_i - S_{i-1}$, $P_i = \int_{t_{i-1}}^{t_i} P(t) dt$ y $ET_i = \int_{t_{i-1}}^{t_i} ET(t) dt$.

Las variaciones de las reservas de agua a una escala diaria (ΔS_i) son estimadas a partir de los datos del gravímetro superconductor SG038 como:

$$\Delta S_i = C \Delta g_i^R, \quad (6.6)$$

donde $\Delta g_i^R = g_i^R - g_{i-1}^R$ es la variación de los residuos gravimétricos y C es un factor utilizado para convertir las variaciones de gravedad en un cambio equivalente de las reservas de agua. El valor de C depende de la topografía del sitio de estudio y de las dimensiones del edificio donde el gravímetro fue instalado. El edificio del gravímetro altera las mediciones de gravedad ya que impide la infiltración local debajo del instrumento y la evapotranspiración hacia la atmósfera. Este fenómeno se denomina “efecto paraguas” y ha sido analizado en distintos trabajos (por ej. Deville et al. 2012; Fores et al. 2017; Reich et al. 2019). Cuando el efecto paraguas es despreciable y la topografía del sitio de estudio es plana, el factor de conversión C es $2.38 \text{ mm (nm s}^{-2}\text{)}^{-1}$, el cual se calcula a partir del efecto gravimétrico de la placa infinita de Bouguer (Hector et al. 2014). En AGGO el efecto paraguas debe considerarse ya que el edificio del laboratorio de gravimetría cubre un área de 186 m^2 . En la Sección 6.4.1 se estima un factor de conversión C adecuado para este sitio de estudio.

Combinando las Ecs. (6.5) y (6.6) se obtiene la siguiente expresión de ET diaria en función de los residuos gravimétricos:

$$ET_i = (1 - a)P_i - C \Delta g_i^R. \quad (6.7)$$

Finalmente, la evapotranspiración acumulada (ETA) a un dado tiempo t_i se obtiene sumando los valores diarios de ET calculados desde el inicio (t_0):

$$ETA_i = \sum_{j=1}^i (1 - a)P_j - C(g_i^R - g_0^R). \quad (6.8)$$

Es importante remarcar que solo se consideran los residuos gravimétricos a tiempo t_0 y t_i cuando se aplica la suma acumulada de los mismos, ya que las mediciones a tiempos intermedios se cancelan. Los resultados de la metodología propuesta se presentan en la Sección 6.4.1.

6.2.3. Estimación de ET mediante un modelo numérico

En esta Sección, se realiza una breve descripción del método numérico utilizado para calcular la evapotranspiración real. El modelo numérico fue desarrollado por Cesanelli y Guarracino (2009) para calcular las tasas de ET en la zona de la ciudad de La Plata, Provincia de Buenos Aires, bajo diferentes escenarios hidrometeorológicos.

La ET se estima a partir de la evapotranspiración potencial (ETP) mediante el modelado numérico del flujo de agua en la zona no saturada del suelo, utilizando la siguiente relación lineal:

$$ET = k_s ETP, \quad (6.9)$$

donde k_s es un coeficiente de estrés hídrico que describe la reducción por la evaporación desde la superficie y por la transpiración de la planta en función de la cantidad de agua disponible en el suelo (Allen et al. 2006). Este factor es adimensional y su valor se encuentra en el rango entre 0 y 1. Por otro lado, ETP se estima utilizando la siguiente expresión:

$$ETP = k_c ET_0, \quad (6.10)$$

donde k_c es el coeficiente de cultivo y ET_0 es la evapotranspiración de referencia descrita en el Capítulo 2. Se considera al parámetro k_c como un coeficiente único de cultivo que incorpora las características de la vegetación como el tipo de especie, altura, rugosidad, resistencia a la evapotranspiración, albedo, la cobertura del suelo, y densidad radicular (Allen et al. 2009). La ET_0 describe la tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, y representa el poder evaporante de la atmósfera ya que solo está afectada por las condiciones meteorológicas. Esta variable se estima mediante la ecuación de FAO Penman-Monteith (Allen et al. 1998) (ver Sección 2.4).

El método numérico propuesto por Cesanelli y Guarracino (2009) estima k_s (Ec. (6.9)) resolviendo la ecuación de Richards en un dominio 1D (Richards 1931):

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} [K(h) \frac{\partial}{\partial z} (h + z)] = S(h), \quad (6.11)$$

donde θ es el contenido de humedad en el suelo, K es la conductividad hidráulica, h es la altura de presión, S es el término sumidero y z es la coordenada vertical. El término sumidero $S(h)$ representa la extracción de agua por las raíces de las plantas y su valor depende de ET_0 , el índice de área foliar (IAF), y de la profundidad de las raíces de las plantas (z_{root}).

Las propiedades hidráulicas del suelo se describen mediante el modelo constitutivo de van Genuchten (van Genuchten 1980):

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^{1 - \frac{1}{n}}}, \quad (6.12)$$

$$K(h) = K_s \frac{[1 - (\alpha h)^{n-1} (1 + (\alpha h)^n)^{\frac{1}{n} - 1}]^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{\frac{1}{2} - \frac{1}{2n}}}, \quad (6.13)$$

donde θ_s y θ_r son el contenido de agua saturado y residual, respectivamente, α y n son parámetros empíricos del modelo, y K_s es la conductividad hidráulica saturada del suelo.

El modelo numérico para estimar ET fue implementado exitosamente en un campo experimental cubierto por pasturas ubicado en la ciudad La Plata, Argentina (Cesanelli y Guarracino 2009), y en una plantación de café en Piracicaba, Brasil (Cesanelli y Guarracino 2011b).

6.2.4. Productos MOD16A2

La teledetección remota se ha convertido en una herramienta prominente para estimar ET ya que permiten monitorear las variables biofísicas que afectan a este fenómeno a diferentes escalas espaciales y temporales (Zhang et al. 2016b). En particular, los productos de los sensores MODIS, instalados en las misiones satelitales Terra y Aqua de la NASA, han sido utilizados para estimar y analizar la evolución temporal de ET en diferentes ecosistemas del planeta (Ruhoff et al. 2013; Aguilar et al. 2018; Abiodun 2018). En este trabajo, se utilizarán los productos de evapotranspiración terrestre global MOD16A2 versión 6, los cuales están basados en la ecuación de Penman-Monteith (Mu et al. 2011):

$$ET = \frac{\Delta(R_n - \Delta S_h - G) + \rho_a C_p \left(\frac{e_{sat} - e_a}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)}, \quad (6.14)$$

donde R_n es el flujo de radiación neta en la superficie, G es el flujo térmico del suelo, ΔS_h es el flujo de calor almacenado, ρ_a es la densidad del aire, C_p es el calor específico del aire, r_a es la resistencia aerodinámica, r_s es la resistencia superficial a la evapotranspiración, γ es la constante psicrométrica, la diferencia $e_{sat} - e_a$ representa el déficit de la presión de vapor, y Δ es la pendiente de la curva de tensión de vapor saturante.

Para estimar los componentes de la Ec. (6.14) se utilizan datos meteorológicos diarios reanalizados provistos por la Oficina Global de Modelado y Asimilación de la NASA, y otros productos de los sensores MODIS como las propiedades dinámicas de la vegetación, albedo y cobertura del suelo (Mu et al. 2011).

Los productos MOD16A2 brindan una gran oportunidad para estudiar las tasas de ET y su evolución en sitios de difícil acceso o regiones donde no existan datos disponibles para su estimación. Sin embargo, los productos MOD16A2 deben ser evaluados y comparados con otras técnicas para su correcta interpretación. En la región Pampeana (Argentina), Degano et al. (2020) comparan los productos de ET de MOD16A2 con los valores calculados mediante la ecuación de balance hidrológico en 7 estaciones diferentes. Como resultado, los autores observaron inconsistencias entre estos valores cuando el clima del área de estudio es húmedo a subhúmedo.

6.3. Datos utilizados para la estimación de ET

En el presente trabajo, se utilizan las series temporales diarias de precipitación (P_i), evapotranspiración de referencia (ET_{0_i}), y residuos gravimétricos (Δg_i^R) para el período 8 de abril 2017 – 31 de mayo 2018 (417 días). Los datos de precipitación y ET_0 se muestran en la Fig. 6.2a, donde se pueden observar las variaciones estacionales de estas variables climáticas. Los registros de P serán utilizados para estimar la evapotranspiración mediante la ecuación de balance hidrológico (Ec. (6.8)), mientras que ET_0 será utilizado como dato de entrada del modelo numérico descrito en la Sección 6.2.3 para estimar la evapotranspiración potencial. Para implementar la metodología propuesta, se utilizarán valores diarios de los residuos gravimétricos calculados a partir de la media aritmética de los datos horarios descritos en la Sección 3.3 (Fig. 6.2b).

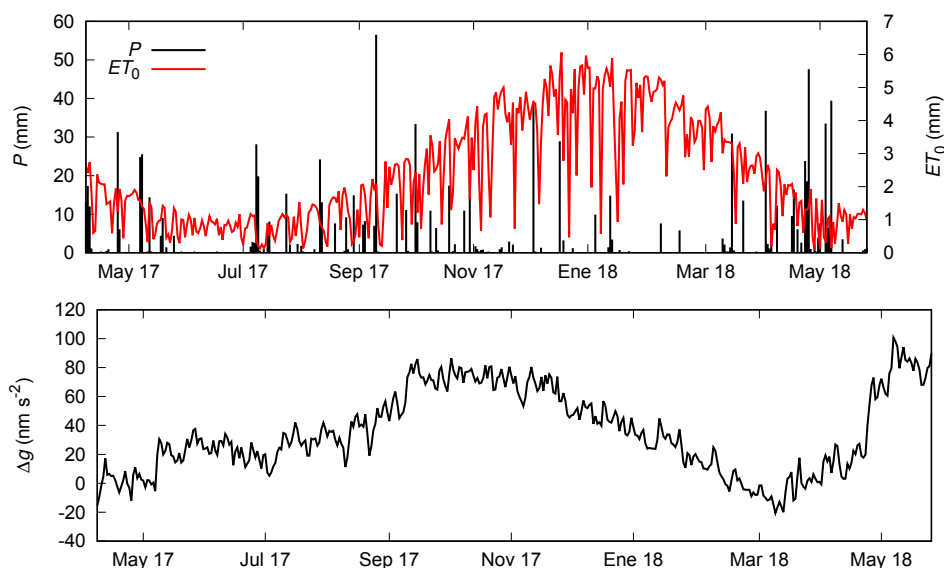


Figura 6.2. a) Series temporales de precipitaciones P (mm) y evapotranspiración de referencia ET_0 (mm); b) series temporales de los residuos gravimétricos Δg (nm s^{-2}); el primer registro corresponde al día 8 de abril del 2017.

Con el fin de obtener información acerca de las propiedades hidráulicas del suelo requeridas por el modelo numérico, se recolectaron cuatro muestras de suelo de un mismo perfil a 0.3, 1, 2 y 3.8 m de profundidad para ser analizadas en laboratorio. A partir de un estudio hidrométrico se logró determinar el porcentaje de arena, limo y arcilla de cada muestra de suelo (Pendiuk 2016). Estos resultados fueron utilizados para estimar los parámetros del modelo de van Genuchten (van Genuchten 1980) mediante la función de pedotransferencia Rosetta (Mikolaj et al. 2019a). Finalmente, los valores de los parámetros de van Genuchten, y el rango de profundidades para cada capa del perfil hidrológico se listan en la Tabla 6.1.

Los productos MOD16A2 utilizados en el presente trabajo fueron obtenidos de la base de datos ORNL DAAC con un intervalo de 8 días y una resolución espacial de 500 m por píxel (ORNL DAAC 2018; Running y Mu 2017). Los valores de ET de cada píxel representan la suma de los 8 días de observación. Para obtener valores representativos

Capa del suelo	Profundidad (m)	θ_r (m ³ m ⁻³)	θ_s (m ³ m ⁻³)	α (m ⁻¹)	n (-)	K_s (m d ⁻¹)
Capa 1	0.0-0.5	0.1066	0.5341	1.86	1.28	0.150
Capa 2	0.5-1.5	0.0981	0.4985	1.3	1.38	0.155
Capa 3	1.5-2.5	0.0998	0.5055	1.51	1.35	0.190
Capa 4	2.5-15	0.0768	0.4232	1.13	1.45	0.086

Tabla 6.1. Valores de los Parámetros de van Genuchten para cada capa del perfil hidrológico.

de ET se calcula un valor promedio utilizando una grilla regular centrada en AGGO con una superficie de 3x3 píxeles. La Fig. 6.3 muestra la serie temporal de ET obtenida de los productos MOD16A2, donde se observa que los valores máximos de ET se registraron en los meses de noviembre y diciembre del 2017.

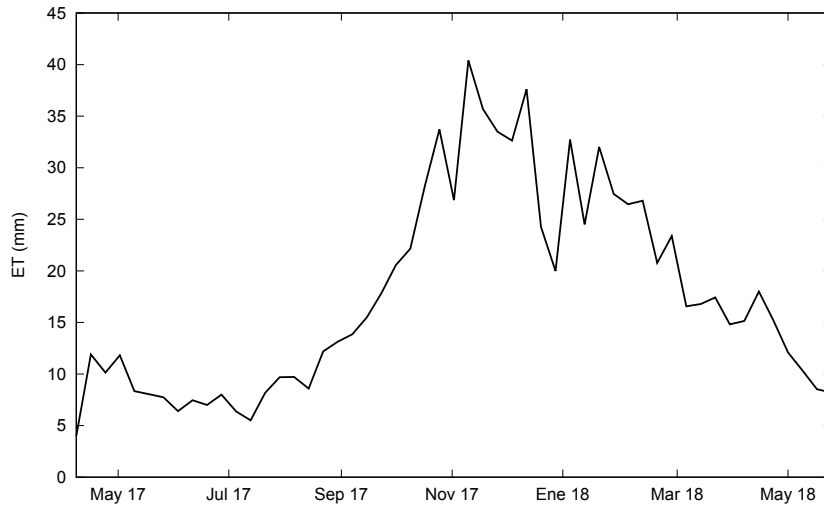


Figura 6.3. Productos globales de evapotranspiración real MOD16A2 estimados por los sensores MODIS instalados en la misión TERRA para el sitio de estudio.

6.4. Resultados

En esta Sección, se estima un factor de conversión (C) específico para el sitio de estudio a partir de un análisis de regresión que permitirá convertir los residuos de gravedad en variaciones equivalentes del almacenamiento de agua. Luego, se estima la evapotranspiración acumulada ETA en el observatorio AGGO mediante la metodología propuesta en la Sección 6.2.2, basada en residuos gravimétricos obtenidos por el gravímetro superconductor SG038. Los resultados obtenidos por la metodología propuesta serán comparados con los calculados mediante un modelo numérico (Sección 6.2.3) y con los productos MOD16A2 estimados a partir de las observaciones del sensor MODIS instalado en la misión Terra (Sección 6.2.4).

6.4.1. Estimación de *ETA* a partir de datos del SG038

El factor de conversión C definido en la Ec. (6.6) se estima a partir de una regresión lineal entre las variaciones de la anomalía local de las reservas de agua observadas y los residuos gravimétricos. Las variaciones de la anomalía de las reservas de agua en todo el perfil del suelo fueron determinadas a partir de la combinación de observaciones de sensores hidrológicos y estimaciones realizadas mediante la simulación numérica del flujo de agua. Las reservas de agua en el perfil de suelo comprendido entre la superficie del terreno y los 5 m de profundidad fueron determinadas por los sensores de humedad instalados en AGGO (ver Sección 2.2). Para el rango de profundidades comprendido entre los 5 y 13 m se estimaron las reservas a partir de simulaciones numéricas del flujo de agua en la zona no saturada utilizando el programa HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 1998). Por último, el almacenamiento en la zona saturada se calcula a partir de las series temporales del nivel freático y un valor del rendimiento específico de $S_y = 0.10$, estimado por el ensayo de bombeo presentado en la Sección 2.5. Luego se suman todas las estimaciones realizadas en las distintas zonas del perfil del suelo para obtener la serie temporal de la anomalía local de las reservas de agua. Mikolaj et al. (2019a) brinda una descripción detallada de los datos utilizados.

La Fig. (6.4) muestra las variaciones locales de la anomalía del almacenamiento de agua contra los residuos gravimétricos obtenidos del SG038. El análisis de regresión entre las series temporales resulta en un valor del factor de conversión C de $2.57 \pm 0.08 \text{ mm (nm s}^{-2}\text{)}^{-1}$ y un coeficiente de determinación R^2 de 0.75. Se considera al factor de conversión C como una aproximación empírica para convertir las variaciones de gravedad observadas en el sitio de estudio en el correspondiente cambio en el almacenamiento del agua. El factor de conversión C tiene en cuenta implícitamente el efecto paraguas del laboratorio de gravimetría compensando la subestimación de las variaciones del almacenamiento producidas por este efecto. Notar que el valor calculado de C es mayor al factor de conversión determinado por la placa infinita de Bouguer para un terreno libre de edificaciones ($2.38 \text{ mm (nm s}^{-2}\text{)}^{-1}$).

La serie temporal de los valores acumulados de $\Delta S_i = \sum_{j=1}^i \Delta S_j = S(t_i) - S(t_0)$ calculada con los residuos gravimétricos utilizando la Ec. (6.6), y la evolución de su tendencia local se muestran en la Fig. 6.5. La tendencia local fue calculada por el método de descomposición de series temporales LOESS (Cleveland et al. 1990). En la Fig. 6.5 se observa que las variaciones de las reservas de agua muestran un comportamiento estacional como consecuencia del régimen hidroclimático de la zona de estudio con aumentos del almacenamiento en el período frío comprendido entre los meses de abril y octubre del 2017. La dinámica del almacenamiento a largo plazo predomina sobre la alta variabilidad de ΔS a escalas de tiempo más cortas, las cuales están controladas por eventos de lluvia, ET , y ruido residual en los residuos gravimétricos. Se identifican dos períodos de tiempo en la serie donde la tendencia local muestra un descenso del almacenamiento. El primero se observa en junio del 2017 durante un período de 5 semanas libres de lluvias. El segundo período es de mayor duración y ocurre durante el verano del 2017-2018 mostrando un pronunciado descenso en el almacenamiento, alcanzando un valor mínimo para mediados de marzo del 2018. Como resultado, se puede destacar la utilidad de los residuos gravimétricos para monitorear ΔS ya que logra capturar su componente estacional e identificar los diferentes períodos donde el balance hidrológico es positivo o negativo.

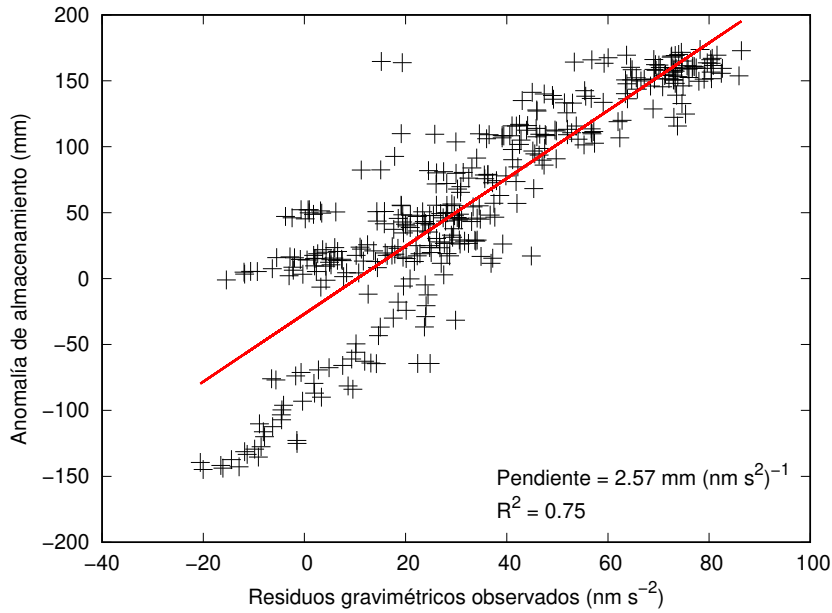


Figura 6.4. Regresión lineal entre los residuos gravimétricos observados y las variaciones de la anomalía local de las reservas de agua estimadas a partir de observaciones hidrológicas en AGGO. Se estimó el coeficiente de regresión C con un valor de $2.57 \pm 0.08 \text{ mm (nm s}^{-2}\text{)}^{-1}$.

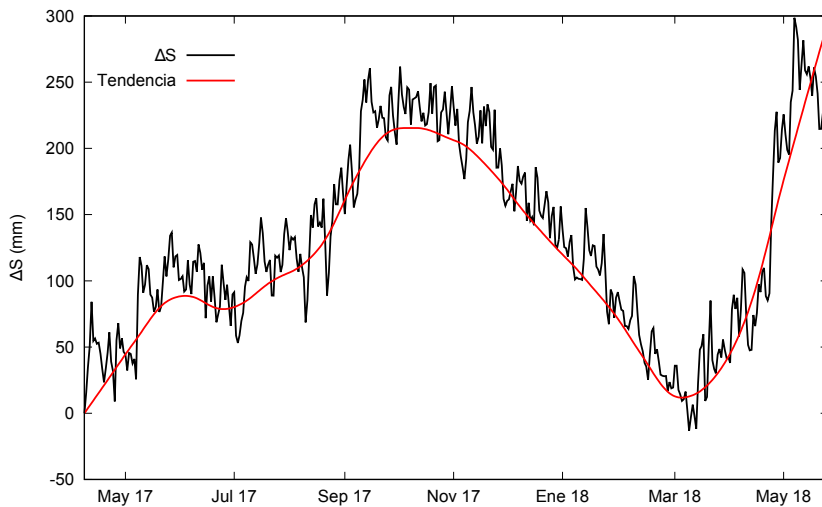


Figura 6.5. Variaciones de las reservas del agua acumuladas ΔS (mm) y la evolución de su tendencia local.

La evapotranspiración acumulada (ETA) estimada con la técnica hidrogravimétrica se muestra en la Fig. 6.6. En la mencionada Figura se compara ETA con la evapotranspiración de referencia acumulada (ETA_0) calculada con la ecuación de FAO Penman-Monteith (Ec. (2.1)). En la Fig. 6.6 se observa que las tasas de ETA son similares a las tasas de ETA_0 en el período abril-diciembre del 2017, mientras que a partir de diciembre del 2017 las curvas comienzan a separarse siendo los valores de ETA_0 mayores a los

de ETA . Este análisis indica el comienzo de un período de estrés hídrico en noviembre del 2017 debido al aumento del poder evaporativo de la atmósfera y/o la reducción de las reservas de agua disponibles para el consumo de las plantas.

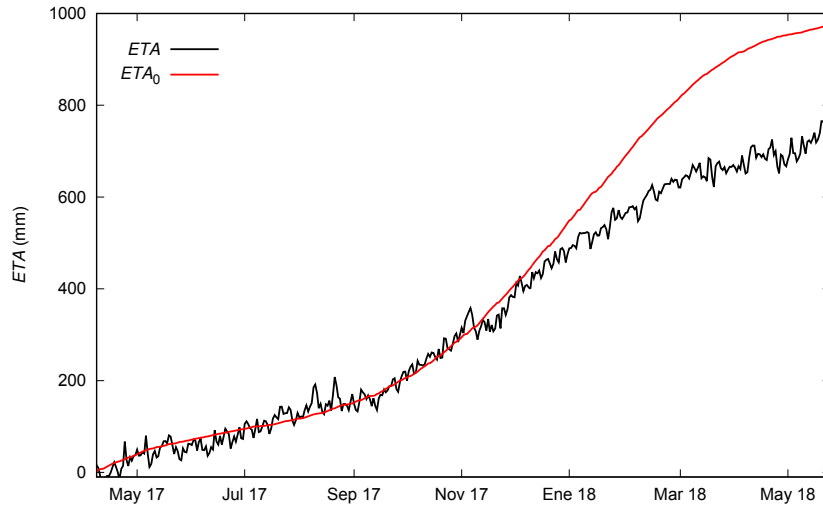


Figura 6.6. Comparación entre la evapotranspiración acumulada estimada mediante la ecuación de balance hidrológica ETA (mm) y la evapotranspiración de referencia acumulada ETA_0 (mm).

Los valores de P y ΔS acumulados durante el período analizado son de 1017.5 mm y 255.9 mm, respectivamente. Por lo tanto, la metodología propuesta, basada en la Ec. (6.8), arroja como resultado una ETA de 710.7 mm para el período de interés, representado un 70 % de la precipitación acumulada. Si se considera el período anual comprendido entre el mes de abril del 2017 a abril del 2018, el valor de ETA es 667.2 mm siendo el 85 % de la precipitación acumulada (780.7 mm).

La identificación del comienzo del período de estrés hídrico mediante la técnica propuesta está en concordancia con los datos registrados por los sensores de humedad instalados en AGGO y el índice de aridez estimado para el período de interés, los cuales se describen a continuación.

Los sensores de humedad se instalaron a distintas profundidades en perfiles de suelo cubiertos por pasto y cercanos al gravímetro superconductor SG038 (ver Fig. 1.6). La resolución temporal de las series temporales de humedad es de 1 hora. En la Fig. 6.7 solo se muestran los registros de los sensores de humedad instalados entre los 5 y 150 cm, ya que a mayores profundidades se observan valores constantes de humedad del suelo para el período analizado (ver Fig. 2.5). Las series temporales de humedad del suelo en los perfiles 9 y 10 muestran un significativo descenso a partir de Noviembre del 2017 (Fig. 6.7) siendo notorios hasta los 90 cm de profundidad, alcanzando un mínimo en marzo del 2018. Los descensos de los niveles de humedad del suelo observados se deben a los aumentos de la temperatura y a la demanda de agua por parte de las plantas. Además, en el período analizado solo se registraron 166.5 mm de lluvia.

Los períodos de estrés hídrico también pueden identificarse mediante el índice de aridez (IA). Este indicador adimensional permite analizar la situación hídrica de una región a través de la interrelación entre la evapotranspiración potencial y la precipitación. Para períodos cortos de tiempo, además de las precipitaciones y ETP , deben

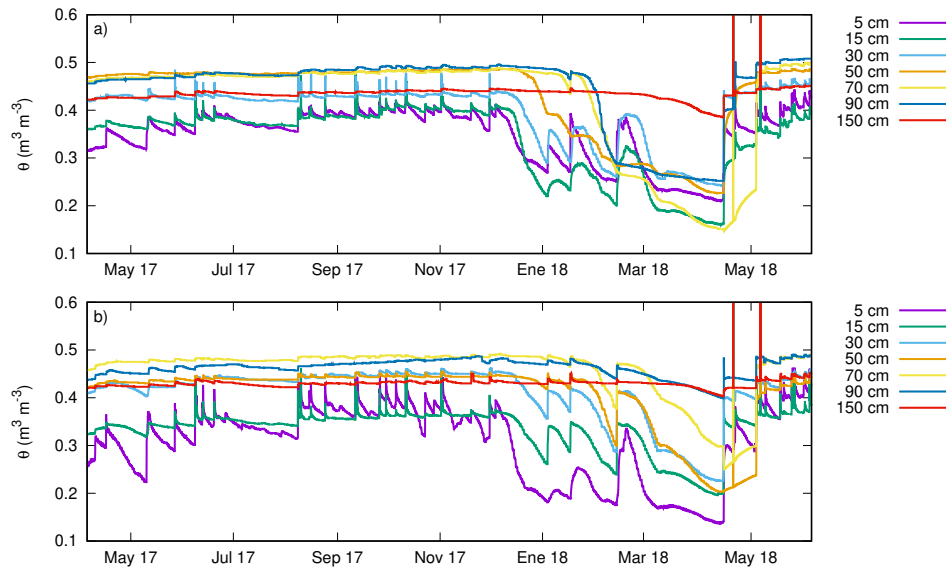


Figura 6.7. Series temporales del contenido de humedad del suelo θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$). **a)** Perfil 9; **b)** Perfil 10; primer registro 5 de abril del 2017 a las 00:00 h.

considerarse las variaciones del almacenamiento del agua en una región determinada, por lo cual el IA se estima de la siguiente manera (Chen et al. 2013b):

$$IA = \frac{ETP}{(P - \Delta S)} \quad (6.15)$$

donde el denominador $P - \Delta S$ se asocia a la precipitación efectiva. Los valores de IA menores a 1 indican períodos húmedos, mientras que los valores mayores a 1 se asocian a un período con déficit hídrico. En el presente análisis, ETP es calculado como el producto entre ET_0 y un coeficiente de cultivo apropiado para la zona de estudio, cuyo valor es $k_c = 1.35$ (ver Sección 6.4.4). Los valores de IA se calculan para períodos trimestrales y se listan en la Tabla 6.2.

Período trimestral	Índice de aridez (-)
Abril-Junio	0.61
Julio-Septiembre	0.4
Octubre-Diciembre	1.9
Enero-Marzo	2.86
Abril-Mayo	0.61

Tabla 6.2. Índice de aridez trimestral.

Los valores de IA mayores a 1 corresponden al lapso de tiempo comprendido entre los meses de octubre y marzo indicando un período de déficit hídrico. Por otro lado, los valores de IA menores a 1 corresponden al otoño e invierno. Estos valores son concordantes con las tendencias observadas en las Figs. 6.5 y 6.7. Por lo tanto, los residuos

gravimétricos, los registros de los sensores de humedad y los valores de IA indican que el balance hidrológico es negativo para el período comprendido entre noviembre del 2017 y marzo del 2018.

6.4.2. Incertidumbre

La evapotranspiración se estima mediante la resolución de la ecuación de balance (Ec. (6.8)) utilizando datos de precipitación (P_i) y residuos gravimétricos (Δg_i^R) obtenidos del gravímetro superconductor GS038. Luego, la incertidumbre en la determinación de ET está asociada a los errores en las mediciones de P_i y Δg_i^R , y en los errores en las determinaciones del parámetro del modelo a (relacionado a la escorrentía) y el factor de conversión C . Asumiendo que estas variables son estadísticamente independientes y aplicando propagación de errores a la Ec. (6.8), la incertidumbre de ETA (σ_{ETA}) se estima como:

$$\sigma_{ETA}^2 = \sum_{i=1}^N \left\{ \sigma_{P_i}^2 + (P_i a)^2 \left[\left(\frac{\sigma_{P_i}}{P_i} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_a}{a} \right)^2 \right] \right\} + (C \Delta g_j^R)^2 \left[\left(\frac{\sigma_{\Delta g_j^R}}{\Delta g_j^R} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_C}{C} \right)^2 \right], j = 0, N, \quad (6.16)$$

donde $\sigma_{P_i}^2$ es la varianza diaria de la precipitación P al tiempo t_i , $\sigma_{\Delta g_j^R}^2$ ($j = 1, N$) son las varianzas de los residuos gravimétricos, σ_a y σ_C son los errores de a y C , respectivamente, y N es el número total de días. Es importante remarcar que los datos gravimétricos son observaciones acumuladas, por lo cual, solo son consideradas las incertidumbres de los residuos al inicio y al final del período analizado a tiempo t_0 y t_N , respectivamente.

La incertidumbre en los residuos gravimétricos está asociada a errores de medición y a las reducciones aplicadas a los datos, tales como las correcciones por mareas terrestres, carga oceánica, etc. (ver Sección 3.3). Según el trabajo de Mikolaj et al. (2019b), los errores de los residuos gravimétricos relacionados a las reducciones mencionadas pueden variar según la ubicación del sitio de estudio y el intervalo temporal de interés. Para grandes períodos de tiempo, que incluyen variaciones estacionales como en el presente análisis, la incertidumbre máxima global tiene un valor promedio de 6.67 nm s^{-2} (Mikolaj et al. 2019b). Este valor se utiliza en el presente análisis para el error de Δg_j^R .

A diferencia de los residuos gravimétricos, deben considerarse los errores acumulados en la precipitación para estimar la incertidumbre de ETA mediante la Ec. (6.16). Con respecto a las mediciones de las precipitaciones, la precisión de los pluviógrafos especificada por el fabricante es del 2%. De este modo, la varianza de la precipitación al tiempo t_i puede expresarse como $\sigma_P^2(t_i) = (0.02P(t_i))^2$

Considerando que el parámetro del modelo a fue estimado a partir de la implementación de la ecuación de balance por diferentes autores, y que el sitio de estudio se encuentra en una región húmeda, los errores en la escorrentía se asumen que se propagan aproximadamente con el mismo error que la precipitación (Fekete et al. 2004). Por lo tanto, se asume que los valores de σ_P^2 y σ_a^2 son idénticos. La incertidumbre del factor de conversión C fue estimada a partir del análisis de regresión realizado en la Sección 6.4.1, cuyo valor es $0.08 \text{ mm (nm s}^{-2})^{-1}$.

Finalmente, utilizando los valores de incertidumbre introducidos previamente, el

valor de la incertidumbre de ETA estimado a partir de la Ec. (6.16) es 25.7 mm, mientras que para el período anual comprendido entre abril del 2017 y abril del 2018, la incertidumbre es 19.3 mm. Estos valores pueden considerarse relativamente bajos ya que representan el 3.6 % y 2.9 % de ETA para el período de estudio y el período anual, respectivamente.

En la Tabla 6.3, se comparan los valores de incertidumbre estimados en esta Sección con los errores típicos asociados a las principales técnicas utilizadas para estimar ET , tales como la lisimetría y sensores remotos (Allen et al. 2011). Los errores más bajos al estimar ET a escala anual se lograrían con el modelo propuesto ya que otras técnicas tienen errores de hasta 30 % o 40 % del valor de ET estimado.

Método	Error (%)
Cintillómetro	10 - 35
Relación de Bowen	10 - 20
Covarianza de torbellinos	15 - 30
Lisímetros	5 - 15
Sensores remotos	10 - 40
Gravimetría superconductora	3 - 4

Tabla 6.3. Comparación de los errores típicos asociados de diferentes métodos para estimar ET (extraído y modificado de Allen et al. 2011).

6.4.3. Comparación con los productos MOD16A2

En esta Sección se comparan los valores de ETA calculados con la técnica propuesta con los productos de evapotranspiración global MOD16A2 obtenidos de las observaciones de los sensores MODIS instalados en el satélite Terra (Fig. 6.8). Las curvas muestran un comportamiento similar para el período abril – octubre del 2017. Sin embargo, a partir del día 11 de noviembre del 2017, los valores de ETA de los datos MOD16A2 son mayores que los estimados mediante la ecuación de balance hidrológica. El valor de ETA para el período de interés es 937.5 mm siendo 226.8 mm mayor que ETA estimada con la técnica propuesta. Generalmente los productos de ET obtenidos por sensores remotos basados en los índices de vegetación tienden a subestimar la limitación del agua sobre la ET (Sörensson y Ruscica, 2018), y esta puede ser la principal razón de la discrepancia que muestran las curvas en la Fig. 6.8. Este resultado sienta un precedente importante para la utilización de los productos MOD16A2 en la zona de estudio, los cuales deben ser cuidadosamente aplicados cuando el balance hidrológico es negativo.

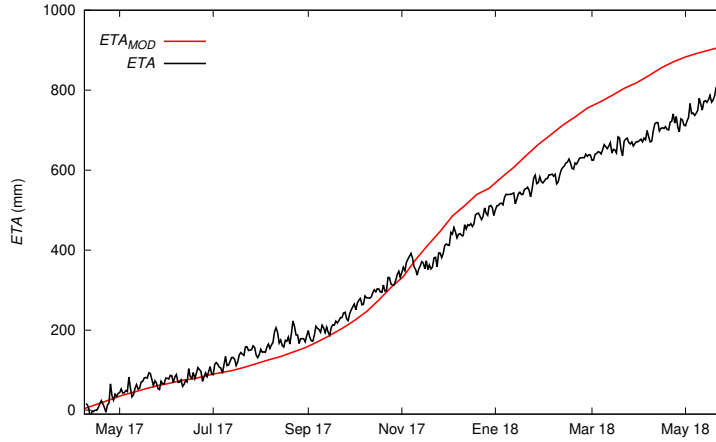


Figura 6.8. Comparación entre las estimaciones de la evapotranspiración acumulada mediante la ecuación de balance ETA (mm) y los productos MOD16A2 ETA_{MOD} (mm).

6.4.4. Aplicación del modelo numérico para estimar ETA

En esta Sección, se estima ETA utilizando el método numérico presentado en la Sección 6.2.3. Las propiedades hidráulicas del suelo se describen a partir de los parámetros de van Genuchten listados en la Tabla 6.1. El dominio de simulación consiste en un perfil de suelo de 15 m de espesor dividido en 4 capas (Fig. 6.9). El dominio es discretizado mediante 400 nodos equiespaciados y el paso temporal de simulación es de 5 minutos. La profundidad inicial del nivel freático es de 13 m y se asume que el perfil de la altura de presión inicial se encuentra en equilibrio hidrostático.

Es importante remarcar que el área de influencia del gravímetro superconductor es de 785400 m², la cual está cubierta por pasto y eucaliptos como vegetación dominante (Fig. 6.1). La diferencia entre la evapotranspiración real del bosque de eucaliptos y la pastura natural puede alcanzar un 50 % en períodos secos (Silveira et al. 2016). Por lo tanto, deben estimarse valores representativos del índice de área foliar (IAF), el coeficiente de cultivo (k_c), y la profundidad máxima de las raíces (z_{root}) para calcular ET en el área de acción del gravímetro mediante la técnica numérica.

Los valores de los parámetros representativos de la vegetación en el área de acción del gravímetro superconductor se estiman a partir de la superficie que cubren el pasto, el bosque de eucaliptos y el laboratorio de gravimetría, las cuales fueron estimadas a partir de una imagen satelital (Fig. 6.1). El pasto, el bosque de eucaliptos y el laboratorio de gravimetría cubren un área aproximada de 633900 (A_p), 51500 (A_e) y 186 m² (A_{lg}), respectivamente. En base a estas áreas, los parámetros efectivos (P_{ef}) son estimados como promedios pesados por el área que cubren de la siguiente manera:

$$P_{ef} = \frac{P_e A_e + P_p A_p}{A_e + A_p + A_{lg}} \quad (6.17)$$

donde P_e y P_p son los valores individuales de los parámetros del eucalipto y el pasto, respectivamente. Los valores de IAF , k_c y z_{root} para el pasto se obtienen del trabajo de Cesanelli y Guarracino (2009), mientras que los valores de los parámetros correspondientes al eucalipto se obtienen de los trabajos de Engel et al. (2005) y Yan (2009).

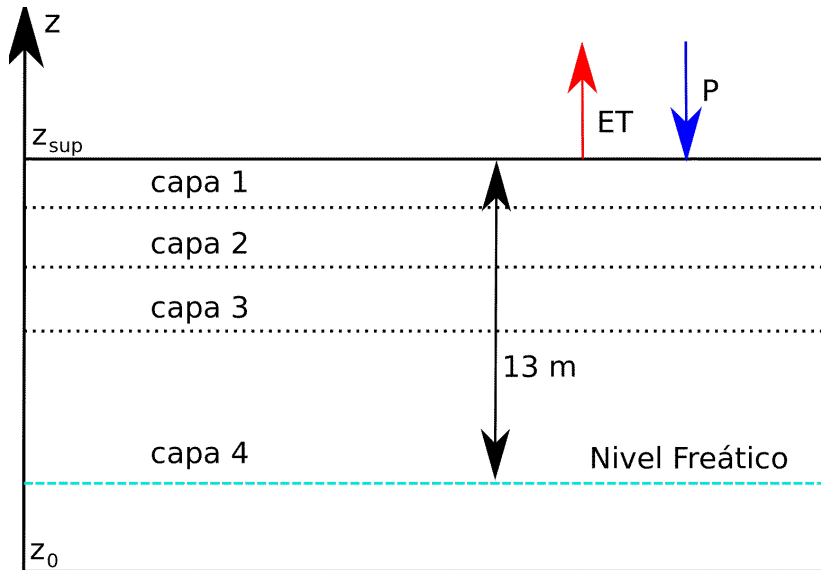


Figura 6.9. Dominio de simulación de 15 metros de espesor dividido por 4 capas de suelo. El eje vertical (z) se mide desde z_0 siendo positivo en sentido ascendente. El flujo de agua entrante se produce por la precipitación (P) mientras que la descarga se debe a la evapotranspiración (ET).

En la Tabla 6.4 se listan los parámetros específicos para cada tipo de vegetación y las estimaciones de los parámetros efectivos del modelo.

Parámetros (unidades)	Pasto	Eucalipto	Parámetro efectivo
IAF ($m^2 m^{-2}$)	2	4.25	2.43
k_c (-)	1	2.81	1.35
z_{root} (cm)	100	600	196.4

Tabla 6.4. Valores de los parámetros de vegetación específicos y efectivos.

Los valores diarios de ET utilizando el modelo numérico se estiman mediante la Ec. (6.9). Con este fin, se resolvió la ecuación de Richards para estimar k_s (Ec. (6.9)) utilizando los datos de la Tabla 6.4 y los valores de los parámetros de van Genuchten listados en la Tabla 6.1.

En la Fig. 6.10 se comparan los valores de ETA estimados con la metodología propuesta y el modelo numérico. Las curvas muestran un comportamiento similar para todo el período de interés. El valor de ETA estimado a partir de la Ec. (6.9) para el período de interés es de 718.6 mm, siendo 7.9 mm mayor a la estimación realizada por la metodología propuesta. Esta diferencia se encuentra dentro del rango de incertidumbre calculado en la Sección 6.4.2. La diferencia media entre las curvas es de 25.1 mm y el desvío estándar de estas diferencias es de 17.6 mm. El período de mayor discrepancia entre ambas curvas se distingue en julio-octubre del 2017, donde se observa una

diferencia máxima de 82 mm.

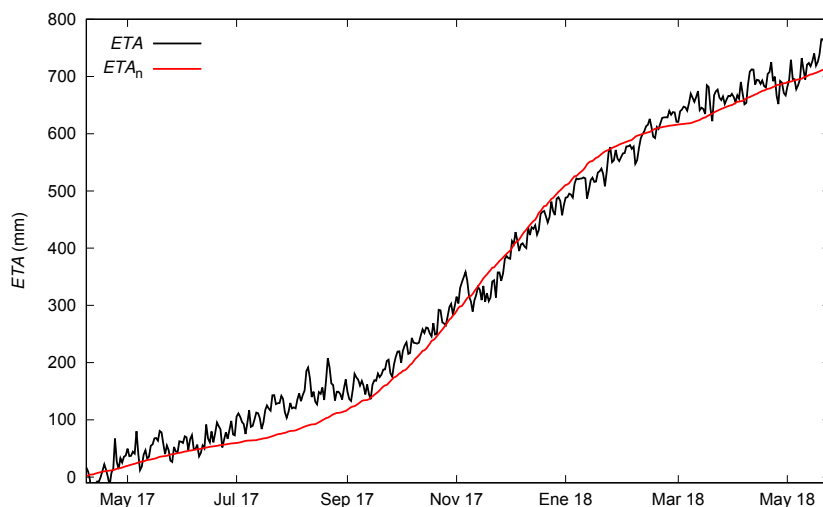


Figura 6.10. Comparación entre la evapotranspiración acumulada estimada mediante la ecuación de balance hidrológico ETA (mm) y mediante el modelo numérico ETA_n (mm).

Una ventaja importante de la metodología propuesta sobre el método numérico para estimar ET es que no se requiere estimar ET_0 y formular hipótesis acerca del tipo de vegetación. Para resaltar el efecto del tipo de cobertura vegetal en el cálculo de ET , se estiman las curvas de ETA considerando que la superficie del terreno solo está cubierta por pastura o eucaliptos utilizando los valores de IAF y k_c listados en la Tabla 6.4. La Fig. 6.11 muestra las curvas de ETA bajo los tres escenarios hipotéticos de cobertura vegetal. Es interesante remarcar que se subestiman los valores de ETA cuando solo se consideran las propiedades fisiológica específicas del pasto ($ETA_p = 596.9$ mm) o los eucaliptos ($ETA_e = 699.3$ mm) como vegetación dominante del sitio de estudio. Este simple análisis permite demostrar la ventaja de la técnica propuesta sobre los métodos basados en la utilización de ETP al no requerir información sobre el tipo de vegetación ni la evolución de sus propiedades fisiológicas. Los factores mencionados son críticos ya que la evolución del IAF puede explicar hasta un 40 % la variabilidad de ET (Gwate et al. 2018).

6.5. Conclusiones

En este Capítulo se presenta una nueva metodología para estimar la evapotranspiración acumulada en el observatorio AGGO. La ET se estima a partir de la ecuación de balance hidrológico utilizando datos del gravímetro superconductor SG038 para obtener estimaciones de las variaciones del almacenamiento de agua. Para una correcta interpretación de los residuos gravimétricos con fines hidrológicos, se determinó un factor de conversión entre los residuos de gravedad y las anomalías del almacenamiento de agua para el sitio de estudio. Este factor considera implícitamente el efecto paraguas del laboratorio de gravimetría en la señal de gravedad. Luego, las estimaciones

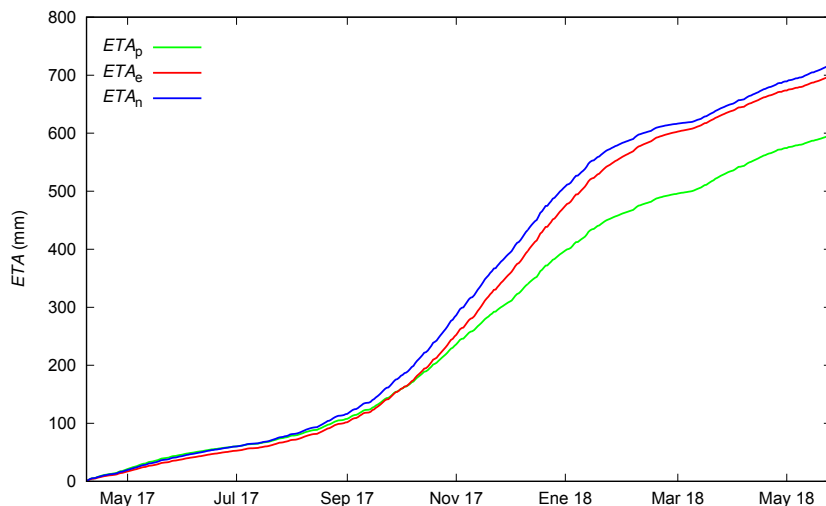


Figura 6.11. Comparación entre las tasas de ET estimadas mediante el método numérico considerando las propiedades del pasto ET_p , del eucalypto ET_e y los dos tipos de vegetación ET_n (mm).

de ΔS a partir de los residuos gravimétricos fueron utilizadas en la ecuación de balance hidrológico para estimar ETA . La metodología propuesta es simple y poco costosa ya que solo se utilizan series temporales de precipitación y residuos gravimétricos los cuales brindan valores integrales de ΔS tanto en la dirección horizontal como en la vertical. La técnica propuesta no requiere información del contenido de humedad del suelo, la profundidad de las raíces, ni los valores de la capacidad de campo y el punto de marchitez para cuantificar el volumen total de agua disponible. Sin embargo, es justo mencionar que el monitoreo de la gravedad con gravímetros superconductores es poco común y requiere una reducción cuidadosa de los efectos no hidrológicos en la señal.

Dentro de las técnicas tradicionales y emergentes más utilizadas para estimar las variaciones del almacenamiento se pueden mencionar el uso de lisímetros (Groh et al. 2019), reflectometría GNSS (Chew et al. 2016), sensores de neutrones de rayos cósmicos (Zreda et al. 2008) o sensores humedad de reflectometría en el dominio del tiempo (TDR). Las técnicas mencionadas tienen un área de cobertura y/o resolución vertical menores que el gravímetro superconductor, y su aplicación se encuentra generalmente limitada en ecosistemas heterogéneos.

Los valores de ETA calculados en AGGO fueron contrastados con valores de dos técnicas independientes. En primer lugar, se utilizaron los productos de evapotranspiración global MOD16A2. Como resultado de la comparación, se observa que los productos de evapotranspiración MOD16A2 son buenos indicadores de ET cuando el balance hidrológico es positivo y los recursos de agua son suficientes para suplir la demanda de las plantas. Por otro lado, estos productos sobreestiman ET para períodos de estrés hídrico. Por lo tanto, los productos MOD16A2 deben ser cuidadosamente utilizados cuando se intenta obtener un valor de referencia de ET a una escala anual.

La estimación de ET basada en datos de gravedad también fue contrastada con valores de ET estimados a partir de ETP , mediante el modelado numérico del flujo de agua en la zona no saturada utilizando datos de precipitación, parámetros hidráulicos del suelo y de cobertura vegetal. Para considerar las heterogeneidades de la vegetación

se estimaron valores del coeficiente de cultivo, índice del área foliar y profundidad máxima de las raíces, ponderados por las áreas cubiertas por eucaliptos y pastura. Ambas estimaciones arrojaron resultados similares de *ETA*, cuyos valores son 710.9 y 718.6 mm mediante la metodología propuesta y el modelo numérico, respectivamente. Los valores de *ETA* estimados representan aproximadamente un 70 % de la precipitación registrada en el período de análisis.

La técnica propuesta permitió identificar un período de estrés hídrico entre los meses de noviembre del 2017 y marzo del 2018. Este estudio es respaldado por las series temporales de los sensores de humedad instalados en AGGO y por los valores de los índices de aridez. Este trabajo muestra el potencial de la hidrogravimetría para monitorear las reservas de agua en ecosistemas heterogéneos, representando una ventaja sobre otras técnicas estándares.

Capítulo 7

Conclusiones

En el presente trabajo de Tesis se propuso resolver distintos problemas hidrológicos utilizando datos obtenidos con el gravímetro superconductor SG038 instalado en el Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia (AGGO). Actualmente, el gravímetro SG038 es el único de su tipo instalado en Latinoamérica y el Caribe que contribuye con la red internacional de gravímetros superconductores GGP/IGETS. La instalación y puesta a punto de este instrumental nos brindó la posibilidad única de realizar este trabajo de Tesis para la caracterización del sistema hidrológico del sitio de estudio. Los gravímetros superconductores son sensibles a las redistribuciones de masas de agua en su entorno brindando una oportunidad excepcional de monitorear de forma directa y no invasiva la evolución de las reservas de agua con gran precisión y estabilidad temporal. A partir de las mediciones de gravedad realizadas con gravímetros de alta precisión es posible determinar parámetros hidráulicos y componentes del ciclo hidrológico, tales como las variaciones de la reserva de agua y la evapotranspiración. Debido a estas características, la hidrogravimetría es considerada como la única técnica geofísica capaz de monitorear el almacenamiento y el flujo de agua subterránea. Es por ello que la aplicación práctica de esta disciplina se incrementó en los últimos años, particularmente para el monitoreo de la evolución de las reservas de agua subterránea en sistemas hidrológicos, específicamente en ambientes heterogéneos.

Para interpretar correctamente los residuos gravimétricos desde una perspectiva hidrológica, es necesario comprender la dinámica del flujo en su contexto geológico. Con este fin, se analizaron de forma cualitativa las series temporales de precipitación, nivel freático, humedad de suelo y la evapotranspiración de referencia estimada a partir de datos meteorológicos registrados en AGGO. Este análisis permitió identificar los periodos húmedos y secos interanuales, y las amplitudes estacionales de las variables hidrometeorológicas de interés en el acotado período de datos disponibles. La caracterización hidrogeológica del sitio de estudio nos permitió obtener un mejor entendimiento del flujo de agua en el subsuelo y analizar la relación entre las variaciones de la reserva de agua y las mediciones de gravedad realizadas registrados en AGGO. Por otra parte, se analizaron los residuos del gravímetro SG038, disponibles en la base de datos del GFZ de Alemania (Mikolaj et al. 2018). Para estimar las variaciones de las reservas de agua en AGGO se determinó un factor de conversión entre los cambios de gravedad observados y las variaciones equivalentes de las reservas que arrojó un valor de

$2.57 \pm 0.08 \text{ mm (nm s}^{-2}\text{)}^{-1}$. Luego, se analizó la evolución de la tendencia local de las variaciones de las reservas de agua, lo que permitió identificar períodos donde el balance hidrológico es positivo o negativo. Este resultado fue respaldado con los datos de humedad del suelo e índices de aridez estimados a partir de datos de precipitación, evapotranspiración potencial y residuos gravimétricos.

En esta Tesis, se derivaron diferentes modelos analíticos y numéricos con el objetivo de reproducir y analizar fenómenos hidrogravimétricos. En tal sentido, se presentaron dos modelos para analizar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo en un acuífero libre. El modelado de este fenómeno permite analizar la utilidad práctica de la técnica y combinar datos hidrológicos y gravimétricos para obtener una estimación más robusta de los parámetros hidráulicos de un acuífero. Los modelos propuestos utilizan la fórmula de Dupuit (1857) para determinar la geometría del cono de descensos utilizando como dato el caudal bombeado, la conductividad hidráulica del acuífero y los descensos observados en el pozo monitor. Es importante destacar que los modelos propuestos son simples de implementar dado que están basados en fórmulas analíticas cerradas. Además, se desarrolló un modelo hidrogravimétrico para reproducir la componente hidrológica en la señal de gravedad, considerando las fluctuaciones del nivel freático y las variaciones de las reservas de agua en la zona no saturada, y de esta manera estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano. El modelo propuesto se basa en la atracción gravimétrica de una placa infinita de Bouguer ya que la zona de estudio es particularmente plana. El rendimiento específico fue estimado mediante un proceso de inversión de datos gravimétricos utilizando datos de precipitación, nivel freático y temperatura del aire.

Los parámetros hidráulicos del acuífero Pampeano fueron estimados mediante un ensayo de bombeo de larga duración (56 horas aproximadamente) a caudal constante realizado en AGGO. La determinación de los parámetros hidráulicos a partir de la curva de descensos observada en el pozo monitor se realizó mediante el programa numérico de código libre WTAQ (Barlow y Moench, 1999). Este programa provee tres de los modelos más utilizados para estimar los parámetros hidráulicos de un acuífero libre. Estos son, los modelos de Neuman (1972), Moench (1997) y Mathias y Butler (2006). Los modelos implementados presentan resultados concordantes para las estimaciones realizadas para la conductividad hidráulica horizontal, mientras que existe una discrepancia respecto a las estimaciones realizadas de la conductividad hidráulica vertical. La discrepancia observada se debe a los diferentes enfoques utilizados por los modelos para describir el drenaje diferido de la zona no saturada. Con respecto al rendimiento específico del acuífero Pampeano, se obtuvieron valores de 0.095 y 0.1 para los modelos de Moench, y Mathias y Butler, respectivamente, mientras que el modelo de Neuman subestima este parámetro. El resultado obtenido con el ensayo de bombeo, es consistente con estimaciones previas del rendimiento específico realizadas con otras técnicas independientes. La respuesta gravimétrica del ensayo de bombeo fue estimado mediante los dos modelos hidrogravimétricos propuestos. Los resultados de estos modelos fueron comparados con los residuos del gravímetro SG038. Lamentablemente, no se logró observar con claridad el efecto gravimétrico de la prueba hidráulica debido a que aún persisten efectos periódicos no hidrológicos en los residuos de gravedad. De todas formas, esta comparación tiene el valor de ser el primer intento de ajustar la respuesta gravimétrica de un ensayo de bombeo teórica con datos de un gravímetro

superconductor.

El rendimiento específico del acuífero Pampeano también se estimó mediante un modelo hidrogravimétrico que arrojó un valor de 0.11 ± 0.039 . Este valor está en concordancia con el obtenido mediante el ensayo de bombeo realizado en AGGO. Sin embargo, se considera que el valor del rendimiento específico estimado con el modelo hidrogravimétrico podría ser el parámetro efectivo que mejor represente las características del acuífero debido a que el área de influencia del gravímetro superconductor es mayor que la del ensayo de bombeo. Es importante remarcar que el método propuesto constituye una prometedora alternativa a las herramientas disponibles para estimar el rendimiento específico.

Finalmente, se estimó la evapotranspiración acumulada para el período abril del 2017- mayo del 2018 utilizando la ecuación de balance hidrológico junto con los residuos gravimétricos y datos de precipitación. La metodología propuesta arrojó un valor de 710.7 ± 25.7 mm de la evapotranspiración acumulada para el período analizado, mientras que para un período anual (abril 2017 - abril 2018) se estimó esta variable hidrológica con un valor de 662.2 mm, representando el 85 % de la precipitación acumulada anual. El resultado obtenido fue comparado con estimaciones de la evapotranspiración acumulada de un modelo numérico calibrado para la zona de estudio y productos MOD16A2 obtenidos de los sensores MODIS. En primer lugar, los resultados obtenidos con la metodología propuesta y el modelo numérico son consistentes. Sin embargo, el modelo propuesto es más simple de implementar ya que no requiere estimar la evapotranspiración potencial ni resulta necesario formular hipótesis acerca de la cobertura vegetal del sitio de estudio. Cuando se comparan los resultados de la metodología hidrogravimétrica y los productos MOD16A2 se destaca que la evapotranspiración estimada a partir de observaciones satelitales es sobreestimada cuando el balance hidrológico es negativo.

En síntesis, en el presente trabajo de Tesis se han desarrollado modelos hidrogravimétricos que permiten estimar parámetros hidráulicos del acuífero Pampeano y componentes del ciclo hidrológico utilizando datos del gravímetro superconductor SG038. Es importante remarcar que por primera vez en la Argentina se utilizan datos de un gravímetro superconductor para monitorear las variaciones de las reservas de agua. La estimación del rendimiento específico del acuífero Pampeano y de la evapotranspiración fueron contrastadas y validadas con técnicas hidrológicas clásicas, y constituyen aportes originales al conocimiento hidrogeológico de la región. La determinación del rendimiento específico mediante el ensayo de bombeo fue publicada en el trabajo de Mikolaj et al. 2019 y la estimación de este parámetro hidrológico utilizando el modelo hidrogravimétrico fue publicada en la revista *Hydrogeology Journal* (Pendiuk et al. 2020). La metodología propuesta para estimar la evapotranspiración acumulada se encuentra en proceso de revisión en la revista *Hydrological Sciences Journal*. Además, los resultados obtenidos fueron presentados en diferentes congresos de la especialidad.

Actualmente, se cuenta con una serie de datos gravimétricos más extensa lo que permitirá analizar distintos fenómenos hidrológicos y realizar comparaciones interanuales de las variaciones de las reservas de agua. Los resultados presentados sientan las bases para analizar la variabilidad natural de las reservas de agua en AGGO debido al posible impacto del cambio climático. Por último, se concluye que la implementación de la gravimetría de alta precisión podría permitir alcanzar algunos de los objetivos

centrales de la Hidrogeofísica, tales como la determinación no invasiva de los parámetros hidráulicos y la evolución temporal de las reservas de agua en sistemas hidrológicos complejos.

Agradecimientos

Agradezco profundamente a mi director, el Dr. Luis Guarracio, por todo lo que hemos pasado juntos durante estos años, por su acompañamiento, paciencia y sabias palabras, tanto en el ámbito académico y fuera de él. Gracias Luis por estar siempre, sin importar el día, ni el horario.

A la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas por darme el lugar y el soporte para realizar este trabajo, por tener siempre las puertas abiertas. Al CONICET por permitirme desarrollar esta Tesis. A la educación pública de mi país.

Al personal de AGGO, en especial a Augusto Cassino y Alfredo Pasquaré, por su colaboración. A su director científico, el Dr. Claudio Brunini por su confianza y buena predisposición. Sin su apoyo esta Tesis no podría haberse realizada.

A los doctores Andreas Güntner y Marvin Reich del GFZ por las discusiones científicas, consejos y grandes aportes a este trabajo.

A mis amigos, por su acompañamiento y palabras de apoyo durante este proceso.

Quiero agradecer con todo mi corazón a mi familia, lo más importante y hermoso que tengo. A mis padres por su amor incondicional, por darme y enseñarme todo. A Gabi, por estar siempre a mi lado y por ayudarme en todos los aspectos desde que iniciamos este camino juntos. A mis hijos, Leo y Boris, los grandes motores en mi vida.

Bibliografía

- Abiodun OO, Guan H, Post VEA, Batelaan O (2018) Comparison of MODIS and SWAT evapotranspiration over a complex terrain at different spatial scales, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22: 2775–2794. doi:10.5194/hess-22-2775-2018.
- Aguilar AL, Flores H, Crespo G, Marín MI, Campos I, Calera A (2018) Performance Assessment of MOD16 in Evapotranspiration Evaluation in Northwestern Mexico, *Water*, 10(7): 901. doi:10.3390/w10070901.
- Agnew, D. C., 2015. Earth Tides, in *Treatise on Geophysics: Geodesy*, pp. 151–178, Elsevier.
- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. (1998) *Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)*, FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Tech. rep., Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Allen RG, Pruitt WO, Wright JL, Howell TA, Ventura F, Snyder R, Itenfisu D, Steduto P, Berengena J, Yrisarry JB, Smith M, Pereira LS, Raes D, Perrier A, Alves I, Walter I, Elliott R (2006) A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ET_0 by the FAO56 Penman-Monteith method, *Agr. Water Manage.*, 81: 1–22. doi:10.1016/j.agwat.2005.03.007.
- Allen RG, Pereira LS (2009) Estimating crop coefficients from fraction of ground cover and height, *Irrigation Sci.*, 28: 17–34. doi:10.1007/s00271-009-0182-z, 2009
- Allen RG, Pereira LS, Howell TA, Jensen ME (2011) Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy, *Agricultural Water Management* 98(6): 899–920. doi:10.1016/j.agwat.2010.12.015.
- Ares MG, Varni M, Chagas C (2020) Runoff response of a small agricultural basin in the Argentine Pampas considering connectivity aspects, *Hydrological Processes*, 34(14): 3102-3119. doi:10.1002/hyp.13782.
- Arnoux M, Halloran LJS, Berdat E, Hunkeler D (2020) Characterizing seasonal groundwater storage in alpine catchments using time-lapse gravimetry, water stable isotopes and water balance methods. *Hydrol. Process.* 34: 4319–4333. doi: 10.1002/hyp.13884.
- Auge MP (2005) *Hidrogeología de La Plata, Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*, pp. 293–311. Quick Press La Plata.
- Auge MP, Wetten C, Baudino G, Bonorino AG, Gianni R, González N, Grizinik MM, Hernandez MA, Rodríguez J, Sisul AC, Tineo A, Torres C (2006) *Hidrogeología de Argentina. Instituto Geológico y Minero de España, Boletín Geológico y Minero*, 117(1): 7-23.
- Barlow PM, Moench AF (1999) WTAQ: a computer program for calculating drawdowns and estimating hydraulic properties for confined and water-table aquifers. US Geol

- Surv Water Resour Invest Rep 99–4225, 74 pp.
- Batu V (1998) *Aquifer Hydraulics: A Comprehensive Guide to Hydrogeologic Data Analysis*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Beck H, Zimmermann N, McVicar T, Vergopolan N, Berg A, Wood EF (2018) Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Sci Data* 5: 180214. doi: 10.1038/sdata.2018.214.
- Binley A, Hubbard SS, Huisman JA, Revil A, Robinson DA, Singha K, Slater LD (2015) The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour. Res.*, 51: 3837–3866. doi: 10.1002/2015WR017016.
- Blainey JB, Ferré TPA, Cordova JT (2007) Assessing the likely value of gravity and drawdown measurements to constrain estimates of hydraulic conductivity and specific yield during unconfined aquifer testing. *Water Resour Res*, 43(12):W12408. doi: 10.1029/2006WR005678.
- Bear J (1972) *Dynamics of fluids in porous media*. Dover, New York.
- Berthelin R, Rinderer M, Andreo B, Baker A, Kilian D, Leonhardt G, Lotz A, Lichtenwoehrer K, Mudarra M, Padilla IY, Pantoja Agreda F, Rosolem R, Vale A, Hartmann A (2020) A soil moisture monitoring network to characterize karstic recharge and evapotranspiration at five representative sites across the globe, *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 9: 11–23. doi: 10.5194/gi-9-11-2020.
- Bizouard C, Lambert S, Gattano C, Becker O, Richard J-Y (2018) The IERS EOP 14C04 Solution for Earth Orientation Parameters Consistent with ITRF 2014. *Journal of Geodesy*, 93(5):621–33. doi: 10.1007/s00190-018-1186-3.
- Bogena HR, Huisman JA, Güntner A, Hübner C, Kusche J, Jonard F, Vey S, Vereecken H (2015) Emerging methods for noninvasive sensing of soil moisture dynamics from field to catchment scale: a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 2(6): 635–647. doi:10.1002/wat2.1097.
- Bogena HR, Huisman JA, Schilling B, Weuthen A, Vereecken H (2017) Effective calibration of low-cost soil water content sensors. *Sensors*, 17(1): 208. doi: 10.3390/s17010208.
- Bonatz M (1967) Der Gravitationseinfluß der Bodenfeuchte, *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 92: 135–139.
- Boucher M, Favreau G, Vouillamoz JM, Nazoumou Y, Legchenko A (2009) Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). *Hydrogeol J* 17:1805–1815. doi: 10.1007/s10040-009-0447-x.
- Boulton MS (1954) Unsteady radial flow to a pumped well allowing for delayed yield from storage. *Int. Ass. Sci. Hydrol, Assemblée Générale de Rome*, 37: 440472–477.
- Boy J-P, Longuevergne L, Boudin F, Jacob T, Lyard F, Llubes M, Florsch N, Esnault M-F (2009) Modelling atmospheric and induced non-tidal oceanic loading contributions to surface gravity and tilt measurements. *J. Geodyn.*, 48: 182–188. doi: 10.1016/j.jog.2009.09.022.
- Boy J-P, Barriot J-P, Förste C, Voigt C, Wziontek H (2020) Achievements of the first 4 years of the international geodynamics and earth tide service (IGETS) 2015–2019 Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 1–6. doi:10.1007/1345202094
- Brocca L, Ciabatta L, Massari C, Camici S, Tarpanelli A (2017) Soil Moisture for

- Hydrological Applications: Open Questions and New Opportunities. *Water*, 9: 140. doi: 10.3390/w9020140.
- Burnett MW, Quetin GR, Konings AG (2020) Data-driven estimates of evapotranspiration and its controls in the Congo Basin, *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(8): 4189-4211. doi:10.5194/hess-24-4189-2020.
- Carbone D, Cannavò F, Greco F, Reineman R, Warburton RJ (2019) The benefits of using a network of superconducting gravimeters to monitor and study active volcanoes. *J Geophys Res-Solid Earth*. doi: 10.1029/2018JB017204.
- Carrière SD, Loiseau B, Champollion C, Ollivier C, Martin-StPaul NK, Lesparre N, Oliosio A, Hinderer J, Jougnot D (2021) First evidence of correlation between evapotranspiration and gravity at a daily time scale from two vertically spaced superconducting gravimeters. *Geophysical Research Letters*, 48: e2021GL096579. doi: 10.1029/2021GL096579.
- Cesanelli A, Guarracino L (2009b) Estimation of actual evapotranspiration by numerical modelling of water flow in the unsaturated zone: a case study in Buenos Aires, Argentina, *Hydrogeology Journal* 17: 299–306. doi:10.1007/s10040-008-0354-6.
- Cesanelli A, Guarracino L (2011). Numerical modeling of actual evapotranspiration of a coffee crop. *Scientia Agricola*, 68(4): 395-399. <https://dx.doi.org/10.1590/S0103-90162011000400001>
- Chaffaut Q, Hinderer J, Masson F, Viville D, Bernard JD, Cotel S, Pierret MC, Lesparre N, Jeannot B (2020) Continuous monitoring with a superconducting gravimeter as a proxy for water storage changes in a mountain catchment. *International Association of Geodesy Symposia*. Springer, Berlin, Heidelberg. doi: 10.1007/1345_2020_105.
- Chapman DS, Sahn E, Gettings P (2008) Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: a pilot study in South Weber, Utah. *Geophysics*, 73(6): WA83-93. doi: 10.1190/1.2992507.
- Chauhan S, Shrivastava RK (2009) Performance Evaluation of Reference Evapotranspiration Estimation Using Climate Based Methods and Artificial Neural Networks. *Water Resour. Manage.* 23: 825. doi:10.1007/s11269-008-9301-5.
- Chen X, Goeke J, Summerside S (1999) Hydraulic properties and uncertainty analysis for an unconfined alluvial aquifer. *Groundwater* 37(6):845–854. doi: 10.1111/j.1745-6584.1999.tb01183.x.
- Chen X, Alimohammadi N, Wang D (2013) Modeling interannual variability of seasonal evaporation and storage change based on the extended Budyko framework. *Water Resour. Res.*, 49: 6067– 6078. doi:10.1002/wrcr.20493.
- Chen JL, Wilson CR, Ries JC, Tapley BD (2013) Rapid ice melting drives Earth’s pole to the east. *Geophys. Res.Lett.* 40: 2625–2630. doi: 10.1002/grl.50552.
- Chen KH, Hwang C, Chang LC, Ke CC (2018) Short-time geodetic determination of aquifer storage coefficient in Taiwan. *J Geophys Res-Solid Earth* 123(12): 10987–11015. doi: 10.1029/2018jb016630.
- Chew C, Small EE, Larson KM (2016) An algorithm for soil moisture estimation using GPS-interferometric reflectometry for bare and vegetated soil. *GPS Solut*, 20: 525–537. doi:10.1007/s10291-015-0462-4.
- Chinnasamy P, Maheshwarib B, Dillonc P, Purohitd R, Dashorad Y, Sonie P, Dashorara R (2018) Estimation of specific yield using water table fluctuations and crop-

- ped area in a hardrock aquifer system of Rajasthan, India. *Agric Water Manag* 202:146–155. doi: 10.1016/j.agwat.2018.02.016.
- Christiansen L, Binning PJ, Rosbjerg D, Andersen OB, Bauer–Gottwein P (2011) Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: an application to alluvial aquifer storage. *Water Resour Res.* 47(6): W06503. doi: 10.1029/2010WR009859.
- Cleveland RB, Cleveland WS, McRae JE, Terpenning I (1990) STL: A seasonal-trend decomposition procedure based on Loess, *J. of Official Statistics*, 6(1): 3–73.
- Cooke AK, Champollion C, Le Moigne N (2021) First evaluation of an absolute quantum gravimeter (AQG#B01) for future field experiments. *Geoscientific Instrumentation Methods and Data Systems*, 10(1): 65–79. doi:10.5194/gi-10-65-2021.
- Creutzfeldt B, Güntner A, Klügel T, Wziontek H (2008) Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany. *Geophysics*, 73(6):WA95–WA104. doi: 10.1190/1.2992508.
- 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(8):W08531. doi: 10.1029/2009WR008359.
- Creutzfeldt B, Güntner A, Wziontek H, Merz B (2010B) Reducing local hydrology from high-precision gravity measurements: a lysimeter-based approach. *Geophysical Journal International*, 183(1): 178–187. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04742.x.
- Creutzfeldt B (2010c) The effect of water storages on temporal gravity measurements and the benefits for hydrology. PhD Thesis, University of Potsdam, Potsdam, Germany.
- Creutzfeldt B, Ferré T, Troch P, Merz B, Wziontek H, Güntner A (2012) Total water storage dynamics in response to climate variability and extremes: Inference from long-term terrestrial gravity measurement, *J. Geophys. Res.*, 117: D08112. doi: 10.1029/2011JD016472.
- Creutzfeldt B, Troch PA, Güntner A, Ferré TPA, Graeff T, Merz B (2014) Storage-discharge relationships at different catchment scales based on local high-precision gravimetry. *Hydrol. Process.* 28: 1465–1475. doi: 10.1002/hyp.9689.
- Crosbie RS, Binning P, Kalma JD (2005) A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resour Res* 41(1):W01008. doi: 10.1029/2004WR003077.
- Crossley D, Xu S, Van Dam T (1998) Comprehensive analysis of 2 years of SG data from Table Mountain, Colorado. *Proceedings of the 13th Int. Symp. Earth Tides*, Brussels, 659–668.
- Crossley D, Hinderer J, Riccardi U (2013) The measurement of surface gravity. *Rep Prog Phys.* 76(4):046101. doi: 10.1088/0034-4885/76/4/046101.
- Damiata BN, Lee T-C (2002) Gravitational attraction of solids of revolution. Part 2: General expressions. *Journal of Applied Geophysics*, 50: 351–373. doi: 10.1016/S0926-9851(02)00152-0.
- Damiata BN, Lee T-C (2006) Simulated gravitational response to hydraulic testing of unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, 318(1-4): 348–359 doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.06.024.
- Degano MF, Rivas RE, Carmona F, Niclòs R, Sánchez JM (2020) Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, doi:

- 10.1016/j.ejrs.2020.08.004.
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg, L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen L, Kllberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137: 553–597. doi: 10.1002/qj.828.
- Deluchi M, Kruse E, Laurencena P, Rojo A, Rodríguez L (2010) Características de la explotación de aguas subterráneas en un sector del noreste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. X Congreso ALHSUD, Caracas.
- Dettmann U, Bechtold M (2016) One-dimensional expression to calculate specific yield for shallow groundwater systems with microrelief. *Hydrol Process* 30(2):334–340. doi: 10.1002/hyp.10637.
- Descloitres M, Ruiz L, Sekhar M, Legchenko A, Braun JJ, Mohan Kumar MS, Subramanian S (2008) Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrol Proc* 22(3):384–394. doi: 10.1002/hyp.6608.
- Deville S, Jacob T, Chéry J, Champollion C (2013) On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology. *Geophysical Journal International*, 192(1): 82–93. doi: 10.1093/gji/ggs007
- Di Maio R, Fabbrocino S, Forte G, Piegari E (2013). A three-dimensional hydrogeological–geophysical model of a multi-layered aquifer in the coastal alluvial plain of Sarno River (southern Italy). *Hydrogeology Journal*, 22: 691–703. doi:10.1007/s10040-013-1087-8.
- Dietrich S, Carrera J, Weinzettel P, Sierra L (2018) Estimation of specific yield and its variability by electrical resistivity tomography. *Water Resour Res* 54(11):8653–8673. doi: 10.1029/2018WR022938.
- Domingo F, Villagarcía L, Were A (2003). ¿Cómo se puede medir y estimar la evapotranspiración? Estado actual y evolución. *Ecosistemas*, 12(1).
- Drexler JZ, Snyder RL, Spano D, Paw UKT (2004) A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes*, 18(11): 2071–2101. doi:10.1002/hyp.1462.
- Duke HR (1972) Capillary properties of soils: influence upon specific yield. *Am Soc Agricult Biol Eng* 15(4):668–691. doi: 10.13031/2013.37986.
- Dupuit J (1857) Mouvement de l'eau a travers le terrains permeables. *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci.*, 45:92–96.
- El-Diasty M (2016) Groundwater storage change detection using micro-gravimetric technology. *Journal of Geophysics and Engineering*, 13(3): 259–272. doi: 10.1088/1742-2132/13/3/259.
- Engel V, Jobbágy EG, Stieglitz M, Williams M, Jackson RB (2005) Hydrological consequences of Eucalyptus afforestation in the Argentine Pampas. *Water Resour. Res.*, 41: W10409. doi:10.1029/2004WR003761.
- Ezzahar J, Chehbouni A, Hoedjes JCB, Chehbouni A (2007) On the application of scintillometry over heterogeneous surfaces. *J. Hydrol*, 334(3-4): 493–501. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.0

- Fan J, Yue W, Wua L, Zhang F, Cai H, Wang X, Lu X, Xiang Y (2018) Evaluation of SVM, ELM and four tree-based ensemble models for predicting daily reference evapotranspiration using limited meteorological data in different climates of China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 264: 225-241. doi:10.1016/j.agrformet.2018.08.019
- Farrel WE (1972) Deformation of the Earth by Surface Loads, *Reviews of Geophysics*, 10(3): 761-797.
- Farzanpour H, Shiri J, Sadraddini AA, Trajkovic S (2019) Global comparison of 20 reference evapotranspiration equations in a semi-arid region of Iran. *Hydrology Research* 1, 50(1): 282–300. doi: 10.2166/nh.2018.174.
- Fekete BM, Vörösmarty CJ, Roads JO, Willmott CJ (2004) Uncertainties in Precipitation and Their Impacts on Runoff Estimates. *J. Climate*, 17: 294–304. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0294:uipati>2.0.co;2.
- Fetter CW (2001) *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, 4 ed.
- Fores B, Champollion C, Le Moigne N, Bayer R, Chéry J (2017) Assessing the precision of the iGrav superconducting gravimeter for hydrological models and karstic hydrological process identification. *Geophysical Journal International*, 2088(1): 269–280. doi: 10.1093/gji/ggw396.
- Fores B, Champollion C, Mainsant G, Albaric J, Fort A (2018) Monitoring saturation changes with ambient seismic noise and gravimetry in a karst environment. *Vadose Zone J.* 17:170163. doi:10.2136/vzj2017.09.0163.
- Forsberg R (1984) A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling. Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University.
- Frappart F, Ramillien G (2018) Monitoring Groundwater Storage Changes Using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Satellite Mission: A Review. *Remote Sens*, 10(6): 829. doi: 10.3390/rs10060829.
- Freeze RA, Cherry JA (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Frohlich RK, Kelly WE (1988) Estimates of specific yield with the geoelectric resistivity method in glacial aquifers. *J Hydrol* 97(1–2): 33–44.
- Garcia JM, Kruse EE (2016) Particularidades del Acuífero Puelche en la región de La Plata. Tesis de grado en Geología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/64657>.
- Gardner WR (1958) Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table. *Soil Sci* 85(4): 228–232. doi: 10.1097/00010694-195804000-00006.
- Gehman CL, Harry DL, Sanford WE, Stednick JD, Beckman NA (2009) Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys. *Water Resour Res.*45(4): W00D21. doi: 10.1029/2007WR006096.
- Gelaro R, McCarty W, Suárez MJ, Todling R, Molod A, Takacs L, Zhao B (2017) The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30(14): 5419–5454. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
- Gerdener H, Engels O, Kusche J (2020) A framework for deriving drought indicators from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24: 227–248. doi: 10.5194/hess-24-227-2020.
- González-Quirós A, Fernández-Álvarez JP (2014) Simultaneous Solving of Three-Dimensional

- Gravity Anomalies Caused by Pumping Tests in Unconfined Aquifers. *Math Geosci*, 46: 649–664. doi: 10.1007/s11004-014-9539-9.
- González-Quirós A, Fernández-Álvarez JP (2021) Use of microgravity for identification of delayed gravity drainage and conceptual model selection in unconfined aquifers. 597: 126285. doi: 10.1016/j.jhydrol.2021.126285.
- Gribovszk Z (2018) Comparison of specific-yield estimates for calculating evapotranspiration from diurnal groundwater-level fluctuations. *Hydrogeol J* 26(6):869–880. doi: 10.1007/s10040-017-1687-9.
- Groh J, Vanderborght J, Pütz T, Vogel H-J, Gründling R, Rupp H, Rahmati M, Sommer M, Vereecken H, Gerke HH (2020) Responses of soil water storage and crop water use efficiency to changing climatic conditions: a lysimeter-based space-for-time approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(3): 1211-1225. doi:10.5194/hess-24-1211-2020.
- Guarracino L, Tocho CN, Varni M (2011) Estimación del coeficiente de almacenamiento de un acuífero libre a partir de datos gravimétricos satelitales. *Estudios Zona Saturada Suelo*, 10: 327–330.
- Guarracino L, Jougnot D (2022) A fractal model for effective excess charge density in variably saturated fractured rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127: e2021JB022982. doi:10.1029/2021JB022982.
- Gude VG (2018) Desalination of deep groundwater aquifers for freshwater supplies – Challenges and strategies. *Groundwater for Sustainable Development*, 6: 87:92. doi: 10.1016/j.gsd.2017.11.002.
- Guevara Ochoa C, Medina Sierra A, Vives L, Zimmerman E, Bailey R (2019) Spatio-temporal patterns of the interaction between groundwater and surface water in plains. *Hydrological processes*, 34(6): 1371-1392. doi: 10.1002/hyp.13615.
- Güntner A (2008) Improvement of global hydrological models using GRACE data. *Surv. Geophys.*, 29: 375–397. doi: 10.1007/s10712-008-9038-y.
- Güntner A, Reich M, Mikolaj M, Creutzfeldt B, Schroeder S, Wziontek H (2017) Landscape-scale water balance monitoring with an iGrav superconducting gravimeter in a field enclosure. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21: 3167–3182. doi:10.5194/hess-21-3167-2017.
- Gwate O, Mantel SK, Palmer AR, Gibson LA (2018) Bio-physical controls of water vapour and energy fluxes: towards the development of biome scale predictive models of evapotranspiration in the Albany Thicket, South Africa. *Ecohydrology*, 11(8): e2031. doi:10.1002/eco.2031.
- Harnisch M, Harnisch G (2002) Seasonal variations of hydrological influences on gravity measurements at Wettzell, Marées terrestres. *Bull Inf Bruxelles* 137:1084910861.
- Harnisch G, Harnisch M (2006) Hydrological influences in long gravimetric data series. *J Geodyn* 41(1–3):276–287. doi: 10.1016/j.jog.2005.08.018.
- Hasan S, Troch PA, Boll J, Kroner C (2006) Modeling the Hydrological Effect on Local Gravity at Moxa, Germany. *Journal of Hydrometeorology* 7(3): 346-354. doi: 10.1175/JHM488.1.
- Healy RW, Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol J* 10(1):91–109. doi: 10.1007/s10040-001-0178-0.
- Healy RW, Winter CT, LaBaugh JW, Franke OL (2007) *Water Budgets: Foundations for Effective Water-Resources and Environmental Management*, U.S. Geological

- Survey Circular 1308, 90 p.
- Hector B, Seguis L, Hinderer J, Descloitres M, Vouillamoz JM, Wubda M, Boy JP, Luck B, Le Moigne N (2013) Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. *Geophys J Int* 194(2):737–750. doi: 10.1093/gji/ggt146.
- Hector B, Hinderer J, Seguis L, Boy J-P, Calvo M, Descloitres M, Rosat S, Galle S, Riccardi U (2014) Hydrogravimetry in West-Africa: First results from the Djougou (Benin) superconducting gravimeter, *J. Geodynam.* 80: 34–49. doi: 10.1016/j.jog.2014.04.003.
- Heidari M, Moench A (1997) Evaluation of unconfined-aquifer parameters from pumping test data by nonlinear least squares. *J Hydrol*, 192(1–4):300–313. doi: 10.1016/S0022-1694(96)03101-0.
- Hemmings B, Gottsmann J, Whitaker F, Coco A (2016) Investigating hydrological contributions to volcano monitoring signals: a time-lapse gravity example. *Geophysical Journal International*, 207: 259–273. doi: 10.1093/gji/ggw266.
- Herckenrath D, Auken E, Christiansen L, Behroozmand AA, Bauer-Gottwein P (2012) Coupled Hydrogeophysical inversion using time-lapse magnetic resonance sounding and time-lapse gravity data for hydraulic aquifer testing: will it work in practice?, *Water Resour Res.*, 48:W01539. doi: 10.1029/2011WR010411.
- Herrera-Franco G, Carrión-Mero P, Aguilar-Aguilar M, Morante-Carballo F, Jayamontalvo M, Morillo-Balsera MC (2020) Groundwater Resilience Assessment in a Communal Coastal Aquifer System. The Case of Manglaralto in Santa Elena, Ecuador. *Sustainability*, 12(19):8290. doi: 10.3390/su12198290.
- Hinderer J, Crossley D, Warburton RJ (2015) Superconducting Gravimetry. In: Schubert G (ed) *Treatise geophys*, 2nd edn. Elsevier, Oxford, pp 59–115.
- Hokkanen T, Korhonen K, Virtanen H (2006) Hydrogeological effects on superconducting gravimeter measurements at Metsähovi in Finland. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 11: 261–267. doi: 10.2113/JEEG11.4.261.
- Howle JF, Phillips SP, Denlinger RP, Metzger LF (2003) Determination of specific yield and water table changes using temporal microgravity surveys collected during the second injection, storage, and recovery test at Lancaster, Antelope Valley, California, November 1996 through April 1997. US Geological Survey, Reston, VA.
- Huntington TG (2006) Evidence for intensification of the global water cycle. Review and synthesis, *J. Hydrol.*, 319: 83–95. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.003.
- Ikard SJ, Revil A (2014) Self-potential monitoring of a thermal pulse advecting through a preferential flow path. *Journal of Hydrology*, 519(A): 34–49. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.07.001.
- Imanishi K Y, Kokubo K, Tatehata H (2006) Effect of underground water on gravity observation Matsushiro, Japan. *Journal of Geodynamics*, 41(1):221–226. doi: 10.1016/j.jog.2005.08.031.
- Jacob T, Bayer R, Chery J, Jourde H, Moigne NL, Boy J-P, Hinderer J, Luck B, Brunet P (2008) Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France). *J. Hydrol.*, 359(1–2): 105–117, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.06.020.
- Jacob T, Chery J, Bayer R, Le Moigne N, Boy JP, Vernant P, Boudin F (2009) Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophys J Int*, 177(2): 347–360. doi:

- 10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x.
- Jobbágy EG, Jackson RB (2004) Groundwater use and salinization with grassland afforestation. *Global Change Biology* 10(8): 1299-1312, doi:10.1111/j.1365-2486.2004.00806.x.
- Jobbágy EG, D Nosoletto M, Santoni CS, Baldi G (2008) El desafío ecohidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana. *Ecología Austral* 18: 305-322.
- Jung M, Reichstein M, Ciais P, et al. (2010) Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467: 951–954. doi:10.1038/nature09396.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, Yang SK, Hnilo JJ, Fiorino M, Potter GL (2002) NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11): 1631–1644. doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Kazama T, Tamura Y, Asari K, Manabe S, Okubo S (2012) Gravity changes associated with variations in local land-water distributions: observations and hydrological modeling at Isawa Fan, northern Japan. *Earth Planets Space*, 64(4): 309–331. doi: 10.5047/eps.2011.11.003.
- Keith D, Mays LW (2004) *Groundwater Hydrology* 3er. Jhon Wiley y Sons, Inc. ISBN: 978-0-471-05937-0
- Kennedy J, Ferre TPA, Creutzfeldt B (2016) Time-lapse gravity data for monitoring and modeling artificial recharge through a thick unsaturated zone. *Water Resour. Res.*, 52: 7244–7261. doi:10.1002/2016WR018770.
- Khan SI, Hong Y, Vieux B, Liu W (2010) Development evaluation of an actual evapotranspiration estimation algorithm using satellite remote sensing meteorological observational network in Oklahoma. *Int. Journal of Remote Sensing*, 31(14): 3799–3819. doi:10.1080/01431161.2010.483487.
- Kennedy J, Ferre T, Creutzfeldt B (2016) Time-lapse gravity data for monitoring and modelling artificial recharge through a thick unsaturated zone. *Water Resour. Res.*, 52: 7244–7261. doi:10.1002/2016WR018770
- Konikow LF (2011) Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 38(17):. doi: 10.1029/2011GL048604.
- Kornfeld RP, Arnold BW, Gross MA, Dahya NT, Klipstein WM, Gath PF, Bettadpur S (2019) GRACE-FO: The Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On Mission. *Journal of Spacecraft and Rockets*, 56(3): 931-951. doi: 10.2514/1.A34326
- Krause P, Naujoks M, Fink M, Kroner C (2009) The impact of soil moisture changes on gravity residuals obtained with a superconducting gravimeter. *J Hydrol*, 373(1–2):151–163. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.04.019.
- Kroner C, Jahr , Naujoks M, Weise A (2007) Hydrological signals in gravity — foe or friend?. In: Tregoning P., Rizos C. (eds) *Dynamic Planet*. International Association of Geodesy Symposia, vol 130. Springer, Berlin, Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-540-49350-1-73.
- Kruse E, Zimmermann E (2002) Hidrogeología de Grandes Llanuras. Particularidades en la Llanura Pampeana (Argentina). Workshop Groundwater and Human Development. Mar del Plata (Argentina). XXXII IAH Congress: 2025-2038.
- Kruse E, Laurencena P (2005) Aguas Superficiales: relación con el régimen subterráneo y fenómenos de anegamiento. *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. La Plata, Argentina.

- Kruse E, Ainchil J (2017) Comportamiento hidrológico en grandes llanuras: caso de estudio Noroeste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. Asociación de Universidades Grupo Montevideo, Número Especial II: Aguas AUGMDOMUS: 1-11. ISSN:1852-2181.
- Kruseman GP, Ridder NA (1990) *Analysys and evaluation of pumping test data*. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands, second edition.
- Kuehne J, Wilson CR (1991) Terrestrial water storage and polar motion. *J. Geophys. Res.*, 96(B3): 4337–4345 doi: 10.1029/90JB02573.
- Lambert A, Beaumont C (1977) Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements; implications for the gravitational detection of tectonic movements. *J. Geophys. res.*, 82(2): 297–306. doi: doi:10.1029/JB082i002p00297.
- Ledieu J, de Ridder P, de Clerck P, Dautrebande S (1986) A method of measuring soil moisture by time domain reflectometry., *J. Hydrol.* 88: 319–328. doi: 10.1016/0022-1694(86)90097-1.
- Leirião S, He X, Christiansen L, Andersen OB, Bauer-Gottwein P (2009) Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers. *Journal of Hydrology*, 365(3–4): 302-309. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.040.
- Linde N, Binley A, Tryggvason A, Pedersen LB, Revil A (2006) Improved hydrogeophysical characterization using joint inversion of cross-hole electrical resistance and ground-penetrating radar traveltime data. *Water Resour. Res.*, 42: W12404. doi: 10.1029/2006WR005131.
- Lo M-H, Famiglietti JS, Yeh PJ-F, Syed TH (2010) Improving parameter estimation and water table depth simulation in a land surface model using GRACE water storage and estimated baseflow data. *Water Resour. Res.*, 46: W05517. doi:10.1029/2009WR007855.
- Loheide SP, Butler JJ, Gorelick SM (2005) Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: a saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resour Res.*, 41(7): W07030. doi: 10.1029/2005WR003942.
- López-Urrea R, Sánchez JM, de la Cruz F, González-Piqueras J, Chávez JL (2020) Evapotranspiration and crop coefficients from lysimeter measurements for sprinkler-irrigated canola. *Agricultural Water Management*, 239: 106260. doi:10.1016/j.agwat.2020.106260.
- Lv M, Xu Z, Yang Z-L, Lu H, Lv M (2021) A comprehensive review of specific yield in land surface and groundwater studies. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13: e2020MS002270. doi: 10.1029/2020MS002270.
- Maina FZ, Guadagnini A (2018) Uncertainty Quantification and Global Sensitivity Analysis of Subsurface Flow Parameters to Gravimetric Variations During Pumping Tests in Unconfined Aquifers. *Water Resources Research*, 54(1): 501–18. doi: 10.1002/2017wr021655.
- Maliva RG (2016) Evaluation of aquifer storage and aquitard properties. In: *Aquifer characterization techniques: Schlumberger methods in water resources evaluation series no. 4*. Springer, Cham, Switzerland.
- Maréchal JC, Dewandel B, Ahmed S, Galeazzi L, Zaidi FK (2006) Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *J Hydrol*, 329(1–2): 281–293. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.02.022.
- Marquardt DW (1963) An algorithm for least squares estimation of nonlinear parame-

- ters. *J Soc Ind Appl Math*, 11(2):431–441. doi: 10.1137/0111030.
- Mascioli S, Benavente M, Martínez DE (2005) Estimation of transport hydraulic parameters in loessic sediment, Argentina: application of column tests. *Hydrogeol J* 13(5–6):849–857. doi: 10.1007/s10040-004-0390-9.
- Mathias SA, Butler AP (2006) Linearized Richards' equation approach to pumping test analysis in compressible aquifers. *Water Resour Res.*,42(6): W06408. doi: 10.1029/2005WR004680.
- Meinzer OE (1923) The occurrence of groundwater in the United States, with a discussion of principles. *US Geol Surv Water Suppl Pap* 489.
- Meurers B (2006) Long and short term hydrological effects on gravity in Vienna. *Bulletin d' Information des Marées Terrestres*, 142: 11343H11351.
- Merriam (1992) Atmospheric pressure and gravity. *Geophysical Journal International*, 109: 488–500. doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00112.x.
- Mikolaj M, Meurers B, Güntner A (2016) Modelling of global mass effects in hydrology, atmosphere and oceans on surface gravity. *Comput Geosci*, 93:12–20. doi: 10.1016/j.cageo.2016.04.014.
- Mikolaj M, Güntner A, Brunini C, Wziontek H, Gende M, Schröder S, Pasquaré A, Cassino AM, Reich M, Hartmann A, Oreiro FA, Pendiuk J, Antokoletz ED and Guarracino L (2018) Hydrometeorological and gravity data from the Argentine-German Geodetic Observatory in La Plata, GFZ Data Services. doi: 10.5880/GFZ.5.4.2018.001
- Mikolaj M, Güntner A, Brunini C, Wziontek H, Gende M, Schröder S, Cassino AM, Pasquaré A, Reich M, Hartmann A, Oreiro FA, Pendiuk J, Guarracino L, Antokoletz ED (2019a) Hydrometeorological and gravity signals at the Argentine-German Geodetic Observatory (AGGO) in La Plata. *Earth Syst Sci Data Discuss*, 11(4): 1501–1513. doi: 10.5194/essd-11-1501-2019.
- Mikolaj M, Reich M, Güntner A (2019b) Resolving geophysical signals by terrestrial gravimetry: a time domain assessment of the correction-induced uncertainty. *J Geophys Res Solid Earth*, 124(2): 2153–2165. doi: 10.1029/2018JB016682.
- Moench AF (1994) Specific yield as determined by type-curve analysis of aquifer-test data. *Ground Water*, 32(6): 949–957. doi: 10.1111/j.17456584.1994.tb00934.x.
- Moench AF (1997) Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer, *Water Resour. Res.*, 33: 1397–1407. doi: 10.1029/97WR00651.
- Moench AF, Garabedian SP, LeBlanc D (2001) Estimation of hydraulic parameters from an unconfined aquifer test conducted in a glacial outwash deposit, Cape Cod, Massachusetts. Professional Paper 1629, US Geological Survey. doi: 10.3133/ofr00485.
- Montgomery EL (1971) Determination of coefficient of storage by use of gravity measurements. PhD Thesis, University of Arizona, Tucson, AZ.
- Moorhead JE, Marek GW, Colaizzi, PD, Gowda PH, Evett SR, Brauer, DK, Marek TH, Porter DO (2017) Evaluation of Sensible Heat Flux and Evapotranspiration Estimates Using a Surface Layer Scintillometer and a Large Weighing Lysimeter. *Sensors*, 17: 2350. doi:10.3390/s17102350.
- Morello J, Matteucci SD, Rodríguez AF, Silva M (2012) Ecorregiones y complejos ecosistémicos argentinos. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: Editorial Orientación Gráfica Argentina. ISBN: 978-9-871922-00-0
- Moreno-Maroto JM, Alonso-Azcárate J, O'Kelly BC (2021) Review and critical examination of fine-grained soil classification systems based on plasticity. *Applied Clay*

- Science, 200: 105955. doi: 10.1016/j.clay.2020.105955.
- Mouyen M, Masson F, Hwang C, Cheng CC, Le Moigne N, Lee CW, Kao R, Hsieh WC (2013) Erosion effects assessed by repeated gravity measurements in southern Taiwan. *Geophys J Int* 192(1):113–136. doi: 10.1093/gji/ggs019.
- Mu Q, Zhao M, Running SW (2011) Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8): 1781–1800. doi:10.1016/j.rse.2011.02.019.
- Mustafazade A, Pandit M, Zhao C, Sobreviela G, Du ZJ, Steinmann P, Zou XD, Howe RT, Seshia AA (2020) A vibrating beam MEMS accelerometer for gravity and seismic measurements. *Scientific Reports*, 10(1): 10415. doi:10.1038/s41598-020-67046-x.
- Nachabe M (2002) Analytical expression for transient specific yield and shallow water table drainage. *Water Resour Res*, 38(10): 11-1–11-7. doi: 10.1029/2001WR001071.
- Naujoks M, Kroner C, Weise A, Jahr T, Krause P, Eisner S (2010) Evaluating local hydrological modelling by temporal gravity observations and a gravimetric three-dimensional mode. *Geophys J Int*, 182(1): 233–249. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04615.x.
- Neuman SP (1972) Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. *Water Resources Research*, 8(4): 1031–1045. doi: 10.1029/WR008i004p01031.
- Neuman SP (1987) On methods of determining specific yield. *Groundwater*, 25(6): 679–684. doi: 10.1111/j.1745-6584.1987.tb02208.x.
- Neumeyer J, Barthelmes F, Kroner C, Petrovic S, Schmidt R, Virtanen H, Wilmes H (2008) Analysis of gravity field variations derived from superconducting gravimeter recordings, the GRACE satellite and hydrological models at selected European sites. *Earth Planets Space*, 60(5): 505–518. doi: 10.1186/BF03352817.
- Neumeyer J (2010) Superconducting gravimetry. In: Xu G (ed) *Sciences of geodesy, I: advances and future directions*. Springer, Berlin, pp 339–413.
- Newton, I. (1687). *Philosophiæ naturalis principia mathematica* (“Mathematical principles of natural philosophy”). London.
- Niebauer T (2015) Gravimetric methods—Absolute and relative gravity meter: Instruments concepts and implementation. In *Treatise on Geophysics*, 37–57. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00057-9.
- Nilsson B, Højberg AL, Refsgaard JC, L. Troldborg L (2007) Uncertainty in geological and hydrogeological data, hydrology and earth system sciences discussions. *Eur Geosci Union* 11 (5):1551–1561.
- Nwankwor GI, Cherry JA, Gillham RW (1984) A comparative study of specific yield determinations for a shallow sand aquifer. *Ground Water* 22(6):764–772.
- Nwankwor GI, Gillham RW, van der Kamp G, Akindunni FF (1992) Unsaturated and saturated flow in response to pumping of an unconfined aquifer: field evidence of delayed drainage. *Ground Water*, 30(5): 690–700. doi: 10.1111/j.1745-6584.1992.tb01555.x.
- Naujoks M, Weise A, Kroner C, Jahr T (2008) Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters. *J Geod*, 82(9):543–553.
- Ochsner TE, Cosh MH, Cuenca RH, Dorigo WA, Draper CS, Hagimoto Y, Kerr YH, Njoku EG, Small EE, Zreda M (2013) State of the art in large-scale soil moisture monitoring. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 77: 1888–1919. doi: 10.2136/sssaj2013.03.0093.

- Oreiro FA, Wziontek H, Fiore MME, D'Onofrio EE, Brunini C (2017) Non-tidal ocean loading correction for the Argentinean-German Geodetic Observatory using an empirical model of storm surge for the Río de la Plata. *Pure Appl Geophys*, 175(5): 1739–1753. doi: 10.1007/s00024-017-1651-6.
- ORNL DAAC. 2018. MODIS and VIIRS Land Products Global Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Accessed September 04, 2020. Subset obtained for MOD16A2 product at 34.8734S,58.1396W, time period: 2017-04-01 to 2018-05-31, and subset size: 6.5 x 6.5 km. doi:10.3334/ORNLDAAC/1379
- Peidou A, Landerer F, Wiese D, Ellmer M, Fahnestock E, McCullough C, Spero R, Yuan D-N (2021) Spatiotemporal Characterization of Geophysical Signal Detection Capabilities of GRACE-FO. *Geophysical Research Letters*, 49(1): e2021GL095157. doi: 10.1029/2021GL095157.
- Pendiuk JE (2016) Caracterización hidráulica de suelos en el predio del Observatorio Argentino Alemán de Geodesia (AGGO) mediante parámetros texturales y granulométricos. Tesis de grado en Geofísica. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/79584>.
- Pendiuk JE, Guarracino L, Rodríguez Capítulo L, Kruse E (2018) Estimación del rendimiento específico de los sedimentos Pampeanos a partir de un ensayo de bombeo. *Revista: El Agua Subterránea: Recursos sin Fronteras: Hidrogeología Regional*. Volumen I: 215-221.
- Pendiuk JE, Guarracino L, Reich M, Brunini C, Güntner A (2020) Estimating the specific yield of the Pampeano aquifer, Argentina, using superconducting gravimeter data. *Hydrogeol J*, 28: 2303–2313. doi: 10.1007/s10040-020-02212-z.
- Pendiuk JE, Guarracino L (2021) Estimación de la anomalía gravimétrica producida por un ensayo de bombeo en un acuífero libre. Libro de resúmenes de la XXIX Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (AAGG2021), pp: 126-128. ISBN 978-987-25291-4-7.
- Perdomo S, Kruse E, Ainchil J (2018) Estimation of hydraulic parameters using electrical resistivity tomography (ERT) and empirical laws in a semi-confined aquifer. *Near Surface Geophysics*, 16(6): 627 - 641. doi: 10.1002/nsg.12020.
- Pérez-Bielsa C, Lambán LJ, Plata JL (2012) Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding and electrical resistivity tomography: a case-study of Estaña Lakes (northern Spain). *Hydrogeol J* 20: 1045–1059. doi: 10.1007/s10040-012-0839-1.
- Pfeffer J, Boucher M, Hinderer J, Favreau G, Boy JP, de Linage C, Cappelaere B, Luck B, Oi M, Moigne L (2011) Local and global hydrological contributions to time variable gravity in Southwest Niger. *Geophys J Int*, 184(2):661–672. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04894.x.
- Pfeffer J, Champollion C, Favreau G, Cappelaere B, Hinderer J, Boucher M, Nazoumou Y, Oi M, Mouyen M, Henri C, Le Moigne N, Deroussi S, Demarty J, Boulain N, Benarrosh N, Rober O (2013) Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semiarid Niger. *Water Resour. Res.*, 49: 3276–3291. doi:10.1002/wrcr.20235.
- Piccolroaz S, Majone B, Palmieri F, Cassiani G, Bellin A (2015) On the use of spatially distributed, time-lapse microgravity surveys to inform hydrological modeling. *Water Resour Res* 51(9):7270–7288. doi: 10.1002/2015WR016994.
- Plouff (1976) Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to mag-

- netic terrain corrections. *Geophysics*, 41(4): 727-741. doi: 10.1190/1.1440645.
- Pool DR (2008) The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona. *Geophysics*, 73(6): WA49–WA59. doi: 10.1190/1.2980395.
- Pool DR, Eychaner JH (1995) Measurements of aquifer-storage change and specific yield using gravity surveys. *Ground Water*, 33(3): 425–432. doi: 10.1111/j.1745-6584.1995.tb00299.x.
- Pfeffer J, Champollion C, Favreau G, Cappelaere B, Hinderer J, Boucher M, Nazoumou Y, Oi M, Mouyen M, Henri C, Le Moigne N, Deroussi S, Demarty J, Boulain N, Benarrosh N, Robert O (2013) Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semiarid Niger. *Water Resour Res* 49(6):3276–3291.
- Press WH, Teukolsky SA, Vetterling WT, Flannery BP (1992) *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, New York, NY.
- Quiroz-Londoño OM, Martínez D, Massone H (2012) Estimación de recarga de acuíferos en ambientes de llanura con base en variaciones de nivel freático. *Tecnol Ciencias Agua* 3(2):123–130.
- Qu W, Han Y, Lu Z, An D, Zhang Q, Gao Y (2020) Co-Seismic and Post-Seismic Temporal and Spatial Gravity Changes of the 2010 Mw 8.8 Maule Chile Earthquake Observed by GRACE and GRACE Follow-on. *Remote Sens.*, 12: 2768. doi: 10.3390/rs12172768.
- Rajesh M, Kashyap D, Prasad KSH (2010) Estimation of unconfined aquifer parameters by genetic algorithms. *Hydrol. Sci. J.*, 55(3): 403–413. doi: 10.1080/02626661003738167.
- Ramillien G, Famiglietti J, Wahr J (2008) Detection of continental hydrology and glaciology signals from GRACE: a review. *Surveys Geophys.*, 29: 361–374.
- Rani P, Piegari E, Di Maio R, Vitagliano E, Soupios P, Milano Lo (2019) Monitoring time evolution of self-potential anomaly sources by a new global optimization approach. Application to organic contaminant transport. *Journal of hydrology*, 575: 955-964 . doi:10.1016/j.jhydrol.2019.05.093
- Reich M, Mikolaj M, Blume T, Güntner A (2019) Reducing gravity data for the influence of water storage variations beneath observatory buildings. *Geophysics*, 84: EN15-EN31. doi:10.1190/geo2018-0301.1.
- Reynolds JM (1997) *An introduction to applied and environmental geophysics*. Kohn Wiley & Sons Ltd, West Sussex, England.
- Richards LA (1931) Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics* 1: 318–333. doi:10.1063/1.1745010
- Richey AS, Thomas BF, Lo MH, Famiglietti JS, Swenson S, Rodell M (2015) Uncertainty in global groundwater storage estimates in a Total Groundwater Stress framework. *Water Resour. Res.*, 51: 5198–5216. doi:10.1002/2015WR017351.
- Rocca RJ, Redolfi ER, Terzariol RE (2005) Característica geotécnicas de los loess de Argentina. *Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*. 6(2): 149.
- Rodell M, Houser PR, Jambor U, Gottschalck J, Mitchell K, Meng C-J, Toll D (2004) The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3): 381–394. doi: 10.1175/BAMS-85-3-381.
- Rubin Y, Hubbard SS (2005) *Hydrogeophysics*. Springer, Heidelberg, Germany.
- Ruhoff AL, Paz AR, Aragao L, Mu Q, Malhi Y, Collischonn W, Rocha HR, Running SW

- (2013) Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, 58(8): 1658-1676. doi:10.1080/02626667.2013.837578.
- Running S, Mu Q (2017) MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi:10.5067/MODIS/MOD16A2
- Sánchez Martínez M, Carvacho Bart Luis (2011). Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, Chile. *Revista de geografía Norte Grande*, 50: 171-186. doi: 10.4067/S0718-34022011000300010.
- Sayago JM (1995) The argentine neotropical loess: an overview. *Quat Sci Rev*, 14(7-8): 755-766. doi: 10.1016/0277-3791(95)00050-X.
- Scarpati OE, Capriolo AD (2016) Sequías agrícolas: recurrencia, clasificación y distribución en la Región Pampeana argentina, *Cuadernos Geográficos* 55(8): 6-32.
- Schaffitel A, Schuetz T, Weiler M (2020) A distributed soil moisture, temperature and infiltrometer dataset for permeable pavements and green spaces, *Earth Syst. Sci. Data*, 12: 501-517. doi: 10.5194/essd-12-501-2020.
- Sen MK, Stoffa PL (2013) *Global optimization methods in geophysical inversion*, 2nd edn. Cambridge University Press, New York.
- Seraphine P, Gonçalves J, Vallet-Coulomb C, Champollion C (2018) Multi-approach assessment of the spatial distribution of the specific yield: application to the Crau Plain aquifer, France. *Hydrogeol J*, 26(4): 1221-1238. doi: 10.1007/s10040-018-1753-y.
- Schmerge, DL (2003) The application of microgravimetry to aquifer-storage change monitoring. *Cah. Cent. Eur. Geodyn. Seismol.*, 22: 161-165.
- Sgroi, LC, Lovino MA, Berbery EH, Müller GV (2021) Characteristics of droughts in Argentina's core crop region. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25: 2475-2490. doi:10.5194/hess-25-2475-2021, 2021
- Shampine LF, Allen Jr RC (1973) *Numerical Computing: An Introduction*. W.B. Saunders Company, Philadelphia.
- Sharma UC, Sharma V (2006) Groundwater sustainability indicators for the Brahmaputra basin in the northeastern region of India. *Sustainability of Groundwater Resources and Its Indicators*. Wallingford, UK, p. 43. ISBN 1-901502-43-0.
- Shrestha S, Neupane S, Mohanasundaram S, Pandey VP (2020) Mapping groundwater resiliency under climate change scenarios: A case study of Kathmandu Valley, Nepal. *Environmental Research*, 183: 109149. doi: 10.1016/j.envres.2020.109149.
- Silveira L, Gamazo P, Alonso J, Martínez L (2016) Effects of afforestation on groundwater recharge and water budgets in the western region of Uruguay. *Hydrological Processes* 30(20): 3596-3608. doi:10.1002/hyp.10952.
- Šimůnek J, Huang K, van Genuchten M (1998) The HYDRUS code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 6.0. Research Report No. 144, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- Solazzi SG (2018) Modelado y análisis de la respuesta sísmica de rocas heterogéneas saturadas por fluidos inmiscibles. Tesis de doctorado en Geofísica, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/67336>.
- Song J, Chen X (2010) Variation of specific yield with depth in an alluvial aquifer of the

- Platte River Valley, USA. *Int J Sediment Res*, 25(2): 185–193. doi: 10.1016/S1001-6279(10)60037-6.
- Sophocleous M (1985) The Role of Specific Yield in Ground-Water Recharge Estimations: A Numerical Study. *Groundwater*, 23: 52-58. doi: 10.1111/j.1745-6584.1985.tb02779.x.
- Sun Y, Riva REM (2020) A global semi-empirical glacial isostatic adjustment (GIA) model based on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Earth Syst. Dynam.*, 11: 129–137. doi: 10.5194/esd-11-129-2020.
- Syed TH, Famiglietti JS, Chambers DP (2009) GRACE-Based Estimates of Terrestrial Freshwater Discharge from Basin to Continental Scales. *J. Hydrometeorol.* 10: 22–40. doi: 10.1175/2008JHM993.1.
- Talbot M (2019) Comparison of Evapotranspiration Estimation Methods and Implications for Water Balance Model Parameterization in the Midwestern United States. Retrieved from the University of Minnesota Digital Conservancy. <http://hdl.handle.net/11299/21172>
- Tapley BD, Bettadpur S, Watkins M, Reigber C (2004) The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L09607. doi: 10.1029/2004GL019920.
- Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE (1992) *Applied geophysics*, 2nd edn. Cambridge University Press, New York.
- Teruggi ME (1957) The nature and origin of Argentina loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(3): 322-332. doi: 10.1306/74D706DC-2B21-11D7-8648000102C1865D.
- Theis CV (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Am Geophys Union Trans*, 16(2): 519–524. doi: 10.1029/TR016i002p00519.
- Torge W (2001) *Geodesy*. Berlin, New York, 3rd edition. ISBN 3-11-017072-8.
- Trabucchi M, Carreras J, Fernández-García D (2018) Generalizing Agarwal’s method for the interpretation of recovery tests under non-ideal conditions. *Water Resour Res*, 54:6393–6407. doi: 10.1029/2018WR022684.
- Topp GC, Davis JL, Annan AP (1980) Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16: 574–582. doi: 10.1029/WR016i003p00574.
- Turcotte DL, Schubert G (2002) *Geodynamics*, second ed. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Ukkola AM, Prentice IC (2013) A worldwide analysis of trends in water-balance evapotranspiration. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17: 4177–4187. doi: 10.5194/hess-17-4177-2013.
- Van Camp M, Vanclooster M, Crommen O, Petermans T, Verbeeck K, Meurers B, van Dam T, Dassargues A (2006) Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations. *Journal of Geophysical Research*, 111: B10403. doi: 10.1029/2006JB004405.
- Van Camp M, de Viron O, Pajot-Métivier G, Casenave F, Watlet A, Dassargues A, Vanclooster M (2016), Direct measurement of evapotranspiration from a forest using a superconducting gravimeter. *Geophys. Res. Lett.*, 43(10): 225–231, doi:10.1002/2016GL070534.
- Van Camp M, de Viron, O, Watlet A, Meurers B, Francis O, Caudron C (2017) Geophysics from terrestrial time-variable gravity measurements. *Reviews of Geophysics*, 55. 938–992. doi: 10.1002/2017RG000566.

- van Genuchten MT (1980) A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America J.*, 44: 892-898. doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.
- Varni M, Comas R, Weinzettel P, Dietrich S (2013) Application of water table fluctuation method to characterize the groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. *Hydrol Sci J*, 58(7): 1445–1455. doi: 10.1080/02626667.2013.833663.
- Verstraeten, WW, Veroustraete, F, Feyen, J (2008) Assessment of Evapotranspiration and Soil Moisture Content Across Different Scales of Observation. *Sensors*, 8: 70-117. doi:10.3390/s8010070.
- Voigt C, Förste C, Wziontek H, Crossley D, Meurers B, Pálinkáš V, Hinderer J, Boy J-P, Barriot J-P, Sun H (2016) Report on the Data Base of the International Geodynamics and Earth Tide Service (IGETS). Scientific Technical Report STR - Data ; 16/08, Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences, 24 p. doi:10.2312/GFZ.b103-16087
- Vouillamoz JM, Favreau G, Massuel S, Boucher M, Nazoumou Y, Legchenko A (2008) Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. *J Appl Geophys*, 64(3–4): 99–108. doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.12.001
- Vouillamoz JM, Sokheng S, Bruyere O, Caron D, Arnout L (2012) Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. *J Hydrol* 458–459:1–120. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.044.
- Wahr J (1985) Deformation induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research* 90(B11): 9363. doi: 10.1029/JB090iB11p09363.
- Wainwright HM, Chen J, Sassen DS, Hubbard SS (2014) Bayesian hierarchical approach and geophysical data sets for estimation of reactive facies over plume scales. *Water Resour. Res.*, 50: 4564–4584. doi:10.1002/2013WR013842.
- Wang K, Dickinson RE (2012) A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability, *Rev. Geophys.*, 50, RG2005, doi: 10.1029/2011RG000373.
- Wainzattel PA, Usunoff E (2001) Cálculo de la recarga mediante la aplicación de Darcy en la zona no saturada. Congreso Las caras del agua Subterránea, Serie hidrogeológica y aguas subterráneas, Tomo I: 225-231. ISBN: 84-7840-427.
- Wenzel H-G (1996) The Nanogal Software: Earth Tide Data Processing Package Eterna 3.30. *Bull. Inf. Marées Terrestres* 124: 9425–39.
- Wilson KB, Hanson PJ, Mulholland PJ, Baldocchi DD, Wullschlegel SD (2001) A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sapflow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106: 153-168. doi:10.1016/S0168-1923(00)00199-4.
- Wilson CR, Scanlon B, Sharp J, Longuevergne L, Wu H (2012) Field test of the superconducting gravimeter as a hydrologic sensor. *Ground Water*, 50(3): 442–449. doi: 10.1111/j.1745-6584.2011.00864.x.
- Wu CM, Yeh TC, Zhu J, Lee TH, Hsu NS, Chen CH, Sancho AF (2005) Traditional analysis of aquifer tests: comparing apples to oranges? *Water Resour Res*, 41(9): W09402. doi: 10.1029/2004WR003717.
- Wziontek H, Wolf P, Häfner M, Hase H, Nowak I, Rülke A, Wilmes H, Brunini C (2017) Superconducting Gravimeter Data from AGGO/ La Plata - Level 1. GFZ Data Services. doi: 10.5880/igets.lp.l1.001.

- Yan D (2009) Spatial distribution of water use by eucalyptus plantations in a small catchment in Guangxi, South China: a modelling and GIS approach. Helsingfors universitet, master's thesis, <http://urn.fi/URN:NBN:fi:hulib-201507211631>.
- Yeh HD, Huang YC (2009) Analysis of pumping test data for determining unconfined-aquifer parameters: composite analysis or not? *Hydrogeol J*, 17(5): 1133–1147. doi: 10.1007/s10040-008-0413-z.
- Zängl G, Reinert D, Rípodas P, Baldauf M (2014) The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M (2014) Description of the non-hydrostatic dynamical core, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141: 563–579. doi: 10.1002/qj.2378.
- Zeimetz F, Schaeffli B, Artigue G, García Hernández G, Schleiss AJ (2018) Swiss rainfall mass curves and their Influence on extreme flood simulation. *Water Resour Manage*, 32: 2625–2638. doi: 10.1007/s11269-018-1948-y
- Zhang Y, Peña-Arancibia JL, Mcvicar TR, Chiew FHS, Vaze J, Liu C, Lu X, Zheng H, Wang Y, Liu YY, Miralles DG, Pan M (2016a) Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. *Nat. Publ. Gr.*, 6: 19124. doi:10.1038/srep19124.
- Zhang K, Kimball JS, Running SW (2016b) A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *Wiley Interdiscip. Rev. Water*, 3(6): 834-853. doi:10.1002/wat2.1168.
- Zhang Z, Wang W, Gong C, Zhang M(2020) comparison of methods to estimate groundwater recharge from bare soil based on data observed by a large-scale lysimeter. *Hydrological Processes*, 34: 2987– 2999. <https://doi.org/10.1002/hyp.13769>
- Zhu Y, Liu S, Yi Y, Xie F, Grünwald R, Miao W, Wu K, Qi M, Gao Y, Singh D (2021) Overview of terrestrial water storage changes over the Indus River Basin based on GRACE/GRACE-FO solutions. *Sci. Total Environ.* 799: 149366. doi:10.1016/j.scitotenv.2021.149366.
- Zreda M, Desilets D, Ferré TPA, Scott R L (2008) Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons. *Geophysical Research Letters*, 35: L21402. doi:10.1029/2008gl035655.