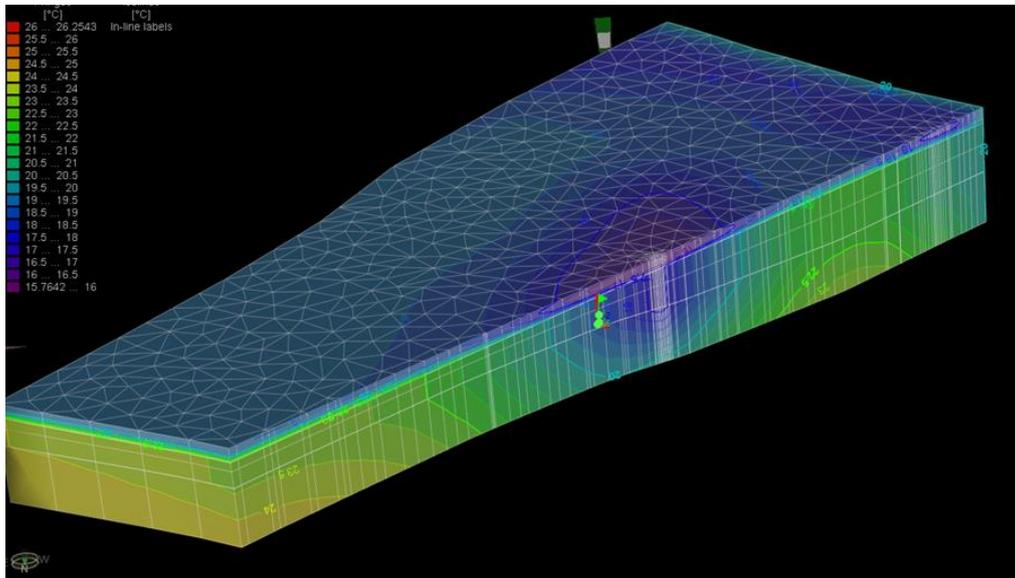




Universidad
Zaragoza



Evaluación de la transferencia de calor vertical en la zona no saturada en el acuífero aluvial urbano de Zaragoza.

ENGLISH TITLE; EVALUATION OF THE VERTICAL HEAT TRANSFER IN THE UNSATURATED ZONE OVER THE ALLUVIAL URBAN AQUIFER OF ZARAGOZA.

Autor; Juan Morales Pascual

Directores; Alejandro García-Gil y Jose Angel Sánchez Navarro

INDICE

ABSTRACT	1
PLANTEAMIENTO.....	2
ANTECEDENTES.....	3
OBJETIVOS.....	3
CONTEXTO GEOLOGICO E HIDROGEOLOGICO	5
SITUACION GEOGRAFICA.....	5
SITUACION GEOLOGICA	5
SITUACION HIDROGEOLOGICA	6
METODOLOGIA	8
TOMA DE DATOS DE TEMPERATURA EN LA ZONA NO SATURADA.....	8
REGISTRO DE DATOS (TEMPERATURA, NIVEL DEL AGUA EN LA ZONA SATURADA)	8
MODELIZACION NUMERICA.....	9
DISCRETIZACION ESPACIAL Y TEMPORAL	10
EVALUACION DE PARAMETROS DEL MODELO.....	11
CONDICIONES DE CONTORNO (FLUJO DE AGUA Y TRANSPORTE DE CALOR).....	12
CONDICIONES INICIALES (FLUJO DE AGUA Y TRANSPORTE DE CALOR).....	13
CALIBRACIÓN DEL MODELO	13
ESCENARIOS DE SIMULACION	14
RESULTADOS.....	15
VARIACION DE LAS TEMPERATURAS EN LA ZONA NO SATURADA.....	15
CALIBRACION DE TEMPERATURAS EN LA SIMULACION NUMERICA	16
LA INFLUENCIA DE LA ZONA NO SATURADA EN LA DINAMICA DE LA PLUMA DE CALOR GEOTERMICA	17
ESCENARIO DE SIMULACION CON / SIN TRANSFERENCIA DE CALOR DESDE LA SUPERFICIE	20
ESCENARIO DE SIMULACION DEL ACUIFERO SIN ZNS NI SUSTRATO	21
DISCUSION	22
CONCLUSIONES	23
BIBLIOGRAFIA	24
ANEXOS	26

ABSTRACT

The thermal behavior of the unsaturated zone is not well known nowadays. With this work its been investigated to clear certain doubts about their thermal response and integrate them with the knowledge of the saturated zone, to give a more general view of shallow geothermal, and ultimately know the degree of influence of the unsaturated zone in the thermal response of the subsoil.

In this work, an area of Zaragoza has been chosen, where there is a geothermal installation and a geological survey, specifically the study area is located near the Etopia building in the neighborhood of La Almozara.

Data about temperature and flux conditions have been collected at the unsaturated zone and in the aquifer by a set of piezometers and thermocouples installed by IGME, later a model that simulates the temperature variations throughtout the year its been constructed, and it was calibrated with the data from the measurements and the geological survey.

From this point, it has been posible to evaluate the thermal underground behaviour at this area, and above all the unsaturated zone, in different scenarios. On the one hand, the response of the system (saturated zone+aquifer+basement) to a thermal plume generated by the installation, on the other hand, the behavior of the aquifer has been evaluated without considering the unsaturated zone and the basement, and lastly the differences between a scenario with and without surface heat transfer.

With the simulation data, a series of graphics have been developed, and these have allowed to observe the annual temperature variations and the clear influence of the unsaturated zone in the behavior of the aquifer. Without considering the unsaturated zone, the warming of the aquifer is greater, whereas if it is counted on it produces lower temperatures.

In addition, the non saturated area acts as a absorber of temperature, between the surface and the aquifer and therefore its consideration is important to know and understand the thermal variations of the aquifer and the relationship that is established between it and the surface.

PLANTEAMIENTO

Desde los principios del siglo XX los combustibles fósiles han sido la fuente de energía principal que ha utilizado el ser humano para el desarrollo de su actividad. Sin embargo, su carácter contaminante y no renovable, junto con su consideración como fuente de emisión de gases de efecto invernadero causantes del cambio climático, ha provocado la búsqueda de alternativas en otras fuentes de energía renovable más limpias y capaz de mitigar el cambio climático (García Gil *et al.*, 2017).

Dentro de todas las ellas, cobra especial importancia la geotermia, la cual tiene un gran potencial energético en el campo de la climatización (García Gil *et al.*, 2014). El uso de energía en forma de calor constituye aproximadamente la mitad de la energía total utilizada en Europa (Jaudin, 2013). La geotermia se caracteriza por ser una fuente constante en el tiempo y además es viable económicamente (Epting *et al.*, 2013; García Gil *et al.*, 2015). Su principio básico consiste en extraer el calor que almacena el terreno si este es viable técnica y económicamente (recurso geotérmico). La legislación española establece cuales, de estos recursos, por su temperatura son geotérmicos, y permiten, entre otras aplicaciones, la obtención de energía, en especial térmica, por intermedio de fluidos (Decreto 2875/1978 por el que se aprueba el Reglamento General para el Régimen de la Minería) (Convenio Geotermia IGME-CHE, 2010).

Existen distintos tipos de recursos geotérmicos, que se clasifican atendiendo a la entalpía de los fluidos geotermiales, es decir, en función del contenido de calor o cantidad de energía que un sistema puede intercambiar con su entorno. Una clasificación utilizada habitualmente es la utilizada por Muffler y Cataldi (1978), modificada con criterios del Código Minero francés (Convenio Geotermia IGME-CHE, 2010), que distingue entre recursos de alta, media, baja y muy baja temperatura.

En la actualidad se ha observado una tendencia creciente en la explotación geotérmica de acuíferos urbanos próximos a la superficie como recursos geotérmicos de muy baja temperatura (inferior a 30°), lo que se conoce también como “geotermia somera”.

La implementación de la geotermia somera en las ciudades de Europa está experimentando ciertos problemas o barreras que requieren una adecuada gestión de los recursos (Jaudin, 2013). Algunas de las estrategias de gestión de recursos geotérmicos someros se basan en las predicciones de modelos numéricos a escala de ciudad (García Gil *et al.*, 2017) y por lo tanto es necesario conocer el régimen de calor en los entornos urbanos, especialmente en aquellos que presentan acuíferos superficiales.

Dentro de los mecanismos de transferencia de calor en el medio subterráneo urbano, la evaluación de la transferencia de calor vertical por la zona no saturada no se ha estudiado adecuadamente en relación con la geotermia somera. Es decir, no se conoce con detalle la interacción que experimenta la transferencia de calor vertical por la zona no saturada con las propias anomalías térmicas que producen las instalaciones geotérmicas someras.

Esta evaluación resulta trascendental para mejorar la estimación de los recursos geotérmicos y de los impactos térmicos que puedan desencadenar las instalaciones geotérmicas, en lo que se refiere a interferencias térmicas entre instalaciones.

Despejar los interrogantes que subyacen en transferencia de calor entre la zona no saturada y acuíferos urbanos proporcionará una mayor seguridad a los usuarios y promoverá el uso de la geotermia como fuente de energía renovable, lo que supone indirectamente una contribución a las acciones encaminadas a la mitigación contra el cambio climático.

ANTECEDENTES

Pese a que el estudio de la transferencia de calor en la zona no saturada en relación con la geotermia ha sido muy limitado hasta día de hoy, se encuentran algunos trabajos que toman en consideración esta, como es el caso del artículo Attard *et al.* (2016). En dicho trabajo se aborda la importancia de la temperatura subterránea, y como se ve afectada por estructuras impermeables y drenantes (zona no saturada) construyendo un modelo tridimensional para cuantificar la zona afectada térmicamente (variaciones mayores de 0.5 °C), en el contexto de la ciudad de Lyon. Se centra en el problema de la existencia de una estructura que actúa como pluma térmica, considerando la zona saturada o no, y discuten los resultados de la modelización térmica y el comportamiento del terreno, haciendo cálculos interesantes como cuanto calor transfieren estas estructuras al acuífero o el tamaño de la pluma de calor que generan y su magnitud.

Por otro lado, el artículo, Rock, G., & Kupfersberger, H. (2018). 3D modeling of groundwater heat transport in the shallow Westliches Leibnitzer Feld aquifer, Austria. *Journal of Hydrology*, 557, 668-678. desarrolla un modelo tridimensional y simula el de flujo de calor, considerando la zona no saturada en una zona de Austria, llegando a la conclusión que el modelo de transporte de calor sirve como una herramienta de gestión a escala del acuífero para optimizar el uso del subsuelo poco profundo, con fines térmicos y analizar los impactos de las plumas en las temperaturas del agua subterránea.

Un artículo que aborda la temática desde un punto de vista estrictamente físico es el de Wang, C. Y., & Cheng, P. (1997). Multiphase flow and heat transfer in porous media. In *Advances in heat transfer* (Vol. 30, pp. 93-196). Elsevier, que analiza todos los factores físicos que juegan un papel en la transferencia de calor en el subsuelo y los relaciona con aplicaciones ingenieriles, como las explotaciones geotérmicas.

Otro estudio, relacionado con la temática sería el de Benz, S. A., Bayer, P., Menberg, K., Jung, S., & Blum, P. (2015). Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers. *Science of The Total Environment*, 524, 427-439, en el que se elabora un modelo de flujo de calor considerando el efecto geotermal somero y los flujos de calor antropogénicos y su comportamiento en el subsuelo, centrándose sobre todo en su distribución espacial y cuantificación.

OBJETIVOS

En la ciudad de Zaragoza, la explotación de recursos geotérmicos de muy baja entalpía en el aluvial del Ebro ha experimentado en la última década un notorio crecimiento, gracias a la progresiva introducción de bombas de calor y al impulso que ha supuesto la Directiva 2009/28/CE relativa al fomento de las Energías Renovables (Garrido *et al.*, 2010).

Esto ha conducido a un incremento progresivo de la cantidad de solicitudes para concesiones de explotación de los recursos geotérmicos de muy baja temperatura para la climatización de edificios y/o la refrigeración industrial.

No obstante, el campo de la geotermia se encuentra todavía en desarrollo, al ser una fuente de energía muy novedosa y donde quedan varios frentes por esclarecer en vías de un aprovechamiento total de su potencial energético. De aquí es de donde surge la importancia de la zona no saturada en relación con la geotermia, relación que todavía no ha sido estudiada en detalle, ni modelizada para conocer su influencia en la predicción de impactos entre instalaciones geotérmicas siendo fundamental para una adecuada gestión de dichas instalaciones a escala de ciudad.

Esta zona no saturada (ZNS) es el nexo entre la urbe y el acuífero, y por tanto es importante conocer su comportamiento térmico a la hora de efectuar una modelización genérica de la temperatura del subsuelo, por lo que este trabajo podría servir como base para estudiar la necesidad, o no, de reproducir la transferencia vertical de calor en la zona saturada en los modelos de gestión de recursos geotérmicos someros en ambientes urbanos.

Los objetivos principales que se persiguen en este trabajo son, por tanto; **(I) Conocer el comportamiento térmico de la ZNS y su influencia en el acuífero; (II) Evaluar la interacción de la ZNS con las variaciones térmicas superficiales y (III) Determinar hasta qué punto afecta el considerar o no la zona no saturada, en una evaluación geotérmica del subsuelo.**

El presente trabajo se centra en la zona no saturada del acuífero aluvial urbano de Zaragoza, y por lo tanto en la geotermia superficial y de más baja temperatura (inferior a 30°), en la que la energía se aprovecha a partir de intercambiadores térmicos.

En cuanto a la metodología para la consecución de estos objetivos, se procedió a recabar los datos de las medidas efectuadas por el IGME en la campaña de Noviembre de 2016, tanto en la ZNS como en la zona saturada. Los datos se obtuvieron a partir de la instalación de piezómetros instrumentados y termopares en el sondeo GS-55, y a continuación se elaboraron las bases de datos pertinentes, ordenando y filtrando estos datos.

En última instancia la utilización de un modelo numérico permitió integrar los datos obtenidos y calibrar los parámetros de campo más probables. Posteriormente, a partir del modelo calibrado, capaz de reproducir las medidas tomadas en el campo, se simularon distintos escenarios, variando las condiciones de contorno del modelo, y activando y desactivando la ZNS y el sustrato, para conocer el efecto de la zona no saturada en la transferencia de calor en el subsuelo.

CONTEXTO GEOLOGICO E HIDROGEOLOGICO

SITUACION GEOGRAFICA

El presente trabajo se desarrolla en la ciudad de Zaragoza, situada al NE peninsular. La ciudad de Zaragoza se encuentra atravesada en dirección NW-SE por el río Ebro, en la confluencia de los ríos Gallego y Huerva, que afluyen al Ebro por su margen izquierda y derecha respectivamente. Más concretamente, el trabajo se centrará en el entorno de los pozos de inyección y extracción del edificio Etopía, zona donde el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), tiene instalados una serie de piezómetros pertenecientes a su red urbana de control geotérmico.

El clima en Zaragoza es de tipo mediterráneo continentalizado, característico de la zona de la depresión del Ebro, y en el que es típico encontrar grandes contrastes térmicos entre las estaciones, con inviernos fríos y veranos calurosos.

SITUACION GEOLOGICA

En lo que respecta al contexto geológico, la ciudad se ubica en el centro de la depresión cenozoica del Ebro cuenca que se corresponde con los últimos estadios de evolución de la cuenca de antepaís meridional del orógeno Pirenaico (Barnolas *et al.*, 1991), limitada al Norte por dicho sistema, al Sur por la Cordillera Ibérica y al NE por la Cordillera Costero Catalana (Moreno *et al.*, 2008).

El acuífero aluvial se desarrolla sobre un conjunto de terrazas generadas por la dinámica fluvial de los ríos Ebro y Gállego y de las que se han definido hasta 8 niveles, si bien, resulta suficiente su agrupamiento en tres grandes grupos (altas, medias y bajas), tal y como ya se hizo en el estudio de Sahuquillo *et al* (1976). Son precisamente las terrazas bajas y medias (5 de los 8 niveles citados) las que mayor relevancia tienen en el casco urbano de Zaragoza. Los depósitos de terrazas presentan facies de canal compuestos por gravas granosoportadas con cantos silíceos y carbonatados, están formados por cuerpos sedimentarios tabulares con estratificación cruzada planar, tienen varios metros de grosor y se pueden extender lateralmente más de 100 metros. A nivel local estos cuerpos pueden presentar estratificación cruzada en surco y/o cuerpos lenticulares arenosos (Luzon *et al*, 2010)

También tienen cierta importancia los conos de deyección adosados a los relieves terciarios, que limitan el corredor aluvial. Son de escasa extensión, pero alcanzan importancia local al albergar espesores notables. Asimismo, los valles de fondo plano y los distintos barrancos que confluyen en el aluvial, aunque no tienen una representación relevante, afectan al acuífero aportando aguas de distinto quimismo, por lo general más salinas que las circulantes en el acuífero. Además, afloran otra serie de unidades de edad cuaternaria, relacionadas con la dinámica del río Ebro, y en menor medida el Huerva que corresponden a terrazas y glacis. El acuífero está conformado por este sistema de terrazas aluviales, las cuales están compuestas por gravas depositadas por el río Ebro y sus afluentes. Además, también se encuentran materiales de abanicos aluviales procedentes del Huerva y los barrancos adyacentes.

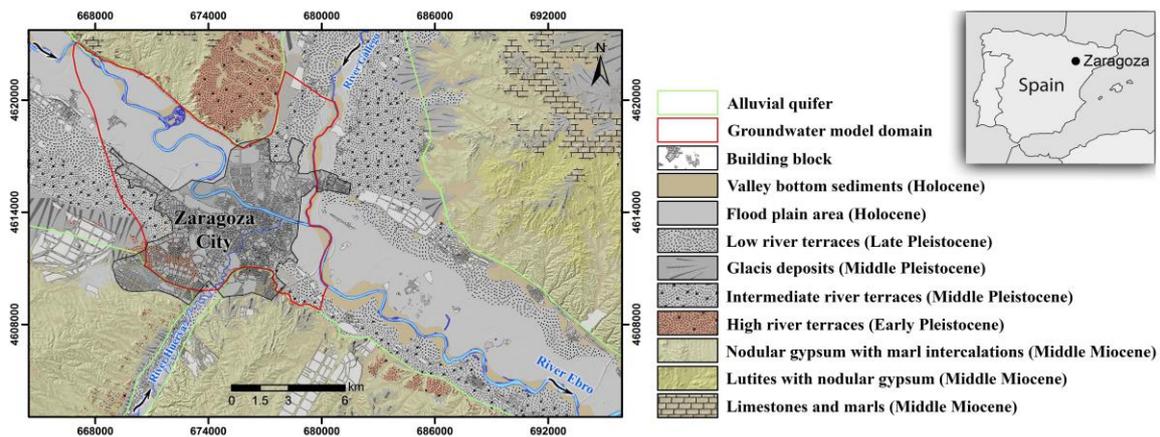


Fig. 1 Contexto geológico y su respectiva leyenda en la ciudad de Zaragoza, donde se distinguen los niveles cuaternarios de terrazas y glacis sobre los que se asienta esta ciudad.

En lo que respecta a la estratigrafía de la zona de estudio, el IGME ha llevado a cabo un sondeo (GS-55) con coordenadas UTM- huso 30; **x – 667461.947 y- 4614081** y ha levantado una columna litológica a partir de este, que permite conocer las distintas litologías y formaciones existentes en profundidad, que se tienen en cuenta para elaborar la modelización (Anexo IV). En el área de estudio, en las proximidades del edificio Etopía existen 2 pozos, uno de inyección y otro de captación, con un consumo y vertido anual similar de 114.889 m³/año. Como se puede observar, los metros iniciales, correspondientes a la zona no saturada están constituidos por niveles de tierra vegetal y limo arcilloso, que dan paso a gravas con matriz limo-arenosa y gravas arenosas. El acuífero comienza a unos 8 metros de profundidad y tiene un espesor de tan solo 6 metros en la zona de estudio. El acuífero se constituye por materiales de edad Cuaternaria cuya litología principal son gravas con bolos o con matriz limo-arcillosa. Por debajo aparece el basamento, correspondiente al Terciario, constituido por niveles margoso-arcillosos y yesos impermeables.

SITUACION HIDROGEOLOGICA

El conocimiento hidrogeológico actual sobre el acuífero urbano, proviene sobre todo de los trabajos realizados por el IGME en las últimas décadas, así como de las nuevas inscripciones y solicitudes de aprovechamiento al Organismo de Cuenca. La confluencia de los ríos Ebro, Gállego y Huerva, en el sector central de la depresión del Ebro ha dado lugar a los sedimentos aluviales Cuaternarios depositados por estos ríos configurando el acuífero más importante de la región conocido como el “Acuífero Aluvial del Ebro” (Garrido *et al.*, 2006, 2010). Este trabajo considerará el acuífero aluvial del Ebro, el cual responde a una masa de agua de naturaleza detrítica, con porosidad intergranular, y una génesis ligada al aterramiento fluvial, que tiene asociados formaciones aluviales y glacis, dando lugar a acuíferos muy ligados a la dinámica del río, formando con el mismo un único sistema hidrológico (Garrido *et al.*, 2010). El muro del acuífero, que actúa como barrera impermeable está constituido por las facies evaporíticas del Mioceno.

La explotación principal del acuífero se realiza en la terraza actual o llanura de inundación. Este acuífero abarca una superficie de 632 km² y se encuentra alineado con la depresión central del Ebro (figura 2). Además, su espesor es variable debido a los procesos de karstificación desarrollados como consecuencia del substrato evaporítico presente

(Sánchez Navarro *et al.*, 2004), donde cabe señalar la presencia de dos surcos, uno al Sur de la ciudad y otro a lo largo del río Gállego, donde se presentan los mayores espesores del aluvial, que están rellenos por más de 40 m de sedimento. El espesor saturado del acuífero es variable, presentando una base muy irregular a su paso por Zaragoza, y presentando los dos surcos mencionados con anterioridad. El espesor saturado medio oscila entre 5 y 40 m, y, por otro lado, la profundidad del nivel freático se sitúa entre 7 y 34 m.

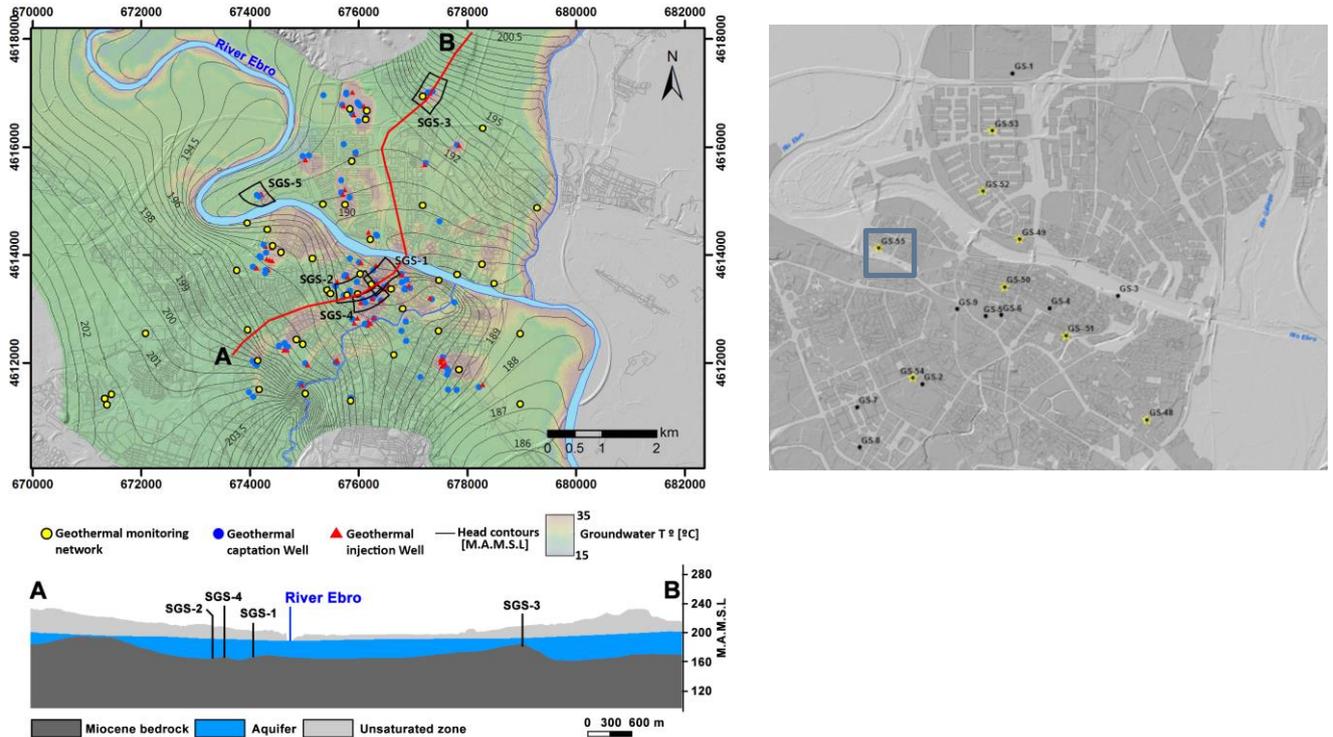


Fig. 2 Contexto hidrogeológico de la ciudad de Zaragoza, dentro de la cuenca del Ebro, donde confluyen los ríos Gállego, Huerva y Ebro y situación de la zona de estudio. La cuenca presenta una dirección preferente NW-SE.

La anchura media del acuífero aluvial urbano oscila entre 8 y 10 km y corresponde al tipo monocapa de carácter libre, siendo la mayor parte de la infiltración del excedente de riego, el agua de lluvia y la asociada al aporte subterráneo de los afluentes (Esnaola *et al.*, 1998). En lo que respecta a los parámetros hidrogeológicos, existen variaciones atendiendo a la escala de trabajo, aunque a escala regional presenta unos valores elevados de transmisividad, en torno a 2.500-3.000 m²/día, siendo ocasionalmente mayor en la margen izquierda del río Ebro (21.000 m²/día), donde el acuífero tiene un mayor espesor y la permeabilidad se estima entre 10 y 1000 m/día (Barnolas *et al.*, 1991). Las transmisividades de trabajos de modelización previos y los datos obtenidos por el organismo de administración de agua local (Confederación Hidrográfica del Ebro) muestran unos valores de entre 300 y 4000 m²/día. La extracción de agua del subsuelo en el área metropolitana de Zaragoza se estima en unos 24.10⁶ m³ al año, siendo su uso principal el geotérmico (68%) (Garrido *et al.*, 2010). La zona de estudio para este trabajo se centra en una parte concreta del acuífero aluvial urbano de Zaragoza (Fig. 4), incluyendo la zona no saturada o vadosa, así como el basamento asociado.

METODOLOGIA

Para la consecución de este trabajo se ha comenzado por una selección y posterior estudio de la bibliografía existente acerca del acuífero aluvial urbano de Zaragoza y de la explotación geotérmica en la zona de estudio. A continuación, se procedió a recabar los datos de los sondeos y piezómetros colocados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) así como de las temperaturas medias que han tenido lugar en la ciudad de Zaragoza los últimos años, siendo estos datos facilitados por la Agencia Española de Meteorología (AEMET). Todos estos datos se utilizarán para el estudio de un ejemplo concreto que se ha seleccionado, un área con sistema geotermal en las proximidades del edificio Etopía, en el barrio zaragozano de la Almozara (fig.3). A partir de toda esta información se ha construido un modelo tridimensional transitorio capaz de reproducir los datos observados de niveles y temperaturas en el acuífero y zona no saturada utilizando el software FEFLOW (Trefry, M. G. y Muffels, C., 2007). Mediante el proceso de calibración se obtuvieron distintos parámetros hidrogeológicos para en último lugar poder sacar conclusiones acerca del comportamiento y la importancia de la zona no saturada en la transferencia de calor subterráneo. El registro de los datos se ha llevado a cabo a través de una red de piezómetros, colocados en distintas áreas de la ciudad de Zaragoza, aunque en este trabajo solo nos centraremos en un único piezómetro y en su zona de influencia para tratar de disminuir la cantidad y complejidad de los datos en vías de resolver los objetivos que se plantean en este trabajo. En concreto, el dominio de estudio dispone de un pozo de captación y otro de inyección que se encuentran monitorizados en continuo mediante dos sondas de temperatura, una situada previa al intercambiador térmico (registrando T^a de captación) y la otra al final del proceso (registrando la T^a de vertido), además de un punto de control de caudal en ambos pozos. El inicio del registro de datos comenzó en enero de 2013, y sigue estando funcional en la actualidad.

TOMA DE DATOS DE TEMPERATURA EN LA ZONA NO SATURADA

El IGME realizó una serie de medidas a partir de un sistema de cableado con termopares instalado en un sondeo piezométrico, diseñados para medir la temperatura, a partir de un circuito eléctrico con una resistencia que deja pasar más o menos corriente en función la temperatura, pudiéndose establecer una relación calculable entre el potencial eléctrico y la temperatura. El registro de estos datos de la zona no saturada comenzó en Noviembre de 2016, y los últimos datos que se tienen son de Septiembre de 2017. Su colocación se ha realizado durante el proceso de perforación y construcción del citado sondeo piezométrico IGME GS-55, en las que se ha rellenado su parte anular externa por gravilla 2-3 mm, donde se han introducido los cables con sensores para las distintas profundidades (ver figura ANEXO V), sellando en última instancia el primer metro superficial con bentonita para evitar la contaminación del piezómetro.

REGISTRO DE DATOS (TEMPERATURA, NIVEL DEL AGUA EN LA ZONA SATURADA)

El IGME ha recopilado datos en la zona saturada mediante la instalación de un sensor sumergible LevelSCOUT 25 m de la compañía Van Walt® en el piezómetro colocado 11 m aguas abajo del pozo de inyección de la instalación del edificio Etopía. Dicho sensor permite el registro continuo de sendas variables con una cadencia 15-minutal. El

dispositivo ha sido colocado por el IGME con el objetivo de comprender mejor el funcionamiento del acuífero aluvial de Zaragoza en cuanto a propiedades físicas, químicas y geológicas se refiere. El dispositivo lleva en funcionamiento desde septiembre de 2016 y sigue en funcionamiento en la actualidad.

MODELIZACION NUMERICA

El modelo numérico ha sido elaborado a partir del software FEFLOW (Finite Element Subsurface FLOW system) (DHI, 2015), el cual permite resolver distintos tipos de problema relacionados con la modelización tridimensional de flujo y calor subterráneas. Este software es un simulador basado en elementos finitos para problemas de transporte dependiente de la densidad en medios porosos. Este proporciona algoritmos para resolver grandes sistemas de matrices dispersas de ecuaciones diferenciales parciales. Al mismo tiempo, ofrece una flexibilidad relativamente alta en el manejo de geometrías complejas y fuertes contrastes en las propiedades materiales. (Kaiser, 2011).

En la selección del tipo de problema se parte de la elección de un medio saturado, no saturado o variablemente saturado, y para cada uno de estos el programa se encarga de resolver las ecuaciones de flujo de agua subterránea y de transporte de calor. Por defecto, se toman dos ecuaciones diferenciales basadas en la ley de Darcy y en la de conservación de la masa y la energía.

La primera, asume un equilibrio entre el medio sólido y el fluido, y si no se tienen en cuenta los gradientes de densidad y porosidad, aplicando la ley de conservación de la energía se obtiene la siguiente ecuación de transferencia de calor (Kaiser, 2011);

Ecuación 1

$$(\rho c)_{fs} \frac{\partial T}{\partial t} + \rho^f c^f \nabla \cdot (\mathbf{q}^f T) - \nabla \cdot (\lambda \nabla T) = Q_T$$

Con $(\rho c)_{fs} = \varphi(\rho c)_f + (1 - \varphi)(\rho c)_s$, siendo la capacidad calorífica específica del sistema, que consiste en una fase fluida $(\rho c)_f$ y otra sólida $(\rho c)_s$. Q_T es la función de fuente de calor, φ es la porosidad y λ es el tensor de conductividad térmica equivalente del fluido y del medio poroso. El término de la parte izquierda es el de conductividad + dispersión.

La segunda ecuación que resuelve el software hace referencia a la integración de la conductividad térmica en la fase fluida y en la sólida, y tiene la siguiente expresión (Kaiser, 2011);

Ecuación 2

$$\lambda_{COND} = \varphi \lambda^f + (1 - \varphi) \lambda^s,$$

Donde λ es la conductividad térmica y φ la porosidad.

El software es capaz de reproducir y visualizar el comportamiento en lo que respecta a la transferencia de calor a lo largo del tiempo (además del flujo) modelizándolo mediante un sistema de elementos finitos. La modelización, en este caso, estará encaminada a entender distintos procesos hidrogeológicos y térmicos y reproducir los procesos de

transferencia de calor en un escenario de 10 años de duración, tomando como referencia para la calibración del modelo la campaña de recogida de datos del IGME que comenzó en Noviembre de 2016. El tipo de problema es combinado de flujo y calor, en un sistema confinado, es decir que las capas están coronadas por una slice fija. Se consideran flujo y transporte transitorio, ya que interesa conocer su evolución temporal

DISCRETIZACION ESPACIAL Y TEMPORAL .

En primer lugar, se genera una malla bidimensional de elementos finitos que cubre un dominio de 14,5 Ha de extensión ubicado en la ciudad de Zaragoza, en las inmediaciones del edificio Etopía (figura 3). A continuación, se genera un modelo tridimensional, sobreimponiendo copias de la malla inicial en 2 dimensiones, y representando la base y techo de las distintas capas geológicas. El dominio volumétrico se cierra verticalmente al conectar nodos que comparten las mismas coordenadas (longitud/latitud) entre dos mallas consecutivas. En el modelo se alcanzan los 80 m de profundidad incluyendo la zona no saturada, el acuífero y el basamento (figura 3). Para discretizar dicho volumen ha sido necesaria una malla tridimensional de elementos finitos no estructurada de tipo prisma triangular, con un total de 17.510 nodos colocados en cada uno de los vértices, y, además, con una densidad de mallado heterogénea, es decir, con una mayor cantidad de nodos (refinamiento de la malla) en las partes proximales a los pozos de inyección y extracción que en el resto de espacio simulado, lo cual otorga una mayor precisión en la resolución numérica de estos puntos. Además, se ha realizado un refinado en la vertical aumentando el número de capas en la zona de interés, la zona no saturada, donde las capas tienen un 1 m de grosor, y también se ha refinado la zona de basamento en contacto con el acuífero.

Las propiedades hidráulicas y termales de las rocas se asignan a los elementos de las unidades geológicas. Para cada capa se asumen unas condiciones homogéneas e isotrópicas.

El modelo reproduce en régimen transitorio la explotación geotérmica desde 2013 hasta 2017, mientras que el intervalo de simulación o salto temporal del que parte el programa es de 0.001 días, o lo que es lo mismo, 1 minuto y medio aproximadamente. No obstante, el programa por sí mismo decide automáticamente este intervalo de simulación, y si los cálculos son similares para intervalos tan pequeños, los va tomando más grandes hasta que advierte cierta diferencia entre intervalos temporales, es decir, selecciona el rango de menor error.

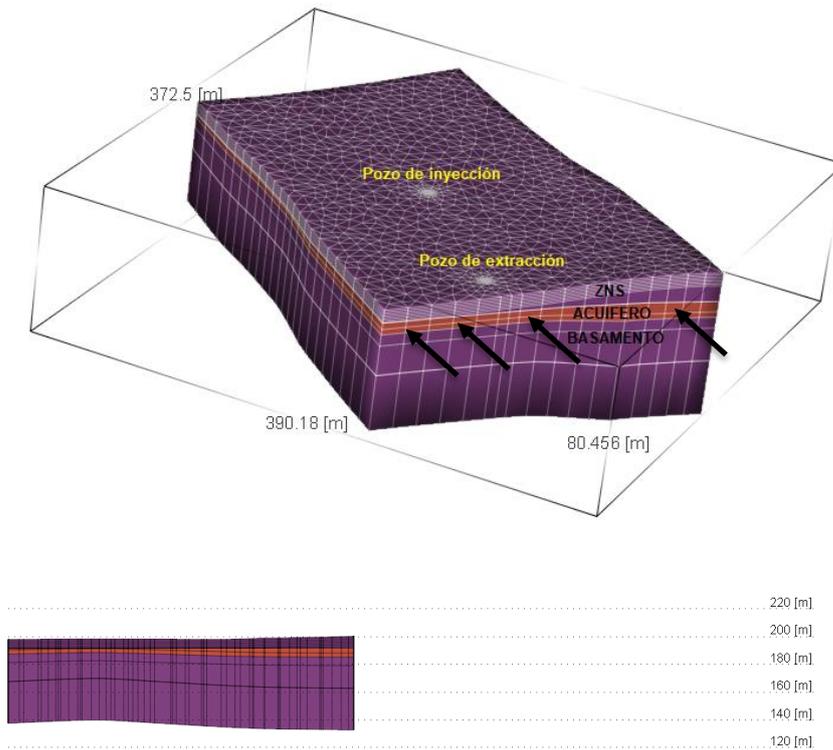


Fig. 3 Modelo tridimensional del modelo. Aparecen distinguibles los 3 niveles estratigráficos; la zona no saturada, el acuífero y el basamento, la condición de contorno que muestra el sentido de entrada de agua al modelo y los pozos de inyección y extracción. Debajo aparece un corte 2D que pasa entre los dos pozos.

EVALUACION DE PARAMETROS DEL MODELO

Se han definido distintas zonas en profundidad, en función de su capacidad para transmitir agua; la zona no saturada, el acuífero y el basamento. Además, dentro de estas zonas se han definido subzonas a la hora de asignar propiedades físicas al terreno, atendiendo a los materiales geológicos por las que están formadas, lo que conlleva una variación de propiedades físicas, tales como la porosidad o conductividad térmica y a la vez influiría en los resultados del modelo. Para calibrar el modelo y adaptarlo a los datos disponibles, se han otorgado distintos valores a una serie de parámetros relacionados con el flujo de agua y el transporte de calor, La Tabla I resume los valores de los parámetros inicialmente definidos en función de la literatura, y los que posteriormente se han otorgado, siendo modificados durante el periodo de calibración.

	<i>Literatura</i>	<i>Calibrados</i>		
		ZNS	ACUIFERO	BASAMENTO
Porosidad	5-30% *	15-17	35	0,002
Permeabilidad	430 m/día**	1,00E-07	90	1,00E-07
Cap. Calorífica sólido	2-2,52 MJ. m ⁻³ . K ⁻¹ * 1*	1,4-2	2,2	1,8
Cap. Calorífica fluido	4,2 MJ. m ⁻³ . K ⁻¹ *	0,0017	4,2	4,2
Cond. Térmica fluido	0,65 W.K-1.m-1*	0,02	0,59	0,59
Cond.Térmica sólido	0,52-2,9 W.K ⁻¹ .m ⁻¹ * 1*	4-4,5	6,5	6
Transmisividad	60-3000 m ² . d ⁻¹ *	0	2500	0
Coefficiente almacenamiento	1E-3-0,3**	0,001	0,001	0,001
Dispersividad longitudinal	0,1-5 m*	15	15	15
Dispersividad transversal	0,1-1,95 m *	8	8	8

Tabla 1 Parámetros térmicos y de flujo del acuífero aluvial urbano de Zaragoza, obtenidos de la literatura y los valores tras su calibración para las distintas zonas. *- García Gil et al. , 2017 **- Convenio IGME-CHE Geotermia.

CONDICIONES DE CONTORNO (FLUJO DE AGUA Y TRANSPORTE DE CALOR)

Las condiciones de contorno relativas al flujo son: el gradiente hidráulico, que se aplica a un nodo situado en los límites del modelo (cuando se conoce el nivel del acuífero en el límite); el caudal de flujo (flujo Darcy) cruzando el límite del modelo, que asigna un caudal de agua fijo y por último los pozos o instalaciones que fijan una extracción o inyección de caudal en un nodo o en una serie de estos si hay una pantalla de pozos.

Por su parte, las condiciones de contorno de transporte de calor son la temperatura, que fija un valor de entrada en el límite del modelo, el flujo de calor que fija un valor cruzando el límite (temperatura del agua subterránea de recarga), la transferencia de calor que fija una temperatura de referencia con una transmisión de calor adicional (temperatura del aire) y la fuente/sumidero de calor que fija una extracción o inyección de energía térmica en un nodo.

En este modelo, se han establecido diversas condiciones de contorno, tanto en lo que respecta a las condiciones de flujo como de calor. Las primeras son las relativas al caudal de los pozos, tanto el de inyección como el de extracción, que están a su vez asociados a una función temporal de modulación basada en la campaña de datos del IGME (anexo 2). Las condiciones de contorno que se han establecido respecto al calor son la temperatura a la que entra el agua en el área de influencia del modelo, la transferencia de calor entre la superficie y el modelo y el efecto de la instalación geotérmica.

Las que más importancia han tomado en la simulación ha sido la transferencia de calor entre el aire y la superficie del modelo, que tomaba distintos valores en el tiempo (función de tiempo), atendiendo a la relación existente en un momento determinado entre la temperatura ambiente y la zona superficial del modelo, y, por otra parte, la pluma térmica generada por la inyección de agua a temperaturas distintas a las del acuífero.

Por otro lado, la temperatura de entrada del agua a la zona del modelo es de 23°C, habiéndose considerado que el agua que entra en el modelo proviene de una pluma térmica previa de la ciudad. Respecto a la instalación también se ha establecido una

función de tiempo con los datos de bombeo e inyección de los pozos, los cuales se tratan de la temperatura y el caudal de Inyección/Extracción desde que la instalación comenzó a funcionar.

CONDICIONES INICIALES (FLUJO DE AGUA Y TRANSPORTE DE CALOR)

Para conseguir una situación inicial representativa se hace una simulación previa de 8 años donde no se reproduce la explotación geotérmica, pero si la oscilación de temperatura en superficie (figura 4).

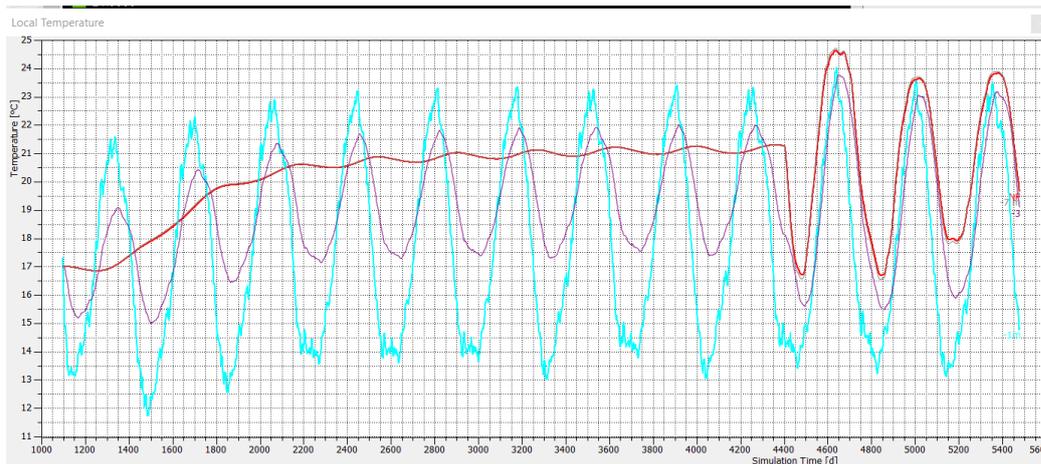


Fig. 4 Gráfica con la simulación de los valores de temperatura para 8 años en el pozo de inyección de Etopía. A partir del $t=4.400$ la explotación geotérmica se encuentra funcional. La simulación se realiza para la profundidad del nivel freático(rojo), la profundidad de 3 m (violeta) y la de 7 m(azul).

CALIBRACION DEL MODELO

La calibración de un modelo puede definirse como el proceso de ajuste de los parámetros, ya sea en base a consideraciones físicas o mediante optimización matemática, de manera que la concordancia entre los datos observados y los resultados del modelo sea la mejor posible.

En este modelo, los distintos valores se han ido modificando a las condiciones locales dentro de los rangos de variación presentes en la naturaleza, al mismo tiempo que se buscaba ajustar el modelo a las observaciones de campo. Este procedimiento se basaba en realizar sucesivas simulaciones, variando las condiciones de contorno y/o los parámetros físicos del terreno, y observando la respuesta del modelo, así como su grado de ajuste a los datos medidos por el IGME (cambios en la amplitud o en la altura de la función de temperatura).

Se ha tratado de seguir una estrategia de calibración, fijando los valores de las propiedades térmicas del terreno atendiendo a su litología desde el comienzo (conductividad, capacidad calorífica, dispersividad..), y modificando, hasta conseguir la calibración, otros como la porosidad y la permeabilidad.

En lo que respecta a las propiedades térmicas, encontramos la conductividad y la capacidad calorífica, que toman valores para los componentes líquidos y sólidos del sistema, sobre los que el software, aplica la ecuación 2, citada anteriormente, según la porosidad de las distintas capas, y calcula estas propiedades para cada capa integrando sus 2 componentes. La conductividad térmica hace referencia a la capacidad que tiene

un material para transmitir calor por conducción a otro con el que se encuentra en contacto directo, sin que exista intercambio de materia entre ambos. Por otro lado, la capacidad calorífica de un determinado material se define como la cantidad de calor necesaria para elevar su temperatura 1°C. La capacidad calorífica de los materiales atenderá al fluido que rellene los poros en cada caso y será la del agua para el acuífero y las capas infrayacentes (zona saturada), y la del aire para las suprayacentes (zona no saturada). La conductividad de las fases fluidas seguirá la misma distribución. La capacidad calorífica y la conductividad de los componentes sólidos permiten algo más de variación respecto a las fases fluidas en sus valores, al depender de la litología presente en cada caso. En este caso se han atribuido distintos valores en el acuífero y parte inferior de la zona no saturada, en los cuatro primeros metros de subsuelo y en el basamento. La conductividad térmica, por su parte se ha distinguido para el acuífero y la zona no saturada, en los cuatro primeros metros y para el basamento.

Un parámetro con un papel fundamental en la calibración es la porosidad, ya que esta influye a su vez en otros parámetros como la conductividad y la capacidad calorífica. Se refiere a la porosidad eficaz del terreno en cada una de sus capas. Atendiendo a la columna geológica, se han dado valores según la dominancia de unos materiales u otros a los distintos niveles estratigráficos. La porosidad en la ZNS y el acuífero difiere según su litología. Otras diferencias podrían deberse a la erosión que pueda experimentar este último por la circulación del agua subterránea o por los efectos de precipitación mineral. La zona inferior del acuífero se considera con una porosidad mayor, puesto que en esta zona no se concentran arenas y limos provenientes de las partes superiores. Este hecho es coherente con los valores de transmisividad que presenta el acuífero, así como con la litología de los sondeos efectuados. Los 3 primeros metros se ha decidido que tengan una porosidad algo inferior al estar compuestos por litología arcillosa y estar sometidos a los efectos de la compactación, con su consecuente pérdida de porosidad efectiva, por distintas razones como la construcción de edificios e infraestructuras antrópicas. Por otro lado, el basamento es un material impermeable, al que se le asigna una porosidad muy baja, estando compuesto por niveles arcillosos con intercalaciones de yesos (ver Anexo IV).

Atendiendo a la descripción previa de la porosidad, se han asignado los valores de permeabilidad, calibrando sobre todo los valores del acuífero, ya que los otros quedaban bastante bien preestablecidos atendiendo a la litología presente. Los valores a nivel regional son elevados por lo general (Garrido *et al.*, 2010), sin embargo, a escalas de trabajo más locales suelen reducirse, como ha sido en este caso.

ESCENARIOS DE SIMULACION

Con el objetivo de analizar la influencia de la zona no saturada, se consideran distintos escenarios de simulación

En un **primer escenario** de simulación se ha eliminado la condición de contorno de tercer tipo Cauchy que implementa en el modelo la transferencia de calor con la ciudad y la atmósfera. Esta condición aplica una temperatura predefinida de referencia, combinada con un parámetro de conductividad térmica. Se aplica en casos donde la temperatura de referencia está asociada a la temperatura del subsuelo a través de un medio separado de conducción del calor (aire). Sigue la siguiente expresión;

$$Q_{\text{heat}} = A\Phi(T_{\text{ref}}-T)$$

Donde, Q es la entrada o salida de calor hacia/desde el modelo, A es el área relevante, Φ es la tasa de transferencia, T_{ref} es la temperatura de referencia y T la temperatura actual en el subsuelo.

El coeficiente de transmisión de calor para un solo material se define por; $\Phi = \lambda/d$ Donde λ = conductividad calorífica y d= espesor. Este escenario nos permitirá evaluar el comportamiento de la zona no saturada y el acuífero en un proceso de transferencia de calor, sin verse influidos por la temperatura ambiental, y observar su respuesta, uno respecto al otro y también respecto a la ciudad de Zaragoza.

Para llevar a cabo esta evaluación se le resta el escenario normal para cada tiempo, y en cada nodo de cálculo para obtener la variación de temperaturas y trabajar con variaciones relativas de temperatura como indicador de impacto de esta condición de contorno.

En un **segundo escenario**, se efectúa la simulación eliminando la instalación geotérmica al completo, tanto el pozo de inyección como el de extracción, y se observa el comportamiento de la zona no saturada y del acuífero sin la contaminación térmica, es decir, su comportamiento natural. Llevando a cabo esta simulación también es posible estimar cual es el grado de contaminación térmica, comparándola con un escenario de simulación normal (con instalación geotérmica), para obtener como en el caso anterior, variaciones relativas de temperatura.

El **último escenario** nos permitirá observar cómo funciona el acuífero térmicamente si no estuviera presente la zona no saturada, ni el basamento, y se podrá ver si existe variación en los mecanismos de transporte de calor (advección o convección) y el papel que desempeña la zona no saturada en el comportamiento térmico del acuífero, así como su relevancia.

RESULTADOS

VARIACION DE LAS TEMPERATURAS EN LA ZONA NO SATURADA

En la figura 5 se disponen las medidas de temperaturas realizadas por el IGME en distintas fechas, pudiéndose observar la oscilación térmica según el momento del año para distintas profundidades, en el punto de control del impacto térmico nº 17- Autonomía, situado en las proximidades del edificio Etopía.

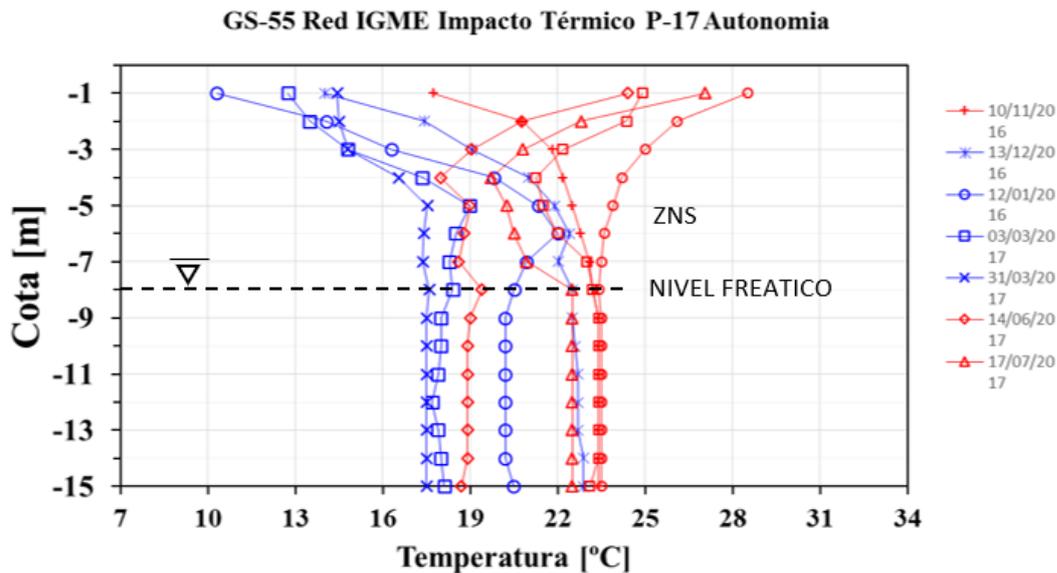


Fig. 5 Gráfica que muestra la variación de temperaturas según la profundidad, para distintos momentos del año, obtenidos en la campaña de medición del IGME 2016-2017 a partir de termopares y piezómetros. Fuente – IGME.

Como se observa en la gráfica, la amplitud térmica es mayor en la superficie y se estabiliza poco antes de llegar al nivel piezométrico (aproximadamente a 8 metros). La zona no saturada se equilibra térmicamente con la fuente de calor más cercana (acuífero o superficie) según su profundidad, y actúa como un colchón térmico que disipa la temperatura hacia el foco más frío.

CALIBRACION DE TEMPERATURAS EN LA SIMULACION NUMERICA

Los resultados del modelo numérico que explican las observaciones realizadas en el campo se muestran en la figura 6 y 7.

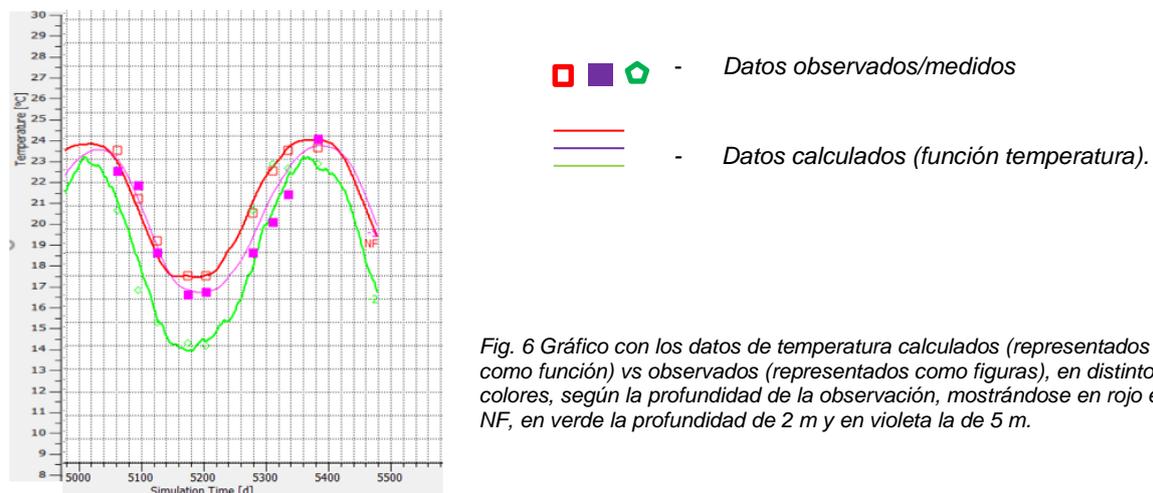


Fig. 6 Gráfico con los datos de temperatura calculados (representados como función) vs observados (representados como figuras), en distintos colores, según la profundidad de la observación, mostrándose en rojo el NF, en verde la profundidad de 2 m y en violeta la de 5 m.

El proceso de calibración ha permitido obtener unos parámetros de flujo de agua y térmicos (ver la Tabla I), que minimizan la diferencia entre los valores calculados y medidos (Figura 6). Los resultados de la calibración se muestran para 3 profundidades representativas con el objetivo de visualizarlo más claramente.

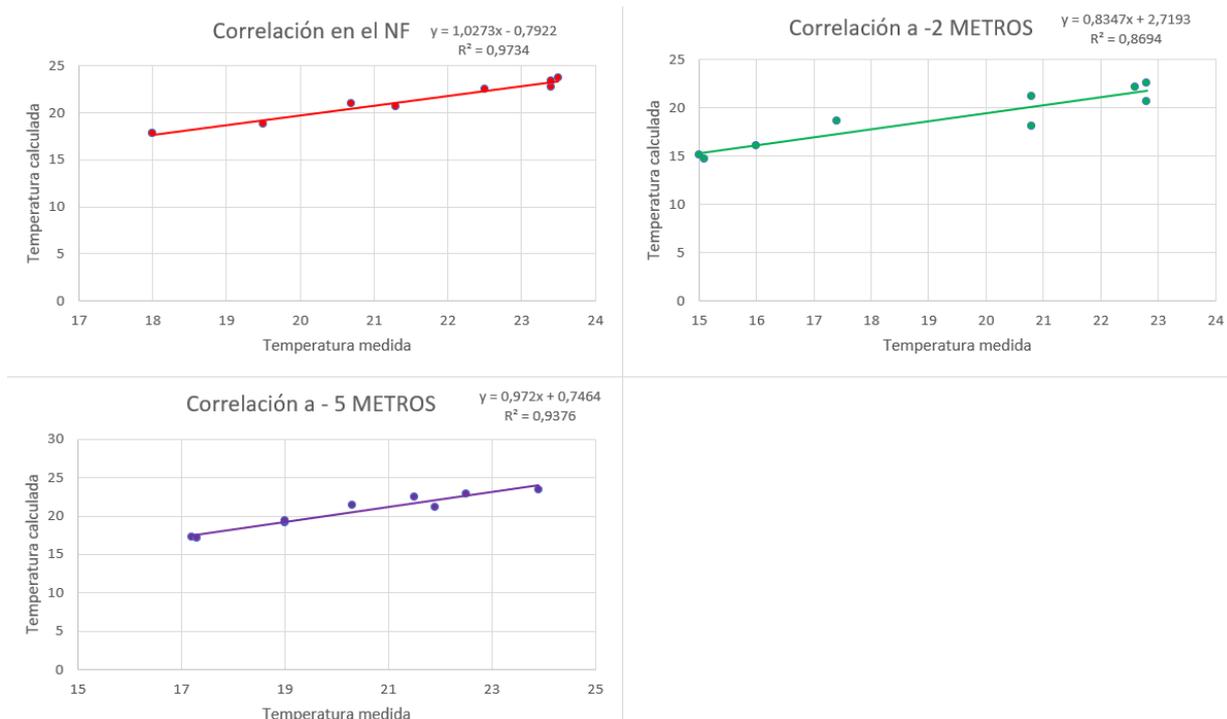


Fig. 7 Rectas de ajuste de las temperaturas calculadas vs medidas.

Como se aprecia en la gráfica anterior, la calibración de la temperatura o permitido obtener unos ajustes satisfactorios, con variaciones inferiores a 0.5 C° en la mayoría de los casos y un error cuadrático medio de 1.24 para -2 metros, 0.58 para -5 metros y de 0,42 para el nivel freático . En este caso se observa que las mayores diferencias se dan en los valores de 5 metros, que deberían ser algo más altos cuando se incrementa la temperatura, así como en algún valor puntual de 2 metros, que probablemente se corresponda con mediciones erróneas.

LA INFLUENCIA DE LA ZONA NO SATURADA EN LA DINAMICA DE LA PLUMA DE CALOR GEOTERMICA

En la figura 8 se observa la pluma generada por la instalación GS-55 al final del verano, introduciendo agua a unas temperaturas de 25°C, superiores a la temperatura inicial considerada en 5°C, y en 2. 5° respecto a la temperatura superficial en este momento de la simulación. En planta, la pluma tiene una distribución concéntrica respecto a la zona de inyección y tiene un alcance de unos 80 metros (figura 8). En la dirección horizontal se expande más en un sentido que en otro debido al gradiente hidráulico.

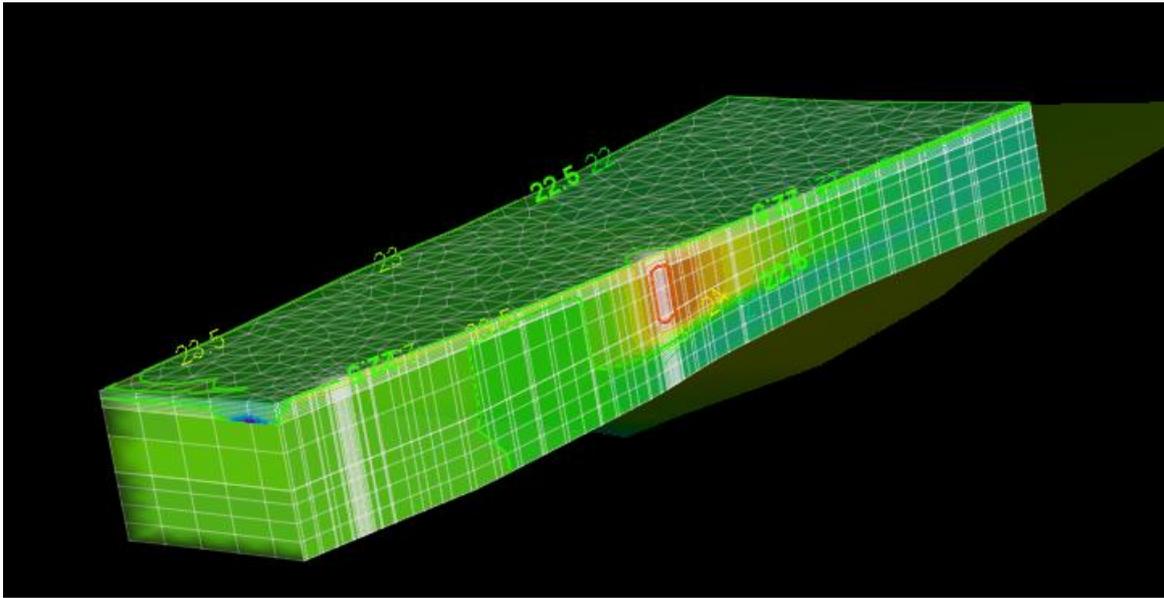


Fig. 8 Modelo en planta y corte transversal el último día de refrigeración (finales de verano) donde se ven las plumas generadas por la instalación.

En la figura 9 se visualizan una serie de gráficas que se corresponden con termogramas, los cuales muestran la variación temporal de las temperaturas según la profundidad, con la instalación geotérmica en funcionamiento y sin esta, así como el valor relativo (simulación sin instalación- simulación con instalación) entre ambas situaciones.

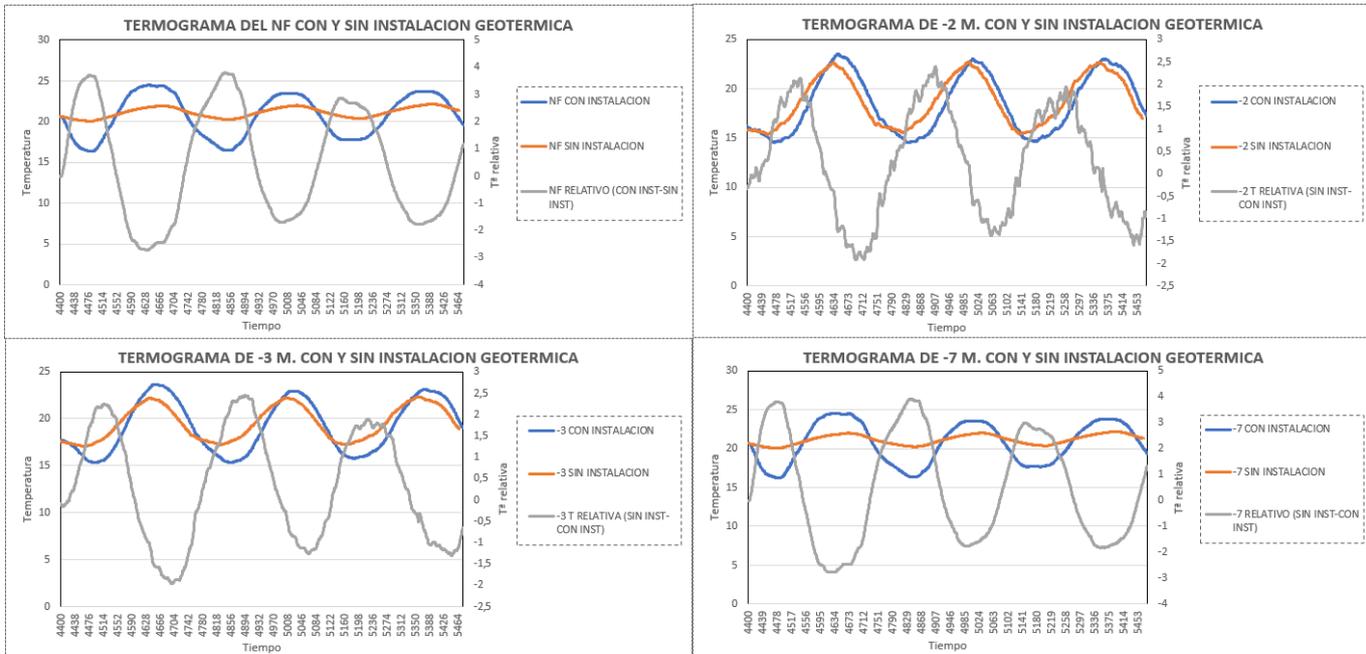


Fig. 9 Termogramas de la zona no saturada que muestran la variación de temperatura con y sin instalación para las distintas profundidades en el tiempo. También se muestra el valor relativo entre ambas situaciones.

Estos gráficos nos permiten evaluar la respuesta térmica de estas zonas, si se instala un sistema geotermal somero. Para ello, se ha introducido un tiempo de simulación de 6 años, hasta que la temperatura de entrada de agua al modelo se estabiliza (Anexo III) ($t=4.400$, unos 3 años, cuando la función sin instalación comienza a dibujar una función sinusoidal), a partir de entonces se hace funcionar la instalación para ver su efecto (Figura 9)

En todas estas gráficas el origen en abscisas (4.400 días) se corresponde con el inicio del funcionamiento de la instalación, cuando la temperatura del sistema ya se encuentra estabilizada, no obstante, se encuentran completas como anexo (ver Anexo III).

Como se aprecia en la figura 9, la temperatura a la profundidad del nivel freático oscila entre 16 y 24°C con instalación funcional y entre 20 y 22 °C sin la instalación funcional, por lo que el contraste térmico es más marcado en funcionamiento. La temperatura relativa oscila entre $-2,6$ y $+3,8$ °C.

En las profundidades de -2 y -3 metros el comportamiento es muy parecido y las oscilaciones van aproximadamente entre 15,5 y 22°C sin la instalación, y entre 15 y 23.5 °C con esta activada. La temperatura relativa va desde $-1,9$ y $+2,5$ °C.

En último lugar, la profundidad de -7 metros se asemeja bastante al acuífero con oscilaciones de entre 20 y 22 °C sin instalación, entre 16,3 y 24,3 °C con esta y unas temperaturas relativas oscilantes entre $+3,7$ y $-2,8$ °C

Si la instalación está activada los valores de temperatura que alcanzan los niveles cercanos al acuífero son mayores que en la superficie por el efecto combinado de la inyección de agua caliente en verano y la entrada de agua proveniente de otra pluma al sistema.

Si se compara el comportamiento térmico con y sin instalación es mucho más semejante en superficie que en el acuífero, ya que es donde se da la pluma anómala por la inyección de agua sobrecalentada o sobreenfriada, lo que provoca contrastes térmicos respecto a su comportamiento natural.

Cuanto mayor es la profundidad del punto de observación, se produce un mayor retraso en la amplitud térmica (función más laxa) ya que la zona no saturada actúa como colchón térmico y el acuífero debido a la capacidad calorífica del agua es capaz de retener el calor durante más tiempo e influir de la misma forma en los niveles cercanos (haciéndoles mantener el calor). No obstante, si la instalación está en funcionamiento este proceso es mucho menos notorio, ya que al inyectar agua a temperatura ambiente se suaviza el efecto de la amortiguación térmica.

En la zona no saturada, como se puede observar en las gráficas anteriores, se pierde temperatura cuanto más superficial se sitúe el punto de observación, lo que señala al acuífero como foco térmico del sistema (que corresponde con el punto de inyección de agua del pozo). Por otro lado, cuanto más superficial nos encontremos, más contraste de temperatura hay, entre los niveles de temperatura máximos y los mínimos. La amplitud de las funciones relativas de temperatura, muestra cómo se va amortiguando el calor, pasando de mayores amplitudes en niveles superficiales, lo que indica un mayor contraste térmico, hasta un comportamiento ya amortiguado en la profundidad de 7 metros contigua al acuífero.

No obstante, el efecto, más o menos marcado siempre es el mismo, la instalación geotérmica sobrecalienta la zona no saturada en verano y la sobreenfría en invierno, en distintas magnitudes en función de la profundidad (mayor a más cercanía al acuífero). Otro efecto patente es la mayor amplitud de onda cuanto más profunda es la observación, lo que se relaciona con una respuesta más lenta a las temperaturas ambientales, asemejándose al comportamiento térmico del acuífero cuanto más cerca se este del mismo.

La tendencia es similar en zona no saturada y acuífero, aunque se aprecia mejor en los niveles cercanos a este, elevándose las temperaturas mínimas progresivamente (en cada ciclo de la función), mientras que las máximas se mantienen.

ESCENARIO DE SIMULACION CON / SIN TRANSFERENCIA DE CALOR DESDE LA SUPERFICIE

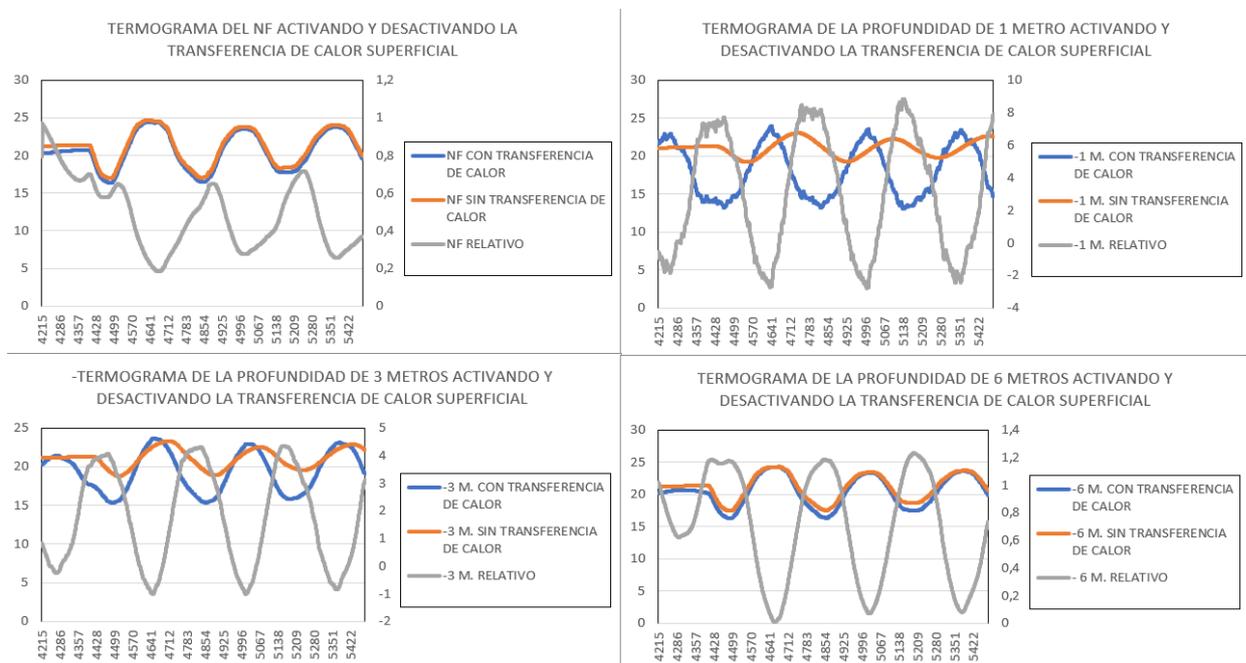


Fig. 10 Gráfico de simulación del nivel freático con y sin transferencia de calor superficial, con el valor relativo entre ambos..

La simulación de este escenario ha permitido comprobar el comportamiento térmico de la zona no saturada según si la condición de contorno de transferencia de calor superficial se encuentra activada o no. En la figura 10 se aprecian las temperaturas que alcanza el nivel freático con la condición de transferencia de calor superficial activada y desactivada.

En la figura 10 se observa que el nivel freático y sus niveles más contiguos, experimentan un comportamiento bastante similar indistintamente de si existe o no transferencia de calor en superficie. No obstante, la parte superior de la zona no saturada si experimenta cambios notables.

En la profundidad de 1 metro si existe transferencia de calor la temperatura oscila entre 23 y 13 °C, es decir se da un contraste anual de unos 10°C, en cambio si no existe

transferencia de calor, las temperaturas oscilan entre 22,5 °C y 19°C, es decir el contraste térmico se reduce a tan solo 3,5°C.

A una profundidad de 3 metros, si hay transferencia de calor superficial la temperatura varía entre 23,4 y 15,1 °C, es decir hay un contraste de 8,3 °, inferior a la profundidad de 1 metro, y con la transferencia de calor desactivada, las temperaturas oscilan entre 23,3 y 19 °C, lo que arroja un contraste térmico de 4,3°C, mayor que a la profundidad de 1 metro.

A profundidades mayores, cercanas al nivel freático el comportamiento se iguala, dando temperaturas mínimas ligeramente más bajas si existe transferencia de calor.

En estos tres gráficos (figura 10) correspondientes a la zona no saturada para cada profundidad, contrastamos lo expuesto anteriormente, y es que, las temperaturas de esta, si hay transferencia de calor en superficie, por lo general, son más bajas que si no la hay, lo que significa que esta se enfría si se activa esta condición y durante el año disipa más calor del que recibe de la superficie. Otra observación, es en lo relativo a la amplitud de onda en la parte superior de la zona no saturada, al existir cierto desfase según si la condición de contorno está o no activada. Esto se debe a una variación térmica mucho más rápida y efectiva si existe transferencia de calor con el ambiente que si no la hay.

ESCENARIO DE SIMULACIÓN DEL ACUIFERO SIN ZNS NI SUSTRATO

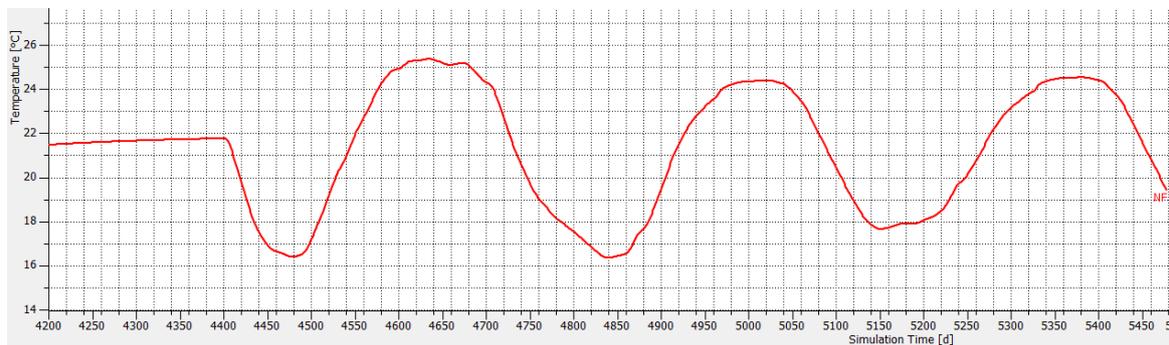


Fig. 11 Termograma de simulación para un escenario sin zona no saturada y basamento, que solo contempla el acuífero y la instalación geotérmica.

Este escenario deja patente el papel de la zona no saturada y el basamento como disipadores térmicos del acuífero, ya que, sin la presencia de estos, la temperatura alcanza valores superiores a los 25 °, y las temperaturas máximas son más altas en todos los ciclos, en comparación con un escenario de simulación que considere estas zonas. Las temperaturas mínimas toman una tendencia a aumentar progresivamente, al igual que en el escenario que considera el modelo completo registrándose valores de 18°C, ligeramente superiores a los del otro escenario (figura 11).

Por comparar datos concretos, al inicio del tercer ciclo, en un $t=5220$, la temperatura es de 18,41 °C en este escenario, y de 18,05 °C en el modelo con instalación y todas las capas, es decir 0,36 °C mayor. Al final del primer ciclo, en un $t=4635$, la temperatura es de 25,37°C en este escenario y de 24,46 en el modelo con instalación y todas las capas, lo que implica un aumento de aproximadamente 1° en el final de un ciclo de inyección.

El efecto que queda patente al comparar ambos modelos es que la zona no saturada toma el calor del acuífero y lo disipa al final del verano, y también al comienzo, aunque en menores magnitudes.

DISCUSION

Los resultados obtenidos a partir del análisis comparado de escenarios permiten ver que, si la transferencia de temperatura en superficie está activada, el acuífero alcanza temperaturas ligeramente menores en el acuífero (unos $0,5^{\circ}\text{C}$) y en la zona no saturada progresivamente menores hacia superficie (llegando a diferencias de 8° a 1 m de profundidad), es decir, la condición de contorno superficial tipo Cauchy mejora la disipación de calor en el acuífero hacia superficie, y desde la zona no saturada al ambiente. Esto se debe al hecho de que, en estas condiciones, la zona no saturada disipa más calor al ambiente del que toma, y el acuífero, en respuesta, lo cede a su vez a la zona no saturada. Si, por el contrario, no existe transferencia de calor con la superficie, la temperatura es mucho más constante, y por lo general más elevada, tanto en el acuífero como en la zona no saturada ya que no se disipa el calor del subsuelo al ambiente.

Hay momentos, mucho más puntuales durante el año, en la zona no saturada, en los que la temperatura es mayor si hay transferencia de calor que si no la hay. Estos momentos coinciden con el verano y en estos, la zona no saturada toma calor del ambiente además del acuífero.

Por otra parte, las temperaturas son más elevadas cuanto más cerca del acuífero se encuentra el estrato, ya que es el que está actuando como fuente de calor en el sistema. También se observa que cuanto más cerca sean las observaciones del acuífero, más se solapan las funciones de con y sin transferencia de calor, lo que indica que en profundidad el efecto se amortigua, ya que el acuífero disipa el calor de manera muy similar independientemente de este hecho.

En lo que respecta al análisis comparado entre escenario con explotación geotérmica y el escenario sin explotación geotérmica observamos el comportamiento térmico del agua en el NF, e inmediatamente se deduce, que la instalación provoca un contraste de temperaturas más elevado (de hasta 8°C) a lo largo del año en el acuífero, por su parte el comportamiento natural es mucho más suave, siendo el contraste térmico de apenas un par de grados. No obstante, la tendencia de ambas funciones es estabilizarse a 23°C , que es la temperatura a la que el agua llega al acuífero. Las temperaturas mínimas por lo general tienden a ser cada vez más altas, mientras que las máximas parecen estar controladas.

Tanto en el modelo con instalación, como en el que carece de ella, la función está definida por la estacionalidad anual, calentándose progresivamente en el verano y enfriándose en invierno. Ambas funcionan con cierto retraso respecto a la temperatura ambiental, lo que se debe principalmente a la elevada capacidad calorífica del agua y a la profundidad a la que se encuentra el acuífero. Esta estacionalidad además aumenta su amplitud de oscilación cuando comienza a funcionar la instalación debido a que le cuesta más disipar el calor y frío que recibe, partiendo de temperaturas más extremas.

En el caso en que la instalación se encuentre activa, la zona no saturada actúa calentándose más en verano y enfriándose más en invierno (con diferencias que llegan hasta los 2° C a 2 metros de profundidad), lo que indica que se comporta como amortiguador térmico respecto al acuífero, tomando parte de su calor en verano, y cediéndole calor en invierno, y como el contraste térmico es más elevado que en un escenario sin instalación, el acuífero no se puede comportar como fuente de calor todo el año.

La zona no saturada, por tanto, es un amortiguador térmico que influye directamente en las temperaturas que se dan en el acuífero, tanto sin instalaciones geotérmicas como con ellas, absorbiendo o cediendo calor de este y jugando un papel fundamental en las temperaturas que alcanza. Si fueran otros espesores, tanto mayores como menores de zona no saturada, el efecto podría desaparecer o no ser importante, ya que si fueran muchos metros podría no producirse intercambio térmico, al ser la temperatura del subsuelo más homogénea y si fueran pocos metros la zona no saturada apenas tendría influencia, tomando un papel mucho más relevante la temperatura ambiente. También juegan un papel fundamental en esto las propiedades térmicas del terreno que, atendiendo a su litología puede actuar como aislante o conductor y modificar en gran medida el papel de la zona no saturada en la transferencia de calor.

Es importante por tanto la consideración de la zona no saturada en los modelos numéricos para reproducir las plumas de calor y hacer predicciones relativas a las temperaturas del acuífero, en casos en los que los espesores sean de la magnitud de este trabajo y no haya capas o estratos que modifiquen en gran medida las propiedades térmicas del terreno. La importancia de su consideración radica en que actúa como un medio transmisor del calor hacia la superficie, y amortigua las temperaturas provenientes de la superficie, como las del acuífero, pudiéndose cometer errores superiores a 1°C, en el escenario de este trabajo si no se considera. En resumen, es indispensable considerar la zona no saturada en modelos regionales a escala de ciudad que se están llevando a cabo por parte del IGME, porque modifica en gran medida el comportamiento térmico del acuífero, tanto considerando las plumas de calor como sin hacerlo. Por otra parte, la transferencia de calor con la superficie también es un factor importante y a tener en cuenta, ya que disipa el calor del terreno (incluyendo zona no saturada y acuífero) al medio en este caso y se aprecian diferentes comportamientos térmicos según si esta condición está o no activada.

CONCLUSIONES

The non saturated zone have a termal behaviour that affects directly to the aquifer and the surface. It is a kind of shock absorber, that interacts between the surface and the aquifer with a big role on dissipating heat to the surface at great part of the year and capturing it at summer.

In addition, the unsaturated zone causes a lower amplitude cyclicity in the aquifer, preventing it from heating up or cooling in excess in comparation with the enviromental temperature, acting as a heat exchanger with it. The heat given by the aquifer to the unsaturated zone increases throughout the summer, and the temperature difference

between a scenario with and without it is maximum at the end of summer. This fact makes the unsaturated zone a key for estimating the temperature at shallow geothermal energy.

On the other hand, the natural tendency and with the plume is to stabilize, although this may be due to the measures imposed by the IGME in the shallow geothermal wells so as not to overheat the aquifer. Without considering the unsaturated zone, it is observed that there is higher temperatures. This means that the aquifer itself is unable to dissipate the heat to the environment in an effective way, and only takes the heat from the surface.

The interaction between the unsaturated zone and the thermal anomalies of the surface is complex, but in all cases it takes the heat from the plume increasing its temperature to later give it to the coldest medium, being in this case the surface at most of the time. In addition, the thermal behavior of the ground tends to resemble its nearest heat source (surface or aquifer). Finally, it is important to mention that the unsaturated zone yields the heat it receives from the aquifer to the surface during most of the year.

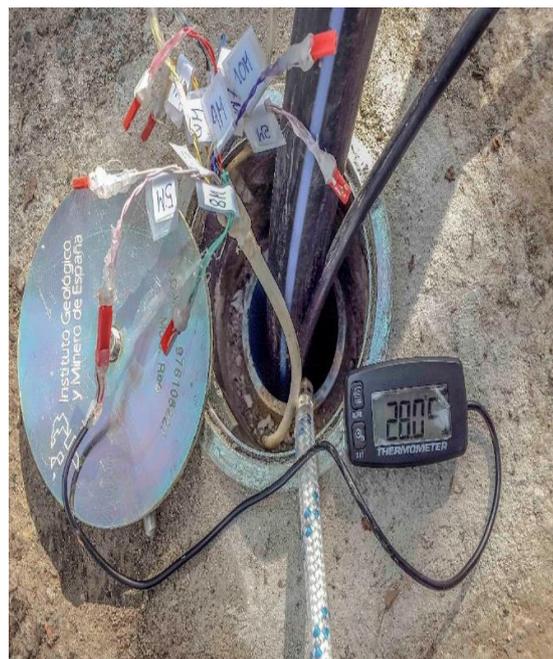
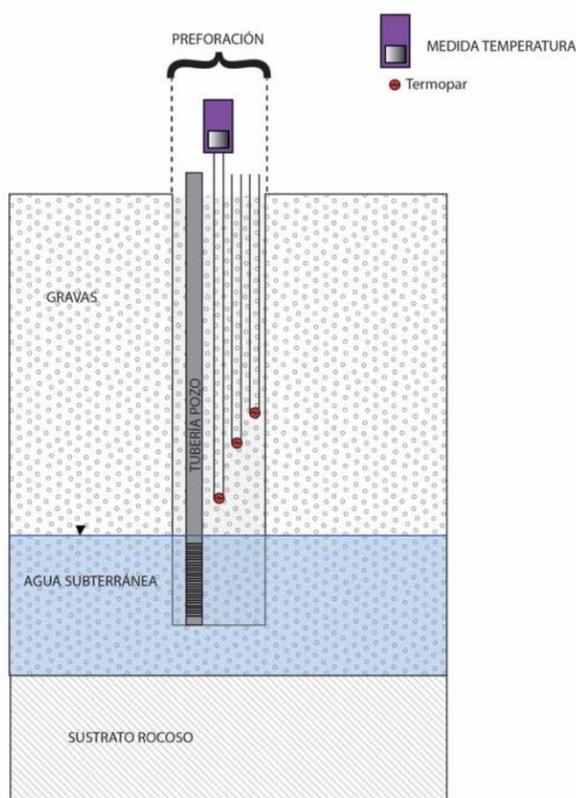
BIBLIOGRAFIA

1. Attard, G., Rossier, Y., Winiarski, T., & Eisenlohr, L. (2016). Deterministic modeling of the impact of underground structures on urban groundwater temperature. *Science of The Total Environment*, 572, 986-994.
2. Barnolas, A. y Robador, A. (1991): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 383 (Zaragoza) y memoria*. IGME, Madrid. 44 p.
3. Benz, S. A., Bayer, P., Menberg, K., Jung, S., & Blum, P. (2015). Spatial resolution of anthropogenic heat fluxes into urban aquifers. *Science of The Total Environment*, 524, 427-439.
4. Convenio de Colaboración IGME-CHE (2014). Análisis del impacto térmico generado por los pozos de climatización en las aguas subterráneas de la ciudad de Zaragoza, 1309 p.
5. DHI (2017) Feflow® 7.1 Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System. Introductory Tutorial. Denmark, 45 p.
6. Epting, J., Händel, F., & Huggenberger, P. (2013). Thermal management of an unconsolidated shallow urban groundwater body. *Hydrology and earth system sciences*, 17, 1851-1869.
7. García-Gil, A., Vázquez-Suñe, E, Garrido Schneider E., Sánchez-Navarro, J.A. y Mateo -Lázaro, J. (2014). The thermal consequences of river-level variations in an urban groundwater body highly affected by groundwater heat pumps. *Science of the Total Environment* 485-486: 575–587.
8. García- Gil, A. G., Sánchez-Navarro, J. A., Vazquez-Suñe, E., Schneider, E. G., García, A. P., & Lázaro, J. M. (2015). Fenómenos de inundación subterránea asociados a las crecidas del río Ebro en la ciudad de Zaragoza. *Geogaceta*, 57, 147-150.

9. García- Gil, A. G., Schneider, E. G., Sánchez-Navarro, J.A., Vazquez-Suñé, E., & Lázaro, J. M. (2017). La modelización tridimensional del flujo del agua subterránea y transporte de calor en la gestión de recursos geotérmicos someros en zonas urbanas. *Geogaceta*, 61, 59-62.
10. Garrido, E.A., Arce, M.V. y Van Ellen, W. (2006): Modelo matemático de flujo subterráneo del acuífero aluvial del Ebro en el entorno de Zaragoza. *De la toma de datos y la realización de modelos de agua subterránea a la gestión integrada. serie Hidrogeología y Aguas Subterránea*. Alicante. 657 p.
11. Garrido, E., Sánchez Navarro, J. A., & Coloma, P. (2010). Aprovechamiento geotérmico somero del acuífero aluvial urbano de Zaragoza: primeros resultados.
12. Jaudin, F. (2013). D2. 2: General Report of the current situation of the regulative framework for the SGE systems. *Overview of shallow geothermal legislation in Europe*.
13. Kaiser, B. O., Cacace, M., Scheck-Wenderoth, M., & Lewerenz, B. (2011). Characterization of main heat transport processes in the Northeast German Basin: Constraints from 3-D numerical models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7).
14. Luzón, A., Pérez, A., Soriano, M. A., Gil, H., Yuste, A., Pocoví, A. (2010): El relleno de paleodolinas en la cuenca del Ebro y sus posibles aportaciones a la evolución geodinámica y ambiental durante el Pleistoceno. *Geogaceta* 48: 11-14.
15. Muffler, P., & Cataldi, R. (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7(2-4), 53-89.
16. Puertas, J. Q. (1978). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico (CSIC) de la Excm. Diputación Provincial.
17. Rock, G., & Kupfersberger, H. (2018). 3D modeling of groundwater heat transport in the shallow Westliches Leibnitzer Feld aquifer, Austria. *Journal of Hydrology*, 557, 668-678.
18. Sánchez Navarro, J.A., Jiménez, N., Galve, P., Asta, M.P., Gómez, L., y Fuentes, J. (2004): *Estudio hidrogeológico de la subsidencia y los humedales en el entorno de Zaragoza*. Ayuntamiento de Zaragoza (inédito).
19. Trefry, M. G. y Muffels, C. (2007): *FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool*. *Ground Water*: 525-528.
20. Wang, C. Y., & Cheng, P. (1997). *Multiphase flow and heat transfer in porous media*. In *Advances in heat transfer (Vol. 30, pp. 93-196)*. Elsevier.

ANEXOS

ANEXO I – TOMA DE DATOS EN LA ZONA NO SATURADA - Esquema del sondeo donde se introdujeron los termopares, acompañado de una fotografía del instrumental, en la cual se está efectuando una medición en una profundidad concreta. Fuente; IGME.



Para obtener los datos se utilizó un datalogger que esté conectado al cable deseado, según la profundidad de la que se desee realizar la medición, y directamente, se muestra el valor en pantalla. Los termopares, además, han sido sometidos previamente a un procedimiento de calibración.

La toma de datos por parte del IGME, se llevó a cabo en distintas campañas de medidas durante el 2016 y 2017.

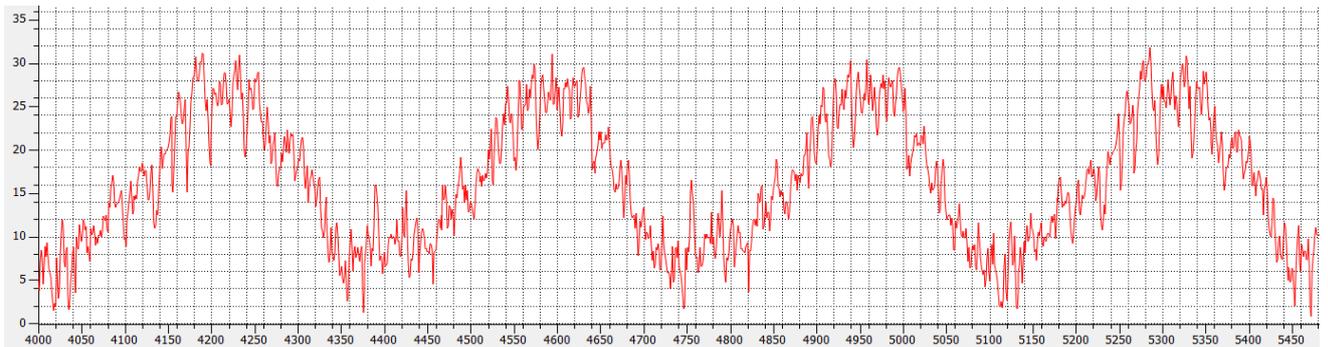
ANEXO II – FUNCIONES DE MODULACION

En los modelos transitorios, todas las condiciones de contorno se pueden modificar aplicando una serie temporal como una función de modulación. Los valores de la serie temporal utilizada se multiplican con los valores de la condición de contorno en cada paso de tiempo de la simulación.

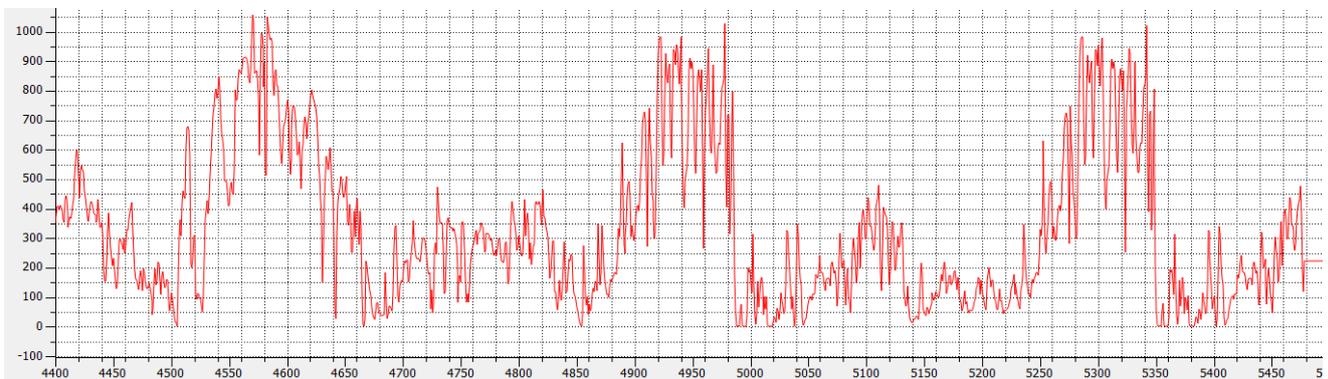
En este caso se ha aplicado a los pozos de inyección y extracción, que introducen y extraen un caudal a una determinada temperatura en el intervalo de tiempo que están funcionando. Para lograr que el programa considere este hecho en la simulación del modelo, se requiere introducir unas funciones temporales de modulación, que le dicen, a partir de una base de datos, el caudal y temperatura de bombeo según el tiempo.

Estas funciones se asocian espacialmente a un nodo del modelo, que coincide con la posición de los pozos. Concretamente, en profundidad, se asocian al nivel central del acuífero por debajo del pozo, con el objetivo de que estas inyecciones o extracciones de caudal a una determinada temperatura, afecten uniformemente al conjunto del acuífero.

FUNCION DE MODULACION TEMPORAL DE LA TEMPERATURA DE INYECCIÓN

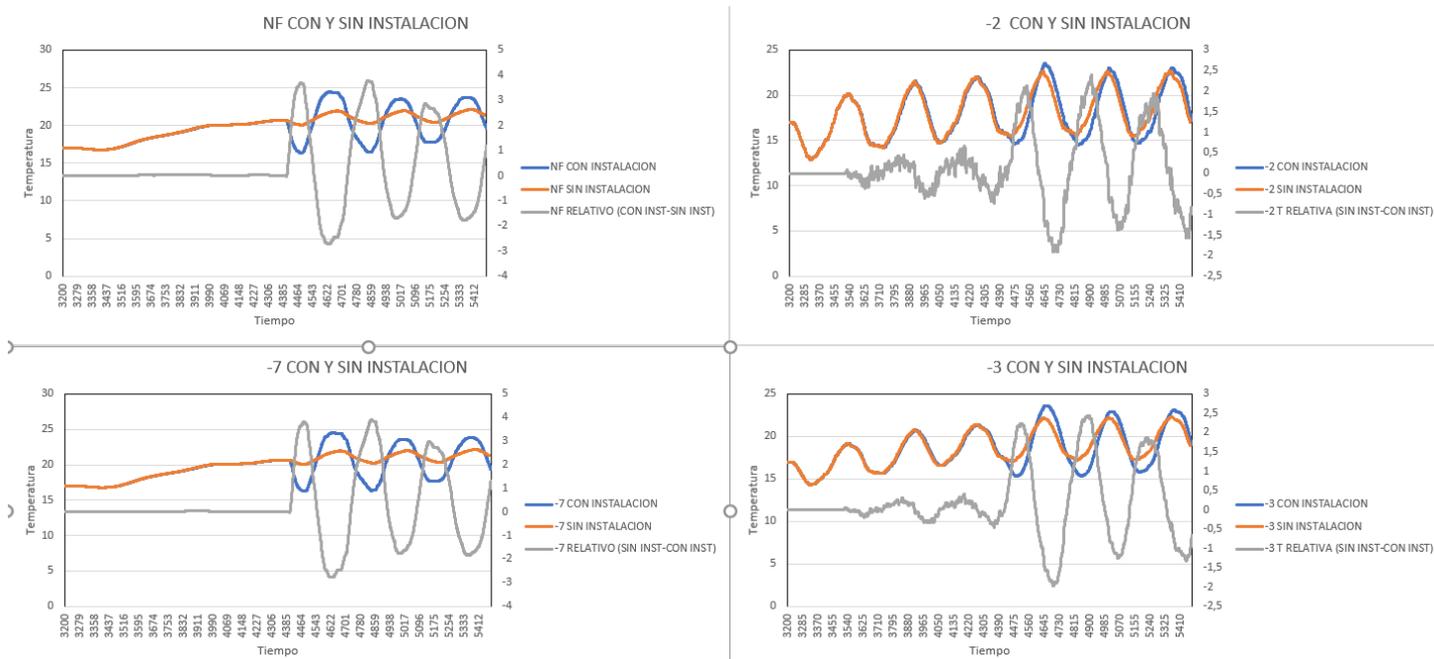


FUNCION DE MODULACION TEMPORAL DEL CAUDAL DE INYECCION/EXTRACCION

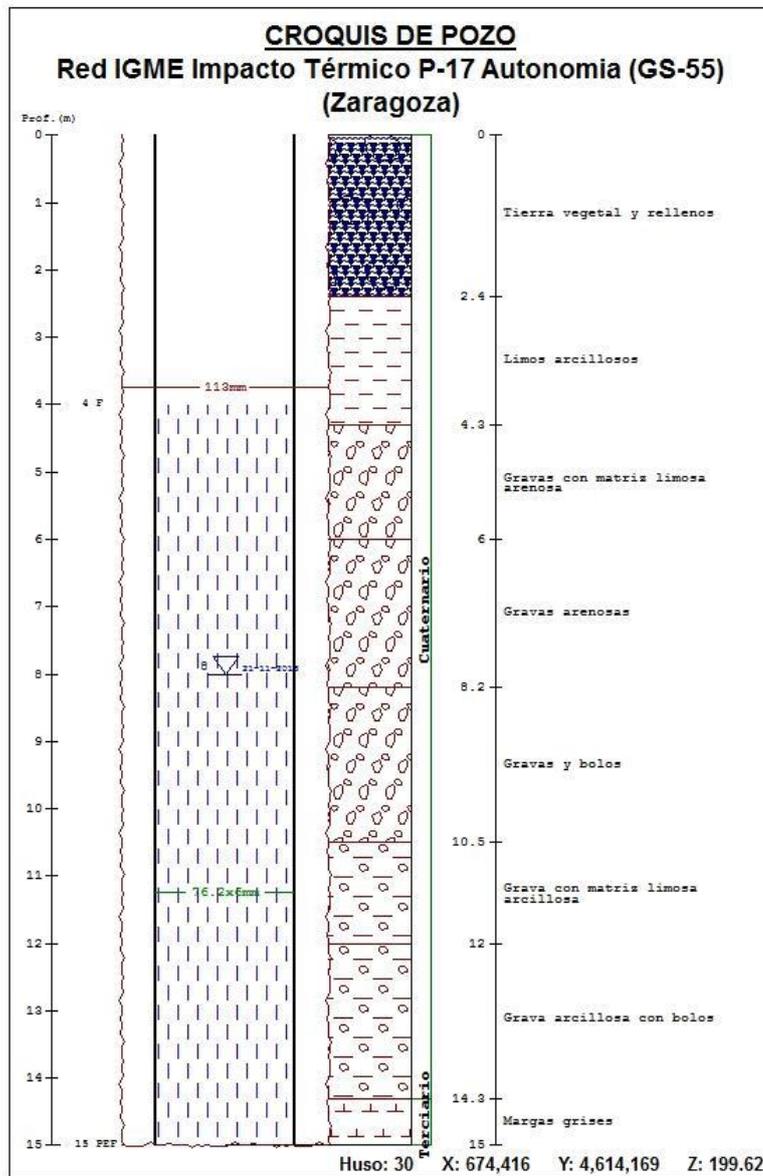


ANEXO III – TERMOGRAMAS COMPLETOS (INCLUYENDO PERIODO PREVIO A LA INSTALACION DE ESTABILIZACION TERMICA)

En este anexo se muestran las gráficas completas del termograma con y sin instalación y se aprecia que hasta el $t=4.400$, cuando comienza a funcionar la instalación geotérmica, la temperatura va en aumento, estabilizándose. Se ha tomado un tiempo inicial 1200 días antes del inicio de funcionamiento de la instalación porque es lo que tarda en estabilizarse para el NF la temperatura. A partir de ahí comienza a oscilar en un escenario sin instalación.



ANEXO IV



Materiales geológicos atravesados por el sondeo realizado por el IGME, que sirve de piezómetro de la zona en las proximidades del edificio Etopía, en la que se observan los distintos materiales geológicos que se tienen en cuenta en la parametrización, un primer tramo de 4 m más arcilloso, seguido por 10 metros de gravas y en último lugar un basamento en el que dominan las margas pero aparecen también niveles de yesos más en profundidad.

ANEXO V – IMÁGENES DEL SONDEO Y LOS DATTALOGGERS

