

UNIVERSIDAD DE CUENCA



FACULTAD DE INGENIERIA

Escuela de Ingeniería Civil

“ANÁLISIS DE LA VARIACIÓN VERTICAL DE TEMPERATURA EN EL SISTEMA AGUA SUPERFICIAL-AGUA SUBTERRANEA EN EL RÍO CUMBE”

*Tesis previa a la obtención del
Título de Ingeniero Civil*

AUTORES:

Gina Alexandra Torres Alves

Alexandra Rocío Urgilez Vinueza

DIRECTOR: Ing. Esteban Alonso Pacheco Tobar

TUTOR: Ing. Pablo Guzmán Cárdenas

Cuenca – Ecuador

2013



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

RESUMEN:

La determinación directa del intercambio de flujo entre el agua superficial y el agua subterránea en ríos es metodológicamente compleja y requiere equipamiento especial cuya utilización está restringida a ciertos ámbitos. En general en ríos andinos se ha estudiado poco o nada del mencionado intercambio no obstante es necesario destacar la importancia que reviste desde el punto de vista del río y del ecosistema circundante. Por otra parte, el calor que se transporta a través del agua puede ser utilizado como trazador para identificar el intercambio entre aguas superficiales y subterráneas en un río, posibilidad que se incrementa debido al avance en el diseño de los sensores de temperatura, así las mediciones verticales de temperatura pueden determinar la recarga o descarga de un cuerpo de agua superficial a través del análisis de su variación, se plantea la medición y análisis de perfiles verticales de temperatura en el río Cumbre ubicado en el centro sur del Ecuador. El objetivo de este documento es mostrar el análisis de la factibilidad de intercambio entre aguas superficiales y subterráneas a partir de la variación vertical de la temperatura del agua en el lecho del río Cumbre incluyendo también el análisis conjunto de la variación del nivel freático y la determinación de la conductividad hidráulica en los alrededores del río. Los datos muestran la existencia de dicho intercambio y la influencia del nivel freático en el mismo, lo cual prueba la factibilidad de este método en ríos andinos.

Palabras clave:

Calor, Temperatura, Nivel freático



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

ABSTRACT:

Direct determination of exchange between surface water and ground water in rivers might be methodologically complex and requires special equipment whose usage may be restricted to certain areas. In general Andean rivers have been studied quite a bit of that exchange, but it is necessary to emphasize the importance from the point of view of the river and the surrounding ecosystem. Moreover, the heat that is transported through the water can be used as a tracer to identify the exchange amongst surface water and ground water in a stream, a possibility is increased due to progress in the design of the temperature sensors and the vertical measurements of temperature can determine the recharge or discharge of a surface water body through the variation analysis, we propose the measurement and analysis of vertical temperature profiles in the Cumbe river is located in south central Ecuador. The aim of this document is to address the feasibility of the swap amid surface water and groundwater from the vertical variation of water temperature in the Cumbe river bed also including a joint analysis of the variation of the water table and the determination of hydraulic conductivity around the river. The data show the existence of shifting and the influence of the water table in it, which proves the feasibility of this method in Andean rivers.



TABLA DE CONTENIDO:

CAPÍTULO 1	9
INTRODUCCIÓN	14
OBJETIVOS:.....	15
Objetivo general.....	15
Objetivos específicos	15
CAPÍTULO 2.....	16
MARCO TEÓRICO	16
2.1: Interacción del flujo superficial y subterráneo:	16
2,2: Zona hiporréica:	17
2.3: Comportamiento térmico de la zona hiporréica:.....	19
2.4: Uso del calor como trazador de agua subterránea:	20
2,5: Calor y temperatura:	21
2.6: Transporte de calor:.....	21
2.7: Conducción:	22
2.8: Convección:	22
2.9: Radiación:	23
2.10: Dirección del flujo de agua:.....	23
2.11: Variación temporal de la temperatura:	26
CAPITULO 3.....	28
MATERIALES Y METODOS.....	28
3.1. Ubicación del Área de estudio	28
3.2. Caracterización de la Microcuenca:	28
3.3. Clasificación de flujos:	29
3.4. Datos de presión, temperatura y precipitación:.....	30
3.5: Análisis de series temporales de datos.....	33
3.6: Hidrofísica de los suelos:	38
3.6.1: Método del pozo invertido:	38



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

3.6.2. Método del pozo barrenado	40
CAPITULO 4.....	44
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	44
4.1: Línea piezométrica.....	44
4.2: Temperatura en el río	50
4.3: Conductividad hidráulica en la sección transversal:.....	58
CAPÍTULO 5.....	60
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	60
5.1: Conclusiones:	60
5.2: Recomendaciones:	61
CAPITULO 6.....	62
REFERENCIAS	62
CAPÍTULO 7.....	69
ANEXOS.....	69
Anexo A:	69
Codificación del programa utilizado para obtener los promedios horarios y diarios de los registros de datos (Matlab)	69
Anexo B:	70
Gráficas de la variación del nivel freático y temperatura del agua de los pozos 5, 6 y 7.	70
<i>Figura B.1: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 5.....</i>	<i>70</i>
<i>Figura B.2: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 6.....</i>	<i>71</i>
<i>Figura B.3: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 7.....</i>	<i>72</i>
Anexo C:	72
<i>Tabla C.1: Dimensiones de los pozos en donde se realizaron las pruebas de pozo invertido y barrenado.</i>	<i>72</i>
Anexo D:	72



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

<i>Figura D.1: Curva de descarga en el pozo 1.</i>	73
<i>Figura D.2: Curva de descarga en el pozo 2.</i>	73
<i>Figura D.3: Curva de descarga en el pozo 3.</i>	73
<i>Figura D.4: Curva de descarga en el pozo 4.</i>	74
<i>Figura D.5: Curva de descarga en el pozo 5.</i>	74
<i>Figura D.6: Curva de descarga en el pozo 6.</i>	75
<i>Figura D.7: Curva de descarga en el pozo 7.</i>	75
<i>Figura D.8: Curva de recarga en el pozo privado.</i>	76



LISTA DE FIGURAS:

Figura1: Representación gráfica de la dinámica de la zona hiporréica y el agua subterráneas y superficial circundante. La dirección del flujo está dado por las flechas (Williams, 1993).	18
Figura 2: Definiciones de la interface de aguas subterránea-superficial (Incluyendo la zona hiporréica) (Holmes, 2000).	19
Figura 3: Canal de flujo idealizado durante cuatro posibles interacciones con el agua subterránea: (A) una corriente perenne ganando agua desde sedimentos subyacentes; (B), una corriente perenne perdiendo agua por los sedimentos subyacentes; (C), una corriente efímera sin flujo; y, (D) una corriente efímera con el flujo; Los gráficos en los recuadros muestran los hidrogramas de flujo de corriente y sus termógrafos de cauce correspondientes para cada caso (Stonestrom y Constantz, 2003).	25
Figura 4: Cuando el nivel del arroyo es más alto que los niveles de agua subterránea adyacente, el agua del arroyo se mueve hacia la orilla de los arroyos como un almacenamiento de banco (Winter et al., 1999).	27
Figura5: Ubicación de la microcuenca del Río Cumbe.	28
Figura 6: Disposición de los sensores de temperatura onset.	31
Figura 7: Vista en planta de la ubicación de los piezómetros y sensores de temperatura en una sección transversal del río Cumbe.....	32
Figura 8: Ubicación de los piezómetros y sensores de temperatura en una sección transversal del río Cumbe (vista hacia aguas arriba).....	32
Figura 9: Esquema general de un diagrama de caja.	37
Figura 10: Método del pozo invertido.....	38
Figura 11: Método del pozo barrenado.	41
Figura 12: Diagrama de caja de todos los piezómetros con información correspondiente a siete meses de monitoreo (datos cada 10 minutos)	46
Figura 13: Variación del nivel freático en la sección de estudio. (Promedios mensuales) .	46
Figura 14: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 1.	48
Figura 15: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 3.	48
Figura 16: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 4	50
Figura17: Diagrama de caja para cada uno de los sensores de temperatura de la varilla 1 con información correspondiente a 7 meses (datos cada 15 min).....	52



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Figura18: Diagrama de caja para cada uno de los sensores de temperatura de la varilla 2 con información correspondiente a 7 meses (datos cada 15 min).....	52
Figura19: Diagrama de caja para cada uno de los sensores de temperatura de la varilla 3 con información correspondiente a 7 meses (datos cada 15 min).....	53
Figura 20: Variación horaria y diaria de la temperatura del agua en la varilla 1.	54
Figura 21: Variación horaria y diaria de la temperatura del agua en la varilla 2.	56
Figura 22: Variación horaria y diaria de la temperatura del agua en la varilla 3.	57

LISTA DE TABLAS:

Tabla 1: rango de valores k según la textura del suelo (Smedema y Rycroft, 1983).....	43
Tabla 2: Máximos, mínimos y promedios de todos los piezómetros.....	45
Tabla 3: Clasificación de suelos según la conductividad hidráulica saturada para los pozos 1 a 7.....	58



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Yo, Gina Alexandra Torres Alves, autora de la tesis "Análisis de la variación vertical de la temperatura en el sistema agua superficial-agua subterránea en el río Cumbe", reconozco y acepto el derecho de la Universidad de Cuenca, en base al Art. 5 literal c) de su Reglamento de Propiedad Intelectual, de publicar este trabajo por cualquier medio conocido o por conocer, al ser este requisito para la obtención de mi título de Ingeniera Civil. El uso que la Universidad de Cuenca hiciera de este trabajo, no implicará afección alguna de mis derechos morales o patrimoniales como autor.

Cuenca, 16 de octubre de 2013

Gina Torres A
Gina Alexandra Torres Alves
0103660080

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316

e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103

Cuenca - Ecuador



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Yo, Gina Alexandra Torres Alves, autora de la tesis "Análisis de la variación vertical de la temperatura en el sistema agua superficial-agua subterránea en el río Cumbe", certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor/a.

Cuenca, 16 de octubre de 2013

Gina Torres A.
Gina Alexandra Torres Alves
0103660080

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316
e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103
Cuenca - Ecuador



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

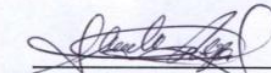


UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Yo, Alexandra Rocío Urgilez Vinueza, autora de la tesis "Análisis de la variación vertical de la temperatura en el sistema agua superficial-agua subterránea en el río Cumbe", reconozco y acepto el derecho de la Universidad de Cuenca, en base al Art. 5 literal c) de su Reglamento de Propiedad Intelectual, de publicar este trabajo por cualquier medio conocido o por conocer, al ser este requisito para la obtención de mi título de Ingeniera Civil. El uso que la Universidad de Cuenca hiciera de este trabajo, no implicará afección alguna de mis derechos morales o patrimoniales como autor.

Cuenca, 16 de Octubre de 2013


Alexandra Rocío Urgilez Vinueza
0301691671

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316

e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103

Cuenca - Ecuador



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

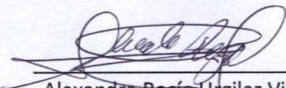


UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Yo, Alexandra Rocío Urgilez Vinueza, autora de la tesis "Análisis de la variación vertical de la temperatura en el sistema agua superficial-agua subterránea en el río Cumbe", certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor/a.

Cuenca, 16 de octubre de 2013



, Alexandra Rocío Urgilez Vinueza
0301691671

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316

e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103

Cuenca - Ecuador



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

AGRADECIMIENTO:

En primer lugar, queremos agradecer a Dios, a nuestros padres y a nuestros amigos, por todo el apoyo fraternal y académico brindado durante el transcurso de estos años.

A la directiva de PROMAS, Ing. Felipe Cisneros Espinoza, al director de trabajo de tesis y maestro de pregrado Ing. Esteban Pacheco, al tutor de este trabajo de tesis Ing. Pablo Guzmán Cárdenas y en especial al Ing. Oscar Morales, quienes con su apoyo y dedicación en este proyecto logramos formar grandes lazos de amistad y trabajo.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Los ríos y el agua subterránea son parte de un solo recurso interconectado (Winter et al., 1999), por lo que cada uno de estos elementos pueden abastecer o drenar al otro, dándose así un intercambio activo de calor y nutrientes con posibilidades latentes de intercambiar contaminantes (Stonestrom and Constantz, 2003), motivo por el cual el entendimiento de este intercambio es esencial. La zona donde se dan estos procesos, se conoce como zona hiporréica, esta zona es un punto focal de transporte ecológico, procesos de transformación y retención, que son influenciados por la magnitud y dirección del intercambio entre el agua superficial y el agua subterránea.

Por otra parte, la temperatura de los ríos ha sido reconocida como un parámetro importante de la calidad del agua jugando ésta un papel clave en la salud de la vida acuática, a tal punto que regula varias de las respuestas ambientales de un río, como son: rangos metabólicos, requerimientos y disponibilidad de oxígeno, patrones de predación y la susceptibilidad de los organismos a los contaminantes (Stonestrom and Constantz, 2003).

La distribución de la temperatura del agua en el subsuelo se determina por una combinación de las variaciones de temperatura de las aguas en la superficie y el flujo subterráneo. Por lo tanto, el calor puede servir como un trazador natural; a este procedimiento se le conoce como método térmico.

La utilización del calor como trazador del movimiento de agua no es un concepto nuevo. En los años noventa varios investigadores reconocieron que durante el curso del movimiento del agua a través de sedimentos y otros materiales porosos existe transferencia de calor (Bouyoucos, 1915). En el pasado varios hidrólogos de agua subterránea establecieron la posibilidad de determinar la velocidad a la cual el agua viaja desde la superficie hacia grandes profundidades utilizando medidas de temperatura (Rorabaugh, 1954) y (Stallaman, 1963). Desde entonces se han utilizado mediciones de temperatura para estudiar el intercambio de agua entre los cuerpos superficiales y los acuíferos, sin embargo existían limitaciones de medición y técnicas de computación, pero actualmente dichas limitaciones han sido superadas y el avance tecnológico permite la aplicación económica y de rutina del calor como un trazador hidrológico (Stonestrom and Constantz, 2003).



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

En el presente documento, se explica la aplicación de este método en la micro cuenca del río Cumbe y se determina si es posible identificar el intercambio entre aguas subterráneas y superficiales, ya que en ríos de esta naturaleza (ríos andinos) el estudio, aplicación y análisis de este método ha sido poco explorado, permitiendo de esta forma establecer una guía para futuras investigaciones.

OBJETIVOS:

Objetivo general

- Determinar; la variación vertical de la temperatura en el lecho y una franja transversal del río Cumbe; y, si es posible establecer el intercambio entre el agua superficial y subterránea mediante el análisis de dicha variación vertical.

Objetivos específicos

- Caracterizar desde el punto de vista hidrofísico el área de estudio.
- Analizar y depurar el registro histórico de temperatura, presión y precipitación en el sistema de estudio.
- Caracterizar los procesos de recarga en la zona de estudio.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

En este capítulo se proporcionará una breve explicación de la interacción que existe entre el agua superficial y el agua subterránea, enfocado al estudio de la parte superior de la sub superficie conocido como zona hiporréica en arroyos, ríos y lagos. A su vez se dará una explicación del método térmico empleado para el desarrollo de esta tesis.

2.1: Interacción del flujo superficial y subterráneo:

La interacción entre agua subterránea y superficial se refiere al intercambio de flujos entre aguas superficiales y subterráneas en arroyos, ríos, lagos, reservorios, pantanos, estuarios y zonas ribereñas adyacentes que están modeladas por influencias antropogénicas (Hatch et al., 2006), (Kalbus et al., 2006), (Krause et al., 2011b). Desde solutos, partículas, organismos y energía que se mueven con el agua, el intercambio entre agua superficial y subterránea es un auténtico campo de investigación interdisciplinario que incluye disciplinas hidrológicas y ecológicas (Stanford, 1998), (Woessner, 2000), (Weight y Sonderegger, 2001).

Los procesos del intercambio entre aguas subterráneas y superficiales están basados en el concepto de conectividad, que es un tema emergente en las ciencias hidrológicas (Bracken and Croke, 2007), (Lexartza-Artza y Wainwright, 2009) y ecológicas (Pringle, 2001), (Tetzlaff et al., 2007), (Boulton et al., 2010). Por mucho tiempo tanto en investigación teórica así como ingeniería aplicada, las aguas subterráneas y superficiales se consideraron como dos componentes aislados del sistema hidrológico. Esta percepción cambió en las últimas décadas cuando la conectividad hidrológica y ecológica de las aguas subterráneas y de superficie, humedales adyacentes, la zona ribereña y el sistema de agua-suelo-planta (Bracken and Croke, 2007) consiguieron atención creciente en la comunidad científica (Smith, 2005).

La conectividad hidrológica se refiere a los vínculos físicos del agua en los diferentes compartimentos del paisaje. La conectividad permite el intercambio de agua, sedimentos, solutos, materia disuelta, organismos y como consecuencia la transferencia de energía a través de los paisajes fluviales (Ward, 1997), determinando el contacto hidrogeoquímico, velocidades de reacción, procesos de retención y retroalimentación (Fisher et al., 1998), (McClain et al., 2003), (Buis et al., 2008).



Las características físicas e hidrológicas de la interacción entre agua superficial y subterránea (ISS) en una cuenca son extensamente determinadas por combinación de efectos de topografía y morfología, la naturaleza de los materiales geológicos y el clima (Horton, 1932), (Farvolden, 1963), (Zecharias y Brutsaert, 1988).

2.2: Zona hiporréica:

El intercambio antes descrito se lleva a cabo en la sección sub-superficial del lecho del río conocido como zona hiporréica, aunque existen una serie de definiciones para dicha zona, en general se la puede definir como una zona de transición saturada de agua entre las aguas superficiales y subterráneas, una zona de sedimentos saturados directamente debajo y al lado de ríos, lagos y humedales, donde el agua subterránea y superficial se mezclan activamente y se intercambian.

La parte superior de la zona hiporréica es la interfaz agua-sedimento, que según O'Connor y Harvey (2008) está compuesta de partículas minerales, materiales orgánicos y biológicos, comunidades biológicas y espacios vacíos que producen un entorno tridimensional complejo que sirve de límite entre los flujos de agua, energía, solutos y partículas. La zona hiporréica es un punto focal y la vía para la transformación y transporte de nutrientes (Cirimo y McDonnell, 1997).

Desde el punto de vista de la hidrogeología la zona hiporréica es una parte del sistema de aguas subterráneas. Freeze y Cherry (1979), por ejemplo, establecen que: "el agua sub superficial que se produce debajo de la tabla del agua en los suelos o formaciones geológicas que están completamente saturados" se llama agua subterránea. Esta definición comprende el agua en los sedimentos hiporréicos saturados por debajo o junto a cualquier tipo de masa de agua superficial.

El flujo de agua ocurre a través de esta zona mediante el movimiento de agua de la corriente superficial hacia el subsuelo poco profundo y viceversa (Hatch et al., 2006). Una representación gráfica de esta zona se puede apreciar en la Figura 1 (Grimm y Fisher, 1984), (Triska et al., 1993b), (Brunke y Gonser, 1997), (Boulton et al., 1998), (Edwards, 1998), (Dent y Henry, 1999), (Hayashi y Rosenberry, 2002), (Sophocleous, 2002).

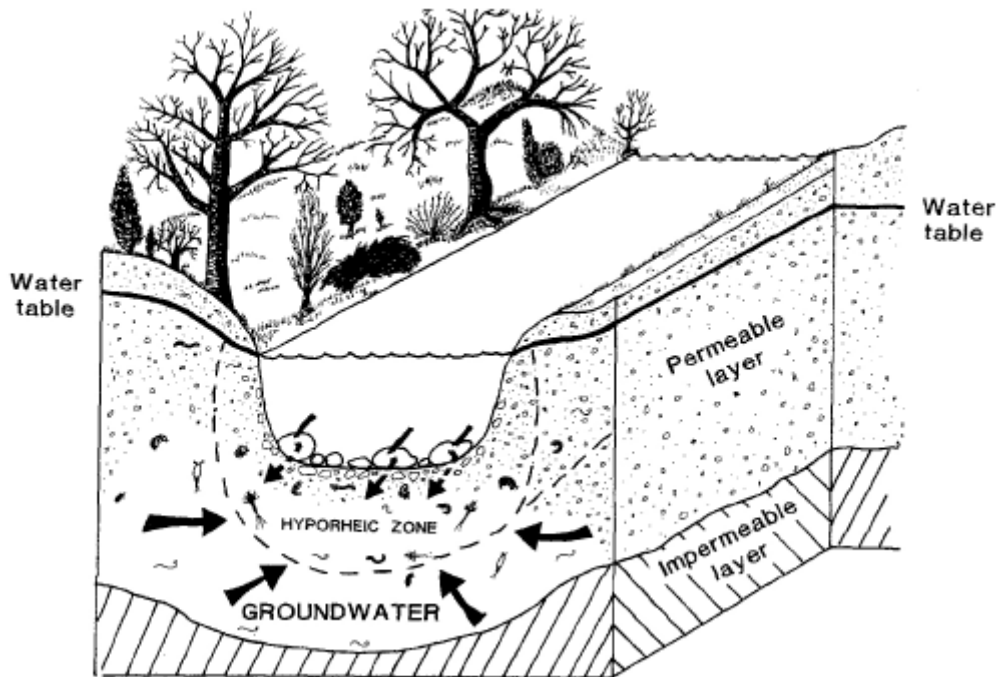


Figura1: Representación gráfica de la dinámica de la zona hiporréica y el agua subterráneas y superficial circundante. La dirección del flujo está dado por las flechas (Williams, 1993).

La Figura 2 muestra una sección transversal perpendicular de la corriente de un río típico para muchos modelos conceptuales de la zona hiporréica. Stanford y Ward (1993), propusieron la integración del canal de flujo y los sistemas hiporréicos en un concepto integrado de continuum fluvial, 'el corredor hiporréico'. Este concepto disipa la delimitación arbitraria de cauce de las aguas sub-superficiales o subterráneas, describiendo las interacciones continuas y dinámicas entre la corriente y los sedimentos adyacentes.

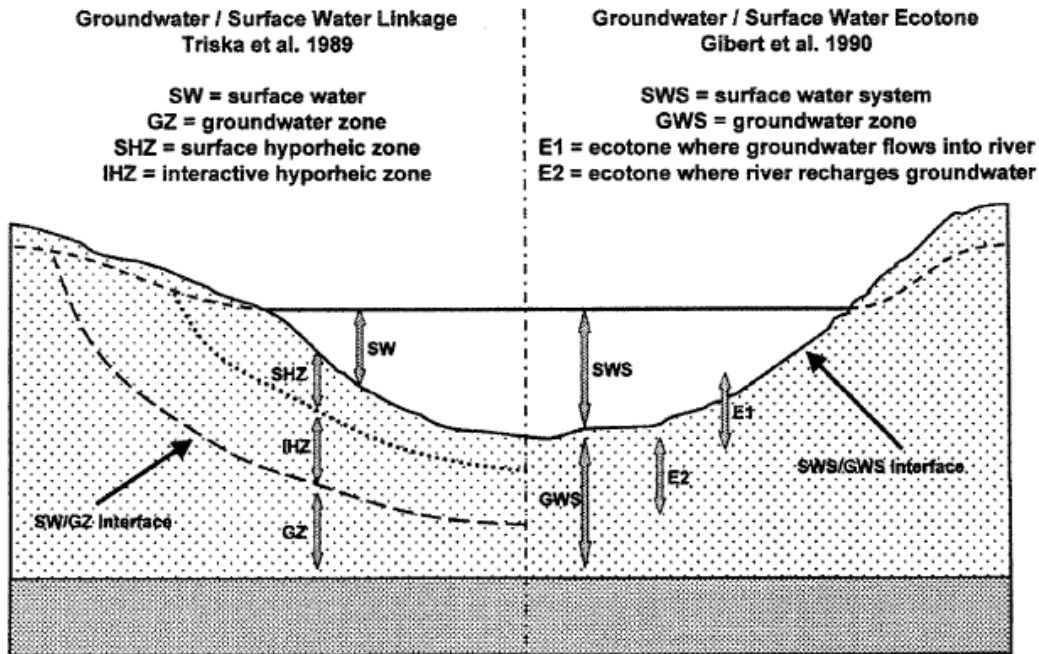


Figura 2: Definiciones de la interface de aguas subterránea-superficial (Incluyendo la zona hiporréica) (Holmes, 2000).

La mayoría de autores en ecología de agua dulce hacen énfasis en la importancia de la zona hiporréica como un ecotono (Sabater y Vila, 1991). Los ecotonos se caracterizan por tener gradientes físicos, químicos y biológicos muy altos en pequeñas distancias espaciales (Jones y Mulholland, 2000), (Jonsson et al., 2003). El ecotono hiporréico es un componente dinámico del terreno, una zona de transición entre el ambiente del agua subterránea y superficial que controla el flujo bidireccional de los materiales (Sabater y Vila, 1991), (Vervier et al., 1992), (Gibert et al., 1994), (Brunke y Gonser, 1997), (Boulton et al., 1998).

La magnitud y la dirección del agua, transferencia de la materia y energía varían y por lo tanto afectan los procesos biogeoquímicos (Brunke y Gonser, 1997). En comparación con las aguas superficiales, las aguas subterráneas por lo general tienen un alto contenido de nutrientes y bajo contenido en oxígeno disuelto (Lamontagne et al., 2003).

2.3: Comportamiento térmico de la zona hiporréica:

Para el estudio y la aplicación del método térmico en un río es importante conocer el comportamiento térmico de la zona hiporréica. La temperatura del río bajo condiciones



normales está alterada directa o indirectamente por la radiación solar así como por actividades humanas como la industria, generación de energía o tratamiento de aguas residuales. La actividad biológica por sí misma, sin embargo, parece no tener influencia significativa (Anibas, 2012).

Poole y Berman (2001), indican que la zona hiporréica actúa como un amortiguador térmico donde considerables cantidades de energía térmica proveniente de la superficie es retenida y luego transferida. El intercambio hiporréico también tiene influencia significativa en la dinámica termal de la superficie de los cuerpos de agua. Evans y Petts (1997), concluyeron que un cuarto del intercambio de calor diario en el río ocurre a través del lecho del río. Por lo tanto la zona hiporréica es reconocida como un sumidero importante de calor en el ecosistema del río, por su parte Hunt et al., (2006) indican que la variación térmica y química en la zona hiporréica está relacionada con la cantidad de descarga de agua subterránea.

2.4: Uso del calor como trazador de agua subterránea:

La temperatura puede ser usado como un trazador natural (Stonestrom y Constantz, 2003), (Kalbus et al., 2006), (Constantz, 2008), funcionando como un sustituto de la presión de agua subterránea (Constantz et al., 2003a), (Anderson, 2005), (Constantz, 2008). Esta metodología para cuantificar el ISS se conoce como “Método Térmico” o también como “Método de Flujo de Calor” (Sophocleous, 2002).

El método térmico se basa en el hecho de que la cantidad de movimiento del agua subterránea puede ser estimado por su influencia en la distribución de la temperatura en la sub-superficie (Conant, 2004). El calor a nivel sub superficial que es usado para rastrear el ISS puede presentarse naturalmente o puede ser introducido al ambiente (Lewandowski et al., 2011). Dado que los modelos de transporte de calor tienen que ser aplicados para derivar estimaciones de flujo de agua a partir de datos de temperatura, se considera un método indirecto (Anderson, 2005).

Las fluctuaciones en los registros diurnos y estacionales de temperatura del agua de un río han sido documentadas para evidenciar el continuo cambio de la temperatura en el lecho del río (Silliman et al., 1995), (Ronan et al., 1998), (Keery et al., 2007). La estratificación térmica se desarrolla a medida que las fluctuaciones de temperatura en la superficie se amortiguan con la profundidad. El perfil térmico de un lecho de río en un tramo en pérdida podría reflejar la fluctuación de temperatura del agua del río, en contraste, el perfil térmico del lecho de río en recarga refleja la temperatura del agua del acuífero subyacente (Evans and Petts, 1997), (Alexander and Caissie, 2003). Las



observaciones de la variación de la temperatura con la profundidad brindan características cualitativas de la dirección e intensidad de flujo a través del lecho del río (Essaid et al., 2008).

2.5: Calor y temperatura:

El calor Q , expresado en Julios, es una función de trayectoria o un proceso de cuantificación en un sistema termodinámico (Massoud, 2005) y como un parámetro físico es concisamente definido como energía en tránsito (Chang, 2004). En termodinámica (por ejemplo en escala macroscópica) el calor es la energía térmica transportada a través de un sistema límite, describiendo un flujo de energía. Los aspectos moleculares (por ejemplo en escala microscópica) del movimiento térmico son descritos en la teoría cinética de la materia, donde el calor es descrito como un movimiento desordenado de átomos y moléculas. El calor es por ello, llamado también energía térmica (De Curtis y Fernández-Ferrer, 1992). Por lo que el calor es una forma de energía y se puede transformar en otras formas de energía sin ser destruido ni creado.

La temperatura es otra propiedad termodinámica importante y, contraria al calor, es una función de punto o de cantidad de estado. La temperatura esta expresada por el sistema internacional en unidades kelvin K pero puede ser expresada en grados Celsius C. La temperatura es una propiedad intensiva del sistema. Por consiguiente, un sistema debe poseer un gran número de partículas para dar a la temperatura un significado útil (Anibas, 2012).

La temperatura sin embargo, es también un moderador dominante de casi todos los procesos biogeoquímicos, por lo tanto procesos metabólicos de vida son decididamente modulados por la temperatura (Anibas, 2012).

Los términos de temperatura T y calor Q no se deben mezclar. El calor o energía térmica es un parámetro físico de diferente naturaleza a la temperatura (Tschegg, 1995). La temperatura está describiendo el estado de un sistema, mientras que el cambio en el calor caracteriza el cambio del estado del sistema.

2.6: Transporte de calor:

Dentro del lecho del río, las temperaturas varían como consecuencia de tres mecanismos de transferencia de calor: Convección, conducción y radiación (Constantz, 2008),



(Rosenberry y LaBaugh, 2008). La relación constitutiva de conducción de calor, convección de calor y radiación termal se conoce como ley de Fourier, ley de enfriamiento de Newton, y ley de Stefan-Boltzmann respectivamente (Massoud, 2005).

2.7: Conducción:

La conducción de calor es un mecanismo de transporte difuso donde las partículas de un cuerpo transfieren energía mediante la colisión con otras partículas, y transfieren parte de su energía cinética por motivación de partículas vecinas (Massoud, 2005). En los procesos conductivos no ocurre transporte de masa. La conducción de calor se lleva a cabo en toda la superficie del río a cualquier profundidad del lecho del río donde existen gradientes de temperatura (Anibas, 2012).

2.8: Convección:

La transferencia de calor convectivo combina los efectos de conducción y transporte de masa a través del flujo de un fluido, por lo tanto es la forma dominante de transferencia de calor en líquidos y gases. Una fuente de calor (por ejemplo radiación solar) entrega energía térmica al fluido (por ejemplo agua) donde es transportada por sus partículas. La combinación de conducción y convección se llama transferencia de calor o transferencia térmica (Anibas, 2012).

Se entiende como convección libre a un movimiento causado por temperatura y/o densidad de gradientes en un medio gaseoso o líquido, mientras que una convección forzada es el movimiento del medio llevado a cabo solo por fuerzas externas. En publicaciones hidrológicas una convección forzada se refiere generalmente como advección. De la misma forma, todo movimiento de agua en la sub-superficie es considerado advectivo, llevado a cabo solo por gradientes de presión hidráulica. La advección de calor por supuesto, está presente solo cuando el fluido está fluyendo. La convección libre existe en sistemas de agua subterránea a profundidades donde el gradiente geotermal se considera significativo (Domenico y Schwartz, 1998).



2.9: Radiación:

La radiación térmica es el producto de colisiones entre átomos debido al movimiento térmico. Estas colisiones causan electrones que emiten protones, conocidos como radiación cuerpo-negro, a lo largo del espectro electromagnético (por ejemplo la ley de Planck). En el equilibrio térmico de cada organismo emite y recibe constantemente calor por radiación desde sus alrededores. La radiación es la única forma de transferencia de calor que puede ocurrir en ausencia de cualquier tipo de medio. A parte del hecho de que la mayor parte del calor inducido en el suelo es debido a la radiación solar directa e indirecta en la superficie de la tierra, el calor de radiación no es considerado como un proceso importante durante el ISS (Rosenberry y LaBaugh, 2008). Aunque la transferencia de calor radiativa y convectiva puede ocurrir en la superficie del lecho del río (Constantz, 2008), la magnitud puede variar ampliamente dependiendo del ajuste del flujo y las condiciones ribereñas. La transferencia de calor radioactiva, que es absorbida por la superficie del lecho del río es sin embargo un mecanismo dominante para un lecho seco de río.

2.10: Dirección del flujo de agua:

Para tramos de río en recarga (Figura 3A) el gradiente hidráulico es hacia arriba (la presión de agua es mayor por debajo del río que en el río) esto puede observarse por que el piezómetro registra una mayor altura de agua (en el pozo de observación) que en la sección del río. El arroyo muestra cierta variación diurna en la temperatura del agua, mientras que la temperatura del sedimento tiene solo una ligera variación diurna en la temperatura. Esto se debe al flujo de agua subterránea hacia el arroyo que generalmente se mantiene a temperatura constante (Stonestrom y Constantz, 2003), (Constantz, 2008), (Munz et al., 2011). La variación en la temperatura de los sedimentos por debajo del lecho del río refleja el equilibrio entre el transporte de oscilación de calor a través de la conducción (transferencia de calor a través de una sustancia a partir de las zonas cálidas a las zonas frías sin movimiento de la sustancia) y el transporte de calor hacia arriba a través de advección (transporte de calor por un fluido en movimiento). En cualquier profundidad bajo el lecho del río, mayores flujos de agua subterránea hacia al río conduce a variaciones más pequeñas en la temperatura de los sedimentos, mientras flujos más pequeños conducen a variaciones más grandes (que son cada vez más amortiguados con la profundidad). Por consiguiente, la instalación superficial del equipo (dentro del piezómetro o directamente en los sedimentos del cauce) es necesaria para caracterizar



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

los niveles en los cuales el río gana agua, en orden de detectar variaciones significantes de temperatura (Stonestrom y Constantz, 2003).

Para tramos de río en descarga (Figura 3B), el gradiente hidráulico es hacia abajo (menor cabeza de agua bajo el río que en el río). El flujo descendente de agua transporta el calor del río hacia los sedimentos. El transporte de calor conductivo y advectivo combinados resulta en grandes fluctuaciones diurnas de temperatura en los sedimentos, donde a mayor velocidad de infiltración causa una penetración más profunda, y menores oscilaciones en la temperatura a determinada profundidad (Lapham, 1989), (Silliman et al., 1995). Además, puesto que las aguas subterráneas regionales no fluyen hacia el río, las temperaturas varían más en ríos que ganan agua que en ríos que pierden agua (Constantz, 1998) y cuanto más cercanas sean las fluctuaciones de temperatura del lecho con las temperaturas de la corriente, más altas son las tasas de recarga de las aguas subterráneas (Rosenberry and LaBaugh, 2008). Por lo tanto, es necesaria la instalación más profunda de equipos de temperatura (dentro del piezómetro o debajo del lecho del río) para la caracterización de ríos que pierden agua (Stonestrom and Constantz, 2003).

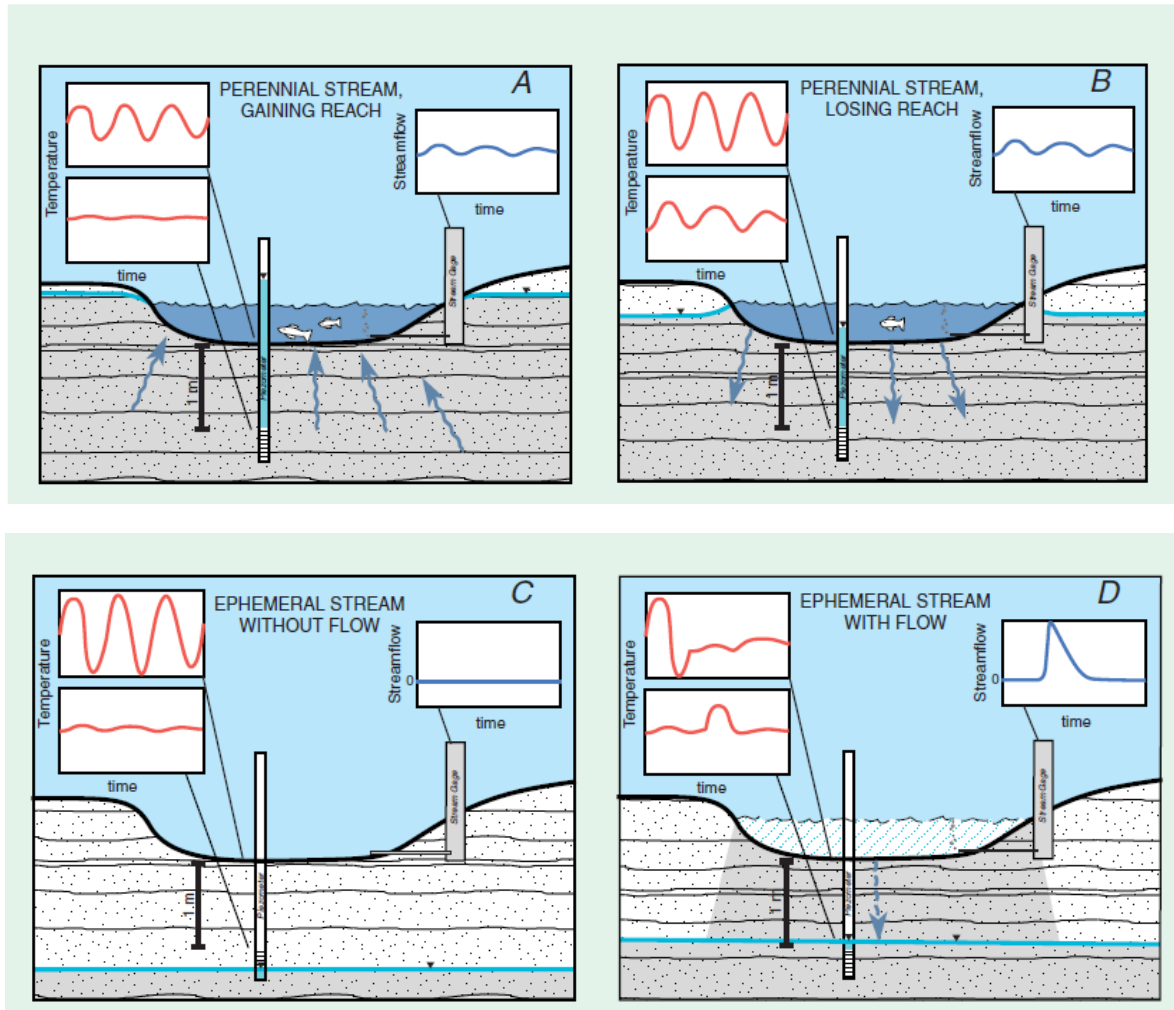


Figura 3: Canal de flujo idealizado durante cuatro posibles interacciones con el agua subterránea: (A) una corriente perenne ganando agua desde sedimentos subyacentes; (B), una corriente perenne perdiendo agua por los sedimentos subyacentes; (C), una corriente efímera sin flujo; y, (D) una corriente efímera con el flujo; Los gráficos en los recuadros muestran los hidrogramas de flujo de corriente y sus termógrafos de cauce correspondientes para cada caso (Stonestrom y Constantz, 2003).

Para el caso de un lecho seco o tramo de río neutral (donde no hay recarga ni descarga) (Figura 3C), las presiones en los poros de agua en los sedimentos de los canales son negativas con relación a la presión atmosférica, y no se puede medir con un piezómetro. (Existen presiones de poros de agua negativas en los materiales que no están totalmente saturados, tales como una esponja húmeda o una toalla. Cantidades significativas de agua pueden estar presentes pero no ocuparán un piezómetro; sin embargo, la presión de aire atmosférica empuja el agua sub-atmosférica desde el tubo). El cauce tiene grandes variaciones diurnas de temperatura, desde calentamiento diurno y enfriamiento nocturno.



La capacidad de un material seco para transportar calor es menor que la de un material húmedo, la amortiguación de variaciones diurnas en las temperaturas de los sedimentos se da a profundidades relativamente poco profundas (Stonestrom y Constantz, 2003).

Una región no saturada puede desarrollarse entre los sedimentos saturados y la tabla de agua subterránea subyacente, en el caso de una capa de baja conductividad hidráulica que reside en el lecho del arroyo. Esto reduce fuertemente el flujo de calor y agua resultando señales fuertemente disminuidas con la profundidad (Anibas, 2012).

Para el caso de un canal que transmite el flujo de corriente efímera (Figura 3D), una señal de temperatura distinta casi siempre marca el inicio del flujo. El piezómetro registrará sólo si el intervalo proyectado está por debajo de la tabla de agua (momento en el que se registrará la elevación de la tabla de agua). Tasas altas de infiltración en el inicio del flujo efímero producen rápidas respuestas térmicas en el lecho del río, como se ve en la señal del termógrafo que llega bruscamente en el lecho del río (Stonestrom and Constantz, 2003).

2.11: Variación temporal de la temperatura:

Los procesos que determinan el ISS en una cierta locación no solo cambian en el espacio sino también en el tiempo (Lamontagne et al., 2003), (Ferguson y Woodbury, 2005). La variación temporal de la temperatura depende principalmente del clima, aunque esta variabilidad puede ser también el resultado de gradientes hidráulicos cambiantes debido a la variación de la presión en aguas subterráneas, eventos hidrológicos o cambios en el escenario causados por el crecimiento de macrófitos (Green, 2006). El lecho del río también puede someterse a transformaciones en sus propiedades hidráulicas, por ejemplo, cambios morfológicos causados por eventos de inundación o perturbaciones más esporádicas tales como el pisoteo de animales grandes, o la intervención humana (Rehg et al., 2005). La conductividad hidráulica del lecho del río en un lugar, por lo tanto, puede variar temporalmente en respuesta a eventos de temporada o eventos de otro tipo (Keery et al., 2007). En climas templados y húmedos la mayoría de los ríos y arroyos son perenes o intermitentes donde se asume que las secciones en recarga serán dominantes (Schmidt et al., 2007), (Anibas et al., 2011a). En climas diferentes el patrón espacial y la distribución temporal de secciones en recarga o descarga pueden ser muy diferentes. Un arroyo que pueda recibir flujo de aguas subterráneas en un clima húmedo por lo tanto, puede también perder agua en un entorno fisiográfico idéntico pero en clima árido (Winter et al., 1999).

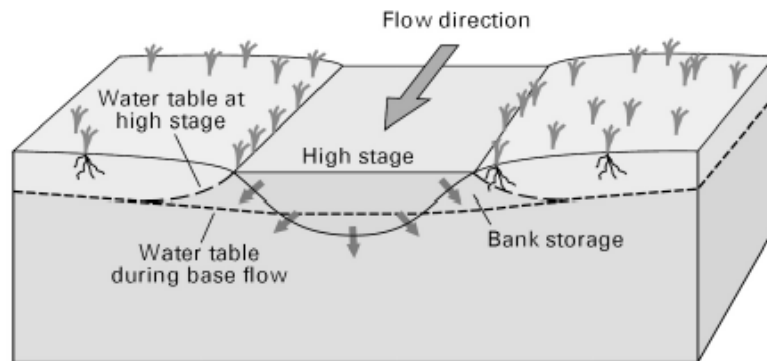


Figura 4: Cuando el nivel del arroyo es más alto que los niveles de agua subterránea adyacente, el agua del arroyo se mueve hacia la orilla de los arroyos como un almacenamiento de banco (Winter et al., 1999).

El ISS en ríos es en su mayoría una combinación del intercambio vertical e hiporréico con el lecho del río dominante en tiempos de flujos bajos y movimiento lateral entre el río y el acuífero aluvial (por ejemplo, los ciclos de recarga y descarga del banco) (Junk et al., 1989), (Bense y Beltrami, 2007), ocurriendo especialmente durante inundaciones (Figura 4) (Sophocleous, 2002), (Lamontagne et al., 2003). Por lo tanto el ISS vertical y lateral pueden seguir diferentes patrones temporales, mas variaciones a largo plazo para el evento vertical basado en flujo laterales del ISS.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

CAPITULO 3

MATERIALES Y METODOS

3.1. Ubicación del Área de estudio

La microcuenca del Río Cumbe está ubicada en la cordillera andina ecuatoriana, dentro de la subcuenca del Río Tarqui, la cual a su vez se enmarca dentro de la cuenca del Río Paute



Figura5: Ubicación de la microcuenca del Río Cumbe.

3.2. Caracterización de la Microcuenca:

La microcuenca del Río Cumbe abarca un área de 44 km², la altitud varía desde 2636 hasta 3465 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m). Su rango de pendientes oscila entre 0-67°. Altitudinalmente se puede dividir en tres partes: parte alta, parte media y parte baja, iniciando en la parte alta con una zona de páramo y pendiente mediana, parte media con



una zona de pendientes altas y parte baja con una zona plana, mostrando gran variedad geomorfológica.

La precipitación media mensual de la zona y el clima dependen de la localización dentro de la microcuenca. En la parte alta la precipitación está alrededor de 1200mm, en la parte media 800 mm y en la parte baja 600mm. En cuanto a la temperatura del agua en la parte baja, ésta varía entre 9 y 20 grados centígrados.

Según Khachatryan (2011) se estableció una clasificación hidrológica de los suelos, con rangos de pendientes de acuerdo a las diferentes condiciones del área de estudio, dicho rangos son:

- 0-15⁰: Los suelos que están dentro de este rango y se encuentran en la parte baja de la microcuenca, muestran características de acuíferos, es decir, son zonas de almacenamiento de aguas. Sin embargo si estos rangos de pendiente se encuentran en la zona alta de la microcuenca su funcionamiento es distinto, en este caso, estos suelos muestran características de generación de flujos y zonas de recarga de aguas sub superficiales, es decir, una mayor fracción de agua se infiltra al flujo base.
- 15-30⁰: Los suelos dentro de este rango muestran características de flujo rápido (Interflujo).
- >30⁰: Son suelos los cuales en su mayoría generan escorrentía superficial y sólo una pequeña fracción de agua se infiltra.

3.3. Clasificación de flujos:

En el suelo pueden existir diferentes tipos de flujo de agua que pueden o no estar relacionados entre sí, sin embargo siempre existe un tipo de flujo predominante (Costantini et al., 2009). El flujo de agua se clasifica en 4 grupos que son:

- Escorrentía, cuando el agua entrante se escurre por la superficie del suelo sin infiltración.
- Interflujo, cuando el agua entrante se transporta por la superficie del suelo hasta descargarse en una fuente hídrica superficial, sin infiltrarse a las partes más profundas del suelo.
- Flujo base, cuando el agua entrante se infiltra hasta las partes más profundas y se transporta por éstas hasta descargarse en una fuente hídrica superficial.
- Percolación profunda, cuando el agua entrante se abre paso hasta aguas subterráneas sin descargarse en la fuente hídrica superficial.



3.4. Datos de presión, temperatura y precipitación:

Para el desarrollo de esta tesis se colectaron datos de los equipos instalados en la zona de estudio por el proyecto de manejo de la calidad integral del agua (IWQM), se tienen así: sensores de presión barométrica y temperatura ambiental (Baro); sensores de presión y temperatura del agua (Diver), sensores de temperatura de agua (Onset) y un pluviógrafo tipo tipping bucket (Davis). Así se disponen de dos sensores baro, siete divers, y quince sensores onset.

Todos los equipos son automáticos y registran datos cada cierto período de tiempo; los equipos Baro cada 10 minutos al igual que los equipos Diver, mientras que los sensores onset cada 15 minutos, estos sensores están sujetos a una varilla de acero (Figura 6) con el propósito de que al momento de registrar datos, su ubicación con respecto al nivel del suelo sea constante. En cada varilla se colocan cinco de estos sensores a una distancia de 10, 20, 30, 50 y 100 cm respectivamente, por lo que en total se dispone de tres varillas con estos sensores. El pluviógrafo registra información cada vez que se presenta un evento de precipitación.

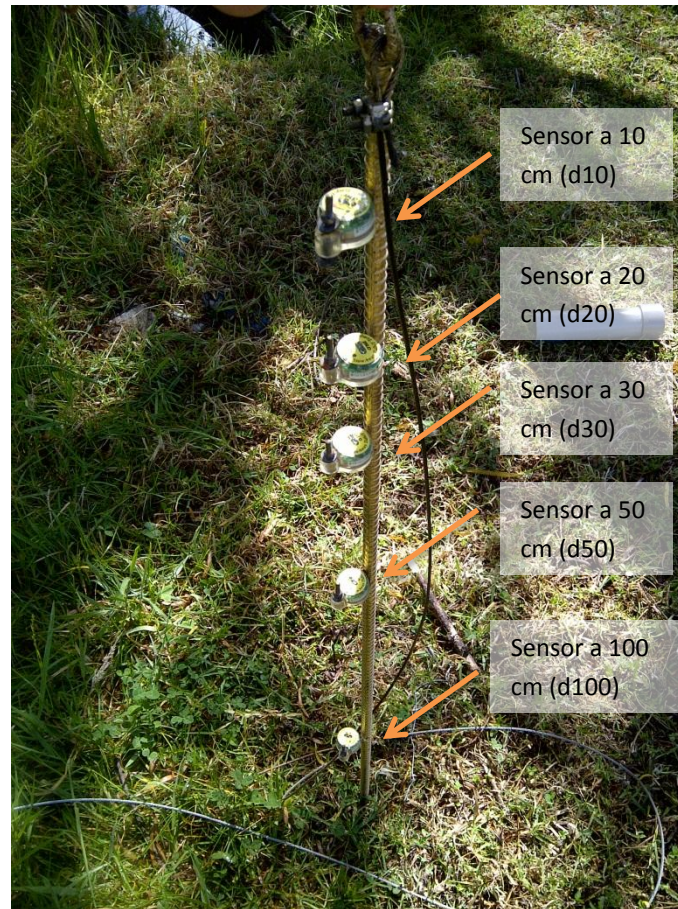


Figura 6: Disposición de los sensores de temperatura onset.

Los sensores están ubicados en el lecho y en el borde del cauce del río Cumbe. En una sección transversal al río se construyeron pozos dentro de los cuales están piezómetros cuya profundidad total varía con la distancia desde el cauce del río iniciando desde 3 hasta 6 metros de profundidad (Khachatryan, 2011). La ubicación de todos los equipos se aprecia en las figuras 7 y 8:



Figura 7: Vista en planta de la ubicación de los piezómetros y sensores de temperatura en una sección transversal del río Cumbe.

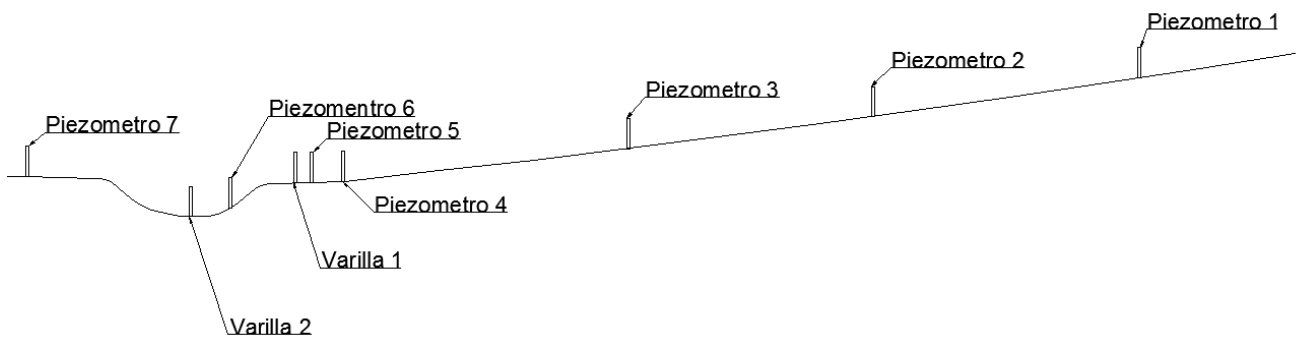


Figura 8: Ubicación de los piezómetros y sensores de temperatura en una sección transversal del río Cumbe (vista hacia aguas arriba).



Todos los equipos mencionados anteriormente fueron instalados en diferentes épocas, por lo que se disponen de series de tiempo distintas. Es por esto que el análisis se centrará en la información cuyas series de tiempo coincidan entre sí, es decir el período entre febrero y agosto del año 2013.

A fin de comprobar que los distintos sensores tienen igual sensibilidad y características de medición, se llevó a cabo un ensayo en donde se colocaron todos los sensores onset dentro de un mismo recipiente con agua durante varios minutos y de esta manera poder descartar errores en los equipos.

3.5: Análisis de series temporales de datos

Se observó la presencia de vacíos y valores erróneos entre los registros de varios equipos, y a pesar de que estos son automáticos, existen períodos en que los equipos dejaron de registrar información, estos vacíos varían desde algunos minutos hasta meses completos.

Según Aparicio Mijares (1994), es frecuente que se encuentre en un registro datos faltantes para un cierto período, debido en su mayoría a fallas del operador o fallas en el aparato registrador.

En cuanto a las series de datos de temperatura que contienen pocos vacíos o valores erróneos, dichas alteraciones se relacionan directamente a la toma de datos ya que los sensores registran la temperatura del ambiente en vez de la temperatura del agua, en dicho caso aquel dato se descarta y realiza una interpolación lineal para rellenar el vacío que deja el dato erróneo, en caso de haber un vacío se rellena de la misma forma.

Así mismo se identifican aquellos vacíos mayores, en este caso se realizan correlaciones entre series de datos semejantes a aquella serie que tiene vacíos, e.g. datos de temperatura ambiental con datos de temperatura de agua superficial. Si la correlación entre dichas series es aceptable, se pueden determinar los datos faltantes de la serie con la utilización de la ecuación que resulta de dicha correlación, o con interpolación.

Se dice que existe correlación entre dos o más variables si todos los valores de dichas variables cumplen exactamente una relación, es decir que existe una función o fórmula que las relaciona (Escudero, 2012). En otros casos, parece que existe *cierta correlación* entre las variables, aunque ésta no sea perfecta, por tanto, el procedimiento para hallar una fórmula que estime aproximadamente la relación entre dichas variables se llama regresión. (Escudero, 2012). Dicha relación se considera aceptable si el valor del coeficiente de determinación (R^2) es mayor a 0.7, ya que este determina la calidad del



modelo para replicar los resultados, y la proporción de variación de los resultados que puede explicarse por el modelo (Steel y Torrie, 1960). En el caso de que no exista correlación, los vacíos no pueden ser rellenados.

Una vez que los datos han sido corregidos y de ser posible rellenados, se realiza el análisis estadístico de los mismos, donde se determinan las medidas de tendencia central, de variación y de posición relativa.

Las medidas de tendencia central son la media aritmética o promedio, mediana y moda. De estos 3 parámetros, el más usado es la media aritmética o promedio, ya que a pesar de ser sensible a la influencia de datos extremos posee mejores propiedades matemáticas que la mediana y moda, por lo tanto es la preferida en la mayoría de análisis estadísticos (Mendenhall y Sincich, 1995).

La media aritmética se determina mediante la siguiente expresión:

$$\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n}$$

Ec. 1

Dónde:

- \bar{y} : Es el promedio de la muestra
- n: Es el número de datos de la muestra

A continuación se calcularon las medidas de variación, que son: rango, varianza y desviación estándar. Ya que es posible que dos diferentes series de datos tengan el mismo rango pero difieran en gran medida en la cantidad y variación de los datos (Mendenhall y Sincich, 1995), esta medida de variación es usada solamente en series pequeñas de datos, por lo tanto no aplica su uso en nuestro caso, por consiguiente, se usará únicamente la varianza y la desviación estándar.

Además estas medidas pueden brindar mayor información respecto al intercambio entre aguas superficiales y subterráneas, por ejemplo, si los sensores de temperatura que se encuentran más cerca de la superficie tienen una mayor desviación estándar y varianza que los sensores ubicados a mayor profundidad, es un indicativo de que el flujo puede estar viajando desde el acuífero hacia el río.

A partir de estas definiciones, trabajaremos con las siguientes ecuaciones para el análisis de las medidas de variación:



Varianza:

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}$$

Ec. 2

Dónde:

- \bar{y} : Es el promedio de la muestra
- n: Es el número de datos de la muestra
- s^2 : Es la varianza

Desviación estándar: Definida como la raíz cuadrada de la varianza:

$$s = \sqrt{s^2} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}}$$

Ec. 3

Dónde:

- \bar{y} : Es el promedio de la muestra
- n: Es el número de datos de la muestra
- s^2 : Es la varianza
- s: Es la desviación estándar

Luego se calcularon las medidas de posición relativa, estas describen la distribución de los datos respecto a la media. Estas medidas tienen el objetivo de evidenciar las fluctuaciones de temperatura que describen el comportamiento del intercambio entre el agua superficial y subterránea.

Una de las medidas de posición relativa son los percentiles. El percentil 100% de una serie de datos es el valor de “y”, localizado tal que 100% del área bajo la distribución de frecuencia relativa de los datos se encuentra a la izquierda del 100avo percentil. Por lo tanto se puede decir que la mediana es el 50avo percentil. El percentil 25avo, la mediana



y el percentil 75avo son llamados: cuartil inferior, cuartil medio y cuartil superior respectivamente de la serie de datos.

Para encontrar los cuartiles y los percentiles, se siguen los siguientes pasos:

- Ordenar las medidas de los datos en orden creciente de magnitud. Para representarlos, podemos decir que los datos son: $y(1), y(2), \dots, y(n)$.
- Calcular la cantidad $l=1/4(n+1)$ y redondear al entero más cercano. La medición con este rango, denotado como $y(l)$, representa el cuartil inferior.
- Calcular la cantidad $u=3/4(n+1)$ y redondear al entero más cercano. La medición con este rango, denotado como $y(u)$, representa el cuartil superior.
- Para encontrar el $p\%$ percentil, calcular la cantidad $i=p(n+1)/100$ y redondearla al entero más cercano. La medida con este rango denotada como $y(i)$, es el $p\%$ percentil.

Un procedimiento para determinar valores atípicos, es la construcción de un diagrama de caja de la muestra de datos. Con este método se construyen intervalos similares al del $\bar{y} \pm 2s$ y de $\bar{y} \pm 3s$ que son valores basados en una cantidad llamada rango intercuartílico y es la distancia entre los cuartiles superior e inferior:

$$IQR=Q_S-Q_I$$

Ec.4

Para construir un diagrama de caja, seguimos los siguientes pasos (Mendenhall y Sincich, 1995):

- Calcular la mediana, m , los cuartiles superior e inferior, Q_S, Q_I , y el rango intercuartílico IQR para los valores y 's en la serie de datos.
- Construir una caja con Q_S, Q_I , localizados en las esquinas inferiores del eje y . El ancho de la base será igual al rango intercuartílico. Dibujar una línea vertical dentro de la caja para localizar la mediana, m .
- Construir dos conjuntos de límites en el diagrama de caja. Los límites internos son localizados a $1.5(IQR)$, debajo de Q_I y sobre Q_S ; los límites externos están localizados a una distancia de $3(IQR)$, debajo de Q_I y sobre Q_S .
- Las observaciones que caen entre los límites interior y exterior son llamados datos atípicos sospechosos. Las observaciones que caen fuera de los límites son llamados datos atípicos altamente sospechosos. Para resaltar aún más los valores extremos, los bigotes (figura 9) son añadidos al diagrama de caja. Se marca el valor y en la región entre Q_I y el límite interno inferior que es el más cercano al



límite interno con una x y juntar las x a la caja con una línea discontinua. Similarmente usar una x y bigotes conectados para localizar el valor más extremo entre Q_5 y el límite superior interno.

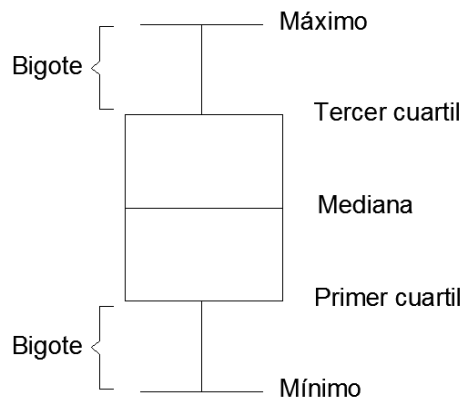


Figura 9: Esquema general de un diagrama de caja.

Con este procedimiento se pueden encontrar valores atípicos que se pasaron por alto en operaciones anteriores, por lo tanto dichos valores se borran y se reemplazan por otros obtenidos mediante interpolación como se explicó en párrafos anteriores.

Una vez realizado el análisis estadístico, se realizarán las gráficas necesarias de toda la información disponible, estas gráficas son: gráficas de los datos de: nivel freático a partir de los datos de presión de columna de agua y de presión barométrica; temperatura del agua; eventos de precipitación; análisis de conductividad del suelo mediante el ensayo de pozo invertido y barrenado.

Para las gráficas de los datos de presión barométrica y de columna de agua se utilizaron valores promedios horarios y diarios de toda la serie correspondiente al período entre febrero y agosto de 2013, entonces, para obtener la profundidad del nivel freático desde la superficie, se restó la profundidad de la altura del agua de la profundidad del pozo (la profundidad de la altura del agua se obtuvo de la resta de la presión barométrica de la presión de agua), y para obtener la cota real del nivel freático, se restó su profundidad respecto a la superficie de la cota del terreno.

En cuanto a las gráficas de los datos de temperatura de agua, éstas también están construidas con promedios horarios y diarios, mientras que la gráfica de los eventos de precipitación diaria servirá para determinar su influencia en el nivel freático y la temperatura del agua; finalmente se construirán gráficas que reflejen la información obtenida de la realización del ensayo del pozo invertido en cada uno de los pozos de los piezómetros y del ensayo del pozo barrenado en un pozo privado, para determinar la

conductividad hidráulica del suelo y su efecto en el nivel freático. Todos los promedios horarios y diarios son resultado de la ejecución de un programa en el software Matlab elaborado durante la realización de esta tesis (ver anexo A). Finalmente el análisis conjunto de todos los datos y gráficas disponibles determinará si mediante las mediciones de temperatura es posible evidenciar el intercambio de aguas superficiales y subterráneas en el sitio de estudio.

3.6: Hidrofísica de los suelos:

3.6.1: Método del pozo invertido:

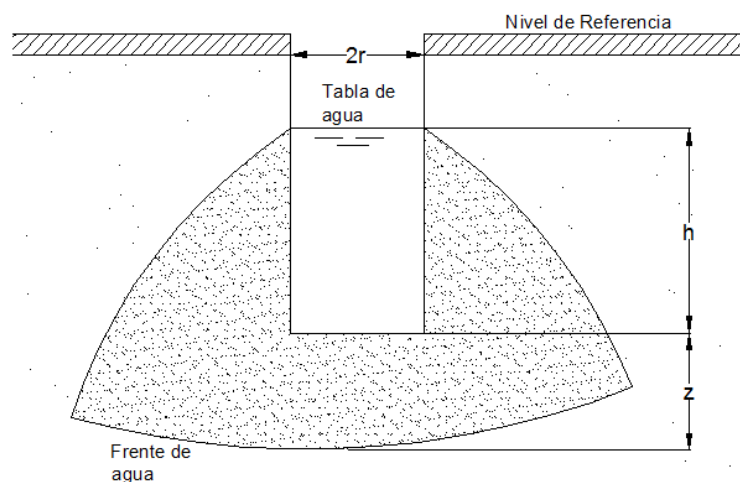


Figura 10: Método del pozo invertido.

Este ensayo se llevó a cabo en cada uno de los pozos donde están ubicados los piezómetros (ver figura 8), regularmente el procedimiento de este ensayo consiste en cavar un agujero en el suelo a una profundidad determinada, y cuyo diámetro sea constante (Figura 10), para el caso de esta tesis no se cavaron agujeros, en su lugar se utilizaron los pozos ya existentes; a continuación los pozos se llenan con agua, la cual se deja drenar libremente.

Con la ayuda de los sensores diver se mide el descenso del agua cambiando el intervalo de recolección de datos a cinco segundos. Es recomendable llenar varias veces el pozo con agua hasta que el suelo alrededor del pozo se sature a una distancia considerable y el valor de infiltración se acerque cada vez más a una constante. Teniendo en cuenta estas condiciones; suponiendo que la conductividad hidráulica es constante y considerando que el flujo que ingresa al suelo por el fondo y las paredes se escurre con gradiente hidráulico unitario, aplicando la ley de Darcy, (Ritzema, 1994), la infiltración total Q es igual a:



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

$$Q = K \cdot A$$

Ec. 5

Como el agua se infiltra tanto por las paredes como por el fondo del pozo, el área total A en un momento cualquiera t_i es:

$$A(t_i) = 2\pi r h(t_i) + \pi r^2$$

Ec.6

Así:

$$Q = 2K\pi r \left(h(t_i) + \frac{r}{2} \right)$$

Ec.7

Dónde:

- Q : Caudal que pasa a través del suelo saturado.
- K : Conductividad hidráulica saturada de campo.
- A : Área total.
- r : Radio del pozo.
- h : Altura de agua dentro del pozo en un determinado tiempo t_i .

Asimismo, si durante el intervalo de tiempo dt el nivel de agua desciende a una altura dh , la cantidad de agua infiltrada en el suelo es igual a:

$$Q = -\pi r^2 \frac{dh}{dt}$$

Ec.8

Igualando las ecuaciones e integrando se obtiene la conductividad hidráulica:



$$K = \frac{r}{2(t_2 - t_1)} \ln\left(\frac{2h_1 + r}{2h_2 + r}\right)$$

Ec.9

Donde h_1 y h_2 son las alturas de agua medidos en instantes t_1 y t_2 respectivamente. Finalmente la formula se expresa de la siguiente manera:

$$K = \frac{1,15r \left[\log\left(h_1 + \frac{r}{2}\right) - \log\left(h_2 + \frac{r}{2}\right) \right]}{t_2 - t_1}$$

Ec.10

3.6.2. Método del pozo barrenado

Este método consiste en excavar un hoyo a cierta profundidad por debajo del nivel freático, por lo tanto el agua empezará a infiltrarse en el hoyo, esta tasa de infiltración es medida y cuando el agua haya alcanzado el nivel de la tabla de agua, se vacía nuevamente el hoyo y se repite el proceso (Figura 11). Para el caso de esta tesis este proceso varía un poco ya que en vez de realizar un agujero en el suelo se utilizó un pozo privado ubicado a 136 metros de distancia de la sección del río en estudio, en donde con ayuda de un sensor diver (piezómetro) y sensor baro, cuyo registro histórico de datos contiene cinco meses de información, se pudo obtener una muestra representativa de como ocurren las recargas y descargas en el pozo. El nivel de agua dentro del pozo se obtuvo de la misma manera que el nivel de la tabla de agua en los demás pozos.

La conductividad hidráulica del suelo describe la mutua relación que existe entre la tasa de infiltración, las condiciones del agua subterránea y la geometría del pozo (Ritzema, 1994), y puede ser calculada utilizando una fórmula o gráficamente. Según Van Beers (1970) y Bouwer (1974), Ernst desarrolló la siguiente ecuación para determinar el valor de K (conductividad hidráulica) del suelo, en función de la tasa promedio de incremento del nivel de agua en el hoyo:



$$K = C \frac{H_o - H_t}{t}$$

Ec.11

Dónde:

- K : Conductividad hidráulica del suelo saturado (m/d)
- C : Factor adimensional Ec. 12
- t : Lapso de tiempo desde la primera medida del nivel del agua en ascenso en el hoyo (s)
- H_t : Profundidad del nivel de agua en el hoyo por debajo del nivel de referencia en el tiempo t (cm)
- H_o : H_t cuando $t=0$

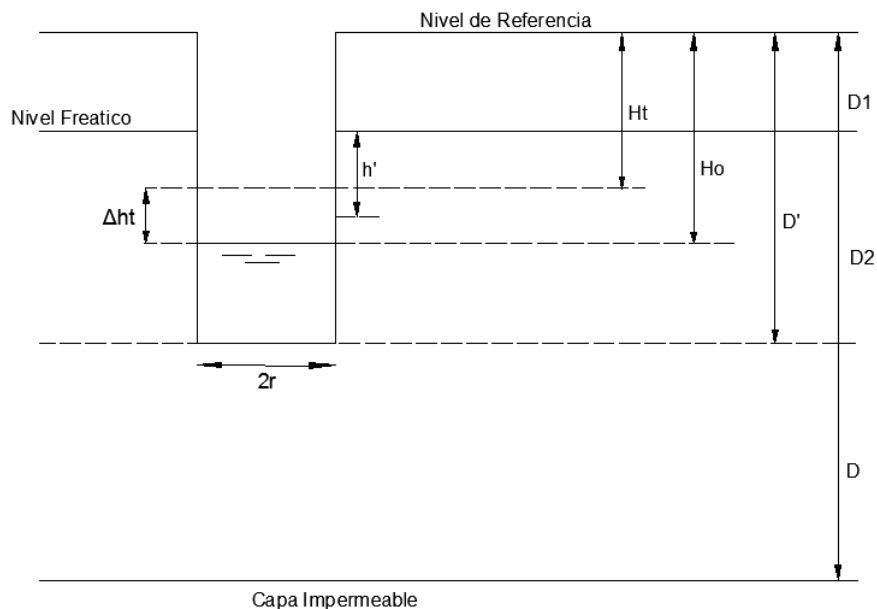


Figura 11: Método del pozo barrenado.

El factor C depende de la profundidad del estrato impermeable debajo del fondo del hoyo (D) y la profundidad promedio del nivel de agua en el hoyo debajo del nivel freático (h'). En nuestro caso de estudio no se determinó la profundidad a la que se encuentra la capa de suelo impermeable por ello se asume que el pozo se encuentra por encima de dicha capa. Para el cálculo del factor C, tenemos la siguiente ecuación:



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

$$C = \frac{4000 \frac{r}{h'}}{\left(20 + \frac{D2}{r}\right) \left(2 - \frac{h'}{D2}\right)}$$

Ec. 12

Dónde:

- *D*: Profundidad de la capa impermeable por debajo del fondo del hoyo (cm)
- *D2*: Profundidad del fondo del hoyo por debajo de la tabla de agua (cm)
- *r*: Radio del hoyo (cm)
- *h'*: profundidad promedio del nivel de agua en el hoyo debajo de la tabla de agua, considerando: $h' > D2/5$

Para el cálculo de *h'* se utiliza la siguiente ecuación:

$$h' = 0,5(H_o - H_n) - D1$$

Ec. 13

Dónde:

- *D1*: Profundidad del nivel freático por debajo del nivel de referencia
- *Hn*: Profundidad del nivel de agua en el hoyo al final de la medición

Finalmente, una vez que se obtenga la conductividad hidráulica de cada pozo es importante clasificar el suelo según este factor, ya que determina la influencia que tiene el tipo de suelo en el movimiento de agua en el suelo (agua subterránea), entonces de acuerdo a la siguiente tabla se tiene:



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

TEXTURA	K(m/d)
Arena grava gruesa	10-50.
Arena media	1-5.
Franco arenoso, arena fina	1-3.
Marga, marga arcillosa, arcilla (bien estructurada)	0,5-2
Franco arenoso muy fino	0,2-0,5
Arcilla, limo, arcilla (mal estructurada)	0,002-0,2
Arcilla densa (sin grietas, poros)	<0,002

Tabla 1: rango de valores k según la textura del suelo (Smedema y Rycroft, 1983)



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

CAPITULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1: Línea piezométrica

Se analizaron 7 meses de registros comprendidos entre febrero y agosto de 2013, con ciertos eventos donde los equipos dejaron de registrar información, debido a que no se encontraron correlaciones confiables, dichos vacíos no se pudieron rellenar.

Para mejor comprensión, y de acuerdo con la figura 8 (vista aguas arriba), la nomenclatura de los piezómetros es la siguiente:

- Piezometro1: Piezómetro de la parte más alta del margen derecho.
- Piezometro2: Piezómetro intermedio a.
- Piezometro3: Piezómetro intermedio b.
- Piezometro4: Piezómetro intermedio c.
- Piezometro5: Piezómetro en la orilla derecha del río.
- Piezometro6: Piezómetro en el río.
- Piezometro7: Piezómetro en la orilla izquierda del río.

Al procesar los datos se obtuvo la variación del nivel freático en la zona inmediata al río caracterizada por su baja pendiente, esta variación se muestra en la figura 13 y está calculada en referencia al nivel del terreno. Dicha gráfica está construida con los promedios mensuales de la serie de datos, dicho procedimiento se explica en la sección de materiales y métodos. En la tabla 2 se muestran los resultados de variación del nivel freático, tales como promedios, máximos y mínimos.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Piezómetro		Promedio	Máximo	Mínimo
1	Nivel (m)	2650,89	2652,74	2650,22
	Temperatura (C°)	15,91	16,01	15,79
2	Nivel (m)	2647,25	2647,71	2646,88
	Temperatura (C°)	16,87	17,76	15,05
3	Nivel (m)	2646,37	2646,62	2646,13
	Temperatura (C°)	17,06	17,18	16,78
4	Nivel (m)	2644,71	2644,94	2644,59
	Temperatura (C°)	16,91	17,16	16,45
5	Nivel (m)	2644,6	2644,81	2644,46
	Temperatura (C°)	16,77	16,99	16,29
6	Nivel (m)	2643,57	2643,77	2643,45
	Temperatura (C°)	16,17	16,31	15,74
7	Nivel (m)	2645,13	2645,41	2644,82
	Temperatura (C°)	16,67	16,78	16,54

Tabla 2: Máximos, mínimos y promedios de todos los piezómetros.

A su vez se realizó un diagrama de caja (figura 12), en el cual se muestra el comportamiento de la serie de datos los siete meses de monitoreo. Se puede observar en el pozo dos que existen valores que están alejados de la media, esta situación se debe a que el nivel freático en este pozo fluctúa en mayor medida que los demás.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

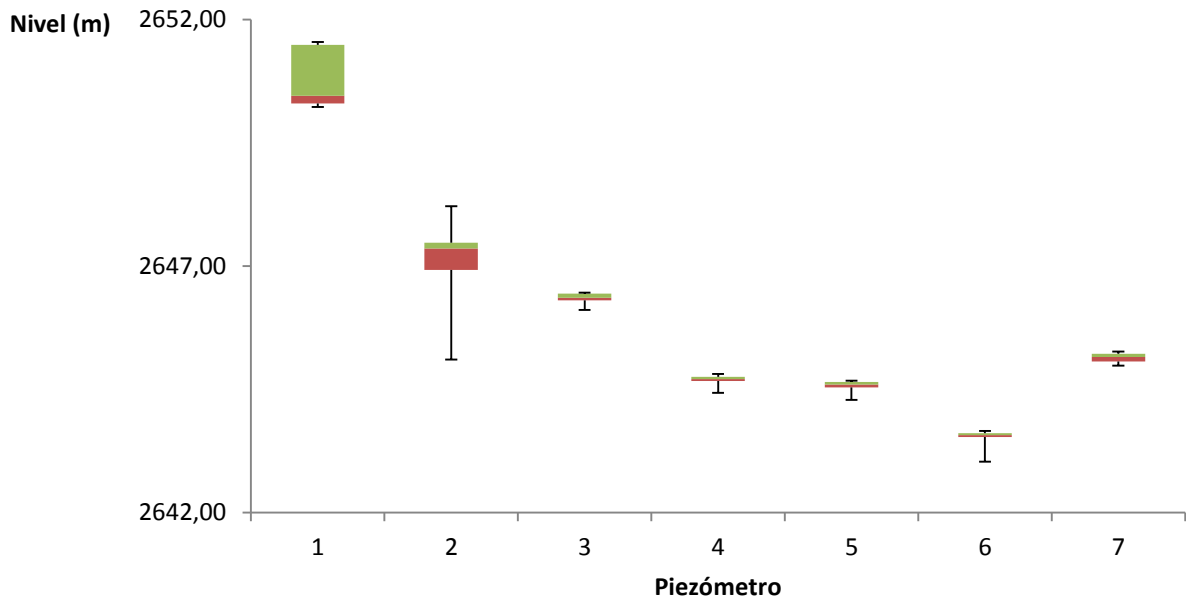


Figura 12: Diagrama de caja de todos los piezómetros con información correspondiente a siete meses de monitoreo (datos cada 10 minutos).

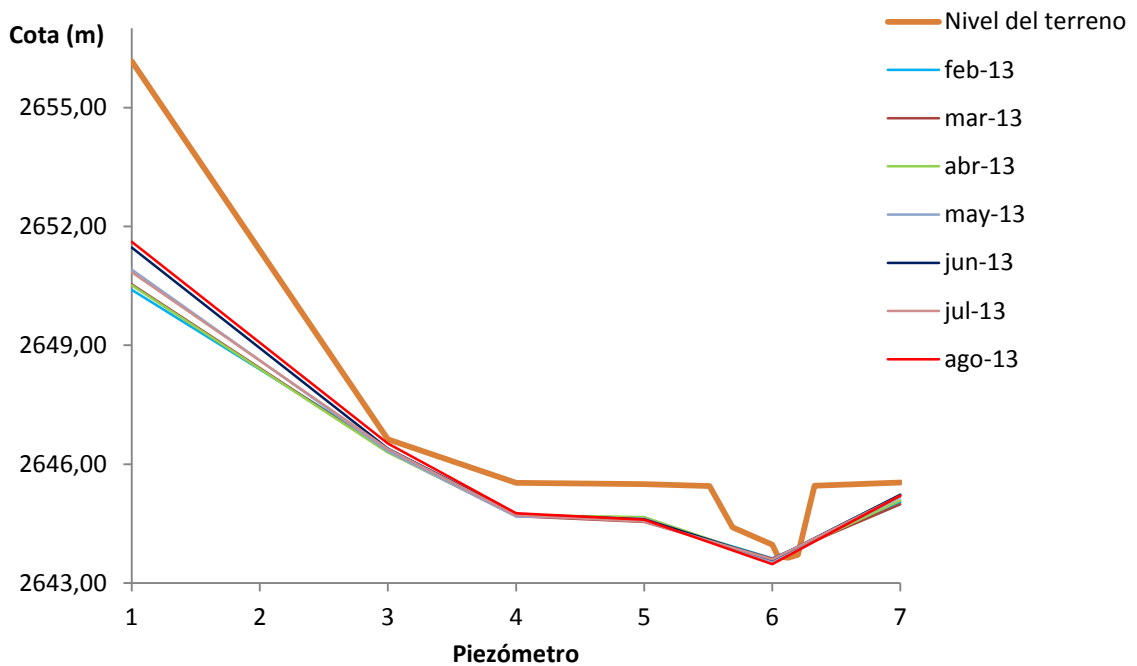


Figura 13: Variación del nivel freático en la sección de estudio. (Promedios mensuales)



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Como se puede apreciar en la figura 13, el pozo número 1, para los meses de febrero a abril el nivel freático es más bajo respecto a los meses de junio y agosto, lo cual concuerda con eventos de precipitación ocurrido en la zona (figura 14).

En cuanto al pozo número 2, los promedios mensuales fueron descartados de la gráfica (figura 13) debido a que en la serie de tiempo estudiada no existían valores para los meses de mayo y julio, por lo que los valores resultantes mostraban un comportamiento extraño que no iba acorde a los demás pozos a pesar de estar sujeto a las mismas condiciones de precipitación. Esta situación puede indicar un mal funcionamiento del equipo, es por esto que para este pozo tampoco se cuenta con una gráfica precipitación/nivel freático/temperatura.

En el pozo 3 se observa que el nivel de la tabla de agua está muy cerca de la superficie, y al igual que Khachatryan (2011), se observó que este pozo tiene mayor presencia de presiones artesianas, por lo que el estudio de este pozo requiere de mayor atención, ya que como se aprecia en la figura 15, hay momentos en los que el nivel de agua aumenta a pesar de que no existen eventos de precipitación previos, lo cual indica la presencia de un flujo adicional en la zona y debido a esto, existen tales presiones artesianas.

Del mismo modo se aprecia que en las curvas de promedios mensuales de los pozos 4, 5, 6 y 7, se presentan variaciones muy pequeñas pero generalmente estas curvas se mantienen casi iguales para todos los meses de estudio a pesar de que están sometidos a los mismos eventos de precipitación que los pozos 1, 2 y 3. Con estos resultados, se asume que cuánto más cerca están los sensores del río existe menor variación del nivel freático, lo cual también se observa en la figura 12, en donde el pozo 1 (aquel que está más alejado del río) presenta una mayor variación de sus datos respecto a la media, y conforme los pozos se acercan al cauce, estas variaciones se atenúan.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

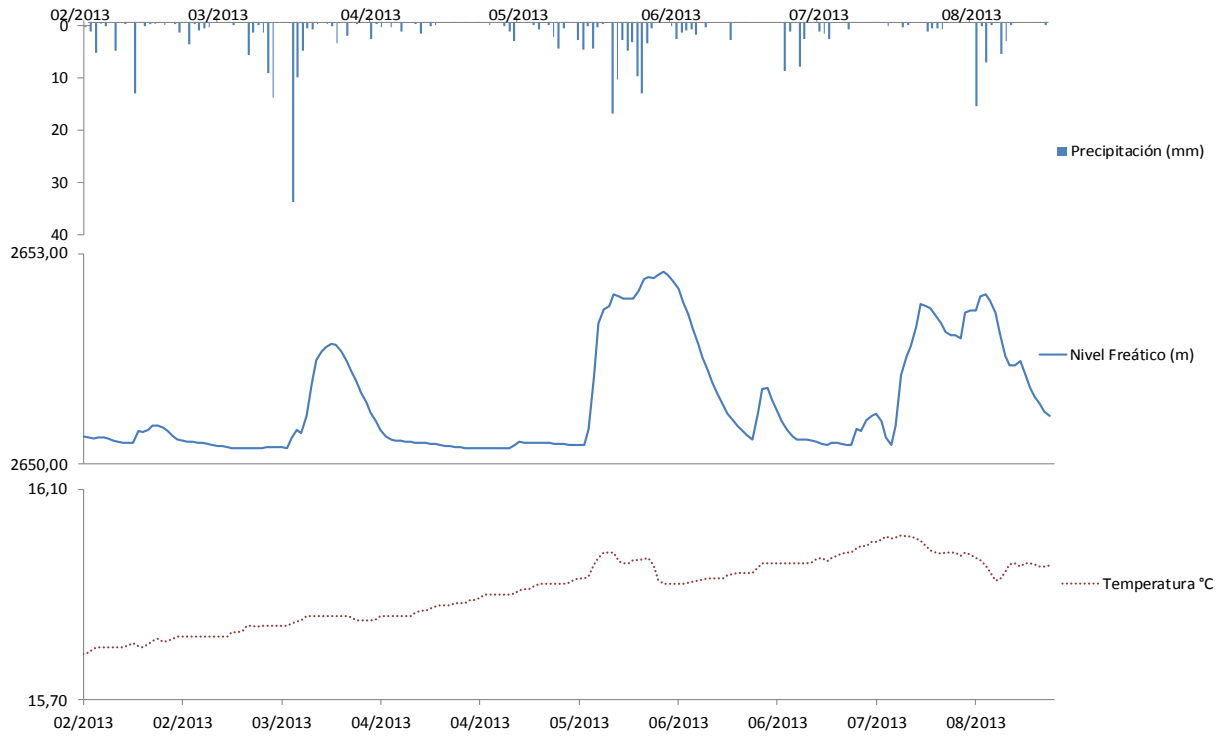


Figura 14: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 1.

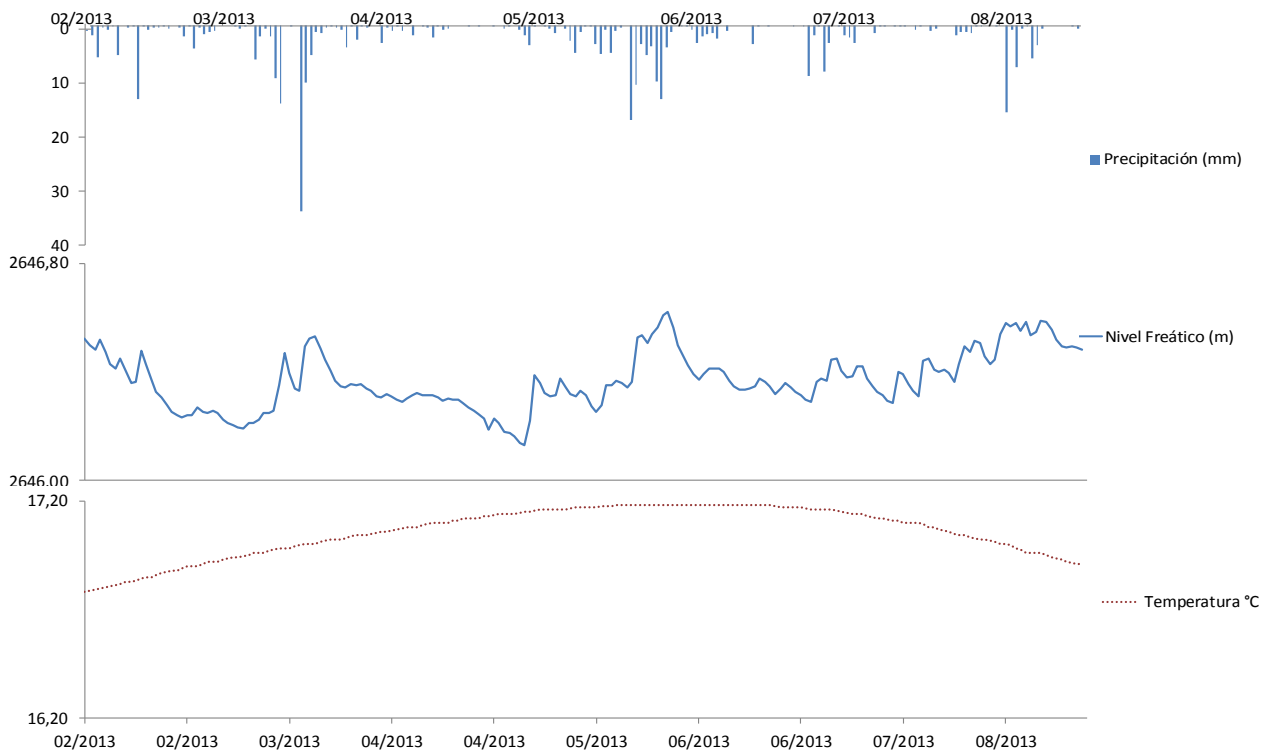


Figura 15: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 3.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

En cuanto a la variación de la temperatura de agua de cada pozo, en la figura 14 podemos observar que para el caso del pozo número 1, existe una buena correspondencia entre los eventos de precipitación y las variaciones del nivel freático, como se observa, la recarga y descarga del pozo es casi inmediata lo cual señala que la composición del suelo es porosa y el agua del pozo está más expuesta al intercambio con el agua superficial por lo que se generan grandes variaciones en la temperatura.

En la figura 15 se observa que la curva de la temperatura del agua en el pozo 3 crece conforme decrece el nivel freático y viceversa, lo cual indica que este pozo puede tener influencia de flujos adicionales que alteran el comportamiento térmico del agua dentro del pozo, es decir, cuando el nivel freático crece, la temperatura disminuye y viceversa, debido a que el agua de la precipitación provoca un descenso en el agua dentro del pozo; por otro lado en el pozo 4 (Figura 16), la variación del nivel freático es pequeña, mientras que la variabilidad de la temperatura es similar a la del pozo 3, pero presenta un descenso brusco alrededor del mes de junio, este descenso también se presentan en las gráficas de los pozos 5,6, y 7. Dicho suceso se debe a que en ciertas ocasiones los moradores del sector realizan trabajos de riego que pueden afectar el comportamiento natural de la temperatura, esto es evidencia de que el agua de riego estaría alcanzado mayores profundidades a la zona de raíces, infiltrándose a capas más profundas del suelo. En el anexo B se puede apreciar las gráficas precipitación-nivel freático-temperatura correspondientes a los pozos 5,6 y 7.

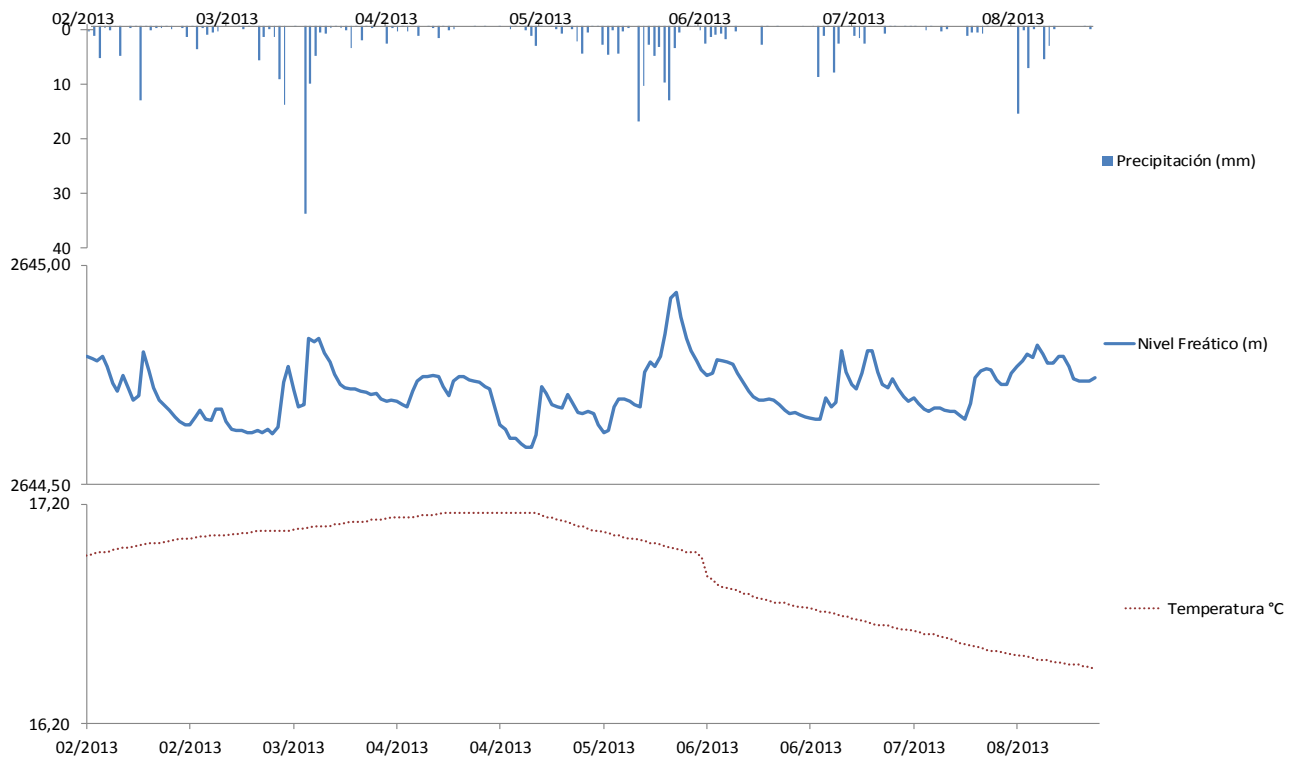


Figura 16: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 4

4.2: Temperatura en el río

Los registros de temperatura en el río datan desde febrero hasta agosto de 2013; los sensores de temperatura sujetos a una varilla metálica colocada por debajo del nivel del suelo registran temperatura a diez, veinte, treinta, cincuenta y cien centímetros respecto al nivel del suelo, de esta manera se tiene información de cómo varía la temperatura conforme aumenta la profundidad.

Para mayor facilidad a los sensores se los ha organizado y nombrado de la siguiente forma (ver figura 8):

- Varilla 1:
 - Sensor 1d10
 - Sensor 1d20
 - Sensor 1d30
 - Sensor 1d50
 - Sensor 1d100



- Varilla 2:
 - Sensor 2d10
 - Sensor 2d20
 - Sensor 2d30
 - Sensor 2d50
 - Sensor 2d100

- Varilla 3:
 - Sensor 3d10
 - Sensor 3d20
 - Sensor 3d30
 - Sensor 3d50
 - Sensor 3d100

Además de los sensores de temperatura que están por debajo del nivel del suelo, existen otros dos sensores que miden la temperatura superficial del río, uno está ubicado junto con la varilla 2 mientras que el otro está colocado junto a la varilla 3 en el sector de la “Y” de Cumbe, a los cuales llamaremos sensor 2d0 y 3d0 respectivamente.

Una vez procesados los datos, en las figuras 17, 18, y 19, se muestran diagramas de caja de cada varilla. Cabe recalcar que en los sensores 3d0 y 3d20 existían vacíos de datos aproximadamente igual a 1 y 2 meses respectivamente, lo que condujo a realizar correlaciones entre estas serie de datos con series similares, para el caso del sensor 3d0 se realizó la correlación con la serie de datos del sensor 1d0, cuyo R^2 tuvo un valor de 0.88 mientras que para el sensor 3d20 se realizaron correlaciones con la serie de datos de los sensores 3d10 y 3d30. Finalmente la correlación con el sensor 3d10 fue la mejor, con un valor de R^2 igual a 0.94.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

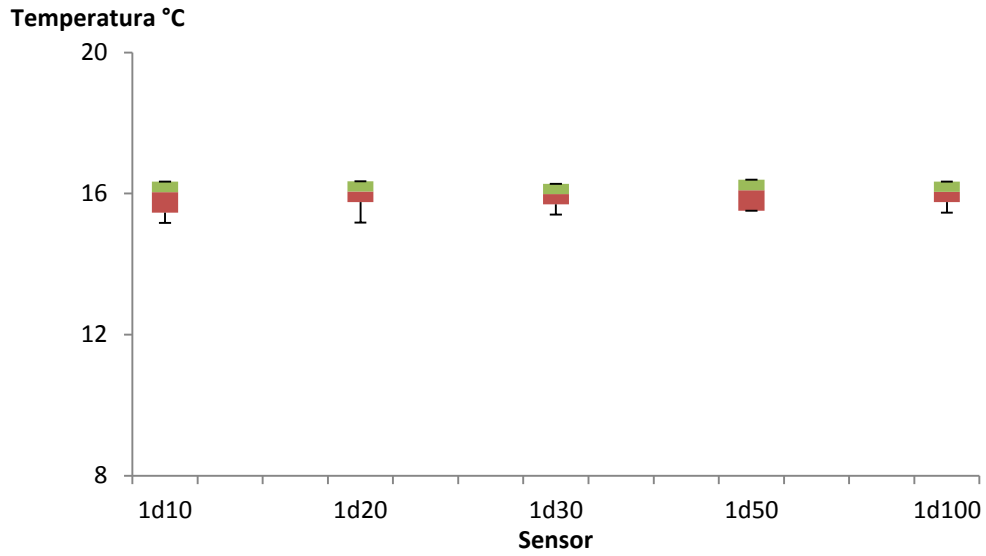


Figura17: Diagrama de caja para cada uno de los sensores de temperatura de la varilla 1 con información correspondiente a 7 meses (datos cada 15 min).

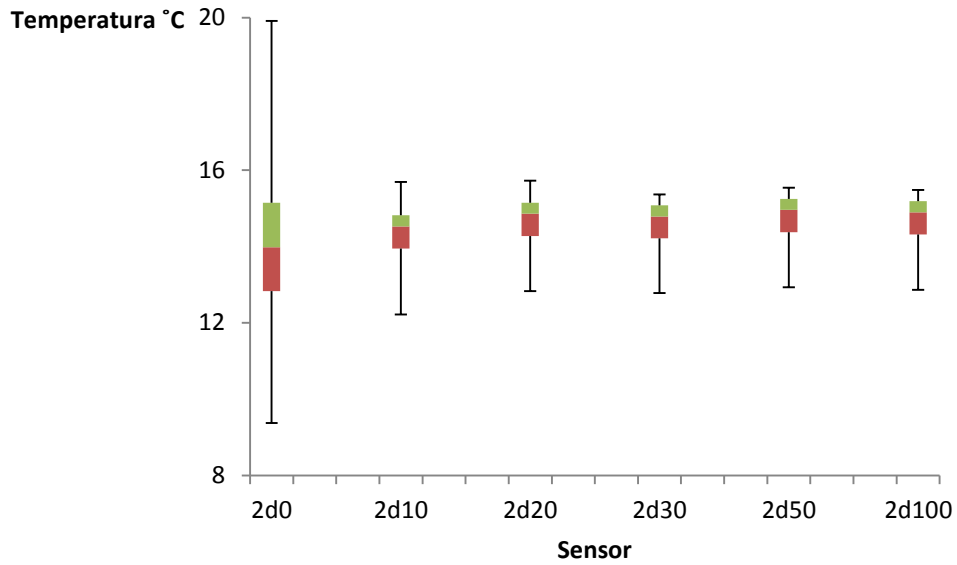


Figura18: Diagrama de caja para cada uno de los sensores de temperatura de la varilla 2 con información correspondiente a 7 meses (datos cada 15 min).



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

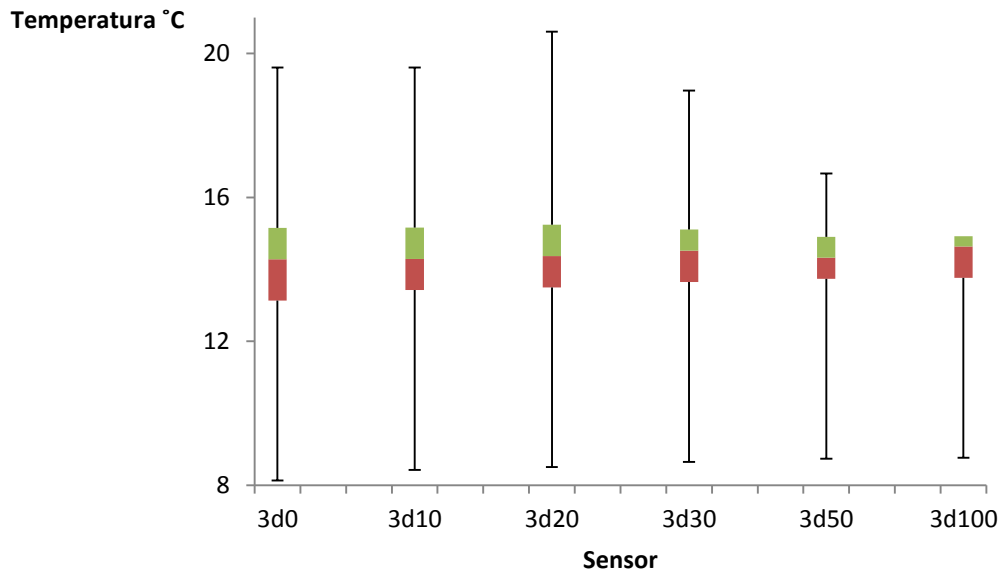


Figura19: Diagrama de caja para cada uno de los sensores de temperatura de la varilla 3 con información correspondiente a 7 meses (datos cada 15 min).

Como se puede observar en la figura 17, los sensores ubicados en la orilla del río no presentan variaciones importantes en la temperatura, es decir los valores de desviación estándar y varianza son pequeños, por lo que la profundidad de éstos parece no afectar dichos registros, mientras que los sensores ubicados en plena sección de río (figura 18), se puede notar que el sensor 2d0 (sensor superficial) es el que presenta mayores variaciones en los registros, debido a que la desviación estándar y varianza en los registros de este equipo son mayores que en los demás; las temperaturas registradas varían en un amplio rango, y conforme aumenta la profundidad de los equipos dichas fluctuaciones se atenúan, lo cual es indicador de que el cuerpo de agua superficial está recibiendo flujos de agua, es decir esta en recarga. En cuanto a los sensores de la varilla numero 3 (colocada en una sección de río a una distancia de 2.4 km de la varilla 1) se aprecia que todos los sensores presentan grandes variaciones en sus registros (grandes valores de desviación estándar y varianza) aunque no precisamente el sensor de temperatura superficial es el que presente mayores fluctuaciones, claramente se observa que las fluctuaciones son mayores conforme se aumenta la profundidad hasta el sensor 3d20, pero al seguir descendiendo en profundidad las fluctuaciones de la temperatura también disminuyen (figura 19). Es importante destacar que existe una menor atenuación de la temperatura en esta varilla, lo cual indica que las aguas subterráneas en ese sector podrían estar en recarga. El hecho que los registros de la varilla 2 y 3 sean distintos



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

puede indicar que la variación de la temperatura en la zona no solo es temporal si no espacial y esta podría estar afectada por el tipo del suelo.

Las gráficas que muestran la variación de la temperatura de acuerdo a la profundidad mostradas en las figuras 20, 21, y 22, corresponden a cada una de las varillas. Para la obtención de estas gráficas se calcularon promedios horarios y diarios tal como se explica en el capítulo anterior, pero para fines de análisis tan solo se muestran las curvas de los sensores d0, d10 y d100.

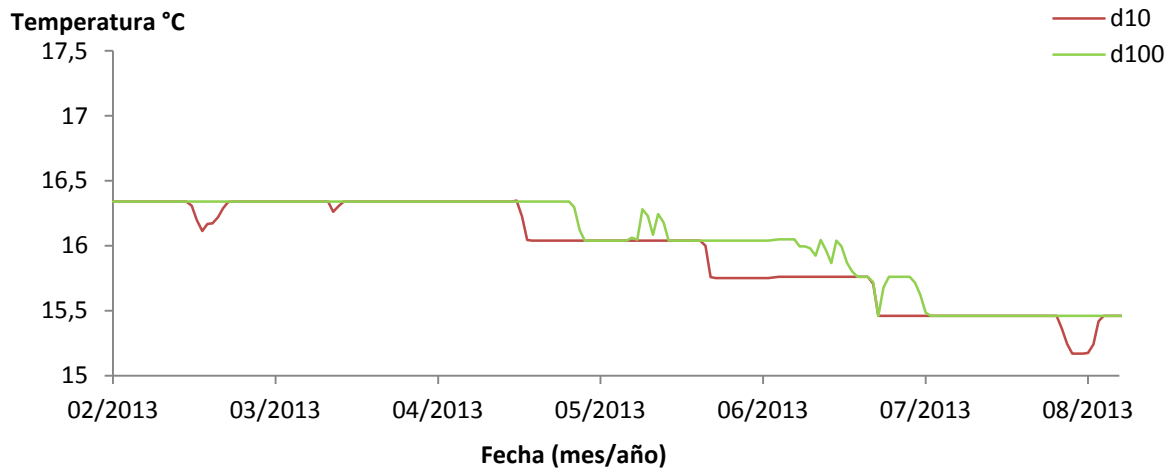
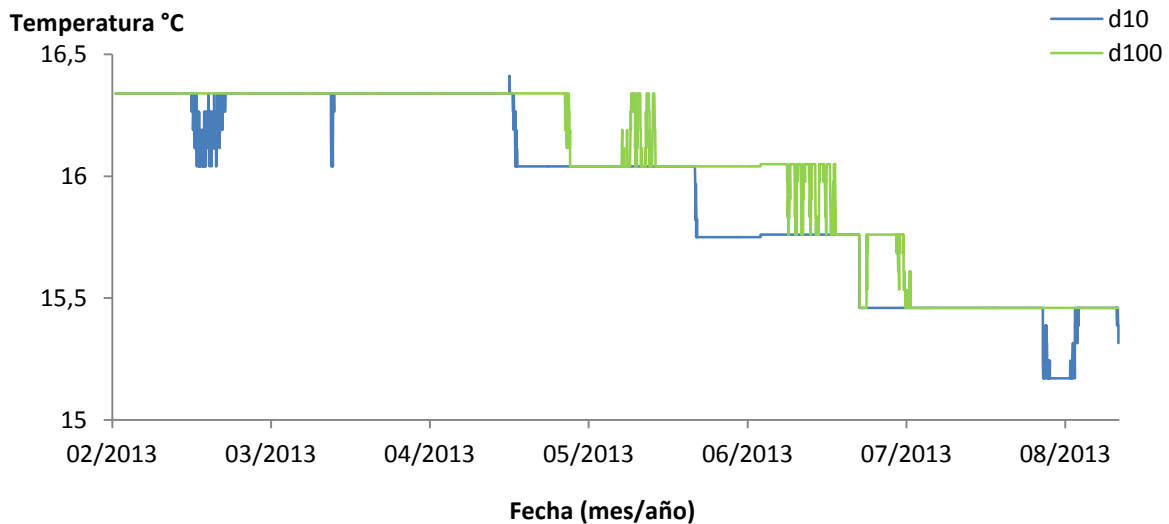


Figura 20: Variación horaria y diaria de la temperatura del agua en la varilla 1.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

La figura 20 muestra que las diferencias entre los registros de los sensores d10 y d100 son casi nulas, con excepción de algunos eventos donde se presentan pequeñas variaciones. A su vez es importante destacar que ambos sensores presentan casi la misma temperatura a pesar de que su ubicación respecto al nivel del suelo es muy distinta, y del mismo modo que en la figura 17 se evidencia que la temperatura del agua no cambia con la profundidad. Esto puede ser evidencia de que su comportamiento es similar a un flujo efímero (figura 3D), el intercambio lateral es casi nulo e inferior al intercambio vertical en el lecho, o los sensores la mayor parte del tiempo quedan sobre el nivel normal de agua del río y solamente se detectan anomalías cuando el nivel del río crece. Las variaciones repentinas de la temperatura en el sensor d10 pueden indicar el inicio de un proceso de recarga en las aguas subterráneas, lo que después se evidencia en un alza de la temperatura del sensor d100 después de un determinado tiempo.

Para el caso de la varilla número 2 (figura 21), se aprecian grandes variaciones de temperatura sobretodo en el sensor d0 que es aquel que registra la temperatura superficial del río, pero a pesar de esto, tiene una tendencia similar a la de los sensores d10 y d100 que se encuentran por debajo del nivel del río a pesar de que estos no presentan fluctuaciones tan grandes. Se observa que el sensor d0 registra temperaturas más bajas que el sensor d10 la mayor parte del tiempo y este a su vez tiene temperaturas menores que las del sensor d100, para el caso de estos dos últimos, conforme se aumenta la profundidad la temperatura aumenta y al igual que la figura 18, se aprecia que a mayor profundidad, la variación de la temperatura se atenúa, aseverando que en esta sección el río podría estar en recarga.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

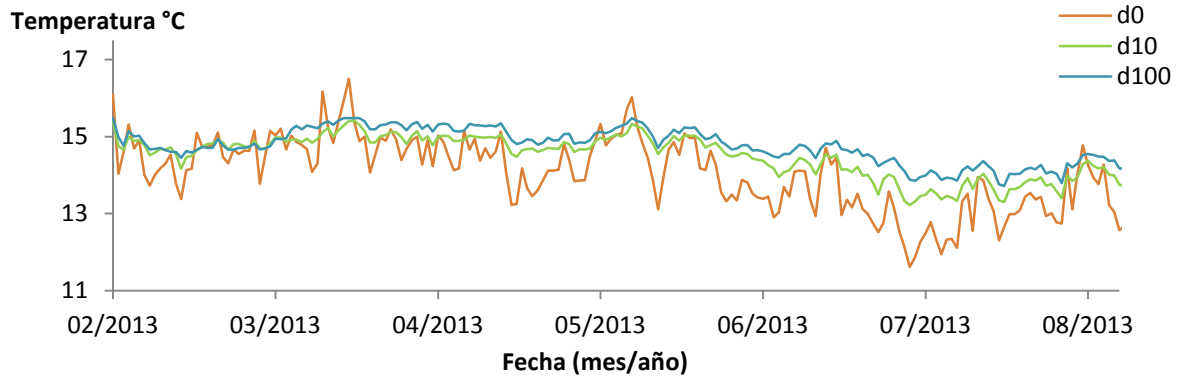
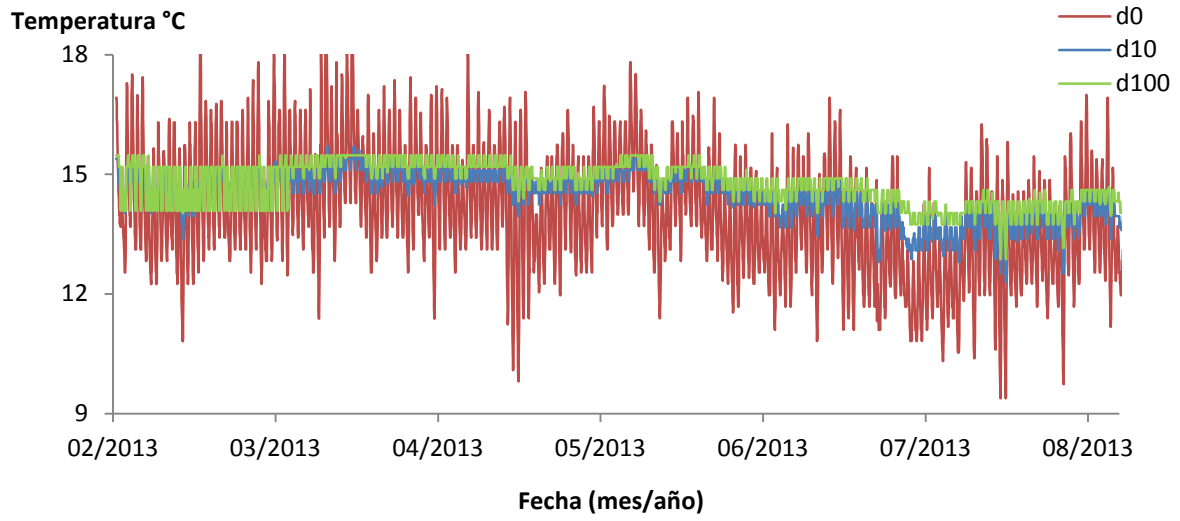


Figura 21: Variación horaria y diaria de la temperatura del agua en la varilla 2.

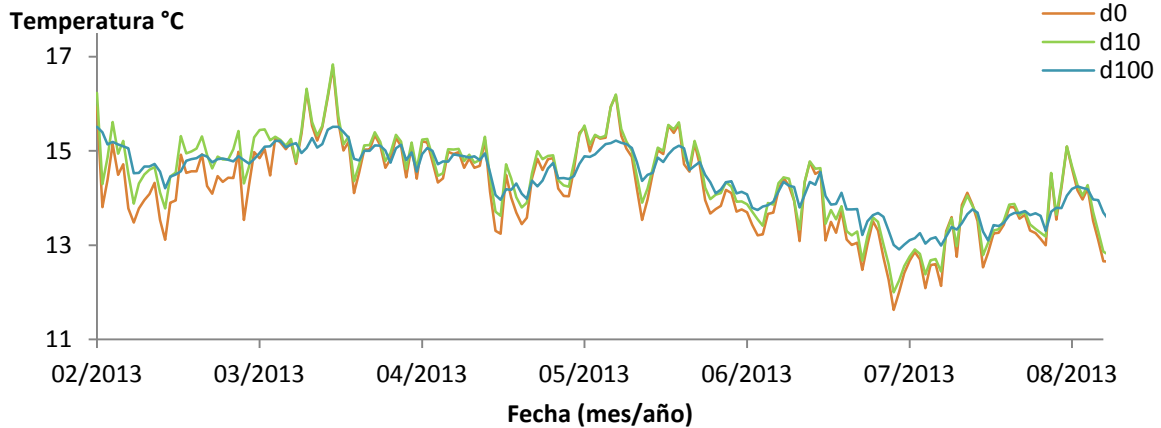
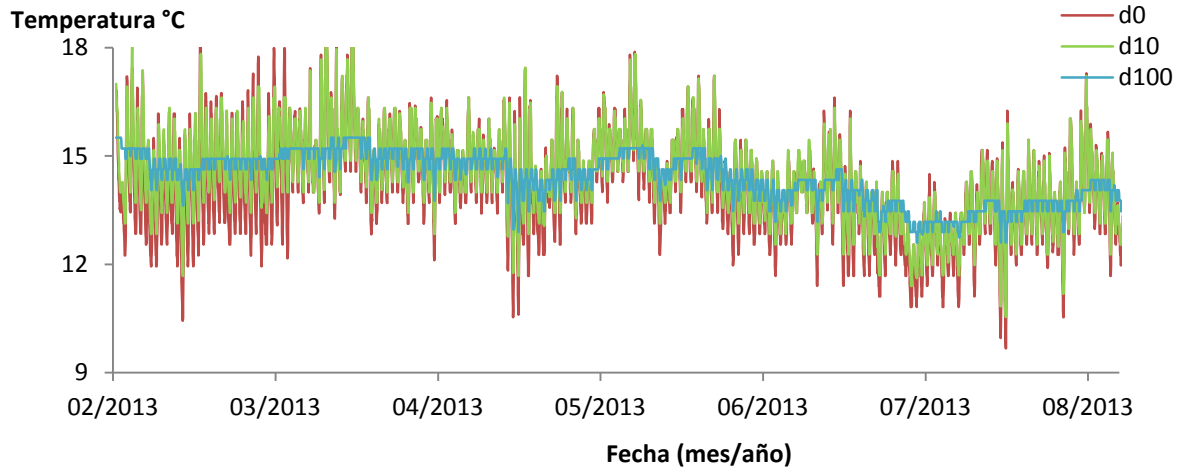


Figura 22: Variación horaria y diaria de la temperatura del agua en la varilla 3.

En la figura 22 se aprecia que los tres sensores presentan la misma tendencia en sus registros, pero el sensor de temperatura superficial no tiene variaciones tan drásticas como las mostradas en el sensor de temperatura superficial de la varilla 2, en este caso, la atenuación de la temperatura no se produce instantáneamente, lo cual asevera lo observado en la figura 19, que indica que las aguas subterráneas podrían estar recarga. A pesar de que el sensor superficial está protegido de la intemperie, éste registra temperaturas menores a las del sensor d10 y este a su vez presenta temperaturas menores que el sensor d100 la mayor parte del tiempo, comportamiento similar al encontrado en la varilla 2, y a pesar de que las variaciones son menores a las encontradas en dicha varilla, en esta sección de río la temperatura también aumenta conforme se incrementa la profundidad.



4.3: Conductividad hidráulica en la sección transversal:

Se realizó el ensayo del pozo invertido en todos los pozos donde estaban ubicados los piezómetros con el fin de determinar la conductividad hidráulica saturada del suelo en la sección de estudio, la ubicación de los mismos se puede observar en la figura 8. A su vez se determinó la conductividad hidráulica saturada de un pozo de propiedad privada ubicado a 136 metros de la sección de estudio, pero en ese caso se utilizó el método del pozo barrenado. Las dimensiones de los pozos se aprecian en el anexo C. Según Khachatryan (2011), los piezómetros ubicados al margen izquierdo del río se encuentran en una zona donde el suelo es arcilloso arenoso y conforme incrementa la profundidad de los pozos se encuentran capas de arena mezclada con material granular, de igual forma el pozo que está en el margen derecho del río está ubicado en una zona cuyo suelo es similar al del margen izquierdo.

Una vez realizados los ensayos y de luego procesar la información resultante, se realizó la curva de descarga de todos los pozos (Anexo D), y se obtuvo el valor de la conductividad hidráulica saturada, como se observan en la tabla 3:

POZO	Conductividad Hidráulica K(m/d)	Textura
1	3,66	Arena Media
2	2,25	Franco arenoso, arena fina
3	0,03	Arcilla, limo, arcilla (mal estructurada)
4	0,49	Franco arenoso muy fino
5	1,60	Marga, marga arcillosa, arcilla (bien estructurada)
6	2,75	Franco arenoso, arena fina
7	0,12	Arcilla, limo, arcilla (mal estructurada)
Privado	0,3	Franco arenoso muy fino

Tabla 3: Clasificación de suelos según la conductividad hidráulica saturada para los pozos 1 a 7.

Como se puede observar en la tabla 3, los valores de conductividad varían ampliamente a pesar de que los pozos están situados muy cerca entre sí, lo cual genera un alto grado de incertidumbre al momento de determinar el ISS en la zona, ya que la conductividad hidráulica que es el principal factor que determina el movimiento de agua subterránea.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Se puede notar que la conductividad hidráulica obtenida del promedio de una serie de recargas realizadas en el pozo 1 es de $K=3,65$ m/día que clasifica como arena media, estos resultados son similares a los obtenidos por Khachatryan (2011), que describe que la zona más alejada del río tiene suelos arenosos. Este tipo de suelo permite una infiltración rápida del agua, como se observa en la figura 14, luego de cada evento de precipitación el nivel freático asciende rápidamente pero desciende de igual manera, de esta forma se destaca la importancia del tipo de suelo en el comportamiento del nivel freático. Por esta misma razón, en este pozo fue necesario realizar varios ensayos para así obtener mejores resultados.

En el pozo número 2 y 3 se aprecia que los valores de conductividad hidráulica varían ampliamente entre ellos a pesar de estar separados entre sí tan solo 60 metros, por lo que el tipo de suelo también es distinto. La conductividad hidráulica encontrada en el pozo 3 podría explicar el por qué el nivel freático se encuentra tan cerca de la superficie (figura 13), ya que un suelo arcilloso se satura, su capacidad de transportar agua disminuye considerablemente y para el caso específico de este pozo al existir sospechas de flujos adicionales, el suelo siempre está saturado, por lo que el agua proveniente de la lluvia se acumula hasta llegar a la superficie.

Para el caso de los pozos 4 y 5, el tipo de suelo presente en cada uno de ellos indica que la infiltración de agua en el suelo es rápida, esto es evidente en la figura 16 y en la figura B.1 en anexos, ya que luego de cada evento de precipitación el nivel freático asciende y desciende rápidamente. Este hallazgo puede proporcionar indicios de que cuando el agua se infiltra en el suelo, esta puede ser conducida hacia el río o hacia un acuífero más profundo.

En cuanto al pozo número 6, este está ubicado en la sección de río, lo cual es de gran importancia para entender el intercambio entre el agua superficial y subterránea en el río. La conductividad hidráulica obtenida después del ensayo corresponde a arenas finas, por lo que la velocidad de infiltración rápida por otro lado, para el pozo 7, la conductividad hidráulica corresponde a un suelo arcilloso igual al del pozo 3 lo cual concuerda con Khachatryan (2011) que estableció que el tipo de suelo en el margen derecho (vista aguas arriba) es similar al del margen izquierdo, lo mismo se puede decir del pozo privado cuyo tipo de suelo es similar al del pozo 4.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1: Conclusiones:

- A partir de los registros de la línea de piezómetros en la sección del río y sus alrededores, se puede concluir que las fluctuaciones del nivel freático disminuye a medida que éstos se aproximan al cauce del río.
- Los resultados de conductividad hidráulica obtenidos en todos los pozos, establecen que el tipo de suelo en la zona varía desde zonas arenosas hasta arcillas limosas, lo cual provoca cambios en las variaciones del nivel freático a pesar de estar sometidos a los mismos eventos de precipitación y por lo tanto se confirma lo establecido en el punto anterior.
- Las curvas de temperatura del agua en los pozos demuestra que esta está íntimamente ligada con la variación del nivel freático, y este, ligado al tipo de suelo, por lo que a mayor fluctuación de temperatura, indica mayor exposición o intercambio con el agua superficial.
- Los sensores de temperatura ubicados a la orilla del río (Varilla 1), indican que en esta sección existe una recarga hacia las aguas subterráneas, mientras que los resultados obtenidos de los sensores de temperatura ubicados en la sección del río (varilla 2), muestran que el río está siendo recargado, ya que las variaciones de temperatura del agua se reduce en gran medida en los primeros centímetros de suelo, lo cual determina que existen en el río flujos adicionales provenientes de aguas subterráneas.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

- Los sensores de temperatura en el sector de la “Y” de Cumbe, indican que en esta sección de río, existe una probable recarga hacia aguas subterráneas, ya que la diferencia entre las variaciones de temperatura entre un sensor y otro son muy pequeñas conforme se incrementa la profundidad.
- Contrario a la creencia popular de que el agua en el suelo se enfría conforme infiltra a capas más profundas; los resultados obtenidos de todos los sensores de temperatura onset, determinan que la temperatura promedio del agua incrementa levemente, alrededor de 0,3 grados centígrados.
- Se concluye, que mediante el método térmico o método de flujo de calor es posible determinar la existencia de intercambio entre aguas subterráneas y aguas superficiales en las condiciones presentadas en el Río Cumbe.

5.2: Recomendaciones:

- Se debe continuar con las labores de monitoreo, para generar series de tiempo más completas de la zona de estudio y de esa forma poder analizar el comportamiento anual de la temperatura del agua subterránea. De la misma forma se recomienda incrementar el número de equipos de medición de temperatura y piezómetros a lo largo del río para expandir el estudio hacia variaciones espaciales de la temperatura y nivel freático, así como incrementar el número de ensayos de conductividad hidráulica en el sector.
- La varilla número 1 debe ser colocada a mayor profundidad de forma que se pueda probar si la zona tiene un comportamiento efímero.
- Por fallas en los equipos no fue posible realizar un análisis completo de todos los pozos. Se recomienda para futuras investigaciones, monitorear la zona con más frecuencia, para así notar discrepancias en los dispositivos. Del mismo modo se recomienda sustituir algunos de los equipos.
- Se recomienda también ampliar el estudio del suelo en la zona, debido a la gran incertidumbre que existe, causada por las grandes variaciones en los valores de la conductividad hidráulica encontrados en los pozos del sector.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

CAPITULO 6

REFERENCIAS

- Alexander, M.D., Caissie, D., 2003. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic Salmon Stream¹. *Ground Water* 41, 72–82.
- Anderson, M.P., 2005. Heat as a Ground Water Tracer. *Ground Water* 43, 951–968.
- Anibas, C., 2012. Quantifying groundwater-surface water interaction by using heat as a natural tracer. *Vrije Universiteit Brussel, Bélgica*.
- Anibas, C., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2011. A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater–surface water interaction. *J. Hydrol.* 397, 93–104.
- Aparicio Mijares, F.J., 1994. *Fundamentos de hidrología de superficie*. Editor. Limusa México.
- Bense, V., Beltrami, H., 2007. Impact of horizontal groundwater flow and localized deforestation on the development of shallow temperature anomalies. *J. Geophys. Res.* 112, F04015.
- Boulton, A.J., Datry, T., Kasahara, T., Mutz, M., Stanford, J.A., 2010. Ecology and management of the hyporheic zone: stream–groundwater interactions of running waters and their floodplains.
- Boulton, A.J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E.H., Valett, H.M., 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 59–81.
- Bouwer, H., Jackson, R.D., 1974. Determining soil properties. *Drain. Agric.* 611–666.
- Bouyoucos, G.J., 1915. Effect of temperature on some of the most important physical processes in soils.
- Bracken, L.J., Croke, J., 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrol. Process.* 21, 1749–1763.
- Brunke, M., Gonser, T.O.M., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshw. Biol.* 37, 1–33.



Buis, K., Anibas, C., Bal, K., Banasiak, R., De Doncker, L., Desmet, N., Gerard, M., Van Belleghem, S., Batelaan, O., Verhoeven, R., Meire, P., 2008. Fundamentele studie van uitwisselingsprocessen in rivierecosystemen-Geïntegreerde modelontwikkeling. *Water Tijdschr. Integraal Waterbeleid* 32, 51–54.

Chang, H., 2004. *Inventing temperature: Measurement and scientific progress*. Oxford University Press.

Cirno, C.P., McDonnell, J.J., 1997. Linking the hydrologic and biogeochemical controls of nitrogen transport in near-stream zones of temperate-forested catchments: a review. *J. Hydrol.* 199, 88–120.

Conant, B., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Groundwater* 42, 243–257.

Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. *Water Resour. Res.* 34, 1609–1615.

Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resour. Res.* 44.

Constantz, J., Tyler, S.W., Kwicklis, E., 2003. Temperature-profile methods for estimating percolation rates in arid environments. *Vadose Zone J.* 2, 12–24.

Costantini, E.A.C., Pellegrini, S., Bucelli, P., Storchi, P., Vignozzi, N., Barbetti, R., Campagnolo, S., 2009. Relevance of the Lin's and Host hydrogeological models to predict grape yield and wine quality. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 1635–1648.

De Curtis, S., Fernández-Ferrer, J., 1992. *Wissen heute auf einen Blick: Physik*. Neuer Kais. Verl. Klagenf.

Dent, C.L., Henry, C.J., 1999. Modelling nutrient-periphyton dynamics in streams with surface–subsurface exchange. *Ecol. Model.* 122, 97–116.

Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998. *Physical and chemical hydrogeology*, Second. ed. Wiley New York.

Edwards, R.T., 1998. *River ecology and management*. Springer New York 399–429.

Escudero Baylin, Mónica. *Descartes*. 2012. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. España.

http://recursostic.educacion.es/descartes/web/materiales_didacticos/Regresion_y_correlacion/Regresion_y_correlacion.htm



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

- Essaid, H.I., Zamora, C.M., McCarthy, K.A., Vogel, J.R., Wilson, J.T., 2008. Using heat to characterize streambed water flux variability in four stream reaches. *J. Environ. Qual.* 37, 1010–1023.
- Evans, E.C., Petts, G.E., 1997. Hyporheic temperature patterns within riffles. *Hydrol. Sci. J.* 42, 199–213.
- Farvolden, R.N., 1963. Geologic controls on ground-water storage and base flow. *J. Hydrol.* 1, 219–249.
- Ferguson, G., Woodbury, A.D., 2005. The effects of climatic variability on estimates of recharge from temperature profiles. *Ground Water* 43, 837–842.
- Fisher, S.G., Grimm, N.B., Martí, E., Holmes, R.M., Jones Jr, J.B., 1998. Material spiraling in stream corridors: a telescoping ecosystem model. *Ecosystems* 1, 19–34.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*, 604 pp. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Gibert, J., Danielopol, D.L., Stanford, J.A., 1994. *Groundwater ecology*. Access Online via Elsevier.
- Green, J.C., 2006. Effect of macrophyte spatial variability on channel resistance. *Adv. Water Resour.* 29, 426–438.
- Grimm, N.B., Fisher, S.G., 1984. Exchange between interstitial and surface water: implications for stream metabolism and nutrient cycling. *Hydrobiologia* 111, 219–228.
- Hatch, C.E., Fisher, A.T., Revenaugh, J.S., Constantz, J., Ruehl, C., 2006. Quantifying surface water–groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resour. Res.* 42.
- Hayashi, M., Rosenberry, D.O., 2002. Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water. *Ground Water* 40, 309–316.
- Holmes, R.M., 2000. *Streams and Ground Waters*. Acad. Press Lond. 137–148.
- Horton, R.E., 1932. Drainage-basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union* 13, 350–361.
- Hunt, R.J., Strand, M., Walker, J.F., 2006. Measuring groundwater–surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, Trout Lake watershed, northern Wisconsin, USA. *J. Hydrol.* 320, 370–384.
- Jones, J.B., Mulholland, P.J., 2000. *Streams and Ground Waters*. Wiley Online Library.



Jonsson, K., Johansson, H., Wörman, A., 2003. Hyporheic exchange of reactive and conservative solutes in streams—Tracer methodology and model interpretation. *J. Hydrol.* 278, 153–171.

Junk, W.J., Bayley, P.B., Sparks, R.E., Dodge, D.P., 1989. Proceedings International Large River Symposium (LARS), in: Proceedings of the International Large River Symposium (LARS).

Kalbus, E., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater–surface water interactions: a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 873–887.

Keery, J., Binley, A., Crook, N., Smith, J.W., 2007. Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series. *J. Hydrol.* 336, 1–16.

Khachatryan, A., 2011. Contribución a la construcción de un modelo conceptual para la cuenca del río Cumbe. Universidad de Cuenca, Ecuador.

Krause, S., Hannah, D.M., Sadler, J.P., Wood, P.J., 2011. Ecohydrology on the edge: interactions across the interfaces of wetland, riparian and groundwater-based ecosystems. *Ecohydrology* 4, 477–480.

Lamontagne, S., Herczeg, A.L., Dighton, J.C., Pritchard, J.L., Jiwan, J.S., Ullman, W.J., 2003. Groundwater-Surface Water Interactions Between Streams and Alluvial Aquifers: Results from the Wollombi Brook (NSW) Study (Part II-biogeochemical Processes). CSIRO Land and Water.

Lapham, W.W., 1989. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *US Geol. Surv. Water-Supply Pap.*

Lewandowski, J., Angermann, L., Nützmann, G., Fleckenstein, J.H., 2011. A heat pulse technique for the determination of small-scale flow directions and flow velocities in the streambed of sand-bed streams. *Hydrol. Process.* 25, 3244–3255.

Lexartza-Artza, I., Wainwright, J., 2009. Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena* 79, 146–152.

Massoud, M., 2005. Engineering thermofluids: thermodynamics, fluid mechanics, and heat transfer. Springer.

McClain, M.E., Boyer, E.W., Dent, C.L., Gergel, S.E., Grimm, N.B., Groffman, P.M., Hart, S.C., Harvey, J.W., Johnston, C.A., Mayorga, E., 2003. Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems. *Ecosystems* 6, 301–312.



Mendenhall, W., Sincich, T., 1995. *Statistics for Engineering and the Sciences*. Prentice-Hall Englewood Cliffs, NJ.

Munz, M., Oswald, S.E., Schmidt, C., 2011. Sand box experiments to evaluate the influence of subsurface temperature probe design on temperature based water flux calculation. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 8, 6155–6197.

O'Connor, B.L., Harvey, J.W., 2008. Scaling hyporheic exchange and its influence on biogeochemical reactions in aquatic ecosystems. *Water Resour. Res.* 44.

Poole, G.C., Berman, C.H., 2001. An Ecological Perspective on In-Stream Temperature: Natural Heat Dynamics and Mechanisms of Human-Caused Thermal Degradation. *Environ. Manage.* 27, 787–802.

Pringle, C.M., 2001. Hydrologic connectivity and the management of biological reserves: a global perspective. *Ecol. Appl.* 11, 981–998.

Rehg, K.J., Packman, A.I., Ren, J., 2005. Effects of suspended sediment characteristics and bed sediment transport on streambed clogging. *Hydrol. Process.* 19, 413–427.

Ritzema, H.P., 1994. *Drainage Principles and Applications*, Second. ed. International Institute for Land Reclamation and Improvement/ILRI, Wageningen, The Netherlands.

Ronan, A.D., Prudic, D.E., Thodal, C.E., Constantz, J., 1998. Field study and simulation of diurnal temperature effects on infiltration and variably saturated flow beneath an ephemeral stream. *Water Resour. Res.* 34, 2137–2153.

Rorabaugh, M.I., 1954. Streambed percolation in development of water supplies. U.S. Geological Survey Groundwater Notes on Hydraulics, p. 13.

Rosenberry, D.O., LaBaugh, J.W., 2008. Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water. *US Geol. Surv. Tech. Methods* 4-D2, 128.

Sabater, F., Vila, P.B., 1991. The hyporheic zone considered as an ecotone. *Oecologia Aquat.* 10, 35–43.

Schmidt, C., Conant Jr, B., Bayer-Raich, M., Schirmer, M., 2007. Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *J. Hydrol.* 347, 292–307.

Silliman, S.E., Ramirez, J., McCabe, R.L., 1995. Quantifying downflow through creek sediments using temperature time series: One-dimensional solution incorporating measured surface temperature. *J. Hydrol.* 167, 99–119.

Smedema, L.K., Rycroft, D.W., 1983. *Land drainage: planning and design of agricultural systems*. Batsford Academic and Educational Ltd.



- Smith, J.W.N., 2005. Groundwater-surface water interactions in the hyporheic zone, Science Report. Environment Agency, United Kingdom.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67.
- Stallaman, R., 1963. Methods of collecting and interpreting ground-water data. *Water Supply Pap.* 1544-H 36–46.
- Stanford, J.A., 1998. Rivers in the landscape: introduction to the special issue on riparian and groundwater ecology. *Freshw. Biol.* 40, 402–406.
- Stanford, J.A., Ward, J.V., 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic corridor. *J. North Am. Benthol. Soc.* 48–60.
- Steel, R.G.D., Torrie, J.H., 1960. Principles and procedures of statistics with special reference to the biological sciences. McGraw-Hill, New York.
- Stonestrom, D.A., Constantz, J., 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. US Dept. of the Interior, US Geological Survey.
- Tetzlaff, D., Soulsby, C., Bacon, P.J., Youngson, A.F., Gibbins, C., Malcolm, I.A., 2007. Connectivity between landscapes and riverscapes—a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science? *Hydrol. Process.* 21, 1385–1389.
- Triska, F.J., Duff, J.H., Avanzino, R.J., 1993. The role of water exchange between a stream channel and its hyporheic zone in nitrogen cycling at the terrestrial—aquatic interface, in: *Nutrient Dynamics and Retention in Land/Water Ecotones of Lowland, Temperate Lakes and Rivers.* Springer, pp. 167–184.
- Tschegg, S., 1995. Lecture notes Physik I: Eine Einführung in die Physik für Studenten der Kulturtechnik und Wasserwirtschaft, der Lebensmittel- und Biotechnologie sowie der Holzwirtschaft. Univ. Für Bodenkult. BOKU Vienna.
- Van Beers, W.F.J., 1970. The auger-hole method: a field measurement of hydraulic conductivity of soil below the water-table. *Rev. ed. ILRI Bull.* 1, 2–32.
- Vervier, P., Gibert, J., Marmonier, P., Dole-Olivier, M.-J., 1992. A perspective on the permeability of the surface freshwater-groundwater ecotone. *J. North Am. Benthol. Soc.* 93–102.
- Ward, J.V., 1997. An expansive perspective of riverine landscapes: pattern and process across scales. *GAIA-Ecol. Perspect. Sci. Soc.* 6, 52–60.
- Weight, W.D., Sonderegger, J.L., 2001. *Manual of applied field hydrogeology.* McGraw-Hill New York.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Williams, D.D., 1993. Nutrient and flow vector dynamics at the hyporheic/groundwater interface and their effects on the interstitial fauna. *Hydrobiologia* 251, 185–198.

Winter, T., Harvey, J., Franke, O., Alley, W., 1999. Ground water and surface water, a single resource, 1139. U.S. Geological Survey Circular.

Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38, 423–429.

Zecharias, Y.B., Brutsaert, W., 1988. The influence of basin morphology on groundwater outflow. *Water Resour. Res.* 24, 1645–1650.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

CAPÍTULO 7

ANEXOS

Anexo A:

Codificación del programa utilizado para obtener los promedios horarios y diarios de los registros de datos (Matlab)

%Este programa realiza la acumulación a cualquier intervalo de tiempo en una serie de datos. Donde S es la matriz de entrada [nx2], b es el intervalo de tiempo al que se desea acumular los datos y "acum" es el intervalo de tiempo al que ha sido registrados los datos y E es la matriz de salida con los datos acumulados

```
function [E]=programa(S,b,acum)
```

```
%min representa 15 minutos en número de excel.
```

```
min=0,01041666666666667;
```

```
m=length(S);
```

```
s=0;
```

```
g=1;
```

```
R=b/acum;
```

```
T=R;
```

```
z=m/T;
```

```
z1=fix(z);
```

```
s0=0;
```

```
for j=1:z1
```

```
    for i=g:T
```

```
        s=s+S(i,2);
```

```
    end
```

```
    s0=S(i-(R-1),1);
```

```
    E(j,1)=s0;
```

```
    E(j,2)=s/R;
```

```
    g=i+1;
```

```
    T=(R-1)+g;
```

```
    s=0;
```

```
    s0=0;
```

```
end
```

```
if m>=(fix(z)*T+1)
```

```
    j=fix(z)+1;
```

```
    k=fix(z)*b+1;
```

```
    s1=0;
```

```
    s2=0;
```



```
for i=k:m
    s1=s1+S(i,2);
    s2=S(i,1)+min;
    E(j,2)=s1;
    E(j,1)=s2;
end
end
xlswrite('ubicación del archivo/nombre del archivo.xls',E)
end
```

Anexo B:

Gráficas de la variación del nivel freático y temperatura del agua de los pozos 5, 6 y 7.

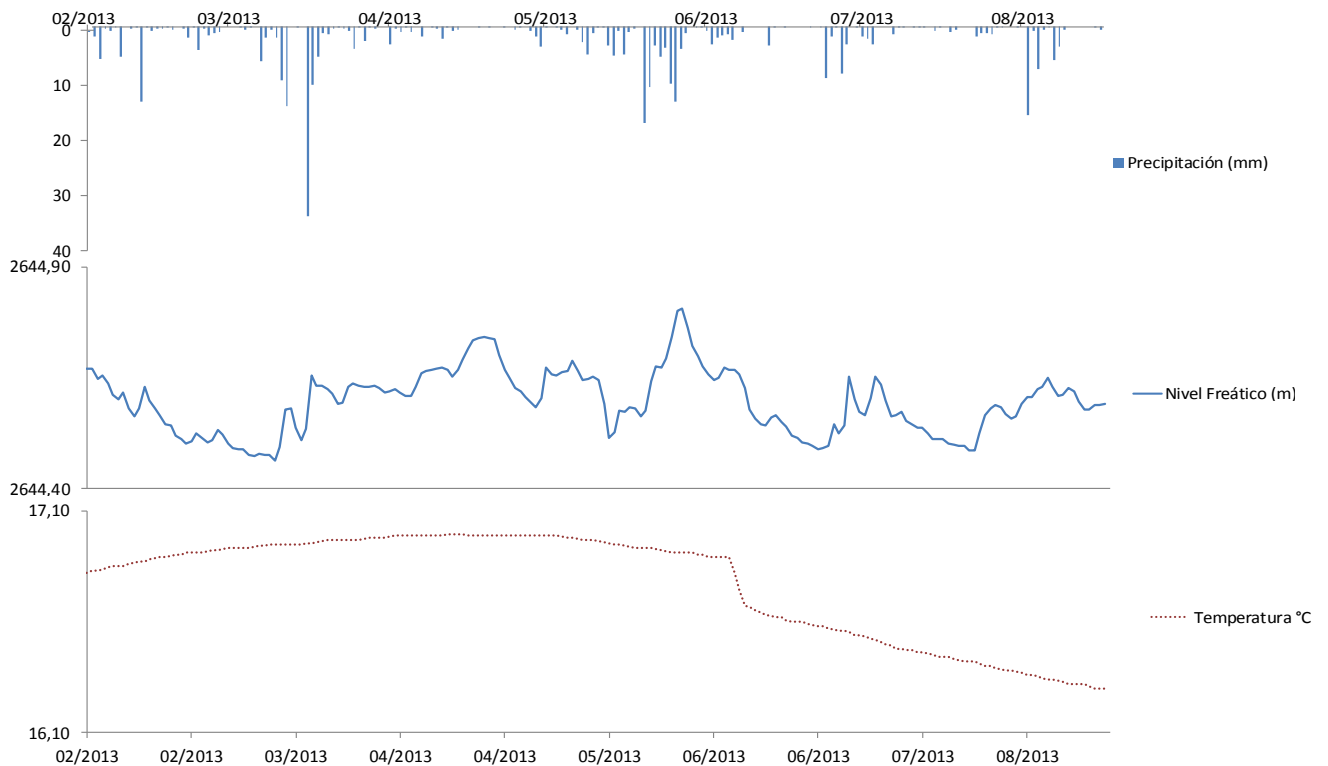


Figura B.1: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 5



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

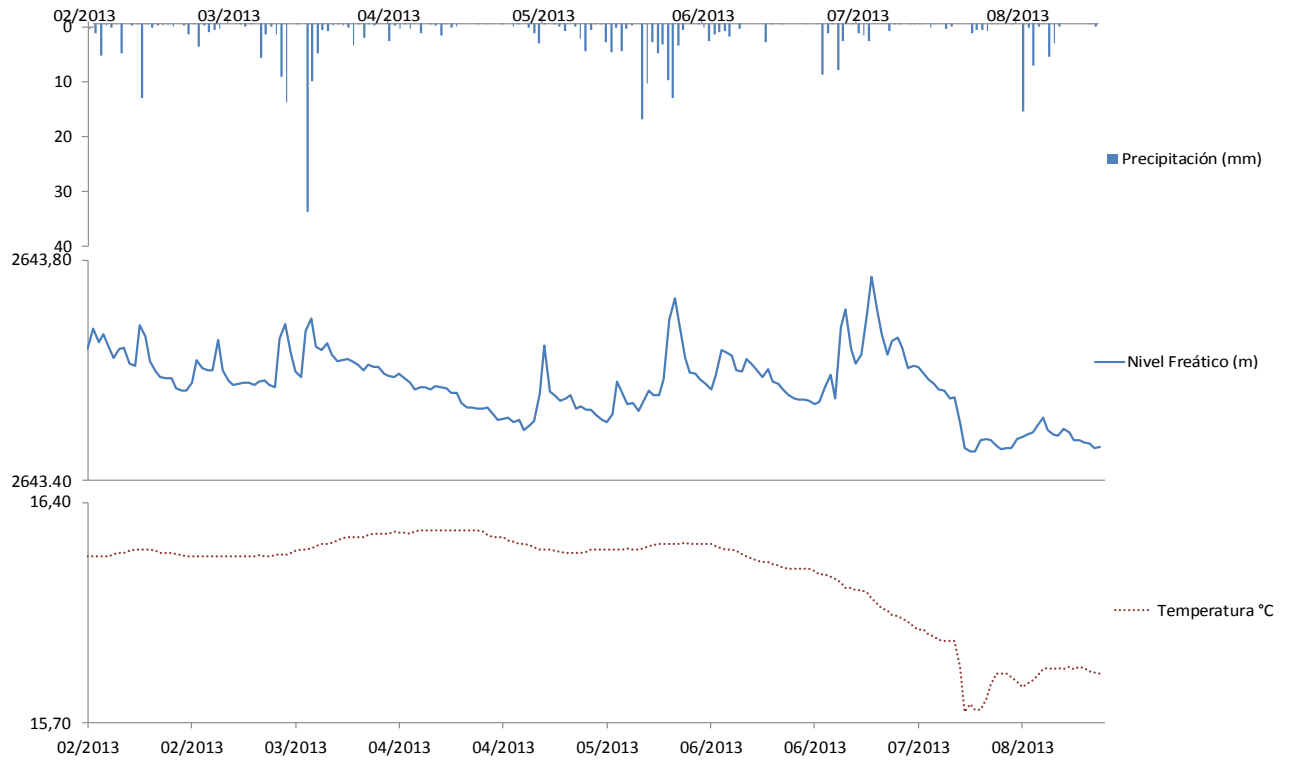


Figura B.2: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 6

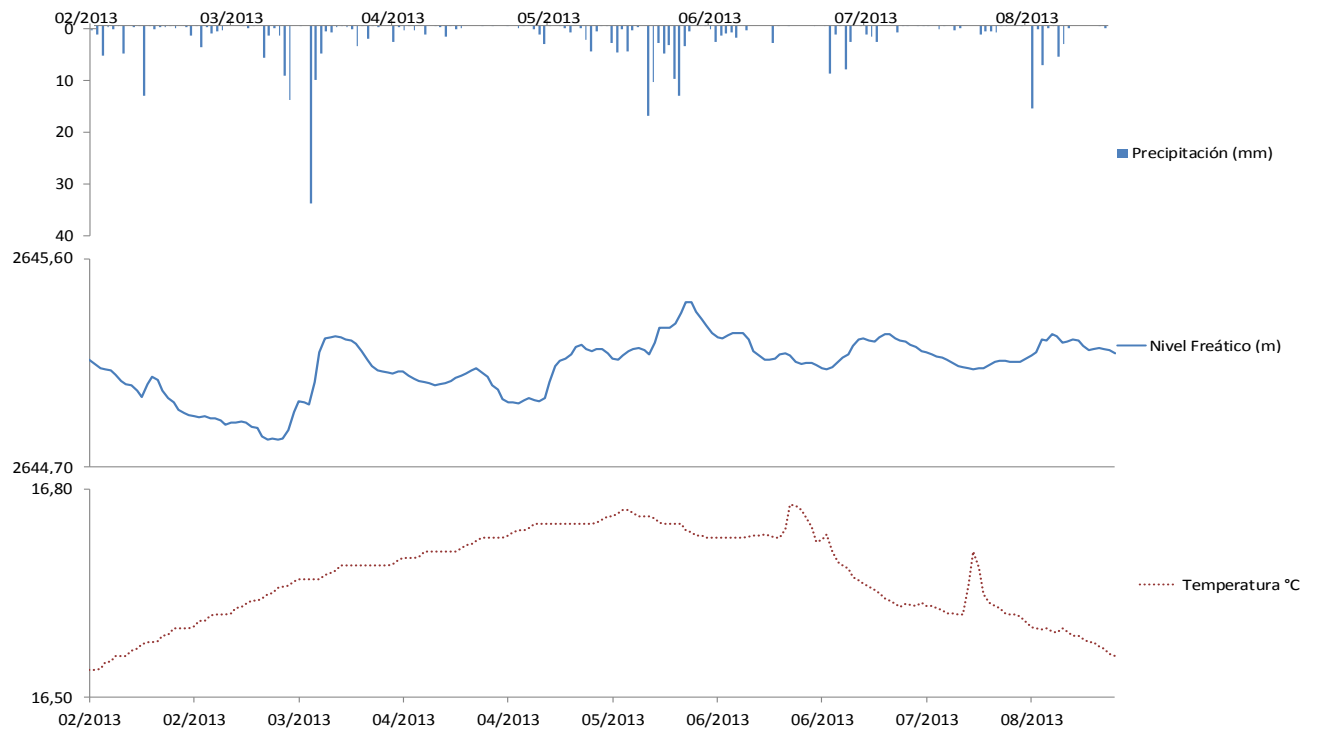




Figura B.3: Relación precipitación, nivel freático y temperatura para el pozo 7

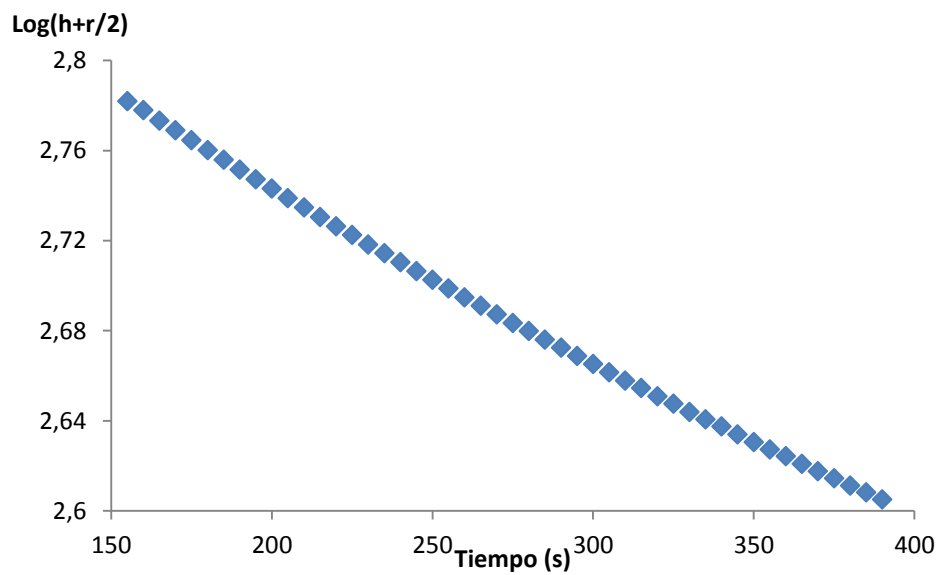
Anexo C:

Pozo	Profundidad (m)	Diámetro del agujero (m)
Piezómetro 1	6	0,485
Piezómetro 2	2,7	0,365
Piezómetro 3	3,4	0,485
Piezómetro 4	3,4	0,485
Piezómetro 5	3,5	0,385
Piezómetro 6	2,5	0,385
Piezómetro 7	3,3	0,485
Pozo Privado	4,6	0,800

Tabla C.1: Dimensiones de los pozos en donde se realizaron las pruebas de pozo invertido y barrenado.

Anexo D:

Curvas de descarga de los pozos 1,2,4,5,6 y 7.





UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

Figura D.1: Curva de descarga en el pozo 1.

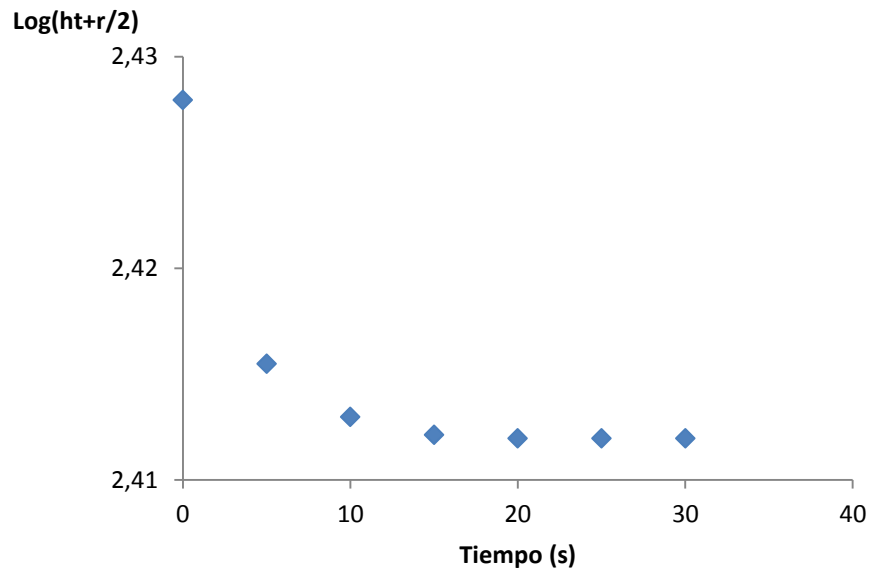


Figura D.2: Curva de descarga en el pozo 2.

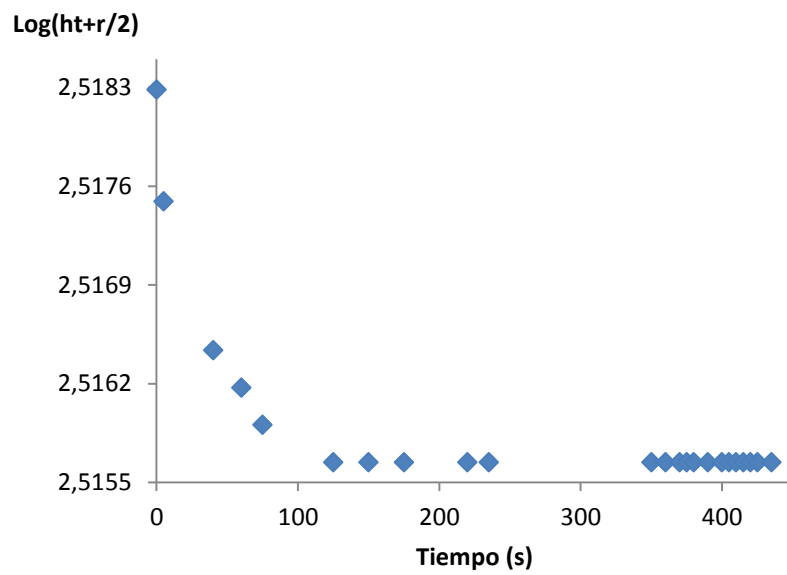


Figura D.3: Curva de descarga en el pozo 3.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

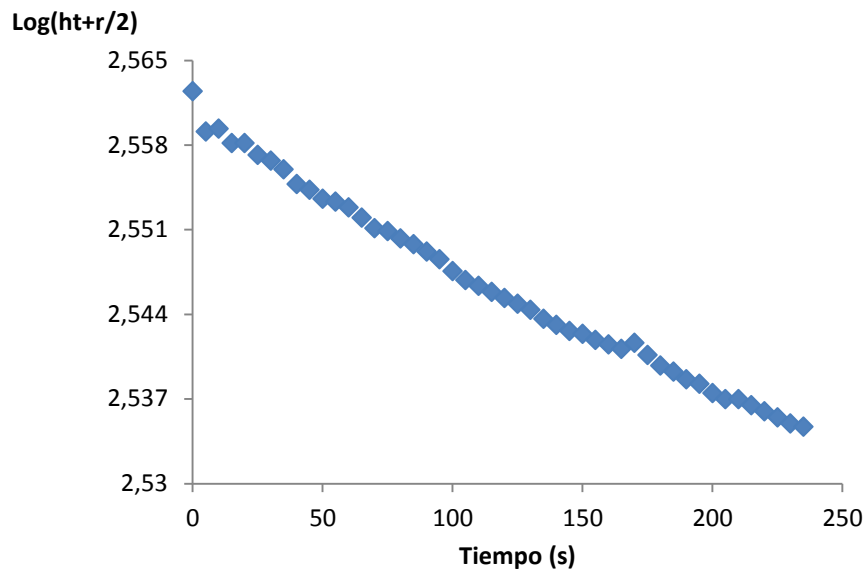


Figura D.4: Curva de descarga en el pozo 4.

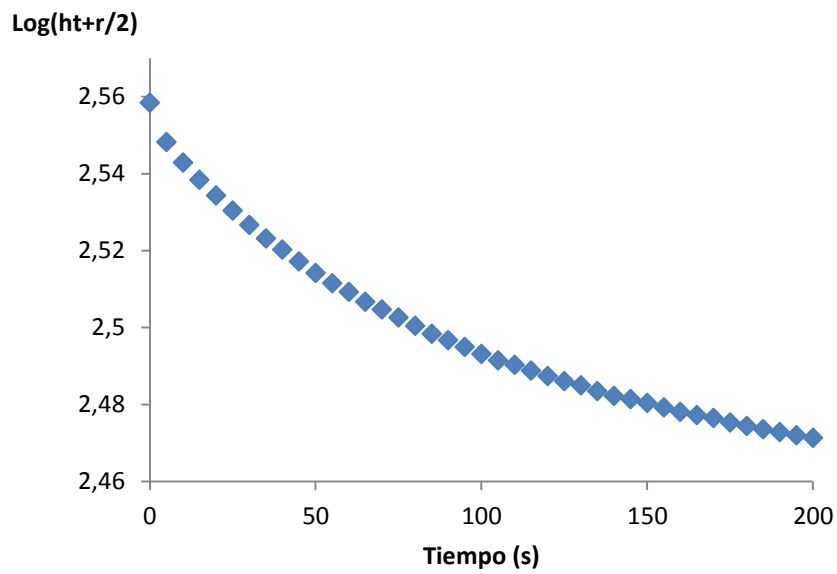


Figura D.5: Curva de descarga en el pozo 5.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

$\text{Log}(ht+r/2)$

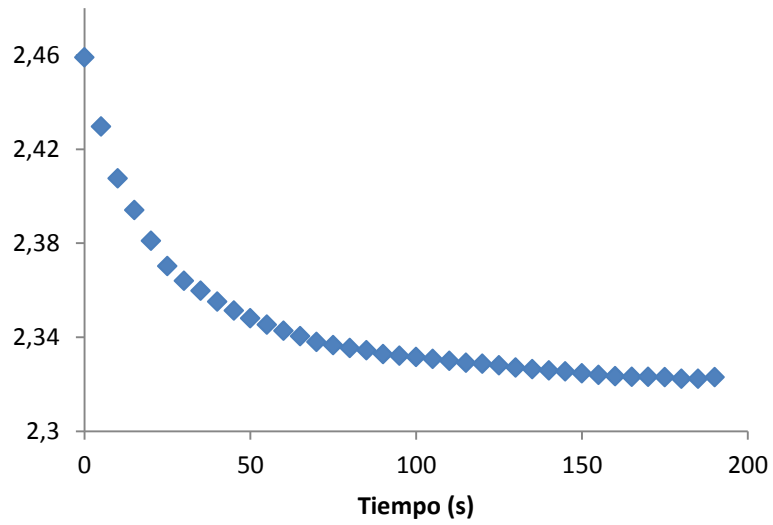


Figura D.6: Curva de descarga en el pozo 6.

$\text{Log}(ht+r/2)$

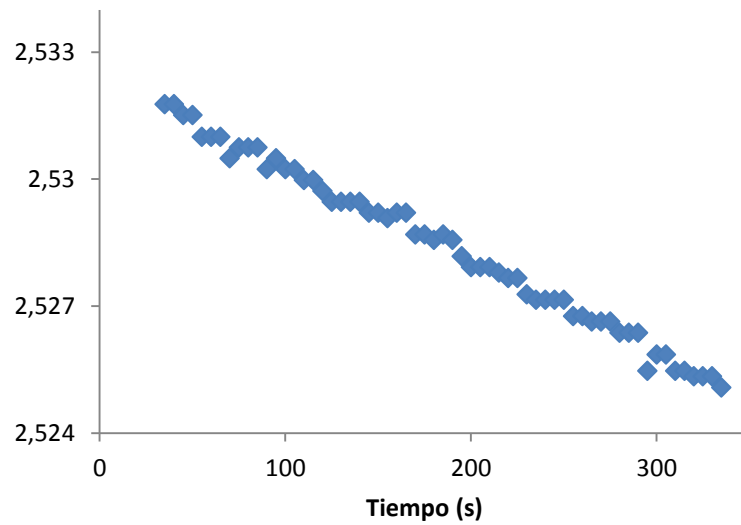


Figura D.7: Curva de descarga en el pozo 7.



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Fundada en 1867

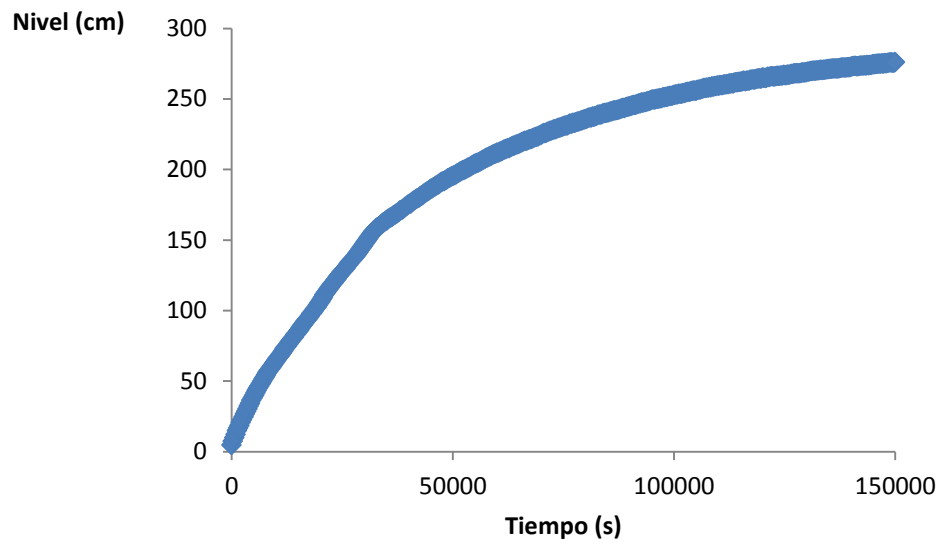


Figura D.8: Curva de recarga en el pozo privado.