

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CUANTIFICACIÓN DEL APORTE HIDROGEOLÓGICO DE LA SUBCUENCA EL
MOGOR A LA RECARGA DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE GUADALUPE, B.C.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

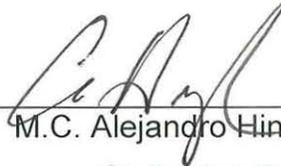
FRANCISCO JOSÉ DEL TORO GUERRERO

Ensenada, Baja California, México, febrero de 2012

TESIS DEFENDIDA POR
Francisco José Del Toro Guerrero
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



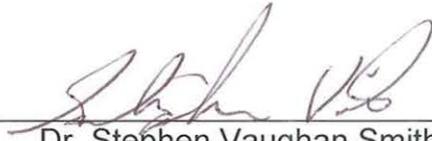
Dr. Thomas Gunter Kretzschmar
Codirector del Comité



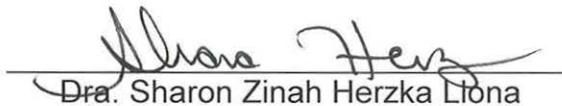
M.C. Alejandro Hinojosa Corona
Codirector del Comité



Dr. Rogelio Vázquez González
Miembro del Comité



Dr. Stephen Vaughan Smith
Miembro del Comité



Dra. Sharon Zinah Herzka Llona
Miembro del Comité



Dr. Antonio González Fernández
*Coordinador del programa de posgrado
en Ciencias de la Tierra*



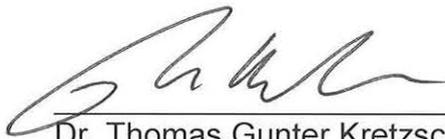
Dr. David Hilarjo Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

22 de febrero del 2012.

RESUMEN de la tesis de **Francisco José Del Toro Guerrero**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en GEOCIENCIAS AMBIENTALES. Ensenada, Baja California. Febrero de 2012.

Cuantificación del aporte hidrogeológico de la subcuenca El Mogor a la recarga del Acuífero del Valle de Guadalupe, B.C. México.

Resumen aprobado por:



Dr. Thomas Gunter Kretzschmar
Codirector de Tesis



M.C. Alejandro Hinojosa Corona
Codirector de Tesis

El trabajo de investigación se llevó a cabo en la subcuenca El Mogor en el Valle de Guadalupe (VG) en B.C., México. Se realizó una caracterización integral, con el objetivo de hacer una cuantificación del aporte hidrogeológico por parte de la subcuenca hacia el valle en dos años hidrológicos 2009-2010 y 2010-2011. Esta región presenta un clima semiárido y en ella se realizan actividades agrícolas de gran importancia, en donde sobresale la viticultura.

Como parte de la caracterización, se determinó el tipo de pendientes y se clasificaron de acuerdo a su potencial de escurrimiento/infiltración y se definió la clase textural del suelo. Se utilizaron 23 imágenes del satélite Landsat 5 TM para clasificar la cobertura vegetal utilizando el índice de vegetación diferencial normalizado (NDVI). Así mismo se estableció la conductividad hidráulica no saturada utilizando la ecuación de Kozeny-Carman (KC) y la capacidad de infiltración con el método del infiltrómetro de doble anillo.

Se llevó a cabo el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) de la región utilizando el método de Thornthwaite (Thw), el cual se comparó con la evaporación potencial (EP) estimada mediante la charola de Penman (CP) y con la ET calculada por la estación del VG cuyo programa utiliza la ecuación de Penman-Monteith para su cálculo. De la misma forma, se llevaron a cabo dos balances hídricos, uno directo, con los resultados obtenidos de la ETP de Thw y los datos de precipitación (P), con los cuales se obtuvo una infiltración potencial (Ip) generalizada en la subcuenca de $\sim 974,000 \text{ m}^3/\text{año}$ y un escurrimiento (Es) de $\sim 86,000 \text{ m}^3/\text{año}$, y un segundo que se llevó a cabo con los datos de EP de CP cuyo volumen de Ip fue de $\sim 540,000 \text{ m}^3/\text{año}$ y un Es de $\sim 51,000 \text{ m}^3/\text{año}$. Así mismo se calculó de forma directa el escurrimiento superficial para el ciclo 2010-2011, mediante el uso de un vertedor triangular de pared delgada, y se estimó un

volumen de Es de $\sim 60,000 \text{ m}^3/\text{año}$. Finalmente mediante fórmulas empíricas se estimó una recarga (vertical, de sistema montañoso, horizontal y por percolación por agua de riego) de $\sim 489,000 \text{ m}^3/\text{año}$ que fue equivalente al 12% de la precipitación infiltrable en el año hidrológico 2010-2011.

Palabras clave: Acuífero del Valle de Guadalupe, escurrimiento superficial, balance hídrico directo, vertedor triangular de pared delgada, recarga de acuíferos en regiones semiáridas.

ABSTRACT from the thesis presented by **Francisco José Del Toro Guerrero** as a partial requirement to obtaining the MASTER IN SCIENCE degree in EARTH SCIENCE with orientation in ENVIRONMENTAL GEOSCIENCES. Ensenada, Baja California, México. January, 2012.

Quantification of hidrogeological contribution of The Mogor sub-basin to the recharge of Guadalupe Valley Aquifer, B.C. Mexico.

Abstract

This research was done in the basin of The Mogor in Guadalupe Valley (VG) in Baja California, Mexico. In which an integral characterization was performed, with the objective of doing a quantification of the hidrogeologic contribution; from the sub-basin toward the valley in two hydrologic terms 2009-2010 and 2010-2011. This region presents a semiarid climate. Here, many agricultural activities of huge importance such as viticulture are performed.

As part of this characterization, the type of slopes was determined and they were classified according to their infiltration/runoff potential and the type and texture of soil was also determined. 23 images were used from the Landstat 5 TM satellite to classify vegetation coverage using the normalized differential vegetation index (NDVI). It also established the unsaturated hydraulic conductivity using the Kozeny-Carman equation and the infiltration capacity, with the double ring infiltrometer method.

The potential evapotranspiration (ETP) of the region was performed by utilizing the Thornthwaite method (Thw), which was compared to the estimated potential evaporation (EP) through the Penman pan (CP) and the calculated ETP from VG station whose program uses the Penman-Monteith equation for its calculation. Likewise, two water balances were performed. The first one was direct, with the results drawn from the ETP, the Thw and the precipitation data (P), and that showed a potential infiltration (Ip) generalized in the basin of $\sim 974,000 \text{ m}^3$ and a runoff (Es) of $\sim 86,000 \text{ m}^3/\text{y}$, the second one was elaborated based on the data of EP of the CP, which volume of Ip was of $\sim 540,000 \text{ m}^3/\text{y}$ and a Es of $\sim 51,000 \text{ m}^3/\text{y}$. Thus, the superficial runoff was determined through the use of a thin-walled triangular weir, where the $\sim 60,000 \text{ m}^3/\text{y}$ volume was estimated. Finally, by means of empirical formulas, a $\sim 489,000 \text{ m}^3/\text{y}$ (vertical, of mountainous system, horizontal and by percolation of irrigation water) recharge was determined; which was equivalent to 12% of infiltrable precipitation in the hydrological year 2010-2011.

KEY WORDS: Aquifer of Guadalupe Valley, runoff, direct water balance, thin walled triangular weir, groundwater recharge in semiarid regions.

DEDICATORIAS

A mi Mamá Consuelo.

A mi hijo Uriel, a mi hermana Elizabeth y a mi hermano Antonio.

Gracias por su amor, su apoyo constante.

Por su paciencia y enseñanzas.

Sin ustedes nada sería igual. Los quiero.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico proporcionado para llevar a cabo la maestría.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE, por su apoyo económico y las facilidades proporcionadas por el centro.

Al Dr. Thomas Kretzschmar y al M.C. Alejandro Hinojosa por sus valiosos consejos e instrucciones a lo largo de este tiempo, así como su confianza y amistad.

A los miembros de mi comité de tesis. Al Dr. Rogelio Vázquez, a la Dra. Sharon Herzka y al Dr. Stephen Smith gracias por su tiempo, sus enseñanzas, su gran disponibilidad y consejos a lo largo de la maestría y sobre todo gracias por su amistad.

Al meteorólogo Santiago Higareda, gracias por su tiempo y por las enseñanzas brindadas. Por ayudarme a obtener los datos meteorológicos, prestarme material didáctico, y su siempre amabilidad y disponibilidad.

Al Dr. Edgar Pavía, por permitirme utilizar los datos de la estación meteorológica.

Al Oceanólogo Carlos Gómez por su ayuda y la información proporcionada.

A Ivonne Pedrín, Martha Barrera y Conchita Martínez por todo el apoyo administrativo y por su guía dentro de CICESE.

A los técnicos de Ciencias de la Tierra, Mario Vega y Gabriel Rendón por su valiosa ayuda en el laboratorio.

A mi chaparrita Diana López por estar conmigo y formar parte de mi vida. Gracias por tu apoyo y comprensión a través de la adversidad, tenerme paciencia y sobre todo por brindarme tu gran amor y amistad.

A mis compañeros y amigos, Mario Fuentes, Mariela Brito, Claudia Quinteros, Emiliano García, Melissa Mayorga, Alejandro Rodríguez, Germán Clemente, Napoleón Gudiño, Erick Hernández, por su apreciable ayuda en las salidas de campo.

A Nathalia Badan, por ofrecerme su confianza y permitirme realizar el trabajo de investigación en el rancho El Mogor. A Don Vicente por todas las facilidades otorgadas en mis visitas al rancho.

CONTENIDO

	Página
Resumen en español	i
Resumen en inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Contenido	vii
Lista de figuras	x
Lista de tablas	xiii
Capítulo I. Introducción	1
I.1. Antecedentes.....	4
I.2. Objetivos.....	6
I.2.1. Objetivo general.....	6
I.2.2. Objetivos particulares.....	6
I.3. Localización y descripción del área de estudio.....	7
I.3.1. Características generales del acuífero.....	7
I.3.2. Características generales de la subcuenca.....	10
I.2.3. Litología del área de estudio.....	12
Capítulo II. Materiales y métodos	13
II.1. Evaluación de factores físicos y biológicos.....	13
II.1.1. Pendiente de la cuenca.....	13
II.1.2. Textura del suelo.....	15
II.1.2.1. Análisis del tamaño de las partículas del suelo.....	17
II.1.2.2. Cálculo de la conductividad hidráulica a partir de la granulometría.....	18
II.1.3. Cobertura vegetal (NDVI).....	20
II.2. Estimación de procesos hidrogeológicos.....	22
II.2.1. Infiltración.....	22
II.2.1.1. Procedimiento del método del infiltrómetro de doble anillo (FAO, 1988).....	23
II.2.1.2. Aproximación de la capacidad de infiltración mediante la ecuación de Horton.....	24
II.2.2. Evapotranspiración potencial.....	26
II.2.3. Análisis de la precipitación.....	28
II.2.4. Cálculo indirecto del flujo superficial.....	33

CONTENIDO (Continuación)

	Página
II.2.4.1. Balance hídrico directo.....	34
II.2.4.1.1. Componentes y procedimiento del cálculo del balance hídrico.....	34
II.2.4.2. Cálculo del volumen medio escurrido.....	37
II.2.5. Cálculo directo del flujo superficial.....	38
II.2.5.1. Vertedores.....	39
II.2.5.1.1. Materiales y construcción del vertedor 1.....	40
II.2.5.1.2. Materiales y construcción del vertedor 2.....	41
II.3. Monitoreo del nivel freático de los pozos y medidores.....	42
II.3.1. Estimación de la recarga y nivel piezométrico en los pozos.....	43
Capítulo III. Resultados.....	46
III.1. Factores físicos y biológicos.....	46
III.1.1. Pendiente.....	46
III.1.2. Textura del suelo.....	48
III.1.2.1. Cálculo de la conductividad hidráulica a partir de la granulometría.....	52
III.1.3. Análisis de la cobertura vegetal y su distribución espacial.....	55
III.2. Procesos hidrológicos.....	61
III.2.1. Infiltración.....	61
III.2.2. Evapotranspiración potencial.....	62
III.2.3. Análisis de la precipitación.....	65
III.2.4. Estimación del balance hídrico directo.....	71
III.2.5. Cálculo del volumen medio escurrido.....	77
III.2.6. Estimación directa del flujo superficial utilizando vertedores.....	79
III.2.7. Monitoreo del nivel freático en los pozos.....	81
III.2.7.1. Recarga vertical, horizontal y por percolación por riego Agrícola.....	82
III.2.7.2. Balance hídrico con las charolas Penman y recarga del acuífero.....	85
Capítulo IV. Discusión.....	86
I.V.1. Factores físicos y biológicos.....	86
I.V.2. Procesos hidrológicos.....	89
Capítulo V. Conclusiones.....	93
Referencias bibliográficas.....	95

CONTENIDO (Continuación)

	Página
Apéndice A. Análisis de las partículas del suelo, tamaño de grano y propiedades hidráulicas.....	101
Apéndice B. Cobertura vegetal e índice de vegetación diferencial normalizado (NDVI).....	105
Apéndice C. Pruebas de infiltración y coeficiente de decaimiento “k”.....	107
Apéndice D. Factor de corrección mensual para calcular ETP por el método de Thornthwaite.....	113
Apéndice E. Datos climatológicos.....	114
Apéndice F. Variación en el nivel y volumen en los pozos de monitoreo.	115
Apéndice G. Fotos e imágenes del área de estudio.....	118

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1 Localización del área de estudio, cuencas aledañas a la región y estaciones meteorológicas CNA y CICESE.....	8
2 Representación esquemática de un corte transversal de la morfología del Acuífero del Valle de Guadalupe.....	9
3 Delimitación, elevación y red de drenaje de la subcuenca El Mogor...	11
4 Litología del área de estudio (Gastil, 1975).....	12
5 Localización geográfica donde se colectaron las muestras de suelo...	15
6 A) Muestra de suelo cuarteado. B) Mortero.....	16
7 Respuesta de la vegetación ante el espectro de onda roja e infrarrojo cercano (ODIS, 2007).....	21
8 Localización geográfica donde se llevaron a cabo las pruebas de infiltración.....	22
9 A) Esquema del funcionamiento del doble anillo. B) Infiltrómetro de doble anillo	23
10 Tasa de infiltración e infiltración acumulada vs tiempo (Ponce, 1989).	25
11 Pluviómetro casero utilizado dentro de la subcuenca el Mogor.....	29
12 Precipitaciones mensuales de los años 2009 y 2010 de las estaciones de la CNA y de CICESE.....	31
13 Esquema de un vertedor triangular.....	40
14 Vertedores triangulares de pared delgada. Vertedor I (A). Vertedor II (B).....	41
15 Localización y distribución de los pozos de monitoreo y los vertedores.....	43
16 Mapa de la pendiente del terreno en grados y su clasificación según Heras (1976).....	47

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura	Página
17 Clasificación del tipo de suelo y análisis textural del área de estudio..	48
18 Mapas de la clasificación textural por tamaños de grano.....	49
19 Triangulo textural para la clasificación del tipo de suelo (USDA,1979)	50
20 Porosidad del suelo vs coeficiente de uniformidad.....	52
21 Conductividad hidráulica estimada con la ecuación de Kozeny-Carman.....	53
22 Integración del índice de vegetación en la subcuenca El Mogor por imagen Landsat durante los ciclos hidrológicos 2009-2010 2010-2011 y su sensibilidad ante la precipitación mensual y acumulada...	56
23 A) Mapa del aspecto y de las orientaciones de las pendientes. B) Mapa de las laderas norte y sur que figuran dentro del área de estudio.....	57
24 Valor promedio del índice de vegetación NDVI calculado a partir de imágenes Landsat 5 TM, de los meses de febrero y octubre de los años 2009, 2010 y 2011 agregado por laderas norte y sur.....	58
25 A) Representación gráfica de la precipitación mensual vs la evapotranspiración potencial. B) Temperatura media mensual en °C.....	63
26 Climograma de la subcuenca El Mogor.....	65
27 Reconstrucción histórica anual de la precipitación de la región.....	66
28 Precipitación media anual histórica de las estaciones de la CNA (Agua caliente, Ensenada PELZ y El Porvenir).....	67
29 Precipitación diaria en mm de agosto 2009 a junio 2011 en la estación de CICESE ubicada en el Valle de Guadalupe.....	70
30 Relación entre la precipitación, la evapotranspiración potencial y real.....	75

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
31	Precipitación acumulada vs nivel de agua del escurrimiento superficial para el año hidrológico 2010-2011.....	80
32	Variación del nivel piezométrico de los pozos y su relación con la precipitación.....	81
33	Déficit hídrico potencial de la subcuenca El Mogor en el ciclo hidrológico 2010-2011.....	84
34	Balance hídrico con las charolas Penman y la recarga hacia el acuífero.....	85

LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
I Clasificación del suelo de acuerdo al tamaño de grano por El Instituto Tecnológico de Massachusetts (Flamand-Rodríguez, 1995).	17
II Datos pluviométricos de la estación meteorológica de CICESE ubicada en el Valle de Guadalupe.....	28
III Valores del coeficiente C para calcular los escurrimientos superficiales (Becerra-Moreno 2005, tomado de SARH, 1977).....	37
IV Localización de los vertedores.....	41
V Información general de los pozos de monitoreo.....	42
VI Clasificación de las pendientes en grados, cobertura en porcentaje y superficie en km ²	46
VII Datos utilizados para comparar el vigor de la vegetación entre laderas norte y sur, para los meses de febrero 2010-2011 y octubre 2009-2010.....	59
VIII Especies vegetales que predominan en la región.....	59
IX Capacidad de infiltración final de las pruebas de infiltración.....	61
X Estimación de la evapotranspiración potencial. A) Año hidrológico 2009-2010. B) Año hidrológico 2010-2011.....	62
XI Resultados de la ETP estimada con el método de Thornthwaite (Thw), ETP calculada con la estación del Valle de Guadalupe (VG) para el año hidrológico 2010 y la evaporación histórica medida con las charolas de Penman (Ch) de la estación Olivares Mexicanos de la CNA (1952-1989).....	64
XII Datos pluviométricos de la estación de CICESE del Valle de Guadalupe para los años hidrológicos 2009-2010 y 2010-2011.....	68
XIII Comparación de los datos de precipitación de la estación meteorológica y del pluviómetro casero.....	68
XIV Precipitación mensual, días con precipitación y tipo de precipitaciones.....	69

LISTA DE TABLAS (Continuación)

Tabla		Página
XV	Balance hídrico directo para el año hidrológico 2009-2010 de la subcuenca El Mogor.....	71
XVI	Balance hídrico directo para el año hidrológico 2010-2011 de la subcuenca El Mogor.....	72
XVII	Resultados del balance hídrico 2009-2010 y 2010-2011.....	73
XVIII	Evaluación de las variables ambientales, antes y después del escurrimiento durante el ciclo hidrológico 2010-2011.....	74
XIX	Balance hídrico utilizando las charolas de Penman en el año hidrológico 2010-2011.....	75
XX	Cálculo del coeficiente de escurrimiento.....	78
XXI	Volumen medio escurrido para los años hidrológicos 2009-2010 y 2010-2011.....	78

Capítulo I

Introducción

El recurso del agua tiene un papel fundamental en el desarrollo y el sustento de la vida en la Tierra. Por lo tanto los suministros adecuados son indispensables para llevar a cabo un gran número de actividades que ayudan al desarrollo económico de la sociedad y de las actividades humanas, tales como el uso doméstico, la industria y la agricultura. Esta última es la principal fuente de alimento, ingresos económicos y empleos en el mundo. Por estos motivos es necesario tener una buena calidad y cantidad del recurso.

La precipitación pluvial es el principal suministro directo de agua a los continentes. Sin embargo, ésta no se distribuye de manera homogénea en el planeta y su disponibilidad varía de región en región dependiendo de su clima y ubicación geográfica. Por lo tanto existen regiones donde no se obtiene una cantidad óptima de agua. Esto puede ocasionar, en conjunto con factores ambientales y fisiográficos, la pérdida de agua superficial dificultando la recarga de los acuíferos.

Las regiones semiáridas se caracterizan por presentar baja precipitación anual que oscila entre los 200 y 400 mm de precipitación (Kottek, 2006). Según la clasificación climática de Köppen, estos climas son intermedios entre los climas desérticos y los húmedos. Aunque en algunos casos puede haber precipitaciones que exceden los 500 mm anuales, estas regiones se consideran un clima semiárido, ya que pierden más agua a través de la evapotranspiración que la que se gana por la precipitación (Kottek, 2006).

México tiene una gran diversidad de climas los cuales están determinados por varios factores, como la altitud sobre el nivel del mar, latitud, condiciones atmosféricas y la distribución existente de tierra y agua. De manera general pueden clasificarse según su temperatura en cálido y templado, y de acuerdo con la humedad existente en el medio en húmedo, subhúmedo, seco y muy seco. Los

climas secos y muy secos se encuentran distribuidos en la mayor parte del centro y norte del país, región que comprende el 49% del territorio nacional (SMN, 2010).

El estado de Baja California se caracteriza por tener un clima semiárido con baja disponibilidad hidráulica superficial. Sin embargo en las últimas décadas ha habido un incremento en las actividades agrícolas, urbanas e industriales, lo que implica una creciente demanda de agua. Por lo tanto el desarrollo económico de la región depende de la disponibilidad de agua subterránea (Campos-Gaytán, 2008).

Para el Valle de Guadalupe (VG) Kurczyn-Robledo (2005) indica que tiene un tipo de clima semidesértico mediterráneo con escasa a mediana afluencia de lluvias en épocas de otoño e invierno, y esporádicas e irregulares durante el resto del año. El clima mediterráneo es propio de entre los 30° y los 45° de latitud en el oeste de los continentes y está asociado a características climáticas particulares ya que la precipitación se distribuye de manera opuesta a la zona intertropical. No llueve en verano, lo que puede generar un gran estrés hídrico (DiCatri, 1981).

En el VG se realizan diversas actividades agrícolas de gran importancia estatal, nacional y mundial. Destaca la viticultura, sustentada gracias a la extracción de agua subterránea suministrada por el Acuífero del VG.

Otro uso importante de este acuífero es el abastecimiento de agua para los poblados de Ensenada, Francisco Zarco, El Porvenir y San Antonio Necua (Beltrán-Gómez, 2001). Ensenada es el más importante debido a su tamaño poblacional de ~466 000 habitantes (Censo de Población y Vivienda INEGI, 2010). Las localidades de El Porvenir y Francisco Zarco que se encuentran dentro del VG contaban con una población de ~5000 habitantes en el 2005 (INEGI, 2005) mientras que el resto de las comunidades rurales en el área del acuífero sumaban un aproximado de 420 pobladores (CNA, 2008).

En el VG, hay un total de 11 pozos de extracción para suministro público urbano, de los cuales 10 son destinados para la ciudad de Ensenada (con un volumen autorizado de 6.9 Mm³) que además completa su demanda de agua con los acuíferos de Ensenada, Maneadero y la Misión, y un pozo para suministrar el poblado de Francisco Zarco (CNA, 2008).

Este acuífero es de vital importancia para el valle y sus alrededores ya que abastece hasta un 40% del agua de la ciudad de Ensenada (CNA, 2008) y es la única fuente de agua para solventar las necesidades agrícolas de la región durante gran parte del año. Según la Comisión Nacional del Agua (2008), el acuífero se encuentra en estado de sobreexplotación ya que en la actualidad hay un abatimiento en su nivel freático como resultado de una extracción mayor al nivel de recarga. Además las áreas agrícolas bajo riego han ido en aumento durante los últimos años, existe un alto grado de sobre concesión y en algunos casos extracción sin control. A lo mencionado anteriormente se le añade su tipo de clima ya que la región ha presentado períodos de estiaje prolongados.

I.1. Antecedentes

En los últimos años, en el VG se han realizado diversos estudios para evaluar las condiciones hidrogeológicas de su acuífero, como su recarga, su recuperación y la estimación de los flujos superficiales y subterráneos.

El objetivo ha sido conocer el comportamiento del recurso en función de necesidades antropogénicas y caracterizar a la zona para poder regular el aprovechamiento del agua subterránea de forma sustentable para no causar daños irreversibles al ambiente y a la estabilidad del acuífero. Además de cuantificar el escurrimiento superficial para proponer estrategias sobre su uso y manejo.

Es importante conocer los aportes hídricos de cada una de las subcuencas que drenan al valle, ya que así se podrán estimar con mayor exactitud los volúmenes hidrológicos que lo alimentan y finalmente hacer una cuantificación general más precisa del recurso en la región.

Kurczyn-Robledo (2005) evaluó el potencial de escurrimiento-infiltración en la Sierra Matcuatai, localizada al noreste del VG. Estimó que el volumen medio anual escurrido hacia el VG fue de 258,000 a 123,000 m³ y encontró que el 88% del suelo favorece al escurrimiento y un 12% a la infiltración. Moraila-Martínez (2010) llevó a cabo una modelación hidrológica de la subcuenca Santa Rosa, ubicada hacia el oeste del VG. Estimó la disponibilidad de agua a lo largo del año e identificó que el tipo de pendiente en el área influye sobre el escurrimiento superficial. Además calculó que el flujo de agua superficial en esta subcuenca alcanza los 8.9 Mm³ anuales. Cabe señalar que ambos autores utilizaron el método de las curvas numeradas que marca el manual técnico 55 para caracterizar el escurrimiento anual (NRCS 2002 y 1986).

Badán *et al.* (2005) realizaron un plan de manejo del agua en el VG y mencionaron la crítica situación en la que se encuentra su acuífero. Plantearon realizar obras para mejorar la infiltración profunda hacia el manto, así como cuidar

y preservar la vegetación de la región y prevenir la extracción de arena del cauce del Arroyo Guadalupe. Así mismo la CNA (2008) ha hecho un plan maestro para el manejo del acuífero el cual es una actualización de estudios previos. Donde destacan los estudios geohidrológicos y las nuevas evaluaciones en temas como aprovechamiento, piezometría y calidad del agua.

Por otro lado Campos-Gaytán (2008) planteó un modelo numérico del flujo subterráneo para calcular los cambios en el nivel freático a lo largo del tiempo tomando casos tanto para flujos estacionarios y transitorios. A través de este análisis se buscó calcular el volumen máximo de descarga de agua subterránea y planteó 4 alternativas de manejo ante supuestos escenarios futuros. Barrandas-Argüelles (2010) analizó las variaciones climáticas de la región y documentó las temperaturas máximas y mínimas diarias, además registró los eventos extremos de precipitación diaria. Como efectos antropogénicos encontró un aumento en la demanda de agua urbana de 2.07 a 27.81 Mm³/año de 1950 al 2010. Finalmente apreció un aumento seguido de una disminución de la superficie agrícola como consecuencia de la sobreexplotación del agua en el acuífero.

Tsegaye (2009) describió y estimó la recarga en zonas semiáridas entre 1991 y 2003. Para llevarla a cabo utilizó dos métodos: el método de balance de agua donde obtuvo un balance positivo superior a la tasa de extracción de agua subterránea de ~0.8 Mm³/año. El segundo método se basó en una fórmula empírica de la recarga-precipitación (Scanlon *et al.*, 2006) con la que estimó una recarga superior a las extracciones subterráneas con un balance positivo de ~0.13 Mm³/año.

En este trabajo se cuantifico el aporte del flujo superficial hacia el Arroyo Guadalupe por parte de la subcuenca El Mogor y se analizó su contribución a la recarga natural por infiltración hacia el Acuífero del VG. El hacer este tipo de estimaciones en zonas relativamente pequeñas nos ofrece la ventaja de delimitarla de forma más adecuada, la toma de datos y muestras se hace de forma más precisa y la instalación de estructuras para cuantificar el flujo es menos compleja.

I.2. Objetivos

I.2.1. Objetivo general

Realizar una cuantificación hidrogeológica superficial y subterránea del agua, para calcular la cantidad del recurso que escurre hacia el VG por parte de la subcuenca El Mogor y pueda ser aprovechada.

I.2.2. Objetivos particulares

- Realizar un balance hídrico en la subcuenca El Mogor.
- Estimar la cantidad de agua que llega al acuífero del VG a través de dicha subcuenca.
- Conocer el proceso de la recarga de acuíferos en este tipo de subcuencas semiáridas.
- Saber qué tan importante es el aporte hidrogeológico de la subcuenca El Mogor hacia el VG.

I.3. Localización y descripción del área de estudio

I.3.1. Características generales del acuífero

La cuenca Guadalupe tiene una extensión aproximada de 2400 km². La precipitación promedio de la cuenca es de 288 mm/año (CNA, 2008). Las elevaciones van de los 1900 msnm en su parte más alta hasta llegar al nivel del mar en su límite occidental.

Esta cuenca colinda al norte con la cuenca Las Palmas, al sur con la cuenca Ensenada y Maneadero, al oeste con la cuenca El Descanso y al este con La Laguna Salada (Figura 1).

El Acuífero Guadalupe se localiza dentro de la cuenca Guadalupe y se considera como un manto libre ínter montano y heterogéneo, constituido por material granular (gravas), arenas de diferente tamaño, arcillas y limos. La unidad impermeable está representada por las rocas ígneas y metamórficas que delimitan al valle (Hernández-Rosas y Mejía-Vázquez, 2003). El acuífero tiene un espesor promedio de 50 m y una capacidad potencial de almacenamiento aproximado de 340 Mm³ (Desarrollo y Sistemas, 2001). La calidad de agua del acuífero se encuentra en riesgo ya que se torna salobre sobre todo cuando el período seco es muy prolongado (CNA, 2008).

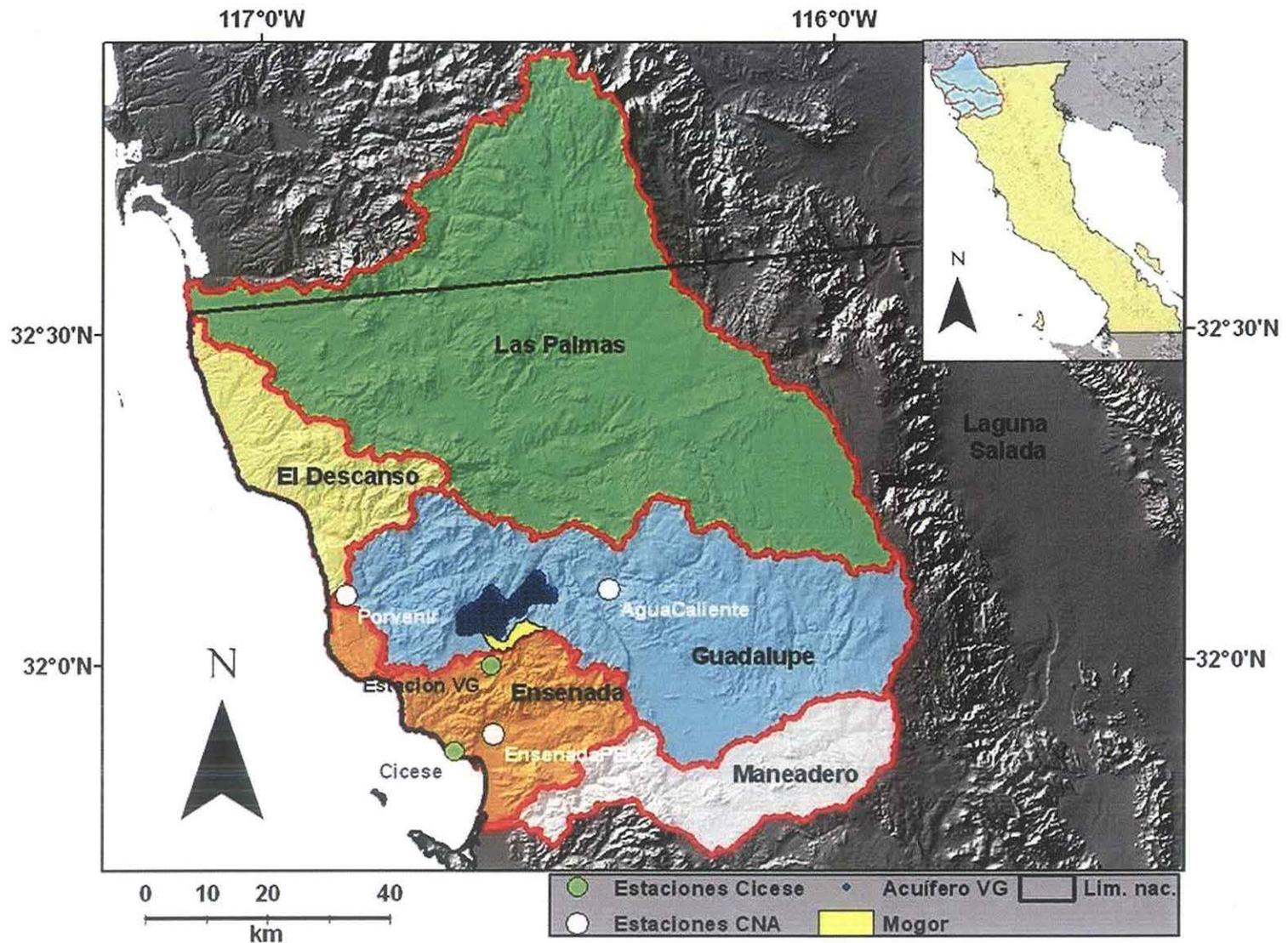


Figura 1. Localización del área de estudio, cuencas aledañas a la región y estaciones meteorológicas de la CNA y CICESE.

Este acuífero está conformado por dos fosas tectónicas contiguas: Calafia, con una profundidad de hasta ~300 y El Porvenir con una profundidad de hasta ~100 m. Utilizando como base una precipitación media anual de 288 mm se ha estimado que su recarga anual llega a los 24 Mm³ (CNA, 2008), aunque puede ser variable dependiendo de si es un período húmedo o seco. Durante un período seco su recarga disminuye considerablemente (Figura 2).

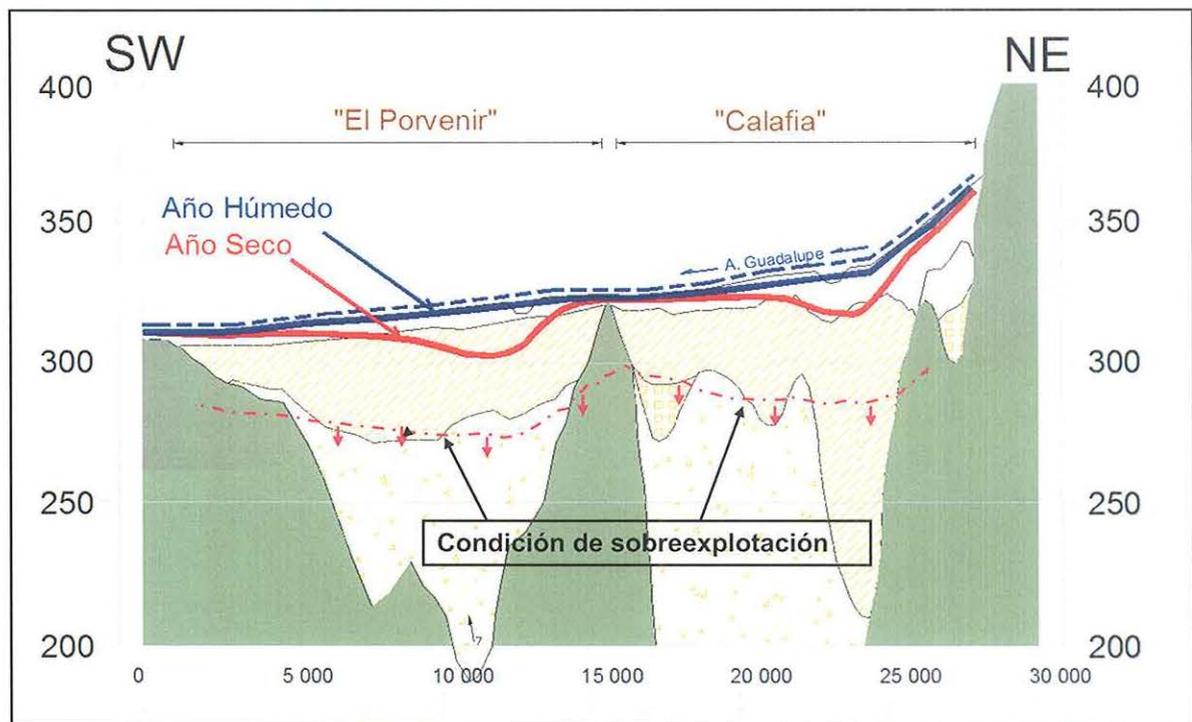


Figura 2. Representación esquemática de un corte transversal de la morfología del acuífero del Valle de Guadalupe. Se pueden observar las dos fosas tectónicas que lo conforman y los niveles piezométricos en años húmedos, secos y en condición de sobreexplotación (CNA, 2010).

En cuanto a su extensión, el acuífero abarca en su totalidad al VG, el cual está definido por una superficie de forma alargada orientada de noreste a suroeste (Andrade-Borbolla, 1997) y una superficie aproximada de 70 km² que conforma el área granular del acuífero. Presenta un coeficiente de almacenamiento del 10% en los primeros 50 m de profundidad y del 8% en el resto del acuífero (CNA, 2002).

I.3.2. Características generales de la subcuenca

La subcuenca El Mogor pertenece a la región hidrológica no. 1 (CNA, 2008) dentro de la cuenca Guadalupe. Está delimitada entre los 32°04'14" y 32°01'15" norte y entre los 116°37'16" y 116°30'33" oeste. Se localiza a unos 26 km al noreste de Ensenada tomando la carretera Ensenada – Tecate dentro del VG. Tiene una superficie aproximada de 19 km² y elevaciones que van de los 300 a los 1300 msnm. Presenta corrientes de tipo efímero, ya que sólo tiene flujo superficial en tiempo de lluvia, un modelo de drenaje de tipo dendrítico con orden de corriente cuatro y un colector principal con una longitud aproximada de 15 km, el cual se une al Arroyo Guadalupe (Figura 3).

Dentro de la subcuenca se encuentran dos ranchos, El Mogor y El Dorado cuya actividad principal es la vitivinicultura. Otra actividad económica importante dentro del rancho El Mogor es el cultivo de hortaliza y algarrobo (sustituto del chocolate). Todas estas actividades dependen de la disponibilidad de agua subterránea.

Otro uso primordial del agua es el abastecimiento en los ranchos con fines pecuarios y domésticos, y para el riego de los árboles frutales, árboles y plantas de ornato.

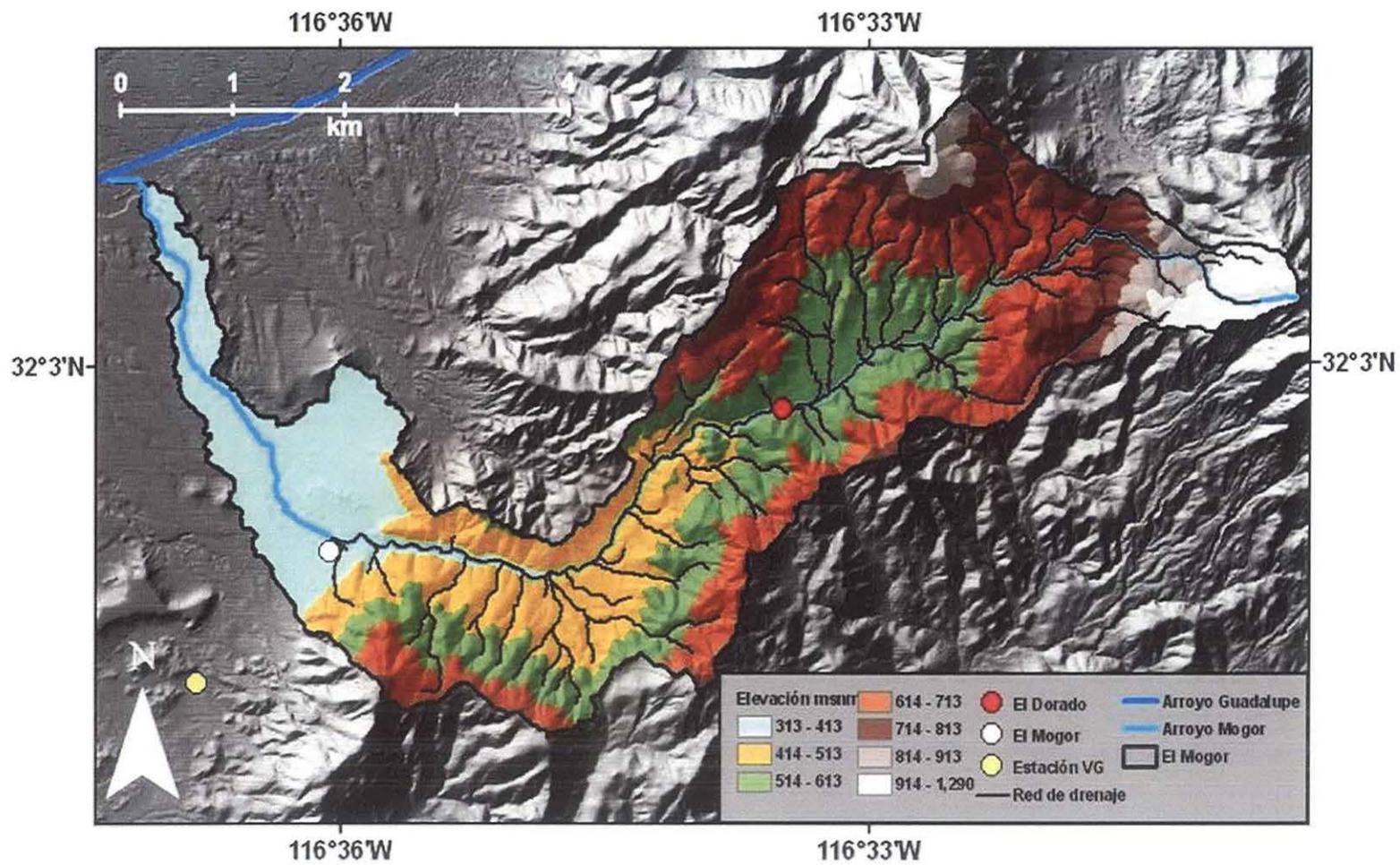


Figura 3. Delimitación, elevación y red de drenaje de la subcuenca El Mogor.

I.3.3. Litología del área de estudio

El material litológico que conforma el área de la subcuenca está formado por unidades de roca pre-batolítica de tipo metamórfica (~40% de la superficie está compuesto por pizarra, sl), y las unidades de roca batolítica están conformadas por rocas ígneas intrusivas (~40% tonalita, t y ~10% granodiorita, gd) del batolito peninsular. También hay unidades de roca post-batolíticas formadas en el cuaternario de tipo sedimentaria (~10% aluvión, al) formado por la deposición de material no consolidado en la planicie del VG (Figura 4).

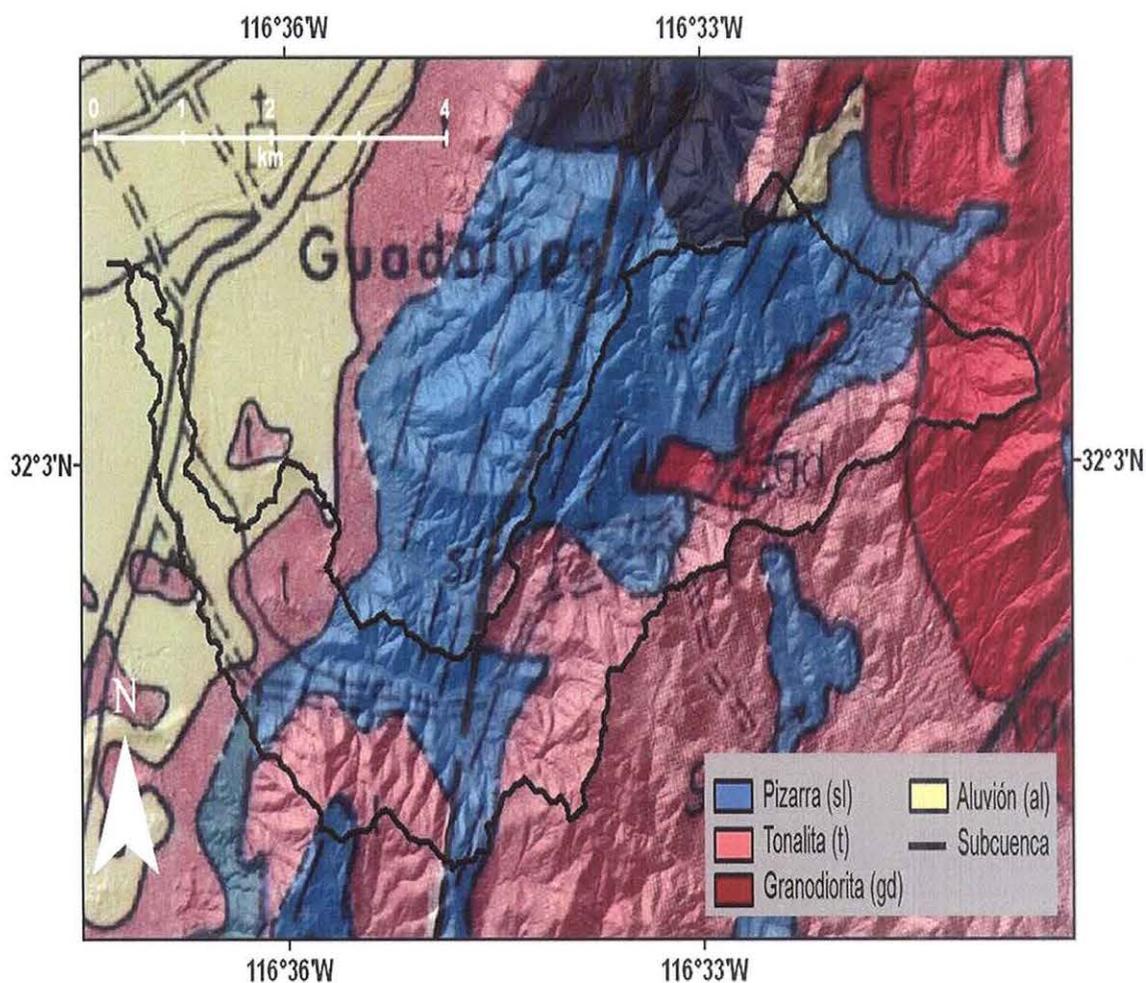


Figura 4. Litología del área de estudio y sus alrededores Gastil (1975).

Capítulo II

Materiales y métodos

El cumplimiento de los objetivos de este trabajo de investigación se llevó a cabo al realizar trabajo técnico de campo, el análisis de los resultados de laboratorio y se complementó con trabajo en gabinete.

Se adquirieron modelos de elevación digitalizados a diferentes escalas, se descargaron y procesaron imágenes de satélite. Además, se obtuvo información meteorológica de diversas estaciones para analizar los datos climáticos y hacer comparaciones entre ellos. Finalmente se realizó trabajo de laboratorio.

Durante el trabajo de campo se hicieron visitas periódicas a la zona de estudio comenzando en octubre del 2010 y finalizando en julio del 2011. Se monitorearon constantemente los niveles piezométricos de pozos en la subcuenca y los pluviómetros. Con el apoyo de los resultados obtenidos con los modelos de elevación y observaciones directas en campo se identificaron sitios para la toma de muestras e instalación de estructuras y equipo para llevar a cabo la cuantificación del escurrimiento superficial.

II.1. Evaluación de factores físicos y biológicos

II.1.1. Pendiente de la cuenca

Para calcular la pendiente del terreno se trabajó con el programa ArcGIS 9.3 utilizando un modelo digital de elevación Lidar de 5 x 5 metros. Con el resultado se realizó una identificación del tipo de pendiente de acuerdo a su inclinación y siguiendo la clasificación de Heras (1976) se localizaron las zonas que favorecen al escurrimiento superficial y las zonas de recarga – infiltración.

El Instituto de Investigación de los Sistemas Ambientales (Environmental Systems Research Institute “ESRI”, 2007), explica que para obtener el valor de una pendiente se toma en cuenta el cambio de elevación en la superficie en las direcciones horizontal (dz/dh) y vertical (dz/dv) de la celda central con respecto a las celdas vecinas. El cálculo del algoritmo que utiliza el programa ArcGIS se basa en el teorema de Pitágoras para, obtener la distancia real:

$$\text{Dist. real} = \sqrt{\left(\frac{dz}{dh}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dv}\right)^2} \quad (1)$$

Posteriormente el algoritmo para determinar la pendiente en grados es:

$$\text{Pendiente} = \tan^{-1}(\text{Dist. real}) * 57.29578 \quad (2)$$

Los valores de los deltas horizontal (dz/dh) y vertical (dz/dv) son calculados por los valores de la celda central y sus ocho vecinos:

ai	ac	ad
ci	cc	cd
ei	ec	ed

Finalmente el algoritmo para calcular el cambio de elevación en la dirección “x”(h) y “y”(v) para la celda “cc” es:

$$\left(\frac{dz}{dh}\right) = ((ad + 2cd + ed) - (ai + 2ci + ei)) / (8 * \text{tamañocelda}) \quad (3)$$

$$\left(\frac{dz}{dv}\right) = ((ei + 2ec + ed) - (ai + 2ac + ad)) / (8 * \text{tamañocelda}) \quad (4)$$

II.1.2. Textura del suelo

Para identificar los sitios más adecuados para la toma de muestras de suelo se utilizó el cálculo de la pendiente de la cuenca y así se ubicaron las zonas con pendientes suaves, que son las probables zonas de recarga.

Para definir la clase textural se tomaron 48 muestras (Figura 5) (~500gr), de los primeros 10 cm de suelo colectadas mediante una pala. Las muestras se colocaron dentro de bolsas herméticas de plástico (USDA, 2002) y fueron llevadas al Laboratorio de Petrología de CICESE para su análisis.

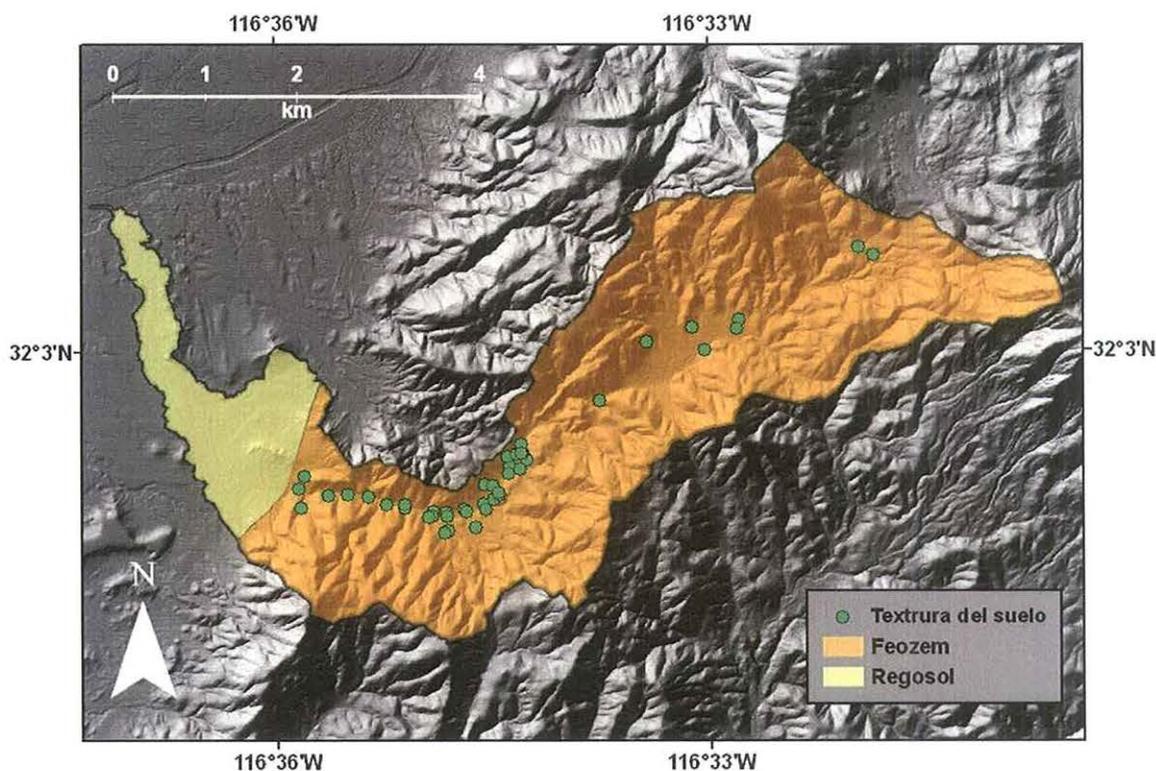


Figura 5. Localización geográfica donde se colectaron las muestras de suelo.

En laboratorio se siguieron las indicaciones descritas en El Manual de Técnicas Petrográficas para el Estudio de Rocas y Sedimentos del Laboratorio de Petrología de CICESE. Las muestras fueron puestas a secar durante 24 horas a

una temperatura de 50°C (Rendón-Márquez, 2009). Ya sin humedad, cada muestra de suelo fue cuarteada (Figura 6A) y se separó, 150 g de material y se tamizó, con un tamaño de malla de 0-4.5 Φ . Para agitar los tamices se utilizó un mortero (Figura 6B). Cada muestra se agitó durante 10 minutos y fue separada por los distintos tamaños de malla. Al terminar el proceso de separación por movimiento se sustrajo el contenido de material de cada tamiz, se pesó y se adquirió la fracción de muestra contenida en gramos por tamiz y se utilizó el programa SYSgran 3.0 para determinar el tamaño de grano.

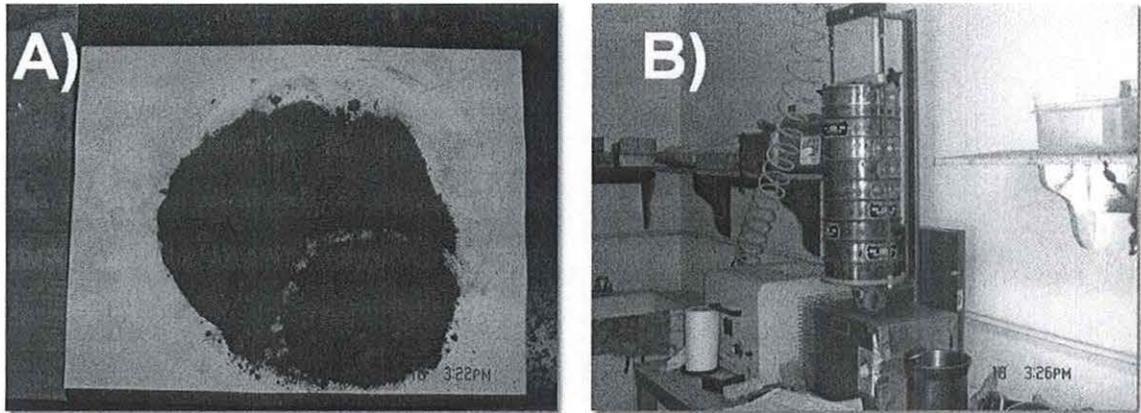


Figura 6. A) Muestra de suelo cuarteado. B) Mortero.

Este análisis separó las fracciones de arena y limo-arcilla para cuantificarlas. Con los resultados se elaboraron curvas granulométricas (Apéndice A) y por medio de la clasificación del Instituto Tecnológico de Massachusetts (Massachusetts Institute of Technology, Tabla I) se estableció la textura del suelo.

Tabla I. Clasificación del suelo de acuerdo al tamaño de grano por el Massachusetts Institute of Technology (Flamand-Rodríguez, 1995).

CLASIFICACIÓN MIT	
Tipo	Tamaño de partícula mm
Arena Gruesa	2 – 0.6
Arena Media	0.6 – 0.2
Arena Fina	0.2 – 0.06
Limo Grueso	0.06 – 0.02
Limo Medio	0.02 – 0.006
Limo Fino	0.006 – 0.002
Arcilla Gruesa	0.002 – 0.0006
Arcilla Media	0.0006 – 0.0002
Arcilla Fina	>0.0002

II.1.2.1. Análisis del tamaño de las partículas de suelo

Para establecer el tipo de gradación de las muestras se utilizó la representación gráfica de las curvas granulométricas en las cuales se establecieron límites para D10, D30 y D60 que representan el diámetro por debajo del cual quedan el 10, 30 y 60% del suelo en peso. Con los datos se calculó el coeficiente de uniformidad C_u el cual representa el tipo de gradación del material y el coeficiente de curvatura C_c que representa la forma de la curva (Apéndice A).

$$C_u = D_{60}/D_{10} \quad (5)$$

$$C_c = (D_{30})^2/(D_{10} * D_{60}) \quad (6)$$

Luego de obtener ambos coeficientes se compararon con criterios ya establecidos de gradación usando el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS) (Flamand-Rodríguez, 1995):

- Arenas bien gradadas: $C_u \geq 6$ y $1 < C_c < 3$, con menos del 5% de finos (SW).
- Arenas mal gradadas: Menos del 5% de finos y no cumplen con las condiciones anteriores (SP).
- Arenas limosas y arcillas: Porcentaje de finos mayor a 12%, siendo bien o mal gradada (SM y SC).
- Casos intermedios: Suelos con un porcentaje de finos comprendido entre 5 y 12%, se designan con símbolos dobles y pueden ser bien o mal gradados (SC-SP).

II.1.2.2. Cálculo de la conductividad hidráulica a partir de la granulometría

La conductividad hidráulica puede ser estimada por varios métodos, ya sea por ensayos de campo o de laboratorio. Su determinación en campo es compleja por la heterogeneidad de los suelos. La determinación en laboratorio también es compleja, ya sea por la poca representatividad que se obtiene a partir de un número limitado de muestras, por errores experimentales o por el tiempo que se necesita para analizar suelos de baja permeabilidad (Montoro, M. y Francisca, F. 2011).

Una buena alternativa para estimar la conductividad hidráulica de forma aproximada es utilizando los métodos empíricos. Puede ser estimada a partir del análisis de los distintos tamaños de granos del suelo por medio de ecuaciones empíricas en relación con las propiedades de los sedimentos (Odong, 2007). La distribución del tamaño de las partículas del suelo puede determinar la cantidad del espacio poroso, el cual puede estar disponible para almacenar agua si no se

encuentra saturado. De las características obtenidas a partir del análisis textural se utilizó la ecuación KC (Ecuación 7) para estimar la conductividad hidráulica (Odong, 2007). Esta ecuación es ampliamente aceptada para estimar la permeabilidad en función de las características del suelo que al multiplicarla por (G/V) se convierte en conductividad hidráulica.

$$K = \frac{G}{V} * 8.3 * 10^{-3} * \left[\frac{n^3}{(1-n)^2} \right] * D_{10}^2 \quad (7)$$

Donde:

K = Conductividad hidráulica (m/s).

G = Aceleración de la gravedad (m/seg²).

V = Viscosidad cinemática del líquido (m²/seg).

n = Porosidad.

D₁₀ = Diámetro efectivo (m).

Debido a la importancia de conocer la permeabilidad de los suelos en forma rápida y precisa para establecer las características del suelo y poder estimar la conductividad hidráulica, se han realizado distintos trabajos. En los cuales, sus formulaciones permiten estimar esta propiedad a partir de diferentes características geotécnicas de los suelos y pueden ser clasificadas en forma rápida. Por ejemplo, a partir de tamaños de partículas, distribución granulométrica, etc. (Montoro, M. y Francisca, F. 2011).

Vukovic y Soro (1992), proponen una ecuación para calcular la porosidad (n) (Ecuación 8), derivada con base en la relación empírica existente entre la porosidad y el coeficiente de uniformidad Cu (Ecuación 5):

$$n = 0.255 * (1 + 0.83^{Cu}) \quad (8)$$

II.1.3. Cobertura vegetal (NDVI)

Para el análisis de la vegetación se utilizaron 23 imágenes del satélite Landsat 5TM para hacer una representación gráfica del cambio en el vigor de la vegetación en las diferentes temporadas a lo largo de dos años hidrológicos comenzando en agosto del 2009 y terminando en agosto del 2011. Las imágenes fueron descargadas en línea a través del Visor de Visualización Global (Global Visualization Viewer) del Servicio Geológico de Estados Unidos ó USGS (U.S. Geological Survey).

Antes de comenzar a trabajar con imágenes de satélite se necesita hacer un pre-procesamiento para minimizar los errores de desgaste por parte del sensor y los efectos atmosféricos como nubosidades, humedad, aerosoles, intensidad de la luz, etc.

Para llevar a cabo el análisis se utilizaron los índices de vegetación (IV). Básicamente los IV son combinaciones de bandas del espectro con las cuales se intenta realzar algún aspecto de la vegetación atenuando otros factores como el suelo, la iluminación y los efectos atmosféricos (Sánchez *et. al.* 2000).

El índice de vegetación diferencial normalizado (NDVI) ha sido usado para monitorear el vigor de la vegetación, la cobertura vegetal y la producción de biomasa a través de datos proporcionados por las imágenes satelitales (USGS, 2010). Este índice es el método más utilizado debido a su sencillez de cálculo ya que tiene un rango de variación fijo entre -1 y 1 (Sánchez *et. al.* 2000). Esto permite establecer intervalos entre valores de NDVI y así llevar a cabo una clasificación de la vegetación. Los intervalos se pueden definir dependiendo de las características de la vegetación en la región y las imágenes del resultado del NDVI pueden ser comparadas a través del tiempo.

Weier y Herring (2000), mencionan que el NDVI se estima a partir de la luz visible roja y el infrarrojo cercano que refleja la vegetación. La vegetación sana y

verde tiende a absorber la mayor parte de la luz roja y a su vez refleja una mayor cantidad de la luz infrarroja (Figura 7).

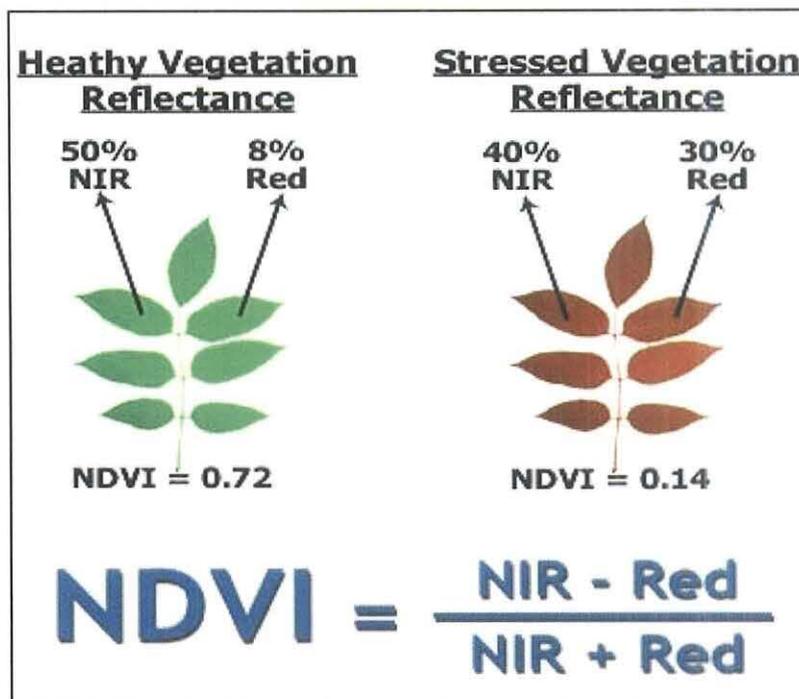


Figura 7. Respuesta de la vegetación ante el espectro de onda roja e infrarrojo cercano (ODIS, 2007).

En el NDVI los valores por debajo de 0.1 corresponden a terrenos desnudos, zonas rocosas, arena o nieve. Los valores moderados de 0.2 a 0.3 representan pastizales o arbustos y los valores altos de 0.6 a 0.8 indican bosques tropicales y templados (Weier y Herring, 2000).

$$NDVI = \frac{(IRC - R)}{(IRC + R)} \quad (9)$$

Donde:

NDVI = Índice de vegetación diferencial normalizado.

IRC = Banda del Infrarrojo cercano.

R = Banda del rojo.

II.2. Estimación de procesos hidrogeológicos

II.2.1. Infiltración

Infiltración es el proceso mediante el cual el agua penetra desde la superficie del terreno hacia capas inferiores del suelo (Fangmeier *et al.* 2006). La tasa de infiltración es gobernada por varios factores, como la topografía del terreno, la cobertura vegetal, las características del suelo (porosidad y conductividad hidráulica) y el contenido de humedad (Chow, 1994).

Para calcular la capacidad de infiltración del terreno se realizaron un total de 11 pruebas en diferentes sitios dentro del área de estudio (Figura 8), utilizando el método del cilindro infiltrómetro de doble anillo (FAO, 1988).

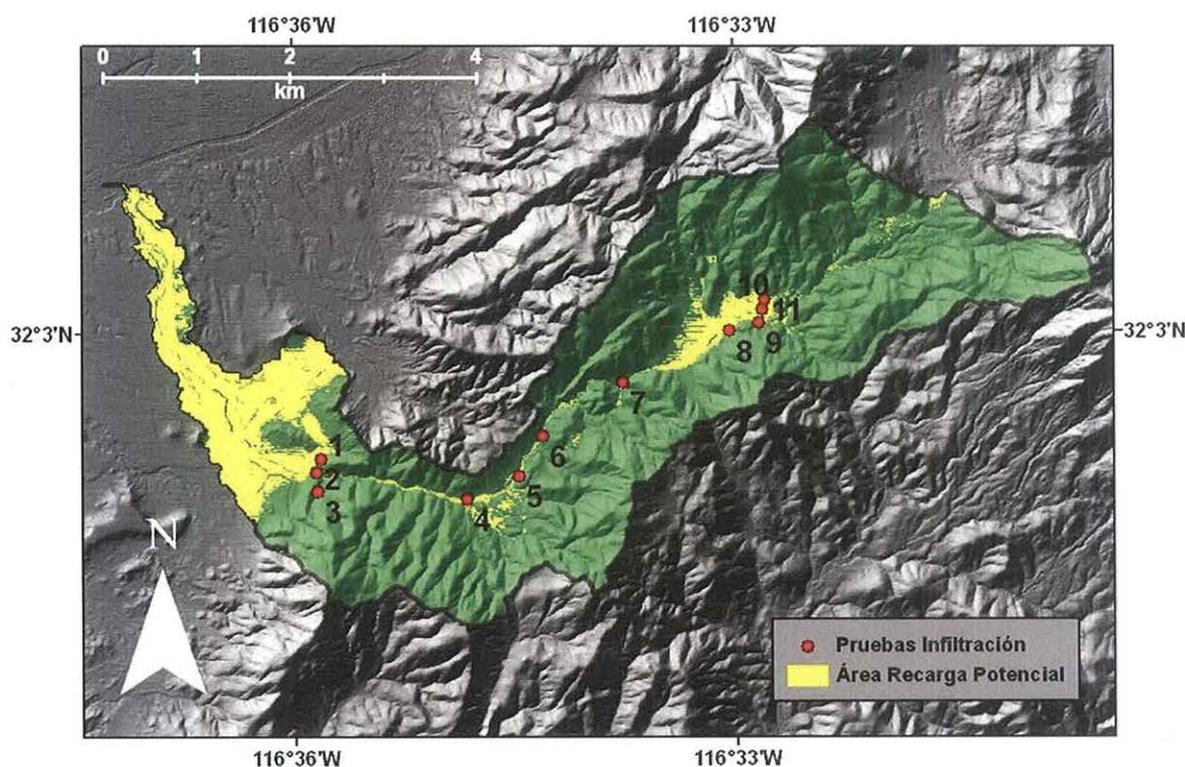


Figura 8. Localización geográfica donde se llevaron a cabo las pruebas de infiltración.

Estas pruebas se efectuaron con un par de cilindros de hierro, uno de 16 cm y otro de 5 cm de diámetro por 20 cm de altura. El cilindro de menor diámetro se coloca dentro del de mayor diámetro (Figura 9B). Se registró la tasa de disminución de agua dentro del cilindro de menor diámetro por períodos de tiempo variables, dependiendo de la velocidad a la que se infiltró el agua. La prueba finaliza cuando no presenta un cambio en el nivel de agua entre pruebas y se llega a la tasa de infiltración final (Ver pruebas de infiltración, Apéndice C).

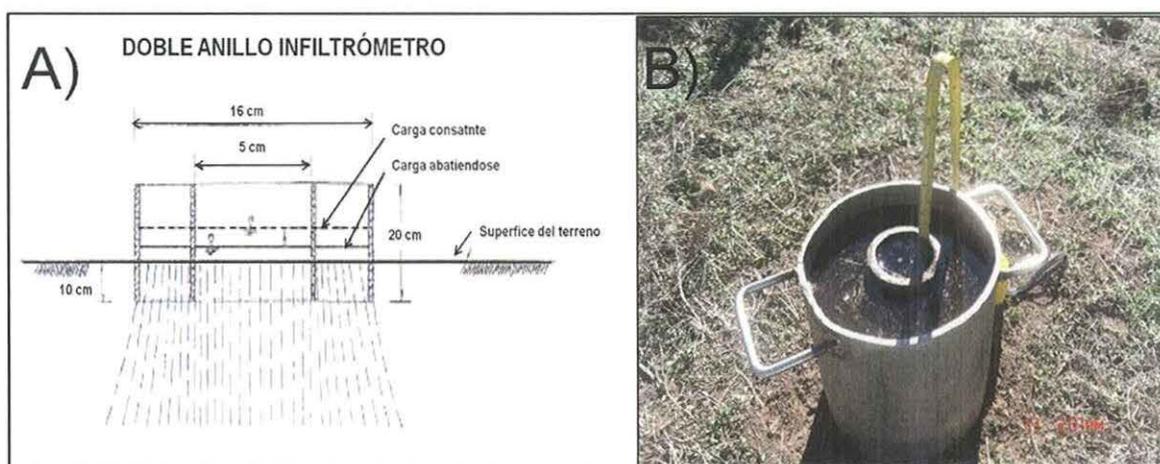


Figura 9. A) Esquema del funcionamiento del doble anillo. B) Infiltrómetro de doble anillo.

II.2.1.1. Procedimiento del método del infiltrómetro de doble anillo (FAO, 1988)

Este método se utiliza comúnmente en campo para determinar la tasa de infiltración del suelo y depende del tamaño de las partículas del suelo y de su estructura (FAO, 1988), así como la topografía del terreno, la cobertura vegetal, las características del suelo (porosidad y conductividad hidráulica) y el contenido de humedad. El método se describe a continuación:

- Estas pruebas se realizaron en las zonas con mayor potencial de infiltración, las cuales fueron elegidas a través del modelo digital de elevación con la clasificación del tipo de pendiente en el terreno.

- Los anillos de metal fueron clavados en el suelo desnudo a una profundidad aproximada de 10 cm utilizando un martillo.
- Posteriormente se midió con la cinta métrica la altura del cilindro de menor diámetro donde se realizó la medición y se vierte el agua en ambos cilindros tratando de alterar lo menos posible el sustrato para que la infiltración ocurra de manera natural.
- El nivel de agua debe ser igual en ambos cilindros antes de empezar la medición, finalmente se hacen anotaciones sobre la lámina infiltrada a través del tiempo y se repite la operación de llenado hasta que el tiempo y la lámina infiltrada entre mediciones sean muy parecidos o no exista un cambio.

II.2.1.2. Aproximación de la capacidad de infiltración mediante la ecuación de Horton

Existen diversos factores que influyen sobre el proceso de infiltración, como la intensidad de la lluvia, el tipo de suelo, la pendiente del terreno y la cobertura del suelo.

Las condiciones de la superficie del suelo gobiernan la capacidad o la velocidad a la que el agua pasa hacia el subsuelo, mientras que su estructura interna rige la velocidad a la cual se desplaza el agua (USGS, 2001). Horton (1940) demostró que cuando la lluvia supera la tasa de infiltración, la tasa de infiltración decrece con el tiempo (Figura 10) conforme la ecuación:

$$f(t) = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt} \quad (10)$$

Donde:

$f(t)$ = Capacidad de infiltración en el tiempo en (mm/hr).

f_c = Tasa de infiltración final en (mm/hr).

f_0 = Tasa de infiltración inicial en (mm/hr).

e = Base de los logaritmos naturales.

k = Constante de decaimiento.

t = Tiempo que duro la prueba en min.

La constante de decaimiento “ k ” es un parámetro que controla el decrecimiento de la capacidad de infiltración (Nave *et al.* 1994) y se estima empíricamente con la tasa de infiltración final calculado con los datos obtenidos de las mediciones con el doble anillo infiltrómetro. Campos-Aranda (1992) explica el procedimiento para estimarla (Apéndice C). La fórmula para su cálculo es la siguiente:

(11)

Por lo tanto:

(12)

Donde:

k = Constante de decaimiento (adimensional).

t = Tiempo en que se llega a la tasa de infiltración final (adimensional).

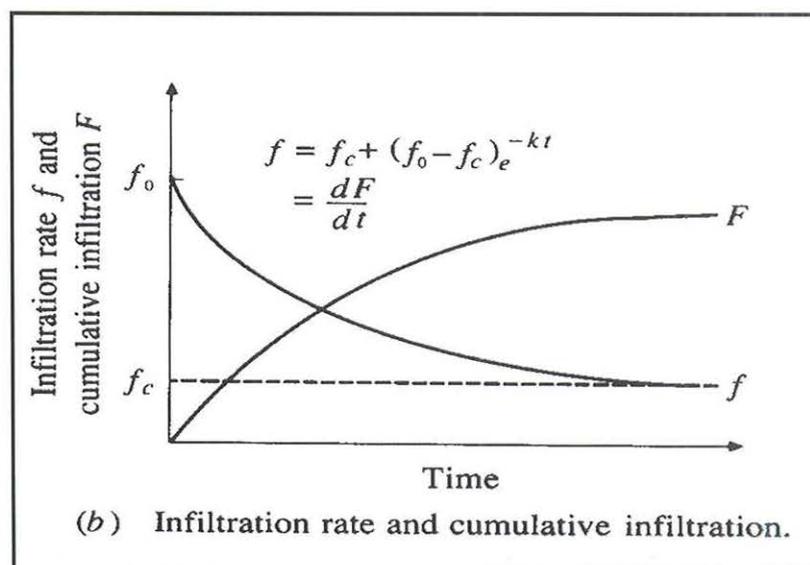


Figura 10. Tasa de infiltración e infiltración acumulada vs tiempo (Ponce, 1989).

II.2.2. Evapotranspiración potencial

La evaporación tiene gran importancia en el ciclo hidrológico y depende de algunas variables meteorológicas y efectos atmosféricos. La vegetación también juega un papel fundamental en la evaporación fisiológica o transpiración, ya que a través de su metabolismo cambia el estado del agua de líquido a gaseoso y se incorpora a la atmósfera (Campos-Aranda, 1992). A ambos procesos se le denomina evapotranspiración de manera conjunta.

La evapotranspiración siempre ha sido difícil de estimar, especialmente en ecosistemas a escala de cuenca. Cuando se estima empíricamente, generalmente se toma en cuenta una importante fuente de error en su cálculo, sin embargo, su estimación eficaz es fundamental para completar el balance de agua en ecosistemas terrestres (Fisher *et al.* 2004).

Por otro lado la evapotranspiración potencial es cuando se quiere indicar la capacidad evaporativa de algún ambiente. Parte del supuesto, que no hay ninguna restricción de disponibilidad de agua en el suelo y su magnitud depende de las condiciones principalmente meteorológicas, incluyendo la precipitación y la temperatura (Elías-Castillo *et al.* 1996).

Se estimó la evapotranspiración potencial por el método de Thornthwaite (Thw) (1948). El cálculo se realiza en función de la temperatura media e incorpora una corrección en función de la duración astronómica del día y número de días del mes, mediante la fórmula:

$$ET = 16 * \left(10 * \frac{T_m}{L}\right)^a \quad (13)$$

Donde:

ET = Evapotranspiración sin ajustar en mm/mes.

T_m = T° media mensual en °C.

L = Índice de calor anual.

I = Índice de calor mensual.

L se calcula a partir del índice de calor mensual I, y la suma de los 12 índices de calor mediante la siguiente fórmula:

$$L = \sum \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1.514} \text{ ó } L = \sum(I) \quad (14)$$

Posteriormente el superíndice **a** se calcula en función de L según la siguiente expresión.

$$a = [(6.75 * 10^{-7}) * (L^3)] - [(7.71 * 10^{-5}) * (L^2)] + [(1.79 * 10^{-2}) * (L)] + (0.49) \quad (15)$$

Después se ajustó la EP para el cálculo de un mes determinado mediante un factor de corrección (K) que tiene en cuenta el número de días del mes y horas de luz de cada día en función de la latitud (Apéndice D).

Finalmente se hizo el cálculo para obtener la evapotranspiración potencial ya ajustada:

$$ETP = 16 * K * \left(10 * \frac{T_m}{L} \right)^a \quad (16)$$

II.2.3. Análisis de la precipitación

Para estimar la precipitación que recibió la subcuenca durante el período del estudio, se utilizaron los datos de la estación climatológica de CICESE ubicada a 1.5 km al SO del área de estudio a una altura ~360 msnm (Tabla II). También se llevo a cabo la elaboración de un pluviómetro, el cual se instaló a una altura de 550 msnm dentro de la subcuenca (Figura 11). Se iniciaron los registros con el pluviómetro en diciembre del 2010 y se obtuvieron datos continuos hasta julio del 2011 cuando finalizó el trabajo de campo.

Tabla II. Datos pluviométricos de la estación meteorológica de CICESE ubicada en el Valle de Guadalupe.

Estación CICESE Valle de Guadalupe					
Latitud 32°00'00" N		Longitud 116°36'00" O		Ensenada B.C.	
Elevación 361 m					
Año	Mes	Prec. mm	Año	Mes	Prec. mm
2009	8	1	2010	8	1
2009	9	0	2010	9	5
2009	10	0	2010	10	43
2009	11	23	2010	11	26
2009	12	108	2010	12	104
2010	1	206	2011	1	13
2010	2	102	2011	2	135
2010	3	28	2011	3	42
2010	4	31	2011	4	14
2010	5	1	2011	5	10
2010	6	2	2011	6	2
2010	7	4	2011	7	0
Total año 1		506	Total año 2		395

Este pluviómetro se construyó utilizando un tubo de pvc hidráulico de 6 pulgadas de color blanco para minimizar los efectos de la evaporación del líquido. El vaso superior tuvo una longitud de 28 cm, el inferior de 20 cm y se selló

mediante un tapón. El contenedor donde se almacenó el líquido se colocó dentro del vaso inferior, el cual fue unido al embudo para evitar derrames de agua. La boca de recepción del pluviómetro tuvo un diámetro de 15.3 cm. El pluviómetro se instaló en una cerca, alejado de objetos que pudieran llegar a introducirse en él y así se evitó que se dificultara el almacenamiento de agua (ramas, hojas, etc.), (Figura 11).



Figura 11. Pluviómetro casero utilizado dentro de la subcuenca El Mogor.

Para medir el volumen almacenado se utilizó una probeta graduada en milímetros donde se fue vertiendo poco a poco el contenido del vaso recolector. En el manual de instrumental meteorológico y métodos de observación del SMN se considera que 1ml medido en la probeta equivale a 1cm^3 y así, al dividir el volumen entre el área se obtiene directamente la lámina precipitada (Herrera-Vázquez *et al.*, 2005).

(17)

Donde:

A = Área del vaso colector, en cm^2 .

\varnothing_p = Diámetro de la boca de recepción del pluviómetro, en cm .

La toma de datos para estimar el volumen de líquido precipitado en la parte alta de la subcuenca se llevó a cabo después de cada evento de precipitación o eventos de precipitaciones acumulados. Los datos de precipitación obtenidos en la estación y en el pluviómetro se compararon y promediaron para estimar con mayor precisión la lluvia que cayó sobre la subcuenca. Además se obtuvieron datos de tres estaciones de la CNA (Porvenir, Ensenada PELZ, Agua Caliente) y dos de CICESE (Valle de Guadalupe y CICESE) (Figura 12). Finalmente se utilizó información de la precipitación de los últimos 20 años de las estaciones de la CNA para reconstruir de manera aproximada la precipitación anual histórica de la región (Tabla E1, apéndice E).

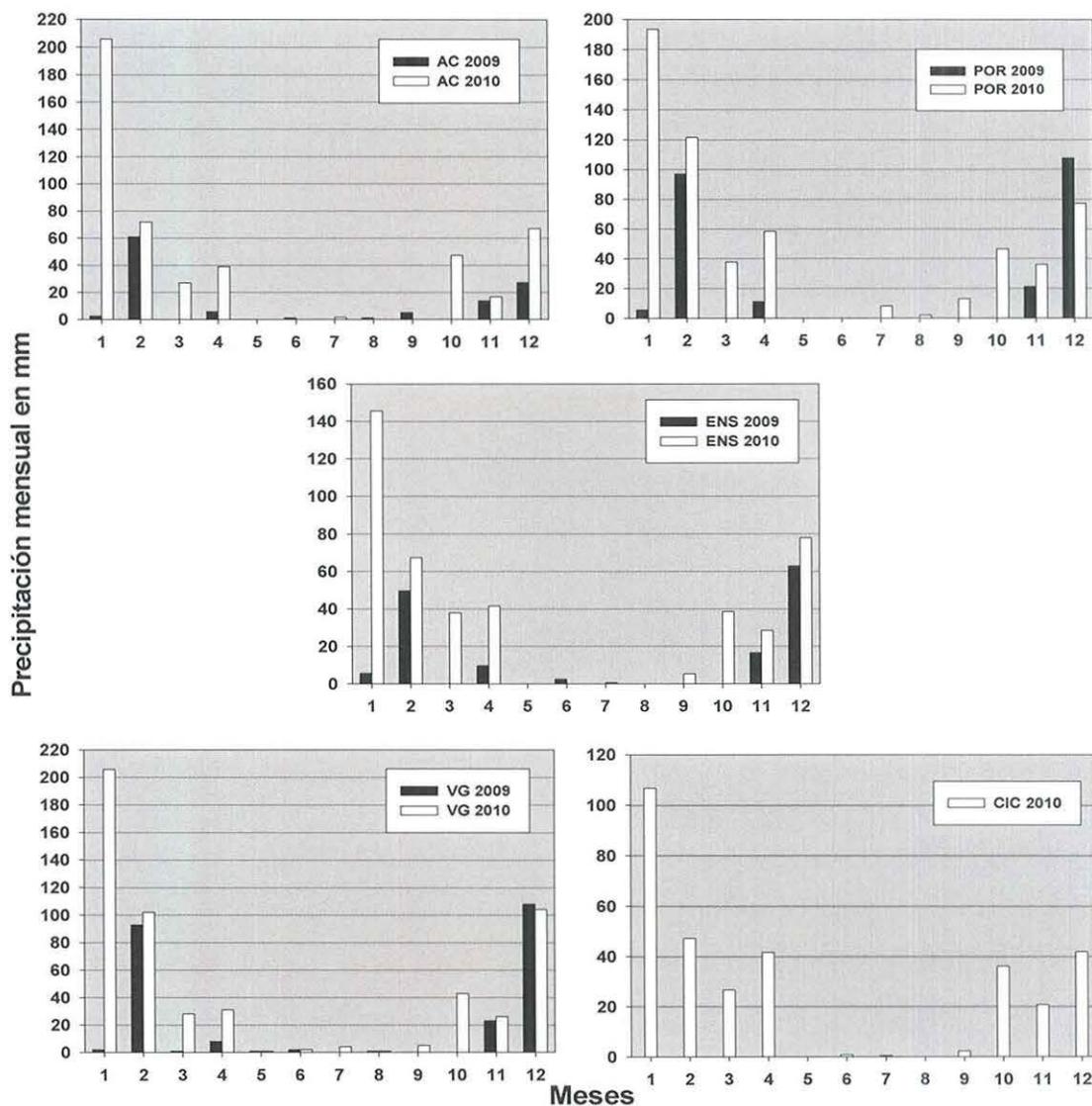


Figura 12. Precipitación acumulada mensual de las estaciones utilizadas en la investigación. De la CNA, Agua caliente (AC), Ensenada Presa Emilio López Zamora (ENS) y el Porvenir (POR) para el período 2009 y 2010. Del CICESE, Valle de Guadalupe (VG) para el período 2009 y 2010 y Estación CICESE (CIC) para el período 2010.

Para llevar a cabo la reconstrucción teórica de la pluviometría de la zona se utilizó el método del Servicio Nacional de Meteorología de Estados Unidos (U.S. National Weather Service) descrito por Campos-Aranda (1992). El método se utiliza para calcular el dato de precipitación faltante en alguna estación

meteorológica y considera que el dato faltante de cierta estación puede ser aproximado con base en los datos medidos en las estaciones circundantes. Se necesitan como mínimo los datos de dos estaciones meteorológicas para calcular el dato faltante de la estación meteorológica de interés y se pueden estimar valores diarios, mensuales o anuales faltantes.

El dato de la precipitación faltante se obtiene mediante la siguiente fórmula:

$$P = \sum(P_i * W_i) / \sum W_i \quad (18)$$

Donde:

P = Dato de precipitación faltante en mm.

P_i = Precipitación observada para la fecha del dato faltante en las estaciones auxiliares, en mm.

W_i = 1/D_i², donde D_i son las distancias entre las estaciones auxiliares y la estación incompleta, en k

II.2.4. Cálculo indirecto del flujo superficial

Existen varios métodos para estimar de forma indirecta y aproximada los escurrimientos superficiales y la recarga: el método del balance hídrico directo y el método del cálculo del volumen medio escurrido entre otros.

En el método del balance hídrico directo se calcula el balance de todo el sistema utilizando el cálculo de la precipitación anual para el año hidrológico en análisis y la estimación de la evapotranspiración potencial mensual y anual. Marini *et. al.* (2000) realizaron un balance hídrico empleando el método de Thornthwaite y Mather (1957) para la cuenca del Río Quequén Salado en Argentina en varias localidades para evaluar la disponibilidad hídrica de la cuenca y la relación entre el exceso y el escurrimiento superficial encontraron que el déficit de agua disminuye cuando el exceso incrementa, además se observó la variación de las precipitaciones y la eficiencia hídrica para distintos períodos.

En el método del cálculo del volumen medio escurrido se obtienen los escurrimientos que afectan a la zona de estudio de manera generalizada, es decir, este método cuantifica los escurrimientos superficiales sin tomar en cuenta la infiltración. El volumen escurrido es una fracción del volumen llovido y su magnitud depende de las características del terreno (pendiente, textura del suelo y cobertura vegetal). De acuerdo a las características del terreno se asigna un coeficiente de escurrimiento al área de estudio, cuyo valor numérico fluctúa entre 0 y 1 siendo adimensional (Becerra-Moreno, 2005). Treviño-Garza *et. al.* (2002) utilizaron el método del volumen medio escurrido para evaluar el flujo hídrico superficial en la sierra de San Carlos, Tamaulipas. Ponderaron los coeficientes de escurrimiento enfocándose en el tipo de cobertura vegetal y obtuvieron que en áreas con ocupación agrícola el coeficiente fue mayor que en áreas con pastizales y bosques lo que indica un índice de escurrimiento mayor en zonas agrícolas, seguido por pastizales y finalmente en áreas boscosas.

II.2.4.1. Balance hídrico directo

Para calcular el balance hídrico directo se utilizó el método establecido por Almorox-Alonso (2003). Este toma como datos principales la precipitación media mensual y el cálculo de la evapotranspiración potencial de cada mes durante el año hidrológico.

II.2.4.1.1. Componentes y procedimiento del cálculo del balance hídrico

En el método directo se supone que el agua del suelo se va perdiendo conforme pasa el tiempo hasta agotar su reserva y así cubrir las necesidades de agua de la región (evapotranspiración). Este método consiste en estimar mes con mes los siguientes parámetros:

- Precipitación (P): Componente de mayor importancia ya que es el que aporta directamente el recurso al sistema.
-
- Evapotranspiración potencial (ETP): Calculada por el método de Thornthwaite (1948), el cual nos da una aproximación de lo que se puede evapotranspirar si el sistema tuviera la humedad suficiente.
-
- $P - ETP$: Balance mensual de entradas o salidas potenciales del agua en el suelo y se usa para clasificar a los meses en húmedos, si la P es mayor a la ETP y secos si la ETP es mayor que la P.
-
- Reserva de agua (R): Depende de las características físicas y biológicas del suelo (textura del suelo y cobertura vegetal), en algunos casos se puede tomar como reserva máxima 100 mm (Thornthwaite, 1948) sin hacer diferencia en el tipo de suelo ni en la cobertura vegetal. Se estima sumando los incrementos $P-ETP$, sólo cuando son meses húmedos. A estos

incrementos se le suma la reserva del mes anterior al mes que se está calculando.

$$\circ R = R_{i-1} + (P - ETP).$$

- Variación en la reserva (VR): Diferencia entre la reserva del mes en el que se realiza el cálculo y la reserva del mes anterior.

$$VR = R_i - R_{i-1}.$$

- Evapotranspiración real (ETR): Volumen de agua que realmente se evapotranspira en el mes dependiendo del agua disponible para evaporar. La precipitación en el mes considerado y la reserva de agua en el suelo existente será el agua disponible para evaporar.

ETR = ETP, cuando la precipitación cubre la demanda potencial (generalmente en el período húmedo).

ETR = P + |VR|, cuando la ETP excede a la precipitación (período seco), el agua que se evapora será la de la precipitación más la de la variación en la reserva (tomada como valor absoluto).

- Falta de agua (F): Volumen de agua que falta para cubrir las necesidades potenciales de agua (para evaporar y transpirar).

$$F = ETP - ETR.$$

- Exceso de agua (E): Agua que excede la reserva máxima y que se habrá perdido por escurrimiento superficial o subterráneo.

$$E = P - ETP - VR.$$

Desagüe (D): El exceso de agua se dirigirá hacia los cauces naturales y niveles freáticos. Thornthwaite señala que el 50% del excedente de agua de un mes en cuestión se escurre hacia los ríos mientras que el resto se infiltra. $D = 0.5 * (D_{i-1} + E)$.

La ecuación para estimar el balance hidrológico en la subcuenca será:

$$- P = ETR + Infiltración + Escorrentía \quad (19)$$

-

O también puede ser representada de la siguiente forma:

-

$$- P = ETR + D \quad (20)$$

-

Si la estimación en el balance es correcta, la precipitación será igual a la suma de la evapotranspiración real más el desagüe (o exceso) en el sistema.

II.2.4.2. Cálculo del volumen medio escurrido

El procedimiento consiste en estimar la precipitación media de la zona de estudio y la superficie de la cuenca. Al tener estos datos se puede calcular el volumen llovido, mientras que el volumen escurrido es una fracción del llovido. El cual está gobernado por las características del terreno como son: la topografía, la textura del suelo y la cobertura vegetal.

A partir de estas características se le puede asignar un coeficiente de escurrimiento "C" (Tabla III), que multiplicado por el volumen llovido se obtenga el volumen de escurrimiento (Becerra-Moreno, 2005).

$$Vm = C * Pm * A \quad (21)$$

Donde:

Vm = Volumen medio anual escurrido en (m^3).

A = Área de la cuenca en (m^2).

C = Coeficiente de escurrimiento (adimensional).

Pm = Precipitación media anual en (m).

Tabla III. Valores del coeficiente C para calcular los escurrimientos superficiales (Becerra-Moreno 2005, tomado de SARH, 1977).

VEGETACIÓN TOPOGRAFÍA	TEXTURA DEL SUELO		
	GRUESA	MEDIA	FINA
BOSQUE			
plano 0-5%	0.1	0.3	0.4
ondulado 6-10%	0.25	0.35	0.5
escarpado 11-30%	0.3	0.5	0.6
PASTIZAL			
plano 0-5%	0.1	0.3	0.4
ondulado 6-10%	0.16	0.36	0.55
escarpado 11-30%	0.22	0.42	0.6
TERR AGRICOLAS			
plano 0-5%	0.3	0.5	0.6
ondulado 6-10%	0.4	0.6	0.7
escarpado 11-30%	0.52	0.72	0.82

II.2.5. Cálculo directo del flujo superficial.

Los métodos de aforo permiten llevar a cabo la evaluación del flujo de forma directa. Sin embargo, su estimación en arroyos pequeños con cauces irregulares y que se encuentran en áreas remotas siempre presentan dificultades en la medición de su flujo, ya que es complicado instalar algún tipo de sección hidráulica para determinar su gasto (volumen de escurrimiento por unidad de tiempo, Moore, 1975).

No obstante, los vertedores son las estructuras utilizadas como métodos de aforo más comunes, simples y menos costosos para estimar caudales en canales abiertos (Fangmeier *et al.* 2006). Si son de pared delgada se facilita la instalación en zonas silvestres. En relación a la precisión de la medición, los vertedores triangulares permiten una mejor estimación del flujo superficial cuando los caudales son pequeños (Aguilar-Chávez, 2001). Se han desarrollado ecuaciones para calcular el gasto que pasa por vertedores de sección conocida (Becerra-Moreno, 2005).

Finalmente para cuantificar el flujo superficial en el presente trabajo se utilizó la ecuación de Sellin (1969) citada por Moore (1975).

II.2.5.1. Vertedores

Un vertedor es una estructura que se coloca de forma perpendicular en un canal y puede ser utilizada como un medidor del gasto.

Para estimar de forma directa el escurrimiento superficial que llegó al Valle de Guadalupe en el temporal de lluvia 2010-2011, dentro de la subcuenca se instalaron dos vertedores triangulares de pared delgada (Figura 13), los cuales se situaron a diferentes elevaciones (Tabla IV).

Para llevar a cabo la estimación del flujo superficial, se usaron dos métodos: en el primero donde se recolectaron datos a mano de manera continua del 27 de febrero al 7 de marzo del 2011. Del 7 de marzo al 4 de mayo del 2011 se llevaron a cabo registros continuos luego de instalar un Levellogger Gold modelo 3001. Este es un medidor de nivel de presión (presión del agua + la atmosférica) expresada en cm o m de columna de agua.

Finalmente utilizando la ecuación de Sellin (1969) se estimó el volumen de agua que paso por el vertedor durante el escurrimiento.

$$Q = \left(\frac{8}{15}\right) * \sqrt{2G} * C * \frac{\tan\theta}{2} * H^{5/2} \quad (22)$$

Donde:

Q = Descarga en m³/s.

C = Coeficiente de descarga (cercano al 0.6).

θ = Ángulo de abertura del vertedor.

H = Altura de agua, medido del comienzo de la abertura del vertedor al espejo del agua en m.

G = Aceleración de la gravedad (9.8 m/seg²).

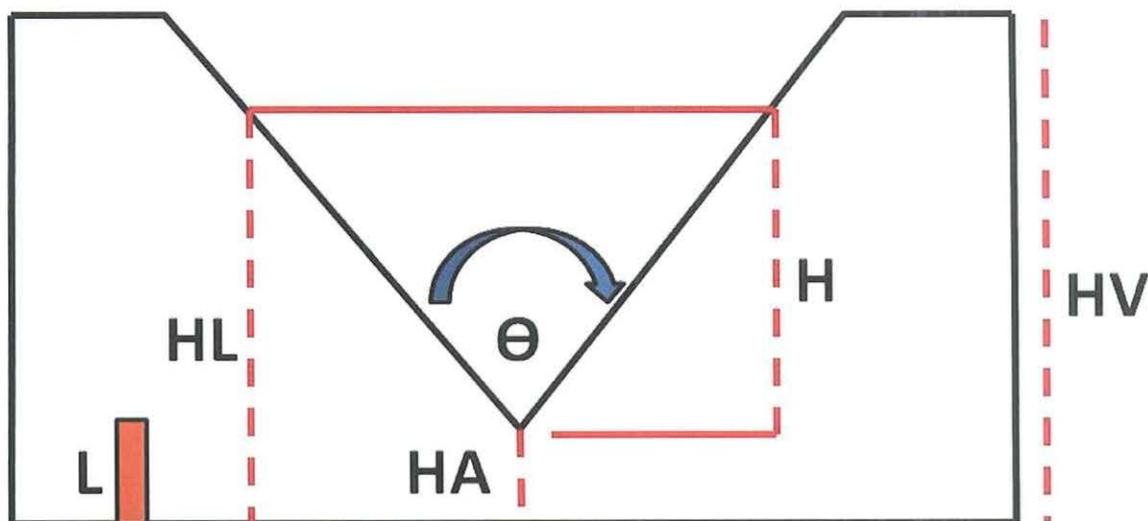


Figura13. Esquema del vertedor triangular. (HV) Altura del vertedor, (H) Altura del agua, medida de la apertura del vertedor al espejo del agua, (HA) Altura medida desde la apertura del vertedor al terreno, (HL) Altura del agua estimada con el medidor de presión, (L) Medidor de presión y (θ) Ángulo de apertura del vertedor.

II.2.5.1.1. Materiales y construcción del vertedor 1

Se utilizaron 3 hojas de madera de 1.6 m de largo, 60 cm de alto y media pulgada de ancho para construir el vertedor. Además se adquirieron 4 refuerzos de madera de aproximadamente 1.95 m de largo, 14 cm de alto y media pulgada de ancho. Estos fueron atornillados a las paredes del vertedor utilizando pijas de 1 pulgada y media y la parte superior se fijó a una viga de acero utilizando alambre recocado.

Las separaciones del vertedor fueron unidas a presión utilizando un adhesivo especial para madera que impide el paso del agua y unos pequeños soportes de madera de 10x30 cm atornillado con pijas al vertedor.

Para finalizar se hizo una perforación en el suelo de 10 a 15 cm de profundidad donde se inserto el vertedor para darle más apoyo. Posteriormente fue rellena con una mezcla de cemento gris, arena y grava (Figura 14A).

II.2.5.1.2. Materiales y construcción del vertedor 2

Para la construcción de este vertedor se utilizaron 3 hojas de madera, una de 96 cm, otra de 1.80 m y finalmente una de 78 cm con 62 cm de alto y media pulgada de ancho. Las 3 hojas fueron unidas entre sí utilizando un adhesivo especial para madera resistente al agua y unos pequeños soportes de madera de 10x30 cm, los cuales fueron atornillados a la pared del vertedor utilizando pijas de 1 pulgada y media.

Para alterar lo menos posible el medio natural, este vertedor fue dispuesto en un lugar en el cual se pudo detener y cimentar en los extremos del cauce. Fue fijado en el suelo haciendo una perforación de 20 cm que fue fijada y rellena utilizando arcilla del lugar con una mezcla de materia vegetal y grava, además de hacer una barrera de rocas. Para darle aún mayor resistencia se utilizaron 4 varillas que se clavaron en el suelo en la cara opuesta a la llegada del agua (Figura 14B).



Figura 14. Vertedores triangulares de pared delgada. Vertedor I (A), Vertedor II (B).

Tabla IV. Localización de los vertedores.

	Latitud	Longitud	Elevación msnm
Vertedor I	32.0366	-116.6009	363
Vertedor II	32.0407	-116.5715	442

II.3. Monitoreo del nivel freático de los pozos y medidores

Para observar los cambios en el nivel freático originados por la cantidad de precipitación que alimentó la subcuenca en ese período, y así estimar el cambio en el nivel piezométrico con base en el volumen de agua aproximado que logró llegar al Acuífero del VG. Se llevó a cabo el monitoreo de octubre del 2010 a junio del 2011.

Para llevar a cabo el monitoreo se utilizaron medidores de plástico y de metal perforados los cuales fueron enterrados en el suelo a una profundidad máxima de 1.80 metros. Estos tuvieron la función de ayudar a estimar el nivel subsuperficial del agua en diversos períodos durante el estudio y fueron distribuidos en una sección de la subcuenca donde se pensó que habría mayor contacto entre la superficie y el espesor saturado.

Así mismo se monitoreó el nivel freático en los pozos utilizando una sonda Solinst para ubicar la altura piezométrica en cada visita a la zona de estudio (Tabla V). Generalmente la toma de datos se llevó a cabo después de varios días de precipitación durante el período de lluvia.

Tabla V. Información general de los pozos de monitoreo.

Pozo	Latitud	Longitud	Elevación msnm	Distancia entre pozos	Profundidad m	Activos
A-225	32.0344	-116.585	403	A225 - A388 291m	18	Sí
A-388	32.0336	-116.582	415	A388 - A227 776m	5	No
A-227	32.0366	-116.575	439	A227 - A110 500m	18	Sí
A-110	32.0401	-116.572	442	A110 - A286 1500m	20	Sí
A-286	32.0467	-116.558	519	A286 - A287 1300m	25	Sí
A-287	32.0517	-116.546	545	A287 - A225 4300m	20	No

Los pozos se encuentran ubicados a lo largo del cauce del arroyo principal que atraviesa la subcuenca (Figura 15). La profundidad de perforación de cada uno es variable y quizás dependa de que tan profundo se encuentre el basamento en ese sitio. La distancia entre pozos también varía, desde los 291m a los 1500m (Tabla V).

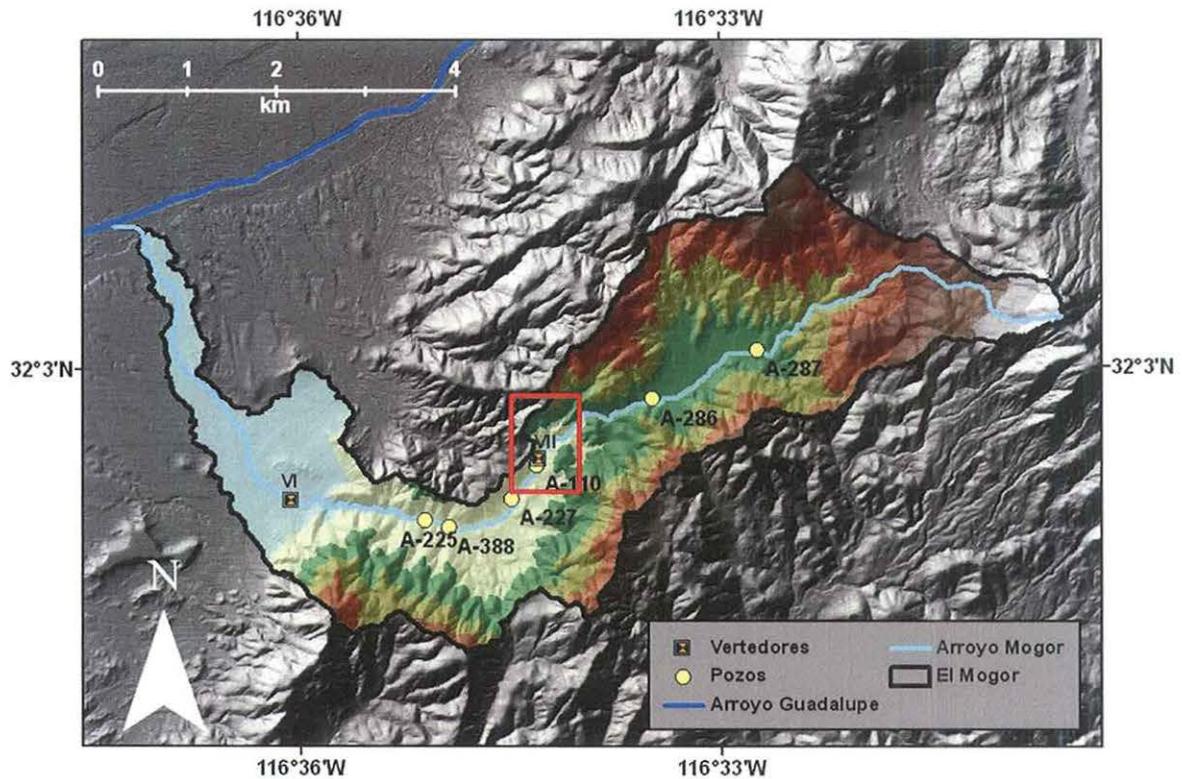


Figura 15. Localización y distribución de los pozos de monitoreo, vertedor I (VI) y vertedor II (VII).

II.3.1. Estimación de la recarga y nivel piezométrico en los pozos

En la subcuenca El Mogor, la recarga del acuífero esta constituida básicamente por tres elementos:

- 1) Infiltración vertical de la precipitación en el área de recarga y a través del medio fracturado circundante.

- 2) Infiltración directa de agua por parte del arroyo principal que drena hacia el valle, incluyendo entradas horizontales a través del subálveo.
- 3) Percolación de agua de riego agrícola.

1.- Recarga por lluvia y de sistema de montaña

La CNA (2008) define a la a infiltración por lluvia con la siguiente ecuación:

$$I = PAC \quad (23)$$

Donde:

P = Precipitación media anual (m).

A = Área de captación vertical (m²).

C = Coeficiente de proporcionalidad que incluye todos los parámetros que intervienen en el proceso de infiltración de la precipitación (adimensional).

La recarga producida por infiltración de lluvia del frente de montaña y de bloque montañoso (recarga del sistema de montaña) (Maddock, 2008) se estimó mediante el uso de la ecuación empírica propuesta por Anderson (1992), basada en un balance de agua estimado en Arizona y en algunos estados adyacentes que tienen climas áridos y semiáridos:

$$RSM = 0.042 * (P - 203)^{0.98} \quad (24)$$

Donde:

RSM = Recarga del sistema de montaña en mm/año.

P = Precipitación anual en mm.

2.- Recarga horizontal

Para estimar la recarga horizontal se utilizó la ecuación de Dupuit (Fetter, 2001) para acuíferos libres con un flujo en estado estacionario (Ecuación 25) un gradiente hidráulico determinado con cada medición del nivel piezométrico y una

conductividad hidráulica variable promediada usando los resultados del análisis textural (Tabla A2, Apéndice A).

$$q = K * \left(\frac{H1+H2}{2} \right) * \left(\frac{H1-H2}{L} \right) \quad (25)$$

Donde:

q = Flujo por unidad de área (m²/día).

K = Conductividad hidráulica (m/día).

H1 = Nivel freático del pozo 1, medido respecto al fondo impermeable que se considera plano (m).

H2 = Nivel freático del pozo 2, medido respecto al fondo impermeable que se considera plano (m).

L = Distancia entre pozos (m).

3.- Extracción por bombeo y percolación por agua de riego

El volumen aproximado de extracción de los pozos se calculó con la información proporcionada por los propietarios y trabajadores de los ranchos y el título de conseción de algunos pozos (COTAS, 2011). El tiempo de operación de bombeo es cercano a 8 horas diarias durante 8 meses en el año (abril-noviembre). En esta época los viticultores dependen de la extracción de agua subterránea para fines de riego.

Así mismo las pérdidas de lluvia por intercepción anual de la vegetación, se llevó a cabo mediante la ecuación empírica formulada por Merrian (1960), cuyo procedimiento lo describe Campos-Aranda (1992) en la siguiente ecuación:

$$I = 2.1082 * (1 - e^{(-0.4743 * P)}) + 0.062 * P \quad (26)$$

Donde:

I = Pérdidas de la precipitación por intercepción de la vegetación en mm.

P = Precipitación en mm.

Capítulo III

Resultados

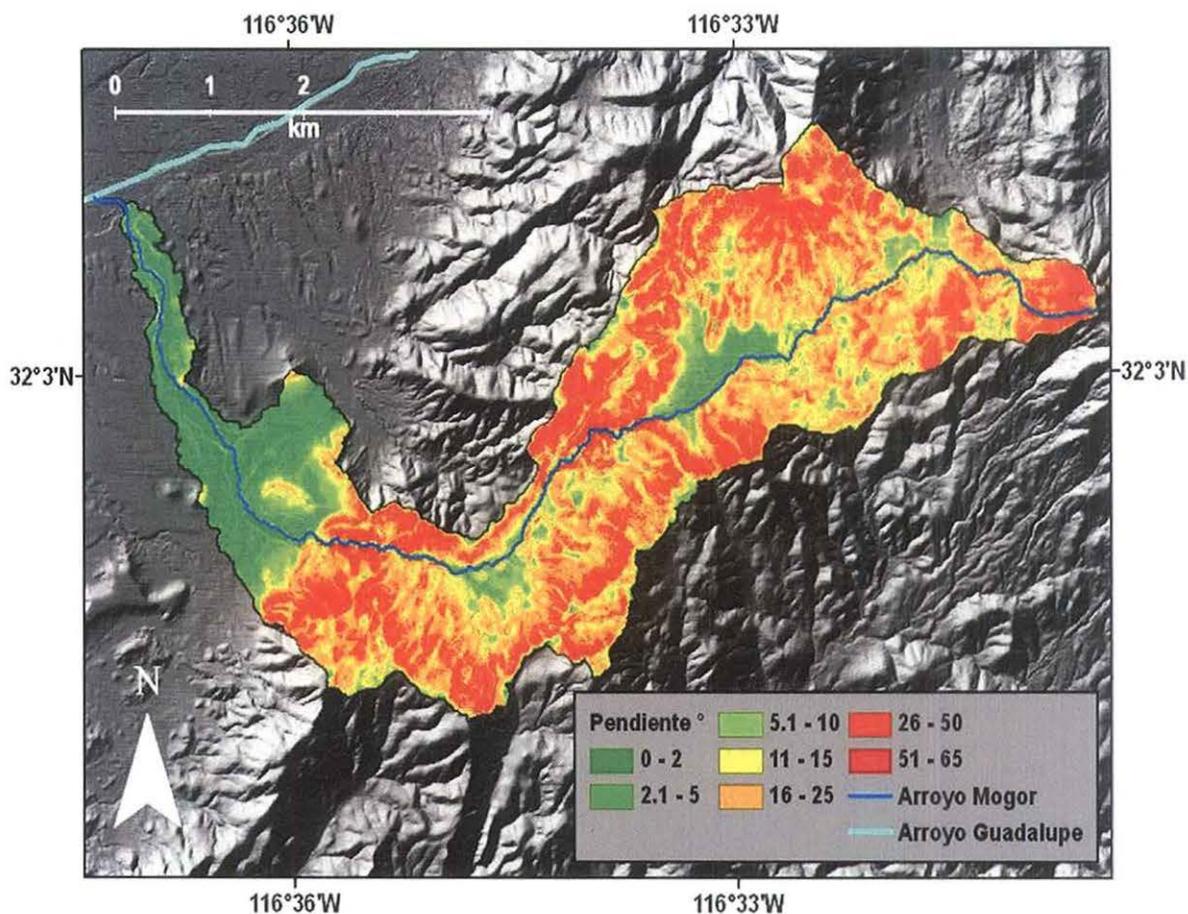
III.1. Factores físicos y biológicos

III.1.1. Pendiente

En la mayor parte de la subcuenca se presentan pendientes pronunciadas (74% del área total). Van desde accidentado a muy escarpado (Figura 16), cubriendo una superficie aproximada de 14.2 km² (Tabla VI). Este tipo de pendientes tienen una influencia importante sobre el escurrimiento superficial, el arrastre de sedimentos y favorecen al aumento de la velocidad del flujo sobre el terreno. En su mayoría estas pendientes dirigen y concentran el escurrimiento en la cañada principal que se dirige hacia el VG. Por otra parte, las pendientes de tipo accidentado medio abarcan ~11% del área de estudio (2.2 km²), mientras que las suaves y llanas comprenden ~15% (2.9 km²) (Tabla VI). Las pendientes con menor inclinación ayudan a que se lleve a cabo el proceso de infiltración, promueven el depósito de sedimentos y disminuyen la velocidad del flujo superficial sobre el terreno.

Tabla VI. Clasificación de las pendientes en grados, cobertura en porcentaje y superficie en km².

Pendiente	Cobertura %	Área km ²
0-2	5.1	0.98
2-5	9.8	1.9
5-10	11.4	2.2
10-15	12.2	2.35
15-25	34.6	6.68
25-50	26.8	5.17
50-65	0.04	0.007
Total	100	19.29



Pendiente	0-2	2-5	5-10	10-15	15-25	25-50	> 50
Terreno	Llano	Suave	Accidentado medio	Accidentado	Fuertemente accidentado	Escarpado	Muy escarpado

Figura 16. Mapa de la pendiente del terreno en grados y su clasificación según Heras (1976).

En la Figura 16 se muestra el criterio y sistema de la clasificación de pendiente del terreno. En ella se puede apreciar las zonas que influyen en el tipo de recarga potencial hacia el acuífero. Las zonas con pendientes entre 0 a 5 grados son donde se considera que se llevan a cabo el proceso de recarga vertical, mientras que las que van de 5 a 10 son donde se considera se llevan a cabo la recarga de frente de montaña y las que van de 10 a 65 son zonas consideradas como parte de la recarga de bloque montañoso.

III.1.2. Textura del suelo

De acuerdo al porcentaje de material y tamaño de grano que se obtuvo con el sistema de clasificación del MIT con los resultados de los análisis de las muestras de suelo (Tabla I), y considerando la representación gráfica de las curvas granulométricas (Figura A1, Apéndice A), las muestras de suelo presentan tamaños de grano que van de los limos gruesos a las arenas gruesas, teniendo un porcentaje mayor las arenas medias y finas. El análisis textural reveló que 24 muestras fueron clasificadas como arenas finas (AF), 20 como arenas medias (AM) y las 4 restantes fueron clasificadas como arenas gruesas (AG) (Figura 17 y 18).

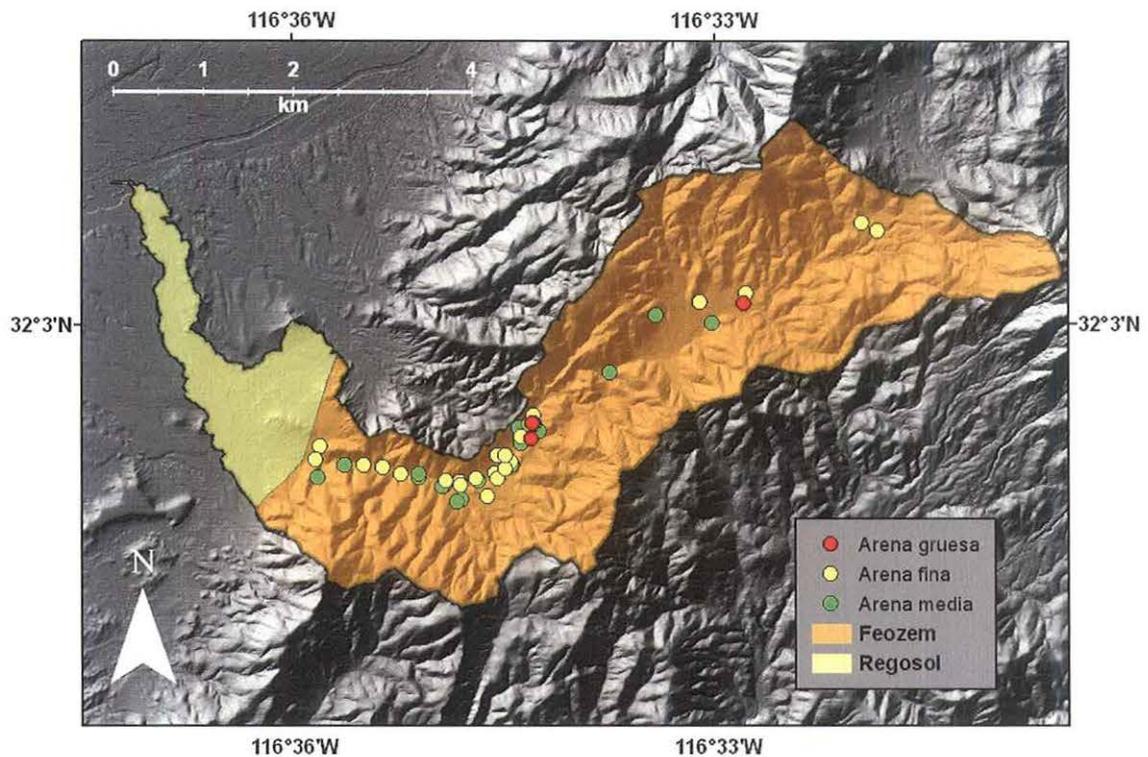


Figura 17. Clasificación del tipo de suelo y análisis textural del área de estudio.

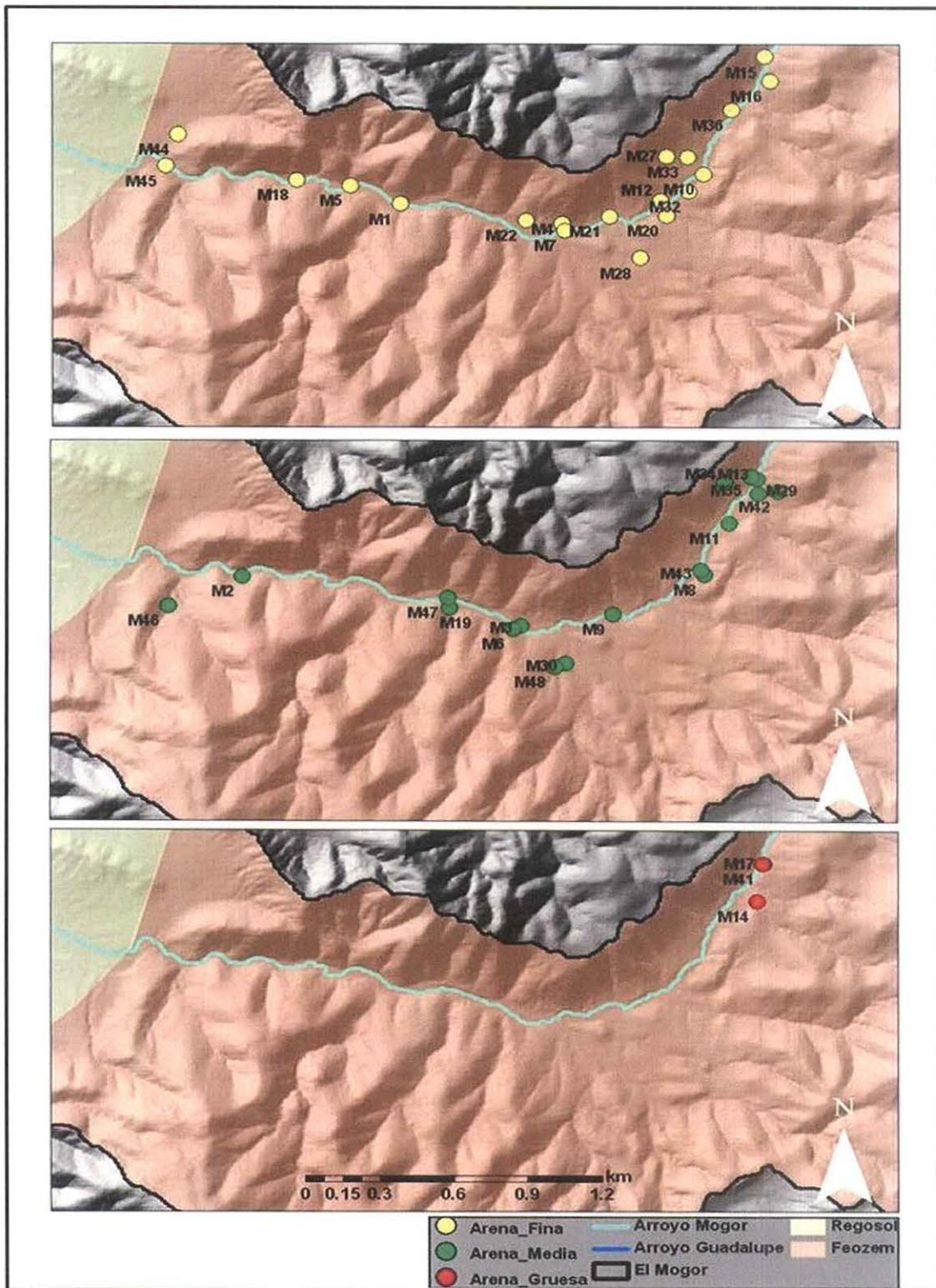


Figura 18. Mapas de la clasificación textural por tamaños de grano.

El porcentaje final del contenido de arena de todas las muestras fue del ~83%, mientras que el contenido de limo-arcilla fue del ~17%. Por lo tanto se puede clasificar a este tipo de suelo como arenoso franco (USDA, 1979, Figura 19).

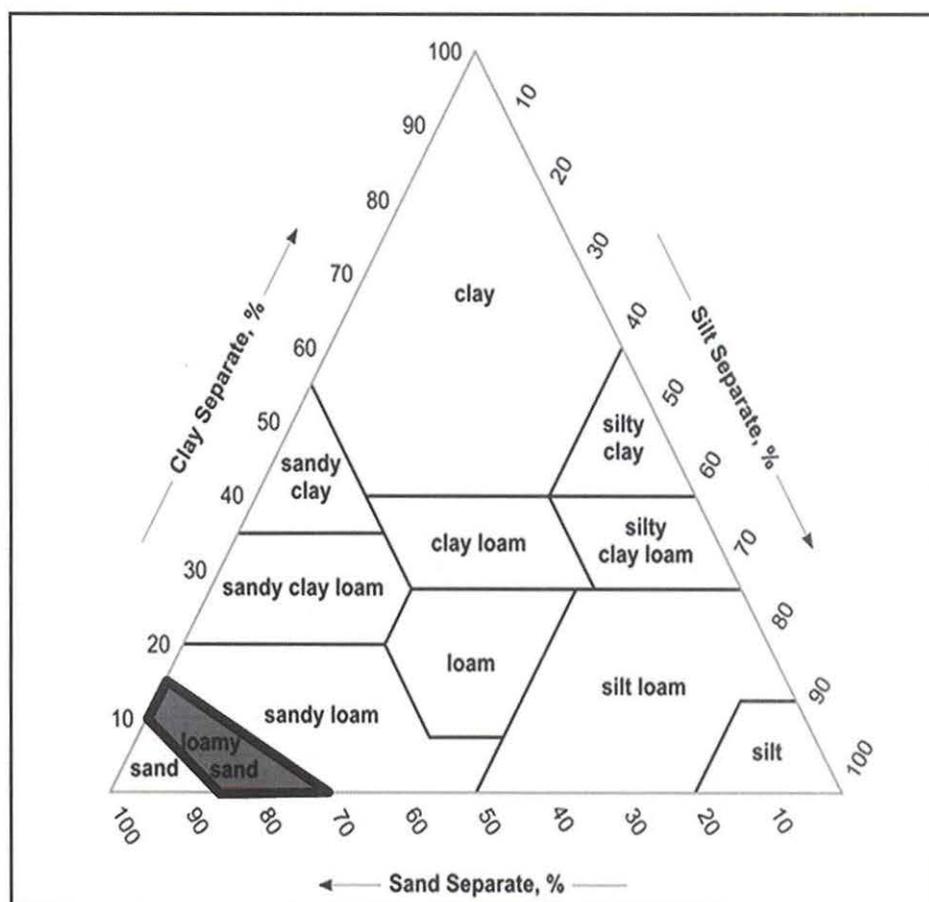


Figura 19. Triángulo textural para la clasificación del tipo de suelo (USDA, 1979).

Por otro lado, según la carta edafológica INEGI 1:250,000, el tipo de suelo se clasifica en dos clases. Una es feozem háplico con una textura media en la parte este, fuera del VG, donde se encuentran zonas con pendientes pronunciadas. En la parte de la subcuenca que cae dentro del valle, donde la pendiente es suave, la clasificación del tipo de suelo es regosol eútrico con una textura gruesa.

Los feozems son distribuidos en terrenos con pendientes suaves en lomeríos y valles, presentan capas superficiales oscuras y ricas en materia orgánica. En la zona de estudio el feozem háplico se encuentra limitado en profundidad por una fase lítica con una fertilidad moderada. La cuenca baja del VG presenta este tipo de suelo asociado al litosol y regosol (INEGI 2001, citado por IMIP, 2008).

Los regosoles son suelos poco evolucionados blanquecinos o amarillentos y poco profundos, con bajo contenido de nutrientes y materia orgánica y que por lo tanto poseen una fertilidad baja o moderada. Son susceptibles a la erosión y puede tener un origen diverso (residual, litoral y aluvial). Están formados por materiales no consolidados como arenas y presentan limitantes físicas por profundidad (fase lítica) o en su superficie (gravas o piedras). Además, se encuentran en lomeríos y mesetas así como en algunas llanuras. El terreno del acuífero de Maneadero está formado por regosol eútrico asociado a feozem háplico de textura gruesa. En El Porvenir, los regosoles están asociados a feozems y fluvisoles de textura gruesa en el Acuífero Guadalupe (INEGI 2001, citado por IMIP, 2008).

III.1.2.1. Cálculo de la conductividad hidráulica a partir de la granulometría

Luego de establecer las características texturales del terreno, identificar el tamaño del diámetro de las partículas del suelo, calcular los coeficientes de uniformidad y curvatura y los porcentajes de materia fina en las muestras, estas se clasificaron dependiendo de su gradación (Tabla A1, Apéndice A). Los suelos bien gradados tienen conductividades hidráulicas mayores ya que el agua pasa más fácilmente a través de sus poros, siendo lo contrario para los suelos mal gradados.

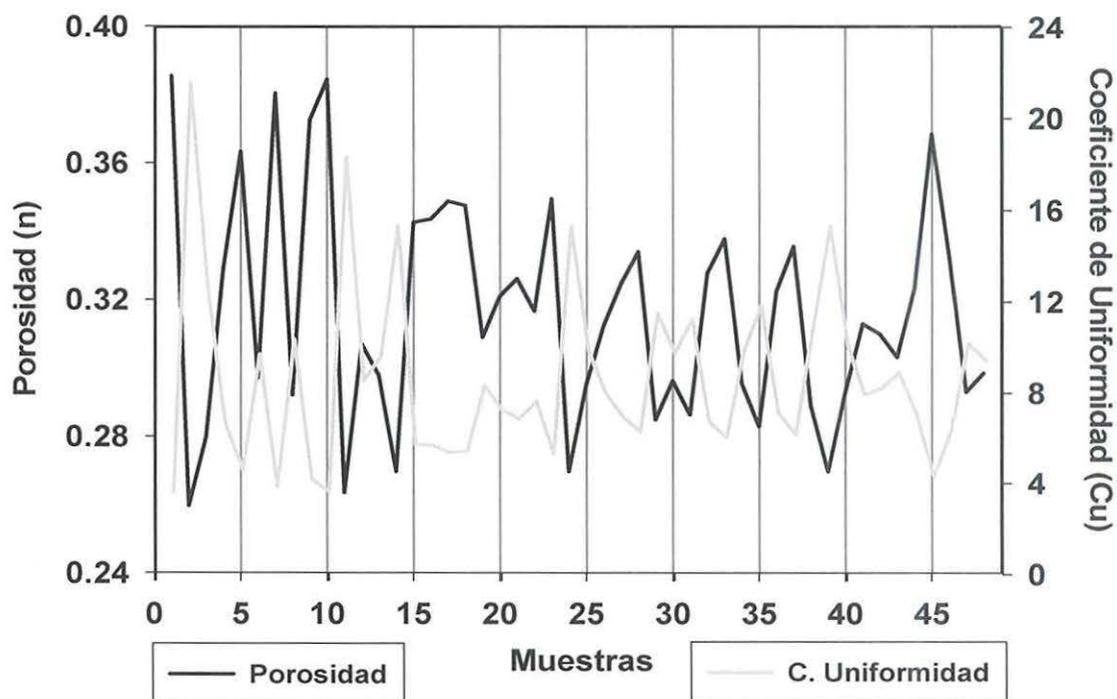


Figura 20. Porosidad del suelo vs coeficiente de uniformidad.

La porosidad fue calculada empíricamente con base en las relaciones con el coeficiente de uniformidad (Odong, 2007). Como se muestra en la Figura 20, la relación entre ambas es inversamente proporcional. Cuando el valor del coeficiente de uniformidad decrece, es porque las partículas de la muestra son uniformes o están muy cercanas a la uniformidad. Cuando esto ocurre el valor de

la porosidad se incrementa ya que al ser más uniforme el tamaño del material quedan más espacios vacíos entre los poros, lo que permite tener una mayor permeabilidad y facilita el paso del agua a través del material cuando el suelo no se encuentra saturado.

De las 48 muestras, 34 fueron clasificadas como arenas limosas mal gradadas (SM-SP), 12 como arenas limosas bien gradadas (SM-SW) y 2 como arena mal gradada y bien gradada (Tabla A1, Apéndice A).

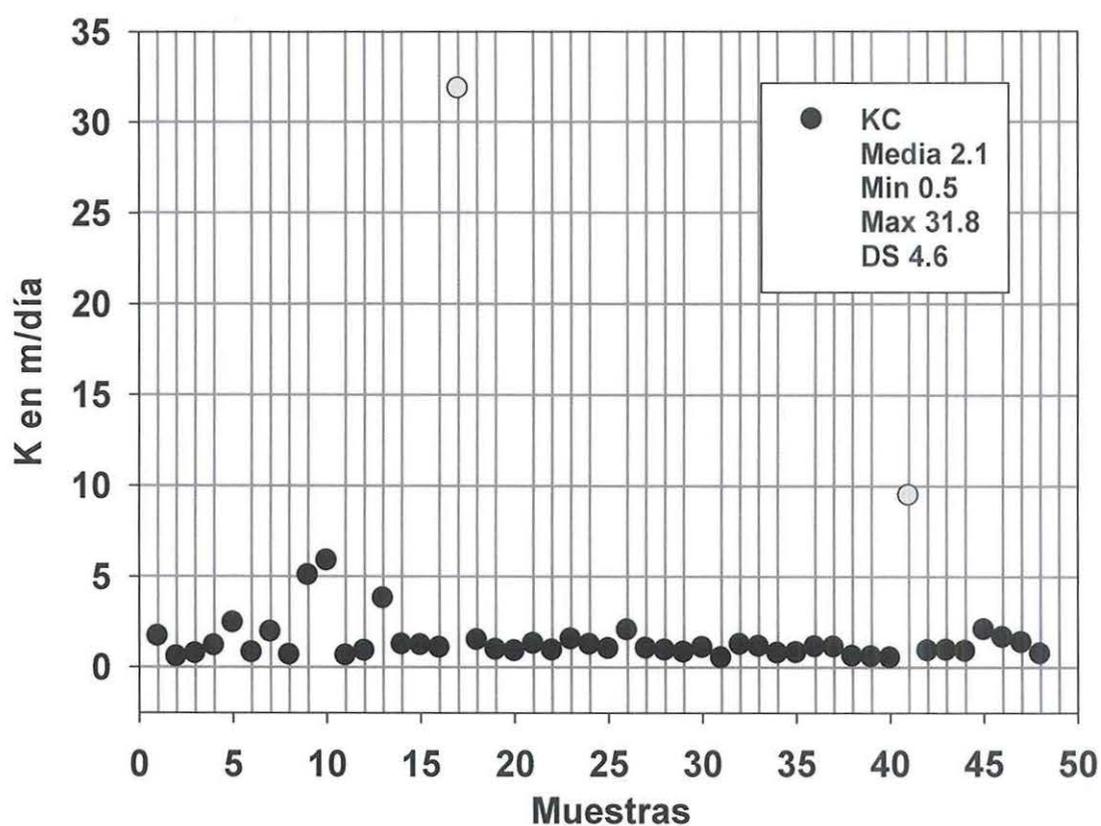


Figura 21. Conductividad hidráulica estimada con la ecuación de Kozeny-Carman.

En la Figura 21 se observa que los valores de la conductividad hidráulica (K) resultaron uniformes entre sí, exceptuando los valores de dos muestras (31.85 m/día y 9.47 m/día), teniendo un valor mínimo 0.50 m/día y un valor máximo de

31.8 m/día (rango de 31.3 m/día). Estos valores extremos incrementan la variación en la conductividad.

Se aprecia que la conductividad es muy similar en gran parte de la zona donde se colectaron las muestras, salvo en una pequeña zona dentro de la cañada donde se presentaron los dos valores extremos (Figura 15, recuadro rojo). Esta zona se caracteriza por tener vegetación arbórea y el pozo A-110 se localiza a unos 20 m del lugar (Figura 15). A lo largo del estudio, este pozo mostró una gran capacidad y velocidad para incrementar su nivel freático con las lluvias y de la misma manera perder su nivel cuando éstas cesan (Figura 32).

Si no se toman en cuenta dichos valores (muestra 17 y 41) (Tabla A2, Apéndice A) el rango de las conductividades disminuiría a 5.35 m/día y el valor máximo llegaría a 5.86 m/día, lo que generaría una menor variación entre la K en la cañada de la subcuenca.

III.1.3. Análisis de la cobertura vegetal y su distribución espacial

El análisis se realizó durante dos años hidrológicos (2009-2011). Primeramente se estimó el índice de vegetación diferencial normalizado “NDVI” para 22 imágenes de satélite Landsat 5TM en diferentes fechas, previamente corregidas y libres de los efectos atmosféricos. Las imágenes que cubren la zona de estudio tienen coordenadas órbita 39 renglón 38, se obtuvieron del catálogo Landsat de acceso libre en la página del servicio geológico de los Estados Unidos, <http://glovis.usgs.gov/>. Posteriormente se realizó un análisis estadístico de la zona utilizando el programa ArcGIS para obtener la sumatoria de los valores de los píxeles que representan al índice de vegetación para la imagen que se está trabajando (Tabla B1, Apéndice B). Como resultado se aprecia que las imágenes con valores más altos reflejan una mayor vitalidad en su vegetación y un área foliar más extensa.

Durante el periodo del análisis se observaron cambios en los valores de NDVI a lo largo del tiempo del estudio. Los valores mayores de NDVI se observaron en los meses de enero a abril ya que en esa temporada la vegetación se encuentra en su etapa de máxima biomasa debido a que el suelo se encuentra parcial o totalmente saturado, lo cual fomenta el crecimiento de la vegetación.

Los valores de NDVI asociados a la información obtenida con la precipitación presentaron una mayor relación en su vigor y área foliar durante el mes o meses siguientes al máximo en la precipitación, exhibiendo un pequeño retraso en su respuesta. Cuando la precipitación disminuye y la temperatura aumenta, sucede lo contrario, la vegetación comienza a decaer con ese mismo retraso. Esto ocurre a mediados del verano y continúa con la misma tendencia hasta llegar al mes de octubre, el mes en el cual se observó una biomasa menor en la región (Figura 22).

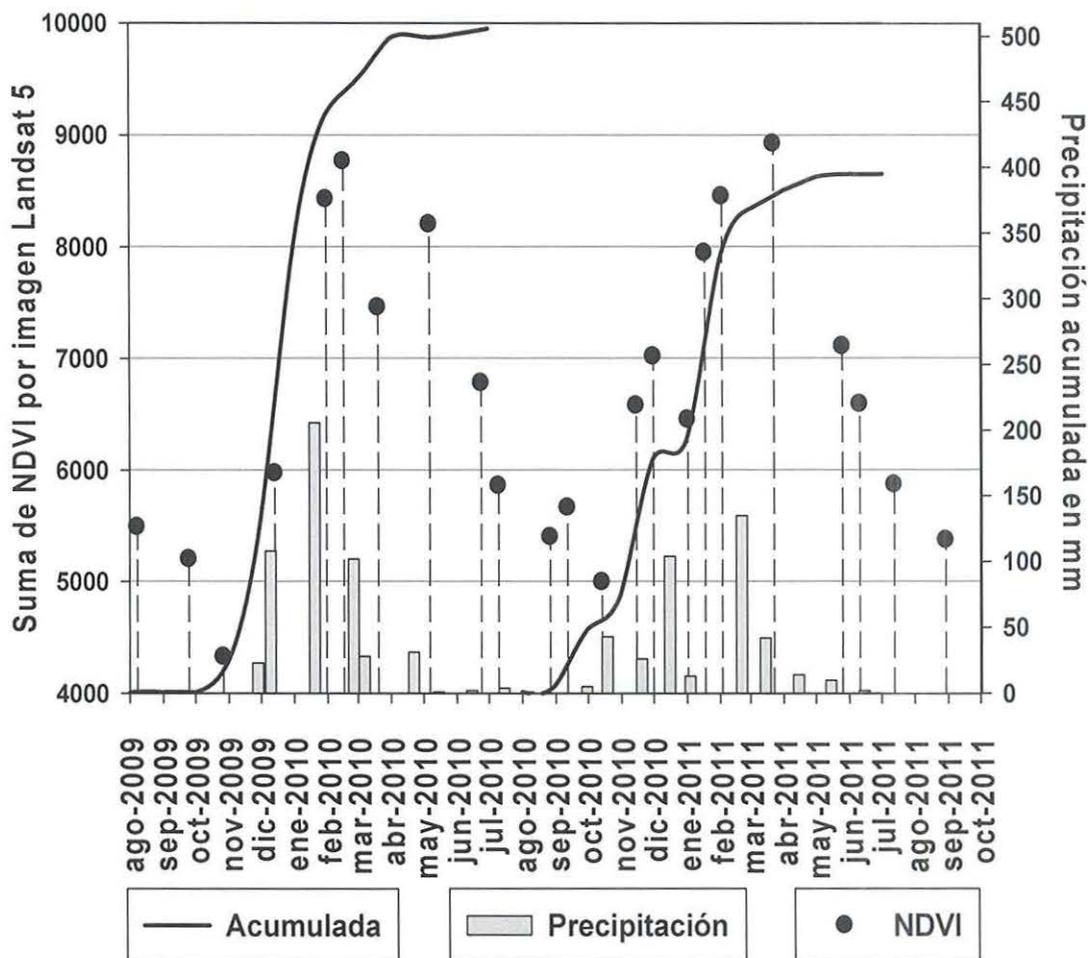


Figura 22. Integración del índice de vegetación en la subcuenca El Mogor por imagen Landsat durante los ciclos hidrológicos 2009-2010 2010-2011, su sensibilidad ante la precipitación mensual y acumulada (la subcuenca tiene ~21400 pixeles Landsat).

Para calcular la distribución y la orientación de las pendientes, a partir del modelo digital de elevación Lidar tipo terreno (INEGI, 2008), se calculó el mapa de aspecto que representa la orientación de la pendiente del terreno en cada celda del modelo (Figura 23A). A partir de esta información se hizo una clasificación para separar las laderas, en laderas norte y sur (Figura 23B). Junto con la información generada con el índice de vegetación se realizó una estadística zonal del NDVI por ladera y de su distribución espacial en la subcuenca (Tabla VII).

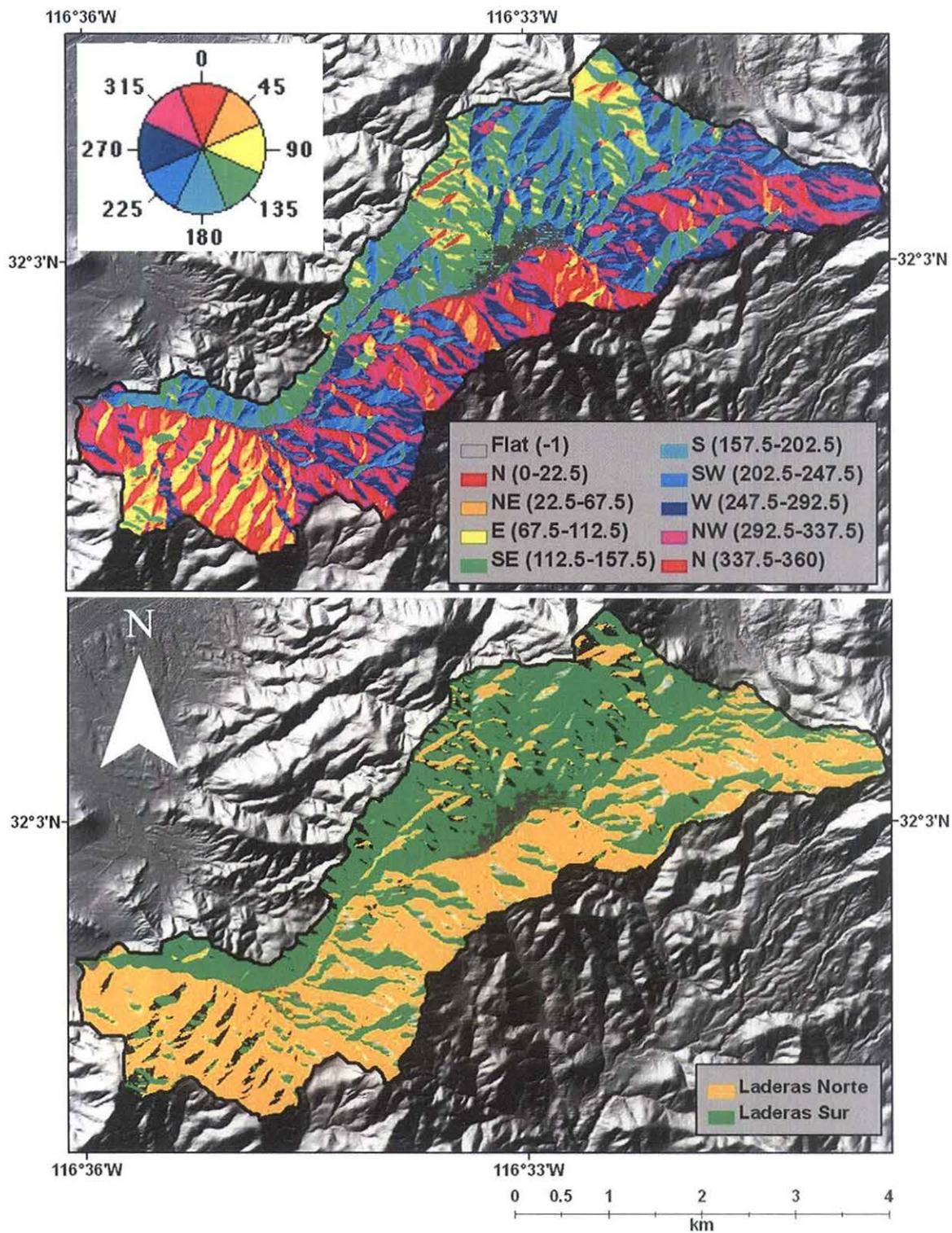


Figura 23. A) Mapa del aspecto y de las orientaciones de las pendientes. B) Mapa de las laderas norte y sur que figuran dentro del área de estudio.

De acuerdo con los datos generados con el análisis del índice de vegetación por ladera (Tabla VII), se encontró que éstas presentan variaciones y diferencias en su cubierta vegetal, sin importar el mes o estación del año (Figura 24).

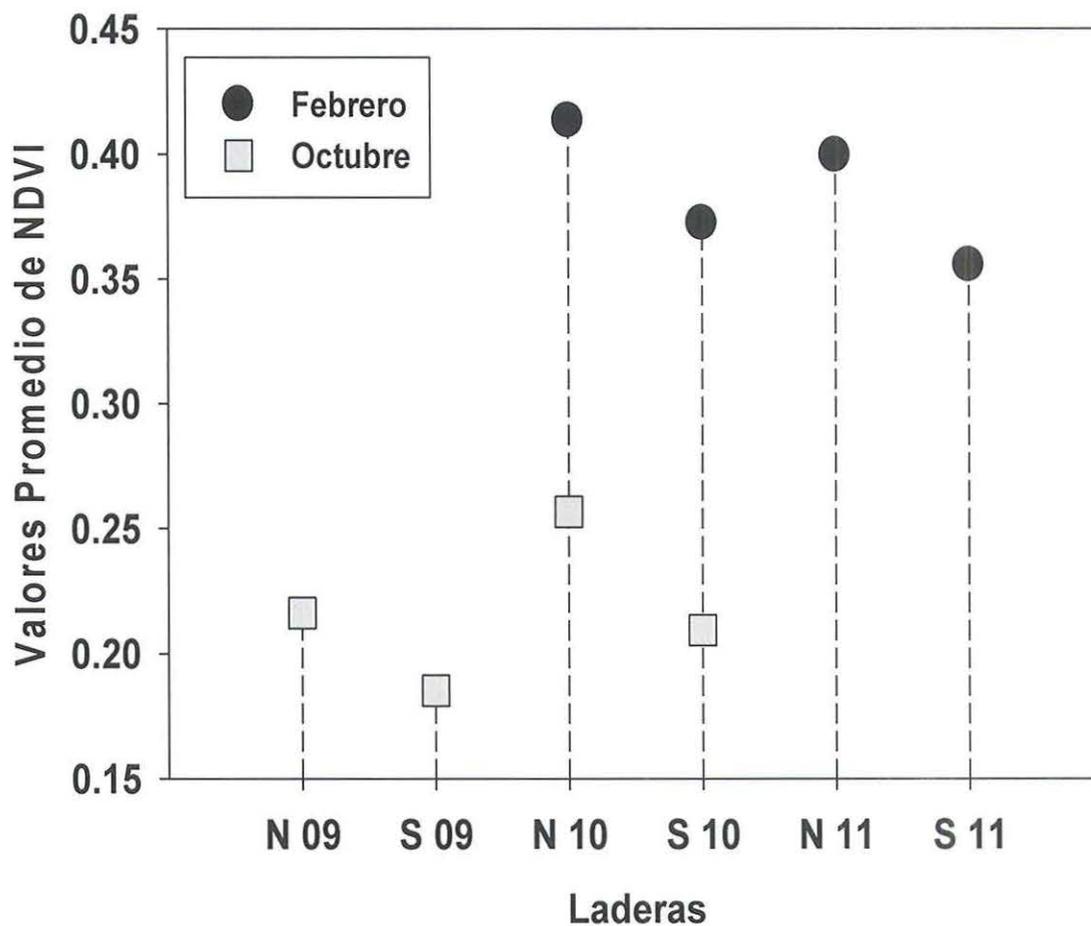


Figura 24. Valor promedio del índice de vegetación NDVI calculado a partir de imágenes Landsat 5 TM, de los meses de febrero y octubre de los años 2009, 2010 y 2011 agregado por laderas Norte y Sur. El valor promedio siempre es mayor en las laderas con exposición Norte.

Tabla VII. Datos utilizados para comparar el vigor de la vegetación entre laderas Norte y Sur, para los meses de febrero 2010-2011 y octubre 2009-2010.

Valor promedio de NDVI	Suma de NDVI	Pixeles
Febrero		
Laderas N 2010	0.4132	3219
Laderas S 2010	0.3724	2467
Laderas N 2011	0.3994	3112
Laderas S 2011	0.3555	2355
Octubre		
Laderas N 2009	0.2163	1685
Laderas S 2009	0.1853	1227
Laderas N 2010	0.2567	2000
Laderas S 2010	0.2095	1388

La vegetación que presenta la subcuenca se puede dividir en vegetación agrícola (~15%) y nativa (~85%). En términos de la vegetación agrícola, el cultivo de la vid el más representativo, seguido del cultivo de olivo, algarrobo y hortalizas. La vegetación nativa está comprendida por chaparral en lomeríos y laderas, y algunos pequeños manchones de vegetación riparia en la cañada principal. Como vegetación predominante se encontraron arbustos de 1-3 m de altura, con hojas duras (esclerófilas) siempreverdes (Tabla VIII).

Tabla VIII. Especies vegetales que predominan en la región.

Nombre científico	Nombre común
<i>Adenostoma fasciculatum</i>	Chamiso
<i>Malostoma laurina</i>	Lentisco
<i>Ceanothus greggii</i>	Ceanothus del desierto
<i>Ornithostaphylos oppositifolia</i>	Baja California birdbush
<i>Ceanothus oliganthus</i>	Ceanothus peludo
<i>Xylococcus bicolor</i>	Misión manzanita
<i>Heteromeles arbustifolia</i>	Toyón
<i>Comarostaphylis diversifolia</i>	Summer holly
<i>Rhus ovata</i>	Sugar bush

Los valores más altos de NDVI se presentaron en los meses de lluvia (diciembre-marzo) y corresponden a las zonas con ocupación agrícola en la parte oeste de la subcuenca, en la cual predomina el cultivo de algarrobo y olivo, representado en color verde oscuro y algunas pequeñas zonas en el interior de la subcuenca que corresponden en su mayoría a la vegetación riparia en la cañada principal. La vegetación silvestre también alcanza los valores más altos en estos meses (color verde claro) y se puede observar que abarca el ~80% de la superficie de la subcuenca. En verano y parte del otoño (junio-octubre) decae la vegetación, comienza a secarse y a perder la biomasa poco a poco (color rojo), siendo las laderas sur o solanas las más afectadas, presentando los valores menores de NDVI en el área de estudio (Figura B1, Apéndice B).

III.2 Procesos Hidrológicos

III.2.1 Infiltración

La capacidad de infiltración final se estimó utilizando la ecuación de Horton (Ecuación 10) con base en los datos obtenidos de la tasa de infiltración inicial y final derivados de las pruebas de infiltración con el infiltrómetro de doble anillo (Tabla C1, Apéndice C) y la estimación del coeficiente de decaimiento “k” (Tabla C2, Apéndice C).

Tabla IX. Capacidad de infiltración final de las pruebas de infiltración.

Capacidad de infiltración	mm/hr
Prueba1	5.6
Prueba2	13.1
Prueba3	35.4
Prueba4	28.8
Prueba5	35.5
Prueba6	124.0
Prueba7	35.3
Prueba8	89.6
Prueba9	36.4
Prueba10	11.6
Prueba11	6.1
Promedio	38.3

Se aprecia una gran variación entre la capacidad de infiltración en cada prueba (Tabla IX). Las pruebas que presentan infiltración baja, tienen un mayor porcentaje de material fino en su estructura y su porosidad es menor (prueba 1, 2, 10 y 11). La presencia de este material puede ocasionar que la capa superficial se sature rápidamente y selle la entrada del líquido y por lo tanto disminuya considerablemente la permeabilidad y la velocidad de infiltración en esa zona.

III.2.2. Evapotranspiración Potencial (ETP)

Para el cálculo de la ETP de la subcuenca se partió de la información de la estación meteorológica de CICESE ubicada en el VG con la temperatura media mensual del ambiente, y se utilizó el método empírico de Thw (1948), para llevar a cabo el cálculo.

Tabla X. Estimación de la evapotranspiración potencial por el método de Thornthwaite para el año hidrológico 2009-2010 y 2010-2011. (I) índice de calor mensual, (ETPs/a), evapotranspiración potencial sin ajuste, (K) coeficiente de corrección y (ETP) evapotranspiración potencial.

PERÍODO	T° media	I	a	ETP s/aj mm	K	ETP mm	ETP Mm ³
AGO09	22.7	9.88	1.6	105.13	1.14	120	2.31
SEP09	23.2	10.21		108.86	1.03	112	2.16
OCT09	17.6	6.72		69.92	0.98	69	1.32
NOV09	14.7	5.12		52.39	0.89	47	0.90
DIC09	11	3.30		32.92	0.90	30	0.57
ENE10	12.2	3.86		38.86	0.90	35	0.67
FEB10	11.6	3.58		35.84	0.90	32	0.62
MAR10	12.9	4.20		42.49	1.03	44	0.84
ABR10	12.7	4.10		41.44	1.08	45	0.86
MAY10	14.8	5.17		52.96	1.18	62	1.21
JUN10	16.7	6.21		64.27	1.17	75	1.45
JUL10	19.4	7.79		81.73	1.20	98	1.89
TOTAL		70.13				768	14.82

PERÍODO	T° media	I	a	ETP s/aj mm	K	ETP mm	ETP Mm ³
AGO10	21.2	8.91	1.57	94.90	1.14	108	2.09
SEP10	20.7	8.59		91.41	1.03	94	1.82
OCT10	16.2	5.93		62.18	0.98	61	1.18
NOV10	13.6	4.55		47.23	0.89	42	0.81
DIC10	12.2	3.86		39.82	0.9	35	0.68
ENE11	12.2	3.86		39.82	0.9	36	0.69
FEB11	10.2	2.94		30.05	0.9	26	0.50
MAR11	13.1	4.30		44.53	1.03	46	0.88
ABR11	14.6	5.07		52.80	1.08	57	1.10
MAY11	15.3	5.44		56.84	1.18	67	1.29
JUN11	16.7	6.21		65.22	1.17	76	1.47
JUL11	20.8	8.66		92.10	1.2	111	2.13
TOTAL		68.31				759	14.64

En la Tabla X, se muestran las estimaciones de la evapotranspiración potencial. Este método depende completamente de la variación en las temperaturas en la región (Figura 25B). En ambos años hidrológicos se observa una ETP muy similar, lo cual está asociado a una variación mínima en la media mensual de las condiciones térmicas en la región.

Los meses con menor ETP son los invernales cuando la temperatura es menor. Sin embargo, esta estimación no refleja la realidad en las demandas de agua dentro del sistema hidrológico, sino más bien funciona como una referencia climática que indica la potencialidad que hay en la región para evapotranspirar el agua sin haber alguna restricción en su cantidad.

Esta variable climática junto con la precipitación constituyen una parte muy importante para calcular el balance hidrológico de una región, ya que permite comenzar a definir los déficits hídricos potenciales (en los meses secos) y los excesos potenciales (en los meses húmedos) en un sistema hidrológico (Figura 25A).

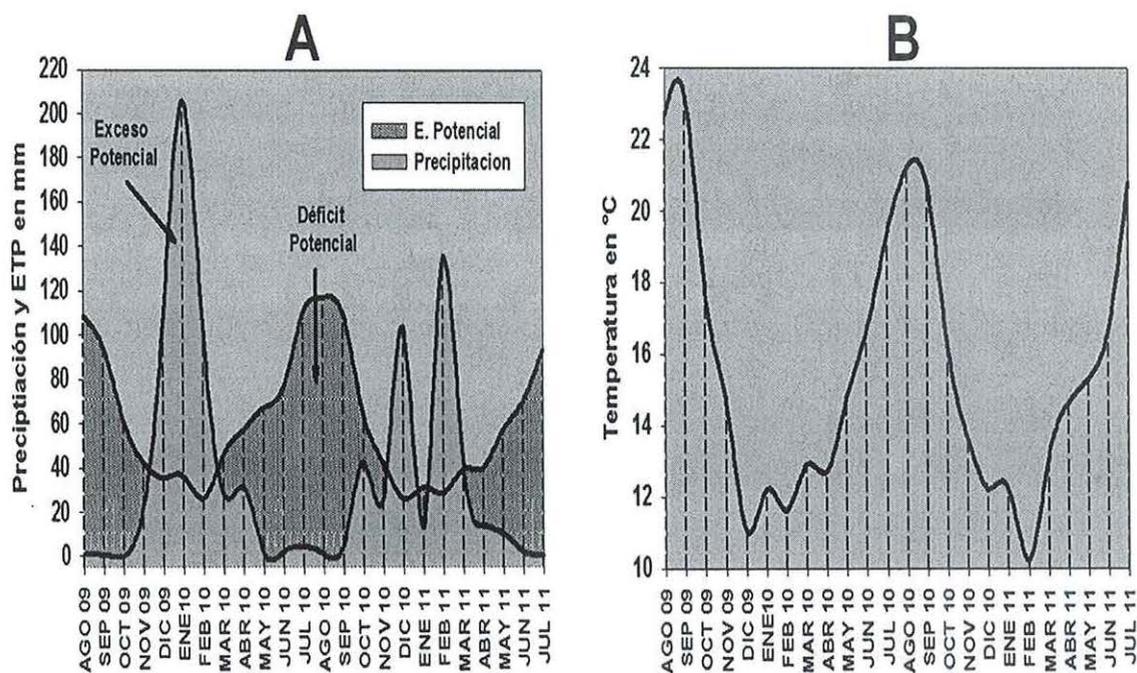


Figura 25. A, representación gráfica de la precipitación mensual vs la evapotranspiración potencial. B, temperatura media mensual en °C.

En la Tabla XI se reporta el promedio de la evaporación calculada en la región por la estación Olivares Mexicanos de la CNA a través de 37 años de información, así como el resultado obtenido con la ETP estimada con el método de Thw y la ETP registrada en la estación del VG.

Tabla XI. Resultados de la ETP estimada con el método de Thornthwaite (Thw), ET calculada con la estación del Valle de Guadalupe (VG) para el año hidrológico 2010 y la evaporación histórica medida con las charolas de Penman (Ch) de la estación Olivares Mexicanos de la CNA (1952-1989).

2010	Thw	VG	Ch
Ene	35	77	74
Feb	32	73	80
Mar	44	115	103
Abr	45	125	130
May	62	159	159
Jun	75	157	192
Jul	98	163	216
Ago	108	171	201
Sep	94	150	171
Oct	61	86	134
Nov	42	95	90
Dic	35	65	69
Total	731	1435	1618

III.2.3. Análisis de la precipitación

En el ciclo 2009-2010 se presentó una precipitación total anual de 506 mm, una temperatura media anual de 15.8°C y una oscilación térmica anual de 12.2 °C. El mes más cálido fue septiembre (23.2°C) y el que mostró una temperatura menor fue diciembre (11°C). En el ciclo 2010-2011 la precipitación total anual fue de 395 mm, la temperatura media anual de 15.6°C y hubo una oscilación térmica de 11°C. El mes más cálido fue agosto (21.2°C) y el de menor temperatura fue febrero (10.2°C). El periodo sin precipitación abarcó de agosto a noviembre del 2009, marzo a noviembre del 2010 y de abril a julio del 2011 (primavera a otoño). Los meses húmedos fueron de diciembre a enero del 2010 y diciembre, febrero y marzo del 2011 (Figura 26).

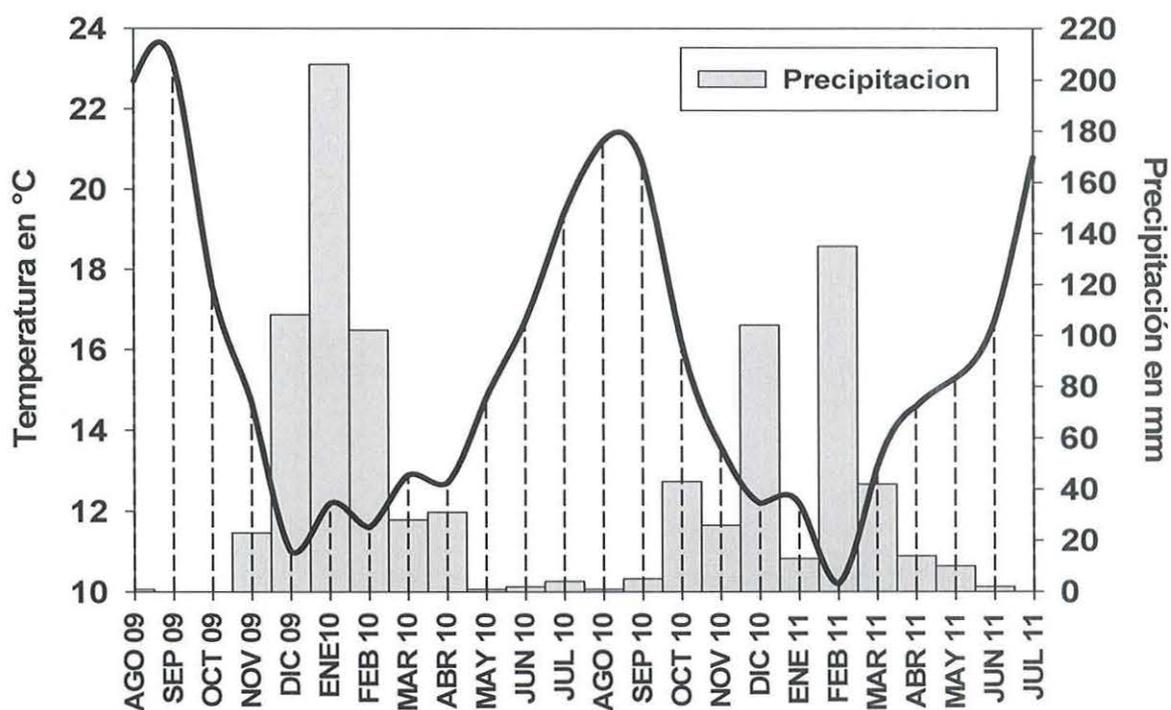


Figura 26. Climograma de la subcuenca El Mogor.

Con los datos obtenidos de las estaciones de la CNA, se reconstruyó la precipitación para la subcuenca del año 2000 al 2008 ya que no existen datos históricos en esa zona durante ese periodo y se observó la variación de la precipitación durante ese tiempo para pronosticar la precipitación media anual (Figura 27). La mayor precipitación anual se registró en el año 2010 con 553 mm y la menor se calculó para el año 2007 con 101 mm y la precipitación media anual fue de 270 mm.

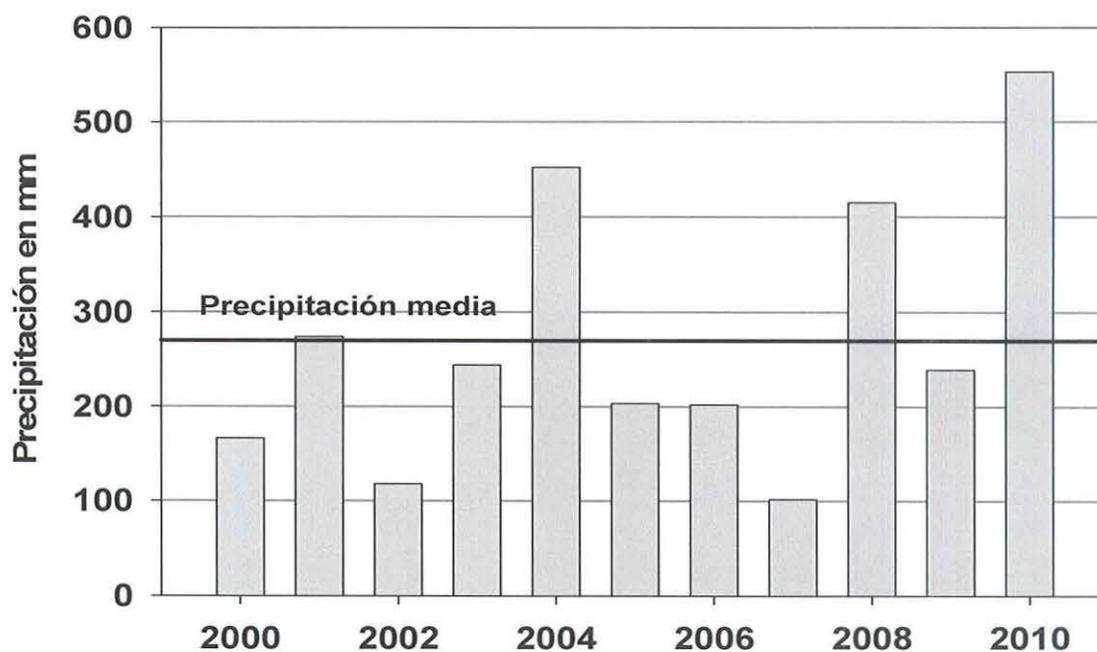


Figura 27. Reconstrucción histórica anual de la precipitación de la región.

Se recopiló información histórica de las 3 estaciones de la CNA para observar la variabilidad de la precipitación por regiones y por años (Tabla E1, Apéndice E).

En la estación Agua Caliente se registró la máxima precipitación en 1998 con 509 mm, una precipitación mínima en 1989 con 57 mm y una precipitación media histórica de 271 mm. La estación de Ensenada localizada en la presa Emilio

López Zamora tuvo como máxima precipitación 469 mm en el año 1998, como mínima 101 mm en 1989 y una precipitación media de 274 mm. La estación el Porvenir presentó como precipitación máxima 674 mm en el año 2004, como mínima 148 mm y una precipitación media de 380 mm anuales, en esta estación no se registraron datos en los años 1989 y 1990 (Figura 28).

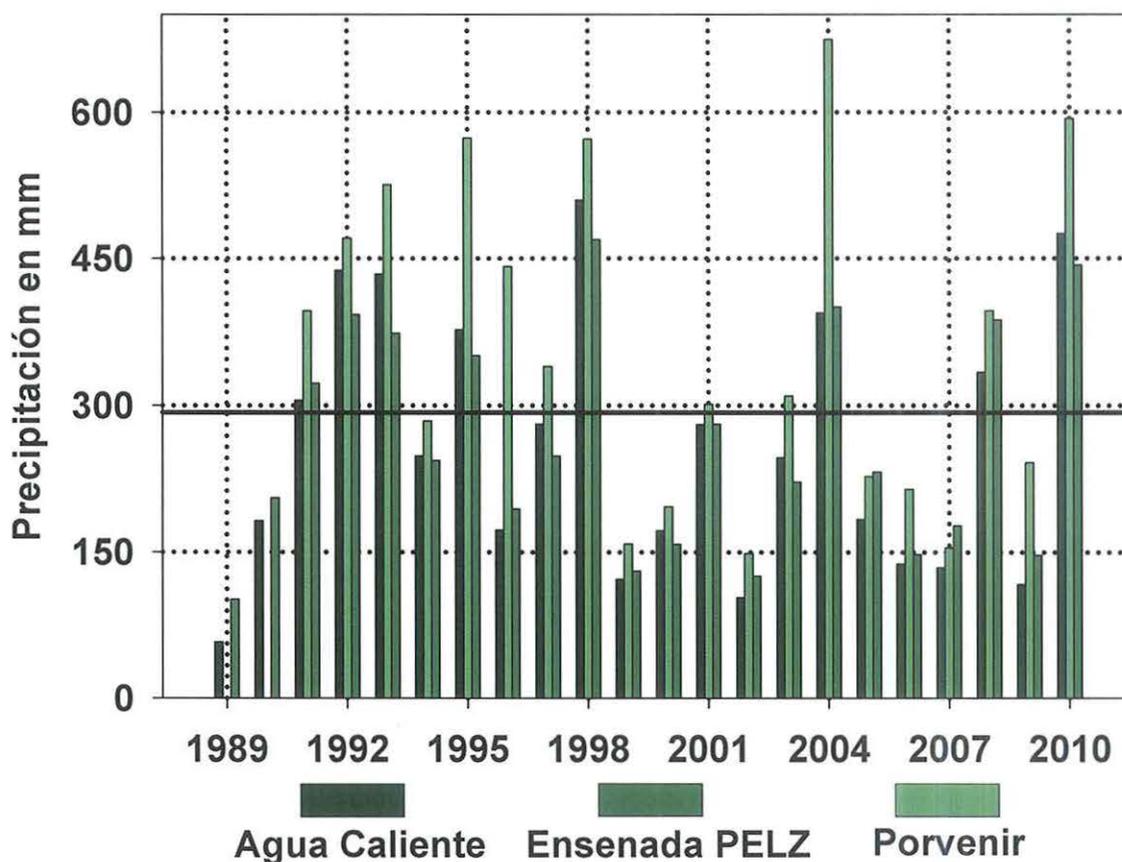


Figura 28. Precipitación media anual histórica de las estaciones de la CNA (Agua Caliente, Ensenada PELZ y el Porvenir). La línea sólida representa la precipitación media para la región (293 mm).

En el ciclo 2010-2011 los datos de la estación de CICESE del Valle de Guadalupe fueron promediados con la información obtenida con el pluviómetro casero, y se apreció una diferencia en la lámina precipitada entre ambos (Tabla XII y XIII).

Tabla XII. Datos pluviométricos de la estación del Valle de Guadalupe para los años hidrológicos 2009-2010 y 2010-2011.

Precipitación mensual en mm de la estación CICESE del Valle de Guadalupe													
Año hidrológico	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	An
2009-2010	1	0	0	23	108	206	102	28	31	1	2	4	506
2010-2011	1	5	43	26	104	13	135	42	14	10	2	0	395

Tabla XIII. Comparación de los datos de precipitación de la estación meteorológica y del pluviómetro casero (la precipitación estimada con el pluviómetro casero siempre es mayor).

Precipitación en mm			
	Estación	Pluv. Casero	Diferencia
Dic 2010	99	108.2	9.2
Ene 2011	13.5	15.1	1.6
Feb 2011	131	147.5	16.5
Mar 2011	38	44.7	6.7
Abr 2011	13.6	15.4	1.8
May 2011	9	11	2
Jun 2011	2	2	0
Jul 2011	0	0	0
Total	306.1	343.9	37.8

El número de días de lluvia en el año fueron 90 en el ciclo 2009-2010 y 85 días en el ciclo 2010-2011. En la mayoría de los eventos de lluvia se apreció que la precipitación no sobrepaso los 2 mm en un tiempo de 5 minutos, que es el tiempo al que está calibrado el sensor de la estación para recolectar datos. Solo se presentaron algunos aguaceros en diciembre del 2009, enero y febrero 2010 y febrero del 2011 (Tabla XIV).

Tabla XIV. Precipitación mensual, días con precipitación y tipo de precipitaciones.

Estación CICESE Valle de Guadalupe Ciclo 09-10						Estación CICESE Valle de Guadalupe Ciclo 10-11					
Latitud 32°00'00" N		Longitud 116°36'00" O		Ensenada B.C.		Latitud 32°00'00" N		Longitud 116°36'00" O		Ensenada B.C.	
Elevación 361 m			Días con precipitación			Elevación 361 m			Días con precipitación		
Año	Mes	Prec. mm	(> 0.2 y < 2)	(> 2 y < 10)	>10	Año	Mes	Prec. mm	(> 0.2 y < 2)	(> 2 y < 10)	>10
2009	8	1	4	0	0	2010	8	1	2	0	0
2009	9	0	0	0	0	2010	9	5	4	0	0
2009	10	0	0	0	0	2010	10	43	16	0	0
2009	11	23	5	0	0	2010	11	26	9	0	0
2009	12	108	9	1	0	2010	12	104	14	0	0
2010	1	206	12	4	0	2011	1	13	4	0	0
2010	2	102	15	5	0	2011	2	135	7	2	0
2010	3	28	11	0	0	2011	3	42	12	0	0
2010	4	31	14	0	0	2011	4	14	9	0	0
2010	5	1	2	0	0	2011	5	10	4	0	0
2010	6	2	7	0	0	2011	6	2	2	0	0
2010	7	4	1	0	0	2011	7	0	0	0	0
Total		506	80	10	0	Total		395	83	2	0

La mayoría de los eventos de lluvia tuvieron una intensidad moderada y se presentaron de forma discontinua sobre todo en el inicio y al final del temporal. Otra característica importante es que en los meses con temperaturas más bajas la lluvia se presentó durante periodos más prolongados y se llevó a cabo la mayor acumulación en el año (Figura 26).

En la Figura 29 se aprecia que los días de lluvia con mayor acumulación se presentaron en eventos consecutivos cuya duración en la precipitación fue variable (de 1 a 5 días), estas contribuyeron significativamente al total de la precipitación anual. La máxima precipitación en un solo día se presentó en el mes de diciembre del 2009 con 70 mm, contribuyendo con el 14% a la lluvia anual estimada. En el mes de enero del 2010 se acumularon 64 mm en un evento de 5 días, donde tan solo en este tiempo se sumó una precipitación de 203 mm, aportando el 40% de la precipitación para el año hidrológico 2009-2010.

En el mes de diciembre del 2010 se acumuló en un evento de 3 días una precipitación de 75 mm, mientras que en febrero del año siguiente se registró una precipitación máxima en un solo día de 54 mm, cantidad ligada a un evento de dos días para sumar 89 mm. El primer evento aportó el 19% y el segundo el 23% de la precipitación anual del año hidrológico 2010-2011.

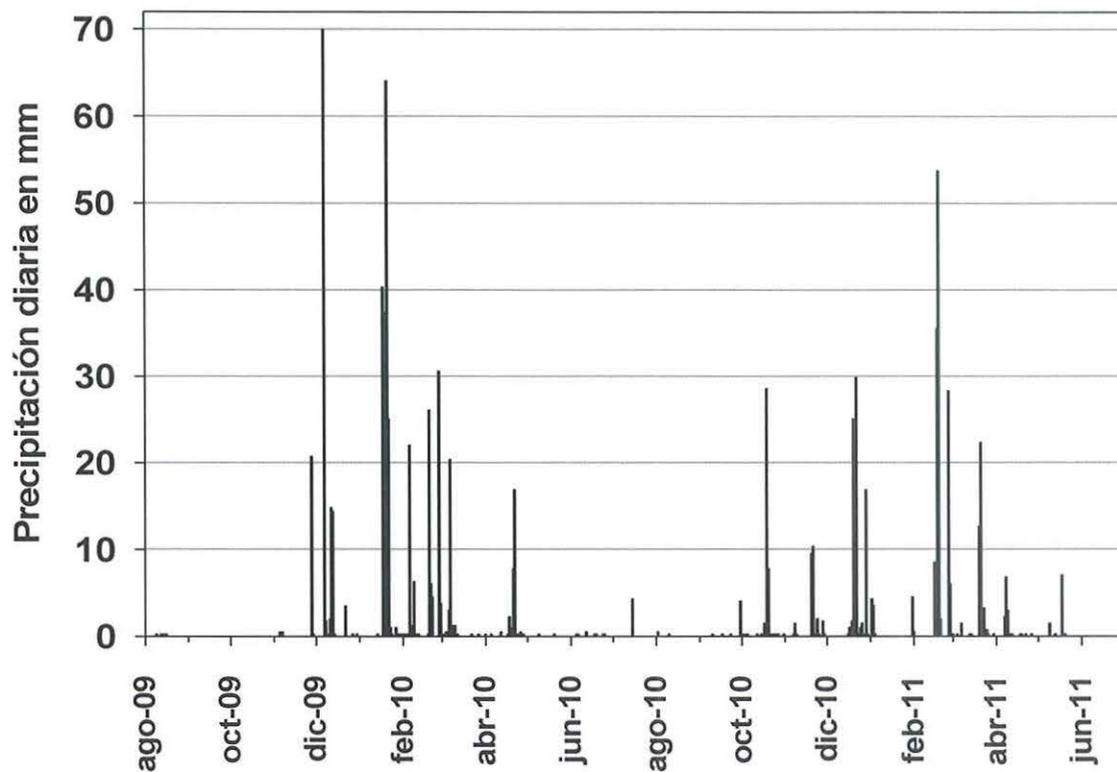


Figura 29. Precipitación diaria en mm de agosto 2009 a Junio 2011 en la estación de CICESE ubicada en el Valle de Guadalupe.

III.2.4. Estimación del Balance Hídrico Directo

Para estimar el balance hídrico se partió de los resultados de la evapotranspiración potencial de la zona (Tabla X) y de la precipitación de la estación climatológica de CICESE (Tabla XII) y del promedio de la lámina precipitada entre la estación y el pluviómetro casero (Tabla XIII).

La subcuenca tiene una superficie aproximada de 19.29 km². En el ciclo hidrológico 2009-2010 hubo precipitación anual de 506 mm y un volumen anual precipitado de ~9.76 Mm³. De acuerdo con el resultado del balance, aproximadamente 285 mm correspondieron a la evapotranspiración real (ETR), cuyo volumen anual calculado es de ~5.49 Mm³ (Tabla XV).

La diferencia entre el volumen precipitado y el evapotranspirado corresponden a la cantidad de agua que infiltra y escurre (aproximadamente 221 mm/año). Y se estima en ~4.26 Mm³ anuales (Tabla XV).

Tabla XV. Balance hídrico directo para el año hidrológico 2009-2010 de la subcuenca El Mogor en mm. (P) precipitación, (I) intercepción por la vegetación, (Pi) precipitación infiltrable, (ETP) evapotranspiración potencial, (R) reserva del suelo, (VR) variación en la reserva, (ETR) evapotranspiración real, (F) falta de agua, (Ex) exceso y (D) desagüe.

	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	AN
P	1	0	0	23	108	206	102	28	31	1	2	4	506
I	1	0	0	4	9	15	8	4	4	1	1	2	49
Pi	0	0	0	19	99	191	94	24	27	0	1	2	457
T°C	22.7	23.2	17.6	14.7	11	12.2	11.6	12.9	12.7	14.8	16.7	19.4	
ETP	120	112	69	47	29	35	31	44	45	62	75	98	767
P-ETP	-119	-112	-69	-24	79	171	71	-16	-14	-61	-73	-94	
R	0	0	0	0	79	100	100	84	70	9	0	0	
VR	0	0	0	0	79	21	0	-16	-14	-61	-9	0	
ETR	1	0	0	23	29	35	31	44	45	62	11	4	285
F	119	112	69	24	0	0	0	0	0	0	64	94	482
Ex	0	0	0	0	0	150	71	0	0	0	0	0	
D	0	0	0	0	0	75	73	37	19	10	5	3	221

En el año hidrológico 2010-2011, se estimó una precipitación anual de 395 mm con un volumen anual precipitado de $\sim 7.61 \text{ Mm}^3$, una ETR aproximada de 340 mm que corresponden $\sim 6.55 \text{ Mm}^3$ anuales. Se tiene un volumen sobrante de $\sim 1.06 \text{ Mm}^3$ que corresponden a la infiltración (I) y al escurrimiento (Es) y representan 55 mm de la lámina precipitada (Tabla XVI).

Tabla XVI. Balance hídrico directo para el año hidrológico 2010-2011 de la subcuenca El Mogor en mm. (P) precipitación, (I) interceptación por la vegetación, (Pi) precipitación infiltrable, (ETP) evapotranspiración potencial, (R) reserva del suelo, (VR) variación en la reserva, (ETR) evapotranspiración real, (F) falta de agua, (Ex) exceso y (D) desagüe.

	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	AN
P	1	5	43	26	104	13	135	42	14	10	2	0	395
I	1	2	5	4	9	3	10	5	3	3	1	0	45
Pi	0	3	38	22	95	10	125	37	11	7	1	0	350
T°C	21.2	20.7	16.2	13.6	12.2	12.2	10.2	13.1	14.6	15.3	16.7	20.8	
ETP	108	94	61	42	35	36	26	46	57	67	76	111	759
P-ETP	-107	-89	-18	-16	69	-23	109	-4	-43	-57	-74	-111	
R	0	0	0	0	69	46	100	96	53	0	0	0	
VR	0	0	0	0	69	-23	54	-4	-43	-53	0	0	
ETR	1	5	43	26	35	36	26	46	57	63	2	0	340
F	107	89	18	16	0	0	0	0	0	4	74	111	419
Ex	0	0	0	0	0	0	55	0	0	0	0	0	
D	0	0	0	0	0	0	28	14	7	4	2	1	55

Kretschmar (2004) citado por Badán (2005) supone que, podría efectuarse una infiltración teórica del 10% como mínimo y de un 25% de la precipitación como máximo anual en el VG. Siguiendo esta condición, los resultados en el periodo del estudio establecen varias suposiciones en el periodo hidrológico 2009-2010 (Tabla XVII):

- Si se supone una infiltración mínima (10%), el volumen que se estima para la infiltración potencial es de $\sim 983,000 \text{ m}^3$, mientras que el volumen del escurrimiento potencial máximo sería $\sim 3.2 \text{ Mm}^3$.

- Si se supone una infiltración máxima (25%), el volumen que se estima para la infiltración potencial es de $\sim 2.4 \text{ Mm}^3$, mientras que el volumen del escurrimiento potencial mínimo sería $\sim 1.8 \text{ Mm}^3$.

De acuerdo con el resultado del balance en el periodo 2010-2011, no se consideró una infiltración máxima, ya que la lámina precipitada no fue suficiente para llevar a cabo dicho proceso, sin embargo se establece:

- La infiltración mínima (10%), se estima en $\sim 771,000 \text{ m}^3$, mientras que el escurrimiento potencial máximo se estima en $\sim 289,000 \text{ m}^3$.

Tabla XVII. Resultados del balance del 2009-2010 y 2010-2011. Donde P es precipitación, ETR evapotranspiración real, D desagüe, I infiltración mínima y máxima y E escurrimiento mínimo y máximo.

Resultados del balance 2009-2010								
	P	ETR	D		I min 10%	E max	I max 25%	E min
mm	506	285	221	221	51	170	127	94
Mm^3	9.8	5.49	4.3	4.3	0.98	3.2	2.4	1.8
%	100	54	46	100	23	77	57	43

Resultados del balance 2010-2011						
	P	ETR	D		I min 10%	E max
mm	395	340	55	55	40	15
Mm^3	7.61	6.55	1.06	1.06	0.77	0.28
%	100	86	14	100	73	27

Con los resultados del análisis del balance hídrico se dividió el ciclo hidrológico en dos partes: uno previo al escurrimiento donde el excedente resultante de la diferencia entre la P y la ETR es la lámina infiltrada (I). El segundo comienza en el mes en el cual se presenta el escurrimiento y continúa hasta el final del año hidrológico. En este periodo el exceso proveniente de P-ETR es la suma de la lámina infiltrada (I) y la escurrida superficialmente (Es) (Tabla XVIII).

Tabla XVIII. Evaluación de las variables ambientales de precipitación (P), evapotranspiración real (ETR), infiltración potencial (I) y escurrimiento superficial (Es), antes y después del escurrimiento sucedido en la subcuenca en febrero del 2011.

Variable Ambiental	ago - ene mm	feb - jul mm
P	192	203
ETR	146	194
(P-ETR) = I	46	
(P-ETR) = I + Es		9

Thw propuso que el 50% del exceso de agua de un mes se escurra hacia los ríos durante el mes en cuestión, mientras que el resto se infiltra hacia las capas profundas (Almorox, 2003).

Por consiguiente, se calculó una "I" en el primer periodo hasta el final del mes de enero de $\sim 887,000 \text{ m}^3$, mientras que para el segundo periodo se calculó una "I+Es" de $\sim 173,000 \text{ m}^3$.

La infiltración potencial total de la subcuenca se estimó como "I" + (0.5* "I+Es") obteniendo un volumen aproximado de $\sim 974,000 \text{ m}^3$. Siguiendo lo propuesto por Thw, el escurrimiento estimado en la subcuenca es de $\sim 86,000 \text{ m}^3$ el cual comenzó en febrero en el ciclo hidrológico 2010-2011 (Figura 30).

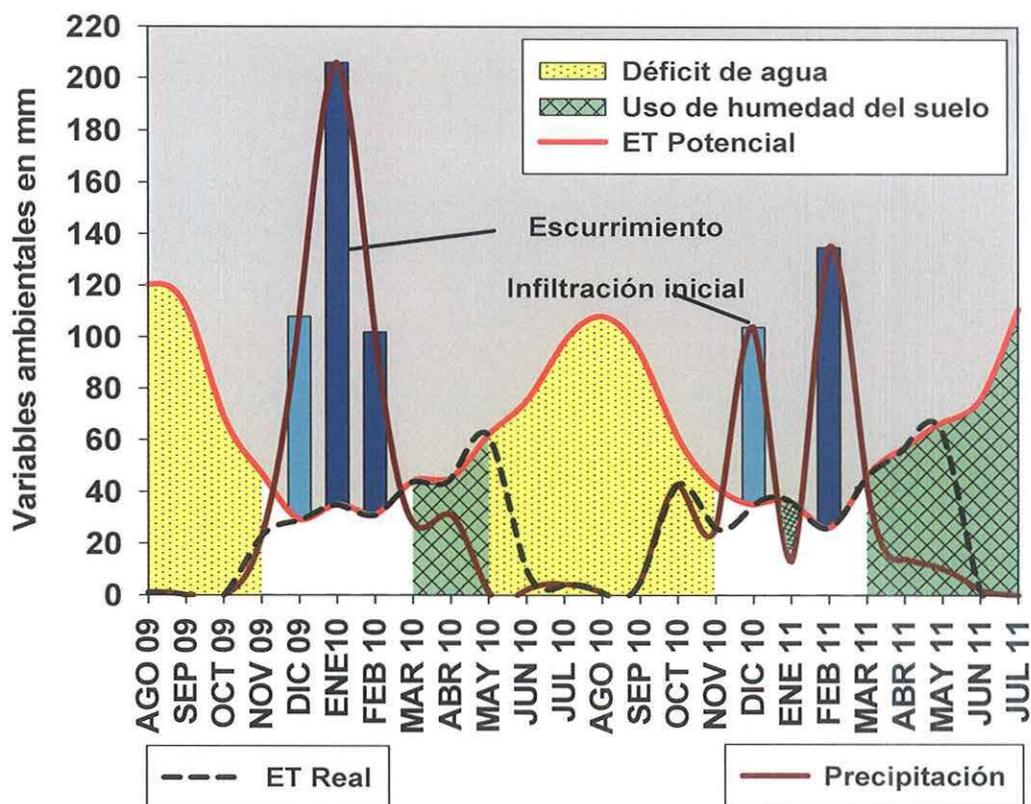


Figura 30. Relación entre la precipitación, evapotranspiración potencial y real.

También se llevó a cabo un balance hídrico tomando como base la evaporación potencial promedio para la región estimada por la CNA a lo largo de 37 años de información (1952-1989).

Tabla XIX. Balance hídrico utilizando las charolas de Penman en el año hidrológico 2010-2011 en mm. (P) precipitación, (EP) evaporación potencial, (R) reserva del suelo, (VR) variación en la reserva, (ER) evaporación real, (I) infiltración potencial, (E) escurrimiento superficial y (D) desagüe.

	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	AN
P	1	5	43	26	104	13	135	42	14	10	2	0	395
EP	201	171	134	90	69	74	80	103	130	159	192	216	1618
P-EP	-200	-166	-91	-64	35	-61	55	-61	-116	-149	-190	-216	
R	0	0	0	0	35	0	55	0	0	0	0	0	
VR	0	0	0	0	35	-35	55	-55	0	0	0	0	
ER	1	5	43	26	56	48	65	97	14	10	1	0	367
P = ER+I+E ó P = ER+D				D = P-ER				D = 28 mm					

Como resultado del cálculo del balance con la información de las charolas Penman, se estimó una precipitación anual de 395 mm, y un volumen anual de $\sim 7.61 \text{ Mm}^3$. Con una evaporación real aproximada de 367 mm de la columna de agua que correspondió a $\sim 7.07 \text{ Mm}^3$. Se estimó un volumen sobrante de $\sim 540,000 \text{ m}^3$ que correspondió a la infiltración potencial (I) y al escurrimiento potencial (Es) y representó 28 mm de la columna de agua (Tabla XIX).

III.2.5. Cálculo del volumen medio escurrido

Espacialmente, la ocupación agrícola cubre un área limitada, por consiguiente, el mayor porcentaje de la cobertura vegetal lo conforma la vegetación nativa que es el chaparral (clasificado en la Tabla XX como arbusto-pasto).

En lo que se refiere a la textura del suelo únicamente se clasificó en dos clases: media y gruesa. Esta categorización fue realizada con los datos que presenta la carta edafológica del INEGI 1:250,000 para el VG.

Con el análisis del tipo de pendiente, el uso de suelo y la clase textural, así como el cálculo porcentual del área de distribución de cada factor, se calculó un promedio ponderado (Tabla XX) y así se determinó el valor final del coeficiente de escurrimiento "C".

Se observa que mientras mayor es la pendiente y más fina la textura del suelo el valor de "C" aumenta, aún sin tomar en cuenta el uso de suelo. Esto quiere decir que la generación de este coeficiente está más asociada a las características físicas del terreno que a las biológicas, sin embargo en los terrenos agrícolas se ve un aumento considerable en el valor del coeficiente (Tabla III). Esto podría estar asociado a que en la mayoría de los terrenos agrícolas se remueve la cubierta vegetal original y el suelo queda parcialmente desnudo, y que por consiguiente no existe esa capa de vegetación protectora que actúa para frenar la velocidad del flujo en el escurrimiento sobre el terreno.

El valor efectivo para toda la subcuenca es de 0.385 (siendo un valor adimensional), el cual no varía durante los ciclos hidrológicos o el paso del tiempo, a menos que la pendiente del terreno, la cobertura vegetal y la textura del suelo se alteren (Tabla XX).

Tabla XX. Cálculo del coeficiente de escurrimiento.

CLASIFICACIÓN EN %		COEFICIENTE C					VEGETACIÓN	TEXTURA DEL SUELO			
PENDIENTE	porcentaje		escarpado	media	arbus - pasto		TOPOGRAFÍA	GRUESA	MEDIA	FINA	
plano 0-5%	11.41	1	73.71	44	43.19	0.42	BOSQUE				
ondulado 6-10%	14.88						plano 0-5%	0.1	0.3	0.4	
escarpado >10%	73.71		plano	guesa	agricola		ondulado 6-10%	0.25	0.35	0.5	
		2	11.41	12	13.62	0.3	escarpado 11-30%	0.3	0.5	0.6	
TEXTURA							PASTIZAL				
fina			ondulado	media	arbus - pasto		plano 0-5%	0.1	0.3	0.4	
media	88	3	14.88	44	43.19	0.36	ondulado 6-10%	0.16	0.36	0.55	
gruesa	12				C	0.385	escarpado 11-30%	0.22	0.42	0.6	
		AREA DE LA SUBCUENCA ~19.29 km2						TERR AGRICOLAS			
COBERTURAV							plano 0-5%	0.3	0.5	0.6	
arborea - bosque							ondulado 6-10%	0.4	0.6	0.7	
arbustiva - pasto	86.38						escarpado 11-30%	0.52	0.72	0.82	
agricola	13.62										

Como resultado del análisis del escurrimiento superficial, se calculó un volumen escurrido para el ciclo hidrológico 2009-2010 de $\sim 3.75 \text{ Mm}^3$, mientras que para el ciclo hidrológico 2010-2011 el volumen es de $\sim 2.93 \text{ Mm}^3$. El volumen del segundo ciclo es menor porque la lámina precipitada fue menor al primer ciclo (Tabla XXI).

Tabla XXI. Volumen medio escurrido para los años hidrológicos 2009-2010 y 2010-2011. (P) Precipitación, (A) Área de la cuenca, (C) Coeficiente de escurrimiento y (VME) Volumen medio escurrido.

Eskurrimiento ciclo 09-10			Eskurrimiento ciclo 10-11		
P	506 mm	0.506 m	P	395 mm	0.395 m
A	19.29 km ²	19290000 m ²	A	19.29 km ²	19290000 m ²
C		0.385	C		0.385
VME		3.75 Mm ³	VME		2.93 Mm ³

III.2.6. Estimación directa del flujo superficial utilizando vertedores.

Originalmente, los vertedores fueron instalados formando una sección de control en la cañada principal para cuantificar el flujo de entrada y de salida en dicha sección. La diferencia entre volúmenes aportaría información sobre el volumen infiltrado, evaporado y retenido en depresiones, el resto correspondería al escurrimiento superficial neto.

Los materiales que se utilizaron para llevar a cabo la instalación del vertedor II, no fueron adecuados para resistir la presión ejercida por el agua en el momento del escurrimiento, lo que ocasionó que el agua se minara por la parte de abajo del vertedor, y se generaron errores en su cuantificación, por lo tanto, el escurrimiento reportado sólo involucra el estimado por el vertedor I (Figura 14).

El escurrimiento dentro de la subcuenca se presentó a mediados del mes de febrero del 2011, llegando al vertedor I el 26 de febrero y finalizando el 21 de abril del 2011 (Figuras 15 y 31). Aunque fueron observados escurrimientos intermitentes después de esa fecha en la parte interior de la subcuenca, estos ya no alcanzaron a contribuir al flujo superficial del Arroyo Guadalupe.

Se procesaron alrededor de 23,000 datos que se obtuvieron por medio de mediciones directas en campo del nivel del agua que pasó sobre el vertedor I y a los estimados por parte del medidor de presión. Mediante la ecuación de Sellin (Ecuación 20), se estimó una descarga aproximada de 60 000 m³ aportados por la subcuenca El Mogor hacia el Arroyo Guadalupe en el año hidrológico 2010-2011(Figura 31).

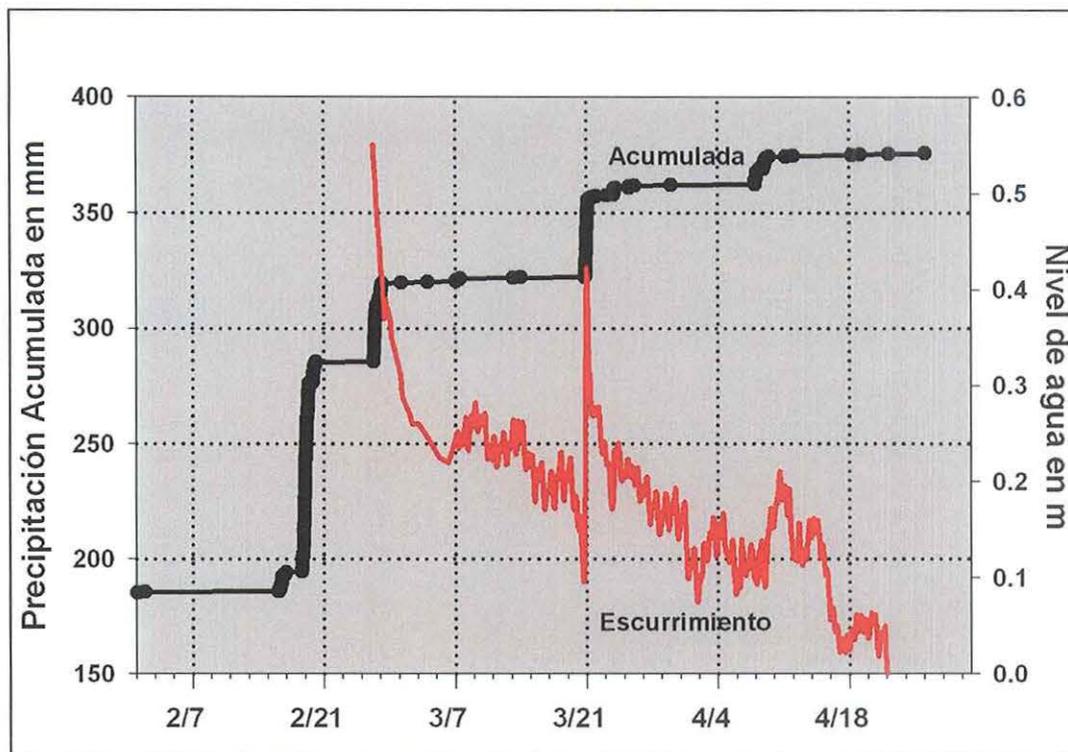


Figura 31. Precipitación acumulada vs nivel de agua del escurrimiento superficial para el año hidrológico 2010-2011.

III.2.7. Monitoreo del nivel freático en los pozos y recarga del acuífero.

El nivel freático se registró desde el mes de octubre del 2010 al mes de junio del 2011 y se realizaron 15 mediciones a lo largo de ese periodo (Tabla E1, Apéndice E).

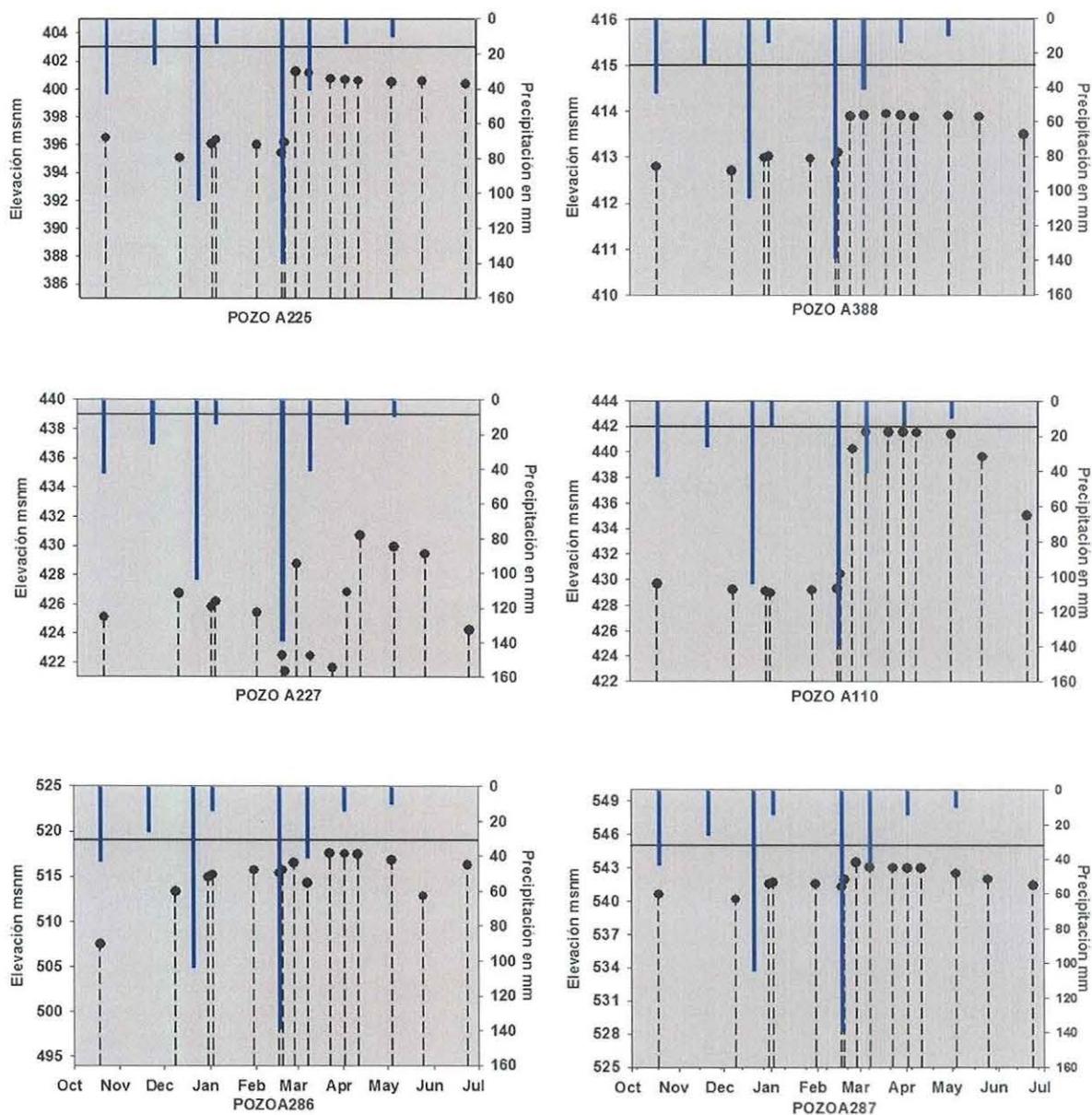


Figura 32. Variación del nivel piezométrico de los pozos (●) y su relación con la precipitación. La línea sólida representa la superficie del terreno.

La respuesta en el nivel freático ante los eventos de precipitación no fue inmediata, ya que el suelo se fue saturando poco a poco.

En diciembre la precipitación comenzó a contribuir con la recarga del acuífero (Figura 32), pero la precipitación en enero, no alcanzó a cubrir las demandas del sistema (Figura 30). Parte de la reserva que se acumuló en el suelo cubrió las demandas potenciales y en algunos casos el nivel freático de los pozos disminuyó un poco. A finales del mes de febrero (Figura 29), ocurrió la máxima precipitación registrada en este ciclo hidrológico, el cual contribuyó al proceso de recarga, reflejado claramente en el aumento en el nivel freático de los pozos (Figura 32), y sucesivamente con el del escurrimiento superficial (Figura 31).

A finales del mes de marzo la precipitación ya no es suficiente y las demandas potenciales se incrementan al escasear el recurso. La humedad acumulada en el suelo comienza a ser utilizada por la vegetación y se pierde por el aumento de la temperatura y por las extracciones de agua subterránea (Figura 30).

Esta pérdida se aprecia en la disminución en el nivel de agua en los pozos, en algunos pozos es más alto el descenso que en otros (Figura 32, pozo 110). Esto probablemente se deba a las diferentes propiedades hidráulicas que presenta el suelo (permeabilidad, conductividad hidráulica, capacidad de almacenamiento, etc.).

III.2.7.1. Recarga vertical, horizontal y por percolación por riego agrícola.

Las pérdidas de la lluvia por intercepción de la vegetación estimadas en el año hidrológico 2010-2011 (Tabla XVI) ascienden a 45 mm de la lámina precipitada. Por lo tanto, la precipitación infiltrable se redujo a 350 mm. La superficie de captación vertical que se consideró tiene una extensión de ~ 2.88 km², de los ~ 19.29 km² que abarca la subcuenca. Los cálculos indican que en 2.88 km² se puede captar un volumen promedio de $\sim 1'000,000$ m³/año si la precipitación infiltrable es de 350 mm. En trabajos anteriores de la región, se

estimó un coeficiente de infiltración para el VG de 0.36 (Desarrollo y sistemas, 1999; CNA, 2002). Este valor se utilizó para calcular la recarga potencial por lluvia. El volumen de recarga vertical potencial por lluvia se estima en $\sim 362,000 \text{ m}^3/\text{año}$ (Ecuación 23).

En el caso de la recarga del sistema de montaña, la lámina precipitada que teóricamente se captó por la porción montañosa de la subcuenca fue de 5.58 mm para el año hidrológico en estudio. El área de la subcuenca que representa este bloque es de $\sim 16.42 \text{ km}^2$ de los $\sim 19.29 \text{ km}^2$ que abarca la subcuenca. Por lo tanto el volumen de agua que se puede llegar a considerar como fuente de abastecimiento hacia el manto acuífero es de $\sim 95,000 \text{ m}^3/\text{año}$ (Ecuación 24).

Por otro lado, la recarga horizontal se calculó mediante la ecuación de Dupuit (Ecuación 25) utilizando la información del nivel piezométrico de los pozos, el gradiente hidráulico y el promedio del resultado de la conductividad hidráulica de las muestras circundantes a los pozos (Tabla F1, Apéndice F). Como resultado se estimó un volumen aproximado de $11,000 \text{ m}^3$, a lo largo de los 8 meses de muestreo (Tabla F2, Apéndice F).

Los pozos que se encuentran activos dentro en el rancho El Mogor son tres y en el rancho El Dorado uno (Tabla V). Los datos del volumen de extracción fueron obtenidos por medio del título de conceción, proporcionado por el Comité Técnico de Aguas Subterráneas (COTAS).

El Mogor:

- Pozo A225: La bomba con la que opera tiene una capacidad de extracción de 3 lt/seg y el volumen aprobado es de $24,000 \text{ m}^3$ al año.
- Pozo A227: La bomba con la que opera tiene una capacidad de extracción de 1 lt/seg y el volumen aprobado es de 730 m^3 al año.
- Pozo A110: La bomba con la que opera tiene una capacidad de extracción de 1 lt/seg y el volumen aprobado es de $6,000 \text{ m}^3$ al año.

Por lo tanto el volumen de extracción total anual de los pozos del rancho El Mogor es de $\sim 30,100 \text{ m}^3$ anuales.

El Dorado:

- Pozo A286: La bomba con la que opera tiene una capacidad de extracción de 3 lt/seg y el volumen aprobado es de 151,180 m³ al año.

El volumen total de extracción anual dentro del área de estudio asciende a los ~181,300 m³.

Estudios realizados en la zona exponen que aproximadamente el 12% del volumen de agua retorna al acuífero mediante el proceso de percolación de agua de riego (Desarrollo y sistemas, 1999, citado en CNA, 2008). Esto quiere decir que ~21,800 m³/año regresan a formar parte del agua subterránea. Por lo tanto las pérdidas por bombeo agrícola se reducen a ~159,500 m³/año.

El volumen total de la recarga en la subcuenca se estima como la suma de las entradas de agua (recarga vertical+ recarga de sistema montañoso + recarga horizontal + percolación del agua de riego) – (pérdidas por extracción agrícola + pérdidas por escurrimiento superficial + la ETP). Estos cálculos indican que el volumen total de recarga potencial hacia el acuífero es de ~489,800 m³/año, las salidas potenciales son ~14.8 Mm³/año y como resultado se calcula un déficit potencial de ~14.3 Mm³/año para el año hidrológico 2010-2011 (Figura 33).

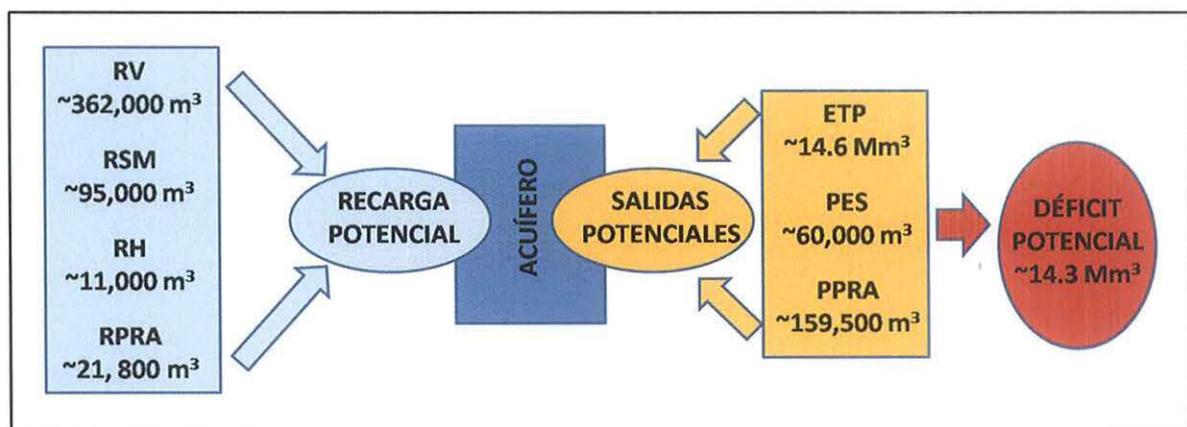


Figura 33. Déficit hídrico potencial de la subcuenca El Mogor para el ciclo hidrológico 2010-2011. (RV) Recarga vertical, (RSM) Recarga del sistema montañoso, (RH) Recarga horizontal, (RPRA) Recarga por percolación de agua de riego. (ETP), Evapotranspiración potencial calculada con el balance hídrico, (PES) Pérdidas por escurrimiento superficial y (PPRA) Pérdidas por riego agrícola.

III.2.7.2. Balance hídrico con las charolas de Penman y recarga del acuífero.

Finalmente se estimó el balance con los datos obtenidos de ER, derivados de la EP a través del balance hídrico con las charolas Penman de la CNA (Tabla XVIII). Se estimó un exceso de 28 mm de la lámina precipitada, lo cual corresponde a un volumen de $\sim 540,000 \text{ m}^3$. Posteriormente, el resultado del análisis de la recarga del acuífero se consideró como el volumen que infiltró y por lo tanto el volumen restante fue equivalente al escurrimiento superficial. Este es de $\sim 51,000 \text{ m}^3$ (Figura 34).

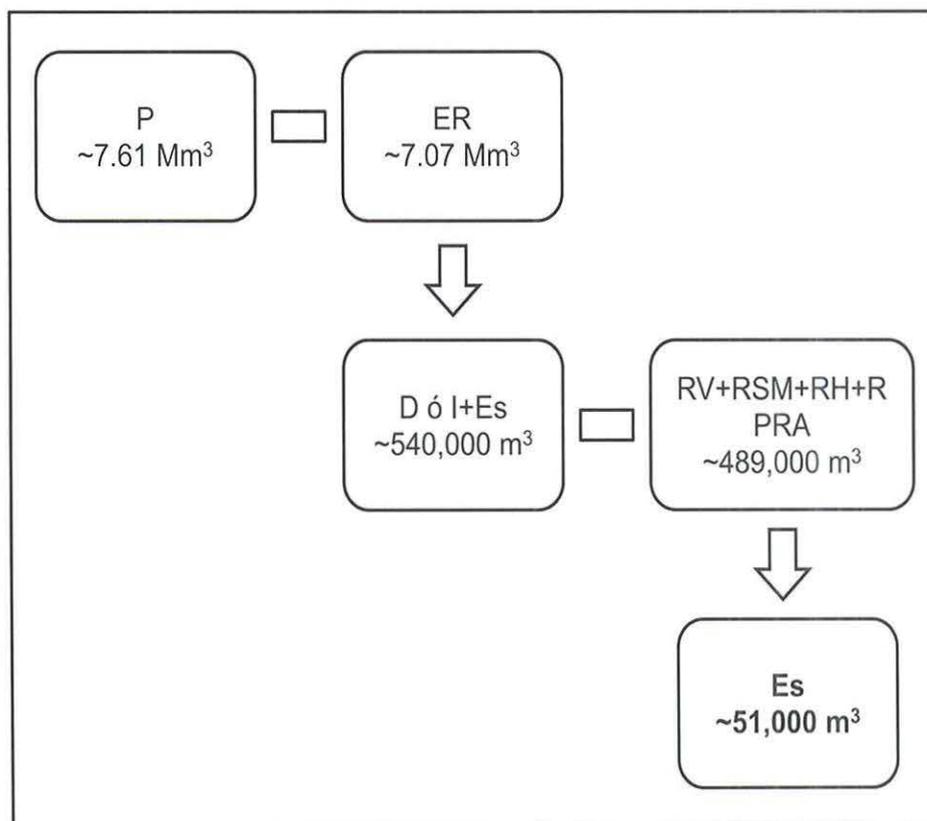


Figura 34. Balance hídrico con las charolas de Penman y la recarga hacia el acuífero. (P) Precipitación, (ER) Evaporación real, (D) Desagüe, (I) Infiltración, (Es) Escurrimiento superficial, (RV) Recarga vertical, (RSM) Recarga del sistema montañoso, (RH) Recarga horizontal, (RPRA) Recarga por percolación de agua de riego.

Capítulo IV

Discusión

La estimación de la recarga de acuíferos en regiones semiáridas presenta grandes dificultades, principalmente por las condiciones climáticas. Al variar la precipitación se induce variación en la recarga y las pérdidas asociadas a la ETP son mayores que las ganancias por la precipitación. En este estudio se estimó mediante un balance hídrico el escurrimiento superficial y se comparó con la cuantificación directa del flujo superficial a través de un vertedor en la subcuenca El Mogor. La recarga hacia el Acuífero Guadalupe se aproximó con base en ecuaciones empíricas para el año hidrológico 2010-2011.

I.V.1. Factores físicos y biológicos

Los factores físicos y biológicos juegan un papel fundamental en el escurrimiento superficial. Por lo tanto, las diferencias entre la inclinación de las pendientes tiene efectos importantes sobre la hidrología en las regiones áridas y semiáridas (Pilgrim *et al.* 2009). Cuando las pendientes son suaves, la vegetación es densa y el suelo es permeable, se presentan bajos niveles de flujo superficial. En cambio, los niveles altos de flujo se presentan cuando las pendientes son empinadas, la vegetación es escasa y los suelos son impermeables.

El área de estudio presenta un relieve pronunciado en el 85% la superficie. El tipo de suelo que predomina en las laderas es de material fino, hidrófobo y de poca profundidad, por lo que se favorece al escurrimiento superficial. El 15% restante presenta un relieve suave, el suelo es de material más grueso que se acumula a través del tiempo y que es transportado por el flujo superficial, donde se lleva a cabo el proceso de infiltración de mayor importancia en la subcuenca (Figura 16).

Las características texturales son de tipo arenoso con una mezcla menor o igual al 17% de limo-arcilla (Apéndice A). En la mayor parte de esta zona también

se presentan suelos someros con una profundidad de 20 a 60 cm aproximadamente. Los coeficientes de uniformidad (Cu) y curvatura (Cc) calculados (Ecuaciones 5 y 6), reflejan las propiedades del suelo de la subcuenca y a estos se les atribuye una importante influencia en la magnitud de la permeabilidad (Montoro y Francisca, 2011).

Al disminuir el valor de Cu, la permeabilidad aumenta (Figura 20). Esto implica que mientras menor sea Cu, el tamaño de las partículas del suelo es más uniforme y hay un mayor espacio entre los poros, permitiendo que el agua fluya más libremente a través del suelo. Asimismo cuando el valor del coeficiente de curvatura se encuentra entre 1 y 3, las curvas granulométricas presentan formas más tendidas (Apéndice A). La amplitud en las curvas indica suelos bien gradados (44% de las muestras), lo que indica una menor permeabilidad en comparación con el 56% restante. Otro factor que tiene influencia sobre la permeabilidad es el porcentaje de material fino (Apéndice A). Mientras mayor porcentaje de material fino se presenta, menor es la permeabilidad.

La ecuación de KC evalúa la permeabilidad a través de un coeficiente de clasificación, la porosidad y el tamaño efectivo de grano y se convierte en conductividad hidráulica (K) al relacionarla con las propiedades de los fluidos (Kasenow, 2002, Odong, 2007, Vienken y Dietrich 2011). Las ecuaciones empíricas para estimar K se tienen que evaluar para no caer en subestimaciones o sobrestimaciones (Odong, 2007), todas presentan limitantes en lo que diámetro de grano y coeficiente de uniformidad se refiere principalmente.

La subcuenca El Mogor presenta vegetación prácticamente inalterada. Entre el 75% – 85% de la superficie es de tipo chaparral, donde se observan arbustos y hierbas y en mucho menor proporción algunas zonas riparias donde predominan los encinos. El uso del suelo tiene ocupación agrícola (15% - 25%) y predomina el cultivo de la vid, seguido del algarrobo, olivo y hortalizas. En esta zona, en los meses de abril a noviembre se extrae agua por bombeo del Acuífero del Valle de Guadalupe para solventar las necesidades de los productores agrícolas.

En el análisis de la cobertura vegetal por ladera, se obtuvieron valores mayores de NDVI en laderas norte que en las sur (Tabla VII). Steward y Webber (1981) mencionan que la distribución de las plantas depende de la humedad disponible, la temperatura, la luz y los nutrientes y que todos estos factores son modificados por el aspecto hacia donde está orientada la pendiente, su inclinación y elevación. En las laderas solanas (laderas sur en el hemisferio norte y laderas norte en el hemisferio sur), los rayos solares llegan más directamente que en las umbrías (laderas norte en el hemisferio norte y laderas sur en el hemisferio sur). Como resultado las laderas sur reciben una mayor cantidad de energía por unidad de superficie y las diferencias se notan en la cubierta vegetal (Alcaraz-Ariza, 2011). En un estudio realizado por el IMIP de Ensenada, B.C. (2008), se reportó que las especies dominantes en la región son el *Adenostoma fasciculatum* (que habita en las laderas con exposición sur, junto con *Malosma laurina*, *Ceanothus greggi* y *Ornithostaphylos oppositifolia*). Las laderas con exposición norte están dominadas por *Ceanothus oliganthus*, *Xylococcus bicolor*, *Heteromeles arbutifolia*, *Comarostaphylis diversifolia* y *Rhus ovata* (Tabla VIII).

En esta región, los períodos de lluvia se presentan en los meses invernales, suelen ser irregulares y en algunos años la precipitación es menor a la media anual. En estos casos el acuífero tiene un desequilibrio, y no alcanza a recuperar su nivel normal (CNA, 2008). Sin embargo, la extracción de agua subterránea continúa y esto puede acarrear problemas en el acuífero alterando la calidad del recurso. En un estudio realizado por El Instituto Municipal de Investigación y Planeación de Ensenada (IMIP, 2008) se menciona que la calidad del agua subterránea del acuífero se ha ido deteriorando gradualmente debido al abatimiento de su nivel estático, por procesos geoquímicos naturales, percolación del agua de riego y por la infiltración de lixiviados derivados de actividades domésticas e industriales.

I.V.2. Procesos hidrológicos

El resultado obtenido con el método del infiltrómetro de doble anillo indica que la capacidad de infiltración (también llamada conductividad hidráulica vertical, Steinhardt 1963 y Rubin 1964 citado en Telis, 2001) fue variable. En la zona donde se realizó la prueba 6, se reportó una mayor capacidad de infiltración (2.97 m/día). Si se compara con los resultados obtenidos con la ecuación de KC (Apéndice A), las conductividades estimadas para las pruebas 17 y 41 (31.85 m/día y 9.47 m/día) también son las más altas y corresponden a la misma zona. Sin embargo, los valores estimados con el método del doble anillo presentan velocidades más lentas a los que se obtuvieron con el KC.

Tsegaye (2009) estimó para la misma zona de estudio valores de conductividad hidráulica no saturada más altos a los del presente trabajo (~12 m/día), excepto al de la prueba 17 que tuvo un valor de 31.85 m/día (Apéndice A). Esto puede deberse a que el cálculo se llevó a cabo con la ecuación de Hazen (1892). Sin embargo se hace la observación que para estimar K por medio de Hazen se necesita cumplir con ciertos criterios: el sedimento tiene que ser arena uniformemente gradada y puede aplicar desde arena fina a grava. No obstante, el C_u debe de ser menor a cinco para poder calcularse correctamente (Odong, 2007 y Shroff *et al.* 2003) y en los resultados se obtuvieron C_u mayores a cinco en todas sus muestras. Algo que cabe señalar es que la ecuación de Hazen para el cálculo de la permeabilidad de la arena se basa únicamente en el tamaño efectivo de grano (D_{10}), mientras que la de KC se basa en la distribución de todas las partículas, su forma y el medio poroso por lo que es más exacta que la anterior (Carrier, 2003).

Estimar las pérdidas por interceptación por el follaje en zonas áridas y semiáridas es necesario para establecer la precipitación infiltrable y minimizar la sobrestimación en cuanto a recarga de acuíferos se refiere. En este estudio se estimó que el ~11% de la precipitación se perdió por interceptación de la vegetación. Schosinsky y Losilla (2000) hacen la observación que niveles de lluvia menores a

5 mm mensuales no generarán infiltración. Al menos 5 mm son retenidos por la vegetación sin llegar al suelo. Butler (1957), citado en Schosinsky (2006) considera que la retención de lluvia en follajes es de 12% y en bosques muy densos es de 20% (Linsley *et al.* 1958). Sin embargo, la estimación real y exacta es complicada de lograr. Se tendrían que hacer mediciones de la lámina de lluvia retenida a diferentes alturas en la vegetación, de la lluvia que escurre por el tronco y tallos y de la que queda retenida en la cubierta vegetal a ras del suelo. A diferencia de este estudio, algunos de los trabajos realizados en la zona no mencionan o toman en cuenta este tipo de pérdidas de la lluvia total a pesar de su importancia (Tsegaye 2009, CNA 2002, 2007, 2008).

La evaporación potencial (EP) estimada con la charola de Penman es mayor en comparación a la evapotranspiración potencial (ETP) estimada con el método de Thornthwaite (Thw) y a los valores reportados por la estación del VG. Se aprecia que las diferencias mensuales con Thw fueron del 50% aproximadamente (Tabla XI). Xu *et al.* (1998) mencionan que Thw tiende a subestimar la EP o ETP de forma significativa ya que se basa casi exclusivamente en la temperatura media, sobre todo en los meses invernales. Sin embargo tiene la ventaja de requerir de sólo algunos datos meteorológicos: la temperatura media del aire, el número de horas de sol y el índice de calor mensual. Esto lo ha llevado a ser uno de los métodos empíricos más utilizados en el mundo debido a la sencillez de su cálculo. No obstante, el uso del método Thw no se recomienda en áreas que no son climáticamente similares al este-central de Estados Unidos, donde se desarrolló el método (Jensen, 1973, citado en Bautista *et al.* 2009).

El balance hídrico directo es una herramienta útil para estimar el exceso a escala de cuenca en un periodo de tiempo determinado. Sin embargo, no se puede saber con exactitud qué cantidad corresponde al escurrimiento y a la infiltración. En el presente trabajo, con base en las observaciones realizadas en campo se dividió el año hidrológico en dos periodos: uno antes del escurrimiento en el lugar de aforo (agosto 2010 – enero 2011) y otro que comenzó con el escurrimiento y continúa hasta el final del año hidrológico (febrero – julio 2011).

Esta categorización permitió cuantificar ambas por separado y de acuerdo con el criterio de Thw que el 50% del excedente infiltra y el 50% escurre, se estimó un volumen de $\sim 86,000 \text{ m}^3$ de escurrimiento superficial cuyo valor fue muy cercano al cuantificado con el vertedor triangular ($\sim 60,000 \text{ m}^3$). En el balance hídrico y la evaporación real con las charolas de Penman se estimó un escurrimiento superficial de $51,000 \text{ m}^3$, donde hay una diferencia aún menor ($9,000 \text{ m}^3$) con la estimada directamente con el vertedor triangular ($60,000 \text{ m}^3$). Moore (1975) mencionó que aunque hay errores asociados al uso de vertedores triangulares, estos dan una cuantificación razonable del flujo en arroyos pequeños.

Asimismo, a la reserva máxima del suelo en el balance se le asignó un valor de 100 mm, el cual fue designado por Thornthwaite (1948) como referencia climática. Este valor fue establecido para facilitar la comparación entre distintas zonas sin tomar en cuenta las características del suelo y la vegetación. Este valor de referencia se ha utilizado en diversos estudios donde realizan balances de agua en el suelo (Almorox, 2003).

El análisis para cuantificar el escurrimiento superficial con el método del volumen medio escurrido (VME) indicó que en el primer año hidrológico el excedente hídrico fue cercano al estimado con el balance directo. Sin embargo, para el segundo año hidrológico se sobreestimó el excedente sustancialmente. Esta variación se debe principalmente a que el método (VME) no contempla las pérdidas generadas por la ETP ni la variación de la precipitación a lo largo del año. Se puede hacer la observación que este método es sólo una aproximación del volumen de agua potencialmente aprovechable en la región y probablemente puede ser útil cuando la variación interanual de la precipitación no es muy evidente (Figura 25A).

Ponce *et al.* (1999) y Kresic (1997) señalan un volumen de infiltración que equivale al 10% del agua precipitada anualmente en la Cuenca Guadalupe, mientras que Kretzschmar (2004) indicó que en el VG llega a presentarse una infiltración teórica de 10% como mínimo y de 25% como máximo anualmente. Asimismo Marsily (1986), citado en Campos-Gaytán (2008) menciona que en las

zonas áridas la recarga superficial es casi cero debido a que la lluvia es mucho más baja que la ETP.

En el presente trabajo se estimó una recarga potencial por infiltración de lluvia directa y de sistema montañoso y por percolación de agua de riego del 7.2% de la precipitación infiltrable en el año hidrológico 2010-2011, resultado que fue similar con las estimaciones de otros autores (Marsily, 1986, Kreisic 1997, Ponce 1999, Kretzschmar 2004).

Capítulo V

Conclusiones y recomendaciones

- El resultado obtenido a través del análisis de la pendiente del terreno indica que el 85% del área de estudio presenta un mayor potencial hacia el escurrimiento superficial, mientras que el 15% restante hacia la infiltración.
- Se aprecia un aumento en la lámina precipitada de ~38 mm a mayor elevación en el año hidrológico 2010-2011.
- Se observa que la ETP de Thw presenta una diferencia menor de ~50% en comparación con la ET calculada por la estación y la EP calculada con las charolas Penman (Tabla XI), por lo tanto se concluye que el método de Thw tiende a subestimar a la ETP en esta zona climática.
- El resultado obtenido con el balance que involucra la ETP de Thw sobre estimó el escurrimiento superficial ($26,000 \text{ m}^3$), mientras, el que involucró la EP con las charolas de Penman subestimó el escurrimiento ($9,000 \text{ m}^3$), siendo este último el volumen más cercano al estimado directamente en campo.
- El método para el cálculo del volumen medio escurrido sobre estimó el escurrimiento superficial en ambos años hidrológicos (Tabla XXI) hasta en un 90% al escurrimiento superficial calculado con el balance hídrico en el periodo 2010-2011 (Tabla XVII).
- El pozo 110 elevó rápidamente su nivel freático con la precipitación, sin embargo este nivel disminuyó de igual manera al término de la misma. Los pozos 225, 388, 286 y 286 mostraron una mayor capacidad de retención de agua a lo largo del estudio (Figura 32).

- La estimación del escurrimiento superficial en campo genera información real mediante la cual se abre la posibilidad de comparar estos resultados con los obtenidos utilizando métodos indirectos y saber con exactitud qué tan precisos llegan a ser los segundos.
- La instalación adecuada del vertedor triangular de pared delgada fue fundamental para estimar el escurrimiento superficial y demostró una gran utilidad para estimar el caudal en el arroyo El Mogor en el año hidrológico 2010-2011, generando así una estrategia para estimar caudales pequeños que fluyen hacia el Valle de Guadalupe.
- Es necesario estimar las pérdidas por intercepción de la vegetación directamente en campo en zonas semiáridas para poder cuantificar con mayor certeza la precipitación infiltrable a lo largo del año y la recarga de los acuíferos.
- En regiones semiáridas donde además se llevan a cabo actividades agrícolas, es de suma importancia realizar estimaciones puntuales en lo que a escurrimiento superficial y recarga de acuíferos se refiere. Con esto se minimizarían los errores en las cuantificaciones hídricas y los resultados tendrán una mayor cercanía con la realidad. Así mismo, se pueden plantear alternativas sobre el manejo del agua, aprovechando al máximo el flujo superficial y su almacenamiento en embalses o presas y disminuir la demanda de agua subterránea a lo largo del año.

Referencias bibliográficas

- Aguilar Chávez, A. 2001. Vertedores. Comisión Nacional del Agua (CNA) y el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). Serie autodidáctica de medición. México, D.F. 23 pp. [Consultado en: enero 2011]. Disponible en: <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Noticias/vertedores.pdf>
- Alcaraz Ariza F.J. 2011. Factores globales y relieve. Geobotánica Tema 15. Universidad de Murcia, España. 13 pp. [Consultado en: junio 2011]. Disponible en: <http://www.um.es/docencia/geobotanica/ficheros/tema15.pdf>
- Almorox Alonso, J. 2003. Climatología aplicada el medio ambiente y agricultura. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Madrid, España. 201 pp.
- Andrade Borbolla, M. 1997. Actualización geohidrológica del Valle de Guadalupe. Municipio de Ensenada, B.C. Grupo Agroindustrial del Valle de Guadalupe, Baja California, México. 60 pp.
- Badán, A., Kretschmar, T., Espejel, I., Cavazos, T., D'Acosta, H., Vargas, P., Mendoza, L., Leyva, C., Arámburo, G., Daesslé, W., Ahumada, B. 2005. Hacia un plan de manejo del agua en Valle de Guadalupe, Baja California. En Memorias del II Seminario Internacional de Vitivinicultura: Ensenada, Baja California, México. INIFAP. 45-64.
- Barrandas Argüelles M.R. 2010. Cambios hidrológicos en las cuencas que abastecen de agua a la zona de Ensenada, Baja California, México. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada, B.C. México. 66 pp.
- Bautista F. y Bautista D. 2009. Calibration of equations of Hargreaves and Thornthwaite to estimate the potential evapotranspiration in semi-arid and subhumid tropical climates for regional applications. Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental. Universidad Autónoma de México. *Atmósfera*. 22(4): 331-348 pp.
- Becerra Moreno, A. 2005. Escorrentía, erosión y conservación de suelos. Primera reimpresión. Universidad Autónoma de Chapingo. Estado de México, México. 375 pp.

- Beltrán Gómez, L. 2001. Balance geohidrológico del Acuífero Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, B.C. Comisión Nacional del Agua (CNA). Gerencia Regional de la Península de Baja California. Subgerencia Regional Técnica. Ensenada, B.C. México. 1-18 pp.
- Campos Aranda D.F. 1992. Procesos del ciclo hidrológico. Segunda reimpresión. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. México.
- Campos Gaytán J. R. 2008. Simulación del flujo de agua subterránea en el acuífero del Valle de Guadalupe, Baja California, México. Tesis de doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada, B.C. México. 220 pp.
- Carrier, D. (2003). Goodbye, Hazen; hello, Kozeny-Carman. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. Technical notes. 129:11.1054-1056 pp.
- Chow V.T., Maidment D.R., Mays L.W. 1994. Hidrología aplicada. McGraw-Hill Interamericana. Santa Fe Bogotá, Colombia. 584 pp.
- Comisión Nacional del Agua (CNA). 2002. Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero Guadalupe, Estado de Baja California. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica. 19 pp.
- Comisión Nacional del Agua (CNA). 2008. Plan maestro de manejo del Acuífero Guadalupe, Municipio de Ensenada, B.C. Tomo III. Informe técnico. Ensenada, B.C. México. 111 pp.
- Desarrollo y Sistemas S.A., 2001. Estudio de simulación hidrodinámica del acuífero de Guadalupe, B.C. Comisión Nacional de Agua. Subdirección Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. Informe final, diciembre de 1999, pp. 220.
- Di Castri, F. 1981. Mediterranean-typeshrublands of the world. En: F. Di Castri, D.W. Goodall, R.L. Specht (Eds). *Mediterranean-type shrublands, Ecosystems of the World*. Elsevier, Amsterdam. Vol 11, 1-52.
- Elías Castillo F. y Castellvi Sentis F. 1996. Agrometeorología. 2da Ed. Mundi prensa. Madrid, España. 517 pp.

- ESRI. [2007] ArcGIS Explorer [programa de ordenador]. New York: ESRI. [Consultado en: mayo 2011]. Disponible en: <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=How%20Slope%20works>
- Food and Agriculture Organization (FAO). 1988. Irrigation water management, training manuals. Annex 2 infiltration rate and infiltration test. [Consultado en: mayo 2011]. Disponible en: <http://www.fao.org/docrep/S8684E/s8684e0a.htm>
- Fangmeier D.D., Elliot W.J., Workman S.R., Huffman R.L., Schwab G.O. 2006. Soil and water conservation engineering. 5th edition. Thomson delmar learning. 502 pp.
- Flamand-Rodríguez, C.L. 1995. Introducción a la mecánica de suelos. 2ª Ed. Universidad Autónoma de Chapingo. México. 310 pp.
- Flores-López, H.E., Ramírez-Vega, H., Byerly-Murphy, K.F., Ruiz-Corral, J.A., Martínez-Sifuentes, J.A., Díaz-Mederos, P., Alemán-Martínez, V. 2003. Estimación del escurrimiento superficial en la cuenca el Jihuite, México. *Terra Latinoamericana*. 21: 389-400.
- Gastil R.G., Phillips R.P., Allison E.C. 1975. Reconnaissance Geology of the state of Baja California. Geological Society of America Memoir 140. 170 pp.
- Heras R. 1976. Hidrología y recursos hidráulicos. Tomo I. Dirección General de Obras Hidráulicas. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid, España. 839 pp.
- Hernández Rosas M.T. y Mejía Vázquez R. 2003. Relación de las aguas superficiales y subterráneas del acuífero BC-07, Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, B.C. Comisión Nacional del Agua (CNA). Gerencia Regional de la Península de Baja California, Subgerencia Regional Técnica. Ensenada, B.C. México. 13 pp.
- Herrera Vázquez G., Quevedo Nolasco A., Crespo Pichardo G., Portocarrero Reséndiz A. 2005. Manual de Instrumental Meteorológico y Métodos de Observación. Unidad del Servicio Meteorológico Nacional. 241 pp.
- INEGI. Carta edafológica Tijuana escala 1:250,000 con clave I11-11.
- INEGI. 2008. Modelo digital de elevación de alta resolución Lidar, tipo TERRENO. I11D82XX (datos y metadatos). Aguascalientes, México.

- Instituto Municipal de Investigación y Planeación de Ensenada, B.C. 2008. Programa Integral del Agua de Ensenada. Ensenada, B.C. México. 132 pp.
- Kasenow, M. 2002. Determination of hydraulic conductivity from grain size analysis. *Water Resources Pub.* 97 pp.
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F. 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift.* 15: 259-263.
- Kresic N. 1997. *Quantitative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling.* CRC Press. Lewis Publishers. 461 pp.
- Kurczyn Robledo J.A. 2005. Evaluación del potencial de escurrimiento superficial al noroeste del Valle de Guadalupe, B.C. usando el método de las Curvas numeradas e imágenes de satélite. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada, B.C. México. 90 pp.
- Linsley, R. Kohler, M. y Paulus, L. 1958. *Hydrology for engineers.* McGraw Hill. Nueva York, Estados Unidos de América. 340 pp.
- Montoro, M.A. y Francisca F.M. 2011. Permeabilidad intrínseca de suelos arenosos con presencia de partículas de limo y arcilla. *Revista internacional de desastres naturales, accidentes e infraestructura civil.* 11: 16-30 pp.
- Moore, P.R. 1975. Measuring flow of small streams: use of a portable weir. *Tane* 21: 147-152 pp.
- Moraila Martínez, T.J. 2010. Modelación hidrológica de escurrimiento superficial en la subcuenca Santa Rosa, B.C. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada, B.C. México. 60 pp.
- Odong, J. 2007. Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis. *Journal of American Science.* 3: 54-60 pp. [Consultado en: mayo-junio 2011]. Disponible en: <http://www.jofamericanscience.org/journals/am-sci/0303/10-0284-Odong-Evaluation-am.pdf>
- Ponce, V.M. 1989. *Engineering hydrology: principles and practices.* Prentice-Hall, Engle-wood Cliffs, NJ. [Consultado en: junio 2011]. Disponible en: http://ponce.sdsu.edu/330textbook_hydrology_chapters.html

- Ponce, V.M., Pandey R.P. y Kumar S. 1999. Groundwater recharge by channel infiltration in El Barbon Basin, Baja California, Mexico. *Journal of Hydrology* 214 (1-4): 1-7 pp.
- Rendón Márquez, G. 1995. Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE. Informe técnico. Comunicaciones académicas, serie geología, CICESE. Ensenada, B.C. México. 33 pp.
- Scanlon B.R., Keese K.E., Flint A.L., Flint L.E., Gaye C.B., Edmunds W.M., Simmers I. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*. 20: 3335-3370.
- Schosinsky . G y Losilla, M. 2000. Modelo analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual. *Revista Geológica de América Central*. 23: 43-55 pp. Universidad de Costa Rica. [Consultado en: junio 2011]. Disponible en: <http://www.ambientales.una.ac.cr/files/Pablo%20Ramirez/Manejo%20y%20Evaluacion%20del%20Recurso%20Hidrico/23-SHOSINSKI.pdf>
- Schosinsky . G. 2006. Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica de América Central*. 34-35: 13-30 pp. Universidad de Costa Rica. [Consultado en: junio 2011]. Disponible en: <http://www.latindex.ucr.ac.cr/geologica-34-35/02-Schosinsky1.pdf>
- Sellin, R.H.J. 1969. *Flow in channels*. Macmillan. 149 pp.
- Servicio Meteorológico Nacional. 2010. *Climas de México*. [Consultado en: abril 2010]. Disponible en: http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=103&Itemid=80
- Steward D. y Webber P.J. 1981. Resource use by chaparral and matorral. A comparison of vegetation function in two Mediterranean type ecosystems. Springer-Verlag. New York, U.S.A. 39: 43-68 pp.
- Telis, P.A. 2001. Estimation of infiltration rates of saturated soils at selected sites in the Caloosahatchee river basin, southwestern Florida. U.S. Geological Survey (USGS). Tallahassee, Florida. 16 pp. [Consultado en: abril 2011]. Disponible en: http://fl.water.usgs.gov/PDF_files/ofr01_65_telis.pdf
- Thornthwaite C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*. 38: 55-94 pp.

- Treviño Garza E. J., Muñoz R. C. A., Cavazos C. C., Barajas Chávez L. 2002. Evaluación del flujo hídrico superficial en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Universidad Autónoma de Nuevo León. pp 525-530. [Consultado en: mayo 2011]. Disponible en: <http://eprints.uanl.mx/500/>
- Tsegaye, M.Ch. 2009. Potential for groundwater recharge in an arid catchment in México. Tesnische Universitat Darmstadt. Germany. 71 pp.
- U.S. Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service (NRCS). Engineering Division. Technical Release 55. 1986. Urban Hydrology for Small Watersheds. Second edition. 210-VI-TR-55. Cap. 2, 1-6 pp.
- U.S. Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service (NRCS). 2002. National Soil Survey Handbook.
- U.S. Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service (NRCS). 2002. Field book for describing and sampling soils. 228 pp. [Consultado en: junio 2011]. Disponible en: ftp://ftp-fc.sc.egov.usda.gov/NSSC/Field_Book/FieldBookVer2.pdf
- Vienken, T. y P. Diethich. (2011). Field evaluation for determining hydraulic conductivity from grain size data. Journal of Hydrology. 400:58-71.
- Vukovic, M. y Soro A. 1992. Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain size distribution. Water resources publications. Littleton, Colorado.
- Weier J. y Herring D. 2000. Measuring vegetation (NDVI & EVI) Earth Observatory, NASA. [Consultado en: agosto 2010]. Disponible en: http://earthobservatory.nasa.gov/Features/MeasuringVegetation/measuring_vegetation_4.php

Apéndice A.

Análisis de las partículas del suelo, tamaño de grano y propiedades hidráulicas.

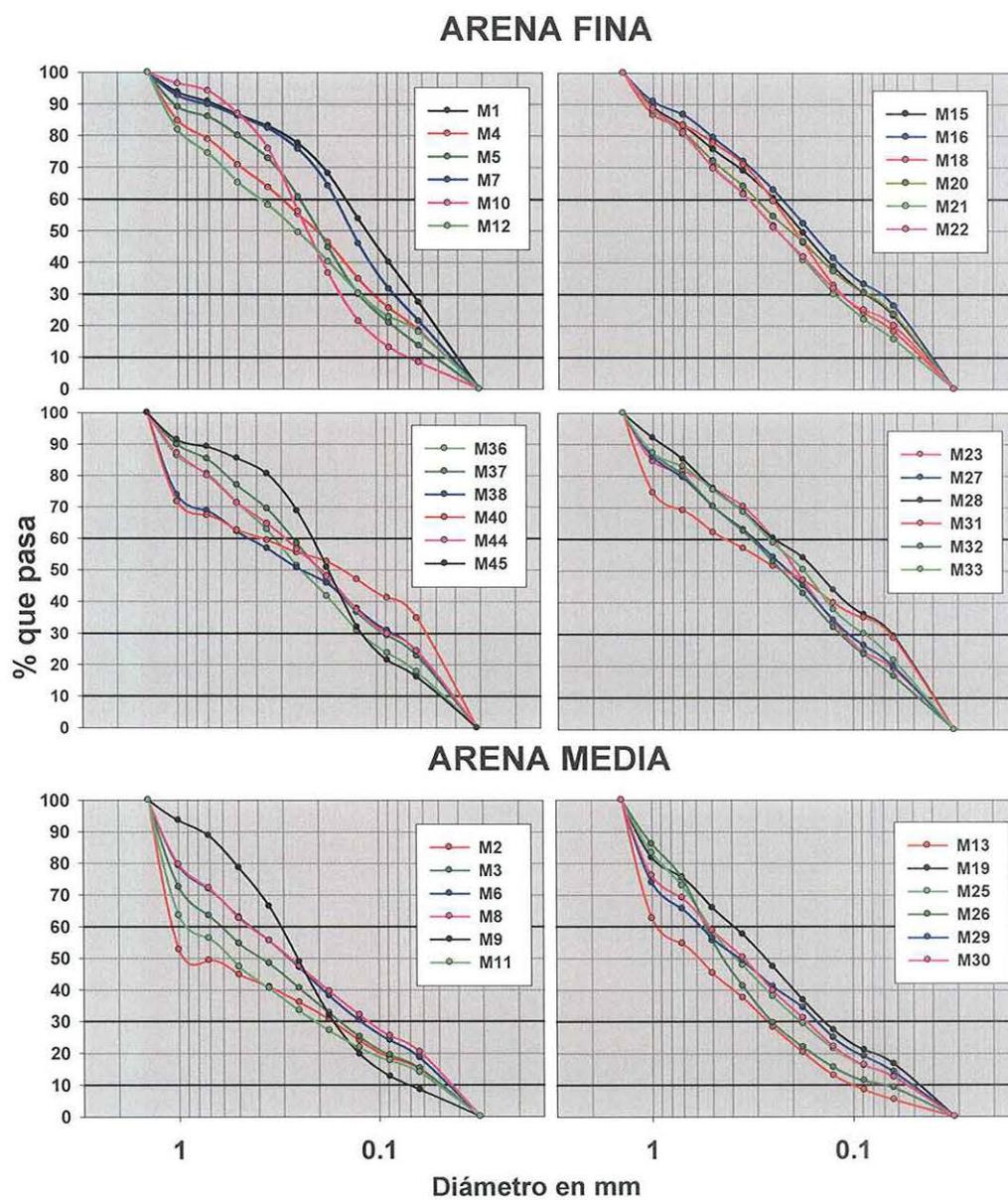


Figura A1. Curvas granulométricas.

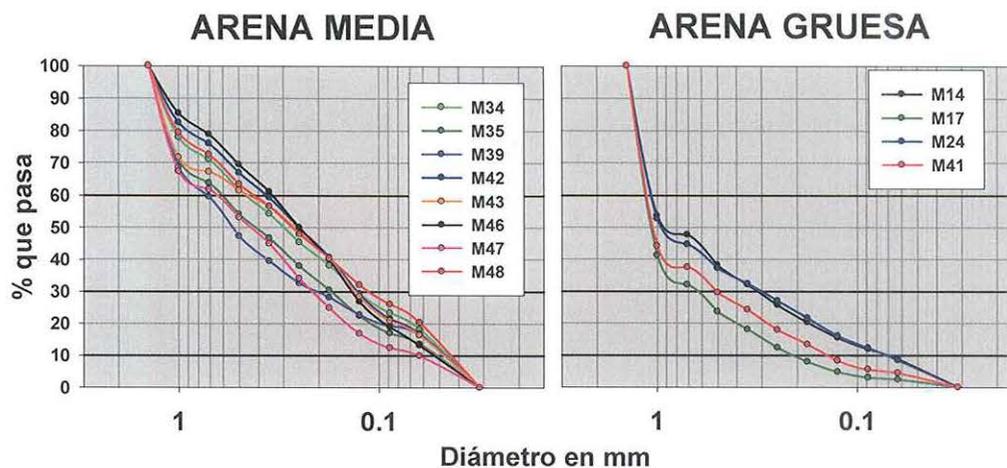


Figura A1. (Continuación) Curvas granulométricas.

Tabla A1. Cálculos para determinar Cu, Cc, diámetro de grano, % de finos y su clasificación de acuerdo con el Sistema Unificado de Clasificación de los Suelos (USCS).

Muestras	Diámetro de grano en mm			Coeficientes		% finos	Clasificación
	D60	D10	D30	Cu	Cc		
1	0.1432	0.0398	0.0665	3.6	0.8	24.7	SM-SP
2	1.0743	0.0498	0.1765	21.6	0.6	14.9	SM-SP
3	0.6217	0.0498	0.1587	12.5	0.8	15.1	SM-SP
4	0.3038	0.0459	0.1057	6.6	0.8	18.4	SM-SP
5	0.2490	0.0542	0.1247	4.6	1.2	13.7	SM-SP
6	0.4467	0.0462	0.1284	9.7	0.8	18.5	SM-SP
7	0.1673	0.0439	0.0838	3.8	1.0	21.4	SM-SP
8	0.4467	0.0432	0.1149	10.3	0.7	20.3	SM-SP
9	0.3079	0.0741	0.1707	4.2	1.3	8.4	SM-SP
10	0.2718	0.0747	0.1548	3.6	1.2	8.3	SM-SP
11	0.9415	0.0515	0.2082	18.3	0.9	13.9	SM-SP
12	0.3912	0.0459	0.1257	8.5	0.9	17.9	SM-SP
13	0.9612	0.1004	0.2743	9.6	0.8	5.3	SM-SP
14	1.0608	0.0693	0.3177	15.3	1.4	8.8	SM-SW
15	0.2465	0.0430	0.0877	5.7	0.7	23.1	SM-SP
16	0.2280	0.0402	0.0713	5.7	0.6	26.3	SM-SP
17	1.1435	0.2131	0.6233	5.4	1.6	2.3	SP

Tabla A1. CONTINUACIÓN. Cálculos para determinar Cu, Cc, diámetro de grano, % de finos y su clasificación de acuerdo con el Sistema Unificado de Clasificación de los Suelos (USCS).

Muestras	Diámetro de grano en mm			Coeficientes			
18	0.2517	0.0463	0.1172	5.4	1.2	18.1	SM-SP
19	0.3911	0.0470	0.1384	8.3	1.0	16.6	SM-SW
20	0.3037	0.0419	0.0884	7.2	0.6	23.7	SM-SP
21	0.3357	0.0490	0.1253	6.9	1.0	15.7	SM-SW
22	0.3357	0.0441	0.1154	7.6	0.9	20.1	SM-SP
23	0.2482	0.0466	0.1112	5.3	1.1	19	SM-SP
24	1.0608	0.0693	0.3072	15.3	1.3	8.4	SM-SW
25	0.5225	0.0528	0.1846	9.9	1.2	12.7	SM-SW
26	0.5351	0.0670	0.2506	8.0	1.8	9.1	SM-SW
27	0.3082	0.0443	0.1058	7.0	0.8	19.8	SM-SP
28	0.2482	0.0395	0.0628	6.3	0.4	29.5	SM-SP
29	0.5810	0.0506	0.1515	11.5	0.8	14.1	SM-SP
30	0.5267	0.0540	0.1687	9.8	1.0	12.4	SM-SW
31	0.4436	0.0395	0.0660	11.2	0.2	28.8	SM-SP
32	0.3212	0.0478	0.1177	6.7	0.9	16.8	SM-SP
33	0.2587	0.0429	0.0897	6.0	0.7	21.8	SM-SP
34	0.4493	0.0456	0.1280	9.9	0.8	18.2	SM-SP
35	0.6018	0.0508	0.1743	11.8	1.0	13.6	SM-SW
36	0.3320	0.0466	0.1183	7.1	0.9	17.7	SM-SP
37	0.2650	0.0429	0.0898	6.2	0.7	22.8	SM-SP
38	0.4512	0.0418	0.0839	10.8	0.4	24.1	SM-SP
39	0.7162	0.0468	0.2074	15.3	1.3	16.3	SM-SW
40	0.3852	0.0378	0.0554	10.2	0.2	34.7	SM-SP
41	1.1435	0.1441	0.5016	7.9	1.5	4.4	SW
42	0.3715	0.0452	0.1303	8.2	1.0	16.8	SM-SW
43	0.4276	0.0480	0.1324	8.9	0.9	16.3	SM-SP
44	0.2903	0.0411	0.0898	7.1	0.7	24.4	SM-SP
45	0.2116	0.0486	0.1171	4.4	1.3	16	SM-SP
46	0.3356	0.0530	0.1358	6.3	1.0	13.2	SM-SW
47	0.6323	0.0621	0.2179	10.2	1.2	9.9	SM-SW
48	0.4135	0.0437	0.1130	9.5	0.7	20.3	SM-SP
SM-SP Arena limosa mal gradada				SP Arena mal gradada			
SM-SW Arena limosa bien gradada				SW Arena bien gradada			

Tabla A2. Estimación empírica de la porosidad con la ecuación de Vukovic and Soro, y conductividad hidráulica utilizando la ecuación de Kozeny – Carman (Odong 2007).

Muestras	Porosidad (n)	K m/día	Muestras	Porosidad (n)	K m/día
1	0.39	1.68	25	0.30	1.01
2	0.26	0.55	26	0.31	2.03
3	0.28	0.73	27	0.32	1.03
4	0.33	1.17	28	0.33	0.92
5	0.36	2.44	29	0.29	0.81
6	0.30	0.79	30	0.30	1.08
7	0.38	1.94	31	0.29	0.50
8	0.29	0.65	32	0.33	1.25
9	0.37	5.05	33	0.34	1.13
10	0.38	5.86	34	0.30	0.76
11	0.26	0.63	35	0.28	0.80
12	0.31	0.89	36	0.32	1.11
13	0.30	3.78	37	0.34	1.11
14	0.27	1.24	38	0.29	0.59
15	0.34	1.21	39	0.27	0.56
16	0.34	1.07	40	0.29	0.51
17	0.35	31.85	41	0.31	9.47
18	0.35	1.48	42	0.31	0.90
19	0.31	0.96	43	0.30	0.93
20	0.32	0.88	44	0.32	0.87
21	0.33	1.29	45	0.37	2.07
22	0.32	0.93	46	0.33	1.64
23	0.35	1.54	47	0.29	1.36
24	0.27	1.24	48	0.30	0.73

Apéndice B.

Cobertura vegetal e índice de vegetación diferencial normalizado (NDVI).

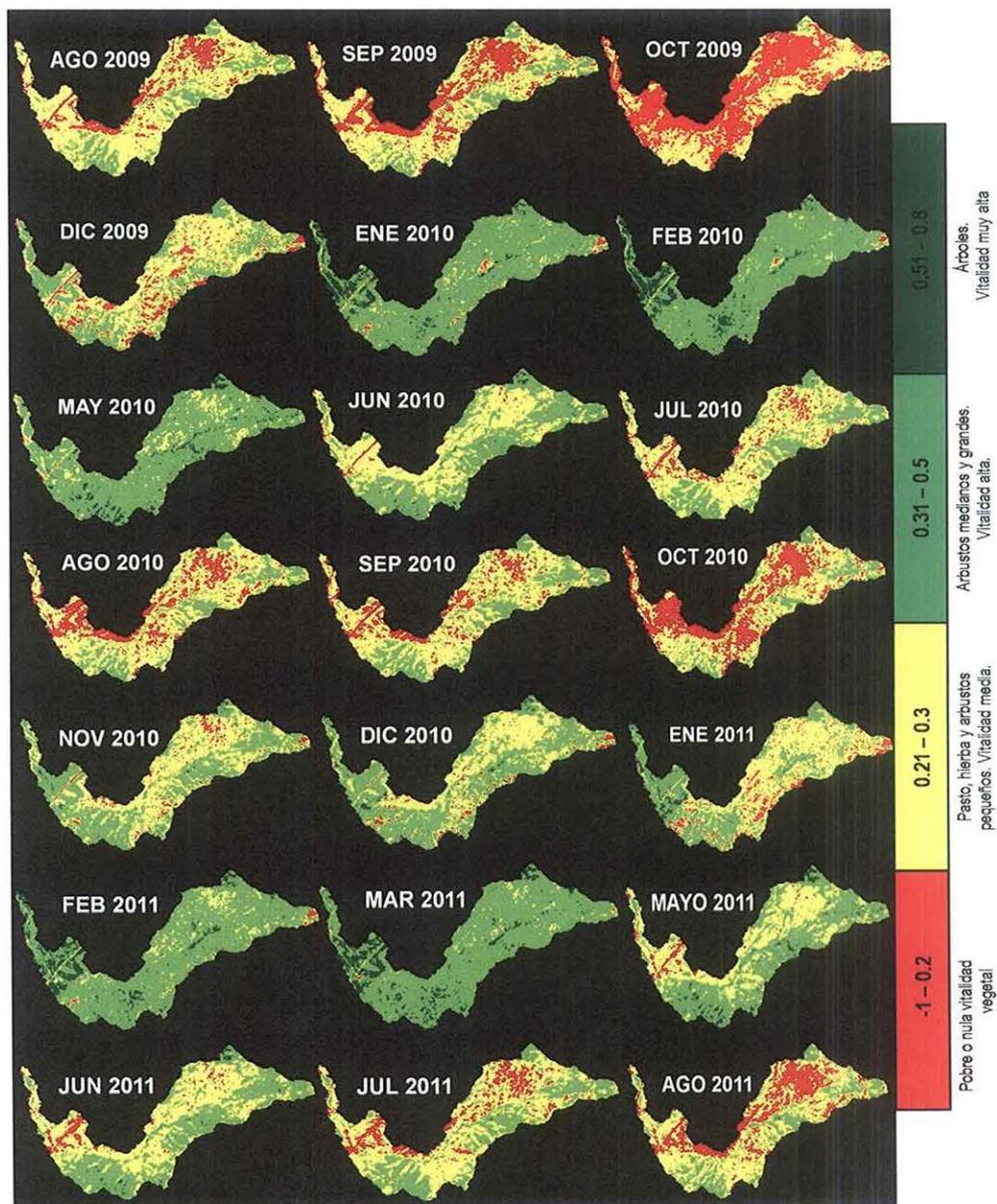


Figura B1. NDVI y el cambio mensual en la vitalidad de la vegetación de agosto 2009 a agosto 2011.

Tabla B1. Estadística zonal de los valores del NDVI para el área de estudio.

Día Juliano	Fecha	Rango	Min	Max	Media	DS	Sum
220 Ago 09	08-ago-09	0.419	0.114	0.533	0.255	0.056	5488
268 Sep 09	25-sep-09	0.514	-0.012	0.501	0.242	0.059	5200
300 Oct 09	27-oct-09	0.318	0.069	0.387	0.201	0.040	4326
348 Dic 09	14-dic-09	0.859	-0.255	0.604	0.278	0.076	5972
31 Enero 10	31-ene-10	0.826	-0.126	0.700	0.392	0.076	8424
47 Feb 10	16-feb-10	0.805	-0.089	0.716	0.408	0.075	8763
79 Mar 10	20-mar-10	0.553	0.159	0.713	0.348	0.097	7459
127 May 10	07-may-10	0.586	0.123	0.709	0.381	0.071	8201
175 Jun 10	24-jun-10	0.495	0.114	0.609	0.315	0.070	6782
191 Jul 10	10-jul-10	0.457	0.088	0.545	0.272	0.064	5858
239 Ago 10	27-ago-10	0.444	0.078	0.521	0.251	0.062	5398
255 Sep 10	12-sep-10	0.532	0.021	0.553	0.263	0.065	5662
287 Oct 10	14-oct-10	0.552	-0.048	0.504	0.232	0.064	4995
319 Nov 10	15-nov-10	0.838	-0.192	0.646	0.306	0.076	6579
335 Dic 10	01-dic-10	1.102	-0.416	0.686	0.326	0.083	7017
02 Ene 11	02-ene-11	0.787	-0.089	0.697	0.300	0.085	6453
18 Ene 11	18-ene-11	1.107	-0.317	0.790	0.369	0.093	7944
34 Feb 11	03-feb-11	0.988	-0.255	0.733	0.393	0.080	8450
82 Mar 11	23-mar-11	0.581	0.123	0.704	0.416	0.068	8922
146 May 11	26-may-11	0.536	0.113	0.649	0.331	0.084	7108
162 Jun 11	11-jun-11	0.496	0.114	0.609	0.306	0.077	6590
194 Jul 11	13-jul-11	0.466	0.106	0.573	0.272	0.068	5868
242 Ago 11	30-ago-11	0.480	0.097	0.577	0.249	0.063	5370

Apéndice C.

Pruebas de infiltración y coeficiente de decaimiento “k”.

Tabla C1. Pruebas de infiltración.

PRUEBA1								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
3.4	1	19.64	0.23	0.06	4.01	40.10	3.4	35.84
10	1	19.64	0.23	0.17	1.36	13.64	13.4	9.37
20	1	19.64	0.23	0.33	0.68	6.82	33.4	2.56
32	1	19.64	0.23	0.53	0.43	4.26	65.4	0.00

PRUEBA2								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
0.9	1	19.64	0.23	0.02	15.15	151.50	0.90	142.79
3.3	1	19.64	0.23	0.06	4.13	41.32	4.20	32.61
9.6	2	39.27	0.45	0.16	2.84	28.41	13.80	19.69
16.1	2	39.27	0.45	0.27	1.69	16.94	29.90	8.23
23.3	2	39.27	0.45	0.39	1.17	11.70	53.20	2.99
31.3	2	39.27	0.45	0.52	0.87	8.71	84.50	0.00

PRUEBA3								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
0.57	1	19.64	0.23	0.01	23.92	239.22	0.57	206.75
3.3	1	19.64	0.23	0.06	4.13	41.32	3.87	8.85
7	2	39.27	0.45	0.12	3.90	38.96	10.87	6.49
7.5	2	39.27	0.45	0.13	3.64	36.36	18.37	3.90
8.4	2	39.27	0.45	0.14	3.25	32.47	26.77	0.00

PRUEBA4								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
3	2.2	43.20	0.50	0.05	10.00	99.99	3.00	72.72
3	1.8	35.34	0.41	0.05	8.18	81.81	6.00	54.54
3	1.2	23.56	0.27	0.05	5.45	54.54	9.00	27.27
3	1.1	21.60	0.25	0.05	5.00	50.00	12.00	22.73
3	1	19.64	0.23	0.05	4.55	45.45	15.00	18.18
3	0.8	15.71	0.18	0.05	3.64	36.36	18.00	9.09
3	0.6	11.78	0.14	0.05	2.73	27.27	21.00	0.00

Tabla C1. Pruebas de infiltración (continuación).

PRUEBA5								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
0.6	1	19.64	0.23	0.01	22.73	227.26	0.60	193.17
2.9	1	19.64	0.23	0.05	4.70	47.02	3.50	12.93
6.8	2	39.27	0.45	0.11	4.01	40.10	10.30	6.02
7.01	2	39.27	0.45	0.12	3.89	38.90	17.31	4.81
7.8	2	39.27	0.45	0.13	3.50	34.96	25.11	0.87
8	2	39.27	0.45	0.13	3.41	34.09	33.11	0.00

PRUEBA6								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
1.5	3	58.91	0.68	0.03	27.27	272.71	1.50	148.75
2.2	5	98.18	1.14	0.04	30.99	309.90	3.70	185.94
3.2	5	98.18	1.14	0.05	21.31	213.05	6.90	89.10
4.2	5	98.18	1.14	0.07	16.23	162.33	11.10	38.37
4.6	5	98.18	1.14	0.08	14.82	148.21	15.70	24.25
5.5	5	98.18	1.14	0.09	12.40	123.96	21.20	0.00

PRUEBA7								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
0.57	1	19.63	0.23	0.01	23.91	239.16	0.95	206.85
3.31	1	19.63	0.23	0.06	4.11	41.18	4.26	8.88
7.04	2	39.26	0.45	0.12	3.87	38.73	11.30	6.42
7.55	2	39.26	0.45	0.13	3.61	36.11	18.85	3.81
8.44	2	39.26	0.45	0.14	3.23	32.30	27.29	0.00

PRUEBA8								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
0.5	2	39.27	0.45	0.01	54.54	545.42	0.50	458.84
1.6	2	39.27	0.45	0.03	17.04	170.44	2.10	83.87
2.3	2	39.27	0.45	0.04	11.86	118.57	4.40	31.99
4	3	58.91	0.68	0.07	10.23	102.27	8.40	15.69
4.3	3	58.91	0.68	0.07	9.51	95.13	12.70	8.56
6.3	4	78.54	0.91	0.11	8.66	86.57	19.00	0.00

Tabla C1. Pruebas de infiltración (continuación).

PRUEBA9								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
0.56	1	19.63	0.2272	0.00933	24.34	243.43	0.93	209.35
2.37	1	19.63	0.2272	0.0395	5.75	57.52	3.30	23.44
6.3	2	39.26	0.4544	0.105	4.32	43.28	9.60	9.20
6.54	2	39.26	0.4544	0.109	4.16	41.69	16.14	7.61
7.2	2	39.26	0.4544	0.12	3.78	37.87	23.34	3.79
8	2	39.26	0.4544	0.13333	3.40	34.08	31.34	0.00

PRUEBA10								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
3.46	1	19.63	0.23	0.06	3.93	39.40	3.46	28.04
6.53	1	19.63	0.23	0.11	2.08	20.88	9.99	9.52
10	1	19.63	0.23	0.17	1.36	13.63	19.99	2.27
12	1	19.63	0.23	0.20	1.13	11.36	31.99	0.00

PRUEBA11								
TI min	Vol adic en cm	Vol adic en cm ³	Lamina infiltr cm	Tiempo en h	f en cm/h	f en mm/h	Tiempo acum en min	f-fc
	12							
7.8	1	19.64	0.23	0.13	1.75	17.48	7.80	11.39
14.1	1	19.64	0.23	0.24	0.97	9.67	21.90	3.58
20.7	1	19.64	0.23	0.35	0.66	6.59	42.60	0.50
22.4	1	19.64	0.23	0.37	0.61	6.09	65.00	0.00

Procedimiento para calcular la constante de decaimiento “k” utilizando datos obtenidos con el infiltrómetro de doble anillo o simulador de lluvia (Campos-Aranda, 1992).

- Se grafican las curvas de capacidad de infiltración para cada prueba con los valores obtenidos de la resta de la capacidad de infiltración y la tasa de infiltración final vs el tiempo acumulado en minutos (Apéndice C, tabla C1).
- Posteriormente a esta curva se le ajusta una recta y se obtiene el tiempo en el cual la prueba llego a la tasa de infiltración final en minutos. Este valor se obtiene en el punto donde se cruza la recta con la tasa de infiltración final obtenida con el simulador de lluvia.

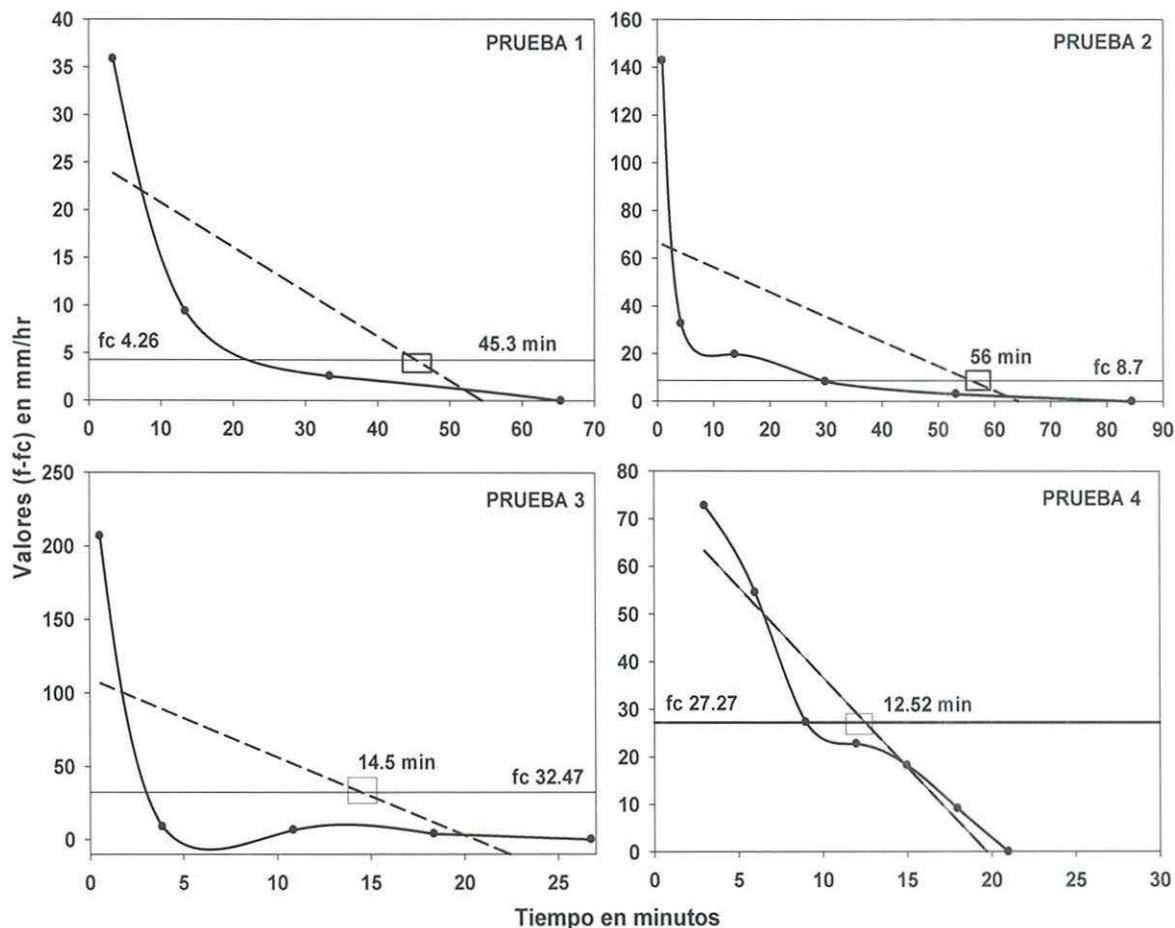


Figura C1. Regresión lineal para determinar el tiempo que tardó la prueba en llegar a la tasa de infiltración final de la ecuación de Horton de las pruebas 1, 2, 3 y 4 realizadas con el infiltrómetro de doble anillo.

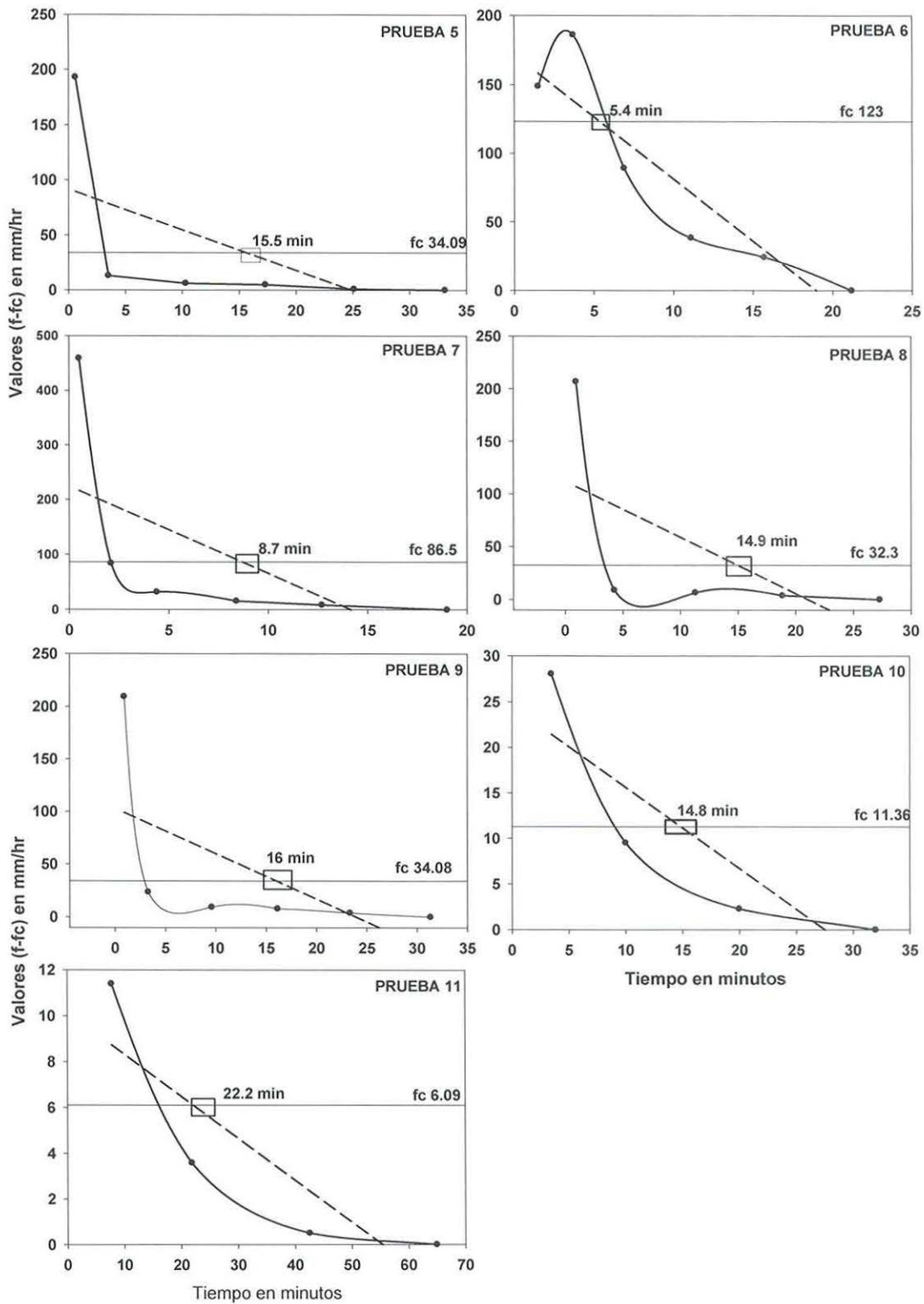


Figura C1 (Continuación). Regresión lineal para determinar el tiempo que tardó la prueba en llegar a la tasa de infiltración final de la ecuación de Horton de las pruebas 5 a la 11 realizadas con el infiltrómetro de doble anillo.

- A continuación se determina la constante de decaimiento "k" (Ecuación 12).

Tabla C2. Valores de la constante de decaimiento "k" para las 11 pruebas de infiltración.

t regresión	Prueba	"k"
45.3	1	0.051
56	2	0.041
14.5	3	0.159
12.52	4	0.184
15.5	5	0.149
5.4	6	0.426
8.7	7	0.265
14.9	8	0.155
16	9	0.144
14.8	10	0.156
22.2	11	0.104

Apéndice D.

Factor de corrección mensual para calcular ETP por el método de Thornthwaite.

Tabla D1. Factor de corrección mensual para el método de Thornthwaite en latitudes norte (K). Cortesía del extracto del libro Climatología aplicada a la ingeniería y medio ambiente (Almorox, 2003). Disponible en línea: <http://ocw.upm.es/ingenieria-agroforestal/climatologia-aplicada-a-la-ingenieria-y-medioambiente/contenidos/evapotranspiraciones/metodosevapotranspiraciones.pdf>

LAT. N.	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
27	0,92	0,88	1,03	1,07	1,16	1,15	1,18	1,13	1,02	0,99	0,90	0,90
28	0,91	0,88	1,03	1,07	1,16	1,16	1,18	1,13	1,02	0,98	0,90	0,90
29	0,91	0,87	1,03	1,07	1,17	1,16	1,19	1,13	1,03	0,98	0,90	0,89
30	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,17	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88
35	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
36	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
37	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83
38	0,85	0,84	1,03	1,10	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83
39	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82
40	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,80
42	0,82	0,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	0,95	0,82	0,79
43	0,81	0,82	1,02	1,12	1,26	1,28	1,29	1,20	1,04	0,95	0,81	0,77
44	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,30	1,20	1,04	0,95	0,80	0,76

Apéndice E.

Datos climatológicos.

Tabla E1. Precipitación en mm de las estaciones de la CNA utilizadas en el trabajo, (NP, no presentó datos).

Estaciones CNA - Precipitación anual en mm			
Año	Agua Caliente	Porvenir	Ensenada PELZ
1989	58	NP	101
1990	182	NP	206
1991	305	396	323
1992	438	471	393
1993	434	526	374
1994	249	284	244
1995	377	573	351
1996	173	442	194
1997	281	340	249
1998	510	572	469
1999	122	158	131
2000	172	197	158
2001	281	301	281
2002	103	149	125
2003	247	310	222
2004	394	675	400
2005	184	228	232
2006	138	215	148
2007	134	155	177
2008	334	397	387
2009	117	242	147
2010	475	593	443

Apéndice F.

Variación en el nivel y volumen en los pozos de monitoreo.

Tabla F1. Variación del nivel freático en los pozos de monitoreo en m.

Pozos	A225	A388	A227	A110	A286	A287
Latitud	32.034	32.034	32.037	32.040	32.047	32.052
Longitud	-116.585	-116.582	-116.575	-116.572	-116.558	-116.546
Elevación	403	415	439	442	519	545
29oct10	6.5	2.2	13.88	12.33	11.54	4.42
9Dic10	7.93	2.29	12.25	12.76	5.71	4.84
31Dic10	6.94	2.01	13.19	12.88	4.1	3.49
3Ene11	6.63	1.98	12.83	13.03	3.82	3.34
31Ene11	7.02	2.03	13.55	12.82	3.3	3.46
17Feb11	7.59	2.13	16.52	12.68	3.61	3.72
19Feb11	6.83	1.9	17.61	11.53	3.31	Sin dato
27Feb11	1.77	1.11	10.23	1.76	2.48	1.54
8Mar11	1.86	1.09	16.55	0.43	4.75	1.99
23Mar11	2.27	1.06	17.35	0.43	1.44	2
2Abr11	2.34	1.09	12.18	0.46	1.48	2.07
11Abr11	2.41	1.12	7.48	0.49	1.52	2.06
4May11	2.5	1.1	8.28	0.58	2.2	2.55
25May11	2.43	1.12	8.76	2.35	6.17	3.06
24jun11	2.62	1.5	13.96	6.94	2.7	3.61

Tabla F2. Cálculos para estimar la recarga horizontal. Donde (i) gradiente hidráulico, (K) conductividad hidráulica y (q) flujo por unidad de área.

	A225	A388	i	K m/día	q= m2/día	Vol m3	Vol m3/sección
10/19/2010	11.5	2.8	0.0299	1.19	0.254	12.72	445
12/9/2010	10.07	2.71	0.0253	1.19	0.192	4.23	148
12/31/2010	11.06	2.99	0.0277	1.19	0.232	0.70	24
1/3/2011	11.37	3.02	0.0287	1.19	0.246	6.88	241
1/31/2011	10.98	2.97	0.0275	1.19	0.228	3.88	136
2/17/2011	10.41	2.87	0.0259	1.19	0.205	0.41	14
2/19/2011	11.17	3.1	0.0277	1.19	0.235	1.88	66
2/27/2011	16.23	3.89	0.0424	1.19	0.508	4.57	160
3/8/2011	16.14	3.91	0.0420	1.19	0.501	7.52	263
3/23/2011	15.73	3.94	0.0405	1.19	0.474	4.74	166
4/2/2011	15.66	3.91	0.0404	1.19	0.470	4.23	148
4/11/2011	15.59	3.88	0.0402	1.19	0.466	11.19	392
5/4/2011	15.5	3.9	0.0399	1.19	0.460	9.66	338
5/25/2011	15.57	3.88	0.0402	1.19	0.465	13.95	488
6/24/2011	15.38	3.5	0.0408	1.19	0.459	13.76	482
Total						100.32	3511

	A388	A227	i	K m/día	q= m2/día	Vol m3	Vol m3/sección
10/19/2010	2.8	4.12	0.0017	1.55	0.009	0.46	16
12/9/2010	2.71	5.75	0.0039	1.55	0.026	0.57	20
12/31/2010	2.99	4.81	0.0023	1.55	0.014	0.04	1
1/3/2011	3.02	5.17	0.0028	1.55	0.018	0.49	17
1/31/2011	2.97	4.45	0.0019	1.55	0.011	0.19	7
2/17/2011	2.87	1.48	-0.0018	1.55	0.006	0.01	0
2/19/2011	3.1	0.39	-0.0035	1.55	0.009	0.07	3
2/27/2011	3.89	7.77	0.0050	1.55	0.045	0.41	14
3/8/2011	3.91	1.45	-0.0032	1.55	0.013	0.20	7
3/23/2011	3.94	0.65	-0.0042	1.55	0.015	0.15	5
4/2/2011	3.91	5.82	0.0025	1.55	0.019	0.17	6
4/11/2011	3.88	9.73	0.0075	1.55	0.080	1.91	67
5/4/2011	3.9	8.93	0.0065	1.55	0.064	1.35	47
5/25/2011	3.88	8.45	0.0059	1.55	0.056	1.69	59
6/24/2011	3.5	3.25	-0.0003	1.55	0.002	0.06	2
Total						7.76	271

	A227	A110	i	K m/día	q= m2/día	Vol m3	Vol m3/sección
10/19/2010	4.12	7.67	0.0071	6.35	0.266	13.29	465
12/9/2010	5.75	7.24	0.0030	6.35	0.123	2.70	95
12/31/2010	4.81	7.12	0.0046	6.35	0.175	0.52	18
1/3/2011	5.17	6.97	0.0036	6.35	0.139	3.89	136
1/31/2011	4.45	7.18	0.0055	6.35	0.202	3.43	120
2/17/2011	1.48	7.32	0.0117	6.35	0.006	0.01	0
2/19/2011	0.39	8.47	0.0162	6.35	0.009	0.07	3
2/27/2011	7.77	18.24	0.0209	6.35	1.729	15.56	545
3/8/2011	1.45	19.57	0.0362	6.35	0.013	0.20	7
3/23/2011	0.65	19.57	0.0378	6.35	0.015	0.15	5
4/2/2011	5.82	19.54	0.0274	6.35	2.209	19.88	696
4/11/2011	9.73	19.51	0.0196	6.35	1.816	43.58	1525
5/4/2011	8.93	19.42	0.0210	6.35	1.888	39.66	1388
5/25/2011	8.45	17.65	0.0184	6.35	1.525	45.74	1601
6/24/2011	3.25	13.06	0.0196	6.35	0.002	0.06	2
Total						188.75	6606

Tabla F2 (Continuación). Cálculos para estimar la recarga horizontal. Donde (i) gradiente hidráulico, (K) conductividad hidráulica y (q) flujo por unidad de área.

	A110	A286	i	K m/día	q= m2/día	Vol m3	Vol m3/sección
10/19/2010	7.67	13.46	0.0039	1.2	0.049	2.45	86
12/9/2010	7.24	19.29	0.0080	1.2	0.128	2.81	98
12/31/2010	7.12	20.9	0.0092	1.2	0.154	0.46	16
1/3/2011	6.97	21.18	0.0095	1.2	0.160	4.48	157
1/31/2011	7.18	21.7	0.0097	1.2	0.168	2.85	100
2/17/2011	7.32	21.39	0.0094	1.2	0.006	0.01	0
2/19/2011	8.47	21.69	0.0088	1.2	0.009	0.07	3
2/27/2011	18.24	22.52	0.0029	1.2	0.070	0.63	22
3/8/2011	19.57	20.25	0.0005	1.2	0.013	0.20	7
3/23/2011	19.57	23.56	0.0027	1.2	0.015	0.15	5
4/2/2011	19.54	23.52	0.0027	1.2	0.069	0.62	22
4/11/2011	19.51	23.48	0.0026	1.2	0.068	1.64	57
5/4/2011	19.42	22.8	0.0023	1.2	0.057	1.20	42
5/25/2011	17.65	18.83	0.0008	1.2	0.017	0.52	18
6/24/2011	13.06	22.3	0.0062	1.2	0.002	0.06	2
Total						18.14	635

	A286	A287	i	K m/día	q= m2/día	Vol m3	Vol m3/sección
10/19/2010	13.46	15.58	0.0016	1.2	0.028	1.42	50
12/9/2010	19.29	15.16	-0.0032	1.2	0.066	1.44	51
12/31/2010	20.9	16.51	-0.0034	1.2	0.076	0.23	8
1/3/2011	21.18	16.66	-0.0035	1.2	0.079	2.21	77
1/31/2011	21.7	16.54	-0.0040	1.2	0.091	1.55	54
2/17/2011	21.39	16.28	-0.0039	1.2	0.006	0.01	0
2/19/2011	21.69	16.9	-0.0037	1.2	0.009	0.07	3
2/27/2011	22.52	18.46	-0.0031	1.2	0.077	0.69	24
3/8/2011	20.25	18.01	-0.0017	1.2	0.013	0.20	7
3/23/2011	23.56	18	-0.0043	1.2	0.015	0.15	5
4/2/2011	23.52	17.93	-0.0043	1.2	0.107	0.96	34
4/11/2011	23.48	17.94	-0.0043	1.2	0.106	2.54	89
5/4/2011	22.8	17.45	-0.0041	1.2	0.099	2.09	73
5/25/2011	18.83	16.94	-0.0015	1.2	0.031	0.94	33
6/24/2011	22.3	16.39	-0.0045	1.2	0.002	0.06	2
Total						14.56	510

Apéndice G.

Fotos e imágenes del área de estudio.

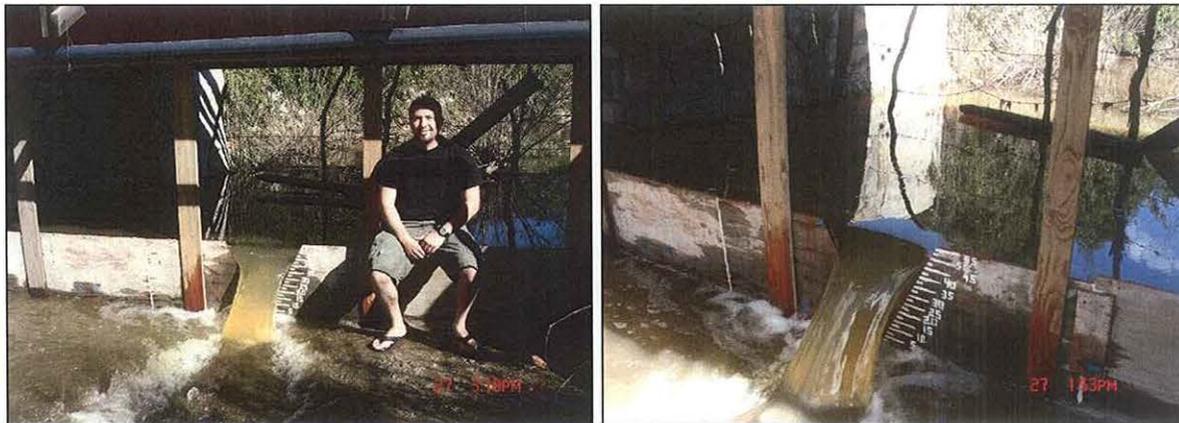


Figura G1. Esguerrimiento en el vertedor I.



Figura G2. Esguerrimiento en el vertedor II.