



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

“Estimación regional de los impactos del uso de suelo sobre la
recarga en el acuífero de Ocotlán, Estado de Jalisco“

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DEL AGUA

P R E S E N T A:

OTHON DIAZ CARPIO

DIRIGIDA POR:

DR. JAIME GARFIAS SOLIZ



TOLUCA, MEXICO

Abril, 2016

INDICE

Capítulo I

1.1 Antecedentes	1
1.2 La recarga y su importancia de la gestión de los recursos hídricos	3
1.2.1 Consideraciones para la realización de estudios sobre recarga	5
1.2.2 Metodologías para la estimación de la recarga	6
1.2.3 Ventajas y desventajas de los diferentes métodos de estimación de la recarga	8
1.3 Justificación	10
1.4 Hipótesis de partida	11
1.5 Objetivo general	11
1.5.1 Objetivos particulares	11
1.6 Organización de la tesis	13

Capítulo II

Características hidrogeológicas del acuífero de Ocotlán, Jalisco

2.1 Introducción	14
2.2 Presentación general del área de estudio	15
2.3 Características generales de la zona de estudio	16
2.3.1 Situación y características del área de estudio	16
2.3.2 Delimitación según provincias fisiográficas	16
2.3.3 Características Climáticas	17
2.3.4 Determinación de la Piezometría Local	17
2.3.5 Variación de la estructura y la composición interna local	23

2.3.6 Hidrología superficial	24
2.4 Composición de las unidades hidrogeológicas	27
2.5 Condiciones actuales y otros estudios previos	29

Capítulo III

Cambios temporales y espaciales de los factores que afectan la estimación de la recarga

3.1 Introducción	33
3.2 Principales métodos para estimar la recarga	34
3.2.1 Métodos de medición directa	35
3.2.2 Métodos hidrodinámicos	35
3.2.3 Técnicas de trazadores químicos e isotópicos naturales	36
3.2.4 Aproximaciones de Darcy	36
3.2.5 Técnicas Empíricas	37
3.2.6 El balance hídrico	37
3.2.7 Sistemas de Información Geográficas para la obtención, análisis y gestión de información para la estimación de la recarga	39
3.3 Factores que interactúan en la tasa de recarga	40
3.3.1 Precipitación	40
3.3.2 Recomendaciones generales según la CONAGUA	41
3.3.3 Escurrimiento	41
3.3.4 Infiltración	41
3.3.5 Relación de la vegetación con la infiltración	42
3.3.6 Relación de los bosques con la infiltración	43
3.3.7 Efecto de urbanización sobre la infiltración	44
3.4 El suelo, sus procesos hidrológicos y su degradación	46

3.5 Impactos espacio temporales del uso de suelo _____	47
3.6 Efecto de la agricultura sobre la infiltración _____	47

Capítulo IV

Propuestas metodológicas para estimar la recarga en el acuífero de Ocotlán

4.1 Introducción _____	48
4.2 Fundamentos teóricos y metodológicos para la delimitación de la cuenca _____	49
4.3 Identificación de conceptos geomorfológicos presentes en la superficie _____	49
4.4 Fundamentos metodológicos de método del balance hídrico _____	51
4.5 Método de estimación general de la recarga en la cuenca de Ocotlán _____	54
4.5.1 Estimación de la precipitación mediante Polígonos de Thiessen _____	54
4.5.2 Estimación del escurrimiento establecido por la Norma Oficial Mexicana 011-CNA-2000 _____	56
4.5.3 Método para estimar la evapotranspiración real de acuerdo a Turc _____	57
4.6 Método Hidrometeorológico _____	59
4.6.1 Estimación de la precipitación por interpolación segmentaria lineal (Spline) _____	59
4.6.2 Generación del mapa de distribución de escurrimiento superficial _____	60
4.6.3 Variación de los alcances de los métodos implementados para el análisis de escurrimiento superficial en la cuenca _____	60
4.6.4 Estimación de la evapotranspiración real mediante Teledetección _____	61
4.6.5 Estimación del NDVI _____	62
4.6.6 Estimación de la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas _____	62
4.6.7 Variación calorífica máximas, mínimas y promedio _____	65

Capítulo V

Estimaciones puntuales y espaciales de la recarga en el acuífero de Ocotlán

5.1	Introducción	66
5.2	Implementación de la representación visual y matemática de los valores de elevación	67
5.3	Ubicación de las estaciones meteorológicas	69
5.4	Método de estimación general de la recarga en la cuenca de Ocotlán	71
5.4.1	Estimación de la precipitación mediante Polígonos de Thiessen	71
5.4.2	Escurrimiento de la cuenca mediante la NOM-011-CNA-2000	76
5.4.3	Valoración de la evapotranspiración real mediante el método de Turc	79
5.4.4	Valoración de la recarga por precipitación de acuerdo al método de estimación general de la recarga	81
5.5	Implementación del método hidrometeorológico	82
5.5.1	Implementación del método de interpolación segmentaria lineal (Spline) para estimar la precipitación	82
5.5.2	Escurrimiento de la cuenca de Ocotlán mediante la NOM-011-CNA-2000	87
5.5.3	Estimación de la evapotranspiración mediante teledetección	94
5.5.4	Discriminación de cubiertas vegetales mediante el Índice de Vegetación en Diferencias Normalizadas	94
5.5.5	Análisis estadístico anual de temperaturas máximas, mínimas y promedio	94
5.5.6	Estimación de la radiación neta	95
5.5.7	Recarga en la cuenca de Ocotlán mediante el método hidrometeorológico	97
5.6	Análisis espacio temporal, y sus impactos en la recarga	111
5.6.1	Contexto de investigación	111
5.6.2	Características de la información	111
5.7	Dinámica temporal y espacial	116
5.8	Variabilidad espacial de los valores de temperatura y precipitación	119

5.9 Evolución demográfica de los principales municipios en la cuenca de Ocotlán	121
6.0 Consumo de recursos hídricos	123

Capítulo VI

Conclusiones y recomendaciones

6.1 Introducción	124
6.2 Conclusiones de los resultados en cada etapa de estudio	125
6.3 Conclusiones espaciales y temporales de los efectos de los cambios de uso de suelo	129
6.4 Influencia de los cambios de uso de suelo en la infiltración	130
6.5 Recomendaciones sobre esta investigación	132

Índice de figuras

Figura 2.1 Representación grafica de la localización Geográfica de la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco. En la figura se muestra con una línea roja el límite oficial determinado por la CONAGUA y con una línea negra el límite natural considerado en esta investigación _	20
Figura 2.2 Representación grafica superficial de la geología en la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco _____	21
Figura 2.3 Dirección preferencial de flujo de agua subterránea en el acuífero de Ocotlán en el Estado de Jalisco _____	22
Figura 2.4 Representación gráfica de la hidrología superficial en la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco _____	28
Figura 5.1 Representación gráfica del Modelo Digital de elevación, en donde se muestra la diferencia de altitud dentro y fuera de la cuenca _____	68
Figura 5.2 Representación gráfica de la ubicación de las estaciones meteorológicas en la cuenca de Ocotlán, cuya descripción incluye la posición y la clave de cada estación _____	70
Figura 5.3 Representación gráfica de la aplicación del método de poligonos de Thiessen, en donde se muestra las estaciones meteorológicas y el límite de la cuenca _____	75
Figura 5.4 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 1980 _____	83
Figura 5.5 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 1990 _____	84
Figura 5.6 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 2000 _____	85
Figura 5.7 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 2009 _____	86
Figura 5.8 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestra las áreas con mayor y menor de escurrimiento para 1980 _____	90
Figura 5.9 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestra las áreas con mayor y menor de escurrimiento para 1990 _____	91
Figura 5.10 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestra las áreas con mayor y menor de escurrimiento para 2000 _____	92
Figura 5.11 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestralas áreas con mayor y menor de escurrimiento para 2009 _____	93

Figura 5.12 Representación gráfica del NDVI en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra con rojo vegetación abundante, verde menor vegetación, amarillo vegetación de forma moderada _____	98
Figura 5.13 Representación gráfica de la temperatura mínima en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra que conforme aumenta la altura la temperatura desciende _____	99
Figura 5.14 Representación gráfica de la temperatura máxima en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color _____	100
Figura 5.15 Representación gráfica de la temperatura media en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color _____	101
Figura 5.16 Representación gráfica de la radiación neta en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color _____	102
Figura 5.17 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán, para el año 1980. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color ____	103
Figura 5.18 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán, para el año 1990. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color ____	104
Figura 5.19 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán, para el año 2000. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color ____	105
Figura 5.20 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán, para el año 2009. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color ____	106
Figura 5.21 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 1980. En donde se muestra la variabilidad espacial. _____	107
Figura 5.22 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 1990. En donde se muestra la variabilidad espacial. _____	108
Figura 5.23 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 2000. En donde se muestra la variabilidad espacial. _____	109
Figura 5.24 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 2009. En donde se muestra la variabilidad espacial. _____	110
Figura 5.25 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina a lo largo de la cuenca. Se realizó durante el periodo 1980 _____	112
Figura 5.26 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina a lo largo de la cuenca. Se realizó durante el periodo 1990 _____	113

Figura 5.27 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina a lo largo de la cuenca. Se realizó durante el periodo 2000 _____	114
Figura 5.28 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina a lo largo de la cuenca. Se realizó durante el periodo 2009 _____	115
Figura 5.29 Cuadro comparativo del uso de suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo y su comportamiento en los cuatro diferentes periodos en estudio _____	116
Figura 5.30 Cuadro comparativo del uso de suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo y su comportamiento en los cuatro diferentes periodos en estudio _____	117
Figura 5.31 Cuadro comparativo del comportamiento de la precipitación media en la cuenca de Ocotlán, para los cuatro periodos en estudio _____	120
Figura 5.32 Cuadro comparativo del comportamiento de la temperatura media en la cuenca de Ocotlán, para los cuatro periodos en estudio _____	120
Figura 5.33 Cuadro de la evolución demográfica en la cuenca de Ocotlán, de 1950 a 2010 En donde se puede mostrar el crecimiento de la población total anual _____	122

Índice de tablas

Tabla 2.1 Nombre y localización de los pozos con sus valores de profundidad y elevación de los niveles estáticos _____	19
Tabla 5.1 Precipitación promedio anual en la cuenca de Ocotlán en años de 1980, 1990, 2000 y 2009, elaborado mediante datos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional ____	72
Tabla 5.2 Resultados en la aplicación del método de Thiessen en donde se muestra las áreas correspondientes a cada estación, con su porcentaje de superficie correspondiente _____	73
Tabla 5.3 Resultados en la aplicación del método de Thiessen en donde se muestran las áreas correspondientes a cada estación, con su precipitación para cada año _____	73
Tabla 5.4 Resultados en la aplicación del método de Thiessen en donde se muestra las áreas correspondientes a cada estación con sus valores de multiplicación de precipitación por área en cada estación meteorológica y a su vez en cada periodo _____	74
Tabla 5.5 Cálculo de la variable K para determinar el escurrimiento en la cuenca de Ocotlán, Jalisco, para estimar el escurrimiento _____	76
Tabla 5.6 Cálculo del coeficiente de escurrimiento para implementar la fórmula general, para estimar el escurrimiento superficial de los años de 1980, 1990, 2000 y 2009 _____	77
Tabla 5.7 Aplicación de la fórmula (NOM-011-CNA-2000) con sus resultados finales para los años 1980, 1990, 2000 y 2009. _____	78
Tabla 5.8 Cálculo de la variable L para la aplicación de la fórmula de Turc en los años de 1980, 1990, 2000 y 2009 _____	79
Tabla 5.9 Estimación de la temperatura media por estación meteorológica en la cuenca de Ocotlán en Jalisco, en los años de 1980, 1990, 2000 y 2009 _____	80
Tabla 5.10 Parámetros utilizados para estimar la evapotranspiración real según el método de Turc, estimado para cada año en estudio _____	80
Tabla 5.11 Recarga estimada mediante el método tradicional para 1980 - 1990 - 2000 y 2009, considerando la conversión de los valores estimados para cada variable de milímetros a hectómetros cúbicos _____	81
Tabla 5.12 Aplicación de la fórmula con respecto a (NOM-011-CNA-2000), en donde se puede apreciar los valores de área de la cuenca, la precipitación y el coeficiente de escurrimiento, correspondiente a cada cobertura y periodo _____	88
Tabla 5.13 Cálculo de Kp para la aplicación de la fórmula de (NOM-011-CNA-2000), en donde se muestra el valor para cada cobertura de uso de suelo y en cada periodo _____	89

Tabla 5.14 Cálculo de Ce para la aplicación de la fórmula de (NOM-011-CNA-2000), en donde se muestra la estimación para cada periodo de estudio y cada cobertura _____	89
Tabla 5.15 Valores representativos calculados para cada componente, en donde se puede apreciar los valores de cada estación meteorológica, las formulas y resultados aparecen expuesto _____	95
Tabla 5.16 Valores representativos calculados para cada componente, en donde se puede apreciar los valores de cada estación meteorológica y los correspondientes en cada sección__	96
Tabla 5.17 Valores de la radiación neta en cada estación, en donde se muestran los valores estimados en los previos cálculos, mostrando cada estación y el resultado final _____	97
Tabla 5.18 Recarga estimada mediante el segundo método mediante teledetección para 1980 - 1990 - 2000 y 2009, considerando la conversión de los valores estimados para cada variable de milímetros a hectómetros _____	97
Tabla 5.19 Variación espacial de uso de suelo y expansión de la mancha urbana en la cuenca, en los años 1980 y 1990, basado en las imágenes de uso de suelo de INEGI _____	116
Tabla 5.20 Variación espacial de uso de suelo y expansión de la mancha urbana en la cuenca, en el año 2000 y 2009, todo ello basado en las imágenes de uso de suelo de INEGI _____	117
Tabla 5.21 Evolución demográfica por municipio en la cuenca de Ocotlán, años 1950-2010, en donde se muestra los principales municipios que componen la cuenca de Ocotlán, todo ello mediante datos obtenidos de INEGI; censo de población y vivienda _____	121

Resumen

Como en toda cuenca hidrológica, al comenzar la precipitación pluvial en la zona de estudio, una parte de ella es interceptada por la vegetación y otra parte se queda retenida en las pequeñas depresiones topográficas. Una vez que la capacidad de interceptación y la detección superficial del suelo han sido satisfechas, se inicia la infiltración y esta última es la que nos interesa conocer.

De ahí que la evaluación de los recursos hídricos subterráneos presenta ciertos problemas, tales como la selección del método de estimación, el tiempo de la valoración, la instrumentación para medirla y el costo. A fin de hacer frente a estas dificultades, el principal objetivo de esta tesis es, efectuar una estimación de la recarga en cuatro periodos en estudio y consecuentemente estimar la disponibilidad del recurso para su aprovechamiento en dicha zona. Este estudio se lleva a cabo mediante la utilización de herramientas diversas, todo ello mediante la ecuación de balance hídrico y con ayuda de la herramienta SIG.

En este trabajo se presenta una síntesis de los resultados alcanzados en el proyecto de investigación “Estimación regional de los impactos del uso de suelo sobre la recarga en el acuífero de Ocotlán, Estado de Jalisco“. En donde se estudiaron las características diversas del área de estudio con el fin de conocer el funcionamiento del sistema y la estimación de la recarga. Se interpretaron la cartografía básica, imágenes satelitales entre otras.

El balance hídrico estimado en la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco se presenta de la siguiente manera. La diferencia entre precipitación y las demás variables, es la cantidad que se infiltra, misma que corresponde a 212.05 Hm³ en el año 1980, para el año de 1990 de 78.69 Hm³, para el año 2000 de - 45.78 Hm³ y finalmente para el año 2009 alcanzó 177.7 Hm³. Estas estimaciones corresponden al método de estimación general de la recarga.

Con relación a la implementación del método hidrometeorológico, en el año de 1980 se obtuvo 157.1 Hm³, en el año de 1990 fue de 136.3 Hm³, para el año 2000 se obtuvo 139.0 Hm³ y finalmente para 2009 se obtuvo 143.8 Hm³. Existe una variación de ganancia con relación al método de estimación general de la recarga. El método de estimación general de la recarga proporciona una medición puntual, existiendo el mayor error en el método de Turc, ya que dicho método fue creado para implementarse en áreas con ciertas características y es un método arcaico.

Se concluye que la recarga, está directamente relacionada con el tipo y uso de suelo, ya que en el área de estudio que presenta bosques se infiltra mayor cantidad de agua que la se presenta en la agricultura, pastizal y zonas urbanas, dichas conclusiones resultado del método hidrometeorológico. Esta metodología propuesta en esta investigación ha probado su utilidad en mejorar el entendimiento de la distribución espacial y temporal de la recarga.

Abstract

As in any watershed, the beginning of the rainfall in the study area, part of it is intercepted by vegetation and another part is retained in the small topographic depressions. Once the interception capability and surface detection land have been satisfied, the infiltration starts and the latter is what we want to know.

Hence the assessment of groundwater resources presents certain problems, such as the selection of the estimation method, the time of valuation, instrumentation to measure and cost. To address these difficulties, the main objective of this thesis is, make an estimate of recharging in four study periods and consequently estimate the availability of the resource for use in that area. This study was carried out using various tools, all using the water balance equation and using the GIS tool.

This paper presents a synthesis of the results achieved in the research project "regional Estimation of land use impacts on aquifer recharge in Ocotlan, Jalisco" is presented. Where the various characteristics of the study area were studied in order to understand the functioning of the system and recharge estimation. basic mapping interpreted, satellite images among others.

The estimated Ocotlan basin in the State of Jalisco water balance is presented as follows. The difference between precipitation and other variables, is the amount that it corresponds to 212.05 Hm³ in 1980, for the year 1990 of 78.69 Hm³, for the year 2000 infiltrates - 45.78 Hm³ and finally for 2009 reached 177.7 Hm³. These estimates are for the general estimation method of recharging.

With regard to the implementation of hydrometeorological method, in the year 1980 was 157.1 Hm³ was obtained, in the year of 1990 was 136.3 Hm³, for the year 2000 and finally obtained 139.0 Hm³, 2009 143.8 Hm³ was obtained. There is a variation of gain relative to the method of general estimate of recharging. The general estimation method of charging provides a spot metering, having the biggest mistake in the method of Turc, since this method was created to be implemented in areas with certain characteristics and is an archaic method.

It is concluded that recharging is directly related to the type and land use, as in the study area that presents forests more water that occurs in agriculture, pasture and urban areas infiltrates, these conclusions result hydrometeorological method. This methodology proposed in this research has proved useful in improving the understanding of the spatial and temporal distribution of recharge.

Capítulo I

Introducción

1.1 Antecedentes

En México, el crecimiento económico no ha tomado en cuenta plenamente las señales de insuficiencia de agua. Las concentraciones de la población y las actividades económicas han creado zonas de mucha escasez no sólo en las regiones de baja precipitación pluvial sino también en áreas donde no se percibía como un problema. Tan solo para ilustrar la situación extrema en la que se encuentra el recurso, se puede mencionar que, según cálculos de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2014), 106 acuíferos de un total de 653 están sobreexplotados.

En este contexto, es de vital importancia el estudio de la estimación de la recarga de los acuíferos, ya que permite determinar la cantidad de agua que llega a éstos, así como su calidad en cuanto a la procedencia y a las zonas donde se presenta la recarga o descarga del flujo subterráneo.

Además, su cuantificación es un aspecto incluido dentro de estudios referentes a los recursos de agua subterránea, a la subsidencia o al diseño de campos de pozos (Isaar y Passchier, 1990). En tal sentido para su cuantificación existe una gran variedad de metodologías, pero si se elige una es necesario tomar en cuenta la escala espacio - temporal, así como considerar la fiabilidad de las estimaciones. La elección de la metodología no es tarea sencilla, por lo tanto, se debe aplicar una variedad de enfoques con el fin de reducir la incertidumbre y aumentar la confianza en la estimación de la misma (Scanlon, 2002).

En relación a lo anterior, las técnicas para estimar la recarga mediante el análisis de hidrología superficial y la zona no saturada, normalmente proporcionan estimaciones de la recarga potencial. Mientras que, las técnicas en la zona saturada, en general, proporcionan información sobre la recarga real, porque el agua ha alcanzado el nivel freático. Las incertidumbres asociadas con las técnicas que requieren datos de conductividad hidráulica son altas, debido a que los valores de conductividad hidráulica pueden fluctuar en varios órdenes de magnitud.

En general, un aspecto relevante es que a pesar de las abundantes precipitaciones pluviales en algunas regiones del Estado de Jalisco, así como de los volúmenes de agua de escurrimiento, no se cuenta con la suficiente infraestructura hidráulica. Así mismo, en la región norte y noreste domina el grupo de los climas secos y áridos. Por consiguiente, el agua subterránea se emplea en gran medida en actividades agropecuarias y urbanas de la entidad, debido a lo cual ha provocado que la extracción sea intensiva.

En las principales poblaciones del Estado de Jalisco se ha incrementado el número de perforaciones autorizadas y clandestinas, que ha traído como consecuencia el abatimiento en los niveles estáticos del agua, lo que ha generado una problemática de mayor envergadura para las mitigaciones que se ocupan de la gestión de los recursos hídricos. En particular el crecimiento urbano-industrial, la sobreexplotación, así como la contaminación de los recursos hídricos han generado a lo largo de la cuenca Lerma-Chapala-Santiago conflictos y escasez de agua, afectando de manera significativa a ciudades y localidades,

como es el caso del acuífero de Ocotlán. En este contexto, la cuenca de Ocotlán tiene problemas para cubrir la demanda de los recursos hídricos, propiciados por el crecimiento urbano-industrial, a lo que se suman el deterioro y la insuficiencia de la infraestructura hidráulica y la falta de tecnología adecuada para su extracción, distribución y almacenamiento. Además, existe la inequidad en la distribución del agua, ya que mientras algunos habitantes cuentan con agua durante las 24 horas por tener mayor capacidad de almacenamiento, otros no cuentan con ella.

Por lo tanto, se hizo necesario una cuantificación de la variación espacial y temporal de la recarga del agua subterránea en el acuífero de Ocotlán, ya que es indispensable para poder determinar el nivel de explotación adecuado para evitar el deterioro del acuífero e identificar las zonas que son susceptibles a la sobreexplotación.

1.2 La recarga y su importancia de la gestión de los recursos hídricos

Muchas investigaciones han propuesto una serie de técnicas para la estimación de la recarga; sin embargo, a menudo es difícil determinar cuál técnica, de la amplia variedad existente, puede proporcionar estimaciones fiables de la recarga. Mientras algunos estudios se centran en las estimaciones de la recarga para la evaluación de recursos hídricos (Luckey *et al.*, 1986), otros se concentran en la calidad del recurso subterráneo (Egboka *et al.*, 1994).

De esta forma Scanlon *et al.* (2002), identifican la importancia de la escala espacio temporal al elegir un método de cuantificación de la recarga, debido a que los diferentes objetivos de estudio requieren diferentes estimaciones de la recarga a escalas diferentes. Los mismos autores identifican la importancia de la información histórica sobre los posibles controles de la recarga, como son: el clima, la geomorfología, topografía, el suelo y vegetación, la geología característica de la región, la ubicación y el tiempo de tránsito, lo cual impactan en la elección de la técnica de estimación de recarga.

Los sistemas húmedos y áridos representan los extremos para diferentes climas y en general, requieren diferentes enfoques para cuantificar la recarga. Por otro lado, Simmer (1997), identifica el papel importante que juega el clima en el control de la recarga, como se demuestra por las diferencias entre velocidades de la recarga preliminares para un sitio dado, empleando datos meteorológicos y parámetros hidráulicos del suelo en los modelos matemáticos de la zona no saturada. A su vez, Toth (1963) indica que las variaciones en la geomorfología reflejados en las diferencias en la topografía, vegetación y en el tipo de suelo, pueden afectar la recarga. Así mismo, el impacto de la topografía sobre el flujo del agua subterránea local y regional fue demostrado por este mismo autor.

Por último, Salama *et al.*, (1994), proponen una combinación de los sistemas de información geográfica (SIG) y de los modelos de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés), para facilitar la delimitación de las unidades hidrogeomórficas, por sus atributos topográficos, clases y cambios de pendientes, curvatura y elevación.

1.2.1 Consideraciones para la realización de estudios sobre recarga

Al realizar los estudios de la estimación de la recarga es necesario que exista una tendencia hacia la unificación de los términos utilizados, es decir, una terminología correcta y adecuada. Además una correcta evaluación de los recursos subterráneos debe ir acompañada de una evaluación razonada de los posibles márgenes de error (Samper, 1997). De ahí que Healy *et al.*, (2001), consideran que la recarga, en general, se produce en los extremos de la cuenca y la descarga en las planicies de las regiones húmedas, mientras que, en los valles aluviales de las zonas áridas la recarga suele localizarse en las planicies.

Los mismos autores sugieren que, al realizar un estudio de recarga en una zona, que anteriormente no se ha estudiado, implica la recopilación de datos existentes sobre los posibles controles de la recarga, como clima, hidrología y geomorfología. En tal sentido, proponen que con estos datos se desarrolle un modelo conceptual de recarga en el sistema, ya que el modelo conceptual que describe la ubicación, tiempo, y mecanismos de recarga, proporcionan estimaciones iniciales de la velocidad de recarga.

Por otra parte Cook *et al.*, (1992), proponen que en las zonas de regadío también deben identificarse el flujo por retorno de riego, ya que a menudo, aporta cantidades importantes de recarga. Éstos autores finalizan identificando la textura y tipo de suelo como importantes, debido a que la permeabilidad de grano grueso trae consigo mayores velocidades de recarga que en el suelo de grano fino.

En el mismo sentido, Scanlon *et al.* (2002) identificaron la importancia del entendimiento de las provincias fisiográficas, ya que es útil en el desarrollo de un modelo conceptual de un sistema de recarga, porque se pueden obtener analogías de las provincias fisiográficas similares en otros lugares. La comprensión es adquirida de las fuentes de recarga, los mecanismos de flujo y la variabilidad espacio-temporal de la recarga. La evaluación de la magnitud de la recarga debe considerarse de forma simultánea con el estudio de la calidad química de dicha recarga (Samper, 1997).

1.2.2 Metodologías para la estimación de la recarga

La recarga de agua subterránea es la interacción de una serie de procesos que actúan simultáneamente, cuyos mecanismos caracterizan la importancia de cada uno de los procesos. Así Campos Aranda (1987), define la infiltración como el proceso mediante el cual el agua penetra el suelo a través de la superficie, en cambio la percolación es el agua que se infiltra superando la zona edáfica y que potencialmente llega al acuífero, por ello es también denominada infiltración neta, infiltración eficaz o recarga potencial.

El agua que alcanza la superficie freática, de acuerdo a Custodio y Llamas (1996), es la denominada recarga real. Scanlon y Richard (2002), exponen un análisis de los diferentes métodos para la cuantificación de la recarga, a partir de los cuales identifican las ventajas y las desventajas de los métodos.

Consumando que hay varias opciones para elegir la metodología adecuada al realizar un estudio de recarga en un acuífero, se deben dividir las técnicas en: técnicas de balance, técnicas basadas en estudios de hidrología superficial, técnicas basadas en la zona saturada y las técnicas basadas en la zona no saturada y no saturada.

Por último, estos autores concluyen que las consideraciones que pueden influir en la elección de la técnica son, las limitantes de gasto y de tiempo, ya que si las estimaciones de recarga se tienen que desarrollar en un periodo de tiempo corto, no es posible considerar las técnicas basadas en el monitoreo a largo plazo. En cambio las técnicas de trazadores pueden ser más adecuadas porque, en general, sólo requieren un muestreo y pueden representar largos periodos de tiempo.

Además, deben considerarse los costos de los distintos enfoques. Así, el muestreo y el análisis de los trazadores químicos e isotópicos, por lo general, se consideran caros, pero es suficiente un solo muestreo. Por lo tanto, los costos pueden ser inferiores comparados con los monitoreos a largo plazo ya que estos últimos requieren equipo de monitoreo, recopilación y análisis continuo.

Samper (1997), en el estudio “Evaluación de la recarga por lluvia mediante balances”, estimó la recarga a partir de los componentes del balance hídrico, además describe el proceso de cálculo de la recarga a partir de balances diarios en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero, utilizando la formulación del programa BALAN desarrollado por Samper y García Vera en el mismo periodo.

Este análisis le permitió definir algunas estrategias de calibración de los modelos de balance y proporcionar algunas reglas para establecer la validez, precisión y errores de los balances. Scanlon *et al.*, (2002), realizaron una investigación relacionada con los métodos de estimación de la recarga de acuíferos en donde se tiene por objetivo presentar los principales atributos de las diferentes técnicas que son utilizadas para cuantificar la recarga.

En la presente investigación se incluyen las escalas espacio temporal aplicables, el rango de velocidad de recarga que se estiman empleando cada técnica, determinando la confiabilidad de las técnicas, así como definiendo los factores que promueven o limitan el uso de cada técnica.

Esta investigación clasifica los métodos de recarga y técnicas basadas en estudios hidrológicos superficiales, los cuales a su vez se basan en que la recarga tiene relación con los cuerpos de agua superficial, que dependen del grado de conexión existente entre el agua superficial y los sistemas de aguas subterránea. Es decir las regiones húmedas generalmente se caracterizan por ganancia en los cuerpos de agua superficial que se debe precisamente al agua subterránea, ya que ésta se descarga en lagos, arroyos y viceversa.

En contraste, las regiones áridas generalmente se caracterizan por pérdidas en los cuerpos de agua superficial, se debe principalmente a que los ecosistemas de agua superficial y subterráneo están separadas por gruesas secciones insaturadas. La recarga en estas zonas puede estimarse utilizando datos superficiales sobre la obtención o pérdida de agua en estos cuerpos de agua superficial.

Por otra parte, están las técnicas basadas en estudios de la zona no saturada que se aplican principalmente en regiones áridas y semiáridas, donde la zona no saturada tiene un espesor considerable. Las técnicas en la zona no saturada se aplican generalmente en escalas espaciales pequeñas, que se calculan a partir de la superficie o con enfoques subterráneos. Sin embargo, puede que el drenaje se desvíe lateralmente y no llegue a la capa freática.

Las velocidades de drenaje en zonas no saturadas de considerable espesor no siempre reflejan las velocidades de recarga en la capa freática. De ahí que la mayoría de técnicas en la zona no saturada proporcionan estimaciones puntuales de la recarga. Las técnicas de la zona saturada comúnmente se integran en zonas mucho más grandes. Considerando que los enfoques de aguas superficiales y de la zona no saturada proporcionan estimaciones de drenaje o de recarga potencial, en cambio los enfoques de la zona saturada proporcionan evidencias de recarga actual que alcanza el nivel freático.

1.2.3 Ventajas y desventajas de los diferentes métodos de estimación de la recarga

Algunos autores (Scanlon *et al.*, 2002), consideran apropiado realizar una clasificación según la procedencia de los datos que utiliza cada técnica, incluyendo una clasificación secundaria donde los métodos se subdividen en técnicas físicas, técnicas de trazadores y modelos numéricos. Así, el primer grupo incluye los métodos que toman datos del agua ubicada en la superficie, el segundo grupo está constituido por las técnicas que utilizan los datos de la zona no saturada y finalmente el tercer grupo reúne los métodos que utilizan los datos de la zona saturada.

Entre los primeros se encuentran los métodos de medición directa, ya que éstos requieren de la construcción de un dispositivo especial llamado lisímetro o del empleo de un infiltrómetro, que mida a suficiente profundidad el agua que se dirige hacia el nivel freático. El costo de la construcción de un lisímetro es alto y solamente dan medidas puntuales de la recarga. Además, si se necesita un monitoreo en un intervalo grande de tiempo los costos aumentan. La escala de tiempo puede entenderse desde unos minutos hasta un año.

Por otra parte, están los métodos de balance de agua en el suelo, en los cuales se aplica el principio de la conservación de masa a una cierta región de volumen conocido (volumen de control), definida por unas condiciones de frontera durante un período de tiempo. La diferencia entre las entradas y las salidas debe ser igual al cambio en el almacenamiento de agua. Esta técnica es ventajosa porque requiere datos que normalmente están disponibles o en algunos casos son relativamente fáciles de obtener; es sencilla y rápida de aplicar ya que posee universalidad para contemplar todo tipo de fuente de recarga en el balance. El inconveniente es que existen dificultades para calcular ciertos componentes del balance, tales como son la evapotranspiración y el escurrimiento superficial.

Así mismo, se tienen los métodos hidrodinámicos que se basan en la utilización de las ecuaciones de flujo bajo condiciones de saturación total y/o parcial, dando lugar a dos aplicaciones importantes; la primera está basada en el empleo de métodos numéricos, la cual permite analizar situaciones de flujo complejos contemplando régimen transitorio o heterogeneidad espacial, pero debe decirse que, requiere muchos datos generalmente no disponibles.

La segunda es la saturación parcial, ésta es más sencilla y requiere de mediciones de campo, para tener buenos resultados se supone un régimen estacionario y de un flujo en condiciones de saturación (ya que no se puede obtener la conductividad hidráulica no saturada a partir de tres mediciones de campo). Su principal ventaja es su fiabilidad para cuantificar la recarga, sin embargo, sólo se puede aplicar si se cuenta con la disponibilidad de datos y si se tiene un sólido conocimiento de la hidrogeología del lugar.

Los métodos de trazadores están basados en el transporte de masa a través del medio. Los análisis pueden ser regionales o locales. Los más ampliamente utilizados son aquellos que contemplan el aporte de sales por precipitación atmosférica. Este proceso puede tener lugar tanto del aporte disuelto en el agua de lluvia, como en el polvo, ya que la parte soluble de éste se incorpora al agua de lluvia una vez que ésta ha caído sobre el suelo.

Su ventaja más sobresaliente es que elimina gran parte de la incertidumbre al cuantificar la recarga ya que no requiere considerar que de forma intrínseca presenta un porcentaje de error, como lo es la evapotranspiración. Sin embargo, presenta la limitante que no se puede aplicar a acuíferos sometidos a actividades humanas importantes, o aquellos donde afloran sales de tipo evaporítico o han estado sometidos a intrusión salina.

1.3 Justificación

La recarga es el proceso de incorporación de agua a un acuífero producido a partir de diversas fuentes: de la precipitación, de las aguas superficiales y por transferencias de otro acuífero. Para estimarla existen distintas técnicas que se diferencian en la gama de velocidades y las escalas espacio temporales que representa, sin embargo, la elección adecuada de la técnica para un determinado sitio no es sencilla (Cook *et al.*, 2001). Aunado a esto, se debe aplicar una gran variedad de enfoques en la estimación de la recarga con el fin de reducir la incertidumbre y aumentar la confianza en la estimaciones de la misma, es decir un resultado más exacto.

La evaluación del agua subterránea ha sido una tarea que ha adquirido gran importancia en las últimas décadas en Ocotlán, como consecuencia del incremento de la demanda por el recurso, esto ha llevado a una sobreexplotación de los recursos superficiales y subterráneos, que ponen en peligro tanto al medio ambiente como la sustentabilidad de la región a largo plazo.

Casi el 80 % del agua empleada en irrigación se bombea de los acuíferos (UNESCO, 2006). Es decir el principal consumidor de agua es la agricultura, que consiste en una densidad de distritos de riego, esto pone de manifiesto que es esencial el recurso para aprovechar el potencial de la tierra y para permitir incrementar la productividad, o por lo menos mantener la producción actual y de ese modo evitar una problemática alimentaria que tendría consecuencias graves para el Estado de Jalisco.

Por otro lado la sobreexplotación del acuífero puede producir, un rango bastante amplio de varios grados de afectación a un acuífero, lo que podría ser diferente para materiales granulares o para rocas fracturadas, así como, para diferentes condiciones climáticas donde se encuentren (Martínez, 1992). Por ello, estimar la recarga del acuífero de Ocotlán es la base para un sistema de toma de decisiones encaminada al desarrollo sostenible del recurso hídrico subterráneo.

1.4 Hipótesis de partida

La recarga en la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco se ha modificado paulatinamente y tiene relación con los cambios espacio temporales del uso de suelo y el crecimiento de la mancha urbana.

1.5 Objetivo General

En relación al presente trabajo, éste se fundamenta principalmente en el siguiente objetivo general, el cual consiste en estimar la recarga en la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco debido a precipitación, tomando en cuenta las características de la topografía, climatología, uso de suelo, así como la expansión de la mancha urbana, todo ello mediante la ecuación de balance hídrico con ayuda de un SIG.

1.5.1 Objetivos Particulares

Conjuntamente con el anterior objetivo general se han considerado los siguientes objetivos específicos.

a) Con base en la información documental y bibliográfica especializada, en el presente trabajo, se pretende lograr, definir y entender la estimación de la recarga y sus diferentes metodologías, para poder estimar la recarga en la cuenca de Ocotlán.

b) Obtener las características físicas de la cuenca de Ocotlán mediante la herramienta SIG, como geología, topografía, uso de suelo, etc. En cuanto a la aplicación del Sistema de Información Geográfica se estructurará la base de geodatos correspondientes a precipitación, temperatura, topografía y uso de suelo, en la cuenca de Ocotlán (Jalisco).

c) Definir las características generales de la cuenca bajo estudio, con base en las características del medio y en función de los datos disponibles.

d) Aplicar la metodología del balance hídrico y estimación de sus variables de entrada como precipitación, evapotranspiración y el escurrimiento, cada una de forma independiente y analizar su variabilidad temporal y espacialmente en la recarga del sitio, a través de SIG para obtener los valores de la recarga en los periodos de 1980, 1990, 2000 y 2009.

e) Calcular las variaciones de coberturas de uso de suelo que se presentaron en la región en los cuatro periodos en estudio con base a los cambios de uso de suelo a lo largo de la superficie comprendida en esta investigación.

f) Analizar las pérdidas, ganancias, cambios e intercambio entre categorías, así como las transiciones de las cubiertas más representativas en la cuenca.

g) Efectuar un análisis de relación entre los resultados obtenidos del SIG, percepción remota y la variación espacio temporal con relación al balance hídrico.

1.6 Organización de la tesis

En el Capítulo I, se realiza la introducción general al tema de estudio, se presenta el problema, se ubica el contexto de las problemáticas abordadas, se describen los antecedentes y se plantea el objetivo general y los objetivos particulares.

En el Capítulo II, se hace una descripción detallada del área de estudio, generalidades de la cuenca, como son características geológicas, hidrológicas, etc. Terminando con una síntesis, en el marco de lo ya conocido, de los principales resultados en el área de estudio.

En el Capítulo III, se lleva a cabo una breve descripción de las metodologías existentes para estimar la recarga así como sus ventajas y desventajas, en ese mismo apartado se hace un análisis con relación a la metodología de balance hídrico. A continuación se hace una descripción de los factores que intervienen en la tasa de recarga.

En el Capítulo IV, se presenta la metodología implementada en esta investigación, así como una descripción de cada método y su implementación para llegar a los resultados expuestos en el capítulo posterior.

En el Capítulo V, se presentan los resultados de las estimaciones de las variables de la ecuación de balance hídrico con los dos métodos para fines comparativos, así como los efectos que ha tenido a través del tiempo, causado por los cambios espaciales y temporales.

Finalmente el Capítulo VI, se integran resultados de cada año de estudio. Por un lado se jerarquizan las conclusiones, en donde se muestran los aspectos concluyentes de esta investigación mostrando el comportamiento de los diferentes componentes que integran las metodologías implementadas; por otro lado se presenta el planteamiento de las propuestas.

Capítulo II

Características hidrogeológicas del acuífero de Ocotlán, Jalisco

2.1 Introducción

El siguiente capítulo tiene como objetivo mostrar las características generales de la zona de estudio, para ello fue necesario identificar las características físicas, tales como la geología, la topografía, el uso de suelo, etc. Todo ello, con la finalidad de precisar su naturaleza y definir las características hidrodinámicas del sistema de flujo de agua subterránea que caracterizan esta unidad acuífera.

Así mismo, al final de este capítulo se muestra un conjunto de investigaciones desarrolladas dentro y fuera de la cuenca de Ocotlán, teniendo como objetivo mostrar el contexto en el que se desarrolla dicha investigación. Los estudios previos se remontan al periodo de 1981 a 1998, destacando un aspecto particular al área que es relativamente poco estudiada. Por último, se presenta un análisis de los aspectos más relevantes de las principales conclusiones obtenidas en los distintos estudios.

2.2 Presentación general del área de estudio

La cuenca de Ocotlán pertenece a la cuenca Lerma-Santiago, que actualmente se conoce como la Ciénega Jalisciense, ésta se ubica en la porción suroriental del Estado de Jalisco, con una superficie aproximada de 1,200 km² del área comprendida del estado que equivale a 2.3%. Colinda al Norte con la cuenca R. Santiago-Guadalajara, al Este con la cuenca R. Lerma-Salamanca y Guanajuato, al sur con Michoacán, al Oeste con las cuencas L. Chapala y la cuenca R. Santiago-Guadalajara.

La cuenca es drenada por una serie de corrientes intermitentes pequeñas, así como perennes como son los ríos Huascato y Lerma que sirven de límite político y administrativo con el Estado de Michoacán. Las corrientes de Lerma, que tienen su origen en el Estado de México, pasan por varios estados hasta desembocar sus aguas al lago Chapala.

En relación al agua superficial se destina preferentemente para uso agrícola, y en menor escala doméstica y pecuaria. En cuanto a la calidad de agua en esta cuenca, según la clasificación de Wilcox para riego, es C2-S1 (agua de salinidad media en sodio) y C2-S3 (agua de salinidad alta en sodio).

Para esta cuenca se cuantificó un escurrimiento medio anual de 897.65 Mm³ por año y un coeficiente de escurrimiento de 8.3%. En cuanto a las estimaciones calculadas por la CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), no se tienen una disponibilidad, por lo tanto, su balance hidrológico es de déficit (CONAGUA, 1994).

El crecimiento urbano-industrial, la sobreexplotación y la contaminación de los recursos hídricos han generado a lo largo de la cuenca Lerma-Chapala-Santiago conflictos y escasez de agua, afectando de manera significativa a ciudades y localidades, como es el caso de Ocotlán. Es indudable que la cuenca presenta una problemática particular, ya que su cauce transcurre por cinco entidades federativas: Estado de México, Guanajuato, Querétaro, Michoacán y Jalisco, desembocando en el mar cerca de Nayarit.

2.3 Características generales de la zona de estudio

2.3.1 Situación y características del área de estudio

El acuífero de Ocotlán se ubica hacia la parte Este del Estado de Jalisco y al Noreste del Lago de Chapala, abarca los municipios de Arandas, San Ignacio Cerro Gordo, Ocotlán, Tototlán, Jamay, Atotonilco el Alto, Zapotlán el Rey, Poncitlán y Tepatitlán. El área se ubica entre las coordenadas extremas 102° 00' y 103° 00' de longitud Oeste y 20° 10' y 21° 00' de latitud norte, limitando con los acuíferos Jalostotitlán, Valle de Guadalupe y Altos de Jalisco, al Noreste con San Diego de Alejandría y San José de las Pilas, al Este con Jesús María y al sur con la Barca, Chapala y Poncitlán (CONAGUA, 2009). La cuenca posee una extensión geográfica de alrededor de 2100 km² (Figura 2.1).

2.3.2 Delimitación según provincias fisiográficas

El área de estudio, pertenece a la provincia fisiográfica de la Altiplanicie Mexicana, según E. Raisz y de acuerdo con Álvarez Jr. a la provincia fisiográfica de Fosas Tectónicas. Exclusivamente por la geología se ubica dentro de la provincia fisiográfica denominada Faja Volcánica Transmexicana, en la proximidad de la frontera sur y sureste de las provincias fisiográficas de la Meseta Central y la Sierra Madre Occidental, respectivamente. La Faja Volcánica Transmexicana, se divide comúnmente en tres sectores está la occidental, central y oriental con base en su geología y tectónica, en donde la sección central corresponde a la localización de la cuenca de Ocotlán.

Por último, para el año 2009 CONAGUA, en una de sus conclusiones señala que la tectónica parece mostrar que el origen de la Faja Volcánica Transmexicana puede coincidir con una gran fisura en la corteza que marca la unión entre dos masas cratónicas antiguas y la ubicación de la Placa de Cocos en su etapa final de subducción por debajo de la placa Norteamericana, originando esta provincia al existir desplazamientos laterales derechos.

2.3.3 Características Climáticas

El clima imperante es semicálido para los municipios de Ocotlán, Tototlán, Arandas, Atotonilco el Alto, San Ignacio Cerro Gordo, Zapotlán del Rey, Ayotlán y Jamay, que conforman al acuífero, así como subhúmedo, con lluvias en verano (A) C (W0) (w), de acuerdo a la clasificación de Köppen. La temperatura media anual resulta del orden de 20 °C, específicamente en Atotonilco de 20.2 °C y en Ocotlán de 19.6 °C. Los meses de máxima temperatura son los de mayo y junio, mientras que, el mes más frío es el de enero.

El régimen de lluvias se registra entre los meses de junio y septiembre con una precipitación media anual de 871 mm y un promedio anual de días con heladas de 5.3 C°. Los vientos dominantes son variables de acuerdo a las condiciones climatológicas de la región.

2.3.4 Determinación de la Piezometría Local

La figura 2.3 es la culminación de mediciones de los niveles estáticos, todo ello para la mejor comprensión del sistema de flujo subterráneo, en donde se cuenta con una red de pozos pilotos donde la CONAGUA mide los niveles desde 1990 y coincide con la actualización del estudio de Ariel en el año 1990. Con el fin de obtener una red de flujo más representativa del movimiento de agua en el subsuelo, se efectuó una campaña extraordinaria de mediciones de niveles en junio de 1998, que junto con los datos de abril y mayo del mismo año se señalan en la tabla número 2.1.

Con relación a los resultados, se realizó una configuración de la profundidad al nivel estático de junio de 1998, y se detectó que en la zona próxima a CELANESE y a Ocotlán se presenta un cono de abatimiento, con una profundidad de 50 a 70 m y que se muestra en las mediciones de los pozos de Potrerillos y CELANESE. Esta zona de abatimiento ya había sido reportada desde 1982 y en el estudio de ese año se indica que este cono de abatimiento se debe a la influencia del sobrebombeo de los 4 pozos de la planta CELANESE y a los de agua potable de la ciudad de Ocotlán.

En cuanto a la evolución del nivel estático, se efectuó una comparación entre los datos de 1982 consignados en el estudio de Geocalli y las mediciones de mayo a junio de 1998. De esta comparación se obtiene que en general no existe evolución negativa de los niveles salvo en la zona alrededor de CELANESE.

Tabla 2.1 Nombre y localización de los pozos con sus valores de profundidad y elevación de los niveles estáticos.

Nombre del Pozo	Latitud	Longitud	Profundidad del nivel estático (m)	Elevación del nivel estático (msnm)
Eliseo Becerra	720700	252800	10.12	1523.00
Sidronio	718250	264650	36.38	1514.75
Potrerrillos	730000	251850	70.00	1450.00
El Sabino	716425	263850	53.50	1490.00
La Unión	728650	273825	12.56	1540.00
Juan Salazar	729000	274000	18.20	1536.00
G. San José	728650	270550	9.97	1510.00
Borunda	729075	270350	11.46	1511.60
F. Aceves	737475	274100	9.71	1529.00
La Providencia	733825	274500	4.86	1537.00
C. Padilla	753500	273150	34.00	1564.00
La Colonia 2	714900	260950	29.20	1505.50
Totolimixpa	716300	256350	45.03	1493.17
Sidronio 5	719000	264500	42.00	1513.00
Vacas gordas	729100	264850	12.10	1528.00
R. Villarroel	741350	264950	9.30	1535.00
Chihuahua	735300	266000	6.00	1532.00
R. Castellanos	733325	264975	11.33	1525.00
El Cebito	735025	263350	13.30	1517.00
Ariel 1103	737600	262600	15.33	1522.00
Fco. La Cal	738950	263650	19.97	1525.00
Dpvo. Ocotlán	732250	253150	15.15	1510.00
La Constancia	710500	257700	8.71	1506.30
Omelas I	711950	258425	10.16	1506.85
Soledad de S.	712225	259300	17.24	1503.00
El Nogal	732150	249450	10.15	1524.00
Velazqueño 1	739900	254800	9.00	1525.00
Loma Larga	740050	256600	12.35	1524.00
El Capulín	744700	256400	8.50	1529.00
Buen Pastor	747000	255200	24.28	1529.00
Carrasqueño	748625	255100	14.13	1526.00

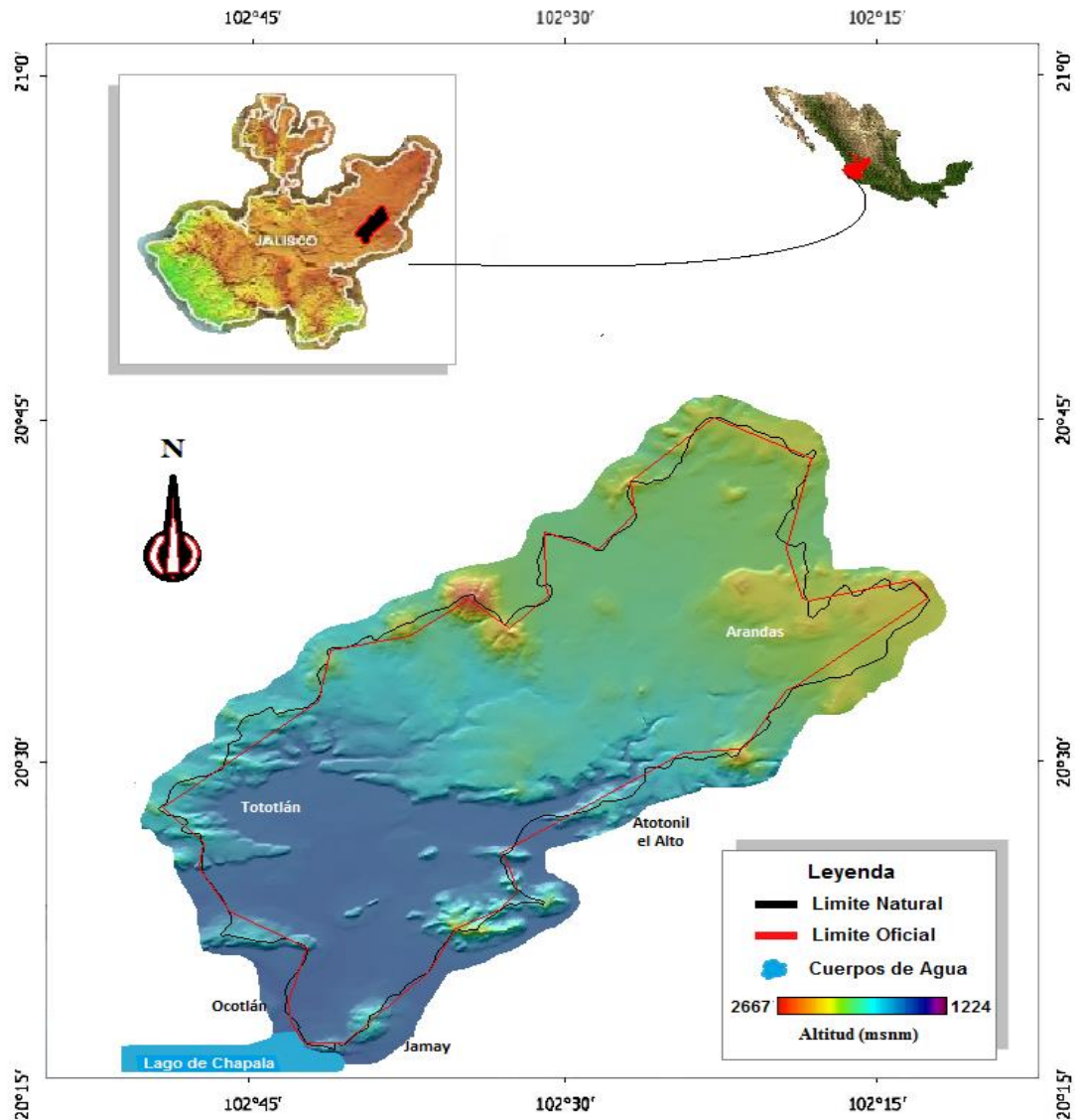


Figura 2.1 Representación gráfica de la localización Geográfica de la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco. En la figura se muestra con una línea roja el límite oficial determinado por la CONAGUA y con una línea negra el límite natural considerado en esta investigación. Fuente: CONAGUA.

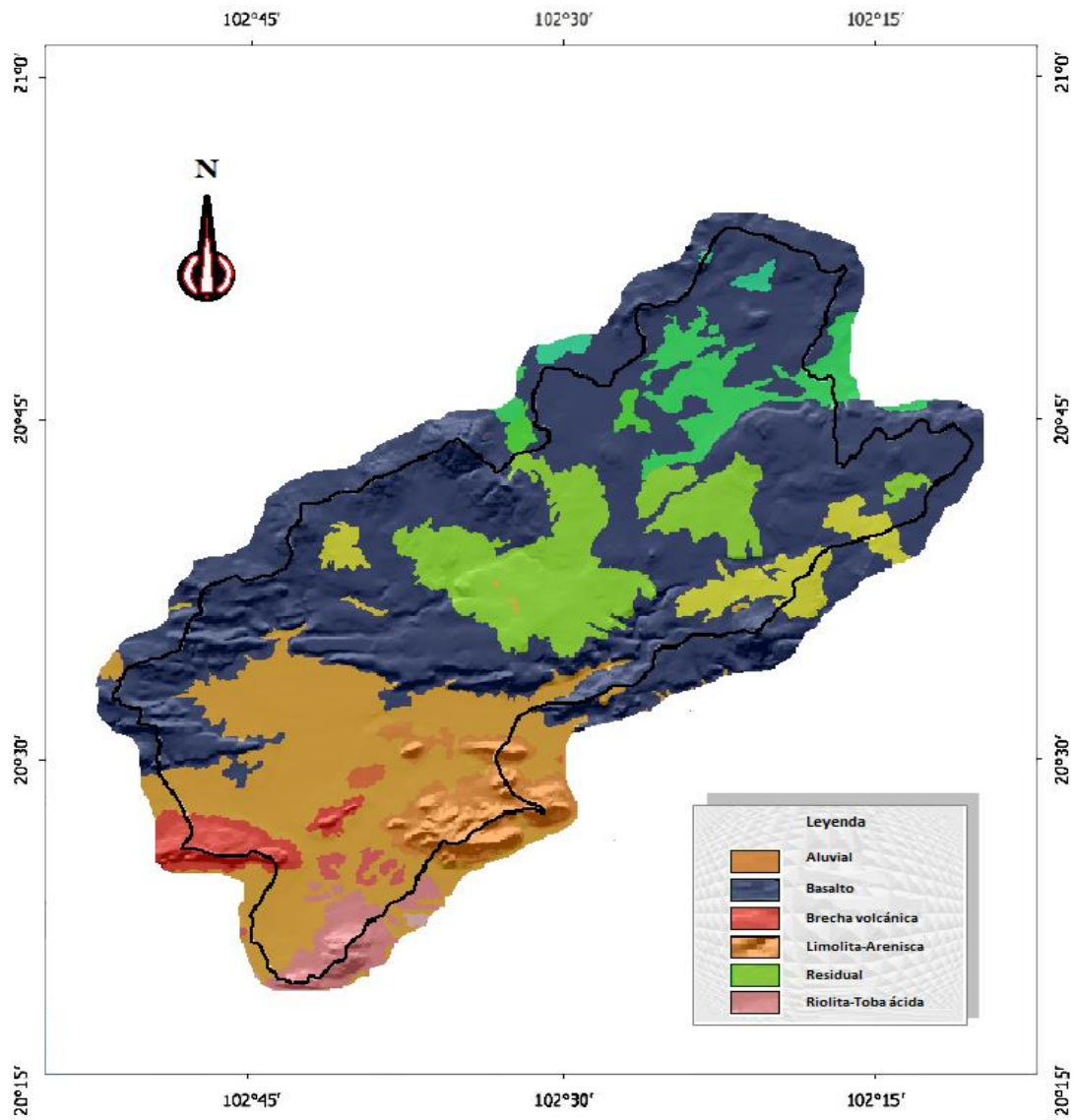


Figura 2.2 Representación gráfica superficial de la geología en la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco. Fuente: INEGI

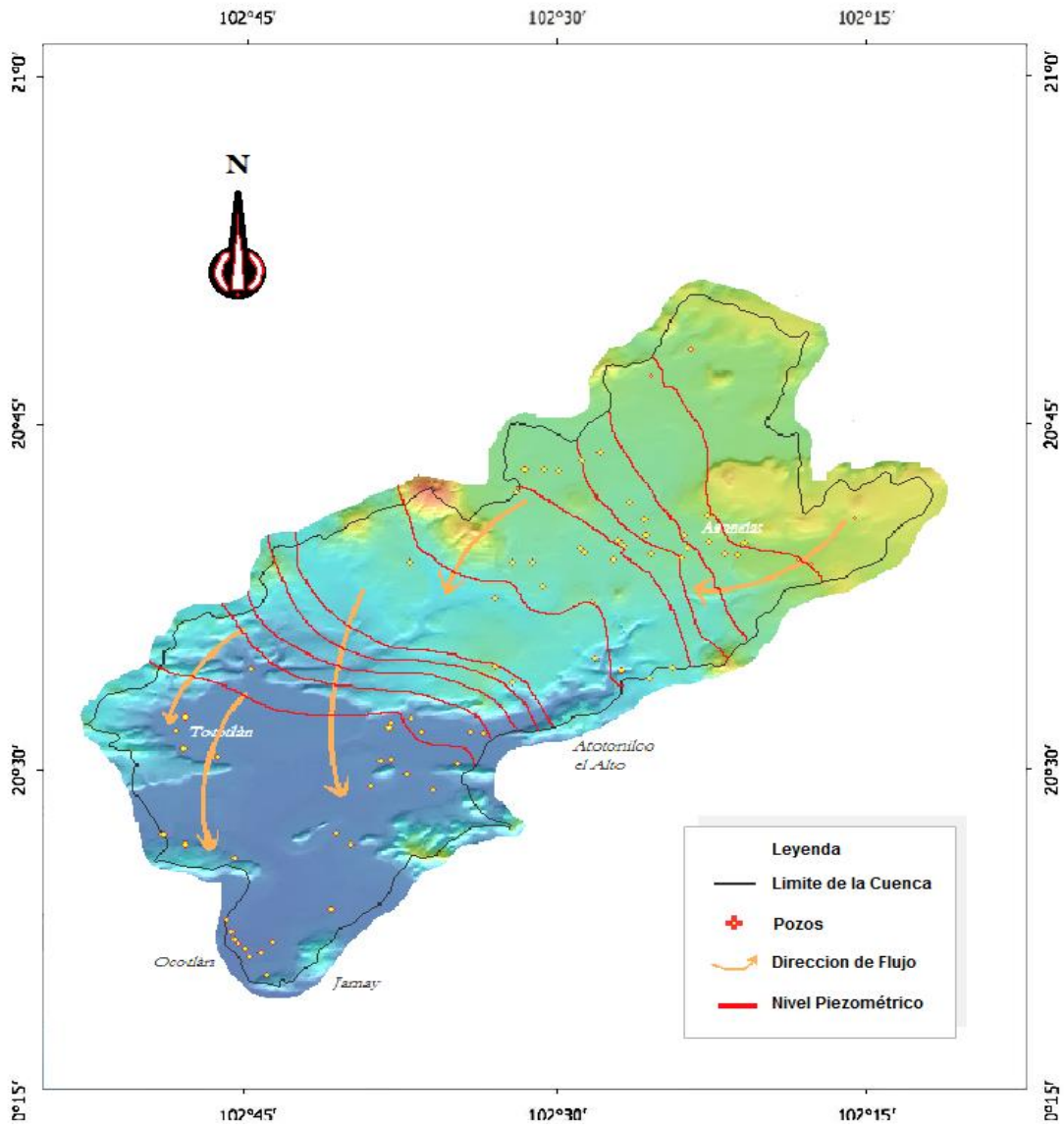


Figura 2.3 Dirección preferencial de flujo de agua subterránea en el acuífero de Ocotlán en el Estado de Jalisco. Fuente: CONAGUA.

2.3.5 Variación de la estructura y la composición interna local

En general dentro del Estado de Jalisco se encuentra parte de cuatro provincias geológicas: Sierra Madre Occidental, Mesa del Centro, Eje Neo volcánico y Sierra Madre del Sur; sobre la base de esta división se describen los aspectos geológicos de la cuenca de Ocotlán. Ésta se sitúa en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana que comenzó su formación en el Oligoceno y se sigue desarrollando (IMTA, 1993).

El Estado de Jalisco pertenece únicamente al Cuaternario, ya que las rocas volcánicas andesíticas del Oligoceno Mioceno que se conocen a través de perforaciones profundas, parecen constituir la prolongación meridional del sistema volcánico de la Sierra Madre Occidental (CONAGUA, 2009).

Sin embargo, se tiene entendido que la actividad propiamente andesítica de esa otra provincia había cesado a finales del Eoceno, hace 40 millones de años, según fue definido en el siglo XIX por el geólogo británico Charles Lyell y lo que el autor probablemente no consideró es que esta actividad debería ser contemporánea a la formación de las rocas ignimbríticas del Oligoceno de la SMO. Los últimos estudios de la tectónica parecen señalar que el origen de la Faja Volcánica Transmexicana puede coincidir con una gran fisura en la corteza que marca la unión entre dos masas cratónicas antiguas y que la Placa de Cocos en su etapa final de subducción por debajo de la placa Norteamericana, originó esta provincia al existir desplazamientos laterales derechos.

Esta zona se ubica también en el área de influencia de dos rasgos tectónicos regionales: la fosa tectónica de Chapala al sur con una orientación Este – Oeste, y el graben de Colima al occidente con una orientación Norte - Sur. Por su cercanía e influencia estructural, la fosa de Chapala es el rasgo tectónico que ha incidido más en el comportamiento estructural de estos valles. Lo que quiere decir que el Lago de Chapala es una fosa tectónica rodeada por un área montañosa con diversas fallas y fracturamientos cuyos rumbos predominantes son de Este a Oeste.

2.3.6 Hidrología superficial

En general los ríos del Estado de Jalisco pertenecen a la vertiente exterior o exorreica del Océano Pacífico sección central, por lo que escurren al oeste de las principales sierras de la entidad. Los ríos del norte y noreste forman la cuenca del río Santiago, como son el Verde y el Bolaños; otros pertenecen a la cuenca del río Armería y son los de la parte media del sur de Jalisco mencionándose el Ayuquila, el Tuxcacuesco y el Jiquilpan.

En particular la cuenca de Ocotlán pertenece a la gran cuenca Lerma-Chapala-Santiago, Región Hidrológica “RH 12” Lerma-Santiago y cuenca “E” Río Santiago-Guadalajara, esta cuenca es una de las más importantes del país, con una extensión de 125,370 km². Abarca amplias porciones de ocho estados como México, norte de Michoacán, sureste de Querétaro, sur de Guanajuato, centro y norte de Jalisco, Aguascalientes, sur de Zacatecas, sureste de Durango y centro de Nayarit.

De ahí que la llamada sub-cuenca del río Zula se localiza al noreste de la capital del estado de Jalisco, pertenece territorialmente a los municipios de Arandas, Atotonilco El Alto, Tototlán y Ocotlán, y forma parte de la cuenca Lerma-Chapala-Santiago como ya se mencionó.

Esta última es la más importante de la región de la Ciénega. El río Zula se encuentra entre las siguientes coordenadas geográficas Latitud: 20° 15' y 20° 35' y longitud: 102° 40' y 102° 25'. Su nombre original es río Colorado de Zula, es el más importante de la Zona Metropolitana de Ocotlán; cruza la ciudad en la parte sur e irriga una gran parte del territorio asignado al municipio del mismo nombre. El río Zula nace en el municipio alteño de Arandas, Jalisco, al juntarse los arroyos llamados Las Tinajas y Edificios, que aguas abajo cambia su nombre por el de río Tule, más adelante toma el nombre de río de los Sánchez y sus aguas se vuelven permanentes.

Poco más adelante este río recibe el afluente denominado río Gachupín, procedente también de Arandas, sigue su curso y pasa por Atotonilco El Alto, en donde se unen los ríos tributarios de San Juan de Dios y El Zopial de la dirección de Arandas. En Atotonilco, al río Zula se le conoce con el nombre de Los Sabinos debido a la abundancia de este tipo de árboles en su orilla como se puede observar en la figura 2.4.

En esa población, a un costado del río, se encuentra un parque regional llamado Los Sabinos, más adelante se conecta con el río tributario La Guaracha. Posteriormente pasa por el municipio de Tototlán en donde se une con el río de los Morales y es en el municipio de Ocotlán, donde toma el nombre de río Zula, el cual conserva hasta que termina en Ocotlán desembocando en el lago de Chapala. Según datos de la SEMARNAT, en Jalisco, el río Zula tiene una longitud aproximada de 160 kilómetros.

A lo largo de las diferentes estaciones se desconoce con exactitud el cauce que lleva el río Zula desde su nacimiento en el municipio de Arandas hasta su desembocadura en el Lago de Chapala, en el municipio de Ocotlán. Como casi todos los ríos mexicanos, el Zula lleva diferente volumen de agua en las épocas de lluvia y de secas, a lo cual hay que añadir las obras de retención de agua para irrigación que se efectúan en los diferentes municipios. A esto se debe agregar la situación creada por la deforestación y la erosión del suelo en los municipios de Arandas, Atotonilco El Alto y Ocotlán.

Con relación al río Santiago ubicado en la parte final de la cuenca, recibe su nombre a partir del Lago Chapala donde nace, también se le conoce como Grande o Tololotán, después de recibir varios afluentes o tributarios cerca del Puerto de San Blas y tras varios kilómetros desemboca caudaloso en el Océano Pacífico en el litoral medio de Nayarit.

Para finalizar el Lago de Chapala se sitúa al sur de la Zona Metropolitana de Guadalajara, Jalisco, (aproximadamente 20° N y 1500 msnm). Cuyas dimensiones son de 75 por 25 km, (CEA, 2013), con una profundidad promedio de 6 m y una máxima de 11m, (Lind, 1992). Con relación a lo anterior y retomando la revisión bibliográfica se determina que el río Zula desemboca en el lago de Chapala pero cuando existe un exceso de volumen tiende a aportar cantidades considerables de recursos, que va del lago de Chapala al río Zula por periodos diferentes.

Esto ocurre dentro de los meses de Enero, Febrero, Noviembre y Diciembre y esto se debe a que la única salida del lago corresponde al río Grande de Santiago, pero cuando existe un excedente, el río más cercano que corresponde al Zula funciona en sentido inverso y esto no quiere decir que durante los meses antes mencionados cambie de sentido el río Zula, si no por el contrario cuando existen precipitaciones mayores el funcionamiento es inverso por periodos cortos de tiempo.

2.4 Composición de las unidades hidrogeológicas

En relación a las características hidrogeológicas el acuífero de Ocotlán, está compuesto por varias unidades hidrogeológicas que se agrupan de acuerdo a su origen en dos grupos principales; por una parte las unidades superiores son intercalaciones de arenas, clásticos y limos, que en algunos pozos se interdigitan con limos y arcillas o aglomerados en matriz arcillosa, lo que sugiere algún grado de confinamiento, pero que en general tiende a conformar un sistema libre.

Por otra parte, existen unidades hidrogeológicas de escoria basáltica, basaltos fracturados y/o alterados que subyacen a las unidades anteriores y que al tener zonas de recarga muy lejanas, tienen un comportamiento de tipo confinado. Esta situación es muy conocida por los perforadores y operadores de pozos profundos (en basaltos) pues el nivel durante la perforación en estas rocas tiende a subir por arriba de los materiales sedimentarios.

Los parámetros hidráulicos reportados en los estudios consultados, representan un promedio del espesor cortado por el pozo y que alimenta de agua al pozo. Las pruebas fueron efectuadas en 1970, 1973 y 1989 y su interpretación fue efectuada con el método de Jacob.

Entre Ocotlán y Atotonilco los valores máximos de transmisividad oscilan entre 11 y 18 x 10⁻³ m²/s, localizándose en las estribaciones de las sierras en los materiales Qab y Qap, mientras que, los valores mínimos son del orden de 0.13 a 0.58 m²/s correspondientes a las rocas ígneas (Tbsi) que han sido alteradas y convertidas en arcillas. De igual manera, el estudio de Ariel de 1993 reporta que valores semejantes de transmisividad se han obtenido en sedimentos aluviales (Qal y Qfl), entre 0.30 y 0.53 x10⁻³ m²/s.

En este estudio se menciona que la transmisividad media para el acuífero de Ocotlán es de aproximadamente 2 x 10⁻³ m²/s, de acuerdo con una estadística de los valores obtenidos en la interpretación de 14 pruebas de bombeo, con las limitaciones propias del modelo conceptual que se utilizó para la interpretación.

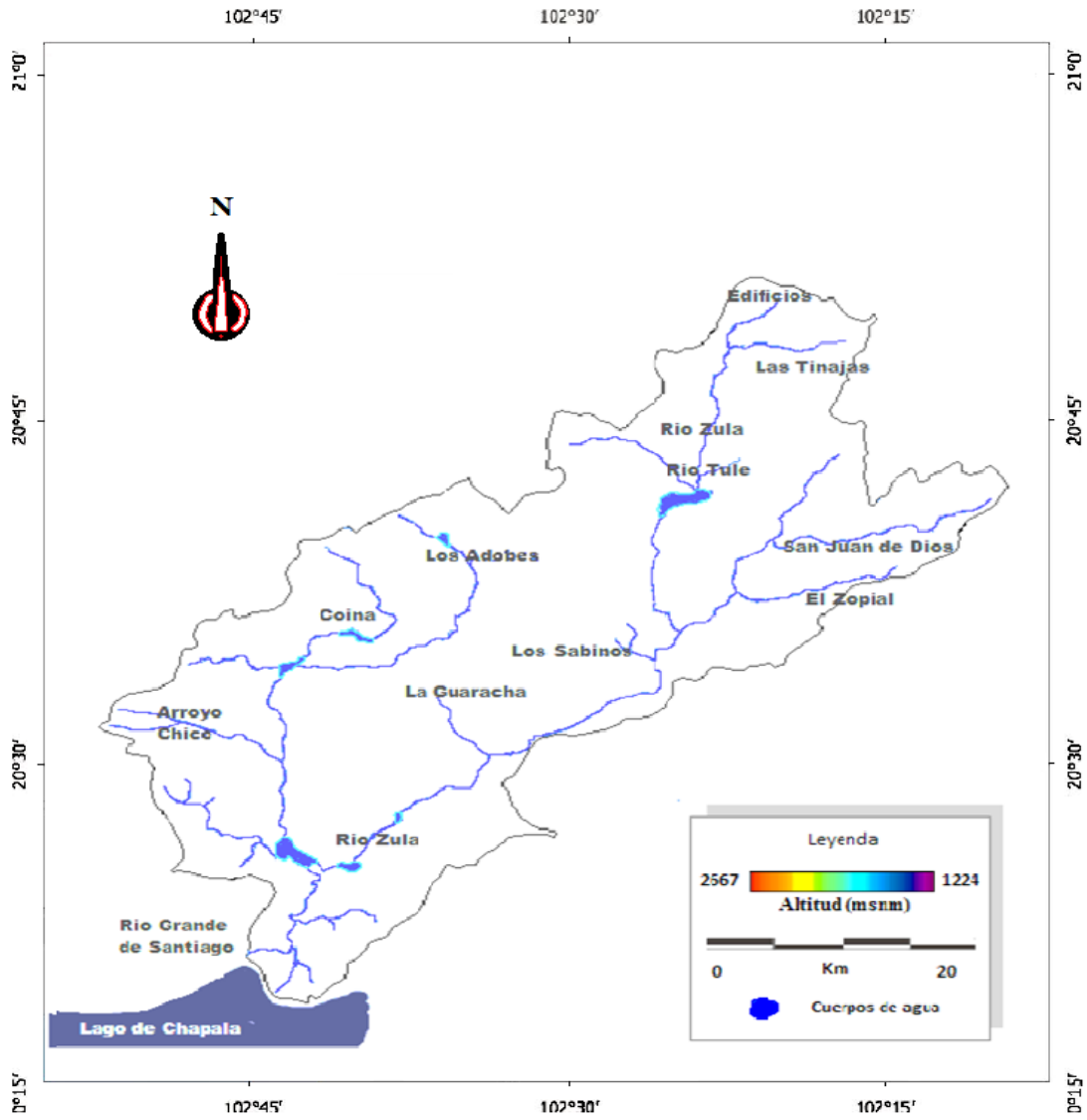


Figura 2.4 Representación gráfica de la hidrología superficial en la cuenca de Ocotlán en el Estado de Jalisco. Fuente: INEGI.

2.5 Condiciones actuales y otros estudios previos

Con relación a los estudios previos, el área de estudio en esta investigación ha sido estudiada desde principios de la década de los 60's, el estudio más antiguo corresponde al año de 1969, cuando la compañía Ariel Construcciones elabora el "Estudio Geohidrológico preliminar en los valles aledaños al Río Lerma, entre el Río Turbio, Gto. y la presa Santa Rosa, Jal".

Los trabajos realizados arrojan varias conclusiones, una de ellas muestra que el esquema general de flujo subterráneo es de Oriente a Poniente, lo que comprende precisar las mediciones del nivel estático, derivado del estudio general que incluye al estado de Aguascalientes, los Valles de Guadalajara, Jalisco, la Zona de la Barca y el Valle de Pénjamo.

La compañía Geocalli, S.A. en 1981 elaboró una investigación titulada, "Actualización del estudio geohidrológico de los valles de Tesistán Atemajac - Ocotlán, Jalisco", para la Subdirección de Geohidrología y Zonas Áridas de la SARH. Esta investigación realizó un censo completo de aprovechamientos, que incluyó manantiales y pozos. El número de pozos y manantiales fue de 174 aprovechamientos. El total de extracción de estos aprovechamientos fue de 31 Mm³ /año, del cual se tiene un valor de 0.4 Mm³ derivado del agua subterránea en 21 manantiales.

Respecto del total de aprovechamientos registrados, se eligieron 45 pozos para la medición de niveles de agua subterránea, con el propósito de contar con una red confiable de pozos pilotos y obtener una configuración precisa de los niveles estáticos. Fue posible determinar la recarga mediante la resolución de la ecuación de balance, durante el periodo de Noviembre de 1981 a Mayo de 1982, indicando un volumen con variabilidad de 17.84 a 29.41 Mm³ dependiendo del coeficiente de almacenamiento que se haya tomado.

Después para 1990 se desarrolló una investigación titulada “Estudio Geohidrológico en la zona de Tesistán y Atemajac, Estado de Jalisco”, fue realizado por la compañía Ariel Consultores, S.A. en la zona de Ocotlán, para la Gerencia de Aguas Subterráneas de la SARH. En este estudio se incluyen los acuíferos de Atemajac, Toluquilla y Cajititlán. De las aportaciones obtenidas fue la depuración del censo de aprovechamientos de 1982, resultando para el acuífero de Ocotlán un número aproximado de 200 aprovechamientos, que no incluyen manantiales; la extracción que se determinó fue de alrededor de 38.46 Mm³/año.

En general, el estudio determina que las aportaciones a los manantiales han disminuido. El flujo subterráneo es radial hacia el centro del valle, para luego dirigirse al río Santiago en parte y hacia la población de Ocotlán otra parte. Los resultados del balance para el acuífero Ocotlán sugieren que se encuentra ligeramente sobreexplotado, sumando las entradas 54.54 Mm³, las salidas 57.4 Mm³ y el cambio de almacenamiento 2.86 Mm³/año. El área causante de esta ligera sobreexplotación se localiza en Ocotlán y sus alrededores.

De ahí que dos años después en el año 1992, la compañía Ariel Consultores, S.A. realizó en la zona de Ocotlán, para la Gerencia Regional Lerma- Balsas de la CNA, un estudio en el área de Ocotlán que no incluyó actividades de campo que se titula “Diagnóstico de las condiciones geohidrológicas actuales y análisis de operación de los acuíferos de Atotonilco - Ocotlán en el Estado de Jalisco”. Como estrategia se implementa un modelo matemático con los datos de los estudios anteriores. Este estudio tuvo la finalidad de exponer alternativas de aprovechamiento del agua en zonas conflictivas.

Las conclusiones de este estudio, recomiendan que se disminuya la extracción de agua en el acuífero, un volumen de 12 a 15 Mm³/año, en forma escalonada cada cuatro años a razón de un 10% de la extracción actual. En 1992 se planteó la posibilidad de que en dos años se pudieran implementar medidas de ahorro y uso eficiente del agua.

Tres años más tarde para 1995, la compañía Ariel Consultores, S.A. efectuó otro estudio en la zona de Ocotlán, para el Gobierno del Estado de Jalisco, titulado “Diagnóstico de las condiciones geohidrológicas actuales y análisis de operación en los acuíferos de los valles de Arandas - Ayotlán y Ocotlán - Atotonilco, en el Estado de Jalisco”, que resultó ser contratado por el mismo estado y en donde se incluyen las zonas geohidrológicas de La Barca y de Ocotlán. La zona geohidrológica de Ocotlán a su vez incluye una porción del acuífero de Ocotlán.

Este estudio determina la disponibilidad de agua en el acuífero de Ocotlán, en donde se logró definir el modelo conceptual del funcionamiento de los acuíferos, en cuanto a su recarga natural e inducida en las unidades de riego, movimiento de las aguas a través del subsuelo y descargas tanto naturales como artificiales por medio del bombeo de pozos. Otro de los objetivos fue, que sirviese como base para la elaboración de un reglamento de aguas subterráneas. Una de las recomendaciones finales muestra que esta actividad pudiera ser el inicio de la reglamentación para el levantamiento de los usuarios.

A continuación en 1993 el IMTA desarrolló una investigación para la CONAGUA, titulada “Estudio isotópico de la zona de Toluquilla - Ocotlán - La Barca en Jalisco”, determinando la interconexión hidrológica del Lago de Chapala con los acuíferos vecinos para establecer el origen de la recarga, tiempo de residencia y calidad química del agua subterránea. Entre los resultados más importantes se destaca que, el Lago de Chapala, no recarga a los acuíferos localizados a su alrededor, específicamente al de Ocotlán. La recarga de este acuífero es de tipo local y proviene del agua de lluvia.

Después en 1998 fue realizado este estudio por la empresa Proyectos Moro, que se tituló “Reactivación de Redes de Monitoreo de los Acuíferos de los Valles del Llano, Aguascalientes; Tesistán - Atemajac Toluquilla, Ciudad Guzmán y Ameca, Jalisco; Puerto Vallarta-Valle de Banderas, Jalisco-Nayarit; La Barca-Yurécuaro, Jalisco-Michoacán; Amascala-La Griega-Buenavista, Querétaro y Loreto, Jerez, Zacatecas”.

En este estudio se volvió a definir la red de pozos piloto, estableciéndose con 20 aprovechamientos. Se analizaron datos de 19 pozos y se sugiere la construcción de un piezómetro. La evolución mayor (en los meses de diciembre del periodo 1985-1998) se registró hacia la zona de San Juan de Abajo (8 m). En el resto de la zona, las evoluciones no son mayores a los tres metros, e incluso se encontraron evoluciones positivas.

En conjunto con lo anterior, el estudio, “Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Puerto Vallarta”, son los estudios existentes. No hay otras investigaciones sobre el valle, únicamente se cuenta con algunas observaciones de niveles del agua subterránea realizadas para la margen derecha del valle, por las desaparecidas Residencias de Geo hidrología y de Zonas Áridas de Nayarit y Jalisco y las actuales Subgerencias Técnicas en dichos estados.

Por otro lado esta, “Condición de escases y la política ecológica del estado mexicano en la cuenca Lerma-Chácala-Santiago”. Con este título esta investigación fue desarrollada por el CIESAS OCCIDENTE, un estudio concentrado en la cuenca de Ocotlán, además de otras cuencas de Jalisco, examinando las políticas hidráulicas y el manejo de agua, que se ha puesto en marcha a lo largo del siglo pasado, teniendo como resultado la sobreexplotación de los mantos acuíferos aledaños a la cuenca, el creciente deterioro ambiental, así como las erráticas políticas de saneamiento, lo que demuestra con certeza el mal manejo hídrico. Se exhorta a las organizaciones civiles las prácticas adecuadas para salvar el lago de Chácala y las cuencas en su conjunto.

Por último, el Colegio de Jalisco desarrollo la investigación titulada “La competencia por el agua en la región de los Altos de Jalisco”. Entre los principales resultados están los notables cambios productivos en la región y su consecuente necesidad de contar con un suficiente abasto de agua. Este estudio hace un análisis de las formas de adaptación de la sociedad aledaña a su medio ambiente, como se han utilizado los recursos hidrológicos además de las estrategias que se han aplicado para el abasto urbano del agua con relación a la que se destina para actividades agroindustriales.

Capítulo III

Cambios temporales y espaciales de los factores que afectan la estimación de la recarga

3.1 Introducción

El concepto de recarga a menudo es confundido con otros términos, es por ello que, a continuación se refieren algunos conceptos importantes. Por un lado Campos Aranda (1987) dice que la infiltración es el proceso por el cual el agua penetra el suelo a través de la superficie; percolación es el agua que se infiltra superando la zona edáfica y que potencialmente llegará al acuífero, por ello es también denominada la infiltración neta, infiltración eficaz o recarga potencial.

Por el otro lado, Mijares (1987) define a la infiltración como el movimiento de agua a través de la superficie del suelo y hacia adentro del mismo, producido por la acción de las fuerzas gravitacionales y capilares. Mientras que, el agua que alcanza la superficie freática según Custodio (1997) estrictamente es la recarga real.

La recarga por causas naturales se divide según Scanlon *et al.* (2002); Murillo-Díaz, (2004) en recarga difusa o directa, que se debe a la precipitación o a grandes superficies de riego, en seguida se tiene la recarga focalizada o localizada, que se presenta en las depresiones de la superficie topográfica como ríos o lagos y por último está la recarga preferencial y se manifiesta en fallas, grietas o fracturas y su contribución al acuífero es prácticamente instantánea.

La recarga a un acuífero puede darse naturalmente debido a la precipitación, a las aguas superficiales, es decir, a través de ríos y lagos o por medio de transferencias desde otras unidades hidrogeológicas o acuíferos; pero también puede darse de manera artificial producto de actividades como la irrigación, fugas de redes de abastecimiento o por infiltraciones de embalses y depósitos (Balek, 1988; Custodio, 1997; Simmers, 1990; Lerner, 1990; Samper, 1997).

3.2 Principales métodos para estimar la recarga

Es importante saber que muchas de las técnicas existentes para determinar la recarga no cuantifican el valor real sino que estiman la recarga potencial, este término fue introducido por Rushton en 1988 y se refiere al agua que se infiltra pero que puede o no alcanzar el nivel freático (Scanlon *et al.* 2002; Rushton, 1988).

Algunos autores (Scanlon *et al.* 2002) consideran apropiado realizar una clasificación según la procedencia de los datos que utiliza cada técnica, incluyendo una clasificación secundaria donde los métodos se subdividen en técnicas físicas, técnicas de trazadores y modelos numéricos; así, el primer grupo incluye los métodos que toman datos de agua ubicada en la superficie.

El segundo grupo está constituido por las técnicas que utilizan los datos de la zona no saturada y finalmente, el tercer grupo reúne los métodos que utilizan los datos de la zona saturada. Autores como Lerner (1990) y Samper (1997) utilizan otra clasificación para los diferentes métodos de estimación de la recarga subterránea, conocidas como Medidas directas, Balance de Agua, Técnicas de Darcy, Técnicas de Trazadores y por último, están los Métodos Empíricos.

3.2.1 Métodos de medición directa

Los diferentes elementos de la ecuación de balance de aguas en suelos son cuantificados exactamente mediante el uso de lisímetros Young (1996). La recarga se obtiene directamente mediante la construcción de lisímetros. Un lisímetro consiste de contenedores rellenos de suelo perturbado o alterado, con o sin vegetación, que son hidrológicamente aislados del suelo circundante. El inconveniente principal es que la información proporcionada es de tipo puntual, presentan un alto costo de fabricación, mantenimiento y la construcción alteran las condiciones naturales del terreno (Murillo-Díaz, 2004).

3.2.2 Métodos hidrodinámicos

Estos métodos se basan en la utilización de la ecuación de flujo bajo condiciones de saturación parcial y total. Existen dos enfoques distintos; los métodos de medición en campo y los métodos numéricos. Los métodos de campo suelen suponer un régimen estacionario, funcionan mejor para flujo saturado y se han aplicado ampliamente en estimaciones de la recarga a diversos acuíferos en algunas partes en España (Jiménez; Trick y Custodio, 2004). Los métodos numéricos permiten analizar situaciones de flujo complejas (Sanford, 2002): régimen transitorio, heterogeneidad espacial, etc. Por el contrario suelen requerir muchos más datos y mayor tiempo de cálculo (Samper, 1997).

3.2.3 Técnicas de trazadores químicos e isotópicos naturales

Los trazadores son sustancias que se encuentran en el agua, detectables por medios visuales o analíticos (López, 1997) y sirven para definir caminos preferenciales de flujo (Hendrickx y Walter, 1997). Identifican mecanismos responsables de generación de flujo, fuentes de solutos y sistemas de contaminación, calculan el ciclo biológico de nutrientes dentro de un ecosistema, determinan fuentes de recarga, etc. (Kendall y Caldwell, 1998). Desde los años 80's la mayor parte de los estudios de estimación de recarga en climas semiáridos se han centrado en el uso de métodos con trazadores ambientales (Ruiz, 2003).

Los trazadores pueden utilizarse para determinar las fuentes que originan la recarga, donde hacen el papel de señalizadores o para determinar la cantidad de flujo que alcanzan las reservas subterráneas. La técnica de señalizadores consiste en inyectar un trazador y luego rastrearlo en un área determinada (Lerner *et al.*, 1990). Su principal uso es determinar fuentes de recarga y zonas de descarga aun cuando se utilicen para cuantificar la recarga a través de un balance de masa del trazador.

3.2.4 Aproximaciones de Darcy

Se encuentran valores de cabezas hidráulicas a partir de las ecuaciones de flujo de Richards y Boussinesq, posteriormente se determina la velocidad de filtración. Si se asumen condiciones estables, la recarga se determina directamente de la ecuación de Darcy. La ecuación de Richards busca obtener una estimación de la recarga potencial, mientras que la ecuación de Boussinesq busca obtener una estimación de la recarga real.

Con las cabezas hidráulicas se determina la velocidad de filtración o el flujo de agua, teniendo este valor, se halla el caudal y con este último se realiza un balance de masa dando a conocer el volumen de agua que entra y sale del sistema, estimando el volumen de agua que queda almacenado en él, el cual equivale a la recarga.

3.2.5 Técnicas Empíricas

Las técnicas empíricas correlacionan la recarga con otras variables hidrológicas que se pueden medir como precipitación, temperatura, elevación, flujo en canales, etc. Esta relación se usa para extrapolar los registros de recarga en el tiempo y transponer los estimativos a otras áreas de recarga de características similares. Consiste en el desarrollo de ecuaciones empíricas que relacionan la recarga con alguna variable como la precipitación.

La última parte trata la recarga en áreas urbanas. Este tipo de métodos tienen un grado de validez bastante limitado, ya que expresiones para una cuenca se pueden aplicar a otra, únicamente si hay una gran similitud entre ellas (Samper, 1997). Este método ha sido criticado repetidamente en la literatura (Lerner, *et al.* 1990 y Allison, 1994) afirmando que la recarga no puede ser estimada a partir de la precipitación solamente, ya que es afectada por un gran número de factores.

3.2.6 El balance hídrico

Por un lado, el balance hídrico no es más que aplicar el principio de conservación de masas con respecto al flujo de agua, en un sistema determinado, por otro lado, la técnica del balance hídrico implica mediciones de ambos aspectos, almacenamientos y flujos del agua; sin embargo, algunas mediciones se eliminan en función del volumen y período de tiempo utilizados para el cálculo del balance (UNESCO, 1971).

En particular, la evaluación de la recarga por lluvia mediante la realización de balances de agua es uno de los métodos más directos e intuitivos, determinando los flujos de entrada y de salida de un sistema y la recarga al acuífero, constituye el residuo de la ecuación de balance; son parte de este grupo los balances de humedad del suelo en canales, el método de fluctuaciones del nivel freático y el que iguala la descarga a la recarga. Debe mencionarse que, su aproximación está en función de la estimación de las variables que intervienen en el balance (Scanlon *et al.*, 2002).

Es decir, el método permite elaborar una contabilidad mensual de la humedad del suelo, la evapotranspiración real, el drenaje y finalmente la escorrentía, a partir de registros de precipitación, evapotranspiración potencial y observaciones de la vegetación y los suelos (Dunne y Leopold, 1978). Al utilizar un Sistema de Información Geográfica (SIG), el balance de agua se modela tomando en cuenta la distribución espacial de la precipitación, evapotranspiración potencial y las características del suelo en donde cada píxel es tratado como un balance hídrico individual.

Algunos autores (Gee y Hillel 1988; Lerner *et al.*, 1990; Hendrickx y Walter, 1997), cuestionan la utilidad de los métodos de balance en regiones áridas y semiáridas. La mayor parte de los métodos de balance de agua determinan la recarga a partir de los demás componentes, este tipo de balances se puede hacer en la zona superficial, en la no saturada y en la saturada (Samper, 1997). Por último, cabe mencionar que el balance hídrico puede aplicarse a unidades muy diversas y a diferentes escalas.

En este contexto cabe hacer mención que entre las consideraciones generales de implementar dicha metodología se estima la realización de un balance que requiere en primer lugar, conocer y medir los flujos de entrada y salida de agua, así como el almacenamiento. Además de considerar que los términos del balance suelen contener errores de medida, de interpretación, de estimación y errores derivado de la evaluación con una metodología poco apropiada. Todos estos errores provocan que la ecuación de balance no cierre de forma exacta, produciendo un error de cierre.

Cuando se realicen balances parciales se debe comprobar la corrección y coherencia de los flujos de agua entre componentes. Debe mencionarse que, su aproximación está en función de la estimación de las variables que intervienen en el balance (Scanlon *et al.*, 2002). Entre sus ventajas se tiene la flexibilidad, además de que este método se puede aplicar a una amplia gama de escalas de espacio y tiempo. Entre su limitación principal es que la exactitud de la estimación en los residuales de la recarga depende de la exactitud con la que los otros componentes se miden en la ecuación.

3.2.7 Sistemas de Información Geográficas para la obtención, análisis y gestión de información para la estimación de la recarga

Mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG), se puede establecer un algoritmo que depende de varios parámetros como la altitud, la pendiente, la litología, áreas de infiltración preferencial y tipo de suelo, para obtener valores de recarga. De manera conjunta, históricamente los SIG se han convertido en una herramienta de uso frecuente en los países desarrollados desde principios de la década de los 70's (Coppock y Rhind, 1991).

En general, los Sistemas de Información Geográfica (SIG) son definidos como un conjunto de programas y aplicaciones informáticas que permite la gestión de datos organizados en bases de datos referenciados espacialmente (Otero, 1999). Otros autores señalan que los Sistemas de Información Geográfica (SIG) son una combinación de hardware (elementos físicos) y software (elementos no físicos o programas) que le permiten al profesional adquirir, almacenar, analizar, integrar y visualizar información cartográfica en un formato digital (Aranoff, 1989; Burrough, 1986).

La razón de que en la actualidad los SIG son más utilizados, por una parte está la disponibilidad de información existente en diferentes escalas, además de la reducción sustancial de los costos, volviéndose una herramienta útil para analizar y generar información para la evaluación de los recursos hídricos (Mendizábal Carrillo *et al.* 1992).

En relación a los SIG, tanto los programas como los archivos de datos son almacenados en archivos individuales y ambos interactúan al ejecutarse operaciones analíticas. El programa de IDRISI de la Universidad de Clark es ejemplo claro de este tipo de aproximaciones (Eastman, 2005).

Los SIG trabajan con dos tipos de información, por un lado está la información vectorial, con una concepción dirigida a objetos o variables discontinuas, aunque también permite la manipulación de datos en formato matricial, especialmente indicado para variables continuas, como son las derivadas de la topografías (Wallance, 1988).

La cual posee una estructura que se organiza en diferentes capas, es decir puntos, líneas y polígonos (ESRI, 1992). Por último está la información Raster, en la cual cada superficie a representar se divide en filas y columnas, formando una malla o rejilla regular. Cada celda ha de ser rectangular aunque no necesariamente cuadrada. Cada celda de la rejilla guarda tanto las coordenadas de la localización como el valor temático. La localización de cada celda es implícita, dependiendo directamente del orden que ocupa en la rejilla y a diferencia de la estructura vectorial en la que se almacena de forma explícita la topología.

3.3 Factores que interactúan en la tasa de recarga

3.3.1 Precipitación

En los procesos generadores de precipitación existen notables diferencias en distintas zonas, lo que da como resultado intensidades y variaciones de precipitación muy diferentes, así como temporalidad y espacialidad de las mismas (Díaz-Delgado *et al.*, 2006).

Desde el punto de vista de la ingeniería hidrológica, la precipitación es la fuente primaria del agua de la superficie terrestre, y sus mediciones son el punto de partida de la mayor parte de los estudios concernientes al uso y control del agua (Aparicio, 2005). La precipitación es un componente importante del ciclo del agua y es responsable para depositar la mayor parte del agua dulce del planeta (Gregory, 2009).

La precipitación en un área no siempre llega a alcanzar el suelo; parte de ésta se evapora en la atmósfera y otra parte es retenida en la superficie de la cubierta. La parte de agua evaporada no se registra en los pluviómetros, con lo cual no se considera en el cómputo de entrada del balance. Por otro lado, la precipitación interceptada por la vegetación no suele considerarse, ya que los pluviómetros se ubican en zonas libres de vegetación para captar toda la precipitación. Por lo tanto, parte de esa agua que se considera que va a llegar al suelo no lo hará y se evaporará desde las plantas a la atmósfera.

3.3.2 Recomendaciones generales según la CONAGUA

De acuerdo a la CONAGUA 2002, si en la cuenca en estudio se cuenta con suficiente información pluviométrica de cuando menos 20 años, la precipitación media anual se determina a partir del análisis de los registros de las estaciones ubicadas dentro y vecinas a la cuenca, mediante el método de Polígonos de Thiessen o el método de las Isoyetas.

Cuando en la cuenca en estudio no se cuenta con información pluviométrica o ésta es escasa, la precipitación media anual, se podrá obtener con apoyo de los planos de Isoyetas normales anuales editados por la CONAGUA. Llevando a cabo los estudios, la información del área de la cuenca estará disponible en la CONAGUA.

3.3.3 Escurrimiento

El escurrimiento se define como, el agua proveniente de la precipitación que circula sobre o bajo la superficie terrestre y que llega a una corriente para finalmente ser drenada hasta la salida de la cuenca (Aparicio, 2005). De ahí que, la CONAGUA (2000) define el escurrimiento natural, como el volumen medio anual de agua superficial que se capta por la red de drenaje natural de la propia cuenca hidrológica. Por su parte, Llamas (1993) menciona que, los factores que afectan más el escurrimiento son los referentes a la precipitación, suelo y clima.

3.3.4 Infiltración

El término infiltración hace referencia al agua que atraviesa la superficie del suelo, mientras que, el término recarga alude al agua que alcanza el nivel freático de un acuífero, en donde ambos conceptos muestran magnitudes diferentes a medir, por lo cual es inaceptable confundir estos términos (Custodio y Llamas 1976).

De lo anterior, la infiltración es considerada como uno de los procesos más importantes del ciclo hidrológico siendo del suelo una de sus propiedades, viéndose afectado por procesos de degradación como la compactación. El ingreso de agua (lluvia y riego) sobre un suelo seco, se produce en condiciones no saturadas (Porta *et al.*, 1994; Fetter 2001) y se debe a fuerzas matriciales y gravitacionales, donde las primeras predominan en las primeras etapas de la entrada de agua al suelo (Baver, 1973).

La infiltración se define como el movimiento del agua a través de la superficie del suelo y hacia adentro del mismo, producido por la acción de las fuerzas gravitacionales y capilares (Aparicio, 2005). Bustamante y Sanz (2006), mencionan que, los principales factores que afectan la infiltración en una cuenca pueden agruparse en: factores meteorológicos, factores geóticos, factores bióticos, factores dependientes del fluido que se infiltra y factores antrópicos.

De acuerdo con Lerner *et al.* (1997) la baja precipitación no causa recarga debido a las altas tasas de evapotranspiración; mientras la precipitación constante en tiempos cortos es suficiente para que se inicie la recarga. La infiltración tiene gran importancia en la irrigación y el comportamiento del ciclo hidrológico, debido a que la disponibilidad del agua en el suelo integra todo el sistema climático y determina la dinámica de producción de los cultivos (Jaramillo y Chávez, 1999).

3.3.5 Relación de la vegetación con la Infiltración

La influencia de la vegetación sobre la infiltración del agua en el suelo ha sido documentada; así, Cook (1946, citado por Dunne *et al.* 1991) y Jiménez *et al.* (2006) observan una relación de dependencia entre ellas. Por su lado, Freebairn y Gupta (1990) establecieron que, la ausencia de cobertura vegetal tiene gran incidencia en las tasas de infiltración. Es decir, la pérdida de vegetación y la sustitución de suelos con superficies impermeables, tienen un impacto significativo en muchos de los procesos que controlan el caudal (McCuen, 1998).

Entre otras cosas la vegetación modifica la infiltración de varias maneras: puede interceptar parcialmente el agua de lluvia y junto con el posterior escurrimiento vegetal, modifica la intensidad (Rutter *et al.*, 1972, Aston, 1979) y el diámetro de gota (Calder, 1996) del agua que cae al suelo. La humedad previa del suelo, por si sola, es capaz de modificar las propiedades físicas del medio y por lo tanto, de alterar el comportamiento de la infiltración (Fok and Chung, 1987).

Según Hofstede (1997) la capacidad de retención de agua del suelo es mucho más alta que aquella que realiza la vegetación, por lo tanto, la presencia de una capa de plantas constantemente húmeda es importante para mantener una buena retención de agua durante las épocas secas.

3.3.6 Relación de los bosques con la infiltración

Los recursos Bosque y Agua mantienen una estrecha relación. En general, la reducción de la cobertura de bosques resulta un incremento en el rendimiento hídrico superficial anual, y no una disminución como generalmente se piensa. Además de que, el restablecimiento de la cobertura de bosques trae como consecuencia una disminución en el rendimiento superficial hídrico, aunque se mantiene más constante durante la mayor época del año (Ogden, 2004).

La deforestación seguida por cambios de uso de la tierra, disminuye la capacidad de infiltración. Esto puede disminuir el flujo de aguas superficiales durante la época seca, ya que la capacidad de infiltración disminuye a un nivel tan bajo, que la mayoría del agua proveniente de la lluvia escurre superficialmente durante el invierno (Kaimowitz, 2000).

Dentro de lo que ofrecen los bosques, está la regulación de los flujos de agua, conservación de la calidad del agua, control de la erosión y sedimentación, reducción de la salinización del suelo y regulación del nivel freático. Pero cabe destacar que la presencia de los bosques es decisiva en la definición de microclimas (Goslee *et al.*, 1997).

Además la disminución apresurada de las masas forestales en las cuencas provoca una considerable pérdida de biodiversidad, así como el incremento en la susceptibilidad erosiva del paisaje, la alteración de los procesos de formación del suelo y la disminución de la humedad atmosférica según Capalcera (1978) y Hoffmann (1993).

De igual forma, la elevación del terreno en torno a los árboles y el aumento de los poros gruesos en esta misma zona sugieren Dunne *et al.* (1991), la enorme influencia que la microtopografía tiene en el proceso de infiltración. Además hay una gran variabilidad de la conductividad hidráulica en saturación dentro de un solo tipo de suelo y en suelos cubiertos por bosque (Buttle y House, 1997).

Por último, se ha comprobado que árboles y arbustos modifican en gran medida la distribución de humedad en el perfil después de una precipitación (Glover *et al.*, 1962) tendiendo a acumular agua en las proximidades de sus sistemas radiculares. Comparados con los pastos, los árboles presentan mayor capacidad evaporativa (Kelliher *et al.*, 1993).

3.3.7 Efecto de urbanización sobre la infiltración

La urbanización, con la consiguiente pérdida de vegetación, la sustitución de suelos con superficies impermeables y el enrutamiento de las aguas pluviales directamente a los canales de flujo, tiene un impacto significativo en muchos de los procesos que controlan el caudal (McCuen, 1998).

Las ciudades son el mayor medio ambiente transformado que existe. De acuerdo con Perló (1999) a partir de esta concentración poblacional y por tanto, de la urbanización a grandes escalas, se genera un crecimiento urbano desordenado. La mayor parte de las ciudades en los países en desarrollo han crecido en forma acelerada sin la existencia de un ordenamiento territorial eficiente y en el que se respeten normas y uso de suelo.

Por consiguiente, la deforestación y la pavimentación de las zonas de recarga de agua subterránea, dan como consecuencia resultados inevitables de la urbanización, por lo cual aumenta la impermeabilidad y por lo tanto, afectan la recarga de acuíferos y el almacenamiento así como las tarifas de descarga de aguas subterráneas a los arroyos (Arnold y Gibbons, 1996).

Así mismo, un factor común a toda urbanización es cuando resulta en la impermeabilización de una proporción significativa de la superficie de la tierra y las importaciones de agua más allá de los límites urbanos. En extensas zonas urbanas éstos y otros factores pueden crear un microclima y derivado de esto se producen aumentos en las precipitaciones locales.

No obstante, se ha dado mucha atención a los impactos de la urbanización en los cursos de agua (Lázaro, 1979), ya que los efectos serios son fácilmente evidentes, por un lado está, el aumento de la tasa de escurrimiento, el flujo máximo y el flujo total como resultado de la impermeabilización de la superficie de la tierra y por otro lado para deterioro de la calidad del agua como resultado de la descarga de aguas residuales e industriales (Hall, 1984; Torno *et al.*, 1986).

Por otra parte, los cambios en el régimen de recarga asociados con la urbanización, se llevará a un tiempo considerable, afectando a los acuíferos debido a la respuesta, generalmente lenta para factores externos. Por lo tanto, normalmente se necesitarán décadas para que los acuíferos logren alcanzar el equilibrio, con los cambios hidrológicos inducidos por los procesos de urbanización.

3.4 El suelo, sus procesos hidrológicos y su degradación

En general, el suelo como elemento dinámico permite entre otras funciones, filtrar, amortiguar, degradar, inmovilizar y reducir la toxicidad de materiales orgánicos e inorgánicos, incluyendo subproductos urbanos e industriales y depósitos atmosféricos (Seybold *et al.*, 1998).

En particular, se entiende por procesos de degradación del suelo al conjunto de reacciones de tipo físico, químico o biológico y sus interacciones que afectan a la capacidad de autorregulación de los suelos y a su productividad. La vegetación es considerada el factor más importante en el control de la escorrentía y la erosión (Elwell y Stocking, 1976).

Con relación a lo anterior, la degradación del suelo comienza, principalmente como consecuencia de la eliminación de la cubierta vegetal como una acción de origen antrópico. Para Lal (1995) el proceso de degradación incluye la pérdida de la estructura del mismo, lo que se encuentra relacionado con la compactación, la baja retención de agua, la capacidad de conducir agua a través de los perfiles del suelo, la baja aireación y el impedimento del desarrollo de las raíces.

Así mismo, los procesos de erosión hídrica del suelo, dependen del diámetro, velocidad de la energía cinética de las gotas de lluvia, cantidad, intensidad, duración de las precipitaciones y cobertura vegetal presente entre otras (Hudson, 1971). Pero la forma más grave de degradación del suelo, es la provocada por la lluvia (Tayupanta y Córdova, 1993). Una de las consecuencias más relevantes, es reducir la porosidad y la permeabilidad al agua y aire (Carrasco *et al.*, 1997).

Es decir, la pérdida de la cubierta vegetal es una de las causas más importantes en los procesos de desertificación (Andreu *et al.*, 1998). Cuando un suelo está en equilibrio con sus factores de formación, tiende a adquirir unas condiciones ideales para una buena producción de biomasa.

Si este equilibrio se rompe, generalmente por acciones antrópicas directas o indirectas, se originan alteraciones en el ecosistema y el sistema suelo no es lo suficientemente resistente para soportar esta perturbación. Con relación a la química del suelo, la acidificación de los suelos constituye un factor que predispone al estrés (Matzner y Ulrich, 1985) ya que reduce los nutrientes al variar su ciclo y provoca la movilización de elementos tóxicos como el aluminio, cambiando constantemente el pH del suelo, además de las variaciones en la composición estructural de la micro flora, micro fauna y en su actividad biológica (Vanhala *et al.*, 1996).

3.5 Impactos espacio temporales del uso de suelo

Como lo planea Lambin (1997) la mayor parte de los cambios ocurridos en los ecosistemas terrestres por la acción del hombre se deben en primer lugar a la conversión del uso del suelo, en seguida a la intensificación del uso del terreno y por último a los procesos de degradación subsecuentes. Adicional a lo anterior, el grado de impacto que el uso del suelo tiene sobre el funcionamiento hidrológico de una cuenca, también está sujeto a esta variabilidad espacial y temporal (Hunsaker y Levine, 1995; FAO, 2002). Así por ejemplo, el impacto de la deforestación en el régimen hidrológico de una cuenca puede observarse en unos cuantos años, si se trata de una cuenca local de unas cuantas hectáreas a unos cientos de kilómetros cuadrados; pero tardarán mucho más tiempo en manifestarse, tratándose de una cuenca regional de miles de kilómetros cuadrados (Maass, 2004).

3.6 Efecto de la agricultura sobre la infiltración

Dentro de la secuencia de operaciones agrícolas cabe destacar que el laboreo del suelo beneficia temporalmente la capacidad de infiltración, siendo que la superficie del mismo se ve expuesta a la agresividad de las lluvias, así mismo se reduce la cohesión y la materia orgánica se redistribuye hacia capas más profundas (Vidal, 2002). Entre los procesos hidrológicos que se ven influenciados por las actividades y el manejo agrícola se encuentran: la interceptación, infiltración, almacenamiento temporal de agua en las microdepressiones, flujo laminar, flujo concentrado y disgregación (Valcárcel, 1999).

Capítulo IV

Propuestas metodológicas para estimar la recarga en el acuífero de Ocotlán

4.1 Introducción

En el presente apartado se realiza un desarrollo metodológico abordando los aspectos teóricos matemáticos, con la finalidad de estimar las variables que conforman el proceso de infiltración de acuerdo a la conceptualización ya planteada. Se analizan y se exponen los distintos métodos para determinar las diferentes variables implicadas en el proceso de cálculo, abordando el diseño del modelo de balance hídrico que se desarrolla en la presente tesis.

La obtención de los distintos componentes y variables que intervienen en el mismo proceso, de ahí que el principal objetivo es contrastar los resultados que han proporcionado los dos diferentes métodos propuestos. Con relación a lo anterior, la conceptualización ya planteada de las diferentes variables exige conocer una serie de parámetros como la precipitación, la evapotranspiración y el escurrimiento, con la finalidad de mostrar las condiciones y su variabilidad espacio temporal.

4.2 Fundamentos teóricos y metodológicos para la delimitación de la cuenca

Con relación a la parte conceptual, una cuenca hidrológica es una superficie de tierra que drena hacia una corriente en un lugar dado y que se compone de una línea divisoria que separa la superficie de tierra cuyo drenaje fluye hacia un río de las demás superficies de tierra, (Ven Te Chow *et al.*, 1994). De acuerdo a Ramakrishna, (1997) la cuenca es la unidad fisiográfica conformada por el conjunto de los sistemas de cursos de aguas definidos por el relieve. Los límites de la cuenca o divisoria de aguas se definen naturalmente y corresponden a las partes más altas que encierra el río.

Tradicionalmente la delimitación de cuencas, se ha realizado mediante la interpretación de los mapas cartográficos. Este proceso, ha ido evolucionando con la tecnología. Hoy en día los sistemas de información geográfica SIG proporcionan una gama amplia de aplicaciones, procesos y teoría fáciles de entender con los cuales se puede realizar de una forma sencilla y más rápida el análisis y delimitación de una cuenca. De ahí que esta herramienta permitió la generación de la cuenca mediante comandos ejecutados de forma conjunta, mediante el SIG IDRISI.

4.3 Identificación de conceptos geomorfológicos presentes en la superficie

Como punto de partida se tomó un Modelo de Elevación Digital (MED), es un grupo de valores que representa puntos sobre la superficie del terreno, cuya ubicación geográfica está definida por coordenadas "X" e "Y" a las que se les agrega un valor de "Z" que corresponde a la elevación. Para Burroughs (1986) lo define como una representación de la variación continua del relieve sobre el espacio, por medio de una matriz de valores relacionados con una rejilla regular.

El uso de MED permite revisar seis principios básicos: La relación entre las características del terreno y los procesos geomorfológicos, análisis de escala, análisis de cambios en la superficie, análisis de flujo o movimiento de superficie, análisis empleando técnicas de visualización y modelos topográficos (Etzelmüller y Sulebak, 2000).

El impacto del análisis del MED mediante SIG, se extiende a campos diversos como las ciencias ambientales, el estudio y evaluación de riesgos naturales, etc., tal como lo han señalado diversos autores (Borroughs, 1986; Evans, 1980). Si bien existen varios sistemas para modelar el relieve topográfico (Mc Cullag, 1988) en esta investigación se trabajó en particular con MED basado en estructuras de datos raster o de matriz regulares de altitud, cuya estructura de datos de elevación es sencilla y clásica en los SIG; puede describirse de forma genérica de modo siguiente:

$$Z = \zeta (X, Y) \quad (4.1)$$

Dónde Z es la altitud del punto situado en las coordenadas “ X ” e “ Y ” y ζ la función que relaciona la variable con su localización geográfica. Los valores de X e Y suelen corresponder con las abscisas y ordenadas de un sistema de coordenadas plano, habitualmente un sistema de proyección cartográfica. En la práctica, la función no es continua sino que se resuelve a intervalos discretos por lo que el MED está compuesto por un conjunto finito de elementos.

Para finalizar dicho análisis, se desarrolló mediante las curvas de nivel de la carta topográfica con una distancia horizontal entre elevaciones de 100 metros a una escala 1:250,000, MED en formato de un grado por un grado. El MED fue delimitado de acuerdo a las siguientes coordenadas, hacia el Noroeste $104^{\circ} 14.36''$ W de longitud y $21^{\circ}43.01''$ N de latitud. Al Noreste $101^{\circ} 29.63''$ W de longitud y $21^{\circ}16.63''$ N de latitud. Al Suroeste $104^{\circ} 38.36''$ W de longitud y $21^{\circ}16.64''$ N de latitud. Al Sureste $101^{\circ} 42.40''$ W de longitud y $19^{\circ} 16.92''$, todo ello con el SIG IDRISI.

4.4 Fundamentos metodológicos de método del balance hídrico

El balance hídrico se refiere a la relación entre la ganancia y pérdida de agua en forma de precipitación, evapotranspiración y escurrimiento (flujo superficial y subterráneo) que ocurre en una región en particular (Murat, 1998). Por lo tanto, se realiza mediante la determinación de flujos de entrada y salida de un sistema. La recarga al acuífero constituye el residuo de la ecuación de balance como se muestra en la expresión número (4.2).

$$\text{Entradas al sistema (E)} - \text{Salidas del sistema (S)} = \text{Cambio en el almacenamiento} \quad (4.2)$$

Aplicando esta ecuación al estudio del acuífero, las entradas quedan representadas por la recarga total, las salidas por la descarga total y el cambio de masa por el cambio de almacenamiento del acuífero:

$$\text{Recarga total} - \text{Descarga total} = \text{Cambio de almacenamiento} \quad (4.3)$$

La ecuación de balance hídrico es válida si se asume que la recarga es igual al flujo subterráneo o descarga y si se toma la precipitación (P) como única entrada al sistema, luego de asumir que la divisoria de la cuenca coincide con la divisoria de aguas subterráneas, por lo tanto no hay entrada de flujo desde acuíferos vecinos (Freeze y Cherry, 1979).

$$E_h + R_v + R_r + R_i - E_t - S_h - D_m - B = \pm \Delta V_s \quad (4.4)$$

Donde:

E_h = entrada horizontal de agua subterránea (Mm^3)

E_t = evapotranspiración (Mm^3)

R_v = infiltración en el terreno procedente de la precipitación (Mm^3)

R_r = infiltración por retorno de riego agrícola (Mm^3)

R_i = recarga inducida o artificial (Mm^3)

S_h = salida horizontal de agua subterránea (Mm^3)

D_m = descarga de agua subterránea a ríos, manantiales (Mm^3)

B = extracción (bombeo) de agua subterránea (Mm^3)

ΔV_s = variación en el almacenamiento (final - inicial), (Mm^3)

Despejando la fórmula se tiene la expresión (4.5), (CONAGUA; 2002) misma que es comúnmente empleada para cuantificar la recarga.

$$R_v = B + S_h + D_m + E_t - E_h - R_r - R_i \pm \Delta V_s \quad (4.5)$$

En estudios recientes la CONAGUA (2011), establece que es posible estimar la recarga con un balance hidrometeorológico en la superficie del acuífero, todo ello es con la finalidad de estimar de manera conservadora el volumen de agua susceptible a infiltrarse para que llegue al nivel freático. En la expresión siguiente se puede apreciar la interacción de las variables que intervienen en el balance, fórmula establecida por la Comisión Nacional del Agua, misma que se empleó para estimar la recarga en la cuenca de Ocotlán en Jalisco.

$$R = P - Esc - ETR \quad (4.6)$$

Donde:

R = recarga (Hm^3)

P = precipitación (Hm^3)

ETR = evapotranspiración (Hm^3)

Esc = escurrimiento (Hm^3)

Con relación a la fórmula (4.5), es una fórmula general que implica todos los procesos relacionados en la recarga del acuífero y sus relaciones existentes con cuerpos de agua adyacentes en caso de que existiese conexión, procesos superficiales e internos del acuífero y de igual forma, considera pérdidas de agua o aportes por diferentes fuentes.

Con relación a lo anterior, los inconvenientes en dicha fórmula es la gran cantidad de datos necesarios para su aplicación y la incertidumbre que surge de dichos datos, por ello CONAGUA utiliza la fórmula (4.6), en donde se consideran únicamente los procesos superficiales y que dicha fórmula es implementada en esta investigación mediante dos enfoques que se muestran en el siguiente apartado.

El primer enfoque es la considerada por las dependencias de gobierno y que el resultado es de forma general y se ha implementado en diferentes investigaciones, el segundo enfoque es una propuesta que implica una distribución espacial siguiendo la tendencia de los investigadores en la actualidad, que consideran necesario no solo estimar la recarga si no cómo es su comportamiento espacial y temporalmente, con la finalidad de comprender mejor la variación e impacto de los cambios de los factores a través del tiempo en la recarga.

4.5 Método de estimación general de la recarga en la cuenca de Ocotlán

4.5.1 Estimación de la precipitación mediante Polígonos de Thiessen

En esta metodología a cada estación meteorológica se le asigna una superficie, la cual es obtenida representando las estaciones en un plano, las que luego se unen a través de rectas. A estas rectas posteriormente se les trazan sus mediatrices hasta que se intersecten entre sí. De esta manera se crean los límites de área geográfica en estudio con el límite que define las mediatrices, finalmente se obtiene la superficie de influencia asignada para cada estación. (Linsley *et al*, 1988; Lynch y Schulze, 1997).

Para otros autores este método se utiliza para ponderar los datos de las estaciones, de acuerdo con las distancias entre las mismas, cuando éstas no están espaciadas uniformemente (Aparicio, 1987). Como dato general, se ubicaron espacialmente trece puntos, que representan las estaciones meteorológicas ubicadas dentro y fuera de la cuenca, cada uno de esos puntos tiene un registro de medias anuales de precipitación.

Con relación a lo anterior, a partir de esos registros se realizó una interpolación espacial, y como resultado se obtuvo un archivo parecido a una malla o retícula rectangular. Una vez estimada la media anual en cada estación, dichos datos se interpolaron mediante el método de polígonos de Thiessen, a cada estación se le asignó una superficie la cual se obtuvo mediante el cálculo de mediatrices y que a su vez se intercectaron entre sí.

Por último, el área de influencia de cada estación, se definió al construir triángulos en cuyos vértices estarán localizadas las tres estaciones más cercanas entre sí, creando un perímetro como lo muestran los resultados. Después, se trazaron líneas rectas que bisectan los lados de los triángulos y por geometría elemental las líneas correspondientes a cada triángulo convergerán en un solo punto.

Con este proceso, cada estación meteorológica quedó rodeada por líneas rectas, formándose un polígono de forma irregular y el área encerrada por esta figura será la superficie de influencia de la estación correspondiente, formándose así 13 áreas con mayor o menor cobertura, es decir resultando un área en la que se asume una cantidad específica de precipitación para cada una. El área de influencia de cada estación considerada “Polígono” está comprendida exclusivamente dentro de la cuenca, todo ello mediante la siguiente expresión.

$$P = \frac{1}{AT} \sum_i^n P_i A_i \quad (4.7)$$

Donde:

P = precipitación media sobre la cuenca (mm)

P_i = precipitación observada en la estación i

A_i = área de influencia correspondiente a la estación i

AT = área total de la cuenca (Km²)

n = número de estaciones con influencia en la cuenca

Para concluir este procedimiento se asume que en el área de influencia definida por la poligonal, posee el mismo valor de lluvia de aquel observado en la estación meteorológica más cercana. Los polígonos de Thiessen tienen la desventaja de proporcionar una distribución discontinua de la lluvia sobre la cuenca y de considerar una distribución homogénea dentro de cada polígono.

4.5.2 Estimación del escurrimiento establecido por la Norma Oficial Mexicana 011- CNA-2000.

El escurrimiento parte de la precipitación de una zona de drenaje que desagua por surcos pequeños hechas por la corriente (Trujillo, 1986). Por otro lado, Jaramillo y Villalba (1985) habla sobre el escurrimiento superficial y la define como una porción de la precipitación en exceso, que se dirige hacia las corrientes, lagos, mares y oceanos por movimientos gravitacionales. Este remueve, transporta y deposita las partículas de suelo desprendidas por las gotas de lluvia y es el responsable directo de todas las formas de erosión hídrica.

De ahí que, el primer método utilizado para estimar el escurrimiento, es el método establecido en la Norma Oficial Mexicana (NOM-011-CNA-2000), publicada en el diario oficial de la federación en el año 2002, en donde se aplicó el método indirecto a partir de la precipitación, área de la cuenca y el coeficiente de escurrimiento, todo ello de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Esc = \frac{P'}{1000} \cdot A \cdot C_e, \quad (4.8)$$

Donde:

Esc = escurrimiento superficial (m^3)

C_e = coeficiente de escurrimiento (adimensional)

A = área de la cuenca (km^2)

K = constante que depende del tipo de cubierta vegetal y uso de suelo

P' = lámina equivalente de precipitación promedio anual (mm)

Una vez obtenido el valor de K , el coeficiente de escurrimiento anual (C_e), se determina a partir de las siguientes expresiones:

$$\text{Si } K \leq 0.15 \quad C_e = K (P' - 250)/2000 \quad (4.9)$$

$$\text{Si } K > 0.15 \quad C_e = K (P' - 250)/2000 + (K - 0.15)/1.5 \quad (4.10)$$

Para la determinación de la constante K que depende de la cubierta vegetal y el uso de suelo, se utilizó los valores que propone la Norma Oficial Mexicana determinada por la Comisión Nacional del Agua. Después una vez identificado los valores para cada cubierta se obtiene la media ponderada, ya que ésta es una medida de tendencia central, la cual se construyó asignándole a cada clase un valor y obteniendo un promedio para todos los valores. Una vez terminado dicho análisis se puede discriminar cual ecuación se va a implementar, si un $K \leq 0.15$ o en su defecto un $K \geq 0.15$.

4.5.3 Método para estimar la evapotranspiración real de acuerdo a Turc

La evapotranspiración según Campos (1998) es la cantidad de agua transferida del suelo a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas, de ahí que es la variable más problemática de estimar en la ecuación del balance hídrico y esto se debe a que es un proceso que se compone de muchas variables y muy difíciles de cuantificar, es por ello que en primer lugar se aplicó para el cálculo de la evapotranspiración real el método de Turc.

El método de Turc (1954) es un método basado en la temperatura y precipitación, que además es el que emplea oficialmente la CONABIO (Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la Biodiversidad) para la elaboración de los mapas de ETR' a nivel nacional.

Por último el método de Turc, proporcionó buenos resultados en el trabajo de Amatya *et al.* (1995) donde se compararon 11 métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración, concluyendo que los métodos analizados para estimar la evapotranspiración entre los que se encuentra Turc. Proporcionaron una aceptable predicción de la evapotranspiración, por ello se consideró en esta investigación. Cabe mencionar que, este método proporciona una estimación general que es compatible con la dinámica del primer método implementado. En la fórmula de Turc resulta la evapotranspiración anual en unidades de mm y se expresa como:

$$ETR' = \frac{P'}{\sqrt{0.9 + \frac{P'^2}{L^2}}} \quad (4.11)$$

$$L = 300 + 25 \times T + 0.005 \times T^3$$

En donde:

ETR' = evapotranspiración (mm)

T = temperatura media anual (°C)

P = precipitación media anual en (mm)

L = está en función de la temperatura media

4.6 Método Hidrometeorológico

4.6.1 Estimación de la precipitación por interpolación segmentaria lineal (Spline)

El origen del concepto Spline proviene del uso de una lámina de plástico delgada llamada curvígrafo ("Spline") en el trazado de curvas suaves a través de un conjunto de puntos (Sheid, 1991). Una función Spline está formada por varios polinomios, cada uno definido sobre un subintervalo, que se unen entre sí obedeciendo a ciertas condiciones de continuidad. Es similar a una interpolación global mediante regresión, pero esta interpolación se lleva a cabo localmente. En general producen resultados muy buenos con la ventaja de poder modificar una serie de parámetros en función del tipo de distribución espacial de la variable.

La forma de la superficie final va a depender de un parámetro de tensión que hace que el comportamiento de la superficie interpolada tienda a asemejarse a una membrana más o menos tensa o aflojada que pasa por los puntos de observación, es decir la imagen generada depende de la cantidad de puntos. Este método de interpolación se realizó por medio de Arcmap, en donde se utilizaron datos de las estaciones meteorológicas de los años 1980, 1990, 2000 y 2009, valores que están en unidades medias anuales en forma puntual y ligados por medio del SIG IDRISI, después exportados en Arcmap.

Para concluir, esta investigación está basada en la conceptualización de dos propuestas específicas para el análisis de la variabilidad de la precipitación, dicha elección surge en función de la naturaleza de los datos a interpolar, en donde se consideró los tiempos de cálculo.

4.6.2 Generación del mapa de distribución de escurrimiento superficial

El objetivo del presente apartado fue implementar la metodología de escurrimiento medio, la cual se apoyó en un Sistema de Información Geográfica (SIG), para determinar la variación del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán. Una rápida visión del funcionamiento metodológico de esta implementación se da mediante requerimientos específicos en donde, en primer lugar se va a generar un coeficiente de escurrimiento para cada cubierta, considerando la superficie que ocupa.

Una vez obtenido el coeficiente de escurrimiento para cada superficie, se calculó el escurrimiento superficial mediante la aplicación de la fórmula general. Se genera una capa de información con los valores resultantes para las cuatro cubiertas en análisis, estas capas de información se suman mediante IDRISI, el resultado que se obtiene es un mapa de información raster en donde se encontrarán características que favorecerán el escurrimiento superficial con valores más altos, a partir de los archivos de series de tiempo generados para los cuatro periodos comprendidos en esta investigación.

4.6.3 Variación de los alcances de los métodos implementados para el análisis de escurrimiento superficial en la cuenca.

Los métodos implementados en la estimación del escurrimiento superficial, se obtienen de los datos resultantes, que son semejantes entre métodos. Se consideró estimar las variables de forma independiente para analizar las diferencias entre usos de suelo, los resultados muestran una variación espacial, todo ello mediante la fórmula de la constante K superior a 0.15, una vez obtenido dichos valores para cada superficie fue posible dar un valor a cada cubierta lo que permitió un análisis espacial mediante IDRISI.

4.6.4 Estimación de la evapotranspiración real mediante Teledetección

Evaporación y transpiración se dan al mismo tiempo en la naturaleza y es por ello que se utiliza el término de evapotranspiración para describir el proceso total de transferencia de agua a la atmósfera desde suelos con vegetación (Delegido *et al.*, 1991). Actualmente, la teledetección es la única tecnología capaz de proporcionar las medidas radiométricas necesarias para el cálculo de la evapotranspiración de una manera global y económicamente factible (Kustas y Norman, 1996).

Siendo de gran importancia en esta investigación y utilizándose por ser una de las formas más prácticas y eficientes de analizar los cambios espacio-temporales en la cuenca de estudio, esta metodología proporcionó información que se aproxima más a la realidad y se genera mediante poca información en comparación de otros métodos. La fórmula para estimar la evapotranspiración mediante la metodología propuesta se expresa como:

$$ETR = R_n (a_0 + a_1 \cdot NDVI + a_2 \cdot T) \quad (4.12)$$

En donde:

ETR = evapotranspiración real (Wm^{-2})

R_n = radiación solar ($MJ.m^2 \cdot dia^{-1}$)

a₀, a₁, a₂ = coeficientes de regresión

NDVI = índice de vegetación de diferencia normalizada

T = temperatura promedio ($^{\circ}C$)

4.6.5 Estimación del NDVI

La variable de Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, también conocido como NDVI por sus siglas en inglés, es un índice utilizado para estimar la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación con base a la medición de la intensidad de la radiación de ciertas bandas del espectro electromagnético que la vegetación emite o refleja, la cual es captada por los sensores de los satélites.

Previamente a esto, se debe llevar los valores de las imágenes a rangos de 0 a 255 con el comando STRECH. Posteriormente utilizando IMAGE CALCULATOR se realizan las restas aritméticas de ambas imágenes. Mediante la utilización del comando RECLASS estableciéndose tres categorías principales.

Todo esto correspondiente a los sectores donde las pérdidas han sido mayores y donde se han mantenido los niveles de productividad vegetal así como los lugares que han aumentado su productividad vegetal, dando un resultado de una imagen con diferencias bien definidas, ya que según Sellers (1985) el NDVI (Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada) está directamente relacionado con la capacidad fotosintética y por tanto, con la absorción de energía por la cobertura vegetal.

4.6.6 Estimación de la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} \quad (4.13)$$

Donde:

R_n = radiación neta ($MJ m^{-2} dia^{-1}$)

R_{nl} = radiación neta de onda larga ($MJ m^{-2} dia^{-1}$)

R_{ns} = radiación neta de onda corta ($MJ m^{-2} dia^{-1}$)

En el cual es necesario estimar la radiación neta de onda corta utilizando la siguiente expresión:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (4.14)$$

Donde:

R_{ns} = radiación neta de onda corta ($MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$)

α = albedo o coeficiente de reflexión del cultivo

R_s = radiación solar entrante ($MJ.m^2.dia^{-1}$)

Con relación al coeficiente de reflexión del cultivo o albedo es un valor constante de 0.23 (página 51), para la variable de radiación solar entrante se utiliza la siguiente expresión:

$$R_s = K_{RS} \sqrt{(T_{max} - T_{min})} R_a \quad (4.15)$$

Con relación a la variable del coeficiente de ajuste (K_{RS}) que oscila de 0.16 a 0.19 (página 60), utilizando 0.16 cuando no existe influencia de agua, es decir es aplicable en superficies que no estén rodeadas de agua en su totalidad. Las otras variables involucradas son la temperatura máxima, mínima y por último la radiación extraterrestre (R_a) que es de 36.6 $MJ.m^2.d^{-1}$ (cuadro 2.6). De ahí que este dato es obtenido de una tabla mediante la variable de latitud en grados de la estación meteorológica. Después para determinar la variable de radiación neta de onda larga es necesario utilizar la siguiente expresión:

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max} \cdot K^4 + T_{min} \cdot K^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (1.35 R_s / R_{so} - 0.35) \quad (4.16)$$

Donde:

R_{nl} = radiación neta de onda larga ($MJ.m^2. dia^{-1}$)

σ = constante de Stefan- Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9} MJK^{-4} m^{-2} dia^{-1}$)

$T_{máx k}$ = temperatura máxima ($^{\circ}C$)

$T_{mín k}$ = temperatura mínima ($^{\circ}C$)

e_a = presión de vapor real (kpa)

R_s/R_{so} = radiación relativa de onda corta (valores ≤ 1.0)

R_s = radiación solar mediana o calculada ($MJ.m^2.dia^{-1}$)

R_{so} = radiación en un día despejado ($MJ.m^2.dia^{-1}$)

Para la variable σ de Stefan- Boltzmann es una variable constante (página 52), después se tiene ($T_{máx k}$ y $T_{mín k}$) corresponden a la temperatura máxima y mínima absoluta durante un periodo de 24 horas, después de dicha información, se valoró en la fórmula siguiente:

$$^{\circ} K = ^{\circ}C + 273.16 \quad (4.17)$$

Con relación a la variable de presión de vapor real (e_a) se obtiene de la siguiente expresión:

$$e_a = e^{\circ} (T_{mín}) (HR_{máx} / 100) \quad (4.18)$$

La variable de presión de saturación de vapor (e°) se obtiene de una tabla de valores en la página 213 teniendo como referencia la temperatura. Con relación a la humedad relativa ($HR_{máx}$) son datos proporcionados por estaciones meteorológicas. Para finalizar se tiene la siguiente expresión:

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (4.19)$$

La variable (z) corresponde a la latitud de la estación meteorológica, la radiación extraterrestre que es de $36.6 MJ.m^2.d^{-1}$ (cuadro 2.6) una vez estimada la variable (R_s) se divide con la radiación solar entrante (R_{so}).

4.6.7 Variación calorífica máximas, mínimas y promedio

La radiación neta se calculó restando todos los flujos salientes de todos los flujos entrantes, incluyendo la radiación solar, la generación de este proceso se realizó en IDIRSI. Por otro lado, el cálculo de los parámetros de temperatura máxima y mínima, se ha calculado mediante técnicas de interpolación espacial mediante el comando interpol de IDRISI y todo con datos provenientes de las estaciones meteorológicas. Los resultados de estas metodologías se presentan en mapas que representan la distribución espacial de las temperaturas máximas, mínimas y la temperatura promedio.

Capítulo V

Estimaciones puntuales y espaciales de la recarga en el acuífero de Ocotlán

5.1 Introducción

El desarrollo de este capítulo ha permitido concluir los resultados de la implementación de dos metodologías, por un lado, está el método de estimación general de la recarga y por el otro está el método hidrometeorológico, todo ello con fines comparativos. Además, se analiza cómo influyen las características específicas de los cambios en cada variable manifestándose en la variación de los resultados, concluyendo que el primer método no evalúa los cambios espacio temporales de la recarga en la cuenca de Ocotlán.

Finalmente, cabe recordar que es de vital importancia conocer la situación de los recursos hídricos en el área de estudio, para poder hacer una gestión responsable de los mismos y garantizar la sustentabilidad. Desde una perspectiva académica, los datos aportados por las metodologías desarrolladas en esta tesis, aportan información del impacto de los cambios de uso de suelo y la expansión de la mancha urbana sobre el área de estudio.

5.2 Implementación de la representación visual y matemática de los valores de elevación

Con relación al modelo digital de elevación (MED) se logró obtener un modelo de unidades homogéneas de relieve que se puede identificar en la figura (5.1) mediante las diferencias de valores con colores diversos. Los procesos llevados a cabo mediante ErMapper que simplificaron y sintetizaron un gran volumen de datos, pudiendo esto realizarse a un relativo bajo costo.

La finalidad de aplicar un modelo digital de elevación (MED) en esta investigación es porque esta herramienta favoreció a una mayor comprensión de la cuenca de Ocotlán mediante una diferenciación espacial en relación a la diferencia de altitud, es decir una idea general de cómo funciona nuestro sistema. Dicho de otra forma permite identificar la diferencia de altitudes y de ese modo conocer el funcionamiento del sistema hidrológico superficial.

Con relación al mapa de la figura 5.1, el municipio de Ocotlán ubicado en la cercanía del lago de Chapala y que está conformada mayormente por zonas planas, en el municipio de Tototlán, localizado en la zona superior izquierda y que forma parte de la franja media de la cuenca, la mayor parte de su superficie está conformada por zonas planas y una mínima porción de superficie con relieve ligeramente elevado.

Por último, se tiene al municipio de Arandas, la mayor parte de su superficie está conformada principalmente por zonas con relieve menos uniforme, es decir con elevaciones medias con relación a su superficie. Las principales elevaciones en la región son los cerros: Ayo, Gordo, meseta de Los Altos y cerro de Jaquetas. Con relación al municipio de Atotonilco El Alto predominan muy pocas elevaciones como El Embudo, Las Canoas y El Valle.

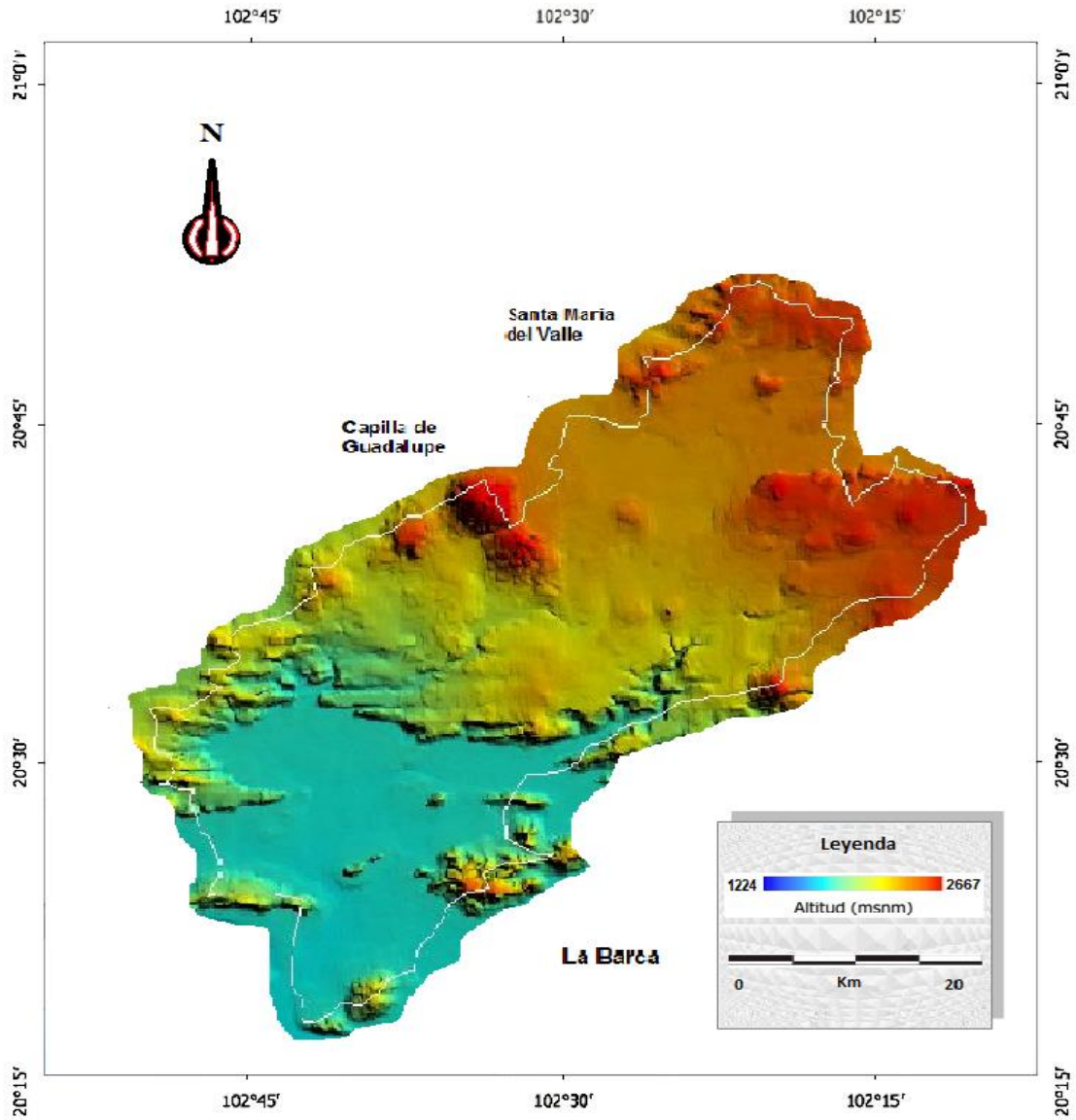


Figura 5.1 Representación gráfica del Modelo Digital de Elevación, en donde se muestra la diferencia de altitud dentro de la cuenca.

5.3 Ubicación de las estaciones meteorológicas

Los datos de precipitación fueron registrados por 13 estaciones meteorológicas en la cuenca de Ocotlán y en cada estación mediante coordenadas fueron ubicados espacialmente (figura 5.2). Con el fin de aportar al conocimiento de la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en esta cuenca. A partir de los datos registrados para cada evento (1980 -1990 - 2000 - 2009), es posible realizar comparaciones a nivel puntual entre los valores de precipitación de las estaciones meteorológicas, como las presentadas en la Figura (5.2) que consideran los registros dentro y fuera de la cuenca.

Con relación a los datos se escogió los periodos en los cuales las estaciones presentaron menor cantidad de datos faltantes: 1980 - 1990 - 2000 y 2009 (Tabla 5.1). A estas series seleccionadas se les calcularon un parámetro estadístico básico, como la media anual, en donde resulta un valor de 918.0 mm para 1980, 830.4 mm en el año 1990, 836.8 mm en el periodo del 2000 y finalmente para el año 2009 es de 873.4, siendo 1980 el periodo de mayor precipitación en este análisis.

A partir de los análisis y resultados de la precipitación promedio anual se obtuvo la siguiente conclusión; dentro de la cuenca se tiene que, para el municipio de Ocotlán se ubican dos estaciones meteorológicas la 14075 y 14047, en el municipio de Tototlán se ubican dos estaciones con los números 14090 y 14017, en el municipio de Arandas con 14060 y 14308 y por último están las 7 estaciones restantes que se ubican fuera de la cuenca, todo ello se representa en la figura (5.2).

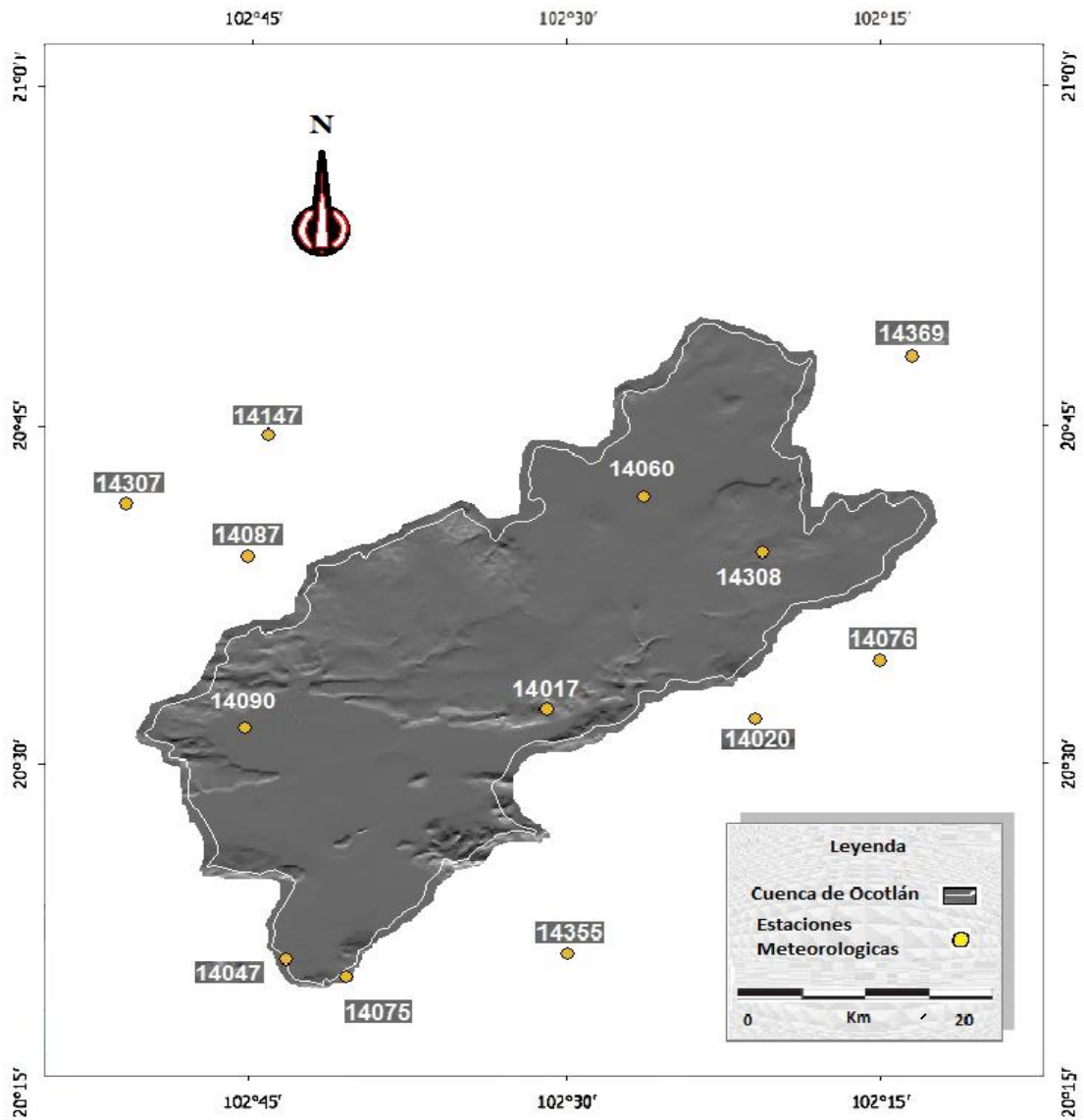


Figura 5.2 Representación gráfica de la ubicación de las estaciones meteorológicas en la cuenca de Ocotlán, cuya descripción incluye la posición y la clave de cada estación.

5.4 Método de estimación general de la recarga en la cuenca de Ocotlán

5.4.1 Estimación de la precipitación mediante Polígonos de Thiessen

En general se ha construido la base de datos mensual correspondiente a una red formada por 13 estaciones distribuidas dentro y fuera de la cuenca, con información de los años 1980 - 1990 - 2000 y 2009 (tabla 5.1), como ya se indicó. Pero cabe mencionar que, las series temporales de lluvia correspondientes se han sometido a un cálculo para determinar su media anual.

De ahí que, se realizó un análisis que permitió determinar la precipitación mensual y para después sumar y dividir por el número de meses que compone el año. Luego entonces se define una regionalización de la cuenca mediante el método de polígonos de Thiessen. Finalmente, para cada una de esas regiones se construye una serie temporal que describe la evolución de la lluvia en su territorio.

En general, la temporada de lluvias tiene lugar en los meses de junio a septiembre. Considerándose de noviembre a abril el periodo de estiaje. La distribución de la precipitación promedio anual para el año 1980 de acuerdo al método de Thiessen, es de 962.14 mm, de ahí existen variaciones en la cercanía de Arandas siendo de 1003 mm, y de 972 mm en las proximidades de Ocotlán.

Para el año 1990 es de 818.11 mm de acuerdo al método implementado, en la cercanía de Arandas es de 911 mm y de 766 mm en las proximidades de Ocotlán. Con relación al año 2000 es de 765.94 mm, en la cercanía de Arandas es de 915 mm y de 806 mm en las proximidades de Ocotlán, por ultimo para el año 2009 es de 905.62 mm, en la cercanía de Arandas es de 1104 mm y de 890 mm en las proximidades de Ocotlán (Tabla 5.4).

En la Figura (5.2) se representa la distribución interpolada de la precipitación según el método de Thiessen, en donde se muestra el área de influencia con el número de estación, resultando 13 áreas de influencia a lo largo de la superficie. Cabe mencionar que, la mayor precipitación registrada coincide con las zonas de mayor altitud en la cuenca localizada en la parte media superior norte.

Para finalizar, la mayor área de influencia según el método de interpolación se localiza en la estación 14017 con una superficie que representa un 23.8 % de la superficie total, con una precipitación para el año 1980 de 996 mm, en el año 1990 fue de 788 mm, en el año 2000 de 734 mm y por último para el año 2009 de 881 mm, siendo el año 1980 en donde se reporta la mayor cantidad de precipitación. Con relación a la estación con menor área de influencia, se identifica la estación meteorológica 14355 que representa 0.07 % de la superficie total.

Tabla 5.1 *Precipitación promedio anual en la cuenca de Ocotlán en los años de 1980, 1990, 2000 y 2009, elaborado mediante datos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional.*

<i>ESTACION</i>	<i>1980 (mm)</i>	<i>1990 (mm)</i>	<i>2000 (mm)</i>	<i>2009 (mm)</i>
14017	996	788	734	881
14020	834	802	777	757
14047	972	766	806	890
14060	910	889	703	944
14075	856	663	668	592
14076	839	816	600	906
14087	879	969	804	879
14090	1035	750	806	896
14147	898	951	719	909
14308	1003	911	915	1104
14355	973	819	756	804
14360	866	853	740	954
14369	874	819	756	839
Promedio	918.0	830.4	836.8	873.4

Tabla 5.2 Resultados en la aplicación del método de Thiessen en donde se muestran las áreas correspondientes a cada estación, con su porcentaje de superficie correspondiente.

Estación	Área Km ²	Porcentaje	Estación	Área Km ²	Porcentaje
14017	501.1	23.8 %	14090	416.0	19.7 %
14020	31.7	1.5 %	14147	19.7	0.97 %
14047	114.1	5.3 %	14308	265.43	12.4 %
14060	433.0	20.5 %	14355	0.97	0.07 %
14075	132.2	6.31 %	14360	11.8	0.6 %
14076	39.2	1.8 %	14369	48.3	2.25 %
14087	86.5	4.1 %	Total	2100	100%

Tabla 5.3 Resultados en la aplicación del método de Thiessen en donde se muestran las áreas correspondientes a cada estación, con su precipitación para cada año.

ESTACION	Área Km ²	1980 (mm)	1990 (mm)	2000 (mm)	2009 (mm)
14017	501.1	996	788	734	881
14020	31.7	834	802	777	757
14047	114.1	972	766	806	890
14060	433.0	910	889	703	944
14075	132.2	856	663	668	592
14076	39.2	839	816	600	906
14087	86.5	879	969	804	879
14090	416.0	1035	750	806	896
14147	19.7	898	951	719	909
14308	265.43	1003	911	915	1104
14355	0.97	973	819	756	804
14360	11.8	866	853	740	954
14369	48.3	874	819	756	839

Tabla 5.4 Resultados en la aplicación del método de Thiessen en donde se muestra las áreas correspondientes a cada estación con sus valores de la multiplicación de precipitación por área.

Estación	Área Km ²	(A _i · P _i) (1980)	(A _i · P _i) (1990)	(A _i · P _i) (2000)	(A _i · P _i) (2009)
14017	501.1	498996	394866.8	367807.4	441469.1
14020	31.7	26437.8	25423.4	24630.9	23996.9
14047	114.1	110905.2	87400.6	91964.6	101549
14060	433.0	394030	384937	304399	408752
14075	132.2	113163.2	87648.6	88309.6	78262.4
14076	39.2	32888.8	31987.2	23520	35515.2
14087	86.5	76033.5	82818.5	69546	76033.5
14090	416.0	430560	312000	335296	372736
14147	19.7	17690.6	18734.7	14164.3	17907.3
14308	265.43	266226.29	241806.73	242868.45	293034.72
14355	0.97	943.81	794.43	733.32	779.88
14360	11.8	10218.8	10065.4	8732	11257.2
14369	48.3	42214.2	39557.7	36514.8	40523.7
Total		962.14	818.11	765.94	905.62

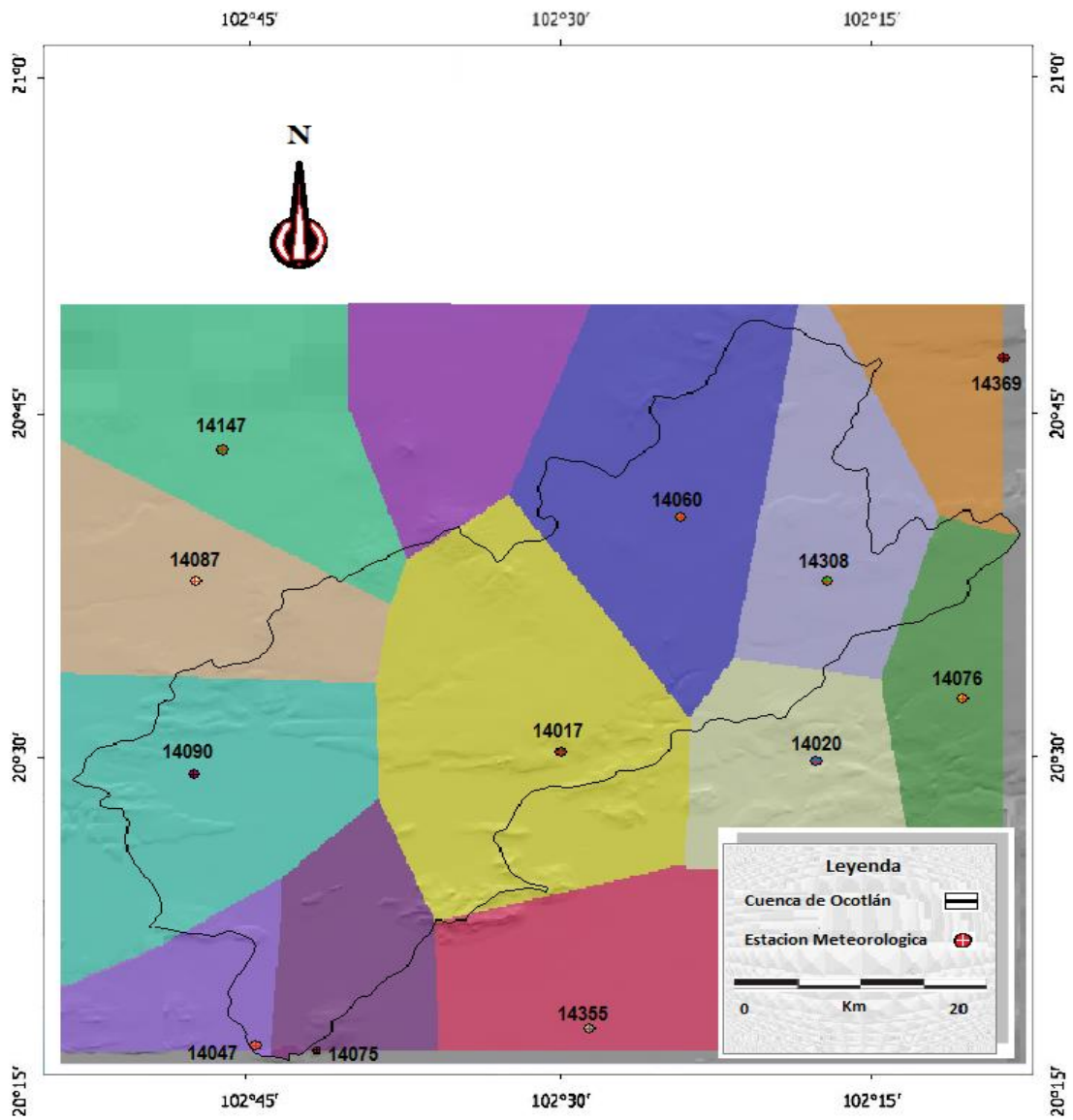


Figura 5.3 Representación gráfica de la aplicación del método de polígonos de Thiessen, en donde se muestra las estaciones meteorológicas y el límite de la cuenca.

5.4.2 Esgurrimiento de la cuenca mediante la NOM-011-CNA-2000

El método utilizado para estimar el esgurrimiento superficial en la cuenca, es el método establecido en la Norma Oficial Mexicana (NOM-011-CNA-2000). Se aplicó el método indirecto a partir de la precipitación, área de la cuenca y el coeficiente de esgurrimiento que depende del tipo de cubierta en la superficie, esta última fue calculada mediante la tabla 5.6, información que se realizó durante los cuatro periodos en estudio.

Dentro de las cubiertas calculadas, la mayor parte del uso de suelo corresponde a la agricultura que representa la mayoría de la superficie y en su minoría están los pastizales que representa variación y por último está el bosque con una mayor reducción. Con relación al cálculo de la variable K mediante la media ponderada. Esta es una medida de tendencia central, es apropiada en esta investigación ya que los datos de cada uno de ellos tienen una importancia relativa. Se obtuvo del cociente entre la suma de los productos de cada dato por su peso o ponderación y la suma de los pesos, como se puede observar en la (tabla 5.5).

Tabla 5.5 *Cálculo de la variable K para determinar el esgurrimiento en la cuenca de Ocotlán, Jalisco, para estimar el esgurrimiento.*

Tipo de cubierta	1980	1990	K
Agricultura	1544.13	1564.85	0.24
Pastizal con menos de 50 %	315.23	298.28	0.24
Zona urbana	17.34	18.99	0.26
Bosque cubierto más del 50 al 75%	223.3	217.88	0.22
Total (Km²)	2,100	2,100	
Tipo de cubierta	2000	2009	K
Agricultura	1590	1618.81	0.24
Pastizal con menos de 50 %	289.37	279.07	0.24
Zona urbana	20.7	22.12	0.26
Bosque cubierto más del 50 al 75%	199.93	180.0	0.22
Total (Km²)	2,100	2,100	

Tabla 5.6 Cálculo del coeficiente de escurrimiento para implementar la fórmula general, para estimar el escurrimiento superficial de los años de 1980, 1990, 2000 y 2009.

Años	$C_e = K (P-250) / 2000 + (K-0.15) / 1.5 =$
1980	$C_e = 0.24 (918 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.140$
1980	$C_e = 0.24 (918 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.140$
1980	$C_e = 0.26 (918 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.153$
1980	$C_e = 0.22 (918 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.120$
1990	$C_e = 0.24 (830.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.129$
1990	$C_e = 0.24 (830.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.129$
1990	$C_e = 0.26 (830.4 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.135$
1990	$C_e = 0.22 (830.4 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.110$
2000	$C_e = 0.24 (836.8 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.130$
2000	$C_e = 0.24 (836.8 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.130$
2000	$C_e = 0.26 (836.8 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.149$
2000	$C_e = 0.22 (836.8 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.111$
2009	$C_e = 0.24 (873.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.134$
2009	$C_e = 0.24 (873.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.134$
2009	$C_e = 0.26 (873.4 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.154$
2009	$C_e = 0.26 (873.4 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.127$

Tabla 5.7 Aplicación de la fórmula (NOM-011-CNA-2000) con sus resultados finales para los años 1980, 1990, 2000 y 2009.

$Esc = P / 1000 * A * C_e$					
Año	Cubierta	A (Km ²)	C _e	P (mm)	Esc Hm ³
1980	Agricultura	1544.13	0.140	918.0	198.45
1980	Pastizal	315.23	0.140	918.0	40.51
1980	Zona urbana	17.34	0.153	918.0	2.65
1980	Bosque	223.3	0.120	918.0	24.59
Sumatoria		2,100			266.2
1990	Agricultura	1564.85	0.129	830.4	167.62
1990	Pastizal	298.28	0.129	830.4	31.95
1990	Zona urbana	18.99	0.135	830.4	2.12
1990	Bosque	217.88	0.110	830.4	19.90
Sumatoria		2,100			221.59
2000	Agricultura	1590	0.130	836.8	172.96
2000	Pastizal	289.37	0.130	836.8	31.47
2000	Zona urbana	20.7	0.149	836.8	2.58
2000	Bosque	199.93	0.111	836.8	18.57
Sumatoria		2,100			225.58
2009	Agricultura	1618.81	0.134	0.8734	189.45
2009	Pastizal	279.07	0.134	0.8734	32.66
2009	Zona urbana	22.12	0.154	0.8734	2.9
2009	Bosque	180.0	0.127	0.8734	19.96
Sumatoria		2,100			244.97

5.4.3 Valoración de la evapotranspiración real mediante el método de Turc

En primer lugar, el método que se aplicó para el cálculo de la evapotranspiración real es el método de Turc, que además es el que emplea oficialmente la CONABIO para la elaboración de los mapas de ETR a nivel nacional. Por lo tanto, los resultados obtenidos para los periodos de análisis, muestran que para el año 1980 hay una evapotranspiración real de 734.4 mm, para el año 1990 fue de 675.12 mm en donde se muestra un descenso, para el 2000 aumentó ligeramente a 680.32 y por último en el 2009 fue de 704.35 mm, nuevamente hay un aumento, pero no superando lo resultante en el año 1980 (Tabla 5.8).

Con relación a los datos obtenidos existe una variación en los últimos cuatro años en la precipitación y con relación a la temperatura un aumento considerable, al final la evapotranspiración de acuerdo a la ecuación de Turc es reducida por los periodos de 1990 y 2000. Con relación a la (tabla 5.10) se identifica los valores de temperatura promedio anual y la precipitación promedio anual para los cuatro años comprendidos en esta investigación, útiles para la implementación de la ecuación de Turc.

En la tabla 5.8, se presentan los valores de la variable L para la implementación de la ecuación de Turc, con relación a la variable T corresponde a la temperatura media calculada con información de las estaciones meteorológicas y que se obtuvo la temperatura promedio anual. Por último se muestra los valores del cálculo para los cuatro años comprendidos en esta investigación utilizando los valores de temperatura media (tabla 5.9).

Tabla 5.8 Cálculo de la variable L para la aplicación de la fórmula de Turc en los años de 1980, 1990, 2000 y 2009.

Periodo	$L = 300 + 25 \times T + 0.005 \times T^3$	L	°C
1980	$L = 300 + 25 \times 18.9 + 0.05 \times 18.9^3$	$772.5 + 337.5634501 =$	1110.06
1990	$L = 300 + 25 \times 18.11 + 0.05 \times 18.11^3$	$752.75 + 296.9787366 =$	1049.72
2000	$L = 300 + 25 \times 18.35 + 0.05 \times 18.35^3$	$758.75 + 308.9428938 =$	1067.69
2009	$L = 300 + 25 \times 18.62 + 0.05 \times 18.62^3$	$765.5 + 322.7817910 =$	1088.28

Tabla 5.9 *Estimación de la temperatura media por estación meteorológica en la cuenca de Ocoilán en Jalisco, en los años de 1980, 1990, 2000 y 2009.*

Estación	1980 °C	1990 °C	2000 °C	2009 °C
14017	21.5	20.26	20.00	21.12
14020	17.98	19.91	19.39	20.12
14047	15.25	20.14	18.95	19.12
14060	16.26	18.75	17.25	18.5
14075	15.75	18.33	17.34	17.45
14076	16.25	17.50	18.25	18.75
14087	17.5	16.43	17.87	16.98
14090	18.75	17.62	18.79	17.64
14147	17.75	16.43	18.90	16.53
14308	18.25	18.96	19.45	19.43
14355	18.75	17.40	17.44	20.13
14360	17.75	16.85	16.45	16.98
14369	18.78	16.90	17.95	19.34
Promedio	18.9	18.11	18.35	18.62

Tabla 5.10 *Parámetros utilizados para estimar la evapotranspiración real según el método de Turc, estimado para cada año en estudio.*

Año de estudio	Temperatura media (°C)	Precipitación media (mm)	Evapotranspiración de acuerdo a Turc (mm)
1980	18.9	918.0	734.4
1990	18.11	830.4	675.12
2000	18.35	836.8	680.32
2009	18.62	873.4	704.35

5.4.4 Valoración de la recarga por precipitación de acuerdo al método de estimación general de la recarga

Este apartado es la conclusión de la implementación del método de estimación general de la recarga en donde se muestran los datos resultantes por el método de Thiessen, mostrando la variable de escurrimiento, evapotranspiración para cuatro periodos distintos, observando una variabilidad temporal. De ahí que todos los valores estimados se transformaron en hectómetros cúbicos mostrados en la tabla 5.11.

Sobre los valores estimados de la infiltración se tiene que, para el año 1980 se obtuvo 212.05 Hm³ que representan 10.49 % del promedio anual con relación a la precipitación, para el año 1990 los valores estimados fueron 78.69 Hm³ que representan el 4.61 % de la precipitación promedio anual, para el año 2000 se estimó una recarga de - 45.78 Hm³, que representa el - 2.84 % de la precipitación total y por último para el año 2009 se estimó 117.7 Hm³, que representa el 6.18 % del total precipitado, cabe recordar que estos valores estimados están dados en Hectómetros cúbicos, valores descritos en la tabla 5.11.

Tabla 5.11 Recarga estimada mediante el método tradicional para 1980 - 1990 - 2000 y 2009, considerando la conversión de los valores estimados para cada variable de milímetros a hectómetros cúbicos.

Periodo	Precipitación Thiessen (Hm ³)	Evapotranspiración de acuerdo a Turc (Hm ³)	Escurrimiento en la cuenca (Hm ³)	Estimación de la recarga (Hm ³)
1980	2020.49	1542.24	266.2	212.05
1990	1718.03	1417.75	221.59	78.69
2000	1608.47	1428.67	225.58	- 45.78
2009	1901.80	1479.13	244.97	177.7

5.5 Implementación del método hidrometeorológico

5.5.1 Implementación del método de interpolación segmentaria lineal (Spline) para estimar la precipitación

Para efectos comparativos, se propuso la aplicación de dos metodologías que involucran a Thiessen y Spline con los resultados descritos en el apartado anterior, por un lado se ubican los polígonos de Thiessen, en donde una superficie tiene un mismo valor en precipitación, por otro lado está el método de Spline, en donde se muestra una mejora en la representación de los valores, como se muestra en las figuras (5.5), (5.6), (5.7) y (5.8), es decir, una distribución espacial en los valores de precipitación.

Por lo tanto, la representación gráfica se obtuvo mediante la implementación del método de interpolación segmentaria lineal, que para 1980 se tiene 1896 hectómetros cúbicos, para el año 1990 se alcanzan los 1713 hectómetros cúbicos, sin embargo en el año 2000 se perciben valores de 1726 hectómetros cúbicos y por último para el año 2009 se cuenta con 1816 hectómetros cúbicos. De acuerdo con los datos obtenidos se observa una variación en los treinta nueve años con relación a la precipitación media anual, determinando que la mayor cantidad de precipitación se localiza en las partes más altas donde existe una relación conforme la altitud.

Con relación a los resultados obtenidos en la distribución espacial de la precipitación de acuerdo al método de spline, existe diferenciación espacial a través del tiempo en donde según las figuras (5.5), (5.6), (5.7) y (5.8) demuestran diferentes variaciones, con relación a las mayores precipitaciones, ocurriendo en dos estaciones con un equivalente de 1,035 mm en la estación 14090 y 1,104 mm en la estación 14308, estos eventos ocurrieron para el año 1980 y 2009 respectivamente, estos datos son los correspondientes a la media anual.

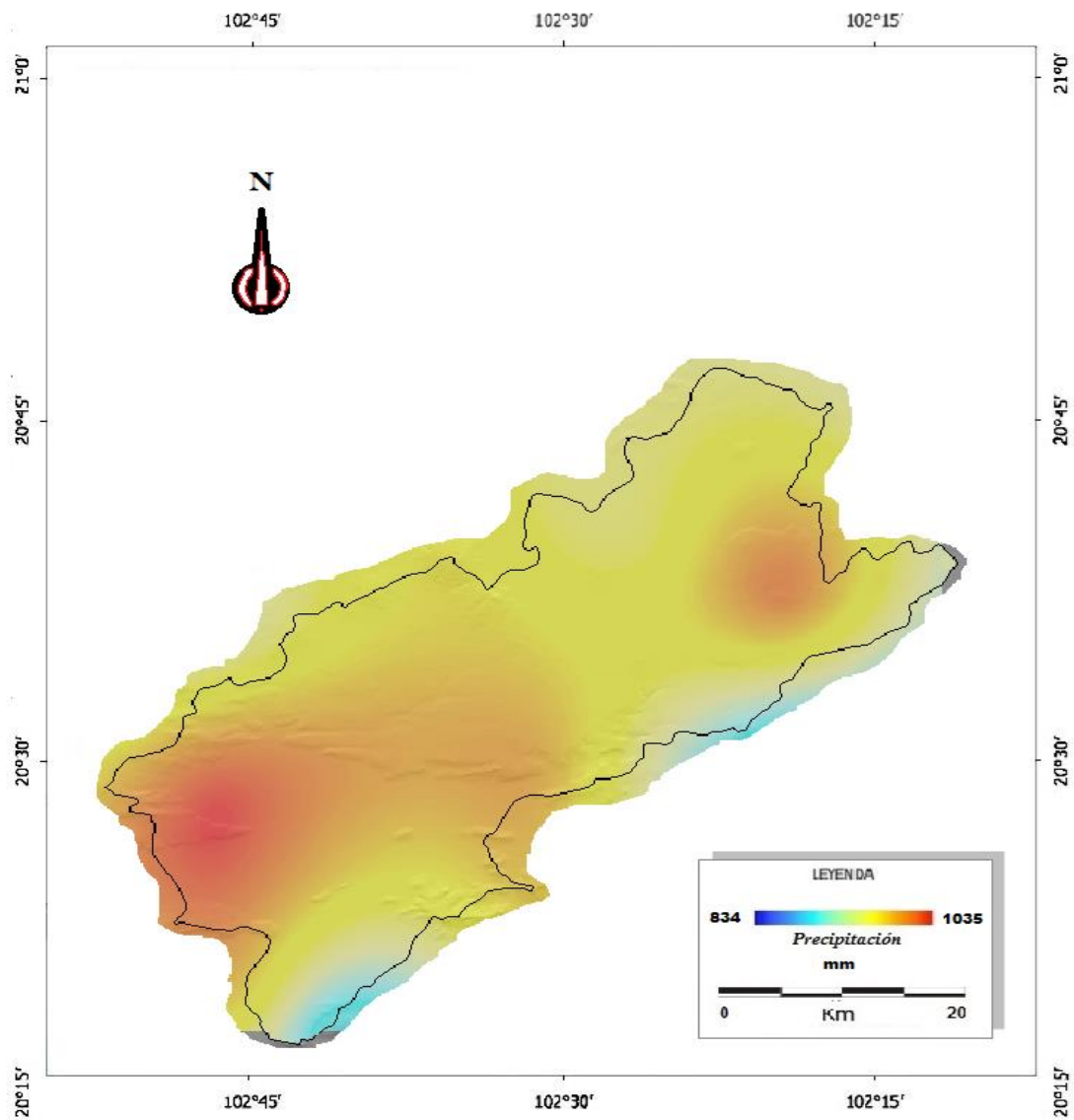


Figura 5.4 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 1980.

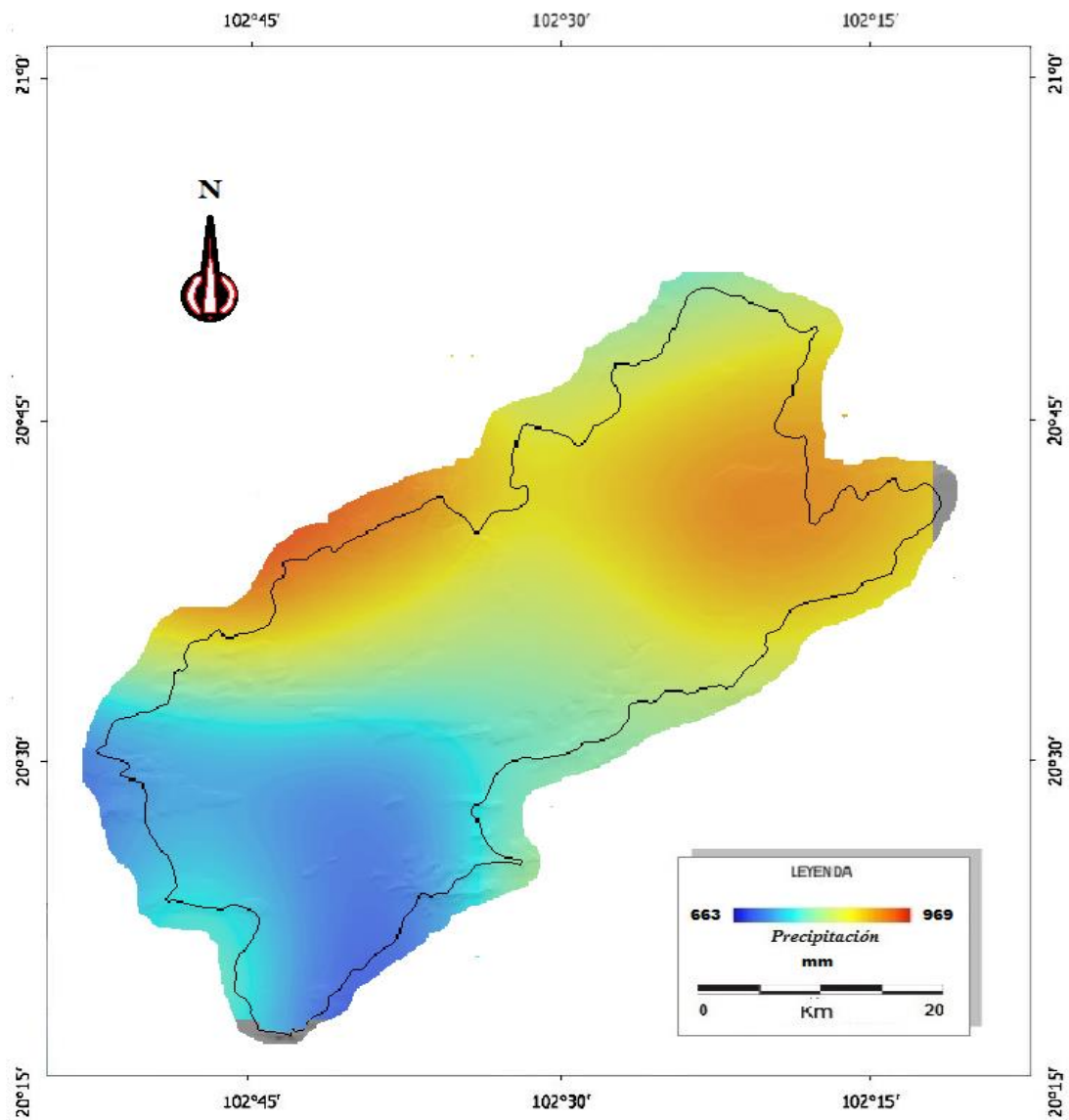


Figura 5.5 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 1990.

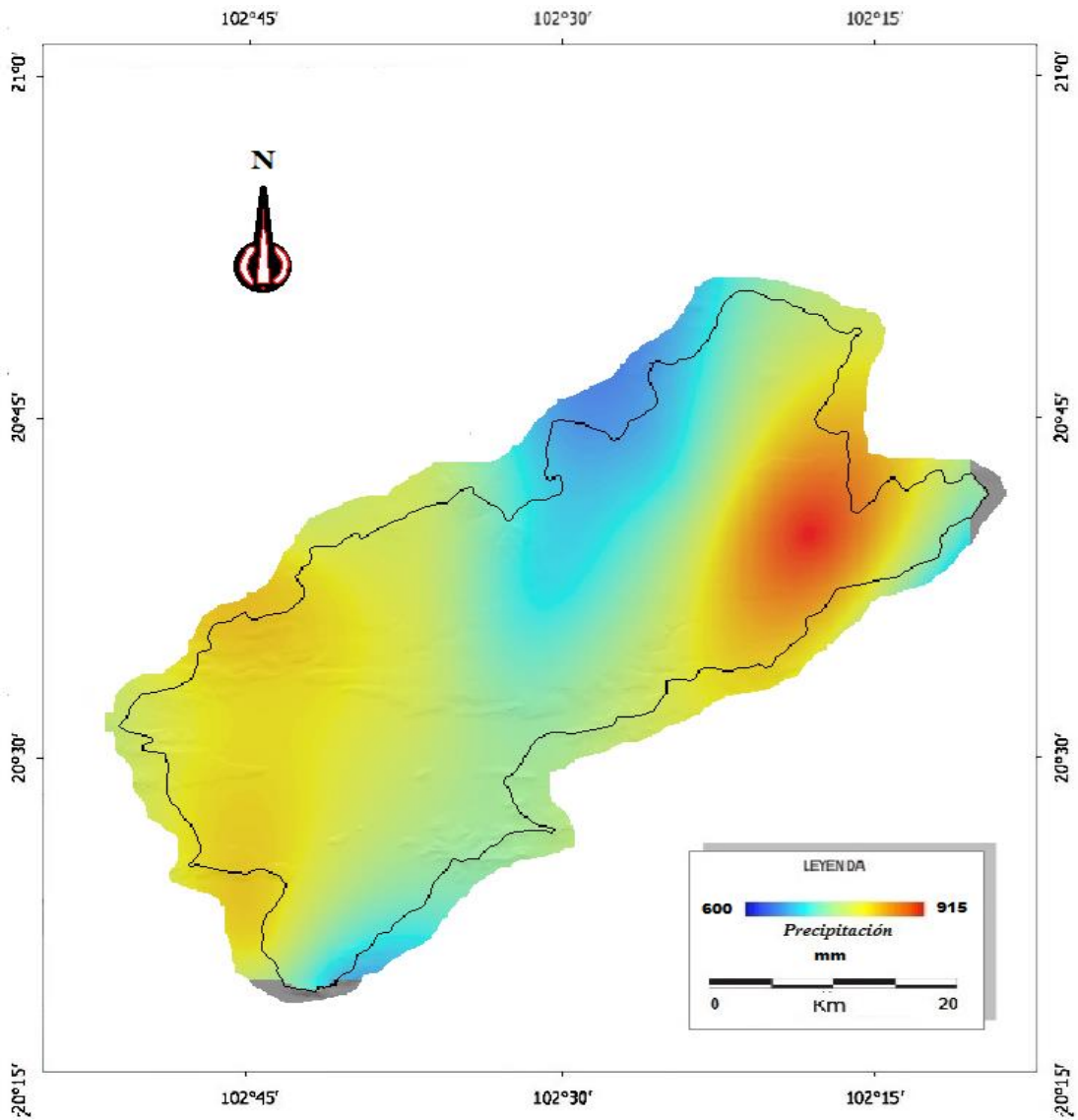


Figura 5.6 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 2000.

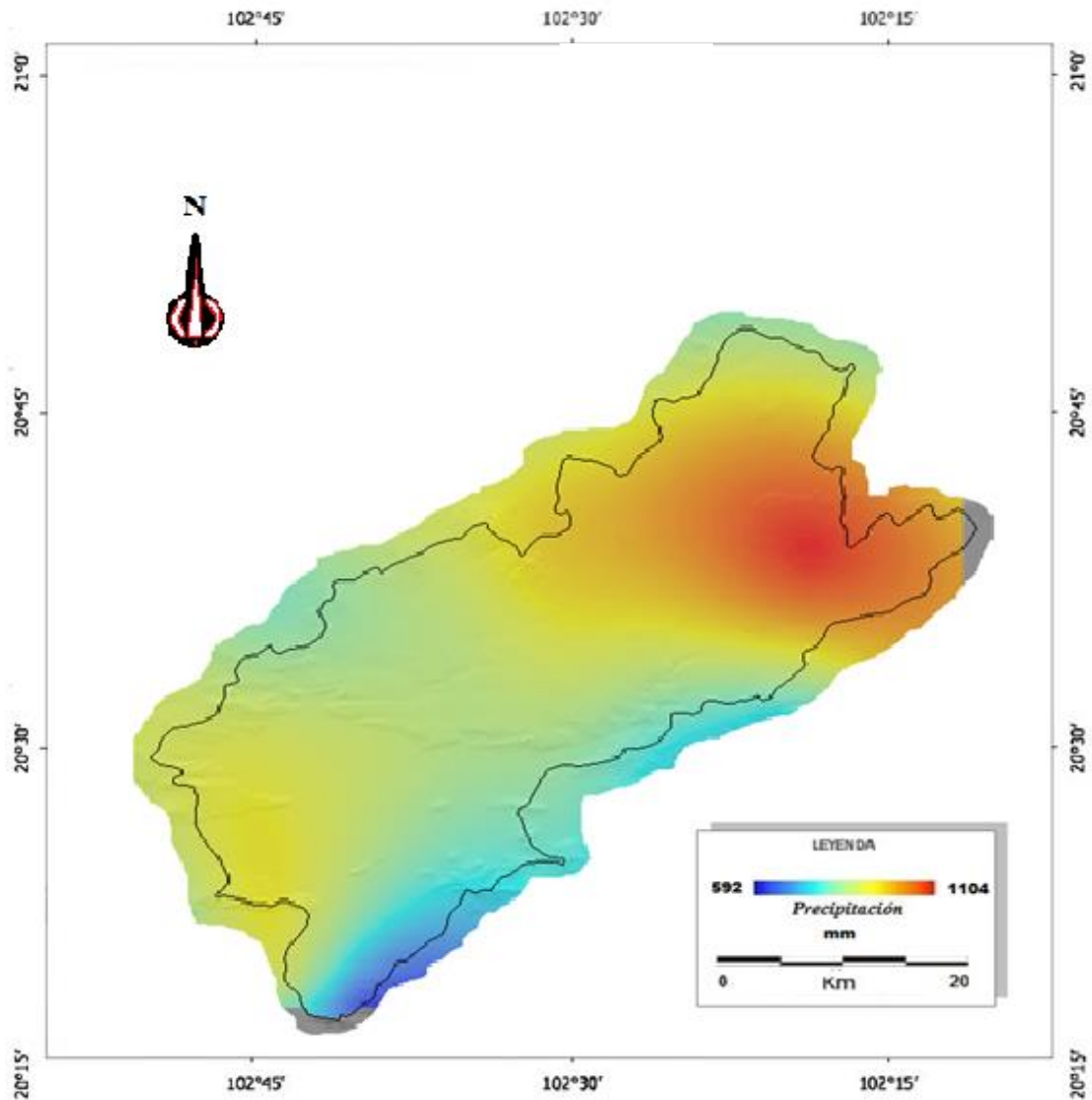


Figura 5.7 Representación gráfica de la aplicación del método de interpolación de Spline con los valores de precipitación en el año 2009.

5.5.2 Escurrimiento de la cuenca de Ocotlán mediante la NOM-011-CNA-2000

El único método utilizado para estimar el escurrimiento superficial en la cuenca, es el método establecido en la Norma Oficial Mexicana (NOM-011-CNA-2000). La implementación de esta metodología requirió de la lluvia promedio anual resultando que, para el año 1980 es de 918.0 mm, para el año 1990 se tiene 830.4 mm, para el año 2000 se cuenta con 836.8 mm y finalmente para el 2009 se tiene 873.4 mm. Para la aplicación de dicha fórmula fue necesario transformar unidades de milímetros a metros como lo muestra la (tabla 5.12).

A continuación, se estimó el coeficiente de escurrimiento mediante la aplicación de la fórmula correspondiente a un K superior a 0.15 ya que resulta de la relación ($K_p = 0.17866 + 0.04523 + 0.00000372 + 0.0147542 = 0.24$) como lo muestra la (tabla 5.14), se calcula el coeficiente de escurrimiento correspondiente a cada superficie de modo que se pueda cuantificar su variación en los cuatro periodos.

Para poder crear el escurrimiento superficial distribuido espacialmente, se partió de la metodología establecida en la Norma Oficial Mexicana (NOM-011-CNA-2000), apoyado de un Sistema de Información Geográfica (SIG), mediante una rápida visión del funcionamiento metodológico de esta implementación, que se dio mediante requerimientos específicos en donde, en primer lugar se generó una capa de información de tipo vectorial y después transformadas en raster los cuatro tipos de cubierta. En donde se digitalizó y se dio un valor específico, obteniendo para dicho cálculo cuatro cubiertas que son: Agrícola, Pastizal, Zonas Urbanas y Bosques. Una vez obtenidas dichas capas se suman para poder obtener una representación de distribución espacial, como lo muestran las imágenes (5.9, 5.10, 5.11 y 5.12).

Tabla 5.12 Aplicación de la fórmula con respecto a (NOM-011-CNA-2000), en donde se puede apreciar los valores de área de la cuenca, la precipitación y el coeficiente de escurrimiento, correspondiente a cada cobertura y periodo.

$Esc = P / 1000 * A * C_e$					
Año	Cubierta	A (Km ²)	C _e	P (mm)	Esc Hm ³
1980	Agricultura	1544.13	0.140	918.0	198.45
1980	Pastizal	315.23	0.140	918.0	40.51
1980	Zona urbana	17.34	0.153	918.0	2.65
1980	Bosque	223.3	0.120	918.0	24.59
Sumatoria		2,100			
1990	Agricultura	1564.85	0.129	830.4	167.62
1990	Pastizal	298.28	0.129	830.4	31.95
1990	Zona urbana	18.99	0.135	830.4	2.12
1990	Bosque	217.88	0.110	830.4	19.90
Sumatoria		2,100			
2000	Agricultura	1590	0.130	836.8	172.96
2000	Pastizal	289.37	0.130	836.8	31.47
2000	Zona urbana	20.7	0.149	836.8	2.58
2000	Bosque	199.93	0.111	836.8	18.57
Sumatoria		2,100			
2009	Agricultura	1618.81	0.134	0.8734	189.45
2009	Pastizal	279.07	0.134	0.8734	32.66
2009	Zona urbana	22.12	0.154	0.8734	2.9
2009	Bosque	180.0	0.127	0.8734	19.96
Sumatoria		2,100			

Tabla 5.13 Cálculo de K_p para la aplicación de la fórmula de (NOM-011-CNA-2000), en donde se muestra el valor para cada cobertura de uso de suelo y en cada periodo.

Tipo de cubierta	1980	1990	K
Agricultura	1544.13	1564.85	0.24
Pastizal con menos de 50 %	315.23	298.28	0.24
Zona urbana	17.34	18.99	0.26
Bosque cubierto más del 50 al 75%	223.3	217.88	0.22
Total (Km²)	2,100	2,100	
Tipo de cubierta	2000	2009	K
Agricultura	1590	1618.81	0.24
Pastizal con menos de 50 %	289.37	279.07	0.24
Zona urbana	20.7	22.12	0.26
Bosque cubierto más del 50 al 75%	199.93	180.0	0.22
Total (Km²)	2,100	2,100	

Tabla 5.14 Cálculo de C_e para la aplicación de la fórmula de (NOM-011-CNA-2000), en donde se muestra la estimación para cada periodo de estudio y cada cobertura.

Años	$C_e = K (P-250) / 2000 + (K- 0.15) / 1.5 =$
1980	$C_e = 0.24 (918 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.140$
1980	$C_e = 0.24 (918 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.140$
1980	$C_e = 0.26 (918 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.153$
1980	$C_e = 0.22 (918 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.120$
1990	$C_e = 0.24 (830.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.129$
1990	$C_e = 0.24 (830.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.129$
1990	$C_e = 0.26 (830.4 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.135$
1990	$C_e = 0.22 (830.4 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.110$
2000	$C_e = 0.24 (836.8 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.130$
2000	$C_e = 0.24 (836.8 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.130$
2000	$C_e = 0.26 (836.8 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.149$
2000	$C_e = 0.22 (836.8 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.111$
2009	$C_e = 0.24 (873.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.134$
2009	$C_e = 0.24 (873.4 - 250) / 2000 + (0.24 - 0.15) / 1.5 = 0.134$
2009	$C_e = 0.26 (873.4 - 250) / 2000 + (0.26 - 0.15) / 1.5 = 0.154$
2009	$C_e = 0.26 (873.4 - 250) / 2000 + (0.22 - 0.15) / 1.5 = 0.127$

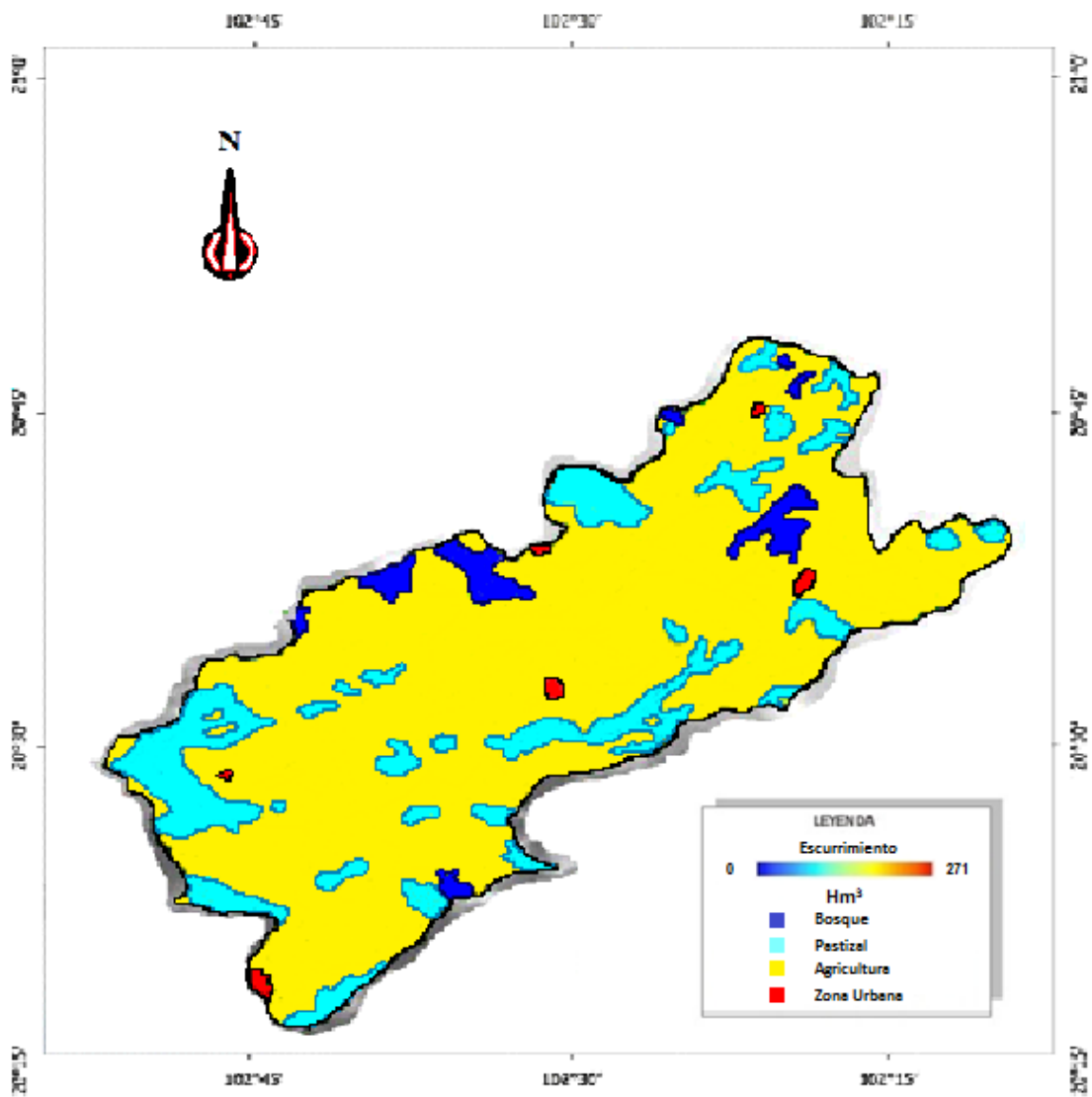


Figura 5.8 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestra las áreas con mayor y menor de escurrimiento para 1980.

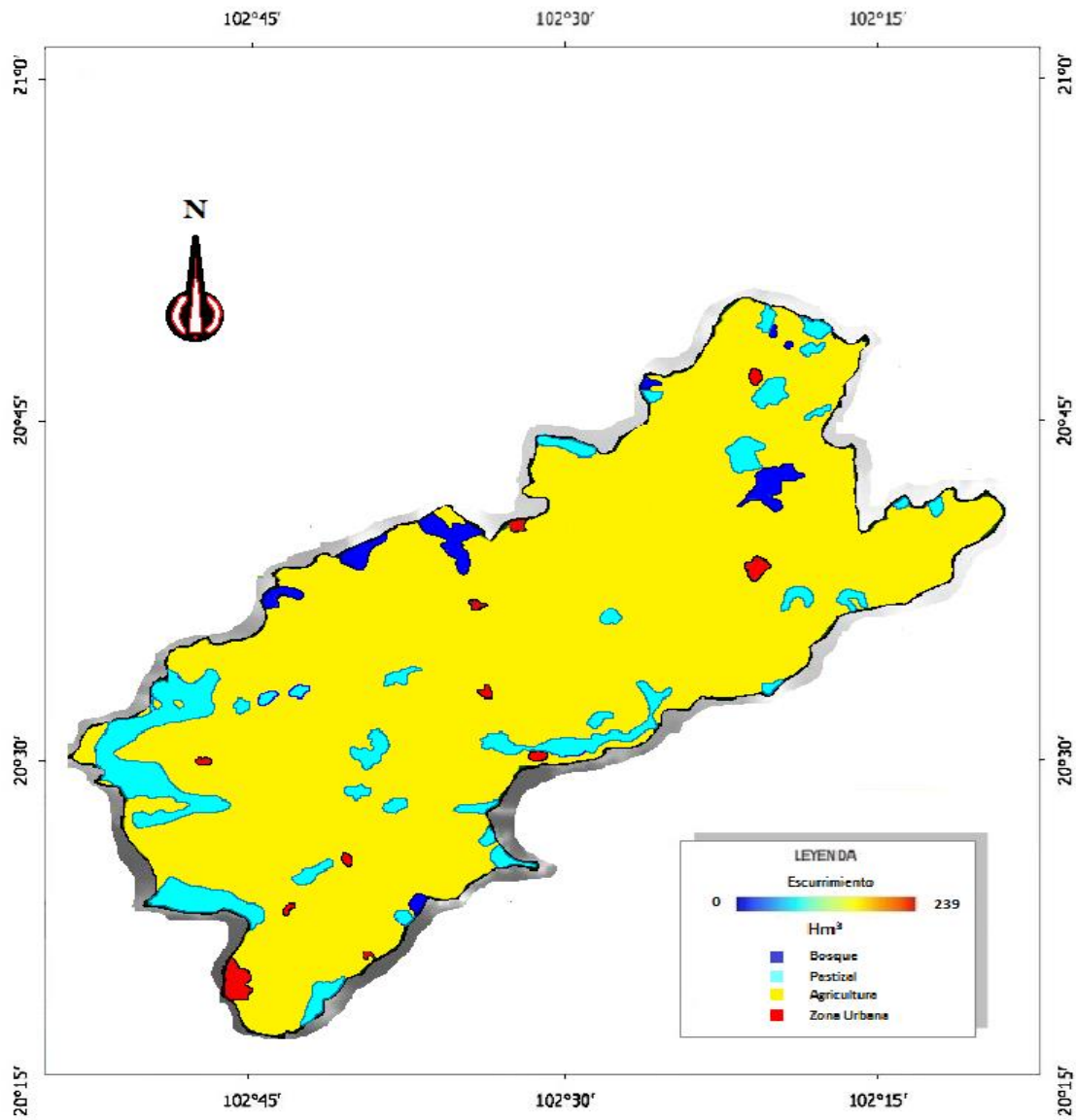


Figura 5.9 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestra las áreas con mayor y menor de escurrimiento para 1990.

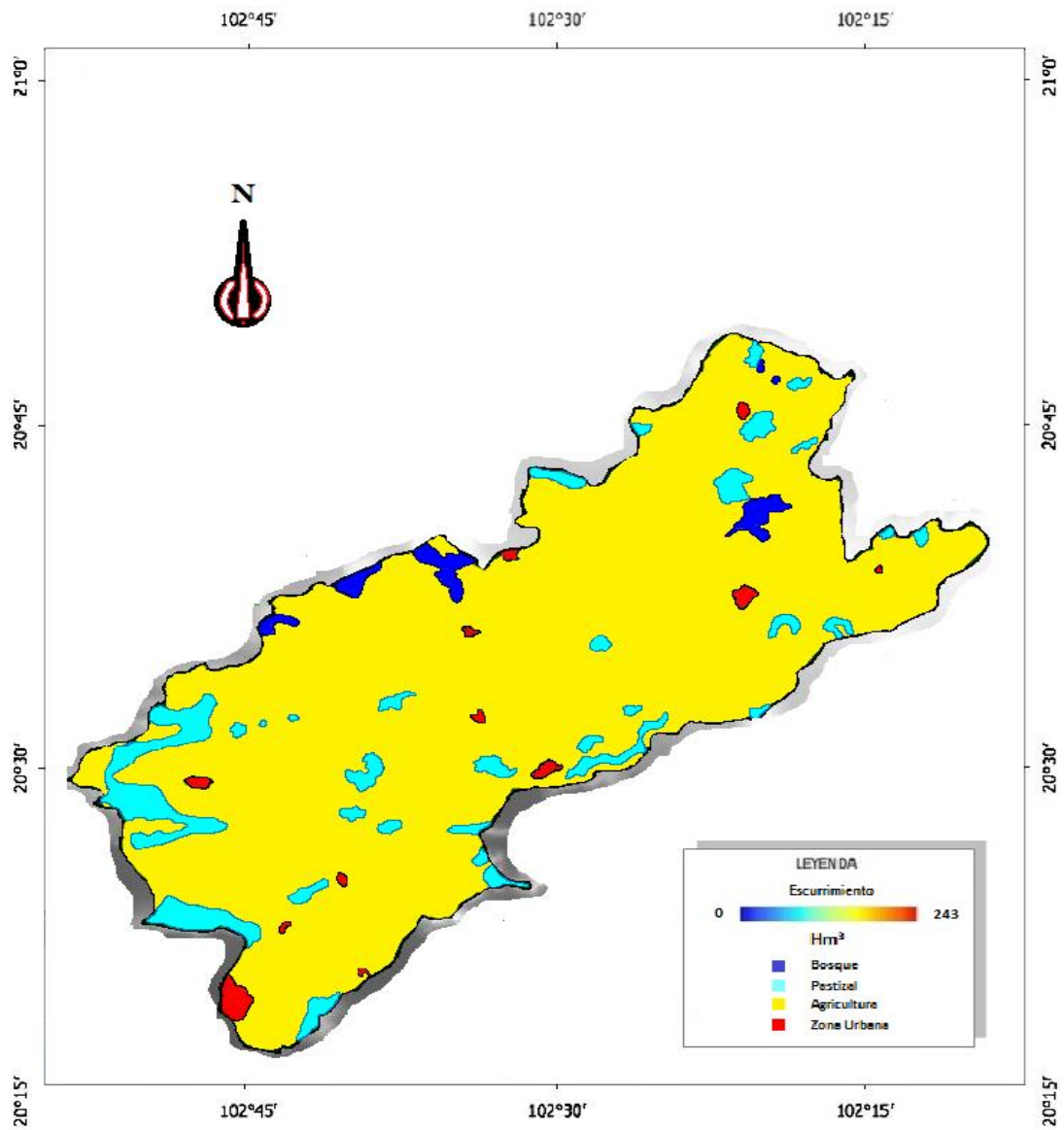


Figura 5.10 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestra las áreas con mayor y menor de escurrimiento para 2000.

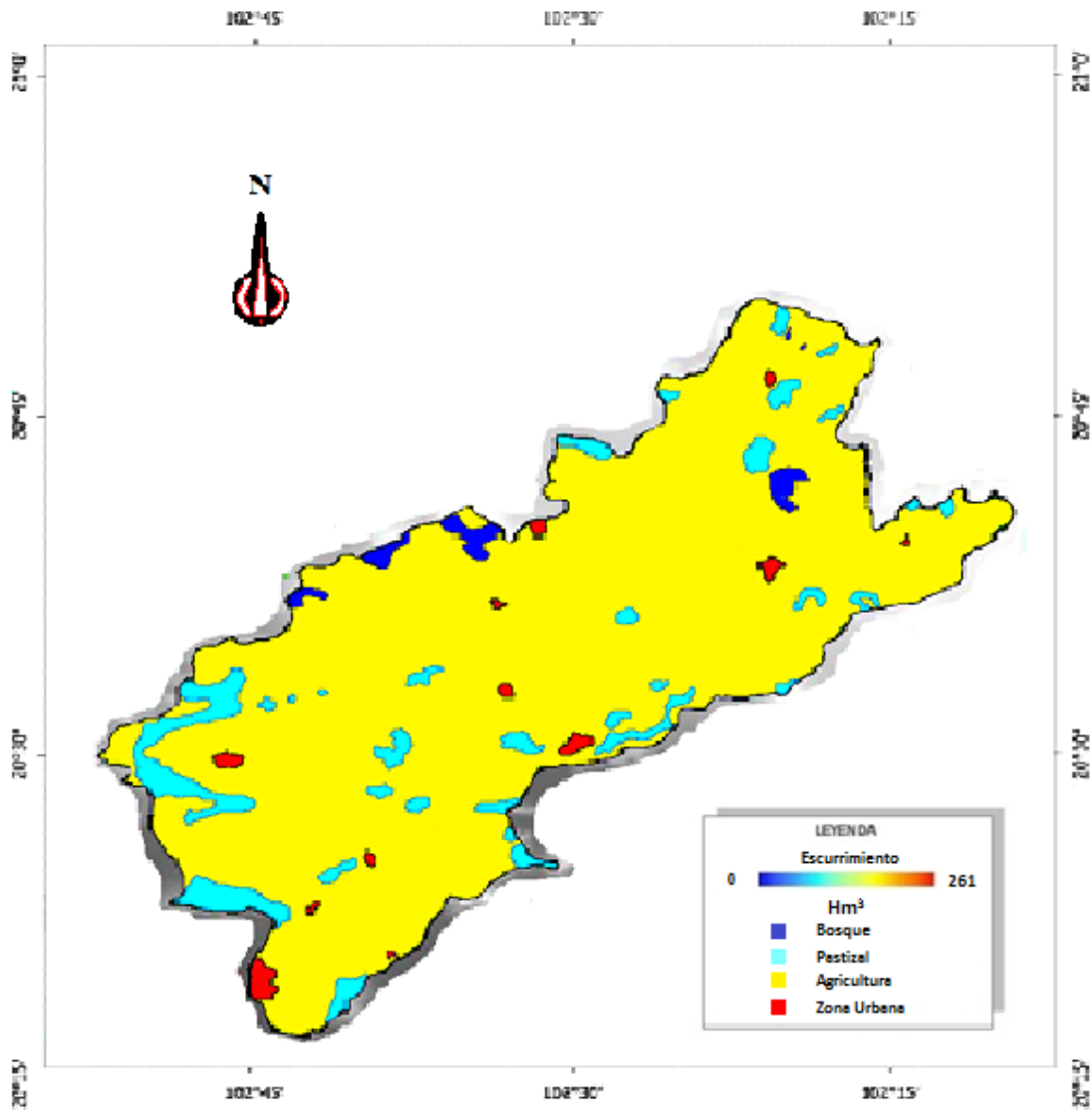


Figura 5.11 Representación gráfica del escurrimiento superficial en la cuenca de Ocotlán, en donde se muestra las áreas con mayor y menor de escurrimiento para 2009.

5.5.3 Estimación de la evapotranspiración mediante teledetección

Con relación a los valores estimados mediante la metodología de Wang (2007), para el año 1980 se registró una evapotranspiración de 1467.90 hectómetros cúbicos, de ahí que para 1990 se tiene un valor de 1337.70 hectómetros cúbicos, para el año 2000 se tiene 1344.00 hectómetros cúbicos y por último para el año 2009 un valor de 1411.20 hectómetros cúbicos. Todos estos valores obtenidos con esta metodología difieren del método de Turc, teniendo valores más aceptables con la utilización de imágenes satelitales.

5.5.4 Discriminación de cubiertas vegetales mediante el Índice de Vegetación en Diferencias Normalizadas

Con relación al NDVI es una de las variables necesarias para estimar la ETR en donde se puede indicar según la figura 5.13 la variación de colores, con rojo se muestra la vegetación abundante ubicada en la parte media y baja, en color verde se muestra menor vegetación que es en menor cantidad en la parte superior y en amarillo se denota la vegetación de forma moderada que es en su mayoría. Cabe mencionar que en la cuenca de Ocotlán en su mayoría el uso de suelo que predomina es agrícola y esto se vuelve evidente en la representación de la figura 5.13.

5.5.5 Análisis estadístico anual de temperaturas máximas, mínimas y promedio

Con relación a la temperatura media anual, para 1980 es de 18.9 °C, para el año 1990 resulta de 18.11 °C, con relación al año 2000 se tiene de 18.35 °C y por último para el año 2009 se considera de 18.62 °C. En general la mayor concentración de temperatura está en la zona más baja de la cuenca y conforme aumenta la altitud es menor la temperatura, es decir, las temperaturas más reducidas se localizan en la zona con una mayor altitud como lo es la parte alta izquierda de la cuenca, mostrándose con colores más oscuros en la representación gráfica, figura 5.14 para la temperatura mínima, para la temperatura máxima la figura 5.15 y para la temperatura media la figura 5.16.

5.5.6 Estimación de la radiación neta

La radiación neta es imprescindible para el cálculo de la evapotranspiración real e indispensable para esta investigación, con relación a los datos generados se presentan los resultados en cada etapa, cabe mencionar que una gran parte de las variables son extraídas con base a datos existentes estrechamente relacionados con aspectos específicos como por ejemplo latitud en grados, altitud de las estaciones meteorológicas, temperatura registrada en cada estación, mes en el que se desarrolla la recolección de los datos, etc., todo ello descrito en el capítulo 4.

En las tablas 5.16 y 5.17 se muestran los datos resultantes que permitieron la estimación de la radiación neta correspondiente a cada estación meteorológica. Concluyendo datos que parten de $12.05 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ a $17.27 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, en donde se muestran los valores más elevados en las áreas con menor altitud. Los cálculos son expresados en la (tabla 5.17). Por último, una vez estimados los valores de cada estación se implementa un método de interpolación en IDRISI, en donde el resultado es una distribución espacial mostrada en la figura (5.14).

Tabla 5.15 *Valores representativos calculados para cada componente, en donde se puede apreciar los valores de cada estación meteorológica, las formulas y resultados aparecen expuesto.*

Estación	a	R_s	R_{ns}	R_a	R_s
14020	0.23	22.06	16.98	36.6	22.06
14047	0.23	24.63	18.96	36.6	24.63
14060	0.23	22.83	17.57	36.6	22.83
14075	0.23	24.42	18.8	36.6	24.42
14076	0.23	23.85	18.36	36.6	23.85
14087	0.23	24.84	19.12	36.6	24.84
14090	0.23	25.45	19.59	36.6	25.45
14147	0.23	24.49	18.85	36.6	24.49
14308	0.23	23.27	17.91	36.6	23.27
14355	0.23	22.98	17.69	36.6	22.98
14369	0.23	26.5	18.55	36.6	26.5
14017	0.23	22.06	16.98	36.6	22.06

Tabla 5.16 Valores representativos calculados para cada componente, en donde se puede apreciar los valores de cada estación meteorológica y los correspondientes en cada sección.

Estación	$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$			$R_s = k_{RS} (T_{max} - T_{min}) R_a$		
	A	R_s	R_{ns}	k_{RS}	R_a	R_s
14020	0.23	22.06	16.98	0.16	36.6	22.06
14047	0.23	24.63	18.96	0.16	36.6	24.63
14060	0.23	22.83	17.57	0.16	36.6	22.83
14075	0.23	24.42	18.80	0.16	36.6	24.42
14076	0.23	23.85	18.36	0.16	36.6	23.85
14087	0.23	24.84	19.12	0.16	36.6	24.84
14090	0.23	25.45	19.59	0.16	36.6	25.45
14147	0.23	24.49	18.85	0.16	36.6	24.49
14308	0.23	23.27	17.91	0.16	36.6	23.27
14355	0.23	22.98	17.69	0.16	36.6	22.98
14369	0.23	26.5	18.55	0.16	36.6	26.5

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max} K^4 + T_{min} K^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (1.35 R_s / R_{so} - 0.35)$$

Estación	σ	$\left[\frac{T_{max} K^4 + T_{min} K^4}{2} \right]$	$(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a})$	$(1.35 R_s / R_{so} - 0.35)$	R_{nl}
14020	4.903×10^{-9}	35.1	0.11	0.67	2.58
14047	4.903×10^{-9}	34.76	0.11	0.811	3.10
14060	4.903×10^{-9}	34.83	0.11	0.71	3.10
14076	4.903×10^{-9}	34.87	0.14	0.77	2.75
14075	4.903×10^{-9}	35.62	0.11	0.78	3.05
14087	4.903×10^{-9}	36.17	0.12	0.81	3.51
14090	4.903×10^{-9}	35.00	0.08	0.83	2.32
14147	4.903×10^{-9}	36.34	0.12	0.78	3.40
14308	4.903×10^{-9}	35.13	0.09	0.73	2.30
14355	4.903×10^{-9}	35.6	0.13	0.73	3.37
14369	4.903×10^{-9}	33.67	0.10	0.51	2.27

Tabla 5.17 Valores de la radiación neta en cada estación, en donde se muestran los valores estimados en los previos cálculos, mostrando cada estación y el resultado final.

$R_n = R_{ns} - R_{nl}$			
Estación	R_{ns}	R_{nl}	R_n
14020	16.98	2.58	14.4
14047	18.96	3.1	15.85
14060	17.57	3.1	14.4
14075	18.8	3.05	15.75
14076	18.36	2.75	14.61
14087	19.12	3.51	15.61
14090	19.59	2.32	17.27
14147	18.85	3.4	15.45
14308	17.91	2.3	15.61
14355	17.69	3.37	14.32
14369	14.28	2.27	12.05
14017	16.98	2.57	14.41

5.5.7 Recarga en la cuenca de Ocotlán mediante el método hidrometeorológico

Con relación a los resultados obtenidos en la (tabla 5.18), se muestran los valores de precipitación media anual, evapotranspiración mediante teledetección y por último está el escurrimiento superficial, todo ello dado en unidades de hectómetros cúbicos. En donde se concluye que para 1980 la recarga es de 157.1 Hm³, para el año 1990 es de 136.3 Hm³, en el año 2000 es de 139.0 Hm³ y por último en el año 2009 es de 143.8 Hm³.

Tabla 5.18 Recarga estimada mediante el segundo método mediante teledetección para 1980 - 1990 - 2000 y 2009, considerando la conversión de los valores estimados para cada variable de milímetros a hectómetros.

Periodo	Precipitación Spline (Hm ³)	Evapotranspiración real mediante imágenes satelitales (Hm ³)	Escurrecimiento en la cuenca (Hm ³)	Estimación de la recarga (Hm ³)
1980	1896	1467.90	271	157.1
1990	1713	1337.70	239	136.3
2000	1726	1344.00	243	139.0
2009	1816	1411.20	261	143.8

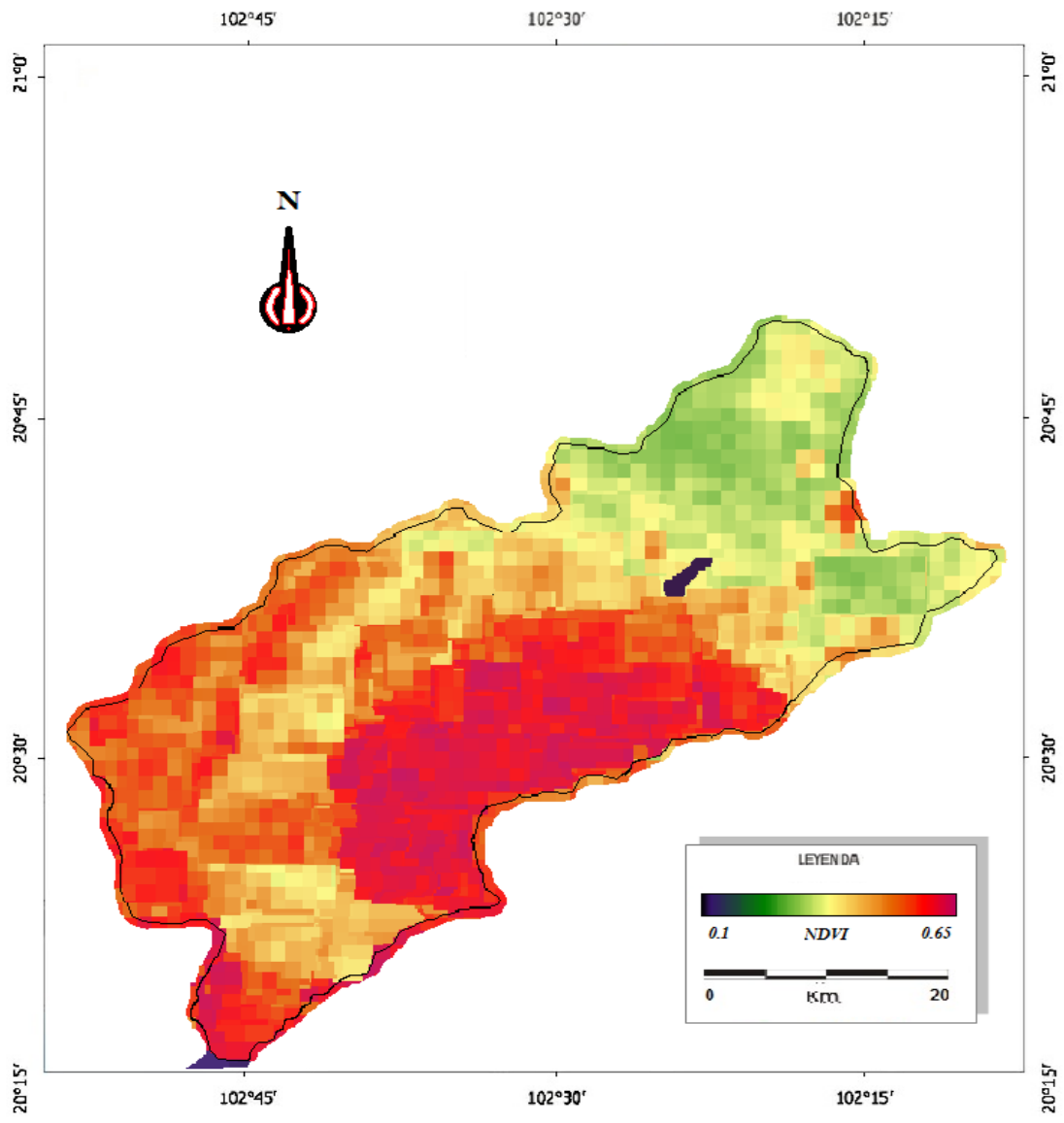


Figura 5.12 Representación gráfica del NDVI en la cuenca de Ocotlán en el año 2000. En donde se muestra con rojo vegetación abundante, verde menor vegetación, amarillo vegetación de forma moderada.

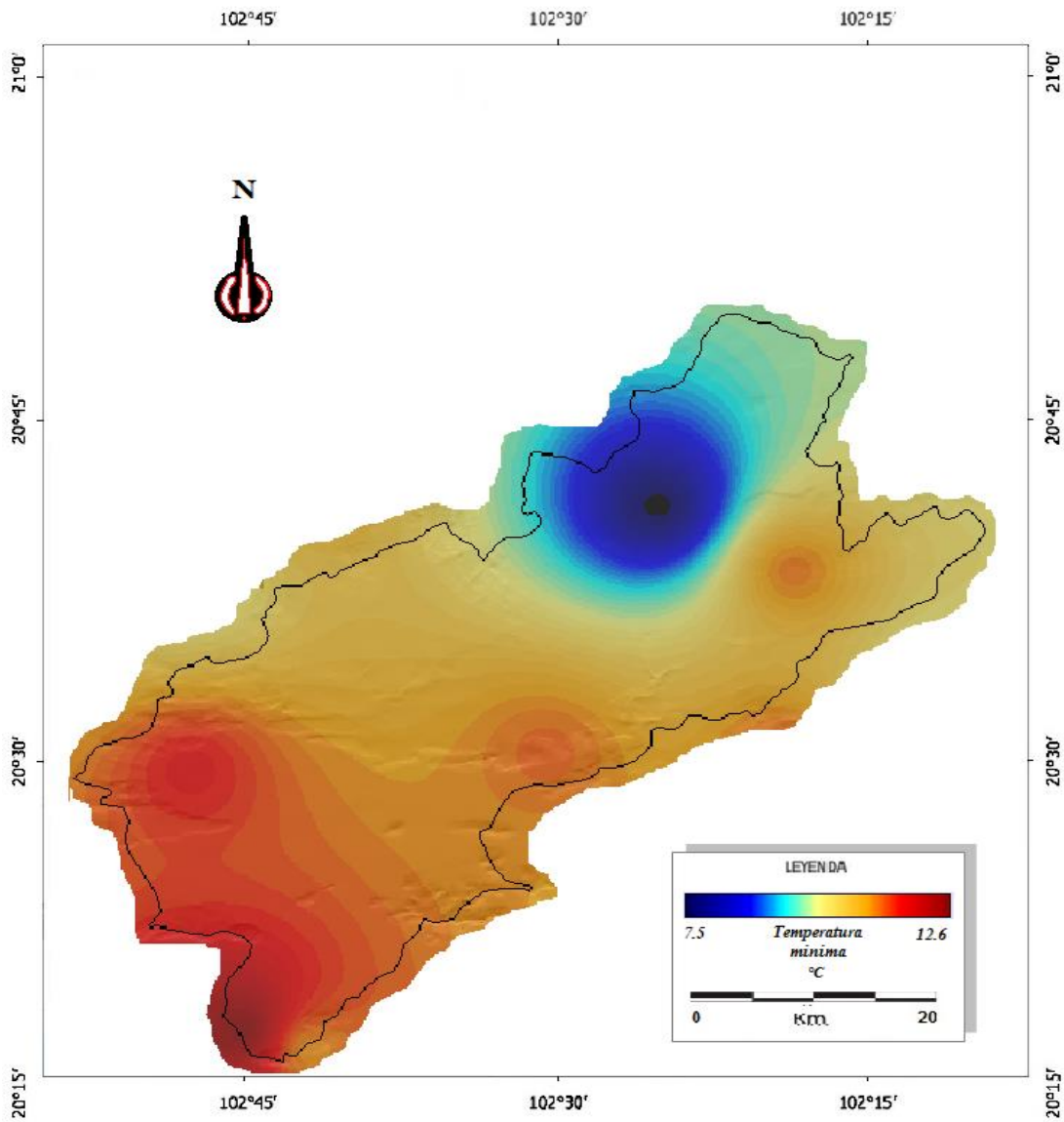


Figura 5.13 Representación gráfica de la temperatura mínima en la cuenca de Ocotlán en el año 2000. En donde se muestra que conforme aumenta la altura la temperatura descende.

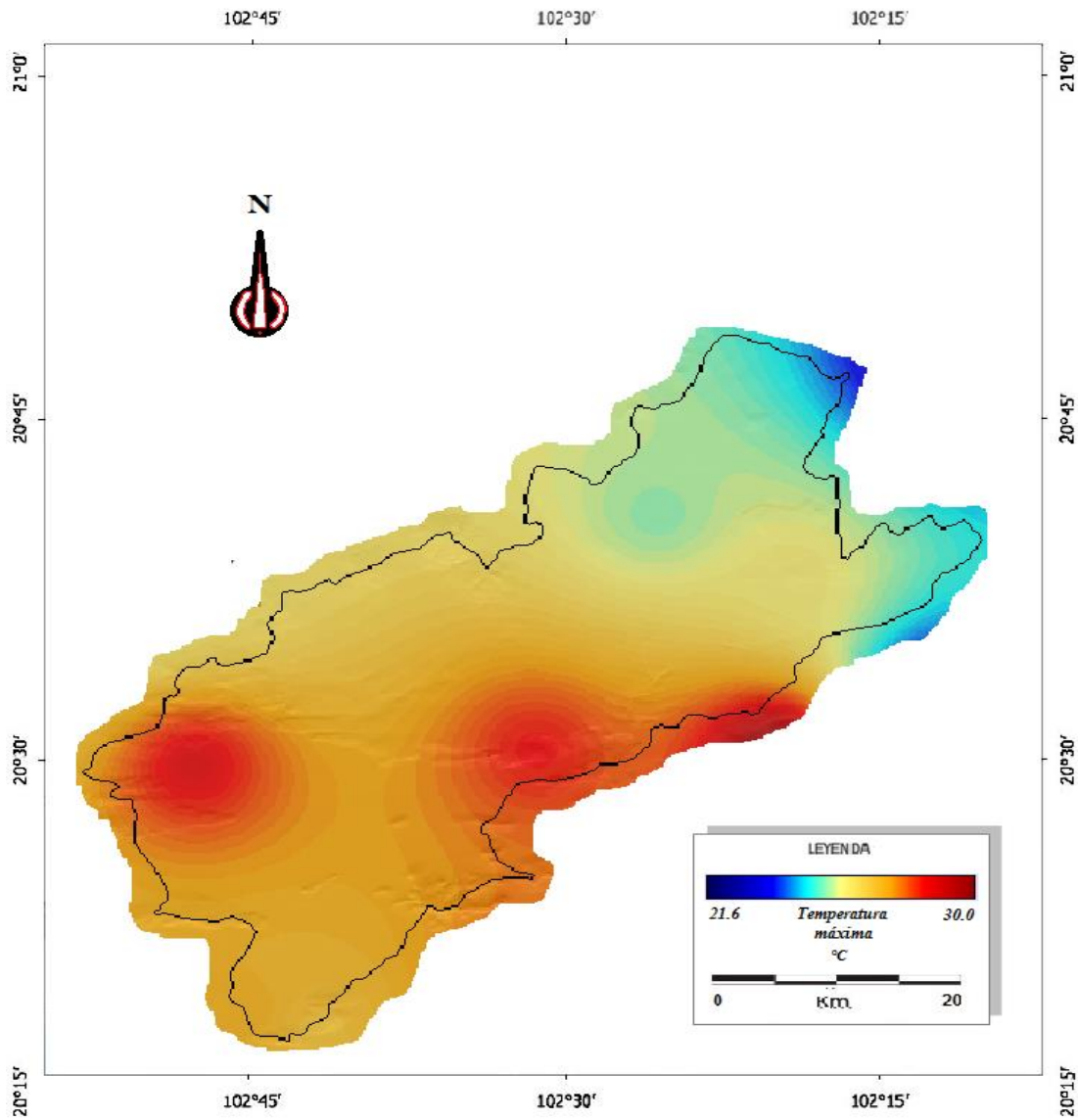


Figura 5.14 Representación gráfica de la temperatura máxima en la cuenca de Ocotlán en el año 2000. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color.

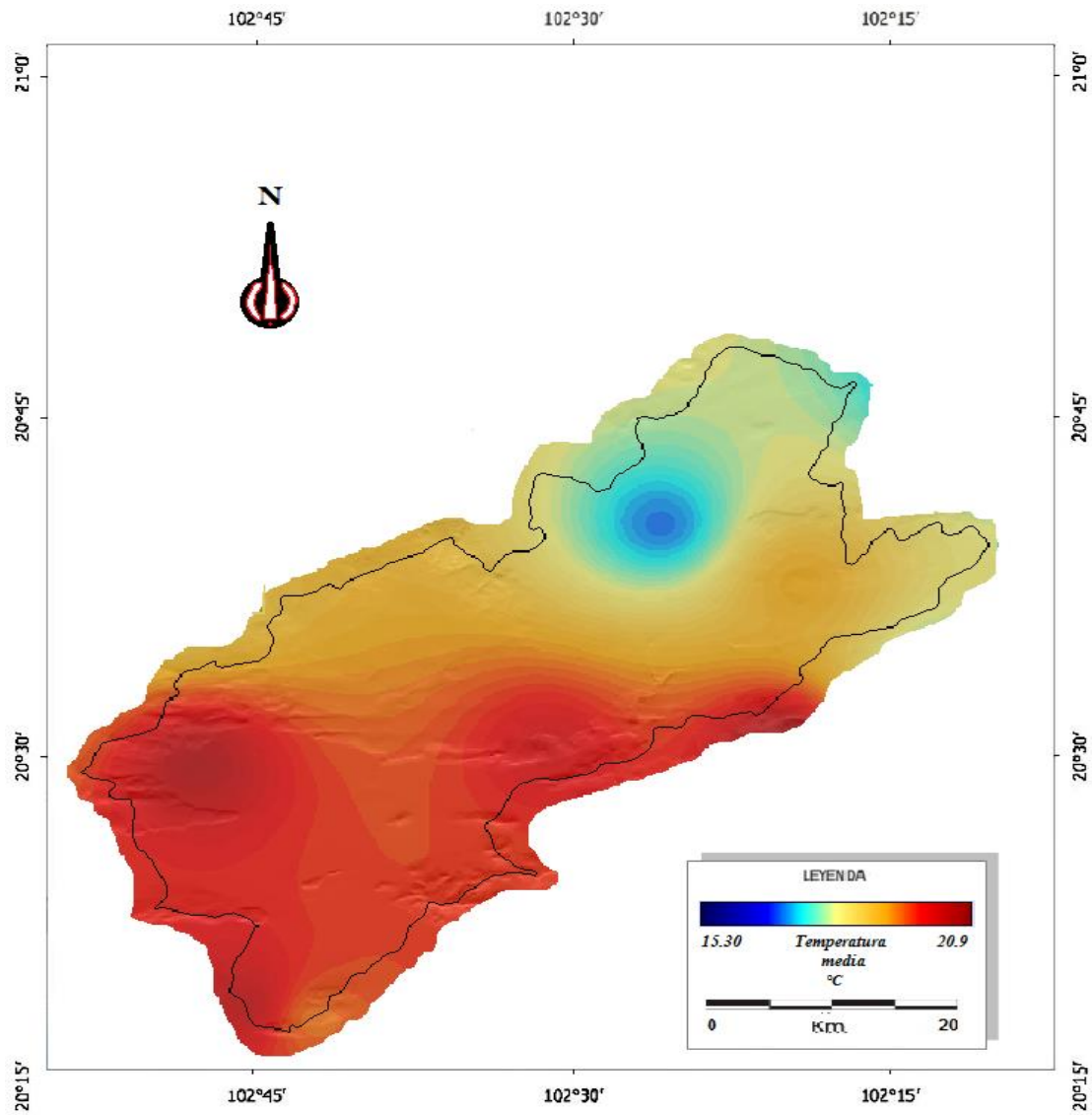


Figura 5.15 Representación gráfica de la temperatura media en la cuenca de Ocotlán en el año 2000. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color.

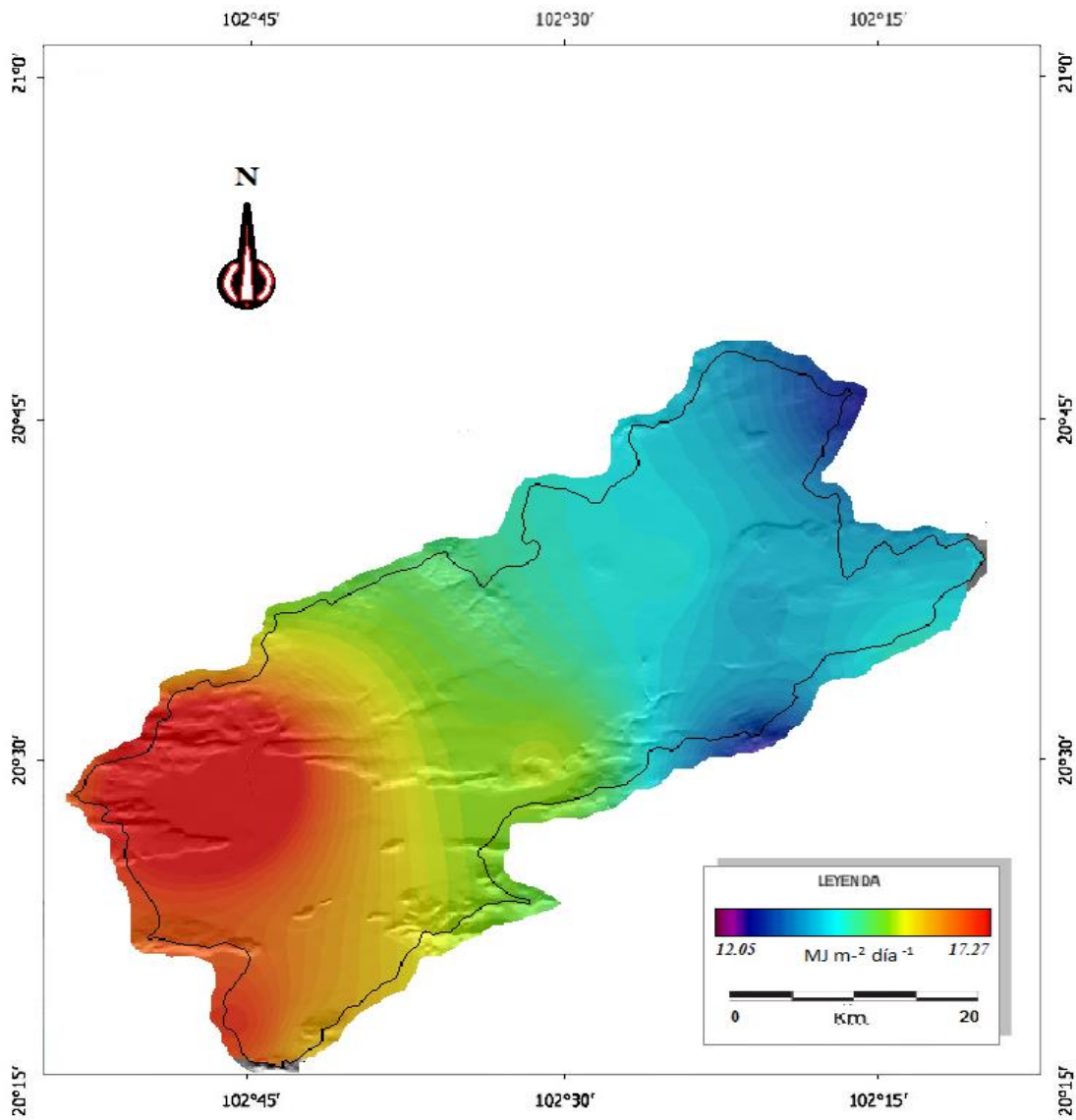


Figura 5.16 Representación gráfica de la radiación neta en la cuenca de Ocotlán en el año 2000. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color.

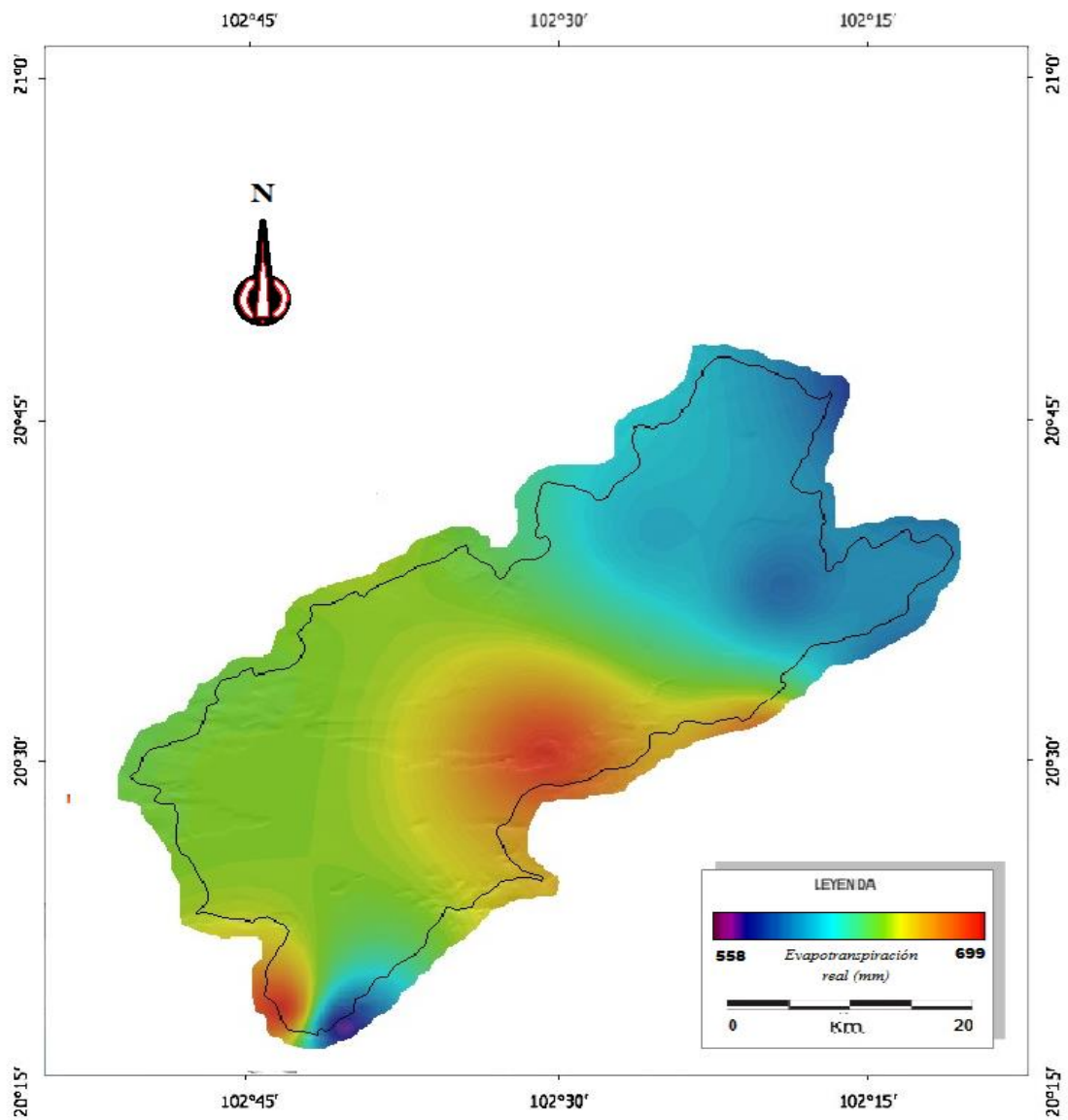


Figura 5.17 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán para el año 1980. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color.

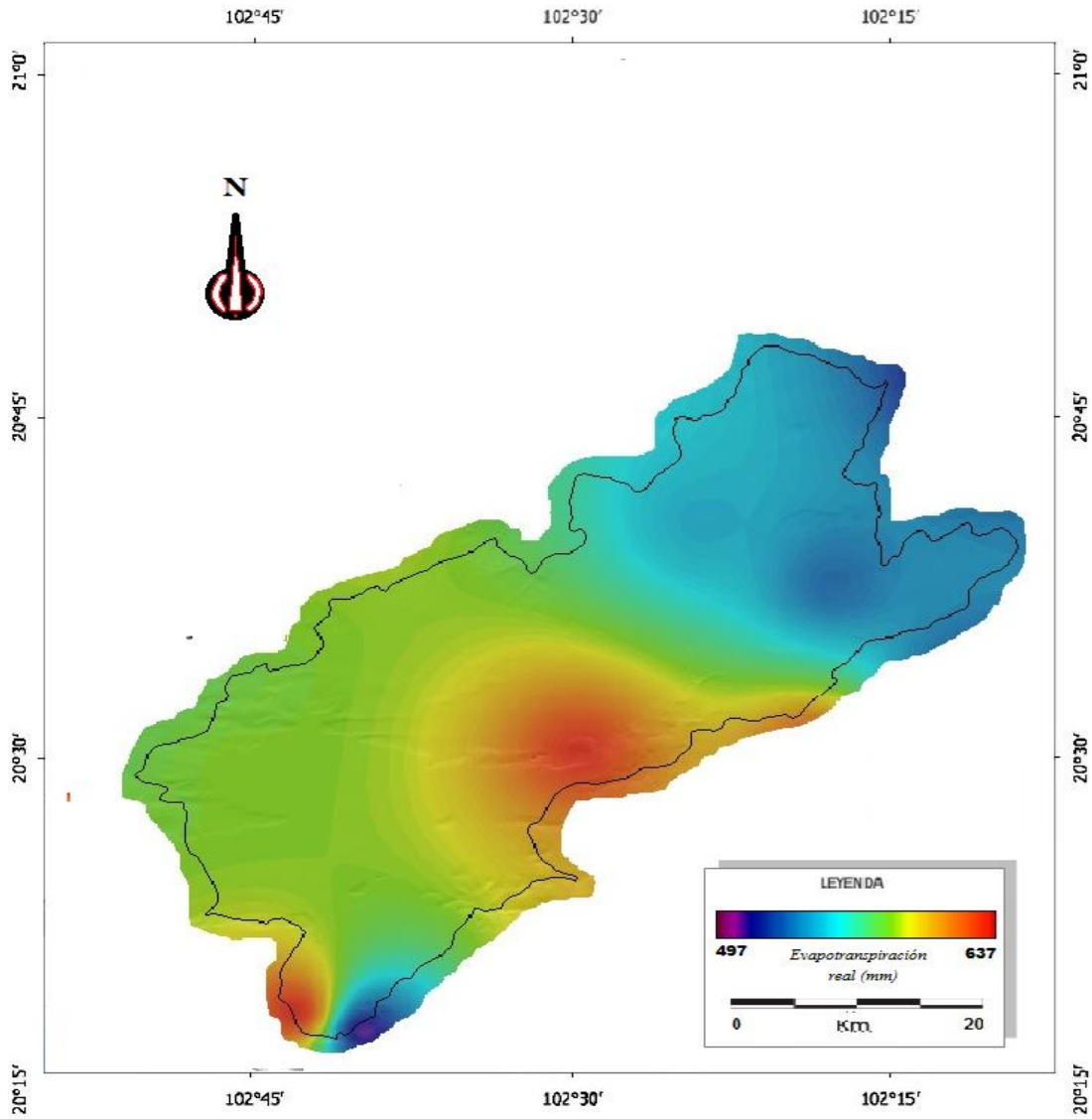


Figura 5.18 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán para el año 1990. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color.

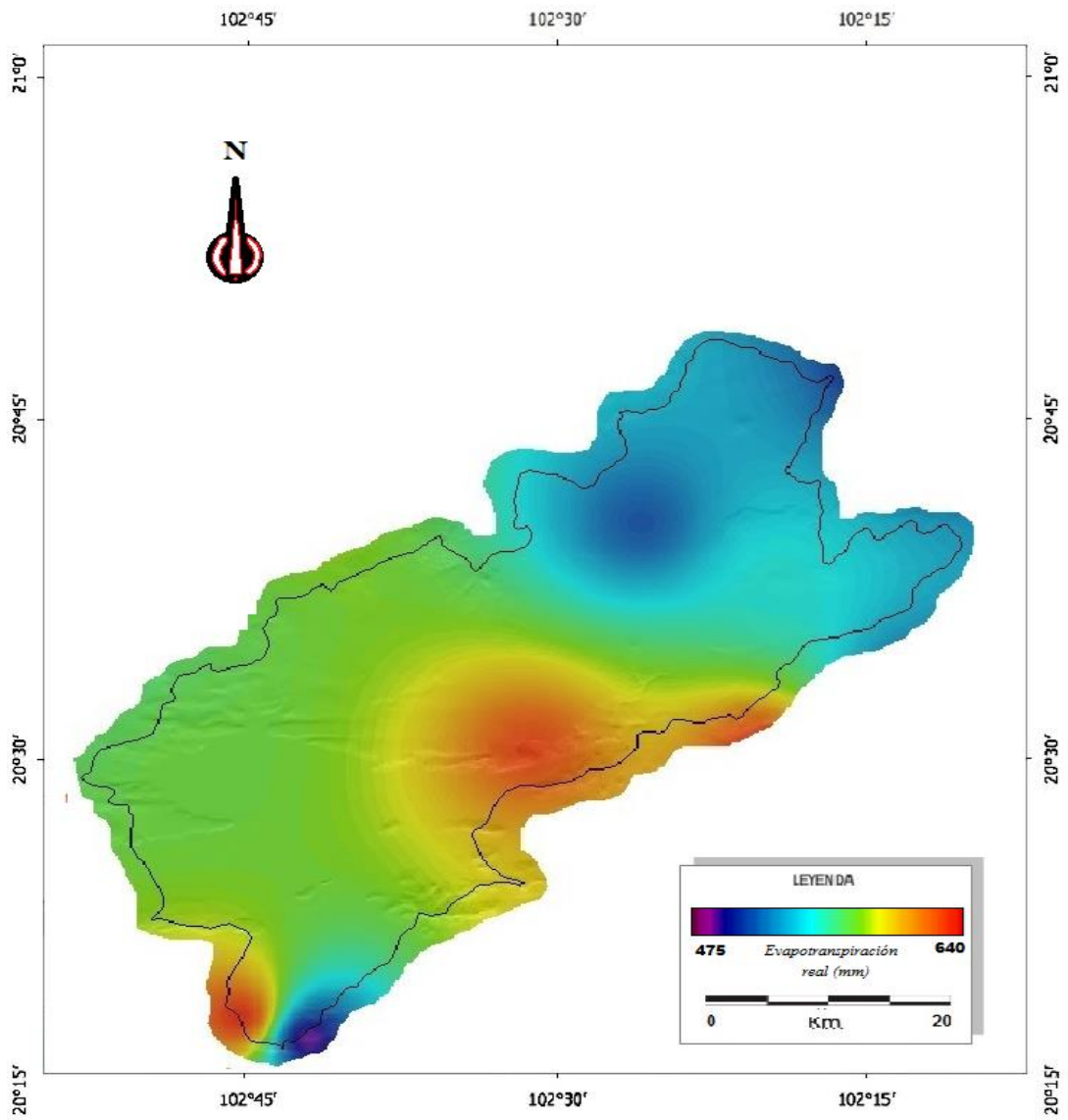


Figura 5.19 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán para el año 2000. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color.

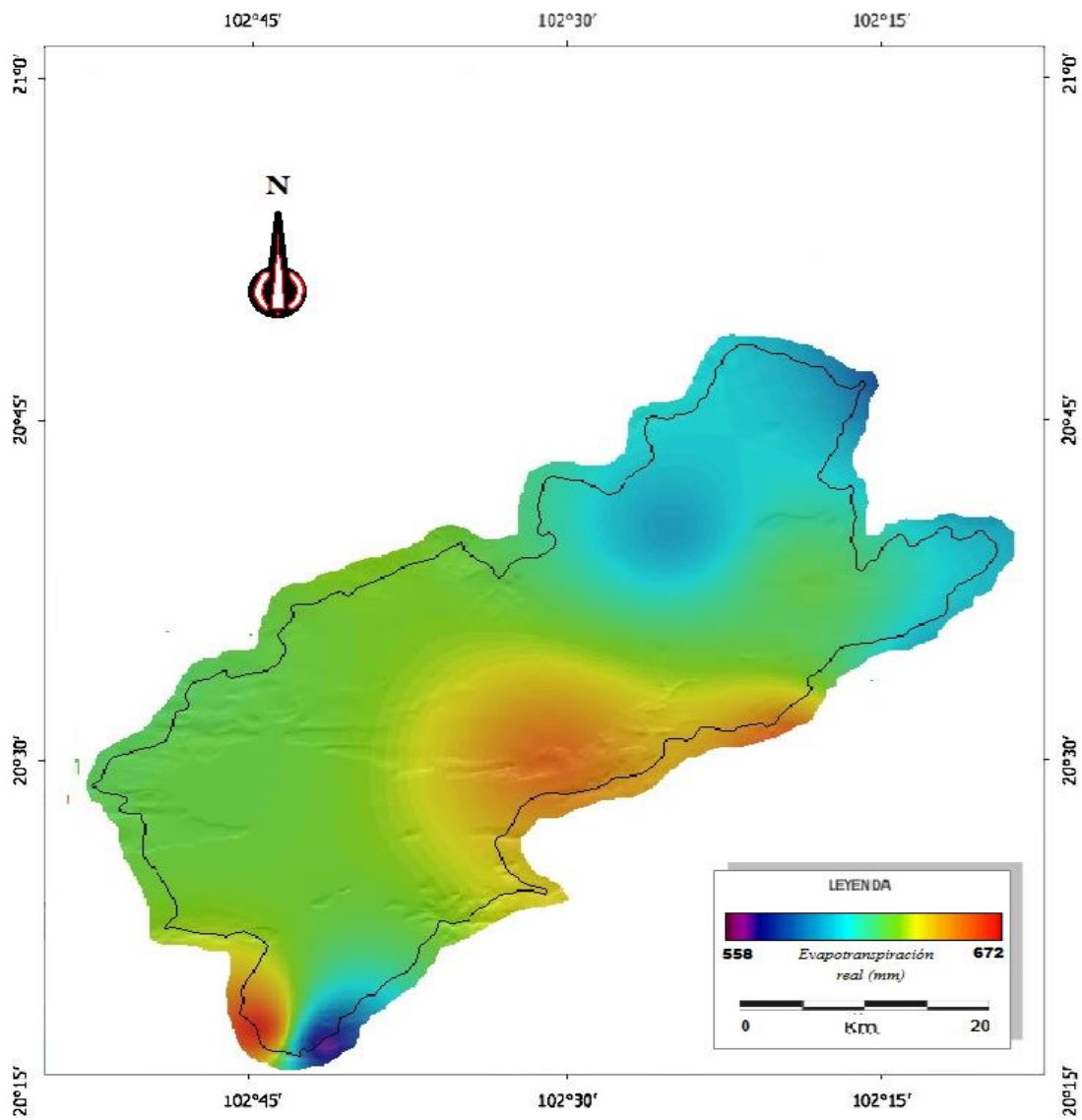


Figura 5.20 Representación gráfica de la evapotranspiración real en la cuenca de Ocotlán para el año 2009. En donde se muestra la variabilidad de los valores de acuerdo al color.

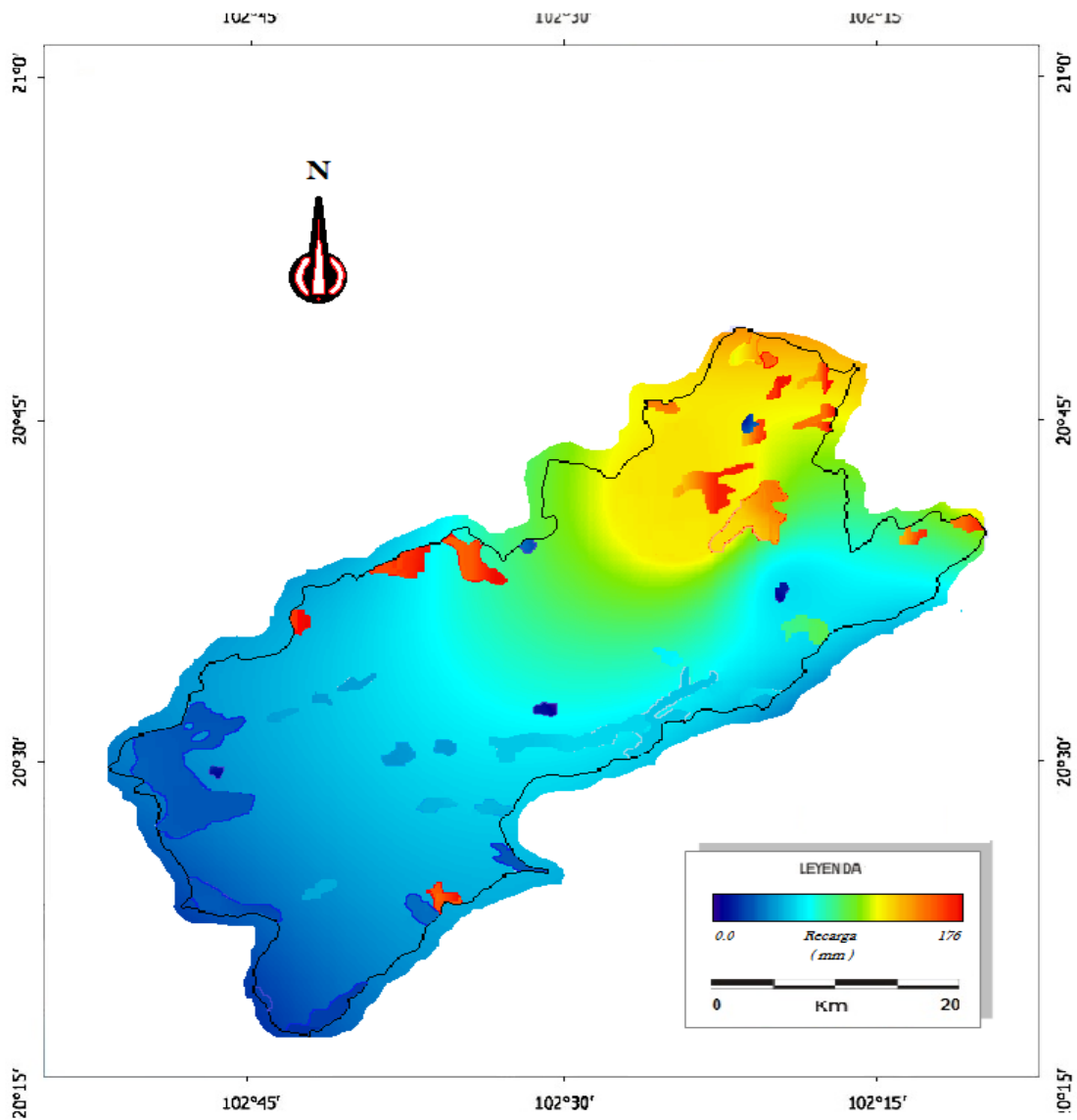


Figura 5.21 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 1980. En donde se muestra la variabilidad espacial.

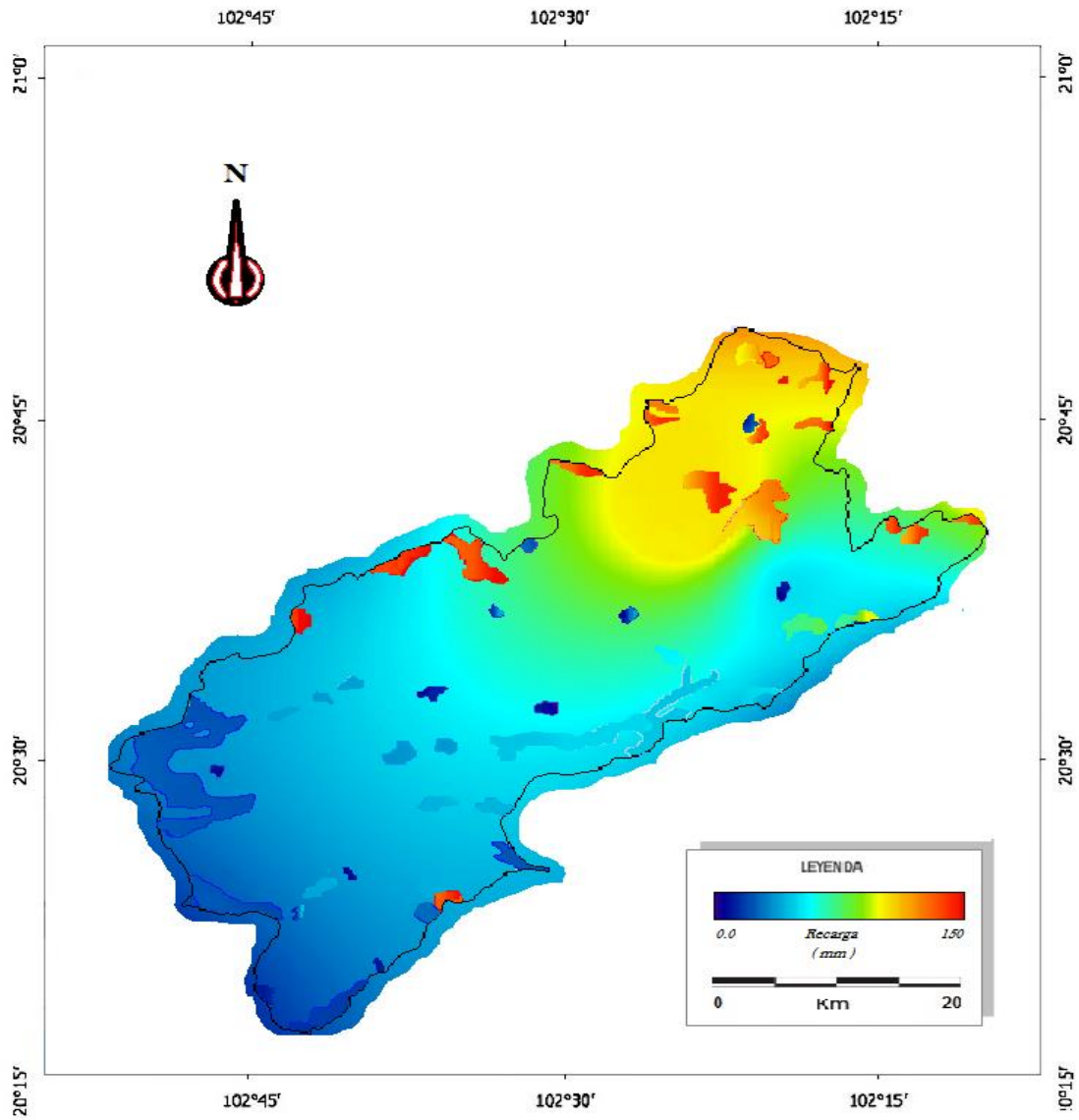


Figura 5.22 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 1990. En donde se muestra la variabilidad espacial.

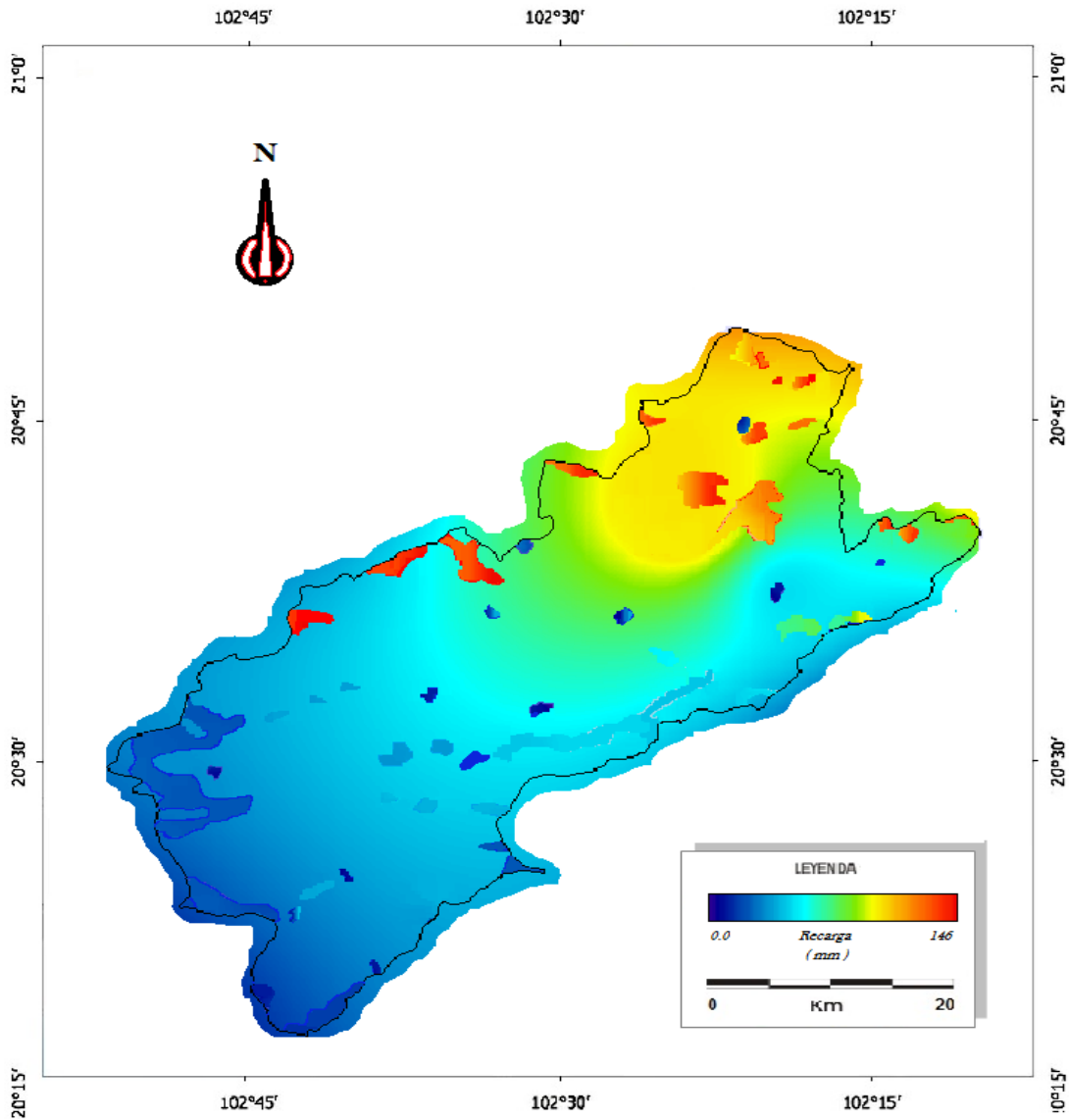


Figura 5.23 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 2000. En donde se muestra la variabilidad espacial.

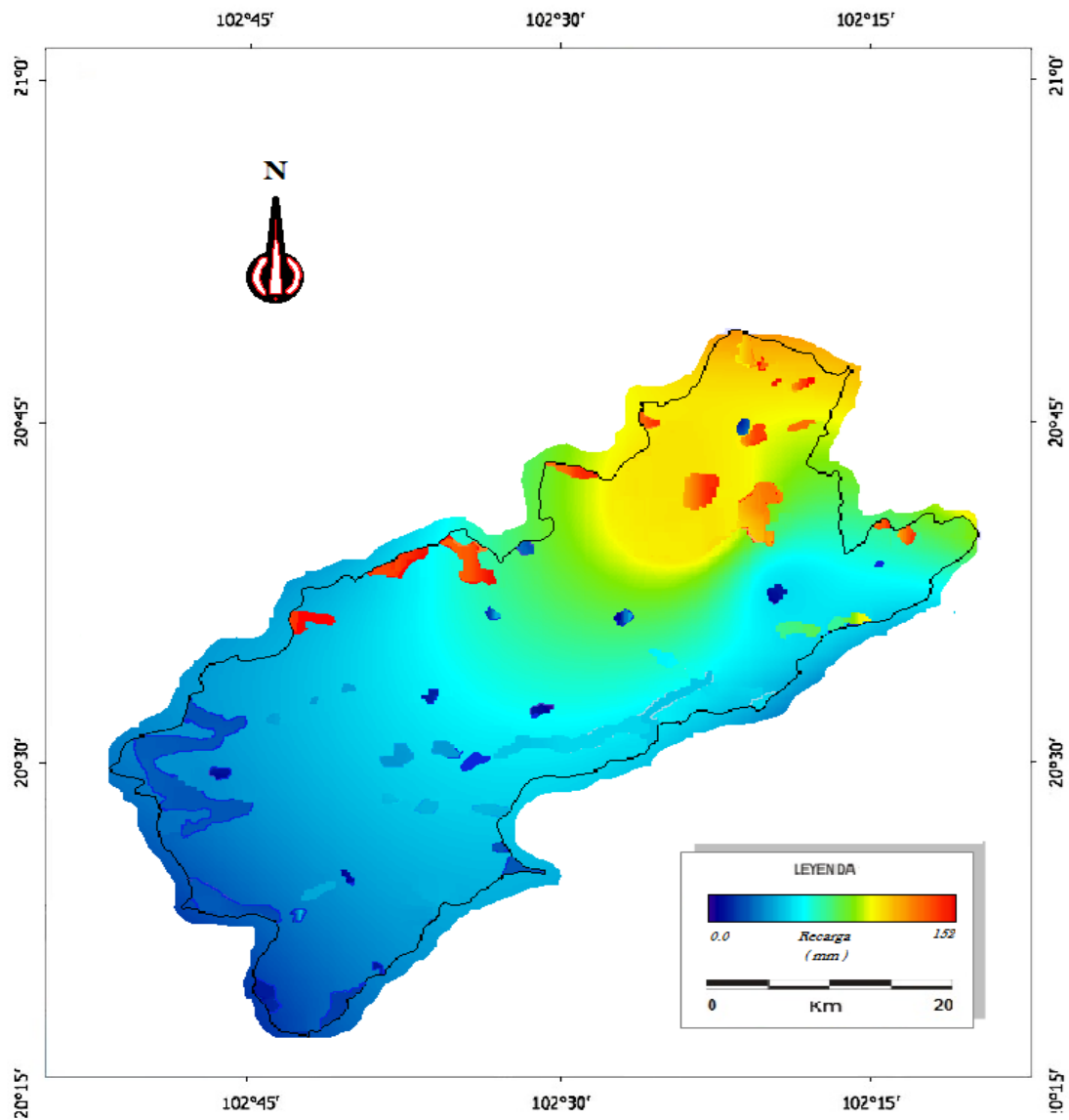


Figura 5.24 Representación gráfica de la distribución de la recarga en la cuenca de Ocotlán, para el año 2009. En donde se muestra la variabilidad espacial.

5.6 Análisis espacio temporal y sus impactos en la recarga

5.6.1 Contexto de investigación

El cambio de uso-cobertura del suelo se define como las modificaciones o cambios en los componentes que se encuentran en un área, ya sea de manera natural o artificial (Mendoza et al., 2001). En ese contexto, esta etapa de investigación corresponde al análisis del cambio incluyendo dos dimensiones (espacio y tiempo), a fin de categorizar y resumir con mayor precisión el efecto en la recarga de la cuenca de Ocotlán, durante los años de 1980, 1990, 2000 y 2009.

5.6.2 Características de la información

Los datos de uso del Suelo y Vegetación son proporcionados por INEGI, correspondientes a la serie I, II, III, IV de estudios llevados a cabo durante el periodo 1980, 1990, 2000 y 2009 respectivamente. Consta de 148 conjuntos de datos entre datos puntuales y poligonales, escala 1: 250 000 integrados en un conjunto nacional. El sistema de referencia es el Cónica Conforme de Lambert, Datum ITRF92.

Los datos de uso de suelo para el año 2000 fueron proporcionados por INEGI, de ahí que la serie III fue resultado de una tercera etapa en el seguimiento multitemporal de los cambios que ha sufrido el paisaje. Cada uno de los conjuntos de datos digitales contiene información de la cubierta vegetal y uso agrícola que fue obtenida a partir de la interpretación convencional de imágenes Landsat ETM con 25 metros de resolución, tomadas a principios de 2002, y con apoyo de espaciomapas 2,000 generados de imágenes Landsat a 30 metros, y respaldada con trabajos de campo en los años 2002 y 2003 y principios de 2004, resultando una imagen de uso de suelo correspondiente al año 2000 - 2003.

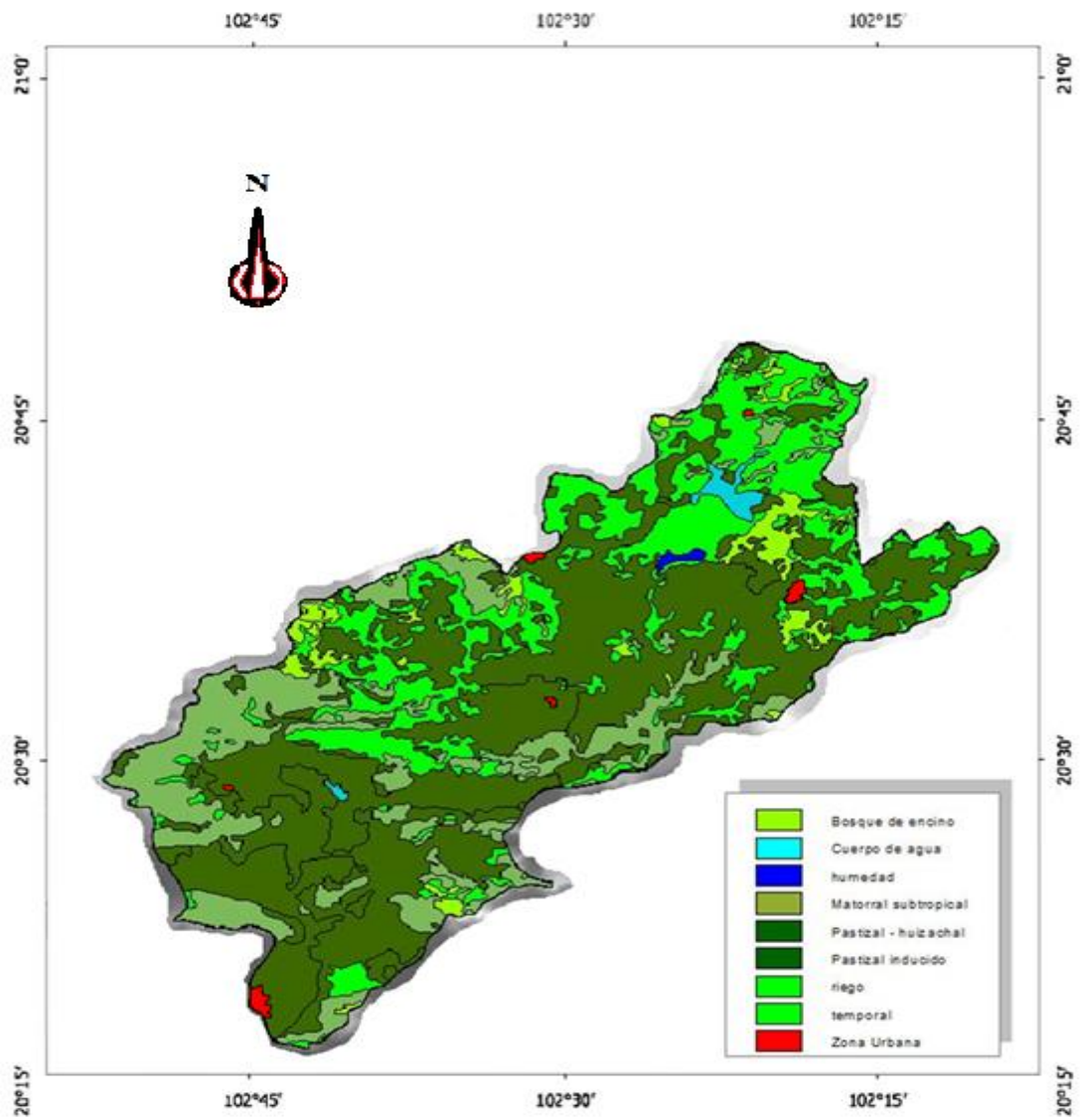


Figura 5.25 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina en la cuenca. Se realizó durante el periodo 1980. Fuente: INEGI.

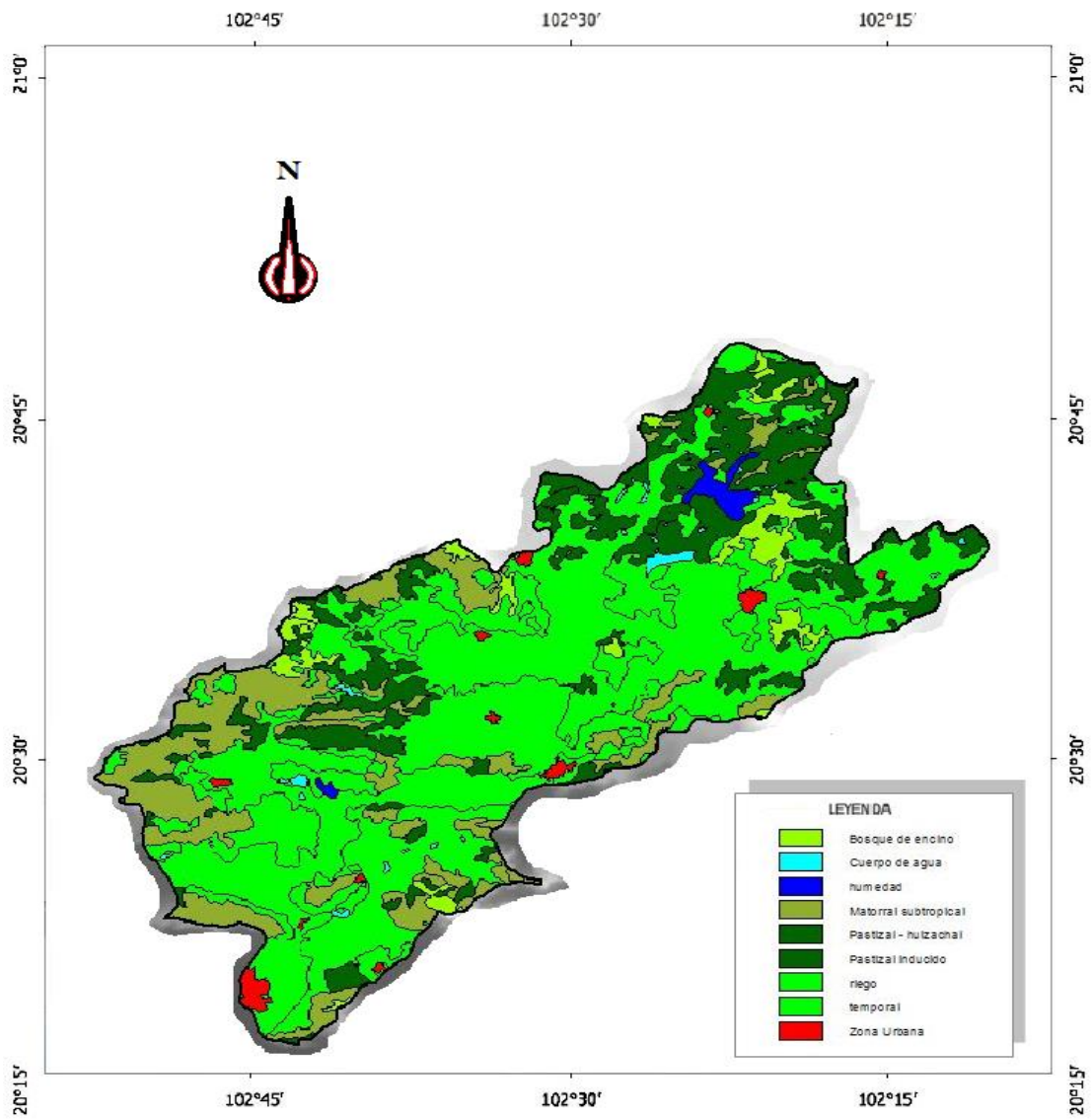


Figura 5.26 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina en la cuenca. Se realizó durante el periodo 1990. Fuente: INEGI.

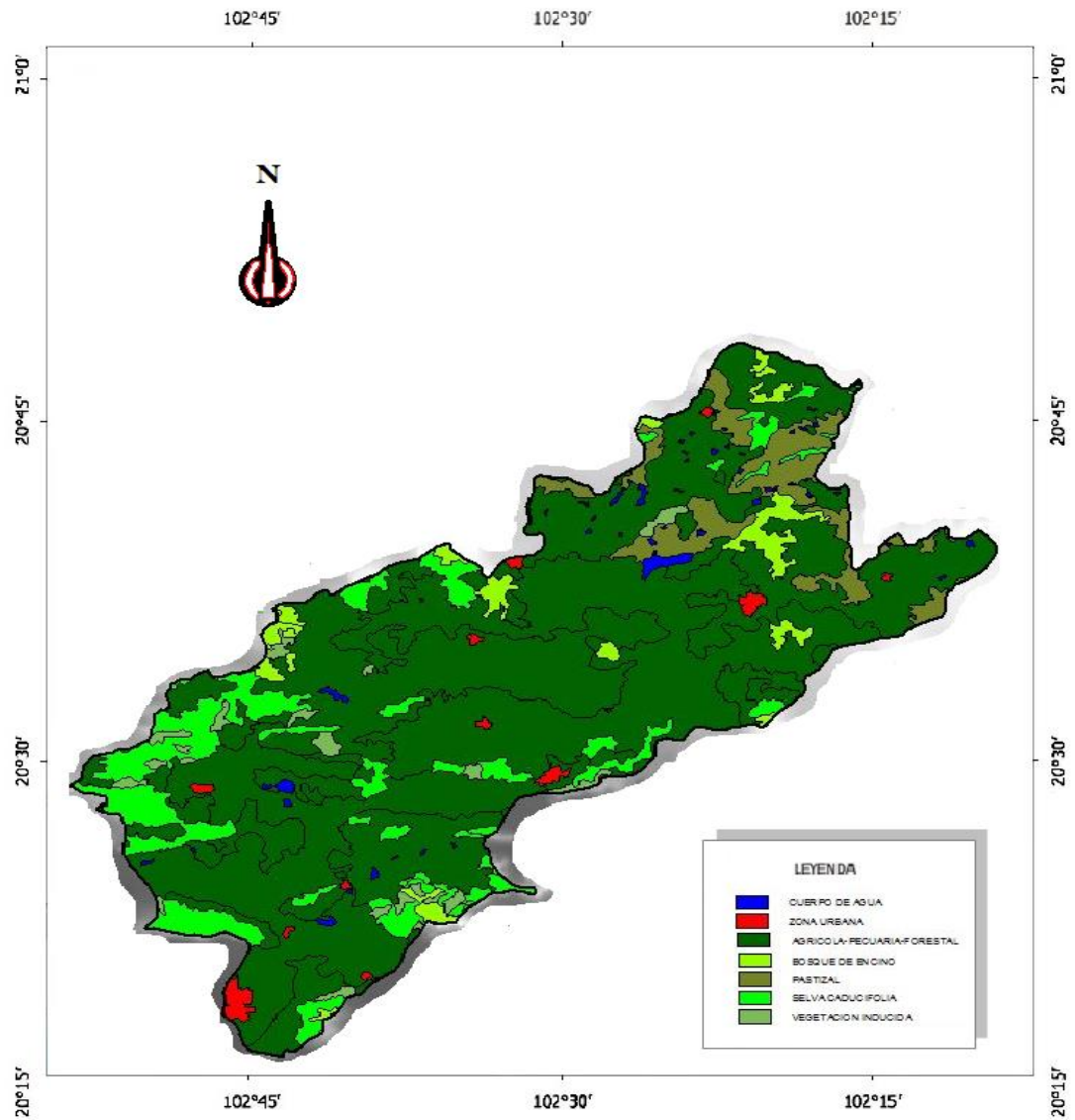


Figura 5.27 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina en la cuenca. Se realizó durante el periodo 2000. Fuente: INEGI.

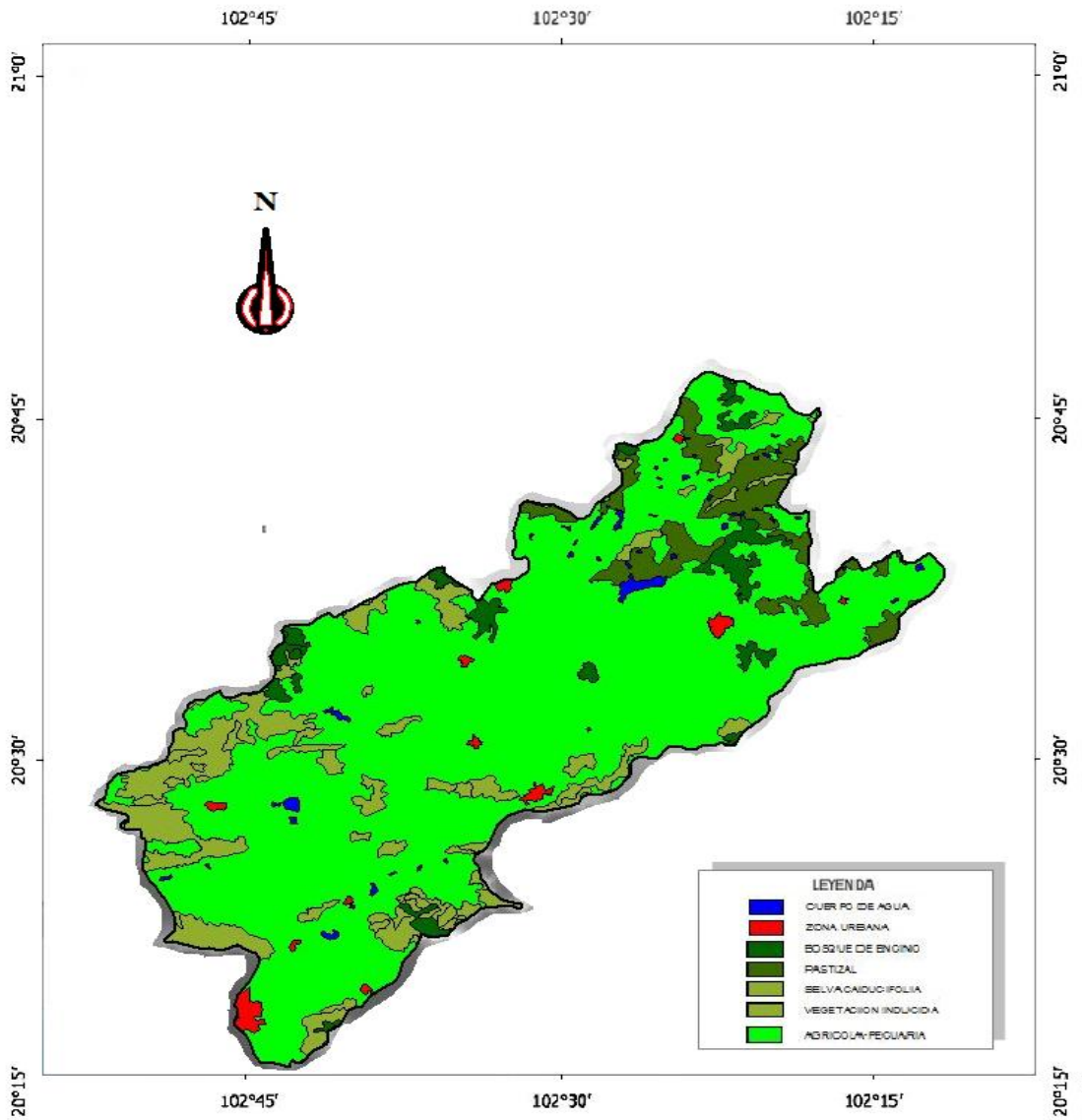






Figura 5.28 Representación gráfica de uso del suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo que predomina en la cuenca. Se realizó durante el periodo 2009. Fuente: INEGI.

5.7 Dinámica temporal y espacial

Tabla 5.19 Variación espacial de uso de suelo y expansión de la mancha urbana en la cuenca, en los años 1980 y 1990, basado en las imágenes de uso de suelo de INEGI.

Tipo de cubierta		1980 Km ²	1990 Km ²	Cambio entre los dos periodos
Agricultura		1544.13	1564.85	+20.72
Pastizal		315.23	298.28	-16.95
Zona urbana		17.34	18.99	+ 1.65
Bosque		223.3	217.88	- 5.42
Suma		2,100	2,100	

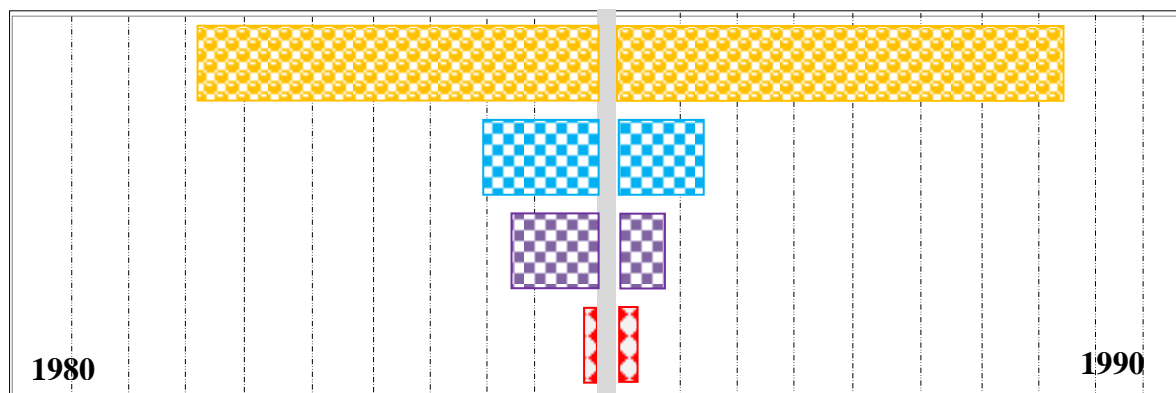






Figura 5.29 Cuadro comparativo del uso de suelo en la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo y su comportamiento en los años de 1980 y 1990. Fuente: Elaboración propia con datos de INEGI

Con relación a los datos obtenidos del uso de suelo, se puede observar que para el año 1980 la cobertura de agricultura es de 1,544.13 Km² siendo esta la mayor cobertura, para pastizal 315.23 Km² y para bosque 223.3 Km². Con relación al año 1990 existe un aumento considerable y una disminución de las otras coberturas, siendo esta para la agricultura 1,564.85 Km² y aumentó en un 20.72 Km², una reducción de pastizal 298.28 Km² que representa una pérdida de 16.95 Km², un aumento de zona urbana de 18.99 Km² y una reducción de bosque a 217.88 Km² como se puede observar en la tabla 5.19 y figura 5.30.

Tabla 5.20 Variación espacial de uso de suelo y expansión de la mancha urbana en la cuenca, en el año 2000 y 2009, todo ello basado en las imágenes de uso de suelo de INEGI.

Tipo de cubierta	2000 Km ²	2009 Km ²	Cambio entre los dos periodos
Agricultura 	1590	1618.81	+28.81
Pastizal 	289.37	279.07	- 10.3
Zona urbana 	20.7	22.12	+1.42
Bosque 	199.93	180.0	-19.93
Suma	2,100	2,100	

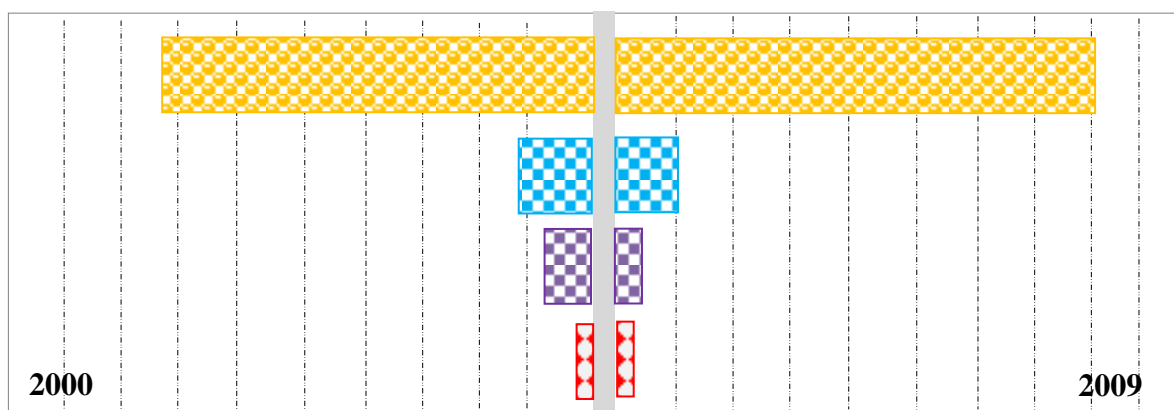


Figura 5.30 Cuadro comparativo en el uso del suelo de la cuenca de Ocotlán. En donde se muestra el tipo de uso del suelo y su comportamiento en los diferentes años en estudio. Fuente: Elaboración propia con datos de INEGI

Con relación a los datos obtenidos en los años de 2000 y 2009 con relación al uso del suelo, se puede observar que para el año 2000 la cobertura de agricultura es de 1590 Km² siendo esta la mayor cobertura, para pastizal 289.37 Km², para bosque 199.93 Km² y para la zona urbana con 20.7 Km².

Con relación al año 2009 existe un aumento considerable de la agricultura y una disminución de las otras coberturas, siendo esta para agricultura 1618.81 Km² aumento en 28.81 Km², una reducción de pastizal en 269.07 Km² que representa una pérdida de 20.3 Km², un aumento de zona urbana de 22.12 Km² que representa un aumento de 1.42 Km², y una reducción de bosque a 140.0 Km², que representa una reducción de un 59.93 Km², como se puede observar en la tabla 5.20.

En las figuras (5.27 y 5.28), con relación a las gráficas se muestra la variación espacial a través del tiempo, de ahí que se puede identificar alteraciones producidas continuamente por el hombre como lo es la agricultura, hasta volverse la cobertura más predominante y que aumenta a través del tiempo. Se observa una persistencia en las áreas de matorrales en unas pequeñas zonas a lo largo de la cuenca, con una reducción de cobertura en los cuatro periodos de estudio.

Es por ello que existen pequeñas zonas que no presentaron procesos de transformación en los cuatro periodos, como en las áreas de bosques, en la agricultura de zonas específicas y con relación a la urbanización incrementando construcciones humanas en sitios donde antes no las había o bien en zonas en donde ya existían, como se puede observar en las (tablas 5.19 y 5.20).

Por último, cabe hacer mención que, en el 2009 hay un proceso de recuperación que es identificado en una cobertura con vegetación natural a una antrópica, como lo son la reducción de matorral persistente en años anteriores a una ampliación de las zonas agrícolas, esto se observa en la esquina norte de la cuenca. Los procesos de urbanización son muy lentos y la persistencia en el uso del suelo para fines agrícolas se da en los cuatro años en estudio.

5.8 Variabilidad espacial de los valores de temperatura y precipitación

La importancia de conocer esta variación en las temperaturas y precipitaciones es a partir del estudio del comportamiento histórico de estas variables, se puede analizar qué efecto ha tenido los cambios espacio temporales antes analizados en estas variables. Es evidente que si se obtiene el grado en que afectará el cambio en el uso del suelo, se podrá establecer los efectos en un futuro, con la finalidad de prever que afectación y consecuencia ha tenido en las variables del balance hídrico.

Del análisis de la distribución de la precipitación pluvial, se concreta que existe un patrón heterogéneo en todo el municipio como es representado en la figura (5.29) significa un cambio en los registros pluviométricos para el año 2009 en donde se muestran los dos valores más bajos para la estación 14060 – 14069 y la más baja en este mismo año para la estación 14020.

Este comportamiento da respuesta en las modificaciones derivado del incremento intensivo y extensivo en el uso del suelo para fines agrícolas, así como a la consecuente reducción de la frontera forestal (deforestación) manifestada en la cuenca. En base a los registros históricos, se establece que la mayor cantidad de lluvia para los cuatro periodos en estudio ha sido para el año 2009 con una precipitación promedio de 873.4 mm.

Con relación a las temperaturas medias anuales muestra una estructura ligeramente distinta, pero existe un incremento y decremento en diferentes estaciones meteorológicas, hay que considerar que existe un descenso en las precipitaciones para el año 2009 y este evento coincide con un incremento de temperatura para el mismo periodo y las mismas estaciones, en donde se puede apreciar en la figura 5.33.

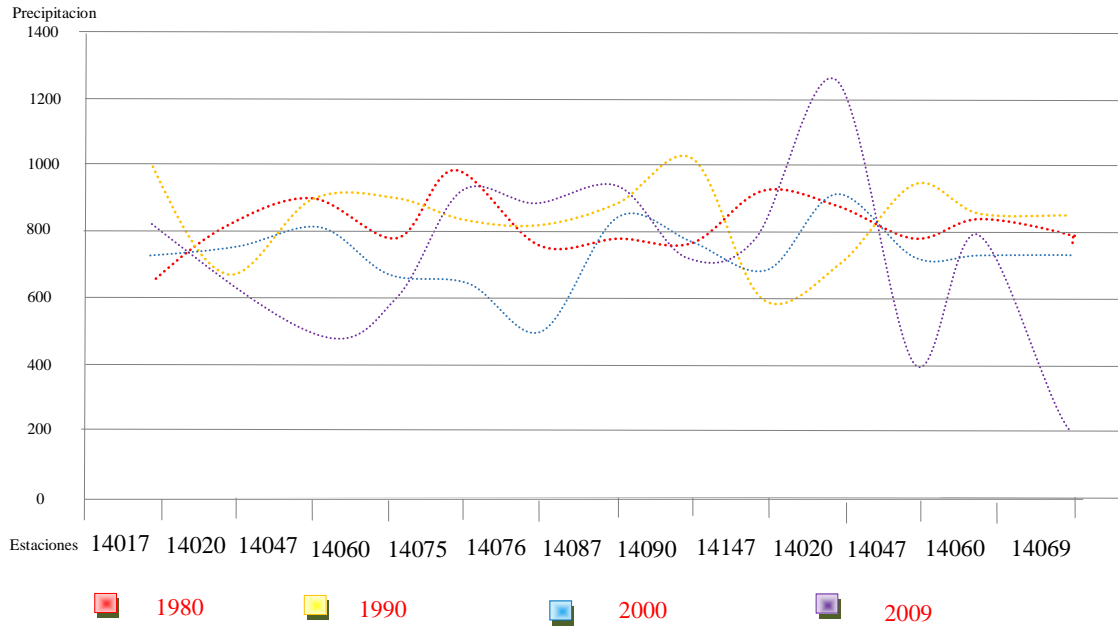


Figura 5.31 Cuadro comparativo del comportamiento de la precipitación media en la cuenca de Ocotlán, para los cuatro años en estudio. Fuente: Elaboración propia.

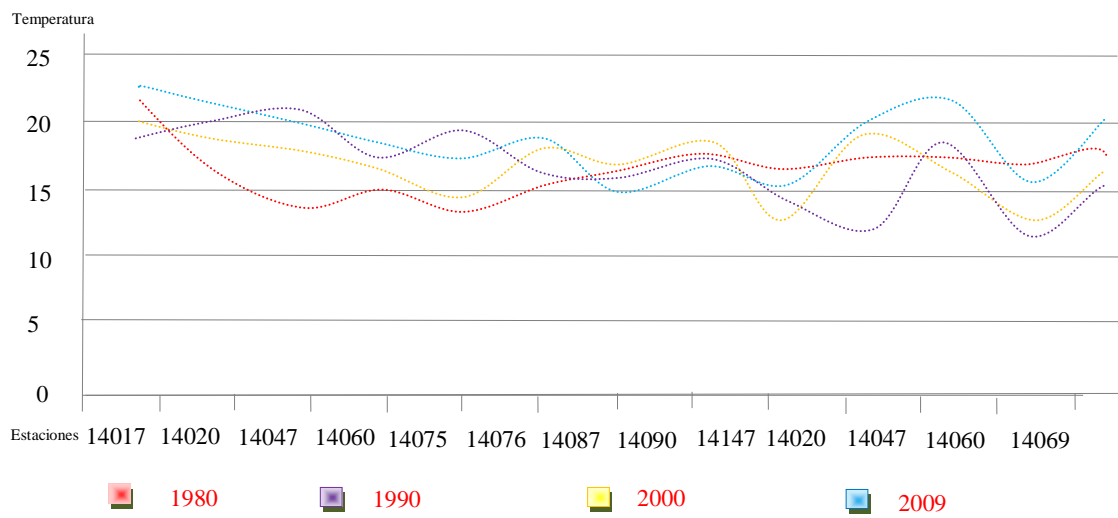


Figura 5.32 Cuadro comparativo del comportamiento de la temperatura media en la cuenca de Ocotlán, para los cuatro años en estudio. Fuente: Elaboración propia.

5.9 Evolución demográfica de los principales municipios en la cuenca de Ocotlán

Con relación a la evolución demográfica se consideraron los municipios con mayor ocupación en la cuenca de Ocotlán, representados en la figura 5.34, en donde se observa la cantidad de habitantes y como se ha incrementado la población desde 1950 hasta el 2010. Esta información es considerada puesto que está dentro del periodo de estudio de esta investigación.

Un análisis de la población total en la cuenca entre 1950 a 2010 se muestra en la (tabla 5.21) donde se aprecia que Ocotlán es el municipio más poblado con 92 mil 967 habitantes y le sigue Atotonilco el Alto con 57 mil 717 habitantes. Estos dos municipios representan el 42.7 por ciento de la población total de la región, de ahí que la mayor concentración de población es muy localizada y poco dispersa. Por último, con relación al crecimiento poblacional se muestra que todos los municipios de la región experimentan tasas de crecimiento positivas.

Tabla 5.21 Evolución demográfica por municipio en la cuenca de Ocotlán, años 1950-2010, en donde se muestra los principales municipios que componen la cuenca de Ocotlán, todo ello mediante datos obtenidos de INEGI; censo de población y vivienda.

Municipio	1950	1970	1990	2000	2005	2010
Atotonilco el alto	27,562	34,922	46,513	51,798	52,204	57,717
Jamay	10,057	12,735	19,145	21,044	21,293	22,881
Ocotlán	22,136	42,833	69,928	75,713	89,340	92,967
Tototlán	10,899	15,757	18,717	19,766	19,801	21,857
Zapotlan el Rey	9,190	12,268	14,254	16,109	16,274	17,585
Arandas	28,097	43,057	45,800	63,279	69,108	80,193
TOTAL	107,941	161,572	214,357	237,709	267.85	293.2

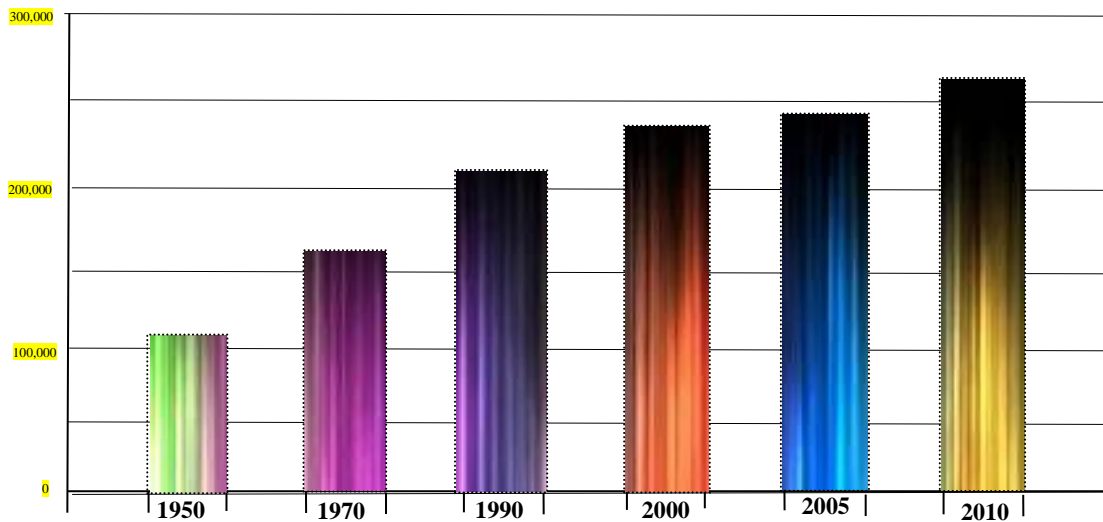


Figura 5.33 Cuadro de la evolución demográfica en la cuenca de Ocotlán, de 1950 a 2010. En donde se puede mostrar el crecimiento de la población total anual. Fuente: Elaboración propia, con base a INEGI; Censos y conteos de población y vivienda

6.0 Consumo de recursos hídricos

Con relación a la variación espacio temporal de pozos, norias y manantiales en la cuenca de Ocotlán, la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), para 1981 por la compañía Geocalli, reportó la existencia de 174 aprovechamientos, en esta cifra se contemplan a los manantiales, norias y pozos. Posteriormente en 1989 la compañía Ariel efectuó una depuración de gabinete y una actualización de campo a dicho censo, obteniéndose un total de 196 pozos y 81 norias.

En el área de Aguas Subterráneas del Organismo de Cuenca Lerma-Santiago-Pacífico, se lleva un inventario de pozos y norias censados en épocas anteriores y además de los pozos nuevos que se han perforado, se cuantificaron 576 aprovechamientos en total, siendo su distribución la siguiente: en el municipio de Ocotlán se tiene un registro de 66 pozos y 15 norias, en Poncitlán se cuenta 78 pozos y 13 norias, en Zapotlán alcanza 130 pozos y 5 norias, en Tototlán se tienen 142 pozos y 42 norias y en la fracción de Atotonilco 62 pozos y 23 norias. A continuación la Subgerencia Técnica Regional Lerma Santiago Pacífico, después de la depuración realizada en el mes de octubre del año 2003, la información generada por el REPDA, dio como resultando 774 aprovechamientos.

Con relación a la extracción anual distribuida por usos se tiene que para el año 1981, se reporta de 22.08 hm³/año de uso agrícola, 13.19 hm³/año para uso público urbano, 5.81 hm³/año para uso industrial y de servicios y 3.56 hm³/año para uso pecuario; en total se obtuvo un volumen de aproximadamente 44.64 hm³/año. Posteriormente en 1989 es de 205 hm³/año que se utilizan para usos agropecuarios y 55 hm³/año para uso público urbano.

La extracción global en todo el acuífero resulta ser de 77.994 hm³/año, en donde para el uso agrícola se ha cuantificado 60.71 hm³/año, 8.14 hm³/año son para el uso público urbano, 6.955 hm³/año para los usos productivos y el resto para otros usos. Y para el año 2003, hay un reporte de una extracción de un volumen de 57.13 hm³/año. El agua juega un papel crucial en la producción y productividad agrícola en la cuenca de Ocotlán es por ello que la demanda de recurso hídrico coincide con el incremento de áreas para fines agrícolas.

Capítulo VI

Conclusiones y recomendaciones

6.1 Introducción

En este apartado se hizo una descripción general de las áreas de interés involucrando aspectos de cambios espacio temporales en el uso del suelo. Así mismo se presentan conclusiones concernientes a la visión y aportes de esta investigación. Como resultado del estudio se identifican las zonas que presentan mayor recarga, así como aquellas zonas que no favorecen a la recarga potencial y así mismo cómo ha variado en tan solo 39 años, que es el periodo comprendido en este trabajo.

Se hace una revisión de los resultados obtenidos en el trabajo y las conclusiones más relevantes, mencionadas a lo largo del mismo. No obstante, la presente tesis amplía el conocimiento actual del comportamiento de la cuenca de Ocotlán, es necesario remarcar ciertas recomendaciones para la utilización futura de sus resultados. Finalmente esta investigación debe constituir parte o en su caso la totalidad de estudios futuros.

6.2 Conclusiones de los resultados en cada etapa de estudio

En este estudio se ha desarrollado dos metodologías, con el propósito de determinar la recarga potencial en el acuífero mediante el balance hídrico. Una de las ventajas de dicha metodología es que considera varias variables que influyen en la recarga de los acuíferos, tales como: precipitación, evapotranspiración y escurrimiento. Las metodologías descritas han sido bastante utilizadas, arrojando mucha incertidumbre a causa de los márgenes de error de cada método implementado.

Todas las estimaciones realizadas, cada una con sus propios criterios, diferentes métodos, ofrecen una contribución al conocimiento del estado actual del acuífero de Ocotlán en el Estado de Jalisco. El objetivo enunciado llevó a mejorar el conocimiento de la variabilidad de la recarga potencial e investigar su comportamiento en el contexto de la escala temporal y espacial de la variabilidad de sus componentes partiendo de los antecedentes sobre el tema.

El problema principal a resolver es, estimar la recarga por precipitación, tomando en cuenta las características de la topografía, uso del suelo, así como la expansión de la mancha urbana, todo ello mediante la ecuación de balance hídrico con ayuda de la herramienta SIG, con el cual se cumple dicho objetivo arrojando resultados específicos. En este sentido, parte de esta investigación está orientada a estimar la recarga en la cuenca de Ocotlán mediante dos metodologías específicas con fines comparativos.

Debido a que la calidad de cualquier análisis de precipitación depende de la base de datos disponibles, en primer lugar se realizó un análisis previo de la información, clasificándola y agrupándola de manera adecuada para descartar datos erróneos, concluyendo que el análisis espacial es una herramienta muy útil para realizar complementos de series de datos de precipitación. A pesar de la gran importancia general de usar un método de Thiessen o de Spline, su variabilidad espacial cobra mayor importancia, como se ha constatado a través de esta investigación, mostrándose resultados excepcionales.

Como guía de nuevas investigaciones, donde sea necesario disponer de los montos precipitados sobre una determinada superficie y considerando los métodos analizados, se puede recomendar que la selección del método más adecuado debe tener en consideración la distribución espacial y temporal de la precipitación. Finalmente y de acuerdo al estudio realizado, el método recomendado para la cuenca de Ocotlán es el de Spline, ya que este análisis comparativo manifestó resultados bastantes aceptables.

Al realizar el análisis de escurrimiento, donde además se toma en cuenta el uso de suelo, se incrementan las diferencias globales a causa de las diferencias espaciales, apoyado de un Sistema de Información Geográfica (SIG). La superposición de las capas correspondientes a cada variable permite obtener el mapa de distribución espacial y se dio un valor específico que fue adquirido en los cálculos.

Una vez obtenidas dichas capas, se suman para poder obtener una representación de distribución espacial en donde se tiene que, para 1980 hay una variación de 4.8 Hm^3 , en 1990 una variación de 12.41 Hm^3 , para el año 2000 una variación de 17.42 Hm^3 y finalmente en el 2009 una variación de 16.03 Hm^3 . Con esto se concluye que el escurrimiento distribuido espacialmente permite reconocer la variación espacial, las características y los cambios dentro de la cuenca; además, esto se utilizó para relacionarla con las variables distribuidas espacialmente como lo son, la precipitación y evapotranspiración.

De los dos métodos generados para la estimación de la evapotranspiración, resultó con mejor poder de predicción el método mediante teledetección, éste método presenta un desempeño muy satisfactorio, ya que el método de Turc ha dado buenos resultados en algunos lugares pero cabe recordar que este método fue diseñado para un área específica en condiciones determinadas, por ello se concluye, basado en la bibliografía consultada, que la fórmula de Turc sobreestima los valores de evapotranspiración, y que para ser un método válido se debe tener la capacidad de funcionar razonablemente bien en distintas regiones y con diferentes características.

Usualmente la metodología de Turc no es aplicada para la construcción de mapas, sin embargo, los resultados obtenidos al combinar estas herramientas de análisis de imágenes satelitales y el uso de sistemas de información geográficos fueron muy satisfactorios, y se ven reflejados en los resultados estimados en la metodología de Wang (2007), en donde se reporta que para el año 1980 hay una variación de 35 mm, para el año 1990 se tiene una variación de 38.12 mm, para el año 2000 de 40.3 mm y por último en el año 2009 de 32.35 mm.

La comparación con los balances obtenidos permite precisar cuál metodología presenta un acercamiento mayor a la realidad, entre los valores obtenidos de infiltración se tiene que en comparación del método de estimación general de la recarga y el método hidrometeorológico hay una variación: para 1980 de 212.05 a 157.1 Hm³, para 1990 de 78.69 a 136.3 Hm³, para el año 2000 de - 45.78 a 139.0 Hm³ y finalmente para 2009 de 177.7 a 143.8 Hm³.

Para concluir, el método hidrometeorológico representa una alternativa para entender el comportamiento hidrogeológico a escala regional y con necesidad de evaluar la disponibilidad y distribución de la recarga por precipitación. Además, este enfoque facilita el entendimiento de los efectos en 39 años sobre los componentes que constituyen la ecuación de balance hídrico como lo son, la precipitación, escurrimiento y evapotranspiración. Este tipo de conocimiento es la base para la formación de planes de manejo y conservación de recursos hídricos, así como para la identificación de áreas prioritarias que requieren conservación.

6.5 Recomendaciones sobre esta investigación

Esta investigación identificó las áreas con mayor tasas de infiltración, con lo que ampliamente se recomienda, ya que estas se deben proteger y aumentar, teniendo como finalidad el conservar las zonas de recarga de los acuíferos y permitir garantizar la disponibilidad del recurso en el tiempo preciso. Con relación a los datos cartográficos, es necesario generar información en escalas más locales con el propósito de analizar más a detalle los temas relacionados con los recursos hídricos subterráneos, de igual forma que se tenga acceso a esta información detallada, ya que la información utilizada en esta investigación no fue sencilla de obtener considerando que es un trabajo con alternativas factibles.

A partir de esto, se hace completamente necesario elaborar herramientas que permitan una mitigación de los efectos negativos que se producen sobre las cuencas en el proceso de cambio de uso de suelo, sugiriéndose la creación de planes de ordenamiento territorial con el objetivo principal de poder generar una relación armoniosa entre la urbanización y la evacuación de las aguas de lluvias. Es esencial la implementación de la gestión integrada de cuencas hidrográficas mediante usos del suelo complementarios y articulados, haciendo hincapié de que debe existir un respeto por las áreas naturales y de conservación, no ocupación de áreas con importancia hidrogeológica, control de densidades de uso urbano y localización de áreas verdes.

Por último para la sustentabilidad y conservación del acuífero de Ocotlán es necesario disminuir la sobreexplotación retomando la revisión bibliográfica, por lo que es urgente tomar medidas para detener este problema. De continuar con el mismo escenario, sin tomar las medidas adecuadas de conservación y contemplar otras alternativas de abastecimiento de agua para la cuenca, surgirá una gran problemática de escases y calidad del recurso.

BIBLIOGRAFÍA

Amayta, D., Skagg, W. y Grefory, J. (1995). Comparison of methods for estimating. *Irrig. And Drain. Engin*, nov. 427-435 pp.

Andreu, V., Rubio, L., Forteza, J. y Cerní, R. (1994). Long term effects of forest fires on soil erosion and nutrient losses. *Soil erosion as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, España. 79-90 pp.

Andreu, J., Delgado, J., García, E., Pulido-Bosch, A., Bellot, J., Chirino E. y Ortiz, J. (1998). Influencia de los episodios recientes en la recarga del acuífero del Ventós Castellar (Alicante). *Geogaceta*. 31: 63-66 pp.

Aparicio, M. (1987). *Fundamentos de Hidrología Superficial*. Edit. Limusa. Grupo Noriega Editores. México, DF. 69-111 pp.

Aparicio, M. (2005). *Vulnerabilidad y Adaptación a la Salud Humana ante los Efectos del Cambio Climático en Bolivia*. Ministerio de Desarrollo Sostenible y Planificación. Viceministerio de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Desarrollo Forestal. Programa Nacional de Cambios Climáticos.

Aranoff, F. (1989). *Geographic information systems: a management perspective*. Introduction for user and managers. WDL Publications, Ottawa, Canada. 294 p.

Ariel Consultores S.A. de C.V. (1995). *Diagnóstico de las Condiciones Geohidrológicas actuales y análisis de alternativas de operación en los acuíferos de los valles de Arandas-Ayotlán y Ocotlán-Atotonilco, en el estado de Jalisco*. Elaborado para la Comisión Nacional del Agua, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Ariel Consultores, (1969). Estudio Geohidrológico preliminar en los valles aledaños al Río Lerma, entre el Río Turbio, Gto. y la presa Santa Rosa, Jal. Contrato EI- 69-105, clave AS-44 a solicitud de la Dirección de Aguas Subterráneas de la S.R.H.

Arnold, C. y Gibbons, C. (1996). Impervious surface coverage—the emergence of a key environmental indicator. *Journal of the American Planning Association*. 62: 243–256.

Aston, A. (1979). Rainfall interception by eight small trees. *J. Hydrology*. 42: 383–396.

Allison, H. (1994). A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. 49-72 pp.

Baver, L. y Gardner, W. (1973). Física de suelos. 1ª. Ed. en español, Ediciones UTEHA. México. 525 p.

Balek, J. (1988). Groundwater recharge concepts. Estimation of Natural Groundwater Recharge. Boston, Edit. Reidel, NATO ASI. 3-9 pp.

Burrough, A. (1986). Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment. Clarendon Press – Oxford. 333 p.

Bustamante, I., Sanz, J., Iglesias, J. y López, B. (2006): Some examples of Spanish quants. En InternationalesFrontinus-Symposium "Wasserversorgungaus Qanaten-Qanateals Vorbilderim Tunnelbau". Walferdange, Luxembourg. 173-186 pp.

Bustamante, R. (2003). Visiones mundiales sobre el agua y políticas Hídricas. Consultado 14 enero 2012, en [//www.aguabolivia.org/situacionaguaX/VisionesmundialesyPoliticasyAgua.htm](http://www.aguabolivia.org/situacionaguaX/VisionesmundialesyPoliticasyAgua.htm).

Buttle, J. y House, D. (1997). Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin. *Journal Hydrology*. 203; 127-142.

Calder, I. (1996). Water use of eucalyptus – a review. Growth and Water Use of Forest Plantations, I.R. Calder, R.L. Hall and P.G. Adlard, Eds., John Wiley and Sons, Chichester, 167-179 pp.

Caballero, Y. (2010). Vulnerability of Hydrosystems to combined effect of climate changes and human activities in mediterranean area. Consultado 3 enero 2014, en <http://agire.brgm.fr/VULCAIN.htm>.

Campos, A. (1998). Procesos del ciclo hidrológico. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México. 683 p.

Capalcera, F. (1978). El problema de abastecimiento de agua potable de Xalapa. Tesis profesional. Fac. Ingeniería, Universidad Veracruzana, Veracruz. 300 p.

Carrasco, M., Macía, J. y Velayos, M. (1997). Listado de plantas vasculares de Guadalajara. Guadalajara México. 208 p.

CEA (2010). Estimación de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero de Ocotlán, Estado de Jalisco. Comisión Estatal de Agua en Jalisco informe final. 25 p.

Cook, D. y Haverbeke, D. (1946). Trees and shrubs for noise abatement. University of Nebraska College of Agricultural Experimental Station Bulletin. 246 p.

Cook, G. y Muller, W. (1997). Is exchangeable sodium content a better index of soil sodality than exchangeable sodium percentage a reassessment of published data. Soil Science 162 (5): 343-349.

Comisión Nacional del Agua. (2000). Norma oficial mexicana NOM-011-CNA-2000, Conservación del recurso agua que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales. Diario Oficial de la Federación. 17 de abril de 2002. México.

Comisión Nacional del Agua. (2004). Modificaciones a la Ley de Aguas Nacionales. México, Distrito federal: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 68 p.

Comisión Nacional del Agua (2009). Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Diario Oficial de la Federación. 28 de agosto de 2009. México. 402 p.

Coppock, J. y Rhind, D. (1991). The history of GIS. Geographical Information Systems: principles and applications. Longman, London. 21-23 pp.

Custodio, E. (1997). Recarga a los acuíferos aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. Las Palmas de Gran Canari Custodio, E. y Llamas, M, R. (1996). Hidrología Subterránea. Edit. Omega. 100-140 pp.

Dahan, O., MacDonald, E. y Young, M. (2003). Flexible Time Domain Reflectometry Probe for Deep Vadose Zone Monitoring. Vadose Zone. Hydrogeology Journal. 2: 263-277 pp.

Davis, S. y Wistest, R. (1971). Hidrogeología. Capítulo II: Ciclo Hidrológico. Edit. Ariel. Barcelona, España. 44-111 pp.

David, S. y Kaimowitz. E. (2000). Center for International Forest Research/. Useful Myths and Intractable Truths: The Politics of the Link Between Forests and Water in Central America. Costa Rica. 17 p.

Delegido, J., Caselles, V. y Hurtado, E. (1991). Determinación a escala regional de la evapotranspiración. En la Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales y recursos renovables. Universidad Politécnica, Valencia. 345-370 pp.

Dunne, T. y Leopold, L. (1978). Water in Environmental Planning, W. H. Freeman and Co., San Francisco, USA.

Dunne, T., Zhang, W. y Aubry, B. (1991). Effects of rainfall, vegetation, and Microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Res.* 27: 2271–2285.

Eastman, J. (1995). *Idrisi Windows versión. User's guide.* Clark University. Graduate School of Geography. Worcester, Massachusetts, USA.

Elwell, H. y Stocking, M. (1976). Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rodhesia. *Geoderma.* 15: 61-70.

Elena, C., Edwin C. y Yamil C. (2010). XII Congreso Ecuatoriano de la Ciencia del Suelo. <http://www.secsuelo.org/XIICongreso/Simposios/Conservacion/Ponencias/13.%20Elena%20Cruz.%20Erosion.%20INIAP-%20EESC-Ecuador.%20CAMBIAR%20ARTICULO.pdf>. Consultado: 3 de Octubre del 2012.

ESRI, (1992). *Understanding GIS. The ARC/INFO Method.* Environmental Systems Research Intitute, Inc., Jhon Wiley and Sons Inc. New York. 423 p.

Etzelmüller, B. y Sulebak, J. (2000). “Developments in the use of digital elevation models in periglacial geomorphology and glaciology” *Physische Geographie.* 41: 35-58.

Evans, I.S. (1980). *An integrated System of Terrain Analysis and Slope Mapping.* *Zeitschrift fur Geomorphologie Suppl.* 36: 274-295.

FAO (2002). *Relaciones tierra-agua en cuencas hidrográficas rurales.* Boletín de tierras y aguas de la FAO No.9. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma. 88 p.

Fetter, C. (2001). *Applied Hydrogeology.* Fourth edition. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey. 598 p.

Foster, G., Lane, J., Nowlin, J., Laflen, M. y Young, A. (1980). A model to Estimate sediment yield from field size areas: development of the model. *Science and Education Administration and Conservation Research*. 26: 33-64.

Fok, Y. y Chung S. (1987). Infiltration development and application needs. En: Y-S. Fok (ed.), *Infiltration: principles and practices*. International Conference on Infiltration Development and Application, Post-Conference Proceedings. Water Resources Research Center, University of Hawaii at Manoa. Honolulu, Estados Unidos. 5-15 pp.

Franco, R. (2008). Concepción e implementación de un método de un módulo hidrogeomático para la evaluación de disponibilidad de recursos hídricos. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma del Estado de México, CIRA. 185 p.

Freezer, A. y Cherry, J. (1979). *Groundwater*. New Jersey. Prentice Hall, inc. 588 p.

Gee, G. y Hillel, D. (1988). *Groundwater*. Recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*. 2:255-266.

Gregory, R., McFarlane, D., y Nulsen, R. (2009). Salinity threatens the viability of agriculture and ecosystems in Western Australia. *Hydrogeology Journal*. 5:6-21 pp.

Glover, P., Glover, E. y Gwynne, M. (1962). Light rainfall and plant survival in E. Africa, II, Dry grassland vegetation. *J. Ecol.* 50: 199–206.

Goslee S., Brooks R. y Cole, C. (1997). Plants as indicators of wetland water source. *Plant Ecology*. 131 (2): 199-206.

Hall, R. (1984). *Organizacoes, Estruturas e Processos*. Rio de Janeiro. Prentice Hall do Brasil. 199-200 pp.

Healy, R. y Scanlon, B. (2010). Estimating groundwater recharge. Geological Survey Lakewood, Colorado, U.S. 245 p.

Hendrickx, J. y Walker, G. (1997). Recharge from precipitation. En: Recharge of Phreatic Aquifers in Semiarid Areas. Róterdam: A.A. Balkema. 19-111 pp.

Hofstede, R. (1997). La importancia hídrica del páramo y aspectos de su manejo. www.condesan.org/e-foros/cdpp/cdpp31.htm - 17 k. Consulta: diciembre de 2011.

Hoffmann, E. (1993). Rumbos y Paisajes de Xico. Inecol, Orstrom, Xalapa, Veracruz, México. 434 p.

Hudson, N. (1971). Soil Conservation. Cornelk University Press. Edit. Ithaca. Nueva York. 285 p.

Hunsaker, C. y Levine, D. (1995). Hierarchical approaches to study of water quality in rivers. *BioScience*. 45:193-203.

Instituto Nacional de Ecología (2002). Consultado 1 de marzo del 2012, en http://www2.ine.gob.mx/publicaciones/gacetas/389/conf_agua.html.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e informática (2001). Estudios hidrogeológicos del Estado de Jalisco. 37-38 pp.

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (1971). Cartas Geológicas, Topográficas, Uso de suelo, hidrología superficial, hidrología subterránea. Escala 1:250 000 (F13-12).

Instituto Nacional de Geografía y Estadística (2003). Modelo de elevación digital (MDE) del territorio nacional basados en la cartografía topográfica escala 1: 250 000.

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). 1993. Estudio isotópico de la zona de Toluquilla-Ocotlán-La Barca en Jalisco.

Jale, S. y Hasan, Y. (2004). Sustainable development and management of an aquifer system in western Turkey. *Hydrogeology journal*. 12: 66-84.

Jaramillo y Villalba. (1985). “Estimación preliminar de la pérdida de suelo superficial, bajo diferentes sistemas de labranza de maíz en Cutuglahua – Pichincha”. Tesis de grado. Ing. Agr. Universidad Central de Ecuador. Facultad de Ciencias Agrícolas, Quito, Ecuador. 1-24 pp.

Jaramillo, R. y Chaves, C. (1999). Aspectos hidrológicos en un bosque y en plantaciones de café al sol y bajo sombra. *50 (2): 97 - 105*.

Jiménez, B. (2003). Health risks in aquifer recharge with recycle water. State of the Art Report Health Risk in Aquifer Recharge using Reclaimed Water, R. Aertgeerts and A. Angelakis, Eds., WHO Regional Office for Europe, 54–172 pp.

Jiménez, P., Trick, T. y Custodio, E. (2004). Hydrodynamic characteristics of the western Doñana Region (area of El Abalario), Huelva, Spain. *Hydrogeology Journal*. 12: 321-335.

Jiménez, P., Andreo, B., Durán, J., Carrasco, F., López, J., Vadillo, I., Vázquez, M. (2006). Estudio hidrodinámico del manantial de El Tempul (Sierra de las Cabras, Cádiz, Sur de España). *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 112, Núm. 2: 85-102.

Kaimowitz, D. (2000). Livestock and deforestation in Central America in the 1980s: a policy perspective. Jakarta, Indonesia. Center for International Forestry research (CIFOR). 88 p.

Kelliher, F., Leuning, R. y Schulze, E. (1993). Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands. *Edit. Ecologies*. 95: 153-163 pp.

Kendall, C. y Caldwell, E. (1998). Fundamentals of isotope geochemistry. In Kendall C and JJ McDonnell eds. Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier Science, Amsterdam. 51-86 pp.

Kustas, W. y Norman, J. (1996). Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*. 41: 495-517.

Lal, R., Kimble, J. y Follett, R. (1995). Agricultural practices and policies for carbon sequestration in soil. Recommendation and Conclusions of the International Symposium, 19-23 July 1999, Edit. Columbus, OH, 12 p.

Lázaro, B. (2004). El Pinar de Antequera (Valladolid, España): Flora vascular de interés. *Bot. Complut.* 28: 67-70.

Lambin, E. (1997). Modelling and monitoring land cover change process in tropical Regions. *Progress in Physical Geography*. 21(3): 375-393.

Lerner, D., Issar, A. y Simmers, I. (1990). Groundwater Recharge: A guide to understanding and estimating natural recharge, International Contributions to hydrogeology. IAH, Vol.8. Heise. Hannover, FRG. 345 p.

Linsley, R., Kohler, M. y Paulhus, J. (1988). Hidrología para ingenieros. 2a edición. Mx Graw-Hill Latinoamericana. D. F. México. 386 p.

Lind, G. (1992). Lago de Chapala: Factores que controlan la producción de fitoplancton. *Ing. Hidraul. México Mayo – Diciembre 1992*. 17-29 pp.

Lynch, S. y Schulze, R. (1997). Techniques for estimating areal daily rainfall. Department of Agricultural Engineering, University of Natal. South África.

López, R. (1997). Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y trazadores. En: Custodio, E., Llamas, M.R. y samper, J. (Eds.). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. IAH-GE e ITGE. 111-124 pp.

Llamas, M. y Martinez Santos, P. (2005). Intensive Groundwater Use: Silent Revolution and Potential Source of Social Conflicts. *Journal of Water Resources Planning and Management*. ASCE, (September/October). 337-341 pp.

Maass, J. (2004). La investigación de procesos ecológicos y el manejo integrado de cuencas hidrográficas: un análisis del problema de escala. 65- 77 pp. En: Cotler, H. (2004). El manejo integral de cuencas en México: Estudios y reflexiones para orientar la política. Instituto Nacional de Ecología. México. 347 p.

Matzner, E. y Ulrich, B. (1985). Implications of the chemical soil conditions for forest decline. 41: 578-584.

McCuen, R. (1998). *Hydrologic Analysis and Design*, 2nd edn. Prentice Hall: Upper Saddle River: New Jersey. 814 p.

Martínez, R. (1992). Una escala de sobreexplotación acuífera. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. 7. 1: 14-49.

Mas, J., Astier, M. y Burgos, A. (2007). Hacia un programa de manejo sustentable de ecosistemas en México. En: José Calva (Coord). *Agenda para el desarrollo*, Vol. 14. Sustentabilidad y desarrollo ambiental. Editorial Porrúa. UNAM y Cámara de Diputados. México, D.F. 89-99 pp.

Mendizábal C., Rodríguez M. y García B. (1992). Aplicación del SIG a la evaluación de recursos hidráulicos. 1^{er} Congreso de la asociación Española de Sistemas de Información Geográfica y Territorial, Madrid. 477-453 pp.

Murat, H. (1998). "Water balance and water quality in the Curuksu basin, western Turkey". *Hydrogeology Journal*. 7: 405-418.

Murillo, D. (2004). Recarga de acuíferos. Evaluación y análisis de condicionantes técnicos y económicos. Acuífero aluvial del bajo Guadalquivir. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.

Navarro I. (2006). Explotación y renovabilidad del agua subterránea en una cuenca semiárida del Altiplano Mexicano. *Ciencia UANL / Vol. IX, No. 4, Octubre-Diciembre 2006*. 375-382 pp.

Ogden, R. (2004). Instituto de Agricultura, Recursos Naturales y Ambiente/. *Hidrología y meteorología de bosques con énfasis en bosques nubosos*. 14 p.

Olaya, F. (2004). *Hidrología Computacional y Modelos Digitales de Terreno* 365 p.

Otero, I. (1999). Paisaje, Teledetección y Sig. Madrid: Fundación Conde del Valle de Salazar.

Perlo M. (1999). El paradigma porfiriano: historia del desagüe del Valle de México. México: Miguel Angel Porrúa, UNAM. 219-259 pp.

Poehls D. y Gregory J. Smith. (2009). *Encyclopedic Dictionary of Hydrogeology*. Burlington, USA. 289-291 pp.

Porta, J., Lopez-Acevedo, M. y Roquero, C. (1994). *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Madrid: Edit. Mundiprensa. 329 p.

Plan de Desarrollo Metropolitano (2011). Actualización del plan de desarrollo metropolitano, Zona Ocotlán. 23: 120-133.

Ramakrishna, B. (1997). Estrategias de extensión para el manejo integrado de cuencas hidrográficas: conceptos y experiencias. IICA / GTZ, San José, Costa Rica. 338 p.

Ramírez, D. (2006). Estudio de la transpiración del esparto (*Stipa tenacissima* L) en una cuenca del semiárido alicantino. Un análisis pluriescalar. Thesis (PhD). University of Alicante. Spain. 50 p.

Ruiz, M. (2003). Utilización del balance de Cloruros en la zona no saturada en la estimación de la recarga natural a un acuífero detrítico. Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). 408 p.

Ruiz, L. (2007). Los Nitratos y las aguas subterráneas en España. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (15): 257-265 pp.

Rushton, K. (1988). Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. Estimation of Natural Groundwater Recharge. Edit. Reidel, Boston, NATO ASI Series. 223-237 pp.

Rutter, A., Kershaw, P., Robins, y Morton, A. (1972). A predictive model of rainfall interception in forests, 1 Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agric. Meteorol. 9: 367–385.

Samper, J. (1997). Métodos de evaluación de la recarga por lluvia por balance de agua. Samper editores, Edit. Instituto tecnológico Geominero de España. 41-79 pp.

Sanford, W. (2002). Recharge and groundwater models: an overview. Hydrogeology Journal. 10 (1), 110-120.

Salamma, R. (1994). Distribution of recharge and discharge areas in a first-order catchment as interpreted from water level patterns. Hydrogeology journal. 155, 1-26.

Scalon, B. Healy, R., y Cook, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal*. 10: 10-39.

Sellers, P. J. (1985). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration, *International Journal of Remote Sensing*. 1335–1372 pp.

Seybold, C., Mausbach, J., Karlen, L. y Rogers, H. (1998). Quantification of soil quality. *Soil processes and the carbon cycle*. CRC Press, BocaRaton, 387-404 pp.

Simmers, I. (1990). Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. *Aridity. Groundwater recharge and water resources management*, Hannover, Edit. R. van Acken GmbH. 1-20 pp.

Sheid, F. (1991). *Métodos numéricos*. 2ª edición, México, Mc Graw Hill. 709 p.

Tayupanta, J. y Cordova, J. (1993). Algunas alternativas agronómicas y mecánicas para evitar la pérdida de suelo. Estación Experimental santa Catalina, INIAP. Publicación Miscelánea No. 54 Quito Ecuador. 40 p.

Thornthwaite, C. y Mather, J. (1955). *The water balance*. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology. Publication in Climatology. 8(8), 1-104 pp.

Toth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basin. *J Geographic Res*. 68: 4795-4812.

Turner, F. y Verhoogen, J. (1963). *Petrografía ígnea y metamórfica*. Edit. Omega, S.A. Barcelona. 726 p.

Trick, T., Custodio, E. y Manzano, M. (1995). Actualización de modelo hidrogeológico de la zona de El Abalarío (Huelva). VI Simposio de Hidrogeología. Sevilla. 661-677 pp.

Trujillo, G. (1986). “La erosión actual y potencial en el Ecuador, localización, manifestaciones y causas”. (La erosión en el Ecuador). GEDIG. No. 6. Quito, Ecuador. 15-32 pp.

UNESCO, (1971). Scientific framework of world water balance. Paris,

UNESCO, (2004). An international guide for hydrogeological investigations. IHP-VI, Series on Groundwater Numeric 3. Published in 2004 by the United Nations.

Universidad de Guadalajara (2002). Los estudios del agua en la cuenca Lerma-Chapala-Santiago. Consultado 29 de agosto del 2012, en books.google.com.mx/books?isbn=9702706696.

Valcarcel, M., González, J., Dafonte, D. y Castro, T. (1999). Importancia de las prácticas agrícolas en el control de los procesos erosivos y evaluación mediante modelos de la incidencia de las mismas. Avances sobre el estudio de la erosión hídrica; Colección cursos, congresos, simposios 52, Universidad de Coruña, Coruña. 7-42 pp.

Vanhala, P., Kikkila, O. y Fritze, H. (1996). Microbial responses of forest soil to moderate anthropogenic air pollution. *Water Air Soil Poll.* 86: 173-186.

Vázquez, L. (1992). Provincias Hidrogeológicas de México. *Ingeniería Hidráulica en México.* 36-55 pp.

Ven Te Chow, D., Maidment y Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada.* Mc Graw Hill, Inc. Chicago, IL. 584 p.

Young, A. (1996). *Agroforestry for soil conservation.* C.A.B. International/ICRAF, Wallingford, UK. 276 p.

Wang, X., Brown, C., Kang, E., Zhang, J. y Li, X. (2004). Evapotranspiration of *Caragana korshinskii* communities in a revegetated desert area: Tengger Desert, China. *Hydrological Processes*. 18: 3293-3303.

Wang, Y., Shao, M., Liu, Z. y Warrington, D. (2012). Regional spatial pattern of deep soil water content and its influencing factors. *Hydrological Sciences Journal*, 57: 265-281.

Wallance, T. (1988). Raster and vector data integration: past techniques, current capabilities and future trends. 2:418-426.

Wainwright, J., A. Parsons, y A. D. Abrahams. (1999). Rainfall energy under creosotebush. *J. Arid Environ.* 43: 111–120.