



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE
MÉXICO**
**INSTITUTO INTERAMERICANO DE TECNOLOGÍA Y CIENCIAS
DEL AGUA**



**Caracterización espacio-temporal de los asentamientos
diferenciales del terreno a partir de un modelo geomecánico
tridimensional**

Tesis que para obtener el grado de
Doctorado en Ciencias del Agua

Presenta
Diana Cecilia Rodríguez Campero

Tutor académico
Dr. en Ing. Jaime Garfias Soliz

Tutores adjuntos
Dr. Ignacio Navarro de León
Dr. Richard Martel

Toluca, México

Septiembre de 2024

RESUMEN

La sobreexplotación de sistemas acuíferos refiere a una problemática alrededor del mundo que se relaciona estrechamente con el crecimiento demográfico, la mayor demanda hídrica y el cambio climático. En este contexto, el aumento en las tasas de extracción conlleva a descensos piezométricos locales y regionales, así como desplazamientos del terreno asociados principalmente a la dinámica de extracción. En el Valle de Toluca, el uso de agua subterránea se remonta a inicios de 1950, cuando la primera fase del Sistema Lerma comenzó operaciones. Posteriormente, los aprovechamientos subterráneos han sido destinados para fines locales (agrícolas, domésticos, industriales, etc.) y para trasvase a la ciudad de México. A través de multipiezómetros han sido registrados los descensos piezométricos resaltando los conos de abatimiento del corredor industrial principalmente y colonias como San Pedro y Santa María Totoltepec. Adicionalmente, múltiples fracturas han sido cartografiadas con direcciones preferenciales variadas.

El objetivo principal de esta investigación consistió en analizar el comportamiento evolutivo espacial de los desplazamientos horizontales y verticales en las zonas que presentan altas tasas anuales de subsidencia, teniendo como referencia un modelo geomecánico de deformación tridimensional basado en los gradientes de presión de poro como una fuente de esfuerzo. Para ello se plantearon objetivos específicos que incluyen la reinterpretación de un modelo geológico estructural con base en nueva información litológica, la estimación espacio-temporal de recarga potencial y la ejecución de modelos numéricos de flujo/deformación.

En el modelo geológico tridimensional resalta la irregularidad de los estratos profundos de rocas rígidas como andesitas y basaltos, especialmente los que subyacen el centro de Toluca y la colonia de San Pedro Totoltepec. Los estratos arcillosos se concentran al sur de la cuenca, en el corredor industrial y hacia la conexión con la cuenca de Ixtlahuaca. La piezometría se evaluó preliminarmente por kriging ordinario para los años de 1975, 1984, 1994, 2004, 2015 y 2018. La isopiezas de 1975 y 1984 replican en general, un flujo regional con recarga en la Sierra de las Cruces y el volcán Nevado de Toluca, reflejando un sistema con poca perturbación por extracción de agua. Posterior a 1994, las isopiezas muestran conos de abatimiento principalmente en el corredor industrial, condición que perdura hasta el análisis de 2018. La combinación de factores geológicos, tales como los domos andesíticos, los altos espesores de arcillas y los focos de extracción coinciden con la ubicación de fracturas en el Valle de Toluca.

En la estimación de la recarga potencial se analizó la distribución espacial y temporal utilizando como valores de entrada climatología diaria, variables edafológicas y datos de cambio de uso del suelo durante el periodo de 1980 al 2050. Las tasas de recarga de la cuenca

fluctúan a efectos de la pluviometría y la modificación del uso del suelo principalmente. A este respecto, el volumen promedio histórico de recarga potencial para el lapso de 1980 al 2020 es de 369.5 Mm^3 , que se ubica en el rango promedio reportado en estudios previos. En la proyección de la recarga potencial se combina una disminución general en la precipitación y un incremento en la superficie urbana, de acuerdo con predicciones de cambio climático y crecimiento demográfico para el centro de México. Los resultados marcan un descenso en la recarga de 16.59%, 19.99% y 22.61% para el mejor, moderado y peor caso respectivamente.

La dinámica de flujo subterráneo se analizó por modelos numéricos estacionario y transitorios para el periodo de 1960 a 2018. El modelo quasi estacionario de 1960 cuenta con 75 pozos de extracción pertenecientes a la primera fase del Sistema Lerma, una recarga vertical derivada del modelo de balance de humedad del suelo, y una recarga lateral especificada como carga constante. La comparación de elevaciones al nivel estático simuladas y medidas en multipiezómetros muestra un buen ajuste y un RMSE de 7.74. Las isopiezas demuestran la recarga incidente en la Sierra de las Cruces y el Nevado de Toluca, para dirigirse posteriormente al norte hacia la cuenca de Ixtlahuaca. El balance hídrico presenta ingresos de $123.19 \text{ Mm}^3/\text{año}$ en el flanco del Nevado de Toluca, $112.88 \text{ Mm}^3/\text{año}$ en la Sierra de las Cruces, $11.98 \text{ Mm}^3/\text{año}$ por la Sierra de Morelos. Las salidas las caracteriza el río Lerma, la Laguna de Almoloya, la conexión a Ixtlahuaca y la extracción local con $158.98 \text{ Mm}^3/\text{año}$, $31.96 \text{ Mm}^3/\text{año}$, $4.56 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y $102.08 \text{ Mm}^3/\text{año}$ respectivamente.

La fase transitoria se evaluó a través del plug-in hidromeccánico PiHMC de la suite FEFLOW, cuya característica principal es la evaluación de los parámetros hidráulicos y mecánicos en función de los esfuerzos efectivos. La evolución piezométrica y de deformación de la cuenca durante 1961 a 2018 se evaluó en seis periodos de estrés de acuerdo con los registros piezométricos y censos de extracción. Las simulaciones numéricas denotan el aumento en extracción local y de trasvase específicamente en el corredor industrial y en el sureste de la cuenca donde se concentran la mayor cantidad de pozos. El nivel de abatimiento en tales zonas ronda los 60 m. En el mismo contexto, la operación del Sistema Lerma induce descensos piezométricos importantes al sureste y este de la cuenca. Los valores de subsidencia acumulada rondan los 175 cm para el corredor industrial y colonias aledañas.

La simulación de escenarios probables para el año 2050, refieren el mayor abatimiento en el corredor industrial y colonias cercanas. En el caso más favorecedor se acumula un abatimiento máximo de 80 m, para el caso promedio es de 100 m y 120 m para el caso más desfavorable. En el caso de la subsidencia, el caso promedio de variables resulta en un desplazamiento máximo acumulado de 2 m en zonas aledañas a Lerma en el lapso de 1960 a 2050. Para el peor escenario de aumento de 20% y 10% para la extracción local y de trasvase respectivamente, se alcanzan 2.51 m de hundimiento.

ABSTRACT

Overexploitation of aquifer systems refers to a problem around the world that is closely related to population growth, increased water demand and climate change. In this context, the increase in extraction rates leads to local and regional piezometric declines, as well as ground displacements associated mainly with extraction dynamics. In the Toluca Valley, groundwater use dates back to the early 1950s, when the first phase of the Lerma system began operations. Subsequently, the underground exploitations have been destined for local purposes (agricultural, domestic, industrial, etc.) and for transfer to Mexico City. Piezometric declines were recorded using multiple piezometers, highlighting the cones of depression mainly in the industrial corridor and in neighborhoods such as San Pedro and Santa María Totoltepec. Additionally, multiple fractures have been mapped with varied preferential directions.

The main objective of this research was to analyze the spatial evolutionary behavior of horizontal and vertical displacements in areas with high annual rates of subsidence, having as reference a three-dimensional geomechanical deformation model based on pore pressure gradients as a source of stress. Specific objectives were proposed for this purpose, including the reinterpretation of a structural geological model based on new lithological information, the spatial-temporal estimation of potential recharge and the execution of numerical flow/deformation models.

The three-dimensional geological model highlights the irregularity of the deep strata of hard bedrocks such as andesites and basalts, especially those underlying the center of Toluca and the colony of San Pedro Totoltepec. The clay strata are concentrated south of the basin, in the industrial corridor and towards the connection with the Ixtlahuaca basin. Piezometry was preliminary assessed by ordinary kriging for the years 1975, 1984, 1994, 2004, 2015 and 2018. The piezometric lines of 1975 and 1984 replicate in general, a regional flow with recharge in the Sierra de las Cruces and the Nevado de Toluca volcano, reflecting a system with little disturbance by water extraction. After 1994, the isopiezometric lines show cones of depression mainly in the industrial corridor, a condition that lasts until the 2018 analysis. The combination of geological factors, such as andesitic domes, high clay thicknesses and main groundwater extraction centers coincide with the location of fractures in the Toluca Valley.

The potential recharge estimation analyzed spatial and temporal distribution using daily climatology input values, soil variables and land use change data during the period 1980 to 2050. Basin recharge rates fluctuate with rainfall and land use modification mainly. In this regard, the average historical volume of potential recharge for the period from 1980 to 2020 is 369.5 Mm³, which is in the average range reported in previous studies. The projected potential recharge combines an overall decrease in precipitation and an increase in urban area, according to climate change and population growth forecasts for central Mexico. The

results mark a decrease in recharge of 16.59%, 19.99% and 22.61% for the best, moderate and worst case scenario respectively.

Underground flow dynamics were analyzed by steady state and transient numerical models for the period 1960-2018. The quasi stationary 1960 model has 75 extraction wells belonging to the first phase of the Lerma system, a vertical recharge derived from the soil moisture balance model, and a lateral recharge specified as a constant head. The comparison of simulated and measured hydraulic heads in multipiezometers shows a good fit and an RMSE of 7.74. The isopiezometric lines demonstrate the incident of recharge in the Sierra de las Cruces and the Nevado de Toluca, then heading north towards the Ixtlahuaca basin. The water balance presents income of 123.19 Mm³/year in the flank of the Nevado de Toluca, 112.88 Mm³/year in the Sierra de las Cruces, 11.98 Mm³/year in the Sierra de Morelos. The exits are characterized by the Lerma River, the Almoloya Lagoon, the connection to Ixtlahuaca and local extraction with 158.98 Mm³/year, 31.96 Mm³/year, 4.56 Mm³/year and 102.08 Mm³/year respectively.

The transient phase was evaluated through the PiHMC hydrogeomechanical plug-in of the FEFLOW suite, whose main feature is the evaluation of hydraulic and mechanical parameters according to the effective stresses. The piezometric and deformation evolution of the basin during 1961 to 2018 was evaluated in six stress periods according to piezometric records and extraction censuses. Numerical simulations denote the increase in local extraction and transfer specifically in the industrial corridor and in the southeast of the basin where the largest number of wells are concentrated. The groundwater drawdown in such areas is around 60 m. In the same context, the operation of the Lerma system induces significant piezometric declines to the southeast and east of the basin. The accumulated subsidence values are around 175 cm for the industrial corridor and surrounding neighborhoods.

The simulation of probable scenarios for the year 2050, refer to the greater drawdown in the industrial corridor and nearby neighborhoods. In the most favorable case, a maximum drawdown of 80 m accumulates, for the average case it is 100 m and 120 m for the most unfavorable case. In the case of subsidence, the average case of variables results in a maximum cumulative ground displacement of 2 m in areas around Lerma in the period from 1960 to 2050. For the worst-case scenario of 20% and 10% increase for local extraction and transfer, respectively, 2.51 m of subsidence is reached.

CONTENIDO

Dedicatoria	i
Agradecimientos	ii
Resumen	iii
Abstract	v
Lista de cuadros	xii
Lista de figuras	xiv
Actividades académicas	xvii

CAPÍTULO 1: Introducción

1.1 Problema de investigación	1
1.2 Antecedentes	1
1.2.1 Crecimiento demográfico y urbanización.....	1
1.2.2 Efectos en el medio ambiente	2
1.2.3 Subsistencia por extracción de agua subterránea	2
1.3 Herramientas para el análisis de la subsidencia tridimensional	3
1.4 Estudios previos	4
1.5 Justificación contextual y científica.....	4
1.6 Hipótesis	5
1.7 Objetivos de la investigación	5
1.8 Organización de la tesis	6
1.9 Referencias	6

CAPÍTULO 2: Factores geológicos e hidrogeológicos asociados a las fracturas en la cuenca del Valle de Toluca

Resumen	11
<i>Abstract</i>	12
2.1 Introducción	12
2.2 Contexto geológico e hidrogeológico	14
2.3 Materiales y métodos	18
2.3.1 Integración de información geológica e hidrológica	18
2.3.2 Conceptualización del medio geológico mediante modelación tridimensional	18
2.3.3 Geoestadística aplicada a la evolución del nivel estático	20
2.3.4 Interpretación de fracturas bajo un enfoque hidrogeológico	22
2.4 Resultados y discusión	23
2.4.1 Modelo geológico tridimensional	23
2.4.2 Evolución piezométrica	23
2.4.3 Implicaciones de la configuración geológica en la ubicación de fracturas	25
2.5 Conclusiones	34
2.6 Agradecimientos	34
2.7 Referencias	34

CAPÍTULO 3: Estimación de la distribución espacio-temporal de la recarga potencial en el Valle de Toluca

Resumen	40
<i>Abstract</i>	41
3.1 Introducción	41
3.2 Descripción del área de estudio	42
3.3 Contexto geológico e hidrogeológico	42
3.4 Evolución del uso del suelo	43

3.5 Materiales y métodos	43
3.5.1 Modelo de balance hidrológico SWB2.....	43
3.5.2 Reclasificación del uso del suelo.....	49
3.5.3 Análisis de las series de tiempo de precipitación y temperatura	50
3.5.4 Cálculo de la Intercepción	53
3.5.5 Cálculo del Escurrimiento	55
3.5.6 Estimación de la evapotranspiración basada en la humedad del suelo	56
3.5.7 Tabla de búsqueda	58
3.5.8 Escenarios futuros de clima y uso del suelo	61
3.5.9 Archivos de control.....	64
3.6 Resultados y discusión.....	64
3.6.1 Comparación climatológica.....	64
3.6.2 Recarga potencial histórica.....	65
3.6.3 Proyección de la recarga potencial	69
3.6.4 Comparación con estudios previos	69
3.6.5 Limitantes del modelo y recomendaciones.....	72
3.7 Conclusiones	72
3.8 Agradecimientos	73
3.9 Referencias	73

**CAPÍTULO 4: Simulación hidromeccánica acoplada en el valle de Toluca
utilizando parámetros dependientes del esfuerzo efectivo.**

Resumen	79
<i>Abstract</i>	80
4.1 Introducción	80
4.2 Fundamentos matemáticos de flujo y deformación	81
4.2.1 Modelo paramétrico para estratos granulares	82
4.2.2 Modelo paramétrico para estratos fracturados.....	83

4.3	Área de estudio	84
4.3.1	Contexto geológico e hidrogeológico de la cuenca del Valle de Toluca	84
4.3.2	Desarrollo de los aprovechamientos de agua subterránea en el Valle de Toluca.....	85
4.3.3	Descensos en la elevación del nivel estático registrado en multipiezómetros	89
4.3.4	Subsistencia y fracturas asociadas a la explotación de agua subterránea	89
4.4	Materiales y métodos	93
4.4.1	Código numérico y estrategia de simulación.....	93
4.4.2	Discretización espacial	97
4.4.3	Discretización temporal	97
4.4.4	Clasificación del sistema con base en la presión hidráulica	98
4.4.5	Propiedades hidráulicas y mecánicas.....	100
4.4.6	Condiciones de frontera.....	102
4.4.7	Elevaciones del nivel estático iniciales.....	106
4.4.8	Calibración del flujo de agua subterránea y deformación del terreno	107
4.5	Resultados y discusión.....	109
4.5.1	Régimen hidrodinámico durante la 1era fase del Sistema Lerma	109
4.5.2	Subsistencia asociada a los descensos piezométricos por extracción subterránea	111
4.6	Limitantes y perspectivas del modelo	152
4.7	Conclusiones y recomendaciones	152
4.8	Agradecimientos	155
4.9	Referencias	155

CAPÍTULO 5: Gestión integral del acuífero del Valle de Toluca

Resumen	160
<i>Abstract</i>	161

5.1	Introducción	161
5.1.1	Área de estudio	163
5.2	Materiales y métodos	163
5.2.1	Modelo geológico estructural	163
5.2.2	Discretización espacial y temporal del modelo numérico	163
5.2.3	Condiciones de frontera.....	164
5.2.4	Proyecciones de las tasas de extracción.....	166
5.2.5	Combinación de escenarios probables.....	166
5.3	Resultados y discusión.....	168
5.3.1	Evolución de las propiedades hidráulicas en respuesta a las variaciones del esfuerzo efectivo.....	168
5.3.2	Proyecciones del nivel estático y la deformación del terreno.....	170
5.4	Incertidumbre del modelo.....	172
5.5	Conclusiones y recomendaciones	175
5.6	Agradecimientos	176
5.7	Referencias	176

CAPÍTULO 6

6	Conclusiones	178
---	--------------------	-----

ANEXOS

A	Estaciones piezométricas	183
B	Archivos de control SWB2	186
C	Comparación DAYMET-SMN.....	193
D	Componentes anuales del balance hídrico	199
E	Resumen de límites hidráulicos y mecánicos	202
F	Calibración del flujo con la extracción sin modificación	205
G	Artículos publicados	208

LISTA DE CUADROS

2.1	Síntesis de las fuentes de información utilizadas en el análisis geológicos-hidrogeológico	19
2.2	Descripción de las capas que conforman el modelo estratigráfico del Valle de Toluca	24
2.3	Resumen de parámetros variográficos e índices de ajuste utilizados en kriging ordinarios.....	29
3.1	Evolución en la extensión de los usos de suelo	46
3.2	Periodo de aplicación de los datos de uso de suelo	49
3.3	Estaciones climatológicas utilizadas en la comparación con DAYMET	52
3.4	Ecuaciones de cálculo de interceptación	54
3.5	Resumen de entradas al modelo SWB2.....	59
3.6	Tabla de búsqueda utilizada en el modelo SWB2	60
3.7	Combinación de escenarios para estimación de recarga futura	62
3.8	Comparación de recarga con estudios previos	71
4.1	Censos de aprovechamientos subterráneos	90
4.2	Calendario de periodos de estrés	98
4.3	Propiedades mecánicas aplicadas a las unidades granulares y fracturadas	101
4.4	Número de piezómetros utilizados en las calibraciones de flujo.....	108
4.5	Resumen de entradas y salidas para el modelo estacionario	116
4.6	Parámetros modificados para cada simulación estacionaria o transitoria	154
4.7	Comparación de la extracción modificada y sin modificar para cada periodo de estrés	155
5.1	Calendario de los periodos de estrés y pasos de tiempo anuales utilizados en las proyecciones	164
5.2	Resumen de recarga y extracción observadas y esperadas desde 1960 hasta 2050	167
5.3	Escenarios de extracción y recarga utilizados en los modelos numéricos de 2018-2050	169

5.4	Cambio de la conductividad hidráulica (m/d) estimado en el año 1969 y en el año 2050.....	171
-----	---	-----

LISTA DE FIGURAS

2.1	Ubicación geográfica de la cuenca del Valle de Toluca.....	13
2.2	Configuración geológica regional.....	16
2.3	Evolución de fracturas con base en los atlas de riesgos municipales y el trabajo de Figueroa (2004).....	17
2.4	Cadena de proceso en la construcción del modelo litológico tridimensional	21
2.5	Histogramas de frecuencias relativas de elevación de nivel estático con valores outliers.....	26
2.6	Histogramas de frecuencias relativas de elevación de nivel estático para los años seleccionados eliminados los valores extremos.....	27
2.7	Variogramas experimentales para las direcciones 0°, 45°, 90° y 135°	28
2.8	Evolución piezométrica obtenida por kriging ordinario	30
2.9	Descensos piezométricos acumulados desde 1975 a 2018.....	31
2.10	Secciones del modelo geológico tridimensional.....	32
2.11	Conceptualización del mecanismo de formación de fracturas	33
3.1	Ubicación geográfica y geología del Valle de Toluca.....	44
3.2	Crecimiento de la mancha urbana en el Valle de Toluca	45
3.3	Factores que intervienen en el cálculo de recarga en SWB2.....	48
3.4	Ubicación de las estaciones climatológicas en el Valle de Toluca.....	51
3.5	Delimitación de grupos hidrológicos de suelos y distribución de la capacidad de retención de agua	57
3.6	Proyecciones de la extensión de la mancha urbana	63
3.7	Comparación SMN vs. Daymet.....	66
3.8	Serie de tiempo promedio anuales del balance hidrológico.....	67
3.9	Distribución espacial de la recarga potencial	68
3.10	Distribución espacial de variables del balance hidrológico para los escenarios futuros	70

4.1	Localización de área de estudio y geología regional	86
4.2	Espesor y elevación de las capas de arcillas en el modelo numérico	87
4.3	Distribución de los aprovechamientos subterráneos.....	91
4.4	Distribución de los piezómetros instalados por CONAGUA	92
4.5	Profundidades registradas en multipiezómetros	94
4.6	Ubicación de fracturas	96
4.7	Discretización espacial del modelo numérico	99
4.8	Condiciones de frontera del modelo estacionario.....	103
4.9	Volúmenes de extracción en la cuenca del Valle de Toluca	105
4.10	Desplazamientos verticales durante 2017 al 2022 derivado de InSAR.....	110
4.11	Distribución espacial de la conductividad hidráulica en función del esfuerzo efectivo.....	112
4.12	Elevaciones al nivel estático observadas vs. Elevaciones al nivel estático calculadas en el modelo estacionario.....	114
4.13	Equipotenciales del modelo estacionario.....	115
4.14	Distribución espacial del almacenamiento específico en función del esfuerzo efectivo.....	118
4.15	Elevaciones al nivel estático observadas vs. Elevaciones al nivel estático calculadas en el periodo de estrés 1 (1961-1969).....	120
4.16	Equipotenciales para el año de 1969	121
4.17	Distribución de los desplazamientos durante el periodo 1961-1969.....	122
4.18	Elevaciones al nivel estático observadas vs. Elevaciones al nivel estático calculadas en el periodo de estrés 2 (1970-1983).....	124
4.19	Equipotenciales para el año de 1983	125
4.20	Distribución de los desplazamientos durante el periodo 1970-1983	126
4.21	Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 1983	127
4.22	Volúmenes de extracción ajustados para a calibración numérica del flujo a partir del periodo de estrés 3.....	129
4.23	Elevaciones al nivel estático observadas vs. Elevaciones al nivel estático calculadas en el periodo de estrés 3 (1984-1992).....	131
4.24	Equipotenciales para el año de 1992	132
4.25	Distribución de los desplazamientos durante el periodo 1984-1992.....	133

4.26	Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 1992	134
4.27	Elevaciones al nivel estático observadas vs. Elevaciones al nivel estático calculadas en el periodo de estrés 4 (1993-2000).....	135
4.28	Equipotenciales para el año de 2000	136
4.29	Distribución de los desplazamientos durante el periodo 1993-2000.....	137
4.30	Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 2000	138
4.31	Elevaciones al nivel estático observadas vs. Elevaciones al nivel estático calculadas en el periodo de estrés 5 (2001-2010).....	141
4.32	Equipotenciales para el año de 2010	142
4.33	Distribución de los desplazamientos durante el periodo 2000-2010.....	143
4.34	Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 2010	144
4.35	Comparación de las elevaciones del nivel estático y la subsidencia en el PL-201 como resultado del modelo numérico y en trabajo previos	145
4.36	Comparación de las elevaciones del nivel estático y la subsidencia en el PL-202 como resultado del modelo numérico y en trabajo previos	146
4.37	Comparación de las elevaciones del nivel estático y la subsidencia en el PL-205 como resultado del modelo numérico y en trabajo previos	147
4.38	Elevaciones al nivel estático observadas vs. Elevaciones al nivel estático calculadas en el periodo de estrés 6 (2011-2018).....	148
4.39	Equipotenciales para el año de 2018	149
4.40	Distribución de los desplazamientos durante el periodo 2011-2018.....	150
4.41	Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 2018	151
5.1	Construcción del modelo numérico.....	165
5.2	Resultados de abatimiento acumulados desde el año 1960 hasta el año 2050 para los escenarios 1-5.....	173
5.3	Resultados de deformación del terreno acumulados desde el año 1960 hasta el año 2050 para los escenarios 1-5.....	174

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1. Problema de investigación

La sobreexplotación de agua subterránea es un tema de especial relevancia alrededor del mundo, ya sea con el fin de garantizar el abastecimiento de agua, planeación de aprovechamientos de agua subterránea, o bien para analizar los efectos derivados de una extracción excesiva. En este contexto, la subsidencia y fracturamiento se posicionan dentro de los principales efectos negativos de la sobreextracción a nivel mundial, ya que propician daños perceptibles en tuberías, carreteras, caminos, vías de comunicación y viviendas, traduciéndose en pérdidas económicas (Conway, 2016).

El fracturamiento, se ha reportado en múltiples países con configuraciones geológicas, edafológicas y de extracción diversas (Galloway y Leake, 2016; Mahmoudpour *et al.*, 2016; Tessitore *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2018; Castellazzi *et al.*, 2017; Ochoa *et al.*, 2018). En el Valle de Toluca, en particular, se ha registrado un alza en las tasas de extracción de agua desde 1960, a raíz del acelerado crecimiento industrial y demográfico. Como consecuencia del aumento en la demanda hídrica, los descensos piezométricos alcanzan tasas de hasta 50 cm/año, acompañados de una subsidencia que ronda los 9 cm/año. Asociado a los desplazamientos del terreno, se ha registrado la aparición de grietas y fracturas en zonas particulares tales como el centro del municipio de Toluca y municipios como San Pedro Totoltepec, Santa María Totoltepec y Santa Ana Tlapaltitlán. La incidencia de tales fracturas se clasifica como un proceso activo afectando casas, carreteras e infraestructura en general (Murillo, 2008; CICEM, 2008a; CICEM, 2008b; Castellazzi *et al.*, 2017). En este contexto, el análisis de los factores involucrados en los desplazamientos y su efecto en las propiedades hidráulicas y mecánicas continúa siendo un área sin explorar.

1.2. Antecedentes

1.2.1. Crecimiento demográfico y urbanización

Existe una especial preocupación por el crecimiento de la población, ya que, tan solo en el siglo XX, la población mundial aumentó de 2,500 millones de personas en 1950 a 6,000 millones de personas para finales de siglo, derivado del fenómeno conocido como “explosión demográfica” (Birdsall *et al.*, 2001). Este suceso, se relaciona con la prolongación en la esperanza de vida media, que para 1900 rondaba los 30 años y para la década del 2000 se ubica en 65 años (Bloom y Canning, 2004). La transición demográfica ha acarreado diversos

cambios positivos como: reducción en tasas de mortalidad, crecimiento económico e incremento en la equidad social y política. Adicional a lo anterior, la urbanización, es un resultado inevitable de la transición demográfica, ya sea como búsqueda de una mejor calidad de vida, mejores oportunidades educativas y laborales, o como una segunda residencia (Pérez & Santos, 2013). En 1950, el 30% de la población mundial se concentraba en zonas urbanas, mientras que, para 2018, tal cifra había aumentado al 55%. De igual manera, se estima que, para América, el porcentaje de población en zonas urbanas aumente a 90% en el 2050 (United Nations, 2018).

1.2.2. Efectos en el medio ambiente

Al margen de la urbanización y migración rural-urbana, crece la demanda de servicios, tales como vivienda, educación, seguridad, agua potable, electricidad, entre otros (Yi, 2010). Con el fin de cubrir las necesidades de la creciente población, se construyen más y mayores obras civiles (viviendas, edificios, carreteras, etc.) que agregan carga a la superficie; disposición de presas que frenan el depósito de sedimentos; aumentan los volúmenes de extracción de agua subterránea, las tasas de deforestación crecen, cambia el uso de suelo de áreas anteriormente utilizadas para agricultura y/o ganadería; por mencionar algunos efectos. De manera general, las tasas de infiltración se reducen drásticamente ya que, una gran extensión de las grandes ciudades es impermeable a efectos de pavimentación y construcción; sin embargo, el volumen de evapotranspiración disminuye (Naik *et al.*, 2008). Paralelamente, se enmarca un declive en los niveles de agua subterránea debido a que las tasas de extracción sobrepasan las de recarga, provocando una condición de acuíferos sobreexplotados. Algunos de los efectos serían: el deterioro progresivo de la calidad de agua, aumento en costo de extracción, daño ecológico, cambio en el patrón de flujo de agua subterránea y disminución en la presión de poro (Custodio, 2002).

1.2.3. Subsistencia por extracción de agua subterránea

Desde la ingeniería geológica, la subsidencia se clasifica como una deformación gradual o repentina del suelo, que se desencadena por diversos factores tales como consolidación, disolución de rocas carbonatadas, minería, vulcanismo, actividad tectónica, sufosión o extracción de fluidos (Zeitoun y Wakshal, 2013, Galloway *et al.*, 2016). Siendo la extracción de fluidos el principal disparador de subsidencia (Boní *et al.*, 2020), identificado desde la Segunda Guerra Mundial, cuando la acentuada extracción de agua, aceite y gas del subsuelo (Figuroa *et al.*, 2018) comenzó a repercutir en superficie. La relación entre descensos piezométricos y cambio de volumen en la matriz de grano se analiza en la teoría de la consolidación de Terzaghi (1925), con la relación entre presiones de poro y esfuerzos efectivos. Aunque típicamente, la deformación ocasionada es elástica; en acuíferos compuestos por materiales no consolidados (sedimentos aluviales, fluviales y lacustrinos), así como con una cantidad significativa de sedimentos de grano fino (arcillas y limos), la deformación se compone de una gran parte inelástica, y la subsidencia derivada es permanente (Galloway *et al.*, 2016). Tal distribución espacial de propiedades mecánicas y variaciones de presión de poro resulta en un asentamiento diferencial (Carreón *et al.*, 2005). De manera general, la subsidencia debida a la extracción de agua subterránea no representa un mayor problema si el área subsidencia de manera uniforme; sin embargo, los mayores problemas y afectaciones derivan de la compactación diferencial vertical, desplazamientos

horizontales y fracturamiento (Burbey, 2002). Algunas de las causas potenciales de la compactación diferencial son las variaciones en los espesores del acuífero, descensos diferenciales en los niveles de agua subterránea a lo largo de fallas preexistentes, y variaciones laterales en las compresibilidades del sistema acuífero (Pacheco *et al.*, 2013). A pesar de que la magnitud del hundimiento diferencial en el terreno en ocasiones es casi imperceptible (generalmente de centímetros por año), su paulatina, pero continua reproducción (Pacheco *et al.*, 2012), afecta sustancialmente superficies muy extensas que van del orden de varios metros a kilómetros cuadrados (Holzer *et al.*, 1979). Este fenómeno se ha reportado en varias zonas del mundo como China, Tailandia, India, Estados Unidos, México, España, Italia, Irán, entre otras (Ye *et al.*, 2016; Phian-wej *et al.*, 2006; Galloway y Burbey, 2011; Galloway *et al.*, 2016; Tessitore *et al.*, 2016; Mahmoudpour *et al.*, 2016; Carbognin *et al.*, 2005). Por otro lado, asociada a la sobreexplotación de sistemas acuíferos, la subsidencia en la mayoría de los casos viene acompañada por la formación de fracturas en superficie (Galloway y Burbey, 2011; Galloway *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2016). De manera general, las fracturas son predominantemente fallas por tensión, en donde los lados opuestos se mueven perpendicularmente al plano de falla. Burbey (2002), señala que las fracturas asociadas con la extracción de agua subterránea generalmente obedecen a regiones con un clima árido o semiárido, en donde una zona frágil y no saturada superpone a un sistema acuífero deformado y sometido a esfuerzos por bombeo. Del mismo modo, depósitos no consolidados con altos coeficientes de compresibilidad, discontinuidades horizontales abruptas en la conductividad hidráulica o transmisibilidad, y la compactación vertical diferencial, son algunos de los factores también relacionados a la formación de fracturas. En concordancia con lo anterior, las zonas que exigen mayor demanda del recurso hídrico coinciden con las más densamente pobladas (Conway, 2016; Gong *et al.* 2018, Howard y Zhou, 2019), lo que impacta la integridad y estabilidad de estructuras (Castellazzi *et al.*, 2017). En México, el fracturamiento se ha reportado en ciudades como Aguascalientes, Querétaro, Toluca y Ciudad de México (Pacheco *et al.*, 2013; Ochoa *et al.*, 2018; Castellazzi *et al.*, 2017; Figueroa *et al.*, 2018), en donde se explotan intensamente los acuíferos (Farina *et al.*, 2007; Ávila, 2008; Cabral *et al.*, 2008, López *et al.*, 2009; Cabral *et al.*, 2011; Castellazzi *et al.*, 2017; Chaussard *et al.*, 2014).

1.3. Herramientas para el análisis de la subsidencia tridimensional

Dado que las herramientas de análisis de subsidencia mayormente utilizadas (medición por marcas in situ, extensómetros, y técnicas de percepción remota InSAR) tienen la limitante de hacer previsiones a futuro, los modelos matemáticos suponen una ventaja debido a la versatilidad en temas de simulación y predicción (Kan y Li, 2015; Mahmoudpour *et al.*, 2016; Rashvand *et al.*, 2019).

La subsidencia puede ser abordada bajo distintos esquemas de deformación cuya diferencia radica en el manejo del medio poroso y el objetivo final de la simulación. El enfoque basado en la teoría de la consolidación de Terzaghi (1925) asume que las capas de un acuífero poseen una extensión horizontal significativamente mayor al espesor (Galloway y Burbey, 2011; Bear y Corapcioglu, 1981a), derivando en deformaciones del medio principalmente verticales. Esta aproximación se ha utilizado en las últimas tres décadas del siglo XX implementándose en modelos multidimensionales (Helm, 1975; Helm, 1986; Leake y Prudic,

1991; Hoffman *et al.*, 2003; Leake y Galloway, 2007; Hung *et al.*, 2012; Calderhead *et al.*, 2010a; Mahmoudpour *et al.*, 2016) y dando resultados aceptables en desplazamiento verticales.

1.4. Estudios previos

En el valle de Toluca, se han realizado múltiples esfuerzos para entender en primera instancia, el funcionamiento del sistema acuífero, y posteriormente, la relación con las discontinuidades en superficie. Destaca el desarrollo de un modelo numérico de flujo y deformación enfocado en la simulación de elevaciones al nivel estático históricas además de la reproducción de subsidencia vertical como producto de la dinámica de extracción (Calderhead *et al.*, 2010a, 2010b, 2012). Asimismo, se han analizado imágenes satelitales a partir de técnicas de interferometría radar de apertura sintética con el fin de interpretar movimientos del terreno en el plano vertical y horizontal (Castellazzi *et al.*, 2017). Por su parte, el gobierno del estado a través de los Atlas de Riesgos (GEM, 2017, 2019) identifica puntualmente las trazas de fracturas dispersas en el Valle de Toluca y establece un margen precautorio de 25 metros a cada lado, donde se recomienda no desplantar ningún tipo de obra civil.

1.5. Justificación contextual y científica

La subsidencia es un tema que ha venido cobrando cada vez más interés, debido a las afectaciones en obras civiles que representa. Dicha problemática ha sido reportada y analizada en diversas partes del mundo (Ye *et al.*, 2016; Khang y Li, 2015; Boní *et al.*, 2020) abordándose desde distintas perspectivas y metodologías. Debido a que es un tema multidisciplinar, involucra ámbitos como los procesos de urbanización de una zona, los tipos de material geológico y edafológico, el historial de extracción de agua subterránea, así como los esfuerzos derivados de la actividad hidrogeológica.

A fin de lograr un análisis complementario y multidisciplinario, el uso de modelos matemáticos es una herramienta que está en auge, debido a que, por su naturaleza, se permite la simulación de escenarios evaluando distintos modelos conceptuales. Desde esta perspectiva, analizar el comportamiento tanto de niveles piezométricos como de la subsidencia provocada, permitirá la toma de decisiones referentes a tasas de extracción sustentables o estudio de métodos para controlar la subsidencia. En este sentido, la implementación de modelos geomecánicos juega un papel importante estableciendo la relación de los descensos de presión de poro con los esfuerzos tensionales de manera tridimensional, lo cual, ha dado resultados aceptables al calibrar los desplazamientos verticales con observaciones satelitales por medio de metodologías InSAR.

La presente investigación tiene como finalidad la implementación de técnicas y métodos geológicos, hidrológicos, hidrogeológicos, matemáticos y geodésicos para el análisis de los efectos que tienen los cambios de presiones de poro en los esfuerzos efectivos, las propiedades hidráulicas y la subsidencia. Los resultados de la investigación podrían servir como herramienta no solo para el manejo y gestión del agua, si no para la planeación urbana y usos de suelo en el Valle de Toluca.

1.6. Hipótesis

La disminución de presiones de poro y aumento de los esfuerzos efectivos provoca cambios en las propiedades hidráulicas y mecánicas condicionando la distribución espacial y temporal de los desplazamientos verticales en el Valle de Toluca.

1.7. Objetivos de la investigación

El objetivo principal de la tesis es analizar el comportamiento evolutivo espacial de los desplazamientos verticales del terreno en las zonas que presentan altas tasas anuales de subsidencia, teniendo como referencia un modelo geomecánico de deformación tridimensional basado en los gradientes de presión de poro como una fuente de esfuerzo. Lo anterior involucra la implementación de técnicas y métodos geológicos, hidrológicos, hidrogeológicos, matemáticos y geodésicos para el análisis de los mecanismos que propician la formación y/o reactivación de fracturas y fallas. Se pretende que los resultados de esta investigación sirvan como herramienta en la gestión del agua subterránea del Valle de Toluca y delimitación de zonas de riesgo.

Los objetivos específicos de esta investigación se presentan a continuación:

- 1) Evaluar el rol hidrogeológico de las fracturas con base en un modelo geológico tridimensional, la configuración piezométrica histórica y la ubicación de los fracturamientos.
- 2) Determinar el efecto del cambio climático y modificación al uso de suelo en la variabilidad espacial y temporal de la recarga potencial en el acuífero del Valle de Toluca, a partir de un modelo de balance hídrico a escala diaria para periodos históricos y futuros.
- 3) Plantear un modelo de flujo en condiciones estacionarias capaz de reproducir los niveles naturales del sistema (pre-desarrollo). Los cambios en las presiones de poro obtenidas del modelo de flujo estacionario serán las condiciones iniciales en un modelo de deformación geomecánica.
- 4) Acoplar un modelo geomecánico al de flujo transitorio capaz de simular los niveles piezométricos en condiciones de extracción, y la distribución espacial de las propiedades hidráulicas/mecánicas como una función del esfuerzo efectivo.
- 5) Obtener una mejor comprensión de las consecuencias de la continua extracción de agua subterránea, así como el impacto sobre el almacenamiento del acuífero siguiendo las tendencias actuales de explotación, al igual que el análisis de los factores y elementos críticos para simular una serie de escenarios de extracción de agua subterránea que minimicen la compactación inelástica.

1.8. Organización de la tesis

Esta tesis se enfoca en la simulación de los desplazamientos tridimensionales del suelo con base en las variaciones de presiones de poro productos de descensos piezométricos. El trabajo se conforma de seis capítulos, de los cuales, los capítulos principales (2-5) son redactados en formato de manuscrito. Bajo este formato es inevitable la repetición de antecedentes e introducción entre capítulos.

En el Capítulo 2 se establece el marco de referencia geológica e hidrogeológica a partir de diversos métodos de interpolación y herramientas de gestión geográfica. Se desarrolló el modelo geológico tridimensional utilizado en la simulación numérica de flujo. Se evaluó el régimen de flujo subterráneo histórico bajo un enfoque geoestadístico. Con base en la configuración geológica y la distribución de gradientes piezométricos se hizo una correlación con la ubicación de fracturas en el Valle Toluca.

El Capítulo 3 aborda los factores físicos y antropológicos que intervienen en las tasas de recarga en el acuífero Valle de Toluca. Se estimó la distribución espacio-temporal de la recarga histórica a partir de un modelo de Balance de Humedad del Suelo. Asimismo, se proyectó la recarga potencial futura al integrar predicciones climatológicas y de crecimiento de la población para el periodo 2020 – 2050.

En el Capítulo 4 se trasladó la conceptualización geológica del Valle de Toluca en términos numéricos. Se establecieron las condiciones de frontera integrando las principales fuentes y sustracciones de agua en estado estacionario. Las fases estacionaria y transitoria se evaluaron con parámetros hidráulicos/mecánicos como función del campo de esfuerzos efectivos. El modelo acoplado flujo-deformación se calibró con los registros de niveles estáticos de multipiezómetros y desplazamientos tridimensionales obtenidos por interferometría en estudios previos.

El Capítulo 5 parte del modelo hidrogeomecánico calibrado para proyectar los descensos piezométricos y movimientos del terreno a partir de escenarios futuros posibles. Los términos modificados son las tasas de recarga y los volúmenes de extracción de agua. Con las proyecciones de desplazamientos horizontales es posible delimitar las zonas de propensas a fracturamiento y los patrones de crecimiento de las fracturas existentes.

En el Capítulo 6 se presentan las principales conclusiones alcanzadas en los capítulos previos, además de las recomendaciones para trabajos futuros.

1.9. Referencias

Ávila J., 2008, Evolución de los procesos de subsidencia-creep-falla, casos: Morelia, Mich. y Celaya, Gto.: México, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 249 p.

Bear, J., y Corapcioglu, Y., 1981, Mathematical Model for Regional Land Subsidence Due to Pumping 1. Aquifer Subsidence Equations Based on Vertical Displacement Only: Water Resources Research, 17 (4), 937-946.

- Birdsall N., Kelley A., y Sinding S., 2001, Population Matters: Demographic Change, Economic Growth, and Poverty in the Developing World. EUA. Oxford University Press. 440 p
- Bloom D., y Canning D., 2004, Global demographic change: Dimensions and economic significance. National Bureau of Economic Research. Working Paper No. 10817
- Boní, R., Meisina, C., Teatini, P., Zucca, F., Franceschini, A., Ezquerro, P., Béjar, M., Fernández, A., Guardiola, C., Pastor, J., Tomás, R., y Herrera, G., 2020, 3D groundwater flow and deformation modelling of Madrid aquifer: Journal of Hydrology, 585, 1-17. doi: 10.1016/j.jhydrol.2020.124773
- Burbey, T., 2002, The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA: Hydrogeology Journal, 10 (5), 525-538. doi: 10.1007/s10040-002-0215-7
- Cabral E., Dixon T., Miralles F., Diaz O., Sánchez O., y Carande R., 2008, Space geodetic imaging of rapid land subsidence in Mexico City. Geological Society of America Bulletin, 120, 1556–1566. doi: 10.1130/B26001.1.
- Cabral E., Díaz O., y Delgado H., 2011, Subsistencia y sus mapas de peligro: Un ejemplo en el área nororiental de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(1), 53-60.
- Calderhead, A., Martel, R., Garfias, J., Rivera, A., y Therrien, R., 2010a, Pumping effects on land subsidence in the Toluca Valley, Mexico. Land Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development (Proceedings of EISOLS 2010, Querétaro, Mexico, 17–22 October 2010). IAHS Publ. 339.
- Calderhead, A., Martel, R., Alasset, P., Rivera, A., y Garfias, J., 2010b, Land subsidence induced by groundwater pumping, monitored by D-InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico: Canadian Journal of Remote Sensing, 36 (1), 9-23. doi: 10.5589/m10-024
- Calderhead, A., Martel, R., Garfias, J., Rivera, A., y Therrien, R., 2012, Sustainable management for minimizing land subsidence of an over-pumped volcanic aquifer system: Tools for policy design: Water Resources Management, 26, 1847-1864. doi: 10.1007/s11269-012-9990-7
- Carbognin L., Teatini P., y Tosi L., 2005, Land Subsidence in the Venetian area: known and recent aspects. Giornale di Geologia Applicata, 1, 5-11. doi: 10.1474/GGA.2005-01.0-01.0001
- Carreón D., Cerca M., y Hernández M., 2005, Propagation of fracturing related to and subsidence in the Valley of Queretaro, Mexico. Proceedings of the seventh international symposium on Land Subsidence. P. 155-164
- Castellazzi, P., Garfias, J., Martel, R., Brouard, C., y Rivera, A., 2017, InSAR to support sustainable urbanization over compacting aquifers: The case of Toluca Valley, Mexico: International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 63, 33-44. doi: 10.1016/j.jag.2017.06.011

- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., y Amelung, F., 2014, Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote Sens. Environ.*, 140, 94–106. doi: 10.1016/j.rse.2013.08.038
- CICEM, Colegio de ingenieros civiles del estado de México, 2008a, El agrietamiento del suelo de la zona metropolitana de la ciudad de Toluca. Manual informativo para ingeniería civil.
- CICEM, Colegio de ingenieros civiles del estado de México, 2008b, Actualización del estudio del subsuelo de la ciudad de Toluca. Manual informativo para ingeniería civil.
- Conway B., 2016, Land subsidence and earth fissures in south-central and southern Arizona, USA. *Hydrogeology Journal*, 24, 649-655. doi: 10.1007/s10040-015-1329-z
- Custodio E., 2002, Aquifer overexploitation: what does it mean?. *Hydrogeology Journal*, 10(2), 254-277.
- Farina P., Avila J., y Garduño V., 2007, Structurally-controlled urban subsidence along the Mexican Volcanic Belt (MVB) monitored by InSAR, en *Proceedings of Envisat Symposium 2007*. Montreux, Suiza, European Space Agency, 6 p.
- Figuroa S., Tuxpan J., Ramos J., Hernández V., y Villaseñor C., 2018, Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico: A review. *Engineering Geology*, 246, 91-106. doi: 10.1016/j.enggeo.2018.09.023
- Galloway, D., y Burbey, T., 2011, Review: Regional land subsidence accompanying groundwater extraction: *Hydrogeology Journal*, 19, 1459-1486. doi: 10.1007/s10040-011-0775-5
- Galloway, D., y Leake, S., 2016, Regional land subsidence caused by the compaction of susceptible aquifer systems accompanying groundwater extraction. En *Handbook of Applied Hydrology*, 1440 p.
- Galloway, D., Erkens, G., Kuniandy, E., y Rowland, J., 2016, Preface: Land subsidence processes: *Hydrogeology Journal*, 24, 547-550. doi: 10.1007/s10040-016-1386-y
- GEM, Gobierno del Estado de México, 2019, Atlas de Riesgos municipio de Toluca 2019-2021: *Gaceta Municipal Semanal*, 36 p.
- Gong, H., Pan, Y., Zheng, L., Li, X., Zhu, L., Zhang, C., Huang, Z., Li, Z., Wang, H., y Zhou, C., 2018, Long-term groundwater storage changes and land subsidence development in the North China Plain (1971-2015): *Hydrogeology Journal*. doi: 10.1007/s10040-018-1768-4
- Helm, D., 1975, One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixley, California: 1. Constant parameters: *Water Resources Research*, 11 (3), 465-478. doi: 10.1029/WR011i003p00465
- Helm, D., 1986, COMPAC: a field-tested model to simulate and predict subsidence due to fluid withdrawal: *Australasian Geomechanics Computing Newsletter*, 10, 18–20.
- Hoffmann, J., Leake, S., Galloway, D., y Wilson, A., 2003, MODFLOW-2000 ground-water model—user guide to the subsidence and aquifer- system compaction (SUB) package,

- USGS Open-File Rep 03-233, U.S. Geological Survey, Reston, VA, <http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr 03-233/>.
- Holzer, T., Davis, S., y Lofgren, B., 1979, Faulting caused by groundwater extraction in southcentral Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 84, 603–612.
- Howard, K., y Zhou, W., 2019, Overview of ground fissure research in China: *Environmental Earth Sciences*, 78-97. doi: 10.1007/s12665-019-8114-6
- Hung, W., Hwang, C., Liou, J., Lin, Y., y Yang, H., 2012, Modeling aquifer-system compaction and predicting land subsidence in central Taiwan: *Engineering Geology*, 147, 78-90. doi: 10.1016/j.enggeo.2012.07.018
- Kan, D., y Li, J., 2015, 3-D land subsidence simulation using the NDIS package for MODFLOW in *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 437-442.
- Leake, S., y Galloway, D., 2007, MODFLOW ground-water model—user guide to the subsidence and aquifer-system compaction package (SUB-WT) for water-table aquifers,” USGS Tech and Methods Rep 6–A23, U.S. Geological Survey, Reston, VA. <http://pubs.usgs.gov/tm/2007/06A23/>.
- Leake, S., y Prudic, D., 1991, Documentation of a computer program to simulate aquifer-system compaction using the modular finite-difference ground-water flow model, USGS Tech Water-Resour Inv, U.S. Geological Survey, Reston, VA. Book 6, Chap. A2, <http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a2/>.
- Mahmoudpour, M., Khamhechiyan, M., Reza, M., y Reza, M., 2016, Numerical simulation and prediction of regional land subsidence caused by groundwater exploitation in the southwest plain of Tehran, Iran: *Engineering Geology*, 201, 6-28. doi: 10.1016/j.enggeo.2015.12.004
- Murillo, H., 2008, Análisis de los agrietamientos y subsidencia en el Valle de Toluca y su interrelación con la sobreexplotación del agua subterránea (Tesis de licenciatura). Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.
- Naik P., Tambe J., Dehury B., y Tiwari A., 2008, Impact of urbanization on the groundwater regime in a fast growing city in central India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 146(1), 339-373. doi: 10.1007/s10661-007-0084-6
- Ochoa, G., Carreón, D., Franceschini, A., Cerca, M., y Teatini, P., 2018, Overexploitation of groundwater resources in the faulted basin of Querétaro, Mexico: A 3D deformation and stress analysis: *Engineering Geology*, 245, 192-206. doi: 10.1016/j.enggeo.2018.08.014
- Pacheco, J., Zermeño De León, M., Mendoza Otero, E., y de Alba, R., 2012, Zonificación del peligro por subsidencia: Caso Aguascalientes. Universidad Autónoma de Aguascalientes, Aguascalientes, México. 146 p.
- Pacheco J., Hernandez M., Burbey T., González N., Ortíz J. Zermeño M., y Solís A., 2013, Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the

- Aguascalientes Valley, México. *Engineering Geology*, 164, 172-186. doi: 10.1016/j.enggeo.2013.06.015
- Phian-wej, N., Giao, P., y Nutalaya, P., 2006, Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geology*, 82(4), 187-201. doi: 10.1016/j.enggeo.2005.10.004
- Rashvand, M., Li, J., y Liu, Y., 2019, Coupled stress-dependent groundwater flow-deformation model to predict land subsidence in basins with highly compressible deposits: *Hydrology*, 6 (3), 1-17. doi: 10.3390/hydrology6030078
- Terzaghi, K., 1925, Principles of soil mechanics: IV; settlement and consolidation of clay: *Erdbaummechanik*, 95 (3), 874–878. Trujillo-Candelaria
- Tessitore, S., Herrera, G., y Tomás, R., 2016, Comparison of water-level, extensometric, DInSAR and simulation data for quantification of subsidence in Murcia City (SE Spain): *Hydrogeology Journal*, 24, 727-747. doi: 10.1007/s10040-015-1349-8
- United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Facts (2018) World urbanization prospects: The 2018 Revision. Online edition. Available from <https://esa.un.org/unpd/wup/> Publications.
- Ye, S., Luo, Y., Wu, J., y Yan, X., 2016, Three-dimensional numerical modeling of land subsidence in Shanghai, China: *Hydrogeology Journal*, 24, 695-709. doi: 10.1007/s10040-016-1382-2
- Yi Z., 2010, Demography – Volume II. Encyclopedia of life support systems UK. EOLSS Publications
- Zeitoun, D., y Wakshal, E., 2013, Land Subsidence Analysis in Urban Areas. Springer. doi: 10.1007/978-94-007-5506-2

CAPÍTULO 2

Factores geológicos e hidrogeológicos asociados a las fracturas en la cuenca del Valle de Toluca

Geological and hydrological factors associated with fractures in the Toluca Valley basin

Cecilia **Rodríguez**^{1*}, Jaime **Garfias**¹, Richard **Martel**², Ignacio **Navarro**³

¹ Instituto Interamericano de Tecnología y Ciencias del Agua (IITCA), Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, 50130, Edo. México, México.

² Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Quebec, QC G1K 9A9, Canadá.

³ Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT-UANL), Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, 67700, Nuevo León, México.

*cecilia.campero@outlook.com

Resumen

El bombeo excesivo de agua subterránea en el Valle de Toluca ha derivado en subsidencia regional y manifestación de fracturas en los últimos 20 años. La exposición y crecimiento de tales discontinuidades provoca daños a la infraestructura y pérdidas económicas. En el presente estudio se analiza la configuración de la estructura geológica de la cuenca, los gradientes piezométricos desde 1975 y su posible influencia en la generación de fracturas. Se elaboró un modelo geológico tridimensional a partir de los registros de los pozos y secciones transversales existentes. Los datos estratigráficos fueron reinterpretados y clasificados para definir capas con características hidráulicas y mecánicas similares. Las elevaciones al nivel estático se simularon mediante un análisis geoestadístico para el periodo de 1975-2018. Los resultados de la piezometría reflejan los mayores gradientes negativos en zonas aledañas a las fracturas. El modelo geológico de 14 capas muestra un acuífero fracturado altamente irregular, principalmente en el área que subyace el centro de la ciudad de Toluca y la colonia San Pedro Totoltepec. La presencia de domos volcánicos, la existencia de materiales

susceptibles a la consolidación, así como la ubicación de descensos piezométricos en zonas aledañas a las rupturas, se sugieren como los factores que controlan la localización y generación de fracturas. El modelo geológico obtenido en este estudio consistirá la base de futuros modelos de flujo subterráneo.

Palabras clave: Acuífero del Valle de Toluca, fracturas, flujo de agua subterránea, modelo geológico tridimensional.

ABSTRACT

Excessive groundwater pumping in the Toluca Valley has resulted in regional subsidence and manifestation of ground fissures in the last 20 years. Such discontinuities result in damage to infrastructure and economic losses. This study evaluates the geological structure of the basin, the distribution of piezometric gradients, and its influence on the generation of faults and fractures. A regional three-dimensional geological model was developed using driller's logs and published cross-sections. Stratigraphic data have been reinterpreted and classified to define layers with similar hydraulic and mechanical characteristics. The hydraulic-head distributions were replicated through geostatistical analysis for the period 1975-2018. Piezometry results reflect the highest negative gradients in areas near fractures. The 14 layer geologic model shows a highly irregular fractured aquifer specially under the Toluca city center and San Pedro Totoltepec location. The presence of volcanic domes, the existence of materials susceptible to consolidation, in addition to the location of piezometric declines in areas around the ruptures, are suggested as characteristic factors controlling the location and generation of faults and fractures. The geological model obtained in this study will be applied to support future groundwater flow modelling.

Keywords: Toluca aquifer, ground fissures, groundwater flow, tridimensional geologic model.

2.1. Introducción

El crecimiento demográfico acelerado del Valle de Toluca, evidente desde la década de los 60's, se ha atribuido a la cercanía con la Ciudad de México, así como al asentamiento de una de las zonas industriales más importantes del país (Sánchez y Orozco, 2015; GEM, 2019). Al margen de la expansión urbana y el aumento en la demanda hídrica, surgió la necesidad de explorar recursos hídricos subterráneos para suministrar agua una población que anteriormente se abastecía de las lagunas (Albores, 1995). Las necesidades de agua para fines domésticos, agrícolas e industriales del Valle de Toluca son cubiertas mediante 1,109 pozos de bombeo. Sumado a esto, se localizan 198 pozos pertenecientes al Sistema Lerma, cuyo fin es extraer agua para la Ciudad de México (Figura 2.1).

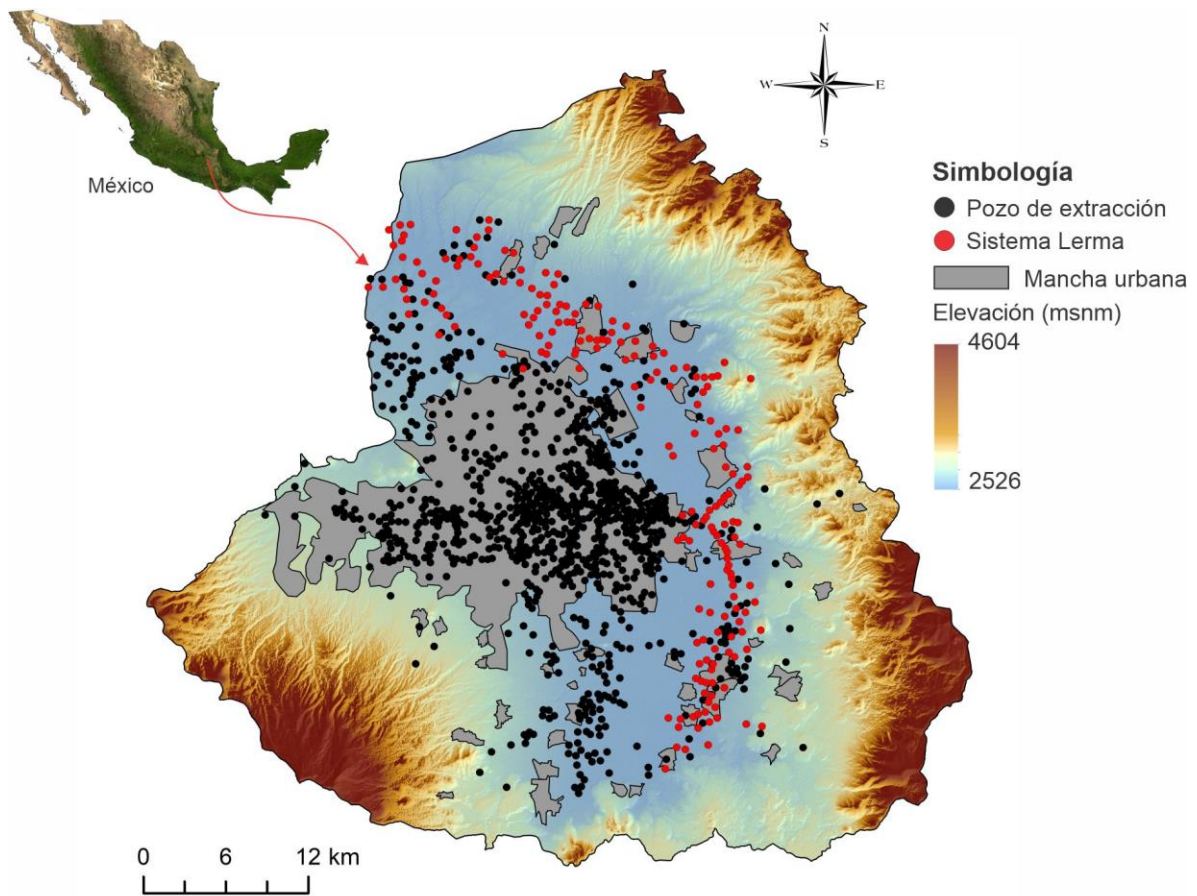


Figura 2.1. Ubicación geográfica de la cuenca del Valle de Toluca. La mayor densidad de pozos se localiza en la zona urbana, mientras que los aprovechamientos del Sistema Lerma captan el flujo que se recarga en la Sierra de las Cruces.

La rápida explotación de agua subterránea desde 1950 ha tenido efectos como la desecación de las lagunas Chignauapan, Tultepec y San Bartolo (Esteller y Díaz, 2002; Esteller y Andreu, 2005; Rudolph *et al.*, 2006; Calderhead *et al.*, 2010a; Hancox *et al.*, 2010; Salas *et al.*, 2011) y subsidencia regional con tasas que alcanzan los 9 cm/año en zonas de depósitos aluviales y lacustres (Calderhead *et al.*, 2010a, 2010b, 2011, 2012; Castellazzi *et al.*, 2017). De manera complementaria, se han manifestado fracturas en la Zona Metropolitana del Valle de Toluca (ZMVT), afectando edificios, tuberías y vías de comunicación (Murillo, 2008; CICEM, 2008a; CICEM, 2008b; Castellazzi *et al.*, 2017). A fin de analizar tales discontinuidades, se han realizado diversos estudios enfocados a la cartografía y medición por técnicas InSAR (Figuroa, 2004; Almazán, 2017; Castellazzi *et al.*, 2017; López, 2019). Por su parte, el gobierno del estado reporta las fracturas en los Atlas de riesgos, y coloca carteles en las áreas afectadas a modo de prevención. No obstante, la profundización en el mecanismo que genera tales discontinuidades en el Valle de Toluca continúa siendo un área de investigación en desarrollo.

Diversos estudios apuntan a la disminución de niveles piezométricos, generación de conos de abatimiento y presencia de basamentos rígidos con montículos enterrados como promotores de compactación diferencial, fracturas y reactivación de fallas (Pacheco *et al.*, 2006; Gambolati y Teatini, 2015; Ochoa *et al.*, 2015; Carreón *et al.*, 2016; Frigo *et al.*, 2019; Howard y Zhou, 2019; Schuck *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2021; Li *et al.*, 2022). A este respecto, las fallas son planos de rotura en macizos rocosos con movimiento relativo entre los bloques asociadas a procesos tectónicos (González *et al.*, 2002). En comparación, las fracturas corresponden a grietas de tensión asociadas a una compactación diferencial que genera componentes en el plano vertical y horizontal (Burbey, 2002, Conway, 2016). De acuerdo con tales definiciones, resulta adecuado caracterizar a las discontinuidades del Valle de Toluca como fracturas.

Este estudio se propuso con el objetivo de evaluar la configuración geológica/geométrica de la cuenca del Valle de Toluca, la evolución piezométrica y su posible relación con la ubicación de fracturas de la ZMVT. En ese marco de investigación, se plantea una revisión y reinterpretación del modelo geológico vigente (Calderhead *et al.*, 2011) con base en nueva información de pozos. Se analizaron las configuraciones y gradientes piezométricos por métodos geoestadísticos durante el periodo de 1975 a 2018. Este estudio constituye el primer acercamiento en la modelación de desplazamientos tridimensionales en el acuífero del Valle de Toluca.

2.2. Contexto geológico e hidrogeológico

La cuenca del Valle de Toluca con una extensión aproximada de 2,100 km², se localiza en el marco de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Está delimitada al este por la Sierra de las Cruces (3,000 msnm), y al oeste el volcán Nevado de Toluca (4,560 msnm) (Figura 2.2a). Los materiales geológicos se agrupan en tres clases: rocas ígneas, materiales piroclásticos y depósitos sedimentarios (Figura 2.2b). Las rocas ígneas se constituyen principalmente por andesitas y basaltos conformando el Nevado de Toluca, La Sierra de las Cruces, así como una serie de domos y conos cineríticos localizados en el oeste del valle. En esta clasificación, destaca el afloramiento de andesitas que conforman la Sierra de Morelos, al noroeste del centro de Toluca. Sobre las rocas volcánicas se depositan materiales piroclásticos

constituidos por lahares, bloques, cenizas, flujos de pómez, tobas y brechas volcánicas que afloran al pie de las sierras, que corresponden a la formación Tarango (Macías *et al.*, 1997). Los depósitos aluviales y lacustres que rellenan la cuenca, están interdigitados con materiales volcánicos.

En el ámbito estructural la zona está afectada por sistemas de fallas regionales que atraviesan las estructuras volcánicas mayores. El sistema de fallas San Antonio (SFSA) se localiza entre los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca con una orientación general NE-SW. Al sur el sistema de fallas Tenango (SFT) presenta orientación E-W y se caracteriza por fallas curvas y discontinuas, ruptura y formación de zonas de transferencia (García *et al.*, 2000). En la margen este el sistema de fallas de la Sierra las Cruces presenta tres orientaciones principales N-S, NE-SW y E-W (García *et al.*, 2008).

En la ZMVT se han registrado fracturas en zonas circundantes al cerro La Teresona y las colonias Santa María Totoltepec y San Pedro Totoltepec (Figueroa, 2004; Murillo, 2008; GEM, 2013; Arroyo, 2016; Almazán, 2017; Castellazzi *et al.*, 2017; GEM, 2019; López, 2019). Se distinguen las fracturas Miltepec (NE-SW), fracturas Coatepec (N-S), fracturas El Calvario (NE-SW y NW-SE). Se destaca la fractura Totoltepec con dirección NE-SW, que presenta un desplazamiento horizontal de 80 cm y vertical de hasta 1.40 m (Figura 2.3).

La organización hidrogeológica se asocia a un sistema multicapa complejo, constituido por dos acuíferos separados por un acuitardo. La unidad acuífera superior de tipo libre se caracteriza por ser un medio poroso compuesto por depósitos clásticos no consolidados e intercalados con flujos piroclásticos y horizontes de pómez. Esta unidad engloba a las formaciones Chalma, Tarango, así como los flujos andesíticos/basálticos y los depósitos aluviales. Asimismo, alcanza un espesor de aproximado de 200 m (CONAGUA, 2002; Cervantes y Armienta, 2004; Calderhead *et al.*, 2010). En el acuitardo intermedio se engloban tobas lacustres de baja permeabilidad y arcillas lacustres. El acuífero inferior corresponde a un medio fracturado de tipo semiconfinado, compuesto fundamentalmente por andesitas y basaltos.

La Sierra de las Cruces representa la principal área de recarga debido al alto grado de fracturamiento por enfriamiento de las rocas aflorantes de la cima (Birkle *et al.*, 1998). Asimismo, este flujo se integra con el proveniente del Nevado de Toluca para, a su vez, continuar con una dirección S-N similar al cauce del río Lerma hacia la cuenca de Ixtlahuaca/Atlahcomulco.

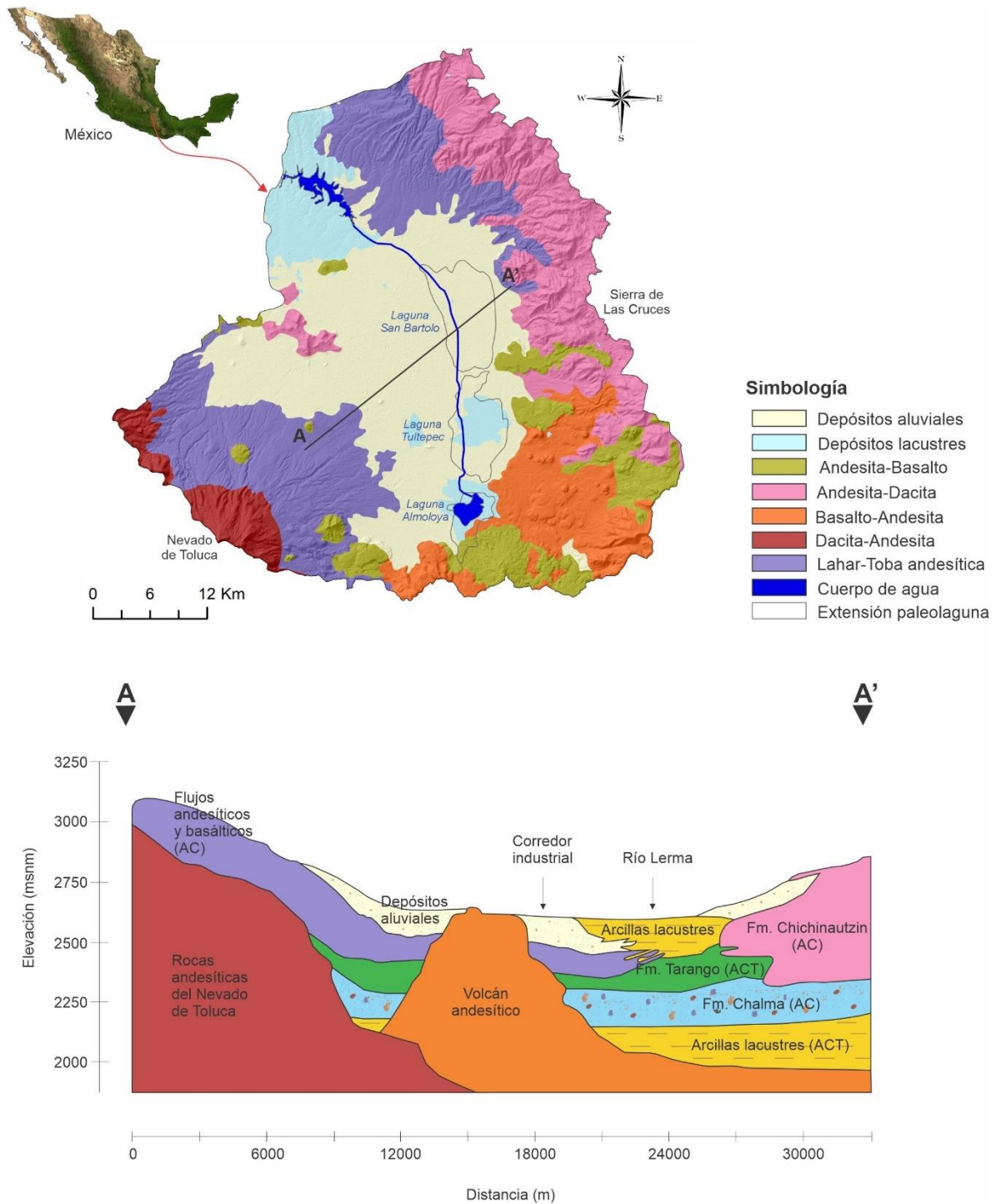


Figura 2.2. Geología regional del área. (a) Depósitos sedimentarios delimitados por rocas volcánicas provenientes de la Sierra de las Cruces y el Nevado de Toluca. (b) Secuencia geológica que rodea al cono andesítico subyacente del centro de Toluca. Modificado de Calderhead et al., 2011.



Figura 2.3. Distribución de fracturas observadas por Figueroa (2004), GEM (2013) y GEM (2019) en el área metropolitana de la ciudad de Toluca. Se muestran fotografías de evidencia de movimientos diferenciales: **A** Desplazamiento vertical, **B** Fractura de casa-habitación por desplazamiento vertical y horizontal, **C** Zapatas de casa-habitación expuestas por subsidencia.

2.3 Materiales y métodos

2.3.1. Integración de información geológica e hidrológica

Los datos utilizados en este trabajo comprenden un análisis de la geología superficial y modelos de elevación digital recopilados de fuentes gubernamentales de acceso libre. En tanto que, la estratigrafía y piezometría histórica se obtuvieron de estudios previamente realizados en el acuífero de Toluca (Cuadro 2.1). De igual modo, se integra información reciente de niveles estáticos proporcionada por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2018).

2.3.2. Conceptualización del medio geológico mediante modelación tridimensional

2.3.2.1 Dominio del modelo y clasificación de materiales geológicos

El dominio del modelo se estableció con base en la geología del Valle de Toluca, tomando como referencia el contacto entre el acuífero granular y el acuífero fracturado (Figura 2.4a). Lo anterior se basa en el hecho que la unidad granular es donde reside la mayor cantidad de pozos de extracción, asimismo, en la región montañosa no se cuentan con información suficiente de estratigrafía, piezometría y propiedades hidráulicas.

Dado que las fracturas se han atribuido a la excesiva extracción de agua y a la variación en la compresibilidad del medio poroso entre macizos rocosos y materiales no consolidados (CICEM, 2008a), resulta necesaria una agrupación de materiales con características hidrogeológicas y propiedades de deformación del medio poroso similares. Los lineamientos utilizados para la agrupación de litologías son: (1) Procedencia del material: origen volcánico o sedimentario, (2) Tamaño de grano de materiales sedimentarios: granos gruesos y finos, y (3) Contenido de arcilla. Se analizaron un total de 260 columnas litológicas que involucran perforaciones profundas y sondeos de penetración estándar (Figura 2.4b).

2.3.2.2 Interpolación de horizontes

En ausencia de fallas, pliegues u otras estructuras complejas en el Valle de Toluca, son útiles los métodos numéricos explícitos con el objetivo de establecer la elevación de contactos geológicos en una determinada ubicación (Wellmam y Caumon, 2018). A este respecto, se aplicó la interpolación por distancia inversa ponderada (Ecuación 2.1), donde, los pesos de ponderación se calculan con base en la distancia entre el punto de valor conocido y el punto de estimación, asumiendo que los puntos cercanos guardan mayor relación.

$$F(x, y) = \sum_{i=1}^n w_i f_i \quad \text{Ec. 2.1}$$

Cuadro 2.1. Síntesis de las fuentes de información utilizadas en el análisis geológico-hidrogeológico.

Parámetro	Fuente	Observación
Elevación	Nasa	jaxa/meti a los palsar rtc 2007. accessed through asf daac 21 january 2021 jaxa/meti a los palsar rtc 2010. accessed through asf daac 21 january 2021
Geología	Servicio Geológico de México	Geología superficial de México, escala 1:250,000
Cortes litológicos	Unitecnia, 1996	43 multipiezómetros 104 pozos del Sistema Lerma 47 pozos adicionales 13 sondeos de penetración estándar
Elevaciones al nivel estático	Unitecnia, 1996	Profundidad del nivel estático
Fracturas	Figueroa, 2004 García <i>et al.</i> , 2008 Almazán, 2017 Castellazzi <i>et al.</i> , 2017 GEM, 2019	Fracturas

Donde n es el número de puntos usados, f_i es el valor de la variable en el punto analizado y w_i es el peso ponderado asignado a cada punto. Para su aplicación se asignaron números de identificación de contacto litológico a cada columna con base en la elevación topográfica de cada unidad y la concordancia con estratos adyacentes. En las zonas carentes de perfiles litológicos se añadieron 8 “Dummy points”, los cuales consisten en pozos hipotéticos y cuyo fin es facilitar la interpolación de estratos (Pawlowsky *et al.*, 1993). La estratigrafía de los Dummy points se basa en la reportada en pozos cercanos. En zonas específicas se construyeron secciones transversales para establecer una condición geométrica inicial que fuera congruente para la interpolación 3d (Figura 2.4c).

2.3.2.3 Asignación de conductividad hidráulica

En la asignación de la conductividad hidráulica de arcillas y gravas, se retomaron valores obtenidos por métodos de tamaño de grano, pruebas de bombeo, pruebas de recuperación (slug test) y ensayos de permeabilidad Lefranc (Galván, 2015), cuya información fue sintetizada en diversos estudios desarrollados en el Valle de Toluca. Asimismo, se contemplaron valores propuestos en la literatura para suelos y depósitos volcánicos (Juárez y Rodríguez, 2005; Baumann *et al.*, 2019), así como los propuestos por Calderhead *et al.* (2011).

2.3.3. Geoestadística aplicada a la evolución del nivel estático

El nivel de agua subterránea es considerado una variable regionalizada, siendo los métodos geoestadísticos los más utilizados para su interpolación (Kitanidis, 1997; Chilès y Delfiner, 1999; Desbarats *et al.*, 2002; Peterson y Barnett, 2004; Lu *et al.*, 2009; Nikroo *et al.*, 2010). La ventaja de la implementación de tal enfoque, en general, es el análisis de la continuidad espacial de la variable utilizando funciones teóricas que parten del variograma (Ecuación 2.2)

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} Z(x_i) - Z(x_i + h) \quad , \quad \text{Ec. 2.2}$$

donde: n es el número de pares experimentales separados por un vector h , $Z(x_i)$ el valor de la variable de interés en el punto x_i con $i=1 \dots n$. Se utilizaron los niveles estáticos medidos en 42 multipiezómetros (Anexo A) a una profundidad de sonda de 150 m, durante el periodo de 1975 a 2018 (CONAGUA, 2018). Las técnicas de exploración de datos aplicadas comprenden histogramas de frecuencia y variogramas direccionales a 0°, 45°, 90° y 135°, cuyo fin es determinar tendencias de anisotropía.

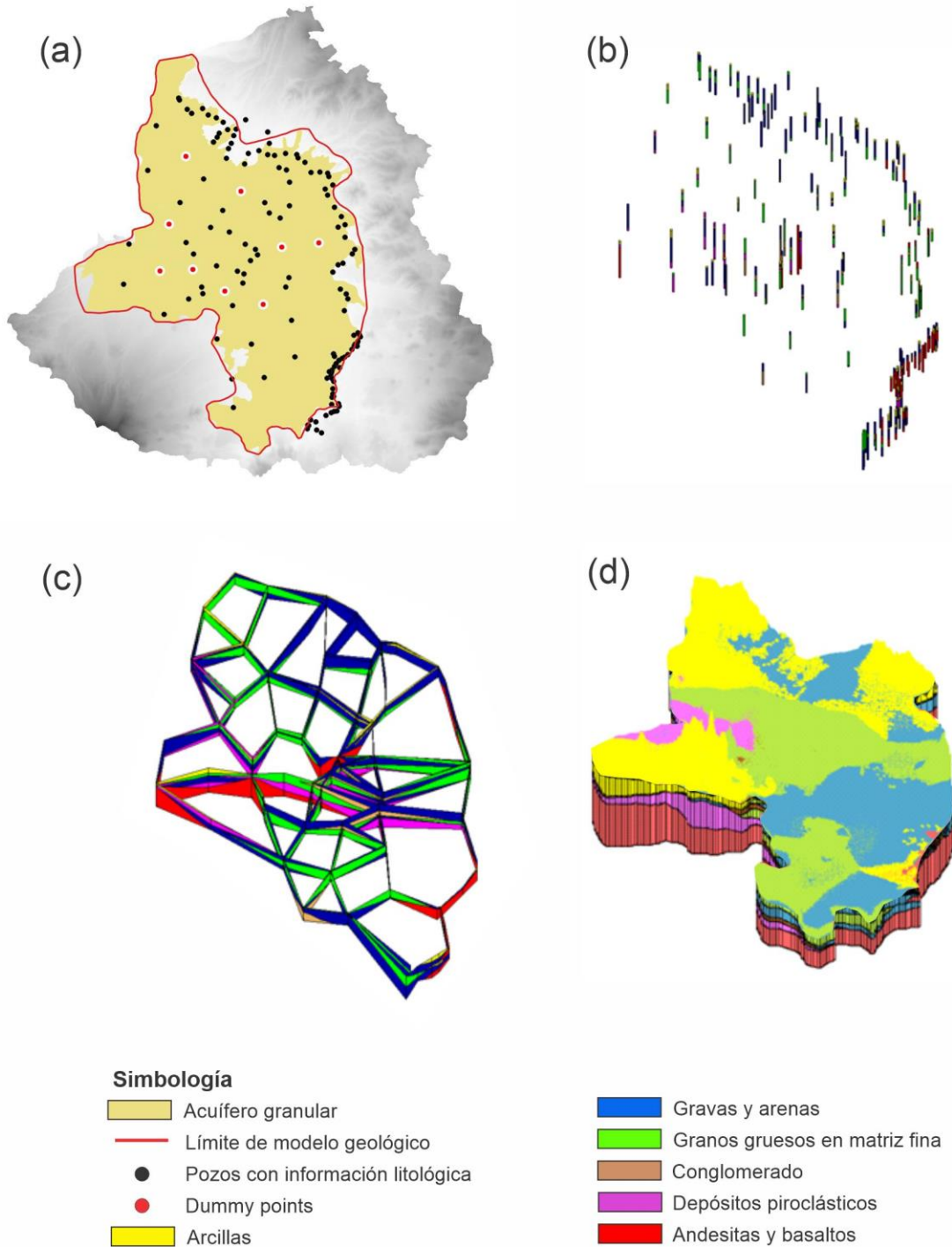


Figura 2.4. *Secuencia en la elaboración del modelo litológico tridimensional. a) Delimitación espacial y pozos utilizados para la interpolación, en color rojo se muestran los “Dummy points”. b) Registros de pozos reclasificados. c) Secciones transversales manuales. d) Modelo litológico compuesto por 6 tipos de material y 14 capas. Exageración vertical 15x.*

Las elevaciones de nivel estático fueron simuladas aplicando varios variogramas teóricos, cuyos resultados se evaluaron por validación cruzada con el método *Leave one out*. En esta validación, se omite cada uno de los datos del set y su valor se estima por kriging ordinario puntual haciendo uso de la función teórica propuesta (Oliver y Webster, 2014). La selección del modelo teórico se basó en los resultados de los índices de ajuste (Ecuación 2.3, 2.4, 2.5) que, por lo general, evalúan qué tanto se subestima o sobreestiman los datos y la tasa de desviación media cuadrada. Los índices utilizados son el error medio (ME), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) que evalúa qué tanto se subestima o sobreestiman los datos y la tasa de desviación media cuadrada (MSDR), cuyos valores esperados son ME= 0, RMSE= 0, MSDR= 1.

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)}{n} \quad \text{Ec. 2.3}$$

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{1/2} \quad \text{Ec. 2.4}$$

$$MSDR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(P_i - O_i)^2}{\hat{\sigma}_k^2(P_i)}, \quad \text{Ec. 2.5}$$

donde: n es el número de datos, P_i es el valor simulado, O_i es el valor observado y σ_k^2 es la varianza de kriging. Una vez establecida la función matemática con los menores errores, se realizó la interpolación de nivel por kriging ordinario (Ecuación 2.6) por medio del software Surfer v. 13 (Golden Software Inc., 2015)

$$\hat{z}_{x_0} = \sum_{i=1}^n \lambda_i z_{x_i}, \quad \text{Ec. 2.6}$$

donde \hat{z} es el valor estimado de la variable en el punto de interés x_0 , z es el valor observado en el punto medido x_i , λ_i es el peso correspondiente al punto x_i , y n es el número de datos usados para la interpolación.

2.3.4. Interpretación de fracturas en el contexto geológico y piezométrico

La construcción de secciones transversales en las zonas de principales fracturas permitió delimitar la geología subsuperficial y, por ende, evaluar la configuración de las rocas de basamento y los espesores sedimentarios. La integración del modelo geológico tridimensional, evolución piezométrica y ubicación de conos de abatimiento por extracción de agua permite formular una conceptualización del mecanismo que genera las fracturas.

2.4 Resultados y discusión

2.4.1. Modelo geológico tridimensional

Debido a que los macizos rocosos se encuentran mayormente a grandes profundidades, las variaciones piezométricas son pocos significativas. Se agruparon los basaltos, andesitas y riolitas en el grupo de rocas volcánicas. La clasificación de depósitos piroclásticos parte de su baja densidad y alta porosidad, que, a su vez, se caracteriza por lahares, bloques, cenizas, flujos de pómez, tobas blandas poco cementadas y brechas volcánicas. En el caso de los suelos, la categorización considera el tamaño de grano como punto de partida, distinguiéndose gravas, arenas, limos y arcillas. Las gravas y arenas se agruparon en una sola clase. Los estratos con contenido de finos, de acuerdo con la clasificación SUCS (Unified Soil Classification System) reportada en los perfiles estratigráficos se dividieron en granos gruesos embebidos en matriz fina y arcillas puras. De esta manera, es posible establecer una diferencia en el grado de consolidación de los estratos y potencial factor de subsidencia diferencial. Los 6 tipos de materiales aplicados a la reclasificación de todos los pozos son 1) Arcillas, 2) Gravas y arenas, 3) Granos gruesos en matriz fina, 4) Conglomerado, 5) Depósitos piroclásticos, 6) Sólidos volcánicos.

La interpolación de estratos partió de las secciones transversales construidas, obteniendo un modelo geológico (Figura 2.4d) conformado por 14 capas (Cuadro 2.2). De manera general, se identifica un estrato de rocas volcánicas como basaltos y andesitas, superpuestos por depósitos piroclásticos. Sobre esta secuencia, se identifican conglomerados, gravas y arenas, conforme la distancia a la superficie es menor, la granulometría disminuye alcanzando lechos arcillosos. Se identifican dos domos volcánicos que subyacen al centro de la ciudad de Toluca y a la colonia de San Pedro Totoltepec respectivamente. Este último coincide con la zona estable ante subsidencia caracterizada por Arroyo (2016) y denominada Punto de Control en el estudio de subsidencia vertical realizado por Calderhead *et al.* (2010a).

2.4.2. Evolución piezométrica

2.4.2.1 Ajuste de variograma teórico

Los sets de elevaciones de 43 piezómetros fueron graficados en histogramas (Figura 2.5), donde la mayoría de los datos oscilan entre 2510 - 2620 msnm, sin embargo, se observan datos extremos que rondan los 2750 - 2820 msnm considerados como *outliers*. Debido a los diferenciales topográficos de hasta 200 metros en la cuenca, en los histogramas de frecuencia se identificaron mediciones de 2750 - 2820 msnm que se alejan de la media (2510 - 2620 msnm) y aumentaban la desviación estándar del set. En tal sentido, los piezómetros de las serranías fueron descartados, y con las estaciones restantes (Figura 2.6), se elaboraron variogramas direccionales a 0°, 45°, 90° y 135° (donde 0° es la dirección horizontal y 90° la dirección vertical). Las mayores semivarianzas se presentaron a 0° y 45°, mientras que, las configuraciones más estables se observaron a 90° y 135° (Figura 2.7), destacando la característica anisotrópica de la carga hidráulica, siendo los ejes principales de anisotropía son determinados por la orientación del agua (Kitanidis, 1997). A este respecto, las funciones teóricas que se ajustaron mejor son las que incluyen un coeficiente de anisotropía comprendido entre 1.804 y 2 a un ángulo entre 118° y 135° (Cuadro 2.3).

Cuadro 2.2. Descripción de los materiales que conforman la estratigrafía del acuífero del Valle de Toluca en función de sus propiedades físicas e hidrodinámicas (Variación en profundidad). Valores tomados de la literatura (Juárez y Rodríguez, 2005; Baumann et al., 2019).

Material	Clave	Descripción	Espesor promedio (m)	Rango de Conductividad hidráulica K (m/s)
Capa 14	C 14	Arcillas	11.36	1.0e-11 - 1.0e-07
Capa 13	GS 13	Gravas y arenas	4.56	1.0e-04 - 1.0e-01
Capa 12	GF 12	Granos gruesos en matriz fina	8.96	1.0e-07 - 1.0e-04
Capa 11	FP 11	Flujos piroclásticos	5.68	1.0e-06 – 1.0e-02
Capa 10	AB 10	Andesitas y basaltos	0.90	8.0e-09 - 3.0e-04
Capa 9	C 9	Arcillas	0.92	1.0e-11 – 1.0e-07
Capa 8	GS 8	Gravas y arenas	33.04	1.0e-04 - 1.0e-01
Capa 7	CO 7	Conglomerado	11.61	1.0e-05 – 1.0e-03
Capa 6	GF 6	Granos gruesos en matriz fina	31.96	1.0e-07 - 1.0e-04
Capa 5	GS 5	Gravas y arenas	28.72	1.0e-04 - 1.0e-01
Capa 4	CO 4	Conglomerado	3.44	1.0e-05 – 1.0e-03
Capa 3	FP 3	Flujos piroclásticos	27.35	1.0e-06 – 1.0e-02
Capa 2	GS 2	Gravas y arenas	8.58	1.0e-04 - 1.0e-01
Capa 1	AB 1	Andesitas y basaltos	138.81	8.0e-09 – 3.0e-04

2.4.2.2 Evaluación del comportamiento evolutivo del nivel estático

Las superficies de nivel estático muestran un flujo de agua con dirección preferencial SE-NW, siendo las áreas de recarga la Sierra de la Cruces y el volcán Nevado de Toluca. Las isopiezas de los años 1975 y 1984 indican un patrón regional del flujo proveniente de las áreas de recarga hacia el cauce del río Lerma, que simula al enrutamiento de agua superficial (Figura 2.8a y 2.8b). El análisis de 1994 presenta un incipiente cono de abatimiento, así como la deformación de las líneas equipotenciales (Figura 2.8c). En las décadas posteriores, se observa una disminución de la distancia relativa entre isolíneas y retroceso hacia las zonas altas lo que sugiere un aumento del gradiente hidráulico en el centro de Toluca (Figura 2.8d, e y f). La existencia de un cono de abatimiento en el análisis de 2015 denota una deformación local de las equipotenciales, comportamiento que se mantiene en 2018.

Las estaciones con los residuales máximos y mínimos fueron analizadas para cada año de krigado. En general, de 1975 a 2004, las estimaciones más inexactas se localizan en las zonas altas cercanas al Nevado de Toluca, y a la salida de la cuenca. En contraste, las mejores predicciones se obtuvieron en áreas de planicie aledañas al cauce del río Lerma. En los últimos análisis, sin embargo, los mayores residuales se ubican en el corredor industrial (Figura 2.8e) y el centro de Toluca (Figura 2.8f). Esta configuración de residuales indicaría que la tendencia de flujo subterráneo se ha influenciado por perturbaciones locales, particularmente la extracción de agua. Por consiguiente, la aplicación de variogramas teóricos regionales para los años de 2015 y 2018 es poco recomendada. Los focos de extracción se ubican en las cercanías de las fracturas cartografiadas (Figura 2.9), esto podría indicar que los descensos piezométricos son un factor involucrado en la generación y/o evolución de fracturas. Particularmente, en la fractura Totoltepec, el foco de extracción localizado al sur de esta coincide con los estratos de sedimentos no consolidados y el bloque que se consolida.

2.4.3. Implicaciones de la configuración geológica en la ubicación de fracturas

Con base en las secciones transversales derivadas del modelo geológico 3d, el volcán andesítico que subyace al centro de Toluca funciona como una zona mecánicamente estable en comparación con los sedimentos de grano fino que se depositan en sus alrededores (Figura 2.10a). Lo anterior explicaría la ausencia de fracturas en el centro de la ciudad, así como la existencia de éstas con múltiples orientaciones en el área circundante. Curiosamente, la fractura Totoltepec se manifiesta en zonas cercanas a un segundo domo de rocas volcánicas. De acuerdo con los registros litológicos de pozos cercanos, se registra una secuencia de basalto andesítico en el pozo 15W, la cual, queda cubierta por un estrato de gravas y arenas (Figura 2.10b). En este contexto, la fractura Totoltepec, ubicada al sur de dicha estructura, coincide con una secuencia de depósitos piroclásticos, conglomerados, granos en matriz arcillosa y depósitos de grano grueso (en orden de localización del depósito). De tal columna se destacan los estratos con alto contenido arcilloso por su susceptibilidad a procesos de consolidación (Gambolati y Teatini, 2015). La zona de transición roca-sedimento podría suponer un área de esfuerzos cortantes en la cresta de los macizos rocosos generando subsidencia diferencial y fracturas (Figura 2.11).

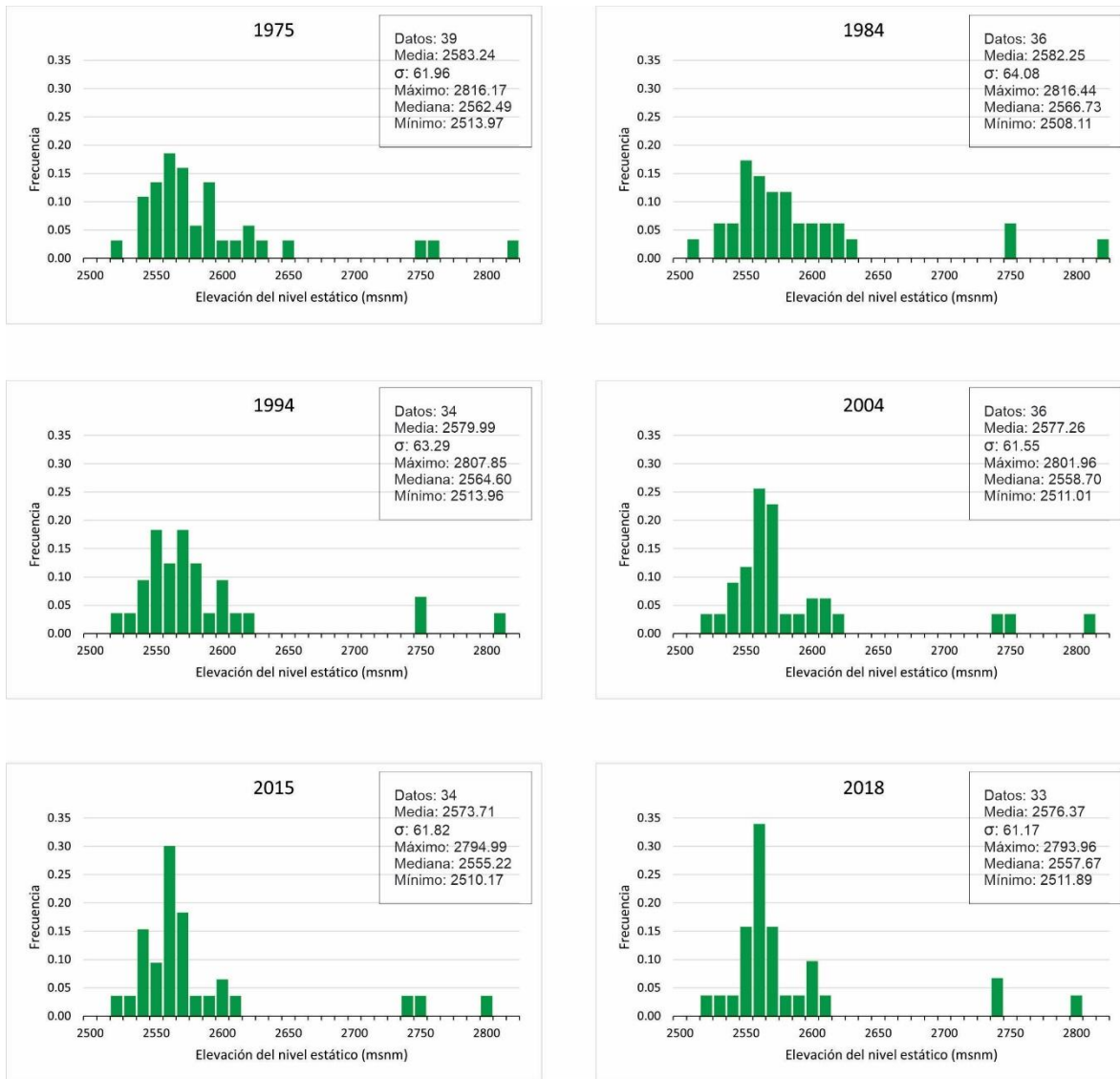


Figura 2.5. Histogramas de frecuencias relativas de elevación de nivel estático con valores outliers. Elaboración propia.

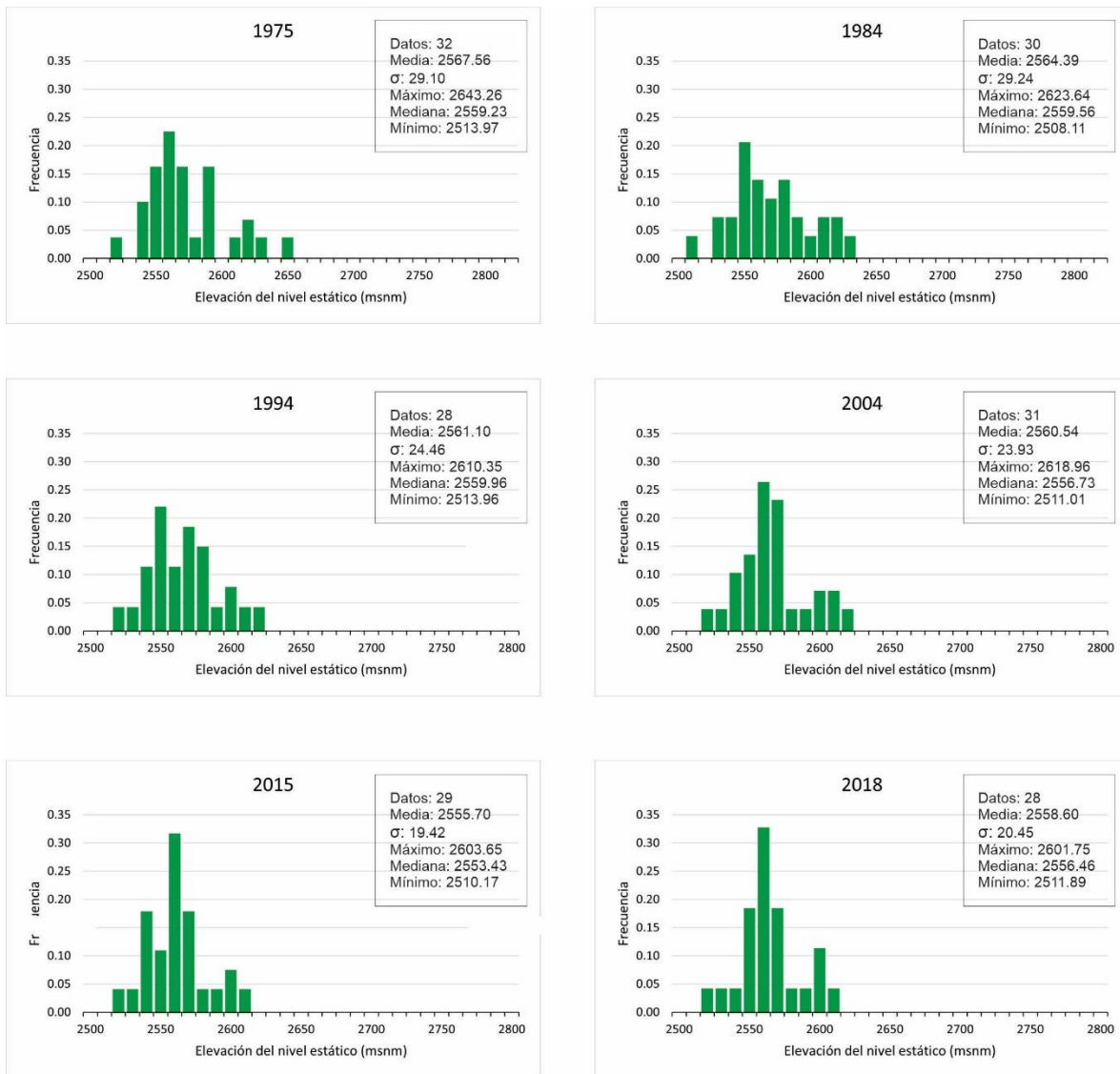


Figura 2.6. Histogramas de frecuencias relativas de elevación de nivel estático para los años seleccionados eliminados los valores extremos. Elaboración propia.

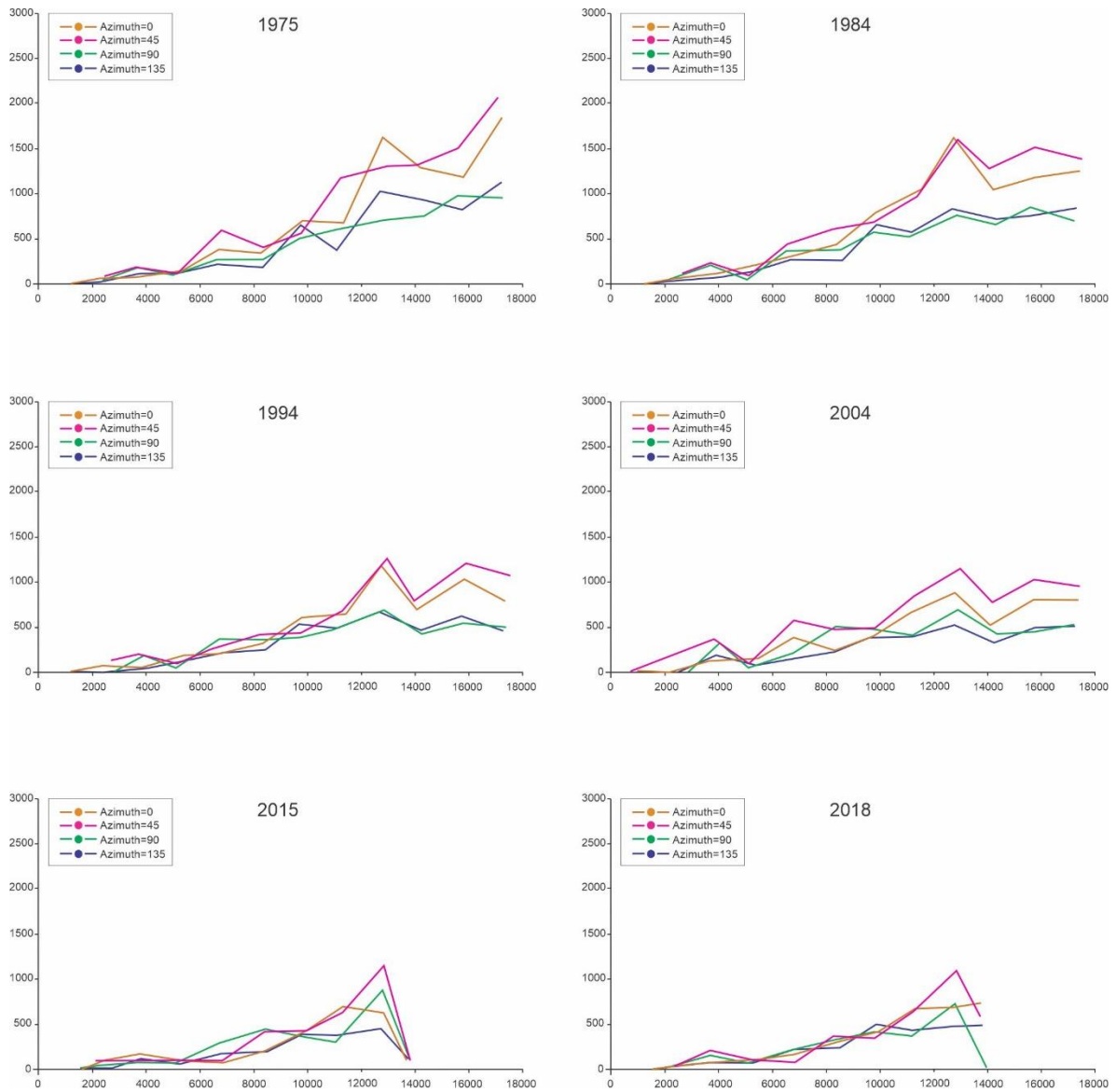


Figura 2.7. Variogramas experimentales para las direcciones 0° , 45° , 90° y 135° . Elaboración propia.

Cuadro 2.3. *Resumen de parámetros variográficos e índices de ajuste utilizados en kriging ordinario.*

Parámetro	1975	1984	1994	2004	2015	2018
Datos	32	30	28	30	28	27
Función de variograma	Lineal	Lineal	Exp	Lineal	Lineal	Lineal
Pendiente	0.03	0.035	NA	0.03	0.025	0.03
Meseta	NA	NA	925.2	NA	NA	NA
Rango	NA	NA	16000	NA	NA	NA
Factor de anisotropía	1.804	2	2	1.804	1.804	1.804
Ángulo de anisotropía	135	135	120.4	135	135	135
ME (m)	-0.6930	0.6344	0.1425	-0.3599	-0.1944	-0.1676
RMSE (m)	8.8030	9.3824	8.5307	8.3495	9.0941	8.7082
MSDR	0.9748	0.9711	0.9646	0.9685	0.9647	0.9633

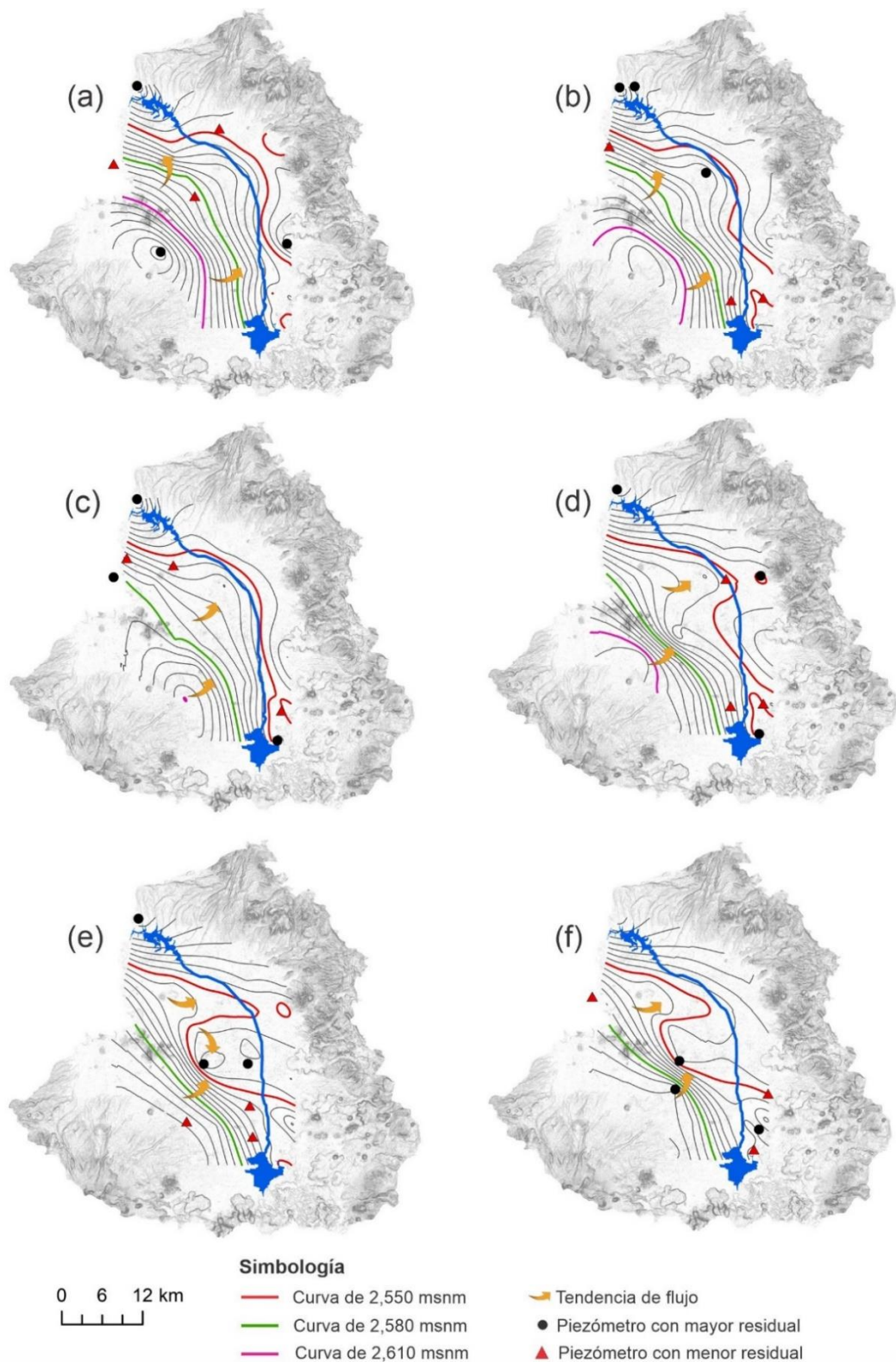


Figura 2.8. Evolución piezométrica obtenida por kriging ordinario para los años de a) 1975, b) 1984, c) 1994, d) 2004, e) 2015 y f) 2018. La deformación de las líneas equipotenciales sugiere cambios en la dirección de flujo por perturbaciones locales.

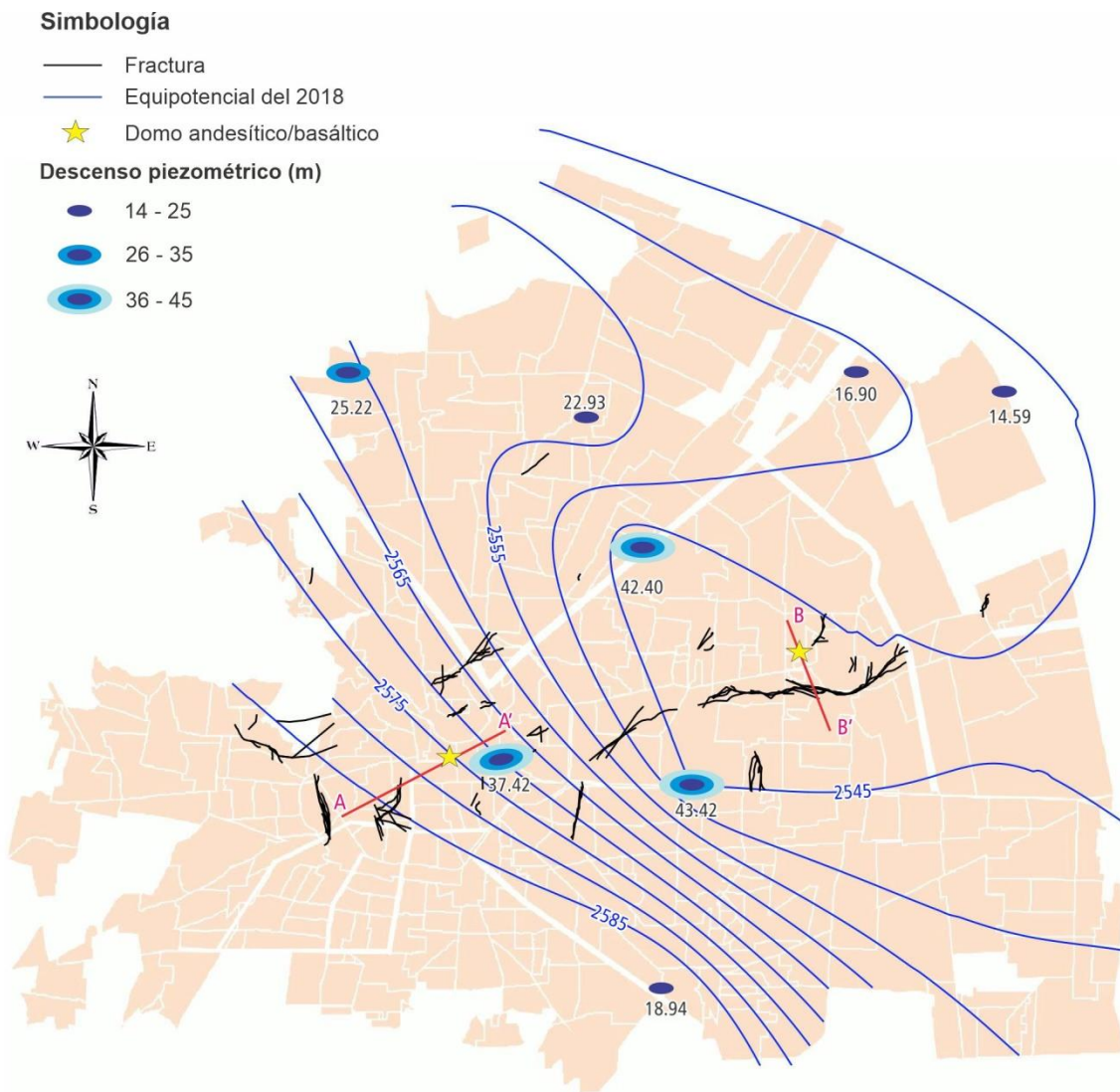


Figura 2.9. Descensos piezométricos acumulados desde 1975 a 2018. Los mayores focos descensos se ubican en zonas aledañas a fracturas y con depósitos superficiales mayormente arcillosos.

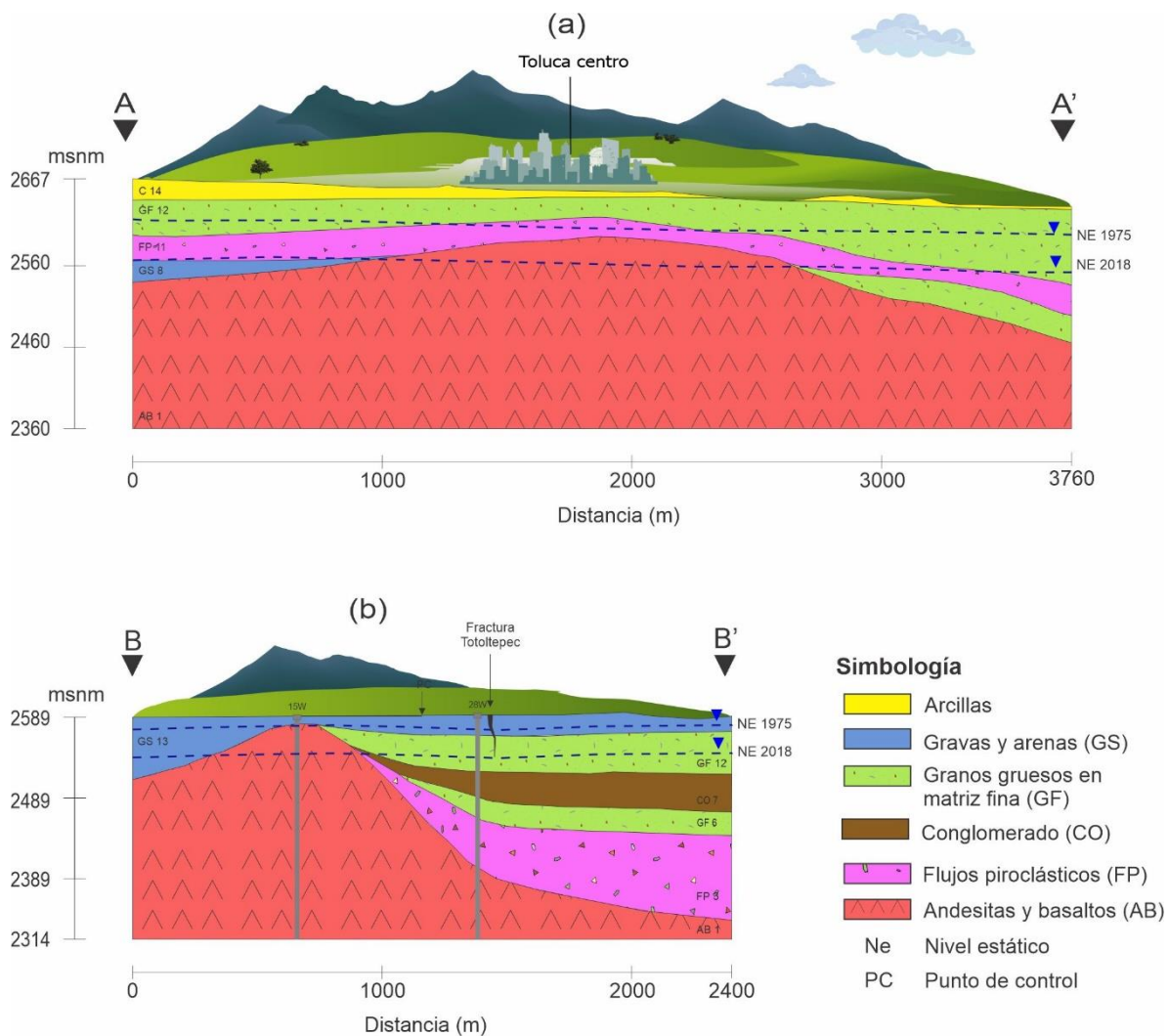


Figura 2.10. Secciones del modelo geológico tridimensional. a) Corte A-A' intersecando el centro de la ciudad de Toluca, b) Corte B-B' ubicado en la colonia San Pedro Totoltepec. El punto de control corresponde a una zona de poca subsidencia de acuerdo con Calderhead et al. 2010a. Los números indican el orden de cada estrato, siendo el 1 el estrato más profundo. Exageración vertical 5x.

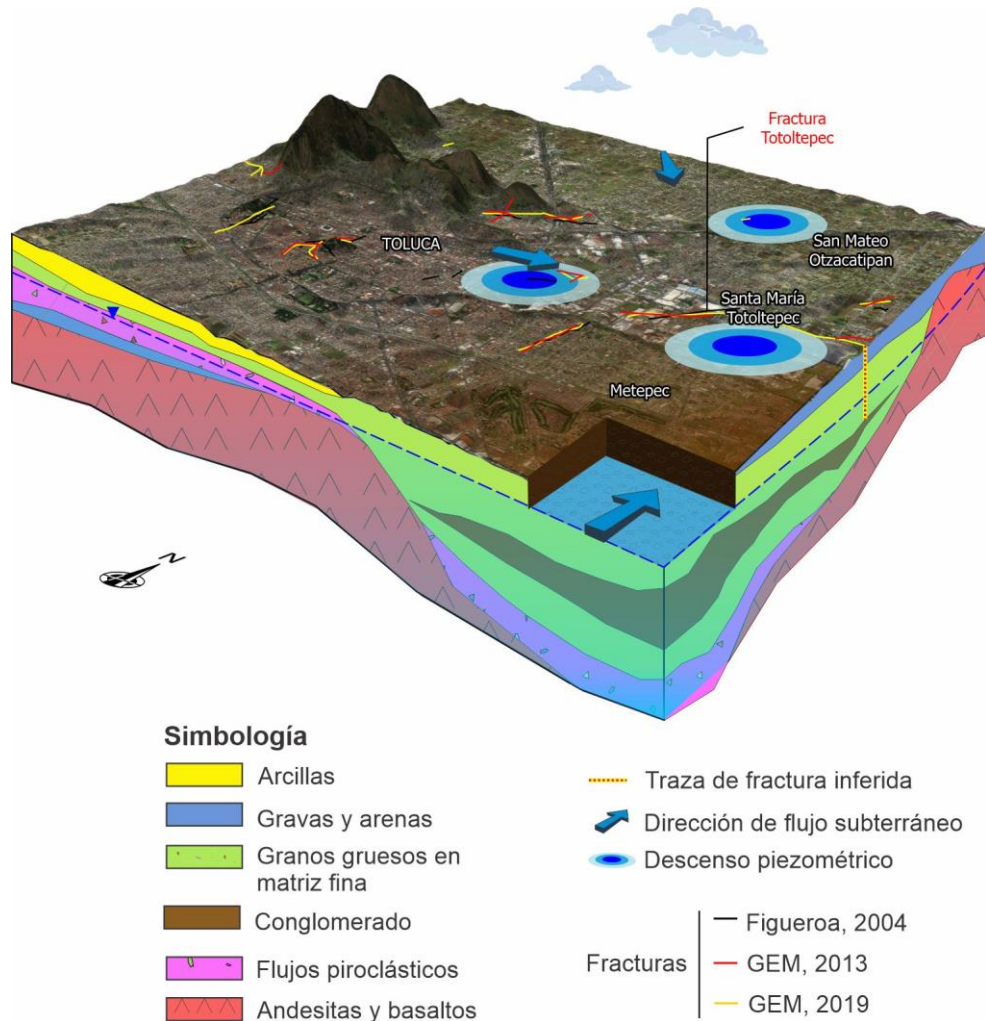


Figura 2.11. *Conceptualización del mecanismo de formación de fracturas y funcionamiento hidrogeológico de la fractura de Totoltepec. Los conos de basalto-andesita que subyacen el centro de Toluca y la colonia San Pedro Totoltepec funcionan como áreas estables ante procesos de consolidación. La configuración geológica, espesor de estratos arcillosos y descensos piezométricos condicionan la ubicación de fracturas. Se asume la profundización de la fractura Totoltepec funcionando como un plano preferencial del flujo subterráneo.*

2.5 Conclusiones

Este estudio se propuso con el objetivo de evaluar la configuración geológica/geométrica de la cuenca del Valle de Toluca, la evolución piezométrica y su posible relación con la ubicación de fracturas de la ZMVT. La reinterpretación e interpolación de los registros estratigráficos denota una geometría de estratos altamente irregular. La ubicación de fracturas muestra correlación con la presencia de domos volcánicos y descensos piezométricos. Las discontinuidades en los alrededores del centro de Toluca concuerdan con el domo andesítico subyacente reportado en estudios anteriores. Por otro lado, el bloque que baja en la fractura Totoltepec coincide con una secuencia de materiales piroclásticos y sedimentarios, donde destacan estratos de granos gruesos en matriz fina de hasta 70 m de espesor. Con base en las clasificaciones derivadas de Sondeos de Penetración Estándar, así como la estratigrafía reportada en los multipiezómetros y pozos del Sistema Lerma, las matrices finas son conformadas mayormente por arcillas que por limos. Lo cual indicaría que el paquete de granos gruesos en matriz fina presentaría un grado de consolidación ante diferenciales piezométricos.

Los resultados de la evolución piezométrica muestran la disminución en los niveles estáticos de manera general en la cuenca, así como un cambio en las direcciones de flujo a partir del análisis del año 1994. Del análisis geoestadístico aplicado a los niveles estáticos históricos, las principales inexactitudes obtenidas en el krigeado se ubican en las zonas de mayor abatimiento. Lo anterior tiene sentido ya que tales perturbaciones locales son difícilmente modeladas por variogramas regionales. A fin de contemplar el escarpado relieve de la cuenca, como una alternativa se sugiere la aplicación de co-kriging con una deriva topográfica.

Tomando juntos estos resultados, la zona de transición roca-sedimento no consolidado, la presencia de materiales susceptibles a consolidación, además de los descensos piezométricos por extracción de agua, concuerdan con la ubicación de las fracturas reportadas. El conocimiento de los factores que intervienen en el fracturamiento, sin duda, constituye uno de los primeros pasos en la delimitación de zonas de riesgo.

2.6 Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Autónoma del Estado de México por el soporte brindado para esta investigación. A la Comisión Nacional del Agua por proporcionar los datos de piezometría histórica. Al M.C. Manuel Ligonio por su asesoría en la reclasificación litológica. Al Ing. Javier Moreno, responsable del Laboratorio de Materiales de la UAEMex por la disposición de datos de suelos del Valle de Toluca.

2.7 Referencias

- Almazán, A., 2017, Peligros geológicos por fallas y grietas en la Zona Metropolitana del Valle de Toluca con base en un estudio morfoestructural. Toluca, México. Universidad Autónoma del Estado de México, Tesis de licenciatura, 110 p.
- Aquaveo, L.L.C., 2017. Groundwater Modeling System Version 10.3.8, build date, August 8, 2018, UT, USA.

- Ariel y Consultores, Estudio de Simulación Hidrodinámica y Diseño Óptimo de las Redes de Observación de los acuíferos de Calera, San Luis Potosí y Toluca (Tomo 3: Acuífero de Toluca), 1996, CNA (Comisión Nacional del Agua) México, DF, Unitecnia 308.
- Arroyo, N., 2016, Distribución espacial y evaluación temporal del proceso de consolidación del terreno por la sobreexplotación del agua subterránea. Toluca, México. Universidad Autónoma del Estado de México, Tesis doctoral, 206 p.
- Avalos, D., Dávila, N., Expósito, J., Pineda, N., y Némiga, X., 2019, Procesos de subsidencia en la ciudad de Toluca y alrededores asociadas a la sobreexplotación de los mantos acuíferos. Una aproximación a partir de correlación de técnicas radar y datos geológicos superficiales en Ley, J., Mas, J., Análisis geoespacial en los estudios urbanos.
- Baumann, V., Bonadonna, C., Cuomo, S., Moscariello, M., Biass, Sebastien., Pistolesi, M., y Gattuso, A., 2019, Mapping the susceptibility of syn-eruptive rain-triggered lahars at Vulcano island (Italy) combining field characterization and numerical modelling: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19 (11), 2421-2449. doi: 10.5194/nhess-19-2421-2019
- Bense V., Van Balen R., y de Vries J., 2003, The impact of faults on the hydrogeological conditions in the Roer Valley Rift System: An overview. *Netherlands Journal of Geosciences*, 82(1), 41-54. doi: 10.1017/S0016774600022782
- Bense, V., y Person, M., 2006, Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers: *Water Resources Research*, 42, W05421. doi: 10.1029/2005WR004480.
- Birkle, P., Torres, V., y González E., 1998, The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption: *Hydrogeology Journal*, 6, 500-517. doi: 10.1007/s100400050171
- Burbey, T., 2002, The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA: *Hydrogeology Journal*, 10 (5), 525-538. doi: 10.1007/s10040-002-0215-7
- Calderhead, A., Martel, R., Garfias, J., Rivera, A., y Therrien, R., 2010a, Pumping effects on land subsidence in the Toluca Valley, Mexico: *Land Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development (Proceedings of EISOLS 2010, Querétaro, Mexico, 17–22 October 2010)*. IAHS Publ. 339.
- Calderhead, A., Martel, R., Alasset, P., Rivera, A., y Garfias, J., 2010b, Land subsidence induced by groundwater pumping, monitored by D-InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico: *Canadian Journal of Remote Sensing*, 36 (1), 9-23. doi: 10.5589/m10-024
- Calderhead, A., Therrien, R., Rivera, A., Martel, R., y Garfias, J., 2011, Simulating pumping-induced regional land subsidence with the use of InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico: *Advances in Water Resources*, 34, 83-97. doi: 10.1016/j.advwatres.2010.09.017

- Calderhead, A., Martel, R., Garfias, J., Rivera, A., y Therrien, R., 2012, Sustainable management for minimizing land subsidence of an over-pumped volcanic aquifer system: Tools for policy design: *Water Resources Management*, 26, 1847-1864. doi: 10.1007/s11269-012-9990-7
- Castellazzi, P., Arroyo, N., Martel, R., Calderhead, A., Normand, J., Garfias, J., y Rivera, A., 2016, Land subsidence in major cities of Central Mexico: Interpreting InSAR-derived land subsidence mapping with hydrogeological data: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 47, 102-111. doi: 10.1016/j.jag.2015.12.002
- Castellazzi, P., Garfias, J., Martel, R., Brouard, C., y Rivera, A., 2017, InSAR to support sustainable urbanization over compacting aquifers: The case of Toluca Valley, Mexico: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 63, 33-44. doi: 10.1016/j.jag.2017.06.011
- Cervantes, A., y Armienta, M., 2004, Influence of faulting on groundwater quality in Valle del Mezquital, Mexico: *Geofísica Internacional*, 43 (3), 477-493.
- Chilés, J., y Delfiner, P., 1999, *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley, 734 p.
- CICEM, Colegio de ingenieros civiles del estado de México, 2008a, El agrietamiento del suelo de la zona metropolitana de la ciudad de Toluca. Manual informativo para ingeniería civil.
- CICEM, Colegio de ingenieros civiles del estado de México, 2008b, Actualización del estudio del subsuelo de la ciudad de Toluca. Manual informativo para ingeniería civil.
- Comisión Nacional del Agua, 2002, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de Toluca, estado de México. Gerencia de aguas subterráneas, Subgerencia de evaluación y modelación hidrogeológica, 37 p.
- Dataset: ©JAXA/METI ALOS PALSAR RTC 2007. Accessed through ASF DAAC 21 January 2021.
- Dataset: ©JAXA/METI ALOS PALSAR RTC 2010. Accessed through ASF DAAC 21 January 2021.
- Desbarats, A., Logan, C., Hinton, M., Sharpe, D., 2002, On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model: *Journal of Hydrology*, 255, 25-38. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00504-2
- Esteller, M., y Díaz, C., 2002, Environmental Effects of Aquifer Overexploitation: A Case Study in the Highlands of Mexico: *Environmental Management*, 29(2), 266-278. doi: 10.1007/s00267-001-0024-0
- Esteller, M., y Andreu, J., 2005, Anthropogenic effects on hydrochemical characteristics of the Valle de Toluca aquifer (central Mexico): *Hydrogeology Journal*, 13, 378-390. doi: 10.1007/s10040-004-0395-4
- Esteller, M., Rodríguez, R., Cardona, A., y Padilla, L., 2012, Evaluation of hydrochemical changes due to intensive aquifer exploitation: Case studies from Mexico:

- Environmental Monitoring and Assessment, 184, 5725-5741. doi: 10.1007/s10661-011-2376-0
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C., y Manetti, P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, 318, 161-185. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00310-8
- Figuroa-Vega, G., 2004, El agrietamiento de la ciudad de Toluca. Informe preparado a solicitud del Gobierno del estado de México, 27 p.
- Galloway, D., y Burbey, T., 2011, Review: Regional land subsidence accompanying groundwater extraction: Hydrogeology Journal, 19, 1459-1486. doi: 10.1007/s10040-011-0775-5
- Galván, J., 2015, Estudio de mecánico de suelos para una estructura anexa al edificio sede del Poder Judicial de la Federación, Toluca Edo. Mex. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de licenciatura. 176 p.
- García, A., Macías, J., y Garduño, V., 2000, Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: Tectonophysics, 318, 281-302. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00316-9
- GEM, Gobierno del Estado de México, 2019, Atlas de Riesgos municipio de Toluca 2019-2021: Gaceta Municipal Semanal, 36 p.
- Golden Software In (2015) Surfer V. 13 Powerful contouring, gridding & surface mapping system. Full User's Guide. Golden, Colorado.
- Gurwin, J., y Lubczynski, M., 2004, modeling of complex multi-aquifer systems for groundwater resources evaluation-Swidnica study case (Poland). Hydrogeology Journal, 13, 627-639. doi: 10.1007/s10040-004-0382-9
- Hancox, J., Gárfias, J., Aravena, R., y Rudolph, D., 2010, Assessing the vulnerability of over-exploited volcanic aquifer systems using multi-parameter analysis, Toluca Basin, Mexico. Environmental Earth Sciences, 59, 1643-1660. doi: 10.1007/s12665-009-0147-9
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1978, Ciudad de México E14A36 [Carta geológica]. 1:50,000. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1984, Milpa Alta E14A49 [Carta geológica]. 1:50,000. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1975, San Miguel Zinacantepec E14A37 [Carta geológica]. 1:50,000. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1975, Tenango E14A48 [Carta geológica]. 1:50,000. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1975, Toluca E14A38 [Carta geológica]. 1:50,000. México.

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1975, Villa del Carbón E14A28 [Carta geológica]. 1:50,000. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1975, Volcán Nevado de Toluca E14A47 [Carta geológica]. 1:50,000. México.
- Juárez, E., y Rodríguez, A., 2005, *Mecánica de suelos. Tomo I Fundamentos de la mecánica de suelos*: Limusa, 644 p.
- Kitanidis, P., 1997, *Introduction to geostatistics: Applications to Hydrogeology*. Cambridge University Press, 272 p.
- López, V., Expósito, C., Esquivel, J., y Esteller, M., 2015, Sobreexplotación del acuífero del Valle de Toluca y su incidencia en el medio ambiente. *Revista Latinoamericana el Ambiente y las Ciencias*, 6(12), 57-61.
- Lu, C., Shu, L., Chen, X., Tao, Y., y Zhang, Y., 2009, Kriging method for estimation of groundwater resources in a basin with scarce monitoring data: *Proceedings of Symposium New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse Regions*, Hyderabad, India. Publ. 333, 136-144.
- Macías, J., Arce, J., García, P., Siebe, C., Espindola, J., Komorowski, J., y Scott, K., 1997, Late Pleistocene–Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico. En: Link, K.P., Kowallis, B.J. (Eds.), *Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology*, Utah, Nevada, southern Idaho and Central Mexico. Brigham Young University, *Geology Studies*, 42, 493–528.
- Martín del Campo, M., Esteller, M., Expósito, J., y Hirata, R., 2014, Impacts of urbanization on groundwater hydrodynamics and hydrochemistry of the Toluca Valley aquifer (Mexico): *Environmental Monitoring and Assessment*, 186(5), 2979-2999. doi: 10.1007/s10661-013-3595-3
- Murillo, H., 2008, *Análisis de los agrietamientos y subsidencia en el Valle de Toluca y su interrelación con la sobreexplotación del agua subterránea*. Toluca, México. Universidad Autónoma del Estado de México, Tesis de licenciatura.
- Nikroo, L., Kompani-Zare, M., Sepaskhah, A., y Shamsi, S., 2010, Groundwater depth and elevation interpolation by kriging methods in Mohr Basin of Fars province in Iran: *Environmental Monitoring*, 166, 387-407. doi: 10.1007/s10661-009-1010-x
- Oliver, M., y Webster, R., 2014, A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging: *Catena*, 113, 56-69. doi: 10.1016/j.catena.2013.09.006
- Paredes, J., Esteller, M., y Expósito J., 2018, Determinación de la vulnerabilidad a la contaminación del acuífero del Valle de Toluca mediante el método SINTACS en Jiménez, M., Expósito J., Hernández, M., Gómez, M., (Eds.) *Ciencias del agua: Perspectivas desde la academia*, 1era ed. Investigación universitaria, 53-66.
- Pawlowsky, V., Olea, R., y Davis, J., 1993, Boundary Assessment Under Uncertainty: A Case Study: *Mathematical Geology*, 25(2), 125-144. doi: 10.1007/BF00893269

- Peterson, T., y Barnett, B., 2004, Kriging the Water Table with Predicted Water Levels and Its Uncertainty: 1st National Salinity Engineering Conference, Perth, Australia, 6 p.
- Rudolph, D., Sultan, R., Garfias, J., y McLaren, R., 2006, Significance of enhanced infiltration due to groundwater extraction on the disappearance of a headwater lagoon system: Toluca Basin, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 14, 115-130. doi: 10.1007/s10040-005-0463-4
- Salas, J., Garfias, J., Llanos, H., y Martel, R., 2011, Modelo numérico 1D de la dinámica de infiltración en la zona no saturada, acuífero del valle de Toluca: *Revista Mexicana de Ciencia Geológicas*, 28(1), 147-160.
- Sánchez, N., y Orozco, M., 2015, Configuración terciaria de la zona metropolitana de Toluca: *Bitácora* 25(1), 9-18. doi: 10.15446/bitacora.v1n25.40184
- Schuck, B., Desbois, G., y Urai, J., 2020, Grain-scale deformation mechanisms and evolution of porosity in experimentally deformed Boom Clay: *Journal of Structural Geology*, 130, 103894. doi: 10.1016/j.jsg.2019.103894
- Wellmann, F., y Caumon, G., 2018, 3-D Structural geological models: Concepts, methods, and uncertainties: *Advances in Geophysics*, 59, 1-121. doi: 10.1016/bs.agph.2018.09.001
- Winhausen, L., Klaver, J., Schmatz, J., Desbois, G., Urai, J., Amann, F., y Nussbaum, C., 2021, Micro-cracking and incipient shear microstructures at low-strain deformation of Opalinus Clay: Insights from triaxial testing and broad-ion-beam scanning-electron-microscopy (BIB-SEM): *Solid Earth*, (In press). doi: 10.5194/se-2021-39

CAPÍTULO 3

Estimación espacio-temporal de la distribución de la recarga potencial en el Valle de Toluca

Spatio-temporal estimation of potential groundwater recharge in the Toluca Valley

Cecilia Rodríguez^{1*}, Jaime Garfias¹, Richard Martel², Ignacio Navarro³

¹ Instituto Interamericano de Tecnología y Ciencias del Agua (IITCA), Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, 50130, Edo. México, México.

² Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Quebec, QC G1K 9A9, Canadá.

³ Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT-UANL), Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, 67700, Nuevo León, México.

*cecilia.campero@outlook.com

Resumen

El cálculo de la recarga potencial es un aspecto esencial en la gestión de recursos hídricos, planeación del desarrollo urbano/agrícola y la definición de las tasas de bombeo, a fin de prevenir o mitigar la sobreexplotación de acuíferos. En el Valle de Toluca, las altas tasas de extracción han inducido descensos piezométricos acompañados de un desbalance hídrico, al rebasar el volumen de recarga media anual. En este estudio, se desarrolló un balance de humedad del suelo a paso de tiempo 24 horas para la estimación de la recarga potencial histórica y futura. El periodo de análisis comprende de 1980 a 2021, y una proyección hasta 2050 con base en tres escenarios probables de precipitación, temperatura y crecimiento urbano. Los resultados indican un volumen promedio anual de recarga de 369.5 Mm³ con una tasa de 174.5 mm/año, alcanzando los 355.7 mm/año en épocas húmedas. La distribución espacial sugiere una recarga condicionada mayormente por la climatología en las zonas montañosas, mientras que, en el centro del Valle, se asocia con la modificación del uso del suelo. La expansión de la mancha urbana se posiciona como factor preponderante en el aumento de la escorrentía y el gradual decremento de la intercepción y la evapotranspiración real. La disminución en la recarga es una constante en los potenciales escenarios de recarga futura, en comparación con el histórico promedio, se proyecta un cambio negativo de 16.6%, 20% y 22.6% para los escenarios bueno, moderado y malo respectivamente. Las tasas de

recarga potencial obtenidas constituyen un parámetro inicial en modelos de flujo y análisis regionales de la cuenca.

Palabras clave: Valle de Toluca, recarga potencial, balance de humedad de suelo, cambio de uso de suelo.

Abstract

Estimating potential recharge is essential to water resource management, urban/agricultural development planning, and the definition of pumping rates to prevent or mitigate aquifer overexploitation. In the Toluca Valley, high extraction rates have induced piezometric declines accompanied by a water imbalance exceeding the average annual recharge volume. In this study, a daily soil moisture balance was developed for estimating historical and future potential recharge. The analysis period includes 1980 to 2021 and a projection until 2050 based on three probable scenarios of precipitation, temperature, and urban growth. The results indicate an average annual recharge volume of 369.5 Mm³ with a 174.5 mm/year rate, reaching 355.7 mm/year in wet seasons. The spatial distribution suggests a recharge conditioned in the mountainous areas mainly by the climatology and in the center of the Valley by the land use modification. Urban sprawl is a significant factor in the increase in runoff and the gradual decrease in interception and actual evapotranspiration. The decrease in recharge is a constant in the potential future recharge scenarios. Compared to the historical average, a negative change of 16.6%, 20%, and 22.6% is projected for the best, moderate, and bad scenarios, respectively. The potential recharge rates obtained are an initial parameter in regional basin flow models and analyses.

Keywords: Toluca aquifer, potential recharge, soil water balance, land use change.

3.1. Introducción

La disponibilidad media anual de un acuífero representa el volumen de agua que puede ser extraído sin alcanzar un estado de déficit. La evaluación de sistemas acuíferos en términos de disponibilidad media comprende un balance de entradas y salidas de agua, siendo la recarga el principal componente a determinar. A este respecto, el término de recarga se refiere al agua proveniente generalmente de la precipitación y que se infiltra en el suelo para reabastecer los acuíferos. Se distingue la recarga real que cruza efectivamente el nivel freático, en tanto que la recarga potencial representa el agua con posibilidad de dejar la zona radicular para convertirse eventualmente en recarga (Westenbroek *et al.*, 2018).

Las tasas de recarga son controladas por el clima, la topografía, la cobertura vegetal, el tipo y uso de los suelos, así como la profundidad de la zona radicular (Sanford, 2002). Por tales motivos, el cálculo in situ de la variable resulta complejo y costoso, siendo una alternativa la aplicación de métodos indirectos debido a la versatilidad en el manejo de la información, bajo costo y posibilidad de proyectar la recarga a futuro (Scanlon *et al.*, 2002; Mas *et al.*, 2014). En este rubro, destaca el método de balance de humedad del suelo, debido a la posibilidad de analizar individualmente las componentes del balance de agua (Bradbury *et*

al., 2017; Westenbroek *et al.*, 2021). Así, por ejemplo, destaca el código Soil Water Balance SWB2 utilizado en la estimación de la recarga potencial en cuencas regionales con climas diversos, comprobándose en general, una buena correspondencia con las tasas de infiltración medidas in situ (Smith y Westenbroek, 2015; Johnson *et al.*, 2018; Trost *et al.*, 2018; Shuler *et al.*, 2021).

Los estudios de recarga potencial adquieren relevancia en cuencas con acuíferos sobreexplotados, como es el caso del Valle de Toluca, donde la extracción de agua subterránea comienza a inicios de 1950, con el fin de abastecer necesidades domésticas, industriales y agrícolas. El principal efecto asociado es la sobreexplotación del sistema acuífero que, sin duda alguna, se manifiesta en la desaparición de pozos artesianos, desecación de lagunas, subsidencia regional y generación de fracturas (Esteller y Andreu, 2005; Calderhead *et al.*, 2010a; Calderhead *et al.*, 2010b; Castellazzi *et al.*, 2017). Aunque existen estudios previos de recarga potencial en el Valle de Toluca (Ortiz *et al.*, 2010; Calderhead *et al.*, 2012b; Pacheco, 2012; Salas, 2012; Sánchez, 2019), no se ha considerado aún la extensa variabilidad climatológica de la zona, ni la humedad remanente en el suelo que contribuye o previene la infiltración de agua. Del mismo modo, en los análisis existentes de proyección de la recarga, no se ha analizado, en general, el efecto asociado a la extensión de la mancha urbana.

El objetivo del presente estudio es estimar la recarga potencial histórica y futura en el Valle de Toluca mediante el modelo SWB2 y a su vez, considerando los efectos derivados del cambio climático, así como la modificación del uso del suelo. Este estudio proporciona información consistente referente al potencial de reabastecimiento de agua en el acuífero, útil en la toma de decisiones respecto a la planeación de extracción.

3.2. Descripción del área de estudio

El Valle de Toluca se localiza al centro de México a una altura promedio de 2,570 msnm, abarcando una extensión aproximada de 2,100 km² (Figura 3.1). El clima se clasifica como templado subhúmedo con una temperatura media anual que oscila entre 12 y 13 °C. Por su parte, la precipitación media anual ronda los 900 mm, concentrándose principalmente en los meses de mayo a octubre.

3.3. Contexto geológico e hidrogeológico

Los altos topográficos que delimitan naturalmente la cuenca son derivados de la actividad tectónica del Mioceno tardío y a los sistemas de fallas del Pleistoceno al Holoceno que originaron la Faja Volcánica Transmexicana (Ferrari *et al.*, 2000; García *et al.*, 2000). Estas estructuras corresponden principalmente al volcán Nevado de Toluca (4560 msnm) en el flanco suroeste, y la Sierra de las Cruces (3,000 msnm) al este. En la base de la columna estratigráfica se identifican rocas ígneas (basaltos y andesitas), le sobreyacen depósitos piroclásticos de lahares, cenizas y pómez que afloran al pie de las sierras (Macías *et al.*, 1997). Finalmente, se depositan sedimentos granulares de origen aluvial y lacustre, que se interdigitan con materiales de origen volcánico (Figura 3.1).

Condicionado a la geología, el sistema acuífero se divide en una unidad inferior de rocas volcánicas fracturadas provenientes del Nevado de Toluca y la Sierra de las Cruces. Sobre el

acuífero fracturado yace un acuífero granular donde se localizan la mayor cantidad de pozos de extracción (Cervantes y Armienta, 2004; Calderhead *et al.*, 2010a; CONAGUA, 2015). Análogo a los patrones de lluvia, la recarga ocurre en los altos topográficos motivado por la mayor precipitación y el grado de fracturamiento de las rocas, particularmente en la Sierra de las Cruces (Birkle *et al.*, 1998). Como resultado, el flujo subterráneo en condiciones naturales se dirige al centro de la cuenca, posteriormente presenta una dirección S-N similar al cauce del río Lerma hacia la cuenca de Ixtlahuaca/Atlacomulco. Sin embargo, el estado hidrodinámico natural de la cuenca ha sido transformado desde principios de la década de los 60's. Las tasas de extracción de agua han ido en aumento para abastecer las necesidades industriales, agrícolas y domésticas de la población creciente.

Asimismo, la instalación de la batería de pozos del Sistema Lerma captura parte de la recarga proveniente de las serranías del este. Este acelerado ritmo de extracción de agua ha provocado un desequilibrio hidrológico siendo insuficiente la recarga natural del sistema. El déficit en la disponibilidad media de agua se manifiesta hidrogeológicamente en la reconfiguración del patrón natural de flujo (Figura 3.1) y el desarrollo de importantes conos de descenso piezométrico en la zona industrial del Valle de Toluca.

3.4. Evolución del uso del suelo

La estratégica ubicación del Valle de Toluca en el centro del país y, muy especialmente, la cercanía con la ciudad de México ha favorecido el establecimiento de una de las principales zonas industriales del país. A la par del desarrollo industrial, el rubro demográfico presenta un crecimiento importante desde 1980 (Figura 3.2), alcanzado tasas promedio de hasta 30.27 km² por año durante la última década. Como resultado, los usos del suelo destinados a cultivos han disminuido su extensión, dando lugar al establecimiento de superficies artificiales (Cuadro 3.1).

3.5. Materiales y métodos

3.5.1. Modelo de balance hidrológico SWB2

El modelo de balance de humedad del suelo SWB2 es un código de acceso libre, el cual ha sido desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) para la estimación de la recarga potencial (Westenbroek *et al.*, 2018). El balance hídrico se basa en la modificación al método de Thornthwaite-Mather (Thornthwaite-Mather 1957), donde, la recarga potencial (Ecuación 3.1) representa el exceso de humedad del suelo fuera de la zona radicular.

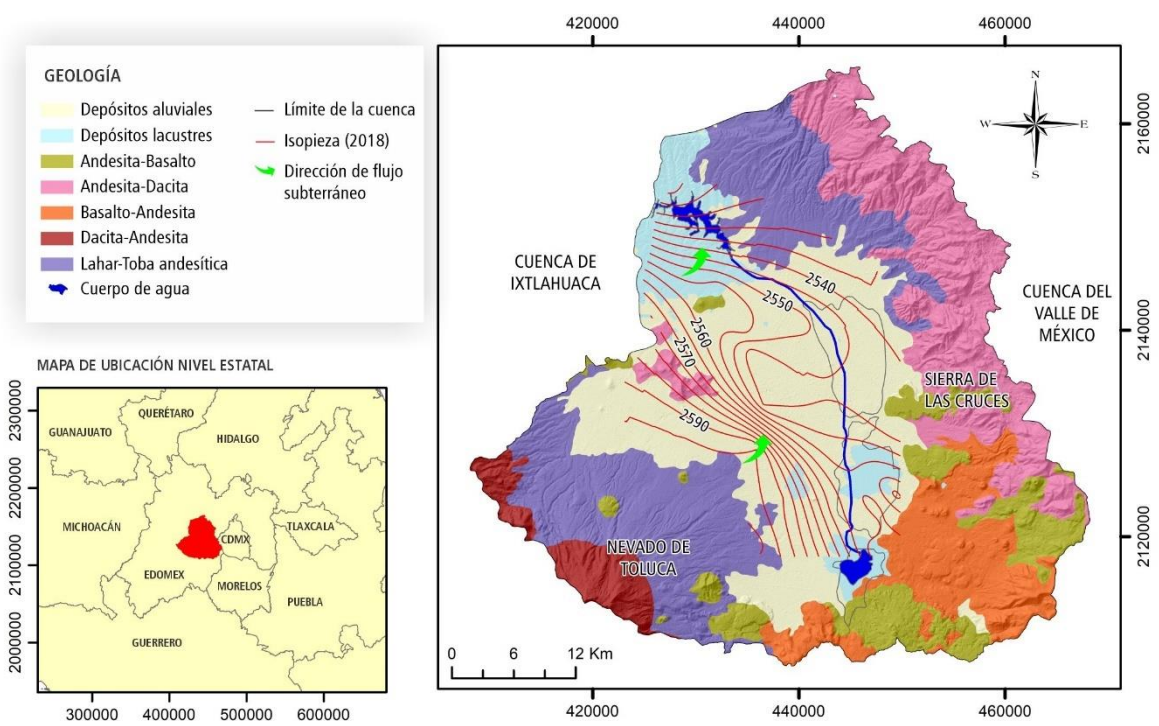


Figura 3.1. Ubicación geográfica del Valle de Toluca y geología superficial. Se muestran las isopiezas a partir de los registros piezométricos del año 2018 a una profundidad de sonda de 150 m.

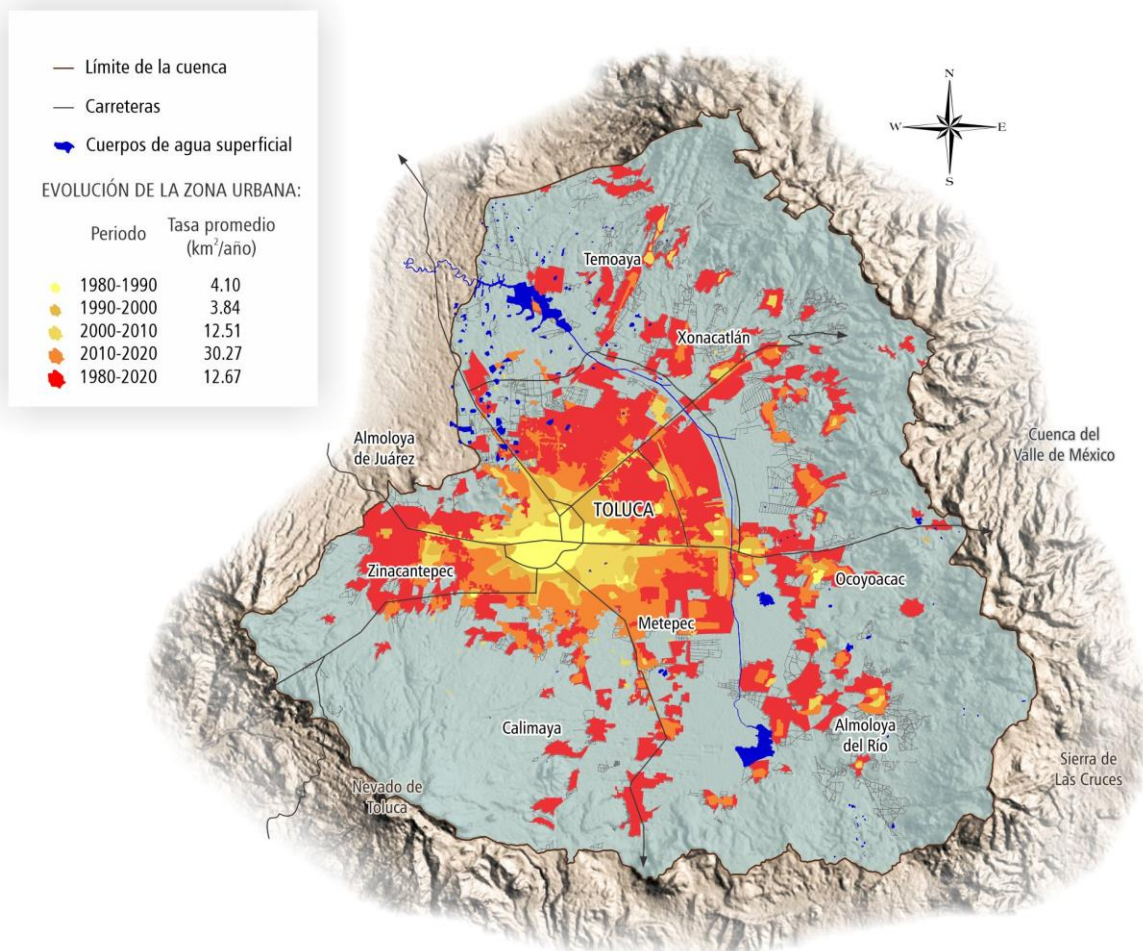


Figura 3.2. Crecimiento de la mancha urbana en el Valle de Toluca durante el periodo de 1980 a 2020, de acuerdo con los datos del INEGI y GlobeLand30. Análisis por década.

Cuadro 3.1. Evolución en la extensión del uso de suelo con base en los datos publicados por el INEGI (1997, 2001) y GlobeLand30 (Chen et al., 2014) para el Valle de Toluca.

Uso de suelo	1980-1984		1985-1994		1995-2004		2005-2014		2015-2020	
	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%	Área (km ²)	%
Cultivo	1419.4	67.0	1392.1	65.7	1183.2	55.9	1165.2	55.0	1045.1	49.3
Bosque	434.7	20.5	404.7	19.1	588.0	27.8	585.5	27.6	568.6	26.8
Pastizal	184.3	8.7	198.7	9.4	17.5	0.8	8.0	0.4	12.1	0.6
Matorral	7.4	0.4	4.7	0.2	26.9	1.3	39.9	1.9	66.8	3.1
Humedal	49.6	2.3	7.5	0.4	28.3	1.3	30.6	1.4	34.0	1.6
Cuerpo de agua	11.5	0.5	11.1	0.5	9.3	0.4	14.9	0.7	13.0	0.6
Superficie artificial	8.8	0.4	98.4	4.6	264.8	12.5	266.0	12.6	370.8	17.5
Área desnuda	2.3	0.1	1.0	0.0	0.3	0.0	8.2	0.4	7.9	0.4

$$R = \theta_t - \theta_r,$$

$$\theta_r = CAD \times PR, \quad \text{Ec. 3.1}$$

$$\theta_t = \theta_{t-1} + P - I - E - ET_R,$$

siendo R (*in*) la recarga potencial, θ_t (*in*) la humedad del suelo en el día de simulación, θ_r (*in*) es la capacidad de retención de la zona radicular, CAD (*in*) la capacidad de agua disponible en el suelo después de sustraer la necesaria por la vegetación, PR (*ft*) la profundidad de raíces, θ_{t-1} (*in*) es la humedad del día previo, P (*in*) es la precipitación, I (*in*) es la intercepción, E (*in*) es la escorrentía y ET_R (*in*) es la evapotranspiración real (Figura 3.3).

Las componentes del balance hídrico se estiman a pasos de tiempo de 24 horas en matrices cuadrangulares, cuyo esquema de cálculo comienza es la siguiente:

1. Lectura de datos de precipitación y temperatura
2. Cálculo de la intercepción I
3. Cálculo de la escorrentía ESC
4. Cálculo de la evapotranspiración potencial ET_p
5. Cálculo de la humedad del suelo provisional θ_{prov}

$$\theta_{prov} = \theta_{t-1} + P - I - ESC$$

Ec. 3.2

6. Cálculo de la fracción de humedad de suelo provisional f

$$f = \frac{\theta_{prov} - \theta_{PMP}}{\theta_{CC} - \theta_{PMP}}$$

Ec. 3.3

7. Cálculo de la evapotranspiración real ET_r como función de f y ET_p
8. Actualización de la humedad del suelo

$$\theta_t = \theta_{t-1} + P - I - ESC - ET_r$$

Ec. 3.4

9. Cálculo de la recarga potencial de acuerdo con:

- a. $\theta_t > \theta_{CC} \therefore R = \theta_t - \theta_{CC}$

- b. $\theta_t < \theta_{CC} \therefore R = 0$

Los métodos de cálculo de las componentes del balance hídrico son especificados en una tabla de búsqueda y se enlazan mediante un archivo de control. El esquema de resolución de SWB2 se realiza en mallas cuadrangulares, para lo cual, se delimitó un área de 71.2 km x 65.8 km con celdas cuadradas de 100 m x 100 m.

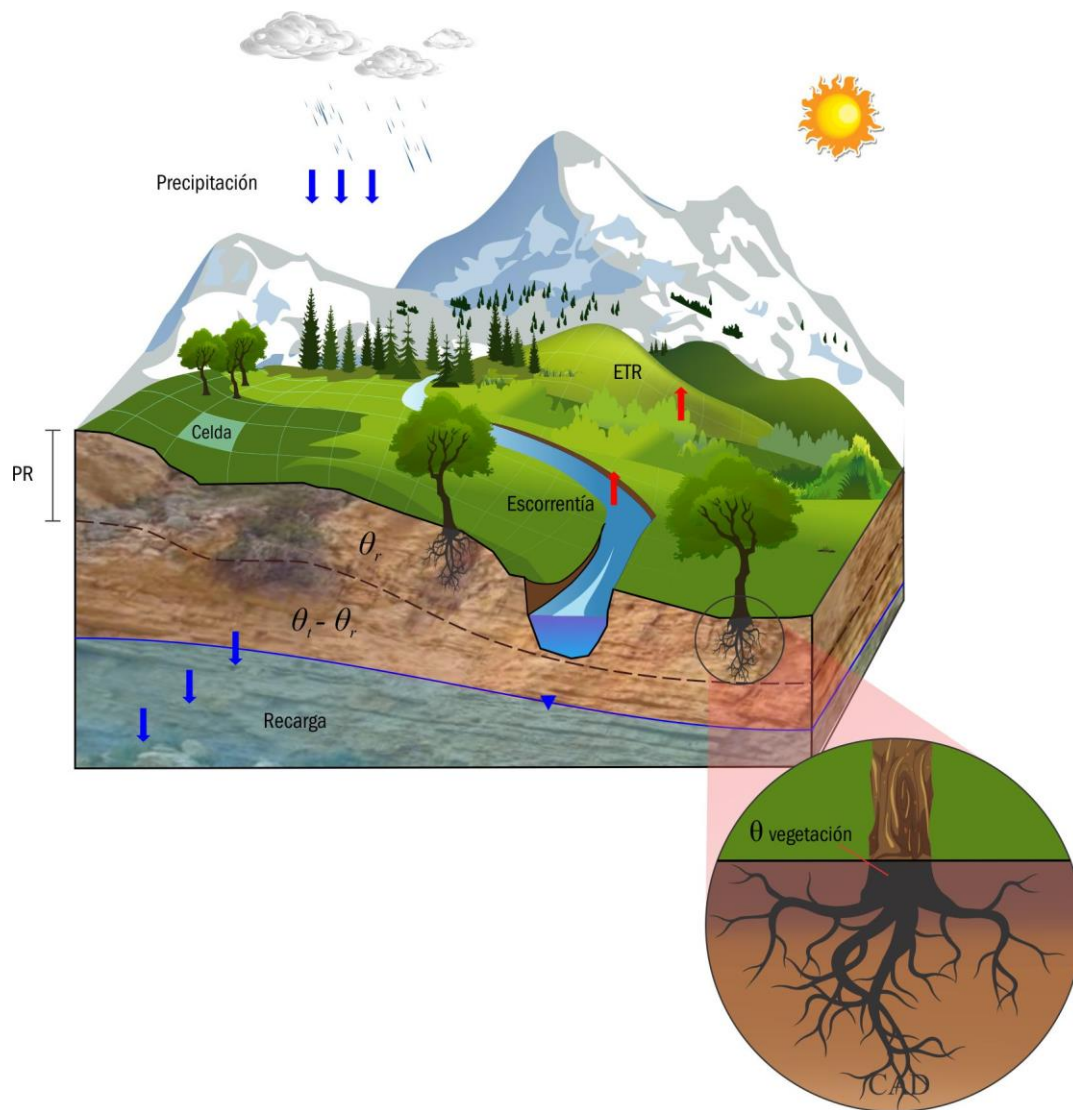


Figura 3.3. Factores que intervienen en el cálculo de recarga en SWB2. *P*: Precipitación, *N*: Derretimiento de hielo, *FE*: Flujo entrante, *ESC*: Escurrimiento, *ET*: Evapotranspiración, *I*: Intercepción, *R*: Recarga, *TAD*: Total agua disponible, θ_{FMP} : Humedad en el punto de marchitez, θ_{CC} : Retención del terreno. Elaboración propia.

3.5.2. Reclasificación del uso del suelo

La evolución del uso del suelo por factores tales como deforestación, degradación o conversión de un uso a otro (Meyer y Turner, 1994), se implementó utilizando distintas mallas de acuerdo con la disponibilidad de datos publicados. Se utilizaron los vectoriales de uso de suelo de INE-INEGI (1997, 2001) a escala 1:250 000 correspondientes a la serie I y serie II que describen las décadas de los 80's y 90's respectivamente. Para los años 2000, 2010 y 2020, se utilizaron los datos abiertos del proyecto GlobeLand30 (Chen *et al.*, 2014) desarrollado por el Centro Nacional de Geomática de China (ngcc.sbsm.gov.cn). GlobeLand30 tiene su fuente en imágenes de las constelaciones satelitales Landsat (EUA) y HJ-1 (China), lo que deriva en mallas de uso de suelo con una resolución de 30 metros. La clasificación de uso de suelo contempla diez clases: tierra cultivada, bosque, pastizal, matorral, humedal, cuerpo de agua, tundra, superficie artificial, tierra árida y zona de permanente nieve y hielo (Cuadro 3.1).

El tratamiento de los archivos vectoriales de INEGI consistió en la reclasificación de usos de acuerdo con los establecidos por GlobeLand30 y rasterizada a una resolución de 30 metros. Para evitar el exceso de carga computacional, se remuestrearon los ráster a una resolución de 100 m. La información obtenida INEGI y GlobeLand 30 se convirtió a formato Arc ASCII que resulta compatible con el modelo SWB2. A fin de considerar la evolución del uso de suelo en el análisis, se establecieron lapsos válidos para cada fuente de datos de uso de suelo (Cuadro 3.2). La categorización de usos de suelos utilizada por INEGI comprende 26 clases, las cuales, fueron reducidas a 8 clases de acuerdo con los utilizados en la herramienta GlobeLand30.

Cuadro 3.2. *Periodo de aplicación de los datos de uso de suelo obtenidos de INEGI y GlobeLand 30.*

Fuente	Periodo en que se utilizó
INEGI Serie I	1980 – 1984
INEGI Serie II	1985 – 1994
GlobeLand30 año 2000	1995 – 2004
GlobeLand30 año 2010	2005 – 2012
GlobeLand30 año 2020	2013 – 2020

3.5.3. Análisis de las series de tiempo de precipitación y temperatura

Los datos de precipitación, temperatura máxima y mínima, se compilaron de la base de datos DAYMET v. 4.0 (Thornton *et al.*, 2020) disponibles en <https://daymet.ornl.gov>. El proyecto DAYMET es una colección de algoritmos diseñados para la interpolación de datos meteorológicos diarios soportado por la NASA a través del Sistema de Información y Datos Científicos de la Tierra (ESDIS) y el Programa de Ecología Terrestre. El método de interpolación es realizado por pesos ponderados y posteriormente validada a través del protocolo “leave one out”. La fuente de datos para el caso de México, son las estaciones de la red climatológica histórica mundial (GHCN) en conjunto con las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). En este sentido, las lecturas reportadas por el SMN son procesadas por el GHCN. La recopilación de parámetros abarcó el periodo de 1980-2020 en polígonos con coordenadas: x_0 : -99.93, y_0 : 19.00, x_1 : -99.24, y_1 : 19.61. Los datos se descargaron en formato NetCDF a una resolución espacial de 1 km x 1 km y pasos de tiempo diarios durante el periodo de 1980 a 2020.

Para comprobar si la base de datos Daymet proporciona mediciones de precipitación y temperatura similares a las registradas por en las estaciones del SMN (<https://smn.conagua.gob.mx>), se llevó a cabo una relación promedio lineal entre los promedios anuales para el caso de la precipitación, y mensuales para la temperatura media, durante el periodo de 1981 - 2017. Del total de 21 estaciones climatológicas (Figura 3.4), se seleccionaron aquellas con el menor porcentaje de datos faltantes para completar las series de tiempo diarias respectivas (Cuadro 3.3). A partir del coeficiente de correlación entre estaciones, se delimitaron clústeres para el posterior tratamiento de relleno de datos (Figura 3.4).

En las series de precipitación se utilizaron pesos ponderados (Ecuación 3.5), aplicando la Generalización del coeficiente de correlación modificado con el método de ponderación de distancia inversa (Ecuación 3.6), que incluye, principalmente, el factor de la altura (Morales *et al.*, 2019),

$$Z_t = \sum_{i=1}^N W_i Z_i, \quad \text{Ec. 3.5}$$

$$W_i = \frac{r_{it}^p d_{it}^{-q} h_{it}^{-s}}{\sum_{i=1}^N r_{it}^p d_{it}^{-q} h_{it}^{-s}}, \quad \text{Ec. 3.6}$$

donde, Z_t es el valor estimado de la precipitación para el punto t , N es el número de estaciones vecinas que conforman el clúster de estimación, W_i es el peso ponderado de la estación i -th, Z_i es el valor de precipitación observado en la estación i -th, r_{it}^p , d_{it}^{-q} y h_{it}^{-s} representan el coeficiente de correlación, la distancia y la diferencia de altura entre la estación en análisis t y las estaciones vecinas i -th, respectivamente. El exponencial p es el coeficiente de correlación de Pearson, q representa la influencia de la distancia en los datos cuyo valor fluctúa entre 1.0 y 6.0; y s el grado de dominio de altura entre estaciones. De este modo, la precipitación media anual se comparó con el valor del pixel correspondiente a cada estación climatológica en los ráster Daymet.

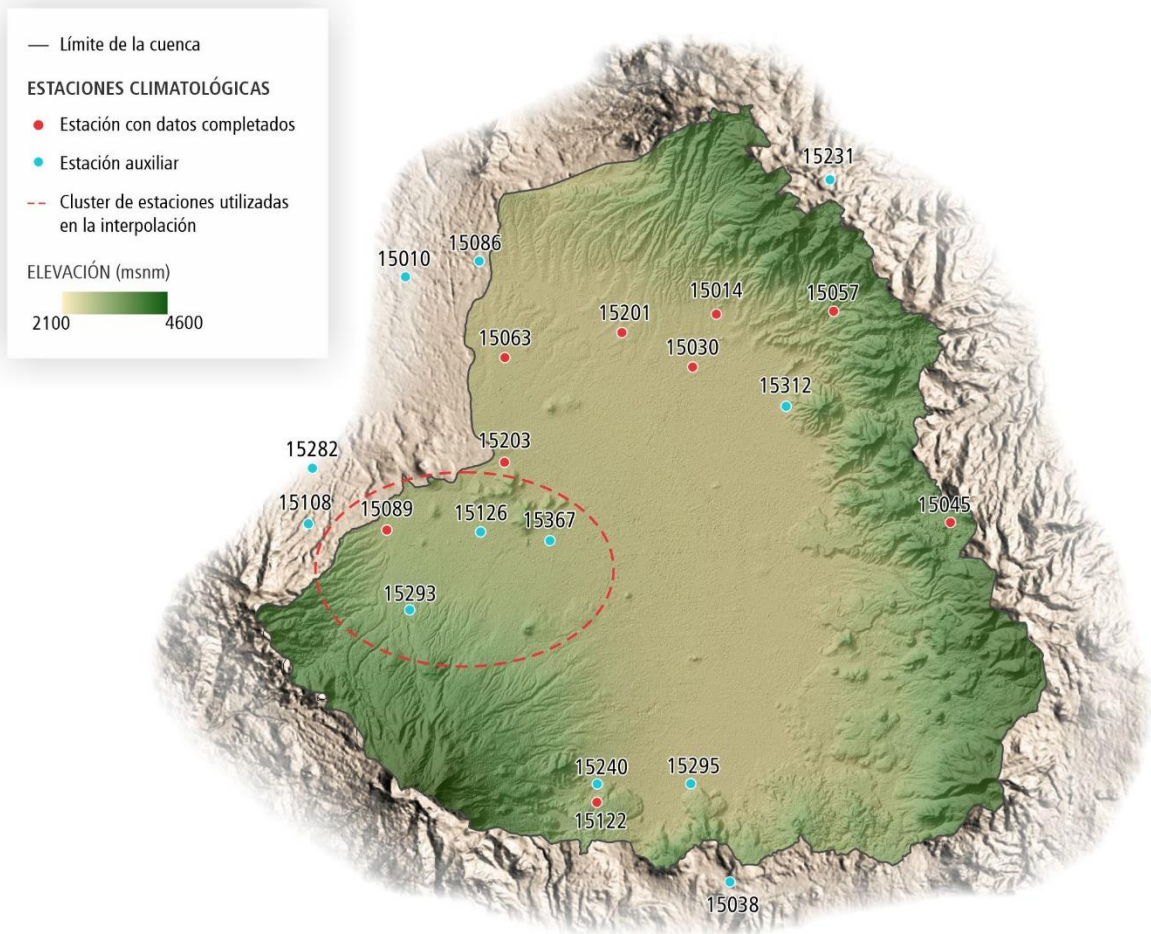


Figura 3.4. Ubicación de las estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional utilizadas en la comparación con los datos DAYMET de precipitación y temperatura.

Cuadro 3.3. Estaciones climatológicas con registros de 1989-2017 utilizadas en la comparación con los datos DAYMET.

Clave	Nombre	Longitud	Latitud	Elev	DF (%)
15014	Capulhuac	443082.5	2149695.5	2760	4.59
15045	La Marquesa	460835.5	2133910.8	2230	5.99
15057	Mimiapan	451976.6	2149915.6	2882	11.17
15063	Nueva Santa Elena	427060.6	2146464	2611	2.78
15089	San Francisco Tlalcialcalpan	418105.8	2133345.8	2773	1.78
15122	Tenango	434055.4	2112778.8	2858	2.73
15201	Trojes	435962.6	2148305.3	2583	9.10
15203	Calixtlahuaca	427028.5	2138472	2630	5.53
15266	CODAGEM	439454.1	2128405.7	2762	9.97
15298	Santa Cruz Tezontepec	458997	2107850	2827	13.39

Elev: Elevación en m.s.n.m.; DF: Porcentaje de datos faltantes; Max: Valor máximo; Min: Valor mínimo; σ : Desviación estándar. Los parámetros estadísticos fueron calculados a partir de los registros diarios.

Por otra parte, los conjuntos de temperatura máxima y mínima se completaron por regresiones ponderadas (Ecuación 3.7), aplicando un filtro gaussiano con una función lineal para equilibrar la diferencia altitudinal entre estaciones (Stahl *et al.*, 2006).

$$T_p = \frac{\sum_{i=1}^n w_i [T_i + b_0 + b_1 (h_p - h_i)]}{\sum_{i=1}^n w_i}, \quad \text{Ec. 3.7}$$

donde T_p es la temperatura promedio ($^{\circ}\text{C}$), T_i es la temperatura registrada en la estación vecina i , b_0 y b_1 son coeficientes de regresión entre estaciones, h_p es la altura de la estación de estudio (msnm), h_i es la altura en la estación vecina i , y n es el número de estaciones utilizadas en el análisis. El peso ponderado w_i se basa en la distancia entre estaciones considerando un filtro gaussiano (Ecuación 3.8).

$$w_i = \begin{cases} 0; & r > R_p \\ \exp \left[-\left(\frac{r}{R_p} \right)^2 \alpha \right] - e^{-\alpha}; & r \leq R_p \end{cases}, \quad \text{Ec. 3.8}$$

donde r es la distancia entre las estaciones de estudio (m), R_p es la distancia entre el punto de análisis y la estación más lejana dentro del clúster de evaluación, α es la constante de curvatura del filtro gaussiano con valores entre 1 y 7, para este caso se ajustó el valor de 1.

3.5.4. Cálculo de la Intercepción

La intercepción puede definirse como una parte de la precipitación que es almacenada temporalmente en la superficie de la Tierra y que, posteriormente se evapora (Gerrits y Savenije, 2011). Esto involucra todo tipo de superficies que puedan humedecerse como vegetación, suelo y áreas construidas, no obstante, el modelo SWB2 toma en cuenta solamente la intercepción por vegetación. La intercepción influye en la distribución espacial de la recarga y representa el principal componente en la escorrentía una vez que las zonas boscosas son removidas (Van Dijk *et al.*, 2011). En trabajos de hidrología es común establecer el volumen de intercepción derivado de un porcentaje de la precipitación. A este respecto, el volumen capturado puede oscilar entre el 15-50% de la precipitación total en función de las características de la vegetación, precipitación y demanda de evaporación (Savenije, 2004; Gerrits, 2010). A partir de lo anterior, se evaluó la evolución del uso del suelo en la cuenca y los efectos que ejercen en las tasas de intercepción. El reservorio de niebla no fue considerado.

Dado los extensos bosques que bordean la cuenca, se aplicó el modelo analítico propuesto por Gash (1979) y modificado por Gash *et al.*, (1995) en virtud de las amplias zonas boscosas presentes en la región, y la variabilidad espacial en las tasas de precipitación. El análisis se realiza en tres reservorios, (1) S , el agua interceptada en el follaje de la vegetación, (2) p , el agua que cae libremente al suelo sin tocar el follaje, y (3) k , el agua atrapada por los troncos de árboles. La premisa de cálculo se basa en eventos de precipitación diarios que involucre

periodos de humectación cuando la lluvia es menor que el valor necesario para saturar el follaje (Ecuación 3.9),

$$P_{sat} = -\frac{S}{c \cdot V} \ln(1-V), \quad \text{Ec. 3.9}$$

donde, P_{sat} (in) es la precipitación necesaria para saturar el follaje (in), S (in) es la capacidad de almacenamiento del follaje, c es la fracción de suelo cubierto por hojas, ramas y árboles (follaje), V es la relación entre la tasa media de evaporación y la tasa media de precipitación en condiciones saturadas. En este sentido, la intercepción será calculada con base en tres condiciones de precipitación (Cuadro 3.4). Para su aplicación se crearon matrices de fracción cubierta por follaje y relación evaporación-precipitación. Los valores de intercepción aplicados a cada reservorio del método Gash se tomaron de estudios en bosques del estado de México (Bolaños *et al.*, 2021), cultivos de maíz (Nazari *et al.*, 2020) y pastizales (Couturier y Ripley, 1973).

Cuadro 3.4. Ecuaciones de cálculo de intercepción con base en la condición de precipitación. Tomado de Westenbroek *et al.*, 2018.

Condición	Ecuación
$P < P_{sat}$	$I = c \cdot P$
$P \geq P_{sat}$ y $P \leq \frac{k}{p}$	$I = c \cdot P_{sat} + c \cdot V \cdot (P - P_{sat}) + p \cdot P$
$P \geq P_{sat}$ y $P > \frac{k}{p}$	$I = c \cdot P_{sat} + c \cdot V \cdot (P - P_{sat}) + k$

3.5.4.1 Fracción cubierta por follaje y relación evaporación-precipitación

En el marco del análisis de la intercepción, la fracción cubierta por follaje se refiere a la tasa de vegetación proyectada verticalmente en relación con la extensión superficial total (Song *et al.*, 2017). Los valores usuales para referir esta fracción oscilan entre 0 y 1, que representan una nula y densa vegetación respectivamente (Johnson *et al.*, 2018). La elaboración del grid tomó como base los ráster de uso de suelo para cada periodo de análisis. Se asignaron valores conforme a Westenbroek *et al.*, (2018) y Salvador *et al.*, (2021) para cultivos de maíz de Texcoco de Mora, estado de México, por presentar condiciones climatológicas similares. Se tomaron como base los ráster de uso de suelo y se modificaron para establecer los valores de fracción cubierta por follaje. El ráster de relación evaporación-precipitación tomó como referencia los usos de suelo y los valores de celda se fijaron de acuerdo con Westenbroek *et al.*, (2018).

3.5.5. Cálculo del Escurrimiento

El cálculo del escurrimiento se basó en un balance de masas (Ecuación 3.10), donde la precipitación total P , está dividida en: la abstracción inicial (P_0) que ocurre antes del encharcamiento, la profundidad del agua que retiene la cuenca (F_a), y la escorrentía superficial (E_s). La abstracción potencial y la retención en cuenca se podrían agrupar como el volumen potencial máximo que puede retener la cuenca ($S=P_0+F_a$).

$$P = P_0 + F_a + E_s \quad \text{Ec. 3.10}$$

Tomando la hipótesis que la razón existente entre la retención o pérdida real y potencial es igual a la relación entre el escurrimiento real y el máximo potencial, se deriva la ecuación de escurrimiento utilizada en este método. Asimismo, se asume la abstracción inicial como una fracción de toda la retención potencial máxima (Ecuación 3.11).

$$\frac{F_a}{S} = \frac{E_s}{P - P_0}$$

$$E_s = \frac{(P - P_0)^2}{(P + S - P_0)} \quad \text{Ec. 3.11}$$

$$P_0 = 0.05S$$

En tal sentido, la estimación de la máxima retención potencial (S) puede ser estimada al incorporar un coeficiente conocido como Número de Curva (NC) que deriva de la lluvia antecedente, el tipo y uso de suelo, la cobertura vegetal y la capacidad de infiltración del suelo (Ecuación 3.12). Este coeficiente puede tomar valores de 0-100 de acuerdo con el grupo hidrológico de suelo.

$$S = \left(\frac{1000}{NC} \right) - 10 \quad \text{Ec. 3.12}$$

3.5.5.1. Tipo de suelo y Grupo Hidrológico del Suelo

Se utilizaron los datos vectoriales edafológicos a escala 1:250 000 publicados por INEGI (2017) y clasificados conforme la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (IUSS, 2015). Los suelos que bordean la cuenca se localizan en los altos volcánicos y son representados por andosoles. La zona del valle es dominada por suelos Feozem, cuyo alto contenido de materia orgánica en combinación con el clima templado, motivó el desarrollo en la agricultura de la región. A la salida de la cuenca se depositan vertisoles con alto contenido de arcillas productos del carácter fluvial en el sector. En menor medida se localizan histosoles en las zonas de las paleolagunas. Esta categorización de suelos fue la base para la asignación del grupo hidrológico del suelo de acuerdo con el Soil Conservation Service (USDA, 2009).

Los grupos hidrológicos de suelo identificados comprenden del B al D. El grupo B predomina en la planicie del Valle (62.66%), que representa una moderada capacidad de infiltración cuando está saturado, por lo tanto, un bajo potencial de escurrimiento con base en su textura. El grupo C (37.10%) se distribuye en las serranías, asignándose a las áreas de basaltos y andesitas fracturadas con una escasa capacidad de infiltración una vez saturados. Finalmente, el grupo D (0.24%) se identificó en el alto del volcán Nevado de Toluca, y representa la zona con el mayor potencial de escurrimiento, puesto que la capacidad de infiltración es baja (Figura 3.5a). La selección del Número de Curva para las combinaciones de uso de suelo y grupo hidrológico retoma los valores propuestos para México, con base en las condiciones hidrológicas de la cuenca Lerma-Santiago (Hernández, 2014).

3.5.6. Estimación de la evapotranspiración basada en la humedad del suelo

La evapotranspiración real (ET_r) se contempla como una función lineal de la evapotranspiración potencial (ET_p) dependiendo la humedad diaria del suelo. La ET_p está condicionada únicamente a parámetros climatológicos, por lo que las únicas variables a tomar en cuenta son climáticas. Para su cálculo se aplicó el método de Hargreaves-Samani (Ecuación 3.13). Este método cuenta con validación global (Allen *et al.*, 1998) y resulta útil en zonas donde no existe la suficiente información para utilizar un método más complejo. La ecuación deriva de las lecturas de evapotranspiración referidas a pastos (*Festuca arundinacea*) de California a través de lisímetros y las toma como un índice de referencia (Hargreaves y Samani, 1985).

$$ET_p = 0.0023(T_{med} + 17.8)R_a \sqrt{T_{max} - T_{min}}, \quad \text{Ec. 3.13}$$

donde, ET_p es el valor de referencia de evapotranspiración tomado de los pastos (mm/día), T_{med} , T_{max} , T_{min} son las temperaturas diarias media, máxima y mínima correspondiente (°C) y R_a es la radiación solar extraterrestre (mm/día). La radiación solar parte de ecuaciones de estimación estándar que considera la posición de la tierra en relación con el sol y la posición de la celda en relación la tierra. En tal sentido, se consideró la tabla de radiación solar propuesta por Allen *et al.*, (1998), con base en la latitud de cada celda y el día calendario de simulación.

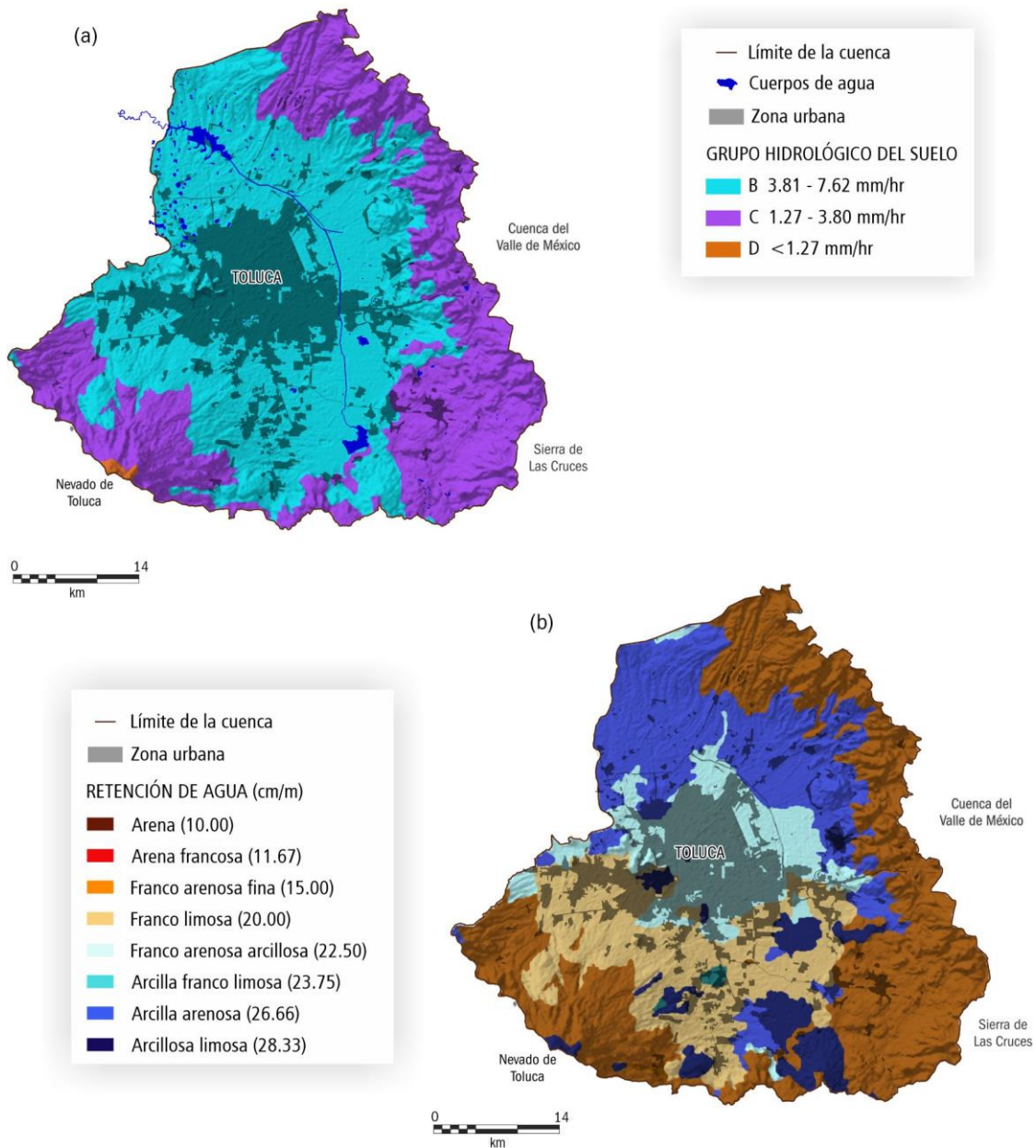


Figura 3.5. Datos de entrada al modelo de recarga SWB2; a) Delimitación de los grupos hidrológicos de suelos y tasas de infiltración, a partir de los datos edafológicos del INEGI (2014) y los parámetros propuestos por la USDA (2009), b) Distribución de la capacidad de retención de agua del suelo, basado en las texturas de suelo propuestas por el INEGI (2014).

Por su parte, la ET_r (Ecuación 3.14) es igual a la diferencia de la humedad provisional del suelo y la humedad del día de estudio,

$$ET_r = \theta_p - \theta_t,$$

$$\theta_p = \theta_{t-1} + P - I - E,$$

$$\theta_t = \theta_p \cdot e^{\left(\frac{ET_p}{\theta_{CS}}\right)},$$

Ec. 3.14

donde, θ_{t-1} es la humedad del día anterior (in), θ_p es la humedad provisional (in), θ_t es la humedad del día de estudio (in), y θ_{CS} es la capacidad de retención del campo. El valor de θ_{CC} se obtiene de multiplicar la retención de agua del suelo específico y la profundidad de raíces de la vegetación presente. Se elaboró la matriz de retención de agua con base en la edafología de INEGI y los valores de retención de agua propuestos por Thornthwaite y Mather (1957). El intervalo de datos oscila entre 10 – 28.3 cm/m, asignándose los mayores valores para la planicie de la cuenca y la zona de la Laguna de Almoloya (Figura 3.5b).

3.5.7. Tabla de búsqueda

La tabla de búsqueda representa el medio de enlace de valores en formato de malla y datos establecidos para efectuar los diversos métodos de estimación de las variables del Balance Hídrico (Cuadro 3.5). La estructura de la tabla se basa en lo propuesto por Smith *et al.*, (2015), al asignar valores de acuerdo con el uso de suelo (Cuadro 3.6). De acuerdo con el método para el cálculo de intercepción, las entradas necesarias en la tabla de búsqueda son la cantidad de agua en los reservorios de follaje, tronco y flujo libre de agua (Canopy storage capacity, Trunk storage capacity y Stemflow fraction). El escurrimiento figura en la tabla de búsqueda mediante el enlace con el grupo hidrológico de suelo (Runoff curve number) para obtener el Número de Curva. El cálculo de la evapotranspiración real/humedad del suelo requiere establecer la profundidad de raíz para los distintos grupos hidrológicos (Root-zone depth). Finalmente, para prevenir una sobrestimación de la infiltración neta, se estableció un valor límite máximo de infiltración diario de acuerdo con el grupo hidrológico de suelo (Maximum recharge rate). De esta forma, los flujos que sobrepasen la capacidad de infiltración del suelo se especificarán como *infiltración neta rechazada*. Los encabezados de la tabla presentada pueden cambiar de acuerdo con el formato aceptado por SWB2 (Westenbroek *et al.*, 2018).

Cuadro 3.5. Resumen de entradas (Grids y valores en tabla de búsqueda) a SWB2 de acuerdo con el método de cálculo para cada parámetro del Balance Hídrico.

Parámetro	Método	Grid	Entrada en tabla de búsqueda
Climatología	netCDF	Precipitación	No aplica
		Temperatura	No aplica
Intercepción	Gash	Fracción de cobertura de follaje	Canopy storage capacity
		Relación evaporación-precipitación	Trunk storage capacity
			Stemflow fraction
Escurrimiento	Número de Curva	Uso de suelo	Runoff curve number
Evapotranspiración potencial	Hargreaves-Samani	No aplica	No aplica
Humedad del suelo	Thornthwaite-Mather	Capacidad de agua disponible	Root-zone depth Available water capacity

Cuadro 3.6. *Tabla de búsqueda utilizada en el modelo SWB2 para relacionar los Números de curva SCS, tasa de recarga y profundidad de raíces en cada celda.*

LU code	Description	Runoff curve number				Maximum recharge rate (in)				Interception storage (in)			Root-zone Depth (ft)			
		A	B	C	D	A	B	C	D	Canopy storage capacity	Trunk storage capacity	Stemflow fraction	A	B	C	D
10	Cultivated land	69	78	84	87	4.0	0.4	0.2	0.1	0.03	0.004	0.12	3.28	2.10	1.93	1.89
20	Forest	36	60	73	79	6.0	3.5	2.7	1.0	0.03	0.006	0.02	5.20	4.69	4.44	4.69
30	Grassland	49	69	79	84	4.0	0.4	0.2	0.1	0.04	0	0	2.24	2.80	2.24	1.49
40	Shrubland	68	79	86	89	5.4	1.5	0.5	0.2	0.03	0.005	0.02	2.45	2.80	2.45	1.63
50	Wetland	98	98	98	98	4.7	0.9	0.4	0.4	0	0	0	1.30	1.44	1.30	1.14
60	Water bodies	98	98	98	98	4.5	2.25	1.5	0.7	0	0	0	0.08	0.08	0.08	0.08
80	Artificial Surfaces	81	88	91	93	4.0	0.9	0.2	0.4	0	0	0	3.08	3.83	2.45	1.53
90	Bare Land	77	86	91	94	4.0	0.6	0.2	0.1	0	0	0	1.00	1.00	1.00	1.00

3.5.8. Escenarios futuros de clima y uso del suelo

3.5.8.1 Proyecciones de precipitación y temperatura

En mayor medida, la recarga se asocia con procesos hidrológicos superficiales como la precipitación y la temperatura, que están estrechamente ligados al cambio climático. Tradicionalmente, en proyecciones de la recarga se utilizan modelos climáticos globales y regionales; sin embargo, la resolución de tales modelos a escala de cuenca añade incertidumbre a las estimaciones. Con el objetivo de disminuir esta incertidumbre, en este estudio se adopta lo propuesto por Jyrkama y Sykes (2007), donde las series de precipitación y temperatura históricas se modifican con base en predicciones. Se utilizaron las predicciones del Proyecto de Inter comparación de Modelos Acoplados Fase 6, CMIP6, que constituye la base del Panel Intergubernamental del Cambio Climático IPCC, 2021. Se plantean una serie de escenarios de acuerdo con las trayectorias de concentración de gases de efecto invernadero (RCP por sus siglas en inglés), y acciones humanas/socioeconómicas (SSP por sus siglas en inglés).

- SSP1: Se respeta la naturaleza, la inequidad social es reducida, así como el uso de recursos energéticos.
- SSP2: Se presenta un crecimiento poblacional moderado con alianzas limitadas entre las naciones.
- SSP3: Existen conflictos sociales, se reduce la inversión en sectores tecnológicos y educativos.
- SSP4: Se presenta inequidad y poca cooperación entre naciones. Los conflictos ambientales son solucionados únicamente de forma local.
- SSP5: Existe Desarrollo tecnológico, sin embargo, el desarrollo económico se basa en la explotación de combustibles fósiles.

En este trabajo se consideran los escenarios SSP1-2.6, SSP2-4.5 y SSP3-7.0 como caso mejor, moderado y más desfavorable respectivamente.

De acuerdo con el IPCC (2021), en México para el año 2100 es posible que se presenten las siguientes condiciones:

- 1.- Disminución en la precipitación que varía entre 3.8% y 10.8%
- 2.- Incremento en la temperatura media en el rango de 1.4 a 3.6°C

Las series climatológicas del periodo de 1990 a 2021 se modificaron siguiendo los escenarios planteados en el Cuadro 3.7. De este modo, se asumió que el valor de las variables incrementa linealmente cada año, al multiplicar los datos diarios de precipitación, T_{\min} , T_{med} y T_{\max} por la fracción de factor correspondiente. En este contexto, la proyección de la recarga se extendió hasta el año 2050.

Cuadro 3.7. *Combinación de escenarios planteado para la estimación de la recarga potencial futura, de acuerdo con las proyecciones de cambio climático para el 2100 (IPCC,2021) y las tasas de crecimiento poblacional definidas por Mendoza et al., (2019a).*

Escenario	Descripción	Incremento anual de precipitación	Incremento anual de temperatura	Crecimiento poblacional anual
1.- Caso Base	Datos históricos diarios de precipitación y temperatura en el periodo de 1992-2020	No aplica	No aplica	No aplica
2.- Mejor caso	Precipitación disminuye -3.8%, temperatura media aumenta +1.4°C	-0.047%	+0.017°C	+0.14%
3.-Caso promedio	Precipitación disminuye -7.2%, temperatura media aumenta +2.8°C	-0.090%	+0.035°C	+0.60%
4.- Caso más desfavorable	Precipitación disminuye -10.8%, temperatura media aumenta +3.6°C	-0.135%	+0.045°C	+0.91%

3.5.8.2 Proyecciones de crecimiento urbano

La expansión de la mancha urbana se analizó como una relación población - extensión de la mancha urbana (Ecuación 3.15) mediante la ecuación de Marshall (2007).

$$\frac{A_2}{A_1} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^n, \quad \text{Ec. 3.15}$$

donde, A_1 y A_2 son las áreas de mancha urbana en los tiempos 1 y 2 respectivamente, P_1 y P_2 se refieren al tamaño de la población en los tiempos 1 y 2, el coeficiente n significa la elasticidad población-área, el cual, representa el área que ocuparán los nuevos residentes en comparación con los existentes. La determinación del valor n partió de los valores históricos de población registrados en el estudio de Delimitación de las zonas metropolitanas de México (SEDATU *et al.*, 2018). Las proyecciones de población se calcularon con base en las tasas de crecimiento promedio total prospectadas por Mendoza *et al.*, (2019a) durante el periodo de 2020 a 2050. La población presentaría un aumento de 0.14%, 0.60% y 0.91% en el mejor, moderado y peor caso (Cuadro 3.7), lo cual deriva en un crecimiento del área urbana de 8%, 40% y 66% (Figura 3.6). Con base en el ráster de uso del suelo del año 2020, se incrementó la extensión de la urbe mediante Sistemas de Información Geográfica. Lo anterior implica que las matrices de fracción cubierta por follaje y relación evaporación-precipitación, en particular, sean modificados de acuerdo con el uso del suelo en cada escenario futuro.

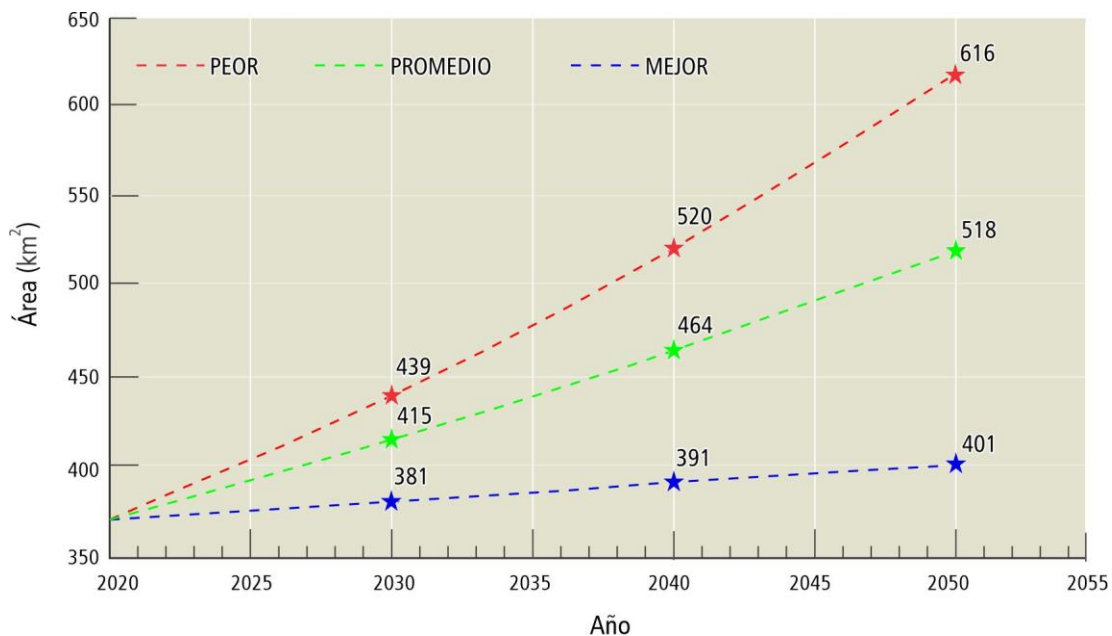


Figura 3.6. Proyecciones de la extensión de la mancha urbana del Valle de Toluca en Km² para los años 2030, 2040 y 2050, con base en las tasas de crecimiento de la población en el Valle de Toluca propuestas por Mendoza *et al.*, (2019).

3.5.9. Archivos de control

En el archivo de control (Anexo) se especifican la ubicación de los archivos de entrada/salida, los métodos de cálculo de cada variable y el enlace con la tabla de búsqueda. Con el objetivo de disminuir la carga computacional, el periodo total de análisis se dividió en ocho subperiodos, iniciando la simulación en 1980 para establecer las condiciones iniciales de humedad en el suelo. De tal manera, los subperiodos son: 1982-1984, 1985-1994, 1995-2004, 2005-2012, 2013-2020, 2021-2030, 2031-2040 y 2041-2050, cada uno con su respectivo archivo de control. Como resultado de cada simulación se tiene un ráster de humedad del suelo, el cual se establece como condición inicial en el periodo siguiente.

Las unidades válidas en el SWB2 corresponden al sistema inglés, por consiguiente, se aplicó un factor de conversión a las entradas para obtener unidades en el Sistema Internacional. Como referencia, el cálculo de un periodo de 10 años tomó aproximadamente 90 minutos utilizando un equipo portátil con procesador AMD Ryzen 7 4800H con 2.90 GHz y 16.0 GB de RAM. Los resultados del modelo SWB2 en formato NetCDF fueron procesados para su análisis anual en el módulo Xarray del entorno PyCharm (JetBrains, 2021).

3.6. Resultados y discusión

3.6.1. Comparación climatológica

La relación promedio de datos SMN/Daymet en las estaciones de estudio es de 0.95, con máximos y mínimos que oscilan entre 2.35 y 0.30 (Figura 3.7a). En general, las estaciones localizadas en los altos montañosos exhiben las menores relaciones, donde destaca la estación con clave 15122 con una relación promedio de 0.82. Los extremos negativos podrían atribuirse a los periodos de tiempo con lecturas nulas, ya que, a pesar del proceso de relleno de series, existen subperiodos donde no se registran datos en las estaciones del clúster. De hecho, esto es significativo particularmente en el análisis de la precipitación, ya que se realizó la comparativa SMN/Daymet con las sumatorias anuales, lo que podría derivar en una subestimación de la precipitación en los registros del SMN y un valor atípico SMN/Daymet. Cabe destacar la tendencia positiva en las relaciones posteriores al año 2012, que refleja una subestimación de la precipitación en la base de datos Daymet. A este respecto, los grids de precipitación del periodo 2013-2020 se incrementaron en un factor de 1.32.

En el análisis de la temperatura media, se compararon los valores promedio mensuales del registro SMN y la base Daymet, en cada estación de estudio (Figura 3.7b). Similar a la tendencia encontrada en el análisis de la precipitación, las estaciones aledañas a las serranías (15045, 15057, 15089 y 15122) presentan los diferenciales más importantes y mayores valores atípicos. Esto podría indicar una desigualdad en las estimaciones del SMN y Daymet, proporcional a la altura de la estación de estudio. No obstante, la evaluación mensual denota una diferencia media de 0.84°C entre los registros del SMN y los grids de Daymet que, para fines prácticos, resulta poco significativa para justificar un coeficiente de incremento en la temperatura. A este respecto, los valores de temperatura máxima y mínima de DAYMET se utilizaron en el balance hídrico sin tratamiento previo.

3.6.2. Recarga potencial histórica

Las simulaciones del balance hídrico durante 1980 a 2021 resultan en láminas de recarga que varían espacialmente a razón del uso del suelo, tipo de suelo, así como tasas de precipitación. El volumen promedio anual de recarga potencial en la cuenca ronda los 369.5 Mm³ con una tasa de infiltración de 174.5 mm/año. A primera vista, las componentes anuales del balance hidrológico siguen el comportamiento de la precipitación, como sucede en cuencas con recarga mayormente controlada por la topografía (Sanford, 2002). No obstante, aunque la principal recarga del sistema acuífero de Toluca proviene de la captación de agua en las serranías fracturadas, la recarga vertical en el Valle fluctúa bajo efectos derivados del cambio de uso del suelo.

Referente a las variables climatológicas, las tasas de precipitación oscilan entre 1,353 mm/año y 756 mm/año con ciclos secos en los intervalos 1982-1992 y 2012-2020, así como ciclos húmedos en 1993-2011, siendo el año 2005 anormalmente seco (Figura 3.8). Destaca el descenso de la precipitación posterior a 2012, a pesar del factor de incremento aplicado a las mallas de precipitación. En el caso de la temperatura, se observa un alza en las temperaturas máxima y mínima a partir del año 2012, que explica el incremento en la ET_p (Figura 3.8). Por el contrario, la ET_r exhibe una tendencia negativa posterior al 2012 a medida que la precipitación se reduce.

De la evolución del uso del suelo, se observa un crecimiento de la mancha urbana de 0.4% en 1980 a 17.5% en 2020, que limitó las zonas de cultivo y pastizal, reduciéndolas de 17.7% a 8.1% (Cuadro 3.1). Dentro de los efectos asociados, el incremento en la escorrentía de ~200% durante 1995-2012, se atribuye a la impermeabilización parcial o total del suelo, posterior a tal periodo, la disminución de la variable corresponde también a la baja precipitación. La intercepción, del mismo modo, expone una ligera disminución hasta el 2020, que concuerda con la gradual reducción de los usos del suelo con parámetros de intercepción asignados en el método Gash (Gash *et al.*, 1995). Esta combinación de cambios ejerce, igualmente, un potente efecto en la ET_r , ya que, al incrementarse la escorrentía e intercepción, la θ_p tendería a disminuir.

En cuanto a la distribución espacial de la recarga potencial, la variación en las zonas montañosas estaría más estrechamente relacionada a factores climatológicos, mientras que, en áreas del valle, los cambios del uso del suelo ejercen mayor influencia. En cada análisis, destaca la baja recarga en celdas asignadas a usos artificiales, muy a pesar del 85% de impermeabilidad asignado a tales celdas (Figura 3.9). Finalmente, el tipo de suelo, la textura, y la capacidad de retención de agua intervienen en la distribución de la recarga, siendo las porciones de arcilla limosa en el centro del Valle una limitante en la infiltración.

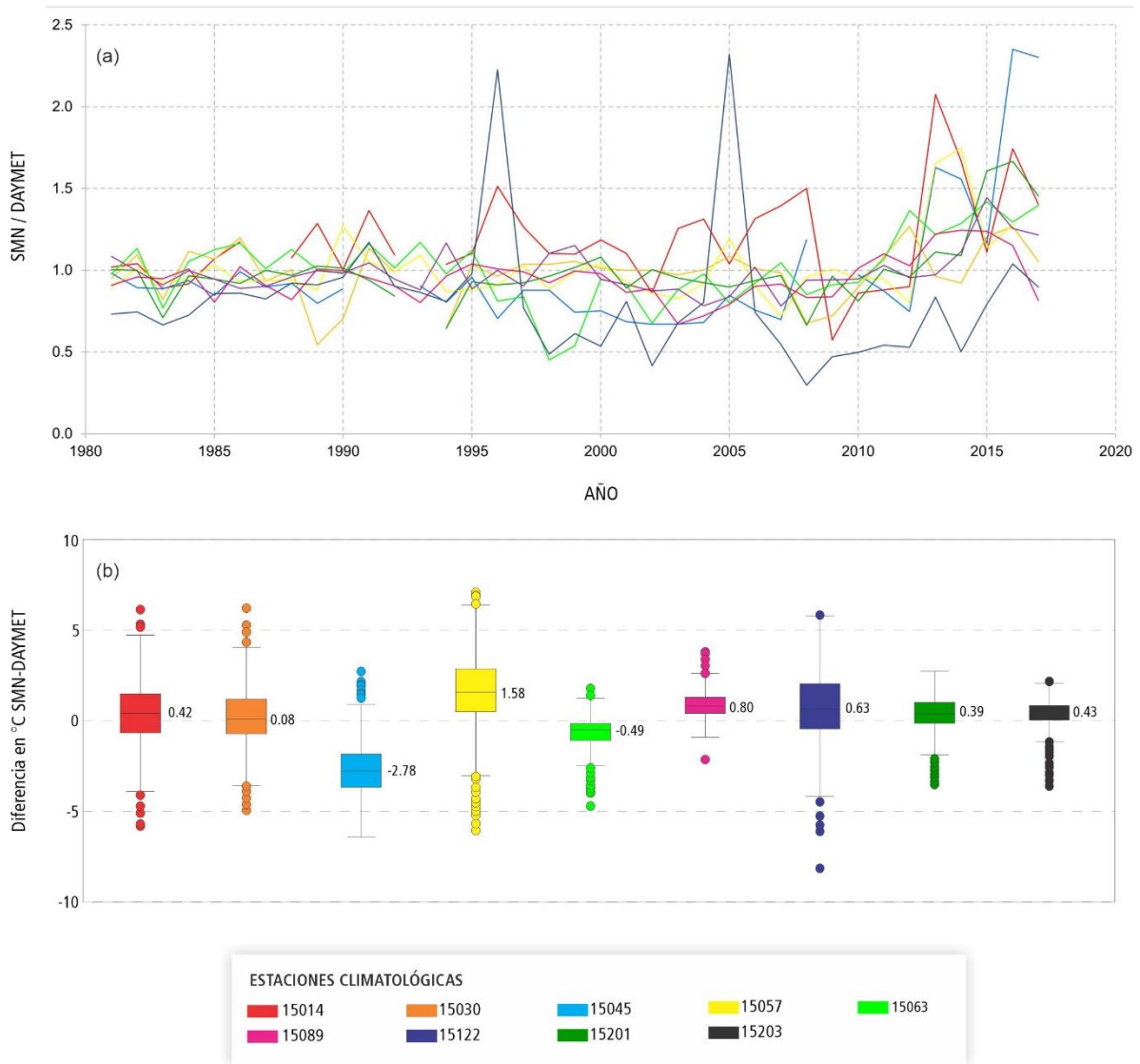


Figura 3.7. Comparación de las variables climatológicas obtenidas del análisis diario en las estaciones del SMN y las reportadas en los datos matriciales Daymet durante el periodo de 1981 a 2017. a) Relación de la precipitación anual, b) Diagrama de caja y bigotes construido a partir de las diferencias de la temperatura media mensual. La simbología es válida para las figuras 7a y 7b.

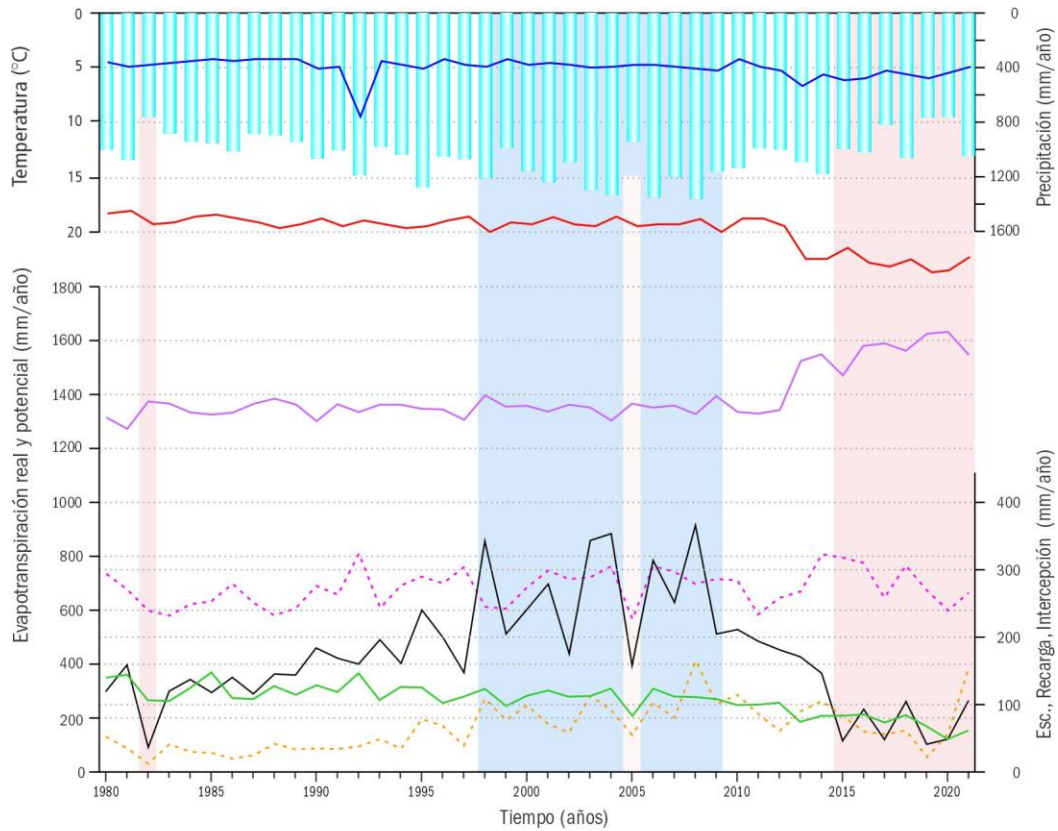


Figura 3.8. Tasas promedio anuales de las componentes del balance hídrico obtenidas en el modelo SWB2 durante 1980-2021. Las áreas ensombrecidas en azul y rojo denotan el aumento/decremento en la recarga respectivamente.

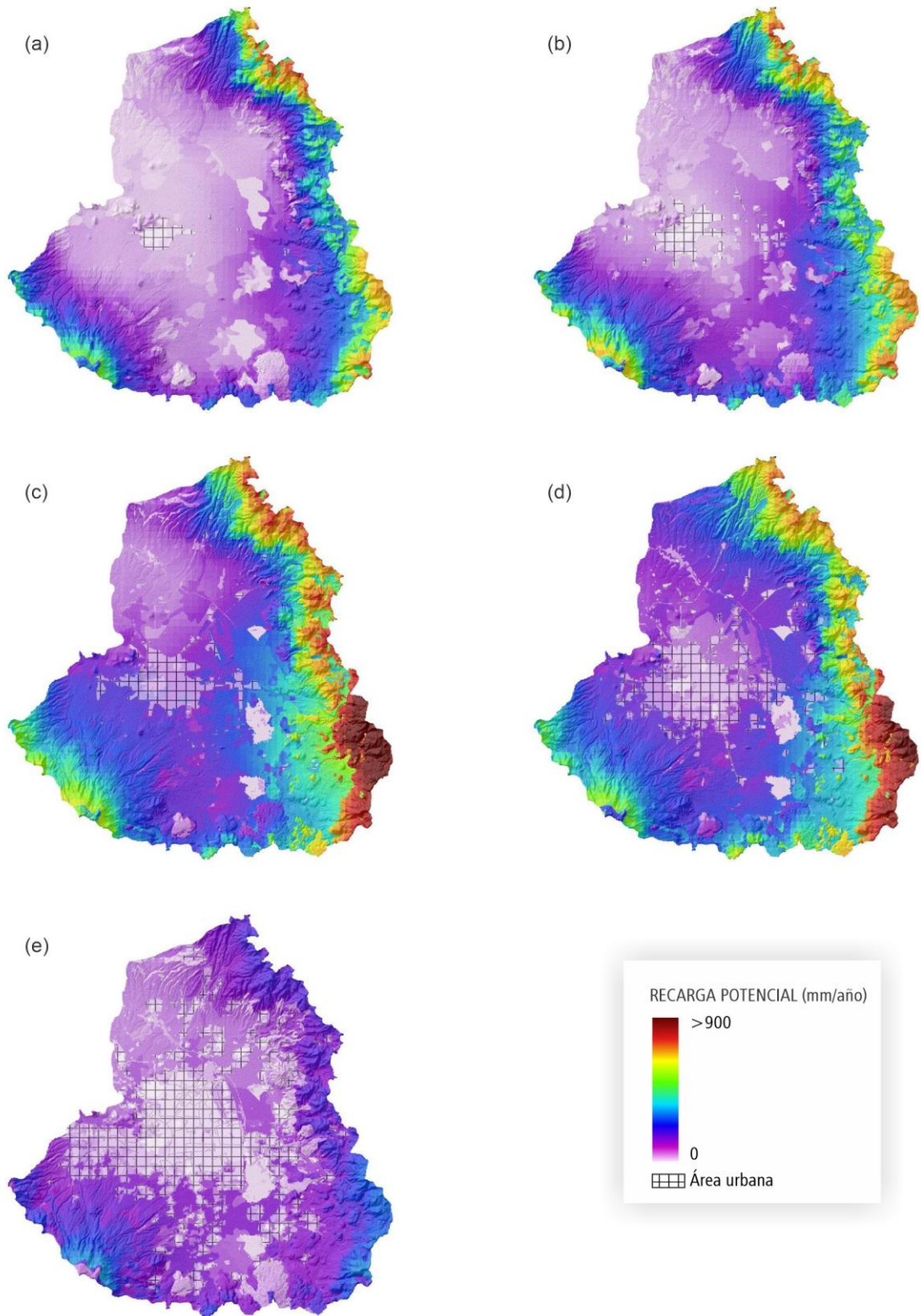


Figura 3.9. Distribución espacial de la recarga potencial obtenida del modelo de recarga SWB2. Se muestran los volúmenes y tasas promedio anuales para los periodos a) 1980-1984; b) 1985-1994; c) 1995-2004; d) 2005-2012; e) 2013-2021

3.6.3. Proyección de la recarga potencial

Los resultados de las proyecciones de recarga se presentan como porcentajes de cambio con respecto a la serie promedio histórica de 1980 al 2021 (Figura 3.10). Los cambios en las precipitaciones corresponden a los derivados de las predicciones del IPCC, que oscilan entre -3.80% en el mejor caso y -10.80% en el peor escenario (Figura 3.10 a-d). Similar al análisis de la recarga histórica, estos valores condicionan directamente el desarrollo de los demás parámetros hidrológicos. En los tres escenarios, la evapotranspiración real disminuye en las serranías a causa de la disminución en la precipitación; sin embargo, la zona del valle presenta un cambio positivo atribuido al incremento en las temperaturas (Figura 3.10 e-h). Análogo al comportamiento histórico, el escurrimiento se intensifica en las celdas cuyo uso del suelo fue modificado a superficie urbana, en estos pixeles el cambio llega a superar el 100 % (Figura 3.10 i-l). Finalmente, la recarga expone cambios negativos con respecto al escenario base. En el mejor de los casos el cambio es de -16.59%, para el caso moderado de -19.99% y para el peor caso de -22.61% (Figura 3.10 m-p).

3.6.4. Comparación con estudios previos

A partir de este estudio se obtienen resultados que se sitúan en los intervalos de recarga obtenidos en trabajos previos en el Valle de Toluca, con diferencias, principalmente, asociadas a la discretización espacial/temporal y los métodos de cálculo (Cuadro 3.8). En comparación con el trabajo realizado por Calderhead *et al.*, (2012b), los volúmenes de recarga difieren, sobre todo, por la distribución de datos climatológicos y el periodo de tiempo utilizado en ambos estudios. A este respecto, los años con los extremos de precipitación obtenidos en la presente investigación no se sitúan dentro del análisis efectuado por Calderhead *et al.*, (2012b), lo que supone un factor preponderante en la diferencia en los valores de la recarga. En la proyección de la recarga, los cambios se relacionan con los factores de incremento/decremento utilizados en los posibles escenarios futuros.

Haciendo alusión al trabajo de Pacheco (2012), la recarga para los años 1985, 1996 y 2009 es de 302.1 Mm³, 258.3 Mm³ y 335.1 Mm³, en tanto que, con el modelo SWB2 los valores obtenidos son de 251.3 Mm³, 421.3 Mm³ y 419.4 Mm³, para los mismos años de estudio. Las diferencias se relacionan con los pasos de tiempo en el balance hídrico, ya que el empleo de escalas mensuales puede subestimar hasta un 25% la recarga frente a escalas diarias (Rushton y Ward, 1979). En este contexto, el año 1985 corresponde a un periodo de bajas precipitaciones, limitando la humedad diaria del suelo y el agua disponible para percolación. En las predicciones de recarga para los años 2015 y 2020 se aplicaron tasas de precipitación y evapotranspiración constantes (Pacheco, 2012), no obstante, en este estudio se utilizan los registros de precipitación históricos que muestran descensos pluviométricos para tales años, derivando en una diferencia en más del 200% en la recarga.

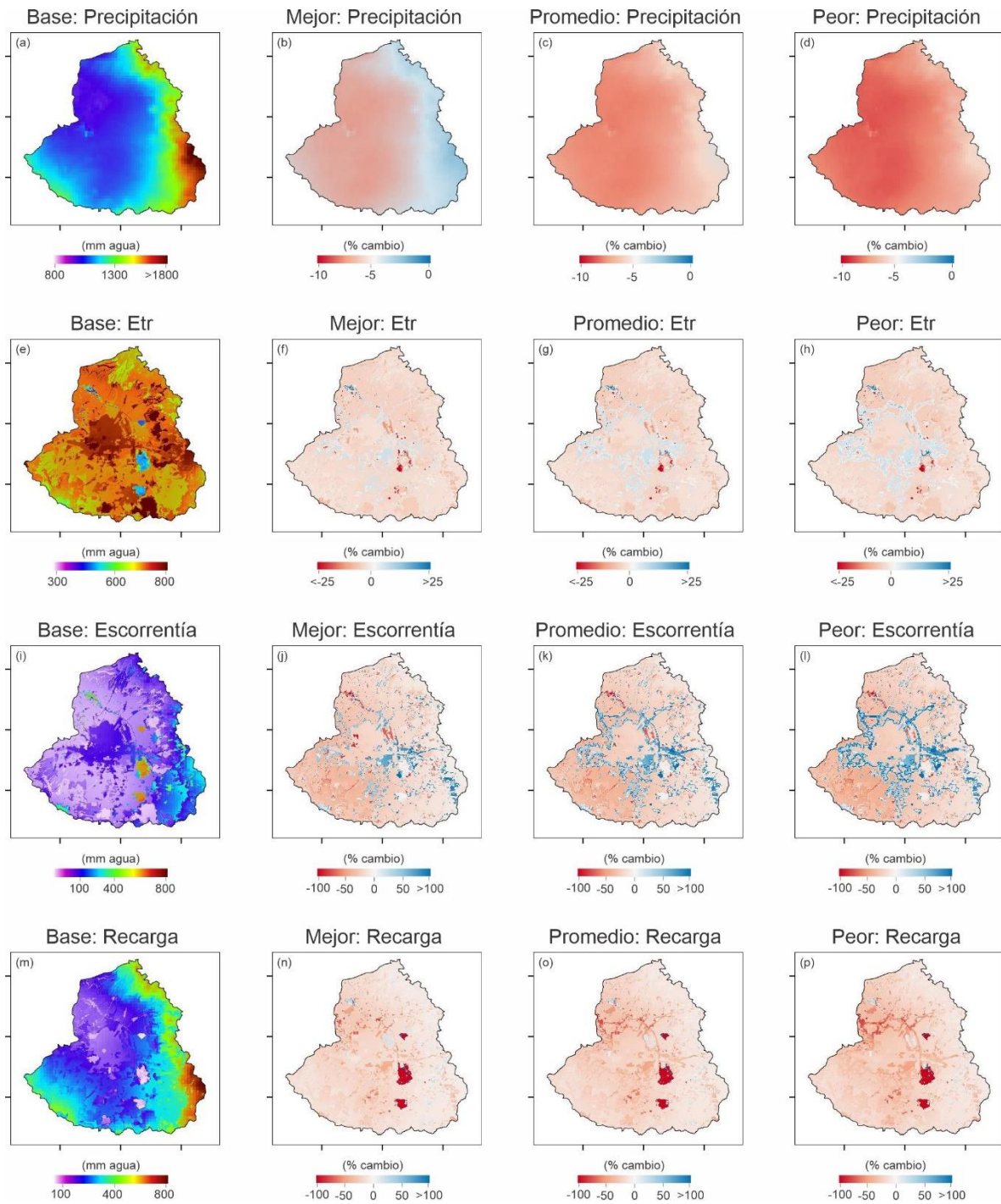


Figura 3.10. Distribución espacial de variables del balance hidrológico para escenarios futuros. Las estimaciones de recarga histórica corresponden al promedio anual de 1980-2020 (a), (e), (i), (m), mientras que las proyecciones de recarga se muestran como porcentajes de cambio con respecto al promedio histórico para el peor escenario (b), (f), (j), (n), el escenario promedio (c), (g), (k), (o), y el peor escenario (d), (h), (l), (p).

Cuadro 3.8. Comparación de los volúmenes de recarga estimados en este estudio y los desarrollados en estudios previos en la cuenca del Valle de Toluca.

Autor	Periodo	Frecuencia	Código	Método	Recarga ($Mm^3/año$)
Ortiz <i>et al.</i> , 2010	1993 - 2008	Mensual	N/E	Balance hídrico	318.0
	1969 – 2000				376.2
Calderhead <i>et al.</i> , 2012b	2000 – 2050	Diaria	HELP 3	Balance hídrico	Mejor: 367.4 Moderado: 361.0 Peor: 288.0
	1985				1985: 302.1
Pacheco, 2012	1996 2009	Anual	SIG	Balance hídrico	1996: 258.3 2009: 335.1
Salas, 2012	2002-2010	Mensual	SIG	Balance hídrico	218.03
Sánchez, 2019	1984-1996 2010-2015	Mensual	Terrset ArcGIS	Balance hídrico	564.0 614.0
	1980-2021				369.5
Este estudio, 2022	2022-2050	Diaria	SWB2	Balance hídrico	Mejor: 352.8 Moderado: 342.3 Peor: 333.9

Las tasas de recarga más altas para el Valle de Toluca se presentan en el estudio de Sánchez (2019), contrariamente a lo esperado en balances hídricos mensuales, tal como se argumenta en los estudios de Pacheco (2012) y Salas (2012). Con áreas de estudio de 2,738 km² (Sánchez, 2019) y 2,100 km² en este estudio, la extensión en el polígono utilizado supondría la discrepancia en los volúmenes de recarga.

En análisis previos se señala la recarga como un porcentaje de la precipitación, que oscila entre 30% y 40% para la Sierra de las Cruces (Ortega y Farvolden, 1989). Sin embargo, en este estudio se ha encontrado una relación de hasta el 50% durante las épocas húmedas, atribuido al método de balance que considera la humedad del día anterior, lo cual conlleva un aumento de la conductividad hidráulica del suelo en los periodos húmedos.

3.6.5. Limitantes del modelo y recomendaciones

El modelo SWB2 no contempla el tránsito del agua en la zona no saturada hasta el nivel freático, lo cual se manifiesta en diferencias entre la recarga potencial obtenida y la recarga real (Dripps y Bradbury, 2007; Anderson *et al.*, 2015). Por otro lado, la aplicación de un esquema de calibración basado en la separación del flujo base de hidrogramas (Smith y Westenbroek, 2015; Bradbury *et al.*, 2017) resulta inviable para el Valle de Toluca debido a la poca interacción hidrológica entre el río Lerma y el sistema acuífero. Otros estudios, recomiendan igualar la evapotranspiración y la escorrentía, considerando que la mayor parte de la escorrentía sea evaporada a efectos del clima semiárido-templado (Calderhead, 2009). Las tasas de evapotranspiración obtenidas son significativamente altas en comparación con las tasas de escorrentía, de manera que la calibración a partir de dichos parámetros resulta descartada. La validez de los resultados de modelos de balance hídrico es proporcional a la calidad de los datos de entrada, siendo preferible el uso de datos obtenidos de métodos directos en el área de estudio. A este respecto, se recomienda la medición in situ de retención de agua en las zonas arcillosas y areno arcillosas (zonas lagunares), dado que la alta porosidad que ha sido medida en estudios previos podría indicar que el valor de retención de agua es mayor que el promedio establecido en la literatura. Del mismo modo, conviene perfeccionar las proyecciones de cambio de uso del suelo, al incluir modificaciones a cada uso de suelo además del artificial, mediante modelos que incluyan la estructura urbana, el clima y la topografía.

3.7. Conclusiones

Este estudio examina las componentes de un balance hídrico diario en el Valle de Toluca para la estimación de la recarga potencial en un contexto espacial y temporal. A partir del modelo SWB2 se analizaron los volúmenes y tasas de recarga desde 1980, al igual que una proyección futura al año 2050. El volumen promedio histórico de recarga obtenido es de 369.5 Mm³, el cual se ubica en el rango promedio reportado en estudios previos.

La gran heterogeneidad de las tasas de recarga se apoya, en primera instancia, en la variabilidad pluviométrica, así como, en la modificación del uso del suelo. A este respecto, en las zonas montañosas, los factores climatológicos ejercen un mayor dominio, ya que es donde ocurre la mayor captación de agua. El gradual incremento en la temperatura media se refleja en la evapotranspiración potencial, mientras que, la precipitación está más

estrechamente relacionada con la evapotranspiración real. Por su parte, el área de la planicie presenta modificaciones al uso del suelo, mayormente relacionadas con la impermeabilización del suelo, como consecuencia del crecimiento urbano. El crecimiento de la mancha urbana tiene una relación directa con la reducción de cultivos y pastizales, lo que ha conllevado a una menor intercepción, evapotranspiración real y un incremento en la escorrentía de hasta 200%.

Los escenarios planteados para la proyección de la recarga potencial combinan una disminución general en la precipitación y un incremento en la superficie urbana, de acuerdo con predicciones de cambio climático y crecimiento demográfico para el centro de México. Los resultados advierten un descenso en la recarga de 16.6%, 20% y 22.6% para el mejor, moderado y peor caso respectivamente. El factor preponderante de cambio corresponde al crecimiento urbano, plasmado mayormente en los valores de escorrentía de las áreas de reciente impermeabilización.

El aumento en la demanda de agua subterránea denota la importancia de aplicar métodos detallados que, de modo específico, profundicen en la dinámica de reabastecimiento del sistema acuífero, con énfasis en la distribución espacial y temporal de la recarga. En este sentido, la aplicación de valores generalizados de recarga a nivel regional resulta inexacto, ya que, por lo general, no se logra describir todos los procesos involucrados en la estimación de la recarga. Por su parte, la proyección de la recarga constituye una herramienta útil y, de hecho, de mucho apoyo en la planeación del ordenamiento de la población y planeación sustentable de la extracción de agua.

3.8. Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Autónoma del Estado de México por el soporte brindado para esta investigación.

3.9. Referencias

- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., y Smith, M., 1998, Crop evapotranspiration—Guidelines for computing crop water requirements: Rome, Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, 174 p.
- Al-Ahmadi, K., y Al-Ahmadi, S., 2013, Rainfall-Altitude Relationship in Saudi Arabia: *Advances in Meteorology*, 2013, 1-14. doi: 10.1155/2013/363029
- Anderson, M., Woessner, W., Hunt, R., 2015, *Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport Second Edition (2nd)*. Elsevier. 533 p.
- Birkle, P., Torres, V., d González, E., 1998, The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption: *Hydrogeology Journal*, 6, 500-517. doi: 10.1007/s100400050171
- Bradbury, K., Fienen, M., Kniffin, M., Krause, J., Westenbroek, S., Leaf, A., y Barlow, P., 2017, Groundwater flow model for the Little Plover River basin in Wisconsin's Central Sands: *Wisconsin Geological and Natural History Survey Bulletin 111*, 82 p.

- Baruman, K., Freyberg, D., y Daily, G., 2014, Impacts of land-use change on groundwater supply: Ecosystem services assessment in Kona, Hawaii: *Journal of Water Resources Planning and Management*, 121, 1-11. doi: 10.1061/(asce)wr.1943-5452.0000495
- Calderhead, A., 2009, Pumping effects on land subsidence: assessment using field data, remote sensing and numerical modeling. (Tesis doctoral). Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique Centre Eau-Terre-Environnement. Québec, Canada.
- Carrera, J., y Gaskin, S., 2007b, Spatio temporal análisis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico: *Journal of Hydrology*, 336, 231 – 249. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.12.021
- Carrera, J., y Gaskin, S., 2008, Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: Application to the Basin of Mexico: *Journal of Hydrology*, 353, 228-246. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.02.012
- Chen, J., Ban, Y., y Li, S., 2014, China: Open access to Earth land-cover map: *Nature*, 514, 7523, 434-434. doi: 10.1038/514434c
- Daly, C., Neilson, R., y Phillips, D., 1994, A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain: *Journal of Applied Meteorology*, 33, 140-158. doi: 10.1175/1520-0450(1994)033<0140:ASTMFM>2.0.CO;2
- De Vries, J., y Simmers, I., 2002, Groundwater recharge: an overview of processes and challenges: *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17. doi: 10.1007/s10040-001-0171-7
- Dripps, W., 2003 The spatial and temporal variability of groundwater recharge within the Trout Lake basin of Northern Wisconsin (Phd Thesis). University of Wisconsin – Madison.
- Dripps, W., y Bradbury, K., 2007, A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas: *Hydrogeology Journal*, 15, 433-444. doi: 10.1007/s10040-007-0160-6
- Ehtiat, M., Jamshid, S., Vaghefi, S., y Ghaheri, A., 2016, Analysis of recharge conceptualization in inverse groundwater modelling: *Hydrogeological Sciences Journal*, 61(15), 27889-2801. doi: 10.1080/02626667.2016.1151978
- Eisched, J., Baker, B., Karl, T., y Díaz, H., 1995, The Quality Control of Long-Term Climatological Data Using Objective Data Analysis: *Journal of Applied Meteorology*, 34, 2787-2795. doi: 10.1175/1520-0450(1995)034<2787:TQCOLT>2.0.CO;2
- Gerrits, A., y Savenije, H., 2011, Interception. In P. Wilderer (Ed.), *Treatise on Water Science*, 2, 89-101. Oxford: Academic Press.
- Giorgi, F., Jones, C., y Asrar, G., 2009, Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework: *World Meteorological Organization Bulletin*, 58(3), 175–183.

- Guerrero, J., Fonseca, C., Gómez, M., Sampedro, M., y Silva, S., 2020, Proportional variation of potential groundwater recharge as a result of climate change and land-use: A study case in Mexico: *Land*, 9(364), 1-22. doi: 10.3390/land9100364
- Hargreaves, G., y Samani, Z., 1985, Reference crop evapotranspiration from temperature: *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96–99. doi: 10.13031/2013.26773
- Harlow, J., y Hagedorn, B., 2018, SWB modeling of groundwater recharge on Catalina Island, California, during a period of severe drought: *Water*, 11(58). doi: 10.3390/w11010058
- INE – INEGI, 1997, Uso del suelo y vegetación, escala 1:250000, serie I (continuo nacional), escala: 1:250000. Instituto Nacional de Ecología - Dirección de Ordenamiento Ecológico General e Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Digitalización de las cartas de uso del suelo y vegetación elaboradas por INEGI entre los años 1980-1991 con base en fotografías aéreas de 1968-1986. México, D. F. México, D. F.
- INEGI, 2001, Uso del suelo y vegetación, escala 1:250000, serie II (continuo nacional), escala: 1:250000. Dirección General de Geografía. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Aguascalientes, Ags., México.
- IPCC, 2021, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press.
- IUSS Working Group WRB, 2015. Base referencial mundial del recurso suelo 2014, Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO, Roma.
- Johnson, A., Engott, J., Bassiouni, M., y Rotzoll, K., 2018, Spatially distributed groundwater recharge estimated using a water-budget model for the Island of Maui, Hawai'i, 1978–2007 (ver. 2.0, February 2018): U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2014–5168, p. 53 doi: 10.3133/sir20145168.
- Jyrkama, M., y Sykes, J., 2007, The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario): *Journal of Hydrology*, 338, 237-250. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.02.036
- Manna, F., Cherry, J., McWhorter, D., y Parker, B., 2016, Groundwater recharge assessment in an upland sandstone aquifer of southern California: *Journal of Hydrology*, 541, 787-799. doi: 10.1016/j.jhydrol.2016.07.039
- Marshall, J., 2007, Urban Land Area and Population Growth: A New Scaling Relationship for Metropolitan Expansion: *Urban Studies*, 44(10), 1889-1904. doi: 10.1080/00420980701471943

- Mas, J., Kolb, M., Paegelow, M., Camacho, M., y Houet, T., 2018, Inductive pattern-based land use/cover change models: A comparison of four software packages: *Environmental Modelling & Software*, 51, 94-111. doi: 10.1016/j.envsoft.2013.09.010
- Mendoza, A., Corona, R., Galicia, L., y García V., 2019a, Proyecciones poblacionales y económicas bajo diferentes escenarios para México: *Papeles de Población*, 25, 9-44. doi: 10.22185/24487147.2019.99.02
- Mendoza, A., Corona, R., Galicia, L., y Kraxner, F., 2019b, Identifying hotspots of land use cover change under socioeconomic and climate change scenarios in Mexico: *Ambio*, 48, 336-349. doi: 10.1007/s13280-018-1085-0
- Meyer, W., y Turner, B., 1994, *Changes in Land Use and Land Cover: A Global Perspective*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Morales, J., Horta, F., Segovia, I., Robles, A., y Hernández, J., 2019, Analysis of a new spatial interpolation weighting method to estimate missing data applied to rainfall records: *Atmósfera*, 32(3), 237-259. doi: 10.20937/ATM.2019.32.03.06
- Ortega, A., y Farvolden, R., 1989, Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the basin of Mexico: *Journal of Hydrology*, 110, 271-294. doi: 10.1016/0022-1694(89)90192-3
- Ortiz, F., Morales, G., Quentin, E., y Díaz, V., 2010, Estimación de la recarga en el Acuífero Del Valle De Toluca México y su distribución espacial. En X Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. Caracas, Venezuela.
- Pacheco, K., 2012, Cuantificación de la recarga regional bajo cambios temporales del uso de suelo por deforestación e incremento de la superficie urbana (Tesis de maestría). Centro Interamericano de Recursos del Agua, Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.
- Rummukainen, M., 2010, State-of-the-art with regional climate models: *Wiley Interdiscip. Rev. Chang.*, 1, 82–96. doi: 10.1002/wcc.008
- Rushton, K., y Ward, C., 1979, The estimation of groundwater recharge: *Journal of Hydrology*, 41, 345–361. doi: 10.1016/0022-1694(79)90070-2
- Salas, J., 2012, Determinación espacial de la recarga en un acuífero mediante el diseño e instalación de instrumentación en pozos de monitoreo y un modelo numérico unidimensional de la infiltración en la zona vadosa (Tesis doctoral). Centro Interamericano de Recursos del Agua, Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.
- Salvador, J., Bolaños, M., Palacios, E., Palacios, L., López, A., y Muñoz, J., 2021, Estimación de la fracción de cobertura vegetal y contenido de nitrógeno del dosel en maíz mediante sensores remotos: *Terra Latinoamericana*, 39, 1-11. doi: 10.28940/terra.v39i0.899

- Sadeghi, S., Nouri, H., y Faramarzi, M., 2017, Assessing the Spatial Distribution of Rainfall and the Effect of Altitude in Iran (Hamadan Province): Air, Soil and Water Research, 10, 1-7. doi: 10.1177/1178622116686066
- Sánchez, J., 2019, Estimación espacio-temporal de la recarga de agua subterránea mediante métodos de balance hídrico en el Acuífero del Valle de Toluca (Tesis de maestría). Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.
- Scanlon, B., Healy, R., y Cook, P., 2002, Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge: Journal of Hydrogeology, 10, 18-39. doi: 10.1007/s10040-0010176-2
- Schosinsky, G., 2006, Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un Balance Hídrico de Suelos: Revista Geológica de América Central, 34, 13-30. doi: 10.15517/rgac.v0i34-35.4223
- Schreiner-McGraw, A., y Ajami, H., 2021, Combined impacts of uncertainty in precipitation and air temperature on simulated mountain system recharge from integrated hydrologic model: Catchment Hydrol. Model. Approaches Preprint, 26, 1145-1164. doi: 10.5194/hess-2020-558
- SEDATU, CONAPO, INEGI, 2018, Delimitación de las zonas metropolitanas de México 2015, 283 p.
- Smith, E., y Westenbroek, S., 2015, Potential groundwater recharge for the State of Minnesota using the Soil-Water-Balance model, 1996–2010. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report
- Song, W., Mu, X., Ruan, G., Gao, Z., Li, L., y Yan, G., 2017, Estimating fractional vegetation cover and the vegetation index of bare soil and highly dense vegetation with a physically based method: International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 58, 168-176. doi: 10.1016/j.jag.2017.01.015
- Sun Y., Zhao S., y Qu W. (2015) Quantifying spatiotemporal patterns of urban expansion in three capital cities in Northeast China over the past three decades using satellite data sets. Environmental Earth Sciences, 73, 7221 – 7235. doi: 10.1007/s12665-014-3901-6
- Thornthwaite, C., y Mather, J., 1957, Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance: Publications in Climatology, 10(3), 1–104.
- Thornton, M., Shrestha, R., Wei, Y., Thornton, P., Kao, S., y Wilson, B., 2020, Daymet: Daily Surface Weather Data on a 1-km Grid for North America, Version 4. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. doi: 10.3334/ORNLDAAC/1840
- USDA, 2009, Hydrologic Soil Groups. In National Engineering Handbook. Part 630 Hydrology. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service
- van Dijk, A., Peña-Arancibia, J., y Bruijnzeel, L., 2011, Top-down analysis of collated streamflow data from heterogeneous catchments leads to underestimation of land

- cover influence. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8, 4121–4150. doi: 10.5194/hessd-8-4121-2011
- Wallace, J., Macfarlane, C., Mcjannet, D., Ellis, T., Grigg, A., y Van Dijk, A., 2013, Evaluation of forest interception estimation in the continental scale Australian Water Resources Assessment – Landscape (AWRA-L) model. *Journal of Hydrology*, 499, 210-223. doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.06.036
- Westenbroek, S., Engott, J., Kelson, V., y Hunt, R., 2018, SWB Version 2.0 – A Soil-Water-Balance Code for Estimating Net Infiltration and Other Water Budget Components. U.S. Geological Survey Open-File Report in Book 6: Modeling Techniques.
- Westenbroek, S., Nielsen, M., y Ladd, D., 2021, Initial estimates of net infiltration and irrigation from a soil-water-balance model of the Mississippi Embayment Regional Aquifer Study Area: U.S. Geological Survey Open- File Report 1008, 29 p. doi: 10.3133/ofr20211008.
- Wittman Hydro Planning Associates, Inc. (2008) Estimation of Casper Aquifer recharge using the soil-water-balance model. Consultant’s report prepared for the city of Laramie.
- Yawson, D., Adu, M., Mulholland, B., Ball, T., Frimpong, K., Mohan, S., y White, P., 2019, Regional variations in potential groundwater recharge from spring barley crop fields in the UK under projected climate change. *Groundwater for Sustainable Development*, 8, 332-345. doi: 10.1016/j.gsd.2018.12.005

CAPÍTULO 4

Simulación hidromeccánica utilizando parámetros dependientes del esfuerzo efectivo

Hydrogeomechanical simulation using effective stress-dependent parameters

Cecilia **Rodríguez**^{1*}, Jaime **Garfias**¹, Richard **Martel**², Ignacio **Navarro**³

¹ Instituto Interamericano de Tecnología y Ciencias del Agua (IITCA), Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, 50130, Edo. México, México.

² Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Quebec, QC G1K 9A9, Canadá.

³ Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT-UANL), Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, 67700, Nuevo León, México.

*cecilia.campero@outlook.com

Resumen

Los descensos piezométricos, subsidencia y fracturamiento del terreno son los principales problemas alrededor del mundo, asociados a la sobreextracción de agua subterránea. La necesidad de contar con modelos numéricos que simulen la piezometría pre y post bombeo, así como los desplazamientos del terreno asociados, cobra cada vez mayor relevancia por los daños a la infraestructura civil y pérdidas económicas. El objetivo de este trabajo es evaluar la subsidencia en el valle de Toluca como producto de la extracción de agua subterránea utilizando parámetros hidráulicos y mecánicos dependientes del campo de esfuerzos efectivos. El tiempo de análisis numérico abarca de 1960 hasta 2018, dividido en una fase quasi estacionaria para 1960, donde solo operaba la primera fase del Sistema Lerma. Posteriormente, se delimitan seis periodos de estrés que caracterizan la fase transitoria y abarcan de 1961 a 2018. Las elevaciones al nivel estático para 1960 exhiben un patrón de flujo regional esperado, donde los descensos piezométricos se localizan al sureste de la cuenca donde residen los 75 pozos del Sistema Lerma. Las simulaciones reproducen razonablemente las elevaciones al nivel estático registradas en los multipiezómetros, siendo

el RMSE de todos los periodos de estrés comprendido entre 5.17 – 6.80. La evolución piezométrica posterior a 1960 refleja la dinámica de extracción local con la retracción de isopiezas en el corredor industrial y en el dominio del Sistema Lerma. La distribución espacial de los desplazamientos denota la estrecha relación con los focos de extracción además de la ubicación de los estratos arcillosos, siendo la capa intermedia de arcillas la que caracteriza la principal subsidencia en la cuenca.

ABSTRACT

Piezometric declines, subsidence and ground fractures are the main problems around the world, associated with groundwater overextraction. The need for numerical models that simulate pre- and post-pumping piezometry, as well as associated ground displacements, is becoming increasingly important due to damage to civilian infrastructure and economic losses. The objective of this work is to evaluate subsidence in the Toluca valley as a result of groundwater extraction using hydraulic and mechanical parameters dependent on the field of effective stress. The period of numerical analysis spans from 1960 to 2018, divided into a quasi steady state for 1960, where only the first phase of the Lerma system operated and six subsequent stress periods that characterize the transitory phase. Hydraulic heads for 1960 exhibit an expected regional flow pattern, where piezometric declines are located to the southeast of the basin where the 75 wells of the Lerma system are located. The simulations reproduce in good detail the hydraulic heads recorded in multipiezometers, being the RMSE of all periods of stress between 5.17 - 6.80. The piezometric evolution after the year 1960 reflects the dynamics of local extraction with the drawdown in hydraulic heads in the industrial corridor and in the domain of the Lerma system. The spatial distribution of the ground displacements denotes the close relationship with the groundwater extraction center in addition to the location of the clayey strata, being the intermediate layer of clays that creates the main subsidence in the basin.

4.1. Introducción

La sobreextracción de agua subterránea es un tema recurrente en las últimas décadas alrededor del mundo, debido, en gran medida, a los efectos negativos asociados, tales como la profundización de los niveles de agua y la subsidencia del terreno. Este último, en especial, se relaciona con daños perceptibles en la infraestructura civil, la mayor incidencia de inundaciones, la generación de fracturas superficiales y el aumento en el riesgo de contaminación de los acuíferos a través de las discontinuidades generadas (Galloway y Burbey, 2011; Galloway *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2018).

La gestión y prevención de subsidencia por extracción del agua subterránea, requiere de estudios integrales que combinen el medio geológico y la administración/explotación de los recursos hídricos. Al margen de esto, conviene conocer y entender los mecanismos que generan los desplazamientos para minimizar y/o evitar tales procesos, así como la creación de mapas de riesgo útiles en el ordenamiento territorial. Algunas herramientas ampliamente utilizadas para estos fines incluyen la medición in situ y remota de los desplazamientos del terreno; sin embargo, estas metodologías resultan únicamente descriptivas y no interpretativas o predictivas. En tal sentido, los modelos numéricos adquieren relevancia por

la versatilidad en la simulación y predicción (Franke y Reilly, 1987; Kang y Li, 2015; Mahmoudpour *et al.*, 2016; Rashvand *et al.*, 2019). Si bien, la modelación numérica es un instrumento que requiere una gran cantidad de información geológica, hidrológica e hidráulica, la precisión en la reproducción de deformaciones del terreno ha sido útil en la administración de los acuíferos con altas tasas de bombeo a nivel mundial (Ye *et al.*, 2016; Ezquerro *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017; Zhu *et al.*, 2020; Ceccatelli *et al.*, 2021).

En este contexto, el cambio de volumen del medio poroso es producto de un reajuste de las partículas, ya que, para fines prácticos, se considera que los granos sólidos y el agua de poro son indeformables. Asimismo, se considera que las componentes horizontales de deformación son despreciables debido a que los acuíferos presentan una extensión horizontal esencialmente mayor que la vertical (Galloway y Burbey, 2011; Bear y Corapcioglu, 1981). En tal sentido, la aplicación de tal enfoque del esfuerzo efectivo ha brindado buenos resultados en modelos de esfuerzo-deformación durante las últimas tres décadas (Helm, 1986; Leake y Prudic, 1991; Hoffman *et al.*, 2003; Leake y Galloway, 2007; Hung *et al.*, 2012; Calderhead *et al.*, 2010a; Mahmoudpour *et al.*, 2016).

Sin embargo, la mayoría de los esquemas de solución consideran tales parámetros como constantes en el tiempo y el espacio, no siendo lo más acertado para unidades confinadas sujetas a consolidación. En tal sentido, el uso de ecuaciones de flujo y deformación dependientes del campo de esfuerzos efectivos cobra mayor relevancia. El propósito de esta investigación es analizar los procesos hidrogeomecánicos fluido-sólido, considerando a su vez, los parámetros hidrodinámicos como funciones del esfuerzo efectivo. Tal aproximación permitirá estimar el comportamiento dinámico del sistema de flujo y evaluar la evolución de la subsidencia en el acuífero del Valle de Toluca.

4.2. Fundamentos matemáticos de flujo y deformación

En el sentido geotécnico más simple, el suelo y/o roca es un sistema trifásico conformado por partículas sólidas, agua y aire que ocupan los poros; para suelos saturados el sistema se reduce a dos fases: sólido y agua. En ambos casos, la respuesta del suelo (deformación) ante esfuerzos externos se denomina consolidación y, en especial, concierne principalmente a las arcillas y, en menor medida, a las arenas saturadas (Biot, 1941). Históricamente, la relación esfuerzo-deformación de un medio poroso saturado bajo efectos de descensos piezométricos se expone en la teoría del esfuerzo efectivo (Terzaghi, 1925, 1943). Terzaghi postuló que, básicamente, las tensiones totales actuantes en un suelo se dividen en una presión intersticial que incide en el agua y los sólidos, así como una sobrepresión intersticial que actúa en la fase sólida. El exceso de presión intersticial se denomina esfuerzo efectivo (Ecuación 4.1),

$$\sigma = \sigma' + p, \quad \text{Ec. 4.1}$$

donde, σ es el esfuerzo total (Pa), σ' es el esfuerzo efectivo (Pa), en tanto que p es la presión de poro (Pa). Bajo tal premisa, las variaciones en el esfuerzo efectivo son resultado de cambios en el esfuerzo total o en la presión de poro, siendo en ambos casos un factor para la modificación volumétrica del medio (Preisig *et al.* 2013). En tal sentido, existe una reciprocidad entre las presiones de poro y la deformación (Neuzil, 2003), ya que, los cambios en la presión de poro inducen la deformación, al mismo tiempo que la deformación del medio poroso o fracturado altera las propiedades hidráulicas y geomecánicas, tales como: la

conductividad hidráulica, el almacenamiento y la porosidad. La estimación espacio-temporal de tales propiedades en acuíferos granulares y fracturados tiene sustento en la ley de elasticidad de Hooke (MIKE, 2021).

4.2.1. Modelo paramétrico para estratos granulares

De acuerdo con la premisa que la deformación en un medio poroso es resultado de cambios en la porosidad, así como retomando los conceptos de elasticidad expuestos en la ley de Hooke:

$$d\varepsilon_v = \frac{dV}{V} = \frac{d\phi}{(1-\phi)} = -\frac{1}{E} d\sigma', \quad \text{Ec. 4.2}$$

donde, ε_v es la deformación volumétrica en el eje vertical, V es el volumen, ϕ es la porosidad, y E es el coeficiente de elasticidad en el eje vertical bajo condiciones saturadas. Dada la relación entre el esfuerzo efectivo y variaciones en la porosidad desarrolladas en Preisig *et al.*, (2013), se distingue una porosidad inicial ϕ_0 cuando no existe esfuerzo efectivo (a nivel de terreno), así como una alteración en la porosidad producida por la aplicación de un esfuerzo efectivo (Ecuación 4.3). En tal sentido, una porosidad efectiva de cero ocurriría cuando el esfuerzo efectivo sea tal que, en definitiva, logre cerrar los poros en el medio poroso (Ecuación 4.4),

$$\sigma' = E \ln \left(\frac{1-\phi}{1-\phi_0} \right), \quad \text{Ec. 4.3}$$

Ec. 4.4

$$\sigma'_0 = -E \ln 1 - \phi_0 ,$$

donde, σ'_0 es el esfuerzo efectivo requerido para cerrar los poros. A partir de la combinación de la Ecuación 4.3 y 4.4 se obtiene la fórmula que describe la porosidad en función del esfuerzo efectivo (Ecuación 4.5)

$$\phi \sigma' = 1 - (1 - \phi_0) \left(\frac{1 - \sigma'}{\sigma'_0} \right), \quad \text{Ec. 4.5}$$

Una vez resuelta la porosidad, se inserta en las definiciones de conductividad hidráulica (Ecuación 4.6) y el almacenamiento específico (Ecuación 4.7)

$$K \sigma' = \frac{\rho_w g}{\mu_w} \frac{1}{9} \frac{\left(1 - 1 - \phi_0 \left(\frac{1 - \sigma'}{\sigma'_0} \right) \right)^3}{\left(1 - \phi_0 \left(\frac{1 - \sigma'}{\sigma'_0} \right) \cdot C \right)^2} b, \quad \text{Ec. 4.6}$$

$$S_s \sigma' = \rho_w g \left(\frac{1}{E_s} + \frac{1 - \phi_0 \left(1 - \frac{\sigma'}{\sigma'_0} \right)}{E_w} \right), \quad \text{Ec. 4.7}$$

donde, $K(\sigma')$ es la conductividad hidráulica en función del esfuerzo efectivo, ρ_w es la densidad del agua, g es la gravedad, μ_w es la viscosidad del agua, b es un factor que considera la forma y acomodo de las partículas ($10 < b < 30$), y C es un coeficiente que corresponde al inverso del tamaño de partículas promedio, E_s y E_w son los módulos de elasticidad del sólido y el agua respectivamente. La ecuación fundamental del flujo de agua subterránea (Ecuación 4.8) se integra con los parámetros previamente definidos. Asimismo, se establece la deformación como un cambio en las porosidades (Ecuación 4.9), mientras que, a su vez, la consolidación corresponde a la deformación manifestada en un espesor Z de estrato (Ecuación 4.10)

$$S_s \sigma' \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla \cdot K(\sigma') \nabla H, \quad \text{Ec. 4.8}$$

$$\Delta \phi = 1 - \phi_0 \left(1 - \frac{\sigma'}{\sigma'_0} \right) - 1 - \phi_0 \left(1 - \frac{\sigma'_i}{\sigma'_{0i}} \right), \quad \text{Ec. 4.9}$$

$$S = \int_{Z_{inf}}^{Z_{sup}} \Delta \phi dz, \quad \text{Ec. 4.10}$$

donde, H es la carga hidráulica, Z_{sup} y Z_{inf} son las alturas superior e inferior del estrato en análisis y S denota la consolidación del terreno.

4.2.2. Modelo paramétrico para estratos fracturados

En estratos fracturados, la conectividad de las redes de fracturas, la apertura, y su conductividad hidráulica controlan el flujo (Berkowitz, 2002), mientras que, la deformación se asocia con el cerramiento de las fracturas. En tal sentido, los modelos que describen la conductividad hidráulica, la porosidad, el almacenamiento, el flujo y la deformación, contemplan las características geométricas de las familias de fracturas. Para el caso de la conductividad hidráulica de un estrato de roca conteniendo un número m de familias de fracturas se tiene:

$$\mathbf{K} = \sum_{i=1}^m K_{0i} \left[1 - \left(\frac{\sigma'_i}{\sigma'_{0i}} \right)^{\frac{1}{n_i}} \right]^3 \mathbf{I} - \mathbf{n}_i \otimes \mathbf{n}_i, \quad \text{Ec. 4.11}$$

donde, K es la conductividad hidráulica, i es una familia de fracturas, K_{0i} es la máxima conductividad hidráulica paralela al plano de fractura, σ'_i es el esfuerzo efectivo normal, σ'_{0i} es el esfuerzo normal necesario para el cierre de fracturas, n_i caracteriza la distribución de rugosidad de fracturas, \mathbf{I} es la identidad matricial, \mathbf{n}_i es la unidad de vector normal a la familia de fracturas i , y \otimes denota el tensor producido. De acuerdo con el desarrollo planteado en Preisig *et al.*, (2011), la porosidad de la matriz rocosa en función del esfuerzo efectivo

(Ecuación 4.12) se utiliza en la definición del coeficiente de almacenamiento específico (Ecuación 4.13).

$$\phi = \sum_{i=1}^m \phi_{0i} \left[1 - \left(\frac{\sigma'_i}{\sigma'_{0i}} \right)^{\frac{1}{ni}} \right], \quad \text{Ec. 4.12}$$

$$S_s = \sum_{i=1}^m S_{s0i} \left[1 - \left(\frac{\sigma'_i}{\sigma'_{0i}} \right)^{\frac{1}{ni}} \right]; S_{s0i} = \frac{\rho_w g \phi_{0i}}{E_w}, \quad \text{Ec. 4.13}$$

donde, ϕ es la porosidad por fracturamiento, ϕ_0 es la máxima porosidad por fracturamiento, S_s y S_{s0i} representan el coeficiente de almacenamiento específico (1/m), y el máximo almacenamiento, respectivamente. Similar al caso de estratos porosos, la ecuación fundamental de flujo de agua subterránea se define en función del esfuerzo efectivo (Ecuación 4.14), en tanto que la deformación del medio obedece también a un cambio en la porosidad (Ecuación 4.15).

$$S_s \sigma' \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla \cdot K \sigma' \nabla H, \quad \text{Ec. 4.14}$$

$$\Delta \phi_z = \sum_{i=1}^m \phi_{h_i} - \phi_{hs_i} n_{z_i} \quad \text{Ec. 4.15}$$

4.3. Área de estudio

4.3.1. Contexto geológico e hidrogeológico de la cuenca del valle de Toluca

La cuenca del Valle de Toluca es una depresión de aproximadamente 2,100 km² con una altura media de 2,842 msnm, que se localiza en el marco de la Faja Volcánica Transmexicana al centro del país. La zona está delimitada al este por la Sierra de Las Cruces, al oeste por el volcán Nevado de Toluca, al norte por el Valle de Ixtlahuaca y al sur por los volcanes de Tenango y Zempoala. La columna estratigráfica de la cuenca comprende rocas ígneas, materiales piroclásticos y depósitos sedimentarios. Las rocas ígneas se constituyen, principalmente, por andesitas y basaltos localizados en el Nevado de Toluca, la Sierra de Las Cruces, así como una serie de domos y conos cineríticos localizados en el oeste del valle. Le sobreyacen materiales piroclásticos constituidos por lahares, bloques, cenizas, flujos de pómez, tobas y brechas volcánicas que afloran al pie de las sierras, que corresponden a la formación Tarango (Macías *et al.*, 1997). Los depósitos aluviales y lacustres, que rellenan la cuenca, se interdigitan con materiales volcánicos (Figura 4.1).

Desde el enfoque hidrológico, la cuenca del Valle de Toluca es la cabecera de la región hidrológica Lerma-Santiago (RH12), cuyo cauce principal es el río Lerma. El sistema

acuífero se compone de dos acuíferos separados zonalmente por acuitardos compuestos de arcillas. La unidad acuífera superior es un medio poroso de depósitos clásticos no consolidados intercalados con flujos piroclásticos y horizontes de pómez, el comportamiento hidráulico es de tipo libre. El acuífero inferior se compone esencialmente de andesitas y basaltos altamente fracturados, que exhiben un semiconfinamiento a causa del acuitardo intermedio, que engloba tobas lacustres de baja permeabilidad y arcillas lacustres.

La respuesta geomecánica, de un sistema sujeto a variaciones de las presiones de poro, depende en gran medida del tipo de materiales que se desaturan. A este respecto, las arcillas son de especial interés en comparación con otros estratos de grano grueso (p.e. gravas y arenas) ya que, debido a su estructura, se propician grandes deformaciones ante pérdidas de agua. En el ámbito geológico, las cuencas y grábenes atribuidos a la Faja Volcánica Transmexicana contribuyeron a la acumulación de depósitos compresibles. De acuerdo con el modelo geológico tridimensional (ver capítulo 2), se identificaron 3 capas de arcillas distribuidas en diferentes zonas del modelo (Figura 4.2). De las cuales, el estrato de arcillas superior está en gran medida por encima del nivel freático, mientras que el estrato inferior está a gran profundidad y mayormente saturado. En tal sentido, destaca la capa de arcillas 2, ya que es la que podría experimentar las principales variaciones en las presiones de poro.

4.3.2. Desarrollo de los aprovechamientos de agua subterránea en el Valle de Toluca

La sobreextracción de agua subterránea en el Valle de Toluca es, en gran medida, un efecto adyacente de la gestión de recursos hídricos en la cuenca del Valle de México. El crecimiento demográfico de la ciudad de México, el aumento en la demanda hídrica, así como los problemas de subsidencia, impulsaron la búsqueda de fuentes de abastecimiento de agua potable externas, siendo la cuenca del río Lerma la primera elección. De esta manera, en 1942 comienzan las obras para la captación de los manantiales de la cuenca del valle de Toluca y la desecación del sistema de lagunas de Almoloya del Río, las cuales concluyeron diez años después. A este respecto, la primera etapa del Sistema Lerma inició operación en 1951 con 75 pozos profundos de entre 50 y 308 metros, localizados en el acueducto superior con origen en Almoloya del Río y hasta la cañada de Atarasquillo, al pie de la Sierra de las Cruces. El volumen de agua inicial capturado de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ se conducía por el túnel Atarasquillo-Dos Ríos hasta su distribución en el Valle de México (Torres, 2014). En 1970, el progresivo incremento en la demanda de agua potable para la cuenca del Valle de México conllevó a la expansión del Sistema Lerma hasta el Valle de Ixtlahuaca, mediante la perforación de 188 pozos para cubrir en total un gasto de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, hasta alcanzar los $13.1 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1974. Posteriormente, la extracción disminuyó debido al inicio de operación del Sistema Cutzamala en 1982.

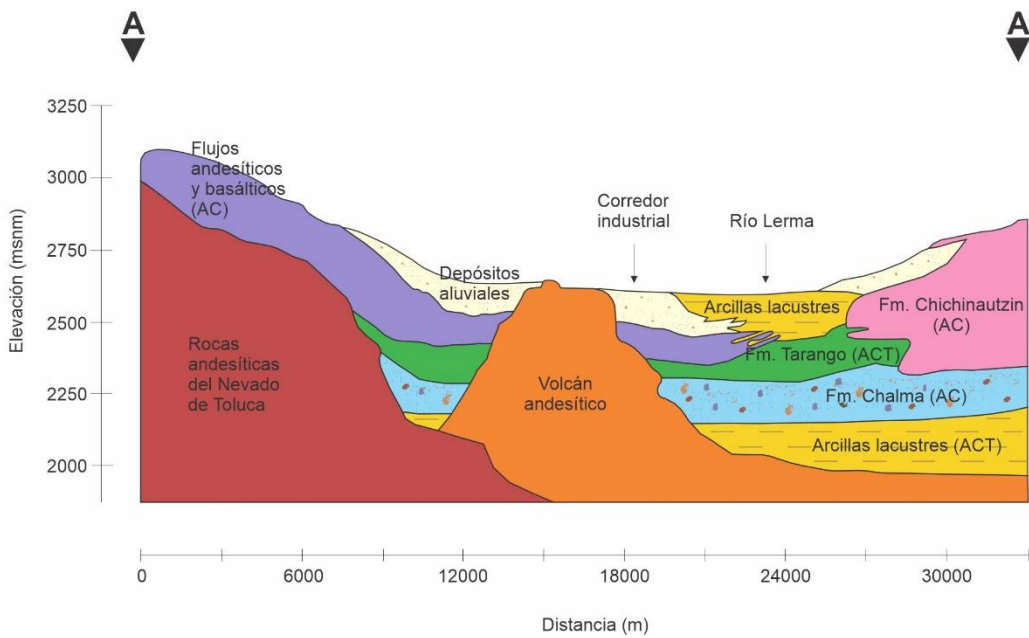
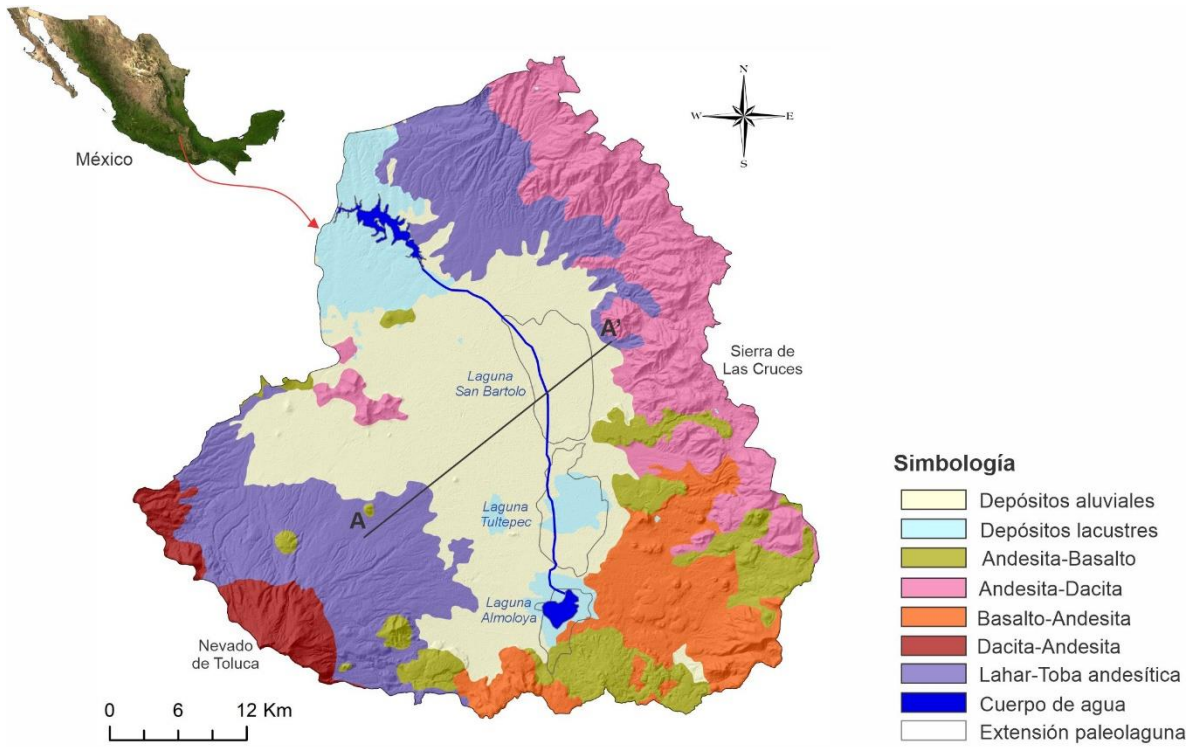
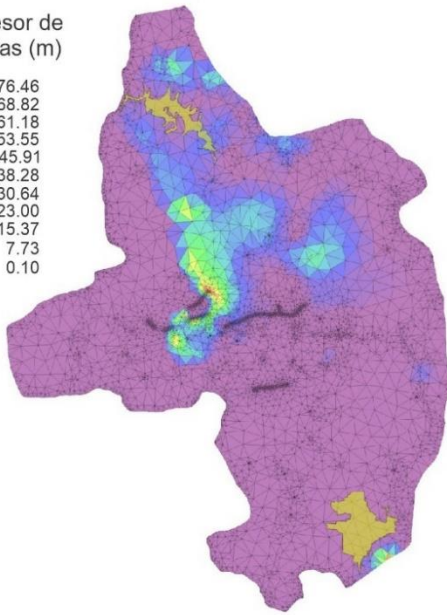
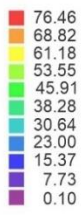


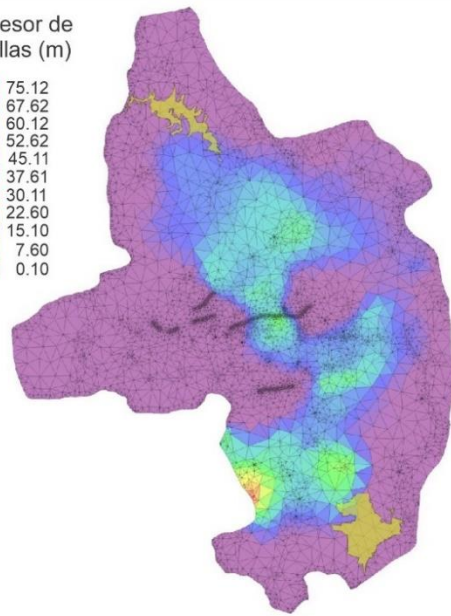
Figura 4.1. Localización del área de estudio y geología regional, a) Tipos de roca/sedimento del sistema acuífero del Valle de Toluca, b) Esquema simplificado de las unidades geológicas correspondientes a la sección transversal A-A'. Se muestran las litologías pertenecientes al acuífero fracturado (ACF), el acuífero granular (ACG) y el acuitardo (ACT). Tomado de Calderhead et al., (2011).

Espesor de arcillas (m)



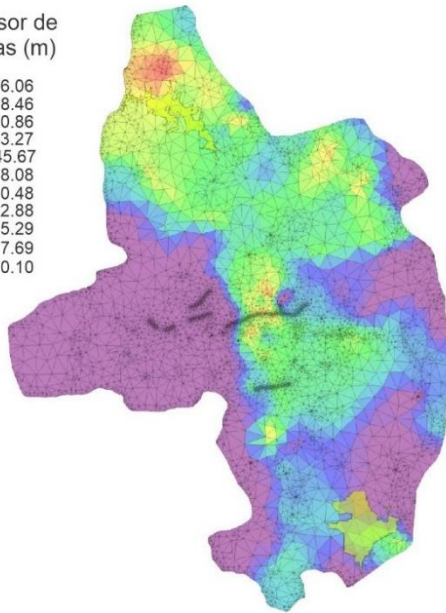
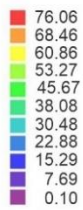
Capa de arcillas 1
(2980.6 - 2546.0 msnm)

Espesor de arcillas (m)



Capa de arcillas 2
(2980.6 - 2250.0 msnm)

Espesor de arcillas (m)



Capa de arcillas 3
(2980.6 - 2250.0 msnm)

Figura 4.2. *Espesor y elevación de las capas de arcilla incluidas en el modelo numérico.*

Por su parte, la demanda hídrica de los 19 municipios que comprenden el Valle de Toluca motivó la perforación de aprovechamientos en la cuenca, principalmente en la zona de Valle. Bajo la consigna de la CONAGUA se tiene registro de tres censos de extracción (Cuadro 4.1), para los años de 1969, 1983 y 1992 (Ariel Consultores, 1996). En el estudio de 1969 realizado por la Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México (CHCVM, 1970), se reportan los aprovechamientos del valle de Toluca y de Ixtlahuaca. Para el valle de Toluca, en particular, se tiene una extracción de 355.08 Mm³/año a través de 342 pozos, de los cuales, 139 son para fines domésticos (25.06 Mm³/año), 87 para trasvase a ciudad de México (283.44 Mm³/año), 73 para uso industrial (26.80 Mm³/año), 38 para fines agrícolas (13.74 Mm³/año), y 5 destinados a otros usos (6.03 Mm³/año).

En el censo de 1983 se contabilizaron 380 aprovechamientos entre pozos en operación (270) y fuera de servicio (110). Del total se asignan 23 aprovechamientos al uso agrícola (6.04 Mm³), 156 para fines domésticos (83.14 Mm³), 74 para uso industrial (21.33 Mm³), 1 para uso pecuario (0.03 Mm³), 14 para otros fines (3.50 Mm³) y 2 pozos de observación. No obstante, se menciona la posibilidad que el censo esté incompleto (Ariel consultores, 1996), debido a la disminución en el volumen de extracción total con respecto al censo de 1969. A partir de la evaluación de los pozos se deduce que no se incluyeron los aprovechamientos del Sistema Lerma, por tal motivo, se anexaron los 189 pozos clasificados como Sistema Lerma contenidos en el censo de 1992. De esta manera, el total de pozos aumenta a 569; sin embargo, solo 457 se encontraban en operación.

En el padrón de 1992 (CNA, 1993) se reconocen 488 pozos en el valle de Toluca, siendo 16 para uso agrícola (2.50 Mm³), 146 destinados al uso doméstico (55.60 Mm³), 78 a la industria (21.13 Mm³), 180 al Sistema Lerma o administrados por el antiguo Departamento del Distrito Federal (207.95 Mm³), 2 a servicios (0.12 Mm³), 61 fuera de operación y 5 de observación. Este desglose indica una disminución en las extracciones en el rubro doméstico, que parece no seguir con la tendencia en ascenso.

Con base en los datos de concesiones publicados por el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA), con fecha de corte al 31 de mayo de 2022, se obtuvieron los censos para los años 2000, 2010 y 2022. Cabe destacar que los aprovechamientos contemplados por el organismo REPDA no incluyen los pertenecientes al Sistema Lerma. En tal sentido, se agregaron los reportados en el censo de 1992 para este rubro. Para el 2000 se registraron 501 aprovechamientos de los cuales 22 se destinaron a fines agrícolas (3.51 Mm³), 183 para uso doméstico (78.44 Mm³), 122 para la industria (20.67 Mm³), 2 para uso pecuario (0.05 Mm³), 23 para servicios (1.57 Mm³) y 149 para otros usos (30.45 Mm³). A este conteo se suman los 189 pozos del Sistema Lerma, dando un total de 690 y 342.64 Mm³/año. Posteriormente, en el 2002 se reportó un total de 795 pozos; sin embargo, al considerar las tomas clandestinas, este número puede ascender hasta 933 pozos (IMTA, 2003; Martín del Campo *et al.*, 2014).

Con base en la actualización del año 2010, a esa fecha se contaba con 857 pozos cuya extracción total alcanza los 375 Mm³/año. Para el rubro agrícola se enumeran 43 aprovechamientos (7.81 Mm³), uso doméstico con 229 pozos (91.38 Mm³), industrial con 169 pozos (26.48 Mm³), Pecuario con 2 pozos (0.05 Mm³), Servicios con 64 pozos (10.16 Mm³), Otros fines con 161 pozos (31.30 Mm³) y el Sistema Lerma con 189 pozos (207.95 Mm³).

Finalmente, para el 2022 se tiene registro de 1040 aprovechamientos subterráneos (Figura 4.3) y un volumen total de 400.38 Mm³/año. Estos se distribuyen en 48 pozos para fines agrícolas (9.77 Mm³), 258 pozos para uso doméstico (99.64 Mm³), 192 pozos para la industria (31.39 Mm³), 2 pozos para fines pecuarios (0.05 Mm³), 86 pozos para servicios (19.32 Mm³), 171 pozos para diferentes usos (32.26 Mm³) y 189 pozos para exportaciones al Valle de México (207.95 Mm³). Aunque el Valle de Toluca se considera un punto importante en términos industriales, en todos los censos resalta el uso doméstico como el principal destino del agua extraída.

4.3.3. Descensos en la elevación del nivel estático registrado en multipiezómetros

La piezometría en el Valle de Toluca se ha monitoreado desde 1969 mediante una serie de piezómetros multinivel administrados por la CONAGUA, de los cuales solo 33 tienen lecturas relativamente continuas hasta la fecha (Figura 4.4). Factores tales como la obstrucción de sonda, la falta de mantenimiento y/o la inconsistencia en la toma de datos, propicia que las lecturas no sean homogéneas durante todo el periodo de registro.

En referencia con la altura topográfica, para 1969 se presentan profundidades promedio de 3.3 m en los piezómetros de las áreas lagunares (PL-126, PL-203, PL-206, PL-212), y que alcanzan los 49.8 m al pie de las serranías (PL-141, PL-142, PL-164). En términos de elevación del nivel estático, la isopieza de 2754.2 msnm se ubica al pie del Nevado de Toluca, mientras que, a la salida de la cuenca se registra una elevación de 2547.7 msnm (PE-230-1). Posterior a 1969, el constante declive de las líneas reafirma la conjetura de un censo de aprovechamientos subterráneos incompleto para el año de 1983 (Figura 4.5).

4.3.4. Subsistencia y fracturas asociadas a la explotación de agua subterránea

Vinculado a la explotación de agua subterránea y descensos piezométricos, se tiene registro de hundimientos del terreno en zonas urbanas y sub-urbanas (Dávila *et al.*, 2014). Con base en análisis de la interferometría diferencial InSAR, se han interpretados tasas de subsidencia de hasta 77 mm/año durante el periodo de 2003 al 2016, como consecuencia de abatimientos de 50 a 80 cm/año (Castellazzi *et al.*, 2017). Como parte de la evaluación integral del acuífero, existen modelos numéricos de simulación de abatimiento y subsidencia, donde se estima un desplazamiento de 2 m para el corredor industrial durante el periodo de 1950 al 2009 (Calderhead *et al.*, 2011). Tales movimientos del terreno se han asociado a la presencia de estratos arcillosos y a la dinámica de extracción de agua subterránea. A este respecto, Calderhead *et al.*, (2011) apuntan a la extracción local como parámetro fundamental de la subsidencia, muy por encima de la extracción para trasvase al Valle de México.

Cuadro 4.1. Resumen del número de aprovechamientos subterráneos en la cuenca del Valle de Toluca con base en los estudios de CONAGUA (1969,1983,1992) y el REPDA con fecha de corte al 31 de mayo de 2022.

Tipo	1969		1983		1992		2000		2010		2022	
	No.	Mm ³ /año	No.	Mm ³ /año	No.	Mm ³ /año	No.	Mm ³ /año	No.	Mm ³ /año	No.	Mm ³ /año
Agrícola	38	13.74	23	6.05	16	2.50	22	3.51	43	7.81	48	9.77
Doméstico	139	25.06	156	83.14	146	55.60	183	78.44	229	91.38	258	99.64
Industrial	73	26.80	74	21.34	78	21.13	122	20.67	169	26.48	192	31.39
Otro	5	6.03	14	3.50	--	--	149	30.45	161	31.30	171	32.26
Pecuario	--	--	1	0.03	--	--	2	0.05	2	0.05	2	0.05
Servicios	--	--	--	--	2	0.12	23	1.57	64	10.16	86	19.32
Fuera de Servicio	--	--	110	41.55	61	0.93	--	--	--	--	--	--
Observación	--	--	2	NA	5	NA	--	--	--	--	--	--
Lerma	87	283.44	180	270.85	180	207.95	180	138.17*	180	118.58*	180	97.98*
Total	342	355.08	560	426.46	488	288.23	681	272.86	848	285.76	937	290.41

*Volumen de extracción estimado del Sistema Lerma retomados del trabajo de Torres (2014).

NA: No Aplica.

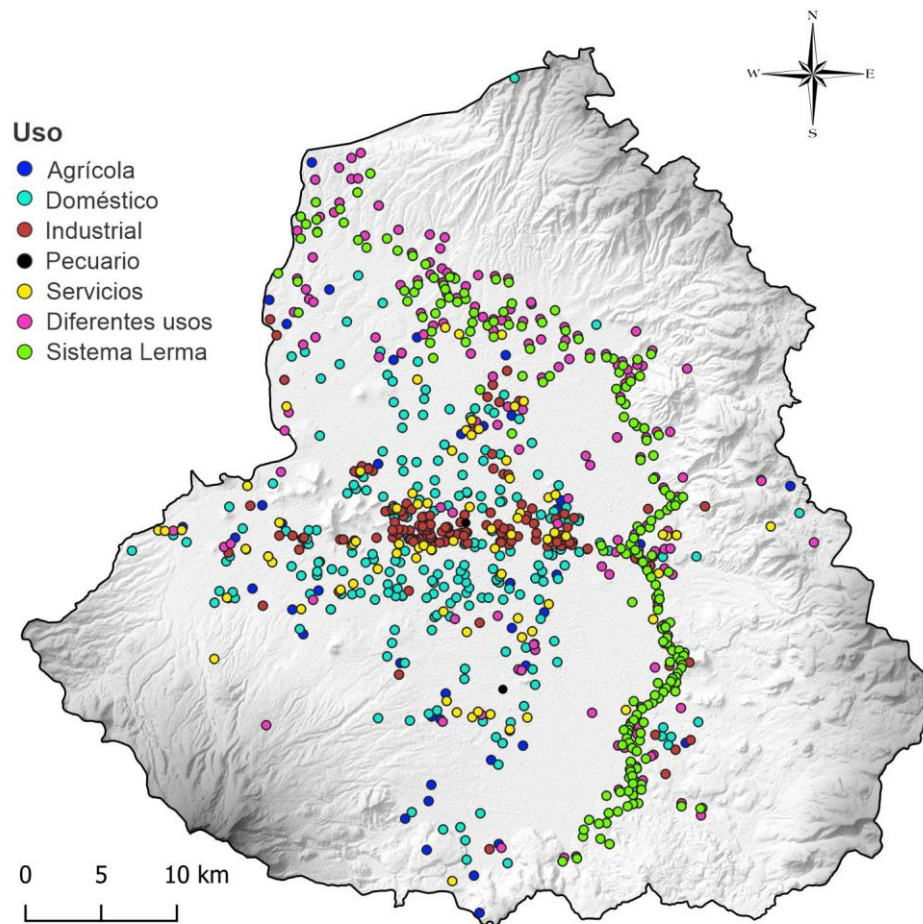


Figura 4.3. *Distribución de los 1,040 aprovechamientos subterráneos en el Valle de Toluca con base en el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA) con fecha de corte al 31 de mayo del 2022.*

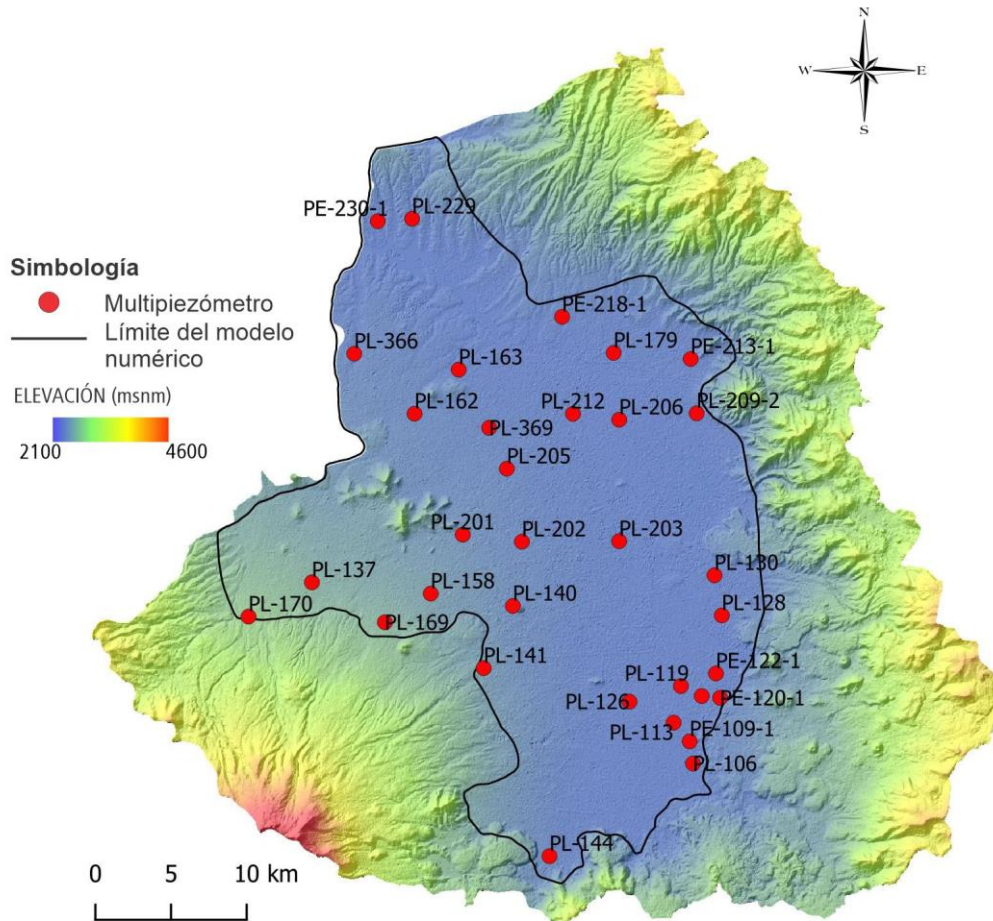


Figura 4.4. Ubicación espacial de los multipiezómetros instalados por la CONAGUA los cuales fueron utilizados en la calibración del flujo subterráneo para los distintos periodos de estrés en el modelo transitorio.

Las fracturas por su parte, corresponden a rupturas del suelo que se han presentado en el valle de Toluca durante los últimos 20 años. De acuerdo con diversos estudios de cartografía de fracturas, así como los atlas de riesgos del municipio de Toluca, las principales áreas afectadas comprenden las laderas del cerro de La Teresona, el corredor industrial, las colonias de Santa Ana Tlalpaltitlán, Santa María Totoltepec y San Pedro Totoltepec (Figuroa-Vega, 2004; Murillo, 2008; Arroyo, 2016; Almazán, 2017; Castellazzi *et al.*, 2017; GEM, 2019; López, 2019). En estas últimas dos colonias en particular, la aparición de fracturas se remonta desde el año 1996 (Murillo, 2008).

En el trabajo de Almazán (2017) se clasifican y describen algunas de las discontinuidades, donde destacan las fracturas Miltepec (NE-SW), las fracturas Coatepec (N-S), y las fracturas El Calvario (NE-SW y NW-SE). Se destaca la fractura Totoltepec con dirección NE-SW, que presenta un desplazamiento horizontal de 80 cm y vertical de hasta 1.40 m (Figura 4.6).

Como se ha planteado en secciones anteriores, las fracturas se relacionan estrechamente con la subsidencia, particularmente, el desplazamiento horizontal. La presencia de estratos altamente compresibles, así como la extracción de agua, condicionan en gran medida la ocurrencia de la subsidencia. A este respecto, en el Valle de Toluca coinciden ambos procesos que resultan en una subsidencia regional acelerada (Chaussard *et al.*, 2014).

Por otro lado, el asentamiento de más de 400,000 personas al año en el 2024 en el Valle de Toluca implica la extracción acelerada de agua subterránea. Correlacionando con el fracturamiento, los sitios con mayor densidad de pozos de bombeo concuerdan con la manifestación de discontinuidades. Asimismo, existe relación con la configuración geológica del subsuelo, en particular con la presencia de conos andesíticos cubiertos por sedimentos no consolidados en el centro del Valle de Toluca.

4.4. Materiales y métodos

4.4.1. Código numérico y estrategia de simulación

La modelación numérica busca replicar los niveles piezométricos y la deformación del terreno asociada a la disminución en las presiones de poro. El periodo total de análisis abarca desde el año 1960 hasta el 2018, con una subdivisión en estado estacionario y transitorio. Las simulaciones de flujo-deformación están integradas en el código numérico FEFLOW v. 7.5 (Diersch, 2014) y el complemento hidrogeomecánico PiHMC de la suite FEFLOW (MIKE, 2021). En la estructura del modelo, se evalúan la distribución espacial y temporal de parámetros en función del esfuerzo efectivo, tales como la conductividad hidráulica, la porosidad y el almacenamiento específico. Esta evaluación de parámetros hidrogeomecánicos se implementa, en su mayor parte, en acuíferos granulares y fracturados. A este respecto, en las secciones posteriores se presentan los parámetros utilizados para medios granulares y fracturados.

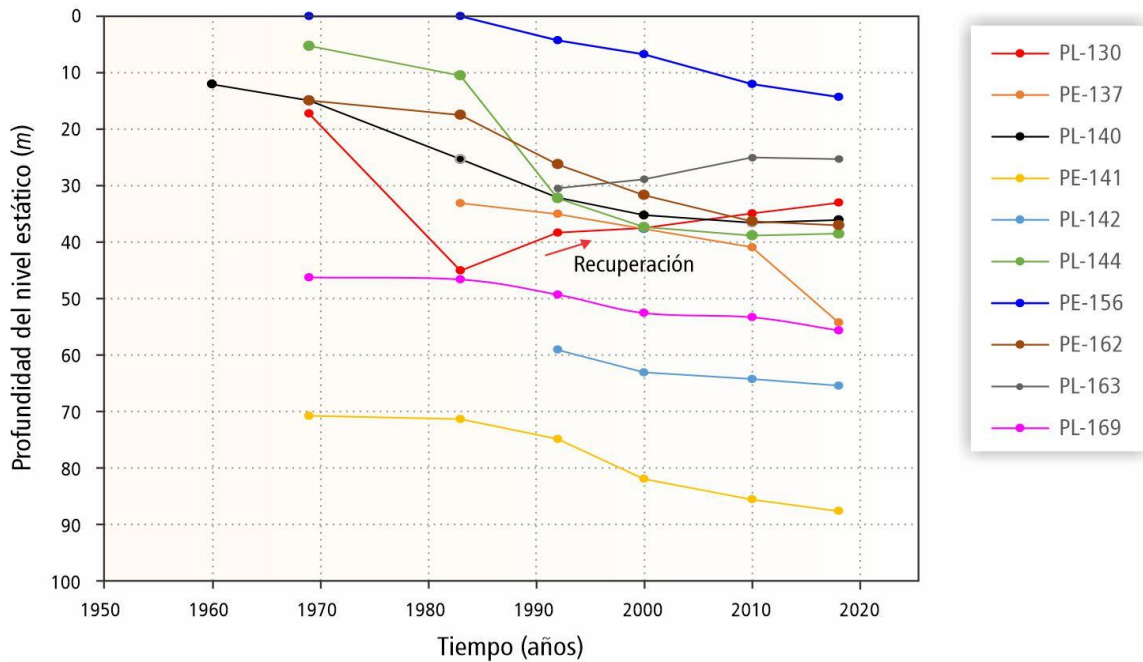
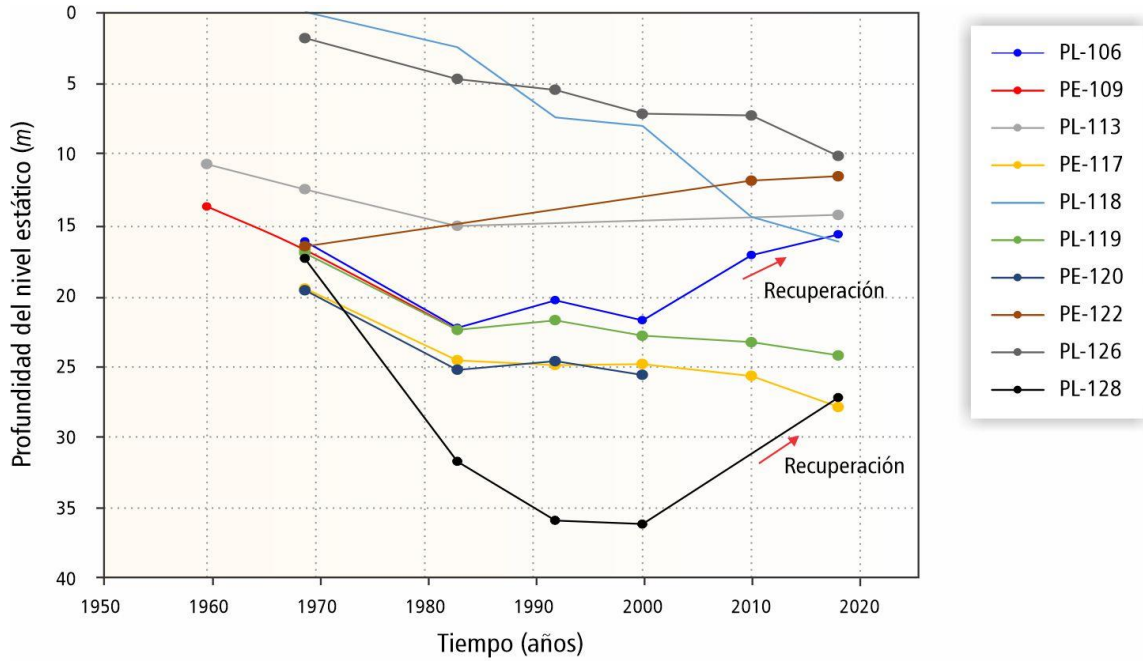
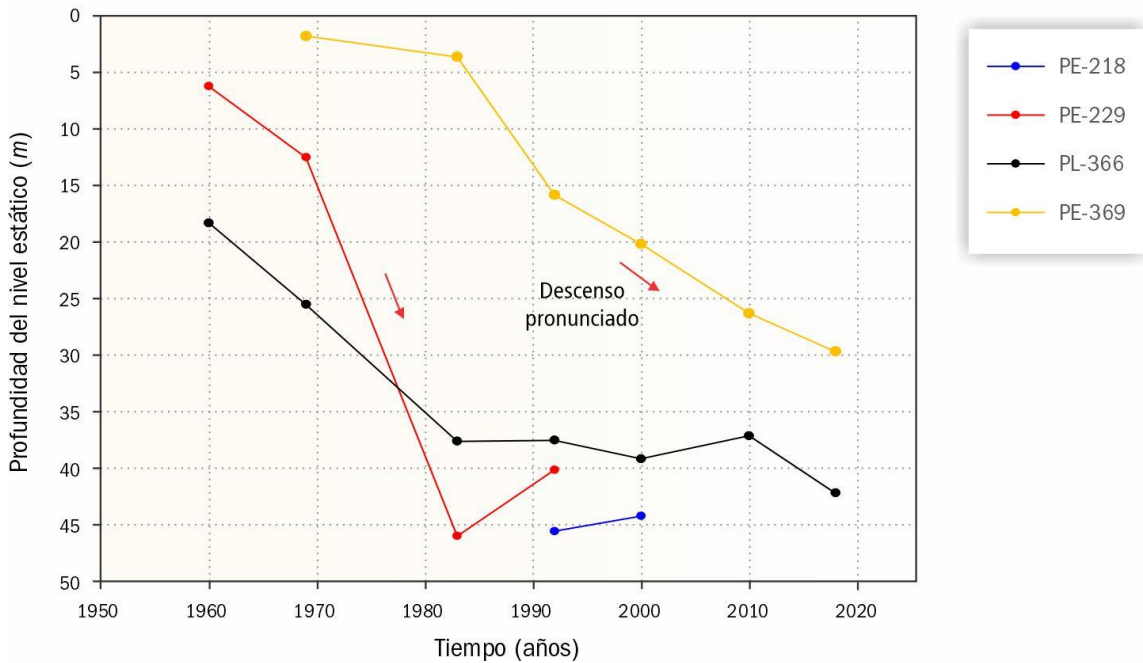
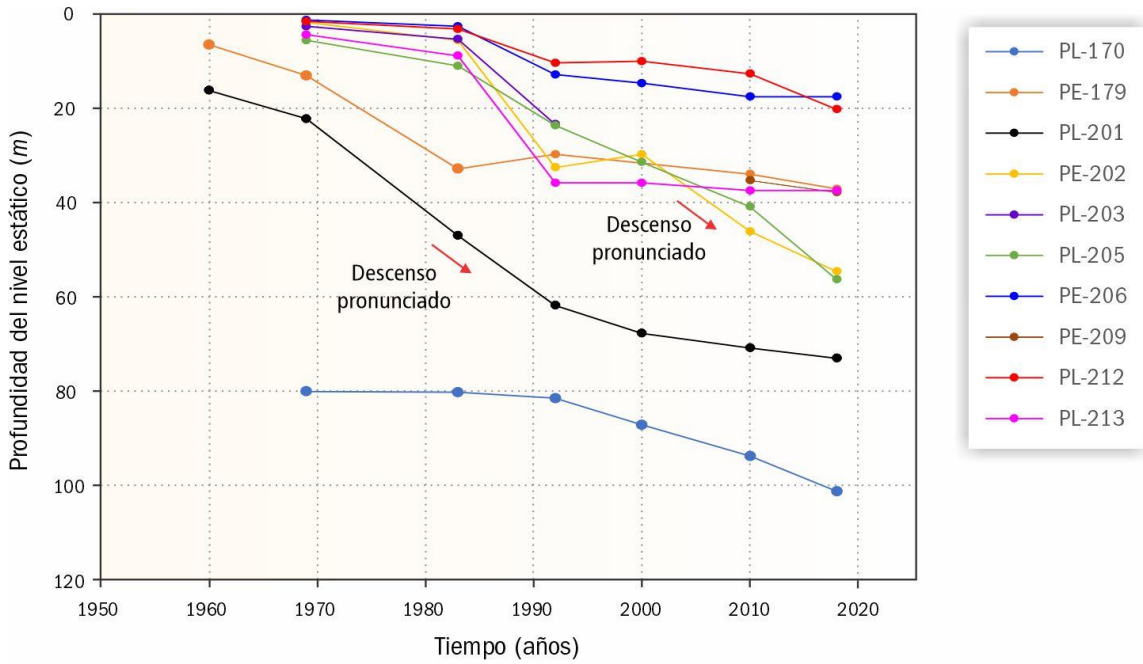


Figura 4.5. Evolución de la profundidad al nivel estático registrado en los multipiezómetros instalados por la CONAGUA. Se muestran los valores utilizados para la calibración de los periodos de estrés pertenecientes al modelo transitorio de flujo subterráneo (Continúa).



Continúa Figura 4.5. Evolución de la profundidad al nivel estático registrada en los multipiezómetros instalados por la CONAGUA. Se muestran los valores utilizados para la calibración de los periodos de estrés pertenecientes al modelo transitorio de flujo subterráneo.



Figura 4.6. (a) Distribución de fracturas observadas por Figuroa-Vega (2004), GEM (2013) y GEM (2019) en el área metropolitana de la ciudad de Toluca. Se muestran fotografías de evidencia de movimientos diferenciales: (b) Desplazamiento vertical, (c) Fractura de casa-habitación por desplazamiento vertical y horizontal, (d) Zapatas de casa-habitación expuestas por subsidencia.

4.4.2. Discretización espacial

El dominio espacial del modelo numérico se delimita en el contacto del acuífero granular con el acuífero fracturado, que engloba una extensión horizontal de 955.02 km² (Figura 4.7a). Los límites superior e inferior están dados por la topografía del relieve a una altura promedio de 2,616 msnm, a lo que subyace un nivel fijo de referencia de 2300 msnm respectivamente. La solución del acople matricial de flujo y deformación se realiza nodalmente en un entorno de malla de elementos finitos, cuya geometría debe considerar todos los componentes que se involucran en el sistema hidrogeomecánico. Esencialmente el modelo transitorio de flujo es secuencial a la fase estacionaria, por lo tanto, la inclusión de nodos que corresponden a puntos de inserción de pozos de bombeo es fundamental en el planteamiento. El registro total de pozos de extracción desde 1969 hasta 2018, así como la ubicación de multipiezómetros para calibración, se utilizaron para especificar nodos en la malla 2d, los lineamientos de fracturas corresponden a lados en los elementos triangulares. La malla bidimensional se generó con el algoritmo Triangle por la versatilidad en el manejo de elementos líneas y puntos, ajustando elementos triangulares al perímetro del modelo.

La discretización espacial del modelo numérico es directamente proporcional a la precisión de la solución y a la demanda computacional, especialmente en modelos geomecánicos totalmente acoplados. Con el objetivo de aproximarse al equilibrio complejidad-recursos computacionales, el modelo geológico de 14 capas previamente establecido se simplificó a 13 estratos y 5 tipos de materiales (Figura 4.7b).

Con base en este esquema, la expansión tridimensional de la malla 2d se utilizaron las elevaciones de horizontes del modelo geológico simplificado con un ancho mínimo de capa de 0.30 m, que representa la milésima parte del espesor total del modelo y evita zonas de cuña en la geometría (Figura 4.7c). Por lo tanto, la red nodal 2d es la misma para todas las capas del modelo, en correspondencia, se generó una malla tridimensional no estructurada (Bern y Plassmann, 2000) de 88,942 nodos y 154,440 prismas triangulares.

4.4.3. Discretización temporal

Un sistema de flujo en estado natural sugiere que las entradas y salidas de agua corresponden a las esperadas en un medio poroso en presencia de un gradiente hidráulico, es decir, que no existen condiciones de extracción ni de inyección de fluido. Bajo este concepto, el estado estacionario y natural del acuífero del Valle de Toluca se remontaría hasta antes de la década de 1950, ya que la extracción por pozos locales y los del Sistema Lerma aún no se habría iniciado. Sin embargo, la piezometría de un sistema no estresado para el Valle de Toluca es desconocida, puesto que la instrumentación de la cuenca se inicia en 1969. En este sentido, el concepto de estado estacionario adquiere otra acepción.

El estado estacionario en un modelo numérico ocurre cuando $\partial h/\partial t=0$, es decir, que las elevaciones al nivel estático y los flujos son constantes en el tiempo. Esta condición puede presentarse en sistemas con una hidrodinámica natural, o bien, en sistemas, cuyas tasas de extracción han sido mantenidas por un tiempo suficiente hasta alcanzar un nuevo estado de equilibrio (Anderson *et al.*, 2015). En el valle de Toluca, la extracción de la primera fase del Sistema Lerma mantiene un ritmo constante en la década de 1950. A este respecto, se clasificó un periodo estacionario comprendido entre 1951-1960, ya que, a mediados de la

década de 1960 comienza el registro de descensos piezométricos por extracción de agua (Calderhead *et al.*, 2011).

Posterior a 1960 hasta la fecha, se considera una fase transitoria, subdividida en 6 periodos de estrés de acuerdo con la disponibilidad de censos de aprovechamientos y mediciones piezométricas (Cuadro 4.2). Con el fin de lograr una mayor estabilidad numérica, se aplicaron pasos de tiempo con duración ajustada automáticamente, ya que, de esta manera, se utiliza la duración adecuada de acuerdo con la variación de carga hidráulica entre pasos de tiempo.

Cuadro 4.2. *Calendario de los periodos de estrés utilizados en el modelo transitorio y su duración en días.*

Periodo de estrés	Tiempo (días)	Inicio	Final
0	Estado estacionario	No aplica	1960
1	3286	1961	1969
2	5112	1970	1983
3	3287	1984	1992
4	2921	1993	2000
5	3651	2001	2010
6	2921	2011	2018

4.4.4. Clasificación del sistema con base en la presión hidráulica

En estudios previos, el sistema acuífero del Valle de Toluca se ha conceptualizado en tres unidades hidrogeológicas que son: Un acuífero granular superior de tipo libre, un acuitardo no continuo compuesto de tobas y arcillas lacustres, y un acuífero fracturado semiconfinado que les subyace (CNA, 2020). Sin embargo, un problema esencial en modelos numéricos es que resulta necesario conocer los niveles de agua para determinar si una capa es confinada o no confinada. Es decir que, el espesor saturado en acuíferos no confinados varía en función de las elevaciones al nivel estático, lo que deriva en la no linealidad en el modelo y aumentando el número de iteraciones necesarias para converger. En algunos casos, es recomendable representar capas no confinadas como confinadas en favor de la aproximación de espesor específico. Esta aproximación linealiza el problema y propicia la estabilidad y la convergencia del modelo, especialmente cuando se aplican procesos de calibración inversa y/o análisis de sensibilidad e incertidumbre (Anderson *et al.*, 2015; Sheets *et al.*, 2015). Por tales motivos, se determinó esquematizar el sistema como totalmente confinado.

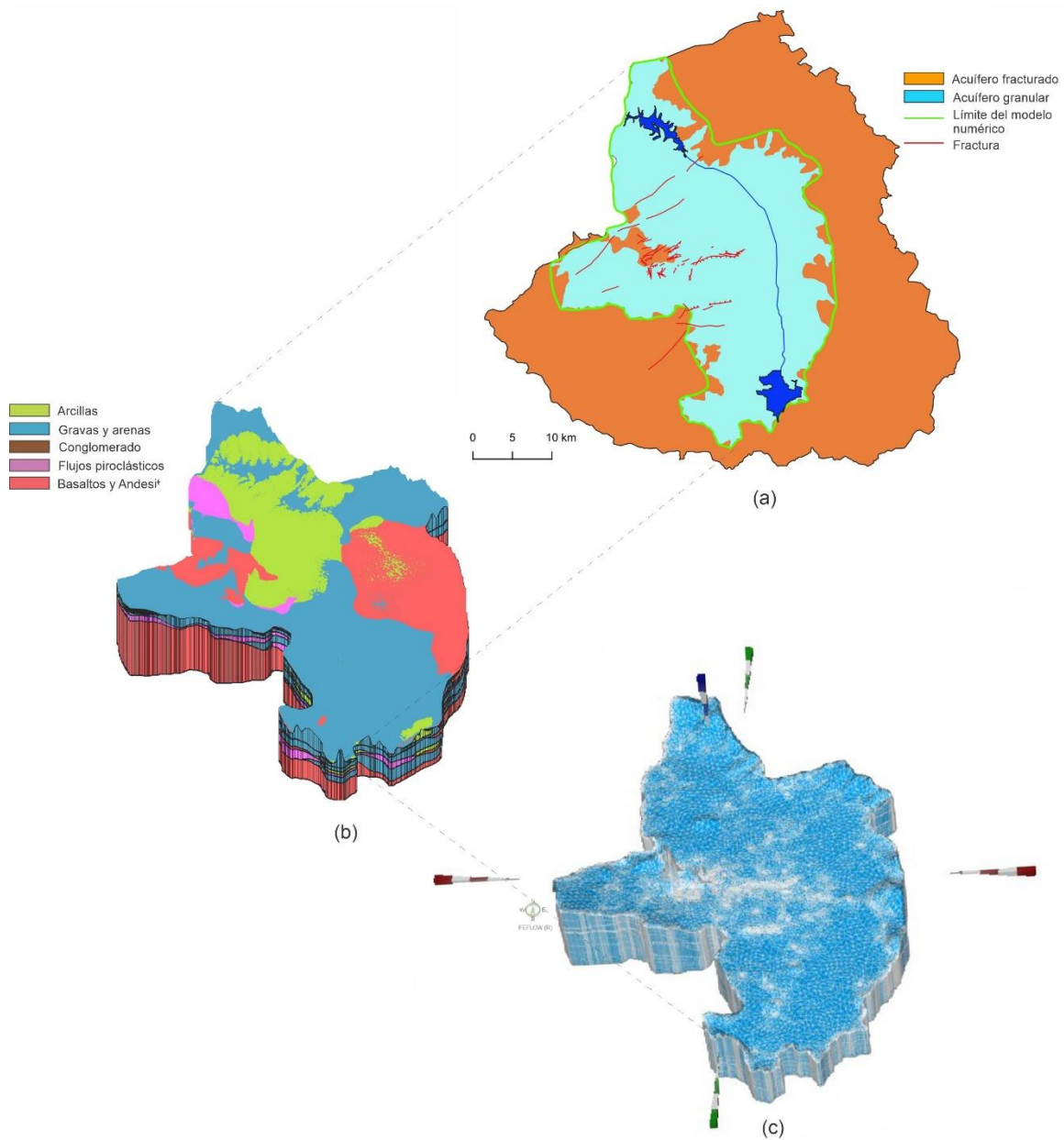


Figura 4.7. Discretización del modelo numérico estacionario y transitorio en la cuenca del Valle de Toluca: (a) Dominio del modelo numérico a partir del contacto entre el acuífero granular y el acuífero fracturado, (b) Modelo litológico 3d compuesto por 14 capas, (c) Malla 3d de elementos finitos con un refinamiento en los lineamientos de las fracturas conocidas. Exageración vertical 15x.

4.4.5. Propiedades hidráulicas y mecánicas

En el esquema acoplado de flujo y deformación, las propiedades mecánicas e hidráulicas (conductividad hidráulica, porosidad y almacenamiento específico) dependen del campo de esfuerzos efectivos, para ello, el esfuerzo total se calculó en función de la densidad de cada estrato y su espesor. El esfuerzo efectivo por su parte involucra la definición de parámetros mecánicos para medios granulares y fracturados, tales como la porosidad inicial, la relación de Poisson, los módulos elásticos E en condiciones saturadas y drenadas, el coeficiente de tamaño de grano y la tortuosidad (Cuadro 4.3).

El coeficiente de Poisson μ indica la relación entre la deformación longitudinal y lateral del medio poroso cuando se aplica un esfuerzo perpendicular, cuyos valores por lo regular oscilan entre 0 y 0.5. A pesar de que se ha demostrado la continua variación de μ en las etapas de deformación de las rocas (Dong *et al.*, 2021), para fines prácticos, se denomina como una constante elástica con valores entre 0 y 0.5 (González *et al.*, 2002).

Los valores de porosidad se asignaron de acuerdo con rangos propuestos para diversos tipos de materiales (Johnson, 1967). En el caso de los estratos de arcillas la porosidad se estableció con base en las relaciones de vacíos (Ecuación 4.16) resultantes de ensayos de consolidación unidimensional aplicados a arcillas en la zona sur de la cuenca (Almoloya del Río) y al norte del río Lerma, en el municipio de Temoaya (Anexo E).

$$n = \frac{e}{1+e}, \quad \text{Ec. 4.16}$$

donde, n es la porosidad, y e es la relación de vacíos. El coeficiente de tamaño de grano corresponde al inverso del tamaño medio de granos individuales (Preisig *et al.*, 2013), mientras que la tortuosidad refiere a la forma y arreglo espacial de los granos, usualmente comprendido entre 10 y 30.

Adicionalmente, en el caso de los medios fracturados se requiere la definición de las características geométricas y físicas de las familias de fracturas, tales como la porosidad del relleno de fracturas, la apertura, la relación de Poisson, el esfuerzo de cierre de fracturas y la orientación, caracterizada por dos ángulos: guiñada y cabeceo. Dado que todas las capas fracturas corresponden a la misma combinación de materiales (Andesitas y Basaltos), se aplicaron los valores de $\Phi = 0.80$, coeficiente de Poisson = 0.25, guiñada y cabeceo = 135° y 0° , respectivamente; la apertura de fracturas se estableció en $1e-05$, de acuerdo con Jinghong *et al.*, (2011). De acuerdo con Freeze y Cherry (1979), se consideró como aceptable una relación anisotrópica XZ de 0.1.

Cuadro 4.3. *Propiedades mecánicas aplicadas a las unidades granulares y fracturadas.*

Tipo	Unidad	Densidad (kg/m³)	Porosidad inicial ϕ_i	Poisson ν	Es (Pa)	Ep (Pa)	C	b
Sólidos Volcánicos 1	F	2,800	0.25	0.25	3.5 x 10 ⁹	4.2 x 10 ⁹	Na	Na
Arcillas 2	G	1,900	0.6	0.35	4 x 10 ⁶	6.4 x 10 ⁶	200,000	20
Gravas y Arenas 3	G	2,100	0.4	0.3	1.7 x 10 ⁸	2.2 x 10 ⁸	5,200	20
Sólidos Volcánicos 4	F	2,800	0.25	0.25	3.5 x 10 ⁹	4.2 x 10 ⁹	Na	Na
Depósitos Piroclásticos 5	G	2,200	0.3	0.25	2 x 10 ⁹	2.4 x 10 ⁹	25,000	20
Arcillas 6	G	1,900	0.6	0.35	2.5 x 10 ⁶	4 x 10 ⁶	200,000	20
Conglomerado 7	G	2,000	0.3	0.3	2 x 10 ⁹	2.6 x 10 ⁹	9,000	20
Gravas y Arenas 8	G	2,100	0.35	0.3	1.7 x 10 ⁸	2.2 x 10 ⁸	3,500	20
Arcillas 9	G	1,900	0.4	0.45	1.5 x 10 ⁸	5.6 x 10 ⁸	200,000	20
Sólidos Volcánicos 10	F	3,000	0.15	0.25	3.5 x 10 ⁹	3.6 x 10 ⁹	Na	Na
Depósitos Piroclásticos 11	G	2,200	0.25	0.25	3 x 10 ⁹	3.6 x 10 ⁹	15,000	20
Gravas y Arenas 12	G	2,100	0.3	0.3	1.7 x 10 ⁸	2.2 x 10 ⁸	4,000	20

C: Coeficiente de tamaño de grano; b: Tortuosidad; F y G: Fracturada y Granular, respectivamente; Es: Módulo de elasticidad; Ep: Módulo de elasticidad en condiciones drenadas.

4.4.6. Condiciones de frontera

Un modelo de flujo y deformación en el ámbito matemático significa un problema de valor límite, en cuyo dominio se establece una serie de condiciones de valor conocido. En el caso del flujo se refiere a la conceptualización de cómo y dónde interactúa el agua en el medio, la cual incluye componentes como la recarga, la descarga, la inyección o la extracción de fluido (Reilly, 2001). En el caso de la deformación, la conceptualización se relaciona con las restricciones en los desplazamientos x , y , z . La implementación de condiciones de frontera asiste en la determinación de una solución única a la ecuación fundamental del flujo (Franke y Reilly, 1987; Reilly y Harbaugh, 2004; Anderson *et al.*, 2015). La descripción de las restricciones de flujo y desplazamiento aplicadas al modelo se describen a continuación.

4.4.6.1. Recarga por infiltración directa

La recarga por infiltración directa se refiere al flujo a través del nivel freático derivado de la precipitación, la cual se asignó como una distribución espacial y temporal en concordancia con los valores obtenidos en el Balance de Humedad del Suelo SWB2 (ver Capítulo 3). Los datos matriciales de recarga se ingresaron de acuerdo con el año de estudio y la disponibilidad de datos. En tal sentido, en el periodo de 1960 a 1981 se utilizó la matriz de valores de 1980, ya que no se contaba con estimaciones de recarga anteriores (Figura 4.8a). En análisis posteriores a 1981, se utilizó la malla de recarga promedio anual por periodo de estrés.

4.4.6.2. Sistema de Lagunas de Almoloya y río Lerma

Para el año de 1960, donde se inicia la simulación estacionaria existían únicamente la Laguna de Almoloya del Río y el río Lerma, por tal motivo, solo se incluyen estos cuerpos de agua tanto en la fase estacionaria como transitoria como condiciones tipo Dirichlet (Figura 4.8b).

4.4.6.3. Recarga lateral subterránea

La cuenca del Valle de Toluca representa la cabecera de la región hidrológica No. 12 Lerma-Santiago, la cual recibe aportaciones subterráneas de la Sierra de las Cruces, el Nevado de Toluca y la zona sur del modelo, mismas que se caracterizan en el modelo numérico. Factores tales como la topografía, la geología y el grado de fracturamiento de las rocas, condicionan un flujo de diferentes gradientes hidráulicos en el perímetro del modelo. Con el objeto de establecer una recarga lateral lo más realista posible, el perímetro se dividió en segmentos que poseían una semejanza litológica y un mismo gradiente hidráulico. Una vez establecidas las porciones de recarga lateral, se estimó una primera aproximación del volumen de entrada a partir del gradiente hidráulico y el promedio aritmético de las conductividades hidráulicas, por tratarse de un flujo paralelo a la estratificación (Deming, 2002). La recarga lateral del Nevado de Toluca, la Sierra de las Cruces y el flanco sur quedó establecida mediante 4, 4 y 2 secciones, respectivamente (Figura 4.8c). Tomando como referencia las cargas iniciales (ver 4.4.7 *Cargas iniciales*), los flujos laterales se aplicaron a las capas saturadas bajo una condición de tipo Neumann (Figura 4.8d).

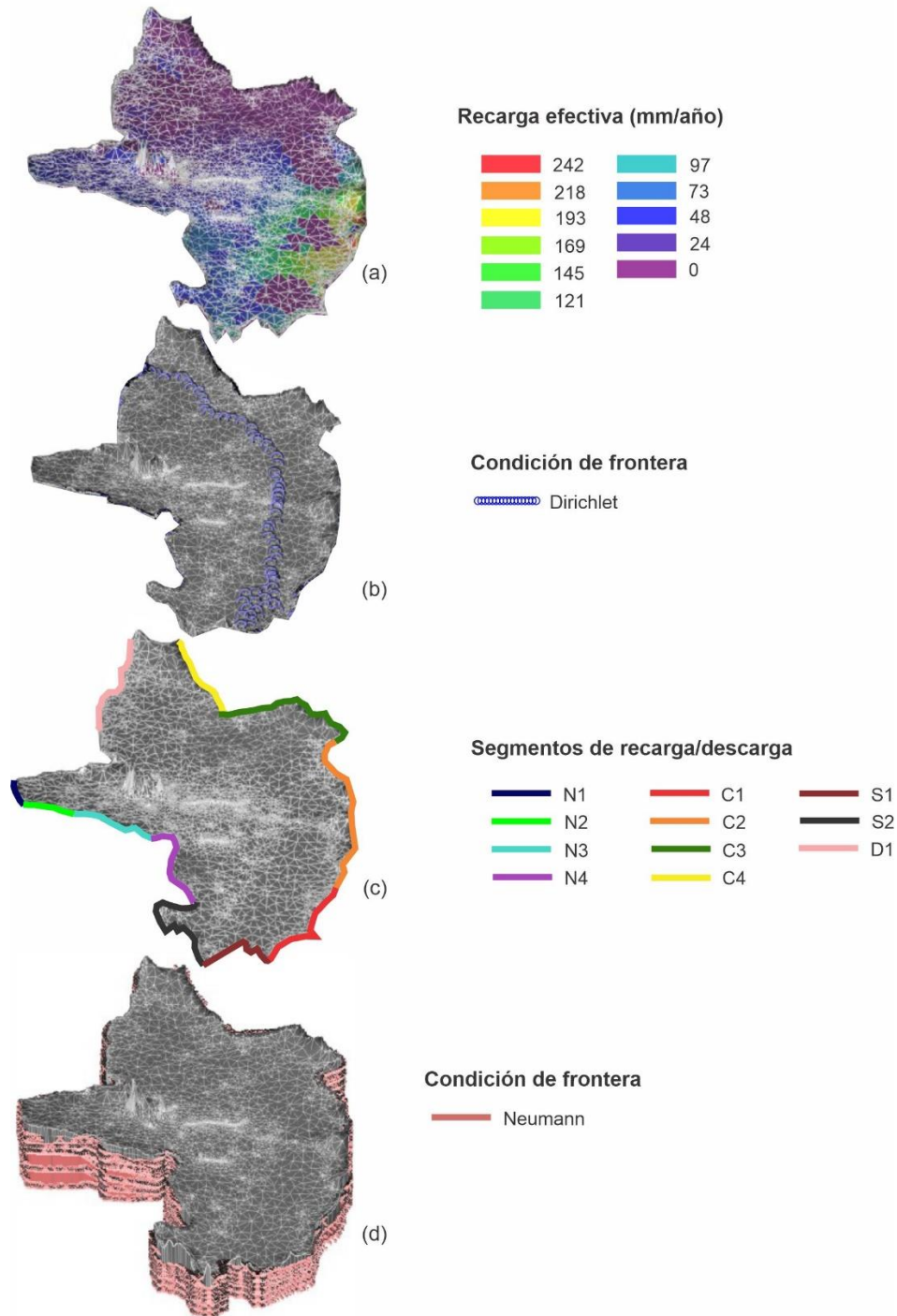


Figura 4.8. Ubicación espacial de las condiciones de frontera aplicadas al modelo de flujo en estado estacionario: (a) Condición de flujo específico aplicado a la primera capa del modelo, representando la recarga vertical efectiva, (b) Condición Dirichlet para el río Lerma y la Laguna de Almoloya del Río, (c) Segmentación de entradas por el Nevado de Toluca (N), la Sierra de las Cruces (C) y el flanco Sur de la cuenca (S). Las salidas subterráneas se caracterizan por la descarga natural (D). Los flujos laterales de entrada/salida se asignaron como condiciones de frontera tipo Neumann.

4.4.6.4. Descarga natural subterránea

Dado el modelo con recarga lateral establecida por Neumann, el segmento de descarga se dividió en dos secciones y el flujo lateral de salida se calculó con la conductividad promedio y el gradiente hidráulico.

4.4.6.5. Pozos de extracción de agua subterránea

Dado que el modelo estacionario no parte del carácter natural de un sistema hidrogeológico, se especificaron pozos de extracción en la fase estacionaria y transitoria. Los aprovechamientos subterráneos se clasifican como pertenecientes al Sistema Lerma y, para fines locales, cada categoría con un ritmo de extracción y de crecimiento urbano distinto. Por tal motivo la especificación de pozos para cada periodo de estrés requiere la reconstrucción de la historia de extracción de agua subterránea del Valle de Toluca a partir de censos de aprovechamientos subterráneos y registros históricos. Para el periodo estacionario, se tenían en operación 75 pozos del Sistema Lerma, cuyas ubicaciones se infirieron del mapa de la primera fase del Sistema Lerma ilustrado en Torres (2014). El volumen de extracción se estableció de manera tal que se alcanzara un gasto promedio de $4.94 \text{ m}^3/\text{s}$ entre los 75 pozos (Figura 4.9).

De acuerdo con la historia de extracción del Sistema Lerma en la segunda etapa, los volúmenes de extracción varían anualmente, en tal sentido, se estimaron las tasas de extracción anuales del Sistema Lerma para su implementación en la fase transitoria, con base en Torres (2014). El número de pozos especificados en cada periodo de estrés y que no pertenecen al Sistema Lerma, se basa en los censos de aprovechamientos de 1969, 1983, 1992 y en el REPDA para los años 2000, 2010 y 2018 (Figura 4.9).

El número de pozos y sus respectivos volúmenes de extracción del periodo de estrés 1 (1961-1969) para el sector local, se basan en el censo de 1969 ya que es el registro más antiguo. De los rubros que contempla (agrícola, doméstico e industrial), solo se podría reconstruir la historia de extracción del sector industrial a partir de los nombres de las empresas registradas. En tal sentido, la extracción agrícola y doméstica permanece continua para todos los años dentro del periodo de estrés, pero, la extracción industrial varía de acuerdo con el año de operación de cada empresa, en particular en el valle de Toluca. De esta manera, la extracción local en su conjunto suma $39.72 \text{ Mm}^3/\text{año}$ para el 1961 y hasta $51.27 \text{ Mm}^3/\text{año}$ en 1969. En el trasvase al Valle de México también se considera un aumento progresivo, de acuerdo con el año de operación registrado en cada pozo del Sistema Lerma (Etapa 2). Considerando los rubros locales y de exportación, se tiene una extracción de hasta $299.70 \text{ Mm}^3/\text{año}$ a través de 321 pozos para el final del periodo.

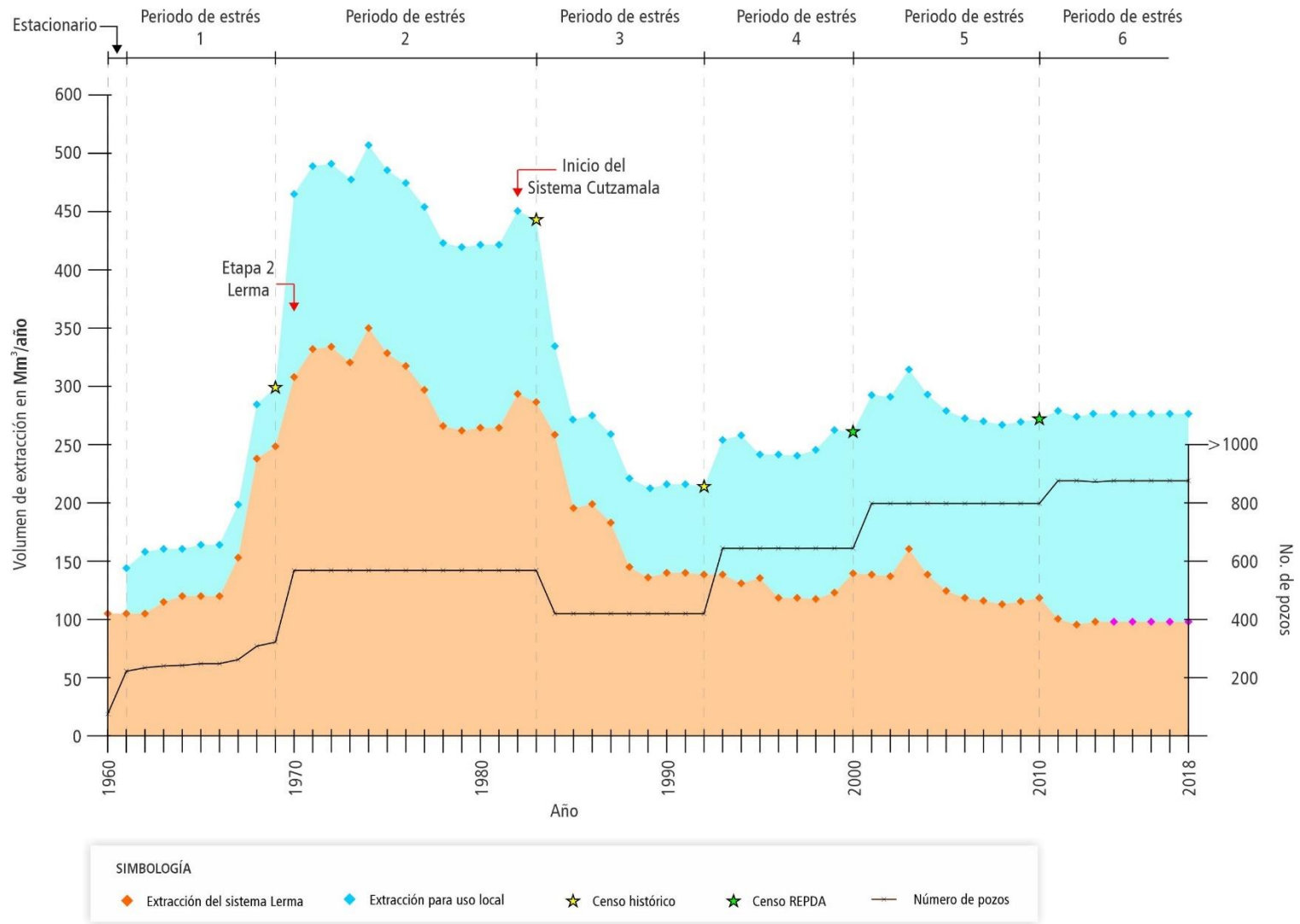


Figura 4.9. Volúmenes de extracción en el acuífero del Valle de Toluca divididos de acuerdo con el uso local o de exportación a la cuenca del valle de México a través del Sistema Lerma.

Los aprovechamientos insertados en el periodo de estrés 2 (19870-1983) se combinan con el censo de 1983, a lo cual se adicionaron 180 pozos correspondientes al Sistema Lerma. A la par que la extracción local aumenta considerablemente, ya que se consideró que en cierto punto los pozos catalogados como fuera de operación funcionaban también; la exportación a al Valle de México alcanza los más altos volúmenes en todo el lapso histórico debido a la operación de la segunda etapa del Sistema Lerma. De acuerdo con el análisis de Torres (2014), en 1974 se alcanza la extracción más grande para trasvase de 349.76 Mm³/año, siendo en consecuencia, el año crítico con un volumen total de 506 Mm³/año. No obstante, a finales del periodo se registra una disminución en la extracción del Sistema Lerma, asociada con el inicio y operación del Sistema Cutzamala.

En el periodo de estrés 3 (1984-1992) se detecta una disminución general de la extracción, tanto de consumo local como de trasvase al valle de México. Para el caso de la explotación local se toma como referencia el censo de 1992; sin embargo, resulta inconsistente el volumen de 76.05 Mm³/año que se registra, ya que en el periodo de estrés anterior se alcanzaron 157.02 Mm³/año. Por otro lado, del trasvase al valle de México, se mantiene el decremento, a causa del Sistema Cutzamala.

El periodo de estrés 4 (1993-2000) es el primero que considera el REPDA para cuestiones locales, cuyo valor de 122.85 Mm³/año se toma constante para todo el periodo. En la extracción de exportación se presentan ligeras oscilaciones, pero dentro de un rango de 117.68 Mm³/año y 139.55 Mm³/año (Torres, 2014). En el periodo de estrés 5 (2001-2010) se alcanza una extracción total de 272.71 Mm³/año a través de 797 pozos, la cual se distribuye en 154.2 Mm³/año y 118.51 Mm³/año para fines locales y de trasvase respectivamente. Finalmente, en el último periodo de estrés (2011-2018) el total es similar al lapso previo, sin embargo 178.66 Mm³/año se atribuyen a fines locales y 97.89 a fines de trasvase. Cabe mencionar que en este periodo de estrés se mantiene constante el valor de exportación, ya que el análisis que reporta Torres (2014) culmina en el año 2011.

En todos los casos, los aprovechamientos subterráneos se insertaron como pozos multicapa, con tasas de extracción especificadas a través de series de tiempo con un tipo de curva lineal. Adicionalmente, se detallaron datos estructurales de pozo tales como la elevación del brocal y el fondo, puesto que en la mayoría de los censos disponibles no se cuenta con información del tipo de bomba y altura de brocales, este parámetro se estableció como la altura topográfica correspondiente a la ubicación de los aprovechamientos. La elevación de fondo del pozo se calculó con las profundidades registradas en los distintos aprovechamientos, en los casos donde no se contaba con tal información, se consideró la zona en que localizaban, y la profundidad reportada en pozos circundantes.

4.4.7. Elevaciones del nivel estático iniciales

Las elevaciones del nivel estático son valores específicos para cada nodo de la malla, cuya función es establecer un valor de elevación del nivel estático base para el sistema de ecuaciones, reduciendo el número de iteraciones necesarias para la convergencia (Anderson *et al.*, 2015). En el modelo estacionario constituyen una referencia piezométrica para reproducir los niveles naturales, mientras que, en el modelo transitorio son el punto de partida conocido que comúnmente corresponden al resultado calibrado de la fase estacionaria.

A este respecto, la precisión de las elevaciones del nivel estático en su etapa inicial es fundamental para las simulaciones subsecuentes.

Como práctica común, las elevaciones del nivel estático se establecen como valores constantes en el dominio espacial del modelo, o como una reproducción de la topografía natural. Sin embargo, en el Valle de Toluca, debido a la variación en los niveles topográficos y la profundidad del nivel estático no es recomendable establecer una carga inicial constante o reproducción de la topografía. Por lo tanto, se realizó una regresión lineal simple a los niveles de los multipiezómetros para obtener las cargas de 1960. Posteriormente, se generó la distribución piezométrica por kriging ordinario, así como se especificó esta condición como carga inicial en la malla 3d de elementos finitos en FEFLOW.

4.4.8. Calibración del flujo de agua subterránea y deformación del terreno

4.4.8.1. Calibración del flujo de agua subterránea

El ajuste de elevaciones al nivel estático Simuladas vs. Observadas se realizó en los puntos correspondientes a los multipiezómetros administrados por la CONAGUA. La calibración de la fase estacionaria parte de la regresión lineal aplicada a los piezómetros con suficientes lecturas. Por otro lado, la calibración de los periodos de estrés en la fase transitoria toma directamente las lecturas de los años de 1969, 1983, 1992, 2000, 2010 y 2018, dependiendo de los datos disponibles para cada periodo de estrés (Cuadro 4.4). En los piezómetros disponibles se seleccionaron las lecturas correspondientes a la sonda más profunda. A este respecto, la capa de inserción del pozo de observación está directamente relacionada con la profundidad de la sonda de medición.

Los modelos numéricos son abstracciones de la realidad como consecuencia de la incertidumbre en la determinación de las propiedades hidráulicas, los flujos de recarga/descarga e incluso en la estructura geológica, es decir, que existe un error inherente en los resultados obtenidos por medio de los modelos numéricos. En este contexto, el objetivo de la calibración es reducir al mínimo posible la varianza del error en el valor asignado a los parámetros, tomando para ello un rango hidrogeológico razonable acorde con los recursos y tiempo disponibles. Una aproximación ampliamente utilizada es la calibración manual a “prueba y error” de las propiedades hidráulicas, pero, al mismo tiempo, una simulación y verificación del ajuste en los puntos de calibración. Desde la perspectiva de Anderson et al. (2015), la calibración manual brinda conocimiento del comportamiento general del sistema de flujo subterráneo y ello implica, sin duda, un indicador de cómo influyen los diversos parámetros en las estimaciones.

Cuadro 4.4. Número de piezómetros utilizados en las calibraciones del flujo subterráneo.

Periodo de estrés	Años	Número de piezómetros
0 (Estacionario)	1960	24
1	1961 - 1969	25
2	1970 - 1983	23
3	1984 - 1992	20
4	1993 - 2000	22
5	2001 - 2010	16
6	2011 - 2018	14

A pesar de que hoy en día existen múltiples opciones automatizadas de calibración, incluso dentro de la suite FEFLOW a través de FePEST (Doherty, 2015), el acople hidromeccánico PiHMC aún no tiene una conexión directa con FePEST, haciendo más compleja su implementación. En tal sentido, para la calibración de los modelos del Valle de Toluca se implementó el enfoque manual, variando los parámetros mecánicos y flujos laterales. Esto también aplica para la calibración del flujo.

Los criterios de evaluación al desempeño del modelo fueron la raíz cuadrada del error cuadrático medio $RMSE$ (Ecuación 4.17) y el coeficiente de determinación R^2 para evaluar el ajuste entre los valores observados y modelados (Ecuación 4.18).

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{1/2}, \quad \text{Ec. 4.17}$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}, \quad \text{Ec. 4.18}$$

donde: n es el número de datos, O_i es el valor observado y \bar{O} es el valor promedio del conjunto de datos, P_i es el valor simulado.

4.4.8.2. Calibración de la deformación del terreno

El modelo geomecánico requiere la calibración de desplazamientos, sin embargo, la disponibilidad de mediciones in situ es limitada. Durante el lapso de 1960 a 2003 solo se cuenta con las simulaciones de subsidencia derivadas del primer modelo numérico regional del Valle de Toluca (Calderhead *et al.*, 2010). En tal sentido, para ese periodo únicamente se realiza una comparación de ambos modelos numéricos. A partir del 2003 se cuenta con dos fuentes para calibrar subsidencia: El estudio de Ávalos *et al.*, (2014) donde se analizan 31 imágenes del sensor ENVISAT-ASAR durante el periodo de 2003 a 2010; y el estudio de Castellazzi *et al.*, (2017) que presenta datos de desplazamientos verticales del 2003 al 2016.

Para los años más recientes, se analizaron las imágenes Sentinel de los meses enero, junio y diciembre para el periodo de 2017-2022 a través del software GAMMA. Las interpretaciones denotan una subsidencia máxima de 11.74 cm para el año 2017 alcanzándose el mayor hundimiento de 8.06 cm en el corredor industrial (Figura 4.10). Para los años 2018 y 2019 la subsidencia se mantiene en el mismo rango de 12.60 y 10.30 cm, no obstante, para el año 2020 este se incrementa a más del doble. Resulta interesante que en los últimos dos análisis la configuración espacial de la subsidencia apunta hacia el norte de la cuenca, en lugar del corredor industrial, además que, los valores son significativamente menores que los años pasados. Esto podría asociarse en gran medida, con el receso en las actividades industriales derivado de la pandemia Covid-19.

4.5. Resultados y discusión

4.5.1. Régimen hidrodinámico durante la 1era fase del Sistema Lerma

Las elevaciones al nivel estático proyectadas al año de 1960 en 24 piezómetros fueron los objetivos de calibración del modelo estacionario, cuyo ajuste óptimo se alcanzó mediante la modificación de los flujos laterales (Recarga/Descarga) y los parámetros mecánicos de cada capa de material. El contraste de conductividades hidráulicas obtenidas a razón de la distribución espacial de los esfuerzos efectivos enmarca claramente las capas de acuíferos y acuitardos (Figura 4.11). La capa superior de arcillas (Arcillas 2) exhibe valores altos de conductividad hidráulica que podrían asociarse a que este estrato no tiene presencia de agua desde el inicio de la simulación. Las capas de rocas fracturadas deben su alta conductividad hidráulica a las características de las fracturas que se le asociaron, especialmente a la capa 10. En prácticamente todos los casos los valores más bajos de K se despliegan en la zona de la sierra de Morelos, lo cual se relaciona con el delgado espesor de todas las capas en tal área.

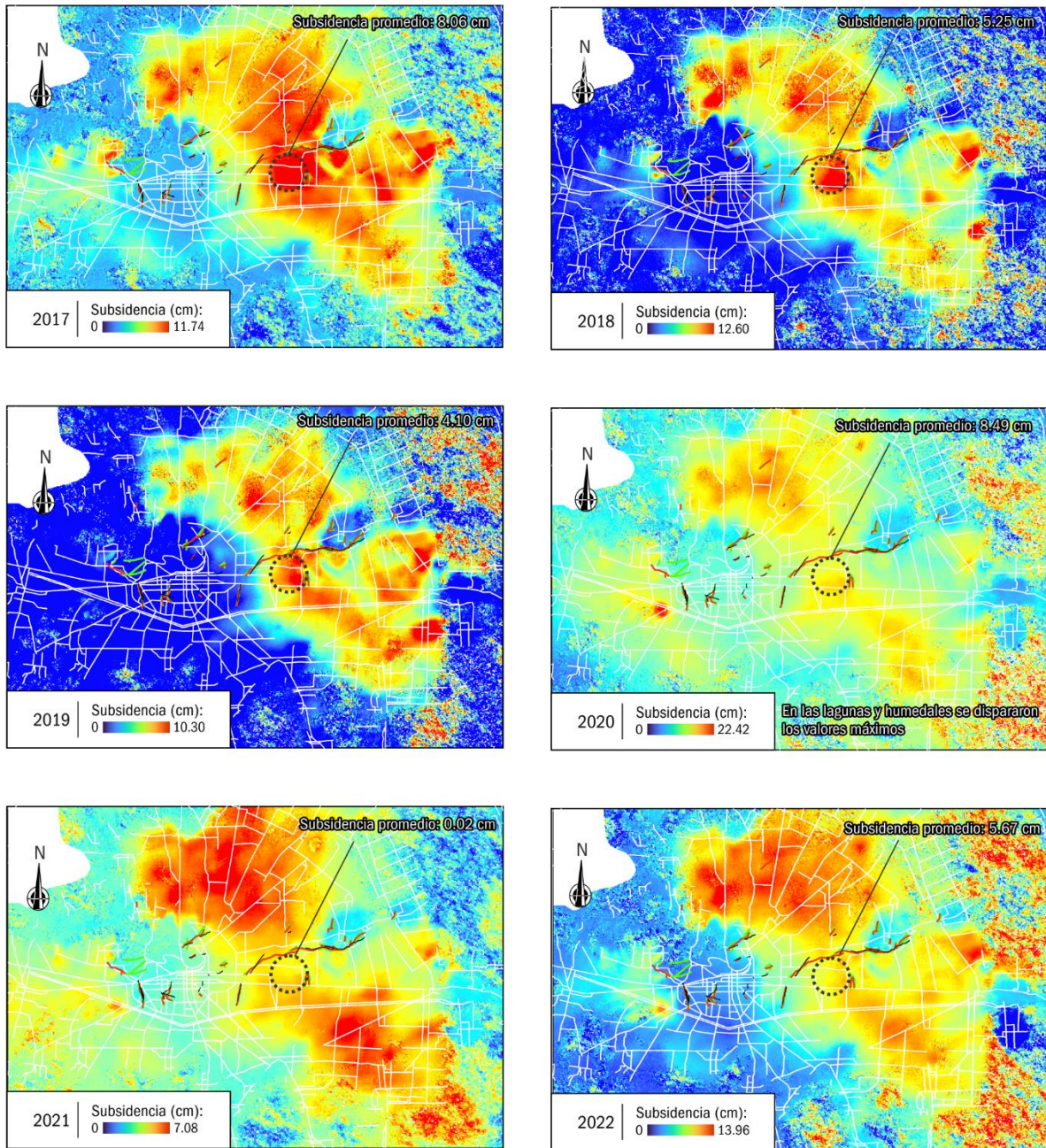


Figura 4.10. Desplazamientos verticales del terreno durante el periodo 2017-2022 derivado de imágenes satelitales InSAR.

El modelo numérico en general, logra simular las elevaciones al nivel estático estimadas para el año 1960, tomando en consideración únicamente la extracción de la primera fase del Sistema Lerma (Figura 4.12). La configuración de isopiezas dicta dos direcciones preferenciales de flujo subterráneo, la primera O-E que se exhibe desde el Nevado de Toluca hacia los pozos de extracción del Sistema Lerma, y la segunda, S-N hacia la salida de la cuenca (Figura 4.13).

En términos de balance, por el segmento del Nevado de Toluca ingresan $123.19 \text{ Mm}^3/\text{año}$, por la Sierra de las Cruces $112.88 \text{ Mm}^3/\text{año}$, y por el flanco sur $11.98 \text{ Mm}^3/\text{año}$. A este volumen se suman $47.545 \text{ Mm}^3/\text{año}$ atribuidos a la recarga vertical (Modelo SWB2) y $1.43 \text{ Mm}^3/\text{año}$ que se infiltran a través de la Laguna de Almoloya, dando un total de entradas de $297.02 \text{ Mm}^3/\text{año}$. En tal sentido, la recarga por precipitación directa en el dominio del modelo representa solo el 16.00% de la recarga total. A pesar de que, el borde de la Sierra de las Cruces cuenta con la mayor extensión (65.69 km) y una configuración litológica compuesta mayormente por gravas y arenas, el flanco del Nevado de Toluca (33.46 km) permite un mayor ingreso de agua debido a los altos gradientes hidráulicos. Esto se demuestra en el balance de flujos laterales (Cuadro 4.5) donde los mayores volúmenes ingresan por el segmento N5 que supone el mayor gradiente hidráulico de toda la cuenca.

Por el flanco de la Sierra de las Cruces, en general, el gradiente hidráulico es más bajo, sin embargo, los estratos hacia la salida de la cuenca son más permeables conformándose principalmente por gravas y arenas. En tal sentido, el volumen de entrada en la Sierra de las Cruces aumenta conforme se aproximan a la cuenca de Ixtlahuaca. De las salidas, el río Lerma compone la principal descarga del sistema con $158.98 \text{ Mm}^3/\text{año}$, seguido de la descarga natural hacia la cuenca de Ixtlahuaca con $4.56 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y la laguna de Almoloya con $31.96 \text{ Mm}^3/\text{año}$. De los pozos de extracción se contabilizan $102.08 \text{ Mm}^3/\text{año}$.

La discrepancia entre las elevaciones al nivel estático obtenidas en el modelo numérico y las especificadas en los pozos de observación podrían deberse a la incertidumbre en el cálculo de las cargas iniciales. Como se expuso en secciones anteriores, las cargas fijadas a los pozos de observación no corresponden a mediciones reales, puesto que no existen registros para 1960 o anteriores. Por este motivo, el uso de extrapolaciones como nivel objetivo resulta poco certero.

4.5.2. Subsistencia asociada a descensos piezométricos por extracción de agua subterránea

La fase transitoria busca probar la precisión del modelo estacionario al someterse a esfuerzos temporalmente variables de bombeo y evaluar los valores de almacenamiento de cada capa geológica. Adicionalmente se calibran los módulos de elasticidad de cada material para la simulación de los desplazamientos tridimensionales.

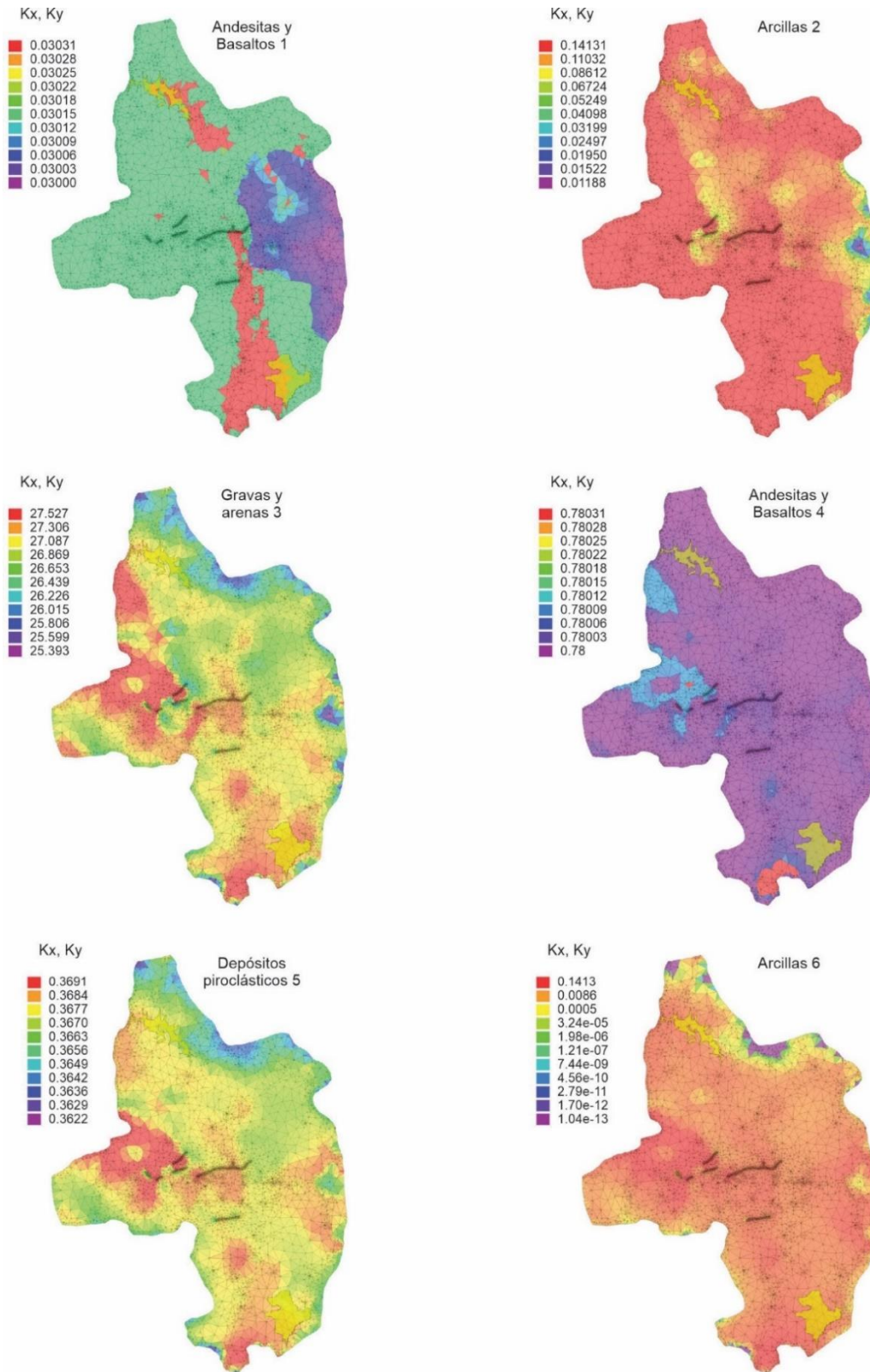
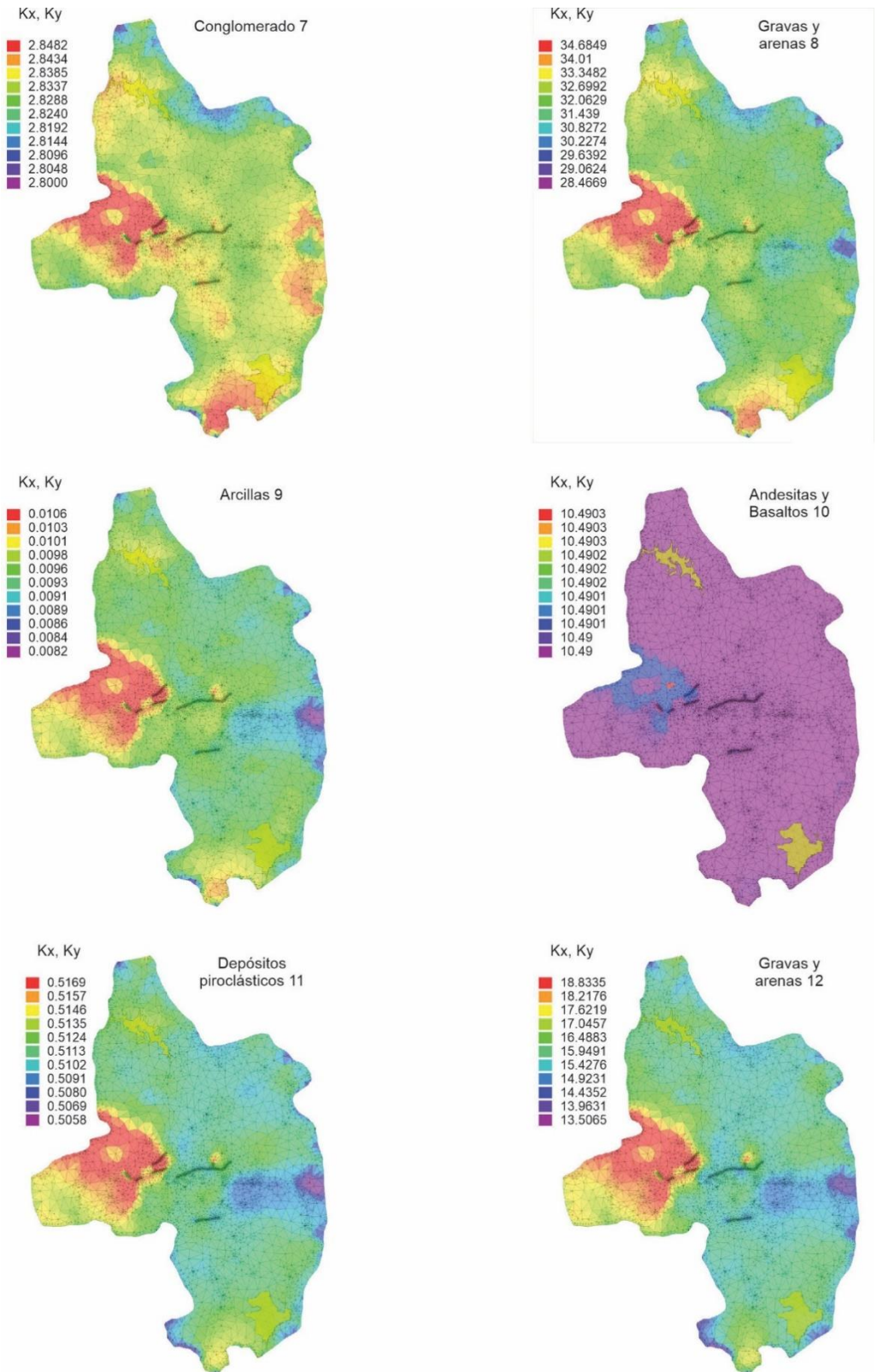


Figura 4.11. Distribución espacial de la conductividad hidráulica (m/d) en función del esfuerzo efectivo como resultado del modelo estacionario (1960).



Continúa Figura 4.11. Distribución espacial de la conductividad hidráulica (m/d) en función del esfuerzo efectivo como resultado del modelo estacionario (1960).

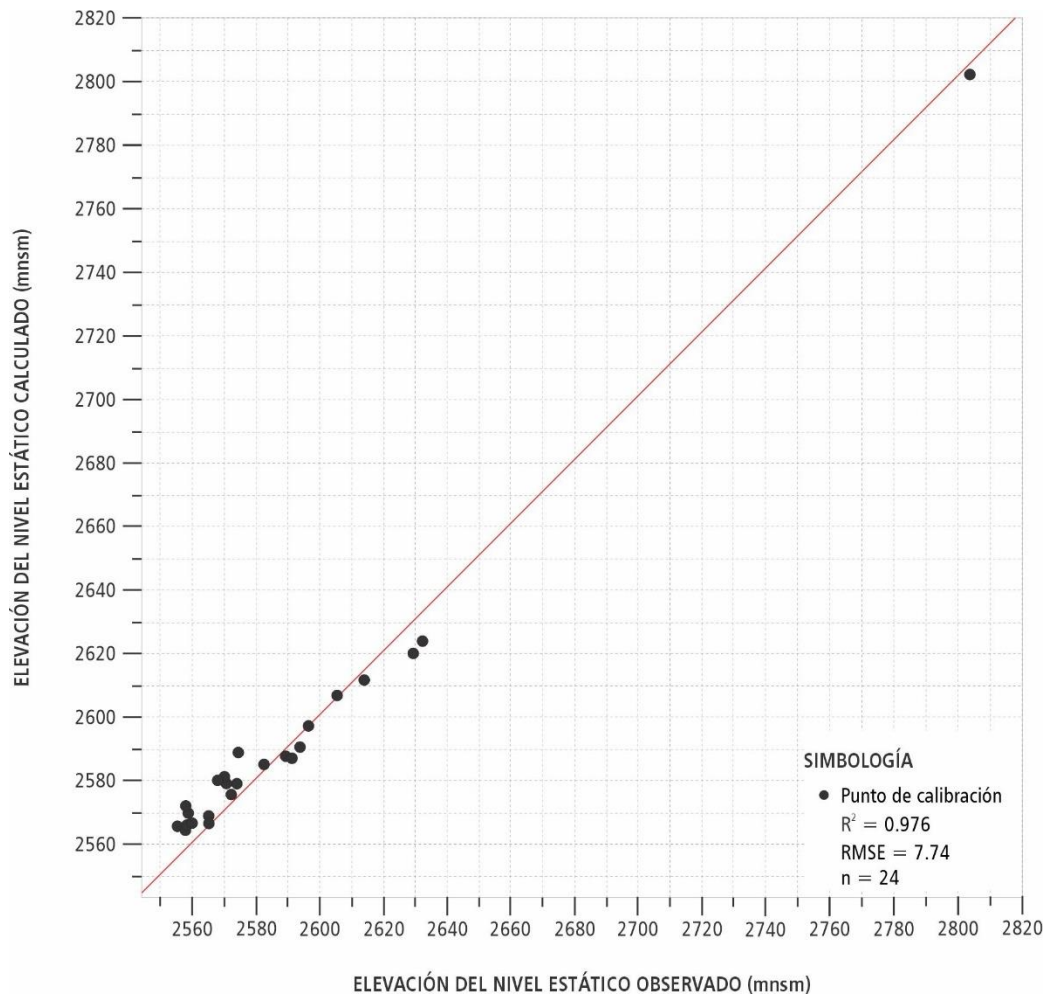


Figura 4.12. Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. simulado en el modelo numérico estacionario (1960). Asimismo, se indica la raíz cuadrada del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de determinación R^2 .

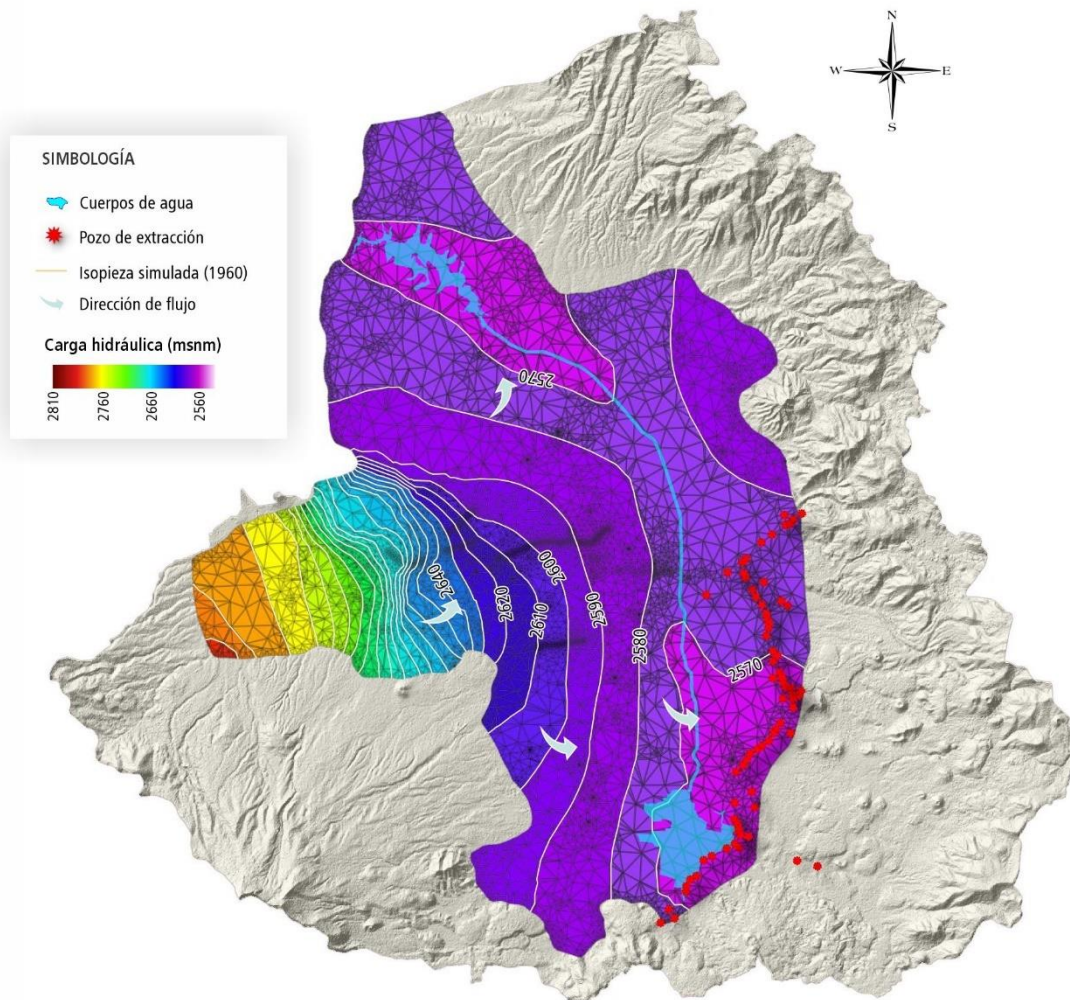


Figura 4.13. Distribución de la elevación del nivel estático simulado en el modelo numérico estacionario para el año de 1960.

Cuadro 4.5. *Resumen de entradas y salidas para el modelo estacionario.*

Límite de entrada	Segmento	Condición de frontera	Flujo (Mm³/año)	Subtotal (Mm³/año)
Recarga vertical	No aplica	Neumann	47.545	47.545
Nevado de Toluca	Segmento 1	Neumann	6.80	123.19
	Segmento 2	Neumann	14.45	
	Segmento 3	Neumann	31.12	
	Segmento 4	Neumann	70.82	
Flanco sur	Segmento 1	Neumann	5.32	11.98
	Segmento 2	Neumann	6.66	
Sierra de las Cruces	Segmento 1	Neumann	16.00	112.88
	Segmento 2	Neumann	39.49	
	Segmento 3	Neumann	30.37	
	Segmento 4	Neumann	27.02	
Laguna de Almoloya		Dirichlet	1.43	1.43
Total de entradas				297.02
Límite de salida				
Conexión Ixtlahuaca	Segmento 1	Neumann	4.56	-4.56
Río Lerma		Dirichlet	158.98	-158.98
Laguna de Almoloya		Dirichlet	31.26	-31.96
Extracción del Sistema Lerma	75 pozos	Neumann	102.08	-102.08
Total de salidas				-297.58

4.5.2.1. Primer periodo de estrés: 1961-1969

Las elevaciones al nivel estático y distribución de esfuerzos efectivos del modelo estacionario caracterizan el punto de partida para el primer periodo de estrés. Cabe destacar que en cada periodo de estrés se actualizan los valores de conductividad hidráulica y almacenamiento específico conforme las variaciones en el esfuerzo efectivo y las presiones de poro. No obstante, en el lapso total de evaluación las capas de arcillas 2 y 6 permanecen como las principales almacenadoras de agua (Figura 4.14). La capa inferior de andesitas y basaltos (capa 13) se excluyó de la solución de deformación a fin de disminuir la carga computacional, en tal sentido, el almacenamiento específico de 0.0004 1/m no corresponde a un resultado del modelo hidrogeomecánico, si no a un valor asignado.

Las elevaciones al nivel estático simuladas en los nodos de 25 pozos de observación presentan en general, un ajuste adecuado con un RMSE de 5.17 y un R^2 de 0.989 (Figura 4.15), encontrándose el mayor sesgo al oeste de la cuenca en el piezómetro PL-141. Durante el primer periodo de estrés destaca el considerable aumento en el volumen de trasvase a la ciudad de México, que en 1961 era de 124.20 Mm³, incrementando hasta 255.56 Mm³ en 1969. Este aumento en la extracción se refleja particularmente al sureste de la cuenca donde se concentra la mayor cantidad de pozos de bombeo del Sistema Lerma (Figura 4.16). En el modelo numérico, por su parte, se logra simular acertadamente la piezometría para la zona mencionada, con residuales de 3.87 m y 1.35 m para los piezómetros PE-117 y PE-120-1. Por otro lado, la extracción para uso regional de la cuenca se evidencia con la retracción de isopiezas en el corredor industrial.

La distribución y magnitud de los desplazamientos verticales obedece a la distribución de espesores de las capas de arcilla, las propiedades hidráulicas y mecánicas de éstas (almacenamiento específico, porosidad, módulo de compresibilidad) y a la intensidad de extracción de agua subterránea. Para el año de 1969, se exhiben dos zonas principales de cero desplazamientos al oeste y sur de la cuenca (Figura 4.17). La estabilidad del oeste del modelo coincide con los espesores masivos de andesitas y basaltos que conforman la Sierra de Morelos. Para el sur del modelo, no hay presencia de capas de arcillas susceptibles a la desaturación, por lo tanto, no hay desplazamientos del terreno a pesar de que el bombeo del Sistema Lerma es intenso.

La subsidencia de este periodo, en general, se asocia con la consolidación de la capa de arcillas intermedia debido a su ubicación espacial, no obstante, hacia el norte del modelo se realiza una subsidencia relacionada con la desaturación de la capa superficial de arcillas (Figura 4.17). Es interesante también una pequeña zona estable con una tasa de subsidencia de 0 mm/año (Círculo rojo en Figura 4.17) en la colonia San Pedro Totoltepec al norte del corredor industrial, que coincide con la ubicación del montículo de rocas volcánicas registrado en el modelo geológico (ver capítulo 2).

La zona periférica este del modelo con las coloraciones rojizas y, por lo tanto, mayor hundimiento, sugiere inconsistencias e inexactitudes del modelo numérico asociadas con el cambio de estado estacionario y transitorio. En términos de desplazamientos totales, se alcanzan 17 cm para el corredor industrial, la colonia Santa María Totoltepec y el municipio de Lerma.

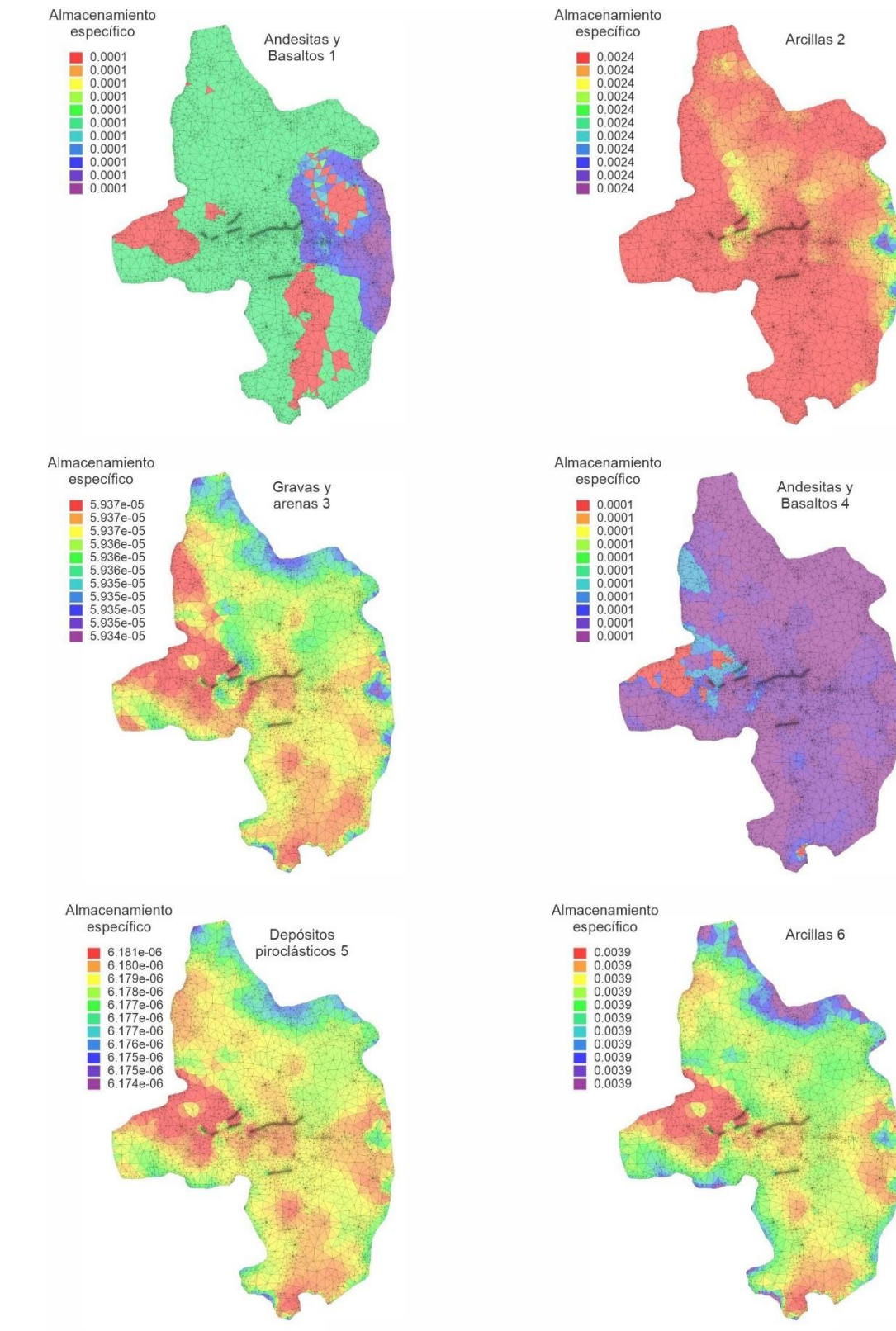
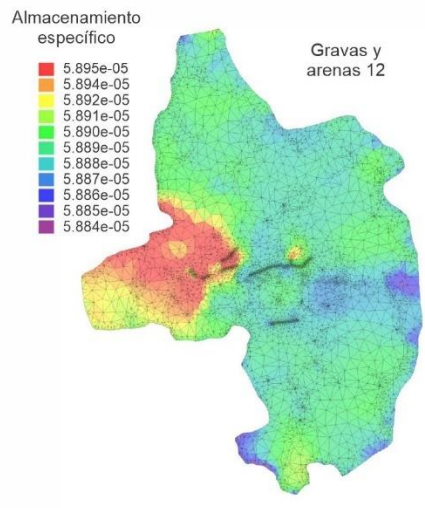
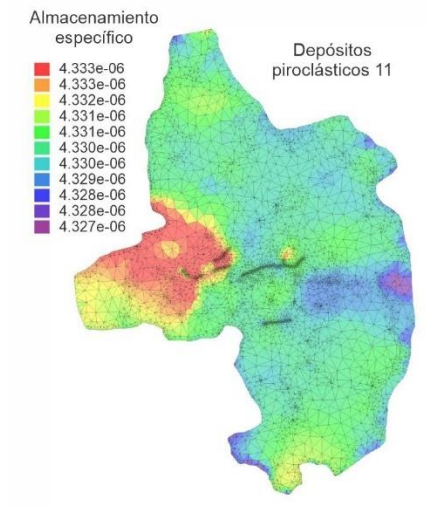
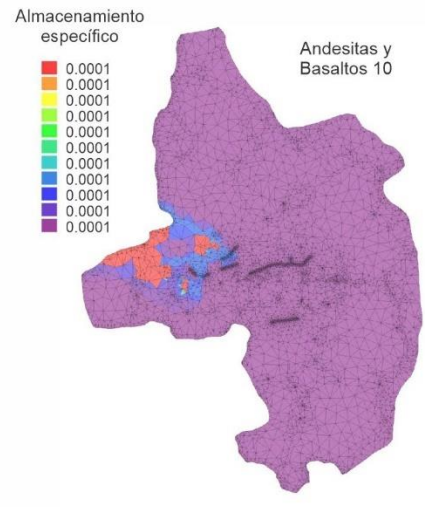
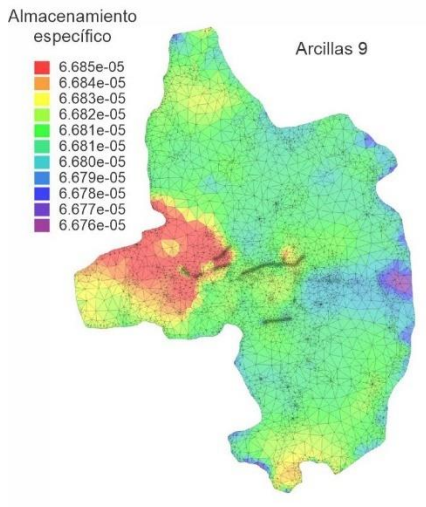
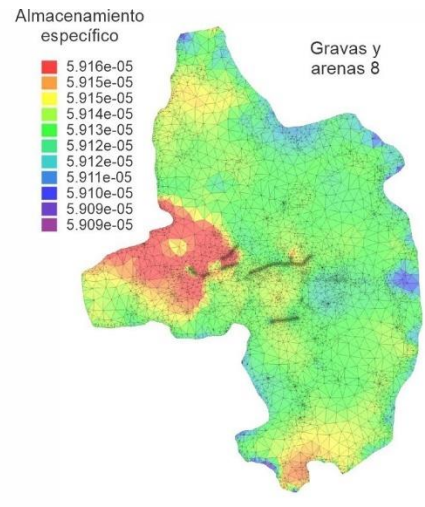
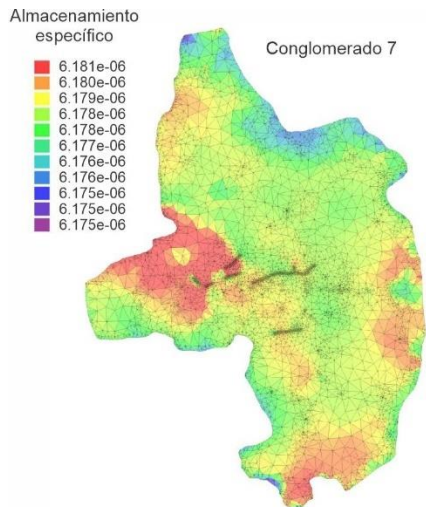


Figura 4.14. Distribución espacial del almacenamiento específico (1/m) en función del esfuerzo efectivo como resultado del modelo transitorio (1969).



Continúa Figura 4.14. Distribución espacial del almacenamiento específico (1/m) en función del esfuerzo efectivo como resultado del modelo transitorio (1969).

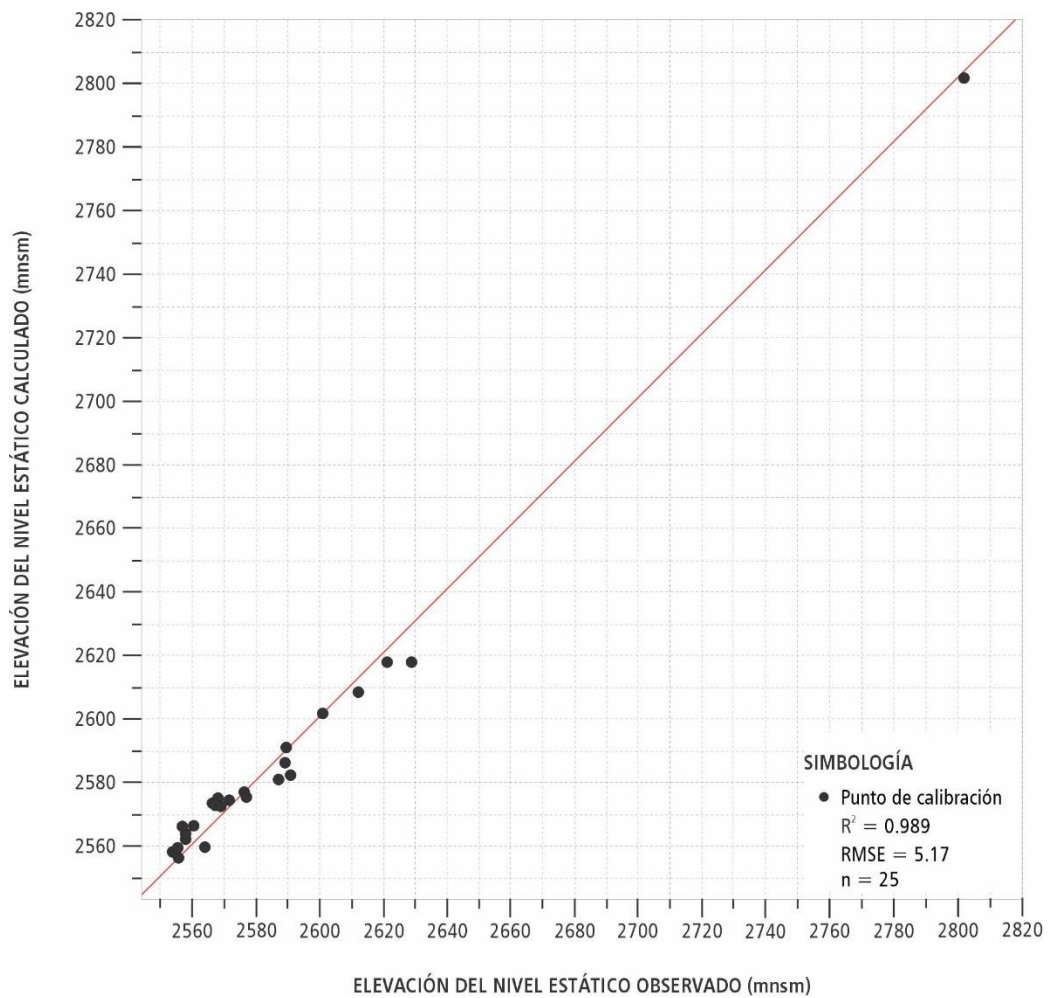


Figura 4.15. Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 1 (1960-1969). Asimismo, se indica la raíz cuadrada del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de determinación R^2 .

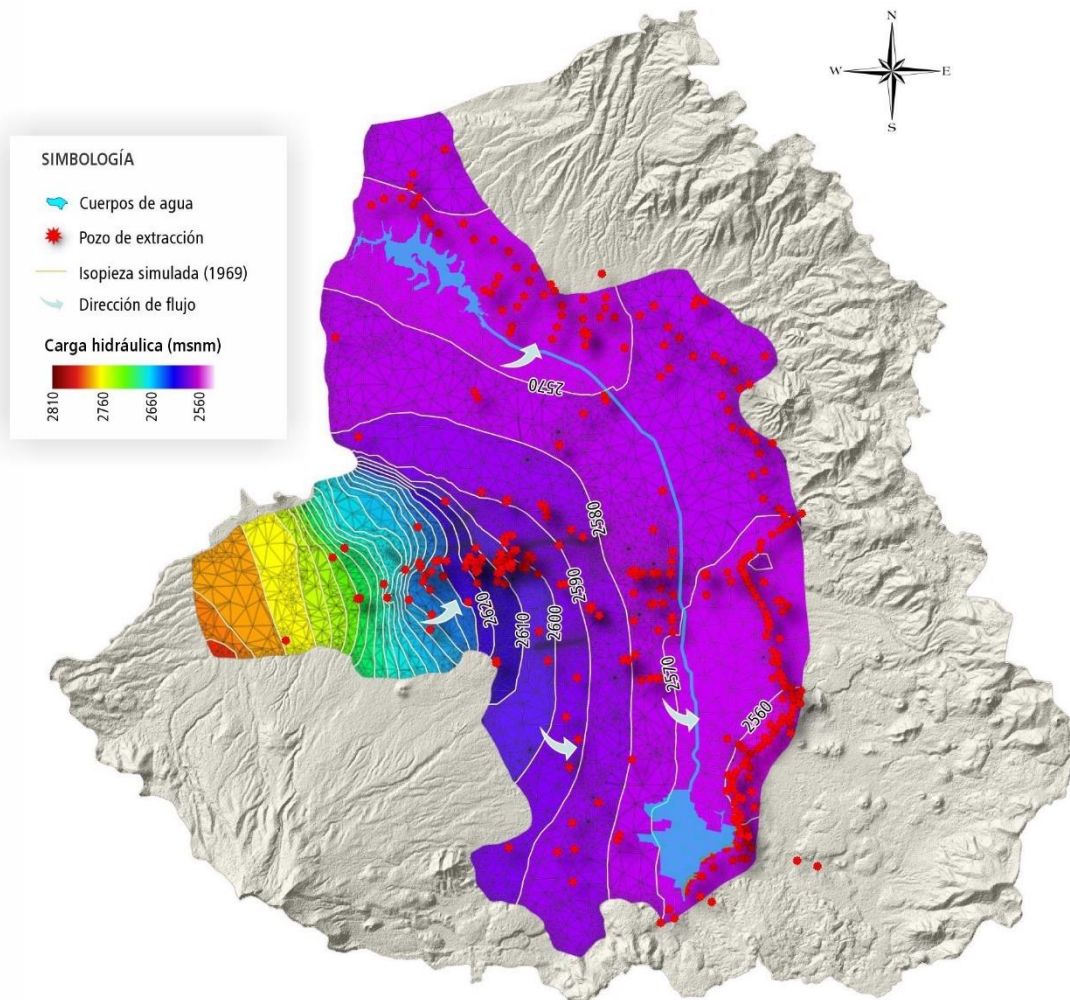


Figura 4.16. Distribución de las elevaciones al nivel estático simuladas en el modelo numérico transitorio para el periodo de estrés de 1960 a 1969.

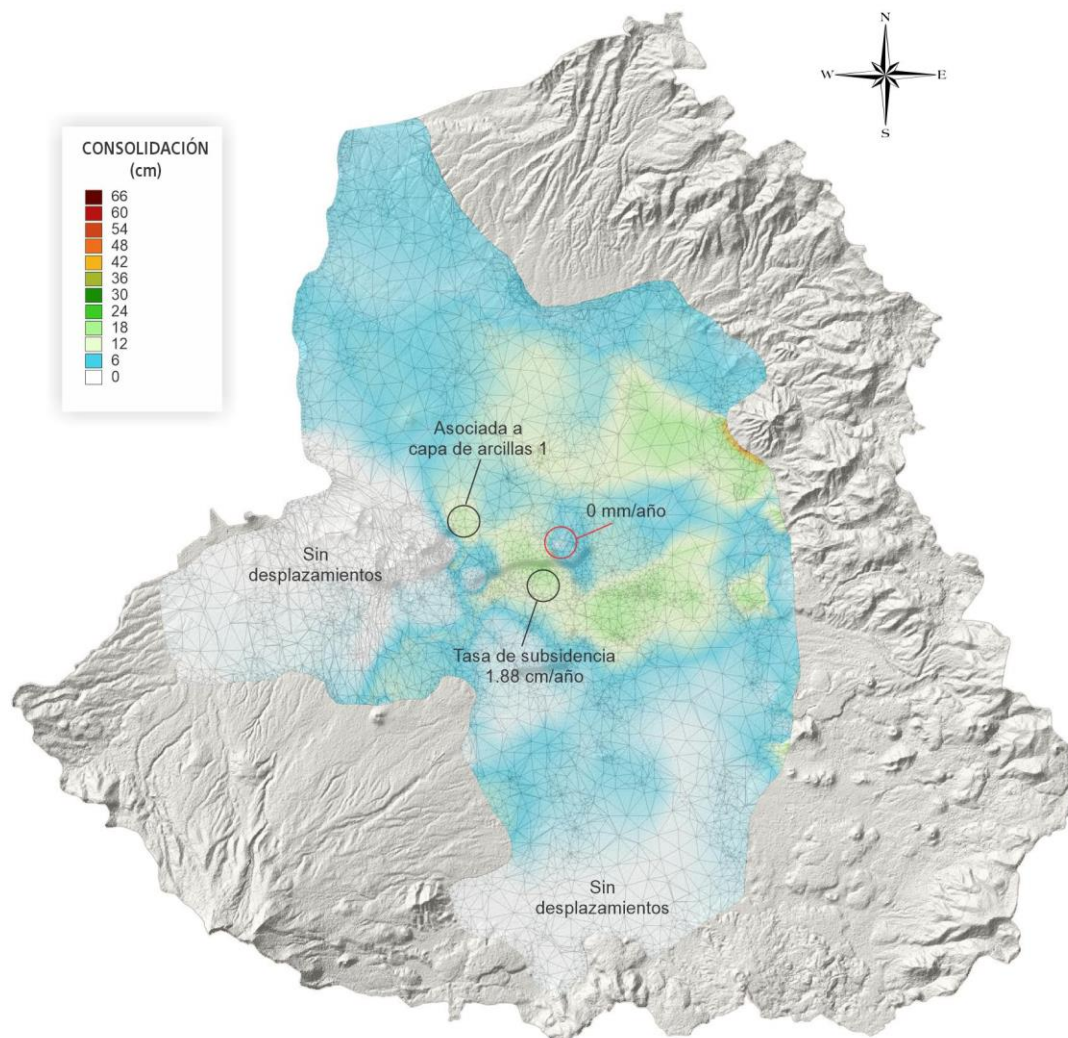


Figura 4.17. Distribución de los desplazamientos verticales durante el periodo 1961-1969. Se enmarcan dos zonas estables a la subsidencia hacia el oeste (área de la Sierra de Morelos) y hacia el sur de la cuenca. La tasa de subsidencia en el corredor industrial ronda los 1.88 cm/año.

4.5.2.2. Segundo periodo de estrés: 1970-1983

En el segundo periodo de estrés, al igual que en todos los periodos de estrés, los datos geomecánicos (Cuadro 4.3) no se modificaron, sin embargo, si se actualizaron los valores de carga constante en el río Lerma y la Laguna de Almoloya, al igual que la recarga lateral por flujos Neumann. Los índices de ajuste calculados para 23 pozos de observación denotan un RMSE de 6.75 y un R^2 de 0.983 (Figura 4.18). A pesar de que el segundo periodo de estrés es en el que se registra el pico máximo de bombeo en el Sistema Lerma, el modelo reproduce razonablemente la piezometría en las zonas aledañas, siendo los residuales de 5.41 m, 2.26 m y 4.16 m para los piezómetros PE-117, PE-120 y PL-130.

La configuración de isopiezas continúa el comportamiento establecido desde el primer periodo de estrés, con la retracción particular en la zona centro del Valle de Toluca y la colonia Totoltepec. Al sureste de la cuenca, se aprecia una profundización de los niveles estáticos, que denota el aumento en la extracción del Sistema Lerma (Figura 4.19). La comparación entre isopiezas obtenidas por kriging ordinario (Figura 2.8b) y las resultantes del modelo numérico demuestra que las complejas variables que intervienen en el flujo de agua subterránea son descritas de mejor manera en métodos integrales tales como los numéricos, particularmente al norte de la cuenca.

Durante el periodo de 1970 a 1983 la configuración espacial de la subsidencia es similar a la presentada en el primer periodo de estrés, no obstante, hacia el norte se simulan hundimientos relacionados con la capa de arcillas inferior. En general, los valores de consolidación son hasta 4.5 veces más grandes que en análisis previo. La causa más probable es el incremento en el número de pozos de extracción y, por lo tanto, los volúmenes de bombeo. En el área del corredor industrial se alcanzan los 63 cm de consolidación (4.84 cm/año) únicamente durante este periodo de estrés. No obstante, se simulan desplazamientos en otras zonas del modelo tales como: La Constitución, la delegación Santa Cruz Atzacapotzaltongo y Villas del Campo (Figura 4.20).

De la subsidencia acumulada desde 1961 hasta 1983, se alcanzan los 77 cm de desplazamiento en el corredor industrial (Figura 4.21). Tal disposición de asentamientos coincide con los descensos piezométricos y la distribución espacial de la capa de arcillas 6, cuyo módulo de compresibilidad estimado es el menor de todo el modelo, lo cual sugiere un máximo potencial de deformación con respecto a los demás estratos.

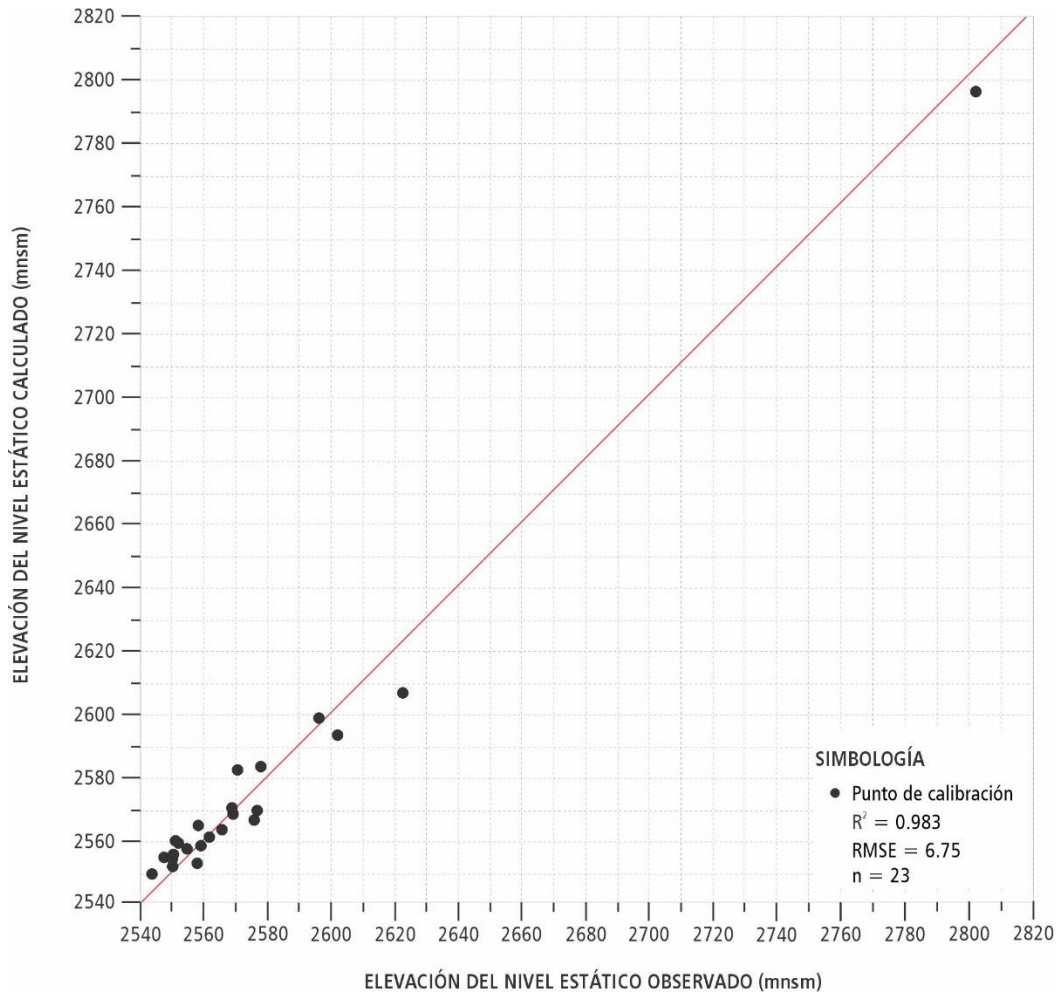


Figura 4.18. Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 2 (1970-1983). Asimismo, se indica la raíz cuadrada del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de determinación R^2 .

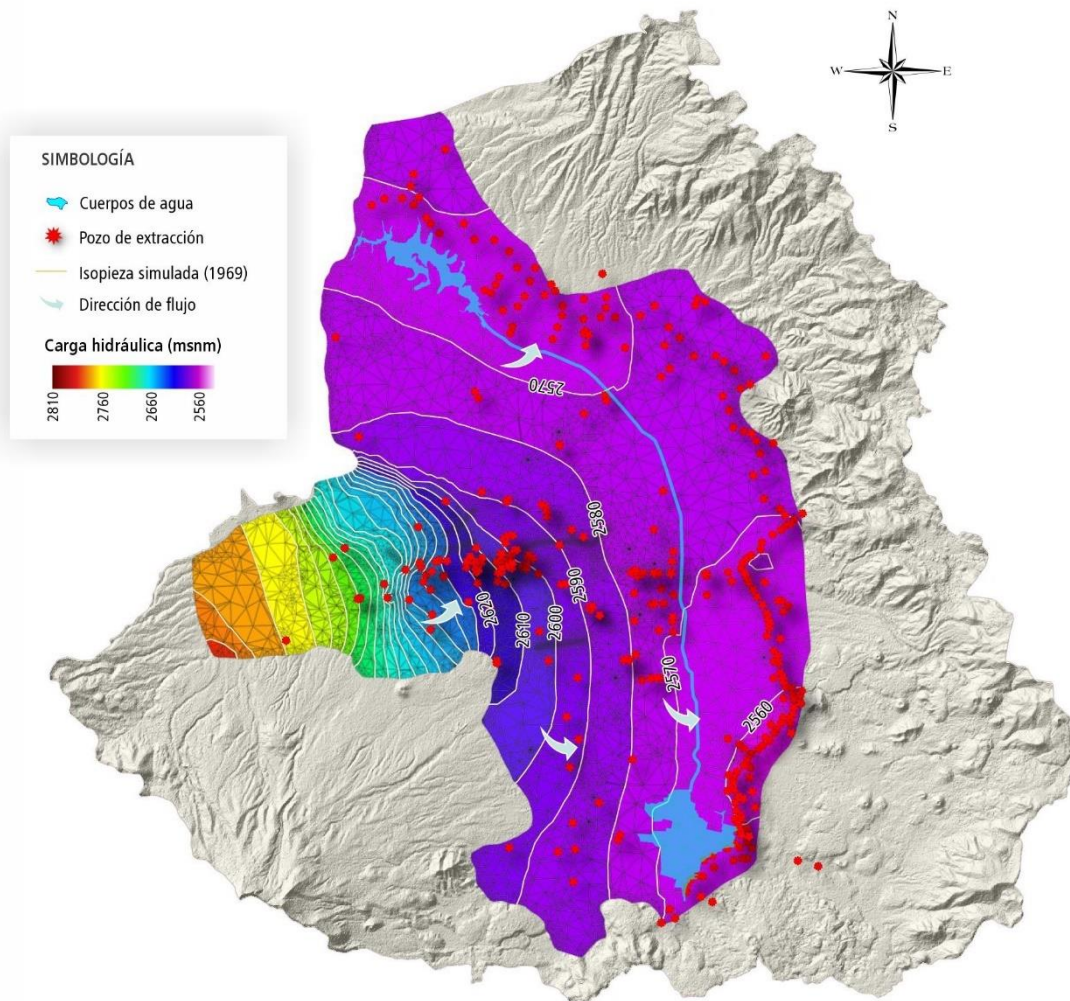


Figura 4.19. *Distribución de las elevaciones al nivel estático simuladas en el modelo numérico transitorio para el periodo de estrés de 1970 a 1983.*

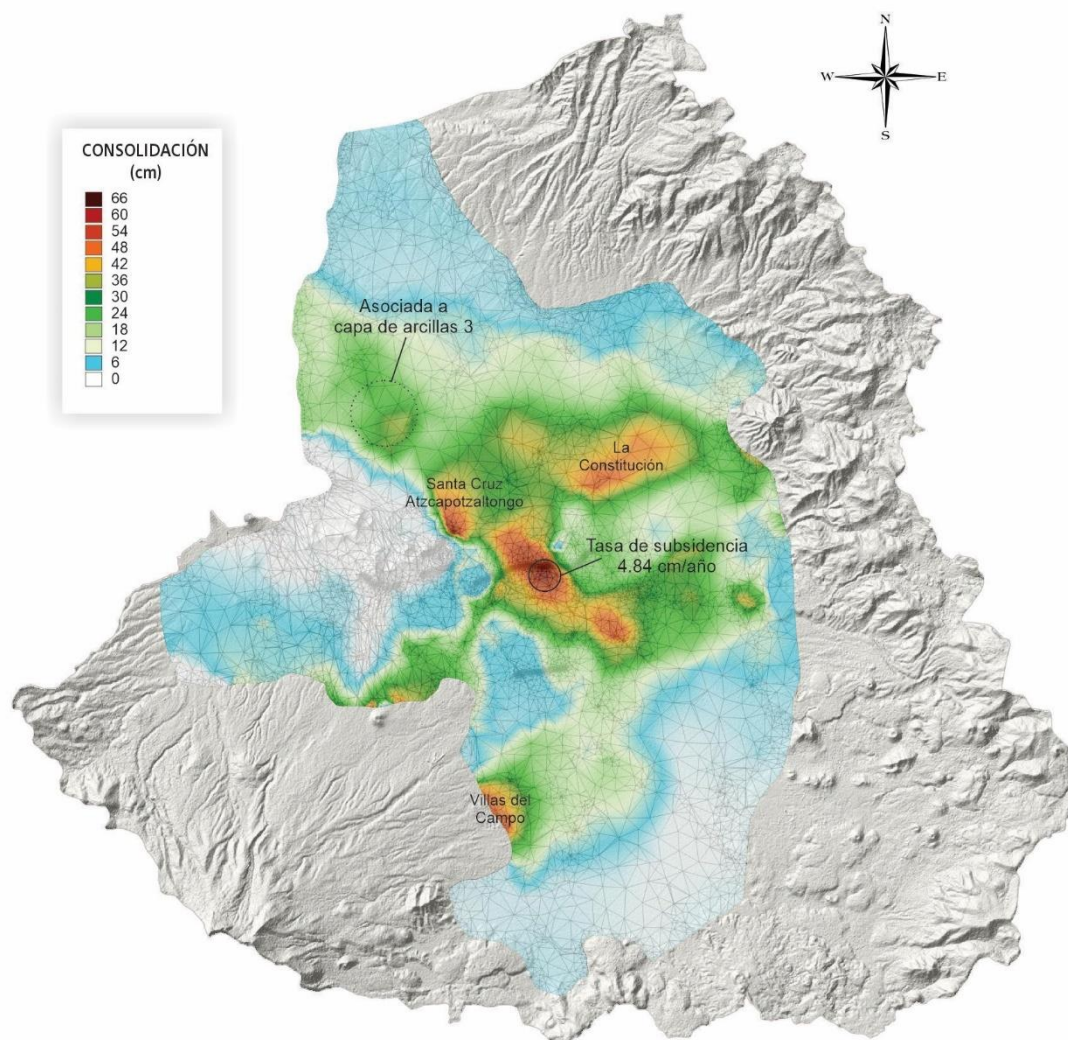


Figura 4.20. Distribución de los desplazamientos verticales durante el periodo 1970-1983. La tasa de subsidencia en el corredor industrial ronda los 4.84 cm/año.

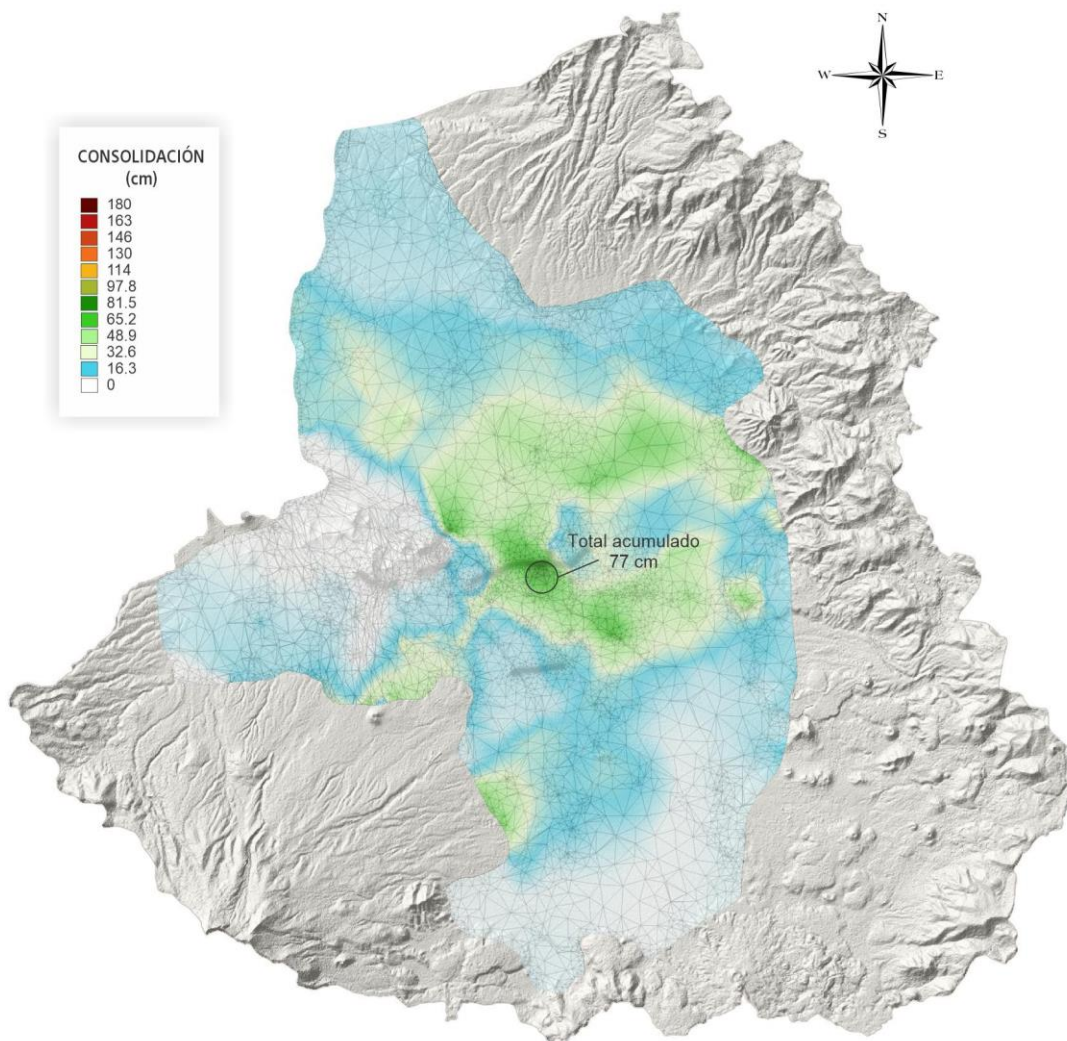


Figura 4.21. Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 1983.

4.5.2.3. Tercer periodo de estrés: 1984-1992

El periodo de estrés de 1984 a 1992 representa un lapso clave en la etapa transitoria ya que, las simulaciones efectuadas para tal periodo indican inconsistencias en los volúmenes de extracción. Tal como se estipuló en el apartado 4.4.7.4 *Pozos de extracción de agua*, la extracción se asignó con base en el de 1992 y los volúmenes correspondientes al Sistema Lerma reportados en el trabajo de Torres (2014). A este respecto, la extracción para uso dentro de la cuenca del valle de Toluca sería de 76.05 Mm³/año, mientras que el trasvase al Valle de México exhibe una pendiente negativa que va desde 258.27 Mm³ en 1984 hasta 138.51 Mm³, a razón de la operación del Sistema Cutzamala. Lo anterior sugiere una disminución poco razonable de la extracción de 443.69 Mm³/año para el año de 1983 (Final del segundo periodo de estrés), hasta 214.56 Mm³/año para el año de 1992 (Final del tercer periodo de estrés).

Con la aplicación al modelo numérico de la extracción anual expuesta en la Figura 4.9 los resultados de elevaciones del nivel estático denotan poca correlación con los datos de multipiezómetros de observación. En general, las elevaciones del nivel estático simuladas se ubican por encima de las observadas, lo que indicarían una recuperación de niveles o una tasa de abatimiento mucho menor que la real. En correspondencia, los índices de ajuste analizados disrumen los márgenes de error de periodos previos, alcanzándose un RMSE de 12.40 y un R² de 0.946 (Anexo F). La comparación de la extracción local con el periodo de estrés 2 (1970-1983) y el periodo de estrés 4 (1993-2000), sugiere que el censo de 1992 está incompleto. Para el año de 1983 y 1992 se enumeran 368 pozos con 157.02 Mm³/año y 442 pozos con 122.85 Mm³/año, no obstante, para en el censo de 1992 se cuenta con 295 pozos que extraen 76.05 Mm³/año (Figura 4.9).

Una manera de comprobar la inexactitud del censo de aprovechamientos de 1992 es mediante el modelo numérico, al proponer valores de extracción que sigan la tendencia previa y evaluar los resultados. Para ello, se realizó una comparación con la cohorte de pozos utilizados para el segundo periodo de estrés, donde se detectaron una serie de pozos de uso agrícola, doméstico e industrial cuya operación podría ser congruente con los descensos piezométricos registrados en multipiezómetros para el tercer periodo de estrés. En tal sentido, se adicionaron un total de 113 aprovechamientos del censo de 1983 al listado de 1992, cuyos volúmenes de extracción no fueron modificados. Con este ajuste, la extracción local del tercer periodo de estrés sumó 330 pozos con un volumen de 130.12 Mm³/año. Por otro lado, en el bombeo para trasvase al Valle de México también se asumió poco probable una disminución tan pronunciada. A este respecto, si se consideró una disminución en el Sistema Lerma, sin embargo, tal volumen se consideró constante en 258 Mm³/año para 1986-1992 (Figura 4.22).

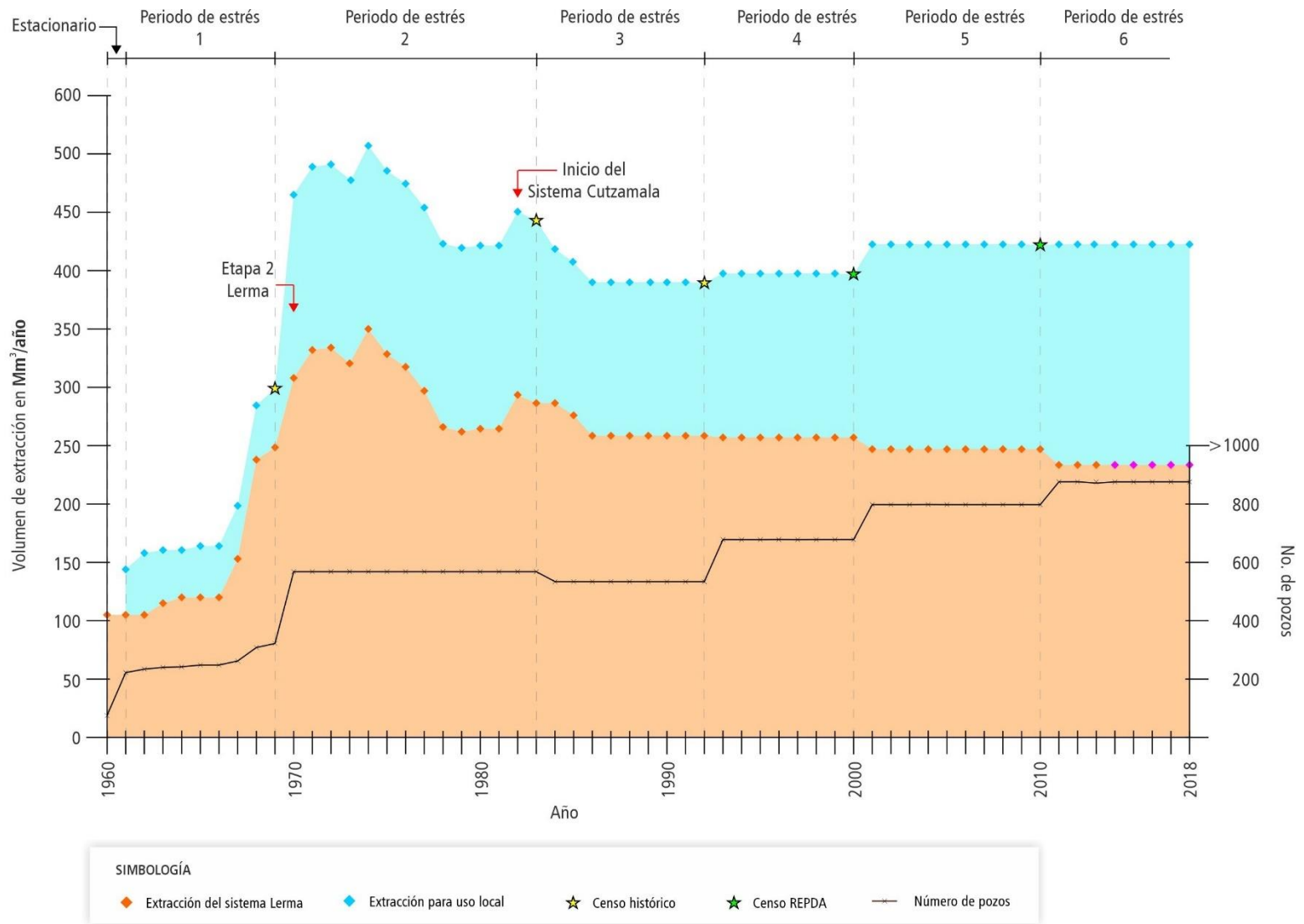


Figura 4.22. Volúmenes de extracción ajustados para la calibración numérica del flujo a partir del periodo de estrés 3.

Curiosamente, durante las simulaciones también se observó un ingreso excesivo de agua a través del río Lerma, acompañado de unas elevaciones en el nivel estático, mientras que a partir del tercer periodo de estrés se desactivó el río Lerma como condición Dirichlet, a fin de evitar entradas de agua desorbitadas. Esta desactivación del Sistema Lerma, indicaría que los niveles estáticos han profundizado a un nivel donde ya no existe conexión hidráulica con el cuerpo superficial. Con tales ajustes el RMSE bajó a 6.48 con un R^2 de 0.985 (Figura 4.23). En la piezometría, continúa la retracción de isopiezas en la zona central del modelo, abarcando el corredor industrial, las colonias de San Lorenzo Tepaltitlán y San Pedro Totoltepec (Figura 4.24).

De la subsidencia, destaca un área al sur de la fractura de Totoltepec que alcanza 1 m de desplazamiento vertical, mientras que, a las cercanías de Lerma se simulan 60 cm (Figura 4.26). En los resultados de este periodo de estrés pueden encontrarse similitudes con los ya obtenidos en el modelo de Calderhead *et al.*, (2011), donde en el año de 1991 la subsidencia se registra alrededor de 1.2 m en el corredor industrial, sin embargo, en la zona de la Sierra de Morelos existen diferencias considerables. En el modelo construido en 2011 (Calderhead *et al.*, 2011) se detecta un desplazamiento de aproximadamente 80 cm para tal zona, mientras que, en este trabajo no se simula movimiento alguno. Esta discrepancia se atribuye a los modelos geológicos utilizados, ya que, en la configuración anterior el área se clasifica mayormente como arcilloso, en el presente trabajo y con base en litología de pozos y cartas geológicas, la Sierra de Morelos se compone de rocas ígneas principalmente andesitas. Lo anterior clasificaría a la zona con un alto módulo de compresibilidad K y, por lo tanto, un bajo potencial de consolidación.

4.5.2.4. Cuarto periodo de estrés: 1993-2000

En el cuarto periodo de estrés se presenta igualmente inconsistencias en los volúmenes de extracción, situación que se repetirá en los periodos de estrés subsecuentes. Aplicando la extracción registrada en la cohorte de REPDA 2010 y el volumen correspondiente al lapso de 1993 al 2000 según Torres (2014), las elevaciones al nivel estático continúan presentando recuperación, integrando un RMSE de 17.68 un R^2 de 0.877 (Anexo F). Modificando las tasas de extracción de acuerdo con la tendencia histórica, se alcanza un RMSE de 6.63 un R^2 de 0.983 (Figura 4.27). La configuración piezométrica continúa con el patrón que se ha exhibido en los periodos previos (Figura 4.28), con las isopiezas retrayéndose hacia el oeste.

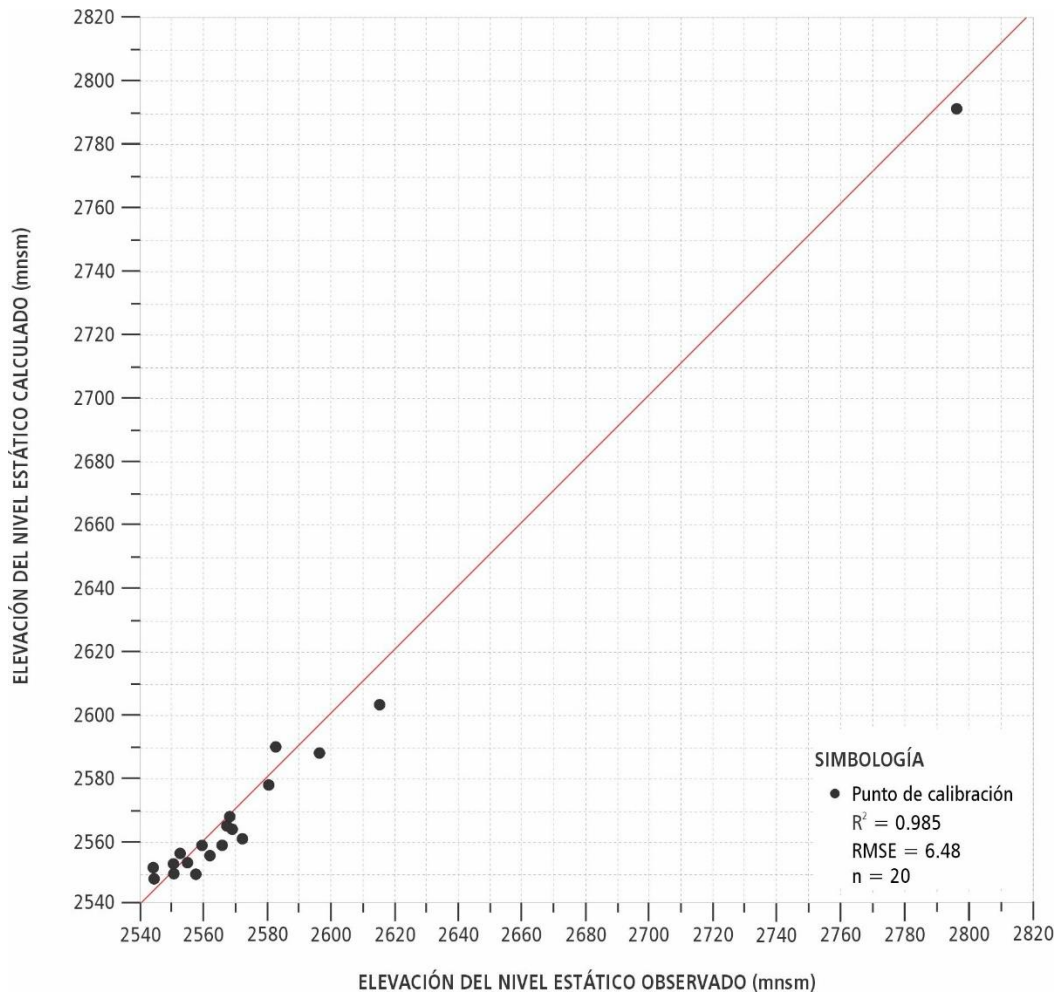


Figura 4.23. Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 3 (1984-1992). Asimismo, se indica la raíz cuadrada del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de determinación R^2 .

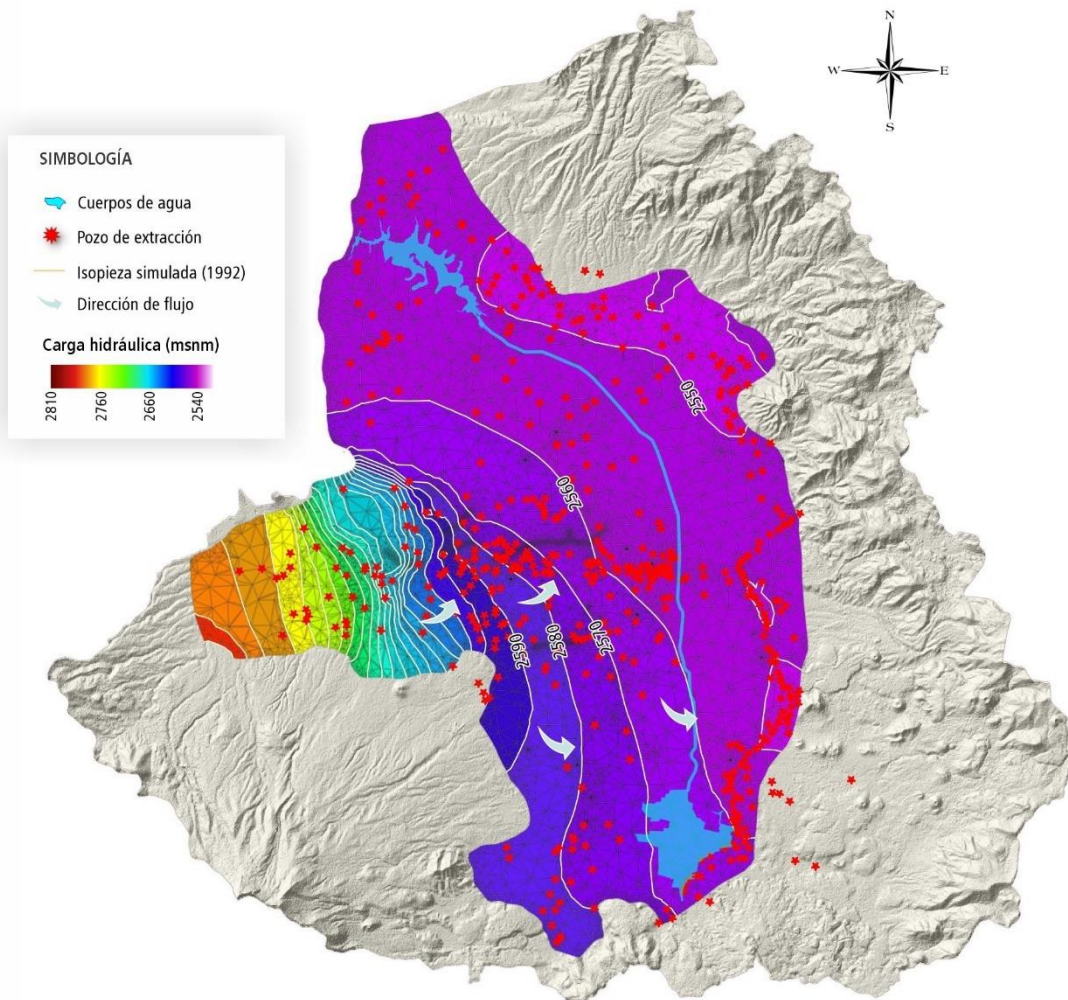


Figura 4.24. Distribución de las elevaciones al nivel estático simuladas en el modelo numérico transitorio para el periodo de estrés de 1984 a 1992.

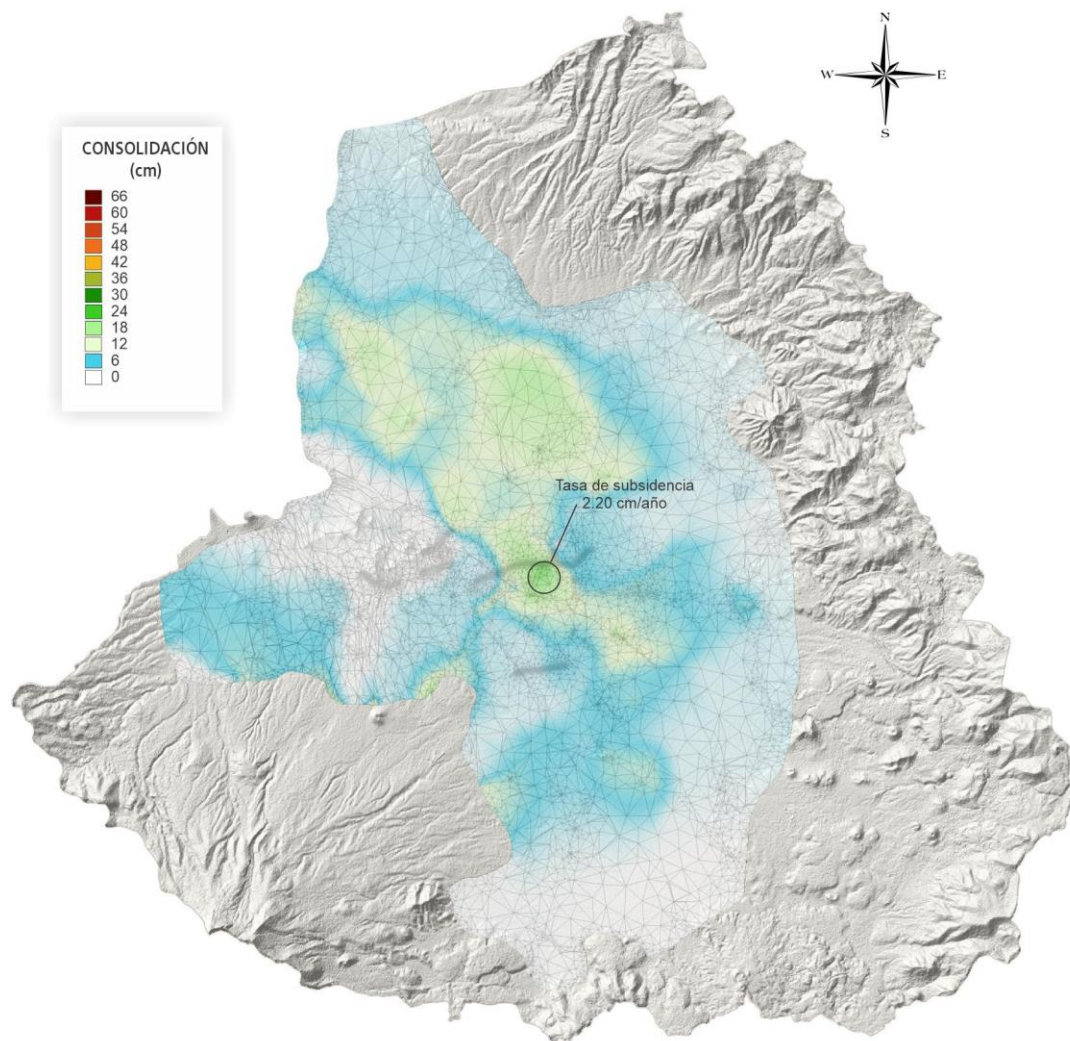


Figura 4.25. Distribución de los desplazamientos verticales durante el periodo de 1984-1992.

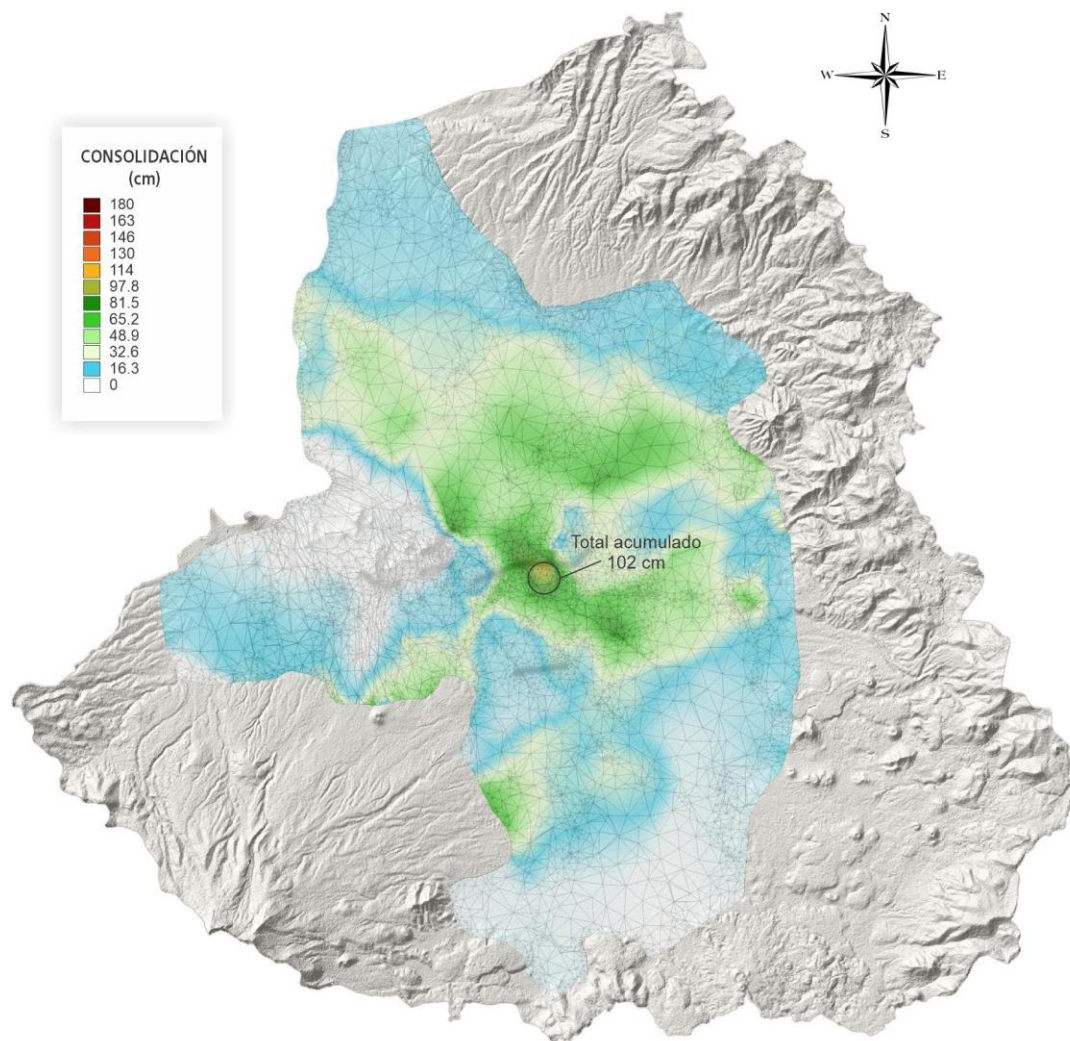


Figura 4.26. Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 1992.

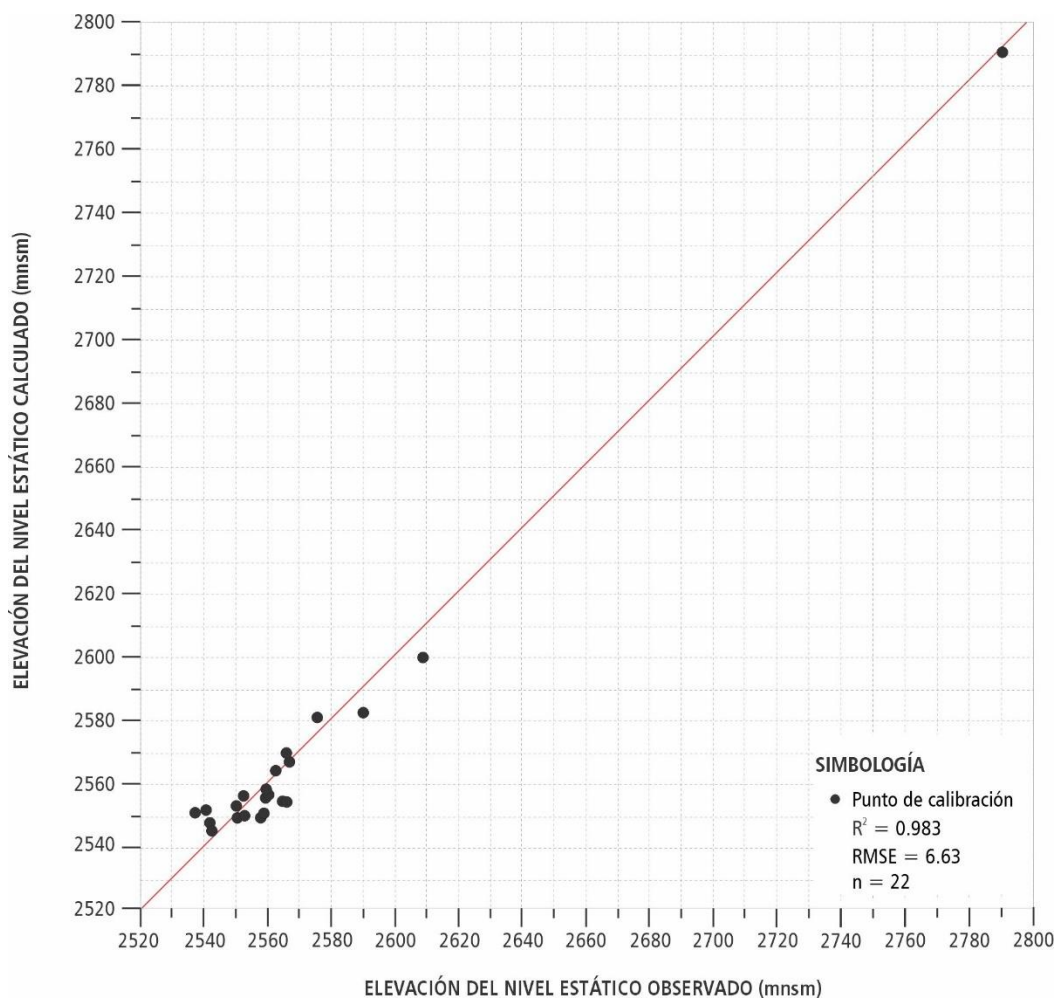


Figura 4.27. Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 4 (1993-2000). Asimismo, se indica la raíz cuadrada del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de determinación R^2 .

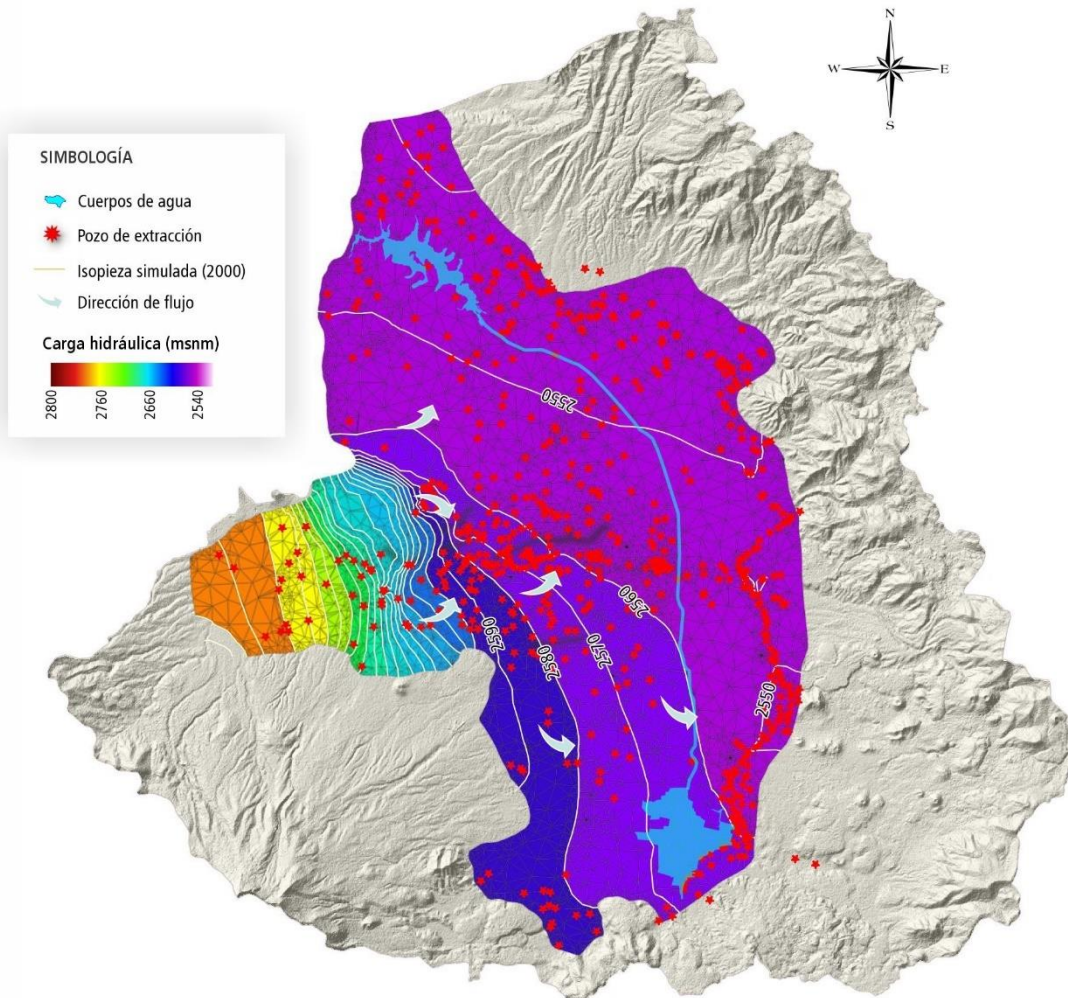


Figura 4.28. Distribución de las elevaciones al nivel estático simuladas en el modelo numérico transitorio para el periodo de estrés de 1993 al 2000.

Durante este periodo, la distribución espacial de los hundimientos se modifica, centrándose ahora hacia el norte de la cuenca (Figura 4.29). Esto se podría relacionar con los registros de aprovechamientos subterráneos utilizados, ya que a partir de este análisis se implementan los registros del REPDA. En el REPDA se tiene la misma base de pozos de extracción, por este motivo, se espera que la configuración espacial de subsidencia de este periodo se repita en los periodos de estrés subsecuentes. Del total acumulado se tiene un desplazamiento vertical máximo 1.26 m para el año 2000 (Figura 4.30). Asimismo, se situaron las fracturas cartografiadas por Figueroa (2004), ya que, se infiere que su proceso comenzó en la década de 1990.

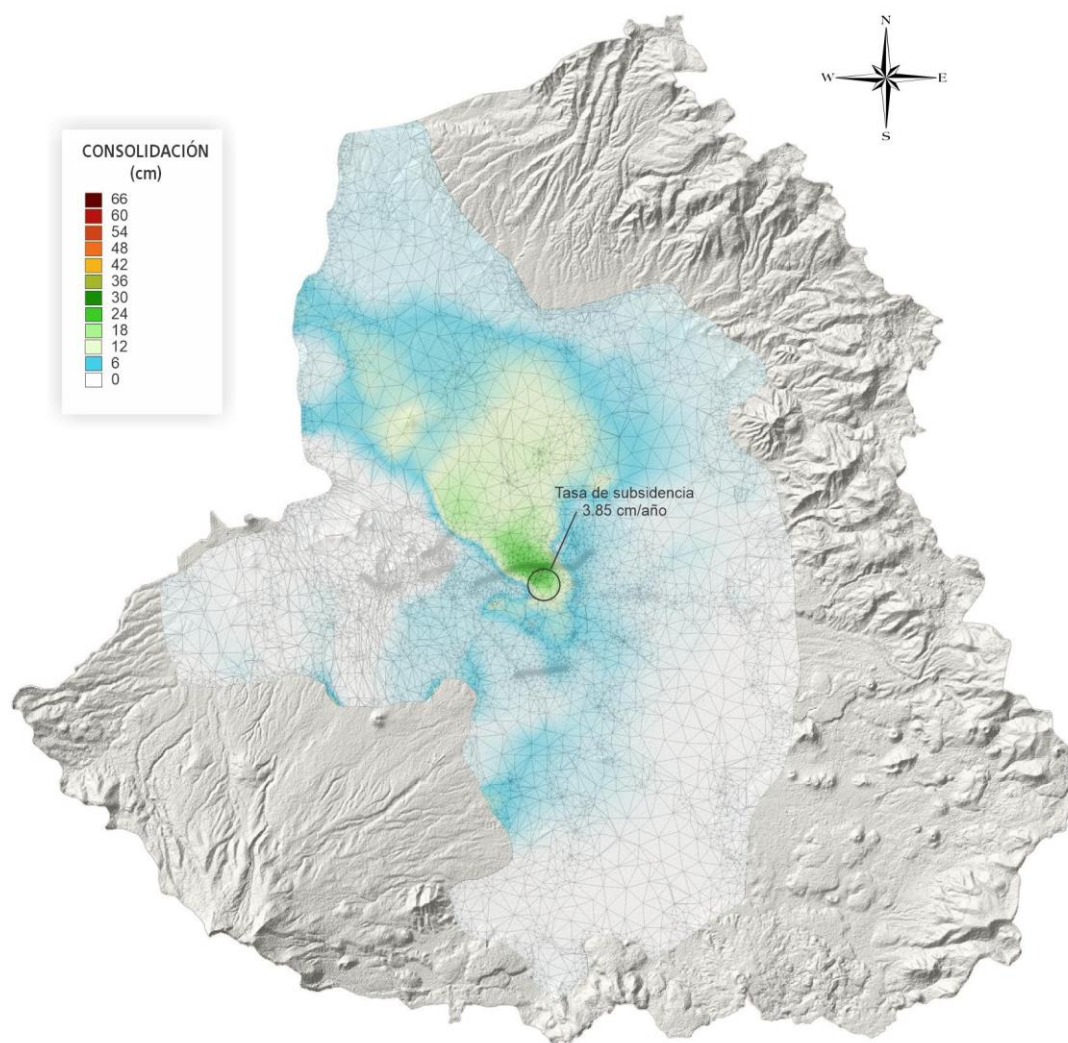


Figura 4.29. Distribución de los desplazamientos verticales durante el periodo de 1993-2000.

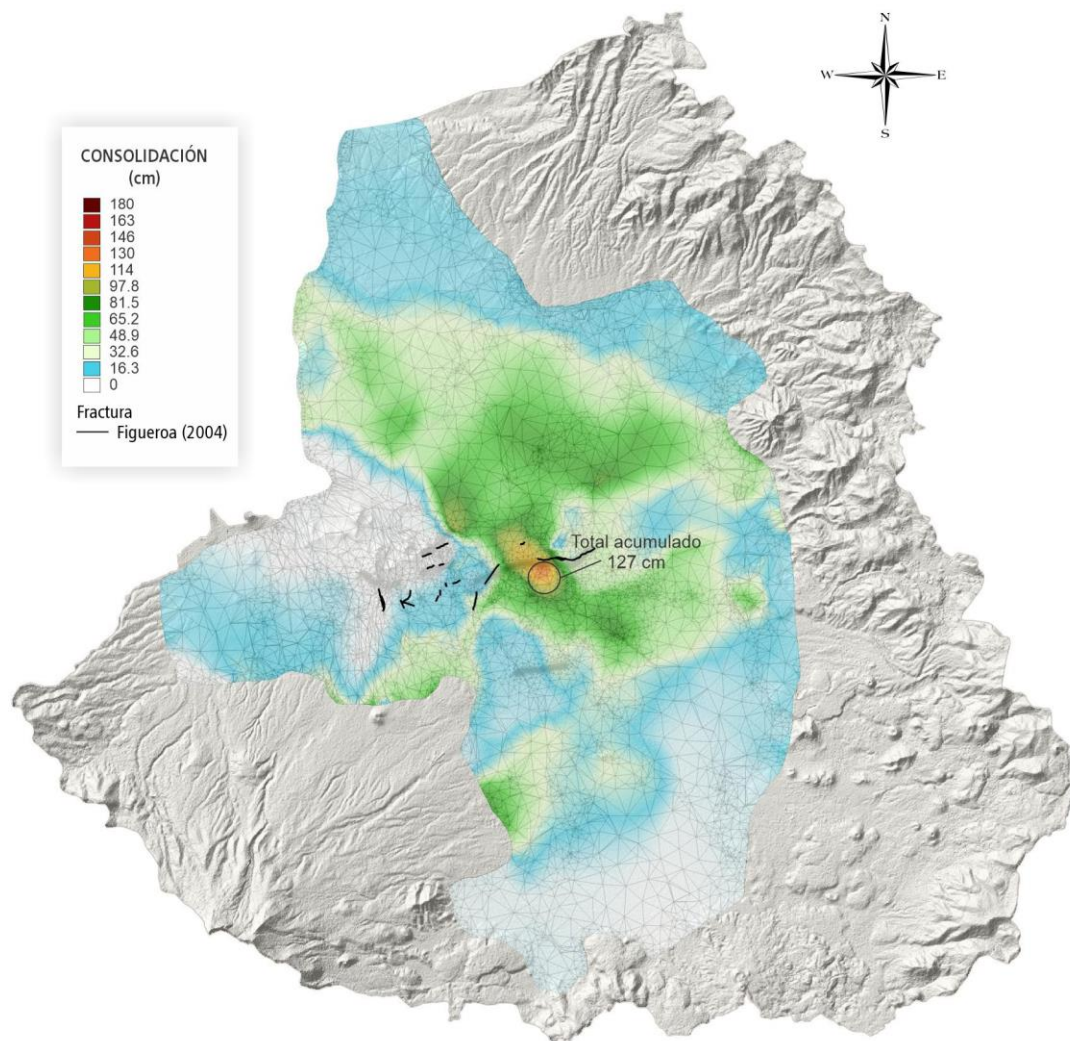


Figura 4.30. Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 2000.

4.5.2.5. Quinto periodo de estrés: 2001-2010

Para el año de 2010 se mantiene la comparación entre modelos con extracción tal cual se registra en censos y modelos con modificación en los volúmenes de extracción local de trasvase. Para el primer caso se tiene un RMSE de 20.01 y un R^2 de 0.873 (Anexo F), en tanto que en el segundo caso los índices de ajuste bajan a un RMSE de 6.65 y un R^2 de 0.986 (Figura 4.31). Siguiendo la tendencia piezométrica, los pozos continúan concentrándose en el corredor industrial principalmente, promoviendo la deformación de isopiezas y exhiben en general, elevaciones al nivel estático por debajo de los 2,560 msnm en colonias como San Pedro y Santa Ana Totoltepec (Figura 4.32).

En la deformación perdura el patrón espacial presentado en el periodo de estrés previo, alcanzando una tasa de subsidencia máxima de 2.58 cm/año (Figura 4.33), alcanzando un total acumulado de 1.52 m al sur de la fractura de Totoltepec (Figura 4.34). El contraste de resultados de subsidencia reconocidos en los estudios de Ávalos *et al.*, (2014) y de Castellazzi *et al.*, (2017), y los resultados de este trabajo, difieren en zonas particulares. Para clarificar estas discrepancias se tomaron como puntos de referencia los piezómetros PL-201, PL-202 y PL-205 debido a que están dentro del área analizada en los tres estudios de comparación. En los tres puntos se discute a continuación la afinidad de las elevaciones del nivel estático derivadas de los registros de CONAGUA, con respecto a los resultados del modelo numérico. Además, se evalúa la correlación entre las tres fuentes de la subsidencia durante el periodo 2000-2018.

En el PL-201, se exhibe una buena correspondencia en la elevación de los niveles estáticos, con un promedio histórico de abatimiento de 103 cm/año de acuerdo con CONAGUA y de 0.96 cm/año con base en el modelo numérico. Cabe mencionar que la tasa de abatimiento de CONAGUA solo contempla el periodo de registro de 1968 al 2018, mientras que en la simulación se cubre de 1960 al 2018. En la consolidación por su parte, se promedia una tasa de subsidencia histórica de 0.29 cm/año, que denota una marcada correlación lineal con los descensos piezométricos (Figura 4.35). En el análisis particular del 2000 al 2018, se reportan tasas de 0.30 cm/año y de 0.33 cm/año en Ávalos *et al.*, (2014) y de Castellazzi *et al.*, (2017), respectivamente, lo cual sitúa en el mismo rango los resultados de este estudio.

En el PL-202 al abatimiento de los registros de CONAGUA no muestra una tendencia lineal, podría incluso, derivarse una tasa de abatimiento de 118 cm/año para el periodo de 1968 a 1992, y una tasa de 100 cm/año para el lapso de 1993 a 2018. Las simulaciones numéricas por su parte resultan una tasa de 90 cm/año y de 75 cm/año en los periodos mencionados respectivamente. Es interesante que en los últimos dos periodos de estrés las simulaciones sobreestiman las elevaciones del nivel estático, probablemente por las incertidumbres en los censos de aprovechamiento (Figura 4.36).

En correspondencia, la subsidencia también exhibe dos velocidades de hundimiento de 1.84 cm/año y de 0.27/cm año. A pesar de que la piezometría muestra una correlación aceptable, la subsidencia particular del lapso 2000 al 2018 difiere de manera importante. En este estudio se reproduce una tasa de subsidencia de 0.26 cm/año, mientras que en los estudios previos se reportan tasas de 2.4 cm/año y 3.83 cm/año, estas discrepancias podrían asociarse a múltiples factores, sin embargo, destaca la incertidumbre en la extracción subterránea. Tal como se ha mencionado en secciones anteriores, la ocurrencia de hundimientos por disminución de presiones de poro involucra una combinación de presencia de capas de arcilla y una

extracción considerable. Con respecto al primer factor, el punto PL-202 si queda dentro de la capa de arcilla intermedia que es la que mayormente se consolida en todos los periodos de estrés. Sin embargo, la incertidumbre en los censos de aprovechamientos subterráneos atañe a dos aspectos fundamentales: el volumen extraído y la ubicación de pozos.

Con respecto al volumen, si bien se aumentó la cantidad de extracción de la registrada en el REPDA para lograr un mejor ajuste en los piezómetros, el incremento se efectuó únicamente en los pozos existentes. En tal sentido, cabe la posibilidad de la existencia de pozos en el corredor industrial específicamente y cercanos al PL-202 que no están dentro del REPDA. Esta hipótesis toma relevancia porque el ajuste de elevaciones del nivel estático del periodo de estrés 5 presenta un desfase con respecto a las mediciones de CONAGUA (Figura 3.46). Asimismo, otra conjetura es la inexactitud de las profundidades al nivel estático en el piezómetro PL-202, ya que en el lapso de 1985 a 1993 hay una alta incertidumbre en los registros por la inundación de las mangueras y la posterior reparación. La profundidad registrada en 1984 rondaba los 35 m, mientras que, en 1994 (posterior a la reparación de mangueras) se reportan 34.42 m, lo cual, resulta poco verosímil porque indicaría que de 1985 a 1993 no descendió el nivel estático, y, al contrario, se recuperó 0.58 m. En tal sentido, y, a pesar de que el modelo numérico exponga un ajuste piezométrico aceptable (Figura 4.31), los niveles objetivo de calibración del flujo serían poco certeros. Lo anterior, se sugiere como un factor principal del desajuste en las tasas de subsidencia con los estudios previos.

En el PL-205 a diferencia del PL-202, se exhibe una buena correlación de las elevaciones en el nivel estático (Figura 4.37), no obstante, las tasas de subsidencia durante el 2000-2018 son de 6.5 cm/año, 3.8 cm/año y 0.66 cm/año, para el trabajo de Ávalos *et al.*, (2014), Castellazzi *et al.*, (2017) y este estudio. En este caso se podría asociar a la incertidumbre y variación espacial de los módulos de compresibilidad K.

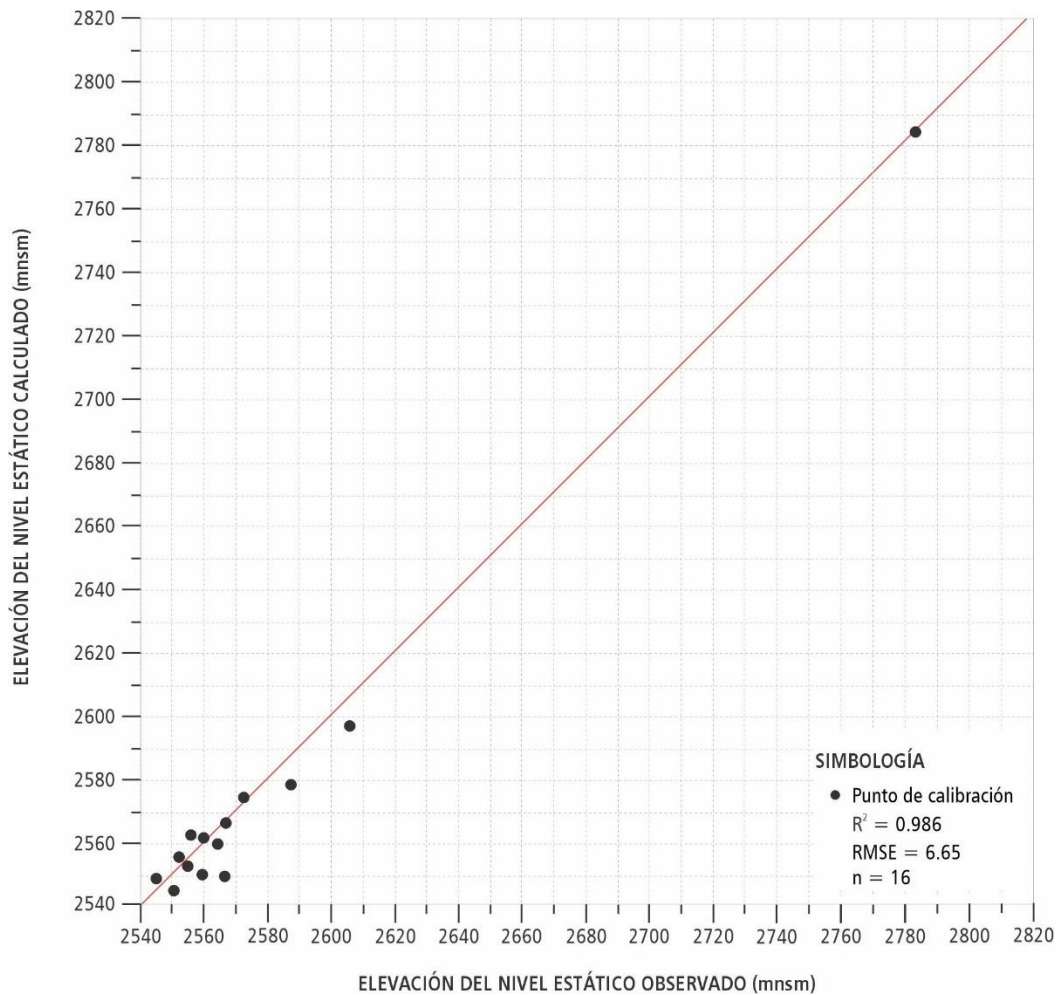


Figura 4.31. Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 5 (2001-2010). Asimismo, se indica la raíz cuadrada del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de determinación R^2 .

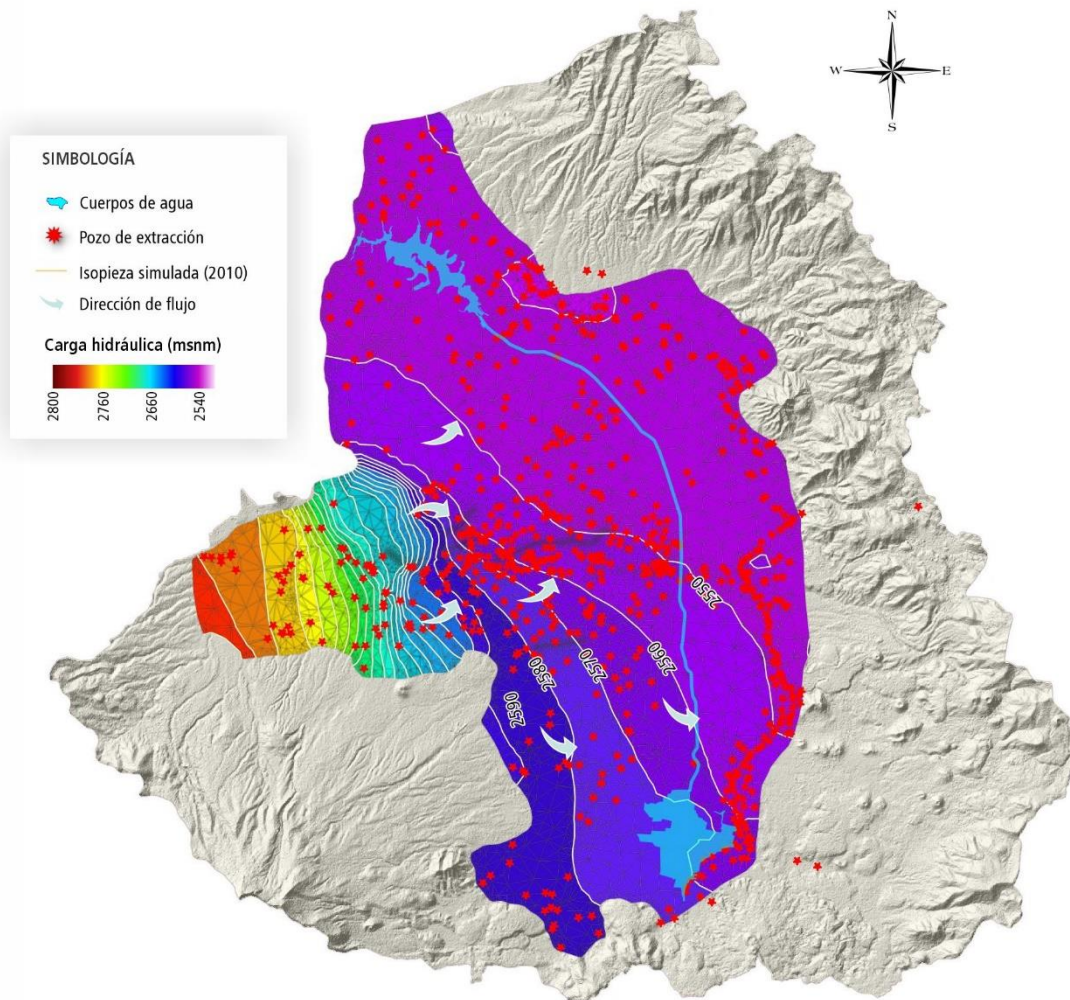


Figura 4.32. Distribución de las elevaciones al nivel estático simuladas en el modelo numérico transitorio para el periodo de estrés de 2001 al 2010.

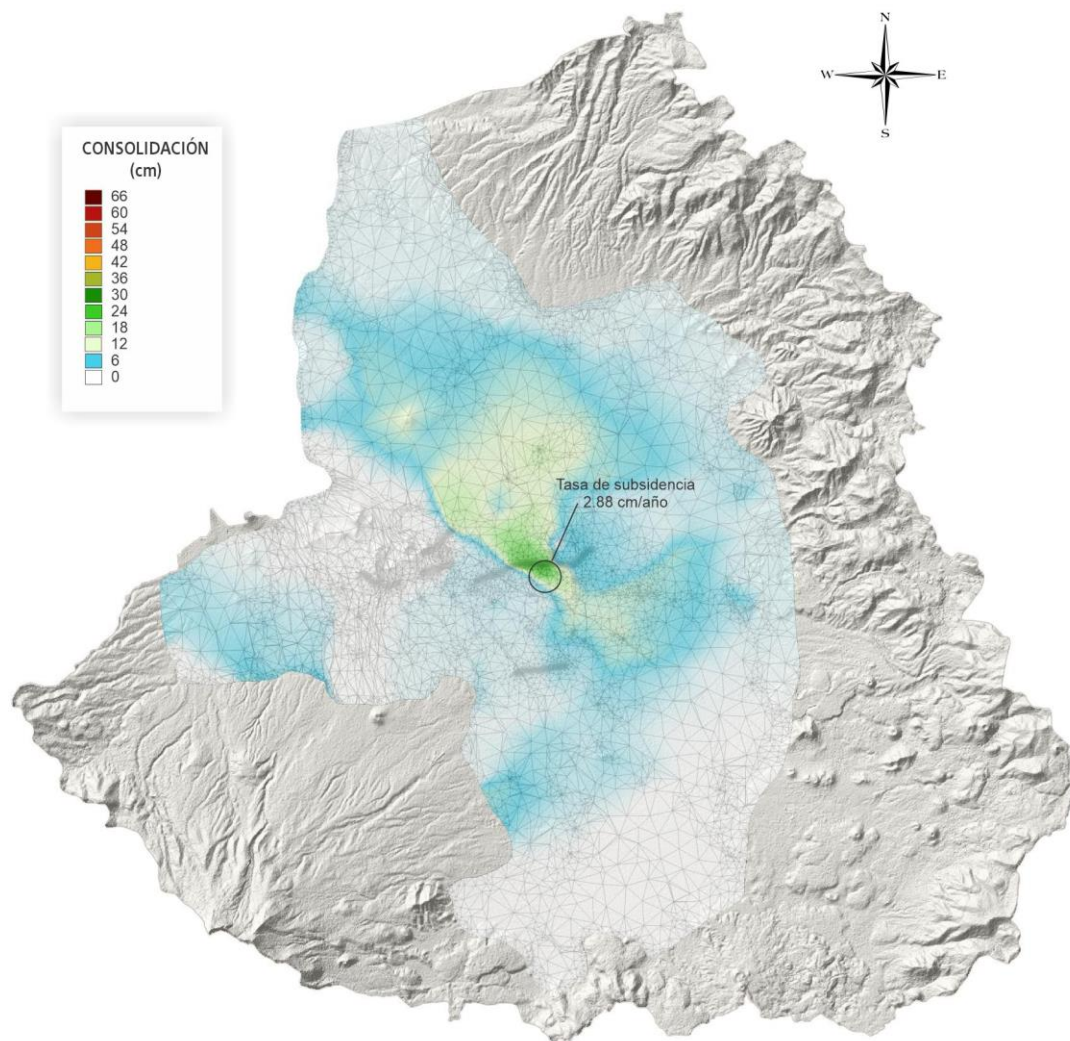


Figura 4.33. Distribución de los desplazamientos verticales durante el periodo de 2000-2010.

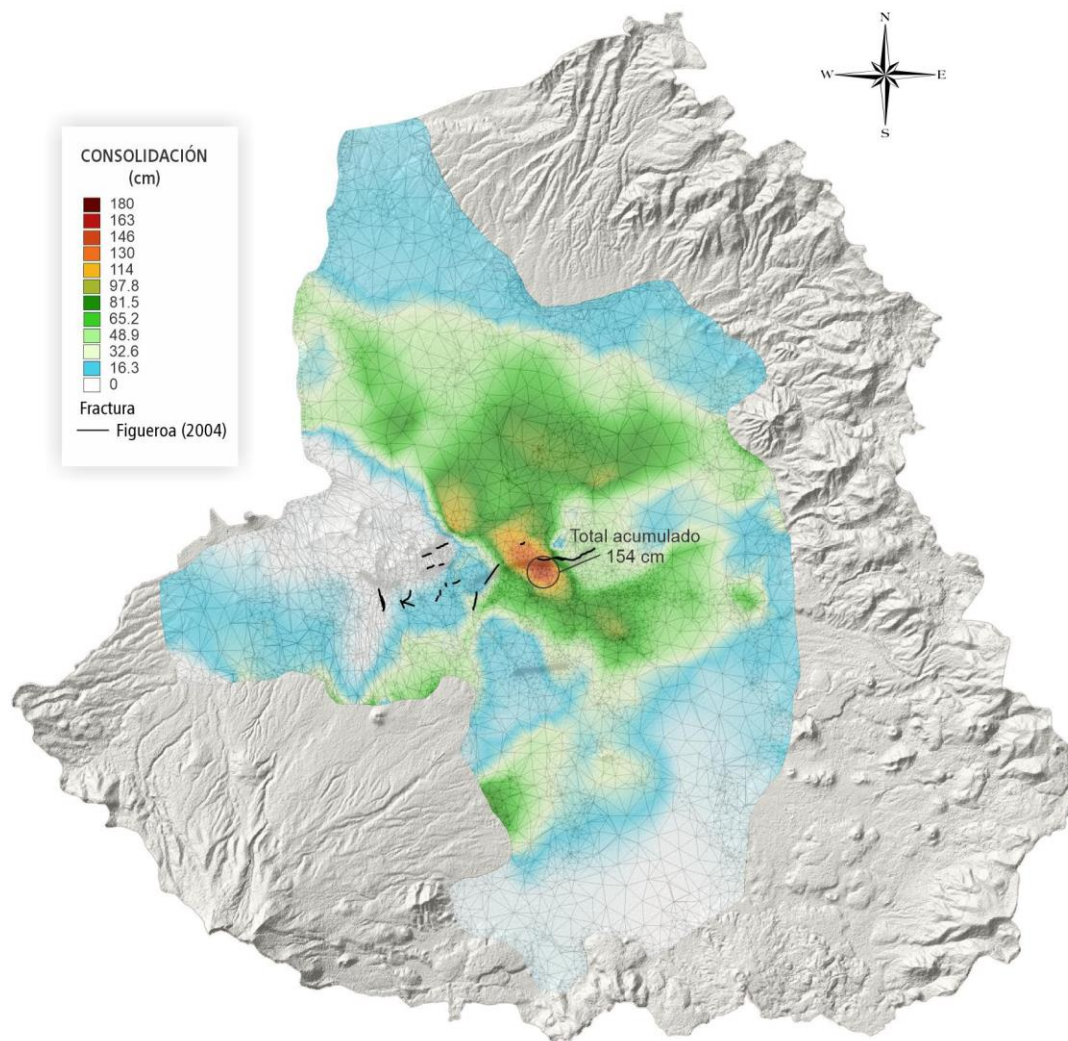


Figura 4.34. Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 2010.

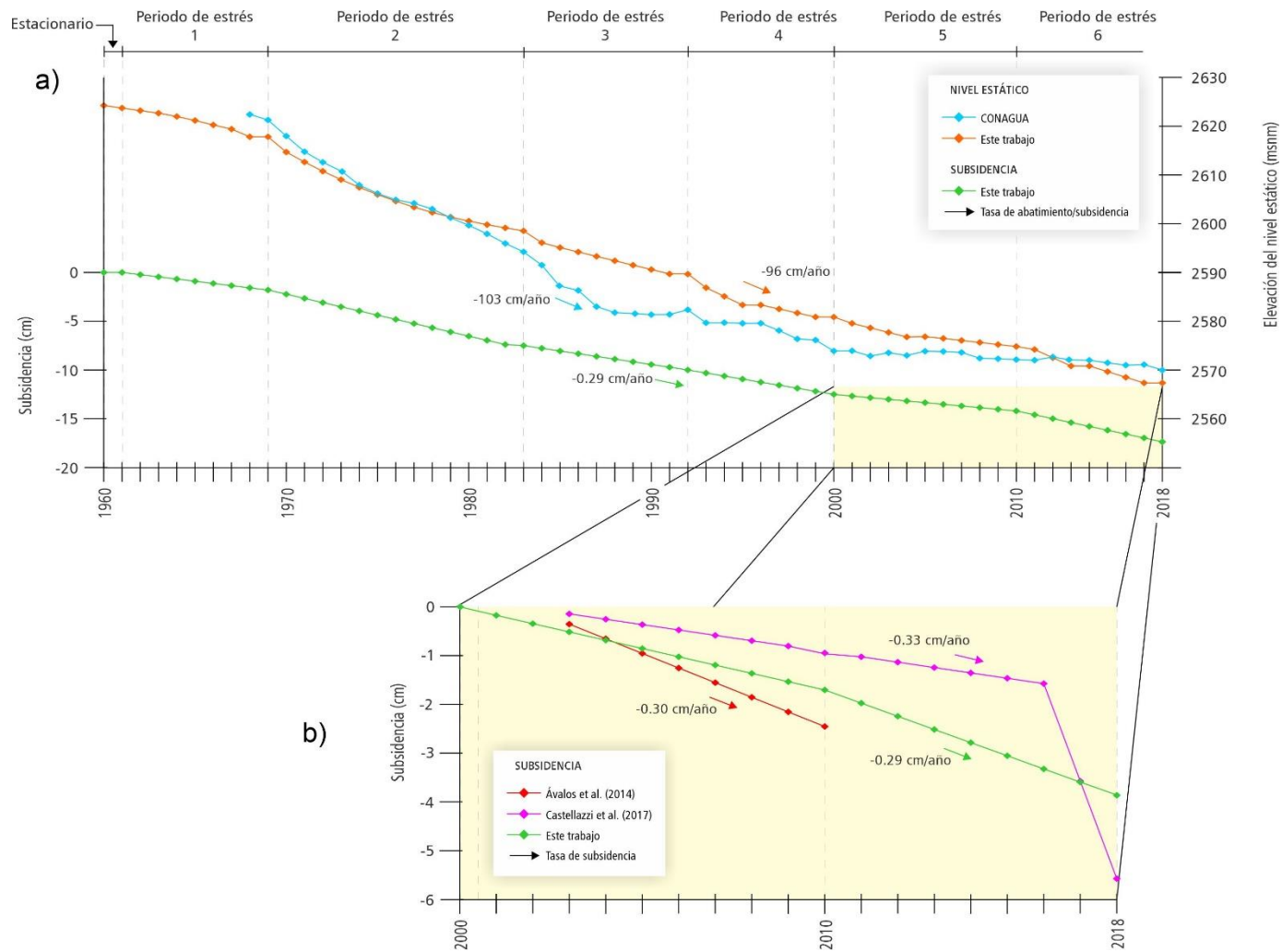


Figura 4.35. a) Elevaciones del nivel en el multipiezómetro PL-201 registradas por la CONAGUA, obtenidas en el modelo numérico y la subsidencia asociada. Se muestran las tasas de abatimiento y subsidencia del periodo 2000-2018, b) Subsidencia acumulada durante el periodo de 2000 al 2018 de acuerdo con los resultados del modelo numérico, y los trabajos de interpretación satelital de Ávalos et al., (2014) y Castellazzi (2017). Se muestran las tasas de hundimiento en cm/año.

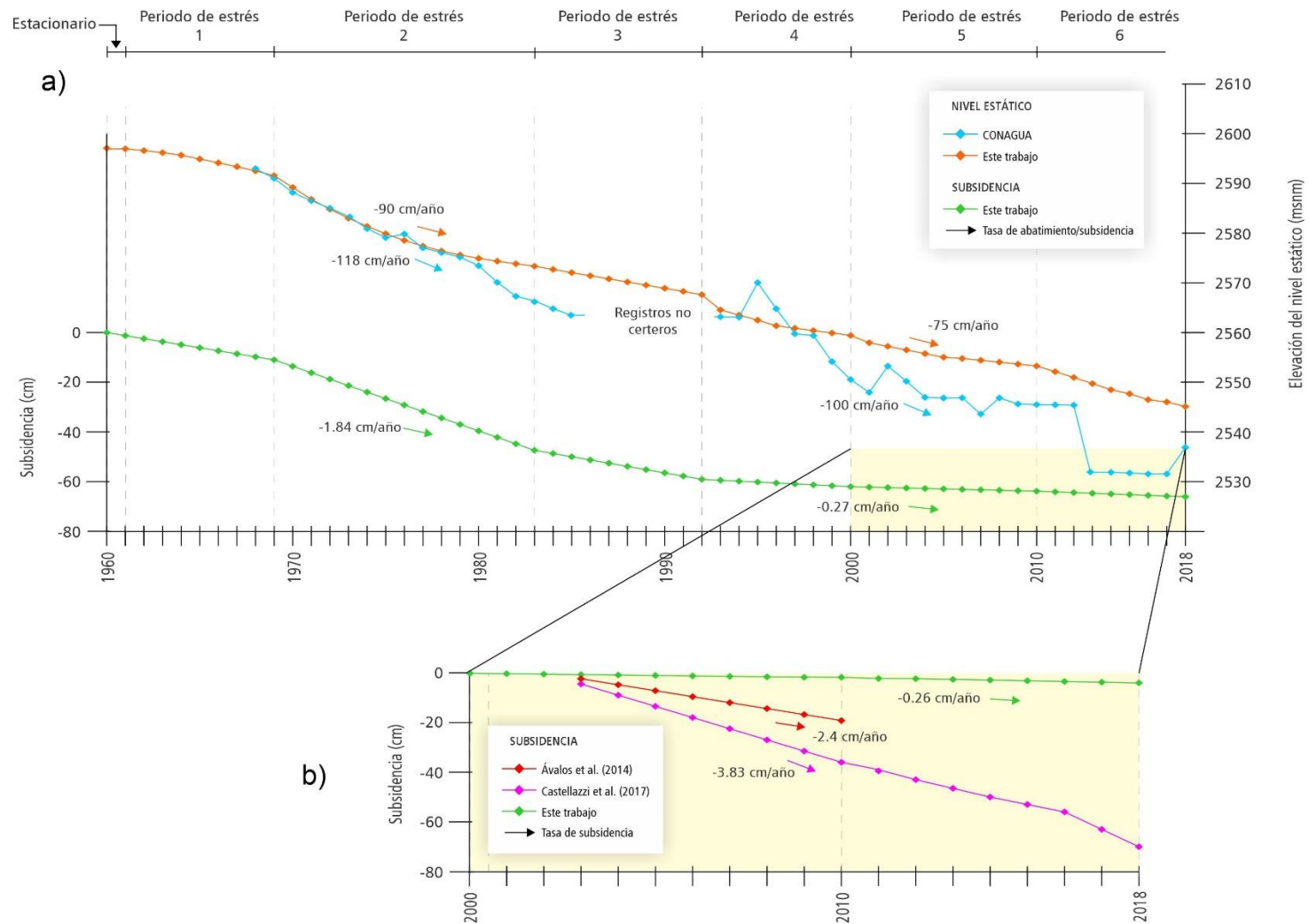


Figura 4.36. a) Elevaciones del nivel en el multipiezómetro PL-202 registradas por la CONAGUA, obtenidas en el modelo numérico y la subsidencia asociada. Se muestran las tasas de abatimiento y subsidencia del periodo 2000-2018, b) Subsidencia acumulada durante el periodo de 2000 al 2018 de acuerdo con los resultados del modelo numérico, y los trabajos de interpretación satelital de Ávalos et al., (2014) y Castellazzi (2017). Se muestran las tasas de hundimiento en cm/año.

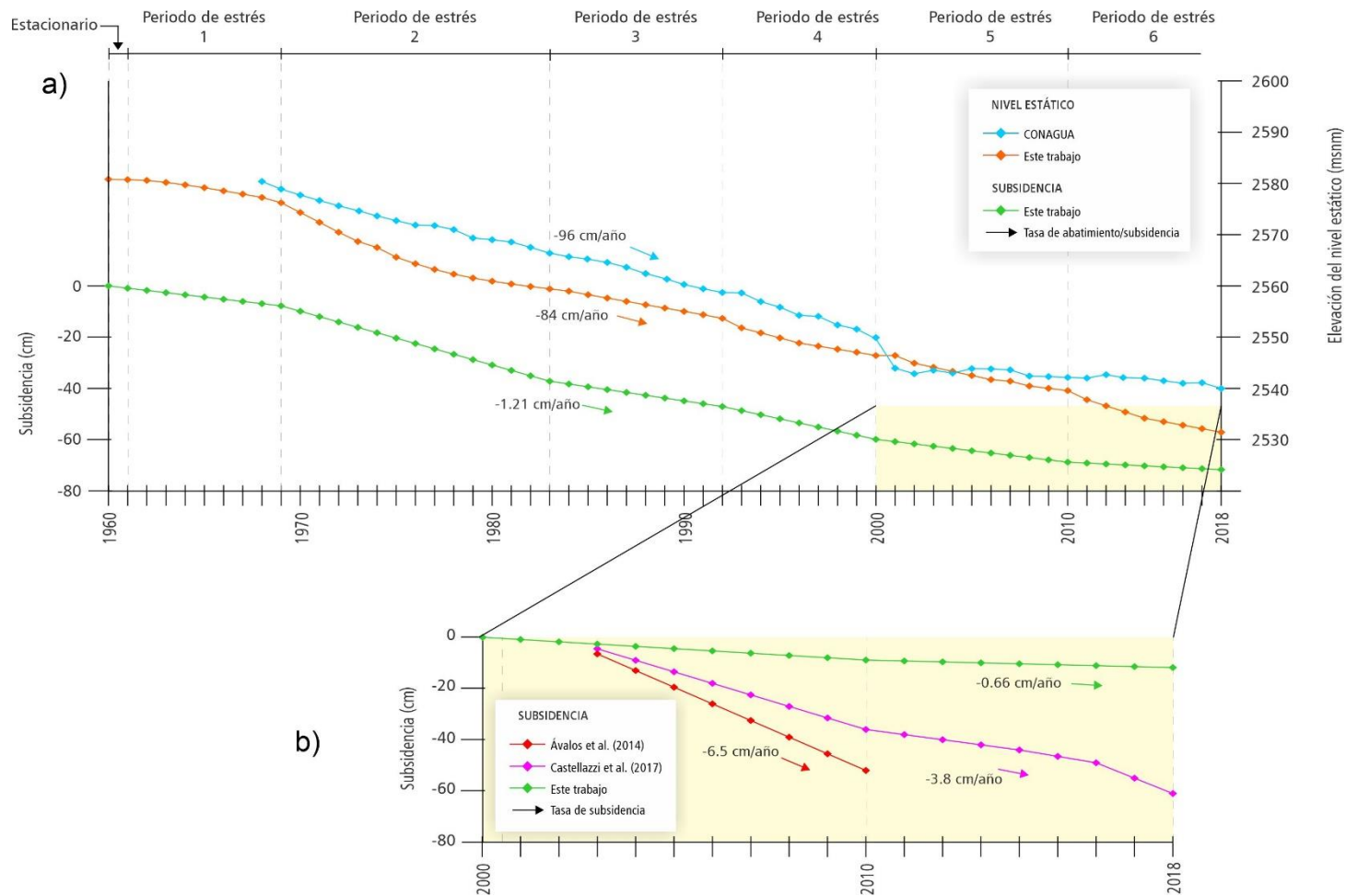


Figura 4.37. a) Elevaciones del nivel en el multipiezómetro PL-205 registradas por la CNA, obtenidas en el modelo numérico y la subsidencia asociada. Se muestran las tasas de abatimiento y subsidencia del periodo 2000-2018, b) Subsistencia acumulada durante el periodo de 2000 al 2018 de acuerdo con los resultados del modelo numérico, y los trabajos de interpretación satelital de Ávalos et al., (2014) y Castellazzi (2017). Se muestran las tasas de hundimiento en cm/año.

4.5.2.6. Sexto periodo de estrés: 2011-2018

En el último periodo de estrés los índices de ajuste de 14 pozos de observación permanecen en el rango con un RMSE de 6.80 y un R^2 0.987 (Figura 4.38). En comparación con las configuraciones piezométricas de los periodos pasados, destaca la formación de un cono de abatimiento en la colonia San Pedro Totoltepec, Santa María Totoltepec y San Mateo Oztzacatipan. En este análisis en particular, resalta la poca coincidencia en la piezometría obtenida con geoestadística y la resultante de modelos numéricos (Figura 4.39). La subsidencia total acumulada para el año 2018 ronda el 1.75 m (Figura 4.41), cuya configuración espacial es equiparable a la estimada por imágenes satelitales para el año 2018 (Figura 4.9).

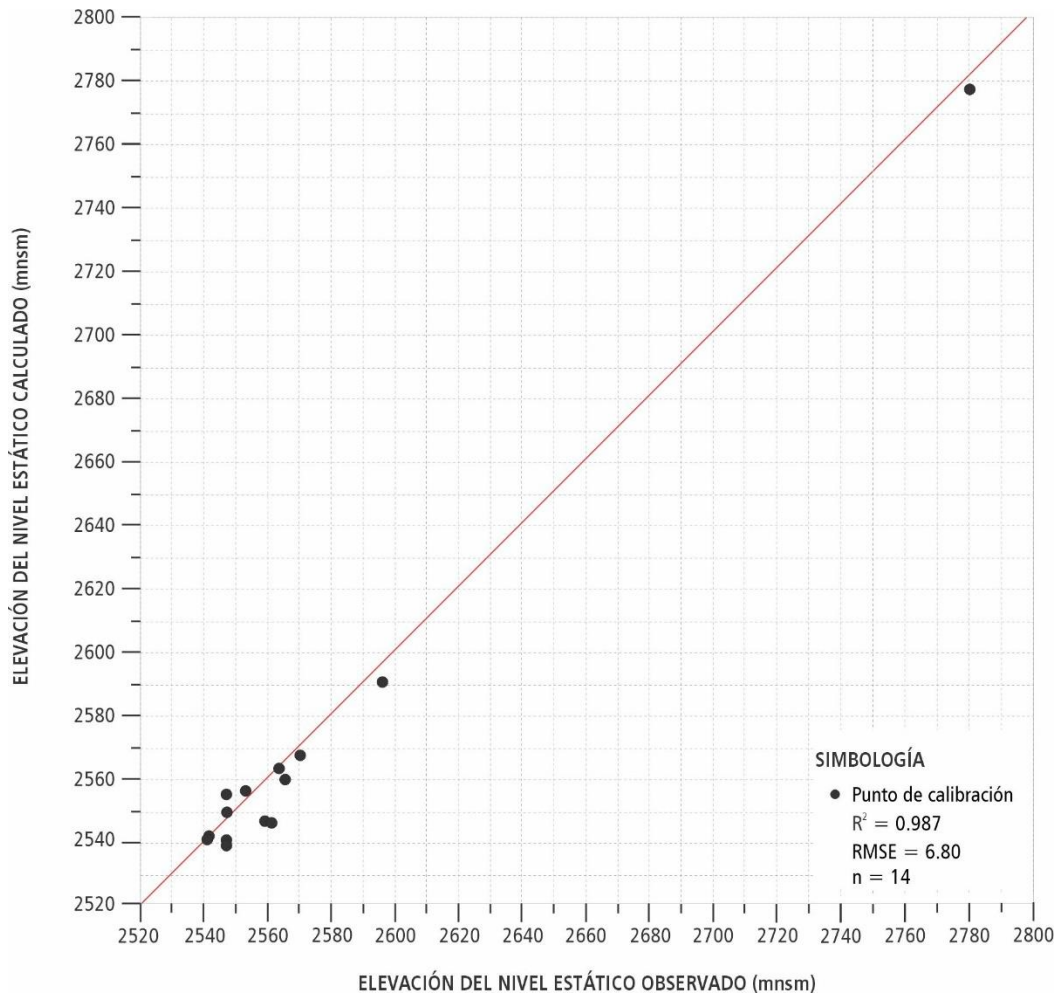


Figura 4.38. Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 6 (2011-2018). Asimismo, se indica la raíz cuadrada del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de determinación R^2 .

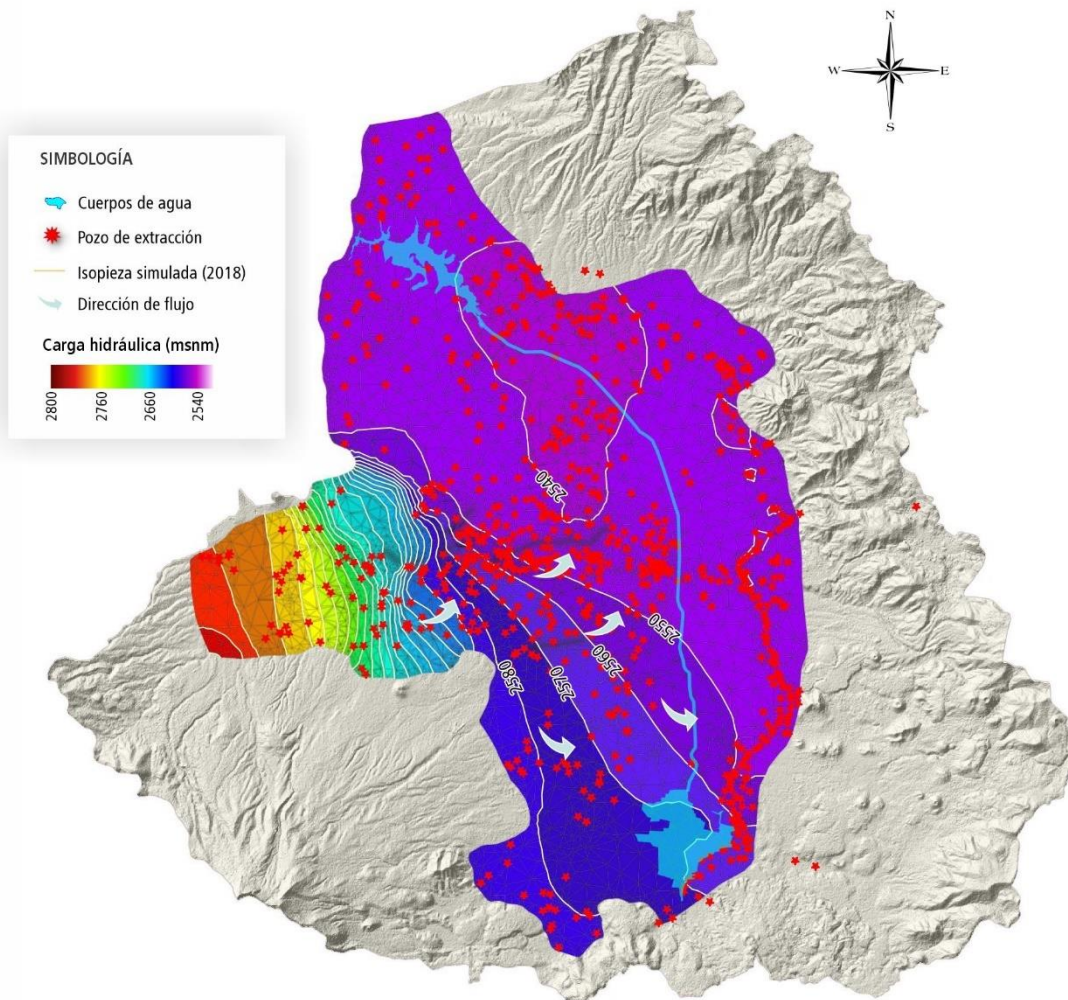


Figura 4.39. Distribución de las elevaciones al nivel estático simuladas en el modelo numérico transitorio para el periodo de estrés de 2011 al 2018.

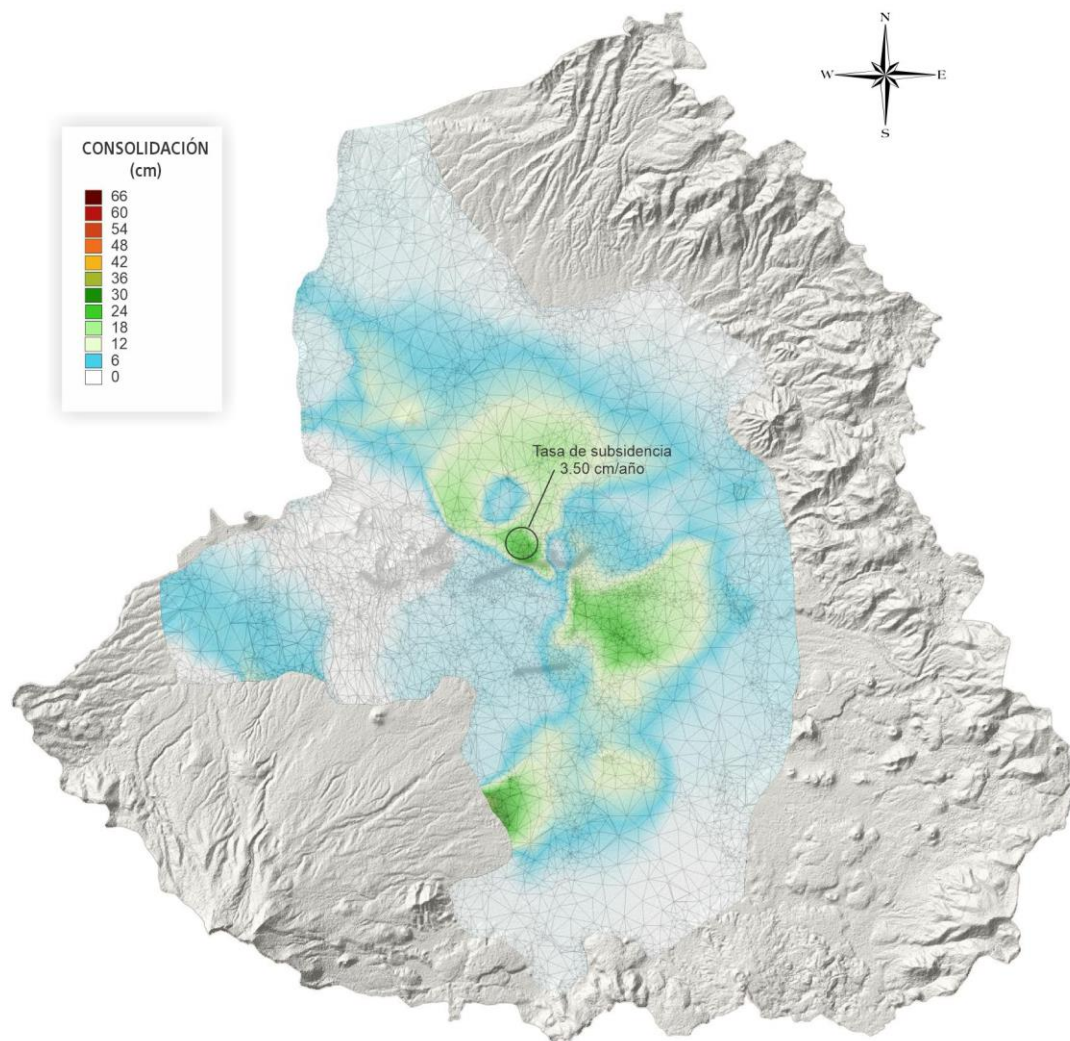


Figura 4.40. Distribución de los desplazamientos verticales durante el periodo de 2011-2018.

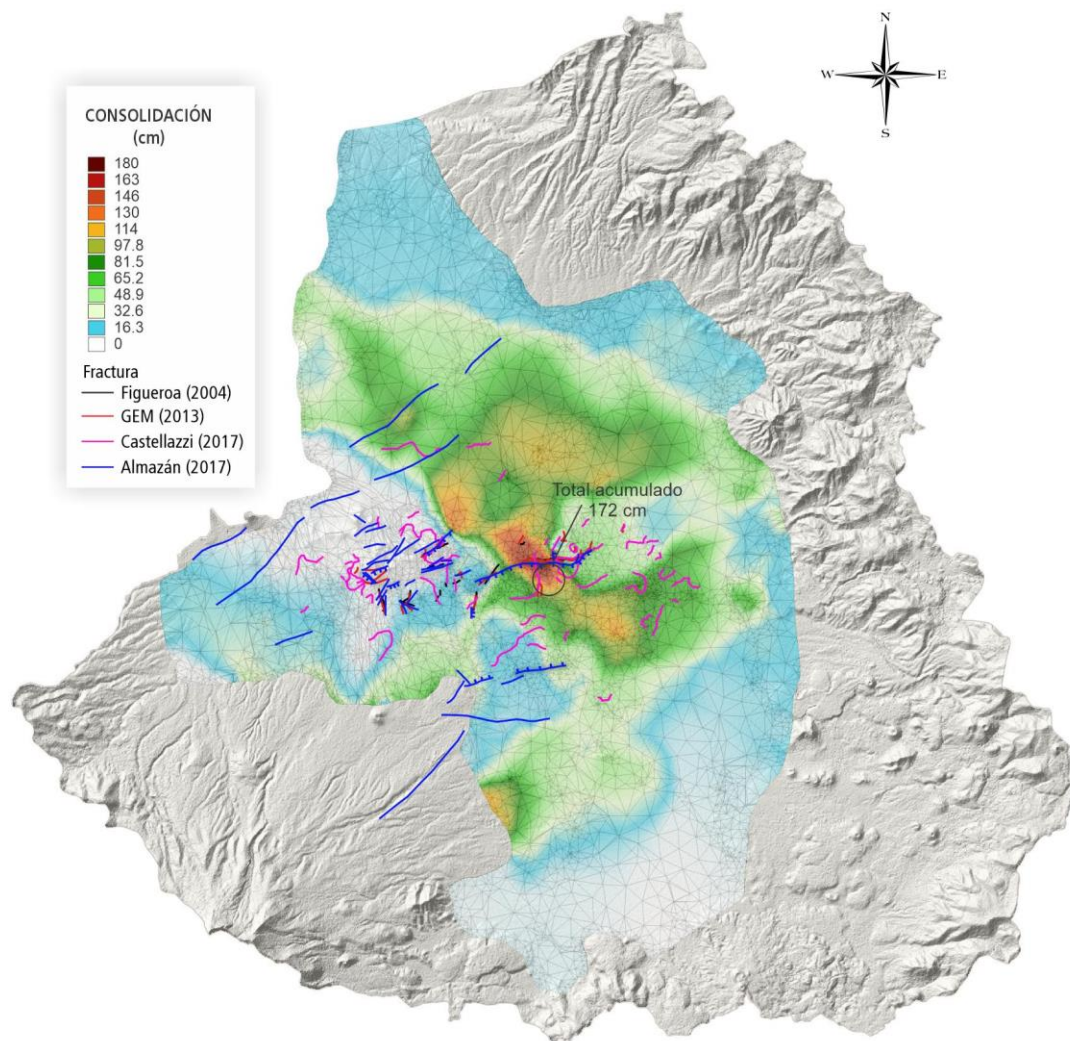


Figura 4.41. Distribución de los desplazamientos verticales acumulados desde el año 1961 hasta el año 2018.

4.6. Limitantes y perspectivas del modelo

En general, la principal incertidumbre en modelos numéricos de flujo reside en la conceptualización geológica tridimensional del sistema, que se atribuye a la falta de información litológica de pozos, o incluso, a la pobre interpretación de los estratos. El caso del Valle de Toluca no es la excepción, ya que, a pesar de que se cuenta con un número de registros litológicos considerable, existen zonas donde la densidad de pozos es baja, especialmente en las zonas afectadas de: San Pedro Totoltepec, el centro de Toluca, y en la parte occidental a las faldas del Nevado de Toluca. El conocimiento de la estructura geológica en tales zonas perfeccionaría el entendimiento de la disposición de las capas acuíferas y los acuitardos que se consolidan. En ese contexto también, se recomienda la implementación de piezómetros particularmente en la zona activa de la fractura Totoltepec, esto con el fin de mejorar la calibración de los modelos de flujo transitorio.

De las entradas y salidas de agua del modelo, se ha estimado un porcentaje de fugas en la red de agua potable del valle de Toluca de hasta 30% (Fonseca *et al.*, 2013), no obstante, este flujo no fue considerado en el modelo debido a que no se tenía conocimiento de las zonas específicas de fugas y caudales. De los volúmenes de extracción, se reconoce incertidumbre en las tasas registradas en los censos de aprovechamientos subterráneos, especialmente en 1983, puesto que, un porcentaje considerable de los volúmenes corresponden a cifras calculadas y no medidas. Por otro lado, la extracción precisa del Sistema Lerma posterior a 1992, es desconocida.

4.7. Conclusiones y recomendaciones

La sobreexplotación de acuíferos y sus efectos, ha sido un área crucial de investigación en las últimas décadas, especialmente aquellos relacionados con los desplazamientos del terreno debido a las visibles afectaciones de viviendas, edificios, carreteras, y vías de comunicación, lo cual, en general, se puede traducir en pérdidas económicas y un factor de riesgo a considerar en la planificación urbana. En este trabajo se investigaron los movimientos tridimensionales del terreno como consecuencia de la dinámica de extracción de agua en el Valle de Toluca a través de la configuración, adaptación y calibración de una serie de modelos numéricos de flujo y deformación, con parámetros hidráulicos y mecánicos dependientes del esfuerzo efectivo.

Para la evaluación del periodo pre-bombeo intenso (1960), se elaboró un modelo quasi-estacionario en el código FEFLOW, cuya extracción se representa por los 75 pozos de extracción pertenecientes a la primera fase del Sistema Lerma. Las entradas y salidas de agua se caracterizaron por condiciones de frontera tipo Neumann para la recarga y extracción, mientras que se aplicaron condiciones tipo Dirichlet para los cuerpos de agua tales como el río Lerma y la Laguna de Almoloya. La simulación numérica da resultados aceptables en los 24 pozos de observación utilizados, alcanzando un *RMSE* de 7.74 y un R^2 de 0.976. Del balance hídrico, las entradas de agua se contabilizan en 123.19 $Mm^3/año$, 11.98 $Mm^3/año$, 112.88 $Mm^3/año$ y 47.545 $Mm^3/año$ para el flanco del Nevado de Toluca, la Sierra de Morelos, la Sierra de las Cruces y la recarga vertical respectivamente. Las salidas las caracteriza el río Lerma, la Laguna de Almoloya, la conexión a Ixtlahuaca y la extracción local con 158.98 $Mm^3/año$, 31.96 $Mm^3/año$, 4.56 $Mm^3/año$ y 102.08 $Mm^3/año$

respectivamente. Uno de los resultados más llamativos del modelo estacionario emerge de la distribución espacial de las conductividades hidráulicas, la cual, se calcula como una función de la distribución de esfuerzos efectivos. En tal sentido, cada capa del modelo numérico contempla una distribución espacial particular de la conductividad hidráulica.

La fase transitoria se evaluó utilizando el plug-in geomecánico PiHMC de la suite FEFLOW, cuyo esquema de resolución se basa en la ecuación fundamental de flujo dependiente del esfuerzo efectivo. En este contexto, el almacenamiento específico se calcula también con base en la distribución del campo de esfuerzos, similar a la conductividad hidráulica. A partir de esta aproximación es posible estimar también los cambios en las porosidades y, por lo tanto, la consolidación. La evolución piezométrica y de deformación de la cuenca durante 1961 a 2018 se evaluó en seis periodos de estrés de acuerdo con los registros piezométricos y censos de extracción. Los resultados de elevaciones al nivel estático y subsidencia se presentan para los años de 1969, 1983, 1992, 2000, 2010 y 2018.

El modelo numérico reproduce correctamente la piezometría regional con valores de RMSE en todos los periodos de estrés comprendidos entre 5.17 y 6.80. Puesto que cada periodo de estrés caracteriza una fase particular de recarga y extracción, tales parámetros varían de un periodo de estrés a otro, no así los módulos elásticos (Coeficiente de tamaño de grano y módulo K) los cuales permanecen constantes con el objetivo de evitar una alteración en las condiciones iniciales de esfuerzos y que se sobreestimara o subestimara la consolidación (Cuadro 4.5). Las entradas al sistema se representaron por la recarga vertical directa, la recarga lateral y los cuerpos de agua superficiales, que van variando conforme el periodo de estrés. Para el caso de la recarga vertical, en los primeros dos periodos de estrés se utilizó la misma malla que en el estado estacionario ya que, el modelo de recarga planteado en el capítulo 3 comienza a partir de 1980, posterior a esta fecha se utiliza la malla correspondiente. La recarga lateral, así como el río Lerma y la Laguna de Almoloya se varía conforme el modelo lo requiere. Las variaciones en la extracción local y de trasvase suponen modificaciones a los censos de extracción y a lo esperado del Sistema Lerma.

En los primeros dos periodos de estrés se obtienen elevaciones al nivel estático y desplazamientos razonables a pesar de que no se tiene valores de calibración para el desplazamiento. No obstante, a partir del tercer periodo de estrés las simulaciones transitorias arrojan resultados de elevaciones al nivel estático por encima de lo registrado en multipiezómetros, mostrando una inusual recuperación de niveles al sureste de la cuenca, así como una tasa de abatimiento menor que la esperada. Por consiguiente, los índices de ajuste se elevan hasta el orden de un RMSE de 20. A partir de lo anterior se infiere que la extracción real es mayor que la registrada tanto local como para trasvase, siendo de mayor importancia ésta última. Para resolver lo anterior, se modificaron los valores de extracción local/trasvase de acuerdo con la tendencia histórica en el valle de Toluca (Cuadro 4.6). Aplicando los volúmenes corregidos de extracción (Cuadro 4.7) en los modelos numéricos, las elevaciones al nivel estático son más similares a las dadas en multipiezómetros. Lo anterior implica un volumen total de extracción de 458.44 Mm³/año en lugar de 257 Mm³/año que se estima de registros.

Cuadro 4.6. *Parámetros modificados para cada simulación estacionaria o transitoria.*

Propiedad	Estacionario	Periodos de estrés del modelo transitorio					
		1	2	3	4	5	6
Coefficiente de tamaño de grano	Si	No	No	No	No	No	No
Módulo K	Si	No	No	No	No	No	No
Río Lerma y laguna de Almoloya	Si	No	Si	Si	No	No	No
Recarga vertical	Si	No	No	Si	Si	Si	Si
Recarga lateral	Si	No	Si	Si	No	Si	No
Extracción Lerma*	Si	No	No	Si	Si	Si	Si
Extracción local*	Si	No	No	Si	Si	Si	Si

Nota: En el periodo estacionario todos los valores se modifican porque es el punto de partida del modelo. Posteriormente, “Si” o “No” significan modificaciones con respecto al periodo anterior

*En la extracción Lerma y local, “Si” y “No” significan modificaciones al censo de aprovechamiento s correspondiente y al volumen de extracción estipulado en el trabajo de Torres (2014).

Cuadro 4.7. Comparación de la extracción modificada y sin modificar para cada periodo de estrés.

Tipo de extracción	1969	1983	1992	2000	2010	2018
<i>Valores sin modificar</i>						
Local	51.27	157.03	125.28	121.32	118.02	159.80
Trasvase	248.43	286.66	138.50	138.50	118.51	97.89
Total	299.70	443.69	263.78	259.83	236.53	257.69
<i>Valores modificados</i>						
Local	51.27	157.03	130.12	164.96	195.49	224.71
Trasvase	248.43	286.66	258.28	257.22	246.97	233.73
Total	299.70	443.69	388.40	422.19	442.46	458.44

La evolución piezométrica en general, muestra retracción de isopiezas en áreas del corredor industrial, colonias San Pedro Totoltepec, Santa Ana Tlalpaltitlán que se atribuyen al aumento progresivo de la extracción para consumo del valle de Toluca. El nivel de abatimiento en tales zonas ronda los 60 m. En el mismo contexto, la operación del Sistema Lerma induce descensos piezométricos importantes al sureste y este de la cuenca. Los valores de subsidencia acumulada rondan los 175 cm para el corredor industrial y colonias aledañas.

4.8. Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Autónoma del Estado de México por el soporte brindado para esta investigación. Al M. Sc. Alejandro Lasarte y al grupo DHI por la licencia del software FEFLOW para el desarrollo de esta tesis doctoral. Al M.C. Manuel Ligonio por su valioso apoyo en la concepción del modelo geomecánico. Al Dr. Fernando Velasco por las facilidades otorgadas durante las estancias realizadas en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL.

4.9. Referencias

- Almazán, A., 2017, Peligros geológicos por fallas y grietas en la Zona Metropolitana del Valle de Toluca con base en un estudio morfoestructural. Toluca, México. Universidad Autónoma del Estado de México, Tesis de licenciatura, 110 p.
- Anderson, M., Woessner, W., y Hunt, R., 2015, Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport Second Edition (2nd). Elsevier. 533 p.

- Ariel y Consultores, Estudio de Simulación Hidrodinámica y Diseño Óptimo de las Redes de Observación de los acuíferos de Calera, San Luis Potosí y Toluca (Tomo 3: Acuífero de Toluca), 1996, CNA (Comisión Nacional del Agua) México, D.F., Unitecnia 308.
- Arroyo, N., 2016, Distribución espacial y evaluación temporal del proceso de consolidación del terreno por la sobreexplotación del agua subterránea. Toluca, México. Universidad Autónoma del Estado de México, Tesis doctoral, 206 p.
- Bear, J., y Corapcioglu, Y., 1981, Mathematical Model for Regional Land Subsidence Due to Pumping 1. Aquifer Subsidence Equations Based on Vertical Displacement Only: *Water Resources Research*, 17(4), 937-946. doi: 10.1029/WR017i004p00937
- Berkowitz, 2002, Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review: *Advances in Water Resources*, 25(8-12), 861-884. doi: 10.1016/s0309-1708(02)00042-8
- Bern, M., y Plassmann, P., 2000, Mesh generation. En Sack, J., Urrutia, J., 2000, *Handbook of Computational Geometry*, 291-332. Elsevier Science B.V.
- Biot, M., 1941, General theory of three-dimensional consolidation: *Journal of Applied Physics*, 2(2), 155-164.
- Calderhead, A., Martel, R., Garfias, J., Rivera, A., y Therrien, R., 2010a, Pumping effects on land subsidence in the Toluca Valley, Mexico. *Land Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development (Proceedings of EISOLS 2010, Querétaro, Mexico, 17–22 October 2010)*. IAHS Publ. 339.
- Calderhead, A., Therrien, R., Rivera, A., Martel, R., y Garfias, J., 2011, Simulating pumping-induced regional land subsidence with the use of InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico: *Advances in Water Resources*, 34, 83-97. doi: 10.1016/j.advwatres.2010.09.017
- Castellazzi, P., Garfias, J., Martel, R., Brouard, C., y Rivera, A., 2017, InSAR to support sustainable urbanization over compacting aquifers: The case of Toluca Valley, Mexico: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 63, 33-44. doi: 10.1016/j.jag.2017.06.011
- Ceccatelli, M., Del Soldato, M., Solari, L., Fanti, R., Mannori, G., y Castelli, F., 2021, Numerical modelling of land subsidence related to groundwater withdrawal in the Firenze-Prato-Pistoia basin (central Italy): *Hydrogeology Journal*, 29, 629-649. doi: 10.1007/s10040-020-02255-2
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral, E., y Amelung, F., 2014, Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series: *Remote Sensing of Environment*, 140, 94-106. doi: 10.1016/j.rse.2013.08.038
- CHCVM, 1970, SRH. Los acuíferos del Alto Lerma. Pub. No. 7 de 1970.
- Dávila, N., Madrigal, D., Exposito, J., y Antonio, X., 2014, Multi-temporal Analysis of Land Subsidence in Toluca Valley (Mexico) through a Combination of Persistent Scatterer Interferometry (PSI) and Historical Piezometric Data: *Advances in Remote Sensing*, 3, 49-60. doi: 10.1236/ars.2014.32005

- Deming, D., 2002, Introduction to hydrogeology (1st). McGraw-Hill College. 468 p.
- Diersch, H., 2014, FEFLOW, Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer. 1080 p.
- Doherty, J., 2015, Calibration and Uncertainty Analysis for Complex Environmental Models. PEST: complete theory and what it means for modelling the real world. 1st ed. Watermark Numerical Computing.
- Dong, L., Xu, H., Fan, P., y Wu, Z., 2021, On the experimental determination of Poisson's ratio for intact rocks and its variation as deformation develops: Advances in Civil Engineering. doi: 10.1155/2021/8843056
- Ezquerro, P., Guardiola, C., Herrera, G., Fernández, J., Béjar, M., y Boní, R., 2017, Groundwater and Subsidence Modeling Combining Geological and Multi-Satellite SAR Data over the Alto Guadalentín Aquifer (SE Spain): Geofluids. doi: 10.1155/2017/1359325
- Figuroa Vega, G., 2004, El agrietamiento de la ciudad de Toluca. Informe preparado a solicitud del Gobierno del estado de México, 27 p.
- Franke, O., y Reilly, T., 1987, The effects of boundary conditions on the steady-state response of three hypothetical ground-water systems-Results and implications of numerical experiments: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2315, 19 p.
- Franke, O., Reilly, T., y Bennett, G., 1987, Definition of boundary and initial conditions in the analysis of saturated ground-water flow systems-An introduction: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations 3-B5, 15 p.
- Freeze, R., y Cherry, J., 1979, Groundwater. Prentice Hall, NJ. 624 p.
- Galloway, D., y Burbey, T., 2011, Review: Regional land subsidence accompanying groundwater extraction: Hydrogeology Journal, 19, 1459-1486. doi: 10.1007/s10040-011-0775-5
- Galloway, D., Erkens, G., Kuniatsky, E., y Rowland, J., 2016, Preface: Land subsidence processes: Hydrogeology Journal, 24, 547-550. doi: 10.1007/s10040-016-1386-y
- GEM, Gobierno del Estado de México, 2019, Atlas de Riesgos municipio de Toluca 2019-2021: Gaceta Municipal Semanal, 36 p.
- González, L., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C., 2002, Ingeniería Geológica. Madrid, España. Pearson Educación. 744 p.
- Helm, D., 1986, COMPAC: a field-tested model to simulate and predict subsidence due to fluid withdrawal: Australian Geomechanics Computing Newsletter, 10, 18-20.
- Hoffmann, J., Leake, S., Galloway, D., y Wilson, A., 2003, MODFLOW-2000 ground-water model—user guide to the subsidence and aquifer- system compaction (SUB) package, USGS Open-File Rep 03-233, U.S. Geological Survey, Reston, VA, <http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-233/>.

- Hung, W., Hwang, C., Liou, J., Lin, Y., y Yang, H., 2012, Modeling aquifer-system compaction and predicting land subsidence in central Taiwan: *Engineering Geology*, 147, 78-90. doi: 10.1016/j.enggeo.2012.07.018
- IMTA, 2003, Censo de utilización del agua en el Valle de Toluca: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Jinghong, W., Caineng, Z., Jiuqiang, J., y Rukai, Z., 2011, Characteristics and controlling factors of fractures in igneous rock reservoirs: *Petroleum Exploration and Development*, 38(6), 708-715.
- Johnson, A., 1967, Specific Yield – Compilation of specific yields for various materials: Geological survey water-supply paper 1662-D.
- Kang, D., y Li, J., 2015, 3-D land subsidence simulation using the NDIS package for MODFLOW: *Proc. IAHS*, 372, 437-442. doi: 10.5194/piahs-372-437-2015
- Leake, S., y Galloway, D., 2007, MODFLOW ground-water model—user guide to the subsidence and aquifer-system compaction package (SUB-WT) for water-table aquifers,” USGS Tech and Methods Rep 6–A23, U.S. Geological Survey, Reston, VA. <http://pubs.usgs.gov/tm/2007/06A23/>.
- Leake, S., y Prudic, D., 1991, Documentation of a computer program to simulate aquifer-system compaction using the modular finite-difference ground-water flow model, USGS Tech Water-Resour Inv, U.S. Geological Survey, Reston, VA. Book 6, Chap. A2, <http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a2/>.
- López, M., 2019, Cartografía geológico-ambiental de los volcanes de la zona centro de Toluca con énfasis en controles estructurales y su influencia en las características hidrogeológicas del área. Universidad Autónoma del Estado de México, Tesis de licenciatura, 155 p.
- Macías, J., Arce, J., García, P., Siebe, C., Espindola, J., Komorowski, J., y Scott, K., 1997, Late Pleistocene– Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico. En: Link, K.P., Kowallis, B.J. (Eds.), *Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology*, Utah, Nevada, southern Idaho and Central Mexico. Brigham Young University, *Geology Studies*, 42, 493–528.
- Mahmoudpour, M., Khamhechyan, M., Reza, M., y Reza, M., 2016, Numerical simulation and prediction of regional land subsidence caused by groundwater exploitation in the southwest plain of Tehran, Iran: *Engineering Geology*, 201, 6-28. doi: 10.1016/j.enggeo.2015.12.004
- Martín del Campo, M., Esteller, M., Expósito, J., y Hirata, R., 2014, Impacts of urbanization on groundwater hydrodynamics and hydrochemistry of the Toluca Valley aquifer (Mexico): *Environmental Monitoring and Assessment*, 186, 2979-2999. doi: 10.1007/s10661-013-3595-3
- MIKE, 2021, FEFLOW Hydromechanical Coupling Plugin, Reference and User Manual.

- Murillo, H., 2008, Análisis de los agrietamientos y subsidencia en el Valle de Toluca y su interrelación con la sobreexplotación del agua subterránea. Toluca, México. Universidad Autónoma del Estado de México, Tesis de licenciatura.
- Neuzil, C., 2003, Hydromechanical coupling in geologic processes: *Hydrogeology Journal*, 11, 41-83. doi: 10.1007/s10040-002-0230-8
- Preisig, G., Cornaton, F., y Perrochet, P., 2011, Regional flow simulation in fractured aquifers using Stress-Dependent parameters: *Ground Water*, 50(3), 376-385. doi: 10.1111/j.1745-6584.2011.00853.x
- Preisig, G., Cornaton, F., y Perrochet, P., 2013, Regional flow and deformation analysis of basin-fill aquifer systems using stress-dependent parameters: *Ground Water*, 52(1), 125-135. doi: 10.1111/gwat.12034
- Rashvand, M., Li, J., y Liu, Y., 2019, Coupled stress-dependent groundwater flow-deformation model to predict land subsidence in basins with highly compressible deposits: *Hydrology*, 6 (3), 1-17. doi: 10.3390/hydrology6030078
- Reilly, T., y Harbaugh, A., 2004, Guidelines for evaluating ground-water flow models: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5038, 30 p.
- Sheets, R., Hill, M., Haitjema, H., Provost, A., y Masterson, J., 2015, Simulation of Water-Table Aquifers Using Specified Saturated Thickness: *Groundwater*, 53(1), 151-157. doi: 10.1111/gwat.12164
- Terzaghi, K., 1925, Principles of soil mechanics: IV; settlement and consolidation of clay: *Erdbaummechanik*, 95(3), 874-878.
- Terzaghi, K., 1943, Theoretical soil mechanics: John Wiley & Sons, Inc., New York, 588 p.
- Torres, L., 2014, Sistema Lerma: Una Visión Política en la Gestión Pública del agua, ¿solución Estatal o Federal?: Instituto de Administración Pública del Estado de México, A.C., Toluca, Estado de México. 281 p.
- Ye, S., Luo, Y., Wu, J., Yan, X., Wang, H., Jiao, X., y Teatini, P., 2016, Three-dimensional numerical modeling of land subsidence in Shanghai, China: *Hydrogeology Journal*, 24, 695-709. doi: 10.1007/s10040-016-1382-2
- Ye, S., Franceschini, A., Zhang, Y., Janna, C., Gong, X., Yu, J., y Teatini, P., 2018, A novel approach to model earth fissure caused by extensive aquifer exploitation and its application to the Wuxi case, China: *Water Resources Research*, 54. doi: 10.1002/2017WR021872
- Zhang, Y., Wu, J., Xue, Y., y Wang, Z., 2017, Fully coupled three-dimensional nonlinear numerical simulation of pumping-induced land movement: *Environmental Earth Sciences*, 76(552). 10.1007/s12665-017-6891-3
- Zhu, L., Franceschini, A., Gong, H., Ferronato, M., Dai, Z., Ke, Y., Pan, Y., Li, X., Wang, R., y Teatini, P., 2020, The 3-D Facies and Geomechanical Modeling of Land Subsidence in the Chaobai Plain, Beijing: *Water Resources Research*, 54. doi: 10.1029/2019WR02

CAPÍTULO 5

Manejo integral de la cuenca del Valle de Toluca y sus efectos en la subsidencia

Integral management of the Toluca valley basin and its effects on subsidence

Cecilia **Rodríguez-Campero**^{1*}, Jaime **Garfias**¹, Richard **Martel**²,
Ignacio **Navarro-de León**³

¹ Instituto Interamericano de Tecnología y Ciencias del Agua (IITCA), Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, 50130, Edo. México, México.

² Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Quebec, QC G1K 9A9, Canadá.

³ Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT-UANL), Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, 67700, Nuevo León, México.

*cecilia.campero@outlook.com

Resumen

Los modelos numéricos constituyen una herramienta útil para la gestión integral de cuencas, siendo la principal ventaja la posibilidad de evaluar diversos escenarios y los efectos asociados. El objetivo de este trabajo es analizar las variaciones piezométricas y de subsidencia en la cuenca del valle de Toluca a través de cinco potenciales escenarios donde se combinan cambios en la recarga vertical, la extracción para uso dentro de la cuenca y la extracción para exportación a la cuenca del valle de México. Los modelos numéricos toman como referencia un periodo histórico calibrado comprendido de 1960 hasta el 2018, posteriormente, se inciden las condiciones correspondientes para obtener datos hasta el año 2050. Los resultados exhiben similitudes en los patrones de abatimiento piezométrico, los cuales alcanzan una magnitud de 120 m en el corredor industrial durante el lapso 1960-2050 en el caso más desfavorable de extracción. La extracción local se posiciona como factor principal en los descensos piezométricos, mientras que la exportación a otras cuencas tiene

un efecto limitado. En términos de la subsidencia, los desplazamientos se ubican en el rango de 2 m hasta 2.51 m afectando las áreas del corredor industrial, san Mateo Atenco y el noreste de la cuenca.

ABSTRACT

Numerical models are a tool for integrated watershed management with multiple advantages, the main one being the possibility of evaluating various scenarios and the associated effects. The objective of this work is to analyze piezometric and subsidence variations in the Toluca valley basin through five potential scenarios where changes in vertical recharge, water extraction within the basin and groundwater export to the Valley basin of Mexico are combined. The numerical models use as a reference the calibrated historical period from 1960 to 2018, then the various conditions are tested to obtain data until 2050. The results show similarities in groundwater drawdown patterns, which reach a magnitude of 120 m in the industrial corridor during the period 1960-2050 in the most unfavorable case of water extraction. Local groundwater extraction is a major factor in piezometric declines, while water export to other basins has a limited effect. In terms of subsidence, the ground displacements are in the range of 2 m to 2.51 m affecting the areas of the industrial corridor, San Mateo Atenco and the northeast of the basin.

5.1. Introducción

El aprovechamiento de recursos hídricos subterráneos sugiere una alternativa de suministro en cuencas con una baja precipitación acompañado de una alta demanda. Actualmente, la extracción de agua subterránea constituye en muchas ciudades alrededor del mundo, la fuente principal de abastecimiento hídrico, incluso, su práctica, impulsa el crecimiento económico y social (Asmael *et al.*, 2015). A este respecto, es de esperarse que la demanda hídrica aumente paralelamente con el desarrollo industrial y el crecimiento urbano. Lo anterior, se manifiesta en pronunciados abatimientos de los niveles de agua subterránea en zonas específicas, así como desplazamientos del terreno si las condiciones geológicas e hidrogeológicas lo permiten.

Se estima que para el año 2050, la población mundial alcanzará los 9,700 millones de personas, acompañado de una aguda escasez de agua potable. Por tal motivo, se requieren acciones inmediatas que contribuyan a la mitigación de los problemas actuales y futuros en temas del agua, considerando las tendencias de extracción subterránea y el cambio climático. Una gestión consciente de cuencas apunta a la sostenibilidad, donde se optimice y garantice el abastecimiento de agua, además de minimizar los efectos relacionados con la extracción subterránea, tales como la sobreextracción y subsidencia. La implementación de tal enfoque integral demanda un vasto entendimiento de todos los factores involucrados en la gestión tales como el medio geológico, las tendencias históricas del crecimiento de población, la extracción del agua subterránea y la recarga, así como el planteamiento de proyecciones a futuro.

Entre las herramientas utilizadas para la gestión de cuencas, destacan los modelos numéricos debido a su capacidad predictiva, ya que ofrecen la posibilidad de manipular, plantear y probar escenarios futuros (Anderson *et al.*, 2015). Tal posibilidad enmarca un factor clave en la planeación de las estrategias de extracción y la toma de decisiones de las entidades correspondientes. A este respecto, los modelos numéricos sugieren herramientas útiles para el entendimiento del funcionamiento de un sistema acuífero, las relaciones entre la dinámica de extracción y sus efectos.

La cuenca del Valle de Toluca, en particular, destaca por su estratégica ubicación geográfica en el centro del país. La cercanía con la capital del país ha beneficiado en el desarrollo de una de las principales zonas industriales del país, a la par que constituye una importante zona metropolitana. El abastecimiento de agua en la cuenca del valle de Toluca se logra, en mayor medida, por la extracción de recursos subterráneos del sistema acuífero. El bombeo en el acuífero del valle de Toluca se inició en la década de 1950 con la apertura del Sistema Lerma para exportar alrededor de 1.6 m³/s al Valle de México (Torres, 2014). Este volumen de extracción iría en aumento, a medida que se extendía el Sistema Lerma y las necesidades hídricas de la región. Hoy en día, existen más de 1,000 pozos de extracción utilizados para fines domésticos, agrícolas, industriales y de exportación al Valle de México, cuya extracción total ronda los 460 Mm³/año. Esta dinámica de extracción se expresa en marcados descensos piezométricos acumulados desde 1960, que fluctúa los 60 metros en el corredor industrial de Toluca.

Asociado al intenso bombeo y los declives en las elevaciones del nivel estático, estudios previos han concluido que existe un proceso activo de subsidencia que afecta particularmente el corredor industrial de Toluca y colonias aledañas (Calderhead *et al.*, 2010; Castellazi *et al.*, 2017). Tal proceso de subsidencia se relaciona también con la compleja disposición geológica, presentándose rocas volcánicas dispuestas en los bordes y parte central de la cuenca, además de estratos de arcillas altamente compresibles. Éstas últimas, en especial, representan el medio susceptible a consolidación ante los descensos del nivel estático. En tal sentido, una estrategia de gestión sostenible para el Valle de Toluca requiere la evaluación y proyección de las elevaciones del nivel estático, la recarga y las extracciones.

De acuerdo con las proyecciones del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) 2021, se espera que en México la precipitación disminuya entre un 3.8% y un 10.8%. La temperatura media, por su parte, exhibirá un incremento de 1.4°C a 3.6°C. Tomando como referencia las proyecciones de crecimiento en la población para el centro de México (Mendoza *et al.*, 2019a), se espera un crecimiento de la mancha urbana de un 8% para el mejor caso, 40% para el caso promedio y 66% para el peor caso. Con estos datos y un balance de humedad del suelo planteado en el capítulo 3, se prevé un descenso en la recarga de un 16.6%, 20% y 22.6% para el mejor, moderado y peor caso, respectivamente.

El presente objetivo de este capítulo es evaluar el comportamiento del sistema acuífero en términos de piezometría, patrones de flujo y evolución de los movimientos del terreno en el Valle de Toluca de acuerdo con probables escenarios de recarga y extracción. Tales escenarios se plantean con base en las tendencias climáticas globales y los patrones históricos de extracción de agua subterránea. Los resultados alcanzados servirán como base en la planeación de estrategias de ordenamiento territorial, ubicación de aprovechamientos subterráneos, así como los volúmenes probables de extracción.

5.1.1. Área de estudio

La cuenca del valle de Toluca se localiza al centro de México, abarcando una extensión aproximada de 2,100 km² y a una altitud promedio de 2,570 msnm. En el contexto geológico, la cuenca se delimita por estructuras volcánicas tales como el volcán Nevado de Toluca (4560 msnm) en el flanco suroeste, y la Sierra de las Cruces (3,000 msnm) al este. La base estratigráfica está constituida por basaltos, andesitas y dacitas, sobreyacidas por depósitos piroclásticos de lahares, cenizas y pómez, que afloran al pie de las sierras (Macías *et al.*, 1997). En parte superior se depositan sedimentos granulares de origen aluvial y lacustre, que se interdigitan con materiales de origen volcánico. En vista de ello, el modelo conceptual del sistema acuífero se compone de una unidad inferior de rocas volcánicas fracturadas y una unidad acuífera superior de tipo granular (CONAGUA, 2015).

5.2. Materiales y métodos

En esta sección se presenta la base geológica que integra el modelo numérico y la configuración de las condiciones de frontera. Asimismo, se describen los parámetros utilizados en el planteamiento de los probables escenarios futuros, cuyas variables son: La recarga en función del crecimiento de la mancha urbana y cambio climático, la recarga lateral, la extracción de agua subterránea para uso del valle de Toluca (Local) y la extracción de agua subterránea para trasvase al Valle de México.

5.2.1. Modelo geológico estructural

Se tomó como referencia el modelo geológico tridimensional construido a partir de las columnas estratigráficas registradas en 260 pozos en el Valle de Toluca (Figura 5.1a) y secciones transversales expuestas en la literatura. La extensión horizontal del modelo es de 955.02 km² y está delimitado por el contacto entre el acuífero granular y fracturado, a fin de tener mayor control en las zonas con poca información. El límite superior está dado por la topografía, mientras que, el límite inferior se sitúa a 2300 msnm, de acuerdo con las profundidades máximas reportadas en los cortes litológicos. La interpolación de contactos litológicos dio lugar a un modelo geológico de 13 capas y 5 tipos de materiales (Figura 5.1b).

5.2.2. Discretización espacial y temporal del modelo numérico

Con el objetivo de adaptar el modelo geológico a un entorno numérico, se creó una malla tridimensional no estructurada de elementos finitos compuesta por 88,942 nodos y 154,440 prismas triangulares (Figura 5.1c). Asimismo, con el fin de disminuir la carga computacional, el lapso total de análisis que abarca desde 2018 hasta el 2050 se dividió en tres periodos de estrés que cubren de 2018-2030, 2031-2040 y 2041-2050. En este sentido, los resultados de flujo y deformación caracterizan las condiciones iniciales del siguiente periodo de estrés. Para evitar oscilaciones en las elevaciones del nivel estático que impidan la convergencia de la solución, los periodos de estrés se subdividieron en pasos de tiempo. Cada paso de tiempo tiene una duración variable y ajustada automáticamente de acuerdo con la variación de carga hidráulica entre pasos de tiempo (Cuadro 5.1).

Cuadro 5.1. *Calendario de los periodos de estrés utilizados en el modelo transitorio de flujo subterráneo.*

Periodo de estrés	Tiempo (días)	Tiempo (años)	Inicio	Final
1	4382	12	2018	2030
2	3652	9	2031	2040
3	3651	9	2041	2050

5.2.3. Condiciones de frontera

5.2.3.1 Recarga lateral y cuerpos de agua superficiales

Las condiciones de frontera del modelo numérico se refieren a las entradas y salidas de agua en el sistema. En este contexto se distinguen la recarga lateral proveniente de las serranías, y la incidida por cuerpos de agua. Se consideró la recarga lateral proveniente de la Sierra de las Cruces, el Nevado de Toluca y la zona sur del modelo, la cual, se asignó como tipo Neumann. Cada flanco de recarga horizontal se subdividió en sectores con semejanza litológica e igual gradiente hidráulico. A este respecto, se identificaron 4, 4 y 2 secciones para los flancos del Nevado de Toluca, la Sierra de las Cruces y el sur del modelo.

Los volúmenes se estimaron a partir del gradiente hidráulico y el promedio aritmético de conductividades hidráulicas, y las cuales, son consistentes con los utilizados en el modelo histórico planteado en el capítulo 4. En el caso de la recarga por cuerpos de agua tal como la laguna de Almoloya del Río, se asignó una condición tipo Dirichlet.

5.2.3.2 Recarga vertical

En la aplicación de la recarga se distinguen los ingresos laterales de forma constante para todos los escenarios, y la recarga vertical distribuida espacialmente. Los flujos laterales son calculados por segmentos, de acuerdo con la conductividad hidráulica promedio y el gradiente hidráulico de cada sección. Para el caso de la recarga vertical, se utilizó el código SWB2 para balance de humedad del suelo, que interpreta el exceso de humedad del suelo fuera de la zona radicular como recarga potencial. En tal sentido, los posibles escenarios de recarga futura integran las predicciones de precipitación y temperatura del IPCC (2021), así como la extensión de la mancha urbana, con base en proyecciones de la población (Mendoza *et al.*, 2019a).

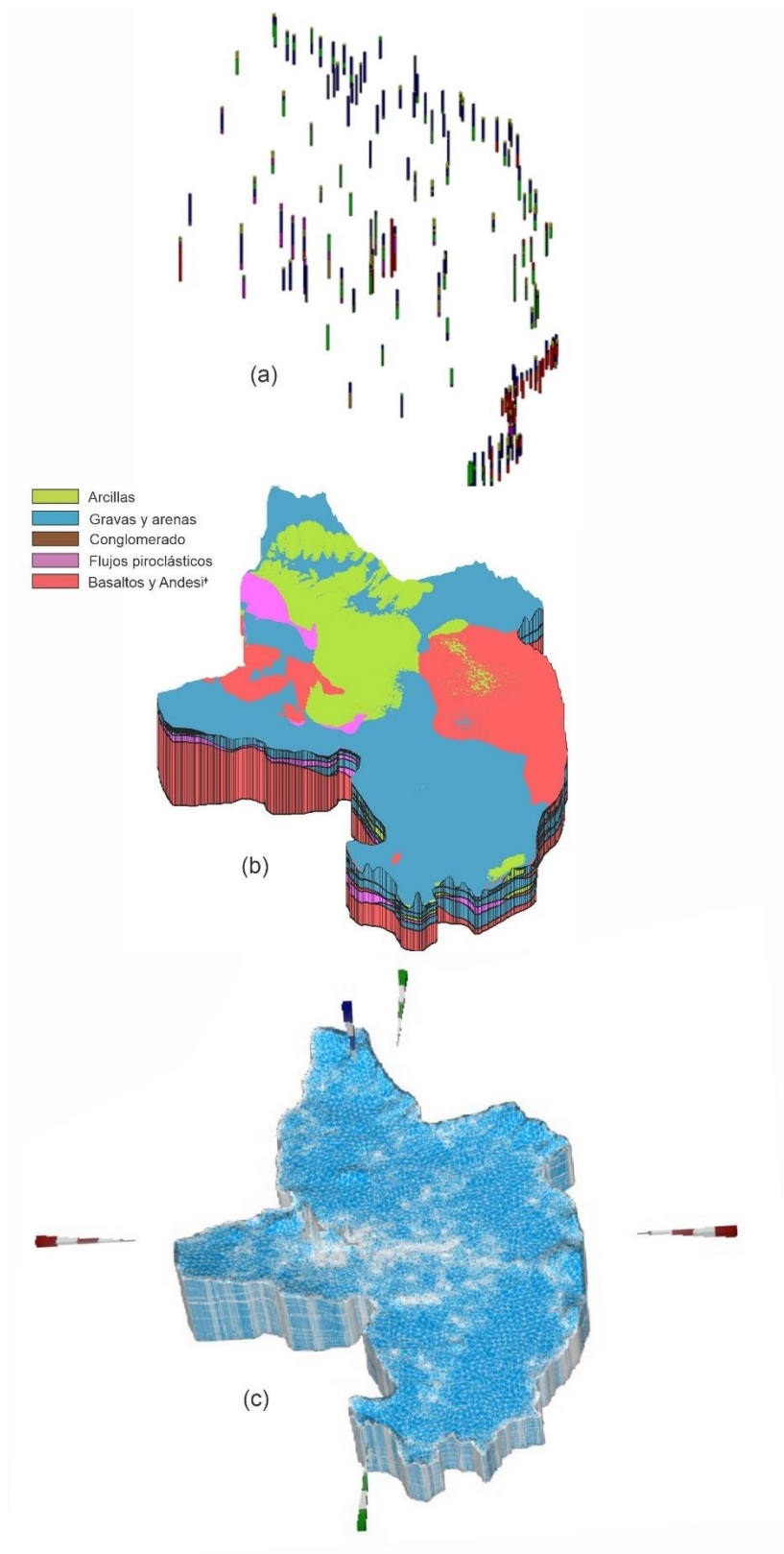


Figura 5.1. Construcción del modelo numérico del acuífero del Valle de Toluca; a) Columnas litológicas, b) Modelo geológico tridimensional, c) Malla de elementos finitos.

5.2.3.3 Pozos de extracción

Los pozos de extracción se interpretaron en el modelo numérico como condición tipo Neumann. La ubicación de los aprovechamientos toma como base los utilizados en el último periodo de estrés histórico (2001-2018). En tal sentido, el número y ubicación de pozos de bombeo permanece constante en los periodos de estrés proyectados, así como en los escenarios analizados. No obstante, el valor de extracción de cada pozo varía conforme a lo estipulado en el escenario correspondiente.

5.2.4. Proyecciones de las tasas de extracción

La extracción en el Valle de Toluca se dividió en volumen para consumo local y volumen para trasvase al Valle de México, en ambos casos se plantean tres proyecciones: Mejor caso, caso promedio y peor caso (Cuadro 5.2). Las extracciones destinadas para consumo local toman como base una proyección lineal a partir de los volúmenes históricos (1960-2018), que corresponden al caso promedio, para el mejor caso se contempla una disminución del 10% de la proyección lineal y para el peor caso se agrega un 20% de la extracción. En el volumen de exportación al Valle de México se considera que permanece constante la tasa de trasvase en el caso promedio, para el mejor caso se aplica una disminución del 50% y para el peor caso un aumento del 10%.

5.2.5. Combinación de escenarios probables

Con el fin de evaluar la subsidencia del terreno, a partir de integrar los elementos de recarga y bombeo en diversas circunstancias, se propusieron cinco escenarios probables. La estructura de los escenarios constituye una combinación de casos favorables, promedio y desfavorables de las variables (Cuadro 5.3). El escenario 1 representa el promedio esperado, con un trasvase al Valle de México que sigue la tendencia lineal histórica, al igual que la extracción para fines locales, la recarga asignada es resultado de un promedio de las precipitaciones y la temperatura. En los escenarios 2 y 3, el volumen de exportación se mantiene en el promedio esperado, la diferencia radica en que el escenario 2 considera un aumento del 20% en la extracción local, así como la recarga más baja de acuerdo con las predicciones climáticas.

Por su parte, en el escenario 3, se estima una disminución del 10% en la extracción local, a la par de un mayor volumen de recarga. El escenario 4 plantea el caso crítico en términos de extracción local y de trasvase, ya que se pronostica un incremento del 10% y 20% respectivamente, además de una menor recarga vertical. Por el contrario, en el escenario 5 se explora el caso más favorable con una disminución del 50% en la exportación a la ciudad de México, una disminución del 10% en la extracción local y un aumento en la recarga vertical.

Cuadro 5.2. Resumen de recarga y extracción observadas y esperadas desde 1960 hasta 2050, valores en Mm³/año.

	Periodo observado							Periodo de proyección		
	1960	1969	1983	1992	2000	2010	2018	2030	2040	2050
Recarga vertical										
Histórico	47.55	47.55	43.61	64.28	96.35	125.01	65.56			
Mejor caso	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Promedio	---	---	---	---	---	---	---			
Peor	---	---	---	---	---	---	---			
Recarga horizontal										
Histórico	249.47	248.04	250.23	259.87	259.87	259.52	259.52	---	---	---
Mejor caso	---	---	---	---	---	---	---	285.47	285.47	285.47
Promedio	---	---	---	---	---	---	---	259.52	259.52	259.52
Peor	---	---	---	---	---	---	---	233.57	233.57	233.57
Total de recarga	297.02	295.59	293.84	324.16	356.22	384.53	325.08			
Extracción local										
Histórico	0	51.27	157.03	130.12	164.96	195.49	224.71	---	---	---
Mejor caso	---	---	---	---	---	---	---	247.86	280.37	312.88
Promedio	---	---	---	---	---	---	---	275.40	311.52	347.65
Peor	---	---	---	---	---	---	---	330.48	373.83	417.18
Trasvase a CDMX										
Histórico	102.08	244.03	277	258.28	257.22	246.97	233.73	---	---	---
Mejor caso	---	---	---	---	---	---	---	116.87	116.87	116.87
Promedio	---	---	---	---	---	---	---	233.73	233.73	233.73
Peor	---	---	---	---	---	---	---	257.10	257.10	257.10
Total de extracción	102.08	295.30	434.03	388.40	422.18	442.46	458.44			

5.3. Resultados y discusión

5.3.1. Evolución de las propiedades hidráulicas en respuesta a las variaciones del esfuerzo efectivo

Una de las ventajas que sugiere el modelo numérico desarrollado en esta investigación es la posibilidad de evaluar las variaciones de las propiedades hidráulicas, ya que el planteamiento matemático enlaza tales propiedades con los esfuerzos efectivos. En este sentido, y de manera general, los cambios en las presiones de poro, varían a su vez los esfuerzos efectivos y pueden generar una variación en la porosidad, la conductividad hidráulica o el almacenamiento. Por lo tanto, las propiedades hidráulicas no se asumen constantes en el tiempo, contrario a la práctica común de establecer valores constantes en cada capa de los modelos numéricos.

Dado que los cambios mencionados ocurren exclusivamente por variaciones en las presiones de poro, se espera que las propiedades hidráulicas se modifiquen únicamente en los estratos donde fluctúa el nivel del agua subterránea. En tal sentido, se realizó una comparación de la conductividad hidráulica y el almacenamiento específico en las capas 1-6, que en orden descendente corresponden a: Sólidos volcánicos 1, Arcillas 2, Gravas y arenas 3, Sólidos volcánicos 4, Depósitos piroclásticos 5 y Arcillas 5.

Puesto que no se presenta una diferencia significativa de los valores entre los cinco escenarios analizados, se determinó considerar la comparativa entre datos históricos (año 1969) y datos proyectados para el año 2050 (Cuadro 5.4). Para el caso del almacenamiento específico no se exhibe una variación significativa; no obstante, los valores de conductividad hidráulica exhiben ligeros cambios. En las capas de rocas volcánicas la conductividad hidráulica no presenta una disminución, por el contrario, la capa superior, demuestra un aumento que podría asociarse con el alto módulo elástico con respecto a los materiales no consolidados. Lo anterior sugiera que es necesario un mayor esfuerzo para lograr cerrar las fracturas en su totalidad y propiciar una menor conductividad hidráulica y almacenamiento específico.

En el caso de los materiales no consolidados, específicamente las capas de gravas y arenas 3 y el estrato de arcillas 6 denotan una variación más perceptible de K . Tal variación podría atribuirse al espesor de las capas que es donde ocurre la desaturación y disminución en las presiones de poro. Asimismo, el módulo de compresibilidad es varios órdenes de magnitud inferior que en las rocas, por lo tanto, es más probable que exista un movimiento y reacomodo de partículas generando cambios en las propiedades hidráulicas.

Cuadro 5.3. Escenarios de extracción y recarga utilizados en los modelos de 2018-2050.

Escenario	Trasvase al Valle de México	Extracción local	Recarga vertical	Descripción
1	Promedio	Promedio	Promedio	Trasvase al Valle de México se mantiene constante, la extracción en Toluca corresponde a la tendencia histórica
2	Promedio	Peor (+20%)	Peor	Trasvase al Valle de México se mantiene constante, la extracción en Toluca aumenta 20% con respecto a la tendencia histórica
3	Promedio	Mejor (-10%)	Mejor	Trasvase al Valle de México se mantiene constante, la extracción en Toluca disminuye 10% con respecto a la tendencia histórica
4	Peor (+10%)	Peor (+20%)	Peor	Trasvase al Valle de México aumenta 10%, la extracción en Toluca aumenta 20% con respecto a la tendencia histórica
5	Mejor (-50%)	Mejor (-10%)	Mejor	Trasvase al Valle de México disminuye 50%, la extracción en Toluca disminuye 10% con respecto a la tendencia histórica

5.3.2. Proyección del nivel estático y la deformación del terreno

Para evaluar los cambios piezométricos históricos y proyectados, se utilizó el abatimiento desde 1960 hasta el 2050 para cada uno de los escenarios como marcador (Figura 5.2). El punto de partida de cada modelo corresponde al año 2018 en la simulación histórica, siendo las condiciones aplicadas al periodo 2018-2050 las variantes de cada resultado. El patrón espacial de abatimiento de todos los escenarios es similar, ya que las diferentes tasas de extracción se aplican a los mismos pozos, no obstante, la magnitud del abatimiento difiere en cada caso.

Históricamente, en el corredor industrial y en las colonias aledañas se ha registrado el mayor abatimiento alcanzando hasta 60 metros acumulados para el año 2018. Los resultados del mejor escenario (Escenario 5) proyectado para el 2050 denotan una profundización del nivel estático que alcanza los 80 m. Para la combinación del peor escenario (Escenario 4) en la extracción para fines locales y para trasvase al Valle de México, se alcanza un descenso máximo de 120 m, mientras que, para el escenario promedio el valor de abatimiento ronda los 100 m (Escenario 1). Cabe mencionar que en todos los casos se revelan unas zonas puntuales de mayor abatimiento, específicamente en el dominio de la Sierra de Morelos. Lo anterior, podrían considerarse inconsistencias del modelo numérico, posiblemente debidas a la inexactitud de la profundidad de extracción de tales pozos o a la imprecisión en el almacenamiento específico de los basaltos y andesitas fracturados en la zona. Ambas opciones parecen viables, dado que no se cuenta con detalles constructivos de los pozos ni valores in situ de almacenamiento específico o grado de fracturamiento de las rocas. La proporción de abatimiento es consistente con los resultados alcanzados en el trabajo de Calderhead *et al.*, (2012); no así los valores de subsidencia.

Existe una semejanza evidente en el abatimiento entre los escenarios 2 y 4 a pesar de que en la combinación de extracciones (Cuadro 5.3) se plantea un mayor bombeo en el escenario 4. Sin embargo, este incremento se incide en el correspondiente a la exportación al Valle de México, por lo cual, su efecto solo se visualiza al noreste de la cuenca con la prolongación del abatimiento. Tal comparación destaca a la extracción local como factor preponderante en los descensos piezométricos de la cuenca, por encima del trasvase a cuencas externas. En el mismo tenor, los escenarios 3 y 5 podrían ser equiparables, dado que en ambos casos se examina una disminución del 10% en la extracción local. Aunque, en esta comparación sí son evidentes las diferentes tasas de extracción del Sistema Lerma, puesto que el cambio de 50% en el escenario 5 es más sustancial. Como análisis auxiliar se recomienda plantear un escenario con igual condición en la extracción local y variación en el trasvase al Valle de México.

Cuadro 5.4. Cambio de la conductividad hidráulica (m/d) estimada en el año 1969 y en el año 2050 (Para todos los escenarios).

Capa	Año 1969			Año 2050		
	Máximo	Media	Mínimo	Máximo	Media	Mínimo
Sólidos volcánicos 1	0.0306	0.0303	0.0300	0.0331	0.0314	0.0300
Arcillas 2	0.1413	0.1309	0.0125	0.1413	0.1302	0.0116
Gravas y arenas 3	27.5277	27.0637	25.4195	27.5223	26.9924	25.267
Sólidos volcánicos 4	0.7806	0.7800	0.7800	0.7827	0.7801	0.78
Depósitos piroclásticos 5	0.3691	0.3677	0.3620	0.3691	0.3675	0.3620
Arcillas 6	0.1413	0.0454	1.04e-13	0.1390	0.036	1.04e-13

Los resultados de abatimiento ayudan a comprender la distribución espacial de la subsidencia, puesto que el cambio en los esfuerzos efectivos provocado por la extracción de agua es una componente esencial en la manifestación de desplazamiento del terreno. En tal sentido, la distribución espacial de la subsidencia indica que las capas arcillosas que se consolidan son la intermedia en la zona centro de la cuenca, y la capa inferior de arcillas sobre todo hacia el norte de la cuenca. Tal variación de las capas de arcillas que se consolidan reafirma el efecto de los descensos piezométricos, ya que se van desaturando estratos que en los análisis históricos permanecían saturados y sin consolidación.

Dado que en todos los análisis se utilizan como base el mismo número y ubicación de pozos de extracción, es de esperarse que la distribución espacial en todos los análisis sea parecida, sin embargo, cambia la magnitud (Figura 5.3). En los escenarios 1, 2, y 4 se exhibe un valor de subsidencia similar cuyos máximos se identifican en la zona oeste de San Pedro Totoltepec, en San Mateo Atenco y hacia el noreste de la cuenca. De acuerdo con la construcción de los escenarios, el caso 4 es el más desfavorable al incidirse un aumento del 10% en las extracciones del Sistema Lerma, un 20% en la extracción local y estimarse el peor caso de la recarga vertical. Como resultado, en el escenario 4 se alcanza un desplazamiento vertical acumulado de 2.51 m desde 1960 hasta el 2050. Por su parte, en el mejor escenario (Escenario 5) no se llegan a vislumbrar desplazamientos en San Mateo Atenco, concentrándose la subsidencia principalmente en el corredor industrial y al oeste de San Pedro Totoltepec. No obstante, hay un desplazamiento acumulado de 1.73 m desde 1960 hasta 2050.

5.4. Incertidumbre del modelo

A pesar de que las proyecciones toman como referencias un modelo histórico calibrado desde 1960 hasta el 2018, y que se tomaron en cuenta diversas variables para el planteamiento de escenarios, los resultados deben ser interpretados con cautela debido a que en todo pronóstico hay un alto grado de incertidumbre. Entre las fuentes de incertidumbre de los modelos destacan las proyecciones de la mancha urbana para el cálculo de la recarga vertical futura, y los volúmenes de extracción, siendo ésta última de especial relevancia. En la proyección de crecimiento de la urbe se parte de una tendencia lineal, a pesar de que en la distribución de los asentamientos humanos, también se deben tomar en cuenta la proximidad con los servicios públicos que existen, las vías de acceso, etc. En tal sentido, es probable que el crecimiento de la mancha urbana sea distinto al planteado en este trabajo.

La extracción por su parte, destaca como la principal fuente de incertidumbre porque las simulaciones son más sensibles a variaciones en el bombeo que a cambios en la recarga y descarga natural. Si bien se parte de una proyección lineal en la extracción local y de trasvase, el crecimiento urbano e industrial generalmente no sigue una tendencia lineal. Asimismo, los pozos de extracción se mantienen constantes en todos los escenarios; no obstante, esto supone una simplificación para fines prácticos de modelación numérica.



a) Escenario 1
Caso promedio



b) Escenario 2



c) Escenario 3



d) Escenario 4
Peor caso



e) Escenario 5
Mejor caso

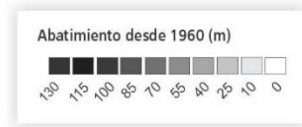
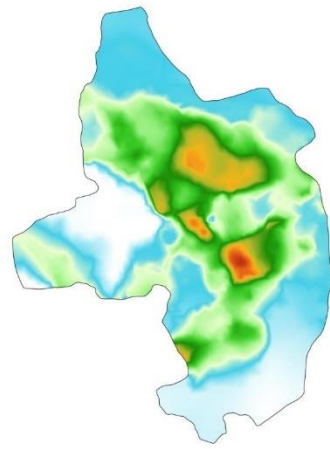
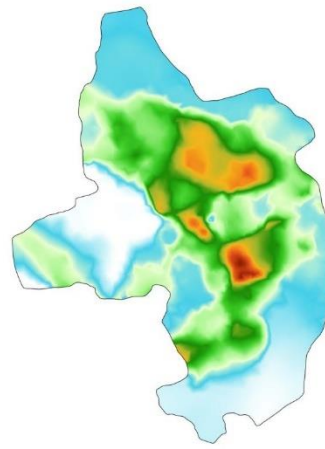


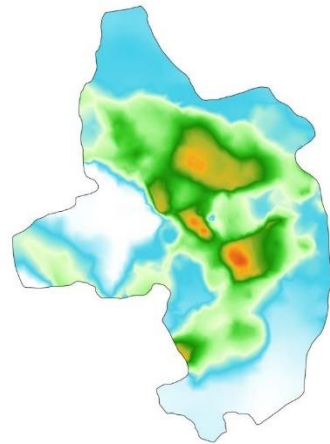
Figura 5.2. Resultados de abatimiento acumulado de los niveles de agua subterránea desde 1960 hasta el 2050 para los escenarios 1-5.



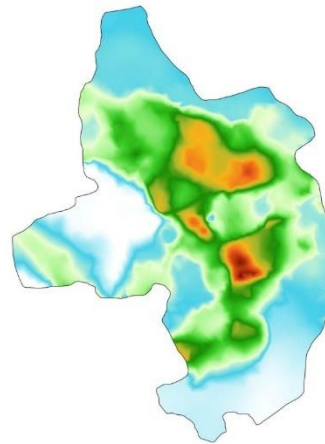
a) Escenario 1
Caso promedio



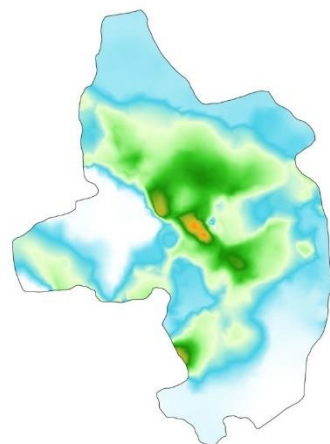
b) Escenario 2



c) Escenario 3



d) Escenario 4
Peor caso



e) Escenario 5
Mejor caso

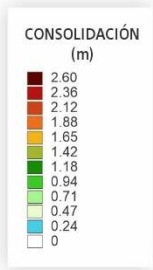


Figura 5.3. Resultados de la deformación del terreno acumulada desde 1960 hasta el 2050 para los escenarios 1-5.

5.5. Conclusiones y recomendaciones

La extracción de agua subterránea representa una de las principales fuentes de abastecimiento a nivel mundial. Al mismo tiempo, el interés por perfilarse hacia una extracción sustentable requiere de estudios que exploren las causas y consecuencias de la gestión actual y futura, con el fin de planear estrategias que minimicen los impactos negativos. El presente estudio fue diseñado para explorar la evolución del abatimiento y subsidencia como resultado de escenarios probables de recarga vertical y extracción subterránea. El diseño de los escenarios considera tres variables principales: recarga vertical directa en consideración de las proyecciones climáticas, la extracción para consumo en el valle de Toluca (local) y la extracción para trasvase al Valle de México. De esta forma, se construyeron 5 escenarios probables en combinación de las tres variables.

En los escenarios de extracción las variaciones se aplican a los mismos pozos de extracción, por este motivo, es de esperarse que la distribución espacial piezométrica sea parecida en todos los casos. De acuerdo con las simulaciones, el mayor abatimiento ocurre en el corredor industrial y colonias cercanas, alcanzando un descenso total de 80 m para el caso óptimo, 100 m para el caso promedio y 120 m para el caso más desfavorable. Dado que el abatimiento ocurre principalmente al centro del dominio del modelo, se infiere que la extracción local es un factor preponderante en los descensos piezométricos, por encima del bombeo para exportación.

Similar a lo expuesto en el abatimiento, los patrones de subsidencia exponen una configuración similar en todos los escenarios, esto en parte por el uso de los mismos pozos de extracción además de la distribución de las capas de arcillas que se mantienen intactas en todos los escenarios. En tal sentido, las zonas más afectadas por hundimiento son el corredor industrial, San Mateo Atenco y el noreste de la cuenca. El caso más esperado en términos de extracción y recarga (Escenario promedio) refiere desplazamientos máximos acumulados de 2 m en zonas aledañas a Lerma en el lapso de 1960 a 2050. En el supuesto que la extracción local aumenta un 20% y el trasvase al Valle de México se incremente en un 10%, se alcanzarían desplazamientos de hasta 2.51 m, siendo esta la opción más crítica en abatimiento y subsidencia. Por otro lado, la alternativa de reducción del 50% el bombeo del Sistema Lerma, si bien tiene un efecto positivo en el abatimiento y subsidencia, no se considera imperante para la mitigación de los desplazamientos en el corredor industrial. Esta conclusión en particular es consistente con la analizada por Calderhead *et al.*, (2012a), a pesar de que se tengan diferencias en la distribución espacial de la subsidencia las cuales se asocian principalmente con el modelo geológico.

Esta investigación constituye un aporte al ámbito hidrogeológico, a la vez que contribuye en la concientización de los efectos de la sobreextracción de recursos subterráneos. Los resultados alcanzados representan también una herramienta para los organismos en la toma de decisiones. Se consideran útiles para la planeación de los volúmenes de extracción, la aprobación de nuevas concesiones para aprovechamientos subterráneos y el ordenamiento territorial del valle de Toluca.

5.6. Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Autónoma del Estado de México por el soporte brindado para esta investigación. Al M. Sc. Alejandro Lasarte y al grupo DHI por la licencia del software FEFLOW para el desarrollo de esta tesis doctoral. Este trabajo fue financiado mediante una beca otorgada por el Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT).

5.7. Referencias

- Anderson, M., Woessner, W., y Hunt, R., 2015, *Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport Second Edition (2nd)*. Elsevier. 533 p.
- Asmael, N., Dupuy, A., Huneau, F., Hamid, S., y Coustumer, P., 2015, Groundwater modeling as an alternative approach to limited data in the Northeastern part of Mt. Hermon (Syria), to develop a preliminary water budget: *Water*, 7, 3978-3996. doi: 10.3390/w7073978
- Calderhead, A., Martel, R., Garfias, J., Rivera, A., y Therrien, R., 2012a, Sustainable Management for Minimizing Land Subsidence of an Over-Pumped Volcanic Aquifer System: Tools for Policy Design. *Water Resources Management*, 26(7). doi: 10.1007/s11269-012-9990-7
- Calderhead, A., Martel, R., Garfias, J., Rivera, A., y Therrien, R., 2012b, Pumping dry: an increasing groundwater budget deficit induced by urbanization, industrialization, and climate change in an over-exploited volcanic aquifer: *Environmental Earth Sciences*, 66, 1753-1767. doi: 10.1007/s12665-011-1398-9
- Castellazzi, P., Garfias, J., Martel, R., Brouard, C., y Rivera, A., 2017, InSAR to support sustainable urbanization over compacting aquifers: The case of Toluca Valley, Mexico: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 63, 33-44. doi: 10.1016/j.jag.2017.06.011
- Comisión Nacional del Agua, 2015, *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de Toluca, estado de México*. Gerencia de aguas subterráneas, Subgerencia de evaluación y modelación hidrogeológica, 37 p.
- IPCC, 2021, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press.
- Macías, J., Arce, J., García, P., Siebe, C., Espindola, J., Komorowski, J., y Scott, K., 1997, Late Pleistocene–Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico. En: Link, K.P., Kowallis, B.J. (Eds.), *Proterozoic to Recent*

Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and Central Mexico. Brigham Young University, Geology Studies, 42, 493–528.

Mendoza, A., Corona, R., Galicia, L., y García V., 2019a, Proyecciones poblacionales y económicas bajo diferentes escenarios para México: Papeles de Población, 25, 9-44. doi: 10.22185/24487147.2019.99.02

Torres, L., 2014, Sistema Lerma: Una Visión Política en la Gestión Pública del agua, ¿solución Estatal o Federal?: Instituto de Administración Pública del Estado de México, A.C., Toluca, Estado de México. 281 p.

Vaux, H., 2011, Groundwater under stress: the importance of management: Environmental Earth Sciences, 62, 19-23. doi: 10.1007/s12665-010-0490-x

CAPÍTULO 6

Conclusiones

La gestión de recursos hídricos supone un área de constante investigación y actualización, con el fin de analizar los problemas existentes, plantear escenarios y ejecutar soluciones. En este sentido, la evaluación de un sistema acuífero requiere de un planteamiento particular e integral que logre contemplar la mayoría de los aspectos y factores involucrados en la gestión hídrica. Estos factores, podrían desglosarse en características intrínsecas de cada cuenca tales como: la geología, la edafología, la climatología, y la recarga, por mencionar algunos; además de factores de manejo de la cuenca, tales como cantidad y ubicación de pozos de bombeo y recarga, cambios de uso del suelo, etc. Asimismo, el análisis de las variables mencionadas constituye solo una pequeña parte de una gestión integral de cuencas, ya que los problemas actuales demandan profundos análisis que, en particular, correlacionen las características intrínsecas de las cuencas, factores antropológicos y los efectos que genera esta coexistencia.

En la gestión de los recursos hídricos resulta imposible abstraer las tasas de crecimiento urbano, ya que, la planeación de aprovechamientos de agua obedece a la necesidad de una población que está en constante crecimiento. A este respecto, la cantidad y ubicación de pozos de extracción se relaciona estrechamente con la tendencia de crecimiento en la mancha urbana, y los principales rubros económicos. En este contexto, la sobreexplotación de sistemas acuíferos se posiciona como una constante en muchas cuencas alrededor del mundo, cuyos efectos negativos son fundamentalmente los descensos piezométricos, la subsidencia y el fracturamiento. En el Valle de Toluca, la tendencia mundial de sobreexplotación y desplazamientos del terreno se replica, con una cartografía de fracturas principalmente en el corredor industrial y colonias como San Pedro y Santa María Totoltepec.

Afortunadamente, hoy en día existen múltiples herramientas que resultan útiles en plantear un panorama general de un sistema acuífero, siendo, por ejemplo, los modelos numéricos una opción predilecta para ilustrar gráfica y matemáticamente la evolución de niveles piezométricos asociados a las condiciones pre/post bombeo a fin de evaluar los efectos positivos y negativos. En esta tesis se recopiló, integró y analizó información geológica, hidrogeológica y climatológica utilizando herramientas geoestadísticas y numéricas, con el fin de alcanzar un mayor entendimiento del medio geológico, la disminución en las elevaciones al nivel estático, como producto de la explotación y la subsidencia tridimensional asociada.

La información estratigráfica más reciente, considerando los datos de nuevos pozos de extracción de agua subterránea, permitió estructurar un modelo geológico tridimensional con mayor precisión al compararlo con estudios previos. Si bien, la irregularidad de los estratos de rocas rígidas como andesitas y basaltos, era un aspecto conocido en el acuífero volcanosedimentario del Valle de Toluca, se destaca en particular, los domos que subyacen el centro de Toluca y la colonia de San Pedro Totoltepec. El primero, era conocido y está estrechamente relacionado con la Sierra de Morelos, que interrumpe los depósitos aluviales del valle de Toluca. No obstante, el domo de rocas volcánicas, en la colonia San Pedro Totoltepec, era ignorado en los modelos geológicos y numéricos disponibles. Tal hallazgo, se relacionaría posteriormente con la distribución espacial de la subsidencia. Los estratos arcillosos a su vez, se distribuyen ampliamente en la cuenca y a diversas profundidades, delimitándose en este trabajo tres capas de arcillas a distintas profundidades. Los mayores espesores se concentran al sur de la cuenca, en el corredor industrial y hacia el límite con la cuenca de Ixtlahuaca.

Como evaluación preliminar de las elevaciones al nivel estático, se estructuraron una serie de variogramas teóricos y posterior aplicación por kriging ordinario para los años de 1975, 1984, 1994, 2004, 2015 y 2018. Las piezometrías obtenidas muestran, en general, una dirección preferencial SE-NW, siendo las principales áreas de recarga la Sierra de las Cruces y el volcán Nevado de Toluca. Las isopiezas de los años 1975 y 1984 se relacionan con un patrón regional del flujo, que podría indicar un sistema con poca perturbación por extracción de agua. No obstante, a partir de 1994 se observa una deformación de las equipotenciales, formando incipientes conos de abatimiento en el corredor industrial. Estos descensos piezométricos focalizados continúan presentes en los años posteriores. De manera global, y en sumatoria de los aspectos geológicos y piezométricos, la ubicación de fracturas en el Valle de Toluca coincide con los focos de extracción, áreas de acumulación de arcillas y zonas de transición roca-sedimentos no consolidados. Las discontinuidades en los alrededores del centro de Toluca concuerdan con el domo andesítico subyacente reportado en estudios anteriores. Por otro lado, la zona que se consolida, al sur de la fractura Totoltepec, coincide con una secuencia de materiales piroclásticos y sedimentarios, donde destacan estratos de granos gruesos en matriz fina de hasta 70 m de espesor.

Confirmada la estructura geológica, se examinaron los factores particulares presentes en la cuenca y; de modo específico, se realizó un balance de humedad del suelo para determinar la magnitud y distribución espacio-temporal de la recarga potencial durante el periodo 1980 al 2050. La variabilidad de las tasas de recarga se explica principalmente por la distribución pluviométrica, así como, en gran medida, por la modificación del uso del suelo. En las zonas montañosas la climatología juega un rol preponderante sobre las tasas de recarga, mientras que, en las zonas de llanura este proceso es más susceptible a los cambios de uso del suelo, mayormente relacionados con el crecimiento de la mancha urbana. De esta manera, el volumen promedio histórico de recarga potencial para el periodo 1980 al 2020 es de 369.5 Mm³, cuyo valor puede ser clasificado en el rango promedio comparado con estudios previos.

Parte fundamental del cálculo de la recarga fue la proyección de la distribución espacial y temporal de la recarga vertical bajo efectos del cambio climático y cambio en los usos del

suelo. Para ello, se plantearon una serie de escenarios futuros que combinan una disminución general en la precipitación que ha sido reportada en las tendencias climáticas, y un incremento en la superficie urbana, de acuerdo con predicciones de cambio climático y crecimiento demográfico para el centro de México. A este respecto, durante el periodo de 2020 a 2050, la población presentaría un aumento de 0.14%, 0.60% y 0.91% en el mejor, moderado y peor caso, conllevando a un crecimiento de la mancha urbana de 8%, 40% y 66% respectivamente. Los resultados de recarga potencial advierten un descenso 16.6%, 20% y 22.6% para el mejor, moderado y peor caso respectivamente. El factor preponderante de cambio corresponde al crecimiento urbano, plasmado mayormente en los valores de escorrentía de las áreas de reciente impermeabilización.

En la parte medular de este trabajo se indagó en la dinámica de flujo subterráneo y efectos de consolidación asociados desde los inicios de la extracción de subterránea hasta el 2018. Dado que existe una estrecha conexión entre las variaciones de los niveles de agua subterránea, las presiones de poro y los esfuerzos efectivos que determinan los movimientos del suelo, se determinó utilizar un modelo numérico acoplado de flujo y deformación cuyos parámetros hidráulicos y mecánicos se calculan en función de las variaciones en el esfuerzo efectivo. En tal sentido, las propiedades hidráulicas tales como la conductividad hidráulica y la porosidad se estiman variables en el espacio y tiempo de acuerdo con los cambios en el esfuerzo efectivo. Para ello, se utilizó el plug in geomecánico PiHMC de la suite FEFLOW.

La aplicación del enfoque hidrogeomecánico involucró la caracterización hidráulica y mecánica de cada estrato en el modelo geológico, incluyendo capas porosas y capas fracturadas. El periodo de estudio se dividió en una etapa pre-bombeo intenso, denominada periodo cuasiestacionario para el año de 1960 y una etapa transitoria que abarca de 1961 al 2018. El dominio del modelo numérico retoma la abstracción geológica tridimensional elaborada con registros litológicos. Siendo los impulsos de recarga y descarga caracterizados por condiciones de frontera de tipo Dirichlet para el río Lerma y la laguna de Almoloya, y de tipo Neumann para la recarga lateral, vertical y extracción.

En el modelo quasi-estacionario la extracción se representa por los 75 pozos pertenecientes a la primera fase del Sistema Lerma, cuya operación data de la década de 1950. Las simulaciones de carga hidráulicas en 24 pozos de observación sugieren un *RMSE* de 7.74 y un R^2 de 0.976. En el balance hídrico ingresan 123.19 $Mm^3/año$, 11.98 $Mm^3/año$, 112.88 $Mm^3/año$ y 47.545 $Mm^3/año$ para el flanco del Nevado de Toluca, la Sierra de Morelos, la Sierra de las Cruces y la recarga vertical respectivamente. Las salidas las caracteriza el río Lerma, la Laguna de Almoloya, la conexión a Ixtlahuaca y la extracción local con 158.98 $Mm^3/año$, 31.96 $Mm^3/año$, 4.56 $Mm^3/año$ y 102.08 $Mm^3/año$ respectivamente. La distribución de conductividades hidráulicas en función del campo de esfuerzos efectivos constituye uno de los principales resultados de las simulaciones, siendo particular para cada capa y dentro del rango del tipo de material correspondiente.

En la fase transitoria, el almacenamiento específico se calcula como una función del esfuerzo efectivo, además del cambio en las porosidades y posterior consolidación. La evolución piezométrica y de deformación de la cuenca durante 1961 a 2018 se evaluó en seis periodos de estrés de acuerdo con los registros piezométricos y disponibilidad de censos de aprovechamientos subterráneos. Los pasos de tiempo asignados se calculan automáticamente en función de las variaciones periódicas de las elevaciones al nivel estático. En este contexto,

las condiciones de frontera de recarga vertical, recarga lateral y extracción varían en cada periodo de estrés de acuerdo con los registros históricos de cada variable.

Las simulaciones numéricas transitorias en general, presentan un buen ajuste de las elevaciones en el nivel estático en todos los periodos de estrés, cuyo RMSE oscila entre 5.17 y 6.80. La evolución en la configuración de isopiezas denotan el aumento en extracción local y de trasvase específicamente en el corredor industrial y en el sureste de la cuenca donde se concentran la mayor cantidad de pozos. Un hallazgo importante es la comprobación numérica de las inexactitudes en los censos de aprovechamientos subterráneos, en específico a partir de 1983. A este respecto, el modelo numérico constituyó una herramienta para determinar valores probables de extracción que son superiores a los reportados en los censos de 1992, y los registros del REPDA, tanto para fines locales como de trasvase. Con las modificaciones efectuadas en los volúmenes de extracción y posterior simulación, el abatimiento en concreto para la zona industrial alcanza los 60 m desde 1960 hasta el 2018. En el mismo contexto, la operación del Sistema Lerma induce descensos piezométricos importantes al sureste y este de la cuenca.

La subsidencia periódica obedece a múltiples factores tales como la magnitud y ubicación de los pozos de extracción de cada periodo de estrés, así como la consolidación de las capas arcillosas en particular. En este sentido, la capa intermedia de arcillas es la principal en la subsidencia del valle de Toluca, sin embargo, y a medida que la extracción se extiende hacia el norte de la cuenca, se involucra la capa de arcillas 3. Los valores de subsidencia acumulada rondan los 175 cm para el corredor industrial y colonias aledañas. En tales análisis resalta también la zona sin subsidencia al norte de la fractura de Totoltepec que coincide con el domo de rocas volcánicas considerado en el modelo geológico.

A pesar de que, en general, se tiene un ajuste aceptable de elevaciones en el nivel estático, la consolidación presenta discrepancias con respecto a análisis de imágenes satelitales previos. Tales inexactitudes se asocian principalmente a tres fuentes de incertidumbre: los censos de aprovechamientos subterráneos, la distribución en las capas de arcillas y los valores de módulos elásticos, específicamente los módulos de compresibilidad K .

Finalmente, se exploró la evolución del abatimiento y subsidencia como resultado de escenarios probables de recarga vertical y extracción subterránea. Se consideraron cinco escenarios probables que analizan tres variables: la recarga vertical directa en consideración de las proyecciones climáticas, la extracción para consumo en el valle de Toluca (local) y la extracción para trasvase a la ciudad de México. De acuerdo con las simulaciones el mayor abatimiento ocurre en el corredor industrial y colonias cercanas, alcanzando un descenso total de 80 m para el caso óptimo, 100 m para el caso promedio y 120 m para el caso más desfavorable. Dado que el abatimiento ocurre principalmente al centro del dominio del modelo, se infiere que la extracción local es un factor preponderante en los descensos piezométricos por encima del bombeo para exportación. La configuración de la subsidencia se correlaciona con la ubicación de pozos de extracción y capas de arcillas, siendo las zonas más afectadas el corredor industrial, San Mateo Atenco y el noreste de la cuenca. El caso promedio de variables resulta en un desplazamiento máximo acumulado de 2 m en zonas aledañas a Lerma en el lapso de 1960 a 2050. Para el peor escenario de aumento de 20% y 10% para la extracción local y de trasvase respectivamente, se alcanzan 2.51 m de hundimiento.

A pesar de que las soluciones analógicas tales como interpolaciones simples o métodos geoestadísticos son por lo general, las alternativas más utilizadas para estimar profundidades de niveles estáticos o configuración de isopiezas, no logran contemplar las múltiples variables involucradas en el flujo de agua subterránea. Normalmente, estas aproximaciones se basan únicamente en mediciones existentes, limitando en gran medida el área de estimación y la resolución de esta. En tal sentido, en esta tesis se constató que los modelos numéricos ofrecen una visión más amplia del complejo funcionamiento del sistema acuífero del valle de Toluca, brindando un acercamiento en específico, a la relación del esfuerzo efectivo con la piezometría y la consolidación.

Anexo A

Estaciones piezométricas

Anexo A. Estaciones piezométricas utilizadas para la construcción de variogramas.

Piezómetro	UTM X	UTM Y	Elevación	1975	1984	1994	2004	2015	2018
PL-106	447858.177	2118134.96	2566.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PE-109-1	447638.514	2119599.37	2572.0	☑	☑	--	--	☑	☑
PL-113	446577.994	2120837.04	2572.0	☑	--	--	--	☑	☑
PE-117-1	448436.857	2122601.42	2574.8	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-118	438288.695	2123807.20	2607.0	--	☑	☑	☑	☑	☑
PL-119	447059.834	2123260.41	2571.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PE-120-1	449648.542	2122478.60	2580.0	☑	☑	☑	☑	--	☑
PE-122-1	449376.917	2124094.18	2578.0	--	--	--	--	☑	☑
PL-126	443660.973	2122230.60	2572.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-128	449765.459	2127933.55	2577.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-130	449278.896	2130590.75	2574.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-140	435957.44	2128561.83	2631.0	☑	☑	☑	☑	--	☑
PL-141	434030.08	2124447.30	2691.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-142	435873.59	2119500.17	2671.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-156	443244.087	2126745.48	2577.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-158	430530.836	2129379.07	2707.0	☑	☑	--	☑	--	--
PL-161	423137.5	2136059.60	2689.0	☑	☑	☑	--	--	--
PL-162	429462.049	2141284.53	2607.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-163	432376.708	2144199.19	2582.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-165	423529.986	2142428.9	2626.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-179	442615.806	2145311.67	2574.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-201	432643.61	2133279.85	2643.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-202	436555.016	2132814.54	2608.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-203	442981.91	2132848.79	2575.0	☑	☑	--	☑	☑	☑
PL-205	435558.269	2137644.75	2602.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-206	442984.272	2140888.9	2571.0	☑	--	☑	☑	☑	☑

Continuación Anexo A.

Piezómetro	UTM X	UTM Y	Elevación	1975	1984	1994	2004	2015	2018
PL-209-2	448100.277	2141311.69	2574.0	☑	--	--	☑	☑	☑
PL-212	439930.257	2141275.08	2577.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PE-213-1	447708.192	2144905.41	2578.0	☑	☑	☑	☑	☑	--
PE-218-1	439209.859	2147694.89	2584.0	☑	☑	☑	--	--	--
PL-226	425069.6	2151636.3	2570.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-229	429296.712	2154183.19	2573.0	☑	☑	☑	--	--	--
PE-230-1	427031.592	2154024.94	2576.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-366	425473.879	2145257.35	2604.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-369	434388.2	2140349.7	2592.0	☑	☑	☑	☑	☑	☑
PL-573	435878.3	2132690.5	2616.0	--	--	--	☑	--	--
PL-574	442631.8	2136264.3	2578.0	--	--	--	☑	☑	--

Anexo B

Archivos de control SWB2

Anexo B-1. Archivo de control utilizado para la simulación de 1980. Se establece un valor constante de humedad de suelo.

PROJECT GRID DEFINITION

GRID 712 657 402984.0382 2102129.0263 100

BASE_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm +zone=14 +north +ellps=GRS80
+datum=NAD83 +units=m +no_defs

GRID_LENGTH_UNITS METERS

MODULE SPECIFICATION

PRECIPITATION_METHOD	GRIDDED
INTERCEPTION_METHOD	GASH
RUNOFF_METHOD	CURVE_NUMBER
FLOW_ROUTING_METHOD	NONE
POTENTIAL_EVAPOTRANSPIRATION_METHOD HARGREAVES_SAMANI	
AVAILABLE_WATER_CONTENT_METHOD	GRIDDED
ROOTING_DEPTH_METHOD	STATIC
SOIL_STORAGE_MAX_METHOD	CALCULATED
SOIL_MOISTURE_METHOD MATHER	THORNTHWAITE-

Initial conditions for soil moisture, snow

INITIAL_PERCENT_SOIL_MOISTURE CONSTANT 75.0

INITIAL_SNOW_COVER_STORAGE CONSTANT 0.0

Weather data

PRECIPITATION NETCDF Daymet/prcp_%Y.nc

PRECIPITATION_GRID_PROJECTION_DEFINITION +proj=lcc +lat_1=25.0
+lat_2=60.0 +lat_0=42.5 +lon_0=-100.0 +x_0=0.0 +y_0=0.0 +ellps=GRS80
+datum=NAD83 +units=km +no_defs

PRECIPITATION_NETCDF_Z_VAR prcp

PRECIPITATION_SCALE_FACTOR 0.03937008

PRECIPITATION_MISSING_VALUES_CODE -9999.0
 PRECIPITATION_MISSING_VALUES_OPERATOR <=
 PRECIPITATION_MISSING_VALUES_ACTION zero
 TMAX NETCDF Daymet/tmax_%Y.nc
 TMAX_GRID_PROJECTION_DEFINITION +proj=lcc +lat_1=25.0 +lat_2=60.0
 +lat_0=42.5 +lon_0=-100.0 +x_0=0.0 +y_0=0.0 +ellps=GRS80 +datum=NAD83
 +units=km +no_defs
 TMAX_SCALE_FACTOR 1.8
 TMAX_ADD_OFFSET 32.0
 TMAX_MISSING_VALUES_CODE -9999.0
 TMAX_MISSING_VALUES_OPERATOR <=
 TMAX_MISSING_VALUES_ACTION mean

TMIN NETCDF Daymet/tmin_%Y.nc
 TMIN_GRID_PROJECTION_DEFINITION +proj=lcc +lat_1=25.0 +lat_2=60.0
 +lat_0=42.5 +lon_0=-100.0 +x_0=0.0 +y_0=0.0 +ellps=GRS80 +datum=NAD83
 +units=km +no_defs
 TMIN_SCALE_FACTOR 1.8
 TMIN_ADD_OFFSET 32.0
 TMIN_MISSING_VALUES_CODE -9999.0
 TMIN_MISSING_VALUES_OPERATOR <=
 TMIN_MISSING_VALUES_ACTION mean

Continuous Frozen-Ground Index initial value and parameters

INITIAL_CONTINUOUS_FROZEN_GROUND_INDEX CONSTANT 0.0
 UPPER_LIMIT_CFGI 83.
 LOWER_LIMIT_CFGI 55.

Input grids: hydrologic soils group and available water capacity

HYDROLOGIC_SOILS_GROUP ARC_GRID input/hsg.asc
 HYDROLOGIC_SOILS_GROUP_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm
 +zone=14 +north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

AVAILABLE_WATER_CONTENT ARC_GRID input/awc.asc

AVAILABLE_WATER_CONTENT_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm
+zone=14 +north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

AVAILABLE_WATER_CONTENT_SCALE_FACTOR 0.120000060959998

Land use

LAND_USE ARC_GRID input/1980_1984_lu.asc

LAND_USE_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm +zone=14 +north
+ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

OPEN_WATER_LAND_USE 60

Grids required for Gash interception

FRACTION_CANOPY_COVER ARC_GRID input/ccf_1980_1984.asc

FRACTION_CANOPY_COVER_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm +zone=14
+north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

EVAPORATION_TO_RAINFALL_RATIO ARC_GRID input/EtoP_1980_1984.asc

EVAPORATION_TO_RAINFALL_RATIO_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm
+zone=14 +north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

Lookup table

LAND_USE_LOOKUP_TABLE std_input/Landuse_lookup_VT.txt

Start and end date for simulation

START_DATE 01/01/1980

END_DATE 12/31/1980

Anexo B-2. Archivo de control utilizado para las simulaciones posteriores 1980. Los parámetros que cambian son: fecha de inicio y fin, malla de uso de suelo, cobertura de follaje y relación evaporación-precipitación. El valor de humedad de suelo inicial se toma de la simulación previa.

Project grid definition

GRID 712 657 402984.0382 2102129.0263 100

BASE_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm +zone=14 +north +ellps=GRS80
+datum=NAD83 +units=m +no_defs

GRID_LENGTH_UNITS METERS

Module specification

PRECIPITATION_METHOD	GRIDDED
INTERCEPTION_METHOD	GASH
RUNOFF_METHOD	CURVE_NUMBER
FLOW_ROUTING_METHOD	NONE
POTENTIAL_EVAPOTRANSPIRATION_METHOD HARGREAVES_SAMANI	
AVAILABLE_WATER_CONTENT_METHOD	GRIDDED
ROOTING_DEPTH_METHOD	STATIC
SOIL_STORAGE_MAX_METHOD	CALCULATED
SOIL_MOISTURE_METHOD	THORNTHWAITE-MATHER

Initial conditions for soil moisture, snow

INITIAL_PERCENT_SOIL_MOISTURE ARC_GRID
Output_1980/Soil_Storage_Maximum__as_calculated_inches__1980-01-01.asc

INITIAL_PERCENT_SOIL_MOISTURE_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm
+zone=14 +north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

INITIAL_SNOW_COVER_STORAGE CONSTANT 0.0

Weather data

PRECIPITATION_NETCDF Daymet/prcp_%Y.nc

PRECIPITATION_GRID_PROJECTION_DEFINITION +proj=lcc +lat_1=25.0
+lat_2=60.0 +lat_0=42.5 +lon_0=-100.0 +x_0=0.0 +y_0=0.0 +ellps=GRS80
+datum=NAD83 +units=km +no_defs

PRECIPITATION_NETCDF_Z_VAR prcp

PRECIPITATION_SCALE_FACTOR 0.03937008

PRECIPITATION_MISSING_VALUES_CODE -9999.0

PRECIPITATION_MISSING_VALUES_OPERATOR <=
PRECIPITATION_MISSING_VALUES_ACTION zero

TMAX NETCDF Daymet/tmax_%Y.nc

TMAX_GRID_PROJECTION_DEFINITION +proj=lcc +lat_1=25.0 +lat_2=60.0
+lat_0=42.5 +lon_0=-100.0 +x_0=0.0 +y_0=0.0 +ellps=GRS80 +datum=NAD83
+units=km +no_defs

TMAX_SCALE_FACTOR 1.8
TMAX_ADD_OFFSET 32.0
TMAX_MISSING_VALUES_CODE -9999.0
TMAX_MISSING_VALUES_OPERATOR <=
TMAX_MISSING_VALUES_ACTION mean

TMIN NETCDF Daymet/tmin_%Y.nc

TMIN_GRID_PROJECTION_DEFINITION +proj=lcc +lat_1=25.0 +lat_2=60.0
+lat_0=42.5 +lon_0=-100.0 +x_0=0.0 +y_0=0.0 +ellps=GRS80 +datum=NAD83
+units=km +no_defs

TMIN_SCALE_FACTOR 1.8
TMIN_ADD_OFFSET 32.0
TMIN_MISSING_VALUES_CODE -9999.0
TMIN_MISSING_VALUES_OPERATOR <=
TMIN_MISSING_VALUES_ACTION mean

Continuous Frozen-Ground Index initial value and parameters

INITIAL_CONTINUOUS_FROZEN_GROUND_INDEX CONSTANT 0.0

UPPER_LIMIT_CFGI 83.

LOWER_LIMIT_CFGI 55.

Input grids: hydrologic soils group and available water capacity

HYDROLOGIC_SOILS_GROUP ARC_GRID input/hsg.asc

HYDROLOGIC_SOILS_GROUP_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm
+zone=14 +north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

AVAILABLE_WATER_CONTENT ARC_GRID input/awc.asc

AVAILABLE_WATER_CONTENT_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm
+zone=14 +north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

AVAILABLE_WATER_CONTENT_SCALE_FACTOR 0.120000060959998

Land use

LAND_USE ARC_GRID input/1980_1984_lu.asc

LAND_USE_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm +zone=14 +north
+ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

OPEN_WATER_LAND_USE 60

Grids required for Gash interception

FRACTION_CANOPY_COVER ARC_GRID input/ccf_1980_1984.asc

FRACTION_CANOPY_COVER_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm +zone=14
+north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

EVAPORATION_TO_RAINFALL_RATIO ARC_GRID input/EtoP_1980_1984.asc

EVAPORATION_TO_RAINFALL_RATIO_PROJECTION_DEFINITION +proj=utm
+zone=14 +north +ellps=GRS80 +datum=NAD83 +units=m +no_defs

Lookup table

LAND_USE_LOOKUP_TABLE std_input/Landuse_lookup_VT.txt

Start and end date for simulation

START_DATE 01/01/1981

END_DATE 12/31/1984

Anexo C

Comparación DAYMET - SMN

Anexo C. Valores residuales entre los datos de precipitación (mm/año) reportados por DAYMET y los calculados en las estaciones climatológicas del SMN.

Año	15014 Capulhuac			15045 La Marquesa		
	SMN	Daymet	Residual	SMN	Daymet	Residual
1981	769.80	756.25	-13.55	1495.40	1522.45	27.05
1982	728.50	699.84	-28.66	935.00	1047.54	112.54
1983	838.70	942.97	104.27	1060.50	1195.12	134.62
1984	741.40	808.18	66.78	1330.10	1419.49	89.39
1985	895.10	837.23	-57.87	1186.60	1400.07	213.47
1986	1006.06	857.69	-148.37	1319.10	1333.61	14.51
1987	S/D	S/D	S/D	1141.20	1270.38	129.18
1988	801.83	744.33	-57.50	1127.90	1225.93	98.03
1989	918.31	713.56	-204.75	996.90	1249.01	252.11
1990	955.00	952.18	-2.82	1091.30	1230.78	139.48
1991	1234.70	904.20	-330.50	S/D	S/D	S/D
1992	1234.70	1128.20	-106.50	S/D	S/D	S/D
1993	S/D	S/D	S/D	1261.04	1398.48	137.44
1994	906.50	873.71	-32.79	1192.50	1480.07	287.57
1995	1119.40	1014.32	-105.08	1393.50	1457.52	64.02
1996	1257.60	831.25	-426.35	1253.14	1774.49	521.35
1997	1130.30	893.47	-236.83	1138.70	1296.05	157.35
1998	999.75	905.77	-93.98	1423.80	1624.29	200.49
1999	880.40	801.08	-79.32	1119.40	1505.75	386.35
2000	1095.11	924.85	-170.26	1333.20	1775.79	442.59
2001	1006.43	913.14	-93.29	1345.60	1963.52	617.92
2002	700.50	812.06	111.56	954.50	1425.38	470.88
2003	1528.36	1217.37	-310.99	1367.70	2043.07	675.37
2004	1595.20	1215.03	-380.17	1578.80	2318.33	739.53
2005	728.70	702.06	-26.64	1251.20	1478.23	227.03
2006	1539.51	1170.14	-369.37	1621.30	2142.73	521.43
2007	1814.45	1302.28	-512.17	1246.80	1785.13	538.33
2008	2088.56	1391.90	-696.66	2357.00	1987.42	-369.58
2009	565.89	985.75	419.86	S/D	S/D	S/D
2010	850.40	989.53	139.13	1336.30	1374.11	37.81
2011	822.46	934.79	112.33	1170.30	1341.49	171.19
2012	739.88	823.30	83.42	1146.24	1533.80	387.56
2013	1528.01	736.76	-791.25	1461.06	897.20	-563.86
2014	1471.30	881.52	-589.78	1447.80	929.56	-518.24
2015	795.11	714.98	-80.13	900.84	774.63	-126.21
2016	1271.00	729.10	-541.90	1837.90	781.85	-1056.05
2017	853.40	608.42	-244.98	1419.93	616.76	-803.17

Continuación Anexo C.

Año	15057 Mimiapan			15063 Nueva Santa Elena		
	SMN	Daymet	Residual	SMN	Daymet	Residual
1981	1100.10	1226.33	126.23	794.50	813.31	18.81
1982	847.80	839.66	-8.14	832.90	734.16	-98.74
1983	933.10	1006.04	72.94	551.80	717.62	165.82
1984	1093.20	1154.26	61.06	876.50	832.10	-44.40
1985	1139.90	1107.32	-32.58	893.30	793.44	-99.86
1986	1071.13	1147.30	76.17	1078.80	925.72	-153.08
1987	849.00	905.12	56.12	789.30	780.78	-8.52
1988	915.10	973.14	58.04	840.20	745.84	-94.36
1989	910.83	1035.78	124.95	704.00	699.81	-4.19
1990	1711.66	1346.68	-364.98	816.50	834.53	18.03
1991	1309.00	1244.78	-64.22	994.50	856.44	-138.06
1992	1309.00	1321.08	12.08	994.50	980.71	-13.79
1993	1119.20	1024.17	-95.03	994.50	848.66	-145.84
1994	973.36	1119.23	145.87	731.00	747.60	16.60
1995	1123.34	1273.55	150.21	1109.84	990.79	-119.05
1996	970.20	1068.16	97.96	555.00	683.46	128.46
1997	1006.72	982.75	-23.97	703.00	838.24	135.24
1998	1109.00	1251.87	142.87	395.00	873.96	478.96
1999	1097.50	1106.62	9.12	340.00	632.49	292.49
2000	1170.30	1128.75	-41.55	803.00	849.77	46.77
2001	1123.90	1209.50	85.60	914.00	1002.85	88.85
2002	967.50	1124.25	156.75	588.00	870.29	282.29
2003	1205.30	1459.49	254.19	855.73	969.83	114.10
2004	1322.50	1437.71	115.21	1096.00	1122.02	26.02
2005	825.55	691.09	-134.46	648.97	810.00	161.03
2006	1385.92	1532.13	146.21	1031.20	1119.92	88.72
2007	1020.15	1421.03	400.88	1079.00	1031.43	-47.57
2008	1459.01	1520.17	61.16	845.01	992.88	147.87
2009	1189.70	1180.32	-9.38	969.50	1064.15	94.65
2010	1212.70	1280.22	67.52	882.60	953.82	71.22
2011	1125.97	1188.14	62.17	936.32	878.63	-57.69
2012	887.31	1107.00	219.69	1074.91	786.91	-288.00
2013	1304.00	789.47	-514.53	769.32	631.33	-137.99
2014	1590.93	911.46	-679.47	1084.33	843.21	-241.12
2015	848.72	747.10	-101.62	1017.00	716.98	-300.02
2016	968.80	756.66	-212.14	964.00	744.45	-219.55
2017	S/D	S/D	S/D	828.29	592.96	-235.33

Continuación Anexo C.

Año	15089 San Francisco Tlalcilcalpan			15122 Tenango		
	SMN	Daymet	Residual	SMN	Daymet	Residual
1981	746.95	822.02	75.07	667.80	913.76	245.96
1982	651.20	679.54	28.34	479.00	643.82	164.82
1983	665.00	701.80	36.80	439.81	660.99	221.18
1984	728.80	722.71	-6.09	598.60	825.26	226.66
1985	652.20	809.45	157.25	746.20	869.52	123.32
1986	765.40	749.19	-16.21	803.70	935.32	131.62
1987	644.20	710.37	66.17	747.10	906.45	159.35
1988	543.40	662.65	119.25	835.00	905.21	70.21
1989	716.60	711.53	-5.07	761.40	836.03	74.63
1990	826.20	829.53	3.33	813.10	849.16	36.06
1991	863.90	905.79	41.89	1078.88	921.12	-157.76
1992	863.90	954.43	90.53	1078.88	1197.57	118.69
1993	693.30	865.02	171.72	812.50	939.47	126.97
1994	733.57	760.40	26.83	824.50	1020.10	195.60
1995	1058.45	1018.68	-39.77	1370.40	1398.99	28.59
1996	776.20	769.55	-6.65	2000.65	898.20	-1102.45
1997	981.30	992.01	10.71	761.70	990.95	229.25
1998	921.30	996.30	75.00	549.50	1130.20	580.70
1999	791.20	795.02	3.82	529.00	862.41	333.41
2000	937.00	957.85	20.85	476.00	889.38	413.38
2001	946.10	1093.90	147.80	922.29	1141.24	218.95
2002	850.32	960.20	109.88	404.17	973.67	569.50
2003	796.40	1187.18	390.78	607.10	895.24	288.14
2004	908.40	1261.82	353.42	818.10	1018.11	200.01
2005	719.70	910.22	190.52	2346.00	1009.92	-1336.08
2006	1037.30	1150.59	113.29	815.90	1099.56	283.66
2007	878.60	959.50	80.90	479.53	876.77	397.24
2008	781.20	936.11	154.91	390.50	1316.66	926.16
2009	883.50	1054.71	171.21	511.50	1087.03	575.53
2010	1026.60	1014.86	-11.74	493.00	989.42	496.42
2011	800.30	726.51	-73.79	472.16	871.53	399.37
2012	894.60	871.09	-23.51	546.52	1032.51	485.99
2013	873.20	714.74	-158.46	752.66	900.82	148.16
2014	1046.50	840.35	-206.15	443.38	884.49	441.11
2015	920.94	744.78	-176.16	590.75	747.32	156.57
2016	887.50	770.40	-117.10	829.79	798.84	-30.95
2017	503.94	617.38	113.44	732.00	617.74	-114.26

Continuación Anexo C.

Año	15201 Trojes			15203 Calixtlahuaca		
	SMN	Daymet	Residual	SMN	Daymet	Residual
1981	810.80	807.91	-2.89	869.10	800.58	-68.52
1982	743.50	744.73	1.23	692.30	695.81	3.51
1983	682.70	962.05	279.35	587.18	644.20	57.02
1984	782.13	809.73	27.60	750.67	753.50	2.83
1985	751.70	793.86	42.16	702.73	742.98	40.25
1986	874.40	950.16	75.76	754.20	849.40	95.20
1987	659.99	660.57	0.58	643.90	713.94	70.04
1988	739.00	762.57	23.57	653.60	681.57	27.97
1989	704.62	687.62	-17.00	742.60	745.22	2.62
1990	888.70	877.89	-10.81	755.80	767.60	11.80
1991	851.80	905.94	54.14	851.30	814.58	-36.72
1992	851.80	1012.52	160.72	851.30	899.57	48.27
1993	S/D	S/D	S/D	721.90	821.35	99.45
1994	508.82	787.37	278.55	885.70	758.54	-127.16
1995	896.60	963.63	67.03	934.00	1053.47	119.47
1996	660.30	725.52	65.22	709.00	709.82	0.82
1997	810.20	877.89	67.69	828.60	916.57	87.97
1998	879.35	913.30	33.95	904.00	819.69	-84.31
1999	721.20	709.49	-11.71	785.10	681.93	-103.17
2000	1006.10	930.87	-75.23	847.70	897.84	50.14
2001	786.90	882.94	96.04	936.40	1025.04	88.64
2002	852.60	848.92	-3.68	785.50	898.71	113.21
2003	970.81	1019.17	48.36	932.30	1054.46	122.16
2004	963.00	1043.19	80.19	992.10	1266.08	273.98
2005	602.50	671.07	68.57	691.10	825.33	134.23
2006	1020.60	1090.09	69.49	1037.20	1017.47	-19.73
2007	1175.50	1213.82	38.32	731.70	937.13	205.43
2008	818.40	1232.93	414.53	850.50	905.93	55.43
2009	1011.60	1050.45	38.85	944.80	1003.30	58.50
2010	809.20	998.27	189.07	958.50	1013.12	54.62
2011	912.00	906.63	-5.37	851.20	827.11	-24.09
2012	784.80	818.03	33.23	717.43	752.19	34.76
2013	788.60	708.74	-79.86	667.71	686.94	19.23
2014	939.47	862.14	-77.33	941.23	844.50	-96.73
2015	1153.01	718.21	-434.80	1055.14	729.54	-325.60
2016	1220.66	732.32	-488.34	946.19	753.92	-192.27
2017	860.36	591.37	-268.99	745.68	613.26	-132.42

Continuación Anexo C.

Año	15266 CODAGEM			15298 Santa Cruz Tezontepec		
	SMN	Daymet	Residual	SMN	Daymet	Residual
1981	1031.07	879.82	-151.25	1529.30	1501.94	-27.36
1982	610.18	571.92	-38.26	637.70	750.93	113.23
1983	678.57	597.85	-80.72	1070.50	1130.85	60.35
1984	751.62	746.38	-5.24	1354.00	1084.00	-270.00
1985	836.93	753.12	-83.81	1373.30	1106.65	-266.65
1986	880.21	824.67	-55.54	1315.70	1264.53	-51.17
1987	817.62	746.79	-70.83	1396.50	1119.52	-276.98
1988	802.56	728.88	-73.68	1133.20	1187.01	53.81
1989	747.00	772.40	25.40	1296.30	1501.94	205.64
1990	978.50	868.07	-110.43	1474.00	1496.34	22.34
1991	819.13	774.71	-44.42	1472.90	1134.55	-338.35
1992	819.13	959.12	139.99	1472.90	1491.86	18.96
1993	692.21	750.28	58.07	1178.80	1305.36	126.56
1994	901.70	834.73	-66.97	1290.30	1315.39	25.09
1995	1072.25	1047.45	-24.80	1617.23	1744.54	127.31
1996	737.61	924.63	187.02	1119.40	1375.38	255.98
1997	880.71	819.37	-61.34	1446.10	1576.99	130.89
1998	1114.95	1026.87	-88.08	1507.30	1684.28	176.98
1999	775.80	772.12	-3.68	916.74	1306.86	390.12
2000	900.50	927.11	26.61	1281.40	1380.34	98.94
2001	866.88	1094.19	227.31	1283.65	1640.92	357.27
2002	834.66	998.47	163.81	1302.90	1648.76	345.86
2003	1003.94	1150.91	146.97	1141.63	1585.95	444.32
2004	816.62	1266.58	449.96	1076.12	1537.95	461.83
2005	877.58	871.91	-5.67	488.96	1230.81	741.85
2006	1147.93	1170.24	22.31	1300.30	1644.63	344.33
2007	836.45	909.60	73.15	1409.50	1432.82	23.32
2008	934.23	938.10	3.87	1394.30	1769.40	375.10
2009	996.28	1056.82	60.54	788.01	1452.34	664.33
2010	797.33	840.29	42.96	651.00	1901.30	1250.30
2011	971.72	837.44	-134.28	1113.02	1484.96	371.94
2012	1048.91	790.77	-258.14	721.54	1413.25	691.71
2013	925.48	778.49	-146.99	862.24	1040.49	178.25
2014	731.90	857.71	125.81	1179.62	920.50	-259.12
2015	1066.38	728.63	-337.75	633.46	756.54	123.08
2016	1020.48	750.51	-269.97	682.00	796.82	114.82
2017	857.90	619.83	-238.07	1016.80	655.37	-361.43

Anexo D

Componentes anuales del Balance Hídrico

Anexo D. Componentes anuales de balance hídrico histórico.

Año	Precipitación		Intercepción		Escorrentía		Evapotranspiración real		Recarga potencial	
	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)
1980	2109.21	996.42	285.24	139.51	105.82	49.99	1558.75	736.37	260.03	122.84
1981	2268.17	1071.52	307.31	145.17	67.30	31.79	1437.99	679.32	343.40	162.22
1982	1601.27	756.46	229.40	108.37	29.26	13.82	1274.46	602.07	81.50	38.50
1983	1858.08	877.79	230.04	108.67	89.47	42.26	1231.18	571.62	258.03	121.89
1984	1986.71	938.55	265.20	125.28	63.80	30.13	1318.96	623.09	297.49	140.54
1985	2007.96	948.59	307.31	145.17	62.66	29.59	1336.95	631.59	251.32	118.72
1986	2136.78	1009.45	229.40	108.37	45.17	21.33	1471.47	695.14	297.39	140.49
1987	1863.04	880.13	230.04	108.67	54.99	25.97	1321.47	624.28	244.90	115.69
1988	1882.94	889.53	265.20	125.28	89.35	42.21	1227.55	579.91	303.57	143.41
1989	1983.86	937.21	251.09	118.61	73.71	34.82	1283.36	606.27	307.54	145.28
1990	2248.45	1062.20	277.85	131.26	74.34	35.11	1453.44	686.63	390.82	184.62
1991	2115.37	999.33	254.55	120.25	73.99	34.95	1387.26	655.36	361.38	170.72
1992	2507.50	1184.58	254.55	149.87	85.73	40.50	1706.35	806.10	343.60	162.32
1993	2062.10	974.17	231.92	109.56	101.85	48.11	1297.20	612.81	415.27	196.18
1994	2184.45	1031.97	268.15	126.67	76.98	36.36	1455.38	687.54	339.94	160.59
1995	2695.38	1273.34	264.38	124.89	166.85	78.82	1520.53	718.32	502.17	237.23
1996	2209.04	1043.59	219.20	103.55	144.56	68.29	1471.04	694.94	421.32	199.03
1997	2249.83	1062.85	237.85	112.36	88.96	42.02	1589.33	750.82	311.21	147.02
1998	2548.25	1203.83	238.56	112.69	228.18	107.79	1321.25	624.11	699.50	330.45
1999	2077.26	981.33	196.17	92.67	165.99	78.41	1276.16	602.87	431.82	203.99
2000	2444.80	1154.96	223.92	105.78	209.04	98.75	1442.59	681.50	509.89	240.87
2001	2610.48	1233.23	256.14	121.00	152.24	71.91	1572.94	743.08	584.57	276.16
2002	2305.34	1089.08	235.43	111.22	123.19	58.19	1502.01	709.57	372.03	175.75
2003	2742.42	1295.56	241.69	114.17	234.44	110.75	1517.05	716.67	717.36	338.89
2004	2855.61	1349.04	270.41	127.74	197.42	93.26	1599.49	755.62	745.77	352.31

Continúa Anexo D. Componentes anuales de balance hídrico histórico.

Año	Precipitación		Intercepción		Escorrentía		Evapotranspiración real		Recarga potencial	
	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)	Volumen Mm ³	Tasa promedio (mm/año)
2005	1993.46	941.74	188.09	88.85	122.25	57.75	1207.88	570.62	369.03	174.33
2006	2849.88	1346.33	263.64	124.54	215.96	102.02	1605.43	758.43	666.61	314.91
2007	2530.70	1195.54	246.20	116.30	171.53	81.03	1568.03	740.76	537.61	253.97
2008	2865.68	1353.79	236.80	111.86	350.72	165.68	1471.18	695.00	752.96	355.71
2009	2438.43	1151.95	223.57	105.61	220.56	104.19	1503.96	710.49	419.40	198.13
2010	2393.52	1130.74	213.80	101.00	242.04	114.34	1501.12	709.15	439.40	207.58
2011	2087.55	986.19	194.06	91.67	177.87	84.02	1229.02	580.60	404.84	191.25
2012	2111.22	997.37	215.56	101.83	131.33	62.04	1360.45	642.69	378.80	178.95
2013	2294.97	1084.17	164.10	77.52	194.28	91.78	1428.88	675.02	363.72	171.82
2014	2483.93	1173.44	179.29	84.70	224.06	105.84	1706.02	805.94	306.21	144.65
2015	2100.85	992.47	180.18	85.12	169.68	80.15	1676.23	791.87	101.54	47.96
2016	2152.22	1016.74	170.69	80.63	127.92	60.42	1632.76	771.34	169.09	79.88
2017	1724.22	814.54	143.63	67.85	119.46	56.43	1366.03	645.33	100.51	47.48
2018	2236.01	1056.32	170.29	80.44	134.08	63.33	1614.77	762.84	211.11	99.73
2019	1612.51	761.77	133.39	63.01	49.46	23.36	1425.04	673.21	70.12	33.12
2020	1607.49	759.40	112.86	53.31	121.43	57.36	1283.34	606.26	101.34	47.87
2021	2171.58	1025.88	135.70	64.10	330.67	156.21	1400.50	661.61	228.19	107.80

Anexo E

Resumen de límites hidráulicos y mecánicos

Anexo E Compilación de valores asignados a propiedades hidráulicas y mecánicas

Variable	Unidad	Tipo material de	Límite inferior	Límite superior	Fuente
Conductividad hidráulica k	m/s	Arcilla	10^{-11}	10^{-8}	Fetter, 2001
		Arena	10^{-6}	10^{-2}	Freeze y Cherry, 1979
			10^{-7}	10^{-3}	Fetter, 2001
		Grava	10^{-3}	1	Freeze y Cherry, 1979
			10^{-4}	10^{-2}	Fetter, 2001
		Conglomerado	10^{-5}	10^{-2}	Guastaldi <i>et al.</i> , 2014
		Rocas ígneas fracturadas	10^{-8}	10^{-2}	Freeze y Cherry, 1979
Rocas ígneas sanas	10^{-13}	10^{-10}	Freeze y Cherry, 1979		
Porosidad θ	%	Arcilla	40	70	Freeze y Cherry, 1979
			33	60	Fetter, 2001
		Arena	25	50	Freeze y Cherry, 1979; Fetter, 2001
			Grava	25	40
		20		35	Fetter, 2001
		Depósitos piroclásticos	14	60	Fetter, 2001
		Rocas ígneas fracturadas	5	50	Freeze y Cherry, 1979
		Andesita	10	15	González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002
		Basalto	0.1	2	González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002
1	12		Fetter, 2001		
Módulo de Young E	MPa	Arcilla			
		Arcilla	0.686	10.705	Derivado de ensayos uniaxiales (Calderhead, 2009)
		Conglomerado	1,700	66,600	Karagianni <i>et al.</i> , 2010

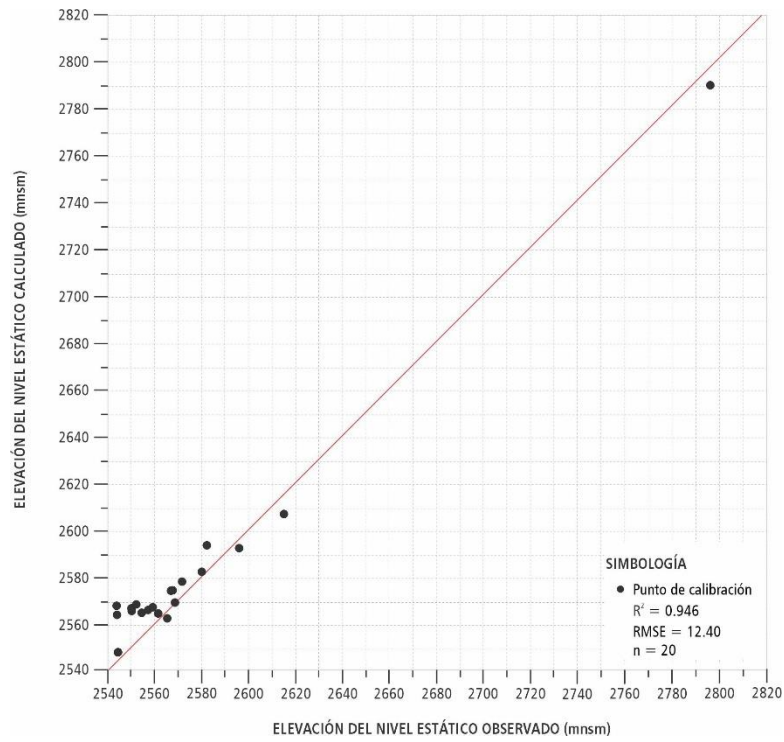
		Rocas ígneas sanas			
Coeficiente de Poisson μ	(-)	Arcilla			
		Conglomerado	0.1	0.4	Gercek, 2007
		Toba	0.1	0.28	Gercek, 2007
		Rocas ígneas sanas	0.1	0.21	Blankenship <i>et al.</i> , 2018
		Andesita	0.2	0.35	Gercek, 2007
		Basalto	0.1	0.35	Gercek, 2007

Bibliografía

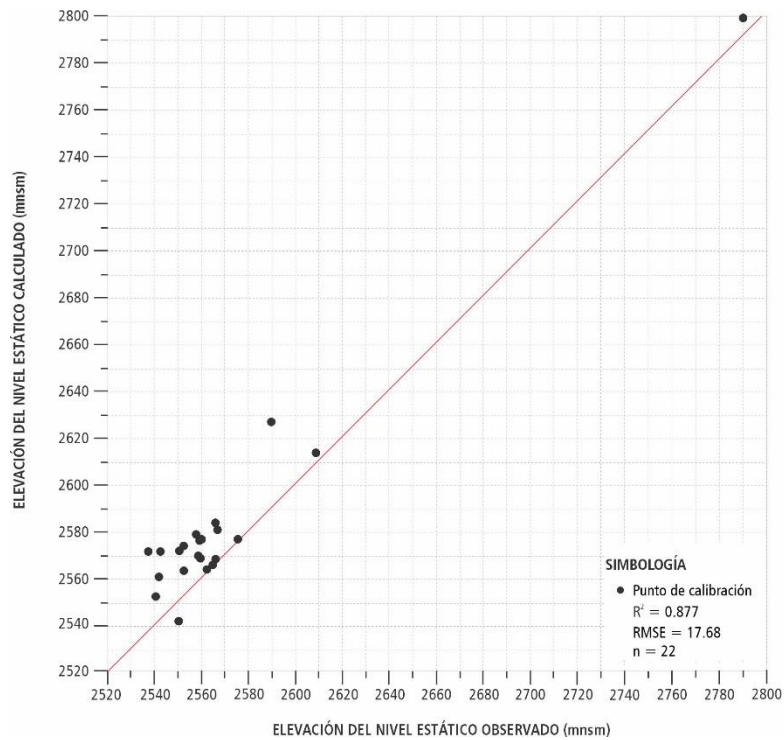
- Blankenship, D., Bauer, S., Barrow, P., Robbins, A., y Hileman, M., 2018, Mechanical and Fluid Properties of Basaltic Andesite and Rhyolite Analogue Rocks in Fallon FORGE: Analogue Outcrop Samples. United States. doi: 10.15121/1452756
- Calderhead, A., 2009, Pumping effects on land subsidence: assessment using field data, remote sensing and numerical modeling. (Tesis doctoral). Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique Centre Eau-Terre-Environnement. Québec, Canada
- Fetter, C., 2001, Applied Hydrogeology. 4th ed. Waveland Press.
- Freeze, R., y Cherry, J., 1979, Groundwater. Prentice Hall, NJ. 624 p.
- Gercek, H., 2007, Poisson's ratio values for rocks: International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 44(1), 1-13. doi: 10.1155/2021/8843056
- González, L., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C., 2002, Ingeniería Geológica. Madrid, España. Pearson Educación. 744 p.
- Karagianni, A., Karoutzos, G., Ktena, S., Vagenas, N., Vlachopoulos, I., Sabatakakis, N., y Kouskis, G., 2010, Elastic properties of rocks: Bulletin of the Geological Society of Greece, 43, 1165-1168. doi: 10.12681/bgsg.11291

Anexo F

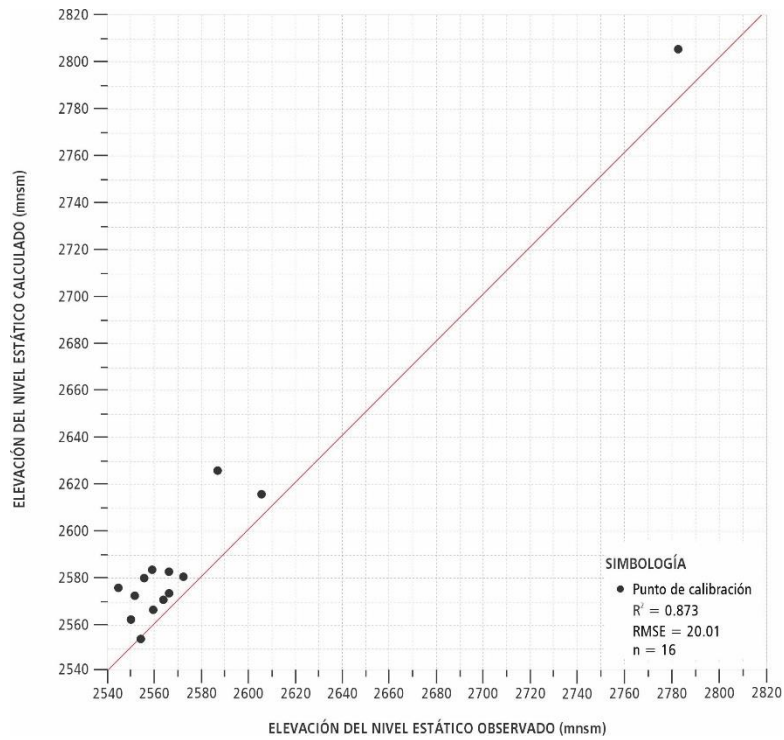
Calibración de flujo con la extracción sin modificación



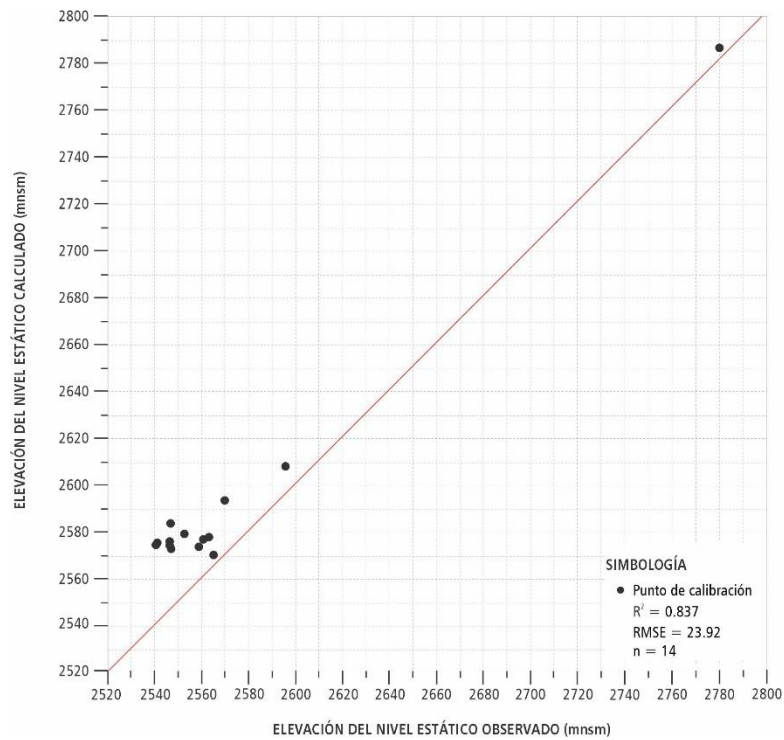
Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 3 (1984-1992) con la extracción sin modificar.



Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 4 (1993-2000) con la extracción sin modificar.



Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 5 (2001-2010) con la extracción sin modificar.



Gráfica de dispersión de la elevación del nivel estático observado vs. calculado en el periodo de estrés 6 (2011-2018) con la extracción sin modificar.

Anexo G

Artículos publicados