

Sistemas regionales de flujo de agua subterránea en México

OSCAR A. ESCOLERO FUENTES



Sistemas regionales de flujo de agua subterránea en México

OSCAR A. ESCOLERO FUENTES

2018

551.49072 Escolero Fuentes, Óscar A
E57 *Sistemas regionales de flujo de agua subterránea en México* / Óscar A.
 Escolero Fuentes. -- Jiutepec, Mor. : Instituto Mexicano de Tecnología del
 Agua, 2018.

466 p.

 ISBN (obra impresa) en trámite
 ISBN (obra digital) en trámite

 1. Hidrogeología 2. México

Coordinador editorial:
Edgar Yuri Mendoza Cázares

Cuidado de la edición:
Antonio Requejo del Blanco
Emilio García Díaz
Gema Alín Martínez Ocampo
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Diseño editorial:
Gema Alín Martínez Ocampo

Portada:
Oscar Alonso Barrón y Gema Alín Martínez Ocampo

Primera edición: 2018

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
Paseo Cuauhnáhuac 8532
62550 Progreso, Jiutepec, Morelos
México
www.imta.gob.mx

ISBN (obra impresa) en trámite
ISBN (obra digital) en trámite

Fotografías de entrada de capítulo e interiores a excepción de los que se indican:
<https://pixabay.com/es/>

Las opiniones, datos y citas presentados en esta obra son responsabilidad exclusiva del autor y no refleja, necesariamente, los puntos de vista de la institución que edita esta publicación.

Prohibida su reproducción parcial o total, por cualquier medio, mecánico, electrónico, de fotocopias, térmico u otros, sin permiso de los editores.

Hecho en México

ÍNDICE

PRÓLOGO	7
RECONOCIMIENTOS	11
1. INTRODUCCIÓN	13
1.1. Conceptos generales en hidrogeología	16
1.2. El agua subterránea en el ciclo hidrológico	20
1.3. Agua subterránea y clima	22
1.4. Otros ciclos en que influye el agua subterránea	26
2. LOS AMBIENTES HIDROGEOLÓGICOS	29
2.1. Los medios hidrogeológicos	29
2.1.1. Rocas sedimentarias	30
2.1.2. Rocas ígneas	31
2.1.3. Rocas metamórficas	31
2.2. Los ambientes hidrogeológicos	32
2.2.1. Las grandes llanuras sedimentarias aluviales costeras	32
2.2.2. Los sistemas aluviales y volcánicos intermontanos	34
2.2.3. Los sistemas en rocas sedimentarias consolidadas	34
2.2.4. Los sistemas en formaciones calcáreas costeras recientes	36
2.2.5. Los sistemas en extensos terrenos volcánicos	37
3. ORIGEN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	41
3.1. Fuentes originarias del agua	42
3.2. Origen del agua subterránea	43
3.3. Caracterización isotópica de la recarga con agua meteórica	44
3.3.1. Efecto de la latitud	46
3.3.2. Efecto de la altitud	47
3.3.3. Efecto de continentalidad	48
3.3.4. Efecto de la cantidad	49
3.3.5. Efecto estacional	49
3.4. Fechamiento de aguas subterráneas	50
4. LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS	57
4.1. Continuidad hidráulica regional	57
4.2. Conectividad hidrológica	60
4.3. Nivel base de descarga	63
4.4. Los factores que controlan los sistemas de flujo de agua subterránea	67
4.5. Las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea	69
4.6. Criterios para la delimitación de las componentes de los sistemas de flujo	70
4.7. Régimen de las componentes de los sistemas de flujo de aguas subterráneas	73
4.7.1. Variaciones del nivel piezométrico por cambios en la carga litostática	73
4.7.2. Variaciones del nivel piezométrico por cambios en la recarga	75
4.7.3. Variaciones del nivel piezométrico por cambios en el nivel base de descarga	81
5. EL AGUA SUBTERRÁNEA Y LOS ECOSISTEMAS	85
5.1. Descargas naturales del agua subterránea	85
5.2. Interacción agua superficial-agua subterránea	86
5.3. Ecosistemas dependientes del agua subterránea	89
5.4. Descargas submarinas de agua subterránea	91
5.5. Termalismo en el agua subterránea	100

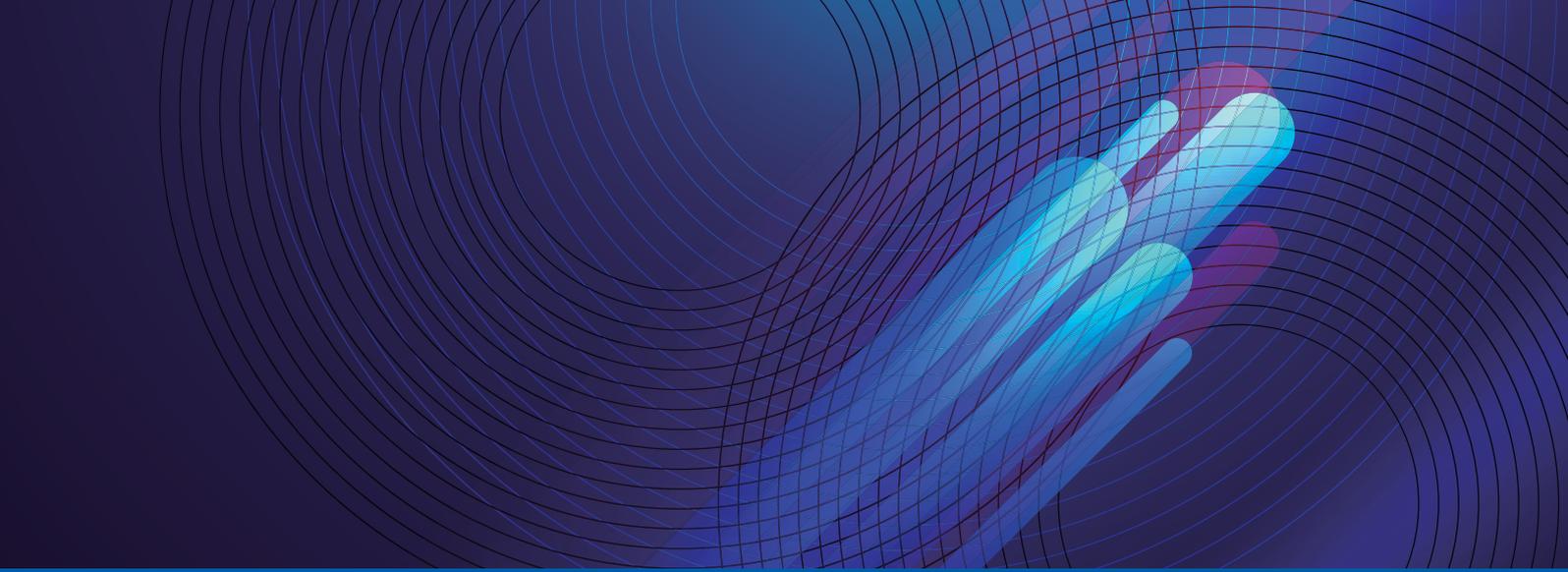
6. REGIONALIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE MÉXICO	105
6.1. Nueva regionalización hidrogeológica de México	110
7. SISTEMAS REGIONALES DE AGUA SUBTERRÁNEA EN MÉXICO	113
7.1. Sistema río Bravo	119
7.2. Sistema Laguna Madre	124
7.3. Sistema Jaumave	129
7.4. Sistema Monclova	134
7.5. Sistema Tecomán	139
7.6. Sistema Sinaloa	144
7.7. Sistema Guaje	149
7.8. Sistema Coyote	154
7.9. Sistema El Hundido	159
7.10. Sistema Arivaipa	164
7.11. Sistema Sonoyta	169
7.12. Sistema Caborca	174
7.13. Sistema Sonora	179
7.14. Sistema Yaqui	183
7.15. Sistema Guaymas	188
7.16. Sistema Janos	192
7.17. Sistema Babícora	197
7.18. Sistema Conchos	202
7.19. Sistema Tomatlán	207
7.20. Sistema Coatzacoalcos	212
7.21. Sistema Papaloapan	217
7.22. Sistema Tuxpan	222
7.23. Sistema Coalcomán	227
7.24. Sistema Balsas	232
7.25. Sistema Anáhuac	237
7.26. Sistema Tepeyahualco	242
7.27. Sistema Cuajinicuilapa	247
7.28. Sistema Pinotepa	252
7.29. Sistema Tehuantepec	257
7.30. Sistema Comalcalco	262
7.31. Sistema Chiapa	267
7.32. Sistema Pijijiapan	272
7.33. Sistema Yucatán	277
7.34. Sistema Pichilingue	282
7.35. Sistema Punta Prieta	287
7.36. Sistema Querante	292
7.37. Sistema Ojo de Liebre	297
7.38. Sistema Tijuana	302
7.39. Sistema Rosarito	307
7.40. Sistema Ojos Negros	312
7.41. Sistema Maneadero	317
7.42. Sistema Camalú	322
7.43. Sistema Mulegé	327
7.44. Sistema Valle Chico.	332
7.45. Sistema Mexicali	337
7.46. Sistema Barrancas	342
7.47. Sistema Constitución	347
7.48. Sistema La Tinaja	352
7.49. Sistema Pulmo	357
7.50. Localización Canatlán	362
7.51. Sistema Nazas	367
7.52. Sistema Huatulco	372
7.53. Sistema Ameca	377
7.54. Sistema Coahuayana	382

7.55. Sistema Soto La Marina	387
7.56. Sistema Roca Montes	392
7.57. Sistema Salinas	397
7.58. Sistema Cuitzeo	402
7.59. Sistema Matehuala	407
7.60. Sistema Misantla	412
7.61. Sistema Cihuatlán	417
7.62. Sistema Chapala	422
7.63. Sistema Tequila	427
7.64. Sistema Cananea	432
7.65. Sistema Juárez	437

REFERENCIAS	443
--------------------	------------

ÍNDICE DE FIGURAS	455
--------------------------	------------

ÍNDICE DE TABLAS	466
-------------------------	------------



PRÓLOGO

El estudio del agua subterránea siempre ha sido abordado por la ingeniería; sin embargo, el presente libro tiene la visión desde la Hidrogeología. Esto no debería representar una novedad, ya que las Ciencias de la Tierra, al igual que la ingeniería, implican aspectos experimentales y teóricos derivados de resultados de campo y de laboratorio. No obstante, los conceptos, análisis y su propuesta de cómo entender y manejar las aguas subterráneas sí lo son.

El autor aborda inicialmente el estudio desde el concepto de ciclo hidrológico, señalando que nunca ha sido comprendido cabalmente desde tiempos inmemoriales. Hoy sabemos que la circulación del agua es continua en sus diferentes estados y que, en particular, el agua subterránea fluye constantemente en los estratos del subsuelo recorriéndolos desde meses o miles de años hasta los sitios de descarga natural en ríos, lagos, humedales y el mar para, nuevamente, reintegrarse a la circulación atmosférica.

Por otra parte, precisa la importancia de estudiar cómo fue el clima en el pasado y cuál es el impacto en el agua subterránea que hoy circula en el subsuelo. De ahí, que sea necesario conocer las variaciones de la precipitación y los cambios en las condiciones de recarga en el futuro, ante los escenarios de cambio climático.

Se recomienda una detallada descripción del entorno geológico del subsuelo natural porque proporciona el control dominante sobre la presencia y el movimiento del agua subterránea, definiendo los tipos de roca que facilitan este flujo. A pesar de ello, la geodiversidad y la consiguiente variabilidad hidrogeológica han sido poco estudiadas, aun cuando son vitales para la gestión integrada del agua. La comprensión del sistema de flujo de agua subterránea para conocer la vulnerabilidad del sistema a los cambios externos y los tipos y escalas de tiempo de las posibles respuestas es fundamental. Por ello, hay una creciente preocupación en el mundo científico y profesional por el impacto del cambio climático y se plantea la necesidad de contar con seguridad hídrica, lo que obliga a entender mejor el comportamiento del agua subterránea.

Se resalta la importancia de determinar, con datación de isótopos y análisis químicos, las zonas y estratos del subsuelo por los que circula agua recargada en otras épocas y, también, diferenciarlas de las que corresponden a agua moderna. No es nueva la utilidad de la isotopía para diseñar e implantar estrategias para gestionar mejor el agua subterránea en el marco de la adaptación al cambio climático en México. Nuevamente, se puntualiza la comprensión del comportamiento de las aguas subterráneas para desarrollar y actualizar las reglas, normas y procedimientos vigentes a fin de determinar su disponibilidad. Uno de los cambios de fondo señalados por el autor radica en realizarlos con base en los balances hidrogeológicos definidos, a partir de la infiltración del agua de lluvia en las condiciones climáticas actuales.

Se ponen en contexto los conceptos de Tóth (1985) sobre “Continuidad hidráulica regional”, que explican el enlace de regiones distintas dentro de una cuenca a través del flujo de agua. En estas conexiones, mediante dimensiones verticales, laterales y longitudinales, se abarcan escalas espaciales y temporales, todas interconectadas, creando un mosaico de conexiones hidrológicas anidadas y procesos asociados. Dichas ideas sobre la conectividad hidrológica se han convertido en el foco principal de los estudios hidrológicos y ecológicos. Particularmente, la conectividad hidrológica se ha usado con objeto de evaluar la ocurrencia y distribución del agua para el sostenimiento de los diferentes procesos naturales (p. ej. determinación de caudal ambiental), así como para actividades humanas en una cuenca (p. ej. garantizar abasto para consumo humano). Ello requiere atención en los procesos y escalas en que suceden, donde el *quid* está en la vinculación de los factores causales en pequeña escala con las consecuencias a gran escala.

El libro hace especial énfasis en que la continuidad del agua subterránea se convierte superficial en algunos tramos y se vuelve subterránea en otros, conforme se mueve desde las partes altas de la cuenca hasta las planicies costeras o grandes cuerpos de agua superficial, como punto final de su recorrido. Esto crea un sistema interdependiente del comportamiento del agua subterránea y superficial en cada una de sus porciones, el cual se denomina “sistema regional de flujo de agua subterránea”.

Las zonas de descarga natural, como humedales y lagos, son componentes importantes de los sistemas regionales de flujo de agua subterránea y pueden ubicarse también en zonas intermedias entre ellos.

Algo relevante, precisado en esta obra, es que los sistemas de flujo de agua subterránea y las cuencas que sobre yacen no necesariamente coinciden en un mismo punto de descarga.

La definición de las componentes superficiales y profundas de los sistemas regionales de flujo de agua subterránea, en función de las variables estructurales y climáticas, así como la división entre ellos, es fundamental para definir su gestión sostenible en escenarios de cambio climático. Estos escenarios implican la disminución de la recarga neta, afectando las componentes locales de los sistemas de flujo de agua subterránea, e incluso, llegando a desaparecerlas, y que actualmente alimentan a los ecosistemas, cuya existencia está en riesgo.

Es justamente en estos conceptos aplicados a la gestión del agua subterránea donde radica la verdadera innovación propuesta por el autor. Una renovada administración y manejo del agua debería considerar este enfoque, donde se pueden explicar mejor situaciones como los efectos de sitios sobreexplotados adyacentes y de no contiguos, unos con otros e, igualmente, el por qué la extracción en un sitio tiene impacto en otro lugar lejano identificado hoy como de otro acuífero. Las autorizaciones, relocalizaciones y profundizaciones de pozos, así como la medición de los flujos en este nuevo esquema, requiere redefinir las reglas y usar las tecnologías más recientes para incrementar el conocimiento de manera permanente.

Mientras más se avance en el conocimiento de los componentes de los flujos regionales y sus conexiones en toda la república mexicana, mejor será la gestión de las aguas subterráneas. Es evidente la gran diversidad y variabilidad geológica y de precipitación en México, así como de la diferencia regional en los impactos del cambio climático sobre los flujos regionales. Esto hace necesario, como sugiere el autor, actualizar el atlas hidrogeológico con mayor resolución, asociado con una base de datos de precipitación para promover e incrementar el conocimiento y crear sinergias entre instituciones, centros de investigación e instituciones de educación superior para una mejor gestión del agua subterránea.

M. C. Mario López Pérez



RECONOCIMIENTOS

Para completar una obra de esta magnitud se requiere la concurrencia de esfuerzos y aportaciones de instituciones y personas. En este sentido, el autor agradece el apoyo de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por otorgarme una beca para estancia sabática y trabajar en este libro, al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) por recibirme para llevar a cabo dicha estancia y editar la obra, y al Instituto de Geología de la UNAM por autorizar la estancia sabática.

Es importante reconocer al Dr. Felipe Arreguín Cortés, Director General del IMTA, y a la Dra. Elena Centeno García, Directora del Instituto de Geología de la UNAM, por apoyar decididamente la idea de hacer este libro; al M. C. Mario López Pérez por otorgar todas las facilidades necesarias para concluir el trabajo; al M. C. Carlos Gutiérrez Ojeda por sus ideas y recomendaciones, de principio a fin, y al Dr. Edgar Yuri Mendoza Cazares por responsabilizarse de integrar la información, preparar el material gráfico y la edición del libro.

También, es necesario reconocer y agradecer el trabajo de las personas que participaron en las diferentes etapas del proceso de generación del libro: Gabriela Palma Morales, por integrar la información en un sistema de información geográfica, a escala nacional, y por generar mapas y material de trabajo; Rubén Darío Hernández, por preparar los bloques 3D; Sandra Mota Covarrubias, por generar los perfiles topográficos; Raquel Mata Labra, por elaborar las figuras y diagramas; Antonio Requejo del Blanco, por revisar el estilo del texto, y Gema Alín Martínez Ocampo, por el trabajo en la edición y diseño del libro. A Sandra Torres Onofre, por el apoyo constante y sacrificar fines de semana y vacaciones para que pudiera dedicarme a trabajar en el libro hasta su conclusión, y a mis hijos, por ser una fuente de energía e inspiración para seguir adelante.

El autor



El presente libro integra y sintetiza datos sobre aguas subterráneas acumulados durante muchos años por un gran número de hidrogeólogos reconocidos, tanto mexicanos como de todo el mundo.

Por otra parte, representa el esfuerzo de integrar ideas y conceptos, sobre todo, datos disponibles relativos al agua subterránea en México.

Aunque los datos fundamentales sobre el conocimiento del agua subterránea en el país cambian lentamente con el tiempo, los datos sobre el uso del agua subterránea cambian con rapidez, lo que hace urgente actualizar ideas, conceptos y metodologías.

Se espera que consultores, hidrogeólogos, químicos, geólogos, biólogos, funcionarios de salud y administradores ambientales del gobierno puedan encontrar en esta obra conocimientos básicos de valor para sus actividades. De igual forma, se prevé que este libro será de utilidad al ser la primera visión integrada de los sistemas de flujo de agua subterránea en México e, indudablemente, requerirá de actualizaciones en la medida que se genere nueva información proveniente de las diferentes regiones del país.

Nuestro análisis surge de reconocer que el suelo que pisamos, en general, no es impermeable porque tiene huecos que permiten el paso del agua. No todo el espacio que ocupan los estratos del subsuelo está lleno de los granos que los forman, sino que hay intersticios o espacios vacíos que, además de permitir la circulación de líquidos como el agua o el petróleo, tienen la capacidad de transmitirlos. A los estratos del subsuelo que permiten la circulación del agua y tienen la capacidad de transmitirla hacia los ecosistemas se les llama, comúnmente, “acuíferos”.

Agua subterránea es aquella existente debajo de la superficie del terreno. Por lo común, se define como la situada abajo del nivel freático y que satura por completo los poros y fisuras del subsuelo. Esta agua fluye en forma permanente en el subsuelo y eventualmente sale a la superficie de manera natural a través de manantiales, áreas de humedales, cauces fluviales; o bien, de forma directa hacia el mar. Puede también dirigirse artificialmente a pozos, galerías y a otros tipos de captaciones.

Se renueva constantemente en forma natural debido al proceso conocido como “recarga”. Esta recarga procede de la infiltración de la lluvia, pero también puede producirse a partir de la infiltración de escurrimientos superficiales y de otros cuerpos de agua superficial (sobre todo en climas áridos), de estratos del subsuelo próximos o de excedentes de ciertos usos (destacan los retornos del riego en zonas agrícolas).

El agua subterránea se desplaza con lentitud por los estratos del subsuelo. Su velocidad media puede variar de pocos decímetros hasta a algunos centenares de metros al año. En el caso de estratos del subsuelo en medios kársticos y en rocas muy fracturadas, pueden existir conductos preferentes, por los que el agua puede circular a velocidades similares a los escurrimientos superficiales. Así, una gota de agua de lluvia que caiga en el parteaguas de una cuenca hidrográfica situada a 200 km de la costa y que se incorpore a la corriente de un río tardaría pocos días en llegar al mar. Sin embargo, si esa misma gota se infiltrara y se desplazara a través del subsuelo, tardaría cientos o miles de años en llegar al mar. Un porcentaje muy significativo de lo que se llaman “aguas superficiales” tiene su origen en las descargas naturales del agua subterránea.

El uso y aprovechamiento del agua subterránea data desde los tiempos más remotos. Las descargas naturales de las aguas subterráneas a través de manantiales constituyeron un elemento básico para la supervivencia de los primeros seres humanos y, también, para su progresivo desarrollo. En las cercanías de manantiales, ríos y lagos florecieron las más diversas civilizaciones en la antigüedad. Según se sabe, en aquellos tiempos los manantiales eran considerados como “dones milagrosos de los dioses”, por lo que eran los lugares más adecuados para erigirles templos de ado-

ración. Posteriormente, el hombre fue aprendiendo a aprovechar mejor esas aguas mediante la excavación de zanjas, pozos y galerías subterráneas. El Antiguo Testamento contiene numerosas referencias acerca del agua subterránea, fuentes y pozos. En Persia y Egipto, ochocientos años a. c., se construyeron grandes túneles para captar agua subterránea: los grandes sistemas de galerías filtrantes (khanats) de Persia.

Asimismo, el agua subterránea constituye un recurso no visible que sólo en ocasiones se manifiesta a través de descargas naturales, por lo que fenómenos asociados han despertado el interés de científicos y pensadores de todos los tiempos. Escritores y filósofos griegos y romanos trataron de explicar el origen de los manantiales y, con mayor generalidad, el del agua subterránea. Sus teorías van desde la pura fantasía hasta conjeturas más cercanas a la realidad, que constituyen valiosos antecedentes del conocimiento contemporáneo.

Homero y Platón creían que el agua emanada de fuentes y manantiales provenía del mar, y luego conducida por canales subterráneos a través de las montañas que la purificaban, de donde era llevada hacia la superficie. Aristóteles sugirió que el aire penetraba en las frías cavernas del interior de las montañas, donde se condensaba en agua. Mucho más realista fue el arquitecto romano Marcus Vitruvius, quien se adelantó a sus contemporáneos al sugerir en el siglo I a. C. la “teoría de la infiltración”, concepción contemporánea del origen del agua subterránea.

Desde mediados del siglo pasado, la explotación del agua subterránea ha aumentado notablemente por un espectacular aumento de la utilización de las aguas subterráneas para diferentes usos. Este aumento se ha debido, principalmente, a tres factores: 1) invención de la bomba de turbina, que permite extraer agua con facilidad desde grandes profundidades, permitiendo extraer caudales desde varios a algunos centenares de litros por segundo; 2) gran mejora y abaratamiento de las técnicas de perforación de pozos, y 3) progreso científico de la hidrogeología, que contribuye decididamente a suprimir la idea de que el origen, movimiento y localización de las aguas subterráneas es algo inasequible, misterioso y propio de adivinadores o zahoríes.

En la actualidad, las aguas subterráneas son susceptibles de evaluación cuantitativa con incertidumbres similares o menores que el agua en las otras fases del ciclo hidrológico. En general, este gran desarrollo de las aguas subterráneas ha sido positivo pues ha contribuido, por una parte, a reducir de modo significativo la escasez de alimentos y, por otra, ha facilitado el suministro de agua potable a centenares de millones de seres humanos, tanto en zonas rurales económicamente pobres como en regiones con alto desarrollo.

1.1. Conceptos generales en hidrogeología

En México, tradicionalmente, se ha considerado al estudio del agua subterránea como un campo de la ingeniería. El presente libro ha sido escrito bajo la perspectiva de la hidrogeología, considerada como campo de Ciencias de la Tierra, que combina aspectos experimentales y enfoques teóricos con resultados generados en campo y en laboratorio. En este espacio de las ciencias, los trabajos de campo y actividades experimentales, en conjunto, juegan un papel importante en la formulación de modelos teóricos confiables de procesos y de eventos naturales. Los métodos de la hidrogeología nos dan los medios para estudiar y cuantificar algunos de los procesos de la naturaleza, contemplando el movimiento del agua subterránea como un agente geológico (Mead, 1919), disolviendo rocas y minerales a su paso y redistribuyéndolos en su recorrido por grandes distancias y tiempos.

La hidrogeología se define como:

... rama de la ciencia que estudia el origen; distribución; movimiento; interacciones mecánica, química y termal con las rocas; transporte de energía, compuestos químicos y materiales biológicos, y la composición fisicoquímica y de calidad del agua que se encuentra por debajo de la superficie del terreno (modificado a partir de Domenico y Schwartz, 1997).

Surge, en esencia, de la combinación de la geología y la hidrología, pero tiene interacción con otras disciplinas científicas como la hidráulica, física, química, biología, matemáticas, meteorología, edafología, geofísica, ecología, limnología, etcétera.

Las subdivisiones de la hidrogeología son:

- Hidrogeología teórica: hidrogeodinámica, hidrogeoquímica e hidrogeotermia.
- Hidrogeología regional: estudio de las regularidades espaciales y temporales del origen y comportamiento del agua subterránea.
- Paleohidrogeología: origen y desarrollo de la hidrosfera en el subsuelo y de funciones del agua subterránea en los procesos geológicos.
- Hidrogeología aplicada: enfocada a la resolución de diversos problemas de ingeniería, minería, ambientales, económicos y sociales.

Ejemplo de problemas que resuelve la hidrogeología aplicada:

- Localización y diseño de obras de captación de agua subterránea para el abastecimiento de agua potable a centros urbanos, desarrollos agrícolas y pecuarios, e industrias y turismo.
- Solución de problemas de drenaje en tierras agrícolas y humedales.
- Prospección y evaluación para diseño y construcción de obras hidráulicas e infraestructura.
- Exploración y evaluación de aguas termales y mineralizadas para la industria y energía.
- Evaluación del aseguramiento para las obras en explotaciones mineras.
- Búsqueda de yacimientos minerales y de materiales radiactivos.
- Conservación de ecosistemas dependientes del agua subterránea.
- Exploración y evaluación de sistemas de calefacción en instalaciones industriales, comerciales y residenciales con agua subterránea termal.
- Diseño y evaluación de sistemas de protección de la calidad del agua subterránea en las fuentes de abastecimiento.
- Diseño y evaluación de obras de recarga artificial a estratos del subsuelo.
- Diseño y evaluación de sistemas de remediación de estratos del subsuelo contaminados.
- Diseño y evaluación de confinamientos para residuos peligrosos y materiales radiactivos.
- Evaluación del impacto ambiental provocado en estratos del subsuelo por actividades mineras e industriales.

- Proyectos de manejo de recarga a estratos del subsuelo.
- Localización de depósitos de residuos nucleares y otros residuos peligrosos.
- Diseño de medidas de adaptación y/o mitigación ante el cambio climático.

Cuando el agua subterránea que circula en los estratos del subsuelo no está sometida a presión superior a la presión atmosférica, se dice que se encuentra en “condiciones freáticas”, lo que comúnmente se llama “estrato libre o freático”. Los estratos freáticos, en general, se recargan localmente y presentan niveles del agua muy someros, y los niveles freáticos pueden fluctuar hacia arriba y hacia abajo en relación directa con la infiltración de la lluvia o del escurrimiento superficial. En estos casos, el agua se mueve en forma gravitacional siguiendo, por lo común, el comportamiento de la topografía del terreno y bajo la influencia de la magnitud de la recarga, tal y como se explica en el subcapítulo “Agua subterránea y clima” de la presente obra.

En los casos donde el agua que circula en los estratos del subsuelo se encuentra sometida a una presión mayor que la presión atmosférica del lugar, generando un nivel piezométrico que representa la suma total de presión en ese punto, el agua subterránea se moverá de las zonas de mayor presión a las zonas de menos presión; es decir de los niveles piezométricos mayores hacia los menores, independientemente de la acción de la gravedad o de la topografía del terreno, tal como sucede en los pozos artesianos o “brotantes”.

El agua subterránea fluye a través de los materiales porosos saturados del subsuelo hacia zonas topográficamente más bajas o de menor presión que las zonas de infiltración, y puede volver a surgir naturalmente como manantiales o caudal base en ríos. Muchos estratos del subsuelo descargan el agua directamente al mar o la llevan a cuencas cerradas donde se evapora. De esta manera, el agua subterránea representa una fracción importante de la cantidad de agua presente en cada momento en los continentes.

Un manantial es una forma de descarga natural del agua subterránea, generalmente como resultado de que el flujo de agua subterránea inter-

cepta la superficie del terreno. Existen diferentes tipos de manantiales y pueden clasificarse de acuerdo con la formación geológica a partir de la cual surgen, tal como manantiales en calizas o manantiales en basaltos; o bien, de acuerdo con: cantidad de agua que descargan (grandes o pequeños); temperatura del agua (caliente o frío); fuerzas que causan la descarga (de gravedad o de flujo artesiano), etcétera.

Debido a las bajas velocidades de circulación del agua subterránea, en el pasado erróneamente se consideraba a los estratos del subsuelo como almacenamientos de aguas subterráneas, asumiendo que el agua se encontraba en forma estática almacenada en el subsuelo. En la actualidad, se conoce que los estratos del subsuelo funcionan como bandas transportadoras que mueven fluidos, gases, solutos, coloides, material particulado, materiales biológicos y calor desde las zonas de recarga hacia las zonas de descarga (Tóth, 2015, 2016).

El concepto de ciclo hidrológico, que hoy día nos parece tan obvio, no fue comprendido por los pueblos antiguos, según atestiguan sus escritos. Desde los tiempos más remotos de la historia hasta los casi recientes (siglo XVIII), el origen del agua de los manantiales que alimenta los ríos ha constituido un enigmático problema objeto de numerosas especulaciones y controversias. Hasta finales del siglo XVII fue dogmáticamente aceptada la idea de que el agua que descargan los manantiales y la que drenan los cauces de los ríos no podía proceder de las precipitaciones atmosféricas. En primer lugar, porque las consideraron siempre cuantitativamente insuficientes y, en segundo lugar, porque se tuvo siempre también el concepto de que la superficie de la Tierra era demasiado impermeable como para permitir una infiltración y percolación masivas de las aguas de lluvia y demás aguas meteóricas. A partir de estos dos postulados erróneos, los filósofos de las edades Antigua, Media y Moderna tuvieron que recurrir a su ingenio e imaginación para explicar el misterioso origen de las aguas subterráneas.

Actualmente, sabemos que el ciclo del agua en la Tierra o ciclo hidrológico es la circulación continua del agua, en sus diferentes estados, en el planeta. No tiene principio ni fin, pero el concepto “ciclo hidrológico”

suele describirse comenzando desde los océanos, porque estos constituyen la fuente principal del agua en circulación. La radiación solar evapora el agua de los océanos y, en la atmósfera, el vapor de agua asciende formando las nubes. Bajo ciertas condiciones, la humedad de estas nubes se condensa y cae a la superficie en forma de lluvia, granizo o nieve, las diferentes formas de precipitación. La precipitación que cae en tierra es el origen de prácticamente toda el agua dulce. Parte de esta precipitación, después de mojar las hojas y el suelo, corre por la superficie terrestre a los cursos de agua constituyendo el escurrimiento superficial y otra se infiltra en el suelo. Mucha de esta última es retenida en la zona de las raíces de las plantas y parte de ella vuelve a la atmósfera por la evapotranspiración. El excedente se percola de la zona de raíces hacia abajo por la fuerza de gravedad y continúa su descenso hasta ingresar a la zona saturada de agua subterránea.

El agua subterránea fluye constantemente en los estratos del subsuelo y puede penetrar hasta varios kilómetros por debajo de la superficie del terreno, durando desde meses hasta miles de años en su recorrido, hasta llegar a los sitios de descarga natural en ríos, lagos, humedales y el mar, donde eventualmente se reincorpora a la circulación atmosférica.

1.2. El agua subterránea en el ciclo hidrológico

El concepto de ciclo hidrológico, que hoy día nos parece tan obvio, no fue comprendido por los pueblos antiguos, según atestiguan sus escritos. Desde los tiempos más remotos de la historia hasta los casi recientes (siglo XVIII), el origen del agua de los manantiales que alimenta los ríos ha constituido un enigmático problema objeto de numerosas especulaciones y controversias. Hasta finales del siglo XVII fue dogmáticamente aceptada la idea de que el agua que descargan los manantiales y la que drenan los cauces de los ríos no podía proceder de las precipitaciones atmosféricas. En primer lugar, porque las consideraron siempre cuantitativamente insuficientes y, en segundo lugar, porque se tuvo siempre también el concepto de que la superficie de la Tierra era demasiado im-

permeable como para permitir una infiltración y percolación masivas de las aguas de lluvia y demás aguas meteóricas. A partir de estos dos postulados erróneos, los filósofos de las edades Antigua, Media y Moderna tuvieron que recurrir a su ingenio e imaginación para explicar el misterioso origen de las aguas subterráneas.

Actualmente, sabemos que el ciclo del agua en la Tierra o ciclo hidrológico es la circulación continua del agua, en sus diferentes estados, en el planeta. No tiene principio ni fin, pero el concepto “ciclo hidrológico” suele describirse comenzando desde los océanos, porque estos constituyen la fuente principal del agua en circulación. La radiación solar evapora el agua de los océanos y, en la atmósfera, el vapor de agua asciende formando las nubes. Bajo ciertas condiciones, la humedad de estas nubes se condensa y cae a la superficie en forma de lluvia, granizo o nieve, las diferentes formas de precipitación. La precipitación que cae en tierra es el origen de prácticamente toda el agua dulce. Parte de esta precipitación, después de mojar las hojas y el suelo, corre por la superficie terrestre a los cursos de agua constituyendo el escurrimiento superficial y otra se infiltra en el suelo. Mucha de esta última es retenida en la zona de las raíces de las plantas y parte de ella vuelve a la atmósfera por la evapotranspiración. El excedente se percola de la zona de raíces hacia abajo por la fuerza de gravedad y continúa su descenso hasta ingresar a la zona saturada de agua subterránea.

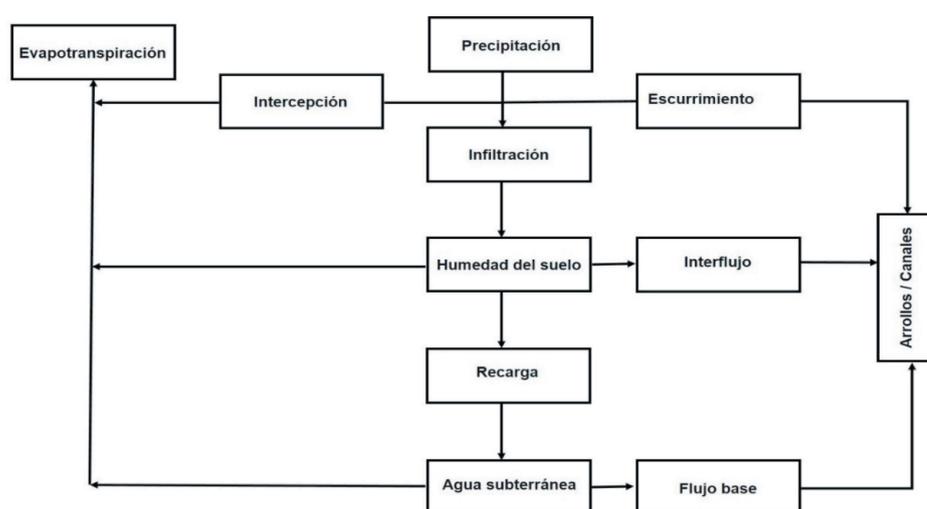


Figura 1.1. Componentes del ciclo hidrológico.

El agua subterránea fluye constantemente en los estratos del subsuelo y puede penetrar hasta varios kilómetros por debajo de la superficie del

terreno, durando desde meses hasta miles de años en su recorrido, hasta llegar a los sitios de descarga natural en ríos, lagos, humedales y el mar, donde eventualmente se reincorpora a la circulación atmosférica.

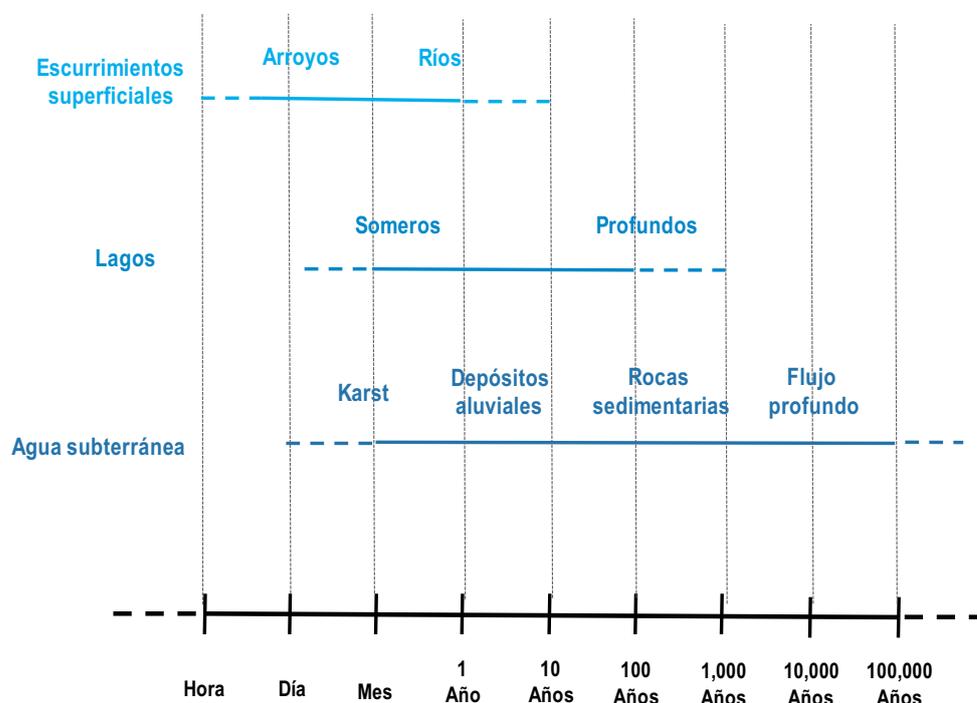


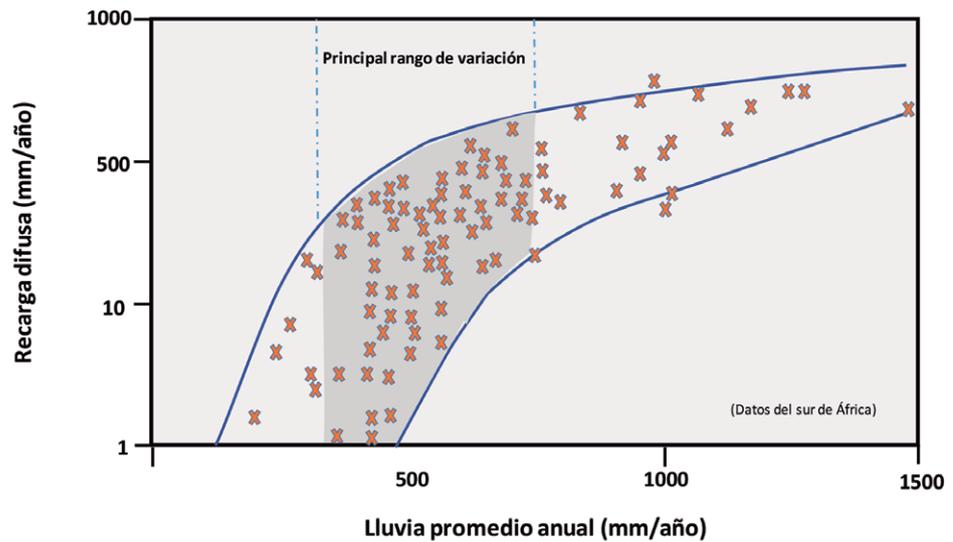
Figura 1.2. Tiempo de residencia del agua en las componentes del ciclo hidrológico (modificado de Chilton y Seilert, 2006).

1.3. Agua subterránea y clima

Como se estableció anteriormente, la infiltración es uno de los principales procesos que determinan la recarga del agua subterránea. El término se utiliza para describir un flujo descendente de humedad bajo la influencia de la gravedad, a través de un medio poroso. El agua que se infiltra en forma natural proviene de la precipitación atmosférica y, en algunos casos, del escurrimiento superficial. La recarga por infiltración generalmente ocurre a través de la zona de aireación hacia abajo, en condiciones de saturación incompleta del espacio poroso.

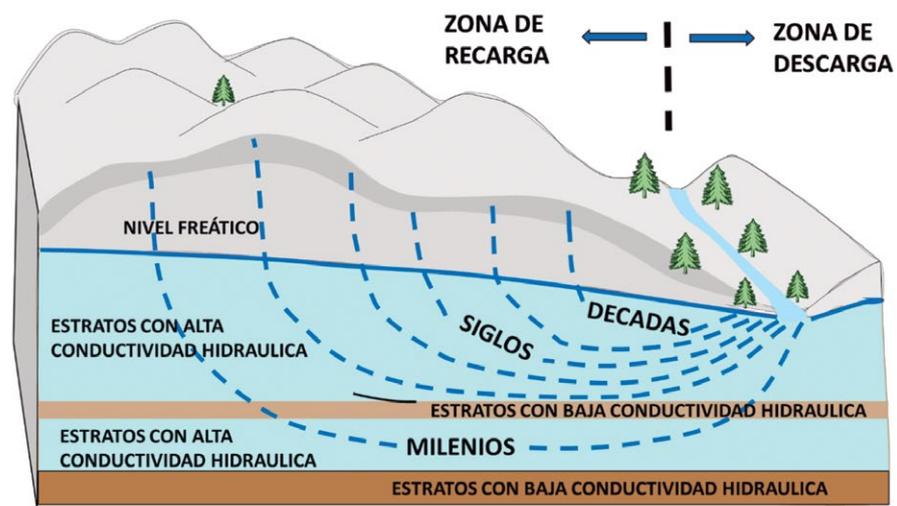
La magnitud de la infiltración ocurre en función de varios factores: a) precipitación, en términos de su magnitud, intensidad, duración y frecuencia; b) vegetación, considerando el tipo de vegetación, la densidad de vegetación, raíces y materia orgánica que aporta al suelo; c) suelo, tomando en cuenta la textura, porosidad, capacidad de campo y humedad antecedente, y d) terreno, debido a la pendiente y a la geología.

Figura 1.3. Estimación de la recarga por infiltración de agua de lluvia (modificado a partir de Foster et al., 2009).



El monto de la recarga natural de agua subterránea por infiltración es en función del espesor de la zona de aireación o zona no saturada, la cantidad de precipitación atmosférica y la evapotranspiración. Se mide en milímetros de agua que entran a la zona saturada durante un intervalo de tiempo en particular (usualmente por año, mes o periodo de recarga). Cuando la zona de aireación está compuesta de limos o arcillas poco permeables, puede suceder que la recarga por infiltración sea casi nula, ya que la precipitación atmosférica que logre infiltrarse a cierta profundidad no alcanzará a percolarse antes de evapotranspirarse completamente. Así, la recarga del agua subterránea ocurre principalmente en periodos en que la cantidad de precipitación excede a la evapotranspiración.

Figura 1.4. Régimen de flujo subterráneo y tiempos de residencia típicos en estratos del subsuelo en condiciones climáticas semiáridas (modificado a partir de Foster et al., 2002).



En las zonas húmedas y tropicales de México la recarga por infiltración ocurre principalmente en verano y otoño, durante y después de la temporada de lluvias. Así, en zonas donde la profundidad del nivel freático es generalmente de 2-3 m, la precipitación llega al agua subterránea sólo después de algunos meses de haberse infiltrado. En las zonas áridas, la recarga se realiza principalmente en periodos muy cortos, de algunas horas o días de duración cuando la precipitación excede a la evapotranspiración. De esta manera, la proporción de precipitación atmosférica que contribuye a la recarga de las aguas subterráneas varía sustancialmente de una región a otra. En algunas regiones esta porción es del 5 al 8% de la precipitación total anual y, en otras, del 20 al 28% de la precipitación anual. Más de las tres cuartas partes de la precipitación regresan a la atmósfera en forma de evaporación o evapotranspiración.

En estratos del subsuelo freáticos, normalmente se considera que el nivel del agua subterránea sigue el comportamiento de la topografía. Esta idea se ha aplicado incluso para explicar los sistemas regionales de flujo de agua subterránea. Tóth (1963) presenta una solución matemática a los sistemas regionales de flujo, incluyendo la resistencia por la conductividad hidráulica al flujo vertical, pero asumiendo que el nivel freático sigue el comportamiento de la topografía.

Desbarats *et al.* (2002) mencionan que este concepto de correlación entre el nivel freático y topografía sólo es válido en algunos sitios y a escala local. Haitjema y Mitchell-Bruker (2005) analizaron estos casos y encontraron que cuando la conductividad hidráulica del medio es baja en relación con la recarga, el comportamiento del nivel freático es controlado por la topografía, privilegiando la formación de componentes locales de los sistemas de flujo de agua subterránea (Figura 1.5a); mientras que en el caso de que la conductividad hidráulica del medio sea relativamente alta comparado con la recarga, el comportamiento del nivel freático es muy alejado de la topografía y se incorpora a las componentes regionales de los sistemas de flujo de agua subterránea. Para diferenciar ambos casos propusieron un criterio adimensional en función de la recarga, la distancia a las zonas de descarga natural, el espesor medio de los estratos del subsuelo, la conductividad hidráulica del medio y la diferencia de altura entre la parte más alta de la zona de recarga y la altura de la zona de descarga natural.

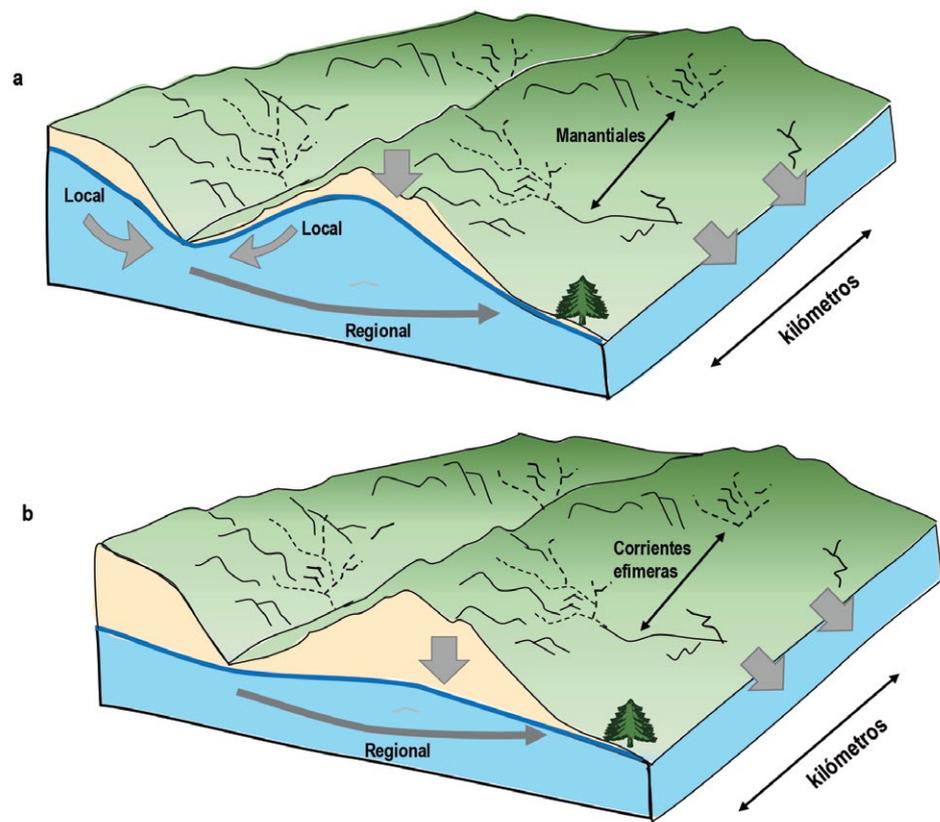


Figura 1.5. Comportamiento de los niveles freáticos en función de la recarga y la topografía, a) controlado por la topografía y b) controlado por la recarga (modificado de Gleeson et al. 2011).

Posteriormente Gleeson *et al.* (2011), utilizando este criterio, llevaron a cabo una reproducción de los niveles freáticos a escala de los Estados Unidos de América (EUA), usando datos del modelo digital del terreno, además de datos geológicos y del clima. Como resultado encontraron que en las zonas controladas por la recarga los niveles freáticos son más profundos y variables, con una contribución importante a los sistemas regionales de flujo de agua subterránea, más allá de los parteaguas superficiales; mientras que en zonas controladas por la topografía se caracterizan por niveles freáticos someros; el comportamiento del agua subterránea está más ligado a los procesos que suceden en la superficie del terreno, con poca contribución a los sistemas regionales de flujo, y los límites de los sistemas de flujo coinciden con los parteaguas superficiales. Para el caso de EUA, encontraron también que los estratos del subsuelo freáticos controlados por la recarga generalmente se presentan en zonas áridas, con zonas montañosas y conductividades hidráulicas altas, como es el caso del norte de México; mientras que los estratos del subsuelo freáticos controlados por la topografía se presentaron en regiones húmedas, con topografía plana y conductividad hidráulica baja, como es el caso de las planicies costeras de México.

1.4. Otros ciclos en que influye el agua subterránea

La distribución espacial de la precipitación atmosférica representa un factor muy importante en el comportamiento del agua subterránea en las condiciones actuales, tal como se mostró en los apartados anteriores, pero no nos dice nada sobre cómo ha cambiado esta distribución espacial y la magnitud de la precipitación en el pasado, modificando obviamente las condiciones de recarga en el pasado, por lo que es relevante estudiar cómo fue el clima en el pasado y cuál es el impacto en el agua subterránea que hoy circula en el subsuelo.

Por otro lado, es muy importante conocer, sobre todo, cómo van a cambiar las condiciones de recarga en el futuro ante los escenarios de cambio climático. Para ello, es necesario conocer las variaciones de la precipitación en el mediano y largo plazos.

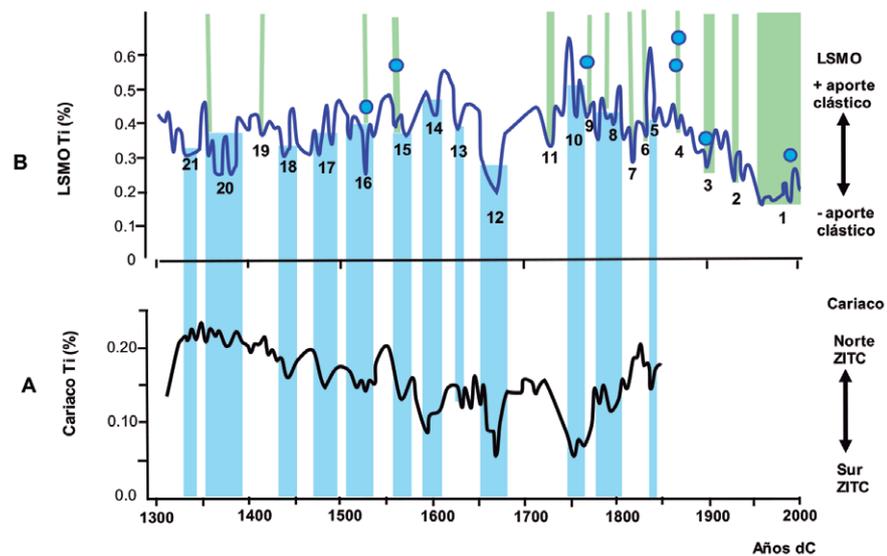
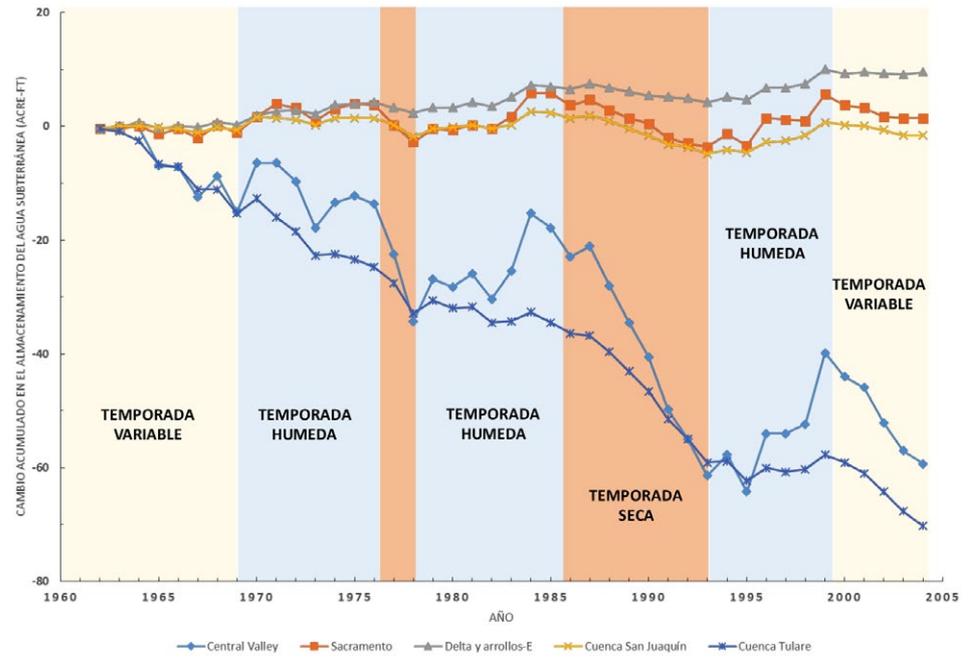


Figura 1.6. Registro de 21 eventos de sequías en el occidente de México, en los últimos 700 años, con base en análisis de sedimentos lacustres del lago Santa María del Oro, Nayarit (modificado de Sosa-Nájera et al., 2010).

Figura 1.7. Cambios acumulados en el agua subterránea en el Valle Central de California, entre 1962 y 2003 (modificado de Faunt et al., 2009).





2.1. Los medios hidrogeológicos

El agua se encuentra siempre presente, en sus diferentes formas, en toda la corteza terrestre; por eso no es extraño encontrarla en todo tipo de rocas y en diferentes profundidades. El agua que rellena los poros, oquedades y fracturas en los diferentes tipos de rocas, se encuentra en tres estados de agregación: gaseoso, líquido y sólido. El agua en forma de vapor se encuentra relleno los espacios vacíos en la zona no saturada y se encuentra en equilibrio dinámico con los otros tipos de agua en las rocas. El límite superior de la zona no saturada lo constituye generalmente el nivel del terreno, el cual puede variar en el tiempo como resultado de los procesos geológicos tales como erosión o acumulación, movimientos tectónicos, glaciares, etcétera; o bien, por actividad antrópica. El límite inferior está definido por el nivel freático; la amplitud de la zona no saturada se da en función de las variaciones temporales del nivel freático, clima y actividad humana. A través de la zona no saturada, las aguas subterráneas mantienen una estrecha relación con la atmósfera.

El agua en estado líquido está ampliamente distribuida en la corteza terrestre, ocupando prácticamente toda la sección de la corteza terrestre desde el nivel freático y hasta la profundidad de temperatura crítica, en lo que se conoce como “límite inferior de la zona saturada”. Como se ha establecido, la temperatura de ebullición del agua depende de la presión y cantidad de sales disueltas en el agua; en el caso del agua subterránea, al contener en forma natural una gran cantidad de sales disueltas, su punto crítico de ebullición puede alcanzar los 450 °C. Considerando el gradiente geotérmico, la temperatura crítica se puede

encontrar a profundidades del orden de 12 km de profundidad, por lo que se esperaría encontrar agua subterránea en estado líquido hasta esa profundidad. En el caso de México, se ha detectado presencia de agua subterránea hasta profundidades mayores a los 2 km. En otras regiones del planeta, se ha encontrado agua subterránea a profundidades entre 5 y 7 km. Resulta indudable que esta profundidad puede ser muy diferente de una región a otra, en función de la estructura tectónica de la corteza terrestre.

La zona de saturación está integrada por rocas de diferentes características litológicas y de edad de formación, permitiendo el paso del agua a través de todo su espesor en el mediano o largo plazos, en función de su porosidad o fracturamiento, presión y conductividad hidráulica. Desde el punto de vista geológico, tradicionalmente se subdividen las formaciones rocosas en tres clases, según sus orígenes y métodos de formación:

2.1.1. Rocas sedimentarias

Se forman por acumulación de material, generalmente transportado bajo la acción de la gravedad o del agua en lagos, ríos y el mar, o bien, la acción del viento. En los materiales granulares no consolidados de edades geológicas recientes, tales como arcillas, arenas, limos y gravas, donde se localizan espacios vacíos entre los granos, dando origen a la porosidad. Con el paso de los tiempos geológicos, estos materiales pueden consolidarse físicamente por compactación y químicamente por cementación, para formar rocas sedimentarias consolidadas, tales como conglomerados, arenisca, lutita y caliza, con poros muy reducidos entre los granos por la compactación o rellenos por el cementante. Las rocas sedimentarias consolidadas, como las calizas, compuestas en gran parte por carbonato de calcio, y las evaporitas, compuestas de yeso y otras sales, son particularmente susceptibles a la disolución activa, que puede producir grandes conductos y cavernas, dolinas y otras características de los sistemas kársticos, donde se pueden movilizar grandes volúmenes de agua subterránea y a gran velocidad, en comparación con otros tipos de rocas.

2.1.2. Rocas ígneas

Se forman a partir de material geológico fundido que se eleva desde grandes profundidades de la corteza terrestre y se enfría para formar rocas cristalinas, ya sea debajo del suelo o en la superficie de la tierra. Las primeras, conocidas también como “rocas ígneas intrusivas”, tales como granito o gabro; mientras que las segundas, llamadas rocas “ígneas extrusivas”, como basalto, riolita y andesita. Estas últimas se asocian con varios tipos de erupciones volcánicas e incluyen lavas y cenizas. La mayoría de las rocas ígneas están fuertemente consolidadas y, al ser cristalinas, generalmente tienen pocos espacios vacíos entre los granos. Sin embargo, pueden presentar altos grados de fracturamiento, lo que permite la circulación rápida del agua subterránea entre las fracturas.

2.1.3. Rocas metamórficas

Se forman por compactación, fusión y alteración o recristalización de otras rocas durante periodos de intensa actividad geológica y grandes presiones. Las rocas metamórficas incluyen gneises y pizarras, y también están normalmente consolidadas, con pocos espacios vacíos en la matriz entre los granos. No obstante, al igual de las rocas ígneas, pueden presentar fracturas resultantes del enfriamiento o tensiones debido al movimiento de la corteza terrestre, en forma de plegamientos y fallas geológicas, permitiendo la circulación del agua subterránea entre las fracturas.

Como se describió anteriormente, el entorno geológico del subsuelo natural proporciona el control dominante sobre la presencia y el movimiento del agua subterránea y, por lo tanto, define qué tipos de roca facilitan el flujo del agua subterránea. No obstante, la geodiversidad y la consiguiente variabilidad hidrogeológica son poco estudiadas y consideradas por muchos de los que trabajan en la protección y gestión del agua. Es importante comprender el sistema de flujo de agua subterránea para conocer la susceptibilidad del sistema a los cambios externos, y los tipos y escalas de tiempo de las posibles respuestas.

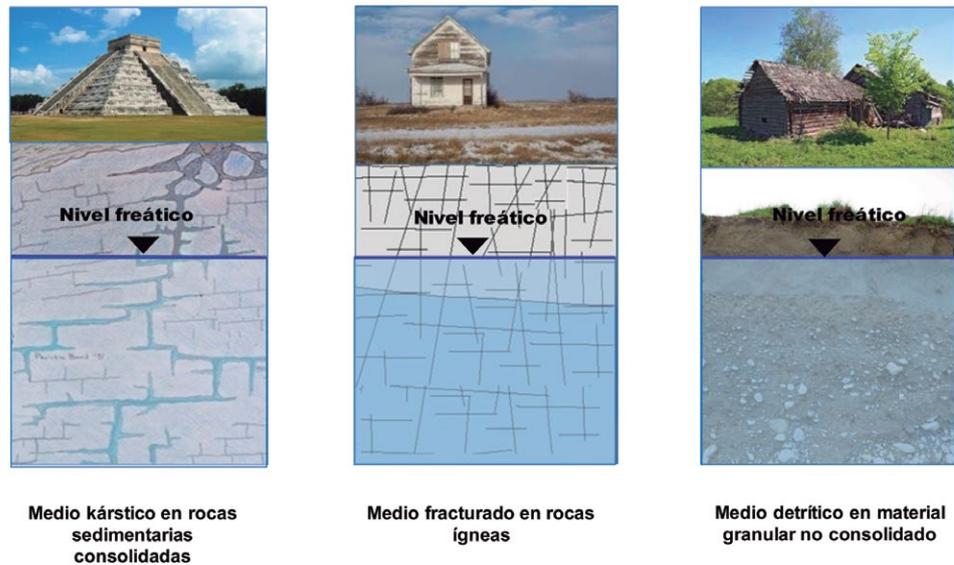


Figura 2.1. Ejemplos de medios hidrogeológicos.

2.2. Los ambientes hidrogeológicos

Si bien es cierto que todos los materiales geológicos contienen algo de agua, muchas rocas de diferentes tipos pueden dar origen a entornos o ambientes hidrogeológicos característicos asociados al tipo de roca y su proceso de formación. Los entornos o ambientes hidrogeológicos más comunes y de interés para México, con base en Chilton y Seiler (2006) y en Margat y Van der Gun (2013), se describen brevemente a continuación:

2.2.1. Las grandes llanuras sedimentarias aluviales costeras

Este primer ambiente hidrogeológico cubre una amplia gama de extensas planicies de secuencias de aluviones costeros, fluviales y deltaicos, en escalas de cientos a miles de metros de espesor, por lo general de edades geológicamente recientes. Estos depósitos sedimentarios no consolidados forman algunos de los sistemas de flujo de agua subterránea más importantes del mundo, en los que se circulan grandes volúmenes de agua subterránea y de los cuales se extraen grandes cantidades para suministro de agua potable y riego en la agricultura. Los ejemplos más

importantes en México incluyen las planicies costeras de Sinaloa, Sonora, Veracruz y Tabasco.

También, se pueden presentar otros sistemas de flujo de agua subterránea en llanuras costeras, con materiales sedimentarios no consolidados, de mucho menos extensión superficial y poca profundidad, pero en las que pueden circular volúmenes importantes de agua subterránea en los valles fluviales y los sedimentos costeros, tal como sucede en las planicies costeras en la península de Baja California, al noroeste de México.

Los medios hidrogeológicos con estratos de materiales no consolidados raramente son sistemas simples y homogéneos. Típicamente consisten en capas alternas de arenas y gravas separadas por capas de arcillas y limos de baja conductividad hidráulica, lo que refleja la compleja historia de la acumulación de estos materiales. En tales secuencias, se presentan sistemas de flujo multicapa, con diferentes grados de presión en el agua subterránea, dando lugar a artesianismo cuando se perfora en los estratos profundos. Los estratos más superficiales pueden ser más fáciles y baratos de explotar, pero es probable que sean más vulnerables a la contaminación. La presencia de estratos de baja conductividad hidráulica puede producir patrones complejos de flujo de aguas subterráneas, pero los horizontes más permeables pueden tener un alto grado de continuidad hidráulica, de modo que el bombeo de una capa afectará a las otras, produciendo gradientes hidráulicos verticales significativos y la consiguiente filtración de agua de los estratos de baja conductividad hidráulica.

La conductividad hidráulica típica en los sedimentos no consolidados y los gradientes hidráulicos horizontales, generalmente bajos en las principales llanuras aluviales, significan que las velocidades del flujo de agua subterránea son muy bajas. Estas bajas velocidades, combinadas con las distancias significativas de recorrido del agua subterránea (decenas a cientos de kilómetros), indican que gran parte del agua subterránea más profunda en las gruesas secuencias aluviales se deriva de la recarga de hace varios cientos a varios miles de años atrás.

2.2.2. Los sistemas aluviales y volcánicos intermontanos

Los ambientes hidrogeológicos de este tipo incluyen derrames de lavas volcánicas y depósitos de rocas piroclásticas, junto con depósitos de abanicos aluviales-volcánicos y depósitos fluviales. Por lo general, se asocian con graben o fosas tectónicas y depresiones o cuencas limitadas por fallas, y con materiales de rellenos rápidos dentro de las regiones montañosas.

Las conductividades hidráulicas y porosidades son generalmente altas pero muy variables. Cuando se combinan con la precipitación que se genera a menudo en los regímenes climáticos montañosos, donde se encuentran muchos de estos ambientes, se producen grandes volúmenes de agua subterránea. También se genera una recarga adicional al agua subterránea por el agua superficial que fluye de las laderas de las montañas circundantes y que se infiltra en los depósitos de los valles altamente permeables, especialmente a través de los abanicos aluviales y los depósitos coluviales que se encuentran en los márgenes del valle. Ejemplos de este tipo de ambientes hidrogeológicos en México los podemos encontrar en la Comarca Lagunera, la cuenca de México y la cuenca de Oriental.

Normalmente presentan sistemas de flujo de agua subterránea en conjuntos multicapa, con condiciones de artesianismo en los estratos profundos, donde es común encontrar agua de recarga de hace cientos o miles de años atrás.

2.2.3. Los sistemas en rocas sedimentarias consolidadas

Importantes volúmenes de agua subterránea pueden circular dentro de estratos sedimentarios consolidados, principalmente en areniscas y calizas. Estos materiales pueden subdividirse ampliamente en formaciones terciarias relativamente jóvenes y en formaciones mesozoicas o paleo-

zoicas más antiguas. A escala mundial, aunque su distribución es irregular, son comunes y se encuentran tanto en los cinturones montañosos como las cordilleras y en las tierras bajas y mesetas, como sucede en el norte de México.

Las rocas areniscas se formaron a partir de sedimentos marinos o continentales sepultados y compactados, pasando a formar rocas consolidadas. El grado de consolidación aumenta con la profundidad y edad de las rocas. Por lo tanto, las areniscas terciarias más jóvenes usualmente retienen un cierto grado de porosidad primaria entre los granos de arena y son de baja a moderada conductividad hidráulica. En las formaciones más antiguas, mesozoicas o paleozoicas con un cementado más desarrollado entre los granos, la porosidad primaria puede reducirse en gran medida. Sin embargo, la porosidad secundaria resultante del desarrollo de fracturas o fisuras debidas a presiones externas, puede proporcionar la conductividad hidráulica adecuada para la circulación de importantes volúmenes de agua subterránea.

Las rocas calizas que presentan grandes conductos por la disolución de carbonatos a partir de fracturas (karst) están muy extendidas en el centro y norte de México. Aunque su conductividad hidráulica es muy variable en el tiempo y espacio, permiten la infiltración y circulación de grandes volúmenes de agua subterránea. El proceso de disolución de los carbonatos en las rocas calizas da origen a diferentes formas del relieve y del subsuelo, denominadas: poljes, dolinas, uvalas, lapiares, ponors, sumideros, etcétera. El origen del término “karst”, palabra de origen alemán para caracterizar este tipo de relieve, se remonta a los trabajos de Jovan Cvijiv (1893) al estudiar la geomorfología de la región dinárica en Serbia y Eslovenia. Las rocas calizas presentan diferentes grados de disolución en función de la edad del afloramiento rocoso, las condiciones climáticas presentes y pasadas, y la evolución tectónica de la región, con efectos que van desde fisuras ligeramente ensanchadas hasta sistemas de cavernas de grandes dimensiones. Estas características del karst tienen marcadas implicaciones en el comportamiento hidrológico e hidrogeológico en las regiones, en donde los escurrimientos superficiales de gran magnitud pueden desaparecer instantáneamente en un determinado punto del espacio o tiempo, o la ausencia de escurrimien-

tos superficiales en otras zonas. Los sistemas de flujo de agua subterránea pueden presentar alta variabilidad temporal en función del clima y de eventos sísmicos. En muchos casos, las descargas naturales de los sistemas de flujo de agua subterránea se suelen concentrar en pequeñas áreas, dando origen a enormes manantiales, como sucede en la región de la Huasteca, en el noreste de México.



Figura 2.2. Ambiente hidrogeológico en el norte de México (fotografía del autor).

2.2.4. Los sistemas en formaciones calcáreas costeras recientes

Estas formaciones, principalmente de rocas calizas, forman importantes sistemas de flujo de agua subterránea. Los suelos suelen ser muy delgados y el movimiento del agua, desde el suelo hasta el nivel freático a través de fisuras o conductos de disolución, puede ser tan rápido que estas formaciones son muy vulnerables a la contaminación. La alta capacidad de infiltración de dichos estratos a menudo impide la formación de sistemas de drenaje superficial y, frecuentemente, el agua subterránea es la única fuente disponible de suministro del líquido en estas regiones. Además, al ser costeros, el agua dulce del sistema de flujo de agua subterránea, en muchas ocasiones de poco espesor, suele estar por encima de

zonas con agua salada. Su conductividad hidráulica, de alta a muy alta, se deriva no sólo de las porosidades primarias inicialmente altas (debido al ambiente sedimentario de depósito), sino también de las fracturas que se han ampliado con la disolución. Esto puede producir un movimiento rápido del agua subterránea con velocidades frecuentemente superiores a 100 m/d. La extracción excesiva de aguas subterráneas, con la consecuente disminución de la capa de agua dulce, puede inducir la intrusión de agua de mar por el movimiento lateral de la interfaz de agua dulce/agua salada hacia el interior del territorio, o por la intrusión de fondo de agua salada, afectando la capa de agua subterránea dulce desde abajo. Los ejemplos más importantes incluyen Florida, Jamaica, Cuba, La Española y numerosas otras islas en el Caribe, así como la península de Yucatán, en México, donde proporcionan importantes volúmenes de agua potable para las personas que viven allí y el riego agrícola. En México, se tienen varias islas con este tipo de ambientes, tales como Cozumel e Isla Mujeres.

2.2.5. Los sistemas en extensos terrenos volcánicos

A menudo, las lavas más antiguas pueden tener una conductividad hidráulica muy baja en su masa rocosa, pero los basaltos más jóvenes pueden permitir el flujo de agua subterránea en volúmenes muy importantes. También se arrojan otros materiales en forma de nubes volcánicas que, a veces, se depositan como cenizas o se convierten en tobas soldadas. La mineralogía y química de las rocas volcánicas, su viscosidad y contenido de gases determinan la naturaleza precisa de las erupciones volcánicas y rocas resultantes. Los flujos de lava individuales pueden tener hasta 100 m de espesor y, aunque los flujos más masivos comúnmente son de baja conductividad hidráulica, la extensa zona de contacto entre las capas de los diferentes flujos de lava posibilita que el agua se infiltre y mueva a través de ellas. Las zonas de contacto entre los flujos de lava pueden formar zonas con alto flujo de agua subterránea a causa de las grietas de enfriamiento y articulaciones, y el desarrollo de zonas

de detritos causadas cuando la superficie rugosa de lava fría es cubierta por el siguiente flujo de lava, intemperismo o formación de suelo en el periodo entre flujos sucesivos. Además, se pueden formar extensos tubos de lava cuando la lava fluye desde abajo de una superficie fría o congelada. En zonas con vulcanismo activo es frecuente encontrar manifestaciones termales asociadas con los sistemas de flujo de agua subterránea.



La combinación de estas características hace que los basaltos y otras rocas volcánicas formen importantes sistemas de flujo de agua subterránea. Las secuencias alternas de cenizas y lavas, en donde las lavas actúan como conductos para el flujo rápido del agua subterránea y las cenizas intermedias proporcionan el flujo lento, caracterizan los sistemas de flujo de agua subterránea más importantes de Costa Rica, Nicaragua, El Salvador, así como en las regiones central y noroeste de México denominadas “Eje Neovolcánico” y “Sierra Madre Occidental”. La distribución de estos sistemas en el mundo se asocia con la localización de los volcanes, principalmente a lo largo del Cinturón de Fuego del Pacífico y en los límites de placas tectónicas, como en Indonesia. En México, muchas islas son total o predominantemente de origen volcánico, tal como las Islas Marías en el Pacífico mexicano.

Otros ambientes hidrogeológicos que se pueden presentar en otros tipos de materiales geológicos, pero menos relevantes para el caso de México, son los depósitos de origen glacial y fluvioglacial en las zonas templadas del mundo, como los grandes lagos en EUA, o de gran altitud, como en las cadenas montañosas de los Andes y los Himalaya; los depósitos finos arrastrados por el viento, llamados “loess”, que forman un importante sistema de flujo de agua subterránea en China, y las rocas cristalinas de edad Precámbrica o del Paleozoico Inferior, en el África subsahariana.



ORIGEN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS 3

Parece ser que los primeros escritos conocidos hoy día por los hidrogeólogos y que hacen referencia al origen del agua subterránea corresponden a los griegos. Estos escritos suponen la existencia de una o varias enormes cavernas en el interior de la tierra que algunos supusieron como fuentes inagotables y que otros imaginaron en permanente estado de recarga. Estos últimos presumieron la existencia de una forma de “ciclo hidrológico” en el cual el agua de mar, a través de una serie de conductos subterráneos, se introduciría en esas enormes cavernas que alimentarían el caudal de los manantiales y ríos, y retornarían de nuevo al mar. No obstante, es importante mencionar que las observaciones que hicieron con respecto a las aguas subterráneas se referían fundamentalmente al agua de los grandes manantiales, cuya magnitud impresionó siempre a los griegos. Fueron los romanos quienes empezaron a pensar que las precipitaciones en forma de nieve y agua eran suficientes para alimentar el agua subterránea que se descargaba en los manantiales. Marco Vitrubio (siglo I a. C.) comenzó a propugnar esta teoría y a entrever la existencia del ciclo hidrológico como se conoce actualmente.

El conocimiento claro sobre el funcionamiento del ciclo hidrológico estuvo disponible hasta el siglo XVII cuando, por primera vez, se hizo un análisis sobre la base de observaciones y cifras cuantitativas. La teoría de la infiltración es, desde entonces y hasta la actualidad, universalmente aceptada. Bernard Palissy (1509-1589), filósofo francés, parece ser el primero en establecer las teorías modernas sobre el origen de las aguas subterráneas. La comprobación de la teoría mediante medidas experimentales directas se atribuye a Pierre Perrault (1608-1680) y Edmé Mariotte (1620-1684), quienes midieron la precipitación en la cuenca del Sena durante los años 1668 a 1670 y observaron

que el escurrimiento superficial de la cuenca era solamente una sexta parte de la precipitación total, deduciendo, por tanto, que casi la totalidad del resto se evaporaba o infiltraba alimentando las fuentes de agua subterránea.

3.1. Fuentes originarias del agua

Ahora se sabe que el origen del agua subterránea está íntimamente ligado con el origen del agua en el planeta, conocimiento formado a mediados del siglo XX en la antigua Unión Soviética. El geoquímico soviético Alexander Pavlovich Vinográdov (1895-1975, citado en Mijailov, 1985) propuso que la sustancia primaria de la Tierra fue una materia semejante a la de los meteoritos pétreos, que contienen alrededor de 0.5 a 1% de moléculas de agua, la cual en gran parte, mediante procesos internos del planeta y su evolución en el tiempo, pasó poco a poco en fase líquida del manto hacia la corteza terrestre, llevando consigo a la superficie las sustancias disueltas y dando lugar a la formación de la hidrosfera. Otra fuente de agua considerada por Vinográdov fue el cosmos, ya que los asteroides del sistema solar que caen a la tierra tienen, en promedio, 0.5% de agua dentro de su estructura. Estimó que el agua aportada por los asteroides en toda la historia geológica del planeta es menor, en cuatro órdenes de magnitud, que el agua procedente del manto de la Tierra. Mijailov (1985) menciona que otra fuente más de agua proviene de las capas superiores de la atmósfera. Indica que a alturas de entre 230 a 250 km hay átomos de hidrógeno y oxígeno, por lo que no se descarta la formación de moléculas de agua que eventualmente podrían llegar a la superficie del planeta; aunque también menciona que una parte importante de ésta escapa al espacio cósmico. De esta manera, el agua actualmente contenida en la hidrosfera proviene principalmente del manto de la Tierra (Mijailov, 1985). La hidrosfera es la interconexión entre la biosfera, la atmósfera y la litosfera que integra notablemente los flujos de agua, energía y compuestos geoquímicos (Mook, 2001).

Lo más probable es que el agua haya estado en nuestro sistema solar desde el principio y haya sido formada por el proceso de fusión termónuclear que produjo los elementos del sistema periódico y sus compuestos. La cantidad total de agua contenida en la Tierra se estima en un 0.4% en volumen, suficiente para formar una esfera de hielo con un diámetro de casi 2 500 km y un volumen de $8.2 \times 10^9 \text{ km}^3$. La mayor parte de esta agua está química y físicamente unida a rocas y minerales dentro de la corteza y el manto. La cantidad de agua libre, que forma la hidrosfera, se estima en $1.4 \times 10^9 \text{ km}^3$; es decir, el 17% de la cantidad total de agua en la Tierra, de la cual el 96% se almacena en los océanos como agua salina (Mook, 2001).

3.2. Origen del agua subterránea

Hoy en día sabemos que el agua circulante por el subsuelo proviene, en especial, de tres fuentes:

Agua meteórica

Principal fuente de agua subterránea y se recibe en forma de infiltración de la lluvia, nieve y condensación de la neblina. Esta agua se infiltra desde la superficie del terreno a través de fisuras, poros y contactos de las rocas hasta que se incorpora a los sistemas de flujo de agua subterránea; también incluye la parte del agua atmosférica que se infiltra desde los ríos y lagos.

Agua connata

Existe en poros y cavidades de rocas sedimentarias de mares y lagos. Es agua subterránea que se encuentra a grandes profundidades en las rocas sedimentarias, como resultado de que quedó atrapada en los sedimentos marinos en el momento de su depósito. El agua connata es altamente mineralizada, salada y no se mezcla fácilmente con agua subterránea meteórica. En general, se encuentra en el fondo de las capas inferiores de la zona de saturación.

Agua magmática

Proviene del magma caliente que entra en contacto con las rocas de la corteza terrestre debido a la acción volcánica, después de lo cual sus gotas de vapor se condensan y se convierten en agua. Las aguas de origen magmático de las zonas profundas de la corteza terrestre, antes de aparecer en la superficie de la Tierra, no participaban en el ciclo general del agua en la naturaleza.

3.3. Caracterización isotópica de la recarga con agua meteórica

Considerando que la principal fuente de recarga del agua subterránea es la infiltración del agua de origen meteórico, se le ha dedicado especial énfasis a su caracterización, usando entre otras herramientas los isótopos, que han demostrado gran utilidad y capacidad resolutive. Los isótopos estables del agua son trazadores útiles para estudiar los procesos en el ciclo global del agua. Se han usado ampliamente como trazadores en la hidrología para validar los modelos hidrológicos (Birkel *et al.*, 2009; Koivusalo *et al.*, 2000; Liebinger *et al.*, 2007; Rodgers *et al.*, 2005). Otra de las aplicaciones más importantes de los isótopos estables en el ciclo del agua es su uso para la reconstrucción de la variabilidad climática pasada, en escalas de tiempo de interanuales a multimilenios. La señal de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en núcleos de hielo de Groenlandia y la Antártida se ha utilizado como un *proxy* (indicador indirecto) para la temperatura media polar en los últimos 123 000 y 740 000 años, respectivamente, con una resolución de estacional a multianual (Dansgaard, 1993; Gat & Lister, 1995; Gat, 1996; Thompson *et al.*, 1998; EPICA, 2004).

Desde 1961, el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) compila y mantiene una base de datos que contiene mediciones de la composición de isótopos estables en la precipitación, con una resolución mensual de un conjunto de estaciones distribuidas en todo el mundo. Esta base de datos de la Red Mundial de Isótopos en la Precipitación (GNIP) proporciona el fundamento para el estudio de procesos globales

de las relaciones de los isótopos estables del agua de la precipitación superficial. Los mapas globales de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en la precipitación exhiben varias características sobresalientes. Craig (1961) utilizó una correlación entre los promedios anuales medidos a largo plazo para $\delta^{18}\text{O}$ y δD de las estaciones GNIP, dando como resultado la llamada Línea Global del Agua Meteórica. Esta ecuación empírica fue establecida utilizando un método de regresión lineal para analizar la composición de los isótopos de oxígeno e hidrógeno en muestras de precipitación, agua de nieve y agua de ríos de todo el mundo. La ecuación que propuso es:

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

Un estudio posterior realizado por el OIEA con muestras de agua de las estaciones de lluvia que se recogieron en todo el mundo mostró un resultado similar (Dansgaard, 1964; Gat, 1980), proponiendo la siguiente ecuación:

$$\delta\text{D} = (8.17 \pm 0.08) \delta^{18}\text{O} + (10.56 \pm 0.64)$$

La mayor parte de la precipitación en el mundo sigue esta relación. Sin embargo, algunas áreas específicas que tienen diferentes condiciones de condensación y evaporación (por ejemplo, temperatura y humedad), o que tienen un entorno de terreno único dan lugar a su propia línea de agua meteórica local especial con una pendiente de intercepción diferentes (Darling & Armannsson, 1989).

Para el caso de México, Cortes y Farvolden (1988) propusieron una línea meteórica local con base en muestras de agua de lluvia tomadas en la sierra de Las Cruces y que se corresponde con la siguiente ecuación:

$$\delta\text{D} = 7.95 \delta^{18}\text{O} + 11.77 \quad (r = 0.989)$$

Por otro lado, para la parte central del estado de Veracruz, en un transecto que va desde el Cofre de Perote al puerto de Veracruz, Pérez-Quezadas *et al.* (2015) propone la siguiente ecuación:

$$\delta\text{D} = 7.4 \delta^{18}\text{O} + 7.3 \quad (r = 0.99)$$

Los isótopos de oxígeno e hidrógeno del agua son también ampliamente utilizados como trazadores naturales para comprender los procesos hidrogeológicos, tales como la precipitación, recarga de aguas subterráneas, interacciones aguas subterráneas y superficiales y la hidrología de la cuenca (Gat, 1996; Clark & Fritz, 1997; Gibson *et al.*, 2005). Una comparación de las composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno de la precipitación y el agua subterránea proporciona una excelente herramienta para evaluar el mecanismo de recarga (Blash & Bryson, 2007; Heiweil *et al.*, 2009; Yin *et al.*, 2011). Indudablemente, la determinación de las fuentes de recarga de agua subterránea es importante para la gestión eficaz de los sistemas de flujo de agua subterránea (Yeh *et al.*, 2014).

Sin embargo, estos enfoques requieren un conocimiento detallado de la composición de la señal isotópica de entrada; es decir, de la precipitación (Darling y Talbot, 2003). No obstante, la composición isotópica de esta señal de precipitación varía temporal y espacialmente por una serie de factores relacionados con la topografía, latitud, continentalidad, magnitud de la precipitación, estacionalidad, etcétera. (Dansgaard, 1964; Gat, 1996; Siegenthaler y Oeschger, 1980). Todos estos factores contribuyen a la reducción de las proporciones isotópicas.

Tomando en cuenta que la relación δ -T simple surge de la interacción de varios procesos que no pueden considerarse a priori invariantes en el tiempo en escalas de tiempo climáticas (Brown y Simmonds 2004), se subraya la importancia de las investigaciones orientadas a procesos de fraccionamiento de isótopos. En estudios a escala de cuencas, estos factores son particularmente relevantes, por lo que a continuación se presenta una breve descripción de ellos, basándose en Dansgaard (1964), Gat (1996), Rozanski *et al.* (1982) y Mook (2001).

3.3.1. Efecto de la latitud

Este efecto se basa en la observación de una señal de isótopos gradualmente reducida en la precipitación que cae en las latitudes más altas. El gradiente promedio para $\delta^{18}\text{O}$ es $-0.6\%/^\circ$ de latitud en las estaciones

en zonas costeras y continentales de Europa y EUA, y hasta $-2\%/^{\circ}$ de latitud en la Antártida (Mook 2001). Junto con la latitud, las proporciones de isótopos se correlacionan con la temperatura media anual de la superficie en grados centígrados, de acuerdo con la relación isótopo-temperatura (relación δ -T). Dansgaard (1964) propone la siguiente ecuación:

$$18\delta = 0.695 t - 13.6 \text{ ‰}$$

Con base en estaciones del Atlántico Norte y de Europa de la red GNIP, Yurtsever (1975) propone la siguiente relación, donde “t” es la temperatura de la superficie en $^{\circ}\text{C}$:

$$18\delta = (0.521 \pm 0.014) t - (14.96 \pm 0.21) \text{ ‰}$$

Esta relación entre los isótopos estables y la temperatura media anual de la superficie se ha convertido en una de las principales herramientas de la paleoclimatología, principalmente en la interpretación de los núcleos de hielo de alta latitud. A la luz de lo antes mencionado, es evidente que son varios los procesos que contribuyen a este efecto de latitud. La temperatura de condensación y, por lo tanto, los factores de fraccionamiento cambian a medida que la humedad se condensa en las latitudes más al norte, dado que la precipitación cae cada vez más como nieve en latitudes altas y, por ello, se equilibra menos con la humedad de la superficie.

3.3.2. Efecto de la altitud

Las proporciones isotópicas de precipitación generalmente disminuyen al aumentar la altitud (por ejemplo, en los Andes).

Siegenthaler y Oeschger (1980) calcularon esta disminución en $\delta^{18}\text{O}$ de $-3.6\%/100 \text{ m}$, que equivalen a $4.5\%/^{\circ}\text{C}$. Mook (2001) propone las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} (\delta^{18}\text{O}) / (\delta T) &\approx +0.4\%/^{\circ}\text{C} \approx -0.2\%/100 \text{ m} \\ (\delta\text{D}) / (\delta T) &\approx +3\%/^{\circ}\text{C} \approx -1.5\%/100 \text{ m} \end{aligned}$$

Para el caso de México, Cortes y Durazo (2001) propusieron para la cuenca de México la siguiente ecuación, que permite relacionar la altitud con $\delta^{18}\text{O}$; Z es la altitud expresada en miles de metros sobre el nivel medio del mar:

$$\delta^{18}\text{O} = -2.13Z (\text{km}) - 3.2$$

Mientras que, para la parte central del estado de Veracruz, en un transecto que va desde el Cofre de Perote al puerto de Veracruz, Pérez-Quezadas *et al.* (2015), para relacionar $\delta^{18}\text{O}$ y δD , propone las siguientes ecuaciones:

$$\delta^{18}\text{O} = -2.1Z (\text{km}) - 5.56 (r = 0.86)$$

$$\delta\text{D} = -15.3Z (\text{km}) - 34.5 (r = 0.83)$$

Las razones para este efecto de altitud son nuevamente complejas. Pueden estar directamente relacionadas con la disminución de la presión de vapor de saturación con la altitud; es decir, cuando la precipitación se forma orográficamente y la condensación tiene lugar a diferentes niveles verticales. También se deben de considerar otros factores, ya que diferentes patrones de transporte de la precipitación pueden gobernar la advección de la humedad a diferentes altitudes.

3.3.3. Efecto de continentalidad

En general, las proporciones isotópicas disminuyen al aumentar la distancia desde la costa (por ejemplo, en Eurasia). Ejemplos destacados son los transectos de Valencia a los montes Urales, que muestran una disminución de -12% en $\delta^{18}\text{O}$ en una distancia de 5 000 km (Rozanski *et al.*, 1993). De nuevo, son múltiples los factores que contribuyen a este efecto continental. A medida que el sistema de precipitación se mueve hacia el interior, la precipitación se reduce cada vez más, al igual que el vapor de agua restante. La contribución de los sistemas convectivos a la precipitación puede aumentar aún más hacia el interior del continente. Finalmente, la estacionalidad de la precipitación puede ser diferente, lo que conduce a una señal isotópica disminuida en forma adicional, ya que

una mayor fracción de precipitación sólida puede depositarse durante el invierno en sitios continentales.

3.3.4. Efecto de la cantidad

Las estaciones con altas cantidades de precipitación anual pueden presentar, en algunas ocasiones, proporciones isotópicas significativamente reducidas (por ejemplo, en Indonesia). Este efecto de la cantidad se observa en particular en las zonas afectadas por la zona de convergencia intertropical, así como en zonas con huracanes y, en menor medida, en otros regímenes de precipitación convectiva. Los valores de relaciones isotópicas altamente reducidos en precipitaciones intensas están asociados físicamente con el bajo equilibrio del agua de lluvia debido a grandes gotas y alta humedad relativa por debajo de nubes convectivas, corrientes descendentes que disminuyen el tiempo disponible para el equilibrio y, finalmente, el reciclado de la precipitación. Según hipótesis de Lawrence *et al.* (1998), también entre sucesivas bandas de lluvia.

3.3.5. Efecto estacional

La variación a lo largo del año de los isótopos estables en la precipitación que se presenta en muchos sitios de observación se denomina “efecto estacional”. La variación estacional es significativa en algunos sitios de observación, mientras que otros tienen amplitudes anuales bastante pequeñas. De acuerdo con Mook (2001), las variaciones más fuertes observadas son de hasta 16% para $\delta^{18}\text{O}$; por ejemplo, en la estación continental Wynyard, Canadá (51.46°N; 104.10°W); mientras que las estaciones costeras o insulares, como Valencia, España (39.29°N, 0.24°W) o Midway, Pacífico (28.12°N, 177.24°W), muestran pequeñas amplitudes anuales con relaciones de isótopos ligeramente reducidas. Este efecto se interpreta como un proceso relacionado con la temperatura, aunque otras influencias también son relevantes. El tipo de precipitación puede ser muy diferente entre estaciones o a lo largo del año, como precipitación predominantemente estratiforme en invierno y precipitación convectiva en verano, diferente grado de recirculación de agua, diferentes altitudes de capa de fusión y una relación diferente de precipitación sólida a líqui-

da. La estacionalidad de los isótopos de agua estables es muy útil para la datación de los registros de núcleos de hielo (Eichler *et al.*, 2000; Sodemann *et al.*, 2006). Físicamente, sin embargo, el efecto estacional es imposible de atribuir a una sola causa meteorológica.

3.4. Fechamiento de aguas subterráneas

Las crecientes preocupaciones por el cambio climático y la seguridad hídrica han aumentado la necesidad de entender mejor el comportamiento del agua subterránea. Desde la perspectiva de los sistemas de flujo de agua subterránea, se sabe que este comportamiento comienza en forma de lluvia, nieve que se derrite o neblina que se condensa, y que se empapa en el suelo para eventualmente infiltrarse y circular por la acción de la gravedad desde las zonas de recarga, en un flujo muy lento, hasta las zonas de descarga natural o hasta su punto de uso. En este contexto, la edad del agua subterránea se refiere al tiempo transcurrido desde que el agua ingresó a la zona saturada y se aisló (a través de una recarga adicional) de la atmósfera. Es decir, la edad realmente se aplica a la fecha de introducción de la sustancia química y no a la edad de existencia del agua como materia.

Los químicos e isótopos que se disuelven en el agua subterránea se pueden usar para determinar la edad aparente del agua subterránea. Estos productos químicos e isótopos se conocen como “trazadores de fechamiento”. Se considera que la edad aparente del agua subterránea es la cantidad de tiempo determinada a partir de un marcador de fechamiento que ha transcurrido desde que el agua estuvo en contacto por última vez con la atmósfera.

De acuerdo con Kasemi *et al.* (2006), los primeros trabajos relacionados con el fechamiento del agua subterránea corresponden a Willard Frank Libby, quien publicó en 1952 su libro *Radiocarbon Dating* y un artículo en 1953 (Libby, 1953). A partir de entonces, la edad del agua subte-

rránea se ha utilizado en el campo de la hidrogeología durante muchos años, pero el significado de la edad del agua subterránea y los métodos para determinarla han evolucionado. La estimación de la edad del agua subterránea se ha usado para estimar la recarga, calcular el flujo de agua subterránea, estimar la renovación de las fuentes de agua y, más recientemente, para estimar el transporte de contaminantes, calibrar modelos de flujo y de transporte, y evaluar la vulnerabilidad en acuíferos y en pozos de explotación.

En un principio, los investigadores asumieron una edad uniforme para toda el agua intersticial en una ubicación específica de un acuífero (Plummer, 2005), proporcionando una estimación de la edad basada en un único marcador. Sin embargo, en sistemas de flujo heterogéneos, las edades aparentes estimadas con métodos isotópicos no reflejan las edades medias del agua debido a la mezcla de aguas de diferentes componentes de flujo con diferentes edades. Esto se debe a variaciones no lineales en las concentraciones atmosféricas del trazador con respecto al tiempo, lo que da como resultado sesgo de las concentraciones mixtas utilizadas para determinar las edades aparentes. En condiciones de flujo transitorio, la distribución de la edad del agua subterránea se ve afectada tanto por las características físicas del medio hidrogeológico, como por el campo de conductividad hidráulica y las variaciones en el pasado del flujo temporal de agua subterránea. Por lo tanto, el enfoque más común es usar un conjunto de trazadores (llamado “enfoque de trazado múltiple”) para determinar la distribución de la edad del agua subterránea, en las diferentes componentes de los sistemas de flujo.

Tomando en cuenta que, durante los últimos sesenta años, las actividades humanas han introducido una gran cantidad de sustancias en el aire y el agua. Los compuestos que se mueven fácilmente a través del medio ambiente relativamente sin cambios físicos o químicos pueden ayudar a determinar cuándo se recargó el agua, las áreas de recarga de agua, la trayectoria del flujo y la velocidad del movimiento del agua en el subsuelo. En este sentido, se han desarrollado diversas técnicas para el fechamiento del agua subterránea, en función de la escala de tiempo desde la infiltración de estos compuestos disueltos en el agua.

Otro criterio ampliamente utilizado es con base en el rango de edades cubierto por los diferentes métodos de fechamiento. En este sentido, se ha dividido la edad del agua subterránea en tres grandes grupos (Kasemi *et al.*, 2006): aguas jóvenes o modernas, aguas antiguas y aguas muy antiguas. Las aguas jóvenes o modernas corresponderían a las que se podrían fechar con técnicas que abarcan desde menos de 1 año a 60 años, posteriores a las bombas termonucleares; las aguas antiguas corresponderían a aquellas que se pueden datar con técnicas que abarcan desde 60 a 50 000 años, y las aguas muy antiguas a las fechables con técnicas que abarcan desde 50 000 hasta algunos millones de años. Estos límites no representan una frontera abrupta entre las componentes de los sistemas de flujo, ya que pueden variar de un sistema a otro en función de su complejidad y modo de funcionamiento.

Para el fechamiento de aguas subterráneas jóvenes o modernas, en el rango entre 1 y 60 años, se han utilizado las siguientes técnicas: a) tritio, b) $^3\text{H}/^3\text{He}$, c) ^4He , d) ^{85}Kr , e) CFC, f) SF_6 , y g) $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$. También se ha aplicado en forma indirecta d^{18}O y Rn_{222} . En el fechamiento de aguas subterráneas antiguas, en el rango entre 60 y 50 000 años, se ha usado ampliamente ^{14}C , pero también se han utilizado las técnicas indirectas de: a) ^{32}Si , b) ^{39}Ar , y c) ^{18}O y ^2H . Para la datación de aguas subterránea muy antiguas, con edades mayores a 50 000 años, se han utilizado las siguientes técnicas: a) ^4He , b) ^{36}Cl , c) ^{40}Ar , d) ^{81}Kr , e) ^{129}I , y e) $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. De todos estos métodos mencionados en los tres rangos de edades, se puede encontrar una amplia descripción en Kasemi *et al.* (2006), incluyendo casos de aplicación, ecuaciones relevantes, muestreo en campo y mediciones en laboratorio.

Para el caso de México, se han aplicado varias de estas técnicas a lo largo de los últimos treinta años, con resultados que indican que estamos extrayendo del subsuelo desde agua moderna de reciente infiltración (< de 60 años) hasta aguas antiguas con edades mayores a 30 000 años. En la tabla 1 siguiente se presenta una relación de 17 trabajos publicados en revistas científicas en los últimos treinta años, en la que se puede observar la evolución en el uso de las técnicas antes señaladas. Con base

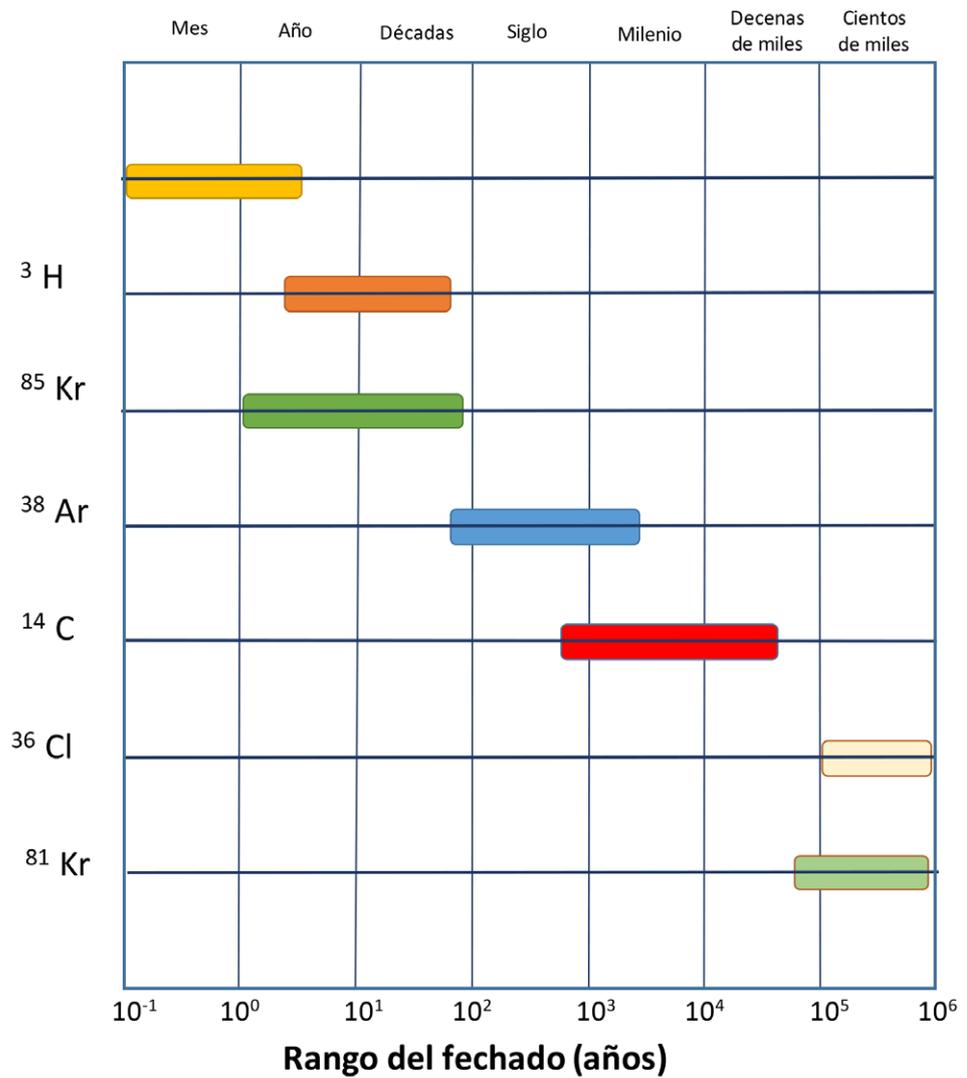


Figura 3.1. Rangos de aplicación de los métodos isotópicos.

Tabla 1.1. Trabajos publicados en revistas científicas en los últimos treinta años, con fechamientos a partir de isótopos aplicados en México.

AÑO	LOCALIDAD	TÉCNICA UTILIZADA	RANGO DE EDADES	REFERENCIA
1989	Cuatla Yautepec	^{14}C , ^3H	Moderna a 15,200	Vázquez-Sánchez et al, 1989
1989	Cuernavaca	^{14}C	Moderna	Jaimes-Palomera et al, 1989
1992	Valle de San Luis Potosí	^{14}C	3,600-16,000	Carrillo-Rivera et al, 1992
1997	Comarca Lagunera	^{14}C	10,000 - 30,000	Brouste et al, 1997
2002	Ciudad de México	^{14}C	3300-6,000	Edmunds et al, 2002
2002	Alto Río Laja	^{14}C	2,000-13,800	Mahlknecht et al, 2002
2006	Silao Romita	^3H , CFC, ^{14}C	50-1,000	Horst, 2006
2006	San Miguel de Allende	CFC	7-490	Mahlknecht et al, 2006a
2006	La Independencia	^{14}C	500- 13,300	Mahlknecht et al, 2006b
2008	Silao Romita	^3H , CFC, ^{14}C	50 - 300	Horst et al, 2008
2008	Ciudad de Chihuahua	CFC, ^{14}C	97-9,000	Mahlknecht et al, 2008
2005	La Independencia	^{14}C	10,000-35,000	Ortega-Guerrero, 2009
2010	Valle de Toluca	^{14}C	3,300-9,300	Hancox et al, 2010
2014	Ciudad de México	^{14}C	14,2 37	Mora les-Cas i q ue et a 1, 2014
2016	La Paz	^{14}C , CFC	Moderna a 4,700	Tamez-Meléndez et al, 2016
2016	Actopan, Veracruz	^{14}C , ^3H / ^3He , CFC,	Moderna a 11,000	Pérez-Quezadas et al, 2016
2017	Guadalajara	^{14}C , ^3H , CFC,	Moderna a 26,800	Mahlknecht et al, 2017

en las edades reportadas, se puede concluir que buena parte del agua subterránea que extraen los pozos actuales corresponde a agua infiltrada a lo largo de todo el Holoceno e, incluso, agua infiltrada antes del Holoceno.

Lo anterior contrasta con los modelos conceptuales aplicados en México para realizar los balances de los acuíferos y la estimación de la recarga, asumiendo que toda el agua proviene de la infiltración reciente del agua de lluvia, y sólo afectada por el tiempo de tránsito desde las zonas de recarga y asumiendo que la recarga sucede bajo las condiciones climáticas actuales. No obstante que este enfoque ha sido ampliamente criticado y se ha demostrado su invalidez reiteradamente desde hace mucho tiempo (Lohman, 1972; Bredehoeft *et al.*, 1982; Sophocleous, 1997; Bredehoeft, 1997; Alley *et al.*, 1999; Bredehoeft, 2002; Alley y Leaky, 2004; Devlin y Sophocleous, 2005).

Con respecto a las variaciones climáticas durante el Holoceno, se han reportado al menos cuatro eventos globales principales que produjeron incrementos rápidos en el nivel del mar, señalados como MWP-1A0, de hace 19 000 años (Clark *et al.*, 2004, Yokoyama *et al.*, 2000); MWP-1A, de hace 14 000 años (Deschamps *et al.*, 2012; Peltier, 2005); MWP-1B, de hace 11 000 años (Bard *et al.*, 2010), y MWP-1C, de hace 8 000 años (Blanchon *et al.*, 2002, Harris *et al.*, 2008). Otros eventos similares que ocurrieron entre hace 6 000 años y 3 000 años han sido identificados por Edeso-Fito *et al.* (2017). Estos eventos globales son muy importantes, porque pudieron haber generado recargas de aguas subterráneas en forma extraordinaria y que ahora podrían estar registrados en el agua circulando en el subsuelo a gran profundidad.

En los trabajos sobre la reconstrucción paleoclimática realizados en los sedimentos de los lagos del Valle de México y el alto Lerma (Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García and Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 1999; Lozano-García *et al.*, 2005; Vázquez-Selem and Heine, 2004; Lachniet and Vázquez-Selem, 2005; Caballero *et al.*, 2002; Caballero, 1997; Caballero and Ortega-Guerrero, 1998; Lozano-García and Vázquez-Selem, 2005; Metcalfe *et al.*, 1991; Urrutia Fucugauchi *et al.*, 1994), se han determinado las condiciones climáticas prevalecientes en

los últimos 30 000 años; se ha identificado un clima muy variable con un largo periodo de aridez entre los 19 000 y 16 000 años anteriores al presente, con un corto periodo de humedad e incremento en el nivel de los lagos entre 14 000 y 13 000 BP; luego se restablecen las condiciones de aridez y disminuyendo cada vez a más severas condiciones de aridez, con algunos impulsos de humedad e incremento en el nivel de los lagos entre 6 800 y 5 200 años BP. Estos eventos parecen coincidir con los eventos MWP-1A0, MWP-1A y el registrado recientemente por Edeso-Fito *et al.* (2017) de hace 6 000 años.

Lo anterior permite suponer que la recarga en el centro de México ha sido muy variable a lo largo del tiempo, y el hecho de que las edades determinadas en muestras de agua subterránea se correlacionen con los pequeños periodos en los que se tuvieron condiciones climáticas de humedad en la región, permite suponer que el agua que ahora se está extrayendo del subsuelo en el centro de México corresponde, en parte, a pulsos de recarga extraordinaria de otras épocas y que poco o nada tiene que ver con las condiciones climáticas actuales.

Por lo tanto, es muy importante determinar, con datación con isótopos y análisis químicos, las zonas y estratos del subsuelo por los que circula agua recargada en otras épocas y diferenciarlas de las que corresponden a agua moderna, a fin de plantear estrategias de gestión del agua subterránea para diseñar las nuevas fuentes de extracción de agua del subsuelo y determinar las medidas de adaptación al cambio climático en México. El entendimiento de este comportamiento llevará a la necesidad de revisar la normatividad y metodologías actuales que se utilizan a escala nacional para determinar la disponibilidad de agua subterránea, con base en los balances hidrogeológicos definidos a partir de la infiltración del agua de lluvia en las condiciones climáticas actuales.



LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

4

Los conceptos sobre el comportamiento del agua subterránea han evolucionado constantemente desde las ideas originales sobre lo que es un acuífero, definido anteriormente como “una formación geológica capaz de almacenar agua en cantidades suficientes para su explotación o aprovechamiento”, lo cual nos llevaba a pensar en un acuífero como una unidad hidráulicamente independiente y aislada del resto del territorio. Esto, a su vez, dio origen a los conceptos de “acuífero libre” y “acuífero confinado”, en que acuífero confinado se definía como “un acuífero limitado por capas impermeables”. Estas mismas ideas fueron la base para los desarrollos de la hidráulica de pozos establecidos, por ejemplo, por Thiem (1906) y Theis (1935), para acuífero libre y acuífero confinado, respectivamente, entre otras.

4.1. Continuidad hidráulica regional

Desde el trabajo de Chamberlain (1885) se estableció que en la naturaleza no existen estratos del subsuelo totalmente impermeables. Esto quedó demostrado con el trabajo de Hantush y Jacob (1955), quienes demostraron la comunicación hidráulica mediante los estratos confinantes, modificando entonces la ecuación de Theis al agregarle el “factor de goteo” o “factor de filtración”. A partir de entonces se abandonó el concepto de “acuífero confinado”, adoptando el concepto

de “acuífero multicapa”. Por otro lado, Walton (1960) observó que en la cuenca al sur de Illinois, toda la secuencia de estratos geológicos se comportaba hidráulicamente como un solo sistema acuífero; Kolesov (1965) observó que en las cuencas de Siberia, Rusia, el comportamiento de los niveles piezométricos se podía explicar sólo si se consideraba el conjunto de estratos geológicos como un sistema complejo a hidráulicamente interconectado en su totalidad, y Margat (1969) al analizar las variaciones de las cargas hidráulicas en el sentido vertical, en varias cuencas sedimentarias de gran tamaño en la región del Sahara, encontró que su distribución indicaba la existencia de flujo entre estratos acuíferos supuestamente confinados, a través de las supuestas capas confinantes o acuitardo, argumentando que si el flujo en los acuitardos había sido inducido por el bombeo, también podría ocurrir en condiciones naturales bajo la acción de diferencias de cargas hidráulicas.

Estas ideas y conceptos fueron revisados e integrados por Neuman y Whitherspoon (1971), quienes demostraron cómo el comportamiento hidráulico de un conjunto de estratos acuíferos depende de la duración del bombeo y del punto de observación, encontrando que el concepto de “acuífero confinado” únicamente es aplicable a periodos de bombeo muy cortos, ya que para periodos largos de bombeo el agua extraída proviene de los diferentes estratos interconectados hidráulicamente; inclusive de los estratos donde no hay bombeo. Es decir, se observa una respuesta hidráulica del conjunto de estratos, actuando como un solo sistema hidráulicamente interconectado. Esta misma idea fue corroborada por Besbes et al. (1976) en la cuenca de Aquitain, Francia, al verificar que ocho estratos acuíferos importantes, supuestamente independientes y separados por materiales acuitardos, presentaban comunicación hidráulica entre ellos.

Con base en estas ideas, Tóth (1985) propone el concepto “Continuidad hidráulica regional”, definida como:

Un conjunto de estratos del subsuelo que se puede considerar hidráulicamente continuos si un cambio en la carga hidráulica o presión de poro, en un punto dado, puede causar un cambio en la carga hidráulica en un punto distante, en un intervalo de tiempo medible.

Es indudable que, con base en los resultados de Neuman y Whitherspoon (1971), esto es altamente dependiente del tiempo de bombeo, de manera que tiempos cortos de bombeo nos pueden llevar a la idea errónea de estratos acuíferos hidráulicamente independientes. Por otro lado, tiempos largos de bombeo nos llevaría a la propagación de los efectos hidráulicos a regiones geográficamente distantes o a estratos a profundidades inesperadas, con resultados inesperados.

Esto también implica que para aquellas regiones donde tenemos muchos años realizando bombeo intensivo, como en las regiones agrícolas del centro y norte de México, estos efectos hidráulicos continúan viajando por todo el sistema que presenta continuidad hidráulica regional, y que las fronteras hidráulicas del sistema se encuentran en un proceso continuo de ajuste, influyendo fundamentalmente en las descargas naturales de los sistemas de flujo de agua subterránea, en la presión de poro en los estratos del subsuelo y en la relación entre los sistemas de flujo de agua subterránea y los cuerpos de agua superficial; probablemente, con resultados inesperados.

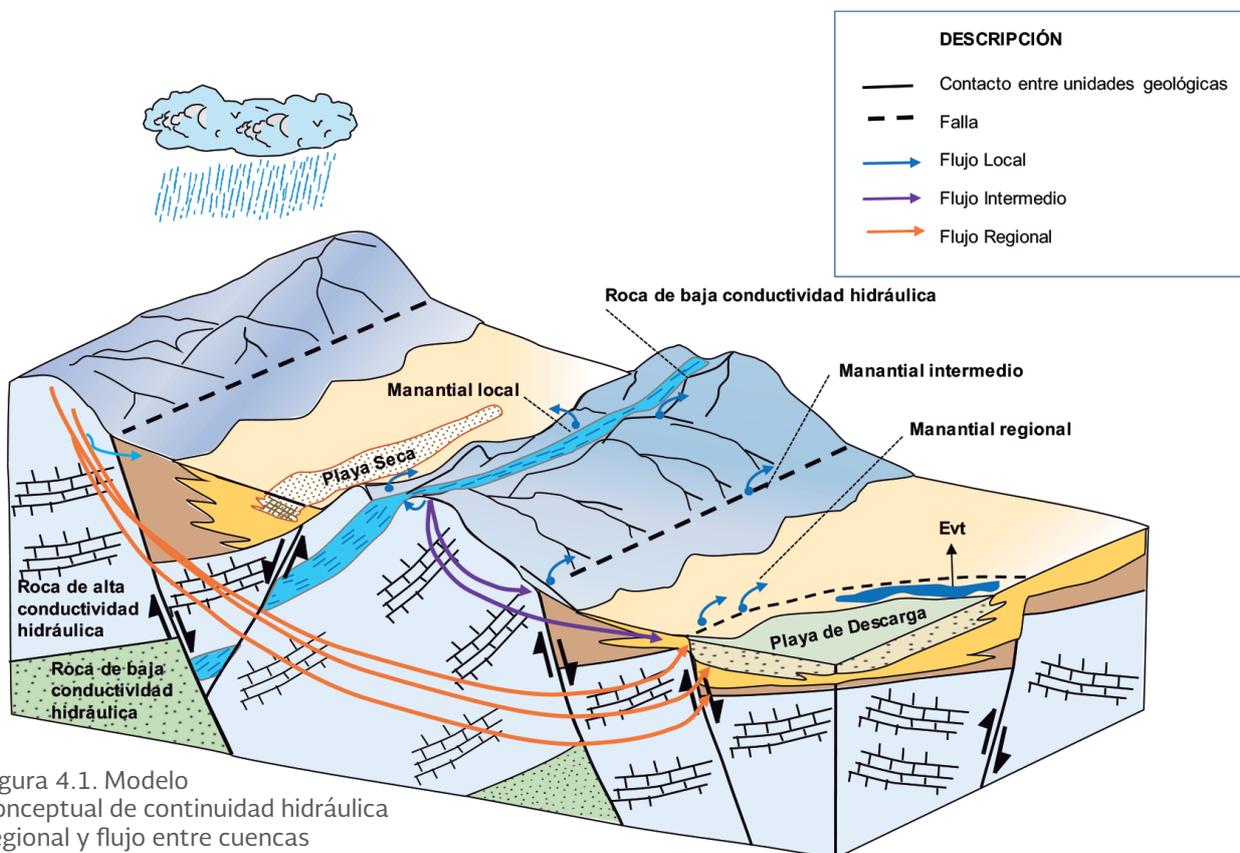


Figura 4.1. Modelo conceptual de continuidad hidráulica regional y flujo entre cuencas hidrográficas en una zona de Nevada, USA. (modificado de Welch et al, 2007).

4.2. Conectividad hidrológica

La conectividad hidrológica es el enlace de regiones separadas de una cuenca a través del flujo de agua. La conectividad describe el grado en que la materia y los organismos pueden moverse entre unidades espacialmente definidas en un sistema natural (Whol, 2017). Las conexiones hidrológicas pueden vincular las áreas montañosas con las redes de canales, arroyos y ríos a lagos, el subsuelo a la superficie, la superficie terrestre a la atmósfera, el medio terrestre al acuático y aguas arriba con aguas abajo. Estas conexiones pueden desarrollarse mediante dimensiones verticales, laterales y longitudinales, y abarcan escalas espaciales y temporales. Cada una de estas dimensiones y escalas están interconectadas, creando un mosaico de conexiones hidrológicas anidadas y los procesos asociados.

La conectividad hidrológica se ha convertido en el foco principal de los estudios hidrológicos y ecológicos. Esta conectividad influye en los flujos entre los elementos de una cuenca o región. Por lo tanto, la conectividad puede ser una característica importante que controla los servicios de los ecosistemas. La conectividad hidrológica es particularmente significativa, ya que representa la intensidad de los flujos de intercambio hidrológico en términos de: agua, solutos, nutrientes, energía y organismos, entre los diferentes compartimientos del ciclo hidrológico. También, la conectividad hidrológica es muy importante a fin de evaluar la ocurrencia y distribución del agua para el sostenimiento de los diferentes procesos naturales y actividades humanas en una determinada cuenca o región.

Unos de los primeros trabajos que estudian la conectividad hidrológica desde la perspectiva del agua subterránea se pueden encontrar en Glover y Balmer (1954) y en Hantush (1965), quienes estudiaron el efecto que se produce en un río por el bombeo de pozos; Cooper y Rorabaugh (1955) y Tood (1955) estudiaron el flujo de agua subterránea en relación con los escurrimientos superficiales.

Por otro lado, desde la perspectiva del agua superficial, Pinder y Sauer (1971) y Moench et al. (1974) estudiaron el comportamiento del escu-

rrimiento superficial y la interacción con acuíferos. A partir de esa fecha, se han realizado números estudios sobre la conectividad hidrológica entre el agua subterránea y los cuerpos de agua superficial, destacando Van Everdingen (1967), Winter (1976), Philips y Shedlock (1993), Rosenberry y Winter (1997), Sacks et al. (1992) y Winter et al. (1998). Amoros y Roux (1988) propusieron el término “conectividad hidrológica” y lo definieron como “el intercambio de materia, energía y biota entre los diferentes elementos del paisaje ribereño a través del medio acuoso”.

En un contexto más amplio, la conectividad se refiere al grado en que la materia (agua, solutos, sedimentos, materia orgánica) y los organismos pueden moverse entre los compartimientos en un paisaje o ecosistema. Los compartimientos en este contexto son áreas o espacios definidos arbitrariamente que varían según las escalas de tiempo y espacio consideradas. Los ríos pueden definirse como vías interactivas a lo largo de tres dimensiones espaciales (Ward y Stanford, 1989): longitudinales (cauce-estuario-humedales-lagos), laterales (riberañas ribereñas/llanuras de inundación) y verticales (fluviales-subterráneas). Cuando estas dimensiones se combinan con el clima (por ejemplo, precipitación), el concepto se amplía a la conectividad hidrológica a escalas de paisaje, regional e, incluso, global (Pringle, 2001).

En Winter (1999) se presenta un análisis sobre la relación entre los sistemas de flujo de agua subterránea y arroyos, lagos y humedales. Entre los principales resultados de este trabajo se establece que los cuerpos de agua superficial son parte integral de los sistemas de flujo de agua subterránea, en estrecha relación con los sistemas locales de flujo de agua subterránea; aun cuando los cuerpos de agua superficial se encuentren separados de los sistemas de flujo de aguas subterránea mediante la zona no saturada. Winter (1999) indica que la interacción entre el agua subterránea y el agua superficial resulta de: la geometría del sistema de aguas subterráneas, la anisotropía del sistema, el contraste de conductividades hidráulicas en el sistema de aguas subterráneas, la configuración de la superficie del nivel freático y la profundidad del cuerpo de aguas superficiales.

En Harvey y Gooseff (2015), se propone la “ciencia del corredor fluvial” como concepto que integra un conjunto de interacciones en forma continua conocidas como “flujos de intercambio hidrológico”, definido como en intercambio bidireccional lateral y vertical de agua, materiales y energía entre el agua superficial y subterránea, vinculando los factores físicos a pequeña escala con su contexto fluvial y geomórfico a gran escala, así como sus consecuencias ecológicas.

Para entender la conectividad hidrológica se requiere poner atención en los procesos y escalas en que estos suceden, donde el principal reto es vincular los factores causales en pequeña escala con las consecuencias a gran escala. De esta manera se podrá tener transferencia de agua, materiales y energía de una subcuenca a otra.

Desde el punto de vista de la hidrogeología, un aspecto importante de la conectividad hidrológica entre aguas superficiales y subterráneas se presenta cuando el agua de lluvia se infiltra en una subcuenca rellena de sedimentos granulares no consolidados, localizada en la partes altas de una gran cuenca superficial; luego, el agua subterránea se descarga en forma de manantiales o flujo base que alimentan el cauce de un arroyo que cruza la subcuenca y que después se conecta con otra subcuenca situada aguas abajo, también rellena de sedimentos granulares no consolidados, que se recarga en la parte alta de la subcuenca con el escurrimiento superficial que lleva el arroyo, y que, posteriormente, se descarga en forma natural hacia el flujo base que alimenta el mismo arroyo, y así, en forma continua, en las siguientes subcuencas situadas aguas abajo. Así, tenemos un continuo de agua que pasa de agua subterránea a superficial y viceversa conforme va descendiendo a lo largo de las subcuencas desde las partes topográficamente altas hasta las planicies costeras o grandes cuerpos de agua superficial como punto final de su recorrido, generando un sistema interdependiente del comportamiento del agua subterránea y superficial en cada uno de sus compartimentos. Esto, en adelante, figurará como “sistema regional de flujo de agua subterránea”.

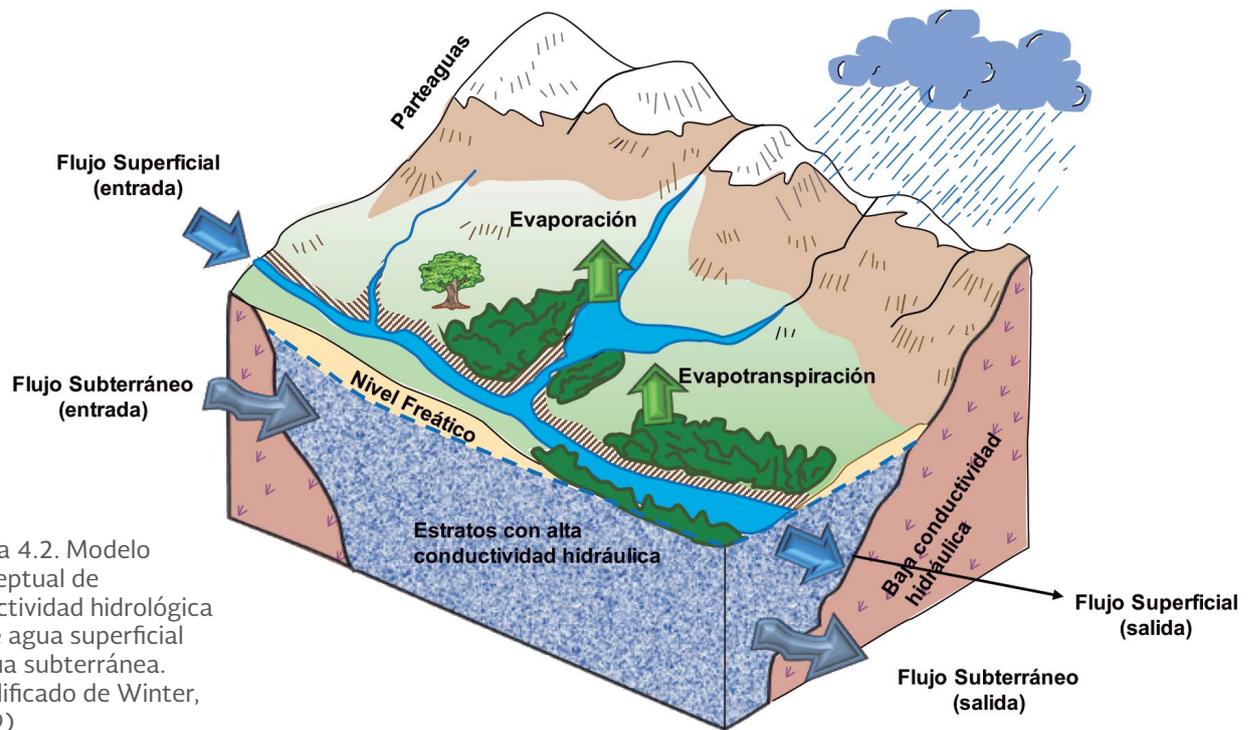


Figura 4.2. Modelo conceptual de conectividad hidrológica entre agua superficial y agua subterránea. (modificado de Winter, 1999)

4.3. Nivel base de descarga

El concepto “nivel base de descarga” en cuerpos de agua superficial ha sido ampliamente estudiado desde hace mucho tiempo. Por ejemplo, Norvatov y Popov (1961) estudian los caudales mínimos o flujo base en ríos y arroyos a partir de las descargas naturales del agua subterránea, identifican los niveles base de descarga de agua subterránea locales en los ríos y arroyos locales y, con base en las ideas de Makarenko (1948), establecen que el régimen del flujo base en ríos y arroyos varía en relación con la ocurrencia del agua subterránea.

Una componente importante de los sistemas regionales de flujo de agua subterránea son las zonas de descarga natural, aunque muchas de las zonas de descarga natural, como humedales y lagos, se ubican ocasionalmente también en las zonas intermedias de los sistemas de flujo. En hidrogeología, Olin (1995) define el nivel base de descarga como:

el nivel de drenaje más bajo que rige la tasa de flujo de salida de un sistema de flujo de agua subterránea y, por lo tanto, también define el nivel más bajo posible del agua subterránea, definido solo a partir del flujo natural del agua subterránea

y que depende fundamentalmente de la geología, hidrología y clima.

En este libro, en analogía, se define como la última zona de descarga descendente del sistema regional de flujo de aguas subterráneas. Los sistemas de flujo de agua subterránea y las cuencas de agua superficial que drenan, aproximadamente, la misma región, no necesariamente coinciden en el mismo punto de descarga. En algunos casos pueden compartir con proximidad los mismos límites, divisiones y niveles base de descarga, mientras que en otros casos la misma área puede ser drenada por redes de escurrimiento superficial a un sitio específico con su nivel básico de descarga y por un sistema de flujo de aguas subterráneas a otro diferente, tal y como sucede en las zonas costeras, donde el río descarga al mar en un sitio específico, mientras que el sistema de flujo de agua subterránea descarga en forma difusa en todo el frente de la playa y con posibles descargas submarinas.

La posición del nivel base de descarga depende en gran medida de las condiciones climáticas a mediano y largo plazos, tales como cambio en el nivel del mar o cambio climático. También es muy sensible a los cambios introducidos en el sistema de flujo por la acción humana, como el bombeo intensivo.

Kafri y Yechieli (2010, 2012) retoman el concepto del nivel base de descarga de agua subterránea para delimitar y diferenciar los sistemas de flujo de agua subterránea. Definen como nivel base de descarga de los sistemas de flujo de agua subterránea a la última zona de descarga de agua subterránea localizada, gradiente aguas abajo, en el extremo inferior del sistema de flujo de agua subterránea, estableciendo que básicamente hay dos tipos de niveles base de descarga: nivel base marino global, donde el punto terminal del sistema de flujo es la descarga al mar; y nivel base de descarga continental, para sistemas de flujo endorreicos. De igual forma, definen los casos en que se presentan niveles base de descarga local, el cual está relacionado con la presencia de cuerpos de agua superficial como lagos y humedales que atraen el flujo convergente de aguas subterráneas, sin interceptar todo el sistema de flujo y una parte de este sistema continúa circulando hasta el nivel base de descarga global. Se conoce que los niveles de muchos lagos que sirven como nive-

les base de descarga de agua superficial también están controlados por los niveles de agua subterránea y, en ese caso, los lagos sirven asimismo como niveles base de descarga local de agua subterránea.

Las cuencas endorreicas continentales, también denominadas “cuencas terminales o cerradas”, son sistemas de drenaje interno. El término generalmente se relaciona con los sistemas de drenaje de aguas superficiales; sin embargo, las cuencas endorreicas a menudo también sirven como niveles base de descarga del agua subterránea. Las cuencas se caracterizan por el hecho de que no hay flujo de salida de la cuenca hacia el mar, ya sea por ríos o flujo subterráneo, y el agua de lluvia que cae en la cuenca solo abandona el sistema por evaporación en cuerpos de agua o evapotranspiración de las plantas. El fondo de la porción inferior de tales cuencas está ocupada por lagos salados o planicies salinas (salares o barreales). Un ejemplo muy claro de esto lo tenemos en la cuenca de México que, antes de la construcción de los sistemas de drenaje hacia el Valle del Mezquital, fue una cuenca endorreica superficial y subterránea.

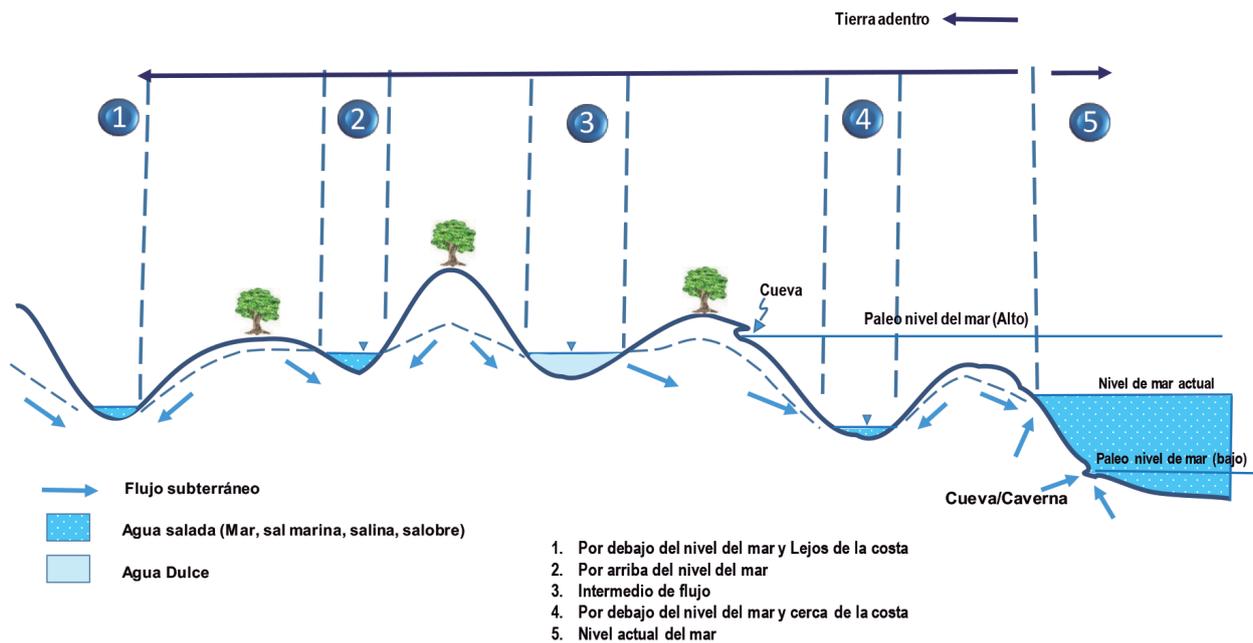


Figura 4.3. Tipos de nivel base de descarga de agua subterránea (modificado de Kafri y Yechieli, 2010).

En Kafri y Yechieli (2010) se describen los factores que controlan el cambio de elevación de nivel base de descarga en aguas subterráneas; entre ellos:

- Cambios climáticos globales, regionales y locales. Mencionan que el mejor registro continuo para los cambios climáticos se conoce para la era del Pleistoceno. Estos cambios se atribuyen a los cambios en la radiación solar (ciclos de Milankovitch, 1920) y a la circulación atmosférica, lo que resulta en periodos fríos y cálidos, o glaciares e interglaciales, respectivamente. Durante los periodos glaciales, se acumularon grandes volúmenes de hielo en los polos y en las grandes altitudes de los continentes a expensas de las aguas oceánicas, y como resultado los niveles de los océanos y mares disminuyeron. Durante los periodos más cálidos o interglaciales, la nieve y el hielo se derritieron y se agregaron grandes volúmenes de agua a los océanos, lo que dio lugar al aumento de los niveles marinos y, por consecuencia, una elevación de los niveles base de descarga de los sistemas de flujo de agua subterránea conectados al mar. Estos cambios son denominados “cambios eustáticos”.
- Movimientos tectónicos. Los movimientos tectónicos son uno de los principales factores que controlan los cambios en el nivel base marino y continental. Los movimientos tectónicos de la corteza terrestre, se sabe que elevan o bajan las cuencas oceánicas y deforman los continentes. Los amplios movimientos epirogénicos elevan los continentes y presionan el suelo de las cuencas oceánicas, reduciendo así el nivel del mar y, por consecuencia, el nivel base de descarga del agua subterránea. Ejemplo del proceso anterior es el levantamiento regional conectado a la zona de subducción en la costa del Pacífico de México (Ramírez-Herrera y Urrutia-Fucugauchi, 1999).
- Movimientos isostáticos y glacioisostáticos. Los movimientos isostáticos tienen lugar como proceso de ajuste de la corteza terrestre debido a la carga y descarga de la superficie. La acumulación de sedimentos o depósitos volcánicos en ciertas áreas, tales como márgenes marinos, deltas o depresiones continentales, a menudo resulta en hundimiento debido a la carga isostática. El mismo proceso ocurre durante las transgresiones mediante la profundización de las plataformas continentales. La presión hidrostática creciente de la columna de agua comprime la plataforma continental, lo que afecta la elevación del nivel base de descarga.
- Subsistencia o hundimiento del terreno por la compactación o extracción de agua. El hundimiento del terreno en cuencas sedimentarias puede ocurrir como resultado de procesos de compactación inducidos, tanto por el hombre como por la naturaleza. Los hundimientos del terreno inducidos por el hombre generalmente están asociados a la extracción de agua subterránea o hidrocarburos y al drenado de humedales. En el caso de Ciudad de México, se puede encontrar un excelente ejemplo de esto.

- Conos de depresión de agua subterránea causados por procesos naturales de evapotranspiración. La evapotranspiración a través de la vegetación es un importante factor de descarga natural del agua subterránea. En el caso de ambientes áridos o semiáridos, junto con niveles freáticos someros, el papel de las plantas freatofitas podría ser muy importante a escala regional o localmente. Un cambio radical en la cobertura vegetal podría representar un cambio en la salida natural de agua subterránea y, por tanto, en el nivel base descarga local.
- Conos de depresión del agua subterránea causados por la extracción intensiva del agua subterránea. El bombeo intensivo del agua subterránea a escalas regional o local, a menudo crea un cono de depresión en el nivel del agua subterránea y, a veces, a profundidades considerables. Tales depresiones pueden alcanzar una profundidad de varias decenas de metros e incluso centenas de metros. Estos conos de depresión, ya sea de extensión local o regional, actúan como zonas de descarga artificial en determinadas zonas mediante el bombeo, y se genera un nivel base de descarga en el centro del cono que atrae los flujos de aguas subterráneas convergentes. Esto lo podemos observar en numerosas zonas de explotación intensiva de agua subterránea en el centro y norte de México.

4.4. Los factores que controlan los sistemas de flujo de agua subterránea

La presencia del agua subterránea y los factores que influyen en su comportamiento han sido ampliamente estudiados desde los trabajos de Georgius Agricola (1533), quien mostró que en las regiones áridas el agua subterránea es más escasa que en las regiones con alta precipitación, lo cual observó con apoyo en las descargas de manantiales y a que los niveles del agua subterránea funcionan como vasos comunicantes con movimiento de los puntos más altos hacia los puntos más bajos. Dentro de los factores estudiados se consideran:

- La geología, en términos de la conductividad hidráulica de los materiales en el subsuelo; la estratificación y variabilidad de sus propiedades hidráulicas; el fracturamiento

de dichos estratos; la tectónica regional y presencia de fallas geológicas, y el espesor y extensión de los estratos del subsuelo.

- El clima, en función de la disponibilidad de agua para la recarga, la variabilidad temporal y espacial del agua para recarga, la temperatura ambiental, la evapotranspiración y los cambios del clima.
- La geomorfología, debido a las variaciones del relieve del terreno, pendientes topográficas y evolución histórica de las geoformas en el terreno.
- El flujo de calor, por los gradientes geotérmicos; la presencia de focos someros de calor y la conductividad térmica de los materiales del subsuelo.

La combinación de todos estos factores es lo que provoca una mayor o menor presencia de agua subterránea en una zona o región, así como la dinámica del movimiento o flujo del agua subterránea, generando así grandes sistemas de flujo de agua subterránea en algunas regiones, mientras que en otras los sistemas de flujo son de extensión muy limitada o dinámica muy lenta.

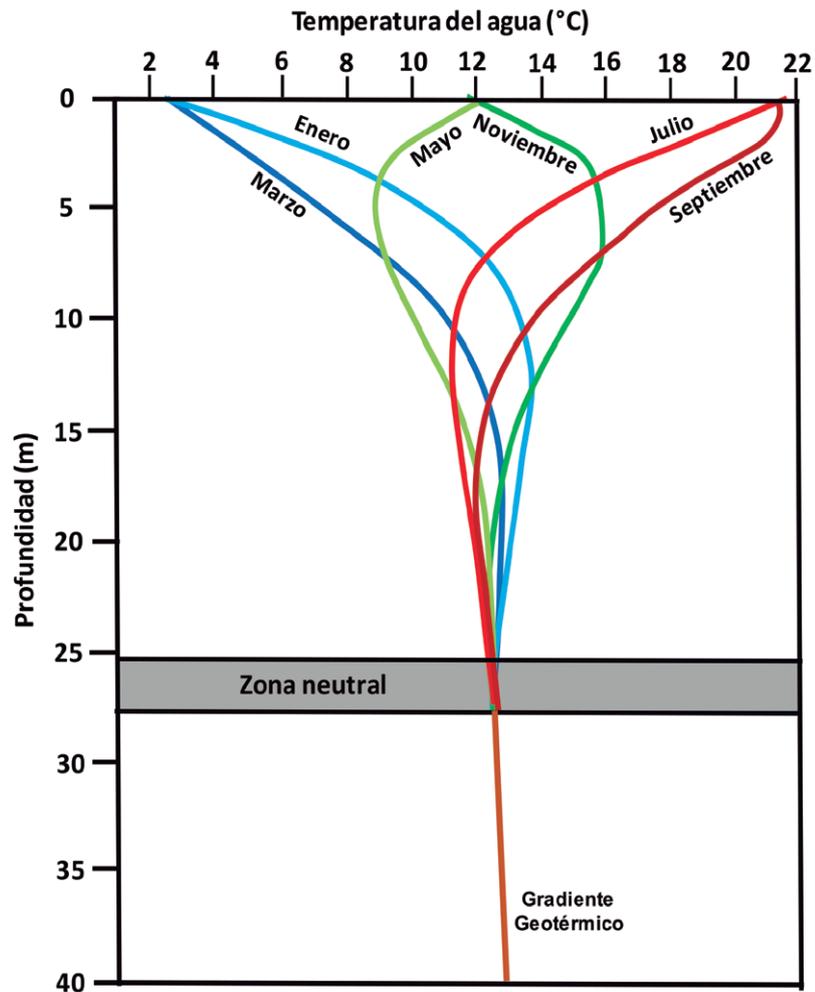


Figura 4.4. Variación de la temperatura del agua subterránea en función de los cambios estacionales del clima en la zona metropolitana de Berlín, Alemania (modificado de SenStadt, 2011).

4.5. Las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea

Desde la publicación del primer mapa hidrogeológico con configuraciones de niveles piezométricos en Francia, por Delesse (1862), se comenzó a pensar en los sistemas de flujo del agua subterránea. Posteriormente, Posepny (1889), un hidrogeólogo checo, explica la diferencia entre sistemas de flujo de agua subterránea somera y profunda. Con base en estos conceptos, Lichkov (1933), en Rusia, propone la idea de la clasificación de los flujos de aguas subterránea y, después, Lange (1947), también en Rusia, propone la distribución de las componentes de flujo de agua subterránea en zonas. Sobre estos mismos conceptos Makarenko (1948), en Rusia, propone dividir las componentes de los sistemas de flujo en tres, a las que llama:

- Zona superior o de flujo activo, influenciada fuertemente por las condiciones climáticas y cuya frontera inferior coincide con el nivel base de descarga de ríos y arroyos locales.
- Zona intermedia o de flujo retardado, con poca influencia climática y cuya frontera inferior coincide con el nivel base de descarga de los grandes ríos.
- Zona inferior o de aguas con flujo muy lento, y cuyo nivel base descarga se encuentra por debajo de los grandes ríos.

Basado en estos conceptos, Koudelin (1949) desarrolla un método para establecer las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea y, después Raspopov (1950), elabora mapas de los sistemas de flujo regionales para la parte europea de Rusia. Una contribución importante de Raspopov (1950) es que establece que la componente superior o de flujo activo refleja las variaciones anuales de las condiciones climáticas, mientras que las otras dos componentes más profundas responden a variaciones climáticas de largo plazo. Desafortunadamente estos trabajos, al estar escritos en idioma ruso, no se difundieron ampliamente en el mundo occidental.

Posteriormente, Norvatov y Popov (1961) proponen dividir las componentes de los sistemas de flujo con base en las descargas a los ríos y considerando su distribución geográfica, en las siguientes zonas:

- Zona de drenaje predominante de las aguas subterráneas superiores por los ríos, marcadas por condiciones de excesiva de humedad.
- Zona de drenaje abundante de aguas subterráneas superficiales y profundas, marcada por condiciones de humedad suficiente, pero variable.
- Zona de drenaje de aguas subterráneas predominantemente profundas y marcada por condiciones de humedad inestable e insuficiente.
- Zona sin flujo de aguas subterráneas a los arroyos, coincidiendo con zonas de extrema aridez y donde con aguas subterráneas escurren a gran profundidad.

Por otro lado, Farvolden (1961) y Mayboom (1961), en Alberta y Calgary, Canadá, respectivamente, observaron que los niveles piezométricos medidos en pozos de una misma profundidad, a escala regional seguían el comportamiento de la topografía, asumiendo continuidad hidráulica en todos los puntos del sistema de flujo de agua subterránea; algo similar a lo propuesto por Delesse en 1862. A partir de estos resultados, Tóth (1963) retoma la propuesta de Makarenko (1948) y aplicando modelos matemáticos para un caso teórico, propone diferenciar en tres las componentes del sistema de flujo de agua subterránea, a las que renombra como: local, intermedia y regional.

4.6. Criterios para la delimitación de las componentes de los sistemas de flujo

Como una forma de entender el funcionamiento de los sistemas de flujo de agua subterránea, se ha propuesto dividirlos en componentes. La primera propuesta formal para dividirlos la realizó Makarenko (1948) tomando como base dos criterios:

1. Relativo a la influencia del clima en la dinámica interna del sistema de flujo, donde establece que la componente superior es influida por los cambios estacionales del clima; la componente intermedia solamente es afectada por los cambios de mediano plazo en el clima, tales como sequías prolongadas o periodos de varios años con mucha lluvia, y la componente profunda, sólo es afectada por variaciones de largo plazo en el clima, tales como el cambio climático.
2. En relación con el nivel base de descarga del sistema de flujo, donde define que la componente superior tiene su nivel base de descarga en los ríos y arroyos locales; la componente intermedia con nivel base de descarga en los grandes ríos, y la componente inferior con nivel base de descarga por debajo de los grandes ríos.

Tóth (1963) propuso la subdivisión de los sistemas de flujo de agua subterránea con base en los siguientes criterios hidráulicos:

3. A partir de las redes de flujo y el potencial hidráulico.
4. El flujo subterráneo entre cuencas.

Mifflin (1968) trató de aplicar el enfoque de Tóth (1963) para delinear los sistemas de flujo de agua subterránea a gran escala en el estado de Nevada, EUA. Al momento de aplicar la teoría de Tóth a la práctica en un caso real, encontró que se requiere información muy detallada sobre las variaciones tridimensionales del potencial hidráulico para poder aplicar dicho enfoque con un nivel de precisión adecuado y así establecer las fronteras entre las diferentes componentes. Por ello propuso y desarrollo la aplicación de otros criterios en el caso del estado de Nevada:

5. Longitud de las trayectorias del flujo de agua subterránea. Por ejemplo, Walker et al. (2003) consideran como flujo regional cuando el recorrido es mayor a 160 km de longitud.
6. Impacto en el balance de las cuencas superficiales.
7. Temperatura del agua en el punto de extracción o de descarga.
8. Edad o tiempo de residencia del agua subterránea.
9. Composición química del agua subterránea.

Además de retomar el criterio 1 establecido por Makarenko (1948), en términos de la magnitud de las fluctuaciones del nivel del agua subterránea o los caudales de descarga en los manantiales, como resultado de las

variaciones en el clima. En la aplicación real que llevó a cabo en Nevada (Mifflin, 1968) encontró que los criterios 1, 7, 8, y 9 son observables o medibles directamente en la práctica, por lo que profundiza en su análisis y en su aplicación en ese estado norteamericano.

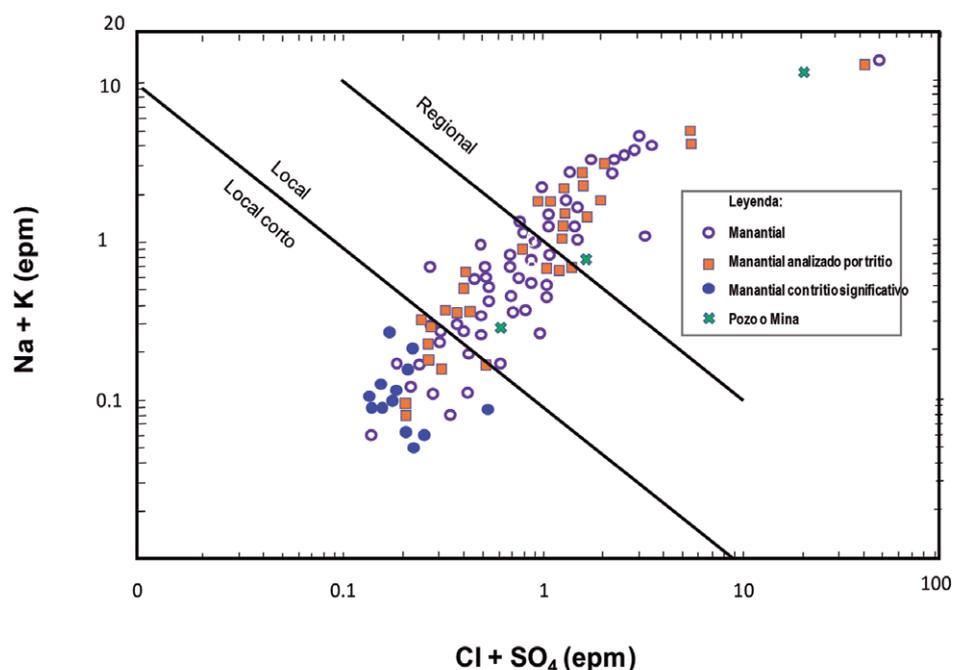


Figura 4.5. Diagrama de Mifflin mostrando la relación entre la composición química del agua, el contenido de tritio y las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea (modificado de Mifflin, 1968).

Otros autores han propuesto también utilizar como criterio 10 la profundidad de penetración del flujo de agua subterránea. Back (1994), citado en Kasemi et al. (2006), propuso dividir las componentes de los sistemas de flujo con base en el tiempo de respuesta a diferentes esfuerzos, dividiéndolos en tres categorías:

1. Componentes con respuesta en el rango de cientos a miles años.
2. Con respuesta en el rango de decenas a centenas de años.
3. En el rango de uno a decenas de años.

Esto correspondería a las componentes regional, local y de sitio, según Kasemi et al. (2006), lo que sería el criterio 11 para dividir las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea.

4.7. Régimen de las componentes de los sistemas de flujo de aguas subterráneas

Los comportamientos transitorios de las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea están relacionados con el equilibrio entre el origen de la perturbación y los flujos resultantes, que tienden a disiparlo. Un control importante de esta disipación es la difusividad de los estratos del subsuelo; es decir, la relación entre la conductividad hidráulica, espesores y porosidad eficaz, y la elasticidad volumétrica de los estratos del subsuelo.

En estratos con baja conductividad hidráulica puede ocurrir un comportamiento transitorio a muy largo plazo, debido a su baja difusividad hidráulica. Por el contrario, en los estratos con mayor difusividad hidráulica, el comportamiento transitorio sucede en periodos de tiempo más cortos, ya que se ajustan más rápidamente a cualquier perturbación hidráulica. En general, se han identificado tres tipos de cambios naturales que provocan perturbaciones en las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea y, por tanto, comportamientos transitorios en los niveles piezométricos, adicionales a los que provoca el bombeo y la suspensión del bombeo de agua en pozos. Los tres tipos de cambios naturales identificados son: cambios en la carga litostática, cambios en la recarga y cambios en el nivel base de descarga.

4.7.1. Variaciones del nivel piezométrico por cambios en la carga litostática

Los cambios del nivel piezométrico pueden ser generados, entre otras razones, por cambios en la presión intergranular o el esfuerzo efectivo, debido a cambios en la carga litostática producidos en el esqueleto sólido del subsuelo. De acuerdo con Tóth y Millar (1983), estos cambios pueden estar relacionados con: deformaciones en los estratos rocosos debido a compresión tectónica, procesos de erosión que modifiquen la superfi-

cie del terreno, o cambios en el volumen del fluido por calentamiento o enfriamiento del agua.

En estos casos, se observan diferencias importantes en la distribución de presiones con respecto a la distribución “Normal” o hidrostática, indicando que el sistema de flujo de agua subterránea se encuentra en estado transitorio en escalas geológicas, conforme los niveles piezométricos llegan a una nueva condición de equilibrio hidráulico con una distribución “Normal” de presiones; a partir del momento geológico cesan estos procesos de cambio en la carga litostática o de los que producen los cambios en el volumen del fluido.

En un análisis realizado por Tóth (1978) en la región de Red Earth, Alberta, Canadá, mediante modelos de simulación computacional, encontró que el tiempo requerido para que el sistema llegue a una nueva condición de equilibrio hidráulico, debido a cambios en la superficie del terreno por erosión, es de 4 millones de años (en el caso de Red Earth). En este mismo estudio se concluye que la distribución actual (1978) de las presiones en la parte profunda del sistema de flujo, debajo de estratos arcillosos de varios cientos de metros de espesor, debido a que las presiones se encuentran fuera de fase con la distribución esperada con la topografía moderna, se le puede considerar como un proxy para establecer cuál fue la topografía en el Plioceno, considerando los 4 millones de años que le tomaría ajustarse a la topografía moderna.

En otro estudio realizado por Tóth y Miller (1983), utilizando la misma región de Red Earth como ejemplo y probando varias combinaciones de datos de conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento para simulación computacional, encontraron tiempos de ajuste de 4.2 millones de años para el conjunto de datos más probable. En ese mismo trabajo comentan que estos resultados son relevantes y críticos para casos reales donde:

- a) Se considere el análisis de los sistemas regionales de flujo de agua subterránea para la toma de decisiones sobre la sostenibilidad de la explotación de agua subterránea en zonas áridas.

- b) En la exploración de hidrocarburos o minerales metálicos que requieran la reconstrucción o fechamiento de paleosistemas.
- c) Para el emplazamiento de depósitos de residuos radiactivos.
- d) Para el fechamiento de eventos geológicos que resulten en cambios del relieve topográfico.
- e) En la investigación de la génesis (tipo, factibilidad, probabilidad, etc.) de procesos geológicos que involucren transporte y acumulación de ciertos minerales metálicos o materiales radiactivos, o bien, de anomalías termales.

Por otro lado, Domenico y Schwartz (1998) presentan otros casos en que las modificaciones en la carga litostática pueden generar cambios rápidos en los niveles piezométricos, tales como excavaciones profundas; emplazamiento de presas debido al peso del volumen de agua almacenado y al peso de la cortina, además de la influencia generada por la infiltración de agua desde la presa; construcción de canalizaciones en zonas costeras, y por deslizamientos de laderas o procesos de remoción en masa. En estos casos, el tiempo de ajuste de los niveles piezométricos podría ser de decenas de años.

Igualmente, presentan el caso de una estación de trenes donde, antes de que llegue el tren a la estación, se tiene ciertos niveles piezométricos, los cuales se ven alterados en el momento que el tren llega a la estación debido al incremento de la carga al suelo por el peso del tren y su contenido. Y, nuevamente, cuando el tren se aleja, los niveles piezométricos se vuelven a alterar por la disminución de la carga hacia el suelo. En este caso, los tiempos de ajuste de los niveles piezométricos requieren de minutos para ajustarse.

4.7.2. Variaciones del nivel piezométrico por cambios en la recarga

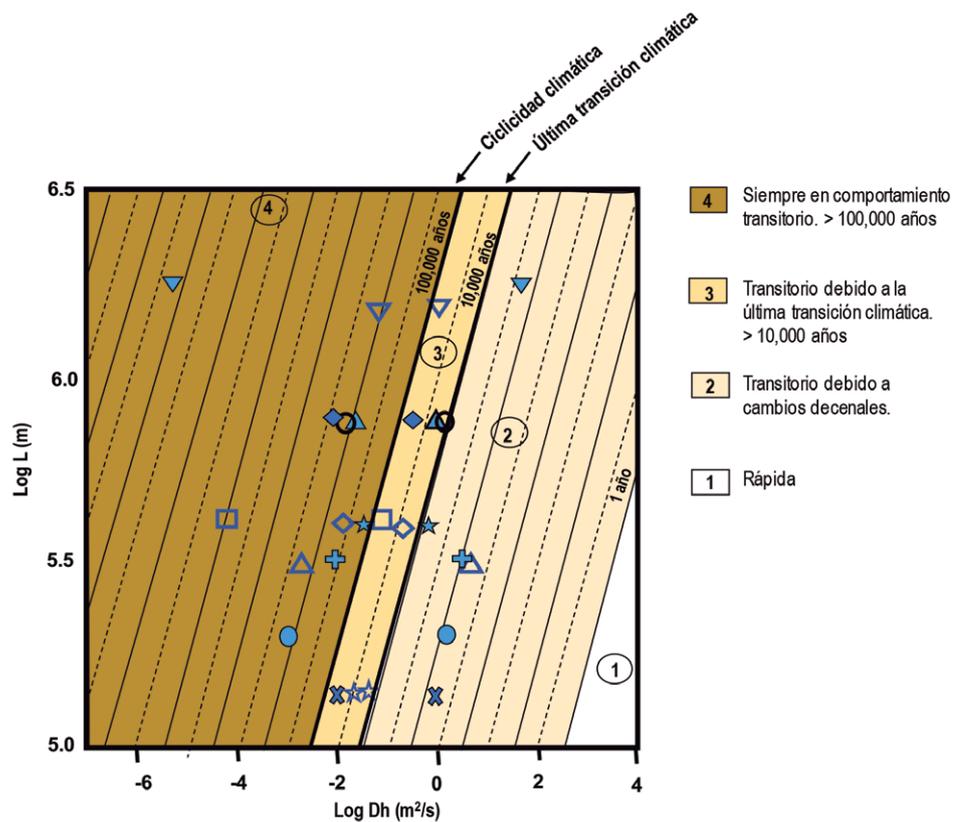
Varios estudios, basados en modelos numéricos, han examinado el efecto de las condiciones climáticas del pasado sobre la hidrodinámica actual a partir de cambios en la recarga, demostrando que los sistemas de flujo pueden presentar comportamientos transitorios a largo plazo por variaciones climáticas pasadas. Ello puede ocasionar que las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea se encuentren en desequilibrio hidráulico por largos periodos de tiempo.

Antes de la intervención humana, la recarga de los sistemas de agua subterránea fue modificada por los cambios climáticos que ocurrieron durante el Holoceno temprano o el Pleistoceno (Sonntag et al., 1980). Las grandes variaciones en la precipitación media, y por lo tanto en la recarga, inducen modificaciones en el comportamiento de los sistemas de flujo de aguas subterráneas, en función de las relaciones entre las diferentes componentes y el clima, pero con un desfase temporal como consecuencia del comportamiento transitorio interno de dichos sistemas en respuesta a cambios en las condiciones de frontera (Edmunds, 1999). La cuantificación de este comportamiento transitorio es fundamental para explicar o predecir el tiempo requerido por el sistema hidráulico para ajustarse a las nuevas condiciones de frontera (Vesseur et al., 2015).

En Rousseau-Gueutin et al. (2013) se presenta un análisis con base en una ecuación analítica que ellos proponen, validada con modelos 3D en MODFLOW, y la aplican para varios sistemas de flujo de agua subterránea ampliamente conocidos en el mundo; entre ellos, la planicie de Hungría, la planicie del norte de China, el sistema Ogallala en EUA, el sistema del oeste de Siberia en Rusia, la gran cuenca artesiana de Australia, el sistema Guaraní en América del Sur, el sistema de Areniscas de Nubia en el noreste de África y la cuenca de París en Francia. En todos ellos calculan la duración del efecto hidráulico transitorio generado por el cambio en la recarga debido a la transición climática entre el Pleistoceno y el Holoceno, lo cual sucedió hace unos 10 000 años atrás, encontrando que en la mayoría de los casos el tiempo necesario para alcanzar un nuevo estado de equilibrio hidrodinámico se encuentra entre 10 000 y un millón de años. Es decir, que todos ellos se encuentran aún en estado transitorio, a partir de la última perturbación hidrodinámica por cambios en la recarga.

Este resultado sugiere que los grandes sistemas de flujo de agua subterránea probablemente no están en equilibrio con el clima moderno y que, al menos, una parte de las cargas hidráulicas actuales son resultado de un comportamiento transitorio a largo plazo heredado de paleoclimas más húmedos, y que las cargas hidráulicas actuales son el resultado de las condiciones hidrodinámicas actuales y pasadas. Ahora se reconoce que

Figura 4.6. Tiempo requerido para alcanzar el estado estacionario después de un cambio en la recarga debido a cambios en el clima, para diferentes sistemas de flujo de agua subterránea en el mundo (modificado de Rousseau-Gueutin et al. 2013).



el clima y otros factores hidrológicos no son estacionarios en escalas geológicas de tiempo y, en muchos casos, en escalas de tiempo más cortas. También se sabe que los sistemas de flujo de agua subterránea responden física y químicamente al cambio hidrológico en escalas de tiempo muy diferentes y que están en continuos estados de flujo (Alley et al., 2002). En Currell et al. (2016) se analizan los procesos que controlan el clima y las condiciones de recarga en los sistemas de agua subterránea. Estos incluyen desde cambios estacionales dentro del mismo año, como pueden ser temporadas de lluvias y de estiaje, con frecuencia anual; la Oscilación del Atlántico Norte o el Monzón en Asia, con frecuencia de décadas; el fenómeno del Niño y ENSO, con frecuencia de varios años; pasando por el cambio climático antrópico y hasta los ciclos de Milankovich (1920) y las glaciaciones. Todos estos procesos están modificando constantemente las condiciones de recarga en los sistemas de flujo y, por tanto, introduciendo constantemente perturbaciones hidrodinámicas naturales en el comportamiento de los niveles piezométricos, manteniendo a las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea en permanente estado transitorio.

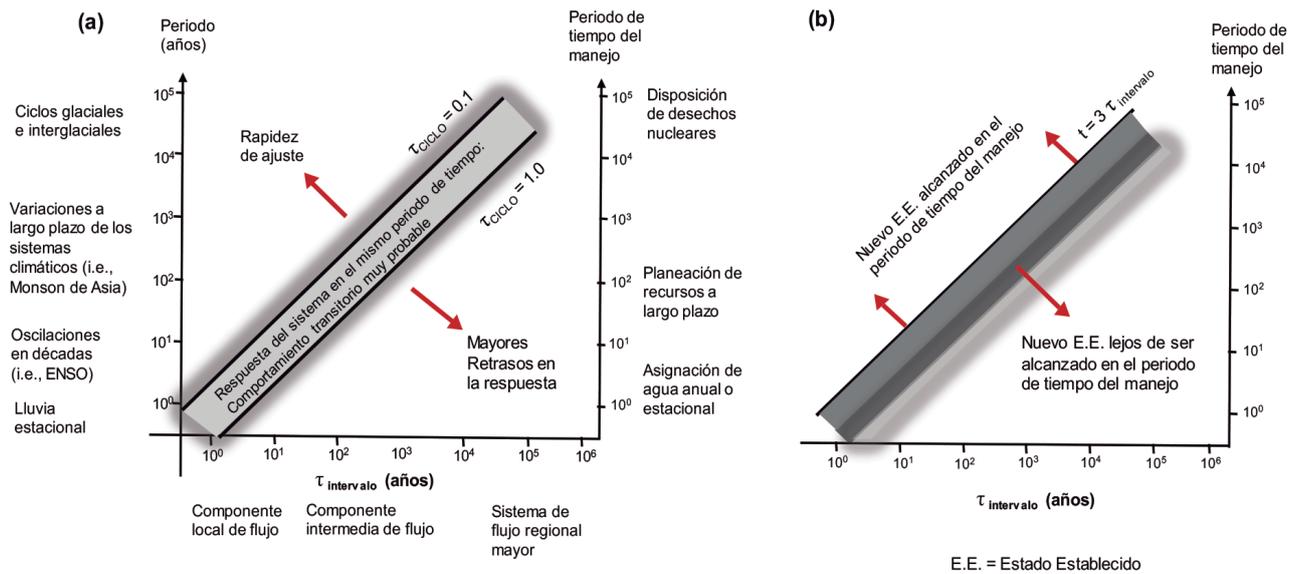


Figura 4.7. Respuesta de las componentes de los sistemas de flujo en función de a) cambios en el clima y b) del manejo del agua subterránea (modificado de Currell et al. 2016).

En relación con estos cambios continuos en las condiciones de recarga es muy importante considerar el trabajo de Haitjima y Mitchell-Bruker (2005), quienes ofrecen criterios para establecer cuando la red de flujo de agua subterránea está controlada por la topografía del terreno, cuando es independiente de la topografía y, principalmente, controlada por la magnitud de la recarga en relación con la conductividad hidráulica media de los estratos del subsuelo, espesores de los estratos y anisotropía de las características hidrodinámicas de los estratos.

Concluyen que los sistemas de flujo controlados por la recarga se presentan con frecuencia en regiones áridas con topografía montañosa y/o alta conductividad hidráulica, mientras que los sistemas de flujo controlados por la topografía se presentan en regiones húmedas con topografía ondulada y/o baja conductividad hidráulica. El flujo regional de agua subterránea puede ser muy importante en regiones con niveles piezométricos controlados por la recarga, porque los gradientes hidráulicos en aguas profundas desplazan los parteaguas de las aguas subterráneas en relación con las divisiones locales de las cuencas de aguas superficiales, y disminuyen la longitud del flujo perenne (desde las aguas subterráneas) en cuencas hidrográficas.

Con base en el anterior trabajo, Gleeson et al. (2011) aplicaron las ecuaciones de Haitjima y Mitchell-Bruker (2005) para todo el territorio con-

tinental de EUA, y encontraron que el flujo regional de agua subterránea es limitado en regiones montañosas con niveles piezométricos controlados por la topografía, pero puede ser significativo en regiones con niveles piezométricos controlados por la recarga. Concluyen que en regiones con niveles piezométricos controlados por la recarga, por ejemplo, el suroeste o las Montañas Rocallosas, las profundidades de los niveles piezométricos son generalmente mayores y más variables, y el flujo regional de agua subterránea normalmente es más importante; mientras que en el noroeste de EUA, donde los niveles piezométricos son controlados principalmente por la topografía, las profundidades de los niveles piezométricos son en general poco profundos y menos variables, y el flujo regional de agua subterránea es limitado, siendo más importantes las componentes de flujo local.

Posteriormente, en 2013, Goderniaux et al., con base en modelos de simulación numérica, estudiaron la compartimentación de los sistemas de flujo de agua subterránea a escala regional, así como la división de la recarga entre las transferencias de aguas subterráneas poco profundas/locales y profundas/regionales. Los resultados demuestran que el control de la topografía en los niveles piezométricos y la compartimentación de las componentes del sistema de flujo agua subterránea varía con la tasa de recarga. Cuando la recarga disminuye, el valor absoluto del flujo asociado al compartimento regional disminuye, mientras que su valor relativo aumenta. Encuentran que a medida que la recarga aumente, prevalecen las componentes locales de los sistemas de flujo, mientras que, al disminuir la recarga, desaparecen las componentes locales y prevalecen las componentes regionales. Los ríos, que son niveles base de descarga locales en función del relieve topográfico también son, con algunas excepciones, los límites de descarga natural para los estratos acuíferos poco profundos.

La definición de las componentes superficiales y profundas de los sistemas de flujo de agua subterránea, en función de las variables estructurales y climáticas, así como la división entre ellos, es fundamental para comprender el ciclo del agua en grandes áreas y definir una gestión sostenible de los recursos hídricos en los sistemas de flujo de agua subterránea; en particular, en un contexto de cambio climático y de cambios en

la recarga. Estos resultados son muy importantes al considerar escenarios de cambio climático, donde se estima que la recarga neta podría disminuir y, con ello, desaparecer las componentes locales de los sistemas de flujo de agua subterránea, que son los que actualmente alimentan los ecosistemas dependientes de las descargas naturales del agua subterránea, con la consecuente desaparición de esos mismos ecosistemas.

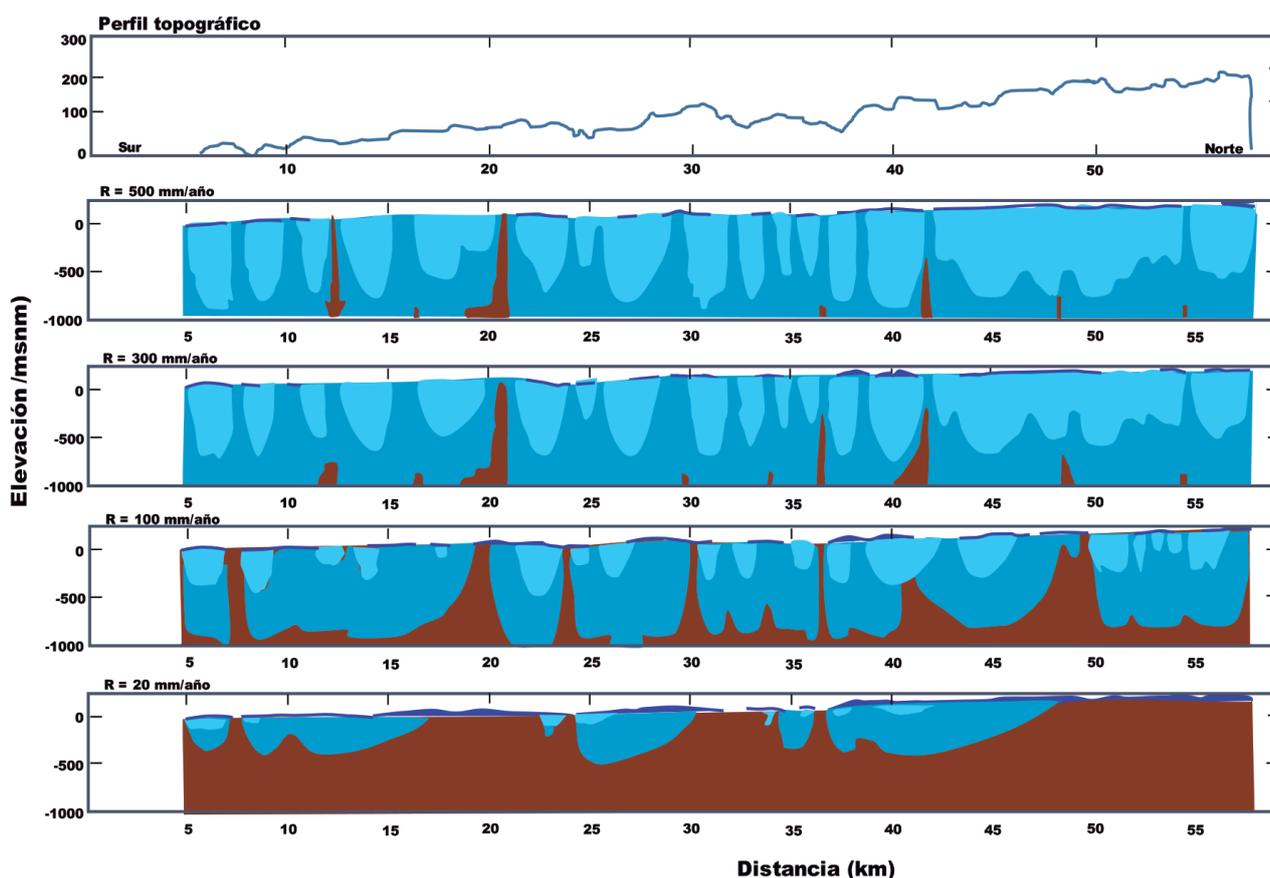
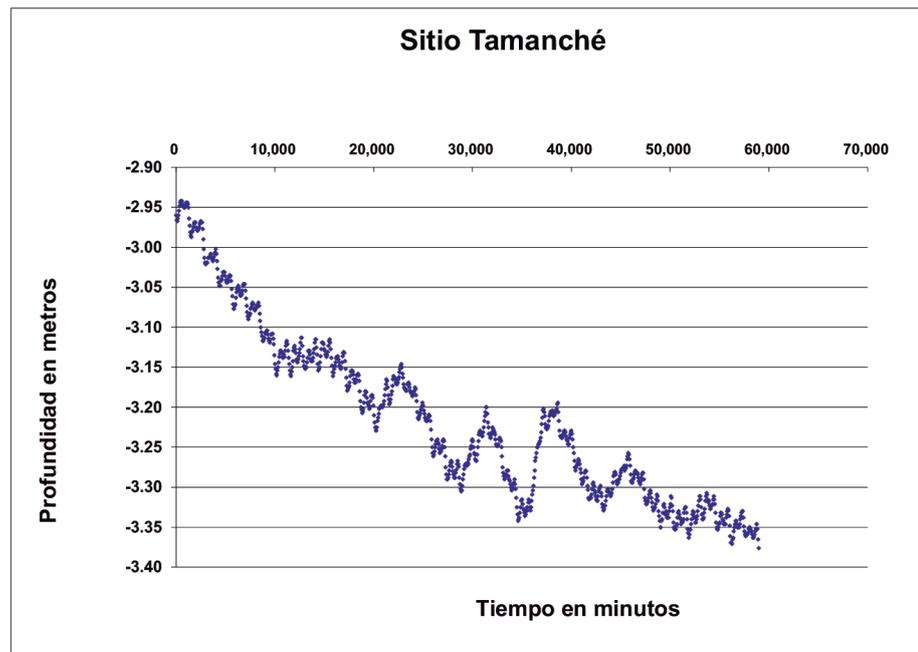


Figura 4.8. Variación de la distribución de las componentes de un sistema de flujo de agua subterránea debido a cambios en la recarga (modificado de Goderniaux et al, 2013).



En Escolero et al. (2007) se presenta un ejemplo de variación del nivel piezométrico como resultado de recarga extraordinaria producida por el paso del huracán Isidore en 2002 sobre la Península de Yucatán.

Figura 4.9. Fluctuaciones del nivel piezométrico debido a la recarga extraordinaria ocasionada por el huracán Isidore en 2002 en la Península de Yucatán (modificado de Escolero et al. 2007).



4.7.3. Variaciones del nivel piezométrico por cambios en el nivel base de descarga

Los niveles base de descarga de los sistemas de flujo de agua subterránea se dividen en dos categorías: niveles base oceánicos y marinos, y endorreicos terminales continentales. El dominio marino sirve como último nivel básico para los sistemas de flujo de aguas superficiales y subterráneas. Las depresiones continentales a menudo sirven como niveles base endorreicos terminales, tanto para el escurrimiento superficial como para los sistemas de flujo de agua subterránea. Muchos de los niveles base actuales, ya sean marinos o continentales, también sirvieron en el pasado como paleo niveles base de descarga. Las fluctuaciones de las elevaciones del nivel base afectan el sistema de flujo de aguas subterráneas de varias maneras, tales como cambios en los niveles piezométricos al interior del sistema, ubicación de los parteaguas del sistema de flujo de agua subterránea, profundidades de las interfaces de agua dulce-salina y la cantidad de descarga natural de agua subterránea a la zona de los niveles base.

En el caso de niveles base de descarga locales, muchos lagos que sirven como niveles base del escurrimiento superficial también están contro-

lados por los niveles del agua subterránea, y estos lagos también sirven como niveles base locales del sistema de flujo de agua subterránea y de zonas de descarga natural del agua subterránea. Las fluctuaciones de los niveles del lago afectan también al sistema de flujo de agua subterránea asociado, al cambiar los niveles de descarga del agua subterránea, la ubicación de los parteaguas en el sistema de flujo y la cantidad de descarga natural del agua subterránea al lago (Yechieli et al. 2009).

Con respecto a los niveles base marinos, se conoce que los cambios climáticos globales han ocurrido a lo largo de la historia geológica del planeta. Estos cambios se atribuyen a los cambios en la radiación solar (ciclos de Milankovich, 1920) y la circulación atmosférica, lo que resulta en periodos fríos y cálidos o glaciales e interglaciales, respectivamente. Durante los periodos glaciales, se acumularon grandes volúmenes de hielo en los polos y en las grandes altitudes de los continentes a expensas de las aguas oceánicas, y como resultado los niveles oceánicos y de los mares conectados disminuyeron. Durante los periodos cálidos e interglaciales subsiguientes, la nieve y el hielo se derritieron y agregaron grandes volúmenes de agua a los océanos, lo que generó un aumento de los niveles base marinos y oceánicos, provocando cambios en los niveles de descarga global de los sistemas de flujo de agua subterránea (Kafri y Yechieli, 2012).

En Kafri y Yechieli (2012) se analizan varios casos de niveles base de descarga oceánicos y marinos, y endorreicos continentales de sistemas de flujo de agua subterránea alrededor del planeta; entre ellos: el mar Mediterráneo, el mar Negro en Rusia y Turquía, el lago Chad en África, el Great Salt Lake en EUA, el Salar de Uyuni en Bolivia, el lago Eyre en Australia, el mar Caspio en Azerbaiyán, el mar Muerto en Israel y el lago Enriquillo en la República Dominicana. En todos los casos se discuten los cambios en los niveles base de descarga, asociados a los cambios climáticos globales y los consecuentes cambios en los niveles de océanos y mares.

En el National Research Council (1990) se presenta un análisis de los cambios en el nivel medio del mar a escala global, con lo que se puede tener una idea de los cambios registrados en el hemisferio norte, mientras que en Konikow (2011) se discute la contribución a la elevación

del nivel medio del mar desde 1900 por la extracción intensiva de agua subterránea, la cual eventualmente, después de usarla en riego y otras actividades humanas, se descarga en forma superficial al mar.

Con base en todos los aspectos mencionados con anterioridad, queda claro que los niveles base de descarga de los sistemas de flujo de agua subterránea, tanto globales como locales, han estado cambiando constantemente como resultado de los cambios climáticos globales y, por tanto, se ha mantenido en estado transitorio permanente a los niveles piezométricos en todos los sistemas de flujo de agua subterránea a escala global.



EL AGUA SUBTERRÁNEA Y LOS ECOSISTEMAS

5

Como se estableció anteriormente, el agua subterránea se mueve a lo largo de trayectorias de flujo de diferentes longitudes desde las áreas de recarga donde se infiltra y circula en sentido vertical descendente por la acción de la gravedad, hasta las áreas de descarga donde puede fluir en sentido vertical ascendente por la acción del potencial hidráulico. Es decir, el agua subterránea nunca está estancada; siempre se mueve hacia las zonas de descarga natural, aunque algunas veces el flujo puede ser muy lento, de varios centímetros por año, dando la impresión de estar sin desplazamiento. No obstante, las zonas de descarga natural del agua subterránea dan sustento a diversos ecosistemas, en función de su magnitud y distribución espacial y temporal.

En una escala de tiempo geológica, la dinámica de las aguas subterráneas y sus descargas naturales se rigen principalmente (pero no exclusivamente) por las fluctuaciones del clima y del nivel del mar, mientras que en una escala de tiempo más corta (escala humana), los mecanismos de descarga y movimiento de las aguas subterráneas están fuertemente influenciados por el estado estacional del clima y las actividades humanas.

5.1. Descargas naturales del agua subterránea

A las diferentes trayectorias de flujo las hemos denominado “componentes del sistema de flujo” y, con base en Makarenko (1948), pode-

mos establecer que las componentes superiores, llamadas “componentes locales” por Tóth (1963), descargan en ríos y arroyos locales, dando lugar al flujo base en los escurrimientos, pero también descargan en manantiales que posteriormente alimentan a los ríos y arroyos del lugar, contribuyendo también a mantener el flujo base en esos ríos y arroyos, con alta influencia del clima local y las variaciones estacionales en estas componentes.

Las componentes más profundas, de acuerdo con Makarenko (1948), coinciden con el nivel base de descarga de los grandes ríos o de los grandes lagos, alimentando el flujo base en estos ríos y con poca o nula influencia del clima local o de las variaciones estacionales, sólo influenciadas por las variaciones climáticas de mediano y largo plazos; mientras que las componentes más profundas de los sistemas de flujo de agua subterránea descargan a los océanos que, según Kafri y Yechieli (2010, 2012), fluyen hacia el nivel base de descarga global. Las rutas de flujo más largas y más profundas pueden tener longitudes de cientos a miles de kilómetros y los tiempos de viaje pueden variar desde décadas hasta milenios.

En todos estos casos, las descargas naturales del agua subterránea tienen una enorme influencia en los ecosistemas, al grado que la mayoría de sus procesos dependen sustancialmente de la magnitud, variabilidad, temperatura y composición química de las descargas naturales del agua subterránea.

5.2. Interacción agua superficial-agua subterránea

Los escurrimientos de aguas superficiales interactúan con el agua subterránea en todo tipo de paisajes y ambientes. La interacción tiene lugar de tres maneras básicas: a) los ríos y arroyos obtienen agua de las descargas naturales del agua subterránea a lo largo del lecho del cauce, b) pierden agua hacia el agua subterránea por flujo de salida a través del lecho del cauce, o c) combinan ambas situaciones anteriores, ganando en algunos

tramos del cauce y perdiendo en otros tramos; o cambiando esta condición de manera estacional, en función de la posición relativa del nivel freático con respecto al nivel del agua en el cauce.

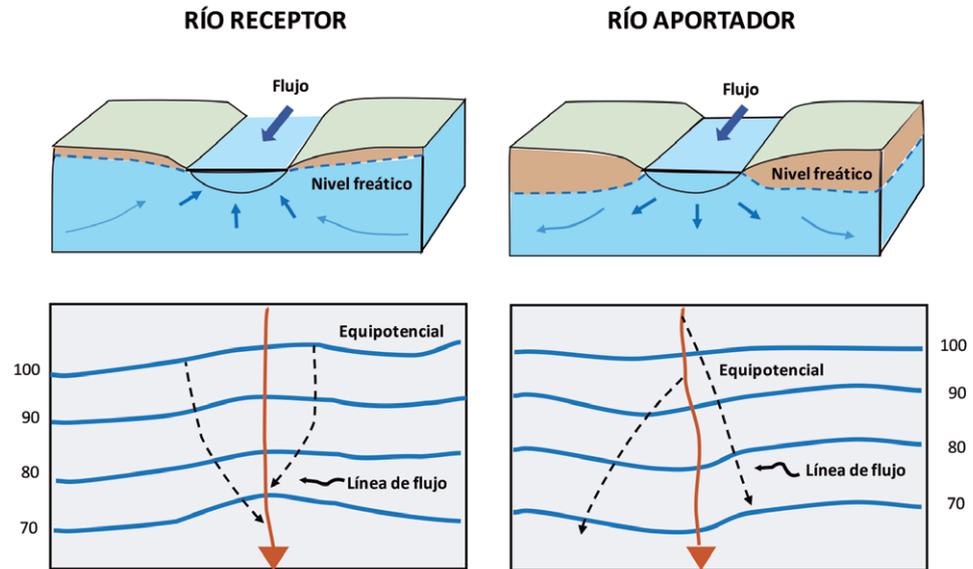


Figura 5.1. Principales formas de interacción entre los ríos y el agua subterránea (modificado de Winter et al. 1998).

Los **lagos** interactúan con el agua subterránea también de tres maneras básicas: a) algunos lagos reciben aportaciones de agua subterránea a lo largo de todo su lecho, b) otros lagos tienen pérdidas por filtración hacia las aguas subterráneas en todo su lecho, y c) la mayoría de los lagos reciben aportaciones de agua subterránea a través de una parte de su lecho y tienen pérdidas por filtración a las aguas subterráneas mediante otras partes del lecho del lago.



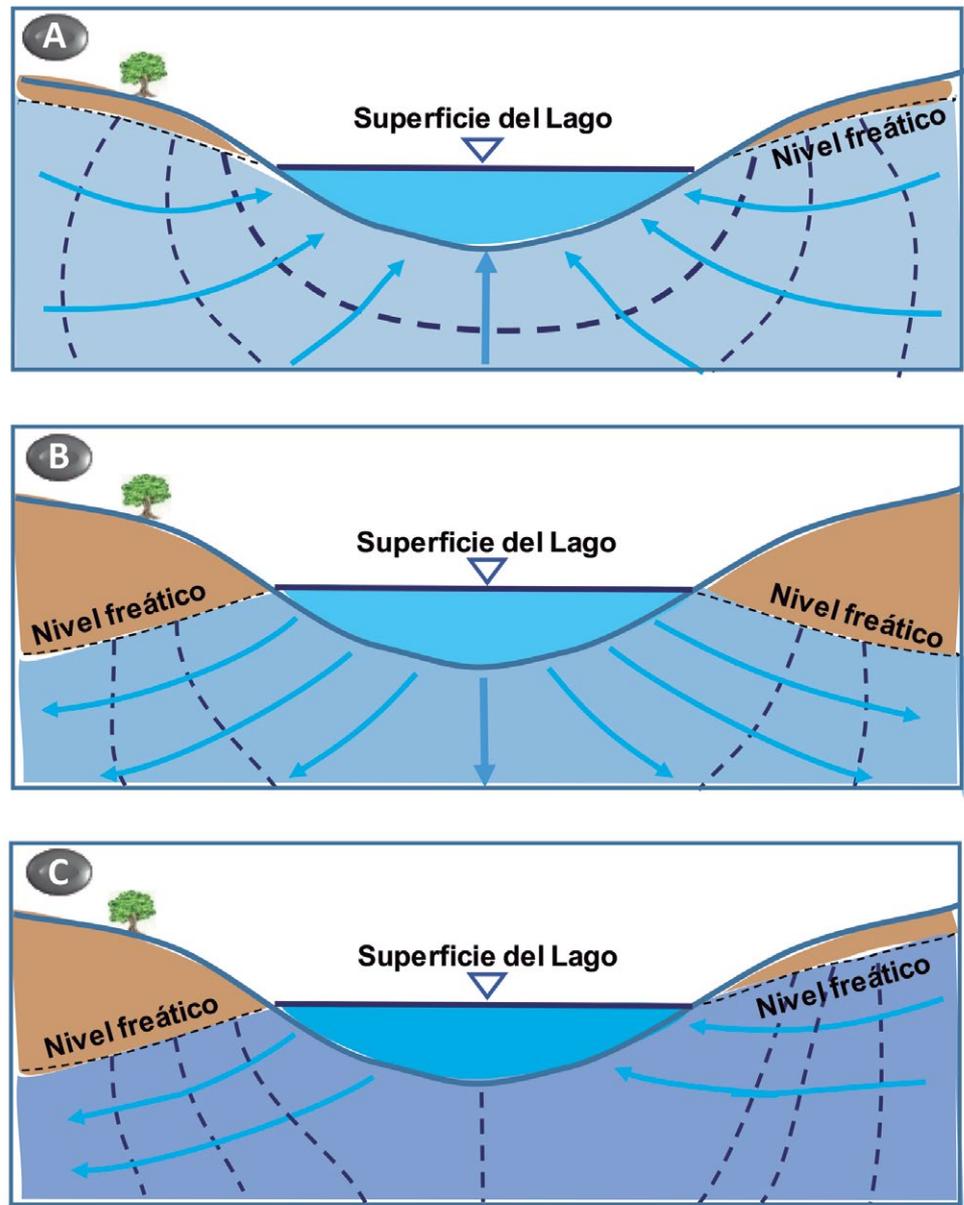


Figura 5.2. Principales formas de interacción entre los lagos y el agua subterránea: a) lago receptor, b) lago aportador, y c) lago con flujo a través de él. (Modificado de Winter et al. 1998).

De manera similar a los ríos y lagos, los humedales pueden recibir aportaciones de aguas subterráneas, recargar las aguas subterráneas o hacer ambas cosas. Sin embargo, a diferencia de los ríos y lagos, los humedales no siempre ocupan los puntos bajos y depresiones en el paisaje; también pueden estar presentes en donde se presentan cambios bruscos de las pendientes (como pantanos). Es muy común encontrar humedales ribereños a lo largo de los cauces de ríos y arroyos, especialmente en ríos y arroyos de movimiento lento. Los humedales de las zonas ribereñas y costeras tienen interacciones hidrológicas especialmente complejas porque están sujetos a cambios periódicos en el nivel del agua subterránea, los escurrimientos superficiales y las inundaciones.

5.3. Ecosistemas dependientes del agua subterránea

Los ecosistemas dependientes del agua subterránea (GDE, por sus siglas en inglés) son ecosistemas naturales complejos y dinámicos que requieren acceso a las aguas subterráneas para satisfacer todos o algunos de sus requerimientos de agua de manera permanente o intermitente, a fin de mantener sus comunidades de plantas y animales, los procesos del ecosistema y los servicios ecosistémicos que prestan (Richardson *et al.* 2011). Estos ecosistemas están controlados principalmente por la variabilidad temporal del flujo de agua subterránea, el cual depende a su vez del clima, la geología y el uso del suelo. Los GDE pueden tener diversos niveles de dependencia del agua subterránea, que van desde la dependencia total hasta la dependencia ocasional o estacional.

Los GDE son importantes porque algunos tienen un valor comercial obvio e inmediato (por ejemplo, plantaciones); otros por su valor turístico; los bosques ribereños proporcionan caminos para el movimiento de animales a través de paisajes fragmentados; la desaparición de vegetación y desecación de los terrenos puede tener impacto en la salinización de suelos, mientras que el sostenimiento de la vegetación ayuda a mantener el suelo e infiltración del agua. Por lo tanto, preservar nuestros GDE es muy valioso en muchos aspectos.

De acuerdo con Richardson *et al.* (2011), los GDE se pueden clasificar en tres tipos:

- **Los ecosistemas de sistemas de flujo y cuevas:** proporcionan hábitats únicos para organismos vivos (por ejemplo, estigofauna y troglotauna). Estos ecosistemas normalmente incluyen sistemas de flujo en medios kársticos (como la península de Yucatán), rocas fracturadas y ambientes sedimentarios saturados (consolidados y no consolidados). Las zonas hiporreicas de ríos, llanuras de inundación y ambientes costeros también se incluyen en este tipo. La diversidad ecológica se crea a partir de gradientes variables de geología, oxígeno, carbono y nutrientes (vinculados a la dinámica del flujo de agua) y las condiciones fisicoquímicas.

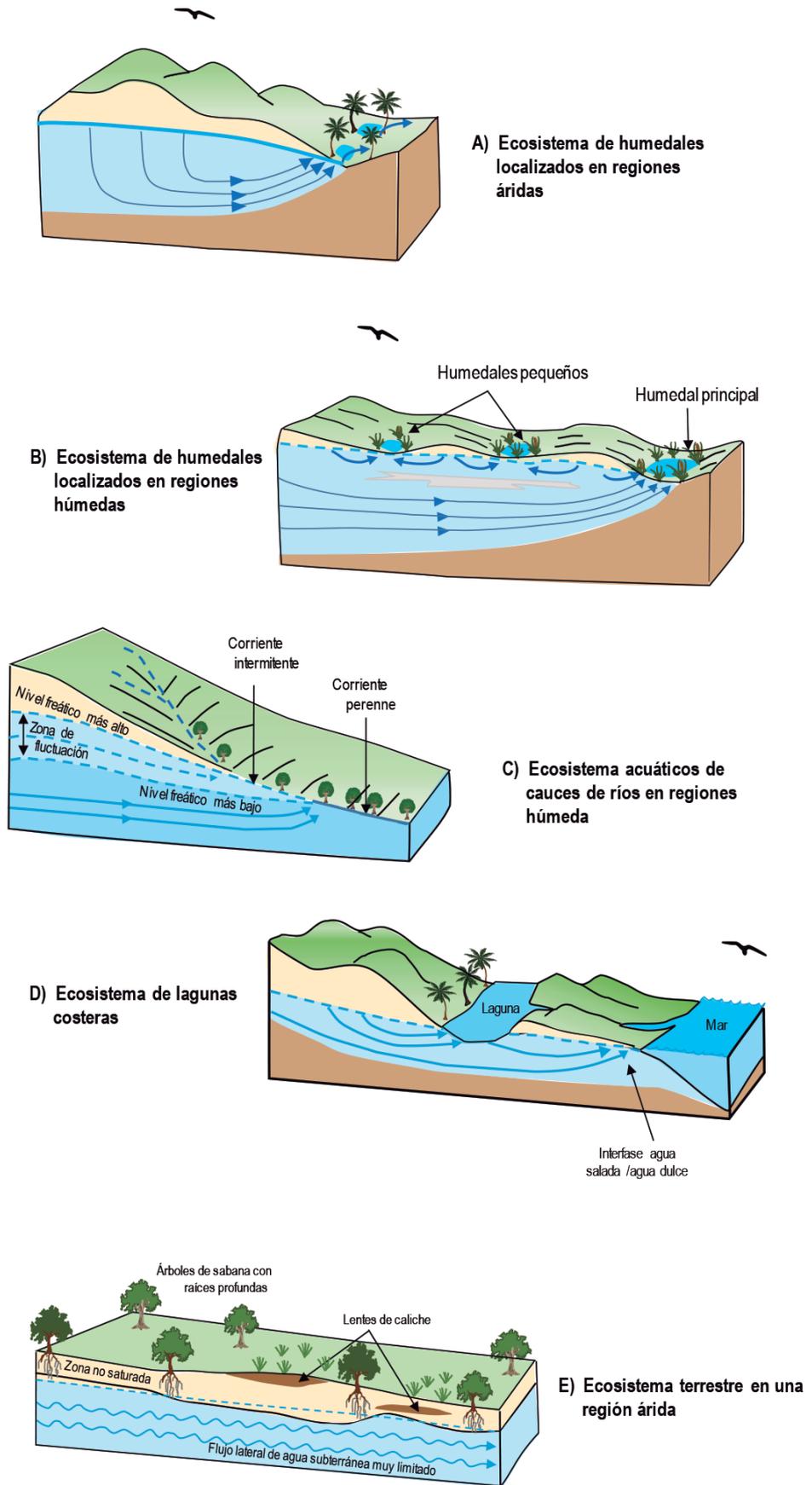


Figura 5.3. Diferentes tipos de GDE en relación con el clima (modificado de Foster et al, 2008).

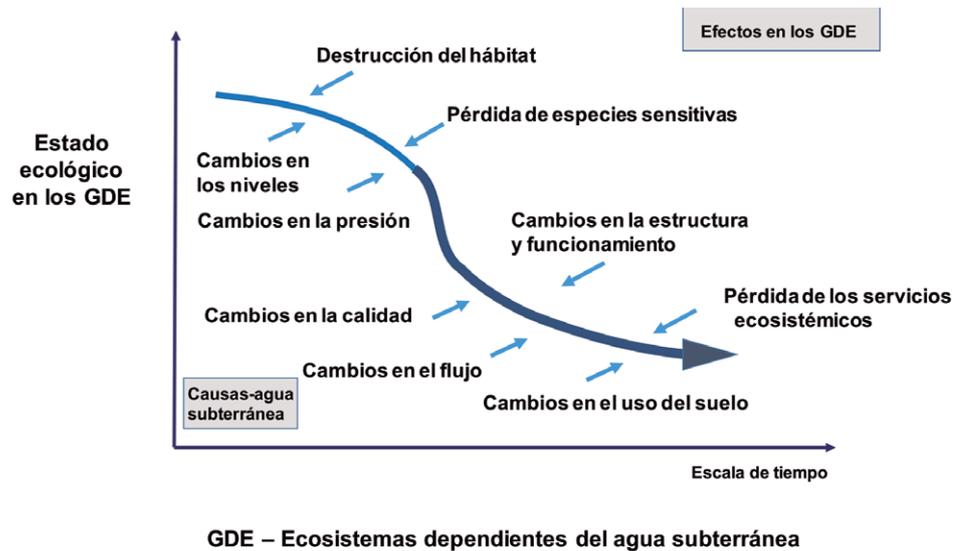


Figura 5.4. Cambios en los GDE debido al uso del agua subterránea en función de los cambios en el clima y el uso del suelo (modificado de Klove et al. 2014).

- **Los ecosistemas que dependen de la expresión de la superficie del agua subterránea:** incluyen humedales, lagos, pantanos, manantiales, caudal base de ríos, lagunas costeras y estuarios que constituyen aguas salobres y ecosistemas marinos. En estos casos, el agua subterránea se descarga sobre la superficie del terreno como una expresión visible. En estas situaciones, las aguas subterráneas proporcionan agua para mantener la biodiversidad acuática al brindar acceso al hábitat (especialmente cuando el escurrimiento superficial es bajo) y la regulación de la química y temperatura del agua.
- **Los ecosistemas que dependen de la presencia subsuperficial del agua subterránea** (a través de la franja capilar): incluyen zonas con vegetación terrestre que depende del agua subterránea por completo o de forma estacional o episódica para satisfacer el requerimiento de agua de las plantas y generalmente evitar impactos adversos a su condición. En estos casos, el agua subterránea no es visible desde la superficie del terreno. Estos tipos de ecosistemas pueden existir donde el nivel freático se encuentre dentro de la zona de la raíz de las plantas, ya sea de forma permanente o temporal.

5.4. Descargas submarinas de agua subterránea

La descarga directa de aguas subterráneas al mar es un fenómeno omnipresente en todo el mundo. Las descargas submarinas de aguas subterráneas (SGD, por sus siglas en inglés) incluyen todo tipo de flujo de agua

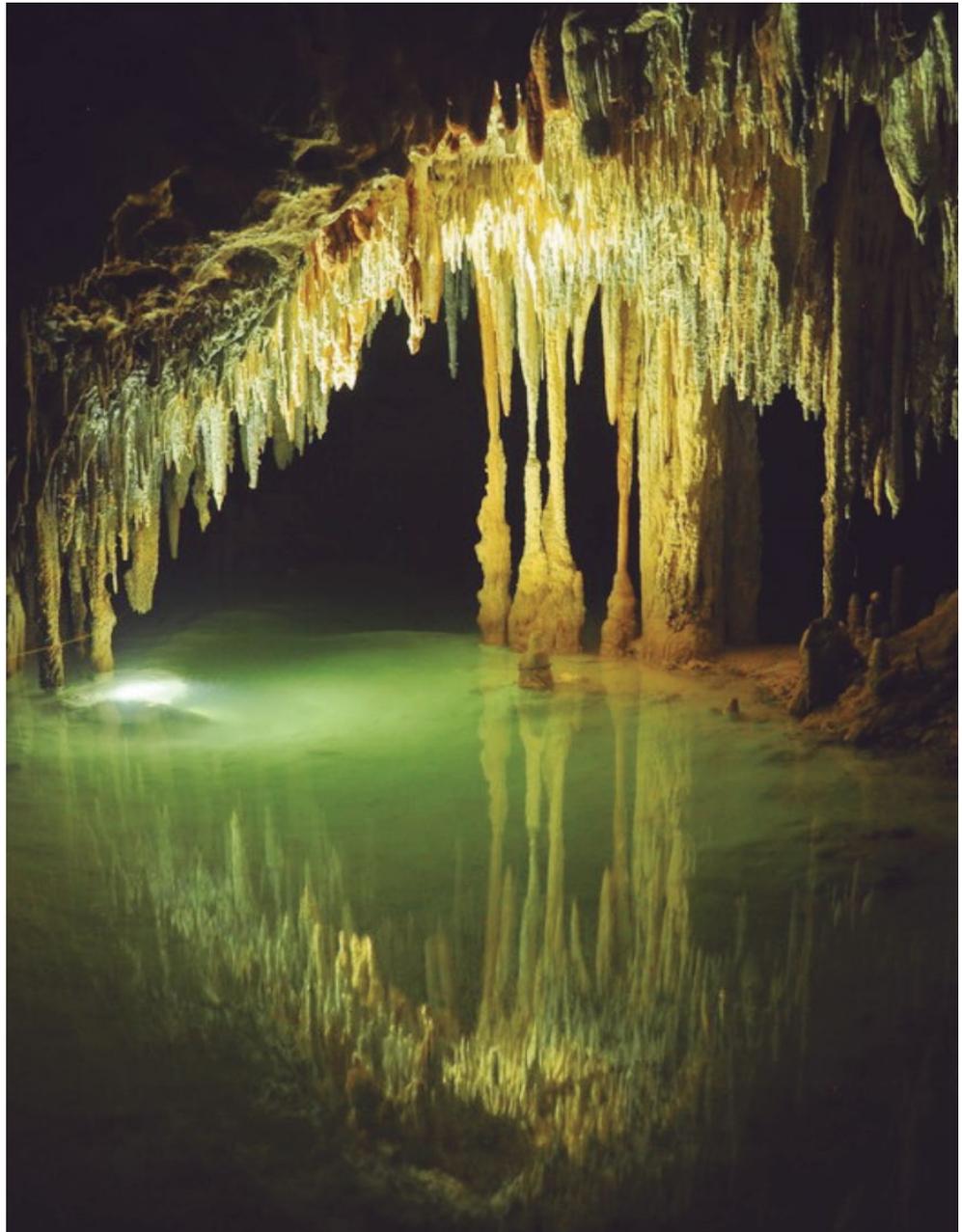


Figura 5.5. GDE en karst en la zona de Quintana Roo (fotografía del autor).

en los márgenes continentales desde el fondo del mar hasta el litoral costero, independientemente de la composición del fluido o fuerza motriz que impulsa el proceso.

Las SGD son impulsadas por mecanismos internos y externos al sistema de flujo de agua subterránea, tanto terrestre como marino. Estas descargas comprenden las aguas subterráneas dulces de origen terrestre (SFGD, por sus siglas en inglés), como también el agua de mar recirculada (RSGD, por sus siglas en inglés). Como parte esencial de las SGD, las SFGD constituyen una fuente importante de agua dulce, nutrientes,

Figura 5.6. Vegetación freatofita en el norte de México (fotografía del autor).



contaminantes y otros productos químicos hacia el mar en las zonas costeras, y tiene impactos e implicaciones importantes en el medio ambiente y la ecología de esas zonas costeras; adicionalmente al impacto socioeconómico en las personas que viven en esas zonas costeras (Moosdorf y Oehler, 2017).

La interacción de las fuerzas físicas que actúan sobre el sistema de flujo de agua subterránea en relación con la geología produce zonas de mezcla de agua terrestre y marina. Estas zonas de mezcla son temporal y espacialmente variables debido a la variabilidad de las fuerzas actuantes sobre el sistema, cada una de las cuales tiene diferentes escalas de tiempo y espacio, generando una alta variabilidad espacial y temporal en las magnitudes y direcciones de flujo de agua en las zonas de SGD y siendo, en algunos momentos, lugar del continente hacia el mar y, en otros, del mar hacia el continente.

El flujo directo de agua subterránea hacia los océanos y las reacciones químicas por mezclas de agua subterránea y agua de mar en las zonas costeras son procesos que han sido tradicionalmente ignorados en gran medida al estimar los balances y la interacción entre la tierra y el mar en las zonas costeras, pero, sobre todo, en la influencia en los ecosistemas costeros y su dependencia de las descargas submarinas de aguas subterráneas.

Los primeros intentos por evaluar el comportamiento del agua subterránea en relación con el agua de mar en zonas costeras se basan en la relación clásica de Ghyben-Herzberg (Badon-Ghyben, 1889; Herzberg, 1901). Esta relación se fundamenta en la elevación del nivel freático y la diferencia de densidad de agua dulce y salada. Estima la posición de la interfaz entre el agua dulce y el agua de salada en las zonas costeras, y no considera la posibilidad de mezcla entre el agua dulce y salada. Los trabajos posteriores demostraron que esta relación representa una situación hidrostática poco realista, ya que considera un medio homogéneo e isótropo con una distribución hidrostática totalmente estática, además de no considerar las SGD (Burnett *et al.*, 2003).

En este esfuerzo por estimar la interacción entre el agua subterránea y el mar, quizá lo más importante es considerar que las fuerzas oceánicas rara vez se toman en cuenta. Para los cálculos usamos el término “nivel medio del mar”, pero el mar rara vez está a un mismo nivel; las olas, mareas, vientos y cambios estacionales en el campo de viento, así como el régimen de calor del océano causan cambios a corto, mediano y largo plazos en el nivel medio del mar.

Muchos estudios han encontrado que las SGD a escala regional son varias veces mayores que las descargas de los ríos. Por ejemplo, Kim *et al.* (2005) estimaron que la magnitud de las SGD en el mar Amarillo es aproximadamente el 300% de las descargas de agua superficial del río Amarillo; Moore (2010a y 2010b) evaluó las SGD en una gran sección de la costa sureste de EUA y encontró que el flujo promedio anual de las SGD es tres veces mayor que el flujo de los ríos en esa zona. En Befus *et al.* (2017) se puede ver una estimación de la magnitud de las descargas de agua subterránea en la costa este de EUA, en la porción correspondiente al Golfo de México. En México no se tiene cuantificaciones de este tipo, pero se tienen evidencias muy claras de SGD en las zonas costeras de la península de Yucatán.

La identificación y cuantificación de las SGD, desde el punto de vista hidrogeológico, se ha abordado desde varios enfoques (Moore, 2010a):

- **Imágenes térmicas** para detectar las SGD. Este mismo principio se puede aplicar a levantamientos aéreos usando imágenes infrarrojas. En verano, cuando baja la marea, los sitios de SGD aparecen como regiones más frías.
- **Métodos geofísicos electromagnéticos** para estimar la porosidad de los estratos del subsuelo y/o la salinidad del agua intersticial, ya que la resistividad eléctrica de los estratos del subsuelo es una función de la porosidad y de la conductividad eléctrica del fluido que contienen.
- **Instalación de medidores de flujo** para conocer directamente la descarga. Los medidores de flujo están diseñados para medir las SGD a medida que el agua emerge del fondo. Frecuentemente se presenta un mayor flujo de agua subterránea durante la marea baja, con una disminución del flujo con el aumento de la distancia desde la costa.
- **Técnicas de trazadores** para rastrear señales de SGD a escala regional. La aplicación de un rango de trazadores en la interfaz agua dulce-agua salada y en la franja costera proporcionan estimaciones integradas del monto de la descarga, no posibles de obtener por otros medios. La temperatura del agua es un trazador. Otras técnicas trazadoras utilizan sustancias químicas (a menudo isótopos de origen natural en las series de descomposición de uranio y torio) que tienen altas concentraciones en el agua subterránea, en relación con las aguas costeras y baja reactividad en el océano. Estas técnicas requieren la evaluación de otras fuentes del marcador y las mediciones del tiempo de residencia del agua en la zona costera.
- **Modelación computacional** de flujo de aguas subterráneas. Se han aplicado modelos de simulación del flujo de agua subterránea con densidad variable para estimar las SGD en zonas costeras; por ejemplo, Befus *et al.* (2017).

Según Moore (2010a), las SGD se pueden clasificar en tres tipos:

- **Flujo en la franja costera.** Es el caso más común y constituye en la descarga difusa del agua subterránea hacia el mar en las costas, impulsada por la diferencia de carga hidráulica tierra adentro, con respecto al nivel del mar. Debido a que la densidad del agua subterránea dulce es menor que la del agua salada, tiende a fluir por encima de ésta, generándose una interfaz abrupta entre el agua dulce y el agua salada en algunos casos, como es el caso de la península de Yucatán. En otros casos, existe una amplia zona de mezcla, como es el caso de la costa de Hermosillo, en el estado de Sonora, en función de la heterogeneidad de los materiales del subsuelo impulsada por la difusión y dispersión aumentada por las fuerzas oceánicas.

- **Flujo inducido por fuerzas externas.** En algunas zonas costeras, los gradientes de presión generados por las olas pueden impulsar el intercambio de agua de poro, como si se tratara de un flujo tipo pistón. Además, debido a las grandes oscilaciones de las mareas, también se producen cambios en la presión que impulsan la descarga de agua subterránea submarina, fenómeno conocido como “bombeo de mareas”; también se producen transformaciones en la presión debido a cambios estacionales y fenómenos hidrometeorológicos extremos tales como ciclones y huracanes, provocando intercambios extremos entre el agua dulce y salada en las franjas costeras.
- **Descarga de agua en zonas profundas.** El estudio de las SGD generalmente se ha enfocado en las descargas en la franja costera. Sin embargo, también se han identificado SGD a varios kilómetros de las líneas de costa, inclusive a cientos de kilómetros, en forma de manantiales submarinos. En estos casos, el flujo puede ser impulsado por una carga hidráulica mayor en el continente y cuya presión se transmite a través de las formaciones geológicas permeables o por el movimiento cíclico del agua subterránea a gran escala debido a los gradientes geotérmicos, en especial como descargas de las componentes regionales de los sistemas de flujo de agua subterránea. Ejemplos de este tipo de descargas las podemos encontrar en Kohout (1966, 1967), Deming *et al.* (1992) y en Wilson (2003, 2005). En Zektser y Dzhamalov (2007) se presenta una serie de manantiales submarinos distribuidos en todo el planeta.



Figura 5.7. Descarga submarina de agua subterránea captada desde la época de los españoles en la zona de Celestun, Yucatán. (fotografía del autor).

La vegetación, en general, tiene acceso a tres fuentes de agua para sus procesos biológicos: a) agua de precipitaciones recientes almacenada en la parte superior del perfil del suelo, b) agua más profunda en el perfil del suelo como resultados de la infiltración en eventos de lluvia pasados, y c) agua subterránea y su franja capilar asociada. La evapotranspiración se define como el agua que se moviliza a la atmósfera desde la superficie del suelo, la evaporación desde la franja capilar del nivel freático y la transpiración de las aguas subterráneas por las plantas cuyas raíces alcanzan la franja capilar o el nivel freático.

En efecto, el uso del agua subterránea por la vegetación está condicionado por la profundidad al nivel freático, tipo funcional de la vegetación y variabilidad climática. Esto resulta en una variabilidad en tiempo y espacio de la dependencia de la vegetación con respecto al agua subterránea en cualquier sitio del terreno (Eamus *et al.* 2006a, 2006b). Una de las estrategias adaptativas de la vegetación, particularmente en ecosistemas limitados por el agua, es el desarrollo de raíces profundas y el uso de la redistribución hidráulica, que permiten que la vegetación haga un uso óptimo de los recursos disponibles en toda la columna del suelo y subsuelo.

En áreas de humedales y salares, o en ambientes ribereños semiáridos, la evapotranspiración del agua subterránea (EVT) de aguas subterráneas representa la principal fuente de agua para las plantas, particularmente durante los periodos de sequía. La captación de agua subterránea por la vegetación freatofita es una componente importante de la EVT en cuencas y regiones, y es una parte importante del balance de agua en los ecosistemas en zonas con escasez de agua. En este sentido, las pruebas de campo apuntan a una estrecha correlación entre las especies de plantas y la profundidad del nivel freático (Nichols 1993, 1994). Nepstad *et al.* (1994) estimaron que la mitad de los bosques cerrados de la Amazonia brasileña dependen de los sistemas de raíces profundas para mantener las copas de los árboles verdes durante la estación seca.

La EVT por la vegetación en zonas ribereñas a los cuerpos de agua superficial y en zonas cercanas a la costa tiene el efecto opuesto a la recarga, debido a que el nivel freático está cerca de la superficie del terreno en

los bordes de los cuerpos de agua superficial; por lo tanto, las raíces de las plantas pueden penetrar hasta la zona saturada, permitiendo que las plantas transpiren agua directamente del sistema de agua subterránea. Esta EVT diaria y estacional, muy variable desde las aguas subterráneas, puede reducir significativamente la descarga natural de aguas subterráneas a un cuerpo de agua superficial o, incluso, provocar el movimiento del agua superficial hacia el subsuelo. En muchos lugares es posible medir los cambios diurnos en la dirección del flujo durante las temporadas de crecimiento activo de las plantas; es decir, el agua subterránea se mueve hacia el agua superficial durante la noche, y el agua de la superficie se mueve hacia aguas poco profundas durante el día.

En los últimos años, en el desarrollo de modelos climáticos globales y regionales, se han comenzado a representar explícitamente los procesos del agua subterránea como resultado de una mayor importancia de la dinámica de las aguas subterráneas en los sistemas hidrológicos y climáticos globales. Muchos de estos estudios, con base en modelos climáticos regionales, han indicado de manera sistemática que entre el 5 y 33% de la EVT proviene directamente de niveles freáticos poco profundos. Por ejemplo, York *et al.* (2002) encontraron que entre el 5 y 20% de la EVT proviene directamente de niveles freáticos poco profundos en Kansas, EUA, mientras que Cohen *et al.* (2006) encontraron que el agua subterránea contribuye al 12% de la EVT total para una cuenca en Minnesota, Estados Unidos de América.

De acuerdo con Scanlon *et al.* (2005), las técnicas para estimar la EVT a partir del nivel freático incluyen:

1. Balances hidrometeorológicos.
2. Balance de humedad del suelo.
3. Instalación de lisímetros.
4. Medición con sensores de flujo de savia (transpiración).
5. Estimaciones a partir de las fluctuaciones del nivel freático.
6. Sensores remotos con teledetección óptica.
7. Modelación de aguas subterráneas.
8. Trazadores con isótopos estables.

Varias de estas técnicas se basan en mediciones puntuales, donde el problema principal radica en su extrapolación al resto de la cuenca o zona de estudio, por lo que, para su aplicación a escalas de cuencas o regiones, se ha dedicado mucho más esfuerzo en las técnicas que permitan realizar estimaciones a dichas escalas.

Para su aplicación en la modelación de aguas subterráneas, se han propuesto varias funciones que relacionan el efecto de la EVT estimada en la superficie del terreno y su impacto con respecto a la profundidad del nivel freático. Algunas de estas funciones consideran una distribución lineal en relación a la profundidad desde la superficie del terreno (McDonald y Harbaugh, 1988); otras consideran una distribución lineal por segmentos (Banta, 2000), con base en un factor de potencia (Galperin *et al*, 1993) o con base en un factor exponencial (Shah *et al*, 2007). De estas funciones, la distribución lineal es la más simple, ya que requiere sólo dos parámetros: la magnitud de la EVT en la superficie del terreno y la profundidad de extinción del efecto de la evapotranspiración del agua subterránea.

Más recientemente, y con el afán de integrar varias de las técnicas mencionadas por Scanlon *et al.* (2005), se han desarrollado nuevos enfoques. Esencialmente, se han usado dos enfoques básicos para producir estimaciones a escala de cuenca o de zona de interés a partir de mediciones *in situ*. El primero consiste en cuantificar la EVT realizando mediciones en sitios que son representativos de los principales conjuntos de vegetación ribereños para luego determinar la EVT sobre toda la cuenca o zona de interés, multiplicando el área total de los diferentes tipos de cobertura vegetal por sus respectivas tasas índices de EVT (Westenburg *et al.*, 2006).

Debido a que algunas mediciones puntuales pueden no ser muy representativas y con precisión en el área de interés, el segundo enfoque implica el uso de modelos que generalmente emplean datos obtenidos con percepción remota, distribuidos espacialmente en la zona de interés para simular la EVT. Esto se ha vuelto cada vez más frecuente a medida que

disponemos de más y mejores datos obtenidos en forma remota con sensores satelitales.

Una estrategia de modelación se basa en estimar los componentes del balance de energía en la superficie del terreno utilizando una combinación de mediciones de sensores remotos satelitales y datos terrestres (por ejemplo, Bastiaanssen *et al.*, 2005; Loheide y Gorelick, 2005). Con base en el enfoque de Bastiaanssen *et al.* (2005), se han desarrollado varias aplicaciones en México. Recientemente, se ha utilizado un enfoque combinado que extiende las relaciones empíricas entre los índices de vegetación derivados de datos de sensores de satélites y las mediciones de EVT en el terreno, con base en torres colocadas en la zona de interés (Nagler *et al.*, 2005a, b).

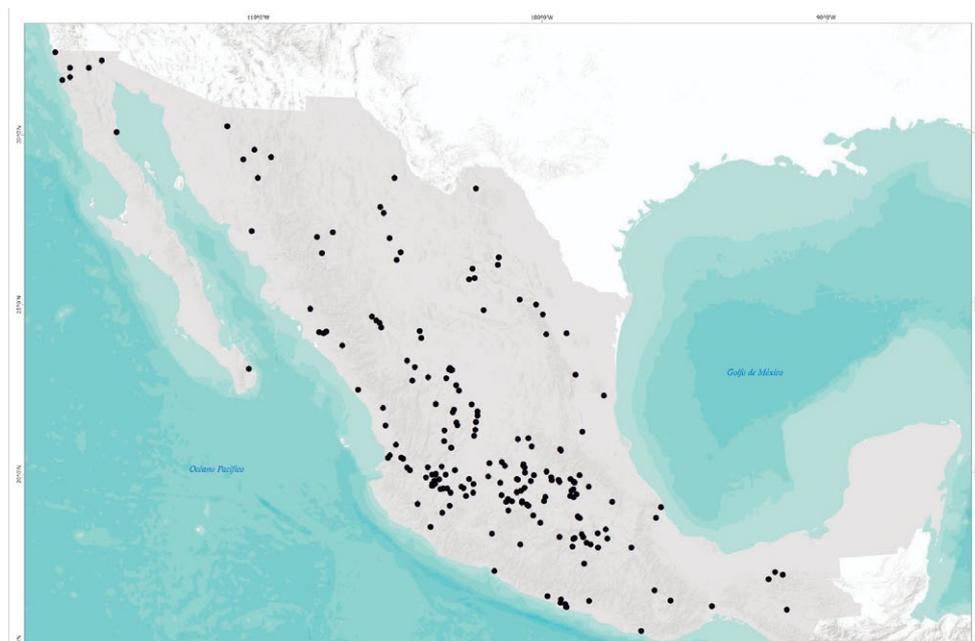
5.5. Termalismo en el agua subterránea

El agua caliente que descargan algunos manantiales en la superficie de la tierra ha sido un tema de asombro desde los albores de la humanidad. Las civilizaciones antiguas veneraban las fuentes termales porque se creía que tenían poderes sobrenaturales y curativos. Las aguas termales se utilizan cada vez más en el mundo para el procesamiento industrial, producción agrícola, calefacción, producción de electricidad y extracción de elementos trazas. Además, debido a la creciente popularidad de los *spas* y la creciente importancia otorgada a la industria de la salud “natural”, las aguas termales se están convirtiendo en un activo valioso para los centros de hidroterapia. Las aguas termales son, por lo tanto, un recurso natural que podría hacer una contribución considerable a las economías local y regional. Sin embargo, se debe tener cuidado al tomar decisiones sobre el uso apropiado de las aguas termales.

Es común clasificar los manantiales termales como cálidos, si su temperatura es más baja que la del cuerpo humano, y calientes, si son más altas. Sin embargo, desde el punto de vista hidrogeológico, todas las aguas

subterráneas con temperaturas más altas que la temperatura promedio del agua de lluvia local (aproximadamente la temperatura media anual de la localidad) se consideran termales.

Figura 5.8. Manantiales termales en la parte continental de México (elaboración propia con datos de CFE, Inegi, CONAGUA y de Maderey, 1967).



Como se ha establecido anteriormente, el origen más común del agua subterránea es la infiltración del agua de lluvia, que al ingresar al subsuelo lleva la temperatura del ambiente donde se produce la precipitación. Por lo tanto, la temperatura originaria del agua subterránea se corresponde con la temperatura media ambiental del sitio de recarga. A partir de la infiltración del agua, se da inicio a un proceso de intercambio de calor con los materiales del subsuelo, de manera que el flujo descendente del agua subterránea en las zonas de recarga disminuye las temperaturas de la corteza terrestre, mientras que el flujo ascendente en las áreas de descarga de agua subterránea tiende a elevar las temperaturas del subsuelo en relación con un régimen geotérmico puramente conductor (Kooi, 2016), de manera que el agua subterránea que fluye a través de la capa exterior de la Tierra, como parte del ciclo hidrológico, influye en la distribución del calor y campo de temperatura en la corteza terrestre.

Mientras que el agua subterránea, a medida que se infiltra en las zonas de recarga recibe calor desde los materiales del subsuelo y aumenta su temperatura a un ritmo que se conoce como “gradiente geotérmico”, de

25 a 30 °C por cada kilómetro de profundidad. Las variaciones locales del gradiente geotérmico obedecen a la geología de la zona, la topografía de la superficie terrestre, el clima y el flujo de calor regional (Forster y Smith, 1989). En muchos manantiales termales, la alta temperatura no se asocia necesariamente con una anomalía del flujo de calor, sino que se debe a la rápida surgencia del agua desde componentes regionales profundas de los sistemas de flujo, a través de fallas permeables o estratos subverticales, considerando que las fallas geológicas se han asociado con en el control del flujo de agua subterránea, como lo demuestra la aparición de aguas termales adyacentes a las escarpas normales de las fallas y en los relieves asociados; no obstante que numerosas fuentes termales están ubicadas en regiones volcánicas activas en todo el mundo como resultado de eventos eruptivos, así como en manifestaciones obvias de sistemas hidrotermales de larga duración.

El agua subterránea, en su proceso de circulación en el subsuelo, gana o pierde calor por conducción térmica, reacciones químicas y descomposición radiogénica de los isótopos en los minerales de los estratos del subsuelo, y gana calor por la fricción a medida que la energía mecánica, adquirida en forma de energía potencial en las zonas de recarga, se disipa a lo largo de las trayectorias del flujo de agua subterránea. En este sentido, la temperatura del agua subterránea se ha utilizado como indicador para comprender los procesos hidrogeológicos y geotérmicos, dado que las temperaturas de las fuentes termales reflejan la compleja interacción entre el flujo de agua subterránea dentro de los estratos del subsuelo y el flujo de agua a través de zonas de fractura permeables. Por lo tanto, una buena parte de la investigación se ha dedicado a establecer los orígenes del agua termal y los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en estas aguas termales. Los indicadores hidrogeoquímicos, definidos como las relaciones entre los iones principales, se pueden usar para estudiar el origen de la recarga y el comportamiento de mezclas del agua termal.

Unas de las herramientas más utilizadas son los geotermómetros, que normalmente se aplican a manantiales termales, exhalaciones de vapor y pozos geotérmicos para inferir las temperaturas de fondo en la exploración y explotación geotérmica, así como en el estudio de las com-

ponentes regionales de los sistemas de flujo de agua subterránea. Los geotermómetros más utilizados se basan en sílice (cuarzo y calcedonia), en las proporciones de cationes (principalmente Na/K y Na-K-Ca), o en las relaciones Na/Li, Li/Mg, K/Mg, Ca/Mg, Na/Ca y K/Ca y Na-K-Mg. En México, se ha realizado una gran cantidad de estudios aplicando geotermómetros para el campo de la geotermia, pero también estos enfoques pueden ayudar a caracterizar los procesos de interacción agua-roca en la medida que las aguas termales fluyen a través de los estratos del subsuelo y de las formas de evolución geoquímica de las aguas subterráneas en diferentes condiciones de flujo.

Al evaluar la escala de tiempo en la que la temperatura del agua subterránea puede cambiar en los sistemas naturales, la respuesta térmica se puede dividir en dos componentes: a) efectos por cambios en la temperatura de la superficie terrestre y b) efectos por cambios en la recarga. Los efectos por cambios en la temperatura de la superficie terrestre se producen en la misma escala de tiempo en que sucede la conducción del agua a través de la zona vadosa o zona no saturada; mientras que los efectos por cambios en la recarga se producen en una escala de tiempo gobernada por la rapidez con que el agua subterránea caliente (o enfría) la roca circundante, a medida que fluye a lo largo de las rutas de flujo de agua subterránea (Burns *et al.*, 2017, Burns *et al.*, 2016).

También, se han identificado cambios de corto y largo plazos en la temperatura del agua de descarga en manantiales termales, por cambios en el clima (Gallino *et al.*, 2009, Thiébaud *et al.*, 2010), y por actividad sísmica (Howald *et al.*, 2015). En el caso de México, a partir de los sismos del 7 y 19 de septiembre de 2018, se reportó la desaparición o reducción del caudal de descarga de manantiales termales en el estado de Morelos.



REGIONALIZACIÓN HIDROGEOLOGICA DE MÉXICO

6

El incremento en la demanda de agua para sostener el desarrollo socioeconómico, debido al aumento de la población, de la producción y del riego agrícola, es una condicionante permanente que ha impactado en todo el planeta. Esto se ha presentado con mayor intensidad en las regiones áridas o densamente pobladas, especialmente en las megalópolis.

Se han documentado numerosos problemas de cantidad y calidad del agua subterránea relacionados con la extracción intensiva de agua subterránea. Para atender estos problemas derivados del desarrollo socioeconómico, se necesita información sobre las características de los estratos acuíferos y el funcionamiento de los sistemas de flujo de aguas subterráneas. En el pasado, la mayoría de los estudios de aguas subterráneas se realizaban dentro de los límites de las zonas de explotación o de límites administrativos, pero al momento de evaluar los efectos del desarrollo e impactos por la extracción del agua subterránea, una pregunta frecuente es: ¿qué sucederá más allá de la extensión del área administrativa en estudio? A menudo, los hidrogeólogos, cuando comienzan un estudio local de aguas subterráneas, se encuentran con que la información sobre la hidrogeología regional es muy limitada. Este hecho subraya la necesidad de un amplio estudio regional de los principales sistemas de flujo de agua subterránea del país.

Los principales sistemas de aguas subterráneas de los EUA han sido investigados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos a través de su

Programa Regional de Análisis de Sistemas Acuíferos. Durante los primeros 15 años del programa (1978-1992), se estudiaron intensamente 25 sistemas acuíferos regionales, incluidos los sistemas más fuertemente explotados de ese país (Sun & Johnston, 1994). Este análisis regional parte del trabajo presentado por Meinzer (1923).

Uno de los primeros trabajos sobre la regionalización hidrogeológica de México fue realizado por Alfonso de la O Carreño (1951, 1954). En este trabajo (Tomo I, 1951) presenta una síntesis de la hidrología superficial de la república, reportando un volumen anual de precipitación de 1 368 429 hm³, con una precipitación media de 697 mm/año, y una división hidrográfica del país en 182 cuencas. En el Tomo II (1954) presenta una regionalización que llama “Las Provincias Geohidrológicas de México”, a partir de la distribución de las 182 cuencas en 11 provincias geohidrológicas, con base en un criterio puramente hidrográfico conforme a la Tabla 6.1.

Considerando esta regionalización, calcula una infiltración para todo el país de 270 695 hm³/año, lo que represente el 19.6% de la precipitación total anual.

Tabla 6.1. Provincias geohidrológicas de México (De la O Carreño, 1954).

No.	Vertiente	Provincia geohidrológica
	Vertientes del Pacífico	
1		Baja California-Pacífico
2		Baja California-Golfo de California
3		Delta del Río Colorado-Río Verde
4		Costa Central de Oaxaca
5		Costa de Chiapas
	Vertientes del Golfo	
6		Río Bravo
7		Conjunto sin incluir el Río Bravo
	Vertientes de Yucatán y el Caribe	
8		Vertiente criptorreica de Yucatán
9		Vertiente del Caribe
	Vertientes interiores	
10		En territorio nacional y de EUA
11		En territorio nacional

Con base en esta misma regionalización, Tamayo (1962, citado en Maderey, 1967), obtuvo un volumen infiltrado de 254 880 hm³/año, equivalentes al 18.5% de la precipitación total anual en México. En el Tomo IV de la misma obra, Tamayo (1962) estima un volumen de aguas subterráneas económicamente aprovechable de 27 800 hm³/año para todo el país.

Posteriormente Maderey (1967), con un enfoque geográfico, propone una nueva regionalización que denomina “Regiones Geohidrológicas de México”, en la que considera la precipitación, fisiografía, geología y vegetación como los principales factores condicionantes de la presencia del agua subterránea. Menciona que la precipitación influye “teniendo en cuenta que la mayor parte del agua en el subsuelo proviene de la infiltración de las aguas superficiales y que, éstas proceden de la precipitación”; la fisiografía influye porque “según la forma del terreno, el agua tendrá mayor o menor oportunidad de infiltrarse y además, porque el agua ya infiltrada va a seguir una trayectoria determinada por dicho factor”; considera que la geología influye en función de la porosidad y la permeabilidad “para que el agua pueda o no pasar al subsuelo” y, finalmente, considera que la vegetación, incluyendo el suelo, influye al facilitar la infiltración. Con base en estos factores, divide al país en 15 regiones geohidrológicas, conforme a la Tabla 6.2.

Tabla 6.2. Regiones geohidrológicas de México (Maderey, 1967).

No.	Condiciones para la presencia de agua subterránea	Región geohidrológica
1	Excelentes	Sierra Madre Oriental y Zona Noroeste de la Altiplanicie Mexicana
2	Excelentes	Sierra Volcánica Transversal y Sur de la Altiplanicie Mexicana
3	Excelentes	Península de Yucatán
4	Buenas	Sierra Madre Occidental y Sierras Transversales de la Altiplanicie Mexicana
5	Buenas	Llanuras Costeras de Sinaloa y Nayarit y parte de Sonora
6	Regulares	Zona Central de la Península de Baja California
7	Regulares	Altiplanicie del Norte y Llanuras de la Costa Noroeste del Pacífico
8	Regulares	Llanura Costera del Golfo de México
9	Regulares	Depresión del Balsas-Tepacaltepec
10	Regulares	Zona Sureste de México
11	Malas	Zona Norte de la Península de Baja California
12	Malas	Zona Sur de la Península de Baja California
13	Malas	Sierra Madre del Sur, Zonas Costeras de Jalisco, Michoacán
14	Malas	Guerrero, Oaxaca y Estado de Colima
15	Malas	Sierra Madre y Zona Costera de Chiapas

Posteriormente, en 1978 se llevó a cabo un esfuerzo de integración a escala nacional por parte de la entonces Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, con la conformación del *Atlas Geohidrológico: Banco Nacional de Información Geohidrológica, Volumen 1*. Este documento integró la información de 140 zonas de explotación conocidas a esa fecha y el nivel de avance en los estudios realizados en cada zona. Un aspecto importante es que proponen la regionalización de acuíferos en el territorio nacional, agrupando las zonas de explotación en acuíferos regionales en aluviones recientes, acuíferos regionales en cuencas terciarias y acuíferos regionales en calizas.

Como resultado de este trabajo, se reporta que se tenían estudiados 469 173 km²; las zonas de explotación cubrían un área de 225 582 km². En esas zonas de explotación se tenían registrados 132 898 pozos, con una extracción global de 16 333 hm³/año, y una recarga para esas zonas de 7 323 hm³/año; es decir, se extraía casi más del doble de la recarga estimada en esas zonas de explotación.

Un aporte importante de este trabajo es que subraya la necesidad de un nuevo enfoque, distinto del modelo conceptual que tradicionalmente se venía aplicando en el país, centrado en el estudio de las zonas de explotación, sin considerar la presencia de extensos acuíferos regionales

que muchas veces están cubiertos por acumulaciones de rellenos de acarreo más recientes, o por derrames de lavas volcánicas que forman serranías y elevaciones topográficas, que definen orográficamente parteaguas y divisorias, como valles y cuencas, y que sin embargo, no constituyen necesariamente límites geohidrológicos de unidades separadas subterráneamente... Esta situación, para los acuíferos de tipo regional, como los terciarios y los de calizas cretácicas, respectivamente intercomunicadas en su extensión, por debajo de parteaguas fisiográficos locales, determina en muchos casos, que la recarga de alimentación y el flujo de agua pase de una a otra cuenca o valle.

En resumen, aplicar la teoría de los sistemas de flujo de agua subterránea propuesta por Tóth en 1962.

Varios años después Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1992, 1993) publicaron, en forma casi simultánea, estudios sobre las provincias hidrogeológicas de México. Ambos artículos tienen el mismo contenido y se basan en el trabajo editado por Back *et al.* (1988), tomando en cuenta las regiones hidrológicas, las provincias fisiográficas y geológicas, y los terrenos tectonoestratigráficos de México, y proponen una regionalización del país, dividiéndolo en 11 provincias hidrogeológicas, tal como se muestra en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3. Provincias hidrogeológicas de México (Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1992, 1993).

No.	Provincia hidrogeológica	Situación hidrogeológica
1	Península de Baja California	Valles relativamente planos que tienen como base gruesos depósitos de aluvión separados por montañas alineadas, compuestas por rocas sedimentarias y metamórficas de edad mesozoica y rocas volcánicas del cenozoico.
2	Planicie Costera del Pacífico	Planicies costeras que en algunas áreas se internan al continente varias decenas de kilómetros, compuestas por sedimentos arenosos hacia el interior; su base la forman rocas intrusivas y metamórficas del mesozoico y volcánicas del cenozoico.
3	Sierra Madre Occidental	Una región disectada relativamente alta compuesta por una compleja secuencia de rocas volcánicas del cenozoico, cubiertas en algunos lugares por delgados depósitos de suelos residuales.
4	Cuencas Aluviales del Norte	Valles relativamente planos que tienen como base gruesos depósitos aluviales, separados por alargadas y discontinuadas cadenas de montañas compuestas, en parte, de rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas, y en parte de rocas volcánicas de cenozoico.
5	Sierra Madre Oriental	Área relativamente alta de cadenas montañosas anticlinales y valles sinclinales, compuestos por rocas sedimentarias del mesozoico, cubiertas por delgadas capas de suelos residuales.
6	Meseta Central	Valles relativamente planos que tienen como base gruesos depósitos aluviales separados por suaves cadenas de montañas, compuestas por rocas sedimentarias del paleozoico y mesozoico, y por rocas volcánicas del cenozoico.
7	Planicie Costera del Golfo de México	Planicie relativamente baja, poco disectada, que descansa sobre una interestratificación compleja de arenas, limos y arcillas del mesozoico y cenozoico, que progresivamente se hacen más densos hacia la costa.
8	Faja Volcánica Transmexicana	Un área de montañas altas compuesta por una secuencia compleja de rocas volcánicas del cenozoico, con fosas profundas rellenadas con material lacustre del terciario y cuaternario.
9	Sierra Madre del Sur	Áreas montañosas altamente disectadas compuestas por rocas metamórficas y paleozoicas, rocas sedimentarias del mesozoico y rocas volcánicas del mesozoico y cenozoico, cubiertas en las altiplanicies por suelos residuales y en las costas por material granular.
10	Sierras y Valles del Sureste	Área relativamente alta de cadenas montañosas anticlinales y valles sinclinales, compuestos por rocas sedimentarias del mesozoico, cubiertas por delgadas capas de suelos residuales.
11	Península de Yucatán	Una extensa planicie baja constituida por rocas carbonatadas consolidadas a semiconsolidadas del cenozoico.

6.1. Nueva regionalización hidrogeológica de México

A partir del conocimiento hidrogeológico generado en los últimos años en México es posible plantear una nueva regionalización del país que, además de considerar los aspectos incluidos en las propuestas anteriores (hidrología superficial, fisiografía, precipitación, clima, vegetación, etc.), incluya también aspectos hidrogeológicos como el ambiente hidrogeológico, las redes de flujo de agua subterránea, la continuidad hidráulica regional, la conectividad hidrológico y los niveles base de descarga del agua subterránea.

Tabla 6.4. Nueva regionalización hidrogeológica de México (elaboración propia con datos de CONAGUA).

No.	Región hidrogeológica	Ambiente hidrogeológico	Nivel base de descarga global	Área (km ²)
1	Cuencas de Baja California	Sistemas aluviales y volcánicos intermontanos	Descarga directa al mar	85 014
2	Planicie Costera de Baja California	Llanuras sedimentarias aluviales costeras	Descarga a lagunas costeras	53 709
3	Planicie Costera del Norte	Llanuras sedimentarias aluviales costeras	Descarga directa al mar	105 932
4	Planicie Costera del Pacífico	Llanuras sedimentarias aluviales costeras	Descarga a lagunas costeras	243 225
5	Cuencas Cerradas del Norte	Sistemas aluviales y volcánicos intermontanos	Descarga a llanura de inundación o lago salobre	97 900
6	Cuenca del Río Bravo	Rocas sedimentarias consolidadas	Descarga a cuerpo de agua internacional	268 669
7	Cuencas Cerradas del Altiplano	Rocas sedimentarias consolidadas	Descarga a llanura de inundación o lago salobre	155 452
8	Altiplanicie Mexicana	Rocas sedimentarias consolidadas	Descarga a manantiales	66 600
9	Cuencas de Lagos Dulces	Sistemas aluviales y volcánicos intermontanos	Descarga a lago interior dulce	53 936
10	Tierras Bajas del Noreste	Llanuras sedimentarias aluviales costeras	Descarga a lagunas costeras	155 872
11	Cuencas Cerradas del Centro	Sistemas aluviales y volcánicos intermontanos	Descarga a llanura de inundación o lago salobre	16 217
12	Cuencas del Pacífico	Sistemas aluviales y volcánicos intermontanos	Descarga directa al mar	309 095
13	Tierras Bajas del Sur	Llanuras sedimentarias aluviales costeras	Descarga a lagunas costeras	221 833
14	Plataforma Calcárea de Yucatán	Formaciones calcáreas costeras recientes	Descarga directa al mar	116 477

En esta nueva regionalización se consideran los sistemas regionales de flujo en forma completa. Estos sistemas regionales de flujo de agua subterránea, al ser agrupados por sus características hidrológicas e hidrogeológicas, resultan en 14 regiones con comportamiento similar, tal como se muestra en el mapa de la Figura 6.1.

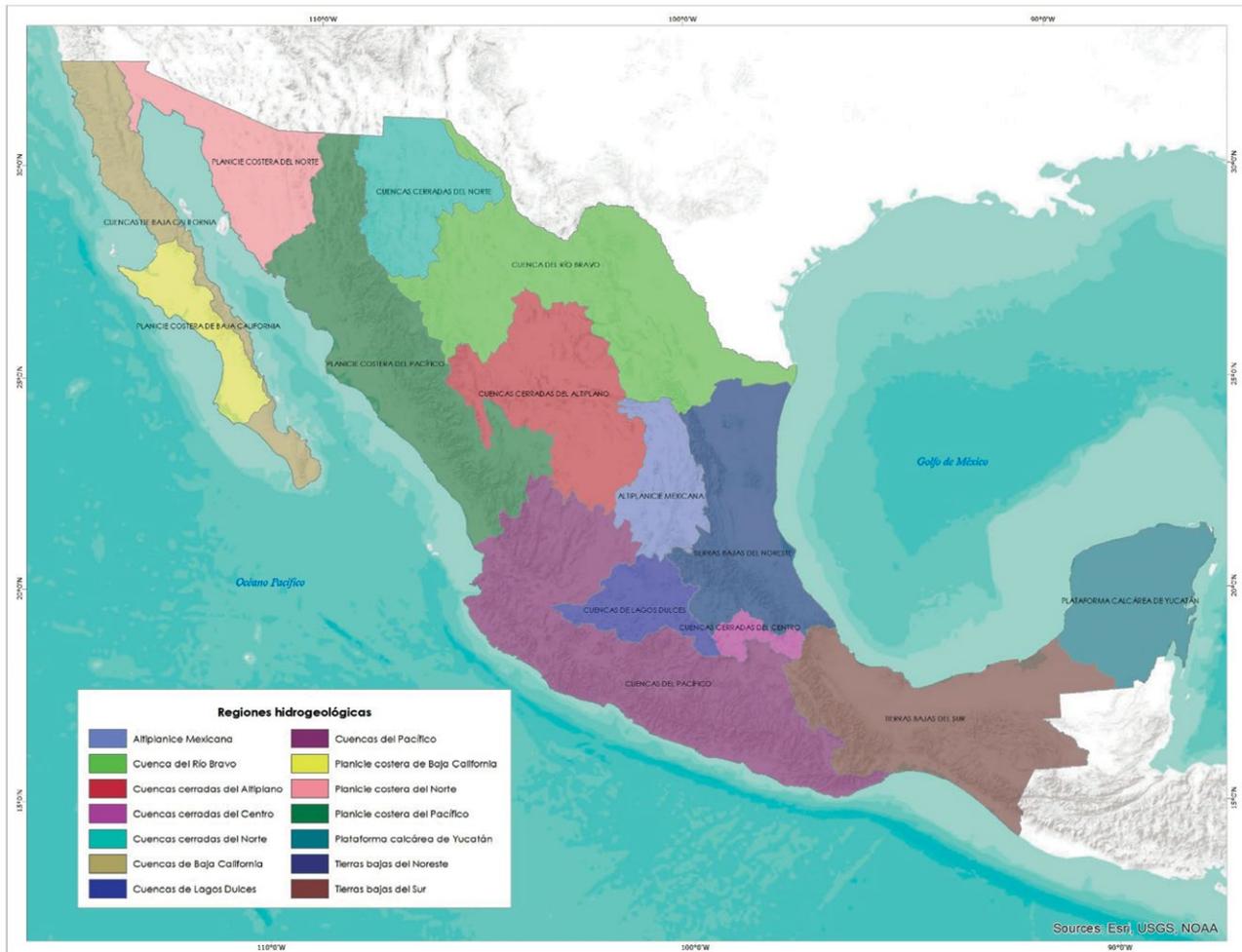
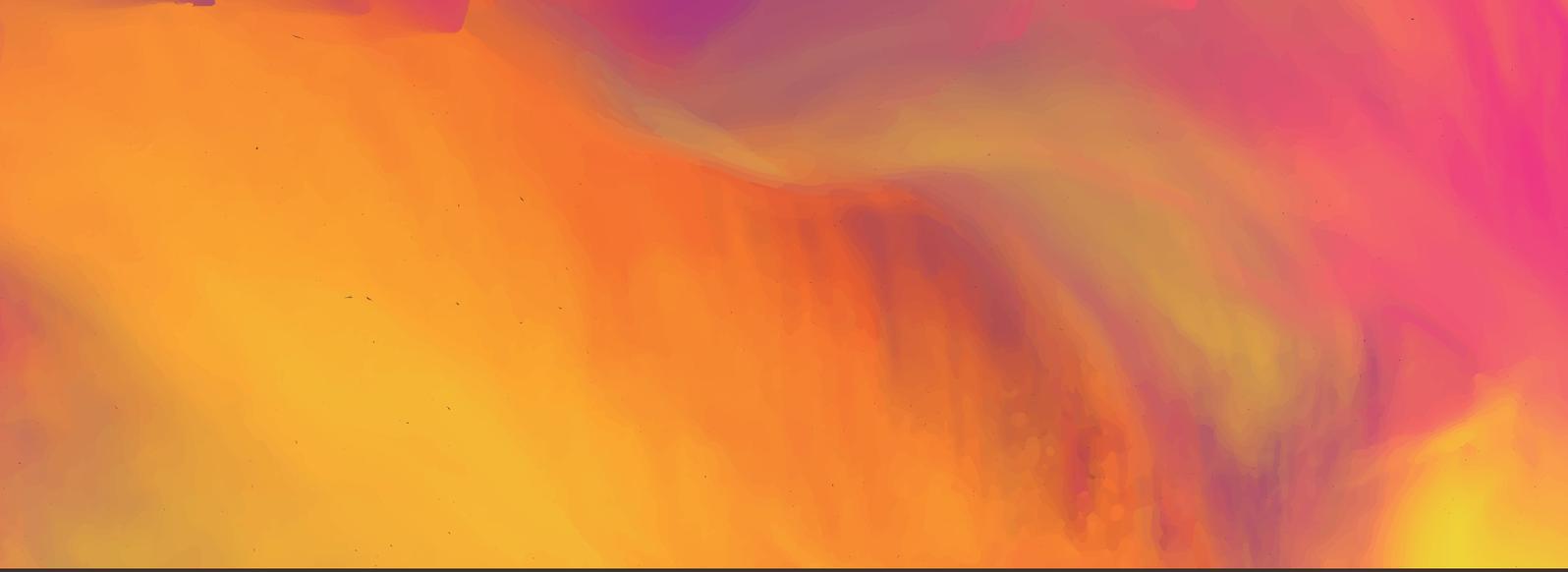


Figura 6.1. Nueva regionalización hidrogeológica de México (elaboración propia con datos de CONAGUA).



SISTEMAS REGIONALES DE AGUA SUBTERRÁNEA EN MÉXICO 7

Con base en los conceptos “Conectividad hidrológica”, “Continuidad hidráulica regional” y “Nivel base de descarga global” se llevó a cabo un análisis para identificar y delimitar los “Sistemas regionales de agua subterránea” en México (Siras). Para ello, fue necesario revisar, depurar e integrar la información contenida en más de 1 000 documentos, entre estudios hidrogeológicos en la biblioteca de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), el Centro de Conocimiento del Agua del IMTA, reportes técnicos del IMTA, reportes técnicos y tesis en la UNAM, y artículos científicos publicados en revistas de circulación internacional.

Para integrar y correlacionar toda la información recopilada, se integró un sistema de información geográfica a escala de la porción continental de México, donde se tomaron como base la toponimia y el modelo digital de elevación del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (Inegi), la delimitación de las cuencas hidrográficas de la CONAGUA y la cartografía geológica del Servicio Geológico Mexicano (SGM), escala 1:250,000. Adicionalmente, se subieron los datos de la red hidrográfica, la delimitación de las áreas naturales protegidas y los cuerpos de agua. Sobre esta base cartográfica se montó la digitalización propia de cientos de redes de flujo de agua subterránea, tomadas de la recopilación de trabajos mencionada anteriormente. Indudablemente que las redes de flujo corresponden a las diferentes fechas en que se realizaron las mediciones; sin embargo, se utilizaron para conocer las direcciones y gradientes del flujo de agua subterránea en cada zona con información.

El procedimiento de análisis partió de integrar las redes de flujo de agua subterránea con los escurrimientos perennes y los cuerpos de agua como lagos, lagunas costeras, humedales, etc., para aplicar el concepto de “Conectividad hidrológica” e identificar qué cuerpos de agua superficial mostraban conectividad con redes de flujo de agua subterránea. Posteriormente y con base en la cartografía geológica, y con apoyo de los gradientes y las direcciones de flujo de agua subterránea, se aplicó el concepto de “Continuidad hidráulica regional” para establecer qué sistemas, que presentan conectividad hidrológica, podrían tener continuidad hidráulica regional. Finalmente, se identificaron los niveles base de descarga global y locales, en todos los casos.

Con el procedimiento antes mencionado, se definieron 65 Siras, en los que cada uno se comporta como un solo sistema hidrogeológico, con mismo nivel base de descarga global, con una zona de recarga común y con conectividad entre los cuerpos de agua superficiales y el sistema de flujo de agua subterránea.

En el siguiente mapa y tabla se presentan la delimitación, extensión y tipo de nivel base de descarga de los 65 sistemas definidos para todo el territorio continental de México. Para el caso de las islas, se consideró que no es necesario este análisis ya que, dada su extensión y características, funcionan como un solo sistema en cada isla.

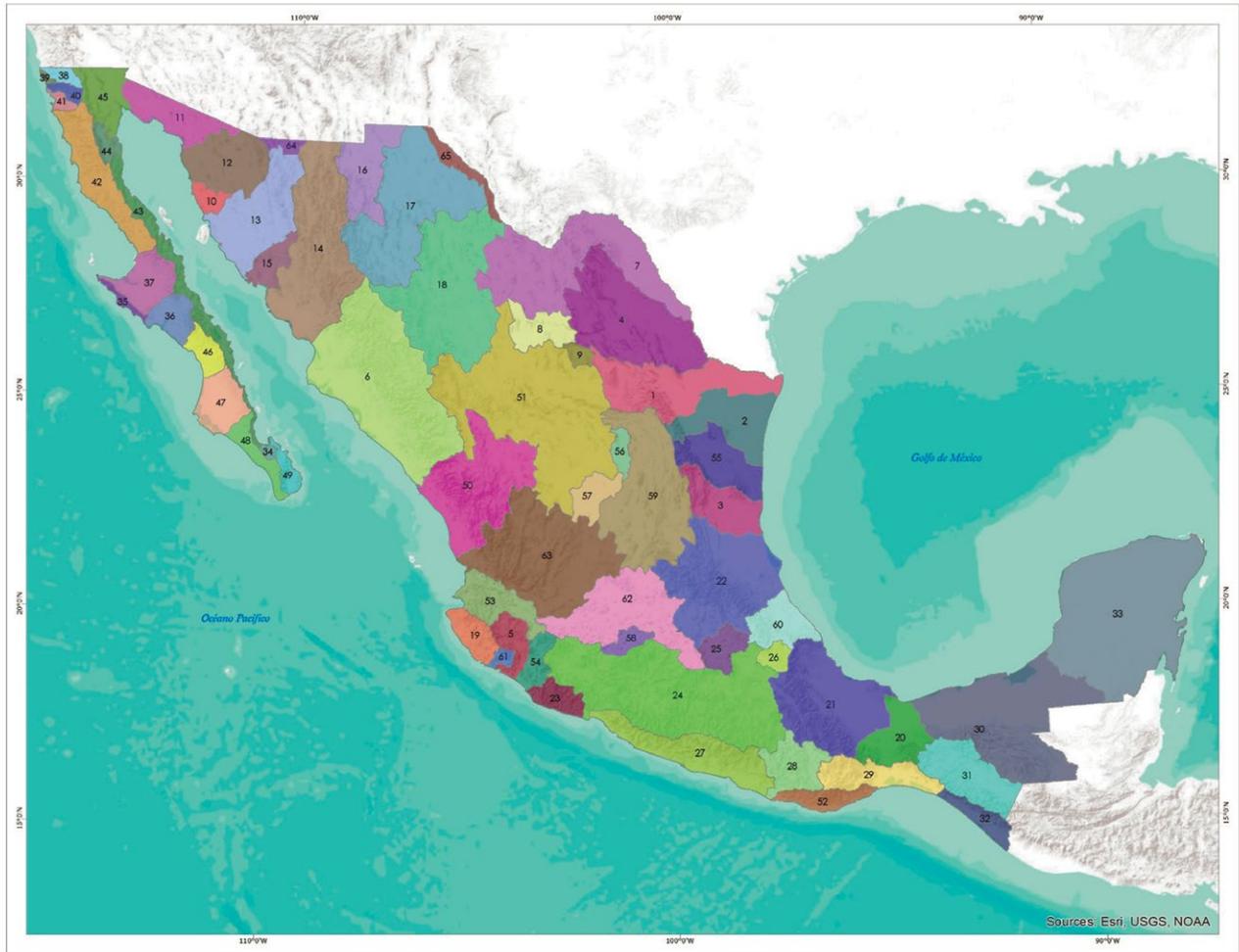


Figura 7.1. Sistemas regionales de agua subterránea en México (Siras).

Tabla 7.1. Sistemas regionales de agua subterránea en México (Siras).

Núm.	SISTEMA	ÁREA (KM ²)	NIVEL BASE DE DESCARGA
1	RÍO BRAVO	45 055	Cuerpo de agua internacional
2	LAGUNA MADRE	28 431	Lagunas costeras
3	JAUMAVE	21 211	Lagunas costeras
4	MONCLOVA	65 364	Cuerpo de agua internacional
5	TECOMÁN	10 538	Descarga al mar
6	SINALOA	104 440	Lagunas costeras
7	GUAJE	70 900	Cuerpo de agua internacional
8	COYOTE	14 194	Llanura de inundación
9	EL HUNDIDO	3 196	Llanura de inundación
10	ARIVAIPA	4 984	Descarga al mar
11	SONOYTA	20 370	Descarga al mar
12	CABORCA	28 191	Descarga al mar
13	SONORA	41 266	Descarga al mar
14	YAQUI	72 818	Lagunas costeras

Tabla 7.1 Sistemas regionales de agua subterránea en México (Siras), (continuación).

Núm.	SISTEMA	ÁREA (KM ²)	NIVEL BASE DE DESCARGA
15	GUAYMAS	9 048	Lagunas costeras
16	JANOS	24 312	Frontera internacional
17	BABICORA	73 587	Llanura de inundación
18	CONCHOS	80 045	Cuerpo de agua internacional
19	TOMATLÁN	10 592	Descarga al mar
20	COATZACOALCOS	20 434	Lagunas costeras
21	PAPALOAPAN	58 489	Lagunas costeras
22	TUXPAN	65 590	Lagunas costeras
23	COALCOMAN	8 905	Descarga al mar
24	BALSAS	110 708	Descarga al mar
25	ANÁHUAC	10 324	Llanura de inundación
26	TEPEYAHUALCO	4 830	Llanura de inundación
27	CUAJINICUILAPA	34 363	Descarga al mar
28	PINOTEPA	18 405	Descarga al mar
29	TEHUANTEPEC	20 050	Lagunas costeras
30	COMALCALCO	84 586	Lagunas costeras
31	CHIAPA	29 043	Frontera internacional
32	PIJIAPAN	9 231	Descarga al mar
33	YUCATÁN	116 477	Planicie kárstica
34	PICHILINGUE	1 408	Descarga al mar
35	PUNTA PRIETA	2 626	Descarga al mar
36	QUERANTE	10 652	Lagunas costeras
37	OJO DE LIEBRE	16 564	Lagunas costeras
38	TIJUANA	3 126	Cuerpo de agua internacional
39	ROSARITO	716	Descarga al mar
40	OJOS NEGROS	2 910	Descarga al mar
41	MANADERO	2 218	Descarga al mar
42	CAMALU	28 722	Descarga al mar
43	MULEGE	19 847	Descarga al mar
44	VALLE CHICO	4 359	Descarga al mar
45	MEXICALI	16 217	Descarga al mar
46	BARRANCAS	7 885	Descarga al mar
47	CONSTITUCION	15 981	Lagunas costeras
48	LA TINAJA	8 619	Descarga al mar
49	PULMO	4 975	Descarga al mar
50	CANATLAN	56 918	Lagunas costeras
51	NAZAS	122 594	Llanura de inundación
52	HUATULCO	10 235	Descarga al mar
53	AMECA	18 331	Descarga al mar
54	COAHUAYANA	8 354	Descarga al mar
55	SOTO LA MARINA	23 982	Lagunas costeras
56	ROCA MONTES	4 799	Llanura de inundación
57	SALINAS	10 668	Llanura de inundación
58	CUITZEO	5 208	Lago interior dulce
59	MATEHUALA	66 600	Manantiales
60	MISANTLA	16 658	Descarga al mar
61	CIHUATLÁN	2 226	Descarga al mar
62	CHAPALA	48 728	Lago interior dulce
63	TEQUILA	77 502	Descarga al mar
64	CANANEA	3 017	Cuerpo de agua internacional
65	JUÁREZ	7 305	Cuerpo de agua internacional

Un aspecto importante que resultó de este análisis, es que muchos Siras descargan directamente al mar, pero muchos otros descargan a lagunas y humedales costeros, constituyendo un aparte fundamental para el funcionamiento hidráulico de estos ecosistemas costeros. Se identificaron varios Siras, cuyo nivel base de descarga se encuentra en el interior del continente, ya sea por descargar en un enorme conjunto de manantiales, como es el caso del Sistema Matehuala; otros con descarga global a lagos dulces, como el Sistema Chapala, y otros con descarga endorreica, dando lugar a la formación de lagos salobres, salares o barreales y/o planicies de inundación. Otros sistemas descargan a cuerpos de agua internacionales, como el río Bravo, y otros sistemas cruzan las fronteras internacionales hacia otros países, como es el caso del Sistema Chiapa, que se continúa en Guatemala.

En el siguiente mapa, se presenta la clasificación de los Siras con base en el tipo de descarga global, lo cual es muy importante conocer para llevar a cabo la gestión integrada del agua en esas regiones.

Posteriormente, se presenta un conjunto de figuras de cada sistema de flujo, mostrando su localización, geología, esquema del sistema de flujo, bloque 3d del sistema y su perfil topográfico.

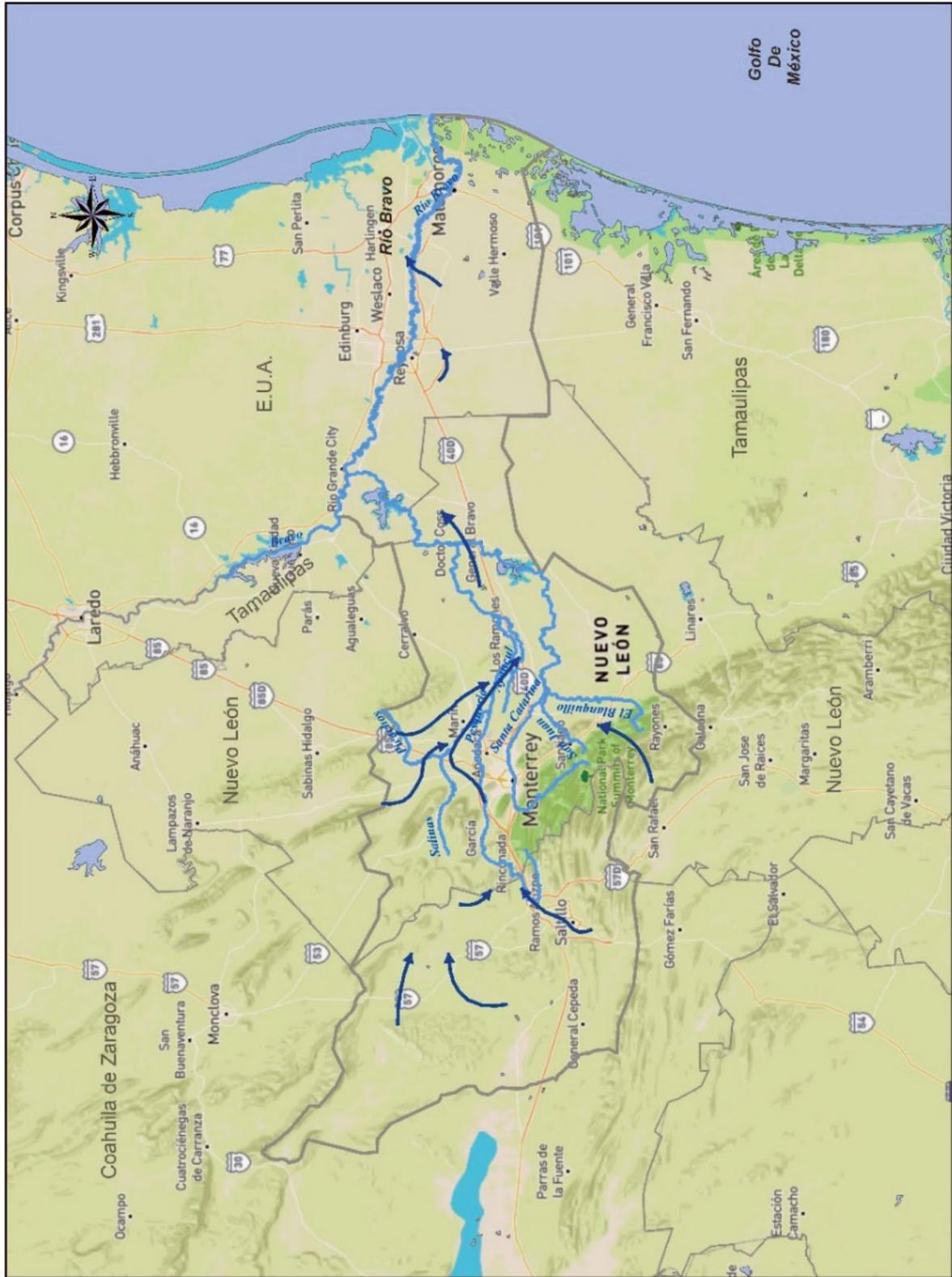


Figura 7.5. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Río Bravo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

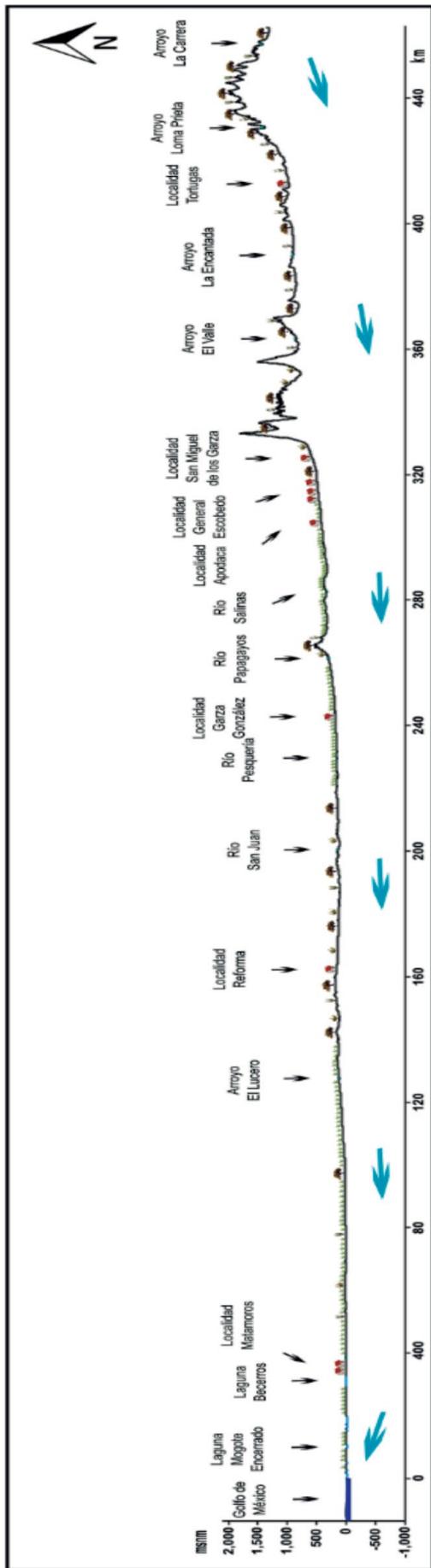


Figura 7.7. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Río Bravo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.2. Sistema Laguna Madre

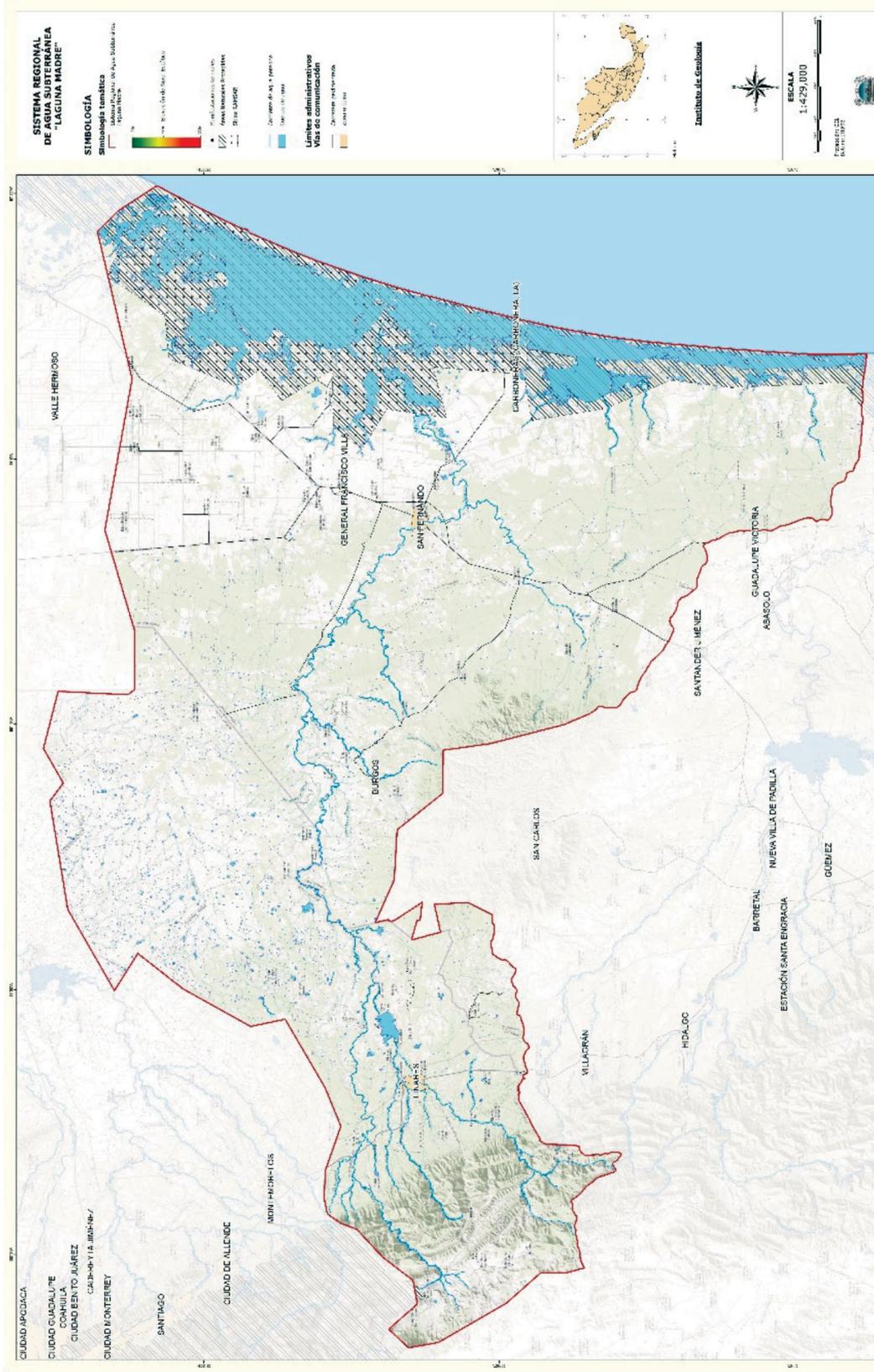


Figura 7.8.
Localización del
Sistema Laguna
Madre.

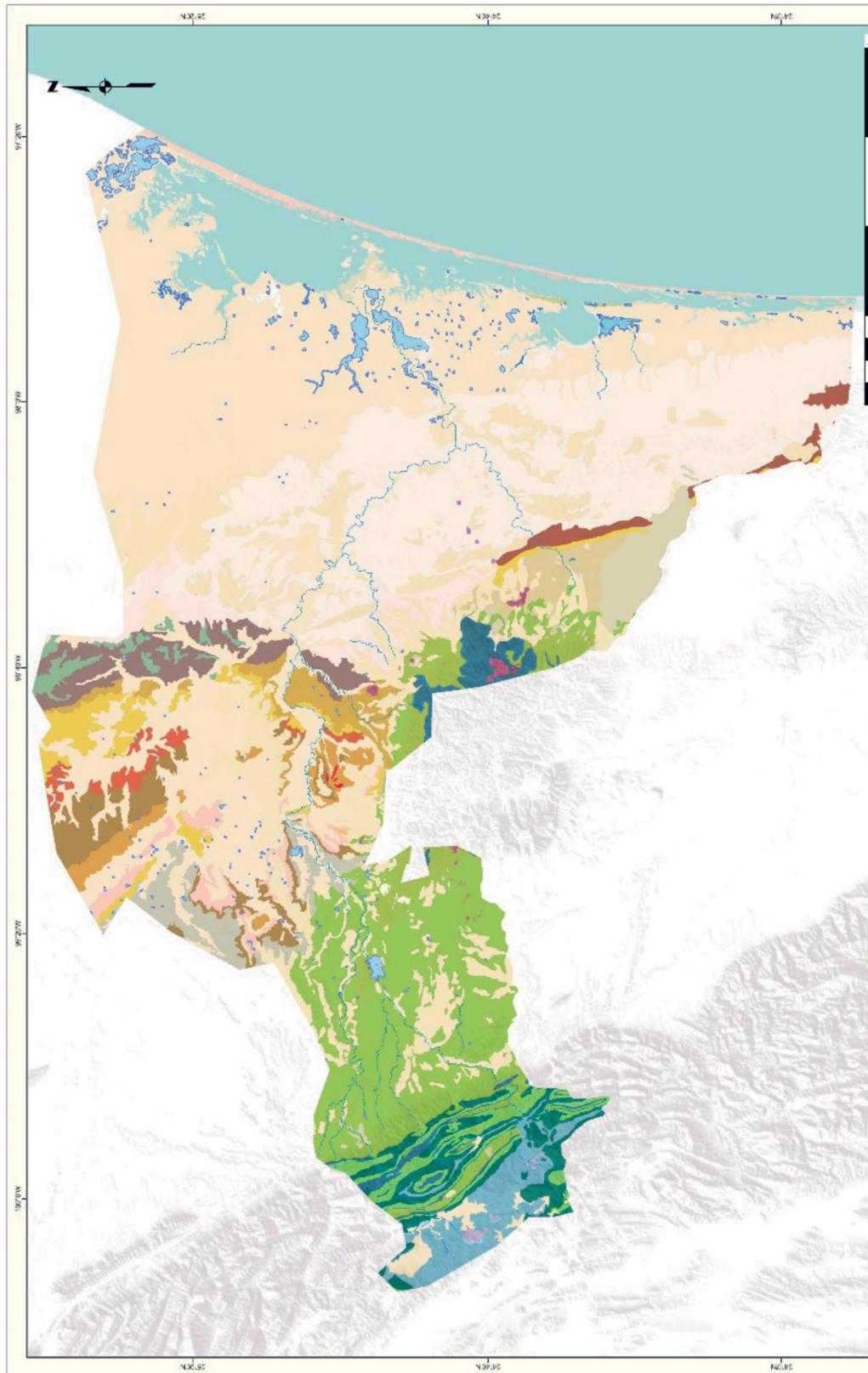


Figura 7.9.
Geología
del Sistema
Laguna Madre
(elaborado con
base en la carta
geológico escala
1:250,000 del
SGM).



Figura 7.10. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Laguna Madre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

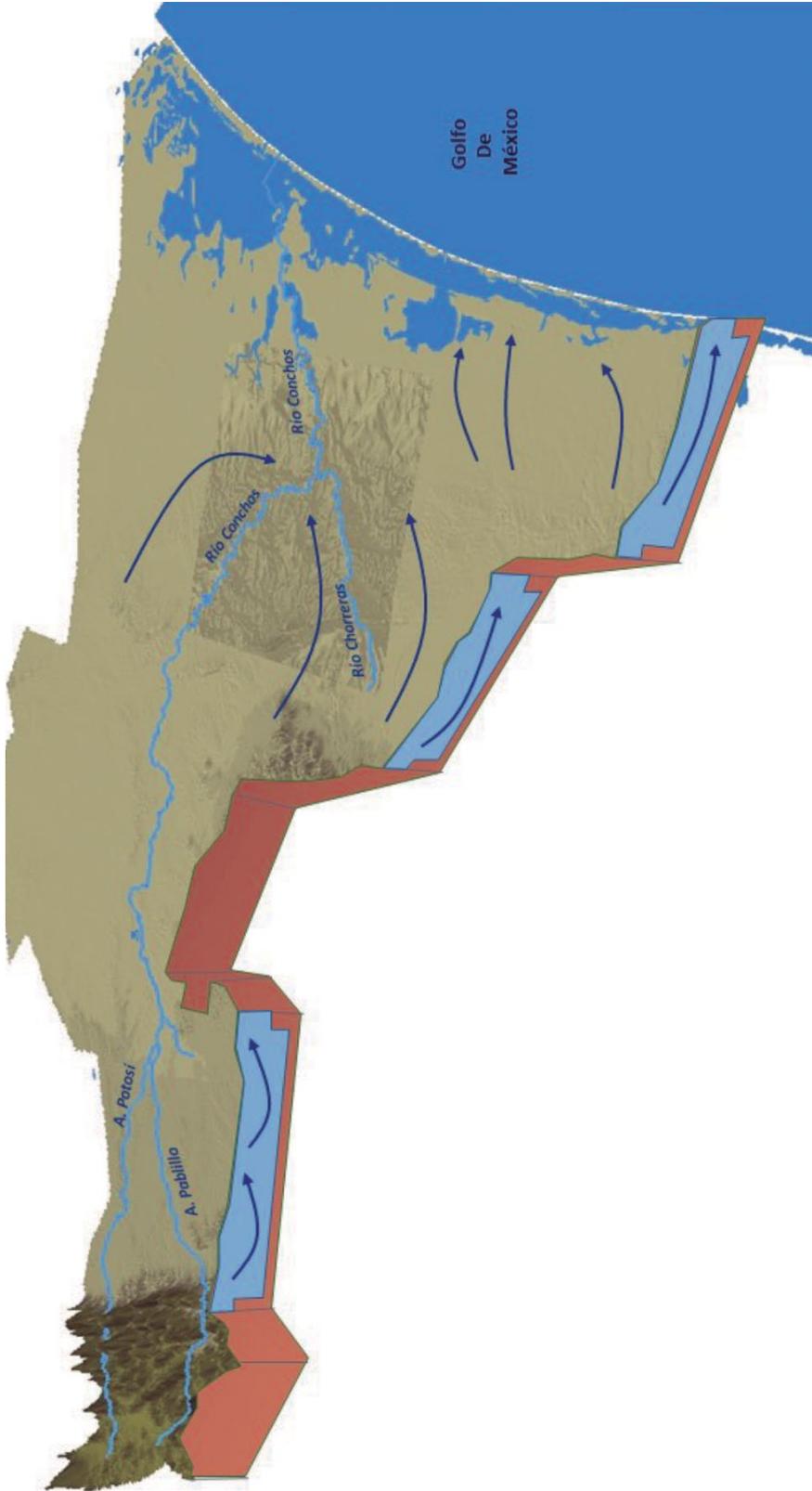
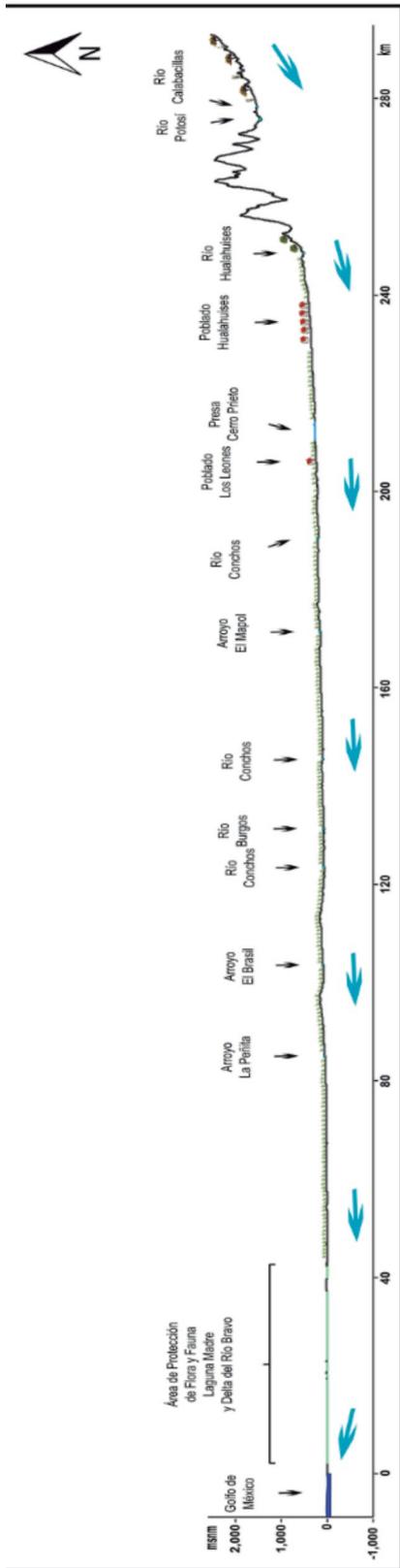


Figura 7.11. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Laguna Madre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

Figura 7.12.
 Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Laguna Madre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



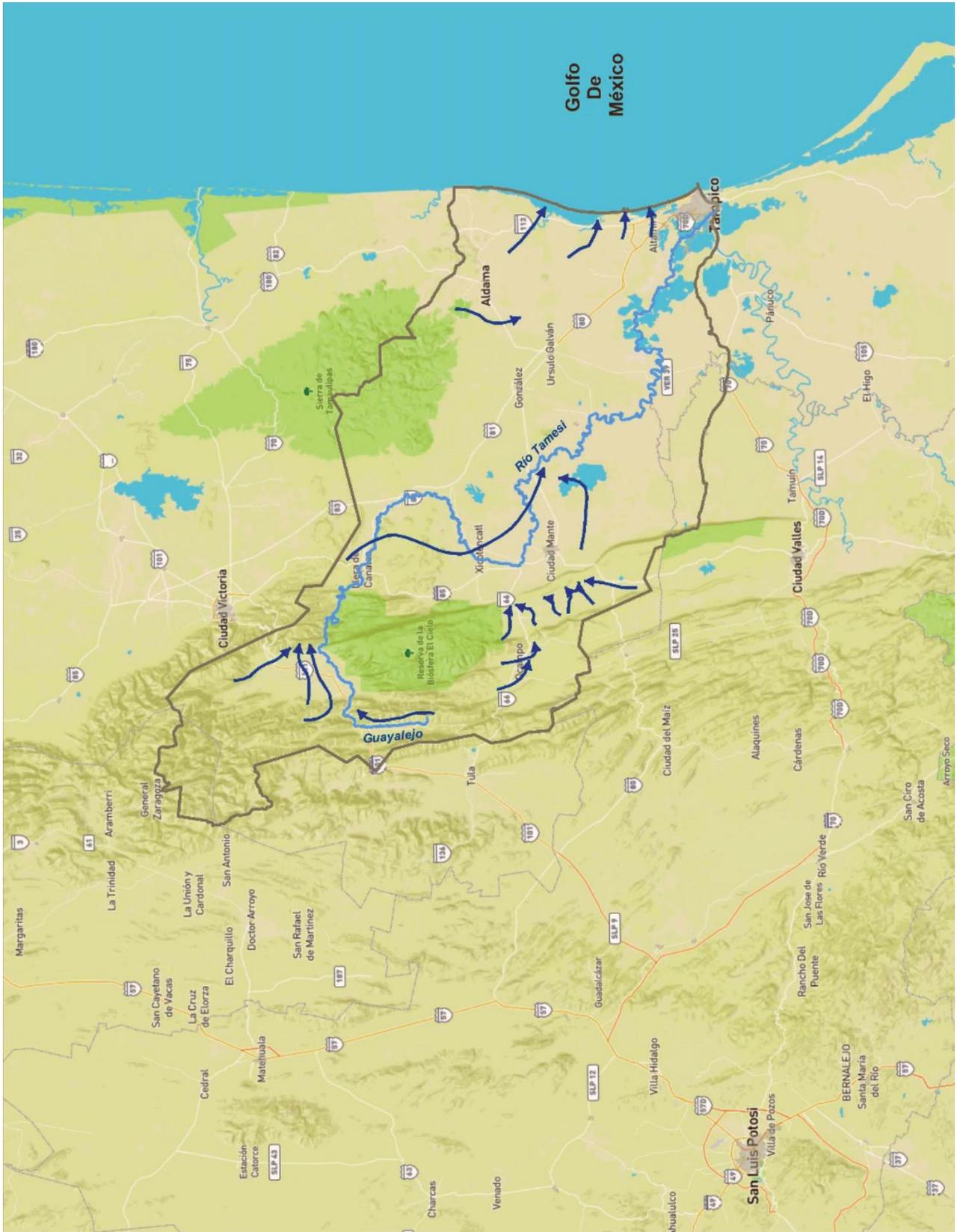


Figura 7.15. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Jaumave (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

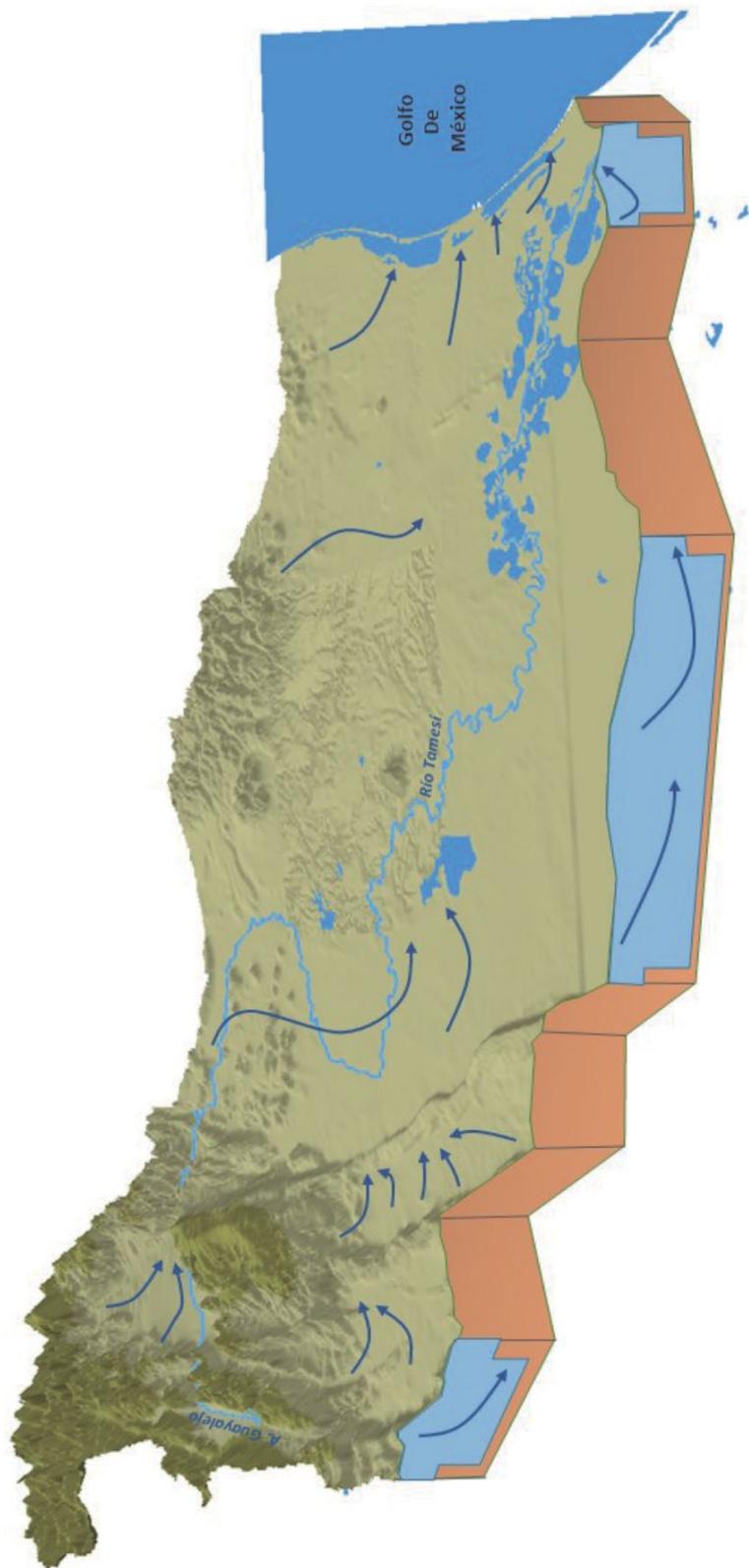
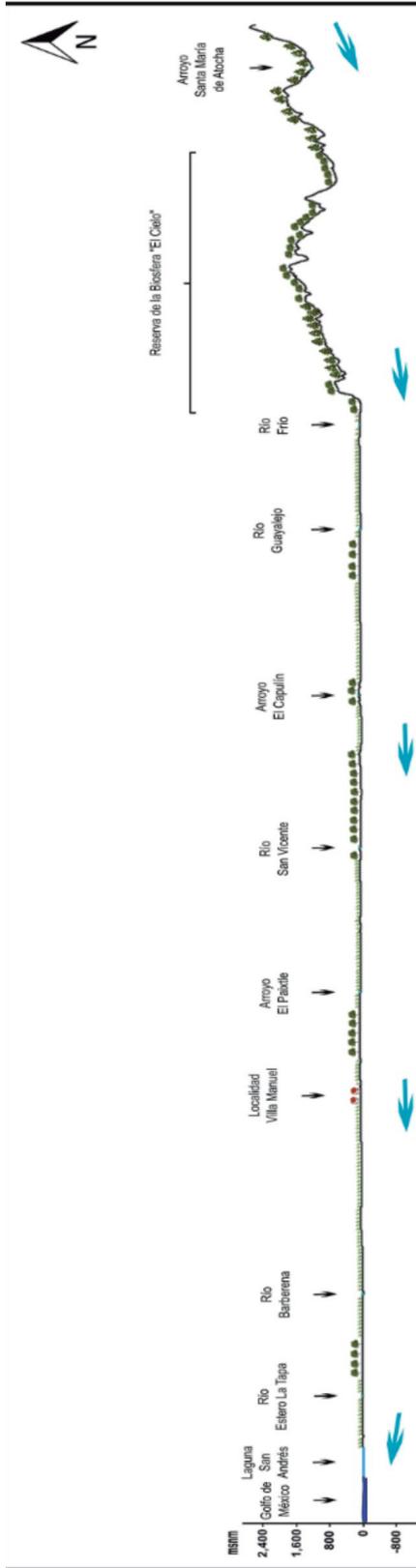


Figura 7.16.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea del
 Sistema Jaumave
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,
 IMTA, UNAM).

Figura 7.17.
 Perfil topográfico
 y esquema del
 flujo de agua
 subterránea del
 Sistema Jaumave
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,
 IMTA, UNAM).



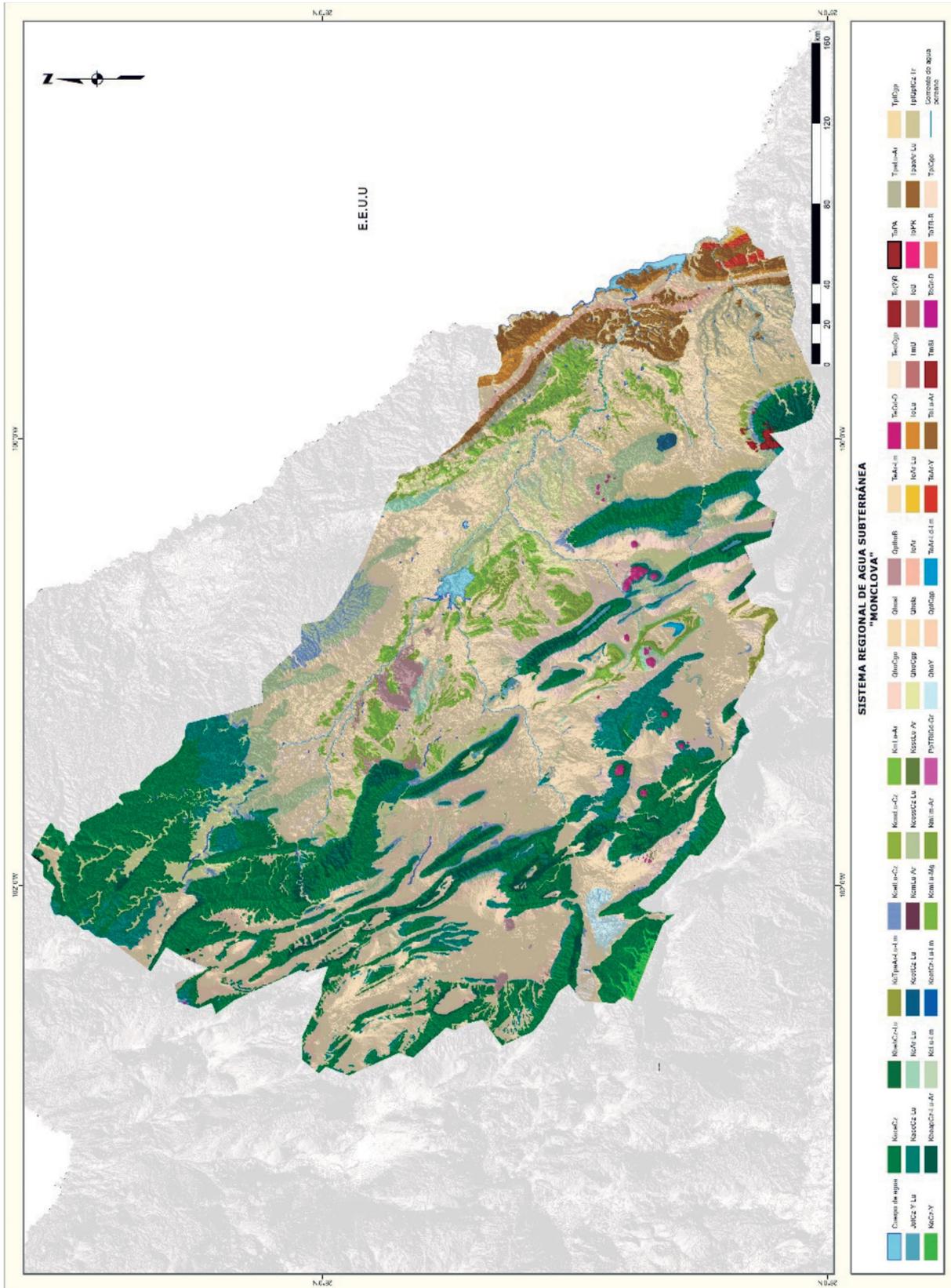


Figura 7.19. Geología del Sistema del Sistema Monclova (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).

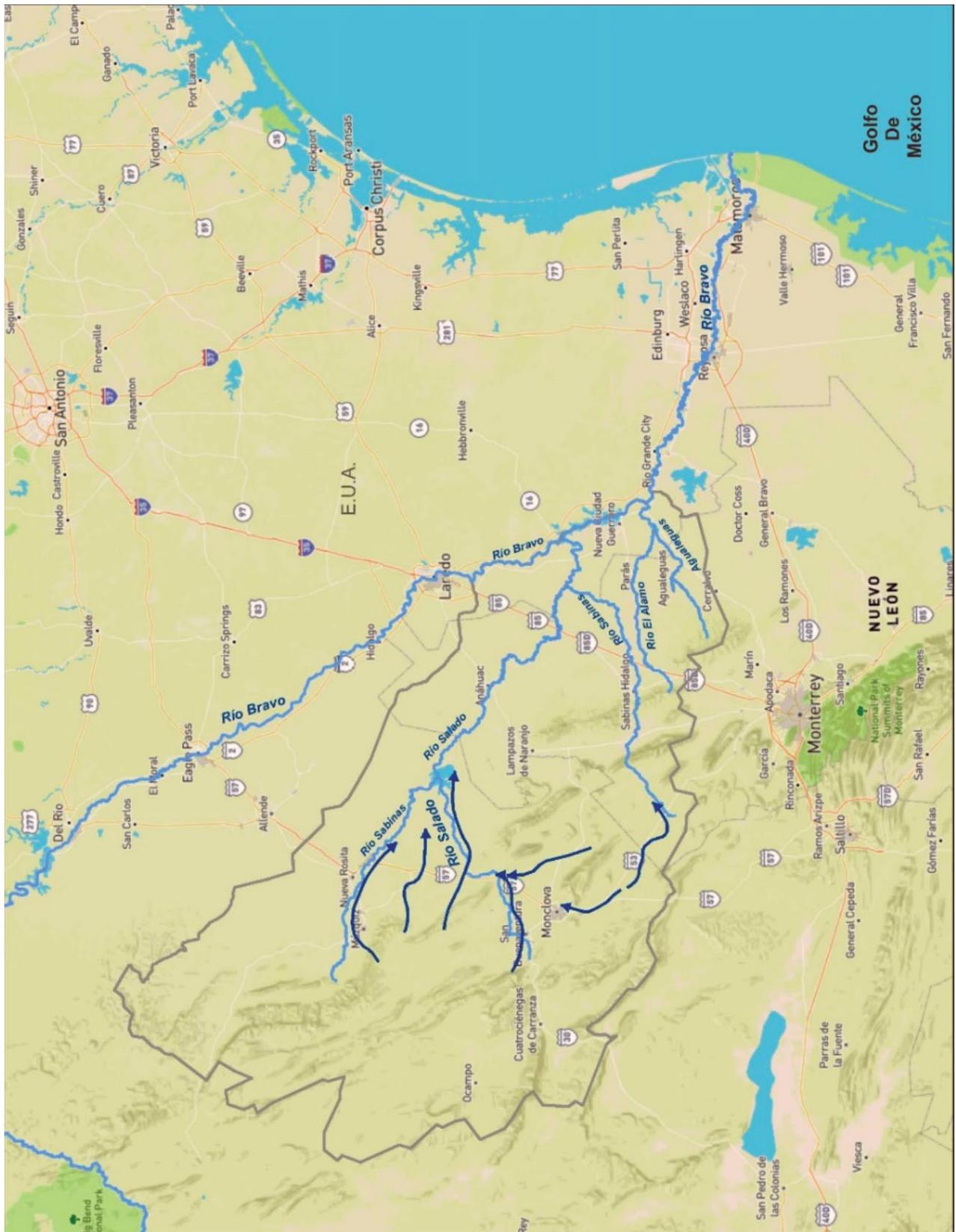


Figura 7.20. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Monclova (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

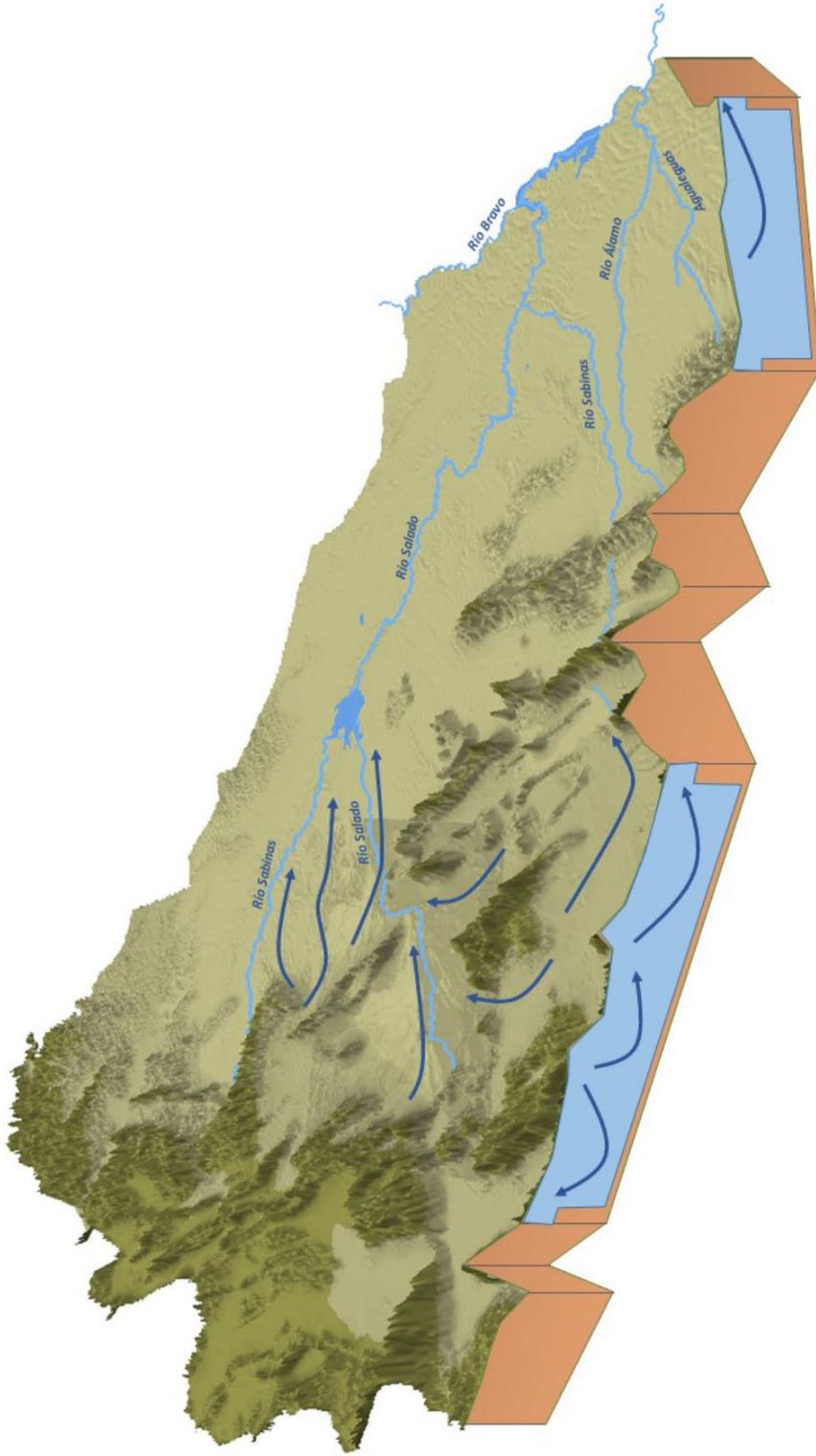


Figura 7.2.1.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea
 del Sistema
 Monclova
 (elaborado con
 base en las redes
 de flujo obtenidas
 de CONAGUA,
 IMTA, UNAM).

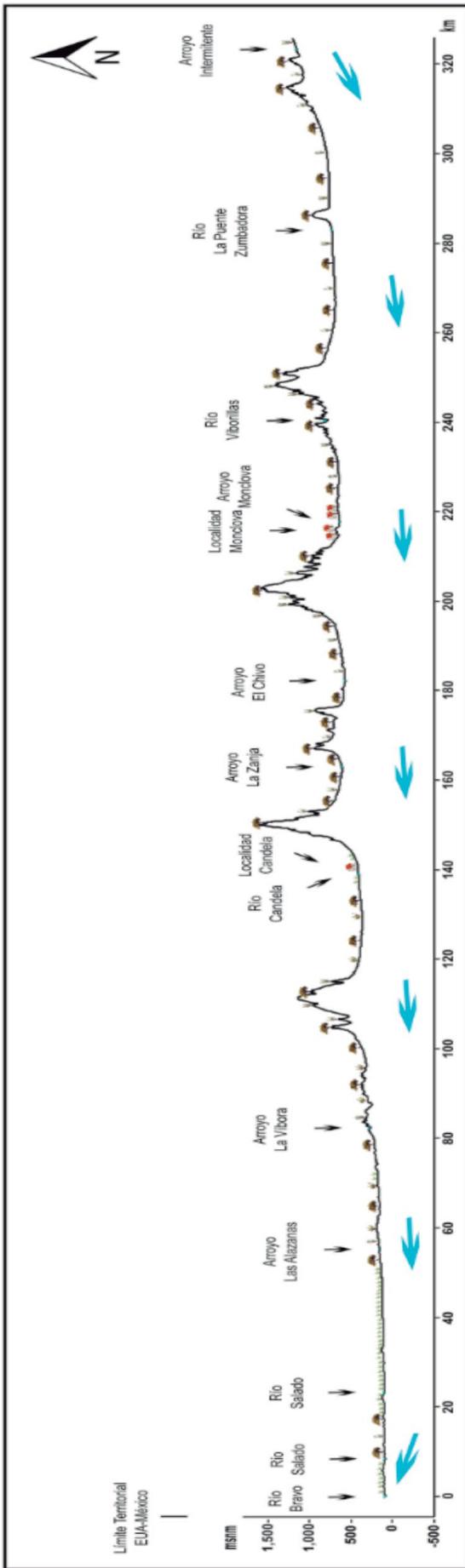


Figura 7.22. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Monclova (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.5. Sistema Tecomán

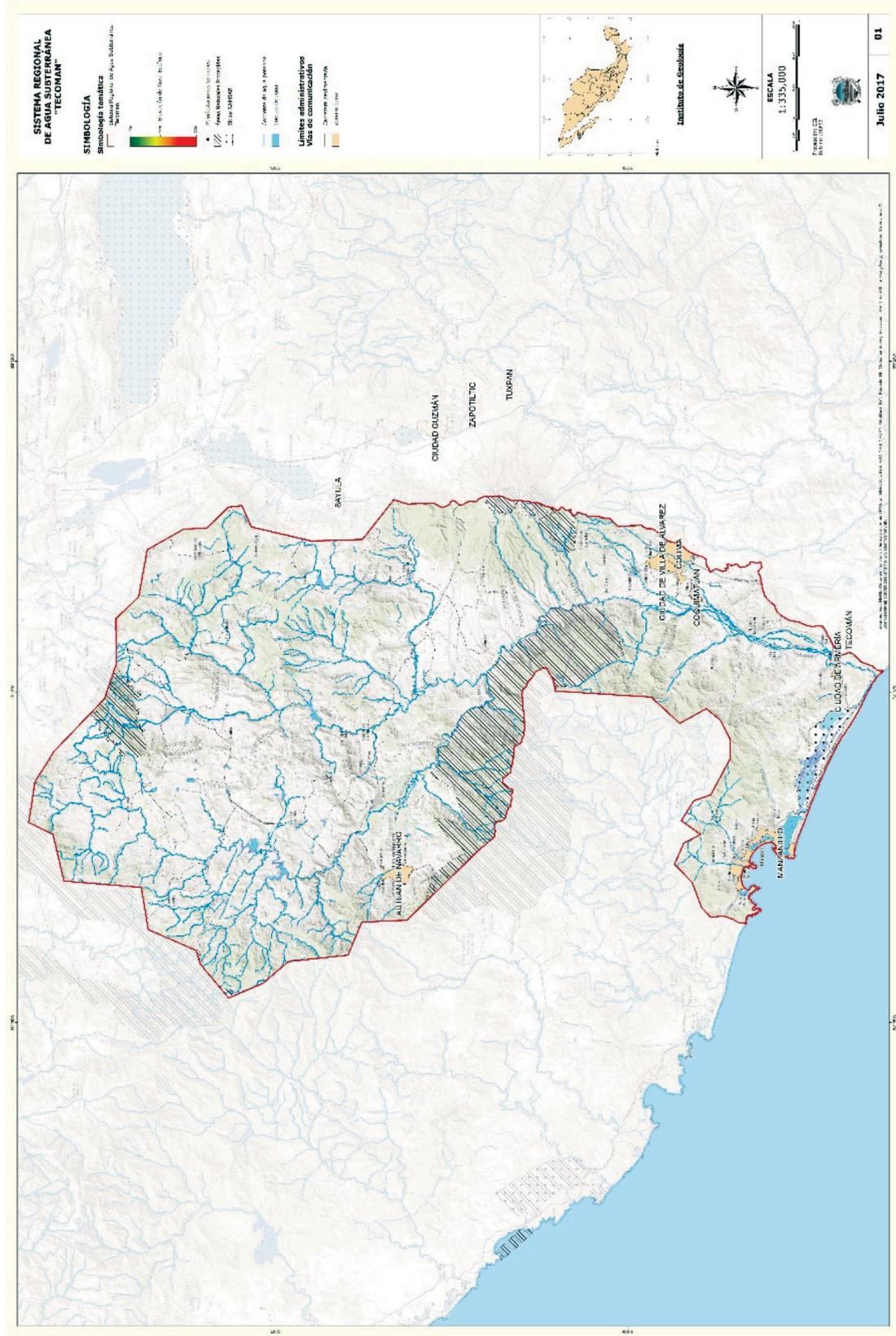


Figura 7.2.3. Localización del Sistema del Tecomán.



Figura 7.24. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tecomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

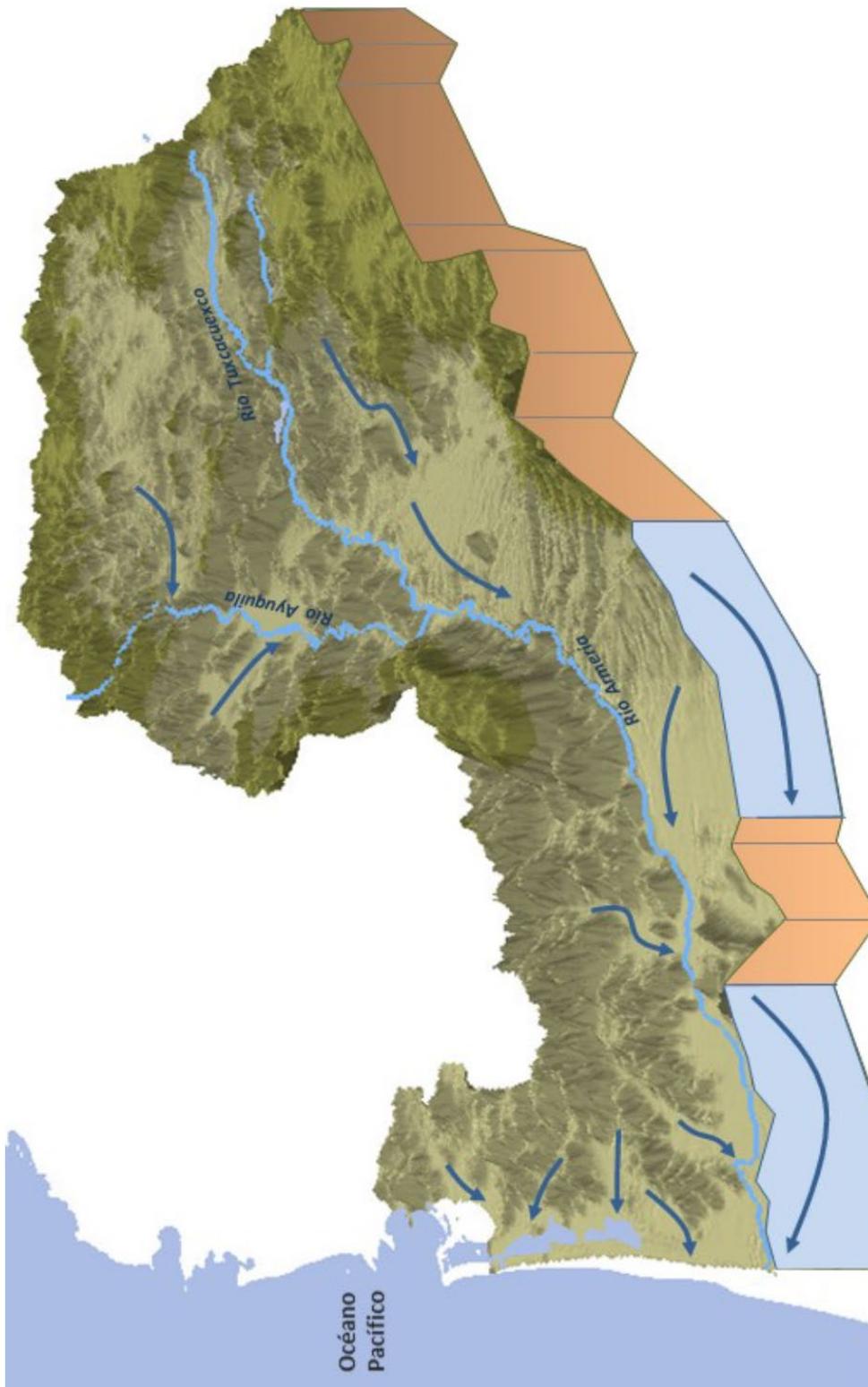


Figura 7.2.5. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tecomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

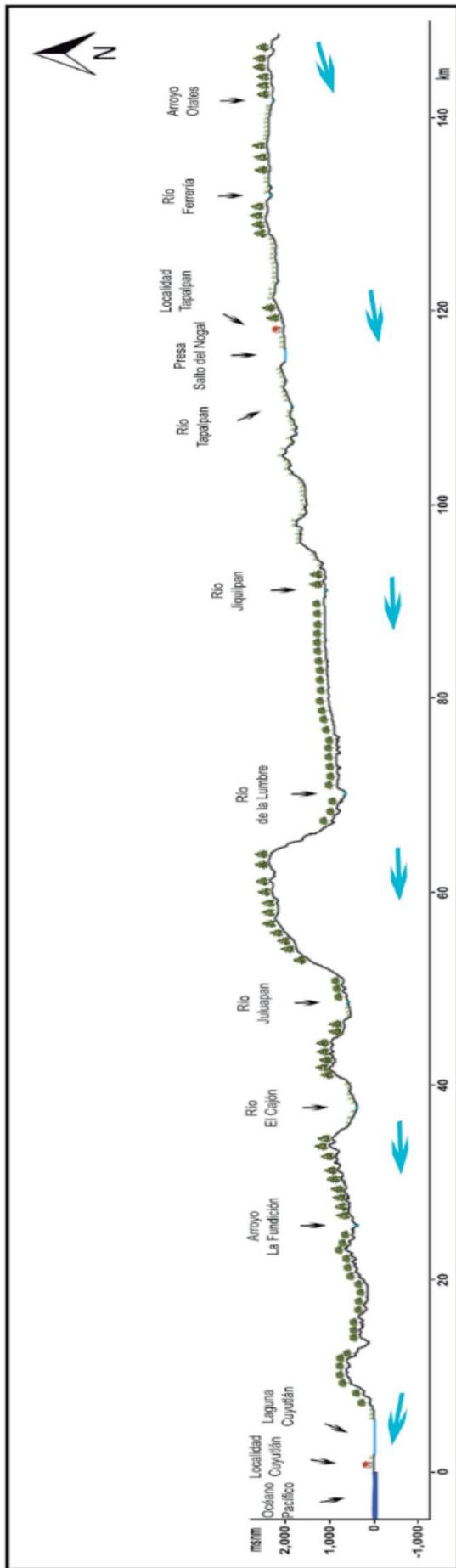


Figura 7.26. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tecomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.29. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sinaloa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.30. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sinaloa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,

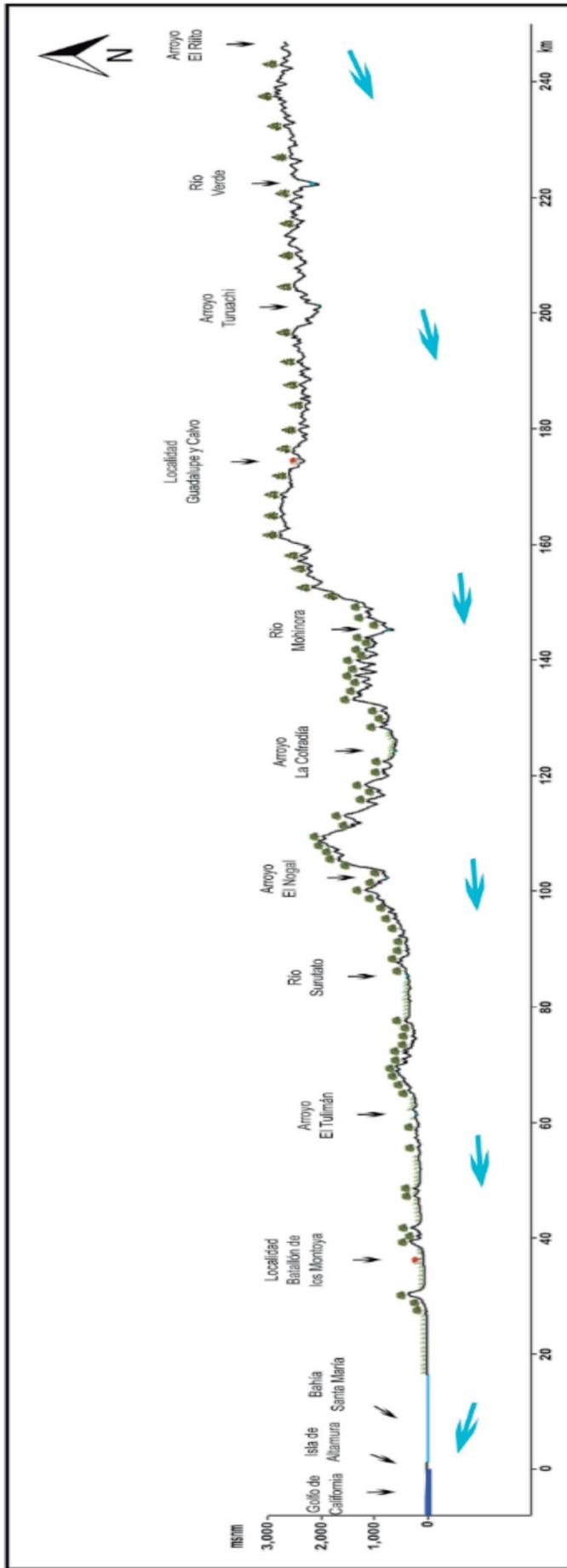


Figura 7.31. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sinaloa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.7. Sistema Guaje

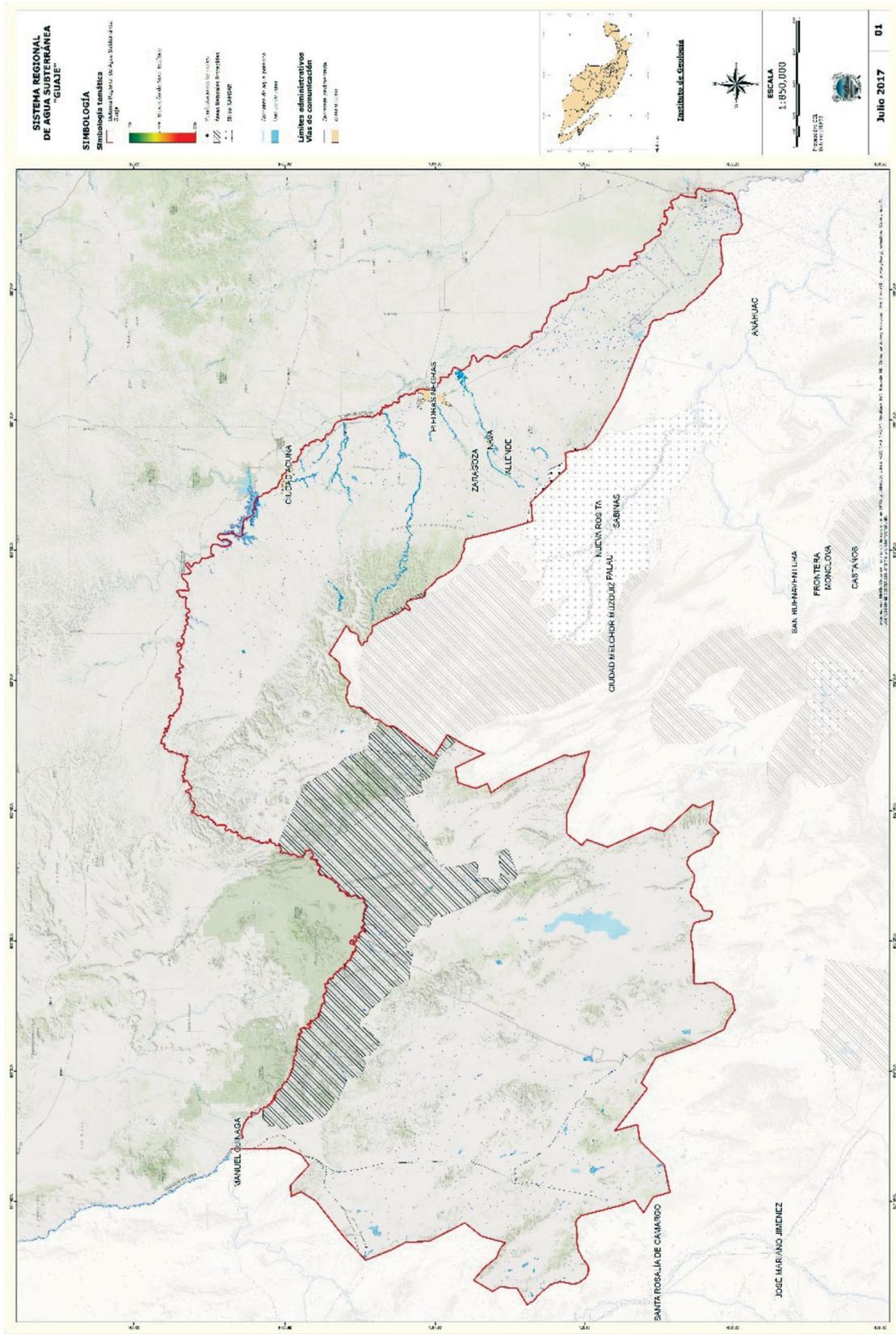


Figura 7.32. Localización del Sistema Guaje

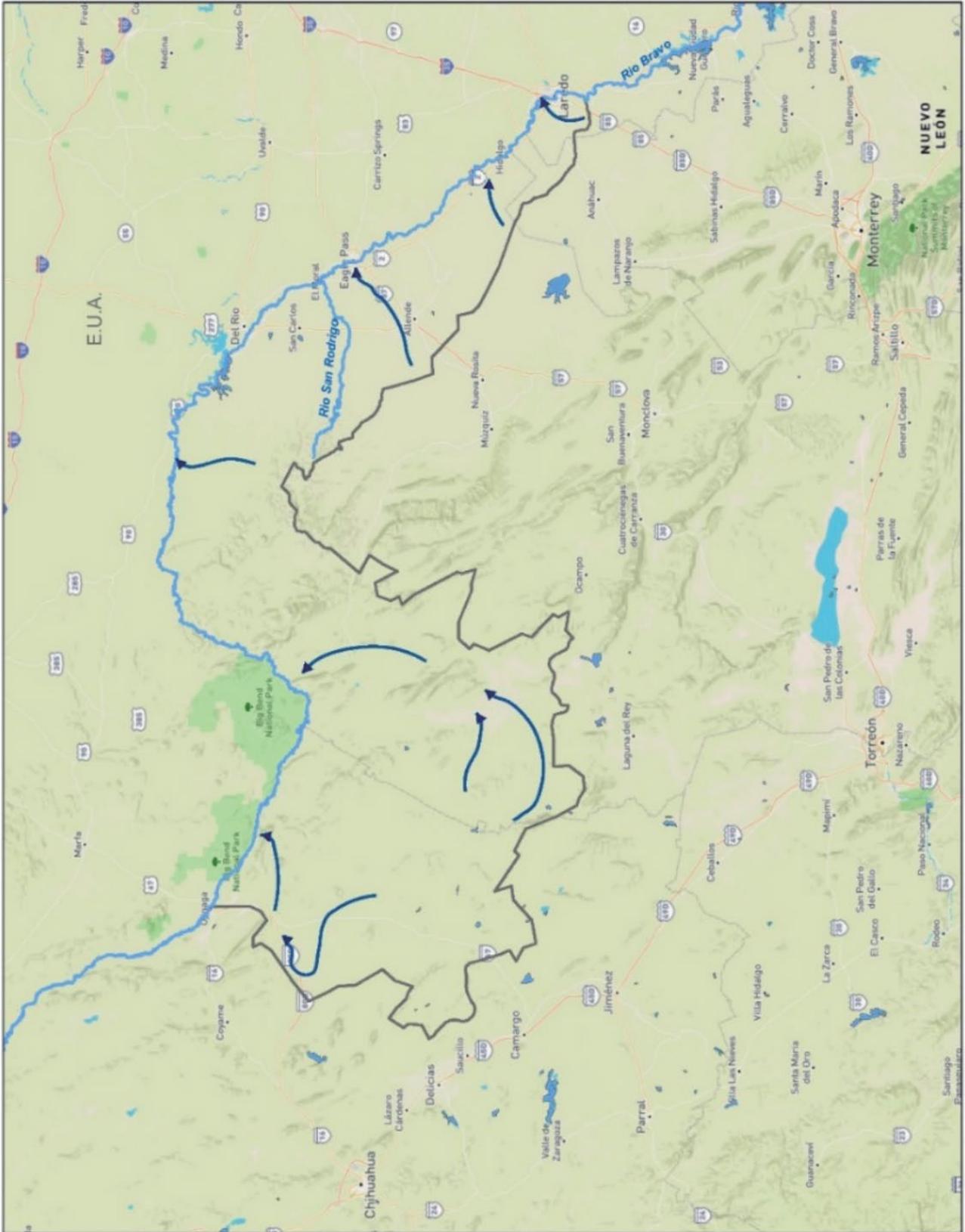


Figura 7.34. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaje (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

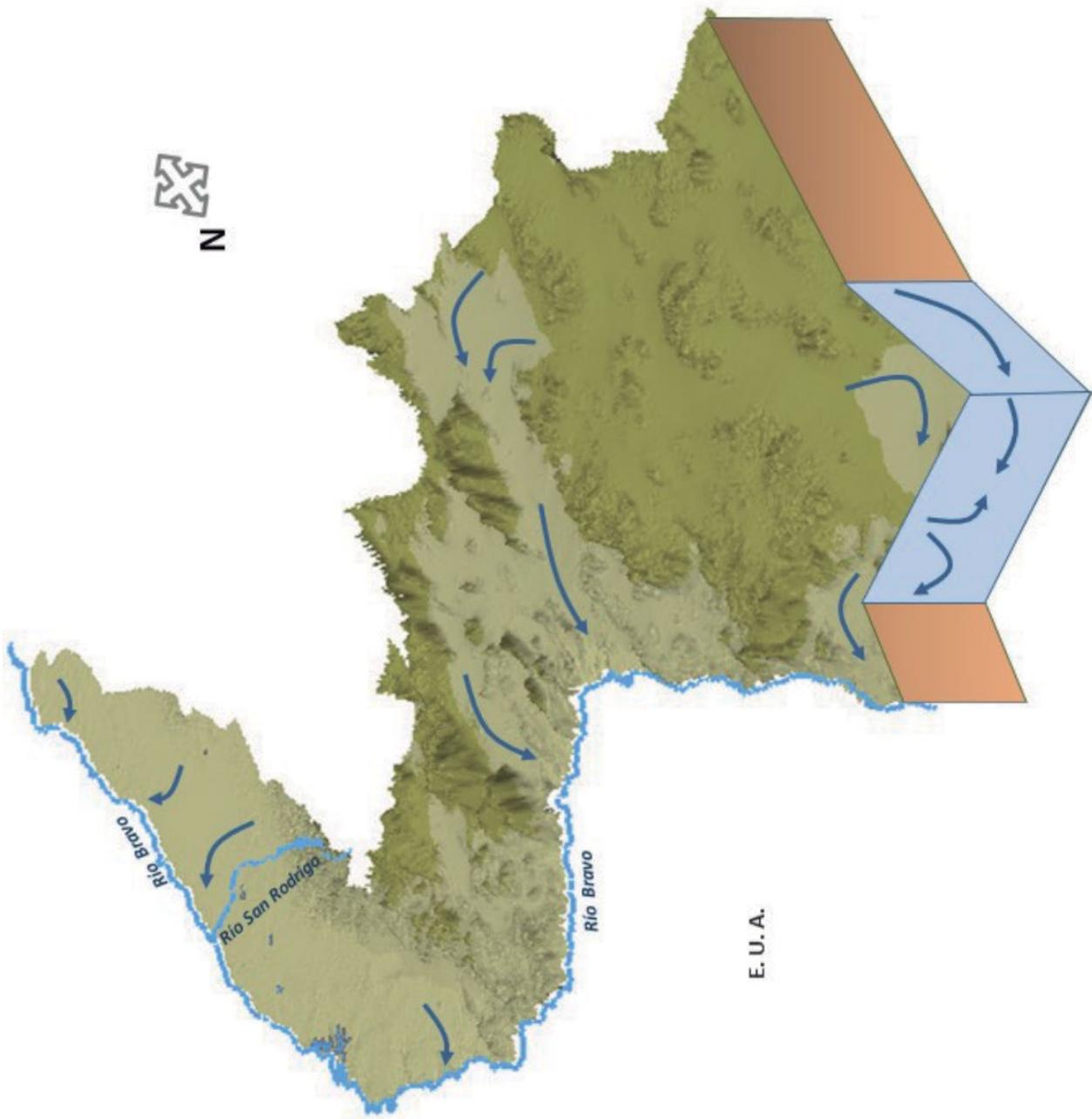


Figura 7.35. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guajaje (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

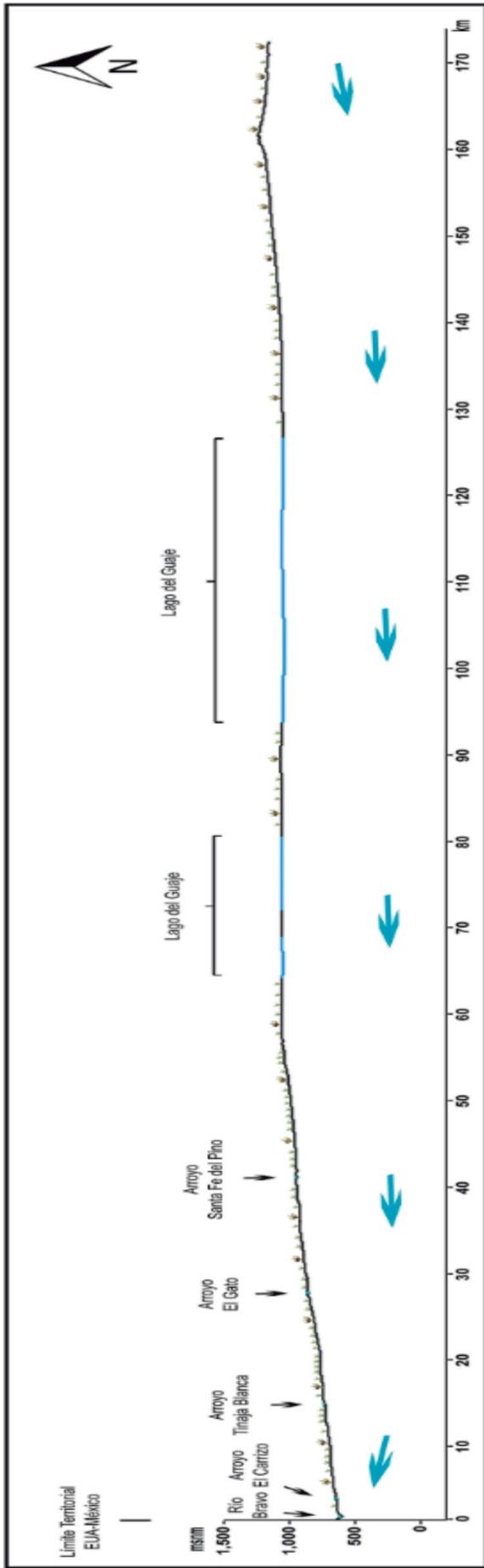


Figura 7.36. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaje (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.39. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coyote (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

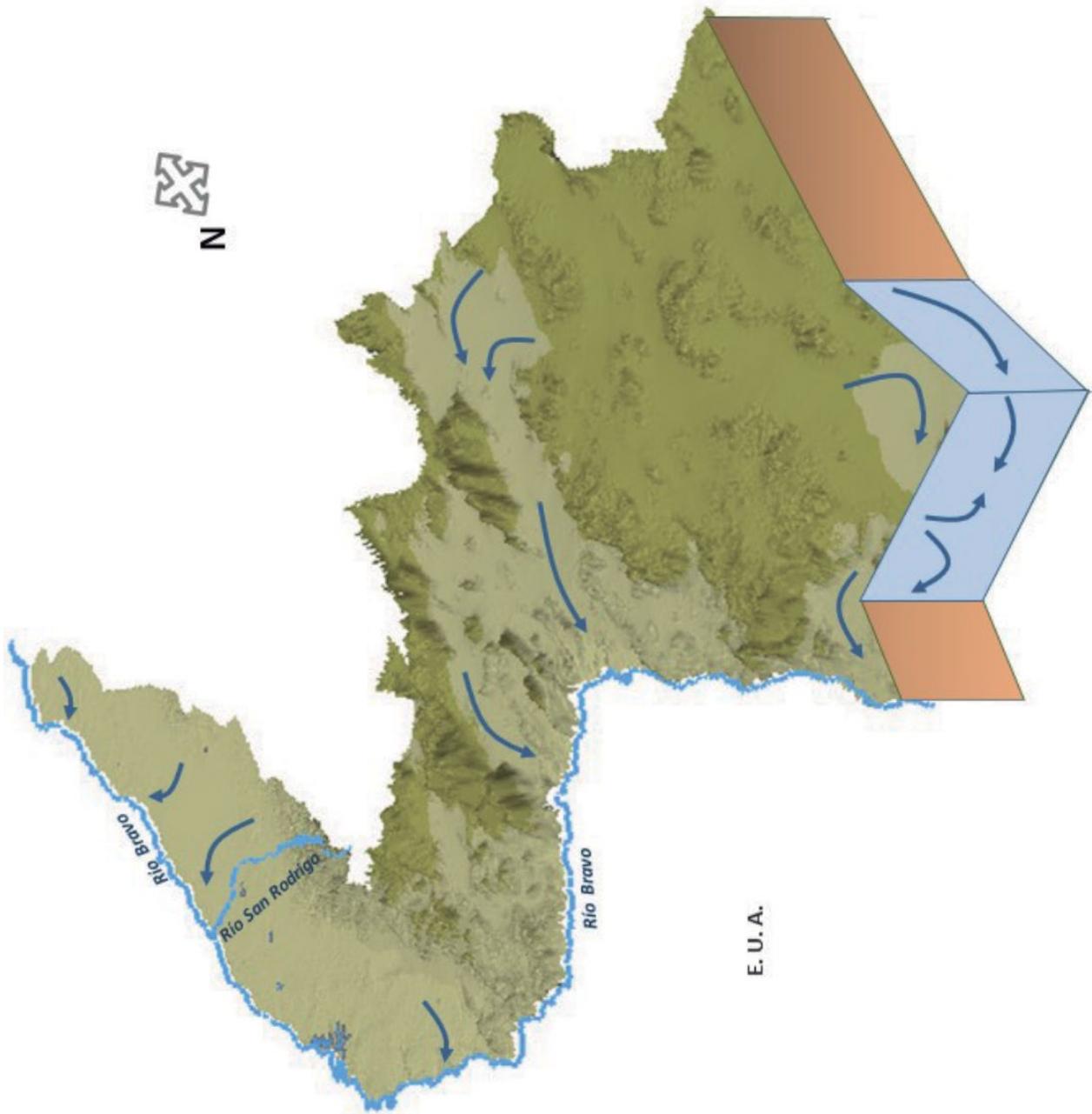


Figura 7.40. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coyote (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

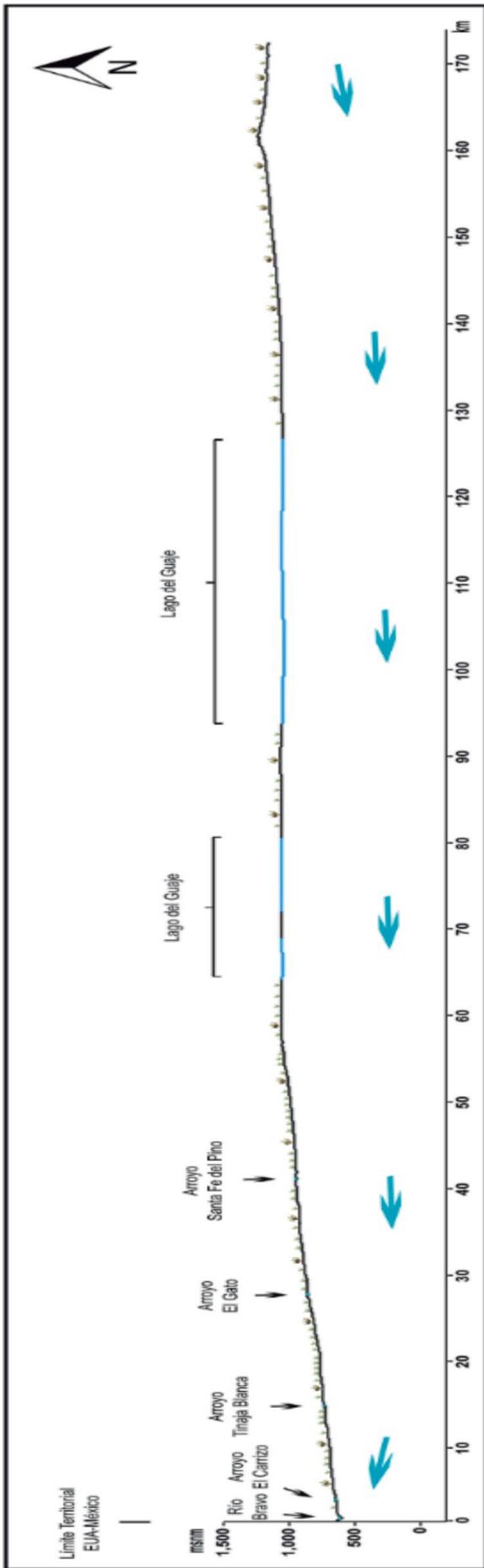


Figura 7.4.1. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coyote (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.9. Sistema El Hundido

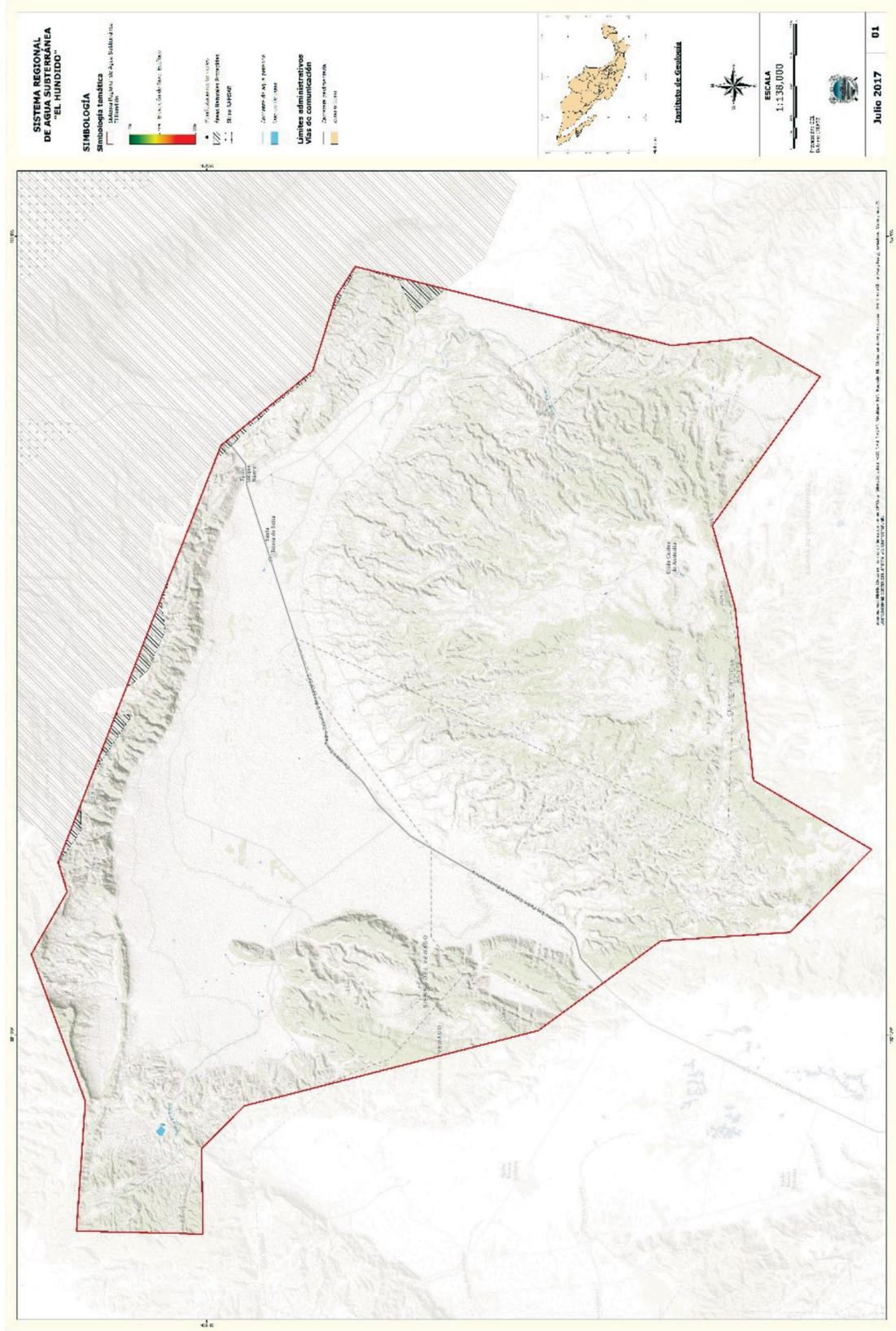


Figura 7.42. Localización del Sistema El Hundido.

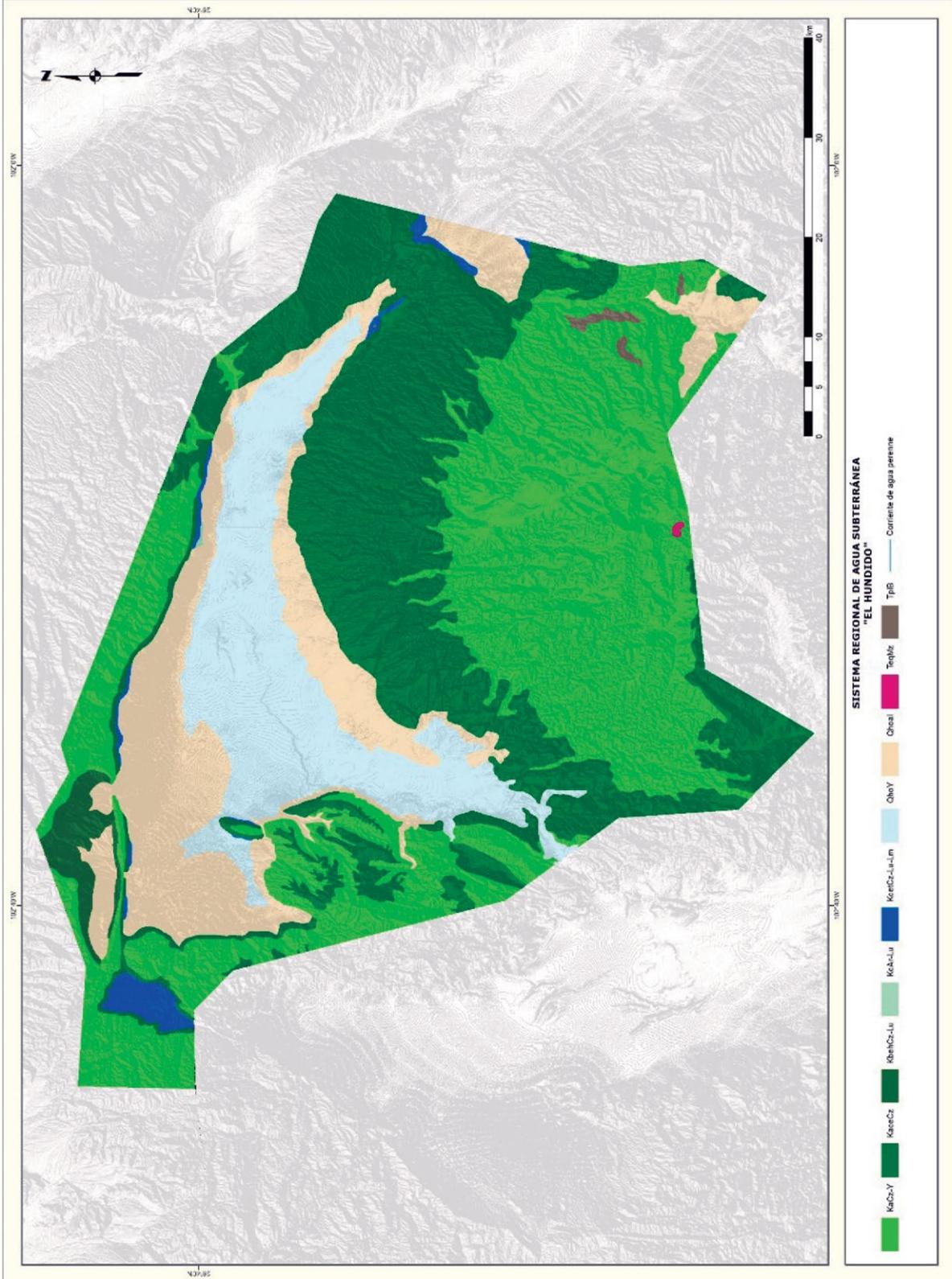


Figura 7.43. Geología del Sistema El Hundiado (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).

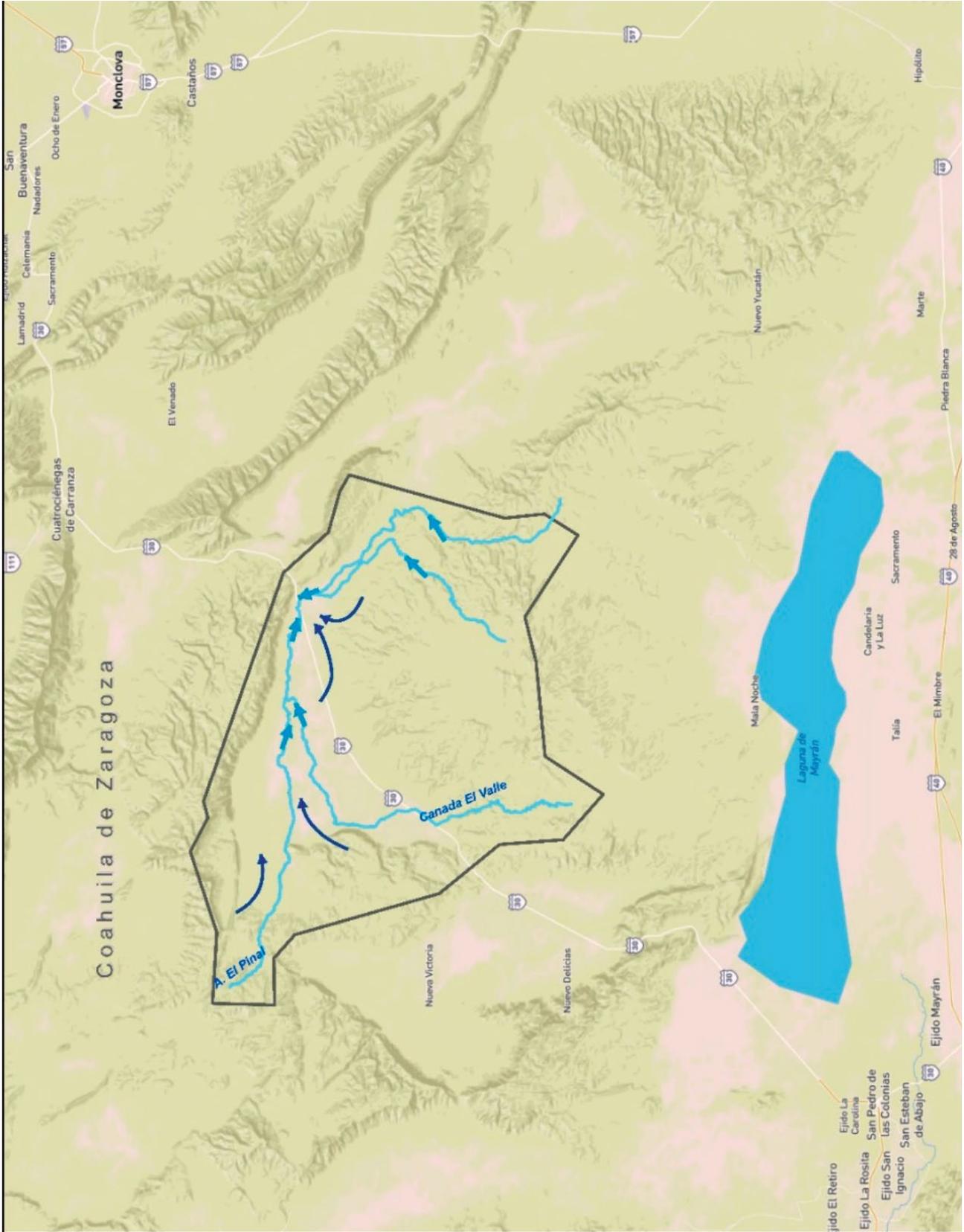


Figura 7.44. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema El Huido (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

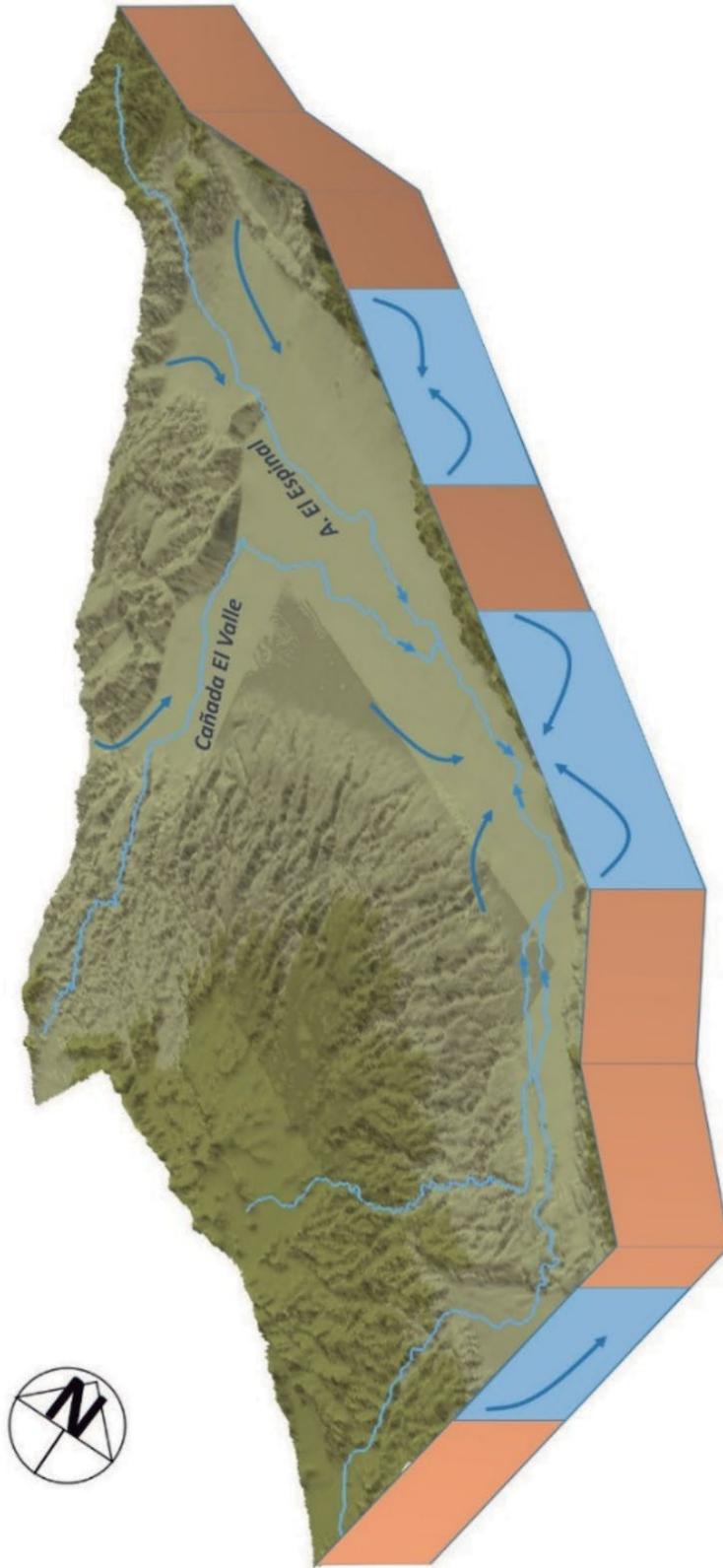


Figura 7.45. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema El Huido (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

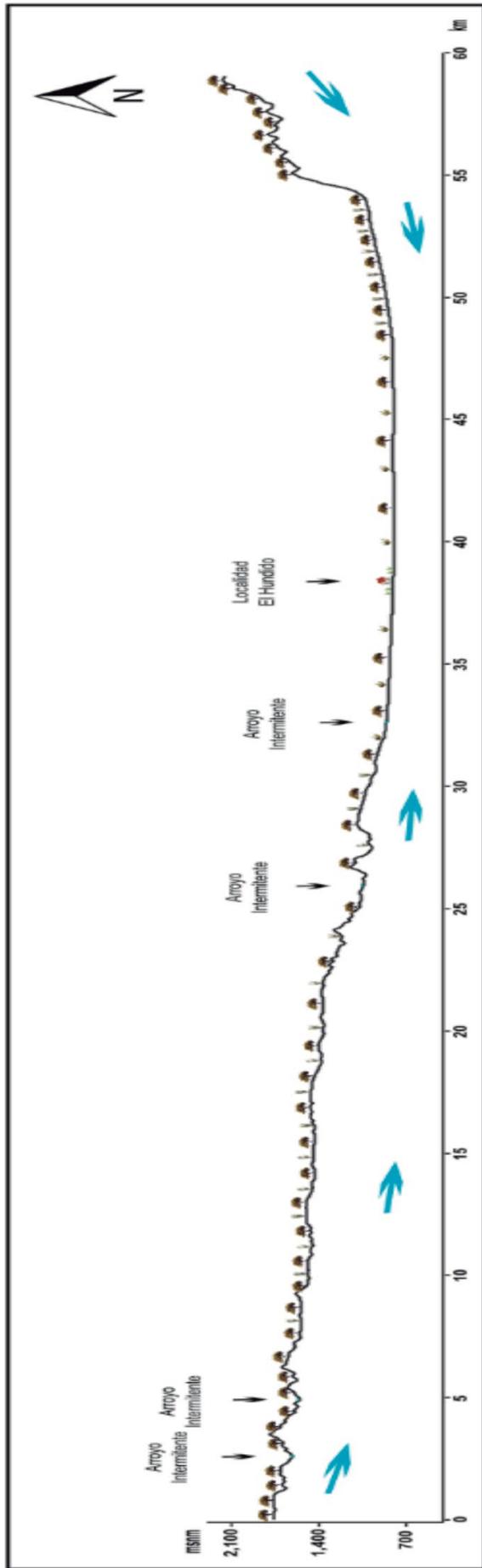


Figura 7.46. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema El Hundido (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

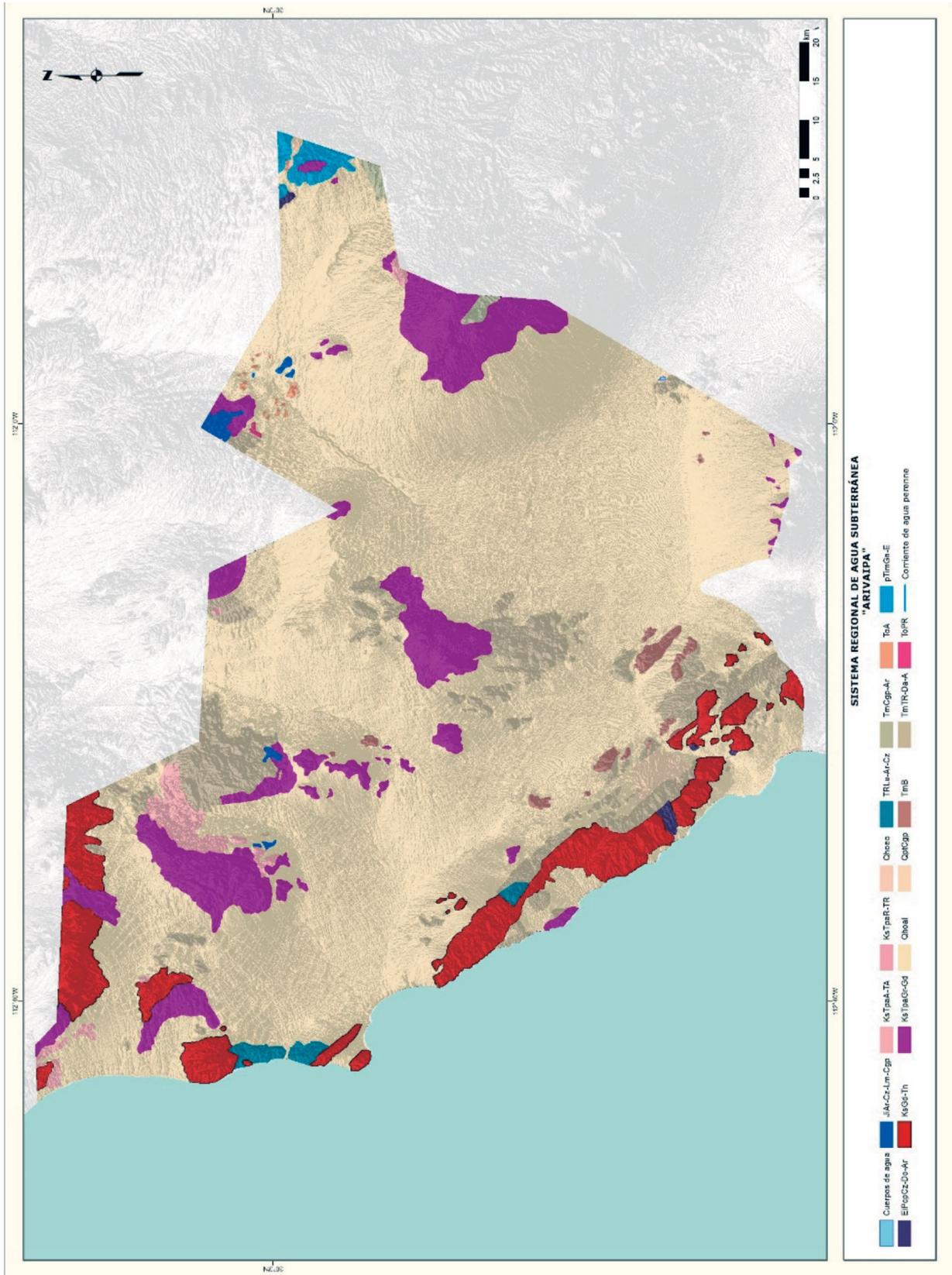


Figura 7.48. Geología del Sistema Arivaipa (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).



Figura 7.49. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Arivaipa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

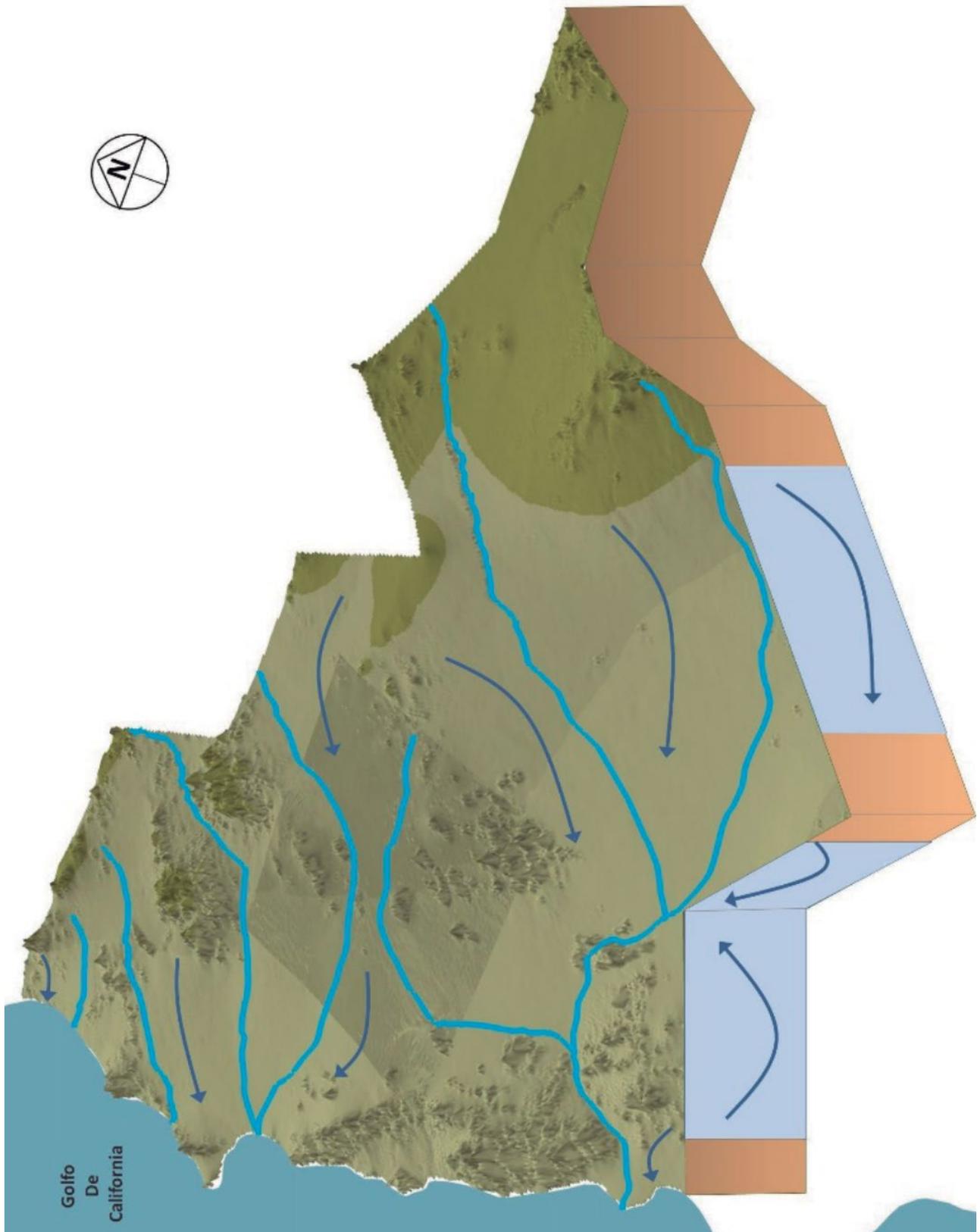


Figura 7.50. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Arivaipa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

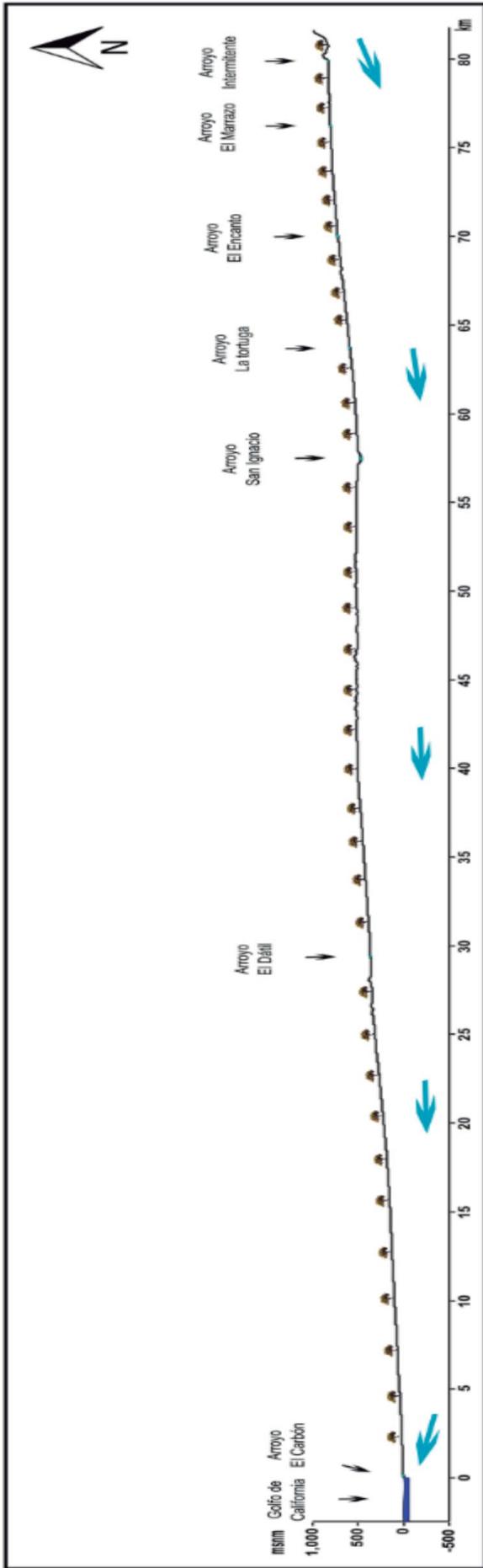


Figura 7.51. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Arivaipa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

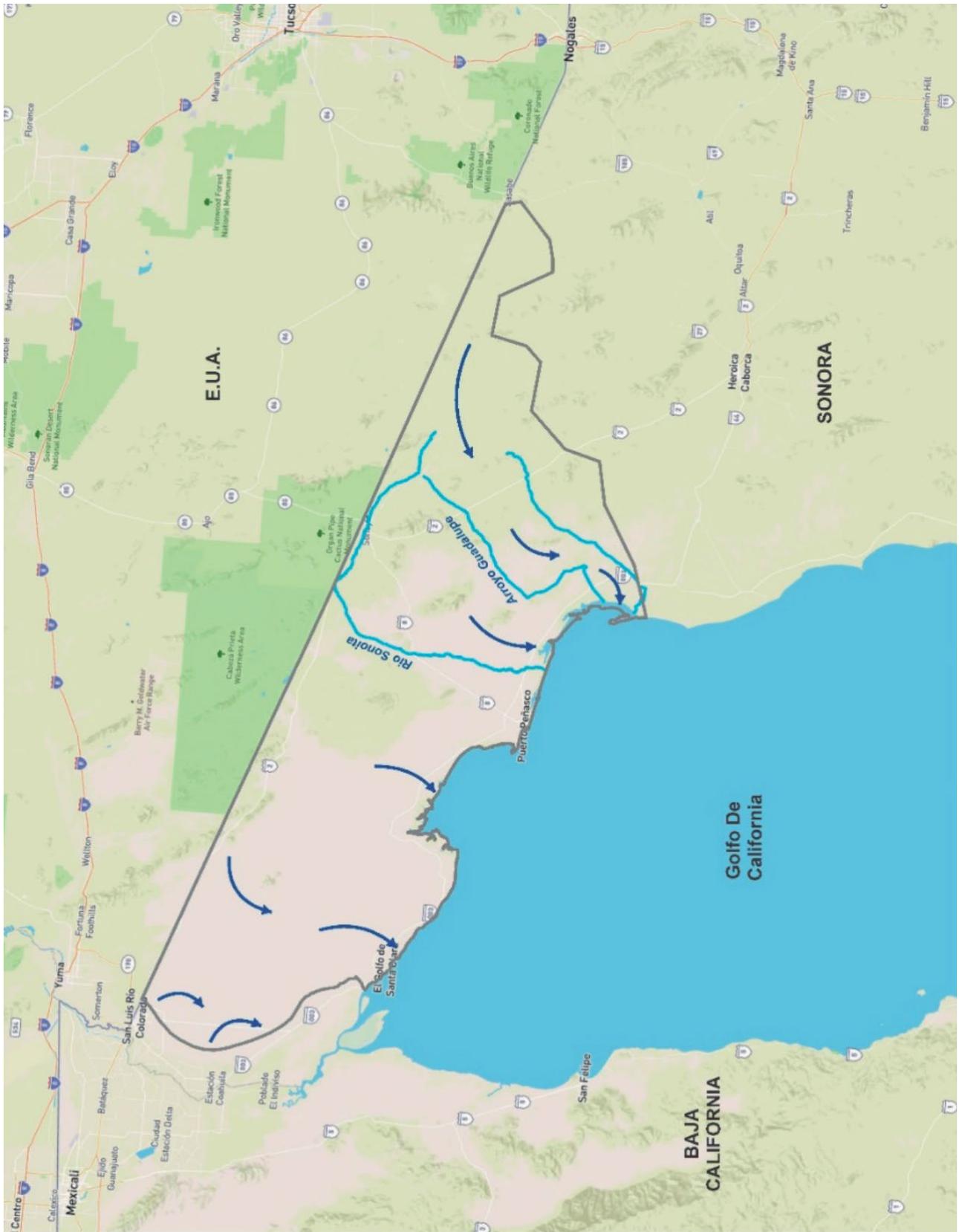


Figura 7.54.
Esquema del
flujo de agua
subterránea
del Sistema
Sonoyta
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).

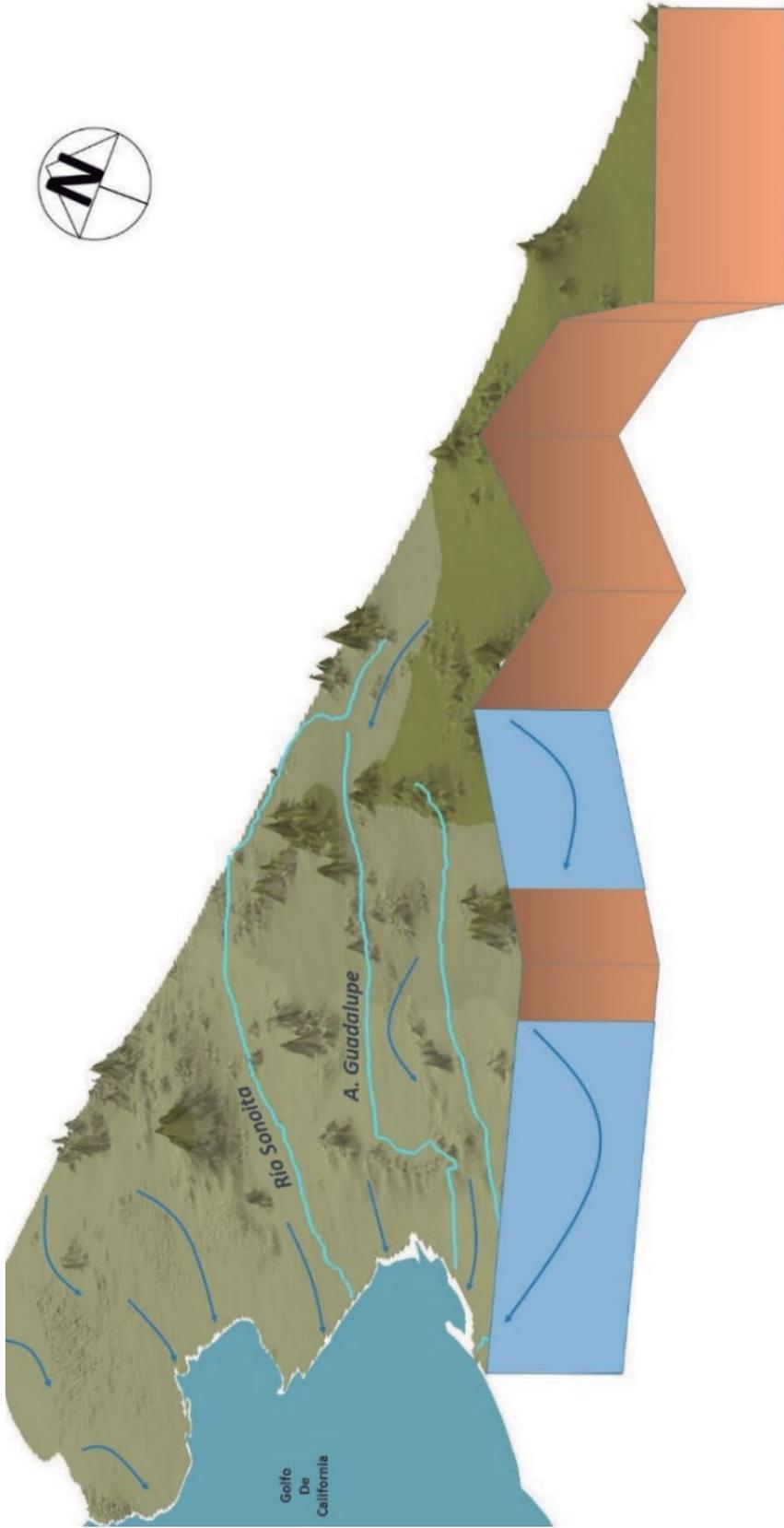


Figura 7.55. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonoyta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

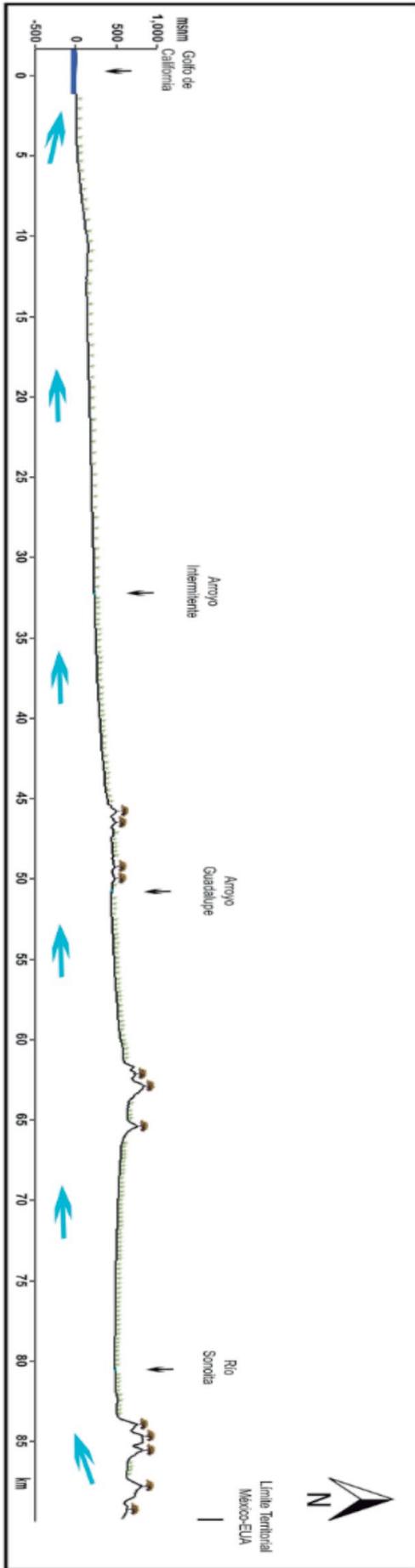


Figura 7.56. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonoyta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.59. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Caborca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

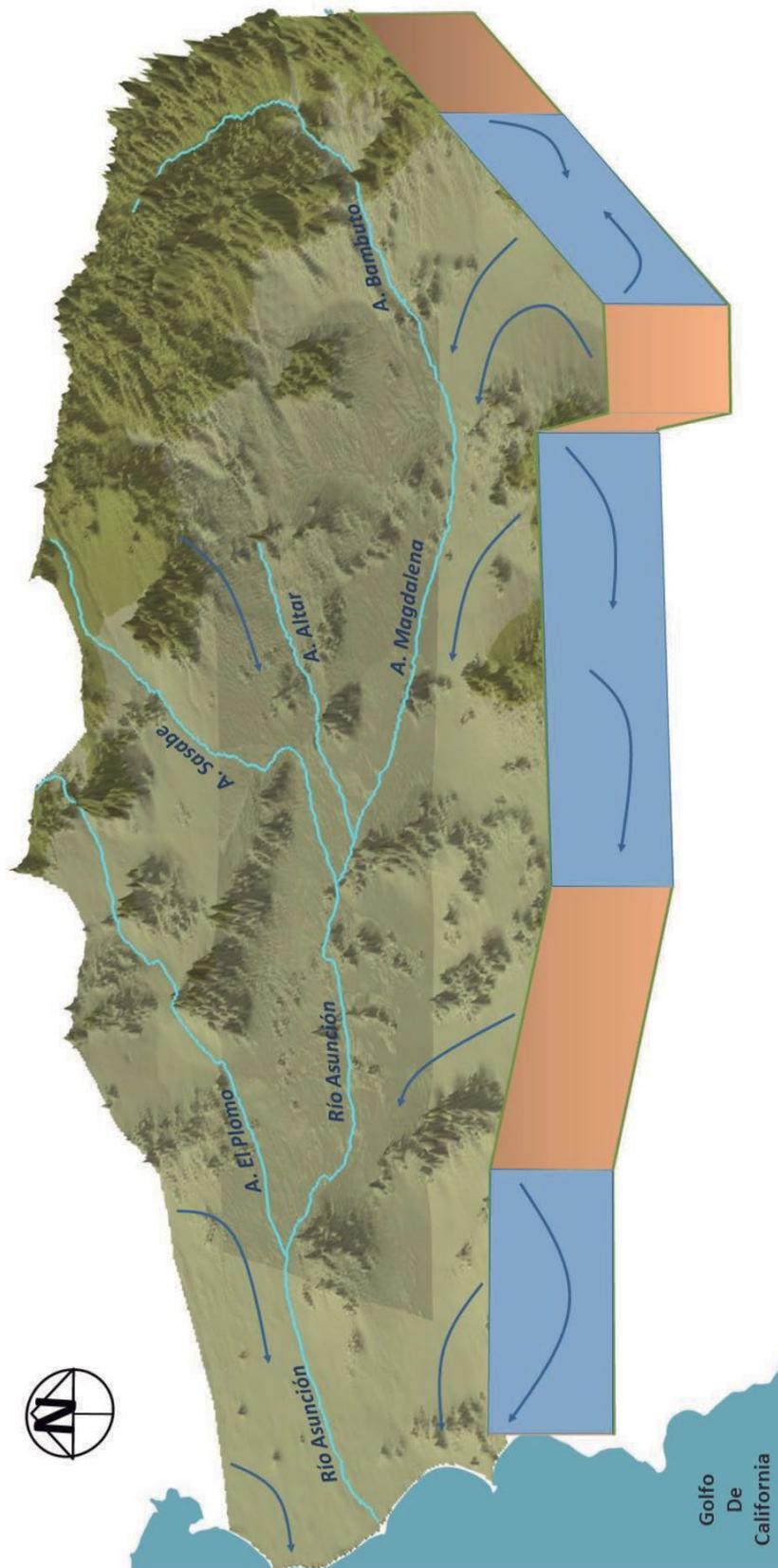


Figura 7.60. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Caborca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

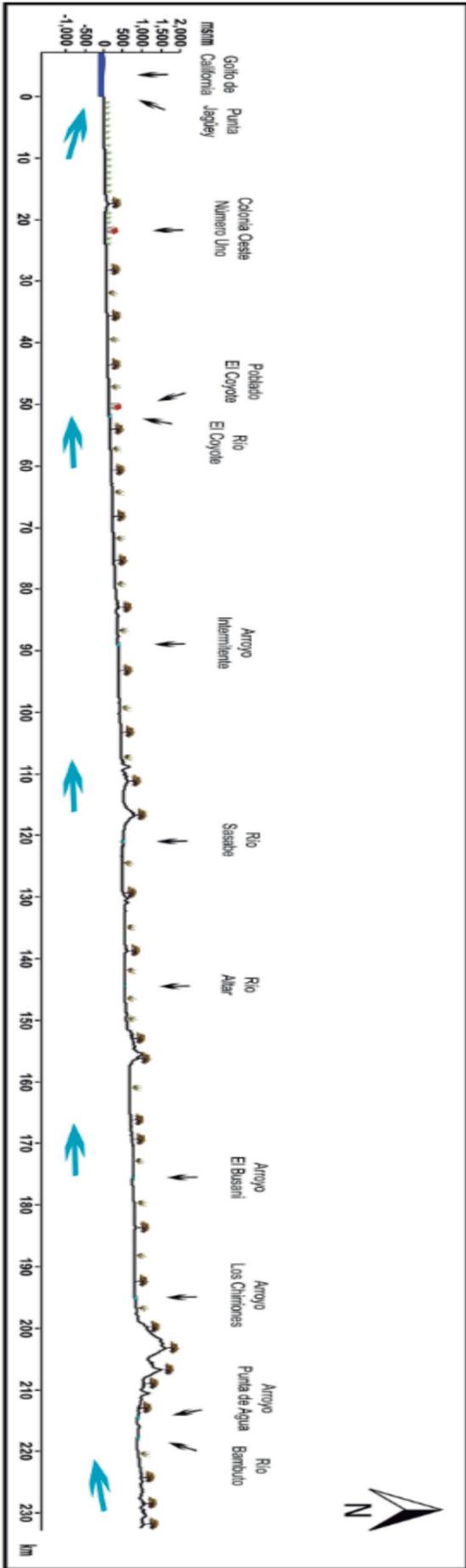


Figura 7.6.1. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Caborca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.64.
Esquema del
flujo de agua
subterránea del
Sistema Sonora
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,

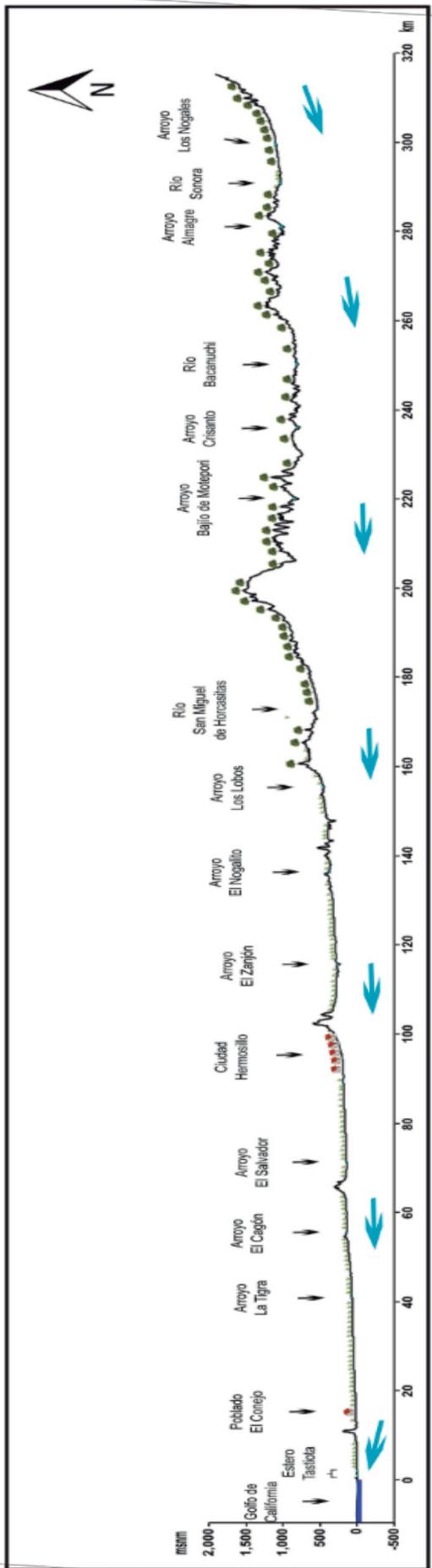


Figura 7.65. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.68.
Esquema del
flujo de agua
subterránea del
Sistema Yaqui
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).

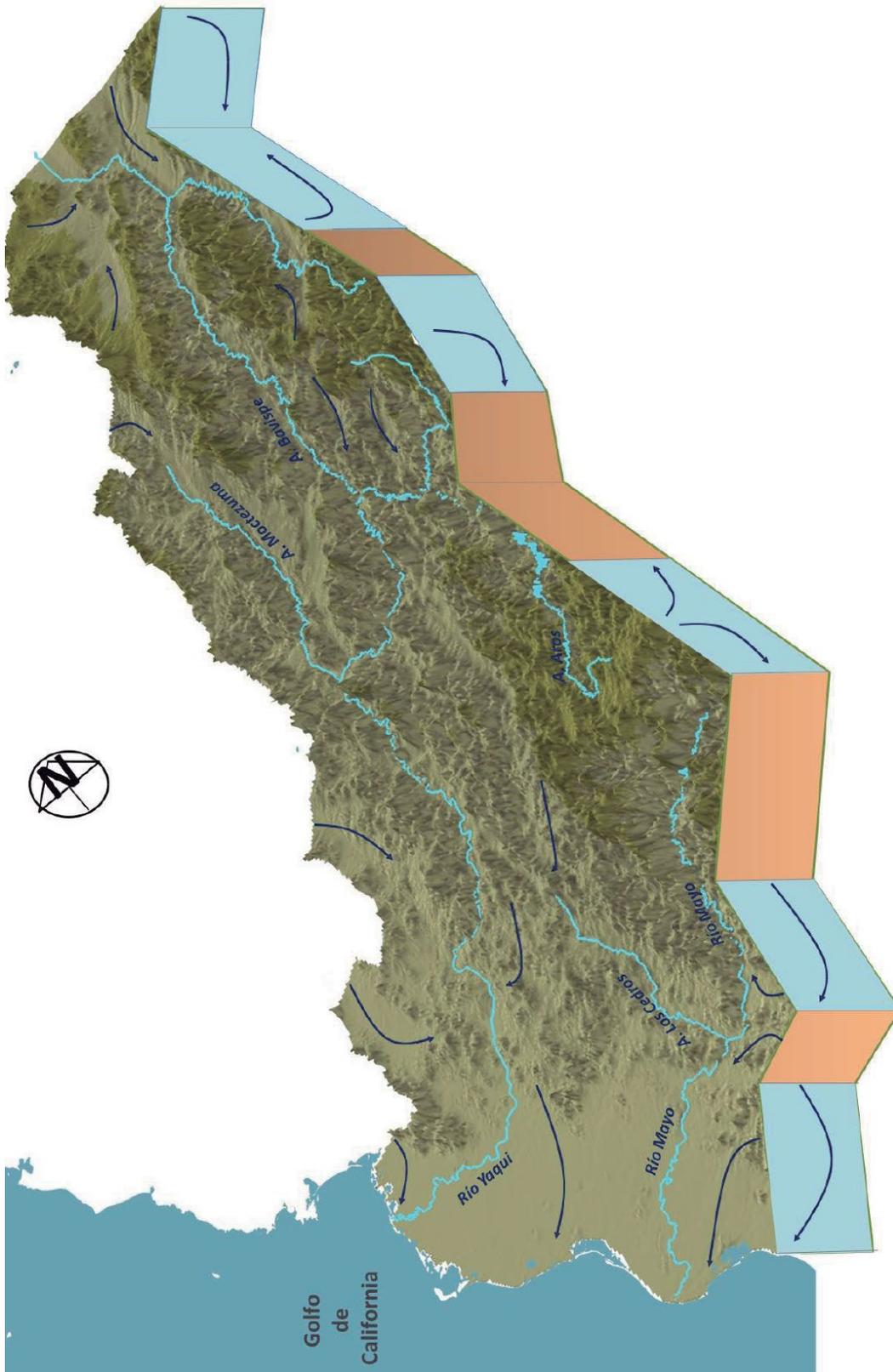


Figura 7.69. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yaqui (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

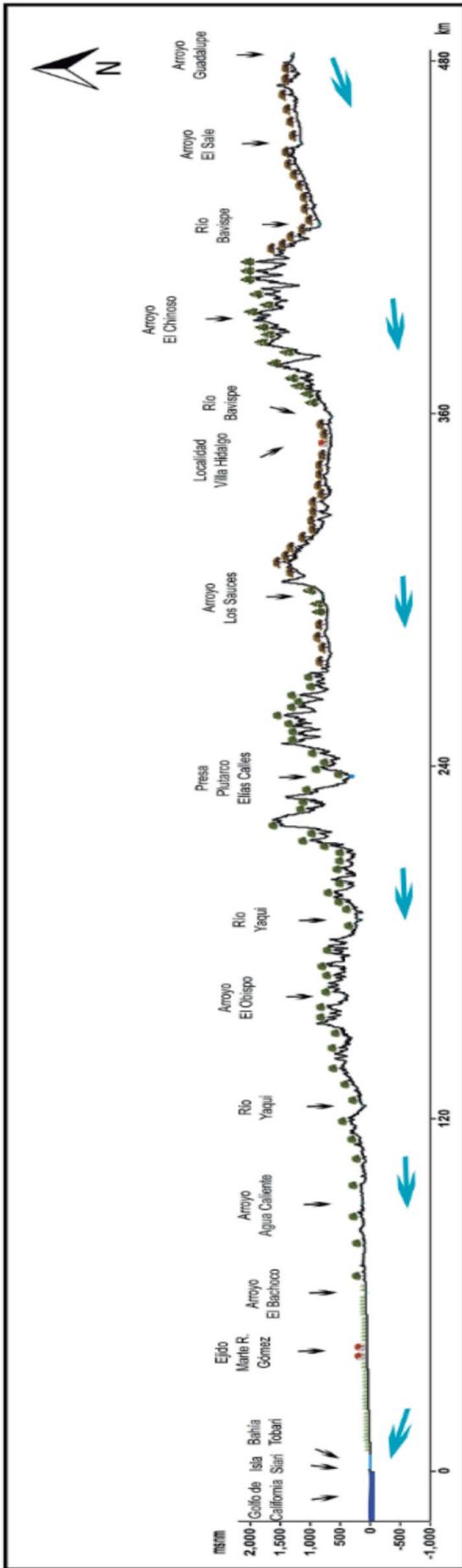


Figura 7.70. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yaqui (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.73. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaymas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

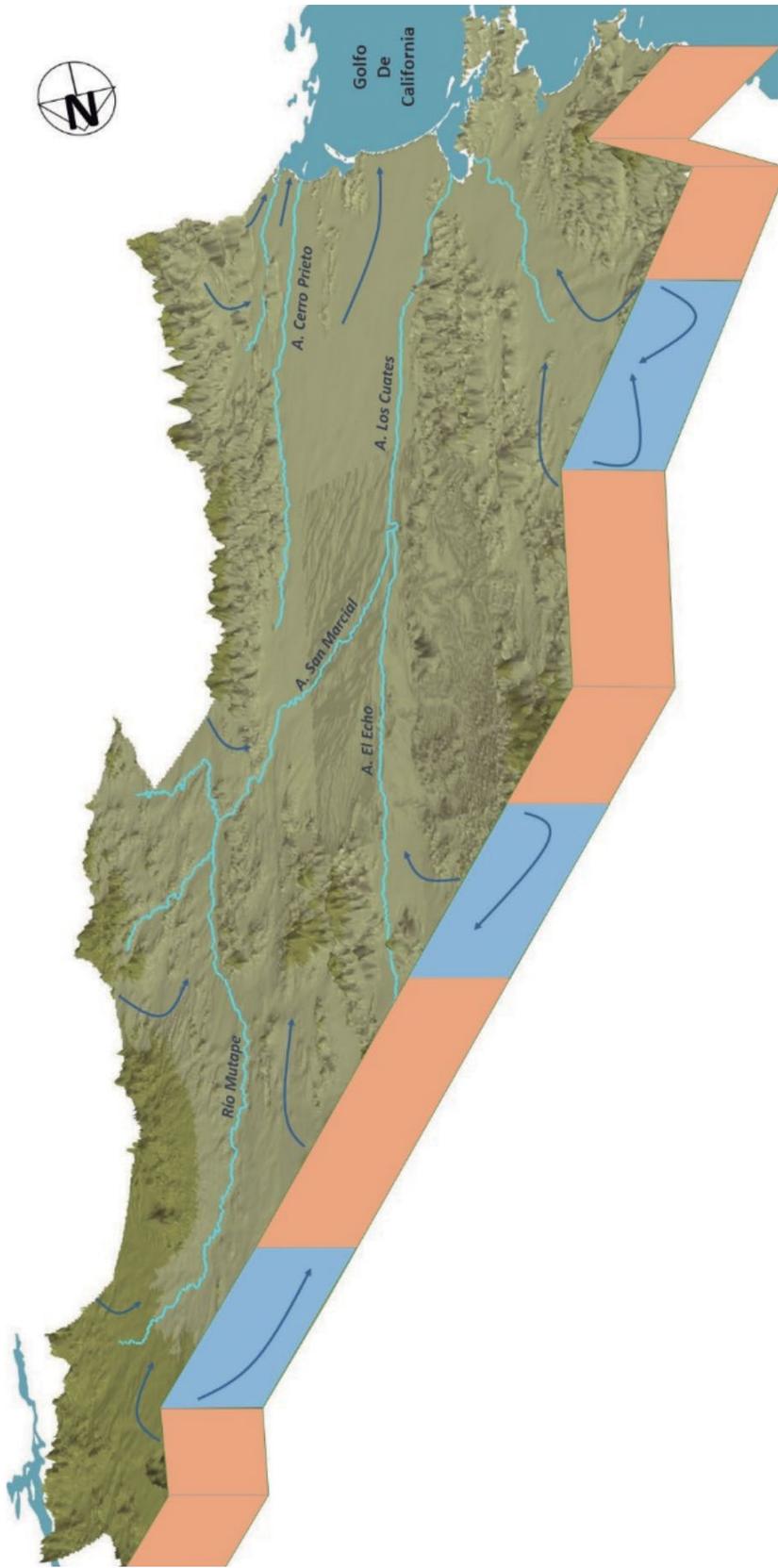


Figura 7.74. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaymas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.16. Sistema Janos

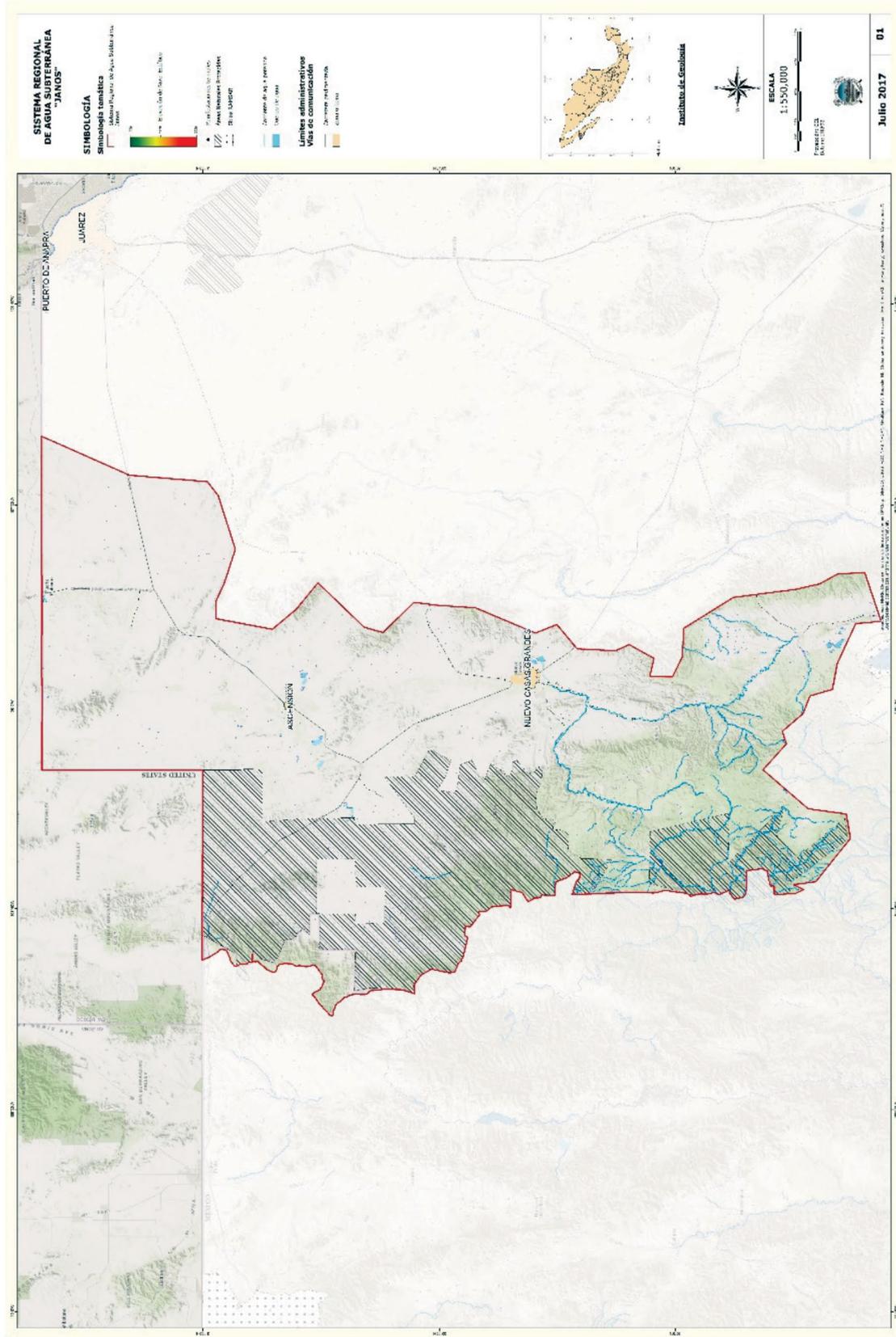


Figura 7.75. Localización del Sistema Janos.

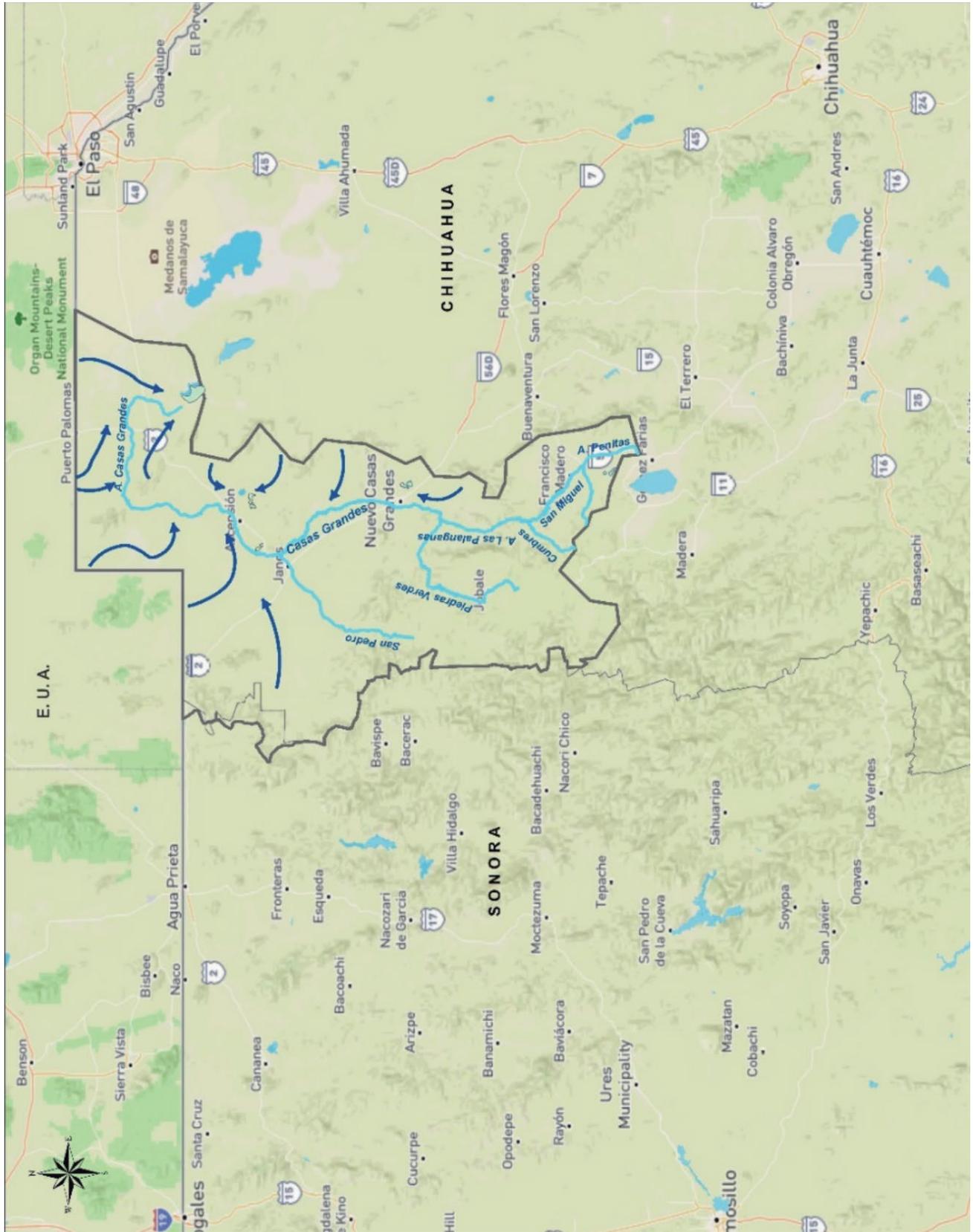


Figura 7.77. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Janos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

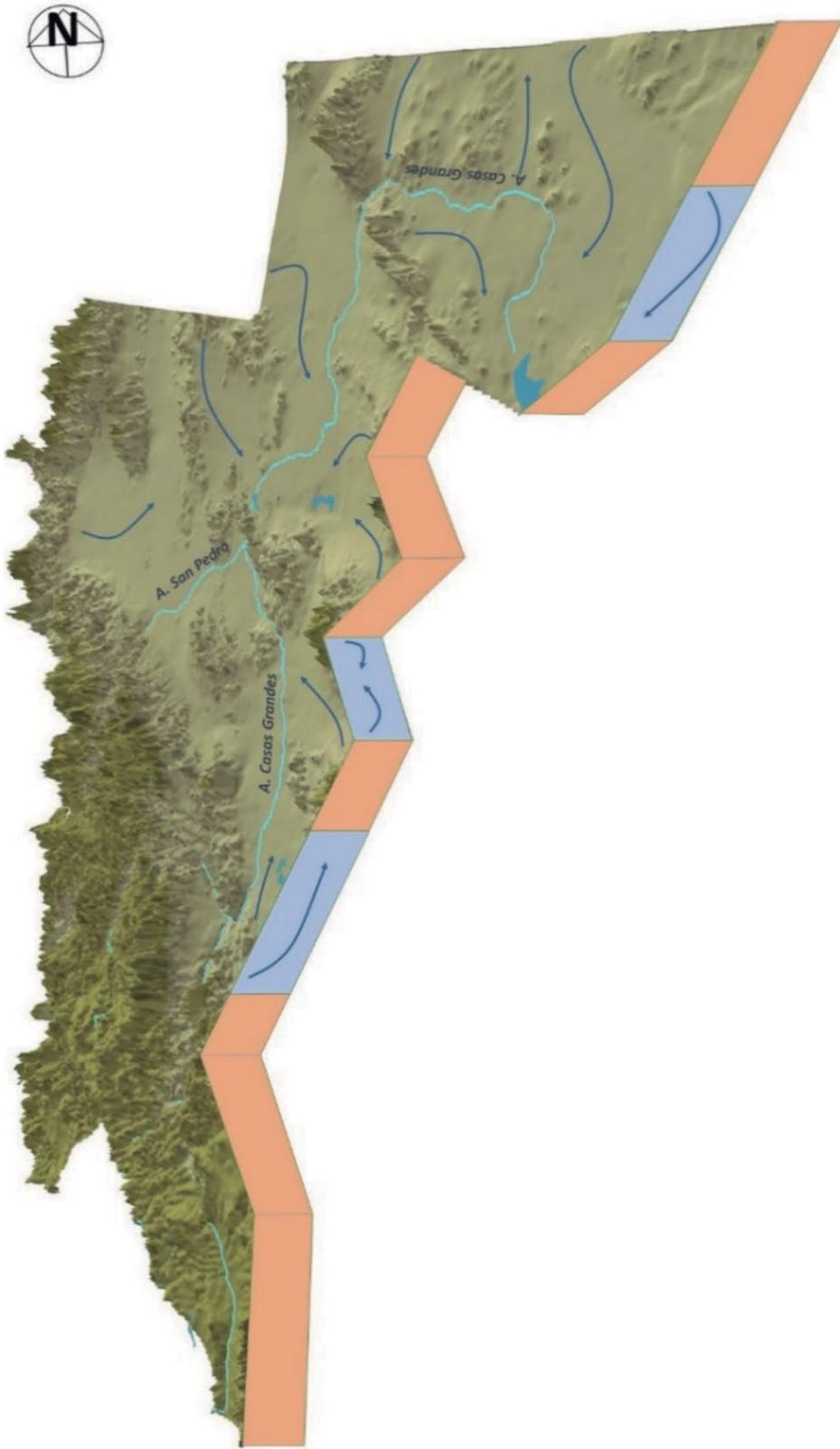


Figura 7.78.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea del
 Sistema Janos
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,

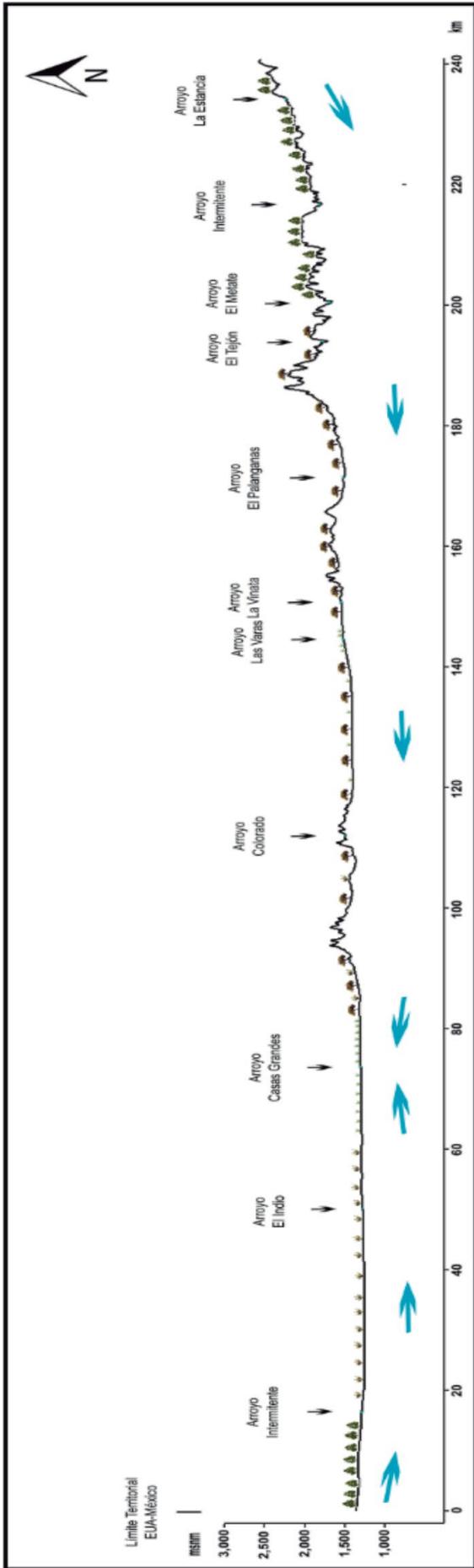


Figura 7.79. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Janos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

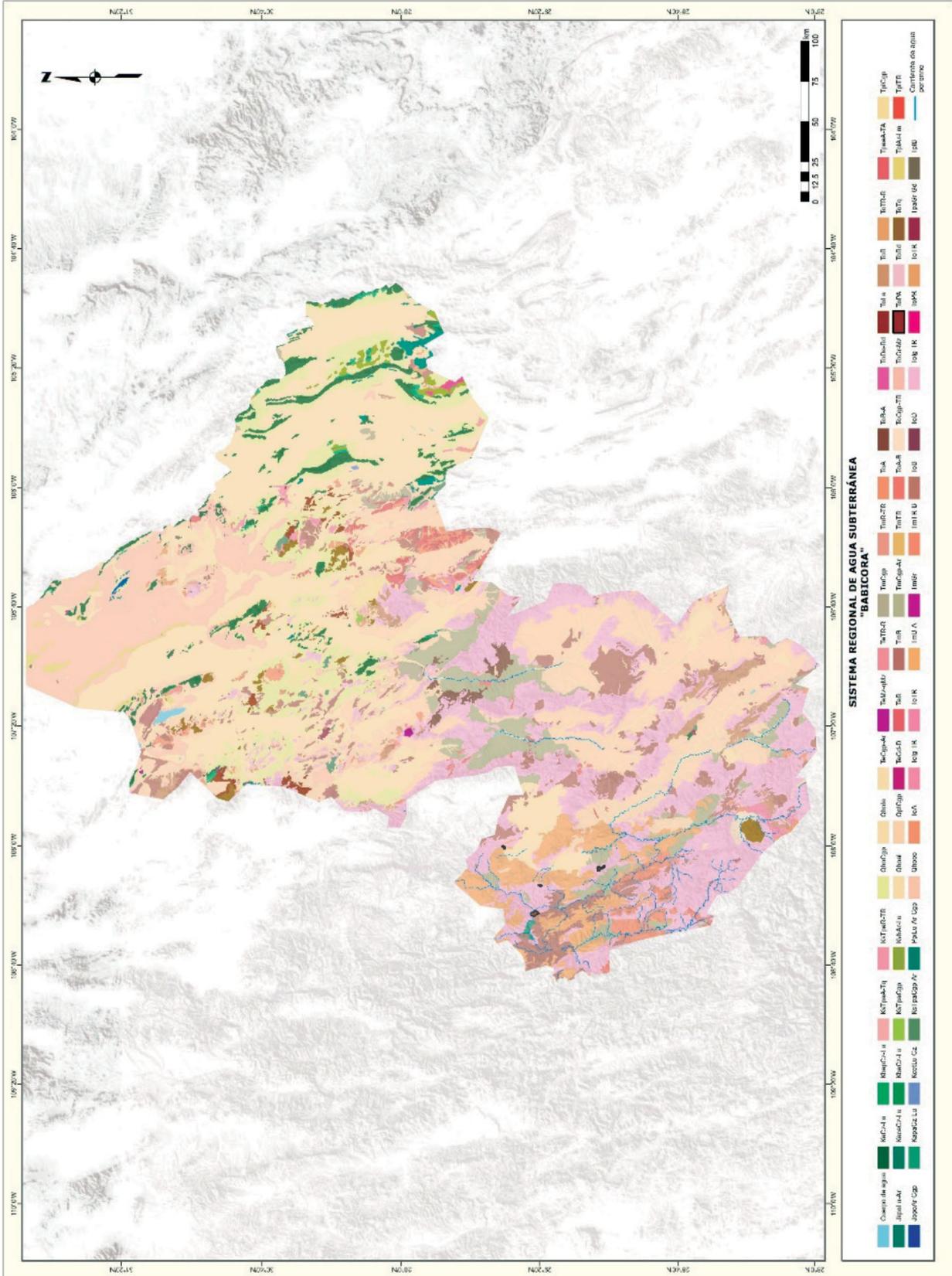


Figura 7.81.
Geología
del Sistema
Babicora
(elaborado con
base en la carta
geológica escala
1:250,000 del
SGM).

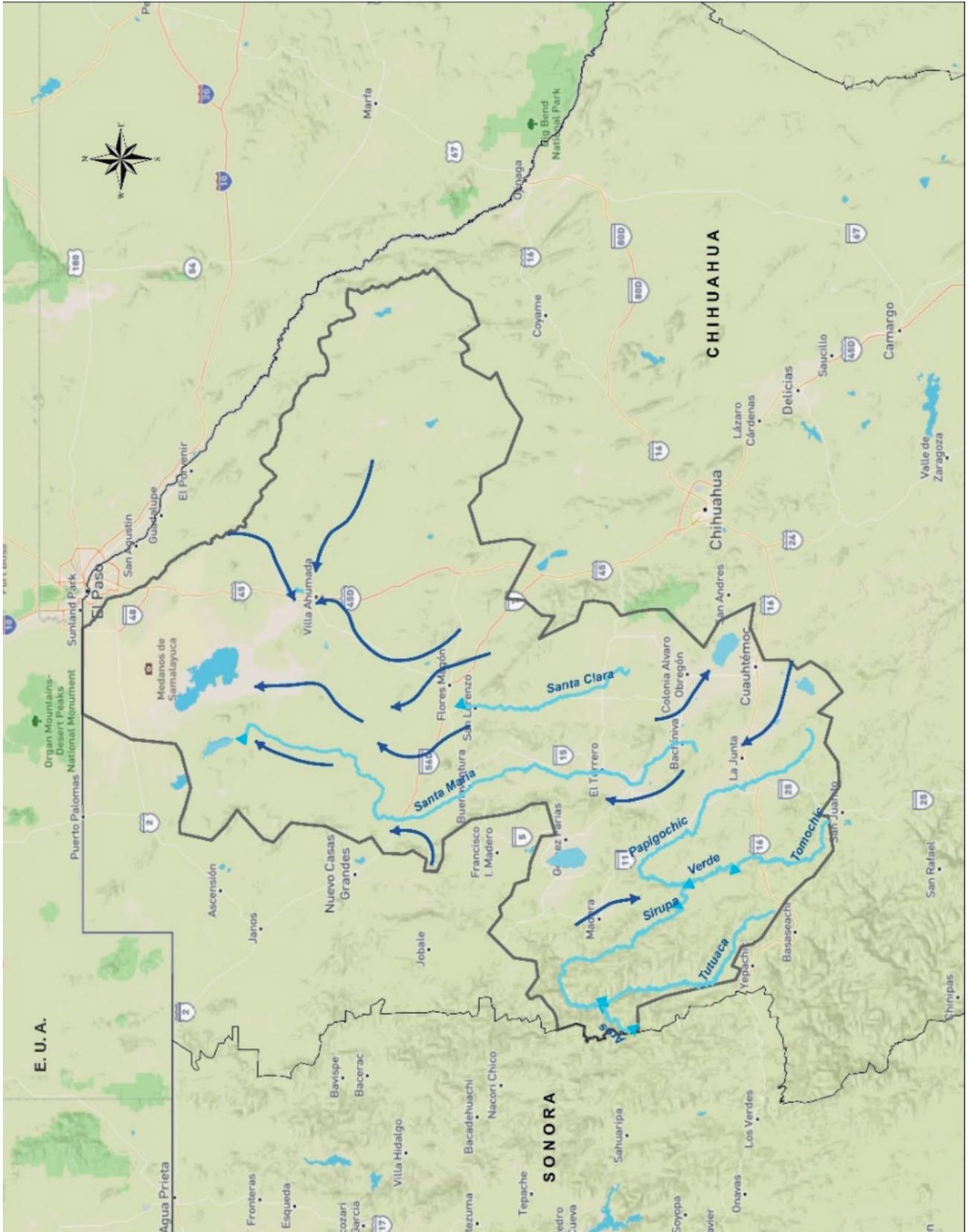


Figura 7.82. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Babicora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

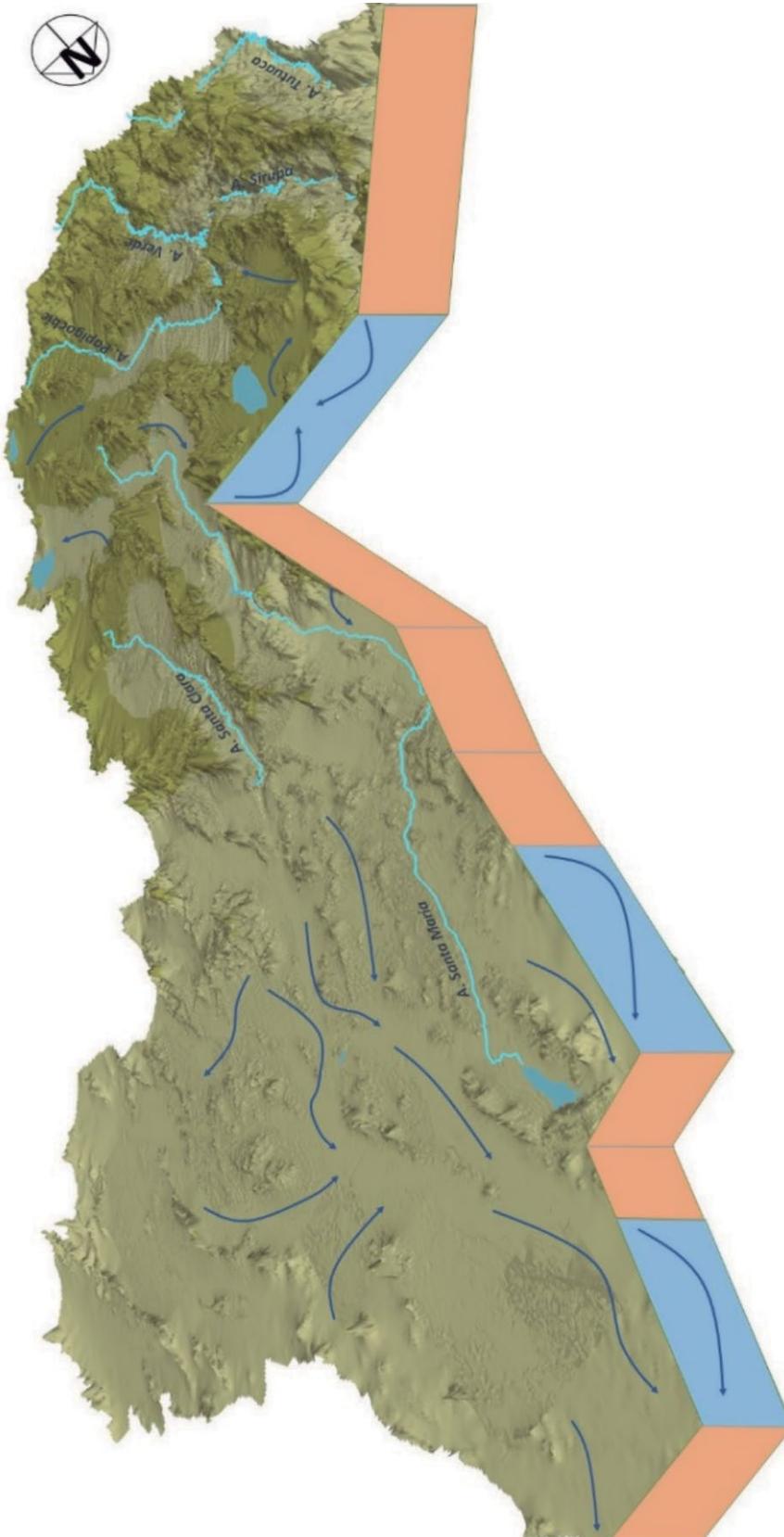


Figura 7.83. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Babicora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

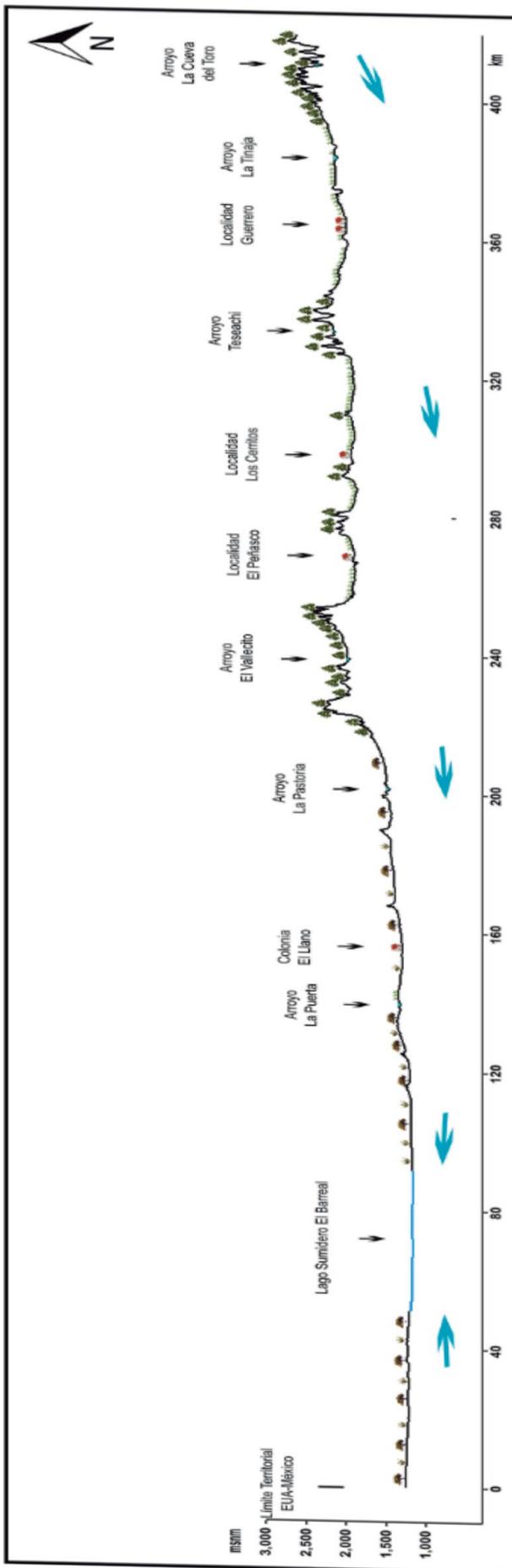


Figura 7.84. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Babicora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA,

7.18. Sistema Conchos

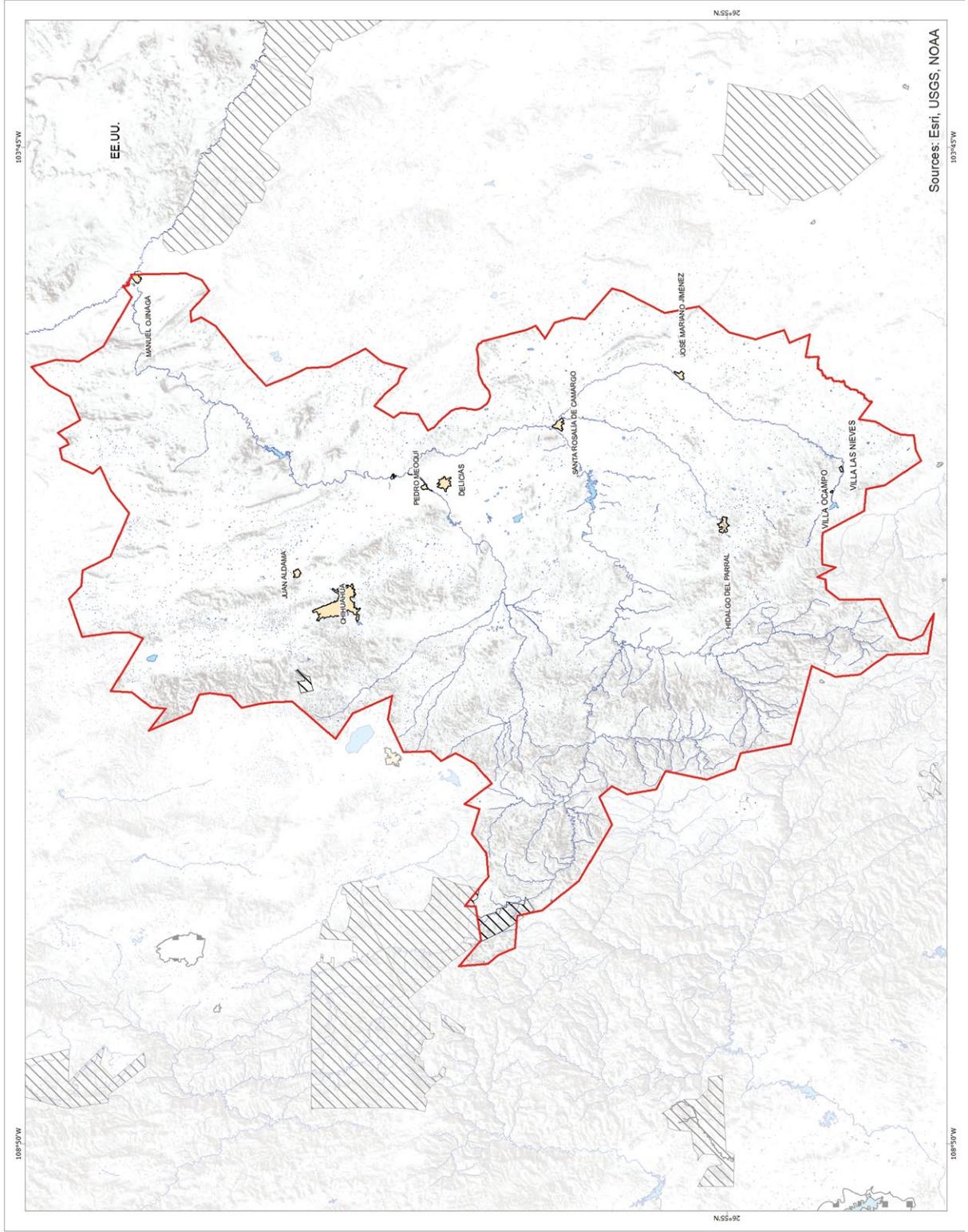


Figura 7.85. Localización del Sistema Conchos.

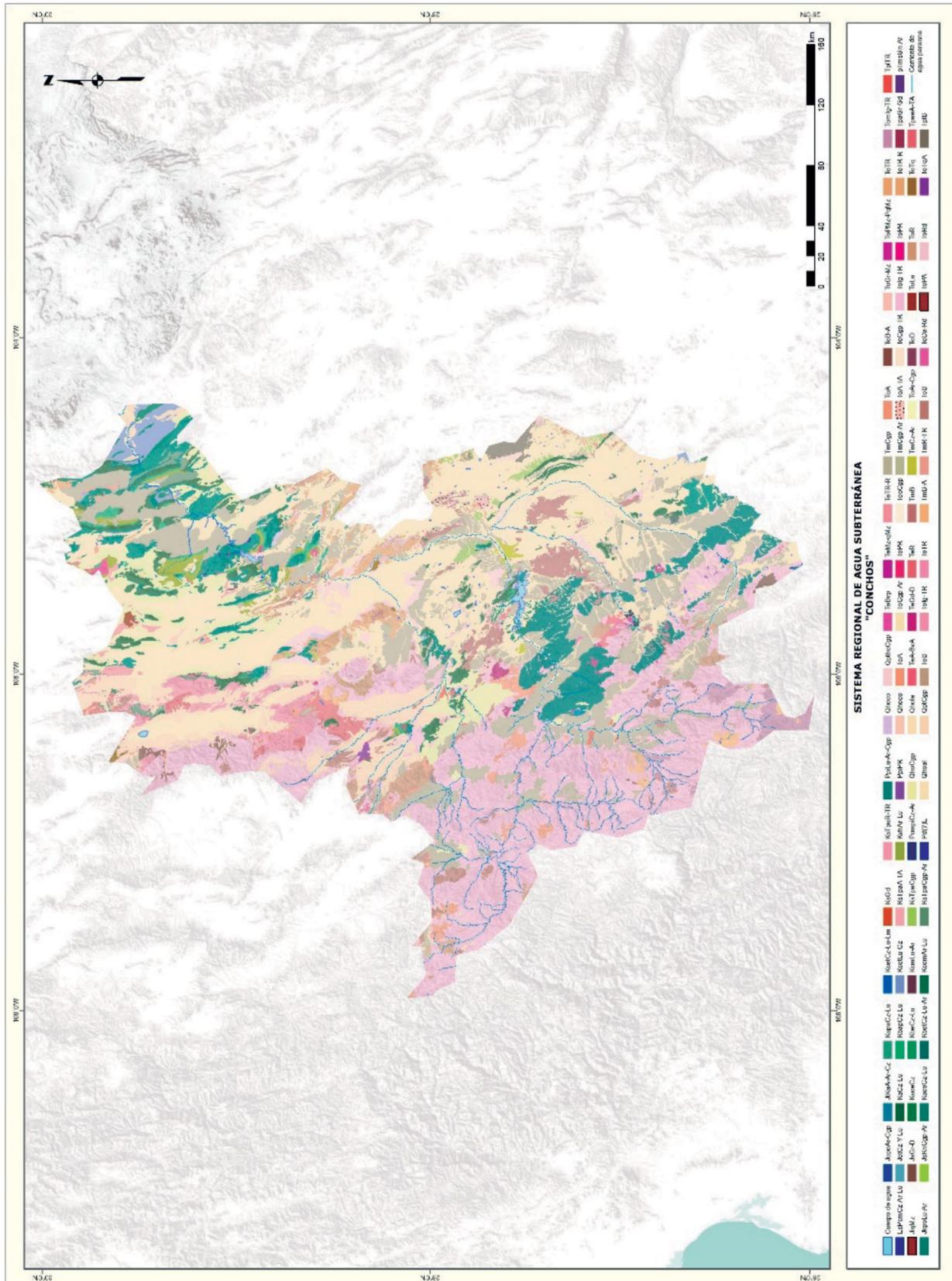


Figura 7.86. Geología del Sistema Conchos (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).

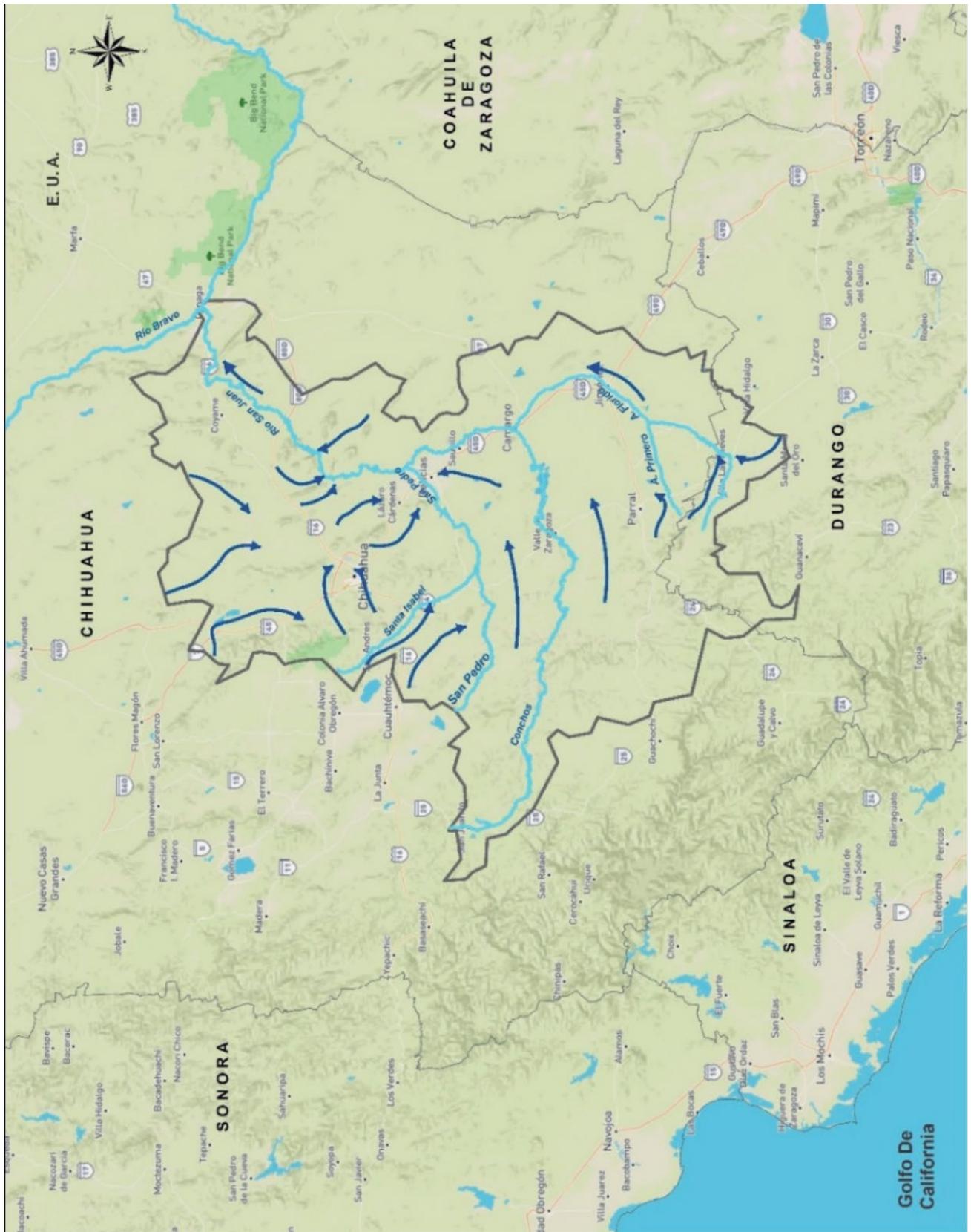


Figura 7.87. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Conchos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

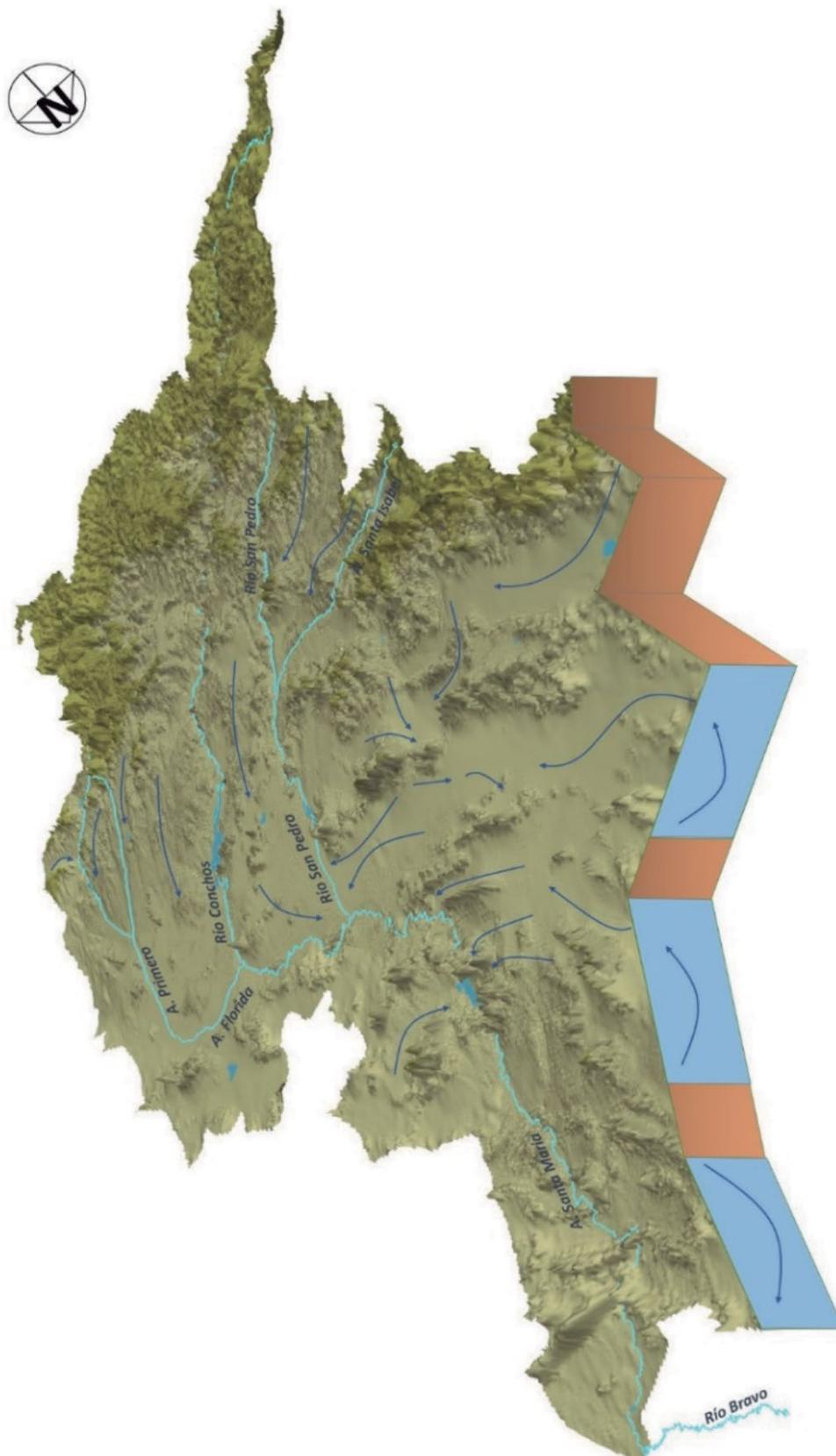


Figura 7.88. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Conchos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

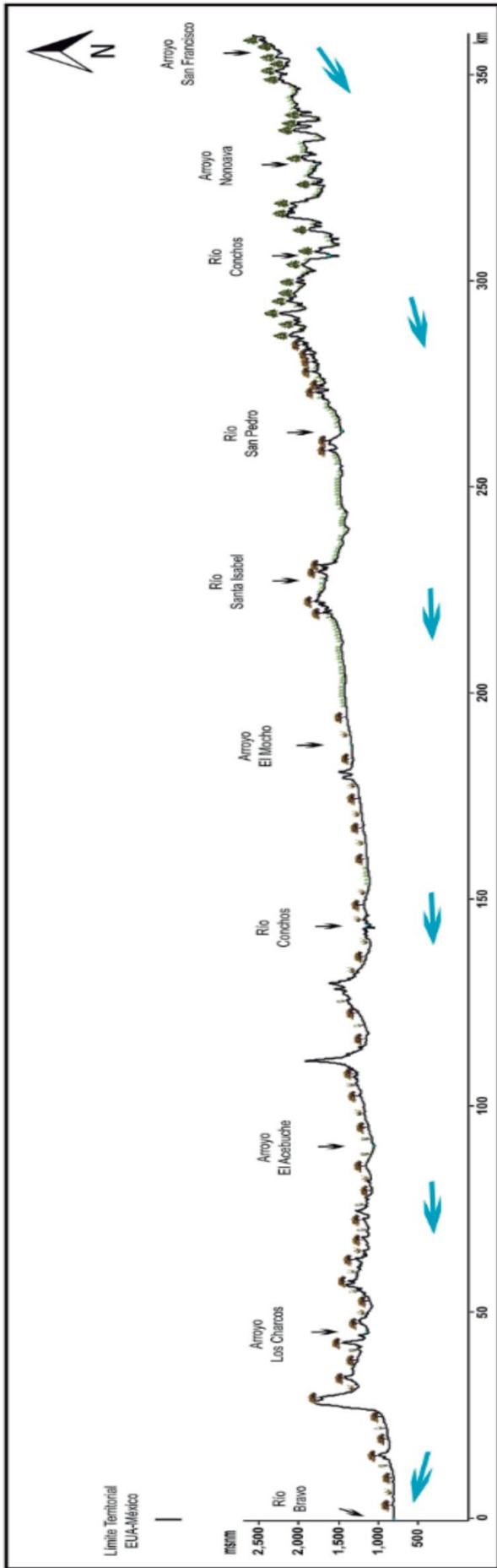


Figura 7.89. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Conchos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

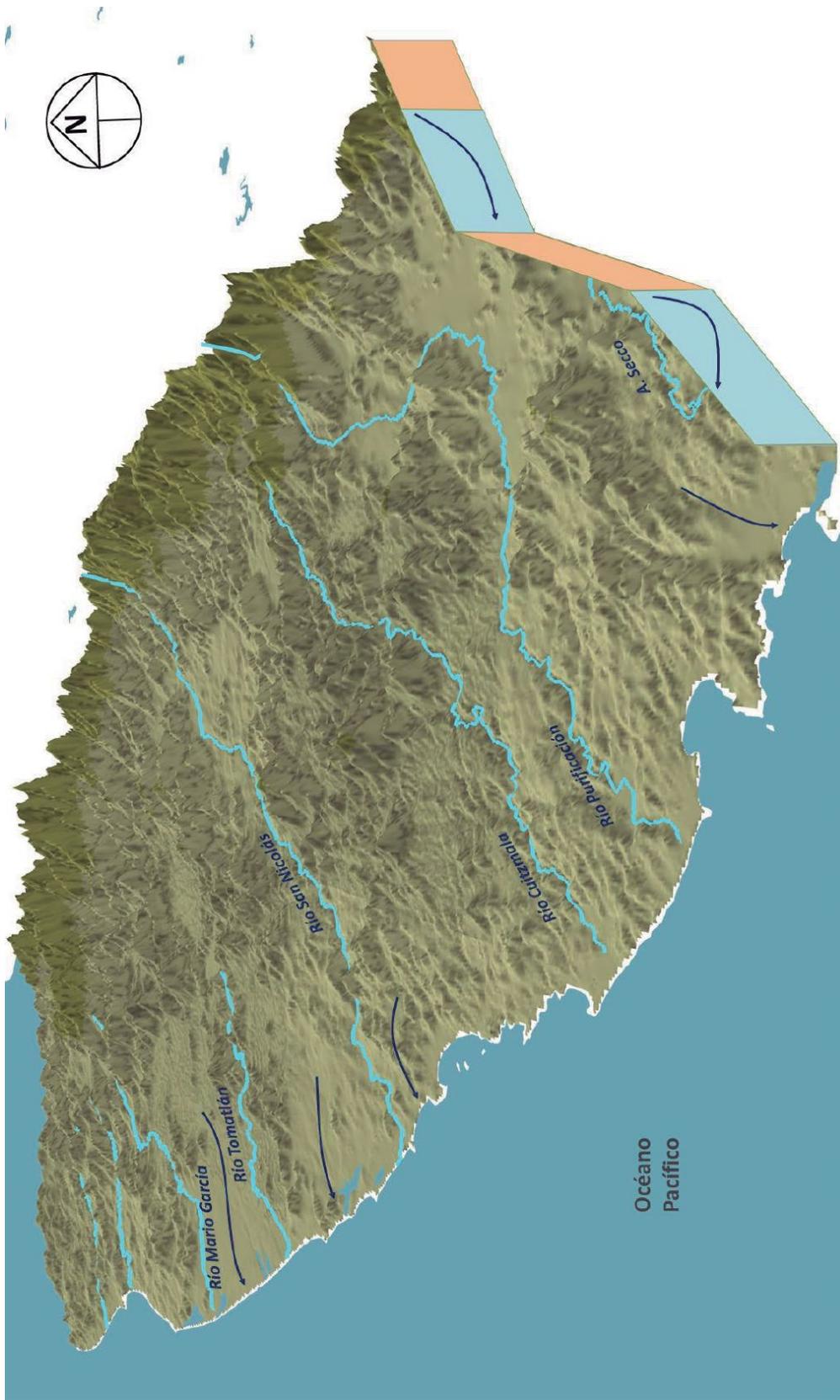


Figura 7.93. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tomatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

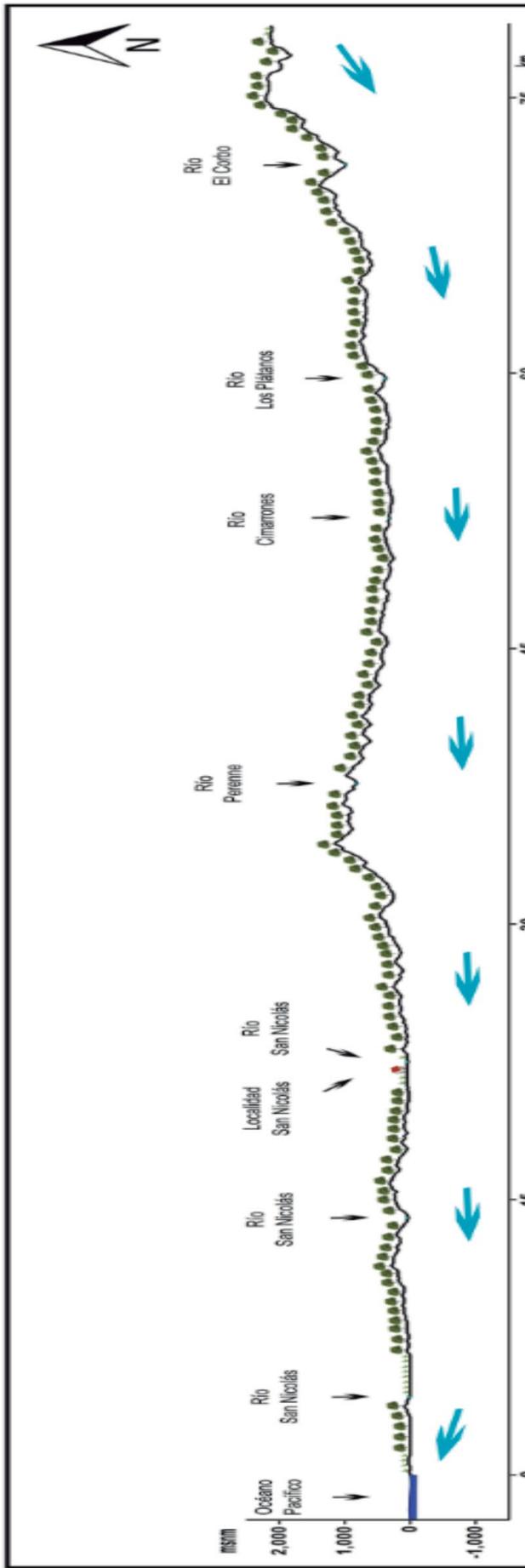


Figura 7.94. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tomatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.97. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coatzacoalcos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

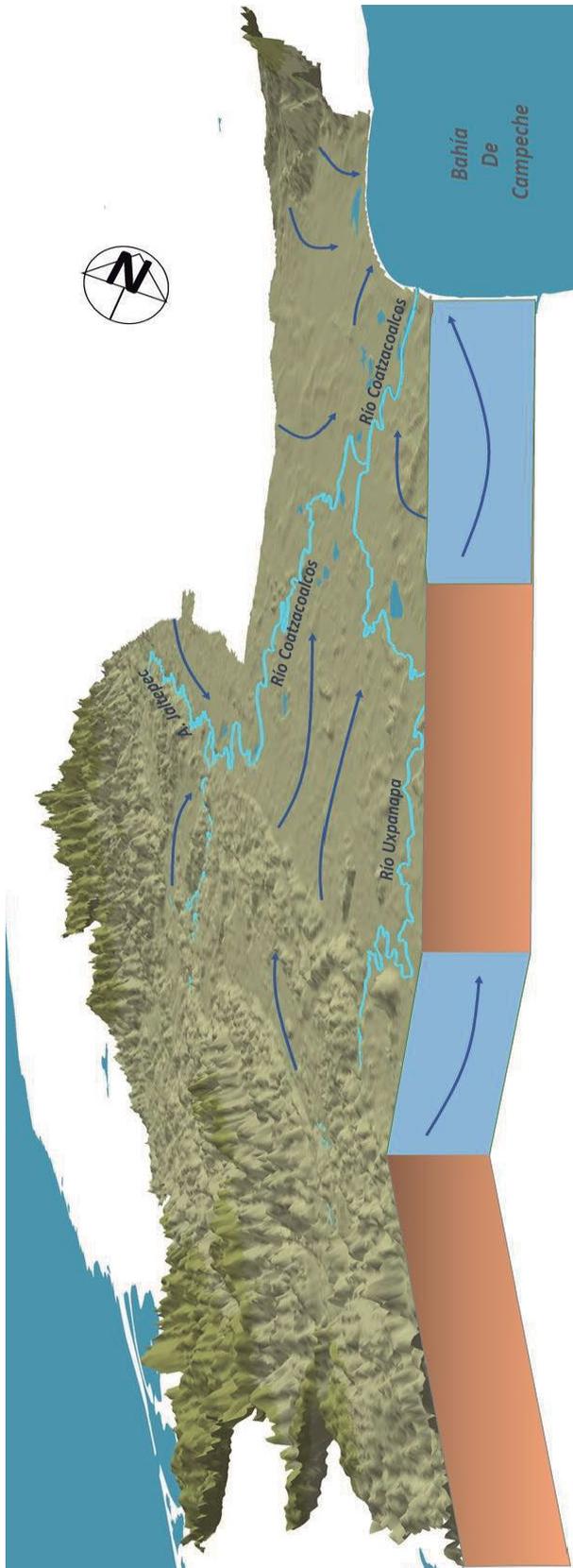


Figura 7.98. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coatzacoalcos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

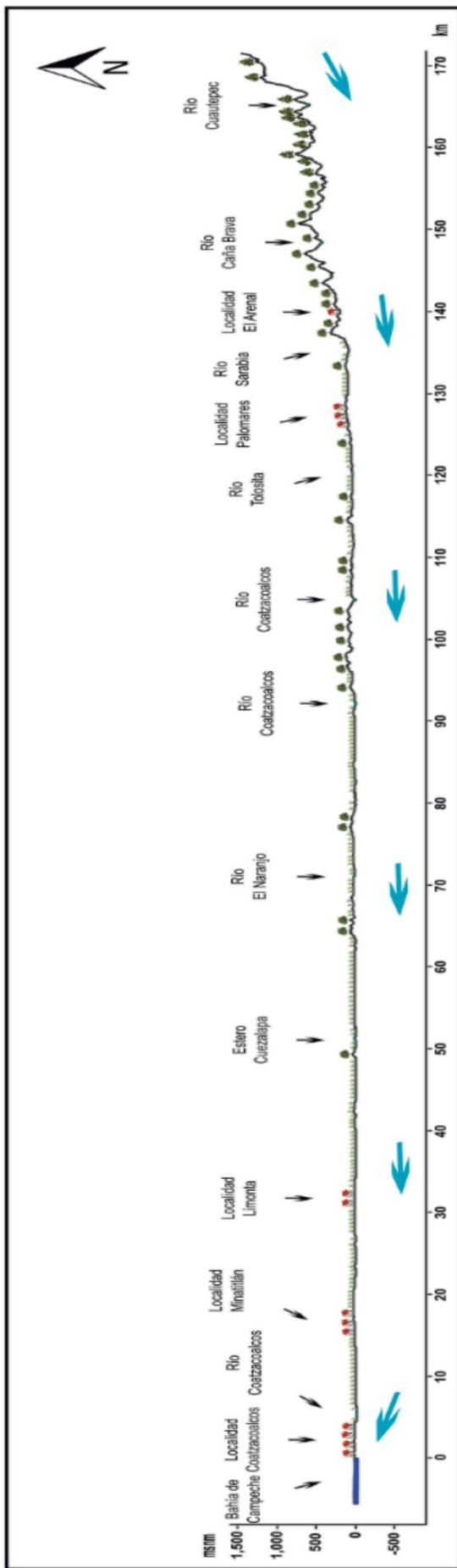


Figura 7.99. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.102. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Papaloapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

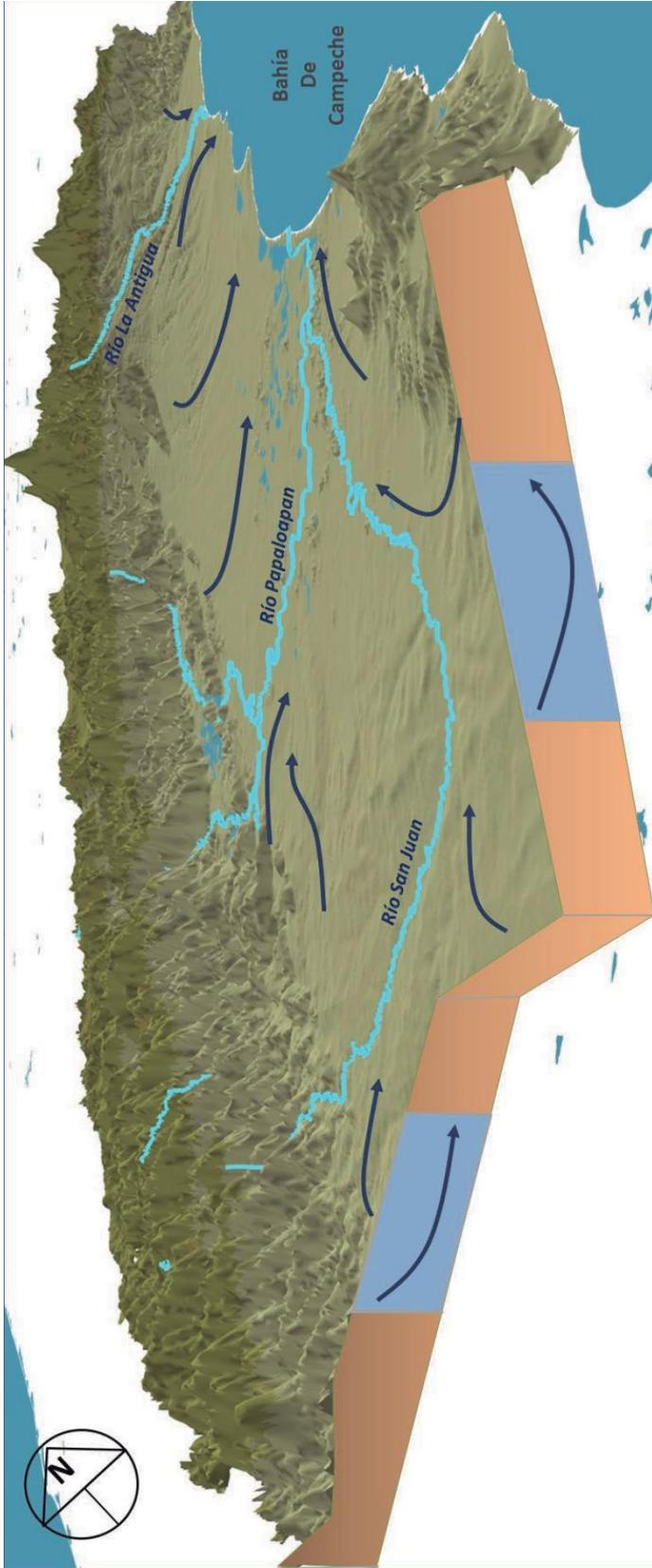


Figura 7.103. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Papaloapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

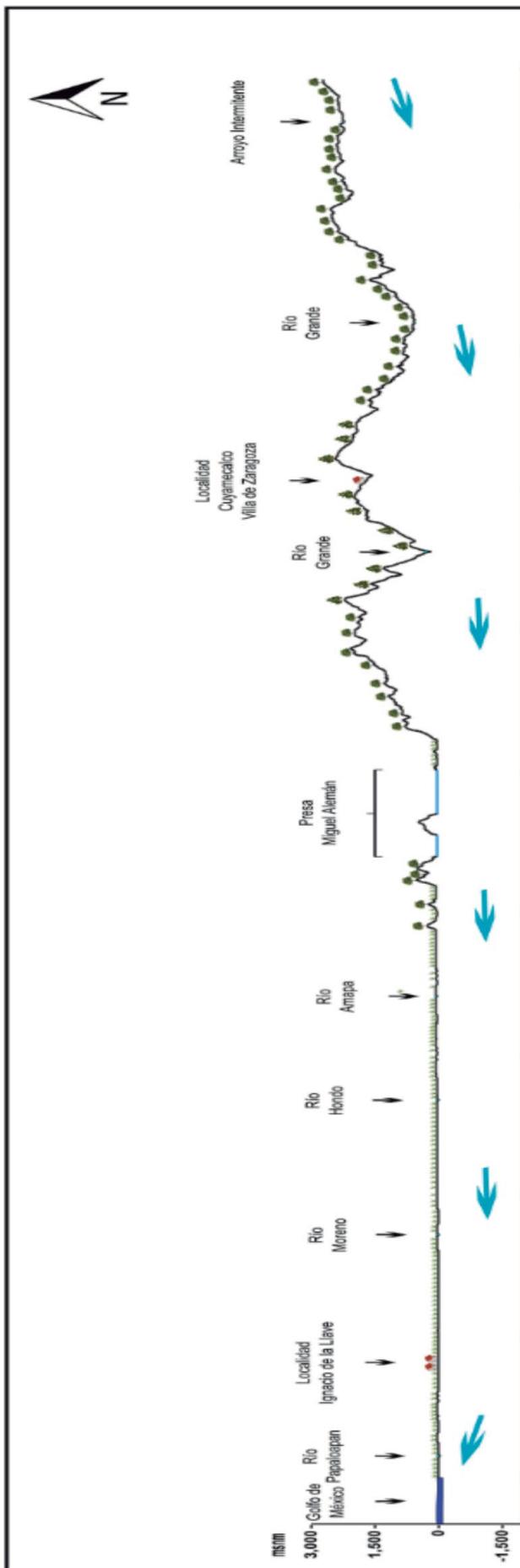


Figura 7.104. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Papaloapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.107. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tuxpan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

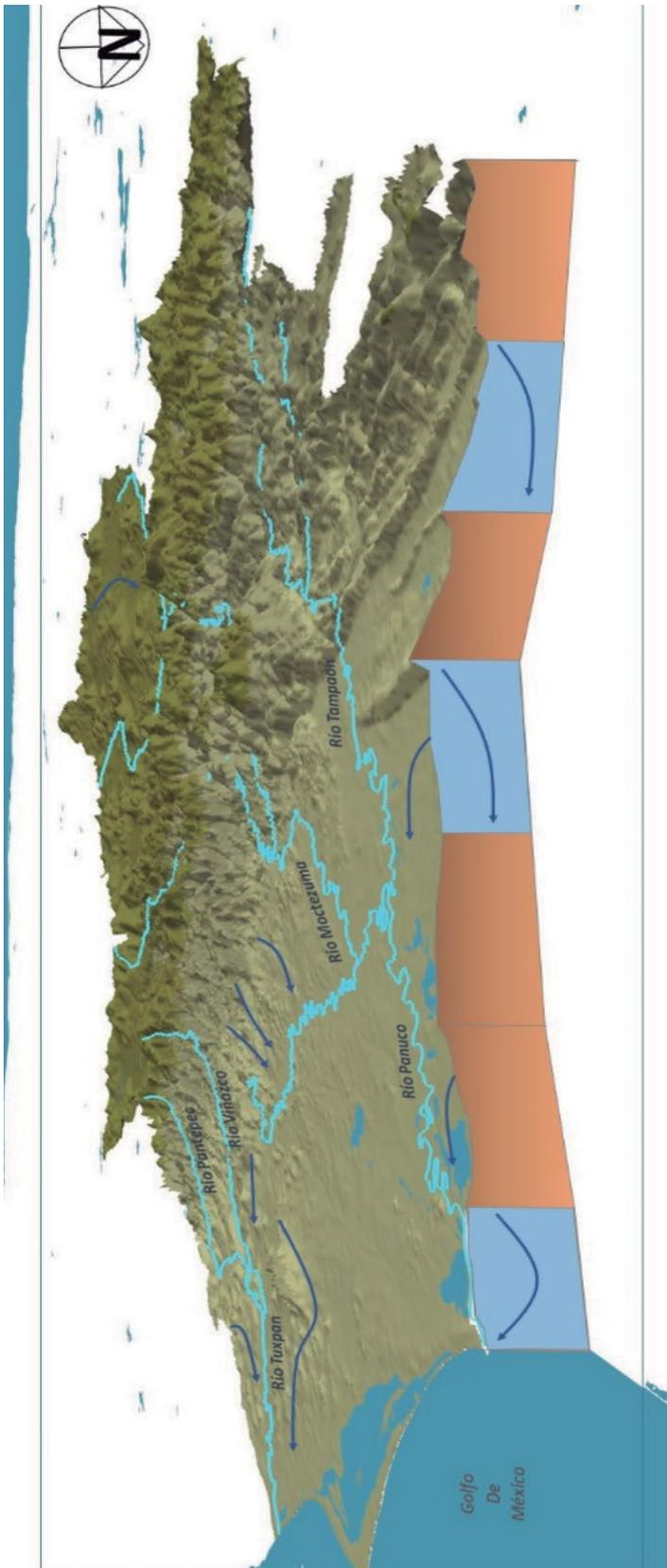


Figura 7.108. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tuxpan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

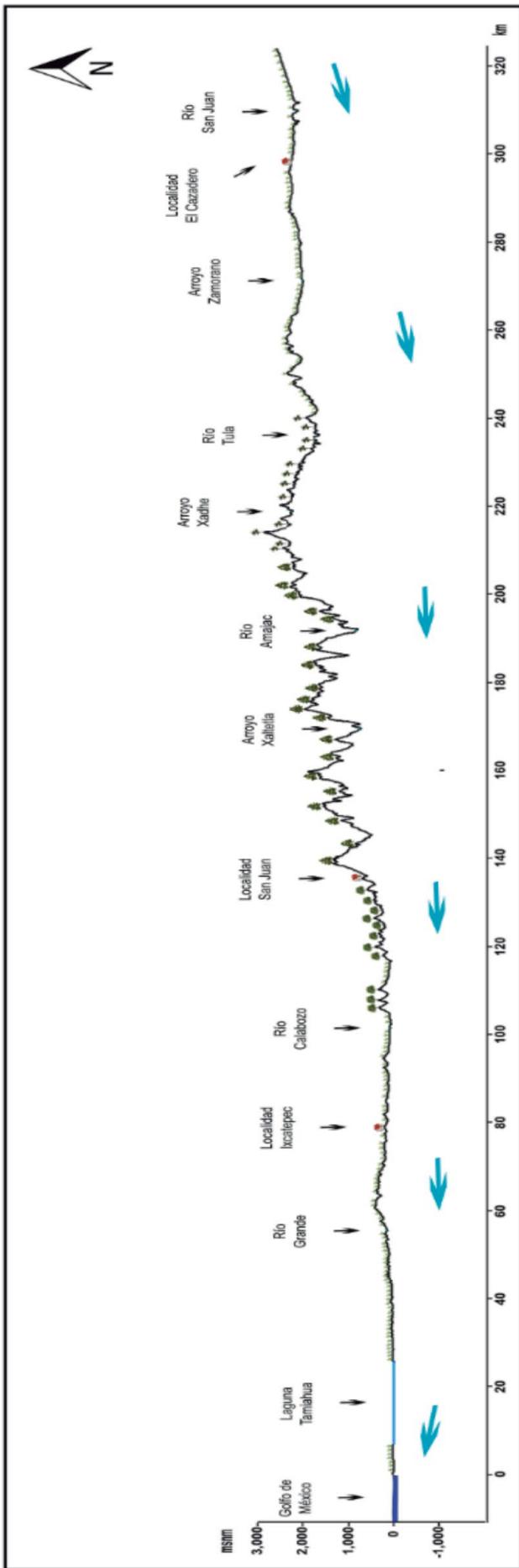


Figura 7.109. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tuxpan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

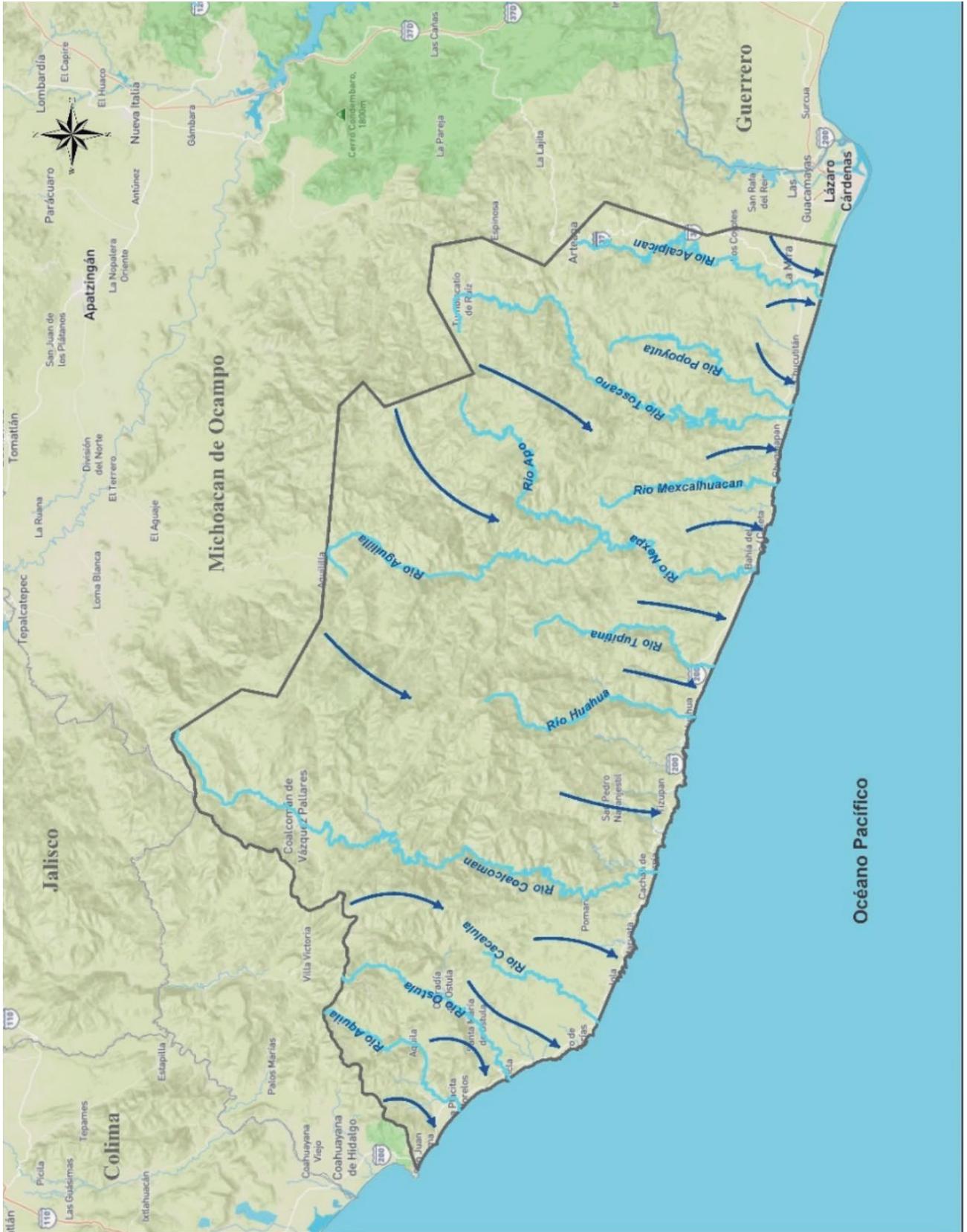


Figura 7.112. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coalcomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

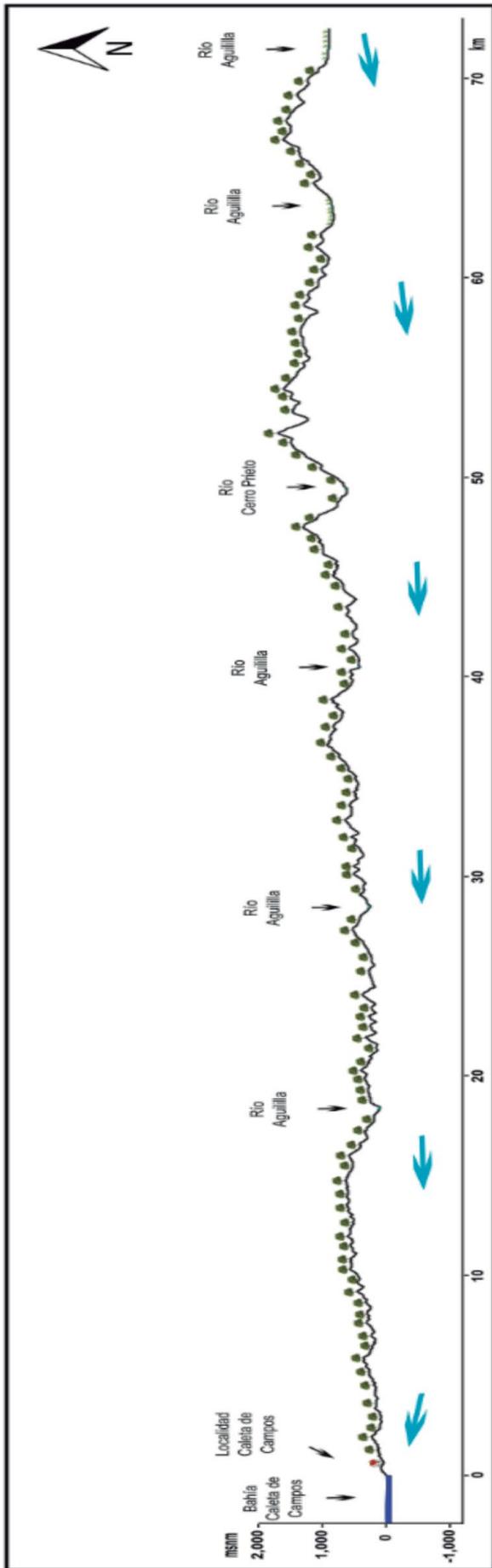


Figura 7.114. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coalcomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

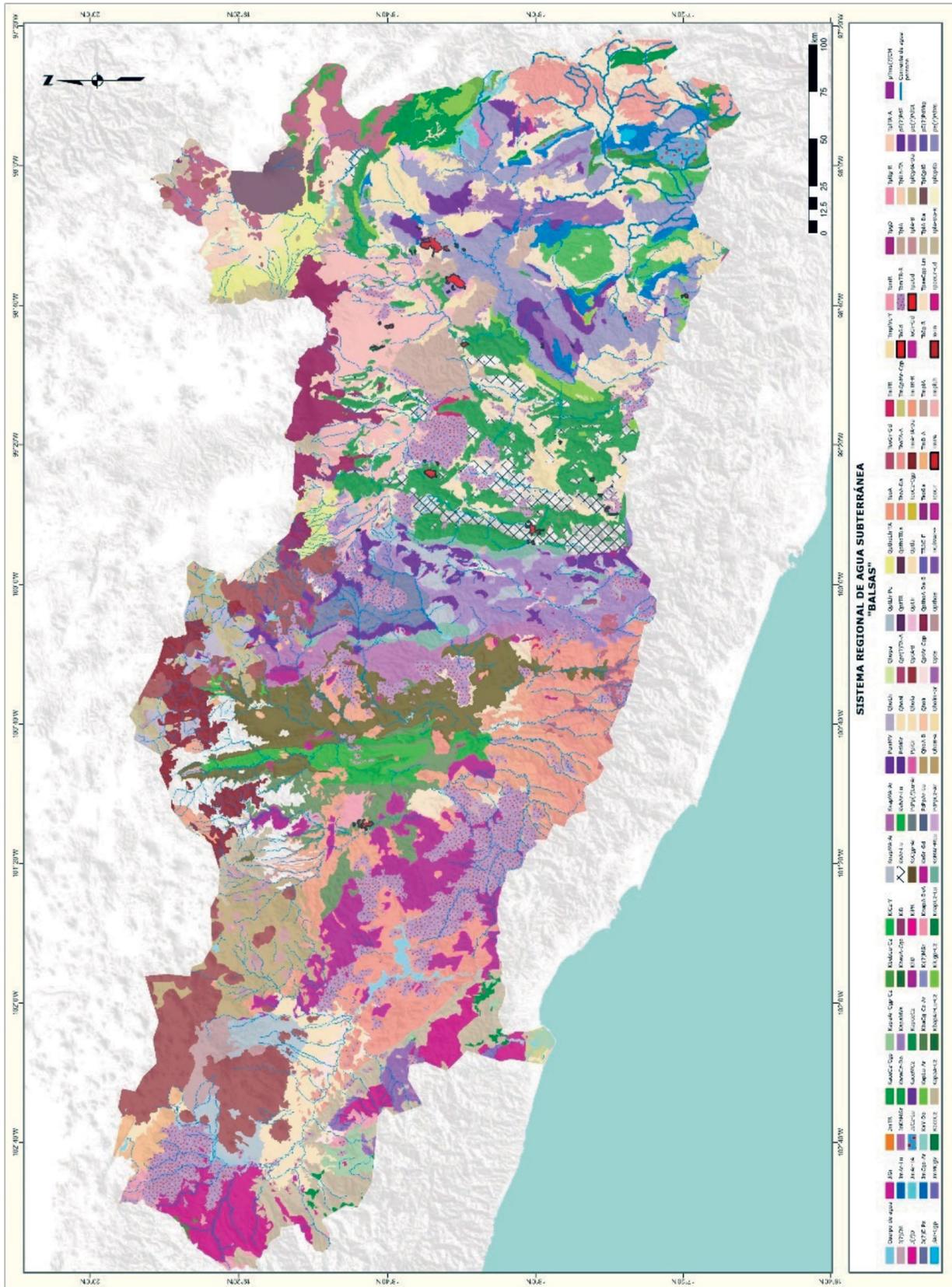


Figura 7.116. Geología del Sistema Balsas (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).

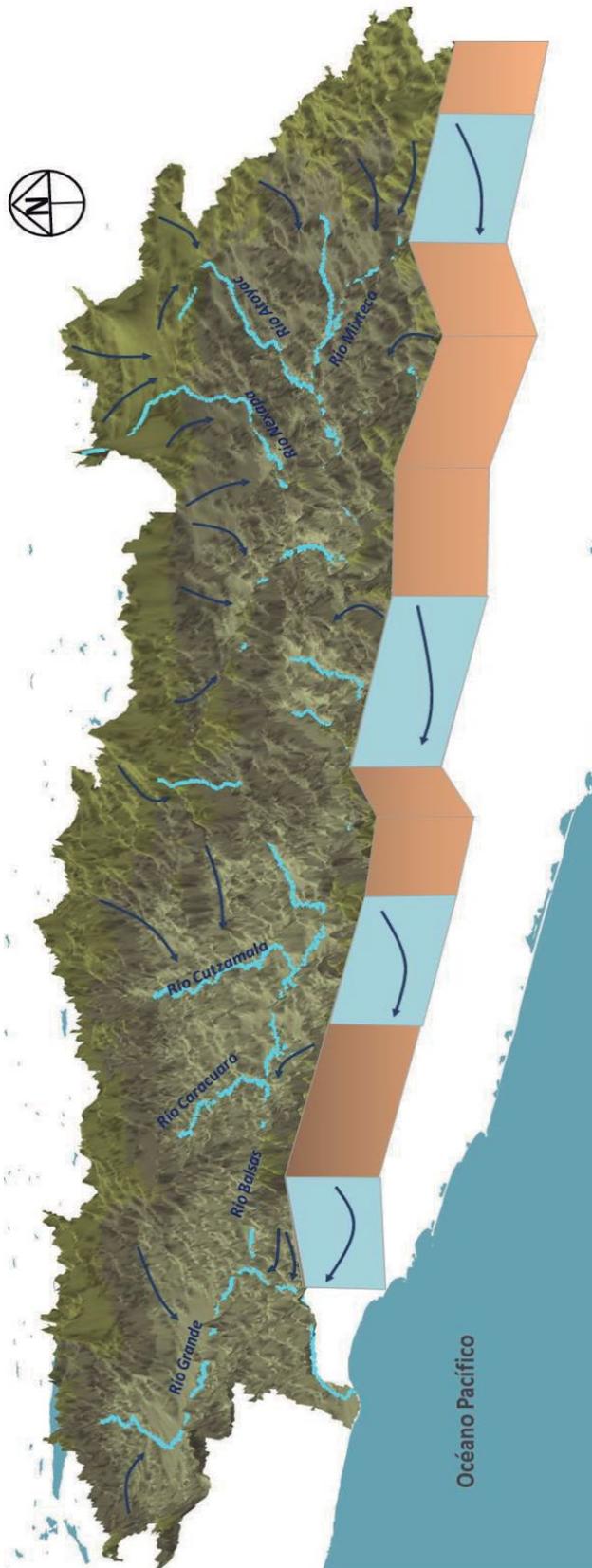


Figura 7.118. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Balsas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

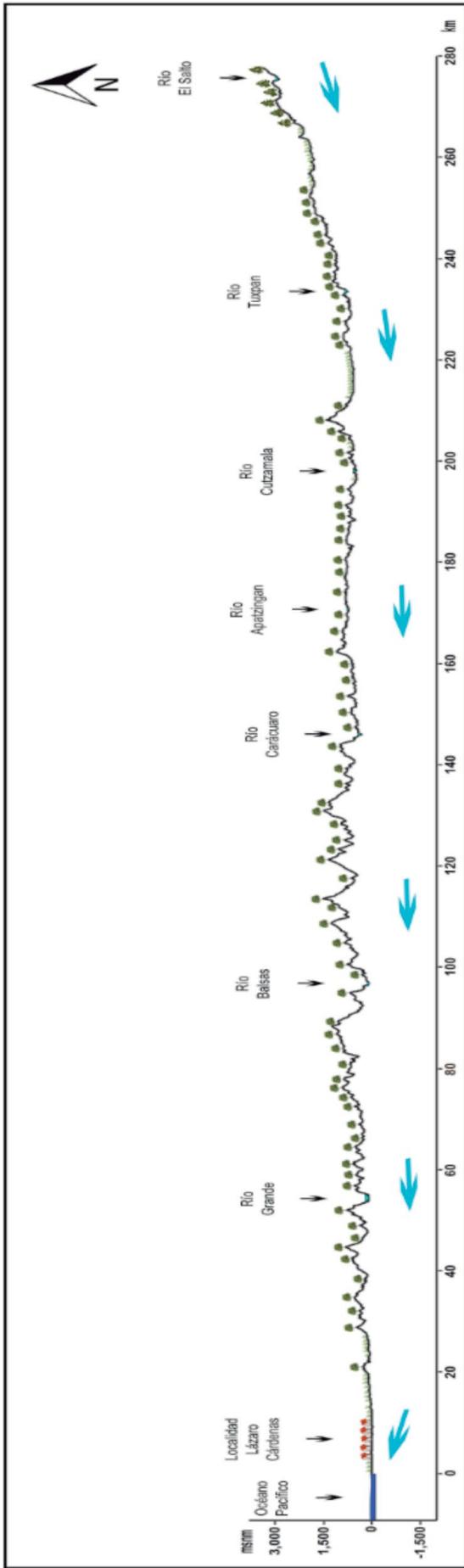


Figura 7.119. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Balsas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

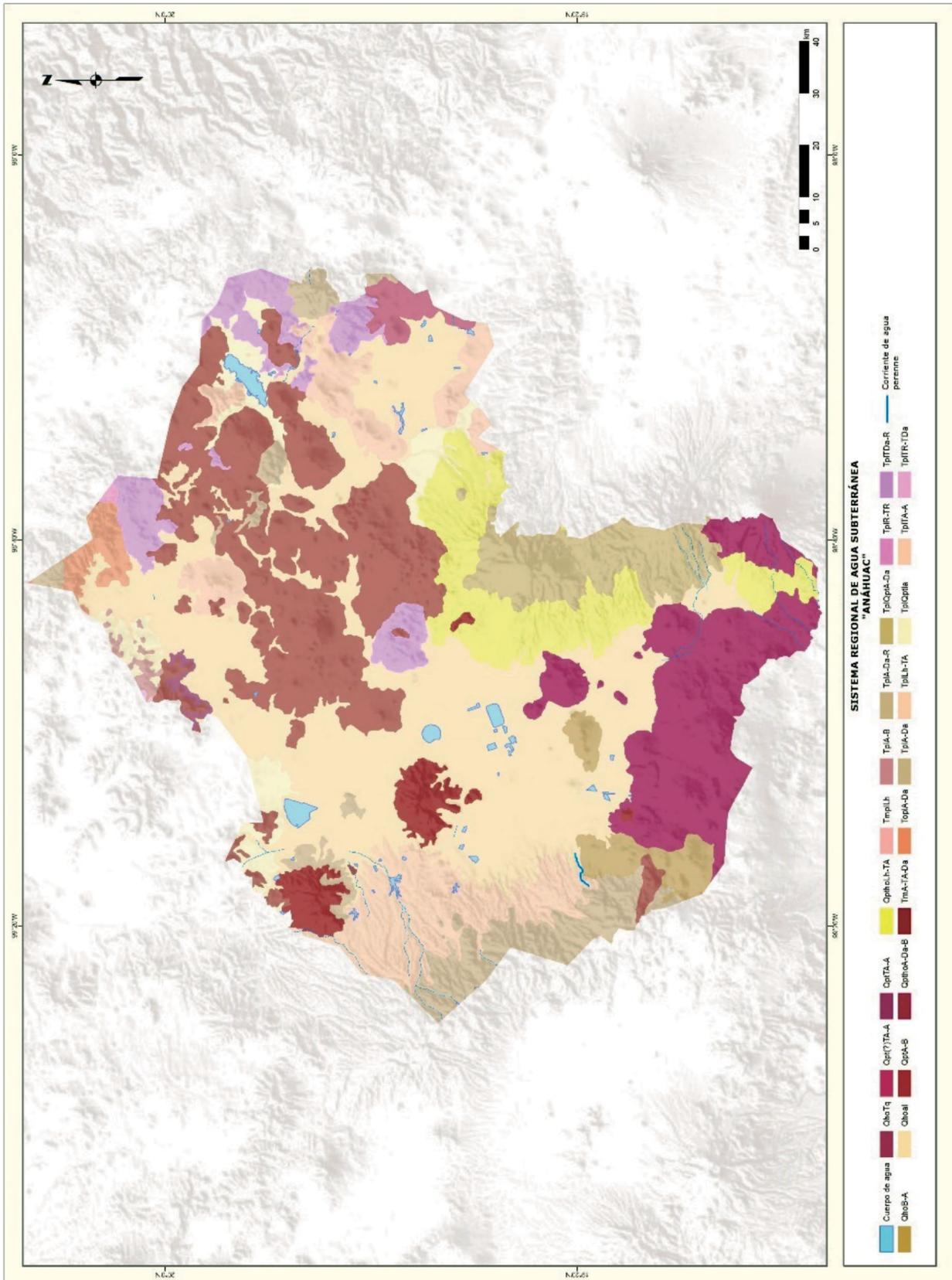


Figura 7.121. Geología del Sistema Anahuac (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).

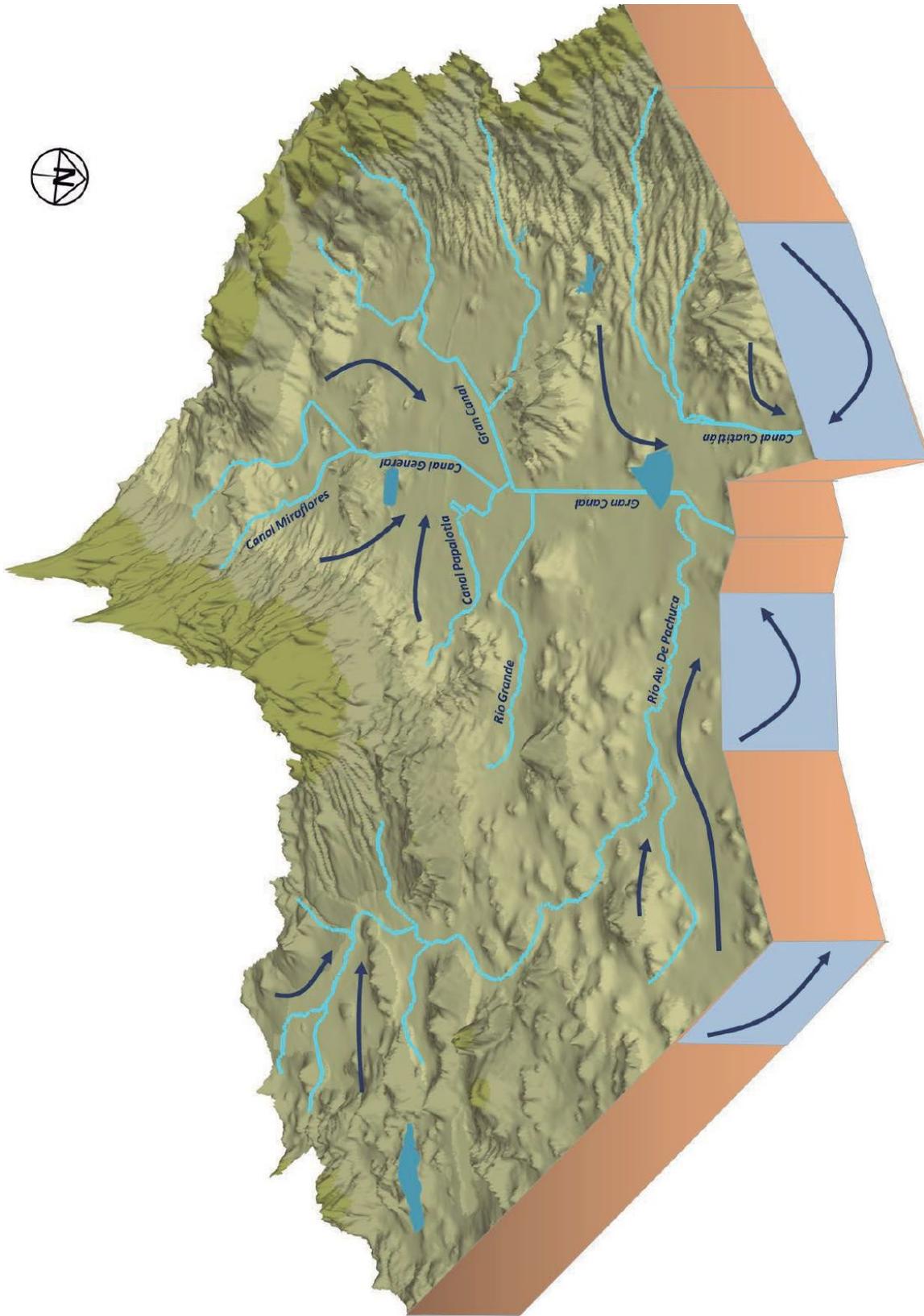


Figura 7.123. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Anáhuac (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

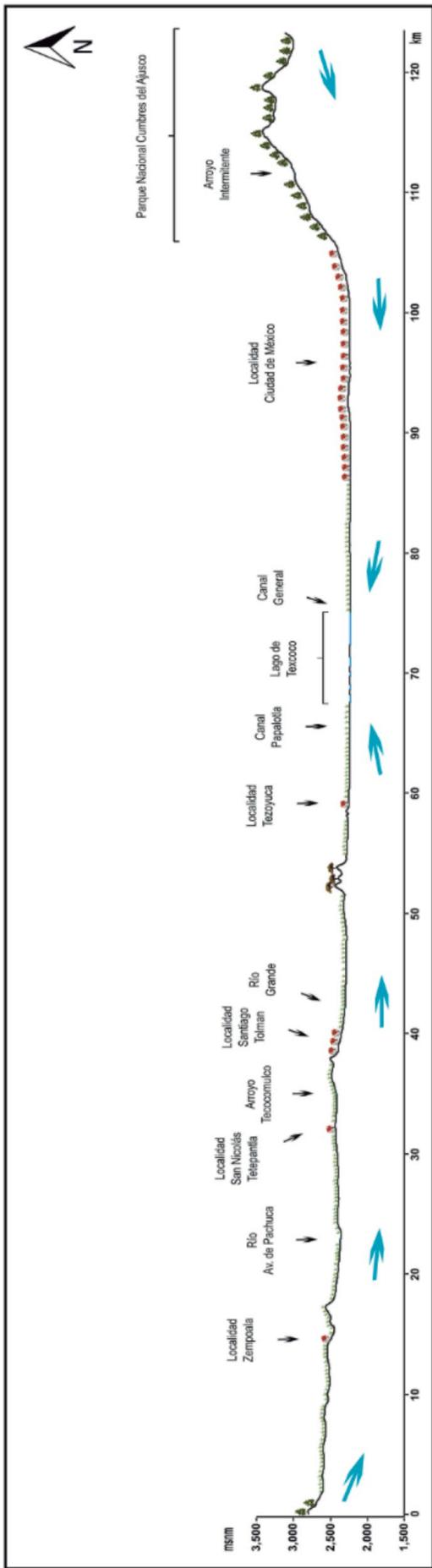


Figura 7.124. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Anáhuac (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.127. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tepeyahualco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

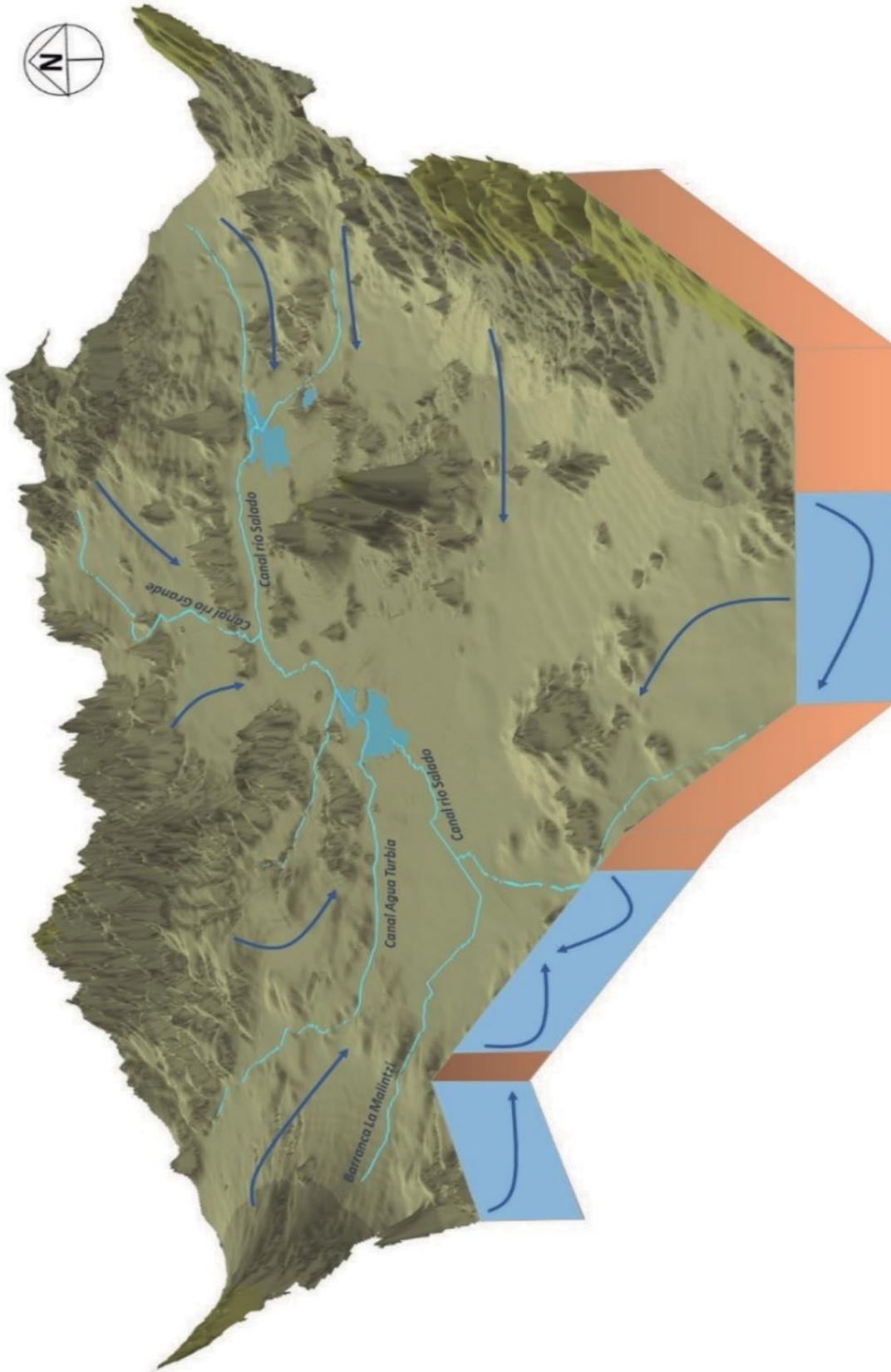


Figura 7.128. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tepeyahualco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

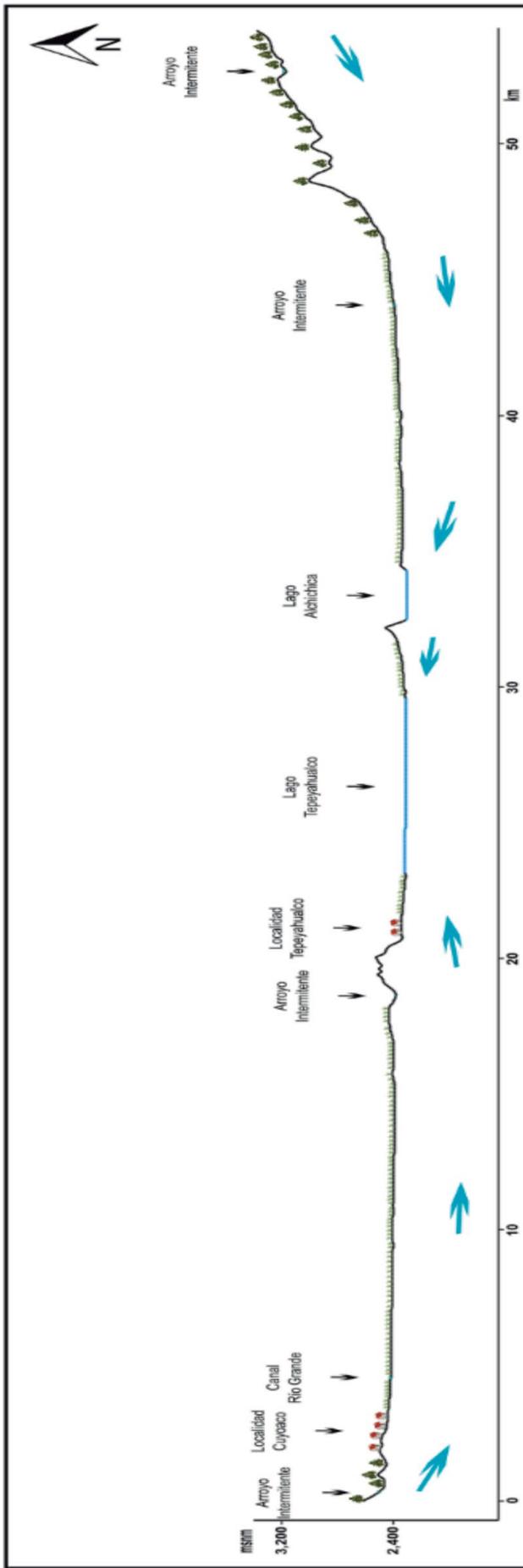


Figura 7.129. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tepayahualco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.27. Sistema Cuajinicuilapa

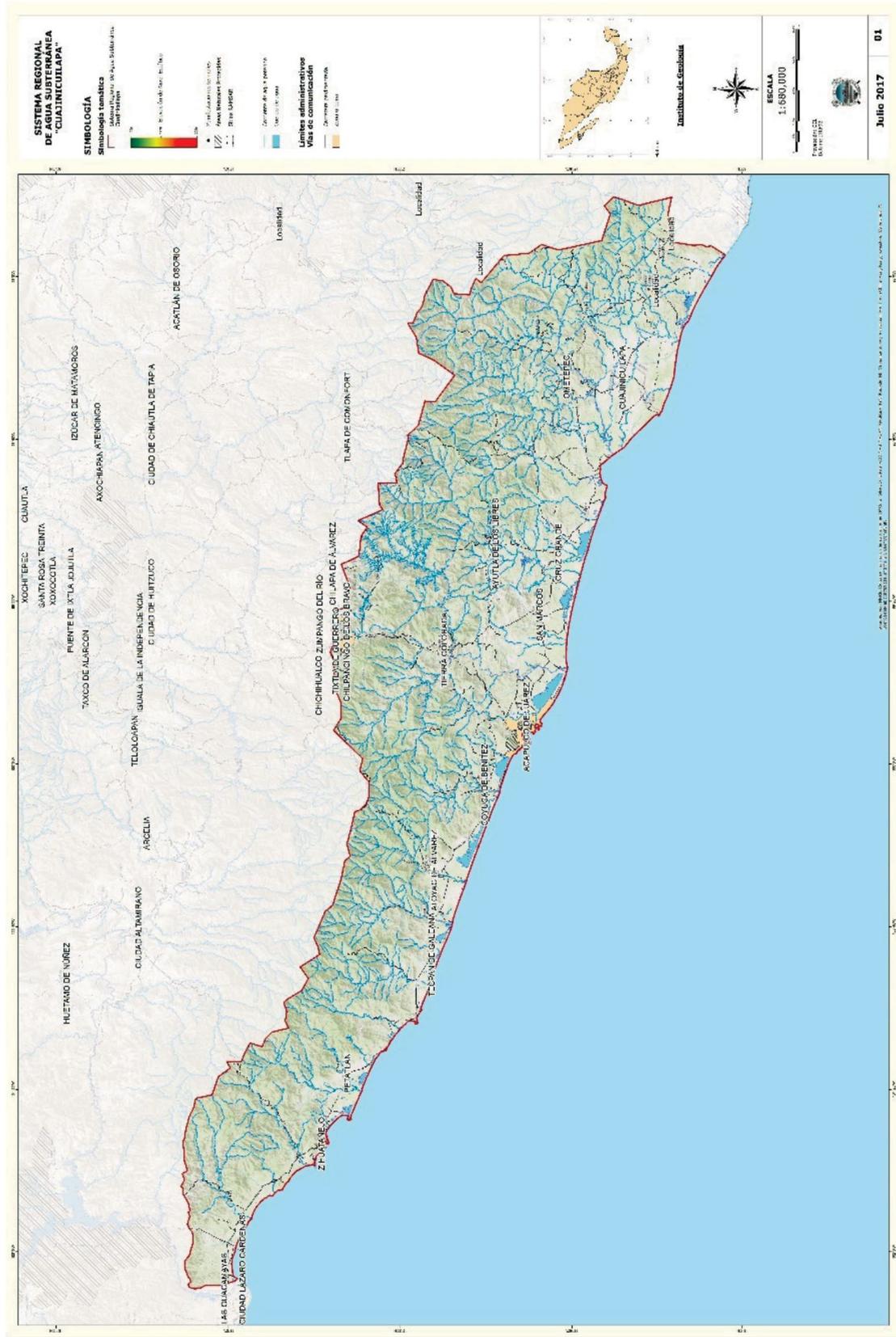


Figura 7.130. Localización del Sistema Cuajinicuilapa.



Figura 7.132. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuajinicuilapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

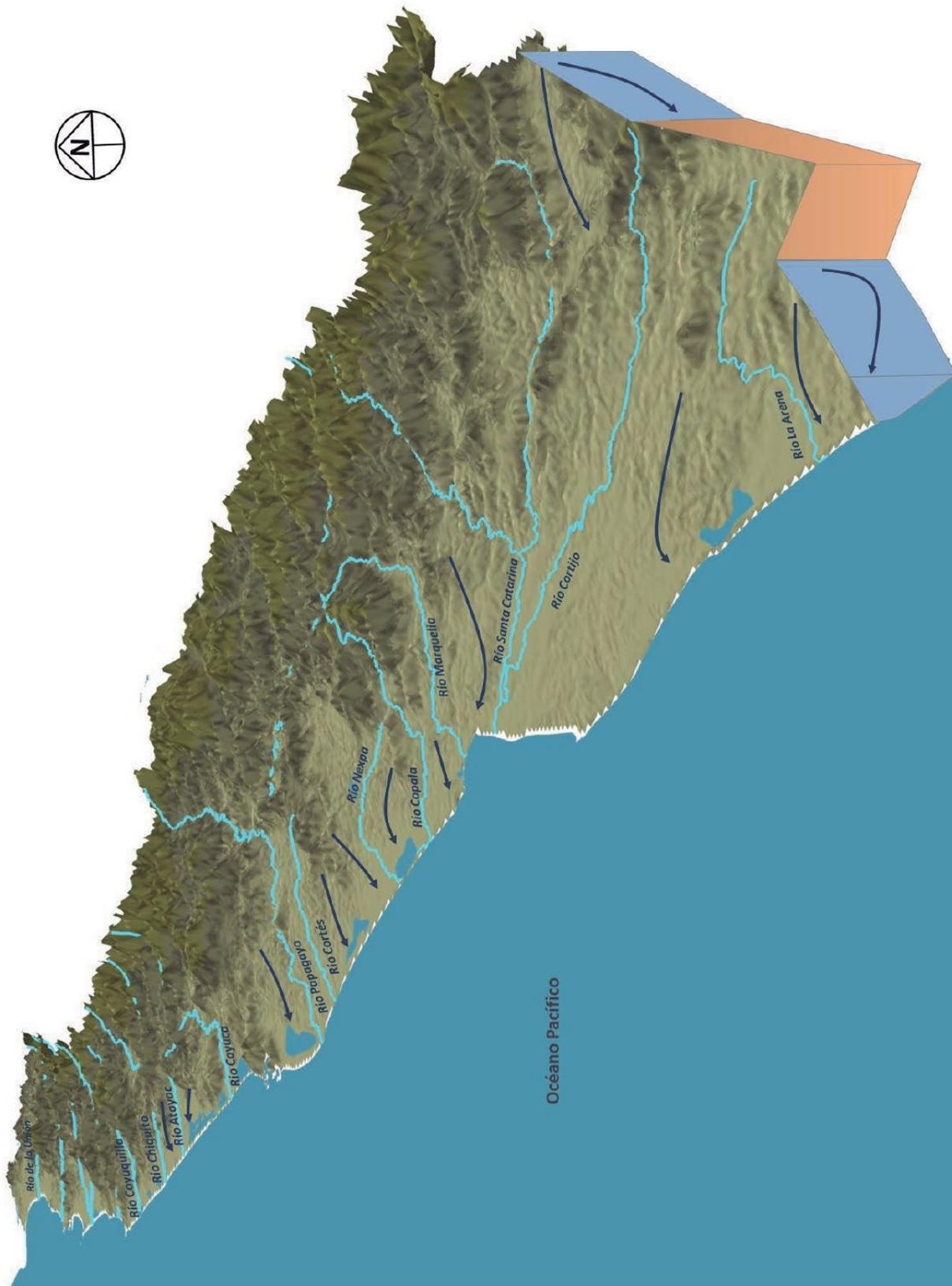


Figura 7.133. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuajinicuilapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

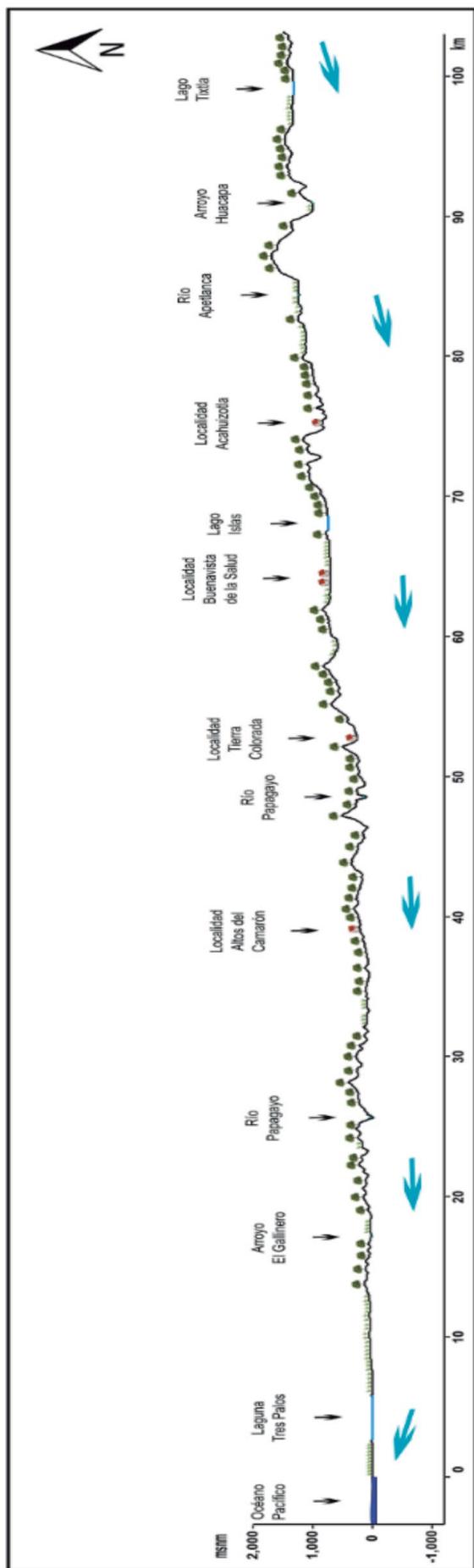


Figura 7.134. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuajinicuilapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

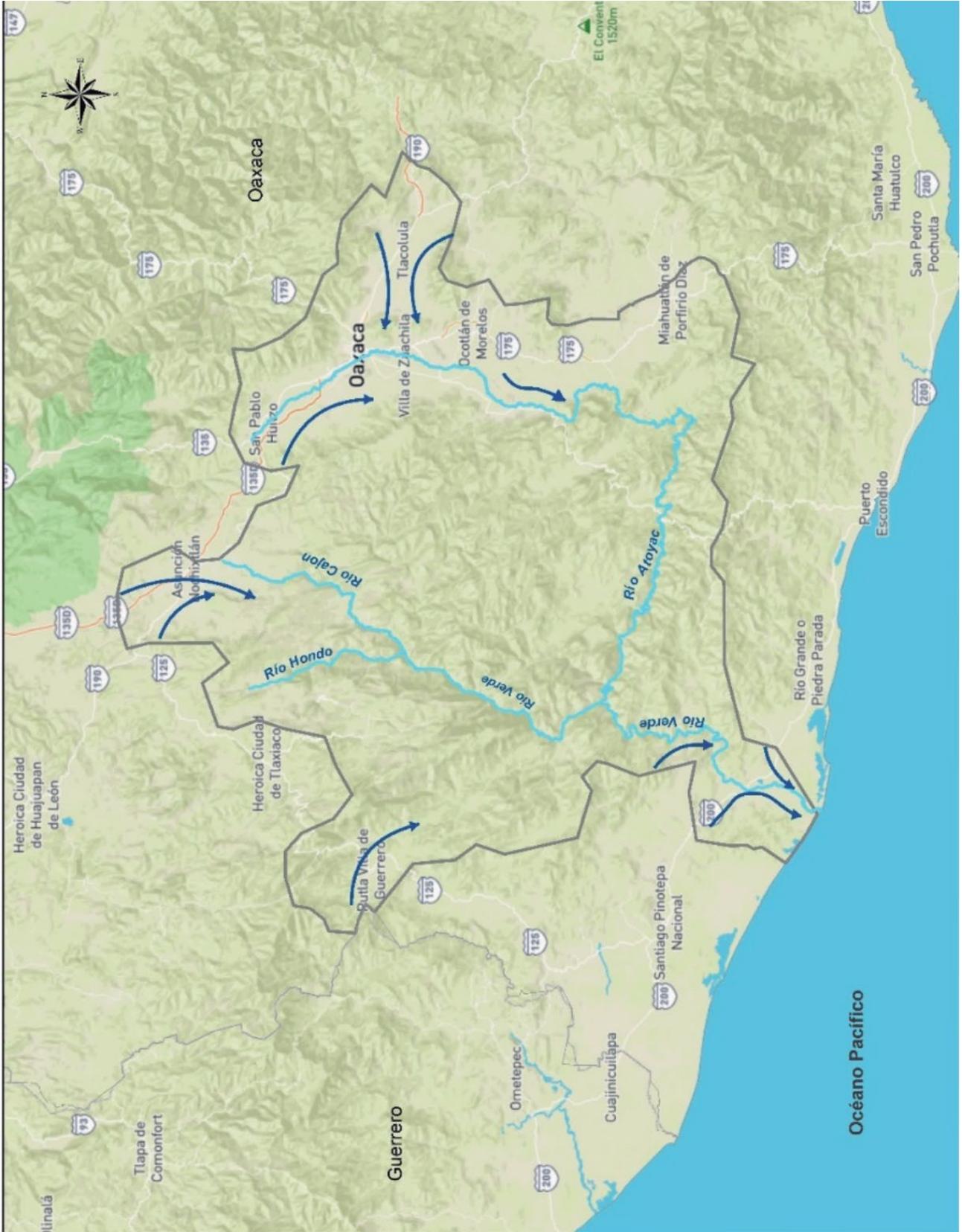


Figura 7.137. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

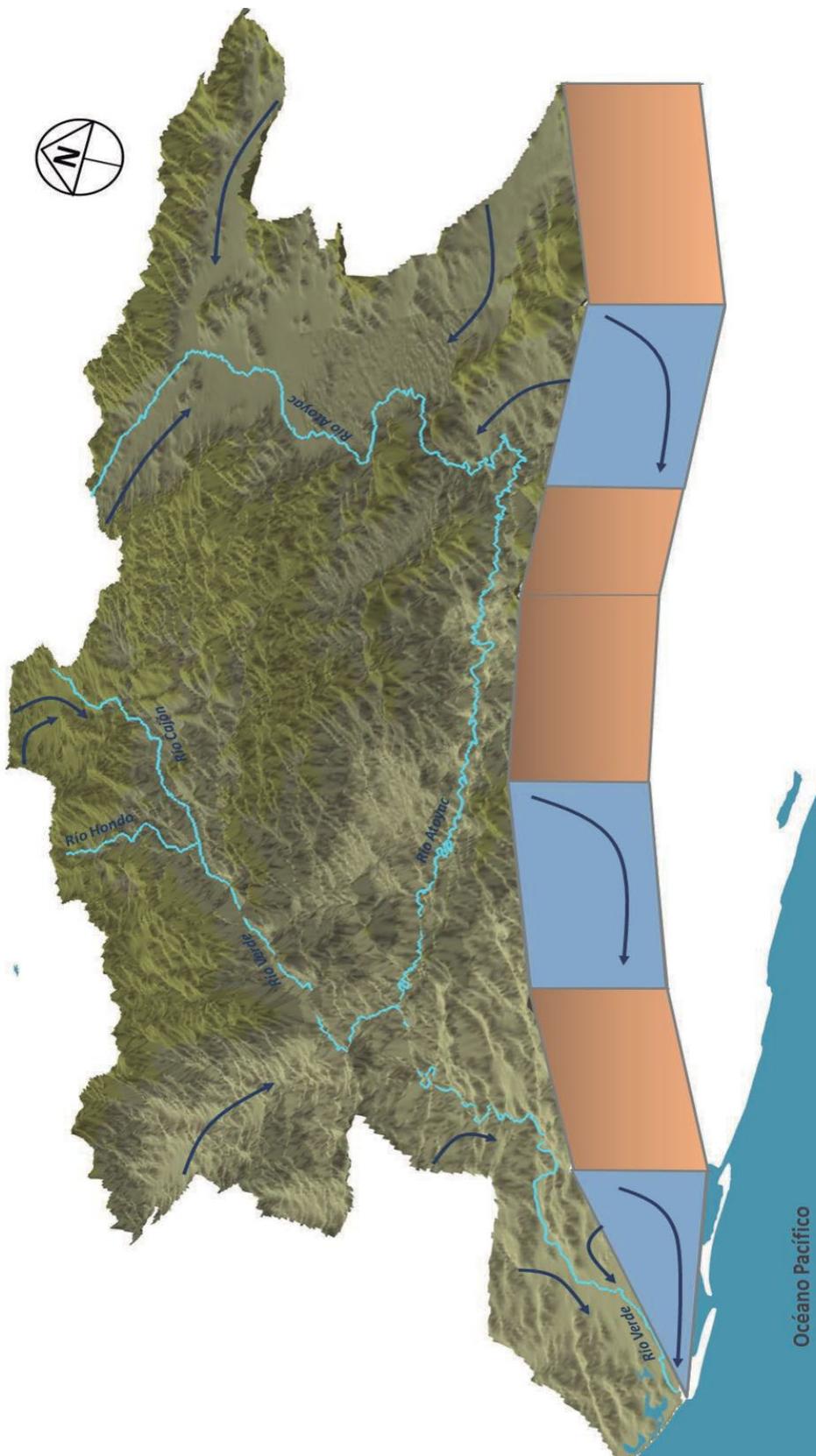


Figura 7.138. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

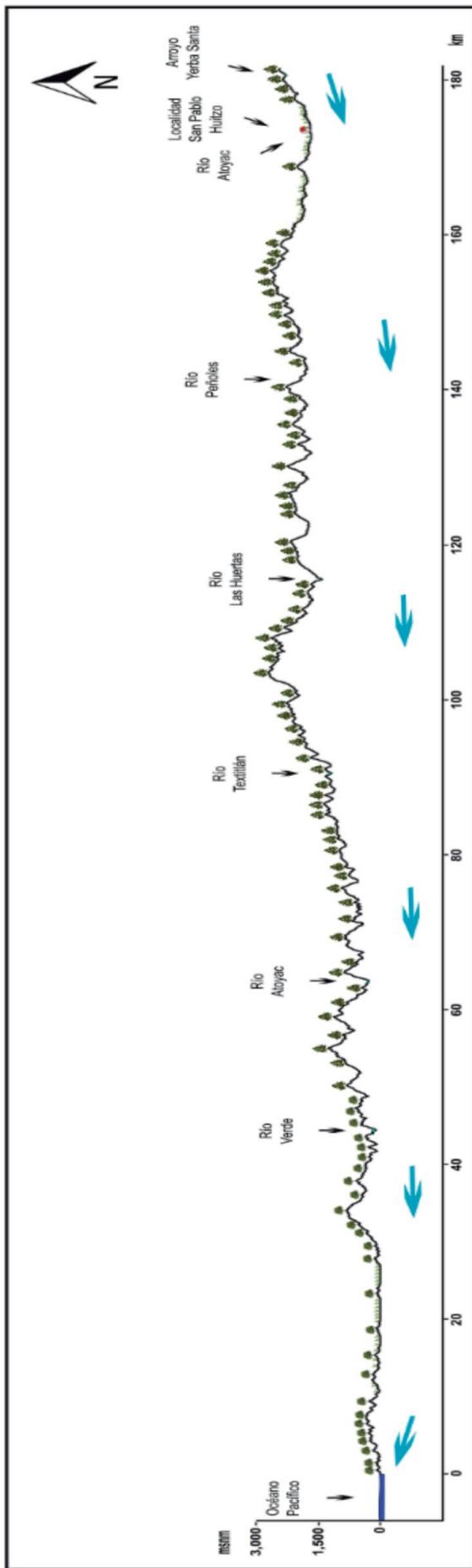


Figura 7.139. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.142. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tehuantepec (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

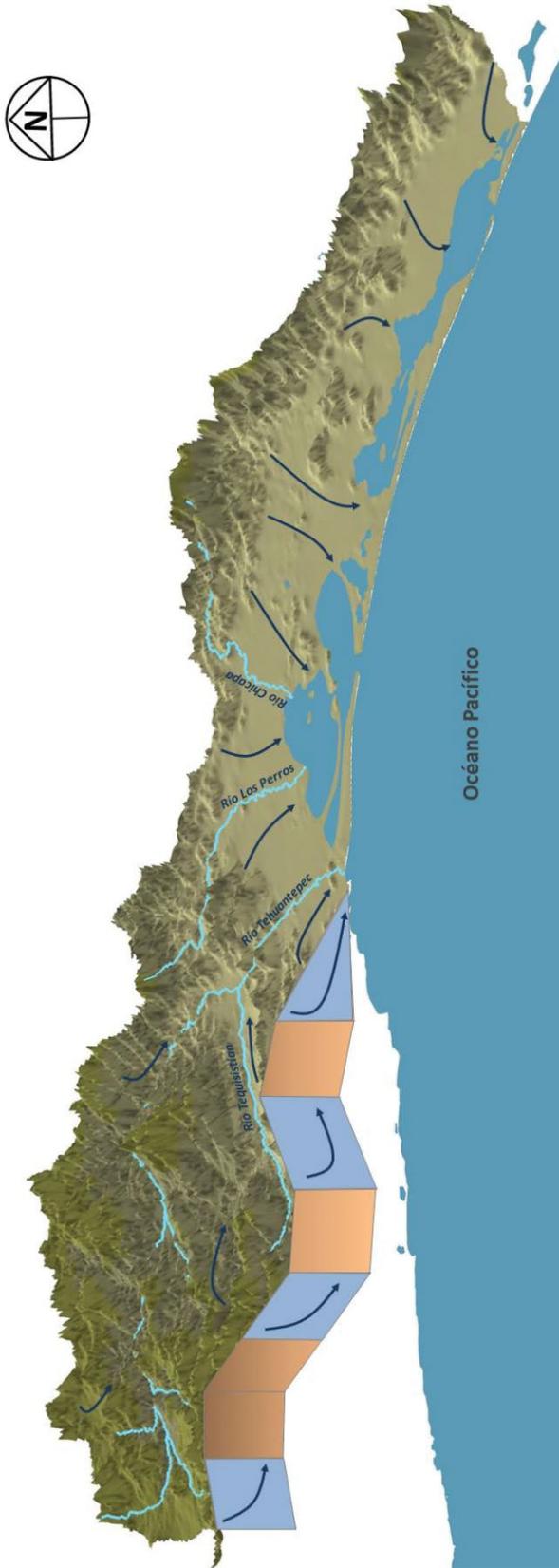


Figura 7.143. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tehuantepec (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

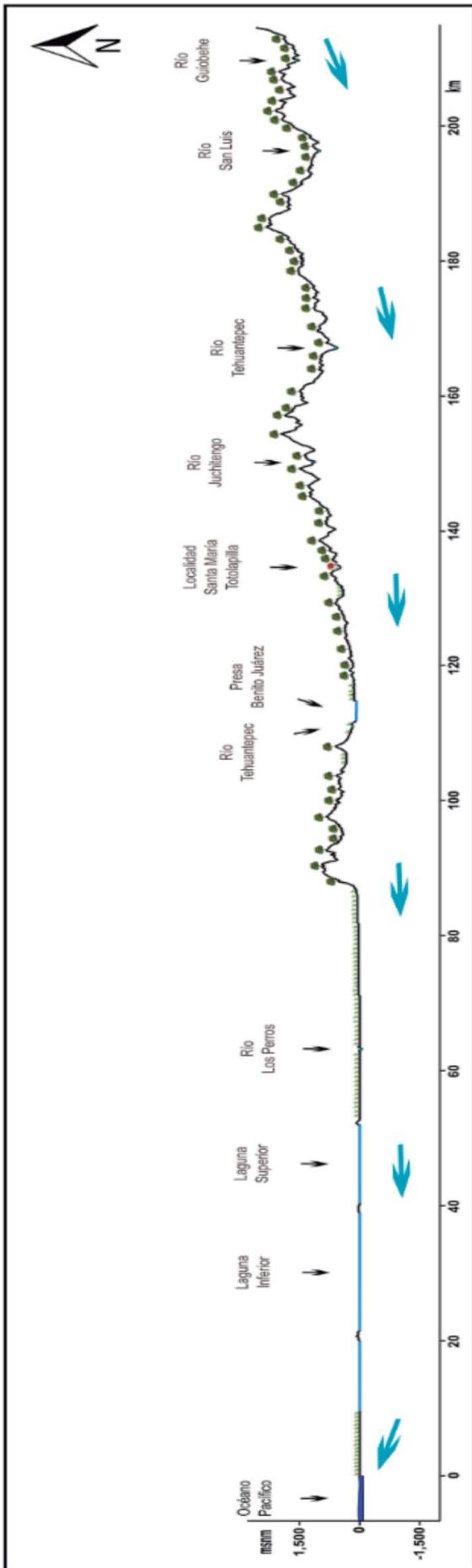


Figura 7.144. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tehuantepec (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

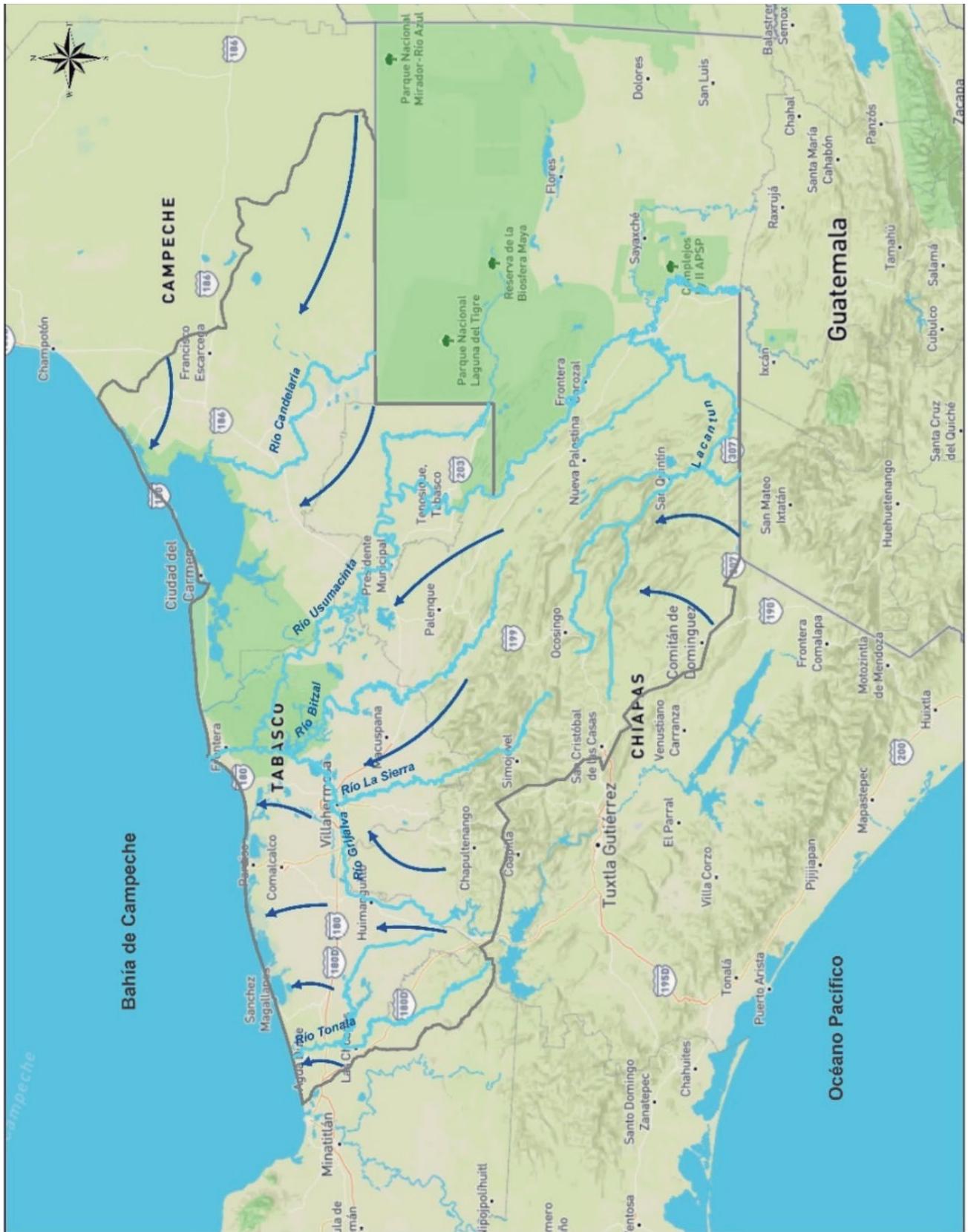


Figura 7.147. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.148. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

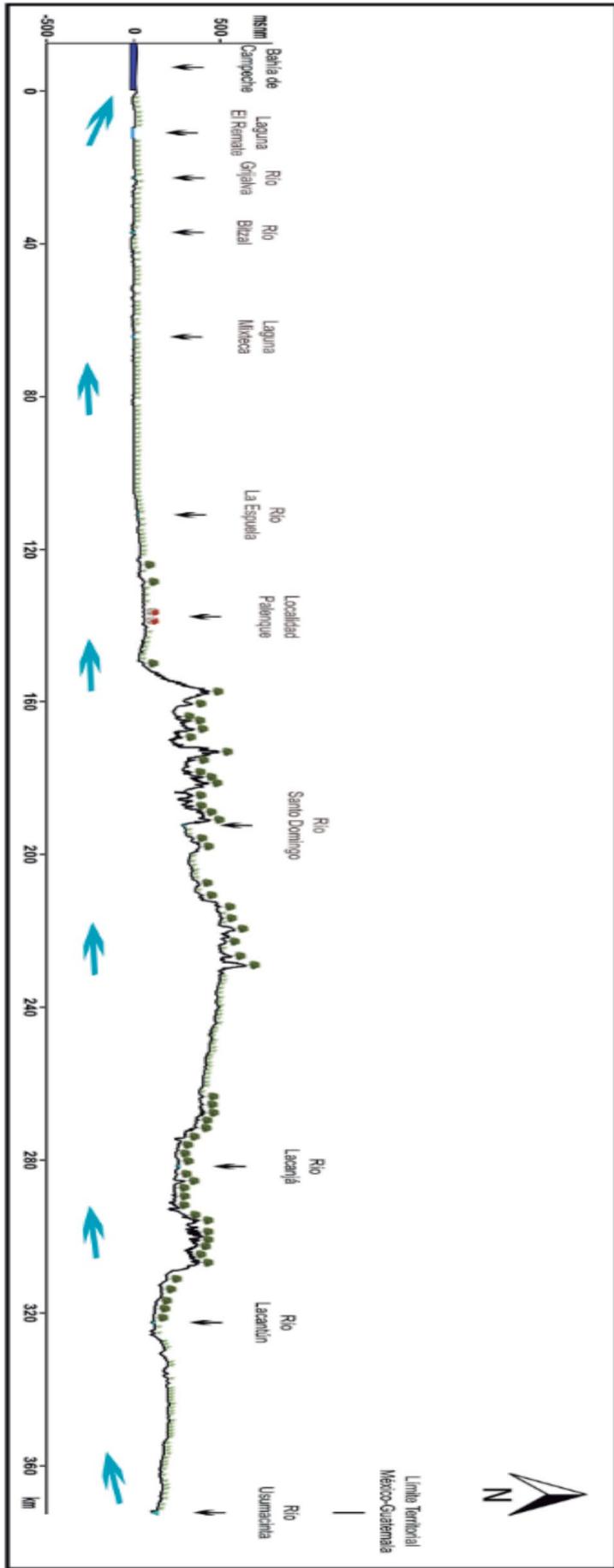


Figura 7.149. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.31. Sistema Chiapa

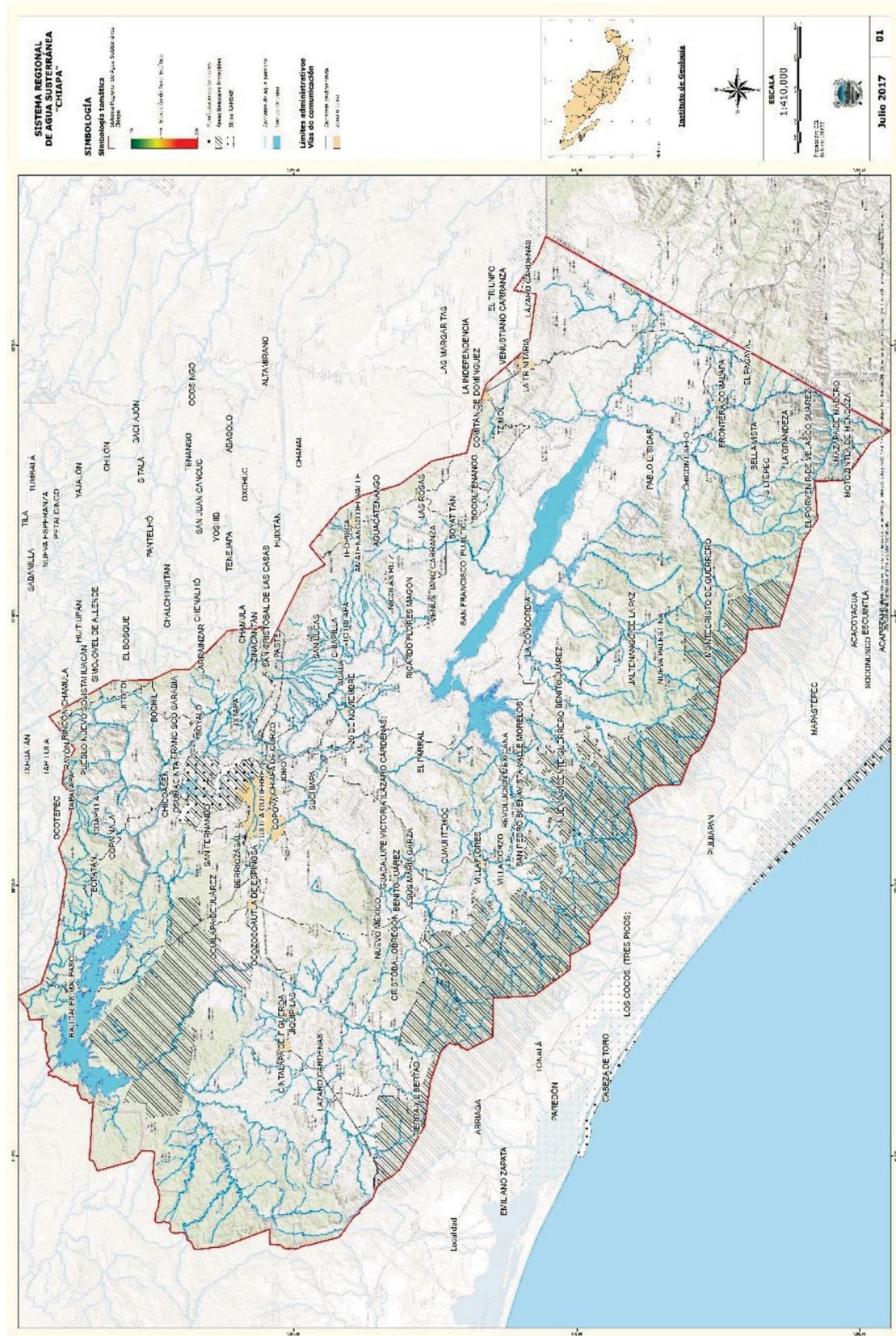


Figura 7.150. Localización del Sistema Tehuantepec.

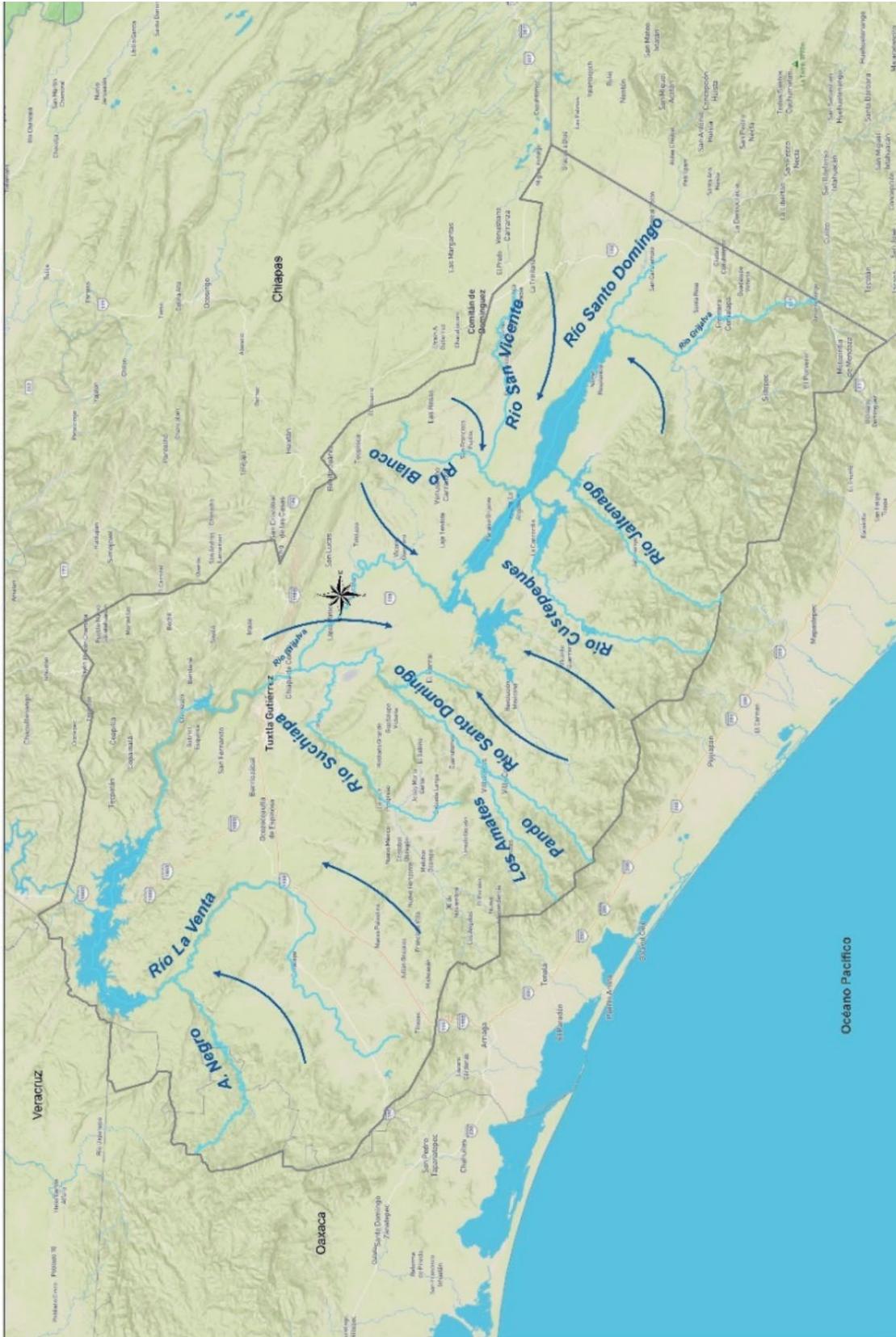


Figura 7.152. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chiapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

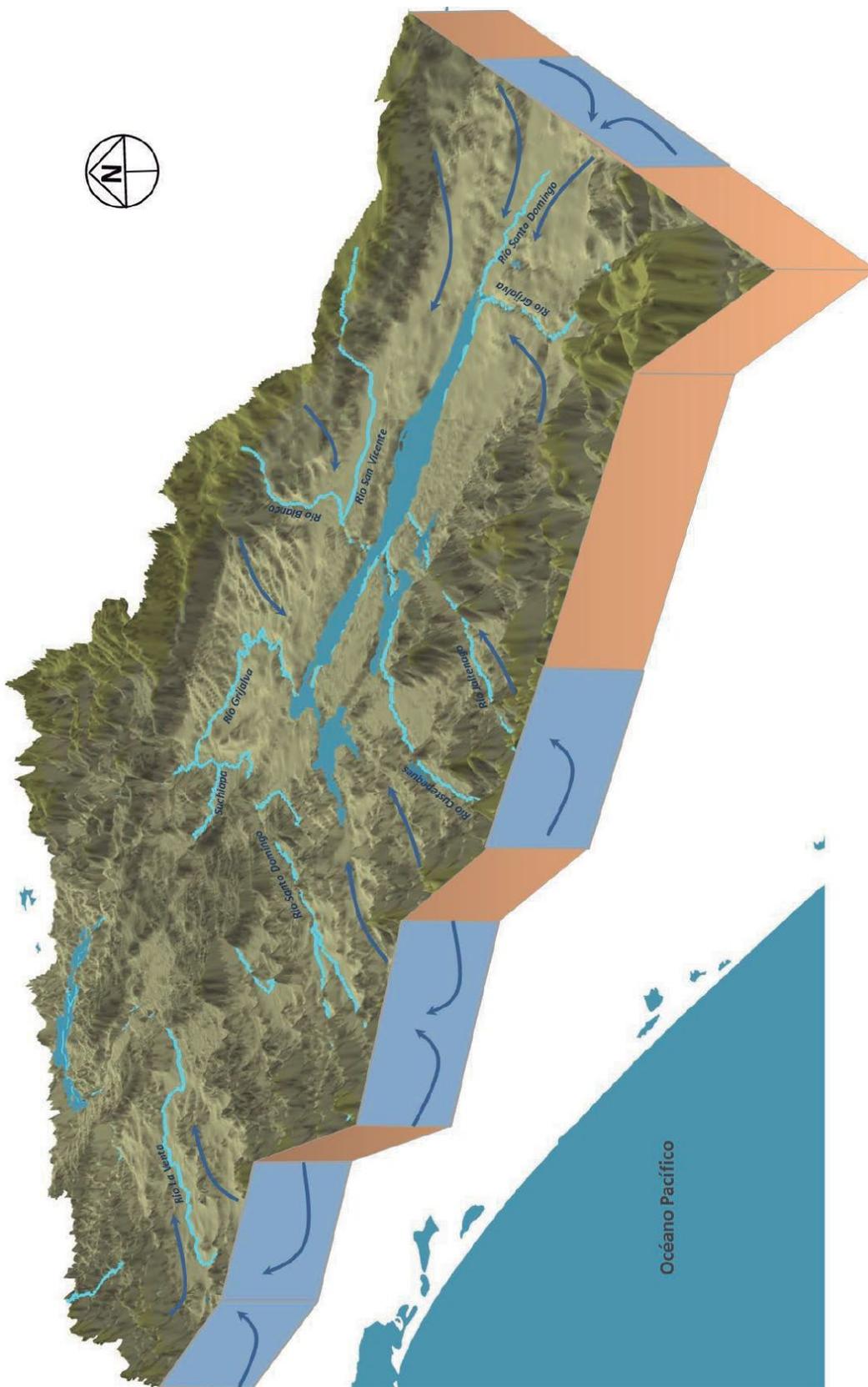


Figura 7.153. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chiapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

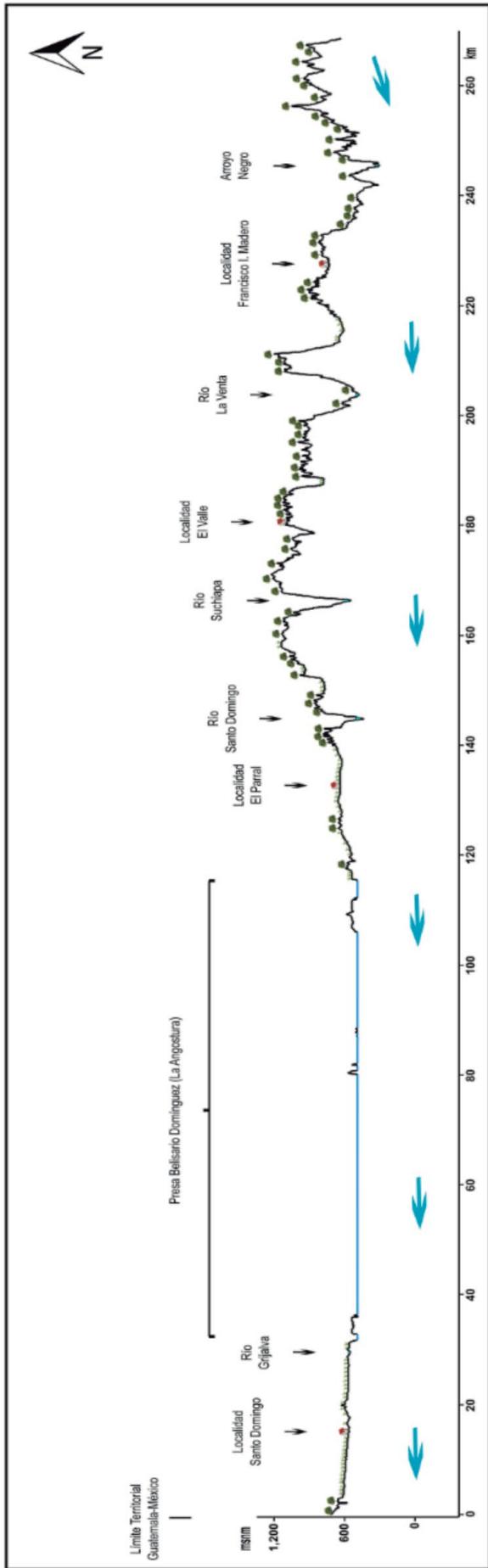


Figura 7.154. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chiapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.32. Sistema Pijijiapan

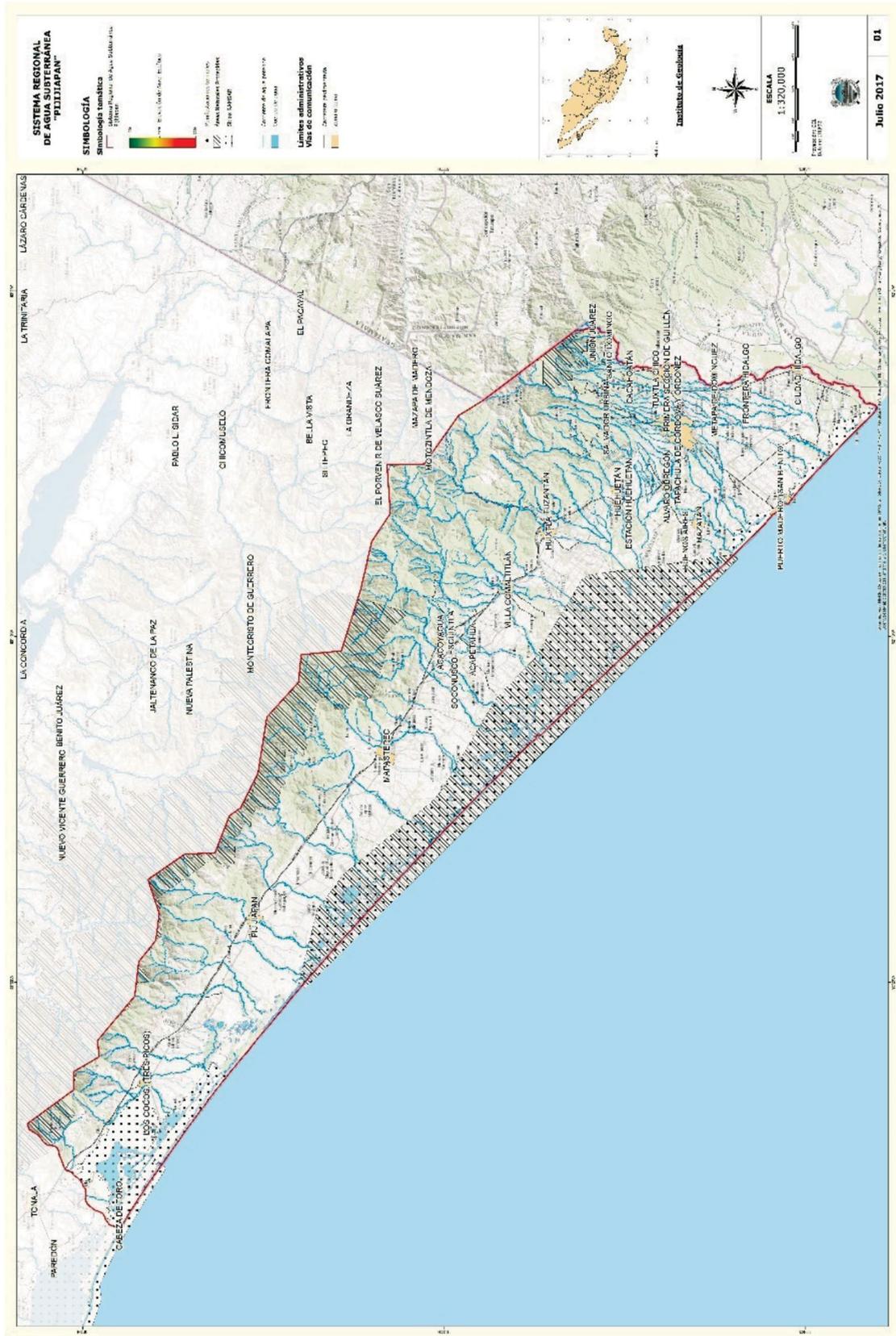


Figura 7.155. Localización del Sistema del Pijijiapan.

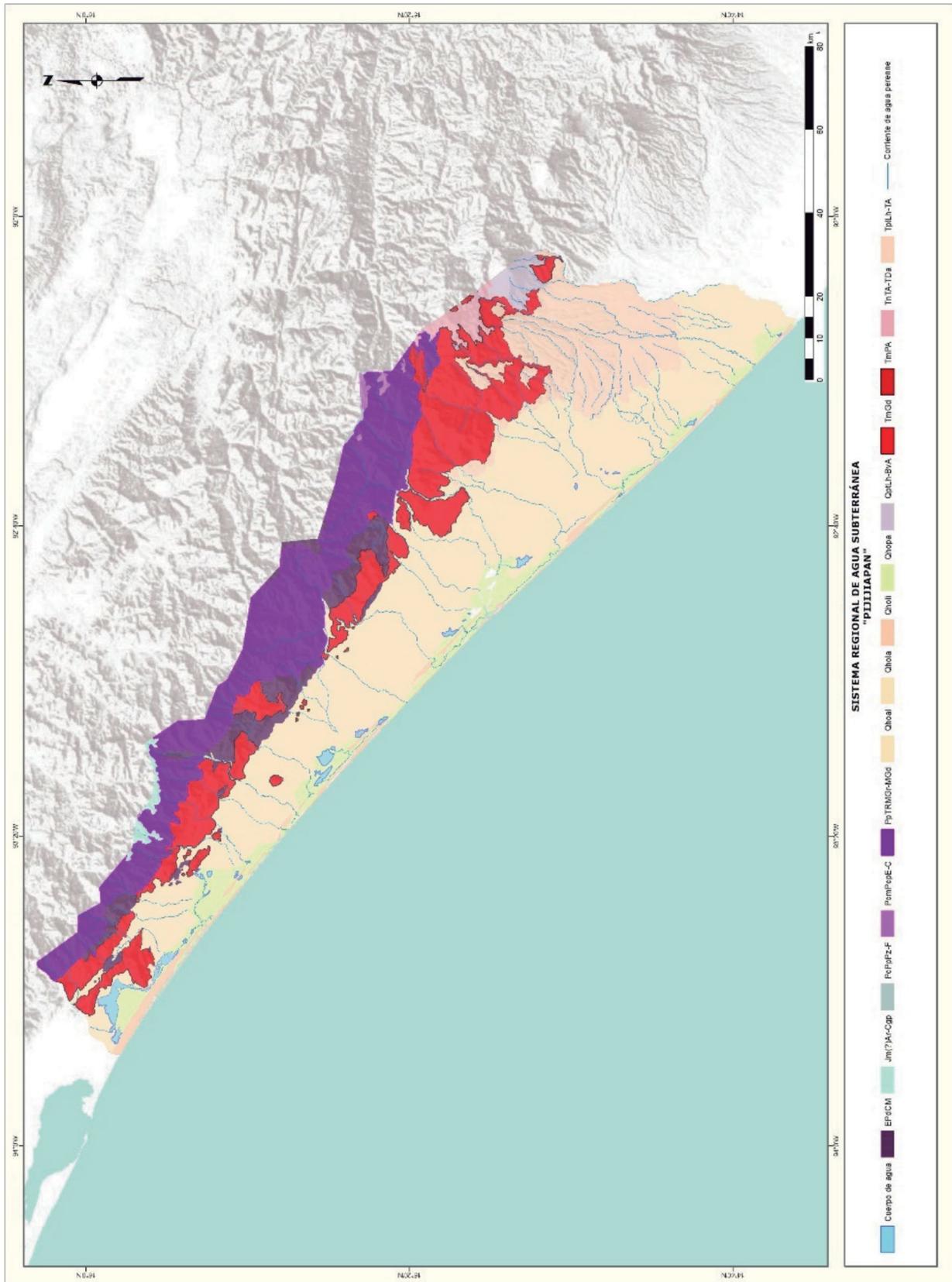


Figura 7.156. Geología del Sistema del Pijijiapan (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).



Figura 7.157. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pijijiapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

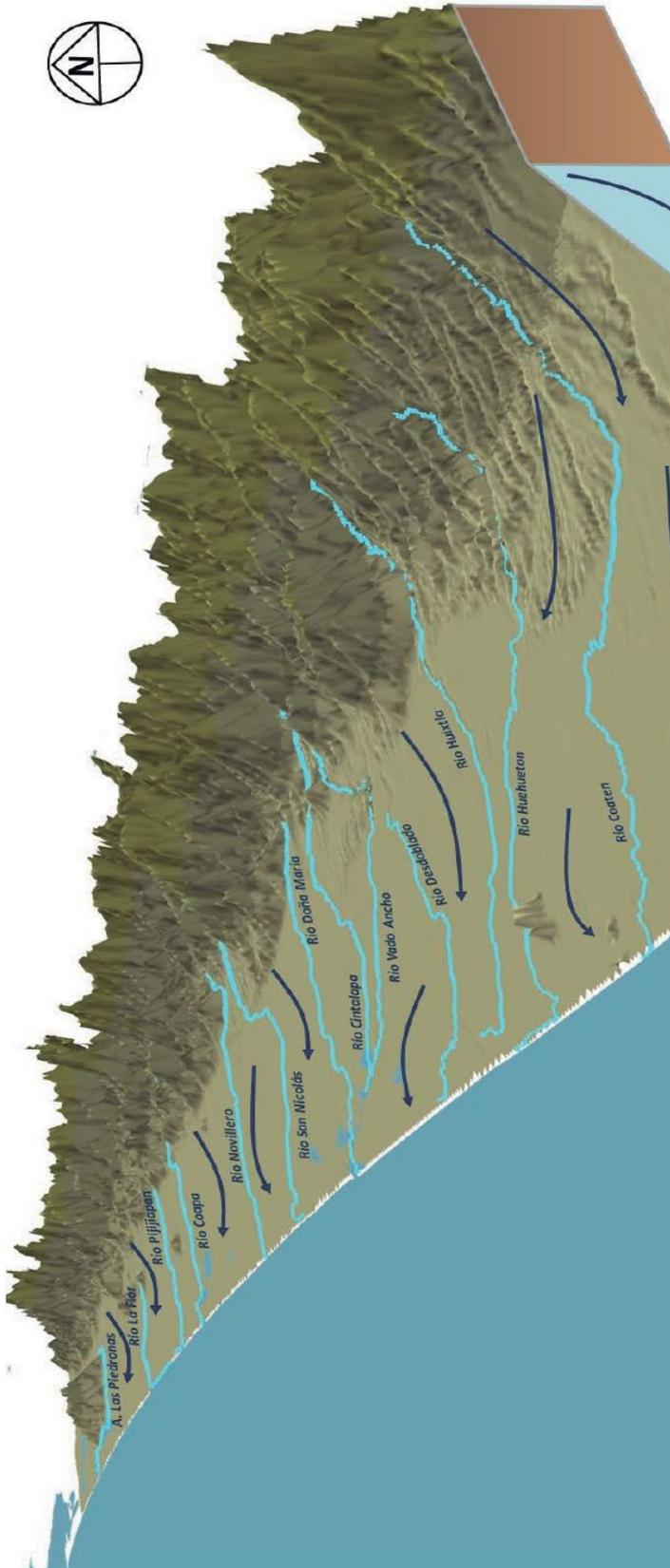


Figura 7.158. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pijijiapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

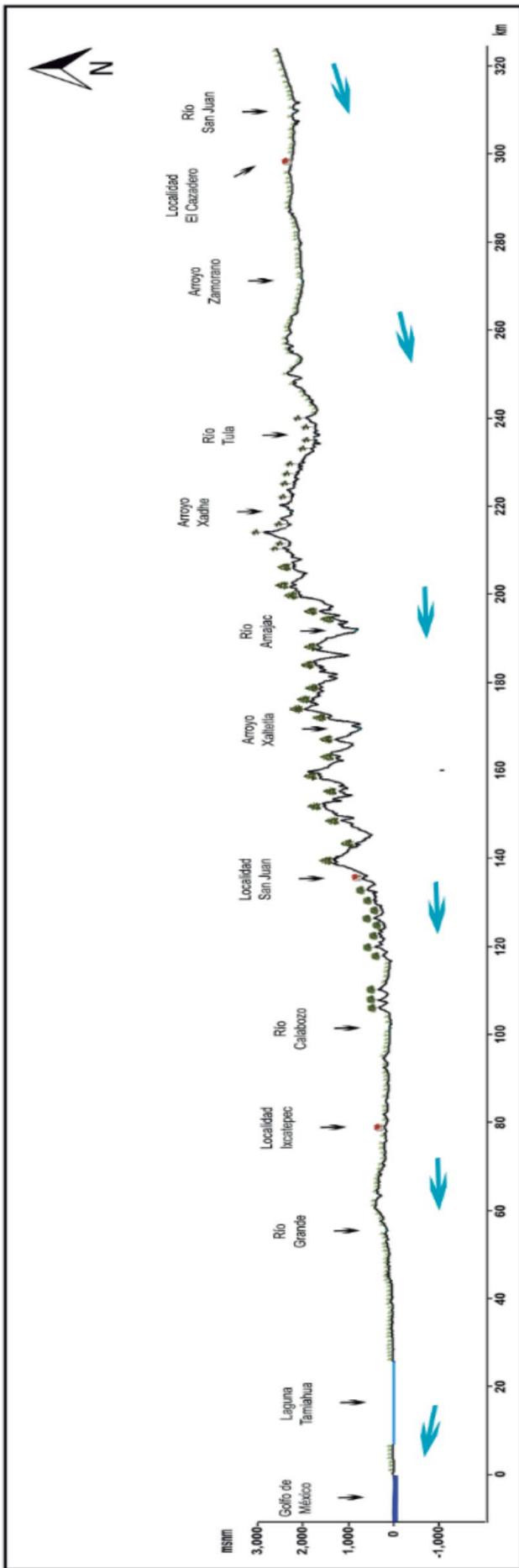


Figura 7.159. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pijijiapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.162. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yucatán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.163. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yucatán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

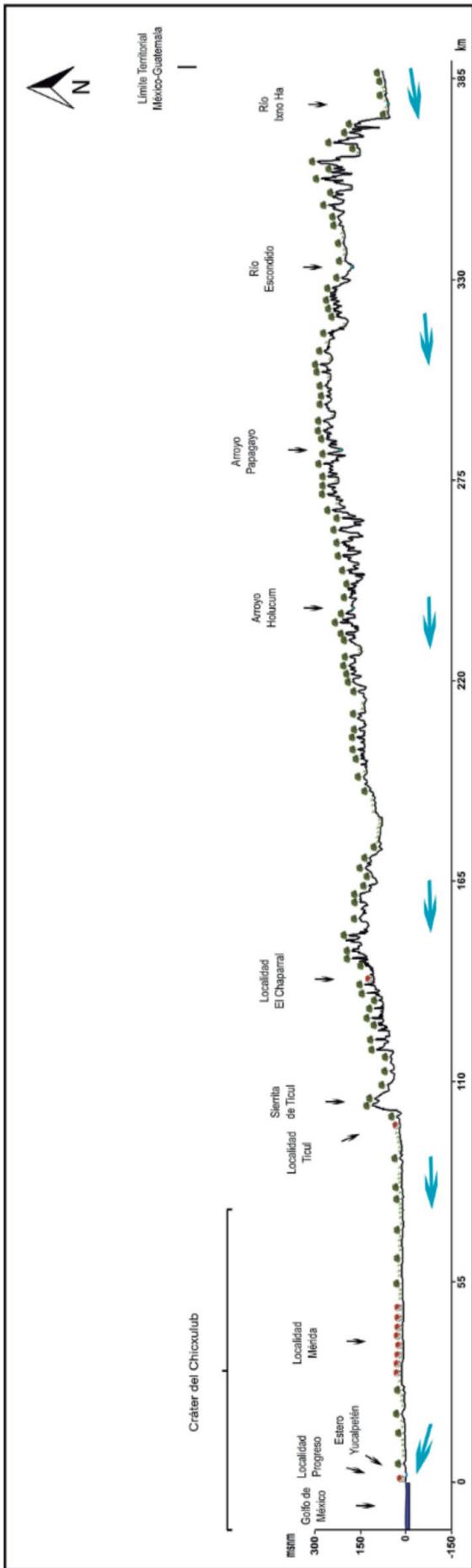


Figura 7.164. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yucatán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.34. Sistema Pichilingue

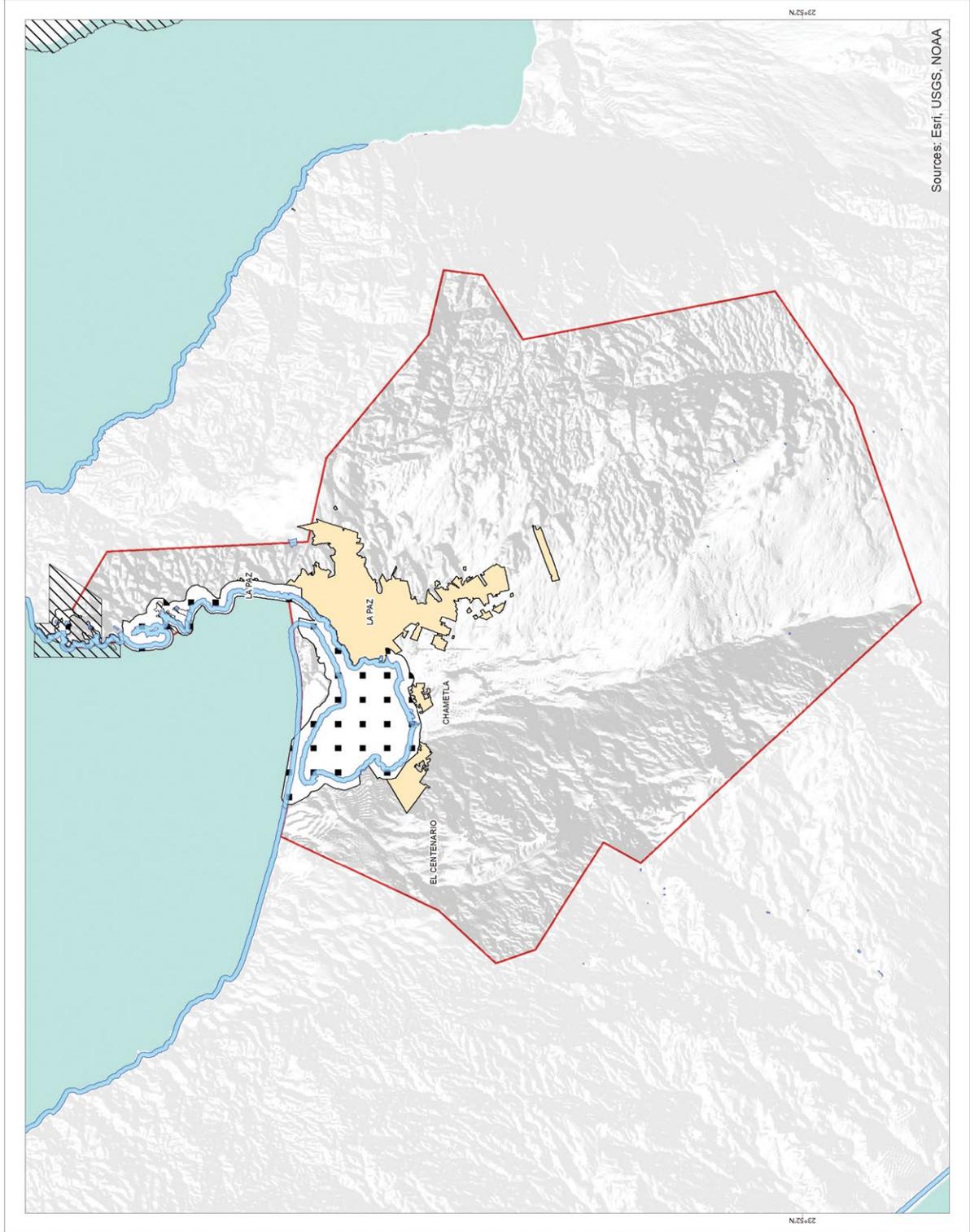


Figura 7.165.
Localización del Sistema
Pichilingue.

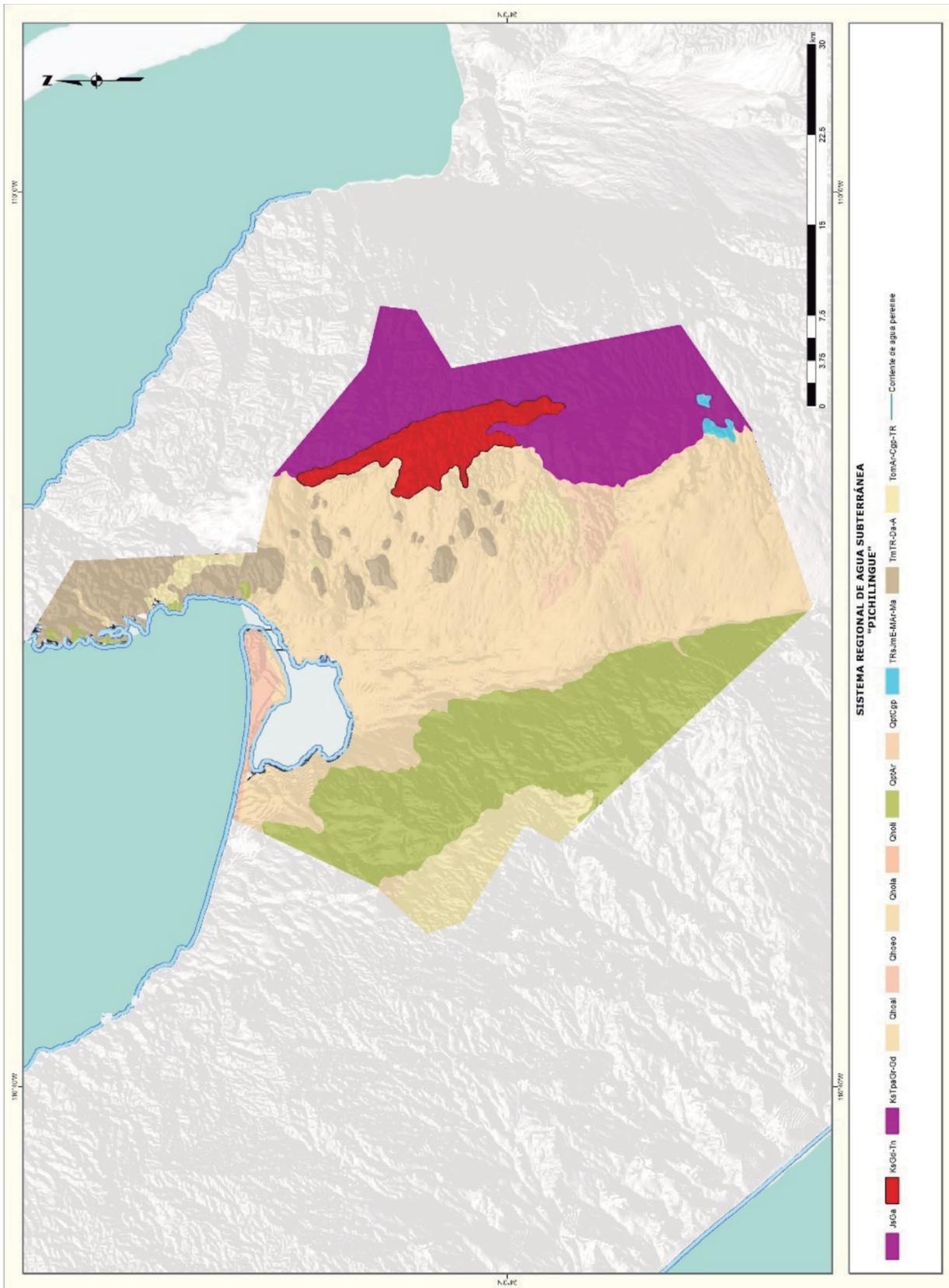


Figura 7.166. Geología del Sistema del Pichilingue (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).

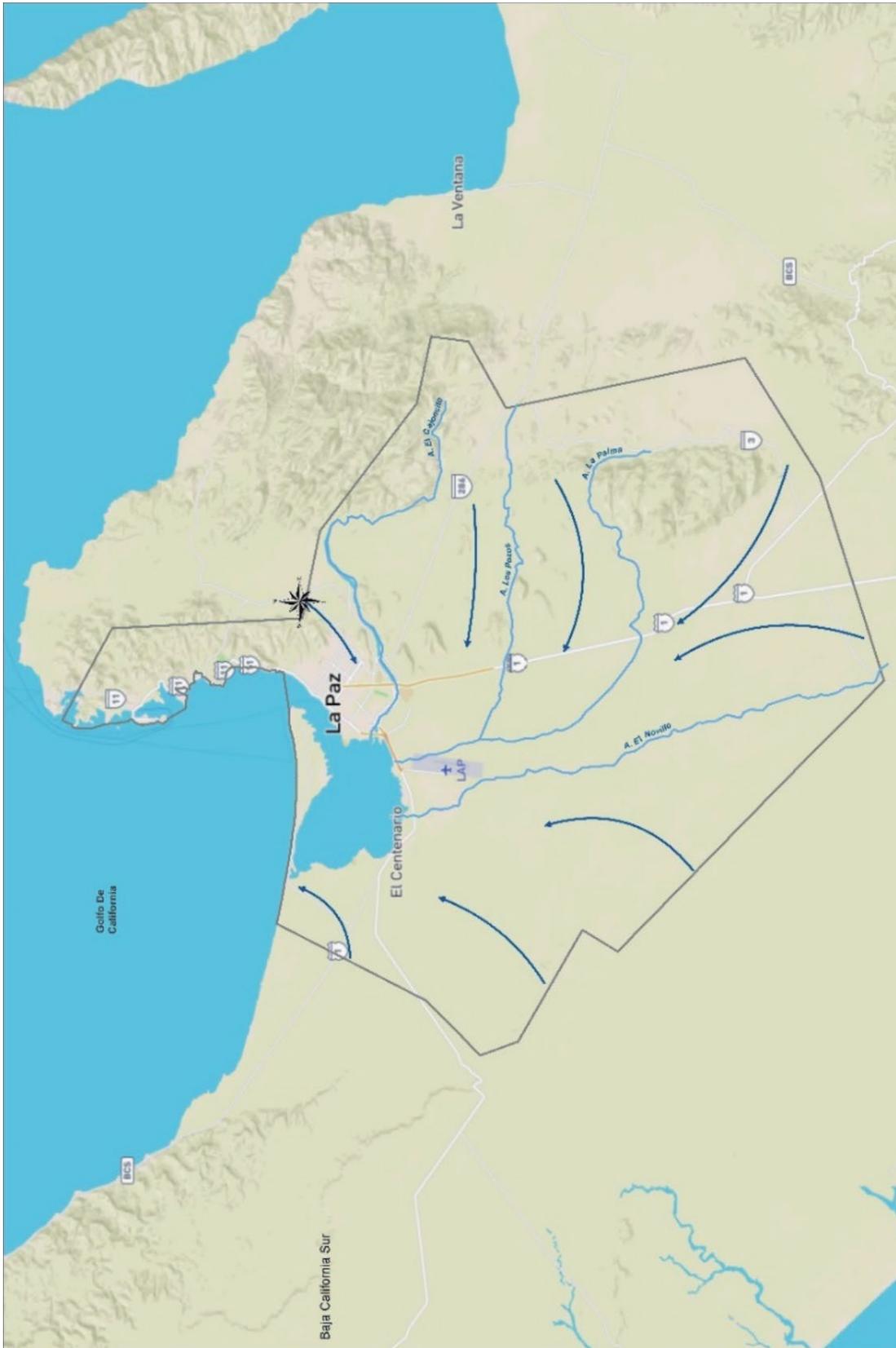


Figura 7.167. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pichilingue (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

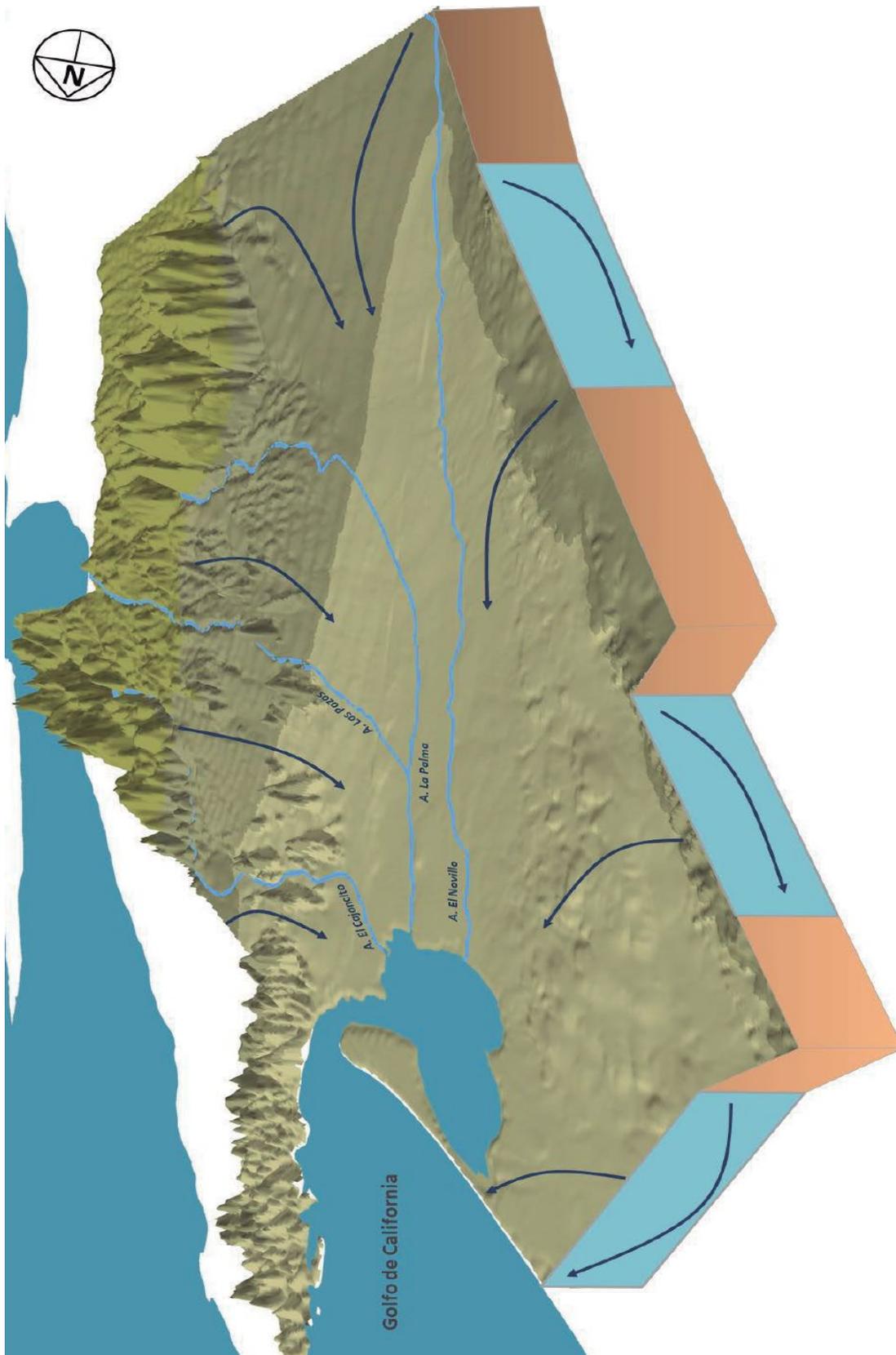


Figura 7.168. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pichilingue (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

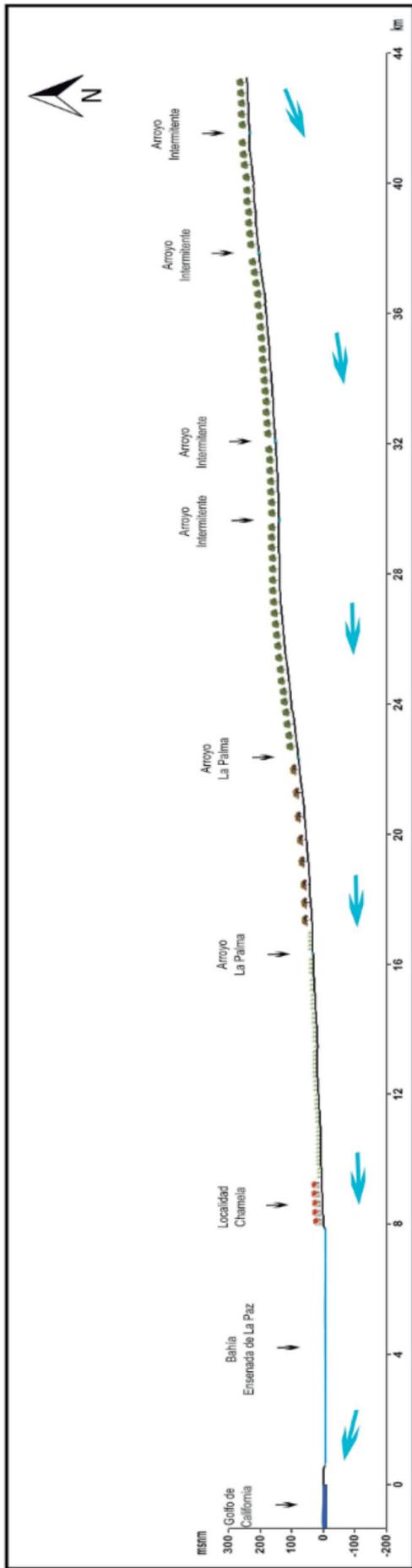


Figura 7.169. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pichilingue (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.35. Sistema Punta Prieta

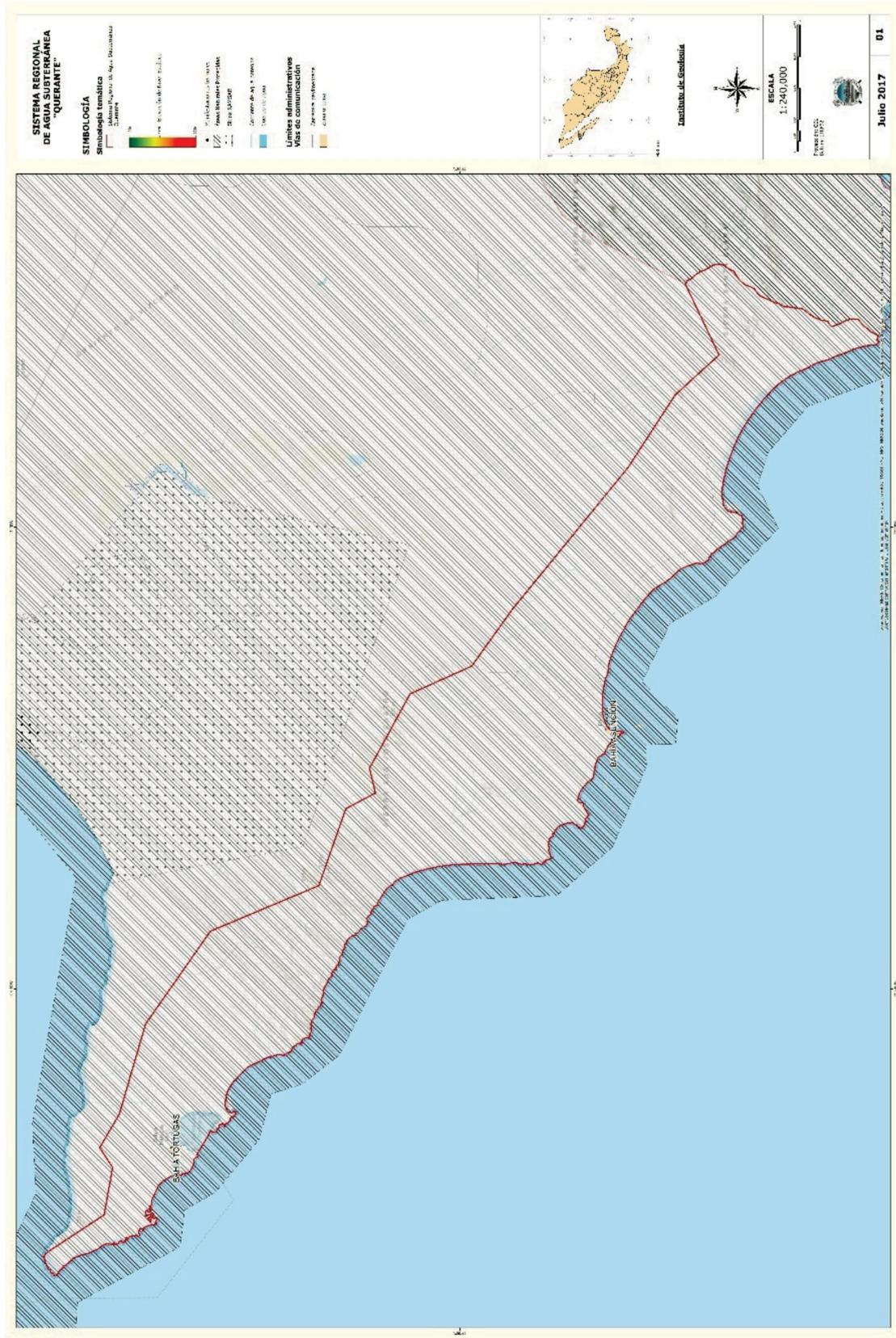


Figura 7.170. Localización del Sistema Punta Prieta.



Figura 7.172. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Punta Prieta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.173. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Punta Prieta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

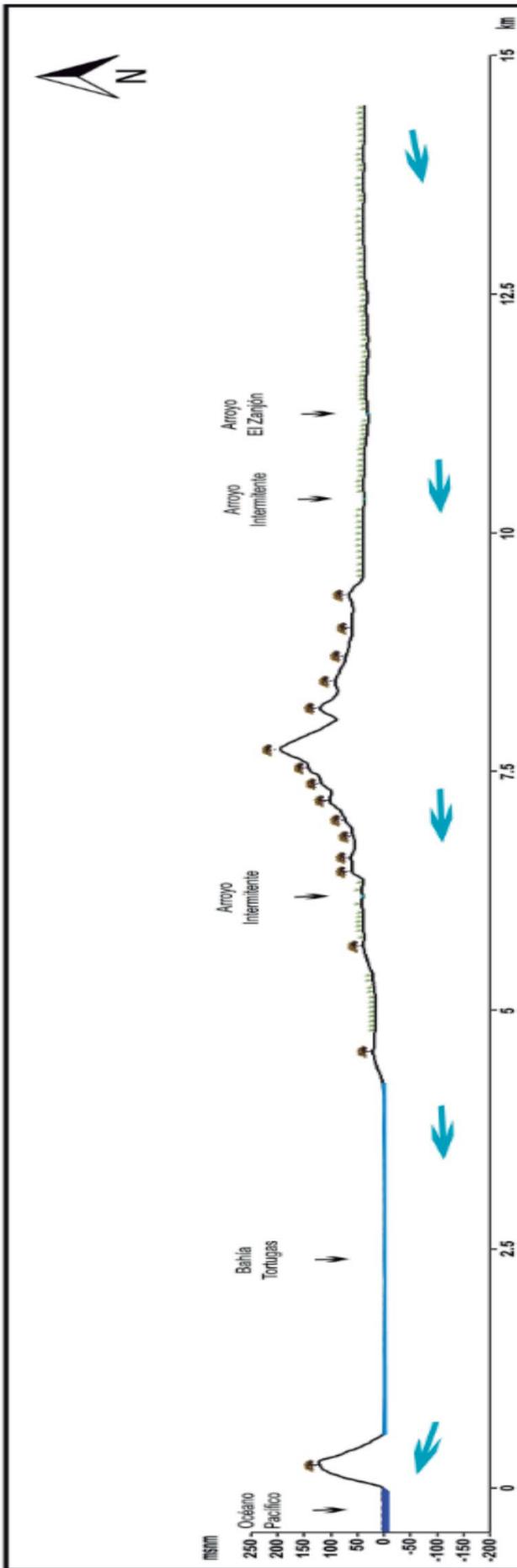


Figura 7.174. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Punta Prieta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.177. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Querante (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.178. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Querante (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

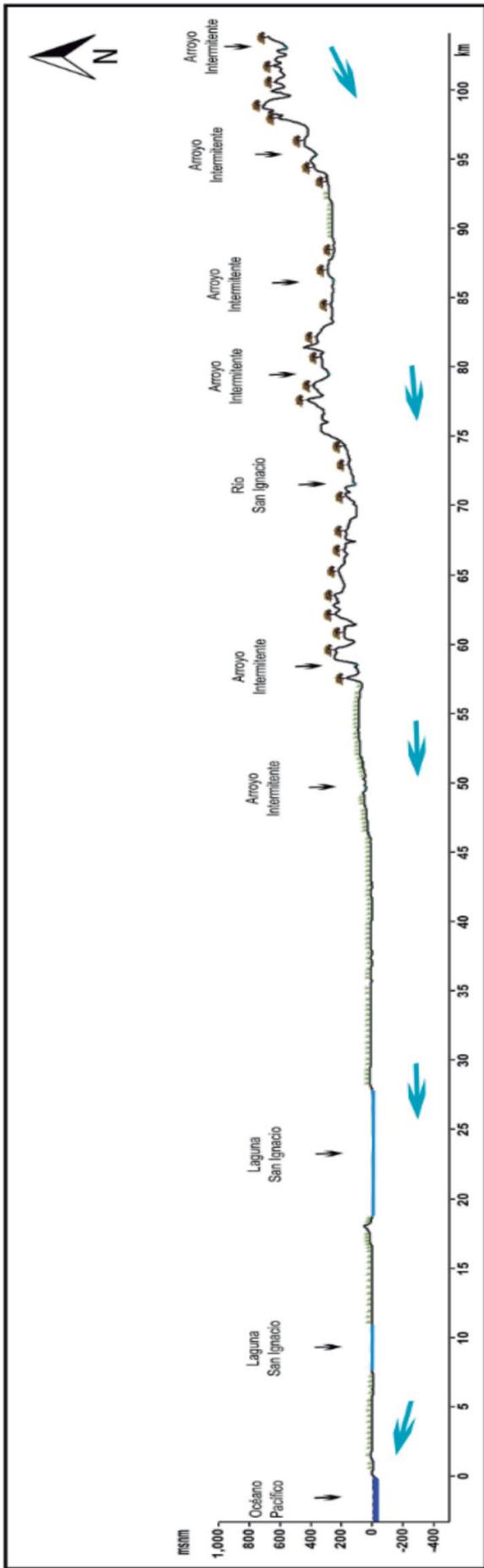


Figura 7.179. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Querante (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.182. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojo deliebre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

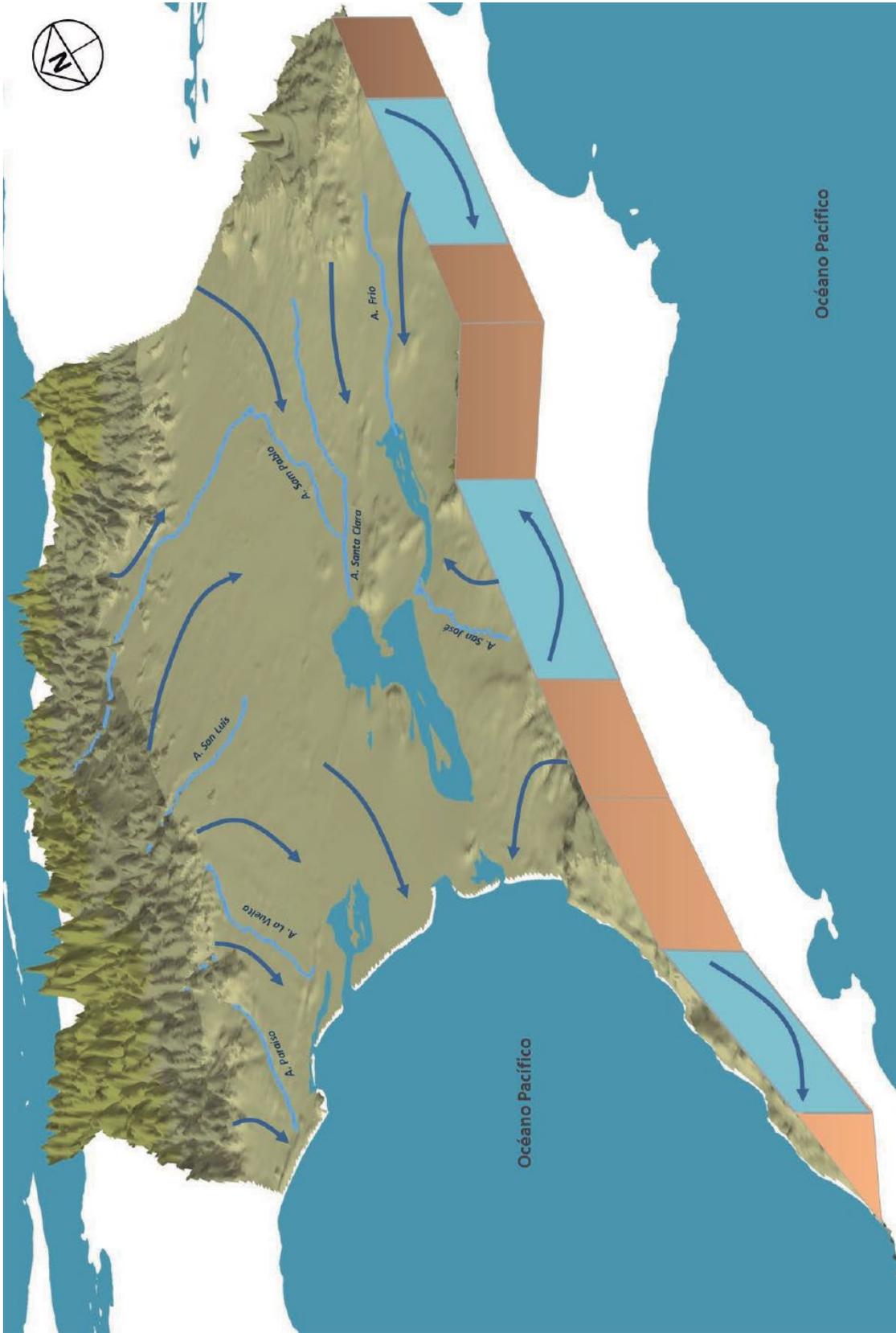


Figura 7.183. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojo de Liebre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

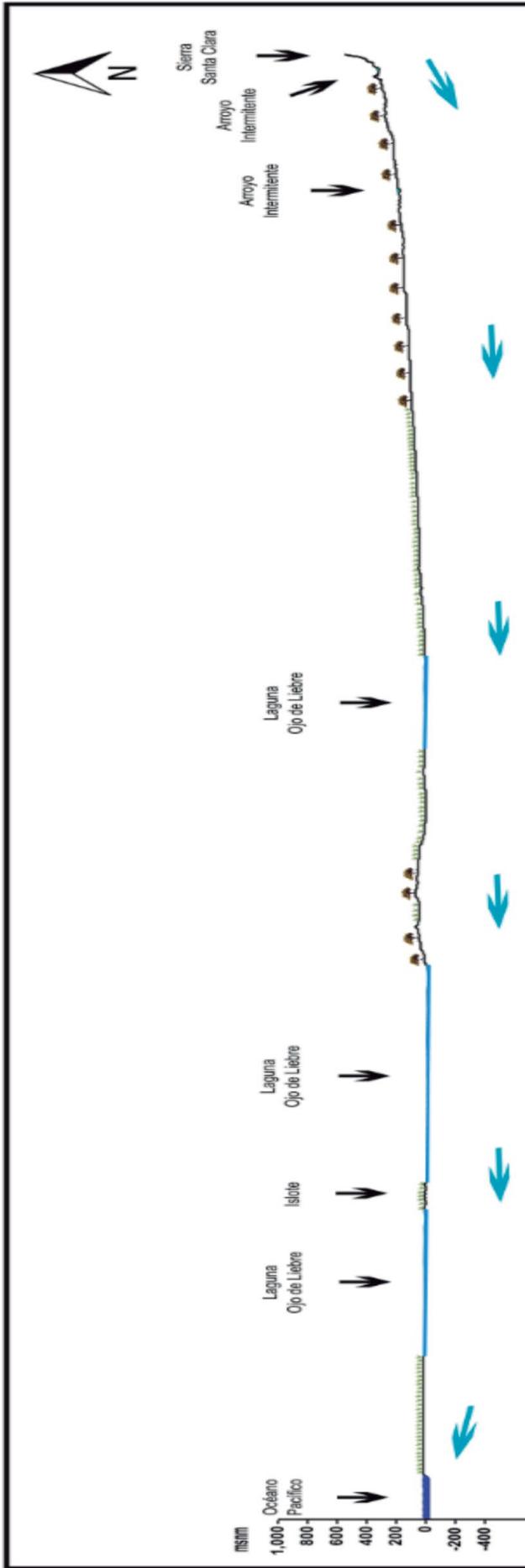


Figura 7.184. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojo de Liebre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

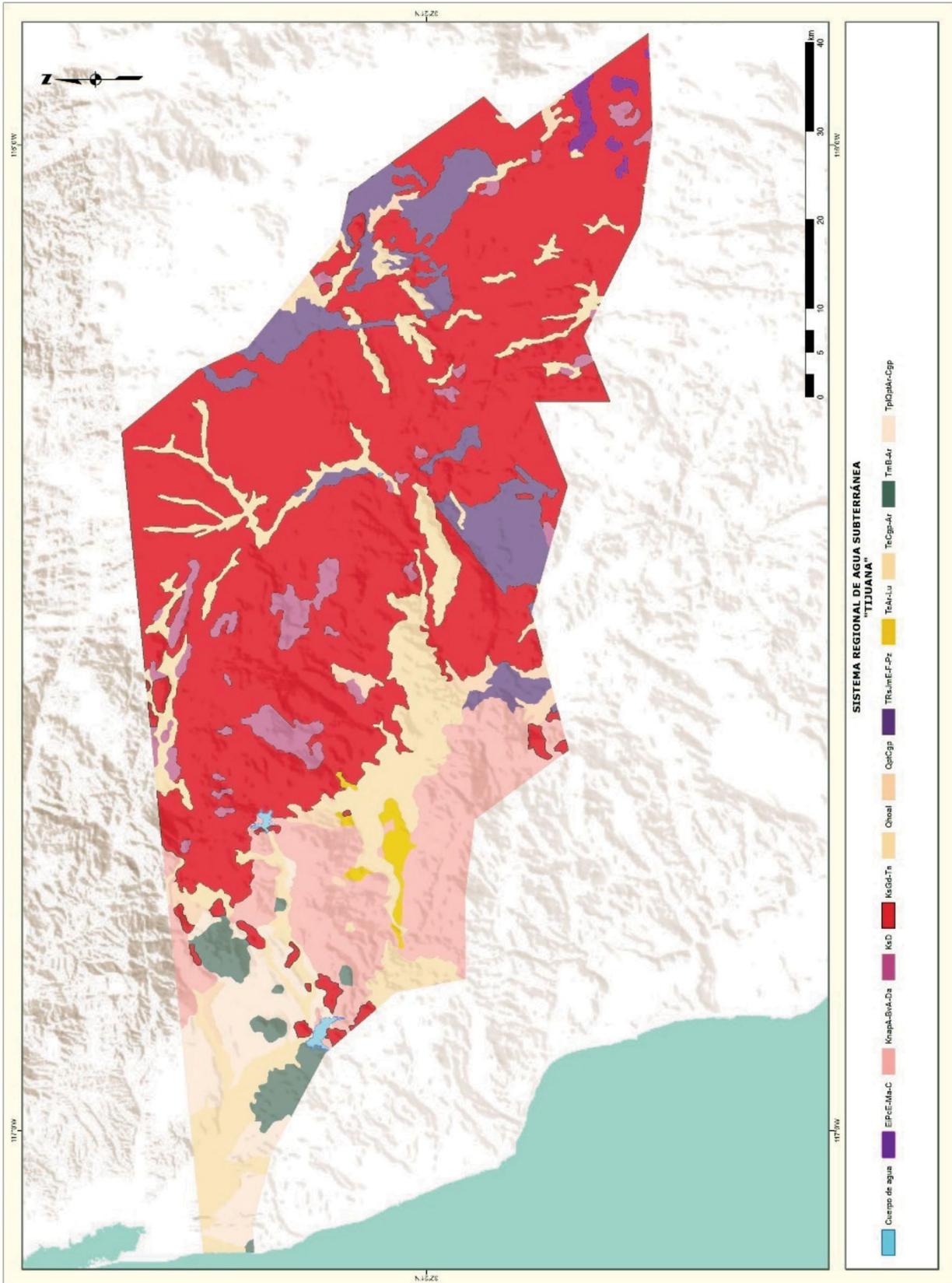


Figura 7.186. Geología del Sistema Tijuana (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).



Figura 7.187. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tijuana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

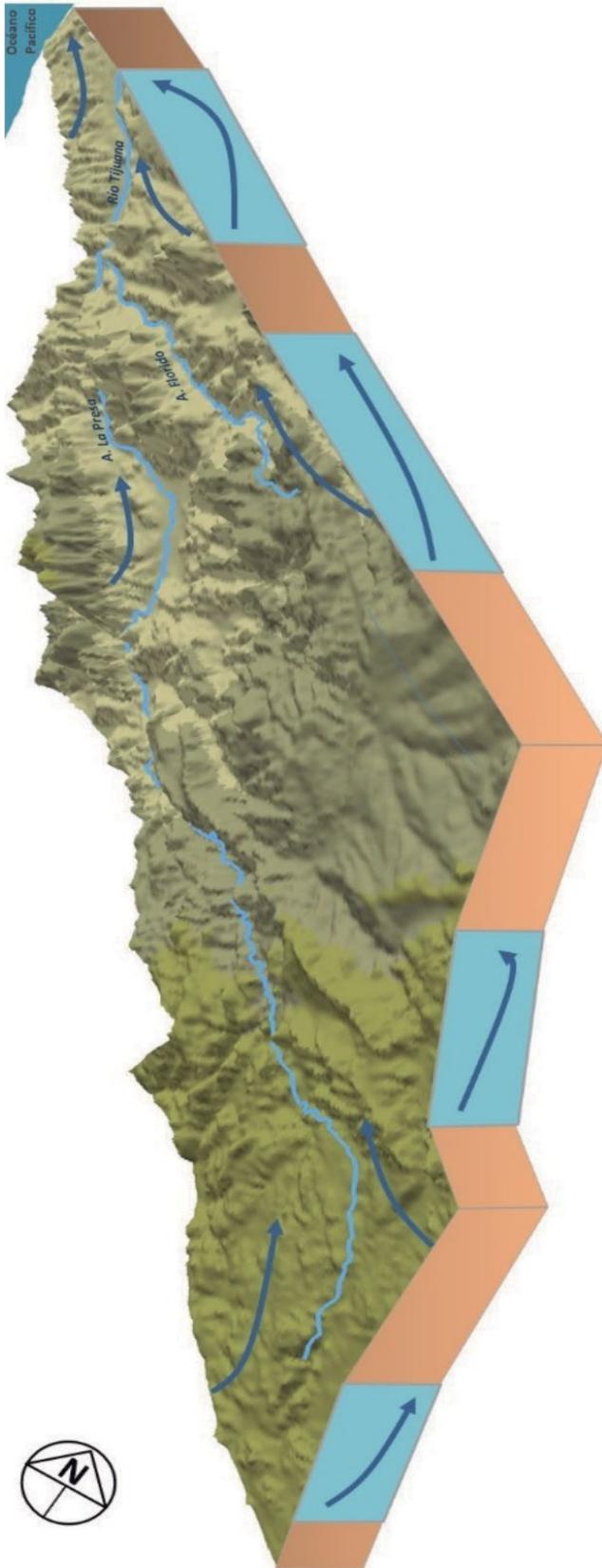


Figura 7.188.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea del
 Sistema Tijuana
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,
 IMTA, UNAM).

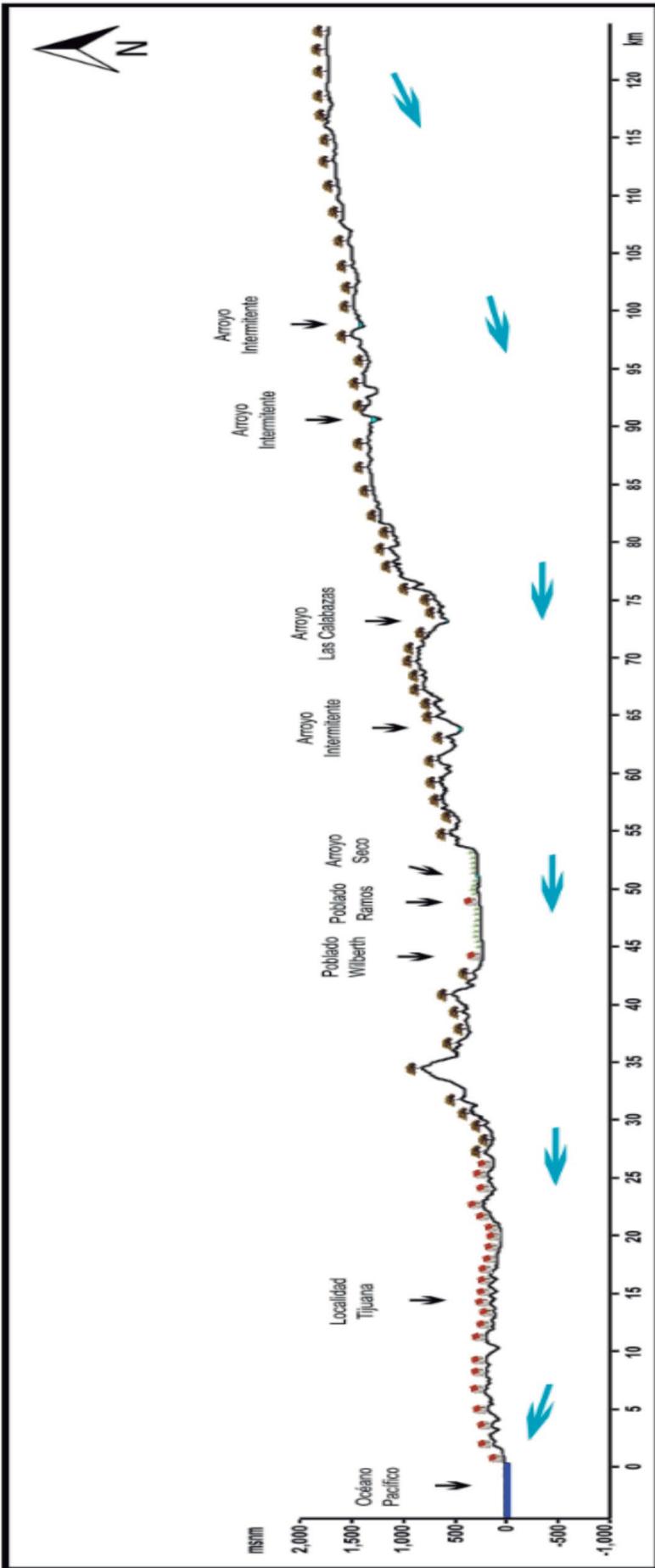


Figura 7.189. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tijuana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.39. Sistema Rosarito

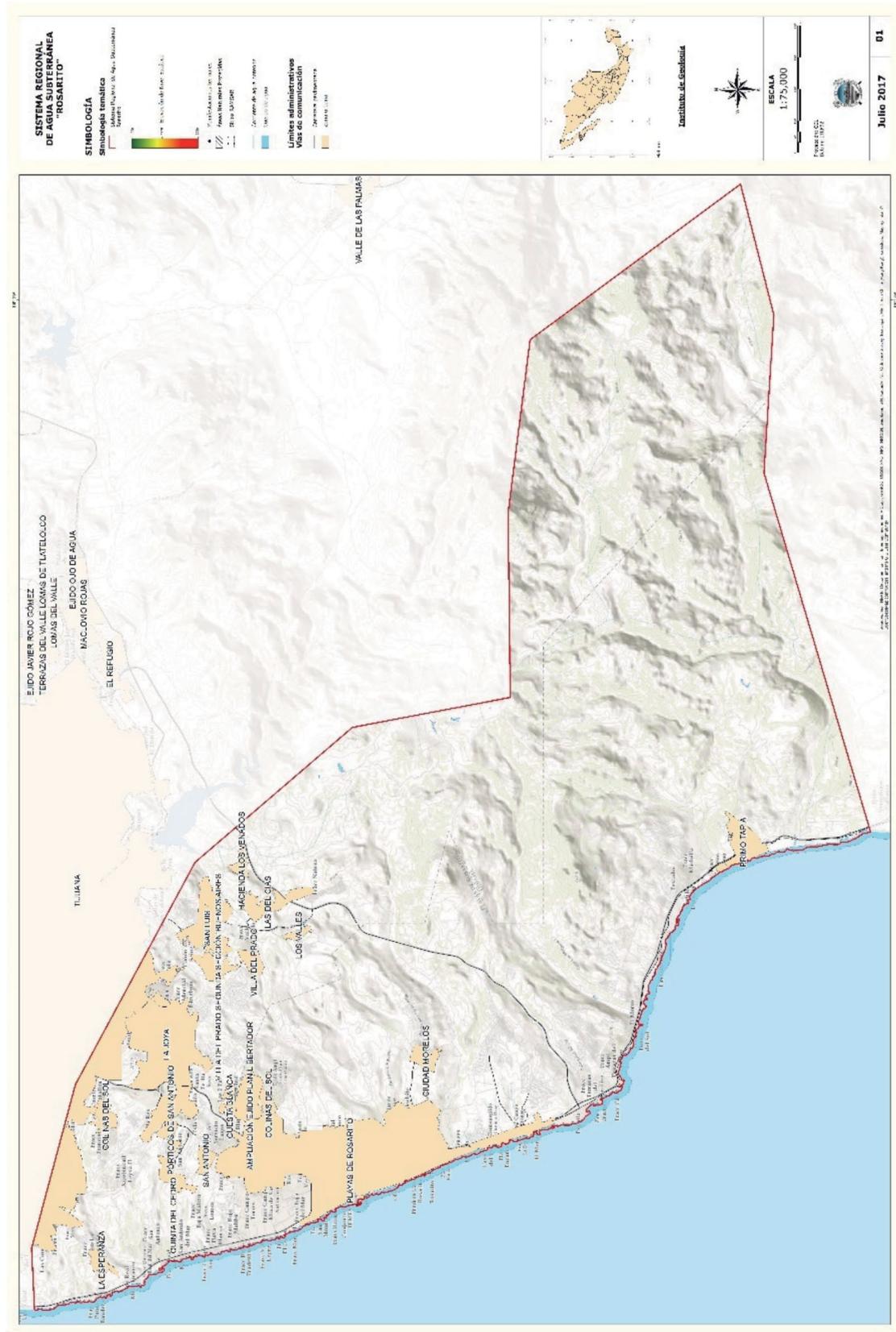


Figura 7.190. Localización del Sistema Rosarito.

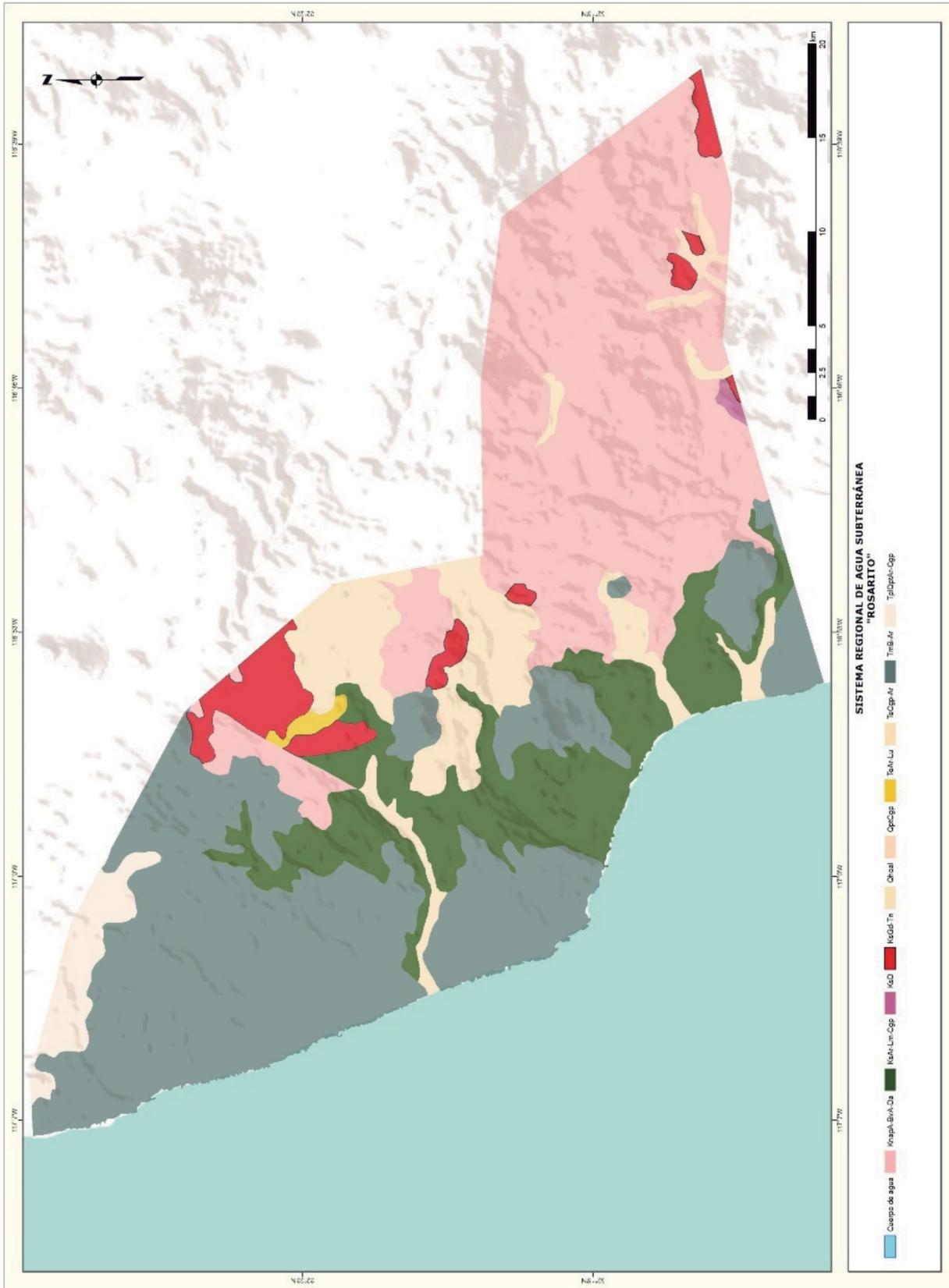


Figura 7.191. Geología del Sistema Rosarito (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).

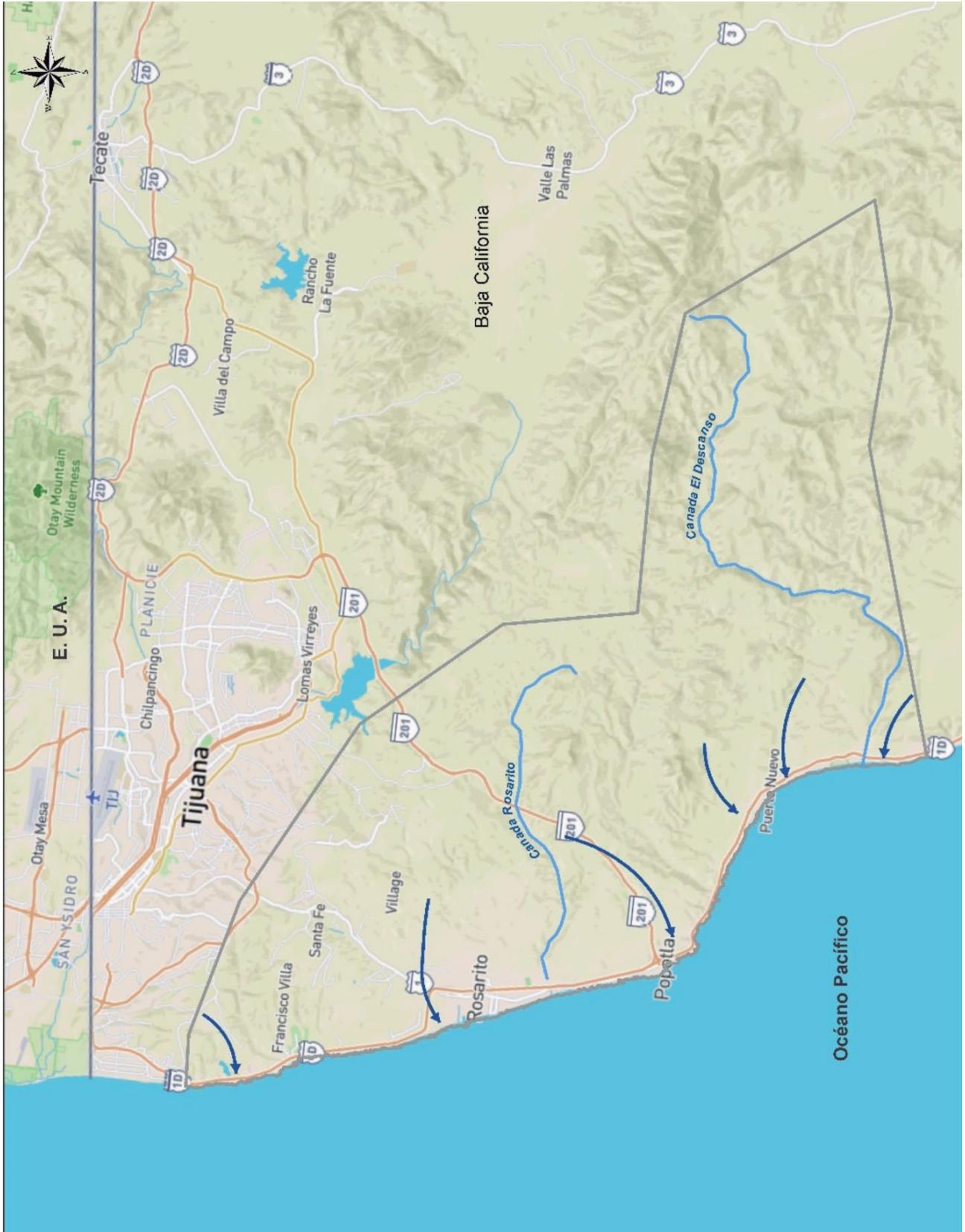


Figura 7.192. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Rosarito (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

Figura 7.193.
Bloque 3D y
esquema del
flujo de agua
subterránea del
Sistema Rosarito
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).



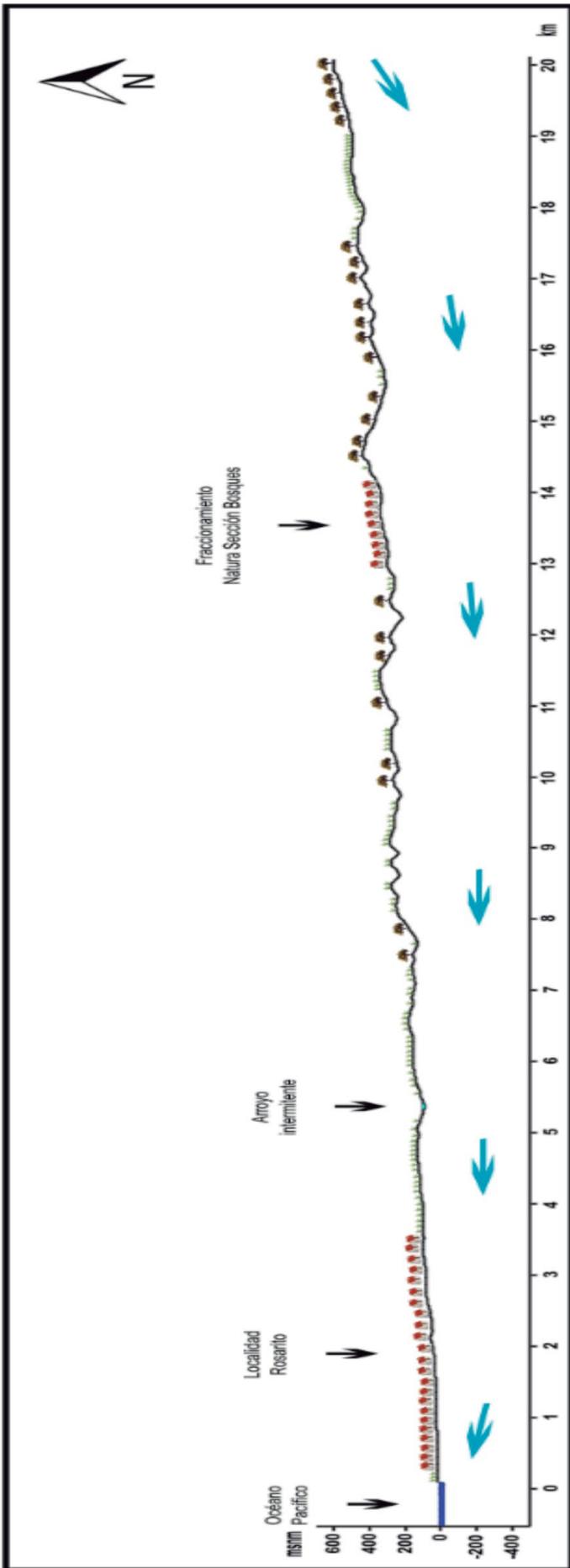


Figura 7.194. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Rosarito (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.40. Sistema Ojos Negros

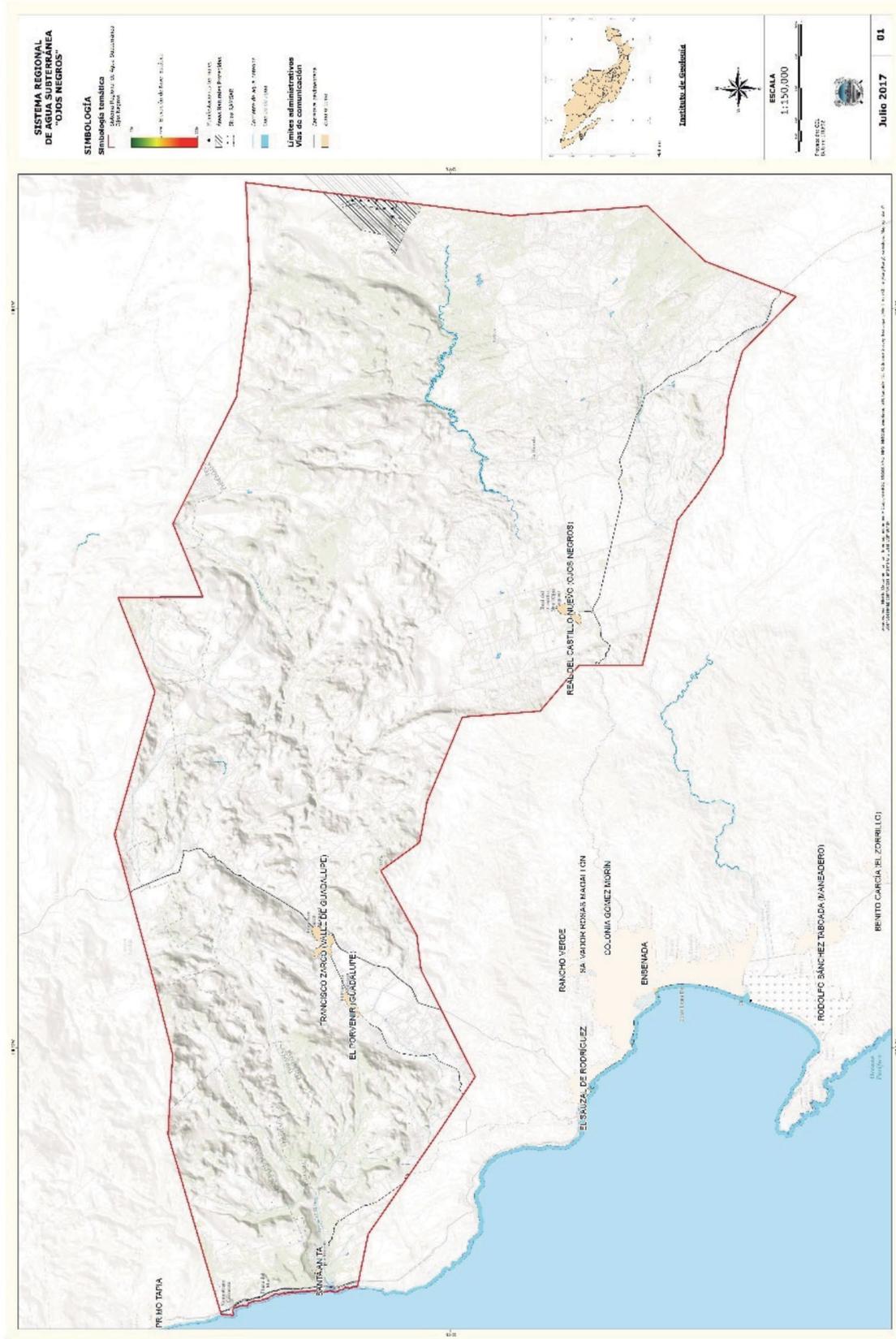


Figura 7.195. Localización del Sistema Ojos Negros.

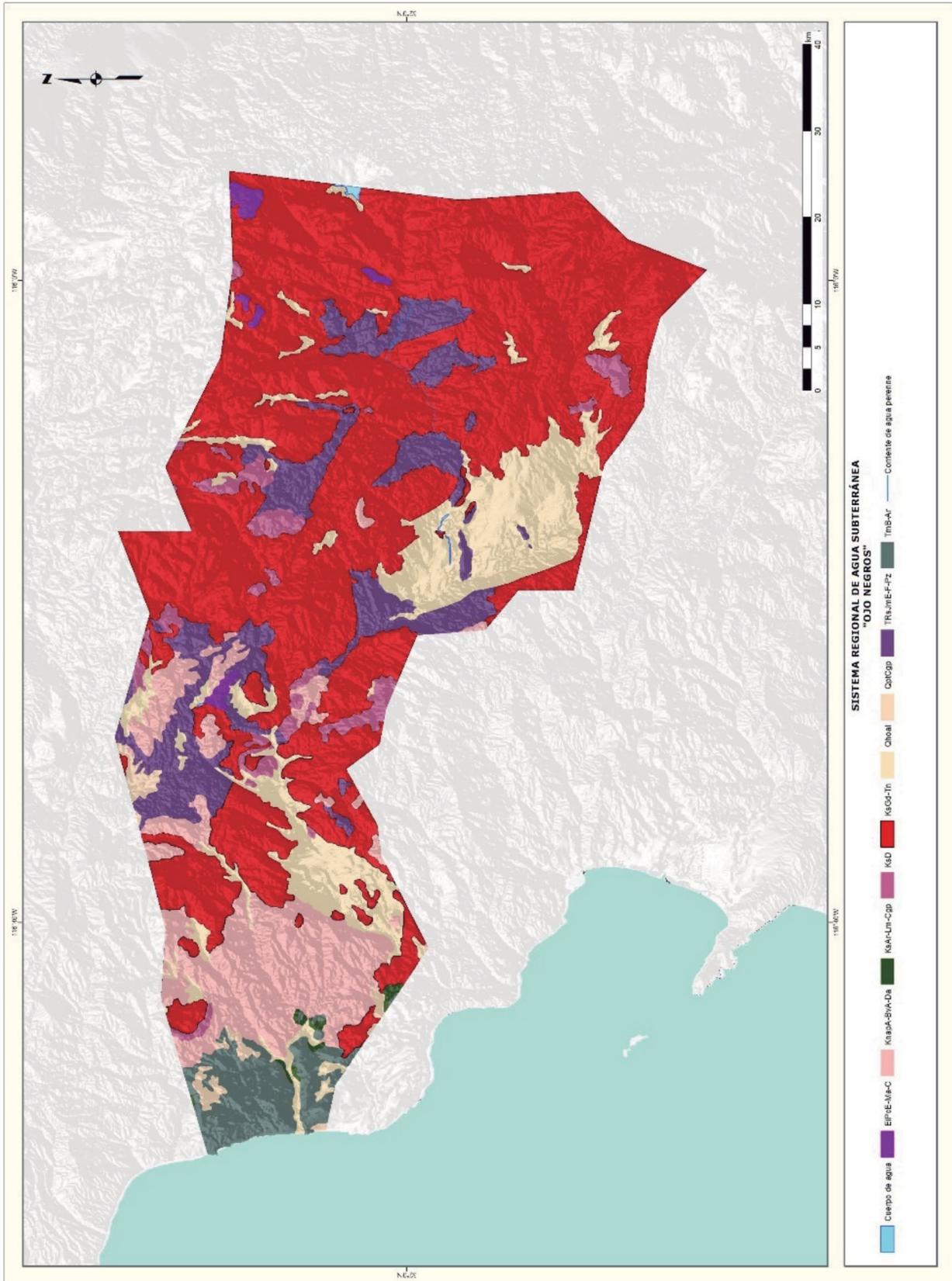


Figura 7.196. Geología del Sistema Ojos Negros (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).



Figura 7.197. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojos Negros (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

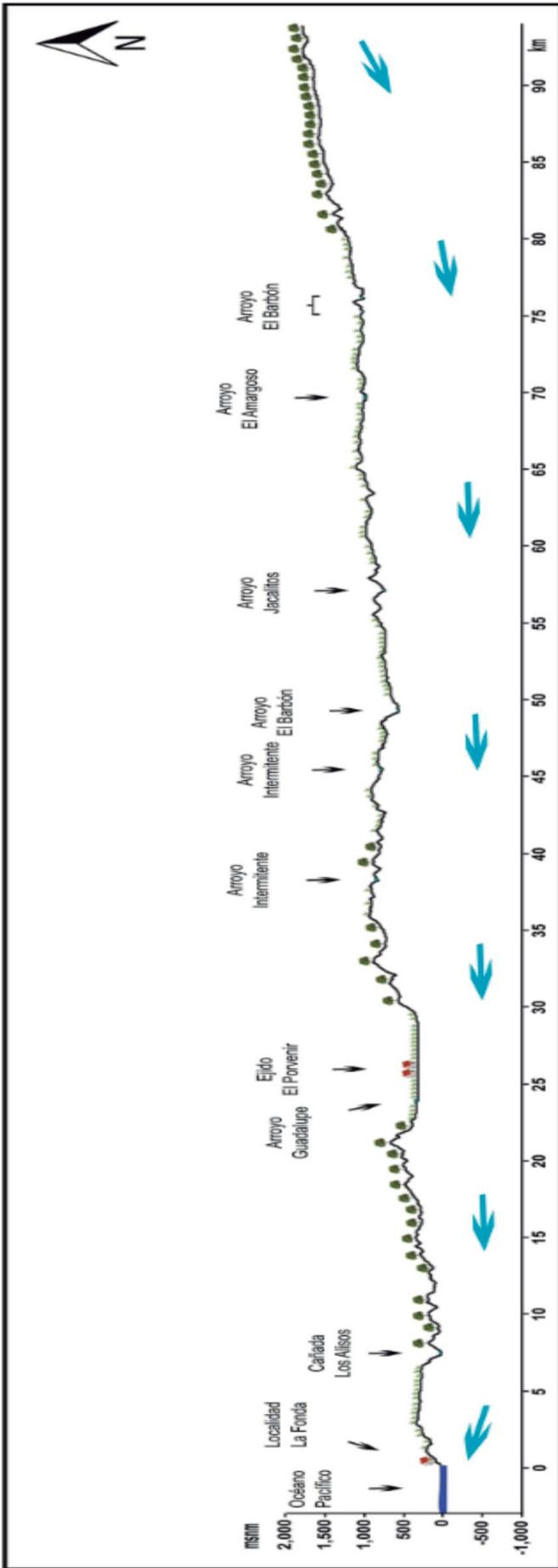


Figura 7.199. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojos Negros (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.41. Sistema Maneadero

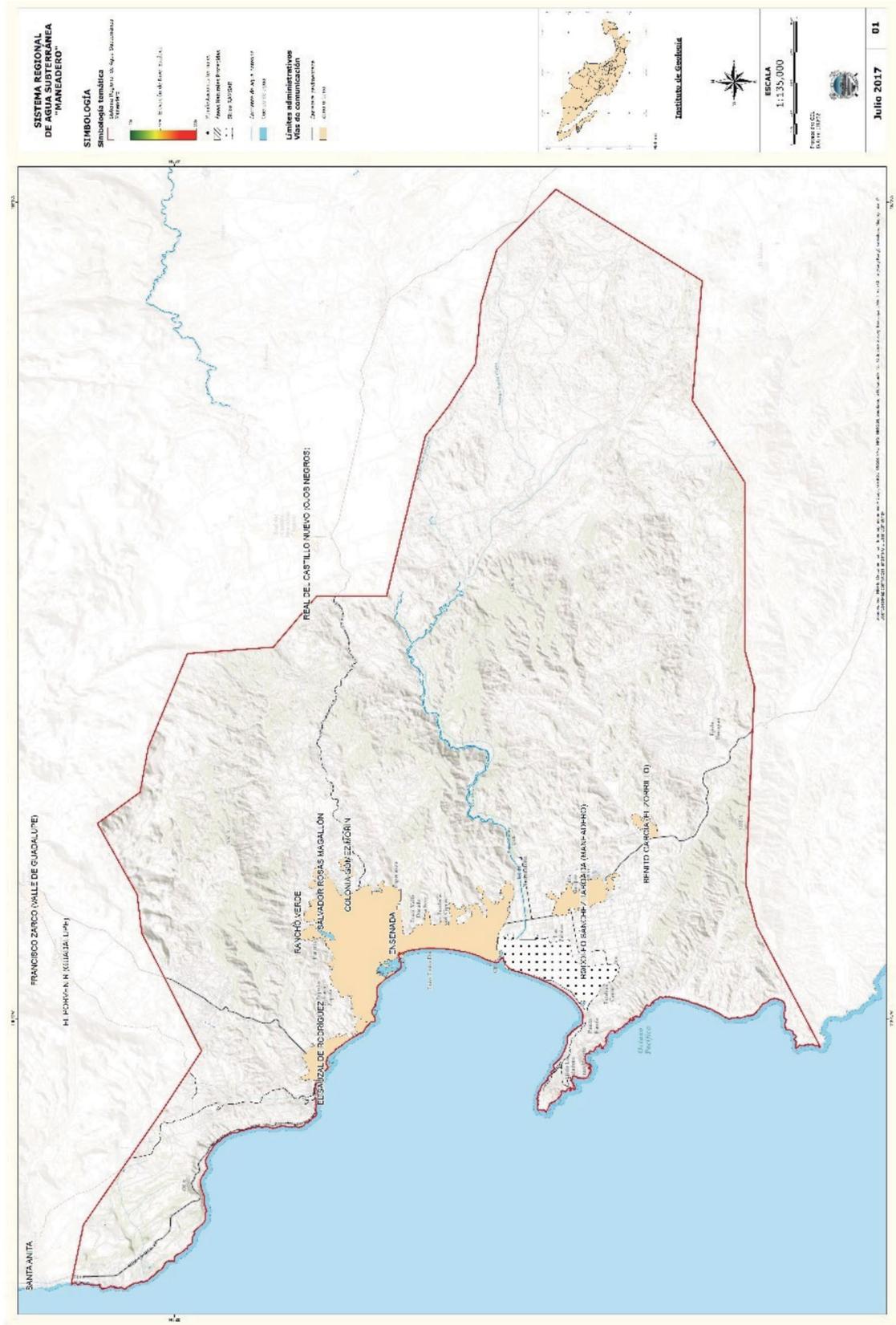


Figura 7.200. Localización del Sistema del Maneadero.

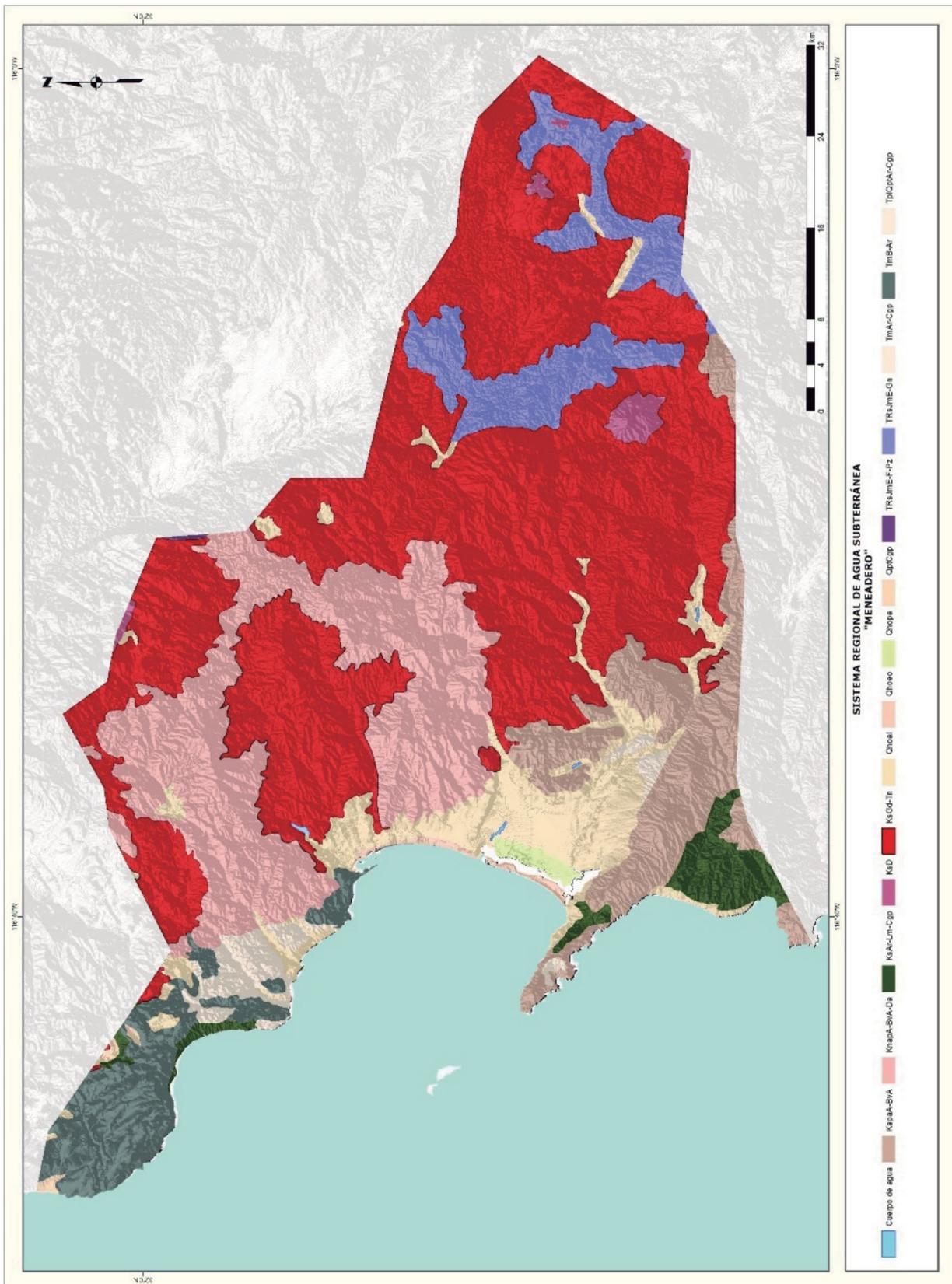


Figura 7.201.
Geología
del Sistema
Meneadero
(elaborado con
base en la carta
geológica escala
1:250,000 del
SGM).

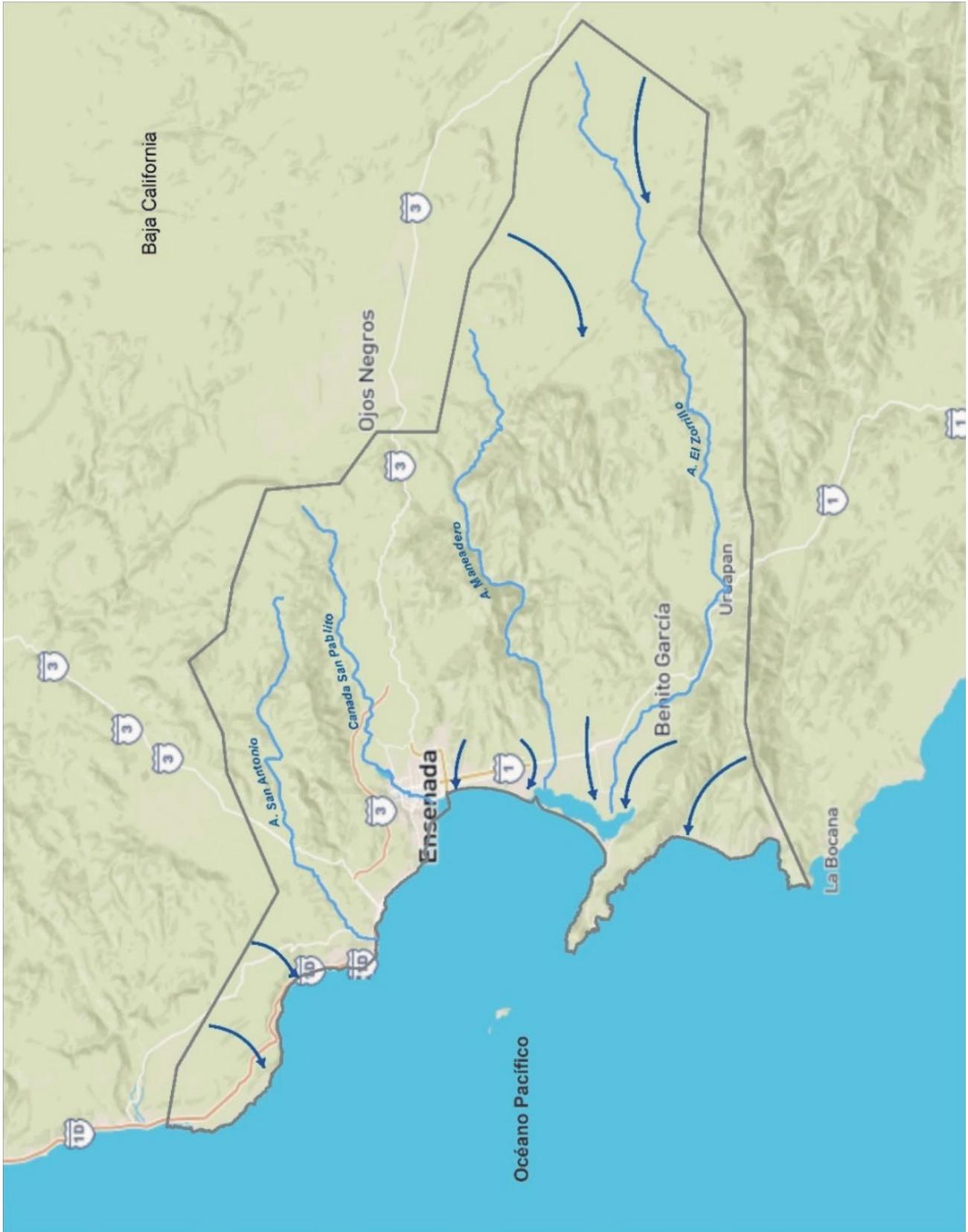


Figura 7.202. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Maneadero (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,



Figura 7.203. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Maneadero (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

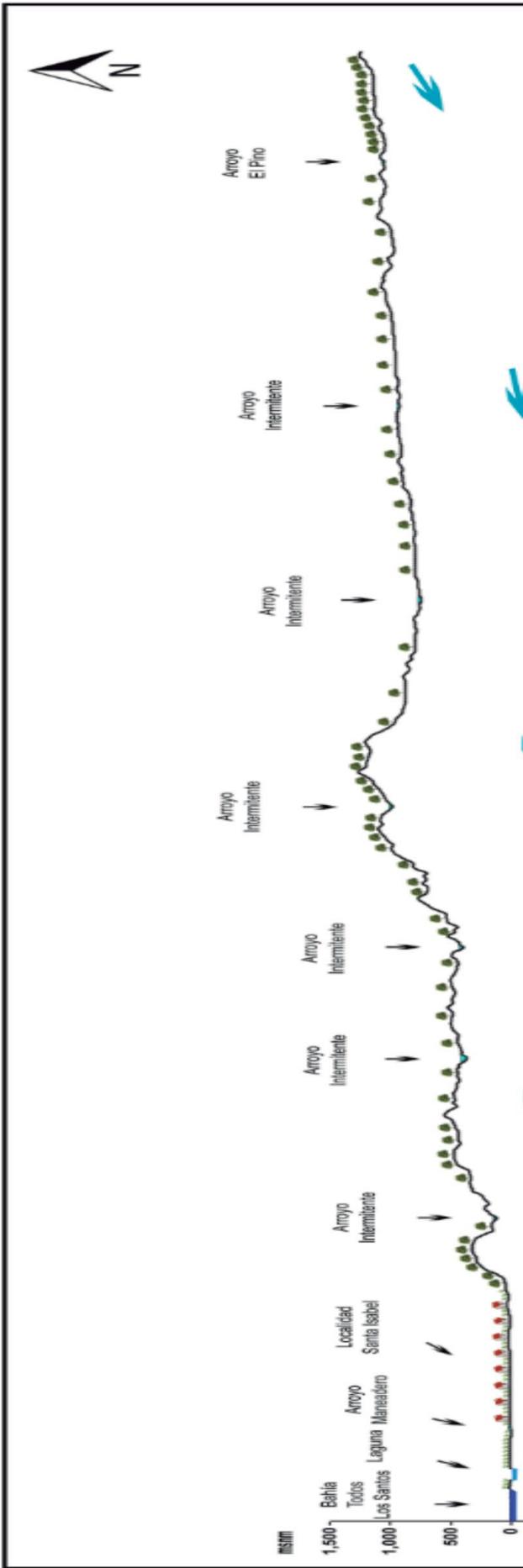


Figura 7.204. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Maneadero (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.42. Sistema Camalú

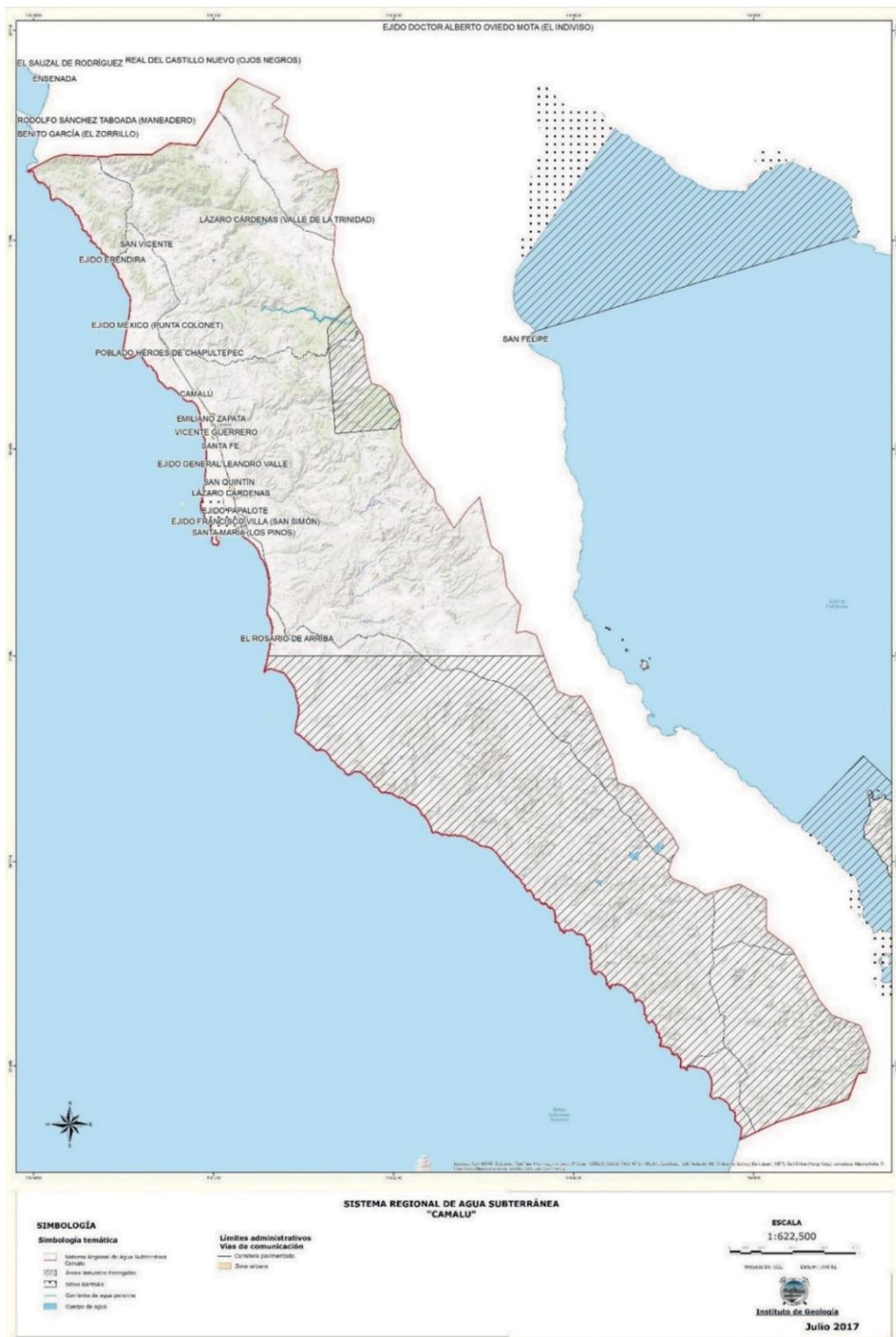


Figura 7.205. Localización del Sistema Camalú.

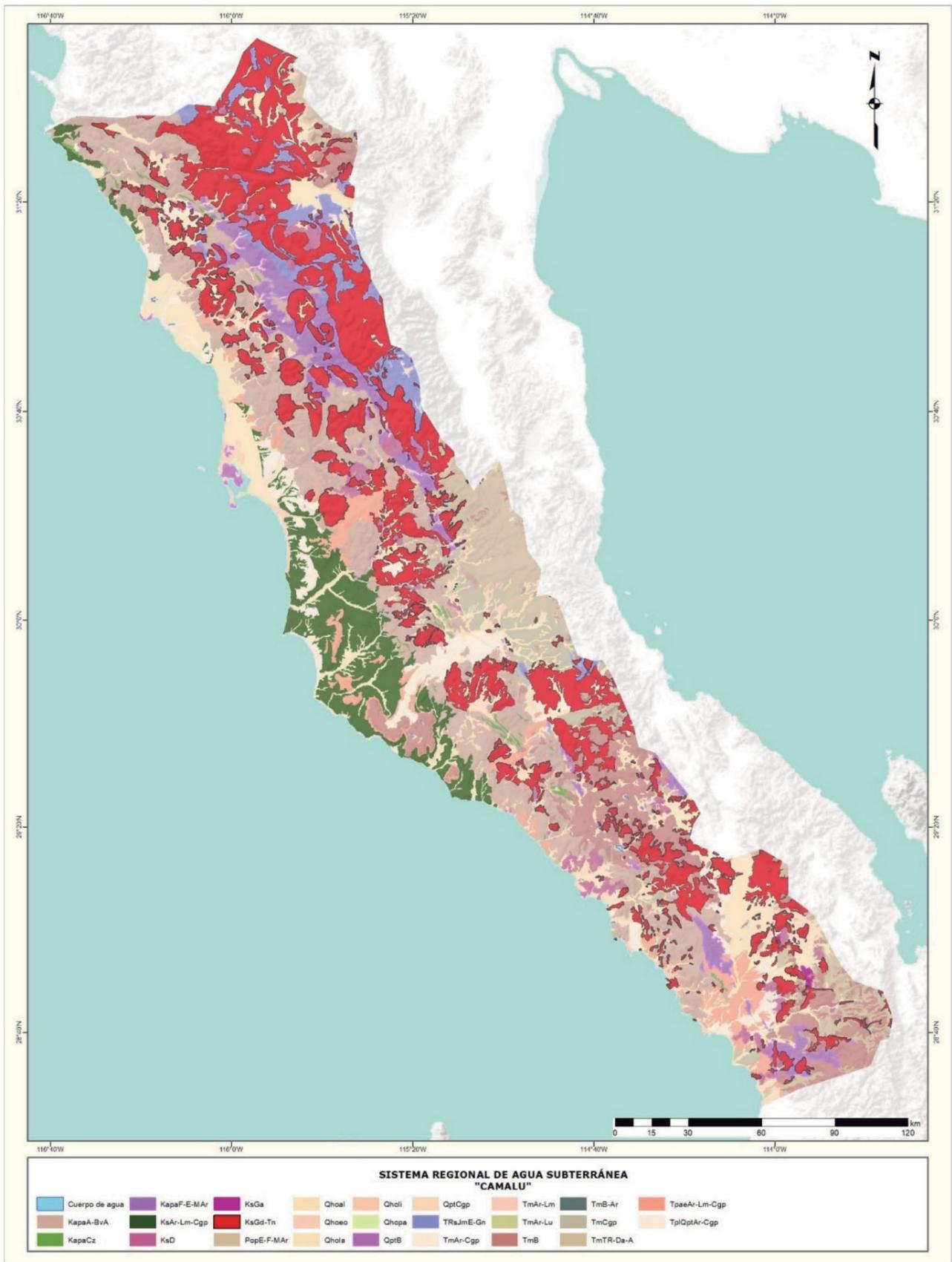


Figura 7.206. Geología del Sistema Camalú (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).



Figura 7.207. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Camalú (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

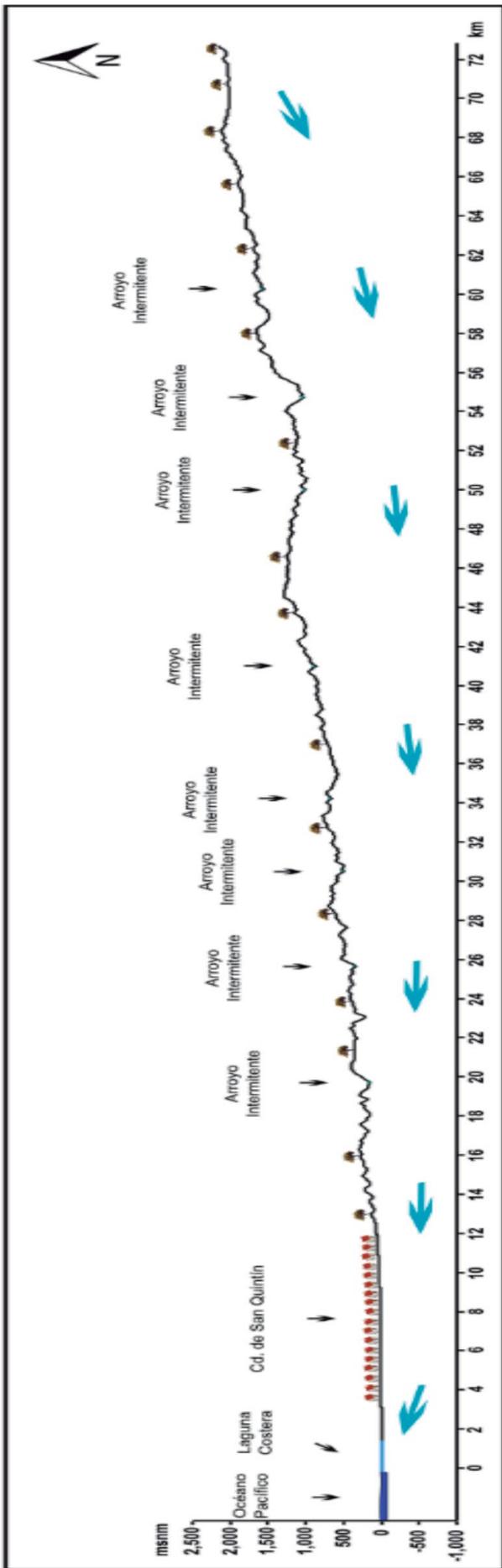


Figura 7.209. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Camalú (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.43. Sistema Mulegé

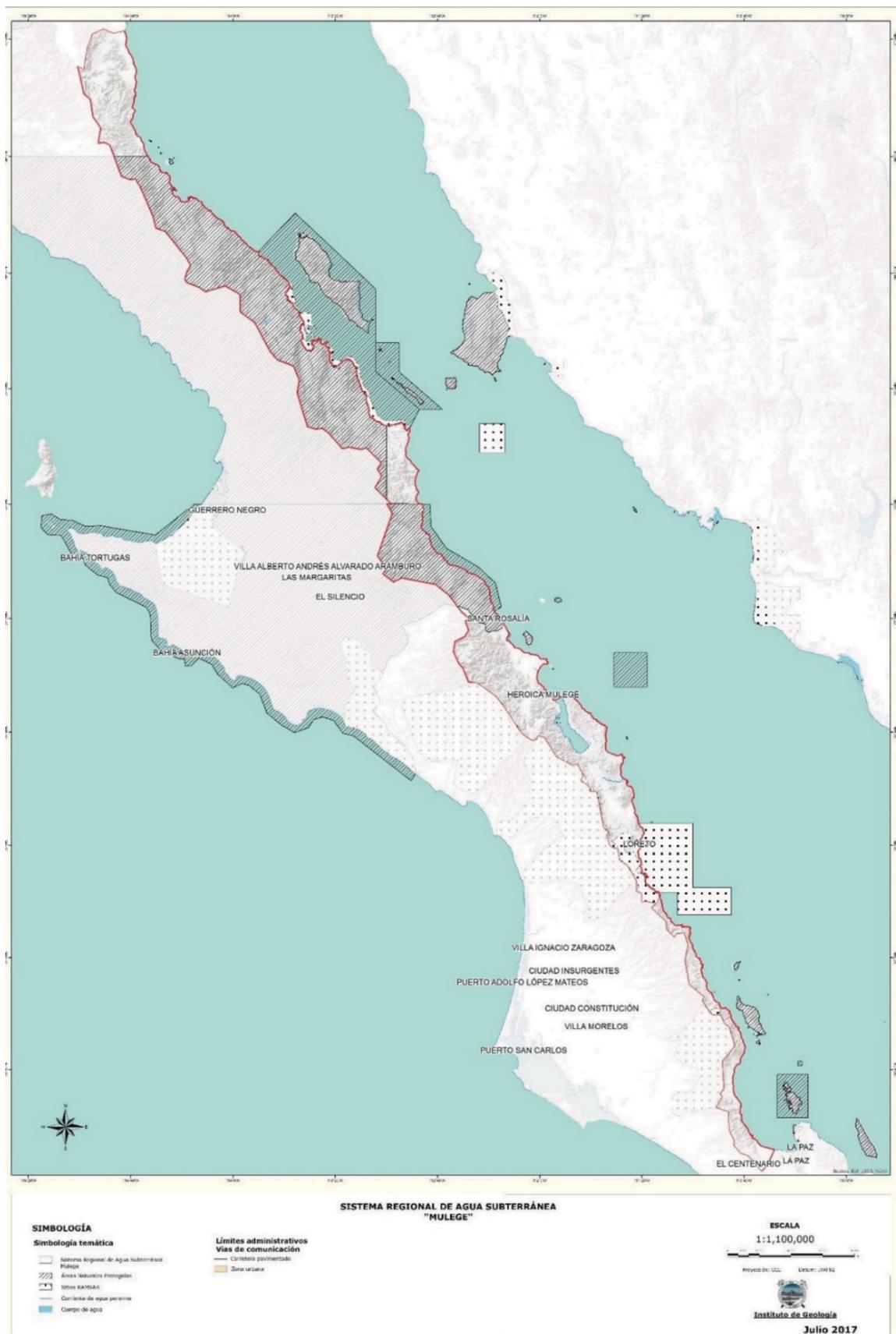


Figura 7.210. Localización del Sistema Mulegé.

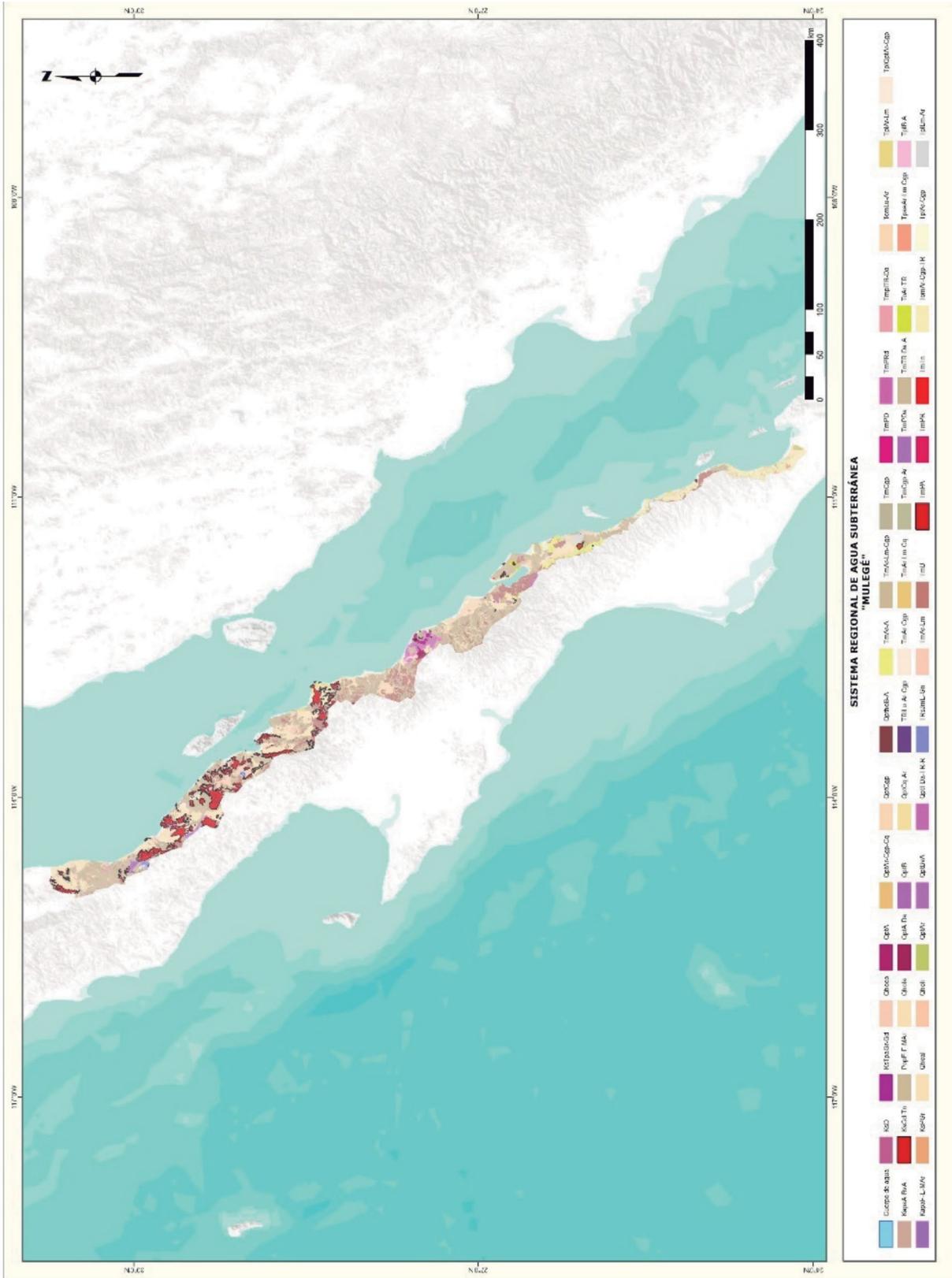


Figura 7.2.11. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mulegé (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.2.12. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mulegé (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

Figura 7.213.
Bloque 3D y
esquema del
flujo de agua
subterránea del
Sistema Mulegé
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).



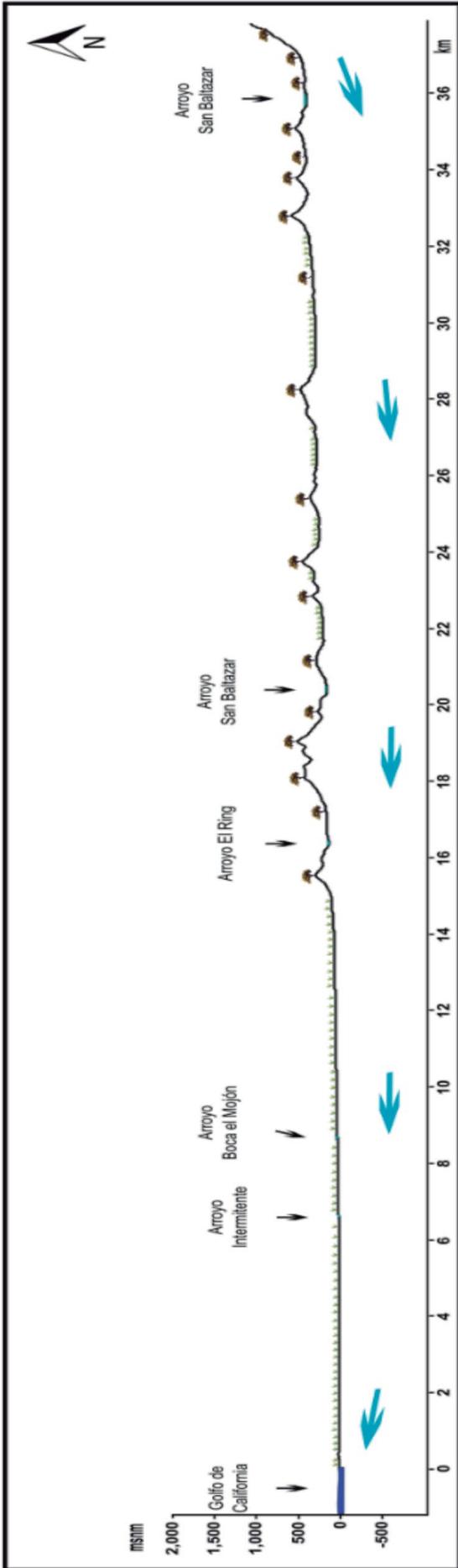


Figura 7.214. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mulegé (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

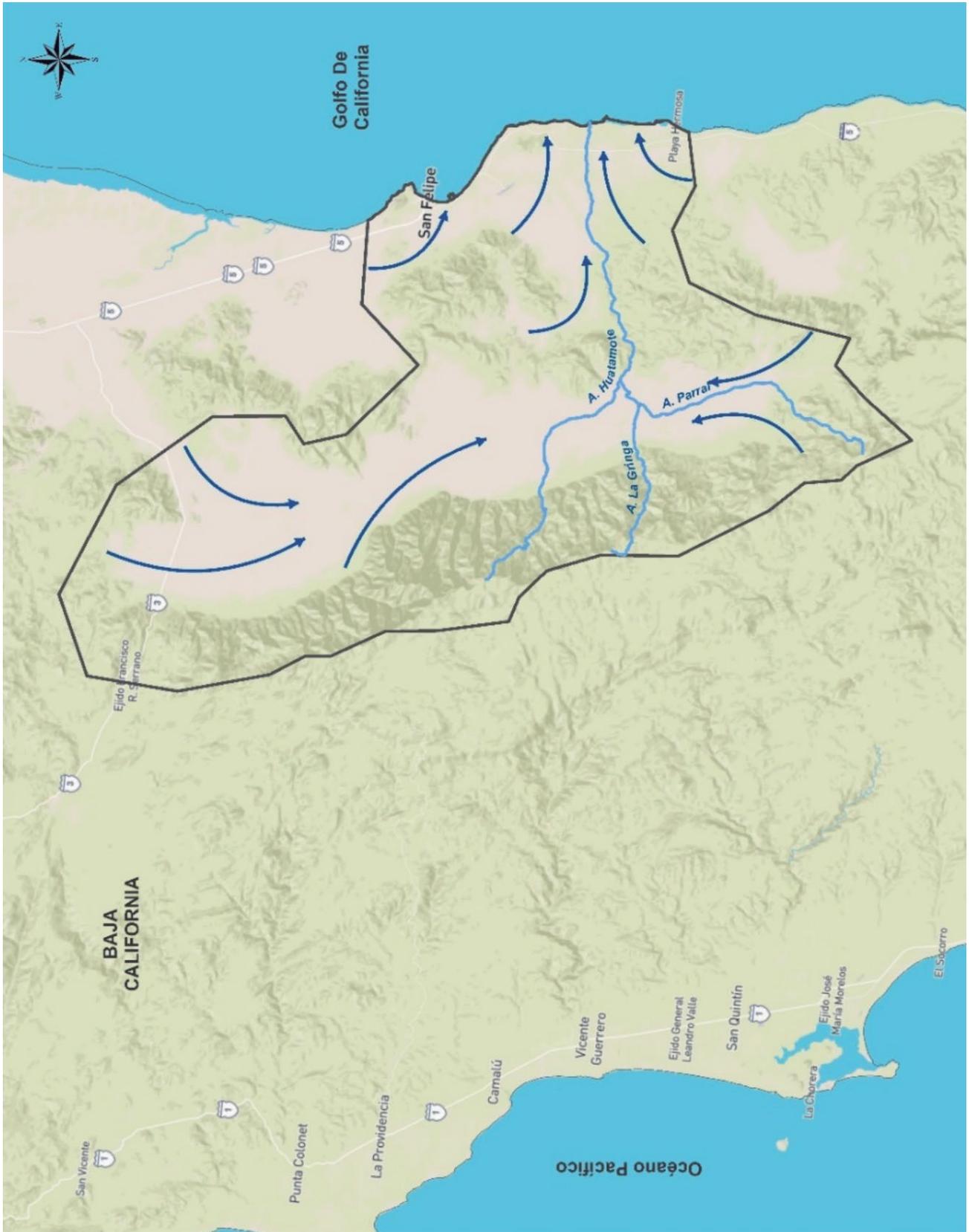


Figura 7.2.17. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Valle Chico (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

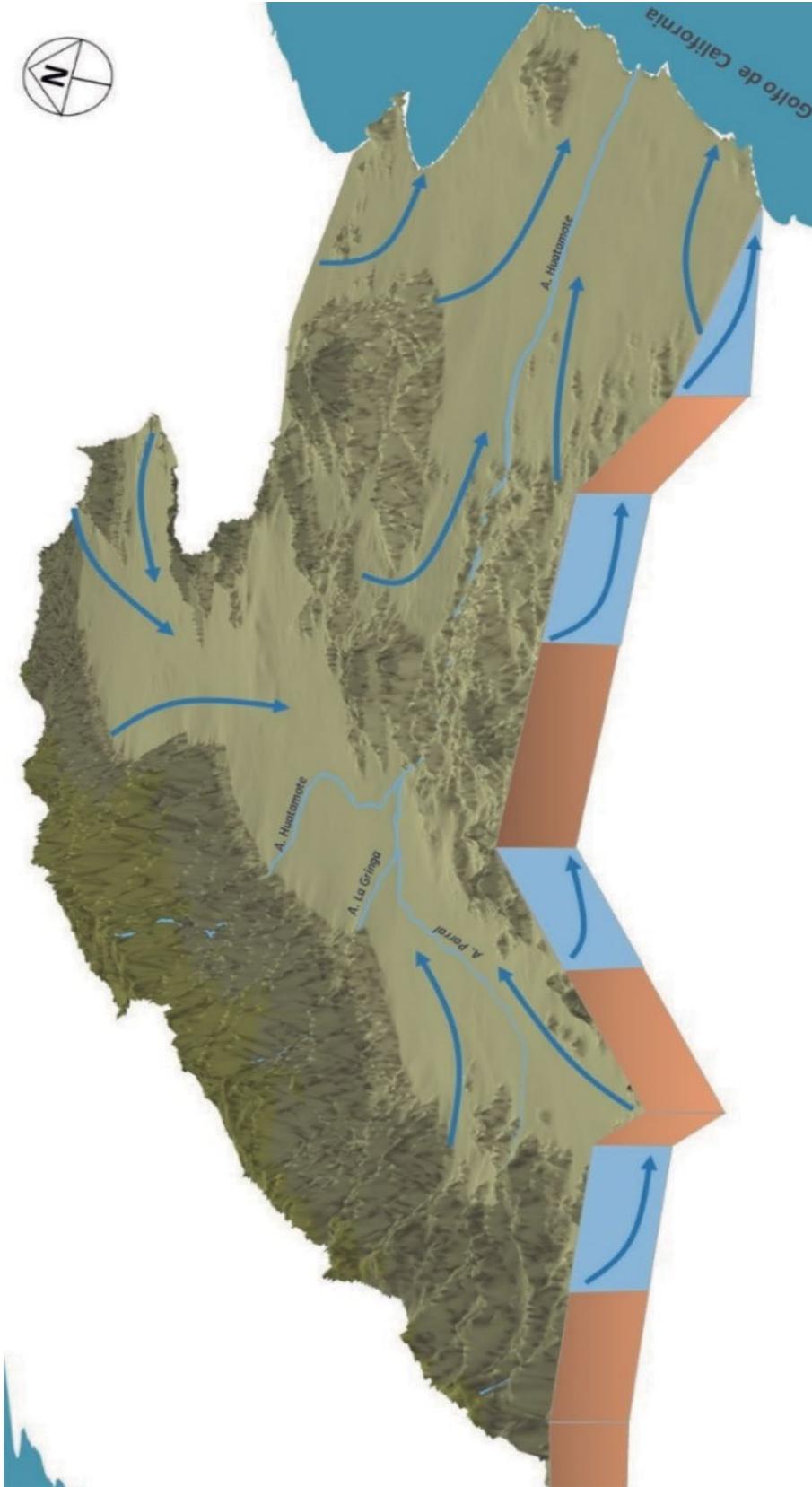


Figura 7.218.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea
 del Sistema
 Valle Chico
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,
 IMTA, UNAM).

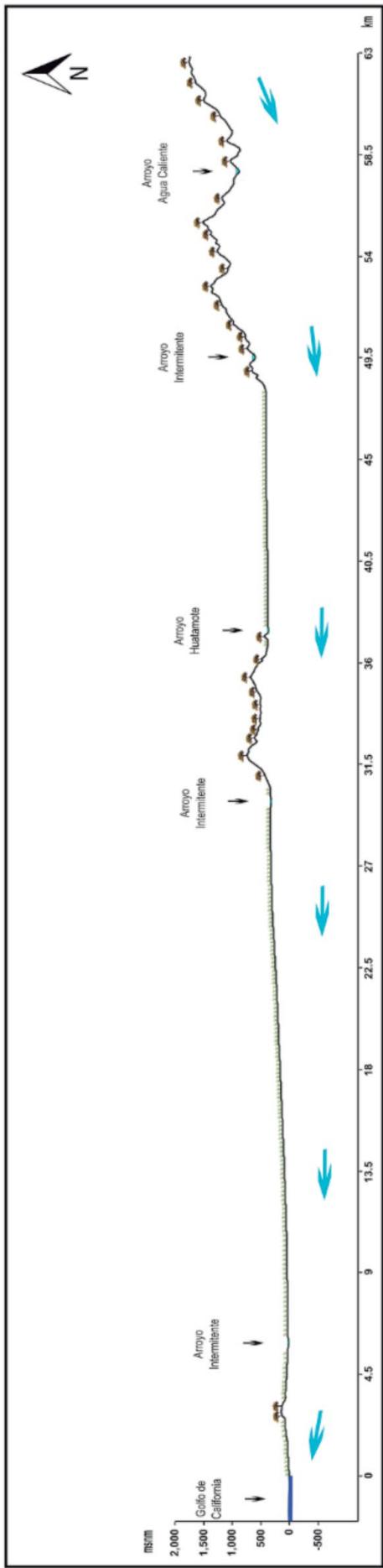


Figura 7.219. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Valle Chico (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.45. Sistema Mexicali

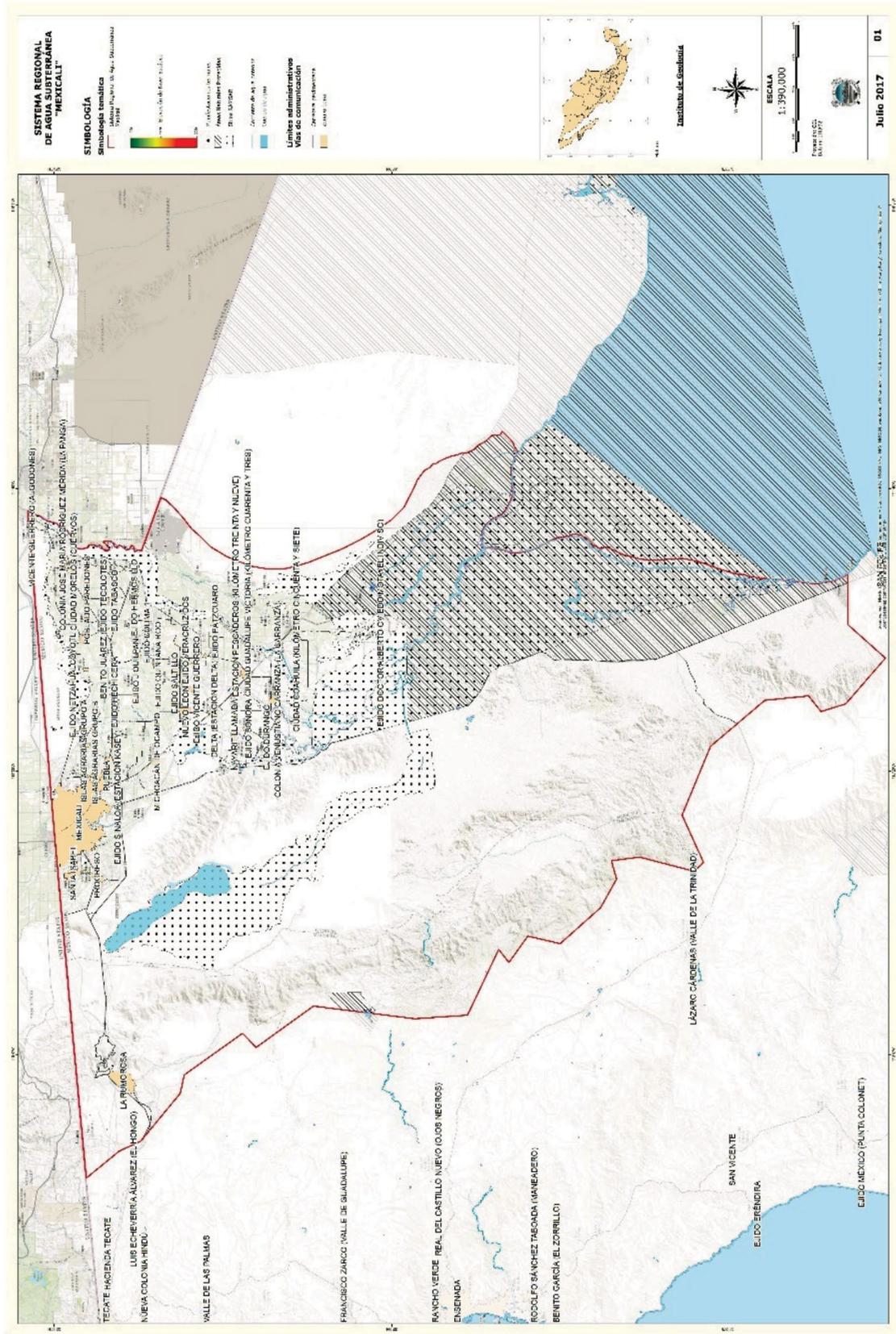


Figura 7.220. Localización del Sistema del Mexicali.

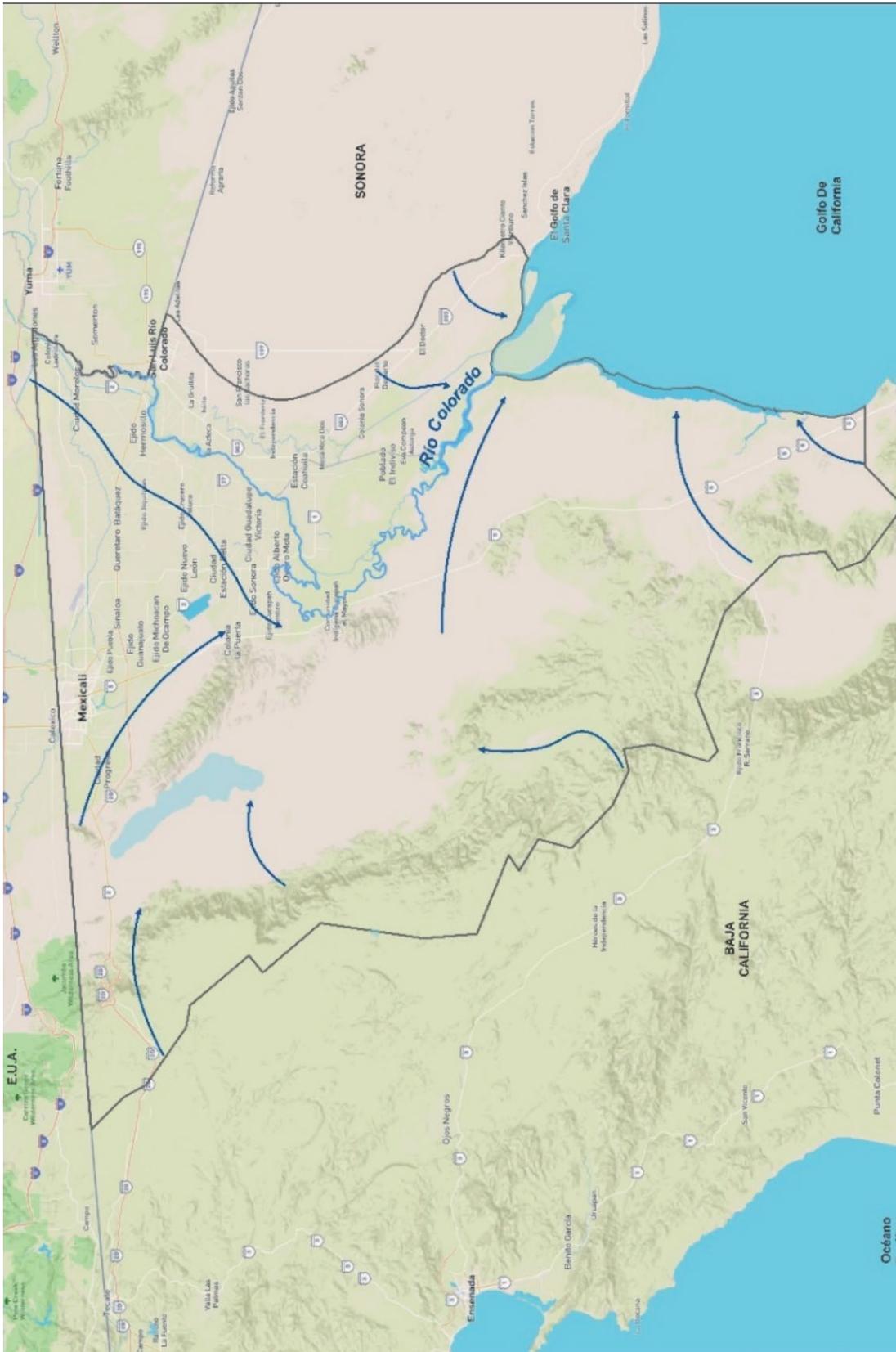


Figura 7.222. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mexicali (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

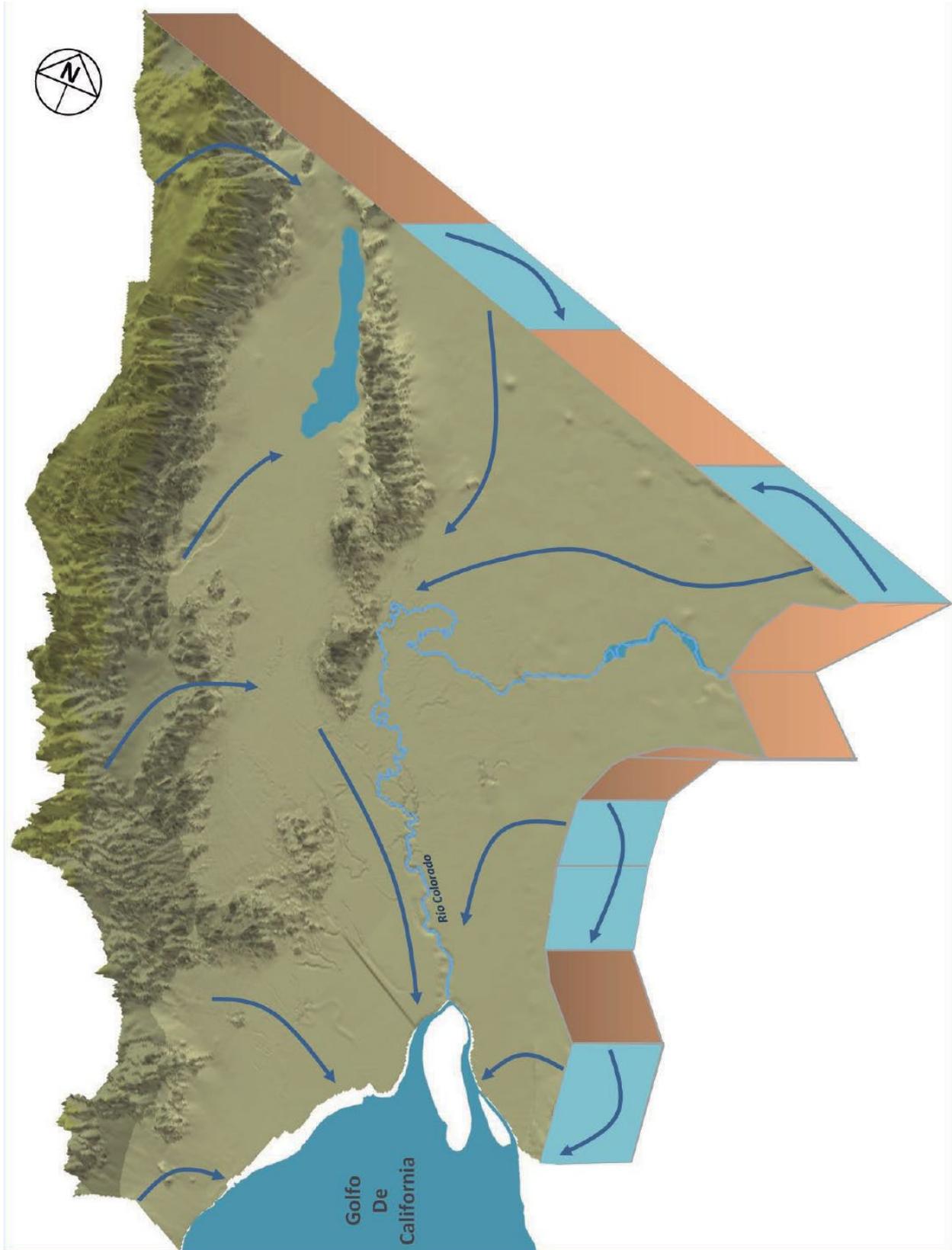


Figura 7.223.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea del
 Sistema Mexicali
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,
 IMTA, UNAM).

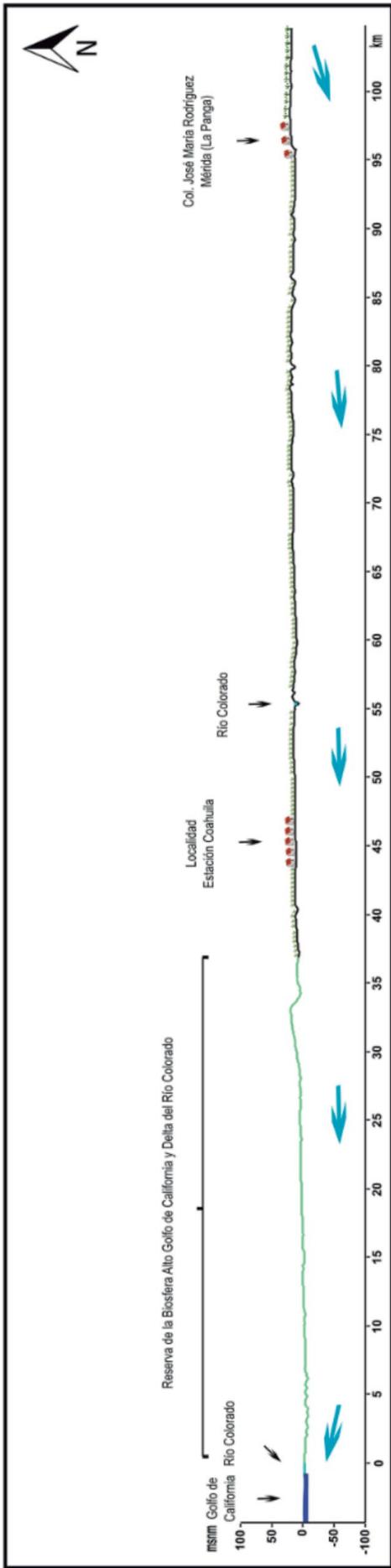


Figura 7.224. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mexicali (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.227. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Barrancas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

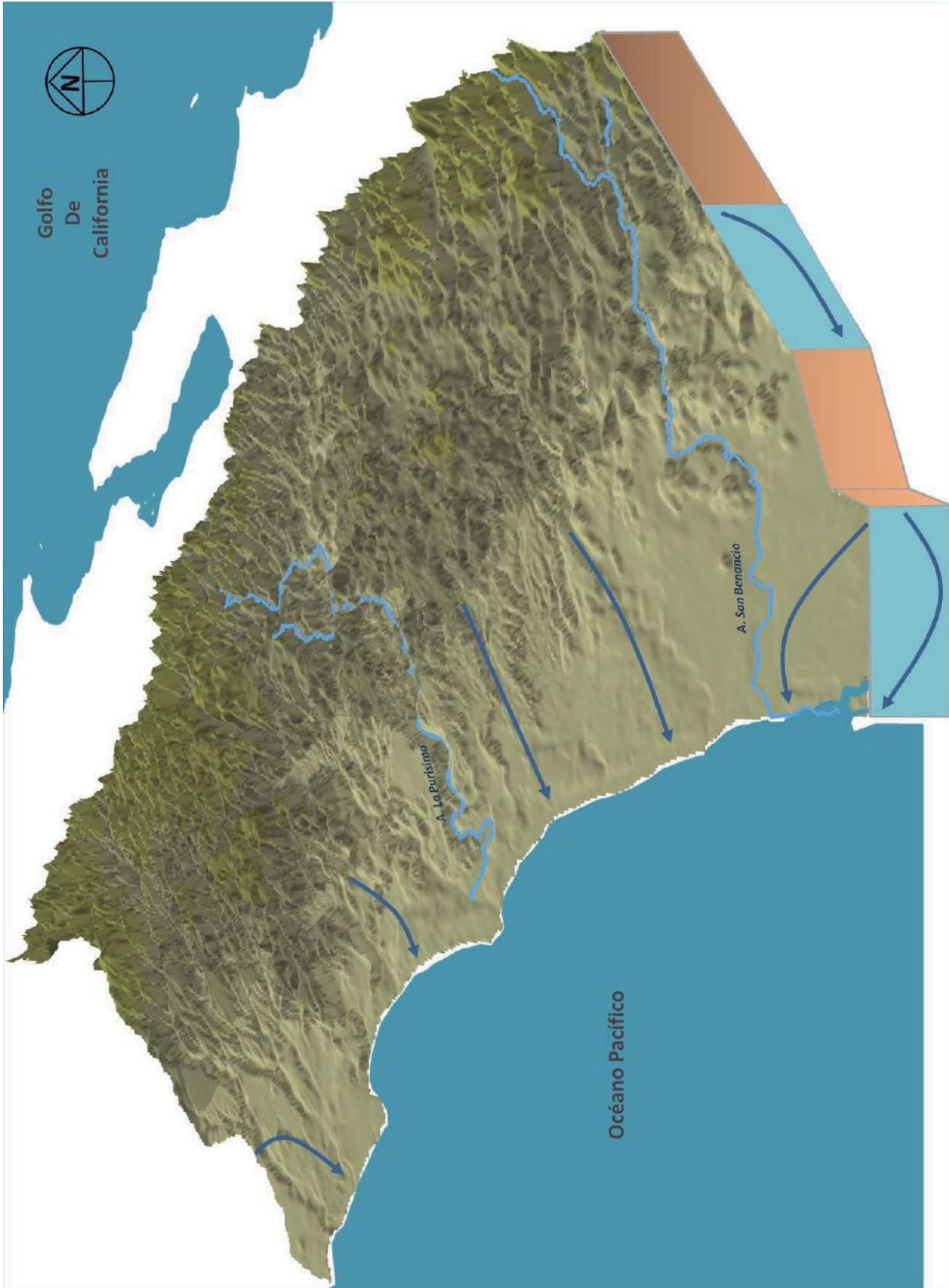


Figura 7.228. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Barrancas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

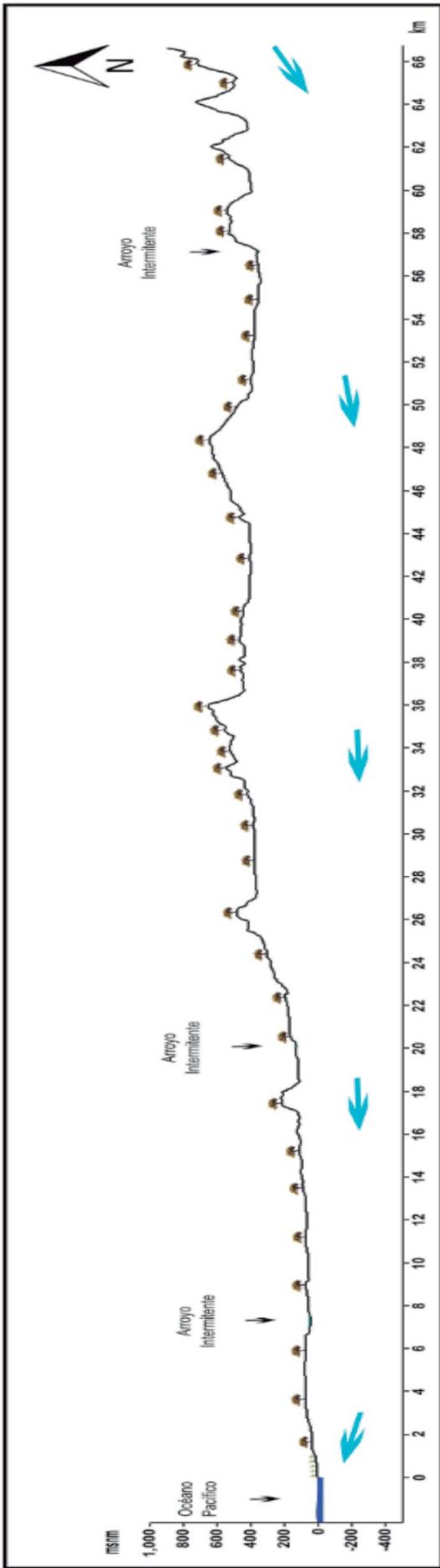


Figura 7.229. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Barrancas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.47. Sistema Constitución

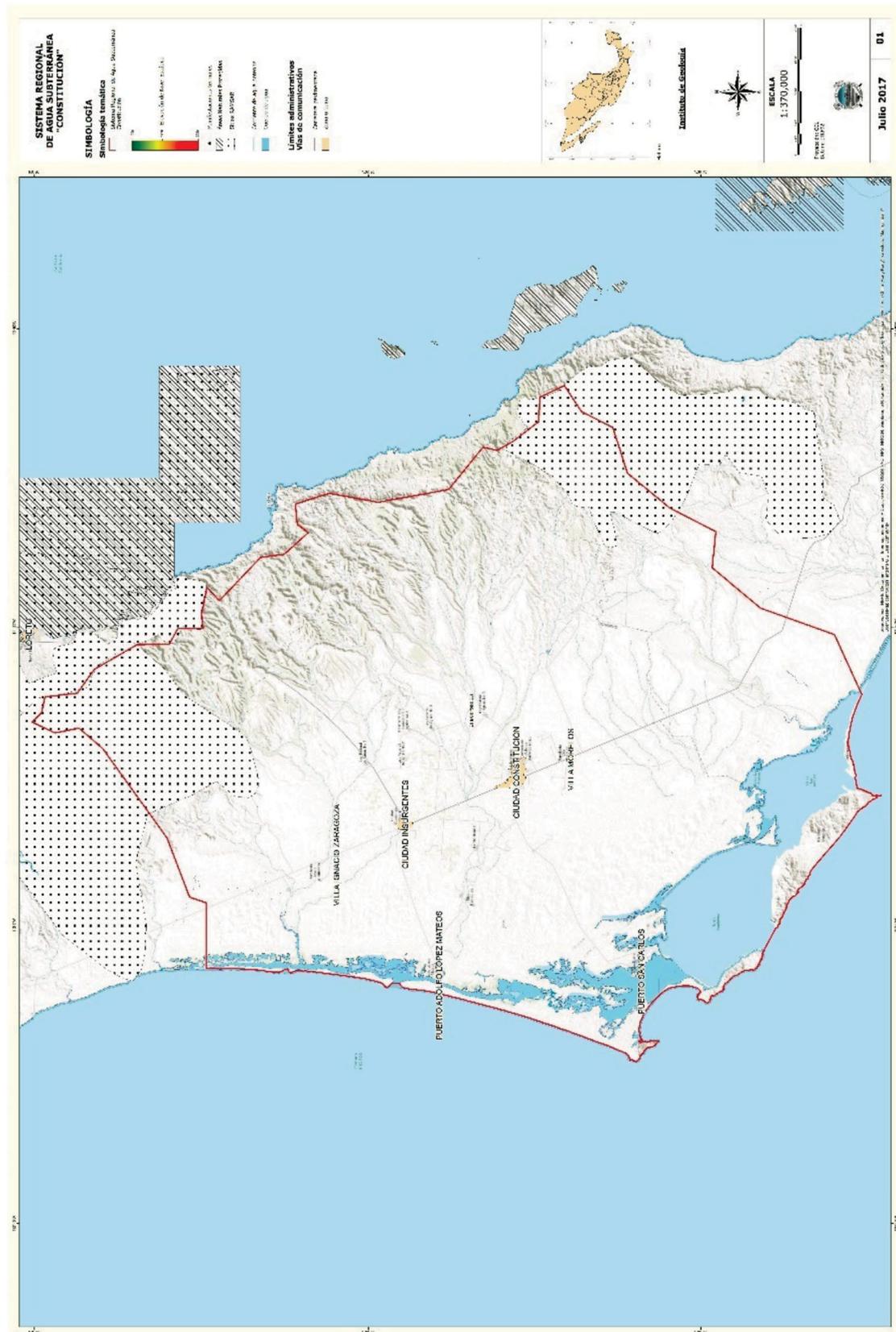


Figura 7.230.
Localización
del Sistema
de Constitución.



Figura 7.232. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Constitución (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

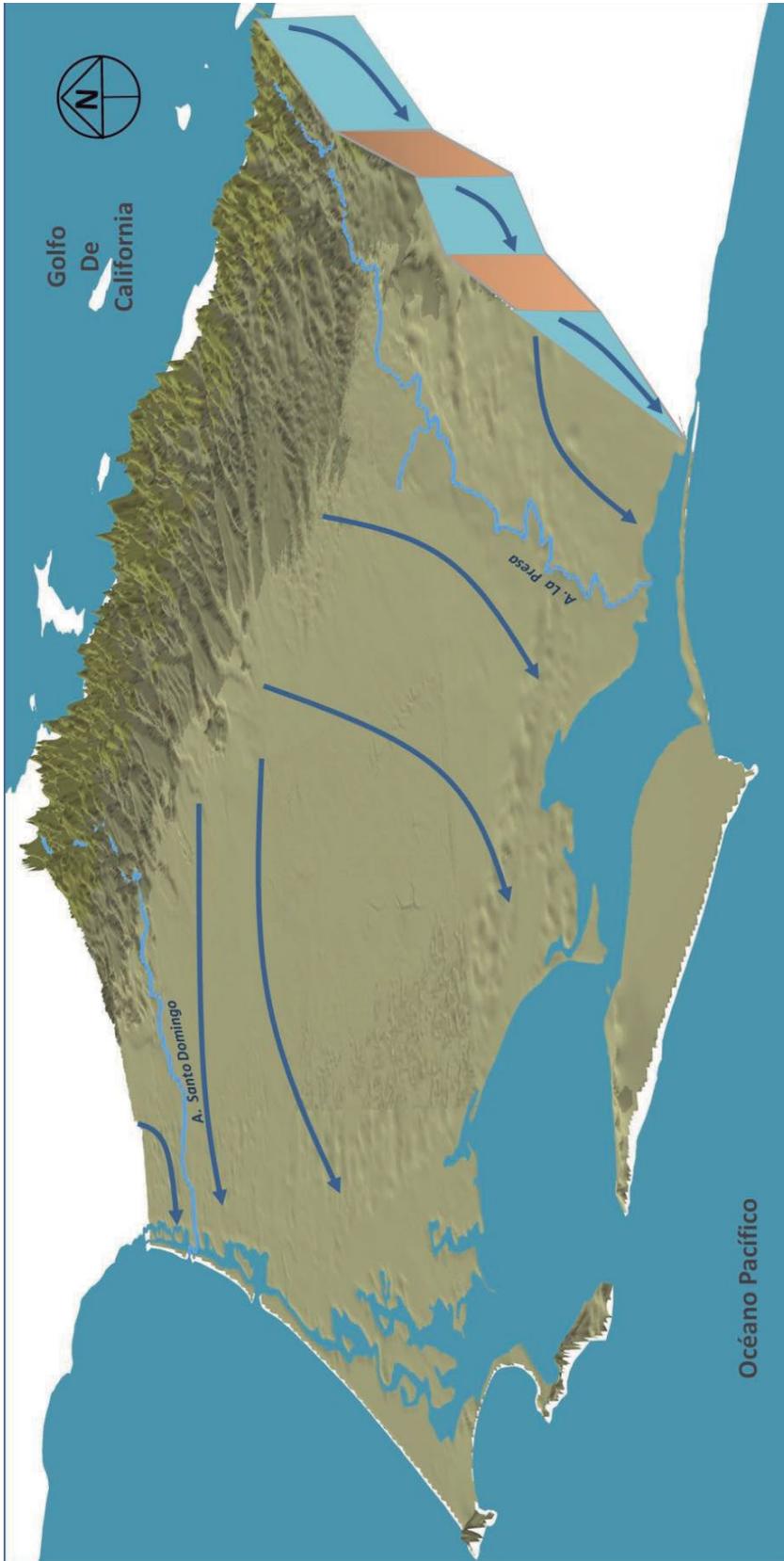


Figura 7.233. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Constitución (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

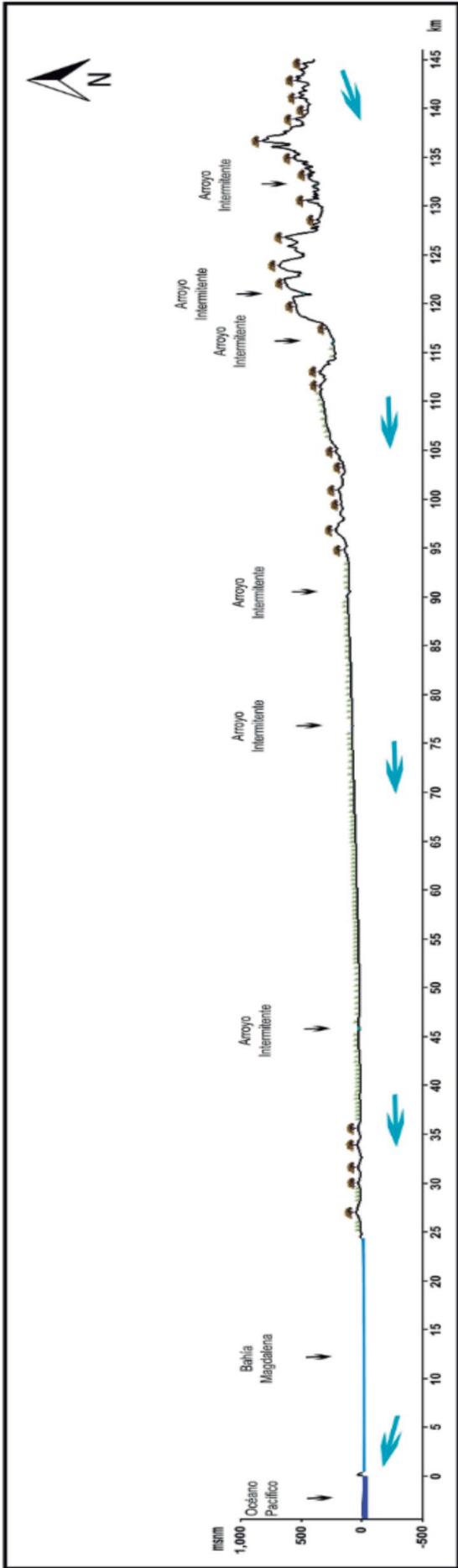


Figura 7.234. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Constitución (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, Figura 7.235).



Figura 7.238. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema La Tinaja (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

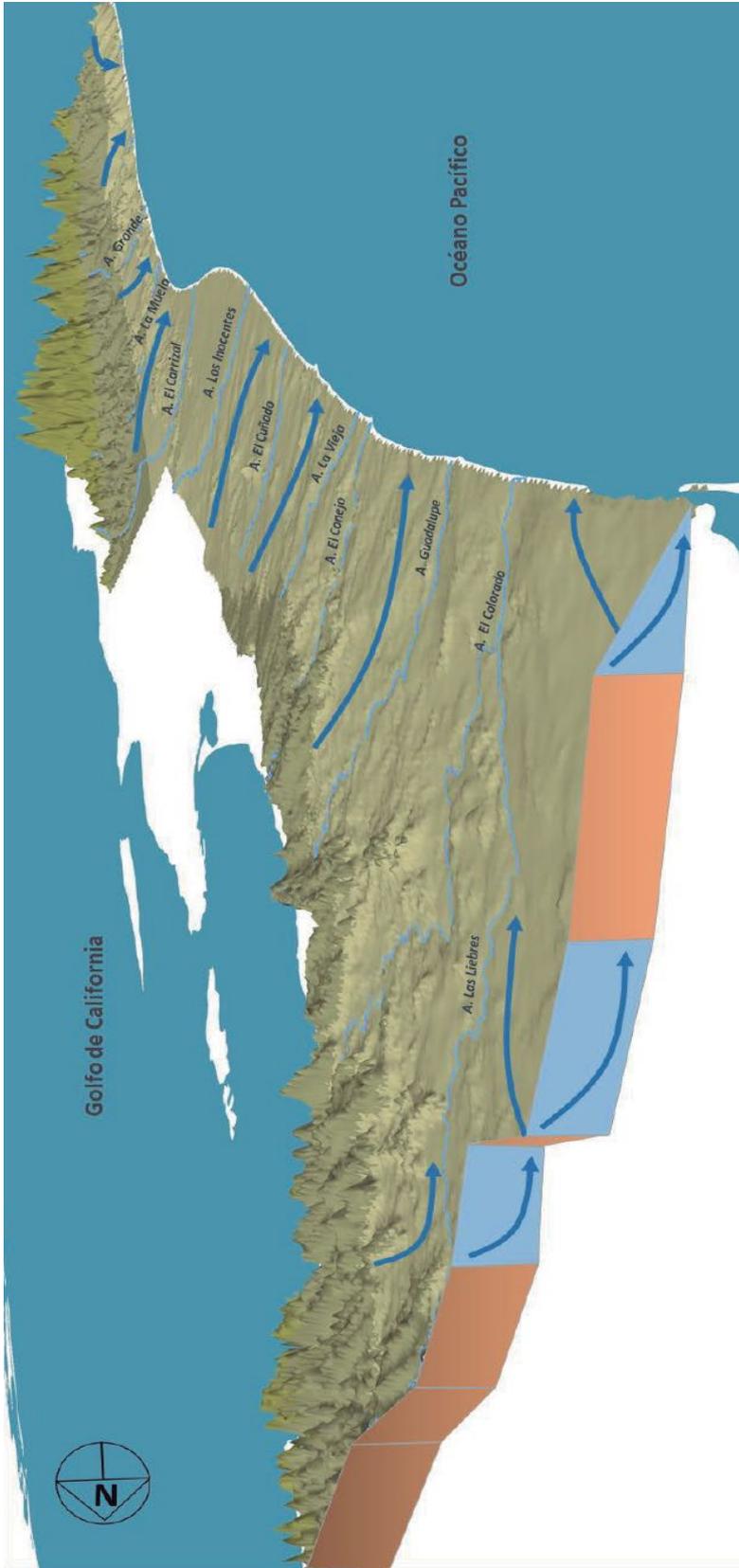


Figura 7.239. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema La Tinaja (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,

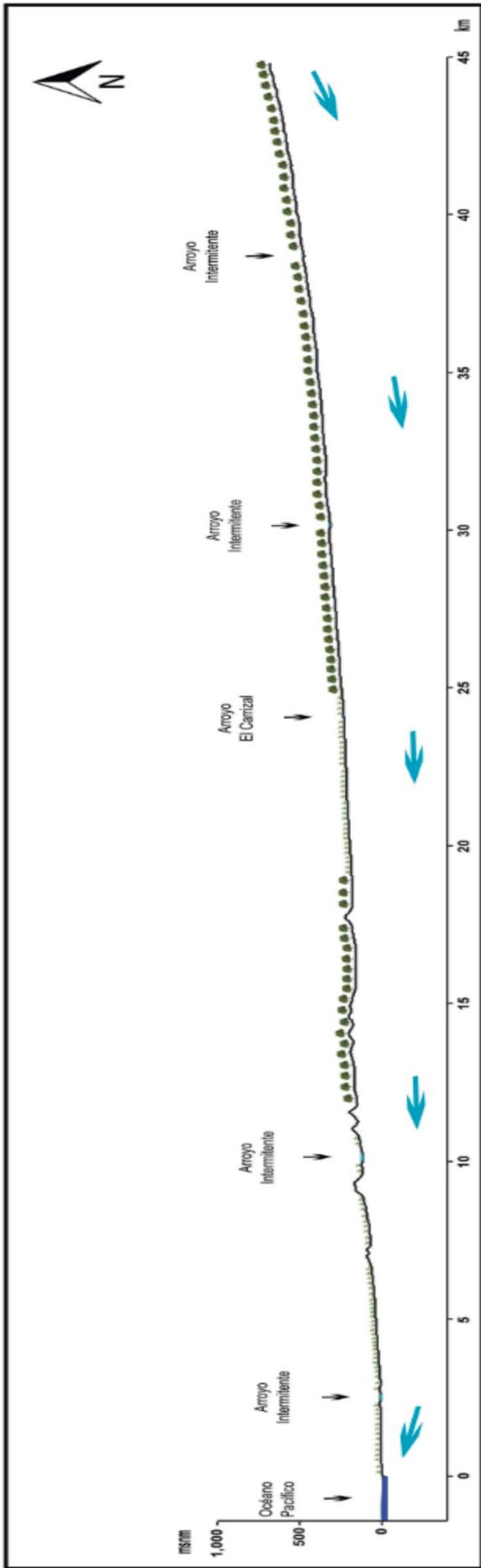


Figura 7.240. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema La Tinaja (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.49. Sistema Pulmo

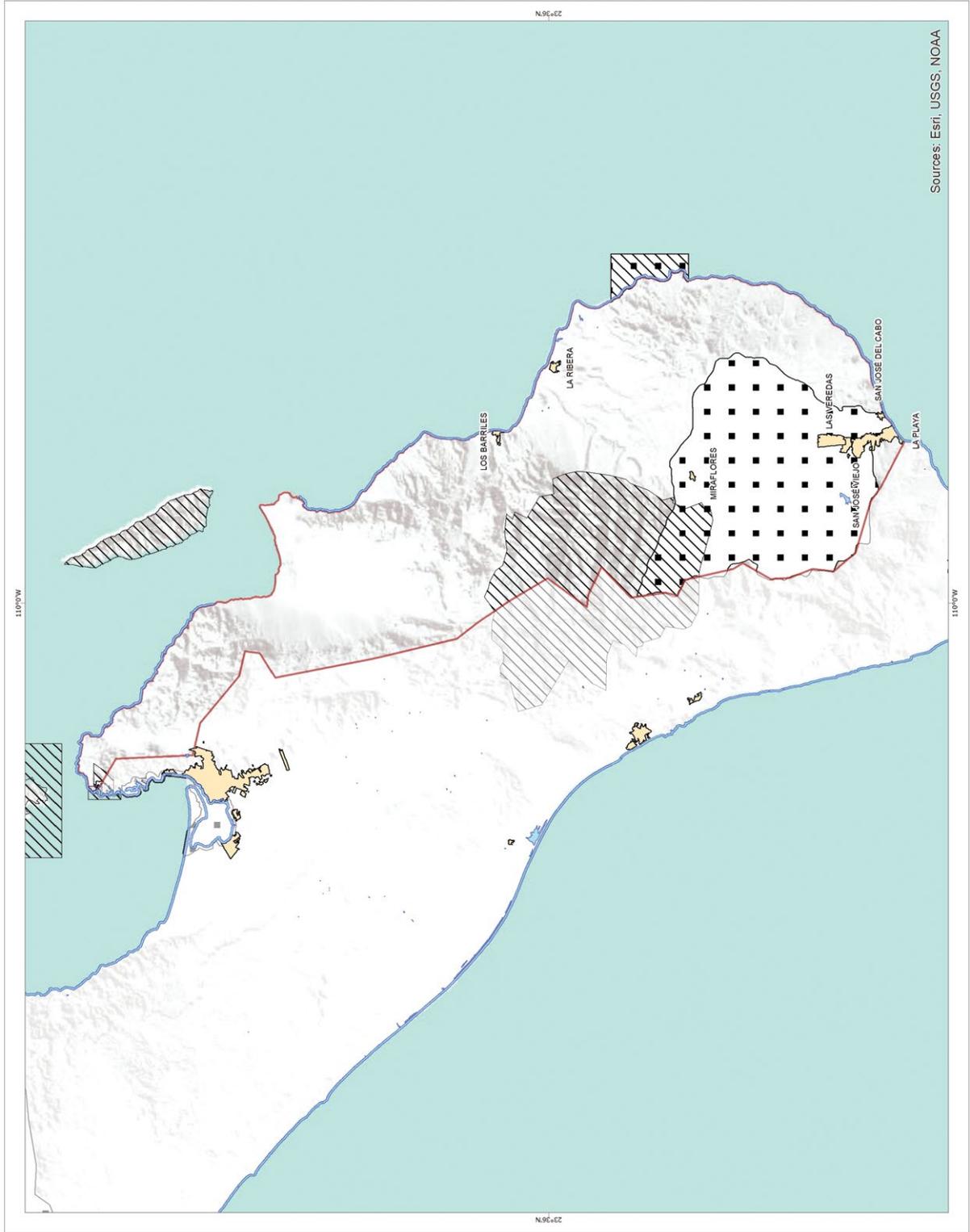


Figura 7.241.
Localización del
Sistema Pulmo.

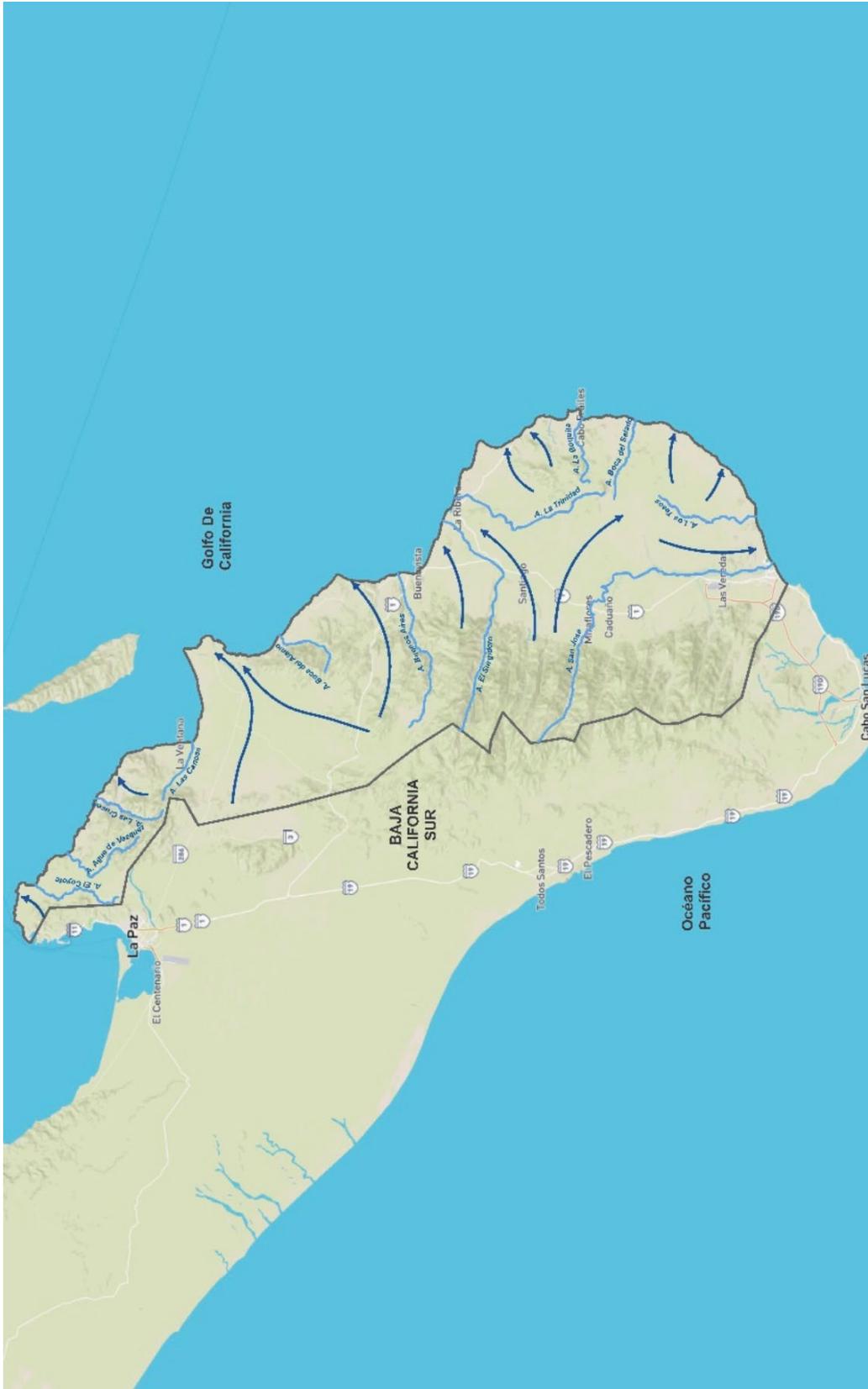


Figura 7.243. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pulmo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

Figura 7.244.
Bloque 3D y
esquema del
flujo de agua
subterránea del
Sistema Pulmo
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).



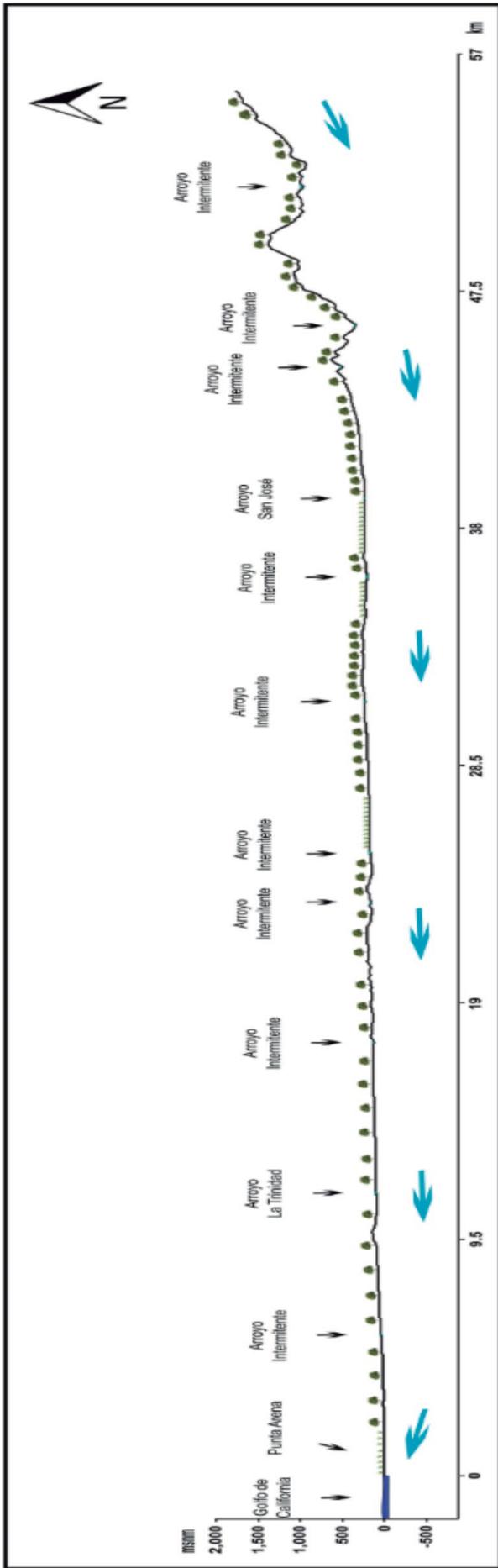


Figura 7.245. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pulmo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.50. Localización Canatlán

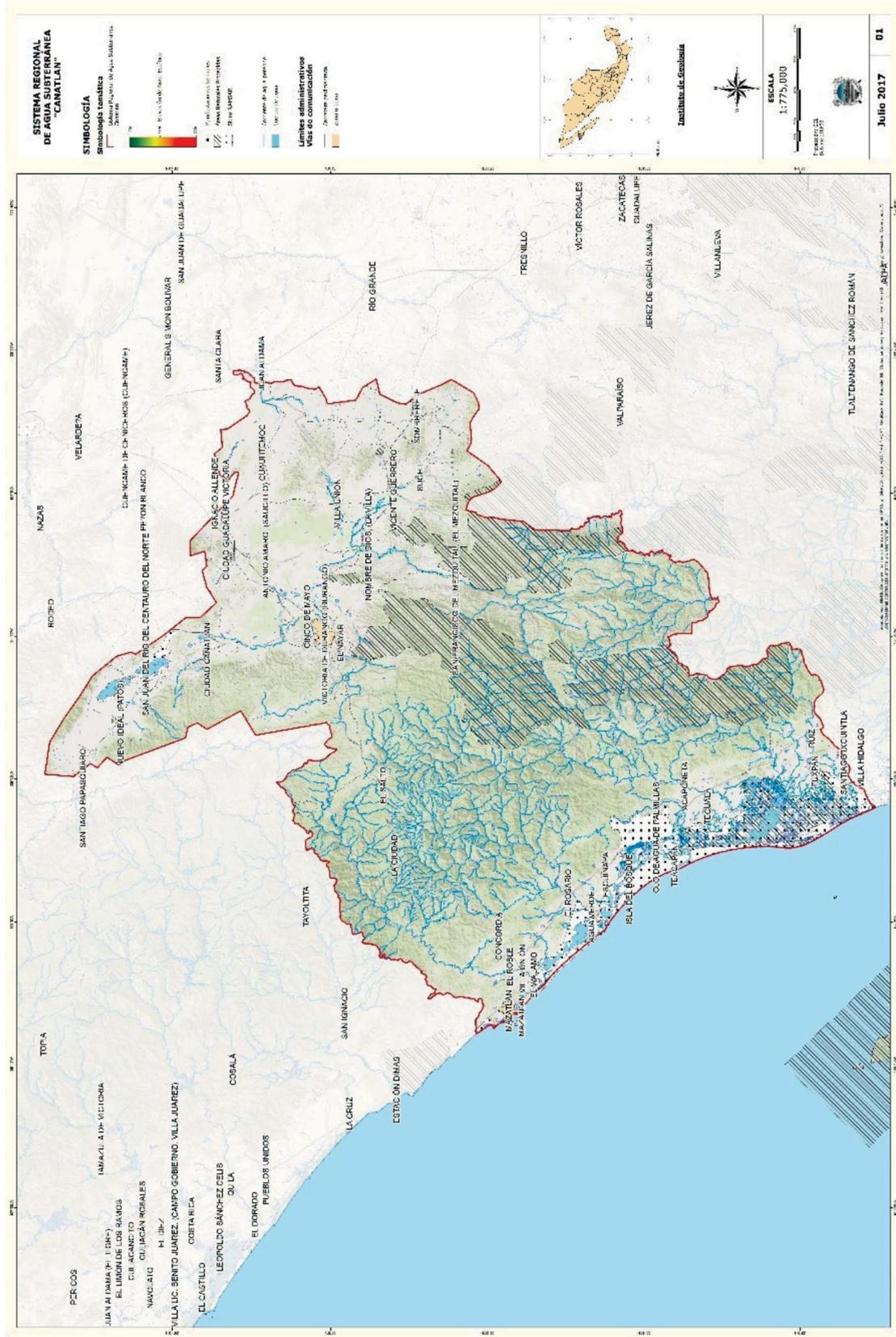


Figura 7.246. Localización del Sistema del Canatlán.

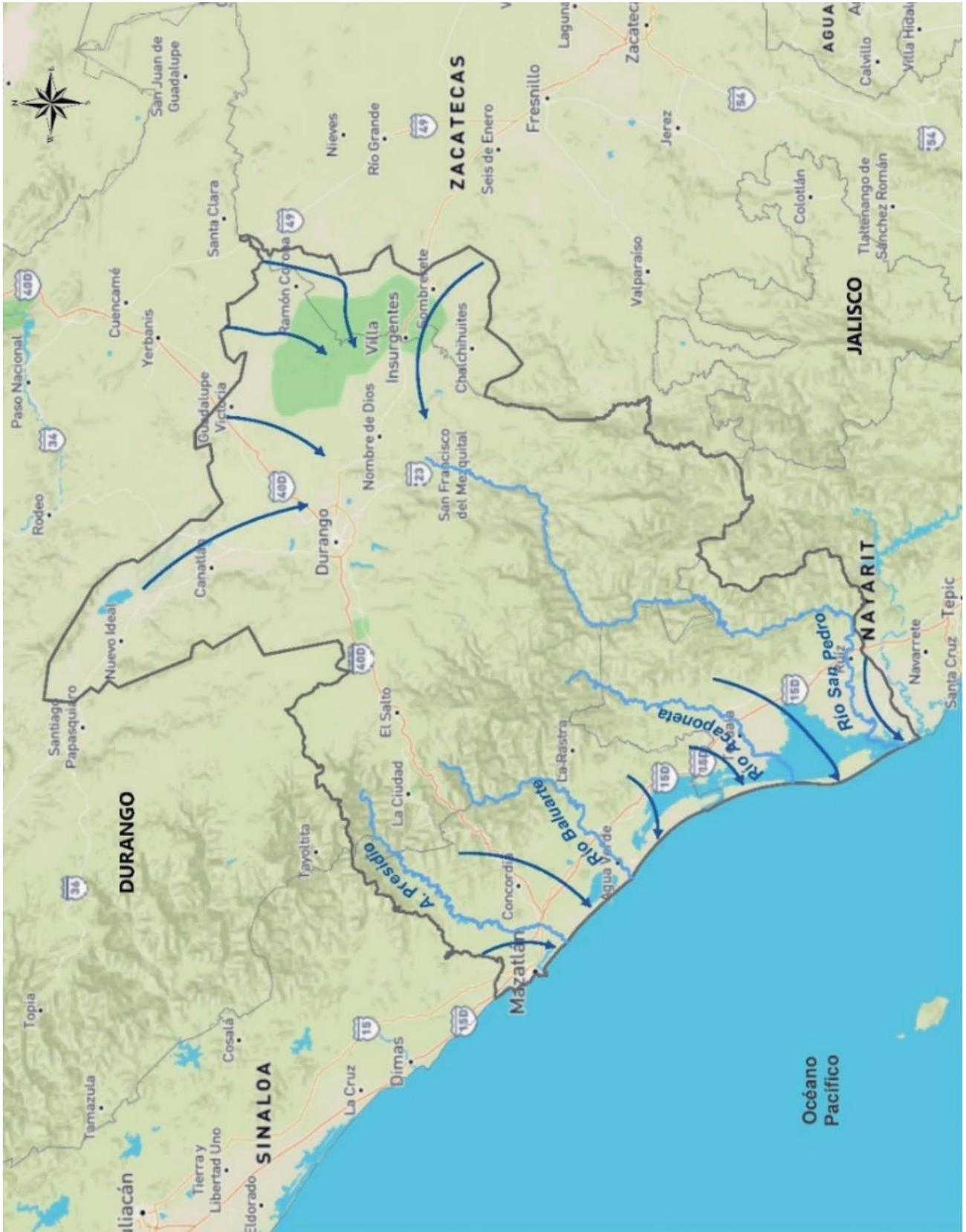


Figura 7.248. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Canatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.249. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Canatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

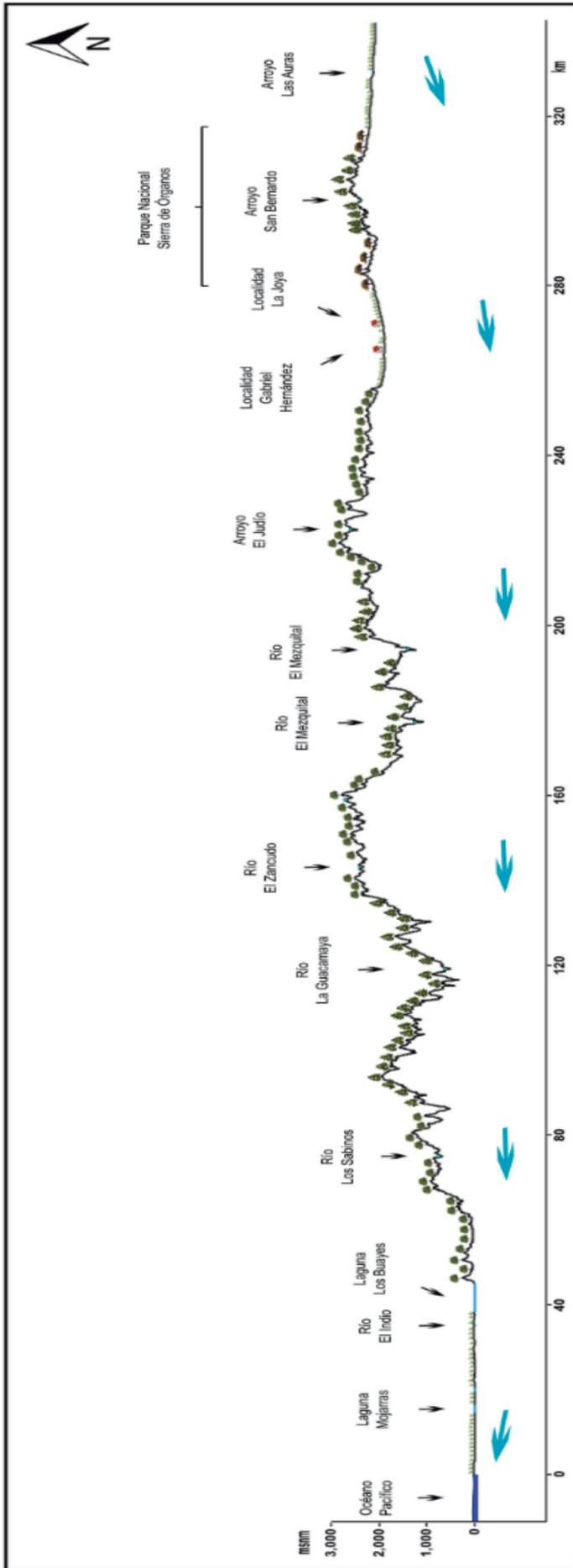


Figura 7.250. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Canatían (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.51. Sistema Nazas

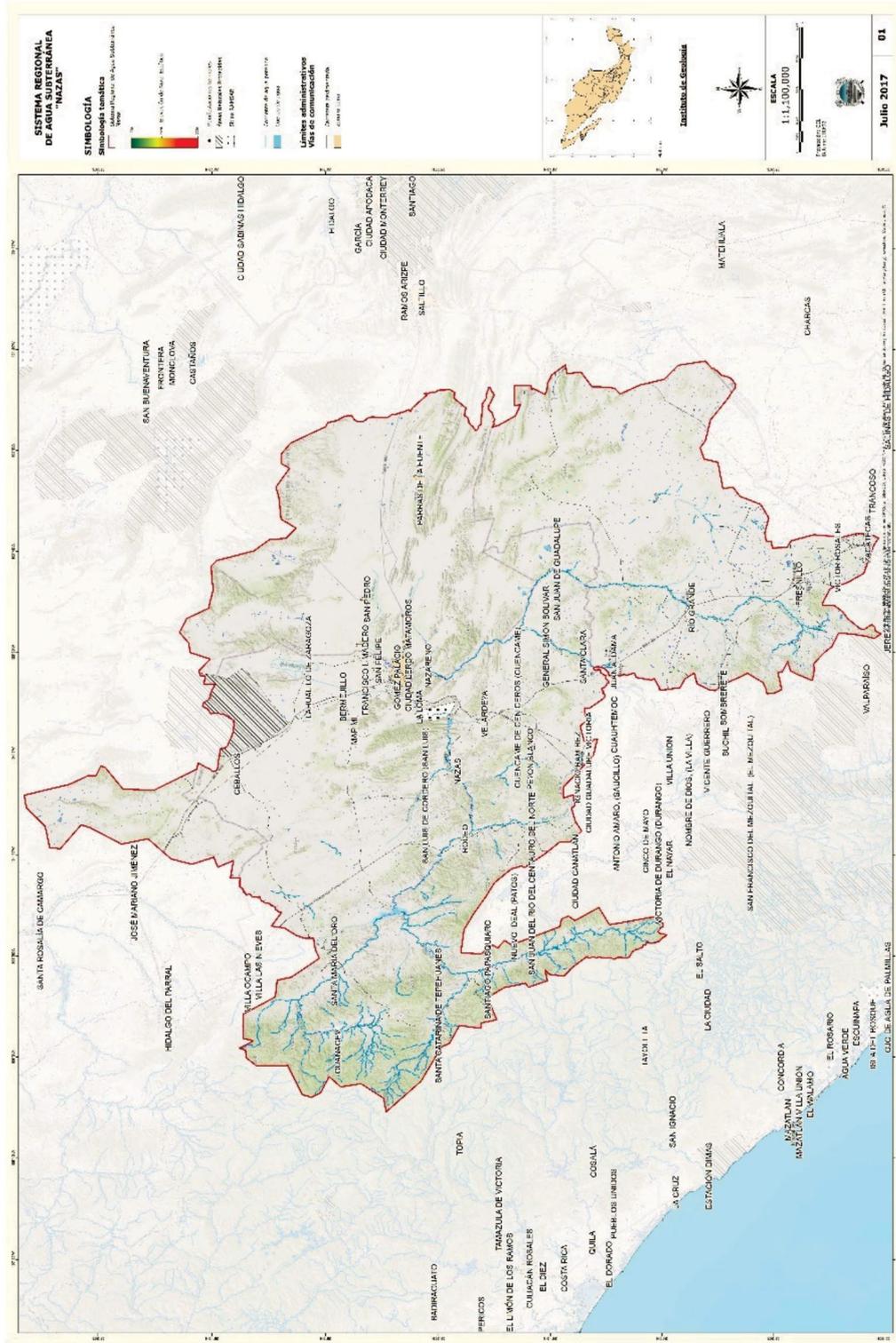


Figura 7.251. Localización del Sistema Nazas.

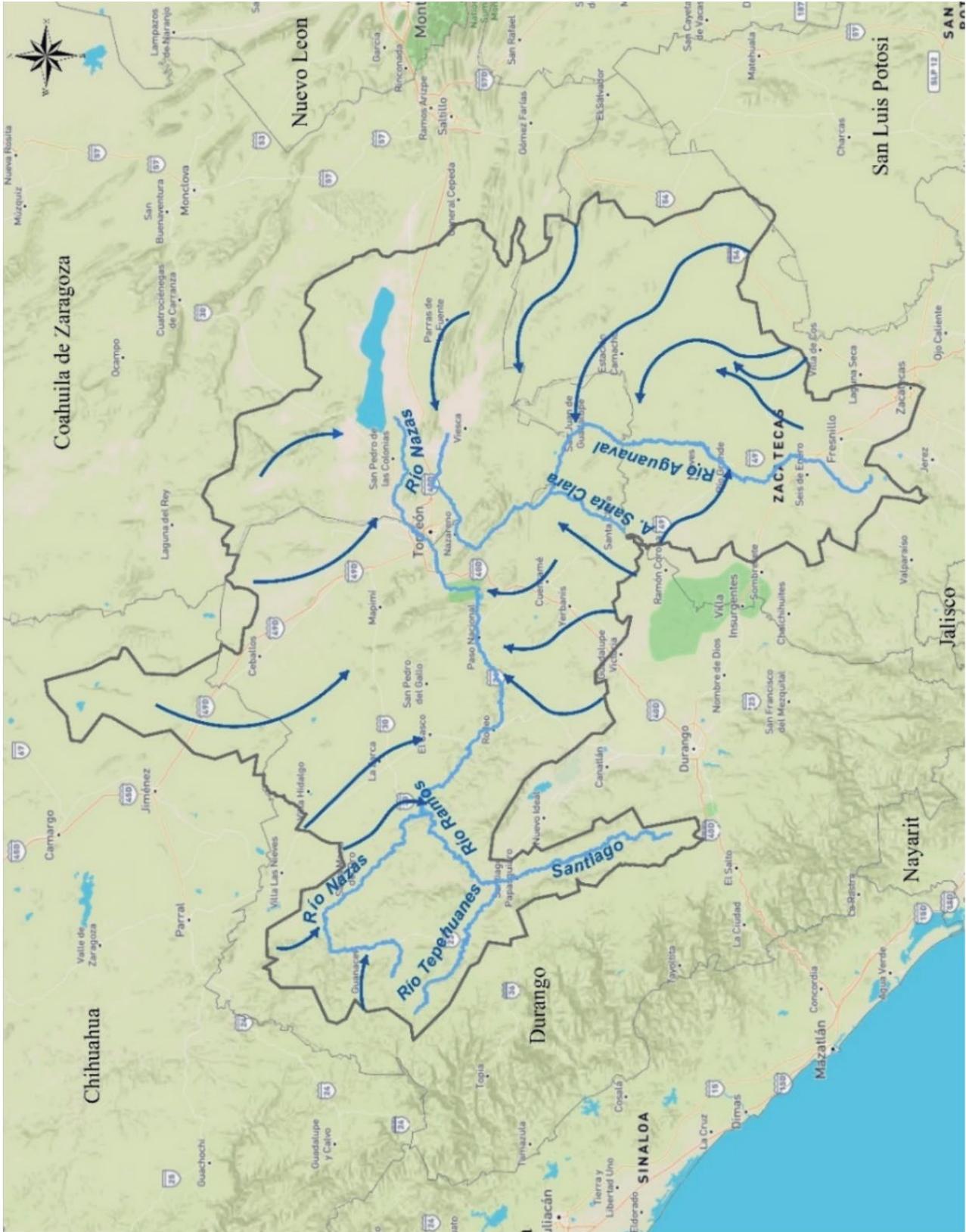


Figura 7.253. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Nazas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

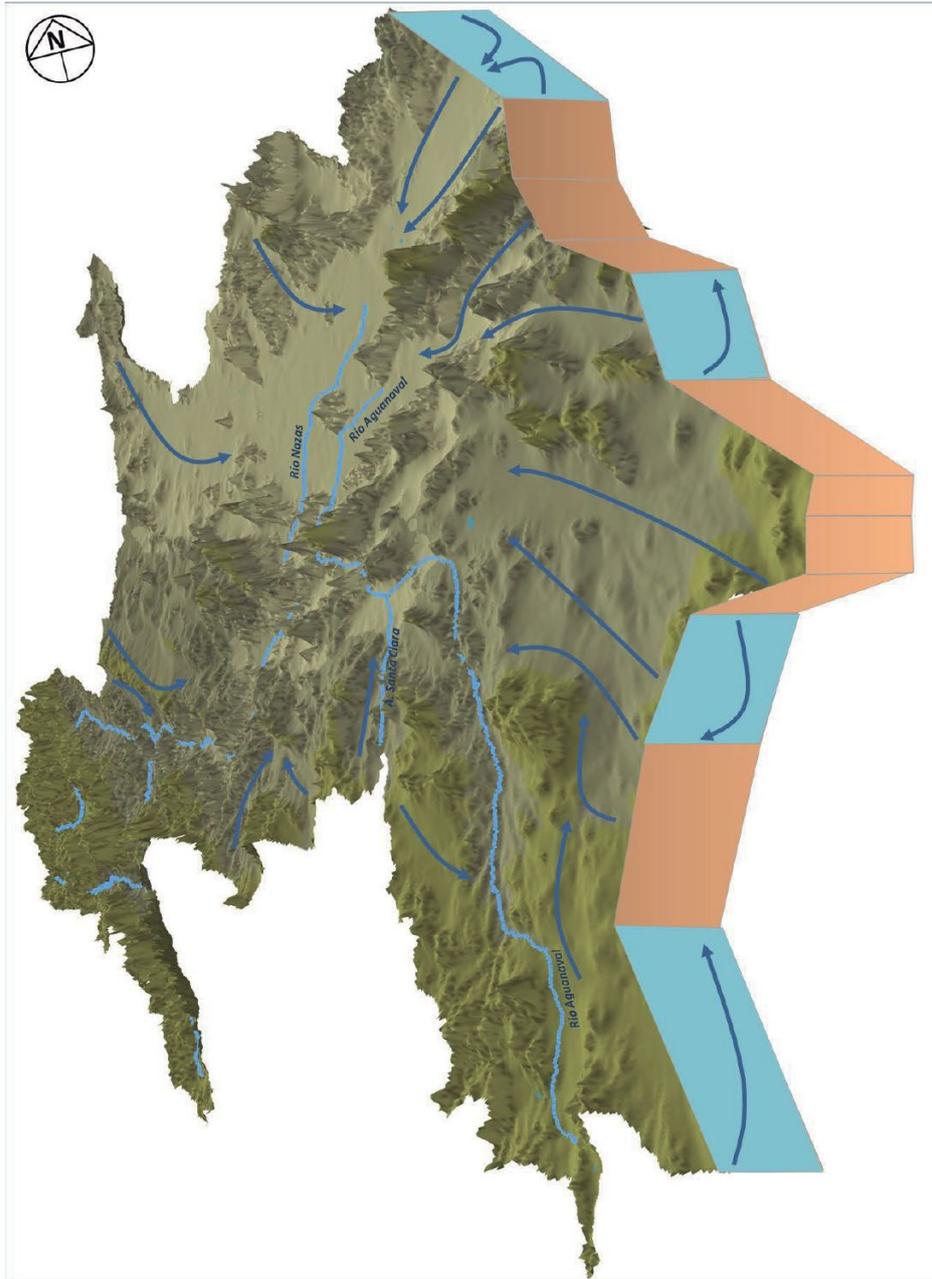


Figura 7.254. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Nazas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

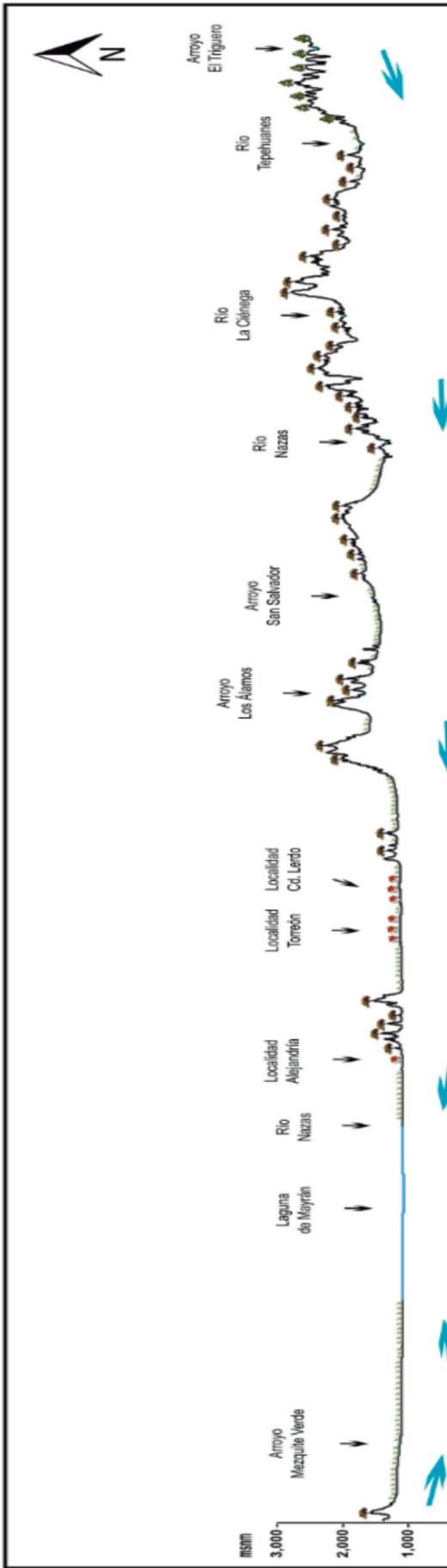


Figura 7.255. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Nazas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.52. Sistema Huatulco

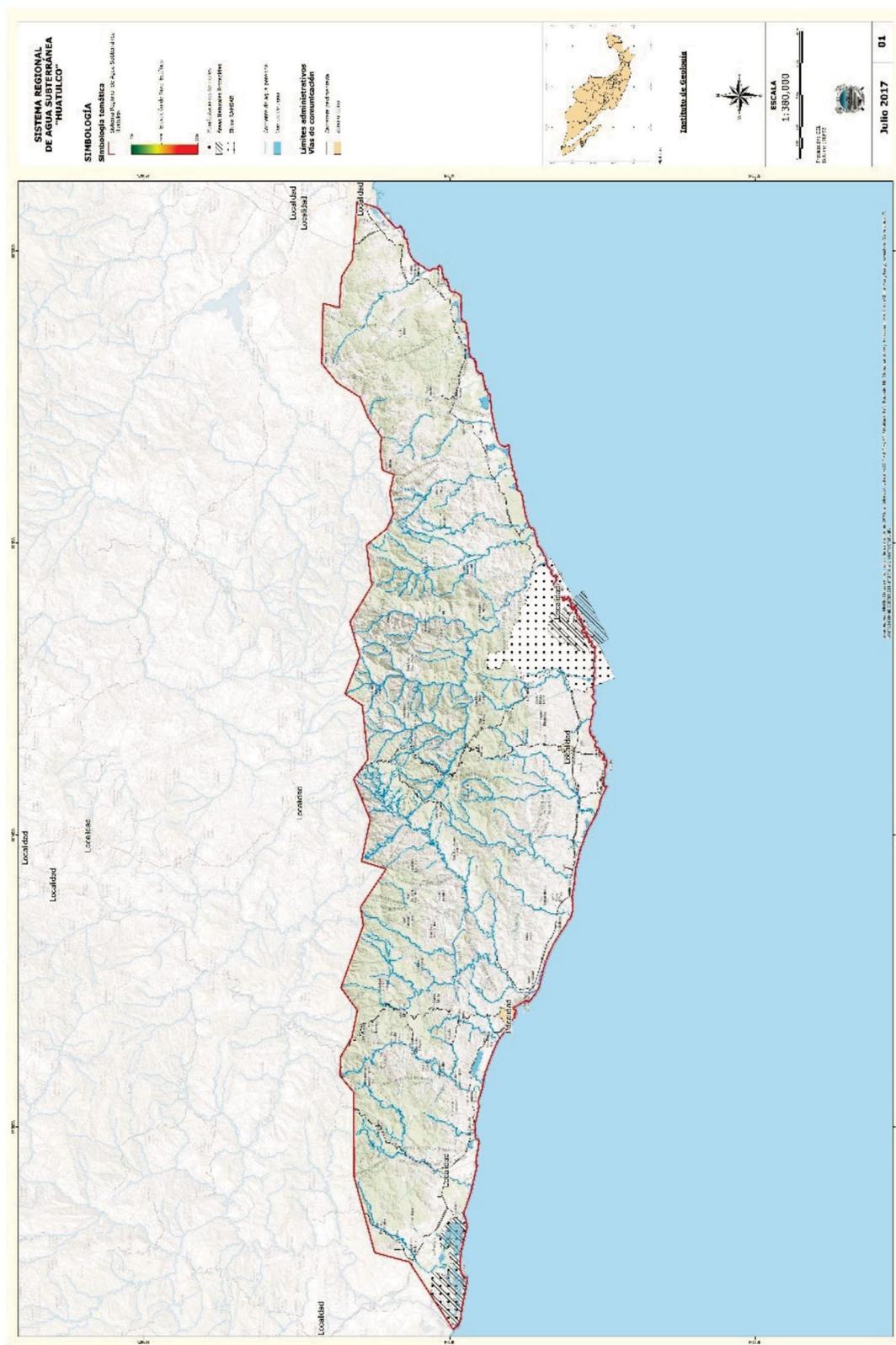


Figura 7.256. Localización del Sistema Huatulco.

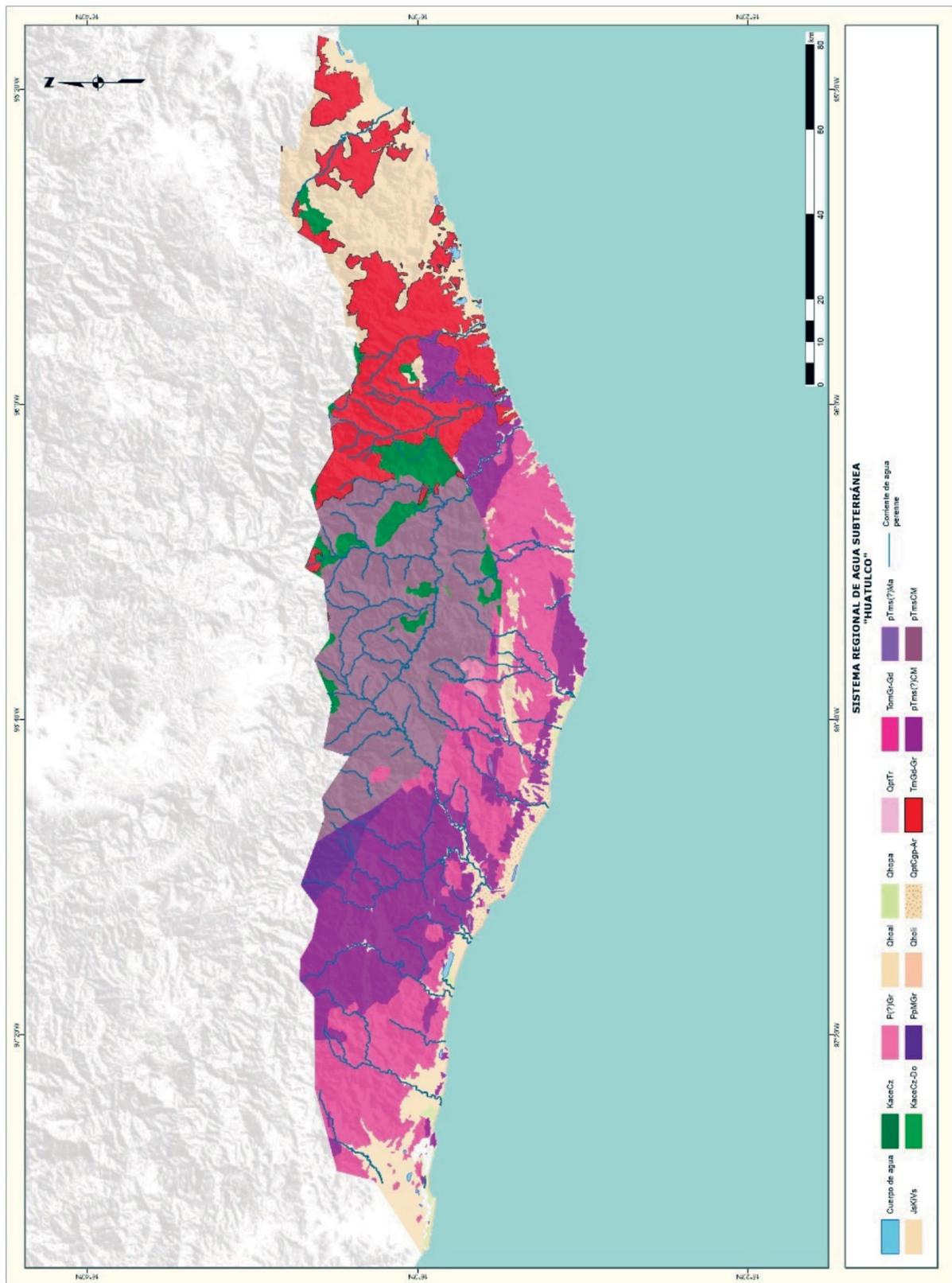


Figura 7.257. Geología del Sistema del Huatulco (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).



Figura 7.258. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Huatulco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

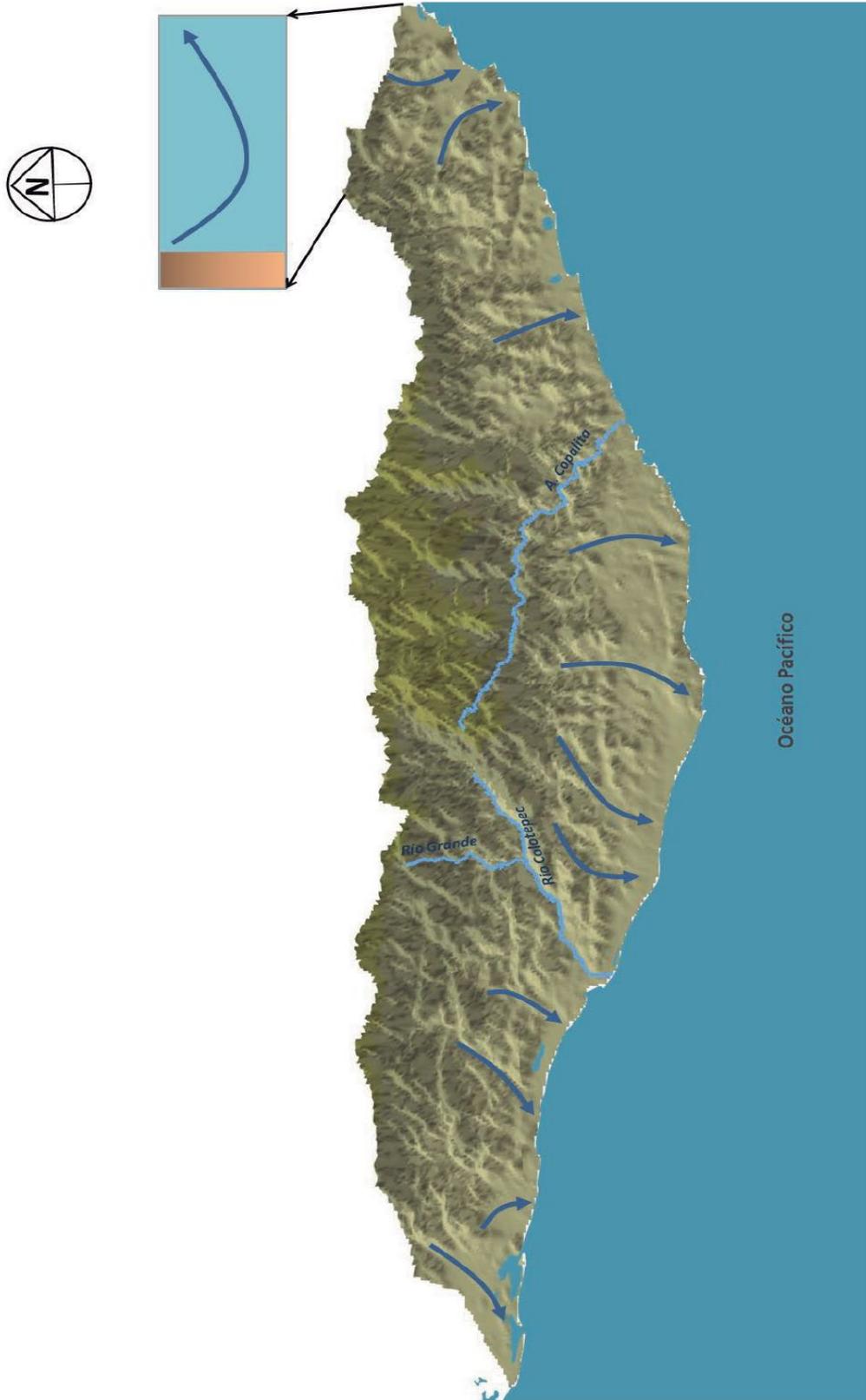


Figura 7.259.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea
 del Sistema
 Huatulco
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,

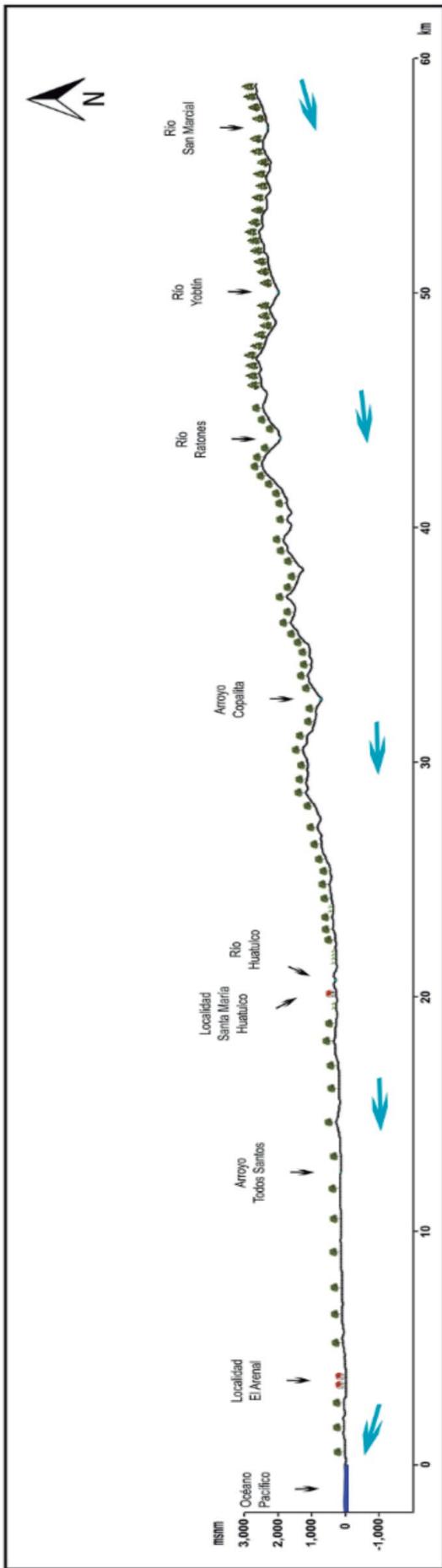


Figura 7.260. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Huatulco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.263. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ameca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

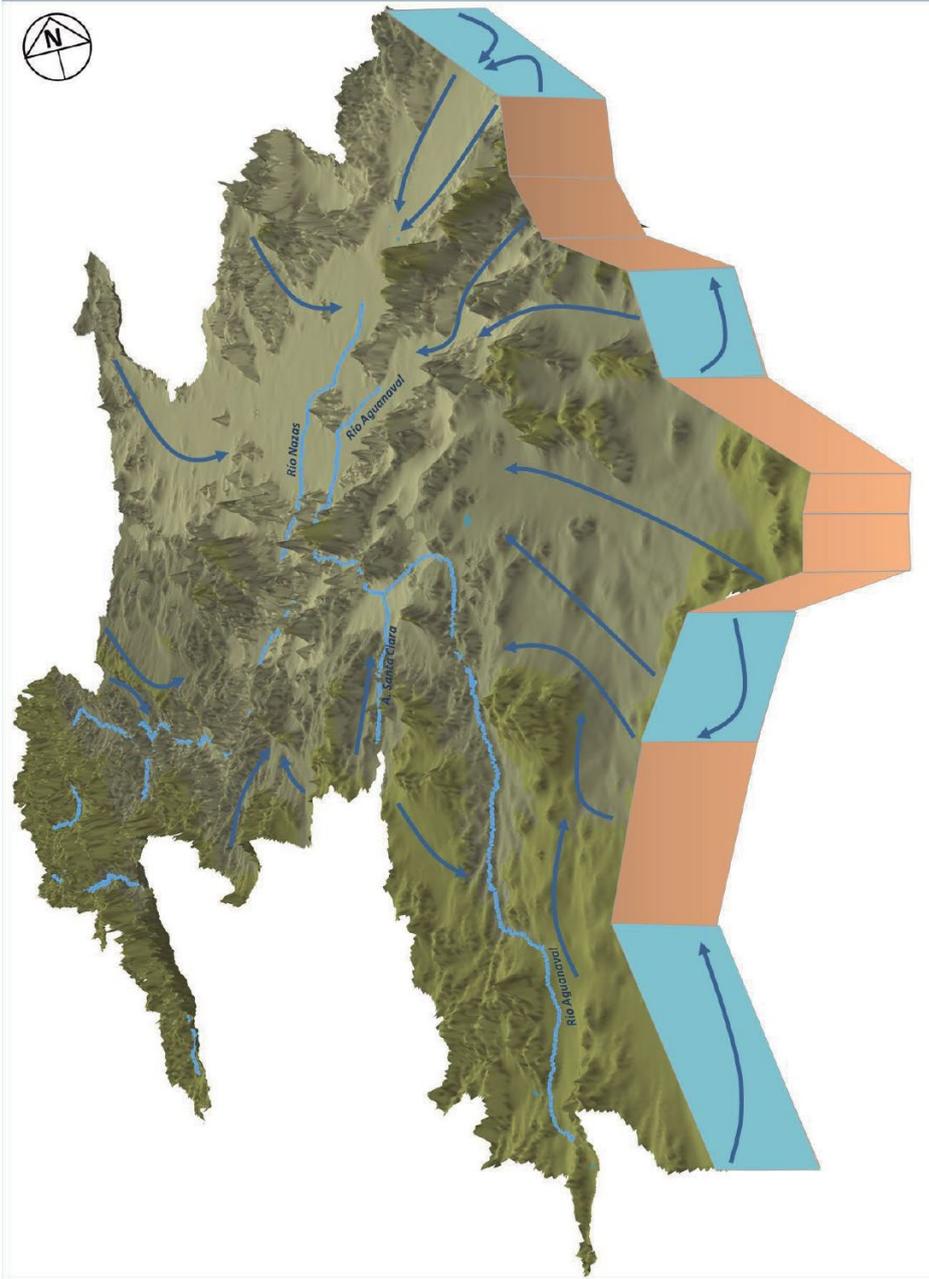


Figura 7.264. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ameca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

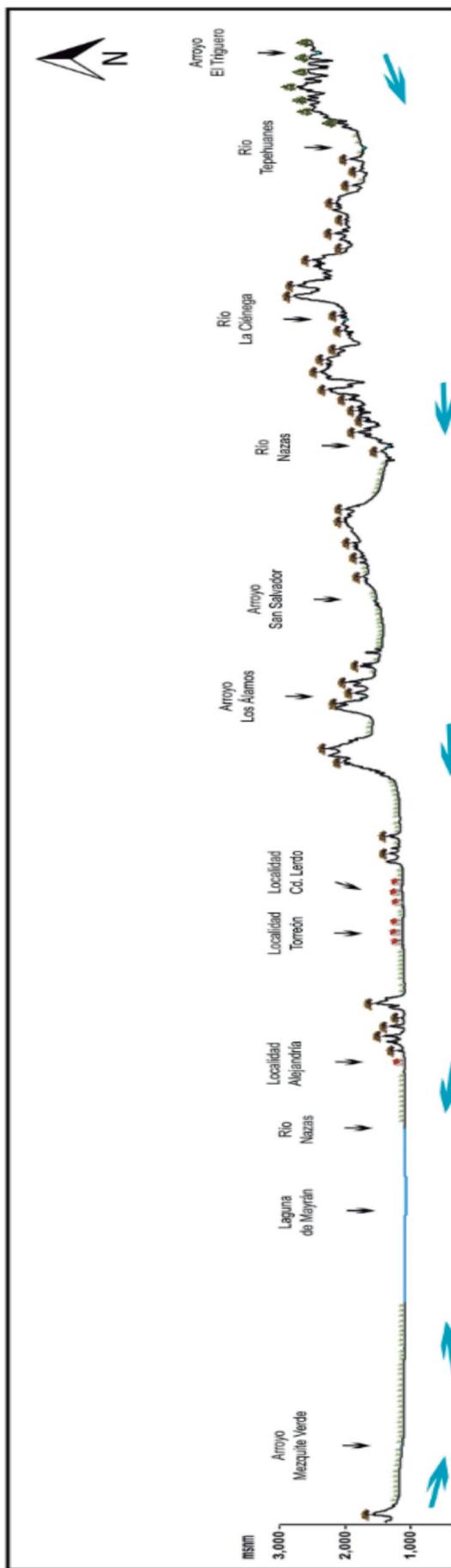


Figura 7.265. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ameca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.54. Sistema Coahuayana

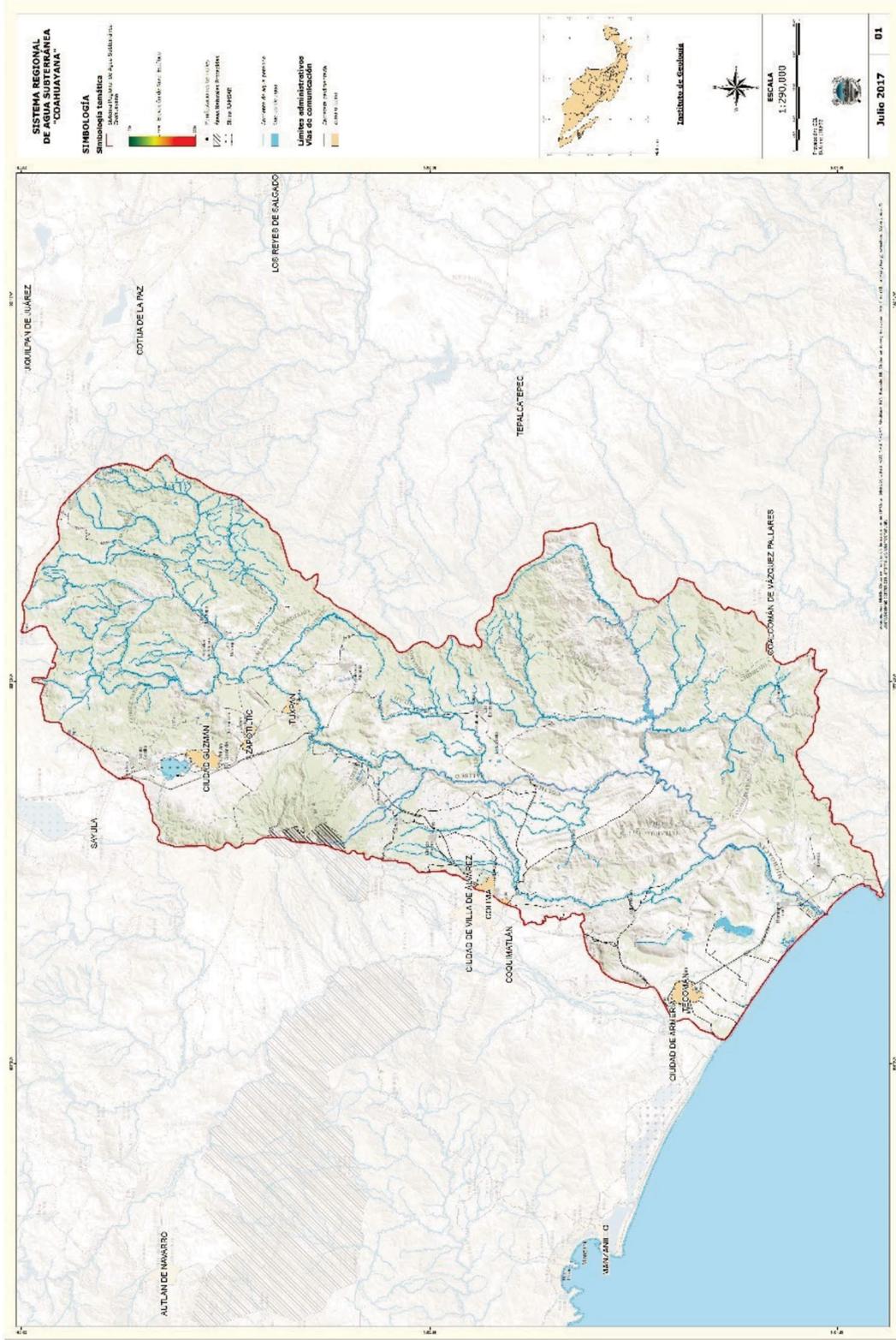


Figura 7.266. Localización del Sistema Coahuayana.



Figura 7.268. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coahuayana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

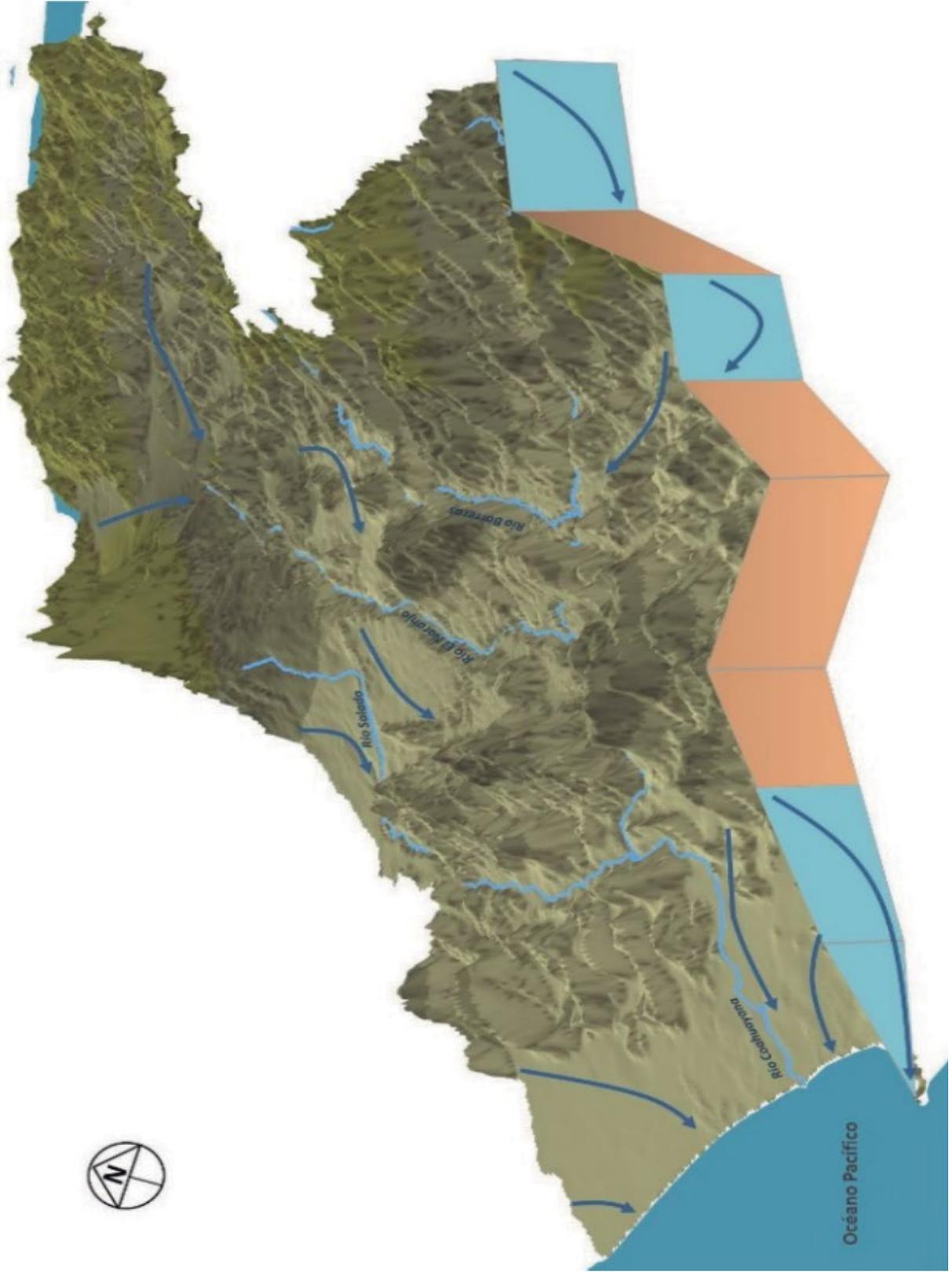


Figura 7.2.69. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coahuilense (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

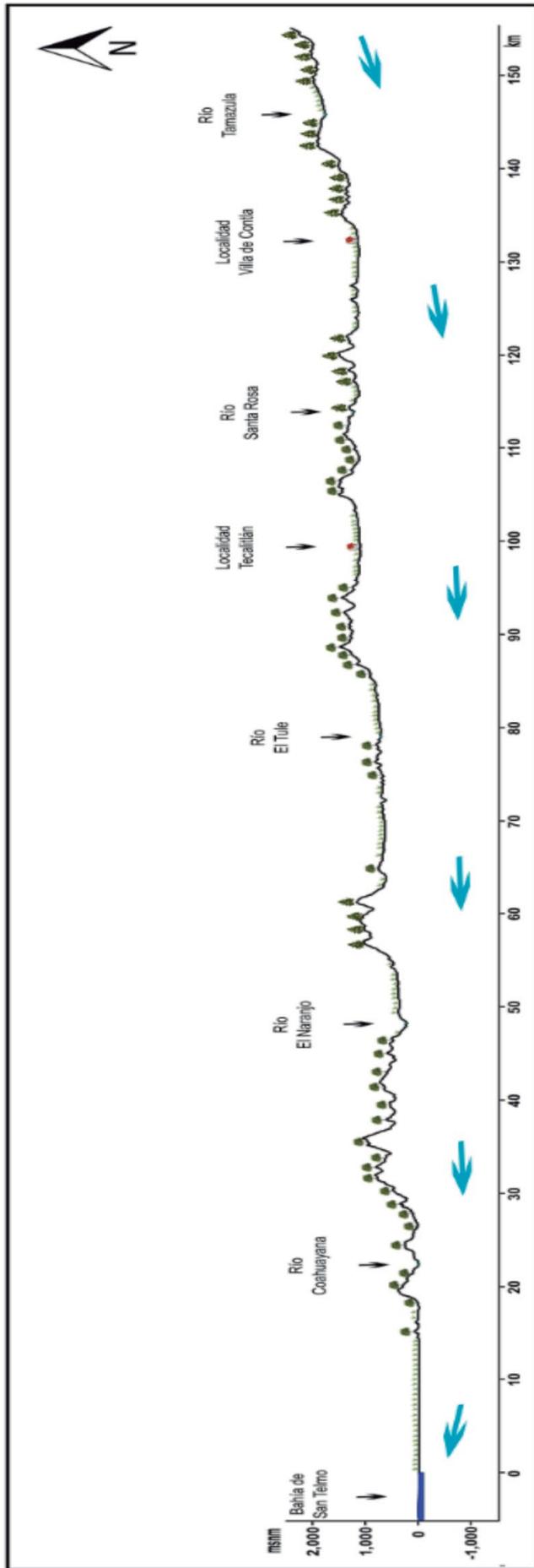


Figura 7.270. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

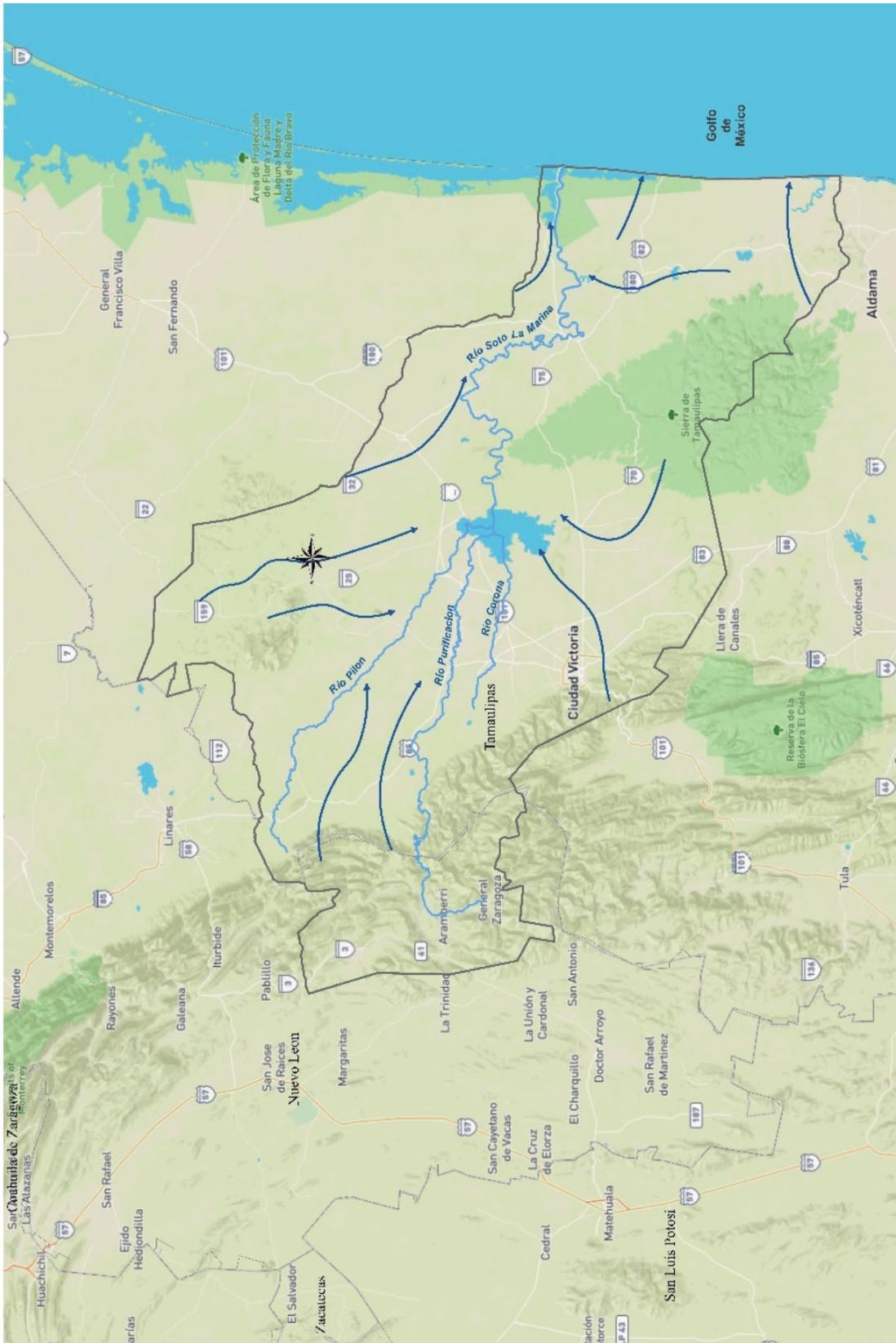


Figura 7.273. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Soho La Marina (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

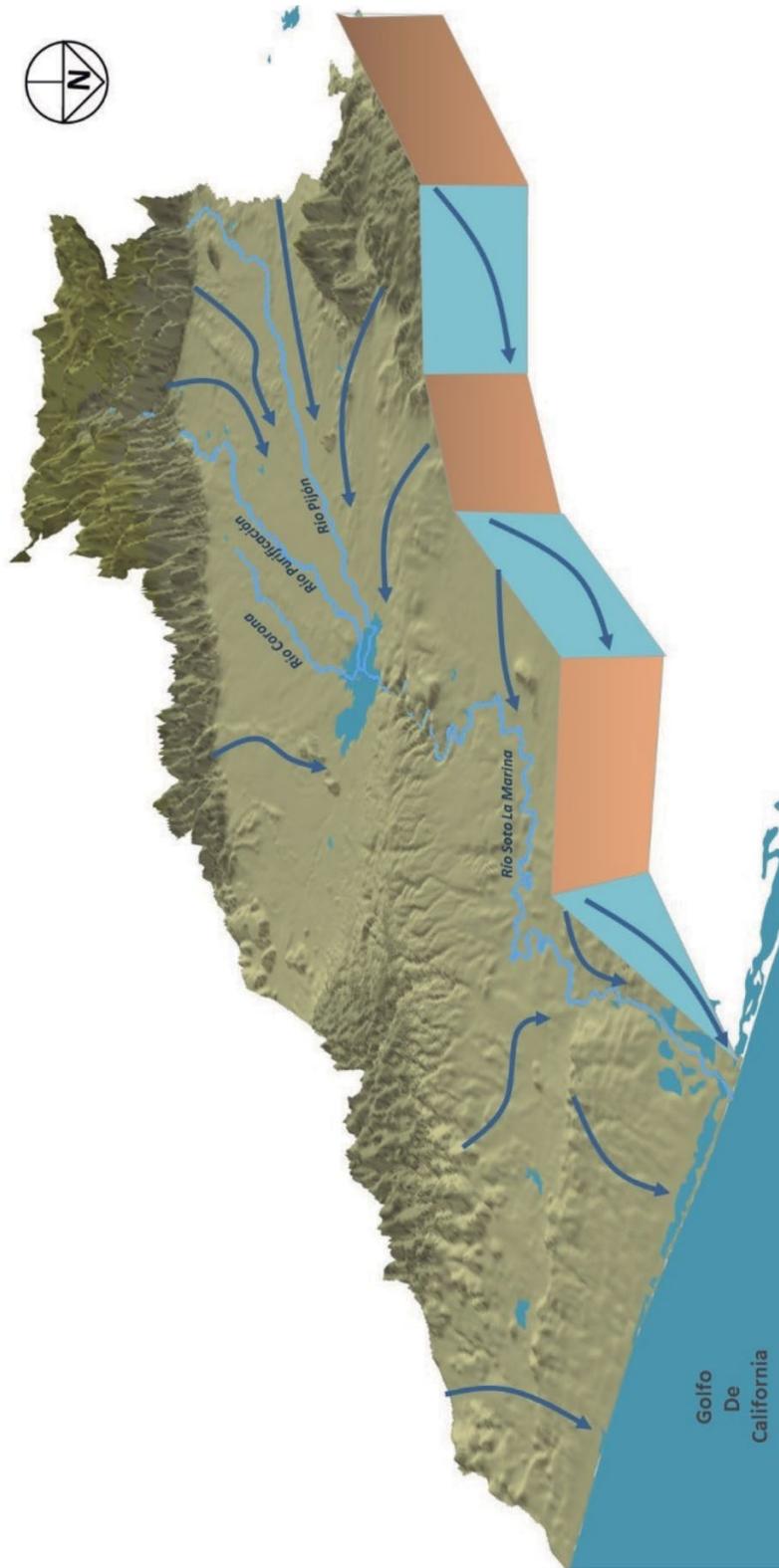


Figura 7.274. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterr3nea del Sistema Soto La Marina (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

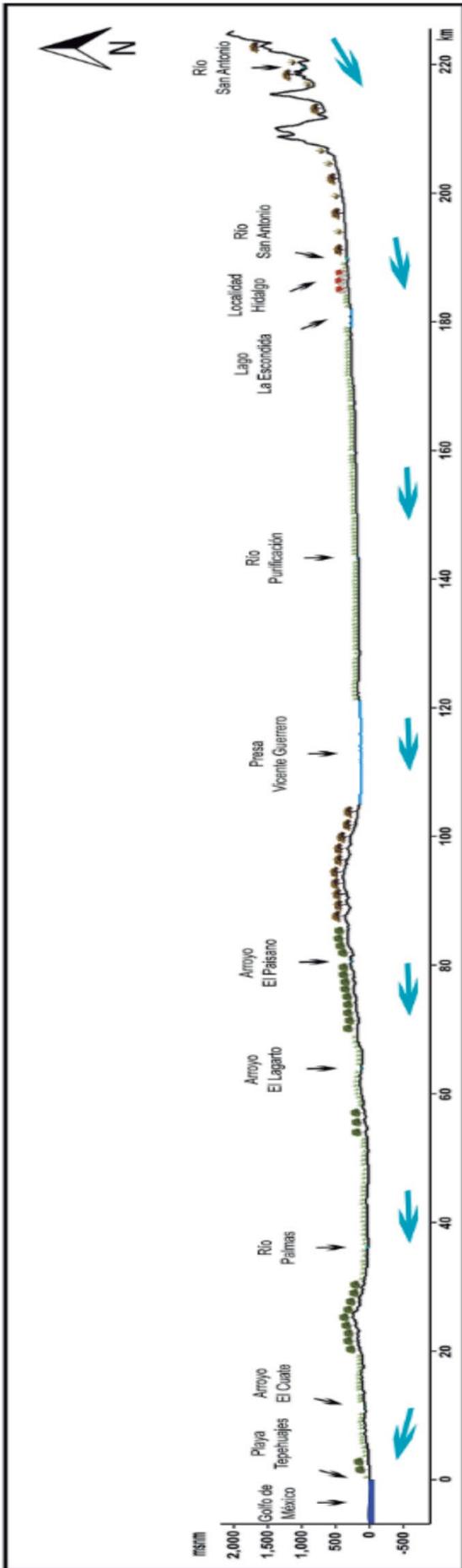


Figura 7.275. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Soto La Marina (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

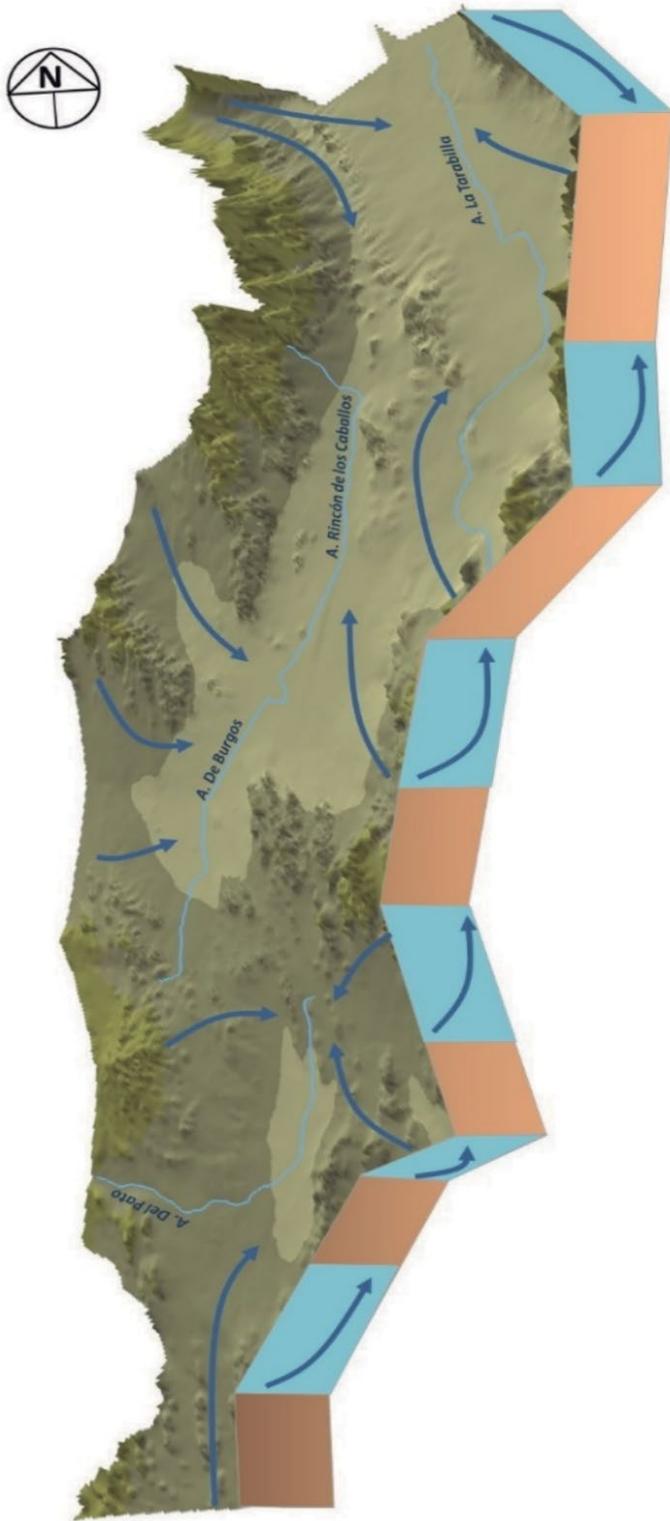


Figura 7.279.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea
 del Sistema
 Roca Montes
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,
 IMTA, UNAM).

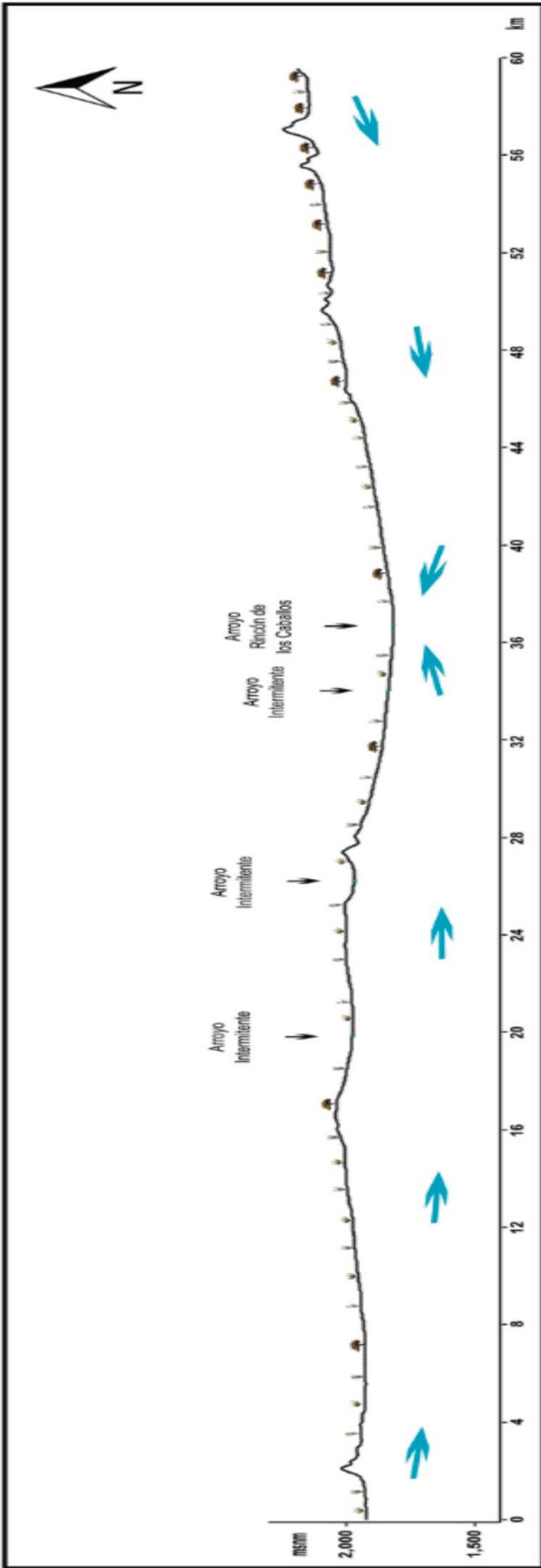


Figura 7.280. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Roca Montes (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.57. Sistema Salinas

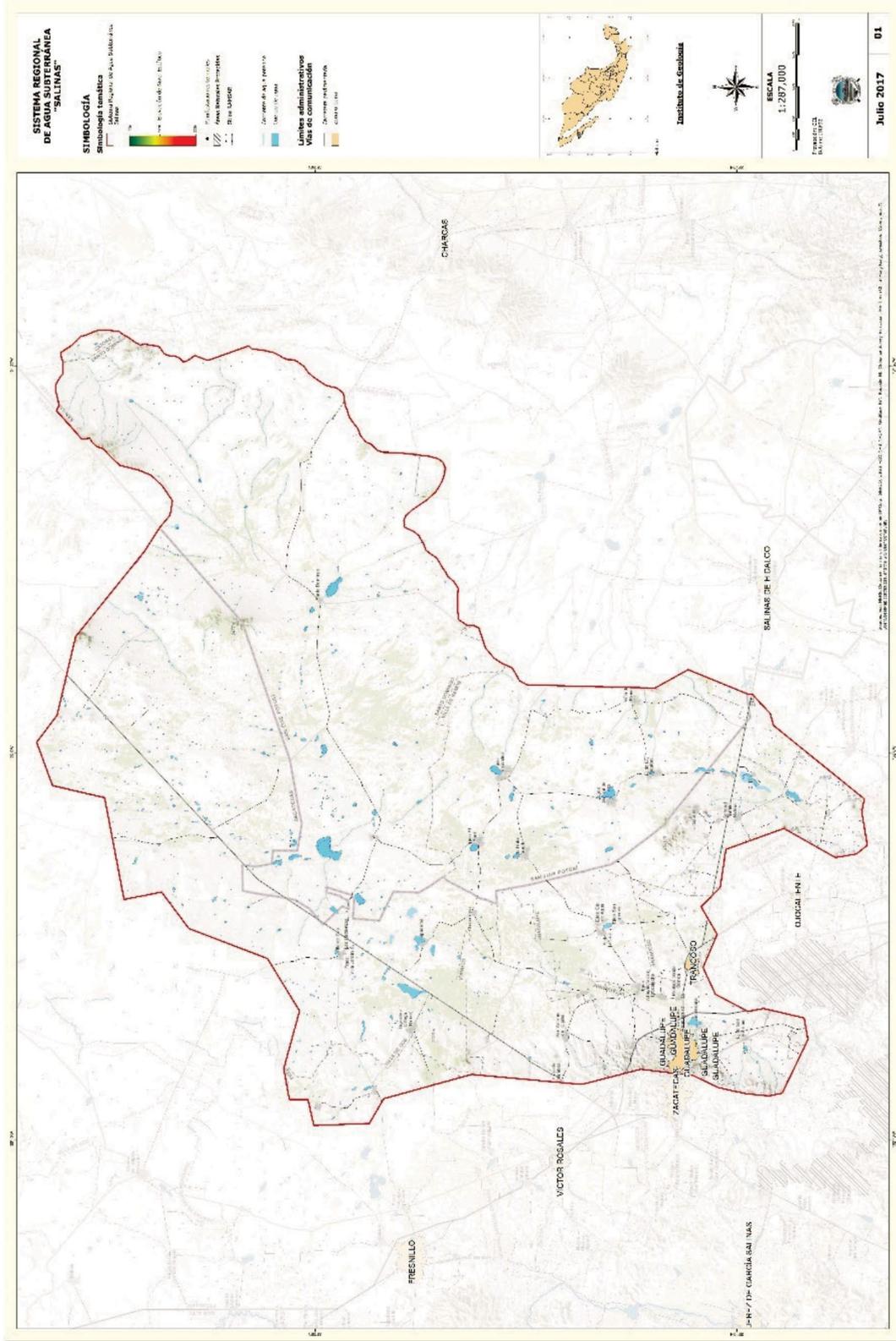


Figura 7.281. Localización del Sistema Salinas.

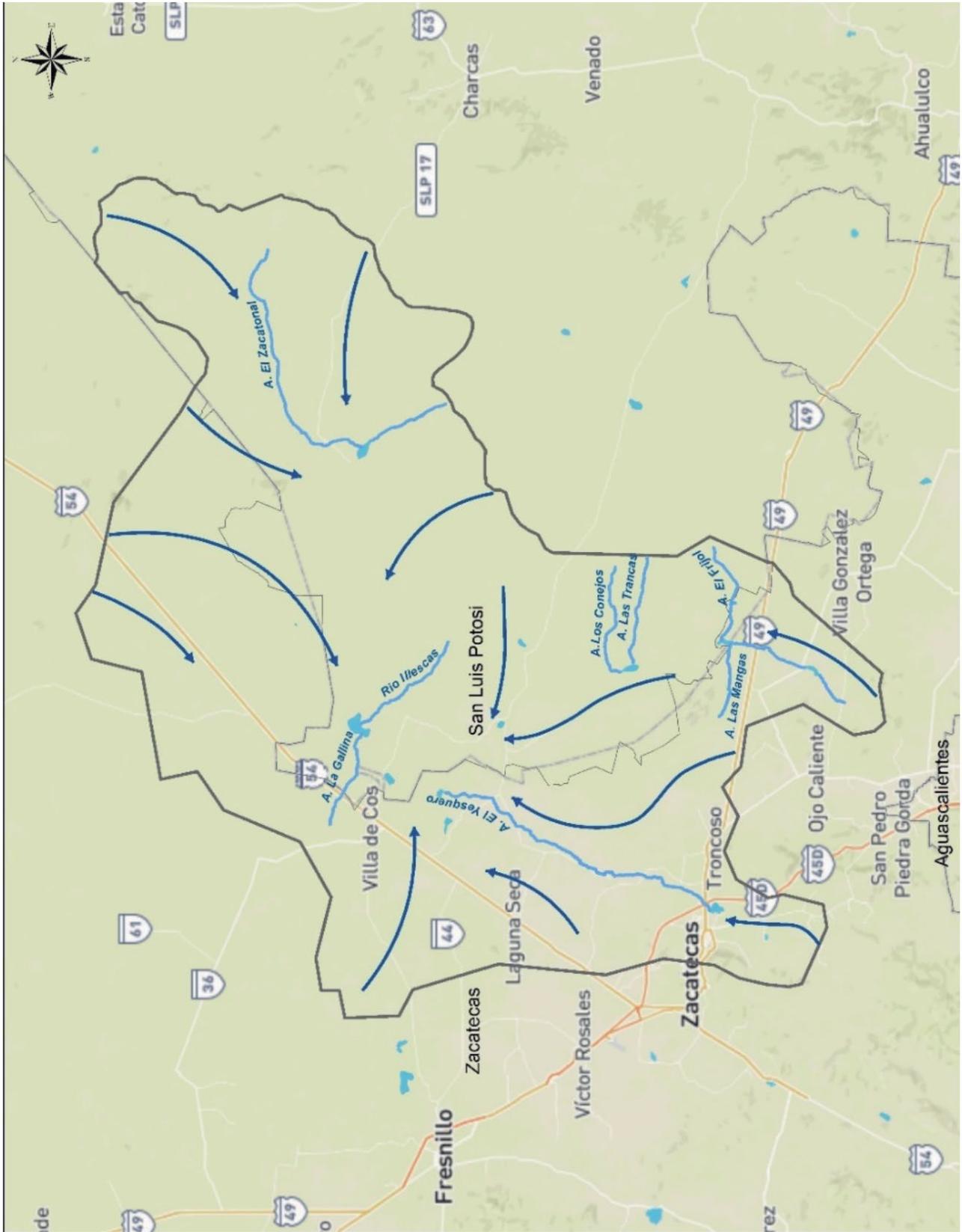


Figura 7.283. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Salinas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

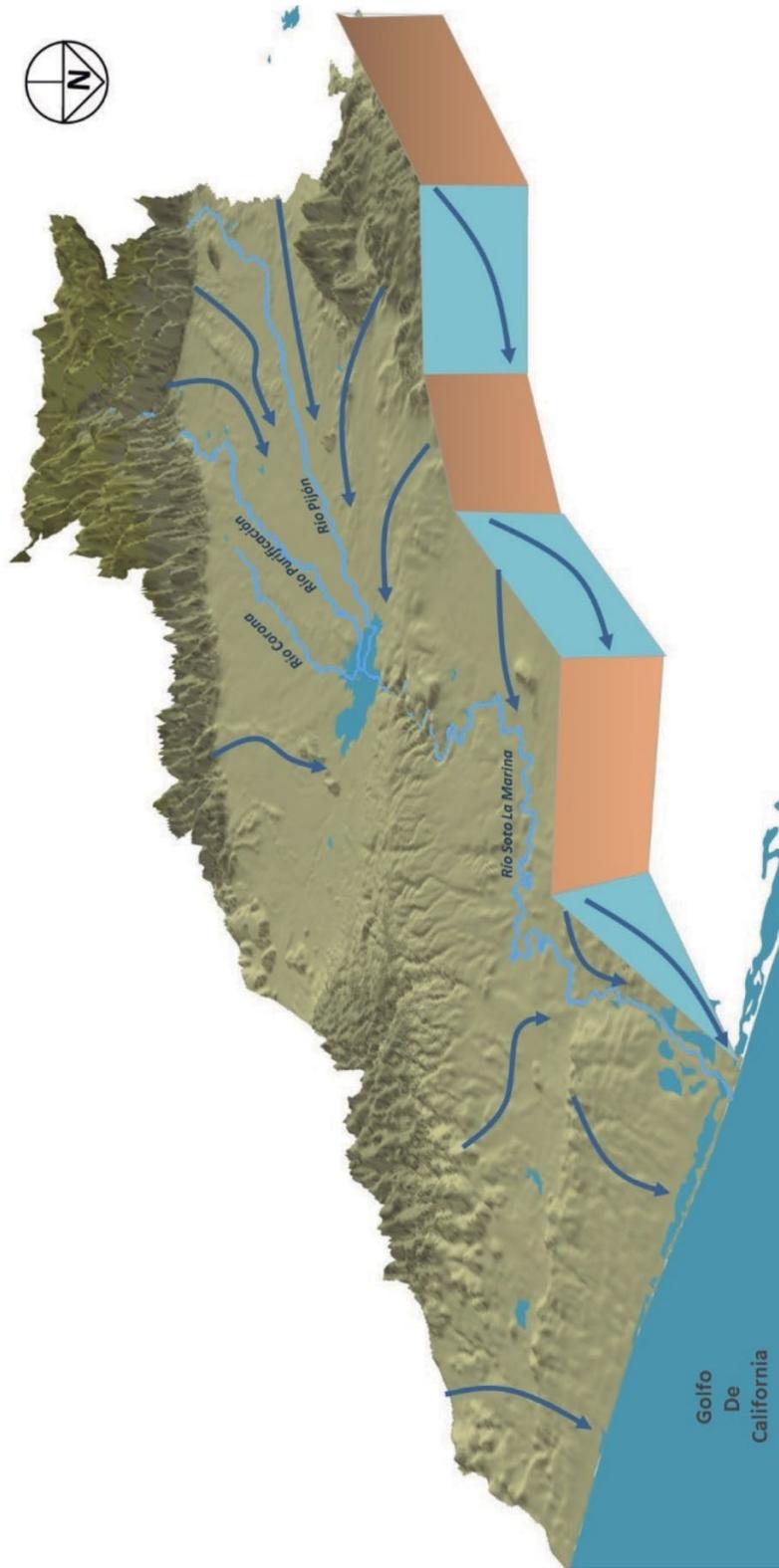


Figura 7.284. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterr3nea del Sistema Salinas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

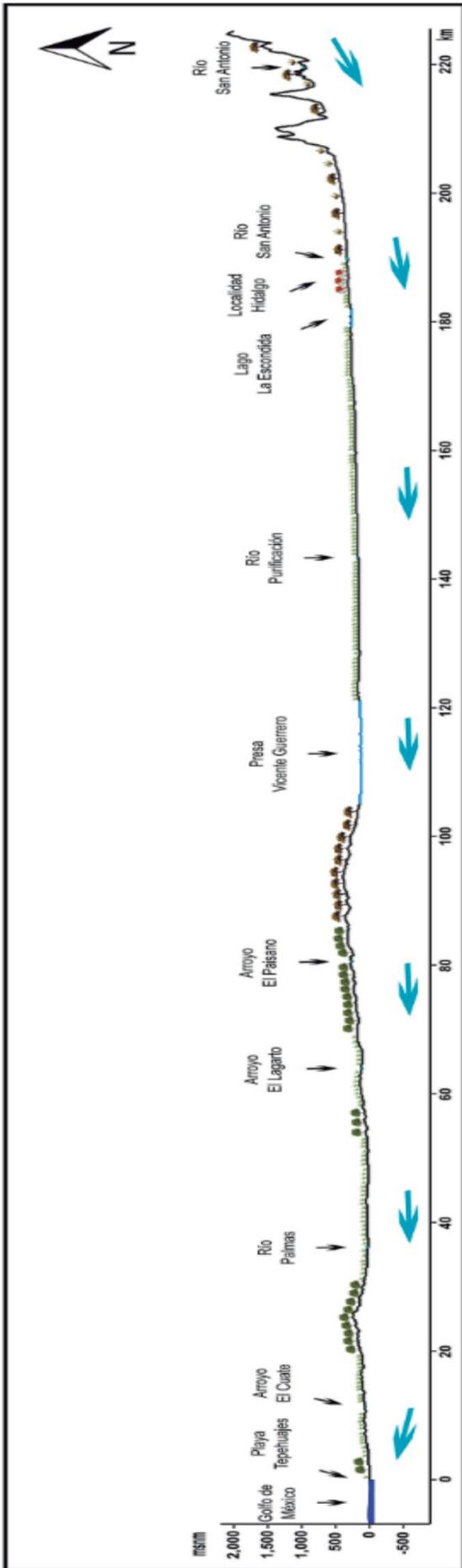


Figura 7.285. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Salinas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

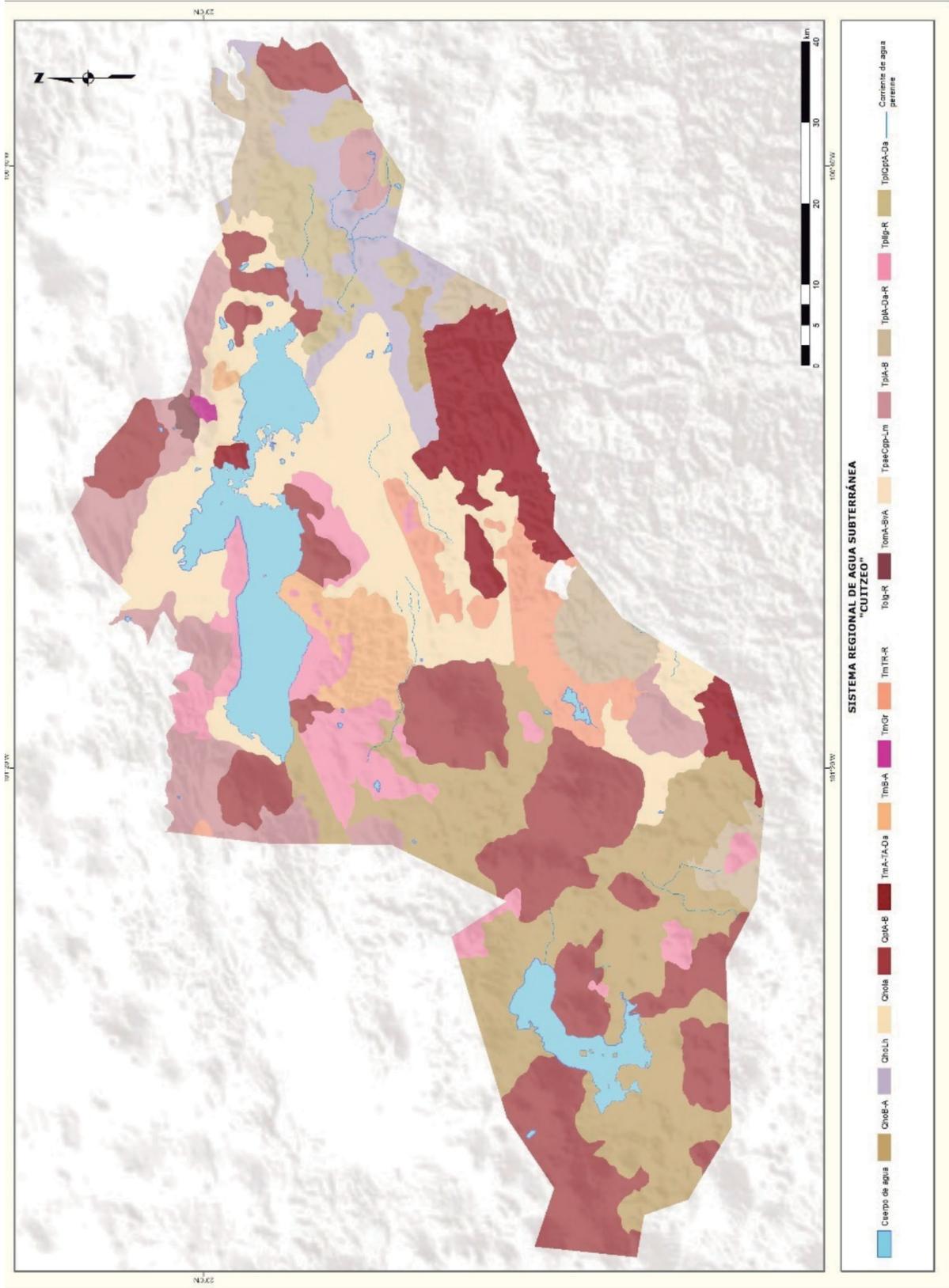


Figura 7.287. Geología del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).

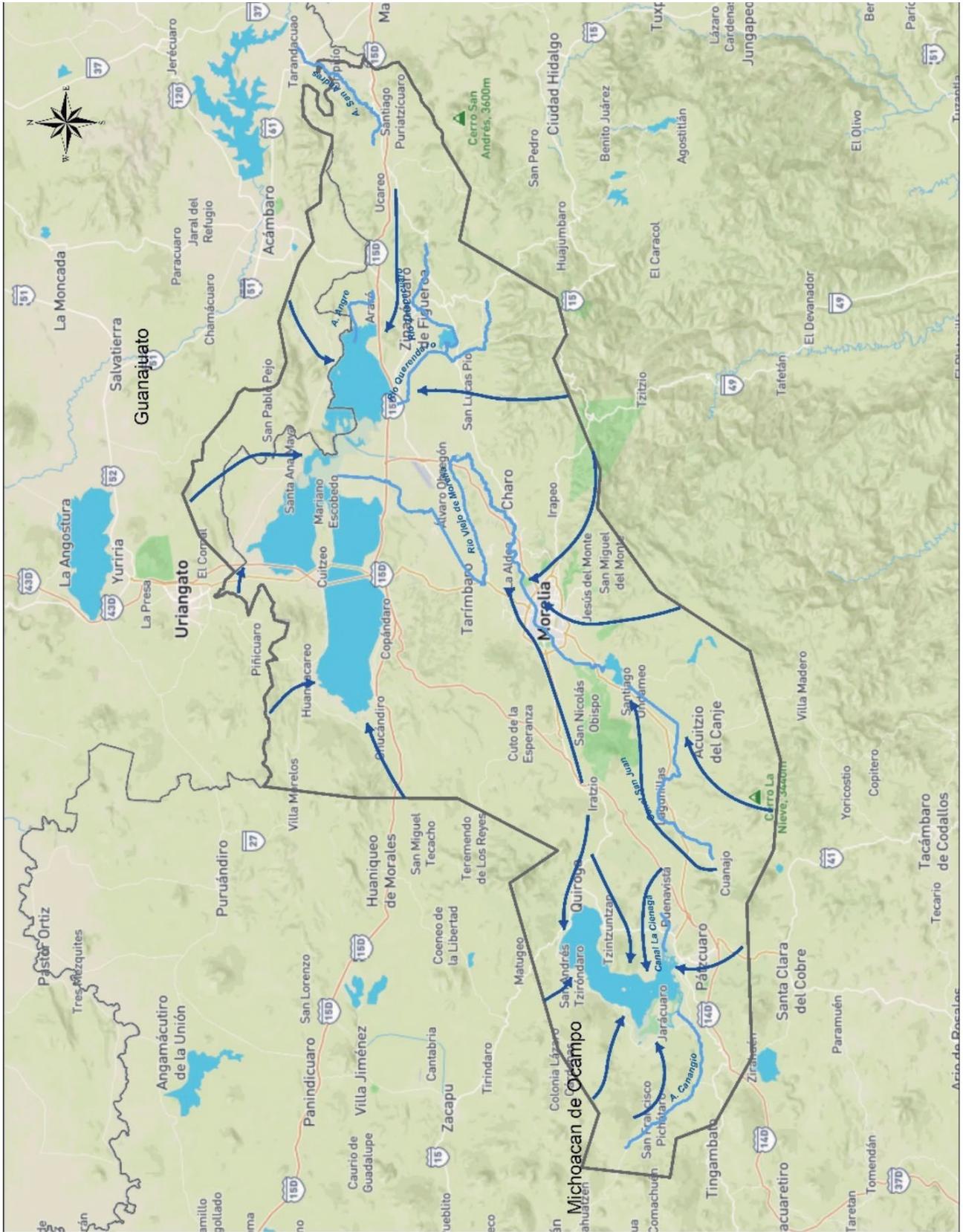


Figura 7.288. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



Figura 7.289. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

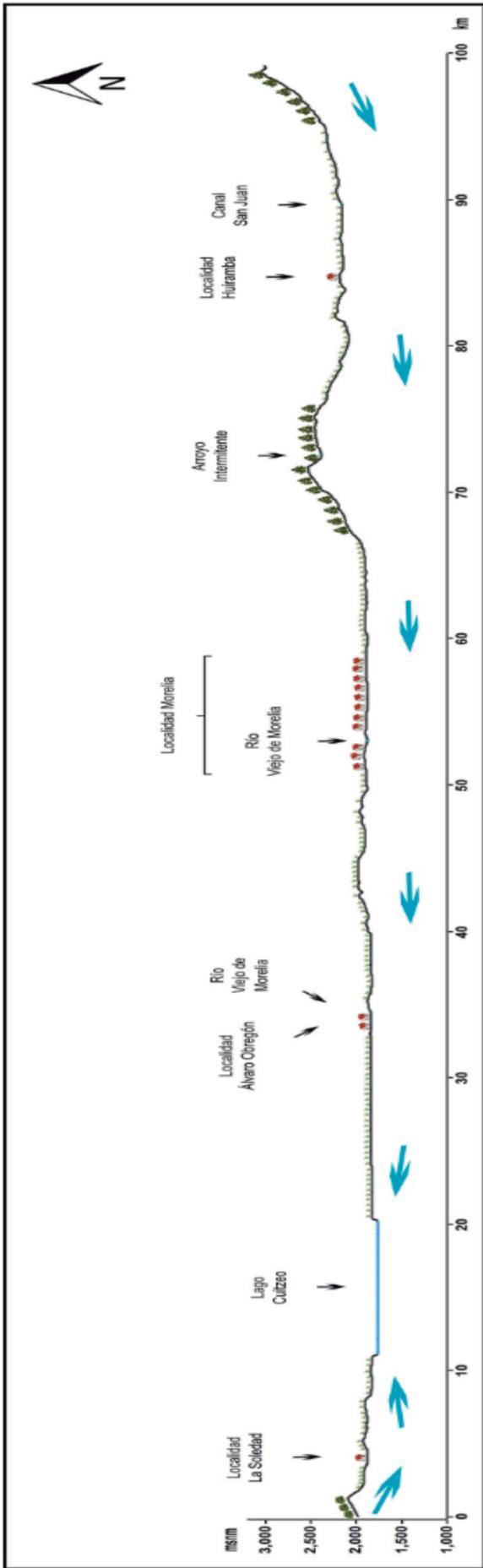


Figura 7.290. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.59. Sistema Matehuala

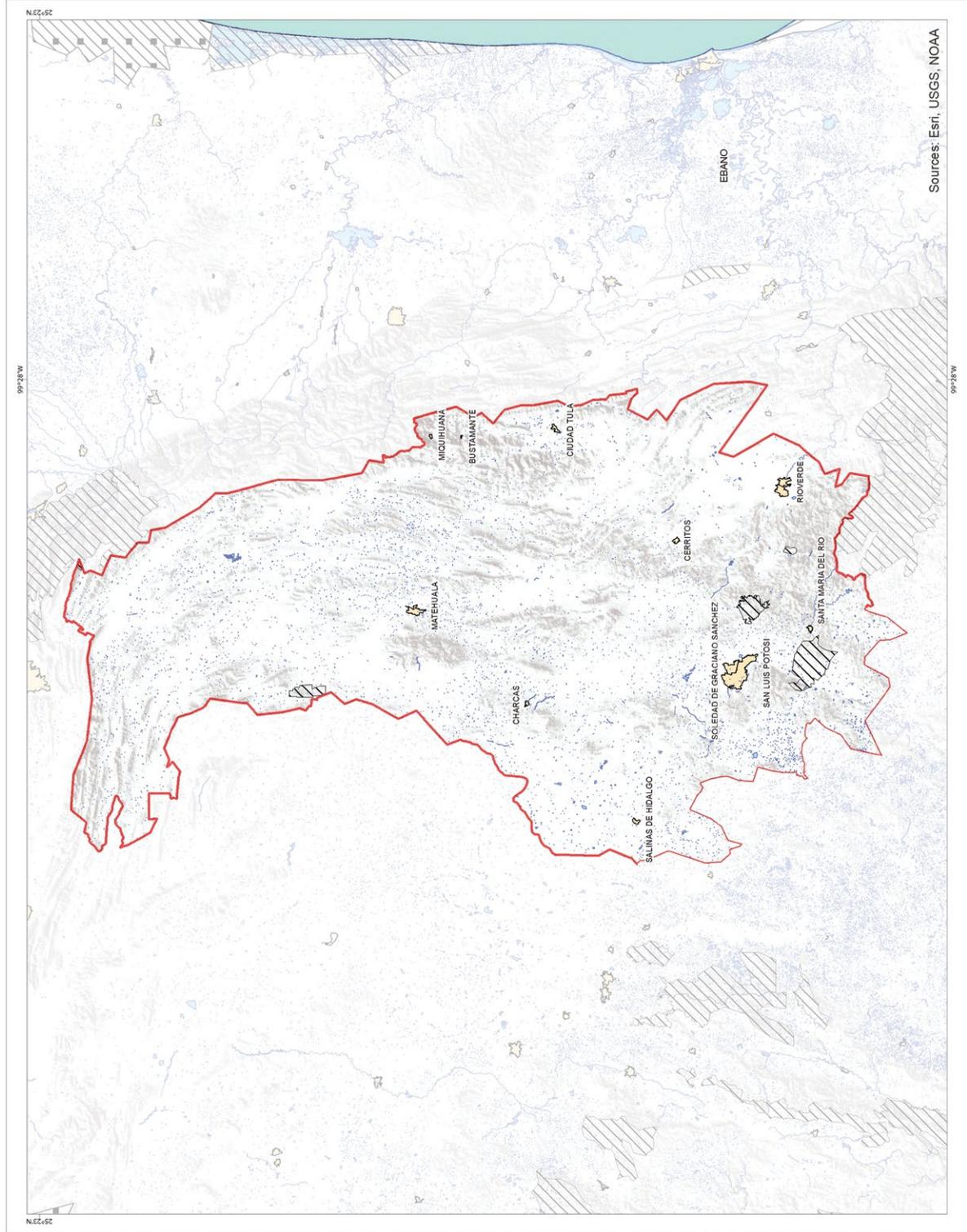


Figura 7.291.
Localización del Sistema
Matehuala

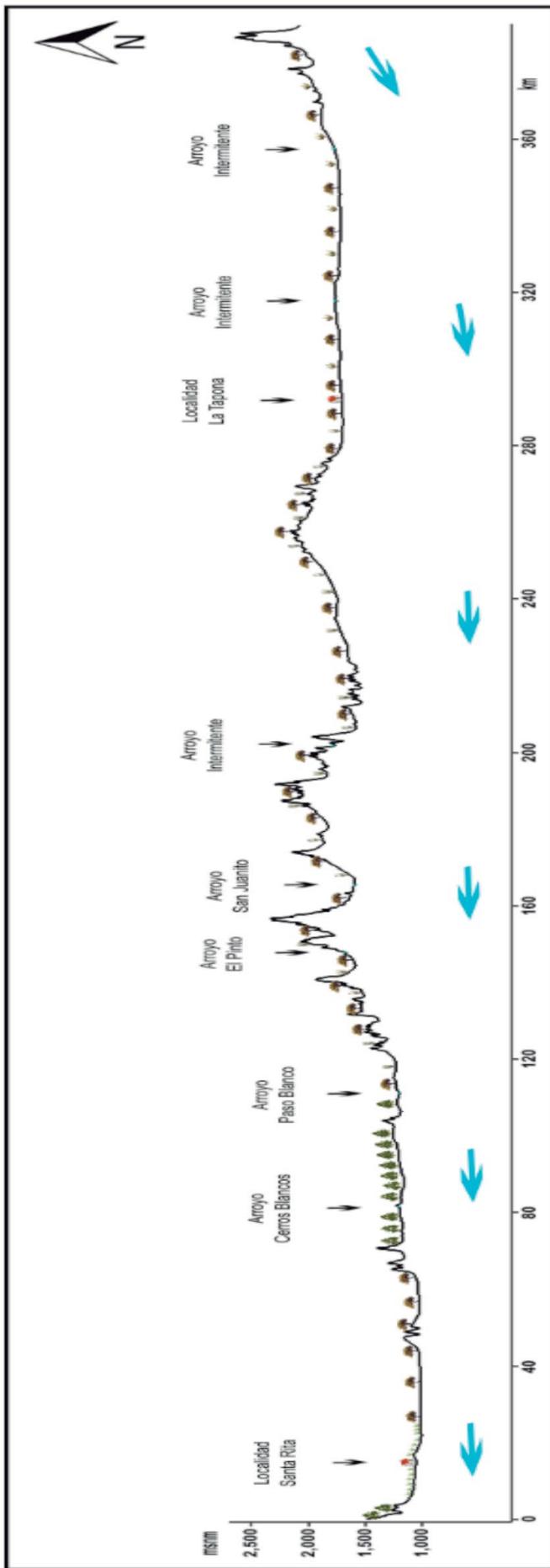


Figura 7.295. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Matehuala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.60. Sistema Misantla

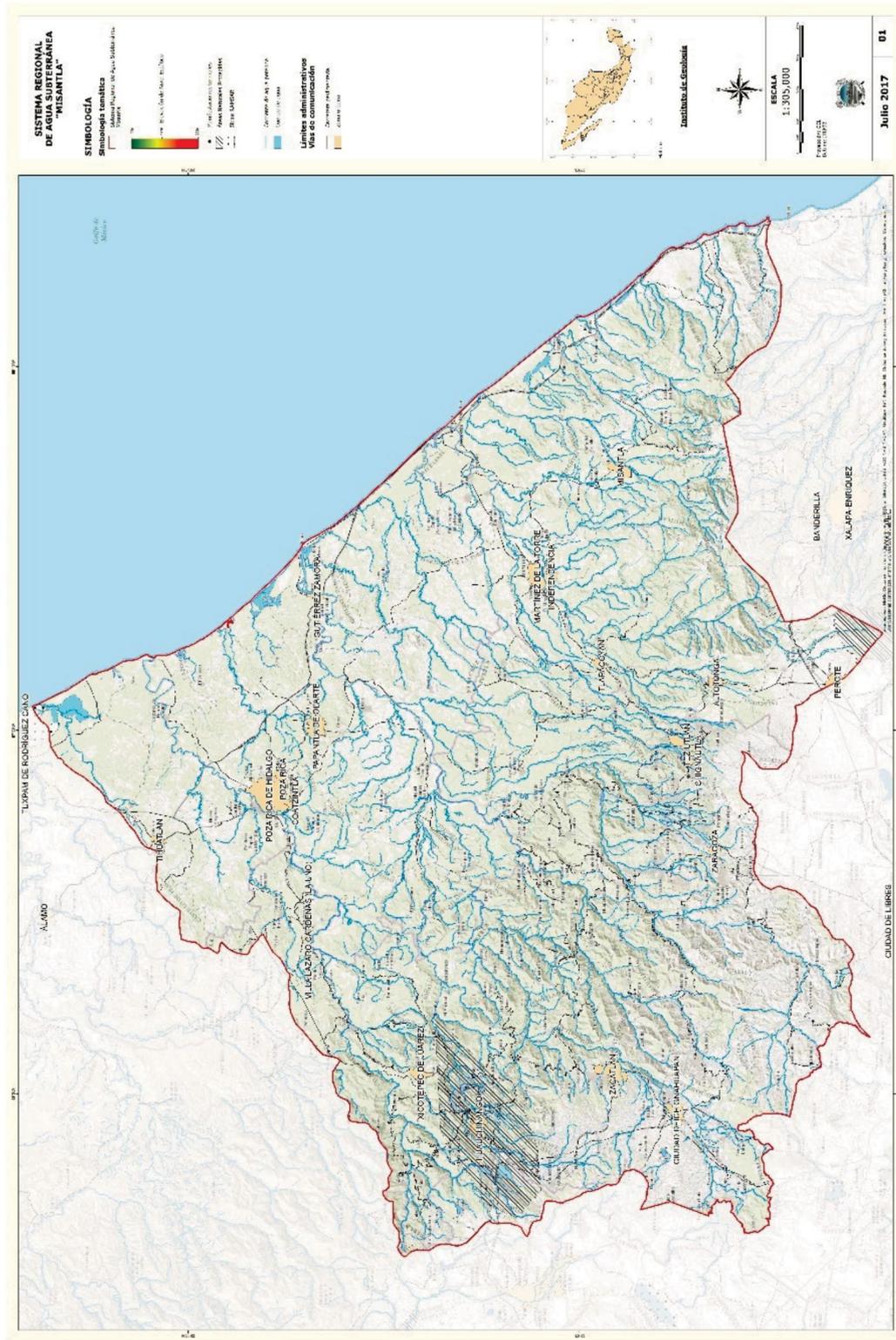


Figura 7.296. Localización del Sistema Misantla.

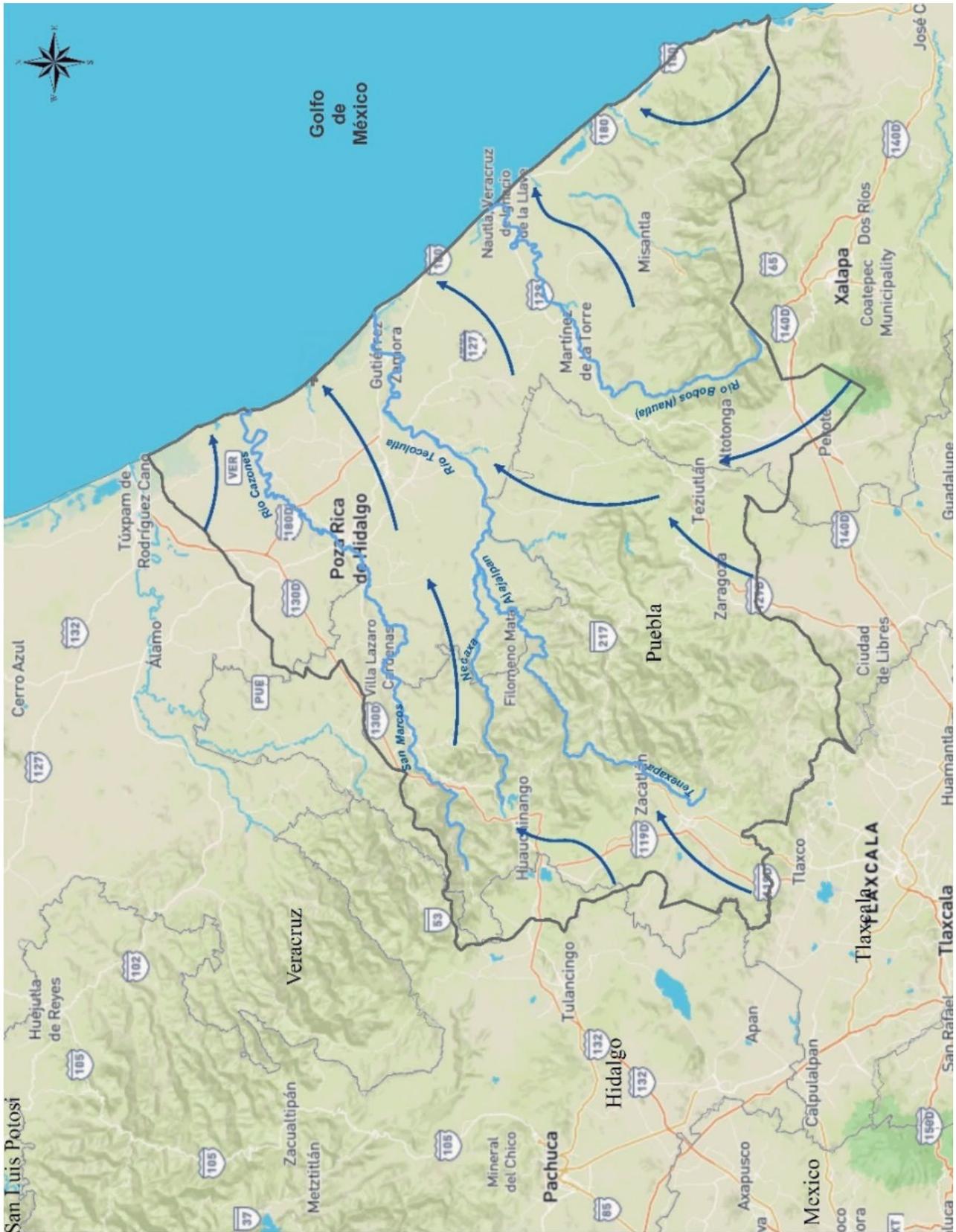


Figura 7.298. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Misantla (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

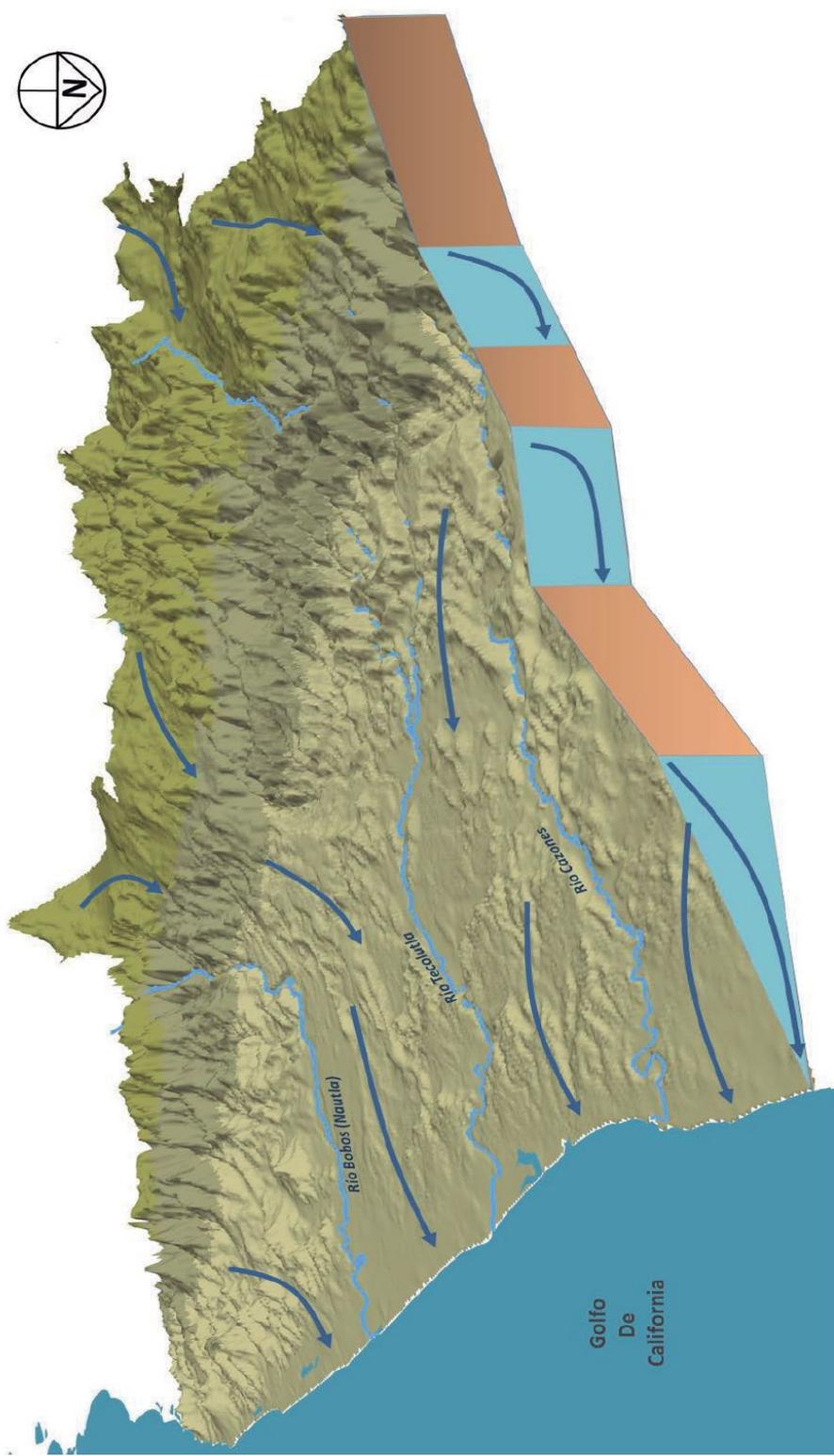


Figura 7.299.
 Bloque 3D y
 esquema del
 flujo de agua
 subterránea
 del Sistema
 Misantla
 (elaborado con
 base en las
 redes de flujo
 obtenidas de
 CONAGUA,
 IMTA, UNAM).

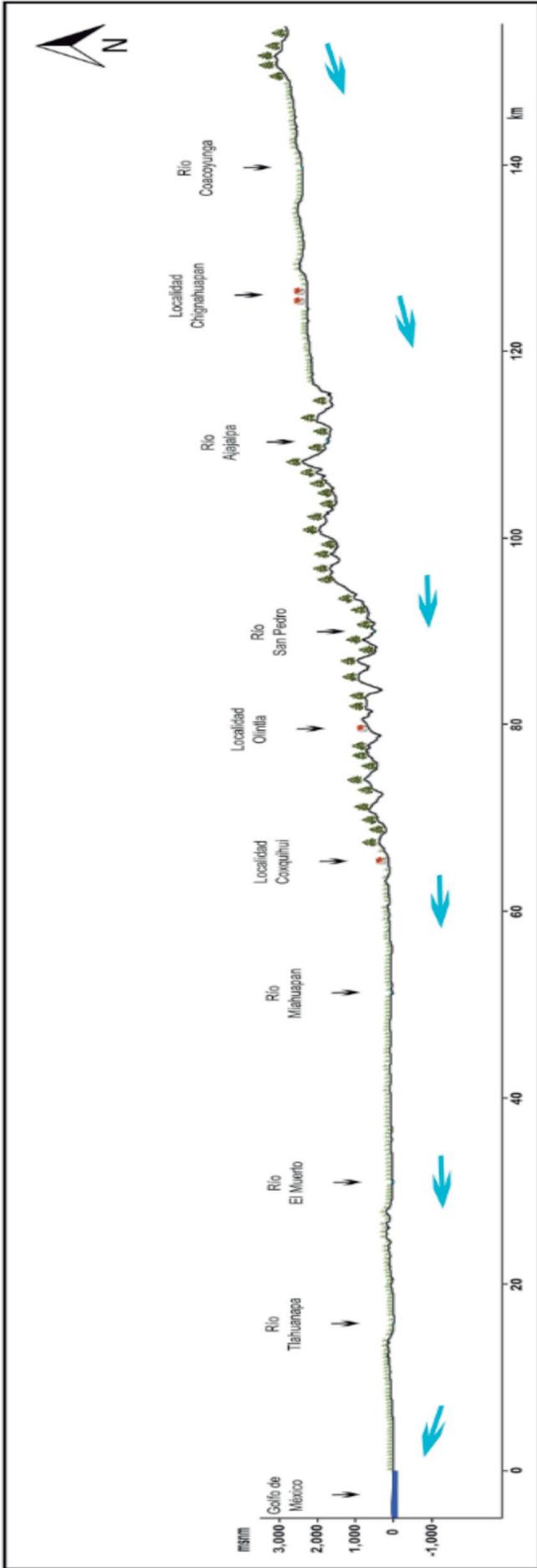


Figura 7.300. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Misantla (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.61. Sistema Cihuatlán

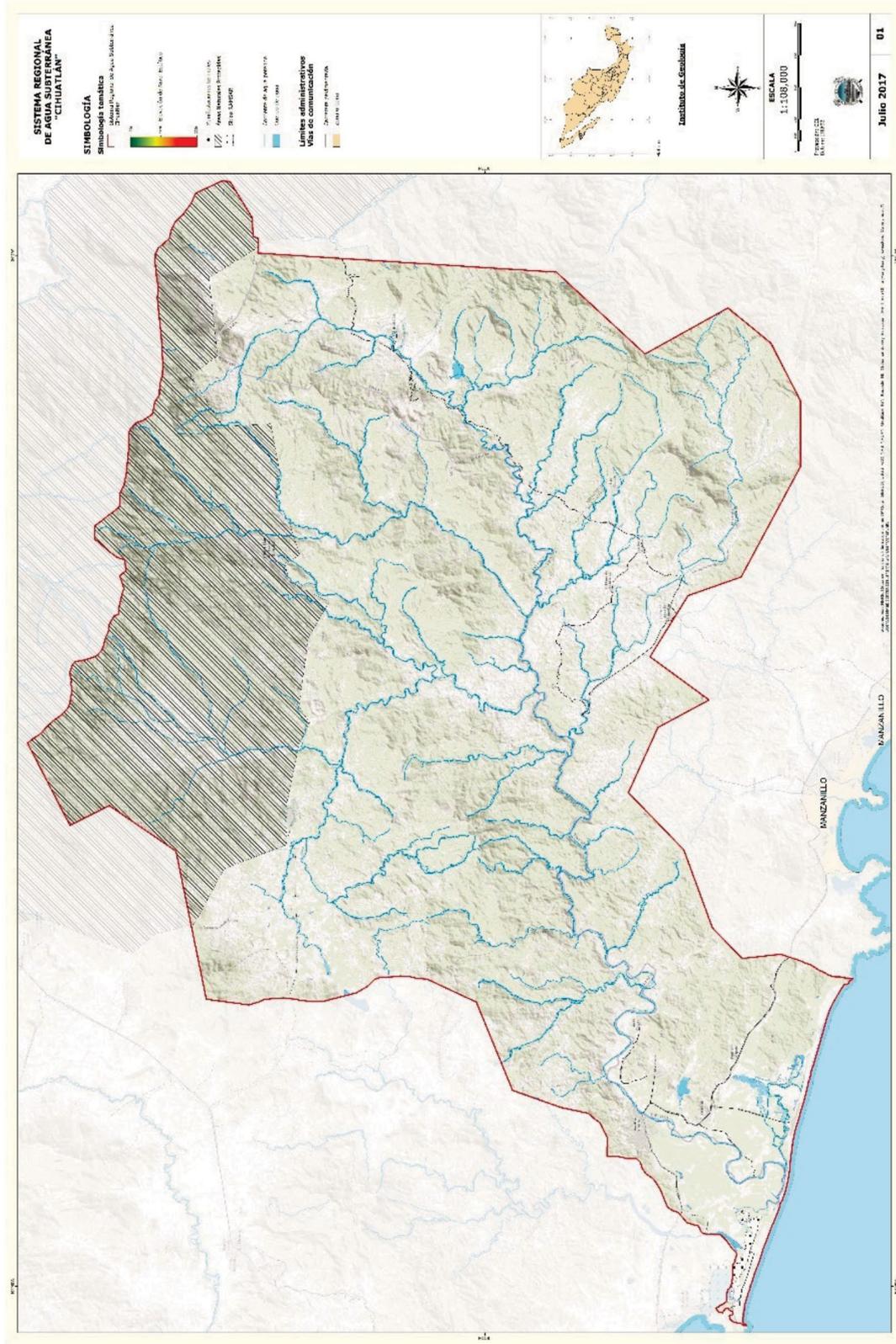


Figura 7.301. Localización del Sistema del Cihuatlán.



Figura 7.303. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cihuatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

Figura 7.304.
Bloque 3D y
esquema del
flujo de agua
subterránea
del Sistema
Cihuatlán
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).



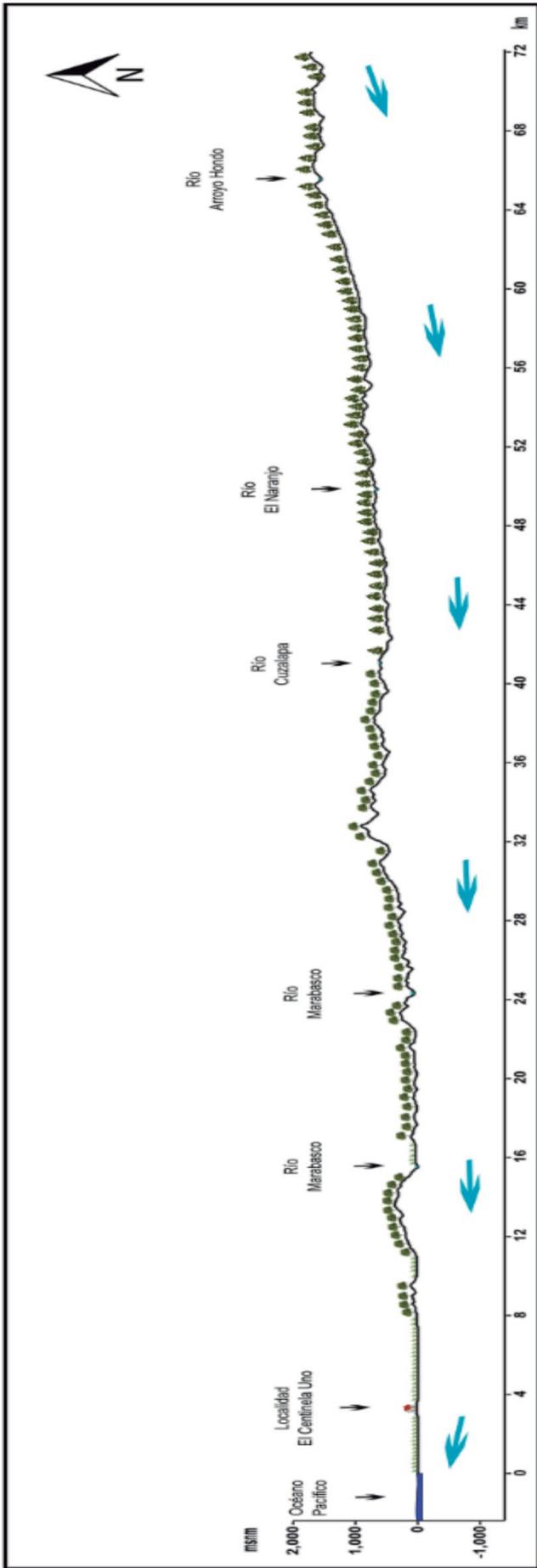


Figura 7.305. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cihuatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.62. Sistema Chapala

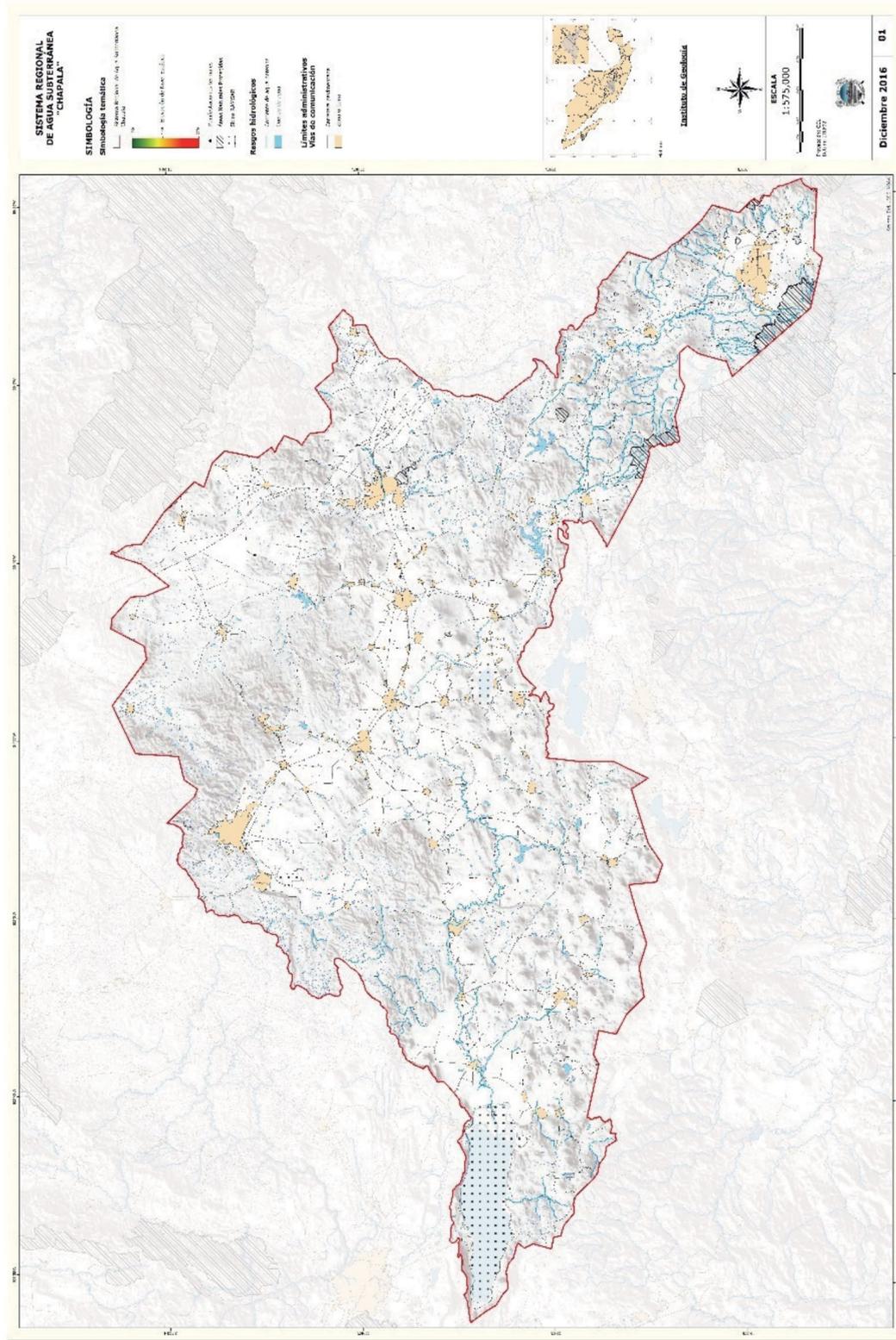


Figura 7.306. Localización del Sistema del Chapala.



Figura 7.308. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chapala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

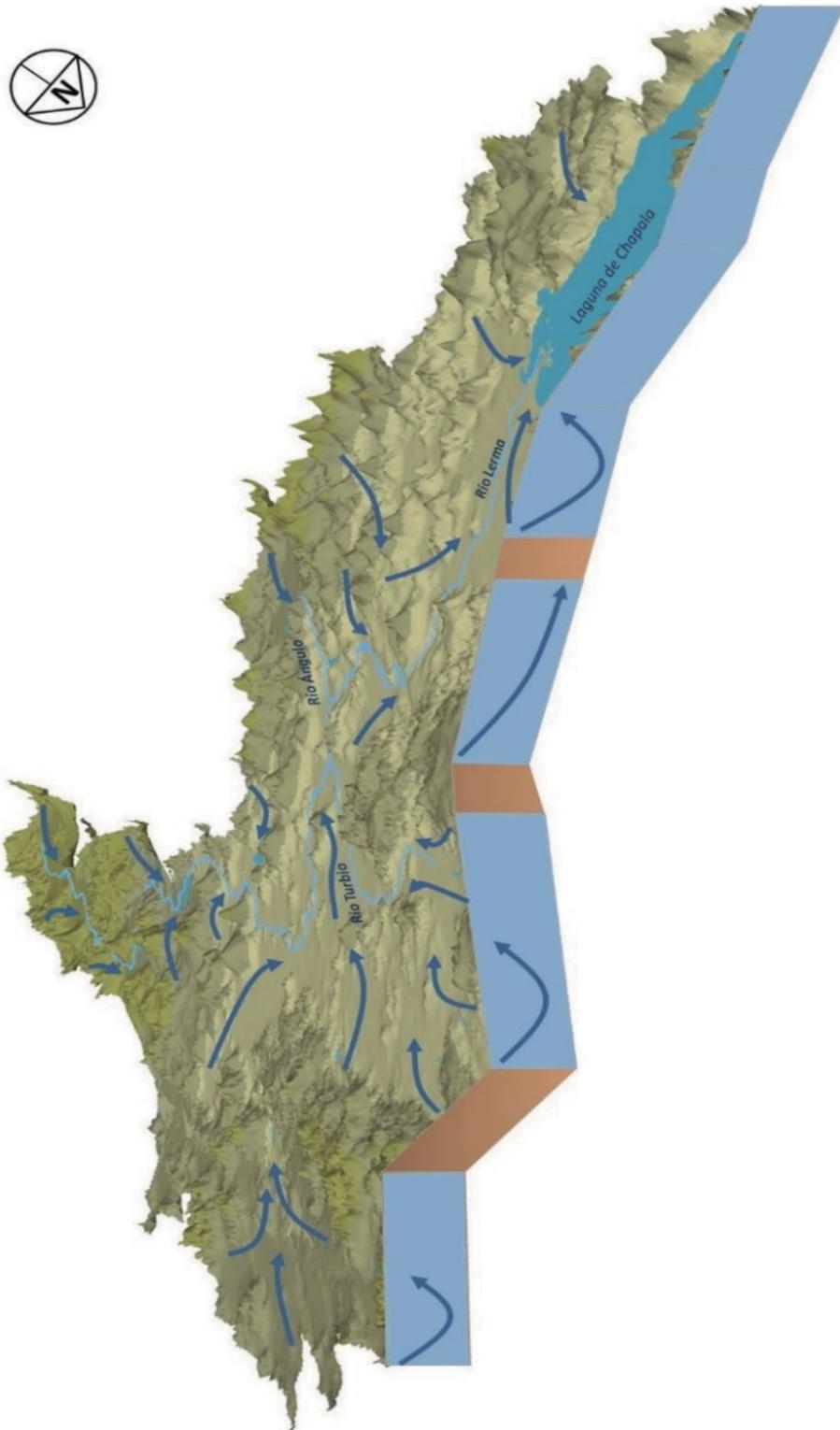


Figura 7.309. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chapala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,



Figura 7.313. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tequila (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

Figura 7.314.
Bloque 3D y
esquema del
flujo de agua
subterránea del
Sistema Tequila
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).



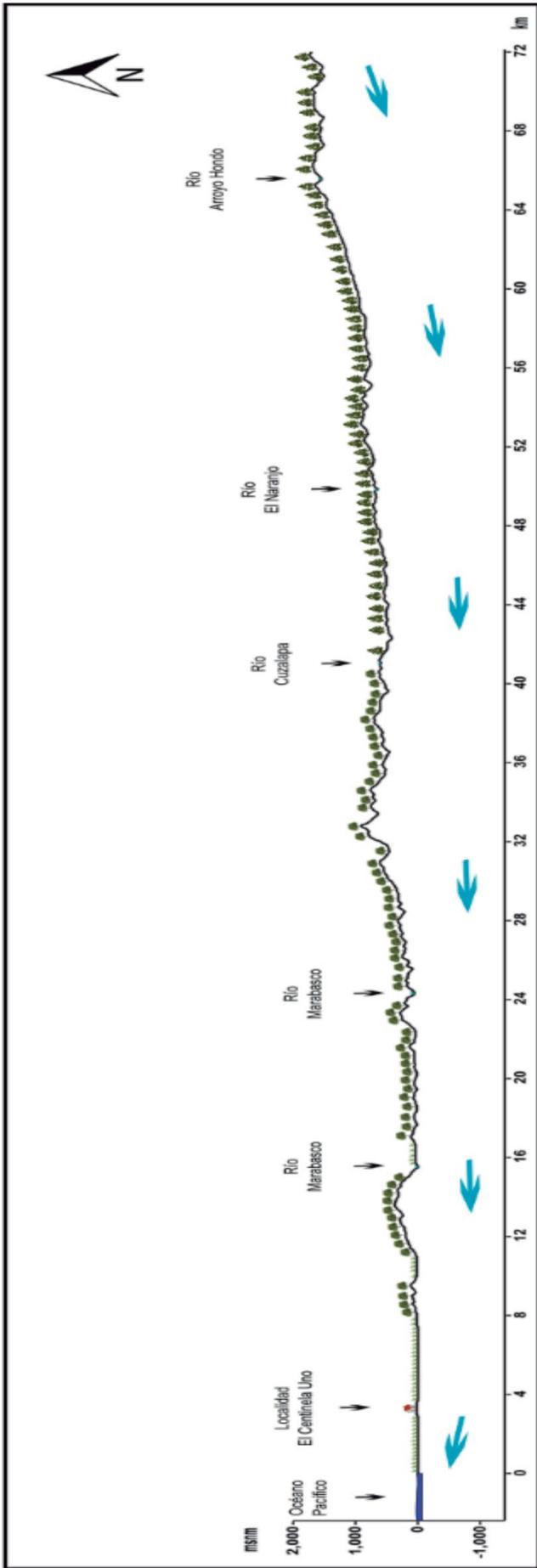


Figura 7.31.5. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tequila (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

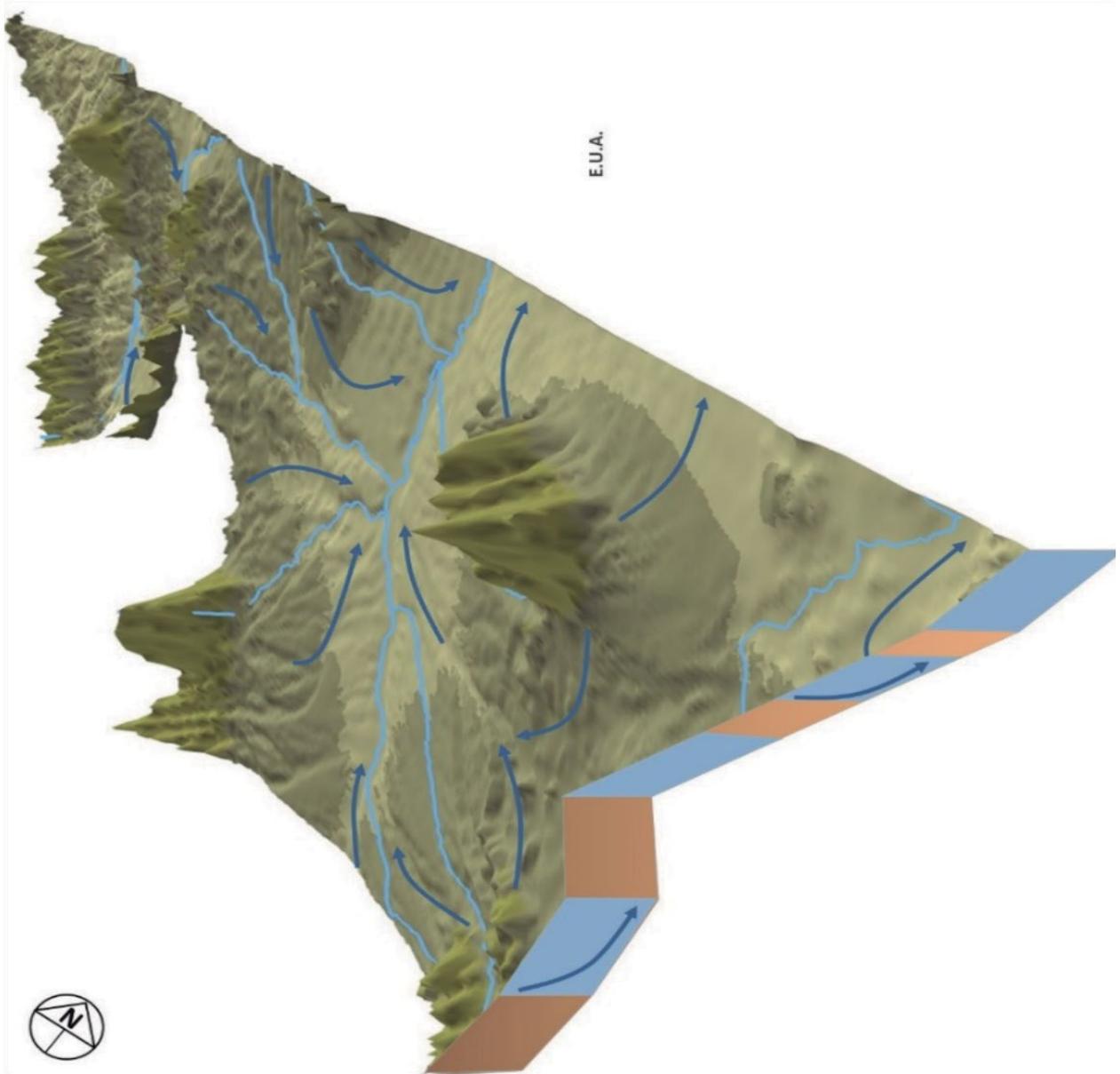


Figura 7.319. Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cananea (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

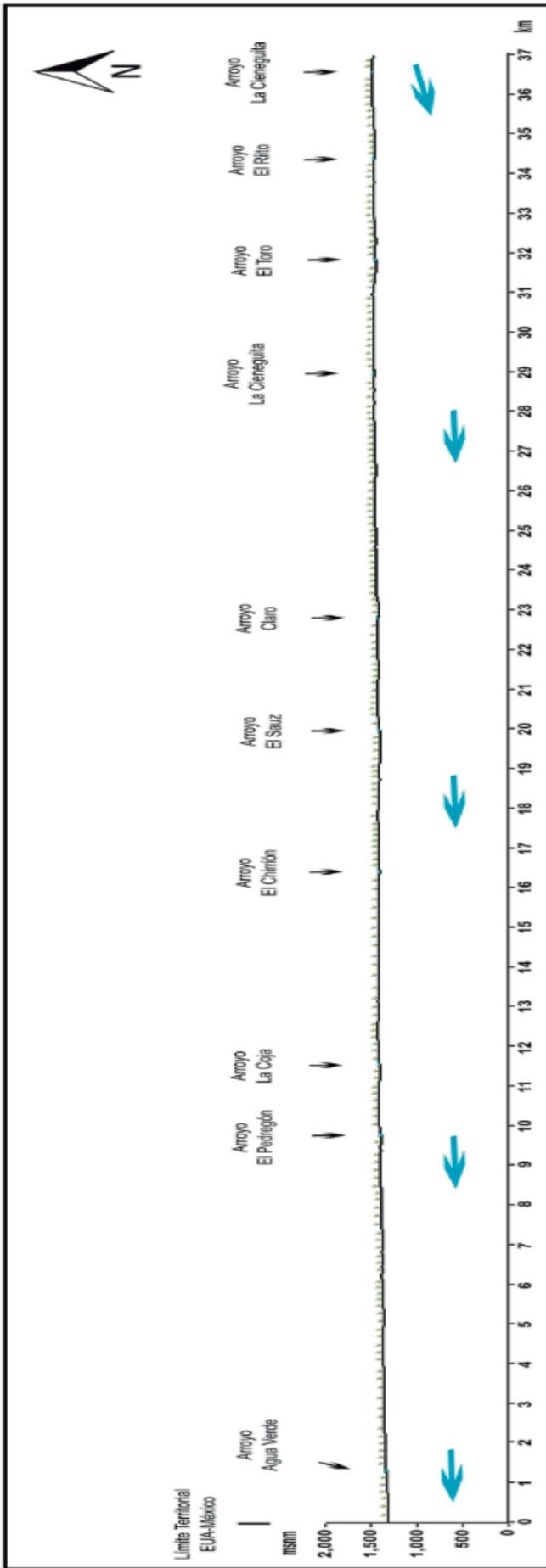


Figura 7.320. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cananea (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

7.65. Sistema Juárez

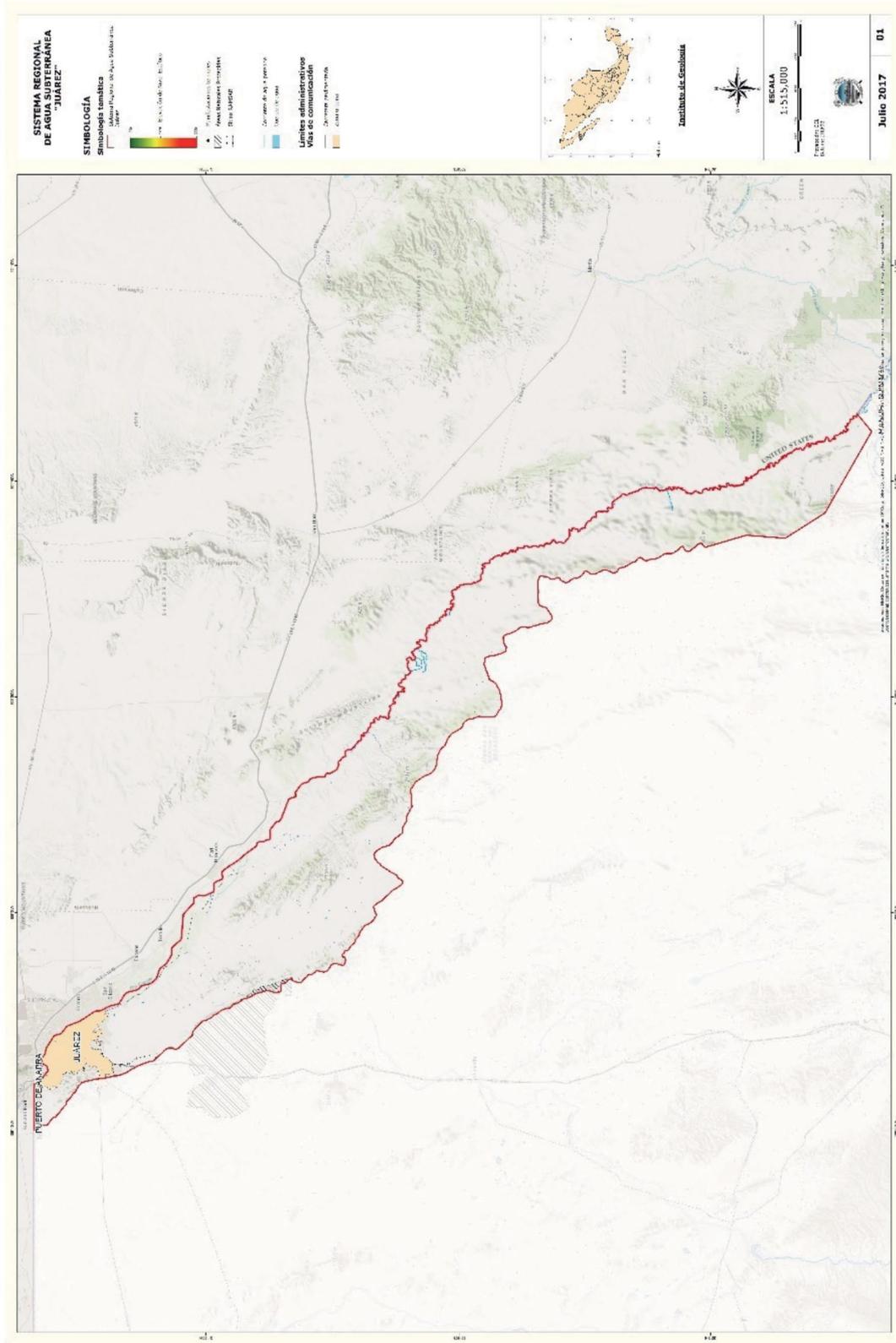


Figura 7.321. Localización del Sistema Juárez.

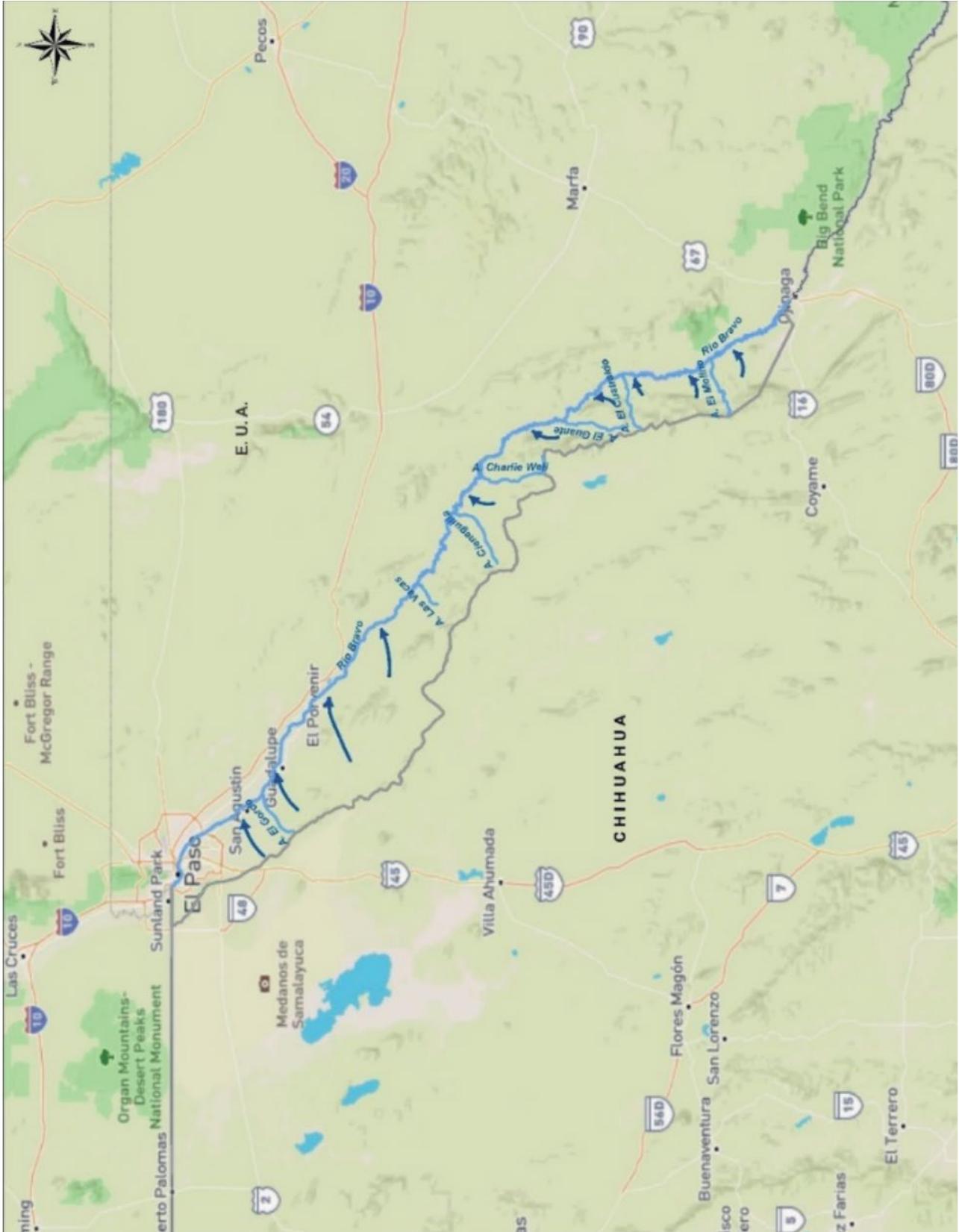
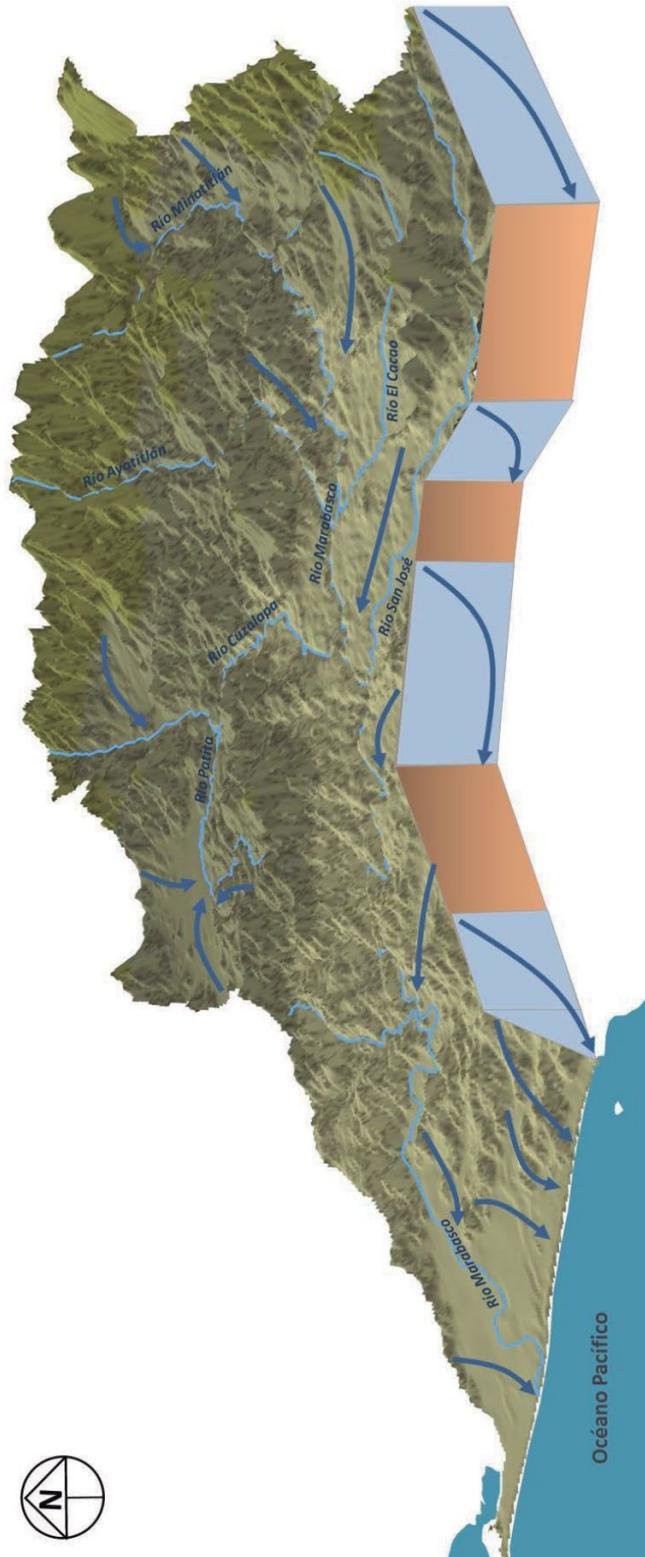


Figura 7.323. Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Juárez (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).

Figura 7.324.
Bloque 3D y
esquema del
flujo de agua
subterránea del
Sistema Juárez
(elaborado con
base en las
redes de flujo
obtenidas de
CONAGUA,
IMTA, UNAM).



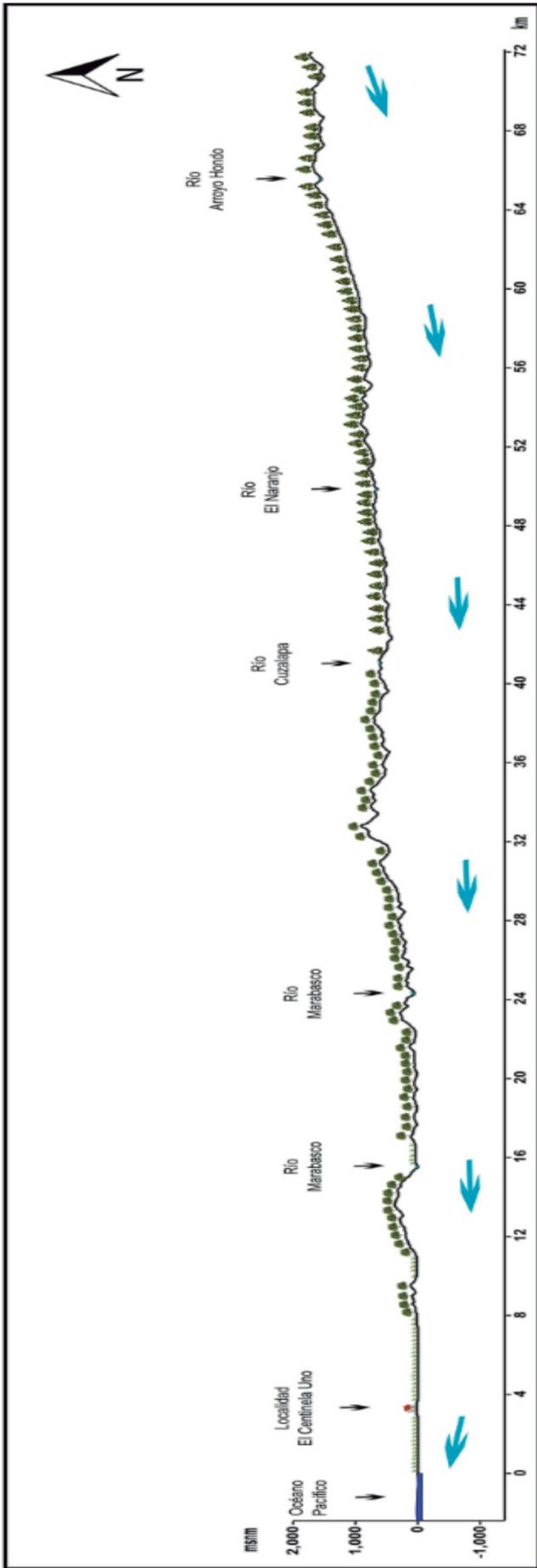
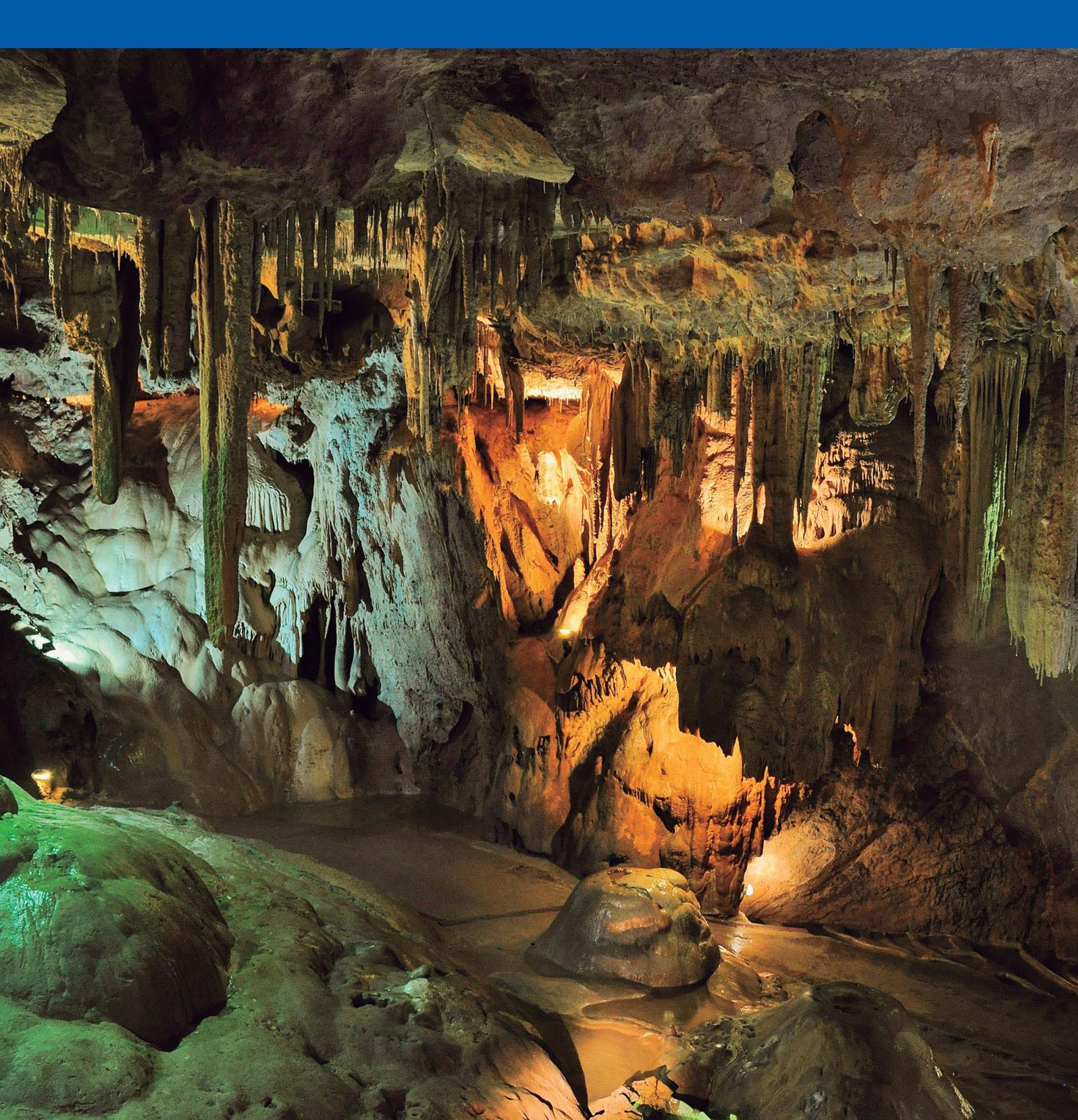


Figura 7.325. Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Juárez (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).



REFERENCIAS

- Agricola, G. 1533. De re metallica libri XII (Doce libros sobre minería y metalurgia). Basel, Jer. Froben. En Muzikar R. Hydrogeology in the Czech Republic. En History of Hydrogeology. Editors Nicholas Howden y John Mather. Series: International Contribution to Hydrogeology, Vol. 28: 47-58. CRC Press/Balkema. ISBN 978-0-415-63062-7.
- Alley, W.M., Reilly, T.E. Franke, O.L., 1999. Sustainability of ground-water resources. US Geological Survey Circular 1186, 79pp.
- Alley, W. M., R. W. Healy, J. W. La Baugh, and T. E. Reilly. 2002. Flow and storage in ground-water systems. *Science*, (296): 1985–1990, doi:10.1126/science.1067123.
- Alley, W.M., Leake, S. A. 2004. The journey from safe yield to sustainability. *Ground Water* 42 (1), 12–16.
- Amoros, C. and Roux A. L. 1988. Interactions between waterbodies within the floodplains of large rivers: function and development of connectivity. In: Schreiber KF (ed.) *Connectivity in Landscape Ecology*. Paderborn, Germany: Münsterische Geographische Arbeiten, 125–130.
- Back, W. Rosenshein, J. S. Seaber, P. P. 1988. Hydrogeology. *The Geology of North America*. Vol. 0-2. The Geological Society of America.
- Back, W. 1994. Hydrologic time and sustainability of shallow aquifers. In *Water Down Under 94*. Vol. I - Groundwater/surface hydrology common interest papers: Preprints of papers, Adelaide Convention Centre, Adelaide, South Australia, 21-25 November 1994. pp.331-335.
- Badon Ghyben, W. 1889. Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam. (Notes on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam.) *K. Inst. Ing., Tijdsch.*
- Banta, E.R. 2000. MODFLOW-2000, the US Geological Survey modular ground-water model – documentation of packages for simulating evapotranspiration with a segmented function (ETS1) and drains with return flow (DRT1). US Geological Survey Open-File Report, 00-466, 127 p.
- Bard, E., Hamelin, B., Delanghe-Sabatier, D. 2010. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels revisited with Boreholes at Tahiti: *Science*, 327, 1235–1237.
- Bastiaanssen, W. G. M., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., and Allen, R. G. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 131 (1), 85–93.
- Befus, K. M., Kroeger, K. D., Smith, C. G., & Swarzenski, P. W. 2017. The magnitude and origin of groundwater discharge to eastern U.S. and Gulf of Mexico coastal waters. *Geophysical Research Letters*, 44, 10,396–10,406. <https://doi.org/10.1002/2017GL075238>.
- Besbes, M., E. Ledoux, and G. de Marsily. 1976. Modelling of the salt transport in multi-layered aquifers, in IFIP Working Conference on Biosystem Simulation in Water Resources and Waste Problems, edited by B. Vansteenkiste, Elsevier, New York.
- Birkel, C., Dunn, S. M., Tetzlaff, D., and Soulsby, C. 2009. Assessing the added value of high-resolution isotope tracer data in rainfall runoff modelling. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 6, 6207– 6246, doi:10.5194/hessd-6-6207-2009.
- Blanchon, P., Jones B., Ford, D. C. 2002. Discovery of a submerged relic reef and shoreline off Grand Cayman: further support for an early Holocene jump in sea level. *Sediment Geology* 147: 253–270.

- Blasch, K. W.; Bryson, J. R. 2007. Distinguishing sources of ground water recharge by using $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Ground Water*, 45, 294–308.
- Bredehoeft, J. D. 1997. Safe yield and the water budget myth. *Ground Water* 35 (6), 929.
- Bredehoeft, J. D. 2002. The water budget myth revisited: why hydrogeologists model. *Ground Water* 40 (4), 340–345.
- Bredehoeft, J. D., Papadopulos, S. S., Cooper Jr., H. H. 1982. The water budget myth. In: *Scientific Basis of Water Resources Management Studies in Geophysics*. National Academy Press, pp. 51–57.
- Brouste, L., Marlin, C., Dever, L. 1997. Geochemistry and residence time estimation of groundwater from the upper aquifer of the Chihuahua desert (Comarca Lagunera, Northern Mexico). *Applied Geochemistry*, Vol. 12, pp. 775–786.
- Brown, J., and I. Simmonds. 2004. Sensitivity of the $\delta^{18}\text{O}$ -temperature relationship to the distribution of continents. *Geophys. Res. Lett.* 31, L09208.
- Burnett, W. C., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, W. S. & Taniguchi, M. 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry* 66, 3–33, doi:10.1023/b:biog.0000006066.21240.53.
- Caballero, M. M. 1997. The last glacial maximum in the basin of México: the diatom record between 34,000 and 15,000 years BP from Lake Chalco. *Quat. Int.* 43/44, 125–136.
- Caballero, M. M. and Ortega-Guerrero, B. 1998. Lake levels since 40,000 years ago at Chalco Lake, near México City. *Quat. Res.* 50, 90–106.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macías, J. L. 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of México, for the last 50,000 years. *J. Paleolimnol.* 22, 399–411.
- Caballero, M. M., Ortega, B., Valadez, F., Metcalfe, S., Macías, J. L. and Sugiura, Y. 2002. Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the upper Lerma basin, central México. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 186, 217–235.
- Carrillo-Rivera, J. J., Clark, I. D., Fritz, P. 1992. Investigating recharge of shallow and paleo-groundwaters in the Villa de Reyes basin, SLP, Mexico, with environmental isotopes. *Applied Hydrogeology*, Vol. 4, 35–48.
- Chamberlain, T. C. 1885. The requisite and qualifying conditions of artesian wells. U. S. Geological Survey, 5th Annual Report, 125–173.
- Chilton, J. and Seilert, K. P. 2006. Groundwater occurrence and hydrogeological environments. In *Protecting Groundwater for Health: Managing the Quality of Drinking-water Sources*. Edited by Oliver Schmoll, Guy Howard, John Chilton and Ingrid Chorus. World Health Organization (WHO). ISBN13: 9781843390794 (IWA Publishing). 21–46.
- Clark, I.D., P. Fritz. 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. New York, Lewis Publishers, 328 p.
- Clark, P. U., McCabe, A. M., Mix, A. C., Weaver, A. J. 2004. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. *Science* 304: 1141–1144.
- Cohen D., Person, M. A., Daannen, R., Locke, S., Dahlstromn, D., Zabielski, V., Winter, T. C., Rosenburry, D. O., Wright, H., Ito, E., Nieber, J. L., Gutowski, W. J. Jr. 2006. Groundwater supported evapotranspiration within glaciated watersheds under conditions of climate change, *J. Hydrol.*, 320, 484–500.
- Cooper, H. H., Rorabaugh, M. I. 1955. Ground-water movements and bank storage due to flood stages in surface streams. U. S. Geological Survey. Water Supply Paper 1536-J. 366 p.
- Cortes, A., Farvolden, R. N. 1988, Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, Mexico: *Journal of Hydrology*, 107, 147–153.
- Cortés, A., Durazo, J. 2001. Tendencia del Oxígeno-18 en la precipitación del centro de México. *Ingeniería Hidráulica en México*. XIV, 2: 93p.

- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702–1703.
- Currell, M., Gleeson, T., Dahlhaus, P. 2016. A new assessment framework for transience in hydrogeological systems. *Groundwater*, 54 (1): 4-14.
- Cvijic, J. 1893. The dolines. Translation of *Geog. Abhandlungen* 5, 225-276. In: *Karst Geomorphology*. M. M. Sweeting, 1981, Hutchinson Ross, Stroudsburg, 427 pp.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.
- Dansgaard, W. 1993. Evidence for past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Darling, W. G.; Armannsson, H. 1989. Stable isotopic aspects of fluid flow in the Krafla, Namafjall and Theistareykir geothermal systems of northeast Iceland. *Chem. Geol.* 76, 197–213.
- Darling, W. G. and Talbot, J. C. 2003. The O and H stable isotope composition of freshwaters in the British Isles. 1. Rainfall, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 7, 163–181, doi:10.5194/hess-7-163-2003, 2003.
- Deming, D.; Sass, J. H.; Lachenbruch, A. H.; De Rito, R. B. 1992. Heat flow and subsurface temperature as evidence for basin-scale groundwater flow, North Slope of Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 528– 542.
- De la O Carreño A. 1951. Provincias Geohidrológicas de México. Tomo I. Instituto de Geología, UNAM. Boletín núm. 56, 137 p.
- De la O Carreño A. 1954. Provincias Geohidrológicas de México. Tomo II. Instituto de Geología, UNAM. Boletín núm. 56, 166 p.
- Delesse A. 1862. Atlas de l'Architecture et du patrimoine de la Seine-Saint Denis. En Margat, J., Pennequin, D. y Roux, J. C. 2013. *History of French Hydrogeology*. En *History of Hydrogeology*. Editors Nicholas Howden y John Mather. Series: International Contribution to Hydrogeology, Vol. 28: 59-99. CRC Press/Balkema. ISBN 978-0-415-63062-7.
- Desbarats, A. J. Logan, C. E. Hinton, M. J. Sharpe, D. R. 2002. On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology*, Vol. 255, NO. 1, 25-39.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A. L, Henderson, G. M., Okuno, J., Yokoyama, Y. 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature* 483: 559–564.
- Devlin, J. F., Sophocleous, M. 2005. The persistence of the water budget myth and its relationship to sustainability. *Hydrogeology Journal* 13, 549–554.
- Domenico, P. A., Schwartz, F. W. 1998. *Physical and Chemical Hydrogeology*. Second Edition. John Wiley & Sons, Inc. New York. 506 p.
- Eamus, D., Friend, R., Loomes, R., Hose, G., Murray, B. 2006a. A functional methodology for determining the groundwater regime needed to maintain the health of groundwater-dependent vegetation. *Aust J Bot* 54:97–114.
- Eamus, D., Haton, T., Cook, P., Colvin, C. 2006b. *Ecohydrology: vegetation function, water and resource management*. CSIRO, Melbourne.
- Edeso-Fito, J. M., Soria-Jáuregui, A., Lopetegui-Galarraga, A., Mujika-Alustiza, J. A., Ruiz-Alonso, M. 2017. Estratigrafía y Sedimentología del relleno detrítico del estuario del Río Urumea (Donostia-San Sebastián, España). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, VOL. 69 NO. 1 P. 175 δ 197.
- Edmunds, W. M., Fellman, E., Goni, I. B. 1999. Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria: evidence from hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society* (156): 345–355.
- Edmunds, W.M., Carrillo-Rivera, J. J., Cardona, A. 2002. Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City: *Journal of Hydrology*, 258(1-4), 1-24.
- Eichler, A., M. Schwikowski, H. W. G äggeler, V. Furrer, H.-A. Synal, J. Beer, M. Saurer, and M. Funk. 2000. Glaciochemical dating of an ice core from upper Grenzletscher (4200 m a.s.l). *J. Glaciol.* 46, 507–515.

- Escolero O. Marin, L. E., Dominguez-Mariani, E. & Torres-Onofre, S. 2007. Dynamic of the Freshwater-Saltwater Interface in a Karstic Aquifer Under Extraordinary Recharge Actions: The Merida Yucatán Case Study. *Environment Geology*. Vol 51 N° 5, 719-723.
- EPICA community members. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628.
- Faunt, C.C. Belitz, K. Hanson, T. R. 2009. Chapter B, Groundwater Availability in California's Central Valley. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1766, 225 p.
- Farvolden, R. N. 1961. Groundwater resources, Pembina área, Alberta, Research Council of Alberta, Prelim. Rept. 61-4, 26 pp.
- Forster, C., and L. Smith. 1989. The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain. *Journal of Geophysical Research* 94, no. B7: 9439-9451.
- Foster, S., Tuinhof, A., Kemper, K., Garduño, H., Nanni, M. 2002. Caracterización de Sistemas de Agua Subterránea: conceptos clave e ideas erróneas frecuentes. Serie de Notas Informativas, Nota 2. GW-MATE (Groundwater Management Advisory Team), Bank Netherlands Water Partnership Program (BNWPP). 6p.
- Foster, S., Koundouri, P., Tuinhof, A., Kemper, K., Nanni, M., Garduño, H. 2008. Groundwater Dependent Ecosystems: the challenge of balanced assessment and adequate conservation. Briefing Note Series, Note 16. GW-MATE (Groundwater Management Advisory Team), Bank Netherlands Water Partnership Program (BNWPP). 8p.
- Gallino, S., J.Y. Josnin, M. Dzikowski, F. Cornaton, and D. Gasquet. 2009. The influence of paleoclimatic events on the functioning of an alpine thermal system: The contribution of hydrodynamic thermal modeling. *Hydrogeology Journal* 17, no. 8: 1187-1900.
- Galperin, A.M., Zaytsev, V.S., Norvatov, Y.A. Translated by Zeidler R. B. 1993. *Hydrogeology and Engineering Geology: Selected translations of the Russian geotechnical literature*. Taylor & Francis, 367.
- GAT, J.R., Lister, G.S. 1995. "The catchment effect on the isotopic composition of lake waters: Its importance in paleolimnological interpretations". *Problems of Stable Isotopes in Tree-Rings, Lake Sediments and Peat Bogs as Climatic Evidence for the Holocene* (FRENZEL, B., Ed.), G. Fischer Verlag, Mainz and New York (1995) 1-15.
- Gat, J. R. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 225-262.
- Gat, J.R. 1980. The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*; Fritz, P., Fontes, J.C., Eds.; Springer: Berlin, Germany; pp. 21-47.
- Gibson, J.J.; Edwards, T.W.D.; Birks, S.J.; St Amour, N.A.; Buhay, W.M.; McEachern, P.; Wolfe, B.B.; Peters, D.L. 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrol. Process.* 19, 303-327.
- Gleeson, T. Marklund, L. Smith, L. Manning, A. H. 2011. Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophysical Research Letter*, Vol. 38, L05401, 1-6.
- Glover, R. E., and Balmer, G. G. 1954, River depletion resulting from pumping a well near a river: *Transactions American Geophysical Union*, v. 35, no. 3, p. 468-470.
- Goderniaux, P., P. Davy, E. Bresciani, J.-R. de Dreuzy, and T. Le Borgne. 2013. Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments, *Water Resour. Res.*, 49, doi:10.1002/wrcr.20186.
- Haitjema, H. M., and S. Mitchell-Bruker. 2005. Are water tables a subdued replica of the topography. *Ground Water*, 43(6), 781-786.
- Hancox, J., Gárfias, J., Aravena, R., Rudolph, D. 2010. Assessing the vulnerability of over-exploited volcanic aquifer systems using multi-parameter analysis, Toluca Basin, Mexico. *Environ Earth Sci*, 59:1643-1660. DOI 10.1007/s12665-009-0147-9.
- Hantush, M. S. Jacob, C. E. 1955. Nonsteady Radial Flow in an infinite leaky aquifer. *Trans-*

- actions of the American Geophysical Union, Vol. (36), 95-100.
- Hantush, M. S. 1965, Wells near streams with semi pervious beds: *Journal of Geophysical Research*, v. 70, no. 12, p. 2829-2838.
- Harris, P.T., Heap, A. D., Marshall, J. F., McCulloch, M. 2008. A new coral reef province in the Gulf of Carpentaria, Australia: colonization, growth and submergence during the early Holocene. *Marine Geology* 251: 85–97.
- Harvey, J. Gooseff, M. 2015. River corridor science: Hydrologic exchange and ecological consequences from bedforms to basins. *Water Resource Research*, Vol. 51: 6893-6922.
- Heilweil, V. M.; Solomon, D. K.; Gingerich, S. B.; Verstraeten, I. M. 2009. Oxygen, hydrogen, and helium isotopes for investigating groundwater systems of the Cape Verde Islands, West Africa. *Hydrogeol. J.*, 17, 1157–1174.
- Herzberg, A. 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. (The water supply on parts of the North Sea coast.) *J. Gasbeleucht. Wasserversorg.*, 44.
- Horst, A. 2006. Use of Stable and Radioactive Isotopes and Gaseous Tracers for Estimating Groundwater Recharge, Time of Residence, Mixing of the Different Types of Groundwater and Origin in the Silao Romita Aquifer, Guanajuato, Central Mexico. *Freiberg Online Geology*, Vol. 17, 119 p.
- Horst, A., Mahlknecht, J., Merkel, B. J., Aravena, R., Ramon-Arroyo, Y. R. 2008. Evaluation of the recharge processes and impacts of irrigation on groundwater using CFCs and radiogenic isotopes in the Silao-Romita basin, Mexico. *Hydrogeology Journal* 16:1601–1614.
- Howald, T., Person, M., Campbell, A., Lueth, V., Hofstra, A., Sweetkind, D., Gable, C. W., Banerjee, A., Luijendijk, E., Crossey, L., Karlstrom, K., Kelley, S., Phillips, F. 2015. Evidence for long time scale ($> 10^3$ years) changes in hydrothermal activity induced by seismic events. *Geofluids*, 15, 252–268.
- Jaimés-Palomera, R., Cortéz-Silva, A., Vázquez-Sánchez E., Aravena, R. 1989. Geoquímica Isotópica del sistema hidrogeológico del Valle de Cuernavaca, Estado de Morelos, México. *Geofísica Internacional*, Vol. 28 (2), 219-244.
- Kafri, U. and Yechieli, Y. 2010. Groundwater base level changes and adjoining hydrogeological systems, 171 pp, Springer.
- Kafri, U., and Yechieli, Y. 2012. The relationship between current and paleo groundwater base-levels. *Quaternary International* 257, 83–96.
- Kazemi, G. A., J. H. Lehr and P. Perrochet. 2006. Groundwater age. John Wiley & Sons. 325 p.
- Kim, G., Ryu, J. W., Yang, H. S. & Yun, S. T. 2005. Submarine groundwater discharge (SGD) into the Yellow Sea revealed by Ra-228 and Ra-226 isotopes: Implications for global silicate fluxes. *Earth. Planet. Sc. Lett.* 237, 156–166, doi:10.1016/j.epsl.2005.06.011.
- Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J. J., Kupfersberger, H., Kværner, J. Muotka, T., Mykrä, H., Preda, E., Rossi, P., Bertacchi Uvo, C., Velasco, E., Pulido-Velazquez, M. 2014. Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology*, Volume 518, Part B, Pages 250-266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>.
- Kohout FA. 1966. Submarine springs: A neglected phenomenon of coastal hydrology. *Hydrology* 26:391–413
- Kohout, F.A. 1967. Ground-water flow and the geothermal regime of the Floridian Plateau. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 17:339–54.
- Kooi, H. 2016. Groundwater flow as a cooling agent of the continental lithosphere *Nat. Geosci.*, 9 (3) 227-231.
- Koivusalo, H., Karvonen, T., and Lepistö, A. 2000. A quasi-three-dimensional model for predicting rainfall-runoff processes in a forested catchment in Southern Finland.

- Hydrol. Earth Syst. Sci., 4, 65–78, doi:10.5194/hess-4-65-2000.
- Kolesov, G. D. 1965. On the question of artesian feeding of rivers. Soviet Hydrology. Selected Papers, Num. (3) 195-203. Citado en Tóth, J. 1985. Hydraulic Continuity in Large Sedimentary Basins. Hydrogeology Journal. Vol. (3), Num. (4), 4-16.
- Konikow LF. 2011. Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. Geophys. Res. Lett. 38(17): L17401.
- Koudelin, B.I. 1949. Hydrogeological analysis and methods of determining ground water flow, Troudy Laboratorii gidrogeologicheskikh problem USSR A cad. of Sciences, Vol. V.
- Lachniet, M. S. and Vázquez-Selem, L. 2005. Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (México, Guatemala, Costa Rica, Colombia and Venezuela). *Quaternary International*. (138–139), 129–144.
- Lange, O. K. 1947. On zonal distribution of ground water over USSR territory, Publ. by Moskovskoe obschestvo ispytatelei prirody; New series, Vol. 8.
- Lawrence, J. R., S. D. Gedzelman, X. Zhang, and R. Arnold. 1998. Stable isotope ratios of rain and vapor in 1995 hurricanes. J. Geophys. Res. 103, 11381–11400.
- Lawrence, J. R., Gedzelman, S. D., White, J. W. C., Smiley, D., and Lazov, P. 1982. Storm trajectories in eastern US D/H isotopic composition of precipitation, Nature, 296, 638–640, 1982.
- Libby, W. F. 1953. The potential usefulness of natural Tritium. Proceeding of National Academy of Science of the USA. 39: 245-247.
- Lichkov, B.L. 1933. On principal features of ground water classification, Troudy IV gidrologicheskoy y konferentsii baltiiskikh stran.
- Liebinger, A., Haberhauer, G., Papesch, W., and Heiss, G. 2007. Footprints of climate in groundwater and precipitation, Hydrol. Earth Syst. Sci., 11, 785–791, doi:10.5194/hess-11-785-2007.
- Loheide, S. P., Gorelick, S. M. 2005. A high resolution evapotranspiration mapping algorithm (ETMA) with hydroecological applications at riparian restoration sites. Remote Sensing of Environment, 98, 182–200.
- Lohman, S. W. 1972. Definitions of selected ground water terms – revisions and conceptual refinements. US Geological Survey, Water Supply Paper 1988, 21pp.
- Lozano García, M. S., Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Urrutia Fucugauchi, J. 1993. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments of Chalco Lake, Central México. Quaternary Research 40, 332–342.
- Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B. 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of México: correlation between Texcoco and Chalco basins. Rev. Palaeobot. Palynol. 99, 77–93.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiera, Y. and Caballero, M. 2005. 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central México. Quat. Res. 64, 70–82.
- Lozano-García, M. S. and Vázquez-Selem, L. 2005. A high elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central México. The Holocene 15, 329–338.
- Maderey, L. E. 1967. Estudio Preliminar sobre las Aguas Subterráneas en México. Instituto de Geografía. 77 p.
- Mahlknecht, J., Schneider, J. F., Tesch, R., Bernasconi, S. M. 2002 Recharge estimation from the combination of numerical flow modeling and combined CFC and radiocarbon dating of groundwater. In: Kovar K, Hrkal Z (eds) ModelCARE 2002 Proc 4th Int Conf Calibration and Reliability in Groundwater Modeling, June 2002, Prague, pp 611–614.
- Mahlknecht, J., Medina-Mejía, M. G., Gárfias-Solis, J., Cano-Aguilera, I. 2006a. Intrinsic aquifer vulnerability assessment: validation by environmental tracers in San Miguel de Allende, Mexico. Environ Geol 51(3):477–491.
- Mahlknecht J, Garfias-Solis J, Aravena R, Tesch R. 2006b. Geochemical and isotopic investigations on groundwater residence time and flow in the Independence Basin,

- Mexico. *J Hydrol* 324:283–300.
- Mahlknecht, J., Horst, A., Hernández-Limón, G., Aravena, R. 2008. Groundwater geochemistry of the Chihuahua City region in the Río Conchos Basin (northern Mexico) and implications for water resources management. *Hydrological Processes* (22), 4736–475.
- Mahlknecht, J., Hernández-Antonio, A., Eastoe, C. J., Tamez-Meléndez, C., Ledesma Ruiz, R., Ramos-Leal, A., Ornelas-Soto, N. 2017. Understanding the dynamics and contamination of a urban aquifer system using groundwater age (14C, 3H, CFC) and chemistry.
- Makarenko F.A. 1948. On base flow. *Troudy Laboratorii gidrogeologicheskikh problem USSR Acad. Of Sciences*, Vol. I.
- Margat, J. 1969. Remarques sur la signification des surfaces piézométriques des nappes captives. *Chronique d'Hydrogéologie de BRGM*. Num. (12), 13-17. Citado en Tóth, J. 1985. Hydraulic Continuity in Large Sedimentary Basins. *Hydrogeology Journal*. Vol. (3), Num. (4), 4-16.
- Margat, J. and Van der Gun, J. 2013. *Groundwater Around the World: A Geographic Synopsis*. CRC Press/Balkema. Taylor and Francis Group, London, UK. ISBN: 978-1-138-00034-6. 348 p.
- Mead, D.W. 1919. *Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- Meinzer, O. E. 1923. *The Occurrence of Ground Water in the United States with a Discussion of Principles*. U. S. Geological Survey, Water Supply Paper 489.
- Metcalf, S. E., Street-Perrott, F. A., Perrott, R. A., and Harkness, D. D. 1991. Palaeolimnology of the Upper Lerma basin, Central México: A record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr B.P. *Journal of Paleolimnology* 5, 197–218.
- Meyboom, P. 1961. Groundwater resources of the City of Calgary and vicinity. *Research Council of Alberta, Bull.* 8, 72 pp.
- McDonald, M. G., Harbaugh, A.W. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *US Geology Survey Technical Water-Resources Investigation* 6- A1.
- Mifflin, M. D. 1968. Delineation of ground-water flow systems in Nevada: University of Nevada at Las Vegas, Center for Water Resources Research, Desert Research Institute, Water Resources Center, Technical Report Series H-W, Publication 4, 110 pages (and Office of Water Resources Research, Technical Report H-W 4, 44 p).
- Mijailov, L. 1985. *Hidrogeología*. Editorial MIR Moscú. Traducido del ruso al español por T. Velázquez. ISBN 5-03-000661-3. 286 p.
- Milankovitch, M. M. 1920. *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques Produits par la Radiation Solaire*, Academie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villars, Paris.
- Moench, A. F., V. B. Sauer, and M. E. Jennings. 1974. Modification of routed streamflow by channel loss and base flow. *Water Resour. Res.*, 10(5), 963-968.
- Mook, W. M. E. 2001. *Environmental Isotopes in The Hydrological Cycle. Principles and Applications*. UNESCO/IAEA Series, <http://www.-naweb.iaea.org/napc/ih/vol-umes.asp>.
- Moore, W. S. 2010a. The effect of submarine groundwater discharge on the ocean. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2, 59–88, doi:10.1146/annurev-marine-120308-081019.
- Moore, W. S. 2010b. A reevaluation of submarine groundwater discharge along the southeastern coast of North America. *Global Biogeochem. Cy* 24, GB4005, doi:10.1029/2009GB003747.
- Moosdorf, N., Oehler, T. 2017. Societal use of fresh submarine groundwater discharge: An overlooked water resource. *Earth-Science Reviews* 171, 338–348.
- Morales-Casique, E., Escolero, O., Arce, J. L. 2014. Resultados del pozo San Lorenzo Tezonco y sus implicaciones en el entendimiento de la hidrogeología regional de la cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 31 (1), 64-75.
- Nagler, P., Cleverly, J., Glenn, E., Lampkin, D., Huete, A., Wan, Z. 2005a. Predicting riparian

- evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. *Remote Sensing Environment* 94, 17–30.
- Nagler, P.L., Scott, R.L., Westenburg, C., Cleverly, J.R., Glenn, E.P., Huete, A.R. 2005b. Evapotranspiration on western US rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. *Remote Sensing Environment* 97, 337–351.
- Neuman, S. P. Whitherspoon, P. A. 1971. Transient flow of groundwater to wells in multiple-aquifer systems. Aquitards in the coastal groundwater basin of Oxnard Plain, Ventura County. Department of Water Resources, Appendix A, in Bulletin Num. 63-4, 159-359. Citado en Tóth, J. 1985. Hydraulic Continuity in Large Sedimentary Basins. *Hydrogeology Journal*. Vol. (3), Num. (4), 4-16.
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebvre, P. A., Negreiros, da Silva, E., Stone, T. A., Trumbore, S. E., Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372, 666–669.
- Nichols, W. D. 1993. Estimating annual groundwater discharge by greasewood in areas of shallow groundwater in the northern Great Basin using an energy-combination model. *Water Resour. Res.*, 29, 2771–2778.
- Nichols, W. D. 1994. Groundwater discharge by phreatophyte shrubs in the Great Basin as related to depth to groundwater. *Water Resour. Res.*, 30, 3265–3274.
- Norvatov, A. M., Popov, O. V. 1961. Laws of the formation of minimum stream flow, *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, 6:1,20-28, DOI: [10.1080/02626666109493201](https://doi.org/10.1080/02626666109493201).
- NRC. 1990. Sea-level change. Geophysics Study Committee, Commission on Physical Sciences and Resources, National Research Council. ISBN 0-309-04039-6. 234 p.
- Olin, M. 1995. Estimation of base level for an aquifer from recession rates of groundwater levels. *Hydrogeology Journal*, Vol. 3 (2), 40-51.
- Ortega-Guerrero, M. A. 2009. Presencia, distribución, hidrogeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenca hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 26, Num. 1, 143-161.
- Peltier, W. R. 2005. On the hemispheric origins of meltwater pulse 1a. *Quaternary Science Review* 24: 1655–1671.
- Pérez-Quezadas, J., Cortés Silva A., Inguaggiatto, S., Salas Ortega, M. R., Cervantes Pérez, J., Heilweil, V. M. 2015. Meteoric isotopic gradient in the windward side of Sierra Madre Oriental area, Veracruz-México: *Geofísica Internacional*, 54-3: 267-276.
- Pérez-Quezadas, J., Heilweil, V. M., Cortés-Silva, A., Araguaz, L., Salas-Ortega, M. R. 2016. A multi-tracer approach to delineate groundwater dynamics in the Río Actopan Basin, Veracruz State, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 24:1953–1966 DOI 10.1007/s10040-016-1445-4.
- Pinder, G. F. and S. P. Sauer. 1971. Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. *Water Resour. Res.*, 7(1), 63-70.
- Plummer, L. N. 2005. Dating of Young Groundwater. *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*. P. K. Aggarwal, J. R. Gat and K. F. O. Froehlich. Dordrecht, Netherlands, Springer: 193--218.
- Philips, P. J., Shedlocks, R. J. 1993. Hydrology and Chemistry of groundwater and seasonal ponds in the Coastal Plain in Delaware, USA. *Journal of Hydrology*, Vol. 141 issue 1-4: 157-178.
- Posepny, F. A. 1889. Ueber die Bewegungsrichtungen der unterirdischen Flüssigkeiten. In: *Comptes Rendu du Congrès géol. Internat. Berlin*. En Muzikar R. *Hydrogeology in the Czech Republic*. En *History of Hydrogeology*. Editors Nicholas Howden y John Mather. Series: *International Contribution to Hydrogeology*, Vol. 28: 47-58. CRC Press/Balkema. ISBN 978-0-415-63062-7.
- Pringle, C. 2001. Hydrologic connectivity and the management of biological reserves: A global perspective. *Ecological Applications*, 11(4), pp. 981–998.

- Ramirez-Herrera, M.T., Urrutia-Fucugauchi, J. 1999. Morphotectonic zones along the coast of the Pacific continental margin, southern Mexico. *Geomorphology* 28:237–250.
- Raspopov, M. P. 1950. Regional division of underground waters of the plains of European part of USSR as regards their flow into rivers, *Troudy Gos. Hidrologicheskogo Instituta*, No. 27/81.
- Richardson, S., Irvine, E., Froend, R., Boon, P., Barber, S., Bonneville, B. 2011. Australian Groundwater-dependent Ecosystem Toolbox Part 1: Assessment Framework, Waterlines Report. National Water Commission, Canberra http://nwc.gov.au/data/assets/pdf_file/0006/19905/GDE-toolbox-part-1.pdf.
- Rodgers, P., Soulsby, C., Waldron, S., and Tetzlaff, D. 2005. Using stable isotope tracers to assess hydrological flow paths, residence times and landscape influences in a nested mesoscale catchment, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 9, 139–155, doi:10.5194/hess-9-139-2005.
- Rosenberry D. O. Winter, T. C. 1997. Dynamics of water-table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in North Dakota. *Journal of Hydrology*, Vol. 191: 266–289.
- Rousseau-Gueutin, P., A.J. Love, G. Vasseur, N.I. Robinson, C.T. Simmons, and G. de Marsily. 2013. Time to reach near-steady state in large aquifers. *Water Resources Research* 49: 6893–6908.
- Rozanski, K., C. Sonntag, and K. O. Münnich. 1982. Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus* 34, 142–150.
- Rozanski, K., L. Aráguas-Aráguas, and R. Gonfiantini. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. Pp. 1–37. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*. S. et al. (ed.). Geophysical Monographs. American Geophysical Union.
- Sacks L. A., Herman, J. S., Konikow L. F. Vela, A. L. 1992. Seasonal dynamics of groundwater-lake interactions at Doñana national Park, Spain. *Journal of Hydrology*, Vol. 136: 123–154.
- SARH. 1978. Atlas Geohidrológico: Banco Nacional de Información Geohidrológica. Editado e impreso bajo contrato con la empresa GEORAMA, S. A, de C.V. 282 p.
- Scanlon, B., Keese, K., Bonal, N., Deeds N., Kelley, V., Litvak, M. 2005. Evapotranspiration Estimates with Emphasis on Groundwater Evapotranspiration in Texas. Texas Water Development Board. 123 p.
- SenStadt (Senate Department for Urban Development). 2011. Groundwater Temperature. Environmental Protection and Technology, Berlin, Report 02.14. 12 p.
- Shah, N., Mahmood N., Ross, M. 2007. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water*, 45: 329–338.
- Siegenthaler, U. and Oeschger, H. 1980. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude, *Nature*, 285, 314–317, doi:10.1038/285314a0.
- Smith, R. B. 1992. Deuterium in North-Atlantic storm tops, *J. Atmos. Sci.*, 49, 2041–2057, 1992.
- Sodemann, H., A. Palmer, C. Schwierz, M. Schwikowski, and H. Wernli. 2006. The transport history of two Saharan dust events archived in an Alpine ice core. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 667–688.
- Sonntag, C., Thorweihe, U., Rudolf, J., Loehnert, E. P., Junghans, C., Münnich, K. O., Klitzsch, E., Shazly, E., Swailen, F. M. 1980. Paleoclimatic evidence in apparent ^{14}C ages of Saharian ground waters. *Radiocarbon* 22(3):871–878.
- Sophocleous, M. 1997. Managing water resources systems: why “safe yield” is not sustainable. *Ground Water* 35 (4), 561.
- Sosa-Najera, S. Lozano-Garcia, S. Priyadarsi, D.R. Caballero, M. 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del Lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen 62, núm. 3, 437–451.
- Sun, R. J. & Johnston, R. H. 1994. Regional Aquifer-System Analysis Program of the U.S. Geological Survey, 1978–1992. U.S. GEOLOGICAL SURVEY CIRCULAR 1099. 126 p.

- Tamayo, J. L. 1962. Geografía General de México. Geografía Física. Tomo II. Instituto Mexicano de Investigaciones Económicas.
- Tamayo, J. L. 1962. Geografía General de México. Geografía Económica. Tomo IV. Instituto Mexicano de Investigaciones Económicas.
- Tamez-Meléndez, C., Hernández-Antonio, A., Gaona-Zanella, P. C., Ornelas-Soto, N., Mählknecht, J. 2016. Isotope signatures and hydrochemistry as tools in assessing groundwater occurrence and dynamics in a coastal arid aquifer. *Environmental Earth Sciences*, Vol. 75:830, 17 p. DOI 10.1007/s12665-016-5617-2.
- Theis, C. V. 1935. The Relation Between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of Discharge of a Well Using Groundwater Storage. *Transactions of the American Geophysical Union*, Vol. (2), 519-524.
- Thiébaud, E., S. Gallino, M. Dzikowski, and G. Gasquet. 2010. The influence of glaciations on the dynamics of mountain hydrothermal systems: Numerical modeling of the La Léchère system (Savoie, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181, no. 4: 295-304.
- Thiem, G. 1906. *Hydrologische Methoden*: Leipzig, Gebhardt. 56 p. Citado en Tóth, J. 1985. Hydraulic Continuity in Large Sedimentary Basins. *Hydrogeology Journal*. Vol. (3), Num. (4), 4-16.
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.-N., Mikhalenko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Day, J., Francou, B. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 1858-1864.
- Todd, D. K. 1955. Ground-water flow in relation to a flooding stream: *Am. Soc. Civil Eng. Proc.*, v. 81, separate no. 628, 1-20.
- Tóth J. 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 67(11): 4375-4387.
- Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, Vo. 68, N0. 16, 4795-4812.
- Tóth, J. 1978. Gravity-Induced cross-formational flow of formation fluids, Red Earth region, Alberta, Canada: Analysis, patterns and evolution. *Water Resources Reseach*, Vol. 14, Num. 5, 805-843.
- Tóth, J., Millar, R. F. 1983. Possible effects of erosional changes of the topographic relief on pore pressures at depth. *Water Resources Research*, Vol. 19, Num. 6, 1585-1597.
- Tóth, J. 1985. Hydraulic Continuity in Large Sedimentary Basins. *Hydrogeology Journal*. Vol. (3), Num. (4), 4-16.
- Tóth J. 2015. Geothermal Phenomena in the context of gravity-driven basinal flow of groundwater. *Central European Geology*, Vol.58/1-2, 1-27.
- Tóth J. 2016. The Evolutionary Concepts and Practical Utilization of the Tóthian Theory of Regional Groundwater Flow. *International Journal of Earth & Environmental Sciences*. 1: 111 <http://dx.doi.org/10.15344/ijeess/2016/111>.
- Urrutia Fucugauchi, J., Lozano García, S., Ortega Guerrero, B., Miranda, M., Hansen, R., Bohnel, H., and Negendank, J. F. W. 1994. Palaeomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of México. I. Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chalco lake. *Geofísica Internacional* 33, 421-430.
- Van Everdingen, R. O. 1967. Influence of the South Saskatchewan reservoir (Canada) on piezometric levels in underlying bedrock aquifers. *Journal of Hydrology*, Volume 5, 351-359.
- Vasseur, G., Rousseau-Gueutin, P., de Marsily, G. 2015. Time constant of hydraulic-head response in aquifers subjected to sudden recharge change: application to large basins. *Hydrogeology Journal*, 23: 915-934, [10.1007/s10040-015-1252-3](http://dx.doi.org/10.1007/s10040-015-1252-3).
- Vázquez-Sánchez E., Cortez, A., Jaimes-Palomera, R. Fritz, P. 1989. Hidrogeología Isotópica de los valles de Cuautla y Yautepec, México. *Geofísica Internacional*, Vol. 28 (2), 245-264.

- Vázquez-Selem, L. and Heine, K. 2004. Late Quaternary glaciation of México. Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part III (Ehlers, J. and Gibbard, P. L., eds.), 233–242, Elsevier, South América.
- Velázquez-Aguirre, L. y Ordaz-Ayala A. 1992. Provincias Hidrogeológicas de México. Ingeniería Hidráulica en México, Vol. I, enero-abril.
- Velázquez-Aguirre, L. y Ordaz-Ayala A. 1993. Provincias Hidrogeológicas de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 52, No. 1. 15-33.
- Walker, G., Gilfedder, M., Evans, R., Dyson, P. Stahulfacher, M. 2003. Groundwater Flow Systems Framework: Essential Tools for Planning Salinity Management. MDBC Publication 14/03. Murray Darling Basin Commission. ISBN 1 876830 63 8. 40 p.
- Walton, W. C. 1960. Leaky artesian aquifer conditions in Illinois. Illinois Water Survey. Report of Investigations 39, 27 p.
- Ward, J. V., and J. A. Stanford. 1989. Riverine ecosystems: the influence of man on catchment dynamics and fish ecology. Pages 56–64 in D. P. Dodge, editor. Proceedings of the International Large River Symposium. Canadian Special Publication. Fisheries and Aquatic Science 106:56–64.
- Welch, A. H., Bright, D. J., and Knochenmus, L. A. 2007. Water resources of the Basin and Range carbonate-rock aquifer system, White Pine County, Nevada, and adjacent areas in Nevada and Utah: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2007–5261, 96 p.
- Westenburg, C. L., Harper, D. P., De Meo, G. A. 2006. Evapotranspiration by phreatophytes along the lower Colorado River at Havasu National Wildlife Refuge, Arizona. US Geological Survey, Scientific Investigations Report 2006-5043, 44 pp.
- Wilson A. M. 2003. The occurrence and chemical implications of geothermal convection of seawater in continental shelves. *Geophys. Res. Lett.* 30, doi: 10.1029/2003gl018499
- Wilson A. M. 2005. Fresh and saline groundwater discharge to the ocean: A regional perspective. *Water Resources Res.* 41, doi: 10.1029/2004wr003399
- Winter, T. C. 1976. Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and ground water. Geological Survey, Professional Paper 1001. 45 p.
- Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L., Alley, W. M. 1998. Groundwater and Surface water – a single resource. US Geological Survey. Circular 1139. 79 p.
- Winter, T. C. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, Vol. 7: 28-45.
- Wohl, E. 2017. Connectivity in rivers. *Progress in Physical Geography*, Volume: 41 issue: 3, page(s): 345-362. Article first published online: June 15, 2017; Issue published: June 1, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1177/0309133317714972>.
- Yeh, H. F.; Lin, H. I.; Lee, C. H.; Hsu, K. C.; Wu, C. S. 2014. Identifying Seasonal Groundwater Recharge Using Environmental Stable Isotopes. *Water*, 6, 2849-2861; doi:10.3390/w6102849
- Yin, L.; Hou, G.; Su, X.; Wang, D.; Dong, J.; Hao, Y.; Wang, X. 2011. Isotopes (δD and $\delta^{18}O$) in precipitation, groundwater and surface water in the Ordos Plateau, China: Implications with respect to groundwater recharge and circulation. *Hydrogeol. J.*, 19, 429–443.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, L. K. 2000. Timing of the last glacial maximum from observed sea level minima. *Nature* 406: 713–716.
- York, J. P., M. Person, W. J. Gutowski, and T. C. Winter. 2002. Putting aquifers into atmospheric simulation models: An example from the Mill Creek Watershed, northeastern Kansas. *Adv. Water Resour.*, 25, 221–238.
- Yurtsever, Y. 1975. Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Rep. Isotope Hydrology Section. Vienna: Int. At. Energy Agency. 40 pp.
- Zektser, I. S., Dzhamalov, R. G. 2007. *Submarine Groundwater*. English editor Lorne G. Everett. Boca Raton, FL: CRC Press, Taylor & Francis Group. 466 p.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.	Componentes del ciclo hidrológico.	21
Figura 1.2.	Tiempo de residencia del agua en las componentes del ciclo hidrológico (modificado de Chilton y Seilert, 2006).	22
Figura 1.3.	Estimación de la recarga por infiltración de agua de lluvia (modificado a partir de Foster et al., 2009).	23
Figura 1.4.	Régimen de flujo subterráneo y tiempos de residencia típicos en estratos del subsuelo en condiciones climáticas semiáridas (modificado a partir de Foster et al., 2002).	23
Figura 1.5.	Comportamiento de los niveles freáticos en función de la recarga y la topografía, a) controlado por la topografía y b) controlado por la recarga (modificado de Gleeson et al. 2011).	25
Figura 1.6.	Registro de 21 eventos de sequías en el occidente de México, en los últimos 700 años, con base en análisis de sedimentos lacustres del lago Santa María del Oro, Nayarit (modificado de Sosa-Nájera et al., 2010).	26
Figura 1.7.	Cambios acumulados en el agua subterránea en el Valle Central de California, entre 1962 y 2003 (modificado de Faunt et al., 2009).	27
Figura 2.1.	Ejemplos de medios hidrogeológicos.	32
Figura 2.2.	Ambiente hidrogeológico en el norte de México (fotografía del autor).	36
Figura 3.1.	Rangos de aplicación de los métodos isotópicos.	53
Figura 4.1.	Modelo conceptual de continuidad hidráulica regional y flujo entre cuencas hidrográficas en una zona de Nevada, USA. (modificado de Welch et al, 2007).	59
Figura 4.2.	Modelo conceptual de conectividad hidrológica entre agua superficial y agua subterránea. (modificado de Winter, 1999)	63
Figura 4.3.	Tipos de nivel base de descarga de agua subterránea (modificado de Kafri y Yechieli, 2010).	65
Figura 4.4.	Variación de la temperatura del agua subterránea en función de los cambios estacionales del clima en la zona metropolitana de Berlín, Alemania (modificado de SenStadt, 2011).	68
Figura 4.5.	Diagrama de Mifflin mostrando la relación entre la composición química del agua, el contenido de tritio y las componentes de los sistemas de flujo de agua subterránea (modificado de Mifflin, 1968).	72
Figura 4.6.	Tiempo requerido para alcanzar el estado estacionario después de un cambio en la recarga debido a cambios en el clima, para diferentes sistemas de flujo de agua subterránea en el mundo (modificado de Rousseau-Gueutin et al. 2013).	77
Figura 4.7.	Respuesta de las componentes de los sistemas de flujo en función de a) cambios en el clima y b) del manejo del agua subterránea (modificado de Currell et al. 2016).	78
Figura 4.8.	Variación de la distribución de las componentes de un sistema de flujo de agua subterránea debido a cambios en la recarga (modificado de Goderniaux et al, 2013).	80
Figura 4.9.	Fluctuaciones del nivel piezométrico debido a la recarga extraordinaria ocasionada por el huracán Isidore en 2002 en la Península de Yucatán (modificado de Escolero et al. 2007).	81
Figura 5.1.	Principales formas de interacción entre los ríos y el agua subterránea (modificado de Winter et al. 1998).	87
Figura 5.2.	Principales formas de interacción entre los lagos y el agua subterránea: a) lago receptor, b) lago aportador, y c) lago con flujo a través de él. (Modificado de Winter et al. 1998).	88
Figura 5.3.	Diferentes tipos de GDE en relación con el clima (modificado de Foster et al, 2008).	90
Figura 5.4.	Cambios en los GDE debido al uso del agua subterránea en función de los cambios en el clima y el uso del suelo (modificado de Klove et al. 2014).	91
Figura 5.5.	GDE en karst en la zona de Quintana Roo (fotografía del autor).	92
Figura 5.6.	Vegetación freatofita en el norte de México (fotografía del autor).	93
Figura 5.7.	Descarga submarina de agua subterránea captada desde la época de los españoles en la zona de Celestun, Yucatán. (fotografía del autor).	96
Figura 5.8.	Manantiales termales en la parte continental de México (elaboración propia con datos de CFE, Inegi, CONAGUA y de Maderey, 1967).	101

Figura 6.1.	Nueva regionalización hidrogeológica de México (elaboración propia con datos de CONAGUA).	111
Figura 7.1.	Sistemas regionales de agua subterránea en México (Siras).	115
Figura 7.2.	Tipos de nivel base de descarga de los sistemas regionales de agua subterránea en México (Siras).	118
Figura 7.3.	Localización del Sistema Río Bravo.	119
Figura 7.4.	Geología del Sistema Río Bravo (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).	120
Figura 7.5.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Río Bravo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	121
Figura 7.6.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Río Bravo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	122
Figura 7.7.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Río Bravo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	123
Figura 7.8.	Localización del Sistema Laguna Madre.	124
Figura 7.9.	Geología del Sistema Laguna Madre (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).	125
Figura 7.10.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Laguna Madre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	126
Figura 7.11.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Laguna Madre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	127
Figura 7.12.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Laguna Madre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	128
Figura 7.13.	Localización del Sistema Jaumave.	129
Figura 7.14.	Geología del Sistema Jaumave (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).	130
Figura 7.15.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Jaumave (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	131
Figura 7.16.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Jaumave (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	132
Figura 7.17.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Jaumave (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	133
Figura 7.18.	Localización del Sistema Monclova.	134
Figura 7.19.	Geología del Sistema Monclova (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).	135
Figura 7.20.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Monclova (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	136
Figura 7.21.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Monclova (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	137
Figura 7.22.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Monclova (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	138
Figura 7.23.	Localización del Sistema Tecomán. Geología del Sistema Tecomán (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).	139
Figura 7.24.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tecomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	141
Figura 7.25.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tecomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	142
Figura 7.26.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tecomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	143
Figura 7.27.	Localización del Sistema Sinaloa.	144
Figura 7.28.	Geología del Sistema Sinaloa (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).	145
Figura 7.29.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sinaloa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	146
Figura 7.30.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sinaloa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	147
Figura 7.31.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sinaloa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	148
Figura 7.32.	Localización del Sistema Guaje	149
Figura 7.33.	Geología del Sistema Guaje (elaborado con base en la carta geológico escala 1:250,000 del SGM).	150

Figura 7.34.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaje (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	151
Figura 7.35.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaje (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	152
Figura 7.36.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaje (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	153
Figura 7.37.	Localización del Sistema Coyote.	154
Figura 7.38.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaje (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	155
Figura 7.39.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coyote (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	156
Figura 7.40.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coyote (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	157
Figura 7.41.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coyote (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	158
Figura 7.42.	Localización del Sistema El Hundido.	159
Figura 7.43.	Geología del Sistema El Hundido (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	160
Figura 7.44.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema El Hundido (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	161
Figura 7.45.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema El Hundido (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	162
Figura 7.46.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema El Hundido (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	163
Figura 7.47.	Localización del Sistema Arivaipa	164
Figura 7.48.	Geología del Sistema Arivaipa (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	165
Figura 7.49.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Arivaipa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	166
Figura 7.50.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Arivaipa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	167
Figura 7.51.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Arivaipa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	168
Figura 7.52.	Localización del Sistema Sonoyta.	169
Figura 7.53.	Geología del Sistema Sonoyta (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	170
Figura 7.54.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonoyta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	171
Figura 7.55.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonoyta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	172
Figura 7.56.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonoyta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	173
Figura 7.57.	Localización del Sistema Caborca.	174
Figura 7.58.	Geología del Sistema Caborca (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	175
Figura 7.59.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Caborca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	176
Figura 7.60.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Caborca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	177
Figura 7.61.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Caborca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	178
Figura 7.62.	Localización del Sistema Sonora.	179
Figura 7.63.	Geología del Sistema Sonora (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	180
Figura 7.64.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	181
Figura 7.65.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Sonora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	182
Figura 7.66.	Localización del Sistema Yaqui.	183
Figura 7.67.	Geología del Sistema Yaqui (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	184

Figura 7.68.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yaqui (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	185
Figura 7.69.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yaqui (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	186
Figura 7.70.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yaqui (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	187
Figura 7.71.	Localización del Sistema Guaymas.	188
Figura 7.72.	Geología del Sistema Guaymas (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	189
Figura 7.73.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaymas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	190
Figura 7.74.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Guaymas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	191
Figura 7.75.	Localización del Sistema Janos.	192
Figura 7.76.	Geología del Sistema Janos (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	193
Figura 7.77.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Janos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	194
Figura 7.78.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Janos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	195
Figura 7.79.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Janos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	196
Figura 7.80.	Localización del Sistema Babícora.	197
Figura 7.81.	Geología del Sistema Babícora (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	198
Figura 7.82.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Babícora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	199
Figura 7.83.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Babícora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	200
Figura 7.84.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Babícora (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA,	201
Figura 7.85.	Localización del Sistema Conchos.	202
Figura 7.86.	Geología del Sistema Conchos (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	203
Figura 7.87.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Conchos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	204
Figura 7.88.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Conchos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	205
Figura 7.89.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Conchos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	206
Figura 7.90.	Localización del Sistema Tomatlán.	207
Figura 7.91.	Geología del Sistema Tomatlán (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	208
Figura 7.92.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tomatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	209
Figura 7.93.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tomatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	210
Figura 7.94.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tomatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	211
Figura 7.95.	Localización del Sistema Coatzacoalcos.	212
Figura 7.96.	Geología del Sistema Coatzacoalcos (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	213
Figura 7.97.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coatzacoalcos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	214
Figura 7.98.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coatzacoalcos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	215
Figura 7.99.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coatzacoalcos (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	216
Figura 7.100.	Localización del Sistema Papaloapan.	217
Figura 7.101.	Geología del Sistema Papaloapan (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	218

Figura 7.102.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Papaloapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	219
Figura 7.103.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Papaloapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	220
Figura 7.104.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Papaloapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	221
Figura 7.105.	Localización del Sistema Tuxpan.	222
Figura 7.106.	Geología del Sistema Tuxpan (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	223
Figura 7.107.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tuxpan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	224
Figura 7.108.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tuxpan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	225
Figura 7.109.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tuxpan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	226
Figura 7.110.	Localización del Sistema Coalcomán.	227
Figura 7.111.	Geología del Sistema Coalcomán (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	228
Figura 7.112.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coalcomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	229
Figura 7.113.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coalcomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	230
Figura 7.114.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coalcomán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	231
Figura 7.115.	Localización del Sistema Balsas.	232
Figura 7.116.	Geología del Sistema Balsas (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	233
Figura 7.117.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Balsas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	234
Figura 7.118.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Balsas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	235
Figura 7.119.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Balsas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	236
Figura 7.120.	Localización del Sistema Anáhuac.	237
Figura 7.121.	Geología del Sistema Anáhuac (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	238
Figura 7.122.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Anáhuac (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	239
Figura 7.123.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Anáhuac (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	240
Figura 7.124.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Anáhuac (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	241
Figura 7.125.	Localización del Sistema Tepeyahualco.	242
Figura 7.126.	Geología del Sistema Tepeyahualco (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	243
Figura 7.127.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tepeyahualco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	244
Figura 7.128.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tepeyahualco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	245
Figura 7.129.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tepeyahualco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	246
Figura 7.130.	Localización del Sistema Cuajinicuilapa.	247
Figura 7.131.	Geología del Sistema Cuajinicuilapa (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	248
Figura 7.132.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuajinicuilapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	249
Figura 7.133.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuajinicuilapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	250
Figura 7.134.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuajinicuilapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	251
Figura 7.135.	Localización del Sistema Pinotepa.	252

Figura 7.136.	Geología del Sistema Pinotepa (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	253
Figura 7.137.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	254
Figura 7.138.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	255
Figura 7.139.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	256
Figura 7.140.	Localización del Sistema Tehuantepec.	257
Figura 7.141.	Geología del Sistema Tehuantepec (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	258
Figura 7.142.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tehuantepec (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	259
Figura 7.143.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tehuantepec (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	260
Figura 7.144.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tehuantepec (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	261
Figura 7.145.	Localización del Sistema Comalcalco.	262
Figura 7.146.	Geología del Sistema Comalcalco (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	263
Figura 7.147.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	264
Figura 7.148.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	265
Figura 7.149.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pinotepa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	266
Figura 7.150.	Localización del Sistema Tehuantepec.	267
Figura 7.151.	Geología del Sistema Chiapa (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	268
Figura 7.152.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chiapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	269
Figura 7.153.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chiapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	270
Figura 7.154.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chiapa (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	271
Figura 7.155.	Localización del Sistema Pijijiapan.	272
Figura 7.156.	Geología del Sistema Pijijiapan (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	273
Figura 7.157.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pijijiapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	274
Figura 7.158.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pijijiapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	275
Figura 7.159.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pijijiapan (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	276
Figura 7.160.	Localización del Sistema Yucatán.	277
Figura 7.161.	Geología del Sistema Yucatán (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	278
Figura 7.162.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yucatán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	279
Figura 7.163.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yucatán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	280
Figura 7.164.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Yucatán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	281
Figura 7.165.	Localización del Sistema Pichilingue.	282
Figura 7.166.	Geología del Sistema Pichilingue (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	283
Figura 7.167.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pichilingue (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	284
Figura 7.168.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pichilingue (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	285

Figura 7.169.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pichilingue (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	286
Figura 7.170.	Localización del Sistema Punta Prieta.	287
Figura 7.171.	Geología del Sistema Punta Prieta (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	288
Figura 7.172.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Punta Prieta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	289
Figura 7.173.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Punta Prieta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	290
Figura 7.174.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Punta Prieta (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	291
Figura 7.175.	Localización del Sistema Querante.	292
Figura 7.176.	Geología del Sistema Querante (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	293
Figura 7.177.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Querante (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	294
Figura 7.178.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Querante (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	295
Figura 7.179.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Querante (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	296
Figura 7.180.	Localización del Sistema Ojo de Liebre.	297
Figura 7.181.	Geología del Sistema Ojo de Liebre (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	298
Figura 7.182.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojo de Liebre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	299
Figura 7.183.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojo de Liebre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	300
Figura 7.184.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojo de Liebre (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	301
Figura 7.185.	Localización del Sistema Tijuana.	302
Figura 7.186.	Geología del Sistema Tijuana (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	303
Figura 7.187.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tijuana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	304
Figura 7.188.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tijuana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	305
Figura 7.189.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tijuana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	306
Figura 7.190.	Localización del Sistema Rosarito.	307
Figura 7.191.	Geología del Sistema Rosarito (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	308
Figura 7.192.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Rosarito (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	309
Figura 7.193.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Rosarito (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	310
Figura 7.194.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Rosarito (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	311
Figura 7.195.	Localización del Sistema Ojos Negros.	312
Figura 7.196.	Geología del Sistema Ojos Negros (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	313
Figura 7.197.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojos Negros (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	314
Figura 7.198.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojos Negros (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	315
Figura 7.199.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ojos Negros (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	316
Figura 7.200.	Localización del Sistema Maneadero.	317
Figura 7.201.	Geología del Sistema Maneadero (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	318
Figura 7.202.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Maneadero (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	319

Figura 7.203.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Maneadero (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	320
Figura 7.204.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Maneadero (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	321
Figura 7.205.	Localización del Sistema Camalú.	322
Figura 7.206.	Geología del Sistema Camalú (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	323
Figura 7.207.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Camalú (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	324
Figura 7.208.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Camalú (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	325
Figura 7.209.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Camalú (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	326
Figura 7.210.	Localización del Sistema Mulegé.	327
Figura 7.211.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mulegé (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	328
Figura 7.212.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mulegé (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	329
Figura 7.213.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mulegé (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	330
Figura 7.214.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mulegé (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	331
Figura 7.215.	Localización del Sistema Valle Chico.	332
Figura 7.216.	Geología del Sistema Valle Chico (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	333
Figura 7.217.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Valle Chico (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	334
Figura 7.218.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Valle Chico (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	335
Figura 7.219.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Valle Chico (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	336
Figura 7.220.	Localización del Sistema Mexicali.	337
Figura 7.221.	Geología del Sistema Mexicali (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	338
Figura 7.222.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mexicali (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	339
Figura 7.223.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mexicali (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	340
Figura 7.224.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Mexicali (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	341
Figura 7.225.	Localización del Sistema Barrancas.	342
Figura 7.226.	Geología del Sistema Barrancas (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	343
Figura 7.227.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Barrancas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	344
Figura 7.228.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Barrancas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	345
Figura 7.229.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Barrancas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	346
Figura 7.230.	Localización del Sistema Constitución.	347
Figura 7.231.	Geología del Sistema Constitución (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	348
Figura 7.232.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Constitución (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	349
Figura 7.233.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Constitución (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	350
Figura 7.234.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Constitución (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	351
Figura 7.236.	Localización del Sistema La Tinaja.	352
Figura 7.237.	Geología del Sistema La Tinaja (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	353

Figura 7.238.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema La Tinaja (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	354
Figura 7.239.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema La Tinaja (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	355
Figura 7.240.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema La Tinaja (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	356
Figura 7.241.	Localización del Sistema Pulmo.	357
Figura 7.242.	Geología del Sistema Pulmo (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	358
Figura 7.243.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pulmo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	359
Figura 7.244.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pulmo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	360
Figura 7.245.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Pulmo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	361
Figura 7.246.	Localización del Sistema Canatlán.	362
Figura 7.247.	Geología del Sistema Canatlán (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	363
Figura 7.248.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Canatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	364
Figura 7.249.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Canatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	365
Figura 7.250.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Canatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	366
Figura 7.251.	Localización del Sistema Nazas.	367
Figura 7.252.	Geología del Sistema Nazas (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	368
Figura 7.253.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Nazas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	369
Figura 7.254.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Nazas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	370
Figura 7.255.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Nazas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	371
Figura 7.256.	Localización del Sistema Huatulco.	372
Figura 7.257.	Geología del Sistema Huatulco (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	373
Figura 7.258.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Huatulco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	374
Figura 7.259.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Huatulco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	375
Figura 7.260.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Huatulco (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	376
Figura 7.261.	Localización del Sistema Ameca.	377
Figura 7.262.	Geología del Sistema Ameca (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	378
Figura 7.263.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ameca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	379
Figura 7.264.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ameca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	380
Figura 7.265.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Ameca (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	381
Figura 7.266.	Localización del Sistema Coahuayana.	382
Figura 7.267.	Geología del Sistema Coahuayana (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	383
Figura 7.268.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coahuayana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	384
Figura 7.269.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coahuayana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	385
Figura 7.270.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Coahuayana (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	386
Figura 7.271.	Localización del Sistema Soto La Marina.	387

Figura 7.272.	Geología del Sistema Soto La Marina (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	388
Figura 7.273.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Soto La Marina (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	389
Figura 7.274.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Soto La Marina (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	390
Figura 7.275.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Soto La Marina (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	391
Figura 7.276.	Localización del Sistema Roca Montes.	392
Figura 7.277.	Geología del Sistema Roca Montes (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	393
Figura 7.278.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Roca Montes (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	394
Figura 7.279.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Roca Montes (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	395
Figura 7.280.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Roca Montes (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	396
Figura 7.281.	Localización del Sistema Salinas.	397
Figura 7.282.	Geología del Sistema Salinas (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	398
Figura 7.283.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Salinas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	399
Figura 7.284.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Salinas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	400
Figura 7.285.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Salinas (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	401
Figura 7.286.	Localización del Sistema Cuitzeo.	402
Figura 7.287.	Geología del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	403
Figura 7.288.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	404
Figura 7.289.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	405
Figura 7.290.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cuitzeo (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	406
Figura 7.291.	Localización del Sistema Matehuala	407
Figura 7.292.	Geología del Sistema Matehuala (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	408
Figura 7.293.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Matehuala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	409
Figura 7.294.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Matehuala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	410
Figura 7.295.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Matehuala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	411
Figura 7.296.	Localización del Sistema Misantla.	412
Figura 7.297.	Geología del Sistema Misantla (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	413
Figura 7.298.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Misantla (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	414
Figura 7.299.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Misantla (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	415
Figura 7.300.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Misantla (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	416
Figura 7.301.	Localización del Sistema Cihuatlán.	417
Figura 7.302.	Geología del Sistema Cihuatlán (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	418
Figura 7.303.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cihuatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	419
Figura 7.304.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cihuatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	420

Figura 7.305.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cihuatlán (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	421
Figura 7.306.	Localización del Sistema Chapala.	422
Figura 7.307.	Geología del Sistema Chapala (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	423
Figura 7.308.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chapala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	424
Figura 7.309.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chapala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA,	425
Figura 7.310.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Chapala (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	426
Figura 7.311.	Localización del Sistema Tequila.	427
Figura 7.312.	Geología del Sistema Tequila (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	428
Figura 7.313.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tequila (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	429
Figura 7.314.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tequila (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	430
Figura 7.315.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Tequila (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	431
Figura 7.316.	Localización del Sistema Cananea.	432
Figura 7.317.	Geología del Sistema Cananea (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	433
Figura 7.318.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cananea (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	434
Figura 7.319.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cananea (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	435
Figura 7.320.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Cananea (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	436
Figura 7.321.	Localización del Sistema Juárez.	437
Figura 7.322.	Geología del Sistema Juárez (elaborado con base en la carta geológica escala 1:250,000 del SGM).	438
Figura 7.323.	Esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Juárez (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	439
Figura 7.324.	Bloque 3D y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Juárez (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	440
Figura 7.325.	Perfil topográfico y esquema del flujo de agua subterránea del Sistema Juárez (elaborado con base en las redes de flujo obtenidas de CONAGUA, IMTA, UNAM).	441

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1.	Trabajos publicados en revistas científicas en los últimos treinta años, con fechamientos a partir de isotopos aplicados en México.	53
Tabla 6.1.	Provincias geohidrológicas de México (De la O Carreño, 1954).	106
Tabla 6.2.	Regiones geohidrológicas de México (Maderey, 1967).	107
Tabla 6.3.	Provincias hidrogeológicas de México (Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1992, 1993).	109
Tabla 6.4.	Nueva regionalización hidrogeológica de México (elaboración propia con datos de CONAGUA).	110
Tabla 7.1.	Sistemas regionales de agua subterránea en México (Siras).	115

