



CENTRO DE INVESTIGACIONES BIOLÓGICAS
DEL NOROESTE, S.C.

Programa de Estudios de Posgrado

**DETERMINACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DEL
AGUA SUBTERRÁNEA Y CARACTERIZACIÓN DE SUS
COMPONENTES EN REGIONES DESÉRTICAS: EL CASO
DE LORETO, BAJA CALIFORNIA SUR**

TESIS

Que para obtener el grado de

Doctor en Ciencias

Uso, Manejo y Preservación de los Recursos Naturales
(Orientación Ecología)

P r e s e n t a

ANTALIA GONZÁLEZ ABRAHAM

La Paz, Baja California Sur, Julio de 2011

ACTA DE LIBERACION DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B. C. S., siendo las 14:30 horas del día 14 del Mes de Junio del 2011, se procedió por los abajo firmantes, miembros de la Comisión Revisora de Tesis avalada por la Dirección de Estudios de Posgrado del Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S. C., a liberar la Tesis de Grado titulada:

"Determinación de los sistemas de flujo del agua subterránea y caracterización de sus componentes en regiones desérticas: el caso de Loreto, Baja California Sur"

Presentada por el alumno:

Antalia González Abraham

Aspirante al Grado de DOCTOR EN CIENCIAS EN EL USO, MANEJO Y PRESERVACION DE LOS RECURSOS NATURALES CON ORIENTACION EN Ecología

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron su **APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

Dr. Ricardo Rodríguez Estrella
CO-DIRECTOR DE TESIS

Dr. José Joel Carrillo Rivera
CO-DIRECTOR DE TESIS

Dr. Yolanda Maya Delgado
CO-TUTOR

Dr. Manuel Maass Moreno
CO-TUTOR

Dr. Mariano Hernández
CO-TUTOR

DRA. ELISA SERRIERE ZARAGOZA,
DIRECTORA DE ESTUDIOS DE POSGRADO

COMITÉ TUTORIAL

Dr. Ricardo Rodríguez Estrella
Co-Director de Tesis
Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste (CIBNOR)

Dr. José Joel Carrillo Rivera
Co-Director de Tesis
Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México

Dra. Yolanda Maya Delgado
Asesor
Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste (CIBNOR)

Dr. Manuel Maass Moreno
Asesor
Centro de Investigaciones sobre Ecosistemas (CIECO)

Dr. Mariano Hernández
Asesor
Southwest Watershed Research Center, United States Department Of Agriculture
(USDA)

COMITÉ REVISOR DE TESIS

Dr. Ricardo Rodríguez Estrella
Dr. José Joel Carrillo Rivera
Dra. Yolanda Maya Delgado
Dr. Manuel Maass Moreno
Dr. Mariano Hernández

JURADO DE LA DEFENSA DE TESIS

Dr. Ricardo Rodríguez Estrella
Dr. José Joel Carrillo Rivera
Dr. Manuel Maass Moreno
Dr. Alejandro M. Maeda Martínez
Dra. Ma. Luisa Jiménez Jiménez

SUPLENTE

Dr. Sergio Álvarez Cárdenas

I. Resumen

En gran parte de las regiones áridas o semi-áridas del mundo, la única fuente de agua dulce asequible para plantas, animales y por supuesto para el ser humano es el agua subterránea. El agua subterránea interactúa con el agua superficial en prácticamente todo tipo de paisajes, desde los grandes lagos hasta los denominados oasis, pequeños cuerpos de agua presentes en las regiones áridas. Tal es el caso de Baja California Sur, en donde estos oasis presentan características peculiares que los consolidan como ecosistemas únicos para la vida del desierto circundante, un ejemplo, la presencia de especies endémicas de aves y mamíferos. Desde los años sesenta se propuso una teoría del movimiento del agua subterránea, propuesta por J. Tóth. Propone al agua subterránea como un agente geológico de carácter general y, por tanto, la causa de una gran variedad de impactos y fenómenos naturales. La falta de información sobre cómo funciona el agua subterránea en zonas áridas aunado a un mal uso de los recursos naturales ha acarreado una serie de consecuencias ecológicas muchas veces irreversibles tales como la pérdida de especies dependientes de los oasis (humedales) en el desierto (ej. *Pseudacris hypocondriaca*, *Fundulus lima*, *Anemopsis californica*, *Geothlypis belgingii*). Esta tesis se ha enfocado en determinar los diferentes sistemas de flujo del agua subterránea y caracterizar sus componentes. Se identificaron las zonas de recarga y descarga de agua subterránea, mediante sistemas de información geográfica y verificación en campo; se caracterizó la vegetación asociada a las zonas de descarga; se hizo la toma de muestras de agua que incluyen parámetros medidos en campo y análisis físico-químicos en laboratorio de aniones, cationes y elementos traza. Las zonas de descarga presentes en la parte altas de la Sierra La Giganta corresponden a flujos locales. La vegetación asociada a las zonas de descarga es característica y distinta de las zonas de descarga de flujos regionales. Se han identificado siete grupos diferentes de agua que se relacionan con orígenes distintos en su composición. Estos análisis sugieren que en la zona dominan los flujos locales de agua subterránea aunque también existen los flujos regionales. Incluso algunos pozos en la zona agrícola del municipio de Loreto no presentan intrusión salina. Los análisis indican que se está extrayendo agua de flujos regionales o incluso intermedios de agua subterránea. La vegetación asociada a la zonas de descarga se diferencia de cada uno de los flujos, se caracteriza por la presencia de especies vegetales tales como *Acaccia farnesiana*, *Prosopis articulata*, *Jatropha cinerea*, *Baccharis glutinosa*, *Vallesia glabra* y *Aster* sp, entre otros para los flujos locales; para los regionales se registraron *Salicornia* sp, *Batis marítima*, *Lysium* sp. Así mismo, en los oasis de la sierra se extrae agua de flujos locales, esto podría tener repercusiones negativas sobre la vegetación y sus especies asociadas. Estos ecosistemas pueden estar en riesgo por el aumento en la extracción del agua subterránea para satisfacer la demanda del incremento poblacional en el municipio. Del mismo modo, la disponibilidad del vital líquido para actividades humanas es y será cada día menor y limitante.

Palabras clave: sistemas de flujo, agua subterránea, región árida

II. Abstract

Largely arid or semi-arid regions of the world, the only source of accessible fresh water for plants, animals and of course for the human being is the ground water. Groundwater interacts with the water surface in virtually all types of landscapes, from the Great Lakes until the so-called oasis, small bodies of water in arid regions. Such is the case of Baja California Sur, where these oasis characteristics peculiar to consolidate them as unique ecosystems for the life of the surrounding desert, an example, the presence of endemic species of birds and mammals. Since the 1960s proposed a theory of the movement of groundwater, proposed by J. Tóth. It is proposed to the groundwater as a geologic agent of general nature and, therefore, the cause of a wide range of impacts and natural phenomena. The lack of information on how the groundwater in arid areas in addition to a misuse of natural resources has brought a series of ecological consequences many irreversible times such as the loss of wetlands dependent species (eg. *Pseudacris hypocondriaca*, *Fundulus lima*, *Anemopsis californica*, *Geothlypis belgingii*). This thesis has been focused on identifying different groundwater flow systems and characterize its components. Identified areas of recharge and discharge of groundwater through field verification and geographical information systems; marked vegetation associated with areas of discharge; taking water samples that include parameters measured in field and laboratory of anions, cations and elements physico-chemical analysis trace was. Download zones present in the high part of the Sierra La Giganta correspond to local streams. The vegetation associated with discharge zones is characteristic and distinct from the areas of regional flows download. Seven different groups of water that relate to different origins in its composition have been identified. These analyses suggest that the area they dominate local groundwater flows although there are also regional flows. Even some wells in the agricultural area of the municipality of Loreto have no saline intrusion. Analyses indicate that water from regional or even intermediate flows of groundwater is extracted. The vegetation associated with the download areas differs from each of the flows, is characterized by the presence of plant species such as *Acaccia farnesiana*, *Prosopis articulata*, *Jatropha cinerea*, *Baccharis glutinosa*, *Vallesia glabra* y *Aster* sp, among others for local streams; for the regional recorded *Salicornia* sp, *Batis marítima*, *Lysium* sp. Likewise, the oasis of the sierra extracts water from local streams, this could have a negative impact on the vegetation and its associated species. These ecosystems may be at risk by the increase in the extraction of groundwater to satisfy the demand of population growth in the municipality. In the same way, the availability of the vital liquid for human activities and will be increasingly younger and limiting.

Keywords: groundwater fluxes, arid region, recharge/discharge areas

III. Dedicatoria

A **Víctor** su complicidad y apoyo incondicional. Sin eso, no hubiera sido posible.

A **Alanya** y **Amaya** por darme la inspiración y la fuerza para seguir adelante.

A mi **papá** y mi **mamá** fuentes de inspiración inagotable.

A mis hermanos **Char** y **Rod** por apoyarme y motivarme tanto, por su amor.

A **Pedro Peña**, por tener siempre una respuesta aunque no sepa la pregunta.

A **Rosalva** por las lecciones de vida tan importantes en esta etapa.

IV. Agradecimientos

Agradezco a las siguientes instituciones por el apoyo económico brindado para la realización de este trabajo

- Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada (189567) para la realización de mis estudios de doctorado.
- Al proyecto SEP-CONACYT (0000023861) a cargo del Dr. Ricardo Rodríguez Estrella

A todo el personal del Departamento de Estudios de Posgrado.

Al Dr. Ricardo Rodríguez Estrella por el apoyo moral, económico y logístico que siempre me dio para realizar con éxito mi investigación de doctorado.

Al Dr. José Joel Carrillo Rivera por los “jalones de oreja”, por su amistad...gracias.

A los Dres. Yolanda Maya, Manuel Maass y Mariano Hernández por sus comentarios y correcciones durante la realización de este trabajo.

Al Dr. Juan Reynerio Fagundo Castillo por su ayuda incondicional y desinteresada, por su nobleza y sabiduría, por mostrarme el maravilloso mundo de la hidrogeoquímica, por tener siempre esa sonrisa...besos Fagundo!

A Bruno Granados por su excelente apoyo y ayuda en el trabajo de campo. Por su amistad.

A José Juan Pérez Navarro por su apoyo en la identificación de plantas y el muestreo de vegetación.

V. Contenido

I. Resumen	iv
II. Abstract	v
III. Dedicatoria	vi
IV. Agradecimientos	vii
V. Contenido	viii
VI. Lista de Figuras.....	x
VII. Lista de cuadros.....	xi
1. INTRODUCCIÓN	1
2. ANTECEDENTES	4
2.1 IMPORTANCIA DEL AGUA SUBTERRÁNEA	7
2.2 CALIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA	8
2.3 VEGETACIÓN Y AGUA SUBTERRÁNEA	9
2.4 EL BALANCE HÍDRICO	10
2.5 TEORIA DE LOS SISTEMAS DE FLUJO Y SU IMPORTANCIA EN EL ESTUDIO DEL FUNCIONAMIENTO DEL AGUA SUBTERRÁNEA	11
3. JUSTIFICACIÓN	14
4. OBJETIVOS	15
5. HIPÓTESIS.....	15
6. ÁREA DE ESTUDIO	16
6.1 Hidrografía.....	16
6.2 Referente geológico	18
6.3 Referente hidrogeológico.....	22
6.4 Referente de Vegetación.....	24
7. MATERIALES Y MÉTODOS	25
7.1. DETERMINACIÓN DE ZONAS DE RECARGA Y DESCARGA.....	28
7.1.1 Trabajo de gabinete.....	28
7.1.2 Trabajo de campo.....	28
7.2. IDENTIFICACIÓN DE DIFERENTES SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA	28
7.2.1 Trabajo de gabinete.....	28
7.2.2 Trabajo de campo.....	29
7.3 CARACTERIZACIÓN DE LA VEGETACIÓN ASOCIADA A ZONAS DE DESCARGA PARA CADA FLUJO.....	31
7.3.1 Trabajo de gabinete.....	31
7.3.2 Trabajo de campo.....	31
8. RESULTADOS.....	31
8.1 DETERMINACIÓN DE ZONAS DE RECARGA Y DESCARGA.....	31
8.2 DIFERENCIACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA	34
8.2.1 <i>Patrones hidrogeoquímicos</i>	34
8.2.2 <i>Grupos de Agua</i>	38

8.2.3 Factor de concentración del agua subterránea con respecto a la precipitación	45
8.2.4 Determinación del origen de la composición química del agua mediante modelos de balance de masa y mezcla de aguas.....	49
8.2.5 Distribución espacial de los patrones hidrogeoquímicos e isotopía.....	54
8.3. CARACTERIZACIÓN DE LA VEGETACIÓN ASOCIADA A ZONAS DE	
DESCARGA PARA CADA FLUJO.....	57
8.3.1 Santa Rosa	57
8.3.2 Santa Rosa 2	58
8.3.3 San José de Comondú.....	58
8.3.4 San José de Comondú 2.....	58
8.3.5 San José de Comondú 3.....	59
8.3.6 La Purísima.....	59
8.3.7 San Nicolás	59
8.3.8 Santo Domingo	60
8.3.9 Naocojoa Chico	60
8.3.10 Naocojoa grande.....	60
8.3.11 Las Parras.....	60
8.3.12 San Javier Represo	61
8.3.13 San Javier	61
8.3.14 Juncalito.....	61
8.3.15 Santispac.....	62
8.4 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO DEL AGUA	
SUBTERRÁNEA	66
9. DISCUSIÓN	71
9.1 GEOQUÍMICA DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA ...	73
9.1.1 Factor de concentración del agua subterránea con respecto a la precipitación	75
9. 2 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO DEL AGUA	
SUBTERRÁNEA	77
10. CONCLUSIONES	78
11. CONSIDERACIONES FINALES.....	80
12. REFERENCIAS.....	81
GLOSARIO	94

VI. Lista de Figuras

Figura 1. Efectos y manifestaciones de los diferentes sistemas de flujo del agua subterránea producidos por fuerza gravitacional (Tomado de Tóth, 1963).	11
Figura 2. Ubicación del municipio de Loreto, Baja California Sur (Los números representan los sitios de muestreo).	17
Figura 3. Sección geológica de San Juan B. Londó que muestra el área de extracción de agua subterránea. (Tomada de Carrillo-Rivera, 2000).....	22
Figura 4. Zonas de recarga identificadas para el municipio de Loreto.....	32
Figura 5. Zonas de descarga identificadas para el municipio de Loreto.....	33
Figura 6. Patrones hidrogeoquímicos de cada una de las muestras de agua. En esta figura, el número de muestra está indicado dentro de un paréntesis, para referencia en el resto del documento. M: manantial; P: pozo; MT: manantial termal.	36
Figura 7. Patrones hidrogeoquímicos de los grupos de agua subterránea obtenida incluyendo las muestras de sitios fuera del área de estudio.....	41
Figura 8. Patrones hidrogeoquímicos del agua muestreada incluyendo aquellas fuera del área de estudio, originados por procesos de interacción agua-roca.	42
Figura 9. Patrones reales y patrones obtenidos al excluir el NaCl y otros componentes (Ca^{2+}) originados por procesos modificadores de la composición química del agua por efecto de la mezcla con flujos regionales inducidos por la extracción de agua subterránea en el área de estudio.....	43
Figura 10. Variación de la concentración de Cl^- y SO_4^{2-} ($\log \text{mg l}^{-1}$) y Br, As, B, Li y Sr ($\log \mu\text{g l}^{-1}$) en manantiales y pozos muestreados en el área de estudio.....	48
Figura 11. Distribución geográfica de los tipos de agua obtenidos de diferentes pozos y manantiales, mostrando su relación con la litología.	56
Figura 12. $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras de agua colectadas en el área de estudio y su relación con la Línea Meteórica Mundial (SMOW) y la Línea Meteórica Local (LML).....	57
Figura 13. Análisis de clasificación numérica (CLUSTER) con datos de presencia/ausencia de las especies vegetales en los sitios de muestreo dentro del área de estudio. Índice de similitud Bray-Curtis.....	66
Figura 14. Esquema mostrando los cortes transversales donde se indica el modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea en el área de estudio.....	67
Figura 15. Modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea para los manantiales de Naocojoa y San Juan B. Londó.....	68
Figura 16. Modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea en los manantiales de Las Parras y San Javier Represo.	69
Figura 17. Modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea para los manantiales de Santa Rosa, San Javier y Juncalito.....	70

VII. Lista de cuadros

Cuadro I. Tipos de agua y relación de números enteros entre 1 y 8 utilizados para la conformación de los patrones hidrogeoquímicos.....	27
Cuadro II. Resultados de las mediciones de campo y de los análisis químicos de los componentes mayores de las.....	37
Cuadro III. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ para las muestras tomadas para el presente estudio.	38
Cuadro IV. Patrones hidrogeoquímicos y tipos de agua de cada una de las muestras tomadas en el área de estudio así como los valores de referencia tomados de Prol-Ledesma <i>et al.</i> (2007).....	39
Cuadro V. Factor de concentración de cada una de las muestras tomadas en el	46
Cuadro VI. Resultado de los análisis químicos de componentes menores de las muestras captadas en todos los sitios, incluyendo aquellos fuera del área de estudio. Las unidades están en $\mu\text{g l}^{-1}$. En negrita se remarcan los valores más elevados de cada ión.	47
Cuadro VII. Reconcentración de algunos componentes seleccionados.....	49
Cuadro VIII. Procesos geoquímicos que explican la composición química del agua subterránea del área de estudio, aplicando un modelo de balance de masas. Concentraciones en mmol l^{-1}	51
Cuadro IX. Procesos geoquímicos que explican la composición química del agua subterránea del área de estudio, aplicando un modelo de balance de masas en donde se tomó como referencia la muestra del manantial Las Parras muestras 9 a 18) y Santa Rosa (muestra 19). Concentraciones en mmol l^{-1}	52
Cuadro X. Procesos geoquímicos que explican la composición química del agua subterránea salina del área de estudio, aplicando un modelo de mezcla de aguas, se tomó como referencia la muestra del manantial Las Parras (muestras 9 a 18) y Santa Rosa (muestra 19). Concentraciones en mmol l^{-1}	53
Cuadro XI. Listado de especies registradas para cada zona de descarga muestreada en el área de estudio.....	63
Cuadro XII. Índice de Shannon y equitatividad para cada una de las zonas de descarga del área de estudio.....	65
Cuadro XIII. Porcentaje de error calculado a partir de la suma de los aniones y cationes, indica la confiabilidad de los análisis en laboratorio.	91

1. INTRODUCCIÓN

En gran parte de las regiones áridas o semi-áridas del mundo, la única fuente de agua dulce asequible para plantas, animales y por supuesto para el ser humano es el agua subterránea (Kingsford, 1997). El agua subterránea interactúa con el agua superficial en prácticamente todo tipo de paisajes, desde los grandes lagos hasta los denominados oasis, pequeños cuerpos de agua presentes en las regiones áridas (Winter, 1998). Tal es el caso de la península de Baja California, en donde estos oasis presentan características peculiares que los consolidan como ecosistemas únicos para la vida del desierto circundante, un ejemplo, la presencia de especies endémicas de aves y mamíferos (Rodríguez-Estrella y Arriaga, 1997). Adicionalmente a su relevancia ecológica, los oasis han sido determinantes para el asentamiento y colonización de ecosistemas desérticos por el ser humano en la península (Del Río y Altable Fernández, 2000). Gracias a estos oasis se dio el establecimiento de grupos indígenas como Guaycuras y Pericúes a lo largo de ésta y, posteriormente, por los misioneros Jesuitas quienes asentaron sus misiones en las inmediaciones de los manantiales dispersos en el desierto (Rodríguez y Altable, 2003; Del Río y Altable, 2000).

Desde su establecimiento en estos sitios, el hombre ha realizado diversas prácticas de manejo del agua para su extracción y aprovechamiento, como por ejemplo la excavación de pozos para el bombeo del agua subterránea, además de diversas obras hidráulicas para la contención y almacenamiento de la misma. Así, el funcionamiento de los ecosistemas, el desarrollo e inclusive la permanencia de los asentamientos humanos en regiones áridas dependen en gran medida (si no completamente) del agua subterránea. Sin embargo, poco se sabe sobre el funcionamiento del régimen hidrológico en estas regiones áridas y cómo éste es modificado por las actividades humanas. La falta de información de cómo funciona el agua subterránea aunado a un mal uso de los recursos naturales, han acarreado una serie de consecuencias ecológicas muchas veces irreversibles, tales como la pérdida de especies endémicas (Rodríguez-Estrella *et al.*, 2007). Por lo anterior, conocer el funcionamiento de los flujos de agua subterránea se ha vuelto crítico, sobre todo para regiones desérticas.

El incremento de las actividades humanas modifica el balance sistémico que evolutivamente tienen los sistemas biológicos. Las condiciones iniciales “steady-state condition” o condiciones estables incluyen: un clima particular, una geología, una topografía, una vegetación, una cobertura de suelo y un balance hídrico. Este último incluye la relación entre agua superficial y agua subterránea. En cualquier región, bajo condiciones naturales estos elementos se encuentran “casi” en equilibrio. Cuando este balance es alterado por actividades humanas a través de la modificación de entradas y salidas de agua, dicho balance es ajustado, usualmente en deterioro de, y en diferentes proporciones a través de la topografía, vegetación y suelo (Carrillo-Rivera *et al.*, 2007). El efecto en cada uno de los componentes difiere en escala temporal, de esta manera los efectos que se perciben son sobre los componentes que responden a efectos a corto plazo, no a tiempo geológico. Estos son la vegetación, la cobertura del suelo y el balance hídrico.

Como caso de estudio se tomó el municipio de Loreto. Es uno de los 5 municipios del estado de Baja California Sur. Está ubicado en la porción central de la península de Baja California con una tasa anual de crecimiento poblacional aproximada de 3.9% (duplicándose en 18 años) y desde la década de los 1990's se ha proyectado (por los desarrolladores) un crecimiento poblacional de cerca de 250,000 habitantes en los próximos 20 años, según el estudio realizado por Steinitz *et al.*, en 2005. Al mismo tiempo dicho municipio está sufriendo problemas sistemáticos de crecimiento poblacional en desacuerdo con la vocación del territorio, lo que se refleja en el precario abastecimiento de agua y pérdida de diversidad biológica (Rodríguez-Estrella *et al.*, 2007). En Loreto la única fuente de agua asequible para uso humano y para los ecosistemas es el agua subterránea. Sin embargo, pocos estudios han abordado este tema y hasta la fecha, después de varios años de extracción de agua subterránea, no se tiene establecido su funcionamiento y por ende los efectos que el aumento en su extracción podrían causar, por ejemplo, a los humedales del área de estudio. Tan solo en el municipio de Loreto se tienen localizados nueve oasis que son importantes en términos de biodiversidad ya que poseen una diversidad de flora y fauna considerablemente mayor que en el desierto circundante (Arriaga, 1997). A la fecha, aún no se ha establecido claramente la relación de estos humedales con los flujos del agua subterránea. Es por ello que lo que se plantea en este trabajo de tesis es evaluar el

funcionamiento del agua subterránea del municipio de Loreto como un avance al entendimiento de los efectos del manejo del agua en los ecosistemas y en los pobladores. Se utilizará una aproximación hidrogeológica, o sea con un referente geológico y la manera como la geología permite y marca el movimiento del agua subterránea.

Las fuertes presiones por el uso del agua subterránea para abastecer a una población en constante crecimiento en el Municipio de Loreto, están aumentando el riesgo de generar alteración sobre los elementos naturales. Es por ello indispensable entender el impacto que esta extracción intensiva del agua subterránea está teniendo en su funcionamiento hídrico y con ello en la dinámica del ecosistema árido de la región. No es posible un manejo del agua sin conocer los procesos que determinan su calidad y cantidad. De la misma manera, se requiere realizar un estudio que evalúe los efectos que acarrea el cambio de uso de suelo en la región, para posteriormente definir programas de monitoreo dirigidos a establecer diagnósticos sobre dichos efectos. Esta tesis está orientada a cubrir los dos primeros aspectos (entender los procesos hidrológicos y evaluar los efectos del manejo) y con ello sentar las bases para lograr lo tercero (monitoreo). Así ayudará en la predicción de efectos a largo plazo sobre los humedales del área (zonas de descarga), además de brindar herramientas para la toma de decisiones en función de áreas prioritarias para la protección de flora y fauna.

Por ello, este trabajo es relevante y original y llega muy a tiempo para incluir la información en las propuestas sobre el buen manejo del agua en el municipio, lo cual puede servir de apoyo en el ordenamiento ecológico de éste. Por esto y debido a que se carece de una definición de los sistemas de flujo en el área de estudio se plantea como objetivo general definir el funcionamiento del agua subterránea en la región a la que esta área pertenece incluyendo identificando los diferentes sistemas de flujo así como sus respectivas zonas de recarga, tránsito y descarga, concepto que se establece con los objetivos particulares descritos en el apartado 4.

2. ANTECEDENTES

En el municipio de Loreto se han realizado diversos estudios técnicos relacionados con el agua entre los cuales se incluyen análisis geohidrológicos (en los que se da mayor interés a la hidrología que al marco geológico) así como descripciones litológicas de pozos.

En 1980 un estudio geohidrológico realizado para el poblado de Loreto reportó, entre otros aspectos, que no existe una cuenca de captación, hecho que sumado a la escasa precipitación propia de esta región, resulta en una “*escasez de agua*”. En este estudio se considera que existe una lenta renovación (recarga). Además de reportar sólo una unidad acuífera somera (FONATUR, 1980).

En 1981 se realiza para la SARH un estudio geohidrológico en donde se censaron 105 aprovechamientos, se calcula una extracción de $2.153 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, de los cuales $1.54 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ corresponden para Loreto, estimando un abatimiento medio anual de -0.32 m , producto de y una extracción de $1.7 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ con tan sólo una recarga total de $1.54 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$. Así mismo, el estudio considera a la Formación Comondú como una barrera al flujo de agua subterránea (SARH, 1981).

Para 1984, en un estudio más detallado se reportó que el poblado de Loreto se abastecía mediante un pozo y una noria que extraían en forma conjunta 45 l s^{-1} y se complementaban las necesidades de agua con otros dos pozos de FONATUR que aportaban 12 l s^{-1} . En este estudio se presentó un modelo simplificado del acuífero y se realizó un balance de agua subterránea arrojando para Loreto una entrada por flujo horizontal de $1.45 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ y una recarga vertical (de lluvia) de $1.47 \text{ hm}^3/\text{año}$ dando una recarga total de $2.92 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$. Con respecto a las salidas, reportaron un flujo horizontal de $1.28 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ y una extracción por bombeo de $1.64 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, dando un total de $2.92 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$. Se concluyó que existía una evidente “sobre-explotación” del agua. Sin embargo, como no se presentaron abatimientos simplemente supusieron que la recarga había sido mayor que la extracción (FONATUR, 1984).

Para 1986 se realizó un estudio geofísico con la finalidad de determinar más sitios para la perforación adicional de pozos. Se determinaron cinco unidades geológicas desde el punto de vista del agua subterránea y se estableció que la unidad inferior de la Formación

Comondú presentaba excelentes condiciones de permeabilidad y porosidad así como que correspondían a la principal unidad acuífera del área (FONATUR, 1986).

El Instituto de Geofísica de la UNAM realizó un estudio denominado geohidrológico-geofísico de la cuenca de San Juan B. Londó (perteneciente al municipio de Loreto) en el que presentan a detalle las unidades litológico-estratigráficas de la cuenca (GEOFISICA, 1986). Este estudio además presentó el cálculo que propuso una recarga de $10 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$.

Posteriormente hay un vacío de información técnica y hasta el año del 2003 se vuelve a realizar un estudio para la perforación de nuevos pozos para un desarrollo turístico. Sin embargo, no se presenta información diferente y sólo se hicieron recomendaciones de pozos que ya existían y se promovió la extracción de agua subterránea en el acuífero de Loreto (FONATUR, 2003).

La CNA (2005) realizó un estudio donde presenta un resumen de las condiciones geohidrológicas, técnicas y administrativas para el área de Loreto, como apoyo al desarrollo turístico promovido por FONATUR. En este estudio se calculó una extracción en los acuíferos definidos por CNA como Loreto y San Juan B. Londó de $8 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ y una recarga entre 6 y $8 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$; se remarca la necesidad de obtener agua para consumo humano mediante desaladoras de agua de mar dada la problemática de la potencial sobreexplotación de agua.

Por otro lado, han sido muy pocas las aproximaciones encaminadas a realizar estudios con visión hidrogeológica en el Municipio, y en donde el interés en el referente geológico y cómo éste permite y marca el movimiento del agua subterránea.

Carrillo-Rivera (2000) aplicó la ecuación de balance del agua subterránea en San Juan B. Londó para identificar flujo inter-cuencas y flujo vertical del agua subterránea. En este trabajo se encontró que existe flujo entre cuencas superficiales y se estimó que casi un 70% del agua extraída era termal y que provenía de otra cuenca superficial vecina.

En el año 2005, la Universidad de Harvard y el Municipio de Loreto realizaron un estudio sobre el desempeño económico del Municipio, sus cambios demográficos (actuales y proyectados), las inversiones públicas y privadas, el crecimiento urbano y el cambio en uso del suelo en el área de Loreto en los próximos 20 años. El estudio propuso una serie de escenarios de desarrollo para el área y prevé la forma en que estos cambios impactarán el

ambiente y sus reservas de agua, así como su escenario paisajístico, social y económico. Los escenarios fueron generados utilizando modelos digitales que evalúan el atractivo local para la mayoría de los tipos de uso de suelo de la región y para proyectar una gama de futuros alternativos hacia el año 2025. Entre las conclusiones de este estudio se sugiere buscar fuentes alternativas de agua, como la desalinización, ya que se estimó que la extracción de agua subterránea por bombeo no alcanzaría para toda la población proyectada. Además, estos autores estimaron que dicha extracción traería como consecuencia la intrusión de agua de mar (www.futurosalternativosloreto.org informe completo).

Otro estudio correspondiente al agua subterránea es el realizado por Maddock *et al.*, (2005) quienes estimaron la recarga del acuífero de San Juan B. Londó, utilizando comparativamente las ecuaciones de Anderson *et al.* (1992) y de Maxey-Eakin (1949). En principio estas ecuaciones se consideran apropiadas para esta región y clima, no obstante que no describen el funcionamiento hidrológico subterráneo. Estos autores estimaron una recarga total de $2.1 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$. También hicieron la comparación con el estudio que realizó el Instituto de Geofísica de la UNAM (1986), quienes estimaron una recarga 5 veces mayor ($10 \text{ Mm}^3 \text{ año}^{-1}$) y el cual descartan aludiendo a lo rudimentario de la técnica de estimación y a las herramientas que utilizaron los geofísicos. Maddock *et al.* (2005) concluyen que para el año 2025 habrá intrusión salina por un descenso en los niveles de agua subterránea debido al exceso de bombeo. Es decir, el acuífero no soportará la extracción de agua requerida por una población de 250,000 habitantes. Además, la intrusión estará directamente relacionada con el tiempo lo cual es base en la planeación del territorio.

Se han realizado estudios en el área que mencionan dos acuíferos, uno en Loreto y el otro en San Juan B. Londó (SJBL). En el documento “Opinión técnica sobre el proyecto de desarrollo turístico de FONATUR en la región de Loreto, BCS” elaborado por la subgerencia de Aguas Subterráneas de la CNA en el año 2005, se reporta que para el acuífero de Loreto (300 km^2 de superficie) la recarga se origina por infiltración del agua de lluvia y de los escurrimientos en los flancos de la sierra ($< 2 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$); para el acuífero de SJBL (940 km^2) se estima una extracción de $7 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ con caudales de 50 a 60 l s^{-1} y agua de buena calidad (470 y 570 ppm de sólidos totales disueltos (STD)). De este caudal

95 l s⁻¹ se destinan para ser conducidos por un acueducto a Loreto. Según este estudio en la década de los 1950's se estableció "veda" para la extracción de agua subterránea en todo el estado de Baja California Sur. Sin embargo, y según el REPDA, al 31 de mayo del 2005 los volúmenes concesionados en estos acuíferos eran de 0.156 hm³ año⁻¹ para Loreto y 7.7 hm³/año para SJBL. En general, no existen fuentes históricas confiables de la cantidad de agua subterránea extraídas, aunque el desarrollo y aumento poblacional es marcado. El Acuífero Principal presente en SJBL es de tipo libre conformado por dos principales unidades: material aluvial y rocas fracturadas de la Formación Comondú (Carrillo-Rivera, 2000). Las rocas fracturadas de esta Formación presentan algunas fracturas que permiten la infiltración y circulación de agua subterránea, dando lugar a un buen rendimiento en los pozos que la desarrollan (caudales entre 11 y 22 l s⁻¹). La recarga se lleva principalmente en la sierra de La Giganta y se considera que su descarga se realiza hacia el material granular que forma la planicie costera. Con estos antecedentes, se determina que el Acuífero Principal surte de agua potable a las ciudades de Loreto y Nopoló (CNA, 1991). El agua circula horizontalmente por estos materiales granulares a una velocidad promedio de 24 m/año (porosidad $\approx 10^{-1}$, conductividad hidráulica horizontal $\approx 10^{-4}$ m/s; gradiente hidráulico horizontal $\approx 7.6 \times 10^{-4}$ (CONAGUA, 2006). La profundidad al nivel estático es de 20 m (alrededor y al este del poblado de San Juan B. Londó) y 50 m (al sur de este poblado) donde se presenta la profundidad mayor (CONAGUA, 2006). Este estudio considera que el Grupo Salada y el basamento granítico permiten el flujo regional de agua por fracturas y fallas, el cual se manifiesta en manantiales termales submarinos y en los pozos reportados en la línea de costa (Prol-Ledesma *et al.*, 2007).

2.1 IMPORTANCIA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

En regiones áridas, el agua subterránea es la única fuente de agua asequible para uso humano y en buena medida para los ecosistemas. Las características del ciclo hidrológico en estas regiones son peculiares debido a que se caracterizan por presentar una precipitación anual baja (0-400 mm año⁻¹), alta temperatura (en algunas zonas alcanzan los 50° C), y alta tasa de evaporación potencial (hasta 4,000 mm año⁻¹) la cual es mucho mayor que la precipitación (Ezcurra, 2006). Sin embargo, esto no implica que toda el agua de

precipitación se evapora; se evaporará aquella que esté presente de acuerdo con las condiciones de precipitación (duración e intensidad) adecuadas para que esto ocurra. Por ejemplo, en temporada de huracanes, cuando la precipitación es torrencial y los arroyos temporales arrastran gran cantidad de sedimento, el proceso de recarga en ciertos tramos del arroyo, y evaporación se tornan difíciles. Esto se debe a que en esta vertiente de la sierra no existen llanuras amplias y gran parte de ésta agua se va al mar (Maddock, 2005). La recarga se lleva a cabo en las partes altas; en las partes bajas y cercanas al mar las condiciones parecen corresponder a descarga (Winter, 1999). En el balance hídrico, esto generaría un déficit, es decir, las estimaciones de la cantidad del agua que se evapora y/o se recarga no corresponden a los volúmenes de agua que realmente se están recargando y/o evaporando. En consecuencia, es común que cuando se requiere definir el agua asequible para uso humano se considera que los volúmenes estimados de recarga son muy bajos (Winter, 1999; Holland, 2002).

2.2 CALIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Como se mencionaba, las condiciones particulares de las regiones áridas y semi-áridas hacen que la evapotranspiración potencial sea, mayor que la precipitación durante la mayor parte del año. Sin embargo, nunca se podrá evapotranspirar más agua que la precipitación a menos que se tenga otra entrada de agua, por ejemplo de otra cuenca. En regiones áridas la precipitación es frecuentemente torrencial y el afloramiento de las unidades acuíferas funciona más bien como una zona de concentración del agua para su infiltración más que de disolución (Jolly *et al.*, 2008). El contenido de sólidos totales disueltos (STD) en la lluvia es muy pequeño, pero debido a procesos de evaporación después de miles de años los sólidos permanecen en el suelo y la salinidad del agua de recarga puede aumentar en forma importante. Además, es posible que cualquier mineral soluble presente en el acuífero no haya sido removido del todo por el agua, y quizá los productos solubles de intemperismo no hayan sido eliminados tan rápido como se formaron. Estos mismos procesos también aumentan el contenido de sólidos disueltos en el agua subterránea (Edmunds *et al.*, 1986). Si el nivel freático se encuentra lo suficientemente cerca de la superficie del suelo, como lo es en una zona de descarga, el agua subterránea se evaporará, incluso será transpirada. Los

procesos anteriores aumentan la concentración de sales en el suelo, pues a medida que el agua se evapora o es transpirada, los solutos se precipitan (Hayashi y Rosenberry, 2002). Usualmente la calidad química del agua en regiones áridas no es la mejor. De manera natural la concentración de STD (y tipo específico de soluto) en ella puede ser inadecuada e incluso dañina para consumo humano. Aunado a esto, deficiencias en los programas de desarrollo (sistemas de riego sin planeación, basureros en sitios de recarga) pueden agravar el problema ligado a la calidad del agua y no sólo inducir la mala calidad de agua extraída por bombeo, sino afectar los ecosistemas que de ella dependen.

2.3 VEGETACIÓN Y AGUA SUBTERRÁNEA

Naumburg *et al.* (2005) denominó a la vegetación de zonas áridas asociada al agua subterránea como freatófitas xéricas y esta relación en zonas de descarga fue bien identificada por Tóth (1971) y Nichols (1994). La importancia del agua subterránea sobre la vegetación se hace evidente con ciertos taxa vegetales que se distribuyen en regiones áridas. Sin embargo, se ha observado que algunas características imperantes en las zonas de descarga (mayor humedad del suelo, niveles freáticos someros), favorecen el desarrollo individual (tamaño de la planta), poblacional (mayor densidad de individuos que en el desierto circundante) y comunitario (mayor número de especies) (Nilsen *et al.*, 1981; Stromberg *et al.*, 1993). De la misma manera, diferentes asociaciones vegetales están asociadas a sistemas de flujo ya sean locales, intermedios o regionales (Tóth, 1999).

Uno de los pocos trabajos realizado sobre vegetación y agua en una región árida es el de Patten *et al* (2006) realizado en el Desierto de Mojave, EUA. En este trabajo se examinaron los patrones espaciales de vegetación a través de un gradiente de varios oasis de diferente tamaño. El diseño intentaba probar la forma en que puede cambiar la vegetación a través del tiempo en relación a la profundidad del nivel freático y a la descarga en respuesta a alteraciones hidrológicas. Utilizó datos históricos de respuesta a la extracción encontrando que el nivel freático se ha alejado de la superficie y con ello se ha reducido la vegetación freatófita. Con lo anterior ha disminuido la percolación de sales del suelo y se ha visto afectada la vegetación halófitas. Las conclusiones generales de este trabajo muestran que

interrumpiendo el flujo intra-cuenca el efecto sobre el humedal producirá una disminución del mismo, provocando que se reduzca la cobertura de la superficie del humedal. Estos cambios han sido generados por un aumento en la extracción del agua para abastecer nuevos centros urbanos en esa región. Este patrón podría fácilmente ser extrapolado al área de estudio (Municipio de Loreto).

2.4 EL BALANCE HÍDRICO

La mayor parte de los estudios de agua subterránea que se realizan en México consideran que el agua fluye en forma horizontal y que su presencia puede ser descrita por medio del denominado balance hídrico (cuya fórmula para obtenerlo es $I = P - EVT - ESC$). La información hidrológica (P, precipitación; ESC, escorrentía; EVT, evapotranspiración) se usa para describir un sistema estático en un medio geológico que se considera equivalente a un medio granular con propiedades (porosidad y conductividad hidráulica) que son similares en todas direcciones. Esta situación rara vez se presenta en el medio natural. Por otro lado, este esquema no incorpora la relación existente entre agua superficial y subterránea de manera estricta, además de que considera válidos los modelos de estimación de la evapotranspiración (cuyo valor es difícil comprobar). Usualmente se carece de mediciones directas de escorrentía; la precipitación se mide en estaciones que generalmente no representan el comportamiento de la lluvia, ni en espacio ni en tiempo. A esto se le suma el hecho de que se supone que toda el agua que se precipita se infiltra, o que al menos llega al suelo, cuando en algunas ocasiones más del 50% del agua es interceptada por el dosel de la vegetación (Gash *et al.*, 1995).

De esta forma, los cálculos realizados con el balance hídrico no permiten definir los volúmenes de agua involucrados con la exactitud requerida, además de que no permiten definir ninguno de los procesos involucrados (recarga, descarga, contaminación, hundimiento del suelo, pérdida de cubierta vegetal, erosión). Otra limitante de esa metodología es la falta de uso adecuado de la química del agua, la cual sólo es usada para definir su calidad y no como un concepto indicador de “memoria del sistema”; es decir, de la edad que tiene el agua, en donde se filtró, distancia y profundidad recorrida así como el tipo de rocas por las que viajó (Hergt, 2002, Carrillo-Rivera *et al.*, 2008). En resumen, el

balance hídrico debería forzosamente tener como complemento información de los sistemas de flujo debido a la poca certeza que los datos arrojan.

2.5 TEORIA DE LOS SISTEMAS DE FLUJO Y SU IMPORTANCIA EN EL ESTUDIO DEL FUNCIONAMIENTO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La presente investigación se basa en una teoría reconocida en el ámbito hidrogeológico internacional: *la teoría de los sistemas de flujo gravitacionales de agua subterránea y su interacción con el agua superficial*, a partir del conocimiento de diversas variables físicas y biológicas del paisaje (Tóth, 1999). En ella, la definición del funcionamiento del flujo del agua subterránea, sus propiedades, procesos y manifestaciones, se basa en que el agua subterránea es un agente geológico de carácter general y es, por tanto, la causa de una gran variedad de impactos y fenómenos naturales (Figura 1).

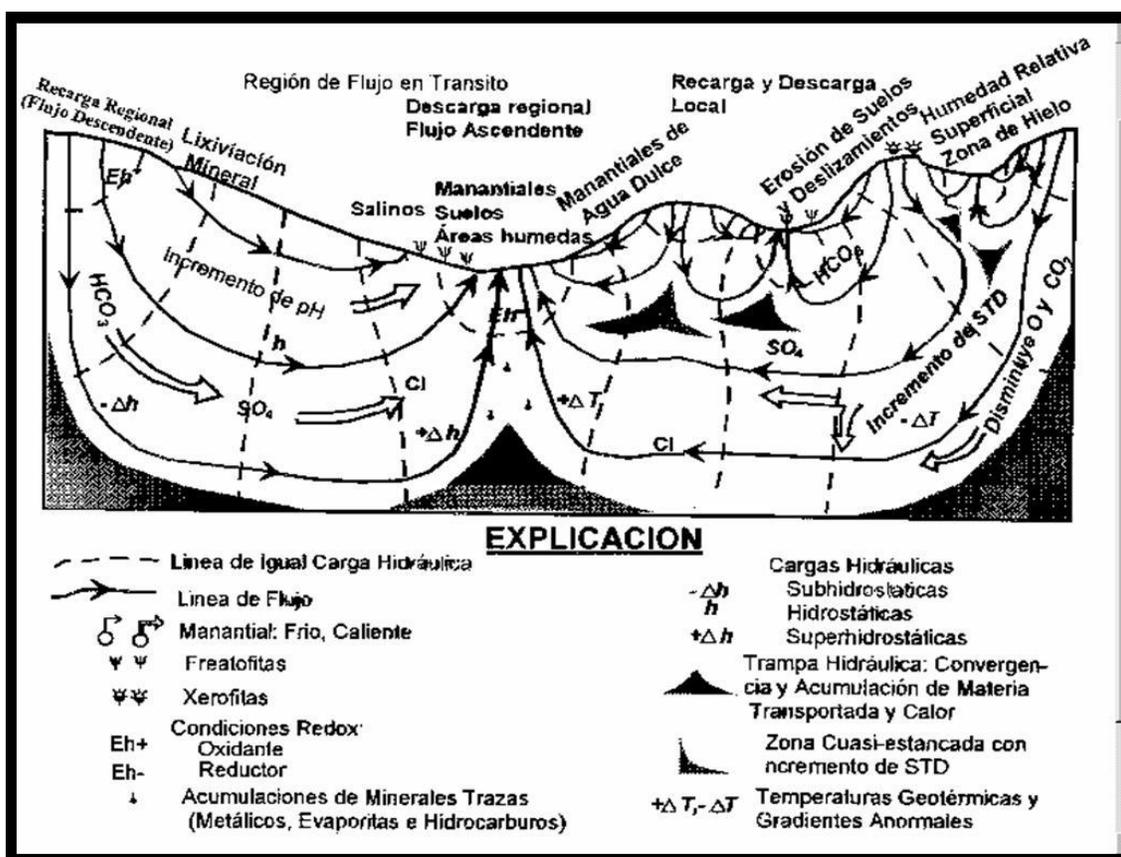


Figura 1. Efectos y manifestaciones de los diferentes sistemas de flujo del agua subterránea producidos por fuerza gravitacional (Tomado de Tóth, 1963).

Tóth (1963, 1999) indica que un ambiente hidrogeológico puede ser representado por un **modelo conceptual** donde se integran parámetros geológicos, hidrológicos, edáficos, de vegetación y geomorfológicos que determinarán el régimen de flujo de agua subterránea en una región determinada. La variación espacial de todos esos parámetros tiene que ver, a su vez, con controles establecidos por tres elementos ambientales: topografía, modelo geológico y clima (precipitación y evaporación). Cada uno de estos elementos determina una parte del régimen de flujo del agua subterránea. Así, el clima determina la magnitud del agua presente en cada región, la topografía determina la distribución, movimiento, cantidad de energía y jerarquía del sistema de flujo; el modelo geológico establece las vías por donde circula el agua controlando la dirección y esquema de flujo, como también las características hidrogeoquímicas del agua, en particular su edad y la reacción agua-roca (Carrillo-Rivera *et al.*, 2005).

En resumen, los diferentes sistemas de flujo son resultado del movimiento del agua subterránea en 3-D y tienen relación directa con: el espesor de las unidades litológicas permeables por donde el agua circula (a mayor profundidad de roca basal el agua toma mayor temperatura); la topografía (a más altura mayor energía en el agua); el tipo de cobertura vegetal (depende de cantidad y calidad del agua: hidrófila, xerófila); y el tipo particular de suelo (también depende del agua, ácido en la recarga o alcalino en la descarga) debido a la calidad fisicoquímica del agua con la que interaccionan y a sus componentes de recarga, tránsito y descarga. Esto es, las características de cada flujo le conferirán al agua características muy particulares.

Los sistemas de *flujo local* son sistemas que tienen su zona de recarga en un alto topográfico y la zona de descarga en un bajo topográfico adyacente, es decir, el agua entra y sale en el mismo valle. El *sistema de flujo intermedio* es aquel en el que sus zonas de recarga y descarga no son adyacentes, ni tampoco ocupan las elevaciones más altas y bajas de una cuenca, pero sus zonas de recarga y descarga están separadas por uno o más altos o bajos topográficos y no están en el mismo valle. El sistema de *flujo regional* va desde la parte topográficamente más alta hasta la zona de descarga más baja de la cuenca, esencialmente es el que llega a contacto con la roca basal o basamento.

En un ambiente natural, estos flujos se mantienen separados por diferencia de temperatura y contenido salino (densidad y viscosidad). De esta manera, cada flujo cuenta con su respectiva zona de recarga, tránsito y descarga. Estas zonas se identifican por presentar características diferentes, así, la *zona de recarga* se caracteriza por ausencia de suelo salino, deficiencia de humedad, escasa vegetación, agua de baja salinidad y nivel freático profundo, la dirección del agua subterránea se aleja del nivel freático, esto es vertical descendente. La *zona de tránsito* se caracteriza por el movimiento del agua de manera horizontal y en forma aproximadamente paralela al nivel freático. La *zona de descarga* se caracteriza porque puede haber manantiales, hay presencia de plantas freatofitas, suelo con un contenido de humedad positiva, suelos salinos, el agua de descarga es de elevada salinidad y el nivel freático es somero, la dirección de movimiento del agua subterránea es vertical ascendente hacia el nivel freático (Tóth, 1963). Las zonas de recarga y descarga se encuentran bajo un estricto control de flujo vertical, con movimiento del agua hacia abajo y hacia arriba, respectivamente.

Un componente esencial en el estudio de los sistemas de flujo del agua subterránea es su contenido isotópico. Existen dos tipos de isótopos, *radioactivos* y *estables*. En este caso el uso de los isótopos *estables* se vuelve una herramienta ya que son trazadores del sitio, elevación, recorrido del agua subterránea y pueden ser empleados para determinar procesos de recarga, reacciones hidrogeoquímicas y tasa de reacción, entre otros. Estos isótopos estables, como su nombre lo indica son *estables*, ya que no cambian con el tiempo ni se modifican con procesos físicos ni químicos (Kehew, 2001). Existen dos isótopos de particular interés para los hidrólogos ya que son elementos que pueden presentarse en las moléculas de agua: el oxígeno-18 (^{18}O) y un isótopo estable de hidrógeno, comúnmente llamado Deuterio (^2H). La proporción de ^2H y ^{18}O con respecto a los isótopos estables comunes, ^1H y ^{16}O , puede ser medida con un espectrofotómetro de masas. Su concentración es expresada en relación con su concentración en un estándar de agua arbitrario denominado SMOW, por las siglas en inglés de *Standard Mean Ocean Water* (Price, 2007). Las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de la precipitación al tocar tierra obedecen una relación conocida como la línea meteórica mundial. Esta relación tiene carácter local o regional y depende de las condiciones climáticas de la región (Clark y Fritz, 1997).

En regiones áridas, el contenido de isótopos en el agua subterránea usualmente presenta una fuerte “firma” de evaporación. El fenómeno de evaporación anterior a la recarga puede darse sobre la superficie e incluso en la zona vadosa. Diferencias entre la cantidad de isótopos ^{18}O e ^2H con la elevación del sitio muestreado donde acaece la lluvia pueden usarse para determinar la posición de zonas de recarga (Clark y Fritz, 1997). Una vez que el agua está en el acuífero su composición isotópica no sufre cambio, a menos que se produzca intercambio con oxígeno de la roca. Estos procesos de intercambio son por lo general muy pequeños a la temperatura normal del acuífero y sólo se perciben en el caso del agua termal (Craig, 1961). La composición isotópica del agua subterránea se relaciona entonces con la de las precipitaciones en la región donde se recarga el sistema de flujo de interés y en el tiempo en que ésta ocurre. El agua subterránea, entre más regional es el flujo puede tener un origen más antiguo, del orden de varios miles o decenas de miles de años y las condiciones climáticas de la región en el tiempo de la recarga pudieron ser diferentes a las actuales. Es necesario indicar que el agua subterránea ingresa, por la zona de recarga y por donde se incorporará principalmente al sistema particular ya sea local, intermedio o regional. El aporte procedente de agua superficial (río, lago) será menor o aportará agua a otro sistema de flujo, por ejemplo uno de tipo local. Así, cuando el agua de recarga proviene de una fuente superficial, el agua refleja la composición isotópica media de los ríos o lagos, en lugar de la composición de la precipitación local. Los ríos comúnmente colectan agua que se origina de precipitación ocurrida en diferentes sitios, por ejemplo, en montañas donde su contenido isotópico debe ser menor que el de la precipitación en lugares bajos o llanos, esto debido al efecto isotópico de la altitud (Kehew, 2001).

3. JUSTIFICACIÓN

Debido a que existe una interrelación física (el mismo tipo de rocas se extiende más allá del parte aguas superficial) y biológica en los sistemas en cuanto a la dinámica del agua subterránea, y debido al escaso conocimiento que hay de esta dinámica en ecosistemas terrestres, es importante analizar las características hidrológicas incorporando un estudio a nivel regional, en el que se puedan identificar zonas de recarga y descarga de agua subterránea para los diferentes sistemas de flujo, así como la vegetación asociada a cada

flujo. De esta manera se espera llegar a establecer su funcionamiento en un ecosistema árido para implementar estrategias para un adecuado desarrollo de la región y una apropiada protección de este tipo de ecosistemas. Todo ello, con la finalidad de aportar una herramienta más para la toma de decisiones en los planes de ordenamiento ecológico-territorial de Loreto (OET).

Con base en lo anterior, se plantean los siguientes objetivos:

4. OBJETIVOS

General

- Determinar los diferentes sistemas de flujo del agua subterránea y caracterizar sus componentes, así como las variables y factores que modifican los sistemas de flujo, en una región árida de la península de Baja California.

Particulares

- Determinar las zonas de recarga y descarga de los diferentes flujos.
- Identificar sistemas de flujo del agua subterránea en el área de estudio.
- Caracterizar la vegetación asociada a zonas de descarga para cada flujo identificado.
- Establecer el modelo de funcionamiento del agua subterránea en el área de estudio

5. HIPÓTESIS

El agua subterránea que alimenta los sitios de abastecimiento proviene de flujos de sistemas no generados en forma local, por lo que los factores que controlan la calidad, cantidad y temporalidad del agua subterránea están influenciados por procesos regionales. De igual forma, los patrones regionales de distribución de especies de flora y fauna parecen estar influenciados por los patrones de flujo de agua subterránea intermedio y regional.

6. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está delimitada por límites político-administrativos y corresponde al municipio de Loreto; sin embargo, para poder entender el contexto hidrogeológico del área se tomaron muestras de agua subterránea de sitios fuera del municipio.

El Municipio de Loreto se localiza en el estado de Baja California Sur, México y abarca una superficie de 4,402 km², (entre 26° 33' 11'' y 25° 12' 15'' latitud norte; 111° 46' 22'' y 110° 55' 15'' longitud oeste); al N colinda con el Municipio de Mulegé, al S y E con el Municipio de Comondú; al E con el Golfo de California (Figura 2). Este municipio cuenta con una población de 11,839 habitantes (INEGI, 2005) donde las actividades principales son el turismo y la pesca. El principal uso de suelo en el municipio corresponde a turismo, ganadería, pesca, minería y agricultura.

Según la clasificación de García (1988) presenta clima árido, cálido con régimen de lluvias en verano BW(h')HW(x')(e') que es cuando se producen lluvias esporádicas de baja intensidad y corta duración, resultado de ciclones debilitados. El régimen pluvial se caracteriza por presentar un periodo de escasa lluvia entre los meses de febrero a junio y un periodo de lluvias de agosto a noviembre pudiéndose presentar las equipatas, lluvias fuera de temporada en los meses de diciembre y enero. La media anual es de ≈ 115 mm. La temperatura media anual es de 21° C (mínima 9° C y máxima 37.5° C) (CONANP, 2000).

6.1 Hidrografía

La red hidrográfica del área de estudio está representada por una serie de arroyos de tipo intermitente que descienden de las partes altas de la sierra La Giganta. Estos cauces son poco profundos y se encuentran orientados transversalmente a la traza de una falla regional; también se corresponden con fracturas y fallas de menor jerarquía. Durante la temporada de lluvias, especialmente las de tipo ciclónico, pueden transportar grandes volúmenes de agua y carga de sedimentos.

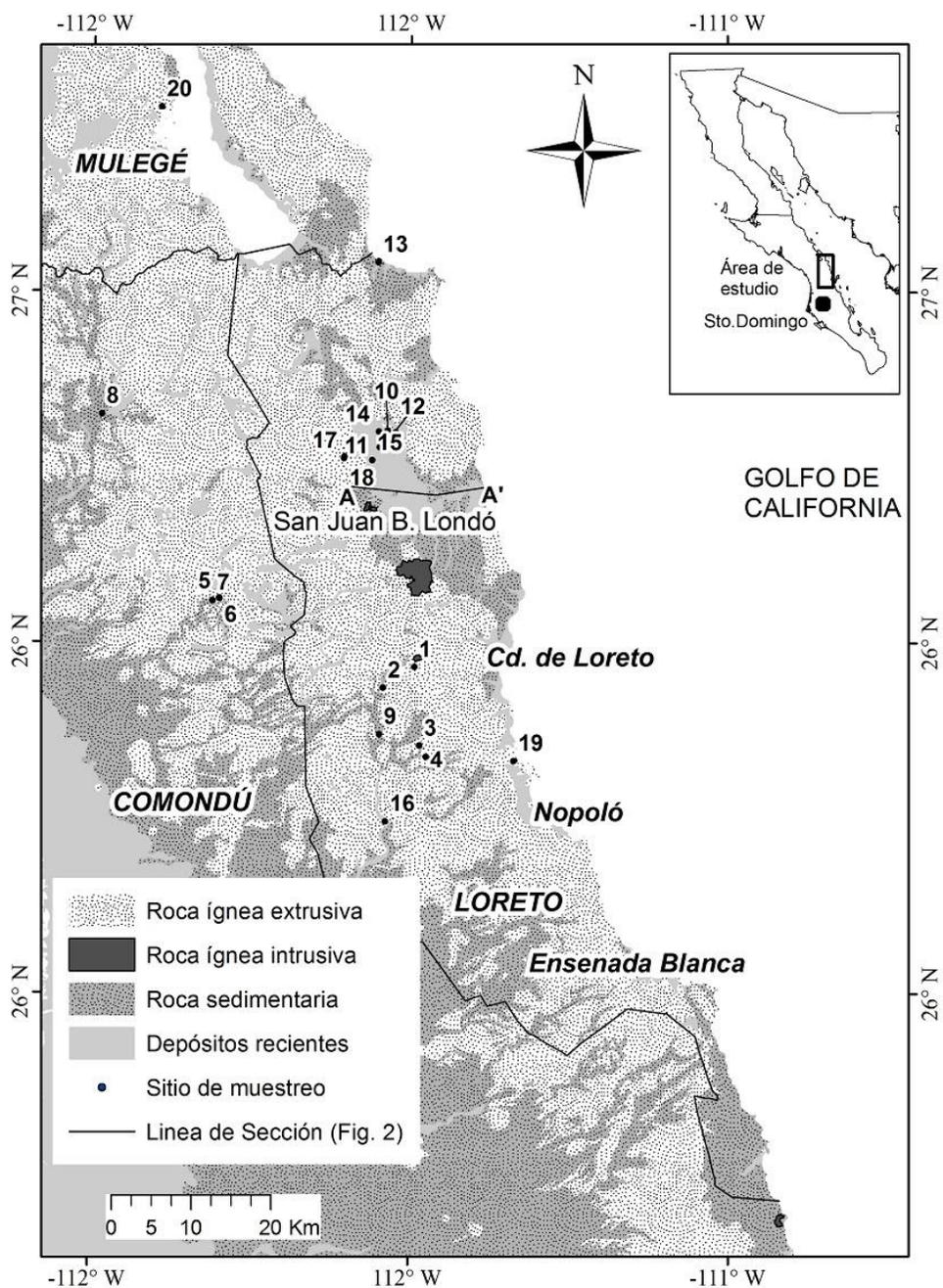


Figura 2. Ubicación del municipio de Loreto, Baja California Sur (Los números representan los sitios de muestreo).

6.2 Referente geológico

El territorio correspondiente al área de Loreto se encuentra ubicado dentro de la provincia geológica denominada Faja Volcánica de la sierra La Giganta. Su origen se remite al Mioceno Temprano, cuando la península se encontraba unida al macizo continental y el terreno era invadido por secuencias estrato-volcánicas y coladas de lava proveniente de volcanes en lo que hoy es la costa del estado de Sinaloa. Las rocas volcánicas que constituyen la sierra La Giganta fueron denominadas originalmente por Heim (1922) como Formación Comondú (Tco), compuestas por material volcánico extrusivo así como sedimentario con un espesor superior a los 1,000 m. Posteriormente Beal (1948) y Mina-Uhink (1957) limitaron esta definición a una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la sierra La Giganta, donde el último autor estimó un espesor de 1,200 m. El Instituto de Geofísica (1986) sugiere para esta formación un espesor de >3,000 m. Las partes topográficamente bajas y la planicie costera están representadas por grava y arena así como por un conglomerado de reciente formación que puede alcanzar en Loreto, hasta los 70 m de espesor (Demant, 1975).

Afloramientos presentes en el área permiten identificar cuatro unidades básicas: rocas ígneas extrusivas, rocas sedimentarias, depósitos recientes y rocas ígneas intrusivas. Las rocas ígneas extrusivas están formadas por una secuencia estrato-volcánica y coladas de lava andesítica, toba dacítica, basalto, brecha volcánica, toba ácida y material volcanoclástico y escasos derrames andesítico y dacítico. Estas rocas muestran fracturas y fallas normales escalonadas formando escarpes y terrazas estructurales; la variabilidad de estructura y composición química en sus afloramientos propicia intemperismo y erosión diferenciales. Esta unidad representa el 66% del total de la superficie del área con una geomorfología de montañas y lomeríos con laderas escarpadas y mesetas aisladas de hasta 1,680 m. Las condiciones físicas de estas rocas las hacen de singular importancia con una rápida filtración y movimiento del agua subterránea que, en consecuencia, le permiten tener una firma geoquímica particular (Carrillo-Rivera, 2000). Por su parte, las rocas sedimentarias presentan intercalaciones de sedimentos marino y terrígeno en un ambiente de transgresión durante el Mioceno Tardío hasta el Plioceno (Formación Salada, *Tps*) y se

asocia a la apertura del Golfo de California; consiste en un espesor de más de 1,200 m compuesto de arenisca, conglomerado y areniscas terrígenas, limolita-arenisca y lutita-arenisca de origen marino, con alternancia de limolita y horizontes con coquina y conglomerado polimíctico. Cubriendo a estos materiales se encuentran andesita, basalto y brecha basáltica en un espesor conjunto que varía entre los 100 y 200 m. Las rocas sedimentarias cubren 24.5% del área, con una geomorfología de pie de monte y escasamente de montaña y lomerío abrupto (Cardona, 2004).

Los depósitos recientes son de origen fluvial localizados en lechos de cauce de río (intermitente) resultado de erosión de unidades adyacentes, se diferencian en Terrazas y Pie de Monte (*Op*), y Aluviones (*Oal*) por su posición morfológica. En la parte norte del área se encuentra arena media a fina de color gris con pocos clastos redondeados de origen volcánico, mientras que al sur se compone por arena media a gruesa de color claro. Éstos depósitos se encuentran hacia el noroeste y extremo occidental del área ocupando el 9% de su superficie.

Las rocas ígneas intrusivas corresponden a un granito y granodiorita (*Kgr*) de edad Mesozoica que aflora en la parte media del área con una superficie que incorpora el 0.5% de la misma. El *Kgr* se manifiesta como bloque de color rosa y la granodiorita es gris oscuro; éste se presenta como lomeríos de pendiente suave y elevación de <300 m (Bigioggero *et al.*, 1996)

La geomorfología del área de Loreto corresponde a una angosta planicie costera de entre 1 y 4 km de ancho, la cual se extiende desde el poblado de Loreto hasta el sitio conocido como Ensenada Blanca.

En este mismo referente, se encuentra San Juan B. Londó hacia el límite norte del área, el cual corresponde con una planicie aluvial de ligera pendiente al sureste, que se eleva 30-40 m sobre la planicie. La estratigrafía se manifiesta en unidades aflorantes de tipo volcánico, sedimentario e intrusivo. A continuación se describen de la más antigua hasta la más joven (Instituto de Geofísica, 1986).

Rocas Graníticas (Kgr) son la unidad más antigua que aflora en el área de estudio, corresponden con un intrusivo constituido por granito y granodiorita que afloran al sureste y este del poblado de San Juan B. Londó, donde muestran bloques de color rosa. La granodiorita es de color gris oscuro, generalmente se encuentra alterada; la edad de estas rocas se considera del Cretácico Tardío, le cubre discordantemente la Formación Comondú.

Formación Comondú (Tco), corresponde al Mioceno, está constituida por una alternancia de material sedimentario y volcánico que incluye conglomerado, arenisca, brecha volcánica, andesina y toba. La arenisca se presenta bien consolidada y compacta, en varios sitios se observa estratificación cruzada, tiene color rojizo. El conglomerado es de fragmentos redondeados de origen ígneo, empacados en arena complejamente interestratificados e intrusionados por diques de composición intermedia y básica. Este paquete aflora a 15 km al noreste de Loreto, contiene tobas y brechas constituidas por fragmentos de 0.003 a 0.40 m de diámetro, empacados en una matriz tobácea. Esta formación constituye la mayor parte de las elevaciones topográficas que corresponden a la sierra La Giganta; las capas presentan una disposición casi horizontal con una sensible orientación hacia el este. Su espesor es de más de 1,000 m.

Formación Salada (Tps), incluye un conjunto de sedimentos de origen marino, del periodo Plioceno Inferior que contiene horizontes de arenisca y conglomerado semi-consolidados, de color gris con fósiles, en un espesor de unos 1,000 m. La Tps presenta limolita del Plioceno Medio de color gris claro y amarillo que sobre-yace a 200 m de arenisca y conglomerado. Otro horizonte dentro de esta formación corresponde a material calcáreo y terrígeno del Plioceno Tardío; afloramientos de este cuerpo afloran al sur del poblado de San Juan B. Londó. Cubriendo a estos materiales se encuentran andesita, basalto y brecha basáltica en un espesor conjunto que varía entre 100 y 200 m.

Terrazas y Pie de Monte (Qp), corresponden principalmente a conglomerado poco consolidado, empacado en arena. Los clastos son de roca ígnea, aflora en el flanco este de la planicie de San Juan B. Londó y al pie de la sierra La Giganta en la planicie de Loreto-Puerto Escondido; se observan espesores superiores a los 50 m a lo largo de cauces como en el arroyo Primer Agua.

Aluviones (Qal), están formados por material granular como arena, limo, arcilla, grava y canto rodado, producto del intemperismo y erosión de rocas presentes en las elevaciones topográficas del área; en San Juan B. Londó se tiene material transportado por corrientes fluviales procedentes de las partes altas. En la línea de costa se interdigitan con arena y grava trabajadas por el mar las cuales afloran por partes en las planicies de San Juan B. Londó y Loreto.

Dorsey *et al.* (1997), estudiaron el desarrollo estratigráfico, sedimentológico y tectónico de la cuenca Plioceno-Cuaternaria del sureste de Loreto encontrando litofacies que incluyen caliza siliclástica marina y caliza bioclástica, contenidas por la Formación Comondú.

Por otro lado, Bigioggero *et al.* (1991), expusieron características estratigráficas y petrográficas del cinturón andesítico del Mioceno en el área de estudio que incluye entre otras una serie de domos dacítico-andesítico, algunos de ellos ricos en minerales como el piroxeno, anfíbol, biotita, plagioclasas y raramente cuarzo.

Desde el punto de vista de estructura geológica la disposición de los materiales litológicos incorporados en el área de estudio pueden ejemplificarse como una estructura de pilares y fosas como la descrita para San Juan B. Londó (Carrillo-Rivera, 2000), donde la estructura está dominada y delimitada por un sistema de fallas N-NW de unos 100 km de longitud que cruzan varias cuencas superficiales. La roca basamento es granito-granodiorita cuya topografía está cubierta por rocas de la Formación Comondú y material del Cuaternario. El espesor en conjunto de material volcánico Terciario y Cuaternario es de 1,600 a >3,000 m (Instituto de Geofísica, 1986). Las fosas contienen piroclastos y flujos de lava interestratificados con sedimentos no consolidados (arcilla, limo, arenisca y conglomerado). A lo largo de la península los materiales volcánicos de la Formación Comondú están distribuidos más allá de cada cuenca superficial.

En el área de estudio se encuentra presente una capa de material de grano fino y compacto (localmente referida como arcilla), de unos 50-100 m de espesor, se encuentra presente unos 50 m por debajo del centro de la superficie de la planicie; esta capa está cubierta por material aluvial del Cuaternario (Figura 3). La actividad geotérmica más cercana se presenta en Las Tres Vírgenes, unos 250 km al norte de San Juan B Londó; CFE (1998)

reporta que la actividad tectónica ha producido un sistema de fallas y fracturas con una orientación N-NE el cual se vincula como una zona de conductividad hidráulica mayor que ha permitido la migración de flujos hidrotermales a la superficie.

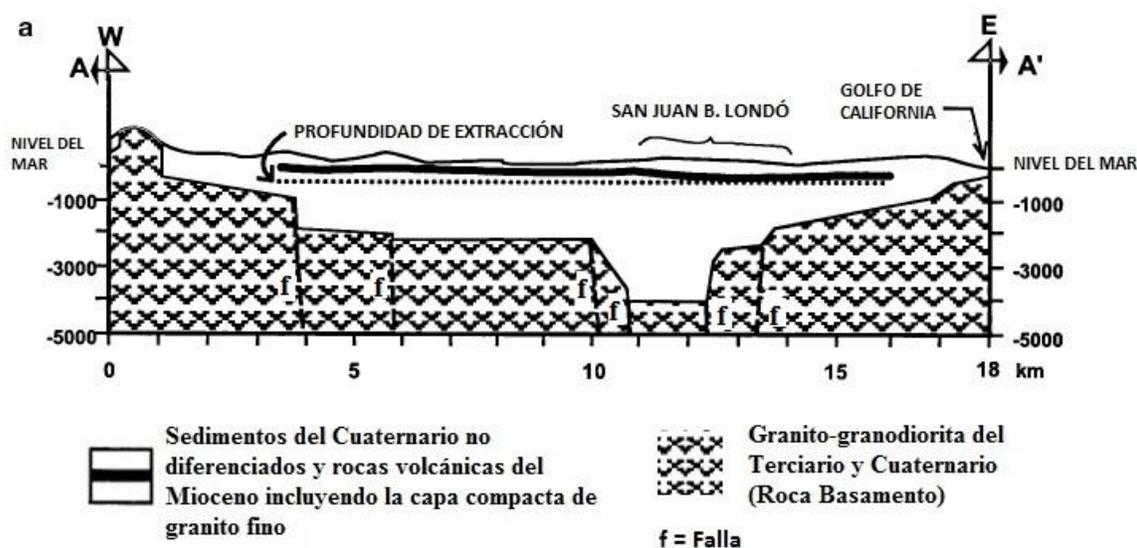


Figura 3. Sección geológica de San Juan B. Londó que muestra el área de extracción de agua subterránea. (Tomada de Carrillo-Rivera, 2000)

6.3 Referente hidrogeológico

Varias de las unidades geológicas arriba descritas forman, en el área de estudio, un sistema acuífero constituido por dos acuíferos (Figura 3): uno menor, libre y colgado que se encuentra sobre otro, aquí denominado Acuífero Principal, y el cual ha sido descrito para San Juan B. Londó (Carrillo-Rivera, 2000). El acuífero colgado es somero en material granular sedimentario y piro-clastos indiferenciados del Cuaternario y Mioceno, su espesor es de 50 m y sobreyace a un cuerpo de arcilla compacta de 20 a 80 m de espesor y que se considera cubre parcialmente la planicie en espesor diverso (>100 m).

El Acuífero Principal comúnmente se usa para extraer agua en el área así como para poblados y comunidades vecinas; se encuentra en rocas fracturadas vulcano-sedimentarias y material granular (Formación Comondú) con una amplia distribución geográfica y gran espesor ($>3,000$ m). Sus condiciones hidráulicas, dependiendo del sitio, son libres, confinadas o semi-confinadas. Los pozos (con un caudal entre 11 y 22 l s⁻¹) usualmente penetran sólo los primeros 20-80 m de este acuífero y terminan en toba, sedimentos y flujos de lava. Este acuífero está cubierto en lugares por la capa de arcilla compacta reportándose condiciones hidráulicas “semi-confinadas” que bien pueden estar ligadas a la respuesta hidráulica al extraer el agua subterránea que induce flujo termal ascendente. La falta de evidencia de subsidencia así como de reporte de fracturas en el suelo sugiere que esta arcilla tiene baja compresibilidad. Así, la inferida baja conductividad hidráulica vertical y la baja porosidad de esta capa posiblemente restringen su aporte como semi-confinante y es posible que sea mínimo el caudal de esta fuente hacia un pozo de extracción en el área.

Debido a que el área de estudio está a unos 250 km de distancia de la zona hidrotermal más cercana, y como no hay geiser y fuentes hidrotermales con fluido magmático en la vecindad, se esperaría que el agua subterránea local no sea afectada por este tipo de fuente, ni en su química, ni en su temperatura. Se carece de información sobre la temperatura o química del agua subterránea extraída con anterioridad; sin embargo, los usuarios reportan que se ha incrementado la temperatura del agua extraída (ver Carrillo-Rivera, 2000). En este trabajo se reporta que el agua subterránea tiene alta temperatura (29.0-46.5°C), una conductividad eléctrica de 1,724-4,300 $\mu\text{S cm}^{-1}$ y una concentración de B (1.8-9.9 mg l⁻¹), F (0.32-3.40 mg l⁻¹) y Na (283.3-436. mg l⁻¹), características que consideradas en el contexto hidrogeológico presente, sugieren que el agua obtenida en pozos tiene una firma diferente a aquella de un flujo local (Carrillo-Rivera, 2000), e indican que la inducción de flujos de tipo intermedio hacia los pozos de extracción. Este comportamiento es similar al reportado para algunas partes del centro de México, en donde se tienen condiciones hidrogeológicas similares (Carrillo-Rivera *et al.*, 1996; Molina-Maldonado, 1997; Carrillo-Rivera, 2000).

Son escasos los reportes confiables de caudal de agua subterránea extraída en el tiempo pese al marcado desarrollo y aumento poblacional. En general, la extracción de agua subterránea no se mide en el área, pese a que ésta se ha acrecentado siguiendo el

crecimiento poblacional sucedido en los últimos años, principalmente por desarrollos turísticos (Rodríguez-Estrella *et al.*, 2008). Para 1980 ya se hablaba de una “*sobreexplotación*” de acuífero de Loreto con una extracción anual de $1.54 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$. Para San Juan B. Londó hay algunos datos sobre el uso agrícola que reportan una extracción de $0.368 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (fines de los 1970) y de $0.385 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (para 1985) (Instituto de Geofísica, 1986). La extracción en los setentas incorporó un abatimiento de 6.5 m mes^{-1} , y para 1985 de 0.7 m mes^{-1} ; esto puede sugerir cambio en las condiciones de extracción pasando de confinadas a libres (Instituto de Geofísica, 1986) o una inducción de agua termal de menor densidad (Carrillo-Rivera y Cardona, 2008).

6.4 Referente de Vegetación

En el área de estudio la vegetación dominante es matorral sarcocaula y sarcocaula. Presenta especies propias de la sierra, del llano semidesértico y de la costa; predominan especies como *Pachycereus pringleii* (S. Watson) Britt. & Rose (cardón), *Stenocereus* sp. (A. Berger) Riccob. (pitahayas), *Cylindropuntia cholla* (Weber) (chollas), *Ferocactus* sp. Britt. & Rose (biznagas). También hay presencia de *Prosopis articulata* (S. Watson) y *P. glandulosa* Torr. (mezquite) *Fouquieria diguetii* (Tiegh.) I. M. Johnst. (palo adán), *Lisyloma candidum* Brandege (palo blanco), *Bebbia juncea* (Benth) (junco), *Cercidium floridum* subsp. *peninsulare* (Rose) Carter (palo verde), *Bursera* spp. Jacq. Ex L. (torote), *Jathropha cinerea* (Ortega) (lomboy), *Olneya tesota* A. Gray (uña de gato), *Antigonon leptopus* Hook. & Arn. (San miguelito), y en la vegetación de dunas o costera se pueden encontrar los tres tipos de mangle *Rhizophora mangle* L. (mangle rojo), *Avicenia germinans* (L.) Stearn (mangle negro) y *Laguncularia racemosa* (L.) C.F. Gaertn. (mangle blanco) en diversas asociaciones con *Lysium* sp. L., *Maytenus phyllantoides* Benth. (mangle dulce), *Salicornia* sp. L., *Batis marítima* L. (León de la Luz y Domínguez-Cadena, 2006; Rodríguez-Estrella, 2007; León de la Luz *et al.*, 2008). Las especies dominantes en los oasis o humedales terrestres son *Washingtonia robusta* H. Wendl., *Phragmites australis* (Cav.) Trin. Ex Steud., *Phoenix dactylifera*, L., *Cenchrus palmeri* Vasey (León de la Luz y Domínguez-Cadena, 2006). Actualmente no existen trabajos referentes a la vegetación y su relación con el tipo de agua o suelo en la zona. Se tiene identificada la vegetación que

corresponde a los oasis y humedales, como se mencionó anteriormente (Rodríguez-Estrella, 2004; León de la Luz y Domínguez-Cadena, 2006; León de la Luz *et al.*, 2008).

7. MATERIALES Y MÉTODOS

Debido a que los objetivos del presente trabajo requieren la aplicación de distintas metodologías y escalas (local y regional), el trabajo se dividió en distintas etapas.

Para la recopilación de información cuya interpretación permitió la identificación de zonas de recarga y descarga se utilizó el software ArcGis 3.2. La georeferenciación correspondiente, así como la ubicación de la toma de muestras en campo se hizo con ayuda de un navegador GPS marca Garmin.

Para la toma de parámetros del agua muestreada en campo, tales como conductividad y pH se utilizó un conductivímetro marca CONDUCTRONIC y para O₂ disuelto y temperatura se usó un oxímetro modelo CONDUCTRONIC.

Para la obtención del modelo conceptual del funcionamiento del agua subterránea, primeramente se utilizaron metodologías para determinar el origen de la composición química del agua subterránea en el área de estudio. Esto se determinó mediante los denominados modelos hidrogeoquímicos inversos (o aproximación de balance de masa), los cuales se basan en la transferencia de masa a partir de datos químicos, isotópicos y mineralógicos observados. Los mismos fueron desarrollados como una estrategia determinista para la interpretación de la composición química del agua subterránea, a partir de identificar, de forma cuantitativa, las reacciones geoquímicas que dan origen a dicha composición. Entre estos modelos se pueden citar BALANCE (Parkhurst *et al.*, 1982) y MODELAGUA (Fagundo-Sierra *et al.*, 2001).

En este trabajo, se utilizaron los programas MODELAGUA (Fagundo-Sierra *et al.*, 2001) e HIDROGEOQUIM (Fagundo *et al.*, 2005) para la modelación hidrogeoquímica de los resultados analíticos del agua muestreada. Para determinar los patrones hidrogeoquímicos y procesos geoquímicos que explican el origen de la composición química del agua se utilizó el sistema informático MODELAGUA (Fagundo-Sierra *et al.*, 2001) basado en modelos de: i) reconocimiento de patrones, ii) balance de masa y iii) mezcla de aguas. El uso de este

programa permitió considerar la posibilidad de que durante la trayectoria del flujo del agua en estudio haya ocurrido cambio de concentración (*ie.* evapotranspiración).

Los patrones hidrogeoquímicos (Fagundo, 1998) son relaciones estequiométricas del tipo Na+K: Ca: Mg: Cl: HCO₃: SO₄. Sobre esta base se establecen combinaciones numéricas formadas por números enteros entre 0 y 8. Se determinan mediante relaciones de números enteros entre 1 y 8, ordenados de izquierda a derecha según la notación propuesta por Fagundo (1998): (Na⁺+K⁺): Ca²⁺: Mg²⁺ - (HCO₃⁻+CO₃²⁻: Cl⁻: SO₄²⁻ (Cuadro I). La representación gráfica se realizó mediante el diagrama de Stiff (1951). Estos diagramas están compuestos por cuatro ejes horizontales en los cuales los cationes (en meq l⁻¹) se encuentran del lado izquierdo y los aniones del lado derecho. Cuando los datos son graficados en 4 filas y los puntos se conectan, da como resultado un polígono cuya forma es representativa de un tipo particular de agua. Estos diagramas son útiles para apreciar visualmente la “huella” del agua (Kehew, 2001), en virtud de que diferente tipo de agua producirá diferentes formas.

La calidad de los datos químicos de componentes mayores fue verificada mediante balance iónico (Cuadro XIII, ver apéndice) y por la comparación entre la conductividad eléctrica real y la teórica (en ambos casos el error aceptado fue menor del 10%). Para ello, se utilizó el algoritmo del programa HIDROGEOQUIM (Fagundo *et al.*, 2005). Aplicando este programa se calculó además el contenido de CO₂ en equilibrio del agua. Para la clasificación de datos se utilizó el método de Kurlov (Fagundo, 1996), el cual toma en consideración para dicha clasificación a los iones que están presentes en más de un 20% en meq l⁻¹. La utilidad de este método se debe a que los patrones hidrogeoquímicos (expresados en términos de relación numérica de un dígito entero entre 1 y 8: Cuadro I), se calculan dividiendo por 10 el porcentaje de meq l⁻¹ de aniones y cationes.

Cuadro I. Tipos de agua y relación de números enteros entre 1 y 8 utilizados para la conformación de los patrones hidrogeoquímicos.

Tipo de agua (cationes)	Relación numérica			Tipo de agua (aniones)
Ca ⁺	1:8:1			HCO ₃ ⁻
Na ⁺ +K ⁺	8:1:1			Cl ⁻
Mg ²⁺	1:1:8			SO ₄ ²⁻
Ca ²⁺ > (Na ⁺ +K ⁺)	2:7:1	3:6:1	4:1:5	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻
Ca ²⁺ > Mg ²⁺	1:7:2	1:6:3	1:5:4	HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻
(Na ⁺ +K ⁺) > Ca ²⁺	7:2:1	6:3:1	5:4:1	Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻
(Na ⁺ +K ⁺) > Mg ²⁺	7:1:2	6:1:3	5:1:4	Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻
Mg ²⁺ > Ca ²⁺	1:2:7	1:3:6	1:4:5	SO ₄ ²⁻ > HCO ₃ ⁻
Mg ²⁺ > (Na ⁺ +K ⁺)	2:1:7	3:1:6	4:1:5	SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻
Ca ²⁺ > (Na ⁺ +K ⁺) > Mg ²⁺	3:5:2			HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻
Ca ²⁺ > Mg ²⁺ > (Na ⁺ +K ⁺)	2:5:3			HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻
(Na ⁺ +K ⁺) > Ca ²⁺ > Mg ²⁺	5:3:2			Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻ > SO ₄ ²⁻
(Na ⁺ +K ⁺) > Mg ²⁺ > Ca ²⁺	5:2:3			Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻ > HCO ₃ ⁻
Mg ²⁺ > Ca ²⁺ > (Na ⁺ +K ⁺)	2:3:5			SO ₄ ²⁻ > HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻
Mg ²⁺ > (Na ⁺ +K ⁺) > Ca ²⁺	3:2:5			SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻ > HCO ₃ ⁻

Los macro y micro componentes del agua muestreada fueron determinados mediante ICP-MS (Espectrometría de Emisión Atómica por Plasma acoplado a Espectrometría de Masas), en el laboratorio de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México y Actlabs, Ontario, Canadá. Los isótopos estables en agua Oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$) e Hidrógeno-2 ($\delta^2\text{H}$) fueron analizados en el Instituto de Geofísica, UNAM con un espectrofotómetro de masas. Para este trabajo se tomó como referencia la línea meteórica según Portugal *et al.*, (2000) definida para el área de Las Tres Vírgenes ($\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} + 5.57$). A escala local el contenido isotópico y los patrones de precipitación están influenciados por la altitud, el efecto climático estacional y la evaporación de los cuerpos de agua superficial.

Para el muestreo de vegetación se realizaron transectos de 10x50 m alrededor del cuerpo de agua procurando que se incluyera la vegetación representativa del sitio. Se registraron altura, diámetro basal, diámetro de cobertura y tipo de crecimiento.

7.1. DETERMINACIÓN DE ZONAS DE RECARGA Y DESCARGA

7.1.1 Trabajo de gabinete

Se utilizaron mapas temáticos de vegetación, suelo, referente geológico, hidrología así como el modelo digital de elevación y el mapa de pendientes del terreno a escala 1:250,000 (INEGI). Se realizó una identificación previa de las zonas de recarga y descarga del área de estudio mediante un Sistema de Información Geográfica (ArcView 3.2) utilizando información temática de vegetación, curvas de nivel, escurrimientos intermitentes y suelo escalas 1:250,000. Las zonas de descarga se delimitaron por polígonos (Garcia-Rubio *et al.*, en prensa).

7.1.2 Trabajo de campo

Una vez obtenidos los polígonos correspondientes de las zonas de descarga, se realizó su verificación en campo para asegurar que la información generada en gabinete fuera correcta. Esta información se complementó con elementos indirectos de la presencia de agua subterránea (manantiales, nivel freático somero, freatófitas, suelo salino).

Sin embargo, debido a la escala que se manejó en el análisis espacial mediante el SIG, se tuvo la necesidad de aumentar el detalle y así, mediante comunicaciones personales y bibliografía, se determinaron manantiales que no aparecen en el mapa como zonas de descarga por su tamaño y localización.

7.2. IDENTIFICACIÓN DE DIFERENTES SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

7.2.1 Trabajo de gabinete

Se hizo una selección previa de los pozos y manantiales a muestrear tomando en cuenta, para el caso de los pozos y norias, los datos de propietario y su uso. Dicha información se obtuvo del informe final de la Actualización Geohidrológica de los acuíferos de San Juan B. Londó y Loreto, BCS (CONAGUA, 2006). Posteriormente, para la ubicación de la toma de muestras, los pozos y manantiales se ubicaron en un mapa y las coordenadas fueron ingresadas en un navegador GPS marca GARMIN (Proyección: WGS 1984). Para la

ubicación de la toma de muestras. Para identificar cuáles serían los pozos a muestrear se recurrió a los análisis previos realizados por la CONAGUA (2006). Aquellos que en los resultados fisicoquímicos del agua mostraran temperaturas elevadas, concentraciones anómalas de STD y As serían los que de primera instancia se tomaría la muestra. Por otro lado, se buscaron aquellos que surten a los centros urbanos del municipio.

En ocasiones fue necesario aplicar el criterio personal en la selección de muestras de agua de los pozos ya que en algunos casos no pudo tomarse la muestra debido a que no estaba encendido el pozo o ya no estaba en funcionamiento. En el caso de los manantiales se utilizó la comunicación personal con los lugareños para ubicar los ojos de agua que surten a los arroyos.

7.2.2 Trabajo de campo

El movimiento del agua subterránea y su calidad físico-química dependen fundamentalmente del control geológico, es decir, de las características de las diferentes unidades litológicas presentes tanto en la superficie como en el subsuelo, de la sobreposición que guardan entre sí y de la presencia de varias estructuras geológicas (Steinitz *et al.*, 1998; Cardona *et al.*, 2004; Bajjali, 2008 entre otros). Por ello, una parte importante del análisis del funcionamiento del agua subterránea es la calidad físico-química del agua. Los datos hidrogeoquímicos utilizados corresponden fundamentalmente al resultado del muestreo realizado en el área de Loreto durante los meses de marzo y mayo de 2009. También se tomaron muestras de dos sitios fuera del área de estudio, con la finalidad de sustentar estos análisis buscando mayor número de conceptos de explicación a los procesos hidrogeoquímicos que ocurren el área de estudio.

Se obtuvieron un total de 20 muestras. Las muestras 10-15 (de los pozos CNA3, CNA8, CNA4, San Nicolás, CNA6, CNA15), fueron tomadas en pozos (Cuadro II, Figura 2) que usualmente realizan una intensa extracción (uso agrícola) y captan el Acuífero Principal en San Juan B. Londó. La muestra 19 (manantial Juncalito) fue tomada en la cercanía de la costa y corresponde a agua del Acuífero Principal en el área de Loreto; la muestra 20 (manantial hidrotermal Santispac) es del Municipio de Mulegé y fue tomada cerca de la línea de costa. Las muestras 1-9 y 16-18 fueron tomadas en la parte alta de la sierra La

Giganta. Los datos de referencia (Cuadro IV) reportados en Prol-Ledesma *et. al.*, (2004) corresponden a muestras de agua termal, manantiales submarinos y agua de mar.

Mediante equipos portátiles precalibrados en laboratorio y calibrados en campo, se midió “*in situ*” a todas las muestras de agua, en cada sitio de muestreo, los siguientes parámetros: temperatura, pH, oxígeno disuelto, potencial redox (Eh) y conductividad eléctrica (Cuadro II). Estas mediciones se realizaron en campo con el propósito de adquirir información confiable rápidamente, además de tener un control de referencia adecuado a las mediciones en laboratorio. La determinación de alcalinidad total (HCO_3^- y CO_3^{2-}) fue también efectuada en campo mediante el método de Gran (Cardona, 2003). En cada sitio de muestreo se tomaron cinco botellas de agua en envases de polietileno con capacidad de 60 ml los cuales fueron lavados previamente con una solución de ácido clorhídrico al 10% y enjuagados perfectamente con agua destilada (Armienta *et al.*, 1997). El contenido de la botella para el análisis de metales pesados se filtró con una membrana de acetato de celulosa con abertura de 0.45 μm para remover las partículas suspendidas de arcilla e hidróxidos de hierro y manganeso coloidales. Posteriormente se le añadieron 10 gotas de ácido nítrico de alta pureza llevando la solución a un pH de ≈ 2 para preservar los metales disueltos (cationes). Durante el transporte las muestras se mantuvieron en hielo (APHA AWWA, WPCF 1989) hasta que se realizó el análisis correspondiente. Cabe destacar que los parámetros registrados en la descarga del pozo deben ser representativos de las condiciones naturales en las que se encuentra el agua en el acuífero, por ello, se realizaron las mediciones *in situ* en una celda de aislamiento. En esta celda el agua que fluye del pozo tiene un mínimo contacto con la atmósfera. La calibración del pH se realizó utilizando buffers con pH 7.0 y 4.0 y equilibrados térmicamente con el agua de la muestra. Se tomaron valores cada 15 minutos, una vez que se estabilizó el valor se tomó el último como válido. Del resto de las botellas se destinaron una para el análisis de aniones, otra para isótopos y la cuarta y quinta como testigos, todas sin agregar reactivo alguno.

7.3 CARACTERIZACIÓN DE LA VEGETACIÓN ASOCIADA A ZONAS DE DESCARGA PARA CADA FLUJO

7.3.1 Trabajo de gabinete

Los sitios designados para el muestreo de vegetación corresponden a los mismos en donde se tomaron las muestras de agua, que son sitios ya identificados como zonas de descarga y que ya habían sido georreferenciados.

7.3.2 Trabajo de campo

El muestreo de vegetación en las zonas de descarga se obtuvo midiendo la vegetación en transectos de 50 x 10 m. El muestreo fue realizado a orillas del cuerpo de agua debido a las condiciones diferentes de cada sitio, en términos de su superficie y de la presencia de asentamientos humanos. Se obtuvo información de presencia, número y cobertura de especies vegetales (Wiggins, 1980), con lo que se estimó posteriormente su abundancia y densidad. En el mismo sitio se tomó una muestra de suelo de 1 kg y se almacenó en una bolsa de plástico; en laboratorio se obtuvieron textura, pH, relación de adsorción de sodio (RAS) y conductividad eléctrica. Los análisis físico-químicos de suelo se realizaron en el Laboratorio de Edafología, del CIBNOR bajo técnicas estandarizadas.

8. RESULTADOS

8.1 DETERMINACIÓN DE ZONAS DE RECARGA Y DESCARGA

De la identificación previa de las zonas de recarga y descarga con el SIG se obtuvieron como primer producto dos mapas con los polígonos correspondientes a estas zonas (Figura 4 y 5).

Para complementar la información de las zonas de recarga se utilizaron los isótopos estables Oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$) e Hidrógeno-2 ($\delta^2\text{H}$).

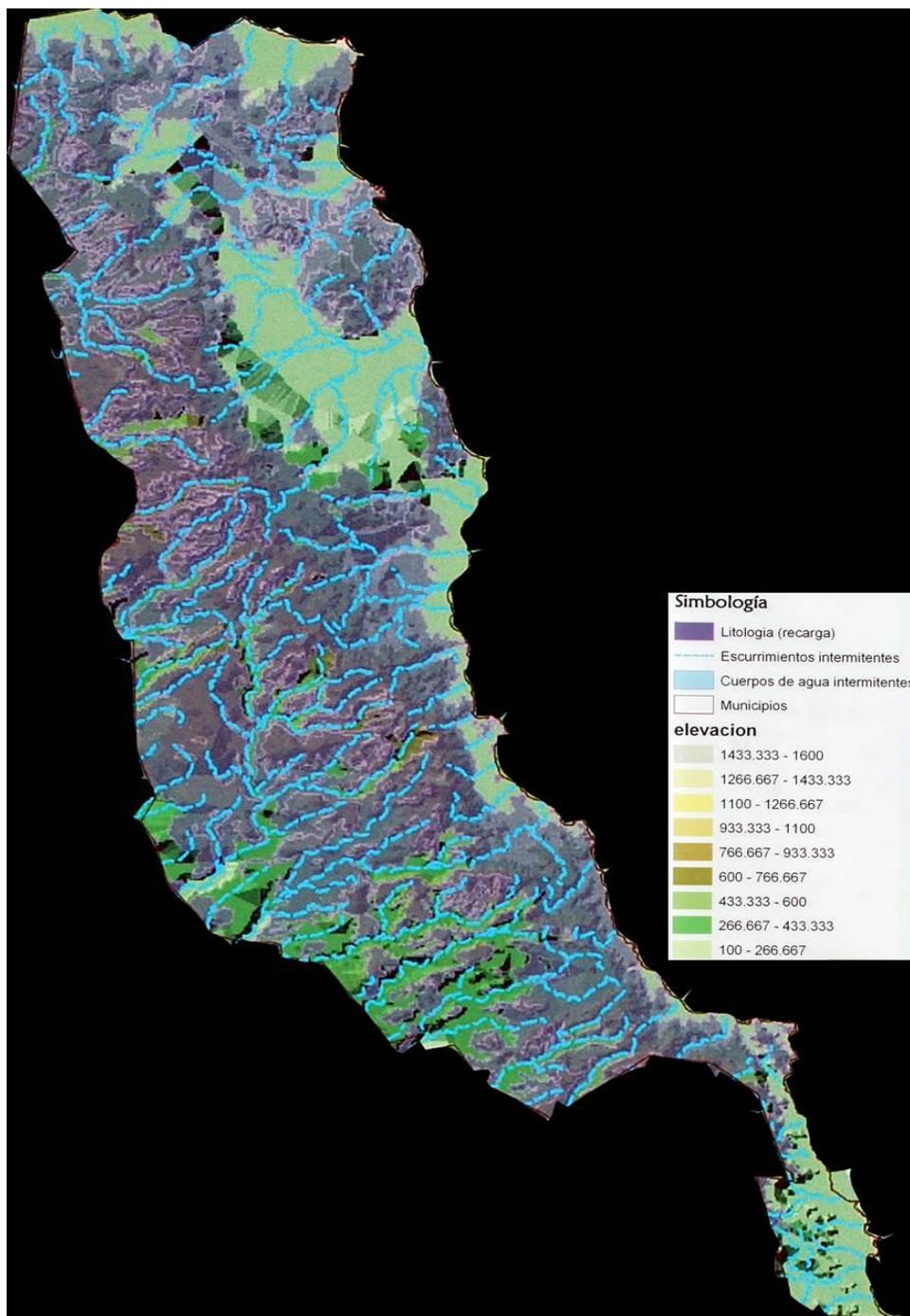


Figura 4. Zonas de recarga identificadas para el municipio de Loreto

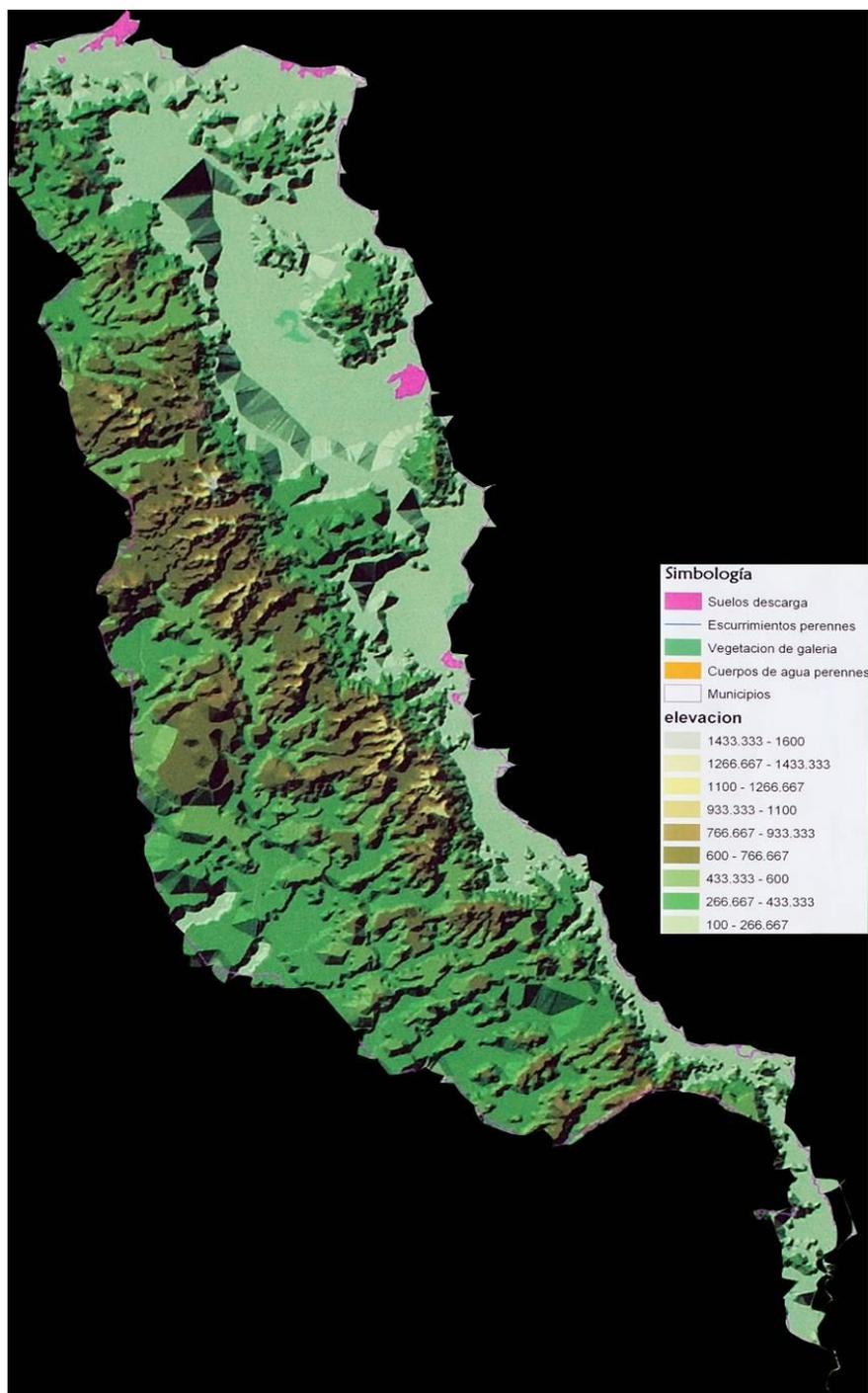


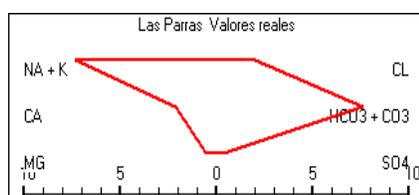
Figura 5. Zonas de descarga identificadas para el municipio de Loreto

8.2 DIFERENCIACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

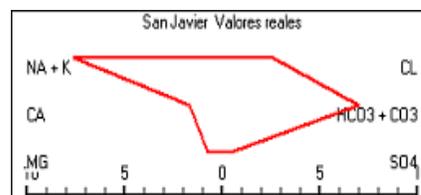
8.2.1 Patrones hidrogeoquímicos

En el Cuadro II se presentan los resultados de los análisis químicos de los componentes mayores de las fuentes muestreadas, y en el cuadros VI los componentes menores. Las muestras 10-15 (pozos CNA 3, CNA 8, CNA4, San Nicolás, CNA6, CNA6), tomadas en pozos sometidos a explotación agrícola; así como la muestra 19 (noria Juncalito), tomada en las proximidades de la costa y la muestra 20 (manantial hidrotermal Santispac), presentan altos contenidos de Cl, Na⁺ y TDS.

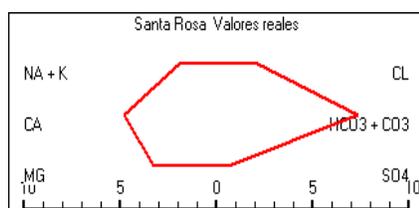
Se obtuvieron los diagramas de Stiff para cada una de las muestras tomadas en el área de estudio obteniendo los esquemas de la Figura 6.



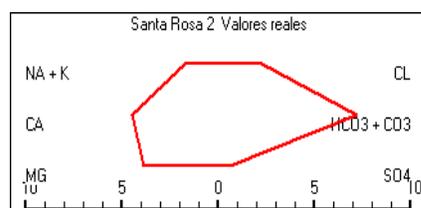
Las Parras (1M)



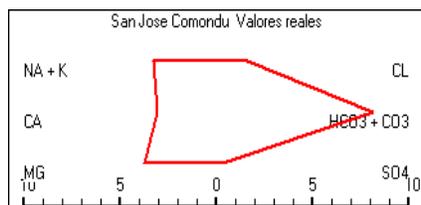
San Javier Represo (2M)



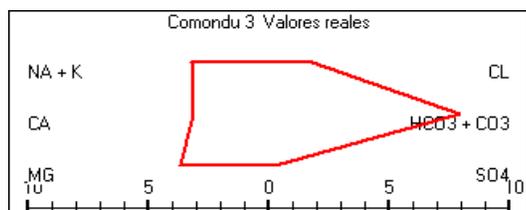
Santa Rosa (3M)



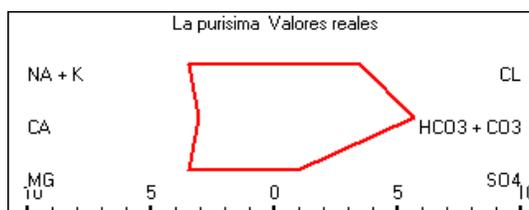
Santa Rosa 2 (4M)



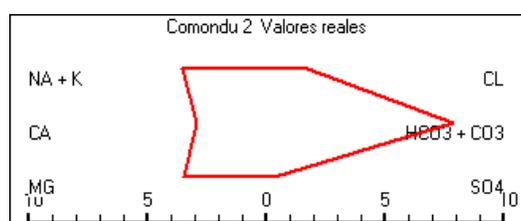
San José Comondú (5M)



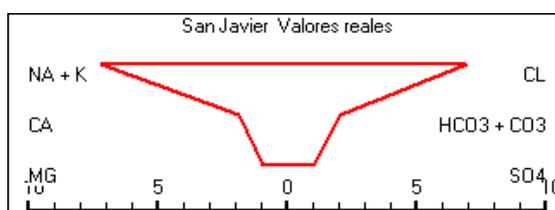
Comodú 3 (6M)



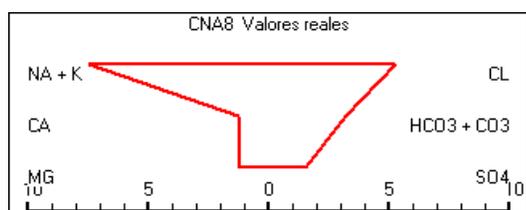
La Purísima (7M)



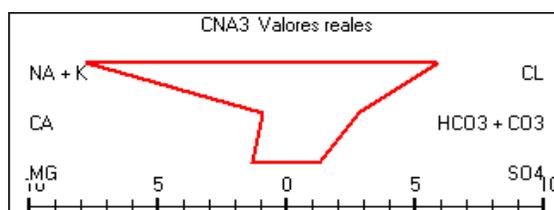
Comodú 2 (8M)



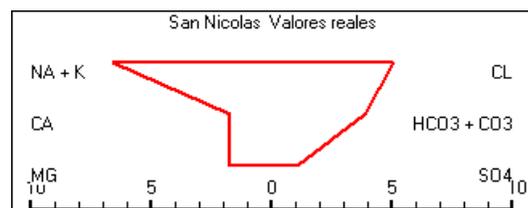
San Javier (9M)



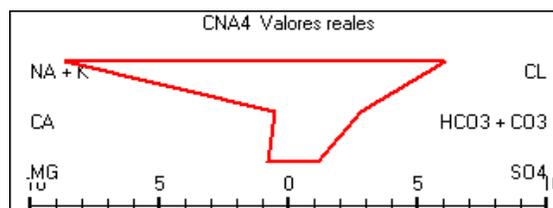
CNA8 (10P)



CNA3 (11P)

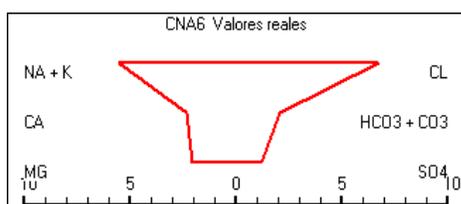


San Nicolás (12P)

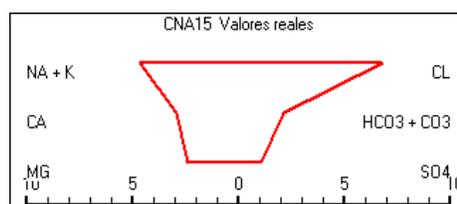


CNA4 (13P)

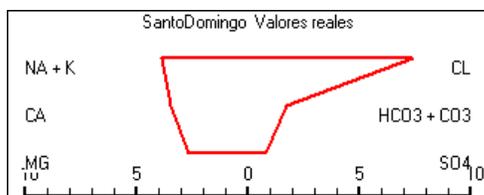
¹ Continúa en la siguiente página



CNA6 (14P)



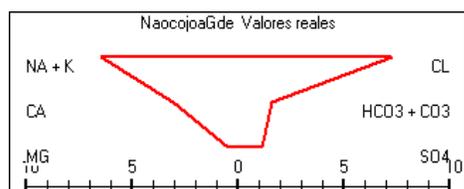
CNA15 (15P)



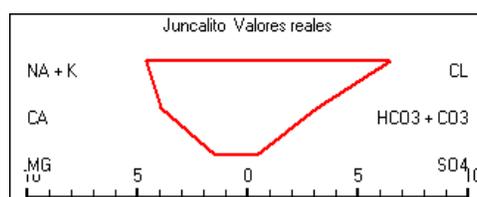
Santo Domingo (16M)



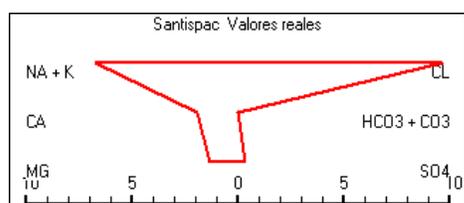
Naocojoa Chico (17M)



Naocojoa Grande (18M)



Juncalito (19P)



Santispac (20MT)

Figura 6. Patrones hidrogeoquímicos de cada una de las muestras de agua. En esta figura, el número de muestra está indicado dentro de un paréntesis, para referencia en el resto del documento. M: manantial; P: pozo; MT: manantial termal.

Cuadro II. Resultados de las mediciones de campo y de los análisis químicos de los componentes mayores de las muestras tomadas en el área de estudio. Las concentraciones se encuentran en mg l⁻¹ excepto cuando se indique.

Muestra	T (°C)	pH (UN)	Eh (mV)	O ₂ D	CE (μS cm ⁻¹)	CO ₂	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	TDS
1	26.3	6.88	122.0	3.9	383	92.8	290.4	44.0	10.7	12.8	71.0	11.4	278.0	0.82	719
2	21.8	8.47	143.0	nd	380	2.4	313.5	66.5	13.5	0.8	55.0	15.3	290.0	0.73	755
3	24.9	7.00	84.0	2.0	602	45.7	298.7	50.2	9.3	11.0	59.0	23.7	54.0	0.61	506
4	26.8	7.31	94.5	6.6	583	19.1	261.6	47.9	8.1	13.6	49.0	25.4	43.0	0.99	449
5	21.9	8.29	105.0	6.6	536	1.9	226.4	25.6	6.6	12.6	33.0	24.1	38.0	2.24	369
6	26.5	7.82	46.0	4.3	590	5.7	238.1	31.0	8.2	15.2	37.0	26.1	48.0	2.89	407
7	26.0	8.85	-0.4	6.2	590	5.7	253.8	33.1	7.3	13.8	37.0	26.0	41.0	1.94	414
8	26.8	7.10	49.0	1.9	720	28.7	242.0	85.8	15.5	13.19	34.0	23.1	85.0	3.43	502
9	24.7	7.13	96.0	3.6	614	12.3	35.1	67.8	13.5	9.7	60.0	18.5	277.0	0.83	482
10	29.3	7.59	187.0	3.5	961	10.2	283.0	341.0	99.7	23.8	38.0	33.4	366.0	4.97	1190
11	28.5	7.42	163.0	3.7	852	14.6	280.6	268.0	105.0	17.5	43.0	24.4	285.0	0.55	1024
12	27.6	7.71	179.0	2.9	1188	10.0	363.6	460.0	114.0	21.1	28.0	25.2	520.0	7.98	1540
13	29.4	7.17	117.0	2.8	890	32.9	361.1	273.0	77.8	35.5	61.0	36.6	265.0	5.56	1116
14	31.9	7.18	154.0	3.9	1075	19.5	226.9	435.0	103.0	26.6	102.0	53.8	274.0	1.88	1223
15	28.8	7.15	124.0	5.1	1175	25.0	270.8	508.0	109.0	32.7	140.0	69.0	257.0	1.90	1388
16	21.9	7.50	178.0	2.3	907	3.7	43.9	111.0	16.2	0.1	73.0	35.6	90.0	1.13	371
17	23.9	7.72	132.0	4.0	684	1.4	26.4	74.2	14.2	21.9	42.0	6.5	110.0	0.79	296
18	28.0	7.27	72.2	5.0	639	3.5	24.4	62.2	13.3	24.0	42.0	4.4	94.0	0.67	265
19	26.0	7.00	191.0	3.9	1616	85.5	617.3	735.0	56.8	22.9	312.0	71.4	422.0	1.28	2239
20	30.1	7.13	98.0	3.6	10418	2.7	61.7	14000.0	631.0	2.2	425.0	177.9	1569.0	262.0	17209

Los valores obtenidos de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) para las muestras tomadas en este estudio se encuentran en el Cuadro III.

Cuadro III. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ para las muestras tomadas para el presente estudio.

Muestra	Sitio	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
1	LAS PARRAS	-8.6	-63.1
2	SAN JAVIER R.	-7.7	-58.4
3	SANTA ROSA	-9.1	-72.7
4	SANTA ROSA 2	-9.1	-73.3
5	LA PURISIMA	-7.7	-62.1
6	COMUNDU	-9.7	-79.4
7	COMUNDU 2	-9.8	-79.0
8	COMUNDU 3	-9.7	-77.7
9	CNA4	-8.0	-61.3
10	CNA3	-8.0	-61.9
11	CNA8	-8.0	-60.7
12	SAN NICOLAS	-9.4	-68.1
13	SAN JAVIER	-7.7	-62.2
14	JUNCALITO	-8.4	-58.9
15	CNA6	-8.0	-59.9
16	CNA15	-8.3	-61.7
17	NAOCOJOA	-8.3	-68.0
18	NAOCOJOA 2	-8.2	-65.0
19	SANTO DOMINGO	-7.2	-62.9
20	SANTISPAC	-3.3	-32.1

Se obtuvieron los patrones hidrogeoquímicos y el factor de concentración para cada una de las muestras y con ello se obtuvo el tipo de agua, lo cual se muestra en forma compacta en el Cuadro IV.

8.2.2 Grupos de Agua

Con base en el criterio que considera la determinación de los patrones hidrogeoquímicos (Fagundo, 1998) se determinaron 7 grupos de agua (Cuadro IV).

Cuadro IV. Patrones hidrogeoquímicos y tipos de agua de cada una de las muestras tomadas en el área de estudio así como los valores de referencia tomados de Prol-Ledesma *et al.* (2007).

Muestra	Grupo**	FC	Tipo de agua	Patrón	Patrón y tipo de agua
1	1	9.46	HCO ₃ -Na>Ca	811-271	811-271
2	1	12.79	HCO ₃ >Cl-Na	811-271	(HCO ₃ >Cl-Na)
3	2	6.25	HCO ₃ >Cl-Ca>Na>Mg	352-271	352-271
4	2	5.96	HCO ₃ >Cl-Ca>Mg>Na	253-271	(HCO ₃ >Cl-Ca>Na>Mg)
5	3	3.25	HCO ₃ -Mg>Na>Ca	325-181	325-181
6	3	4.08	HCO ₃ -Na>Mg>Ca	523-181	(HCO ₃ -Mg>Na>Ca)
7	3	4.08	HCO ₃ -Mg>Na>Ca	325-181	
8	3	10.58	HCO ₃ >Cl-Na>Mg>Ca	523-361	
9	4	27.83	Cl>HCO ₃ -Na	811-721	811-631
10	4	45.38	Cl>HCO ₃ -Na	811-631	(Cl>HCO ₃ -Na)
11	4	33.92	Cl>HCO ₃ -Na	811-532	
12	4	60.33	Cl>HCO ₃ -Na	811-631	
13	4	34.67	Cl>HCO ₃ -Na	712-541	
14	5	55.79	Cl>HCO ₃ -Na>Ca>Mg	631-721	532-721
15	5	63.71	Cl>HCO ₃ -Na>Ca>Mg	532-721	(Cl>HCO ₃ -Na>Ca)
16	5	22.88	Cl-Na>Ca>Mg	532-721	
17	5	15.83	Cl-Na>Ca	631-811	
18	5	13.50	Cl-Na>Ca	631-811	
19	5	96.83	Cl>HCO ₃ -Na>Ca	541-631	
20	6	1049.38	Cl-Na	721-811	721-811 (Cl-Na)
Muestras de referencia*					
21	7	1910.00	Cl-Na	811-811	811-811
22	7	2086.25	Cl-Na	811-811	(Cl-Na)
23	7	2056.67	Cl-Na	811-811	
24	4	2197.92	Cl-Na	811-811	

Las siguientes muestras fueron tomadas de la bibliografía: 21- BC1 Manantial submarino *; 22- BC4 Manantial submarino *; 23- BC6 Manantial submarino *; 24- BC9 Agua de mar BC *. FC: Factor de concentración del Cl⁻ con respecto al agua de lluvia local. *: Datos tomados de Prol-Ledesma *et al.* (2007).** corresponde a los resultados del punto 8.2.2

Grupo 1, está constituido por 2 muestras cuya composición es de tipo bicarbonatada clorurada sódica, patrón hidrogeoquímico 811-271. Su rasgo distintivo es Na⁺>Ca²⁺, siendo despreciable el contenido de Mg²⁺, lo que indica el predominio de contacto con feldespato tipo plagioclasa sódica (albita-oligoclasa) así como la disolución equivalente a la presencia de halita. El rasgo distintivo de la segunda muestra que compone este grupo es HCO₃>Cl⁻, siendo despreciable el contenido de Ca²⁺. La concentración de sólidos totales disueltos para este grupo varía (STD) entre 719 y 755 mg l⁻¹.

Grupo 2, está formado por dos muestras de agua de tipo bicarbonatada clorurada cálcica sódica magnésica, patrón hidrogeoquímico 352-271. En este grupo se aprecia alto contenido de Na^+ y $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$. La segunda muestra del grupo presenta un tipo de agua bicarbonatada clorurada cálcica magnésica sódica, ambas son típicas de la andesina y biotita así como de disolución equivalente a la presencia de halita; su contenido de STD varía entre de 449-506 mg l^{-1} .

Grupo 3, donde se agrupan cuatro muestras con facies hidrogeoquímica bicarbonatada magnésica sódica cálcica, principalmente. Su patrón hidrogeoquímico es 325-181. En este grupo prevalece Na^+ , pero también contiene $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$, lo que sugiere que el agua adquiere su composición por intemperismo y disolución equivalente a la presencia de halita así como por un mineral más rico en magnesio que en los casos anteriores, posiblemente olivino o biotita, junto a la plagioclasa andesina; la cantidad de STD varía entre 369 y 502 mg l^{-1} .

Grupo 4, se integra por cinco muestras de composición cloruradas bicarbonatada sódica que tienen un patrón hidrogeoquímico medio 811-631. Esta agua tiene un patrón $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$, lo que pudiera deberse a procesos de intercambio iónico de tipo directo entre Na^+ y Ca^{2+} . Los valores de STD son entre 482 y 1,540 mg l^{-1} .

Grupo 5, está formado por seis muestras cuya composición química es clorurada bicarbonatada sódica, en algunos casos cálcica (muestra 19) o cálcica magnésica como en las muestras 14 y 15; en otros sódico cálcica como en las muestras 17 y 18, su patrón hidrogeoquímico es 532-721. A diferencia del patrón anterior, aquí el $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$ posiblemente debido a procesos de intercambio iónico inverso entre Na^+ y Ca^{2+} . El contenido de STD de estas muestras es entre 371 y 2,239 mg l^{-1} .

Grupo 6, lo forma una muestra de agua termal, de composición clorurada sódica con un patrón hidrogeoquímico 721-811, su contenido de STD es de 17,209 mg l^{-1} .

Grupo 7, está constituido por agua de manantiales termales submarinos y el agua de mar (datos tomados de Prol-Ledesma *et al*, 2004). Este grupo de agua clorurada sódica, con patrón hidrogeoquímico 811-811 y un contenido de STD entre 24,137 y 35,402 mg l^{-1} .

En la Figura 7 se muestran los patrones hidrogeoquímicos de aquellas muestras cuya composición química se adquiere por proceso de interacción agua-roca (Grupos 1, 2 y 3). En la figura 8 se muestra el patrón representativo de cada grupo. En el caso de las muestras de los grupos 4 y 5, se puede apreciar mejor la relación entre el patrón hidrogeoquímico y el tipo de litología drenada si se extrae en los datos el cloruro de sodio y otros componentes originados en los procesos de mezcla de aguas, y obtener así un nuevo patrón hidrogeoquímico, que equivale a extraer el contenido teórico de halita del medio. Estos nuevos patrones se muestran en la Figura 9.

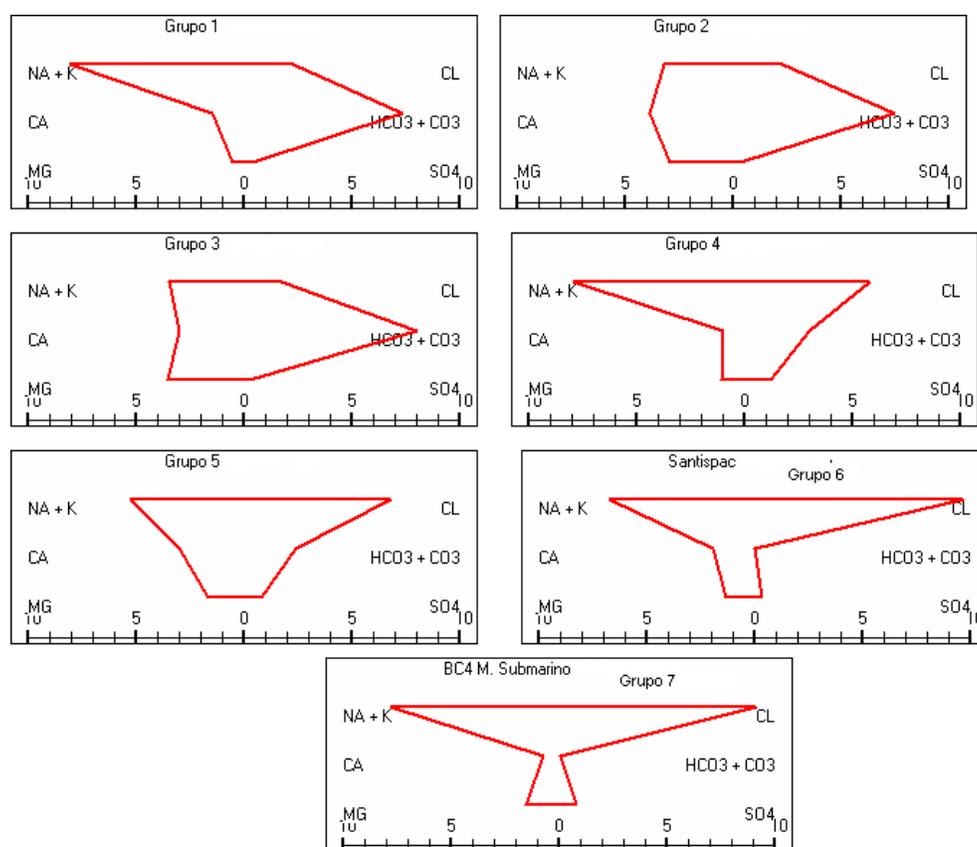


Figura 7. Patrones hidrogeoquímicos de los grupos de agua subterránea obtenida incluyendo las muestras de sitios fuera del área de estudio

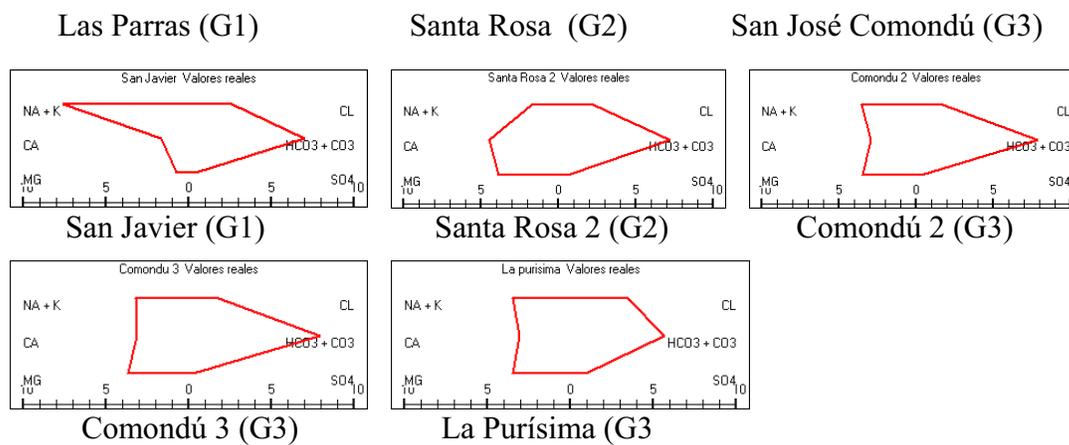


Figura 8. Patrones hidrogeoquímicos del agua muestreada incluyendo aquellas fuera del área de estudio, originados por procesos de interacción agua-roca.

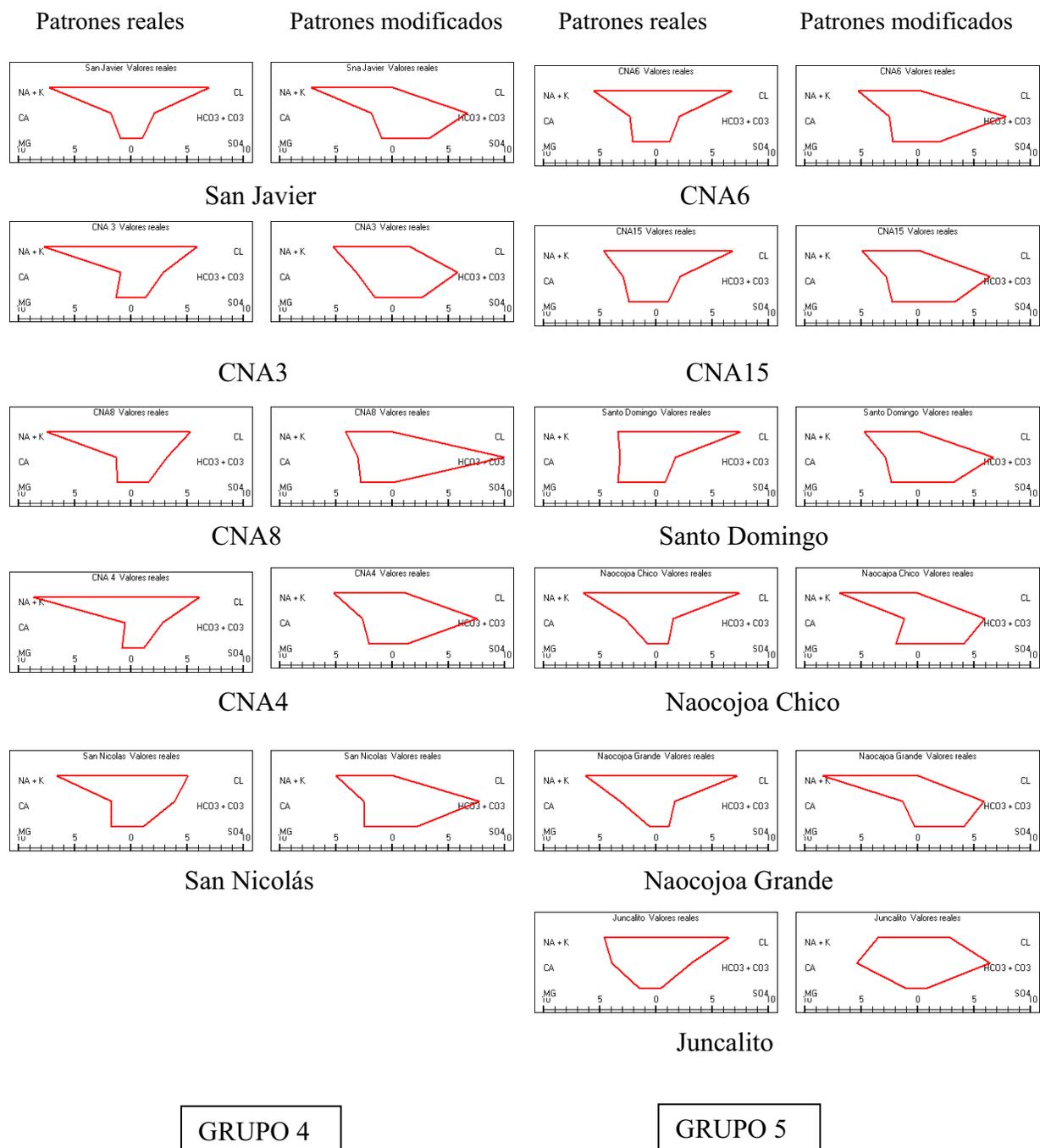


Figura 9. Patrones reales y patrones obtenidos al excluir el NaCl y otros componentes (Ca^{2+}) originados por procesos modificadores de la composición química del agua por efecto de la mezcla con flujos regionales inducidos por la extracción de agua subterránea en el área de estudio.

A partir de los diagramas hidrogeoquímicos del patrón original y del patrón modificado, se observa de manera más clara lo siguiente (ver Figura 9): el patrón del Grupo 1 es típico de agua que circula por plagioclasa sódica y biotita; el patrón del Grupo 2 representa agua que ha disuelto plagioclasa sódico cálcica (andesina) y biotita; el patrón del Grupo 3 muestra un mayor contenido de Mg^{2+} que Ca^{2+} , el cual se considera es debido a que el agua circula por un terreno con alto contenido de minerales constitutivos de rocas máficas como el basalto (olivino), además de plagioclasa de tipo andesina (Demant. 1975); el patrón del Grupo 4 (excluyendo el aporte de NaCl de halita) es propio de agua que circula por minerales con alto contenido de sodio y similar contenido de calcio y magnesio, es posible que el sodio provenga de diversos minerales como la plagioclasa sódico cálcica (andesina) y biotita, aunque parte del sodio del patrón original podría deberse al aporte del intercambio iónico directo; el patrón del Grupo 5 (excluyendo el aporte de NaCl de la halita), es parecido al del Grupo 2 en cuanto a la relación calcio/magnesio, pero con déficit de sodio con respecto al cloruro (patrón original), lo cual pudiera deberse a un proceso de intercambio iónico inverso. El patrón del agua del manantial termal (Grupo 6) muestra una relación calcio/magnesio similar a la del grupo 2 y 5, pero con un apreciable déficit de sodio. Por último, el patrón del Grupo 7, donde se incluyen los manantiales termales submarinos, muestra una concentración de sales más parecida al del agua de mar y se distingue en el agua una evolución hidrogeoquímica distinta evidente en elementos traza como Li, As_{total} , B^- , Br^- , Sr y I (Cuadro VI). Se detectaron al menos dos diferentes sistemas de flujo en el área de estudio.

A continuación se procederá a discutir el origen de la calidad del agua en cada uno de los flujos así como sus implicaciones.

Los análisis hidrogeoquímicos de las muestras indican que la calidad del agua está determinada en tres de los grupos identificados por la interacción agua-roca y en dos de ellos por otros factores que además de la interacción agua roca, han alterado la calidad del agua. Al obtenerse los patrones hidrogeoquímicos de las muestras de los grupos se observó que la composición de los grupos 4 y 5 estaba siendo “alterada” por otros procesos externos que le aportan al agua NaCl, Ca^{2+} y Na^+ y que muestran un patrón hidrogeoquímico que

impide identificar el origen del agua. En estos grupos puede apreciarse la relación entre el patrón hidrogeoquímico, el tipo de litología y los procesos geoquímicos modificadores de la composición debida a la interacción agua-roca, tales como procesos de intercambio iónico. Para apreciar mejor esta relación entre la composición química del agua y la litología por donde circula se utilizó el modelo computacional MODELAGUA extrayéndole a los datos el contenido de NaCl, Ca^{2+} y Na^+ que pudiera estar siendo aportado por procesos de mezcla debido al intercambio iónico.

8.2.3 Factor de concentración del agua subterránea con respecto a la precipitación

Cuando se definió que la composición del agua de una muestra fue resultado de mezcla de dos grupos de agua, se calculó el delta iónico, lo cual permite conocer la proporción de mezcla, a partir de un ión conservativo. Como tal, se tomó el ion Cl^- , ya que no se modifica en los procesos de interacción agua-roca (Appelo y Postma, 1996). Esta concentración se obtiene de la división del contenido de Cl^- del agua subterránea entre el del agua de lluvia. En este trabajo se tomó como concentración del agua de lluvia la del sitio más cercano al área de estudio que tuviera esta información que correspondió a Arizona, EUA.

Con la finalidad de representar mejor el aumento de Cl^- se ordenaron los datos de menor a mayor con respecto al contenido de este ión. Se observa la variación en unidades logarítmicas de la concentración de algunos componentes mayores: Cl^- , Na^+ , K^+ y SO_4^{2-} (mg l^{-1}); y de componentes menores: Br, As, B, Li y Sr ($\mu\text{g l}^{-1}$) de las muestras obtenidas en manantiales y pozos del área de estudio así como de muestras de manantiales y agua de mar compilados de la literatura (Prol-Ledesma *et al.*, 2004) (Figura 10).

Cuadro V. Factor de concentración de cada una de las muestras tomadas en el área de estudio

No	Grupo	FC	Patrón y tipo de agua
1	1	9.46	811-271
2	1	12.79	(HCO ₃ >Cl-Na)
3	2	6.25	352-271
4	2	5.96	(HCO ₃ >Cl-Ca>Na>Mg)
5	3	3.25	325-181
6	3	4.08	(HCO ₃ -Mg>Na>Ca)
7	3	4.08	
8	3	10.58	
9	4	27.83	811-631
10	4	45.38	(Cl>HCO ₃ -Na)
11	4	33.92	
12	4	60.33	
13	4	34.67	
14	5	55.79	532-721
15	5	63.71	(Cl>HCO ₃ -Na>Ca)
16	5	22.88	
17	5	15.83	
18	5	13.50	
19	5	96.83	
20	6	1049.38	721-811 (Cl-Na)
Muestras de referencia			
21	7	1910.00	811-811
22	7	2086.25	(Cl-Na)
23	7	2056.67	
24	4	2197.92	

Cuadro VI. Resultado de los análisis químicos de componentes menores de las muestras captadas en todos los sitios, incluyendo aquellos fuera del área de estudio. Las unidades están en $\mu\text{g l}^{-1}$. En negrita se remarcan los valores más elevados de cada ión.

No	G	F	Br	I	As	B	Li	Sr	Ba	Mn	Fe	Ni	Cd	Co	Cr	Cu	Zn	Sn	Sc
1	1	6430.0	164.6	62.8	1.8	170.6	5.7	114.8	10.40	0.57	23.59	1.11	0.025	0.10	0.46	21.44	24.47	1.08	7.74
2	1	30.0	243.4	44.0	1.1	206.6	2.1	84.8	20.49	61.76	43.47	1.21	0.025	0.16	0.38	27.81	59.82	4.70	5.89
3	2	40.0	111.4	51.4	1.3	100.2	7.1	90.1	3.84	6.02	5.18	1.11	0.025	0.11	0.16	18.98	0.03	1.04	7.20
4	2	100.0	100.6	52.1	1.3	70.8	5.0	239.1	9.85	4.05	2.50	1.02	0.025	0.08	1.46	25.33	22.14	0.94	7.23
5	3	70.0	65.7	37.9	1.6	96.7	4.1	350.3	13.79	0.62	2.50	0.68	0.025	0.05	3.35	26.26	16.80	1.84	7.41
6	3	110.0	74.2	36.2	1.7	97.3	5.0	373.5	18.37	1.29	1.55	0.95	0.025	0.07	3.34	24.18	38.61	0.77	7.84
7	3	160.0	76.8	39.7	1.5	101.0	5.2	362.9	22.02	0.73	2.50	0.84	0.030	0.06	4.40	14.19	8.76	2.33	7.16
8	3	270.0	149.8	68.1	2.2	348.3	13.1	352.1	22.00	0.92	2.50	0.88	0.025	0.07	6.32	17.68	0.03	1.32	7.22
9	4	40.0	232.2	58.7	1.1	182.1	4.9	99.0	10.97	7.70	2.50	0.98	0.025	0.12	0.57	16.50	10.52	3.54	6.11
10	4	170.0	653.7	129.1	41.6	1112.6	68.4	408.2	21.70	0.43	2.50	0.53	0.025	0.05	3.26	24.19	0.03	2.13	8.49
11	4	200.0	483.3	129.6	5.2	2277.8	22.0	115.0	10.64	0.68	2.50	0.83	0.025	0.06	2.66	27.90	0.03	2.41	7.28
12	4	90.0	792.5	145.5	123.9	1019.6	60.0	299.4	14.92	0.47	2.50	0.51	0.025	0.03	8.42	16.71	0.38	1.02	8.04
13	4	50.0	566.9	104.1	9.3	625.8	29.7	221.0	26.35	0.56	2.50	0.93	0.025	0.10	4.93	17.70	20.02	1.68	5.47
14	5	25.0	876.7	96.6	11.1	1515.7	37.6	698.7	47.77	0.84	2.50	1.16	0.025	0.10	1.81	9.15	0.03	2.40	7.98
15	5	50.0	1065.5	67.6	5.5	1259.2	49.7	349.3	17.51	1.15	38.00	1.47	0.025	0.15	4.38	30.22	12.38	2.92	7.87
16	5	30.0	209.8	47.1	1.9	206.3	4.0	243.4	37.67	12.65	14.24	1.58	0.025	0.15	0.15	28.95	16.22	1.53	6.05
17	5	80.0	173.3	65.3	1.3	188.9	7.4	83.8	7.84	0.87	7.29	1.02	0.025	0.08	0.96	13.90	105.96	4.17	6.40
18	5	120.0	119.1	55.1	1.1	185.7	5.7	91.8	100.90	0.64	33.47	0.92	0.060	0.06	1.35	18.58	15.17	1.69	6.77
19	5	50.0	1268.9	155.8	6.0	485.3	12.9	297.3	17.89	1.40	2.50	3.00	0.025	0.28	1.62	13.40	3.16	3.35	8.47
20	6	500.0	16937.2	348.8	149.4	3942.0	2066.0	31790.3	64.26	18.04	32.77	13.59	0.883	1.86	1.99	10.31	23.54	14.09	13.75

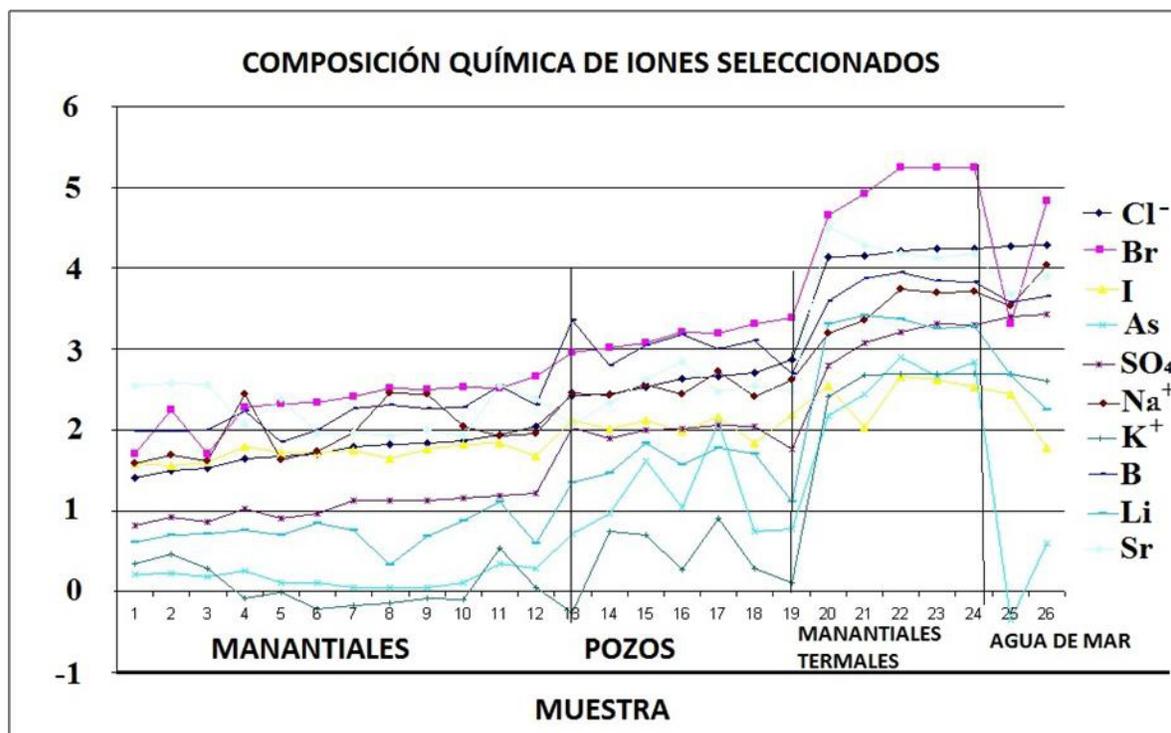


Figura 10. Variación de la concentración de Cl⁻ y SO₄²⁻ (log mg l⁻¹) y Br, As, B, Li y Sr (log µg l⁻¹) en manantiales y pozos muestreados en el área de estudio
 1- San José Comondú; 2- Comondú 2, 3- Comondú 3, 4- Las Parras; 5- Santa Rosa 2; 6- Santa Rosa; 7- Naocojoa Grande; 8- San Javier Represo; 9- San Javier; 10- Naocojoa Chico; 11- La Purísima; 12- Santo Domingo; 14- San Nicolás; 19- Juncalito); pozos (13- CNA8; 15- CNA3, 16- CNA6, 17- CNA4; 18- CNA8); manantial termal (20- 21*- Santiscopac; manantiales submarinos (22- BC1*; 23- BC4*; 24- BC6*); agua marina (25-*; 26- **). *: Datos tomados de Prol-Ledesma et al (2004); **: Datos tomados de Drever (1988).

En el Cuadro VII se exponen los valores del aumento de la concentración (*reconcentración*) de algunos componentes seleccionados. Las muestras fueron agrupadas por rango de contenido de cloruro. Esta información nos permitirá corroborar los posibles flujos intermedios o regionales presentes en el área de estudio.

Cuadro VII. Reconcentración de algunos componentes seleccionados.

Grupo de muestras	Cloruro medio	Reconcentración								
		Cl	Br	I	As	Na	K	B	Li	Sr
I	38.6	1.5	3.0	1.2	1.2	2.2	0.7	1.1	1.3	0.7
II	77.9	3.0	6.8	1.5	1.5	4.1	0.6	2.3	1.5	0.5
III	431.4	16.9	30.9	3.1	18.1	9.0	1.6	12.3	9.8	1.0
IV *	1600.0	625.0	2625.6	8.8	296.2	102.5	200.7	70.6	521.6	53.9
V **	19025	743.2	690.3	4.4	1.4	187.2	201.3	43.2	79.5	18.2

I-Muestras: San José Comondú, Comondú 2, Comondú 3, Las Parras, Santa Rosa, Santa Rosa 2; II- Naocojoa Chico, Naocojoa Grande, San Javier Represo, San Javier, La Purísima, Santo Domingo; III- CNA3, CNA4, CNA5, CNA6, CNA15, San Nicolás, Juncalito; IV- Santispac, BC1, BC4, BC5, V- Agua de mar; *: Datos tomado de Prol-Ledesma et al (2004); **: Datos tomados de Drever (1988).

8.2.4 Determinación del origen de la composición química del agua mediante modelos de balance de masa y mezcla de aguas

Para la selección de los minerales constitutivos de las rocas por donde circuló el agua se consideraron tanto la información del referente geológico como los aspectos discutidos en el análisis de patrones hidrogeoquímicos originales. Con ello se obtuvieron los procesos geoquímicos que explican la composición química del agua subterránea en el área de estudio (Cuadros VIII y IX).

Con la ayuda de la modelación hidrogeoquímica indicada en la sección 8.2 se obtuvieron resultados que sugieren que la plagioclasa aporta de Na^+ y Ca^{2+} ; que la biotita aporta Mg^{2+} y algo de K^+ ; que el olivino aporta Mg^{2+} ; el microclino aporta K^+ , y la oxidación de la pirita (mineral abundante en la naturaleza) podría aportar SO_4^{2-} ; el cuarzo aporta SiO_2 , así se estima que el CO_2 es biogénico y está en equilibrio con el sistema $\text{CO}_2\text{-HCO}_3^-$. Para el agua más salina, que experimenta déficit iónico de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ en el balance de masa intervienen equilibrios relacionados con la calcita, la calcita-dolomita, e intercambio iónico entre Ca^{2+} y Na^+ ; así como entre Ca^{2+} y K^+ . Los procesos geoquímicos utilizados en este trabajo para explicar el origen de la composición química del agua se muestran en el apéndice I (Appelo y Postma, 1996).

Los resultados obtenidos por balance de masas fueron calculados con muestras control. Éstas fueron Las Parras (1*) y Santa Rosa2 (4*) (Cuadro IX).

Para explicar el origen de la composición química del agua en los grupos con bajo contenido salino (Grupos 1, 2 y 3) se utilizó un modelo de balance de masas. Para seleccionar la muestra de referencia se consideró que, de acuerdo con el tipo de patrón hidrogeoquímico del agua, los Grupos 1, 2 y 3 de menor salinidad adquieren su composición mediante procesos de interacción agua-roca entre el agua de lluvia y los minerales incluidos en la litología por donde ésta circula (Cuadro VIII). Al utilizar como muestra de referencia el agua de lluvia de Arizona se obtuvo que los principales procesos geoquímicos correspondan con el aporte de Na^+ y Ca^{2+} por la albita-caolinita y anortita respectivamente, entre los iones principales (Cuadro X).

Los de los Grupos 4 y 5 que corresponden a agua obtenida en pozos, más salina, que adquiere su composición química mediante un proceso combinado de interacción entre la lluvia y el medio por el que circula el agua así como de un proceso adicional representado por el aporte de un flujo de mayor mineralización, posiblemente de tipo intermedio o regional, flujo que es inducido al nivel de extracción de agua del pozo (Cuadro IX). En ambos casos se aprecia el aporte de la disolución equivalente a la presencia de halita.

Para los grupos de agua con elevado contenido salino (4 y 5) se tomó como referencia la muestra del manantial Las Parras (para las muestras 9-18 y 20) y de Santa Rosa (para la muestra 19), como referencia de agua dulce. El manantial BC4 (Prol-Ledesma *et al.*, 2004) se utilizó como miembro extremo de la mezcla por su alto contenido de NaCl. Los resultados muestran las reacciones de intercambio iónico así como el aporte equivalente a la disolución de halita.

Cuadro VIII. Procesos geoquímicos que explican la composición química del agua subterránea del área de estudio, aplicando un modelo de balance de masas. Concentraciones en mmol l^{-1} .

Muestra/Procesos geoquímicos	1	2	3	4	5	6	7	8
Grupo de agua	1	1	2	2	3	3	3	3
Halita (Cl ⁻)	2.031	2.829	1.260	1.190	0.540	0.741	0.740	2.99
Albita – Caolinita (Na ⁺)	9.959	9.680	0.990	0.580	1.010	1.249	0.940	1.300
Anortita (Ca ²⁺)	1.041	0.748	1.080	0.843	0.590	0.661	0.700	0.630
Biotita – Caolinita (Mg)	0.300	0.430	0.900	0.970	0.000	0.000	0.000	0.000
Olivino (Mg ²⁺)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.890	0.940	0.990	0.880
Pirita – Hematina (SO ₄ ²⁻)	0.210	0.230	0.100	0.090	0.080	0.100	0.080	0.173
Microclino – Caolinita (K)	0.100	0.000	0.000	0.147	0.060	0.070	0.050	0.090
Int. iónico K-Ca (Ca ²⁺)	0.000	0.062	0.140	0.147	0.000	0.000	0.000	0.000
Cuarzo (H ₄ SiO ₄)	-18.859	-18.548	-1.480	1.100	-1.930	-2.479	-1.870	-2.561
CO ₂	10.440	8.081	5.820	0.110	3.673	2.11	4.000	3.673

Cuadro IX. Procesos geoquímicos que explican la composición química del agua subterránea del área de estudio, aplicando un modelo de balance de masas en donde se tomó como referencia la muestra del manantial Las Parras muestras 9 a 18) y Santa Rosa (muestra 19). Concentraciones en mmol l^{-1} .

Muestra/Procesos geoquímicos	9 - 1*	10 - 1	11 - 1	12 - 1	13 - 1	14 - 1	15 - 1	16 - 1	17 - 1	18 - 1	19 - 4*	20
Grupo de agua	4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	6
Halita (Cl^-)	4.402	8.628	5.876	12.221	6.040	11.118	13.030	5.496	1.522	0.976	21.898	250.4
Albita (Na^+)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Anortita	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.346	0.000	0.000	2.398	0.000
Calcita (Ca^{2+})	-2.520	-2.844	-2.989	-1.410	-3.253	-4.942	-5.247	0.000	-5.075	-5.170	0.000	-68.5
Biotita - Caolinita (Mg^{2+})	0.119	0.906	0.611	0.617	1.074	1.715	2.346	1.026	0.000	0.000	1.724	16.4
Calcita - Dolomita (Mg^{2+})	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.141	-0.199	0.000	0.000
Pirita - Hematita (SO_4)	0.284	1.546	0.976	1.121	0.669	0.970	1.011	0.296	0.064	0.051	0.570	4.07
Microclino - Caolinita (K)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.72
Int. iónico Na-Ca (Ca^{2+})	2.245	2.380	2.770	0.820	3.330	5.846	6.945	0.776	4.434	4.472	2.950	92.24
Int. Iónico K-Ca (Ca^{2+})	0.020	0.098	0.007	0.011	0.118	0.225	0.377	0.156	0.000	0.002	0.280	0.000
Cuarzo (H_4SiO_4)	0.121	-0.404	-0.307	-0.311	-0.616	-0.843	-1.264	-0.384	0.300	-4.826	-0.849	-1.48
CO_2	-5.966	-2.474	-2.535	-2.500	-0.467	-1.390	-0.246	-0.732	-4.972	0.300	7.076	-101.68

Cuadro X. Procesos geoquímicos que explican la composición química del agua subterránea salina del área de estudio, aplicando un modelo de mezcla de aguas, se tomó como referencia la muestra del manantial Las Parras (muestras 9 a 18) y Santa Rosa (muestra 19). Concentraciones en mmol l⁻¹.

Muestra	9-1	10-1	11-1	12-1	13-1	14-1	15-1	16-1	17-1	18-1	19-4	20
Grupo de agua	4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	6
Procesos geoquímicos												
R1	99.1 %	98.6 %	99.2 %	97.5 %	98.8 %	97.7 %	97.3 %	99.3 %	99.7 %	99.8 %	97.8 %	64.2 %
R2	0.1 %	1.4 %	0.08 %	2.5 %	1.2 %	2.3 %	2.7 %	0.7 %	0.3 %	0.2 %	2.2 %	35.8 %
Halita (Cl ⁻)	0.015	1.482	2.111	-0.324	-0.086	-0.157	-0.214	-0.033	-0.003	-0.004	-11.937	71.068
Albita (Na ⁺)	0.000	0.000	0.000	0.720	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Anortita	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Calcita (Ca ²⁺)	-5.219	-2.429	-2.872	-1.540	0.000	-6.221	-4.467	-5.547	-5.176	-5.220	4.110	79.567
Biotita-Caolinita (Mg ²⁺)	0.000	0.305	0.296	0.000	0.558	0.769	1.236	0.429	0.000	0.000	0.000	2.091
Calcita - Dolomita (Mg ²⁺)	-0.247	0.000	0.000	-0.436	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.268	-0.281	-4.110	0.000
Pirita - Hematita (SO ₄)	0.095	0.669	0.812	0.592	0.412	0.495	0.453	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000
Sulfato reducción	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.047	-0.005	0.000	0.000	-3.554
Microclino-Caolinita (K)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.018
Int.iónico Na-Ca (Ca ²⁺)	1.808	1.714	2.424	0.000	2.720	4.761	5.698	5.381	4.343	4.391	3.412	79.567
Int. Iónico K-Ca (Ca ²⁺)	0.055	0.085	0.102	-0.134	0.110	0.209	0.357	0.107	0.019	0.012	0.140	0.000
Cuarzo (H ₄ SiO ₄)	0.146	-0.090	-0.144	-1.493	-0.347	-0.351	-0.686	0.000	0.000	0.288	-0.137	5.285
CO ₂	-5.899	-2.851	-2.640	-2.293	-0.770	-1.969	-0.941	-4.002	-4.836	-4.790	-1.566	46.591

Muestras: 9- San Javier; 10- CNA3; 11- CNA8; 12- CNA4 (Nantra Bay); 13- San Nicolás; 14- CNA6; 15- CNA15; 16- Santo Domingo; 17- Naocojoa Chico; 18- Naocojoa Grande; 19- Juncalito; 20- Santispac; 1- Las Parras; 4- Santa Rosa; R1- Las Parras; R2: BC4.

Los procesos geoquímicos utilizados en este trabajo para explicar el origen de la composición química del agua se presentan en el Apéndice II.

8.2.5 Distribución espacial de los patrones hidrogeoquímicos e isotopía

Los mapas hidrogeoquímicos permiten visualizar eficientemente las relaciones entre la química del agua y las condiciones geológicas, así como físico-geográficas. Para esto, se sobreponen los diagramas de Stiff con un mapa de la litología o geología del área de estudio. En el municipio de Loreto los patrones hidrogeoquímicos típicos del agua del Grupo 1 se distribuyen en la parte septentrional de la porción oriental del área de estudio. Los patrones del Grupo 2, están localizados más al sur de esta misma porción; los del Grupo 3 en la parte norte y central de la zona occidental; mientras que las aguas con mayor contenido de cloruro y sodio, sometidas a explotación agrícola (Grupos 4 y 5), se ubican al nororiental del área, excepto un pozo (Santo Domingo), ubicado en la parte más septentrional del área de estudio. El patrón del agua termal (Grupo 6) se encuentra totalmente al norte del área de estudio.

Al analizar los valores isotópicos obtenidos para el presente estudio muestran que todos los datos se encuentran debajo de la Línea de Agua Local LML, determinada por Portugal *et al.* (2000; $\delta D = \delta^{18}O + 5.57$). Esto se traduce en que han sido sometidas a procesos de evaporación durante su recarga, lo que se interpreta como que en el área de estudio el fenómeno de evaporación pareciera estar siempre constante debido al carácter árido de la región a la que el área de estudio pertenece y las altas temperaturas ambientales a las que está expuesta el agua. Por otro lado este comportamiento posiblemente signifique que la recarga se ha realizado bajo condiciones de lluvias de verano las cuales, aunque son esporádicas de baja intensidad y corta duración, son resultado de ciclones debilitados.

Al hacer un gráfico que incluye las muestras en coordenadas cartesianas se identificaron algunas cuyo valor sugiere que sufrieron intercambio isotópico agua-roca. Las aguas que alteraron su concentración isotópica original evolucionaron desde su concentración original a otro punto en la línea meteórica, situado “a su derecha” o por debajo de la LML (Clark y Fritz, 1997). Estar por debajo de la línea meteórica puede ser considerado como evidencia de la alteración isotópica sufrida en el pasado por la muestra (Figura 11).

Existe una limitante para analizar a más detalle los datos de isotopía obtenidos, y es que en el área de estudio y territorio vecino no existen datos históricos de isotopía, como tampoco un referente de su valor (con varios años de información continua) respecto a su variación con diferente elevación topográfica, por lo que es imposible obtener la altitud de la zona de recarga. Sin embargo, sí se puede obtener la procedencia del agua, es decir, si el agua es de origen magmática o meteórica.

Los valores isotópicos muestran que el origen del agua presente en los manantiales proviene de agua de lluvia (Figura 9) y no manifiesta un enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ en relación con el deuterio. La composición isotópica de la muestra Santispac se asemeja más a la composición isotópica encontrada en Las Tres Vírgenes (Portugal et al., 2000), 120 km al norte del área de estudio y la cual es la zona geotermal más cercana a Loreto. Así mismo, los datos isotópicos sugieren que el agua de los grupos formados con la composición química y que representan flujos locales (Grupos 1 y 2), provienen de agua meteórica, para el caso del municipio de Loreto. Cabe destacar que el contenido isotópico de la muestra La Purísima perteneciente al grupo 3 es muy similar al de la muestra de San Javier (Grupo 4) lo que se interpreta como que pueden pertenecer al mismo sistema de flujo.

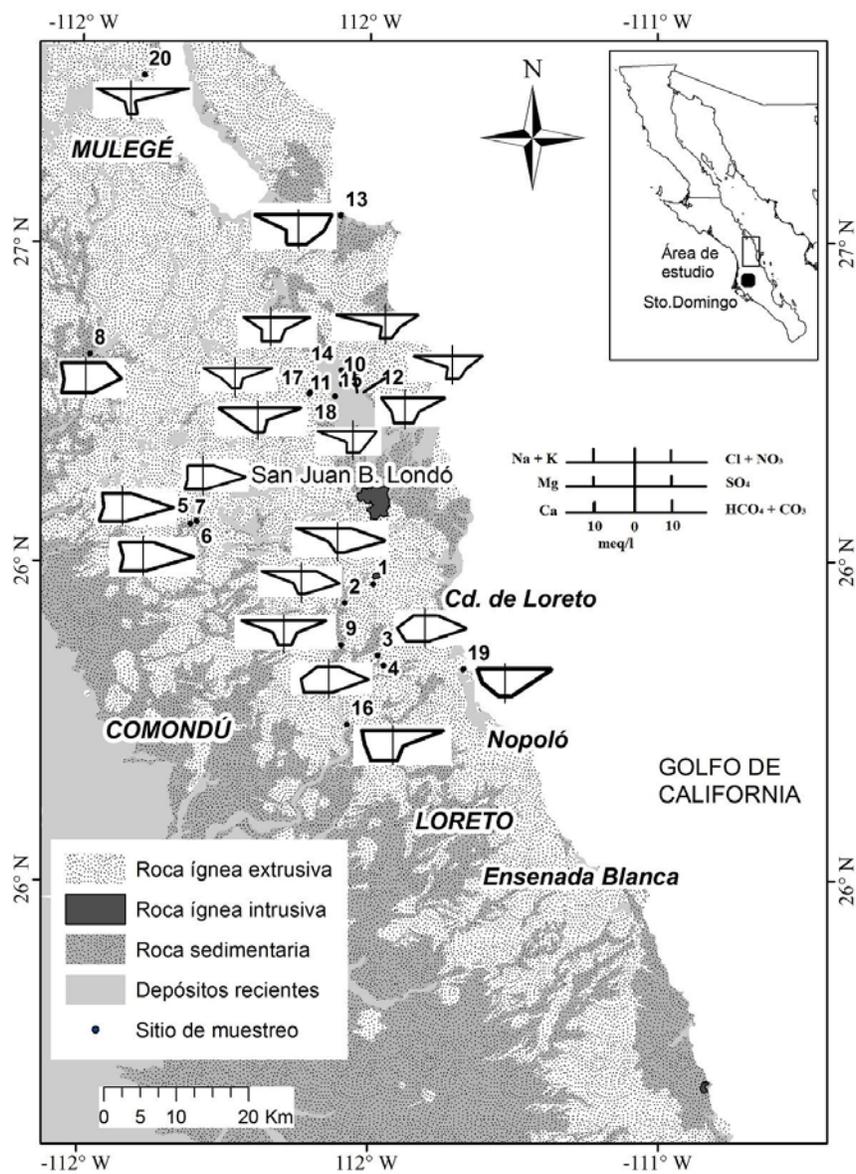


Figura 11. Distribución geográfica de los tipos de agua obtenidos de diferentes pozos y manantiales, mostrando su relación con la litología.

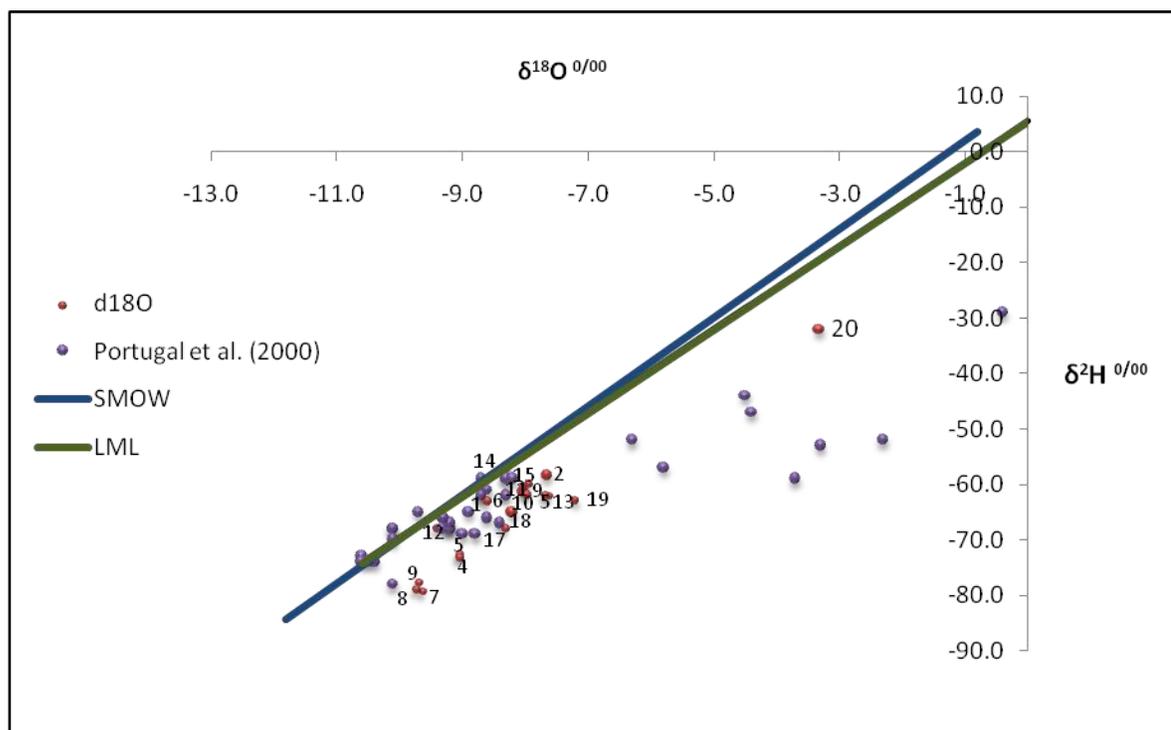


Figura 12. $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras de agua colectadas en el área de estudio y su relación con la Línea Meteorica Mundial (SMOW) y la Línea Meteorica Local (LML).

8.3. CARACTERIZACIÓN DE LA VEGETACIÓN ASOCIADA A ZONAS DE DESCARGA PARA CADA FLUJO

8.3.1 Santa Rosa

Esta zona de descarga se encuentra asociada a un arroyo, donde predominan especies como *Washingtonia robusta*, *Prosopis articulata* y *P. palmeri*. Además hay presencia de *Acacia farnesiana*, *Ambrosia ambrosioides* y *Aster* sp como elementos más abundantes, además de otras especies como *Cercidium microphyllum*, *Chenopodium ambrosioides* y *Sebastiania bilocularis*. El agua presenta una temperatura de 24.9 °C y es de tipo $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg}$. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo arenisca-conglomerado polimictico, el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.2 Santa Rosa 2

En esta zona de descarga predominan especies como *Baccharis glutinosa* Pers., *Acacia farnesiana* y *Aster* sp. En menor abundancia *Sebastiania bilocularis* (palo flecha), *Condalia* sp Cav. (sarampión), *Prosopis articulata* (mezquite) y *Caesalpinia pannosa* Brandege (palo estaca). El agua presenta una temperatura de 26.8° C y es de tipo $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo arenisca-conglomerado polimictico, el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.3 San José de Comondú

Esta zona de descarga corresponde a una serie de tres manantiales localizados en Comondú (cabecera municipal del municipio de Comondú). Se localiza en un cañón de varios cientos de metros de altura donde se encuentran principalmente especies como *Ricinus comunis* y *Acacia farnesiana* como las más abundantes. Seguido en abundancia se encuentra *Vallesia glabra* (otatave), *Prosopis articulata* (mezquite), *Cordia curassavica*. Entre las menos abundantes se encuentran *Echinodorum* sp, *Heliotropium* sp, *Eliocharis geniculata*, *Baccopa monieri*, *Cetaria* sp, *Aristolochia* sp, *Pasiflora* sp, *Anemopsis* sp, *Juncus hydrocotilea*. El tipo de agua presente es $\text{HCO}_3^- > \text{Mg} > \text{Na} > \text{Ca}$ con una temperatura de 22° C. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo basalto el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.4 San José de Comondú 2

Se encuentra a pocos metros del manantial anterior donde predominan *Washingtonia robusta* (palma de taco) y *Acacia farnesiana* (vinorama); las especies poco abundantes son *Phoenix dactylifera* (palma datilera), *Phragmites australis*, *Anemopsis* sp, *Vacuta* sp, *Ziperus* sp, *Heliocharis geniculata*, *Juncus hydrocotilea*, *Echinodorum* sp, *Inodon* sp. El tipo de agua en este manantial es $\text{HCO}_3^- > \text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca}$ y presenta una temperatura de 26.5° C. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo basalto el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.5 San José de Comondú 3

Esta zona de descarga se localiza cercana a las dos anteriores dentro del mismo cañón. Las especies más abundantes son *Washingtonia robusta*, *Xanthosoma esculenta* y *Phragmites communis* además de especies menos abundantes están *Anemopsis californica*, *Cetaria* sp, *Rumex* sp, *Ziperus* sp. El tipo de agua es $\text{HCO}_3\text{-Mg}>\text{Ca}>\text{Na}$ con una temperatura de 22.7° C. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo basalto el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.6 La Purísima

Esta zona de descarga se localiza en el municipio de Comondú formando parte de los manantiales que nutren el arroyo La Purísima. Las especies principales aquí son *Baccharis salicifolia*, *Phoenix dactylifera*, *Prosopis glandulosa*, *Eucnide cordata*. El tipo de agua es $\text{HCO}_3>\text{Cl-Na}>\text{Mg}>\text{Ca}$ y presenta una temperatura de 26.8° C. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo arenisca conglomerado polimictico y el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.7 San Nicolás

Es un oasis de los más grandes en el municipio en cuanto a extensión, y corresponde a la desembocadura de un arroyo proveniente de la sierra. En este oasis se presenta vegetación de dunas o costera caracterizada por la asociación *Lycium-Maytenus phyllantoides*. También presenta vegetación sobre el arroyo donde predominan en el estrato arbóreo *Phoenix dactylifera*, *Washingtonia robusta*, *Prosopis articulata*. En el estrato medio predominan *Jatropha cinerea*, *Lycium* y *Prosopis articulata*. Sin embargo, el estrato bajo está ausente debido principalmente a la presencia de ganado así como al arrastre que generó la crecida del arroyo con el huracán Norbert en 2008. Hay presencia de suelo salino y el agua tiene una temperatura a la descarga de 29.4°C; el tipo de agua es $\text{Cl}>\text{HCO}_3\text{-Na}$. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo aluvión, el flujo de agua subterránea es de tipo intermedio y regional.

8.3.8 Santo Domingo

En este sitio la vegetación está asociada al arroyo el cual fue impactado por el huracán Norbert llevándose un 90% de la palma *Washingtonia robusta*. Las especies que lograron permanecer son *Koeberlina spinosa*, *Prosopis* sp, *Hymenoclea monogyra*. En las laderas se observa matorral con un alto grado de perturbación por ganado. El tipo de agua en este manantial es Cl-Na>Ca>Mg presentando una temperatura de 22° C. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo aluvión, el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.9 Naocojoa Chico

Este sitio se localiza en la parte más alta de la sierra La Giganta, a unos 300 m de altitud. Las especies más abundantes son *Eucnide* sp, *Sebastiania bilocularis* (palo flecha) y *Cenchrus ciliaris* (pasto buffel). Las que presentan menor abundancia son *Mascagnia* sp, *Prosopis articulata* (mezquite), *Brichelia*, *Vallesia glabra* (otatave), *Antigonon leptodus* (San Miguelito), *Merremia* sp y *Porofilum* sp. El tipo de agua es Cl>HCO₃-Na>Ca>Mg con una temperatura de 24° C. Las rocas presentes asociadas donde el agua brota son de tipo brecha andesítica-lahar; el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.10 Naocojoa grande

Este sitio está referido a un cañón contiguo a Naocojoa Chico localizado a 300 m de altitud. El agua presente es de tipo Cl-Na>Ca con una temperatura del agua de 28°C. Las especies más abundantes son *Prosopis articulata* (mezquite) y *Mascagniasp* habiendo presencia de *Eucnide* sp, *Vallesia glabra* (Otatave), *Phoenix dactylifera*, *Olneya tesota* (uña de gato), *Sebastiania bilocularis* (palo flecha) y *Limulus* sp. Las rocas presentes asociadas donde el agua brota son de tipo brecha andesítica-lahar; el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.11 Las Parras

Este humedal presenta vegetación compuesta de elementos nativos e introducidos. En las proximidades se observa una vegetación de matorral xerófilo con elementos sarcocaulales principalmente *Fouquieria diguetii*, *Jatropha cinerea*, *Bursera* sp, *Lisyloma candida* y *Ebenopsis confinis*. *Washingtonia robusta* y *Phoenix dactylifera* corresponderían a la

vegetación de oasis (Cuadro XI). Dentro del humedal se presentan además especies como *Baccharis glutinosa* y *Acacia farnesiana*, especies características asociadas a los arroyos. Este humedal presenta agua de tipo Cl>HCO₃-Na; se localiza en la parte alta de la Sierra de La Giganta con un agua con temperatura de 26.3°C y de tipo Cl>HCO₃-Na. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo brecha andesítica, el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.12 San Javier Represo

Este sitio se encuentra dentro del sistema de arroyos que baja de la sierra La Giganta, en el cual predominan especies como *Vallesia glabra* (Otatave) y *Jatropha cinerea* (Lombay blanco); también hay presencia de *Acacia farnesiana* (vinorama), *Tecoma stans* (palo de arco), *Prosopis articulata* (mezquite) y *Sebastiania bilocularis* (palo flecha). Este sitio presenta un tipo de agua Cl>HCO₃ - Na>Ca>Mg y se localiza en la parte alta de dicha sierra. El agua subterránea presenta una temperatura de 21.8°C con un tipo de agua que corresponde a Cl>HCO₃-Na>Ca>Mg. Las rocas presentes donde el agua aflora son de tipo arenisca-conglomerado polimíctico, el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.13 San Javier

La vegetación asociada a este cuerpo de agua incluye especies asociadas como *Typha* y la presencia de especies de matorral como *Prosopis* y *Stenocereus* sp. Sobre el arroyo se encuentra vegetación pionera como *Koeberlia spinosa* (corona de cristo), *Hymenoclea monogyra*. La vegetación secundaria está dominada por *Nicotiana glauca*; es interesante anotar que la palma de taco está ausente. El tipo de agua es Cl>HCO₃-Na con una temperatura es de 24.7°C. Las rocas presentes donde el agua brota son de tipo arenisca-conglomerado polimíctico, el flujo de agua subterránea es de tipo local.

8.3.14 Juncalito

Este manantial se localiza en la parte baja de la sierra La Giganta encontrándose cercano a la costa. Las especies principales aquí presentes son *Lycium* sp, *Prosopis articulata*, *Maythenus phyllantoides*, *Batis maritima* y *Salicornia subterminalis*. El tipo de agua es

Cl>HCO₃-Na>Ca y su temperatura es de 26°C. El tipo de material presente donde el agua brota es de tipo aluvial, el flujo de agua subterránea es de tipo intermedio con efecto de entrada de flujo regional.

8.3.15 *Santispac*

Este manantial se localiza a pocos metros del mar, se ubica en el manglar en Bahía Concepción. Presenta como única especie *Rhizophora mangle*. Se caracteriza por presentar suelo salino; su tipo de agua y temperatura son Na-Cl y 30.1° respectivamente. El tipo de material presente donde el agua brota son de tipo aluvial, el flujo de agua subterránea es de tipo intermedio con efecto de entrada de flujo regional.

Cuadro XI. Listado de especies registradas para cada zona de descarga muestreada en el área de estudio

GRUPO	1	1	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5
ESPECIE	L.Parras	S.J.R.	S,Rosa	S,Rosa2	L.Purísima	S.J.Comondú	Comondú2	Comondú3	S.Javier	S.Nicolás	Juncalito	Naacojoa Ch.	Naacojoa G.	S. Domingo	
<i>Accacia farnesiana</i>	X	X	X	X		X	X	X	X						
<i>Anemopsis californica</i>						X	X								
<i>Anigonon leptopus</i>	X		X	X					X				X		
<i>Ambrosia ambrosioides</i>	X		X	X					X						
<i>Aster</i> sp	X	X	X	X					X						
<i>Amaranthus</i> sp			X												
<i>Aristolochia</i> sp						X									
<i>Bacopa monieri</i>						X									
<i>Baccharis salicifolia</i>	X			X	X				X	X					X
<i>Batis maritima</i>											X				
<i>Brichelia</i> sp															
<i>Caesalpinia californica</i>				X									X		
<i>Cetaria</i> sp						X		X							
<i>Cercidium microphyllum</i>			X												
<i>Chenopodium ambrosioides</i>			X												
<i>Colubrina</i> sp			X												
<i>Condalia</i> sp	X	X							X						
<i>Cirrus cinensis</i>			X												
<i>Croton</i> sp			X												
<i>Cordia</i> sp	X		X			X			X						
<i>Echinodorus</i> sp						X									
<i>Eliocharis</i> sp						X		X							
<i>Eucnide cordata</i>						X							X		X
<i>Gossypium</i> sp			X												
<i>Heliotropium</i> sp			X			X									
<i>Heimia salicifolia</i>	X		X												X
<i>Hymenoclea monogyra</i>															X
<i>Inodon</i> sp							X								
<i>Jatropha cinerea</i>	X	X	X	X		X			X	X					

Con los datos de vegetación se obtuvieron los índices de Shannon y de equitatividad utilizando las abundancias (Cuadro XII).

Cuadro XII. Índice de Shannon y equitatividad para cada una de las zonas de descarga del área de estudio.

Localidad	Vegetación		
	Número de especies	H'	J'
San Javier(Sjav)	14	2.87	1.08
Santa Rosa(SRo1)	11	1.22	0.51
Santa Rosa2(SRo2)	10	1.75	0.76
San José			
Comondú(Com1)	9	1.76	0.80
Naocojoa2(Ngde)	9	1.42	0.65
Naocojoa(Nchi)	7	0.56	0.29
Comondú3(Com3)	6	0.84	0.47
La Purísima(Lpur)	5	1.29	0.80
Santo			
Domingo(Sdom)	5	1.20	0.74
Comondú2(Com2)	4	0.73	0.53
San Javier			
reproso(SJRe)	8	1.50	0.72
Las Parras(Lpar)	7	1.05	0.54
San Nicolás(Snic)	5	1.41	0.88
Juncalito(Junc)	5	0.78	0.48

Con la información del inventario de especies vegetales en los oasis se realizó un análisis de clasificación numérica (CLUSTER) con el objeto de identificar similitudes entre los distintos oasis en los que se trabajó. Los resultados de este análisis mostraron algunos grupos diferenciados (Figura 13). Uno de los grupos más claros lo conforman los sitios de muestreo en Los Comondú, los cuales presentaron una similitud de entre el 40 y el 50% separándose del resto de los oasis (Figura 13). Así como las dos localidades de Naocojoa, con casi un 50% de similitud. Una vez identificadas ciertas similitudes se aplicó un MDS para analizar las similitudes entre la vegetación y los parámetros que determinan el tipo de agua de cada uno de los sitios. Se encontraron especies que sí obedecen a algún ion específico ya que se encontró un .503 de correlación al encontrarse las siguientes especies:

Accacia, Ambrosia, Baccharis salicifolia, Eucnide cordata, Mascagnia, Mimosa y *Washingtonia robusta*. En la mayoría de las correlaciones se encontró que *Baccharis salicifolia* se encuentra en todas las combinaciones.

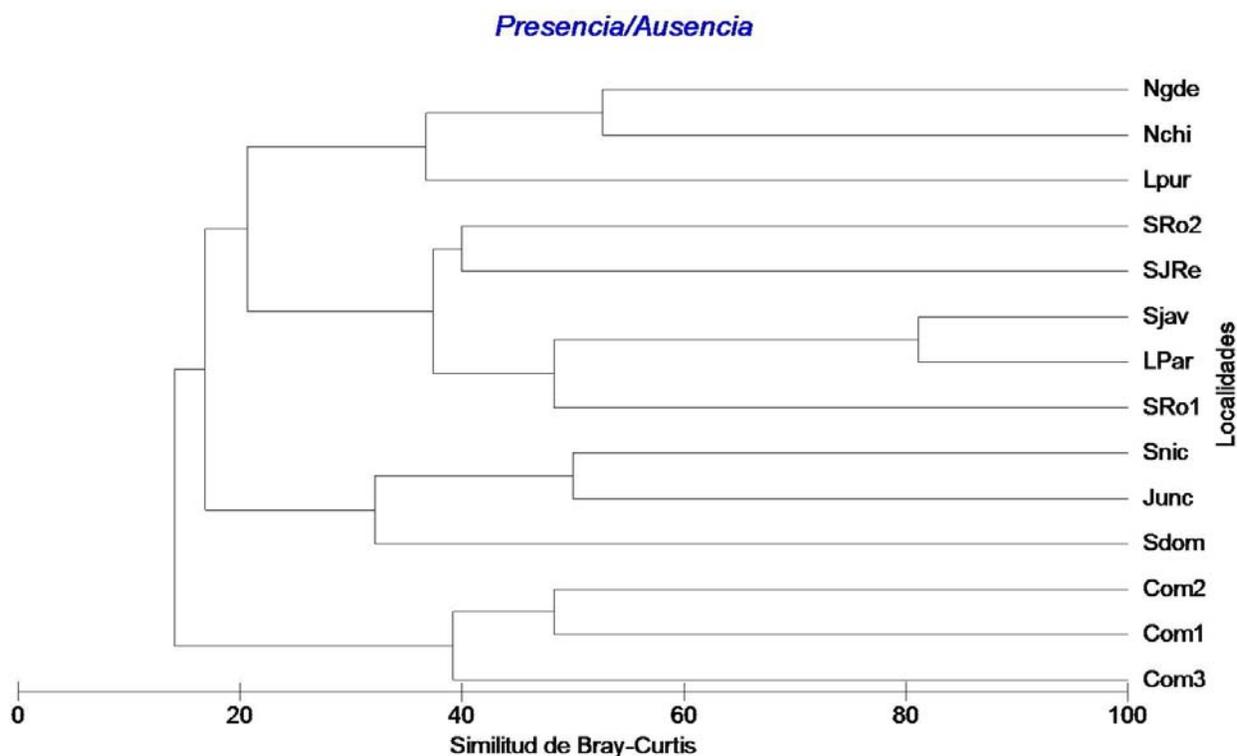


Figura 13. Análisis de clasificación numérica (CLUSTER) con datos de presencia/ausencia de las especies vegetales en los sitios de muestreo dentro del área de estudio. Índice de similitud Bray-Curtis.

8.4 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La información generada en los resultados nos permitió generar el modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea en el área de estudio. Para ello se integró toda la información anterior y se elaboraron los diagramas en función de cortes transversales. Se obtuvieron 3 modelos conceptuales de funcionamiento del agua subterránea en Loreto (Figuras 10, 11, 12). Se integró la información de vegetación, tipo de suelo, tipo de flujo y

concentración de STD. Se obtuvo un mapa donde se muestran los cortes realizados para la explicación del modelo de funcionamiento (Figura 13).

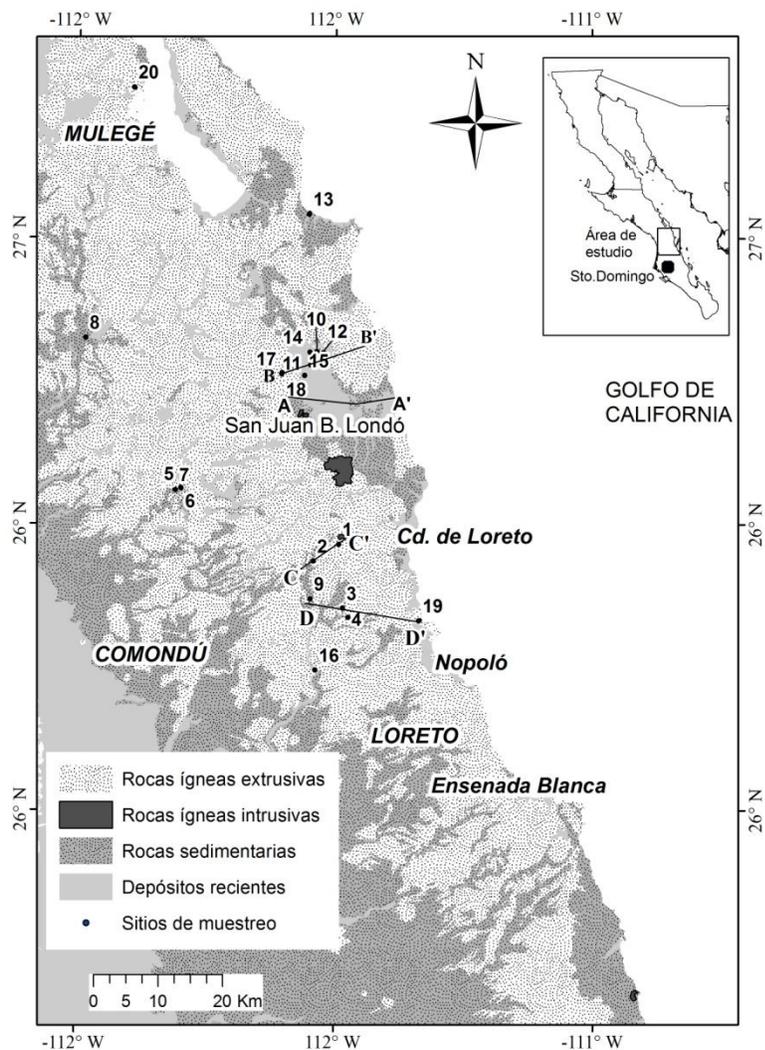


Figura 14. Esquema mostrando los cortes transversales donde se indica el modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea en el área de estudio

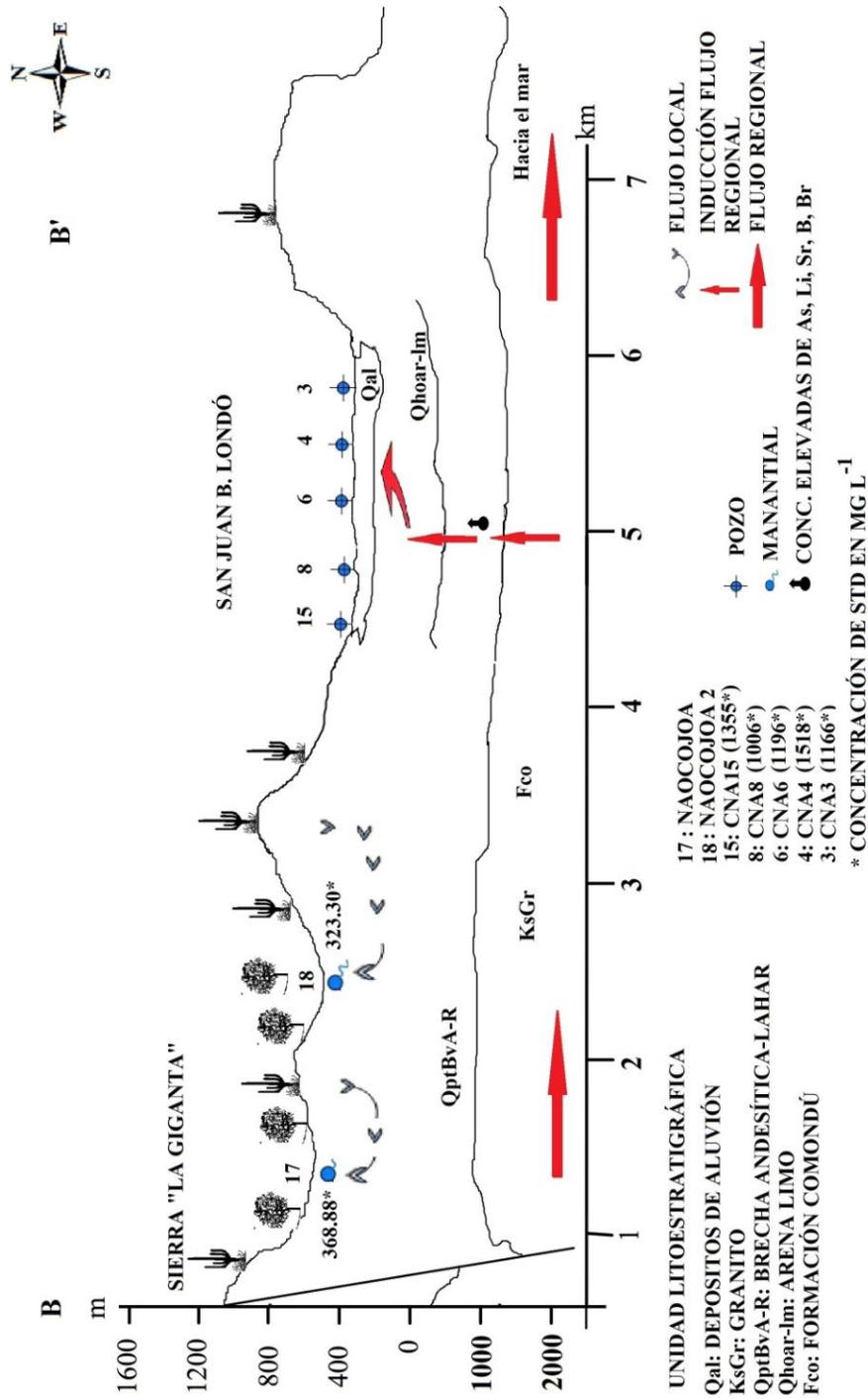


Figura 15. Modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea para los manantiales de Naocojoa y San Juan B. Londó

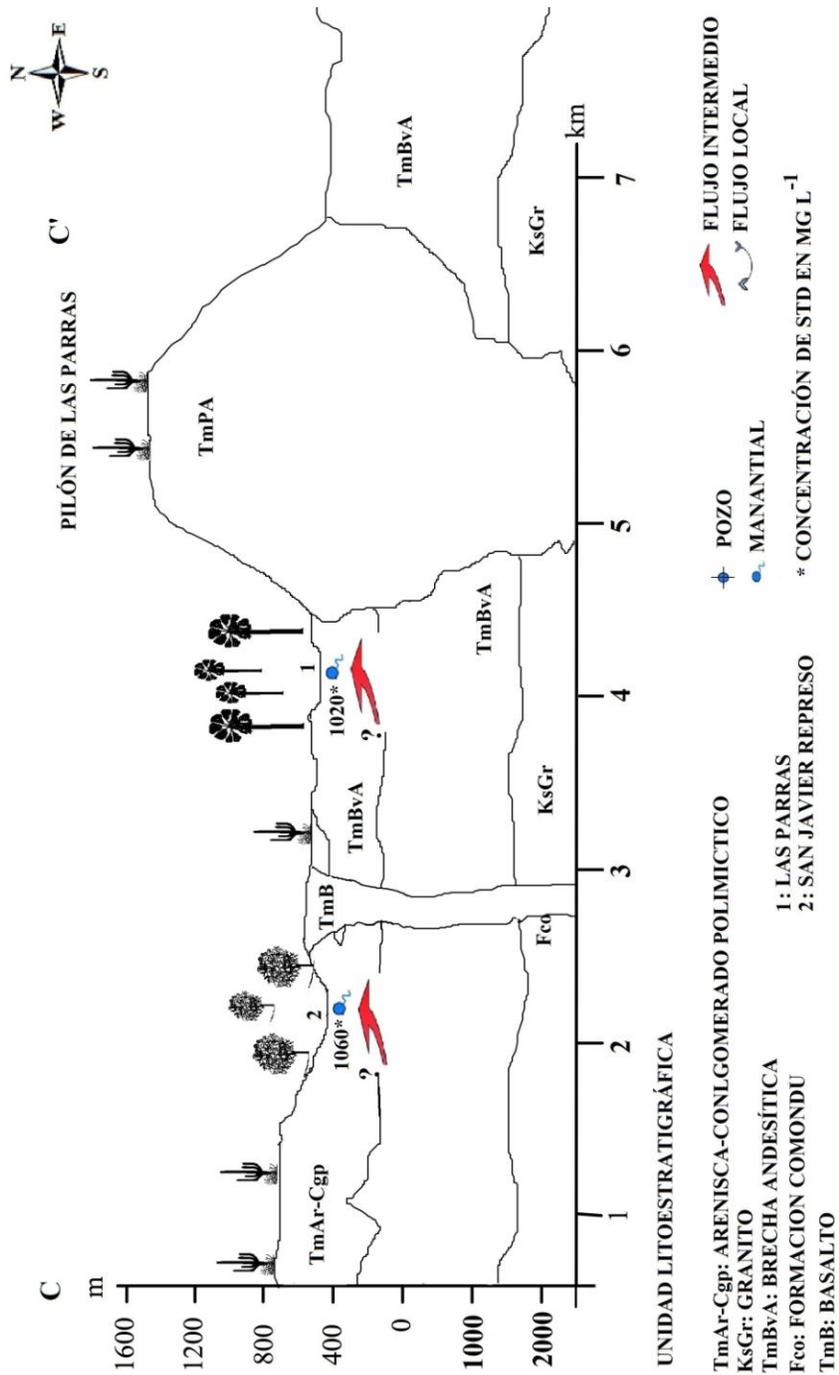


Figura 16. Modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea en los manantiales de Las Parras y San Javier Represo.

9. DISCUSIÓN

Con los resultados anteriores se tiene que en el área de estudio las zonas de descarga se encuentran tanto en la sierra La Giganta, como en las partes topográficamente bajas. Existen diferencias que nos permiten identificar a qué tipo de flujo corresponde cada zona de descarga. Los suelos salinos y pantanosos, la vegetación halófila (León de la Luz y Domínguez-Cadena, 2006), las elevadas concentraciones de elementos traza, la temperatura del agua mayor a la ambiental (Freeze y Cherry, 1979; Winter, 1998) nos indican que en estos sitios (Juncalito, San Nicolás, Las Parras y San Javier Represo) la descarga responde a flujos intermedios e incluso regionales (Tóth, 1999).

Los manantiales localizados en la sierra, (200 m de altitud) corresponden a zonas de descarga de flujos locales (Santa Rosa, Santa Rosa2, Naocojoa, Naocojoa2, San Javier, Santo Domingo). La composición química del agua con baja concentración de STD, la temperatura fría (comparando con la temperatura ambiente), ausencia de vegetación halófila (ej. *Salicornia*, *Batis marítima*, *Lysium*) (León de la Luz y Domínguez-Cadena, 2006) son características indicativas de este tipo de flujos (Tóth, 1963). Estos sistemas de flujo han permitido el establecimiento de flora característica de humedales (oasis) en el área de estudio y se pueden considerar como índices para la región, por lo que su presencia puede ser indicadora de manantiales en condiciones similares. Como ejemplo se encuentran especies como *Prosopis articulata*, *Washingtonia robusta*, *Phoenix dactilifera* entre otras (Cuadro I). La dependencia de los humedales en los sitios estudiados donde se identifican flujos locales radica en que estos flujos obedecen a una respuesta a la cantidad de agua proveniente de la precipitación acaecida en tiempo reciente (Tóth, 1999; Winter, 1998). En una región árida y con las características e historia del uso del agua en el área de estudio y considerando que los humedales (oasis) dependen de la precipitación para mantener sus funciones dentro del ecosistema y servicios ambientales, es importante considerar que la extracción del agua subterránea de estos sitios donde se tienen flujos locales pondrían en riesgo al ecosistema oasis. Para el caso de los sitios ligados con un flujo intermedio debido a su conectividad más allá de lo local (intermedia a regional) le da a esta fuente de agua un relativo buen soporte cuyo funcionamiento sin embargo, debe entenderse desde la

perspectiva de conectividad para determinar cuáles son los usuarios relacionados a este tipo de flujo. Actualmente no se han reportado efectos directos sobre la vegetación en los sitios ligados a flujos tanto local como intermedio. Sin embargo, sitios como Santa Rosa y Las Parras, en donde hay gran diversidad de especies vegetales pueden verse afectados con una disminución en el aporte de agua subterránea tal como ha sido documentado en otras regiones áridas, como el norte de China (Cui y Shao, 2005), Australia (Jolly *et al.*, 2008) y más cerca del área de estudio como el desierto de Mojave (Patten *et al.*, 2007).

Como ejemplo de estos efectos puede tomarse una especie como *Prosopis articulata* (mezquite amargo) que si bien no es la más abundante en los sitios muestreados (90% de los humedales) se encuentra asociada a cauces de arroyos a lo que aparentemente se debe su tamaño mayor en comparación con individuos que se encuentran en el matorral (Stromberg *et al.*, 1993). Su papel es determinante en la dinámica de los ecosistemas asociados al humedal ya que funge como proveedor de alimento y protección además de una gama de recursos como néctar, polen, frutos, semillas y follaje, aprovechadas por consumidores (Vandermeer, 1980; Carrillo-García *et al.*, 1999). Con esto se infiere que uno de los efectos a largo plazo que causaría una extracción adicional de agua subterránea sería una disminución en la descarga (flujo base) a los arroyos y con ello la disminución paulatina del tamaño de los árboles así como su desaparición final de la zona de descarga asociada a la potencial extracción.

Si bien no existen estudios que corroboren el efecto que tendría un aumento en la extracción del agua subterránea sobre los humedales del área de estudio, se prevé que las especies de flora y fauna estrechamente asociadas a estos humedales sean sensibles a cambio en el nivel del agua subterránea la cual se manifiesta como superficial. Este nivel depende en gran medida del funcionamiento del agua subterránea, por lo que la alteración en la dinámica de la recarga y/o descarga, así como la modificación del régimen de extracción a valores mayores y sin control, puede llegar a ocasionar la modificación de la dinámica de estos sistemas (Elmore *et al.*, 2006; Patten *et al.*, 2007).

Cabe destacar que el incremento de iones en el agua subterránea (y superficial) puede traer serias consecuencias en ecosistemas como los humedales debido al aporte extra de Na^+ o Cl^- . Estos sistemas son vulnerables al cambio en la calidad de agua por lo que el aumento

en la concentración de estos iones al agua subterránea que descarga en los oasis provocará la alteración de la vegetación (Panno *et al.*, 1999).

Los análisis realizados con la vegetación muestran asociaciones vegetales que dependen en gran medida del aporte de agua subterránea, como es el caso del matorral desértico micrófilo cuyas especies características son *Accacia farnesiana*, *Mimosa* sp, *Lycium*, *Ruelia*, *Larrea tridentata*, *Ambrosia* y *Aeschynomene* (León de la Luz, *et al.* 2008), y que se encontraron en el área de estudio como parte de la composición de especies vegetales en zonas de descarga de flujos locales.

Por otro lado, la información arrojada con el CLUSTER nos mostró la relación que existe entre sitios como por ejemplo Naocojoa chico y Naocojoa Grande. Ambos se encuentran en el mismo continuo de arroyos temporales que componen el relieve de la Sierra.

9.1 GEOQUÍMICA DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

De acuerdo con Edmunds (1986) el litio puede considerarse como uno de los indicadores más importantes del tiempo de residencia del agua en un sistema de flujo; así como un indicador de la intensidad de la interacción agua-acuífero. Esto es debido a que el litio de las rocas ígneas es fácilmente liberado y no se incorpora a la formación de nuevos minerales, tampoco participa en procesos de precipitación ni de óxido-reducción; por ello es común suponer que a mayor concentración de litio sea común suponer que es mayor el tiempo de residencia del agua. Sin embargo, lejos de indicar que existe contaminación por litio en algunos pozos, la alta concentración presente de este elemento nos indica que el agua procede de flujos intermedio o regional. En el área de estudio, estos flujos son llamados aguas termales. En Bahía Concepción se ha analizado la composición química de fluidos termales, obteniéndose que presenta alta concentración de elementos traza y iones minoritarios (Ca, As, Hg, Mn, Ba, HCO₃, Li, Sr, B, I, Fe y Si) (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Estradas-Romero *et al.*, 2009). La elevada concentración de elementos traza (Li, A_{Stotal}, B⁻, Br⁻, Sr y I⁻) en muestras de pozos de San Juan B. Londó indica el ascenso de agua perteneciente a flujos intermedios o regionales, es decir, agua subterránea con largo

recorrido y gran profundidad (Tóth, 1999) en especial si se compara con aquella de un flujo local.

Con lo anterior y retomando los resultados de la figura 10, se hace evidente que los pozos sometidos a extracción para fines agrícolas (pozos CNA3, CNA8, CNA4, CNA6, CNA15) y algunas norias (San Nicolás y Juncalito) incrementan su contenido en componentes que, al parecer, proceden de flujos de carácter intermedio o regional (agua termal) como AS_{total} y Li, más que de origen marino. Esto parece estar respaldado también por el valor de la temperatura del agua muestreada, la cual es definitivamente cuatro grados mayor a la temperatura media ambiental del área de estudio (muestras 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 18). En el caso de los pozos, el que presenten alto contenido de elementos traza se debe específicamente al ascenso de agua de flujo intermedio o regional por efecto de la extracción; este fenómeno ha sido reportado para algunas zonas del centro de México donde se tienen condiciones hidrogeológicas similares (Carrillo-Rivera *et al.*, 1996; Molina-Maldonado, 1997; Carrillo-Rivera, 2000). Existen dos sitios donde el análisis de muestras de agua presentan alta concentración de estos elementos, de STD, temperatura mayor que la ambiental y que se ubican cerca de la costa (San Nicolás y Juncalito). Las características del agua así como de la vegetación nos indican que son de flujo intermedio que seguramente tienen su zona de descarga en el Golfo de California. Esto parece respaldarse con estudios realizados en Bahía Concepción sobre la riqueza y abundancia de especies del fitoplancton asociadas a las ventilas hidrotermales y que se encuentran presentes en el Golfo de California (Estradas-Romero, *et al.*, 2009).

Otro indicativo de la presencia de flujos de largo recorrido es la diferencia en el aumento del ión Cl^- en las muestras. Si se considera la relación de concentración entre el componente estudiado y la concentración del mismo componente correspondiente a la muestra de menor contenido de Cl^- (San José de Comondú), el aumento de concentración (con relación al Cl^-) que experimentan los iones en el agua de los pozos es notable. Esto coincide con lo encontrado por Cardona *et al.* (2003), en el Valle de Santo Domingo (a 200 km del área de estudio) procesos hidrogeológicos vinculados con la composición química del agua subterránea debido a la interacción de material geológico de origen marino con

agua subterránea de baja salinidad. Este efecto estaría dado por efluentes resultado de la aplicación de volúmenes excesivos de agua subterránea en riego debido a la intensa explotación agrícola, los cuales se infiltran en la zona saturada. La modificación del sistema de flujo natural debido a la extracción de agua induce flujos laterales de agua marina procedente de la línea costera en casos muy particulares. Otro efecto sería el ascenso de agua salada presente en formaciones geológicas subyacentes, hacia los pozos de extracción así como el re-bombeo del agua que se infiltró la cual tiene efectos de evaporación (como el aumento en concentración de sales) y de presencia de numerosos agroquímicos.

La concentración de Cl^- en los pozos en el área de estudio es mucho mayor que la que experimentan los manantiales, incluso en las norias en San Nicolás y Juncalito que también es alta (Cuadro VII). Como se comentó anteriormente, esta alta concentración de Cl^- es indicativo de que los pozos en estas zonas de extracción están captando agua de flujo intermedio. Esto puede deberse a la cercanía a las zonas de descarga de dichos flujos. En el agua de los manantiales termales esta relación de aumento de *concentración* es muy elevada, lo que se explica por el largo recorrido subterráneo, así como por el aumento de temperatura que el agua adquiere durante su recorrido y la posible presencia de agua congénita marina aún presente en su recorrido hacia la descarga.

9.1.1 Factor de concentración del agua subterránea con respecto a la precipitación

El factor de concentración cuantifica, como su nombre lo indica, los procesos de concentración y puede determinarse a partir de la selección de un ión conservativo. Si este es igual a 1 significa que no se producen fenómenos de concentración. Este ión es un compuesto que no participa en ninguno de los procesos geoquímicos presentes en una región dada y que, por tanto, la diferencia de masa entre el valor que presenta el mismo en la muestra y el que presenta en la referencia se debe solamente a procesos de concentración (Schoeller, 1960 citado en Appelo y Postma, 1993). Teniendo en cuenta que el Cl^- es un componente conservativo, su incremento en el agua, comparado con el de la precipitación en el área, puede tomarse como un indicador aproximado del proceso de evapotranspiración (Shoeller, 1960, citado en Appelo y Postma, 1993). El uso de este método hidrogeoquímico

simple de estimación de la recarga del agua subterránea, ha sido aplicado con efectividad en algunas regiones áridas, donde la humedad del suelo es difícil de medir (Edmunds *et al.*, 1988).

La concentración de Cl^- del agua subterránea en el área de Loreto con respecto al contenido (en mg l^{-1}) de este ión en el agua de lluvia varía entre 9.5-12.8 (agua del Grupo 1); 5.9-6.3 (Grupo 2) y 3.3-10.6 (Grupo 3). Las muestras de agua de los grupos 4 y 5, afectadas por actividad agrícola y por el recorrido largo en el subsuelo del agua muestreada, parecen indicar que el Cl^- tiende a concentrarse, por lo que la magnitud es mayor, con un rango que oscila entre 13.5 y 96.8 mg l^{-1} . En general, estos valores del Factor de Concentración (FC) en el agua son coherentes con el carácter árido de Loreto donde la lluvia media anual es de ≈ 115 mm (Cuadro IV; (Steinitz *et al.*, 2005). En regiones húmedas, como en la Sierra del Rosario en Cuba, se han determinado valores de FC del orden de 3.0 (Fagundo *et al.*, 2000), mientras que en otras regiones áridas de Cuba (Provincia de Las Tunas), donde el promedio de lluvia anual oscila entre 100 y 180 mm, se obtuvieron valores de FC entre 27.2 y 45.3 (Zamora, 2008).

Esto es similar a lo encontrado en la región árida de Loreto (Cuadro IV). En el área de estudio se determinó un valor de recarga de 6 mm tomando 19.142 como factor promedio de concentración.

Una vez analizados los resultados obtenidos del modelado geoquímico del agua subterránea, se logró definir que la composición química del agua subterránea en el área de estudio está determinada en gran parte por los procesos de interacción agua-roca. Sin embargo, en la planicie de San Juan B. Londó existe una intensa extracción de agua subterránea para fines agrícolas (CONAGUA, 2006), de tal esta manera que los resultados sugieren que en el agua de las muestras obtenidas intervienen otros procesos como el ascenso de flujos intermedios o regionales, fuentes con salinidad que están determinando la calidad del agua en los pozos de extracción.

El uso de los isótopos estables permitió corroborar que en efecto en el área de estudio existen flujos de agua subterránea de diferente jerarquía, en especial la muestra 20 (Santispac), que muestra características contrastantes con el resto de las muestras.

El proceso de evaporación se presenta en todas las muestras, y se hace evidente por la localización de los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ por debajo de la línea meteórica local (LML). Esto es característico en regiones áridas (Clark y Fritz, 1997).

9. 2 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Con base en los resultados anteriores y con una visión integral del comportamiento de las diferentes componentes (zonas de recarga, tránsito y descarga) de los sistemas de flujo de agua subterránea (Tóth, 1999) así como de su diferente jerarquía (local, intermedio y regional) se propone el siguiente modelo conceptual de funcionamiento del agua subterránea para el área de estudio. Debido a que la superficie que abarcó el estudio fue relativamente extensa, se utilizaron varios cortes transversales para proponer una visualización del funcionamiento del agua subterránea en el municipio de Loreto (Figura 12). El corte B-B' se realizó para Naocojoa y San Juan B. Londó, el cual muestra para los flujos locales, que su probable zona de recarga se localiza en los parteaguas más cercanos al manantial y se estima que la presencia de estos manantiales obedece al referente geológico del sitio, lo cual ha sido sugerido por las características químicas del agua. Los dos sitios en Naocojoa muestran características químicas similares, lo que sugiere que la recarga es local y que el flujo del agua se presenta a lo largo de rocas del mismo tipo y por una duración equivalente. Estos flujos están sujetos al proceso de evaporación al que se ve sometida el agua cuando sale del manantial con una velocidad muy lenta y en casos quedando estática, como en el caso de los dos manantiales en Naocojoa. La concentración de STD de los pozos de San Juan B. Londó sugiere la presencia de un flujo de naturaleza intermedia

10. CONCLUSIONES

Las zonas de descarga en el área de estudio corresponden a las partes topográficamente bajas y su vegetación depende del tipo de flujo al que corresponden. De este modo, los flujos locales presentan vegetación asociada a arroyos donde las especies predominantes son mezquite (*Prosopis articulata*), palma de taco (*Washingtonia robusta*), vinorama (*Acaccia farnesiana*), palo flecha (*Sebastiania bilocularis*) y lomboy blanco (*Jatropha cinérea*). Su tipo de suelo son Litosoles. Los flujos intermedios presentan especies asociadas a suelos salinos como salicornia, mangle dulce y mezquite y el tipo de suelo asociado a estos flujos es el Yermosol y Regosol. De este modo será posible identificar qué tipo de vegetación estará siendo afectada por una extracción desmedida de agua subterránea para abastecer a centros urbanos en crecimiento o cualquier actividad productiva que la requiera. De los flujos regionales se sospecha que sus zonas de descarga se localizan en el Golfo de California o muy cercanos a la playa, como el caso de Santispac.

Una conclusión importante de la presente tesis permite proponer que la zona de descarga de agua subterránea sirve como indicadora de los procesos que afectan la calidad y cantidad de agua que está presente en el flujo respectivo. Si bien en este trabajo no fue posible medir el nivel de agua en los humedales, es posible predecir, con la calidad del agua obtenida de pozos y manantiales, cuáles podrían ser los efectos que tendría una contaminación antrópica en la evolución negativa de la calidad del agua en el largo plazo; este efecto sería adicional al efecto a la calidad que le otorga el referente geológico de la región al agua.

La composición química del agua subterránea indica que los flujos locales son de agua con temperatura fría, baja concentración de STD como algunas de sus características químicas, los cuales abastecen los humedales del área de estudio. Tomando en cuenta que la permanencia de los humedales depende, en gran medida, de que se mantengan las condiciones de recarga, es indispensable que se tomen medidas para monitorear las variables climatológicas, así como, en el caso de proponer extracción adicional de agua subterránea, revisar la conexión del sitio de extracción con el sistema de flujo correspondiente. No hacerlo puede conllevar a la extinción futura de sitios de extracción.

Cabe destacar que si bien estudiar las zonas de recarga es importante, y más en una región árida, estudiar las zonas de descarga es más importantes porque en ellas se tiene toda la información (química e isotópica) de la zona de recarga, del agua que se infiltró en la zona de recarga y del movimiento del agua subterránea. Así, las zonas de descarga permiten identificar la zona de recarga potencial a la que pertenece y así proteger zonas específicas o en su defecto proponer estrategias para mantener en una situación favorable la descarga y los ecosistemas involucrados, tales como los oasis.

Los pozos que se encuentran en las partes bajas captan flujos intermedios (Juncalito y San Nicolás) y los de San Juan B. Londó presentan ascenso de agua subterránea perteneciente a flujos regionales.

La química del agua nos indica que en el área de estudio la calidad del agua está determinada por la interacción agua-roca en los Grupos 1, 2 y 3; en los 4 y 5 la calidad está determinada además de la interacción agua-roca por un proceso de mezcla con agua de flujos de diferente jerarquía.

El agua que se está extrayendo de los pozos en San Juan B. Londó corresponde al ascenso de flujo regional como efecto de la extracción así como una mezcla con agua de flujo intermedio.

En el área de estudio pueden distinguirse seis grupos de agua, correspondientes a manantiales de flujo local, pozos de flujo intermedio y mezcla y flujo regional (manantial termal). A partir de su composición química se identifican igual número de patrones hidrogeoquímicos, expresados mediante relaciones estequiométricas de notación $\text{Na}^+ + \text{K}^+ : \text{Ca}^{2+} : \text{Mg}^{2+} - \text{Cl}^- : \text{HCO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$.

Con respecto al funcionamiento del agua subterránea, el comportamiento hidrogeoquímico de las muestras de agua colectadas sugiere que no existe intrusión de agua marina en los pozos construidos en San Juan B. Londó; lo anterior querría decir que el agua no avanza del mar en forma horizontal como el modelo clásico de intrusión propone, el agua extraída es mezcla de agua de flujos intermedio y regional principalmente, por lo que se corrobora la hipótesis de que en el área específicamente de Loreto, la extracción de agua subterránea para usos humanos es de flujos regionales.

11. CONSIDERACIONES FINALES

La presente investigación representa la base para futuras investigaciones donde es fundamental reconocer la necesidad de establecer el funcionamiento del agua subterránea desde una perspectiva interdisciplinaria, donde el trabajo de investigación incluya no sólo la parte de las zonas de descarga continentales sino también las que existen en el suelo del Golfo de California.

Aún quedan muchas preguntas por resolver, como las que surgen de la aplicación del balance hídrico. Considerando que una de las variables es la evapotranspiración se considera que en una región árida gran parte del agua de lluvia se evapora, sin embargo se estima que este fenómeno transcurre mucho más despacio de lo que el agua tarda en filtrarse, en especial en las condiciones de campo presentes con suelo tipo Litosol. Con base en estas características de la presencia de rocas fracturadas en las zonas de recarga y en la ausencia de zonas de descarga de dos de los tres flujos definidos, entonces se puede plantear la pregunta de dónde están las zonas de descarga de los sistemas intermedio y regional y en consecuencia hacia dónde se van los volúmenes de agua que se infiltra a consecuencia de la presencia de los huracanes.

Es importante que se considere la posibilidad de implantar sitios piloto donde se registren parámetros relacionados con la cantidad y calidad (química e isotópica) del agua de lluvia. Considero que este modelo de funcionamiento del agua subterránea es representativo de al menos la península de Baja California, en donde las condiciones son similares por lo que puede ser utilizado como modelo de funcionamiento del agua subterránea en zonas áridas y de esta manera ayudar al entendimiento de estos procesos.

12. REFERENCIAS

APHA-AWWA-WPCF. 1989. Standard methods for the examination of water and waste water. 17th Edition.

Appelo C. A. J. y D. Postma. 1996. Geochemistry, groundwater and pollution. Balkeman, Rotterdam

Armienta, M. A. Zamora V. y Y. Juárez. 1987. Manual para el análisis químico de aguas naturales, en el campo y en el laboratorio. Comunicaciones técnicas. Serie docencia y divulgación No. 4. Instituto de Geofísica-UNAM. 86 p.

Bajjali, W. 2008. Evaluation of Groundwater in a three-aquifer system in Ramtha area, Jordan: recharge mechanism, hydraulic relationship and geochemical evolution. Hydrogeology Journal. 16(6):1193-1205.

Beal, C. H. 1948. Reconnaissance geology and soil possibilities of Baja California Mexico: Geological Society of America, Memoir 31, 138 p.

Bigioggero, B., P. C. Corona-Chávez, A. Tunesi. 1996. Características estratigráficas, petrológicas y extinción del cinturón andesítico miocénico de la región de Loreto-Las Parras, Baja California Sur, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13(2), 152–173.

Cardona, A. 2003. Evaluación de la Contaminación difusa del agua subterránea (resumen) en: 4º Congreso Nacional de Aguas Subterráneas. San Luís Potosí. S.L.P, México, 26 pp.

Cardona, A., J. J. Carrillo-Rivera, R. Huizar-Álvarez y E. Granel-Castro. 2004. Salinization in costal aquifers of arid zones: an example from Santo Domingo, Baja California Sur, México. Environmental Geology 45:350-366.

Carrillo-García, A., J. L. León de la Luz, Y. Bashan y G. J. Bethlenfalvay. 1999. Nurse plants, micorrhizae, and plant establishment in a disturbed area of the Sonoran Desert Restoration Ecology 7(4):321-335.

Carrillo-Rivera. J. J. 2000. Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, México. Hydrogeology Journal 8:503-520.

Carrillo-Rivera J. J, M. Perevochtchicova, M. Tautiva, A. Godoy, L. Peñuela y T. Hergt. 2005. "Definición de indicadores de impacto al recurso hídrico en las zonas receptoras de Pago por Servicios Ambientales Hidrológicos 2003/2004". Informe final al Instituto Nacional de Ecología del Instituto de Geografía, UNAM. México, DF, 99 pp.

Carrillo-Rivera, J. J., A. Cardona, R. Huizar-Álvarez y E. Graniel. 2008. Response of the interaction between groundwater and other components of the environment in México. Environmental Geology. (55) 2, 303-319.

Clark I. D. y P. Fritz., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers INC., 352 pp.

Comisión Federal de Electricidad. 1998. Síntesis Geológica de las Tres Vírgenes, BCS, México. En: Marsily. G. 1986. Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers. Academic Press. New York. 440 p.

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP). 2000. Programa de Manejo del Parque Nacional Bahía de Loreto: SEMARNAT. D.F. 182 pp.

Comisión Nacional del Agua. 2005. Opinión técnica sobre el proyecto de desarrollo turístico de FONATUR en la región de Loreto, B.C.S

Comisión Nacional del Agua. 2006. Actualización Geohidrológica de los acuíferos de San Juan B. Londó y Loreto, B. C. S. Informe Final. Lesser y Asociados S. A de C. V.

Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Sciences*. 133, 1702-1703.

Cui, Y. y J. Shao. 2005. The role of groundwater in Arid/Semiarid Ecosystems. Northwest china. *GroundWater* 3(4) 471-477 p.

Demant, A., 1975. Caracteres químicos principales del vulcanismo terciario y cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolución del margen continental Pacífico de México: *Revista del Instituto de Geología. UNAM*, 75(1), 19-65.

Domenico, P. A. 1972. *Concepts and Models in Groundwater Hydrology*. McGraw-Hill Co. USA. Pp 273-309.

Dorsey, R. J., K. A. Stone, y P. J. Umhoefer. 1997. Stratigraphy, sedimentology, and tectonic development of the southeastern Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, México, in Johnson, M. E., Ledesma-Vázquez, J. (eds.), *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico*: Boulder, Colorado. The Geological Society of America, Special Paper 318, 83-110.

Drever, I.J. 1988. *The geochemistry of natural waters*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ. 437 p.

Edmunds, W. M., J. M. Cook y D. L. Miles. 1986. Lithium mobility and cycling dilute continental waters. En: *Water-Rock Interaction V, Proc. Int. Congress. Extended abstracts*, pp. 183-187.

Estradas-Romero, A., R. M. Prol-Ledesma, M. E. Zamudio-Resendiz. 2009. Relación de las características geoquímicas de fluidos hidrotermales con la

abundancia y riqueza de especies del fitoplancton de Bahía Concepción, Baja California Sur, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 61(1) 87-96 p.

Elmore, A. J., S. J. Manning, J. F. Mustard y J. M. Craine. 2006. Decline in alkali meadow vegetation cover in California: the effects of groundwater extraction and drought. *Journal of Applied Ecology* 43, 770-779.

Ezcurra, E. 2006. *Global Deserts Outlook*. UNEP. 148 pp.

Fagundo J. R., 1996. *Química del agua kárstica*. Ed. Grupo de Investigación Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Universidad de Granada, España: 11-119.

Fagundo. J. R., 1998. Patrones hidrogeoquímicos y relaciones matemáticas en aguas naturales: *Ingeniería Hidráulica*, 19(2), 62–78.

Fagundo, J.R., P. González, M. Suárez Muñoz, J. Fagundo-Sierra, C. Melián, E. Álvarez. *HIDROGEOQUIM*. 2005. Contribución a la Educación y Protección Ambiental: ISCTN. Vol 6 (XI Taller), Q 58-67. La Habana.

Fagundo-Sierra, J., J.R. Fagundo, P. González, M. Suárez. 2001. Modelación de las aguas naturales. En: *Contribución a la Educación y la Protección Ambiental*. ISCTN. Vol. 2 (VII Taller), 8 pp. ISBN 959-7136-09-0.

FONATUR. 1980. *Estudio geohidrológico de Loreto* (Ingeniería Integral S. A de C. V).

FONATUR. 1984. *Análisis del comportamiento de los acuíferos del desarrollo turístico de Loreto*, B. C. S. (IEPSA).

FONATUR. 1986. *Estudio geofísico de la zona de Puerto Escondido*, B. C. S. (IEPSA)

FONATUR. 2003. *Estudio geohidrológico para la perforación de nuevos pozos para la extracción de agua potable para el abastecimiento del desarrollo turístico Golden Beach*. Loreto, B. C. S. (Basin, S. A. de C. V.)

Freeze, R. A. y Cherry, J. A. 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Inc. 604 pp.

García E., 1988. Modificaciones al sistema de clasificación de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la Republica Mexicana): Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, México, 246 pp.

García-Rubio, G., J. J. Carrillo-Rivera, Z. Y. Marchetti, L. Peñuela-Arévalo. 2011. Identification of groundwater discharge-recharge areas: a regional integrative approach for the México catchment (en prensa).

Gash, H.C., Lloyd. C.R., Lachaud. 1995. Estimating sparse forest interception with an analytical model. Journal of Hydrology. 170, 79-86

Hayashi M. y Rosenbery D. O. 2002. Effects of groundwater Exchange on the hydrology and ecology of surface water (review paper). Groundwater 40:309-317.

Hergt, T. 2002. Asesoría sobre Consideraciones Geohidrológicas de la Relación Bosques-Agua en la Región Sierra Gorda. Informe Final. Instituto Nacional de Ecología. 63 pp.

Heim, A., 1922. Notes of the tertiary of southern lower California: Geological Magazine, 59, 529-547.

Holland, K.L. 2002. Blackbox (*Eucalyptus largiflorens*) tree health and groundwater discharge on the lower River Murray floodplain, South Australia: Linking spatial and temporal scales PhD Thesis. Flinders University of South Australia. Citado por: Doble R., G. Walker, C. Simmons. 2005. Understanding spatial patterns of discharge in semi-arid regions using a recharge-discharge balance to determine vegetation health. CSIRO Land and Water, South Australia, Australia.

Instituto de Geofísica. 1986. Estudio Geohidrológico-Geofísico en la cuenca de San Juan Bautista Londó, Municipio Comondú. Reporte para SARH, México. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, México.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. II Censo de Población y Vivienda 2005. Consultado en línea:

<http://www.inegi.org.mx/sistemas/TabuladosBasicos/Default.aspx?c=10398&s=est>

Jolly, I. D., K. L. McEwan y K. Holland. 2008. A review of groundwater –surface water interactions in arid/semi-arid wetlands and the consequences of salinity for wetland ecology. *Ecohydrology* 1:43-58.

Kehew, A. E. 2001. *Applied Chemical Hydrogeology*. USA. Prentice Hall. 368 pp.

Le Maitre D. C., D. F. Scott y C. Colvin. 1999. A review of information on interactions between vegetation and groundwater. *Water SA* 25(2):137-152.

León de la Luz, J. L. y R. Domínguez-Cadena. 2006. Hydrophytes of the oases in the Sierra de la Giganta of Central Baja California Sur, México: Floristic composition and conservation status. *Journal of Arid Environments* 67, 553-565.

León de la Luz, J. L., J. Rebman ., M. Domínguez- León y R. Domínguez-Cadena. 2008. The vascular flora and floristic relationships of the Sierra de La Giganta in Baja California Sur, México. *Revista Mexicana de Biodiversidad* 79:29-65.

Maddock, T. K. Baird y H. Ajami. 2005. *Groundwater and Surface Water Assessment Region of Loreto, México*. Department of Hydrology and Water Resources. University of Arizona. 22 pp.

Maya, Y., R. Coria y R. Domínguez. 1997. Caracterización de los oasis. Pp 5-25. En: Arriaga L. y R. Rodríguez-Estrella (eds). *Los oasis de la península de Baja California*. Publ. 13, CIBNOR, S. C. La Paz, B. C. S., México.

Mina-Uhink, F. 1957. Bosquejo geológico del territorio sur de la Baja California, México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 9, 139-270.

Munch Z. y J. Conrad. 2007. Remote Sensing and GIS based determination of groundwater-dependent ecosystems in the Western Cape, South Africa. Hydrogeology Journal. 15, 19-28.

Molina-Maldonado, A., 1997. Diferenciación hidrogeoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en la zona sur-centro del estado de Aguascalientes, México: B Sc Thesis (Geology) Facultad de Ingeniería, UNAM.

Naumburg, E., R. Mata-González, G. Hunter, T. Mclendon y D. Martin. 2005. Phreatophytic vegetation and groundwater fluctuations: A review of current Research and application of ecosystem response modeling with an emphasis on Great Basin vegetation. Environmental Management. 35(6) 726-740.

Nichols, W. D. 1994. Groundwater discharge by phreatophyte shrubs in the Great Basin as related to depth to groundwater. Water Resource. Res. 30(12),3265-3274.

Nilsen E. T., P. W. Rundel y M. R. Sharifi. 1981. Summer water of the desert phreatophyte *Prosopis glandulosa* in the Sonoran Desert of southern California. Oecologia. 50(2):271-276.

Panno, S. V. K. C. Hackeley, H. H. Hwang, S. Greenberg, I. G. Krapac, S. Landsberger y D. J. O'Kelly. Source identification of sodium and chloride contamination in natural waters: preliminary results.

Parkhurst, D. L., Plummer, L. N., Thordtenson, D. C. 1982. BALANCE - A computer program for calculating mass transfer for geochemical reactions in ground water: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 82-14.

Patten D., L. Rouse y Stromberg C. J. 2007. Isolated spring wetland in the Great Basin Mojave Deserts USA: Potential response of vegetation to groundwater withdrawal. *Environmental Management* 41:398-413.

Portugal, E., P. Birkle, R. M. Barragán R., V. M. Arellano G., E. Tello y M. Tello. 2000. Hydrochemical-isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Virgenes geothermal field, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 101, 223-244.

Price, M. 2007. *Agua Subterránea. México*. Ed. Limusa. 330 pp.

Prol. Ledesma. R. M., C. Canet, M. A. Torres-Vera, M. J. Forrest, M. A. Armienta. 2004. Vent fluid chemistry in Bahía Concepcion coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 137:311-325.

Rodríguez-Estrella, R. 2004. Los oasis de Baja California Sur: Importancia y conservación. En: Rodríguez-Estrella, R., Cariño-Olvera, M. y Aceves-García, F. Reunión de análisis de los oasis de Baja California Sur: Importancia y Conservación. Pp. 1-8. La Paz, Baja California Sur. CIBNOR-UABCS-SEMARNAT. 137 Pp.

Rodríguez Estrella, R., Rivera-Rodríguez, L.B., R.-Fernández, R.C., R.G. Bolaños, Pérez-Navarro, J.J., Maya-Delgado, Y., L. Tico, Granados, B.R. 2008. Programa de Ordenamiento Ecológico Estatal, fases de Caracterización y Diagnóstico. SEPUIE, Gobierno del Estado de Baja California Sur, SEMARNAT.

SARH. 1981. Actualización del Estudio geohidrológico de la Cuenca de "Loreto-Puerto Escondido", Municipio de Comondú en el Estado de Baja California Sur (Acuaplan, S. A)

Schoeller, H. 1960. Salinity of groundwater, evapotranspiration and recharge of aquifers en: Appelo, C. A. J., Postma, D., 1993, Geochemistry, groundwater and pollution: Netherlands, A. A. Balkema Publishers, 536 pp.

Steinitz, B, O. Escolero y L. E. Marín., 1998. Salt-water intrusion and nitrate contamination in the Valley of Hermosillo and El Sahuaral coastal aquifers, Sonora, Mexico. *Journal of Hydrogeology* 6(4):518–526.

Steinitz, C. et al. 2005. Futuros alternativos para la región de Loreto, Baja California Sur, México. Informe Técnico. Harvard University. www.futurosalternativosloreto.org

Stiff, H. A., 1951, The interpretation of chemical water analysis by means of patterns: *Journal of Petroleum Technology*, 1951, 15-17.

Stromberg, J.,S. Wilkins, J. Tress. 1993. Vegetation-hydrology models: implications for management of *Prosopis velutina* (Velvet mesquite) riparian ecosystems. *Ecological Applications*. 3(2), 307-314

Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater in small drainage basins. *Journal of Geophysics Res.*, 68: 4791-4812.

Tóth, J. 1971. Groundwater discharge: a common generator of diverse geologic and morphologic phenomena. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.* 26(1):7-24

Tóth, J. 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes and manifestations. *Hydrogeology Journal*. 7, 1-14.

Vandermeer, J. 1980. Saguaros and nurse trees: a new hypothesis to account for population fluctuations. *Southwestern Naturalist* 25:357-360.

Wang, G., G. Cheng. 2000. The characteristics of water resources and the changes of the hydrological process and environment in the arid zone of northwest China. *Environmental Geology* 39 (7) 783-790.

Wiggins I. 1980. *Flora of Baja California*. Stanford University Press, Stanford, California, 1025 pp.

Winter, T. C. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands groundwater flow systems. *Hydrogeol. J.* 7(1), 28-45.

Zamora, V. M. 2008. *Geoquímica de las aguas subterráneas de la Provincia de Las Tuna: La Habana, Universidad de La Habana. Cuba. Facultad de Química. Tesis doctoral* 180 pp.

APÉNDICE

I. PORCENTAJE DE ERROR

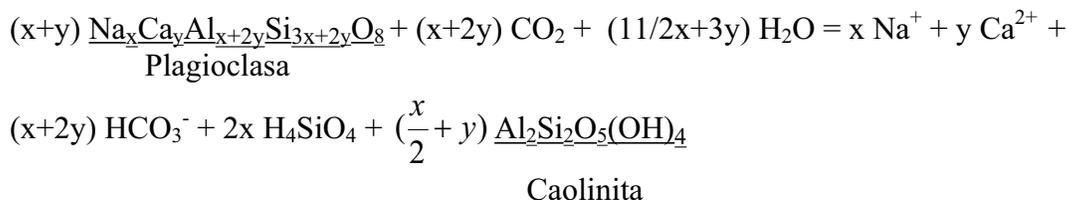
Para verificar la confiabilidad de los análisis físico-químicos de la información se realizó un análisis de balance de cargas entre aniones y cationes para cada muestra analizada, puesto que la solución debe ser eléctricamente neutra (Domenico, 1972).

Cuadro XIII. Porcentaje de error calculado a partir de la suma de los aniones y cationes, indica la confiabilidad de los análisis en laboratorio.

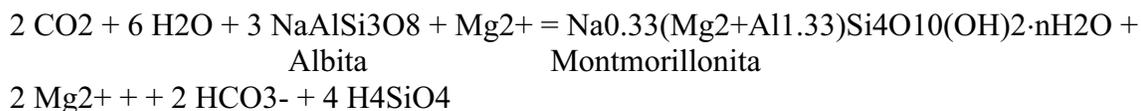
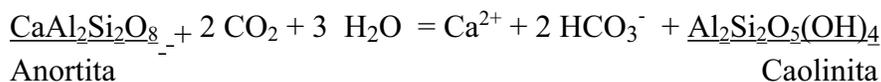
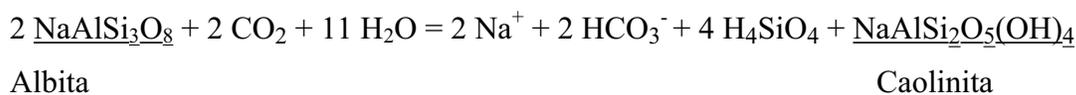
No. MUESTRA	Aniones	Cationes	Error
1	11.4	11.4	0.0
2	12.0	12.0	0.0
3	7.3	6.5	0.8
4	6.4	5.8	0.6
8	7.4	6.7	0.7
5	5.3	4.6	0.8
6	6.2	4.9	1.2
7	5.8	5.2	0.6
9	9.7	9.7	0.0
12	26.3	21.3	5.0
10	20.7	16.3	4.4
11	16.6	14.3	2.2
13	17.7	15.2	2.5
19	39.9	32.0	7.8
14	21.5	18.1	3.4
15	23.9	21.0	2.9
17	5.1	5.1	0.0
18	4.5	4.5	0.0
16	7.4	7.4	0.0

II. Intemperismo de plagioclasa

La plagioclasa, de fórmula, $a_A Ca_B Al_C Si_D O_8$, está constituida por mezcla de los minerales albita y anortita: $x NaAlSi_3O_8 + y CaAl_2Si_2O_8$, respectivamente; donde: $x = \text{moles de } Na^+$; $y = \text{moles de } Ca^{2+}$. El proceso de intemperismo de la plagioclasa se expresa mediante la reacción:

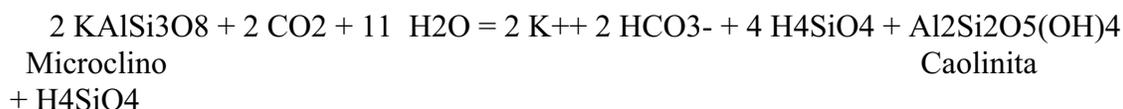


Esta reacción comprende la disolución incongruente de albita y anortita originando el mineral arcilloso caolinita, montmorillonita u otro, por lo que dichos procesos, en forma independiente mediante las expresiones:

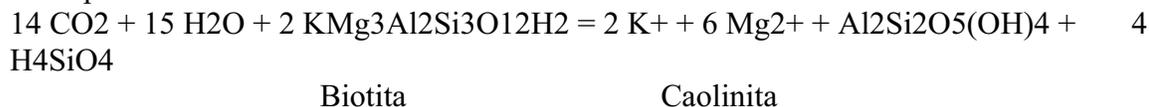


Intemperismo de feldespato potásico

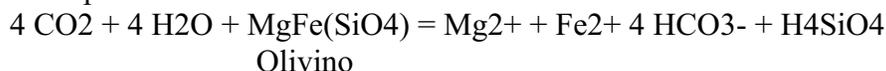
El intemperismo del K-feldespato o microclino y de la ortoclasa se puede formular mediante la expresión:



Intemperismo de biotita:



Intemperismo de olivino:

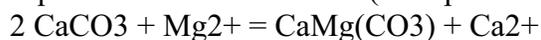


Disolución y precipitación de calcita:



Calcita

Equilibrio calcita-Dolomita (Precipitación de dolomita):



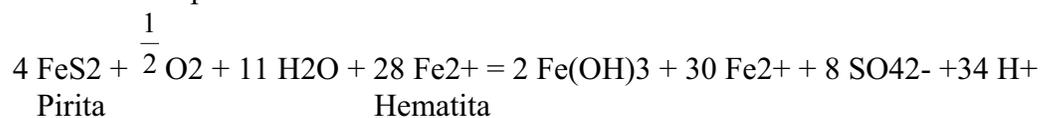
Dolomita

Disolución – precipitación de halita:



Halita

Oxidación de pirita:

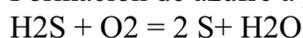


Reducción de sulfato:

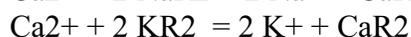
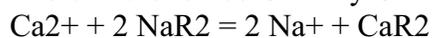


Materia orgánica

Formación de azufre a partir de H₂S:



Intercambio iónico Ca-Na y Ca-K:



(R = Arcilla, zeolita, carbón u otro material intercambiable)

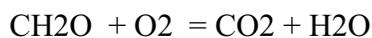
Disolución-precipitación de cuarzo:



Cuarzo

Aporte o escape de CO₂

La formación del CO₂ puede ser de origen biogénico en el suelo, por procesos de oxidación-reducción o termal. El de origen biogénico se formula mediante el equilibrio químico:



Materia orgánica

Equilibrio CO₂ - H₂O:



GLOSARIO

Acuífero

Es cualquier formación geológica, parte de una formación o conjunto de formaciones geológicas por donde circula o se almacena el agua subterránea, la cual puede ser extraída para su uso o aprovechamiento.

Acuífero confinado

Es aquel acuífero que está limitado en su parte superior por una unidad de muy baja permeabilidad la que para fines prácticos no aporta agua al acuífero subyacente cuando éste se encuentre bajo extracción por medio de pozos y donde el nivel piezométrico presenta una presión superior a la atmosférica.

Acuífero libre

Es un acuífero en el cual el nivel freático o nivel de saturación se encuentra a la presión atmosférica.

Acuífero semiconfinado

Aquel acuífero que tiene una unidad saturada de baja muy baja permeabilidad en su parte superior o inferior la cual pese a esto contribuye con un pequeño caudal (goteo) debido al gradiente inducido por la extracción por pozos en el acuífero.

Acuitardo

Es cualquier formación geológica por la que circula el agua subterránea con extremada lentitud, por lo que generalmente no son utilizados para su explotación, uso o aprovechamiento.

Agua subterránea

Es el agua que se encuentra en el subsuelo y se puede localizar en la zonas tanto no-saturada como en la totalmente saturada.

Capacidad de intercambio catiónico

Es el total de cationes intercambiables que puede absorber un suelo, expresado en miliequivalentes de los cationes por cada 100 g de masa de suelo seco.

Carga hidráulica

Es la energía presente en un acuífero, normalmente tiene tres componentes: **a)** la carga relacionada con la elevación con respecto a un punto de referencia que es normalmente el nivel medio del mar; **b)** la carga de presión, y **c)** y la carga de velocidad del agua.

Conductividad hidráulica

Es la propiedad de un medio geológico de permitir el flujo de agua subterránea en un acuífero o acuitardo, que incorpora las condiciones de densidad y viscosidad del agua.

Conductividad eléctrica

Es una determinación indirecta de la salinidad (contenido de sales) de suelo o substrato de cultivo (se disuelve una muestra de éstos en agua midiéndose la conductividad eléctrica, CE, del medio líquido resultante., la cual suele estar referenciada a 25° C. Coexisten muchas unidades de expresión de la CE aunque, las más utilizadas son dS/m (deciSiemens por metro), mmhos/cm (milimhos por centímetro) y según los organismos de normalización europeos mS/m (miliSiemens por metro).

Contaminantes no reactivos

Son sustancias químicas que viajan en solución, a la misma velocidad lineal que el agua subterránea, no sufren reacciones químicas ni biológicas con el medio por donde circulan.

Descripción estratigráfica

Es la descripción de los estratos del subsuelo en cuanto a sus propiedades físicas, químicas e hidráulicas, de acuerdo con el código de nomenclatura estratigráfica vigente.

Discontinuidades

Superficie marcada por modificaciones radicales de las propiedades físicas de las rocas. Estas discontinuidades pueden ser por ejemplo una falla o fractura.

Disposición final

La acción de depositar permanentemente los residuos en sitios y condiciones adecuados para evitar daños al ambiente.

Falla

Es cuando se produce desplazamiento relativo de una parte de la roca con respecto a otra, como resultado de esfuerzos que se generan en la corteza terrestre.

Falla activa

Es aquella falla que ha sufrido desplazamiento durante el Holoceno (último millón de años).

Fracción de carbono orgánico

La fracción de carbono orgánico se refiere al porcentaje de carbono orgánico en el suelo, derivado de restos de plantas. Es importante en la retención de contaminantes orgánicos.

Fractura

Es una discontinuidad en las rocas producida por un sistema de esfuerzos.

Freatofitas

Son plantas que extienden sus raíces por debajo del nivel freático y extraen sus requerimientos de humedad directamente de la zona saturada.

Geofísica

La ciencia que estudia las propiedades físicas y contrastantes de los diversos materiales de la tierra y el conocimiento de su estructura geológica.

Geología

Es el estudio de la formación, evolución, distribución, correlación y comparación de los materiales terrestres.

Hidrogeología

Es la ciencia que estudia el agua subterránea y su interacción con el agua superficial la cual para su desarrollo incorpora actividades interdisciplinarias de interacción entre la geología, hidrología, botánica edafología, química, e hidráulica subterránea las cuales permiten estimar la recarga y descarga del agua subterránea, definir la posición del nivel estático, proponer la interacción química agua-roca, determinar las propiedades hidráulicas del material por donde el agua circula en forma de sistemas de flujo aguas subterráneas así como su dirección, distancia y profundidad de recorrido y su velocidad de movimiento.

Hidrología

La ciencia que estudia los componentes primarios del ciclo hidrológico y su relación entre sí; Considera la interacción y dinámica de la atmósfera con cuerpos de agua superficial tales como ríos, arroyos, lagunas, lagos, etc.

Infiltración

Movimiento descendente de un líquido entre los poros de un sólido referido al agua, es un paso lento de éste a través de los intersticios del suelo y del subsuelo.

Lixiviado

Líquido proveniente de los residuos, el cual se forma por reacción, arrastre o percolación y que contiene, disueltos o en suspensión, componentes que se encuentran en los mismos residuos.

Nivel freático

La superficie de agua que se encuentra en el subsuelo bajo el efecto de la fuerza de gravitación y que delimita la zona de aireación de la de saturación.

Nivel piezométrico

Es el valor de la carga hidráulica observado de un acuífero o acuitardo a diferente profundidad en el mismo y usualmente referido a su parte saturada, se mide en relación con el nivel de referencia el cual usualmente es el nivel medio del mar.

Parámetros hidráulicos

Se definen por la conductividad hidráulica, la porosidad, y el coeficiente de almacenamiento de un material geológico dado.

Percolación

Es el movimiento descendente de agua a través del perfil del suelo debido a la influencia de la gravedad.

Permeabilidad

La propiedad intrínseca que tiene una sección unitaria de terreno para permitir el paso de un fluido a través de ella sin deformar su estructura bajo la carga producida por un gradiente hidráulico, es un concepto que no incorpora la densidad y viscosidad el fluido.

Porosidad efectiva

Es la relación del volumen de vacíos o poros interconectados en una muestra de una roca o suelo dividido por su volumen total.

Sistema de flujo

Es definido por la dirección de flujo que sigue el agua subterránea, considerando las zonas de recarga y descarga, las cargas y gradientes hidráulicos a profundidad y el efecto de fronteras hidráulicas. Incluye además la interacción con el agua superficial y comprende sistemas locales, intermedios y regionales.

Talud

Es la inclinación topográfica con un ángulo de reposo independientemente del material del terreno de que se trate.

Unidad litológica

Conjunto de materiales geológicos compuestos predominantemente de cierta asociación de minerales que tienen un origen común, por ejemplo unidad sedimentaria compuesta por arena.

Volumen de extracción

Se refiere a la cantidad de agua subterránea que se extrae de un acuífero a través de pozos o norias durante un tiempo dado.

Zona de aireación

La zona que contiene agua bajo presión menor a la de la atmósfera, está delimitada entre la superficie del terreno y el nivel freático.

Zona de descarga

Es la porción del drenaje subterráneo de una cuenca en la cual el flujo de agua subterránea fluye de mayor profundidad hacia el nivel freático; es decir el flujo subterráneo es ascendente.

Zona de inundación

Es el área sujeta a variaciones de nivel de agua por arriba del nivel del terreno las cuales están asociadas con la precipitación pluvial, el escurrimiento, extracción por pozos y vegetación, así como por la descarga de agua subterránea.

Zona de recarga

Es la porción del drenaje subterráneo de la cuenca en la cual el flujo del agua subterránea fluye del nivel freático hacia mayor profundidad; es decir el flujo subterráneo es descendente.

Zona de saturación

Se caracteriza por tener sus poros o fracturas llenas de agua, su límite superior corresponde al nivel freático y su límite inferior es una unidad geológica que en términos prácticos es impermeable.

Zona no saturada

Es el espesor que existe entre la superficie del terreno y el nivel freático. Es equivalente a la profundidad del nivel freático.