



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

Facultad de Ciencias



Maestría en Manejo de Ecosistemas de Zonas Áridas

**ZONIFICACIÓN HIDROGEOLOGÍA E HIDROGEOQUÍMICA
DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE GUADALUPE, B.C.**

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRA EN CIENCIAS
EN MANEJO DE ECOSISTEMAS DE ZONAS ÁRIDAS**

PRESENTA

PAOLA DESIREÉ ANDRADE TAFOYA

Ensenada, Baja California, México, 2 agosto 2019.

Resumen

El presente estudio analiza y zonifica las características hidrogeológicas e hidrogeoquímicas del acuífero del Valle de Guadalupe VG con la finalidad de proporcionar información del estado y dinámicas durante la última década. Se realizó la clasificación de usos de suelo, donde se observó la manera en que las modificaciones del medio natural influyen en la recarga del acuífero. El 25% de la cobertura del VG que se encuentra clasificada como de uso agrícola modifica la capacidad recarga del acuífero, mediante el retorno de riego agrícola en suelos con alta conductividad hidráulica aportando un 10% del agua utilizada durante la irrigación. La capacidad de recuperación de los niveles piezométricos en el acuífero está asociada a corto plazo (meses) a los eventos de precipitación más intensos, así como a la conductividad hidráulica y el uso del suelo. Esta recuperación ocurre de manera heterogénea a lo largo del acuífero teniendo fluctuaciones más intensas que van de 1.46 m a 12.50 m en la Fosa Calafia y fluctuaciones menos marcadas de 0.86 m a 4.68 m en la Fosa Porvenir. Las aguas del acuífero son de pH neutro y se clasifican como aguas frescas (STD <1000mg/L) y salobres (STD >1000 mg/L) distribuidas de manera heterogénea a lo largo del acuífero. El acuífero tiene una composición Mg-HCO₃-Na-Ca-Cl con excepción de una sola muestra de composición Cl-Ca. Los isótopos estables de ¹⁸O y ²H indican que la principal fuente de recarga es el escurrimiento desde el Arroyo Guadalupe, sin embargo, la recarga del acuífero también ocurre por precipitación e infiltración más local desde el frente de montaña. La datación con ¹⁴C y ³H indica diferentes tiempos de infiltración, en algunas zonas se presentan épocas pre modernas (antes de 1950) mientras que en otras se presenta una mezcla entre aguas pre modernas y modernas (5 años a 10 años). A partir de los análisis y estudios anteriores se pudo determinar que, a pesar de que la fosa Porvenir y Calafia forman parte de un mismo acuífero, sus comportamientos hidrogeológicos e hidrogeoquímicos varían significativamente entre si e incluso existen comportamientos heterogéneos dentro de cada fosa. En la fosa Calafia se presenta una alta respuesta ante eventos de precipitación intensos, su composición química tiene un contenido bajo de sales e isotópicamente tiene características similares a las del agua estudiada en el arroyo con aguas mezcladas premodernas a modernas. En la fosa Porvenir las fluctuaciones piezométricas son más variables, el contenido de STD va de intermedio a salobre y las edades de recarga son premodernas.

Palabras clave: acuífero, zonificación, piezometría, calidad del agua, isótopos, fechado

Abstract

The present study analyzes and zonifies the hydrogeological and hydrogeochemical characteristics of the Guadalupe Valley aquifer in order to assess the state and dynamics during the last decade. Soil use was classified finding that the human modifications have an impact on aquifer recharge. 25% of soil coverage is classified as farmland, which based on its hydraulic conductivity is estimated to have a 10% of aquifer recharge caused by return flows. The piezometric levels respond rapidly in a matter of months to extraordinary rainfall, depending on hydraulic conductivity and soil use. The response of the water table is not homogenous throughout the aquifer and fluctuations range from 1.46 m to 12.50 m in the Calafia graben and 0.86 m a 4.68 m in el Porvenir graben. All waters have a neutral pH and are classified as fresh (STD <1000mg/L) and brackish (SDT >1000 mg/L). They have Mg-HCO₃-Na-Ca-Cl composition, except for one samples which has a Cl-Ca composition. The stable isotopes of ¹⁸O y ²H a main recharge sources from the Arroyo Guadalupe, however, aquifer recharge also occurs from infiltration of rain across the mountain slopes. Dating with ¹⁴C y ³H indicates different times of recharge, in some zones pre-modern (before 1950s) while in others a mixture of modern and pre-modern waters (probably 5 to 10 years). One can determine suggest from this study, that although the Calafia and Porvenir graben are allegedly part of the same aquifer, their hydrogeology and hydrogeochemistry are different and are also heterogeneous within each graben. In the Calafia graben there is a high response to extraordinary rainfall, a chemical composition with low dissolved salts and stable isotope composition similar to the river water discharging into that zone, with water recharge dates representing mixed waters of pre-modern to modern ages. The Porvenir graben has more heterogenoeus piezometric fluctuations higher dissolved solids concentrations. A mixture of rainfall and river water recharge- sources and pre-modern water ages.

Key words: aquifer, zonification, piezometry, water quality, isotopes, dating

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca (632043) otorgada para la realización de este proyecto de tesis y beca de movilidad 2018 nacional (291249) cortas en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía-LANGEM.

A mi director de tesis el Dr. Walter Daesslé por su orientación, apoyo, paciencia y buen humor durante todo este tiempo.

A mis sinodales la Dra. Marina Villada Canela por su amabilidad, observaciones y ayuda en la realización de este proyecto. Al Dr. Bernardino Ricardo Eaton González por su gran disposición y valiosas observaciones que ayudaron a enriquecer este trabajo.

Al Ing. Jezrael Lafarga, gerente de COTAS-Guadalupe, por su invaluable apoyo y disposición al compartir los datos sobre piezometría para la realización del presente trabajo.

A la Dra. Laura E. Beramendi Orosco que me recibió con los brazos abiertos y una enorme empatía durante mi estancia en la UNAM para la realización de los resultados hidrogeoquímicos.

Al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía-LANGEM de la UNAM, por el uso de sus instalaciones, equipos y materiales. En especial a todo el personal que siempre me apoyo y oriento en la utilización y conceptos de las técnicas empleadas. Al Laboratorio de Isótopos estables, y sus responsables el Técnico Académico Titular B Francisco Javier Otero Trujano y a la Técnico Académico Titular B Edith Cienfuegos Alvarado por el recibimiento y explicación de las técnicas. Al laboratorio de Cromatografía del Departamento de Ciencias Ambientales y del Suelo del Instituto de Geología y su encargada la Dra. Olivia Zamora Martínez por su amabilidad y disposición a la enseñanza. Al laboratorio de Radiocarbono de la UNAM en especial a la M. en C. Galia González Hernández por su autenticidad, amabilidad, explicaciones y difusión de la técnica.

A la fundación Río Arronte por parcialmente financiar este estudio en el marco del proyecto: "Formulación y adopción de un plan de manejo de la cuenca Guadalupe, Ensenada, Baja California".

A los docentes de la MEZA que con sus enseñanzas y consejos ampliaron mi visión hacia los problemas socio ambientales y su solución mediante el manejo de los ecosistemas.

A Allan por caminar a mi lado en cada aventura, por siempre impulsarme a ser feliz y mejor, por no dejarme vencer ante la adversidad. Pero sobre todo por darme tanto amor.

A mi familia por motivarme y apoyarme los llevo siempre en mi pensamiento y mi corazón.

Mis amigos del posgrado Dulce, Diana, Krys, Lau, Jhos, Andrea, Chuy, Felipe, Sergio, Luis, Víctor por volverse parte de mi historia y recibirme en la suya. Les agradezco cada momento de risas, aprendizaje y buenos momentos.

A mis amigos y familia de Pachuca que desde lejos siempre me alientan a continuar y se preocupan por mí.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

Facultad de Ciencias

ZONIFICACIÓN HIDROGEOLOGÍA E HIDROGEOQUÍMICA

DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE GUADALUPE, B.C.

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS EN MANEJO DE ECOSISTEMAS DE ZONAS ÁRIDAS

PRESENTA

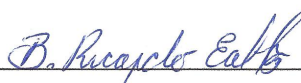
PAOLA DESIREÉ ANDRADE TAFOYA



Dr. Luis Walter Daesslé Heuser
Presidente del Jurado



Dra. Mariana Villada Canela
Sinodal Propietario



Dr. Bernardino Ricardo Eaton González
Sinodal Propietario

ÍNDICE

Índice de Figuras	5
Capítulo 1. Introducción.....	8
Capítulo 2. Marco teórico	10
2.1 Hidrogeoquímica.....	10
2.1.1. Parámetros fisicoquímicos	11
2.1.2. Iones mayoritarios	12
2.1.2.1 Diagramas de Piper	14
2.1.2.2 Diagramas de Stiff	15
2.1.3. Trazadores isotópicos del agua	16
2.1.3.1 Isótopos estables de ^{18}O y ^2H	19
2.1.3.2 Isótopo radiactivo de ^3H	23
2.1.3.3 Isótopo radiactivo de ^{14}C	25
Capítulo 3. Área de estudio	28
3.1 Clima.....	29
3.2 Hidrografía	29
3.4 Geología	31
3.6 Hidrogeología.....	32
Capítulo 4. Antecedentes	35
4.1 Estudios hidrogeológicos	35
4.2 Hidrogeoquímica	37
4.3 Manejo del acuífero	38
Capítulo 5. Hipótesis	39
5.2 Objetivo general.....	39
5.2.1 Objetivos específicos	39
Capítulo 6. Metodología	40
6.1 Análisis espacial y piezométrico para la zonificación del acuífero.....	40
6.1.1 Mapeo de usos de suelo	40
6.1.2 Análisis del comportamiento de los niveles piezométricos	42
6.2 Hidrogeoquímica.....	43
6.2.1 Iones mayores.....	44
6.2.2 Isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$	45
6.2.3 Datación con Tritio (^3H)	45
6.2.4 Radiocarbono ^{14}C	45
Capítulo 7. Resultados	47

7.1 Mapeo de usos de suelo	47
7.2 Análisis temporal de los niveles piezométricos.....	49
7.3 Hidrogeoquímica	55
7.3.1 Análisis fisicoquímico de las muestras	55
7.3.2 Análisis de iones mayores.....	56
7.3.2.1 Diagramas de Stiff	57
7.3.2.2 Diagrama de Piper.....	58
7.3.3 Isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$	59
7.3.4 Radiocarbono	62
7.3.5 Datación con Tritio	63
8. Discusión	64
8.1 Hidrogeología.....	64
8.2 Hidrogeoquímica	68
8.3 Edad del agua.....	71
Conclusiones	72
Bibliografía	74

Índice de Figuras

Figura 1. Dinámica de un acuífero (Cabrera et.al., 2014)	10
Figura 2. Diagrama de Hill-Piper(Piper, 1944) con las divisiones de facies hidrogeoquímicas de (Black, 1966) que presenta las categorías para nombrar los tipos de agua de acuerdo al contenido y concentración de iones mayores.....	15
Figura 3. Diagramas de Stiff que representan distintos tipos de agua subterránea (Appelo y Postma, 2005).	16
Figura 4 . Elementos ligeros de la tabla periódica. Los isótopos de los elementos se encuentran de manera horizontal (en dirección a la Z), aquellos que en gris son los isótopos radiactivos naturales (Mook, 2000).	17
Figura 5. Gráfica de decaimiento radioactivo (Mook, 2000).	18
Figura 6. Diferencias en la presión de vapor para dos especies isotópicas $H_2^{16}O$ y $H_2^{18}O$ durante el equilibrio de intercambio de vapor de agua (Leibundgut et.al 2009).	20
Figura 7. Variaciones de los valores de $\delta^{18}O$ y δ^2H durante la evaporación y precipitación de Coplen 2000.	21
Figura 8. Cambio en el contenido de ^{18}O en la precipitación según la destilación de Rayleigh. modificado de (Clark y Fritz 1997 ; Appelo y Postma, 2005).	21
Figura 9. Línea de Agua Meteorica Global y tipos de desviaciones.....	23
Figura 10. Contenido de Tritio de precipitaciones del hemisferio norte entre 1961 y 2001, se muestra el pico máximo de 1963 (Kazemi, Lehr, &Perrochet, 2006).	24
Figura 11. Fuentes del ^{14}C , maneras en las que entran, se mezclan en la superficie y el medioambiente. Un ejemplo de cómo se datan las aguas subterráneas de edad (Kazemi et al., 2006).....	26
Figura 12. Localización del Valle de Guadalupe con el polígono delimitado por (SPA, 2006) y el polígono de delimitación propia del acuífero.	28
Figura 13. Hidrogeología del Valle de Guadalupe.....	30
Figura 14. Geología del Valle de Guadalupe. Basado de INEGI,1982	32
Figura 15. Acuífero conceptual del Valle de Guadalupe (SPA , 2006).....	33
Figura 16. Corrientes superficiales y direcciones de flujo subterráneo, de elaboración propia basado en la piezometría de COTAS noviembre 2017.	34

Figura 17. Columnas litológicas de pozos construidos en el Acuífero del Valle de Guadalupe, con base en la información proporcionada por la CNA en (Campos-Gaytan, 2008).	36
Figura 18. Distribución regional de la concentra de STD en pozos del acuífero del VG (Daesslé et al., 2006).	37
Figura 19. Mapa de usos de suelo del Valle de Guadalupe realizado mediante clasificación supervisada, la diferencia entre colores está dada por los diferentes usos de suelo.	48
Figura 20. Gráfica del comportamiento de los niveles piezométricos de la fosa Porvenir comparados con las precipitaciones del Valle de Guadalupe. Las líneas horizontales representan los niveles piezométricos de cada pozo (msnm); los triángulos negros concuerdan con la fecha de la medición de los datos piezométricos y las barras azules representan cantidad de precipitación por mes (mm).	49
Figura 21. Gráfica del comportamiento de los niveles piezométricos de la fosa Calafia comparados con las precipitaciones del Valle de Guadalupe. Las líneas horizontales representan los niveles piezométricos de cada pozo (msnm); los triángulos negros concuerdan con la fecha de la medición de los datos piezométricos y las barras azules representan cantidad de precipitación por mes (mm).	50
Figura 22. Grafica de Fluctuación piezométrica de los pozos de la Porvenir. Las cajas representan +/- una desviación estándar con respecto a la media (línea que divide la caja), los bigotes representan las mediciones extremas (mínimos y máximos) de cada pozo.	52
Figura 23. Grafica de Fluctuación piezométrica de los pozos de la Porvenir. Las cajas representan +/- una desviación estándar con respecto a la media (línea que divide la caja), los bigotes representan las mediciones extremas (mínimos y máximos) de cada pozo.	53
Figura 24. Figura. Distribución de la desviación estándar de los niveles piezométricos (msnm) de los pozos del acuífero del Valle de Guadalupe durante el periodo noviembre 2008-diciembre 2017. El color rojo indica las zonas con mayor fluctuación mientras que el color verde, aquellas zonas con menor fluctuación durante 10 años.	54
Figura 25. Localización de las muestras estudiadas en el presente trabajo y mapa de la desviación estándar de los niveles piezométricos (msnm) de los pozos del acuífero del VG.	55

Figura 26. Diagramas de Stiff que indican la proporción de aniones y cationes mayoritarios en cada una de las muestras estudiadas en el presente trabajo sobre resultados de la figura.....	58
Figura 27. Diagrama de Piper de las muestras del acuífero del Valle de Guadalupe. Los diferentes colores representan el número de muestra. Los conjuntos de muestras encerradas en un cuadro naranja pertenecen a la Fosa Calafia.....	59
Figura 28. Distribución de los valores de $\delta^2\text{HVSMOW}$ y $\delta^{18}\text{OVSMOW}$ del agua subterránea, superficial y de lluvia en el Valle de Guadalupe. Los puntos de color verde pertenecen a las muestras tomadas en la fosa Porvenir, aquellas de la fosa Calafia se presentan de color naranja, las azules de las muestras de lluvia y la café de la entrada del arroyo Guadalupe.	61
Figura 29. Gráfica de conteos de emisión de luz de acuerdo al año, comparada con los resultados de la muestra 7-Dom.	62
Figura 30. Aumento de los niveles piezométricos en metros después de las lluvias extraordinarias de enero 2010.....	66
Figura 31. Dendrograma de similitudes euclidianas entre la composición química, fisicoquímica e isotópica de 10 muestras de agua en el VG.....	71

Capítulo 1. Introducción

El Valle de Guadalupe (VG) es una cuenca aluvial de clima semiárido ubicado en el municipio de Ensenada, Baja California. Su principal actividad económica de esta región es la vitivinicultura (González, 2013). Como en la mayoría de las zonas áridas y semiáridas, su principal fuente de agua se encuentra de manera subterránea, en su acuífero. Por lo tanto, su desarrollo depende de la disponibilidad y uso eficiente del agua subterránea.

El acuífero del VG es de tipo libre y heterogéneo, conformado por sedimentos Cuaternarios no consolidados depositados alrededor del arroyo de Guadalupe. A consecuencia de la sobreexplotación del agua, la sequía, la contaminación, el crecimiento antropogénico y la modificación de zonas de recarga, se presenta un déficit de 18.23 Mm³ (millones de metros cúbicos) al año (CONAGUA, 2018; CONAGUA *et al.*, 2007) provocando cambios en la calidad y disminución del nivel de agua disponible (Kretzschmar, 2010a) generando consecuentemente, la disminución de las actividades productivas, así como, conflictos relacionados con su distribución y demanda (Daesslé *et al.*, 2006).

Se han sugerido varias alternativas para la preservación del recurso y recientemente se aprobó la introducción de aguas residuales tratadas (ART) para el riego de vid, como paliativo de la sobreexplotación y como estrategia para la conservación del acuífero y la actividad agrícola del valle. La implementación de este proyecto que involucra el uso de ART y eventualmente la recarga de los acuíferos, requiere de información técnica que permita la evaluación de la calidad del agua, asegurando el éxito y seguridad de su implementación (Asano *et al.*, 2007). Por lo anterior, es necesario estudiar los procesos y dinámicas del agua que ocurren en el subsuelo a través del medio poroso, para coadyuvar a la determinación y prevención de los efectos ambientales resultado del manejo del acuífero (Herczeg y Leaney, 2011).

El uso y aplicación de herramientas hidrogeoquímicas, y el análisis de los componentes del agua y de sus isótopos, auxilian en el entendimiento del comportamiento del agua en la naturaleza. Es importante recalcar que aquellas áreas donde la química de las aguas subterráneas tiene características análogas, sus historias hidrológicas resultan similares, presentando características afines tales como, áreas de recarga, infiltración, flujos,

interacción agua/roca y tiempo de residencia (Güler *et.al.*, 2002). Por lo anterior, estas técnicas ayudan a encontrar soluciones a los problemas específicos de la explotación y manejo del recurso hídrico (Mook, 2000). El agrupar estos comportamientos de acuerdo a su distribución espacial proporciona una idea de la conducta y conectividad del subsuelo por donde circula el agua (Morán-Ramírez *et al.*, 2013). El presente trabajo zonifica los comportamientos del flujo del agua subterránea, al igual que, las características químicas e isotópicas del acuífero del VG para determinar la distribución de la naturaleza y características intrínsecas del agua en el acuífero, y así generar un antecedente de las características geoquímicas antes de la introducción de ART en el valle y apoyar en las estrategias del manejo de la recarga en esta zona.

Capítulo 2. Marco teórico

2.1 Hidrogeoquímica

El agua subterránea es aquella que se encuentra en el subsuelo, en la zona saturada, por debajo del nivel freático. Se le denomina acuífero (figura 1), cuando las unidades de roca que la contienen son lo suficientemente porosas para almacenar agua y presentan la permeabilidad necesaria para que fluya a través de ellas en cantidades económicamente rentables y que tengan la calidad deseable (Price, 1966; Tarbuk y Lutgens, 2005).

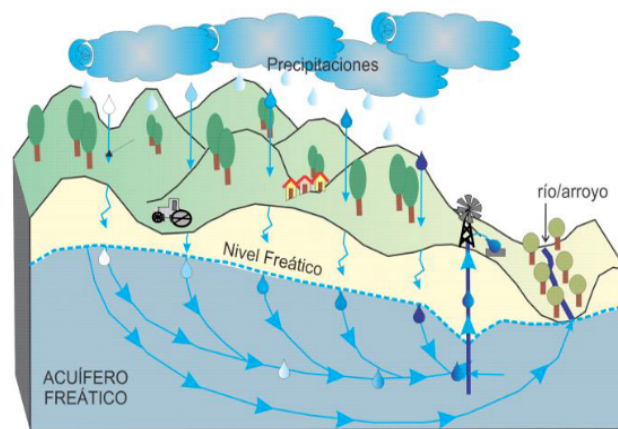


Figura 1. Dinámica de un acuífero (Cabrera et.al., 2014)

La geoquímica del agua subterránea puede ayudar a identificar los orígenes y la historia del agua (Appelo y Postma, 2005), debido a que la composición química y calidad de las aguas subterráneas son el resultado de los tiempos de residencia, los parámetros físicos, la distancia recorrida respecto a la zona de recarga del agua y de la geología del acuífero.

Según Lerner (2007), los parámetros más comunes para determinar la química del agua, su estado y calidad son: (1) los fisicoquímicos, que son las propiedades del agua que reflejan su comportamiento químico en general como ejemplo están la temperatura, conductividad eléctrica (C.E), pH, entre otros; (2) los parámetros colectivos, que se presentan en conjunto con los anteriores y se les consideran "colectivos" porque los valores que toman dependen de las concentraciones de más de una sustancia disuelta; estos parámetros se miden en el laboratorio, entre los cuales destacan: la alcalinidad,

acidez, dureza, carbono orgánico (total y / o disuelto), y sólidos totales disueltos (STD), (3) los constituyentes químicos, también llamados iones, se clasifican de acuerdo a sus cargas eléctricas y se cuantifican por medio de sus concentraciones y que ayudan a determinar el origen natural de las aguas subterráneas, así como el origen de contaminantes y procesos antropogénicos que modifican la composición química del agua y (4) isótopos estables y radioactivos, que sirven como trazadores del ciclo hidrológico y como métodos de datación de infiltración de la recarga.

2.1.1. Parámetros fisicoquímicos

Los parámetros fisicoquímicos son aquellos que reflejan el comportamiento químico en general (Price, 1966). Por ejemplo, la temperatura (T) del agua subterránea determina otras propiedades y procesos que tienen lugar en el agua como la viscosidad, la solubilidad de los gases y de los iones. El agua subterránea tiene una temperatura poco variable; mientras que la temperatura en los primeros 10m depende de las temperaturas estacionales, después de esa profundidad la T se asocia al gradiente geotérmico con un incremento de 2.0 a 2.5 °C cada 100m. Dentro de los demás procesos que funcionan como modificadores de las variaciones térmicas, se encuentran los procesos de recarga y la litología.

Por otro lado, la conductividad eléctrica (CE) es la capacidad del agua para conducir electricidad y esta es directamente proporcional a la cantidad de especies cargadas (iones) disueltas que contiene. La CE se utiliza para determinar la salinidad de las aguas subterráneas, cuya concentración varía gracias al contexto geológico por el cual se mueve el agua. Por ejemplo, el agua que pasa por rocas calcáreas que presentan mayor disolución con respecto a las rocas graníticas, presenta una mayor concentración de Sólidos Totales Disueltos (STD) y por consecuencia una CE más alta. Así mismo, este parámetro suele incrementarse cuando el agua sufre procesos de contaminación antropogénica.

El pH es la medida más común del balance de acidez / alcalinidad en una solución. Es una medida de la disponibilidad en solución de iones de hidrógeno (H^+). Las moléculas de agua se pueden dividir para liberar tanto protones (H^+) como iones hidróxido (OH^-) a la solución. Cuando las concentraciones de protones e iones de hidróxido son iguales, el logaritmo de la concentración molar de H^+ produce un valor de 7. Al rango de valores 6.5-8 se les denomina neutra, mientras que, aquellas que se encuentran por debajo de los 6.5

se les denomina ácidas y las que se encuentran por arriba de los 8 se les denomina alcalinas.

Muchas reacciones geoquímicas dependen del pH. Por ejemplo, la disolución de carbonatos y silicatos ocurre más rápido cuando se tiene un pH bajo que a un pH alto. A la inversa, la adhesión de la mayoría de los cationes a las superficies minerales se produce más rápido en pH neutral a moderadamente alcalino que a pH bajo.

2.1.2. Iones mayoritarios

El agua tiene componentes disueltos, los cuales tienen una carga eléctrica y se les denomina iones. Los iones mayoritarios son aquellas especies iónicas que comúnmente se encuentran en concentraciones superiores a 1 mg/L. Su alta concentración en el agua, se debe a su alta movilidad química, teniendo alta adsorción, solubilidad, abundancia relativa y capacidad de intercambio. Estos componentes se clasifican de acuerdo a sus cargas. Los aniones, con carga negativa, más abundantes son los bicarbonatos (HCO_3^-), cloruros (Cl^-), nitratos (NO_3^-) y sulfatos (SO_4^{2-}). Mientras que, los cationes tienen carga positiva, dentro de los cuales los más comunes son el potasio (K^+), sodio (Na^+), calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}) (Appelo y Postma, 2005; Lerner, 2007; Piper, 1944; Stiff, 1951). Usualmente los cationes y los aniones se mantienen en equilibrio químico en las aguas naturales (Glynn y Plummer, 2005), por lo que la suma de los cationes debe de ser igual a la suma de los aniones, este método se utiliza para validar la certeza de los análisis químicos.

La concentración de cada uno de estos iones sugiere distintas historias, dentro de las cuales de acuerdo a la concentración y las anomalías de las mismas podemos interpretar su origen natural, fuentes de contaminación e incluso se pueden asociar a ambientes extremos, como se muestra en la (tabla 1).

Tabla 1. Concentración normal, origen y valores extremos de los iones mayores en aguas subterráneas basado en (a) Lerner (2007), (b) Postma (2005) y (c) Gilabert (2018).

Ion	Rangos de valor normal en las aguas subterráneas ^a	Origen		Valores extremos (fuentes) ^a
		Natural ^b	Antropogénico ^c	

Calcio (Ca^{2+})	10-500 mg/L	Rocas ígneas (silicatos), Carbonatos y rocas metamórficas derivadas de rocas cálcicas.	fertilizantes y aguas residuales domésticas e industriales	2500 mg/L en aguas ácidas neutralizadas por disolución de calcio
Magnesio (Mg^{2+})	5-400mg/L	Rocas carbonatadas, evaporitas y silicatos ferromagnesianos	fertilizantes, aguas residuales domésticas e industriales	10000 mg/L acuíferos debajo de lagos hipersalinos en zonas áridas
Sodio (Na^+)	10-1000mg/L	Silicatos, rocas sedimentarias de origen marino y evaporítico; intrusión marina	Aguas residuales, sistemas sépticos, residuos animales, sal para carreteras.	150000 mg/L cuencas profundas de petróleo
Potasio (K^+)	1-50 mg/L	Feldespatos, evaporitas	Aguas residuales	150000 mg/L yacimientos de Silvita (KCl)
Bicarbonato(HCO_3)	0-400 mg/L	CO_2 atmosférico y/o zona edáfica, CO_2 en rocas graníticas, rocas carbonatadas, ácidos orgánicos.	detergentes domésticos y residuos alimenticios (de PTAR), cal.	1000 mg/L aguas acuíferos profundos en rocas carbonatadas
Cloruro (Cl^-)	10-1000mg/L	Evaporitas y rocas de origen marino; precipitaciones, intrusión salina	Sales de carreteras, fertilizantes, vertederos, tanques sépticos, alimentos para animales y efluentes industriales.	250000 mg/L cuencas profundas de petróleo
Sulfato SO_4^{2-}	10-500mg/L	Rocas ígneas y sedimentarias, oxidación de sulfuros en ambientes marinos, descomposición de sustancias orgánicas	Lluvia ácida, aguas residuales	3000 mg/L drenaje ácido de mina o drenajes kársticos de yeso
Nitrato (NO_3^-)	10-60 mg/L	Rocas ígneas y oxidación-reducción durante el ciclo del N, intemperismo de rocas	Fertilizantes, aguas residuales, fosas sépticas	150 mg/L Contaminación por en zonas aradas y/o con ganado
Fluoruro (F^-)	0.1-3 mg/L	Rocas sedimentarias con F	Fertilizantes	20 mg/L zonas con vulcanismo alcalino

Los tipos de agua o facies hidrogeoquímicas pueden ser determinadas a partir de la concentración de los iones en la muestra, para ello, existen distintos métodos gráficos y

los estadísticos. Los métodos gráficos están diseñados para representar simultáneamente un número limitado de parámetros, por ejemplo, la concentración total de sólidos disueltos y las proporciones relativas de las especies iónicas mayores. Comúnmente los resultados se grafican como diagramas de Scholler, Stiff y Piper, siendo los últimos, los más utilizados (Appelo y Postma, 2005; Pedroza, 2018). Mientras que el método estadístico permite la utilización de bases de datos más extensas donde se pueden incluir todos los parámetros disponibles, como son los parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y elementos traza. La combinación de estos métodos posibilita un enfoque coherente y objetivo para clasificar numerosas muestras y, a la vez, mantener la facilidad de las presentaciones gráficas convencionales (Güler et.al., 2002).

2.1.2.1 Diagramas de Piper

Los diagramas de Piper (1944) son un método gráfico cualitativo de identificación que permite establecer la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea (Morán et.al., 2013). Los diagramas de Piper muestran las concentraciones de los iones mayores (en porcentaje de mili equivalentes por litro), que son ubicadas en dos triángulos en la parte inferior; el de la izquierda para los cationes y el de la derecha para los aniones. Una vez posicionadas las concentraciones iónicas de las muestras, se proyectan líneas hacia el rombo o diamante del gráfico, posicionando un punto en el cuadrilátero donde las líneas convergen, determinando las facies hidrogeoquímicas de la muestra (figura 2). En los vértices de los triángulos se definen aguas cálcicas, magnésicas, sódicas, cloruradas y se clasifica como agua mixta aquella que se grafica al centro del triángulo, ya que no existe un ion que predomine. (Appelo y Postma, 2005; Merkel et.al, 2005).

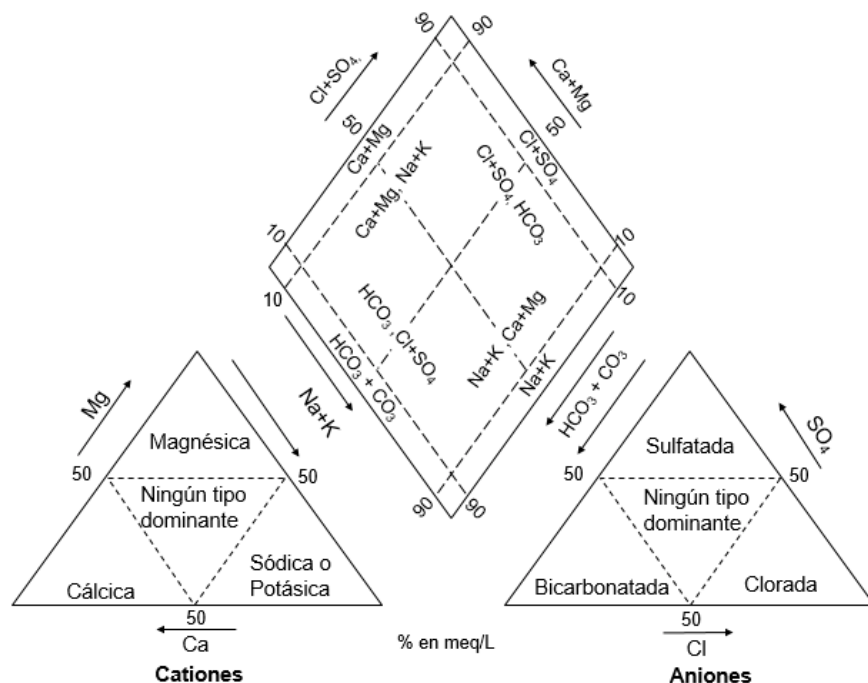


Figura 2. Diagrama de Hill-Piper (Piper, 1944) con las divisiones de facies hidrogeoquímicas de (Black, 1966) que presenta las categorías para nombrar los tipos de agua de acuerdo al contenido y concentración de iones mayores.

2.1.2.2 Diagramas de Stiff

Los diagramas de Stiff se utilizan como una representación gráfica de la química del agua. Se crea un polígono de tres a cuatro ejes horizontales paralelos que se extienden perpendicularmente a un eje vertical. Los cationes se grafican del lado izquierdo y los aniones se ubican del lado derecho. Siempre el Na^{+} se confronta con el Cl^{-} , el Ca^{2+} con el HCO_3^{-} y el Mg^{2+} con el SO_4^{2-} , algunas veces se confronta el Fe^{2+} contra el NO_3^{-} .

Estos diagramas permiten visualizar claramente las variaciones iónicas (cada una con una configuración particular), la forma del polígono proporciona una idea del origen de la muestra y de manera simultánea, permite conocer el grado de mineralización (ancho de la gráfica). Por ejemplo, en la figura 3, el polígono 1 se trata de una muestra de agua de lluvia con concentraciones bajas de todos los componentes; el polígono 4 es de una muestra de un acuífero de calizas donde predomina la disolución de CaCO_3 obteniendo una forma de ave; el Polígono 3 se trata de un acuífero en dolomitas $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, con concentraciones similares de Ca^{2+} y Mg^{2+} .

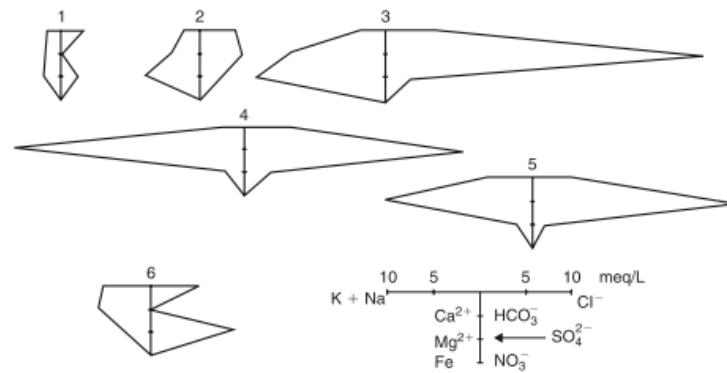


Figura 3. Diagramas de Stiff que representan distintos tipos de agua subterránea (Appelo y Postma, 2005).

2.1.3. Trazadores isotópicos del agua

Los trazadores son componentes de características únicas que se encuentran disueltos, suspendidos o flotando en el agua. Estos al ser transportados dejan una serie de “pistas” las cuales permiten conocer la edad, mezcla, dirección y velocidad del flujo, además apoyan con la identificación de zonas de recarga y contaminantes en el agua (Plata, 1972). De acuerdo con Leibundgut (2009) los trazadores se pueden clasificar con base en su origen de la siguiente forma: los añadidos artificialmente, los isótopos ambientales, los de origen natural, los provenientes de acciones no controladas sobre el ciclo de las aguas subterráneas y en los añadidos durante procesos de contaminación. La utilización de cada trazador, depende de los propósitos y objetivos que se quieran alcanzar. En este trabajo se utilizan algunos isótopos estables y radiactivos como trazadores, para determinar su comportamiento en el ciclo hidrológico y el tipo de recarga, así como, datar el tiempo de recarga.

Los isótopos son átomos de un mismo elemento que tienen diferente estructura atómica. Difieren entre sí de acuerdo a su número de neutrones en su núcleo. Los isótopos estables tienen un núcleo estable y por lo tanto no son radiactivos. Los isótopos inestables tienen núcleos inestables y se les denominan radiactivos. Esta diferencia hace que cada uno de estos átomos de un mismo elemento presenten distintas masas como se muestra en la figura 4 (Clark y Peter, 1997; Holland y Turekian, 2010; Kendall y Caldwell, 1998; Mook, 2000). Como ejemplo de ambos tipos de isótopos empleados en el estudio del

agua, tenemos a los isótopos estables del oxígeno (^{16}O y ^{18}O) y los isótopos radioactivos o inestables del carbono y el hidrógeno (^{14}C y ^3H).

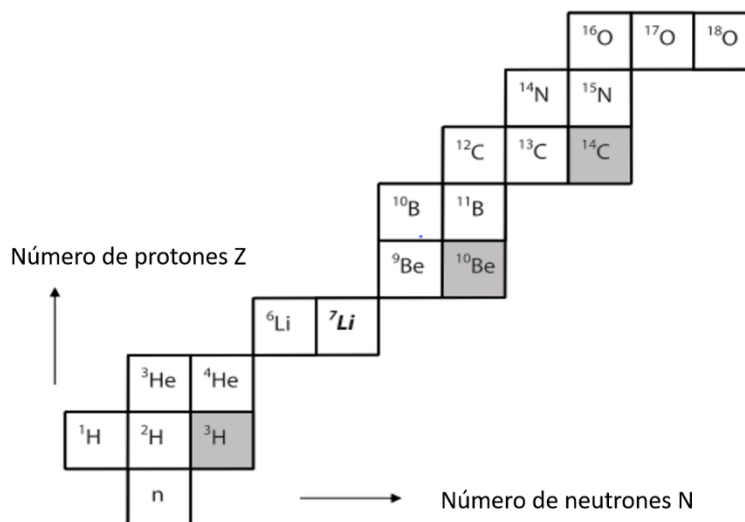


Figura 4 . Elementos ligeros de la tabla periódica. Los isótopos de los elementos se encuentran de manera horizontal (en dirección a la Z), aquellos que en gris son los isótopos radiactivos naturales (Mook, 2000).

A la aplicación de herramientas isotópicas y técnicas nucleares en el estudio del ciclo del agua se le denomina hidrología isotópica (Pérez, 2017). Los isótopos ambientales de los elementos ligeros como ^{16}O y ^{18}O , sirven para la comprensión del ciclo hidrológico ya que, su fraccionamiento ocurre durante las reacciones físicas y químicas del agua. Mientras que, los isótopos ambientales radioactivos como del ^{14}C y ^3H , al decaer permiten conocer la edad del agua subterránea y estimar sus dinámicas temporales.

Las relaciones isotópicas de abundancia, están íntimamente ligadas a la masa de las moléculas, debido a que, las moléculas isotópicamente más pesadas poseen menor movilidad y mayor energía de asociación en los enlaces que las moléculas más ligeras, dando como resultado variaciones en la composición isotópica.

Para estudiar los comportamientos de los isótopos estables, el fenómeno más importante de entender es el fraccionamiento isotópico, ocasionado por procesos químicos y/o físicos (Mook, 2000). Este fraccionamiento es el responsable de las pequeñas diferencias en los comportamientos químicos como físicos de los compuestos isotópicos. Este fenómeno ocurre durante la transición de un componente de un estado a otro (agua

líquida a vapor de agua) o mediante su transformación en otro compuesto (dióxido de carbono en carbono orgánico de las plantas)(Clark, 2005; Pérez, 2017).

Los radioisótopos naturales son la base para la datación radiométrica, en los que, los rangos de edad están determinados por la emisión de radiación (β^- , α^-) que ocurre durante el decaimiento radioactivo. Este proceso al cual también se le denomina periodo de desintegración se refiere al tiempo en el que un radioisótopo tarda para desintegrar su masa a la mitad (figura 5) y finalmente cuando el radioisótopo deja de decaer se puede decir que los protones y neutrones remanentes forman un núcleo estable (Ramírez, 2012).

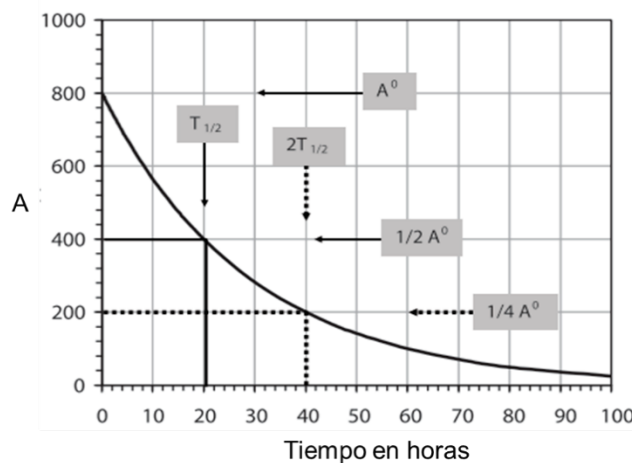


Figura 5. Gráfica de decaimiento radioactivo (Mook, 2000).

De esta manera cuando se requiere determinar el tiempo en que el agua subterránea se infiltró, se deben comparar las actividades de decaimiento de los radioisótopos, para obtener una edad aproximada de infiltración en el agua. Las concentraciones de estos elementos pueden funcionar como trazadores (Mook, 2000), como métodos de verificación de flujo de agua subterránea y de los tiempos de residencia (Appelo y Postma, 2005).

2.1.3.1 Isótopos estables de ^{18}O y ^2H

El oxígeno tiene tres isótopos estables ^{16}O (99.63%), ^{17}O (0.0375%) y ^{18}O (0.1995), mientras que el hidrógeno tiene dos isótopos estables ^1H (Protio) y ^2H (Deuterio), y un isótopo radioactivo ^3H . Considerando los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno del agua, existen nueve configuraciones isotópicas posibles del agua que difieren en su número másico, pero solo tres de estas combinaciones son las más abundantes (tabla 2).

Tabla 2. Moléculas más abundantes del agua.

Moléculas de agua	Densidad a 20°C	Punto de ebullición	Presión de vapor a 100°
$^1\text{H}_2^{16}\text{O}$	0.997	100.00	760
$^2\text{H}_2^{16}\text{O}$	1.1051	101.42	721.60
$^1\text{H}_2^{18}\text{O}$	1.1106	100.14	-

La cuantificación de estos isótopos se realiza por medio de la espectrometría de masas acoplada a una fuente de gas. Los resultados de la medición de estos isótopos estables se reportan como valores de delta (δ) y se presentan en términos de por miles 0/00 en relación con el estándar VSMOW referido más adelante.

La composición isotópica del agua difiere según su naturaleza, por lo que, las moléculas del agua de mar son diferentes a las del hielo polar, el vapor de agua atmosférico y el agua de lluvia. El fraccionamiento isotópico en el agua, ocurre durante sus cambios de estado. El vapor de agua presenta abundancia de Oxígeno-16 mientras que el agua en su fase líquida se encuentra enriquecido en Oxígeno-18 (figura 6).

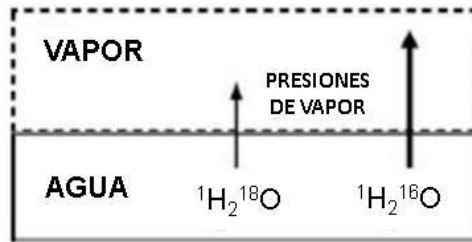


Figura 6. Diferencias en la presión de vapor para dos especies isotópicas $H_2^{16}O$ y $H_2^{18}O$ durante el equilibrio de intercambio de vapor de agua (Leibundgut et al 2009).

A escala regional, la distribución de las composiciones isotópicas está controlada por varios factores. De acuerdo con el USGS (figura 7), las variaciones de estos isótopos en las precipitaciones dependen de:

- Efecto de lluvia: En la precipitación, la fase líquida inicial de la lluvia se enriquece en el ^{18}O y 2H en comparación con posteriores precipitaciones. Por lo que, las lluvias se vuelven más ligera a medida que la lluvia continua, a este efecto se le denomina “efecto de lluvia” o “efecto de cantidad”.
- Efecto continente: A medida que las precipitaciones ocurren hacia adentro de continente disminuye la cantidad de ^{18}O y 2H provocando el “efecto continental”.
- Efecto estacional: Las lluvias de invierno están empobrecidas en isótopos pesados respecto a las lluvias de verano. Este efecto es pronunciado en las latitudes medias y altas
- Efecto de evaporación: las lluvias ligeras en regiones áridas o semi-áridas a menudo están enriquecidas en isótopos pesados debido a una evaporación parcial durante la caída de las gotas de lluvia.

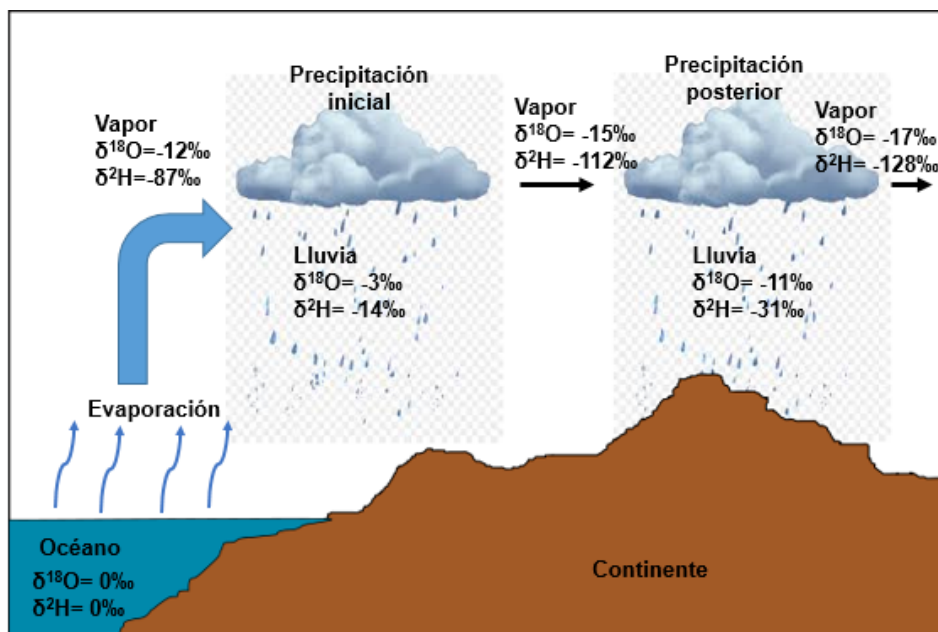


Figura 7. Variaciones de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ durante la evaporación y precipitación de Coplen 2000.

Mientras que, al cambiar a su fase gaseosa los factores que van a influir en el comportamiento isotópico son: la salinidad, la humedad y la temperatura (figura 8).

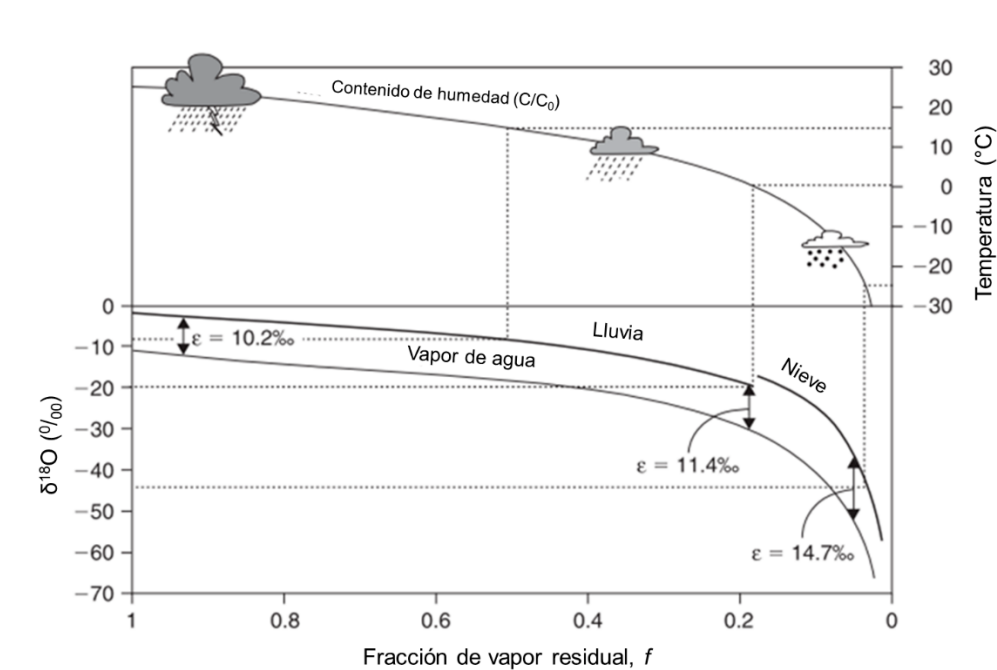


Figura 8. Cambio en el contenido de ^{18}O en la precipitación según la destilación de Rayleigh. modificado de (Clark y Fritz 1997 ; Appelo y Postma, 2005).

Para determinar concentraciones isotópicas de ^{18}O y ^2H en la lluvia, Craig en 1961 creó el Standard Mean OceanWater (SMOW), a partir de una muestra de río calibrada con el contenido isotópico de la NBS1. Más tarde, la Agencia Internacional de las Naciones Unidas de las energías Atómicas (IAEA) preparó un agua estándar a partir de agua de mar destilada que se modificó para tener una composición isotópica cercana al SMOW. Esta referencia se identifica como VSMOW (Media Estándar de Viena del agua de océano) y actualmente es utilizada como estándar de las muestras.

Igualmente, Craig, determinó que el comportamiento del decaimiento de los isótopos de Deuterio y de Oxígeno-18 es predecible, mediante una línea recta. Graficó el comportamiento de varias muestras de agua de lluvia alrededor del mundo, dando como resultado la “Línea de Agua Meteorológica Global” (GMWL) por sus siglas en inglés.

$$\delta ^2\text{H} = 8 \delta ^{18}\text{O} + 10\text{‰}$$

Esta relación para los isótopos ^{18}O y ^2H es principalmente un reflejo de las diferencias en sus factores de fraccionamiento de equilibrio. La pendiente de la GMWL expresa esta relación, que es ocho veces mayor para el oxígeno que para el hidrógeno (Craig, 1961). Así como existe una GMWL, existe una la “Línea de agua meteorológica local “ (LMWL) la cual es derivada de las precipitaciones o precipitación recolectada de un solo sitio o conjunto de sitios locales, estas líneas pueden ser significativamente diferentes a la GWML con pendientes que por lo general son de 8 ± 0.5 .

Existen procesos que hacen que ciertas muestras de agua varíen con respecto a la GMWL. Aquellas aguas que se han evaporado o se ha mezclado con agua evaporada por lo general se localizan por debajo de la GMWL y aquellas que intersectan a lo largo de la línea de la MWL no han sufrido de evaporación. Las pendientes en el rango de 2 a 5 son comunes mientras que, aquellas que caen en el rango de 5 a 9, no lo son.

A partir de un compilado de datos isotópicos de Deuterio y Oxígeno-18 de varias muestras de precipitación de estaciones monitoreadas por la IAEA (agencia internacional de energía atómica por sus siglas en inglés) y extrapolándolo con La GMWL, Rozanski en 1993 pudo observar que las líneas locales de aguas meteorológicas LMWL en ambientes áridos presentan la misma pendiente, pero la gráfica tiende a valores de δ Deuterio más altos debido a que existe una mayor evaporación en estos sitios. Sin embargo, en zonas húmedas mantienen la pendiente de la LMWL mantienen una pendiente de 8, pero la línea tiende hacia el aumento de ^{18}O debido al cambio del agua a fase líquida.

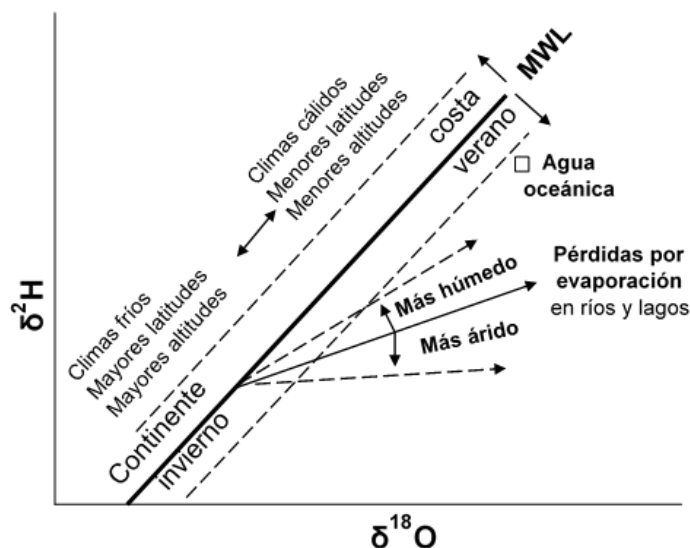


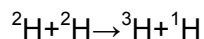
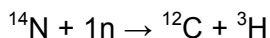
Figura 9. Línea de Agua Meteorológica Global y tipos de desviaciones.

2.1.3.2 Isótopo radiactivo de ^3H

El tritio (^3H) es un radioisótopo del hidrógeno con un periodo de desintegración corto de 50 a 60 años y una vida media de 12.43 años. Como es parte de la molécula del agua (H_2O) es el único radioisótopo que funciona como método directo para datar esta agua (Clark y Peter, 1997). Las concentraciones de Tritio son expresadas como concentraciones absolutas, utilizando unidades de tritio (UT). Una UT es igual a un átomo de ^3H por cada 1018 átomos de hidrógeno.

De acuerdo con Kazemi (2006) el tritio se genera al menos en cinco maneras diferentes:

- 1) De manera natural por el bombardeo de rayos cósmicos al nitrógeno y al deuterio en la parte alta de la atmósfera



En la atmósfera se combina con O_2 y rápidamente se incorpora a la molécula del agua ($^3\text{H} + \text{O}_2 = ^1\text{H}^3\text{HO}$), entrando en el ciclo hidrológico por medio de la precipitación.

- 2) El principal aporte de ^3H en la atmósfera proviene de las pruebas nucleares realizadas entre 1952 y 1963 (figura 10). Presentando un pico de 3000 UT en las

precipitaciones ocurridas e infiltradas en el hemisferio norte durante este periodo, las unidades de Tritio van decreciendo a medida que se acercan al tiempo actual.

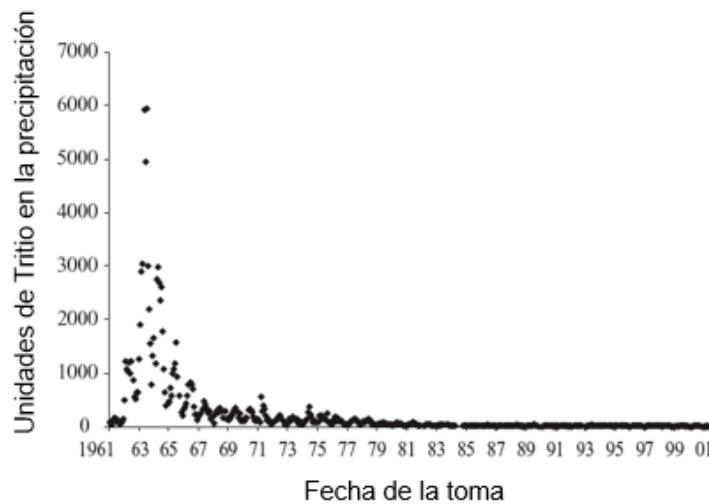


Figura 10. Contenido de Tritio de precipitaciones del hemisferio norte entre 1961 y 2001, se muestra el pico máximo de 1963 (Kazemi, Lehr, &Perrochet, 2006).

- 3) Los subproductos de los reactores nucleares mediante los residuos gaseosos.
- 4) A consecuencia de los residuos de la industria relojera
- 5) La radiación neutrónica de Litio (${}^6_3\text{Li} + {}^1_0\text{n} = {}^3_1\text{H} + \alpha$), derivada de la radioactividad de Torio y Uranio presentes en grandes cantidades en rocas granítica (Kazemi et.al., 2006) portando hasta 2,5 UT en los fluidos presentes en sus fracturas.

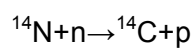
Debido a que las concentraciones de tritio en el agua subterránea muestran la cantidad de tritio que tenía la atmósfera antes de infiltrarse, este método sirve para determinar de manera semi cuantitativa la época en que un acuífero fue recargado. De acuerdo con Clark (2005), cuando en el hemisferio norte existen concentraciones de ${}^3\text{H}$ de <0.8 UT en aguas subterráneas indica aguas pre modernas recargadas antes de 1950's (pre bombas nucleares). Por el contrario, si el agua posee una concentración de ${}^3\text{H}$ entre 0.8 y 4 UT representa una mezcla entre aguas pre modernas recargadas antes de 1950's y modernas. Si tiene entre 5 y 15 UT tiene una edad menos a 10 años y si tiene 15 - 30 UT o más, contiene tritio termonuclear y una edad de entre 1960's y 1970s.

2.1.3.3 Isótopo radiactivo de ^{14}C

El carbono más abundante en el ambiente es un elemento cuyo peso atómico es de 12 y número atómico de 6. Existen 15 isótopos del carbono cuyas masas oscilan de 8 a 20, sin embargo, de estos, solo tres existen naturalmente (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C), siendo los dos primeros isótopos estables mientras que el ^{14}C es un isótopo radiactivo. Gracias a su característica radiactiva, el ^{14}C ha servido como método de datación en las ciencias de la Tierra, fechando muestras de hasta 80 000 años. Su vida media es de 5568 (Libby 1952; Kalin, 2000; Kazemi *et al.*, 2006; Pérez, 2017). Los resultados de la medición de este radioisótopo se expresan en porcentaje de carbono moderno (PMC o 14A).

De acuerdo con (Kazemi *et al.*, 2006) el ^{14}C se forma e incorpora en la lluvia y el agua subterránea gracias a los siguientes procesos (figura 11):

1) La principal fuente natural de ^{14}C es resultado de la radiación cósmica los núcleos de nitrógeno atmosférico son transformados a consecuencia de un bombardeo de neutrones en ^{14}C . Un neutrón desplaza a un protón transformándolo de un elemento a otro.



2) La concentración de ^{14}C en la atmósfera aumento al doble con respecto a la producción natural después de las pruebas nucleares realizadas en 1950 y 1960.

3) En menor proporción, el ^{14}C se genera de manera hipogénica por activación del nitrógeno o captura de neutrones por ^{17}O . Para este proceso se requieren fluctuaciones muy altas de neutrones. En casos muy especiales ocurre en yacimientos de uranio, marcando un aumento de ^{14}C considerable.

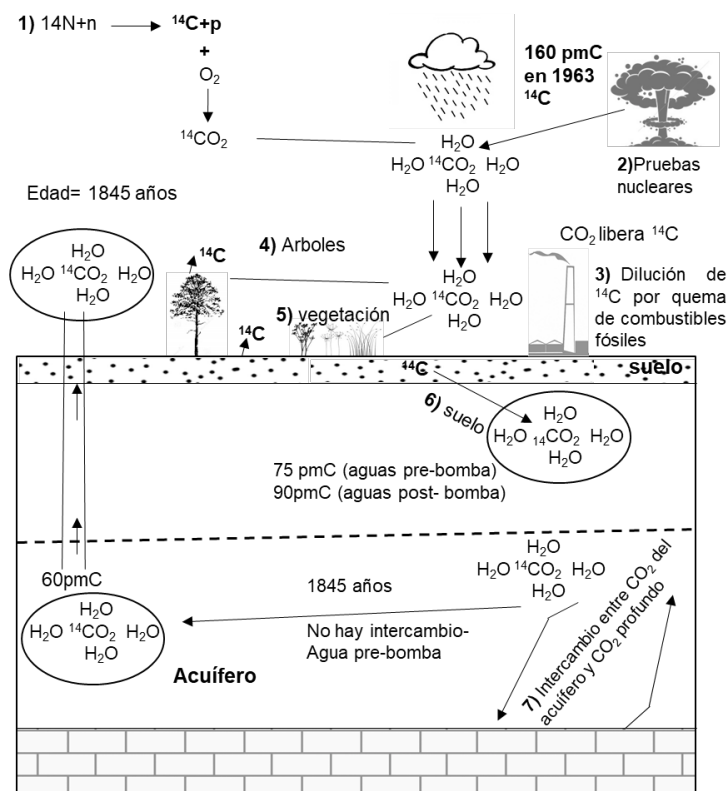
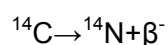


Figura 11. Fuentes del ${}^{14}\text{C}$, maneras en las que entran, se mezclan en la superficie y el medioambiente. Un ejemplo de cómo se datan las aguas subterráneas de edad (Kazemi et al., 2006).

Después de la obtención del ${}^{14}\text{C}$, se oxida en la atmósfera produciendo ${}^{14}\text{CO}_2$. De esta manera se incorpora en los organismos de la tierra a través de la fotosíntesis y la cadena alimenticia. De igual manera, entra en los océanos gracias al intercambio atmosférico y la disolución de carbonatos.

Existen diversas maneras en las que el radiocarbono entra al ciclo hidrológico. Una de ellas ocurre mediante la formación y disolución de ácido carbónico (H_2CO_3) en el agua superficial. Por otro lado, las plantas mediante la respiración y asimilación de materia orgánica por parte de los microorganismos presentes en el suelo constituyen otras fuentes de CO_2 que termina como solución en el agua. Otra fuente de aporte de ${}^{14}\text{C}$ es la disolución de minerales con carbono joven (Kalin, 2000).

La datación de agua subterránea con radiocarbono se realiza mediante el carbono orgánico e inorgánico disuelto presente en el agua. Ambos entran en el agua en forma de ${}^{14}\text{CO}_2$ atmosférico y través del suelo de la siguiente manera:



La producción natural del ^{14}C en la atmosfera se equilibra con el decaimiento y el enterramiento para mantener una actividad atmosférica de $^{14}\text{CO}_2$ en estado estable de aproximadamente 0,226 Bq (13,56 desintegraciones / min) por gramo de C, o aproximadamente 1 átomo de ^{14}C por 1012 átomos de C estable que es considerado la actividad para la edad cero. Esta edad se determinó a partir de una muestra de 1950 cuando la atmósfera tuvo un aumento de ^{14}C debido a las pruebas nucleares. Por lo que, aquellas muestras que tengan una actividad menor a esta, son consideradas pre-1950AD mientras que aquellas que tengan valores mayores aguas más jóvenes.

El ^{14}C se mide mediante las técnicas de centelleo líquido o mediante un espectrómetro de masas.

La datación de las aguas subterráneas con trazadores ambientales se puede utilizar para evaluar la tasa de reposición de las aguas subterráneas mediante el establecimiento de los parámetros pasados, presentes y futuros que determinan la dinámica horizontal y vertical del agua a través del medio, la recarga del acuífero y el balance hídrico (Herczeg y Leaney, 2011), permitiendo calibrar modelos de flujo de agua subterránea.

Capítulo 3. Área de estudio

El VG se localiza al noroeste del estado de Baja California a ~37 km de la ciudad de Ensenada, entre 31°51' y 32°15' de latitud norte y 115°52' y 116°51' de longitud oeste (CONAGUA, 2015; González, 2013; SEMARNAT *et.al.*, 2016)(figura 12). Colinda al norte con la subcuenca Las Palmas, al sur con las subcuencas Ensenada y Maneadero, al este con la subcuenca Laguna Salada, y al oeste con el Océano Pacífico (González, 2013; Kurczyn-Robledo *et.al.*, 2007).

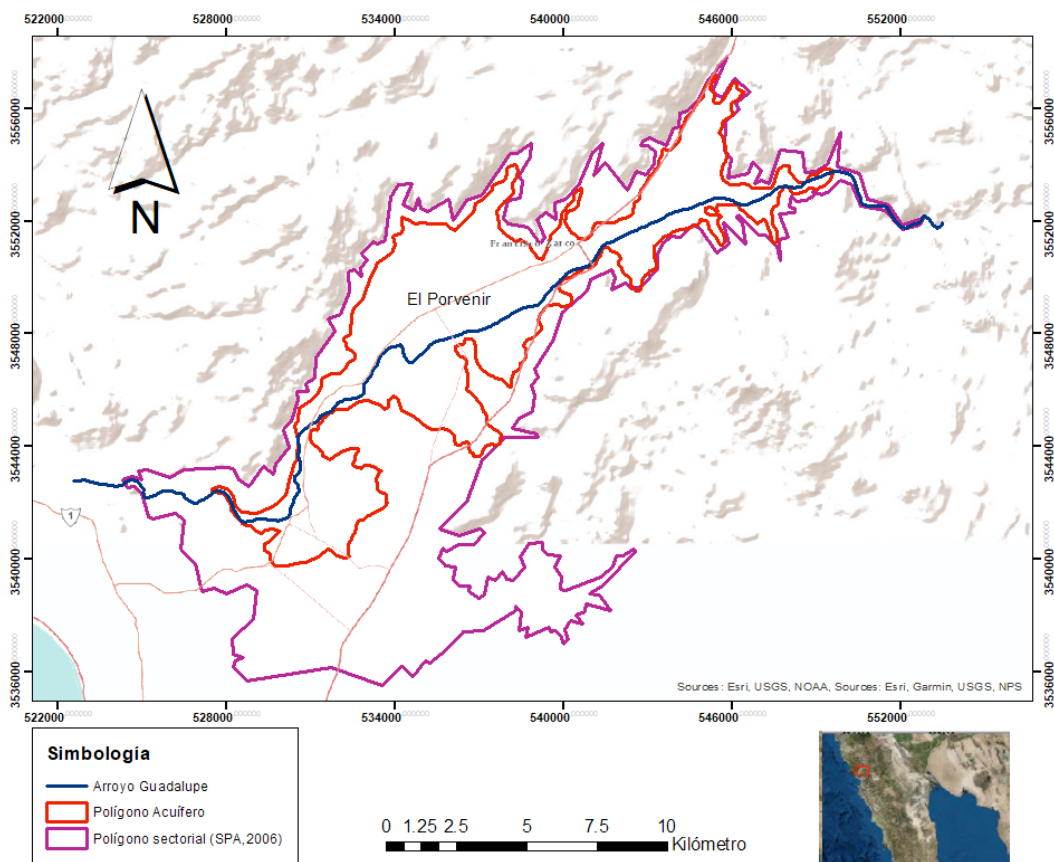


Figura 12. Localización del Valle de Guadalupe con el polígono delimitado por (SPA, 2006) y el polígono de delimitación propia del acuífero.

El VG es un valle intermontano próximo al Océano Pacífico, con elevaciones que varían entre los 300 y 400 msnm, rodeado por montañas cuyas alturas varían entre los 500 y los 700 msnm. En la porción oriental del valle, se encuentra la cadena montañosa de mayor altura, conocida como Sierra Blanca, con elevaciones de hasta 1,300 msnm. Al sur se

ubican los cerros Pedregoso y Mogor que alcanzan elevaciones máximas de 700 msnm (CONAGUA, 2015).

De acuerdo con el “Modelo del Programa de Ordenamiento Ecológico del Corredor San Antonio de las Minas-VG en el Municipio de Ensenada, Baja California”, tiene una extensión aproximada de 96,051.5 hectáreas, conformándose por la zona agrícola del VG, el cauce del arroyo Guadalupe, poblados circundantes (Francisco Zarco, El Porvenir y San Antonio Necúa), y zonas cerriles aledañas (SPA, 2016). Dentro de este polígono es que se sitúa el acuífero del Valle que cuenta con una superficie total de 62.75Km² desde la entrada del Arroyo Guadalupe al valle hasta la parte suroeste del poblado del Porvenir(Campos-Gaytan y Kretzschmar, 2006).

El acuífero Guadalupe se encuentra vedado, sujeto a las disposiciones del “Decreto por el que se establece veda para el alumbramiento de aguas del subsuelo en el Estado de Baja California”, publicado en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 15 de mayo de 1965.

3.1 Clima

De acuerdo con la clasificación de Köppen modificada por García (1981), el VG tiene un el clima predominante en el acuífero es templado (Cs), representado por los subtipos Csa(e) con lluvias en invierno, clima mediterráneo, verano cálido poco extremo y Csb(e) que domina en las partes topográficamente más altas, con lluvias invernales de noviembre-abril, verano fresco poco extremo. Con condiciones más áridas y cálidas hacia las sierras circundantes y más húmedas hacia el Oeste (Lara, 2006) La temperatura media anual varía de 12°C a 18°C, con precipitación media anual es de 295 mm/año y una evaporación potencial es de 1618 mm anuales (CONAGUA, 2015).

3.2 Hidrografía

Hidrográficamente el acuífero del VG pertenece a la región hidrológica Baja California Noroeste RH1 (Ensenada) (CONAGUA, 2015; Morales, 2010; SPA y Gob. del Estado de Baja California., 2006), en la cuenca “C” Río Tijuana - Arroyo de Maneadero, subcuenca “C” Arroyo Guadalupe(INEGI, 2001; SPA y Gob. del Estado de Baja California., 2006; SPA *et al.*, 2016) que tiene una superficie de 2434 km².

Tabla 3. División higrológica de la cuenca "C" Rio Tijuana-Arroyo Maneadero. Basado en INEGI (2001).

Cuenca	Subcuenca
	A Arroyo Maneadero
	B Ensenada
"C" Rio Tijuana-Arroyo Maneadero	C Arroyo Guadalupe
	D Arroyo El Descanso
	E Rio Las Palmas

De manera superficial en esta zona dominan arroyos de tipo intermitente (CONAGUA, 2015). El arroyo de Guadalupe es la principal fuente de recarga del acuífero del VG seguido por arroyos locales El Burro y El Trigo (CONAGUA, 2007). Tiene una longitud total de 115 km y representa la corriente principal de la cuenca siendo alimentado por los escurrimientos El Barbón, Los Barrancos, El Ranchito, Jacalitos, Agua Caliente, El Cañón de Jamatay, Cañón del Burro y Agua Escondida(Lara, 2006). Todos ellos Tienen su origen en la Sierra Juárez, pasan a través de los Valles de Ojos Negros y Guadalupe, y termina en el Océano Pacífico a la altura del poblado La Misión(Campos-Gaytan, 2008).

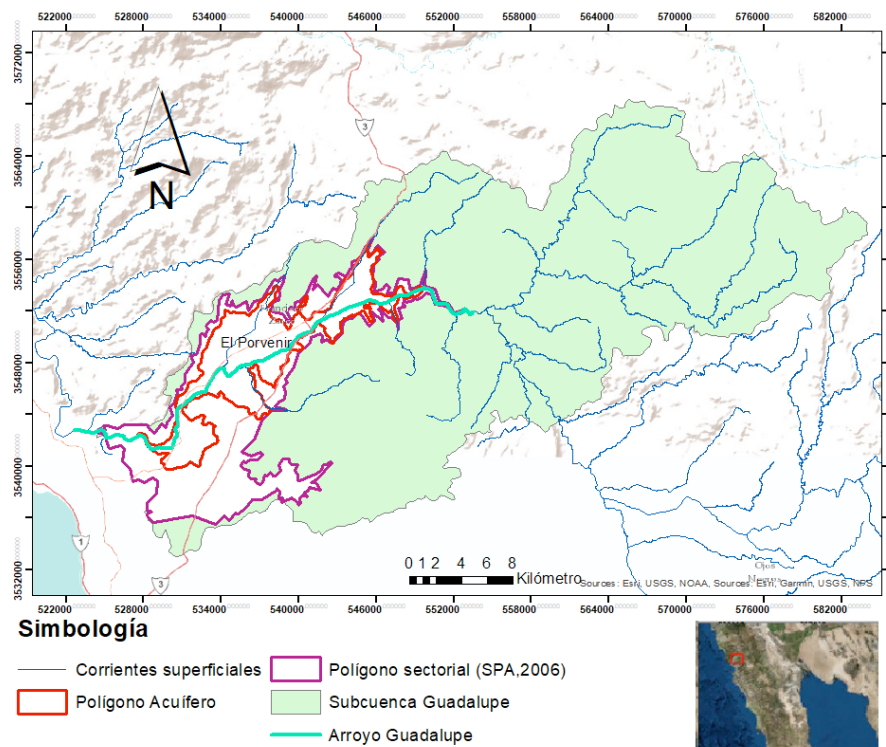


Figura 13. Hidrogeología del VG.

De acuerdo al Sistema de Información Geográfica para el Manejo de las Aguas Subterráneas de la Comisión Nacional del Agua (SIGMAS), el acuífero del VG se define con la clave 0207(CONAGUA, 2015).

3.4 Geología

De acuerdo con INEGI 1982 y Campos 2008, en el VG se afloran principalmente rocas ígneas intrusivas; en menor proporción ígneas extrusivas y algunos afloramientos de rocas metasedimentarias. La parte más baja del valle, se encuentra cubierta sedimentos aluviales que tienen gran importancia geohidrológica (figura 14).

Las rocas ígneas intrusivas (plutones) son las más abundantes en la cuenca y áreas circundantes al VG, siendo las más comunes granodioritas, granitos, dioritas y gabros. En la parte Suroeste del valle se encuentran aflorando rocas ígneas extrusivas como las andesitas y riolitas, tobas andesitas y riolitas. Al Este, en menor proporción, se encuentran aflorando esquistos y pizarras. En conjunto estas rocas representan los límites y barreras del acuífero del VG. Por otro lado, se encuentran sedimentos aluviales, integrados por arenas de diferente granulometría, gravas, gravillas, arcillas y cantos rodados, de alta permeabilidad que conforman el acuífero del valle.

En cuanto a la geología estructural se pueden apreciar tres fallas importantes: falla El Porvenir, falla Guadalupe y Falla Calafia(González, 2013). Y cinco pequeñas fallas normalesubicadas en: el cañón El Burro al norte del poblado Francisco Zarco, al sur en el área de la cañada El Colgado, al norte del poblado El Porvenir y al este del cañón Agua Caliente.

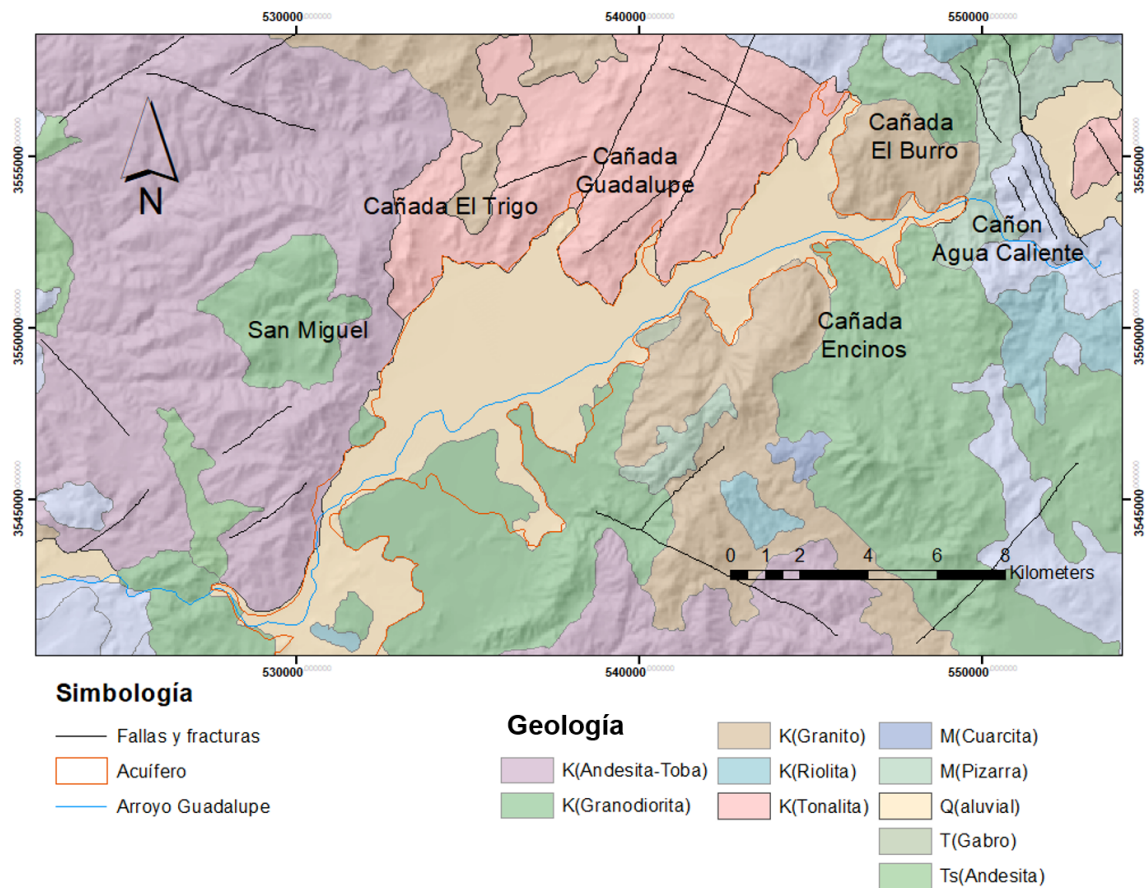


Figura 14. Geología del Valle de Guadalupe. Basado de INEGI, 1982

3.6 Hidrogeología

El acuífero del VG es un acuífero libre y heterogéneo, conformado por sedimentos Cuaternarios no consolidados depositados alrededor del arroyo de Guadalupe. El basamento de este acuífero está constituido por dos fosas resultado de fallas normales denominadas grabens. En la porción noreste del valle se encuentra la fosa Calafia y en la parte suroeste la fosa El Porvenir.

La fosa Calafia tiene forma de embudo cerrado en el fondo, con un espesor aproximado de relleno de 350 m en su eje mayor vertical (Andrade, 1992; Beltrán, 2001; González, 2013), con una capacidad de 84 Mm³ (D y S, 1999). Mientras que, la fosa El Porvenir, tiene una forma geométrica concéntrica, semioval de mayor amplitud horizontal que la

fosa Calafia, pero con un basamento menos profundo, alcanzando una profundidad máxima de 100 m (Beltrán, 1998b; CNA, 1998).

El tamaño de los sedimentos en el acuífero varia gradualmente del noreste al suroeste, teniendo partículas más gruesas que varían de grava a arena en la fosa Calafia y de Arena a arcilla en la Fosa Porvenir(figura 15)(Campos *et.al.*,2014). Presenta un espesor estimado entre los 2,300 y los 1,943 Mm³ con un espesor promedio de 50 m y una capacidad potencial de almacenamiento de 340.25 Mm³ de agua (CONAGUA et al., 2007).

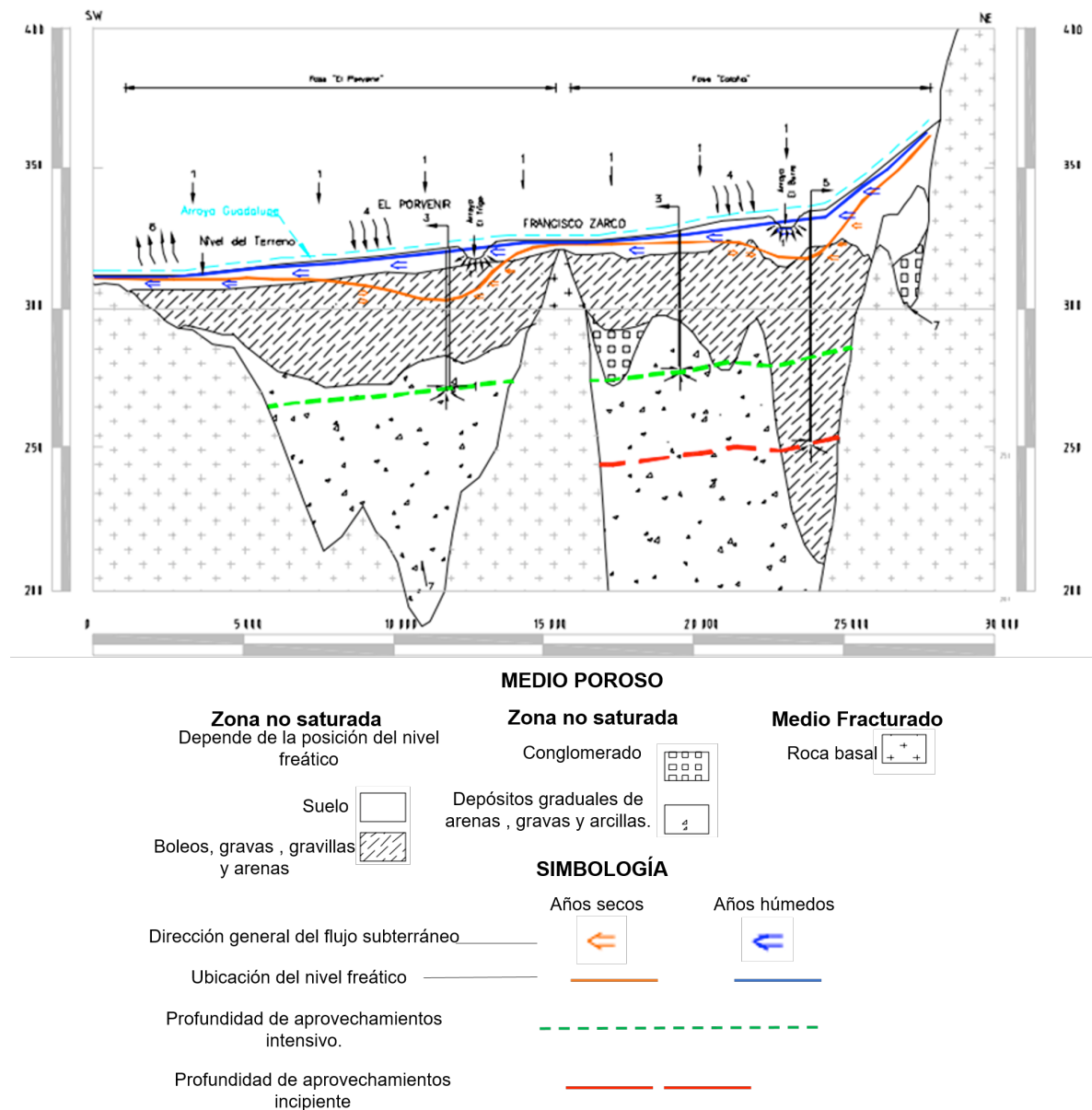


Figura 15. Acuífero conceptual del VG (SPA , 2006).

Este acuífero se recarga por medio de flujo horizontal de manera superficial y subterránea. Su principal aporte en la recarga de agua es el arroyo Guadalupe, que desciende desde el Valle de Ojos Negros. Además cuenta con recarga asociada a una serie de fracturas y fallas oblicuas situadas en los flancos del valle (Campos-Gaytan y Kretschmar, 2006) de las cuales las más importantes son Porvenir, Guadalupe y Calafía que forman las cañadas Guadalupe y el Burro (figura 16).

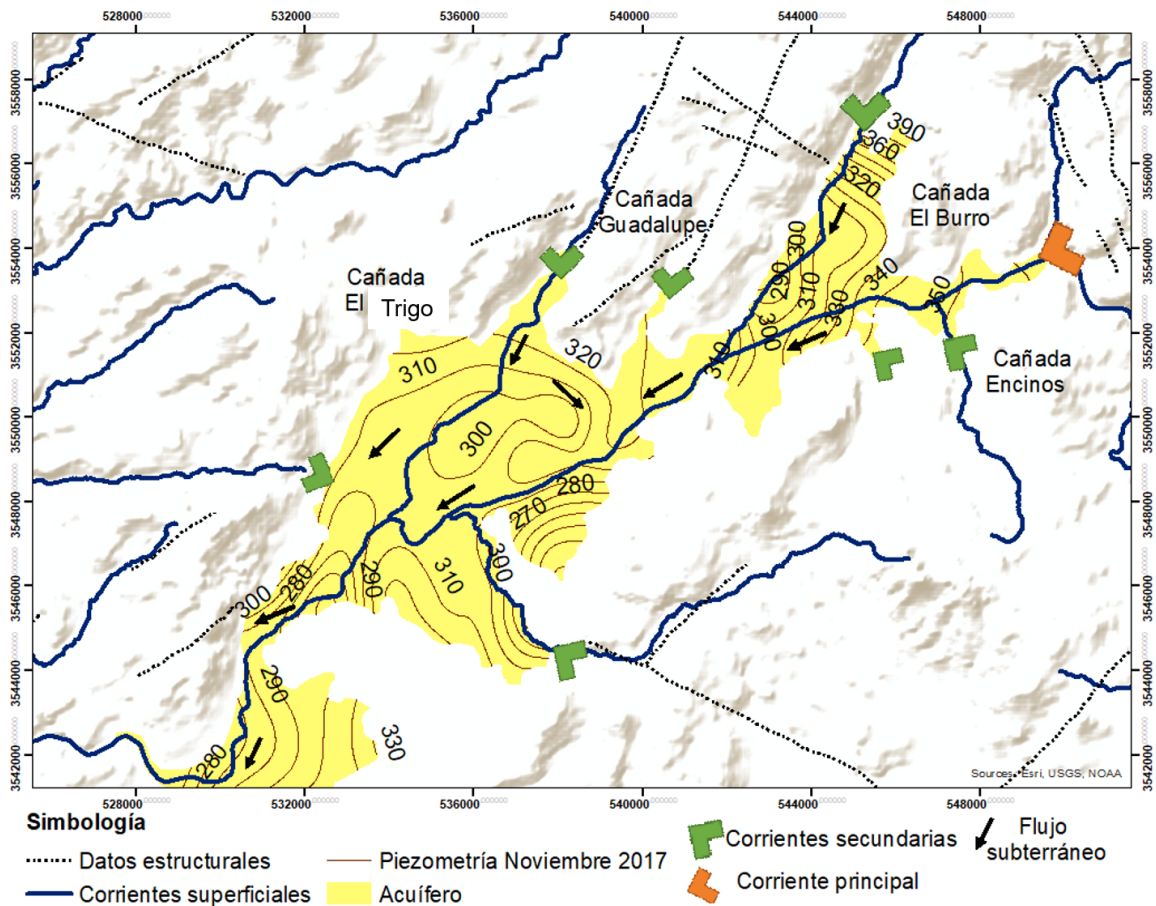


Figura 16. Corrientes superficiales y direcciones de flujo subterráneo, de elaboración propia basado en la piezometría de COTAS noviembre 2017.

Capítulo 4. Antecedentes

4.1 Estudios hidrogeológicos

Andrade (1997) y Beltrán (1998b) Realizaron el balance hídrico del acuífero del Valle. En estos trabajos se calcularon la recarga y descarga total del Acuífero del VG. Donde, Andrade encontró un déficit en el almacenamiento de -0.91 Mm^3 , mientras que, Beltrán determinó un cambio de almacenamiento favorable de $6.8 \text{ Mm}^3/\text{año}$ a lo largo del periodo 1990 a 1998; esto a consecuencia de periodos largo de lluvias en el último año. Los estudios de estos dos autores apoyan en el entendimiento de los niveles freáticos con respecto a las lluvias en estos periodos. En este sentido el trabajo realizado por Ramírez y González (2013) muestra un modelo de respuesta del nivel freático ante lluvias extraordinarias, donde observa respuestas de incremento del nivel durante estos eventos.

De acuerdo con CONAGUA (en Beltrán, 2001; Andrade, 1997; Andrade, 1992; Campos-Gaytan, 2008; CONAGUA et al., 2007), se realizaron una serie de ensayos de bombeo y dos columnas litológicas en el Porvenir y once en Calafia. En este trabajo se describe la geología del acuífero del VG (figura 17). De manera general, las columnas estratigráficas presentan sedimentos aluviales que van de los tamaños de partícula desde las arcillas hasta las gravas que representan el área saturada del acuífero, mientras que, las rocas ígneas intrusivas (granodiorita, diorita y granito) funcionan como basamento y límites del acuífero. Existen diversos trabajos en la zona que caracterizan la litología con base en estos barrenos; en este trabajo se utilizan como puntos de referencia para estimar la conductividad hidráulica.

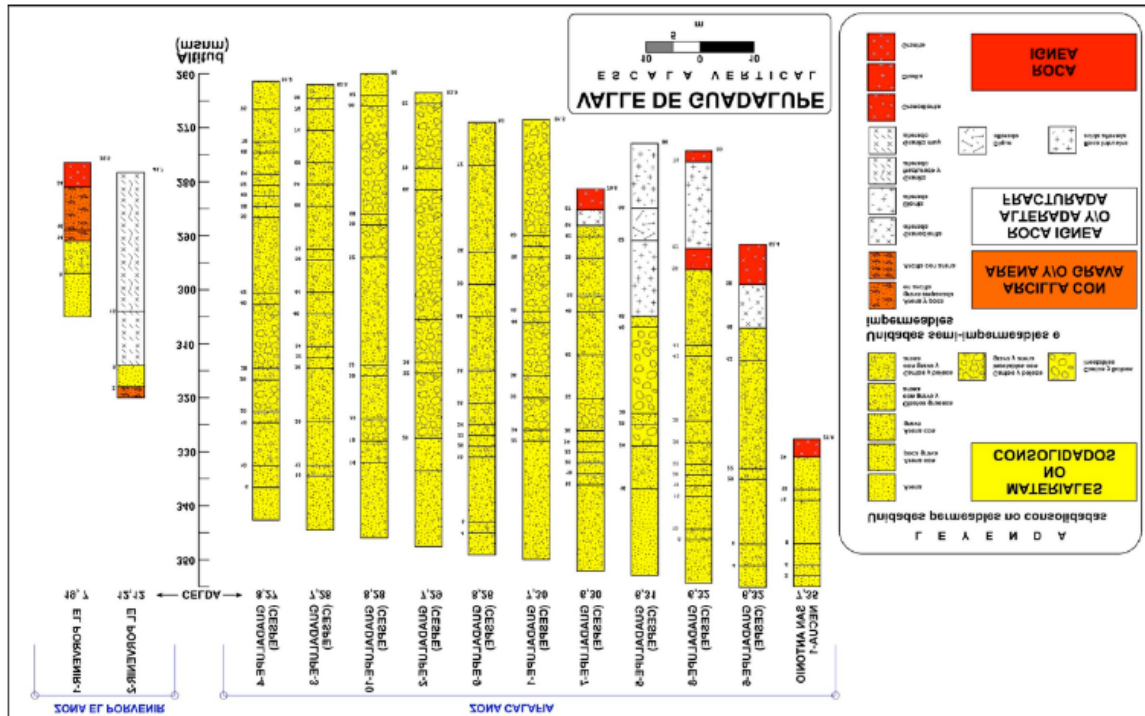


Figura 17. Columnas litológicas de pozos construidos en el Acuífero del Valle de Guadalupe, con base en la información proporcionada por la CNA en (Campos-Gaytan, 2008).

Posteriormente Campos Gaytan (2008) con base a una extrapolación de estos datos litológicos, describe cinco diferentes zonas cuya conductividad hidráulica varía de los 0.0×10^0 a 4.0×10^0 metros por año. Por otro lado (González, 2013) analizó el estado del acuífero a través de modelos de simulación de flujo utilizando datos de registro continuo en pozos de monitoreo para observar tendencias abatimiento-precipitación-recarga. Determinó que el acuífero del VG cuenta con áreas de recarga lenta dadas por la precipitación y por recarga horizontal que llega de los laterales del acuífero. Así mismo, establece que la recarga ocurre de manera rápida y superficial por el cauce del arroyo Guadalupe que se infiltra aguas abajo dentro del valle.

Los trabajos realizados por (CONAGUA, 2015; 2018) , presentan los balances hídricos del acuífero. Estos reportes se realizan cada tres años para determinar la disponibilidad del agua en el VG reportando las variables que influyen en la recarga y en la descarga de su acuífero. Por ejemplo, en la actualización del 2018, este reporte determina un déficit de 18.23 Mm^3 en la disponibilidad del agua en el acuífero.

4.2 Hidrogeoquímica

Los antecedentes hidrogeoquímicos del Acuífero del VG se concentraron principalmente en los siguientes trabajos:

Daesslé et al. (2006) realizaron el análisis hidrogeoquímico del AVG donde determinaron el comportamiento y distribución de los iones (N-NO_3^- , P-PO_4 , Fe, As, Se, Mo, Cd, Cu, Pb, Zn) y STD. De acuerdo a los autores, los STD en el agua del acuífero fluctúan de 0.41 to 2.72 g l^{-1} (Figura 18). Composicionalmente las aguas de un contenido $>1 \text{ g l}^{-1}$ de STD son Ca-Na-Cl mientras que aquellas con contenidos $<1 \text{ g l}^{-1}$ tienen composición Ca-Na- HCO_3 . Así mismo, encontraron que la parte oeste del acuífero presenta niveles por arriba de las normas de agua potable para N-NO_3^- , Se, Mo y Cu. Finalmente analizaron con isótopos de tritio dos muestras de agua subterránea, cuyos resultados para el Porvenir fueron menores a 1.9 UT determinando una edad de recarga pre-moderna con mezclas de moderna mientras que la de Calafía con 3.6 indicando aguas modernas recargadas en los últimos 5 a 10 años (figura 18).

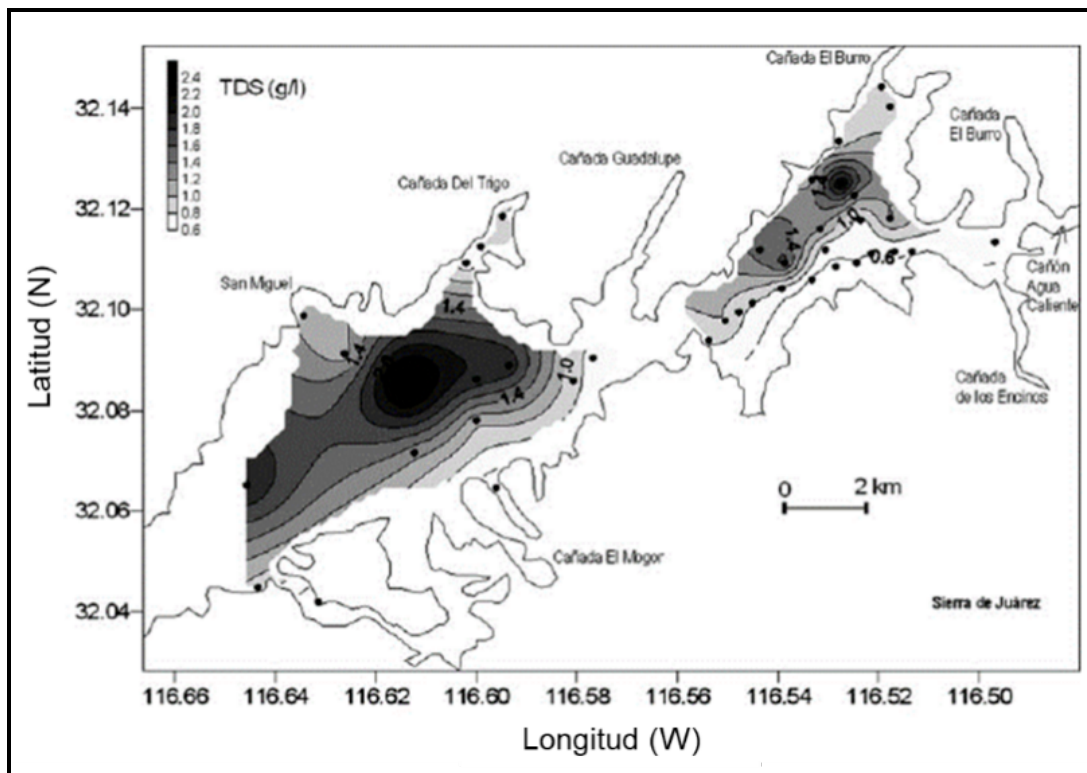


Figura 18. Distribución regional de la concentra de STD en pozos del acuífero del VG (Daesslé et al., 2006).

Así mismo Kretzschmar (2010) realizó el monitoreo de agua subterránea del AVG durante enero 2004- Abril 2005, y encontró valores análogos en STD y los tipos de agua antes reportados por (Daesslé et al., 2006), encontrando deterioro en la calidad del agua a medida que se los pozos se ubican más lejos de las zonas de recarga natural, debido a la sobreexplotación y la evaporación que limitan el flujo de los STD.

Un estudio realizado por Kretzschmar y Frommen (2013) determinó la composición isotópica de aguas superficiales y subterráneas de Baja California. En este trabajo reportaron una disminución de $-0.25\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$ por cada 100 m de elevación a lo largo del estado, contando con valores entre -5.0‰ y -7.0‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y para δD los valores se encuentran entre -31‰ y -45‰ .

4.3 Manejo del acuífero

Muchas han sido las propuestas enfocadas al manejo del agua en el VG por parte del sector gubernamental apoyado por el sector académico. Los trabajos de esta índole consultados en esta investigación son: CONAGUA (2015), CONAGUA (2018), CONAGUA *et al.* (2007) SEMARNAT *et al.* (2009), IMIP *et al.*, 2006; SEDESOL y COPLADEM (2006). Todos ellos coinciden en que la sobreexplotación y disminución de la calidad del agua son los problemas principales para el uso eficiente del agua y la sustentabilidad del acuífero. Es por ello que, estos trabajos se han enfocado generar y emplear estrategias de manejo del recurso hídrico en el VG para su conservación, tomando en cuenta el abastecimiento para la población, las actividades hidroagrícolas y el uso industrial.

La Comisión Nacional Del Agua (CONAGUA) en el 2007 realizó el “Plan de manejo integrado de las aguas subterráneas en el Acuífero del VG, Estado de Baja California” donde se determinaron estrategias para el uso sustentable del acuífero con base en investigaciones y datos técnicos tomando en cuenta las demandas de agua del VG. Es justo este trabajo donde se menciona el uso de ART como alternativa alterna para riego en esta zona.

SEMARNAT (2009) en su trabajo “El desarrollo del plan integral para todos los usos del agua, para la sustentabilidad del acuífero del VG” determinaron los usos y unidades hidroagrícolas beneficiadas por el abastecimiento del agua del acuífero del valle.

Capítulo 5. Hipótesis

La combinación de herramientas hidrogeológicas, hidrogeoquímicas e isotópicas del agua subterránea de Valle de Guadalupe permiten zonificar el acuífero y determinar aquellas áreas con distintas propiedades y respuestas ante la recarga y descarga de agua. Los resultados de este estudio constituyen la línea base para el monitoreo ante la introducción del ART y creación de propuestas para el manejo del agua del acuífero.

5.2 Objetivo general

Zonificar y caracterizar el acuífero del VG mediante la combinación de información hidrogeológica, hidrogeoquímica e isotópica.

5.2.1 Objetivos específicos

Determinar la capacidad de recarga y recuperación de los niveles piezométricos en diferentes zonas del acuífero Valle de Guadalupe en respuesta a la precipitación y uso del suelo.

Determinar las características físico-químicas del acuífero del Valle de Guadalupe en cada una de las zonas.

Determinar las características isotópicas de ^2H y ^{18}O del agua subterránea para la determinación del tipo de recarga del acuífero.

Determinar la antigüedad del agua en cada una de estas zonas utilizando isótopos de ^{14}C y ^3H .

Capítulo 6. Metodología

6.1 Análisis espacial y piezométrico para la zonificación del acuífero.

La recarga depende de varios factores, tales como el clima, la cobertura del suelo y el uso de suelo, topografía, geología superficial y subterránea, por lo que, para determinar las zonas de muestreo, se analizaron espacialmente estas características en el acuífero descritas en trabajos anteriores.

En esta primera etapa se realizaron varios análisis para determinar las características y comportamiento del área de estudio. Para ello, se utilizaron los sistemas de información geográfica para dividir aquellas áreas de características similares.

6.1.1 Mapeo de usos de suelo

Se hizo un análisis de usos de suelo en el valle mediante una clasificación supervisada utilizando imágenes satelitales donde se combinaron las bandas espectrales obteniendo el comportamiento de la humedad de los suelos. Con este fin, se seleccionaron variables que influyen en la recarga del acuífero como usos de suelo, vegetación y geología.

Para el procesamiento de imágenes se utilizaron imágenes Landsat 8 OLI obtenidas por el sensor (OLI) y (TIRS). Estas imágenes constan de nueve bandas espectrales con una resolución espacial de 30 metros para las bandas de 1 a 7 y 9. Una banda nueva (1) (azul-profundo) es útil para estudios costeros y aerosoles. La nueva banda (9) es útil para la detección de cirrus. La resolución para la banda 8 (pancromática) es de 15 metros. Dos bandas térmicas 10 y 11 son útiles para proporcionar temperaturas más precisas de la superficie y se toman a 100 metros de resolución. El tamaño aproximado de la escena es de 170 km de norte-sur por 183 Kilómetros de este a oeste (106 km por 114 km)(IGAC-CIAF, 2013).

Para el procesamiento de las imágenes se escogieron aquellas que están dentro de la temporada de lluvias, utilizando los meses de noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo. Posteriormente conservaron aquellos meses que contaran con una imagen con nubosidad menor al 40%, por lo que, se descartó el mes de febrero. Una vez determinados los meses se realizó la correcciones atmosféricas y geométricas de cada

una de las imágenes y finalmente se realizó el promedio de los meses para obtener una imagen final que representara la temporada de lluvias del 2017.

Una vez obtenido el promedio para la temporada de lluvias, se realizó unaa clasificación supervisada para determinar los tipos de uso de suelo. Esta técnica se basa en la disponibilidad de áreas de entrenamiento. Se trata de áreas de las que se conoce a priori la clase a la que pertenecen y que servirán para generar una signature espectral característica de cada una de las clases. Para la clasificación se empleó el algoritmo de máxima probabilidad con un umbral de 30.

Como la infiltración y recarga del acuífero dependen de las características del suelo, vegetación, elevación topográfica, dirección del flujo subterráneo, manantiales y presencia de cuerpos naturales de agua (Rivera, 2013), en este trabajo se realizó una clasificación supervisada con el fin de conocer las diferentes cubiertas del suelo, asociarlas con su capacidad de infiltración y determinar aquellas zonas que favorecen la recarga del acuífero.

Para esto, se determinaron como zonas de entrenamiento las siguientes macroclases y clases (tabla 4):

Tabla 4. Macroclases y clases para la clasificación supervisada.

Macroclases	Clases
(1) Agricultura	(1) Parcelas
(2) Vegetación nativa.	(2) Nativa
(3) Cauce arroyo	(3) Arroyo
(4) Suelos desnudos.	(4) S. Desnudo
(5) Zona urbana	(5) Urbano
	(6) Carreteras
(6) Sierras aledañas/Basamento	(7) Volcánicas
	(8) Intrusivas

Una vez obtenido el mapa de uso de suelo se asociaron las clases con las características litológicas reportadas en la literatura y los valores que Anderson y Woessner en 1992 realizaron para determinar la conductividad hidráulica de los materiales (Tabla 5).

Tabla 5. Conductividad hidráulica de los materiales Anderson y Woessner (1992).

Materiales	K (m/día)		
	Min.	Max	Media
Rocas ígneas y metamórficas			
sin fracturar	0.0000001	0.001	0.0005
fracturada	0.001	5	2.5005
Arcilla, limo, loess	0.00000007	4	2
Arenas Arcillosa	0.06	10	5.03
Arenas			
finas	0.4	9	4.7
gruesas	9	200	104.5
Grava	100	6000	3050

6.1.2 Análisis del comportamiento de los niveles piezométricos

El polígono sectorial (SPA *et al.*, 2016) considera la zona valle a partir de los 400m de altura tomando en cuenta las laderas que funcionan como barrera del acuífero. Se creó un polígono por medio de la fotointerpretación que representara únicamente el área donde las características litológicas y geomorfológicas permitieran el almacenamiento de agua subterránea. Para ello, se utilizaron recursos cartográficos como las cartas geológico mineras Tijuana Baja California I11-11 y H11-02 de escala 1:250000, de los Modelos digitales de elevación y cartas geológicas 1:50000 Primo Tapia i11d81 y Francisco Zarco i11d82. Los parámetros geohidrológicos se obtuvieron de la literatura consultada (Campos-Gaytan, 2008; CONAGUA, 2015; Ramírez y González, 2013).

Con esta información se generó un polígono donde; existe una elevación menor a los 350msnm; La litología permite el almacenamiento hídrico, en este caso los sedimentos aluviales y la litología que funciona como barreras limitantes del acuífero, las cuales para esta zona son representadas elevaciones formadas por rocas graníticas y vulcanoclásticos.

Se utilizaron datos piezométricos en metros sobre el nivel del mar (msnm) proporcionados por el Comité Técnico de Aguas Subterráneas del VG A.C. (COTAS), se creó una base de

datos del periodo 2008-2017. Como los datos faltantes pueden limitar la calidad de los datos estadísticos (Güler et al., 2002) y con la finalidad de eliminar los sesgos en la información piezométrica, se eligieron únicamente aquellos pozos que no tuvieran valores faltantes durante el periodo de para obtener una base de datos de 28 pozos para la fosa Porvenir y 17 para la Fosa Calafia.

Para comprender el comportamiento del ascenso y descenso de los niveles freáticos, se graficaron las mediciones y se compararon con las precipitaciones de cada mes a lo largo de todo el periodo obtenidas de los pluviómetros del área de Olivares Mexicanos ubicado en las coordenadas 32.049, -116.681 y el pluviógrafo Guadalupe en las coordenadas 32.025, -116.613333 (Ena Gámez, comunicación personal). Permitiendo observar aquellos eventos de precipitación extraordinaria y determinar su asociación. Así mismo, los datos de piezometría se utilizaron para realizar análisis estadísticos utilizando el software Statistica® y así, determinar fluctuaciones de los niveles freáticos en este periodo., Se graficó la desviación estándar con respecto a la media de cada pozo en particular. Esta medida sirve para cuantificar la variación de un conjunto de datos y ayuda a encontrar aquellos valores que están por debajo o sobre la media permitiendo categorizar los datos como valores bajos, medios o altos. Una vez determinado el comportamiento del nivel freático de cada pozo durante el periodo 2008-2017, se realizó una interpolación por el método Spline con el software ArcMap10.3® para obtener una zonificación de los cambios y fluctuaciones de la piezometría por separado en cada una de las fosas, presentando de una manera gráfica la magnitud de cambio en el nivel del agua en acuífero, tomando en cuenta que podrían representar áreas de transición en el comportamiento y calidad del agua.

6.2 Hidrogeoquímica

Se llevó acabo un muestreo en el VG donde se recolectaron 10 muestras de agua de pozo: 7 en la fosa Porvenir y 3 en la fosa Calafia. Así mismo, colectó agua en la entrada del arroyo el Guadalupe y agua de lluvia en diferentes épocas de año.

Por cada muestra de pozo se realizaron dos tomas diferentes; la primera para determinar el tipo de agua de acuerdo a su contenido de elementos mayores (aniones y cationes mayoritarios) y la segunda para analizar los isótopos estables ^{18}O y ^2H . Además, para los pozos se tomaron muestras para análisis de tritio y finalmente en el pozo 7 se tomó una muestra de 20 litros para su datación por medio del análisis de radiocarbono. Para cada

muestra de pozo el agua se dejó fluir por 5 minutos. Los parámetros físicos-químicos del agua (pH, sólidos totales disueltos, conductividad eléctrica y temperatura), fueron medidos en campo con una sonda YSI 6600.

6.2.1 Iones mayores

Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Cromatografía del Departamento de Ciencias Ambientales y del Suelo del Instituto de Geología perteneciente al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía-LANGEM de la UNAM.

Para el análisis de iones todas las muestras fueron filtradas con filtro Whatman de nitrato de celulosa de 0.4 micras y almacenadas en recipientes de polipropileno descontaminados.

Se analizaron con un cromatógrafo de líquidos constituido de dos bombas binarias modelo 1525, un automuestreador modelo 717 plus y un detector de conductividad modelo 432, todos de la marca Waters. Para determinar la concentración de aniones se utilizó en fase estacionaria: una columna IC-PakAnion HR marca Waters®, de 4.6 x 75 mm, empacada con partículas de 5 µm de tamaño. Mientras que en la Fase móvil: mezcla 2% de butanol, 2% concentrado gluconato/borato de sodio y 12% acetonitrilo en agua ultrapura, flujo de 1 mL/min en modo isocrático. El volumen de muestra inyectado al cromatógrafo es de 10 µL, con una duración del análisis de 15 minutos. Mientras que para los cationes se utilizó en fase estacionaria: columna catiónica metrosep C6 250 de 250x4.0 mm de Metrohm®, empacada con partículas de diámetro de 5 µm y en fase móvil: una disolución constituida por HNO₃ y ácido dipicolínico en una concentración equivalente a 1.7 mM de cada uno, se trabajó en modo isocrático y a un flujo de 0.9 mL/min, El volumen de muestra inyectado al cromatógrafo es de 10 µL, con una duración de corrida de 45 minutos.

Posteriormente los resultados fueron presentados en diagramas de Stiff para obtener de manera gráfica el comportamiento y el balance iónico de cada una de las muestras. Además, el total de las muestras de agua subterránea se graficó en conjunto para determinar el tipo de agua al que pertenecen y su distribución.

6.2.2 Isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$

La toma de las muestras para estudios de los isótopos ambientales $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se realizó de acuerdo a los procedimientos descritos por (IAEA, 2010) mientras que para el muestreo de ^{14}C se utilizó la metodología proporcionada por el Laboratorio Universitario de Radiocarbono (LUR) apoyada de la técnica que Coplen *et al.*(2012) presentan en un manual del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS).

Tanto para las muestras de lluvia como para las muestras de pozo se colataron 50ml de agua en un envase de polietileno de alta densidad. Las muestras fueron analizadas por Espectrometría de Masas de Isótopos Estables; $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW con una precisión de 0.2‰, $\delta^2\text{H}$ VSMOW con una precisión de 2.0‰.

6.2.3 Datación con Tritio (^3H)

Para el análisis de las muestras por tritio, se recolectaron 5 muestras de 500ml a 1 L de agua en envases de polietileno con tapa y contratapa. Para este método no fue necesaria la filtración o preservación especial de las muestras. La medición se llevó a cabo en el Departamento de Geología de la Universidad de Arizona, con un contador de centelleo líquido (LSC) con una precisión de ± 0.1 UT.

6.2.4 Radiocarbono ^{14}C

Para la determinación del ^{14}C en agua, se precipitó el Carbono Inorgánico Total Disuelto (CITD) en forma de BaCO_3 para tener entre 1.5 y 1.8 g de C. En un recipiente de 20 L se aumentó el pH de la muestra (pH=10.5-11) con una solución saturada de NaOH libre de carbonatos en agua desionizada (200g) de NaOH para 500 mL de solución. Posteriormente se agregó BaCl_2 , y se dejó reposar la solución durante tres horas para que el precipitado se sedimentara. Finalmente, el producto precipitado (BaCO_3) se recogió en una botella de plástico bien cerrada para su posterior traslado al laboratorio.

Las muestras precipitadas fueron analizadas en el Laboratorio Universitario de Radiocarbono de la UNAM, donde se utilizó un espectrómetro de Centelleo Líquido de ultra bajo nivel WallacQuantulus 1220 (Perkin Elmer), con una línea de síntesis de benceno comercial (TASK) para transformar las muestras orgánicas en benceno. Utilizando una curva de calibración: Northern Hemisphere Zone 2 compilation (compilación de la curva del hemisferio norte zona 2) (Hua et al., 2013).

Capítulo 7. Resultados

7.1 Mapeo de usos de suelo

Con base en los productos obtenidos de la clasificación supervisada se determinaron los porcentajes de cobertura de las clases utilizadas. La vegetación nativa constituye un 25.95% de cobertura abarcando 4698.18ha, las parcelas cultivadas cubren un 25.23% con un area de 4567.83 ha, el suelo desnudo cubre una superficie de 2637.86ha constituyendo el 14.57% del área del polígono, las rocas volcánicas representan un 11.7% del área de la zona con 2118.26 ha, las rocas intrusivas abarcan un 10.58% con 1915.48ha, el cauce del arroyo tiene una superficie de 936.02ha representando en 5.17% de la zona, las carreteras representan un 4.26% con una superficie de 767.64ha y finalmente los poblados abracan un área de 767.64ha representando 2.56% del área total (figura 19 y tabla 6).

Tabla 6. Distribución y área de cobertura de las ocho diferentes clases de uso de suelo.

Clase	Porcentaje de cobertura (%)	Área en hectáreas
(1) Parcelas	25.23	4567.82
(2) Nativa	25.95	4698.18
(3) Arroyo	5.17	936.01
(4) S. Desnudo	14.57	2637.86
(5) Urbano	2.56	463.48
(6)Carreteras	4.24	767.64
(7)Volcánicas	11.7	2118.25
(8) Intrusivas	10.58	1915.48

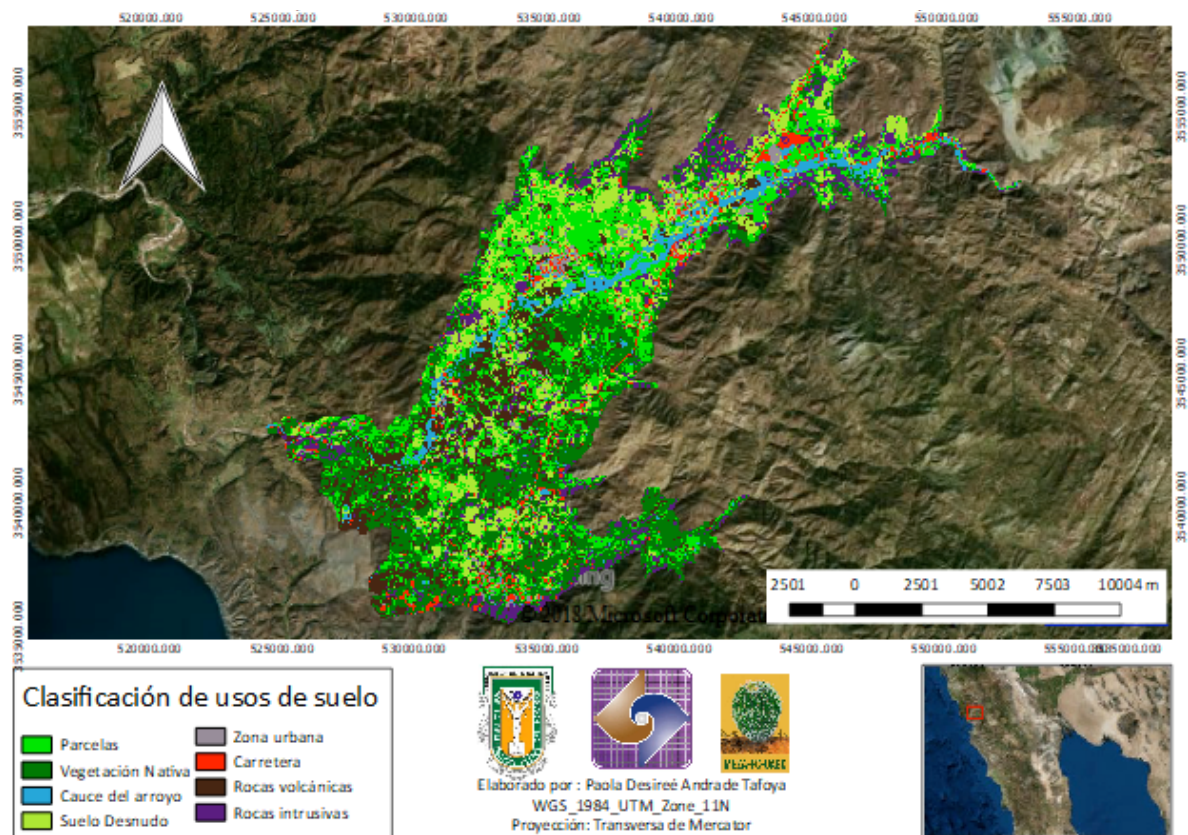


Figura 19. Mapa de usos de suelo del Valle de Guadalupe realizado mediante clasificación supervisada, la diferencia entre colores está dada por los diferentes usos de suelo.

La cobertura de las parcelas y suelo desnudo en ambas fosas se encuentra sobre sedimentos aluviales. La fosa Porvenir se encuentra sobre sedimentos del tamaño la arena y algunos lentes de arcilla, teniendo una conductividad hidráulica aproximada de 4.7 a 9 m/día. Mientras que, en la fosa Calafia estos usos de suelo se encuentran en sedimentos altamente permeables presentando una conductividad hidráulica aproximada de 40m/día. Así mismo el área considerada como el cauce del arroyo presenta una conductividad hidráulica gradual que va decreciendo aproximadamente de 104m hasta 4.7m/día desde la entrada del arroyo al valle hasta su salida al Noroeste de la fosa Porvenir. Las rocas intrusivas y volcánicas sanas que funcionan como barrera en los flancos del acuífero se consideran de nula o baja conductividad hidráulica con valores aproximados de 0.0005m/día. De manera antípoda, las rocas de esta naturaleza que se encuentran fracturadas y aquellas que se ven afectadas por los rasgos estructurales en

áreas aledañas al VG (Figura 16) tienen una conductividad mayor, de aproximadamente 2.5005 m/día, siendo este factor de importancia para la recarga del acuífero.

7.2 Análisis temporal de los niveles piezométricos

Con base en los resultados observados en la Figura 20 se puede interpretar que los periodos de mayor oscilación de los niveles freáticos de la fosa Porvenir ocurrieron durante el periodo noviembre 2008-noviembre 2012, año en que se dejó de extraerse agua de 11 pozos de CESPE para suministrar a la ciudad de Ensenada. Posteriormente, en el periodo que va de marzo 2013 a noviembre del 2016, los niveles del agua subterránea disminuyeron de forma Finalmente, para el año 2017 los niveles comenzaron a recuperarse (figura 20).

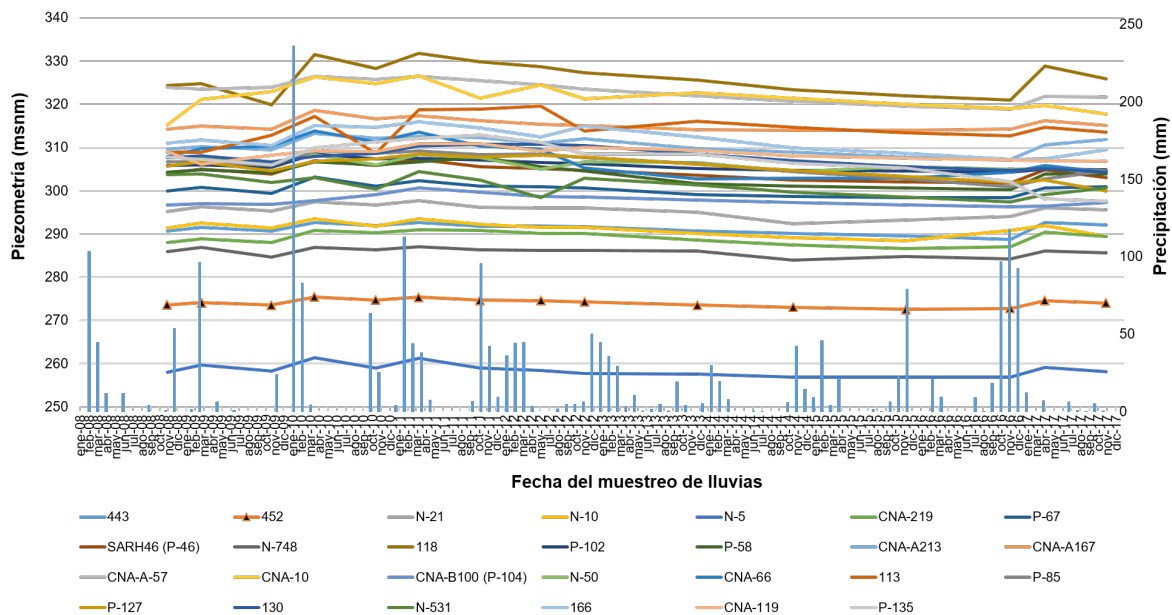


Figura 20. Gráfica del comportamiento de los niveles piezométricos de la fosa Porvenir comparados con las precipitaciones del Valle de Guadalupe. Las líneas horizontales representan los niveles piezométricos de cada pozo (msnm); los triángulos negros concuerdan con la fecha de la medición de los datos piezométricos y las barras azules representan cantidad de precipitación por mes (mm).

Mientras que, el comportamiento de los niveles freáticos de la Fosa Calafia presenta un periodo de fluctuación intensa de noviembre 2008 a julio del 2011, que a partir d1e noviembre del 2012 el nivel freático comienza a decrecer de manera constante y es hasta marzo del 2017 que la superficie freática comienza a aumentar en cada uno de los pozos (figura 21).

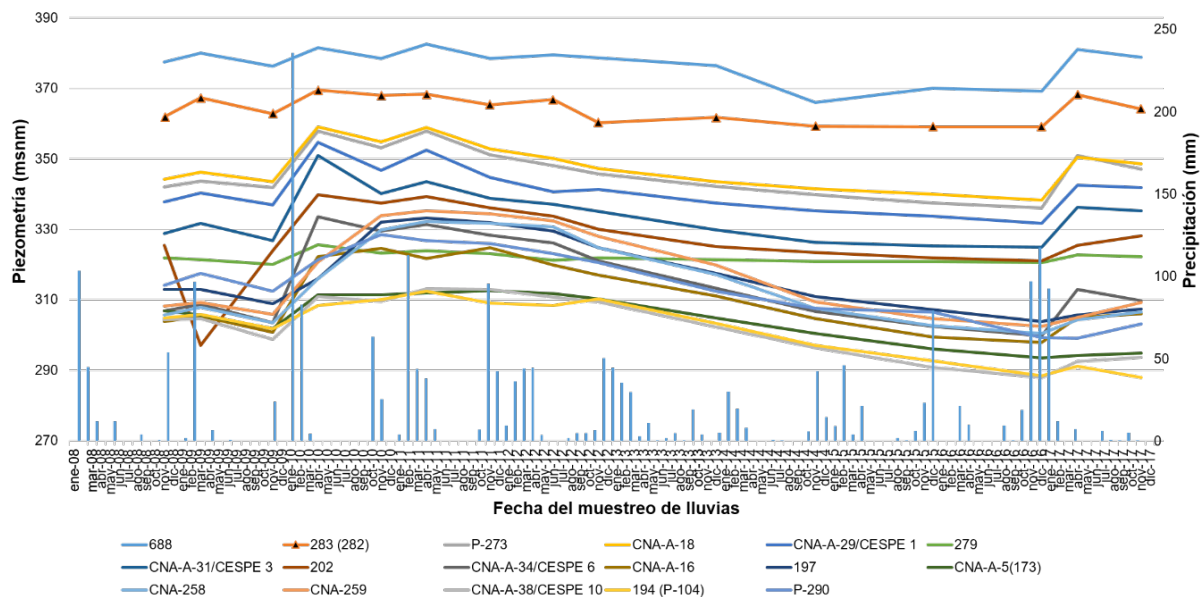


Figura 21. Gráfica del comportamiento de los niveles piezométricos de la fosa Calafia comparados con las precipitaciones del Valle de Guadalupe. Las líneas horizontales representan los niveles piezométricos de cada pozo (msnm); los triángulos negros concuerdan con la fecha de la medición de los datos piezométricos y las barras azules representan cantidad de precipitación por mes (mm).

Ambas fosas presentan comportamientos similares, coincidiendo en un periodo de fluctuaciones intensas y constantes durante el periodo 2008 al 2012. Los niveles piezométricos de todos los pozos aumentaron en abril del 2010 a consecuencia de lluvias extraordinarias punto máximo de 236(mm) en enero del 2010. Posteriormente los niveles disminuyeron de manera abrupta después de la medición de precipitación de 0 mm durante la temporada abril 2010-septiembre 2010. Para después aumentar en abril del 2011 cuando la precipitación alcanza los 113. La temporada siguiente (marzo 2011-noviembre 2016) presenta el mismo comportamiento, aumentando su profundidad conforme las precipitaciones son más intensas y disminuyendo en temporadas donde las lluvias disminuyeron, estos cambios denotan fluctuaciones menos intensas y una tendencia de disminución en los niveles freáticos. Finalmente, en marzo del 2017 se

presenta un incremento en los niveles freáticos a consecuencia de la temporada de lluvias que comenzaron en octubre del 2016.

Posteriormente, para comprender el comportamiento de fluctuación del nivel freático de cada uno de los pozos durante el periodo 2008-2017, se calcularon los siguientes parámetros estadísticos: media, varianza, desviación estándar y el coeficiente de variación.

Para determinar la intensidad de las fluctuaciones de los niveles freáticos, se graficó la desviación estándar que cada pozo presentó durante el tiempo de 10 años. Esta medida sirve para cuantificar la variación de un conjunto de datos y ayuda a encontrar aquellos valores que están por debajo o sobre la media permitiendo categorizar los datos como valores bajos, normales o altos. Los resultados se presentan en gráficas de cajas y bigotes para tener una mejor visualización de las variaciones piezométricas de cada pozo y compararlas entre sí en cada fosa. De manera general, en estos diagramas las cajas representan la fluctuación utilizando la desviación estándar en metros con respecto a una media representada por la línea horizontal que divide la caja. Mientras que, los bigotes representan los niveles extremos (hacia abajo los valores mínimos y hacia arriba los valores máximos).

Con base en los resultados observados en la figura 22, se interpreta que las variaciones o fluctuaciones del nivel piezométrico en los pozos medidos para la fosa Calafia van de 1.46 m a 12.50 m, siendo los primeros, valores de fluctuación baja, mientras que, de manera gradual los valores más cercanos a 12.50 se consideran de fluctuación alta. Se observa que el pozo 279 presenta la desviación más baja para esta fosa con 1.46 m presentando un cambio de niveles que oscila entre los 320 msnm y los 325.68 msnm. Por el contrario, el pozo CNA-259 tiene la desviación estándar más alta (12.50 m), y por lo tanto una fluctuación intensa de sus niveles piezométricos que oscilan entre 302msnm y 335.27msnm.

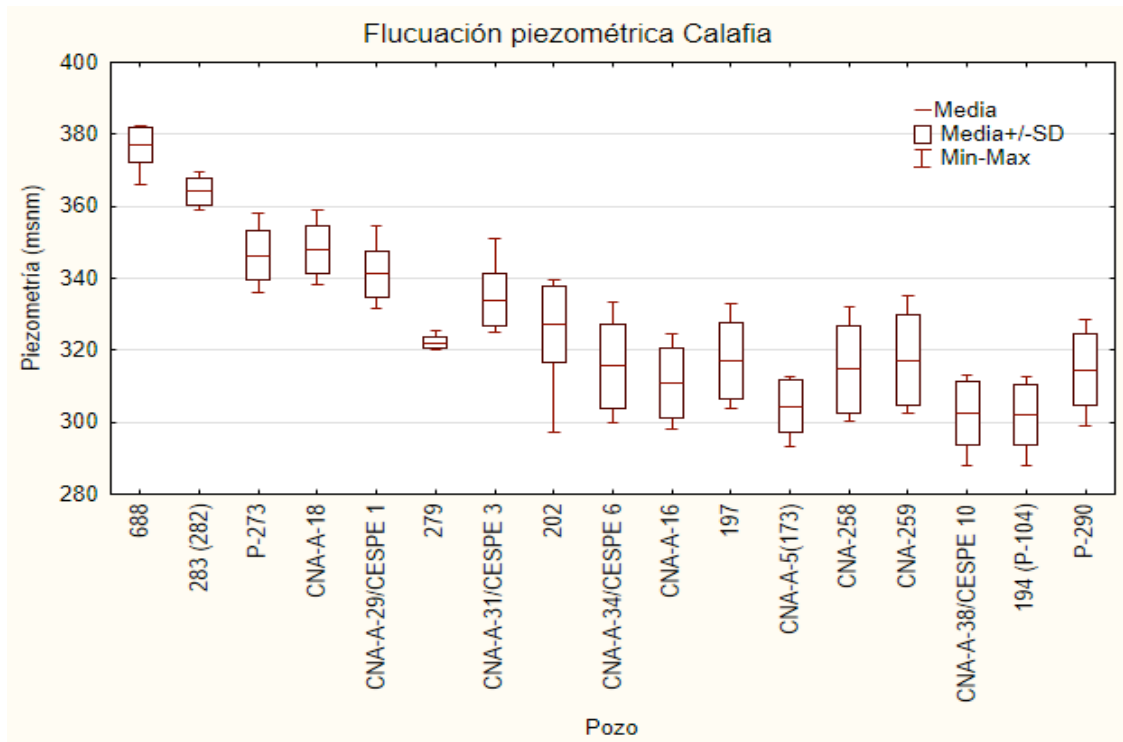


Figura 22. Grafica de Fluctuación piezométrica de los pozos de la Porvenir. Las cajas representan +/- una desviación estándar con respecto a la media (línea que divide la caja), los bigotes representan las mediciones extremas (mínimos y máximos) de cada pozo.

Por otro lado, las fluctuaciones del nivel piezométrico en los pozos medidos para la fosa Porvenir varían de 0.86 m a 4.68 m, siendo los primeros valores de fluctuación baja, mientras que, de manera gradual los valores más cercanos a 4.68 se consideran de fluctuación alta. En comparación con la fosa Calafia, se puede observar que los pozos de la fosa Porvenir tienen cambios menos marcados (figura 23).

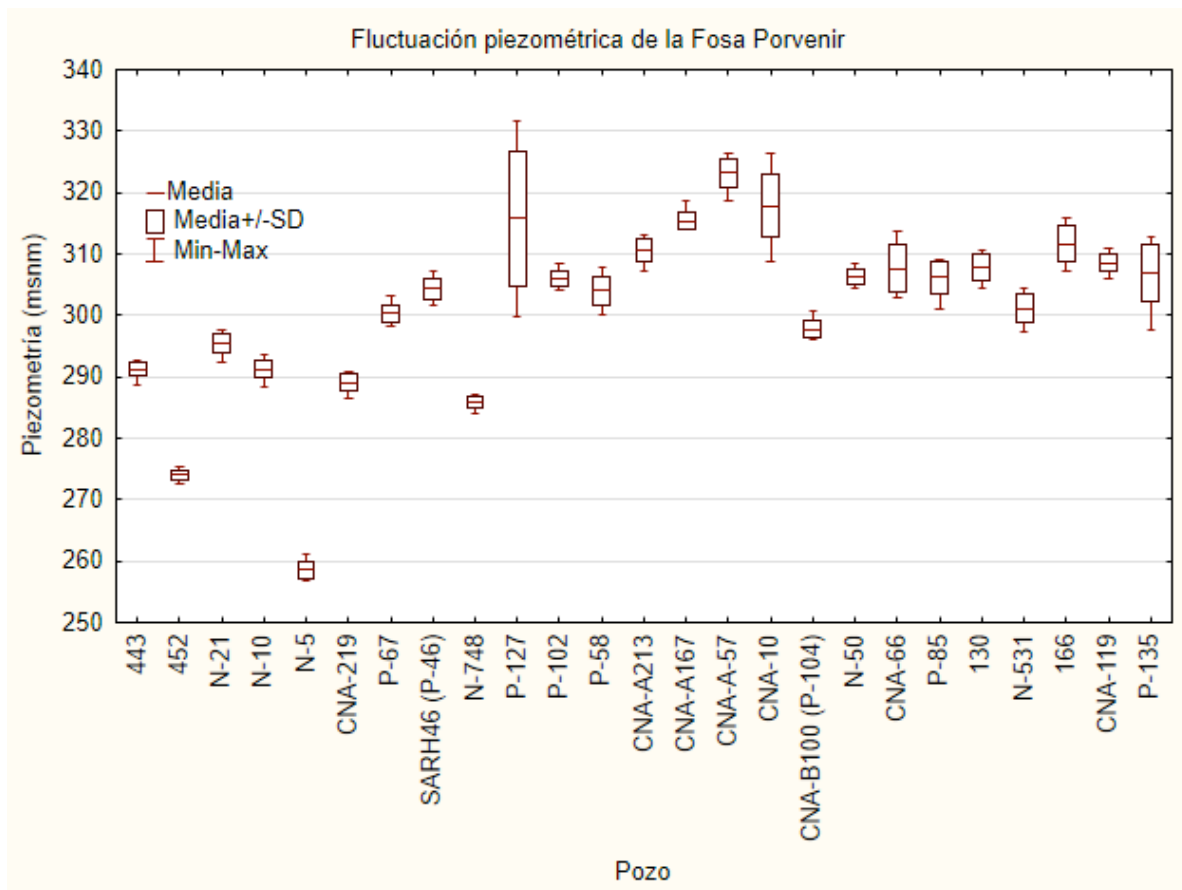


Figura 23. Grafica de Fluctuación piezométrica de los pozos de la Porvenir. Las cajas representan +/- una desviación estándar con respecto a la media (línea que divide la caja), los bigotes representan las mediciones extremas (mínimos y máximos) de cada pozo.

Las figuras anteriores ayudan a visualizar el comportamiento independiente para cada pozo, por lo que para comprender como es la conducta en todo el acuífero, se realizó una interpolación con el plug-in spline de ArcMap para determinar el comportamiento de la fluctuación de los niveles piezométricos que posteriormente se categorizó determinando tres áreas de fluctuación; aquellas que presentan una desviación estándar cercana a cero se catalogan como zonas de fluctuación mínima (color verde); aquellas cuya desviación estándar está por la media de los valores se clasifica como zona de fluctuación media (amarillos y naranjas); finalmente aquellas que presentan una desviación estándar mayor, se clasifican como áreas de fluctuación máxima (color rojo) (figura 24).

Para la fosa Calafia se puede observar una tendencia de alta fluctuación (rojos) con orientación NW-SE en la parte central, mientras que, en las partes este y oeste justo en los límites del acuífero, presentan zonas de fluctuación baja (verde) hacia el basamento

así mismo, en la transición de estas dos zonas se encuentran las zonas de fluctuación media con colores amarillos. En el caso de la fosa Porvenir presenta una tendencia marcada hacia las fluctuaciones bajas a medias, distribuyéndose de manera heterogénea por toda el área de la fosa. Esta fosa presenta un área pequeña de alta fluctuación en su porción NE (pozo 135 de la figura 24).

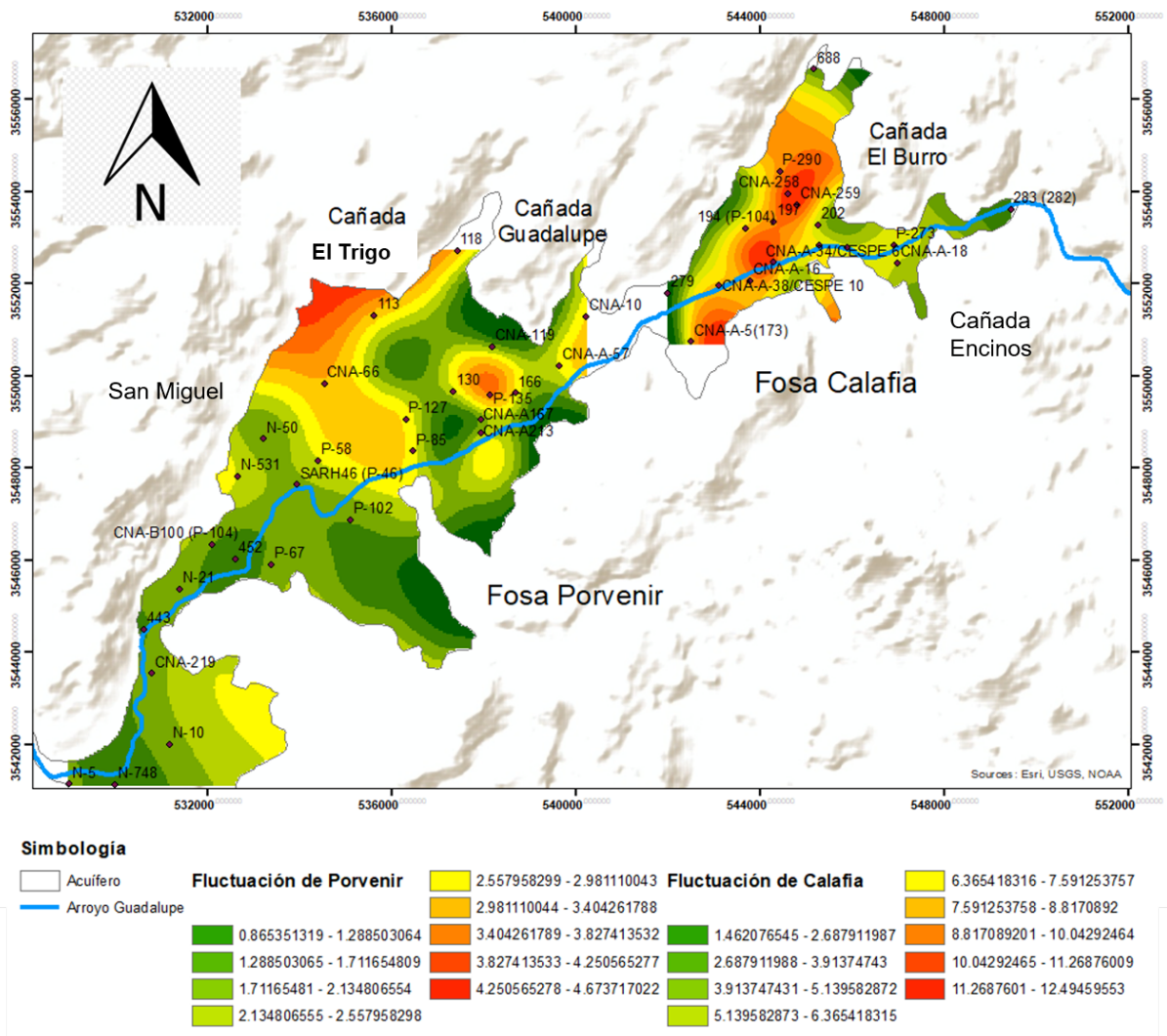


Figura 24. Figura. Distribución de la desviación estándar de los niveles piezométricos (msnm) de los pozos del acuífero del Valle de Guadalupe durante el periodo noviembre 2008-diciembre 2017. El color rojo indica las zonas con mayor fluctuación mientras que el color verde, aquellas zonas con menor fluctuación durante 10 años.

7.3 Hidrogeoquímica

En total se estudiaron 10 muestras de agua de pozo, 1 de agua superficial y 2 de lluvia. Las muestras 1-Rancho Vitis , 2-CNA119, 3-CNA66, 5-Ar , 4-P46, 7- Dom y 8-328 pertenecen a la fosa Porvenir, mientras que, las muestras 6-394, 9-Lupe, 10-175 y 11-Arroyo pertenecen a la Fosa Calafia.

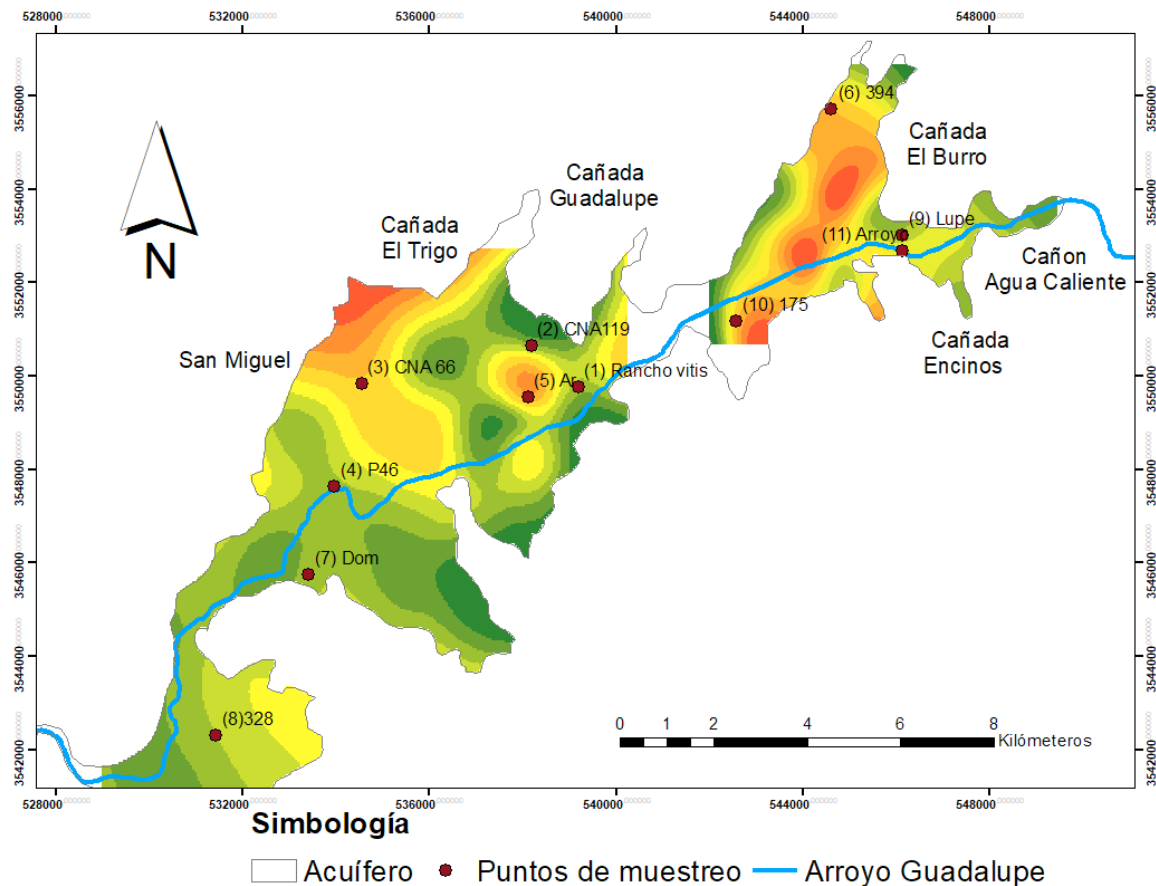


Figura 25. Localización de las muestras estudiadas en el presente trabajo y mapa de la desviación estándar de los niveles piezométricos (msnm) de los pozos del acuífero del VG.

7.3.1 Análisis fisicoquímico de las muestras

La temperatura del agua subterránea varió de los 19.5 a 24.0°C. Así mismo, los valores de pH fueron de 6.7 a 8.1, por lo que, todos los pozos presentan aguas catalogadas como

neutras. La conductividad eléctrica varía de 576 a 5744 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y los STD varían de 0.42 a 4.13 g/L. En este sentido la muestra con la menor concentración de STD es la 11- arroyo con un total de 0.42 g/L y conductividad eléctrica de 576 $\mu\text{S}/\text{cm}$, por el contrario, la muestra 7-Dom presenta los valores más altos con un total de TDS de 4.13 g/L y conductividad eléctrica de 5744 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Con base en los resultados anteriores (tabla 7) y la clasificación del tipo de agua por su contenido en STD que presenta (Lerner, 2007). Las muestras 1- Rancho Vitis, 2- CNA 119, 4-P46, 6-394, 7-Dom y 8-328 se catalogan como aguas salobres debido a que su contenido de STD que varían de 1 g/L a 10g/L. Mientras que, las muestras 3-CNA66, 5-Ar, 9-Lupe, (10)175, (11) Arroyo caen dentro de la categoría de aguas frescas con un valor menor a 1g/L.

Tabla 7. Resultados de los parámetros fisicoquímicos tomados en Campo.

Muestra	Tipo de muestra	Fecha de toma	Coordenadas		CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T° C	pH	STD (g/L)
			Latitud (y)	Longitud (x)				
1-Rancho vitis	Pozo	30/10/18	3549763.5	539189.8	1840	21.2	7.1	1.31
2-CNA119	Pozo	30/10/18	3550652.6	538185	1859	24.0	6.9	1.25
3-CNA 66	Pozo	30/10/18	3549845.2	534549.6	820	21.4	6.9	0.58
4-P46	Pozo	30/10/18	3547650.9	533948.7	4100	21.0	7.1	2.93
5-Ar	Pozo	07/11/18	3549556.5	538106.6	882	18.3	6.7	0.67
6-394	Pozo	07/11/18	3555725.4	544608.4	1700	21.7	7.3	1.20
7-Dom	Pozo	07/11/18	3545761.6	533404.3	5744	20.9	7.5	4.13
8-328	Pozo	07/11/18	3542310	531424.5	1842	21.9	8.1	1.29
9-Lupe	Pozo	27/02/19	3553028.7	546129.7	681	14.2	7.6	0.57
10-175	Pozo	27/02/19	3551184.2	542570.8	834	19.5	7.3	0.61
11-Arroyo	Superficie	27/02/19	3552696.1	546126	576	19.7	7.7	0.42

7.3.2 Análisis de iones mayores

Se realizó la cuantificación del contenido de los cationes: sodio (Na^+), amonio (NH_4^+), potasio (K^+), calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}), así como, de los aniones: bicarbonato (HCO_3^-), cloruro (Cl^-), bromuro (Br^-), nitrato (NO_3^-), Fluoruro (F^-), Fosfato (PO_4^{3-}) y sulfato (SO_4^{2-}) (tabla 8). Para todas las muestras el catión dominante fue el Na^+ con concentraciones de 67.9 a 682.7 mg/L, mientras que, el anión predominante en la mayoría de muestras, con la excepción de la muestra 9-Lupe, fue el Cl, cuyo rango de variación

oscila entre 80.3 y los 985.4 mg/L. Para la muestra 9-Lupe el anión dominante fue el HCO_3^- con 170.2 mg/L, seguido del cloro con una concentración de 117.1 mg/L.

Únicamente dos de las muestras 1-Rancho vitis y 7-Dom presentan niveles de NO_3^- por debajo del límite de detección (1.5 mg/L). Las concentraciones de nitratos en las demás muestras varían de 2.4 a 23.1 mg/L, siendo las muestras 2-CNA119, 3-CNA66, 4-P46, 6-394 y 8-328 aquellas que no cumplen con las normas mexicanas de agua potable, presentando concentraciones mayores a los 10mg/L, Cabe mencionar que todas estas muestras a excepción de la muestra 6-364 se encuentra en áreas de cultivo.

Tabla 8. Resultados de los iones mayores en el agua subterránea en el acuífero del VG.

Muestra	Ca^{2+}	Na^+	Mg^{2+}	K^+	NH_4^+	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	F^-	PO_4^{3-}	Br^-
	mg/L											
1-Rancho vitis	91.2	191.9	48.1	3.6	<LD	346.7	211.1	272.0	<LD	<LD	<LD	<LD
2-CNA119	90.5	177.0	45.4	2.7	<LD	419.8	164.5	147.0	22.1	<LD	<LD	<LD
3-CNA 66	43.1	67.9	26.2	2.3	<LD	164.9	117.5	34.7	15.0	<LD	<LD	<LD
4-P46	274.7	426.7	145.2	4.7	<LD	890.9	102.9	906.0	12.3	<LD	<LD	<LD
5-Ar	46.7	91.4	18.3	3.1	<LD	142.7	124.5	77.3	5.7	<LD	<LD	<LD
6-394	106.5	141.3	42.6	1.8	<LD	364.6	148.9	132.1	23.1	<LD	<LD	<LD
7-Dom	285.9	682.7	194.1	6.6	<LD	1457.1	101.1	985.4	<LD	<LD	<LD	<LD
8-328	84.8	164.5	44.3	2.1	<LD	482.5	111.0	48.7	14.3	<LD	<LD	<LD
9-Lupe	61.0	77.8	22.9	3	<LD	117.1	170.2	88.7	2.4	<LD	<LD	<LD
10-175	137.2	155.6	50.3	3.1	<LD	274.3	192.2	300.9	8.0	<LD	<LD	<LD
11-Arroyo	43.8	57.8	16.7	3.8	<LD	80.3	122.2	55.3	6.6	<LD	<LD	<LD
Límite de detección (LD)	0.4	0.4	0.2	0.3	0.2	0.6	15.9	0.7	1.5	5.0	2.2	0.8

7.3.2.1 Diagramas de Stiff

Con base en la Figura 26, se pueden distinguir tres grupos diferentes. El primero conformado por las muestras 3-CNA 66, 5-Ar, 9-Lupe y 11-Arroyo, ubicados tanto en la fosa Calafia como en el Porvenir, y que tiene una forma simétrica presentando valores iónicos similares entre los aniones y los cationes, con ligera predominancia de Na^+ y Cl^- . El segundo grupo está conformado por las muestras, 1-Rancho Vitis, 2-CNA 119, 6-394, 8-328 y 10-175 que muestran formas preferenciales hacia el Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} . El último

grupo (muestra 4-P46 y 7-Dom, se caracteriza por presentar mayores concentraciones de Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} y Mg^{2+} presentando una marcada diferencia con el resto de las muestras.

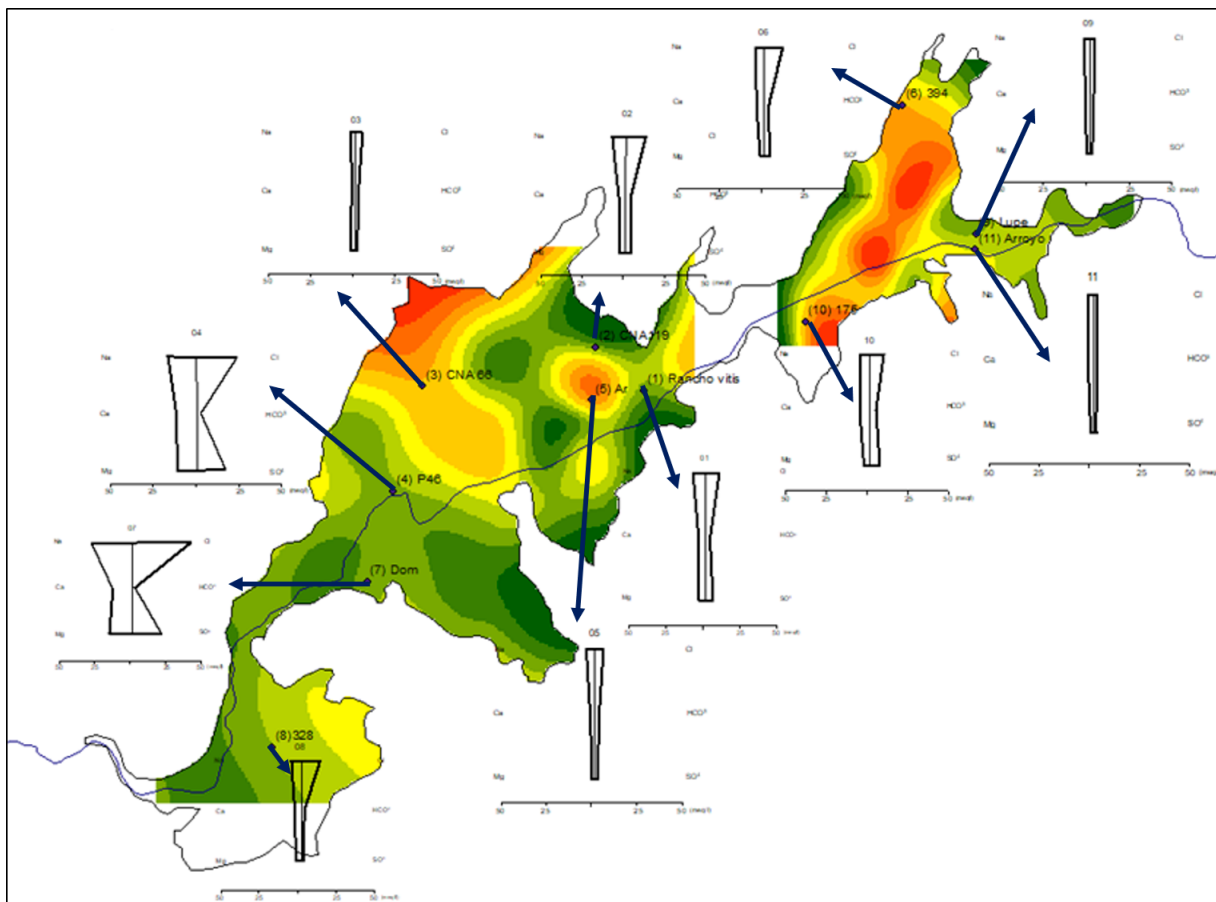


Figura 26. Diagramas de Stiff que indican la proporción de aniones y cationes mayoritarios en cada una de las muestras estudiadas en el presente trabajo sobre resultados de la figura.

7.3.2.2 Diagrama de Piper.

A partir del diagrama de Piper en la figura 27, se puede determinar que todas las muestras, excepto la 4-P46, tienen una composición general de mezcla de tipo $\text{Mg-HCO}_3\text{-Na-Ca-Cl}$. La muestra 4-P46 tiene una composición Cl-Ca .

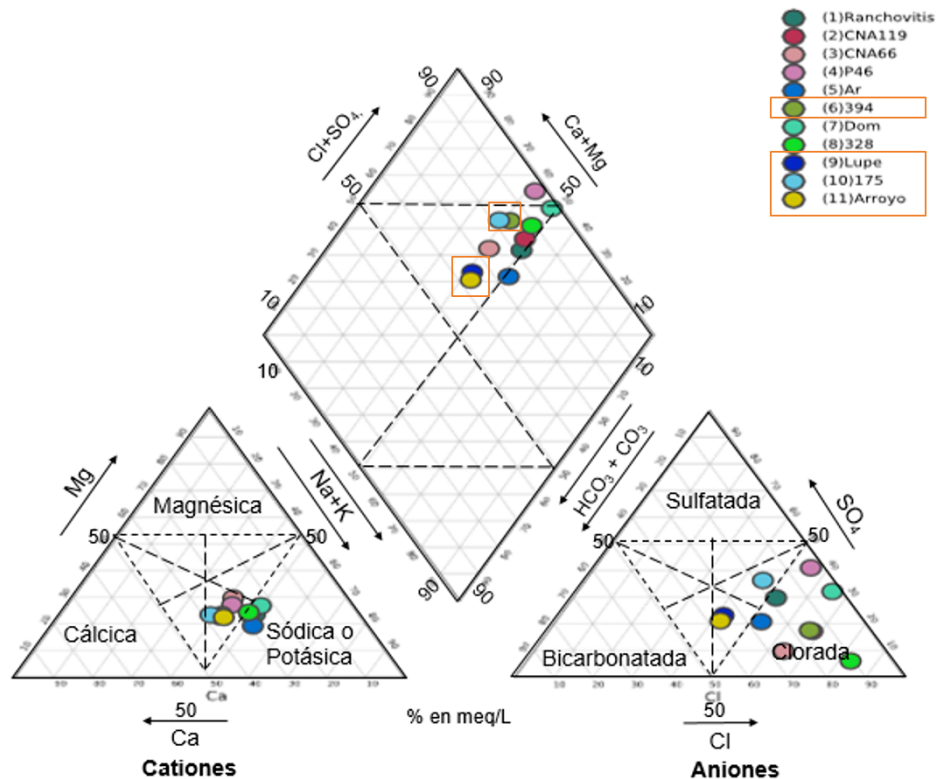


Figura 27. Diagrama de Piper de las muestras del acuífero del Valle de Guadalupe. Los diferentes colores representan el número de muestra. Los conjuntos de muestras encerradas en un cuadro naranja pertenecen a la Fosa Calafia.

De acuerdo con la clasificación de Palmer, en las muestras 1-Vitis y 5-Ar, los elementos alcalinos se encuentran en exceso con respecto a los alcalinotérreos, mientras que, para el resto de las muestras, al contrario, los elementos alcalinotérreos son superiores a los alcalinos. Así mismo, el total de las muestras presentan exceso de elementos ácidos fuertes con respecto a los ácidos débiles. En este sentido se puede decir que, las muestras 1-Vitis y 5-Ar, presentan salinidad primaria, mientras que las demás muestras presentan alcalinidad primaria.

7.3.3 Isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$

De acuerdo con los análisis isotópicos, en general, las muestras de agua subterránea presentan razones isotópicas que varían de -45.9‰ a -34.9‰ para el $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ mientras que para el $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ las razones son -7.50‰ a 5.85‰ . En el caso de la muestra de agua superficial (tomada del arroyo) se puede observar -49.8‰ para $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ y -7.81‰ de

$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$. Finalmente, las muestras de lluvia de septiembre y diciembre presentan -8.5‰ y -6.3‰ para $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$, y, -3.22‰ y -1.95 ‰ de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ respectivamente.

Tabla 9. Razones isotópicas $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de las muestras de agua subterránea, superficial y de lluvia del Valle de Guadalupe.

Muestra	Tipo de muestra	$\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ ‰
1-Rancho vitis	Pozo	-44.9	-6.87
2-CNA119	Pozo	-40.9	-6.52
3-CNA 66	Pozo	-35.9	-5.85
4-P46	Pozo	-42.4	-6.70
5-Ar	Pozo	-44.3	-7.00
6-394	Pozo	-41.7	-6.69
7-Dom	Pozo	-40.9	-6.41
8-328	Pozo	-34.9	-5.47
9-Lupe	Pozo	-45.9	-7.50
10-175	Pozo	-45.7	-7.29
11-Arroyo	Superficie	-49.8	-7.81
lluvia Sept.	Precipitación	-8.5	-3.22
lluvia Dic	Precipitación	-6.3	-1.95

En la figura 28 se puede observar la distribución isotópica de las muestras, en color azul se muestra el agua de lluvia, donde se puede observar que la lluvia de septiembre se encuentra alejada de la línea meteórica, esto se le atribuye a que el muestreo de estas lluvias se realizó en temporada de ciclones difiriendo con la firma isotópica de las muestras de lluvia de temporada. Por el contrario, la lluvia de diciembre se alinea con línea meteórica global, determinando que esta muestra tiene una semejanza isotópica de las lluvias en esta región.

Por otro lado, las aguas subterráneas fueron divididas por colores de acuerdo a la fosa en la que se tomaron. Las muestras de la fosa Porvenir se presentan de color verde y sus razones isotópicas varían de -34.9‰ a -44.3‰ para $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ y -5.47‰ a -7.00‰ de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$.

En el caso de los valores isotópicos de la fosa Calafia, se representan en puntos naranjas y tienen una distribución que de firmas isotópicas que van de los -41.7 a -45.9 para $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ y de -6.69 a 7.50 para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$.

Las muestras 9-Lupe y 10-175 presentan razones isotópicas muy similares sugiriendo que estas aguas han sido recargadas por el mismo proceso. En este sentido cabe destacar que la razón isotópica es muy cercana a la firma de la muestra 11-Arroyo, por lo que se podría determinar que la recarga en los puntos 9-Lupe y 10-175 se genera por recarga horizontal superficial directamente a partir del aporte de agua del arroyo Guadalupe. Por el contrario, en los valores de la muestra 6-34 difieren de los valores encontrados en las muestras 9- Lupe y 10-175 lo cual sugiere un tipo de recarga diferente, sugiriendo la recarga por precipitación o frente de montaña.

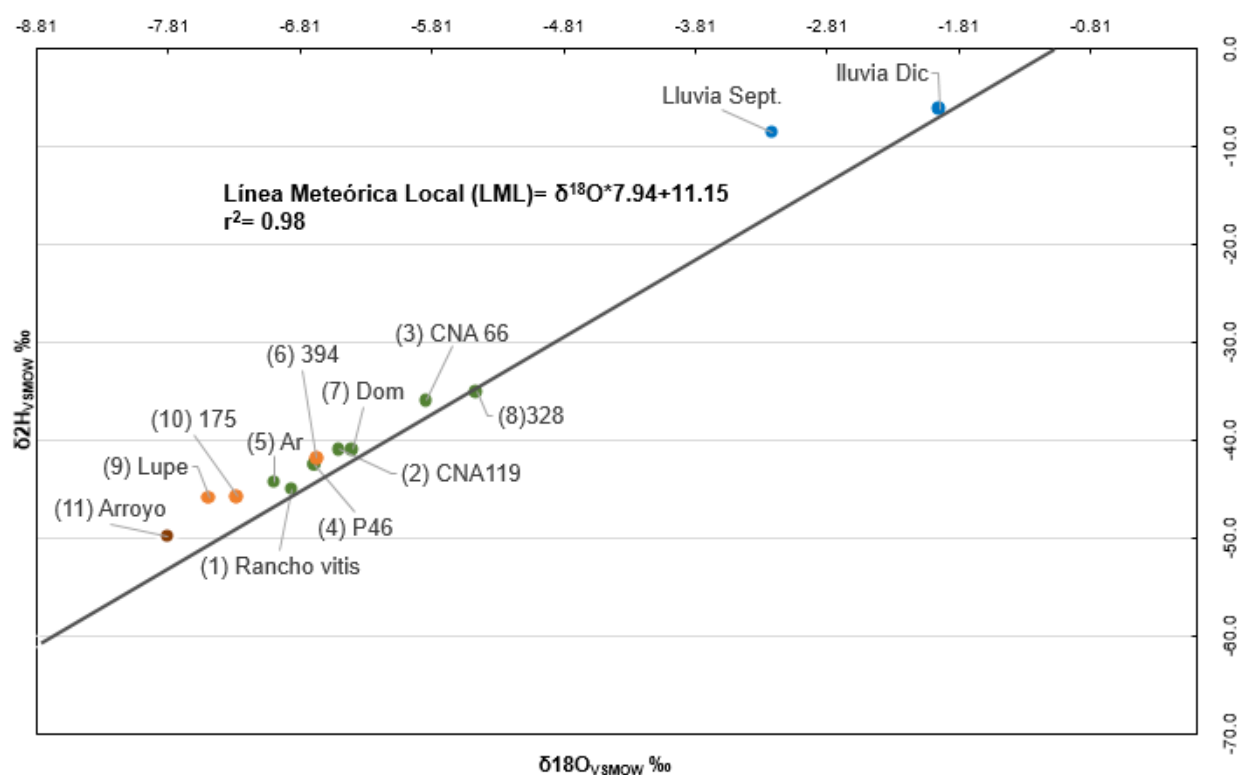


Figura 28. Distribución de los valores de $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ del agua subterránea, superficial y de lluvia en el Valle de Guadalupe. Los puntos de color verde pertenecen a las muestras tomadas en la fosa Porvenir, aquellas de la fosa Calafia se presentan de color naranja, las azules de las muestras de lluvia y la café de la entrada del arroyo Guadalupe.

7.3.4 Radiocarbono

Del análisis de radiocarbono de la muestra 7-Dom se obtuvo una actividad de ^{14}C que corresponde al año 1956. Aunado a las mediciones de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) los datos indican que las aguas son de origen moderno a premoderno, es decir recargadas en las últimas décadas.

Tabla 10. Porcentaje de ^{13}C y porcentaje de Carbono moderno en la muestra 7-Dom.

$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Porcentaje de Carbono Moderno (pMC $\pm 1\sigma$)
-10.56 ± 0.2	$101.46 \pm 0.26 \%$

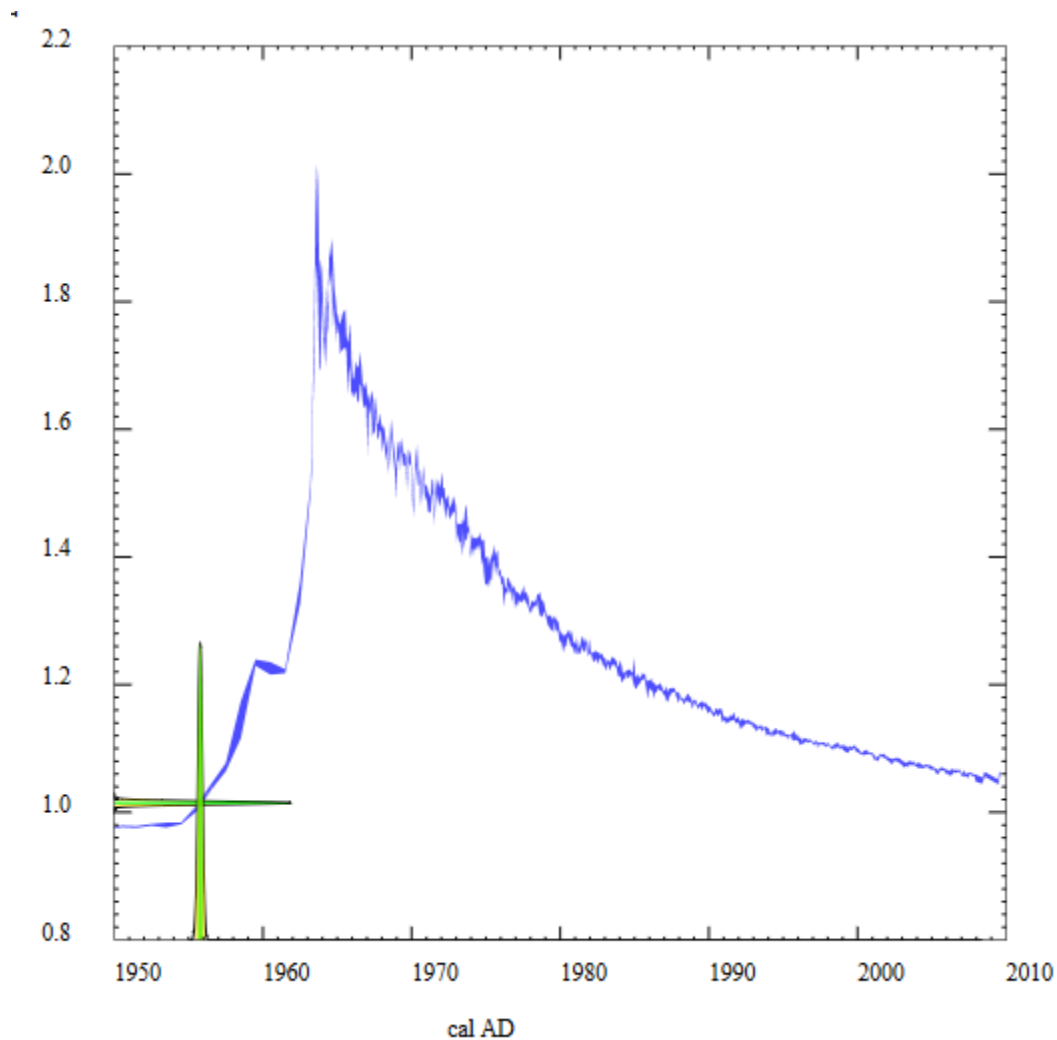


Figura 29. Gráfica de conteos de emisión de luz de acuerdo al año, comparada con los resultados de la muestra 7-Dom.

7.3.5 Datación con Tritio

El tritio se utiliza para determinar los tiempos de recarga, residencia y de renovación del agua subterránea. Las muestras de agua subterránea tomadas para el presente trabajo, se pueden catalogar en dos grupos de acuerdo a sus tiempos de recarga. Las muestras 2- CNA119, 3-CNA 66 y 10-175 presentan valores <0.5 , <0.5 y <0.8 UT respectivamente, lo cual indica que estas aguas han sido recargadas épocas pre modernas o antiguas (antes de 1950). Mientras que, las muestras 7-Dom y 9-Lupe presentan valores de 1.2 UT indicando una mezcla entre los tiempos de recarga de épocas pre modernas y modernas.

8. Discusión

8.1 Hidrogeología

Existen tres clases principales de uso de suelo en el VG que, por su cobertura y la capacidad de conductividad hidráulica, son importantes para la recarga del acuífero. Las zonas agrícolas cubren un área de 4568 ha, representando el 25% del uso de suelo del valle. En el VG estas zonas se caracterizan por encontrarse sobre sedimentos aluviales que varían en su granulometría de acuerdo a la ubicación geográfica (Campos-Gaytan, 2008; CONAGUA, 2018; CONAGUA et al., 2007; González, 2013). Aquellas áreas situadas al Noreste del valle en la fosa Calafia tienen conductividades hidráulicas altas (40 m/día) gracias a las gravas y arenas del subsuelo en esta zona. En contraste las zonas agrícolas ubicadas en la parte Sureste del acuífero, en la fosa Porvenir, tienen conductividad hidráulica moderada (4.7 a 9 m/día) debido a menor tamaño de partículas que van de arenas a arcillas. En estas zonas, cierto volumen del agua aplicada en el riego se infiltra y eventualmente alcanza la superficie freática, dependiendo de las propiedades del suelo y subsuelo, de las condiciones climáticas y de la profundidad del nivel estático. Esta contribución al acuífero se le conoce como retorno de riego que, de acuerdo con CONAGUA (2007), el porcentaje de infiltración varía 10 a 20% del volumen utilizado en la irrigación en las zonas áridas.

La vegetación nativa, cubre un 26% de la superficie y se encuentra tanto en la parte del valle como en las sierras circundantes. La vegetación xerófita nativa puede utilizarse como indicadora de niveles freáticos someros, ya que de acuerdo a Rivera (2013) las raíces de la vegetación xerófita alcanzan el agua infiltrada en su camino al nivel freático. El cauce del arroyo y los suelos desnudos en la parte baja de la cuenca, a lo largo del cauce del Arroyo Guadalupe y otros arroyos tributarios, están sobre gravas y arenas de grano medio a fino cuya conductividad hidráulica varía de manera gradual decreciendo de 104 hasta 4.7 m/día desde la entrada del arroyo al valle hasta su salida al Noroeste de la fosa Porvenir. Aunque su cobertura es solo 5%, estas zonas representan áreas con conductividades hidráulicas y potencial de recarga alto. Es importante mencionar que estos factores pueden modificarse si los usos de suelo cambian. Así mismo, las estimaciones de las conductividades hidráulicas podrían ser más precisas si se realizan

las pruebas pertinentes en campo para corroborar de manera precisa lo establecido la clasificación de Anderson y Woessner (1992) utilizada en este trabajo.

Si bien los sitios de recarga del acuífero dependen en gran medida de factores condicionantes como la conductividad hidráulica y los diversos usos del suelo, el principal factor de la recarga es la precipitación pluvial y el escurrimiento a lo largo de los arroyos (Campos-Gaytan, 2008). Mediante la comparativa de las precipitaciones mensuales con las mediciones del nivel piezométrico (figuras 20 y 21) se puede observar que los niveles del agua reaccionan rápidamente, en algunos en meses, a los eventos más significativos de precipitación. Esto quiere decir que, cuando existen precipitaciones intensas, los niveles de la mayoría de los pozos aumentan. Por el contrario, cuando el periodo de estiaje comienza, los niveles freáticos en diversas zonas del acuífero decrecen aceleradamente, probablemente por la extracción para uso agrícola.

Para conocer de forma particular los sitios más susceptibles a la recarga después periodos de precipitaciones intensas, se presenta de manera gráfica la recuperación en metros de cada pozo (marzo 2010) después de dos meses de ocurridas las precipitaciones de enero 2010 (figura 30). Se puede determinar que, tanto en la zona Sureste de la Fosa Calafia a lo largo del Arroyo Guadalupe, así como como la parte Norte y Sureste de El Porvenir, existe una alta recuperación en los niveles piezométricos (de hasta 30 m), que no ocurren en otras secciones del acuífero después de la lluvia. Es decir, son sitios con un alto potencial de recarga, ya sea por su conductividad hidráulica, ubicación cercana a cañadas y cauce de arroyos y/o el uso de suelo.

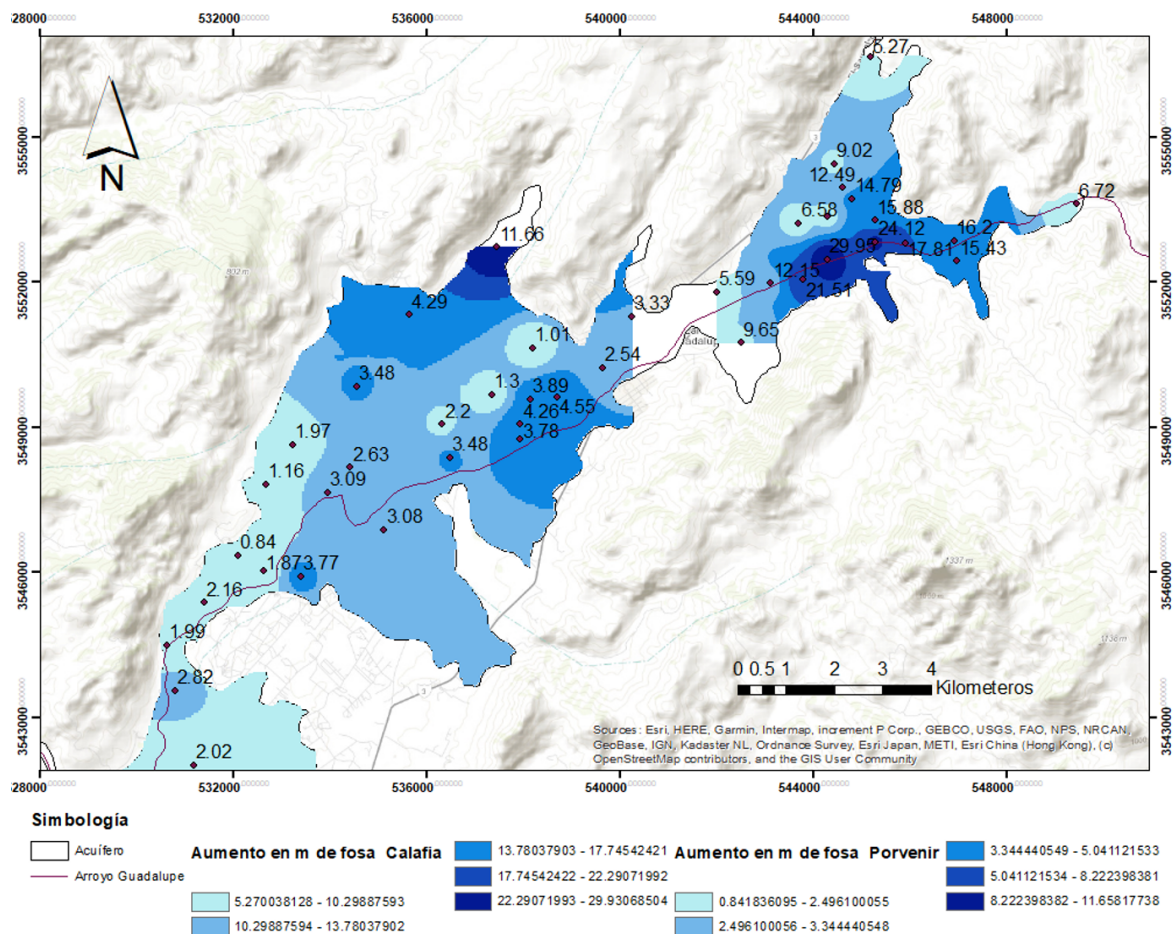


Figura 30. Aumento de los niveles piezométricos en metros después de las lluvias extraordinarias de enero 2010.

A diferencia de los estudios convencionales sobre manejo de acuíferos que, por lo general valoran las modificaciones en el nivel piezométrico de todo el acuífero en su conjunto y las relacionan con el promedio de lluvias, la presente discusión se centra en las fluctuaciones de cada zona específica en cada una de las fosas del acuífero. Es decir, basados en la valoración de cada pozo en particular y su respuesta a la precipitación mensual por medio de una metodología propia.

Otro indicador de la capacidad de regeneración del agua en diferentes zonas del acuífero, es la distribución de las fluctuaciones de los niveles piezométricos (expresadas en desviación estándar) de cada pozo a lo largo de los 10 años de mediciones por parte del COTAS (figura 24). Estas fluctuaciones a largo plazo indican que existen zonas del VG que son más susceptibles a la descarga y recarga de agua del acuífero, por lo que presentan mayores flujos y regeneración de agua que otros sitios con poca variabilidad. A

partir de las gráficas de cajas y bigotes(figura 22 y 23)se pudieron determinar aquellos pozos con mayor variación y si esta variación correspondía a la recarga o descarga del agua. Aquellos pozos cuya caja se encuentra con una tendencia marcada hacia las mediciones mínimas indican predominancia de descarga, mientras que aquellos cuya caja tiene una tendencia a los máximos tienen una predominancia de recarga. El 30% de los pozos en la fosa Porvenir marcan una tendencia a la recarga y el 37% de los pozos de fosa Calafia presentan esta característica.

Los resultados obtenidos a partir de esta investigación sugieren marcadas diferencias en los patrones de recarga entre la fosa Calafia y la fosa Porvenir. La primera tiene fluctuaciones piezométricas más intensas y una respuesta más rápida ante precipitaciones que la fosa Porvenir, la cual presenta fluctuaciones menos significativas. La diferencia en las respuestas a la recarga y descarga en ambas fosas puede deberse a la morfología de los vasos confinantes, ya que, mientras Calafia es más profunda y estrecha, la fosa Porvenir tiene menor profundidad pero mayor extensión horizontal; razón por la cual, los niveles verticales se distribuyen en una extensión horizontal más grande, disminuyendo el aumento de manera vertical.

De manera particular se puede decir que, los patrones de respuesta ante las lluvias y los niveles piezométricos de la fosa Porvenir se dividen de la siguiente manera: (1) aquellas áreas situadas adyacentes el Arroyo Guadalupe y aquellas al Norte en las cañadas El Trigo y Guadalupe, que son consideradas como zonas de alta fluctuación, respuesta rápida ante la precipitación y con intensa capacidad de distribución horizontal, y (2) aquellas áreas situadas al Suroeste y parte central de la fosa, donde la respuesta es menor, con baja fluctuación de niveles del agua y un mayor tiempo de residencia (figura 24,30)

En la fosa Calafia las fluctuaciones del nivel del agua durante los 10 años son más intensas con respecto al Porvenir. En general se presentan en una zona que se extiende de NE-SW hasta el Arroyo Guadalupe (figura 24), mientras que aquellas más bajas se encuentran en la parte central del norte de la fosa.

Aunque las fluctuaciones del nivel piezométrico a largo plazo coinciden en diversas zonas con aquellas de rápida recarga tras lluvias intensas, existen algunas diferencias que probablemente se deban a los volúmenes extraídos para riego y que solo ven reflejadas en las variaciones a largo plazo.

8.2 Hidrogeoquímica

Para conocer si las zonas con mayor susceptibilidad a las fluctuaciones del volumen de agua (recarga y descarga) presentan diferencias composicionales, se determinaron las características químicas, isotópicas y de edad del agua. Es de esperar que aquellas muestras con características químicas similares tengan historias hidrológicas comunes entre sí (Güler et al., 2002). Se observó, que aquellas muestras con menor fluctuación son las clasificadas como aguas salobres (Lerner, 2007), que posiblemente están enriquecidas en sales disueltas y tienen una conductividad eléctrica por arriba de los 1000mS/cm debido aun mayor tiempo de residencia y por lo tanto una mayor disolución mineral debido al mayor tiempo de interacción agua/roca(Clark, 2005), a los procesos de evaporación característico de las zonas áridas y niveles piezométricos someros. Por el contrario, aquellas aguas determinadas como frescas en el presente estudio, se encuentran en áreas cuya fluctuación es mayor debido a la recarga, su contenido de sales disueltas y la CE que se encuentra en rangos de 576 a 882 mS/cm. Debido a que los tiempos de residencia son cortos, la disolución mineral por interacción agua/roca es menor.

La concentración de sales disueltas y por lo tanto la CE, dependen principalmente de la concentración de los cationes y aniones estudiados en el presente trabajo. Tanto la CE como la proporción de iones mayoritarios varía en diferentes zonas del VG, indicando distintos procesos de enriquecimiento de iones disueltos en el agua subterránea. Mediante los diagramas de Stiff se pueden identificar tres facies hidrogeoquímicas diferentes, entre las cuales destacan aquellas muestras con muy alto contenido de Na, Cl, SO_4 y Mg en el Oeste de la fosa Porvenir y aquellas de composición Na-Cl, con mucho menor salinidad, ubicadas en las zonas de mayor fluctuación piezométrica a largo plazo y mayor respuesta a la recarga en ambas fosas.

Las muestras 2-CNA119, 3-CNA66,4-P46,6-394 y 8-328 tienen concentraciones de NO_3 que no cumplen con las normas mexicanas de agua potable, presentando concentraciones mayores a los 10mg/L, todas se encuentran de bajo áreas cultivadas de la fosa Porvenir, pudiendo ser el uso histórico de fertilizantes la causa de la presencia del contaminante de esta agua en esta zona con mayor tiempo de residencia (Appelo y Postma, 2005; Daessle et al., 2006).

Los isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) también muestran diferencias a lo largo del área de estudio (Figura 26), donde algunas muestras (adyacentes al cauce del arroyo) presentan una firma isotópica similar a la de la composición del agua del arroyo Guadalupe (muestra 11-Arroyo) (9- Lupe y 10-175) y otras una composición mezclada con agua de lluvia (Clark y Peter, 1997; Mook, 2000). Lo anterior sugiere procesos de recarga y mezcla de aguas diferentes en el acuífero, ya sea por precipitación en el frente de montaña y/o la recarga por escorrentía a lo largo del arroyo.

Para comprender mejor la interrelación o covarianza entre las distintas variables químicas estudiadas, se llevó a cabo un análisis estadístico multivariado de componentes principales (tabla 11). Se encontró que existen tres componentes principales que son responsables por el 87 % de la varianza total en los resultados. El primer componente representa las aguas con mayor concentración de sales disueltas (excepto HCO_3), el segundo componente aquellas aguas con mayor contenido de HCO_3 y una composición de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ más ligera y cercana a la composición isotópica del agua del arroyo, y las muestras 9-Lupe y 10-175. Esto indica su asociación a la recarga por agua del arroyo. El tercer componente, agrupa a las muestras con alto contenido de NO_3 .

Se realizó un análisis de componentes principales (varimax rotated raw) de las variables químicas, isotópicas y fisicoquímicas estudiadas en 10 muestras de agua subterránea del VG. Los valores de relaciones isotópicas, que son negativos, se analizaron como positivos para fines estadísticos.

Tabla 11. Tabla de análisis de componentes principales en 10 muestras de agua del VG. En rojo se muestran las cargas consideradas como significativas.

Variable	Factor1	Factor 2	Factor3
CE ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	0.97	-0.22	-0.02
Temperatura	0.20	-0.61	-0.71
Ph	0.09	-0.30	0.53
STD (g/l)	0.97	-0.20	0.01
$\text{d}^2\text{H}_{\text{VSMOW}}\text{‰}$	0.11	0.95	0.12
$\text{d}^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}\text{‰}$	0.02	0.98	0.12
$\text{d-excess}\text{‰}$	-0.26	0.95	0.08
Ca^{2+}	0.96	0.01	-0.01
Mg^{2+}	0.99	-0.11	0.05
K^{+}	0.93	0.09	0.27
Na^{+}	0.98	-0.13	0.07
Cl^{-}	0.95	-0.25	0.03
HCO_3^{-}	-0.48	0.66	-0.08
NO_3^{-}	-0.36	-0.28	-0.84
SO_4^{2-}	0.98	0.05	0.05
% de la varianza total	49	27	11

El análisis de similitud euclidiana (figura 35) se utiliza para clasificar las muestras de acuerdo a los distintos grupos hidrogeoquímicos basados en su similitud (Güler et al., 2002). Cabe mencionar que la combinación de herramientas gráficas y estadísticas para la geoquímica de las aguas comprueba y fortalece los resultados de agrupamiento de las características químicas. En el presente trabajo mediante estos análisis se pudieron observar dos grupos principales que coinciden en la mayoría de las muestras clasificadas mediante los diagramas de Stiff (figura 26). El primer grupo está conformado por las muestras 4-P46 y 7-Dom. Ambas muestras presentan altos sólidos totales disueltos clasificándose como aguas salobres, tienen una composición iónica principal de Na-Cl e hidrogeológicamente se encuentran en la parte oeste de la fosa Porvenir en una zona de baja fluctuación piezométrica, con respuestas bajas ante la temporada de lluvias y tiempos residencia considerables.

El segundo grupo está conformado por el resto de las muestras con composición Mg-HCO₃-Na-Ca-Cl. Se divide a su vez en dos subgrupos; uno que agrupa a las muestras 10-175, 9-Lupe, 5-Ar y 3-CNA66 que coincide con la clasificación de aguas frescas por su bajo contenido de sales disueltas y que hidrogeológicamente se encuentra en zonas de alta fluctuación y respuesta ante los periodos de lluvia, tanto en las muestra de la fosa Calafia(10-175, 9-Lupe) como las del Porvenir (5-Ar,3-CNA66). El otro subgrupo está conformado por las muestras 1,2, 6 y 8, y se distingue del primer subgrupo por su mayor contenido de sales disueltas. Este subgrupo tiene aguas salobres e hidrogeológicamente se encuentra en áreas de fluctuaciones de medias a bajas con capacidad de recuperación de los niveles freáticos bajas en ambas fosas.

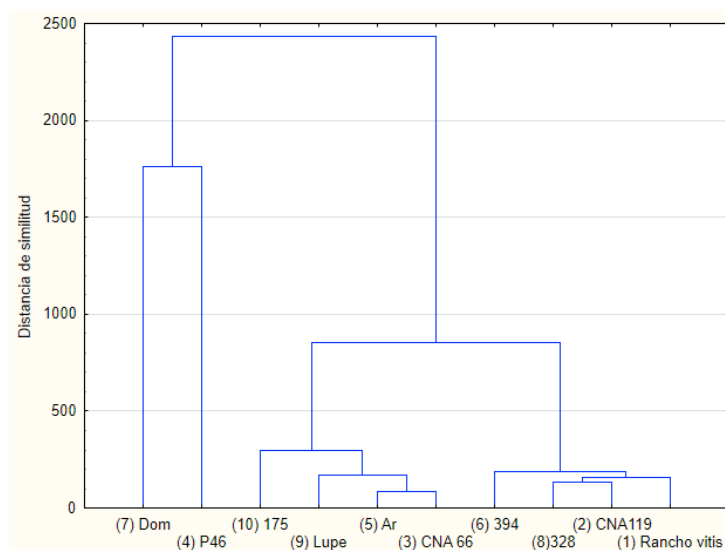


Figura 31. Dendrograma de similitudes euclidianas entre la composición química, fisicoquímica e isotópica de 10 muestras de agua en el VG.

8.3 Edad del agua

Finalmente, respecto a la datación del agua para conocer su antigüedad de recarga y su tiempo de residencia, solo se cuenta con una muestra para la datación con ^{14}C (7-Dom) y cinco muestras para la datación con tritio (2-CNA119, 3-CNA66, 7-Dom, 9-Lupe y 10-175). Se encontraron dos tiempos diferentes de recarga del agua subterránea: aquellas que se infiltraron en épocas pre modernas o antiguas (antes de 1950) y otras que presentan una mezcla entre los tiempos de recarga de épocas pre modernas y modernas. Los resultados para la fosa del Porvenir coinciden con las dataciones de tritio publicadas por Daessle et al. (2006), determinando tiempos de recarga pre modernos y para la fosa Calafia una recarga de mezcla de premoderna y moderna. Sin embargo, no se observa una relación evidente entre las fluctuación altas de los niveles piezométricos y las aguas más modernas.

Conclusiones

- 1) Las modificaciones del uso de suelo en el VG han cambiado los procesos naturales de capacidad recarga del acuífero, debido al retorno agrícola en suelos con alta conductividad hidráulica. La capacidad de recuperación de los niveles piezométricos está asociada a los eventos de precipitación más intensos, la extracción, la conductividad hidráulica y el uso del suelo.
- 2) La capacidad de recuperación del acuífero y de regeneración de su agua es heterogénea. La principal fuente de recarga es el escurrimiento desde el Arroyo Guadalupe, sin embargo, existe un componente importante de recarga por precipitación e infiltración más local desde el frente de montaña.
- 3) Con base en los parámetros fisicoquímicos las aguas subterráneas se clasifican como neutras, su contenido de STD determina que el acuífero tiene aguas frescas (STD <1000mg/L) y salobres (STD >1000mg/L).
- 4) De acuerdo con el contenido de iones las aguas del acuífero se pueden clasificar como una mezcla entre Mg-HCO₃-Na-Ca-Cl con excepción de una sola muestra de composición Cl-Ca.
- 5) La datación de las aguas subterráneas del acuífero del VG presentan dos diferentes épocas de recarga. La primera antes de 1950 determinadas premodernas y aquellas que presentan edades de mezcla entre premodernas y modernas.
- 6) A pesar de que la fosa Porvenir y Calafia forman parte de un mismo acuífero, sus comportamientos hidrogeológicos e hidrogeoquímicos y edades son claramente distintos entre sí. Adicionalmente, las características hidrogeológicas e hidrogeoquímicas varían significativamente dentro de cada fosa.
- 7) La fosa Calafia se puede dividir con base en estas características en dos zonas: (1) donde entra el Arroyo Guadalupe al VG, se presentan fluctuaciones relativamente bajas de sus niveles piezométricos, pero alta respuesta ante eventos de precipitación intensos, su composición química presenta con contenido bajo de sales e isotópicamente tiene características similares a las del agua estudiada en el arroyo. En este punto se presentan aguas infiltradas antes de 1950 y de recarga moderna. Por el contrario, (2) en dirección paralela a la cañada del Burro al NE de

la fosa, donde las aguas presentan altas fluctuaciones en sus niveles piezométricos y menor respuesta tras eventos de precipitación intensa, tiene una composición química con baja concentración de STD y una composición isotópica de mezcla con agua de lluvia. La edad de infiltración de esta zona se cataloga como mezcla de aguas modernas con pre modernas.

- 8) La fosa Porvenir se divide tres zonas: (1) al NE noreste de la fosa a lo largo del arroyo Guadalupe, tiene fluctuaciones piezométricas que varían de bajas a medias y capacidad de recarga rápida tras lluvias intensas, el contenido de STD va de intermedio a salobre, con tiempos de infiltración premoderna, (2) al norte de la fosa, adyacente al frente de montaña y la Cañada del Trigo, la fluctuación piezométrica es alta a largo plazo así como, la capacidad de recarga tras lluvias intensas, composición química en esta zona tiene muy bajo contenido de sales y composición isotópica que presenta infiltración de agua de lluvia recargada antes de 1950 (3) al Oeste de la fosa tiene una baja fluctuación de los niveles piezométricos, baja recarga tras lluvias, muy alta concentración de sales y tiempos de residencia con aguas pre modernas.

Bibliografía

- Appelo, C.A.J. & Postma, D. (2005). Geochemistry, groundwater, and pollution. 2da edn. CRC Press, pp. 683.
- Andrade-Barbilla M (1997) Actualización geohidrológica del Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, Baja California. Grupo Agroindustrial del Valle de Guadalupe, Ensenada, Baja California.
- Campos-Gaytan, J. R. (2008). Simulación del flujo de agua subterránea en el acuífero del Valle de Guadalupe , Baja California, México. Centro de Investigaciones científicas y de Educación Superior de Ensenada(CICESE).
- Campos-Gaytán JR y T Kretzschmar. 2006. Numerical understanding of regional scale water table behavior in the Guadalupe Valley aquifer, Baja California, Mexico. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 3(3): 707-730 p.
- Campos, J. R., Kretzschmar, T., & Herrera, C. S. (2014). Future groundwater extraction scenarios for an aquifer in a semiarid environment: case study of Guadalupe Valley Aquifer, Baja California, Northwest Mexico. Environmental Monitoring and Assessment.
<https://doi.org/10.1007/s10661-014-3980-6>
- Clark, I. (2005). Groundwater, Geochemistry, and Pollution. (T. & F. Group, Ed.) (1st Edition). New York.
- Clark ID, Fritz P (1997) Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton.
- CONAGUA. (2015). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Guadalupe (0207), Estado de Baja California. Diario Oficial de La Federación, 1.
<https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>.
- CONAGUA. (2018). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Guadalupe (0207), Estado de Baja California. Diario Oficial de la Federación.
- CONAGUA, Ramírez Hernández, J., Leyva Camacho, O., Ruiz, L., Vazquez Gonzalez, R., Rousseau Figueroa, P., Reyes-López, J. A. (2007). Plan de manejo integrado de las

aguas subterráneas en el Acuífero del Valle de Guadalupe, Estado de Baja California. (No. TOMO III).

Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703.
<https://doi.org/DOI: 10.1126/science.133.3465.1702>

Daesslé, L. W., Mendoza-Espinosa, L. G., Camacho-Ibar, V. F., Rozier, W., Morton, O., Van Dorst, L., Ibarra-Lugo, K.C., Quintanilla Montolla, A.L., Rodríguez-Pinal, A. (2006). The hydrogeochemistry of a heavily used aquifer in the Mexican wine-producing Guadalupe Valley, Baja California. *Environmental Geology*, 51(1), 151–159.
<https://doi.org/10.1007/s00254-006-0318-x>

Glynn, P. D., & Plummer, L. N. (2005). Geochemistry and the understanding of ground-water systems. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 263-287.

González, J. R. (2013). Monitoreo y modelado de la respuesta del nivel freático ante eventos de precipitación en el acuífero de Valle de Guadalupe, B.C. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E., & Turner, A. K. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, 10(4), 455–474. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0196-6>

Herczeg, A. L., & Leaney, F. W. (2011). Review: Environmental tracers in arid-zone hydrology. *Hydrogeology Journal*, 19(1), 17–29. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0652-7>

Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2010). *Isotope geochemistry: a derivative of the treatise on geochemistry*. Academic Press.

IAEA. (2010). Sampling Procedures for Isotope Hydrology. Water Resources Programme, 8. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

IGAC-CIAF. (2013). Descripción y Corrección de Productos Landsat 8 LDCM (Landsat Data Continuity Mission). Centro de Investigación y Desarrollo En Información Geográfica Del IGAC -CIAF, 46. <https://doi.org/10.5751/ES-06710-190329>

INEGI (1995) Estudio hidrológico del Estado de Baja California. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, México

- INEGI. (2001). Síntesis de Información Geográfica del Estado de Baja California, 95.
- Kalin, R. M. (2000). Radiocarbon dating of groundwater systems. In *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 111-144). Springer, Boston, MA.
- Kazemi, G. A., Lehr, J. H., & Perrochet, P. (2006). *Groundwater age*. John Wiley & Sons.
- Kendall, C. (1998). Tracing nitrogen sources and cycling in catchments. In *Isotope tracers in catchment hydrology* (pp. 519-576). Elsevier.
- Kretzschmar, T. (2010). Hydrochemical implications of an overexploited aquifer in a semi-arid environment of Northern Mexico. In P. Birkle & I. S. T. Alvarado (Eds.), *Water-Rock Interaction XIII* (pp. 391–394). CRC Press.
- Kretzschmar, T. G., & Frommen, T. (2013). Stable Isotope Composition of Surface and Groundwater in Baja California, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 451–454. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.03.194>
- Kurczyn-Robledo, J. A., Kretzschmar, T., & Hinojosa-Corona, A. (2007). Evaluación del escurrimiento superficial en el noreste del Valle de Guadalupe, BC, México, usando el método de curvas numeradas y datos de satélite. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(1), 1-14.
- Lara, A. G. (2006). PRODUCTIVIDAD DE LA VID EN FUNCIÓN DEL APROVECHAMIENTO DE AGUA SUBTERRÁNEA EN EL VALLE DE GUADALUPE 1994 -2004.
- Lerner, D. N. (2007). *Groundwater in the Environment: An Introduction*. Ground Water (Vol. 45). <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00336.x>
- Merkel, B. J., Planer-Friedrich, B., & Nordstrom, D. K. (2005). *Groundwater geochemistry. A Practical Guide to Modeling of Natural and Contaminated Aquatic Systems*, 2. <https://doi.org/10.1007/b138774>
- Mook, W., & Rozanski, K. (2000). *Environmental isotopes in the hydrological cycle*. IAEA Publish, 39.
- Morales., P. A. Á. (2010). *Apropiación social del ordenamiento ecológico en valle de guadalupe, Baja California, México*. Universidad Autónoma de Baja California.

- Morán-Ramírez, J., Ramos-Leal, A., López-Álvarez, B., Lozada, S. C., & León, G. S.-D. (2013). Hydrogeochemical behavior of underground flow in fractured karstic aquifers, using inverse modeling: the Huasteca Potosina case | Comportamiento hidrogeoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso. Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 65(1).
- Pedroza, K. V. (2018). Elementos potencialmente tóxicos (As, Cd, Cu, Pb, Sb y Zn) en el agua subterránea de la cuenca el Carrizal; suroeste de BCS, México. INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL.
- Pérez, J. (2017). Trazadores isotópicos e hidrogeoquímicos para determinar la edad y componentes de recarga del agua subterránea en la cuenca del río Actopan, Veracruz. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Eos, Transactions American Geophysical Union, 25(6), 914-928.
- Price, M. (1966). Introducing Groundwater. London: Chapman & Hall.<https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1811-2>
- Quan Hua, Mike Barbetti, Andrzej Z Rakowski (2013). ATMOSPHERIC RADIOCARBON FOR THE PERIOD 1950-2010, Radiocarbon, 55(4).7
- Ramírez, J. G., & González, R. V. (2013). Modeling of the water table level response due to extraordinary precipitation events: the case of the Guadalupe valley aquifer. International Journal of Geosciences, 4(06), 950.
- Ramírez, T. (2012). Reconocimiento químico e isotópico del acuífero costero de La Paz, B.C.S: Evaluación de una posible intrusión marina. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior.
- Peñuela Arévalo, L. A., & Carrillo Rivera, J. J. (2013). Definición de zonas de recarga y descarga de agua subterránea a partir de indicadores superficiales: centro-sur de la Mesa Central, México. Investigaciones geográficas, (81), 18-32.

- SEMARNAT, CONAGUA, & COLPOS. (2009). El desarrollo del plan integral para todos los usos del agua, para la sustentabilidad del acuífero del Valle de Guadalupe.
- Singleton, G. L., Révész, K., & Coplen, T. B. (2012). Determination of the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in water; RSIL Lab Code 1710. US G. Survey Techniques and Methods, 10-c18.
- SPA, & Gob. del Estado de Baja California. (2006). Programa De Ordenamiento Ecológico del Corredor San Antonio de las Minas-Valle de Guadalupe., CXIII(37).
- SPA, GobBC, SEMARNAT, & Gestión Costera, S. C. (2016). Programa Ambiental Estratégico de la Región Vitivinícola del Valle de Guadalupe, Municipio de Ensenada, Baja California, México.
- Stiff Jr, H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. Journal of petroleum technology, 3(10), 15-3.
- Tarbuck, E. J., Lutgens, F. K., Tasa, D., & Cientficias, A. T. (2005). Ciencias de la Tierra. Madrid: Pearson Educación.