



**Universidad Autónoma de San Luis
Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado**

**“Caracterización geofísica y evaluación hidrogeoquímica
de la recarga natural de agua subterránea en la zona
agrícola de El Refugio – Cd. Fernández, S.L.P.”**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

**MAESTRO EN TECNOLOGÍA Y GESTIÓN DEL
AGUA**

Presenta:

Heriberto González Sánchez

Asesor:

Dr. Antonio Cardona Benavides

Coasesor:

M.I. Sócrates Alonso Torres

Comité tutelar:

Dr. Rodolfo Cisneros Almazán

Dr. Israel Razo Soto



San Luis Potosí, S. L. P

Septiembre de 2022



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**“Caracterización geofísica y evaluación hidrogeoquímica de la
recarga natural de agua subterránea en la zona agrícola de El
Refugio – Cd. Fernández, S.L.P.”**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN TECNOLOGÍA Y GESTIÓN DEL AGUA

Presenta:

Heriberto González Sánchez

SINODALES:

PRESIDENTE: Dr. Antonio Cardona Benavides _____

SECRETARIO: M.I. Sócrates Alonso Torres _____

VOCAL: Dr. Rodolfo Cisneros Almazán _____

VOCAL: Dr. Israel Razo Soto _____





19 de mayo de 2022

**ING. HERIBERTO GONZÁLEZ SÁNCHEZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Antonio Cardona Benavides y el M.I. Sócrates Alonso Torres**, Asesor y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Tecnología y Gestión del Agua**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de mayo del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Caracterización geofísica y evaluación hidrogeoquímica de la recarga natural de agua subterránea en la zona agrícola de El Refugio – Cd. Fernández, S.L.P."

1. Introducción.
 2. Descripción de la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández.
 3. Marco teórico y estado del arte de la recarga natural.
 4. Metodología para la evaluación de la recarga natural.
 5. Hidrogeología y sistemas de flujo de agua subterránea.
 6. Resultados del método electromagnético en dominio de tiempo.
 7. Caracterización química e isotópica del agua.
 8. Evaluación integral de la recarga natural.
 9. Conclusiones y recomendaciones.
- Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM, MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

**DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR.**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al 39
fax (444) 826 2336

Copia. Archivo.
*etn.

"Rumbo al centenario de la autonomía universitaria"

CRÉDITOS INSTITUCIONALES

PROYECTO:

“Caracterización geofísica y evaluación hidrogeoquímica de la recarga natural de agua subterránea en la zona agrícola de El Refugio – Cd. Fernández, S.L.P.”

PROYECTO REALIZADO EN:

Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

CON FINANCIAMIENTO DE:

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), beca – tesis convenio No. 1050941.

AGRADEZCO:

Al programa de maestría en Tecnología y Gestión del Agua a través del Programa Nacional de Posgrados de Calidad (PNPC).

Al laboratorio de análisis de agua y suelo del Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería y al Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Responsable Dra. María Elena García Arreola, y su grupo de trabajo a cargo del Q. Miguel Ángel Cortina Rangel.

Al Consejo Técnico de Aguas Subterráneas del Acuífero Rioverde, A.C. (COTAS).

Responsable Ing. J. Antonio Sánchez Hernández.

A la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) por la información facilitada de estaciones meteorológicas del área de estudio, Responsable de la dirección local San Luis Potosí, S.L.P, Ing. Joel Félix Díaz.

AGRADECIMIENTOS.

A Dios, mis padres y hermanas, por su amor infinito, apoyo y confianza. Este logro también es de ustedes.

Al Dr. Antonio Cardona Benavides Jefe del área de Ciencias de la Tierra, por su amistad, asesoría y respaldo durante todo el trabajo. Por introducirme de una manera sencilla y muy enriquecedora al mundo de la Hidrogeología. Además, le agradezco el haberme brindado la confianza y oportunidad de participar en distintos proyectos a su cargo, actividades que me permitieron ampliar mis conocimientos.

Al M.I. Sócrates Alonso Torres, por el apoyo e importantes aportes hechos al estudio, por su entera disposición para la realización de este trabajo, pero sobre todo por su amistad.

Agradezco a mi comité tutelar, el Dr. Israel Razo Soto y el Dr. Rodolfo Cisneros Almazán, por la revisión de este documento y haber realizado los comentarios pertinentes para su elaboración.

Especial agradecimiento al Ing. J. Antonio Sánchez Hernández responsable del Consejo Técnico de Aguas Subterráneas del Acuífero Rioverde, A.C. (COTAS), por su apoyo y enseñanzas personales, sin lo cual este trabajo no hubiera sido posible.

Al Ing. Octavio Ortiz Enríquez por sus enseñanzas académicas, laborales y personales, pero más allá de eso por permitirse ser mi amigo y hacer de esta una experiencia muy grata.

Al Ing. Fernando Cervantes Rivera, por su amistad y enseñanzas personales, por ser una guía y alentarme a seguirme preparando profesionalmente.

Para mi familia y amigos, Leonardo, Efraín, Juan Miguel, Fernando, Ángel, Belén Paola, Cano y Luis Enrique, por compartir este camino de la vida conmigo y siempre alentarme a ser un mejor ser humano.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN.	1
1.1. Antecedentes.	2
1.1.1. Recarga natural de agua subterránea a nivel global.....	2
1.1.2. Estimación de recarga natural en México.	3
1.2. Justificación.....	5
1.3. Preguntas de investigación.	9
1.4. Hipótesis.	9
1.5. Objetivos.	9
1.5.1. Objetivo general.....	9
1.5.2. Objetivos particulares.	9
2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA AGRÍCOLA DE EL REFUGIO – CD. FERNÁNDEZ.	10
2.1. Fisiografía.	11
2.2. Geología.	12
2.2.1. Geología Regional.	12
2.2.2. Estratigrafía.	13
2.2.2.1. Cretácico.	13
2.2.2.2. Terciario Paleógeno.....	14
2.2.2.3. Terciario Neógeno.	14
2.2.2.4. Cuaternario.....	14
2.2.3. Geología Estructural.	15
2.3. Clima.....	17
2.4. Distribución de temperatura y precipitación.	17
2.5. Edafología.....	17
2.6. Hidrología.....	20
2.7. Vegetación y Agricultura.	22
3. MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE DE LA RECARGA NATURAL.	23
3.1. Clasificación de los tipos de recarga natural de agua subterránea.	23
3.2. Modelo conceptual de la recarga.	25
3.3. Aplicación de múltiples técnicas.....	26
3.4. Método de Prospección Electromagnética en el Dominio del Tiempo (TEM).	27
3.5. Variación de nivel freático.	30
3.6. Isótopos ambientales como trazadores.....	32
3.7. Balance de masa de cloruro (BMC).	34
4. METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DE LA RECARGA NATURAL.	36
4.1. Hidrogeología.....	36

4.1.1. Selección de pozos para la red de monitoreo.....	36
4.1.2. Pruebas de bombeo.....	36
4.1.2.1 Medición de niveles piezométricos.	37
4.1.2.2. Análisis de datos piezométricos.....	39
4.1.3. Mediciones del nivel de agua subterránea.....	39
4.1.4. Metodología para la identificación de los sistemas de flujo.	40
4.2. Geofísica.....	40
4.2.1. Sondeos Electromagnéticos.	40
4.2.2. Tipo de equipo.	41
4.2.3. Adquisición de datos.....	42
4.2.4. Ubicación de estaciones.	43
4.2.5. Ubicación de secciones.	43
4.2.6. Procesamiento sondeos electromagnéticos.	45
4.3. Hidrogeoquímica.	47
4.3.1. Muestreo.....	47
4.3.2. Mediciones de parámetros en campo.	51
4.3.2.1. Mediciones en campo de parámetros fisicoquímicos.	51
4.3.2.2. pH.....	53
4.3.2.3. Conductividad eléctrica (CE) y temperatura.	53
4.3.2.4. Oxígeno disuelto (OD).	53
4.3.2.5. Potencial de óxido-reducción, Eh.	54
4.3.2.6. Alcalinidad de campo.....	54
4.3.3. Mediciones de parámetros en laboratorio.	56
4.3.3.1 Alcalinidad por carbonatos y bicarbonatos.	56
4.3.3.2. Análisis de nitratos.....	56
4.3.3.3. Análisis de sulfatos.	57
4.3.3.4. Análisis de cloruros.....	57
4.3.3.5. Análisis de metales.....	57
4.3.3.6. Análisis de isótopos ambientales ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$).....	59
4.3.3.7. Análisis de cloruros en agua de lluvia.....	59
4.3.4. Metodología para interpretación hidrogeoquímica.	60
5. HIDROGEOLOGÍA Y SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA.	61
5.1. Características hidráulicas.	62
5.2. Variación del nivel estático.....	66
5.3. Profundidad del nivel estático.	70
5.4. Elevación del nivel estático.	75

6. RESULTADOS DEL MÉTODO ELECTROMAGNETICO EN DOMINIO DE TIEMPO..	78
6.1. Caracterización de curvas de resistividad eléctrica por comportamiento.....	78
6.2. Modelos geoelectricos 1D.....	79
6.3. Modelos 2D de resistividad.....	83
6.3.1. Descripción de perfiles.....	83
6.3.2. La Mezclita.....	84
6.3.3. La Loma.....	87
7. CARACTERIZACIÓN QUÍMICA E ISOTÓPICA DEL AGUA.....	90
7.1. Análisis fisicoquímicos y cuantitativos de muestras de agua.....	90
7.2. Potencial redox.....	90
7.3. Electroneutralidad.....	91
7.4. Contenido de iones mayoritarios.....	93
7.5. Diagrama de Piper y familias de agua por ion dominante.....	94
7.6. Diagramas de Stiff.....	98
7.7. Contenido de sulfatos.....	100
7.8. Conductividad eléctrica.....	102
7.9. Contenido de nitratos.....	106
7.10. Alcalinidad.....	109
7.11. Elementos traza.....	111
7.12. Relación de adsorción de sodio.....	111
7.13. Contenido de cloruros.....	114
7.14. Balance de masa de cloruros.....	116
7.15. Isotopos ambientales estables.....	117
8. EVALUACIÓN INTEGRAL DE LA RECARGA NATURAL.....	120
8.1 Arroyo Los Morales, La Mezclita, El Refugio-Cd. Fernández.....	120
8.2 Arroyo San Rafael, La Loma-Rioverde.....	122
9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	124
REFERENCIAS.....	127
ANEXOS.....	138
I. PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS.....	138
II. CONTENIDO DE IONES MAYORES.....	139
III. CONTENIDO DE ELEMENTOS TRAZA.....	140
IV. MODELOS DE RESISTIVIDAD 1D.....	142

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1. Imagen representativa de recarga natural de agua subterránea (Coelho et al., 2017).	1
Fig. 2. Sección representativa del modelo hidrogeológico conceptual de la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández, S.L.P (tomado de Martínez-Partida, 2019).....	8
Fig. 3. Localización de la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández, S.L.P.	10
Fig. 4. Fisiografía del estado de San Luis Potosí (INEGI, 2002).	12
Fig. 5. Mapa geológico de la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández (modificado de F14C16, SGM).	16
Fig. 6. Distribución de precipitación y temperatura a partir de datos obtenidos por la estación meteorológica automática Rioverde, 2021.....	17
Fig. 7. El Refugio, carta edafológica F14C16, escala 1:50 000 (CENTENAL, 1973). En la Tabla 3 se presenta la simbología.....	19
Fig. 8. Regiones hidrológicas de San Luis Potosí (tomado de Correa-Tobías, 2021).	21
Fig. 9. Superficie sembrada El Refugio (Cd. Fernández y Rioverde) año 2020. Datos de Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera (SIAP, 2020).	22
Fig. 10. Superficie sembrada por tipo de cultivo, suma de modalidades Riego y Temporal, El Refugio (Cd. Fernández y Rioverde) año 2020. Datos: Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera (SIAP, 2020).....	22
Fig. 11. Esquema de clasificación de los tipos de recarga (elaboración propia a partir de Lerner et al., 1990; Stephens, 1996; Balek, 1988).	25
Fig. 12. Esquema iterativo para desarrollar un modelo conceptual de procesos de recarga, (Healy y Scanlon, 2010).	26
Fig. 13. Voltaje $b(t)$ sobre tiempo (t) para un material poco conductor y buen conductor (Nabighian y Macnae, 1993).	29
Fig. 14. Difusión de las corrientes Eléctricas de Foucault dentro de un suelo conductor. a) Expansión del sistema de corriente con el tiempo un medio homogéneo con una resistividad eléctrica específica de $30 \Omega \text{ m}$ (Fuente: Greinwald et al., 2005) b) Comportamiento cilíndrico y simétrico del flujo de corriente dentro de un medio homogéneo (Fuente: Nabighian y Macnae, 1993).	30
Fig. 15. Incremento hipotético del nivel del agua en respuesta a la precipitación (Healy y Cook, 2002).....	31
Fig. 16. Relación meteórica para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la precipitación. Los datos son promedios ponderados anuales de precipitación monitoreada en las estaciones de la red mundial del IAEA, compilados en Rozanski et al., (1993).	33
Fig. 17. Evolución isotópica de las aguas superficiales y subterráneas en el ciclo hidrológico (tomado de IMTA, 2018).	34
Fig. 18. Diagrama esquemático del balance de masa de cloruro para estimación de recarga natural (Modificado de Somaratne y Smettem, 2014).	35
Fig. 19. Programación e instalación de sondas TD-Diver y Baro-Diver para pruebas de bombeo en zona de estudio La Loma.	37

Fig. 20. Ejemplo de pozo de observación en el que se ha colocado una sonda para medir variaciones hidrostáticas, (Van Essen Instruments B.V., 2018).	38
Fig. 21. Medición de nivel estático en pozo de uso agrícola con sonda Solinst graduada en zona de estudio La Mezclita	39
Fig. 22. Dispositivo TerraTEM en zona de estudio La Loma, con extensión de bobina tipo single loop de dimensiones 50m x 50m.	41
Fig. 23. Curva de decaimiento de voltaje en función del tiempo para TEM realizado en zona de estudio.....	42
Fig. 24. Ubicación de perfiles geofísicos transversales a los arroyos Los Morales y San Rafael.....	44
Fig. 25. Ejemplo de modelado de capas planas en el programa Temix a partir de curvas de resistividad aparente en función del tiempo obtenidas en campo.	45
Fig. 26. Ejemplo de modelo unidimensional de resistividad a partir de curvas de decaimiento de voltaje, obtenido mediante procesos de inversión en el software Winglink.	46
Fig. 27. Ejemplo de sección 2D de resistividad a partir de los modelos unidimensionales obtenidos con el software Winglink mediante interpolación.	46
Fig. 28. Estaciones colectoras de agua de lluvia en zonas de estudio a) La Mezclita, b) La Loma, para caracterización isotópica de precipitación y determinación de concentración de cloruros.....	47
Fig. 29. Muestreo de aprovechamientos de agua superficial para caracterización isotópica. a) Presa, b) Cauce de arroyo.	48
Fig. 30. Muestreo en pozo a) agrícola y b) público urbano para evaluación hidrogeoquímica del agua subterránea.	49
Fig. 31. Muestras obtenidas de aprovechamientos para análisis isotópico y de elementos mayores, menores y traza en agua subterránea.	49
Fig. 32. a) Equipo multiparámetros, b) Celda de aislamiento para análisis de parámetros fisicoquímicos en campo.	51
Fig. 33. Formato para registro de datos de campo.....	52
Fig. 34. a) Titulación potenciométrica para alcalinidad de campo mediante los métodos de punto de inflexión, de punto fijo, curvas de titulación teórica de carbonato y método Gran, b) Cartuchos con H ₂ SO ₄	56
Fig. 35. Equipo ICP-OES utilizado para el análisis de componentes hidrogeoquímicos inorgánicos mayoritarios.....	58
Fig. 36. Analizador de concentración isotópica y de gas Picarro L2130-i.	59
Fig. 37. Sistema de cromatografía iónica DIONEX DX-120 para análisis de concentración de cloruros en agua de lluvia.....	60
Fig. 38. Valores de permeabilidad o conductividad hidráulica (Custodio y Llamas, 1983).	62
Fig. 39. Esquema de prueba de bombeo realizada en pozo S04 en La Mezclita.....	64
Fig. 40. Esquema de prueba de bombeo realizada en pozo S08/S08B en La Loma.	64

Fig. 41. Gráfica abatimiento vs tiempo, prueba de bombeo en pozo S04 ubicado en zona de estudio La Mezclita.....	65
Fig. 42. Gráfica abatimiento vs tiempo, prueba de bombeo en pozo S08 ubicado en zona de estudio La Loma.	65
Fig. 43. Variación del N.E. vs precipitación para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Mezclita).	67
Fig. 44. Variación del N.E. vs precipitación para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Loma).	68
Fig. 45. Variación del N.E. periodo Febrero a Junio del 2022 (La Loma) medida a partir de sonda automática instalada en el pozo de observación S08B.	69
Fig. 46. Profundidad del nivel estático Octubre 2021.	73
Fig. 47. Profundidad del nivel estático Febrero 2022.	74
Fig. 48. Elevación del nivel estático Octubre 2021.....	76
Fig. 49. Elevación del nivel estático Febrero 2022.	77
Fig. 50. Curvas de resistividad aparente del sondeo S1-4 que pertenece al grupo 1, a) Marzo 2021 y b) Mayo 2022.....	78
Fig. 51. Curvas de resistividad aparente del sondeo S2-1 que pertenece al grupo 2, a) Marzo 2021 y b) Mayo 2022.....	79
Fig. 52. Modelos 1D de resistividades obtenidos durante todas las campañas de muestreo, así como el nivel estático correspondiente a cada fecha (La Mezclita).	80
Fig. 53. Modelos 1D de resistividades obtenidos durante todas las campañas de muestreo, así como el nivel estático correspondiente a cada fecha (La Loma).	82
Fig. 54. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S1 ubicado de manera transversal al arroyo Los Morales, con dirección NE, compuesto de 4 sondeos TEM, (Diciembre 2021).	85
Fig. 55. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S1 ubicado de manera transversal al arroyo Los Morales, con dirección NE, compuesto de 4 sondeos TEM, (Mayo 2022).	86
Fig. 56. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S2 ubicado de manera transversal al arroyo San Rafael, con dirección NW, compuesto de 5 sondeos TEM, (Diciembre 2021).	88
Fig. 57. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S2 ubicado de manera transversal al arroyo San Rafael, con dirección NW, compuesto de 5 sondeos TEM, (Mayo 2022).	89
Fig. 58. Relación de las muestras analizadas con respecto a la clasificación de aguas naturales por sus condiciones de potencial redox/pH.	91
Fig. 59. Diagrama de Piper que muestra la composición química de elementos mayores de diferentes muestras de agua para la zona de estudio La Mezclita en el periodo de Marzo, 2021 a Mayo, 2022.	95

Fig. 60. Diagrama de Piper que muestra la composición química de elementos mayores de diferentes muestras de agua para la zona de estudio La Loma en el periodo de Marzo, 2021 a Mayo, 2022.....	96
Fig. 61. Diagrama de Piper que muestra la evolución del agua del tipo bicarbonatada cálcica a sulfatada cálcica (esquemmatizada con la línea punteada color negro) en la zona de estudio La Loma para el muestreo 4a en el mes de Octubre, 2021.	97
Fig. 62. Diagrama de Stiff tipo, el cual permite analizar los aprovechamientos por familias de agua o facies hidrogeoquímicas.	98
Fig. 63. Distribución de facies hidrogeoquímicas en la zona de estudio La Loma, la cual muestra que la dirección del agua subterránea es desde la zona de sierras hacia el noreste.	99
Fig. 64. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de sulfatos.	100
Fig. 65. Variación de sulfatos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).	101
Fig. 66. Variación de sulfatos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma). ..	101
Fig. 67. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de conductividad eléctrica.	102
Fig. 68. Variación de CE vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).....	103
Fig. 69. Relación de sulfatos con conductividad eléctrica para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).	103
Fig. 70. Variación de CE vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma).....	104
Fig. 71. Relación de sulfatos con conductividad eléctrica para el periodo 2021-2022 (La Loma).	104
Fig. 72. Mapa de isolíneas que muestran las distribucion de valores de condcutividad electrica en zona de estudio La Loma.	105
Fig. 73. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de nitratos.	106
Fig. 74. Variación de nitratos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).107	
Fig. 75. Variación de nitratos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma). ...	107
Fig. 76. Contenido de nitratos 2021-2022 (La Mezclita).	108
Fig. 77. Contenido de nitratos 2021-2022 (La Loma).	108
Fig. 78. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de alcalinidad.	109
Fig. 79. Variación de alcalinidad vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).	110
Fig. 80. Variación de alcalinidad vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma).	110
Fig. 81. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de valores de SAR calculados.	112
Fig. 82. Diagrama de Wilcox para todos los muestreos.	113
Fig. 83. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de cloruros.	114
Fig. 84. Variación de cloruros vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).	115

Fig. 85. Variación de cloruros vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma)...	115
Fig. 86. ‰ Relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ para diferentes pozos en la línea de agua meteórica local.	118
Fig.87. Esquematzación por zonas de acuerdo al contenido de isotopos ambientales, línea meteórica global, línea meteórica local ajustada, línea de evaporación de agua superficial, agua subterránea La Mezclita, agua subterránea La Loma.	119
Fig. 88. Modelo conceptual generado para la evaluación de la recarga natural de agua subterránea, en el que se considera geofísica, variación del nivel freático, análisis isotópico, hidrogeoquímico y balance de masa de cloruros.	120
Fig.89. Modelo conceptual de recarga natural para arroyo Los Morales, periodo de estiaje.	121
Fig.90. Modelo conceptual de recarga natural para arroyo Los Morales, periodo de lluvias.	121
Fig.91. Modelo conceptual de recarga natural para arroyo San Rafael, periodo de estiaje.	122

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 1. Disponibilidad media anual de agua subterránea del acuífero de Rio Verde (DOF, 17 Septiembre 2020)	11
Tabla 2. Tipos de suelo en la zona de estudio (FAO, 2008).	18
Tabla 3. Simbología de la carta edafológica F14C16.....	20
Tabla 4. Relación de campañas de sondeos geofísicos para el periodo Mazo, 2021 a Mayo, 2022.	43
Tabla 5. Arreglo de parámetros en campo para el dispositivo TerraTEM.	43
Tabla 6. Plan de muestreo de agua superficial y subterránea para el periodo de Marzo, 2021 a Mayo, 2022.....	48
Tabla 7. Descripción de tipo de recipiente y conservación para muestras de agua subterránea.	50
Tabla 8. Parámetros medidos y referencia del método para el análisis de muestras de agua subterránea.	50
Tabla 9. Clasificación de agua subterránea en base a salinidad.....	53
Tabla 10. Sitios seleccionados para análisis piezométrico e hidrogeoquímico.	61
Tabla 11. Valores de Transmisividad (Iglesias, 2002).....	63
Tabla 12. Coeficiente almacenamiento para diversos tipos de terrenos y acuíferos (Iglesias, 1984).	63
Tabla 13. Propiedades hidráulicas resultado de pruebas de bombeo en la zona de estudio.	65
Tabla 14. Variación del N.E. para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Mezclita). ..	66
Tabla 15. Variación del N.E. para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Loma).	68
Tabla 16. Evolución de la profundidad del nivel estático.....	70

Tabla 17. Datos sobre nivel estático para zona de estudio La Loma en el mes de Octubre, 2021.	71
Tabla 18. Datos sobre nivel estático para zona de estudio La Loma en el mes de Febrero, 2022.	71
Tabla 19. Clasificación de unidades geoeléctricas identificadas en la zona de estudio. ...	84
Tabla 20. Electroneutralidad.....	92
Tabla 21. Estadística descriptiva de parámetros fisicoquímicos y iones mayores.	93
Tabla 22. NOM-127-SSA1-1994: Límites máximos permisibles de elementos traza.	111
Tabla 23. Valores de SAR obtenidos de las muestras de los diferentes aprovechamientos durante los periodos de muestreo.	111
Tabla 24. Concentración promedio de Cl ⁻ en agua de lluvia.	116
Tabla 25. Valores estimados de recarga natural.	117
Tabla 26. Resultados de análisis isotópico.	117

RESUMEN.

En este trabajo se evaluó la distribución espacial y la evolución temporal de la recarga natural de agua subterránea en la localidad de La Mezclita y La Loma, pertenecientes a las región agrícola de El Refugio-Ciudad Fernández considerada la más importante del estado de San Luis Potosí; el abastecimiento para la irrigación de cultivos es mediante agua superficial y subterránea, la cual pertenece a la Región Hidrológico-Administrativa Golfo Norte y al acuífero Rio Verde cuya clave administrativa es 2515. Durante el desarrollo de los trabajos de investigación se aplicó una combinación de métodos geofísicos e hidrogeoquímicos con lo que fue posible identificar y evaluar la recarga natural a lo largo de arroyos efímeros en el acuífero. Sedimentos permeables no consolidados derivados de abanicos aluviales alimentados por ríos y arroyos, constituyen el acuífero de tipo libre. La caracterización geofísica de 2 tramos (transversales a los arroyos) con mediciones de campo a lo largo del año, resultó en cambios temporales para los valores de resistividad eléctrica, tanto en el sentido vertical como lateral, que se pueden correlacionar con la infiltración de agua por flujo preferencial. El trabajo de campo incluyó la recolección estacional de muestras de agua de lluvia, superficial y subterránea para el análisis de elementos mayores, menores, traza e isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). Se consideró la lluvia total para el cálculo de las concentraciones medias ponderadas de cloruros en el agua de lluvia. Con este valor, se utilizó el enfoque de balance de masa de cloruro para la evaluación de la recarga natural de agua subterránea natural. Las concentraciones de cloruro en el agua subterránea indicaron que la recarga natural es menor al 5% de la lluvia total. Las características del agua subterránea indican que la recarga natural tiene baja conductividad eléctrica (180-784 $\mu\text{S}/\text{cm}$), valores de oxígeno disuelto (2.63-11.07 mg/L), pH en el rango de 5.25-9.3 y es de tipo $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. La información de muestras adicionales de agua de lluvia permitió el ajuste de la pendiente y la intersección para la línea de agua local de agua meteórica disponible. La nueva ecuación de la línea de agua meteórica local permitió obtener una mejor comprensión de los procesos de recarga. La distribución de los valores isotópicos del agua subterránea con relación a la línea de agua meteórica local, indica que presentan una pendiente que se puede asociar con efectos considerables de evaporación, lo que sugiere que el proceso de recarga está asociado con un flujo difuso bajo a lo largo de la zona vadosa, lo que produce un bajo porcentaje de recarga del valor total de la lluvia.

1. INTRODUCCIÓN.

Una definición general para el concepto recarga natural, es la propuesta por Lerner et al., (1990): Es el flujo de agua en el suelo que se mueve en sentido vertical descendente hasta alcanzar el nivel freático, constituyendo una adición al volumen de agua subterránea existente (Fig. 1). Las principales fuentes de recarga natural pueden ser la precipitación, ríos, canales y lagos. Sin embargo, la acción de obras y efectos antropogénicas (irrigación, urbanización, etc.) también producen recarga (en algunos casos no deseada, como cuando se trata de aguas negras no tratadas) a sistemas de flujo subterráneo.

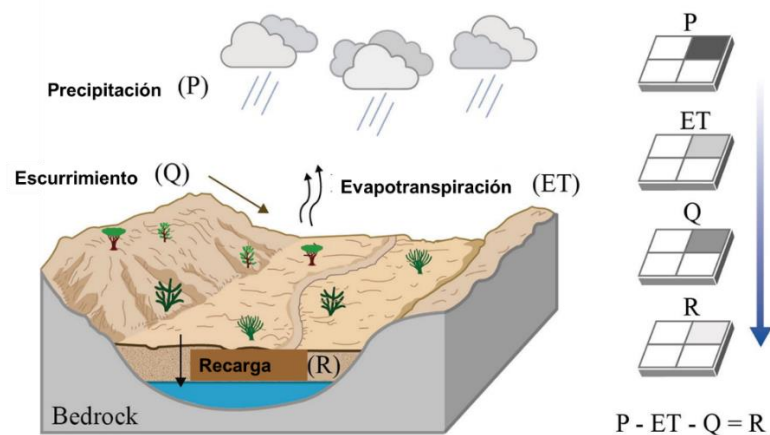


Fig. 1. Imagen representativa de recarga natural de agua subterránea (Coelho et al., 2017).

El tema de la recarga de aguas subterráneas ha cobrado importancia en países donde no hay suficiente suministro de agua al acuífero, como generalmente se presenta en zonas áridas y semiáridas. Sin embargo, la recarga de agua subterránea es un parámetro difícil de estimar. Esta dificultad se deriva de factores tales como la ubicación del área a estudiar, tiempo, costo y datos hidrológicos (Tonkul et al., 2021).

Determinar cuál de una amplia variedad de técnicas para realizar estimaciones de recarga natural suele ser difícil. Se deben considerar varios factores al elegir un método para cuantificar la recarga, por lo cual una comprensión profunda de los atributos de cada una de estas técnicas es crítico. Mientras que algunos estudios se centran en las estimaciones de recarga para la evaluación de los recursos hídricos (Luckey et al., 1986; Kearns y Hendrickx, 1998), otros se enfocan en estimaciones de transporte de contaminantes o vulnerabilidad del acuífero a la contaminación (Egboka et al., 1983; Flury et al., 1994; Scanlon y Goldsmith, 1997).

La información de antecedentes sobre los posibles controles de la recarga es extremadamente valiosa, ya que el clima, la geomorfología (incluida la topografía, el suelo y la vegetación) y la geología de un sitio controlan la ubicación y el momento de la recarga, por lo tanto, afectan la elección de la técnica para su estimación de recarga. Los sistemas húmedos y áridos requieren diferentes enfoques para cuantificar la recarga, regiones húmedas generalmente se caracterizan por niveles freáticos poco profundos y corrientes efluentes. Las aguas subterráneas normalmente se descargan a través de la evapotranspiración y el flujo base de los arroyos, en este caso la **recarga difusa (directa)** es dominante. Las tasas de recarga en estas regiones a menudo están limitadas por la capacidad de los acuíferos para almacenar y transmitir agua, procesos asociados directamente con la geología del subsuelo. Por el contrario, niveles freáticos profundos y corrientes influentes son comunes en valles aluviales en regiones áridas por lo que la **recarga localizada (indirecta)** es la que predomina. Las tasas de recarga están limitadas en gran parte por la disponibilidad de agua en la superficie terrestre, que está controlada por factores climáticos tales como la precipitación y la evapotranspiración, así como por las características geomorfológicas del suelo.

1.1. Antecedentes.

1.1.1. Recarga natural de agua subterránea a nivel global.

El incremento en la demanda de agua en lugares limitados como lo son las zonas áridas y semiáridas resulta en un estado crítico para la recarga de agua subterránea. Las regiones (semi) áridas se encuentran en crecimiento y representan un 30% de la superficie total de la tierra (Dregne, 1991). En la actualidad se estima que 3 de cada 10 personas carecen de acceso a agua potable (OMS, 2017) por lo que la escasez será más crítica a medida que el crecimiento demográfico en estas regiones supere al de los entornos más húmedos. Puesto que en las zonas (semi) áridas las fuentes de agua superficial son limitadas, da como resultado que el agua subterránea sea la principal fuente de abastecimiento de agua. La Agencia Internacional de Energía Atómica, (IAEA por sus siglas en inglés), estima que gran parte del agua subterránea es fósil (agua confinada hace miles de años, en algunas ocasiones con valores elevados sólidos totales disueltos) por lo que su extracción no es sostenible a largo plazo. Por tanto, para que el manejo de los acuíferos en estas zonas pueda ser sostenible en relación a satisfacer las necesidades humanas y de los ecosistemas son necesarias estimaciones precisas de la recarga de agua subterránea.

La recarga natural de agua subterránea ha sido estimada en regiones (semi) áridas usando una gran variedad de técnicas tanto físicas como químicas, isotópicas y de modelado. Estas técnicas han sido descritas en estudios previos (Lerner et al., 1990; Hendrickx y Walker, 1997; Zhang y Walker, 1998; Kinzelbach et al., 2002; Scanlon et al., 2002). El propósito de los estudios de la recarga natural ha dictado hasta cierto punto el método utilizado para estimarla y su escala de aplicación. En el pasado se han realizado varias revisiones de la recarga centrándose principalmente en las regiones (semi) áridas. Simmers (1988) editó un volumen sobre recarga que se enfoca principalmente en técnicas para estimar la recarga, describiendo aplicaciones y casos de estudio. Documentos de un simposio sobre recarga de agua subterránea que se llevó a cabo en Australia en 1987 se compilan en un volumen editado por Sharma (1989) donde se describen varias técnicas para estimar la recarga, enfatizando los procesos y mecanismos de recarga en base a los datos obtenidos en Australia. La Asociación Internacional de Hidrogeólogos publicó un volumen sobre recarga editado por Lerner et al., (1990) que incluye descripciones de recarga en diferentes escenarios hidrogeológicos. La compilación de documentos de la IAEA (2001), proporciona información valiosa sobre la recarga en áreas con escasez de agua, este está basado en estudios de campo de alrededor de 44 sitios. Estos estudios mostraron que las precipitaciones por debajo de los 200 mm generalmente resultan en una recarga insignificante. Un volumen especial de la Revista de Hidrogeología dedicado a la recarga incluye documentos sobre procesos de recarga y métodos para estimar la recarga, incluida la detección remota, enfoques terrestres y de modelado, recarga artificial y urbana, además de casos de estudio en regiones (semi) áridas (Scanlon y Cook, 2002). Los problemas de recarga relacionados con el suroeste de USA se describen en Hogan et al., (2004), aquí se incluyen documentos sobre mecanismos de recarga, procesos y casos de estudio. La recarga en el suroeste de USA también es el foco de un artículo profesional del USGS (Stonestrom and Leake, en prensa), el cual describe condiciones climáticas y geológicas relacionadas con metodologías y casos de estudio sobre recarga regional y localizada.

1.1.2. Estimación de recarga natural en México.

En México la metodología de estudio del agua subterránea que se impulsa para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales (NOM-011-CONAGUA-2015) incluye una serie de cálculos que consideran solamente las variables del ciclo hidrológico y los

cambios inducidos por el ser humano. En el Apéndice Normativo B, apartado B.5 de la NOM-011-CONAGUA-2015, se establece que la determinación de la disponibilidad media anual del agua no requiere considerar la calidad del agua subterránea, ya que sólo se toma en cuenta cuando se desea captar agua de mar procedente de los acuíferos costeros (Apéndice Informativo E). En México, la utilidad tradicional de los análisis químicos de agua subterránea ha sido la relacionada con la definición de su calidad para usos diversos, por lo que la normatividad para definir la calidad del agua suministrada está claramente definida en la NOM-127-SSA1-1994. De acuerdo con la NOM-011-CONAGUA-2015, la recarga de agua subterránea es el volumen de agua procedente del exterior depositado en el acuífero en un intervalo de tiempo específico. Uno de los problemas de esta definición es que considera la suma de las entradas de agua sin diferenciar: origen, calidad y temporalidad.

De acuerdo con el modelo conceptual del funcionamiento hidrodinámico, la recarga natural ocurre por dos procesos naturales principales: por infiltración de agua de lluvia en la superficie del terreno y por la infiltración de los escurrimientos a lo largo de los arroyos principales, que en conjunto se consideran como recarga vertical (R_v). Este es uno de los términos que mayor incertidumbre implica su cálculo. Debido a que se cuenta con poca información para calcular tanto las entradas como las salidas por flujo subterráneo y el cambio de almacenamiento, su valor será despejado de la ecuación de balance:

$$R_v + R_r + E_h - S_h - B - ETR - D_m - F_b = \pm \Delta V(S) \quad (1)$$

Donde **R_v** es la recarga vertical natural, **R_r** la recarga inducida por riego, **E_h** las entradas por flujo subterráneo horizontal, **S_h** las salidas por flujo subterráneo horizontal, **B** la extracción o bombeo, **ETR** la evapotranspiración real, **D_m** la descarga por manantiales, **F_b** el flujo base y **$\Delta V(S)$** el cambio de almacenamiento.

Despejando la recarga vertical natural (R_v), se obtiene:

$$R_v = S_h + B + ETR + D_m + F_b \pm \Delta V(S) - E_h - R_r \quad (2)$$

En México son pocos los artículos científicos relacionados con la estimación de recarga natural de agua subterránea, por ejemplo Mahlknecht et al., (2004) investigó los mecanismos de recarga y la evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en la cuenca del Río La Laja en el estado de Guanajuato, para ello, se utilizaron isótopos estables y un balance de masa de cloruros. Cruz-Falcon et al., (2011) utilizó la ecuación

general de balance hidrológico aplicada en un sistema de información geográfica (SIG) con lo que se generaron modelos digitales de precipitación, temperatura, evapotranspiración, escurrimiento y recarga en la cuenca de La Paz, Baja California Sur. Ruiz (2015) evaluó la recarga natural mediante varios métodos independientes para evaluar la recarga: método de fluctuación del nivel freático y modelado del flujo de agua subterránea en estado estacionario y en condiciones transitorias en la cuenca de la ciudad de México. Guerrero-Martínez et al., (2018) analizó y evaluó la recarga de agua subterránea para el Valle de Aguascalientes mediante el ajuste a la ecuación linealizada de Boussinesq y la técnica de variación del nivel freático (VNF). Como se puede observar la mayoría de estos trabajos, si bien utilizan la conjunción de diferentes métodos, con excepción del de Mählknecht et al., (2004) casi todos se centran en la ecuación del balance hidrológico.

1.2. Justificación.

La cuantificación de la recarga natural a sistemas de flujo subterráneo es un concepto fundamental en el manejo de los recursos hídricos del subsuelo. La estimación de este parámetro es muy necesaria porque, sin lugar a dudas, constituye la base para que el manejo eficiente del abastecimiento de agua pueda establecerse como sustentable a largo plazo. Desafortunadamente se reconoce a nivel mundial que, de todos los factores que se incluyen en la evaluación del agua subterránea, la recarga (natural o inducida) es el de más difícil medición, de tal modo que en ocasiones únicamente es posible realizar estimaciones de su volumen (Healy, 2010). Este aspecto afecta y limita directamente el desarrollo global de ciudades enclavadas en las zonas áridas y semiáridas de nuestro país, donde el abastecimiento sustentado en agua superficial es mínimo, por lo que la principal fuente de agua es la del subsuelo. En efecto, si se subestima la recarga natural de agua subterránea, el desarrollo estará limitado y si no se conoce o se sobrestima, se pone en peligro el desarrollo sustentable de la región.

Desde una perspectiva ideal, para una mejor estimación de la recarga de agua subterránea que considera una amplia gama de escalas espacio/tiempo, se deben combinar la mayor cantidad de métodos posibles, por lo tanto, es poco probable que un solo método cubra todos estos aspectos. En muchos casos, las diferentes metodologías se complementan entre sí y ayudan a refinar el modelo conceptual de los procesos de recarga (Scanlon et al., 2002).

El que no se considere la combinación de métodos físicos y químicos en la NOM-011-CONAGUA-2015 en los cálculos de disponibilidad de agua subterránea, ha generado que se presenten problemas tanto en la calidad como en el abastecimiento de agua a la población en diversas partes del país. La combinación de estos métodos permite no solo identificar las concentraciones de diversos elementos benéficos o tóxicos para el funcionamiento de los organismos vivos, sino que aporta información valiosa para la gestión y administración del agua: **comprobación de patrones de flujo subterráneo, los procesos y la cuantificación de recarga natural e inducida, los tiempos de residencia (absolutos y relativos) del agua subterránea en el acuífero**, entre otros.

Los diferentes tipos de recarga pueden ser identificados y evaluados mediante métodos geofísicos e hidrogeoquímicos, información que sería muy útil para: **Verificar si los cálculos de la recarga realizados tienen sentido, identificar la recarga que incluye agua de mala calidad y clasificar los sistemas de flujo captados por la extracción en un acuífero administrativo.**

A partir del mes de junio del año 2022 la NOM-011-CONAGUA-2015 se encuentra sujeta a un proceso de revisión para su modificación, por lo cual con este trabajo se pretende aportar bases conceptuales, que colaboren a mejorar las especificaciones y las metodologías para determinar la disponibilidad media anual de aguas nacionales.

Adicionalmente como parte fundamental para establecer el modelo conceptual de los procesos de recarga natural, es necesario la revisión de estudios previos y el análisis de la información existente, la cual colabore a comprender como, cuando y donde ocurre la recarga, lo cual posteriormente será importante en la selección de los métodos para su estimación, tomando en consideración las limitaciones tanto espacio/tiempo como económicas.

El acuífero administrativo de Rio Verde, San Luis Potosí, donde se encuentra la zona agrícola del El Refugio, Ciudad Fernández, ha sido caso de estudio en diferentes ocasiones. Estudios técnicos y de descripción del acuífero se concentran en el documento ACTUALIZACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD MEDIA ANUAL DE AGUA EN EL ACUÍFERO RÍO VERDE (2415), ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ (CONAGUA, 2020) que tiene como principal objetivo publicar la disponibilidad, lo cual servirá de sustento legal para la autorización de nuevos aprovechamientos de agua subterránea, transparentar la administración del recurso, planes de desarrollo de nuevas fuentes de abastecimiento, resolver los casos de sobreexplotación de acuíferos y la resolución de conflictos entre

usuarios. Algunos otros trabajos han tenido que ver con el sector agrícola (Charcas y Olivares, 2002; Ballín et al., 2004; Ortega, 2010) en los que se describen los sistemas de producción agrícola en relación con los aprovechamientos de agua subterránea, sus sistemas de flujo de agua subterránea y sus limitaciones. Rocha-Escalante, (2009), determinó un modelo conceptual de los sistemas de flujo del acuífero con base en una serie de datos de información geológica, hidrológica e hidrogeológica del sitio. Mas recientemente Yáñez-Rodríguez, (2019), realizó una caracterización geofísica de una porción de acuífero mediante el método magnetotelúrico (MT) con el objetivo de conocer la distribución de la resistividad eléctrica a profundidad y establecer la asociación con las características hidrogeológicas de todo el sistema, principalmente de la Formación El Abra. A su vez Martínez-Partida, (2019), llevó a cabo una caracterización hidrogeoquímica y de plaguicidas en el agua subterránea, así como sus implicaciones en su calidad. Como se puede observar la mayor parte de los estudios se han centrado en la descripción general del acuífero y sus sistemas de flujo, así como las implicaciones del uso de los aprovechamientos de agua subterránea en relación con la agricultura, sin embargo, se carece de trabajos sobre los procesos de recarga natural tanto en la zona no saturada como en la zona saturada.

Teniendo esto como referencia se consideró la selección de la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández como área de estudio, en la cual a partir de los estudios mencionados anteriormente se estableció que el abastecimiento de agua se presenta a partir de un acuífero de tipo libre, heterogéneo y anisótropo, constituido por dos medios: el superior de tipo granular y el inferior de tipo kárstico, en el cual la recarga en el medio granular ocurre de manera natural e inducida, siendo la recarga natural la de mayor importancia, teniendo lugar en arroyos de tipo intermitente durante el periodo de lluvias. Algunos de estos principales arroyos identificados como zonas de recarga, los cuales tienen su origen en la sierra ubicada al sureste, a una elevación aproximada de 2000 msnm, son los arroyos Los Morales y San Rafael. El primero ubicado en la comunidad de La Mezclita, la cual pertenece al ejido de El Refugio, Cd. Fernández, con un recorrido suroeste a noreste, de la zona serrana hacia el Río Verde, y el segundo ubicado en el ejido de La Loma, perteneciente al municipio de Rioverde, con una trayectoria hacia el oriente con descarga en la Laguna El Jabalí.

1.3. Preguntas de investigación.

¿Pueden ser identificados los cambios temporales del contenido volumétrico de agua en la zona no saturada mediante el registro de las variaciones en la resistividad eléctrica del medio?

¿Cuál es la influencia de las propiedades hidráulicas del acuífero en la respuesta del nivel freático a la recarga natural?

¿Existen diferencias en los mecanismos de infiltración de agua en los arroyos principales durante el periodo de lluvias?

¿Cuáles son las características hidrogeoquímicas del agua subterránea derivada de la recarga natural?

¿Es posible evaluar la recarga natural indirecta, localizada y estacional mediante la combinación de métodos físicos y químicos?

1.4. Hipótesis.

La aplicación conjunta de métodos físicos y químicos permitirán caracterizar y evaluar la recarga natural indirecta, localizada y estacional en los arroyos Los Morales y San Rafael, ubicados en la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández durante el periodo de lluvias.

1.5. Objetivos.

1.5.1. Objetivo general.

Identificar la recarga natural indirecta, localizada y estacional a partir de cambios en la resistividad eléctrica en la zona no saturada y evaluarla mediante la evolución de niveles estáticos, propiedades fisicoquímicas del agua y balance de masa de cloruros en la zona saturada.

1.5.2. Objetivos particulares.

- 1.- Identificar la distribución de la resistividad en el subsuelo y relacionarla con la recarga natural del agua subterránea.
- 2.- Relacionar la variación en los niveles de agua en los pozos con la recarga natural.
- 3.- Caracterizar química e isotópicamente la precipitación y el caudal de escurrimiento durante la temporada de lluvias.
- 4.- Analizar la recarga natural mediante técnicas hidrogeoquímicas.

2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA AGRÍCOLA DE EL REFUGIO – CD. FERNÁNDEZ.

El municipio de Ciudad Fernández se ubica en la parte centro sur del estado de San Luis Potosí, entre los paralelos 22°08' y 21°51' de latitud norte y entre los meridianos 99°56' y 100°31' de longitud oeste, con desniveles topográficos entre 900 y 2600 msnm (Fig. 3). Colinda al norte con el municipio de San Nicolás Tolentino; al este, sur y norte con el municipio de Rioverde, al oeste con los municipios de Santa María del Río, San Nicolás Tolentino y Zaragoza. (INEGI, 2009)

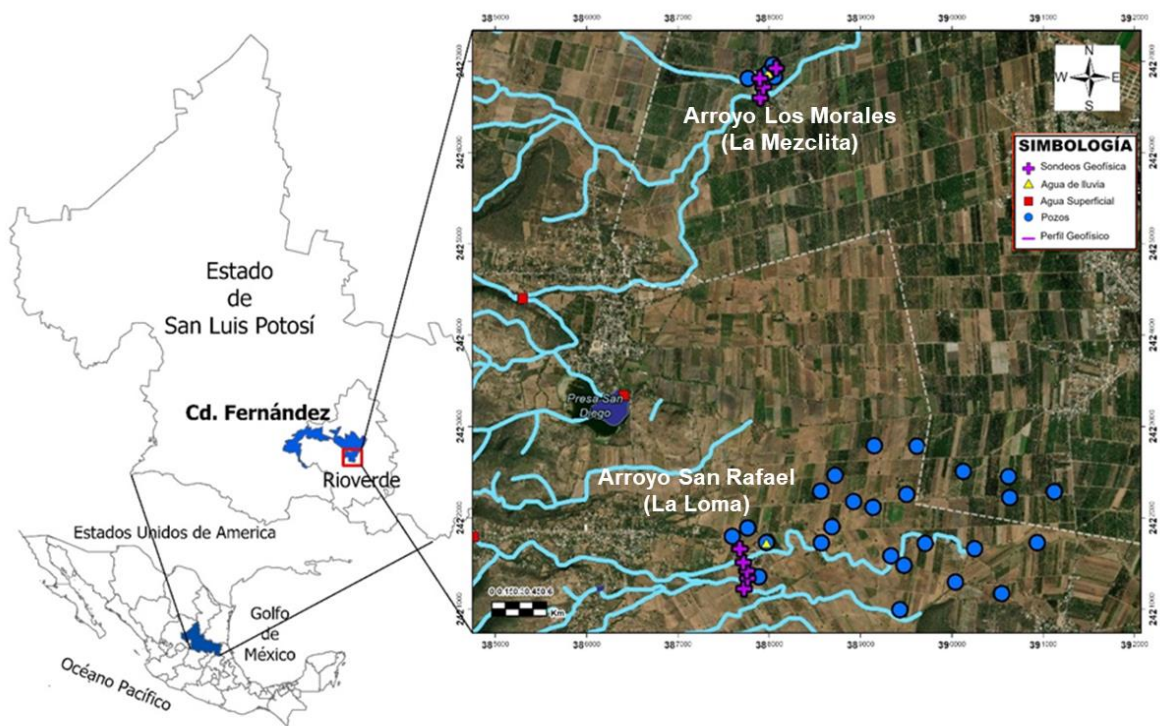


Fig. 3. Localización de la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández, S.L.P.

En el estado de San Luis Potosí una de las regiones agrícolas más importantes la constituyen los municipios de Rioverde y Ciudad Fernández, , con una superficie total de 4,210 ha, la superficie total regada es de 1,801 ha con agua superficial, un volumen de agua total de 34.45 hm³ y 1,136 usuarios (CONAGUA, 2016). En el acuífero Rio Verde (censo de aprovechamientos del año 2006) se registraron 575 aprovechamientos de agua subterránea; 470 están activos de los cuales 407 son pozos, 62 norias y 1 manantial

(CONAGUA, 2015), los cuales son utilizados para la irrigación de cultivos y abastecimiento de agua potable a localidades de ambos municipios.

En Septiembre de 2020, se publicó en el Diario Oficial de la Federación un ACUERDO por el que se actualiza la disponibilidad media anual de agua subterránea, para este caso particular se reportan cifras en millones de metros cúbicos anuales al 31 de diciembre del 2015 (DOF, 17 Septiembre 2020) del Acuífero Rio Verde, con Clave 2415, que corresponde a la Región hidrológica administrativa IX Golfo Norte, de San Luis Potosí (Tabla 1).

Tabla 1. Disponibilidad media anual de agua subterránea del acuífero de Rio Verde
(DOF, 17 Septiembre 2020)

R	DNC	VEAS	DMA
415.8	251.4	134.8	29.5

R: Recarga total media anual.

DNC: Descarga natural comprometida.

VEAS: Volumen de extracción de aguas subterráneas.

DMA: Disponibilidad media anual.

2.1. Fisiografía.

El municipio de Ciudad Fernández se encuentra dentro de la Provincia Fisiografica de la Sierra Madre Oriental y de la Subprovincia de Sierras Llanuras Occidentales y discontinuidad Carso Huasteco. Las topoformas existentes son: Sierra plegada con llanuras, llanura desértica, Sierra alta escalpada, llanura desértica de piso rocoso o cementado, llanura desértica de piso rocoso o cementado y salino, llanura aluvial intermontana (INEGI, 2009).

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se encuentra localizada en la región de la facies post-arrecifal del complejo calcáreo conocido como Formación El Abra (KatCz), del periodo Cretácico, época del Albiano-Turoniano.

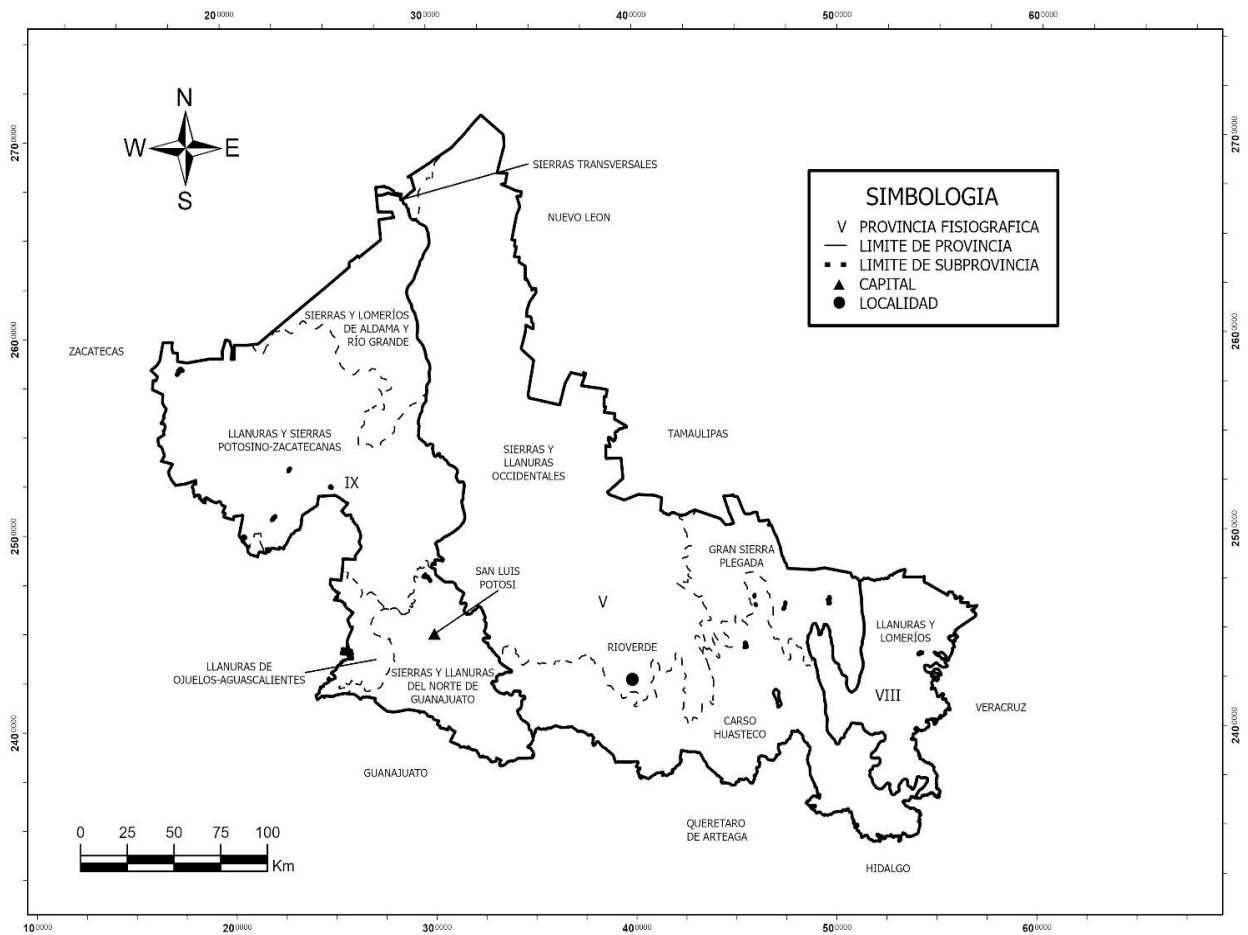


Fig. 4. Fisiografía del estado de San Luis Potosí (INEGI, 2002).

2.2. Geología.

2.2.1. Geología Regional.

La zona de interés está constituida por una amplia fosa tectónica de dirección N-S, en cuyos flancos afloran rocas sedimentarias de origen marino del Cretácico y volcánicas del Terciario, el material de relleno de la fosa incluye rocas volcánicas y materiales sedimentarios de origen continental. Las rocas sedimentarias marinas conforman las sierras altas que existen en la región occidental del área, estructuralmente forman plegamientos anticlinales normales y recumbentes, cuyos ejes están orientados en una dirección preferencial noroeste-suroeste con buzamiento franco hacia el sureste (Ballín et al., 2004.). La cuenca del Río Verde se encuentra conformada por rocas sedimentarias e ígneas, incluyendo rocas sedimentarias de origen continental que se muestran en el mapa geológico (Fig. 5). Las rocas sedimentarias están constituidas por depósitos de edades del Cretácico al Reciente, que conforman las sierras altas que rodean la cuenca y las sierras

bajas situadas en los márgenes de la planicie. En el aspecto estructural, forman plegamientos normales, anticlinales normales y recumbentes, con buzamiento franco hacia el sureste (Alvarado, 1973). Las rocas ígneas de la región están representadas por derrames de composición riolítica y basáltica, además de depósitos tobáceos de escasa extensión. En su mayoría, las lavas riolíticas, afloran en la zona suroeste de la cuenca donde cubren parcialmente a las rocas calizas de la Formación El Doctor. Los basaltos se encuentran distribuidos en las regiones nororiente y sur, con mayor extensión en esta última (Cardona, 1993). Las características litológicas y estructurales de las rocas que cubren el Estado de San Luis Potosí indican que existió actividad en diferentes eventos geológicos de tipo orogénico, aunados con actividad volcánica que dio origen a un relieve estructural, mismo que con el tiempo ha sido modificado por diferentes agentes como el fracturamiento, el movimiento de masas y el agua en sus diversos procesos de alteración (Ballín, 2003).

2.2.2. Estratigrafía.

La columna estratigráfica del área de estudio está constituida por rocas sedimentarias del Cretácico Inferior representado por la Formación El Abra del Albiano-Turoniano. El Oligoceno está representado por rocas volcánicas de composición predominantemente félsica como la unidad de riolita-dacita, toba riolítica, ignimbrita-riolita y el final del Oligoceno consiste en derrames de andesita y basalto. Del Mioceno Superior al Plioceno, afloran unidades terrígenas continentales compuestas por conglomerado polimíctico y arenisca, y sobreyaciendo a éstas se tienen arenas y limos. Por último, se presentan los depósitos del aluvión en los arroyos, compuestos principalmente por grava y arena (UASLP, 2004).

2.2.2.1. Cretácico.

Formación El Abra (Km-cz, Albiano-Cenomaniano). Esta Formación está constituida por una secuencia de calizas de color gris-oscuro, con más de 1,500 m de espesor. Aflora en la porción norte hacia la estación de microondas y Las Adjuntas, en el sur hacia El Jabalí, y en la parte oeste hacia la sierra de San José de las Flores.

2.2.2.2. Terciario Paleógeno.

Riodacita el Carmen (Trc). Informalmente fue descrita por Labarthe, Tristán y Martínez (1983), en la cartografía geológica de la Hoja Melchor, como un derrame lávico riodacítico con fenocristales de plagioclasa, sanidina y poco cuarzo en una matriz desvitrificada, que se encuentra estratigráficamente bajo las unidades: Ignimbrita Santa María, Traquita Ojo-Caliente Rioluta San Miguelito. La Riodacita del Carmen sobreyace a la caliza de la Formación El Abra (Labarthe-Hernández, et. al.,1989).

Ignimbrita el Órgano (Tor). Fue descrita por Labarthe, Tristán y Aguillón (1984), en la cartografía geológica de la Hoja Salitrera, S.L.P., como una secuencia gruesa de flujos de ceniza riolíticos, que descansan discordantemente sobre la Andesita Salitrera y sobre la Serie Volcánica Atotonilco. aflora en el borde del valle de Rioverde y también en la porción occidental. La Ignimbrita El Órgano representa un muy voluminoso flujo de cenizas precaldera, asociado a la Caldera de Milpa Grande en la Salitrera, S.L.P., al SW del área (Labarthe, Tristán y Aguillón, 1984).

2.2.2.3. Terciario Neógeno.

Conglomerado Polimíctico (TnGgp-Ar). Son depósitos producto de la erosión de las diferentes unidades que conforman las sierras cercanas a cada afloramiento y varían según el tipo de roca que predomina en la localidad, su composición consiste en fragmentos de caliza y una baja proporción de rocas volcánicas. El tamaño está comprendido desde arenas, gravas y bloques de un metro, se tiene como cementante una matriz arcillo-arenosa. Este conglomerado se encuentra expuesto en la porción suroriental y noroccidental de la comunidad de El Jabalí; las mejores expresiones se tienen en los poblados de La Loma, San Diego y al norte de San Isidro de Vigas. se localizan en partes topográficamente elevadas, y en la margen occidental del valle de Rioverde, lo que indica que el área está sujeta a un proceso de rejuvenecimiento (Labarthe-Hernández, et. al., 1989).

2.2.2.4. Cuaternario.

Aluvión (Qhoal). El Aluvión está formado por arcillas y se encuentra en los cauces de los ríos y arroyos como producto de la erosión a la que se encuentran sometidas las rocas y sedimentos del área. Su distribución es amplia en la porción central de la región. Los depósitos aluviales consisten en gravas, arenas, limos y arcillas depositados en los ríos principales y en el Valle de Río Verde.

2.2.3. Geología Estructural.

La Orogenia Laramide, comprime la secuencia de sedimentos marinos, levanta toda la zona, produciendo una serie de plegamientos asimétricos, de rumbo NW, así como fallas longitudinales, produciendo cabalgamientos en la Formación El Abra. Al terminar la etapa compresiva, empieza la distensión y el volcanismo (± 31 M.a.) seguidos del emplazamiento de grandes domos, correspondientes a la Riodacita del Carmen. Al continuar el proceso extensivo y como producto de cámaras magmáticas someras, una intensa actividad explosiva representada por gruesos flujos de ceniza riolíticos de la Ignimbrita El Órgano, que rellenan depresiones entre los domos y en buena parte los llegan a cubrir o se llegan a depositar lateralmente en sus flancos, como sucede en el borde del Valle de Rioverde. Con la máxima extensión que sucede en el área después del depósito de estos flujos de ceniza, se forman una serie de fracturas y fallas de rumbo predominante NW, que dan lugar a una serie de fosas y pilares tectónicos. Después de este evento, y ya dentro del Cuaternario, hay un rápido rejuvenecimiento y levantamiento del área, atestiguado por los conglomerados localizados en partes topográficamente elevadas, y por los sedimentos de San Martín en el borde del Valle de Rioverde. Actualmente tiene lugar un largo período de denudación y erosión (Labarthe-Hernández, et. al., 1989).

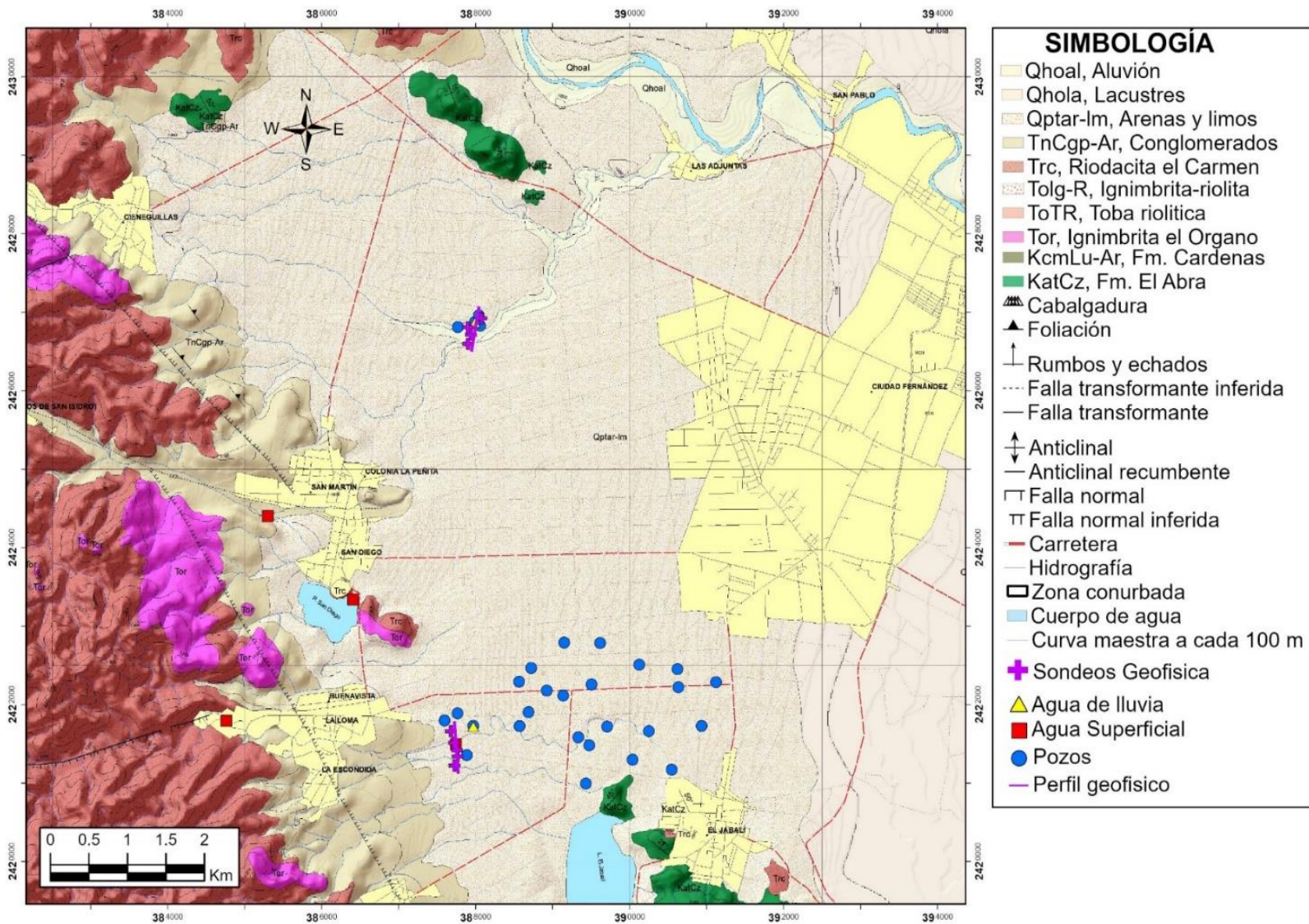


Fig. 5. Mapa geológico de la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández (modificado de F14C16, SGM).

2.3. Clima.

La temperatura media anual es de 21.5 °C, durante la primavera y parte del verano se alcanzan los 40 °C. La mayor parte de la zona presenta clima semiseco semicálido, seco semicálido (8.7%), templado subhúmedo con lluvias en verano (3.2%), semicálido subhúmedo con lluvias en verano (3%) y escasas lluvias en invierno. La precipitación media anual se encuentra en el intervalo de 400 mm a 700 mm (Ballín-Cortés, 2004).

2.4. Distribución de temperatura y precipitación.

En la Fig. 6 se muestra la temperatura promedio mensual y precipitación total mensual calculadas a partir de los datos registrados por la estación meteorológica automática Rioverde, clave 983 ESIME (Servicio Meteorológico Nacional), (Y=2424459.93m, X=397091.54 m, UTM) y altitud 983 m, durante el periodo comprendido de Enero a Diciembre de 2021.

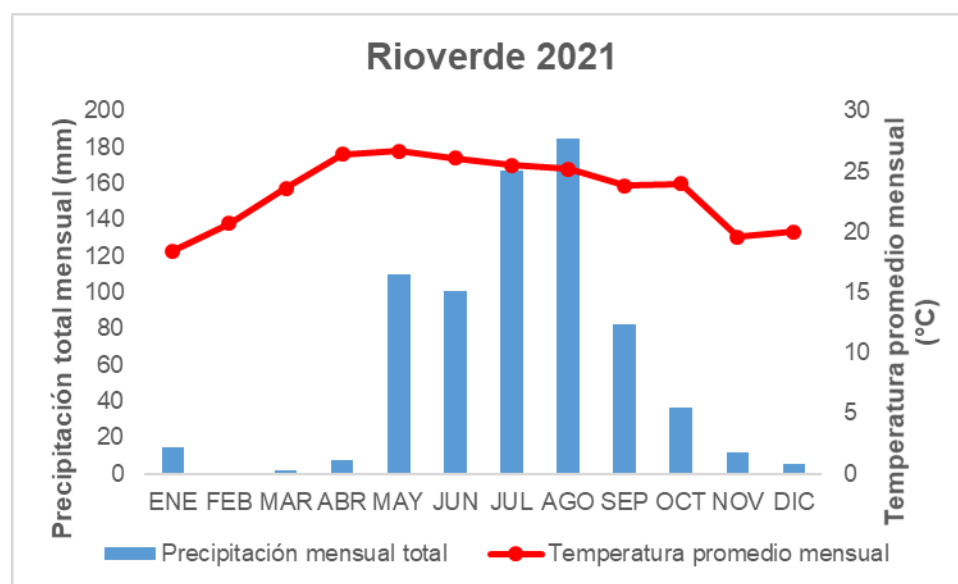


Fig. 6. Distribución de precipitación y temperatura a partir de datos obtenidos por la estación meteorológica automática Rioverde, 2021.

2.5. Edafología.

Como consecuencia del largo proceso de interacción que ocurre entre la litósfera, la atmósfera, la hidrósfera y la biósfera se forma lo que se conoce como suelo. Dicho proceso recibe el nombre de edafogénesis. En el caso del municipio de Ciudad Fernández, los tipos

de suelo dominantes son Leptosol (40.9%), Phaeozem (29.7%), Gypsisol (11.6%), Vertisol (10.5%), Fluvisol (1.6%), Regosol (1.4%), Solonchak (1.1%), Calcisol (0.7%) y Chernozem (0.3%) (INEGI, 2009). Las unidades de suelo se representan en la Fig. 7 y en la Tabla 2. Para el municipio de Rioverde el suelo dominante reportado es Leptosol (34.7%), Phaeozem (26.5%), Gypsisol (11%), Calcisol (10.6%), Chernozem (6%), Solonchak (5%), Kastañozem (3.5%), Luvisol (1.2%), Vertisol (0.4%), Fluvisol (0.2%), Regosol (0.2%) y Cambisol (0.1%) (INEGI, 2009).

Tabla 2. Tipos de suelo en la zona de estudio (FAO, 2008).

Tipo de suelo	Características
Leptosol	Suelos muy someros sobre roca continua, extremadamente gravillosos, con limitación severa para enraizamiento, en ocasiones la poca profundidad y el drenaje interno excesivo pueden causar problemas de sequía.
Phaeozem	Suelo oscuro, superficial rico en humus y alta saturación con bases; suelo poroso, fértil, excelentes tierras agrícolas.
Gypsisol	Suelos de regiones secas con acumulación de yeso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, pueden ser muy productivos si se encuentran cercanos al agua, pero la agricultura bajo riego suele tener el problema de la rápida disolución del yeso.
Vertisol	Suelos fuertemente influenciados por el agua, pueden presentar condiciones alternadas de saturación y sequía, ricos en arcillas expandibles. Ventajas: tienen gran potencial agrícola, pero con manejo adecuado, buena fertilidad química y buena recuperación en planicies extensas, laboreo mecánico. Desventajas: características físicas, agrietamiento y difícil manejo del agua.
Fluvisol	Suelos desarrollados en depósitos aluviales, predominantemente depósitos recientes, bajo condiciones normales se inundan con frecuencia, la mayoría de los fluvisoles tienen buena fertilidad, presentan perfiles con evidencia de estratificación.
Calcisol	Suelos de regiones secas con acumulación de carbonato de calcio. Se encuentran en ambientes áridos, semiáridos. Material parental altamente calcáreo. Se han usado para cultivos bajo riego y con fertilización de N, P, Fe y Zn.
Chernozem	Suelos negros ricos en humus y alta saturación. El material parental principalmente son sedimentos eólicos. Horizonte mólico pardo oscuro a negro (superficial), horizonte cámbico o árgico (subsuperficial) y carbonatos secundarios u horizonte cálcico (subsuelo). Están clasificados dentro de los mejores suelos para cultivos.
Regosol	Suelos relativamente jóvenes, desarrollo de perfil poco significativo, o arenas muy homogéneas. Suelos minerales débilmente desarrollados en materiales no consolidados de grano fino, no tienen un horizonte mólico o úmbrico. Generalmente este tipo de suelo se encuentra en tierras erosionadas, en áreas áridas, semiáridas y terrenos montañosos. Para uso agrícola, se debe considerar que tienen baja capacidad de retención de humedad, lo que obliga a la frecuente aplicación de agua de riego.
Solonchak	Son suelos salinos ya que tienen alta concentración de sales solubles en alguna época del año. Se encuentran en zonas áridas, semiáridas y en regiones costeras en todos los climas. El material parental puede ser cualquier material no consolidado. Con perfil desde débil hasta fuertemente meteorizado, pueden tener perfil de color gléyico.

Tabla 3. Simbología de la carta edafológica F14C16.

UNIDADES DE SUELO		CLASE		FASE
		TEXTURAL	TOPOGRÁFICA	
$\frac{Hh}{2a}$	H: PHAEOZEM Hh: Háptico	2: media	a: Terreno plano a ligeramente ondulado, pendientes menores de 8 %	
$\frac{Hh+I}{2c}$	Hh: Phaeozem Háptico (suelo predominante) I: Litosol (suelo secundario)	2: media	c: De terreno con disección severa a terreno montañoso, pendientes mayores de 20 %	Lítica (lecho rocoso entre 10 y 50 cm de profundidad)
$\frac{E}{2c}$	E: RENDZINA	2: media	c: De terreno con disección severa a terreno montañoso, pendientes mayores de 20 %	Lítica (lecho rocoso entre 10 y 50 cm de profundidad)
$\frac{I+Hh}{2b}$	I: Litosol (suelo predominante) Hh: Phaeozem Háptico (suelo secundario)	2: media	b: De lomerío a terreno montuoso, pendientes entre 8 y 20%	
$\frac{Hh}{2b}$	H: PHAEOZEM Hh: Háptico	2: media	b: De lomerío a terreno montuoso, pendientes entre 8 y 20%	Lítica (lecho rocoso entre 10 y 50 cm de profundidad)
$\frac{Vc}{3a}$	V: VERTISOL Vc: Crómico	3: fina	a: Terreno plano a ligeramente ondulado, pendientes menores de 8 %	

2.6. Hidrología.

La zona de estudio se encuentra en la Región Hidrológica RH26 Pánuco, en la cuenca Río Tamuín y subcuencas Río Verde y Río Santa María Alto. El Río Verde es una corriente de agua perenne y Santa Catarina, Arroyo Grande y Río Grande son corrientes de agua de tipo intermitentes (Fig. 8). El Río Verde se forma por escurrimientos de la Sierra de Álvarez y recorre los municipios de Ciudad Fernández, Rioverde, San Ciro de Acosta, Rayón y Lagunillas.

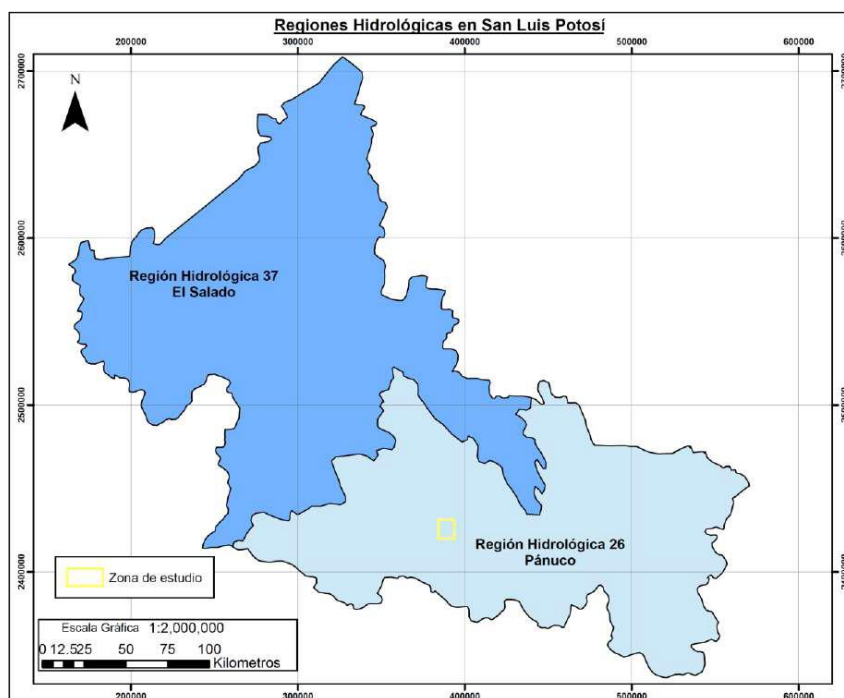


Fig. 8. Regiones hidrológicas de San Luis Potosí (tomado de Correa-Tobías, 2021).

Agua subterránea: El abastecimiento de agua subterránea de la zona de estudio lo constituye un acuífero tipo libre y de naturaleza heterogénea debido a que está constituido por un medio poroso, un medio fracturado y un medio cárstico. El agua presente en el acuífero Río Verde es de tipo bicarbonatada cálcica como resultado del flujo subterráneo a través de las calizas o sedimentos provenientes de la erosión de las calizas (CONAGUA, 2015).

El acuífero granular, en donde se concentran pozos que aportan agua de buena calidad, está constituido por materiales arcillosos y arenosos con algunas gravas. Al norte del Río Verde estos materiales suelen estar cubiertos por una capa de caliches y yesos, lo que provoca una disminución en su capacidad de infiltración, además de provocar la saturación en ciertas zonas del acuífero con sulfatos y carbonatos (SEGAM, SLP, 2000).

El medio fracturado está constituido por rocas volcánicas, y el medio kárstico por calizas de la Formación El Abra y de la Formación Guaxcamá (Ballín et al., 2004). Esta unidad de rocas calcáreas, originadas en las infiltraciones que ocurren en las calizas kársticas en las montañas del sur, conduce a un sistema de flujo regional que se desplaza a través de conductos de disolución y que se manifiestan como descarga en manantiales, como el de La Media Luna, donde la concentración de sólidos totales disueltos es superior a los 1,500 mg/l (DOF, Oct 2014).

2.7. Vegetación y Agricultura.

En la zona de estudio la agricultura representa el 33.1 % del uso del suelo. Existen cultivos perennes y dos ciclos agrícolas; en el gráfico de la Fig. 9 se representa la superficie total sembrada para el año 2020. Los principales cultivos de la región en el año agrícola 2020 se representan en la Fig. 10 por ciclo agrícola. En la región además se aprovechan recursos maderables como mezquite y huizache.

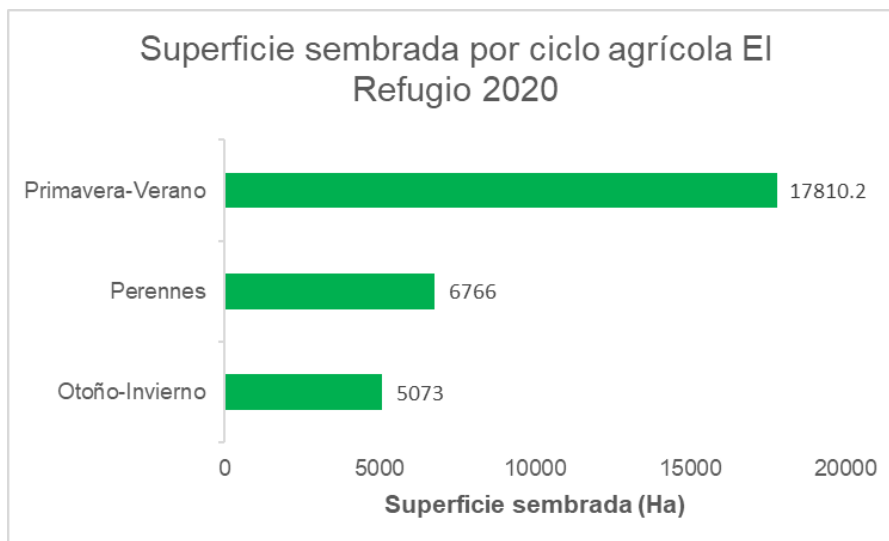


Fig. 9. Superficie sembrada El Refugio (Cd. Fernández y Rioverde) año 2020. Datos de Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera (SIAP, 2020).

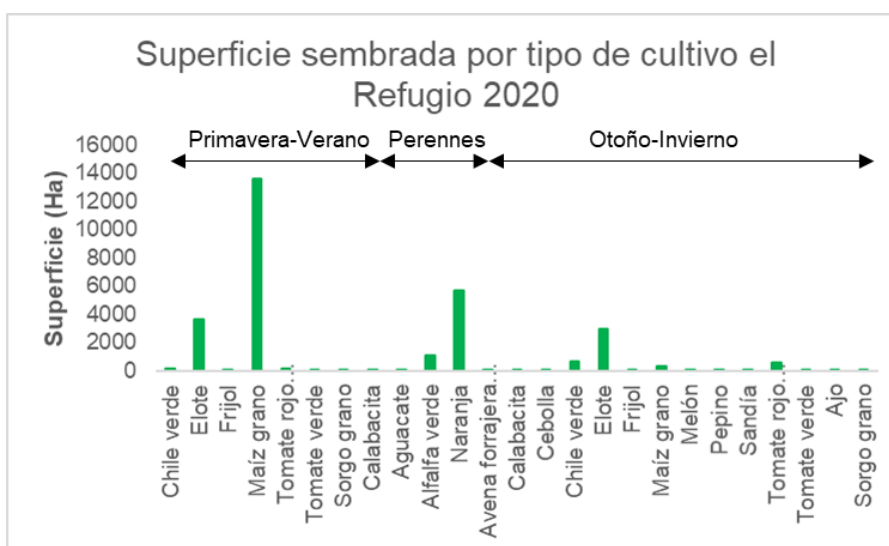


Fig. 10. Superficie sembrada por tipo de cultivo, suma de modalidades Riego y Temporal, El Refugio (Cd. Fernández y Rioverde) año 2020. Datos: Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera (SIAP, 2020).

3. MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE DE LA RECARGA NATURAL.

3.1. Clasificación de los tipos de recarga natural de agua subterránea.

Una de las clasificaciones de los tipos de recarga natural es con respecto al espacio (Lerner et al., 1990): i) **recarga directa**, que es el agua que se desplaza verticalmente hacia abajo en la zona no saturada, después de satisfacer los déficits de humedad y de evapotranspiración y ii) **recarga indirecta**, que resulta de la percolación hacia la zona saturada de agua que escurrió en arroyos y cursos de agua y que tiene lugar en sitios localizados (fracturas, grietas de desecación, zonas más permeables, etc.). Para zonas áridas es lógico suponer que la recarga indirecta es la más importante en términos de la recarga total, ya que, considerando la escasa precipitación pluvial, es difícil esperar que exista suficiente agua disponible para satisfacer las necesidades de humedad en la zona no saturada del perfil de suelo y que se presente un remanente.

Otra clasificación considera la fuente del agua para la recarga y los caminos que tiene que recorrer para llegar a la zona saturada de un sistema de flujo subterráneo (Stephens, 1996): i) **recarga difusa**, ii) **recarga localizada**, iii) **recarga de frente de montaña**, iv) **flujo subterráneo vertical u horizontal entre acuíferos**.

La **recarga difusa** es la que se deriva de la precipitación que alcanza grandes porciones de terreno y que se percola por la zona vadosa hasta la zona saturada del acuífero. Este tipo de recarga equivale a la recarga directa de Lerner et al., (1990), y de acuerdo con los procesos que intervienen se considera que es el tipo de recarga que tiene lugar en zonas húmedas principalmente, aunque es posible que ocurra en regiones áridas y semiáridas con lluvias de invierno. Un factor importante a considerar en la estimación de la recarga de tipo difusa, es su variación con respecto al tiempo y espacio. Para zonas áridas y semiáridas (Stephens y Knowlton, 1986) demostraron que es necesario evaluar la recarga difusa considerando lapsos de tiempo que incluyan períodos cortos como semanas o cuando mucho algunos meses. Como la precipitación media anual es mucho menor que la evaporación potencial, si se realizan balances de tipo anual siempre resulta que la recarga neta es nula. La **recarga localizada** equivale a la recarga indirecta de Lerner et al., (1990), ya que ocurre en donde existen almacenamientos de agua o zonas por donde escurre agua en algún momento. Los cauces de los arroyos, lagunas y depresiones que estacionalmente almacenan agua son los principales ejemplos de los lugares en donde tiene lugar.

El tercer tipo de **recarga de frente de montaña** es una mezcla de los tipos anteriores. Analizado a gran escala, en las zonas de rocas fracturadas que rodean los valles y depresiones, se presenta recarga de tipo difusa; mientras que, en las zonas más bajas adyacentes a las elevaciones, la recarga de tipo localizada ocurre en los cauces de los arroyos cuando cruzan los abanicos aluviales que existen en esa región.

La **recarga por flujo vertical y horizontal entre acuíferos** tiene lugar en la zona saturada únicamente y ocasionalmente, puede ser una de las principales fuentes de recarga. En la mayoría de los casos el flujo de agua subterránea está gobernado por gradientes hidráulicos, además de que su dirección y sentido estará en función de la posición que guarde la región analizada, dentro de los sistemas de flujo subterráneo involucrados. El gradiente hidráulico puede ser natural o estar alterado (aumentado o disminuido) por las condiciones de bombeo que se presenten en la zona analizada.

Los principales tipos de recarga considerando el factor tiempo son (Balek, 1988): i) **recarga de corto plazo** que ocurre principalmente después de lluvias de mucha intensidad, principalmente en regiones que no presentan temporadas secas y húmedas definidas, ii) **recarga estacional** es la que ocurre en períodos bien definidos, por ejemplo en la temporada de lluvias en regiones áridas, iii) **recarga perenne** que ocurre cuando existe un flujo permanente de agua hacia la zona saturada, situación excepcional que puede ocurrir naturalmente en algunas zonas del trópico húmedo. Una recarga perenne también puede ocurrir a partir de canales y en algunos lagos de zonas templadas, **recarga histórica** que es la que ocurrió principalmente en zonas áridas que tuvieron períodos más húmedos que los actuales en épocas pasadas. En la Fig. 11 se presenta un esquema que resume la información relacionada preferentemente con los diferentes tipos de recarga natural.

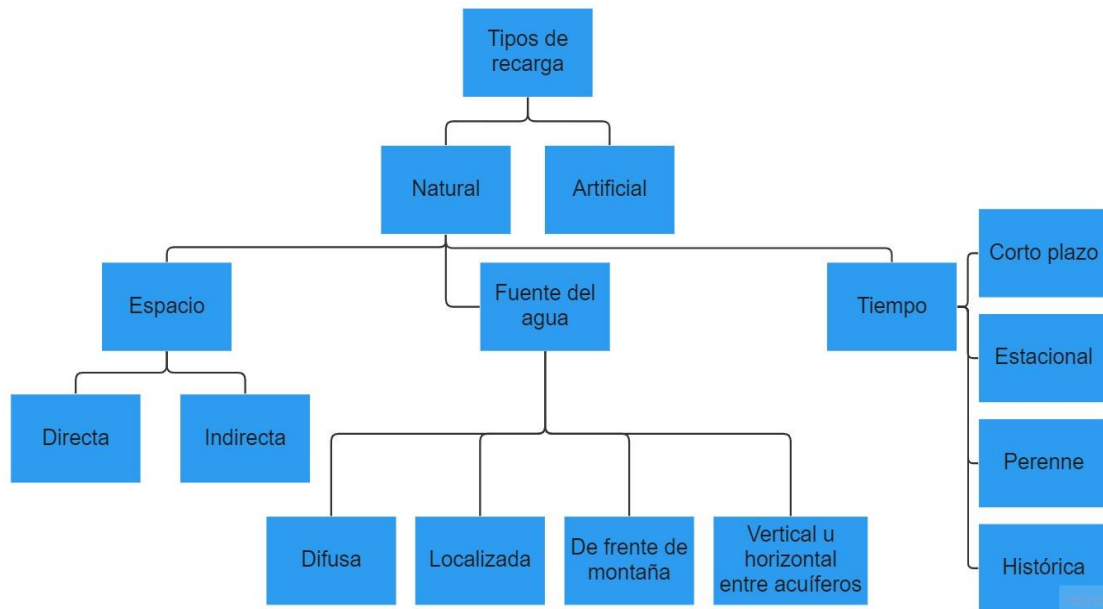


Fig. 11. Esquema de clasificación de los tipos de recarga (elaboración propia a partir de Lerner et al., 1990; Stephens, 1996; Balek, 1988).

3.2. Modelo conceptual de la recarga.

El modelo conceptual sobre los procesos de recarga es de gran importancia en cualquier estudio de esta índole. Este puede ser desarrollado al comienzo del estudio, revisado y ajustado al sistema hidrológico presente conforme se genera y analiza mayor cantidad de información (Zheng y Bennett, 2002; Bredehoeft, 2005). El modelo se conforma de diversos factores como los son clima, geología, topografía, hidrología, vegetación, uso de suelo y quizás algunos otros, dentro de la hipótesis de donde, cuando y como ocurre la recarga. Modelos numéricos o analíticos sobre las condiciones del clima, procesos de la cuenca hidrológica, flujos de agua superficial y subterránea, son importantes herramientas que integran los factores que modifican el modelo conceptual de la recarga. En la Fig. 12 se presenta un esquema que puede utilizarse para el desarrollo de un modelo conceptual de la recarga en un sitio determinado.

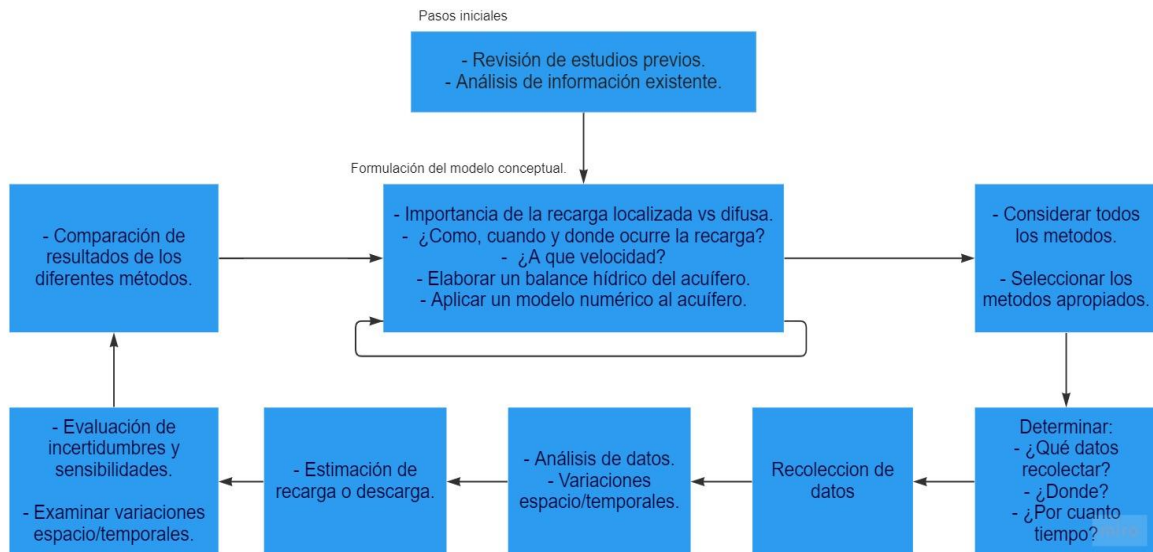


Fig. 12. Esquema iterativo para desarrollar un modelo conceptual de procesos de recarga, (Healy y Scanlon, 2010).

Un modelo conceptual incorrecto puede conducir a la aplicación de técnicas de estimación inapropiadas y estimaciones de recarga sin sentido. La aplicación incorrecta de un método puede resultar en falta de comprensión o de no tener en cuenta adecuadamente la variabilidad espacio/temporal. Los errores conceptuales relacionados con esta última surgen de la incapacidad de medir en suficientes lugares o de no realizar mediciones durante un período de tiempo suficiente.

3.3. Aplicación de múltiples técnicas.

La selección de los métodos para la estimación de la recarga tiene que ver con la finalidad del estudio, así como, las restricciones tanto económicas como de tiempo. Algunos ejemplos de la finalidad de estos estudios son:

- Obtener promedios de las velocidades de recarga en el acuífero en un periodo de tiempo.
- Determinar estimaciones puntuales de la recarga para evaluar la vulnerabilidad del acuífero a la contaminación.
- Estimar recarga en puntos a un tiempo y espacio específicos, esto como base para la calibración de modelos que simulen flujos superficiales y subterráneos.
- Evaluar los efectos del cambio climático o de uso de suelo en los patrones de recarga.

- Satisfacer estos objetivos requiere de estimaciones de recarga que abarquen una amplia gama de escalas espacio/tiempo: por lo tanto, es poco probable que un solo método cubra todos estos aspectos. En muchos casos, diferentes enfoques se complementan entre sí y ayudan a refinar el modelo conceptual de los procesos de recarga. Los ejemplos de enfoques múltiples incluyen el uso de varios trazadores en la zona no saturada (p. ej., Cl, ^{36}Cl y ^3H ; Scanlon, 1992; Cook et al., 1994; Nativ et al., 1995; Tyler et al., 1996; Prych, 1998) y en la zona saturada (CFC-11, CFC-12, $^3\text{H}/^3\text{He}$; Ekwurzel et al., 1994; Szabo et al., 1996). Otros estudios han combinado métodos físicos y trazadores ambientales (Scanlon et al., 1999a) y también modelado numérico (Scanlon y Milly, 1994; Fayer et al., 1996). Desde una perspectiva ideal, se deben combinar la mayor cantidad de métodos posibles para estimar la recarga. Técnicas basadas en información de agua superficial y de la zona no saturada y saturada también pueden ser combinadas. Sophocleous (1991) muestra cómo el monitoreo del balance hídrico de la zona no saturada podría combinarse con las fluctuaciones del nivel freático para aumentar la fiabilidad de las estimaciones de recarga. Algunos estudios han utilizado modelos de aguas superficiales a escala de cuenca hidrológica para proporcionar estimaciones de recarga a los modelos de aguas subterráneas (Davies-Smith et al., 1988; Handman et al., 1990); sin embargo, tal enfoque asume que tanto la infiltración como la recarga de agua subterránea se presentan al mismo tiempo.

3.4. Método de Prospección Electromagnética en el Dominio del Tiempo (TEM).

En el método TEM una corriente continua se suministra a través de un transmisor en el subsuelo. La corriente directa, inducida a través de una bobina transmisora (Tx-), produce un campo magnético estático. Después del abrupto corte de la corriente directa, el campo magnético estático se colapsa, lo que produce, según la Ley de inducción de Faraday, corrientes eléctricas de Foucault dentro de la tierra conductora (Christiansen et al., 2009). En la física de propagación de ondas (especialmente en campos y ondas electromagnéticas), una onda plana o también llamada onda monodimensional, es una onda de frecuencia constante cuyos frentes de onda (superficies con fase constante) son planos paralelos de amplitud constante normales al vector velocidad de fase. Es decir, son aquellas ondas que se propagan en una sola dirección a lo largo del espacio. Por extensión,

el término es también utilizado para describir ondas que son aproximadamente planas en una región localizada del espacio, es decir que, a una distancia muy alejada de la fuente, las ondas emitidas son aproximadamente planas y pueden considerarse como tales (Cheng, 2006). De esta manera, las corrientes eléctricas generadas se difunden de forma perpendicular al campo magnético primario en el suelo y producen a su vez un campo magnético secundario que cambia con el tiempo. El campo secundario en descomposición es vertical en el centro de la bobina transmisora y provoca una fuerza electromotriz (fem), una tensión, que es inducida en el circuito receptor (Rx-) justo después de que el transmisor es apagado; el tamaño del campo magnético secundario será equivalente al tamaño del campo magnético primario. Paulatinamente, la difusión de las corrientes eléctricas de Foucault debilitará el campo magnético secundario y por lo tanto también la corriente inducida en la bobina receptora. Durante la ausencia del campo primario, el voltaje de descomposición se mide como una función del tiempo,. Dado que la difusión de la corriente depende de la conductividad del suelo, el comportamiento temporal de la señal proporciona información sobre la distribución de la conductividad en el subsuelo, en función de la profundidad. Al principio, la corriente en el suelo estará cerca del subsuelo y la señal recibida proporciona información sobre la conductividad eléctrica de las capas superiores. Gradualmente, la corriente se difunde más profundamente en el suelo y la señal registrada refleja las capas inferiores.

Como se ve en la Fig. 13, la corriente se difunde y decae rápidamente en un material poco conductor, mientras que en un material con una buena conducción la difusión en el suelo se produce más lentamente, así como el proceso de decaimiento (Christiansen et al., 2009; Nabighian y Macnae, 1993).

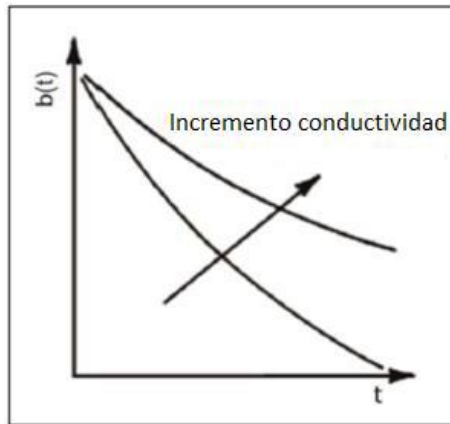


Fig. 13. Voltaje $b(t)$ sobre tiempo (t) para un material poco conductor y buen conductor (Nabighian y Macnae, 1993).

Las mediciones del TEM registran el decaimiento de un campo magnético con respecto del tiempo, después de apagar el transmisor que induce una corriente directa. El principio básico detrás de este método es la Ley de Inducción de Faraday (Ec. 3) que establece que el voltaje inducido en un circuito cerrado es directamente proporcional a la rapidez con que cambia el flujo magnético en el tiempo que atraviesa una superficie cualquiera con el circuito como borde (Christiansen et al., 2009).

$$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial t} \quad (3)$$

Donde:

$\nabla \times$ = Campo del vector

E = Campo Eléctrico [$V \cdot m^{-1}$]

B = Inducción Magnética [$V \cdot s \cdot m^{-2}$]

t = Tiempo [s]

Al apagar la corriente en la bobina transmisora, el campo magnético primario decae y de acuerdo con la Ec.3, las corrientes eléctricas de Foucault se desarrollan en el suelo conductor, que se difunden abajo y hacia afuera (Christiansen et al., 2009; Greinwald et al., 2005). De este modo, las corrientes fluyen cilíndrica y simétricamente alrededor del eje vertical a través del centro de la bobina transmisora (Tx-loop) dentro de un medio-espacio homogéneo (Fig. 14).

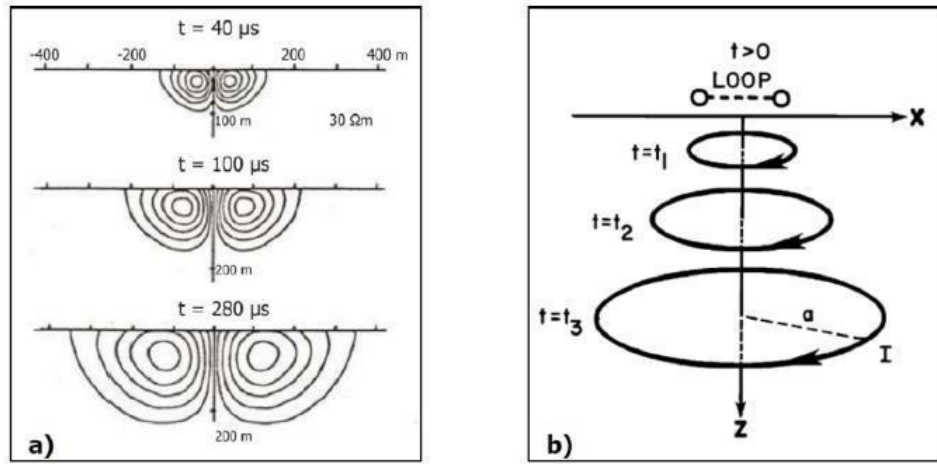


Fig.. 14. Difusión de las corrientes Eléctricas de Foucault dentro de un suelo conductor.
a) Expansión del sistema de corriente con el tiempo un medio homogéneo con una resistividad eléctrica específica de 30 Ω m (Fuente: Greinwald et al., 2005) b) Comportamiento cilíndrico y simétrico del flujo de corriente dentro de un medio homogéneo (Fuente: Nabighian y Macnae, 1993).

3.5. Variación de nivel freático.

Como antecedente se debe considerar el balance de agua subterránea donde el almacenamiento de agua subterránea puede ser atribuido a la recarga y el flujo de agua subterránea en la cuenca menos el flujo base (descarga de aguas subterráneas a los arroyos o manantiales), la evapotranspiración de las aguas subterráneas, y el flujo de agua subterránea fuera de la cuenca (Schict y Walton, 1961). El balance se puede escribir como:

$$R = \Delta S^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} \quad (4)$$

Donde R es la recarga, ΔS^{gw} es el cambio en el almacenamiento subterráneo, Q^{bf} es el flujo base, ET^{gw} es la evapotranspiración del agua subterránea y $Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw}$ es el flujo subterráneo del área de estudio donde se incluye el bombeo; todos los términos se expresan como velocidades (mm/año).

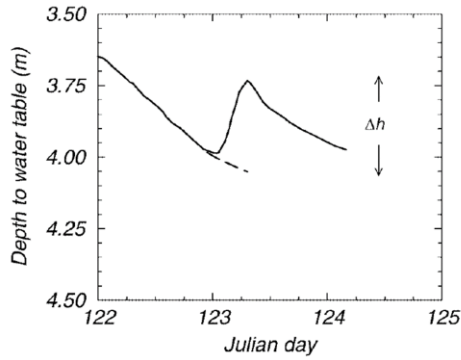


Fig. 15. Incremento hipotético del nivel del agua en respuesta a la precipitación (Healy y Cook, 2002).

El método VNF se basa en la premisa de que el incremento en los niveles de agua subterránea en acuíferos no confinados se debe a la recarga natural que llega al nivel freático. La recarga se calcula como:

$$R = S_y dh/dt = S_y \Delta h / \Delta t \quad (5)$$

Donde S_y es el almacenamiento específico, h es el nivel freático y t el tiempo. A partir de esta ecuación se considera que toda el agua que llega al nivel freático se almacena inmediatamente y que los demás componentes de la ecuación son cero. Durante el evento de recarga se produce un lapso de tiempo entre la llegada del agua al almacenamiento y la redistribución de esta agua en los otros componentes de la ecuación, si el método se aplica durante este lapso de tiempo (horas o algunos días) es cuando mayor validez tiene. Para que el método VNF produzca un valor de recarga total se requiere de la aplicación de la ecuación para cada aumento individual del nivel del agua. La ecuación (5) también puede ser utilizada durante intervalos de tiempo más largos (estacionales o anuales) para producir una estimación del cambio en el almacenamiento específico del agua subterránea, ΔS^{gw} . Este valor en ocasiones se denomina como recarga “neta”. Para una estimación de la recarga neta, Δh es la diferencia entre la segunda y la primera vez que se midió el nivel freático. La diferencia entre la recarga total y la recarga neta es igual a la suma de la evapotranspiración del agua subterránea, el flujo base y el flujo subterráneo neto en el sitio. El atractivo del método VNF radica en su simplicidad y facilidad de uso ya que este no contempla los mecanismos por los cuales el agua viaja a través de la zona no saturada, por lo tanto, la presencia de sistemas de flujo preferenciales, lo cual no restringe la aplicación del método debido a que el nivel del agua medido en un pozo es representativo

de un área de al menos varios metros cuadrados. Se recomienda considerar este método de una manera integral y no como una medición puntual (Healy y Cook, 2002).

3.6. Isótopos ambientales como trazadores.

Los trazadores tienen una amplia variedad de usos en estudios hidrológicos: Brindan estimaciones cuantitativas o cualitativas de recarga, identifican fuentes de recarga, proporcionan información sobre velocidades y tiempos de viaje del movimiento del agua, evalúan la importancia de las trayectorias en sistemas flujo preferenciales, otorgan información sobre dispersión hidrodinámica así como datos para la calibración de modelos de flujo de agua y transporte de solutos (Walker, 1998; Cook y Herczeg, 2000; Scanlon et al., 2002b). Los trazadores generalmente son iones, isótopos o gases, los cuales se mueven con el agua y pueden ser detectados en la atmósfera, en fuentes de agua superficial y subterránea.

Los isótopos estables de oxígeno (^{18}O) e hidrógeno (^2H o D, deuterio) son importantes trazadores en diferentes estudios hidrológicos (Kendall y McDonnell, 1998). Estos pueden ser utilizados en algunas regiones con el fin de identificar la fuente y el tiempo de la recarga, así como proporcionar información sobre procesos de evaporación y flujo tanto en la zona no saturada como en la saturada. Sin embargo, la estimación de recarga utilizando isótopos como trazadores tiene algunas desventajas. Incluso en los países en desarrollo, algunos científicos tienen dificultad para acceder a laboratorios donde se pueda hacer un análisis de isótopos lo que conduce a la pérdida de datos (Tonkul et al., 2021). Las concentraciones de isótopos en el agua, que generalmente se dan con relación a un estándar (notación delta, δ) dependen de la temperatura, debido a esta dependencia de la temperatura, son comunes las variaciones estacionales en los valores de precipitación.

La relación meteórica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ surge del fraccionamiento durante la condensación de la masa de vapor. Sin embargo, es una destilación de Rayleigh durante la precipitación la que es responsable de la división de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ entre regiones cálidas y frías. La evolución de la composición de las aguas meteóricas comienza con la evaporación de los océanos (Clark y Fritz, 1997).

A través de observaciones a largo plazo realizadas por la Red de Isótopos en Precipitación (IAEA-GNIP) por sus siglas en inglés, se estableció una correlación lineal entre $\delta^{18}\text{O}$ y δ

^2H en muestras de precipitación recolectadas de una red mundial de estaciones llamada "Línea de agua meteórica global" (GMWL):

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (6)$$

La GMWL es en realidad un promedio de muchas líneas de agua meteóricas locales o regionales que difieren de la línea global debido a diferentes condiciones climáticas o geográficas. Las líneas locales diferirán de la línea global tanto en pendiente como en intersección de deuterio.

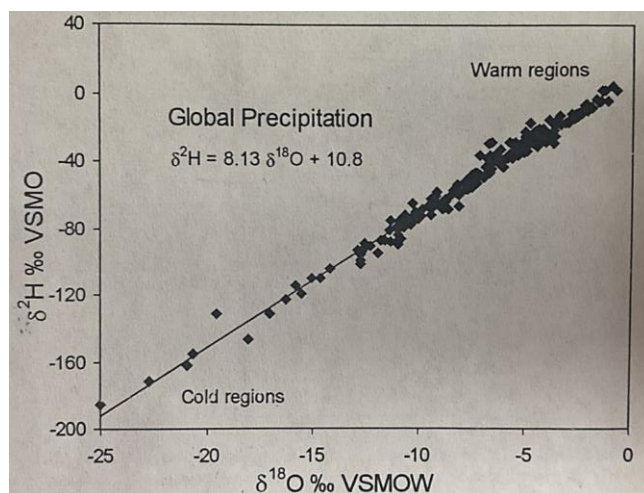


Fig. 16. Relación meteórica para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la precipitación. Los datos son promedios ponderados anuales de precipitación monitoreada en las estaciones de la red mundial del IAEA, compilados en Rozanski et al., (1993).

El agua de la precipitación que ha estado sujeta a un proceso de evaporación importante durante su caída, no obedece la Ec 6. La evaporación tiende a enriquecer ambos isótopos pesados en el agua, pero no en la misma proporción relativa indicada por la relación anterior. En la mayoría de los acuíferos, la composición isotópica del agua no cambia a no ser que ocurra un intercambio con el oxígeno de las rocas, este proceso de intercambio es significativo e importante solo para sistemas geotérmicos de alta temperatura. La composición isotópica de las aguas subterráneas se relaciona así con la de las precipitaciones en el área de recarga de un acuífero en el momento de la recarga. Las aguas subterráneas pueden recargarse también por infiltración de aguas superficiales como ríos y lagos, si la mayor parte de la recarga proviene de infiltraciones entonces el agua subterránea debe reflejar la composición isotópica media del río o del lago en lugar

de la de la precipitación local, que podría ser bastante diferente (Fig. 17). El río puede recoger agua procedente de precipitación en un área completamente diferente, por ejemplo, en una región de alta montaña; en este caso, su contenido de isótopos se reduciría en comparación con el de precipitación en la llanura por efecto de la altura. En el caso de lagos o estanques, el agua puede estar considerablemente enriquecida en isótopos pesados a través de la evaporación. El enriquecimiento está limitado por el intercambio isotópico directo con la humedad atmosférica. Así, este enriquecimiento es mayor donde la evaporación es más intensa con respecto al volumen total de agua, es decir, en lagos y estanques cerrados, o lagos y ríos en zonas áridas. Las aguas subterráneas que se han evaporado antes, durante o después de la recarga son fácilmente reconocibles por su composición isotópica. Su contenido de isótopos pesados es mayor que la de las aguas no evaporadas de la región por lo cual no obedecen la relación en la Ec. 6 (Aggarwal et al., 2011).

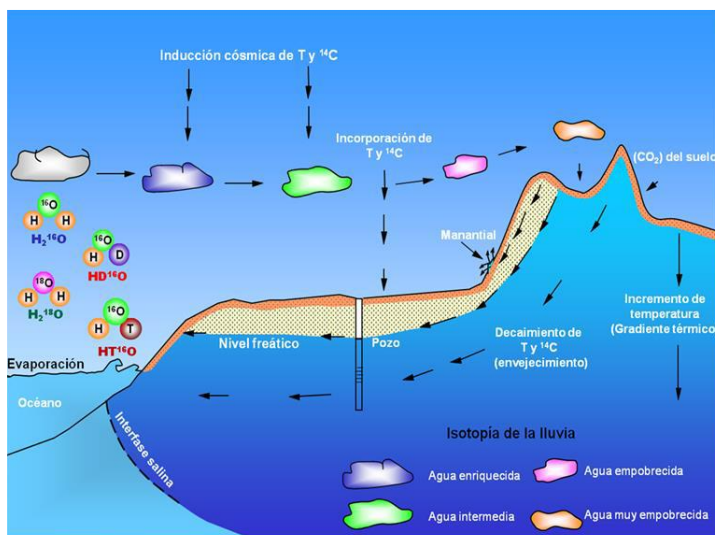


Fig. 17. Evolución isotópica de las aguas superficiales y subterráneas en el ciclo hidrológico (tomado de IMTA, 2018).

3.7. Balance de masa de cloruro (BMC).

El BMC es el método químico más utilizado, simple y de bajo costo para estimar la recarga de aguas subterráneas. El BMC se suele aplicar en zonas donde el nivel freático está relativamente cerca de la superficie. El cloruro en el agua intersticial comienza a concentrarse en la zona no saturada por evaporación y transpiración para finalmente llegar al agua subterránea por conducción horizontal. El BMC es un método que puede ser utilizado tanto en la zona no saturada como en la zona saturada para las estimaciones de

recarga anual (Walker et al.,1991; Wood y Sanford, 1995). Al utilizar este método se debe considerar que: (1) La fuente principal de cloruro es completamente de agua de lluvia, (2) el agua subterránea no se encuentra bajo la influencia de algún contaminante, (3) el almacenamiento del cloruro en el sistema no debe cambiar por un largo periodo de tiempo (4) el cloruro se comporta como un trazador conservativo a lo largo de la trayectoria del flujo, (5) la absorción de cloruro por las raíces y su repulsión de las superficies negativas en las arcillas son insignificantes, (6) la lixiviación de los estratos que contienen cloruro en la superficie del suelo es completa, (7) el movimiento del agua tanto en la zona no saturada como en la zona saturada se puede aproximar mediante un flujo de pistón unidimensional y (8) se puede despreciar el escurrimiento superficial y la escorrentía (Wood, 1999) (Fig. 18). Teniendo en cuenta estas condiciones es un método adecuado para ser utilizado sobre todo en acuíferos de tipo kársticos y aluviales no confinados, donde existe una rápida respuesta al agua de lluvia y no se presenta material rocoso salino en general (Hartmann et al., 2013). La ecuación más comúnmente utilizada en el BMC es la siguiente (Scanlon et al., 2002):

$$R = \frac{P * C_p}{C_g} \quad (7)$$

Donde R es la recarga (mm/año), P es la precipitación, C_p es la concentración de cloruro en el agua de lluvia (mg/L) y C_g es la concentración de cloruro en el agua subterránea (mg/L).

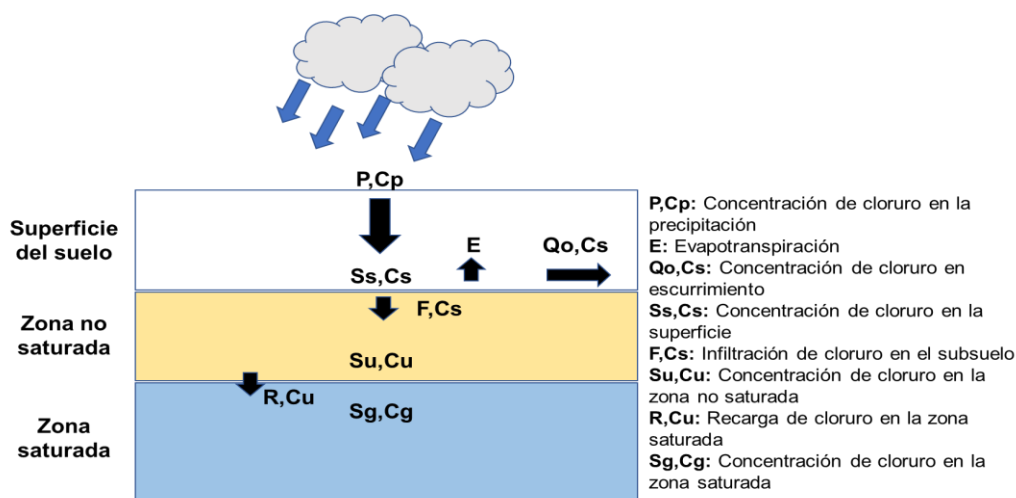


Fig. 18. Diagrama esquemático del balance de masa de cloruro para estimación de recarga natural (Modificado de Somaratne y Smettem, 2014).

4. METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DE LA RECARGA NATURAL.

Para contribuir al proceso de manejo integral de la zona de estudio se deberá considerar como punto de partida los estudios previos sobre las características hidrogeológicas del acuífero, el tipo de acuífero y su permeabilidad; posteriormente realizar un plan de muestreo y análisis geofísico en la zona no saturada, así como una evaluación hidrogeoquímica en la que se consideren datos de campo (conductividad eléctrica, pH, temperatura, potencial redox, oxígeno disuelto), elementos mayores, menores y traza, isótopos estables y un balance de masa de cloruros de agua subterránea durante diferentes épocas del año para relacionarlo con el comportamiento de la recarga natural.

4.1. Hidrogeología.

4.1.1. Selección de pozos para la red de monitoreo.

Una etapa importante en el estudio radica en el muestreo debido a que la información sobre las condiciones del agua subterránea debe ser confiable y suficiente para la toma de decisiones. La selección de pozos se efectuó considerando los siguientes criterios: i) distribución espacial y profundidad, ii) puntos representativos de las áreas agrícolas, iii) puntos representativos de los usos de agua, iv) puntos de muestreo representativos que permitan describir zonas de recarga, v) posible interacción de agua subterránea con la superficie, vi) además se consideraron propietarios, accesibilidad, funcionamiento y condición del aprovechamiento (CONAGUA, 2015). A partir de esto, se seleccionaron un total de 29 pozos, de los cuales 8 fueron monitoreados durante todo el período de estudio comprendido de Marzo del 2021 a Mayo del 2022, 4 pertenecientes a la comunidad de la Mezclita en El Refugio, Cd. Fernández y 4 al ejido de la Loma, Rioverde, a fin de entender la evolución del nivel estático. Los 21 restantes fueron monitoreados en los meses de Octubre del 2021 y Febrero del 2022, de lo cual se pudo determinar la evolución de la profundidad del nivel estático (PNE) y de la elevación del nivel estático (ENE), así como los sistemas de flujo locales de agua subterránea.

4.1.2. Pruebas de bombeo.

En 2 de los 8 pozos monitoreados durante todo el periodo de estudio, se realizaron pruebas de bombeo correspondientes a cada una de las áreas de estudio (La Mezclita, La Loma) a fin de conocer las propiedades hidráulicas del medio tales como: i) conductividad hidráulica (K), ii) transmisividad (T) y iii) almacenamiento (Sy). Dichas pruebas se realizaron en un período de 24 horas considerando un caudal de extracción constante de 15 y 12 L/s

respectivamente, el cual se registró mediante los medidores de flujo existentes en los pozos.

4.1.2.1 Medición de niveles piezométricos.

Durante la realización de las pruebas de bombeo, las mediciones de los niveles de agua en los pozos se realizaron mediante la utilización de las sondas programables TD-Diver y Baro-Diver de la marca Van Essen Instruments (Fig. 19). La sonda TD-Diver es una registradora de datos diseñada para medir la presión y la temperatura del agua. Una vez tomadas, las mediciones se almacenan en su memoria interna. La comunicación entre las sondas y los ordenadores portátiles y dispositivos de campo se basa en la comunicación óptica. La sonda mide la presión absoluta, lo que significa que el sensor de presión no solo mide la presión del agua, sino también la presión que el aire ejerce sobre su superficie. Si la presión del aire varía, la presión medida del agua también variará, pero no así el nivel del agua. La presión del aire puede medirse con la sonda Baro-Diver y, a continuación, utilizar el software Diver-Office para convertir las lecturas de presión de la sonda en información sobre el nivel del agua. Durante las pruebas de bombeo, las sondas fueron programadas para registrar datos cada 15 segundos.



Fig. 19. Programación e instalación de sondas TD-Diver y Baro-Diver para pruebas de bombeo en zona de estudio La Loma.

La Fig. 20 muestra un ejemplo un pozo de observación en el que se ha colocado una sonda. En este caso, interesa conocer la altura del nivel del agua (WL, por sus siglas en inglés)

con respecto al punto de referencia vertical. Si el nivel del agua está situado por encima del punto de referencia, el valor será positivo. Por el contrario, si está situado por debajo, será negativo. El punto de referencia para la medición en el brocal del pozo (TOC, por sus siglas en inglés) se mide con respecto al punto de referencia vertical. La sonda se suspende con la ayuda de un cable con una longitud CL. La sonda Baro-Diver mide la presión atmosférica (p_{baro}) y la sonda TD-Diver mide la presión atmosférica (p_{Diver}) y la presión que la columna de agua (WC, por sus siglas en inglés) ejerce sobre la sonda.

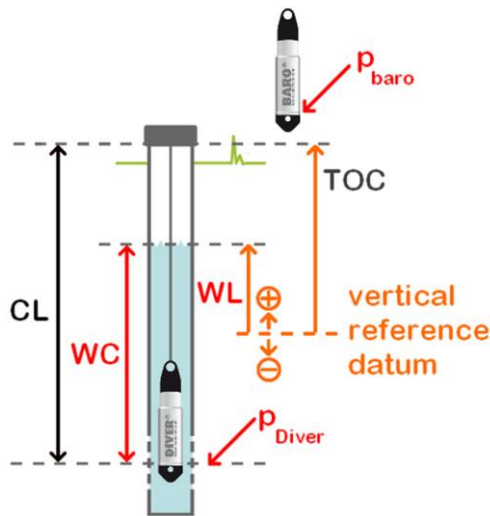


Fig. 20. Ejemplo de pozo de observación en el que se ha colocado una sonda para medir variaciones hidrostáticas, (Van Essen Instruments B.V., 2018).

La columna de agua (WC) situada por encima de la sonda se puede expresar de la siguiente forma:

$$WC = 9806.65 \frac{P_{\text{Diver}} - P_{\text{Baro}}}{\rho \cdot g} \quad (8)$$

donde p es la presión en cmH_2O , g es la aceleración debida a la gravedad ($9,80665 \text{ m/s}^2$) y ρ es la densidad del agua (1000 kg/m^3).

El nivel del agua con respecto al punto de referencia vertical se puede calcular de la siguiente forma:

$$WL = \text{TOC} - \text{CL} + \text{WC} \quad (9)$$

4.1.2.2. Análisis de datos piezométricos.

La interpretación de los datos obtenidos se realizó mediante un modelo numérico que representa los componentes de flujo radial y vertical que generalmente resultan de bombeo de pozos en acuíferos estratificados. Este modelo, que se basa en aproximaciones de diferencias finitas, se ejecuta en un sistema de microprocesador. (Rathod y Rushton, 1991).

4.1.3. Mediciones del nivel de agua subterránea.

En los pozos seleccionados se midió la profundidad del nivel estático cuando el pozo no estaba operando o nivel dinámico cuando se encontró en operación, (Fig. 21), que proporciona información sobre la distribución lateral y gradiente hidráulico del acuífero. Para la medición de niveles estático y dinámico se utilizó una sonda piezométrica Solinst, modelo 101, de 250 m, con sonda P7 sellada, para presiones hasta 500 psi, cinta de 3/8", fabricada de PVDF (fluoruro de polivilideno) marcada cada milímetro con láser, cada conductor está compuesto de hilos de acero inoxidable (13) e hilos de cobre recubiertos de acero (6), el equipo es alimentado con baterías. La sonda consiste en dos electrodos sensibles a la presencia de un líquido conductor, al hacer contacto con el agua, el circuito se cierra y se envía una señal a la bobina, después esta señal es transformada en una señal acústica. El nivel se lee directamente en la escala de la cinta.



Fig. 21. Medición de nivel estático en pozo de uso agrícola con sonda Solinst graduada en zona de estudio La Mezclita .

4.1.4. Metodología para la identificación de los sistemas de flujo.

Como se mencionó anteriormente, la formación de sistemas de flujo se da por el funcionamiento del agua subterránea afectada por parámetros como clima, topografía y referente geológico (Carrillo Rivera, 2013). Por lo que el funcionamiento de los sistemas de flujo se realizará midiendo y analizando la relación que guardan los parámetros suelo, litología, propiedades hidráulicas, carga hidráulica, química del agua, y parámetros fisicoquímicos como pH, ΔT y potencial electroquímico (auxiliares en la identificación de la condición del sistema de flujo en cuanto a la evolución geoquímica).

La interpretación de elementos físicos se realizó mediante el uso de SIG. La información cartográfica se utilizó bajo el sistema de coordenadas proyectadas: Universal Transverse Mercator (UTM), con datum World Geodesic System 1984 (WGS84), zona 14N.

4.2. Geofísica.

4.2.1. Sondeos Electromagnéticos.

Para llevar a cabo las mediciones de resistividad del subsuelo se realizaron diferentes actividades de campo. Se definieron las secciones donde se llevaron a cabo los TEM, pretendiendo que se localizarán de manera transversal a dos de los principales arroyos de la región, considerando también su cercanía a diferentes pozos de tal manera que se pudiera realizar una calibración del modelo geofísico teniendo como referencia el marco hidrológico y geológico existentes. El tamaño del circuito transmisor o bobina estuvo influenciado por el espacio del terreno disponible donde realizar las mediciones, debido a que en los mismos sitios donde se realizó la primera campaña se realizaron los sondeos consecutivos de las demás campañas, por esta razón se localizaron lugares despejados para poder llevar a cabo la repetición y de esta manera observar el cambio en la información obtenida si esta existiera. Por otra parte, esta dimensión también estuvo influenciada por la profundidad de exploración, que para este caso fue de alrededor de los 40 metros, ya que en base a la profundidad de los niveles estáticos del agua subterránea (entre 10 m y 35 m) presentes se definió que ese era el espesor de la zona no saturada, la cual es el objeto de investigación en la parte geofísica. Para la obtención de la configuración óptima de los parámetros para el dispositivo geofísico se realizaron varias mediciones en el mismo punto con la finalidad de estandarizar los parámetros para obtención de la información del subsuelo.

4.2.2. Tipo de equipo.

Para la obtención de la información geofísica mediante el método TEM, se utilizó el dispositivo TerraTEM de Monex Geoscope PTY LTD, Victoria (Australia) (Fig. 22). El cual consta de una consola única, tiene integrado el transmisor (Tx) y el receptor (Tr), así como una memoria interna para guardar las mediciones realizadas y 2 baterías de 12 V cada una. Con el dispositivo es posible una inyección de corriente de hasta 10 A (amperes). Para la adquisición de datos, en el menú principal del equipo TerraTEM, se pueden configurar diferentes arreglos, modificando los parámetros, entre las que destacan ventanas (windows), apilamiento (stacks), ganancia (gain), entre otros. Los más importantes son "windows" el cual puede controlar la duración de la adquisición de los datos, mientras más alto es el número de ventanas, más profundidad de investigación se podrá alcanzar, sin embargo, es importante considerar la difusión de las corrientes de Foucault hacia abajo y hacia el exterior, los sondeos medidos con un mayor número de ventanas, no solamente incluyen más información de profundidad, también implican una mayor influencia lateral y por ende el tiempo de adquisición será mayor, así como un requerimiento mayor de energía. "Stacks" o apilamientos contribuye en la eliminación del ruido. Un apilamiento se define como el promedio de la respuesta de la corriente transitoria tanto positiva como negativa, es decir, las muestras que toma el dispositivo por cada encendido y apagado de la corriente. "Gain" señal registrada por el receptor la cual puede ser amplificada, esto puede ser ventajoso para los tiempos finales de datos de baja amplitud en especial.



Fig. 22. Dispositivo TerraTEM en zona de estudio La Loma, con extensión de bobina tipo single loop de dimensiones 50m x 50m.

4.2.3. Adquisición de datos.

El tipo de arreglo del circuito utilizado para este trabajo es el denominado “Single Loop” (bobina o circuito sencillo) en un inicio se utilizaron bobinas cuadradas de 20x20 m, los cuales sirvieron como medida de calibración para posteriormente definir que el tamaño de la bobina seria de 50x50 m, esta se caracteriza porque el mismo circuito sirve como Transmisor (Tx) y Receptor (Rx) de la señal. La profundidad de investigación resultante fue de entre 30 a 40 m. Se realizaron un total de 9 sondeos por campaña (Tabla 4) en los cuales en cada punto se realizaron 3 lecturas con la finalidad de estandarizar los parámetros del equipo (Tabla 5) a fin de obtener la mejor calidad de información posible y por ende la mejor respuesta del medio. Como material adicional en la generación de los sondeos, se utilizaron cables calibre 18 para la realización de los circuitos, además se utilizó un geoposicionador tipo GPS de mano marca Garmin con un error de $\pm 5\text{m}$ para definir su ubicación. El producto de cada sondeo es una serie de gráficas de decaimiento de voltaje en función del tiempo (Fig. 23), cada gráfica genera un archivo tipo .sir, que se procesa de acuerdo a estándares internacionales mediante los softwares Temix (primer procesamiento de los datos) y Winglink para la creación de una base de datos y la formación de perfiles y secciones de resistividad del área de estudio.

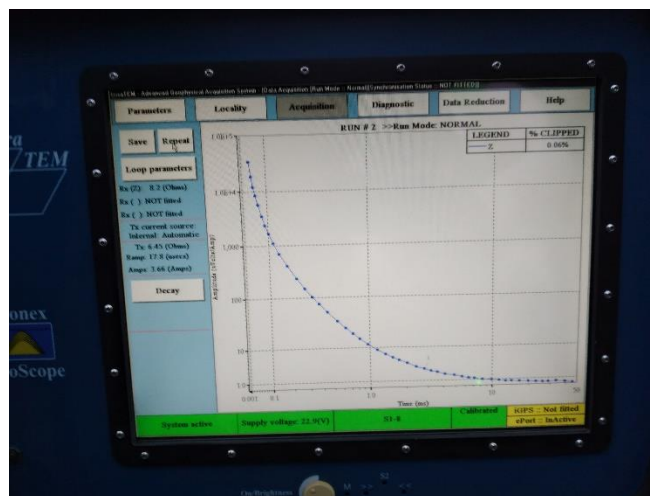


Fig. 23. Curva de decaimiento de voltaje en función del tiempo para TEM realizado en zona de estudio.

Tabla 4. Relación de campañas de sondeos geofísicos para el periodo Mazo, 2021 a Mayo, 2022.

Campaña	Fecha	Sondeos
1	06/Marzo/21	9
2	03/Diciembre/21	9
3	09/Enero/22	9
4	05/Febrero/22	9
5	20/Marzo/22	9
6	09/Mayo/2022	9

Tabla 5. Arreglo de parámetros en campo para el dispositivo TerraTEM.

Run	Configuración de la bobina	Time serie	Area transmitter [Tx] (m ²)	Area receiver [Tr] (m ²)	Windows	Stacks	Gain
1	Single loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	2500	2500	35	128	4
2	Single loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	2500	2500	40	256	8
3	Single loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	2500	2500	45	512	16

4.2.4. Ubicación de estaciones.

Los sondeos se realizaron en lugares en los cuales la vegetación natural permitiera el acceso con el equipo, también se realizaron sondeos en terrenos donde el acceso fue concedido por los dueños y en general que tuvieran el área apropiada para la colocación del circuito (2,500 m²). Adicionalmente se tuvo especial cuidado que los sitios no tuvieran cables con corriente eléctrica en las inmediaciones, ni líneas de agua de material conductor en el subsuelo, ya que esto genera variaciones en las lecturas y se toman como ruidos al momento del manejo de los datos.

4.2.5. Ubicación de secciones.

Se realizaron dos secciones transversales a los arroyos Morales y San Rafael (Fig. 24) de alrededor de 500 m, con un espaciamiento entre sondeos promedio de 100 m pretendiendo que se localizarán lo más cercano a pozos de observación para realizar la calibración teniendo como referencia el marco hidrológico y geológico anteriormente mencionado.

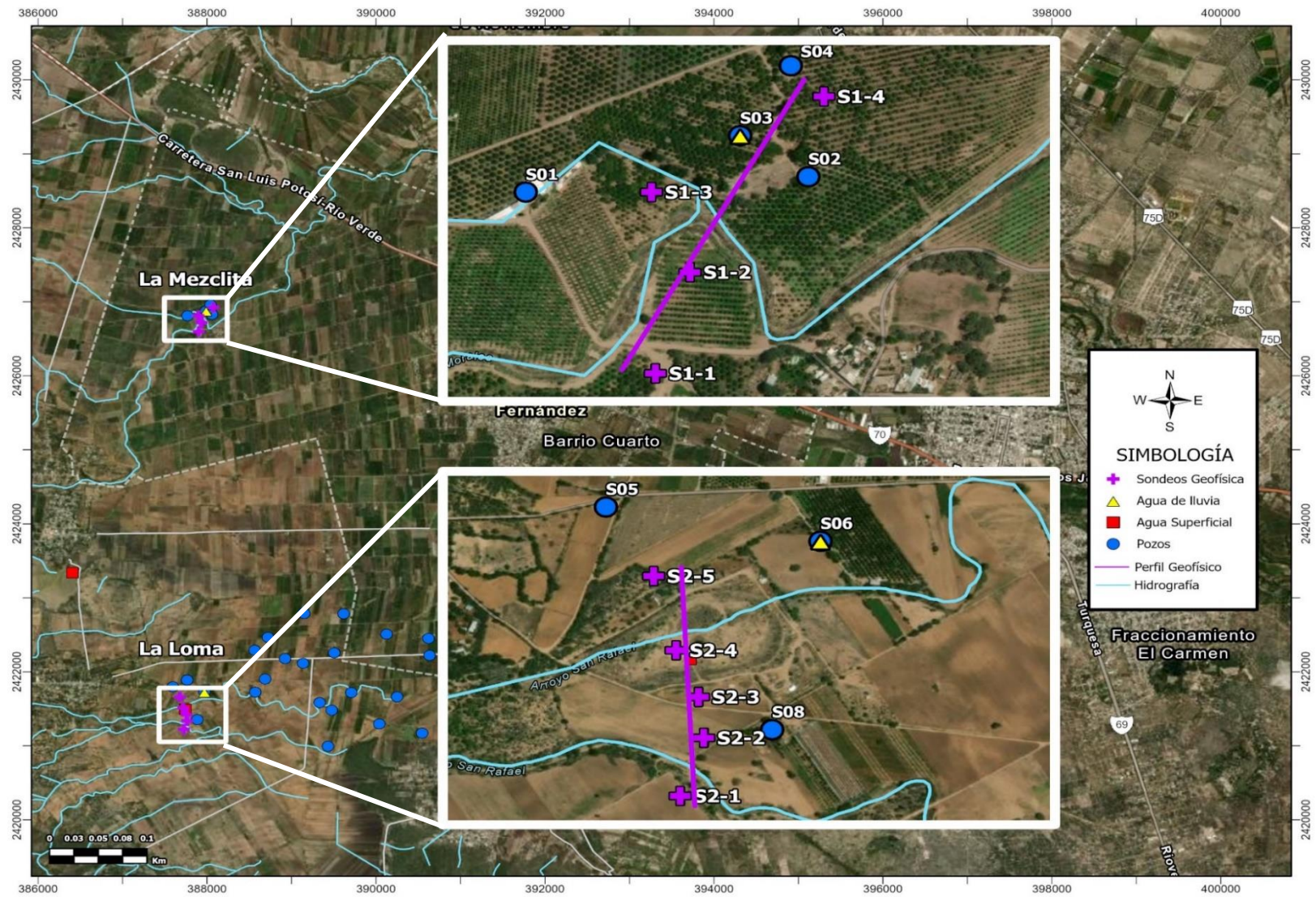


Fig. 24. Ubicación de perfiles geofísicos transversales a los arroyos Los Morales y San Rafael.

4.2.6. Procesamiento sondeos electromagnéticos.

Partiendo de las curvas de campo de resistividades aparentes con respecto del tiempo, fueron procesadas en el programa Temix mediante el modelado de capas planas (Fig. 25), que consiste en proponer las capas de acuerdo con las inflexiones de la curva generada y de los tiempos en los que ocurren las inflexiones. El número de capas que se consideró fueron de entre 4 y 6. El proceso consistió en una regresión tipo Occam en la que se propone una resistividad inicial y una final. El algoritmo requiere del número de capas inicial para lograr un mejor ajuste de la curva y que el porcentaje de error fuera menor de 5%, esto sólo fue posible haciendo el mayor número de iteraciones hasta que el porcentaje de error llegará al mínimo. El resultado consiste en un modelo unidimensional de resistividad y espesor de la capa, que constituye la base para la obtención de las unidades geoelectricas. La segunda etapa en el proceso de la curva de resistividad generada en el programa Temix, consistió en la creación de modelos unidimensionales mediante el software Winglink (Fig. 26). En este programa se establece el intervalo de variación de los espesores y resistividades del modelo original generado en Temix, por lo cual se logró tener un modelado de multicapas para cada uno de los 9 sondeos en las diferentes campañas. A su vez este mismo software a través de procesos de interpolación nos permite realizar modelos 2D de resistividad a partir de los modelos unidimensionales anteriormente mencionados (Fig. 27). Estas secciones se realizaron tomando en consideración la ubicación de los sondeos y por supuesto la de los pozos para una calibración del modelo.



Fig. 25. Ejemplo de modelado de capas planas en el programa Temix a partir de curvas de resistividad aparente en función del tiempo obtenidas en campo.

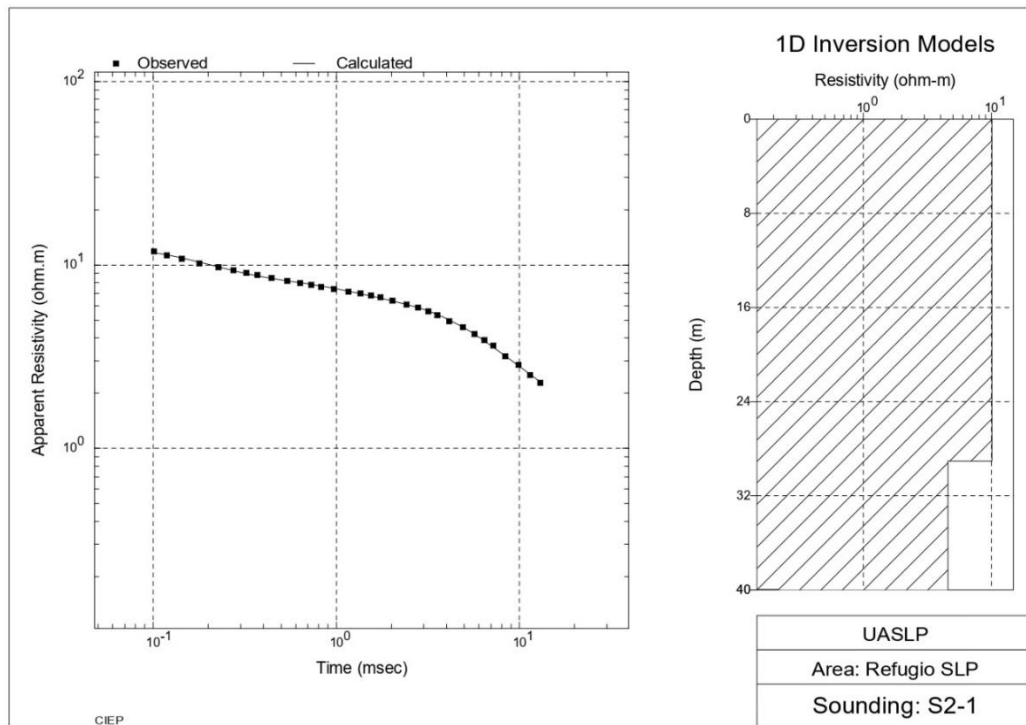


Fig. 26. Ejemplo de modelo unidimensional de resistividad a partir de curvas de decaimiento de voltaje, obtenido mediante procesos de inversión en el software Winglink.

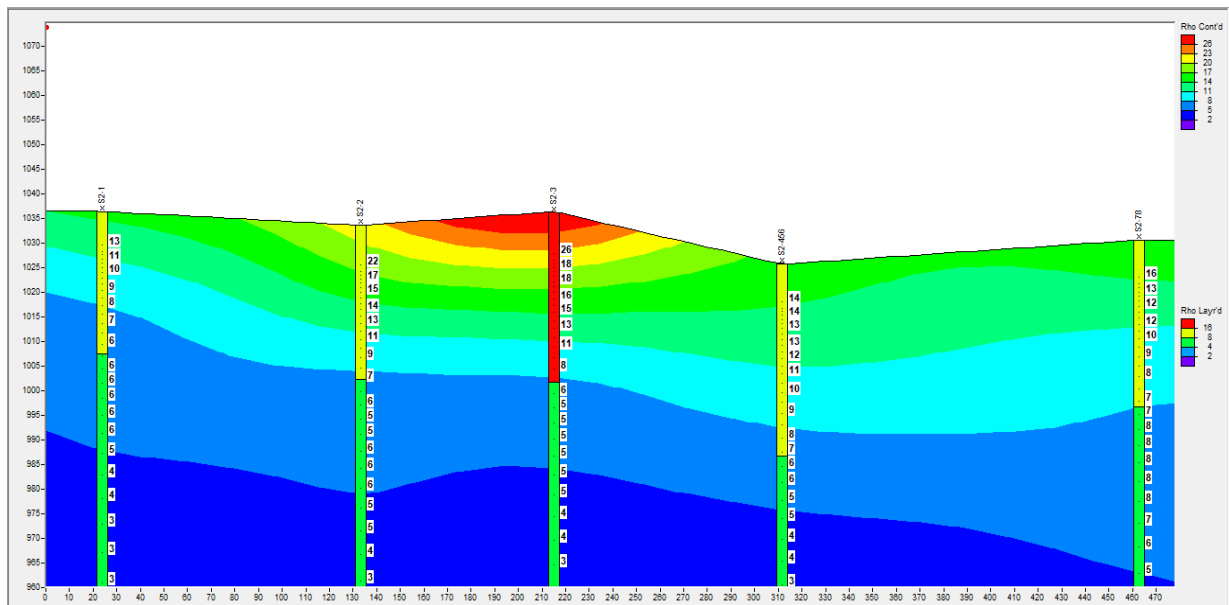


Fig. 27. Ejemplo de sección 2D de resistividad a partir de los modelos unidimensionales obtenidos con el software Winglink mediante interpolación.

4.3. Hidrogeoquímica.

4.3.1. Muestreo.

Se instalaron 3 estaciones colectoras de agua de lluvia en las cuales se colectaron muestras en recipientes de 20 L, acondicionados para evitar la incidencia de los rayos del sol (Fig. 28), a los cuales se les agrego 220 ml de aceite mineral 55 N.F., para evitar la pérdida de agua a través de la evaporación. Estas muestras sirvieron para el análisis de isotopos ambientales estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) además de la concentración promedio de cloruro en la lluvia.

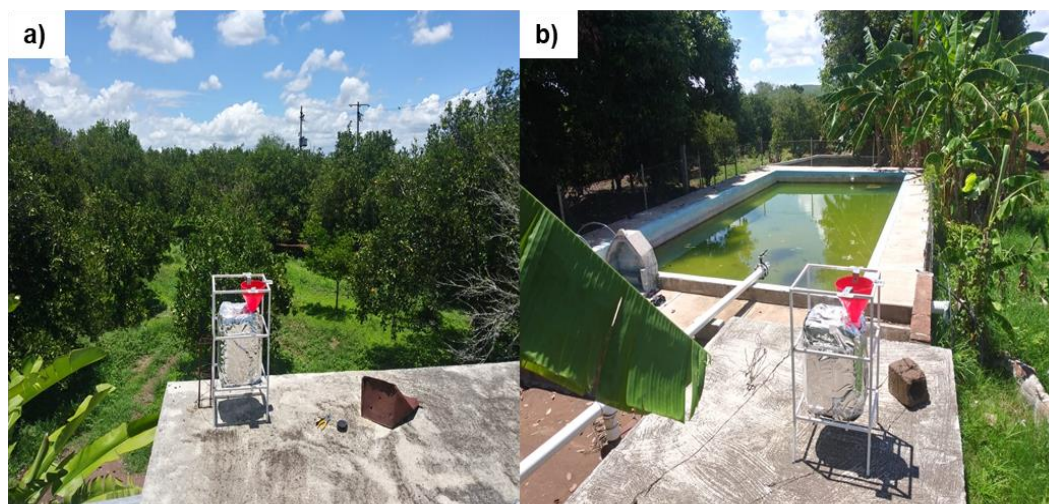


Fig. 28. Estaciones colectoras de agua de lluvia en zonas de estudio a) La Mezclita, b) La Loma, para caracterización isotópica de precipitación y determinación de concentración de cloruros.

Antes de realizar el muestreo del agua de pozo, se realizó una purga del agua estancada en la tubería del pozo; el volumen de purga se determinó mediante la medición y estabilización de los parámetros pH, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto, potencial de óxido-reducción y temperatura.

La toma de muestras se realizó con base en los criterios indicados en la Tabla 6, mientras que en las Fig. 29 y 30 se presentan las condiciones de trabajo en los diferentes tipos de aprovechamientos.

Tabla 6. Plan de muestreo de agua superficial y subterránea para el periodo de Marzo, 2021 a Mayo, 2022.

Clave Muestreo	Fecha	Época	Sitios	Tipo/Uso
1	Marzo 2021	Estiaje	6	Pozo Agrícola
			1	Pozo Público urbano
2	Julio 2021	Lluvias	5	Pozo Agrícola
			1	Pozo Público urbano
			1	Presa
			1	Cauce de arroyo
			3	Agua de lluvia
			6	Pozo Agrícola
3	Septiembre 2021	Lluvias	2	Pozo Público urbano
			1	Presa
			2	Cauce de arroyo
			1	Abrevadero
			3	Agua de lluvia
			6	Pozo Agrícola
4	Octubre 2021	Final temporada de lluvias	21	Pozo Agrícola
			2	Pozo Público urbano
			6	Agua de lluvia
5	Febrero 2022	Comienzo estiaje	7	Pozo Agrícola
			1	Pozo Público urbano
			2	Agua de lluvia
6	Mayo 2022	Estiaje	6	Pozo Agrícola
			1	Pozo Público Urbano



Fig. 29. Muestreo de aprovechamientos de agua superficial para caracterización isotópica. a) Presa, b) Cauce de arroyo.



Fig. 30. Muestreo en pozo a) agrícola y b) público urbano para evaluación hidrogeoquímica del agua subterránea.

Se tomaron y etiquetaron cuatro frascos por aprovechamiento como se indica en la Tabla 7 y en la Fig. 31.



Fig. 31. Muestras obtenidas de aprovechamientos para análisis isotópico y de elementos mayores, menores y traza en agua subterránea.

Tabla 7. Descripción de tipo de recipiente y conservación para muestras de agua subterránea.

Muestra	Análisis	Tipo de recipiente	Conservación
1	Aniones	Frasco de HDPE (polietileno de alta densidad), capacidad 500ml, con tapa de rosca previamente lavado.	Refrigeración: 4°C<T<10°C
2	Nitratos	Frasco de HDPE (polietileno de alta densidad), capacidad 60ml, con tapa de rosca previamente lavado.	Filtrado a través de membrana de 0.45µm Acidificación con H ₂ SO ₄ hasta pH<2 , Refrigeración: 4°C<T<10°C
3	Cationes y metales	Frasco de HDPE (polietileno de alta densidad), capacidad 60ml, con tapa de rosca previamente lavado.	Filtrado a través de membrana de 0.45µm Acidificación con HNO ₃ hasta pH<2 Refrigeración: 4°C<T<10°C
4	Isotopos	Frasco de vidrio, capacidad 2ml, con tapa de rosca previamente lavado.	Filtrado a través de membrana de 0.45µm Refrigeración: 4°C<T<10°C

Las técnicas que se utilizaron para la realización de las mediciones en campo y laboratorio se presentan en la Tabla 8.

Tabla 8. Parámetros medidos y referencia del método para el análisis de muestras de agua subterránea.

Parámetro	Técnica	Referencia
pH	Potenciometría	NMX-AA-008-SCFI-2016
Temperatura		
Conductividad eléctrica	Conductividad (aplicación de Ley de Ohm)	NMX-AA-093-SCFI-2000
Potencial redox	Potenciometría	SM Método 25808, 2012
Oxígeno disuelto	Uso de sensor galvánico y polarográfico.	NMX-AA-012-SCFI-2001
Cloruros	Volumetría: Método argentométrico, valoración con nitrato de plata y cromato de potasio como indicador.	NMX-AA-073-SCFI-2001
Fluoruros	Espectrofotometría: Método Espectrofotométrico utilizando el complejo Zr-SPANDS.	NMX-AA-077-SCFI-2001
Sulfatos	Espectroscopía: UV-Vis, método turbidimétrico.	_ NMX-AA-074-SCFI-2014 _ HACH Método 8051 _ USEPA método 375.4
Alcalinidad en laboratorio	Titulación ácido-base: Método de fenolftaleína (pH 8.3) y total con anaranjado de metilo (pH entre 3.7 y 5.1).	NMX-AA-036-SCFI-2001
Alcalinidad en campo	Titulación digital ácido-base: Punto final por potenciometría. Determinación del punto final: Método de punto de Inflexión, método de punto final fijo, método teórico de la curva de titulación de carbonatos, método gráfico de la función Gran.	HACH, Método 8203
Nitratos	Espectroscopia UV-Vis	NMX-AA-079-SCFI-2001

Tabla 8. Parámetros medidos y referencia del método para el análisis de muestras de agua subterránea. (continuación)

Na, K, Ca, Mg, S, Si, P	Espectroscopia de emisión óptica en plasma acoplado inductivamente (ICP-OES).	EPA-6010-C
Li, Be, B, Al, Sc, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Ta, Hg, Tl, Pb, U, Fe, Mn	Espectroscopía de emisión en plasma acoplado inductivamente – espectrometría de masas (ICP-MS).	EPA 6010
Isotopos	Espectroscopia de Celda de Absorción (análisis isotópico de muestras líquidas de agua Picarro L2130-I).	USGS 47, USGS 48
Cloruros en agua de lluvia	Cromatografía iónica (QOP Anions).	EPA 300.1

4.3.2. Mediciones de parámetros en campo.

4.3.2.1. Mediciones en campo de parámetros fisicoquímicos.

Las mediciones simultáneas de parámetros de campo se realizaron con un sistema de monitoreo de calidad del agua, equipo portátil multiparámetros marca YSI, modelo Professional Plus (Fig. 32a), el cual proporciona mediciones de pH, temperatura, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto, y ORP (potencial de oxido-reducción). Debido a que se requiere que los parámetros medidos en campo sean representativos de las condiciones naturales a las que se encuentra el agua subterránea en el acuífero, es necesario el uso de una celda de aislamiento (Fig. 32b) para que el agua que se extrae del pozo tenga el menor contacto con la atmósfera. Los datos obtenidos se registraron en hojas de campo mostradas en la Fig. 33.

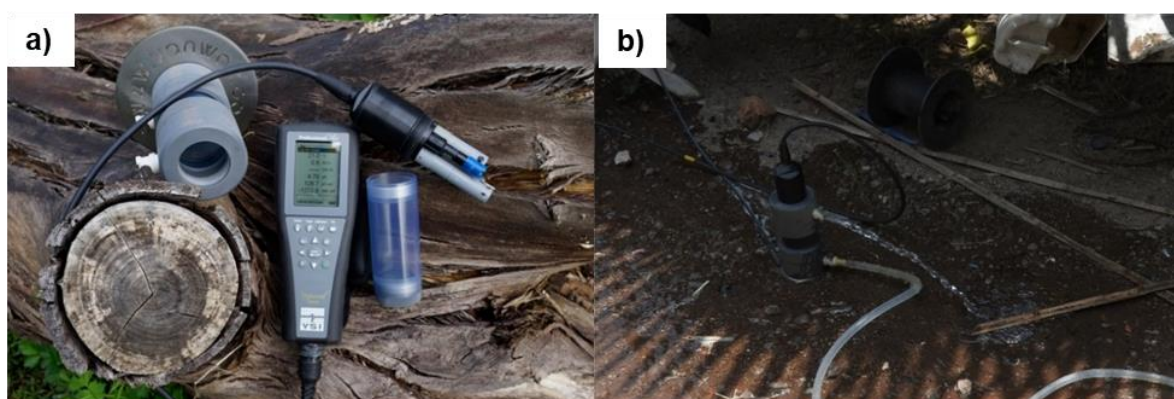


Fig. 32. a) Equipo multiparámetros, b) Celda de aislamiento para análisis de parámetros fisicoquímicos en campo.



DATOS GENERALES

Clave del Aprovechamiento	S34-5	Número de muestra	5
Coordenadas UTM Datum WGS84	X= 387,760	Y= 2,427,119	
Elevación (msnm)		Zona UTM	14N
Municipio	Cd. Fernandez		
Localidad	La Mezclita		
Fecha	20-mar-22		
Litología Predominante	Aluvial		
Prof. al Nivel del agua	NE 33.05 m	ND 37.27 m	
Lugar de Toma de Muestra	Cauce del Río	Llave en Brocal	Noria Estanque/Lago/Manantial

Tipo de Aprovechamiento	Pozo	Noria	Manantial	Galería
Uso del Agua	Estanque	Río	Presa	Papalote
	Potable	Agrícola	Forestal	Doméstico
	Agropecuario	Abrevadero	Ecológico	Servicios
Tipo de Bomba	Turbina Vertical	Sumergible	Centrífuga	
	Eléctrica	Sin Equipo	Otro:	
Profundidad (m)	70	Caudal de extracción (l/s)	16	

NOTAS

NE=33.05 mts incluye brocal, brocal= 0.30 mts

PARÁMETROS MEDIDOS EN CAMPO

Hora de inicio	10:30					
Tiempo (min.)	1	3	5	7	9	11
T (°C)	24.5	24.5	24.6	24.5	24.5	24.5
O.D. (%)	70.30	67.80	71.70	71.80	71.00	71.00
O.D. (mg/l)	5.85	5.52	6.03	5.96	5.94	5.92
CE (microSiemens/cm)	651	618	651	651	652	651
pH	6.91	6.92	6.91	6.91	6.91	6.91
ORP (E campo en mV)	139.1	138.3	143.3	142.5	141.9	141.2

DETERMINACIÓN DE ALCALINIDAD DE CAMPO

N ácido: 1.6 ± 0.008 V muestra (Alcal.): 50 ml Filtrada ☒ SI ☐ NO

H ₂ SO ₄ NÚMERO DE de vueltas	0	20	30	40	50	60	70	80	90	100	102	104	106	108
pH	7.1	6.57	6.43	6.25	6.09	5.92	5.74	5.47	5.06	3.63	3.49	3.36	3.28	3.22

INFORMACIÓN DE LA MUESTRA DE AGUA COLECTADA

MUESTRA PARA	TIPO DE ENVASE	CANTIDAD	CAPACIDAD	CONSERVADOR	FILTRADA?	Check
CATIONES Y METALES	POLIETILENO	1	60 ML	REFRIGERACIÓN, HNO ₃	SI	X
NITRATOS	POLIETILENO	1	60 ML	REFRIGERACIÓN, H ₂ SO ₄	SI	X
² H y ¹⁸ O	VIAL	1	15 ML	REFRIGERACIÓN	SI	X
ANIONES	POLIETILENO	1	500 ML	REFRIGERACIÓN	NO	X

OBSERVACIONES

Regreso pH=7.16

FOTOGRAFIA



Fig. 33. Formato para registro de datos de campo.

4.3.2.2. pH.

La medición de la actividad de los iones hidrógeno en el agua subterránea se efectuará por medio del potenciómetro. Este valor está en función de la temperatura, por lo que, una vez sumergido el electrodo en la medición, se esperaba un tiempo razonable (entre 3-5 minutos) para esperar a que la solución dentro del electrodo se pusiera a la misma temperatura del agua. En la gran mayoría de los casos, las mediciones de pH toman un cierto tiempo para estabilizarse (entre 5 y 10 minutos) por lo que en el formato de campo se registrarán varias mediciones con respecto del tiempo para verificar la tendencia de estabilización que presentaron. De acuerdo con el protocolo de control, durante el día se realizaba verificación del correcto funcionamiento del electrodo, utilizando una solución de pH conocido.

4.3.2.3. Conductividad eléctrica (CE) y temperatura.

La CE es la propiedad que mide la facilidad de transmisión de una corriente eléctrica, proceso que en el caso de una solución acuosa es función de la concentración de electrolitos presentes. De este modo, el registro de este parámetro en una solución permite identificar de manera indirecta su salinidad. La CE se registrará por medio del electrodo correspondiente en la sonda multiparamétrica que utiliza ajuste por temperatura, parámetro que se registrará con un termómetro digital incorporada, que presenta una aproximación de 0.1° C.

Tabla 9. Clasificación de agua subterránea en base a salinidad.

Clasificación	C1	C2	C3	C4
Tipo de agua	Baja salinidad	Salinidad media	Altamente salina	Muy altamente salina
Conductividad, $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25°C	$C < 250$	$250 < C < 750$	$750 < C < 2250$	$C > 2250$

(Elaborada con datos de Wilcox, L.V., 1962).

4.3.2.4. Oxígeno disuelto (OD).

La medición de la cantidad de oxígeno disuelto en el agua subterránea se llevará a cabo sumergiendo un electrodo especial en este caso específico, el sensor de oxígeno disuelto incorporado en el equipo utilizado es polarográfico de tipo “Clark” con sensor y compensación integrada por temperatura. Una vez polarizado el electrodo, el procedimiento de calibración del aparato incluirá sumergirlo en una solución libre de oxígeno (preparada mezclando 2 gramos de sulfito de sodio en 100 ml de agua destilada) ajustando la lectura a cero mg/l de oxígeno disuelto. Posteriormente y una vez seco el

electrodo, se calibrará al aire manteniendo el sensor 1 centímetro arriba de una superficie de agua limpia (evitando el contacto de la membrana con el agua) ajustando la lectura (calibración al aire) al valor correspondiente de acuerdo con la elevación sobre el nivel mar del sitio. Una vez calibrado el sensor se introducirá en el agua en donde se llevarán a cabo las mediciones, realizando diversas lecturas hasta que se identifica que los valores se estabilizan en mediciones continuas realizadas cada dos minutos.

4.3.2.5. Potencial de óxido-reducción, Eh.

El potencial redox del agua subterránea constituye un parámetro muy útil para la definición de las condiciones oxidantes o reductoras que prevalecen en el sistema de agua. Se medirá con un electrodo de tipo combinado, que consiste de filamento de platino y un electrodo de referencia (de plata-cloruro de plata). El elemento sensible donde se realiza la transferencia de electrones es el filamento de platino, por lo que se mantuvo limpio y pulido para evitar mediciones erróneas. Se reconoce en la literatura internacional que la obtención en campo de lecturas válidas y reales de potencial redox es relativamente complicada, sobre todo en medios oxidantes donde las concentraciones de hierro disuelto son bajas. Esto se debe, entre otras cosas a: i) fallas del electrodo utilizado, ii) cinética lenta en algunas de las especies que se presentan en estado de oxidación y reducción, lo que provoca desequilibrio entre las diferentes parejas redox presentes en la solución y iii) presencia de potenciales naturales mezclados. El primer inconveniente se superará utilizando electrodos recién verificados en su funcionamiento y que se pulieron periódicamente. Los siguientes dos aspectos están relacionados con la naturaleza del sistema natural en investigación, por lo que no es posible realizar adecuaciones.

Al inicio del trabajo de campo se realizarán mediciones de verificación de su correcto funcionamiento, sumergiendo el electrodo en una solución denominada Zobell. Si el electrodo funciona adecuadamente registrará el valor de la solución Zobell establecido en la botella que lo contiene. La medición del potencial redox al igual que para el pH y los restantes parámetros de campo, se realizará cada dos minutos hasta que de acuerdo con la secuencia de mediciones lecturas consecutivas se mantengan relativamente constantes.

4.3.2.6. Alcalinidad de campo.

La alcalinidad total del agua se refiere a la totalidad de las bases titulables con ácido fuerte, también se le conoce como la capacidad del agua de neutralizar un ácido. En aguas

naturales con un pH entre 6 y 8 las principales bases están constituidas por HCO_3 y CO_3 ; en mucho menor proporción existen otras bases como OH , H_3BO_3 , HPO_4 , entre otras. Por esta razón la alcalinidad se utiliza para estimar las concentraciones de HCO_3 y CO_3 en las muestras de agua.

Una vez tomada la muestra de agua, debido a que la alcalinidad es un parámetro no conservativo, es factible que con paso del tiempo su alcalinidad total se modifique. Esta modificación se produce por procesos redox y/o precipitación (o disolución) de minerales (especialmente carbonatos). Por esta razón, la mejor opción es medirla directamente en campo. Para ello se utilizará la técnica estándar de titulación con ácido sulfúrico, aplicando el método potenciométrico, con alícuotas cuyo volumen (entre 40 y 150 ml) varió dependiendo de la conductividad eléctrica del agua. Este método consiste en agregar a la alícuota, un volumen determinado de ácido, midiendo inmediatamente el pH de la muestra con el potenciómetro calibrado, repitiendo este proceso en varias ocasiones hasta lograr varias mediciones (al menos 3) a un pH menor a 4.3 (Fig. 34).

Previo a la medición del pH, se utilizará la técnica de calibración en dos puntos, en este caso especificados a partir de soluciones *buffer* de pH conocido. Para ello se utilizaron soluciones de 4.0 y 7.0 unidades de pH. La calibración consistió en sumergir el electrodo en la solución (*buffer*) de pH 7.0 realizando los ajustes necesarios para calibrar el aparato y posteriormente, introducirlo en la solución *buffer* de pH 4.0, ajustando la pendiente del potenciómetro para obtener el valor correspondiente. Una vez terminada la determinación de la alcalinidad, se colocaba el electrodo nuevamente en la solución *buffer* de pH 7.0; si la medición era diferente en ± 0.05 unidades de pH, se repetía el procedimiento de calibración y el de medición de la alcalinidad de la muestra.

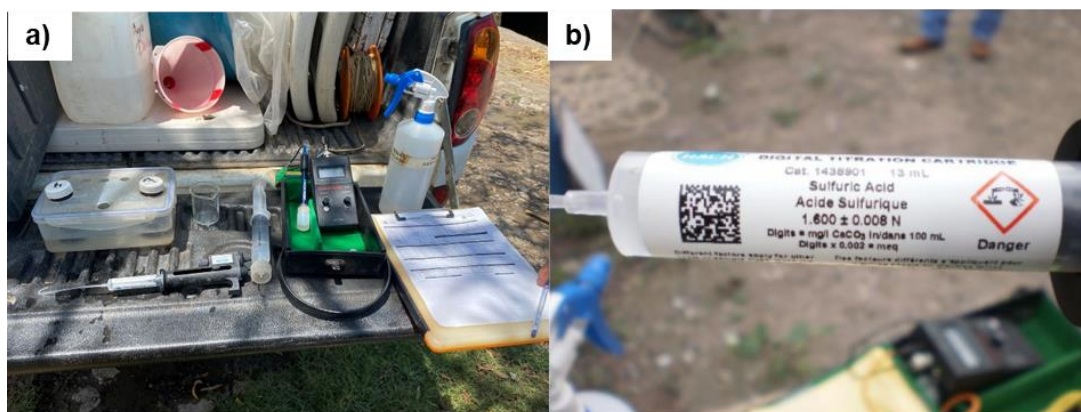


Fig. 34. a) Titulación potenciométrica para alcalinidad de campo mediante los métodos de punto de inflexión, de punto fijo, curvas de titulación teórica de carbonato y método Gran, b) Cartuchos con H_2SO_4 .

El cálculo de la alcalinidad total de campo se llevará a cabo por medio de diferentes metodologías propuestas por el USGS (2012) y Rounds (2012). En primera instancia se determinan los puntos finales para carbonato y bicarbonato, posteriormente se realizarán los cálculos de las concentraciones de hidróxido, carbonato y bicarbonato por medio de los siguientes métodos: i) punto de inflexión, ii) punto final fijo, iii) curva teórica de titulación de carbonatos 1, iv) curva teórica de titulación de carbonatos 2, v) método gráfico de Gran.

4.3.3. Mediciones de parámetros en laboratorio.

4.3.3.1 Alcalinidad por carbonatos y bicarbonatos.

La alcalinidad por carbonatos se realizó por medio de una titulación ácido-base con ácido clorhídrico valorado utilizando fenolftaleína como indicador ($pH=8.3$). La alcalinidad por bicarbonatos se determinó por medio de titulación con ácido clorhídrico valorado utilizando anaranjado de metilo como indicador ($pH=4.5$). La alcalinidad total es la suma de las dos anteriores.

4.3.3.2. Análisis de nitratos.

El método consiste en la reducción de nitratos a nitritos en presencia de cadmio tratado con sulfato de cobre, posteriormente mediante la reacción de diazotación con sulfanilamida ($4-(H_2N)C_6H_4SO_2NH_2$) y copulación con N-1-naftil etilendiamina (reactivo HACH, Permachem Reagents, Cat. 1403499, NitraVer5 Nitrate Reagent para 25 ml) para obtener un compuesto azoico coloreado que se mide por absorción UV-Vis a 500 nm en un espectrofotómetro HACH DR/2000, método 355 N, NO_3^- .

4.3.3.3. Análisis de sulfatos.

Se utilizó el método turbidimétrico (NMX-AA-074-SCFI-2014). Los iones sulfato precipitan en medio ácido y presencia de cloruro de Bario (BaCl_2). La concentración del ion sulfato se mide por comparación de la lectura a 450nm con una curva de calibración analítica utilizando un espectrofotómetro. Se utilizó el reactivo SulfaVer 4, PN: 31067-69, HACH (Ácido cítrico 55-65%, cloruro de bario 40-50%). Este método es útil para soluciones con concentraciones entre 2 mg/L a 70 mg/L de SO_4^{2-} , ya que a concentraciones mayores las suspensiones de sulfato de bario pierden estabilidad. Si las concentraciones de sulfatos se encontraban por arriba del intervalo óptimo de trabajo, se realizaron diluciones de las muestras considerando los factores de dilución en el reporte de resultados.

4.3.3.4. Análisis de cloruros.

La determinación de cloruros por este método (NMX-AA-073-SCFI-2001) se basa en una valoración con nitrato de plata utilizando como indicador cromato de potasio. La plata reacciona con los cloruros para formar un precipitado de cloruro de plata de color blanco. En las inmediaciones del punto de equivalencia al agotarse el ión cloruro, empieza la precipitación del cromato. La formación de cromato de plata puede identificarse por el cambio de color de la disolución a anaranjado-rojizo así como en la forma del precipitado. En este momento se da por terminada la valoración.

4.3.3.5. Análisis de metales.

Los componentes hidrogeoquímicos inorgánicos mayoritarios (Na, K, Mg, Ca, Sr y Si) se analizaron por Espectroscopia de emisión en plasma acoplado inductivamente ICP-OES por sus siglas en inglés (Thermo Scientific, modelo, ICAP 7200) (Fig. 35). La técnica de análisis ICP-OES se basa en los mismos principios utilizados en la espectrometría de absorción atómica. La ionización de la muestra se lleva a cabo en el plasma (argón parcialmente ionizado sobre una antorcha de cuarzo) a una temperatura entre 6000 K a 10000K. A esta temperatura se logra la extracción de un electrón de la capa externa del átomo, con lo que se produce un ión con carga positiva más un electrón.

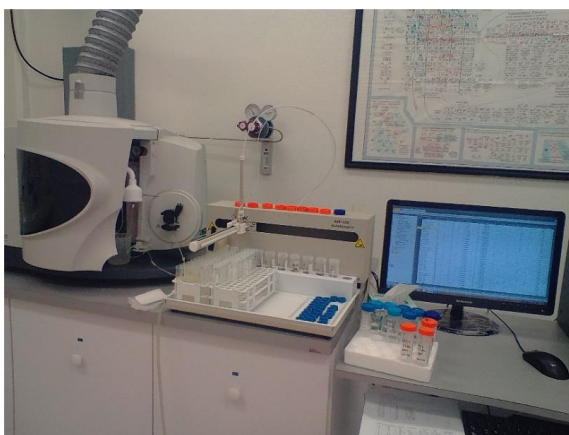


Fig. 35. Equipo ICP-OES utilizado para el análisis de componentes hidrogeoquímicos inorgánicos mayoritarios.

La determinación de metales menores y traza (Li, Be, B, Al, Sc, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Ta, Hg, Tl, Pb, U, Fe, Mn) se llevó a cabo por medio de un espectrómetro de emisión en plasma acoplado inductivamente con espectrómetro de masas (ICP-MS, por sus siglas en inglés, cuadrupolo, marca Thermo Scientific, modelo X Series 2). Esta técnica de análisis multielemental combina dos propiedades analíticas, por un lado, se obtiene una matriz libre de interferencias debido a la eficiencia de ionización del plasma de argón y por otra parte presenta una alta relación señal-ruido característica de las técnicas de espectrometría de masas.

El sistema de introducción de la muestra líquida en el ICP-MS se compone de una bomba peristáltica seguida de un sistema nebulizador que utiliza el efecto Venturi para obtener la nebulización de la muestra. Después de la ionización de la muestra, existe una interfaz capaz de introducir los iones del plasma a través de un orificio por medio de una unidad de vacío diferencial y posteriormente son separados por diferencias de la trayectoria de los iones en un campo eléctrico dentro del filtro cuadripolar de masa. Se produce una señal eléctrica proporcional a la cantidad de iones que salen del filtro de masas.

Para cada medición se realizan tres mediciones consecutivas en el equipo y se obtienen concentraciones promedio. El porcentaje de desviación estándar relativa fue menos del 5%. Para asegurar la calidad de las mediciones se utilizan métodos validados, se utilizan materiales de referencia certificados, controles de calidad y blancos analíticos. La validación de los resultados de laboratorio se realizó con el cálculo de la condición de electroneutralidad.

4.3.3.6. Análisis de isótopos ambientales ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$).

Las muestras se midieron mediante un analizador de agua líquida isotópica Picarro L2130-i, (Fig. 36) con muestreador automático y software ChemCorrect. Cada muestra se midió un total de seis veces. Para tener en cuenta los efectos de la memoria, solo se usaron las últimas tres inyecciones para calcular los valores isotópicos medios. Se utilizaron estándares de referencia (USGS 47, USGS 48) para correcciones isotópicas basadas en regresión y para asignar los datos a la escala isotópica adecuada. Se utilizó al menos un patrón de referencia por cada cinco muestras. La incertidumbre combinada (incertidumbre analítica y factor de corrección medio) para $\delta^{18}\text{O}$ es $\pm 0.07\text{‰}$ (VSMOW) y δD es $\pm 0.23\text{‰}$ (VSMOW), respectivamente. Este análisis se realizó en el laboratorio de isótopos estables del departamento de ciencias geológicas y atmosféricas de la Universidad Estatal de Iowa, Estados Unidos.



Fig. 36. Analizador de concentración isotópica y de gas Picarro L2130-i.

4.3.3.7. Análisis de cloruros en agua de lluvia.

Como parte de la metodología para llevar a cabo el balance de masa de cloruros, se determinó la concentración de cloruro en las diferentes muestras de agua de lluvia captadas en las estaciones colectoras de agua de lluvia en diferentes tiempos. Las muestras de agua sin acidificar se analizan con el sistema de cromatografía iónica DIONEX DX-120 (Fig. 37) para determinar y cuantificar un grupo de siete aniones. Este análisis es aplicable a concentraciones de cloruro inferiores a 75 mg/L y mayores a 0.03 mg/L. Las muestras que excedan este rango (con sólidos totales disueltos altos) deben diluirse para evitar la saturación. La incertidumbre de la medición se evalúa y controla mediante un programa de control de calidad apropiado, que incluye el uso regular de duplicados de

laboratorio de las muestras y la verificación de la precisión/calibración del instrumento a través de corridas regulares de varias soluciones estándar de dilución primaria. El procedimiento se llevó acabo en los laboratorios de Actlabs en Ontario, Canadá esto para obtener una mayor precisión en la concentración.



Fig. 37. Sistema de cromatografía iónica DIONEX DX-120 para análisis de concentración de cloruros en agua de lluvia.

4.3.4. Metodología para interpretación hidrogeoquímica.

Los resultados de campo y laboratorio obtenidos a partir del análisis de las muestras de agua obtenidas se presentarán de manera individual, comparado con respecto de la NOM-127-SSA1-1994.

Además, es muy importante considerar que los datos de los resultados de laboratorio de las muestras de agua (superficial y subterránea) deberán ser depurados de acuerdo a su calidad. Para ello se utilizarán varios criterios entre los que se mencionan: *i)* condición de electroneutralidad y *ii)* conductividad eléctrica. Para cada una de las determinaciones químicas se definirán los valores máximo y mínimo, la media y los percentiles 75 y 25, información que permitirá definir la distribución de las concentraciones para la zona de estudio. Y por último a partir de los resultados de análisis químico del agua se utilizará software AquaChem, así como los diagramas:

- Piper: Visualizar procesos de evolución hidrogeoquímica.
- Stiff: Visualizar diferentes familias de agua o facies hidrogeoquímicas utilizadas para estudiar la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea (interacciones agua - roca y posibles mezclas con retornos de riego).
- Wilcox: Detectar aptitud para uso de agua con relación al uso agrícola.

5. HIDROGEOLOGÍA Y SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA.

Mediante la recopilación de niveles estáticos en diversos aprovechamientos en la zona agrícola de El Refugio-Cd. Fernández, en algunos de ellos durante un año (2021-2022), complementando con dos pruebas de bombeo, las cuales derivaron en la obtención de parámetros hidráulicos del medio, se identificó la presencia de la recarga natural a partir del método de variación del nivel freático, así como, la creación de mapas representativos de la evolución de la profundidad del nivel estático. La información recopilada de los aprovechamientos monitoreados durante el estudio se muestra en la Tabla 10.

Tabla 10. Sitios seleccionados para análisis piezométrico e hidrogeoquímico.

ID CAMPO	LOCALIDAD	USO	PROF. (M)	X_WGS_84	Y_WGS_84	Z_WGS_84
S01	La Mezclita	Publico/Urbano	70	387769	2426811	1023.38
S02	La Mezclita	Agrícola	70	388059	2426829	1025
S03	La Mezclita	Agrícola	70	387989	2426877	1025
S04	La Mezclita	Agrícola	70	388041	2426959	1025
S05	La Loma	Publico/Urbano	120	387596	2421797	1039.54
S06	La Loma	Agrícola	50	387969	2421729	1035
S07	La Loma	Agrícola	50	387764	2421889	1039.92
S08	La Loma	Agrícola	50	387885	2421355	1035
S09	San Diego	Cauce de arroyo	N/A	386408	2423339	1049.44
S10	San Diego	Presa	N/A	385301	2424402	1062.71
S11	La Loma	Abrevadero	N/A	387743	2421494	1035.63
S12	La Loma	Cauce de arroyo	N/A	384762	2421794	
S13	La Loma	Agrícola	100	388571	2421726	1030
S14	La Loma	Agrícola	40	388687	2421903	1031.38
S15	La Loma	Agrícola	S/D	389137	2422115	1025
S16	La Loma	Agrícola	50	388924	2422179	1029.29
S17	La Loma	Agrícola	60	389505	2422257	1025
S18	La Loma	Agrícola	90	389150	2422790	1025
S19	La Loma	Agrícola	88	389617	2422785	1025
S20	La Loma	Agrícola	100	388721	2422466	1029.57
S21	La Loma	Agrícola	70	388564	2422292	1030.71
S22	El Refugio	Agrícola	60	391122	2422286	1017.21
S23	El Refugio	Agrícola	150	390125	2422509	1022.53
S24	El Refugio	Agrícola	S/D	390634	2422222	1017.46
S25	El Refugio	Agrícola	S/D	390621	2422452	1017.20
S26	El Pescadito	Agrícola	45	389476	2421481	1020
S27	El Pescadito	Agrícola	45	389333	2421584	1025
S28	El Pescadito	Agrícola	S/D	389431	2420994	1025.31

Tabla 10. Sitios seleccionados para análisis piezométrico e hidrogeoquímico (*continuación*)

S29	El Jabalí	Publico/Urbano	70	390039	2421297	1020.59
S30	El Jabalí	Agrícola	70	389708	2421720	1024.62
S31	El Jabalí	Agrícola	40	390546	2421171	1017.79
S32	El Jabalí	Agrícola	100	390935	2421728	1015
S33	El Jabalí	Agrícola	22	390249	2421662	1024.97
S34	La Mezclita	Agrícola	70			
ET3	La Mezclita	Agua de lluvia	N/A	387989	2426877	N/A
ET4	La Loma	Agua de lluvia	N/A	387969	2421729	N/A
ET5	UASLP-ZM	Agua de lluvia	N/A	398759	2422110	N/A

Notas: N/A: No aplica S/D: Sin dato

5.1. Características hidráulicas.

La permeabilidad o conductividad hidráulica expresa la facilidad que presenta un material para que el agua circule a través de él. Depende tanto del medio físico como del fluido que lo atraviesa

$$K = k * \gamma / \mu \quad (10)$$

Donde γ es el peso específico del agua, μ la viscosidad cinemática del agua y k la permeabilidad intrínseca, que engloba las características del material.

$$k = C d^2 \quad (11)$$

C , es un factor de forma que depende del material (estratificación, forma de clastos, textura, porosidad y estructura sedimentaria) y es adimensional. Por su parte, d^2 es el diámetro efectivo de la curva granulométrica correspondiente a un paso del 10%. La conductividad hidráulica (en ocasiones también llamada permeabilidad) tiene dimensiones de velocidad expresándose normalmente en m/día o cm/s.

		Permeabilidad (m/día)										
		10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶
Clasificación geológica	Gravas limpias	Gravas y arenas, o arenas gruesas.			Arenas finas o con mezcla de limos		Limos o arcillas arenosas.		Arcillas compactas			
Clasificación hidrogeológica	Buen acuífero				Acuífero pobre		Acuitardo		Prácticamente impermeable			

Fig. 38. Valores de permeabilidad o conductividad hidráulica (Custodio y Llamas, 1983).

La transmisividad es el caudal de agua subterránea que circula por una sección transversal unitaria y de longitud igual al espesor del acuífero. Su valor equivale al producto de la permeabilidad (K) del material por el espesor saturado (b) del acuífero. Es un parámetro que indica la productividad de un acuífero.

$$T = K * b \quad (12)$$

Habitualmente se expresa en m²/día o en cm²/s.

Tabla 11. Valores de Transmisividad (Iglesias, 2002).

T (m ² /día)	Calificación	Posibilidades del acuífero
T<10	Muy baja	Menos de 1 L/s con 10 metros de depresión
10<T<100	Baja	Entre 1 y 10 L/s con 10 metros de depresión
100<T<500	Media a alta	Entre 10 y 50 L/s con 10 metros de depresión
500<T<1000	Alta	Entre 50 y 100 L/s con 10 metros de depresión
T<1000	Muy alta	Mas de 100 L/s con 10 metros de depresión

El almacenamiento (S) expresa el volumen de agua que puede ser liberado de un prisma vertical de material poroso de sección unidad y altura igual a la del medio saturado, si se produce un descenso unidad de la superficie piezométrica.

Tabla 12. Coeficiente almacenamiento para diversos tipos de terrenos y acuíferos (Iglesias, 1984).

Material permeable	Acuífero	S (valores medios)
Kárstico: Calizas y dolomías jurásicas	Libre	2.10 ⁻²
	Semiconfinado	5.10 ⁻⁴
	Confinado	5.10 ⁻⁵
Calizas y dolomías cretácicas y terciarias	Libre	2.10 ⁻² - 6.10 ⁻²
	Semiconfinado	10 ⁻³ - 5.10 ⁻⁴
	Confinado	10 ⁻⁴ - 5.10 ⁻⁵
Poroso intergranular gravas y arenas	Libre	5.10 ⁻² - 15.10 ⁻²
	Semiconfinado	10 ⁻³
	Confinado	10 ⁻⁴
Kársticos y porosos Calcarenitas marinas terciarias	Libre	10.10 ⁻² - 18.10 ⁻²

Los modelos conceptuales de las pruebas de bombeo realizadas en los pozos, se presentan en las Fig. 39 y 40. A partir de la interpretación de las pruebas de bombeo realizadas en campo mediante el modelo numérico de Rathod y Rushton, 1991, tomando solo los valores abatimiento/tiempo en la fase del bombeo se obtuvieron propiedades hidráulicas de la zona de estudio tales como; conductividad hidráulica (K), transmisividad (T) y rendimiento específico (Sy). Los resultados de la interpretación de las pruebas de

bombeo mediante la utilización del modelo numérico, se presentan en la Tabla 13 y la Fig.s 41 y 42.

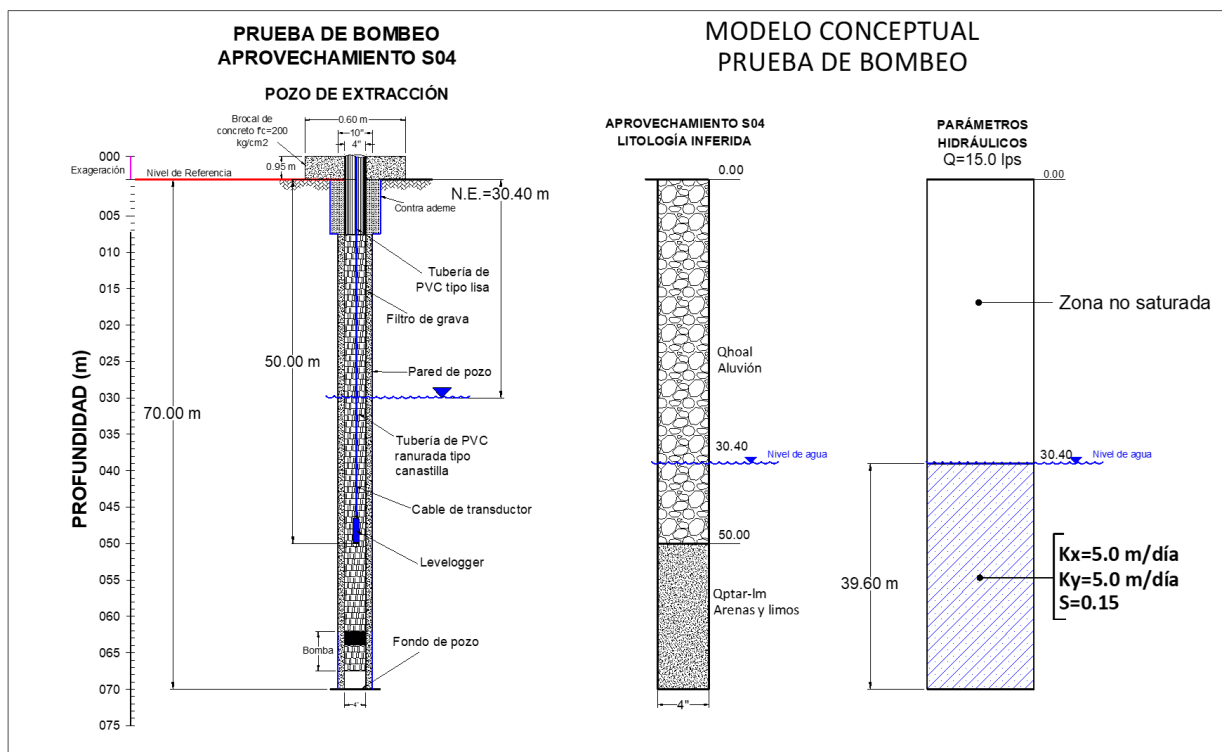


Fig. 39. Esquema de prueba de bombeo realizada en pozo S04 en La Mezclita.

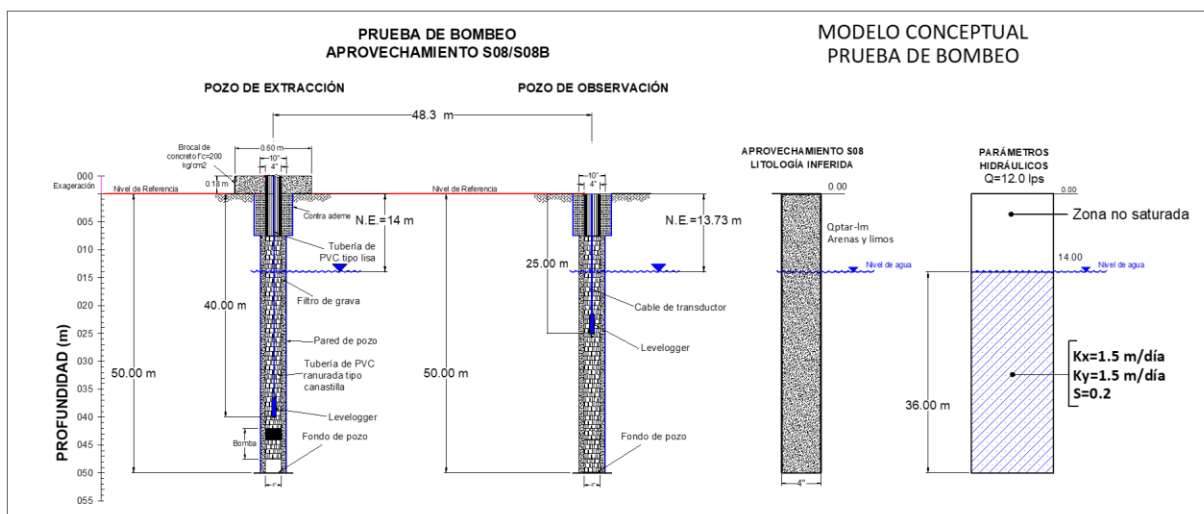


Fig. 40. Esquema de prueba de bombeo realizada en pozo S08/S08B en La Loma.

Tabla 13. Propiedades hidráulicas resultado de pruebas de bombeo en la zona de estudio.

ID	Espesor acuífero libre (m)	Prof. Pozo (m)	Penetración pozo	Conductividad Hidráulica (m/d)		Rendimiento específico (Sy)	Transmisividad (m ² /d)
				Radial	Vertical		
S04	200	70	Parcial	5	5	0.15	1000
S08	135	50	Parcial	1.5	1.5	0.2	202.5
S08B							

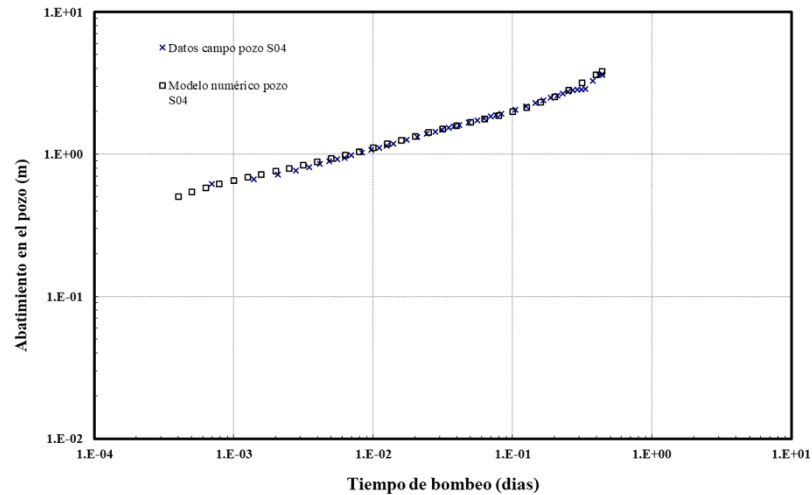


Fig. 41. Gráfica abatimiento vs tiempo, prueba de bombeo en pozo S04 ubicado en zona de estudio La Mezclita.

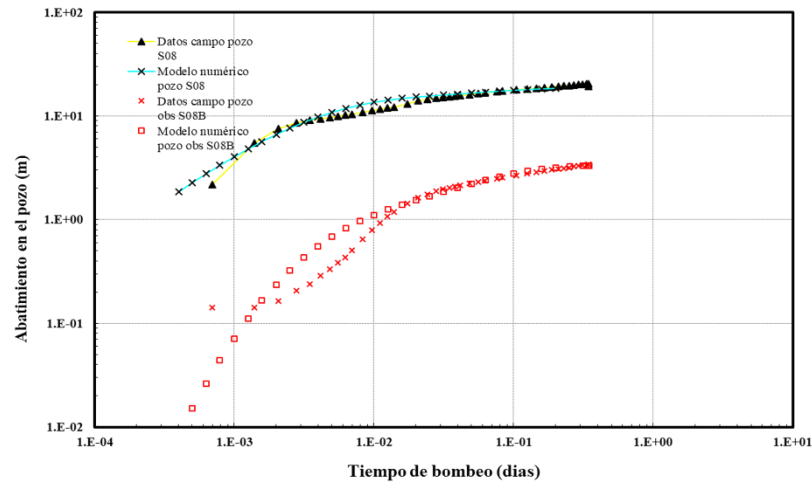


Fig. 42. Gráfica abatimiento vs tiempo, prueba de bombeo en pozo S08 ubicado en zona de estudio La Loma.

A partir de estos valores obtenidos se identifica que el acuífero presenta una transmisividad media a alta (Tabla 11), considerando que el caudal constante de extracción fue un promedio de 12 a 15 L/s. Respecto a la conductividad hidráulica los valores se encuentran dentro de las gravas/arenas y arenas/limos (Fig. 38) lo cual es consistente con la geología presente. Es importante tomar en consideración que de los valores para almacenamiento específico, solo se tomaran como validos los obtenidos del pozo S08B ya que es un pozo de observación, mientras que para los pozos S04 y S08 no, esto debido a que son pozos de bombeo, por lo que la estimación de este parámetro bajo estas condiciones resulta difícil. A partir de esto podemos encontrar que el material permeable se encuentra dentro de la categoría poroso intergranular gravas y arenas (Tabla 12).

Como parte de la selección de los pozos para la realización de estas pruebas fue encontrar las posibles diferencias o similitudes hidráulicas del medio en la zona de estudio, de lo cual se obtuvo que, aunque ambas zonas (La Mezclita y La Loma) presentan valores similares podemos encontrar que los mayores valores tanto de transmisividad como de conductividad hidráulica se encuentran en la zona de La Mezclita, lo cual se puede asociar al tipo de material permeable presente.

5.2. Variación del nivel estático.

En los hidrógrafos de las Fig. 43 y 44 y en la Tabla 14, se muestra la variación del nivel estático de aquellos pozos que fueron monitoreados durante el periodo comprendido de Marzo de 2021 a Mayo de 2022.

Tabla 14. Variación del N.E. para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Mezclita).

Sitio	Nivel estático (m)					
	Mar-21	Jul-21	Sep-21	Feb-22	Mar-22	May-22
S01	42.95	24.0	26.91	S/D	S/D	S/D
S02	38.35	17.0	25.49	32.3	S/D	37.75
S03	38.81	23.07	26.75	28.79	34.34	S/D
S04	41.89	18.97	26.97	30.65	36.39	39.17
S34	S/D	S/D	S/D	25.9	33.05	38.39

Notas: Nivel dinámico S/D: Sin dato

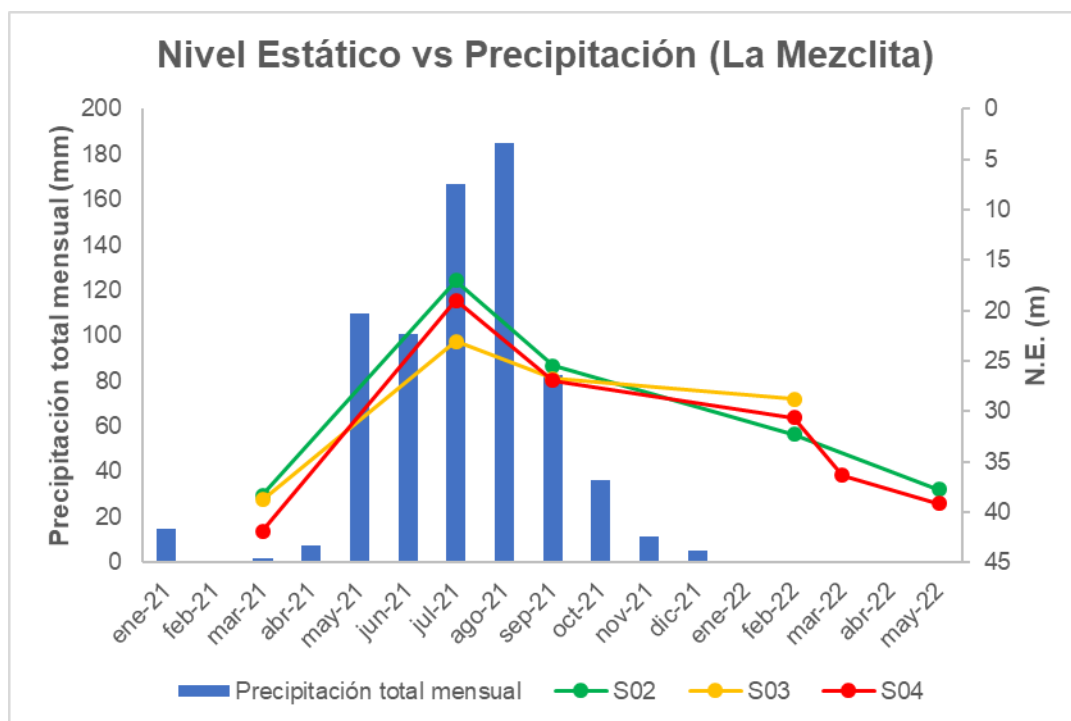


Fig. 43. Variación del N.E. vs precipitación para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Mezclita).

Para la zona de La Mezclita se identificó que el nivel estático varía de entre los 20 y 40 m de profundidad. Durante el periodo de lluvias, comprendido entre los meses de Junio a Octubre del 2021, se registró una disminución promedio de casi 20 m en la profundidad del nivel estático siendo en el mes de Julio cuando se presentó la menor profundidad (del orden de 20 m). Esta disminución en la profundidad al nivel del agua en los pozos a partir de la superficie del terreno, se puede considerar como el efecto de la recarga natural. El aumento en la profundidad registrado a partir del mes de Septiembre, indica una rápida respuesta hidráulica del medio saturado, con poca capacidad de almacenamiento. El aumento en la profundidad del nivel estático a partir del mes Noviembre 2021 indica que el efecto de la recarga natural es de tipo estacional, asociado únicamente a la temporada de lluvia.

Para la zona de La Loma se identifica que la profundidad al nivel estático varía entre los 8 y 20 m de profundidad (Tabla 15, Fig. 44). Durante el periodo de lluvias comprendido entre los meses de Junio a Octubre del 2021 hubo una disminución promedio de casi 10 m en la profundidad del nivel estático, siendo en el mes de Septiembre cuando se presentó la menor profundidad. Como en la zona de la Mezclita esta disminución se interpreta como

recarga natural. En forma contrastante de la zona de La Mezclita, en La Loma se observa una respuesta más lenta del medio a la recarga natural, pero a la vez una mayor capacidad de almacenamiento, esto debido al tipo de material permeable presente. Para la zona de La Loma se tiene material arcillo-arenoso. El aumento en la profundidad del nivel estático a partir del mes noviembre 2021 refleja el término del periodo de recarga natural.

Tabla 15. Variación del N.E. para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Loma).

Sitio	Nivel estático (m)						
	Mar-21	Jul-21	Sep-21	Oct-21	Feb-22	Mar-22	May-22
S05	S/D	S/D	S/D	8.31	35.5	S/D	19.4
S06	S/D	13.75	12.7	7.91	15.94	21.19	43.85
S07	20.87	S/D	14.8	18.1	14.79	32.25	19.67
S08	18.42	10.71	8.65	S/D	14.0	S/D	16.81

Notas: Nivel dinámico S/D: Sin dato

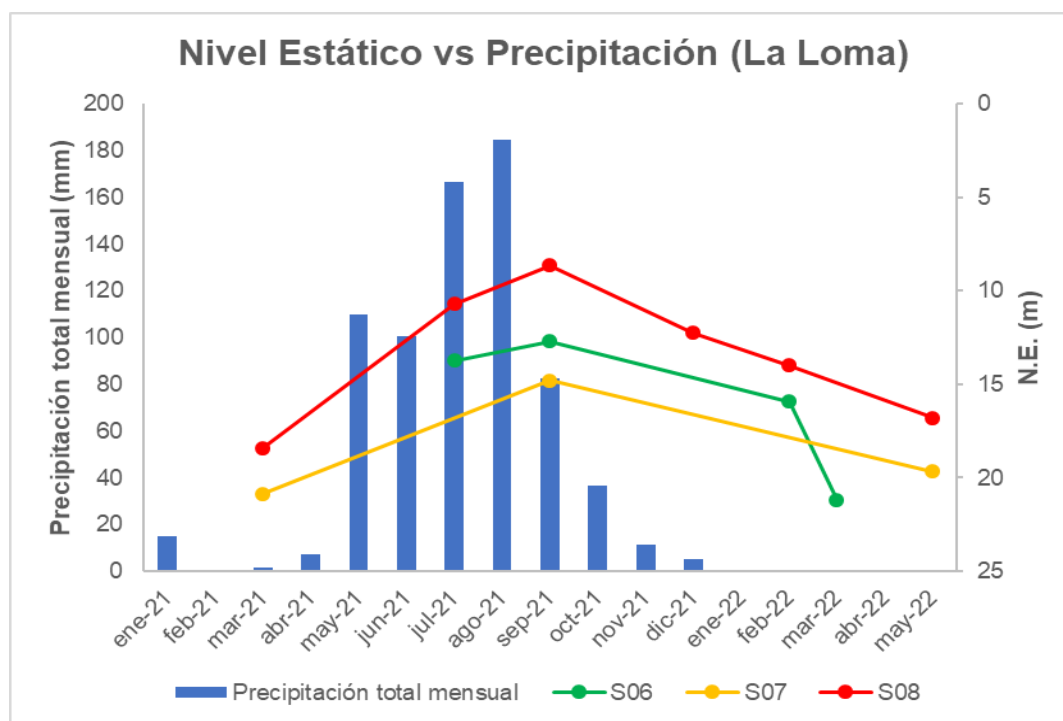


Fig. 44. Variación del N.E. vs precipitación para el periodo Marzo, 2021 a Mayo, 2022 (La Loma).

Además de medir la variación del nivel estático de manera manual, al momento de realizar las pruebas de bombeo, se dejaron instalados los dispositivos TD-Diver y Baro-Diver en el pozo de observación S08B ubicado en esta misma zona de La Loma, que fueron

programados para registrar niveles de agua cada 24 horas. Como resultado se generó el grafico de la Fig. 45 que presenta la variación del nivel estático a lo largo de 4 meses en el periodo de Febrero a Junio del 2022, el cual es considerado como periodo de estiaje.

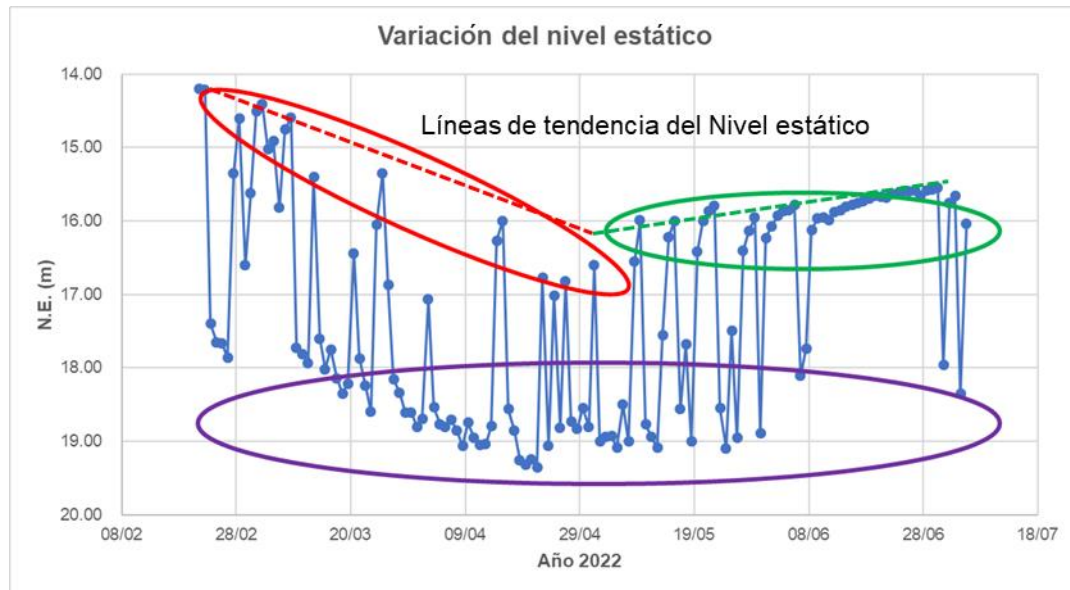


Fig. 45. Variación del N.E. periodo Febrero a Junio del 2022 (La Loma) medida a partir de sonda automática instalada en el pozo de observación S08B.

En primera instancia, se reconoce que los niveles de agua registrados sin duda que presentan la influencia de la extracción en un pozo de producción de agua ubicado aproximadamente a 50 m de distancia. Los puntos señalados con la línea color rojo, que reflejan el nivel del agua durante el periodo en que el pozo de bombeo está inactivo, indican un aumento en la profundidad del nivel estático de 3 m de Febrero a Abril. Posteriormente se observa una ligera disminución de alrededor de 1 m en la profundidad del nivel en los puntos señalados en color verde. Esta recuperación probablemente se relaciona con una disminución en el bombeo realizado en los pozos de los alrededores, puesto que en este periodo no existe precipitación que pudiera generar una recarga natural por infiltración. En general, si solo se consideran los niveles de agua con la menor influencia producida por el cono de abatimiento generado por el pozo de producción de agua, se registra una disminución total de casi 3 m de Febrero a Junio del 2022. Los puntos señalados en color morado representan el nivel del agua afectado por el bombeo en el pozo de producción, (3 m promedio).

5.3. Profundidad del nivel estático.

En la zona de La Loma donde se monitorearon los niveles estáticos de 21 aprovechamientos de agua subterránea, durante los meses de Octubre 2021 y Febrero 2022 se determinó la profundidad del nivel estático (PNE) así como su evolución (Tabla 16). El registro de las mediciones de los niveles de agua se presentan en las Tablas 17 y 18. En el mes de Octubre 2021, se registró que las menores profundidades al nivel estático se encuentran en la parte suroeste con valores de alrededor de 7.5 m, con una tendencia hacia el sureste, siguiendo el cauce del arroyo San Rafael llegando hasta los 17 m. Por otro lado, en la porción noreste, la profundidad promedio es de 23 m llegando hasta 31 m, (mayor profundidad identificada) Fig. 46.

Un patrón similar en la distribución de las profundidades al nivel del agua se identificó en el mes de Febrero 2022 (Fig. 47). Las menores profundidades del nivel estático se encuentran en la parte suroeste con valores de alrededor de los 14 m; tomando como referencia las mediciones del mes de Octubre de 2021, representa un incremento en la profundidad de casi 6 m, las mayores en la parte noreste llegando hasta los 32 m siendo un aumento de 1 m. Las diferencias más significativas se encuentran en la profundidad promedio y la profundidad en los pozos más cercanos al arroyo San Rafael, ya que se presentó una disminución en el nivel estático de alrededor de 1 m.

Tabla 16. Evolución de la profundidad del nivel estático.

ID	P.N.E. Oct-21 (m)	P.N.E. Feb-22 (m)	E.P.N.E. (m)
S06	7.53	15.56	-8.02
S13	14.42	15.8	-1.38
S14	24.39	19.39	5
S18	24.27	23.61	0.66
S21	23.3	21.73	1.57
S22	14.72	23.27	-8.55
S23	31.3	31.85	-0.55
S24	23.39	24.38	-0.99
S28	16.57	15.65	0.92
S29	15.04	15.06	-0.02
S30	23.77	20.49	3.28
S32	21.16	21.5	-0.34
S33	17.91	16.79	1.12

Los números en negativo indican un aumento en la profundidad del nivel estático (abatimiento) y los positivos una disminución (recuperación).

Tabla 17. Datos sobre nivel estático para zona de estudio La Loma en el mes de Octubre, 2021.

Sitio	Fecha	Brocal (m)	N.E. (m)	N.D. (m)	P.N.E. (m)	E.N.E. (msnm)
S05	oct-21	0.4	8.31	S/D	7.91	1031.63
S06	oct-21	0.38	7.915	S/D	7.535	1027.47
S07	oct-21	0.6	S/D	18.1	N/A	N/A
S08	oct-21	0.18	S/D	8.08	N/A	N/A
S13	oct-21	0.32	14.74	S/D	14.42	1015.58
S14	oct-21	0.14	24.53	S/D	24.39	1006.99
S15	oct-21	0.25	S/D	31.63	N/A	N/A
S16	oct-21	0.25	S/D	31.83	N/A	N/A
S17	oct-21	0.1	S/D	47.18	N/A	N/A
S18	oct-21	0.23	24.5	S/D	24.27	1000.73
S19	oct-21	0.2	32.77	S/D	32.57	992.43
S20	oct-21	NT	S/D	51.42	N/A	N/A
S21	oct-21	0.15	23.45	S/D	23.3	1007.42
S22	oct-21	0.28	15	S/D	14.72	1002.49
S23	oct-21	0.6	31.9	S/D	31.3	991.24
S24	oct-21	0.1	23.49	S/D	23.39	994.07
S25	oct-21	NT	25.63	S/D	25.63	991.57
S26	oct-21	0.2	S/D	39.2	N/A	N/A
S27	oct-21	NT	21.73	S/D	21.73	1003.27
S28	oct-21	0.2	16.77	S/D	16.57	1008.75
S29	oct-21	0.5	15.54	S/D	15.04	1005.55
S30	oct-21	0.81	24.58	S/D	23.77	1000.85
S31	oct-21	0.25	11.96	S/D	11.71	1006.09
S32	oct-21	0.2	21.36	S/D	21.16	993.84
S33	oct-21	0.15	18.06	S/D	17.91	1007.07

Notas: N/A: No aplica S/D: Sin dato NT: Nivel de terreno

Tabla 18. Datos sobre nivel estático para zona de estudio La Loma en el mes de Febrero, 2022.

Sitio	Fecha	Brocal (m)	N.E. (m)	N.D. (m)	P.N.E. (m)	E.N.E. (msnm)
S05	feb-22	0.4	S/D	38.25	N/A	N/A
S06	feb-22	0.38	15.94	S/D	15.56	1019.44
S07	feb-22	0.6	14.79	S/D	14.19	1025.73
S08	feb-22	0.18	14	S/D	13.82	1021.18
S13	feb-22	0.32	16.12	S/D	15.8	1014.20
S14	feb-22	0.14	19.53	S/D	19.39	1011.99
S15	feb-22	0.25	21.7	S/D	21.45	1003.55

Tabla 18. Datos sobre nivel estático para zona de estudio La Loma en el mes de Febrero, 2022. (continuación)

S16	feb-22	0.25	21.7	S/D	21.45	1007.84
S17	feb-22	0.1	S/D	27.1	N/A	N/A
S18	feb-22	0.23	23.84	S/D	23.61	1001.39
S19	feb-22	0.2	S/D	44.13	N/A	N/A
S20	feb-22	NT	S/D	39.48	N/A	N/A
S21	feb-22	0.15	21.88	S/D	21.73	1008.99
S22	feb-22	0.28	23.55	S/D	23.27	993.94
S23	feb-22	0.6	32.45	S/D	31.85	990.69
S24	feb-22	0.1	24.48	S/D	24.38	993.08
S25	feb-22	NT	S/D	S/D	N/A	N/A
S26	feb-22	0.2	20.16	S/D	19.96	1000.04
S27	feb-22	NT	18.78	S/D	N/A	N/A
S28	feb-22	0.2	15.85	S/D	15.65	1009.67
S29	feb-22	0.5	15.56	S/D	15.06	1005.53
S30	feb-22	0.81	21.3	S/D	20.49	1004.13
S31	feb-22	0.25	12.08	S/D	11.83	1005.97
S32	feb-22	0.2	21.7	S/D	21.5	993.50
S33	feb-22	0.15	16.94	S/D	16.79	1008.19

Notas: N/A: No aplica S/D: Sin dato NT: Nivel de terreno

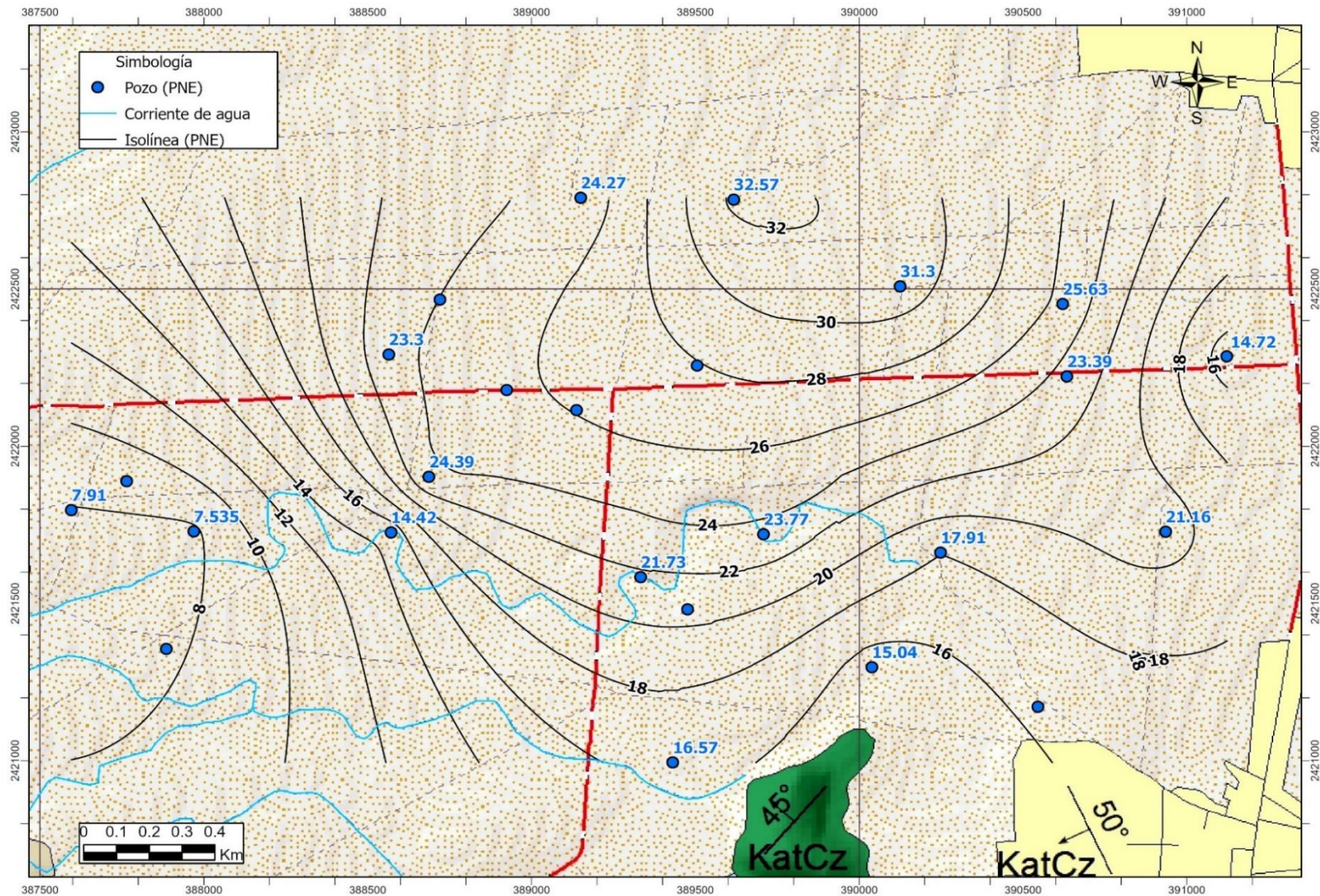


Fig. 46. Profundidad del nivel estático Octubre 2021.

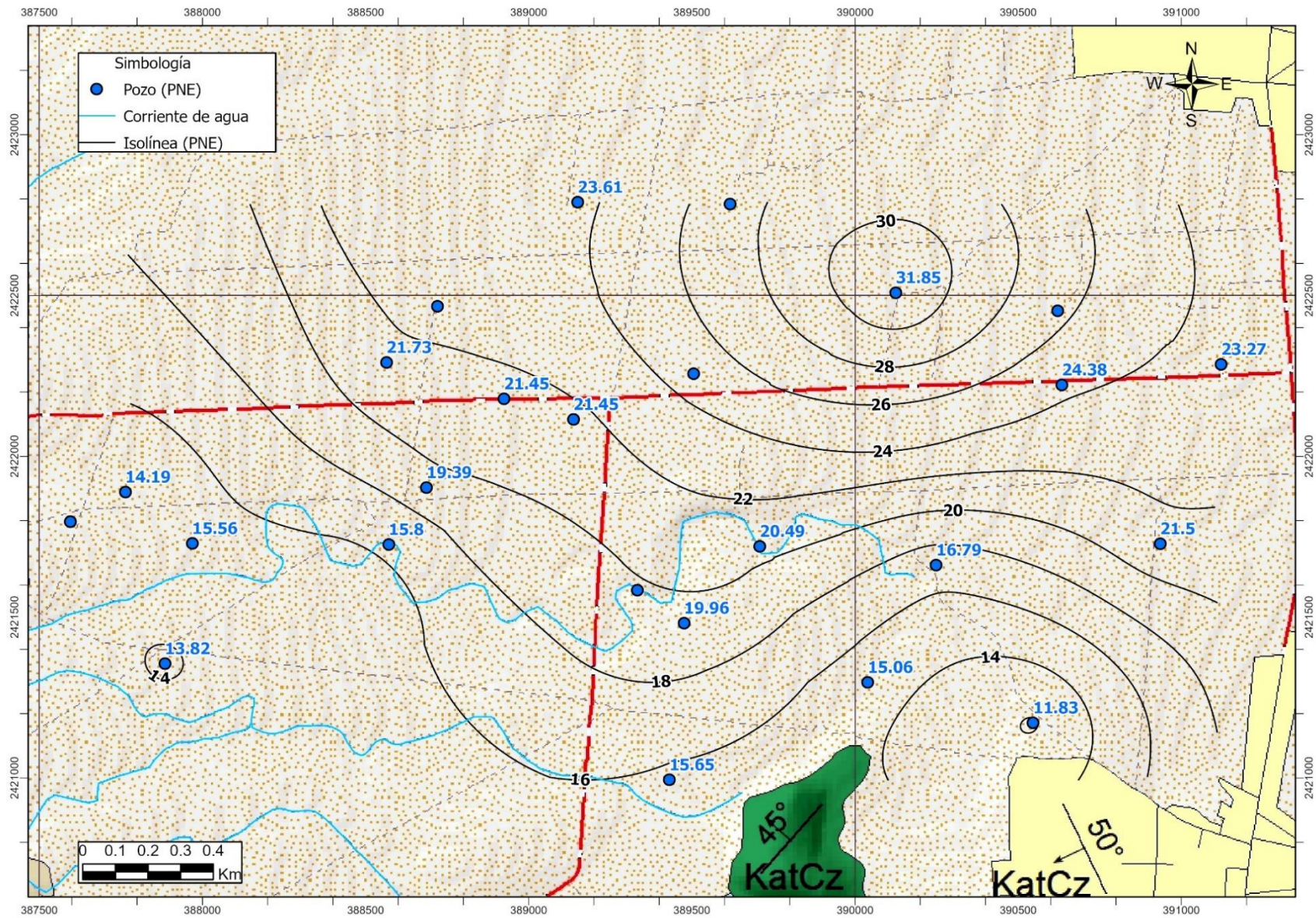


Fig. 47. Profundidad del nivel estático Febrero 2022.

5.4. Elevación del nivel estático.

La distribución espacial de las cargas hidráulicas calculadas con base en las mediciones de niveles de agua en los pozos y la definición de la elevación del brocal con respecto al nivel del mar, (Tablas 17 y 18), permitió el trazado de las líneas equipotenciales y la dirección de flujo del agua subterránea en las temporadas de Octubre del 2021 y Febrero 2022. Como una primera aproximación, la elevación del brocal se determinó con base en el modelo digital de elevación del terreno. Las cargas hidráulicas se calcularon a partir de la elevación sobre el nivel del mar en metros de cada uno de los brocales de los aprovechamientos y los valores de nivel estático medidos en campo.

En el mes de Octubre de 2021 se presenta una dirección preferencial del suroeste hacia el noreste, (Fig. 48) 1031 msnm la mayor elevación y 991 msnm la menor. Mientras que para el mes de Febrero 2022 (Fig. 49) 1025 msnm es la mayor elevación y 990 msnm la menor. Las direcciones de flujo establecidas son consistentes con las identificadas previamente (Martinez-Partida, 2019) y están controladas por la ubicación de las zonas de recarga y descarga de los sistemas de flujo de agua subterránea.

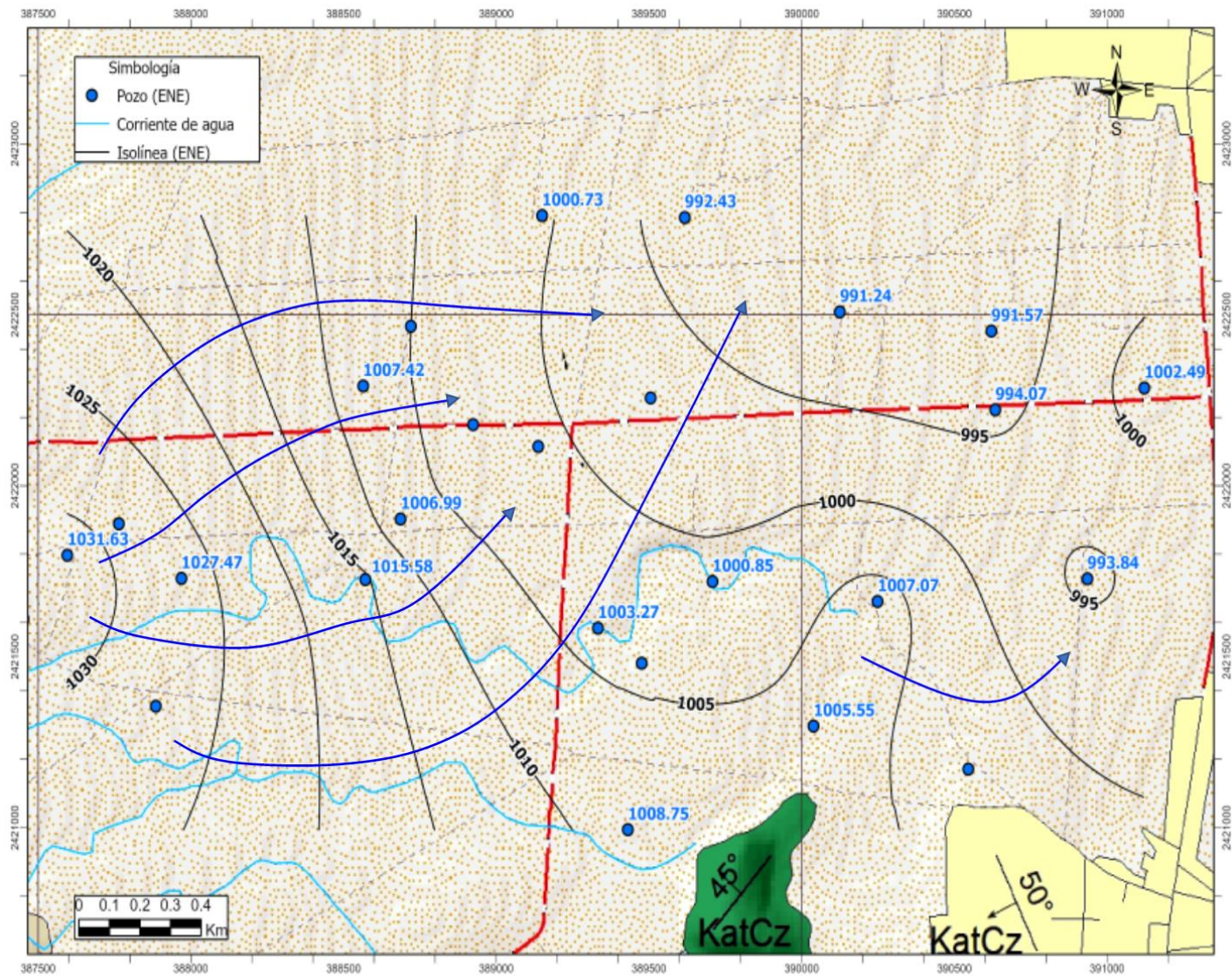


Fig. 48. Elevación del nivel estático Octubre 2021.

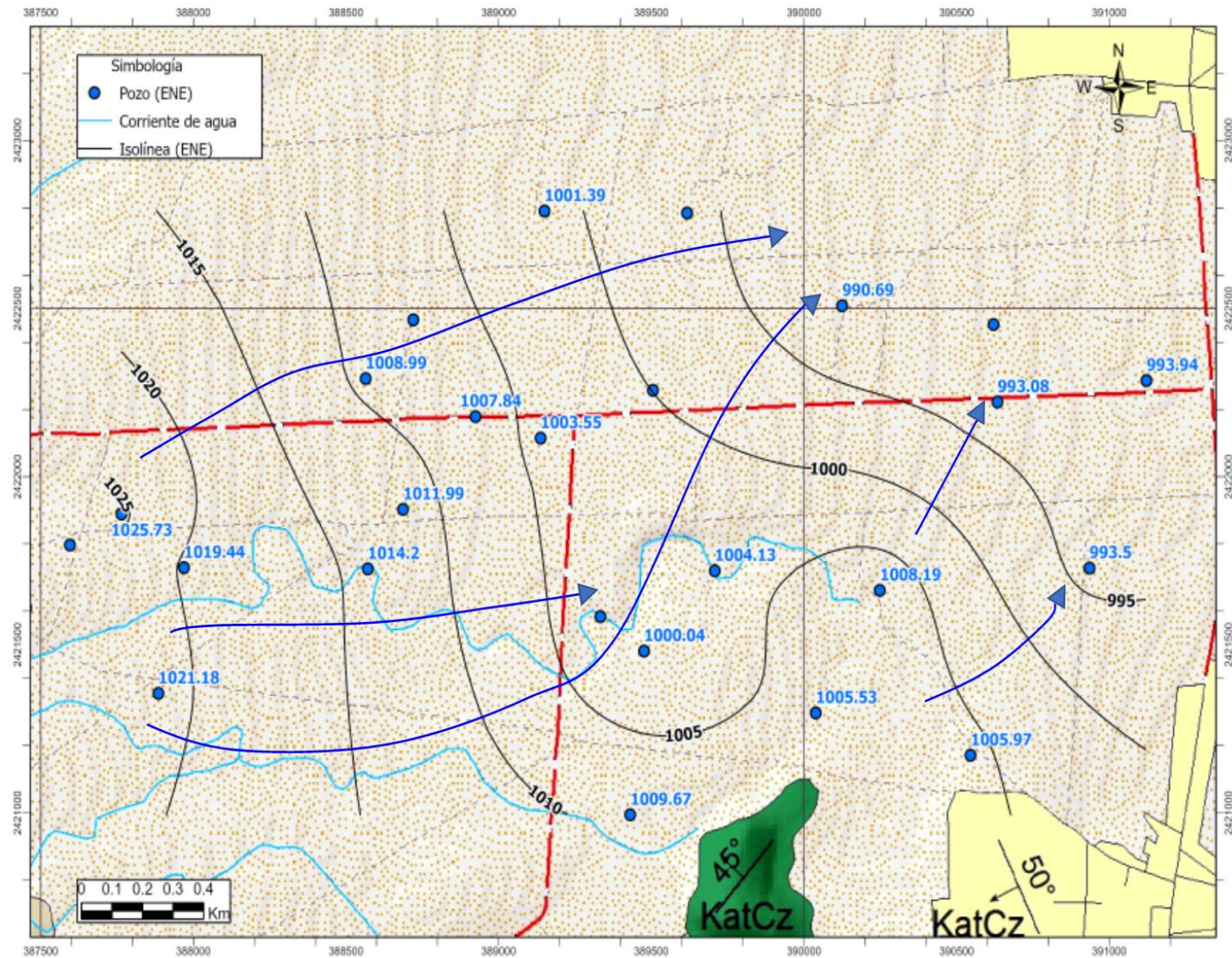


Fig. 49. Elevación del nivel estático Febrero 2022.

6. RESULTADOS DEL MÉTODO ELECTROMAGNETICO EN DOMINIO DE TIEMPO.

6.1. Caracterización de curvas de resistividad eléctrica por comportamiento.

El agrupamiento de los resultados de la interpretación de los sondeos TEM representados mediante curvas de resistividad aparente con respecto del tiempo (Fig. 50 y 51), permitió identificar comportamientos similares, así como la distribución de los diferentes sondeos realizados en nuestras áreas de estudio con la finalidad de establecer las bases para identificar las variaciones de la resistividad eléctrica en las diferentes campañas de muestreo, así como las diferentes capas geoelectricas presentes en la zona no saturada. De este agrupamiento resultaron dos grupos de curvas, cada uno característico para las respectivas áreas de estudio (La Mezclita y La Loma) , que, si bien tienen un comportamiento similar, las principales diferencias se presentan en la variación de la resistividad aparente inicial y el cambio de la misma con respecto del tiempo.

Grupo 1: Consiste en curvas de resistividad con un inicio de resistividad aparente de entre 6 y 9 ohm-m. Presenta un comportamiento resistivo-conductivo (res-cond), con rangos de frecuencia entre los 10000-100 Hz (.1-10 msec), bajo este comportamiento la resistividad aparente varía desde 13 ohm-m hasta los 2 ohm-m . Dentro de este grupo se encuentran los sondeos que pertenecen a La Mezclita, ubicados al noroeste cercanos al arroyo Los Morales (S1-1, S1-2, S1-3 y S1-4).

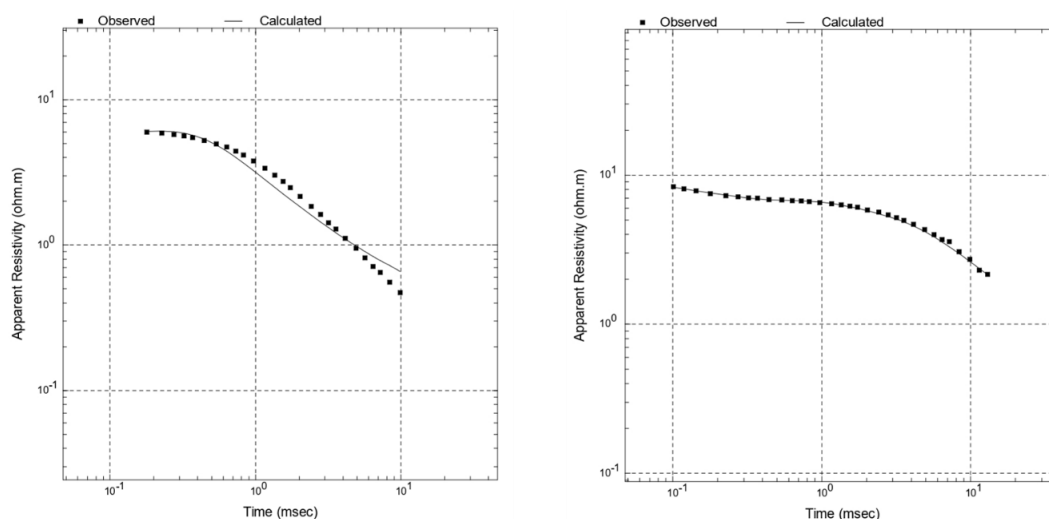


Fig. 50. Curvas de resistividad aparente del sondeo S1-4 que pertenece al grupo 1, a) Marzo 2021 y b) Mayo 2022.

Grupo 2: Consiste en curvas de resistividad con un inicio de resistividad aparente de entre 10 y 15 ohm-m. Presenta un comportamiento res-cond, con rangos de frecuencia entre los 10000-100 Hz (.1-10 msec), bajo este comportamiento la resistividad aparente varía desde los 15 ohm-m hasta los 2 ohm-m . Dentro de este grupo se encuentran los sondeos que pertenecen a La Loma, ubicados al suroeste cercanos al arroyo San Rafael (S2-1, S2-2, S2-3, S2-4 y S2-5).

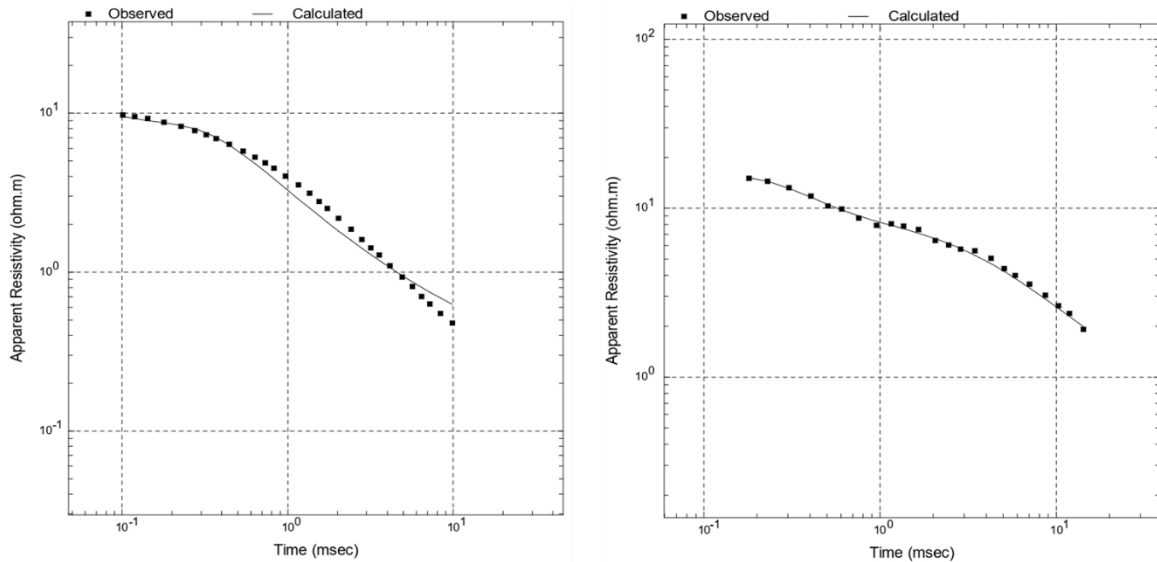


Fig. 51. Curvas de resistividad aparente del sondeo S2-1 que pertenece al grupo 2, a) Marzo 2021 y b) Mayo 2022.

6.2. Modelos geoelectricos 1D.

A continuación, se presentan los modelos unidimensionales de resistividad y espesor de capa para cada uno de los sondeos, tanto en la zona de La Mezclita, como en la zona de La Loma, a lo largo de las 6 campañas de muestreo (Tabla 4), así como la ubicación de la profundidad al nivel del agua registrada en los pozos de las inmediaciones de los sondeos TEM.

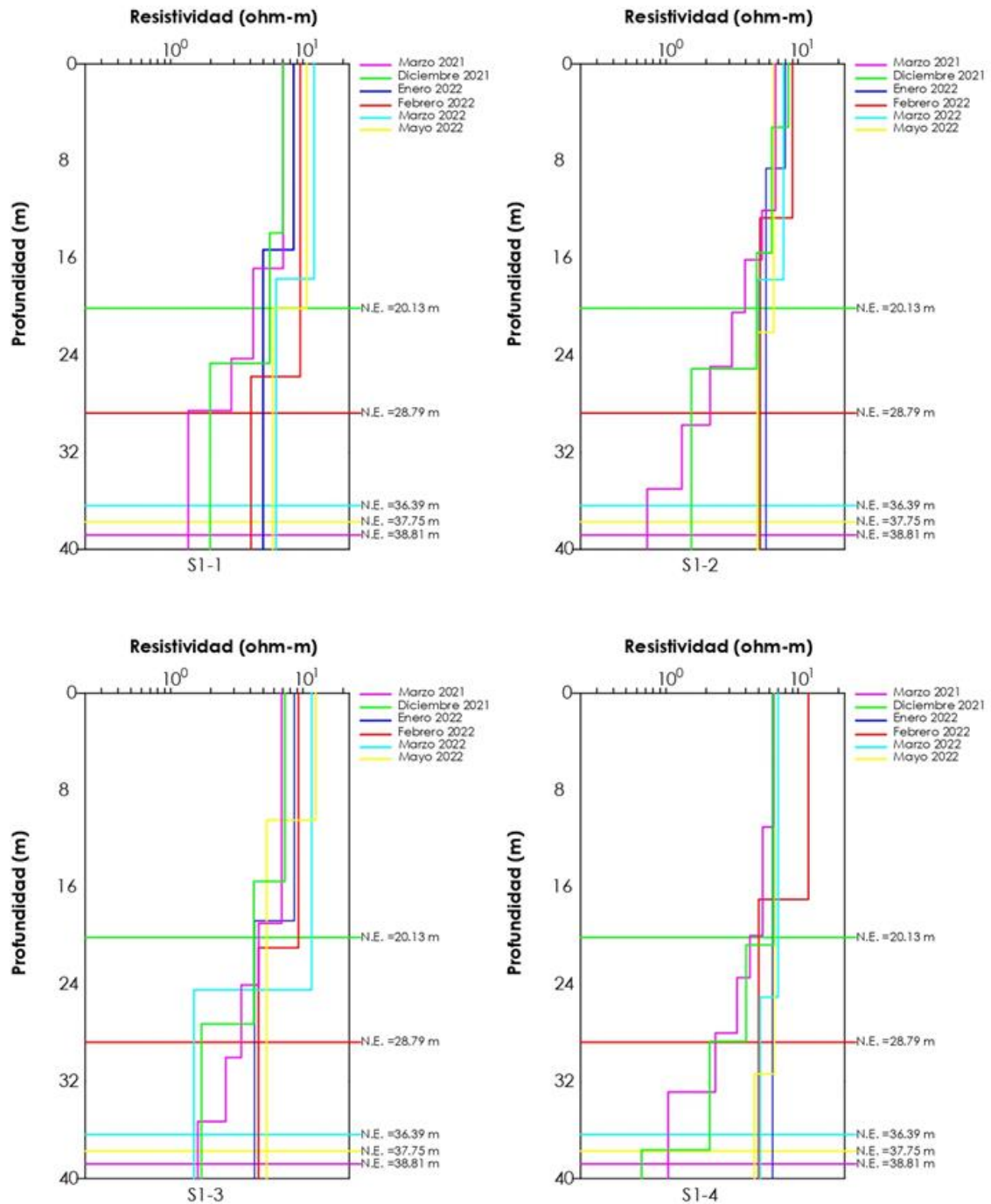


Fig. 52. Modelos 1D de resistividades obtenidos durante todas las campañas de muestreo, así como el nivel estático correspondiente a cada fecha (La Mezclita).

Para los sondeos correspondientes al perfil S1 (Fig. 52), para la zona no saturada se presenta un incremento en la resistividad eléctrica con respecto al tiempo. Este aumento es más notorio en los sondeos realizados entre las campañas Diciembre 2021 - Mayo 2022, y se puede observar tanto en la variación de las resistividades iniciales que van

desde 7 ohm-m hasta 13 ohm-m, como en el espesor de las capas resistivas entre 6 y 20 metros de profundidad. Este incremento en la resistividad se puede asociar a la disminución del contenido de humedad en la zona no saturada, así como en el incremento de la profundidad del nivel estático entre el mes de Diciembre de 2021 (20.13 m) y Mayo 2022 (37.75 m). Por otro lado, también se puede observar una disminución de la resistividad eléctrica entre los sondeos de Marzo 2021 y Diciembre 2022, esto como resultado del incremento del contenido de humedad derivado de la infiltración de agua que resulta en recarga natural debido a la temporada de lluvias que se presentó en el periodo Julio – Octubre del mismo año (disminución de la profundidad al nivel del agua de 38.31 m (Marzo 2021) a 20.13 m (Diciembre 2021)). Esto cambios tienen lugar entre los 16 y 32 metros de profundidad, con disminución de la resistividad eléctrica desde entre los 5 ohm-m hasta los 2 ohm-m. A su vez, también se identificó que los sondeos más cercanos al arroyo Los Morales (S1-2, S1-3) al igual que los que estaban más alejados (S1-1, S1-4) presentaban un comportamiento de aumento de la resistividad con respecto del tiempo, sin embargo, los más cercanos tenían valores menores tanto en la resistividad eléctrica inicial, como en los espesores de las capas más resistivas. Para los más cercanos se tienen valores de resistividad inicial de entre los 6 y 11 ohm-m y espesores de las capas más resistivas de entre 6 y 20 metros, mientras que, para los más alejados se tienen valores de resistividad inicial de entre 7 y 13 ohm-m y espesores de las capas más resistivas de entre 16 y 26 metros. Estas diferencias se presentan debido al área de influencia que tiene el arroyo como zona de recarga, los sondeos S1-2 y S1-3 al estar más cercanos presentan una mayor influencia de la infiltración por lo tanto, una menor resistividad eléctrica debido al mayor contenido de humedad en la zona no saturada.

Para los sondeos correspondientes al perfil S2 (Fig. 53) localizado en la zona de estudio La Loma se presenta un comportamiento similar al de La Mezclita, sin embargo, las principales diferencias se presentan tanto en las resistividades iniciales, así como en el espesor de las capas resistivas; ya que en general son mayores. Para los sondeos realizados entre las campañas Diciembre 2021 - Mayo 2022, se observa un notorio incremento de las resistividades iniciales que van desde 9 ohm-m hasta los 25 ohm-m, mientras que el espesor de las capas resistivas varía entre los 16 y 32 metros de profundidad. Estos cambios se asocian a la disminución del contenido de humedad en la zona no saturada, así como a la profundización del nivel estático.

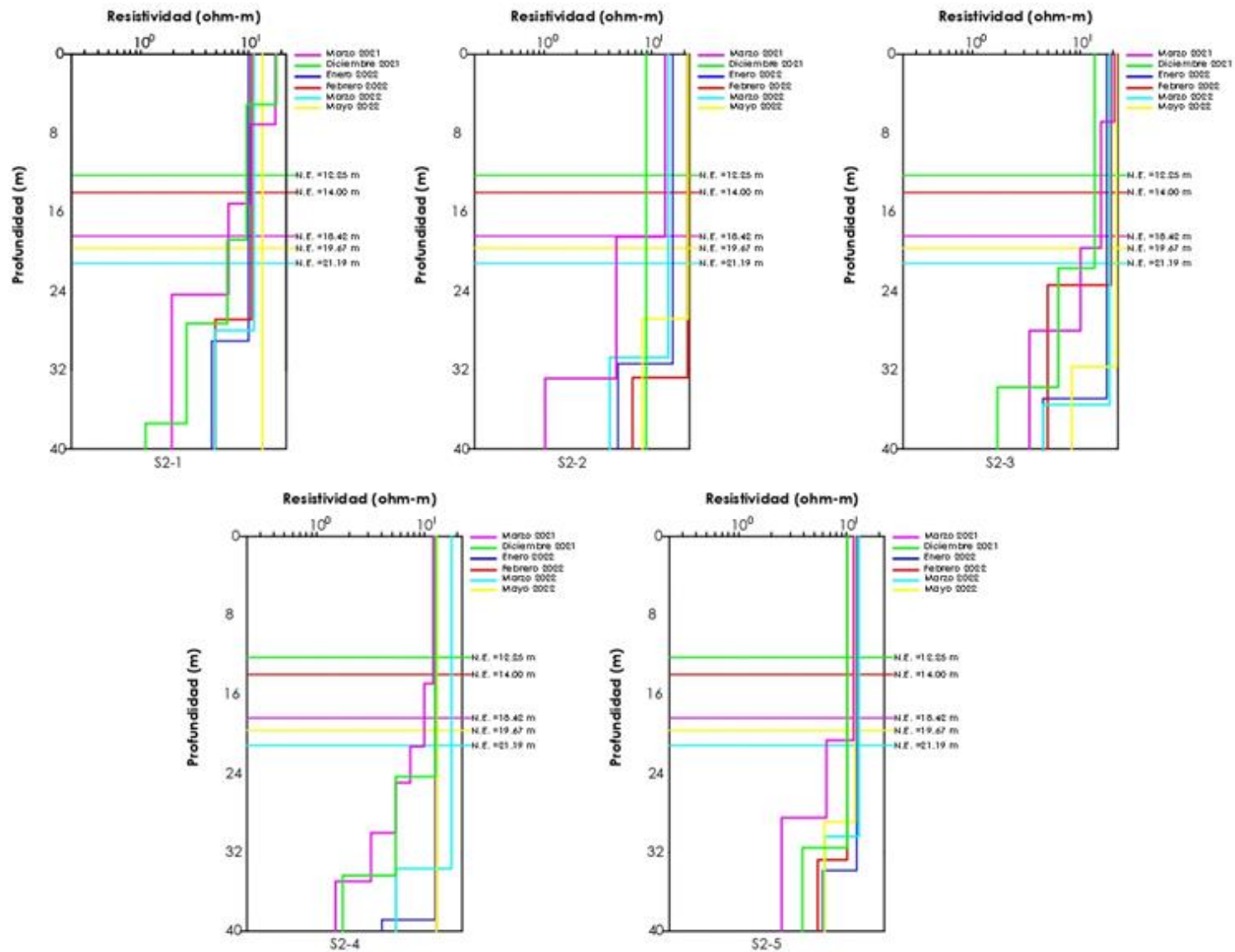


Fig. 53. Modelos 1D de resistividades obtenidos durante todas las campañas de muestreo, así como el nivel estático correspondiente a cada fecha (La Loma).

Por otro lado, también se observa una disminución de la resistividad eléctrica entre los sondeos de Marzo 2021 y Diciembre 2022, esto como resultado de los procesos de infiltración que derivan en recarga natural debido a la temporada de lluvias que se presentó en el periodo Julio – Octubre del mismo año. Estos cambios tienen lugar entre los 8 y 16 metros de profundidad, con disminución de la resistividad eléctrica desde 25 ohm-m hasta 9 ohm-m. Además, se identificó que los sondeos más cercanos al arroyo San Rafael (S2-1, S2-4) al igual que los que estaban más alejados (S2-2, S2-3, S2-5) presentaban un comportamiento de aumento de la resistividad con respecto del tiempo. Para este caso, en el sondeo S2-1 y el S2-5 presentaron los valores menores tanto en la resistividad eléctrica inicial, como en los espesores de las capas más resistivas, con resistividades iniciales de entre los 9 y 15 ohm-m y espesores de las capas más resistivas de entre 16 y 32 metros, mientras que, para los sondeos S2-2, S2-3 y S2-4 se tienen valores de resistividad inicial de entre 10 y 25 ohm-m y espesores de las capas más resistivas de entre 20 y 32 metros. A diferencia de la zona de estudio de la Mezclita, solo el sondeo S2-1 fue el que presentó valores menores de resistividad debido al área de influencia del arroyo San Rafael como zona de recarga, mientras que los demás sondeos presentaron un comportamiento más resistivo.

6.3. Modelos 2D de resistividad.

Para mostrar el comportamiento del subsuelo en el sentido vertical, se realizaron las secciones 2D correspondientes a los dos perfiles S1 y S2 compuestos por los nueve sondeos realizados durante las campañas de Diciembre 2021 y Mayo 2022. Estos perfiles se ubicaron de manera transversal a los arroyos Los Morales (La Mezclita) y San Rafael (La Loma).

6.3.1. Descripción de perfiles.

A partir de las resistividades eléctricas encontradas, así como una asociación con el marco geológico e hidrogeológico presente, se definieron las unidades geoelectricas correspondientes a cada una de las zonas no saturadas de nuestras áreas de estudio.

Tabla 19. Clasificación de unidades geoelectricas identificadas en la zona de estudio.

Área de estudio	Intervalo resistivo (ohm-m)	Correlación geológica
La Mezclita	4 a 20	Material aluvial
La Loma	10 a 30	Material arcillo-arenoso (poco permeable a permeable)

6.3.2. La Mezclita.

El perfil S1 con dirección NE, transversal al arroyo Los Morales, está compuesto por cuatro sondeos (S1-1, S1-2, S1-3, S1-4). A fin de mostrar los cambios de las resistividades eléctricas con respecto del tiempo, se seleccionaron las secciones 2D correspondientes a los muestreos del mes de Diciembre 2021 (Fig.54) y Mayo 2022 (Fig. 55) que corresponden con un periodo en el que no se presenta infiltración derivada de la precipitación. En general se presenta un comportamiento lineal a lo largo de toda la sección, en el que se identifican capas que van desde 2 ohm-m hasta 10 ohm-m; considerando que los valores de resistividades entre 5 y 7 ohm-m, se pueden asociar al nivel freático. A partir de este hecho, se establece que en la zona no saturada las resistividades que se presentan van de los 7 a los 12 ohm-m, las cuales corresponden a material de tipo aluvial el cual es consistente con nuestro marco geológico anteriormente definido. Los mayores valores resistivos, así como los mayores espesores de las capas más resistivas se presentan en los sondeos (S1-1, S1-4) más alejados del arroyo (extremos de la sección) mientras que los menores en los sondeos (S1-2, S1-3) más cercanos (parte central de la sección), como se identificó en la descripción de los modelos geoelectricos 1D . Para el caso de la Fig. 46 se presenta un espesor promedio de la zona saturada de 15 m mientras que para la Fig. 47 el espesor se incrementa a 30 m, lo cual se asocia a la variación del nivel freático con respecto del tiempo en respuesta a un periodo de tiempo en el que no se presentó infiltración derivada de la precipitación.

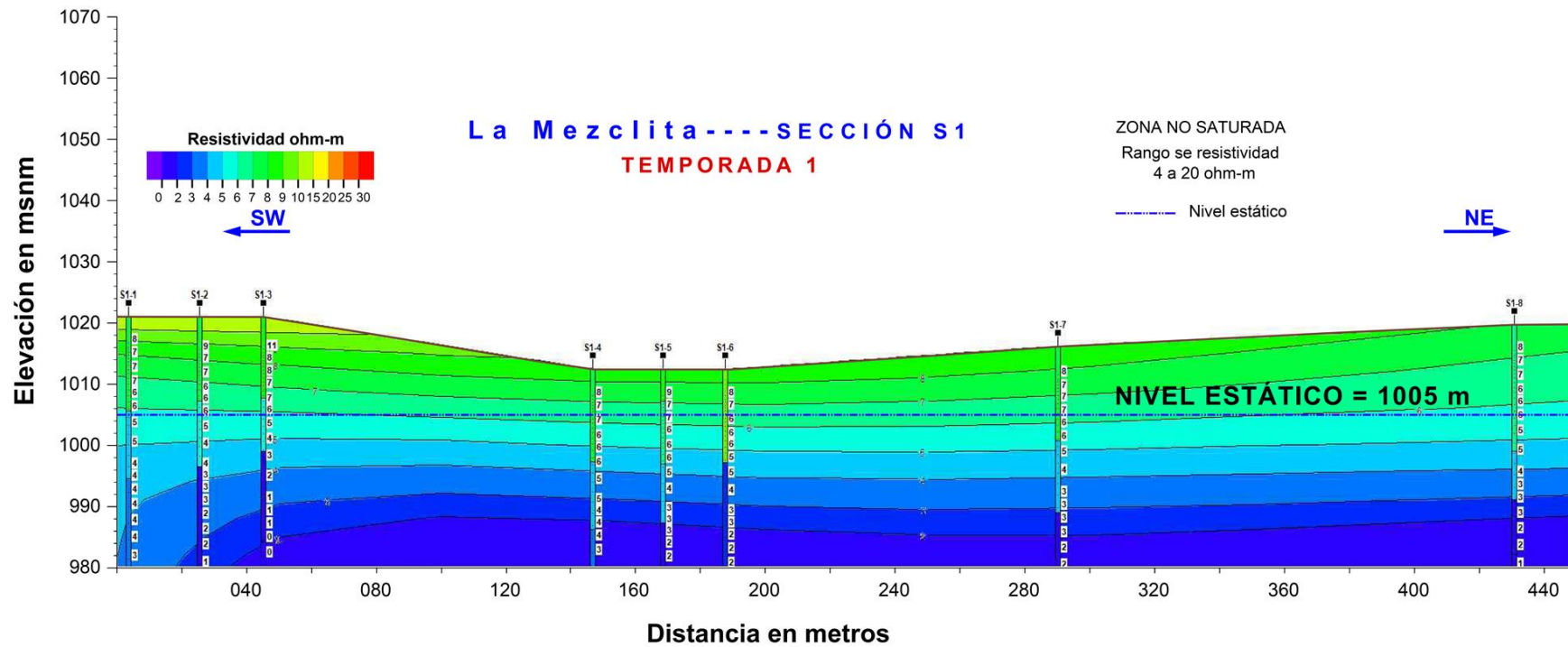


Fig. 54. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S1 ubicado de manera transversal al arroyo Los Morales, con dirección NE, compuesto de 4 sondeos TEM, (Diciembre 2021).

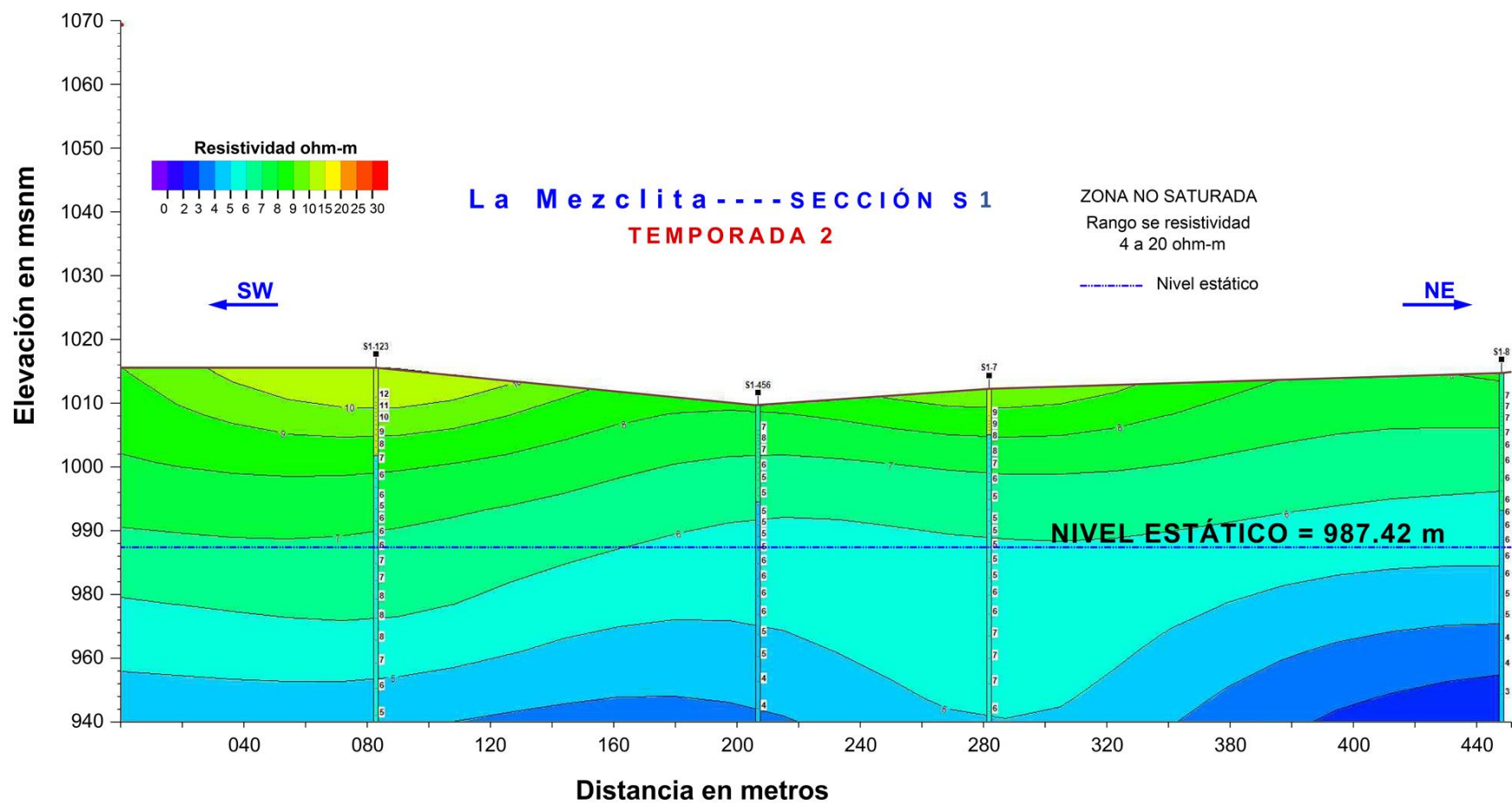


Fig. 55. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S1 ubicado de manera transversal al arroyo Los Morales, con dirección NE, compuesto de 4 sondeos TEM, (Mayo 2022).

6.3.3. La Loma.

El perfil S2 con dirección NW, transversal al arroyo San Rafael, está compuesto por cinco sondeos (S2-1, S2-2, S2-3, S2-4, S2-5). De igual manera que en la zona de la Mezclita, a fin de mostrar los cambios de las resistividades eléctricas con respecto del tiempo, se seleccionaron las secciones 2D correspondientes a Diciembre 2021 (Fig. 55) y Mayo 2022 (Fig. 56). Se presenta una disposición de la resistividad en capas horizontales a lo largo de toda la sección, en la que se observa que la resistividad cambia desde 3 ohm-m hasta 30 ohm-m. Las resistividades entre 9 a 14 ohm-m son las que se pueden asociar con el nivel freático. A partir de esto se define que las resistividades que se presentan en la zona no saturada van de 13 a 30 ohm-m, que corresponden a material de tipo arcillo-arenoso (poco permeable a permeable). Las resistividades más altas, así como los mayores espesores de las capas más resistivas se presentan en los sondeos (S2-2, S2-3, S2-4) en la parte central de la sección, mientras que los menores valores de resistividad en los sondeos (S2-1, S2-5) en los extremos de la sección, para el sondeo S2-1 debido a su cercanía con el arroyo. En la Fig. 56 se presenta un espesor promedio de la zona saturada de 10 m mientras que para la Fig. 57 el espesor se incrementa a 15 m, lo cual se asocia a la variación del nivel freático con respecto del tiempo y la disminución del contenido de humedad en la zona no saturada.

Como resultado del análisis conjunto de las dos áreas de estudio se identifica que con base en la información obtenida de los sondeos TEM realizados en el periodo Marzo 2021 a Mayo de 2022, en ambas presentan un incremento en la resistividad con respecto del tiempo en la zona no saturada, durante el periodo en que se no se registra infiltración, además que con base en los valores de resistividad fue posible identificar la profundidad del nivel freático, las resistividades asociadas al diferente tipo de material presente y los espesores de la zona no saturada.

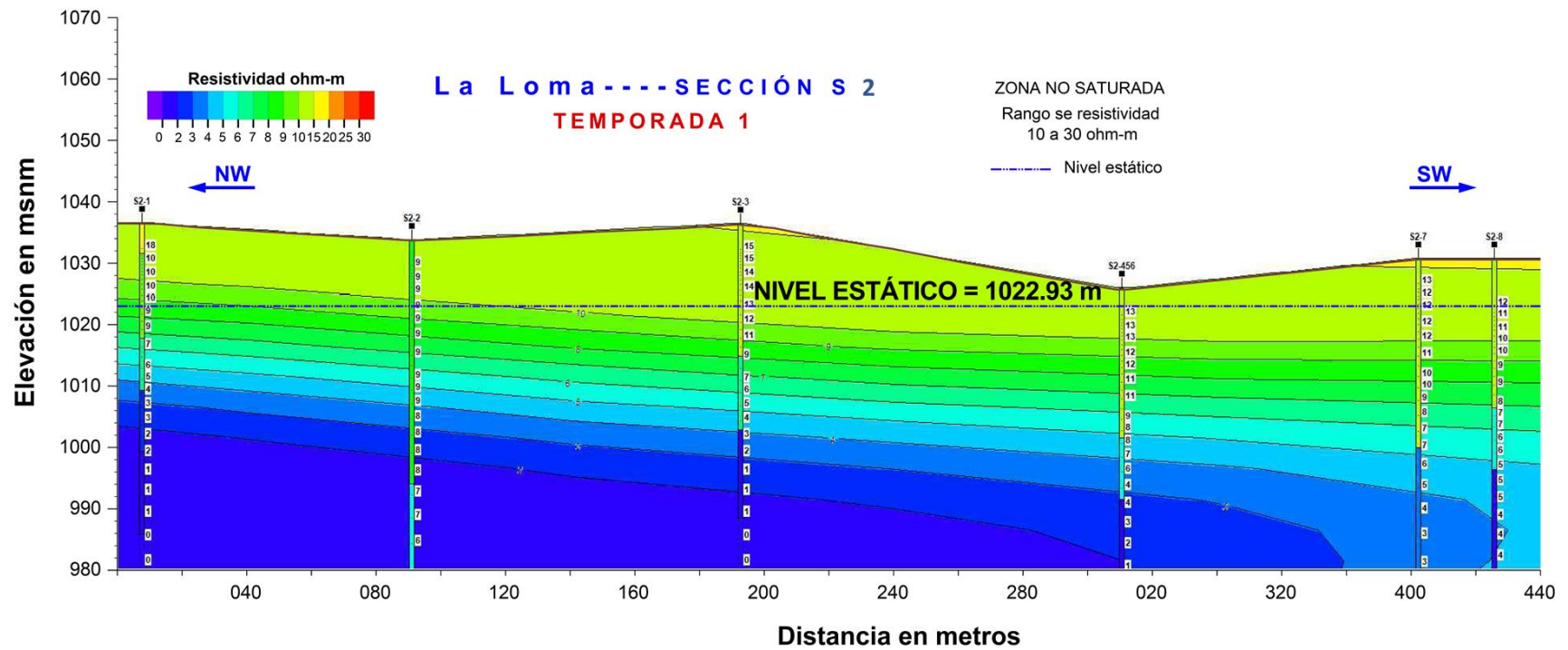


Fig. 56. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S2 ubicado de manera transversal al arroyo San Rafael, con dirección NW, compuesto de 5 sondeos TEM, (Diciembre 2021).

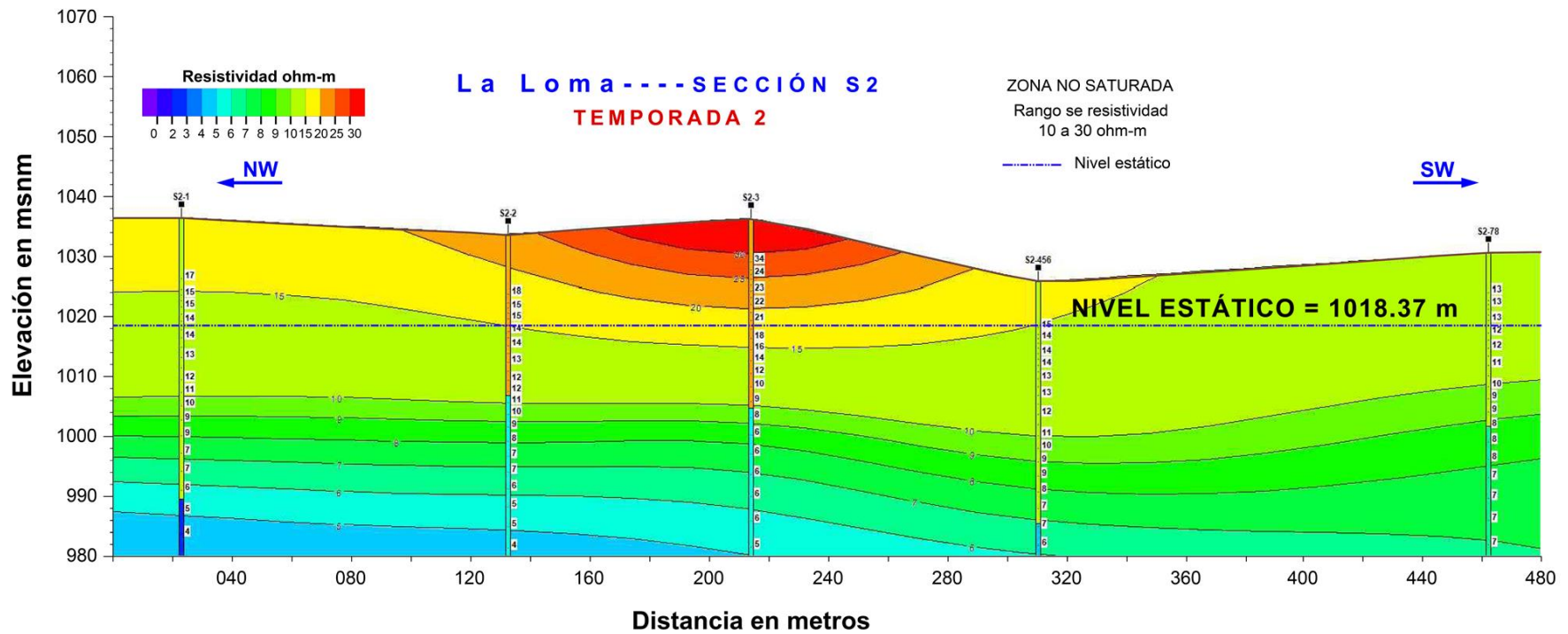


Fig. 57. Sección 2D de resistividades correspondiente al perfil S2 ubicado de manera transversal al arroyo San Rafael, con dirección NW, compuesto de 5 sondeos TEM, (Mayo 2022).

7. CARACTERIZACIÓN QUÍMICA E ISOTÓPICA DEL AGUA.

El agua conocida como el disolvente universal, tiene capacidad de disolver una gran cantidad de sustancias, en el caso del agua subterránea, su composición evoluciona debido a que durante su trayectoria existen materiales con los cuales entra en contacto y puede disolver, además de ser el medio en el cual se producen reacciones durante ese recorrido. Por otro lado, para el caso de la composición del agua en la zona no saturada, son importantes otros factores como la composición del agua de lluvia, la deposición seca y los cambios estacionales que afectan de alguna manera la infiltración y como consecuencia la composición química del agua.

7.1. Análisis fisicoquímicos y cuantitativos de muestras de agua.

En el anexo I se presentan los resultados para los diferentes sitios de muestreo, las muestras se identifican como "Sitio - número o temporada de muestreo". Los rangos de valores se encuentran de la siguiente manera: Conductividad eléctrica (180-784 $\mu\text{S/cm}$), oxígeno disuelto (2.63-11.07 mg/L), pH (5.25-9.3) y temperatura promedio de 23° C. Ninguno de estos valores sobrepasaron los permitidos por la NOM-127-SSA1-1994 con la modificación del año 2000.

7.2. Potencial redox.

Los procesos de óxido-reducción y por lo tanto los valores de Eh son importantes tanto en las zonas saturada y no saturada. En la zona no saturada generalmente hay concentraciones suficientes de oxígeno en fase gaseosa que aseguran un alto potencial redox (condiciones oxidantes) en el agua, sin embargo, pueden encontrarse también condiciones reductoras en el espacio de poro. Generalmente las condiciones reductoras se irán presentando con la profundidad en la zona saturada. En acuíferos de poca profundidad generalmente es posible encontrar condiciones oxidantes, de otra forma se sospecharía de la influencia de contaminación antropogénica derivada de la infiltración de aguas residuales con elevado contenido de materia orgánica.

De acuerdo a la clasificación de aguas naturales por variaciones de las condiciones Eh/pH (Merkel y Planer-Friedrich, 2005) se ubicó (Fig. 58) a los sitios de muestreo dentro de la categoría de ambiente de transición, lo cual es lo esperado para el agua subterránea. Cambios en los valores de Eh indicarían una evolución electroquímica del agua subterránea, pero en este caso los valores (incluyendo los sitios de agua superficial) varían de 210.6 mV a 626.2 mV y espacialmente no se observó algún patrón de distribución, lo que aunado a las concentraciones de oxígeno disuelto indica que el agua subterránea presenta condiciones aeróbicas y oxidantes.

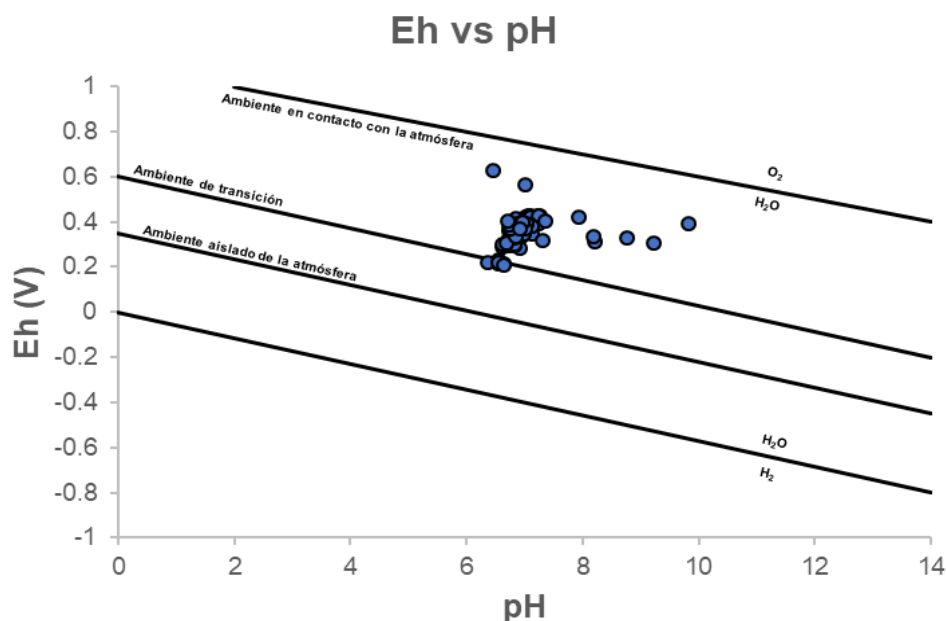


Fig. 58. Relación de las muestras analizadas con respecto a la clasificación de aguas naturales por sus condiciones de potencial redox/pH.

7.3. Electroneutralidad.

Para realizar la interpretación hidrogeoquímica se empezó por calcular el porcentaje de error basado en la condición de que las disoluciones, en este caso el agua subterránea, deben ser eléctricamente neutras, lo anterior es utilizado para verifica la exactitud de los análisis químicos. El valor del porcentaje de error en electroneutralidad se calculó considerando los resultados del contenido de especies químicas en unidades de miliequivalentes/litro (Tabla 20). Los aniones principales fueron HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} y NO_3^- ; entre los cationes principales se encuentran Ca^{2+} , Na^+ , K^+ y Mg^{2+} . La fórmula utilizada (Appelo C.A.J. y Postma D., 2007) fue:

$$\%E.N. = \frac{(\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})}{(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones})} \times 100 \quad (12)$$

El valor de porcentaje de error recomendado (Freeze y Cherry, 1979) es menor que 5%, pero se pueden aceptar valores menores que 10%. Para el caso del agua superficial de la presa San Diego (S09, S10), probablemente la presencia de ácidos orgánicos derivados

de la existencia de materia orgánica puede incrementar la alcalinidad, por lo que el porcentaje de error probablemente es afectado por esta condición.

Tabla 20. Electroneutralidad.

Sitio	% De error.						
	1(Mar-21)	2(Jul-21)	3(Sep-21)	4a(Oct-21)	4(Feb-22)	5(Mar-22)	6(May-22)
S01	1.24	3.34	3.50				
S02	2.58		2.64		1.95	-3.99	3.93
S03	0.55	3.40	3.36		-1.83	-1.16	-1.42
S04	3.01	1.64	-1.90		-1.38	-3.81	1.23
S05			3.27	1.58	-5.25	1.55	1.74
S06	0.82	2.15	2.58	2.20	-2.20	2.26	3.22
S07	1.40	2.95	3.34	-0.73	-4.86	0.72	0.94
S08	2.20	2.79	3.43	-0.43	0.87	-0.43	
S09		0.91	-21.14				
S10		-31.68	-4.12				
S11			-8.93				
S12			-2.19				
S13				-2.53			
S14				-2.28			
S15				-0.52			
S16				-0.41			
S17				-1.08			
S18				1.89			
S19				1.59			
S20				3.68			
S21				-3.59			
S22				1.01			
S23				2.84			
S25				3.86			
S26				-0.60			
S28				2.03			
S29				-3.61			
S30				1.40			
S31				-2.77			
S32				-2.25			
S33				-0.88			
S34					2.55	-3.11	2.82
ET3		0.43	-1.66	0.80	2.73		
ET4		-0.76	-2.43	0.57			
ET5		1.11	3.67	3.17			

7.4. Contenido de iones mayoritarios.

En la Tabla 21 se reporta la estadística descriptiva de las concentraciones de iones mayoritarios cuantificados en los diferentes aprovechamientos durante las temporadas de muestreo. En el anexo II se adjuntan las concentraciones de iones mayores para todas las campañas de muestreo y se señalan en color rojo los aprovechamientos que rebasan los límites máximos establecidos por la NOM-127-SSA1-1994 (2000).

Tabla 21. Estadística descriptiva de parámetros fisicoquímicos y iones mayores.

Muestreo	Variable	Unidades	Media	Desv. Std.	Mínimo	Máximo
1	NO ₃ ⁻	mg/L	42.82	39.80	2.66	118.64
	SO ₄ ²⁻	mg/L	13.57	7.48	5	25
	HCO ₃ ⁻	mg/L	181.95	33.54	141.52	239.12
	Cl ⁻	mg/L	12.29	3.55	8	18
	Na ⁺	mg/L	12.38	7.63	2.01	21.47
	Ca ²⁺	mg/L	63.00	15.62	43.72	87.05
	Mg ²⁺	mg/L	4.44	1.50	2.55	7.05
	K ⁺	mg/L	3.99	2.03	1.3	6.15
	pH (campo)		6.80	0.18	6.45	7.03
	Eh	mV	294.64	6.79	284.8	298.2
2	C.E.	μS/cm	434.16	138.04	262.7	650
	NO ₃ ⁻	mg/L	26.56	18.13	6.64	45.60
	SO ₄ ²⁻	mg/L	20.01	14.42	8.40	45.75
	HCO ₃ ⁻	mg/L	215.53	40.99	165.92	278.16
	Cl ⁻	mg/L	20.52	6.61	13.90	31.77
	Na ⁺	mg/L	21.03	7.68	12.43	34.06
	Ca ²⁺	mg/L	64.65	17.34	47.08	92.64
	Mg ²⁺	mg/L	5.25	0.89	4.45	6.98
	K ⁺	mg/L	4.89	3.08	1.79	9.13
	pH (campo)		6.98	0.16	6.76	7.14
3	Eh	mV	417.55	11.06	393.6	427.8
	C.E.	μS/cm	459.1	187.99	288	784
	NO ₃ ⁻	mg/L	25.84	17.72	5.31	46.04
	SO ₄ ²⁻	mg/L	18.78	13.69	8.3	49.5
	HCO ₃ ⁻	mg/L	218.38	44.02	161.04	283.04
	Cl ⁻	mg/L	24.07	4.80	19.85	33.75
	Na ⁺	mg/L	15.10	9.79	5.1	34.18
	Ca ²⁺	mg/L	71.90	18.70	53.64	101.47
	Mg ²⁺	mg/L	5.71	0.98	4.78	7.51
	K ⁺	mg/L	5.11	2.56	2.54	9.06
4a	pH (campo)		7.01	0.38	6.74	7.93
	Eh	mV	330.49	11.54	306.1	346.8
	C.E.	μS/cm	445.16	133.74	286.6	679
	NO ₃ ⁻	mg/L	12.53	7.66	3.10	38.96
	SO ₄ ²⁻	mg/L	55.04	128.00	5.63	586.58
	HCO ₃ ⁻	mg/L	135.07	28.21	76.86	212.28
	Cl ⁻	mg/L	19.57	3.09	15.88	27.8
	Na ⁺	mg/L	6.55	3.34	1.26	17.41
	Ca ²⁺	mg/L	65.54	48.13	35.08	256.32
	Mg ²⁺	mg/L	6.91	10.60	2.12	52.18
4	K ⁺	mg/L	1.92	0.70	1.05	3.93
	pH (campo)		7.13	0.50	6.55	9.22
	Eh	mV	403.92	16.20	369.8	428.5
	C.E.	μS/cm	437.81	332.03	204	1789
	NO ₃ ⁻	mg/L	27.89	19.35	4.87	51.8
	SO ₄ ²⁻	mg/L	24.09	17.48	6.80	51.5
	HCO ₃ ⁻	mg/L	172.63	37.52	136.64	248.88
	Cl ⁻	mg/L	16.04	7.62	5.83	29.16
	Na ⁺	mg/L	13.80	8.75	5.54	27.46
	Ca ²⁺	mg/L	63.58	15.63	43.61	87.71
5	Mg ²⁺	mg/L	5.39	0.89	3.96	6.44
	K ⁺	mg/L	3.55	2.64	0.87	7.46
	pH (campo)		7.30	1.06	6.54	9.83
	Eh	mV	407.46	118.20	317.6	626.2
	C.E.	μS/cm	417.80	163.29	180	612
	NO ₃ ⁻	mg/L	24.79	17.89	4.43	44.27
	SO ₄ ²⁻	mg/L	18.53	18.18	5.00	55.5
	HCO ₃ ⁻	mg/L	223.13	42.76	179.48	291.04
	Cl ⁻	mg/L	16.04	6.39	7.78	25.28

Tabla 22. Estadística descriptiva de parámetros fisicoquímicos y iones mayores (continuación)

5	Na ⁺	mg/L	20.11	9.60	11.05	39.38
	Ca ²⁺	mg/L	71.91	22.78	48.79	106.51
	Mg ²⁺	mg/L	5.59	1.43	3.90	7.72
	K ⁺	mg/L	5.00	2.81	1.78	8.87
	pH (campo)		6.91	0.54	6.37	8.2
	Eh	mV	361.72	9.66	350	371.2
6	C.E.	μS/cm	651	166.11	301	775
	NO ₃ ⁻	mg/L	29.03	17.98	3.54	45.60
	SO ₄ ²⁻	mg/L	19.77	18.68	0.80	47.50
	HCO ₃ ⁻	mg/L	209.27	48.70	145.52	271.64
	Cl ⁻	mg/L	24.44	6.63	15.55	33.05
	Na ⁺	mg/L	23.02	8.37	14.25	35.80
	Ca ²⁺	mg/L	64.64	18.43	41.35	89.87
	Mg ²⁺	mg/L	5.51	1.38	3.57	7.38
	K ⁺	mg/L	5.39	2.48	2.51	8.50
	pH (campo)		6.69	0.17	6.54	7.01
	Eh	mV	218.2	6.97	210.6	232.5
	C.E.	μS/cm	482.70	166.74	287.40	723

7.5. Diagrama de Piper y familias de agua por ion dominante.

Los diagramas ternarios como el diagrama de Piper permiten mostrar la composición química de elementos mayores de diferentes muestras de agua. Con estos diagramas es posible estudiar procesos de evolución hidrogeoquímica del agua, los cuales están basados en la cinética de las reacciones químicas en solución, la litología y las direcciones de flujo del agua subterránea.

Consiste en dos triángulos en la base del diagrama en los cuales se localizan las composiciones en meq/L de los iones principales. En el triángulo del lado izquierdo se representan los cationes, cada vértice corresponde al 100% en composición expresada en meq/L de cada especie iónica mayor: Ca²⁺, Mg²⁺, y la suma de Na⁺+K⁺. En el triángulo del lado derecho se representan los aniones mayores, en cada vértice están dispuestos como SO₄²⁻, Cl⁻ y la suma de CO₃²⁻ + HCO₃⁻. Para cada muestra de agua, después de localizar la composición de cationes y aniones en cada triángulo, se prolongan líneas desde estos dos puntos, las cuales se unen en un rombo central.

Se realizaron los diagramas correspondientes a 7 de 8 (Fig. 58 y 59) de los pozos monitoreados durante todos los muestreos, además de un diagrama correspondiente al muestreo 4a (Fig. 60).

En los diagramas de Piper se observa que el calcio es el catión que predomina, lo cual es debido a la disolución de sedimentos derivados de la erosión de la Formación El Abra. De acuerdo con estos diagramas los aniones que predominan son bicarbonatos derivados de las reacciones de hidrólisis. Para el caso de la composición química del agua subterránea en la región de la Loma, algunos aprovechamientos, que se ubican alejados de la zona de

infiltración principal asociada con los arroyos de tipo intermitente, se identifica la presencia de sulfato asociado con el agua subterránea que circula por el medio kárstico que subyace al medio granular (Fig. 61) .

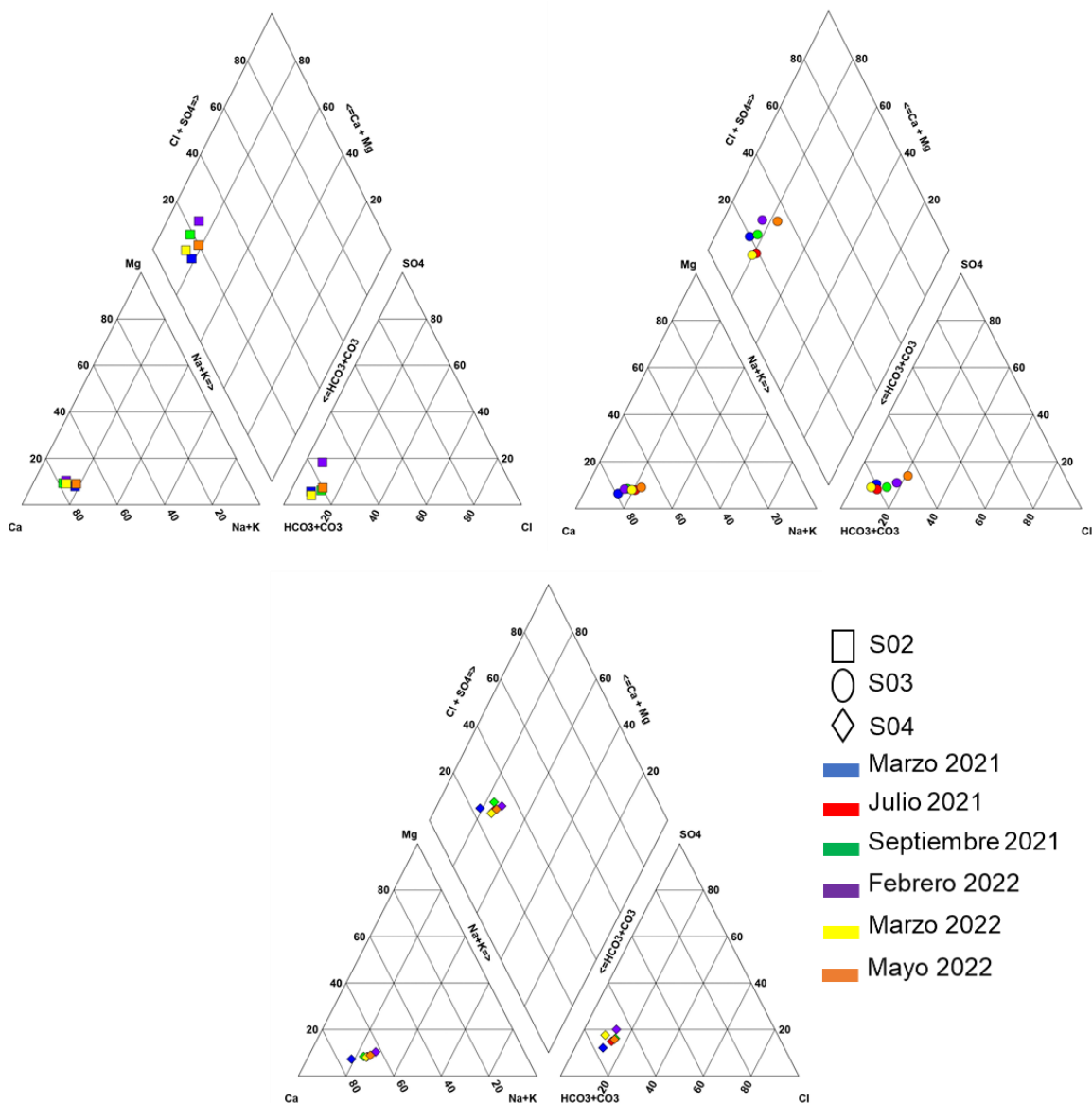


Fig. 59. Diagrama de Piper que muestra la composición química de elementos mayores de diferentes muestras de agua para la zona de estudio La Mezclita en el periodo de Marzo, 2021 a Mayo, 2022.

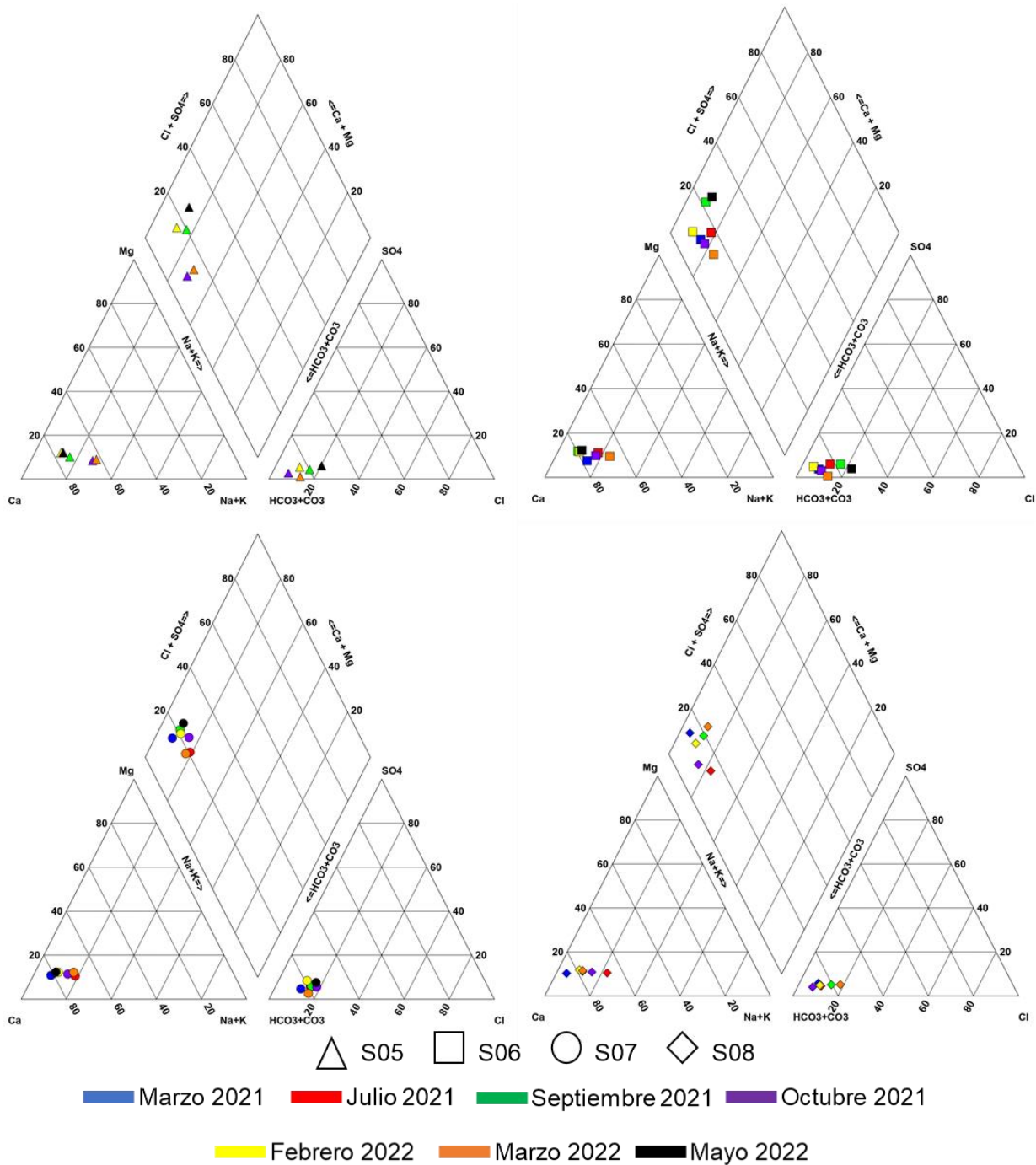


Fig. 60. Diagrama de Piper que muestra la composición química de elementos mayores de diferentes muestras de agua para la zona de estudio La Loma en el periodo de Marzo, 2021 a Mayo, 2022.

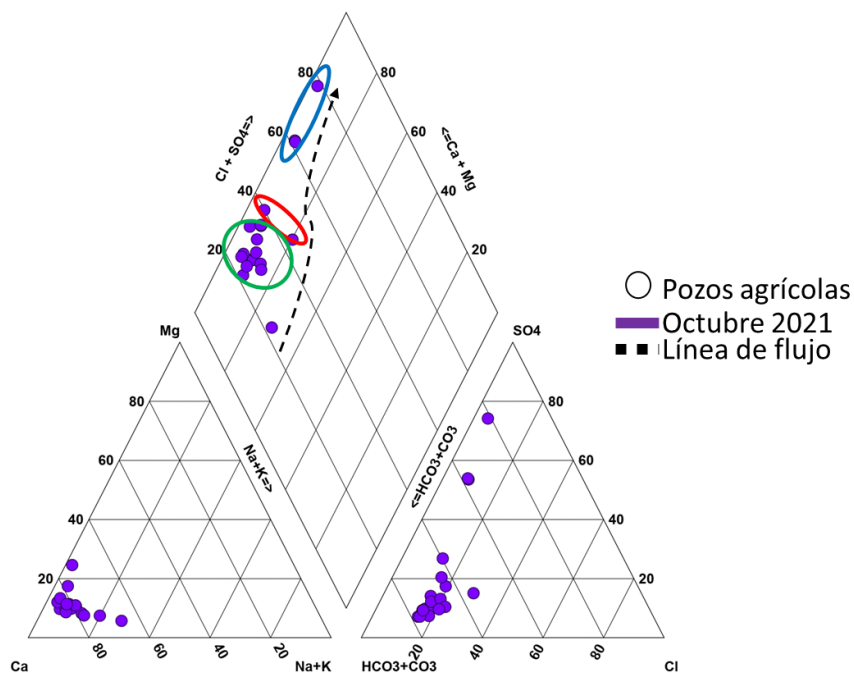


Fig. 61. Diagrama de Piper que muestra la evolución del agua del tipo bicarbonatada cálcica a sulfatada cálcica (esquematzada con la línea punteada color negro) en la zona de estudio La Loma para el muestreo 4a en el mes de Octubre, 2021.

En los diagramas de Piper se realizó la clasificación de familia de agua por medio del anión y catión mayoritario (>50% en meq/L), este diagrama es una herramienta con la que se pueden proponer procesos hidrogeoquímicos como mezclas de aguas e intercambios de iones.

Para las Fig. 59 y 60 se observa un tipo de agua bicarbonatada cálcica, mientras que para la Fig. 61 se observan tres grupos de tipos de agua, bicarbonatada cálcica (verde), mixta cálcica (rojo) y sulfatada cálcica (azul). La posición de las muestras en el diagrama de Piper (Fig. 61) indica la evolución del agua del tipo bicarbonatada cálcica a sulfatada cálcica (esquematzada con la línea punteada color negro) que además representa la dirección del flujo subterráneo (Fig. 48 y 49), los valores de conductividad eléctrica (una medida de los sólidos disueltos totales) se mantiene entre valores de 310.1 $\mu\text{S/cm}$ a 382.0 $\mu\text{S/cm}$ para la familia Ca-HCO₃, valores de 242.1 $\mu\text{S/cm}$ a 471.1 $\mu\text{S/cm}$ para la familia mixta cálcica y valores desde 811.0 $\mu\text{S/cm}$ hasta 1789.0 $\mu\text{S/cm}$ para la familia Ca-SO₄²⁻.

7.6. Diagramas de Stiff.

Este tipo de diagramas se elabora con tres ejes horizontales en los que se representan las concentraciones en meq/L de cationes (Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2}) del lado izquierdo y los aniones también en meq/L (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) del lado derecho (Fig. 54).

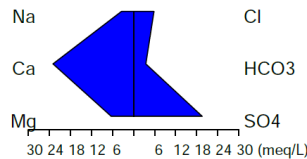


Fig. 62. Diagrama de Stiff tipo, el cual permite analizar los aprovechamientos por familias de agua o facies hidrogeoquímicas.

Los diagramas de Stiff permitieron agrupar y analizar los aprovechamientos por familias de agua o facies hidrogeoquímicas (Freeze y Cherry, 1979) de acuerdo a sus características químicas. En la zona agrícola de El Refugio-Ciudad Fernández se han registrado principalmente los tipos de agua sulfatada-cálcica y bicarbonatada-cálcica, además se observan zonas definidas para cada familia de agua (Martínez-Partida, 2019). A partir de la información obtenida, se observa que la dirección del agua subterránea es desde esta zona de sierras hacia el noreste para descargar en manantiales que alimentan al Río Verde. Hacia el sur-suroeste se encuentra un área de agua de la familia de agua tipo bicarbonatada-cálcica que se propone provenientes ya sea de agua de recarga de la sierra (calizas) o bien el agua de lluvia y/o superficial por evaporación y reacciones en la zona vadosa. Otra zona de recarga lo constituye el arroyo Los Morales (Fig. 63).

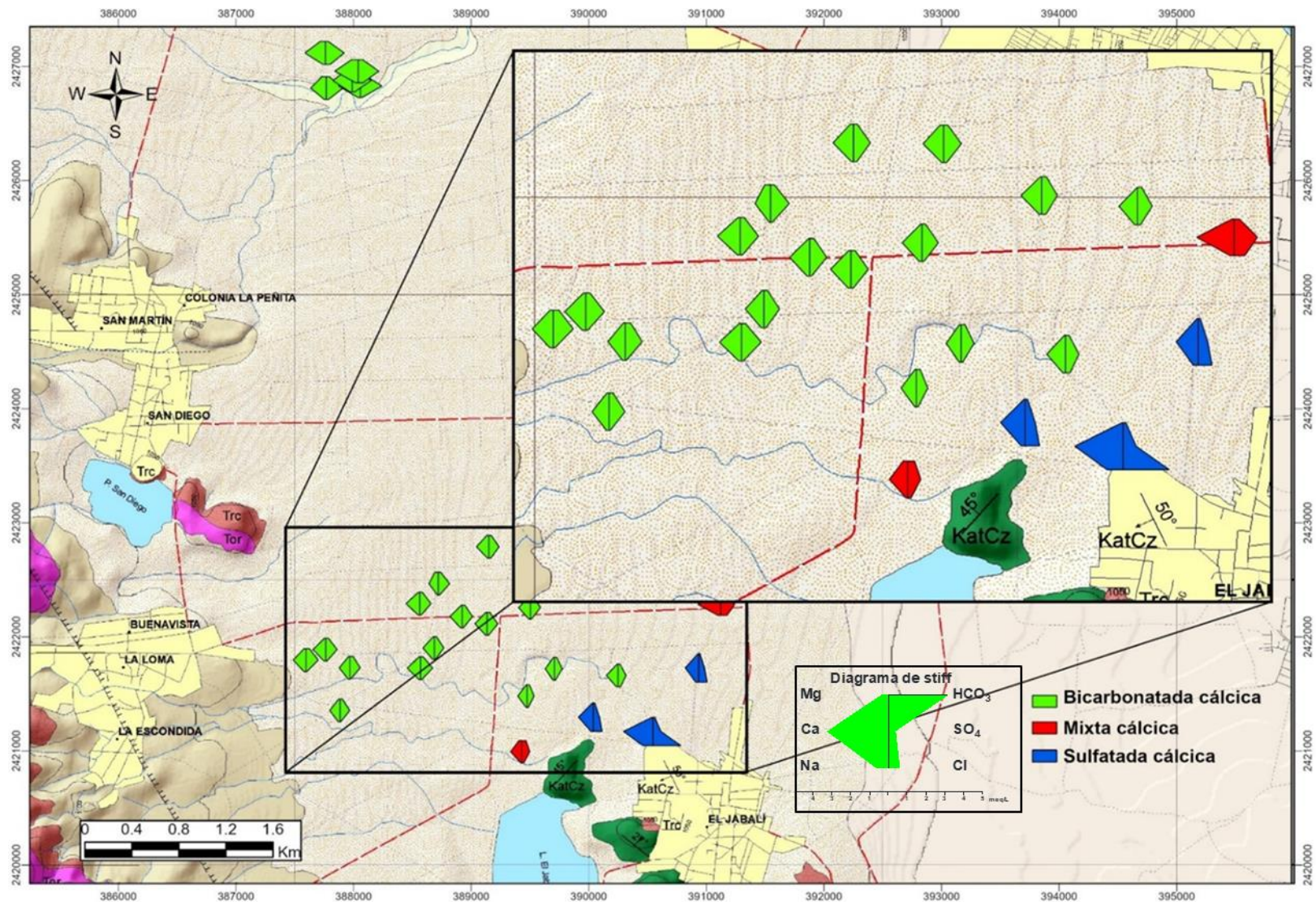


Fig. 63. Distribución de facies hidrogeoquímicas en la zona de estudio La Loma, la cual muestra que la dirección del agua subterránea es desde la zona de sierras hacia el noreste.

7.7. Contenido de sulfatos.

Para observar la distribución en el contenido de sulfatos, se elaboró el diagrama de cajas (Fig. 64) para los aprovechamientos monitoreados durante el periodo Marzo 2021 - Mayo 2022.

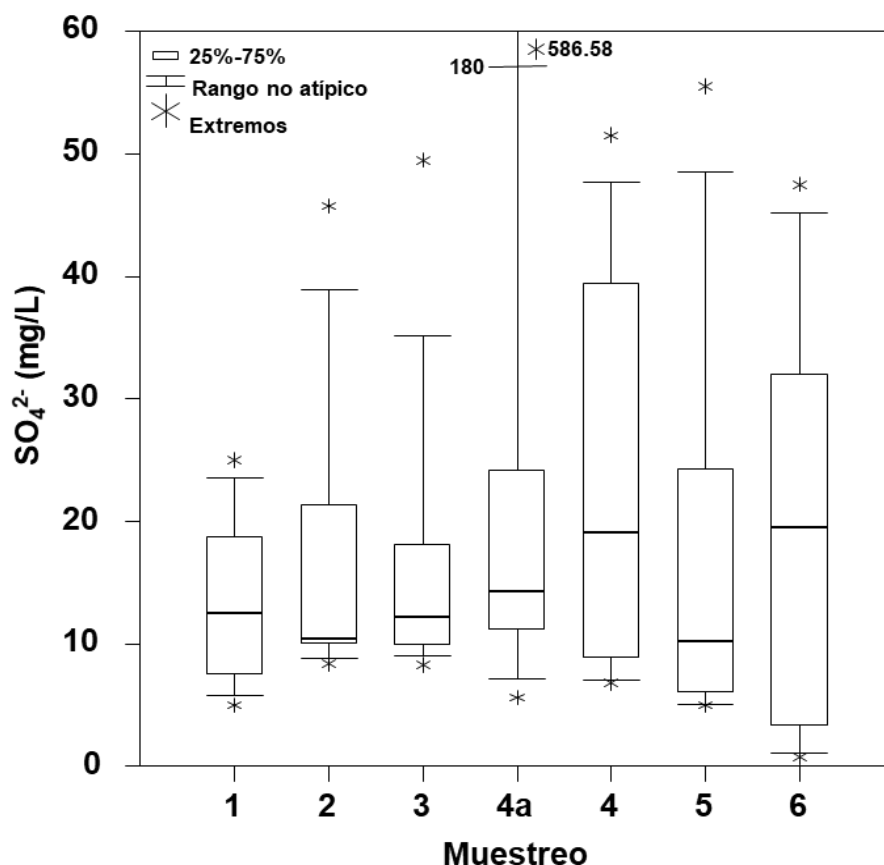


Fig. 64. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de sulfatos.

Además, se elaboraron las gráficas (Fig. 65 y 66) a fin de mostrar la respuesta de los sulfatos en el agua subterránea a la precipitación en aquellos pozos que fueron posibles monitorear durante todas las campañas tanto en la zona de La Mezclita como en La Loma. Para ambos casos se tiene un aumento en el contenido de sulfatos sobre todo en el periodo comprendido entre Junio – Octubre del 2021, el cual corresponde a la temporada de lluvias. Para La Mezclita se presentó un incremento promedio de 20 mg/L para valores entre los 10 y 50 mg/L, mientras que para La Loma fue de 4 mg/L para valores entre los 6 y 12 mg/L.

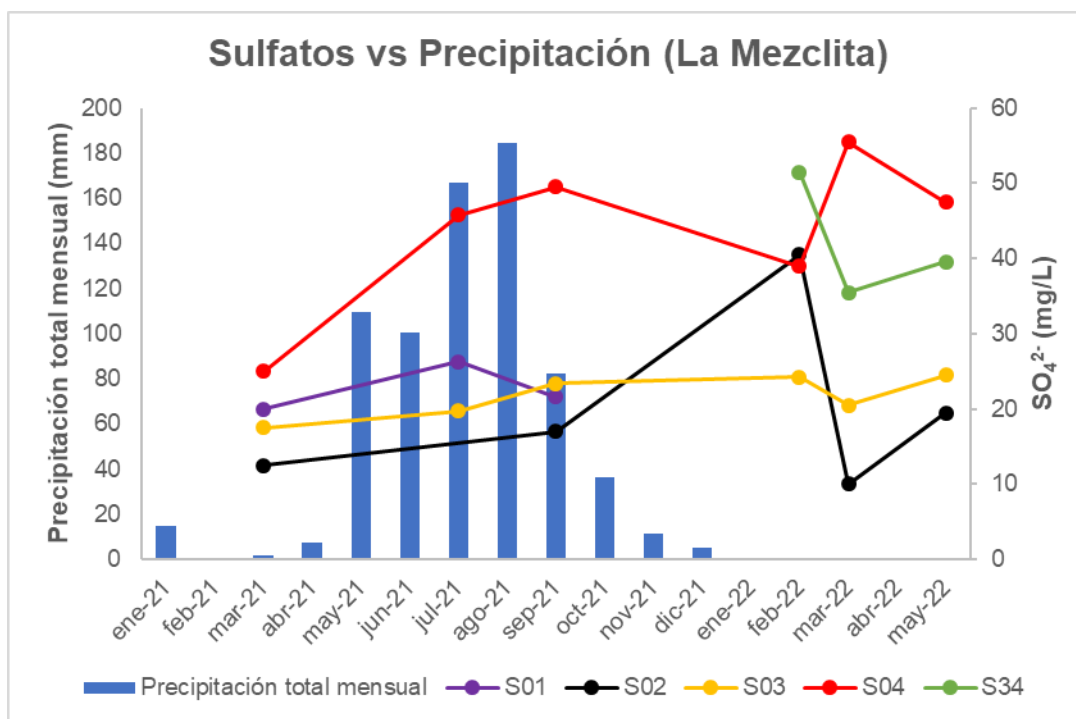


Fig. 65. Variación de sulfatos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).

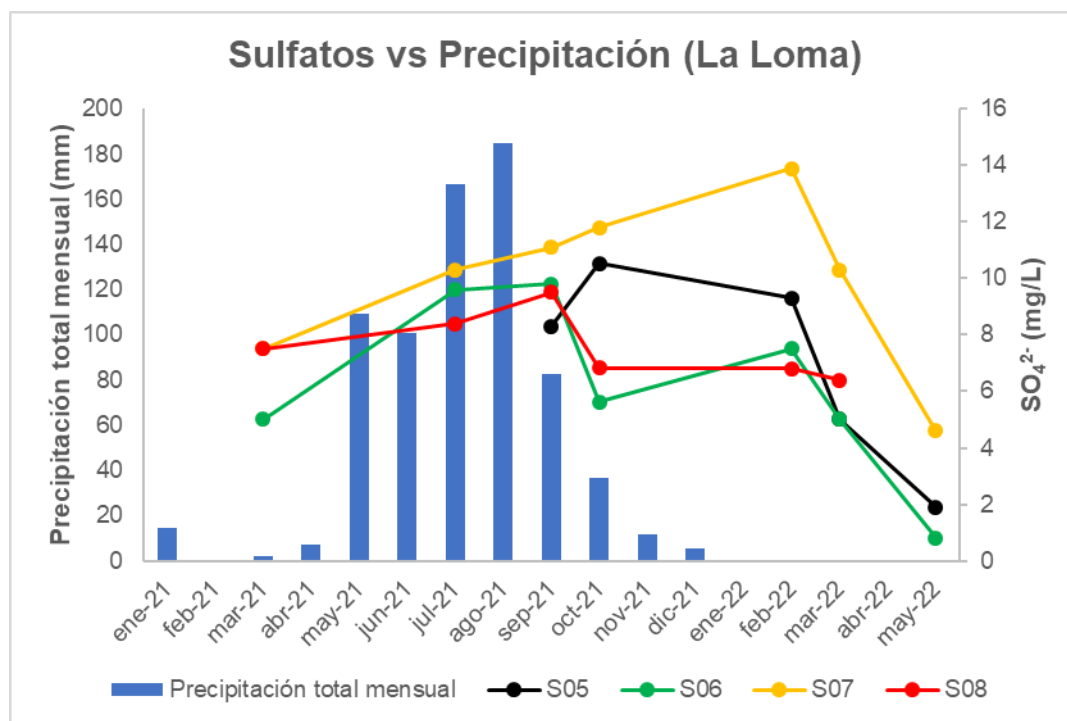


Fig. 66. Variación de sulfatos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma).

7.8. Conductividad eléctrica.

De igual manera se elaboró el diagrama de cajas (Fig. 67) para la conductividad eléctrica considerando los aprovechamientos monitoreados durante el periodo Marzo 2021 - Mayo 2022.

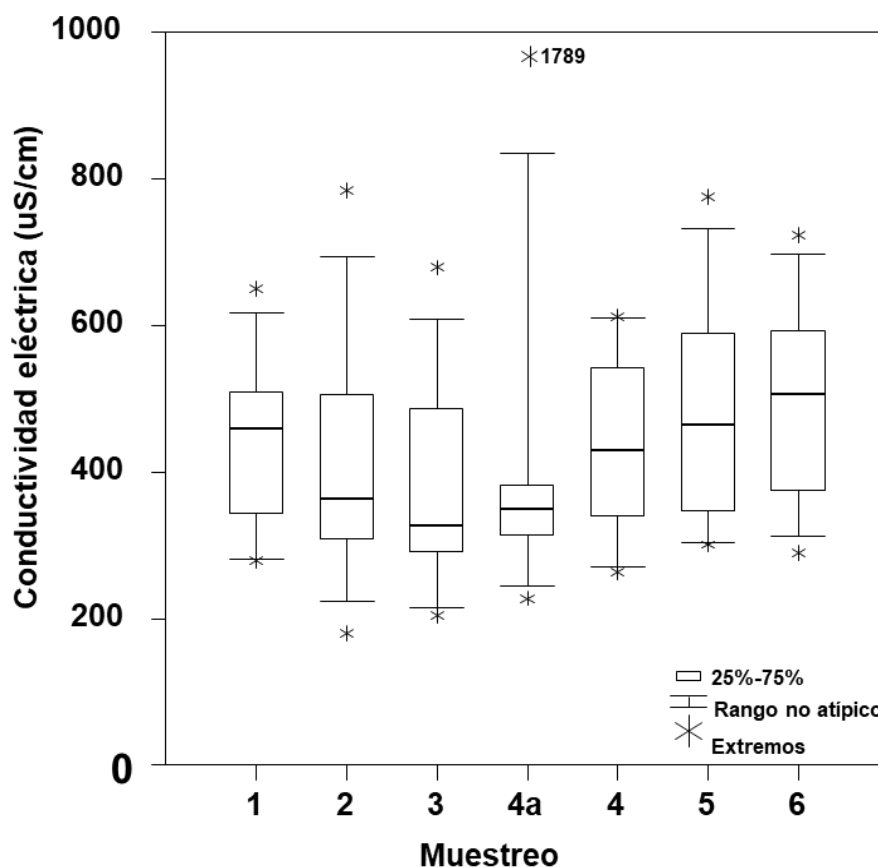


Fig. 67. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de conductividad eléctrica.

Como respuesta de la conductividad eléctrica del agua subterránea a la infiltración derivada de la precipitación (periodo Junio-Octubre 2021) se esperaría una disminución en los valores, lo cual indicaría un proceso de mezcla con agua de baja conductividad eléctrica asociada con la recarga natural, sin embargo, en ambos casos (La Mezclita y La Loma) se observa incremento (Fig. 68 y 70), en el mes de Julio. Este fenómeno se puede asociar con la disolución de sales en la zona no saturada, lo que también se puede relacionar con el aumento en el contenido de sulfatos (Fig. 69 y 71). Para el mes de Septiembre 2021 se presenta una disminución en los valores de conductividad, lo cual indicaría una mezcla de aguas igual asociado a los procesos de recarga ya que en el caso de La Loma es cuando se presenta le menor profundidad del nivel estático (Fig. 43). Para la zona de La Mezclita

se identifica que los valores de conductividad eléctrica varían entre 450 y 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mientras que en la zona de La Loma entre 250 y 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

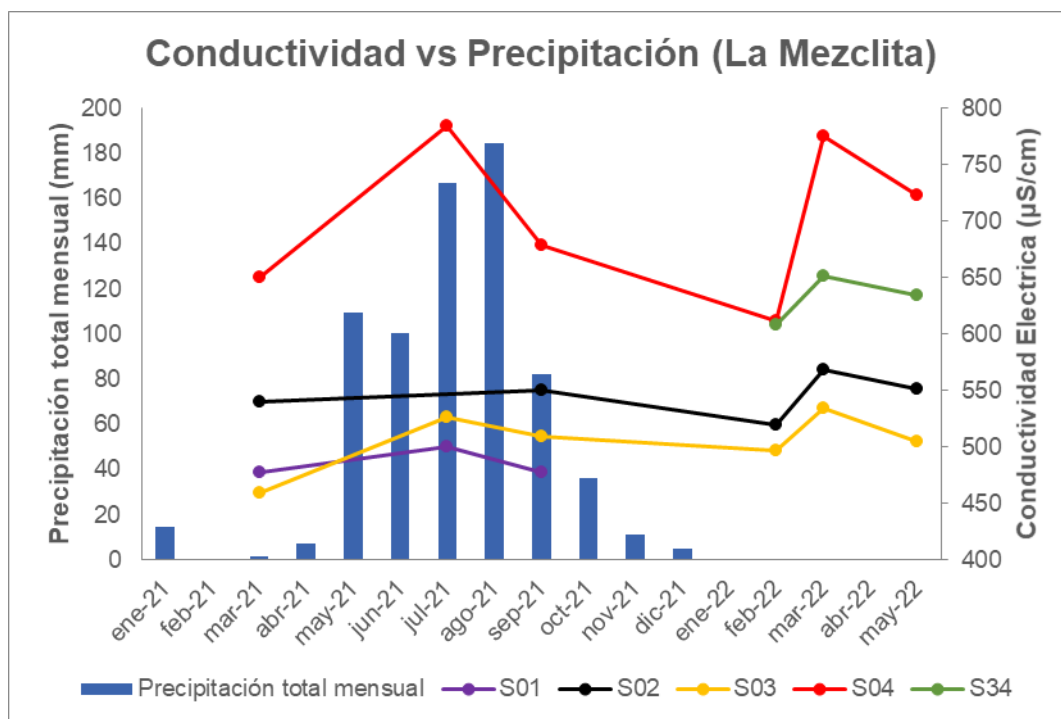


Fig. 68. Variación de CE vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).

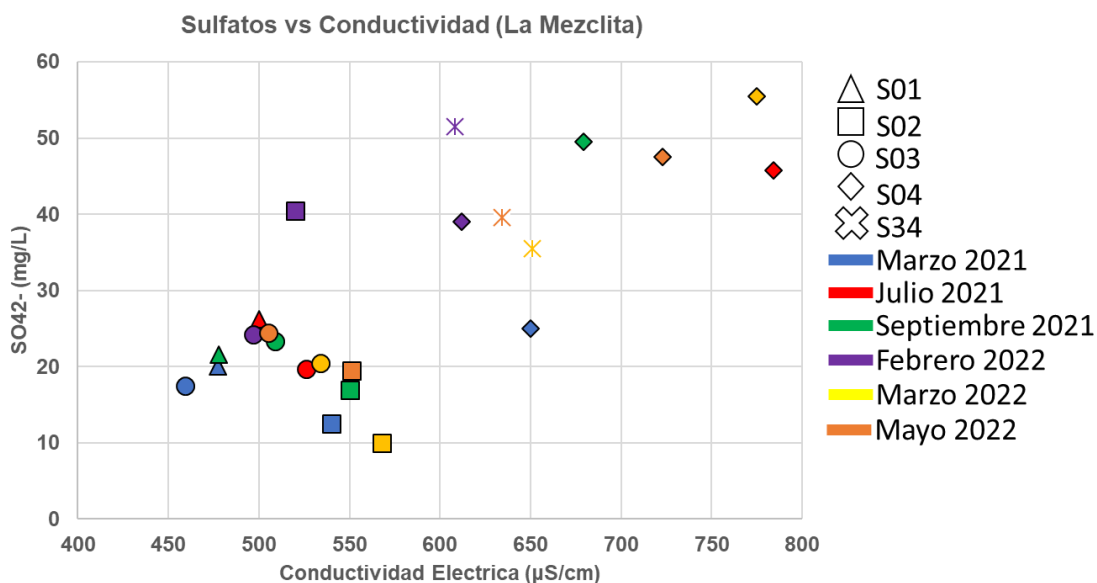


Fig. 69. Relación de sulfatos con conductividad eléctrica para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).

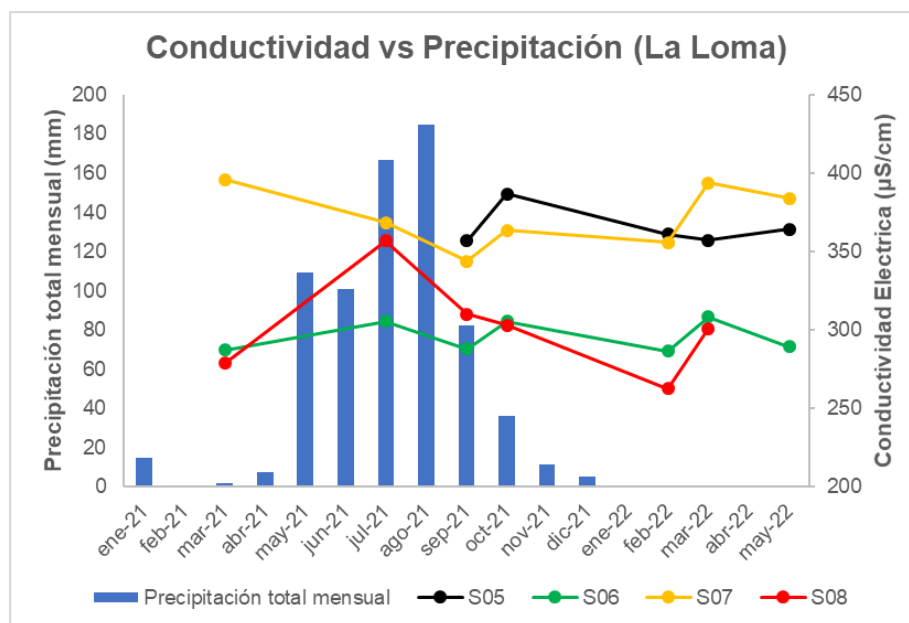


Fig. 70. Variación de CE vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma).

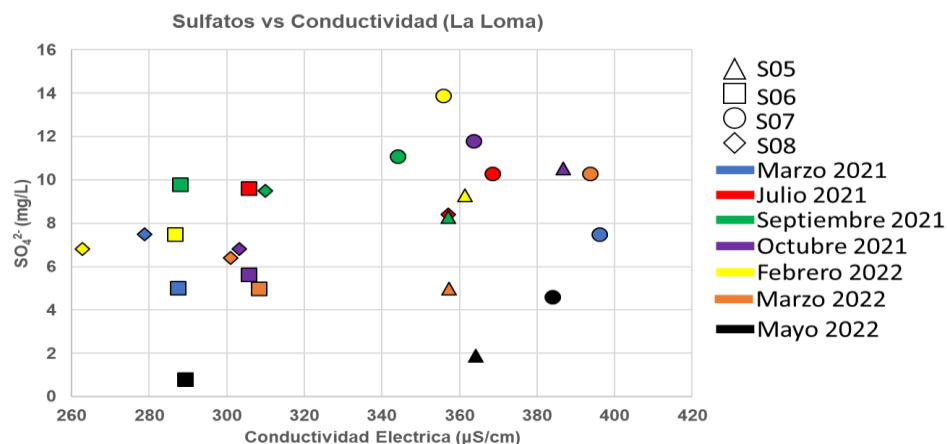


Fig. 71. Relación de sulfatos con conductividad eléctrica para el periodo 2021-2022 (La Loma).

Adicionalmente, mediante los datos de conductividad eléctrica obtenidos para los aprovechamientos monitoreados durante el mes de Octubre 2021 se realizó un mapa de líneas de igual valor de conductividad eléctrica (Fig. 72). Los menores valores de conductividad eléctrica se encuentran en la parte sur y suroeste, asociados con el cauce del arroyo San Rafael (valores entre 250 y 300 $\mu\text{S/cm}$). Por otra parte, los valores mayores (entre los 320 y 450 $\mu\text{S/cm}$) se encuentran en la parte norte y noreste, lo que es consistente con la dirección preferencial de los sistemas de flujo identificados en esa zona.

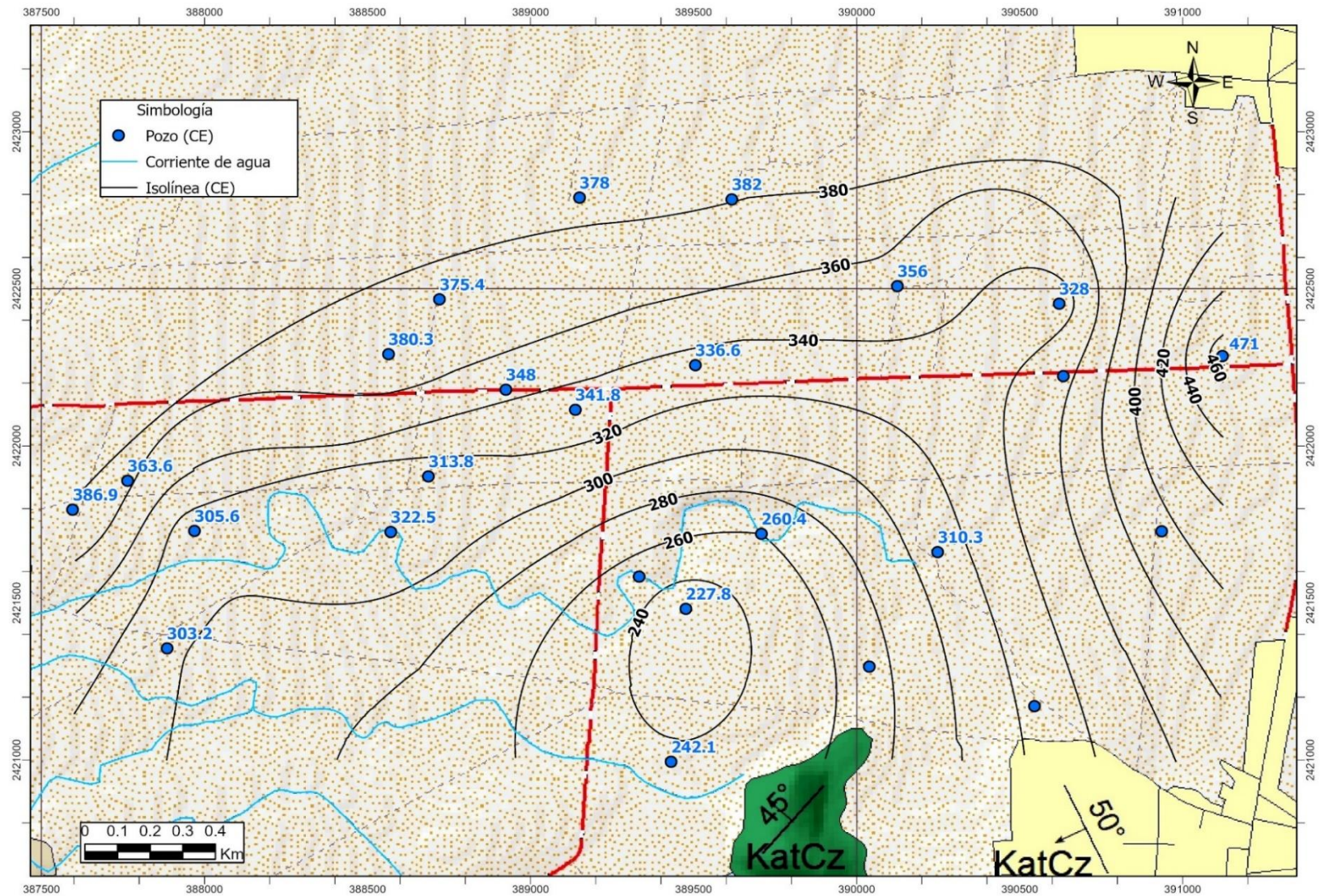


Fig. 72. Mapa de isolíneas que muestran las distribución de valores de conductividad eléctrica en zona de estudio La Loma.

7.9. Contenido de nitratos.

En zonas agrícolas la principal fuente de contaminación difusa por nitratos en el agua subterránea lo constituye la disolución de fertilizantes que contienen nitrógeno, como son urea y sulfato de amonio, así como del estiércol. La cantidad de nitratos que no son absorbidos por los cultivos son lixiviados por el agua aplicada en exceso, infiltrados y transportados hasta el agua subterránea (retornos de riego).

Para realizar una representación gráfica de la dispersión y simetría de los datos del contenido de nitratos, se recurrió a los diagramas de cajas y bigotes que se muestra en la Fig. 73.

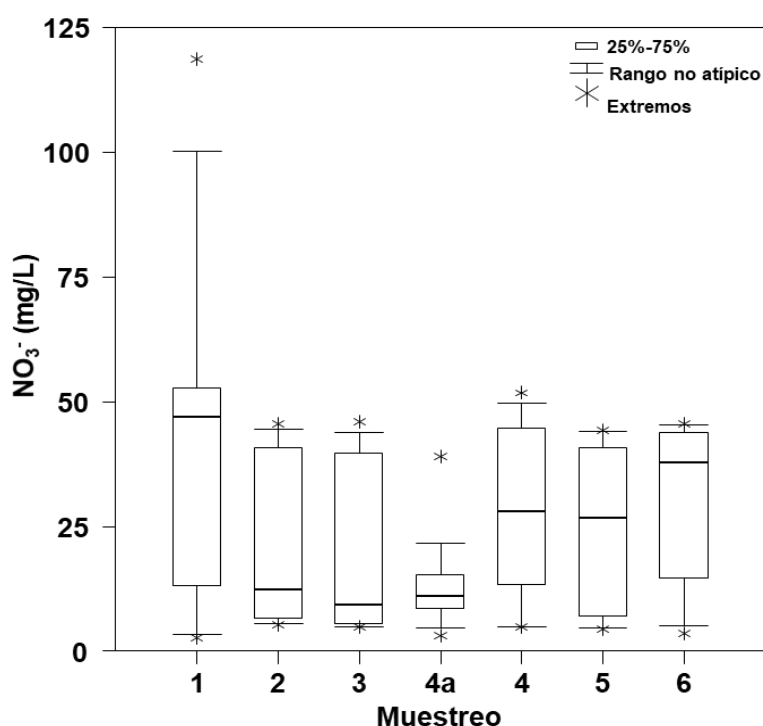


Fig. 73. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de nitratos.

Para los meses de Junio a Septiembre de 2021 que es cuando se presentaron los mayores valores de precipitación, se puede observar que no existe un cambio significativo en cuanto a la concentración de nitratos en el agua subterránea (Fig.s 74 y 75), lo cual se puede asociar a que no existe la presencia de una recarga artificial por retornos de riego. En contraparte, el incremento en el contenido de nitratos a partir del mes de Octubre 2021 a Mayo 2022 si se puede asociar a una recarga artificial debido al periodo de estiaje, por lo que una recarga sería debido a retornos de riego.

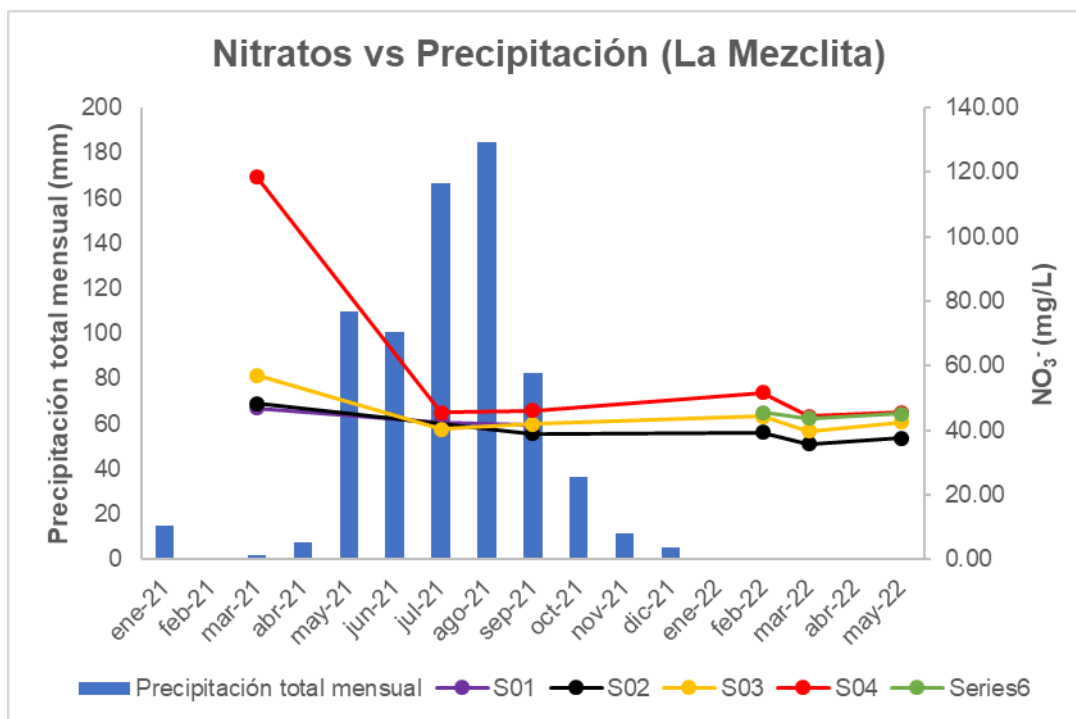


Fig. 74. Variación de nitratos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).

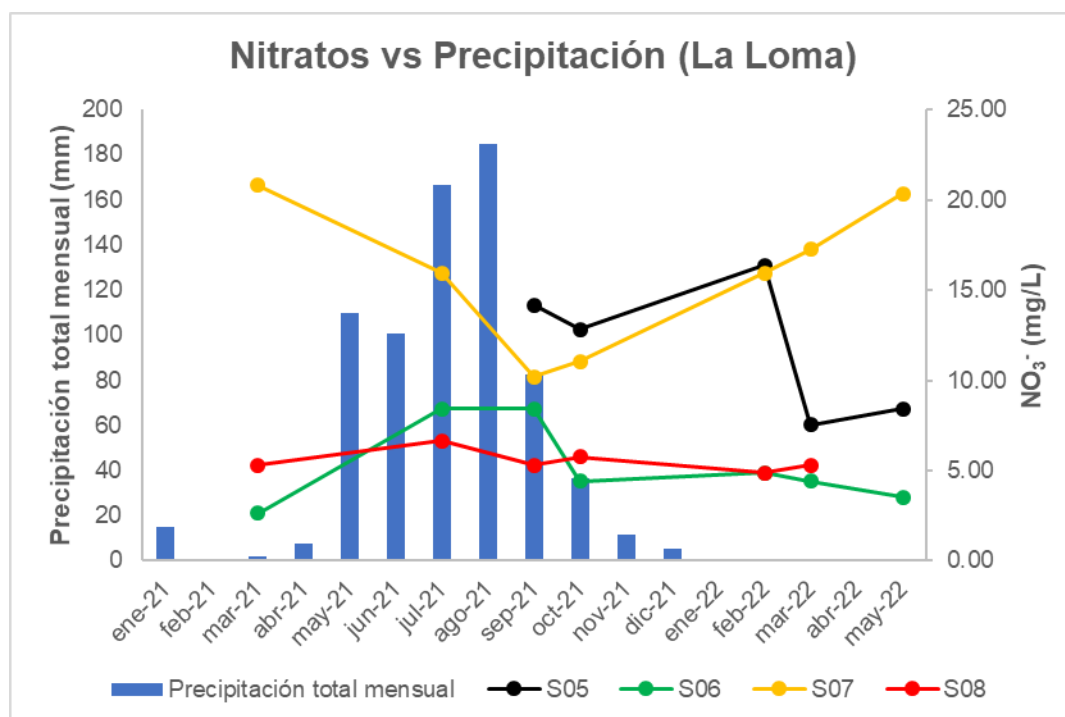


Fig. 75. Variación de nitratos vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma).

Las concentraciones de nitratos para la zona de La Mezclita variaron entre 35 y 50 mg/L, mientras que para la zona de La Loma entre 2 y 22 mg/L. Con relación a la calidad de agua se detectaron que algunos de los aprovechamientos en la zona de La Mezclita se encontraban por arriba del límite establecido por la NOM-127-SSA1-1997, lo cual se asocia a la presencia de contaminación por actividades antropogénicas. Este hecho es consistente con lo identificado por Martínez-Partida (2019) quien registró la evolución temporal de las concentraciones de nitrato en el agua subterránea en la región agrícola de El Refugio-Ciudad Fernández.

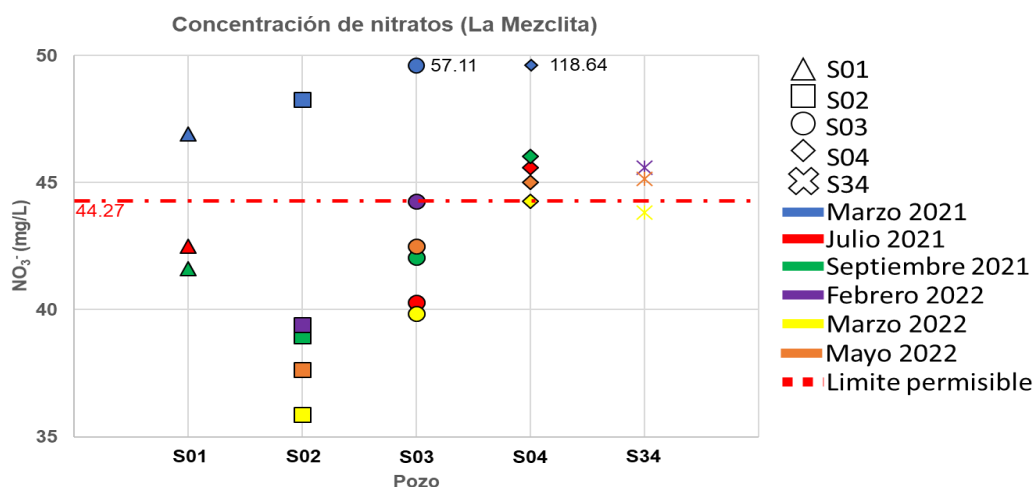


Fig. 76. Contenido de nitratos 2021-2022 (La Mezclita).

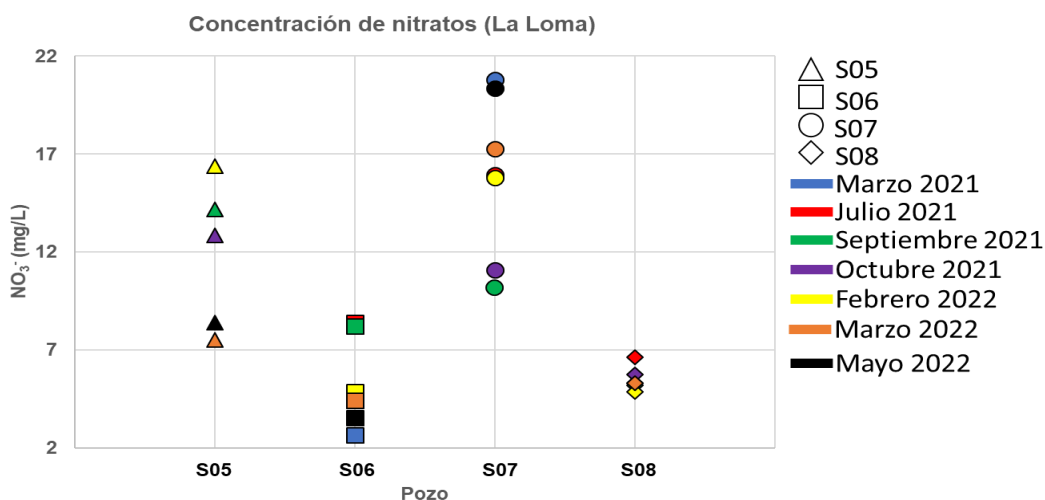
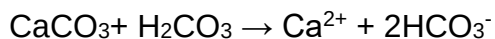


Fig. 77. Contenido de nitratos 2021-2022 (La Loma).

7.10. Alcalinidad.

Los iones bicarbonato en el agua de riego son de importancia por los equilibrios que se establecen con los iones calcio y magnesio principalmente, en el proceso de disolución de calcita presente en la zona, de acuerdo con la reacción:



De tal forma que cuando se irriga un suelo con gran cantidad de agua con contenidos altos de bicarbonato y la solución del suelo se concentra bajo condiciones secas, el equilibrio se desplaza hacia la izquierda provocando que precipite carbonato de calcio (o magnesio si es el caso). De esta forma la concentración de $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ disminuye en relación con el sodio, conduciendo a un aumento en la relación de adsorción de sodio (SAR). En ocasiones si el suelo no tiene una capacidad amortiguadora o buffer alta, el pH del suelo también tiende a aumentar.

En la Fig. 78 se presentan los diagramas de cajas de la distribución de contenido de bicarbonatos utilizando únicamente los sitios con datos de tres temporadas de monitoreo; los límites no incluyen valores atípicos ni extremos, se observa un aumento en la mediana entre muestreos.

Para las Fig. 79 y 80 se encontraron valores entre los 80 y 250 mg/L CaCO_3 y 110 y 170 mg/L CaCO_3 respectivamente, durante todas las campañas de muestreo .

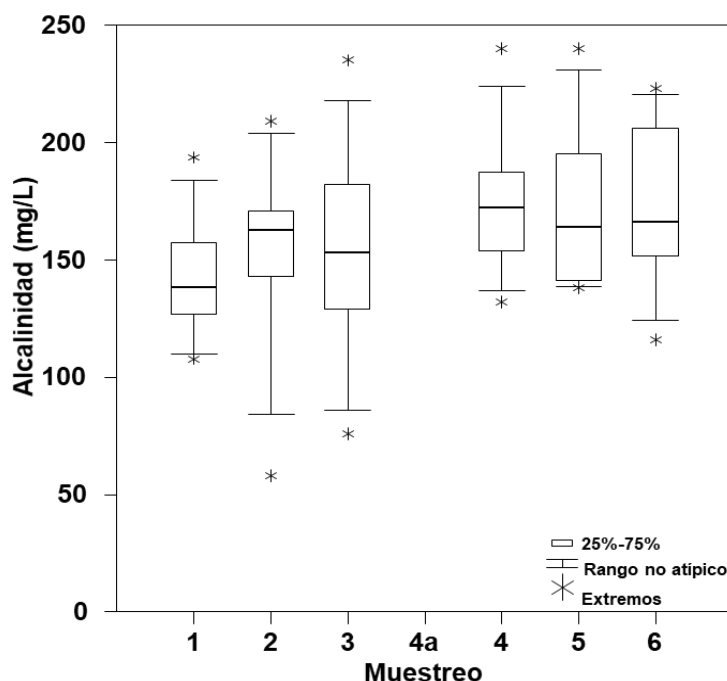


Fig. 78. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de alcalinidad.

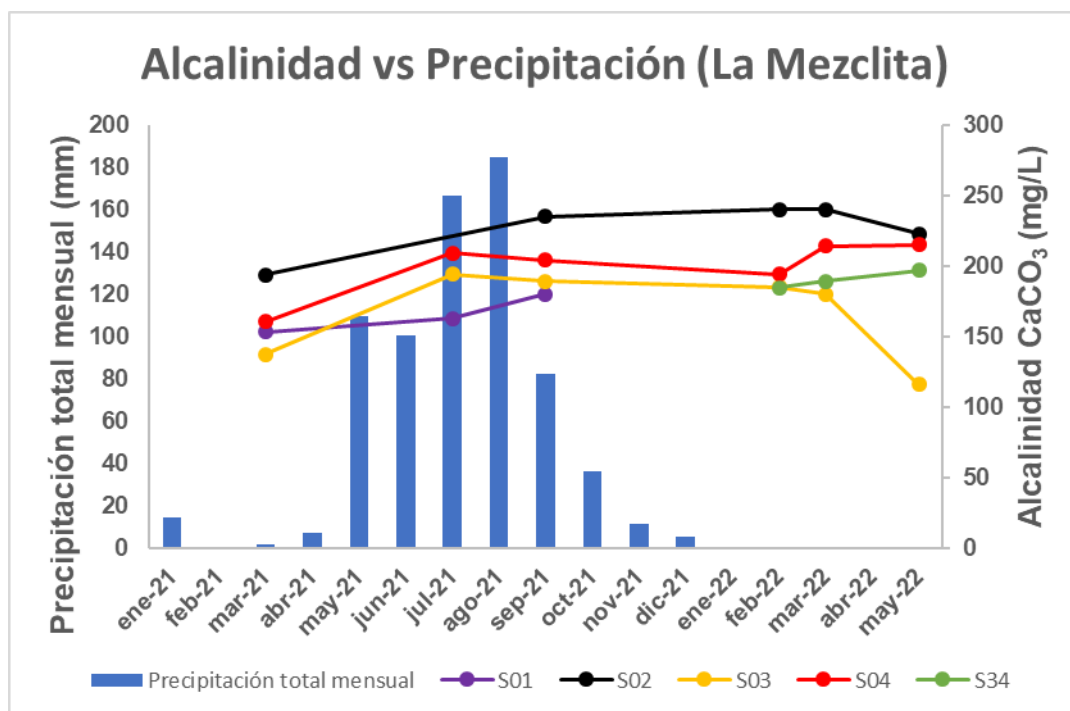


Fig. 79. Variación de alcalinidad vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).

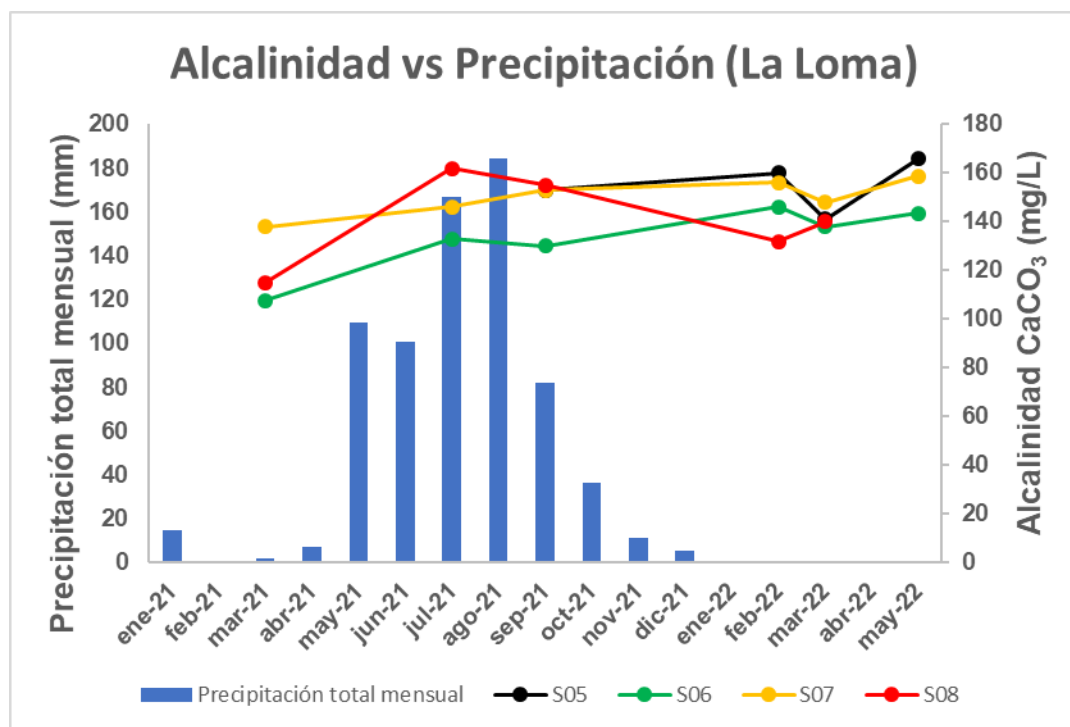


Fig. 80. Variación de alcalinidad vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma).

7.11. Elementos traza.

La NOM-127-SSA1-1994 establece límites máximos permisibles para elementos traza totales (Tabla 22), es decir el contenido total del elemento como la suma de las especies disueltas y suspendidas. Se presentan los resultados del análisis químico de muestras filtradas en el Anexo III en las cuales no se encontró algún elemento por encima de los límites permisibles.

Tabla 22. NOM-127-SSA1-1994: Límites máximos permisibles de elementos traza.

Constituyente	Límite máximo (mg/L)	Constituyente	Límite máximo (mg/L)
Al	0.20	Fe	0.30
As	0.025	F	1.50
Ba	0.70	Mn	0.15
Cd	0.005	Pb	0.01
Cu	2.00	Zn	5.00
Cr total	0.05	Hg	0.001

7.12. Relación de adsorción de sodio.

Para estimar la capacidad como agua de riego es importante calcular la SAR (Tabla 23), lo cual se realizó con ayuda del Software AquaChem. Se calcula con las concentraciones en miliequivalentes por litro de Ca^{2+} , Mg^{2+} y Na^{+} de acuerdo con la ecuación:

$$SAR = \frac{meq_{Na}}{\sqrt{\frac{meq_{Ca} + meq_{Mg}}{2}}} \quad (13)$$

Tabla 23. Valores de SAR obtenidos de las muestras de los diferentes aprovechamientos durante los periodos de muestreo.

Sitio	SAR (meq/L)						
	1	2	3	4a	4	5	6
S01	0.64	0.78	0.71				
S02	0.54		0.35		0.35	0.42	0.57
S03	0.38	0.66	0.54		0.50	0.63	0.67
S04	0.60	0.92	0.88		0.89	0.99	0.98
S05			0.43	0.32	0.31	0.81	0.85
S06	0.32	0.46	0.18	0.23	0.23	0.44	0.61
S07	0.17	0.54	0.22	0.22	0.26	0.41	0.48
S08	0.08	0.64	0.27	0.25	0.22	0.40	
S09		0.36	0.30				

Tabla 23. Valores de SAR obtenidos de las muestras de los diferentes aprovechamientos durante los periodos de muestreo. *(continuación)*

S10		0.58	0.16				
S11			0.37				
S12			0.40				
S13				0.24			
S14				0.17			
S15				0.25			
S16				0.13			
S17				0.12			
S18				0.34			
S19				0.38			
S20				0.72			
S21				0.21			
S22				0.14			
S23				0.14			
S25				0.05			
S26				0.16			
S28				0.43			
S29				0.12			
S30				0.21			
S31				0.11			
S32				0.14			
S33				0.15			
S34					0.72	0.75	0.99

La distribución del SAR para las temporadas de muestreo se observa en la Fig. 81.

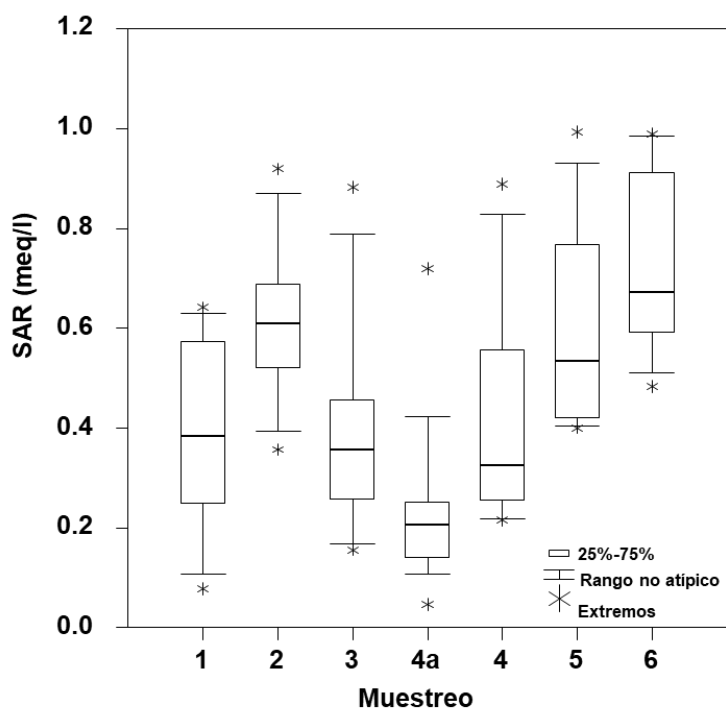


Fig. 81. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de valores de SAR calculados.

Cuando el sodio constituye más del 15 % de los cationes intercambiables del suelo y la fuerza iónica es menor que 0.015 (surgen problemas con la estructura del suelo, principalmente con suelos arcillosos, ya que cuando se tienen condiciones de pH alto, baja salinidad y exceso de sodio, se promueve la reducción de los agregados e hinchazón de las arcillas, con lo cual la estructura del suelo tiende a degradarse dificultando la penetración del agua (Appelo y Postma, 2007). Debido a que uno de los usos del agua subterránea en la zona de estudio es agrícola, se realizó la clasificación de la misma utilizando el gráfico de Wilcox de acuerdo al Laboratorio de salinidad de EUA (U.S. Salinity Laboratory, United States Department of Agriculture), que considera los valores de salinidad expresados por la conductividad eléctrica en micromhos/cm y los valores de SAR. Si la proporción de sodio es alta, el peligro por álcali (o sodio) es bajo; lo contrario ocurre cuando predomina la proporción de calcio y magnesio. En este caso todas las muestras de agua se encuentran en la categoría S1 (Fig. 82) que se refiere a agua con bajo contenido de sodio, que se puede usar para irrigación de casi todos los suelos, con bajo peligro de que se presenten niveles dañinos de sodio intercambiable. En los periodos de muestreo, la mayoría de los aprovechamientos se encuentran dentro de las categorías S1C2, únicamente los aprovechamientos S04 en los muestreos 2 y 5 y S29, S31, S32 en el muestreo 4a se clasificaron en la categoría S1C3 por su valor de salinidad alto (conductividad eléctrica).

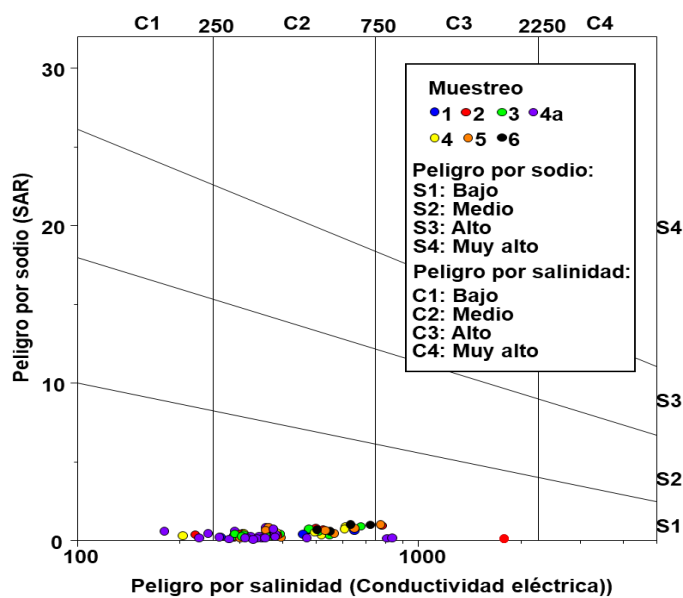


Fig. 82. Diagrama de Wilcox para todos los muestreos.

7.13. Contenido de cloruros.

La NOM-127-SSA1-1994 (modificada DOF, 2000) establece el límite máximo permisible para cloruros de 250 mg/l, ninguno de los sitios muestreados en la zona de estudio lo rebasa. En las Fig. 84 y 85 se observa la variación del contenido de cloruros (mg/L) con respecto de la precipitación para el periodo 2021-2022, donde para ambos sitios (La Mezclita y La Loma) la mayor concentración se presenta en los meses de Julio a Septiembre.

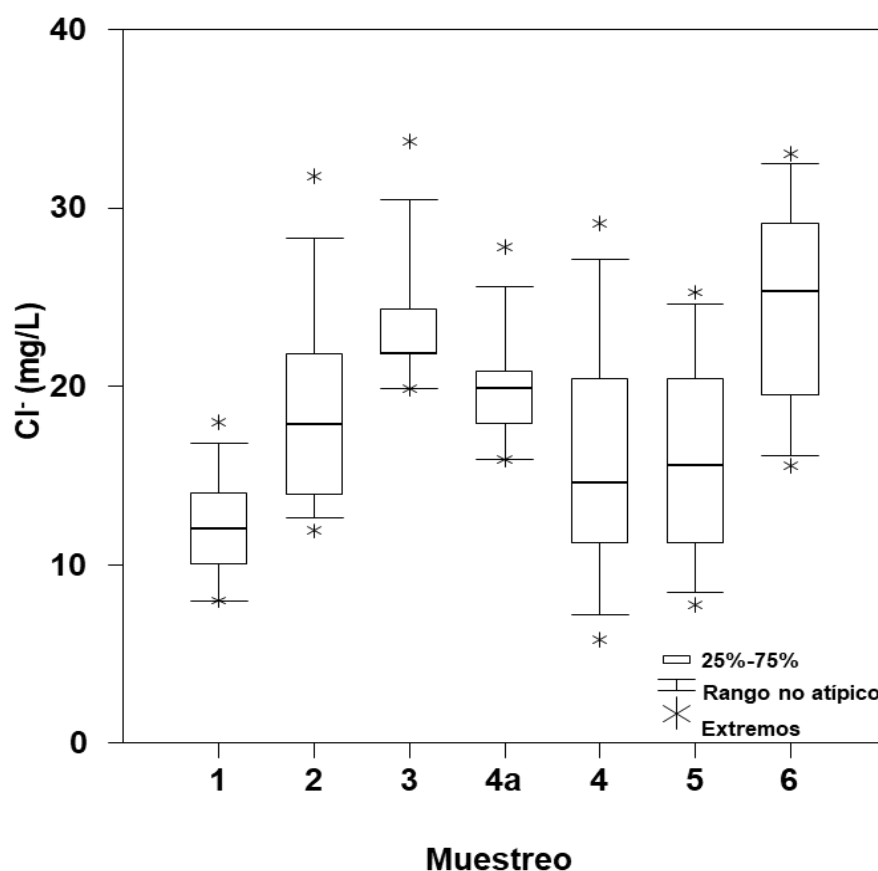


Fig. 83. Diagrama de cajas y bigotes para distribución de cloruros.

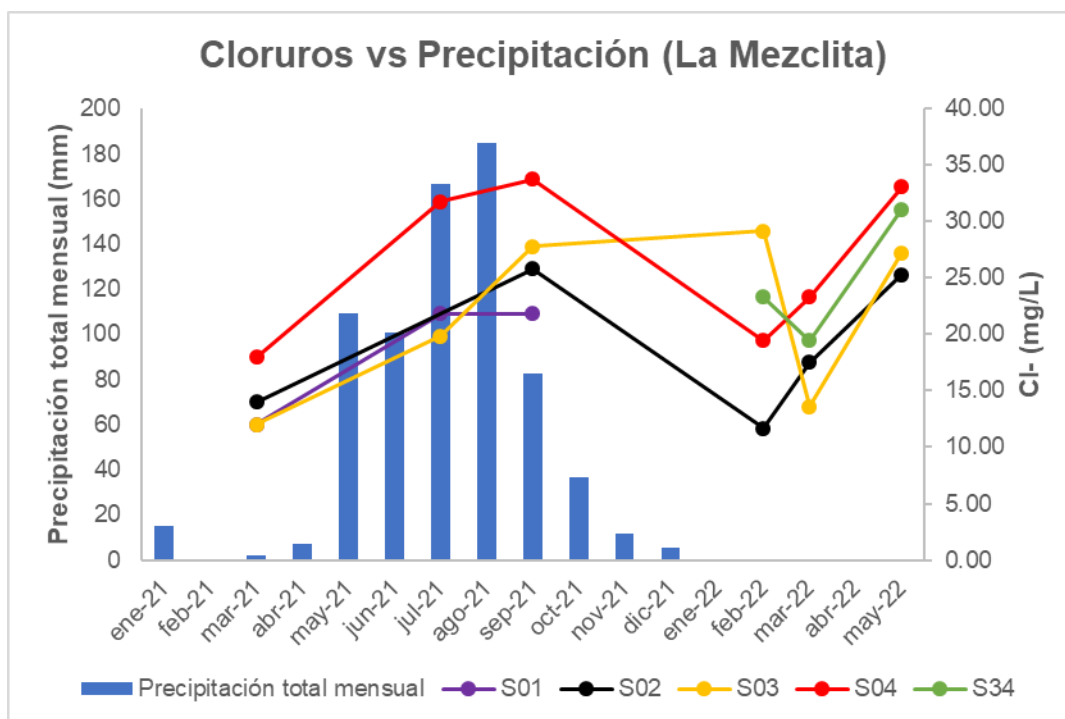


Fig. 84. Variación de cloruros vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Mezclita).

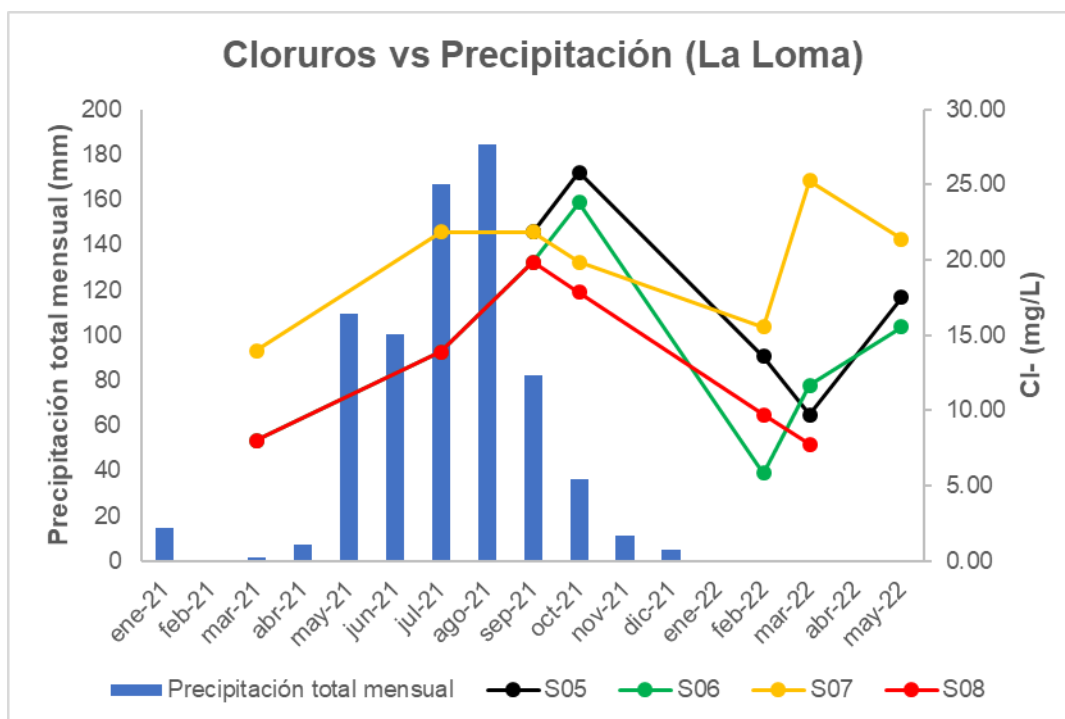


Fig. 85. Variación de cloruros vs precipitación para el periodo 2021-2022 (La Loma).

7.14. Balance de masa de cloruros.

El balance de masa de cloruros se realizó tomando en consideración la concentración promedio de cloruro en las muestras de agua de lluvia obtenidas a partir de las 3 estaciones colectoras (Tabla 24), así como la concentración promedio de cloruros en los diferentes aprovechamientos de agua subterránea para el periodo de Marzo-Octubre del 2021, como se muestra en la Tabla 25.

Tabla 24. Concentración promedio de Cl⁻ en agua de lluvia.

Tabla 2- Concentración promedio de Cl ⁻ en agua de lluvia.							
Sitio	Mes	Volumen captado (Lts)	Lamina calculada (mm)	Cl ⁻ en lluvia (mg/L)	(Lamina) x (Cl ⁻ en lluvia)	[(Lamina) x (Cl ⁻ en lluvia)] (Lamina)	Promedio de Cl ⁻ en lluvia (mg/L)
ET3	Julio	3.29	36.23	0.99	35.87		
ET3	Agosto	4.45	49.01	0.4	19.60		
ET3	Septiembre	1.785	19.66	0.61	11.99		
ET3	Octubre	1.85	20.37	0.62	12.63		
		Sumatoria	125.28	Sumatoria	80.10	.64	0.60
ET4	Julio	2.75	30.29	0.78	23.62		
ET4	Agosto	4.9	53.96	0.42	22.67		
ET4	Septiembre	0.5	5.51	0.86	4.74		
ET4	Octubre	1.85	20.37	0.93	18.95		
		Sumatoria	110.13	Sumatoria	69.97	.64	
ET5	Julio	4.12	45.37	0.55	24.96		
ET5	Agosto	5	55.07	0.47	25.88		
ET5	Septiembre	0.14	1.54	1.01	1.56		
ET5	Octubre	2	22.03	0.55	12.11		
		Sumatoria	124.01	Sumatoria	64.51	.52	

La recarga natural estimada se establece en términos de porcentaje de la lluvia total para el año 2021 (Tabla 25) a partir de la ecuación 7:

$$R = \frac{(C_p)}{C_g} \times 100$$

Donde R es la recarga (%), C_p es la concentración de cloruro en el agua de lluvia (mg/L) y C_g es la concentración de cloruro en el agua subterránea (mg/L).

Tabla 25. Valores estimados de recarga natural.

	Marzo	Julio	Septiembre			
Sitio	Cl ⁻ (mg/L)			Promedio	Cl en lluvia (mg/L)	Recarga (%)
S01	12.00	21.84	21.84	18.56	0.6	3.2
S02	14.00		25.81	19.90	0.6	3.0
S03	12.00	19.85	27.80	19.88	0.6	3.0
S04	18.00	31.77	33.75	27.84	0.6	2.1
S05			21.84	21.84	0.6	2.7
S06	8.00	13.90	19.85	13.92	0.6	4.3
S07	14.00	21.84	21.84	19.22	0.6	3.1
S08	8.00	13.90	19.85	13.92	0.6	4.3

La Tabla anterior muestra que la recarga natural a partir del balance de masa de cloruros es inferior al 5%.

7.15. Isotopos ambientales estables.

Para la caracterización isotópica de agua subterránea, caudales de escurrimiento y precipitación durante la temporada de lluvias mediante el análisis de isótopos ambientales estables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) se realizó un muestreo acorde a la Tabla 26 donde se presenta a su vez los datos obtenidos para las dos áreas de estudio (La Mezclita y La Loma).

Tabla 26. Resultados de análisis isotópico.

Sitio	Tipo	Muestreo	Fecha	d18O (VSMOW)	dD (VSMOW)
S01	Agua subterránea	1	13/03/2021	-8.02	-56.88
		2	17/07/2021	-8.04	-56.68
		3	04/09/2021	-8.04	-56.79
S02	Agua subterránea	1	13/03/2021	-8.11	-54.35
		3	04/09/2021	-8.06	-54.46
S03	Agua subterránea	1	13/03/2021	-8.17	-57.77
		2	17/07/2021	-7.83	-54.97
		3	04/09/2021	-8.07	-56.02
S04	Agua subterránea	1	13/03/2021	-7.96	-56.42
		2	17/07/2021	-7.90	-56.28
		3	04/09/2021	-7.88	-56.69
S05	Agua subterránea	3	04/09/2021	-8.04	-52.09
S06	Agua subterránea	1	13/03/2021	-7.61	-50.35
		2	17/07/2021	-8.02	-53.52
		3	04/09/2021	-8.81	-59.41
S07	Agua subterránea	1	13/03/2021	-6.89	-49.64
		2	17/07/2021	-7.65	-51.55
		3	04/09/2021	-7.79	-51.56
S08	Agua subterránea	1	13/03/2021	-7.71	-51.12
		2	17/07/2021	-7.50	-48.43
		3	04/09/2021	-7.47	-49.83
S09	Cauce arroyo	2	17/07/2021	-9.15	-63.66
		3	04/09/2021	-7.70	-55.22

Tabla 27. Resultados de análisis isotópico (continuación)

S10	Presa	2	17/07/2021	-8.47	-59.71
		3	04/09/2021	-8.71	-58.62
S11	Abrevadero	3	04/09/2021	-8.90	-62.11
S12	Cauce arroyo	3	04/09/2021	-8.26	-56.24
ET3	Colecta de agua de lluvia.	1	23/07/2021	-11.31	-83.39
		2	04/09/2021	-9.58	-66.06
		3	18/09/2021	-11.88	-83.36
ET4	Colecta de agua de lluvia.	1	23/07/2021	-10.59	-77.45
		2	04/09/2021	-9.29	-62.57
		3	18/09/2021	-12.34	-89.32
ET5	Colecta de agua de lluvia.	1	23/07/2021	-13.44	-98.09
		2	04/09/2021	-8.63	-56.85
		3	18/09/2021	-10.07	-67.04

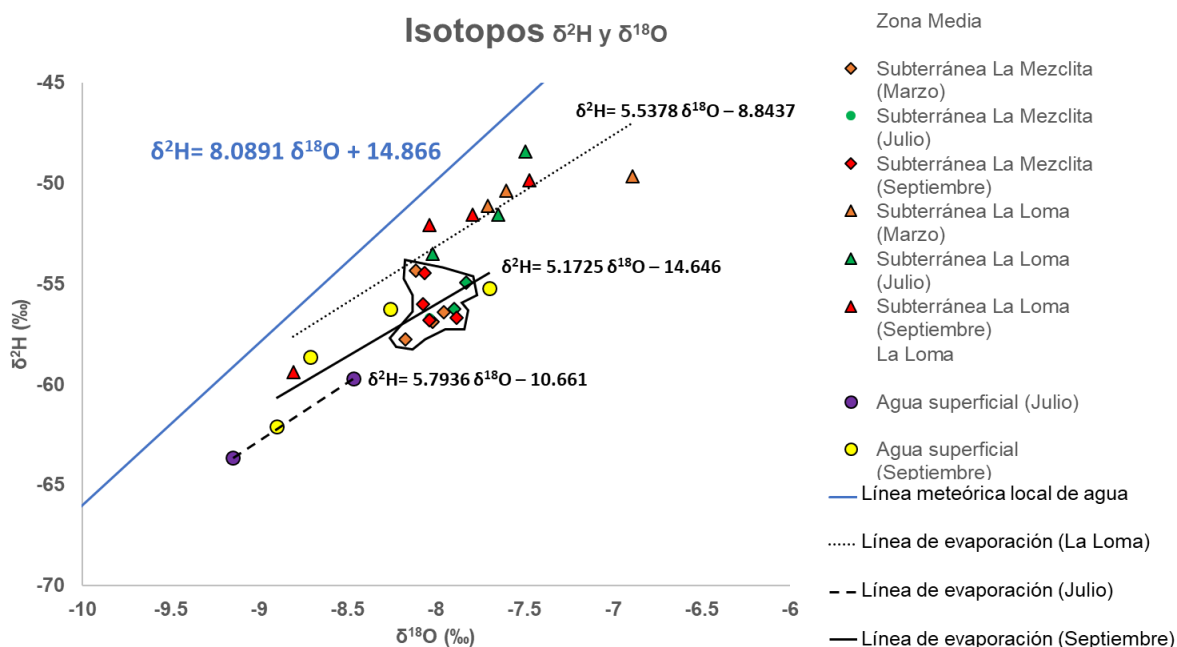


Fig. 86. % Relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ para diferentes pozos en la línea de agua meteórica local.

Con base en información de la precipitación en 3 sitios de la zona media del estado de San Luis Potosí, Esquivel (2022) propuso que la línea meteórica local (LML) para la zona media es: $\delta^2\text{H} = 8.0033 \delta^{18}\text{O} + 14.87$. Considerando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ obtenidos a partir de las muestras de 3 estaciones colectoras de agua de lluvia, se realizó un ajuste a dicha LML, resultando la siguiente ecuación: $\delta^2\text{H} = 8.0891 \delta^{18}\text{O} + 14.866$.

Con base en esta nueva LML se identificó que tanto las muestras obtenidas en el sitio de estudio La Loma como La Mezclita, presentan valores considerables de evaporación, esto

en base a las líneas de evaporación obtenidas a partir de los valores isotópicos de las muestras de agua subterránea para ambos sitios, las cuales tienen una menor pendiente que la línea meteórica local de agua ajustada.

Se puede observar en la Fig. 87 que existen dos mecanismos de recarga distintos, que, si bien los dos se ven influenciados por procesos de evaporación, en la zona de la Mezclita son mayores que en la Loma, lo cual puede estar relacionado con la distancia que recorre el agua antes de infiltrarse y convertirse en recarga natural, puesto que la zona de La Loma se encuentra a una mayor altitud que la de la Mezclita.

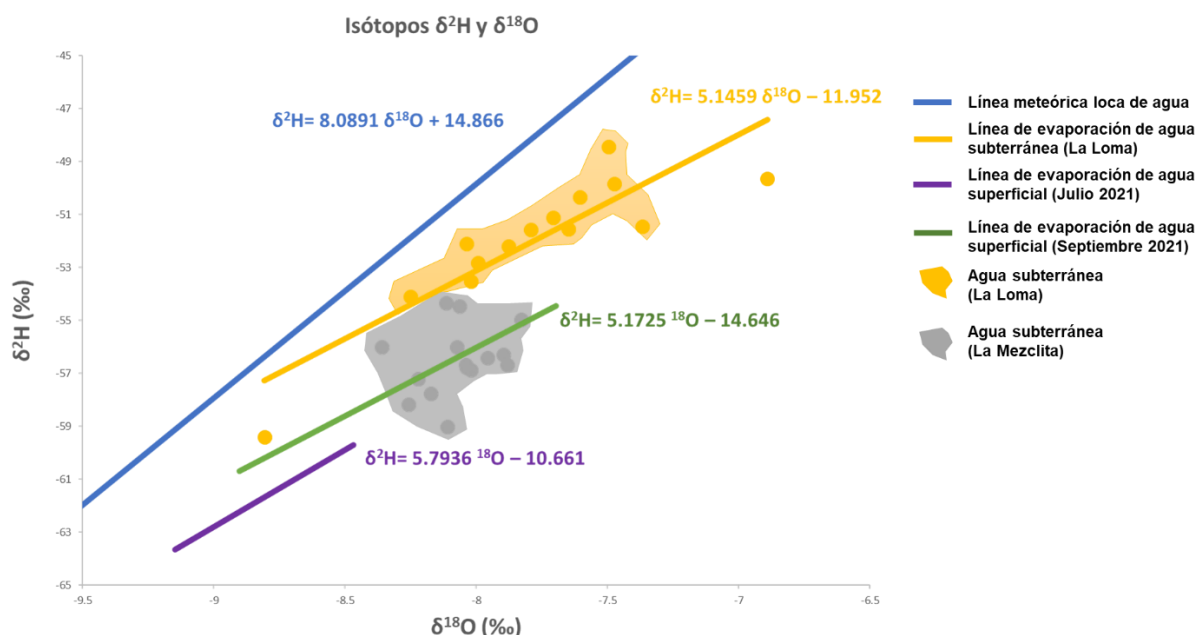


Fig.87. Esquematización por zonas de acuerdo al contenido de isotopos ambientales, línea meteórica global, línea meteórica local ajustada, línea de evaporación de agua superficial, agua subterránea La Mezclita, agua subterránea La Loma.

8. EVALUACIÓN INTEGRAL DE LA RECARGA NATURAL.

La información generada a partir de la combinación de las distintas metodologías para la estimación de la recarga natural nos permitió generar el modelo conceptual (Fig. 88) de la misma, con el cual se llevó a cabo su evaluación, dando pauta para la adaptación del mismo con los datos obtenidos en cada una de las zonas de estudio.

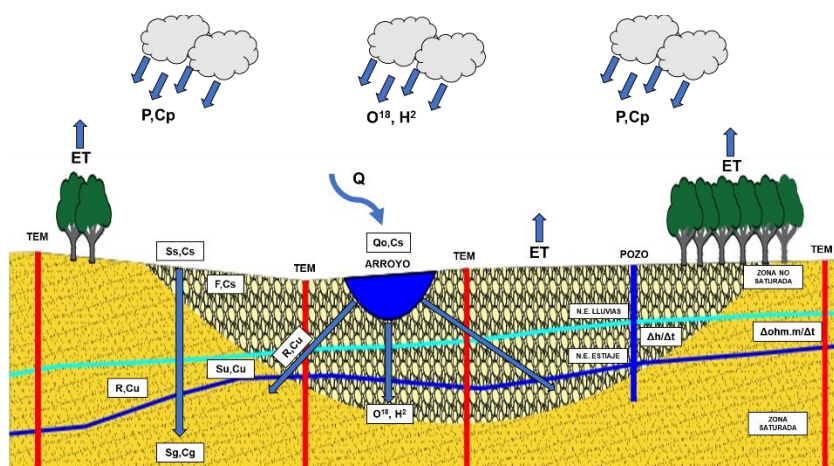


Fig. 88. Modelo conceptual generado para la evaluación de la recarga natural de agua subterránea, en el que se considera geofísica, variación del nivel freático, análisis isotópico, hidrogeoquímico y balance de masa de cloruros.

8.1 Arroyo Los Morales, La Mezclita, El Refugio-Cd. Fernández.

Atraves de los sondeos TEM realizados se identificó para la zona no saturada valores de resistividad eléctrica de entre los 7 y 10 ohm-m, lo cual corresponde a material de tipo aluvial, con un espesor aproximado de 30 m durante la temporada de estiaje y uno de 15 m posterior a la temporada de lluvias. En adición se pudo asociar los valores de entre 5 y 7 ohm-m a la zona saturada. La variación del nivel estático en los pozos monitoreados durante todo el periodo Marzo 2021- Mayo 2022 mostró una disminución promedio en la profundidad del mismo de 20 m durante el periodo de lluvias, principalmente en el mes de Julio 2021, pasando de los 40 m a los 20 m de profundidad. Derivado del análisis isotópico de las muestras de agua de lluvia permitió el ajuste de la pendiente y la intersección para la línea de agua isotópica local disponible. La nueva ecuación de la línea de agua meteórica local permitió obtener una mejor comprensión de los procesos de recarga; Los valores isotópicos del agua subterránea mostraron efectos considerables de evaporación, para el caso de esta zona de estudio relacionados con un gradiente de altura, es decir hubo un recorrido significativo del agua antes de infiltrarse y convertirse en recarga. Por su parte la

caracterización hidrogequímica asociada a la recarga presente baja conductividad eléctrica (459.2-723 $\mu\text{mhos/cm}$), oxígeno disuelto entre 4.65-9.76 mg/l, pH en el rango de 6.54-7.3, temperatura promedio de 23° C y es de tipo $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, además que algunos aprovechamientos presentaron concentraciones de nitratos por encima de las permisibles de acuerdo a la NOM-127-SSA1-1997, esto asociado al uso de fertilizantes para el cultivo de naranjos en la zona. En base al balance de masa de cloruros se estimó un porcentaje de recarga de entre 2.1 y 3.2 % de la precipitación total anual (Fig.s 89 y 90).

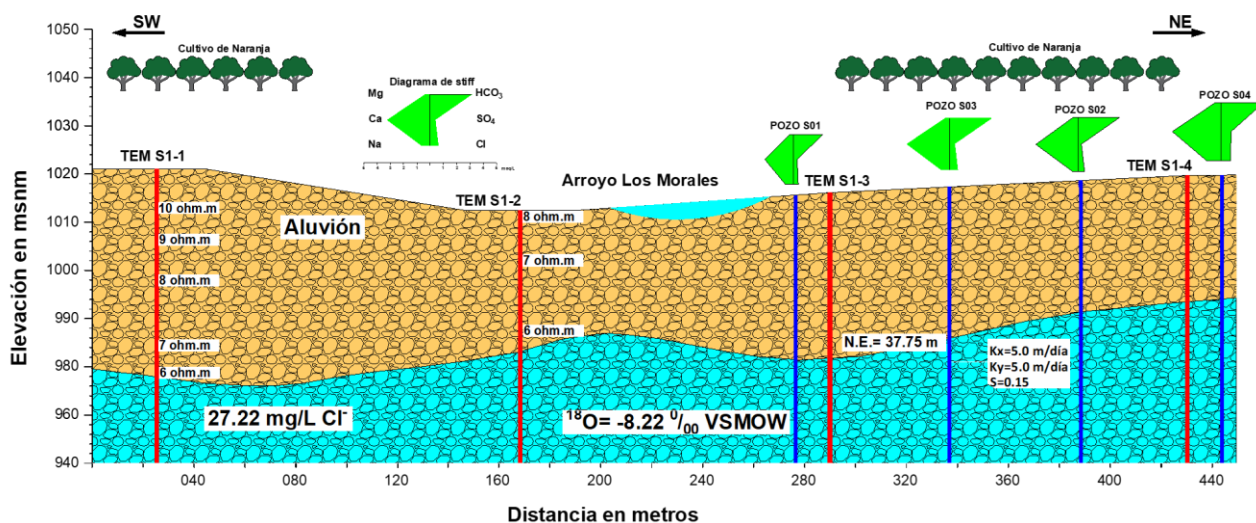


Fig.89. Modelo conceptual de recarga natural para arroyo Los Morales, periodo de estiaje.

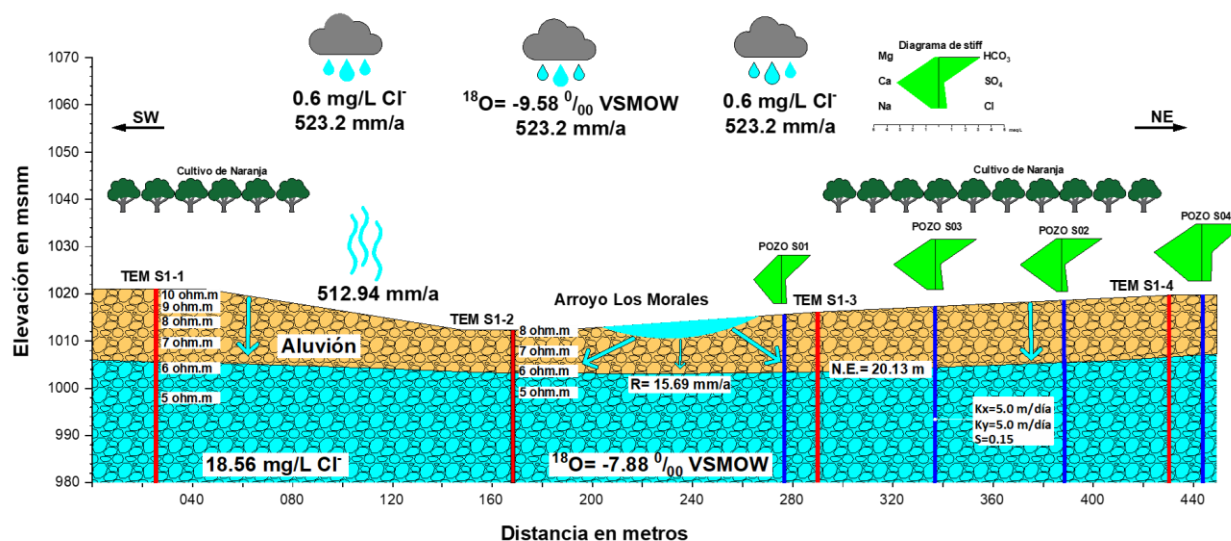


Fig.90. Modelo conceptual de recarga natural para arroyo Los Morales, periodo de lluvias.

8.2 Arroyo San Rafael, La Loma-Rioverde.

Para esta zona los sondeos TEM realizados identificaron para la zona no saturada valores de resistividad eléctrica de entre los 14 y 30 ohm-m, lo cual corresponde a material de tipo arcillo arenoso, con un espesor aproximado de 15 m durante la temporada de estiaje y uno de 10 m posterior a la temporada de lluvias. Se asociaron los valores de entre 9 y 13 ohm-m al nivel freático presente. La variación del nivel estático en los pozos monitoreados durante todo el periodo Marzo 2021- Mayo 2022 mostro una disminución promedio en la profundidad del mismo de 10 m durante el periodo de lluvias, principalmente en el mes de Septiembre 2021, pasando de los 20 m a los 8 m de profundidad. Derivado del análisis isotópico de las muestras de agua de lluvia permitió el ajuste de la pendiente y la intersección para la línea de agua isotópica local disponible. Los valores isotópicos del agua subterránea mostraron también efectos considerables de evaporación, sin embargo, menores que en la zona de estudio la mezclita, esto debido a un menor gradiente de altura. La caracterización hidrogeoquímica asociada a la recarga natural menores valores baja conductividad eléctrica (180-396 Ms/cm), alto oxígeno disuelto (2.59-11.08 mg/l), Ph en el rango de 6.37-9.83, temperatura promedio de 25° C y es de tipo $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. En base al balance de masa de cloruros se estimó un porcentaje de recarga de entre 2.7 y 4.3 % de la precipitación total anual (Fig.s 91 y 92).

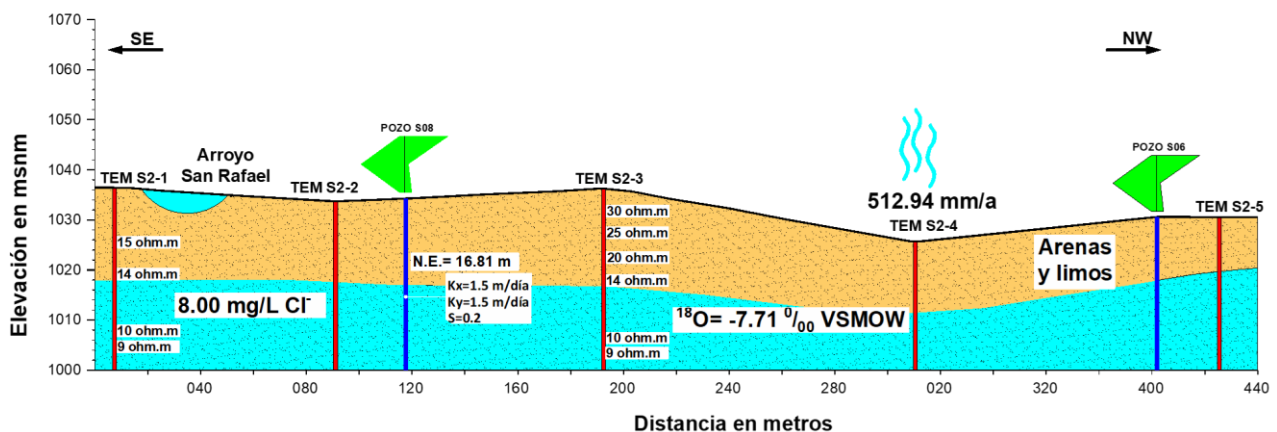


Fig.91. Modelo conceptual de recarga natural para arroyo San Rafael, periodo de estiaje.

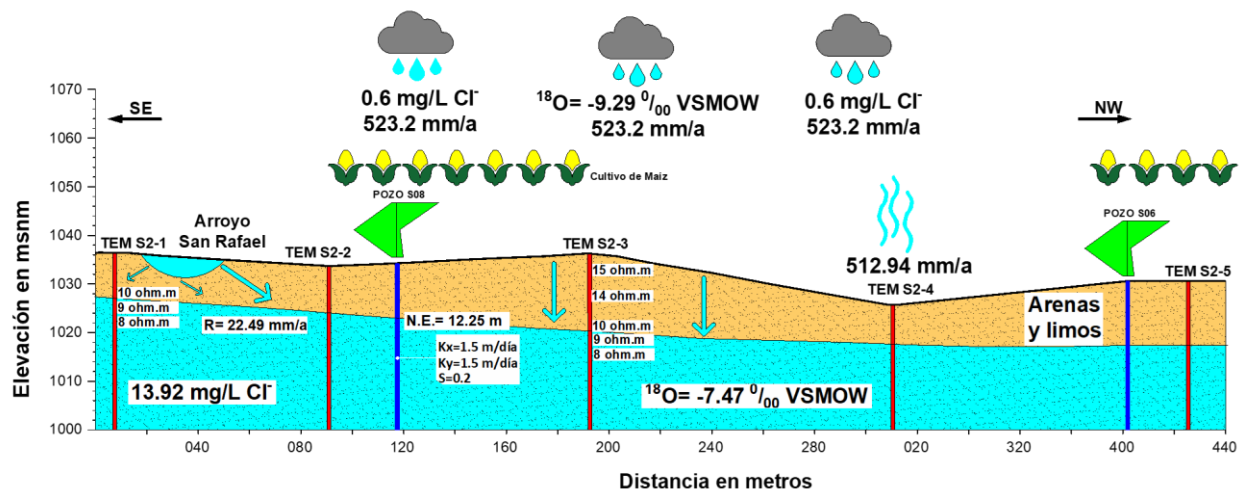


Fig.92. Modelo conceptual de recarga natural para arroyo San Rafael, periodo de lluvias.

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

La medición periódica de la resistividad eléctrica mediante el método electromagnético en dominio del tiempo, permitió identificar valores de resistividad en la zona no saturada característicos para cada zona de estudio además de valores asociados al nivel freático en el medio, esto teniendo como referencia el marco geológico e hidrogeológico presente. El perfil geofísico transversal al arroyo Los Morales presentó valores de resistividad en la zona no saturada de entre los 7 y 10 ohm-m los cuales corresponden a un material de tipo aluvión, mientras que la zona no saturada se encontró en valores por debajo de los 7 ohm-m. Teniendo estos valores como referencia se observó una disminución promedio de 20 m en el espesor de la zona no saturada resultado de los cambios de humedad y la variación del nivel freático durante el periodo de lluvias. De igual manera a partir del perfil geofísico transversal al arroyo San Rafael se obtuvieron valores de resistividad para la zona no saturada de entre los 14 y 30 ohm-m los cuales corresponden a material de tipo arcillo arenoso poco permeable a permeable, para la zona saturada valores por debajo de los 13 ohm-m y una disminución en el espesor de la zona no saturada de 5 m.

A partir de la medición estacional de los niveles estáticos se identificó una disminución promedio en la profundidad de 20 m, presentándose la menor en el mes de Julio en La Mezclita, mientras que para la zona de La Loma fue de alrededor de los 10 m, y la menor profundidad se presentó en el mes de Septiembre. Esta disminución en la profundidad se relaciona con los procesos de recarga. La respuesta del nivel estático a los eventos de precipitación se ve reflejada de una manera más rápida en la zona de la mezclita, debido a las propiedades hidráulicas del medio, las cuales fueron obtenidas a partir de las pruebas de bombeo realizadas. Para la Mezclita se tienen valores K_x y $K_y = 5$ m/día, $T = 1000$ m²/día y un $S_y = 1.5$ y para La Loma K_x y $K_y = 1.5$ m/día, $T = 200$ m²/día y un $S_y = 2$, los cuales son menores.

La caracterización isotópica de agua de lluvia y caudales derivó en el ajuste de la línea meteórica local para la zona media propuesta por Esquivel, 2022, ($\delta^2H = 8.0033 \delta^{18}O + 14.87$) obtenida en base a 94 muestras colectadas en las estaciones Rio Verde, Cerritos y Microondas. Con la línea meteórica local ajustada ($\delta^2H = 8.0891 \delta^{18}O + 14.866$) y los valores de isotopos obtenidos en las muestras de agua subterránea, se identificaron

mecanismos de recarga diferentes para cada zona de estudio, asociados principalmente a al gradiente de altura relacionado con el recorrido del agua antes de infiltrarse. Además, muestran efectos considerables de evaporación, lo que indica que el proceso de recarga está asociado con un flujo difuso bajo a lo largo de la zona vadosa, lo que produce un bajo porcentaje de recarga del valor total de la lluvia.

El análisis hidrogeoquímico estableció que el agua subterránea asociada a la recarga natural es de tipo $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, con valores de conductividad eléctrica (180-784 $\mu\text{S/cm}$), oxígeno disuelto (2.63-11.07 mg/L) y pH en el rango de 5.25-9.3. Adicionalmente se identificaron algunos aprovechamientos en la zona de La Mezclita los cuales presentaron concentraciones de nitratos mayores al límite permisible por la NOM-127-SSA1-1997, esto como resultado del uso de fertilizantes para el cultivo de naranjos, lo cual es consistente con Martínez-Partida, 2019, donde se sugiere un sistema de flujo de agua subterránea dinámico, que responde rápidamente a la recarga natural e inducida a partir de los retornos de riego.

La CONAGUA (2020) en su documento ACTUALIZACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD MEDIA ANUAL DE AGUA EN EL ACUÍFERO RÍO VERDE (2415), ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, señala que la recarga vertical es uno de los términos que representa mayor incertidumbre en su cálculo, esto debido a que se cuenta con poca información para calcular tanto las entradas como las salidas por flujo subterráneo y el cambio de almacenamiento. En este mismo documento se establece un valor de recarga total de 415.8 $\text{hm}^3/\text{año}$, la cual es la suma de las entradas por flujo subterráneo horizontal, la recarga inducida y la recarga vertical. Para la recarga vertical se considera un valor de 339 $\text{hm}^3/\text{año}$, el cual considerando el área administrativa del acuífero (2,756 km^2) es equivalente a un valor de 123 mm/año, el cual se ha mantenido desde el último corte el 31 de Diciembre de 2015 sin considerar los últimos eventos extremos de estiaje. Contemplando que se utiliza un valor promedio de precipitación total anual de 484 mm/año esto representa un porcentaje de recarga vertical cercano al 25%, lo cual es elevado de acuerdo a los procesos de evapotranspiración y escurrimiento.

Mediante el uso del balance de masa de cloruros, tomando un valor de precipitación anual promedio de los últimos 6 años (2016-2021) a partir de datos de la CONAGUA, de 523.2 mm y una concentración de 0.6 mg/L de Cl⁻ en el agua de lluvia, se establecieron valores de recarga para los arroyos Los Morales (15.69 mm/año) y San Rafael (22.49 mm/año), los cuales son considerablemente menores que los propuestos por la dependencia a partir del método de balance, con una diferencia de más del 20%.

Como se ha mencionado a lo largo de todo este documento la evaluación de la recarga natural de agua subterránea es fundamental para el manejo sustentable de este recurso, el cual en la actualidad es la principal fuente de agua potable. Sin embargo, es un parámetro de difícil estimación, por lo cual se sugiere continuar con estudios que mejoren el entendimiento de los procesos de recarga tanto en la zona no saturada como en la saturada, esperando que este trabajo sirva como base para poder mejorar las especificaciones con las cuales se estima la recarga en México. Para el caso particular de esta investigación, el uso de otros métodos electromagnéticos como la Tomografía de Resistividades (TRE) podrían mejorar la resolución de las capas resistivas en la zona no saturada, incluso para poder identificar plumas de contaminación resultado del uso de fertilizantes para el cultivo.

Adicionalmente tomando en consideración los valores isotópicos y del BMC obtenidos, se identifica un proceso de infiltración lento, por lo cual se recomienda un replanteo en el modelo conceptual para la estimación de la recarga natural en el acuífero, así como la planeación de obras de conservación (bordos de contorno, barreras de piedra acomodada, presa de gaviones, cabeceo de cárcavas, etc.) o bien la implementación de tecnologías que apoyen el incremento de la disponibilidad de agua como el Manejo de la Recarga de Acuífero (MAR por sus siglas en ingles), las cuales colaboren con la recarga natural mejorando los procesos de infiltración.

REFERENCIAS.

Aguilar Ortega, F. (2010). *Evolución reciente y estado actual del aprovechamiento del agua subterránea de la llanura de Rioverde, San Luis Potosí, México*. San Luis Potosí, S.L.P., México.

Aggarwal, P. K., Alduchov, O. A., Froehlich, K. O., Araguas-Araguas, L. J., Sturchio, N. C. and Kurita, N. (2011). *Stable isotopes in global precipitation: A unified interpretation based on atmospheric moisture residence time*, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L11705, doi:10.1029/2012GL051937.

Alvarado, R. (1973) . *Estudio Geohidrológico de la Cuenca de Río Verde, Estado de San Luis Potosí*. Trabajo Recepcional. Escuela de Ingeniería. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. San Luis Potosí, S.L.P. 256 p.

Appelo, C., Postma, D. (2007). *Groundwater and pollution*. Amsterdam: A.A. Balkema Publishers.

Balek, J. (1988). *Groundwater recharge concepts*. In: I. Simmers (Editor), *Estimation of natural groundwater recharge*, Porc. NATO Advanced Research Workshop. Reidel, Dordrecht, 3-10.

Ballín-Cortés, J., Cardona-Benavides, A., & Cisneros-Almazán, R. (2004). *Evaluación del Impacto agrícola sobre el agua subterránea de la zona de Rioverde, S.L.P.* San Luis Potosí, S.L.P., México.

Ballín, R. (2003). *Caracterización y manejo del hidrosistema de la región agrícola de Rioverde*. Trabajo de investigación para obtener el grado de Maestría en Hidrosistemas Especialidad en Ambiental. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Centro de Investigación y Estudios de Posgrado. Facultad de Ingeniería. San Luis Potosí, S.L.P. 160 pp.

Bredehoeft, J.D. (2005). *The conceptualization model problema: surprise*. *Hydrogeol. J.*, 13, 37-46.

Cardona, V. (1993). *Proyecto Ejecutivo para el Manejo, Tratamiento y Disposición de Residuos Sólidos Urbanos en Rioverde, S.L.P.* Trabajo Recepcional. Facultad de Ingeniería. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, S.L.P. 116 p.

Carrillo Rivera J.J., Peñuela A. L. (2013). *Definition of groundwater recharge and discharge zones through surface indicators: Centre-South of the Mesa Central, Mexico*. Science Direct, 18-32.

Charcas, H. S., Olivares, E. S. (2002). *Agua de riego en la región Rioverde, San Luis Potosí, México*. Ingeniería Hidráulica en México, XVII, 37-56.

Cheng, D.K. (2006). *Field and wave electromagnetics*. Republic fo China: Tsinghua University Press.

Christiansen, A. V., Auken, E. & Sorensen, k. (2009). *The transient electromagnetic method*. in: Kirsch, r. (ed.): groundwater geophysics. A tool for hydrogeology. 2nd ed, chap. 6: 179–226. Berlin (Springer).

Clark, I., Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrology*. 2. ed. New York: Lewis Publishers.

Coelho, V.H., Montenegro, S., Almeida, C.N., Silva, B.B., Oliveira, L.M., Gusmão, A.C., Freitas, E. y Montenegro, A. (2017). *Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environment using remotely sensed data*. Journal of Hydrology, 548, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.054>

CONAGUA, Comisión Nacional del Agua. (2020). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Río Verde (2415), estado de San Luis Potosí*.

CONAGUA, Comisión Nacional del Agua. (2018). *Estadísticas del Agua en México*. México: Coordinación General de Comunicación y Cultura del Agua de la Comisión Nacional del Agua.

CONAGUA, Comisión Nacional del Agua. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Río Verde (2415), Estado de San Luis Potosí*. México: Diario Oficial de la Federación.

Cook, P.G. and Herczeg, A.L. (eds.) (2000). *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Boston: Kluwer Academic Publishers.

Cook, P.G., Jolly, I.D., Leaney, F.W., Walker, G.R. (1994). *Unsaturated zone tritium and chlorine 36 profiles from southern Australia: their use as tracers of soil water movement*. Water Resour Res 30:1709–1719

Correa-Tobías, C. (2021). *Evolución de los niveles de agua subterránea en pozos de la zona de El Refugio, acuífero Rioverde (2415), estado de San Luis Potosí*. Trabajo Recepcional. . Facultad de Ingeniería. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, S.L.P.

Cruz-Falcón, A., Vázquez-González, R., Ramírez-Hernández, J., Nava-Sánchez, E.H., Troyo-Diéguez, E., Rivera-Rosas, J. y Vega-Mayagoitia, J.E. (2011). *Precipitación y recarga en la cuenca de La Paz, BCS, México*. Universidad y ciencia, 27(3), 251-263.

Custodio, E., Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. Edit. Omega. Barcelona. 2 tomos, 2359 pp.

Davies-Smith, A., Bolke, E.L., Collins, C.A. (1988). *Geohydrology and digital simulation of the ground-water flow system in the Umatilla Plateau and Horse Heaven Hills area, Oregon and Washington*. US Geol Surv Water-Resour Invest Rep 87–4268:72

Dregne, H.E. (1991). *Global status of desertification*. Annals of Arid Zone 30: 179 – 185.

Egboka, B.C.E., Cherry, J.A., Farvolden, R.N., Frind, E.O. (1983). *Migration of contaminants in groundwater at a landfill: a case study. 3. Tritium as an indicator of dispersion and recharge*. J Hydrol 63:51–80

Ekwrzel, B., Schlosser, P., Smethie, W.M. Jr., Plummer, L.N., Busenberg, E., Michel, R.L., Weppernig, R., Stute, M. (1994). *Dating of shallow groundwater: comparison of the transient tracers $^3\text{H}/^3\text{He}$, chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr* . Water Resour Res 30:1693–1708

Esquivel, J.C. (2022). Caracterización de isotopos estables en la precipitación del estado de San Luis Potosí. Nuevo León: Tesis para obtener grado de Maestría en Hidrogeología, UANL.

Fayer, M.J., Gee, G.W., Rockhold, M.L., Freshley, M.D., Walters, T.B. (1996). *Estimating recharge rates for a groundwater model using a GIS*. J Environ Qual 25:510–518

Flury, M., Fluhler, H., Jury, W.A., Leuenberger, J. (1994). *Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study*. Water Resour Res 30:1945–1954

Freeze, R.A. and Cherry, J.A. (1979). Groundwater. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall Inc.

Guerrero-Martínez, L., Hernández-Marín, M. Burbey, T.J. (2018). *Estimation of natural groundwater recharge in the Aguascalientes semiarid valley, Mexico*. Revista mexicana de ciencias geológicas, 35(3), 268-276.

Handman, E.H., Londquist, C.J., Maurer, D.K. (1990). *Ground-water resources of Honey Lake Valley, Lassen County, California, and Washoe County, Nevada*. US Geol Surv Water-Resour Invest Rep 90–4050, 112 pp

Hartmann, A., Weiler, M., Wagener, T., Lange, J., Kralik, M., Humer, F., Andreo, B. (2013). *Process-based karst modelling to relate hydrodynamic and hydrochemical characteristics to system properties*. Hydrol Earth Syst Sci 17:3305–3321. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3305-2013>

Healy, R.W., (2010). *Estimating Groundwater Recharge*. United Kingdom: Cambridge University Press.

Healy, R.W., Cook, P.G., (2002). *Using groundwater levels to estimate recharge*. Hydrogeology Journal 10, 91–109.

Hendrickx, J., Walker, G. (1997). *Recharge from precipitation*. In Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas, Simmers I (ed.). A.A.Balkema: Rotterdam, The Netherlands; 19 – 98.

Hogan, J.F., Phillips, F.M., Scanlon, B.R. (2004). *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*. Water Science Applications Series, Vol. 9. American Geophysical Union: Washington, DC; 294

Huguet, A. (2002). Ingeniero Civil. Especialista en aguas subterráneas. Ingeominas. Comunicación oral.

IAEA. (2001). *Isotope Based Assessment of Groundwater Renewal in Water Scarce Regions*, IAEA TecDoc 1246. IAEA: Vienna; 273.

Iglesias, A. (2002). *Hidrogeología*. Capítulo 5 de Ingeniería Geológica. Editor: González de Vallejo, L. Edit. Prentice may, Madrid. 263-302 pp.

INEGI. (2009). *Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos, Ciudad Fernández, San Luis Potosí, clave geoestadística 24011*. San Luis Potosí: INEGI.

Kearns, A.K., Hendrickx, J.M.H. (1998). *Temporal variability of diffuse groundwater recharge in New Mexico*. N M Water Resour Res Inst Tech Completion Rep 309:43

Kendall, C. and McDonnell, J.J. (eds.) (1998). *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Amsterdam: Elsevier Science Publishing.

Kinzelbach, W., Aeschbach, W., Alberich, C., Goni, I.B., Beyerle, U., Brunner, P., Chiang, W-H., Rueedi, J., Zoellman, K. (2002). *A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-Arid Regions*. Early Warning and Assessment Report Series.

UNEP/DEWA/RS.02-2. United Nations Environment Programme: Nairobi, ISBN 92-80702131-80702133.

Labarthe-Hernández, et. al., (1989). *Cartografía Geológica 1:50,000 De Las Hojas El Refugio Y Mineral El Realito, Estados De San Luis Potosí Y Guanajuato*. Instituto de Geología.

Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I. (1990). *Groundwater recharge, a guide to understanding and estimating natural recharge*. International Association of Hydrogeologists, Kenilworth, Rep 8, 345 pp.

Luckey, R.R., Gutentag, E.D., Heimes, F.J., Weeks, J.B. (1986). *Digital simulation of ground-water flow in the High Plains aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming*. US Geol Surv Prof Pap 1400-D:57

Mahlknecht, J., Schneider, J.F., Merkel, B.J. et al., (2004). *Groundwater recharge in a sedimentary basin in semi-arid Mexico*. Hydrogeology Journal 12, 511–530. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0332-6>

Martínez Partida, M.E. (2019). *Caracterización hidrogeoquímica y de plaguicidas en el agua subterránea en la zona agrícola de El Refugio – Cd. Fernández, San Luis Potosí*. San Luis Potosí, S.L.P., México.

Merkel, B. J., Planer-Friedrich, B. (2005). *Groundwater geochemistry*. Nueva York: Springer.

Nabighian, M. N. & Macnae, J. C. (1993): *Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods*. In: Nabighian, M. N. (Ed.): *Electromagnetic methods in applied geophysics (Investigations in geophysics, 3)*, chap. 6: 427–520. Tulsa, Oklahoma (Society of Exploration Geophysics).

Nativ, R., Adar, E., Dahan, O., Geyh, M. (1995). *Water recharge and solute transport through the vadose zone of fractured chalk under desert conditions*. Water Resour Res 31:253–261

Organización Mundial de la Salud y el Fondo de las Naciones Unidas para la Infancia (UNICEF). (2017) . *Progresos en materia de agua potable, saneamiento e higiene: informe de actualización de 2017 y línea de base de los ODS*. Ginebra.

Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. (2008). *Base referencial mundial del recurso suelo*. Roma: División de comunicación FAO.

Price, M. (2003). *Agua Subterránea*. México: Limusa.

Prych, E.A. (1998). *Using chloride and chlorine-36 as soil-water tracers to estimate deep percolation at selected locations on the US Department of Energy Hanford Site, Washington*. US Geol Surv Water-Supply Pap 2481:67

Rathod, K.S., Rushton, K.R.(1991). *Interpretation of pumping from two-zone layered aquifers using a numerical model*. Ground Water, 29(4), 499-509.

Rocha Escalante, H. (2009). *Estrategias para el desarrollo sustentable de los sistemas de flujo en el acuífero de Rioverde, S.L.P.* San Luis Potosí, S.L.P., México.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. & Gonfiantini, R. (1993). *Isotopic patterns in Global Precipitation*. Journal of Geophysical Research. 78. 10.1029/GM078p0001.

Ruiz, G., (2015). *Estimation of the Groundwater Recharge in the Aquifer of the Mexico City*. Procedia Environmental Sciences, 25, 220-226.

Scanlon, B.R., Cook, P.G. (2002). *Preface: Theme issue on groundwater recharge*. Hydrogeology Journal10:3–4

Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G. (2002). *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal 10:18 – 39.

Scanlon, B.R., Langford, R.P., Goldsmith, R.S. (1999a). *Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting*. Water Resour Res 35:983–999

Scanlon, B.R., Goldsmith, R.S. (1997). *Field study of spatial variability in unsaturated flow beneath and adjacent to playas*. Water Resour Res 33:2239–2252

Scanlon, B.R., Milly, P.C.D. (1994). *Water and heat fluxes in desert soils 2. Numerical simulations*. Water Resour Res 30:721–733

Scanlon, B.R. (1992). *Evaluation of liquid and vapor flow in desert soils based on chlorine-36 and tritium tracers and nonisothermal flow simulations*. Water Resour Res 28:285–297

Schicht, R.J., Walton, W.C. (1961). *Hydrologic budgets for three small watersheds in Illinois*. Illinois State Water Surv Rep Invest 40, 40 p

Secretaría de Ecología y Gestión Ambiental, Dirección de Ordenamiento Ecológico, S.L.P. (2000). *Plan de Ordenamiento ecológico del Valle de Rioverde y Ciudad Fernández*. Rioverde-Ciudad Fernández, San Luis Potosí.

Servicio Geológico Mexicano, SGM. Secretaría de Economía (2001). *Carta Geológico-Minera, El Refugio, F14C16, San Luis Potosí*.

Sharma, M.L. (1989). *Groundwater Recharge*. A.A. Balkema: Rotterdam, 323.

Simmers, I. (1988). *Estimation of Natural Groundwater Recharge*. D. Reidel Publishing Co: Boston, MA; 510.

Somaratne, N., Smettem, K. R. J. (2014). *Theory of the generalized chloride mass balance method for recharge estimation in groundwater basins characterised by point and diffuse*

recharge. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.11, 307–332. <https://doi.org/10.5194/hessd-11-307-2014>, 2014.

Sophocleous, M.A. (1991). *Combining the soil water balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects*. J Hydrol 124:229–241

Stephens, D.B. (1996). *Vadose zone Hydrology*. Lewis Publishers, CRC Press, 347p

Stephens, D.B., Knowlton, R. Jr. (1986). *Soil water movement and recharge through sand at a semi-arid site in New Mexico*. Water Resources Research, v.22. 881-895.

Stonestrom, D.A., Leake, S.A. *Ground-water recharge in the arid and semiarid southwest. USA*. US Geological Survey Professional Paper. USGeological Survey: Reston, VA (in press).

Szabo, Z., Rice, D.E., Plummer, L.N., Busenberg, E., Drenkard, S., Schlosser, P. (1996). *Age dating of shallow groundwater with chlorofluorocarbons, tritium/helium 3, and flow path analysis, southern New Jersey coastal plain*. Water Resour Res 32:1023–1038

Todd, D.K., and L.W. Mays. (2005). *Groundwater Hydrology*. 3rd ed. New York: John Wiley & Sons.

Tonkul, S., Baba, A., Şimşek, C. et al., (2021). *Groundwater recharge estimation in the Alaşehir sub-basin using hydro-geochemical data; Alaşehir case study*. Environ Earth Sci 80, 261.

Tristán, M. y Aguillón, A. (1984). *Cartografía geológica 1:50,000 Hoja Salitrera, S.L.P.* Inst. Geol. Metal. Univ. Aut. S.L.P., Folleto Técnico N° 94, 85 p.

Tyler, S.W., Chapman, J.B., Conrad, S.H., Hammermeister, D.P., Blout, D.O., Miller, J.J., Sully, M.J., Ginanni, J.M. (1996). *Soil-water flux in the southern Great Basin, United States*:

temporal and spatial variations over the last 120,000 years. Water Resour Res 32:1481–1499

UASLP. (2004). *Estudio para la Determinación de Proyectos Prioritarios para la Recarga del Acuífero Rioverde-Cd. Fernández y Región Hidrológica Pánuco.* San Luis Potosí, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería.

Van Essen Instruments B.V. (2018). MANUAL DEL PRODUCTO TD-Diver™ & Baro-Diver® – serie DI8xx. Países Bajos.

Villanueva, M., Iglesias, A. (1984). *Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo.* Edit. IGME. Madrid, 426 pp.

Walker, G.R. (1998). *Using soil water tracers to estimate recharge.* In The Basics of Recharge and Discharge, ed. L. Zhang and G.R. Walker: CSIRO Publication, 7.

Walker, G.R., Jolly, I.D., Cook, P.G. (1991). *A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use.* J Hydrol 128(1–4):49–67. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(91\)90131-Z](https://doi.org/10.1016/0022-1694(91)90131-Z)

Wilcox, L.V. (1962). *Classification and use of irrigation waters.* Washington, D.C.: U.S. Department of Agriculture.

Wood, W. (2014). *Interactive comment on “Theory of the generalized chloride mass balance method for recharge estimation in groundwater basins characterised by point and diffuse recharge” by N. Somaratne and KRJ Smettem.* Hydrol Earth Syst Sci Discuss 11:C19–C21

Wood, W.W. (1999). *Use and misuse of the chloride mass balance method in estimating ground water recharge.* Ground Water 37(1):2–3

Wood, W.W., Sanford, W.E. (1995). *Chemical and isotopic methods for quantifying groundwater recharge in a regional, semiarid environment.* Groundwater 33(3):458–468. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1995.tb00302.x>

Yáñez Rodríguez, M.A. (2019). *Caracterización del Acuífero Río verde, San Luis Potosí con el Método Magnetotelúrico*. San Luis Potosí, S.L.P., México.

Zhang, L., Walker, G.R. (eds). (1998). *The Basics of Recharge and Discharge*. CSIRO Publishing: Collingwood.

Zheng, C., Bennett, G.D. (2002). *Applied contaminant transport modeling*. 2nd edn. New York: John Wiley and Sons,

ANEXOS.

I. PARÁMETROS FÍSICOQUÍMICOS

Muestra	pH campo	Temperatura °C	Eh mV	Conductividad Eléctrica µS/cm	Oxígeno disuelto mg/L	Muestra	pH campo	Temperatura °C	Eh mV	Conductividad Eléctrica µS/cm	Oxígeno disuelto mg/L
S01-1	6.91	23.3	284.8	477.5	5.77	S12-3	7.03	22.7	335.3	303.2	8.25
S01-2	7.14	23	413.8	500	5.6	S13-4a	7.1	22.1	411.7	322.5	9.59
S01-3	6.93	22.8	336.6	478	6.31	S14-4a	7.14	22.1	416.2	313.8	9.17
S02-1	6.83	22.6	294	540	4.65	S15-4a	7.27	22.5	428.5	341.8	6.21
S02-3	6.91	22	344	550	5.53	S16-4a	7.11	22.8	417.5	348	8.7
S02-4	7.11	21.6	351.8	520	6.21	S17-4a	7.21	22.5	416.3	336.6	8.3
S02-5	6.9	23.6	350	568	5.22	S18-4a	7.22	22.6	423.5	378	5.66
S02-6	6.65	23.8	215.9	551	6.92	S19-4a	7.24	22.7	393.4	382	6.25
S03-1	6.74	22.9	295.3	459.2	6.2	S20-4a	7.11	23.4	423	375.4	4.5
S03-2	7.11	22.3	425	526	6.29	S21-4a	7.23	22.5	426	380.3	8.65
S03-3	6.89	22.1	346.8	509	6.49	S22-4a	7.05	22.2	384	471	7.45
S03-4	7.07	21.9	356	497	7.53	S23-4a	7.11	22.3	387	356	8.34
S03-5	6.87	24	351.2	534	6.52	S25-4a	7.12	22.4	381.5	328	7.15
S03-6	6.54	24.3	232.5	505	9.76	S26-4a	6.87	22.1	389.5	227.8	10.48
S04-1	6.82	22.7	297.3	650	5.04	S28-4a	6.74	23.2	385.7	242.1	8.01
S04-2	7.07	22.4	426.7	784	5.55	S29-4a	7.03	22.3	393.6	811	3.96
S04-3	6.92	22.3	332.3	679	5.76	S30-4a	7.01	22	369.8	260.4	7.96
S04-4	7.13	22	348.1	612	6.25	S31-4a	6.72	23.7	402.4	1789	1.54
S04-5	6.87	23.6	375.7	775	6.26	S32-4a	6.97	22.8	397.1	838	6.08
S04-6	6.54	24.2	213.5	723	7.34	S33-4a	7.35	22.1	403.3	310.3	9.18
S05-3	6.74	24.5	330.8	357	2.94	S34-4	7.3	22.6	317.6	608	6.98
S05-4a	6.97	23.8	412.3	361.3	6.29	S34-5	6.91	24.5	366.5	651	5.96
S05-4	6.73	26.2	347.6	357.2	2.88	S34-6	6.65	25	210.6	634	7.64
S05-5	6.37	26.4	360.6	364.2	7.88						
S05-6	6.63	23.1	219.6	287.4	2.59						
S06-1	7.03	22.9	287.7	305.7	8.37						
S06-2	6.82	23.3	413.8	288	7.65						
S06-3	7	22.1	333.1	286.6	5.53						
S06-4a	6.75	24.1	413.4	308.3	5.32						
S06-4	6.54	24.4	566.4	289.4	5.12						
S06-5	6.63	23.6	358.1	396	4.69						
S06-6	7.01	23.2	217.4	368.5	7.74						
S07-1	6.83	22.9	298.2	344	8.95						
S07-2	6.98	22.7	420.6	355.7	8.13						
S07-3	6.74	24.9	328.4	393.7	7.25						
S07-4a	6.55	24.9	402.3	384	9.39						
S07-4	6.68	22.3	346	278.8	5.1						
S07-5	7.05	22	365.3	357	6.74						
S07-6	6.84	21.8	217.9	310	8.16						
S08-1	6.45	21.7	305.2	262.7	7.5						
S08-2	6.76	23.7	427.8	300.9	7.17						
S08-3	7.93	24.6	333.2	308	2.55						
S08-4a	9.22	24.7	412.2	204	11.08						
S08-4	9.83	31.5	626.2	180	9.61						
S08-5	8.2	23.3	371.2	301	8.81						
S09-2	8.77	29.9	419.1	222	7.55						
S09-3	8.19	27.1	306.1	290	8.31						
S10-2	6.86	24	393.6	386.9	7.16						
S10-3	7.02	22.3	312.4	305.6	3.7						
S11-3	7	22.7	326.9	363.6	8.5						

II. CONTENIDO DE IONES MAYORES

Muestra	NO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	Cl ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Muestra	NO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	Cl ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	K ⁺ mg/L
S01-1	46.93	20	200.08	12.00	19.94	61.71	7.05	5.74	S10-3	4.87	10.3	156.16	21.84	4.75	59.27	6.58	2.37
S01-2	42.50	26.25	209.84	21.84	24.36	65.53	5.12	7.59	S11-3	7.53	13.3	63.44	23.82	8.54	35.87	2.93	4.74
S01-3	41.61	21.6	219.6	21.84	22.59	67.62	5.41	6.75	S12-3	5.31	14.8	131.76	21.84	10.75	47.97	4.29	3.78
S02-1	48.25	12.5	239.12	14.00	17.97	75.11	4.88	5.93	S13-4a	6.20	11.27	157.38	17.87	7.01	57.59	4.56	1.63
S02-3	38.96	17	283.04	25.81	12.87	94.28	6.81	7.75	S14-4a	8.85	12.96	124.44	15.88	4.66	49.20	4.17	1.34
S02-4	39.40	40.5	200.08	11.67	11.59	74.87	6.17	5.67	S15-4a	10.18	16.02	139.08	19.85	7.18	53.34	4.38	1.47
S02-5	35.86	10	271.64	17.50	15.83	95.52	6.91	7.24	S16-4a	10.62	10.57	135.42	19.85	3.74	52.84	4.42	1.31
S02-6	37.63	19.5	271.64	25.28	20.05	83.19	6.28	6.69	S17-4a	11.51	12.76	131.76	15.88	3.32	51.75	4.33	1.67
S03-1	57.11	17.5	170.8	12.00	12.04	69.39	3.41	4.24	S18-4a	21.69	21.43	135.42	17.87	9.53	53.15	3.40	1.65
S03-2	40.29	19.75	248.88	19.85	21.91	76.16	5.12	5.88	S19-4a	15.94	19.33	142.74	19.85	10.55	53.76	3.14	1.85
S03-3	42.06	23.4	248.88	27.80	19.01	83.93	5.78	5.73	S20-4a	7.08	10.85	150.06	17.87	17.41	40.82	2.12	3.93
S03-4	44.27	24.25	185.44	29.16	17.24	79.80	5.31	3.96	S21-4a	15.05	14.22	146.4	17.87	6.40	59.94	4.40	2.62
S03-5	39.84	20.5	237.68	13.61	21.35	79.72	5.29	5.17	S22-4a	38.96	47.76	135.42	17.87	4.54	72.32	5.00	1.63
S03-6	42.50	24.5	145.52	27.22	20.31	61.16	4.92	5.23	S23-4a	17.27	26.85	124.44	21.84	3.90	54.67	4.07	2.65
S04-1	118.64	25	200.08	18.00	21.47	87.05	5.14	6.15	S25-4a	15.49	17.89	117.12	19.85	1.26	48.55	4.18	1.95
S04-2	45.60	45.75	278.16	31.77	34.06	92.64	6.98	9.13	S26-4a	8.85	11.12	91.5	17.87	3.89	40.16	2.51	1.05
S04-3	46.04	49.50	268.40	33.75	34.18	101.47	7.51	9.06	S28-4a	14.61	16.4	76.86	23.82	9.67	35.08	2.17	2.32
S04-4	51.80	39.00	161.04	19.44	27.46	62.17	6.23	6.29	S29-4a	10.62	183.11	164.7	21.84	5.40	130.10	12.71	2.85
S04-5	44.27	55.50	291.04	23.33	39.38	106.51	7.72	8.32	S30-4a	7.97	11.13	102.48	17.87	4.98	39.15	3.28	1.32
S04-6	45.60	47.50	266.79	33.05	35.80	89.87	7.38	8.21	S31-4a	3.10	586.58	212.28	27.80	7.08	256.32	52.18	3.04
S05-3	14.17	8.3	190.32	21.84	12.51	56.97	4.78	3.70	S32-4a	21.69	175.96	157.38	19.85	6.22	117.29	15.85	2.11
S05-4a	12.84	10.52	161.04	25.81	9.36	55.48	5.42	2.10	S33-4a	14.61	26.88	106.14	15.88	4.11	49.66	4.19	1.33
S05-4	16.38	9.30	151.28	13.61	8.95	56.40	5.38	1.67	S34-4	45.60	51.5	248.88	23.33	25.79	87.71	6.44	7.46
S05-5	7.53	5.00	208.58	9.72	21.96	48.79	3.90	3.43	S34-5	43.83	35.5	232.83	19.44	26.81	84.88	6.75	8.87
S05-6	8.41	1.9	194.03	17.50	22.39	46.31	4.06	3.85	S34-6	45.16	39.6	232.83	31.11	33.16	74.40	6.46	8.50
S06-1	2.66	5	151.28	8.00	8.09	43.72	2.55	2.43	ET3-1	2.21	1.6	9.76	1.99	5.40	0.82	0.03	0.17
S06-2	8.41	9.6	165.92	13.90	12.43	47.08	4.45	1.79	ET3-2	0.89	1	4.88	1.99	0	3.50	0.02	0.03
S06-3	8.41	9.8	161.04	19.85	5.10	53.64	4.82	2.57	ET3-4	0.00	0.20	4.88	1.94	0.23	2.43	0.05	0.05
S06-4a	4.43	5.63	135.42	23.82	6.07	45.90	4.36	1.33	ET3-5	19.48	4.4	9.76	1.94	0.44	10.46	0.35	0.69
S06-4	4.87	7.50	156.16	5.83	6.13	48.94	4.33	1.05	ET4-1	2.21	1.8	9.76	3.97	6.52	1.11	0.06	0.25
S06-5	4.43	5.00	184.33	11.67	11.98	49.18	4.01	2.53	ET4-2	1.33	2	4.88	1.99	0.00	3.98	0.10	0.09
S06-6	3.54	0.80	169.78	15.55	15.20	41.35	3.57	2.77	ET4-4	0.00	0.64	4.88	1.94	0.14	2.68	0.07	0.03
S07-1	20.81	7.5	170.8	14.00	5.15	58.51	4.69	2.13	ET5-1	2.21	1	4.88	1.99	3.35	0.75	0.02	0.14
S07-2	15.94	10.3	190.32	21.84	15.66	56.22	5.07	2.42	ET5-2	3.54	1	4.88	1.99	0.00	3.47	0.12	0.62
S07-3	10.18	11.1	185.44	21.84	6.58	59.71	5.57	2.54	ET5-4	0.00	1.70	9.76	3.89	0.08	5.51	0.09	0.02
S07-4a	11.07	11.81	150.06	19.85	6.39	54.94	5.21	1.81									
S07-4	15.94	13.90	136.64	15.55	7.66	55.12	5.27	1.44									
S07-5	17.27	10.3	179.48	25.28	12.52	60.34	5.65	2.66									
S07-6	20.36	4.6	184.33	21.39	14.25	56.20	5.89	2.51									
S08-1	5.31	7.5	141.52	8.00	2.01	45.53	3.33	1.30									
S08-2	6.64	8.4	200.08	13.90	17.76	50.27	4.77	2.54									
S08-3	5.31	9.5	190.32	19.85	7.92	57.60	4.98	2.80									
S08-4a	5.76	6.82	128.1	17.87	6.41	44.43	4.00	1.49									
S08-4	4.87	6.80	141.52	9.72	5.54	43.61	3.96	0.87									
S08-5	5.31	6.4	179.48	7.78	11.05	50.37	4.49	1.78									
S09-2	5.76	10.1	175.68	11.91	9.88	49.48	5.23	4.92									
S09-3	4.87	9.9	53.68	21.84	7.35	38.86	4.58	3.89									
S10-2	5.31	10.4	9.76	15.88	10.38	18.08	3.96	2.91									

III. CONTENIDO DE ELEMENTOS TRAZA

Muestra	Al ug/L	As ug/L	Ba ug/L	Cd ug/L	Cu ug/L	Cr ug/L	Fe ug/L	F mg/L	Mn ug/L	Pb ug/L	Zn ug/L	Hg ug/L
S01-1	< 0.1	5.6465	272.5	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.470	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S01-2	< 0.1	5.708	326.3	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.417	< 0.01	< 0.01	5.5245	< 0.01
S01-3	< 0.1	7.8345	340.9	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.392	< 0.01	< 0.01	1.5435	0.479
S02-1	< 0.1	6.6815	841.05	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.390	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S02-3	< 0.1	7.8855	845.15	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.276	0.476	< 0.01	< 0.01	0.18
S02-4	20.78	10.1175	836.15	< 0.01	< 0.01	< 0.01	44.965		0.101	2.144	< 0.01	< 0.01
S03-1	< 0.1	8.618	228.3	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.380	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S03-2	< 0.1	8.0875	351.8	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.295	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S03-3	< 0.1	11.445	324.7	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.311	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.084
S03-4	11.78	12.395	285.3	< 0.01	< 0.01	< 0.01	6.905		< 0.01	1.9685	< 0.01	< 0.01
S04-1	< 0.1	6.7305	267.6	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.580	< 0.01	< 0.01	3.2465	< 0.01
S04-2	< 0.1	7.0035	254	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.453	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S04-3	< 0.1	8.525	249.45	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.515	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.0105
S04-4	9.969	8.7805	262.45	< 0.01	< 0.01	< 0.01	6.413		< 0.01	2.47	< 0.01	< 0.01
S05-3	< 0.1	0.3725	220.05	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.211	0.3765	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S05-4	6.585	< 0.01	190.95	< 0.01	< 0.01	< 0.01	8.52		< 0.01	2.6555	< 0.01	< 0.01
S06-1	< 0.1	< 0.01	254.4	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.280	< 0.01	< 0.01	0.406	< 0.01
S06-2	< 0.1	< 0.01	117.8	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.130	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S06-3	< 0.1	< 0.01	111.55	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.162	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S06-4	< 0.1	0.029	183.8	< 0.01	< 0.01	< 0.01	4.042		< 0.01	1.9585	< 0.01	< 0.01
S07-1	< 0.1	< 0.01	178.65	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.180	< 0.01	< 0.01	12.73	< 0.01
S07-2	< 0.1	< 0.01	165.7	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.172	< 0.01	< 0.01	10.66	< 0.01
S07-3	< 0.1	< 0.01	152.05	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.174	0.005	< 0.01	16.535	< 0.01
S07-4	< 0.1	< 0.01	197.1	< 0.01	< 0.01	< 0.01	5.1405		< 0.01	2.3225	14.27	< 0.01
S08-1	< 0.1	< 0.01	141.45	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.170	55.4	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S08-2	< 0.1	< 0.01	145	< 0.01	< 0.01	< 0.01	78.74	0.138	2.563	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S08-3	< 0.1	< 0.01	118.8	< 0.01	< 0.01	< 0.01	6.3465	0.140	0.293	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S08-4	2.184	2.1145	21.39	< 0.01	0.25	< 0.01	1.87		34.625	0.2385	1.867	< 0.01
S09-2	7.1905	5.7795	140.8	< 0.01	< 0.01	< 0.01	59.85	0.132	0.3415	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S09-3	17.46	6.027	83.085	< 0.01	< 0.01	< 0.01	4.7515	0.133	0.856	< 0.01	< 0.01	0.018

Muestra	Al ug/L	As ug/L	Ba ug/L	Cd ug/L	Cu ug/L	Cr ug/L	Fe ug/L	F mg/L	Mn ug/L	Pb ug/L	Zn ug/L	Hg ug/L
S10-2	< 0.1	10.17	56.175	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.160	18.615	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S10-3	< 0.1	3.78	94.265	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.132	13.27	< 0.01	6.4505	< 0.01
S11-3	91.75	0.457	119.95	< 0.01	< 0.01	< 0.01	61.2	0.159	76.475	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S12-3	23.25	0.606	136.15	< 0.01	< 0.01	< 0.01	51.03	0.155	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.285
S34-4	< 0.10	8.5915	396.5	< 0.01	1.231	< 0.01	4.0165	0.396	1.7825	< 0.01	6.589	< 0.01
ET3-1	< 0.1	< 0.01	10.97	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.030	2.226	< 0.01	563.55	< 0.01
ET3-2	< 0.1	< 0.01	2.4565	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.030	5.916	< 0.01	315.4	< 0.01
ET3-4	< 0.1	< 0.01	8.631	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01		60.86	1.355	301.3	< 0.01
ET3-5	28.92	< 0.01	29.16	< 0.01	0.753	< 0.01	1.3065	0.164	12.535	< 0.01	944.35	< 0.01
ET4-1	< 0.1	< 0.01	13.06	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.030	4.4105	0.1375	363.5	< 0.01
ET4-2	< 0.1	< 0.01	7.685	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.030	17.065	< 0.01	200.8	< 0.01
ET4-4	< 0.1	< 0.01	8.2865	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.064		< 0.01	1.309	526.3	< 0.01
ET5-1	< 0.1	< 0.01	11.26	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.030	1.082	0.25	137.55	< 0.01
ET5-2	< 0.1	< 0.01	2.2175	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.030	14.585	< 0.01	225.65	< 0.01
ET5-4	< 0.1	< 0.01	9.3125	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01			1.6265	750.15	< 0.01

IV. MODELOS DE RESISTIVIDAD 1D

