



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

**CALIDAD AGRÍCOLA DE LAS AGUAS
SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA
DEL ORIENTAL Y DEL VALLE DE TEHUACÁN-
ZAPOTITLÁN, ESTADO DE PUEBLA**

ESMERALDA OFELIA JUÁREZ DE LA CRUZ

**T E S I S
PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:**

DOCTORA EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, ESTADO DE MÉXICO

2021

La presente tesis titulada: *Calidad agrícola de las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca del Oriental y del Valle de Tehuacán - Zapotitlán, Estado de Puebla*. Realizada por la alumna: Esmeralda Ofelia Juárez De la Cruz, bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

DOCTORA EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO



DR. HÉCTOR MANUEL ORTEGA ESCOBAR

ASESOR



DR. CARLOS RAMÍREZ AYALA

ASESOR



DR. HÉCTOR FLORES MAGDALENO

ASESOR



DR. EDGAR IVÁN SÁNCHEZ BERNAL

ASESOR



DR. ÁLVARO CAN CHULIM

Montecillo, Texcoco, Estado de México, Febrero del 2021

CALIDAD AGRÍCOLA DE LAS AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA DEL ORIENTAL Y DEL VALLE DE TEHUACÁN-ZAPOTITLÁN, ESTADO DE PUEBLA

Esmeralda Ofelia Juárez de la Cruz, Dra.

Colegio de Postgraduados, 2021

RESUMEN

El recurso agua es fundamental para el desarrollo de la agricultura y así contribuir al desarrollo económico de numerosas poblaciones, tal es el caso del Estado de Puebla, donde, existen zonas con menor disponibilidad de aguas superficiales buenas para el riego agrícola. En donde en los cauces de los ríos se vierte agua de origen residual y nacimientos, que modifican la calidad. Es así que a las aguas se le determinó su concentración y composición química, con el objetivo de evaluar cuantitativamente los parámetros de calidad para uso agrícola, se establecieron sitios de muestreo en el otoño 2017. La calidad del agua se clasificó de acuerdo con su conductividad eléctrica (CE), Relación de Adsorción de Sodio (RAS), carbonato de sodio residual (CSR) y concentración de boro. En cuanto a relación funcional $mg = \alpha f(CE)$ el coeficiente fue $\alpha = 0.627$, este coeficiente corresponde a aguas de calidad bicarbonatada-clorhídricas. Los valores de pH tienen un rango de 6.80-9.21 con una media de 7.71; la conductividad eléctrica, con un rango de 129-2880 con una media de $744.59 \mu S cm^{-1}$; el CSR mostro valores menores a $1.25 mmol_c L^{-1}$, y el coeficiente de la relación funcional de la fuerza iónica $\mu = \alpha f(CE)$, este fue de 0.0118. Para conocer el peligro potencial de sodicidad se calcularon los valores de la relación PSI-RAS y se obtuvo que en $RAS_{or} = 13.30$, $RAS_{aj} = 22.77$, $RAS_{corr} = 14.08$. El agua superficial, es apta para el riego, puesto que su concentración iónica es baja y puede utilizarse en el riego de todos los cultivos. De acuerdo a su hidroquímica esta indica que las aguas son del tipo bicarbonatado-sódico-clorhídricas. Con respecto a las salinas de la zona de Zapotitlán-Salinas, los valores de pH tienen un rango de 7.28 – 9.9, con un promedio de 8.75, esto indico que el agua tiene una tendencia alcalina, pues en su mayoría presento valores mayores a 8.2. Además, son aguas altamente sódicas, las sales que prevalecen son: cloruro de sodio, bicarbonato de sodio y carbonato de sodio.

Palabras clave: sodicidad, agua superficial, Zapotitlán-Salinas, RAS, pH

AGRICULTURAL QUALITY OF THE SURFACE AND UNDERGROUND WATERS OF THE ORIENTAL BASIN AND THE TEHUACÁN – ZAPOTITLÁN VALLEY, STATE OF PUEBLA

Esmeralda Ofelia Juárez de la Cruz, Dra.

Colegio de Postgraduados, 2021

ABSTRACT

The water resource is essential for the development of agriculture and thus contribute to the economic development of numerous populations, such is the case of the State of Puebla, where there are areas with less availability of good surface water for agricultural irrigation. Where water of residual origin and sources are poured into the river beds, which modify the quality. Thus, the water concentration and chemical composition were determined, in order to quantitatively evaluate the quality parameters for agricultural use, sampling sites were established in autumn 2017. The water quality was classified according to its conductivity Electrical (CE), Sodium Adsorption Ratio (RAS), residual sodium carbonate (CSR) and boron concentration. Regarding the functional relationship $mg = a f(CE)$, the coefficient was $a = 0.627$, this coefficient corresponds to bicarbonate-hydrochloric quality waters. The pH values have a range of 6.80-9.21 with a mean of 7.71; electrical conductivity, with a range of 129-2880 with a mean of $744.59 \mu\text{S cm}^{-1}$; The CSR showed values lower than $1.25 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$, and the coefficient of the functional relationship of the ionic force $\mu = a f(CE)$, this was 0.0118. In order to know the potential danger of sodicity, the values of the PSI-RAS relationship were calculated and it was obtained that $RAS_{or} = 13.30$, $RAS_{aj} = 22.77$, $RAS_{corr} = 14.08$. Surface water is suitable for irrigation, since its ionic concentration is low and can be used to irrigate all crops. According to its hydrochemistry, it indicates that the waters are of the bicarbonate-sodium-hydrochloric type. With respect to the salt flats of the Zapotitlán-Salinas area, the pH values have a range of 7.28 - 9.9, with an average of 8.75, this indicates that the water has an alkaline tendency, since most of them present values greater than 8.2. In addition, they are highly sodium waters, the prevailing salts are: sodium chloride, sodium bicarbonate, and sodium carbonate.

Keywords: sodicity, surfacewater, Zapotitlán-Salinas, RAS, pH

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada para la realización de mis estudios.

Al Colegio de Postgraduados por permitirme realizar mis estudios dentro de la institución más sobresaliente del agro mexicano.

Al Dr. Manuel Ortega Escobar, por su delicada dirección de esta investigación.

A mi consejo particular, por su colaboración y también por sus sugerencias en la culminación de esta tesis.

Al Señor Rey David Barragán Huerta, por dedicarnos de su valioso tiempo en los recorridos de campo, además de sus atenciones prestadas como guía conocedor de la zona salinera durante el muestreo realizado en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

A Pedro Pérez Díaz, por ayudarme en el muestreo y acarreo de las muestras de 20 L.

Al Señor J. Santos De la Cruz Frutero Hernández por su gran soporte técnico durante la fase experimental dentro del laboratorio de ciencias ambientales, además de su entrañable compañía.

Al personal académico y administrativo del postgrado de Hidrociencias por su disposición y apoyo, durante mi estancia en el posgrado.

Al Señor Juan Ávila Alcívar por brindarme su amistad.

Y al personal de la biblioteca, por su ayuda en cuanto a la adquisición del material bibliográfico.

A mi familia por estar siempre al pendiente, y darme palabras de aliento para culminar esta etapa, además de manifestarme siempre su cariño.

A todas las personas que me han ofrecido su apoyo incondicional. Además de compartirme sus experiencias de vida.

CONTENIDO

Página

RESUMEN	iii
ABSTRACT.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
CONTENIDO.....	vi
LISTA DE CUADROS.....	x
LISTA DE FIGURAS.....	xiv
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
2.1 Objetivo general.....	2
2.2 Objetivos específicos.....	2
3. HIPÓTESIS.....	3
4. REVISIÓN DE LITERATURA.....	4
4.1 El agua y su distribución.....	4
4.2 Usos del agua en México.....	4
4.3 Origen de las sales solubles en las aguas naturales.....	5
4.4 Procesos de acumulación de sales.....	8
4.5 Solubilidad de las sales nocivas en el agua.....	9
4.5.1 Fuentes de sales en los continentes.....	9
4.5.2 La solubilidad de las sales más importantes.....	10
4.6 Principales sales solubles en las aguas superficiales, subterráneas y freáticas.....	13
4.6.1 Sales del ácido carbónico.....	13
4.6.2 Sales del ácido sulfúrico.....	15
4.6.3 Sales del ácido clorhídrico.....	17
4.6.4 Sales del ácido nítrico.....	18
4.6.5 Sales del ácido bórico.....	19
4.7 Componentes importantes del agua de riego en función de su origen.....	19

4.8	Composición química de las aguas de suelos (extractos de saturación), aguas superficiales (ríos) y aguas de pozos	22
4.9	Aguas superficiales de diferentes partes del mundo.....	24
4.10	Calidad del agua de riego.....	28
4.11	Criterios a evaluarse en el agua de riego	29
4.11.1	Criterios de salinidad.....	32
4.11.2	Criterios de sodicidad.....	39
4.11.3	Criterios de toxicidad.....	74
4.12	Clasificación hidrogeoquímica.....	78
5.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	86
5.1	Descripción de la región de estudio	86
	Estado de Puebla.....	86
5.1.1	Fisiografía	86
5.1.2	Hidrografía	86
5.1.3	Geología	87
5.1.4	Climas.....	88
5.1.5	Vegetación.....	89
5.1.6	Características de la región de Zapotitlán Salinas, Puebla.....	89
5.2	Ubicación de los sitios de muestreo.....	92
5.3	Recolección de muestras.....	93
5.4	Métodos analíticos para las determinaciones físico-químicas de las muestras de agua	94
5.5	Evaluación de los datos analíticos	95
5.5.1	Balance de cationes y aniones	95
5.5.2	Conductividad eléctrica medida = conductividad eléctrica calculada	96
5.5.3	Conductividad eléctrica medida y la suma de iones	96
5.5.4	Sólidos totales disueltos medidos= Sólidos disueltos totales calculados.....	97
5.5.5	Sólidos totales disueltos medidos a un rango de conductividad eléctrica	97

5.6	Análisis estadístico de datos (asociación de variables)	98
5.7	Evaporación experimental de las salmueras de Zapotitlán-Salinas y de los lagos-cráter, Puebla.	99
6.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	100
6.1	Zona de aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen	100
6.1.1	Localización geográfica del área de estudio	100
6.1.2	Composición iónica de las aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen	102
6.1.3	Distribución de los cationes y aniones de las aguas superficiales de Calpulalpan - El Carmen.....	105
6.1.4	Comprobación de la exactitud de los datos analíticos	108
6.1.5	Clasificación de las aguas con base en su salinidad	115
6.1.6	Clasificación de las aguas con base en la sodicidad	123
6.1.7	Determinación de sales hipotéticas	134
6.1.8	Clasificación de las aguas con base en la toxicidad específica de los iones.....	137
6.1.9	Clasificación hidroquímica de las aguas superficiales	142
6.2	Localidad de lagos cráter de la Cuenca del Oriental.....	147
6.2.1	Ubicación geográfica del área de estudio	147
6.2.2	Composición iónica de las aguas de los lagos cráter, Puebla.	150
6.2.3	Distribución de los cationes y aniones en las aguas de los diferentes lagos-cráter.....	152
6.2.4	Composición de las sales hipotéticas de los lagos-cráter.....	154
6.2.5	Comprobación de la exactitud de los datos analíticos de los lagos-cráter	157
6.2.6	Relación de la presión osmótica (en atm) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$).....	161
6.2.7	Clasificación de las aguas de los lagos-cráter, de acuerdo con la relación de adsorción de sodio (RAS).....	163
6.2.8	Clasificación de las aguas de los lagos-cráter en cuanto al peligro de disminución de la infiltración	165

6.2.9	Carbonato de sodio residual (CSR) en las aguas de los lagos-cráter	166
6.2.10	Composición de los iones B, N-NO ₃ , P-PO ₄ y SiO ₂	167
6.2.11	Clasificación hidroquímica de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla	172
6.3	Salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla	174
6.3.1	Localización geográfica del área de estudio	175
6.3.2	Perfil altitudinal de las estaciones de muestreo en la zona de salmueras	178
6.3.3	Composición iónica de las salmueras en la zona de Zapotitlán-Salinas, Puebla.	179
6.3.4	Relación de la suma de cationes y aniones con la conductividad eléctrica, de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.	186
6.3.5	Relación de los mg L ⁻¹ (STD) analíticos con respecto a la CE expresada en mS cm ⁻¹	187
6.3.6	Relación entre la conductividad eléctrica determinada teóricamente y la conductividad eléctrica determinada experimentalmente	188
6.3.7	Distribución de la conductividad eléctrica y los valores de pH, de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.	190
6.3.8	Clasificación de las aguas con base en la toxicidad específica de iones	191
6.3.9	Composición Hidroquímica de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.	194
6.4	Composición de la evaporación experimental de las salmueras de Zapotitlán-Salinas y de los lagos-cráter, Puebla.	199
7.	CONCLUSIONES	207
8.	RECOMENDACIONES	208
9.	LITERATURA CITADA	208

LISTA DE CUADROS

Cuadro 4.1 Distribución del agua en el planeta.....	4
Cuadro 4.2 Usos consuntivos por tipo de fuente de extracción (CONAGUA, 2018).	5
Cuadro 4.3 Composición de los principales elementos en la corteza terrestre.	10
Cuadro 4.4 Solubilidad máxima en el agua de algunas sales a temperaturas diferentes (solución saturada).	11
Cuadro 4.5 Solubilidad del carbonato de calcio de acuerdo con la cantidad del CO ₂ en el aire, a una temperatura de 16°C.....	14
Cuadro 4.6 Solubilidad del carbonato de calcio con una presión parcial de CO ₂ de 0.00032 atm.....	14
Cuadro 4.7 Solubilidad del carbonato de magnesio en agua a temperatura de 18°C, para diferentes presiones parciales de CO ₂	14
Cuadro 4.8 La influencia de la distancia del mar y contenido de sal del agua de mar en la composición química del agua de lluvia.	19
Cuadro 4.9 Composición media del agua de algunos ríos en el mundo en mg L ⁻¹	21
Cuadro 4.10 Características químicas de los extractos de saturación de suelos, aguas de pozos y aguas de ríos afectados por la salinidad, han sido analizados en el laboratorio de salinidad de los Estados Unidos.	23
Cuadro 4.11 Calidad de las aguas superficiales (ríos), que son utilizadas para riego.	27
Cuadro 4.12 Composición química de algunas aguas fluviales usadas para riego en el Oeste de los Estados Unidos.....	28
Cuadro 4.13 Directrices para interpretar la calidad del agua para riego.	31
Cuadro 4.14 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con su salinidad efectiva.	36
Cuadro 4.15 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con su salinidad potencial.	36
Cuadro 4.16 Calculo de los valores de pH _c teórico de las aguas de riego.	55

Cuadro 4.17 Concentración de calcio (Ca°) en el agua del suelo, contenido en el suelo cerca de la superficie, que resultaría de regar con aguas de determinado valor $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$ y conductividad del agua de riego (CE) ^{a,b}	59
Cuadro 4.18 Parámetros individuales del tamaño de los iones (a_i), expresados en unidades de Angstrom (Å) para ser introducidos en la ecuación de Debye y Hückel para el cálculo de los coeficientes de actividad de cualquier ion.	66
Cuadro 4.19 Valores de s_k para sales hipotéticas con diferentes tipos de valencia.	69
Cuadro 4.20 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con el carbonato de sodio residual.	73
Cuadro 4.21 Clasificación de las aguas de riego de acuerdo con el contenido de cloruros.....	75
Cuadro 4.22 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con el contenido de Boro en mg L^{-1}	76
Cuadro 5.1 Métodos analíticos utilizados para caracterizar las aguas superficiales y subterráneas.....	94
Cuadro 5.2 Criterios para aceptar el porcentaje de error en el balance de cationes y aniones contenidos en el agua de riego (APHA, 1995).	95
Cuadro 5.3 Factores de conductividad eléctrica de los iones que se encuentran comúnmente en las aguas.	96
Cuadro 6.1 Localización geográfica de los sitios de muestreo de las aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen.....	100
Cuadro 6.2 Composición iónica de las aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen.....	102
Cuadro 6.3 Criterios para aceptar el porcentaje de error en el balance de cationes y aniones contenidos en el agua de riego (APHA, 1995).	109

Cuadro 6.4 Clasificación de acuerdo con la Conductividad Eléctrica, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	117
Cuadro 6.5 Clasificación de acuerdo a la salinidad efectiva, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	118
Cuadro 6.6 Clasificación de acuerdo a la salinidad potencial, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	119
Cuadro 6.7 Clasificación de acuerdo con la salinidad efectiva y salinidad potencial, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.	120
Cuadro 6.8 Valores de las distintas formulaciones de la relación de adsorción de sodio, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.	126
Cuadro 6.9 Clasificación con el diagrama de Richards 1973, de acuerdo con las diferentes formulaciones de la relación de adsorción de sodio, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.	127
Cuadro 6.10 Clasificación con base en el peligro de disminución de la infiltración, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	129
Cuadro 6.11 Relación porcentual de las sales hipotéticas, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	136
Cuadro 6.12 Clasificación de acuerdo a la vía evolutiva geoquímica, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	145
Cuadro 6.13 Localización geográfica de los Lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, Estado de Puebla.....	148
Cuadro 6.14 Características principales de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	149
Cuadro 6.15 Composición iónica de los Lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	151
Cuadro 6.16 Composición química de los gases fumarólicos del volcán Showa en Japón.....	168
Cuadro 6.17 Localización geográfica de los sitios de muestreo en las salinas en Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	175
Cuadro 6.18 Composición iónica de los sitios de muestreo en las salinas en Zapotitlán–Salinas, Puebla.....	179

Cuadro 6.19 Localización geográfica de las muestras de la evaporación experimental.....	199
Cuadro 6.20 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del lago Cráter Alchichica.....	200
Cuadro 6.21 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del lago Cráter Atexcac	201
Cuadro 6.22 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras en Salinas Chicas.....	202
Cuadro 6.23 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras de Salinas Grandes.....	203
Cuadro 6.24 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del Nacimiento Guajillera.....	204
Cuadro 6.25 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del Paraje Tochiga.....	205
Cuadro 6.26 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del Paraje Sauce	206

LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1. Solubilidad de las sales dependiendo la temperatura	12
Figura 4.2 La relación del contenido del sodio y del cloruro del agua de lluvia a distancias del mar.....	20
Figura 4.3 Diagrama para la clasificación de las aguas para riego (Richards, 1973).	41
Figura 4.4 Valores de los logaritmos negativos de las concentraciones molares de pCa y equivalentes de pCO ₃ +HCO ₃ con respecto a las concentraciones totales de cationes expresados en mmol _c L ⁻¹	57
Figura 4.5 Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio.	71
Figura 4.6 Ejemplo de mapa hidroquímico.....	79
Figura 4.7 Representación de los datos del análisis químico (meq L ⁻¹) mediante diagramas de barras Collins.	80
Figura 4.8 Representación de los datos del análisis químico (meq L ⁻¹) por el diagrama el diagrama de stiff.	81
Figura 4.9 Análisis químicos (meq L ⁻¹) representados por Schoeller's trazado semilogarítmico.	82
Figura 4.10 Diagrama de Piper que muestra el trazado de datos analíticos.	83
Figura 4.11 Diagrama de Durov que muestra el trazado de datos analíticos.....	84
Figura 4.12 Ejemplo de Sección hidroquímica	85
Figura 5.1 Distribución geográfica de la zona de estudio en los estados de Puebla y Tlaxcala.	92
Figura 6.1 Perfil Altitudinal de los sitios de muestreo de Calpulalpan-El Carmen... ..	101
Figura 6.2 Distribución de los iones expresado en mmol _c L ⁻¹ de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	106
Figura 6.3 Distribución del pH en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	107

Figura 6.4 Distribución de la conductividad eléctrica en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	108
Figura 6.5 Relación entre la suma de cationes y la suma de aniones en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	110
Figura 6.6 Relación de la conductividad eléctrica teórica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la conductividad eléctrica experimental ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	112
Figura 6.7 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la concentración de solidos totales disueltos (mg L^{-1}) de las aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen.	113
Figura 6.8 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la sumatoria de cationes ($\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	114
Figura 6.9 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la sumatoria de aniones ($\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	115
Figura 6.10 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la presión osmótica (atm) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen..	122
Figura 6.11 Relación entre presión osmótica experimental (atm) y la presión osmótica teórica (atm) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	123
Figura 6.12 Relación entre la RAS Ajustada y RAS original, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	124
Figura 6.13 Relación entre la RAS corregido y RAS original, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	125
Figura 6.14 Distribución de la Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio (RAS_{or} , RAS_{aj} y RAS_{corr}), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	130
Figura 6.15 Distribución de los valores del índice de carbonato de sodio residual en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	131

Figura 6.16 Relación PSI-RAS para las expresiones: a) PSI-RAS _{original} , b) PSI-RAS _{ajustada} y c) PSI-RAS _{corregida} , de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	133
Figura 6.17 Relación entre la fuerza iónica de los iones individuales con la fuerza iónica de las sales hipotéticas, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	135
Figura 6.18 Relación de la fuerza iónica ($M L^{-1}$), y la conductividad eléctrica de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	135
Figura 6.19 Contenido de Boro ($mg L^{-1}$), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	138
Figura 6.20 Contenido de $N-NO_3$ ($mg L^{-1}$), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	139
Figura 6.21 Contenido de $P-PO_4$ ($mg L^{-1}$), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	140
Figura 6.22 Contenido de Silicio ($mg L^{-1}$), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	141
Figura 6.23 Diagrama de Piper, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	143
Figura 6.24 Diagrama de Durov, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.....	146
Figura 6.25 Diagrama de la distribución iónica, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	153
Figura 6.26 Distribución de las sales hipotéticas, en porcentaje, de las aguas de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	155
Figura 6.27 Concentración iónica en porcentaje de $mmolc L^{-1}$, de las aguas de los lagos- cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	156
Figura 6.28 Relación funcional entre la conductividad eléctrica teórica y la experimental ($\mu S cm^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	158

Figura 6.29 Relación funcional entre la concentración de sales en mg L^{-1} y la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	159
Figura 6.30 Relación de la suma de cationes (mmolc L^{-1}) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	160
Figura 6.31 Relación de la suma de aniones (mmolc L^{-1}) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	160
Figura 6.32 Relación entre la presión osmótica teórica y la presión osmótica experimental (atm), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	162
Figura 6.33 Relación entre la presión osmótica teórica (atm) y la la conductividad eléctrica en ($\mu\text{S cm}^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	162
Figura 6.34 Relación entre los valores de RAS ajustada y RAS original, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	164
Figura 6.35 Relación entre los valores de RAS corregida y RAS original, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	164
Figura 6.36 Clasificación de las aguas, mediante el diagrama de Ayers y Westcot, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	165
Figura 6.37 Evaluación del carbonato de sodio residual, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	167
Figura 6.38 Distribución del contenido del boro (mg L^{-1}), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	169
Figura 6.39 Distribución del contenido de N-NO_3^- (mg L^{-1}), de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	170
Figura 6.40 Distribución del contenido de P-PO_4 (mg L^{-1}), de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	171
Figura 6.41 Distribución del contenido de Silicio (mg L^{-1}), de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.	172

Figura 6.42 Diagrama de Durov, de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.....	173
Figura 6.43 Distribución con base a su altitud (metros) de las aguas freáticas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	178
Figura 6.44 Relación de cationes ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) y la conductividad eléctrica (mS cm^{-1}), de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.	186
Figura 6.45 Relación de aniones ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) y la conductividad eléctrica (mS cm^{-1}), de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.	187
Figura 6.46 Relación de la concentración de solidos totales disueltos (mg L^{-1}) y la conductividad eléctrica (mS cm^{-1}) y de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	188
Figura 6.47 Relación de la conductividad eléctrica teórica (mS cm^{-1}) y la conductividad eléctrica experimental (mS cm^{-1}) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.	189
Figura 6.48 Valores de la Conductividad Eléctrica dada en mS cm^{-1} y los valores de pH, de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla. ...	190
Figura 6.49 Concentración de Boro (mg L^{-1}) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	191
Figura 6.50 Concentración de N-NO_3 (mg L^{-1}) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	192
Figura 6.51 Concentración de P-PO_4 (mg L^{-1}) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	193
Figura 6.52 Concentración de SiO_2 (mg L^{-1}) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	194
Figura 6.53 Composición química, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	195
Figura 6.54 Relación funcional de $\text{LogNa} = a f (\text{LogCl})$, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.	196
Figura 6.55 Diagrama de Piper, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.....	197

Figura 6.56 Diagrama de Durov, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-
Salinas, Puebla..... 198

1. INTRODUCCIÓN

El deterioro de la calidad del agua superficial en nuestro país se atribuye a las actividades antropogénicas, se debe principalmente a la descarga de agua de origen urbano-industrial y a las actividades agrícolas. Los usos del agua en México, de acuerdo a sus usos consuntivos, el uso agrícola corresponde al 76 %, de los cuales el 61 % proviene de fuentes superficiales y con 39 % subterránea (CONAGUA, 20018). La calidad del agua se refiere a sus características para un uso específico, para el uso agrícola se define por sus constituyentes mayoritarios como el calcio (Ca^{2+}), Magnesio (Mg^{2+}), Sodio (Na^+), potasio (K^+), carbonatos (CO_3^{2-}), bicarbonatos (HCO_3^-), Sulfatos (SO_4^{2-}) y Cloruros (Cl^-) y en menor proporción los B^{3+} , N y P (Silva, 2004). Resulta relevante conocer la concentración cualitativa y cuantitativa, así como la predominancia de iones en el agua permite predecir su posible afectación sobre el suelo y los cultivos, cuando se utiliza en el riego (Can *et al.*, 2014). En el suelo, el uso del agua de mala calidad propicia la acumulación de iones que forman sales y degradan la calidad; en los cultivos, pueden ocasionar problemas de toxicidad y desbalances osmóticos (Sánchez *et al.*, 2002). En el estado la precipitación media estatal es de 1270 mm anuales; las lluvias se presentan en verano en los meses de junio a octubre. Sin embargo, el volumen no se encuentra uniformemente distribuido, pues mientras algunas zonas, como la Sierra Norte, cuentan con abundantes corrientes superficiales, en la porción sur y área de la mixteca son escasas, de poco caudal y son casi totalmente aprovechadas, aunque presentan problemas de contaminación. En este estudio se determinó la composición química y las concentraciones totales electrolíticas, con el objetivo de evaluar su calidad para uso agrícola. En las aguas salinas de Zapotitlán, se debe mencionar que el sinnúmero de surgencias que se presenta en la zona de Zapotitlán se debe a evaporitas marinas sepultadas y a sedimentos salinos carbonatados que tuvieron su origen durante las explosiones volcánicas que levantaron la zona de Zapotitlán durante el Terciario (Reyes, 1998).

TIPO DE INVESTIGACIÓN

Este trabajo de investigación es de tipo prospectivo, transversal, descriptivo y observacional.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general

Caracterización de las propiedades físico-químicas de las aguas superficiales, subterráneas y Salmueras de Zapotitlán-Salinas de los estados de Tlaxcala y Puebla.

2.2 Objetivos específicos

a. AGUAS DE BAJA CONCENTRACIÓN

- 1) Determinar los parámetros físico-químicos de las aguas de baja concentración de la zona Calpulalpan-El Carmen; mediante los parámetros: pH, CE, Ca, Mg, Na, K, CO₃, HCO₃, Cl, SO₄, RSE, RSC, B, P-PO₄, N-NO₃ y SiO₂.
- 2) Obtener los diferentes valores de la relación de adsorción de sodio (RAS) en sus diferentes conceptualizaciones: RAS_{original}, RAS_{aj} y RAS_{corr}.
- 3) Determinar y evaluar los contenidos de Boro, N-NO₃, P-PO₄ y SiO₂.

b. AGUAS DE ALTA CONCENTRACIÓN (SALMUERAS) DE LA ZONA DEL CRETÁCICO DE ZAPOTITLÁN-SALINAS, ESTADO DE PUEBLA.

1. Caracterizar la composición físico-química de las salmueras mediante los siguientes parámetros: pH, CE, Ca, Mg, Na, K, CO₃, HCO₃, Cl, SO₄, RSE, RSC, B, P-PO₄, N-NO₃ y SiO₂.
2. Elaborar los diagramas geoquímicos para cationes y aniones.
3. Caracterizar la composición físico-química de las evaporaciones sucesivas de los lagos-cráter de Alchichíca, Atexcac, y del nacimiento Guajillera, estado de Puebla.

3. HIPÓTESIS

- A. Con los valores obtenidos de los diferentes parámetros físico-químicos es posible obtener índices de calidad química de las aguas de baja concentración y su uso en la agricultura del trayecto Calpulalpan-El Carmen.

- B. Con los valores obtenidos de los diferentes parámetros físico-químicos se podrán construir diferentes tipos geoquímicos de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, estado de Puebla.

4. REVISIÓN DE LITERATURA

4.1 El agua y su distribución

En la naturaleza el agua, ha sido siempre un elemento indispensable para la existencia y desarrollo de todos los tipos de vida que existen en el planeta (Del Valle, 1992). En el cuadro 4.1 se anota la distribución del agua aproximada:

Cuadro 4.1 Distribución del agua en el planeta

Sitios	Volumen (millones de Km ³)	%
Océanos	1370	97.5
Casquetes polares	30	2.14
Agua en tierra firme	4	0.29
Atmosfera	0.007-0.0012	0.0005

El agua en el mundo de un total de 1386 billones de hm³ del cual el 97.5 % es agua salada y solo el 2.5 % es agua dulce; de esta cantidad casi el 70 % no está disponible para el consumo humano debido a que se encuentra en los glaciares, hielo y nieve.

4.2 Usos del agua en México

Distribución del agua en México

En todo el país llueve aproximadamente 1511 km³ de agua cada año. Alrededor de 72% (1084 km³) de esa agua de lluvia regresa a la atmósfera por evapotranspiración.

Es así que, México es un país árido o semiárido con 56%, en donde los estados del norte abarcan el 50% de la superficie y llueve sólo 25% del total. Mientras que, en la parte angosta del país, es ocupada por el 27.5% del territorio, donde cae la mayoría del agua de lluvia (49.6%), correspondiente a los estados del sur-sureste.

En México el 61% del agua utilizada en el país proviene de las fuentes superficiales como ríos, arroyos y lagos, mientras que el 39% proviene de fuentes subterráneas

(acuíferos). El Cuadro 4.2, muestra la cantidad de agua que se utiliza para las diversas actividades según la fuente de extracción, para el año 2017.

Cuadro 4.2 Usos consuntivos por tipo de fuente de extracción (CONAGUA, 2018).

Uso Consuntivo	Origen		Volumen total (miles de hm ³)	Porcentaje de extracción
	Superficial (miles de hm ³)	Subterráneo (miles de hm ³)		
Agrícola ^a	42.27	24.32	66.80	76.0
Abastecimiento público ^b	5.25	7.38	12.63	14.4
Industria autoabastecida ^c	2.04	2.23	4.27	4.9
Termoeléctricas	3.70	0.45	4.15	4.7
Total	53.46	34.39	87.84	100.0

Los datos corresponden a volúmenes concesionados al 31 de diciembre de 2017. En el Registro Público de Derechos de Agua (REPGA) registra los volúmenes concesionados o asignados a los usuarios de aguas naturales.

^a Agrícola Incluye uso pecuario, acuicultura, múltiples y otros.

^b Abastecimiento público: público urbano y doméstico.

^c Industria autoabastecida; agroindustrial, servicios, industrial y comercio.

4.3 Origen de las sales solubles en las aguas naturales

La fuente principal de sales en suelos y en aguas de riego, es el intemperismo geoquímico permanente sobre las rocas que se encuentran en los espesores superficiales de la corteza terrestre y que tiene lugar en todo el tiempo geológico. Este proceso de intemperismo elemental representa un eslabón entre el intercambio geoquímico de materia entre continentes y océanos (Kovda *et al.*, 1967)

La mayoría de rocas que conforman la corteza terrestre se han formado bajo condiciones de altas temperaturas y presiones. Los diferentes cristales que constituyen estas rocas no son estables cuando estos minerales se encuentran expuestos bajo condiciones atmosféricas. Por lo tanto, el intemperismo es un proceso espontáneo que transforma a los minerales primarios en otros minerales que son más estables en la superficie de la corteza terrestre. Los agentes que están

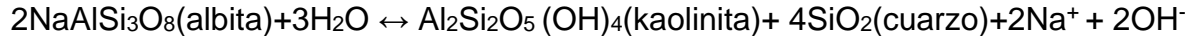
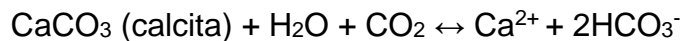
involucrados en el intemperismo geoquímico son: a. El agua de lluvia; b. El oxígeno; c. El bióxido de carbono (CO₂); d. El metano (CH₄); y e. El ácido sulfhídrico (H₂S).

La materia orgánica (MO) es un agente reductor y también una fuente de ácidos orgánicos que promueven el intemperismo y la migración de cationes en forma de quelatos. En general, por medio de los efectos de agentes del intemperismo, los minerales primarios se transforman en especies solubles, de acuerdo con el esquema siguiente (Suarez y Jurinak, 2011):

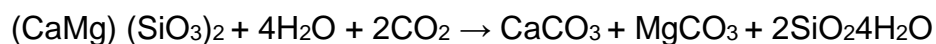
Minerales → Especies solubles

En esta reacción, existen los productos en solución en la misma proporción que se producen en el mineral.

Ejemplos de reacciones químicas del intemperismo:



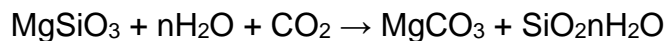
Intemperismo de silicatos de calcio y de magnesio:



Intemperismo de aluminosilicatos que contienen calcio:



Intemperismo de silicatos magnésicos:



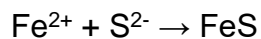
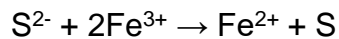
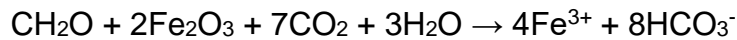
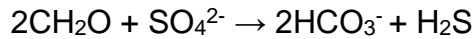
Intemperismo de aluminosilicatos que contienen sodio:



Intemperismo de aluminosilicatos que contienen potasio:



Procesos de reducción de nitratos, sulfatos y óxidos de hierro debido a la actividad biológica de microorganismos, con participación de la materia orgánica (MO). Aquí el CH₂O representa la materia orgánica.



Como consecuencia de esto en todas las reacciones de procesos de reducción se forman los bicarbonatos. Estos procesos se presentan con mucha intensidad en las aguas residuales de la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán que riegan los suelos del Valle del Mezquital, estado de Hidalgo (Mendoza, 2009).

En síntesis, sobre el origen de sales solubles que salinizan los suelos y espesores subyacentes, se debe señalar lo siguiente:

1. Las fuentes primarias de sales solubles en la corteza terrestre son:
 - a) Emanaciones gaseosas volcánicas y plutónicas (lavas, fumarolas y magma) y productos de sus cambios y reacciones físico-químicas.
 - b) Sales y gases que se encuentran solubilizados en fuentes termales.
 - c) Productos de oxidación de algunos elementos de la atmósfera y de algunos de sus gases.
 - d) Productos solubles derivados del intemperismo de rocas cristalinas.
2. Durante estos procesos, los productos gaseosos solubles se presentan en forma de elementos (S, Cl) que se oxidan posteriormente o se solubilizan en las aguas.
 - a) Óxidos (SO₂, SO, CO₂, B₂O₃), que se solubilizan en las aguas y se transforman posteriormente en ácidos, por lo que estos compuestos reaccionan con diferentes rocas y se asocian con cationes alcalinos y alcalino-térreos.

- b) Ácidos (HCl, H₂S), H₃BO₃)
 - c) Sales (NaCl, NH₄Cl)
3. La atmósfera es la fuente primaria de sales de los ácidos nítrico, nitroso y carbónico.
 4. Una fuente fundamental de todos los tipos actuales de acumulaciones salinas, es el intemperismo de rocas cristalinas y que dan lugar a carbonatos, sulfatos, cloruros y boratos (Kovda *et al.*, 1967).

4.4 Procesos de acumulación de sales

Casi todos los ácidos conocidos forman diferentes sales. En los suelos se encuentran sales solubles en diferentes cantidades que varían de acuerdo con los diferentes procesos de acumulación de sales en suelos y en aguas (Kovda *et al.*, 1967). En la geografía y geoquímica de los procesos de acumulación de sales solubles en suelos y aguas es necesario diferenciar mediante los denominados ciclos de acumulación de sales:

Ciclos continentales. Estos ciclos de acumulación están relacionados con el movimiento, redistribución y acumulación de los carbonatos, sulfatos y cloruros, en las regiones del interior de los continentes que no tienen un drenaje natural. Dependiendo del origen de las sales que se acumulan en los suelos y aguas se clasifican en: a) ciclos primarios de acumulación son producto del intemperismo y formación del suelo en rocas ígneas (por ejemplo; la gran región de Mongolia), y b) ciclos secundarios de acumulación son la redistribución de sales acumuladas de rocas sedimentarias (un ejemplo es la gran zona de Irán y la región de Asia Central de Fergana).

Ciclos marinos. Éstos están relacionados con la acumulación de sales marinas. Estas sales son principalmente sales de sodio (NaCl). Estas sales se acumulan en las planicies costeras de las tierras bajas secas y en las orillas de bahías y golfos poco profundos.

Ciclos deltaicos. Estos ciclos han sido muy importantes para la agricultura, las áreas de los deltas de los ríos han sido ampliamente utilizados para el riego de cultivos agrícolas desde tiempos antiguos, ejemplos de estos deltas son: los deltas de los ríos Tigris y Éufrates, Nilo y río Colorado. Este ciclo se ha caracterizado por poseer una compleja combinación de procesos de movimiento continental por el flujo de los ríos hacia los valles deltaicos y en otras ocasiones hacia adentro de los valles.

Ciclos artesianos. Estos ciclos están relacionados con la evaporación de aguas Subterráneas profundas que han ascendido hasta la superficie de los suelos a través de fracturas tectónicas y de estructuras montañosas quebradas. Su ascenso se realiza mediante subpresión. Es preciso señalar que, los procesos de acumulación de estas sales están definidos y relacionados de acuerdo con los tipos de relieve y de ciertas condiciones geomorfológicas e hidrológica

Ciclos antropogénicos. Estos ciclos son el resultado de los errores derivados de las actividades económicas realizadas por el hombre. Por ejemplo, llevar a cabo riegos con aguas subterráneas de mala calidad, la acumulación de sales en los suelos puede deberse a que el hombre desconoce las leyes de los procesos de acumulación de sales.

4.5 Solubilidad de las sales nocivas en el agua

4.5.1 Fuentes de sales en los continentes

Las sales sólo pueden interactuar con el suelo y las plantas cuando se encuentran solubles en el agua (Aceves, 2011).

La solubilidad es la capacidad que tiene una sustancia de disolverse en otra; lo cual depende de los siguientes factores: la naturaleza o propiedades del soluto y del solvente, la temperatura, la presión y el pH.

La solubilidad de un sólido en un líquido por lo general aumenta cuando se incrementa la temperatura. Existen algunas excepciones como muchos compuestos

de calcio en el que varía inversamente y el cloruro de sodio en el que prácticamente no sufre variación.

En la composición de los suelos podemos identificar tres principales tipos de sales nocivas: las sales solubles, las sales intercambiables, y las sales precipitadas. Las sales solubles son las que afectan a las plantas en los suelos las cuales se forman a partir de 15 elementos de la corteza terrestre (Cuadro 4.3).

Cuadro 4.3 Composición de los principales elementos en la corteza terrestre.

Elemento	Composición (%)	Elemento	Composición (%)
Oxígeno	49.13	Hidrogeno	1.00
Silicio	26.00	Titanio	0.61
Aluminio	7.45	Carbono	0.35
Hierro	4.20	Cloro	0.20
Calcio	3.25	Fósforo	0.12
Sodio	2.40	Azufre	0.10
Magnesio	2.35	Manganeso	0.10
Potasio	2.35		

El intemperismo de las rocas que contienen estos elementos, los libera mediante reacciones de hidratación y disolución de los minerales. Estos posteriormente constituyen las sales que pasan a formar parte de las soluciones y que son conducidas y distribuidas a diferentes zonas, como depósitos continentales o finalmente al mar. Estas sales transportadas en el agua salinizan los suelos agrícolas.

4.5.2 La solubilidad de las sales más importantes

Al estudiar los procesos de salinización de los suelos, es muy importante tomar en cuenta las diferencias de solubilidad de las sales (Kovda *et al.*, 1967).

Así en las soluciones complejas, la solubilidad de la mayoría de las sales es muy variable. Por lo tanto, en una misma solución, la presencia de una sal teniendo un

ion común causa que la solubilidad de la sal sea cambiante. En el siguiente cuadro 4.4 se observa la solubilidad de algunas sales.

Cuadro 4.4 Solubilidad máxima en el agua de algunas sales a temperaturas diferentes (solución saturada).

Sal	En g por 100 g de solución						En g por litro de solución					
	Temperatura °C						Temperatura °C					
	0	10	20	30	40	50	0	10	20	30	40	50
Na₂CO₃	6.5	10.9	17.9	28.4	32.4	32.1	70	122	213	371	114	429
NaHCO₃	6.5	7.5	8.7	10.0	11.3	12.7	68	80	93	107	121	137
Na₂SO₄	4.3	8.3	16.1	29.0	32.6	31.8	45	90	185	373	430	415
NaCl	26.3	26.3	26.4	26.5	26.7	26.9	318	317	317	317	318	319
MgSO₄	18.0	22.0	25.2	28.0	30.8	33.4	-	-	-	-	-	-
MgCl₂	38.8	39.8	41.0	48.6	51.8	54.5	-	-	-	-	-	-
CaCl₂	37.3	39.4	42.7	50.7	53.4	56.0	-	-	-	-	-	-
NaNO₃	42.1	44.4	16.7	49.0	51.2	53.3	570	607	686	686	724	762
KNO₃	11.6	17.5	24.0	31.5	39.0	46.1	125	194	279	384	498	614
K₂CO₃	51.7	52.2	52.6	53.2	53.9	54.7	814	823	829	839	852	867
KHCO₃	18.4	21.5	25.2	28.5	32.2	36.0	-	-	-	-	-	-
K₂SO₄	6.7	8.5	10.0	11.5	12.9	14.2	71	91	108	125	142	157
KCl	21.9	23.8	25.6	27.2	28.7	3.01	253	277	301	322	341	359

La solubilidad de las sales está relacionada con la temperatura y el tipo de sal, es importante esta propiedad en el riego agrícola porque, generalmente, sí la concentración salina es elevada ocasiona efectos perjudiciales a los cultivos. Se ha observado que las sales más nocivas son aquellas cuya solubilidad es alta, ya que las que son poco solubles precipitan antes de alcanzar niveles perjudiciales para los cultivos (Kovda *et al.*, 1967), en la Figura 4.1. Se observa la relación de la solubilidad de las sales con respecto de la temperatura.

No todos los elementos son extraídos en igual intensidad ya que su velocidad de migración y acumulación es inversamente proporcional al coeficiente de energía de los iones (Kovda *et al.*, 1967).

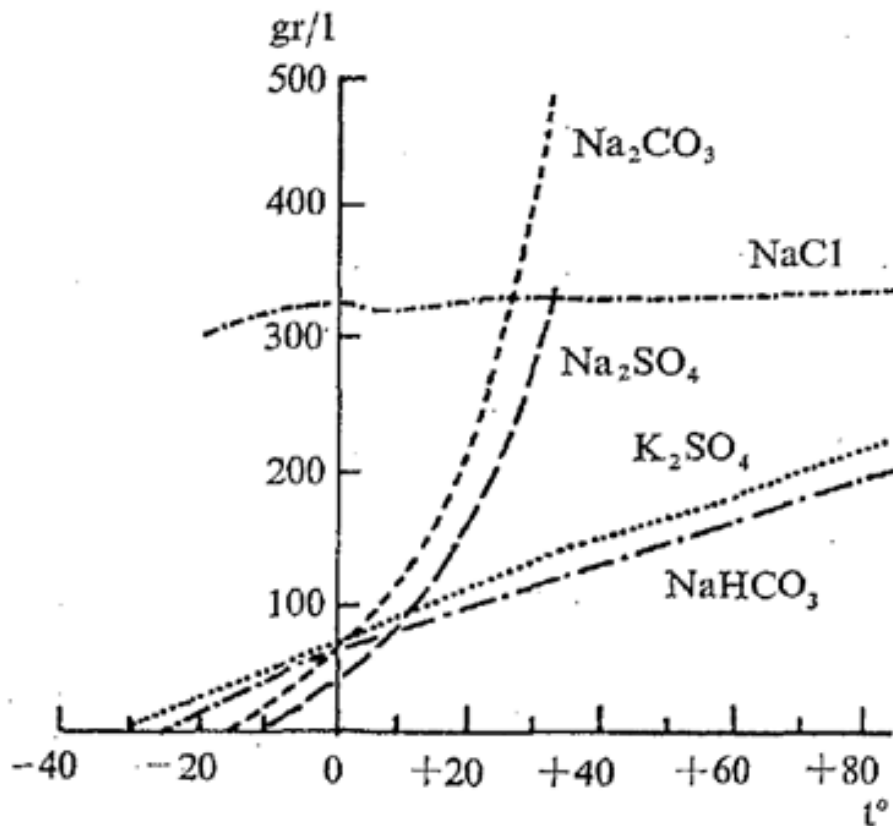


Figura 4.1. Solubilidad de las sales dependiendo la temperatura

En la Figura 4.1 se observa que la solubilidad disminuye o aumenta junto con la temperatura en todas las sales excepto el NaCl que es la más soluble y no varía con la temperatura, es decir, su solubilidad casi permanece constante en comparación con las demás sales, por esto es muy perjudicial a ciertos niveles de concentración para algunos cultivos (Kovda *et al.*, 1967).

4.6 Principales sales solubles en las aguas superficiales, subterráneas y freáticas

Las sales más comunes en los suelos y aguas

Las sales solubles en los suelos, aguas superficiales, subterráneas y freáticas. Las sales solubles más importantes que se encuentran en suelos y aguas de zonas áridas y semiáridas, de acuerdo a su toxicidad que provocan, del orden siguiente: sales del ácido clorhídrico, sales de ácido sulfúrico y sales del ácido carbónico. (Kovda *et al.*, 1967; Mendoza, 2009).

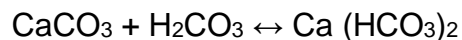
4.6.1 Sales del ácido carbónico

Carbonatos

Las sales del ácido carbónico se encuentran en suelos y aguas freáticas de zonas áridas y semiáridas, e inclusive en las estepas boscosas. El efecto de estas sales depende de su composición, cantidad de bicarbonatos y carbonatos de sodio que se acumulan en suelos, aguas freáticas y superficiales, su grado de solubilidad y toxicidad para las plantas de las diferentes sales del ácido carbónico.

Carbonato de calcio (CaCO₃)

El carbonato de calcio es una sal de baja solubilidad (0.0131 g L⁻¹), pero aumenta considerablemente en presencia de ácido carbónico, gracias a la formación de bicarbonatos de calcio debido a la reacción:



Prácticamente no es nociva para la mayoría de plantas. La solubilidad del carbonato de calcio se encuentra influenciada en gran medida por el contenido de bióxido de carbono disuelto en el agua (Cuadros 4.5 y 4.6).

Cuadro 4.5 Solubilidad del carbonato de calcio de acuerdo con la cantidad del CO₂ en el aire, a una temperatura de 16°C.

Contenido de CO ₂ en el aire en % (por volumen)	Contenido en g en 1.0 L de agua		pH
	De acuerdo con Schlesing	De acuerdo con Weigner	
0.00	0.0131	0.0131	10.23
0.03	0.0634	0.0627	8.48
0.30	0.1334	0.1380	7.81
1.00	0.2029	0.2106	7.47
10.00	0.4700	0.4889	6.80
100.00	1.0986	1.0577	6.13

Cuadro 4.6 Solubilidad del carbonato de calcio con una presión parcial de CO₂ de 0.00032 atm.

Temperatura °C	0	5	10	15	20	25	30
CaCO ₃ (contenido)	0.081	0.075	0.070	0.065	0.060	0.056	0.052

Carbonato de magnesio (MgCO₃)

Se caracteriza por tener mayor solubilidad que el carbonato de calcio (Cuadro 4.7). En presencia del ácido carbónico, hay formación de bicarbonatos de magnesio, la solubilidad del MgCO₃ fuertemente aumenta. Como el carbonato de magnesio es una sal de base fuerte y de un ácido débil, en el proceso de hidrolisis de la solución que contiene los iones de bicarbonato y los iones de magnesio, tiene valores de pH altos (9-10).

Cuadro 4.7 Solubilidad del carbonato de magnesio en agua a temperatura de 18°C, para diferentes presiones parciales de CO₂.

Presiones parciales de CO ₂ (atm)	0.005	0.001	0.01	0.1	1.0	5.0	10.0
Contenido de carbonato de magnesio (g L ⁻¹)	2.51	3.11	6.04	12.2	25.8	46.0	59.2

Carbonato de sodio (Na_2CO_3)

Las sales del ácido carbónico y sodio se encuentran comúnmente en la naturaleza y se acumulan en suelos y aguas, a veces en cantidades considerables. El carbonato de sodio existe en suelos y aguas freáticas en distintas modificaciones. Puesto que es una sal del ácido carbónico y sodio, o sea Na_2CO_3 .

Ya en los suelos este compuesto se cristaliza con diferentes cantidades de agua ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ y $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Cuando el carbonato de sodio Na_2CO_3 se hidroliza el pH de las soluciones alcanza valores de 12. Debido a su alta solubilidad (178 g L^{-1}) y alcalinidad, es muy tóxico para las plantas. La presencia de carbonato de sodio y de bicarbonato de sodio provoca que los sistemas coloidales de los suelos se dispersen o se pepticen, debido a altos valores del sodio intercambiable.

El bicarbonato de sodio se caracteriza por una menor alcalinidad y toxicidad en comparación con la soda normal (Na_2CO_3). Esto es debido al hecho de que bicarbonato de sodio está parcialmente neutralizado por el ácido carbónico. Durante la evaporación de aguas freáticas que contienen carbonatos y bicarbonatos de sodio, se precipitan y se acumulan en horizontes superficiales de suelos en cristales de una sal doble Na_2CO_3 , $\text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ o cristales puros de NaHCO_3 .

Carbonato de potasio (K_2CO_3)

Esta sal se encuentra en los suelos y aguas en cantidades más pequeñas que el carbonato de sodio.

4.6.2 Sales del ácido sulfúrico

Sulfatos

Las sales del ácido sulfúrico se encuentran en variables cantidades en casi todos los suelos y aguas. En suelos y aguas freáticas de estepas y desiertos, los sulfatos a veces se acumulan considerablemente. El valor agronómico o de mejoramiento de los sulfatos depende fuertemente del catión acompañante.

Sulfato de calcio (CaSO_4)

El sulfato de calcio (yeso) es una sal que no es tóxica para las plantas, debido a su solubilidad (1.9 g L^{-1}).

Sulfato de magnesio (MgSO_4)

Es un componente típico de suelos salinos. Debido a su alta solubilidad (262 g L^{-1}) es de extrema toxicidad para las plantas. También se encuentra en aguas superficiales y en algunos lagos y sedimentos, nunca se acumula en suelos en forma pura, sino conjuntamente con otras sales solubles; en tales casos se requieren medidas radicales de mejoramiento, como lavados de suelo.

Sulfato de sodio (Na_2SO_4)

Es una sal típica de suelos salinos, aguas freáticas salinas y lagos. La toxicidad del sulfato de sodio es dos o tres veces menor que la del sulfato de magnesio. Debido a cambios en la solubilidad del sulfato de sodio en función de la temperatura; la mirabilita ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) fácilmente se deshidrata y transforma a thenardita (Na_2SO_4). Por tanto, los suelos con abundancia Na_2SO_4 acumulan esta sal en la superficie, que se hace fofa. La capa superior, de 5 a 10 cm tiene una estructura muy suelta, fofa, con granos simples, estando las partículas del suelo floculadas en granos del tamaño de arena. La superficie tiene con frecuencia una delgada costra que es fácilmente rota y que evita que el suelo sea arrastrado por el viento.

Sulfato de potasio (K_2SO_4)

No se acumula en grandes cantidades en los suelos.

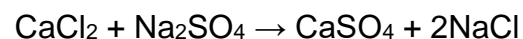
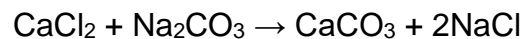
4.6.3 Sales del ácido clorhídrico

Cloruros

Los cloruros, conjuntamente con sulfatos, son los compuestos más importantes que provocan la formación de suelos salinos y aguas freáticas salinas. Todos los cloruros se caracterizan por una alta solubilidad y en consecuencia, una alta toxicidad para las plantas.

Cloruro de calcio (CaCl₂)

Esta sal existe en los suelos muy raras veces, debido a que reacciona fácilmente con el carbonato y sulfato de sodio fácilmente, para formar sulfato de calcio y carbonato de calcio; estas sales se precipitan en la solución del suelo de acuerdo con las reacciones siguientes:



Por eso la presencia del cloruro de calcio es característica de las soluciones de los suelos, de suelos y aguas de lagos salados, pero solamente en grados extremos de salinización (de 400-500 g L⁻¹). Esta sal también aparece en horizontes superficiales de suelos como una sal efímera, debido a reacciones de intercambio catiónico que ocurre en las soluciones ascendentes, entre el cloruro de sodio y el calcio intercambiable de los coloides del suelo.

Cloruro de magnesio (MgCl₂)

Esta sal se encuentra con mayor frecuencia en suelos salinos, aguas freáticas salinas y lagos freáticos salinos, en comparación con el cloruro de calcio. Sin embargo, su acumulación de grandes cantidades ocurre solamente en grados máximos de salinización debido a su alta solubilidad (353 g L⁻¹); se caracteriza por su alta toxicidad y es una de las sales más nocivas para las plantas.

Cloruro de sodio (NaCl)

Conjuntamente con el sulfato de sodio y el sulfato de magnesio es una de las sales de mayor frecuencia y componente constante en suelos salinos, su toxicidad para las plantas es excepcionalmente alta, así como su alta solubilidad (264 g L^{-1}); inclusive en contenidos de 0.1% las plantas se desarrollan anormalmente. Muchos suelos salinos contienen 2-5% de NaCl. Los suelos salinos solo se pueden mejorar por la lixiviación de estas sales.

Cloruro de potasio (KCl)

De acuerdo con sus propiedades químicas, en general, es similar al cloruro de sodio. Sin embargo, con frecuencia en suelos no se encuentra ampliamente distribuido. Este aspecto se explica, por el consumo del potasio por las plantas y en gran medida, por la absorción del ion potasio por los sistemas arcillosos de los suelos. Cuando se encuentra presente en el suelo en grandes cantidades, su toxicidad es tan alta como la del NaCl. Debido a la gran importancia de potasio en la nutrición mineral de las plantas, los depósitos de esta sal son de gran valor como fuente de fertilizante.

4.6.4 Sales del ácido nítrico

Nitratos

Las sales del ácido nítrico constituyen un compuesto químico los cuales son de gran importancia en el suelo. Estas sales no se acumulan en grandes cantidades en el suelo en la mayoría de los casos, el contenido no es más de 0.05% de NO_3 . Los nitratos son un elemento importante en la nutrición mineral de las plantas, proporcionando una fuente de nitrógeno, sin el cual las plantas no viven. En áreas desérticas, como los son Chile, Perú, India, Asia Central y Arabia los nitratos de sodio y potasio causan salinización aguda y vuelve al suelo estéril. Además, debido a su alta solubilidad, los nitratos pueden ser lavados fácilmente de los suelos.

4.6.5 Sales del ácido bórico

Boratos

Es raro encontrar suelos con exceso de sales de ácido bórico. Cuando esto ocurre, es usualmente en la proximidad de volcanes (el caso de América Latina).

4.7 Componentes importantes del agua de riego en función de su origen

a) Agua de lluvia

El agua de lluvia tiene el contenido en sal más bajo de todos los tipos de agua usados para la irrigación. Esta agua contiene los gases disueltos (N_2 , Ar, O_2 , CO_2) y las sales disueltas que se originan de fuentes terrestres y marinas. Generalmente, la cantidad de iones en el agua de lluvia (NH_4 , Cl, Na) varía extensamente y es dependiente en la distancia del mar y las áreas de la deflación eólica (2-20 toneladas por el km^2). Por ejemplo, el cuadro 4.8 ilustra la composición del agua de lluvia recogida cerca de la línea costera de Israel, y la figura 4.2 demuestra los cambios en el contenido del cloruro del agua de lluvia en Alemania sobre una distancia de 1300 kilómetros de la costa de mar.

Cuadro 4.8 La influencia de la distancia del mar y contenido de sal del agua de mar en la composición química del agua de lluvia.

Localización	Mar	Distancia del mar (Km)	HCO_3 mg L ⁻¹	SO_4 mg L ⁻¹	Cl mg L ⁻¹	Mg mg L ⁻¹	Ca mg L ⁻¹	Na mg L ⁻¹	K mg L ⁻¹	Conductividad a 25°C $\mu mho\ cm^{-1}$
Jerusalén	Mediterráneo	52.5	34.77	30.35	13.06	1.87	18.81	7.66	1.02	170
Haifa	Mediterráneo	1.2	43.69	33.09	13.84	2.19	25.84	8.02	1.64	200
Eilat	Mar rojo	0.1	53.64	21.95	26.98	1.22	26.00	9.06	3.01	232
Sedom	Mar muerto	0.1	85.79	118.70	13.05	9.95	49.20	18.62	8.13	467

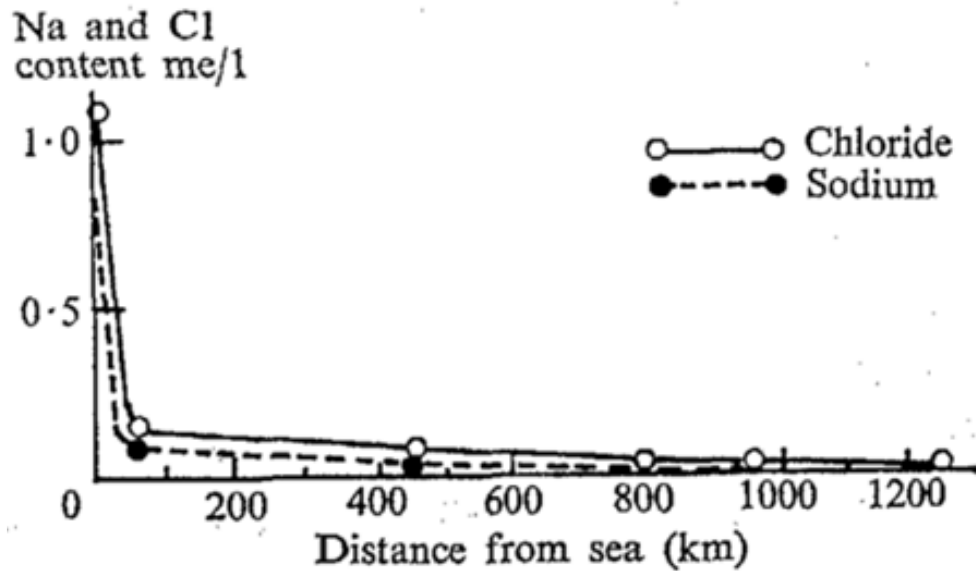


Figura 4.2 La relación del contenido del sodio y del cloruro del agua de lluvia a distancias del mar.

b) Agua superficial

El contenido de sal del agua superficial es una función de las rocas que prevalecen en la fuente del agua, la zona climática, la naturaleza del suelo; sobre el cual fluye el agua y de eventuales contaminaciones por actividades humanas. Las aguas superficiales se pueden clasificar en dos grupos: agua corriente (ríos) y agua estancada (por ejemplo, lagos).

De la composición principal de las aguas de ríos en el mundo entero (el cuadro 4.9) se observa que, los aniones predominantes son HCO_3 y SO_4 , y los cationes principales son Ca^{++} y Na^+ (o Ca^{++} y Mg^{++} sobre una base equivalente).

Cuadro 4.9 Composición media del agua de algunos ríos en el mundo en mg L⁻¹ .

Localización	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
América del Norte	68.0	20.0	8.0	1.0	21.0	5.0	9.0	1.4
América del Sur	31.0	4.8	4.9	0.7	7.2	1.5	4.0	2.0
Europa	95.0	24.0	6.9	3.7	31.1	5.6	5.5	1.7
Asia	79.0	8.4	8.7	0.7	18.4	5.6	9.3	9.3
África	42.0	13.5	12.1	0.8	12.5	3.8	11.0	--
Australia	31.6	2.6	10.0	0.05	3.9	2.7	2.9	1.4
Mundo	58.4	11.2	7.8	1.0	15.0	4.1	6.3	2.3

Los lagos estancados encontrados en regiones áridas y semiáridas se caracterizan generalmente por el alto contenido en sal (Kovda *et al.*, 1967).

c) Agua subterránea

El contenido de sal en el agua subterránea es dependiente en la fuente del agua y en el curso sobre el cual fluye. La mineralización del agua subterránea está de acuerdo con la ley de la disolución, basada en el contacto entre el agua y los estratos que contienen agua. Mientras los cambios en el contenido en sal del agua subterránea en el proceso de la recarga resultan de la reducción, del intercambio de la base, la transpiración, la evaporación y de la precipitación.

Los procesos de la reducción, principalmente de la naturaleza bioquímica, influyen la concentración de sulfatos (SO_4) en el agua subterránea. Mientras que está fluyendo el agua subterránea el suelo actúa como un intercambiador de iones y los cationes en el agua alcanzan un equilibrio con los cationes del suelo. El aumento general del contenido de sal es debido a la evapotranspiración o a la disolución, y es afectado principalmente por el clima. Hay una distribución zonal del contenido de sal en el agua, determinada por la geología, el clima y la profundidad al agua.

d) Agua de mar

El agua de mar es una solución compleja que contiene una gran cantidad de elementos (iones, gases, materia orgánica, microfauna, flora, etc.). Entre los

elementos químicos están: ion de cloruro (predomina el 55%), sodio (30%), sulfato (7%), magnesio (3.7%), y potasio (1.1%).

PICKARD (1964) observó que los rangos de valores de la salinidad del agua superficial en el océano abierto dan valores de 33-37 g L⁻¹. Más altos ocurre en regiones con la alta evaporación tal como el Este del Mediterráneo (39 g L⁻¹) y el Mar Rojo (41 g L⁻¹). El agua de mar se puede utilizar para propósitos de la irrigación solamente después de experimentar un proceso industrial de desalinización. Tal tratamiento produce agua que tiene una composición gradualmente diferente al agua original.

4.8 Composición química de las aguas de suelos (extractos de saturación), aguas superficiales (ríos) y aguas de pozos

La diversidad de concentraciones iónicas en las aguas superficiales se debe a los contenidos mineralógicos de las rocas que atraviesan estas aguas durante su escurrimiento hacia las depresiones oceánicas (Kovda *et al.*, 1967), durante este transcurso, las aguas superficiales pasan por diferentes formaciones geológicas y debido a los procesos de intemperismo de las rocas, las soluciones acuosas se enriquecen con diferentes elementos químicos.

La composición química de las aguas superficiales y las subterráneas varía ampliamente en regiones áridas y semiáridas. En el Cuadro 4.10 se muestran datos que se han seleccionado de extractos de saturación de suelos salinos, agua de pozos y de ríos que se han analizado en el Laboratorio de Salinidad de los Estados Unidos (Suarez y Jurinak, 2011). Estas muestras fueron obtenidas en diferentes partes del mundo.

Cuadro 4.10 Características químicas de los extractos de saturación de suelos, aguas de pozos y aguas de ríos afectados por la salinidad, han sido analizados en el laboratorio de salinidad de los Estados Unidos.

mmol_c L⁻¹	Origen	Número de muestras	Media	Mediana	10% menor que	90% menor que
Ca ²⁺	Extracto de saturación	139	27.80	10.60	1.40	71.80
	Pozos	115	5.90	3.10	0.80	14.50
	Ríos	68	4.70	3.40	1.00	10.90
Mg ²⁺	Extracto de saturación	139	22.20	8.00	1.10	79.10
	Pozos	115	4.30	1.50	0.50	15.30
	Ríos	61	3.60	2.20	0.60	9.20
Na ⁺	Extracto de saturación	139	93.20	53.50	1.80	219.00
	Pozos	115	15.80	6.60	0.80	44.80
	Ríos	58	7.50	3.70	0.70	18.90
K ⁺	Extracto de saturación	128	1.60	0.50	0.10	2.20
	Pozos	101	0.60	0.10	0.01	0.90
	Ríos	30	0.30	0.20	0.06	0.50
SO ₄ ²⁻	Extracto de saturación	134	400.00	29.40	3.70	94.10
	Pozos	23	6.70	3.60	0.40	5.40
	Ríos	58	6.70	4.10	0.30	9.00
Cl ⁻	Extracto de saturación	139	95.50	34.80	1.40	281.00
	Pozos	115	15.00	2.50	0.20	54.20
	Ríos	58	5.90	1.50	0.20	20.70
HCO ₃ ⁻	Extracto de saturación	139	8.30	3.00	1.20	10.30
	Pozos	115	4.90	4.10	1.90	8.20
	Ríos	58	3.30	3.00	1.70	5.70
CE (dS m⁻¹)	Extracto de saturación	134	12.90	8.80	1.10	33.70
	Pozos	115	2.40	1.20	0.30	7.30
	Ríos	58	1.40	0.92	0.30	3.20
RAS [mmol_c L⁻¹]	Extracto de saturación	139	38.50	15.10	0.90	56.10
	Pozos	115	6.60	4.70	0.60	16.50
	Ríos	58	3.30	2.40	0.70	7.40

Las soluciones de los extractos de saturación de suelos son más salinas y sódicas que las soluciones acuosas de aguas de pozos y ríos. Este aspecto, refleja los efectos de la evapotranspiración y el intemperismo, de minerales de rocas superficiales de la corteza terrestre, ya que con el aumento de contenidos salinos en las soluciones; el ion sodio (Na⁺) predomina sobre el ion calcio (Ca²⁺), debido a que las sales de sodio son más solubles que las sales de calcio. La importancia de

esta consideración de que el ion Na^+ predomina sobre el ion Ca^{2+} se refleja también en el aumento de valores de la relación de adsorción de sodio. Estos datos también muestran que el ión cloro (Cl^-) es el anión predominante en aguas de mayor salinidad, mientras que el ión sulfato (SO_4^{2-}) prevalece en las soluciones acuosas diluidas. Este aspecto es muy notable, debido a los procesos de precipitación del yeso (CaSO_4).

El aumento en la relación Mg/Ca expresa el hecho de que las sales del ion magnesio (Mg^{2+}) son más estables que las sales del ion Ca^{2+} . En términos generales, la relación Ca/ HCO_3 es más grande que uno. Y como el ion Ca^{2+} se precipita en los suelos en forma de CaCO_3 , y la relación Mg/Ca también tiende a incrementarse.

4.9 Aguas superficiales de diferentes partes del mundo

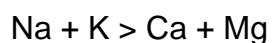
En las grandes áreas bajo riego, la cantidad de agua de riego que se aplica a diferentes cultivos, por lo general, es en exceso en comparación con aquella cantidad que es necesaria para el uso consuntivo de los diferentes cultivos.

El exceso de agua drena hacia fuera de la zona de riego a través de escurrimientos superficiales o se infiltra y percola hacia los horizontes subsuperficiales de los suelos. Por lo general, estas percolaciones de agua de riego en exceso elevan los niveles freáticos de una determinada zona de riego, por otra parte, una cantidad importante de aguas de riego que se han aplicado en exceso drenan nuevamente hacia los cauces de ríos aguas abajo (Kovda *et al.*, 1967).

Las aguas superficiales pueden ser clasificadas en dos grupos: a. aguas que fluyen (ríos), y b. aguas estancadas (lagos). Los lagos que se encuentran en cuencas endorreicas poseen un alto contenido de sales y las aguas de lagos abiertos de las zonas húmedas, poseen una baja salinidad (Kovda *et al.*, 1967).

Las aguas naturales, de acuerdo con las rocas que están en contacto poseen las siguientes características químicas (en unidades equivalentes).

1. Aguas en contacto con rocas graníticas:



$\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$

2. Aguas en contacto con rocas carbonatadas (calizas y dolomitas):

$\text{Ca} \geq \text{Mg} > \text{Na} + \text{K}$

$\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$

3. Aguas de acuíferos basálticos:

$\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$

$\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$

4. Aguas de mar:

$\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K}$

$\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$

En estudios realizados durante muchos años Kovda *et al.* (1967), estableció que existen ciertas relaciones específicas entre la cantidad de sales en aguas naturales y sus composiciones. Durante el proceso de aumento de concentración de diferentes aguas, ocurren en estas diferentes etapas de cambio cuantitativo y cualitativo.

- a) Aguas naturales con ciertos contenidos de silicio. Estas son de baja concentración $0.01-0.1 \text{ mg L}^{-1}$. Se localizan en los trópicos y en regiones forestales boreales. Contienen silicio y sustancias orgánicas.
- b) Aguas bicarbonatadas cálcicas con concentraciones de sales de $0.2-0.3 \text{ g L}^{-1}$.
- c) Aguas bicarbonatadas sódicas con concentraciones de $0.5-0.7 \text{ g L}^{-1}$.
- d) Aguas bicarbonatadas y con carbonatos sódicos con concentraciones totales de sales de $0.5-3.0 \text{ g L}^{-1}$. Contienen sulfatos y a veces en menor cantidad cloruros.
- e) Aguas clorhídrico sulfáticas con algunas cantidades de soda Na_2CO_3 , y con concentraciones totales de sales de $2.5-5 \text{ g L}^{-1}$.

- f) Aguas sulfático-clorhídricas con concentraciones de sales de 20-50 g L⁻¹. Por lo general no contienen carbonato de sodio en cantidades substanciales.
- g) Aguas clorhídricas. Son salmueras con concentraciones de sales de 100-300 g L⁻¹.

Este esquema general antes señalado, indica que, para la existencia de aguas bicarbonatadas sódicas de yacimientos subterráneos y aguas superficiales con bajas concentraciones de sales (0.3-5 g L⁻¹) fue establecido con base en una gran cantidad de datos hidrogeoquímicos y geoquímicos.

La concentración y composición de las aguas naturales superficiales que se utilizan para riego varían considerablemente en diferentes regiones del mundo. En los Cuadros 4.11 y 4.12, se muestra la composición de diferentes aguas que se utilizan en el riego (Hoffman *et al.*, 1990).

Cuadro 4.11 Calidad de las aguas superficiales (ríos), que son utilizadas para riego.

No.	Fuente de agua y localización	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Total	CO ₃ ²⁻ +HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Total			
												mmol _e L ⁻¹		
Aguas de ríos														
01	San Joaquín, Biola, C.A.	60.0	0.20	0.10	0.20	0.10	0.60	0.40	0.10	0.10	0.60	53.0	0.06	0.10
02	Feather, Nicolaus, C.A.	90.0	0.40	0.30	0.10	0.10	0.90	0.70	0.10	0.10	0.90	70.0	0.01	0.10
03	Columbia, Canadian Border	150.0	1.10	0.40	0.10	0.00	1.60	1.30	0.00	0.30	1.60	87.0	-	0.20
04	Sacramento, Knights Landing, C. A.	150.0	0.70	0.50	0.40	0.00	1.60	1.20	0.20	0.20	1.60	11.0	0.05	0.60
05	Snake, King Hill, ID	500.0	2.30	1.60	1.30	0.10	5.30	3.50	0.70	1.10	5.30	312.0	0.04	2.00
06	Missouri, Williston, N. D.	650.0	2.90	1.60	2.30	0.10	6.90	2.80	0.30	3.80	6.90	426.0	0.11	2.80
07	Río Grande, Falcon Dam, TX	670.0	3.00	1.00	2.60	0.10	6.70	2.40	1.90	2.40	6.70	419.0	0.15	3.50
08	South Platte, Julesburg, CO	1200.0	6.60	2.80	4.50	0.30	14.20	3.80	1.00	9.40	14.20	910.0	0.23	5.00
09	Colorado, Yuma, AZ	1400.0	5.20	2.60	6.40	0.20	14.40	2.80	4.00	7.60	14.40	914.0	0.18	7.10
10	Salt, Stewart Mtn Dam, AZ	1400.0	1.20	4.30	8.90	0.20	12.90	2.80	9.10	1.00	12.90	755.0	0.14	12.00
11	Arkansas, John Martain Dam, CO	1400.0	7.10	6.20	5.10	0.10	16.60	2.90	0.90	12.80	16.60	1130.0	0.15	4.90
12	Pecos, Artesia, NM	3400.0	20.40	12.00	13.30	0.00	39.90	2.30	13.80	23.80	39.90	2530.0	-	9.10
13	Gila, Gillespie Dam, AZ	7400.0	17.00		53.10	1.20	83.30	5.50	49.70	28.10	83.30	5120.0	0.28	40.00
Aguas de pozos														
01	Indio, CA	300.0	1.40	0.30	1.30	0.00	3.00	2.20	0.20	0.60	3.00	205.0	0.02	2.00
02	Bakersfield, CA	790.0	0.20	0.00	7.30	0.00	7.50	2.50	2.50	2.50	7.50	500.0	6.93	12.00
03	Scottsdale, AZ	1200.0	3.20	2.70	6.80	-	12.70	3.20	6.20	3.10	12.50	718.0	-	8.30
04	Tolleson, AZ	4000.0	6.40	4.10	33.30	-	43.80	10.80	24.90	8.10	43.80	2878.0	-	38.00
05	Pecos, TX	4400.0	9.30	16.10	21.80	0.70	47.90	1.90	29.10	16.90	47.90	2793.0	-	14.00
06	Roll, AZ	7200.0	14.80	11.70	48.00	0.30	74.80	6.30	55.40	13.10	74.80	4535.0	1.28	36.90

Cuadro 4.12 Composición química de algunas aguas fluviales usadas para riego en el Oeste de los Estados Unidos.

No.	Ríos	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	TOTAL	mmol _c L ⁻¹				TOTAL	RSE mg L ⁻¹	RAS*	PSS**
								CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻				
01	Columbia Winat chic Washington	150	0.90	0.40	0.20	0.00	1.50	0.00	1.20	0.10	0.20	1.50	78	0.24	13.00
			18.03	4.86	4.60	0.00	0.00	73.20	-	9.60					
			0.45	0.20	0.20	0.00	0.00	1.20	0.10	0.10					
02	Río Grande Otow Ba N. Mex.	340	1.90	0.70	0.80	0.00	3.40	0.00	1.80	1.50	0.10	3.40	227	0.70	24.00
			38.07	8.50	18.40	0.00	0.00	109.80	53.17	4.80					
			0.95	0.35	0.80	0.00	0.00	1.80	1.50	0.05					
03	El Paso, Tex.	1160	4.20	1.40	6.00	0.00	11.60	0.00	3.60	3.10	5.00	11.70	754	3.58	52.00
			84.16	17.01	138.00	0.00	0.00	219.60	109.89	240.15					
			2.10	0.70	6.00	0.00	0.00	3.60	3.10	2.50					
04	Gila. Florence, Ariz.	1720	3.60	2.00	11.30	0.00	16.90	0.00	3.70	10.00	3.30	17.00	983	6.75	67.00
			72.14	24.30	259.90	0.00	0.00	225.70	354.50	158.49					
			1.80	1.00	11.30	0.00	0.00	3.70	10.00	1.65					
05	Pecos, Carlsbad N. Méx.	3210	17.30	9.20	11.50	0.00	38.00	0.00	3.20	12.00	23.00	38.20	2380	3.15	30.00
			346.69	111.78	264.50	0.00	0.00	195.20	425.40	1104.69					
			8.65	4.60	11.50	0.00	0.00	3.20	12.00	11.50					
06	Humboldt Rye Patch. N. Mex.	1170	1.70	1.90	7.90	0.00	11.50	0.00	5.20	4.50	2.20	11.90	658	5.88	68.00
			34.06	23.08	181.70	0.00	0.00	317.20	159.52	105.66					
			0.85	0.95	7.90	0.00	0.00	5.20	4.50	1.10					

**RAS= Relación de adsorción de sodio. Las concentraciones están expresadas en mmol_c L⁻¹.

**PSS= Porcentaje de sodio soluble (como porcentaje del total de cationes solubles).

4.10 Calidad del agua de riego

El concepto de calidad del agua hace referencia a las características de las aguas que puedan afectar su adaptabilidad a un uso específico, es decir, la relación entre la calidad del agua y las necesidades del usuario. La calidad del agua se define por una o más características físicas, químicas o biológicas (Ayers y Westcot, 1987).

La calidad del agua para riego, está determinada por la concentración y composición de los constituyentes disueltos que contenga. Por lo tanto, ésta calidad es una consideración fundamental para la investigación de las condiciones de salinidad o contenido de sodio intercambiable en cualquier zona de riego (Richards, 1973).

A medida que aumenta la agricultura bajo riego y se modifican las prácticas de manejo de cultivos, las aguas de riego de calidad variable han ido causando problemas muy graves en los suelos esto se debe prácticamente a la mala calidad de estas aguas. Por lo que hoy en día existe la tendencia de usar para riego de cultivos agrícolas cualquier agua disponible.

En varios lugares del mundo, así como en las zonas semiáridas y áridas de Pakistán, India, Australia, Oeste de Estados Unidos, noroeste de China, países del norte de África y de Nigeria, en donde se han explotado hasta el límite las aguas superficiales y parcialmente aguas subterráneas; ocasionando que la calidad fisicoquímica de estas aguas no sea satisfactoria. En el caso de México, podemos mencionar algunas áreas de Sonora, Baja California Sur, Sinaloa y Coahuila. De la misma forma, donde se usan aguas superficiales, el aumento de las áreas agrícolas bajo riego y los cambios que se han suscitado en las prácticas de manejo de cultivos y suelos, están causando problemas muy serios en lo que concierne a la calidad de las aguas. Esto significa que, después de varios años de derivaciones de las corrientes superficiales, pueden cambiar de un agua de río no contaminada a una proporción de flujo revolvente de calidad pobre, debido a que proviene de las descargas de aguas residuales.

Un caso muy particular son los cauces fluviales del Valle del Mezquital; como el río Tula y numerosos cauces de arroyos que conducen aguas residuales derivadas del Valle de México. Por lo general, estas aguas reutilizadas en el riego agrícola son de mala calidad (Mendoza, 2009).

El uso de la mala calidad de las aguas de riego desarrolla en los suelos agrícolas, diversos problemas de acumulación de sales, infiltración y fertilidad.

4.11 Criterios a evaluarse en el agua de riego

La salinidad total de las aguas superficiales está determinada regularmente por la presencia de los principales iones, así los cationes como sodio, calcio, magnesio y potasio y los aniones cloruros, sulfato y bicarbonato-carbonato.

Las relaciones de equivalentes entre los principales iones en el orden mundial, tienden a ser, $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$ y $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$, aunque en regiones costeras, estas relaciones pueden variar significativamente. Las concentraciones de K^+ y Cl^- son relativamente conservativas, es decir sufren pequeñas variaciones inducidas por cambios ambientales o por su utilización por seres vivos.

Para evaluar la calidad del agua de riego es necesario tomar en cuenta tres criterios fundamentales: la salinidad, la sodicidad y la toxicidad. El criterio de salinidad evalúa el riesgo de que el uso de agua ocasione altas concentraciones de sales, con el correspondiente efecto osmótico y disminución del rendimiento de cultivos. El criterio de sodicidad se enfoca en el riesgo de que se induzca un elevado porcentaje de sodio intercambiable (PSI), con deterioro de la estructura del suelo. El criterio de toxicidad estudia los problemas que puedan crear determinados iones (Pizarro, 1985; Velázquez, 2001; Mendoza, 2009; Ayers y Westcot, 1987).

Directrices sobre la calidad del agua

Las directrices para evaluar la calidad del agua de riego se presentan en el Cuadro 4.13, las directrices se refieren sobre todo a los efectos a largo plazo de la calidad del agua sobre la producción de cultivos, las condiciones de suelo y el manejo agrícola. Las directrices tienen un carácter práctico y han sido utilizadas con éxito en la agricultura bajo riego, para evaluar los componentes del agua superficial, agua subterránea, agua de drenaje, efluentes de desagües y otras aguas residuales, (Ayers y Westcot, 1987).

Cuadro 4.13 Directrices para interpretar la calidad del agua para riego.

Problema potencial	Unidades	Grado de restricción de uso		
		Ninguna	Ligera a Moderada	Severa
Salinidad (afecta disponibilidad de agua para el cultivo)				
CE	dS m ⁻¹	< 0.7	0.7 – 3.0	> 3.0
TSS	mg L ⁻¹	< 450	450 – 2000	> 2000
Infiltración (reduce infiltración; evaluar usando a la vez la CE y el RAS)				
RAS = 0 - 3	y CE =	> 0.7	0.7 – 0.2	< 0.2
= 3 - 6	=	> 1.2	1.2 – 0.3	< 0.3
= 6 - 12	=	> 1.9	1.9 – 0.5	< 0.5
= 12 - 20	=	> 2.9	2.9 – 1.3	< 1.3
= 20 - 40	=	> 5.0	5.0 – 2.9	< 2.9
Toxicidad de iones específicos (afecta cultivos sensibles)				
Sodio (Na ⁺)				
Riego por superficie	RAS	< 3.0	3.0 – 9.0	> 9.0
Riego por aspersión	mmol _c L ⁻¹	< 3.0	> 3.0	
Cloro (Cl ⁻)				
Riego por superficie	mmol _c L ⁻¹	< 4.0	4 – 10.0	> 10.0
Riego por aspersión	mmol _c L ⁻¹	< 3.0	> 3.0	
Boro B	mg L ⁻¹	< 0.7	0.7 – 3.0	> 3.0
Oligoelementos				
Varios (afecta cultivos sensibles)				
Nitrógeno (NO ₃ -N)	mg L ⁻¹	< 5.0	5.0 – 30.0	> 30.0
Bicarbonato (HCO ₃ ⁻)				
(aspersión foliar)	mmol _c L ⁻¹	< 1.5	1.5 – 8.5	> 8.5
únicamente)				
pH	Amplitud normal 6.5 – 8.4			
*Cl/SO ₄ >	Halofitismo, Suculencia			
*Cl/SO ₄ <	Leñosidad, Xerofitismo			
*HCO ₃ /Cl+SO ₄ >	Viscosidad de las paredes celulares en raíces			

Fuente: Ayers y Westcot, 1987

*Velásquez, 2001

4.11.1 Criterios de salinidad

La salinidad es un fenómeno que ha afectado a las zonas áridas y semiáridas del mundo en donde la evapotranspiración excede la precipitación anual y, por lo tanto, la irrigación se considera necesaria para satisfacer las necesidades de los cultivos.

Ayers y Westcot (1987) definen a la salinidad como la concentración de sales en la zona de la raíz del cultivo a una concentración que causa una pérdida de rendimiento. En las zonas de regadío, estas sales a menudo se originan a partir de una solución salina, una capa freática alta o de sales en el agua aplicada.

La salinidad es la concentración de sales minerales presentes y disueltas en las aguas de riego y en las soluciones de suelos sobre una base de volumen o peso. Los solutos más comunes que comprenden las sales minerales disueltas son los principales: cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ y los aniones CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} y algunas veces el ion nitrato NO_3^- . También se señalan otros constituyentes que contribuyen a la salinidad en las aguas y en las soluciones de suelos hipersalinos y estas incluyen los iones: B^{3+} , Sr^{2+} , Li^+ , SO_3^{2-} , Rb^+ , F^- , Mn^{2+} , Ba^{2+} y Al^{3+} .

4.11.1.1 Conductividad eléctrica

La capacidad de conducir la corriente de una solución es proporcional a la concentración de iones en dicha solución.

Para medir la concentración de sales o sea de solutos en una solución acuosa determinada, se utiliza la conductividad eléctrica (que es el recíproco de la resistencia) y es entonces que esta medida se ha usado por muchos años como un método estándar para hacer la medición de concentraciones de sales en soluciones acuosas (Rhoades, 1999).

La conductividad eléctrica (CE) es uno de los índices más frecuentes que analiza el riesgo de salinidad, basándose en la concentración de sales del agua de riego. En la mayoría de las aguas para riego que se han usado por mucho tiempo tienen una conductividad eléctrica menor a $2250 \mu\text{S cm}^{-1}$. Ocasionalmente se usan aguas de

mayor conductividad, pero las cosechas obtenidas no han sido satisfactorias, excepto en raras ocasiones. Para fines de diagnóstico y clasificación de las aguas de riego existe una clasificación con cuatro clases de agua de acuerdo con su CE en $\mu\text{S cm}^{-1}$ (Richards, 1973).

- a. Aguas con $\text{CE} < 750 \mu\text{S cm}^{-1}$. Son satisfactorias para el riego en lo que respecta a la concentración de sales.
- b. Aguas con CE entre 250 y $750 \mu\text{S cm}^{-1}$. Los cultivos sensibles pueden ser afectados de manera adversa.
- c. Aguas con CE entre 750 y $2250 \mu\text{S cm}^{-1}$. Son comúnmente utilizadas obteniéndose con estas aguas un crecimiento adecuado de las plantas, siempre y cuando se haga un buen manejo de los suelos y se cuente con drenaje eficiente, sin embargo, si el lavado y drenaje no son adecuados se presentarán condiciones de salinidad.
- d. Aguas con $\text{CE} > 2250 \mu\text{S cm}^{-1}$. El empleo de estas aguas es una excepción y en pocas ocasiones se tienen buenas cosechas. Únicamente los cultivos más tolerantes a las sales se pueden desarrollar bien. Cuando se riegan con este tipo de agua y siempre que se aplique agua en abundancia y el drenaje del subsuelo sea adecuado.

Cuando las aguas para riego se clasifican, es de suponerse que estas aguas se van a utilizar en condiciones medias con respecto a la textura o composición mecánica de los suelos, a la velocidad de infiltración, al drenaje de los suelos, a la cantidad usada de agua o uso consuntivo de los cultivos, el clima y a la tolerancia de los cultivos a las sales solubles.

También es necesario señalar que, cuando se tienen desviaciones considerables del valor promedio de cualquiera de estas variables, puede hacerse insegura la utilización de un agua, que bajo condiciones medias esta agua sería de buena calidad o, por el contrario, estas desviaciones pueden influir que se condicione un agua como buena, cuando bajo condiciones medias esta agua sería de dudosa calidad.

En el diagrama de Richards (1973), las aguas se dividen en cuatro grupos con respecto a su conductividad eléctrica, siendo los puntos de división entre las clases mencionadas, los valores de 250; 250-750; 750-2250 y 2250-5000 $\mu\text{S cm}^{-1}$. De esta manera, las aguas con base en la conductividad eléctrica se dividen en cuatro clases:

Aguas de baja salinidad (C1). Estas aguas pueden utilizarse en el riego agrícola en la mayor parte de los cultivos, y en cualquier tipo de suelo con muy poca probabilidad de que en estos suelos se desarrolle la acumulación de sales. Se requiere de alguna fracción de lavado, sin embargo, éste se logra en condiciones normales de riego, con excepción de suelos con muy baja permeabilidad.

Aguas de salinidad media (C2). Pueden usarse siempre y cuando se tenga un grado moderado de lavado. En casi todos los casos y sin necesidad de prácticas especiales de control de la salinidad, se pueden establecer cultivos moderadamente tolerables a las sales.

Aguas altamente salinas (C3). No pueden utilizarse en suelos cuyo drenaje sea deficiente. Y aún con drenaje adecuado se pueden requerir prácticas especiales de control de la salinidad, debiéndose, por lo tanto, seleccionar cultivos muy tolerantes a las sales.

Aguas muy altamente salinas (C4). No son apropiadas para riego bajo condiciones comunes, pero pueden utilizarse ocasionalmente en condiciones muy especiales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado, debiéndose aplicar un exceso de agua para que se tenga un buen lavado. En este caso se deben escoger cultivos altamente tolerantes a las sales.

Por lo tanto, la salinidad reduce el crecimiento y desarrollo de las plantas; porque la concentración de sales en la solución del suelo, disminuye la disponibilidad de agua para que sea absorbida por las raíces de plantas. Los iones solubles reducen la disponibilidad de agua hacia la planta, debido a un fenómeno que se conoce como el efecto de la presión osmótica (Munns, 2008).

4.11.1.2 Índice de salinidad efectiva (S.E)

Este índice estima el peligro que pueden producir las sales solubles del agua al formar parte de la solución del suelo, es decir que, al sustraerse de la concentración total, los carbonatos de calcio, magnesio y los sulfatos de calcio se precipitan en el momento en que el agua de riego pasa a formar parte de la solución del suelo (Doneen, 1958). Este proceso es más notable cuando las aguas tienen un alto contenido de carbonatos y bicarbonatos

La salinidad efectiva se calcula de acuerdo con las siguientes ecuaciones, según sea el caso:

$$\text{Si } \text{Ca}^{2+} > (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$$

Entonces:

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$$

$$\text{Si } \text{Ca}^{2+} < (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}); \text{ pero } \text{Ca}^{2+} > (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

Entonces

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - \text{Ca}^{2+}$$

$$\text{Si } \text{Ca}^{2+} < (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-); \text{ pero } (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) > (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

Entonces

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

$$\text{Si } (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) < (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

Entonces

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$$

Donde: Todos los iones están expresados en $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$.

Los valores recomendados de acuerdo al índice de salinidad efectiva se presentan en el Cuadro 4.14.

Cuadro 4.14 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con su salinidad efectiva.

Clase	Salinidad Efectiva (mmol_c L⁻¹)
Buena	< 3
Condicionada	3 a 15
No recomendable	> 15

4.11.1.3 Índice de salinidad potencial (S.P)

Este índice determina la cantidad de Cl⁻ y SO₄²⁻ que puede ser perjudicial a los cultivos debido al incremento de la presión osmótica de la solución del suelo. Los cloruros y sulfatos son sales que se quedan en la solución del suelo, cuando la humedad aprovechable por las plantas es <50% (Coras, 2000). Por lo tanto, la fórmula para determinar la salinidad potencial es la siguiente:

$$SP = Cl^- + \frac{1}{2} SO_4^{2-}$$

Donde:

Las concentraciones de estos iones se expresan en mmol_c L⁻¹

En el Cuadro 4.15 se presenta la clasificación de las aguas de acuerdo al índice de salinidad potencial:

Cuadro 4.15 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con su salinidad potencial.

Clase	Salinidad Potencial (mmol_c L⁻¹)
Buena	< 3
Condicionada	3 a 15
No recomendable	> 15

4.11.1.4 Presión osmótica

La osmosis puede expresarse como presión osmótica o como potencial osmótico. La presión osmótica de una solución es equivalente a la presión real que puede acumularse. El potencial osmótico es el componente de un potencial hídrico resultante de la presencia de partículas de soluto. Es equivalente a la presión osmótica en concepto, pero opuesta en signo. También puede expresarse en términos de energía, mientras que la presión osmótica siempre se expresa en términos de presión (Schwarz, 1995).

El efecto general que tienen las sales solubles de las soluciones acuosas de suelos es la presión osmótica. El efecto osmótico de las soluciones acuosas está relacionado con la concentración total de sales, y no tanto con concentraciones específicas de uno u otro componente. Estos efectos son evidenciados de manera general con retardos en el crecimiento de cultivos; presentándose plantas con pocas y pequeñas hojas (Munns y Tester, 2008).

Muchos de los procesos químicos y biológicos dependen del paso selectivo de las moléculas del disolvente a través de una membrana porosa, desde una disolución diluida a una de mayor concentración. Una membrana semipermeable permite el paso de moléculas del disolvente, pero impide el paso de moléculas del soluto

Para el cálculo de la presión osmótica se tiene la siguiente ecuación que resulta de la combinación de la ley de Boyle, ley de Charles y la ley de Avogadro (Chang, 2010).

$$\pi V = nRT$$

Donde:

π = Presión osmótica (atm); n = Concentración de la solución (mol); R = Constante general de los gases (L atm mmol⁻¹ / K mol); T = Temperatura absoluta (°K) y V = Volumen ocupado (L)

Al despejar π , la ecuación queda como sigue: $\pi = \left(\frac{n}{V}\right) RT$. En donde $\left(\frac{n}{V}\right)$ es igual a moles por litro y esto es igual a la concentración (c), por lo tanto, la presión osmótica se expresa en unidades de concentración:

$$\pi = cRT$$

En esta ecuación la constante (c) es la molaridad de la disolución

La presión osmótica de una solución diluida es una propiedad coligativa directamente proporcional a la concentración de solutos de una solución (Del Castillo, 2003); por lo tanto, se puede establecer una igualdad entre la concentración total de sólidos solubles y la presión osmótica, y obtener una ecuación que nos permita estimar con mayor confiabilidad la presión osmótica

Richards (1973), propone la siguiente fórmula para la estimación de la presión osmótica, en base a los datos experimentales del laboratorio de Estados Unidos de Norteamérica

$$\pi = 0.36 \times CE$$

π , Presión osmótica (atm); CE, Conductividad eléctrica (dS m⁻¹)

Para obtener con mayor exactitud la presión osmótica, se puede establecer una igualdad entre la CE y los STD (Total de sólidos solubles) ya que la presión osmótica de una solución es directamente proporcional a la concentración de solutos.

$$\pi = 0.36 \times CE$$

$$CE = \left(\frac{\pi}{0.36}\right)$$

$$STD = 640 \times CE$$

$$CE = \left(\frac{STD}{640}\right)$$

Donde los factores expresados corresponden como sigue: 0.36 y 640 son los coeficientes que dependen del tipo de salinidad, cuando la CE esta expresada en mS cm⁻¹.

Despejando la presión osmótica (π), se obtiene de igualar las ecuaciones anteriores

$$\left(\frac{\pi}{0.36}\right) = \left(\frac{STD}{640}\right)$$

$$\pi = \left(\frac{STD \times 0.36}{640}\right)$$

$$\pi = 5.625 \times 10^{-4} \times STD$$

Donde: π es la presión osmótica expresada en (atm); CE es la conductividad eléctrica en mS cm⁻¹ y STD son los sólidos totales disueltos en mg L⁻¹.

4.11.2 Criterios de sodicidad

El ion sodio ocasiona un efecto en la disminución de las propiedades del suelo como son la permeabilidad e infiltración. A raíz de esto es preciso evaluar los riesgos de la sodicidad.

Otro criterio utilizado en la evaluación de la calidad del agua de riego es el contenido de sodio, expresado como RAS, PSI y CSR, siendo el carbonato de sodio residual (CSR) que se considera en los sistemas donde se aplican fertilizantes en el agua de riego, debido a que la precipitación del carbonato de calcio puede provocar la obstrucción de los emisores en los sistemas de riego por goteo (Eaton, 1950, Richards, 1973).

En algunos trabajos de investigación se encontró que la relación de adsorción de sodio (RAS) de las aguas de riego está altamente correlacionada con el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) en los sitios de intercambio, cuando el suelo está en equilibrio con el agua de riego (Suarez, 2011). Por lo tanto, el RAS se puede utilizar como un valor aproximado de los niveles de sodicidad alcanzados después del riego.

Con respecto al contenido de sodio en las aguas de riego; las aguas se clasifican utilizando la relación de adsorción de sodio o RAS (Figura 4.3). Esta clasificación se basa principalmente en el efecto que tiene el ion sodio adsorbido, sobre las condiciones físicas de los suelos (Richards, 1973).

Aguas bajas en sodio (S1) - $RAS < 10$. Pueden utilizarse para riego agrícola en la mayoría de los suelos, con poca probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable. No obstante, los cultivos sensibles, como algunos frutales y aguacates, pueden acumular cantidades perjudiciales de sodio.

Aguas medias en sodio (S2) - $10 < RAS < 18$. En suelos de composición mecánica fina, el sodio representa un peligro considerable, y más aún, si dichos suelos poseen una alta capacidad de intercambio de cationes, y especialmente bajo condiciones de lavado deficiente, a menos que el suelo contenga yeso. Estas aguas solo pueden usarse en suelos de textura gruesa o en suelos orgánicos de buena permeabilidad

Aguas con altos contenidos en sodio (S3) - $18 < RAS < 26$. Estas aguas pueden producir niveles altos de sodio intercambiable en la mayoría de los suelos, por lo que éstos necesitarán practicas especiales de manejo, es decir, buen drenaje, fácil lavado y suficientes adiciones de materia orgánica.

Los suelos yesíferos pueden no desarrollar niveles perjudiciales de sodio intercambiable, cuando se riegan con este tipo de aguas. Puede requerirse el uso de mejoradores químicos para sustituir al sodio intercambiable, sin embargo, tales mejoradores no serán económicos si se usan aguas de muy alta salinidad.

Aguas con muy altos contenidos de sodio (S4) - $RAS > 26$. Estas aguas son inadecuadas para riego, excepto cuando su salinidad es baja o media y cuando la disolución del calcio del suelo o la aplicación de yeso u otros mejoradores no hace antieconómico el empleo de esta clase de aguas.

Para la clasificación de las aguas de riego, se utiliza ampliamente el Diagrama de Richards, (1973); en la figura 4.3 que relaciona fundamentalmente la conductividad eléctrica ($\mu S\ cm^{-1}$) y la relación de adsorción de sodio (RAS).

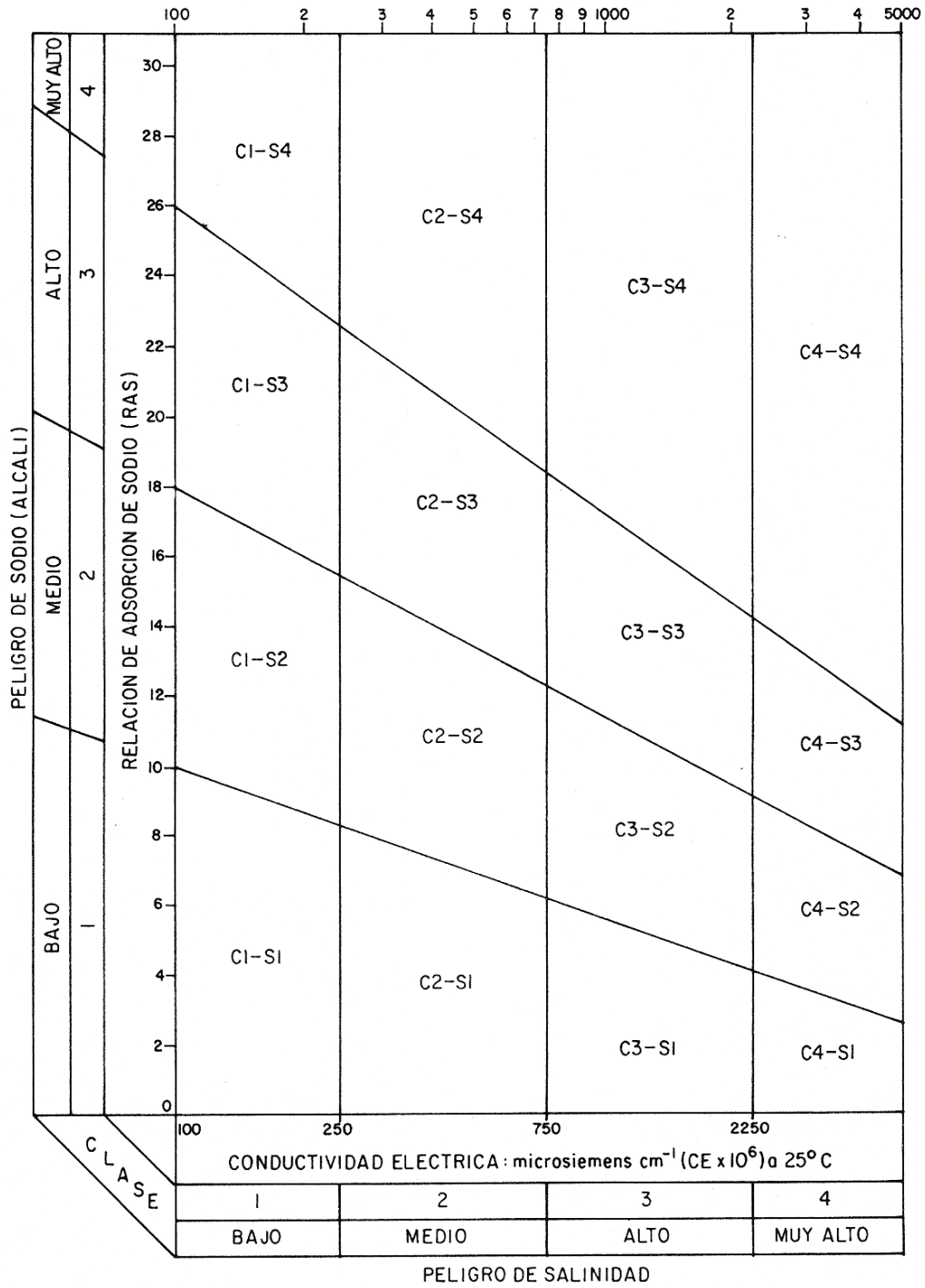


Figura 4.3 Diagrama para la clasificación de las aguas para riego (Richards, 1973).

4.11.2.1 Relación funcional del porcentaje de sodio intercambiable-relación adsorción de sodio (PSI-RAS)

La relación de adsorción de sodio (RAS) indica la proporción de los iones $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$. Dicha proporción aumenta a medida que crece el valor de RAS, mientras que, si predomina el Ca^{2+} y Mg^{2+} el valor de RAS es menor y el riesgo de sodificación del suelo resultará menor. Cuando se tienen valores altos de sodio intercambiable en el suelo se presenta una disminución en su permeabilidad y efectos tóxicos en cultivos sensibles al sodio. El porcentaje de sodio intercambiable en el suelo (PSI) puede estimarse a partir del valor de RAS del agua de riego (Richards, 1973; Velázquez, 2001; Velázquez *et al.*, 2002; Mendoza, 2009; López *et al.*, 2016).

La posibilidad de predecir la distribución de iones en la solución del suelo y los iones adsorbidos en los sistemas coloidales de los suelos, resulta de mucha importancia para el manejo de suelos con problemas de salinidad y de sodicidad (Kaledhonkar *et al.*, 2006). La complejidad de la fracción arcillosa y la naturaleza multiiónica de la solución del suelo hacen, difícil una definición rigurosa de una distribución de iones en el complejo de intercambio catiónico. Un parámetro de evaluación de la posibilidad de uso de una determinada agua de riego es el nivel en que el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) se encontrará en el suelo debido a procesos de adsorción del sodio de las aguas de riego en el complejo de intercambio catiónico de suelos.

El porcentaje de sodio intercambiable (PSI) de un suelo puede ser estimado de la relación de adsorción de sodio (RAS) del agua, cuando el agua está en equilibrio con el suelo, y en condiciones de saturación (Frenkel y Alperovitch, 1984). La ecuación para calcular el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) se da a partir de la relación de adsorción de sodio y se obtiene de la siguiente manera:

$$\frac{X_{\text{Na}}}{\text{CIC} - X_{\text{Na}}} = K_g \text{RAS} \quad \text{y} \quad \text{PSI} = \frac{X_{\text{Na}}}{\text{CIC}} 100$$

Después de hacer los arreglos correspondientes la ecuación final es:

$$\frac{PSI}{100 - PSI} = kg \text{ RAS}$$

Y despejando PSI nos queda como resultado:

$$PSI = \frac{kg \text{ RAS}}{1 + kg \text{ RAS}} 100$$

Donde:

PSI - Es el porcentaje de sodio intercambiable XNa expresada en % de la fracción porcentual que ocupa el sodio intercambiable XNa en la superficie adsorbente o sistemas coloidales de los suelos.

Kg - Es el coeficiente de selectividad iónica $(\text{mmol L}^{-1})^{-1/2}$

RAS- Es la relación de adsorción de sodio expresada en $(\text{mmol L}^{-1})^{-1/2}$

100- Es la máxima capacidad de intercambio catiónico de un determinado suelo, con 100%.

Esta es la ecuación para calcular el porcentaje de sodio intercambiable de un suelo conociendo la relación de adsorción de un agua de riego determinada en condiciones de equilibrio y saturación del suelo con esa agua.

El efecto negativo del PSI de los suelos sobre las propiedades físicas de los suelos depende de varios factores como son la textura, la presencia de sales en la solución del suelo, el tipo de arcilla y la calidad del agua de riego (principalmente la concentración de sales medidas de manera indirecta a partir de la conductividad eléctrica).

Resulta importante señalar que, en la ecuación del cálculo de PSI un factor determinante es el valor del coeficiente de selectividad iónica (k_g), el cual es una constante para cada suelo en particular y su magnitud depende de las diferentes características topográficas de los sistemas coloidales de los suelos, así como de su mineralogía (Velázquez, 2001).

Velázquez, 2001 cita varios coeficientes de selectividad adaptables para cada suelo en particular; para un suelo migajón-arcilloso-arenoso $k_g = 0.007244$, para un suelo

migajón-arenoso-arcilloso $k_g = 0.01000$, para un suelo migajón-arcilloso $k_g = 0.0115219$, para un suelo arcilloso-limoso $k_g = 0.0118614$, para un suelo rojo arcilloso $k_g = 0.0140113$, para un suelo chernozem $K_g = 0.0151840$, para diversos suelos de California en Estados Unidos $k_g = 0.01475$ y para un suelo arcilloso $k_g = 0.0168999$; todas con unidades en $(\text{mmol L}^{-1})^{1/2}$.

Otra ecuación para la obtención del PSI, la denota Richards 1973 pues desarrollo una correlación estadística entre el PSI y el RAS mediante la ecuación:

$$PSI = \frac{100(-0.0126 + 0.01475 \text{ RAS})}{1 + (-0.0126 + 0.01475 \text{ RAS})}$$

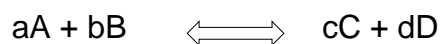
4.11.2.2 Ecuación de intercambio catiónico de Gapón

Una aproximación común del intercambio de iones es aplicar el principio de la ley de acción de masas

Ley de acción de masas: la constante de equilibrio

Cuando tiene lugar una reacción química reversible se observa que llegado un determinado momento las cantidades netas de reactivos y productos se mantienen invariables. Ya vimos que este hecho no significa que la reacción se pare, sino que la velocidad a la que se forman los productos se iguala a la velocidad a la que se regeneran los reactivos. Es decir, nuestra reacción está en equilibrio.

De manera general, se representa una reacción química en equilibrio así:



Al leer la reacción de izquierda a derecha (sentido directo) los reactivos A y B reaccionan para formar los productos C y D. Pero como es una reacción reversible (se representa mediante una flecha de doble sentido) podríamos interpretar que los productos también reaccionan para formar los reactivos (sentido inverso). Las velocidades a las que tienen lugar ambos procesos se pueden representar mediante las siguientes ecuaciones de velocidad:

$$V_1 = k_1 [A]^a [B]^b$$

$$V_2 = k_2 [C]^c [D]^d$$

Donde a, b, c y d son los correspondientes coeficientes estequiométricos, mientras que las letras mayúsculas representan símbolos químicos

En el equilibrio las velocidades de las reacciones directa e inversa son iguales, por lo tanto:

$$V_1 = V_2 \longrightarrow k_1 [A]^a [B]^b = k_2 [C]^c [D]^d$$

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

De esta manera se puede definir el constante de equilibrio como:

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

Donde K es la constante de equilibrio

La ecuación anterior es la expresión matemática de la ley de acción de masas. Esta ley relaciona las concentraciones de reactivos y productos en equilibrio a través de un valor llamado constante de equilibrio (Chang, 2010).

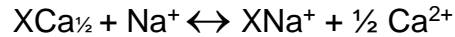
La ecuación anterior es la expresión matemática de la ley de acción de masas, propuesta por los químicos noruegos Cato Guldberg y Peter Waage, en 1864. Esta ley establece que para una reacción reversible en equilibrio y a una temperatura constante, una relación determinada de concentraciones de reactivos y productos tiene un valor constante K (la constante de equilibrio).

Esta expresión se conoce como ley de acción de masas, y permite determinar las concentraciones molares de los reactivos y productos en el equilibrio. Esta constante es característica de cada reacción y es independiente de las cantidades iniciales de reactivos y productos.

La reacción de intercambio catiónico de Gapon, ha sido ampliamente utilizada en los estudios de salinidad y de sodicidad (Bower, 1959; Endo *et al.*, 2002; Evangelou y Coale 1987; Evangelou y Phillips, 1987; Evangelou y Marsi, 2003; James *et al.*,

1982; Oster y Sposito, 1980; Ould *et al.*, 2007; Pratt *et al.*, 1962; Salinity Laboratory Staff U.S. 1954; Sposito, 1977; Velázquez, 2001; Velázquez *et al.*, 2002).

La expresión original de intercambio de iones Na^+ - Ca^{2+} se expresa como sigue:



Dónde: Las concentraciones de los iones en solución se expresan en mol L^{-1} ; las concentraciones de los iones en el complejo de intercambio de cationes están expresadas en $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$.

En condiciones de equilibrio esta ecuación de acuerdo con Suarez y Jurinak (2011), se escribe como sigue:

$$K_g = \frac{(C_{\text{Ca}^{2+}})^{1/2} X_{\text{Na}^+}}{(C_{\text{Na}^+}) X_{1/2 \text{Ca}^{2+}}}$$

Dónde: k_g , es el coeficiente de selectividad iónica de Gapon y que se asume como constante, para cada suelo en particular.

La relación de iones adsorbidos y en solución, por consiguiente, se expresa como:

$$\frac{X_{\text{Na}^+}}{X_{1/2 \text{Ca}^{2+}}} = K_g \frac{(C_{\text{Na}^+})}{\sqrt{C_{\text{Ca}^{2+}}}}$$

El laboratorio de salinidad de los Estados Unidos 1954, Jurinak *et al.*, 1984; Salinity Laboratory Staff US, 1954; consideraron que el ion magnesio Mg^{2+} se comporta similarmente al ion calcio Ca^{2+} , en la fase adsorbida del complejo de intercambio catiónico. Si se toma en cuenta la modificación introducida a la ecuación de Gapon, entonces, esta se expresa como sigue:

$$\frac{X_{\text{Na}^+}}{(C_{\text{Ca}^{2+}} + C_{\text{Mg}^{2+}}) X} = K_g' \frac{(C_{\text{Na}^+})}{\sqrt{C_{\text{Ca}^{2+}} + C_{\text{Mg}^{2+}}}} = K_g' = \text{RAS}$$

Dónde: k_g' , es el coeficiente de selectividad iónica de Gapon modificado expresado en $(\text{mmol L}^{-1})^{-1/2}$ y RAS, es la relación de adsorción de sodio que se encuentra definida como:

$$RAS = \frac{(C_{Na^+})}{\sqrt{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}}$$

Dónde: Las concentraciones totales analíticas están expresadas en mmol L⁻¹

Puesto que; los iones Sodio (Na⁺), Calcio (Ca²⁺), y Magnesio (Mg²⁺); son los cationes intercambiables más comunes en el suelo de las zonas áridas, la ecuación se puede simplificar como sigue:

$$\frac{X_{Na^+}}{CIC - X_{Na^+}} = Kg' RAS = RSI$$

Dónde: X_{Na^+} es el sodio intercambiable en meq 100 g⁻¹ y CIC es la capacidad de intercambio catiónico en meq 100 g⁻¹. Se da el nombre a RSI como la relación de sodio intercambiable se da el término a $\frac{X_{Na^+}}{CIC - X_{Na^+}}$; así

$$RSI = Kg' RAS$$

En términos del por ciento de sodio intercambiable (PSI), la ecuación se expresa como:

$$\frac{PSI}{100 - PSI} = Kg' RAS = 0.015 RAS$$

$$\text{Donde } PSI = \frac{X_{Na^+}}{CIC} * 100$$

Puesto que es difícil obtener datos confiables de los cationes intercambiables, de aquí que, la relación de adsorción de sodio RAS de la solución del suelo o de los diferentes extractos de saturación y de las aguas de riego, ha sido utilizada como el parámetro fundamental para el diagnóstico de los peligros de sodicidad de los suelos, cuando estos se encuentran en condiciones de equilibrio con las aguas de riego (Velázquez, 2001).

El valor de la constante de selectividad iónica de Gapon (kg) se determina al graficar la relación funcional RSI-RAS; y considerando que esta dependencia es lineal, entonces, la pendiente se obtiene aplicando la técnica de regresión lineal.

Cuando la relación de sodio intercambiable $RSI \leq 30$, el valor del coeficiente de selectividad iónica de $kg' = (0.015 \text{ mmol L}^{-1})^{-1/2}$ es constantemente utilizado en estudios de campo. Y entonces, de manera correspondiente, como una buena aproximación de los niveles de sodicidad en los suelos (es decir, los valores de sodio intercambiable), los valores de RAS y el PSI se pueden asumir como iguales o equivalentes. Sin embargo, en recientes estudios que se han llevado a cabo, señalan que diferentes factores influyen en la relación funcional conjunta RSI-RAS.

En diversas investigaciones se han determinado diferentes valores del coeficiente de selectividad iónica de Gapon (Arora y Singh, 1980; Levy *et al.*, 1972; Pratt *et al.*, 1962; Rhoades y Krueger, 1968; Rhue y Mansell, 1988) obteniéndose un rango de valores de 0.016 a 0.008 $(\text{mmol L}^{-1})^{-1/2}$. El laboratorio de salinidad de los Estados Unidos, para los suelos de zonas áridas y semiáridas del oeste del país mencionado, recomienda un valor del coeficiente de selectividad iónica de Gapon de 0.015 $(\text{mmol L}^{-1})^{-1/2}$. Estas observaciones nos indican que para determinar con exactitud el valor del coeficiente de selectividad iónica de Gapon (kg), es necesario evaluar este coeficiente experimentalmente, con los suelos en los que se requiere estimar el coeficiente de Gapon (Doering y Willis, 1980; Jurinak *et al.*, 1984).

Las variaciones del coeficiente de selectividad iónica de Gapon dependen de la mineralogía de los cristales arcillosos y de los grupos funcionales de las moléculas orgánicas (Bower y Goertzen, 1955; Evangelou y Phillips, 1987; Frenkel y Alperovitch, 1984; Frenkel y Hadas, 1978; Harron *et al.*, 1983; Harwad y Coleman, 1953; Levy *et al.*, 1972; Nadler y Magaritz 1981; Rao *et al.*, 1968).

4.11.2.3 Relación de adsorción de sodio original o explícito (RAS_{or})

Los valores del RAS de una determinada agua de riego (RAS_{AR}), puede ser usada como medida de peligro de sodicidad de esta agua, dado que este RAS_{AR} está relacionado con el RAS que se tendrá como resultante en el agua del suelo (RAS_{AS}), cuando se tuvieran condiciones ideales de equilibrio. Sin embargo, uno de los

mayores factores que afectan los valores del RAS final de agua del suelo, es la pérdida o ganancia en contenidos de calcio y de magnesio debido a la precipitación o disolución de carbonatos alcalino-térreos. Un factor adicional es la introducción de calcio y magnesio, además de los bicarbonatos, en la solución del suelo debido al intemperismo de ciertos minerales del suelo (Amrhein y Suarez, 1991; Paliwai y Gandhi, 1976).

Los efectos de estos procesos, han limitado la aplicabilidad de los valores del RAS_{AR} por sí mismos como índices apropiados de estimación de la sodicidad del agua para los casos de aguas de salinidad relativamente alta y bajas en carbonatos (Zuo *et al.*, 2007). En el caso de aguas de riego que tienen concentraciones apreciables de carbonatos, se tiene una tendencia de que el CO_3^{2-} y el HCO_3^- precipitan en el suelo como $CaCO_3$. Debido a estos procesos el RAS_{AS} se incrementa.

Por lo tanto, este parámetro se ha utilizado por diferentes autores (Amrhein y Suarez, 1991; Jurinak *et al.*, 1984; Kopittke *et al.*, 2006; Minhas *et al.*, 1994; Nadhler y Magaritz, 1981; Pal y Tripathi, 1982; Paliwai y Gandhi, 1976; Sharma y Minhas, 1998; Singh *et al.*, 1992; Suarez, 1981; Suarez *et al.*, 2006), con muchas ventajas para hacer un excelente diagnóstico de problemas de sodicidad en suelos, en lugar de la determinación directa del porcentaje de sodio intercambiable.

Para lograr inferir sobre los contenidos de sodio intercambiable en suelos, como resultado de un estado de equilibrio entre el RAS de las aguas de los suelos y el porcentaje de sodio intercambiable de los mismos, se calcula el valor de la relación de adsorción de sodio de aguas de riego en sus valores originales o explícitos, es decir, sin considerar variaciones en las concentraciones de calcio y de magnesio. Estos valores de RAS son explícitos y son considerados por la siguiente ecuación:

$$RAS = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$$

Dónde: RAS, es la relación de adsorción de sodio explícita $(mmol\ c\ L^{-1})^{1/2}$, C_{Na^+} , $C_{Ca^{2+}}$ y $C_{Mg^{2+}}$, son las concentraciones de iones expresados $(mmol\ c\ L^{-1})$.

4.11.2.4 Relación de adsorción de sodio ajustado (RASaj)

El RAS ajustado, considera variaciones en la composición de aguas de riego, en lo que concierne a la cuantificación de efectos de precipitación o disolución de carbonato de calcio (Bower *et al.*, 1968; Bower *et al.*, 1965)

Así el RASaj se define con la siguiente ecuación:

$$RAS_{aj} = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}} [1 + (8.4 - pH_c)]$$

Donde: RASaj, son los valores que se obtienen al modificar los valores del RAS original o explícito de las aguas de riego expresados en mmol_c L⁻¹; RAS, son los valores que se obtienen de manera explícita de las determinaciones químicas del Na⁺, Ca²⁺ y Mg²⁺ de las aguas de riego expresadas en mmol_c L⁻¹; 8.4, es el valor del pH de un suelo calcáreo no sódico en equilibrio con el CO₂ con la atmósfera; pH_c, son los valores teóricos del agua de riego que tendrá cuando esta agua esté en equilibrio con el CaCO₃.

El término (8.4-pH_c) refleja la tendencia del agua de riego que se aplica a los suelos de precipitar o disolver la calcita CaCO₃. Cuando (8.4-pH_c)>0 para un agua de riego, el carbonato de calcio precipita en el suelo y cuando (8.4-pH_c) <0, entonces, el agua de riego que se aplica a los suelos solubiliza el carbonato de calcio CaCO₃ que se encuentra en el suelo (Bower *et al.*, 1965).

La precipitación de bicarbonatos en el agua de riego

Aunque el contenido de bicarbonatos en las aguas de riego no se ha incorporado en ningún diagrama de clasificación de las aguas de riego, éstos deben tomarse en cuenta en cualquier esquema de clasificación de las aguas de riego. Cuando las aguas de riego poseen concentraciones apreciables de iones bicarbonato (HCO₃⁻); como el caso de las aguas residuales que riegan las áreas agrícolas de los valles aledaños a los ríos que son objeto de estudio en la presente investigación, por lo que es preciso considerar que, una determinada fracción de los contenidos de calcio se precipita de acuerdo con la ecuación siguiente:



La precipitación de la calcita causa una disminución en la salinidad del suelo, sin embargo, aumenta la proporción del sodio en la solución del suelo, por consiguiente, se aumenta el sodio intercambiable en el complejo de intercambio catiónico de los suelos.

Aunque la magnitud de la precipitación de los bicarbonatos de las aguas de riego, depende de una variedad de condiciones tales como: prácticas de manejo del agua de riego, de las condiciones y tipos de suelos, así como de las composiciones iónicas de las aguas de riego, entonces es necesario, contar con un índice que nos muestre la tendencia de la precipitación del carbonato de calcio o calcita (CaCO_3) de las aguas de riego.

Langelier (1936) propuso un índice denominado “Índice de Saturación” (IS), que señala con que magnitud en las aguas que fluyen en un sistema cerrado (sin pérdida de CO_2), se precipita o se disuelve la calcita CaCO_3 .

El índice de saturación está definido como el pH actual de una agua (pH_a) menos el pH teórico (pH_c) que el agua deberá tener, si esta agua está en equilibrio con la calcita (Bower *et al.*, 1965; Langelier, 1936). Este índice de saturación se define como:

$$\text{Índice de saturación (IS)} = \text{pH}_a - \text{pH}_c$$

Los valores positivos (+) de éste índice mostrarán que la calcita se precipitará del agua de riego. Los valores negativos (-) de este índice, indicarán que la calcita se disolverá en el agua de riego, es decir, el carbonato de calcio CaCO_3 en el agua de riego, se encontrará en forma disociada formando iones de calcio así como iones bicarbonato. La ecuación de Langelier (Bower *et al.*, 1968; Bower *et al.*, 1965), se usa para calcular el pH_c de los análisis químicos de las aguas de riego mediante la ecuación siguiente:

$$\text{pH}_c = (\text{pk}_2' - \text{pk}_c') + \text{pCa} + \text{pAlk}$$

Donde: $pCa+pAlk$, son los logaritmos negativos de la concentración molar del Ca^{2+} y de la concentración equivalente de las bases titulables ($CO_3^{2-}+HCO_3^-$) respectivamente; $pk_2'-pk_c'$, son los logaritmos negativos de la segunda constante de disociación del ácido carbónico H_2CO_3 y la constante de solubilidad del carbonato de calcio $CaCO_3$ respectivamente, ambos corregidos por su fuerza iónica (I).

Bower *et al.* (1965) y Pratt & Bair, (1969) en los lisímetros experimentales de invernadero encontraron que una fracción de bicarbonatos HCO_3^- aplicados en aguas de riego se precipitaron en el suelo y que ampliamente esta precipitación está relacionada con una modificación del índice de saturación de Langelier (1936).

Esta modificación del índice de saturación de Langelier; consiste en sustituir el pH de un suelo que tiene propiedades buffer, por el pH actual del agua de riego (pH_a) con propiedades buffer pequeñas, de tal manera que, aunque la ecuación de Langelier fue derivada para un sistema cerrado, (Bower *et al.*, 1965; Pratt *et al.*, 1969), en lisímetros de invernadero en un sistema abierto, señalan que la aplicación de cierta agua de riego en el suelo, de valor de pH cualquiera, pueden entonces, calcularse los valores de pH teórico (pH_c) como una medida de la tendencia del carbonato de calcio a precipitarse de la solución acuosa.

La corrección por fuerza iónica (I) de los valores de pk_2' y pk_c' , son los logaritmos negativos de la segunda constante de disociación del ácido carbónico y la constante de solubilidad de la calcita $CaCO_3$, se llevó a cabo de acuerdo con la ecuación de Debye y Hückel con una determinada fuerza iónica (I). De tal manera que para el cálculo (Bower *et al.*, 1965); de (pk_2' y pk_c') y el cálculo de (I) se utiliza la siguiente ecuación:

$$(pk_2' - pk_c') = \left\{ 2.0269 + \left[0.5092 \left(\frac{4.0(I)^{1/2}}{1.0 + 2.0(I)^{1/2}} + \frac{(I)^{1/2}}{1.0 + 1.45(I)^{1/2}} \right) \right] \right\}$$

El último término de esta ecuación expresa y proporciona la corrección de Debye y Hückel para una fuerza iónica determinada (I).

El número 2.0269 es la diferencia entre pk_2' y pk_c' ; utilizando $K_2 = 4.7 \times 10^{-11}$ y $k_c = 5.0 \times 10^{-9}$ como los valores numéricos de estas constantes.

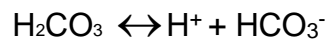
La fuerza iónica y la concentración total de las aguas naturales están ampliamente correlacionadas (Bower *et al.* 1965). Mediante un estudio estadístico de estas variables derivó en la siguiente ecuación de regresión:

$$1000(I) = 1.3477C + 0.5355$$

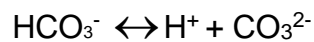
Donde: C, es la concentración total de cationes de un agua de riego determinada expresada en mmol_c L⁻¹; I, es la fuerza iónica de un agua expresada en M L⁻¹.

Los valores de la fuerza iónica (I) que se obtuvieron de esta ecuación, fueron introducidos en la ecuación expuesta anteriormente (pk₂' - pk_c').

Las constantes de disociación del ácido carbónico H₂CO₃ son las siguientes:



$$K_1 = \frac{(H^+)(HCO_3^-)}{(H_2CO_3)} = 4.2 \times 10^{-7}$$



$$K_2 = \frac{(H^+)(CO_3^{2-})}{(HCO_3^-)} = 4.2 \times 10^{-11}$$

La segunda constante de disociación del H₂CO₃ es la que más nos interesa, porque es la que representa la disociación del HCO₃⁻ para formar CO₃²⁻, que posteriormente este se asocia con el Ca²⁺ para formar el CaCO₃. La constante de solubilidad de la calcita (K_c) es:



$$K_c = [Ca^{2+}] [CO_3^{2-}] = 5.0 \times 10^{-9}$$

La ecuación de equilibrio en soluciones acuosas en sistemas abiertos que contienen calcita es la siguiente:



Calculo de los valores del pH teórico (pH_c) de las aguas residuales

En primer lugar, se calcula una serie de pH's teóricos (pH_c) para diferentes concentraciones expresadas en mmol_c L⁻¹ para los parámetros pk₂' - pk_c', pCa y pAlk.

Las concentraciones de cationes expresadas en mmol_c L⁻¹ que se utilizan en estos cálculos son: 0.1-100 mmol_c L⁻¹. En el Cuadro 4.16, se presentan los valores de las diferentes variables para construir una gráfica y así facilitar el cálculo del pH teórico (pH_c) derivado de los análisis químicos de las aguas (Bower *et al.*, 1965).

La construcción de esta gráfica teórica (Figura 4.4) se realizó en papel semilogarítmico, en el que en el eje logarítmico (y) se colocan las concentraciones molares de calcio y las concentraciones de las bases titulables (CO₃²⁻ + HCO₃⁻) expresadas en mmol_c L⁻¹, y en el eje de las (x), escala aritmética en el sistema decimal, se colocan las concentraciones totales de cationes de las aguas de riego expresadas en mmol_c L⁻¹.

Cuadro 4.16 Calculo de los valores de pHc teórico de las aguas de riego.

Concentración (mmol _c L ⁻¹)	pHc=(pk ₂ -pk _c) + pCa + pAlk*		
	pk ₂ - pk _c	pCa	pAlk
0.1	2.0897	4.3010	4.0000
0.2	2.0955	4.0000	3.6990
0.3	2.1007	3.8239	3.5229
0.4	2.1055	3.6990	3.3979
0.5	2.1100	3.6021	3.3010
0.6	2.1142	3.5229	3.2218
0.7	2.1182	3.4559	3.1549
0.8	2.1220	3.3979	3.0969
0.9	2.1256	3.3468	3.0458
1.0	2.1290	3.3010	3.0000
2.0	2.1576	3.0000	2.6990
3.0	2.1797	2.8239	2.5229
4.0	2.1980	2.6990	2.3979
5.0	2.2139	2.6021	2.3010
6.0	2.2281	2.5229	2.2218
7.0	2.2408	2.4559	2.1549
8.0	2.2525	2.3979	2.0969
9.0	2.2633	2.3468	2.0458
10.0	2.2733	2.3010	2.0000
11.0	2.2827	2.2596	1.9586
12.0	2.2915	2.2218	1.9208
13.0	2.2999	2.1871	1.8861
14.0	2.3078	2.1549	1.8539
15.0	2.3154	2.1249	1.8239
16.0	2.3226	2.0969	1.7959
17.0	2.3295	2.0706	1.7696
18.0	2.3361	2.0458	1.7447
19.0	2.3424	2.0223	1.7212
20.0	2.3486	2.0000	1.6990
21.0	2.3545	1.9788	1.6778
22.0	2.3602	1.9586	1.6576
23.0	2.3657	1.9393	1.6383
24.0	2.3710	1.9208	1.6198
25.0	2.3762	1.9031	1.6021
26.0	2.3813	1.8861	1.5850
27.0	2.3861	1.8697	1.5686
28.0	2.3909	1.8539	1.5528
29.0	2.3955	1.8386	1.5376
30.0	2.4000	1.8239	1.5229
31.0	2.4044	1.8097	1.5086
32.0	2.4087	1.7959	1.4949
33.0	2.4129	1.7825	1.4815
34.0	2.4170	1.7696	1.4685
35.0	2.4210	1.7570	1.4559
36.0	2.4249	1.7447	1.4437
37.0	2.4287	1.7328	1.4318
38.0	2.4325	1.7212	1.4202
39.0	2.4361	1.7100	1.4089
40.0	2.4397	1.6990	1.3979
41.0	2.4432	1.6882	1.3872
42.0	2.4467	1.6778	1.3768
43.0	2.4501	1.6676	1.3665
44.0	2.4534	1.6576	1.3565
45.0	2.4567	1.6478	1.3468
46.0	2.4599	1.6383	1.3372
47.0	2.4630	1.6289	1.3279
48.0	2.4661	1.6198	1.3188
49.0	2.4692	1.6108	1.3098
50.0	2.4722	1.6021	1.3010

continua Cuadro 4.16 ...

Concentración (mmol _c L ⁻¹)	pH _c = (pk ₂ -pk _c)+ pCa + (pAlk)*		
	pk ₂ -pk _c	pCa	pAlk
51.0	2.4751	1.5935	1.2924
52.0	2.4780	1.5850	1.2840
53.0	2.4808	1.5768	1.2757
54.0	2.4837	1.5686	1.2676
55.0	2.4864	1.5607	1.2596
56.0	2.4891	1.5528	1.2518
57.0	2.4918	1.5452	1.2441
58.0	2.4945	1.5376	1.2366
59.0	2.4971	1.5302	1.2291
60.0	2.4997	1.5229	1.2218
61.0	2.5022	1.5157	1.2147
62.0	2.5047	1.5086	1.2076
63.0	2.5072	1.5017	1.2007
64.0	2.5096	1.4949	1.1938
65.0	2.5120	1.4881	1.1871
66.0	2.5144	1.4815	1.1805
67.0	2.5167	1.4750	1.1739
68.0	2.5190	1.4685	1.1675
69.0	2.5213	1.4622	1.1612
70.0	2.5235	1.4559	1.1549
71.0	2.5258	1.4498	1.1487
72.0	2.5280	1.4437	1.1427
73.0	2.5301	1.4377	1.1367
74.0	2.5323	1.4318	1.1308
75.0	2.5344	1.4260	1.1249
76.0	2.5365	1.4202	1.1192
77.0	2.5386	1.4145	1.1135
78.0	2.5406	1.4089	1.1079
79.0	2.5426	1.4034	1.1024
80.0	2.5446	1.3979	1.0969
81.0	2.5466	1.3925	1.0915
82.0	2.5486	1.3872	1.0862
83.0	2.5505	1.3820	1.0809
84.0	2.5525	1.3768	1.0757
85.0	2.5544	1.3716	1.0706
86.0	2.5562	1.3665	1.0655
87.0	2.5581	1.3615	1.0605
88.0	2.5599	1.3565	1.0555
89.0	2.5618	1.3516	1.0506
90.0	2.5636	1.3468	1.0458
91.0	2.5654	1.3420	1.0410
92.0	2.5671	1.3372	1.0362
93.0	2.5689	1.3325	1.0315
94.0	2.5706	1.3279	1.0269
95.0	2.5723	1.3233	1.0223
96.0	2.5740	1.3188	1.0177
97.0	2.5757	1.3143	1.0132
98.0	2.5774	1.3098	1.0088
99.0	2.5791	1.3054	1.0044
100.0	2.5807	1.3010	1.0000

Fuente: Bower *et al.*, 1965, Mendoza, 2009

* Entrando en la primera columna con las concentraciones en mmol_c L⁻¹. a. Ca²⁺+Mg²⁺+Na⁺; b. Ca²⁺ y; c. CO₃²⁻+ HCO₃⁻; se obtienen los valores de (pk₂-pk_c), pCa y pAlk respectivamente.

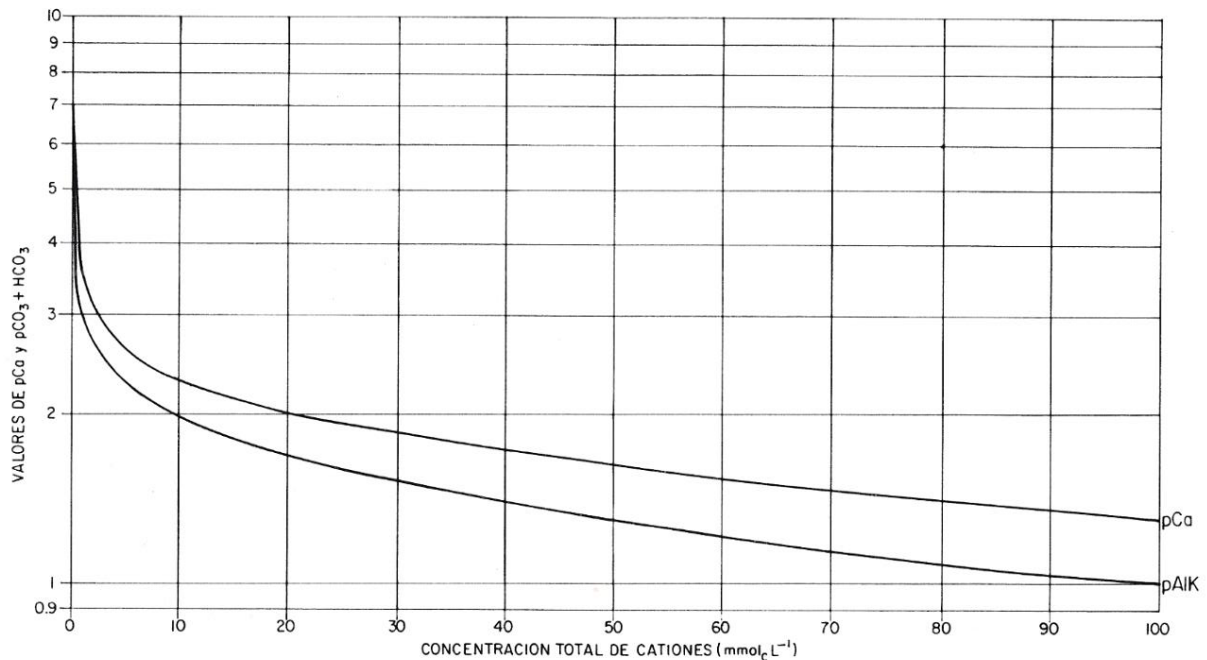


Figura 4.4 Valores de los logaritmos negativos de las concentraciones molares de pCa y equivalentes de pCO_3+HCO_3 con respecto a las concentraciones totales de cationes expresados en $mmol_c L^{-1}$.

4.11.2.5 Relación de adsorción de sodio corregido (RAS°)

La relación de adsorción de sodio RAS sigue siendo el único parámetro para predecir los niveles de sodio intercambiable en los suelos, y si se toman en cuenta, las consideraciones que han sugerido diferentes autores para señalar las variaciones de las cantidades de los iones de calcio en las soluciones acuosas y de los suelos, así que Suárez, 1981 propuso una corrección a la forma de tomar en cuenta la concentración de los iones de calcio que llamo $RAS_{corr}=RAS^\circ$, cuando este valor se introduce en la fórmula del RAS. Este autor señala que la presión parcial del bióxido de carbono CO_2 del aire en los primeros milímetros del suelo debe tomarse en cuenta. Y propone que la presión parcial del bióxido de carbono debe ser de 0.0007 atmósferas ó 0.07 kPa.

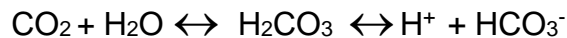
La fórmula de la relación de adsorción de sodio o RAS que toma en cuenta la presión parcial del bióxido de carbono CO₂ se representa como sigue:

$$RAS^{\circ} = \frac{C_{Na^{+}}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$$

Donde: RAS[°] es el valor del RAS de un agua de riego que toma en cuenta la presión parcial del CO₂ P_{CO2}=0.0007 atmósferas y una relación determinada de HCO₃⁻/Ca; C_{Na⁺}, C_{Ca²⁺}, C_{Mg²⁺} son las concentraciones de estos iones expresadas en mmol_c L⁻¹.

Para calcular la concentración de calcio (Ca[°]) que debe introducirse en la fórmula de la relación de adsorción de sodio, se toma en cuenta la relación HCO₃⁻/Ca²⁺, expresada en mmol_c L⁻¹ y la conductividad eléctrica, expresada en mS cm⁻¹ de las aguas de riego que se aplican a los suelos (Ayers y Westcot, 1987), (Cuadro 4.17).

La solubilidad del bióxido de carbono en el agua de riego se presenta como sigue:



Y el sistema carbonato-bicarbonato de disolución o precipitación de la calcita se representa como sigue:



Cuadro 4.17 Concentración de calcio (Ca°) en el agua del suelo, contenido en el suelo cerca de la superficie, que resultaría de regar con aguas de determinado valor $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$ y conductividad del agua de riego (CE)^{a,b}.

		SALINIDAD DEL AGUA DE RIEGO APLICADA CE mS cm^{-1}											
		0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	6.0	8.0
Valor de $\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Ca}^{2+}}$	0.05	13.2	13.61	13.92	14.4	14.79	15.26	15.91	16.43	17.28	17.97	19.07	19.94
	0.10	8.30	8.57	8.77	9.07	9.31	9.62	10.02	10.35	10.89	11.32	12.01	12.56
	0.15	6.34	6.54	6.69	6.92	7.11	7.34	7.65	7.9	8.31	8.64	9.17	9.58
	0.20	5.24	5.40	5.52	5.71	5.87	6.06	6.31	6.52	6.86	7.13	9.57	7.91
	0.25	4.51	4.65	4.76	4.92	5.06	5.22	5.44	5.62	5.91	6.15	6.52	6.82
	0.30	4.00	4.12	4.21	4.36	4.48	4.62	4.82	4.98	5.24	5.44	5.77	6.04
	0.35	3.61	3.72	3.80	3.94	4.04	4.17	4.35	4.49	4.72	4.91	5.21	5.45
	0.40	3.30	3.40	3.48	3.60	3.70	3.82	3.98	4.11	4.32	4.49	4.77	4.98
	0.45	3.05	3.14	3.22	3.33	3.42	3.53	3.68	3.80	4.00	4.15	4.41	4.61
	0.50	2.84	2.93	3.00	3.10	3.19	3.29	3.43	3.54	3.72	3.87	4.11	4.30
	0.75	2.17	2.24	2.29	2.37	2.43	2.51	2.62	2.7	2.84	2.95	3.14	3.28
	1.00	1.79	1.85	1.89	1.96	2.01	2.09	2.16	2.23	2.35	2.44	2.59	2.71
	1.25	1.54	1.59	1.63	1.68	1.73	1.78	1.86	1.92	2.02	2.1	2.23	2.33
	1.50	1.37	1.41	1.44	1.49	1.53	1.58	1.65	1.70	1.79	1.86	1.97	2.07
	1.75	1.23	1.27	1.30	1.35	1.38	1.43	1.49	1.54	1.62	1.68	1.78	1.86
	2.00	1.13	1.16	1.19	1.23	1.26	1.31	1.36	1.40	1.48	1.58	1.63	1.70
	2.25	1.04	1.08	1.10	1.14	1.17	1.21	1.26	1.3	1.37	1.42	1.51	1.58
	2.50	0.97	1.00	1.02	1.06	1.09	1.12	1.17	1.21	1.27	1.32	1.4	1.47
	3.00	0.85	0.89	0.91	0.94	0.96	1.00	1.04	1.07	1.13	1.17	1.24	1.30
	3.50	0.78	0.80	0.82	0.85	0.87	0.90	0.94	0.97	1.02	1.06	1.12	1.17
	4.00	0.71	0.73	0.75	0.78	0.80	0.82	0.86	0.88	0.93	0.97	1.03	1.07
	4.50	0.66	0.68	0.69	0.72	0.74	0.76	0.79	0.82	0.86	0.9	0.95	0.99
	5.00	0.61	0.63	0.65	0.67	0.69	0.71	0.74	0.76	0.8	0.83	0.88	0.93
	7.00	0.49	0.50	0.52	0.53	0.55	0.57	0.59	0.61	0.64	0.67	0.71	0.74
	10.00	0.39	0.40	0.41	0.42	0.43	0.45	0.47	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58
	20.00	0.24	0.25	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30	0.32	0.33	0.35	0.37
	30.00	0.18	0.19	0.20	0.20	0.21	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.27	0.28

Fuente: Suárez, 1981

^a. Supone: a. Una fuente de calcio proveniente de silicatos o caliza CaCO_3 , b. no existe precipitación del magnesio y, c. la presión relativa del CO_2 de la superficie del suelo es de 0.0007 atmósferas.

^b. Ca° , $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$ están expresados en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ y la CE, está expresada en mS cm^{-1}

4.11.2.6 La fuerza iónica como parámetro fundamental para calcular el coeficiente de actividad de cada ion en una solución salina

El concepto de fuerza iónica está fundamentado en la química de los electrolitos. La fuerza iónica proporciona el medio para calcular las actividades iónicas tanto de una sal única en una solución o de una sal en presencia de otros electrolitos. Un aspecto de gran importancia del principio de fuerza iónica, es que el coeficiente de actividad de un ion, es el mismo en todas las soluciones de un mismo valor de la fuerza iónica (Evangelou y Marsi, 2003; Guerasimov *et al.*, 1971; Leffelaar *et al.*, 1983; ponnamperuma *et al.*, 1966).

Por eso, las correcciones de las soluciones por fuerza iónica (I) son indispensables, porque con esto, se permite conocer los coeficientes de actividad de los diferentes iones de las soluciones acuosas.

La fuerza iónica de cualquier solución electrolítica depende de las diferentes relaciones iónicas monovalentes con respecto a los iones divalentes y es un factor primordial para conocer la actividad de los iones en un electrolito (López *et al.*, 2016).

La fuerza iónica de una solución electrolítica, es una medida de la intensidad del campo eléctrico en la solución (Adams, 1971) y se define como:

$$I = \frac{1}{2} \sum C_i Z_i^2$$

Donde: I es la fuerza iónica en M L⁻¹, C_i es la concentración molar real de cada ion en la solución en M L⁻¹, Z_i es la valencia de cada ion (n⁺, n⁻).

Es necesario conocer las concentraciones de todos los iones, para determinar los valores de la fuerza iónica.

Además de ser un factor muy importante para el cálculo de la actividad de los iones, otros investigadores han enfocado su trabajo en conocer el efecto de la fuerza iónica en el sistema agua-suelo-planta, observando entre otras cosas que ésta influye en la capacidad de dispersión de la arcilla de los suelos, es decir, con un aumento en

la concentración de electrolitos, hay una reducción en la tensión osmótica entre las partículas de arcilla hasta un punto tal que las fuerzas de Van der Waals de corto alcance se vuelven dominantes y causan floculación (Alhammadi & Millar 2006). De la misma forma, Kopittke *et al.*, (2006), reporta que bajo ciertas condiciones la relación PSI-RAS no es constante porque esta es afectada por la fuerza iónica y la mineralogía de arcillas.

Es importante conocer la fuerza iónica de las soluciones que se introducirán en los suelos para así poder analizar los efectos en el sistema, no obstante, esto implica conocer todas las concentraciones de los iones.

Se han realizado diversas investigaciones con el propósito de estimar o correlacionar la fuerza iónica de las soluciones electrolíticas a partir de la concentración iónica, los sólidos totales disueltos y la conductividad eléctrica. Las investigaciones más relevantes se señalan a continuación:

Bower *et al.*, (1965) en la investigación denominada la tendencia a la precipitación del CaCO_3 en las aguas de riego, señalan que la fuerza iónica (μ) y la concentración total de cationes (C) en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ de las aguas naturales están altamente correlacionadas. Mediante un estudio estadístico de estas variables se desarrolló la ecuación de regresión siguiente.

$$1000\mu = 1.3477 C + 0.5355$$

Ponnamperuma *et al.*, (1966) expusieron una relación empírica entre la fuerza iónica (μ) y la conductancia específica de los suelos y aguas (CE, expresada en mS cm^{-1} a 25°C), de la cual obtuvieron la siguiente ecuación:

$$\mu = 0.016 \text{ CE}$$

Griffin y Jurinak (1973) corrigieron la ecuación propuesta por Ponnamperuma (1966) con el objetivo de considerar la formación de pares iónicos y se extendió a más extractos acuosos salinos representativos de los ecosistemas semiáridos. Para su investigación utilizaron 27 extractos de suelo y 124 aguas de riego de Utah. La ecuación obtenida fue:

$$\mu = 0.013 \text{ CE}$$

Donde μ , es la fuerza iónica en M L^{-1} y CE, es la conductividad eléctrica en mS cm^{-1} a 25°C .

Leffelaar *et al.*, (1983) desarrollaron una relación lineal para estimar la fuerza iónica (μ) a partir de la conductividad eléctrica (CE, mS cm^{-1} a 25°C) de los extractos de 54 muestras de suelo. Donde determinaron sus concentraciones totales y las corrigieron tomando en cuenta la formación de pares iónicos para obtener las concentraciones iónicas reales, obteniendo la siguiente ecuación:

$$\mu = 0.0114 \text{ CE} + 0.0055$$

El valor del coeficiente de regresión es más pequeño que el observado por Ponnampertuma *et al.*, (1966) por la formación de pares iónicos, así como una mayor concentración de fuerza iónica de las sales analizadas

Gillman y Bell (1978) obtuvieron una ecuación de regresión lineal que relaciona la conductividad eléctrica y la fuerza iónica. Mediante su estudio utilizaron seis suelos tropicales del norte de Australia, de los cuales se obtuvieron soluciones y extractos a diferentes profundidades (18 muestras). Así obtuvieron la ecuación siguiente:

$$\mu = 0.0120 \text{ CE} - 0.0004$$

Alva *et al.*, (1991) obtiene una relación lineal entre la fuerza iónica y la conductividad eléctrica para soluciones de suelo que representan una serie de suelos altamente meteorizados del sureste de Estados Unidos. Compara su experimento con lo propuesto por Griffin & Jurinak (1973) y obtiene la siguiente ecuación:

$$\mu = 0.015 \text{ CE} - 0.0006 \text{ para } \text{CE} < 1.0 \text{ mS cm}^{-1}$$

Mientras que Pasricha (1987) encontró una relación entre la fuerza iónica (corregida por la presencia de pares de iones) y la conductancia específica del equilibrio con un buen ajuste utilizando para su análisis un suelo salino, un suelo alcalino y un suelo de arroz modificado con diferentes niveles de sal (NaCl) y álcali (NaHCO_3), la cual se presenta a continuación:

$$\mu = 0.01162 \text{ CE} - 0.000105$$

Donde μ , es la fuerza iónica (M L^{-1}) y CE, es la conductancia específica (mS cm^{-1} a 25°C).

Cabe señalar que esta ecuación además de tomar en cuenta la formación de pares de iones, hace relevante la importancia de la composición de la solución del suelo, debido a que los suelos modificados influyen diferencialmente en la composición de las soluciones acuosas del suelo.

Sin olvidar que, en nuestro país se han realizado algunos estudios en donde se ha estimado la correlación de la fuerza iónica y la conductividad eléctrica. En donde las zonas más recientes son las aguas del Valle del Mezquital, Hidalgo; aguas del sistema hidrológico Lerma-Chapala-Santiago y las aguas urbano - industriales del estado de Oaxaca.

Mendoza, 2009 realizó el análisis de la fuerza iónica en 206 muestras del Valle del Mezquital, obtenidas en dos muestreos en verano 2005 y primavera 2006. Para este efecto de cálculo fue mediante la relación funcional de $\mu = a f$ (CE), donde se procesaron los datos analíticos de sus sitios de muestreo, con lo que se obtuvieron las siguientes ecuaciones:

$$\mu = 0.0118 \text{ CE} \quad (\text{verano de 2005})$$

$$\mu = 0.0119 \text{ CE} \quad (\text{primavera 2006})$$

Posteriormente López *et al.*, (2016) analizaron un total de 102 muestras de aguas residuales obtenidas en la zona denominada Valle del Mezquital, donde estas aguas se utilizan sin ningún tratamiento previo para el riego agrícola. Estas aguas se caracterizaron por ser del tipo sulfático-clorhídrico-bicarbonatadas. La relación funcional $\mu = af$ (CE) para el agua residual fue:

$$\mu = 0.0116 \text{ CE}$$

Donde μ , es la fuerza iónica (M L^{-1}) y CE, es la conductividad eléctrica (mS cm^{-1} a 25°C).

De igual manera, Pérez (2018) concluye que el agua de la red hidrográfica Lerma-Chapala-Santiago, la variación en la concentración da un tipo de agua bicarbonatada-sódica, la cual puede atribuirse a las descargas de agua de origen residual que se vierten en esta red hidrográfica. Obteniéndose así la siguiente relación funcional:

$$\mu = 0.01180 CE + 0.00027$$

Donde μ , es la fuerza iónica expresada en $M L^{-1}$ y CE, es la conductancia específica en $mS cm^{-1}$ a $25^{\circ}C$.

Continuando Pérez *et al.*, (2019) recolectaron y analizaron 188 muestras de agua de origen residual doméstica e industrial, ríos, presas, canales de riego y drenaje agrícola, de esta investigación, con los resultados obtenidos se concluyó que la Evaluación de la calidad del agua residual para el riego agrícola en Valle del Mezquital, Hidalgo presentó una alta variación en su concentración iónica, lo cual predominó en su composición el tipo bicarbonatada-sódica, en la cual se obtuvo la siguiente relación funcional:

$$\mu = 0.02299 CE + 0.00150$$

Donde μ , es la fuerza iónica expresada en $M L^{-1}$ y CE, es la conductancia específica en $mS cm^{-1}$ a $25^{\circ}C$.

Recientemente Camacho 2019, en su estudio denominado Composición de las aguas residuales urbano-industriales del estado de Oaxaca, analizó un total de 88 muestras de aguas donde concluye que estas aguas de riego son del tipo bicarbonatada. Mientras que el valor de la relación funcional es:

$$\mu = 0.0117 CE$$

Donde μ , es la fuerza iónica expresada en $M L^{-1}$ y CE, es la conductividad eléctrica en $mS cm^{-1}$ a $25^{\circ}C$.

4.11.2.7 Coeficientes de actividad individual de los iones

Cuando se conoce la fuerza iónica, se pueden calcular los coeficientes de actividad de un ion. El concepto de actividad de un ion individual es mucho más útil en las soluciones de los suelos, que el concepto de actividad media. Estos principios han sido utilizados por muchos años en las mediciones del pH.

Sposito (1984) y Adams (1971), señalan que las actividades de un solo ion son cada vez más importantes en el estudio de las relaciones suelo-planta, en la química de la superficie de los suelos y en particular en la solución del suelo.

De modo que existen varias formas de estimar el coeficiente de actividad de un ion, entre las más utilizadas se encuentran las siguientes: la teoría de Debye-Hückel (1923) y la ecuación de Davis (1962), de modo que se describen continuación:

Teoría de Debye-Hückel

Esta se ha considerado como la mejor para hacer la estimación de actividad de un ion, la cual fue desarrollada por Debye-Hückel (1923), la cual se basa en el concepto de “asociación de iones” o “pares de iones”, el cual permitió ajustar más la interpretación del comportamiento de las disoluciones de electrolitos a las exigencias de los hechos experimentales (Adams, 1971; Galache & Camacho, 1992).

El coeficiente de actividad de un ion en la solución f_i está definido por la ecuación de Debye y Hückel (Adams, 1971; Oster y McNeal, 1971; Griffin y Jurinak, 1973) como sigue:

$$-\log f_i = \frac{AZ_i^2(\mu)^{\frac{1}{2}}}{1 + Ba_i(\mu)^{\frac{1}{2}}}$$

Donde: A y B, son constantes dependientes de la temperatura. $A=0.509 \text{ \AA}$ y $B=0.329 \text{ \AA}$ (a escala molar a $25 \text{ }^\circ\text{C}$); Z, valencia del ion; μ , fuerza iónica de la solución (M L^{-1}); a_i , parámetro de tamaño de ion para cada ion específico (\AA); f_i , es el coeficiente de actividad del ion (i).

Por tanto, los valores de A, B constantes y a_i se presentan en el Cuadro 4.18; por lo tanto, solamente es necesario conocer la fuerza iónica (μ) de una solución, para efectos de calcular el coeficiente de actividad de cualquier ion (Adams, 1971).

Cabe señalar que esta ecuación se recomienda preferentemente para aquellas soluciones electrolíticas que tienen una fuerza iónica $\mu \leq 0.1 \text{ M L}^{-1}$.

Cuadro 4.18 Parámetros individuales del tamaño de los iones (a_i), expresados en unidades de Angstrom (Å) para ser introducidos en la ecuación de Debye y Hückel para el cálculo de los coeficientes de actividad de cualquier ion.

Ion	Valor de a_i
H ⁺ , Al ⁺³ , Fe ⁺³	9.0
Mg ²⁺	8.0
Li ⁺ , Ca ²⁺ , Cu ²⁺ , Zn ²⁺ , Mn ²⁺ , Fe ²⁺	6.0
Sr ²⁺ , Ba ²⁺	5.0
Na ⁺ , CO ₃ ²⁻ , HCO ₃ ⁻ , H ₂ PO ₄ ⁻	4.0, 4.41-5.0
SO ₄ ²⁻ , HPO ₄ ²⁻ , PO ₄ ³⁻	4.0
OH ⁻ , F ⁻	3.0, 5.0
K ⁺ , Cl ⁻ , NO ₃ ⁻	3.0
Rb ⁺ , Cs ⁺ , NH ₄ ⁺	2.0, 5.0

Fuente: Adams, 1971

Otras constantes para la ecuación de Debye y Hückel es una escala molar en 25°C con: A=0.509; B=0.329, son tamaños de radio iónico (a_i) expresados en Angstrom (Å).

Ecuación de Davies

La ecuación de Davies es una expresión empírica para calcular coeficientes de actividad de iones únicos en soluciones de suelo que tienen fuerzas iónicas efectivas de hasta aproximadamente 0.5 M L^{-1} (Davies, 1962). Pero la ecuación de Davies tiene las ventajas distintivas de la confiabilidad en soluciones de electrolitos mixtos y de exhibir solo un parámetro ajustable cuyo valor es independiente de la naturaleza química de una especie cargada (Sposito, 1984). La ecuación de Davies para el coeficiente de actividad de una especie cargada puede expresarse:

$$-\log f_i = AZ_j^2 \left(\frac{(\mu)^{\frac{1}{2}}}{1 + (\mu)^{\frac{1}{2}}} \right) - 0.3 \mu$$

Donde Z es la valencia del ion j; AZ_j^2 parámetro ajustable en la ecuación de Davies tiene el valor de 0.3; μ fuerza iónica de la solución (Davies, 1962).

La fórmula de Davies en la ecuación tiene un enfoque empírico que difiere en dos aspectos de la ecuación de Debye-Hückel, ya que, elimina el parámetro de tamaño de iones a_i (que no es bien conocido por iones complejos) y el término adicional $0.3 \cdot \mu$, que es lineal en la fuerza iónica μ .

También existen ecuaciones especiales para calcular los coeficientes de actividad de iones únicos en soluciones más concentradas ($\mu > 0.5 \text{ M L}^{-1}$), pero están más allá del alcance de este estudio. Tales soluciones concentradas rara vez, se encuentran en las soluciones de suelo.

4.11.2.8 La teoría de disociación electrolítica y las sales hipotéticas

La teoría de la disociación electrolítica propuesta por Arrhenius establece que cuando las sales, ácidos y bases se disuelven en agua u otros disolventes polares, estas sustancias se disocian o ionizan parcial o totalmente en partículas cargadas llamadas iones, los cuales están cargados de energía; es importante destacar que la energía de los iones se encuentra mucho antes de aplicar la corriente eléctrica (Galache y Camacho, 1992; Guerasimov *et al.*, 1971).

La disminución de la temperatura de solidificación, la presión osmótica y las magnitudes de otras propiedades coligativas de una solución, crecen de manera directamente proporcional al número de partículas disociadas. Al disminuir la concentración la disociación electrolítica, según la ley de acción de masas, se aproxima a un límite, es decir, llega a ser prácticamente total.

De acuerdo con la ley de acción de masas cualquier reacción reversible de disociación electrolítica se expresa como:



Donde: v_+ y v_- son los números de cationes o aniones respectivamente; z_+ y z_- , son las cargas o números de valencia de los elementos.

Guerasimov *et al.*, (1971) señala que la actividad de una sal disuelta puede determinarse por la presión de vapor, temperatura de solidificación y por datos de su solubilidad u en su caso a partir de las fuerzas electromotrices. Así pues, la influencia total de una mezcla de sales en solución sobre el coeficiente de actividad de cada una de ellas será una regularidad común si la concentración total de las sales en solución se expresa en términos de fuerza iónica.

La fuerza iónica (μ) de una solución se estima con la ecuación:

$$\mu = \frac{1}{2} \sum m_i Z_i^2$$

Donde: μ es la fuerza iónica en $M L^{-1}$, i es el subíndice de los iones de todas las sales en la solución. Para cada ión $m_i = v_i m_k$ (donde m_k es la molalidad de la sal), para una sal determinada se tiene:

$$m_{+z_+2} + m_{-z_-2} = (v_+z_+2 + v_-z_-2) m_k = 2s_k m_k$$

Sustituyendo el resultado anterior en la ecuación de fuerza iónica resulta:

$$\mu = \frac{1}{2} \sum_k 2s_k m_k = \sum_k s_k m_k$$

Los valores de s_k de las sales hipotéticas se muestra en el cuadro 4.19, de acuerdo con la valencia para cada sal.

Cuadro 4.19 Valores de s_k para sales hipotéticas con diferentes tipos de valencia.

Tipo de valencia	Sales	s_k	Tipo de valencia	Sales	s_k
1-1	NaCl	1	1-1	KCl	1
1-1	NaHCO ₃	1	1-1	KHCO ₃	1
1-2	Na ₂ CO ₃	3	1-2	K ₂ SO ₄	3
1-2	Na ₂ SO ₄	3	1-2	K ₂ CO ₃	3
2-1	Ca(HCO ₃) ₂	3	2-2	ZnSO ₄	4
2-1	CaCl ₂	3	3-3	LaFe(CN) ₆	9
2-2	CaCO ₃	3	2-1	BaCl ₂	3
2-2	CaSO ₄	4	3-1	LaCl ₃	6
2-1	MgCl ₂	4	1-3	K ₃ Fe(CN) ₆	6
2-2	MgCO ₃	3	4-1	Th(NO ₃) ₄	10
2-2	MgSO ₄	4	1-4	K ₄ Fe(CN) ₆	10
2-1	Mg(HCO ₃) ₂	4	3-2	La ₂ (SO ₄) ₃	15

4.11.2.9 Problemas de infiltración en suelos bajo riego

Un problema de infiltración en los suelos se presenta cuando el agua de riego no atraviesa la superficie del suelo a una velocidad lo suficientemente rápida, como para no permitir que se restituya el agua que se ha consumido por los cultivos agrícolas en diferentes riegos. Esta disminución en la velocidad de paso del agua a través del suelo se debe a modificaciones del medio poroso de los suelos (McNeal, 1968).

Los factores de la calidad del agua que suelen influir en la infiltración, son el contenido total de sales y el contenido de sodio en relación a los contenidos de calcio y magnesio. Una alta salinidad aumenta la velocidad de infiltración, mientras que una baja salinidad, o una proporción alta de sodio sobre el calcio, la disminuyen. Ambos factores (salinidad y proporción de sodio) pueden actuar simultáneamente.

Mientras que los problemas de infiltración ocasionados por la deficiente calidad del agua, ocurren por lo general en los primeros centímetros del suelo y están ligados con la estabilidad estructural del suelo y con el contenido de sodio en relación al calcio (Ayers y Westcot, 1987).

Una velocidad de infiltración de 3 mm h^{-1} es considerada baja, mientras que una infiltración por encima de 12 mm h^{-1} es relativamente alta. Además de la cantidad de agua, la infiltración está determinada por las características físicas del suelo, como la estructura, textura, grado de compactación, contenido de materia orgánica, tipo de minerales de la arcilla y por sus características químicas, incluyendo los cationes intercambiables.

La dispersión de los suelos y la destrucción de su estructura se producen únicamente cuando el contenido de sodio en el suelo supera al de calcio en una proporción por encima de 3:1. Este contenido relativo de sodio provoca serios problemas de infiltración, de la misma manera que una salinidad muy baja del agua. Esto se debe a la falta de suficiente calcio para contrarrestar los efectos dispersantes del sodio. La Figura 4.5, es utilizada para mostrar que tanto la salinidad del agua (CE) como su relación de adsorción de sodio (RAS) afectan la velocidad de infiltración (Ayers y Westcot, 1987; Kumar *et al.*, 2008; Wienhold y Trooien, 1998).

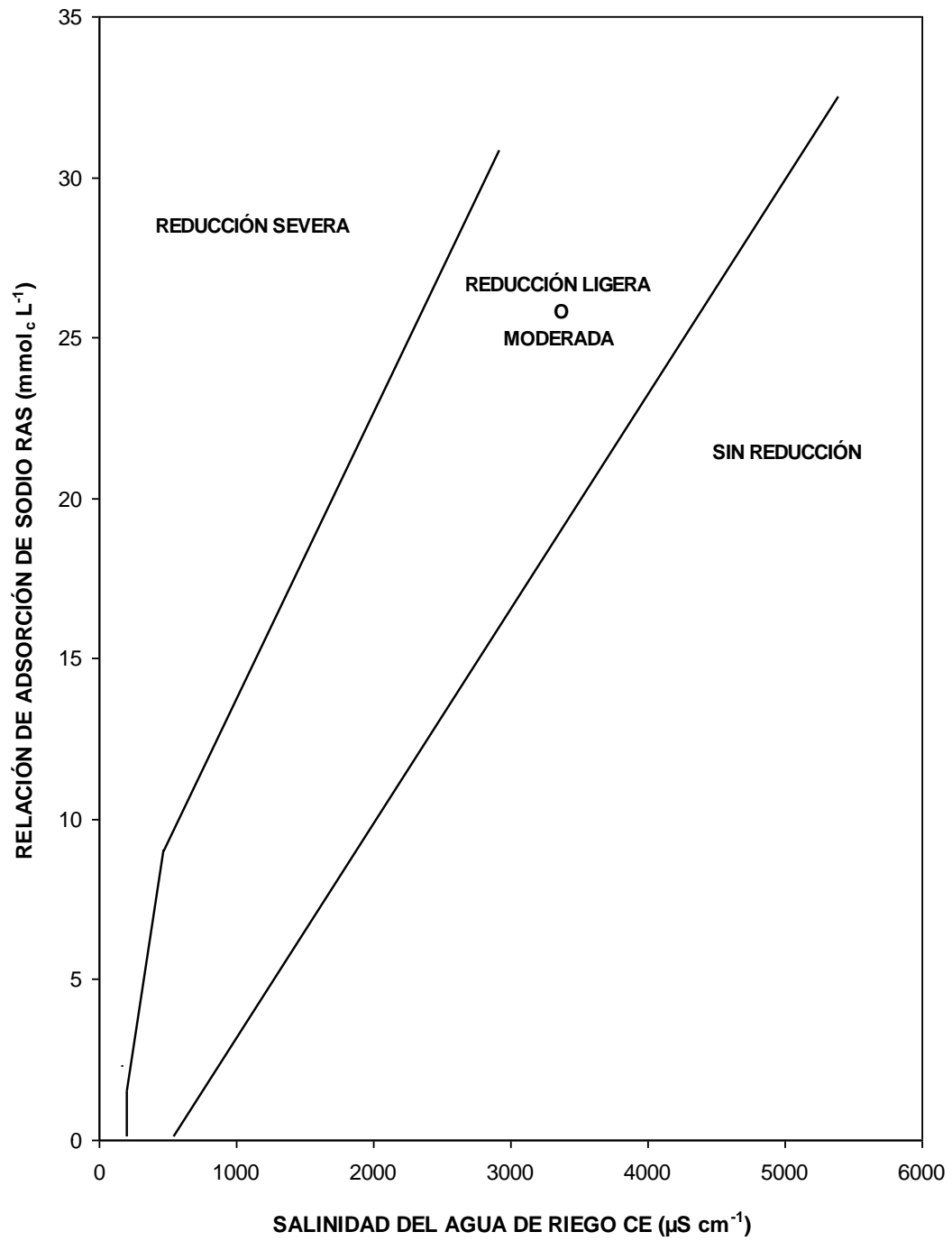


Figura 4.5 Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio.

4.11.2.10 Carbonato de sodio residual

Desde los inicios de estudios sobre la calidad de aguas superficiales y subterráneas para riego, se observó experimentalmente que los distintos tipos de aguas se infiltraban de manera diferente en los suelos agrícolas bajo riego; y como consecuencia de estas observaciones, se estableció que sus variadas composiciones químicas afectaban las propiedades físicas de los suelos, de manera diferente. Por lo que en esos tiempos se mencionaba que aguas duras hacían suelos blandos y aguas blandas hacían suelos duros. Hoy se sabe que las aguas blandas, ricas en bicarbonato de sodio propician considerablemente la acumulación de sodio intercambiable en los suelos.

Las aguas de baja calidad han sido usadas para riego en muchas regiones áridas y semiáridas, debido a la ausencia de fuentes limitadas de aguas de buena calidad. A veces las aguas subterráneas que están disponibles para el riego, tienen altos contenidos de carbonato de sodio residual. El uso indiscriminado de estas aguas en la irrigación a veces causa una acumulación excesiva de sales, y conduce a una rápida salinización y sodificación del perfil del suelo, procesos que afectan adversamente el desarrollo de cultivos (Chahal y Kundu, 1985; Prasad *et al.*, 2001; Akhter *et al.*, 2004; Abbas *et al.*, 2007; Beletse *et al.*, 2008). Sin embargo, se debe señalar que, los efectos de la sodicidad en el desarrollo de los cultivos son diferentes de aquellos efectos que derivan de la salinización (Porcelli *et al.*, 1995).

Cuando en los suelos sódicos se incrementa el sodio intercambiable, conduce a deficiencias de calcio y magnesio. La tolerancia de los cultivos a las aguas sódicas de riego depende de la sodicidad total de los suelos, de la habilidad de los cultivos a la tolerancia de la sodicidad (Abdel *et al.*, 2005), de prácticas agronómicas de manejo y condiciones climáticas durante los ciclos vegetativos de los cultivos.

Mientras que Eaton, 1950 consideró que la precipitación de Ca y Mg en forma de carbonatos de calcio y de magnesio, propician una acumulación considerable de sodio intercambiable en los suelos que aquellas aguas que no son sódicas, es decir, que poseen pequeñas cantidades de bicarbonatos, propuso el concepto de

carbonato de sodio residual, para evaluar las aguas de riego que tienen cantidades considerables de carbonatos y bicarbonatos.

Eaton, (1950) utiliza tres términos para referirse a estas reacciones:

Porcentaje de sodio encontrado

$$\frac{\text{Na}^+}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+}$$

Porcentaje de sodio posible

$$\frac{\text{Na}^+ 100}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+) - (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)}$$

Carbonato de Sodio residual Na_2CO_3

$$(\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$$

Los constituyentes iónicos en estas relaciones se expresan en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$.

El carbonato de sodio residual se calcula de acuerdo con la siguiente relación:

$$CSR = (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$$

Dónde: los iones en estas relaciones se expresan en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, (Cuadro 4.20).

Cuadro 4.20 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con el carbonato de sodio residual.

Clase	Carbonato de Sodio Residual ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$)
Buena	< 1.25
Condicionada	1.25 a 2.5
No recomendable	> 2.5

Después de los trabajos de Eaton (1950) y Wilcox *et al.*, (1954) donde se han utilizado para riego aguas de pozos profundos y aguas residuales con valores de carbonato de sodio residual más altos que los que propuso en su tiempo Eaton. Esto es debido a que, en la actualidad, prácticamente se han utilizado en el riego de cultivos, todo tipo de aguas de la más variada composición química.

Las aguas que contienen $CSR > 2.5 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ han sido consideradas como insatisfactorias para riego, sin embargo, Gupta (1983) reportó que las aguas de riego que contienen $CSR > 10 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$, y una conductividad eléctrica de 2 mS cm^{-1} así como un $RAS < 10$, pueden aplicarse prácticamente sin afectar el rendimiento del trigo en un suelo franco-arenoso calcáreo.

4.11.3 Criterios de toxicidad

Munns y Tester, 2008 señalan que los problemas de toxicidad surgen cuando ciertos elementos (iones) del suelo o del agua, son absorbidos por las plantas y acumulados en sus tejidos, en concentraciones lo suficientemente altas como para provocar daños y reducir sus rendimientos. La magnitud de estos daños depende de la cantidad de iones absorbidos y de la sensibilidad de las plantas

Aunque los daños pueden reducir significativamente los rendimientos y su magnitud depende del tiempo, concentración de los iones, sensibilidad de las plantas y el uso de agua por los cultivos. Los iones tóxicos contenidos regularmente en las aguas de riego son el cloro, sodio y boro; los daños pueden ser provocados de manera individual o en su combinación. Los problemas de toxicidad frecuentemente acompañan o complican los de salinidad o de infiltración y pueden aparecer aun cuando la salinidad sea baja (Ayers y Westcot, 1987).

4.11.3.1 Sodio

La toxicidad del ion sodio resulta difícil de diagnosticar en comparación a la del cloro, pero ha sido identificada claramente como resultado de una alta proporción de sodio en el agua de riego (alto sodio o elevada RAS).

Las plantas absorben sodio del suelo junto con el agua. A medida que el agua es transpirada el sodio se va concentrando en las hojas y cuando alcanza ciertas concentraciones produce efectos tóxicos. El límite de tolerancia de cada cultivo es distinto, pero para muchas especies arbóreas la toxicidad se presenta cuando el sodio presenta un porcentaje superior al 0.25-0.5% respecto al peso seco de la hoja. El efecto tóxico del sodio no depende de la concentración absoluta de este catión

en el suelo, sino de su proporción respecto al calcio. Por tal razón la tolerancia de cultivos se relaciona con el PSI del suelo (Pizarro, 1985).

4.11.3.2 Cloro

El cloro no es adsorbido por el complejo de cambio, pero se encuentra disuelto en la solución del suelo, de donde puede ser absorbido por las raíces y conducido a las hojas, donde se pueden acumular hasta niveles perjudiciales. Los rangos son generalmente de 0.3 a 1.0% respecto a la hoja en peso seco (Pizarro, 1985).

Es el ion más abundante en el agua de mar, pero llega a ser el menos importante de los fundamentales en aguas continentales (Custodio y Llamas 1996).

El exceso de cloro puede presentarse cuando se aplica el riego con agua residual, debido a que dicha agua normalmente recibe cloraciones antes de su uso (Seoáñez, 2005). También puede ser absorbido directamente por el follaje, cuando se riega por aspersión, en períodos de alta temperatura y baja humedad relativa.

Para clasificar el agua por el contenido de cloruro, se utiliza lo propuesta por Ayers y Westcot (1987) de acuerdo con el Cuadro 4.21.

Cuadro 4.21 Clasificación de las aguas de riego de acuerdo con el contenido de cloruros.

Clasificación	Contenido de cloruros (mmol_c L⁻¹)
Buena	< 4.00
Condicionada	4.00 - 10.00
No recomendada	> 10.00

4.11.3.3 Boro

El boro es un elemento esencial y potencialmente tóxico para las plantas cuando excede apenas ligeramente el nivel óptimo, se encuentra en casi todas las aguas naturales y es uno de los más tóxicos constituyentes del agua de riego, su concentración varía desde varias trazas hasta varias partes por millón (Gupta *et al.*, 1985; Keren y Miyamoto, 1990; Singh y Singh, 1983; S.R.H., 1971; Verma, 1983).

Las aguas superficiales naturales rara vez contienen niveles tóxicos de boro, pero las aguas de manantiales y aguas de pozos pueden contener concentraciones tóxicas, principalmente en la cercanía de fallas tectónicas y en las zonas geotérmicas, donde generalmente se asocia con la actividad volcánica.

En lo correspondiente a la clasificación de las aguas de riego conforme al contenido de boro, Ayers & Westcot (1987) en sus directrices o lineamientos señalaron una clasificación de la calidad del agua de acuerdo con el grado de restricción del agua por su contenido de boro.

La clasificación de las aguas con base en el contenido de boro se presenta en el Cuadro 4.22, (Ayers & Westcot, 1987)

Cuadro 4.22 Clasificación de las aguas de riego, de acuerdo con el contenido de Boro en mg L^{-1} .

Grado de restricción de uso	Concentración (mg L^{-1})
Ninguna	< 0.7
Ligera a moderada	0.7 – 3.0
Severa	> 3.0

4.11.3.4 Fosfatos

El fósforo puede existir en aguas en solución o suspensión, en estado mineral y orgánico y bajo forma de diferentes compuestos. La interacción del fósforo con la salinidad es altamente dependiente de la especie y etapa de desarrollo de la planta, concentración y tipo de salinidad, así como de la concentración de P en el sustrato (Grattan y Grieve, 1994; Pal y Singh, 1985).

En las directrices para interpretar la calidad de las aguas para riego. Así que Ayers y Westcot (1987), señalan que el contenido de fósforo en aguas de riego normalmente es de $0\text{-}2 \text{ mg L}^{-1}$.

4.11.3.5 Sulfatos

Junto con los cloruros, los sulfatos son los principales aniones presentes en las aguas y son importantes en suelos salinos, pero su control se efectúa adecuadamente considerando volúmenes extra de agua en riegos para asegurar su salida fuera de la zona radical. Las plantas pueden presentar sensibilidad a concentraciones altas de sulfatos ya que puede limitar la absorción del sodio y alterar el balance catiónico óptimo dentro de la planta, tal sensibilidad se encuentra relacionada con la tendencia de las altas concentraciones de sulfatos a limitar la absorción de calcio por las plantas.

Con la disminución de calcio, se encuentran asociados los incrementos en la absorción de sodio y potasio, de tal manera que los efectos de la alta concentración de sulfatos en el substrato pueden estar relacionados a una alteración del balance catiónico óptimo dentro de la planta (Richards, 1973).

4.11.3.6 Nitratos

El nitrógeno contenido en el agua de riego se encuentra disponible para las plantas, por lo tanto, debe considerarse como parte integral del nitrógeno total requerido por los cultivos y del programa de fertilización. Por su parte, el agua de riego puede contener niveles excesivos de nitrógeno para ciertos cultivos sensibles, los cuales en este caso presentarán un mayor crecimiento vegetativo que provocará un retraso en la maduración y baja calidad del producto (Ayers y Westcot, 1987).

4.11.3.7 Silicio

El silicio es el segundo elemento más abundante del planeta y se encuentra en la mayoría de las aguas. Es el constituyente común de las rocas ígneas, el cuarzo y la arena. El silicio existe normalmente como óxido (como SiO_2 en la arena y como silicato SiO_3^{2-}). Puede estar en forma insoluble, soluble y coloidal. Muchas aguas naturales contienen menos de 10 mg L^{-1} de silicio, algunas pueden llegar a contener hasta 80 mg L^{-1} . Las aguas volcánicas lo contienen en abundancia.

El análisis del Silicio en el agua, es de gran importancia para evitar la formación de depósitos duros de sílice en los suelos.

4.12 Clasificación hidrogeoquímica

Los estudios hidroquímicos o hidrogeoquímicos sirven para determinar el origen de la composición química del agua y la relación entre el agua y la constitución química de las rocas (Can *et al.*, 2014).

Así los principios de la interpretación gráfica y numérica de los análisis químicos del agua se basan en la relación de iones, o grupos de iones, que forman un tipo químico de agua. Un solo gráfico no proporcionará toda la información, como la concentración de iones, la comparación de las proporciones de los iones, la clasificación de los tipos de agua, la identificación de aguas mixtas de diferente composición, la identificación de algunos de los procesos químicos que pueden tener lugar en circulación de un agua, o la relación de la composición química con el tipo de roca (Zaporozec 1972).

Singhal y Gupta (2010) describen que la presentación gráfica de datos químicos de los análisis del agua, para su evaluación adecuada, se pueden trazar en tres apartados: (a) Mapas hidroquímicos, (b) diagramas Hidroquímicos, y (c) secciones hidroquímicas. A continuación, se ofrece una breve descripción de estos.

Mapas hidroquímicos

Singhal y Gupta, 2010; señalan que en los mapas hidroquímicos, la variación espacial en las características hidroquímicas del agua subterránea se puede representar trazando contornos (isoconos) de igual concentración de cada ion o de proporciones iónicas iguales en mg L^{-1} o meq L^{-1} . La información sobre la litología y las características estructurales de las rocas, así como el régimen de aguas subterráneas, es necesaria para la interpretación adecuada de los mapas hidroquímicos.

La Figura 4.6 ilustra un ejemplo de aumento en TDS y SO_4 y disminución en la relación HCO_3 / Cl en la dirección del flujo de agua subterránea.

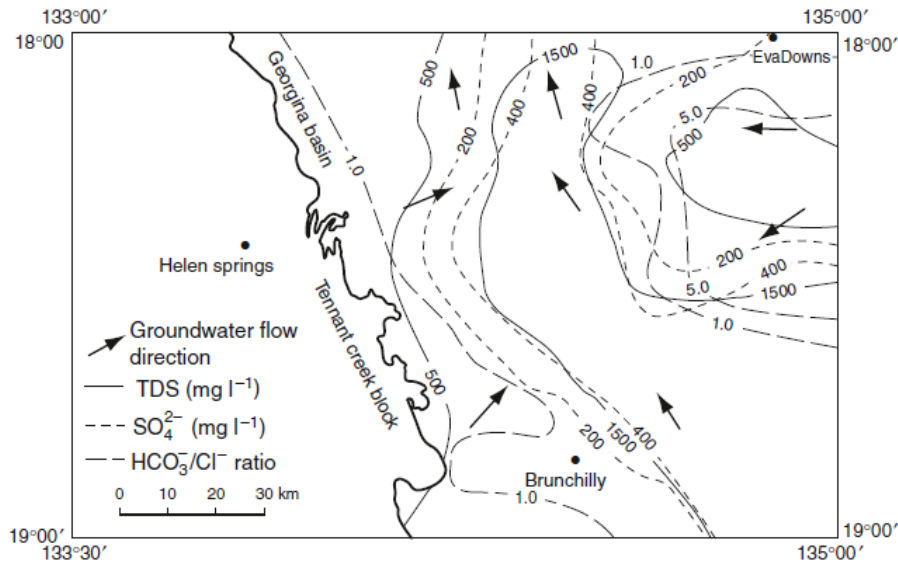


Figura 4.6 Ejemplo de mapa hidroquímico.

Diagramas de patrones hidroquímicos

El propósito de los diagramas de patrones hidroquímicos es representar la concentración absoluta o relativa de diferentes cationes y aniones en términos de mg L^{-1} o meq L^{-1} (Singhal y Gupta, 2010).

Diagramas de barra de Collins

Estos son diagramas de barras verticales. Donde cada muestra está representada por dos barras, una para cationes y otra para aniones (Figura 4.7). La altura de cada barra es proporcional a la concentración total de cationes o aniones en meq L^{-1} . Como la suma de los cationes debe ser igual a la suma de los aniones, ambos expresados en meq L^{-1} , la altura de las dos barras para cada muestra debe ser la misma. La concentración de cationes y aniones se puede representar en valores absolutos.

Cabe recalcar que las concentraciones de los iones se enfatizan mediante colores o patrones distintivos. En orden descendente se utilizan seis divisiones de columna: $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Mg^{2+} , Ca^{2+} para cationes, y $\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$, SO_4^{2-} y CO_3^{2-} y HCO_3^- para aniones.

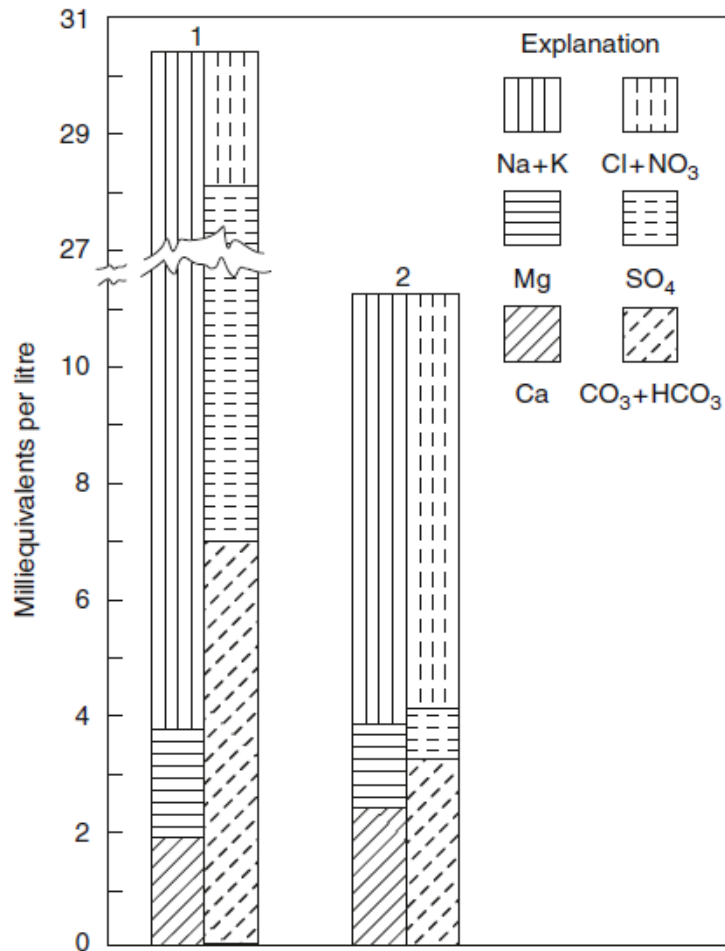


Figura 4.7 Representación de los datos del análisis químico (meq L⁻¹) mediante diagramas de barras Collins.

Diagramas de Stiff

En el diagrama de Stiff, los datos analíticos se trazan en tres o cuatro ejes paralelos horizontales equidistantes entre sí (Figura 4.8). Estos diagramas, como otros diagramas de patrones, tienen una desventaja ya que se deben preparar diagramas separados para cada uno de los análisis.

Sin embargo, son útiles para visualizar las diferencias en la distribución de cationes y aniones en función de sus patrones variables

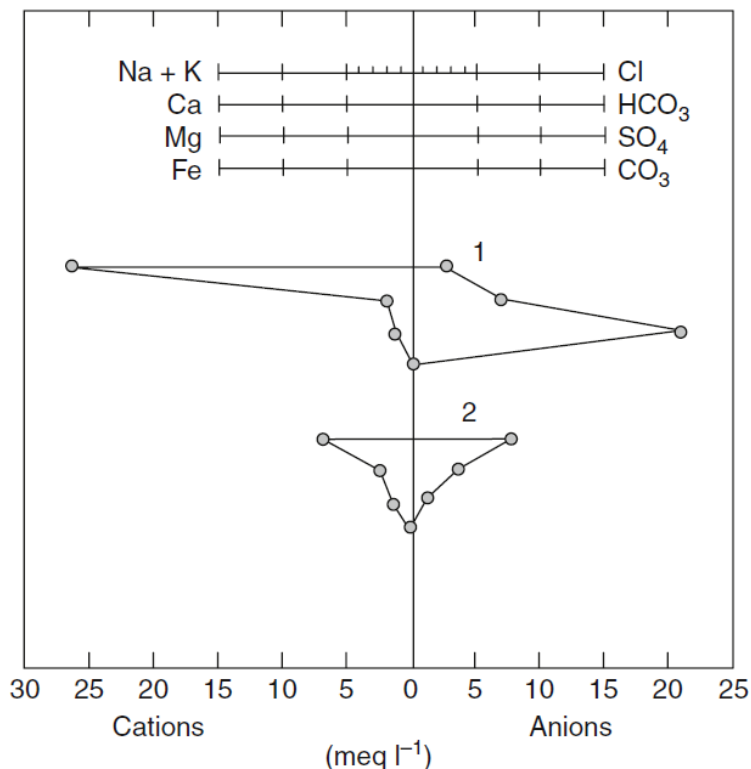


Figura 4.8 Representación de los datos del análisis químico (meq L⁻¹) por el diagrama el diagrama de stiff.

Diagrama de Schoeller

Es un diagrama semi-logarítmico, en el que en la abscisa (en escala aritmética), los diversos cationes y aniones están ordenados en el orden: Ca, Mg, Na, Cl, SO₄ y HCO₃, de izquierda a derecha en equidistancia.

La concentración de cada uno de estos iones en mg L⁻¹ o meq L⁻¹ se representa a lo largo de la ordenada en escala logarítmica. Las parcelas están unidas por líneas rectas (Figura 4.9).

Estos diagramas tienen una ventaja sobre los otros diagramas descritos anteriormente, ya que se puede trazar más de un análisis en el mismo diagrama y se pueden comparar las características hidroquímicas de diferentes muestras.

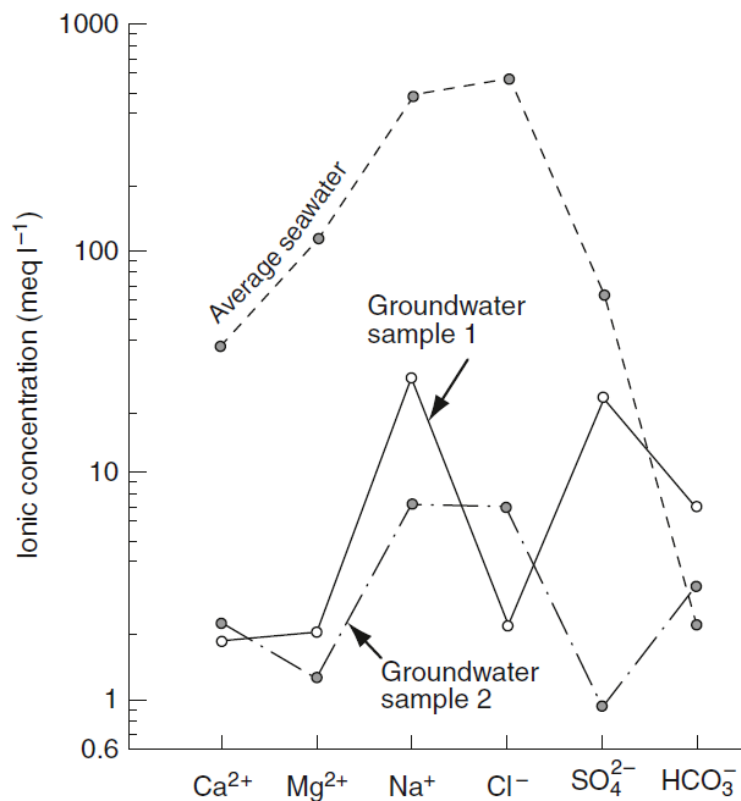


Figura 4.9 Análisis químicos (meq L⁻¹) representados por Schoeller's trazado semilogarítmico.

Diagrama de Piper

El diagrama trilineal de Piper, se usa ampliamente, tiene dos campos triangulares, uno para los cationes y otro para los aniones, y un campo central en forma de diamante (Figura 4.10).

En los dos campos triangulares, la concentración de cationes y aniones se representa como porcentajes en meq L⁻¹, de modo que el total de cationes (Na⁺ + K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ para cationes, y Cl⁻, SO₄²⁻ y CO₃²⁻ + HCO₃⁻ para aniones) se consideran cada uno como 100%. Las respectivas parcelas de cationes y aniones se proyectan en el campo central en forma de diamante que muestra las características químicas generales de la muestra de agua en términos de cierta combinación de cationes y aniones.

Piper señala de acuerdo con el diagrama doce tipos de agua los cuales se enlistan a continuación:

1. Aguas sulfatadas y/o cloruradas, cálcicas y/o magnésicas.
2. Aguas bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.
3. Aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
4. Aguas bicarbonatadas sódicas.
5. Aguas magnésicas.
6. Aguas cálcicas.
7. Aguas sódicas.
8. Aguas magnésicas, cálcicas y sódicas.
9. Aguas sulfatadas.
10. Aguas bicarbonatadas.
11. Aguas cloruradas.
12. Aguas sulfatadas, bicarbonatadas y cloruradas.

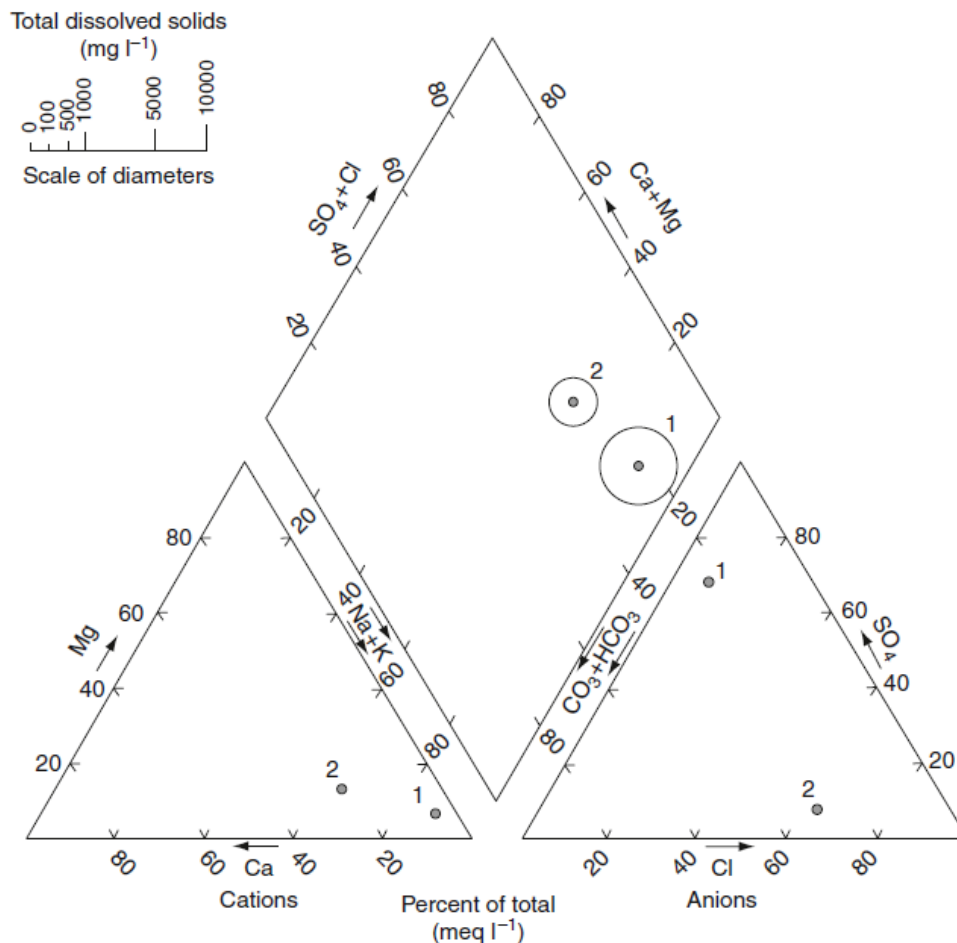


Figura 4.10 Diagrama de Piper que muestra el trazado de datos analíticos.

Diagrama de Durov

Este es también un tipo de diagrama trilineal sugerido por Durov (Zaporozec 1972). En este diagrama, la concentración de cationes principales y aniones en porcentaje $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$ se representa en dos triángulos separados, en donde la suma de aniones más cationes da el 100% de la concentración. Los puntos de muestra en los dos triángulos se proyectan a un campo cuadrado central que representa el carácter químico general de la muestra. También puede incluirse la concentración de cualquier otra característica química, a saber. Además, se puede mostrar SDT, CE, pH, etc., extendiendo el punto desde el campo cuadrado central a uno o dos campos rectangulares escalados adyacentes, como se muestra en la Figura 4.11.

Además, Durov (1949) utilizó el diagrama como base para clasificar las aguas subterráneas según el tipo de producto químico. Donde distinguió 18 tipos de agua, agrupados en cinco clases en función de las interrelaciones genéticas. El diagrama de Durov también se puede utilizar para trazar la concentración de iones menores (Singhal y Gupta, 2010).

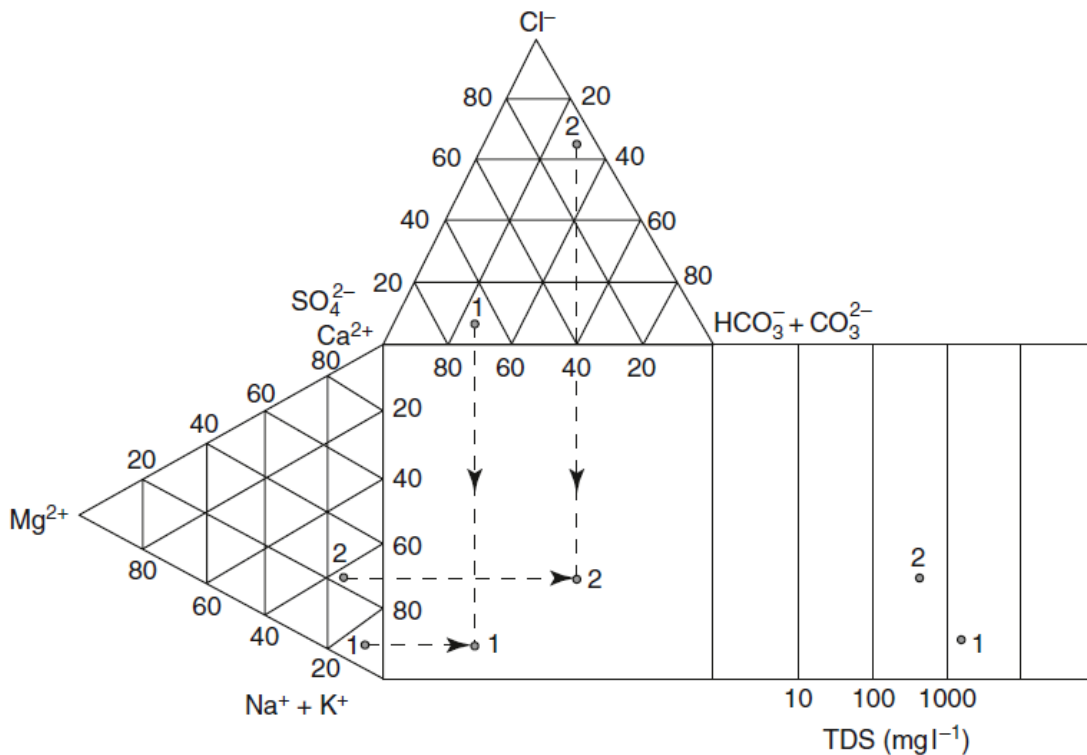


Figura 4.11 Diagrama de Durov que muestra el trazado de datos analíticos.

Secciones hidroquímicas

Es un esquema en donde se trazan arcos para mostrar la variación en la concentración de varias características hidroquímicas en la dirección del movimiento del agua subterránea. Este tipo de secciones también pueden ser útiles para describir los cambios en la calidad del agua debido a la mezcla de agua de mar y agua dulce en los acuíferos costeros (Singhal y Gupta, 2010). Se presenta a continuación en la Figura 4.12.

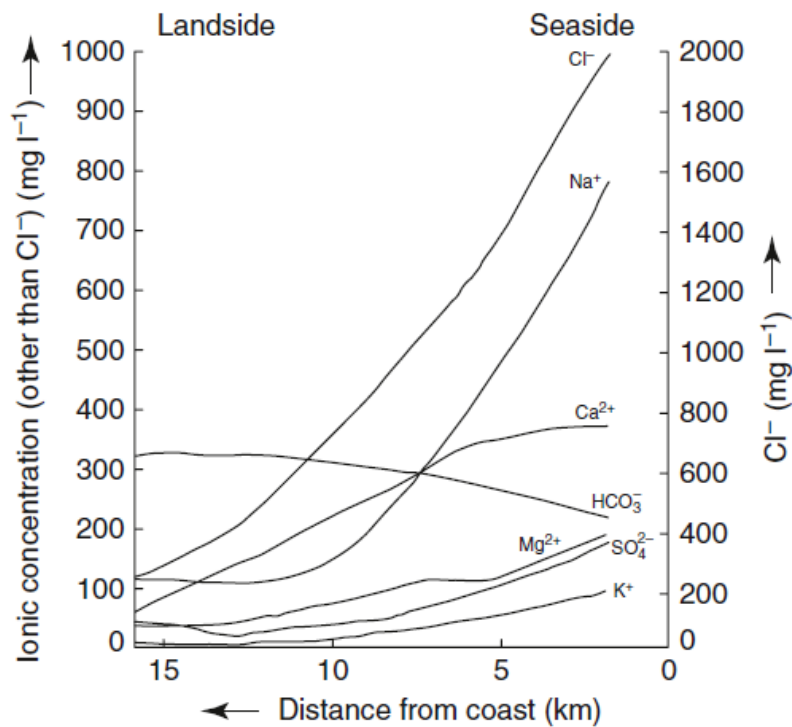


Figura 4.12 Ejemplo de Sección hidroquímica

5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1 Descripción de la región de estudio

El área de estudio se encuentra en el estado de Puebla principalmente, siendo en su mayoría aguas superficiales, ríos y manantiales que son utilizadas para riego agrícola y uso doméstico, en las que destacan son en Tlaxcala: manantial El Carmen, bordo Tlalpan, y en Puebla la zona de lagos cráter y finalmente la zona salinera en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Estado de Puebla

5.1.1 Fisiografía

El territorio del estado de Puebla se extiende en el extremo sureste de la altiplanicie mexicana, así como en el declive sur del sistema Volcánico Transversal.

El territorio poblano se localiza entre los 18°10' y 20° 25' de latitud norte y entre los 97° 18' y 99° 04' de longitud oeste del meridiano de Greenwich.

El Estado de Puebla se encuentra rodeado por sistemas montañosos muy importantes, que influyen notablemente en su morfología. Al norte y al este se encuentra limitado por la sierra Madre Oriental, al sur por la parte norte de la Mixteca Baja y al oeste por la Sierra Nevada.

5.1.2 Hidrografía

En el Estado de Puebla se encuentran dos vertientes hidrográficas principales: la septentrional, formada por las distintas cuencas parciales de los ríos que desembocan en el Golfo de México y la meridional o sea la del río Tehuacán, que con los afluentes del Salado y de la pequeña corriente de San Gabriel Chilac se une al río Tomellín y reunidos cortan la sierra de Zongolica y penetran al Estado de Veracruz con el nombre de Papaloapan; para verterse en la laguna de Alvarado; la segunda vertiente es la del río Atoyac, que desemboca en el Océano Pacífico por la profunda cuenca del río Balsas.

La hidrografía del Estado se completa con los depósitos lacustres y los manantiales existentes. Entre los primeros pueden citarse la laguna de Epatlan y la de San Felipe

Xochiltepec, en Izúcar de Matamoros; la de Chignahuapan; los jagueyes de Chiapulco, Anzures y San Baltazar en el valle de Puebla; las lagunas de Aljojuca, Preciosa y Tecuitlapa, en los llanos de San Juan, algunas de las cuales son axalapascos cuyas paredes sobrepasan apenas la superficie de la comarca sin darle a lo lejos especial fisonomía. En el valle de Tepeaca hay sitios conocidos con el nombre de resumideros donde desaparecen las aguas de los manantiales y, en el valle de Tehuacán se encuentran las lagunas Grandes y San Bernardino. En la región de Oriental, los escurrimientos superficiales vierten sus aguas principalmente en la laguna de Totolcingo.

5.1.3 Geología

Los acontecimientos que tuvieron lugar a través de diversos periodos, le imprimieron un carácter muy particular, ya que su territorio muestra testigos de los diversos procesos y manifestaciones a que estuvo sujeto.

Las formaciones mesozoicas del Estado de Puebla, pertenecen a los periodos: triásico, jurásico y cretácico. Los dos primeros están poco representados, pero en cambio, el ultimo, está bastante desarrollado.

Las rocas del triásico son conglomerados y areniscas rojas que alternan con pizarras grises o negras y contienen plantas fósiles. Estas rocas triásicas descansan directamente sobre los granitos, en algunas localidades, y sobre pizarras cristalinas en otras, estando las capas generalmente dislocadas.

Las rocas del jurásico son, por lo general poco coherentes, fácilmente deleznales e imperfectamente apizarradas y están representadas por las series del jurásico superior e inferior. Las rocas del jurásico inferior son pizarras arcillosas y micáceas, y contienen fósiles pertenecientes al jurásico inferior. La serie básica está representada en la serranía de Huachinango de la Sierra Norte, por plantas fósiles del genero Otozamites principalmente. La serie del jurásico superior, se compone de calizas y pizarras y se localiza al sur de la Sierra Norte.

Las formaciones cretácicas consisten esencialmente en calizas compactas, con fósiles poco abundantes, y exquisitos calcáreos y calcáreo-arcillosos, sin fósiles,

que alternan con conglomerados también desprovistos de fósiles. De este sistema están muy bien representadas las divisiones del cretácico medio y muy poco la del cretácico superior.

La división del cretácico inferior está constituida por pizarras arcillosas de color gris, pizarras margosas yesíferas amarillentas, areniscas calcáreas verdes y marga con abundante arenisca, también verdes, más o menos resistentes que alternan en capas de distinta textura, cubiertas por pizarras arcillosas. Las rocas de esta serie se presentan fracturadas, plegadas o dislocadas y corresponden a los pisos barremiano aptiano y en la base tal vez al neocomiano. La serie está perfectamente caracterizada en la sierra de Axuxco, sierra de Zapotitlán y sierra de Zongolica, y contiene equinodermos, corales esponjas, y cefalópodos.

La división del cretácico superior está representada por formaciones de capas delgadas y de corta extensión, compuestas de calizas grises, dispuestas en lechos delgados, sin pedernal y con intercalaciones de pizarras calcáreas, arcillosas y margosas, que contienen muy rara vez fósiles. Esta división ha sido estudiada al norte del valle de Tehuacán.

5.1.4 Climas

La temperatura media anual en el Estado de Puebla es muy variable; en ella influyen notablemente la altitud, la exposición a los vientos húmedos o secos y la situación del lugar.

Las temperaturas máximas de los meses más cálidos, abril y mayo, van desde 24° C en las elevaciones orientales, hasta 36° C en el suroeste del estado de Puebla.

En el valle de Puebla se observan temperaturas mínimas de 4° C en el norte, específicamente en San Martín Texmelucan, 2° C en Huejotzingo por el descenso de los vientos fríos de la sierra Nevada y, hacia el sur del valle, aumenta la temperatura mínima hasta alcanzar un valor de 6° C en Atlixco, misma isoterma que pasa por la capital del estado y bordeando el sur de la sierra de Amozoc se dirige al sureste.

5.1.5 Vegetación

La superficie estatal está cubierta en un 45.9% por zonas agrícolas, el 19.4% por selvas, el 17.3% por bosques, el 8.3% por matorral, el 7.4% por pastizales y el 1.7% restante por otros tipos de vegetación, cuerpos de agua y zonas urbanas.

5.1.6 Características de la región de Zapotitlán Salinas, Puebla

El municipio de Zapotitlán Salinas se localiza al sureste del estado de Puebla y se encuentra enclavado en la porción suroccidental del Valle de Tehuacán. El Valle de Zapotitlán Salinas forma parte de este municipio y comprende una superficie aproximada de 86.76 km².

El tipo de suelo que se encuentra en el Valle de Zapotitlán es comúnmente de yeso y caliza, muchas veces con altos contenidos de sales. De hecho, en Zapotitlán Salinas el suelo ha sido explotado desde tiempos prehispánicos por la cultura Popoloca para la obtención de sal. Esta explotación se ha llevado a cabo hasta la actualidad y se ha conservado la técnica prehispánica, de tal modo que se pueden observar tanto salinas recientes como prehispánicas, aún en funcionamiento. Otro material importante que se obtiene de estos suelos es el ónix.

El Valle de Zapotitlán Salinas presenta un clima seco o árido, semicálido, con una marcada época de lluvias en el verano. La precipitación anual es de 380 mm y su promedio de temperatura a lo largo de todo el año es de 21.2 °C.

El clima seco del Valle de Zapotitlán Salinas determina una serie de características de la vegetación. Las lluvias son escasas e irregulares y, cuando se presentan, son de tipo torrencial; además, el suelo retiene poca agua, provocando su rápido escurrimiento hacia los arroyos.

La geología histórica del valle de Tehuacán puede resumirse como sigue (Muellerried, 1933; citado en Zavala, 1980):

- a) En el arcaico-arcaiozoico hubo, probablemente alternancia de condiciones marinas y terrestre acompañadas por intrusiones de magma y con periodos

de movimientos tectónicos intensos. A fines del arcaico hubo un largo periodo continental.

- b) A principios del paleozoico superior hubo otra invasión marina seguida por un periodo tectónico y otro de condiciones terrestres.
- c) Una nueva invasión marina ocurrió a principios del cretácico depositándose un sinnúmero de fósiles principalmente del cretácico inferior y medio.
- d) A fines del cretácico y principios del terciario hubo un levantamiento definitivo del subsuelo del mar de cretácico y la formación de un lago cuyos sedimentos son principalmente travertinos.
- e) Probablemente durante el cuaternario temprano (Bruner, 1967) este lago fue captado por el río Santo Domingo en las cercanías de lo que actualmente es Quiotepec, Oaxaca. Con lo que este sistema lacustre que estaba en equilibrio estable y funcionando como un sistema cerrado, fue transformado abruptamente en un área de intensa erosión con un decremento constante de las reservas acuíferas de las montañas circundantes, resultando en la formación del actual valle de Tehuacán.
- f) Durante el cuaternario ya no hubo movimientos tectónicos, lo que se manifiesta en que las capas de este periodo son horizontales.

Aguilera, 1896; en su descripción detalla las localidades de Puebla – Tehuacán; desde la ciudad de Puebla hasta la de Tehuacán se extiende un valle longitudinal dirigido de N.O. a S.E., que tiene una pendiente bastante suave y cuya uniformidad sólo se interrumpe al S. de la ciudad de Tehuacán, en donde el fondo del valle tiene algunos escalones, verdaderos saltos de unos cuantos metros, que permiten alcanzar en poco tiempo los terrenos templado—cálidos y cálidos. La anchura de este valle experimenta en todo su curso un ensanchamiento gradual a medida que se aproxima a Tehuacán, para sufrir desde allí un estrechamiento bastante rápido. El fondo de este gran valle está formado por tobas y arenas volcánicas que son substituidas gradualmente hacia el Sur por arcillas margosas que constituyen el

diluvium de esta parte, cuyas arcillas descansan en tobas calizas, caliza incrustante, que forman el subsuelo en casi toda la mitad Sur del valle.

Dada la exploración a la cuenca fosilífera de san Juan Raya, estado de Puebla; Villada, 1905 se enfoca a la descripción que a continuación se denota; donde surge la idea de que pudo haber sido en su origen un gran arrecife, que parecía surgir del fondo de las aguas mar sin límites, que lenta o precipitadamente se retiraba, abandonando su antiguo lecho, quedando este del todo consumido, con su accidente relieve. Se puede afirmar aún más la existencia en los mares cretácicos de los arrecifes, por el hecho de que la temperatura hasta la mitad de ese periodo, fue uniformemente cálida en todo el globo. Queda ahora por determinar el lugar que ocupa aquel antiguo terreno en la serie cronológica de los tiempos geológicos. Tanto por su carácter paleontológico, como por su naturaleza misma de sus rocas, lo cual corresponde al periodo cretácico del tiempo mesozoico, que por su biología se le llama edad de los reptiles, y por su cronología terreno secundario. Al comenzar aquel periodo, todo el centro y norte de nuestro territorio se hallaba cortado de NW. a SE., por un ancho brazo de mar que ponía en comunicación lo que es hoy el grande océano, con el atlántico. El tiempo mesozoico, abraza, tres periodos: triásico, jurásico y cretácico, se subdividen en épocas de tiempos menores.

De acuerdo con Calderón, 1956; la región comprendida entre Tehuacán y san Juan Raya, en el sur de del estado de Puebla, está situada en el área limítrofe entre el geoanticlinal de la sierra madre oriental, el geosinclinal mexicano y la cuenca del balsas. La formación Zapotitlán nombrada por Aguilera (1906), pertenece al Barremiano y se conforma de una serie de lutitas, calizas con paquiodontes y conglomerados. La conformación general de la fauna, considerada junto con la litología de las rocas sugieren que la región de Zapotitlán-San Juan Raya, a fines del Neocomiano y durante el Aptiano, fue un área cercana a la costa, cubierta por aguas marinas poco profundas. La presencia de abundantes corales y rudistas confirma esta conclusión, y sugiere que las aguas tuvieron una temperatura templada. Después de haberse hecho una breve reseña geológica sobre la región de Zapotitlán Salinas, y considerando que las distintas efluencias de aguas salinas

de descarga que se tienen en diferentes horizontes a lo largo del Río Zapotitlán y en distintas secuencias litológicas fracturadas, al respecto, se menciona lo siguiente: Los manantiales salinos que afloran en diferentes zonas de la formación Zapotitlán, son aguas freáticas salinas que circulan por un sinnúmero de fracturas y fallas, debido a los plegamientos que ha sufrido la formación Zapotitlán en distintos periodos geológicos. Las aguas salinas en sus recorridos hacia los diferentes alumbramientos atraviesan diferentes espesores de evaporitas sepultadas de origen marino y volcánico

5.2 Ubicación de los sitios de muestreo

El estudio se realizó en los estados de Puebla y Tlaxcala.

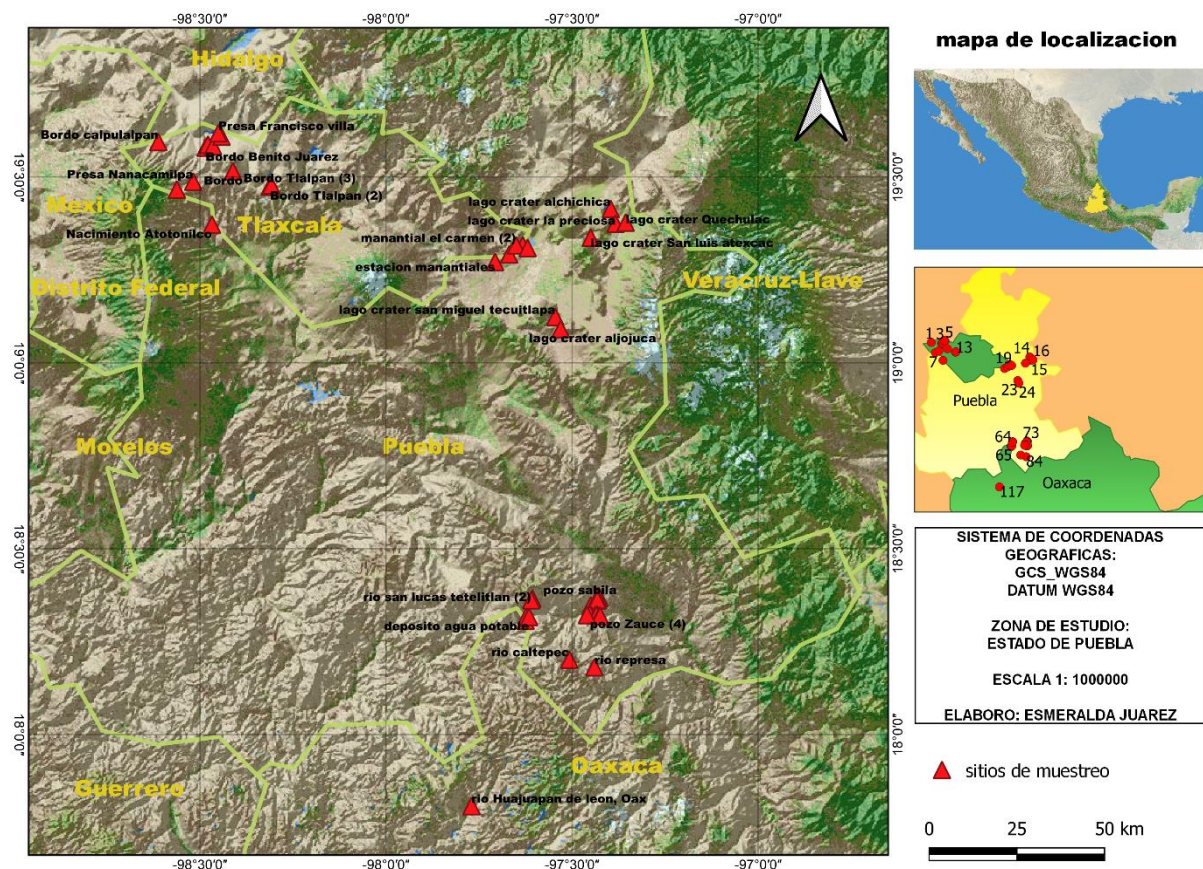


Figura 5.1 Distribución geográfica de la zona de estudio en los estados de Puebla y Tlaxcala.

5.3 Recolección de muestras

La zona de estudio se llevó a cabo en Puebla, por lo que se realizó el recorrido de campo para coleccionar las muestras de agua se inició en los límites de Tlaxcala con Puebla y se continuó por la parte sur de Puebla.

Es por ello, que para la selección de sitios y con el fin de tener una mayor representatividad, se tomaron muestras de; bordos, presas, represas, lagos, lagunas, ríos, manantiales, y escurrimientos naturales. Donde la recolección de muestras se hizo en otoño 2017, en cuanto a la toma de muestras de agua se realizó con base a la norma a NMX-AA-034-SCFI-2001. Se recolectaron dos muestras en recipientes estériles de polietileno de 0.5 L para realizar las determinaciones en el laboratorio. Se colocó en el envase una etiqueta con un numero de clasificación, además de anotar en la libreta de campo datos de la localización geográfica para su ubicación se utilizó un GPS de la marca GARMIN, y se tomó su respectiva temperatura, además de observaciones específicas para cada sitio de muestreo, y posteriormente se analizó cada muestra en el laboratorio de Ciencias Ambientales de Hidrociencias, en el Colegio de Postgraduados, Campus, Montecillo, Estado de México. En la Figura 5.1 se muestra su distribución geográfica.

La toma de muestras de agua es una operación que requiere especial atención para que esta muestra a analizar no presente cambios químicos, biológicos o de contaminación previo a su llegada al laboratorio

5.4 Métodos analíticos para las determinaciones físico-químicas de las muestras de agua

En el cuadro 5.1, se presentan los métodos analíticos utilizados para la determinación de los parámetros físico-químicos que se ejecutaron en cada una de las muestras colectadas.

Cuadro 5.1 Métodos analíticos utilizados para caracterizar las aguas superficiales y subterráneas.

DETERMINACIÓN	MÉTODO	REFERENCIA
pH	Potenciométrico, con Potenciómetro marca Beckman, modelo Hoffman Pinther Boswork.	APHA, 1995. 4500-H+B
Conductividad Eléctrica	Conductimetría, mediante Conductímetro con puente de Wheastone con celda de vidrio.	APHA, 1995. 25108
Residuo seco Evaporado	Gravimetría, mediante parrilla marca Hot-Plate modelo 2200 Thermolyne.	APHA, 1995. 2540 D
Sodio y potasio	Flamometría, mediante Flamómetro IL Autocal Flame Photometer 648, $\lambda=589$ nm, calibrado con soluciones estándar de $140 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ para Na^+ y de $5 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ para K^+ .	APHA, 1995 3500- Na^+ y K^+ , D
Calcio + Magnesio	Volumétrico, mediante titulación con EDTA y como indicador Eriocromo Negro T.	APHA, 1995 3500 Ca^{2+} , D
Calcio	Volumétrico, mediante titulación con EDTA y murexida como indicador.	APHA, 1995 3500 Ca^{2+} , D
Carbonatos	Volumétrico, mediante titulación con ácido sulfúrico y Fenolftaleína como indicador.	APHA, 1995 2320 B
Bicarbonatos	Volumétrico, mediante titulación con ácido sulfúrico y Anaranjado de Metilo como indicador.	APHA, 1995 2320 B
Cloruros	Volumétrico, mediante titulación con Nitrato de Plata y Cromato de Potasio al 5% como indicador.	APHA, 1995 4500-C-IB
Sulfatos	Turbidimetría, mediante el Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=420$ nm.	APHA, 1995 4500- SO_4^{2-} E
Ortofósforos	Espectrofotometría, mediante el Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=690$ nm.	Rodier, 1978
Boro	Espectrofotometría, mediante el Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=420$ nm, Azomethina-H.	Rodier, 1978
Nitratos	Nitratación, ácido Salicílico, Espectrofotometría, mediante el Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=410$ nm.	Robarge et al., 1983
Silicio	Espectrofotometría, mediante el Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=650$ nm.	APHA 1995, 4500 Si-E

5.5 Evaluación de los datos analíticos

Una vez que se termino con la fase experimental, se procede a realizar el apartado de gabinete, es decir el procesamiento de los datos analíticos en donde se procede a realizar la comprobación de estos. De acuerdo con lo señalado por la American Public Health Association en el manual denominado Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (APHA, 1995) la cual señala cinco diferentes procedimientos para determinar la validación de los resultados. A continuación, se describe cada uno de manera detallada.

5.5.1 Balance de cationes y aniones

Después de determinar la composición química de las aguas, si estos se expresan en miliequivalentes por litro, la suma de cationes y aniones deben ser aproximadamente iguales. Las soluciones acuosas, como principio fundamental, son electroneutrales, es decir, se tiene una igualdad de cargas positivas y negativas.

$$(\sum n^+ = \sum n^-)$$

El porcentaje de la diferencia absoluta entre la suma de cationes y aniones se calcula con la siguiente ecuación (APHA, 1995).

$$\% \text{ diferencia} = \frac{|\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}|}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} * 100$$

Y los criterios de aceptación de los porcentajes se presentan en el cuadro 5.2

Cuadro 5.2 Criterios para aceptar el porcentaje de error en el balance de cationes y aniones contenidos en el agua de riego (APHA, 1995).

Suma catión o anión (mmol _c L ⁻¹)	% Diferencia aceptable
0.0 – 3.0	± 0.2
3.0 – 10.0	± 2.0
10.0 – 800.0	±2.0 – 5.0

5.5.2 Conductividad eléctrica medida = conductividad eléctrica calculada

En lo que se refiere a las mediciones de la conductividad eléctrica de las soluciones, y para considerar que estas mediciones son correctas, el rango de variación de la conductividad eléctrica medida y calculada en mS cm^{-1} , debe estar entre los siguientes valores.

$$0.9 < \frac{\text{CE cal}}{\text{CE med}} < 1.1$$

Para el cálculo de la CE calculada se emplean algunos valores de conductividad eléctrica para los iones que se encuentran comúnmente en el agua que se enlistan en el cuadro 5.3.

Cuadro 5.3 Factores de conductividad eléctrica de los iones que se encuentran comúnmente en las aguas.

Ion	Conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$, 25°C)	
	Por $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$	Por mg L^{-1}
Bicarbonato	43.6	0.715
Calcio	52.0	2.60
Carbonato	84.6	2.82
Cloro	75.9	2.14
Magnesio	46.6	3.82
Potasio	72.0	1.84
Nitrato	71.0	1.15
Sodio	48.9	2.13
Sulfato	73.9	1.54

5.5.3 Conductividad eléctrica medida y la suma de iones

Para relacionar las mediciones de la CE y la suma de iones, cualquiera de estas sumas será en términos generales $\text{CE}/100$ de los valores de la conductividad eléctrica expresada en $\mu\text{S cm}^{-1}$. Para diferentes tipos de salinidad el valor se encuentra entre los siguientes rangos:

$$\frac{\text{CE}}{90} < \frac{\text{CE}}{100} < \frac{\text{CE}}{110}$$

Es decir, $100 \sum \text{aniones o } \sum \text{cationes en mmol}_c \text{ L}^{-1} = (0.9-1.1) \text{ CE}$.

Dónde: las concentraciones de cationes o aniones están expresadas en $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$, y la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$. La suma de aniones o de cationes debe ser 1/100 del valor de la conductividad eléctrica medida.

5.5.4 Sólidos totales disueltos medidos= Sólidos disueltos totales calculados

Para considerar que los análisis de las aguas son correctos, el rango de variación entre el valor de sólidos totales disueltos (STD) medidos (mg L^{-1}) y los sólidos totales calculados, este rango debe estar entre los siguientes valores:

$$1.0 < \frac{\text{STD medidos}}{\text{STD calculados}} < 1.2$$

La concentración total de sólidos totales disueltos medidos debe ser mayor al calculado, porque una contribución significativa no puede ser incluida en el cálculo. Si el valor medido es menor que el calculado, la suma mayor de iones y valores medidos no son confiables. Si el valor medido es mayor del 20% que el calculado, la suma menor de iones y sus constituyentes seleccionados deben ser analizados nuevamente.

5.5.5 Sólidos totales disueltos medidos a un rango de conductividad eléctrica

La manera de corroborar que los análisis químicos son correctos, es que, el valor numérico del cociente sólidos totales disueltos (ppm o mg L^{-1}) dividido entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) deberá ser aproximadamente 0.640. Para diferentes tipos de salinidad este valor tendrá variaciones entre 0.5-1.1.

El criterio aceptable es el siguiente:

$$\text{SDT Calculados /conductividad} = 0.55 -0.70$$

Los valores calculados en mg L^{-1} , $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ y presión osmótica de las aguas en este estudio, se obtuvieron por inferencia estadística mediante regresión lineal. Ahora cuando se comparan procesos determinados experimentalmente con los procesos de ocurrencia teórica utilizando una ley fisicoquímica determinada (Richards, 1973), el ángulo de la pendiente de esta relación debe ser aproximadamente 45° .

5.6 Análisis estadístico de datos (asociación de variables)

Para establecer la dependencia funcional entre la concentración total electrolítica (mg L^{-1}), los $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ de cationes o de aniones y la presión osmótica (atm), con respecto a la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las soluciones acuosas de las aguas.

En esta investigación, se planteó la asociación de variables a partir de la regresión lineal, la cual permite conocer la dependencia entre las variables obtenidas (Méndez *et al.*, 1984).

Se calibró un modelo lineal ($Y = B_1X$) ajustado por el origen, mediante la técnica del análisis de la regresión lineal, el cual relaciona la concentración de las soluciones expresadas en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ o mg L^{-1} y la presión osmótica con respecto a la conductividad eléctrica de las aguas (Richards, 1973).

Este modelo se utilizó para establecer la correlación entre la concentración total electrolítica (mg L^{-1}), los $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ de cationes o de aniones y la presión osmótica (atm) con respecto a la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las soluciones acuosas de las aguas superficiales de estudio.

En el modelo lineal (Y) representa la concentración de la solución en mg L^{-1} o ppm, en un primer caso, la concentración de la solución en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ de cationes y aniones; en un segundo caso y la presión osmótica en atm desarrollada por la solución en un tercer caso, (B_1) es la pendiente de la recta, es decir, el número de unidades (ppm, mg L^{-1} , $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ o atm) que aumenta la solución (Y) por cada unidad de conductividad eléctrica expresada en $\mu\text{S cm}^{-1}$ o dS m^{-1} que aumenta la

misma solución; (X) es la conductividad eléctrica de la solución en mS cm^{-1} o $\mu\text{S cm}^{-1}$.

El ajuste del modelo se realizó al correlacionar primero la conductividad eléctrica (mS cm^{-1} o $\mu\text{S cm}^{-1}$) con la concentración de las soluciones (ppm o mg L^{-1}) luego con la concentración (mmol L^{-1}) y finalmente con la presión osmótica (atm) empleando el método de mínimos cuadrados.

5.7 Evaporación experimental de las salmueras de Zapotitlán-Salinas y de los lagos-cráter, Puebla.

Se colectaron 20.0 L de agua salina en cada sitio de muestreo, se inició con el experimento de evaporación se tomaron 2000 mL, esta cantidad de agua se vertió en un vaso de precipitado, y posteriormente colocarlo sobre una parrilla de secado para iniciar el proceso de evaporación. Al inicio de la evaporación se tomó una muestra de agua para hacer las determinaciones analíticas preestablecidas. Una vez iniciado el proceso de evaporación se tomó una alícuota de agua cada 100 mL evaporados, para hacer los análisis químicos correspondientes. En total se tomaron 11 muestras de agua.

Se llevó acabo todo el proceso de la evaporación en el laboratorio, en condiciones isotérmicas (50°C). Este valor de temperatura es muy próximo a la temperatura a la que se lleva a cabo la evaporación en condiciones naturales en las salinas Chiquitas en Zapotitlán.

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1 Zona de aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen

6.1.1 Localización geográfica del área de estudio

La distribución de los diferentes sitios de muestreo está localizada de manera aleatoria en la zona de estudio de Calpulalpan-El Carmen.

Cuadro 6.1 Localización geográfica de los sitios de muestreo de las aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen.

No.	Sitio de muestreo	Latitud Norte	Longitud Oeste	Altitud (metros)	Temperatura (°C)
1	Bordo Calpulalpan	19°35'39.7"	98°36'42.4"	2502	15.0
2	Bordo Benito Juárez	19°34'45.8"	98°29'05.8"	2543	19.0
3	Bordo Ex hacienda Zoquiapan	19°35'14.0"	98°28'42.5"	2547	17.0
4	Bordo Francisco villa	19°35'00.6"	98°27'53.6"	2540	21.5
5	Bordo chico Francisco villa	19°36'32.0"	98°26'30.7"	2514	21.0
6	Presa Francisco villa	19°37'04.3"	98°27'02.5"	2507	18.5
7	Laguna azul	19°27'59.0"	98°33'43.3"	2789	18.5
8	Presa Nanacamilpa	19°29'15.8"	98°31'04.9"	2681	22.0
9	Nacimiento Atotonilco	19°22'19.0"	98°28'03.2"	2343	25.5
10	Bordo	19°30'55.8"	98°24'40.8"	2639	24.0
11	Bordo Tlalpan (1)	19°28'27.1"	98°18'45.6"	2635	23.5
12	Bordo Tlalpan (2)	19°28'30.2"	98°18'42.0"	2643	25.5
13	Bordo Tlalpan (3)	19°28'39.8"	98°18'27.9"	2651	24.0
14	Nacimiento manantiales	19°16'18.4"	97°42'24.2"	2352	24.0
15	Manantial Villavicencio	19°17'30.7"	97°40'07.9"	2353	18.0
16	Manantial el Carmen (1)	19°19'01.4"	97°37'56.1"	2341	26.0
17	Manantial el Carmen (2)	19°18'59.7"	97°39'01.1"	2353	24.5
18	Laguna el Carmen	19°18'32.6"	97°37'08.9"	2356	23.5
19	Nacimiento guajillera	18°18'22.7"	97°37'28.7"	1753	23.1
20	Nacimiento agua nueva	18°19'03.1"	97°37'22.1"	1729	21.7
21	Deposito agua potable	18°19'00.7"	97°36'55.2"	1715	21.3
22	Río represa	18°10'53.0"	97°26'22.7"	1974	29.1
23	Río caltepec	18°12'07.3"	97°30'25.4"	1970	25.3
24	Cauce de rio Zapotitlán	18°19'25.8"	97°27'07.8"	1423	27.7
25	Río san Lucas teteleliltán (1)	18°21'58.5"	97°36'22.8"	1817	24.3
26	Río san Lucas teteleliltán (2)	18°21'42.4"	97°36'34.1"	1819	23.8
27	Río Zapotitlán	18°19'19.4"	97°26'03.1"	1390	24.2
28	Río ahuehuetes	18°19'18.4"	97°27'35.0"	1889	23.4
29	Río Huajuapán de León, Oax.	17°48'28.1"	97°46'12.1"	1598	26.6

La ubicación geográfica de los sitios de muestreo se presentó en el cuadro 6.1, en donde se observó que las muestras recolectadas están distribuidas en los estados de Tlaxcala, Puebla y dos en Oaxaca. Las cuales incluyen datos de localización geográfica incluyendo coordenadas geográficas de latitud Norte, Longitud Oeste, Altitud en metros y temperatura en grados Celsius; todo lo anterior tomado en campo. El recorrido de campo incluyó muestreo de ríos, manantiales, lagunas, bordos, otros escurrimientos naturales, cabe señalar que se inició en el bordo de Calpulalpan, luego se continuó con el recorrido en las diferentes aguas superficiales, hasta por ultimo hacer la recolección de una muestra en el rio de Huajuapán de León, Oaxaca.

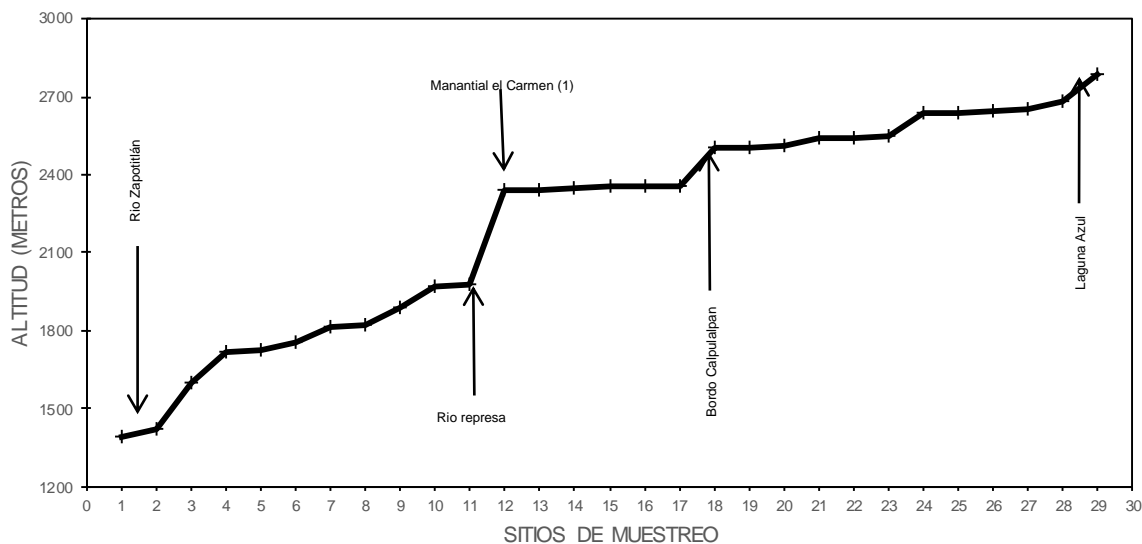


Figura 6.1 Perfil Altitudinal de los sitios de muestreo de Calpulalpan-El Carmen.

Se observó que el gradiente altitudinal es de 1399 metros en la Figura 6.1, donde el sitio de muestreo denominado como río Zapotitlán siendo el más bajo con tan solo 1390 metros, mientras que la alguna azul como la más alta con 2789 metros.

Además de hacer mención de otros sitios intermedios muestreados como son el río represa, manantial el Carmen (1) y el bordo de Calpulalpan, los cuales se encuentran ubicados a una altura de 1974, 2341 y 2502 metros respectivamente.

6.1.2 Composición iónica de las aguas superficiales de Calpulalpan-EI Carmen

La composición iónica del agua varía a lo largo del recorrido, aunque presentan concentraciones bajas.

Cuadro 6.2 Composición iónica de las aguas superficiales de Calpulalpan-EI Carmen.

No.	pH	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	$\Sigma \text{ mg L}^{-1}$ $\Sigma \text{ mmol L}^{-1}$	
			(mmolc L ⁻¹)					(mmolc L ⁻¹)							
1	7.26	207.00	0.15	0.49	1.36	0.02	2.02	0.00	0.76	1.06	0.15	1.97	1.25	132.16	
			3.01	5.95	31.28	0.78		0.00	46.36	37.58	7.20				
			0.08	0.25	1.36	0.02		0.00	0.76	1.06	0.08				3.60
2	7.22	137.00	0.10	0.32	0.90	0.02	1.34	0.00	0.50	0.70	0.10	1.30	1.52	87.49	
			2.00	3.89	20.70	0.78		0.00	30.50	24.82	4.80				2.38
			0.05	0.16	0.90	0.02		0.00	0.50	0.70	0.05				8.10
3	7.15	466.00	0.34	1.10	3.07	0.05	4.56	0.00	1.71	2.38	0.34	4.43	1.45	297.75	
			6.81	13.37	70.61	1.96		0.00	104.31	84.37	16.33				8.10
			0.17	0.55	3.07	0.05		0.00	1.71	2.38	0.17				8.10
4	7.30	172.00	0.13	0.41	1.12	0.02	1.68	0.00	0.63	0.87	0.13	1.63	1.51	109.64	
			2.61	4.98	25.76	0.78		0.00	38.43	30.84	6.24				2.98
			0.07	0.21	1.12	0.02		0.00	0.63	0.87	0.07				2.98
5	7.90	561.00	0.41	1.32	3.70	0.06	5.49	0.00	2.05	2.87	0.41	5.33	1.48	358.18	
			8.22	16.04	85.10	2.35		0.00	125.05	101.74	19.69				9.75
			0.21	0.66	3.70	0.06		0.00	2.05	2.87	0.21				9.75
6	7.56	378.00	0.25	0.88	2.53	0.04	3.70	0.00	1.37	1.95	0.27	3.59	1.51	241.12	
			5.01	10.69	58.19	1.56		0.00	83.57	69.13	12.97				6.59
			0.13	0.44	2.53	0.04		0.00	1.37	1.95	0.14				6.59
7	7.27	129.00	0.09	0.30	0.85	0.02	1.26	0.00	0.47	0.66	0.09	1.22	1.61	82.17	
			1.80	3.65	19.55	0.78		0.00	28.67	23.40	4.32				2.24
			0.05	0.15	0.85	0.02		0.00	0.47	0.66	0.05				2.24
8	7.90	242.00	0.17	0.56	1.60	0.04	2.37	0.00	0.88	1.24	0.17	2.29	1.72	154.38	
			3.41	6.80	36.80	1.56		0.00	53.68	43.96	8.17				4.21
			0.09	0.28	1.60	0.04		0.00	0.88	1.24	0.09				4.21
9	7.31	1283.00	0.92	3.07	8.47	0.09	12.55	0.00	3.70	6.66	1.86	12.22	1.33	805.20	
			18.44	37.30	194.81	3.52		0.00	225.70	236.10	89.34				21.85
			0.46	1.54	8.47	0.09		0.00	3.70	6.66	0.93				21.85
10	8.00	294.00	0.21	0.68	1.94	0.05	2.88	0.00	1.07	1.52	0.21	2.80	1.41	188.29	
			4.21	8.26	44.62	1.96		0.00	65.27	53.88	10.09				5.13
			0.11	0.34	1.94	0.05		0.00	1.07	1.52	0.11				5.13
11	7.62	192.00	0.13	0.45	1.22	0.03	1.83	0.00	0.70	0.95	0.13	1.78	1.39	119.93	
			2.61	5.47	28.06	1.17		0.00	42.70	33.68	6.24				3.26
			0.07	0.23	1.22	0.03		0.00	0.70	0.95	0.07				3.26
12	6.80	220.00	0.16	0.51	1.44	0.04	2.15	0.00	0.80	1.13	0.16	2.09	1.42	140.63	
			3.21	6.20	33.12	1.56		0.00	48.80	40.06	7.68				3.83
			0.08	0.26	1.44	0.04		0.00	0.80	1.13	0.08				3.83
13	7.81	301.00	0.22	0.70	1.97	0.05	2.94	0.00	1.10	1.55	0.22	2.87	1.20	192.79	
			4.41	8.51	45.31	1.96		0.00	67.10	54.95	10.57				5.24
			0.11	0.35	1.97	0.05		0.00	1.10	1.55	0.11				5.24

Continúa Cuadro 6.2 ...

No.	pH	CE μS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mg L ⁻¹ Σ mmol L ⁻¹	
			(mmolc L ⁻¹)					(mmolc L ⁻¹)							
14	7.98	339.00	0.30	0.98	1.98	0.06	3.32	0.00	0.99	1.76	0.48	3.23	1.37	211.64	
			6.01	11.91	45.54	2.35		0.00	60.39	62.39	23.05				
			0.15	0.49	1.98	0.06		0.00	0.99	1.76	0.24				5.67
15	8.60	432.00	0.36	1.24	2.54	0.08	4.22	0.08	1.20	2.23	0.58	4.09	1.56	266.34	
			7.21	15.07	58.42	3.13		2.40	73.20	79.05	27.86				7.18
			0.18	0.62	2.54	0.08		0.04	1.20	2.23	0.29				
16	9.21	605.00	0.26	1.74	3.79	0.13	5.92	0.12	1.68	3.12	0.81	5.73	1.63	374.19	
			5.21	21.14	87.17	5.08		3.60	102.48	110.60	38.90				10.19
			0.13	0.87	3.79	0.13		0.06	1.68	3.12	0.41				
17	8.30	1082.00	0.42	3.11	6.78	0.27	10.58	0.26	3.15	5.42	1.48	10.31	1.29	675.87	
			8.42	37.79	155.94	10.56		7.80	192.15	192.14	71.08				18.26
			0.21	1.56	6.78	0.27		0.13	3.15	5.42	0.74				
18	8.64	2177.00	0.52	6.15	14.08	0.54	21.29	0.56	6.33	10.80	2.98	20.67	1.48	1359.02	
			10.42	74.72	323.84	21.11		16.80	386.13	382.86	143.13				36.86
			0.26	3.08	14.08	0.54		0.28	6.33	10.80	1.49				
19	7.25	2880.00	2.04	6.84	19.12	0.16	28.16	0.00	8.26	14.98	4.19	27.43	1.31	1806.15	
			40.88	83.11	439.76	6.26		0.00	503.86	531.04	201.25				49.06
			1.02	3.42	19.12	0.16		0.00	8.26	14.98	2.10				
20	7.19	1785.00	1.28	4.26	11.80	0.12	17.46	0.00	5.14	9.28	2.59	17.01	1.31	1120.42	
			25.65	51.76	271.40	4.69		0.00	313.54	328.98	124.40				30.41
			0.64	2.13	11.80	0.12		0.00	5.14	9.28	1.30				
21	7.56	1236.00	1.12	3.63	7.22	0.12	12.09	0.00	3.65	6.23	1.82	11.70	1.64	768.22	
			22.44	44.10	166.06	4.69		0.00	222.65	220.85	87.41				20.51
			0.56	1.82	7.22	0.12		0.00	3.65	6.23	0.91				
22	7.84	327.00	0.29	0.94	1.91	0.06	3.20	0.00	0.96	1.70	0.46	3.12	1.27	204.43	
			5.81	11.42	43.93	2.35		0.00	58.56	60.27	22.09				5.48
			0.15	0.47	1.91	0.06		0.00	0.96	1.70	0.23				
23	7.26	310.00	0.28	0.89	1.81	0.06	3.04	0.00	0.91	1.61	0.44	2.96	1.33	194.12	
			5.61	10.81	41.63	2.35		0.00	55.51	57.07	21.13				5.20
			0.14	0.45	1.81	0.06		0.00	0.91	1.61	0.22				
24	8.10	1759.00	1.25	4.17	11.65	0.13	17.20	0.00	5.04	9.15	2.54	16.73	1.39	1102.55	
			25.05	50.67	267.95	5.08		0.00	307.44	324.37	122.00				29.95
			0.63	2.09	11.65	0.13		0.00	5.04	9.15	1.27				
25	8.13	1124.00	2.61	4.56	3.69	0.13	10.99	0.16	3.89	2.93	3.69	10.67	1.48	720.85	
			52.30	55.40	84.87	5.08		4.80	237.29	103.87	177.23				16.15
			1.31	2.28	3.69	0.13		0.08	3.89	2.93	1.85				
26	7.65	1010.00	2.35	4.11	3.30	0.12	9.88	0.00	3.50	2.64	3.48	9.62	1.33	651.85	
			47.09	49.94	75.90	4.69		0.00	213.50	93.59	167.14				14.53
			1.18	2.06	3.30	0.12		0.00	3.50	2.64	1.74				

Continúa Cuadro 6.2 ...

No.	pH	CE μS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mg L ⁻¹ Σ mmol L ⁻¹	
			(mmol _e L ⁻¹)						(mmol _e L ⁻¹)						
27	7.80	988.00	0.70	2.34	6.54	0.08	9.66	0.00	2.82	5.10	1.42	9.34	1.68		
			14.03	28.43	150.42	3.13		0.00	172.02	180.80	68.20				617.02
			0.35	1.17	6.54	0.08		0.00	2.82	5.10	0.71				16.77
28	7.20	549.00	0.39	1.31	3.62	0.05	5.37	0.00	1.58	2.85	0.80	5.23	1.32		
			7.82	15.92	83.26	1.96		0.00	96.38	101.03	38.42				344.78
			0.20	0.66	3.62	0.05		0.00	1.58	2.85	0.40				9.35
29	7.85	408.00	0.29	0.97	2.68	0.04	3.98	0.00	1.49	2.11	0.29	3.89	1.14		
			5.81	11.79	61.64	1.56		0.00	90.89	74.80	13.93				260.42
			0.15	0.49	2.68	0.04		0.00	1.49	2.11	0.15				7.10
media	7.71	744.59	0.61	2.00	4.58	0.09	7.28	0.04	2.29	3.64	1.11	7.08	1.43		
			12.26	24.31	105.23	3.61		1.22	139.52	128.90	53.48				468.54
			0.31	1.00	4.58	0.09		0.02	2.29	3.64	0.56				12.47
mediana	7.65	432.00	0.30	1.10	2.68	0.06	4.22	0.00	1.49	2.23	0.46	4.09	1.41		
			6.01	13.37	61.64	2.35		0.00	90.89	79.05	22.09				266.34
			0.15	0.55	2.68	0.06		0.00	1.49	2.23	0.23				7.18
Desv.est	0.53	688.74	0.68	1.85	4.51	0.10	6.74	0.12	1.96	3.52	1.24	6.55	0.15		
			13.73	22.42	103.66	3.98		3.49	119.30	124.68	59.71				431.19
			0.34	0.92	4.51	0.10		0.06	1.96	3.52	0.62				11.61
C.V.	0.07	0.93	1.12	0.92	0.99	1.10	0.93	2.86	0.86	0.97	1.12	0.93	0.10		
			1.12	0.92	0.99	1.10		2.86	0.86	0.97	1.12				0.92
			1.12	0.92	0.99	1.10		2.86	0.86	0.97	1.12				0.93
Min	6.80	129.00	0.09	0.30	0.85	0.02	1.26	0.00	0.47	0.66	0.09	1.22	1.14		
			1.80	3.65	19.55	0.78		0.00	28.67	23.40	4.32				82.17
			0.05	0.15	0.85	0.02		0.00	0.47	0.66	0.05				2.24
Max	9.21	2880.00	2.61	6.84	19.12	0.54	28.16	0.56	8.26	14.98	4.19	27.43	1.72		
			52.30	83.11	439.76	21.11		16.80	503.86	531.04	201.25				1806.15
			1.31	3.42	19.12	0.54		0.28	8.26	14.98	2.10				49.06

Las diferentes aguas que circulan en el estado de Puebla, en su mayoría son utilizadas para el riego de varios cultivos las cuales tienen diferentes variaciones iónicas las que al establecer contacto con los suelos desarrollan distintos procesos físico-químicos debido a su quimismo. Los diversos tipos de agua desarrollarán diferentes tipos de salinización en los suelos agrícolas.

Los tipos de agua que desarrollan diferentes tipos de salinización son.

1. Clorhídricas $Cl / SO_4 > 2.0$
2. Sulfático-clorhídrica $Cl / SO_4 = 1.0 - 2.0$
3. Clorhídrico-sulfáticas $Cl / SO_4 = 0.2 - 1.0$
4. Sulfáticas $Cl / SO_4 < 0.2$
5. Sulfáticas-sódicas $HCO_3 / Cl + SO_4 = 2.0$

El número de muestras de agua con diferentes tipos de quimismo que se encuentran en la zona de estudio fueron como sigue: 1) composición clorhídrica con 27 muestras (93.10 %) y 2) composición Sulfático-clorhídricas con 2 muestras (6.90 %). De tal manera que se presenta un predominio de cloruros (Cl^-) en las muestras sobre los sulfatos.

6.1.3 Distribución de los cationes y aniones de las aguas superficiales de Calpulalpan - El Carmen

La distribución de los diferentes iones de las muestras de agua colectadas en otoño 2017, se presentan en la Figura 6.2 de esta manera se permite representar los iones, puesto que permite observar con mayor claridad la predominancia de los iones en las diferentes muestras de agua en cada uno de los sitios de muestreo a lo largo del recorrido.

Así se observó que la concentración iónica total fue baja, puesto que la mayoría de las muestras de agua no sobrepasan los $30 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$. Asimismo, la concentración catiónica total menor con $1.26 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$, corresponde a la laguna azul, mientras que el valor mayor con $28.16 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ pertenece al nacimiento guajillera.

Se observa el área bajo la curva en la Figura 6.2 que, en lo referente a los cationes, el sodio ocupa la mayor superficie, y para los aniones es el cloruro seguido del bicarbonato, es decir estas aguas predominan las sales bicarbonatadas-cloruro-sódicas.

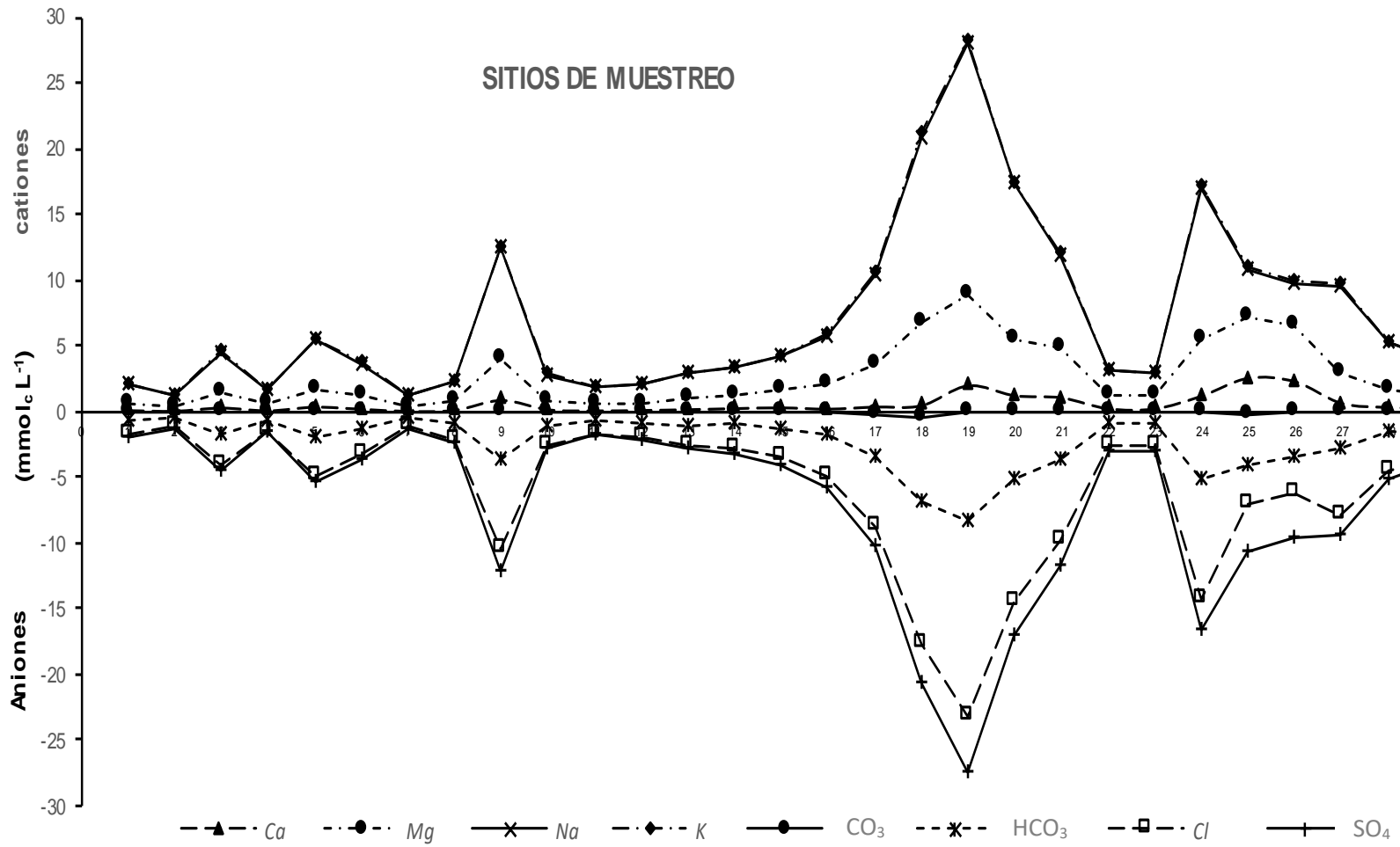


Figura 6.2 Distribución de los iones expresado en mmol_c L⁻¹ de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Con respecto al pH en la Figura 6.3, el valor mínimo fue 6.80 y corresponde al bordo Tlalpan (2), y el valor máximo fue 9.21 y se encontró en el manantial el Carmen (2); siendo el promedio de 7.71 y la mediana de 7.65, estos valores de pH encontrados indican que el agua tiene una tendencia neutro – alcalina.

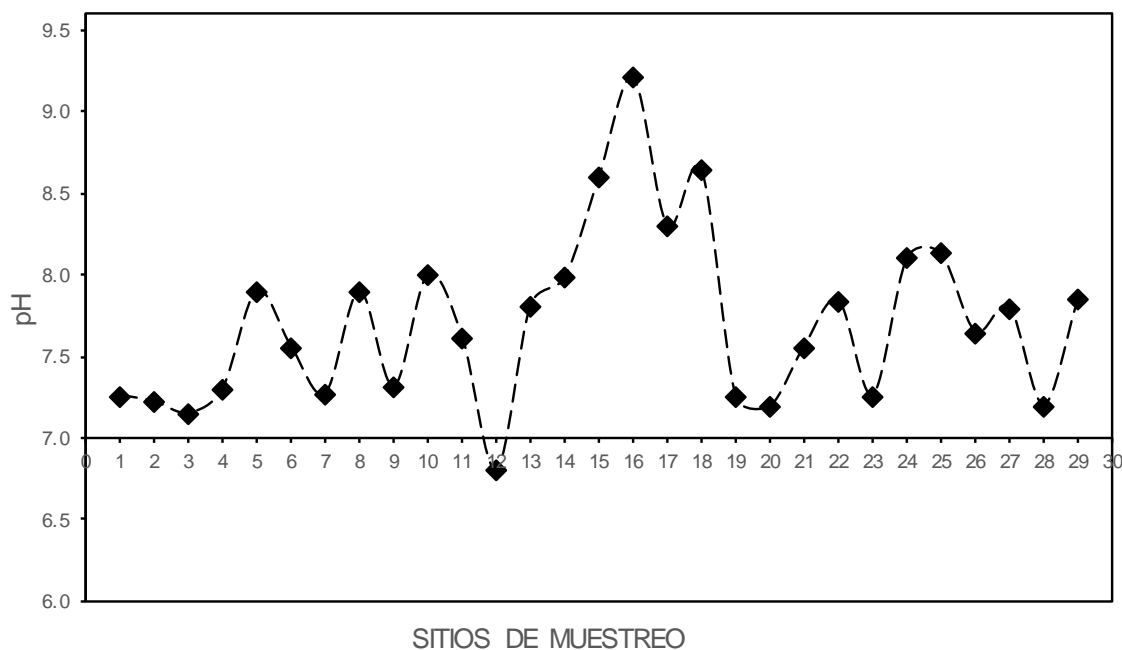


Figura 6.3 Distribución del pH en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

La conductividad eléctrica es uno de los índices más frecuentes que analizan el riesgo de la salinidad; basándose en la concentración de sales del agua de riego (Rhoades, 1972). Los valores encontrados se presentaron en el Cuadro 6.2, mientras que en la Figura 6.4 se observa que el máximo corresponde a $2880 \mu\text{S cm}^{-1}$, el mínimo fue $129 \mu\text{S cm}^{-1}$, la media fue $744.59 \mu\text{S cm}^{-1}$, y la mediana fue $432 \mu\text{S cm}^{-1}$.

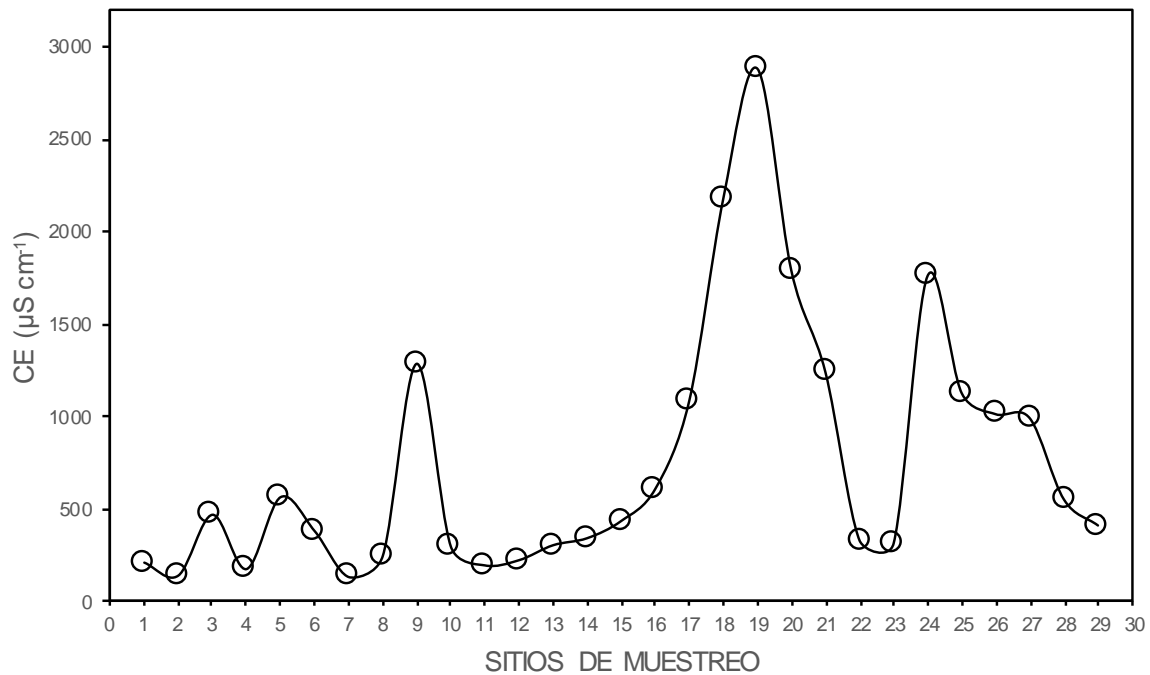


Figura 6.4 Distribución de la conductividad eléctrica en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.4 Comprobación de la exactitud de los datos analíticos

Esta comprobación se lleva a cabo con la finalidad de establecer la correspondencia entre los valores de las mediciones experimentales de la conductividad eléctrica de las muestras de agua en los diferentes sitios de muestreo, en relación a los demás parámetros experimentales y teóricos.

Richards 1973 puntualiza que la calidad del agua para riego está determinada por la concentración y composición de los constituyentes disueltos que contenga. Debido a esto es necesario verificar la exactitud de los resultados obtenidos mediante los procedimientos señalados por la American Public Health Association (APHA, 1995), es preciso hacer la comprobación de la exactitud de los datos analíticos, de todas las muestras de los diversos sitios de muestreo.

6.1.4.1 Balance de cationes y aniones

Este procedimiento se basa en el principio de que las soluciones acuosas son electroneutrales, es decir, que las sumas de cationes y aniones se deben encontrar en equilibrio, dicho en otras palabras, en igualdad de cargas ($\sum n^+ = \sum n^-$), cuando se expresan en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$.

Esta prueba se basa en la diferencia porcentual definida como sigue:

$$\% \text{ diferencia} = \frac{|\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}|}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} * 100$$

Y los criterios de aceptación de los porcentajes se presentan en el cuadro 6.3

Cuadro 6.3 Criterios para aceptar el porcentaje de error en el balance de cationes y aniones contenidos en el agua de riego (APHA, 1995).

Suma catión o anión ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$)	Diferencia aceptable (%)
0.0 – 3.0	± 0.2
3.0 – 10.0	± 2.0
10.0 – 800.0	$\pm 2.0 - 5.0$

En el Cuadro 6.2 se muestra el cálculo del porcentaje de error o bien % de diferencia aceptable para las diferentes muestras analizadas de acuerdo a su concentración, en particular para estas muestras evaluadas este valor osciló entre 1.14 % y 1.72 %, teniendo un promedio de 1.43 % con lo cual se puede observar que los parámetros químicos realizados se encuentran dentro de los rangos permisibles, de acuerdo con los porcentajes de aceptación del Cuadro 6.3.

6.1.4.2 Concentración de cationes y aniones

Utilizando el procedimiento para la verificación y validación de los datos analíticos se asume que la sumatoria de cationes por un lado y por el otro la sumatoria de aniones, ambos deben ser iguales, cuando se expresan en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, es decir, que sean eléctricamente neutros. Expresado lo anterior en la Figura 6.5 se presenta la relación

entre las concentraciones electrolíticas, resultando el coeficiente de la regresión lineal obtenida la cual tiende a la unidad lo que comprueba la neutralidad de las cargas de los iones.

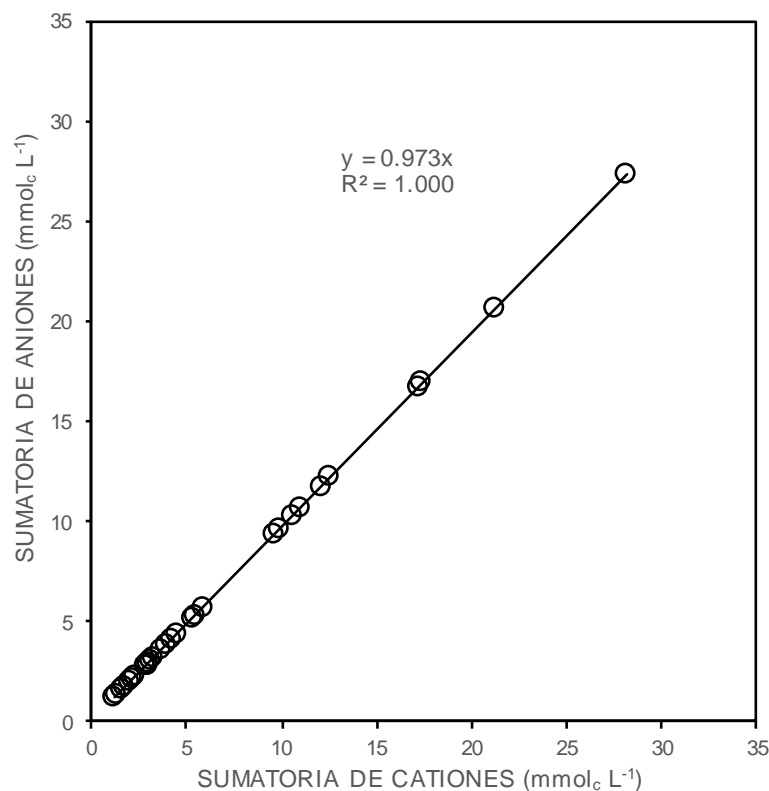


Figura 6.5 Relación entre la suma de cationes y la suma de aniones en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.4.3 Relación entre la conductividad eléctrica teórica y la conductividad eléctrica experimental

Con el fin de establecer la correspondencia entre los valores de las mediciones experimentales de la conductividad eléctrica de todas las muestras de agua de los distintos sitios de muestreo y referirla con la conductividad eléctrica teórica de cada muestra de agua con sus valores analíticos químicamente determinados se estableció la relación: conductividad eléctrica experimental ($\mu\text{S cm}^{-1}$) - conductividad eléctrica teórica ($\mu\text{S cm}^{-1}$).

Para entender las concentraciones de las sales solubles en las soluciones acuosas, por medio de diferentes mediciones de la conductividad eléctrica de las soluciones, se tienen dos relaciones funcionales: $\text{mmol}_c \text{L}^{-1} = a f(\text{CE})$ y $\text{mg L}^{-1} = a f(\text{CE})$. Es preciso señalar que, cuando se determina la concentración de sales expresada en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, la conductividad eléctrica depende del número de iones en solución, en cambio cuando se hace necesario determinar los miligramos por litro (mg L^{-1}) o partes por millón (ppm), la conductividad eléctrica depende del número de partículas en la solución y además del peso de las partículas.

Se procedió a establecer la relación funcional: $\text{CE}_{\text{teórica}} = a f(\text{CE}_{\text{experimental}})$, con la finalidad de establecer en qué medida, los valores experimentales de la conductividad eléctrica, se encuentran en correspondencia con los valores teóricos de la conductividad eléctrica de las soluciones acuosas.

Para este efecto se hizo el cálculo de la conductividad eléctrica teórica expresada en $\mu\text{S cm}^{-1}$ a 25 °C, para cada ion que se tiene en las diferentes muestras de agua, de acuerdo con lo establecido por APHA (1995). En el Cuadro 5.3, se presentan los factores de la conductividad eléctrica de los iones que generalmente se encuentran en las aguas naturales.

Para determinar la conductividad eléctrica teórica de cada muestra de agua, cada ión ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) fue multiplicado por su factor de conductividad eléctrica y su correspondiente suma es el valor de la conductividad eléctrica teórica.

Las relaciones de la $\text{CE}_{\text{teórica}} (\mu\text{S cm}^{-1})$ y la $\text{CE}_{\text{experimental}} (\mu\text{S cm}^{-1})$ fue de 1.100 en la Figura 6.6 además de acuerdo con APHA 1995, el intervalo de aceptación establecido por este método de comprobación de los datos analíticos esta en los siguientes rangos de $0.9 < \text{CE}_{\text{teórica}} / \text{CE}_{\text{experimental}} < 1.1$, lo cual nos indica que los datos analíticos obtenidos en este trabajo son correctos.

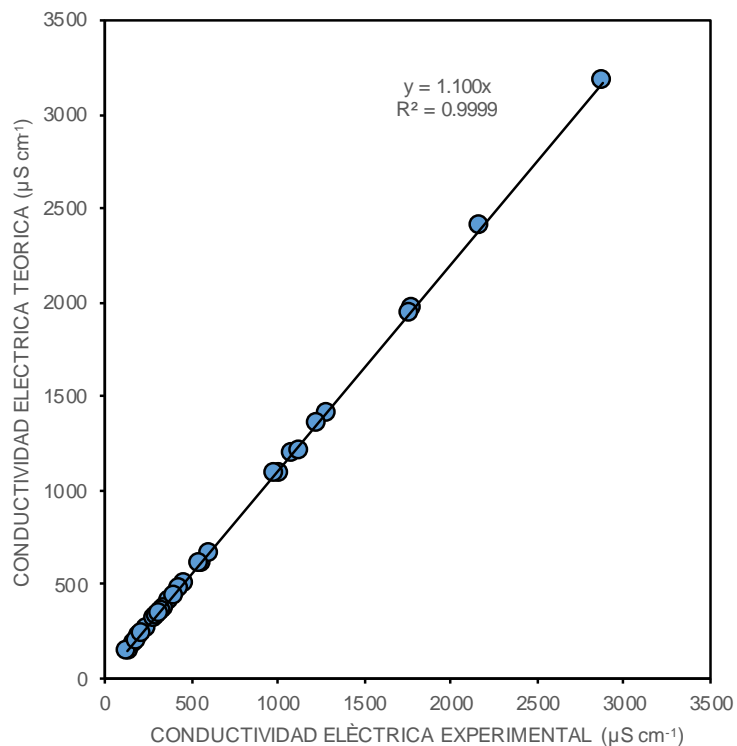


Figura 6.6 Relación de la conductividad eléctrica teórica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la conductividad eléctrica experimental ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Como conclusión se tiene que la relación funcional $CE_{\text{teórica}} = a f CE_{\text{experimental}}$ expresa que la disociación electrolítica en las soluciones salinas siempre se debe mantener la electroneutralidad. Es decir, que las concentraciones de cationes y aniones cuando estos se expresan en mmolc L^{-1} , deben ser aproximadamente iguales. Por lo tanto, los valores de cada conductividad eléctrica de las más variadas soluciones salinas son proporcionales a las concentraciones iónicas de estas mismas soluciones.

6.1.4.4 Relación entre los sólidos totales disueltos y la conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica, es proporcional a la masa de las sales disociadas y la relación funcional $\text{mg L}^{-1} = a f (CE_{\text{exp}})$ en proporcionalidad depende del tipo de salinidad. Para diferentes tipos de sales puras y tipos de salinidad los valores de la pendiente de

esta relación funcional varían de 0.580 – 1.250, cuando la conductividad eléctrica se expresa en ($\mu\text{S cm}^{-1}$).

En la Figura 6.7, se presenta la relación funcional, entre la concentración de las sales solubles expresada en mg L^{-1} y sus correspondientes valores de conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$. El valor de la pendiente encontrada fue de 0.627, este valor corresponde a soluciones ricas en bicarbonato (HCO_3).

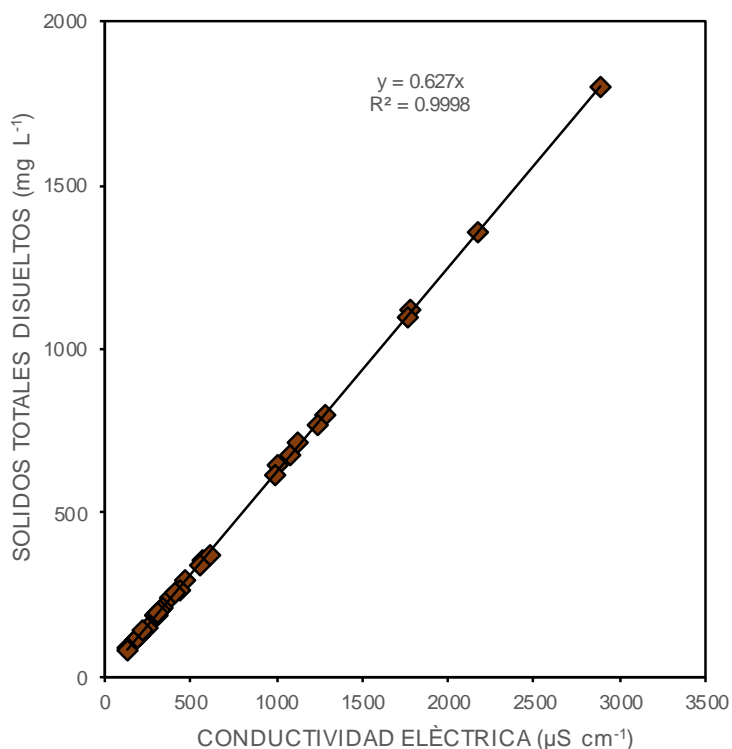


Figura 6.7 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la concentración de sólidos totales disueltos (mg L^{-1}) de las aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen.

6.1.4.5 Relación entre suma de cationes y la conductividad eléctrica

El conocimiento de los valores de la relación funcional, $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1} = a f (\text{CE})$, es importante, ya que, en las determinaciones analíticas, la suma de cationes y de aniones deben ser aproximadamente iguales, teniendo en cuenta los porcentajes de error permisible (APHA, 1995). En la Figura 6.8, se presenta la relación funcional entre suma de cationes y conductividad eléctrica; resultando el valor de la pendiente de

0.0098. mientras que en la Figura 6.9 se presenta la relación funcional entre suma de aniones y conductividad eléctrica; resultando el valor de la pendiente de 0.0095; es decir, tiende a 1.0. Lo anterior comprueba la exactitud de los resultados analíticos. Por lo tanto, queda demostrado que las sales determinadas en este trabajo son eléctricamente–neutras.

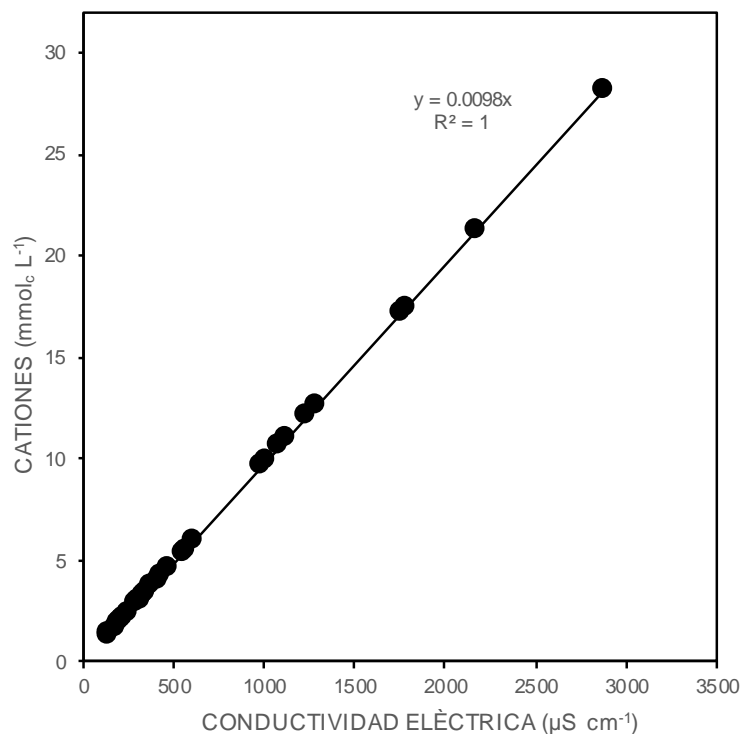


Figura 6.8 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la sumatoria de cationes (mmolc L^{-1}) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

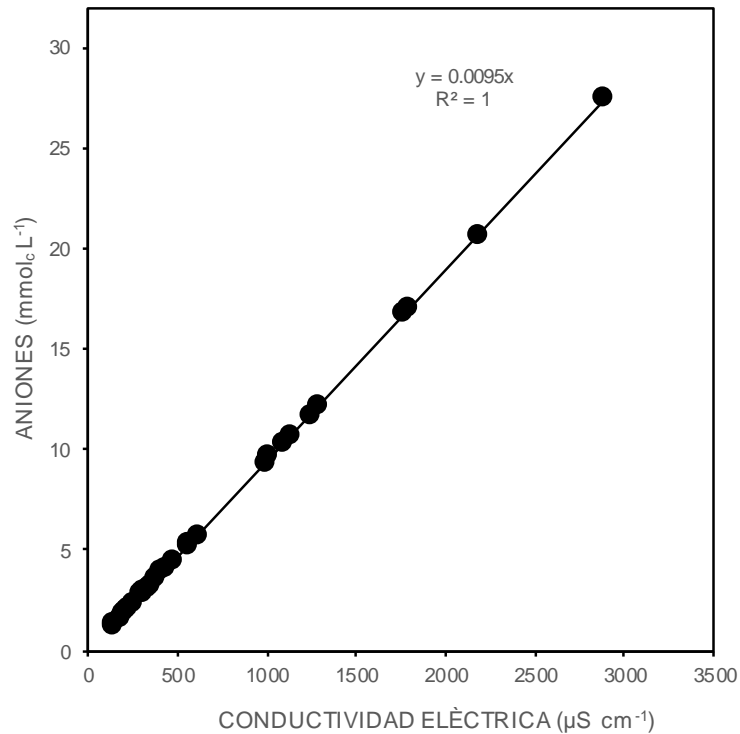


Figura 6.9 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la sumatoria de aniones (mmolc L^{-1}) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.5 Clasificación de las aguas con base en su salinidad

6.1.5.1 Índice de salinidad con base a la conductividad eléctrica (CE)

La salinidad del suelo se cuantifica en términos de la concentración total de las sales solubles según lo medido por la Conductividad Eléctrica de la solución expresada en dS m^{-1} (Corwin y Lesch 2003)

Generalmente, el parámetro más importante para evaluar calidad de agua para riego es la concentración total de sales, usualmente medida como CE, para esto se utiliza la clasificación citada por Richards, (1973).

El proceso de salinización está estrechamente vinculado principalmente al uso de técnicas de irrigación agrícola inapropiadas. En muchos casos la calidad del agua aplicada tiene efectos adversos sobre las propiedades del suelo, ya que contiene cantidades elevadas de sales solubles que se acumularán en tal concentración que

parcial o totalmente afectan el crecimiento de las plantas, teniendo un efecto negativo en el rendimiento agrícola (Corwin y Lesch, 2003; Polón *et al.*, 2004; Fereres y Soriano, 2007; Rengasamy, 2006).

En el Cuadro 6.4 se muestra la clasificación en base a la conductividad eléctrica de los diferentes sitios de muestreo, siendo así que los resultados indican que el 15.15% están dentro de la clasificación C1 ($CE < 250 \mu S cm^{-1}$), lo cual indica que son aguas de baja salinidad y pueden usarse para riego en la mayoría de los cultivos y en casi cualquier tipo de suelo. Mientras que el 40.91% son aguas de salinidad media C2 ($CE 250 - 750 \mu S cm^{-1}$), pueden usarse siempre y cuando haya un grado moderado de lavado y cultivos moderadamente tolerantes a las sales.

Continuando la clasificación se tiene el 39.39% son aguas altamente salinas C3 ($CE 750 - 2250 \mu S cm^{-1}$), no se pueden utilizar en suelos cuyo drenaje sea deficiente y los cultivos deben ser muy tolerantes a las sales, estos puntos corresponden a manantiales y cauces de ríos con descarga de aguas residuales urbanoindustriales.

Por último, el 4.55% son aguas muy altamente salinas C4 ($CE > 2250 \mu S cm^{-1}$), no son apropiadas para el riego bajo condiciones normales, sin embargo, se pueden utilizar ocasionalmente cuando los suelos son permeables y seleccionar cultivos altamente tolerantes a las sales, dentro de esta clasificación se encuentra el punto 19 (nacimiento guajillera).

Cuadro 6.4 Clasificación de acuerdo con la Conductividad Eléctrica, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

No. muestra	CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	Clasificación
1	207	C1 Agua de baja salinidad
2	137	C1 Agua de baja salinidad
3	466	C2 Agua de salinidad media
4	172	C1 Agua de baja salinidad
5	561	C2 Agua de salinidad media
6	378	C2 Agua de salinidad media
7	129	C1 Agua de baja salinidad
8	242	C1 Agua de baja salinidad
9	1283	C3 Agua altamente salina
10	294	C2 Agua de salinidad media
11	192	C1 Agua de baja salinidad
12	220	C1 Agua de baja salinidad
13	301	C2 Agua de salinidad media
14	339	C2 Agua de salinidad media
15	432	C2 Agua de salinidad media
16	605	C2 Agua de salinidad media
17	1082	C3 Agua altamente salina
18	2177	C3 Agua altamente salina
19	2880	C4 Agua muy altamente salina
20	1785	C3 Agua altamente salina
21	1236	C3 Agua altamente salina
22	327	C2 Agua de salinidad media
23	310	C2 Agua de salinidad media
24	1759	C3 Agua altamente salina
25	1124	C3 Agua altamente salina
26	1010	C3 Agua altamente salina
27	988	C3 Agua altamente salina
28	549	C2 Agua de salinidad media
29	408	C2 Agua de salinidad media

6.1.5.2 Índice de salinidad efectiva (S.E)

Este índice de salinidad toma en cuenta los carbonatos de calcio y magnesio y sulfatos de calcio, que precipitan fácilmente cuando el agua de riego pasa a formar parte de la solución del suelo, los cuales dejan de participar en la elevación de la presión osmótica, así se conocen mejor los peligros de las sales que se encuentran en solución.

La salinidad efectiva es la forma más puntual del peligro que representan las sales solubles del agua de riego, pues, cuando son aplicadas forman parte de la solución del suelo (Donnen, 1975), tomando en cuenta la precipitación de las sales menos solubles, como el carbonato de calcio y el carbonato de magnesio, así como el sulfato de calcio.

La Clasificación de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen de acuerdo con el índice de salinidad efectiva se presenta en el Cuadro 6.7 de manera extensa y de forma resumida se presenta a continuación el Cuadro 6.5.

Cuadro 6.5 Clasificación de acuerdo a la salinidad efectiva, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Clase	Salinidad Efectiva (mmol_c L⁻¹)	Muestras
Buena	< 3	15
Condicionada	3 a 15	13
No recomendable	> 15	1

De acuerdo con este índice de clasificación las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen en su mayoría son buenas, siendo así el 51.72%, mientras que las condicionadas fueron el 44.83 % y las de tipo no recomendable con un 3.45%. Esto es debido a que son aguas bicarbonatadas y presentan baja concentración iónica.

6.1.5.3 Índice de salinidad potencial (S.P)

La salinidad potencial determina la cantidad de Cl⁻ y SO₄²⁻ que pueden afectar los cultivos, pues son las últimas sales que permanecen en la solución del suelo cuando

la humedad aprovechable disminuye a menos del 50%. En el Cuadro 6.6 se muestra la clasificación de la salinidad potencial para estas aguas.

Cuadro 6.6 Clasificación de acuerdo a la salinidad potencial, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Clase	Salinidad Potencial (mmol_c L⁻¹)	Número de muestras
Buena	< 3	16
Condicionada	3 a 15	12
No recomendable	> 15	1

De acuerdo con esta clasificación de salinidad potencial, se presentó que el 55.17 % de las muestras no tienen problema para el uso en el riego: es decir, es buena; sin embargo, el 41.38 % está condicionada para su uso. Además, el 3.45% esta como no recomendable.

Las aguas de la zona muestreada presentan bajas concentraciones de sulfatos, por lo tanto, su clasificación es de buena calidad, tanto con el índice de salinidad efectiva como con el índice de salinidad potencial.

En las soluciones acuosas, el ión sodio permanece hasta niveles altos de concentración, debido a su movilidad. Por el contrario, los iones de calcio y magnesio permanecen poco tiempo en las soluciones debido a que la mayoría de sus compuestos son de baja solubilidad. En soluciones salinas, el ion magnesio, en condiciones de migración permanente, se asocia con el ion sulfato, entonces se formará como sulfato de magnesio una sal de muy alta solubilidad, en estas condiciones de migración el sulfato de magnesio alcanzará valores muy altos de concentración dando como resultado que los suelos se salinicen.

En el Cuadro 6.7 se presenta la clasificación de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen, de acuerdo con los índices de Salinidad Efectiva y Salinidad Potencial.

Cuadro 6.7 Clasificación de acuerdo con la salinidad efectiva y salinidad potencial, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

No. muestra	Salinidad Efectiva		Salinidad Potencial	
	mmol _e L ⁻¹	Clasificación	mmol _e L ⁻¹	Clasificación
1	1.38	Buena	1.14	Buena
2	0.84	Buena	0.75	Buena
3	3.12	Condicionada	2.55	Buena
4	1.14	Buena	0.94	Buena
5	3.76	Condicionada	3.08	Condicionada
6	2.57	Buena	2.09	Buena
7	0.87	Buena	0.71	Buena
8	1.64	Buena	1.33	Buena
9	8.85	Condicionada	7.59	Condicionada
10	1.99	Buena	1.63	Buena
11	1.25	Buena	1.02	Buena
12	1.48	Buena	1.21	Buena
13	2.02	Buena	1.66	Buena
14	2.33	Buena	2.00	Buena
15	2.94	Buena	2.52	Buena
16	4.12	Condicionada	3.53	Condicionada
17	7.17	Condicionada	6.16	Condicionada
18	14.62	Condicionada	12.29	Condicionada
19	19.9	No recomendable	17.08	No recomendable
20	12.32	Condicionada	10.58	Condicionada
21	8.44	Condicionada	7.14	Condicionada
22	2.24	Buena	1.93	Buena
23	2.13	Buena	1.83	Buena
24	12.16	Condicionada	10.42	Condicionada
25	6.94	Condicionada	4.78	Condicionada
26	6.38	Condicionada	4.38	Condicionada
27	6.84	Condicionada	5.81	Condicionada
28	3.79	Condicionada	3.25	Condicionada
29	2.72	Buena	2.26	Buena
media	5.03		4.19	
mediana	2.94		2.52	
desv.est.	4.72		4.03	

6.1.5.4 Relación entre presión osmótica (atm) y conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$)

La presión osmótica, es la presión que se debe aplicar a una solución para detener el flujo neto de solvente a través de una membrana semipermeable, lo cual indica que, el fenómeno de la osmosis induce como consecuencia la presión osmótica, la cual dependen del número de partículas en disolución, sin importar su naturaleza.

El efecto osmótico de las soluciones acuosas y los extractos de suelo está proporcional a la concentración de solutos en estas soluciones.

Luego, el potencial osmótico, es un componente del potencial hídrico del agua en el suelo y representa el efecto determinado por la presencia de solutos disueltos, los cuales disminuyen la energía libre del agua y puede ser cero o asumir valores negativos. El potencial osmótico, es de dimensiones considerables en suelos salinos, donde las plantas disminuyen su capacidad de absorber agua, pues la fuerza a la cual esta retenida el agua en el suelo es mayor a medida que aumentan las sales en la solución, por lo tanto, a medida que aumenta la presión osmótica del extracto de saturación del suelo, se hace menor el potencial osmótico y por ende el potencial hídrico, generando dificultad para las plantas para absorber agua.

La presión osmótica (PO) de una solución (π) de una solución es la presión que se requiere para detener la ósmosis y se puede determinar al correlacionar la siguiente relación funcional $\text{mg L}^{-1} = a f(\text{CE})$, $\text{PO (atm)} = a f(\text{CE})$. La cual ha sido reportada en varias investigaciones como en Mendoza, 2009; Mercado, 2011 y López, *et al.*, 2016 de la siguiente manera:

$$\text{mg L}^{-1} = 0.627 \times \text{CE } (\mu\text{S cm}^{-1})$$

$$\text{PO (atm)} = 0.0004 \times \text{CE } (\mu\text{S cm}^{-1})$$

$$\text{Siendo, PO (atm)} = (0.0004/0.627) \times \text{mg L}^{-1}$$

Donde, PO, es la presión osmótica en atmosfera, 0.0004 es la pendiente de la recta en la relación funcional $\text{PO (atm)} = a f(\text{CE})$, 0627 es la pendiente de la recta en la relación funcional $\text{mg L}^{-1} = a f(\text{CE})$ de la población de aguas y mg L^{-1} expresa la concentración de la solución.

En la Figura 6.10 se presenta la relación de la presión osmótica en atm y la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$ con un valor de 0.0004 de esta manera este valor es cercano a lo calculado en diferentes estudios sobre la relación de la presión osmótica y la conductividad eléctrica, como Richards (1973); en donde se han señalado coeficientes como 0.40 y 0.36 cuando los factores se encuentran en atm y mS cm^{-1} .

Mientras que en la Figura 6.11 se presenta la relación funcional de $\text{PO}_{\text{teórica}} (\text{atm}) = a f \text{PO}_{\text{experimental}} (\text{atm})$, donde el valor de la pendiente es 0.9893.

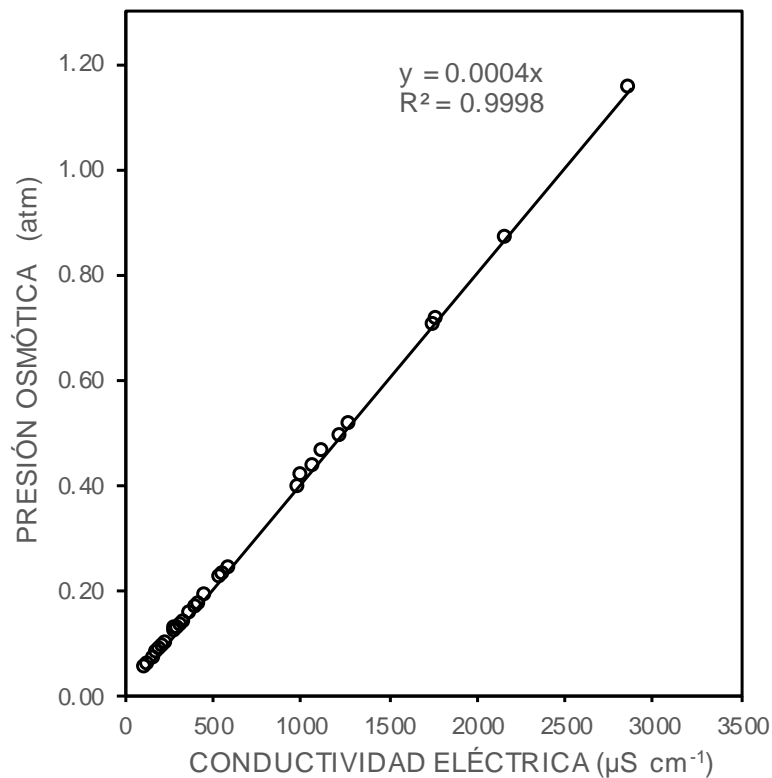


Figura 6.10 Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la presión osmótica (atm) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

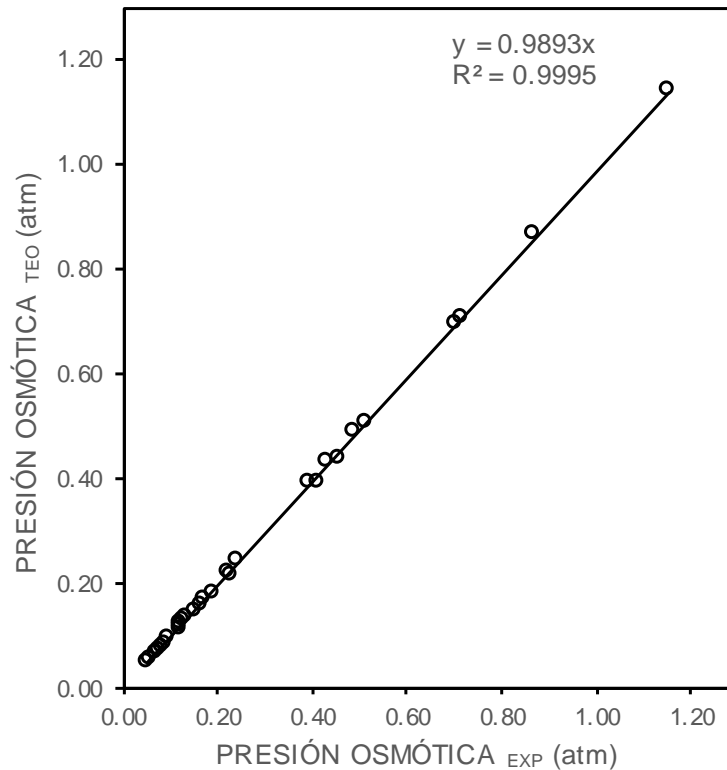


Figura 6.11 Relación entre presión osmótica experimental (atm) y la presión osmótica teórica (atm) de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.6 Clasificación de las aguas con base en la sodicidad

6.1.6.1 Clasificación de las aguas superficiales de acuerdo con la relación de adsorción de sodio (RAS)

Las elevadas concentraciones de sodio, con respecto a las concentraciones de los iones calcio y magnesio en las soluciones de los suelos, causan un deterioro de las propiedades físicas de los suelos y efectos de toxicidad en los cultivos. El efecto en las propiedades físicas se debe a los altos niveles de sodio intercambiable ($PSI \geq 15\%$) que se encuentran en los suelos. El PSI, hace referencia a la cantidad de cargas negativas del suelo que están neutralizadas con iones de sodio y se puede hacer una predicción a partir del valor de la relación de adsorción de sodio (RAS) de las aguas de riego (Velázquez, 2001; Levy *et al.*, 2003).

Existe la tendencia que, la relación de adsorción de sodio (RAS), presente diferentes valores numéricos, debido al proceso de precipitación o solubilización de ciertas fracciones de calcita (CaCO_3); este proceso está determinado por las constantes de equilibrio de los iones calcio, carbonato y bicarbonato (Langelier, 1936).

La RAS en sus aplicaciones prácticas adquiere diferentes formulaciones, ya que se deben de considerar las disminuciones en sus concentraciones de los iones de Ca. Cada formulación toma en cuenta en alguna medida los procesos de precipitación y/o solubilización de la calcita (Bajwa, Choudhary, & Josan, 1992; Velázquez *et al.*, 2002). En las Figuras 6.12 y 6.13, se presentan las relaciones funcionales de $\text{RAS}_{\text{Aj}} = a f(\text{RAS}_{\text{Or}})$ y $\text{RAS}_{\text{Corr}} = a f(\text{RAS}_{\text{Or}})$ es así que, con los valores numéricos de las diferentes conceptualizaciones de RAS, se estiman diferentes valores de sodio intercambiable PSI. El conocimiento de los valores extremos de PSI_{min} y $\text{PSI}_{\text{máx}}$, es muy útil para el manejo de fuentes de calcio, en el mejoramiento de los suelos sódicos.

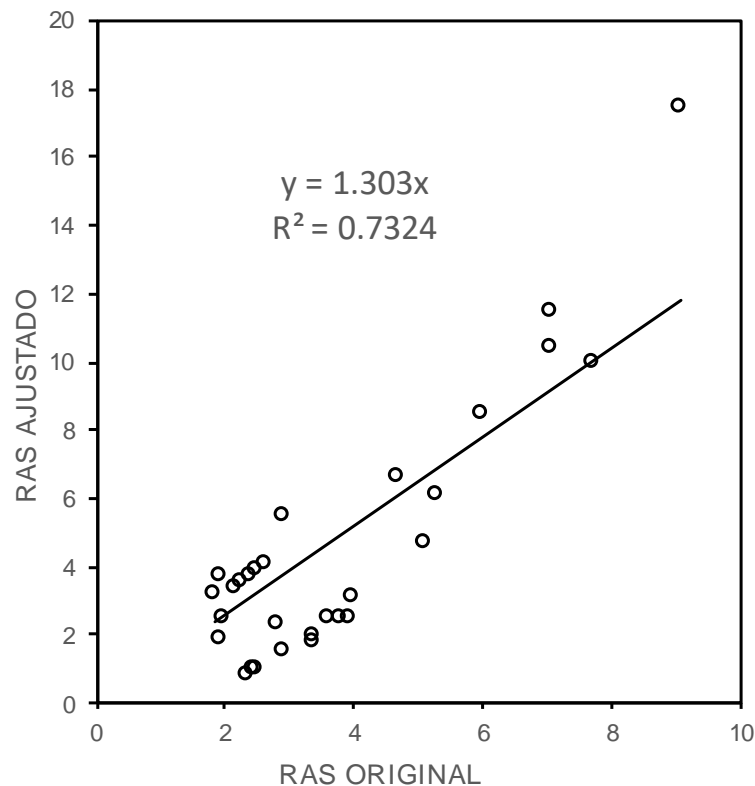


Figura 6.12 Relación entre la RAS Ajustada y RAS original, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

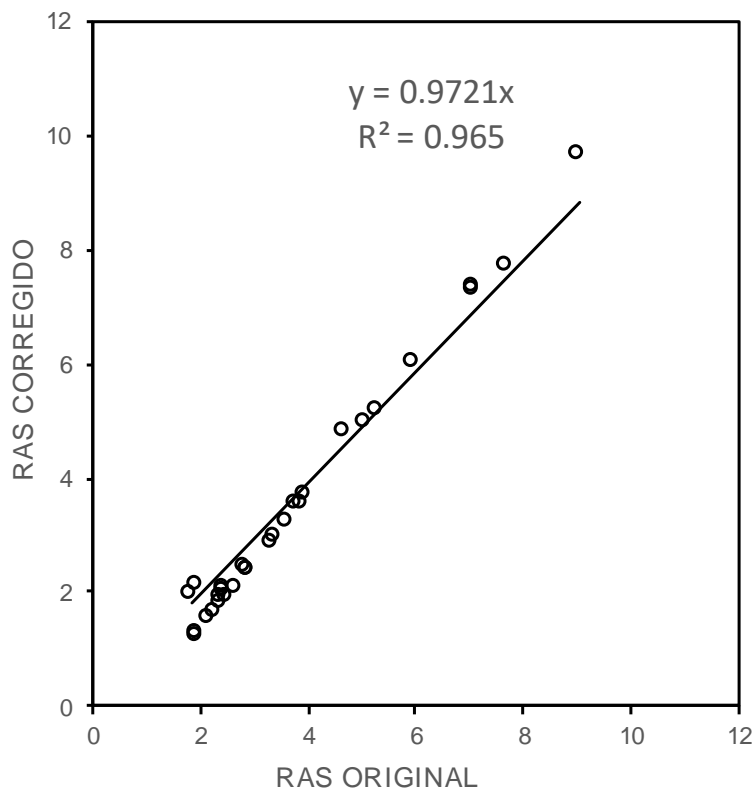


Figura 6.13 Relación entre la RAS corregido y RAS original, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Es importante resaltar, que la tendencia referente a la clasificación de las aguas con los diferentes RAS fue similar. Lo anterior tiene su explicación en la composición catiónica, debido a que las aguas presentan concentraciones importantes de calcio y magnesio comparadas con las de sodio, lo que no modifica el valor de la relación de adsorción de sodio en sus diferentes formulaciones, aunque cabe decir, que en general fue mayor el RAS ajustado que el RAS⁰ y los valores de este último superaron a los del RAS original.

Los valores de la relación de adsorción en sus diferentes formulaciones (RAS original, RAS ajustado y RAS corregido), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen, se presentan en el Cuadro 6.8 para el muestreo realizado.

Cuadro 6.8 Valores de las distintas formulaciones de la relación de adsorción de sodio, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

No. muestra	CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	RAS original	clasificación	RAS Ajustado	clasificación	RAS corregido	clasificación
1	207	2.40	S1	3.71	S1	1.82	S1
2	137	1.96	S1	2.50	S1	1.31	S1
3	466	3.62	S1	2.48	S1	3.26	S1
4	172	2.16	S1	3.33	S1	1.55	S1
5	561	3.98	S1	3.09	S1	3.70	S1
6	378	3.37	S1	1.95	S1	2.88	S1
7	129	1.92	S1	1.87	S1	1.25	S1
8	242	2.65	S1	4.09	S1	2.07	S1
9	1283	6.00	S2	8.44	S2	6.07	S2
10	294	2.91	S1	5.45	S1	2.38	S1
11	192	2.27	S1	3.50	S1	1.66	S1
12	220	2.49	S1	3.84	S1	1.91	S1
13	301	2.90	S1	1.55	S1	2.40	S1
14	339	2.48	S1	0.98	S1	2.09	S1
15	432	2.84	S1	2.26	S1	2.44	S1
16	605	3.79	S1	2.47	S1	3.55	S1
17	1082	5.10	S1	4.72	S1	5.01	S1
18	2177	7.71	S2	9.93	S3	7.75	S2
19	2880	9.07	S3	17.44	S4	9.70	S3
20	1785	7.09	S2	11.46	S3	7.36	S2
21	1236	4.68	S1	6.60	S2	4.80	S1
22	327	2.44	S1	0.97	S1	2.04	S1
23	310	2.37	S1	0.83	S1	1.91	S1
24	1759	7.08	S2	10.39	S3	7.33	S2
25	1124	1.95	S1	3.69	S1	2.11	S1
26	1010	1.84	S1	3.22	S1	1.96	S1
27	988	5.30	S1	6.09	S2	5.20	S1
28	549	3.93	S1	2.44	S1	3.54	S1
29	408	3.38	S1	1.78	S1	2.96	S1
media		3.78		4.52		3.52	
mediana		2.91		3.33		2.44	
desv.est.		1.96		3.78		2.23	

Las aguas están clasificadas en los diferentes grupos (Cuadro 6.9) de acuerdo con el diagrama de Richards (1973), donde se reportan las clases de agua de acuerdo a la salinidad y sodicidad encontradas en cada muestra.

Cuadro 6.9 Clasificación con el diagrama de Richards 1973, de acuerdo con las diferentes formulaciones de la relación de adsorción de sodio, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Formulaciones de RAS	C1S1	C2S1	C3S1	C3S2	C3S3	C4S3	C4S4
	Numero de muestras						
$RAS = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$	7	12	5	4	0	1	0
$RAS_{aj} = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}} [1 + (8.4 - pHc)]$	7	12	3	3	2	1	1
$RAS^o = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$	7	12	5	4	0	1	0

Al comparar las aguas y clasificarlas de acuerdo con los diferentes RAS, se aprecia que la mayoría de éstas quedaron agrupadas en la clasificación C2S1, seguidas de la clasificación C1S1; lo que denota que la mayoría de las aguas analizadas son bajas en sodio.

6.1.6.2 Clasificación de las aguas con base en el peligro de disminución de la infiltración

La infiltración se refiere a la velocidad con que el agua entra al suelo y se almacena para el suministro de agua a las plantas, o se percola y lixivia los nutrientes del suelo.

El peligro por salinidad de las aguas de riego puede tener un efecto negativo en la producción de cultivos. La reducción en la tasa de infiltración del agua de riego, por lo común puede ser atribuida a la formación de costras en la superficie, a la disposición y a la migración de las arcillas dentro de los poros de los suelos y al hinchamiento de las arcillas del grupo 2:1.

La relación entre lámina de agua que entra al suelo y el tiempo que tarda en entrar, define la velocidad de infiltración, la cual tiene un comportamiento asintótico con el tiempo, hasta alcanzar un valor constante llamado infiltración básica; este valor debe estar alrededor de 12 mm h^{-1} para garantizar un adecuado suministro de agua al suelo, bajo los métodos convencionales de riego, con valores cercanos a 2 mm h^{-1} , indican que la infiltración es limitada. El proceso de velocidad o tasa de infiltración, depende del contenido inicial de humedad del suelo, relacionado inversamente con la tasa de infiltración; la textura y estructura del suelo, siendo limitada en suelos arcillosos con altos contenidos de arcillas activas del tipo 2:1 y estructuras masivas; la condición de superficie del suelo (desnudo, con presencia de costra, o existencia de vegetación); la cantidad de materia orgánica y calidad del agua aplicada, en este aspecto se hace mención al uso para riego de aguas con altos contenidos de sodio, con respecto al calcio y magnesio, la cuales causan dispersión del suelo.

En el Cuadro 6.10 se presenta la clasificación por riesgo de reducción de la infiltración, de acuerdo con la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la relación de adsorción de sodio (RAS). Esta clasificación toma en cuenta las variaciones que tienen las concentraciones de calcio, debido a la precipitación o disolución de la calcita (CaCO_3).

Cuadro 6.10 Clasificación con base en el peligro de disminución de la infiltración, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Formulaciones de RAS	Numero de muestras		
	SIN REDUCCIÓN	REDUCCIÓN LIGERA O MODERADA	REDUCCIÓN SEVERA
$RAS = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$	6	19	4
$RAS_{aj} = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}} [1 + (8.4 - pHc)]$	0	23	6
$RAS^o = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$	4	22	3

En el Cuadro 6.10; se aprecia que, en la población total de aguas, las tres formulaciones de la relación de adsorción de sodio (RAS), ocasionan una reducción ligera a moderada de la infiltración, del orden siguiente: RAS ajustada con 79.31%, RAS corregido con 75.86 % y RAS original con 65.52 %.

En la Figura 6.14 se presenta la clasificación de la reducción de la infiltración provocada por la relación de adsorción de sodio en sus diferentes formulaciones debido a la salinidad del agua de riego, de las aguas superficiales de Calpulalpan -El Carmen.

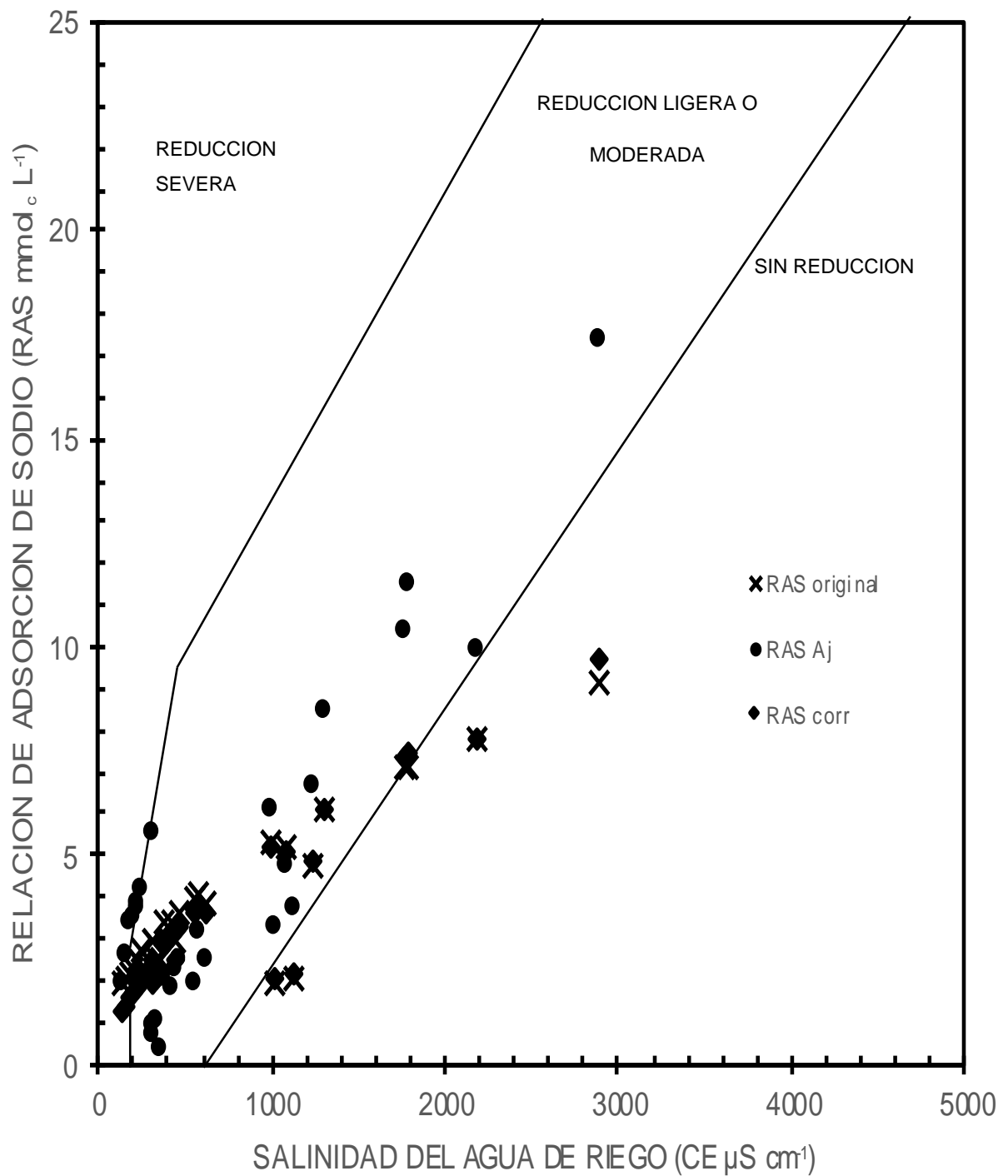


Figura 6.14 Distribución de la Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio (RAS_{or} , RAS_{aj} y RAS_{corr}), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.6.3 Clasificación de las aguas de acuerdo con el carbonato de sodio residual (CSR)

La precipitación de calcio y magnesio en forma de carbonatos de calcio y magnesio, propician una acumulación considerable de sodio intercambiable en los suelos, razón por la cual se propuso el concepto de carbonato de sodio residual CSR (Eaton, 1950), como una medida de los efectos de la sodicidad, la cual afecta negativamente el crecimiento y desarrollo de las plantas, ya que conduce a que los suelos adquieran propiedades físicas adversas, tales como pérdida de permeabilidad y dispersión de los suelos; estos efectos nocivos pueden ser agravados, si se utilizan aguas para riego con altos contenidos de iones de bicarbonatos (Eaton, 1950; McNeal, 1968).

Los resultados de esta investigación (Figura 6.15), revelaron que no se tienen problemas de formación y precipitación de CaCO_3 pues el total de las muestras presenta una calidad buena con valores menores a $1.25 \text{ mmol}_e \text{ L}^{-1}$, una de las razones es que el valor de pH, en la mayoría de estos casos, tiene una tendencia neutra y en estas condiciones no se encontró CO_3 .

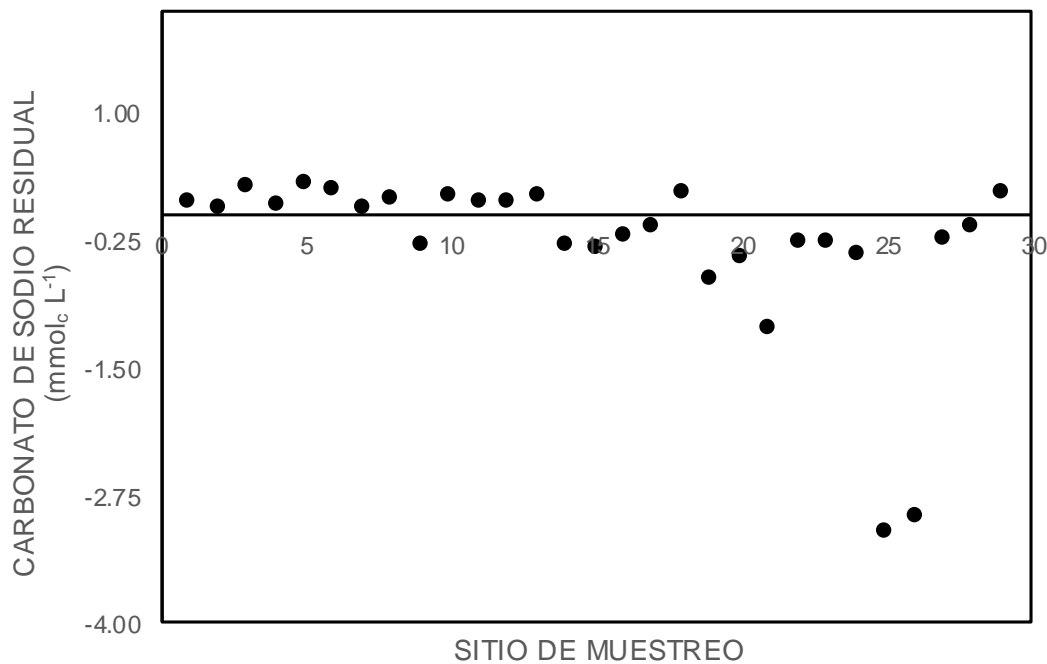


Figura 6.15 Distribución de los valores del índice de carbonato de sodio residual en las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.6.4 Porcentaje de sodio intercambiable – Relación de adsorción de sodio (PSI-RAS)

Tener la posibilidad de predecir, en condiciones de equilibrio, la distribución de los iones en solución del suelo y de los iones adsorbidos en los sistemas coloidales del suelo; resulta muy importante para el manejo de los problemas de salinidad y sodicidad de los suelos. El cálculo de se hace utilizando la ecuación siguiente, la cual fue derivada a partir de la ley de acción de masas, permite hacer una estimación muy acertada del porcentaje de sodio intercambiable (PSI), conociendo la relación de adsorción de sodio del agua de riego, cuando se dé una condición de equilibrio y saturación del suelo con esta agua. El porcentaje de sodio intercambiable (PSI), es el parámetro más relacionado con la disminución de la permeabilidad de los suelos y de las manifestaciones tóxicas del ión sodio (Na^+) en los cultivos (Oster and Sposito, 1990; Murtaza *et al.*, 2006; Crosbie *et al.*, 2007).

$$PSI = \frac{kg \text{ RAS}}{1 + kg \text{ RAS}} 100$$

El porcentaje de sodio intercambiable (PSI) que se pudiera presentar en los suelos de los valles aledaños regados con aguas de los ríos y manantiales que fueron muestreados en Tlaxcala, Puebla. Las cuales presentan diferentes valores de RAS y debido a la variabilidad de los suelos se utilizaron los siguientes valores del coeficiente de selectividad de Gapon (Kg) (Velázquez, 2001; Velázquez *et al.*, 2002); 0.0072440, 0.0118614, y 0.0168999 (mmol L^{-1})^{-1/2}. Dichos coeficientes corresponden a suelos migajón arcilloso-arenosos, arcillo-limosos y suelos arcillosos respectivamente (Shainberg, & Oster, 1978).

En la Figura 6.16, se presentan las relaciones funcionales; PSI-RAS, en sus diferentes valores; se presentan los porcentos de sodio intercambiable PSI-RAS, RASor (a), RASaj (b) y RAS° (c).

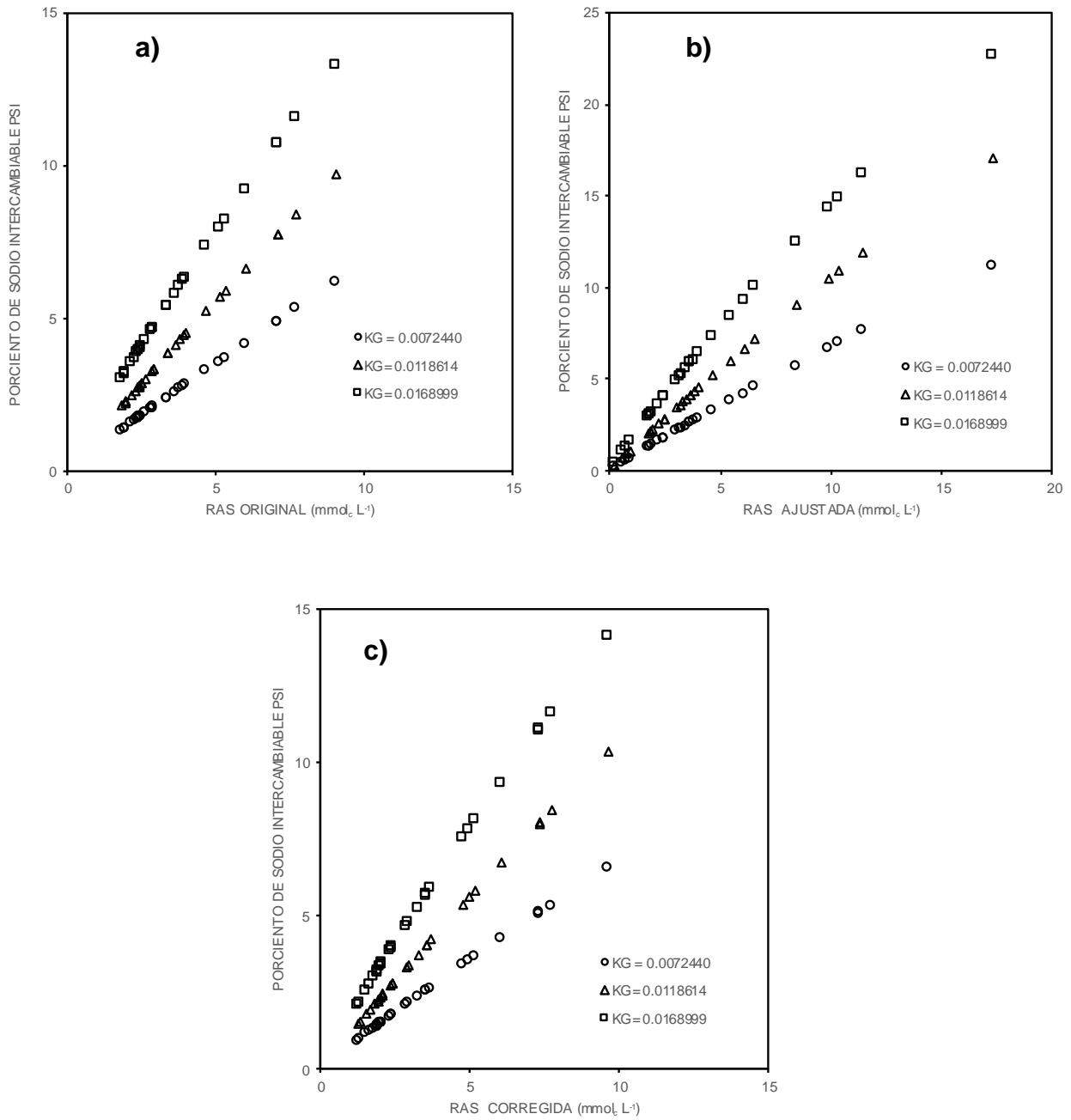


Figura 6.16 Relación PSI-RAS para las expresiones: a) $PSI-RAS_{original}$, b) $PSI-RAS_{ajustada}$ y c) $PSI-RAS_{corregida}$, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Es así que, para un mismo valor de la RAS de las aguas superficiales para el riego agrícola, que están interactuando con los diferentes sistemas coloidales de los distintos suelos, se tendrán diferentes cantidades de sodio intercambiable expresados a través del PSI. Esto se debe fundamentalmente a los valores del coeficiente de selectividad iónica, es decir, a las diferentes características topográficas de los sistemas coloidales de los suelos.

6.1.7 Determinación de sales hipotéticas

La relación conjunta de la fuerza iónica de las muestras de agua, calculada para los iones individuales de las soluciones y la fuerza iónica calculada para las sales hipotéticas del muestreo se muestran en la Figura 6.17. La Relación de la fuerza iónica ($M L^{-1}$), y la conductividad eléctrica de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen, se presenta en la Figura 6.18.

De cada una de las muestras se obtuvo la fuerza iónica y en las Figura 6.18 se puede observar la relación funcional de la fuerza iónica $\mu (M L^{-1}) = a f (CE)$, el valor de la pendiente fue de $a=0.0118$. Los valores obtenidos se encuentran dentro de los rangos reportados por Ponnampertuma *et al.*, (1966) $a=0.016$; Griffin & Jurinak (1973) $a=0.0127$; Leffelaar *et al.*, (1983) $a=0.0144$ y Pasricha (1987) $a=0.0116$, Mendoza (2009) $a=0.0118$.

Las sales que predominaron en este muestreo, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen; (Cuadro 6.11), se distribuyeron de la siguiente manera:



De manera específica se tiene una ligera variación que corresponde a 2 muestras representando un 6.90 %, que corresponden a los sitios de la escorrentía del río san lucas Teteliltlan: $MgSO_4 > NaCl > Ca(HCO_3)_2 > NaHCO_3 > Mg(HCO_3)_2 > KHCO_3 > Na_2CO_3$

Las sales hipotéticas se calcularon de acuerdo con su solubilidad y propiedades físico-químicas (Kovda *et al.*, 1967).

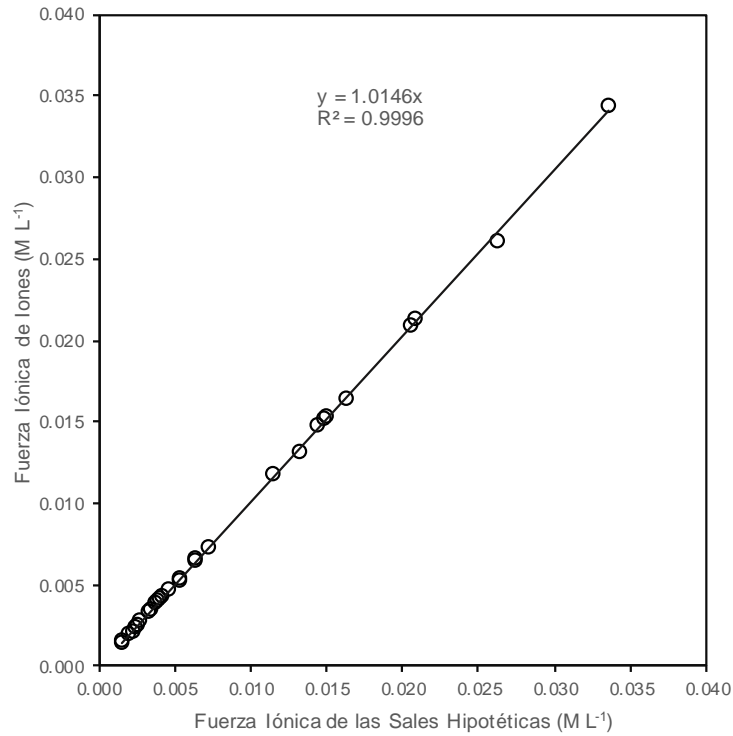


Figura 6.17 Relación entre la fuerza iónica de los iones individuales con la fuerza iónica de las sales hipotéticas, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

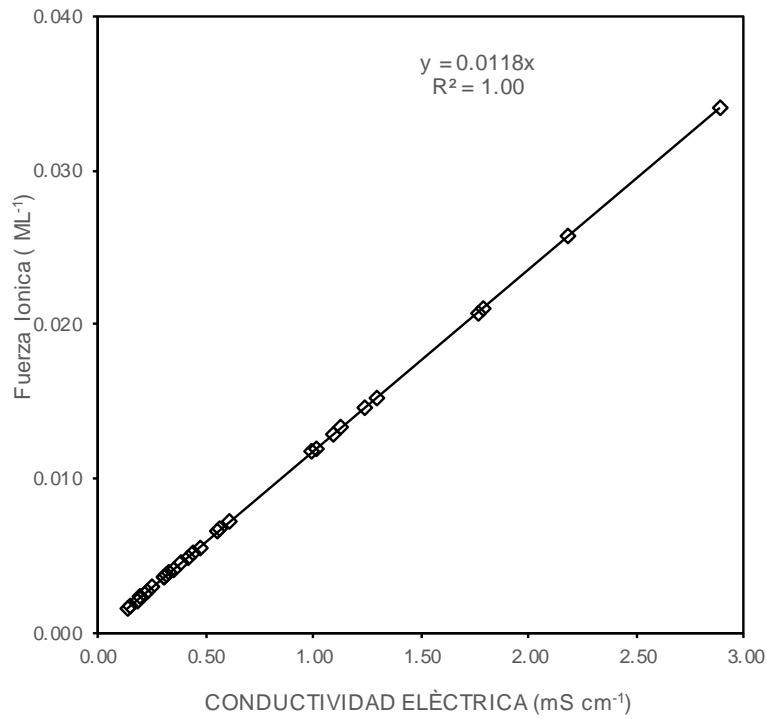


Figura 6.18 Relación de la fuerza iónica (M L⁻¹), y la conductividad eléctrica de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

En la relación conjunta de la fuerza iónica de las muestras de agua, calculada para los iones individuales de las soluciones y la fuerza iónica calculada para las sales hipotéticas en este muestreo, se presentó en la Figura 6.17 donde el valor de la pendiente corresponde a (1.0146) y con un coeficiente de correlación de (0.9996) en la gráfica, lo que indica que los dos métodos del cálculo de la fuerza iónica son correctos.

Cuadro 6.11 Relación porcentual de las sales hipotéticas, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

No. muestra	Na ₂ CO ₃	NaCl	NaHCO ₃	KHCO ₃	Ca(HCO ₃) ₂	Mg(HCO ₃) ₂	Mg SO ₄	Sumatoria
1	0.00	53.81	15.23	1.02	7.61	14.72	7.61	100.00
2	0.00	53.85	15.38	1.54	7.69	13.85	7.69	100.00
3	0.00	53.72	15.58	1.13	7.67	14.22	7.67	100.00
4	0.00	53.28	15.31	1.22	7.96	14.08	8.14	100.00
5	0.00	53.85	15.57	1.13	7.69	14.07	7.69	100.00
6	0.00	54.32	23.12	1.11	6.96	6.96	7.52	100.00
7	0.00	54.10	15.57	1.64	7.38	13.93	7.38	100.00
8	0.00	54.15	15.72	1.75	7.42	13.54	7.42	100.00
9	0.00	54.50	14.81	0.74	7.53	7.20	15.22	100.00
10	0.00	54.29	15.00	1.79	7.50	13.93	7.50	100.00
11	0.00	54.64	12.02	1.64	7.10	17.49	7.10	100.00
12	0.00	54.07	14.83	1.91	7.66	13.88	7.66	100.00
13	0.00	54.01	14.63	1.74	7.67	14.29	7.67	100.00
14	0.00	54.49	6.81	1.86	9.29	12.69	14.86	100.00
15	1.96	54.52	5.62	1.96	8.80	12.96	14.18	100.00
16	2.09	54.45	9.60	2.27	4.54	12.91	14.14	100.00
17	2.52	52.47	10.65	2.81	4.07	13.17	14.33	100.00
18	2.71	52.25	13.16	2.61	2.52	12.34	14.42	100.00
19	0.00	54.61	15.09	0.58	7.44	7.00	15.28	100.00
20	0.00	54.56	14.81	0.71	7.52	7.17	15.23	100.00
21	0.00	50.94	10.77	1.03	9.57	12.14	15.56	100.00
22	0.00	54.49	6.73	1.92	9.29	12.82	14.74	100.00
23	0.00	54.39	6.42	2.03	9.46	12.84	14.86	100.00
24	0.00	54.69	14.94	0.78	7.47	6.93	15.18	100.00
25	1.50	27.46	5.62	1.22	24.46	5.15	34.58	100.00
26	0.00	27.44	6.86	1.25	24.43	3.85	36.17	100.00
27	0.00	54.60	15.42	0.86	7.49	6.42	15.20	100.00
28	0.00	54.49	14.72	0.96	7.46	7.07	15.30	100.00
29	0.00	54.24	14.65	1.03	7.46	15.17	7.46	100.00

6.1.8 Clasificación de las aguas con base en la toxicidad específica de los iones

6.1.8.1 El Boro

El boro, se encuentra en todas las aguas que se usan para el riego agrícola, pero en la mayoría de los casos esta en concentraciones muy bajas.

El boro es uno de los ocho micronutrientes esenciales, para el normal desarrollo de los cultivos y su umbral entre deficiencia y toxicidad es muy estrecho. La concentración umbral de boro, es la concentración máxima permisible que no reduce los rendimientos en un cultivo específico. Cuando el boro que contienen las aguas de riego ingresa a los suelos, su concentración en la solución, tienden a variar debido a los procesos de adsorción y absorción en los sistemas arcillosos de los suelos (Peterson and Newman, 1976; Goldbert *et al.*, 2005).

Ayers & Westcot (1987), dentro de los lineamientos de calidad de agua, señalan que si el contenido de boro es menor de 0.7 g L^{-1} el agua es considerada de buena calidad, dado esto se tiene que el 82.76%, seguido las aguas de restricción de ligera a moderada con el 13.79 % ya por último el grado de restricción severa con un 3.45 %. Además, se recomienda consultar las tablas de tolerancia de boro para los diferentes cultivos. La tolerancia de los cultivos a B varía dependiendo del clima, de las condiciones del suelo y las variedades de cultivos.

Se concluye que en cantidades menores a 1 mg L^{-1} no existe restricción de uso del manejo de los cultivos.

En la Figura 6.19, se presenta la variación de boro, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

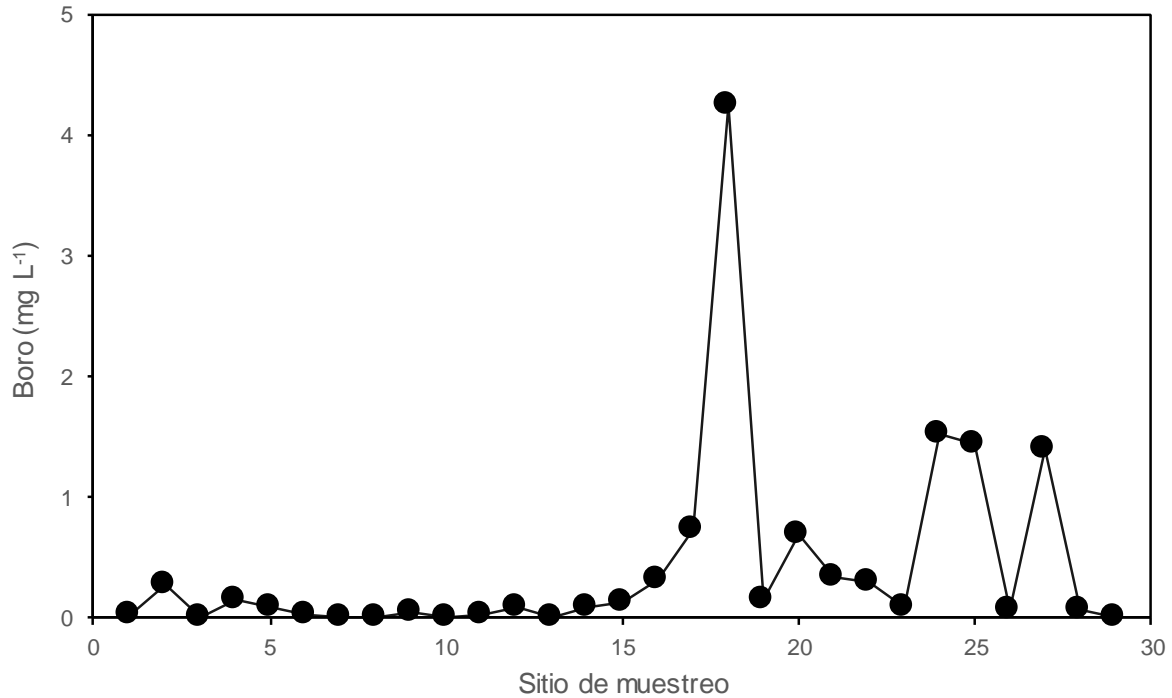


Figura 6.19 Contenido de Boro (mg L^{-1}), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.8.2 El Nitrógeno

En las aguas naturales y residuales, las formas del nitrógeno de mayor interés son, en orden decreciente del estado de oxidación, nitrato (NO_3^-), nitrito (NO_2^-), amoníaco (NH_3) y nitrógeno orgánico (APHA, 1995). Es así que el nitrógeno es un elemento esencial para el crecimiento de las plantas, por lo que se tiene sistemáticamente en cuenta en los planes de fertilización del suelo (Porta *et al.*, 2003).

En lo que corresponde a los límites permisibles de nitratos en las fuentes de agua con fines agrícolas, se tiene que Ayers & Westcot (1987) señalan un máximo de 30 mg L^{-1} , con grado de restricción de uso del tipo severa.

Con base a esta clasificación de Ayers & Westcot (1987), se tiene que un 93.10% de las muestras, son aptas para el riego y no tienen ninguna restricción para su uso, mientras que el 6.90% de las muestras presentan una restricción ligera a moderada.

Los contenidos de Nitratos en mg L^{-1} , de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen se presentan en la Figura 6.20, de lo cual se tiene un valor promedio de 1.74, con valores que fluctúan de 0.0 – 7.63.

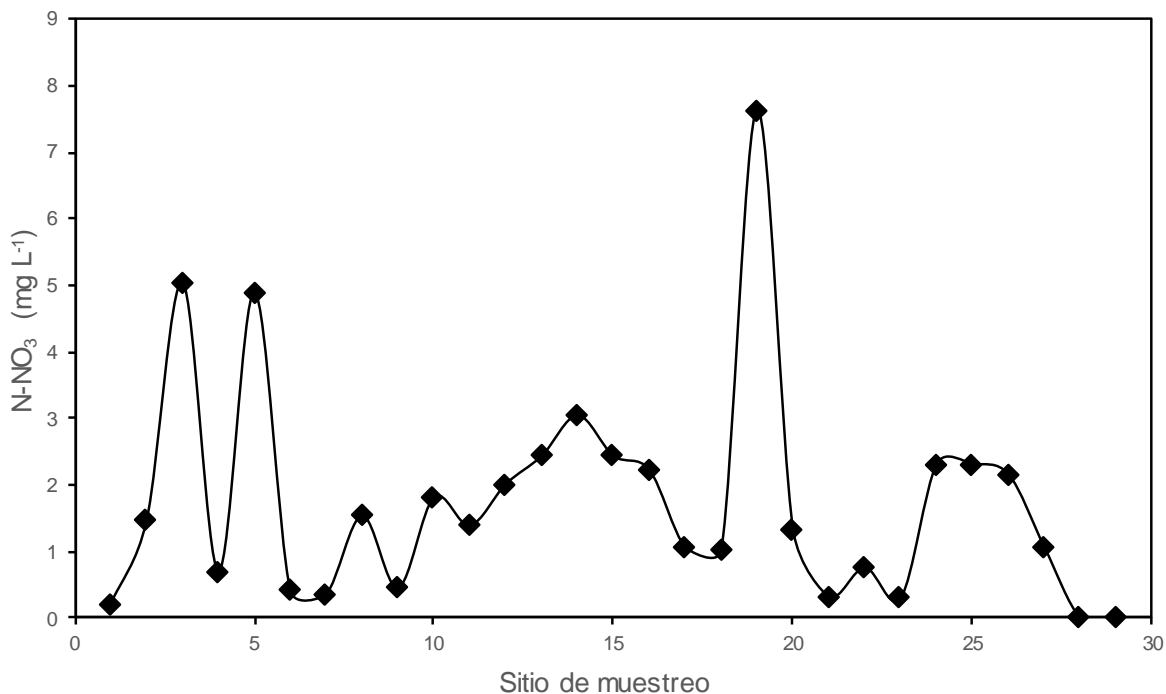


Figura 6.20 Contenido de N-NO_3 (mg L^{-1}), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.8.3 El Fósforo

De acuerdo con Pal y Singh (1985), los fosfatos, son fertilizantes que se aplican al suelo en forma de ortofosfatos (PO_3^{4-}) y son absorbidos por las raíces de las plantas como H_2PO_3^- , que es su forma soluble predominante. El enriquecimiento de las aguas con fósforo tiene efectos adversos en los ecosistemas; cuando el contenido de fosfatos en las aguas superficiales es superior a 10 mg L^{-1} provoca eutrofización; la cual implica un enriquecimiento interno de los sistemas biológicos por nutrientes y un crecimiento desmesurado de la biomasa.

En cuanto a la calidad del agua para riego, Ayers & Westcot (1987) señalan en sus directrices de calidad de agua, como valores permisibles del contenido de fósforo el intervalo de 0-2 mg L⁻¹. De acuerdo a lo anterior, en la Figura 6.21; se tiene que el 100 % de las muestras son aptas para el riego agrícola.

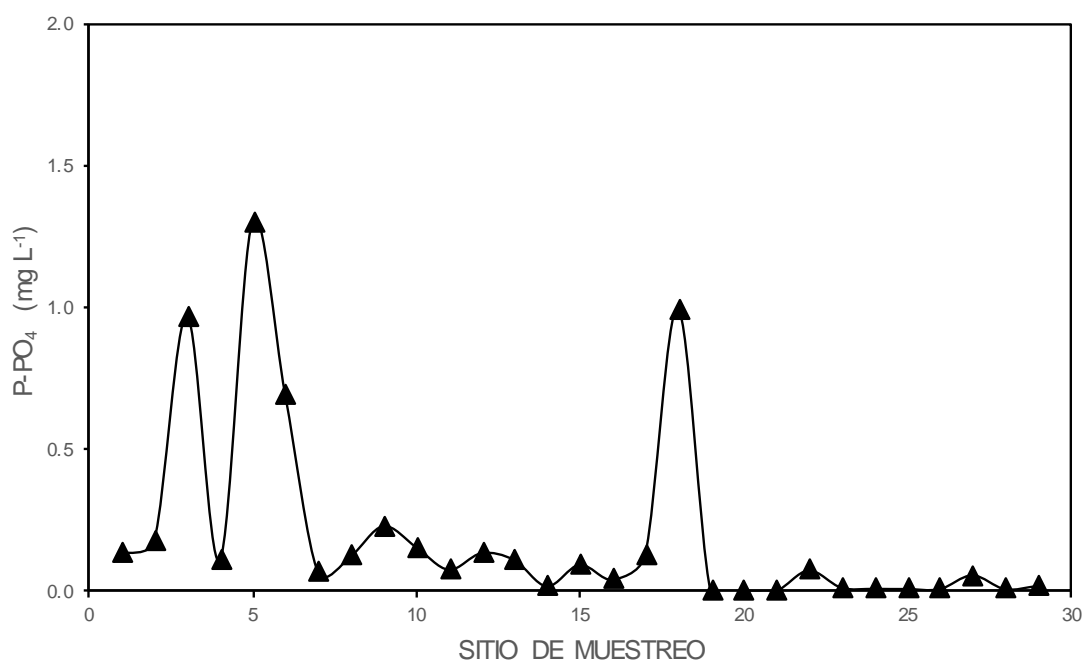


Figura 6.21 Contenido de P-PO₄ (mg L⁻¹), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.8.4 El Silicio

El silicio es el segundo elemento más abundante del planeta, y por lo tanto, existe una predominancia de silicatos en la formación de las rocas de la corteza terrestre (Porta *et al.*, 2003).

En las aguas de lagos y embalses, la distribución vertical en profundidad depende de la actividad de los microorganismos silíceos (Diatomeas) que consumen sílice y de la devolución de esta al medio hídrico a través de la descomposición de sus cadáveres. Por otro lado, se comprueba el incremento del contenido de sílice en un lago asociado a la entrada de aguas de escorrentía turbias ricas en silicatos (y aluminio) tanto en

suspensión, como coloidales y parcialmente disueltos, y el progresivo descenso de las concentraciones de la sustancia en función de la sedimentación experimentada por el lago.

Es así que el contenido de sílice de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen expresado en mg L^{-1} , se presenta en la Figura 6.22, se tiene que sus valores fluctúan de $4.769 - 70.158 \text{ mg L}^{-1}$, y el valor promedio de las muestras fue de 24.028 mg L^{-1} . Mientras que para clasificar las muestras de acuerdo con lo señalado por Hem, 1985 con base al contenido de silicio en las aguas naturales, como valor normal es $< 30 \text{ mg L}^{-1}$ y los valores anormales son $> 30 \text{ mg L}^{-1}$, de acuerdo con esta clasificación se obtuvieron los siguientes resultados como rango de aguas normales se tiene un 69.97 %, mientras que las aguas a normales un 31.03%.

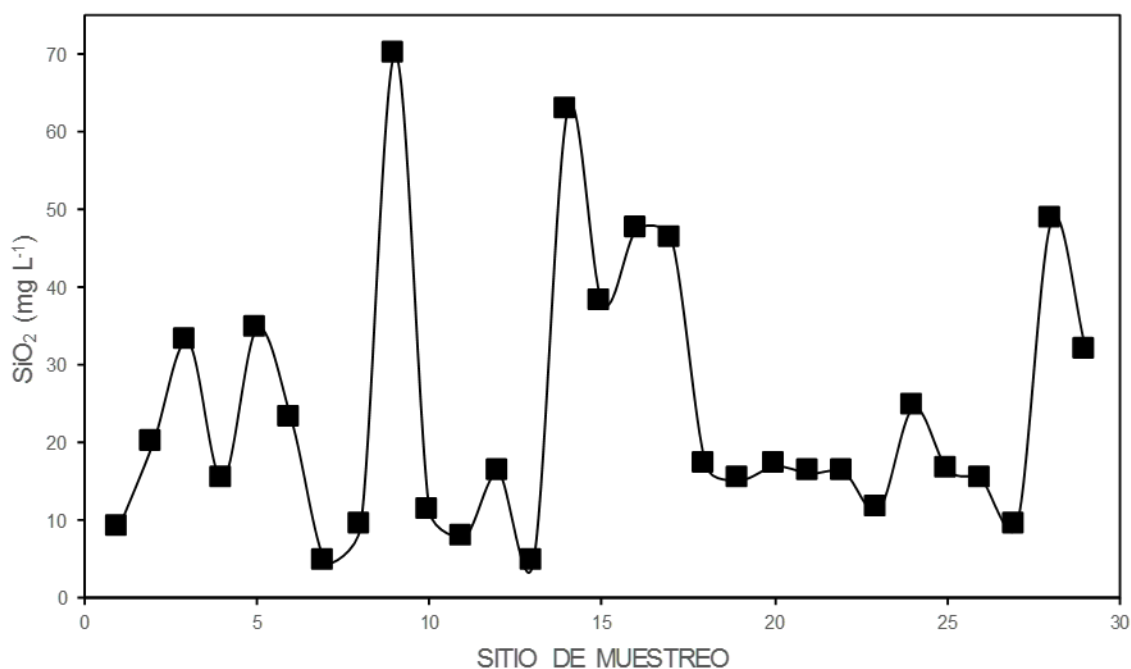


Figura 6.22 Contenido de Silicio (mg L^{-1}), de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.1.9 Clasificación hidroquímica de las aguas superficiales

Los principales iones son: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-} . Y los iones que se encuentran en forma conjunta en las soluciones acuosas como son: CO_3^{2-} y HCO_3^- , se le conoce como el sistema carbonato $\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$. El paso de bicarbonato a carbonato, se presenta como una consecuencia de pequeños cambios en la temperatura del medio ambiente.

Por este motivo, en la clasificación hidrogeoquímica únicamente se consideran seis iones para la realización del diagrama de Piper, los iones que considera son: Ca, Mg, (Na + K), ($\text{CO}_3 + \text{HCO}_3$), Cl y SO_4 , Piper, 1944. Este diagrama permite la clasificación de las aguas con características similares pues se representa mediante diagramas triangulares, los cuales muestran la concentración relativa de los principales cationes y aniones.

Cuando se llevan a cabo las graficaciones de acuerdo con Piper (1944), en estas gráficas se pueden representar muchos análisis, sin dar motivo a una confusión, lo cual es una de sus mayores ventajas. Por último, sólo se debe señalar que, las aguas que son geoquímicamente similares, se presentan agrupadas en áreas bien definidas (Custodio y Llamas, 1996).

En la Figura 6.23, se observa el diagrama de Piper, cuya herramienta se utilizó para la clasificación las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

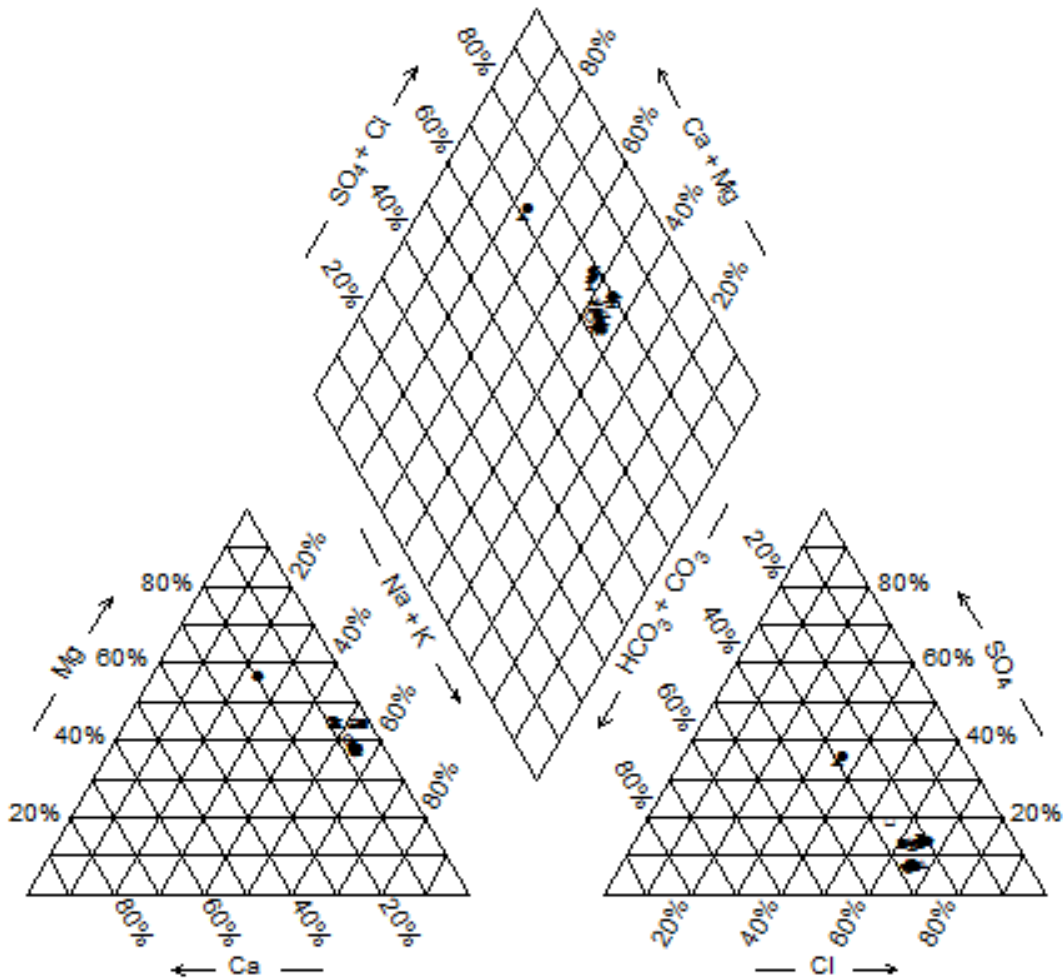


Figura 6.23 Diagrama de Piper, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Posteriormente, se hizo el análisis de las vías evolutivas geoquímicas que siguen las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen, con base en el planteamiento de Risacher *et al.*, (1999) que indican la precipitación de los tres minerales fundamentales, calcita, silicatos de magnesio y yeso, determinan cinco vías evolutivas:

Vía carbonatada: la precipitación de silicatos de magnesio no logra desviar la evolución del agua debido a su alta proporción de carbonato y bicarbonato.

Vía sulfatada directa: la precipitación de silicatos de magnesio cambia la vía carbonatada hacia una salmuera sulfatada, pero sin precipitar el yeso. Es una vía poco común, puesto que implica límites muy estrictos a las concentraciones de Ca y SO₄.

Vía sulfatada alcalina: la solución empieza su evolución por la vía carbonatada, pero la precipitación de silicatos de magnesio corta esta vía, permitiendo al calcio concentrarse hasta llegar a la precipitación del yeso. A este punto, el sulfato predomina sobre calcio y se llega a una salmuera sulfatada.

Vía sulfatada neutra: la solución empieza su evolución por la vía neutra hasta llegar a la precipitación del yeso y después sigue una vía sulfatada.

Vía cálcica: la solución tiene siempre más calcio que sulfato y, después de precipitar el yeso, llega a una salmuera cálcica

Lo que determina la vía evolutiva que sigue un agua que se evapora es la composición inicial del agua de aporte. Una ligera variación de las concentraciones iniciales de los componentes puede cambiar la vía evolutiva y producir salmueras drásticamente distintas. Para determinar de manera cualitativa las vías evolutivas geoquímicas que seguirá un agua en particular se utiliza un método basado en la noción de la alcalinidad ($\text{Alc} = \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) y su relación con la concentración de los iones de Ca²⁺, Mg²⁺ y SO₄²⁻, con lo que se determinaron cuatro vías evolutivas de acuerdo con las siguientes condiciones:

Vía carbonatada $\implies [\text{alc}] > [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] > [\text{Ca}] + [\text{Mg}]$

Vía sulfatada alcalina o directa $\implies [\text{alc}] > [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] < [\text{Ca}] + [\text{Mg}]$

Vía sulfatada neutra $\implies [\text{alc}] < [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] + [\text{SO}_4] > [\text{Ca}]$

Vía cálcica $\implies [\text{alc}] < [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] + [\text{SO}_4] < [\text{Ca}]$

Los valores de las concentraciones con que se evalúan las condiciones deben expresarse en mmol_c L⁻¹.

En el Cuadro 6.12 se presenta el resultado de la estimación de las condiciones anteriormente expresadas para la clasificación las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen, donde se concluye que el 48.28% de las muestras poseen una vía geoquímica del tipo carbonatada y un 51.72% tienen una vía evolutiva sulfatada alcalina o directa.

Cuadro 6.12 Clasificación de acuerdo a la vía evolutiva geoquímica, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

Muestra	Evolución Geoquímica
1	Vía carbonatada
2	Vía carbonatada
3	Vía carbonatada
4	Vía carbonatada
5	Vía carbonatada
6	Vía carbonatada
7	Vía carbonatada
8	Vía carbonatada
9	Vía sulfatada alcalina o directa
10	Vía carbonatada
11	Vía carbonatada
12	Vía carbonatada
13	Vía carbonatada
14	Vía sulfatada alcalina o directa
15	Vía sulfatada alcalina o directa
16	Vía sulfatada alcalina o directa
17	Vía sulfatada alcalina o directa
18	Vía carbonatada
19	Vía sulfatada alcalina o directa
20	Vía sulfatada alcalina o directa
21	Vía sulfatada alcalina o directa
22	Vía sulfatada alcalina o directa
23	Vía sulfatada alcalina o directa
24	Vía sulfatada alcalina o directa
25	Vía sulfatada alcalina o directa
26	Vía sulfatada alcalina o directa
27	Vía sulfatada alcalina o directa
28	Vía sulfatada alcalina o directa
29	Vía carbonatada

Continuando se tiene que en la Figura 6.24 se presenta el diagrama de Durov, de las aguas superficiales de Calpulalpan-El Carmen, en donde se puede observar que la mayoría de estas aguas son bicarbonatadas-sódicas, en donde por su concentración la mayoría de estas muestras de agua es recomendable para su uso en el riego agrícola.

Respecto a los valores del pH, el valor mínimo fue de 6.80, y el máximo de 9.21, con un promedio de 7.71 y la mediana de 7.65; en tanto se concluye que estos valores de pH encontrados indican que el agua tuvo una tendencia neutro-alcalina.

Además, se observó que los sólidos totales disueltos (STD) en mg L^{-1} , el valor mínimo fue de 82.17, y el máximo de 1806.15, con un promedio de 468.54 y la mediana de 266.34; en tanto se concluye que estos valores de sólidos encontrados indican que el agua tiene ninguna restricción de su uso para el riego agrícola.

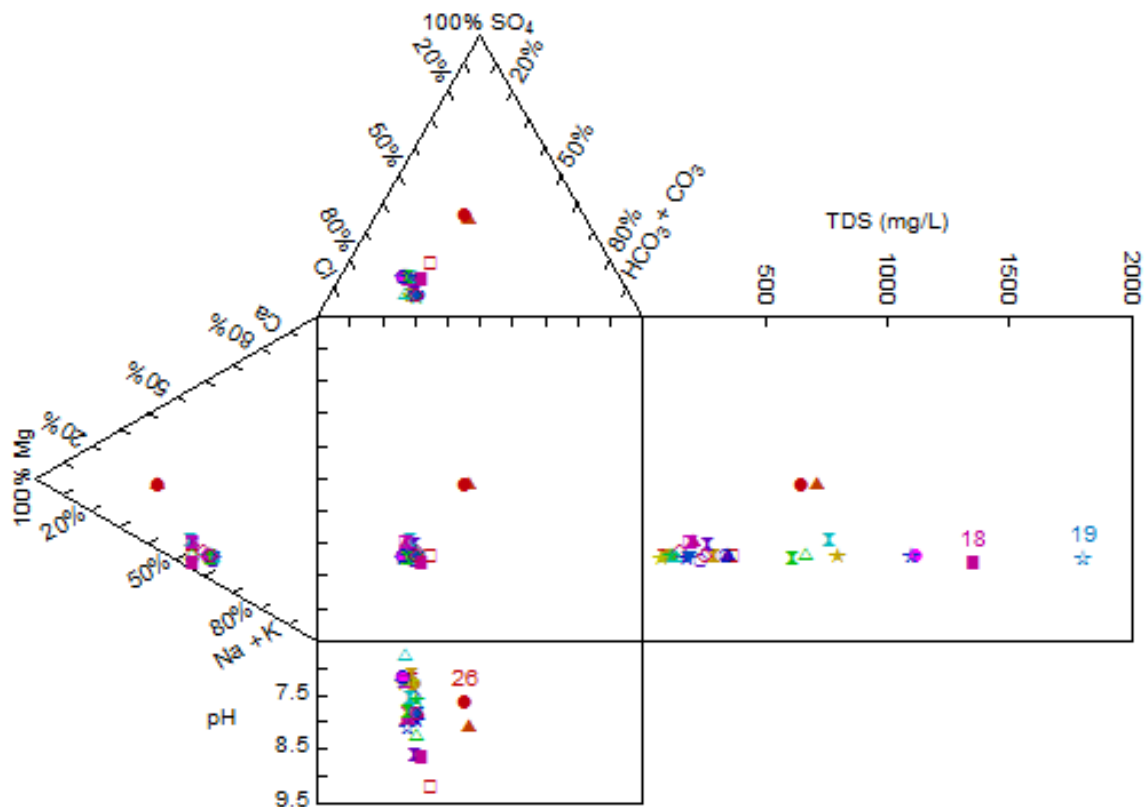


Figura 6.24 Diagrama de Durov, de las aguas superficiales de Calpulalpan–El Carmen.

6.2 Localidad de lagos cráter de la Cuenca del Oriental

Axalapazcos, maars o lago cráter se denomina con este nombre a ciertas estructuras volcánicas que tienen forma de cono y en cuyo cráter inactivo se ha formado un lago. El cuerpo de agua puede haberse formado, ya sea por corrientes subterráneas de agua o por las aguas de precipitación pluvial, siempre que el fondo del cráter presente condiciones impermeables. Según Branco (1984) citado por Reyes (1979), un maar (lago cráter) es una depresión resultante de varias erupciones esporádicas y cuyo cráter se ha llenado de agua formando un lago. Se distinguen cuatro tipos de maars: a) maar de tobas, b) maar de basaltos, c) maar de gases y d) maar falso.

6.2.1 Ubicación geográfica del área de estudio

En México se tienen lagos cráteres formados en cuencas de origen volcánico, como las que se encuentran en las cercanías del Valle de Santiago, el lago cráter de Tacámbaro en el estado de Guanajuato, las calderas del Valle de México y los lagos cráter de la Cuenca del Oriental en el estado de Puebla. Los lagos cráter en el estado de Puebla se llaman axalapazcos o vasijas de arena con agua. En los Llanos de San Andrés se localizan los lagos cráter de: Aljojuca y San Miguel Tecuitlapa. En los Llanos de San Juan se ubican los lagos cráter de: Alchichica, Atexcac, La Preciosa y Quechulac.

En el Cuadro 6.13 se muestran las coordenadas y altimetría de los lagos cráter. Estas coordenadas y altimetría son las que cita Can (2011), Juárez (2015) y a su vez las comparo con Álvarez (1950) en su trabajo “Contribución al conocimiento de los peces de la región de los Llanos, estado de Puebla (México)” y finalmente los que el autor de este trabajo recabó durante su recorrido de campo para la toma de muestras de agua.

Cuadro 6.13 Localización geográfica de los Lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, Estado de Puebla.

Sitio de muestreo	Coordenadas geográficas				Altitud media				Temperatura	
	Álvarez (1950)	Can (2011)	Juárez (2015)	Juárez (2017)	Álvarez (1950)	Can (2011)	Juárez (2015)	Juárez (2017)	Juárez (2015)	Juárez (2017)
	Lat N Long O				metros				° C	
Lago-cráter Alchichica	19°24'13" 97°24'00"	19°24'5.47" 97°23'8.22"	19°24'35.7" 97°23'57.6"	19°24'50.9" 97°23'44.6"	2345	2332	2350	2334	20.8	19.0
Lago-cráter La Preciosa	19°21'23" 97°22'27"	19°22'4.80" 97°23'8.22"	19°22'28.3" 97°23'00.8"	19°22'27.6" 97°22'57.7"	2365	2338	2347	2340	20.2	20.0
Lago-cráter Quechulac	19°20'13" 97°21'19"	19°22'6.67" 97°22'6.67"	19°22'40.0" 97°21'20.2"	19°22'39.9" 97°21'20.4"	2395	2337	2348	2338	20.9	21.0
Lago-cráter San Luis Atexcac	19°20'13" 97°21'19"	19°20'1.94" 97°20'8.57"	19°20'14.5" 97°26'46.3"	19°20'12.6" 97°26'59.1"	2510	2355	2471	2352	21.0	22.0
Lago-cráter San Miguel Tecuitlapa	19°07'09" 97°34'00"	19°07'3.65" 97°32'6.15"	19°07'25.2" 97°32'36.2"	19°07'24.8" 97°32'41.2"	2390	2359	2371	2373	18.5	24.0
Lago-cráter Aljojuca	19°05'00" 97°33'14"	19°05'5.96" 97°32'2.94"	19°05'30.8" 97°31'50.1"	19°05'29.1" 97°31'49.3"	2390	2356	2378	2369	20.0	21.5

Respecto a los valores altimétricos tomados como referencia los de Álvarez (1950), de los distintos lagos cráter en su espejo de agua; lo que levantó Can (2011), a este respecto se debe mencionar que prácticamente los niveles del espejo de agua en los lagos cráter se encuentran a la misma altura con una diferencia de ± 27 metros, mientras que el autor recabo una diferencia de ± 24 metros. Esta diferencia señalada aquí es muy importante ya que esto hace presuponer que los lagos cráter, en una menor o mayor cantidad se filtran diferentes volúmenes de agua de los acuíferos adyacentes. Es decir, la velocidad de los procesos de filtración va a depender de las cargas piezométricas de estos acuíferos circunvecinos y de la consolidación y sellamiento de los materiales que se encuentran en las partes contiguas a los conos volcánicos de los lagos cráter.

Algunas características de los lagos cráter que se encuentran en la Cuenca del Oriental, Puebla (Cuadro 6.14), de acuerdo con Yáñez y García (1982) son:

Cuadro 6.14 Características principales de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

Lago cráter	Localidad	Tipo de explosión	Nombre local	Profundidad (m)	Dimensiones (km)
Alchichica	Poblado de Alchichica	Freática	Axalapazco	70	2.50 x 2.00
Quechulac	Poblado de Quechulac	Freática	Axalapazco	44	1.25 x 1.00
La Preciosa	Al sur de Chichicauautla	Freática	Axalapazco	64	1.50 x 1.00
Atexcac	Poblado de San Luis Atexcac	Freática	Axalapazco	44	1.25 x 1.00
San Miguel Tecuitlapa	Poblado de San Miguel Tecuitlapa	Freátomagmática	Axalapazco	8	1.50 x 1.25
Aljojuca	Poblado de Aljojuca	Freática	Axalapazco	54	1.25 x 1.00

De acuerdo con Yáñez y García (1982) en un reporte intitulado “Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz”, sobre las características generales de las aguas de los lagos cráter señalan lo siguiente:

- 1) Las aguas de los lagos cráter de San Miguel Tecuitlapa y de Aljojuca son de origen meteórico, y no presentan relación alguna con las aguas termales ascendentes ya que el nivel del agua corresponde al nivel freático de los acuíferos someros de la región.
- 2) Las aguas de los lagos cráter de Quechulac y de La Preciosa son una evidencia muy clara de la interfase entre las aguas termales y las aguas meteóricas, porque la recarga de agua a los acuíferos donde estos lagos cráter están ubicados proviene de la sierra de origen volcánico compuesta por los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba. Quechulac se alimenta únicamente con aguas de origen meteórico porque está situada muy cerca de donde se inicia la recarga al valle. En cambio, las aguas de La Preciosa, situada al pie de la Sierra de Techachalco, presenta ya una mezcla de agua de origen termal y meteórico, por estar dentro de la posible zona de influencia del termalismo a profundidad.
- 3) Las aguas del lago cráter de Atexcac son de origen termal y tienen poca influencia de aguas meteóricas y presentan un alto contenido de boro, cloruros y sílice; y aunque el nivel del agua del lago cráter corresponde al nivel freático de la región, las características de estas aguas son diferentes a las aguas de los acuíferos del área. Esto se debe a la relación directa que guarda el agua con las estructuras volcánicas que aún manifiestan actividad fumarólica.
- 4) Finalmente, las aguas del lago cráter de Alchichica acusan un alto contenido de boro, cloruro, y ausencia total de sílice, esto indica que se trata de aguas que están muy influenciadas por aguas termales ascendentes ya frías; al parecer, la ausencia de sílice se debe principalmente a su precipitación durante la migración de estas aguas termales hacia la superficie.

6.2.2 Composición iónica de las aguas de los lagos cráter, Puebla.

Los tipos de aguas, encontrados en los lagos cráter ver Cuadro 6.15, la composición iónica que desarrollan los diferentes tipos de salinización son: 1. Del tipo clorhídrico ($Cl/SO_4 > 2$), Pues todas las muestras caen en este rango: San Miguel Tecuitlapa,

Atexcac, Alchichica, La Preciosa: con valores mayores a 15; mientras que Aljojuca y Quechulac con valores cercanos a 4.

Cuadro 6.15 Composición iónica de los Lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

No.	pH	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones	% Error	ΣmgL^{-1} ΣmmolL^{-1}	
			$\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$					$\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$							
1	9.08	14225.00	0.31	14.96	121.15	2.69	139.11	6.90	38.32	84.79	5.45	135.46	1.33		
			6.21	181.76	2786.45	105.18		207.00	2337.52	3005.81	261.76				8891.69
			0.16	7.48	121.15	2.69		3.45	38.32	84.79	2.73				260.76
2	8.91	2386.00	0.10	2.66	20.20	0.37	23.33	1.24	6.40	14.19	0.90	22.73	1.30		
			2.00	32.32	464.60	14.47		37.20	390.40	503.04	43.23				1487.25
			0.05	1.33	20.20	0.37		0.62	6.40	14.19	0.45				43.61
3	8.90	929.00	0.77	2.67	5.47	0.17	9.08	0.18	2.58	4.83	1.25	8.84	1.34		
			15.43	32.44	125.81	6.65		5.40	157.38	171.22	60.04				574.37
			0.39	1.34	5.47	0.17		0.09	2.58	4.83	0.63				15.49
4	8.68	13400.00	0.29	14.06	114.22	2.53	131.10	6.49	36.02	79.18	5.08	126.77	1.68		
			5.81	170.83	2627.06	98.92		194.70	2197.22	2806.93	243.99				8345.47
			0.15	7.03	114.22	2.53		3.25	36.02	79.18	2.54				244.91
5	9.64	6850.00	0.16	7.17	58.37	1.29	66.99	3.31	18.37	40.54	2.59	64.81	1.65		
			3.21	87.12	1342.51	50.44		99.30	1120.57	1437.14	124.40				4264.68
			0.08	3.59	58.37	1.29		1.66	18.37	40.54	1.30				125.19
6	9.06	1341.00	0.46	3.86	8.46	0.33	13.11	0.32	3.91	6.70	1.84	12.77	1.31		
			9.22	46.90	194.58	12.90		9.60	238.51	237.52	88.38				837.60
			0.23	1.93	8.46	0.33		0.16	3.91	6.70	0.92				22.64
Media	9.05	6521.83	0.35	7.56	54.65	1.23	63.79	3.07	17.60	38.37	2.85	61.90	1.44		
			6.98	91.89	1256.84	48.09		92.20	1073.60	1360.28	136.97				4066.84
			0.17	3.78	54.65	1.23		1.54	17.60	38.37	1.43				118.77
Mediana	8.99	4618.00	0.30	5.52	39.29	0.83	45.16	2.28	12.39	27.37	2.22	43.77	1.33		
			6.01	67.01	903.56	32.45		68.25	755.49	970.09	106.39				2875.97
			0.15	2.76	39.29	0.83		1.14	12.39	27.37	1.11				84.40
Desv.est	0.32	6032.94	0.24	5.64	52.39	1.14	59.01	3.02	16.17	36.16	1.96	57.26	0.18		
			4.85	68.47	1204.97	44.58		90.68	986.49	1281.86	94.08				3765.76
			0.12	2.82	52.39	1.14		1.51	16.17	36.16	0.98				111.06
C.V	0.04	0.93	0.69	0.75	0.96	0.93	0.93	0.98	0.92	0.94	0.69	0.93	0.12		
			0.69	0.75	0.96	0.93		0.98	0.92	0.94	0.69				0.93
			0.69	0.75	0.96	0.93		0.98	0.92	0.94	0.69				0.94
Min	8.68	929.00	0.10	2.66	5.47	0.17	9.08	0.18	2.58	4.83	0.90	8.84	1.30		
			2.00	32.32	125.81	6.65		5.40	157.38	171.22	43.23				574.37
			0.05	1.33	5.47	0.17		0.09	2.58	4.83	0.45				15.49
Max	9.64	14225.00	0.77	14.96	121.15	2.69	139.11	6.90	38.32	84.79	5.45	135.46	1.68		
			15.43	181.76	2786.45	105.18		207.00	2337.52	3005.81	261.76				8891.69
			0.39	7.48	121.15	2.69		3.45	38.32	84.79	2.73				260.76

6.2.3 Distribución de los cationes y aniones en las aguas de los diferentes lagos-cráter

Con el propósito de conocer las características físico-químicas de las aguas de los diferentes lagos cráter que se localizan en la Cuenca del Oriental tales como Alchichica, Quechulac, La Preciosa, Atexcac, San Miguel Tecuitlapa y Aljojuca. Es necesario hacer mención que las aguas de los lagos cráter de Quechulac, La Preciosa y Aljojuca son de baja concentración. También es necesario señalar que en las áreas cercanas a estos lagos cráter se tienen pozos profundos que riegan diferentes cultivos.

En los últimos años se ha observado que los niveles de los espejos de agua de los lagos cráter de Quechulac, La Preciosa y de Aljojuca están disminuyendo sensiblemente debiéndose este descenso del espejo del agua a la extracción de agua de pozos profundos que se encuentran localizados en las cercanías de estos lagos cráter.

Al considerar, que las aguas de los lagos cráter de Quechulac, La Preciosa y de Aljojuca tienen algún contacto con las aguas subterráneas que se tienen en las diferentes zonas de esta Cuenca del Oriental, aquí en este estudio, se caracterizaron estas aguas desde la perspectiva del uso agrícola. Aunque esta caracterización, también se extendió a los lagos cráter de Alchichica y Atexcac con el propósito de establecer comparaciones extremas de los distintos índices de evaluación de las diferentes aguas de diverso origen que se utilizan en el riego de cultivos agrícolas en general.

En la Figura 6.25 se presenta la distribución iónica de los lagos cráter.

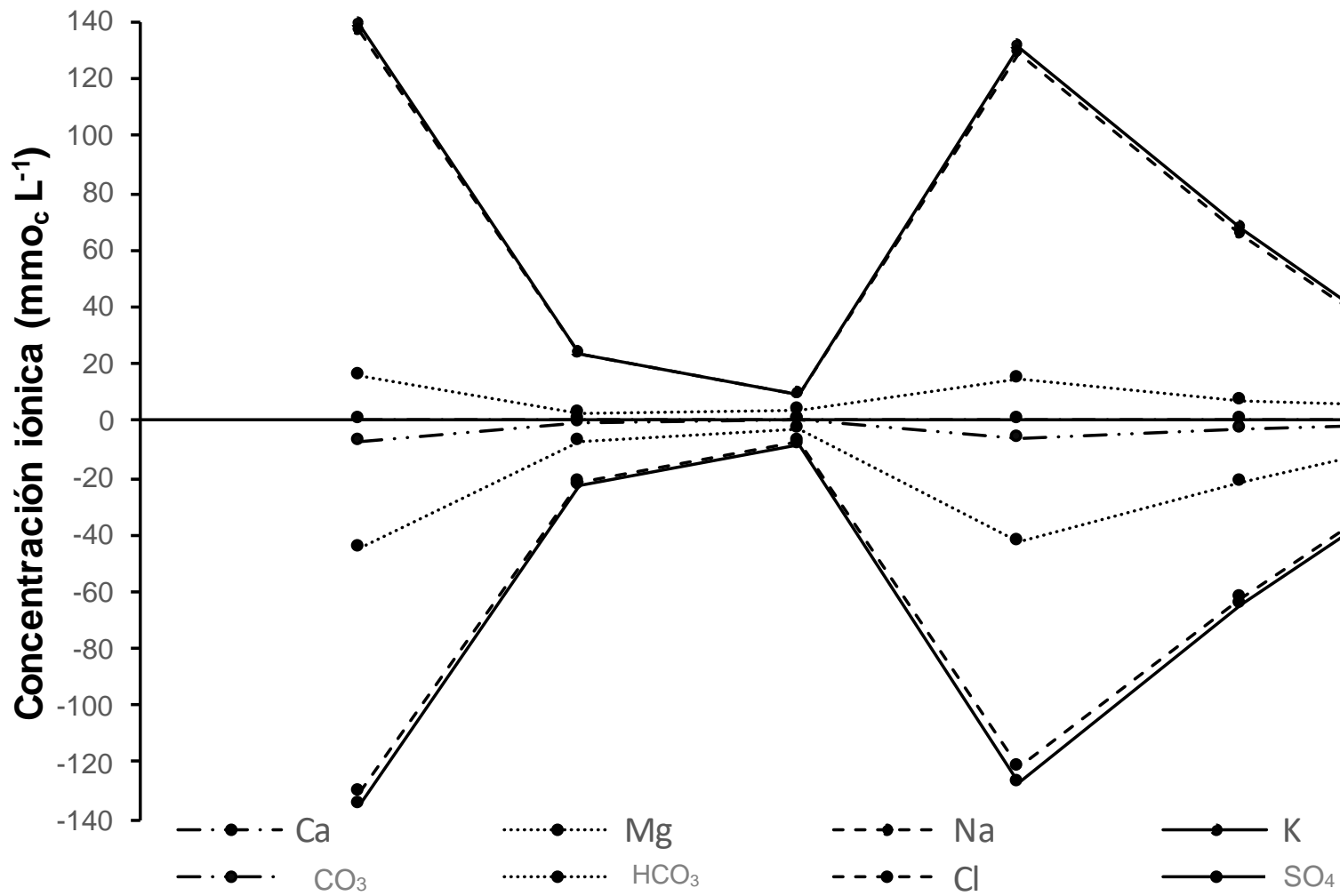


Figura 6.25 Diagrama de la distribución iónica, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.4 Composición de las sales hipotéticas de los lagos-cráter

En la Figura 6.27 se presentan las composiciones iónicas, expresadas en porcentaje de $\text{mmol} \cdot \text{L}^{-1}$, de los cationes y aniones de los diferentes lagos cráter. Para mostrar la diferencia de la composición iónica, en sus diferentes concentraciones, de los lagos cráter y a su vez señalar que las aguas continentales distan de ser equivalentes en sus relaciones iónicas de las aguas oceánicas, se presentan de manera esquemática la comparación, en lo que se refiere a la composición iónica, de las aguas de los diferentes lagos cráter con las aguas oceánicas.

Como resultado de la composición de las aguas de los diferentes lagos cráter y del océano, se deduce que las aguas continentales son ricas en bicarbonatos y carbonatos. Mientras que en las aguas oceánicas los contenidos de bicarbonatos y carbonatos son pequeños. Esto se debe al sistema carbonato y al régimen físico químico débilmente alcalino de las aguas oceánicas.

Los datos de concentración iónica de las aguas oceánicas o aguas de mar se tomaron de los autores (De la lanza y García, 1995). En la Figura 6.26 y Figura 6.27 se observa que en general los lagos que presentan una elevada concentración de cloro y sodio son Alchichica y Atexcac lo cual se asemejan al agua de mar.

Las sales que prevalecen son: cloruro de sodio (NaCl) y bicarbonato de sodio (NaHCO_3).

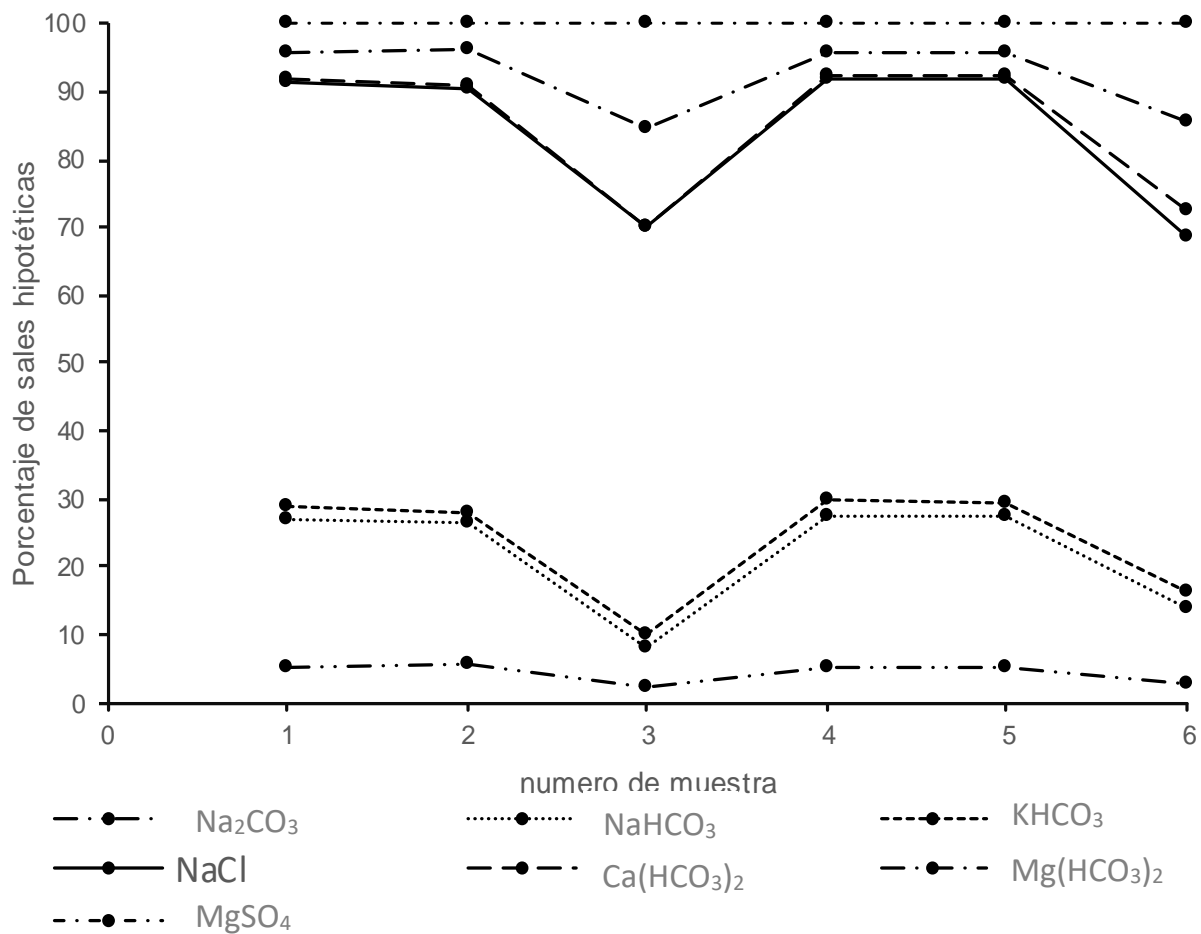


Figura 6.26 Distribución de las sales hipotéticas, en porcentaje, de las aguas de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

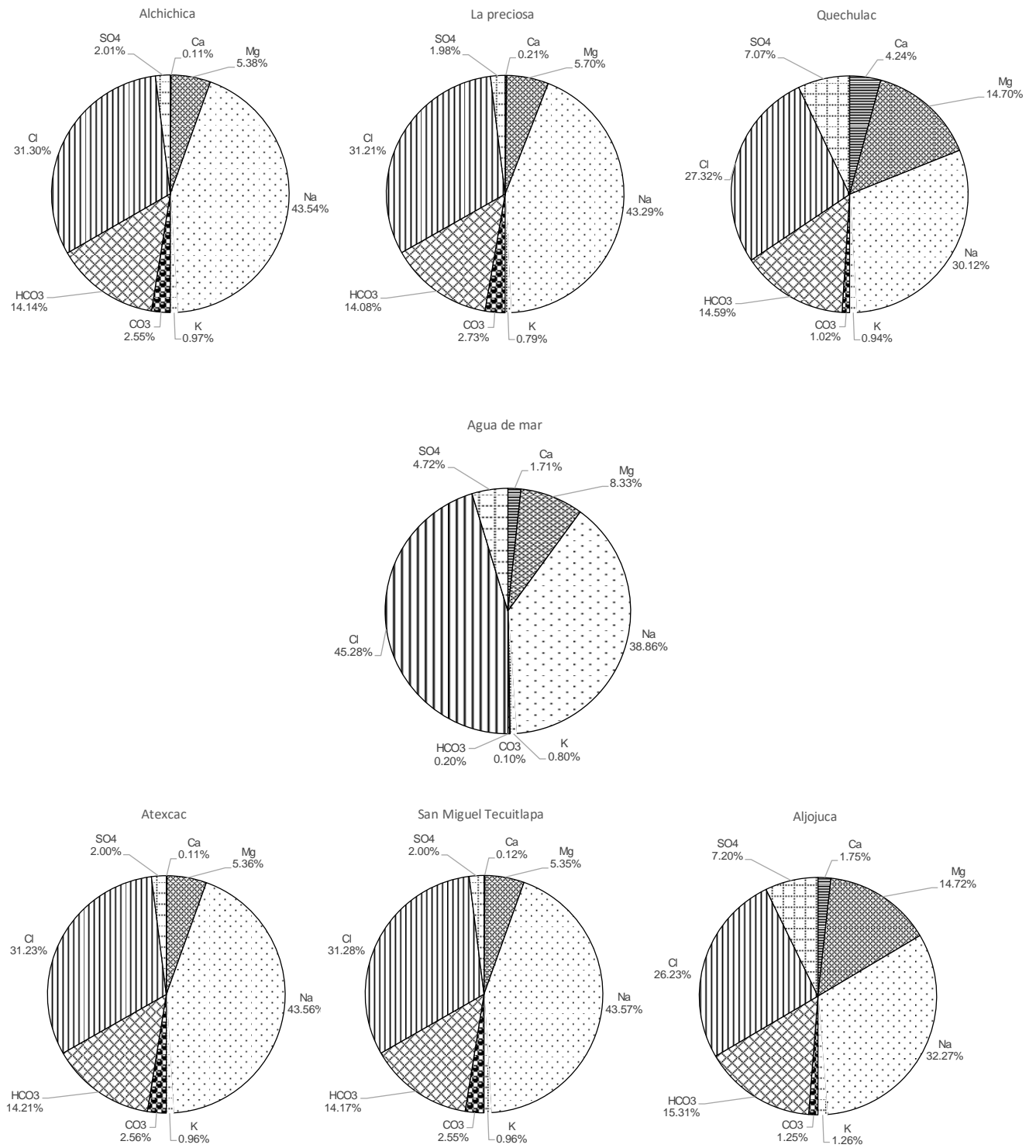


Figura 6.27 Concentración iónica en porcentaje de $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, de las aguas de los lagos- cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.5 Comprobación de la exactitud de los datos analíticos de los lagos-cráter

6.2.5.1 Relación entre la conductividad eléctrica determinada experimentalmente y la determinada teóricamente

La concentración total de las sales solubles en las aguas de diferente origen, para propósitos de diagnóstico y de clasificación, se ha considerado que esta se puede expresar en términos de la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$. Las mediciones de las concentraciones electrolíticas en las aguas a través de la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$ son directamente proporcionales a los contenidos de sólidos totales disueltos (STD en mg L^{-1}), concentración total de cationes solubles y a la concentración total de aniones solubles (en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$). Esto se debe a los procesos de disociación electrolítica.

Con la finalidad de establecer en qué medida las mediciones experimentales de la conductividad eléctrica (en $\mu\text{S cm}^{-1}$) de las aguas de los lagos cráter corresponden con los valores teóricos de la conductividad eléctrica (en $\mu\text{S cm}^{-1}$) de estas mismas aguas se procedió a establecer la relación funcional $\text{CE}_{\text{Teórica}} = a f \text{CE}_{\text{Experimental}}$. Para este efecto se calculó la conductividad eléctrica teórica $\mu\text{S cm}^{-1}$ para cada ion que se obtiene experimentalmente en las muestras de agua, de acuerdo con lo establecido por APHA (1995).

En la Figura 6.28, se presenta la relación funcional $\text{CE}_{\text{Teórica}} = a f \text{CE}_{\text{Experimental}}$.

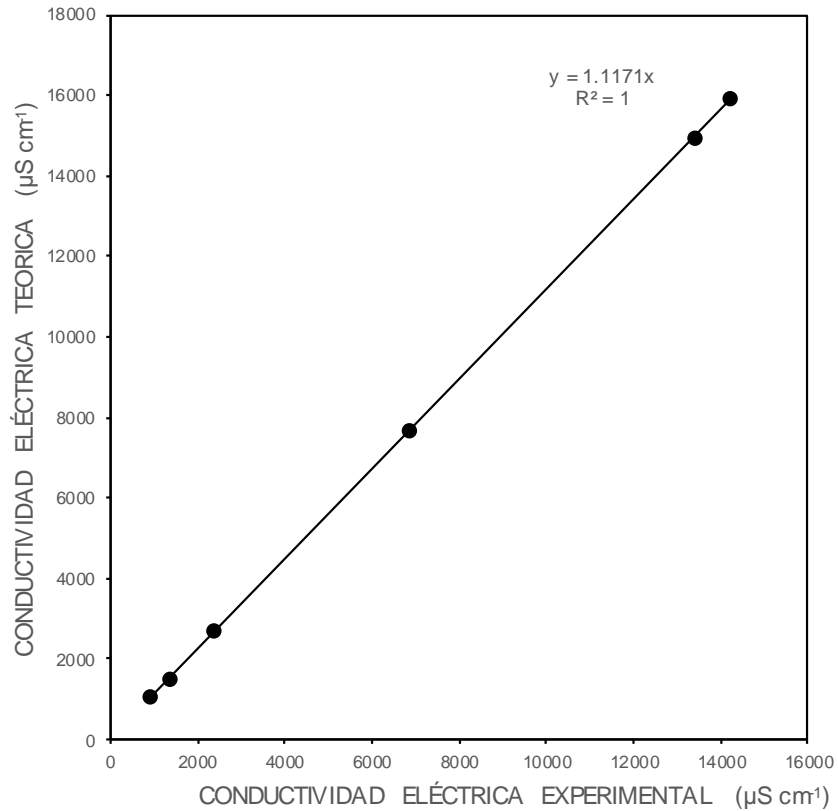


Figura 6.28 Relación funcional entre la conductividad eléctrica teórica y la experimental ($\mu\text{S cm}^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.5.2 Relación entre la concentración total de sales (mg L^{-1}) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$)

En la Figura 6.29 se presenta la relación funcional entre las concentraciones de las sales solubles de las aguas de los lagos cráter y sus valores correspondientes de la conductividad eléctrica: $\text{mg L}^{-1} = a f \text{ CE}$. El valor de la pendiente a encontrada es de 0.6238, que corresponde a soluciones ricas en iones cloruro.

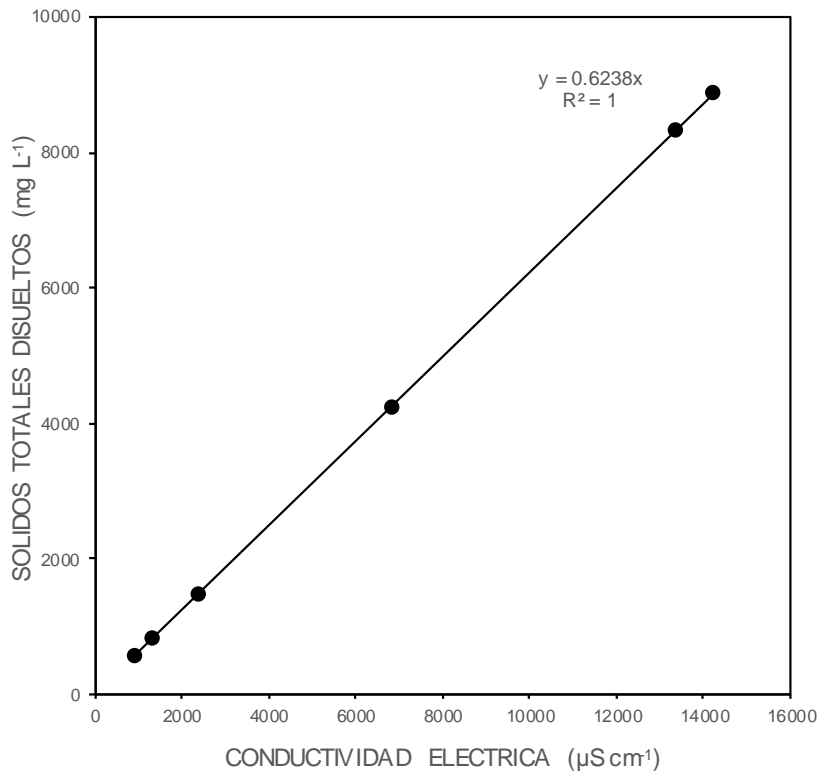


Figura 6.29 Relación funcional entre la concentración de sales en mg L^{-1} y la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.5.3 Relación de la suma de cationes y aniones (en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$)

Como ya se ha mencionado, una de las características que tienen las soluciones electrolíticas acuosas, es que su conductividad eléctrica expresada en $\mu\text{S cm}^{-1}$ está en función directamente proporcional a su concentración iónica. En la Figura 6.30 (cationes) y la Figura 6.31 (aniones); se presenta el valor de la relación funcional $\text{mmol}_c \text{L}^{-1} = a f(\text{CE})$, como resultado de esta relación funcional se obtuvo que el valor de la pendiente en cationes es de 0.0098, mientras que los para aniones el valor es 0.0095; cuyos valores cumplen el criterio de la electroneutralidad.

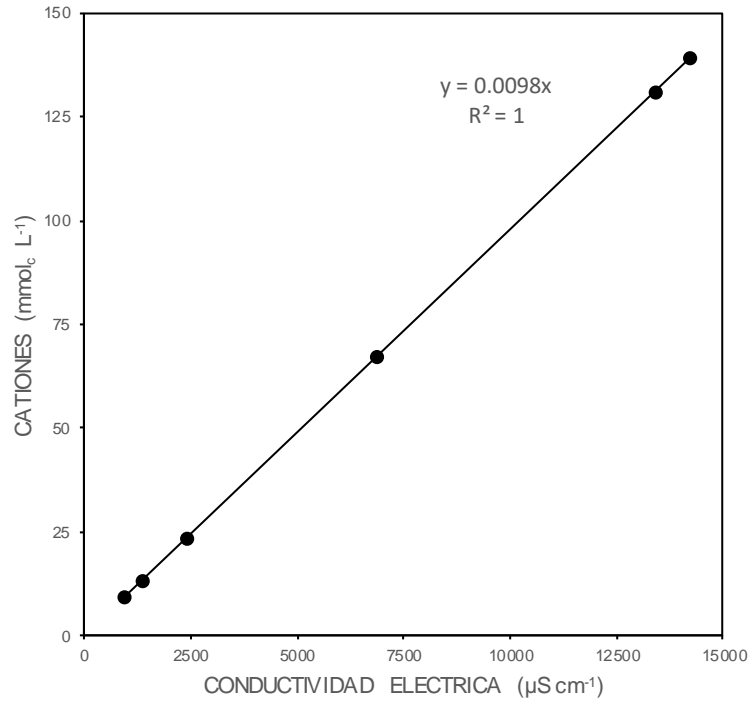


Figura 6.30 Relación de la suma de cationes ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

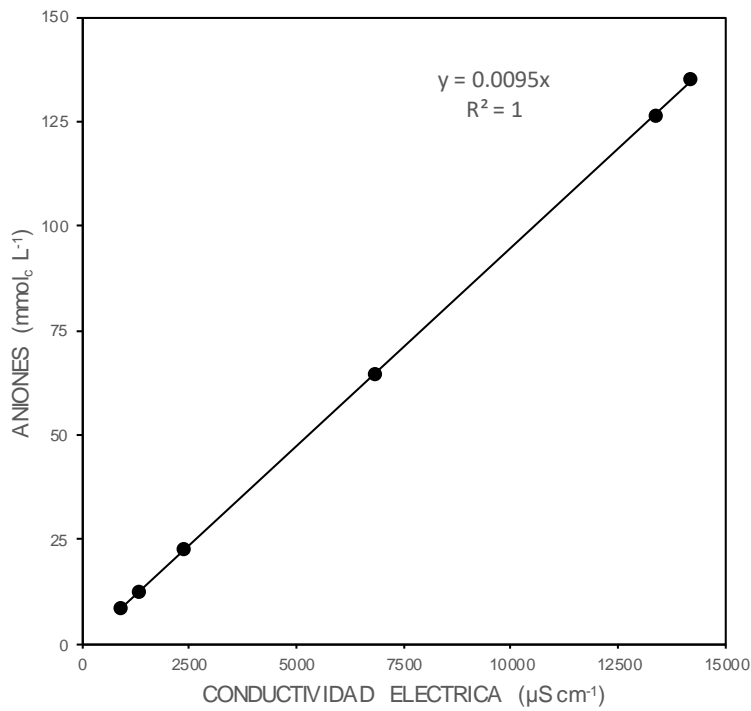


Figura 6.31 Relación de la suma de aniones ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.6 Relación de la presión osmótica (en atm) y la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$)

La presión osmótica de las soluciones acuosas es proporcional a la concentración de solutos. Ampliamente se ha establecido por Strogonov (1964) que el efecto de las sales sobre el crecimiento de los cultivos es esencialmente de naturaleza osmótica. También a su vez, es necesario señalar que, como la presión osmótica es una de las propiedades coligativas de las soluciones, su expresión físico-química en las soluciones depende de la concentración total de iones, más que de la presencia de una especie u otra especie de iones.

La presión osmótica experimental de las aguas de los lagos cráter se determinó de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$\text{STD} = 0.6238 \times \text{CE} (\mu\text{S cm}^{-1})$$

$$\pi (\text{atm}) = 0.0004 \times \text{CE} (\mu\text{S cm}^{-1})$$

$$\text{Siendo, } \pi (\text{atm}) = (0.0004/0.6238) \times \text{mg L}^{-1}$$

En la Figura 6.32 se presenta la relación de $\pi_{\text{TEORICA}} = a f \pi_{\text{EXPERIMENTAL}}$ y el valor de a es de 1.0054. Este valor corresponde a soluciones ricas en cloruros. El lago cráter de Alchichica tiene una concentración de $\text{Cl} = 84.79 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ y el lago cráter de Atexcac tiene una concentración de $\text{Cl} = 79.18 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$. En la Figura 6.33 se presenta la relación de la presión osmótica en atm y la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$.

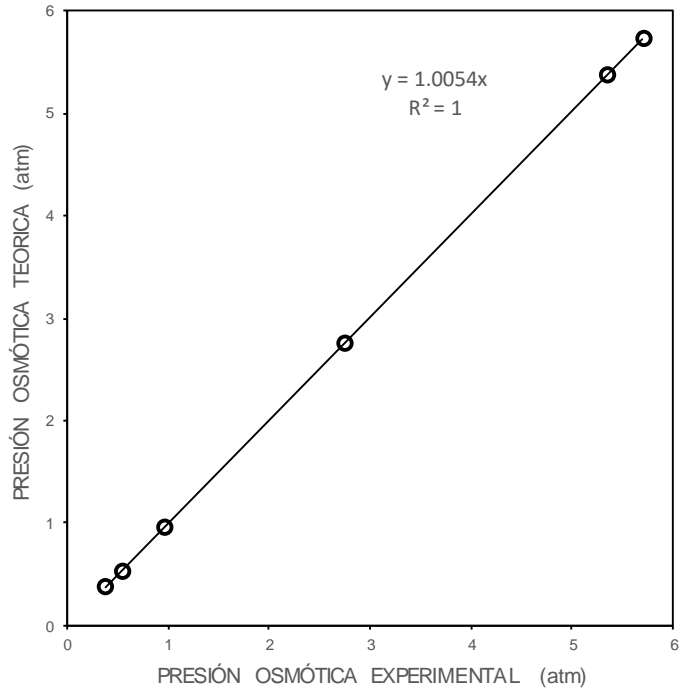


Figura 6.32 Relación entre la presión osmótica teórica y la presión osmótica experimental (atm), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

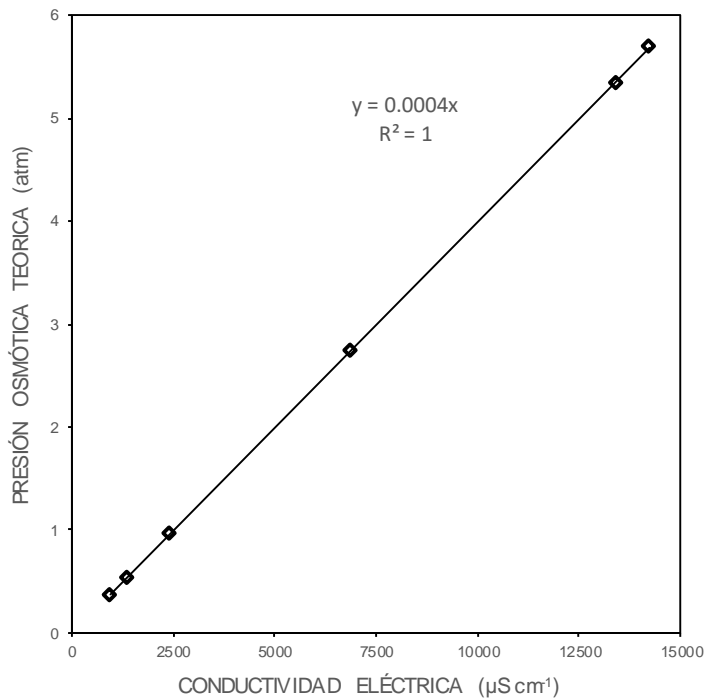


Figura 6.33 Relación entre la presión osmótica teórica (atm) y la la conductividad eléctrica en ($\mu\text{S cm}^{-1}$), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.7 Clasificación de las aguas de los lagos-cráter, de acuerdo con la relación de adsorción de sodio (RAS)

La presencia de los iones de sodio, en concentraciones superiores a ciertos valores con respecto a las concentraciones de los iones de calcio y magnesio en las aguas de diferente origen y en las soluciones de los suelos, se considera peligroso, puesto que, al emplear estas aguas para el riego, en los suelos se presentan los procesos siguientes: a) deterioro paulatino de las propiedades físicas de los suelos y b) efectos de toxicidad en los cultivos; debido a las grandes cantidades de iones de sodio en las soluciones de los suelos. El deterioro de las propiedades físicas de los suelos se debe a los altos niveles de sodio intercambiable que se encuentran en los suelos.

En cuanto al régimen físico-químico de todas las aguas de los lagos cráter es de permanencia alcalina $\text{pH} > 8.0$. Esto significa que, si se presenta la necesidad de utilizar directamente, para el riego de cultivos, las aguas de los lagos cráter Quechulac, La Preciosa y Aljojuca; entonces, estas aguas deben ser mejoradas mediante la neutralización parcial de una cierta alcalinidad con ácido sulfúrico (H_2SO_4). En la Figura 6.34 se presenta la relación funcional entre la relación de adsorción de sodio ajustada con la relación de adsorción de sodio original ($\text{RAS}_{aj} - \text{RAS}$) y en la Figura 6.35 la relación de adsorción de sodio corregida con la relación de sodio original ($\text{RAS}^0 - \text{RAS}$).

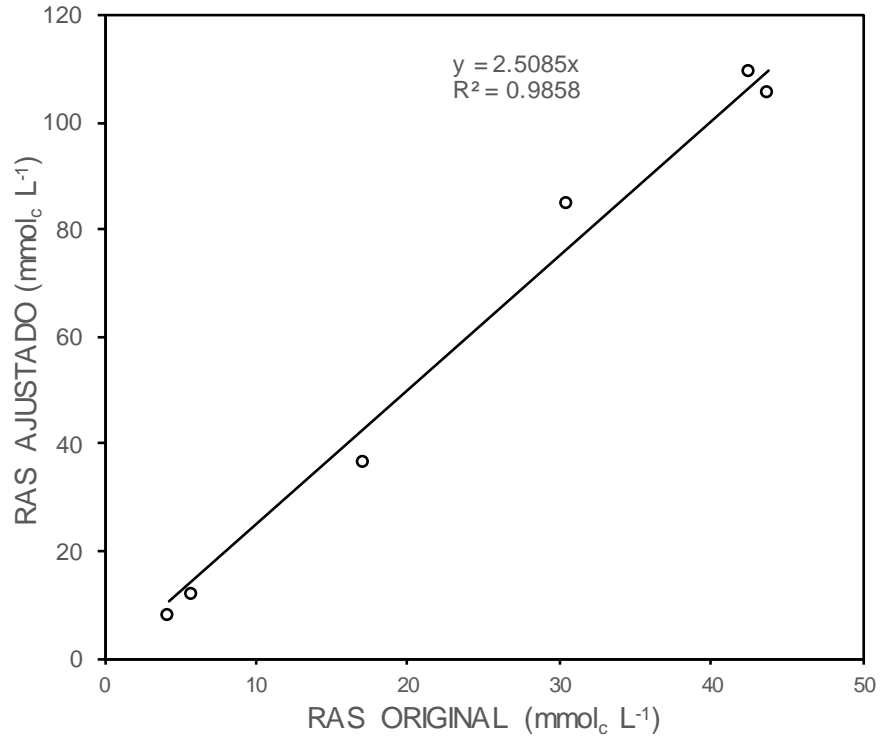


Figura 6.34 Relación entre los valores de RAS ajustada y RAS original, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

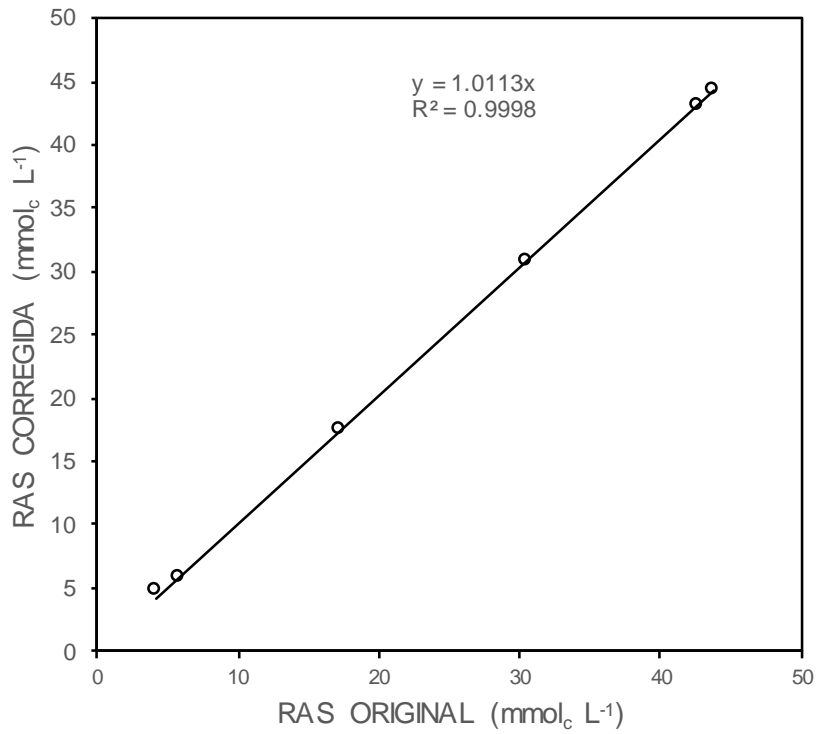


Figura 6.35 Relación entre los valores de RAS corregida y RAS original, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.8 Clasificación de las aguas de los lagos-cráter en cuanto al peligro de disminución de la infiltración

El proceso de infiltración se refiere a la facilidad con que el agua atraviesa la superficie del suelo, y esta se mide en términos de sodicidad. En este trabajo se utilizó el término “problema de infiltración” para indicar el efecto de la salinidad y de la sodicidad en relación a la facilidad con que el agua que se aplica a los suelos entra y se desplaza en los primeros centímetros del suelo. Un problema de infiltración se hace evidente, cuando el agua de riego no atraviesa la superficie del suelo a una velocidad lo suficientemente rápida, como para permitir la renovación del agua consumida por el cultivo entre riegos.

Una tasa de infiltración es considerada baja si es de 3.0 mm h^{-1} , mientras que una tasa de infiltración de 12.0 mm h^{-1} es considerada relativamente alta. En la Figura 6.36 se ilustra la relación RAS-CE de las aguas de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, y cómo se clasifican de acuerdo con su capacidad de infiltración.

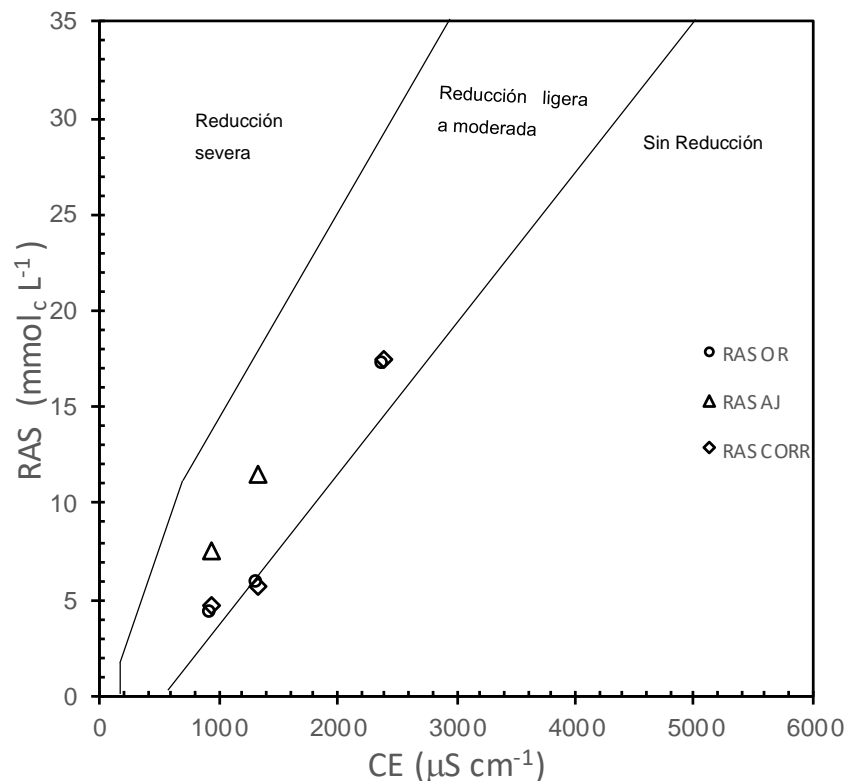


Figura 6.36 Clasificación de las aguas, mediante el diagrama de Ayers y Westcot, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.9 Carbonato de sodio residual (CSR) en las aguas de los lagos-cráter

Todas las aguas que se utilizan para riego contienen alguna cantidad de sales disueltas. De tal manera que, si el agua de riego que se aplicó aun suelo es repetidamente evaporada del mismo y transpirada por las plantas en una masa de suelo determinada, el contenido de sales en el suelo aumentará nuevamente hasta un valor tal que el contenido de cationes, de una determinada agua de riego en el suelo, será muy alto, y si el ion sodio se caracteriza por tener una alta proporción con respecto a los iones divalentes, entonces, durante el uso de esta agua de riego, en el complejo de intercambio catiónico aumentará el sodio intercambiable.

Eaton (1950) propuso el parámetro carbonato de sodio residual (CSR), como una medición adicional para evaluar el peligro de sodicidad debido a los altos contenidos de iones bicarbonato de las diferentes aguas, como consecuencia de la precipitación de los iones de calcio y de magnesio. El carbonato de sodio residual se calcula con la siguiente ecuación:

$$CSR = (CO_3^{2-} + HCO_3^-) - (Ca^{2+} + Mg^{2+})$$

En la Figura 6.37 se muestra la distribución de las aguas de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental de acuerdo a los valores de CSR. En cuanto a esta evaluación se tiene que el 33.33 % es considerada como buena, que corresponden al lago cráter Quechulac y Aljojuca; mientras que los demás se consideran no recomendables.

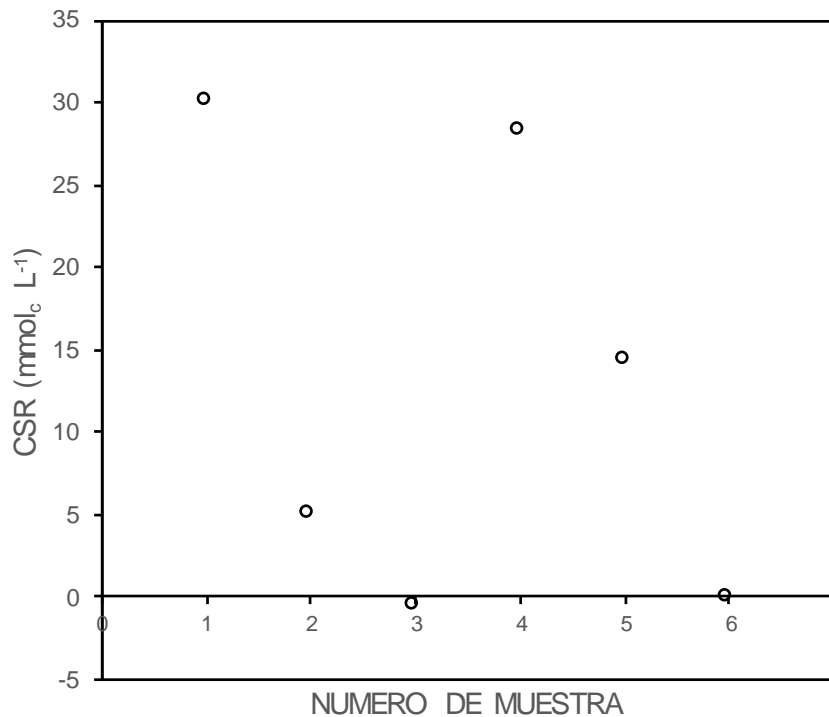


Figura 6.37 Evaluación del carbonato de sodio residual, de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.10 Composición de los iones B, N-NO₃, P-PO₄ y SiO₂

6.2.10.1 Distribución del boro en las aguas de los lagos-cráter

Para comprender mejor por qué se tienen grandes concentraciones de compuestos iónicos en los lagos cráter de Alchichica y de Atexcac, enseguida se presenta la composición de gases fumarólicos del volcán Showa en Japón (Cuadro 6.16).

Aunque el boro es uno de los elementos raros y dispersos en la corteza terrestre se tienen concentraciones extraordinarias de minerales del boro en algunas áreas. La distribución de depósitos del boro en el mundo se presenta a continuación:

Depósitos **endogénicos**: a) cristalización de minerales del boro en soluciones residuales del magma de alta fluidez, b) metasomatismo debido a las emanaciones magmáticas y a la actividad hidrotermal, c) actividades fumarólicas y solfatáricas.

Depósitos **exogénicos**: salmueras de alta concentración y depósitos salinos de origen marino.

Cuadro 6.16 Composición química de los gases fumarólicos del volcán Showa en Japón.

Componente	Contenido con referencia al condensado (g L ⁻¹)			Componente	Contenido con referencia al condensado (g L ⁻¹)		
	Nº 9081	Nº 9051	Nº 9063		Nº 9081	Nº 9051	Nº 9063
	760º	525º	220º		760º	525º	220º
Cl	0.728000	0.420000	0.433000	H ₂	0.685000	0.381000	0.020000
F	0.238000	0.169000	0.035000	NH ₃	0.001300	0.000800	0.047000
Br	0.001100	0.000900	0.001200	N ₂	0.567000	0.067600	1.250000
H ₂ S	0.008000	0.042000	1.080000	Ar	0.000600	-	0.001500
S	0.003700	0.001800	-	CH ₄	0.001500	0.018000	-
SO ₂	1.490000	0.716000	0.716000	SiO ₂	0.253000	0.289000	0.048000
SO ₃	0.021000	0.011000	0.002700	Al	0.015000	0.014000	0.001300
CO	0.050000	0.034000	-	Fe	0.001300	0.001200	0.005900
CO ₂	29.200000	25.800000	13.000000	Ca	0.004600	0.004300	0.021000
B	0.039000	0.021000	0.005600	Mg	0.032000	0.014000	0.007900
PO ₄	0.002800	0.003000	0.000800	Na	0.022000	0.022000	0.013000
NO ₂	0.000010	0.000001	0.000008	K	0.015000	0.011000	0.001700
O ₂	0.051000	0.047000	0.023000				

Fuente: Ivanov, 1967. (citado en Can, 2011)

De acuerdo con Yáñez y García (1982) se menciona que los lagos cráter de Alchichica y Atexcac, todavía en el presente, en estos se tiene la influencia de una actividad fumarólica residual y, además, también hacen hincapié en que los altos contenidos de boro que se encuentra en estos lagos cráter se debe a procesos hidrotermales iniciales.

En la Figura 6.38 se presentan los contenidos de boro en los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, donde se observan las altas concentraciones de boro en los lagos de Alchichica y Atexcac se deben a las explosiones freatomagmáticas sobre calizas.

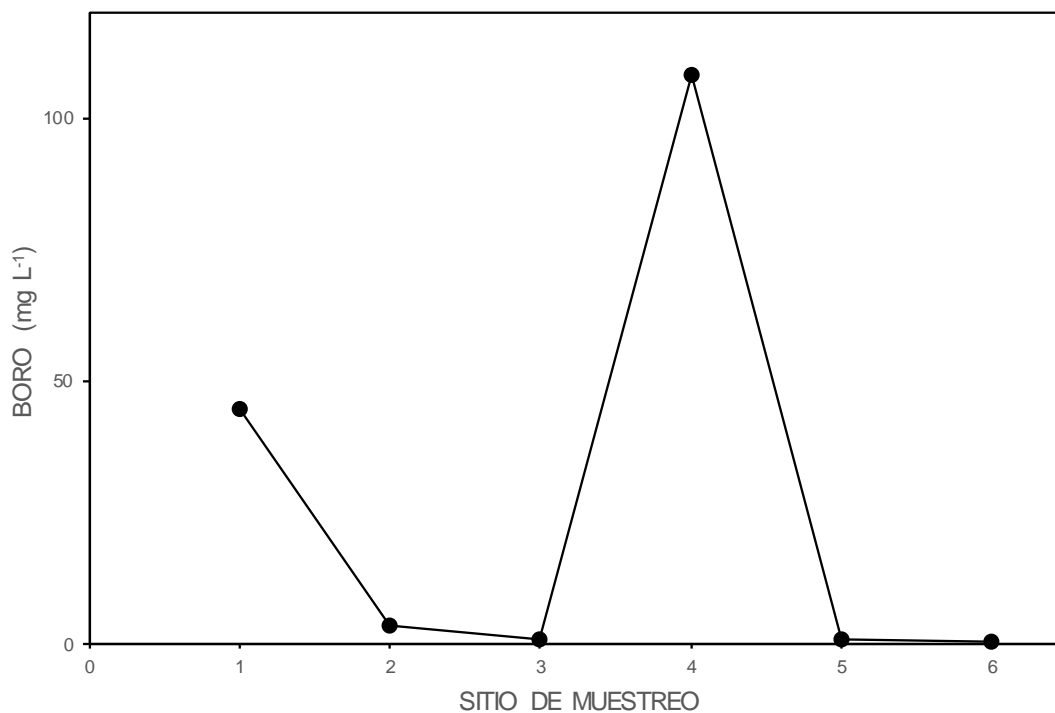


Figura 6.38 Distribución del contenido del boro (mg L^{-1}), de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.10.2 Contenido de nitratos en las aguas de los lagos-cráter

El nitrógeno en los sistemas acuáticos se encuentra en sus formas inorgánicas: N_2 , NH_4^+ , NO_2^- y NO_3^- , así como en las micropartículas de la materia orgánica.

En la Figura 6.39 se presentan los contenidos de N-NO_3^- en las aguas de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, de acuerdo con Ayers y Westcot 1987, ninguna de las muestras presenta restricción para su uso en la agricultura.

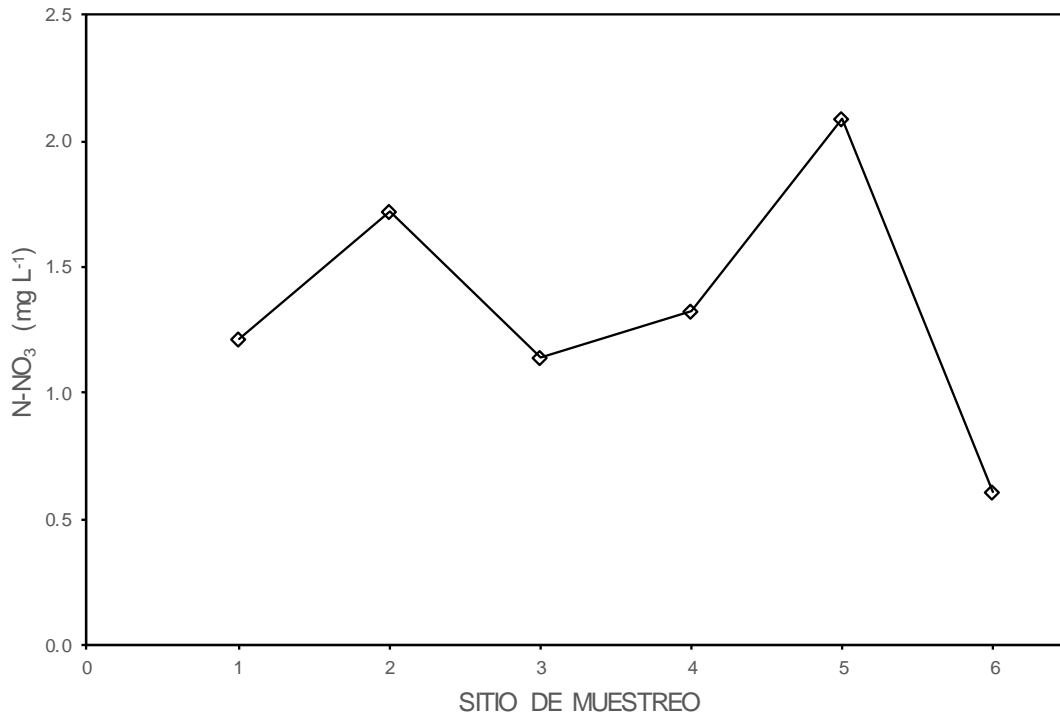


Figura 6.39 Distribución del contenido de N-NO₃⁻ (mg L⁻¹), de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.10.3 Contenido de fósforo en las aguas de los lagos-cráter

De la gran multiplicidad de los componentes iónicos que se encuentran en pequeñas cantidades en las aguas tanto superficiales como subterráneas, en gran particularidad, tienen mucha importancia los compuestos del fósforo, nitrógeno y del silicio. Sin estos elementos en el agua, así como en el suelo, no podrían desarrollarse los procesos bioquímicos de la vida. Los contenidos de los compuestos del fósforo, nitrógeno y del silicio, determinan la productividad biológica de las diferentes aguas; por eso, a estos elementos se les ha llamado elementos biogénicos.

Los compuestos del fósforo. El fósforo en las aguas superficiales y subterráneas se encuentra en forma de iones del ácido ortofosfórico, que es el fósforo mineral, y en forma de compuestos orgánicos, que es el fósforo orgánico. Si consideramos la gran diversidad de formas y compuestos del fósforo, es mejor expresar su concentración en fósforo elemental en mg P L⁻¹:

$$P_{\text{Total}} = P_{\text{Inorgánico}} + P_{\text{orgánico}}$$

Sobre los contenidos de fosfatos en las aguas de los lagos cráter indudablemente que una fracción de fosfatos es de origen volcanogénico y las otras fracciones de fosfatos son de origen biogénico. En la Figura 6.40 se presentan los contenidos de fósforo en las aguas de los lagos cráter. Se tiene que las muestras de agua son aptas para el riego de la mayoría de los cultivos.

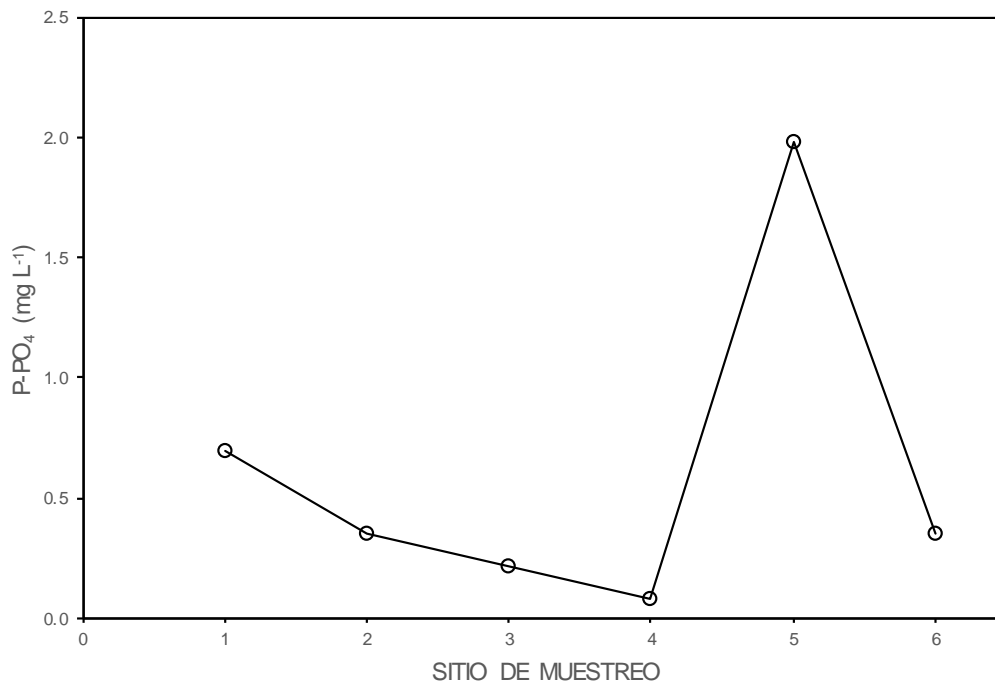


Figura 6.40 Distribución del contenido de P-PO₄ (mg L⁻¹), de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.10.4 Contenido de silicio en las aguas de los lagos-cráter

El sílice es el compuesto SiO₂, es extraordinariamente abundante en la corteza terrestre, de la que constituye poco más del 50%. Se presenta en dos formas: cristalino y amorfo.

El contenido de sílice en aguas naturales varía comúnmente entre un rango de 1 a 30 mg L⁻¹, aunque no son raras concentraciones de 100 mg L⁻¹ e incluso 1000 mg L⁻¹ en algunas aguas salobres y piélagos

Respecto a los valores del silicio, Figura 6.41 el valor mínimo fue de 2.20 mg L⁻¹, y el máximo de 49.34 mg L⁻¹, este último valor correspondiente al Lago- cráter de Atexcac.

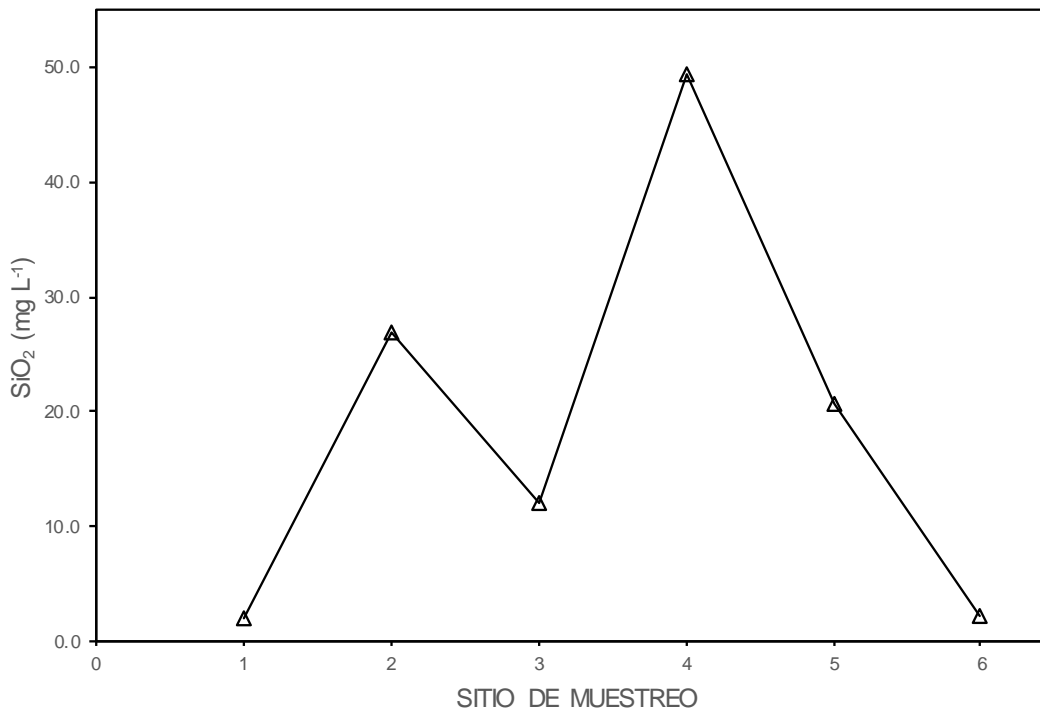


Figura 6.41 Distribución del contenido de Silicio (mg L⁻¹), de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.2.11 Clasificación hidroquímica de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla

Se observa que la Figura 6.42 se presenta el diagrama de Durov, donde muestra la composición iónica de las aguas de los lagos cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla, la cantidad de solidos totales disueltos y el pH, en donde se puede observar que la mayoría de estas aguas son del tipo clorada-sódicas.

Respecto a los valores del pH, el valor mínimo fue de 8.68, y el máximo de 9.64 con un promedio de 9.05 y la mediana de 8.99; en tanto se concluye que estos valores de pH encontrados indican que el agua tuvo una tendencia alcalina.

Además, se observó que los sólidos totales disueltos (STD) en mg L^{-1} , el valor mínimo fue de 574.37, y el máximo de 8891.69, con un promedio de 4066.84 y la mediana de 2875.97; en tanto se concluye que estos valores de sólidos encontrados indican que el agua tiene restricción de su uso para el riego agrícola.

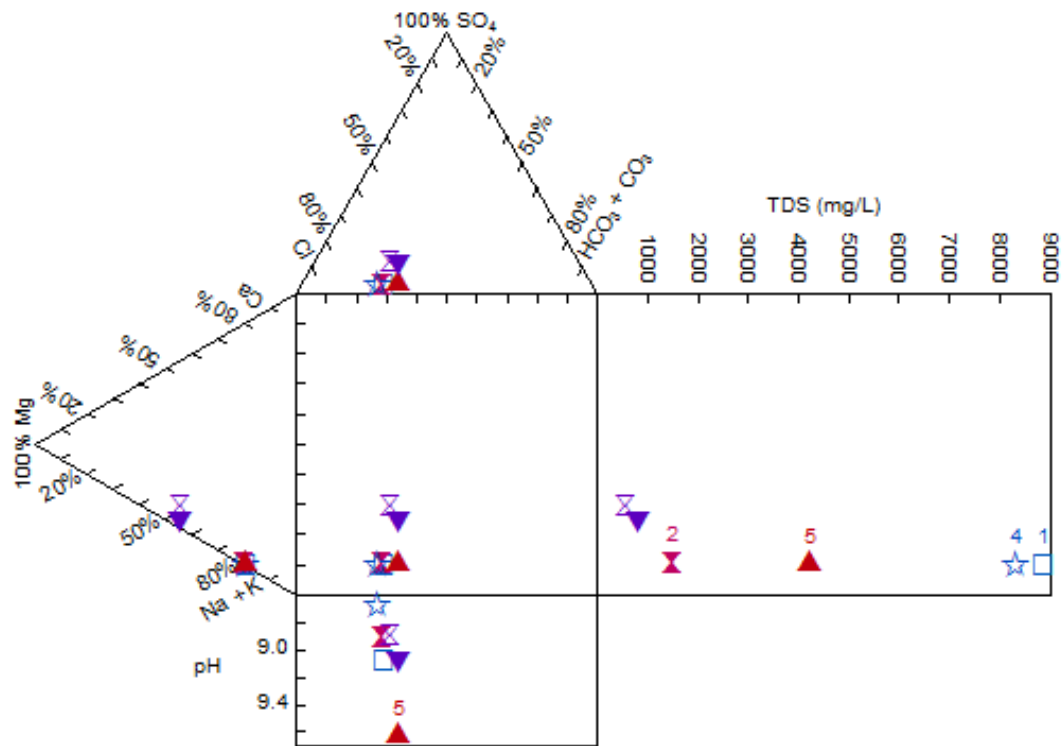


Figura 6.42 Diagrama de Durov, de los lagos-cráter de la Cuenca del Oriental, estado de Puebla.

6.3 Salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla

Características de la región de Zapotitlán-Salinas, Puebla

El municipio de Zapotitlán Salinas se localiza al sureste del estado de Puebla y se encuentra enclavado en la porción suroccidental del Valle de Tehuacán. El Valle de Zapotitlán Salinas forma parte de este municipio y comprende una superficie aproximada de 86.76 km²; se ubica en los 18° 20' de latitud norte y 97° 28' de latitud oeste. El valle se encuentra delimitado al oriente por las sierras de Atzingo y Miahuatepec, al norte por los cerros Chacateca y Pajarito, al poniente por el cerro La Mesa y al sur por el cerro Corral de Piedra. El tipo de suelo que se encuentra en el Valle de Zapotitlán es comúnmente de yeso y caliza, muchas veces con altos contenidos de sales

El Valle de Zapotitlán Salinas presenta un clima seco o árido, semicálido, con una marcada época de lluvias en el verano. La precipitación anual (es decir, la cantidad de lluvia) es de 380 mm y su promedio de temperatura a lo largo de todo el año es de 21.2 °C.

En la zona existen estudios de índole cultural socioeconómico, o bien turístico como describe Castellón 2003 en donde es un estudio más detallado sobre la explotación antigua de la sal en Mesoamérica, particularmente en la región de Zapotitlán, muy cercana al valle de Tehuacán, Puebla, en una zona árida hacia el sureste del Altiplano central de México. Aquí el agua es muy escasa, con arroyos intermitentes que solo aumentan en época de lluvias, la vegetación es de bosque espinoso con predominio de cactáceas, y la erosión es muy alta y acentuada por la introducción desde el siglo XVI de ganado caprino.

Existen sin embargo muchas corrientes de agua subterráneas cargadas de minerales, principalmente sales y carbonatos, que afloran en numerosos manantiales de poco caudal. El empleo racional de los escasos recursos acuíferos es una preocupación principal desde tiempos antiguos, y existen numerosos diques, terrazas, y canales “fossilizados” construidos desde la época prehispánica.

6.3.1 Localización geográfica del área de estudio

En el Cuadro 6.17 se presentan las Salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla que contiene la información recolectada en campo al momento de la toma de muestra la cual se dan los datos correspondientes al número de pozos, dueño o nombre de pozo, coordenadas geográficas, la altitud dada en metros, y la temperatura en grados Celsius.

Cuadro 6.17 Localización geográfica de los sitios de muestreo en las salinas en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

No.	Sitio de muestreo	Latitud N	Longitud O	Altitud (m)	Temperatura °C
1	Pozo salina chica (1)	18°20'46.8"	97°26'55.0"	1526	22.5
2	Pozo salina chica (2)	18°20'47.3"	97°26'55.0"	1528	21.0
3	Pozo salina chica (3)	18°20'47.9"	97°26'55.6"	1528	21.0
4	Pozo salina chica (4)	18°20'48.5"	97°26'56.0"	1525	22.0
5	Pozo salina chica (5)	18°20'48.3"	97°26'56.9"	1514	23.0
6	Pozo salina chica (6)	18°20'48.0"	97°26'57.0"	1514	23.0
7	Pozo salina chica (7)	18°20'48.6"	97°26'57.4"	1509	23.0
8	Pozo salina chica (8)	18°20'48.6"	97°26'58.0"	1504	25.0
9	Pozo salina chica (9)	18°20'47.9"	97°26'59.2"	1501	21.5
10	Pozo salina chica (10)	18°20'48.8"	97°26'59.7"	1500	22.0
11	Rio salado	18°22'23.9"	97°25'45.4"	1501	24.0
12	Pozo Enrique (1)	18°22'23.9"	97°25'43.9"	1503	22.0
13	Pozo Enrique (2)	18°22'23.8"	97°25'43.9"	1503	21.0
14	Pozo Enrique (3)	18°22'22.7"	97°25'43.7"	1501	23.0
15	Pozo Enrique (4)	18°22'22.5"	97°25'43.6"	1501	22.0
16	Pozo Enrique (5)	18°22'21.4"	97°25'43.5"	1503	21.0
17	Pozo Enrique (6)	18°22'21.9"	97°25'43.5"	1503	23.0
18	Pozo Enrique (7)	18°22'21.9"	97°25'43.6"	1503	21.0
19	Pozo balsas (1)	18°22'13.0"	97°25'41.5"	1495	22.0
20	Pozo balsas (2)	18°22'12.9"	97°25'41.7"	1497	22.5

Continua Cuadro.17...

No.	Estación de muestreo	Latitud N	Longitud O	Altitud (m)	Temperatura °C
21	Pozo Zenaido (1)	18°22'11.6"	97°25'40.27"	1495	23.0
22	Pozo Zenaido (2)	18°22'11.2"	97°25'41.1"	1494	21.6
23	Pozo Zenaido (3)	18°22'09.7"	97°25'39.6"	1490	23.7
24	Pozo Zenaido (4)	18°22'08.9"	97°25'39.8"	1493	23.6
25	Rio el rincón	18°22'06.3"	97°25'35.4"	1483	23.7
26	Pozo Lorenzo	18°22'13.2"	97°25'43.3"	1492	19.2
27	Pozo izote	18°22'14.0"	97°25'44.5"	1500	23.1
28	Pozo pacheco	18°22'13.9"	97°25'45.0"	1500	24.1
29	Pozo brazo de oro	18°22'13.8"	97°25'46.2"	1500	23.5
30	Pozo el verde	18°22'13.1"	97°25'46.2"	1506	23.5
31	Pozo el grande	18°22'11.6"	97°25'44.9"	1498	21.6
32	Pozo colorado	18°22'10.8"	97°25'44.5"	1495	21.1
33	Pozo sábila	18°22'10.3"	97°25'45.0"	1497	21.2
34	Pozo la mina	18°22'10.4"	97°25'45.7"	1497	20.3
35	Pileta de agua	18°22'10.5"	97°25'46.5"	1500	33.1
36	Pozo la cueva	18°22'10.1"	97°25'46.9"	1503	21.0
37	Pozo tolonche	18°22'09.9"	97°25'47.9"	1506	36.3
38	Pozo la placita	18°22'10.3"	97°25'48.5"	1507	21.3
39	Pozo hermanos Lorza	18°22'04.3"	97°25'51.0"	1500	22.4
40	Pozo De los Santos (1)	18°22'07.4"	97°25'50.9"	1508	22.1
41	Pozo De los Santos (2)	18°22'04.4"	97°25'50.6"	1518	21.3
42	Pozo Cecilia (1)	18°22'01.8"	97°25'50.7"	1516	20.0
43	Pozo Cecilia (2)	18°22'01.9"	97°25'50.8"	1518	19.5
44	Pozo Cecilio Hernández (1)	18°21'58.6"	97°25'48.1"	1536	21.3
45	Pozo Cecilio Hernández (2)	18°21'57.0"	97°25'47.7"	1548	20.5
46	Pozo don Goyo (1)	18°21'57.4"	97°25'48.1"	1543	19.8
47	Pozo don Goyo (2)	18°21'57.3"	97°25'48.2"	1542	24.1
48	Pozo Cecilio (1)	18°21'56.5"	97°25'48.0"	1547	23.1
49	Pozo Cecilio (2)	18°21'56.5"	97°25'48.6"	1547	23.1
50	Pozo don Goyo (3)	18°22'01.0"	97°25'51.4"	1520	25.4
51	Pozo los murciélagos	18°22'01.8"	97°25'53.4"	1523	24.5
52	Pozo De los santos (3)	18°22'01.3"	97°25'53.1"	1520	25.8
53	Pozo don Goyo (4)	18°21'59.1"	97°25'52.0"	1519	25.6
54	Pozo Amado Flores	18°21'59.3"	97°25'51.6"	1528	25.5
55	Pozo don Goyo (5)	18°21'57.6"	97°25'54.6"	1526	22.4
56	Pozo don Goyo (6)	18°21'57.6"	97°25'54.3"	1526	23.1
57	Pozo Jacinto Barragán (1)	18°21'41.4"	97°25'53.4"	1605	22.7
58	Pozo Jacinto Barragán (2)	18°21'42.0"	97°25'53.5"	1603	23.4
59	Pozo Rafael Navarro (1)	18°21'44.1"	97°25'53.5"	1590	21.5
60	Pozo Sergio Navarro (1)	18°21'44.6"	97°25'53.3"	1581	21.2

Continua Cuadro.17...

No.	Estación de muestreo	Latitud N	Longitud O	Altitud (m)	Temperatura °C
61	Pozo Rafael Navarro (2)	18°21'44.8"	97°25'53.7"	1579	22.0
62	Pozo Rafael Navarro (3)	18°21'44.8"	97°25'54.4"	1573	23.5
63	Pozo Sergio Navarro (2)	18°21'44.8"	97°25'54.7"	1573	23.8
64	Deposito en piletas	18°19'20.8"	97°27'03.0"	1447	27.2
65	Pozo Sauce (1)	18°19'20.4"	97°27'02.9"	1442	24.9
66	Pozo Sauce (2)	18°19'20.2"	97°27'03.2"	1442	26.5
67	Pozo Sauce (3)	18°19'20.7"	97°27'03.3"	1442	27.1
68	Pozo Sauce (4)	18°19'22.3"	97°27'06.2"	1428	25.8
69	Pozo Sauce (5)	18°19'22.4"	97°27'06.4"	1427	27.8
70	Pozo Domitilo (1)	18°19'22.6"	97°27'04.4"	1428	24.6
71	Pozo Domitilo (2)	18°19'23.7"	97°27'03.8"	1427	27.3
72	Pozo Sauce (6)	18°19'24.4"	97°27'06.4"	1424	28.8
73	Pozo Sauce (7)	18°19'25.4"	97°27'07.9"	1425	27.0
74	Pozo Mariano Martínez	18°19'23.3"	97°25'59.4"	1389	23.3
75	Pozo Cepillín (1)	18°19'24.2"	97°25'58.6"	1388	23.8
76	Pozo Cepillín (2)	18°19'24.5"	97°25'59.1"	1389	21.7
77	Pozo Moisés	18°19'17.9"	97°26'10.9"	1395	27.4
78	Agua cocida	18°19'18.3"	97°26'06.3"	1398	26.2
79	Pozo castillos	18°19'16.1"	97°25'30.7"	1432	24.6
80	Pozo Juan González (1)	18°19'06.1"	97°25'27.5"	1377	24.7
81	Pozo Juan González (2)	18°19'05.9"	97°25'27.3"	1376	24.8
82	Pozo Pedro Carrillo	18°19'09.2"	97°25'27.9"	1401	26.1

En esta distribución geográfica de pozos se puede observar que se llevó a cabo las evaporaciones de salmueras en esta zona, pues existen diferentes parajes de gran importancia, debido a su extracción y el periodo de producción dado su tiempo de secado varia de una salina a otra, se recorrieron los diferentes parajes más representativos de esta zona, es así que se inició con el recorrido de esta zona salinera en las denominadas salinas chicas, pasando por el rio salado, continuando en la zona de salinas grandes, seguido de los parajes Tochiga, Sauce, San Pedro, y por último san Gabriel.

6.3.2 Perfil altitudinal de las estaciones de muestreo en la zona de salmueras

El espectro altitudinal Figura 6.43, estos pozos oscilan entre los 1605 y los 1376 metros, aunque la media de estas salmueras es de 1493.91 metros, la distribución de estos pozos es diferencial. Se tiene una caída de 229 metros, pues son manantiales que tienen escurrimientos subsuperficiales que recorren gran parte de lo que es el rio salado, pues se localizan cerca de este.

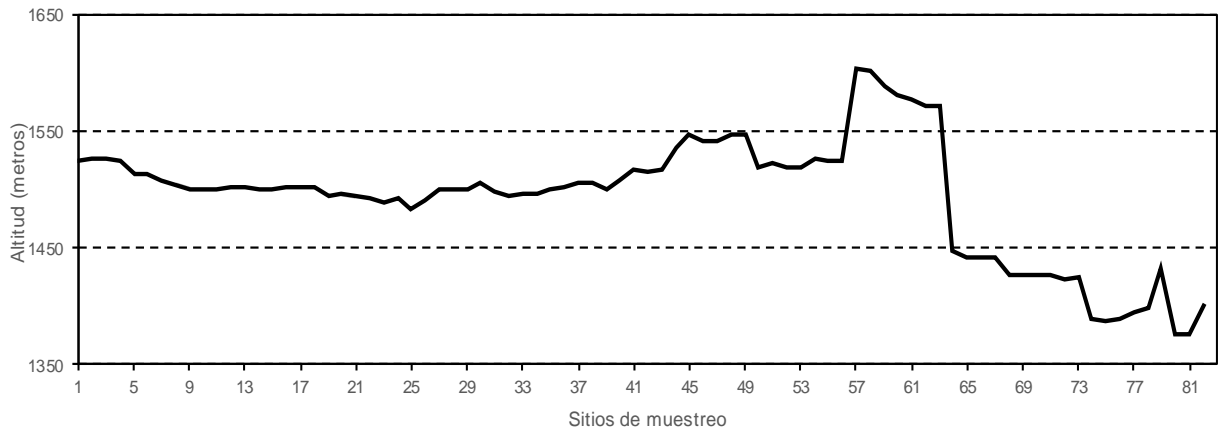


Figura 6.43 Distribución con base a su altitud (metros) de las aguas freáticas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.3 Composición iónica de las salmueras en la zona de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Mientras que en el cuadro 6.18, se presentan las concentraciones iónicas de las diferentes salmueras de la zona de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Cuadro 6.18 Composición iónica de los sitios de muestreo en las salinas en Zapotitlán–Salinas, Puebla.

No.	pH	CE mS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mgL ⁻¹
			(mmolc L ⁻¹)					(mmolc L ⁻¹)						Σ mmol L ⁻¹
1	8.70	29.92	1.28	23.34	261.20	3.89	289.71	8.28	86.69	173.05	9.35	277.37	2.18	
			25.65	283.58	6007.60	152.10		248.40	5288.09	6134.62	449.08			18589.12
			0.64	11.67	261.20	3.89		4.14	86.69	173.05	4.68			545.96
2	9.65	4.66	0.60	4.24	40.03	0.70	45.57	3.06	10.47	27.76	2.72	44.01	1.74	
			12.02	51.52	920.69	27.37		91.80	638.67	984.09	130.64			2856.80
			0.30	2.12	40.03	0.70		1.53	10.47	27.76	1.36			84.27
3	7.51	26.48	2.16	21.39	232.01	3.39	258.95	5.06	80.23	152.71	8.29	246.29	2.51	
			43.29	259.89	5336.23	132.55		151.80	4894.03	5413.57	398.17			16629.52
			1.08	10.70	232.01	3.39		2.53	80.23	152.71	4.15			486.79
4	7.28	37.90	4.62	30.55	327.34	4.92	367.43	9.92	112.73	215.08	11.84	349.57	2.49	
			92.58	371.18	7528.82	192.37		297.60	6876.53	7624.59	568.68			23552.35
			2.31	15.28	327.34	4.92		4.96	112.73	215.08	5.92			688.54
5	9.90	8.62	0.30	7.58	75.25	1.12	84.25	5.80	25.03	48.22	2.92	81.97	1.37	
			6.01	92.10	1730.75	43.79		174.00	1526.83	1709.40	140.25			5423.13
			0.15	3.79	75.25	1.12		2.90	25.03	48.22	1.46			157.92
6	9.88	19.30	0.67	16.98	166.75	2.51	186.91	12.99	51.41	108.01	6.54	178.95	2.18	
			13.43	206.31	3835.25	98.14		389.70	3136.01	3828.95	314.12			11821.91
			0.34	8.49	166.75	2.51		6.50	51.41	108.01	3.27			347.27
7	9.54	26.50	0.96	28.26	226.47	3.46	259.15	17.80	69.38	151.97	8.96	248.11	2.18	
			19.24	343.36	5208.81	135.29		534.00	4232.18	5387.34	430.35			16290.56
			0.48	14.13	226.47	3.46		8.90	69.38	151.97	4.48			479.27
8	9.89	17.60	0.68	17.65	151.45	2.28	172.06	11.24	42.79	104.88	5.82	164.73	2.18	
			13.63	214.45	3483.35	89.15		337.20	2610.19	3718.00	279.53			10745.49
			0.34	8.83	151.45	2.28		5.62	42.79	104.88	2.91			319.10
9	9.60	44.90	1.73	47.10	381.19	5.81	435.83	28.66	106.33	267.44	14.84	417.27	2.18	
			34.67	572.27	8767.37	227.17		859.80	6486.13	9480.75	712.77			27140.92
			0.87	23.55	381.19	5.81		14.33	106.33	267.44	7.42			806.94
10	9.84	50.00	1.92	52.28	428.30	6.45	488.95	31.81	118.03	301.22	16.47	467.53	2.24	
			38.48	635.20	9850.90	252.20		954.30	7199.83	10678.25	791.05			30400.21
			0.96	26.14	428.30	6.45		15.91	118.03	301.22	8.24			905.24

Continua Cuadro.18...

No.	pH	CE mS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mgL ⁻¹
			(mmolc L ⁻¹)					(mmolc L ⁻¹)						Σ mmol L ⁻¹
11	8.34	23.88	1.12	24.96	202.10	3.08	231.26	15.19	56.35	144.31	7.87	223.72	1.66	
			22.44	303.26	4648.30	120.43		455.70	3437.35	5115.79	378.00			14481.27
			0.56	12.48	202.10	3.08		7.60	56.35	144.31	3.94			430.41
12	8.67	36.35	2.98	37.15	307.19	4.71	352.03	10.50	124.31	192.22	12.02	339.05	1.88	
			59.72	451.37	7065.37	184.16		315.00	7582.91	6814.20	577.32			23050.05
			1.49	18.58	307.19	4.71		5.25	124.31	192.22	6.01			659.76
13	8.35	26.63	1.95	27.79	224.60	3.56	257.90	8.90	70.61	157.79	8.76	246.06	2.35	
			39.08	337.65	5165.80	139.20		267.00	4307.21	5593.66	420.74			16270.33
			0.98	13.90	224.60	3.56		4.45	70.61	157.79	4.38			480.26
14	8.50	51.70	1.99	54.63	438.36	7.70	502.68	32.96	119.52	307.56	18.06	478.10	2.51	
			39.88	663.75	10082.28	301.07		988.80	7290.72	10903.00	867.42			31136.93
			1.00	27.32	438.36	7.70		16.48	119.52	307.56	9.03			926.96
15	8.77	60.60	1.52	63.11	513.04	9.12	586.79	33.53	124.06	372.47	19.88	549.94	3.24	
			30.46	766.79	11799.92	356.59		1005.90	7567.66	13204.06	954.84			35686.22
			0.76	31.56	513.04	9.12		16.77	124.06	372.47	9.94			1077.71
16	8.88	51.95	2.08	54.64	439.64	6.74	503.10	28.25	130.01	310.23	18.21	486.70	1.66	
			41.68	663.88	10111.72	263.53		847.50	7930.61	10997.65	874.63			31731.20
			1.04	27.32	439.64	6.74		14.13	130.01	310.23	9.11			938.21
17	8.88	51.50	1.98	52.17	442.79	6.68	503.62	32.96	122.28	314.90	17.07	487.21	1.66	
			39.68	633.87	10184.17	261.19		988.80	7459.08	11163.21	819.87			31549.86
			0.99	26.09	442.79	6.68		16.48	122.28	314.90	8.54			938.74
18	8.55	38.90	1.52	38.65	331.47	5.08	376.72	18.05	92.93	240.48	12.98	364.44	1.66	
			30.46	469.60	7623.81	198.63		541.50	5668.73	8525.02	623.43			23681.17
			0.76	19.33	331.47	5.08		9.03	92.93	240.48	6.49			705.56
19	8.10	35.05	1.72	34.79	297.36	5.57	339.44	12.25	85.50	214.95	13.68	326.38	1.96	
			34.47	422.70	6839.28	217.79		367.50	5215.50	7619.98	657.05			21374.26
			0.86	17.40	297.36	5.57		6.13	85.50	214.95	6.84			634.60
20	9.73	24.28	0.72	25.46	205.82	3.14	235.14	15.49	57.48	144.40	8.03	225.40	2.11	
			14.43	309.34	4733.86	122.77		464.70	3506.28	5118.98	385.68			14656.04
			0.36	12.73	205.82	3.14		7.75	57.48	144.40	4.02			435.69
21	8.47	32.11	2.62	32.69	274.53	4.18	314.02	9.24	109.39	174.58	10.58	303.79	1.66	
			52.50	397.18	6314.19	163.44		277.20	6672.79	6188.86	508.16			20574.32
			1.31	16.35	274.53	4.18		4.62	109.39	174.58	5.29			590.25
22	9.41	12.82	0.49	12.88	109.12	1.66	124.15	8.21	31.24	75.84	4.25	119.54	1.89	
			9.82	156.49	2509.76	64.91		246.30	1905.64	2688.53	204.13			7785.57
			0.25	6.44	109.12	1.66		4.11	31.24	75.84	2.13			230.78
23	8.16	35.00	1.62	34.78	301.29	4.57	342.26	14.24	83.64	218.58	11.68	328.14	2.11	
			32.46	422.58	6929.67	178.69		427.20	5102.04	7748.66	560.99			21402.29
			0.81	17.39	301.29	4.57		7.12	83.64	218.58	5.84			639.24

Continua Cuadro.18...

No	pH	CE mS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mg L ⁻¹
			(mmolc L ⁻¹)					(mmolc L ⁻¹)						Σ mmol L ⁻¹
24	8.84	46.30	2.73	48.51	391.17	5.98	448.39	20.66	109.52	282.34	15.29	427.81	2.35	
			54.71	589.40	8996.91	233.82		619.80	6680.72	10008.95	734.38			27918.69
			1.37	24.26	391.17	5.98		10.33	109.52	282.34	7.65			832.61
25	8.28	9.44	1.22	8.61	81.06	1.42	92.31	3.21	26.25	57.32	2.52	89.30	1.66	
			24.45	104.61	1864.38	55.52		96.30	1601.25	2031.99	121.04			5899.54
			0.61	4.31	81.06	1.42		1.61	26.25	57.32	1.26			173.83
26	8.91	37.90	2.74	37.56	321.80	4.94	367.04	14.38	90.33	234.09	12.61	351.41	2.18	
			54.91	456.35	7401.40	193.15		431.40	5510.13	8298.49	605.66			22951.50
			1.37	18.78	321.80	4.94		7.19	90.33	234.09	6.31			684.81
27	9.28	5.28	0.68	4.82	45.28	0.80	51.58	1.80	14.70	31.82	1.41	49.73	1.83	
			13.63	58.56	1041.44	31.28		54.00	896.70	1128.02	67.72			3291.35
			0.34	2.41	45.28	0.80		0.90	14.70	31.82	0.71			96.96
28	8.29	16.45	0.66	17.48	140.52	2.16	160.82	8.71	39.46	99.30	6.48	153.95	2.18	
			13.23	212.38	3231.96	84.46		261.30	2407.06	3520.19	311.23			10041.80
			0.33	8.74	140.52	2.16		4.36	39.46	99.30	3.24			298.11
29	9.28	32.13	1.30	34.27	271.36	4.23	311.16	17.07	75.89	191.23	12.70	296.89	2.35	
			26.05	416.38	6241.28	165.39		512.10	4629.29	6779.10	609.98			19379.58
			0.65	17.14	271.36	4.23		8.54	75.89	191.23	6.35			575.38
30	8.59	40.40	1.63	42.84	341.49	5.29	391.25	21.34	95.86	239.04	15.88	372.12	2.51	
			32.67	520.51	7854.27	206.84		640.20	5847.46	8473.97	762.72			24338.62
			0.82	21.42	341.49	5.29		10.67	95.86	239.04	7.94			722.53
31	8.27	50.70	2.04	53.55	433.60	6.61	495.80	26.68	119.83	304.03	19.85	470.39	2.63	
			40.88	650.63	9972.80	258.45		800.40	7309.63	10777.86	953.40			30764.05
			1.02	26.78	433.60	6.61		13.34	119.83	304.03	9.93			915.13
32	8.95	45.90	1.35	47.33	390.35	5.97	445.00	22.08	108.16	276.42	17.92	424.58	2.35	
			27.05	575.06	8978.05	233.43		662.40	6597.76	9799.09	860.70			27733.54
			0.68	23.67	390.35	5.97		11.04	108.16	276.42	8.96			825.24
33	8.30	67.80	1.46	69.74	583.01	8.79	663.00	30.49	164.40	400.20	26.41	621.50	3.23	
			29.26	847.34	13409.23	343.69		914.70	0028.40	14187.09	1268.47			41028.18
			0.73	34.87	583.01	8.79		15.25	164.40	400.20	13.21			1220.45
34	8.40	60.60	1.30	62.27	521.19	7.85	592.61	31.69	142.32	369.78	23.58	567.37	2.18	
			26.05	756.58	11987.37	306.94		950.70	8681.52	13108.70	1132.55			36950.41
			0.65	31.14	521.19	7.85		15.85	142.32	369.78	11.79			1100.56
35	9.27	551.25	0.88	466.03	4800.25	71.36	5338.52	121.25	950.03	3861.30	214.34	5146.92	1.83	
			17.64	5662.26	110405.75	2790.18		3637.50	7951.83	136883.09	0294.75			327642.99
			0.44	233.02	4800.25	71.36		60.63	950.03	3861.30	107.17			10084.19
36	9.05	54.35	1.12	54.30	463.86	7.07	526.35	28.55	128.22	323.93	21.24	501.94	2.37	
			22.44	659.75	10668.78	276.44		856.50	7821.42	11483.32	1020.16			32808.80
			0.56	27.15	463.86	7.07		14.28	128.22	323.93	10.62			975.69

Continua Cuadro.18...

No.	pH	CE mS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mg L ⁻¹
			(mmol _e L ⁻¹)					(mmol _e L ⁻¹)						Σ mmol L ⁻¹
37	8.76	40.00	1.57	39.81	341.77	5.23	388.38	18.59	95.72	247.08	13.37	374.76	1.78	
			31.46	483.69	7860.71	204.49		557.70	5838.92	8758.99	642.16			24378.12
			0.79	19.91	341.77	5.23		9.30	95.72	247.08	6.69			726.47
38	8.72	47.05	1.85	46.98	405.11	6.17	460.11	21.94	112.95	289.85	15.78	440.52	2.18	
			37.07	570.81	9317.53	241.25		658.20	6889.95	10275.18	757.91			28747.90
			0.93	23.49	405.11	6.17		10.97	112.95	289.85	7.89			857.36
39	8.69	54.30	1.86	54.14	467.90	7.11	531.01	25.28	130.18	334.75	18.18	508.39	2.18	
			37.27	657.80	10761.70	278.00		758.40	7940.98	11866.89	873.19			33174.23
			0.93	27.07	467.90	7.11		12.64	130.18	334.75	9.09			989.67
40	8.45	62.40	2.04	64.26	529.81	8.20	604.31	29.07	149.71	378.89	20.91	578.58	2.18	
			40.88	780.76	12185.63	320.62		872.10	9132.31	13431.65	1004.31			37768.26
			1.02	32.13	529.81	8.20		14.54	149.71	378.89	10.46			1124.75
41	9.28	29.79	0.98	30.84	255.56	3.94	291.32	14.02	84.90	171.87	11.04	281.83	1.66	
			19.64	374.71	5877.88	154.05		420.60	5178.90	6092.79	530.25			18648.82
			0.49	15.42	255.56	3.94		7.01	84.90	171.87	5.52			544.71
42	9.11	28.67	0.92	29.61	246.01	3.78	280.32	13.46	80.45	164.99	10.60	269.50	1.97	
			18.44	359.76	5658.23	147.80		403.80	4907.45	5848.90	509.12			17853.49
			0.46	14.81	246.01	3.78		6.73	80.45	164.99	5.30			522.53
43	9.17	27.73	0.89	25.81	239.69	4.78	271.17	13.06	77.95	160.04	10.28	261.33	1.85	
			17.84	313.59	5512.87	186.90		391.80	4754.95	5673.42	493.75			17345.11
			0.45	12.91	239.69	4.78		6.53	77.95	160.04	5.14			507.48
44	8.97	51.20	1.74	50.89	441.87	4.58	499.08	23.76	123.55	314.67	17.09	479.07	2.05	
			34.87	618.31	10163.01	179.08		712.80	7536.55	11155.05	820.83			31220.51
			0.87	25.45	441.87	4.58		11.88	123.55	314.67	8.55			931.41
45	8.56	60.90	1.98	62.97	522.56	8.04	595.55	28.49	146.72	376.53	20.49	572.23	2.00	
			39.68	765.09	12018.88	314.36		854.70	8949.92	13347.99	984.13			37274.75
			0.99	31.49	522.56	8.04		14.25	146.72	376.53	10.25			1110.82
46	8.55	63.80	2.08	66.12	547.17	8.54	623.91	29.91	154.06	392.03	21.52	597.52	2.16	
			41.68	803.36	12584.91	333.91		897.30	9397.66	13897.46	1033.61			38989.89
			1.04	33.06	547.17	8.54		14.96	154.06	392.03	10.76			1161.62
47	8.43	32.01	1.04	32.06	275.66	4.27	313.03	14.96	77.03	199.08	10.76	301.83	1.82	
			20.84	389.53	6340.18	166.96		448.80	4698.83	7057.39	516.80			19639.33
			0.52	16.03	275.66	4.27		7.48	77.03	199.08	5.38			585.45
48	8.33	62.30	2.03	62.52	533.81	8.33	606.69	29.17	150.20	376.47	21.09	576.93	2.51	
			40.68	759.62	12277.63	325.70		875.10	9162.20	13345.86	1012.95			37799.75
			1.02	31.26	533.81	8.33		14.59	150.20	376.47	10.55			1126.22
49	8.68	3.38	0.14	3.75	28.59	0.52	33.00	1.75	9.01	20.12	1.27	32.15	1.30	
			2.81	45.56	657.57	20.33		52.50	549.61	713.25	61.00			2102.63
			0.07	1.88	28.59	0.52		0.88	9.01	20.12	0.64			61.70

Continua Cuadro.18...

No.	pH	CE mS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mg L ⁻¹ Σ mmol L ⁻¹	
			(mmol _c L ⁻¹)					(mmol _c L ⁻¹)							
50	9.29	69.60	1.83	70.02	599.45	9.33	680.63	32.67	168.22	427.67	23.62	652.18	2.13		
			36.67	850.74	13787.35	364.80		980.10	10261.42	15160.90	1134.47				42576.46
			0.92	35.01	599.45	9.33		16.34	168.22	427.67	11.81				1268.74
51	8.44	59.70	1.57	60.22	515.53	8.02	585.34	28.10	144.67	366.97	20.31	560.05	2.21		
			31.46	731.67	11857.19	313.58		843.00	8824.87	13009.09	975.49				36586.35
			0.79	30.11	515.53	8.02		14.05	144.67	366.97	10.16				1090.29
52	8.28	67.60	1.78	68.05	582.18	9.06	661.07	31.75	163.48	416.14	22.95	634.32	2.07		
			35.67	826.81	13390.14	354.25		952.50	9972.28	14752.16	1102.29				41386.10
			0.89	34.03	582.18	9.06		15.88	163.48	416.14	11.48				1233.13
53	8.79	59.10	1.65	59.20	509.21	7.88	577.94	27.62	142.23	367.19	18.96	556.00	1.93		
			33.07	719.28	11711.83	308.11		828.60	8676.03	13016.89	910.65				36204.45
			0.83	29.60	509.21	7.88		13.81	142.23	367.19	9.48				1080.23
54	8.62	69.85	1.94	69.86	601.95	9.32	683.07	32.59	193.91	403.25	22.39	652.14	2.32		
			38.88	848.80	13844.85	364.41		977.70	11828.51	14295.21	1075.39				43273.75
			0.97	34.93	601.95	9.32		16.30	193.91	403.25	11.20				1271.82
55	8.80	61.75	1.70	62.18	531.69	8.29	603.86	29.01	172.58	355.63	19.93	577.15	2.26		
			34.07	755.49	12228.87	324.14		870.30	10527.38	12607.08	957.24				38304.57
			0.85	31.09	531.69	8.29		14.51	172.58	355.63	9.97				1124.60
56	8.48	60.60	1.62	60.94	521.93	8.12	592.61	28.43	169.13	355.71	19.53	572.80	1.70		
			32.46	740.42	12004.39	317.49		852.90	10316.93	12609.92	938.03				37812.54
			0.81	30.47	521.93	8.12		14.22	169.13	355.71	9.77				1110.15
57	8.72	52.80	1.42	53.02	454.84	7.06	516.34	24.72	147.14	308.99	16.96	497.81	1.83		
			28.46	644.19	10461.32	276.05		741.60	8975.54	10953.70	814.59				32895.44
			0.71	26.51	454.84	7.06		12.36	147.14	308.99	8.48				966.09
58	9.48	57.05	1.56	57.26	492.46	7.62	558.90	26.70	158.91	335.59	18.32	539.52	1.76		
			31.26	695.71	11326.58	297.94		801.00	9693.51	11896.67	879.91				35622.58
			0.78	28.63	492.46	7.62		13.35	158.91	335.59	9.16				1046.50
59	8.45	59.35	1.64	59.55	511.28	7.92	580.39	27.77	165.27	347.47	19.05	559.56	1.83		
			32.87	723.53	11759.44	309.67		833.10	10081.47	12317.81	914.97				36972.86
			0.82	29.78	511.28	7.92		13.89	165.27	347.47	9.53				1085.95
60	8.35	63.65	1.78	62.72	549.34	8.62	622.46	29.72	176.84	366.82	22.38	595.76	2.19		
			35.67	762.05	12634.82	337.04		891.60	10787.24	13003.77	1074.91				39527.10
			0.89	31.36	549.34	8.62		14.86	176.84	366.82	11.19				1159.92
61	8.36	65.80	1.85	64.60	568.14	8.88	643.47	30.61	182.15	384.15	23.05	619.96	1.86		
			37.07	784.89	13067.22	347.21		918.30	11111.15	13618.12	1107.09				40991.05
			0.93	32.30	568.14	8.88		15.31	182.15	384.15	11.53				1203.38
62	8.30	66.90	1.92	65.89	577.35	9.06	654.22	31.22	185.79	385.84	23.51	626.36	2.18		
			38.48	800.56	13279.05	354.25		936.60	11333.19	13678.03	1129.19				41549.34
			0.96	32.95	577.35	9.06		15.61	185.79	385.84	11.76				1219.31

Continua Cuadro.18...

No.	pH	CE mS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mg L ⁻¹ Σ mmol L ⁻¹	
			(mmolc L ⁻¹)					(mmolc L ⁻¹)							
63	9.03	51.75	1.52	50.74	447.15	6.98	506.39	24.04	143.06	304.38	18.10	489.58	1.69		
			30.46	616.49	10284.45	272.92		721.20	8726.66	10790.27	869.34				32311.79
			0.76	25.37	447.15	6.98		12.02	143.06	304.38	9.05				948.77
64	9.21	70.45	1.82	73.01	602.62	11.49	688.94	33.69	194.56	404.73	26.62	659.60	2.18		
			36.47	887.07	13860.26	449.26		1010.70	11868.16	14347.68	1278.56				43738.16
			0.91	36.51	602.62	11.49		16.85	194.56	404.73	13.31				1280.97
65	8.84	36.80	0.96	37.97	314.96	5.98	359.87	17.52	97.28	219.50	13.84	348.14	1.66		
			19.24	461.34	7244.08	233.82		525.60	5934.08	7781.28	664.74				22864.16
			0.48	18.99	314.96	5.98		8.76	97.28	219.50	6.92				672.87
66	8.42	72.80	1.88	75.20	622.06	12.78	711.92	34.70	200.40	415.53	27.42	678.05	2.44		
			37.68	913.68	14307.38	499.70		1041.00	12224.40	14730.54	1316.98				45071.35
			0.94	37.60	622.06	12.78		17.35	200.40	415.53	13.71				1320.37
67	8.47	56.90	1.49	58.85	486.82	9.27	556.43	27.16	150.78	337.07	21.45	536.46	1.83		
			29.86	715.03	11196.86	362.46		814.80	9197.58	11949.13	1030.24				35295.96
			0.75	29.43	486.82	9.27		13.58	150.78	337.07	10.73				1038.42
68	8.72	42.10	0.60	43.55	359.70	7.85	411.70	20.10	111.58	246.13	15.87	393.68	2.24		
			12.02	529.13	8273.10	306.94		603.00	6806.38	8725.31	762.24				26018.12
			0.30	21.78	359.70	7.85		10.05	111.58	246.13	7.94				765.32
69	8.68	17.08	0.36	17.86	145.59	3.22	167.03	9.24	45.75	99.69	6.51	161.19	1.78		
			7.21	217.00	3348.57	125.90		277.20	2790.75	3534.01	312.68				10613.32
			0.18	8.93	145.59	3.22		4.62	45.75	99.69	3.26				311.24
70	8.35	53.75	0.77	55.74	459.07	10.05	525.63	25.73	142.82	313.23	20.31	502.09	2.29		
			15.43	677.24	10558.61	392.96		771.90	8712.02	11104.00	975.49				33207.65
			0.39	27.87	459.07	10.05		12.87	142.82	313.23	10.16				976.45
71	8.93	30.85	0.56	31.77	261.62	7.74	301.69	14.67	81.41	184.10	11.58	291.76	1.67		
			11.22	386.01	6017.26	302.63		440.10	4966.01	6526.35	556.19				19205.76
			0.28	15.89	261.62	7.74		7.34	81.41	184.10	5.79				564.16
72	8.33	58.65	0.86	60.76	499.13	10.95	571.70	28.06	155.67	342.33	22.14	548.20	2.10		
			17.23	738.23	11479.99	428.15		841.80	9495.87	12135.60	1063.38				36200.26
			0.43	30.38	499.13	10.95		14.03	155.67	342.33	11.07				1063.99
73	8.45	88.80	1.32	91.75	758.78	16.53	868.38	42.37	235.06	511.54	33.43	822.40	2.72		
			26.45	1114.76	17451.94	646.32		1271.10	14338.66	18134.09	1605.64				54588.97
			0.66	45.88	758.78	16.53		21.19	235.06	511.54	16.72				1606.35
74	8.26	36.25	0.62	37.67	309.41	6.79	354.49	17.40	96.52	213.12	13.73	340.77	1.97		
			12.42	457.69	7116.43	265.49		522.00	5887.72	7555.10	659.45				22476.31
			0.31	18.84	309.41	6.79		8.70	96.52	213.12	6.87				660.55
75	8.36	36.40	0.66	37.96	310.51	6.83	355.96	17.62	96.90	213.81	13.78	342.11	1.98		
			13.23	461.21	7141.73	267.05		528.60	5910.90	7579.56	661.85				22564.14
			0.33	18.98	310.51	6.83		8.81	96.90	213.81	6.89				663.06

Continua Cuadro.18...

No.	pH	CE mS cm ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ Cationes	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ Aniones	% Error	Σ mg L ⁻¹
			(mmol _e L ⁻¹)					(mmol _e L ⁻¹)						Σ mmol L ⁻¹
76	9.45	13.79	0.28	14.42	117.55	2.60	134.85	6.70	36.82	80.99	5.22	129.73	1.94	
			5.61	175.20	2703.65	101.66		201.00	2246.02	2871.10	250.72			8554.96
			0.14	7.21	117.55	2.60		3.35	36.82	80.99	2.61			251.27
77	8.55	63.05	0.94	65.62	538.18	11.83	616.57	30.30	168.05	365.02	23.91	587.28	2.43	
			18.84	797.28	12378.14	462.55		909.00	10251.05	12939.96	1148.40			38905.22
			0.47	32.81	538.18	11.83		15.15	168.05	365.02	11.96			1143.47
78	9.18	244.40	1.25	268.61	2099.25	20.90	2390.01	117.56	652.03	1354.16	92.77	2216.52	3.77	
			25.05	3263.61	48282.75	817.19		3526.80	39773.83	48004.97	4455.74			148149.95
			0.63	134.31	2099.25	20.90		58.78	652.03	1354.16	46.39			4366.44
79	8.34	65.15	0.97	67.59	556.37	12.18	637.11	31.21	173.09	385.31	24.63	614.24	1.83	
			19.44	821.22	12796.51	476.24		936.30	10558.49	13659.24	1182.98			40450.41
			0.49	33.80	556.37	12.18		15.61	173.09	385.31	12.32			1189.15
80	8.29	58.50	0.92	60.16	500.16	10.84	572.08	27.78	154.05	346.80	21.92	550.55	1.92	
			18.44	730.94	11503.68	423.84		833.40	9397.05	12294.06	1052.82			36254.23
			0.46	30.08	500.16	10.84		13.89	154.05	346.80	10.96			1067.24
81	8.75	53.45	0.79	55.42	456.50	9.98	522.69	25.59	141.93	314.21	20.20	501.93	2.03	
			15.83	673.35	10499.50	390.22		767.70	8657.73	11138.74	970.21			33113.28
			0.40	27.71	456.50	9.98		12.80	141.93	314.21	10.10			973.62
82	8.51	66.00	0.98	68.72	563.34	12.38	645.42	31.73	175.99	388.49	25.05	621.26	1.91	
			19.64	834.95	12956.82	484.06		951.90	10735.39	13771.97	1203.15			40957.88
			0.49	34.36	563.34	12.38		15.87	175.99	388.49	12.53			1203.44
media	8.75	53.16	1.43	53.01	456.36	7.47	518.28	23.78	131.61	321.68	19.06	496.12	2.09	
			28.66	644.10	10496.38	292.12		713.36	8028.11	11403.39	915.42			32521.54
			0.72	26.51	456.36	7.47		11.89	131.61	321.68	9.53			965.76
moda	8.35	60.60	1.52	#N/A	#N/A	5.98	#N/A	32.96	#N/A	#N/A	20.31	#N/A	#N/A	
			30.46	#N/A	#N/A	233.82		988.80	#N/A	#N/A	975.49			#N/A
			0.76	#N/A	#N/A	5.98		16.48	#N/A	#N/A	10.16			#N/A
mediana	8.68	50.35	1.51	50.82	430.95	6.77	492.38	24.38	119.68	302.63	17.02	468.96	2.10	
			30.16	617.40	9911.85	264.51		731.40	7300.18	10728.06	817.23			30582.13
			0.75	25.41	430.95	6.77		12.19	119.68	302.63	8.51			910.19
desv.est	0.51	62.82	0.71	55.91	546.08	7.95	609.34	17.98	119.74	428.67	24.41	584.00	0.39	
			14.13	679.26	12559.87	311.01		539.29	7304.09	15196.33	1172.61			37439.33
			0.35	27.95	546.08	7.95		8.99	119.74	428.67	12.21			1145.34
C.V	0.06	1.18	0.49	1.05	1.20	1.06	1.18	0.76	0.91	1.33	1.28	1.18	0.19	
			0.49	1.05	1.20	1.06		0.76	0.91	1.33	1.28			1.15
			0.49	1.05	1.20	1.06		0.76	0.91	1.33	1.28			1.19
min	7.28	3.38	0.14	3.75	28.59	0.52	33.00	1.75	9.01	20.12	1.27	32.15	1.30	
			2.81	45.56	657.57	20.33		52.50	549.61	713.25	61.00			2102.63
			0.07	1.88	28.59	0.52		0.88	9.01	20.12	0.64			61.70
max	9.90	551.25	4.62	466.03	4800.25	71.36	5338.52	121.25	950.03	3861.30	214.34	5146.92	3.77	
			92.58	5662.26	110405.75	2790.18		3637.50	57951.83	136883.09	10294.75			327642.99
			2.31	233.02	4800.25	71.36		60.63	950.03	3861.30	107.17			10084.19

6.3.4 Relación de la suma de cationes y aniones con la conductividad eléctrica, de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Dentro de las propiedades que tienen las soluciones salinas, aguas naturales superficiales, subterráneas y de los suelos; es que las mediciones de CE (mS cm^{-1}), de las diferentes soluciones acuosas, están en función directamente proporcional a la concentración de cationes o de aniones expresada en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$. Aquí en este punto, se debe hacer mención que la electroneutralidad siempre debe ser observada. Conocer los valores de la relación funcional de cationes y aniones $\text{mmol}_c \text{L}^{-1} = a f(\text{CE})$ es muy importante, ya que en determinaciones analíticas de la suma de cationes o de aniones, estas deben ser aproximadamente iguales, tomando en cuenta los porcentajes correspondientes permisibles de error (Richards, 1973; APHA, 1995).

En la Figura 6.44 y Figura 6.45, se presentan las relaciones funcionales para cationes y aniones fueron 9.76 y 9.34 respectivamente, de las aguas de salmueras.

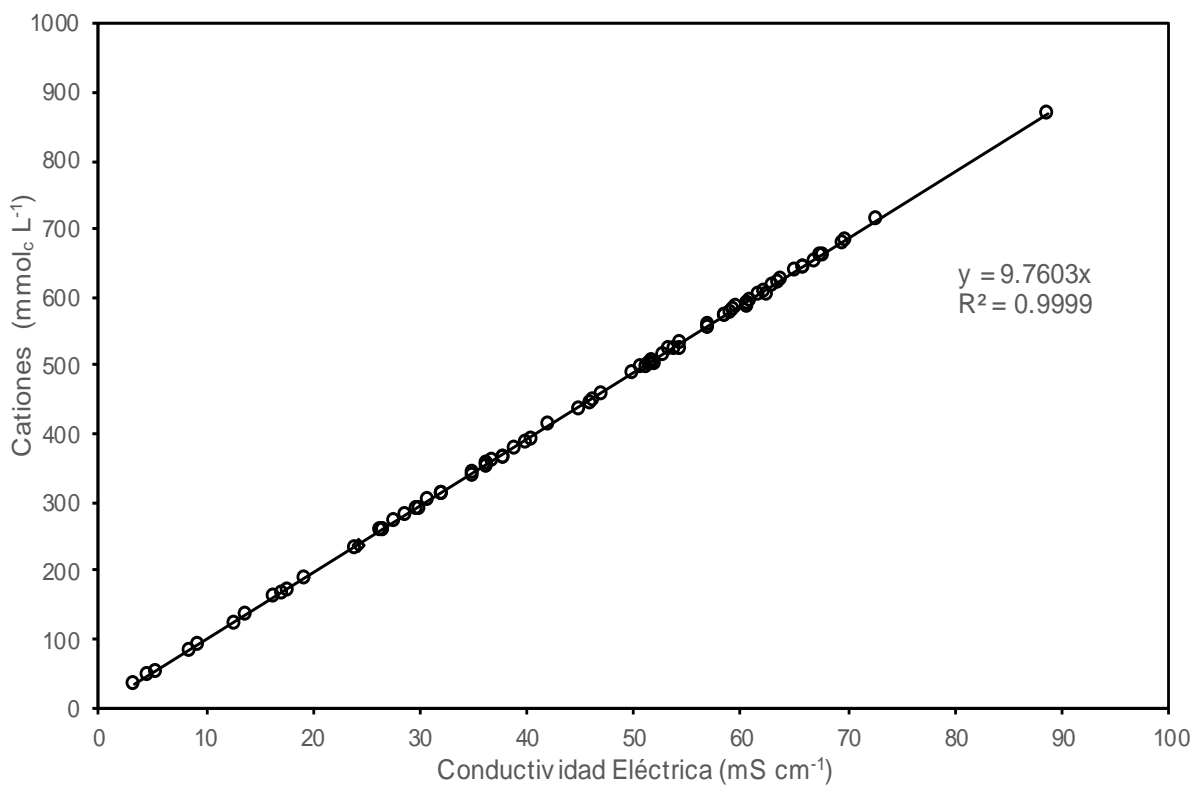


Figura 6.44 Relación de cationes ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) y la conductividad eléctrica (mS cm^{-1}), de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

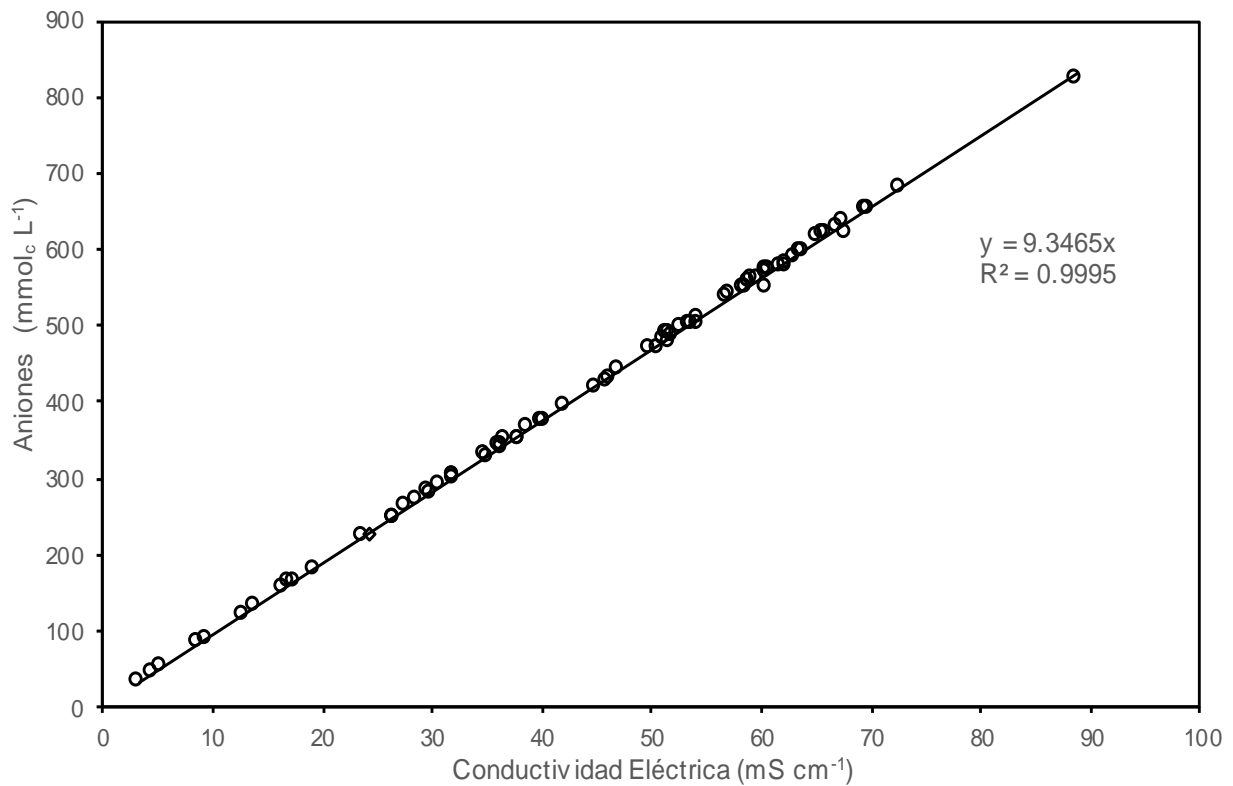


Figura 6.45 Relación de aniones (mmolc L⁻¹) y la conductividad eléctrica (mS cm⁻¹), de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.5 Relación de los mg L⁻¹ (STD) analíticos con respecto a la CE expresada en mS cm⁻¹

Como se ha señalado por diferentes autores (Richards, 1973; Jurinak y Suarez, 1990; Velázquez, 2001), en sus investigaciones se han llevado a cabo de manera específica sobre un gran número de determinaciones de la conductividad eléctrica en mS cm⁻¹ y en relación con la cantidad en peso de los distintos iones disociados, a este respecto, se ha establecido que las mediciones de la conductividad eléctrica son directamente proporcionales a todos aquellos pesos de los iones disociados. Además, se ha mencionado que la relación funcional $\text{mg L}^{-1} = af(\text{CE})$ en su proporcionalidad depende de los valores que adquiere la pendiente y estos dependen de los tipos de salinidad. Para diferentes tipos de sales puras y tipos de salinidad los valores de la pendiente varían de 0.580 a 1.250, cuando la CE está expresada en mS cm⁻¹.

En la Figura 6.46, se presenta la relación funcional, en donde el valor de la pendiente es 0.614, este coeficiente (a) corresponde a aguas que tienen una concentración considerable de iones cloruro.

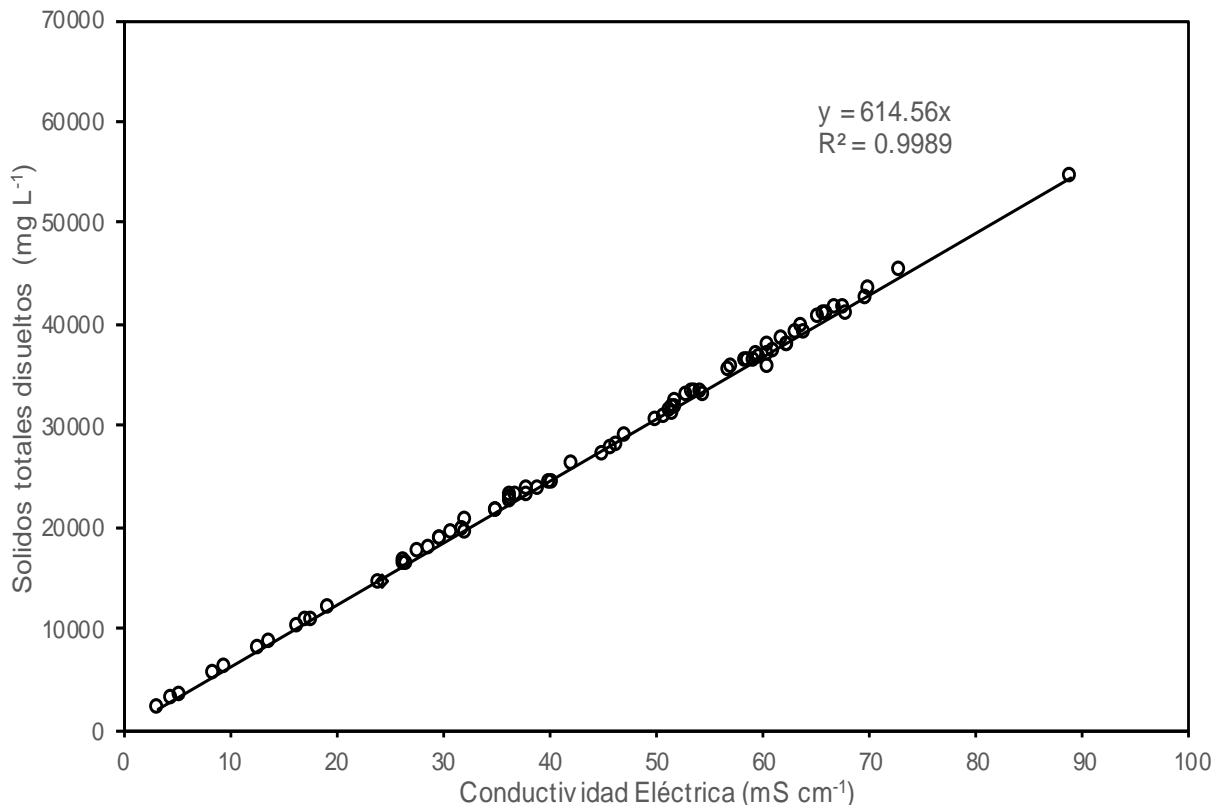


Figura 6.46 Relación de la concentración de sólidos totales disueltos (mg L^{-1}) y la conductividad eléctrica (mS cm^{-1}) y de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.6 Relación entre la conductividad eléctrica determinada teóricamente y la conductividad eléctrica determinada experimentalmente

Para entender las concentraciones de las sales solubles en las soluciones acuosas, por medio de diferentes mediciones de la conductividad eléctrica de las soluciones, se tienen dos relaciones funcionales: $\text{mmol}_c \text{L}^{-1} = a f(\text{CE})$ y $\text{mg L}^{-1} = a f(\text{CE})$. Es necesario señalar que, cuando se determina la concentración de sales expresada en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, la conductividad eléctrica depende del número de iones en solución, en cambio cuando se hace necesario determinar los miligramos por litro (mg L^{-1}) o partes por millón (ppm),

la conductividad eléctrica depende del número de partículas en la solución y, además del peso de las partículas.

La relación de la CE teórica y experimental fue de 1.10 (Figura 6.47). El intervalo de aceptación establecida por este método de comprobación de los datos analíticos es de $0.9 < CE_{teórica} / CE_{Experimental} > 1.1$, por lo que se puede aseverar que los datos analíticos obtenidos en ese trabajo son correctos.

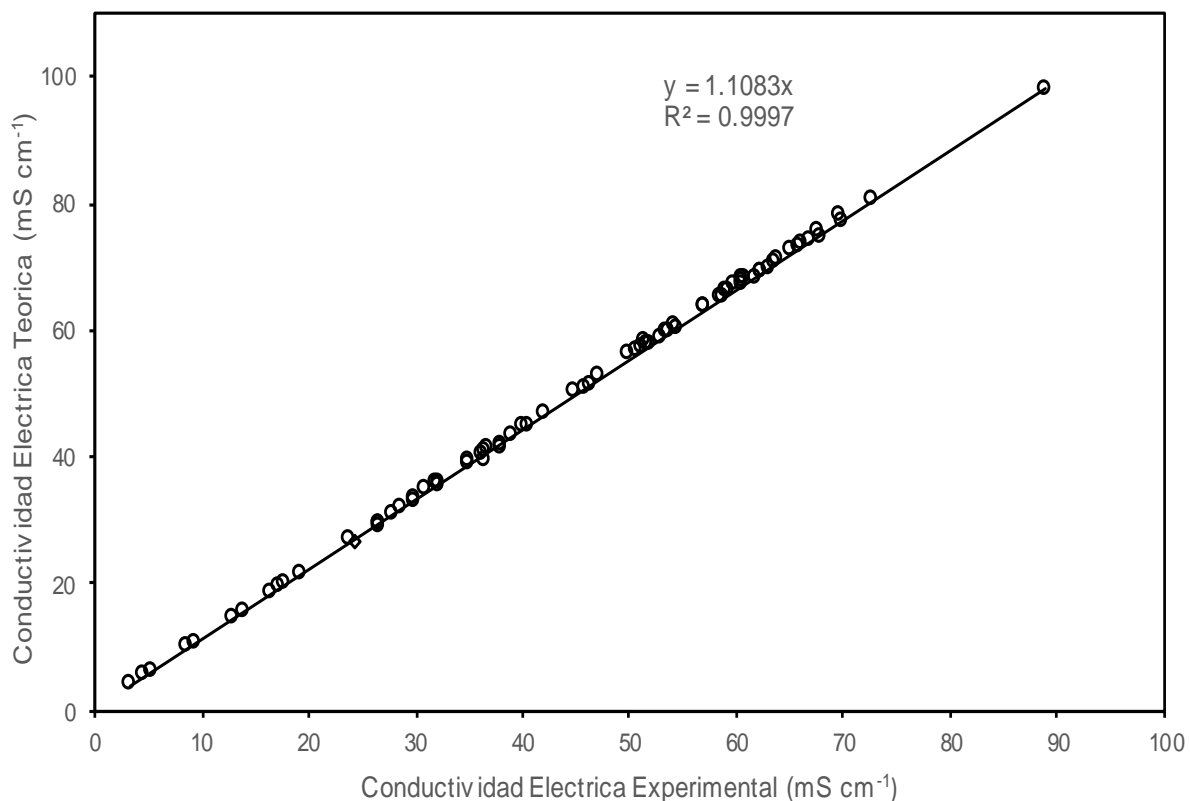


Figura 6.47 Relación de la conductividad eléctrica teórica (mS cm⁻¹) y la conductividad eléctrica experimental (mS cm⁻¹) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.7 Distribución de la conductividad eléctrica y los valores de pH, de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Los valores encontrados se presentaron en la Figura 6.48; con respecto al pH, el valor mínimo fue de 7.28 y se encontró en el pozo (4) de la zona del paraje de salinas chicas, el valor máximo de pH fue de 9.9 y corresponde al pozo (5) en las salinas chicas; el promedio fue de 8.75 y la mediana fue 8.68, estos valores de pH encontrados indican que el agua tuvo una tendencia alcalina, pues en su mayoría presentó valores mayores a 8.2. Mientras que, en la conductividad eléctrica, se presentó un valor promedio de 53.16 mS cm⁻¹.

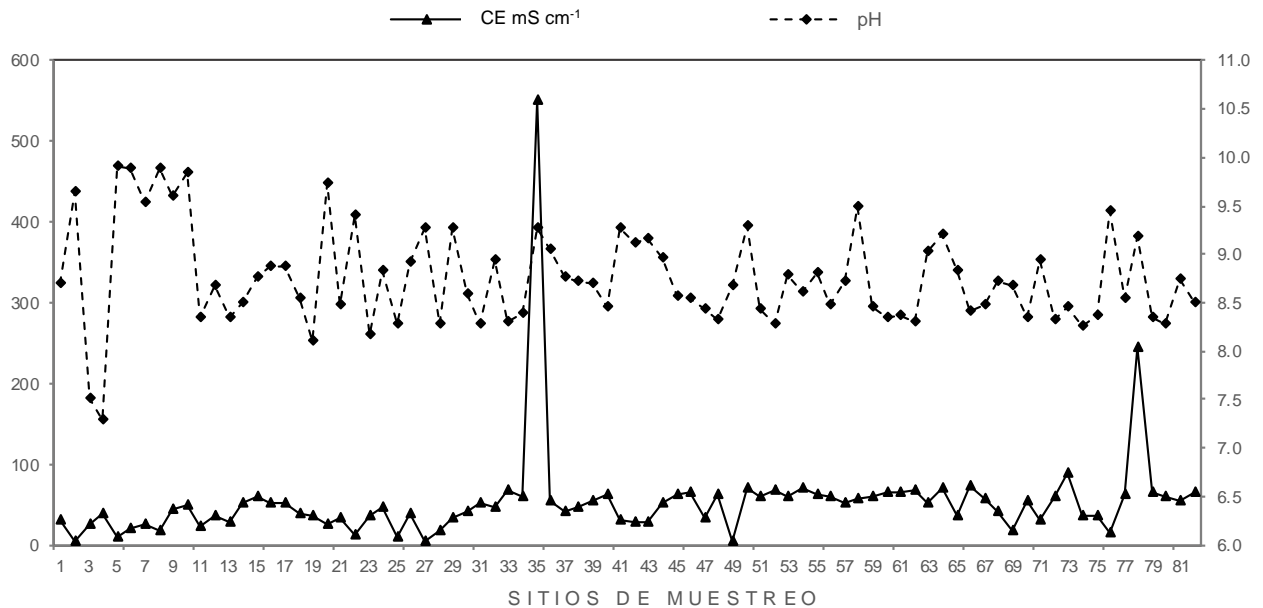


Figura 6.48 Valores de la Conductividad Eléctrica dada en mS cm⁻¹ y los valores de pH, de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.8 Clasificación de las aguas con base en la toxicidad específica de iones

6.3.8.1 Boro

En las aguas superficiales naturales rara vez contienen niveles tóxicos de boro, pero las aguas de manantiales y las aguas de pozos pueden contener concentraciones tóxicas, principalmente en las cercanías de fallas tectónicas y en las zonas geotérmicas. La toxicidad del boro ocurre con mayor frecuencia en los suelos de regiones áridas y semiáridas, donde son irrigados con altas concentraciones de boro, mientras que las deficiencias de boro son encontradas principalmente en regiones húmedas (Keren y Miyamoto, 1990).

En la Figura 6.49, se presenta una gran variación del contenido de boro en las aguas de salmueras, con un rango de 7.85-302.69 mg L⁻¹, con un valor promedio de 145.06 mg L⁻¹.

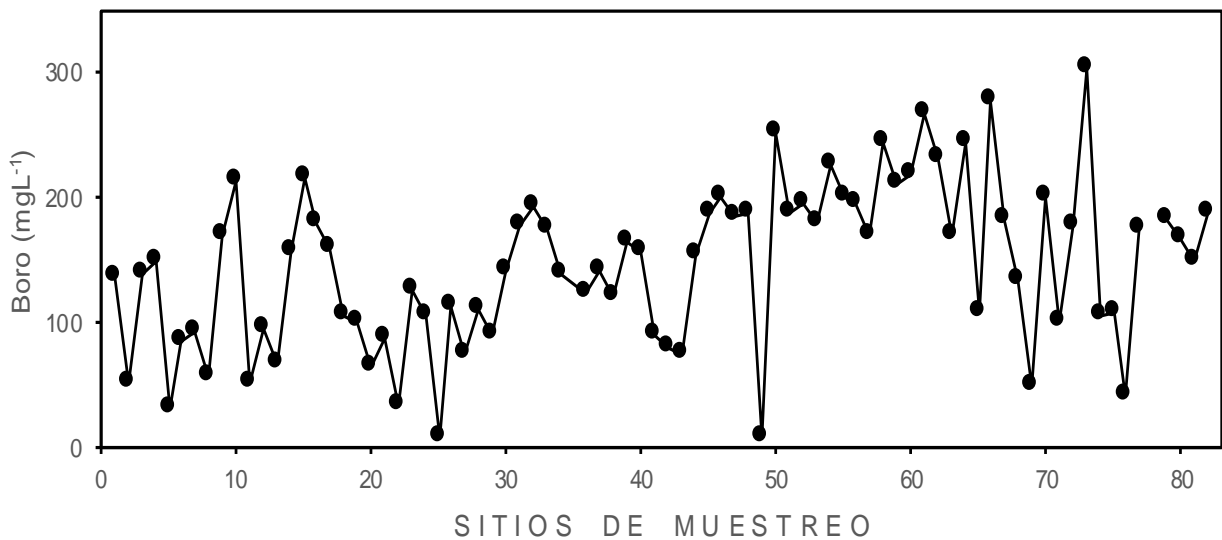


Figura 6.49 Concentración de Boro (mg L⁻¹) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.8.2 N-NO₃

La concentración de N-NO₃ cuyo valor fue menor de 30 mg L⁻¹ por lo tanto se consideró como buen indicador de la calidad del agua; puesto que el 100% de las muestras de agua tuvieron una concentración menor a 30 mg L⁻¹. En la Figura 6.50, se observa que las variaciones del contenido del nitrógeno de los nitratos donde los valores son menores a los 10 mg L⁻¹

Pues cuando se tienen contenidos elevado se les atribuye a las descargas de agua de origen doméstico y del drenaje agrícola, principalmente al uso de fertilizantes nitrogenados, caso que no ocurre en estas aguas de salmueras.

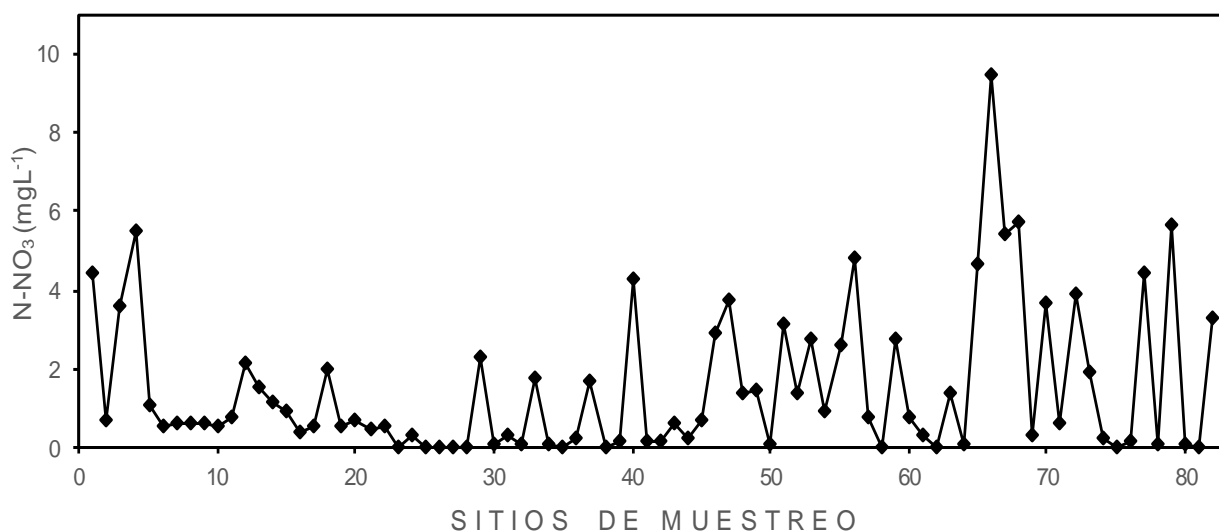


Figura 6.50 Concentración de N-NO₃ (mg L⁻¹) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.8.3 P-PO₄

El fósforo se encuentra en toda la biósfera. El fosforo se presenta como fosfatos inorgánicos y fosfatos orgánicos.

El contenido de fosfato generalmente es menor de 2.0 mg L⁻¹ en las aguas naturales (Figura 6.51), este se origina a partir del intemperismo de rocas ígneas y de la lixiviación de suelos que contienen desechos orgánicos.

En el muestreo se obtuvo que el 100% de las muestras tienen una concentración menor de 2.0 mg L^{-1} , por lo que se clasifican como buena o recomendable para su uso en riego de cultivos. Es importante mencionar que las aguas se clasificaron de acuerdo con los límites que proponen Ayers y Westcot (1987).

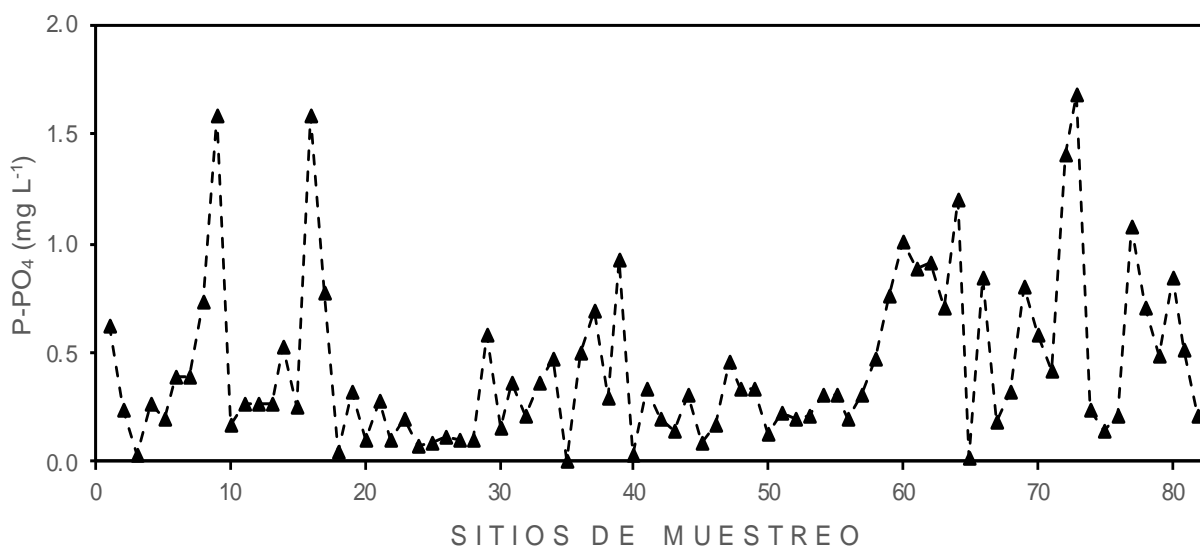


Figura 6.51 Concentración de P-PO₄ (mg L⁻¹) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.8.4 Sílice

El silicio es el segundo elemento más abundante del planeta y, por lo tanto, existe una predominancia de silicatos en la formación de las rocas en la corteza terrestre (Porta *et al.*, 2003).

Es común encontrar silicio en todas las fuentes de agua natural dado que es el componente principal de las rocas de origen volcánico, sedimentarias y calizas de origen marino, y debido a las reacciones químicas de intemperismo de los silicatos estos pasan a ser constituyentes del agua (Hem, 1985).

El contenido de silicio de las aguas freáticas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla, se presenta en la Figura 6.52, se tiene que sus valores fluctúan de $0.0\text{-}34.11 \text{ mg L}^{-1}$, el valor promedio de las muestras fue de 10.24 mg L^{-1} .

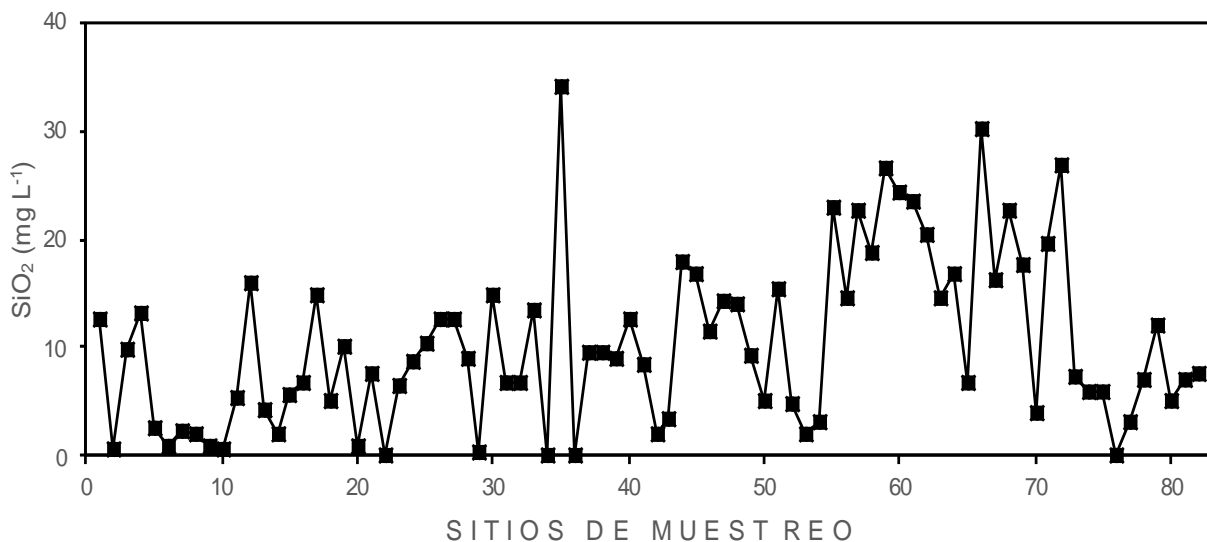


Figura 6.52 Concentración de SiO₂ (mg L⁻¹) de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.3.9 Composición Hidroquímica de las aguas de las salmueras en Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Durante el proceso de escurrimiento de corrientes fluviales a través de cuencas determinadas, la composición química de las diferentes aguas tiene variaciones, además de que en ciertos procesos de evaporación las soluciones acuosas que circulan en los ríos y manantiales tienden a adquirir composiciones químicas muy diversas, sin embargo, a pesar de que las composiciones químicas sean muy variadas, es posible predeterminedar cuáles serán las vías geoquímicas de evolución que estas aguas irán adquiriendo en un proceso de aumento de la concentración total electrolítica (Garrels y Mackenzie, 1967; Hardie y Eugster, 1970; Eugster y Hardie, 1978; Risacher y Alonso, 1996a; Risacher y Alonso, 1996b; Risacher *et al.*, 1999; Risacher y Fritz, 1991).

En un sistema trilineal de composiciones iónicas, tanto de cationes como de aniones, deben presentarse en forma de diagrama, todos los valores iónicos expresados en mmol_c L⁻¹ de todas las muestras de agua (Figura 6.53), que se llevaron a cabo, durante el muestreo de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

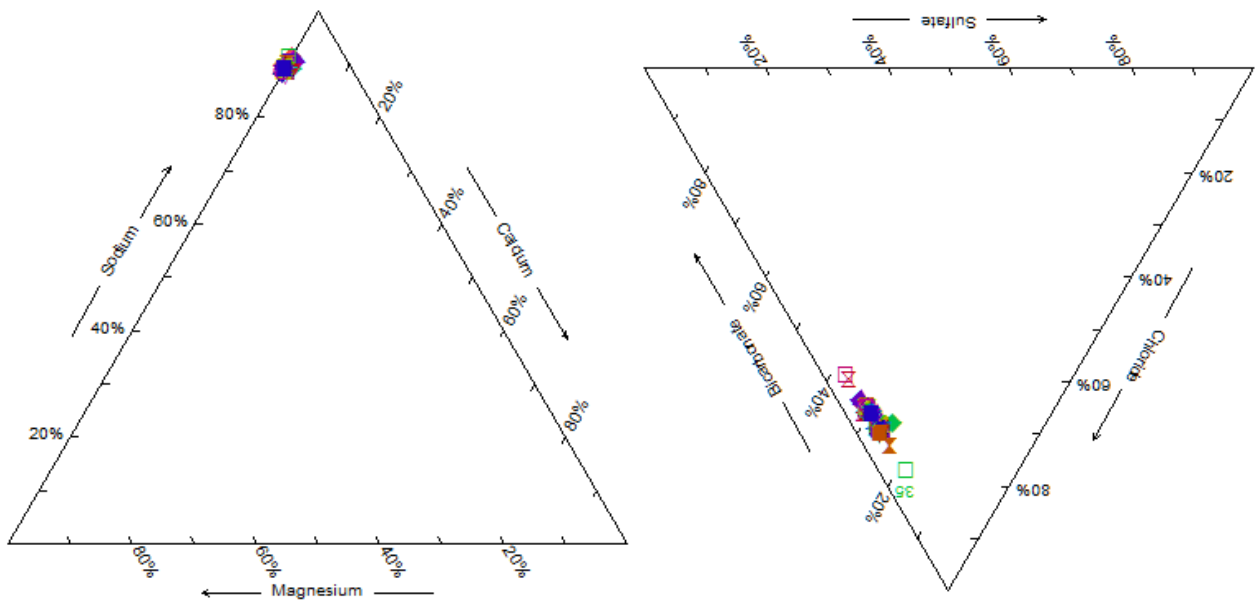


Figura 6.53 Composición química, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Se puede observar que la mayoría de las muestras de agua son de composición Clorurada. Se muestra la relación de las concentraciones de sodio y cloro a través de logaritmos: $\log \text{Na} \text{ (mmolc L}^{-1}\text{)}$ con respecto al $\log \text{Cl} \text{ (mmolc L}^{-1}\text{)}$.

Esta forma de relacionar Sodio-Cloro nos permite identificar aguas que por su composición y concentración están en total correspondencia con los procesos permanentes de intemperismo con las rocas de las diferentes cuencas que estas aguas atraviesan, y además, este tipo de gráfica nos permite conocer aguas de alta concentración, en donde, en cuyas aguas las sales de baja solubilidad ya se han precipitado, es entonces que, en este tipo de aguas en sus composiciones químicas predominarán las sales más solubles.

En la Figura 6.54, nos permite identificar las muestras de agua que tienen altas concentraciones, en donde ya en estas aguas se presenta la predominancia de cloruros.

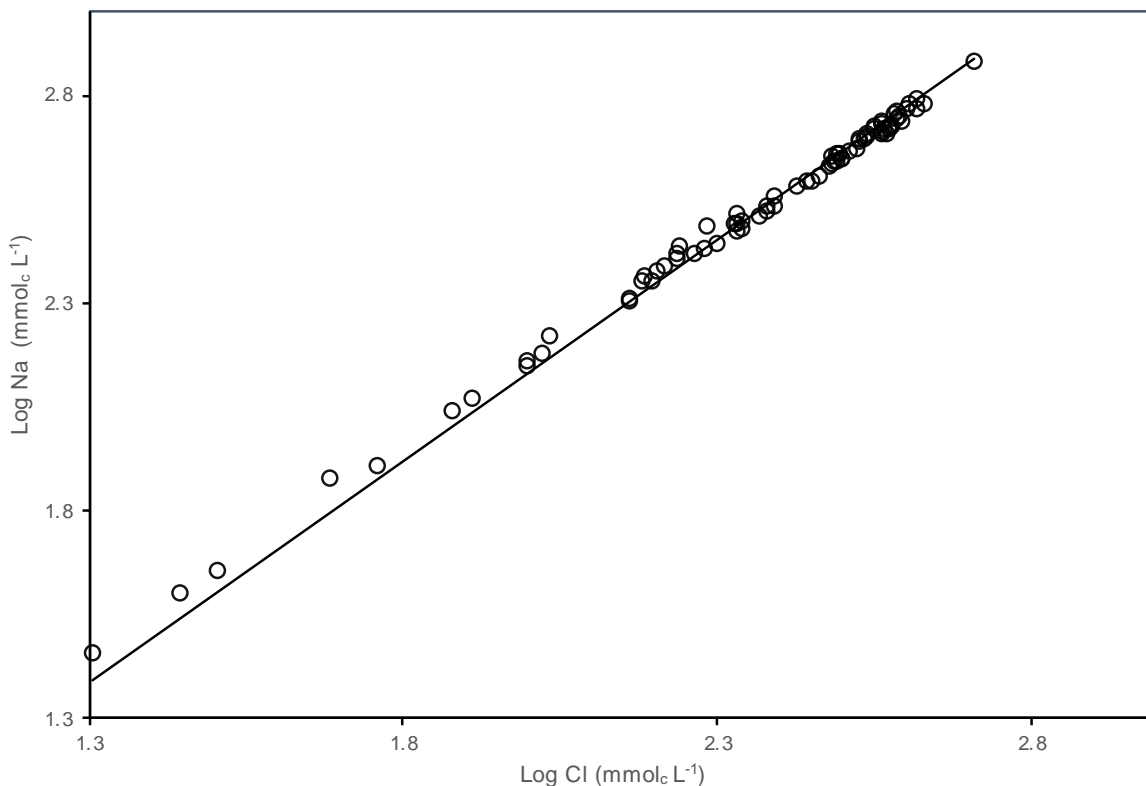


Figura 6.54 Relación funcional de $\text{Log}_{\text{Na}} = a f(\text{Log}_{\text{Cl}})$, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

Para visualizar mejor la composición geoquímica de las aguas se presenta el diagrama de Piper en el cual dicho gráfico se encuentra el diagrama triangular ideal para presentar tres componentes, siendo el diagrama de Piper el más utilizado, el cual muestra las concentraciones relativas de los principales cationes y aniones [Ca, Mg y (Na + K), (CO₃ + HCO₃), Cl y SO₄].

De esto se observa que las aguas son altamente concentradas, puesto que son manantiales salinos ricos en NaCl.

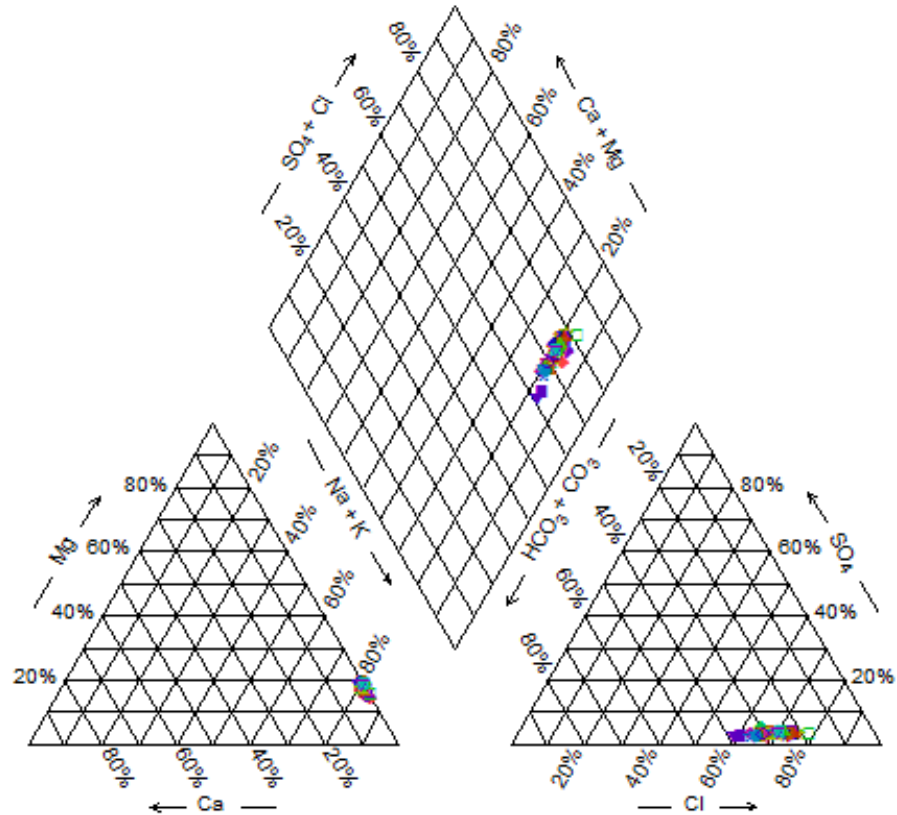


Figura 6.55 Diagrama de Piper, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

En la Figura 6.55 se presenta el diagrama de Piper de las aguas de salmueras en Zapotitlán salinas, en donde se puede observar que el 82% de las muestras se clasifican como aguas de tipo sódica. Mientras que el segundo grupo dominante son las aguas tipo cloruradas con un rango de 60-80 %. Lo anterior concuerda con Mancilla *et al.*, 2014; donde concluye que las salinas Chiquitas de Zapotitlán, Puebla, son altamente sódicas. Las sales que prevalecen son: cloruro de sodio (NaCl), sulfato de sodio (Na₂SO₄) y carbonato de sodio (Na₂CO₃). Además, en esta investigación se tiene la proporción de sales hipotéticas del orden de mayor predominancia del orden siguiente sales de: cloruro de sodio, bicarbonato de sodio, carbonato de sodio.

Adicionalmente en la Figura 6.56 se presenta el diagrama de Durov de las aguas donde se observa la localización de los sólidos totales disueltos menores a los 50000 (mgL^{-1}), donde los rangos de los pH son altamente alcalinos y el contenido de los iones son predominantemente son (Na y Cl).

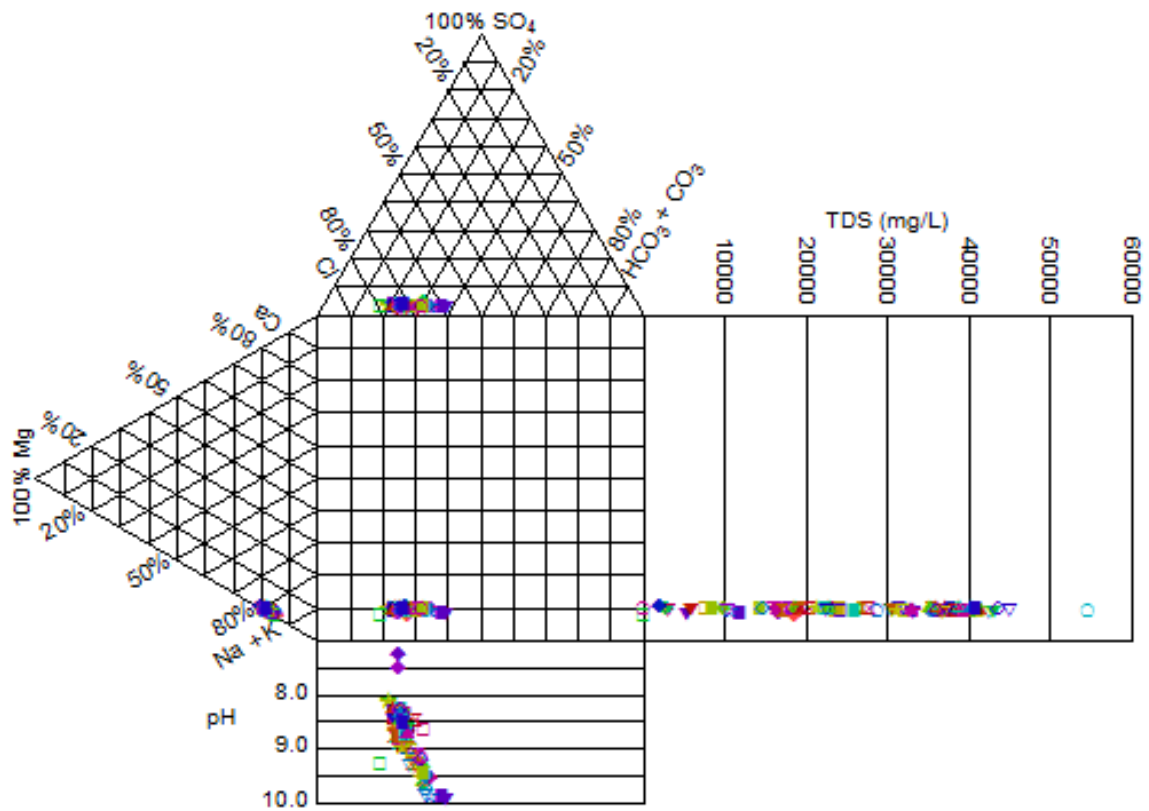


Figura 6.56 Diagrama de Durov, de las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla.

6.4 Composición de la evaporación experimental de las salmueras de Zapotitlán-Salinas y de los lagos-cráter, Puebla.

Los experimentos de evaporación sucesiva de las diferentes salmueras se establecieron con la finalidad de estudiar la evolución de las diferentes concentraciones en cada paso de evaporación hasta el momento final de precipitación total de estas salmueras.

Para esto se escogieron siete muestras para su evaporado, el cual consistió en la evaporación en condiciones controladas de calor mediante una parrilla, se inició con un volumen de 2 Litros, en condiciones isotérmicas a una temperatura constante de 50°C y hasta su total desecación, durante el cual se recogieron muestras de salmueras por cada 100 ml evaporados, para su posterior análisis de sus contenidos de cationes y aniones.

Cuadro 6.19 Localización geográfica de las muestras de la evaporación experimental.

No. muestra	Sitio de muestreo	Lat N	Long O	Altura (m)	Temp. (°C)
1	LAGO CRÁTER ATEXCAC	19.3373	97.4461	2466	22.0
2	LAGO CRÁTER ALCHICHICA	19.4141	97.3957	2334	19.0
3	SALINAS CHICAS	18.3466	97.2821	1528	21.0
4	SALINAS GRANDES	18.3684	97.4265	1483	23.7
5	NACIMIENTO GUAJILLERA	18.3230	97.6246	1753	23.7
6	PARAJE TOCHIGA	18.3624	97.4318	1573	23.5
7	PARAJE SAUCE	18.3237	97.4522	1425	27.0

Los datos están expresados en unidades de meq L⁻¹ para el caso de los principales iones.

Cuadro 6.20 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del lago Cráter Alchichica

No.	pH	CE (mS cm ⁻¹)	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones
1	9.05	13.220	2.50	37.50	112.50	6.24	158.74	26.00	14.00	92.00	15.59	147.59
2	9.03	14.520	2.50	41.00	123.50	7.80	174.80	30.00	13.00	102.00	17.63	162.63
3	8.94	15.200	3.00	37.50	126.50	8.00	175.00	26.00	16.00	106.00	20.54	168.54
4	8.86	16.060	2.00	58.00	132.50	7.90	200.40	26.00	17.00	116.00	24.77	183.77
5	8.85	16.570	2.10	59.90	137.00	9.40	208.40	24.00	18.00	122.00	28.00	192.00
6	8.85	18.090	1.50	40.50	169.00	9.60	220.60	28.00	14.00	130.00	29.57	201.57
7	8.78	19.640	1.50	39.00	184.00	11.00	235.50	26.00	18.00	148.00	30.74	222.74
8	8.75	21.940	2.50	38.00	206.30	12.70	259.50	30.00	15.00	164.00	30.74	239.74
9	8.65	24.960	1.50	43.00	253.00	14.10	311.60	24.00	22.00	194.00	42.39	282.39
10	8.73	34.770	1.50	43.50	351.00	19.90	415.90	40.00	16.00	282.00	42.54	380.54
11	8.71	50.200	2.00	45.50	565.00	29.50	642.00	46.00	20.00	440.00	81.00	587.00

Cuadro 6.21 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del lago Cráter Atexcac

No.	pH	CE (mS cm ⁻¹)	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones
1	8.49	12.340	3.00	48.50	91.90	2.34	145.74	18.00	12.10	106.00	2.48	138.58
2	8.68	13.190	2.50	53.00	97.40	2.54	155.44	28.00	4.00	110.00	2.33	144.33
3	8.69	13.720	2.00	53.00	102.30	2.70	160.00	24.00	9.00	116.00	1.60	150.60
4	8.66	14.650	2.00	60.50	108.40	2.92	173.82	28.00	5.00	124.00	2.19	159.19
5	8.67	15.550	2.00	58.50	115.60	3.17	179.27	28.00	8.00	132.00	2.33	170.33
6	8.66	16.660	3.00	67.00	123.80	3.47	197.27	28.00	10.00	144.00	2.62	184.62
7	8.65	18.580	2.00	74.50	136.50	3.94	216.94	30.00	8.00	164.00	3.20	205.20
8	8.52	20.390	2.00	80.00	150.30	4.38	236.68	26.00	12.00	182.00	3.93	223.93
9	8.33	24.320	2.00	93.00	198.60	6.00	299.60	22.00	16.00	226.00	5.54	269.54
10	8.33	30.960	2.00	98.50	216.40	8.05	324.95	26.00	14.00	294.00	8.74	342.74
11	8.45	46.200	3.50	131.50	436.20	14.25	585.45	26.00	17.00	492.00	19.23	554.23

Cuadro 6.22 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras en Salinas Chicas

No.	pH	CE (mS cm ⁻¹)	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones
1	8.45	35.200	2.50	8.00	443.00	7.80	461.30	52.00	49.50	252.00	66.43	419.93
2	8.68	36.800	1.50	8.50	445.00	7.60	462.60	58.00	51.50	270.00	68.47	447.97
3	8.59	39.400	2.00	9.00	521.00	9.10	541.10	60.00	59.50	300.00	80.12	499.62
4	8.59	40.400	1.50	10.50	526.00	8.60	546.60	54.00	68.00	310.00	73.71	505.71
5	8.64	43.500	1.50	11.00	551.00	9.40	572.90	60.00	73.50	334.00	82.16	549.66
6	8.87	48.100	1.50	11.50	635.00	10.80	658.80	86.00	60.50	374.00	78.08	598.58
7	8.89	51.600	1.50	13.00	692.00	12.10	718.60	92.00	71.50	408.00	81.00	652.50
8	8.91	57.800	1.50	13.50	753.00	12.80	780.80	100.00	85.50	488.00	106.05	779.55
9	8.95	68.300	2.00	17.50	892.00	15.10	926.60	173.00	56.50	560.00	135.77	925.27
10	9.04	83.500	2.00	16.40	1123.00	19.40	1160.80	212.00	79.50	750.00	196.67	1238.17
11	9.01	119.400	2.00	12.00	2105.00	37.60	2156.60	321.00	64.50	1196.00	372.94	1954.44

Cuadro 6.23 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras de Salinas Grandes

No.	pH	CE (mS cm ⁻¹)	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones
1	8.49	8.640	2.20	9.80	80.50	1.08	93.58	7.00	2.00	64.00	11.36	84.36
2	8.54	9.020	3.80	8.70	85.40	1.10	99.00	6.00	4.00	68.00	12.24	90.24
3	8.37	9.480	1.50	10.50	87.20	1.16	100.36	7.00	2.00	72.00	11.07	92.07
4	8.27	10.100	2.00	8.50	98.80	1.22	110.52	9.00	2.50	78.00	12.53	102.03
5	8.40	10.700	1.90	10.10	102.70	1.28	115.98	8.00	2.50	82.00	12.67	105.17
6	8.57	11.620	1.60	10.90	111.00	1.42	124.92	8.00	4.00	88.00	19.52	119.52
7	8.61	12.870	1.30	11.70	122.00	1.56	136.56	9.00	2.50	100.00	19.52	131.02
8	8.63	14.540	1.20	14.30	139.80	1.86	157.16	9.00	4.00	114.00	22.58	149.58
9	8.70	16.850	0.80	16.20	185.00	2.90	204.90	11.00	4.00	138.00	33.80	186.80
10	8.80	21.400	0.80	27.20	230.80	3.20	262.00	15.00	4.50	178.00	40.21	237.71
11	8.94	35.800	0.90	17.10	416.50	6.45	440.95	25.00	4.00	306.00	65.56	400.56

Cuadro 6.24 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del Nacimiento Guajillera

No.	pH	CE (mS cm ⁻¹)	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones
1	8.56	2.654	5.50	11.60	12.50	0.21	29.81	1.30	4.80	6.50	16.02	28.62
2	8.37	2.789	7.50	12.00	13.40	0.20	33.10	1.40	4.60	7.10	17.77	30.87
3	8.34	3.016	6.00	12.30	14.50	0.27	33.07	1.20	4.00	7.00	19.81	32.01
4	8.20	3.045	5.00	12.60	14.90	0.24	32.74	1.80	2.80	7.60	18.50	30.70
5	8.33	3.187	4.30	13.05	15.20	0.23	32.78	1.00	2.80	8.00	18.65	30.45
6	8.36	3.376	4.60	14.50	19.80	0.25	39.15	1.00	2.80	8.80	23.45	36.05
7	8.33	3.670	4.50	16.00	26.70	0.27	47.47	1.00	3.00	9.40	36.71	50.11
8	8.33	4.010	4.10	16.90	29.80	0.31	51.11	1.20	2.40	10.80	31.47	45.87
9	8.33	4.670	3.60	20.90	35.90	0.37	60.77	0.60	2.30	13.00	39.04	54.94
10	8.39	6.760	4.40	28.10	48.20	0.54	81.24	0.60	1.70	20.00	53.61	75.91
11	8.44	8.440	4.90	32.80	70.00	0.74	108.44	0.60	1.80	26.40	71.67	100.47

Cuadro 6.25 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del Paraje Tochiga

No.	pH	CE (mS cm ⁻¹)	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones
1	8.43	64.000	0.90	6.60	783.00	13.50	804.00	49.00	109.00	550.00	128.78	836.78
2	8.48	67.500	0.90	5.10	853.00	14.80	873.80	94.00	68.00	580.00	124.70	866.70
3	8.62	70.900	0.60	5.90	872.00	15.20	893.70	88.00	84.00	620.00	124.70	916.70
4	8.62	74.800	0.20	6.80	946.00	19.60	972.60	78.00	104.00	650.00	145.68	977.68
5	8.63	80.400	0.50	7.00	993.00	17.10	1017.60	110.00	88.00	710.00	138.40	1046.40
6	8.72	85.100	0.30	7.20	1069.00	18.60	1095.10	140.00	74.00	770.00	164.62	1148.62
7	8.79	90.100	0.30	7.20	1153.00	20.30	1180.80	202.00	33.00	850.00	203.95	1288.95
8	8.81	101.200	0.20	18.30	1450.00	24.40	1492.90	182.00	90.00	980.00	246.20	1498.20
9	8.84	114.900	0.20	10.80	1708.00	29.20	1748.20	214.00	110.00	1160.00	307.38	1791.38
10	8.84	138.100	2.00	13.00	2160.00	37.40	2212.40	240.00	186.00	1550.00	372.94	2348.94
11	8.79	181.400	0.20	23.30	3837.00	68.40	3928.90	608.00	159.00	2750.00	370.03	3887.03

Cuadro 6.26 Composición iónica de la evaporación sucesiva de las salmueras del Paraje Sauce

No.	pH	CE (mS cm ⁻¹)	Ca	Mg	Na	K	Σ Cationes	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Σ Aniones
1	8.36	83.600	0.20	23.30	1048.00	22.70	1094.20	74.00	120.00	780.00	224.35	1198.35
2	8.57	89.100	0.20	26.30	1128.00	24.50	1179.00	122.00	88.00	840.00	222.89	1272.89
3	8.80	92.500	0.40	34.10	1182.00	25.80	1242.30	142.00	79.00	890.00	270.96	1381.96
4	8.61	96.500	0.20	28.30	1298.00	27.80	1354.30	200.00	37.00	1000.00	259.31	1496.31
5	8.59	102.300	0.20	27.30	1396.00	29.30	1452.80	110.00	135.00	1065.00	262.22	1572.22
6	8.65	110.500	0.20	26.80	1695.00	35.70	1757.70	152.00	130.00	1240.00	305.93	1827.93
7	8.71	118.300	0.30	25.70	1736.00	37.00	1799.00	206.00	90.00	1250.00	442.87	1988.87
8	8.62	128.400	0.20	20.30	1950.00	42.40	2012.90	162.00	163.00	1400.00	416.64	2141.64
9	8.65	143.100	0.20	18.80	2232.00	49.40	2300.40	188.00	190.00	1650.00	431.21	2459.21
10	8.63	169.500	0.30	13.20	2986.00	65.80	3065.30	274.00	226.00	2240.00	640.99	3380.99
11	8.75	193.600	0.30	17.70	5300.00	123.60	5441.60	640.00	78.00	3970.00	897.39	5585.39

7. CONCLUSIONES

1. Las aguas superficiales de los estados de Tlaxcala, Puebla, poseen cantidades variables de bicarbonato. La concentración de HCO_3 es de 0.47 a 8.26 ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$).
2. Los valores de pH en las aguas de Calpulalpan-El Carmen tienen, un promedio de 7.71, lo que indica que son ligeramente alcalinas.
3. . En cuanto a relación funcional $\text{mg} = \alpha f (\text{CE})$ el coeficiente fue $\alpha = 0.627$, este coeficiente corresponde a aguas de calidad bicarbonatada-clorhídricas.
4. La relación PSI-RAS, con valores de $\text{RASor} = 13.30$, $\text{RASaj} = 22.77$, $\text{RAScorr} = 14.08$.
5. Los valores de Carbonato de Sodio Residual (CSR), en las aguas superficiales de Tlaxcala, Puebla es < 0.0 . Esto significa que, en estas aguas se tienen suficientes cantidades de Ca + Mg para neutralizar los $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3$
6. Las aguas de los lagos cráter de Quechulac, La Preciosa y Aljojuca, son de baja concentración ($929\text{-}2386 \mu\text{S cm}^{-1}$) esto indica que, los lagos tienen en alguna medida una relación de continuidad con los acuíferos circunvecinos.
7. Las aguas de los lagos-cráter de Atexcac y Alchichica son de tipo sódico-clorhídricas. Estas aguas guardan una relación con los procesos hidrotermales.
8. Los Lagos-cráter de Atexcac y Alchichica, estas aguas contienen altas cantidades de Boro (44 y 108 mg L^{-1} respectivamente).
9. En las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla, el valor más alto del contenido de silicio fue de 34 mg L^{-1} estos valores se deben a pH altos de 9 a 10.
10. Las aguas de las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla, son aguas altamente sódicas, donde las sales que prevalecen son: cloruro de sodio, bicarbonato de sodio y carbonato de sodio.
11. Los valores de sodio y cloro en las evaporaciones sucesivas del Lago-cráter Alchichica, tiene un valor inicial y final: sodio (112.50 y 565 $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$), Cloro (92 y 440 $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) respectivamente.

8. RECOMENDACIONES

1. Establecer de manera permanente periodos sucesivos de muestreo cada seis meses de las aguas de los lagos cráter, con la finalidad de comprender su geoquímica.
2. Por lo que se refiere a las salmueras de Zapotitlán-Salinas, Puebla, continuar con el muestreo de los pozos; para identificar el origen de las salmueras.

9. LITERATURA CITADA

- Abbas, S. T., M. Sarfraz, S. M. Mehdi, G. Hassan, and Obaid-Ur-Rehman. 2007. Trace Elements Accumulation in Soil and Rice Plants Irrigated with Contaminated Water. *Soil & Tillage Research*. 94:503-509.
- Abdel, G. G., A. Arslan, A. Gaihbe, and F. Kadouri. 2005. The Effects of Saline Irrigation Water Management and Sal Tolerant Tomato Varieties on Sustainable Production of Tomato in Syria (1999-2002). *Agric. Water Manage*. 78:39-53.
- Aceves N., E. 2011. El ensalitramiento de los suelos bajo riego. Segunda edición. biblioteca básica de agricultura (bba) de Colegio de Postgraduados. Mundi prensa México.
- Adams, F. 1971. Ionic Concentrations and Activities in Soil Solutions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc*. 35:420-426.
- Aguilera J. G., 1896. Boletín del Instituto Geológico de México "Bosquejo Geológico de México" D.F., pp 78-96.
- Akhter, J., R. Murray, K. Mahmood, K. A. Malik, and S. Ahmed. 2004. Improvement of Degraded Physical Properties of a Saline-Sodic Soil by Reclamation with Kallar Grass (*Leptochloa fusca*). *Plant and Soil*. 258:207-216.

- Alhammadi, M. S., and D. M. Millar. 2006. Effect of Ionic Strength and Sodium Adsorption Ratio on the Flocculation/Dispersion of Two Surface Soils from Eastern Arkansas. *Soil Sci.* 171(12):960-967.
- Alva, A. K., M. E. Sumner and W. P. Miller. 1991. Relationship between ionic strength and electrical conductivity for soil solutions. *Soil Science* 152: 239-242.
- Álvarez, J. 1950. Contribución al conocimiento de los peces de la región de los Llanos, estado de Puebla (México). *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas* 6(1-4): 81-107.
- American Public Health Association (APHA). 1995. *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*. 17th edition. APHA, AWWA, WEF. Edition Port City Press, Baltimore, Maryland.
- Amrhein, C., and D. L. Suarez. 1991. Sodium-Calcium Exchange with Anion Exclusion and Weathering Corrections. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:698-706.
- Arora, Y., and N. T. Singh. 1980. Effect of Amount of Leaching Water and Method of Calcium Application on the Reclamation of a Saline Sodic Soil. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 28(2):219-222.
- Ayers, R. S., and D. W. Westcot. 1987. *La calidad del agua en la agricultura*. Traducido al español por J. F. Alfaro. Estudio FAO Riego y Drenaje 29 Rev. 1. Roma.
- Beletse, Y. G., J. G. Annandale, J. M. Steyn, I. Hall, and M. E. Aken. 2008. Can Crops be Irrigated with Sodium Bicarbonate Rich CBM Deep Aquifer Water? Theoretical and Field Evaluation. *Ecol. Eng.* 1-11.
- Bower, C. A., G. Ogata, and J. M. Tucker. 1968. Sodium Hazard of Irrigation Waters as Influenced by Leaching Fraction and by Precipitation or Solution of Calcium Carbonate. *Soil Sci.* 106(1):29-34.

- Bower, C. A. 1959. Cation-Exchange Equilibria in Soils Affected by Sodium Salts. *Soil Sci.* 88:32-35.
- Bower, C.A., and J. O. Goertzen. 1955. Negative Adsorption of Salts by Soils. *Soil Sci. Soc. Proc.* 19:147-151.
- Bower, C. A., L. V. Wilcox, G. W. Akin, and M.G. Keyes. 1965. An Index of the Tendency of CaCO_3 to Precipitation from Irrigation Waters, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29:91-92
- Calderón G., A., 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla. XX Congreso Geológico Internacional, Libreto-Guía de la Excursión A-11, México, D.F. pp. 9-27
- Camacho B.A. 2019 Calidad de las aguas residuales urbano-industriales del estado de Oaxaca, México, Tesis de maestría en ciencias (Hidrociencias) en Colegio de Postgraduados, campus montecillo. Estado de México
- Can, C.Á. 2011. Calidad de las aguas para riego en la Cuenca del Oriental y Sierra Norte, estados de Tlaxcala, Puebla y Veracruz. Tesis de Doctorado. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 229 p.
- Can C. Á., Ortega E. H. M., Sánchez B. E. I., y Cruz C. E. 2014. Calidad del agua para riego en la Sierra Norte de Puebla, México. *Tecnología y ciencias del agua* 5: 77-96.
- Castellón H.B., 2003 Elementos arqueológicos de la explotación de la sal en Zapotitlán salinas, Puebla, México. 1a Trobada internacional d'arqueologia envers l'explotació de la sal a la prehistòria i protohistòria Cardona, 6-8 de desembre. Pàg. 82-96
- Chahal, R. S., and R. N. Kundu. 1985. Ameliorating Effects of Pyrites as Influenced by CaCO_3 in Saline Sodic Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 33:635-640.

- Chang, R. 2010. Propiedades físicas de las disoluciones. In R. Chang. Química. Décima Edición. (pp. 512-555). México: Mc Graw Hill.
- Conagua. 2018. Estadísticas del agua en México, edición 2018. Comisión Nacional del Agua, Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales. Ciudad de México.
- Coras M., P. M. 2000. Calidad química del agua para riego. Universidad Autónoma Chapingo. Fitotecnia. Texcoco, Edo. de México.
- Corwin, D. L. and S. M. Lesch. 2003. Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: Theory, principles, and guidelines. Journal Agronomy. 95(3): 455 - 471.
- Custodio, E. y Llamas R. 1996. Hidrología subterránea. Tomo I. Segunda edición. Ediciones Omega S.A., Barcelona España.
- De la lanza, E.G. y García J.L. 1995. Lagos y presas de México. Centro de ecología y desarrollo. Compiladores. México D.F. 320 pp.
- Del Castillo, L. F. 2003. El fenómeno mágico de la ósmosis. Tercera edición. La ciencia para todos No. 16. Fondo de Cultura Económica. México, DF. Pág. 32-38.
- Del valle F.H., 1992. El agua en la naturaleza. Apoyos académicos 16. Universidad Autónoma Chapingo, México.
- Doering, E. J., and W. O Willis. 1980. Effect of Soil Solution Concentration on Cation Exchange Relationships. Proc. Inter. Symp. On Salt-Affected Soils. Karnal, India.
- Doneen, L. D. 1958. Quality of water for irrigation. In L. D. Doneen (Ed). Proc. Conf. on Quality of Water for Irrigation No. 14. Water Resources Center. Davis, California, USA. 208 pp.

- Doneen, L. D. 1975. Water Quality for Irrigated Agricultural. *In*: A. Poljakoff, Mayber A., and J. Gale (eds.). Plant in Saline Environments. Springer-Verlang. New York. U. S.
- Durov, S.A. 1948. Natural waters and Graphic representation of their composition. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 59:87-90.
- Eaton, F. M. 1950. Significance of Carbonates in Irrigation Waters. Soil Sci. 69:123-133.
- Endo, T., S. Yamamoto, T. Honna, and E. Eneji. 2002. Sodium-Calcium Exchange Selectivity as Influenced by Clays Minerals and Composition. Soil Sci. 167(2):117-125.
- Eugster, H.P. y Hardie L.A. 1978. Saline lakes. *In*: Lakes, chemistry, geology, physics, (A. Lerman, ed.), Springer-Verlag. pp:237-293.
- Evangelou, V. P., and F. J. Coale. 1987. Dependence of the Gapon Coefficient on Exchangeable Sodium for Mineralogically Different Soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:68-72.
- Evangelou, V. P., and R. E. Phillips. 1987. Sensitivity Analysis on the Comparison between the Gapon and Vanselow Exchange Coefficients. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:1473-1479.
- Evangelou, V. P., and M. Marsi. 2003. Influence of Ionic Strength on Sodium Calcium Exchange of Two Temperature Climate Soils. Plant and Soil. 259:307-313.
- Fereres, E. and M. A. Soriano. 2007. Deficit irrigation for reducing agricultural water use. Journal of Experimental Botany. 58 (2):147–159.
- Frenkel, H., A., and W. A. Hadas. 1978. The Effect of Salt Precipitation and High Sodium Concentrations on Soil Hydraulic Conductivity and Water Retention. Water Resour. Res. 14:217-221

- Frenkel, H., and N. J. Alperovitch. 1984. The Effect of Mineral Weathering and Soil Solution Concentration on ESR-SAR Relationships of Arid and Semi-Arid Zone Soils from Israel. *J of Soil Sci.* 35:367-372.
- Galache, L. M. I. & E. Camacho D. 1992. Un avance decisivo en el conocimiento de los iones: la teoría de Arrhenius de la disociación electrolítica. *Enseñanza de las Ciencias* 10: 307-311.
- Garrels, R.M. y Mackenzie, F.T. 1967. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In: *Equilibrium concepts in natural water systems.* Amer. Chem. Soc., pp: 222-242.
- Gasca D.A. 1982. Génesis de los lagos cráter de la Cuenca de Oriental. *Colec. Cient. Inst. Nal. Antropol. Hist.* 98 México. 45 pp.
- Gillman, G. P. & L. C. Bell. 1978. Soil solution studies on weathered soils from tropical North Queensland. *Australian Journal of Soil Research*, 16: 67-77.
- Griffin, R. A., and J. J. Jurinak. 1973. Estimation of Activity Coefficients from the Electrical Conductivity of Natural Aquatic Systems and Soil Extracts. *Soil Sci.* 116(1):26-30.
- Guerasimov, Ya., V. Dreving, E. Eriomin, A. Kiseliyov, V. Lebeder, G. Panchenkov, and A. Shliguin. 1971. Teoría de los electrolitos. Traducción al español de González Marín Salvador. pp. 404-432 *In: Curso de Química Física.* Cap. 16 Tomo II. Editorial MIR. Moscú.
- Gupta, U. C., Y. W. Jame, C. A. Cambell, A. J. Leyshon, and W. Nicholaichuk. 1985. Boron Toxicity and Deficiency: A Review. *Can. J. Soil Sci.* 65(3):381-409.
- Hardie, L.A. y Eugster H.P. 1970. The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper.* 3:273-290.

- Harron, W. R. A., G. R. Webster, and R. R. Cairns. 1983. Relationship between Exchangeable Sodium and Sodium Adsorption Ratio in a Solonchic Soil Association. *Can. J. Soil Sci.* 63:461-467.
- Harwad, M. E., and N. T. Coleman. 1953. Ion Exchange Equilibria on the Presence of Small Amounts of Electrolyte. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 17:339-342.
- Hem, J. D. 1985. Significance of properties and constituents reported in water analyses. In J. D. Hem (ed). Study and interpretation of chemical characteristics of natural water. U S Geol Survey Water Supply Paper 2254. 3^o edition. E.U.A.: U.S. Geological Survey: United States Government.
- Hoffman, G. J., R. S. Ayers, E. J. Doering, and B. L. Mc Neal. 1990. Salinity in Irrigated Agriculture. pp. 145-185. *In: Agricultural Irrigation. Chapter 5. Agronomy Monograph No. 30. Madison.*
- James, D. W., M. R. J. Hanks and J. J. Jurinak. 1982. *Modern Irrigated Soils.* Wiley-Interscience Publication. U.S. A.
- Juárez D. E. O., 2015. Caracterización hidrogeoquímica de las Salinas y Aguas del Valle de Tehuacán, Puebla Tesis de Maestría. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo.
- Jurinak, J. J., C. Amrhein, and R. J. Wagenet. 1984. Sodic Hazard: The Effect of SAR and Salinity and Overburden Materials. *Soil Sci.* 138(3):142-159.
- Jurinak, J. J., and D. L. Suarez. 1990. The Chemistry of Salt-Affected Soils and Waters. pp. 42-63. *In: Tanji, K. K. (ed). Agricultural Salinity Assessment and Management. Chapter 3. ASCE. Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71. Published by American Society of Civil Engineers. New York., U. S. A.*
- Kaledhonkar, M. J., A. K. Keshari, and S. E. A. T. M. Van Der Zee. 2006. Relative Sensitive of ESP Profile to Spatial and Temporal Variability in Cation

Exchange Capacity and Pore Water Velocity under Simulated Field Conditions. *Agric. Water Manage.* 83(172):58-68.

Keren, R., and S. Miyamoto. 1990. Reclamation of Saline, Sodic, and Boron-Affected Soils. pp. 410-431 In: Tanji, K. K. (ed) *Agricultural Salinity Assessment and Management*. Chapter 19. ASCE. *Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71*. Published by American Society of Civil Engineers. New York. U. S. A.

Kopittke, P. M., H. B. So, and N. Menzies. 2006. Effect of Ionic Strength and Clay Mineralogy on Na-Ca Exchangeable and the SAR-ESP Relationship. *Euro. J. Soil Sci.* 57:626-633.

Kovda, V. A., C. Vanden Berg C., and R. M. Hogan. 1967. *International Source Book on Irrigation and Drainage of Arid Lands in Relation to Salinity and Alkalinity*. FAO/UNESCO.

Kumar, U. M., A. K. Bhardwaj, D. N. Warrington, D. Goldstein, A. T. Bar and G. J. Levy. 2008. Changes in Soil Hydraulic Conductivity, Runoff, and Soil Loss due to Irrigation with Different Types of Saline-Sodic Water. *Geoderma*.144:509-516.

Langelier, W. F. 1936. The Analytical Control of Anti-Corrosion Water Treatment. *J. Am. Water Works Assn.* 28(10):1500-1521.

Leffelaar, P. A., A. Kamphorst, and R. Pal. 1983. Nomographic Estimation of Activity Coefficients from the Electrical Conductivity Data of Soil Extracts. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 31:20-27.

Levy, R., J. Shalhevet, and N. Alperovhitch. 1972. Selectivity Coefficients of Ca-Mg Exchange for three Montmorillonitic Soils. *Geoderma.* 8:133-138.

Levy, G. J., A. I. Mamedov, and Goldstein. 2003. Sodicty and Water Quality Effects on Slaking of Aggregates from Semi-Arid Soils. *Soil Sci.* 168(8):552-562.

- López G. A. D., H. M. Ortega E., C. Ramírez A., E. I. Sánchez B., A. Can C., D. J. Gómez M. & R. E. Vázquez A. 2016. Caracterización fisicoquímica del agua residual urbano-industrial y su importancia en la agricultura. *Tecnología y Ciencias del Agua* 7: 139-157.
- Mancilla V. O. R., Bautista O. A. L., Ortega E. H. M., Sánchez B. E. I., Can C. A., Guevara G. R. D. y Ortega M. Y. M. 2014. Hidrogeoquímica de salinas Zapotitlán y los lagos-cráter Alchichica y Atexcac, Puebla. *Idesia* 32: 55-69.
- McNeal, B. L. 1968. Prediction of the Effect of Mixed-Salt Solutions on Soil Hydraulic Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:190-193.
- Méndez R.I., Namihira G.D., Moreno A.L. y Sosa M.C. 1984. El protocolo de investigación, Lineamientos para su elaboración y análisis. Ed. Trillas. 210 paginas.
- Mendoza, S. I. 2009. Calidad de las aguas residuales urbano-industriales que riegan el Valle del Mezquital, Hidalgo, México. Tesis doctoral, Colegio de Postgraduados, Montecillo, México.
- Mercado, F. T. 2011. Caracterización de las aguas de la red hidrográfica México D.F-Zona metropolitana-Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán-Tamazunchale-Pánuco. Tesis de Doctorado. Colegio de Postgraduados. Campus Montecillo. Texcoco, Edo. De México.
- Minhas, P. S., R. K. Naresh, C. P. S. Chauhan, and R. K. Gupta. 1994. Field determined Hydraulic Properties of a Sandy Loam Soil Irrigates with Various Salinity and SAR. *Agric. Water Manage.* 25:97-108.
- Munns, R., and M. Tester. 2008. Mechanisms of Salinity Tolerance. *Annu. Rev. Plant Biol.* 59:651-681.

- Nadler, A., and M. Magaritz. 1981. Expected Desviations from the ESP-SAR Empirical Relationships in Calcium and Sodium-Carbonate-Containing Arid Soils: Field Evidence. *Soil Sci.* 131(4):220-225.
- Oster, J. D., and B. L. McNeal. 1971. Computation of Soil Solution Composition Variation with Water Content for Desaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35:436-442.
- Oster, J. D., and G. Sposito. 1980. The Gapon Coefficient and the Exchangeable Sodium Percentage-Sodium Adsorption Ratio Relation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:258-260.
- Ould Ahmed, B. A., T. Yamamoto, V. Rasiah, M. Inoue, and H. Anyoji. 2007. The Impact of Saline Water Irrigation Management Options in Dune Sand on Available Soil Water and its Salinity. *Agric. Water Manage.* 88:63-72.
- Pal, B., and U. V. Singh. 1985. Effect of Phosphorus on Yield and Nutrient Content in Berseem (*Trifolium alexandrinum* L.) Irrigated with Saline Waters. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 33:646-653.
- Pal, B., and B. R. Tripathi. 1982. Effect of EC and SAR of Water on Wheat and Barley Grown on Different Textured Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 30(3):421-423.
- Paliwai K. V., and A. P. Gandhi. 1976. Effect of salinity, SAR, Ca: Mg Ratio in Irrigation Water, and Soil Texture on the Predictability of Exchangeable Sodium Percentage. *Soil Sci.* 122(2):85-90.
- Pasricha, N. S. 1987. Predicting ionic strength from specific conductance in aqueous soil solutions. *Soil Science* 143: 92-96.
- Pérez, D. J. P., 2018. Calidad agronómica del sistema hidrográfico Lerma Santiago Pacífico y de las aguas que riegan el Valle del Mezquital, Hidalgo, Tesis de Doctorado. Colegio de Postgraduados, Texcoco, México. 444 p.

- Pérez D., J. P., Ortega E., H. M., Ramírez A., C., Flores M., H., Sánchez B., E. I., Can C., A., y Mancilla V., O. R. 2019. Evaluación de la calidad del agua residual para el riego agrícola en Valle del Mezquital, Hidalgo. *Acta Universitaria* (29): 1-21.
- Piper, A. M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water - analysis. *Am. Geophys. Union Trans.* 25:914-923.
- Pizarro F. 1985. Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos. 2ª. edición. Editorial Agrícola Española. Madrid, España.
- Polón, R., R. I. Castro, M. A. Ramírez, A. Miranda y N. Pérez. 2004. Estudio comparativo del manejo de agua en dos sistemas de riego y su efecto en la conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo y el rendimiento del cultivo de arroz (*Oryza sativa L.*). *Cultivos Tropicales.* 25(2):91-93.
- Ponnamperuma, F. N., E. M. Tianco, and T. A. Loy. 1966. Ionic Strengths of the Solutions of Flooded Soils and Other Natural Aqueous Solutions from Specific Conductance. *Soil Sci.* 102(6):408-413.
- Porcelli, A. C., F. H. G. Boem and R. S. Lavado. 1995. The K/Na and Ca/Na Ratios and Rapeseed Yield, under Soil Salinity and Sodicity. *Plant and Soil.* 175:251-255.
- Porta C. J., M. López-Acevedo R. y C. Roquero de L. 2003. Edafología: para la agricultura y el medio ambiente. Tercera Edición. Madrid, España. Ediciones Mundi-Prensa. 929 pp.
- Prasad, A., D. Kumar, and D. V. Singh. 2001. Effect of Residual Sodium Carbonate in Irrigation Water on the Soil Sodification and Yield of Palmarosa (*Cymbopogon martinii*) and Lemongrass (*Cymbopogon flexuosus*). *Agric. Water Manage.* 50:161-172.

- Pratt, P. F., and L. F. Bair. 1969. Sodium Hazard of Bicarbonate Irrigation Waters. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33:880-883.
- Pratt, P. F., L. D. Whittig, and B. L. Grover. 1962. Effect of pH on the Sodium- Calcium Exchange Equilibria in Soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26:227-230.
- Rao, T. S., A. L. Page, and N. T. Coleman. 1968. The Influence of Ionic Strength and Ion-Pair Formation between Alkaline Earth Metals and Sulfate on Na-Divalent Cation-Exchange Equilibria. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:639-643.
- Rengasamy, P. 2006. World salinization with emphasis on Australia. *Journal of Experimental Botany.* 57: 1017-1023.
- Reyes C., M. 1979. Geología de la Cuenca de Oriental, estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala. Colección Científica Prehistoria. SEP-INAH. México, DF. 62 p.
- Rhoades, J. D., and D. B. Krueger. 1968. Extraction of Cations from Silicate Mineral during the Determination of Exchangeable Cations in Soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:488-492.
- Rhoades, J. D. 1972. Quality of Water for Irrigation. *Soil Sci.* 113(4):277-284.
- Rhoades, J. D., F. Chaundi and S. Lesch. 1999. Soil Salinity Assessment. Methods and Interpretation of Electrical Conductivity Measurements. *Irrig. and Drain. Paper 57.* FAO. Rome.
- Rhue, R. D., and R. S. Mansell. 1988. The effect of pH on Sodium-Calcium and Potassium-Calcium Exchange Selectivity for Cecil Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:641-647.
- Richards, L. A. 1973. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Manual No. 60. Editorial LIMUSA.

- Risacher F. y Alonso H. 1996a. Geoquímica del salar de Atacama, parte 1: Origen de los componentes y balance salino. *Revista Geológica de Chile*. 23(1):113-122.
- Risacher F. y Alonso H. 1996b. Geoquímica del salar de Atacama, parte 2: Evolución de las aguas. *Revista Geológica de Chile*. 23(1):123-134.
- Risacher F., Alonso H. y Salazar C. 1999. Geoquímica de aguas en cuencas cerradas I, II y III regiones-Chile. Convenio de cooperación DGA-UCN-ORSTOM (Síntesis). 89 p.
- Risacher, F. y Fritz, B. 1991. Geochemistry of Bolivian salars, Lipez, southern Altiplano: origin of solutes and brine evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55:687-705.
- Salinity Laboratory Staff. U. S. 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. U. S. Dept. Agric. Handbook 60. U. S. Washington, DC.
- Schwarz, M. 1995. *Soilless Culture Management*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Germany. 197 p.
- Seoáñez, C. M. 2005. *Depuración de las aguas residuales por tecnologías ecológicas y de bajo costo*. Ediciones Mundi Prensa. España.
- Shainberg, I. & J. D. Oster. 1978. *Quality of irrigation water*. International Irrigation Information Center. Israel Publication N° 2, Israel. 65 pp.
- Sharma, D. R, and P. S. Minhas. 1998. Effect of Irrigation with Sodic Waters of Varying EC, RSC and SAR/adj. SAR on Soil Properties and Yield of Cotton Wheat. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 46(1):116-119.
- Singh, R. B., P. S. Minhas, C. P. S. Chauhan, and R. K. Gupta. 1992. Effect of High Salinity and SAR Waters on Salinization, Sodication and Yields of Pearl millet and Wheat. *Agric. Water Manage.* 21:93-105.

- Singhal, B. B. S., & R. P. Gupta. 2010. Applied hydrogeology of fractured rocks. Second Edition. Netherlands: Springer Science & Business Media. pp. 213-240.
- Sposito, G. 1977. The Gapon and Vanselow Selecting Coefficients. Soil Sci. Soc. Am. J. 41:1205-1206.
- Sposito, G. 1984. The Future of an Illusion: Ion Activities in Soil Solutions. Soil Science Society of America Journal 48: 531-536.
- Suarez, D.L., Jurinak, J.J. 2011. The chemistry of salt-affected soils and waters. In: Wallender, W.W. and Tanji, K.K. (eds.) ASCE Manual and Reports on Engineering Practice No. 71 Agricultural Salinity Assessment and Management (2nd Edition). ASCE, Reston, VA. Chapter 3 pp. 57-88.
- Suarez, D. L. 2011. Irrigation Water Quality Assessments. In W. W. Wallender, & K. K. Tanji (Ed). Agricultural salinity assessment and management. Second edition. (pp. 343-370). United States of America: American Society of Civil Engineers (ASCE).
- Suarez, D. L. 1981. Relation Between pH_c and Sodium Adsorption Ratio (SAR) and an Alternative Method of Estimating SAR of Soil or Drainage Waters. Soil Sci. Soc. Am. J. 45:469-475.
- Suarez, D. L., J. D. Wood, and S. M. Lesch. 2006. Effect of SAR on Water Infiltration under a Sequential Reain-Irrigation Management System. Agric. Water Manage. 8:150-164.
- Velásquez M., M. A. 2001. Las variaciones de los procesos de adsorción de sodio en función de los diferentes valores de la relación de adsorción de sodio en las aguas residuales de la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan, Valle del Mezquital, Hgo. Tesis de Doctorado en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Montecillo Texcoco, Edo. de México.

- Velázquez, M. M. A., M. Ortega, A. Martínez G., J. Kohashi S. & N. García C. 2002. Relación funcional PSI-RAS en las aguas residuales y suelos del Valle del Mezquital, Hidalgo, México. *Terra Latinoamericana* 20: 459-464.
- Villada, M. M., 1905. Una exploración a la cuenca fosilífera de San Juan Raya, Estado de Puebla. *Anales del Museo Nacional de México, Sección de historia natural*, Tomo II. pp. 126-164.
- Wienhold, B. J., and T. P. Trooien. 1998. Irrigation Water Effects on Infiltration Rate in Northern Great Plains. *Soil Sci.* 163(11):853-858.
- Wilcox, L. V., G. Y. Blair & C. A. Bower. 1954. Effect of bicarbonate on suitability of water for irrigation. *Soil Science* 77: 259-266.
- Yáñez G., C. y S. García D. 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad. México, DF. 96 p.
- Zaporozec, A. 1972. Graphical interpretation of water-quality data. *Groundwater*, 10: 32-43.
- Zavala H.J.A., 1980. Estudios ecológicos en el valle semiárido de Zapotitlán de las salinas, Puebla. Clasificación de la vegetación. tesis profesional, UNAM México D.F., 109 Pág.
- Zuo, Y., L. Ren, F. Zhang, and R. F. Jiang. 2007. Bicarbonate Concentration as Affected by Soil Water Content Controls Iron Nutrition of Peanut Plants in a Calcareous Soil. *Plant Physiol. and Biochem.* 45:357-364.