

SALINIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN UN ACUÍFERO COSTERO DE LA ZONA ÁRIDA DEL NOROESTE DE MÉXICO: FUENTES, MECANISMOS Y REACCIONES QUÍMICAS

A. Cardona¹; J.P. Del Conde² & J. Joel Carrillo-Rivera³

Resumen - La calidad del agua subterránea en el Valle de Santo Domingo, Baja California Sur, México, señala la presencia de diversos fenómenos de salinización, a medida que: *i*) el acuífero (de origen marino) sufre efectos diagenéticos por interacción con agua subterránea de baja salinidad, *ii*) el bombeo de agua subterránea ocasiona modificaciones en el régimen de flujo natural y *iii*) los efectos de la agricultura intensiva producen efluentes que se percolan hacia la zona saturada.

El agua bombeada por los pozos consiste de una mezcla entre: *i*) miembro extremo e baja salinidad que circula en el acuífero y *ii*) miembro extremo de salinidad similar al agua marina, contenido principalmente en las formaciones de baja permeabilidad que subyacen al acuífero. La geoquímica de carbonatos y reacciones de intercambio catiónico (directo e inverso) controlan la concentración de Ca, Mg, Na y HCO₃, así como los valores de pH. Las concentraciones de elementos traza disueltos (F, Li, Ba, Sr) sugiere que el miembro extremo salino no corresponde a la composición promedio de agua marina moderna. Las concentraciones de NO₃ permiten diferenciar los procesos de salinización inducida por prácticas agrícolas, de aquellos de salinización por inducción de aguas salinas.

Palabras clave - salinización, intercambio ionico directo e inverso, retornos de riego.

INTRODUCCIÓN

En vista de las condiciones áridas que prevalecen en la Península de Baja California, ubicada en la porción noroeste de la República Mexicana, el abastecimiento de agua en esta región para irrigación de cultivos y uso potable normalmente depende de

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra-UNAM, cardonab@slp1.telmex.net.mx

² Desarrollo y Sistemas, S. A

³ Instituto de Geografía-UNAM, cigaihsud@internet.com.mx

fuentes subterráneas. En vista de su geometría (consiste de una franja de aproximadamente 1300 kilómetros de largo por y 100-150 kilómetros de ancho) una buena parte de los acuíferos de esta región descargan agua subterránea directamente al mar, ya sea al océano Pacífico o al Mar de Cortes (Golfo de California). Uno de los mayores desarrollos agrícola en esta porción de México se ubica en el Valle de Santo Domingo, en Baja California Sur (Figura 1). El número de pozos activos en esta región (el Distrito de Riego tiene 1900 km² de extensión) ha evolucionado de 543 en 1970, a 631 en 1977, manteniéndose alrededor de 706 desde 1985 a la fecha. Adicionalmente existen 30 pozos para uso de agua potable y 69 pozos y norias para uso ganadero y abrevadero.

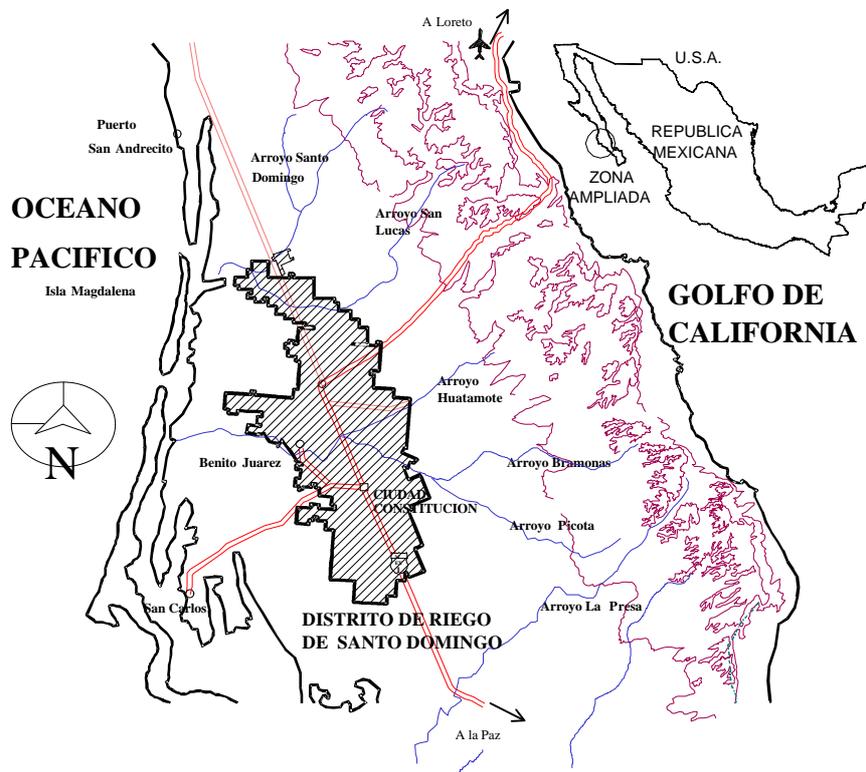


Figura1. Ubicación de la zona de estudio

Como en muchas regiones de México y del mundo, la extracción de agua subterránea ha producido en esta región diversos impactos al ambiente, entre los que se mencionan: *i)* abatimiento del nivel del agua en los pozos e *ii)* incremento en la salinidad del agua subterránea. El primer tipo de impacto se visualiza en esta región cuando se identifica que en condiciones naturales (1950's) el espesor saturado promedio del acuífero era del orden de 85 metros y actualmente a disminuido a 60 metros. El análisis de la información histórica señala que el abatimiento total (promedio aritmético) para el periodo 1957-1996 es de 23 metros (0.60 metros/año). La extracción anual promedio es del orden de $250-300 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figura 2), estímulo que ha producido una disminución

paulatina de la elevación del nivel estático (Figura 3) en los pozos. La “recuperación” del nivel estático que se detecta en algunos años (1974, 1983, 1990), no se relaciona con disminución del volumen de extracción, sino que fue producida por programas de perforación de pozos en zonas con mayor elevación del nivel estático (más alejados de la costa) y abandono de algunos que presentaban elevación del nivel estático por abajo del nivel del mar.

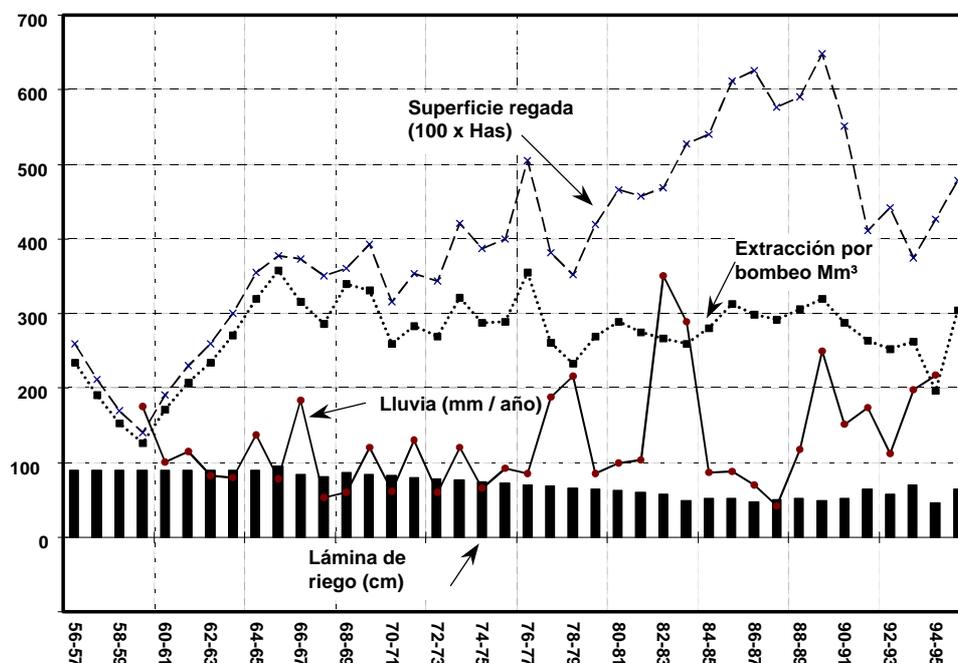


Figura 2.- Distribución de la superficie de riego, láminas de riego aplicadas, extracción por bombeo y precipitación en el Valle de Santo Domingo.

En vista de que se trata de una región costera, la extracción de agua subterránea también ha provocado cambios (espaciales y temporales) en la calidad del agua subterránea (Figura 4). Actualmente, el agua subterránea en más del 30% de los pozos del Distrito de Riego presenta una salinidad mayor a 1500 mg/l, lo que ocasiona disminución en rendimiento de los cultivos y la necesidad de mayores láminas de riego para el lavado del suelo. Se han formulado varias hipótesis para explicar el incremento de la salinidad, entre las que se mencionan intrusión salina (ACSA, 1968), intrusión salina y mezcla con aguas fósiles (TMI, 1977), aunque en general estos trabajos no sustentan sus aseveraciones por medio de un análisis hidrogeoquímico detallado.

Las estrategias de manejo que se han utilizado para disminuir el abatimiento y la salinidad del agua subterránea extraída, consisten en abandonar pozos ubicados en las zonas con mala calidad y reponerlos con pozos en zonas más alejadas de la línea de costa, donde en un principio extraerán agua subterránea de mejor calidad. De este modo, intentan lograr una mejor distribución de los niveles piezométricos, así como un

incremento general en la calidad del agua bombeada. Sin embargo los resultados presentados en las Figuras 3 y 4 señalan que si bien se realizaron los programas de reubicación de pozos, a largo plazo no fue posible cumplir con el objetivo planteado.

La salinización del agua subterránea consiste en el incremento de sólidos totales

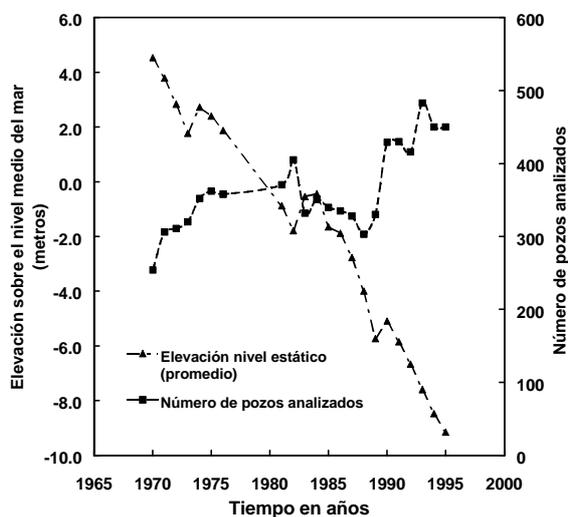


Figura 3. Evolución del nivel estático promedio

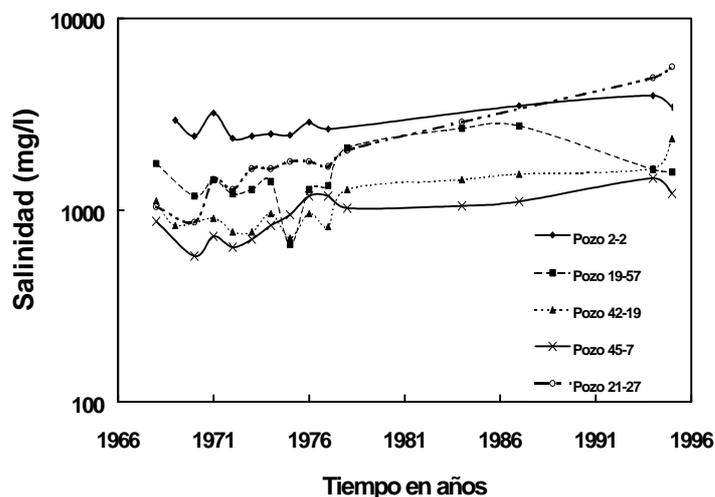


Figura 4. Evolución de la salinidad en el agua subterránea extraída

disueltos a partir de cualquier fuente, ocasionando concentraciones mayores al nivel de fondo o base (Richter y Kreitler, 1991). Esta definición aplica en la evolución observada en el Valle de Santo Domingo, por lo que los objetivos de este trabajo consisten en identificar las fuentes de la salinización, los mecanismos que condicionan el incremento de la salinidad en el agua subterránea, los procesos y las reacciones químicas involucradas. Se considera que con base en el conocimiento de este marco de referencia hidrogeoquímico, será posible plantear estrategias de manejo que permitan controlar la calidad del agua subterránea extraída.

DESCRIPCIÓN DEL MEDIO FÍSICO

FISIOGRAFÍA

El valle de Santo Domingo se ubica en las Provincias Fisiográficas denominadas: *i*) planicie costera (Tierras Bajas) y *ii*) faja montañosa (Pilar Tectónico del Sur). Incluye las cuencas superficiales de los arroyos Bramonas, Santo Domingo y Bahía de la Magdalena (11,450 km² de superficie). Los principales arroyos atraviesan la zona de estudio en dirección de oriente a poniente, con numerosos desniveles en las diferentes terrazas que presenta su curso.

CLIMATOLOGÍA

El clima que predomina en la región es de tipo seco, muy árido, con régimen de lluvias en verano. La precipitación invernal es del orden del 30% del total anual; extremo por su oscilación de temperatura, presenta canícula o sequía de medio verano. La precipitación media anual en la zona de estudio es de 138 mm

GEOLOGÍA

En la zona de estudio es posible reconocer (parcialmente) dos Provincias Geológicas: *i*) Cuenca de Vizcaíno-Purísima y *ii*) Faja Volcánica de la Giganta. La primera se divide en Subcuenca de San Sebastián Vizcaíno (fuera del área de estudio) y Subcuenca de Purísima. Las rocas más antiguas que conforman el basamento de la Subcuenca de Purísima comprenden: *i*) rocas sedimentarias del Triásico, *ii*) rocas de naturaleza ofiolítica y *iii*) rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas (Mina, 1957). Las unidades geológicas que rellenan la Subcuenca de Purísima incluyen secuencias detríticas (Formación Valle, Cretácico), lutitas de facies de talud (Formación Santo Domingo, Paleoceno), secuencias de areniscas y lutitas (Formación Tepetate, Paleoceno-Eoceno), lutitas con intercalaciones de diatomeas (Formación Monterrey, Mioceno Inferior) y lutitas bentoníticas y areniscas (Formación San Raymundo, Mioceno Superior).

La Provincia geológica de la Faja Volcánica de la Giganta, consiste de una amplia región ubicada en la porción oriental de la zona de estudio, donde aflora una secuencia de rocas volcánicas (piroclastos, derrames lávicos y brechas) y areniscas continentales (Formación Comondú). Esta secuencia de rocas, sobreyace a un batolito compuesto por rocas intrusivas félsicas y rocas metamórficas del Mesozoico.

La Formación Salada (Plioceno-Pleistoceno) que sobreyace a la Formación Comondú aflora ampliamente en la región central del área de estudio, en las zonas adyacentes al margen occidental de la Sierra La Giganta y en la planicie de los arroyos Santo Domingo y Soledad. Consiste de areniscas de grano fino a medio, de color café claro y clastos de cuarzo y feldespato y rocas ígneas, medianamente consolidadas, en estratos de 0.30-0.40 metros de espesor con interestratificaciones de conglomerados también poco consolidados (ACSA, 1969). El espesor máximo de esta unidad es del orden de 185 metros y corresponde a la porción norte de la zona de estudio, disminuyendo de acuerdo con la disposición de las estructuras del subsuelo. En la mayor parte de la zona de estudio, subyace en carácter discordante a materiales granulares del Cuaternario que tienen origen variado (fluvial, eólico, aluvial, pie de monte).

HIDROGEOLOGÍA

De acuerdo con la información geológica superficial, complementada con el análisis de cortes litológicos de pozos e interpretación de sondeos eléctricos verticales, se determinaron las características de las formaciones geológicas que constituyen el acuífero en explotación. El agua subterránea se desplaza en un medio poroso constituido por la Formación Salada; la frontera vertical inferior está constituida por formaciones limo-arcillosas de muy baja permeabilidad (Formaciones Raymundo, Monterrey, Tepetate). Las fronteras sur, oriente y norte del acuífero están constituidas por el afloramiento de los derrames del material compacto de baja permeabilidad que conforma la Sierra de la Giganta. El acuífero presenta gran heterogeneidad en la distribución espacial de sus propiedades hidráulicas, la más importante entre el Distrito de Riego y la costa del océano Pacífico, región en la que el tamaño de las partículas que constituyen a la Formación Salada disminuye marcadamente. Los valores de conductividad hidráulica del material que compone acuífero, oscilan entre 60-5 metros/día, por lo que muchos de los pozos presentan caudales de 30-40 l/s con abatimientos menores a 10 metros. Los valores mayores corresponden a la porción centro-oriental y los menores a las zonas y los menores a las zonas norte y occidente.

Considerando la ubicación de la línea de costa con relación al Distrito de Riego y la pendiente preferencial del terreno, la dirección preferencial del flujo subterráneo, en condiciones naturales, era de oriente hacia el occidente. Actualmente se detecta la presencia de un cono de abatimiento "*regional*" delineado por la curva potenciométrica con valor 5 metros por abajo del nivel medio del mar que abarca prácticamente $\frac{3}{4}$ partes del Distrito de Riego. Las mayores elevaciones de la superficie del agua subterránea (20 metros sobre el nivel del mar) se presentan en la región oriental. En la porción central las elevaciones del nivel estático en pozos son del orden de 25 metros bajo en nivel del mar. Sin embargo, muy cercano al extremo occidental del Distrito de Riego, la elevación de la superficie del agua subterránea manifiesta valores muy cercanos a la elevación del nivel del mar. De este modo, aunque este análisis contempla únicamente información en el plano horizontal, la distribución de cargas hidráulicas en el Distrito de Riego confiere un gradiente hidráulico muy pequeño (2.5×10^{-4}) entre el Distrito de Riego y el océano.

METODOLOGÍA

La definición de los mecanismos que han producido la salinización del agua subterránea en la zona de interés, requiere de la compresión e identificación hidrogeoquímica (elementos mayores y menores) de las fuentes potenciales, considerando el marco hidrogeológico de referencia. La presencia de una posible

fuelle de agua salina antigua, planteada en estudios previos, se investigó por medio la determinación de elementos traza (F, Li, Ba, Sr). El efecto de retornos de riego fue analizado con base en las concentraciones de especies presentes en los fertilizantes aplicados, como el SO_4 y NO_3 . En la zona de estudio no existen pozos o piezómetros especiales para investigar la calidad del agua subterránea, por lo que para la toma de muestras se utilizaron pozos de bombeo.

La selección de los aprovechamientos en donde se tomaron muestras de agua, se realizó con base en la información disponible de registros litológicos, eléctricos, análisis químicos previos y ubicación geográfica. Los análisis de campo incluyeron la medición, en una celda de aislamiento, de temperatura, pH, potencial de óxido-reducción (Eh), conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos, con soluciones *buffer* para calibración de los aparatos a la misma temperatura del agua subterránea. Las muestras para análisis de aniones (HCO_3 , Cl, SO_4) se tomaron en frascos de polietileno (prelavados en laboratorio con una solución de ácido clorhídrico y agua destilada) de medio litro de capacidad, con tapa y contratapa. La muestra para NO_3 se tomó en un frasco de 150 ml conservándose por medio de la adición de ácido sulfúrico. El frasco para cationes (Na, K, Ca, Mg), elementos traza (Li, Ba, Sr, B y F) y Si se filtró en el campo, utilizando una membrana de acetato de celulosa de $0.45\mu\text{m}$ y se acidificó ($\text{pH}\approx 2$) con ácido nítrico de alta pureza Inmediatamente después de la colecta, las muestras se colocaron en recipientes adecuados con hielo en su interior, manteniendo la temperatura alrededor de los 4°C , durante el transporte al laboratorio. Los cationes (mayores y traza), se analizaron utilizando un espectrómetro de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (ICP por sus siglas en inglés). Para la determinación de la concentración de sulfato, se utilizó el método turbidimétrico. El cloruro y fluoruro electrodos de ion específico. La determinación de NO_3 se realizó con el método espectrofotométrico con ácido fenoldisulfónico.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

GRUPOS Y MEZCLA DE AGUAS.-

Los resultados de los análisis físicos y químicos de las 35 muestras de agua subterránea tomadas en el Valle de Santo Domingo, se presentan en la Tabla 1. El balance iónico en la mayoría de las muestras es menor del 6%, con excepción de 5 muestras en las que resultó menor al 10%.

CLAVE	DATOS CAMPO					ANIONES				CATIONES				ELEM. TRAZA				INDICES DE SATURACIÓN											
	TEMP.	C. E.	S.T.D.	pH	Eh	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	Na	K	Ca	Mg	Ba	Sr	Li	F	SiO ₂	CaSO ₄	BaSO ₄	CaCO ₃	CaMgCO ₃	Magnesia	Sepiolita	SiO ₂ (sL)	SiCO ₃	BaCO ₃	SiSO ₃	
GRUPO 1																													
27-3	29.9	950	665	7.38	322	343.3	101.9	21.3	15.8	97.2	3.54	33.2	23.4	0.100	0.21	0.020	0.55	61.5	-2.507	-0.335	0.007	0.166	-0.328	-0.932	-0.025	-1.759	-2.97	-3.253	
10-27	30.5	878	612	7.31	274	309.0	110.5	35.0	20.7	75.4	4.19	39.1	26.6	0.010	0.20	0.010	0.13	55.1	-2.226	-1.149	-0.034	0.073	-0.379	-1.21	-0.078	-1.89	-4.805	-3.065	
76-31	30.0	1055	737	6.87	302	366.2	131.7	36.3	20.7	63.2	1.66	93.9	50.9	0.010	0.22	0.010	0.13	58.5	-1.944	-1.233	-0.068	-0.095	-0.515	-2.411	-0.046	-2.264	-4.504	-3.121	
GRUPO 2																													
1-5	30.5	1276	892	7.55	260	274.6	190.7	75.0	18.5	108.7	4.38	44.9	67.6	0.010	0.22	0.010	0.05	45.7	-1.943	-0.94	0.153	0.794	0.155	0.24	-0.161	-1.712	-3.883	-2.79	
19-50	29.7	1290	902	7.44	261	349.0	212.3	50.0	12.8	171.2	8.48	33.7	31.2	0.040	0.32	0.020		59.8	-2.198	-0.439	0.035	0.341	-0.181	-0.554	-0.034	-1.546	-3.358	-2.758	
77-11B	31.0	1174	821	7.36	287	331.9	195.1	65.0	7.9	154.9	6.64	32.3	30.6	0.010	0.31	0.010	0.30	62.9	-2.078	-0.948	-0.067	0.16	-0.259	-0.738	-0.026	-1.643	-4.058	-2.648	
31-9	30.0	1250	870	7.09	244	366.2	198.0	32.0	26.8	111.0	4.03	84.3	41.2	0.050	0.39	0.020	0.30	58.2	-2.038	-0.581	0.101	0.198	-0.39	-1.73	-0.048	-1.8	-3.587	-3.921	
51-1	29.5	1090	762	7.77	265	354.8	124.8	47.5	16.7	179.0	1.70	12.6	12.6	0.002	0.17	0.020	0.55	76.6	-2.582	-1.686	-0.039	0.227	-0.221	0.311	0.074	-1.46	-4.29	-2.983	
44MC-C2	28.5	1288	901	7.42	295	354.8	195.1	53.8	11.0	170.5	2.96	31.0	33.4	0.010	0.14	0.020	0.30	56.8	-2.213	-0.992	-0.03	0.267	-0.191	-0.719	-0.044	-1.927	-3.881	-3.085	
10-12	30.0	1327	927	7.33	286	400.5	170.7	85.0	24.2	199.6	3.19	28.5	24.5	0.080	0.19	0.020	0.30	54.2	-2.041	-0.072	-0.097	0.049	-0.341	-1.338	-0.08	-1.823	-3.129	-2.751	
20-36-37	29.2	1350	943	7.52	281	331.9	218.1	47.5	9.7	194.7	7.41	19.8	20.9	0.010	0.25	0.020	0.30	58.7	-2.425	-1.025	-0.135	0.054	-0.299	-0.628	-0.037	-1.589	-3.895	-2.856	
19-145	29.5	1090	762	7.48	243	343.3	161.7	40.0	13.2	165.8	6.46	18.4	20.9	0.010	0.27	0.020	0.30	66.2	-2.509	-1.08	-0.178	0.007	-0.304	-0.593	0.011	-1.567	-3.902	-2.879	
5-C1-O	29.7	1265	885	7.37	302	343.3	191.7	61.3	12.3	153.4	4.01	37.1	38.2	0.010	0.19	0.020	0.13	55.0	-2.078	-0.969	-0.003	0.311	-0.173	-0.771	-0.07	-1.85	-4.045	-2.904	
A.P.	29.5	1145	800	7.13	278	343.3	188.4	27.5	17.6	149.9	2.16	34.5	31.7	0.002	0.33	0.030	0.40	61.0	-2.43	-1.969	-0.257	-0.25	-0.48	-1.741	-0.023	-1.84	-4.851	-2.992	
69	29.5	1460	1021	7.59	290	331.9	221.7	90.0	9.7	225.2	5.79	19.2	15.0	0.010	0.42	0.060	0.40	77.6	-2.177	-0.786	-0.096	0.006	-0.385	-0.289	0.08	-1.298	-3.86	-2.358	
GRUPO 3																													
78-20	31.5	1330	930	7.28	281	228.9	242.4	55.0	11.4	141.7	7.29	52.1	48.2	0.020	0.45	0.010	0.13	62.7	-1.984	-0.766	-0.098	0.086	-0.3	-0.638	-0.032	-1.726	-4.002	-2.598	
5MPC3	29.0	1926	1346	7.21	301	343.3	397.4	80.0	31.7	173.0	3.88	100.1	80.2	0.010	0.45	0.020	0.20	53.2	-1.68	-0.988	0.196	0.596	-0.088	-0.933	-0.078	-1.704	-4.276	-2.557	
80-20	30.0	1460	1010	7.11	284	331.9	268.3	40.0	20.2	124.2	6.28	86.4	61.0	0.070	0.56	0.020	0.13	66.2	-1.971	-0.383	0.071	0.297	-0.261	-1.165	0.008	-1.682	-3.488	-2.705	
42-46	29.8	1604	1122	7.25	230	251.8	319.9	50.0	13.2	144.0	5.90	83.0	57.9	0.010	0.06	0.030	0.30	56.2	-1.889	-1.131	0.071	0.285	-0.273	-0.885	-0.061	-2.63	-4.321	-3.569	
35-48	29.5	1716	1201	7.19	259	297.5	342.9	60.0	26.6	142.6	3.94	92.6	68.7	0.020	0.69	0.030	0.30	57.5	-1.797	0.262	0.11	0.993	-0.204	-0.98	-0.047	-1.575	-2.986	-2.461	
69-511-1	30.3	1409	985	7.32	266	297.5	251.1	75.0	18.0	165.7	6.65	58.6	41.6	0.020	0.87	0.030	0.55	61.9	-1.825	-0.633	0.074	0.308	-0.252	-0.727	-0.025	-1.309	-3.875	-2.191	
42-52	30.0	1550	1084	7.22	246	263.2	317.0	52.5	14.5	122.2	4.64	81.4	63.7	0.080	0.06	0.030	0.30	55.5	-1.879	-0.163	0.053	0.305	-0.235	-0.92	-0.069	-2.064	-3.378	-3.553	
59-22	30.3	1715	1194	7.11	288	286.1	351.5	62.5	23.8	166.9	10.06	93.5	50.3	0.060	0.94	0.040	0.30	59.3	-1.752	-0.282	0.023	0.087	-0.423	-1.514	-0.042	-1.534	-3.648	-2.291	
30-5	29.7	1455	1015	6.98	290	331.9	243.9	31.3	57.6	83.6	2.61	120.8	62.4	0.070	0.40	0.020	0.13	57.7	-1.955	-0.503	0.06	0.136	-0.411	-1.943	-0.048	-1.986	-3.64	-2.981	
44-91	29.6	1530	1050	7.17	275	240.3	305.1	32.5	22.4	106.2	8.89	98.7	56.5	0.070	1.00	0.030	0.30	58.5	-2.001	-0.464	0.051	0.161	-0.377	-1.163	-0.041	-1.507	-3.565	-2.538	
GRUPO 4																													
49-1	30.0	2010	1470	7.1	305	240.3	505.0	52.5	21.1	144.7	8.61	137.9	102.0	0.030	1.20	0.040	0.30	63.6	-1.757	-0.749	0.075	0.326	-0.236	-0.867	-0.008	-1.548	-4.064	-2.631	
49-26	29.5	2720	1900	7.04	220	240.3	658.5	172.5	21.6	191.7	13.67	223.0	114.5	0.090	1.28	0.050	0.13	57.5	-1.131	0.134	0.16	0.337	-0.311	-1.249	-0.045	-1.625	-3.731	-1.894	
79-21	30.5	2000	1400	7.56	276	331.9	450.3	122.5	11.9	152.1	5.85	131.4	113.6	0.050	1.01	0.020	0.20	68.1	-1.43	-0.201	0.631	1.513	0.395	1.142	0.014	-1.305	-3.27	2.08	
28-1	29.5	2130	1480	7.22	230	274.6	450.2	52.5	9.7	193.2	12.84	113.6	83.2	0.150	0.71	0.030	0.13	58.9	-1.814	-0.009	0.172	0.512	-0.147	-0.887	-0.037	-1.592	-3.178	-2.557	
39-1	29.0	3080	2150	6.8	245	228.9	748.6	100.0	53.2	177.6	11.89	281.9	129.9	0.130	1.55	0.050	0.30	55.4	-1.305	0.043	-0.012	-0.059	-0.535	-2.177	-0.055	-1.825	-3.828	-2.095	
8-2	29.5	2920	2040	7.22	255	343.3	593.5	400.0	29.0	315.8	4.97	122.1	120.8	0.020	0.78	0.030	0.40	53.8	-1.033	-0.195	0.195	0.697	0.014	-0.698	-0.074	-1.508	-4.122	-1.715	
GRUPO 5																													
34-19	29.5	3410	2380	7.05	244	240.3	870.8	250.0	40.0	300.0	8.88	172.0	187.0	0.120	1.59	0.050	0.13	61.5	-1.143	0.349	0.017	0.379	-0.125	-0.751	-0.015	-1.553	-3.646	-1.692	
45-7	30.0	3410	2380	7.07	257	297.5	866.5	300.0	25.1	259.4	8.55	200.1	161.9	0.040	1.70	0.050	0.13	59.5	-0.994	-0.062	0.196	0.614	-0.069	-0.82	-0.034	-1.406	-4.018	-1.578	
73-49-1	29.5	4740	3310	7.07	226	309.0	1200.8	280.0	11.0	605.3	17.96	144.4	125.2	0.010	3.33	0.140	1.00	66.3	-1.17	-0.684	0.052	0.352	-0.188	-0.958	0.019	-1.117	-4.617	-1.318	
21-28A	28.0	4910	3430	6.76	262	240.3	1483.9	102.5	62.0	391.4	10.12	270.5	309.7	0.040	1.97	0.080	0.13	68.2	-1.469	-0.592	-0.145	0.066	-0.277	-1.467	0.05	-1.835	-4.449	-2.132	

Temperatura en grados centígrados C. E. = Conductividad eléctrica en micromhos/cm S.T.D. = Sólidos Totales Disueltos (mg/l)
Eh= Potencial de Oxido-Reducción (milivoltios) Las concentraciones restantes se presentan en miligramos/litro n.d.= por abajo del límite de detección

Tabla 1.- Resultados de análisis físicos y químicos de las muestras de agua subterránea tomadas en la zona de estudio e índices de saturación con relación a diversos minerales.

Por medio de diversas técnicas gráficas (diagramas de Piper, Stiff, Durov) se realizó por una diferenciación de grupos de agua con características químicas similares identificando 5 grupos principales (Figura 5). Por la cercanía del mar a la zona de estudio, es indudable la influencia que el agua marina ejerce sobre el agua subterránea, efecto que se traduce en una mezcla de aguas. En la Figura 5 se identifica que los grupos 2, 3, 4 y 5 representan una mezcla en proporciones variables entre el agua del grupo 1 y el agua marina promedio. Cuando se producen reacciones químicas entre el agua de mezcla y los minerales del acuífero (*interacción agua-acuífero*), es común que se presenten desviaciones y el agua resultante se desplaza de la línea de mezcla conservativa.

REACCIONES DE INTERCAMBIO IÓNICO.

Observando la Figura 5 se detecta que el grupo 1 se presenta en los campos 2 y 3, desplazado del campo 1 donde comúnmente aparecen las aguas de reciente infiltración en acuíferos compuestos por arenas. La presencia de valores relativamente altos de Mg

en el grupo 1, es la causante del corrimiento observado. El grupo 2 se presenta en varios campos (3, 5 y 6) circunstancia que apunta hacia la presencia de procesos diferentes entre las aguas del mismo grupo; las muestras en el campo 5 corresponden a mezclas entre los miembros extremos con mínima participación de reacciones adicionales. Las muestras del grupo 2 que se ubican en el campo 3 sugieren la aparición de reacciones de *intercambio iónico (directo)*, donde el Na de la fracción arcillosa del acuífero se intercambia por el Ca disuelto en el agua subterránea, con mínima mezcla con el miembro extremo de agua salina, por lo que es básicamente agua del grupo 1 modificada por procesos de intercambio iónico (directo). Por último, las muestras reportadas en el campo 6 presentan los efectos conjuntos de los procesos anteriores, es decir, mezcla de aguas y reacciones de intercambio iónico (directo). Para el caso de las aguas de los grupos 3, 4 y 5, la mayoría de las muestras se ubican en el campo número 8, por lo que se puede inferir la existencia de reacciones de *intercambio iónico contrario o inverso* que consiste en intercambio de Ca de la fracción arcillosa del acuífero por Na del agua subterránea. Para el grupo 5, esta hipótesis tiene un apoyo substancial en el hecho de que algunas de las muestras incluidas en este grupo, se ubica precisamente en el campo 9, por lo que probablemente representan mezcla no modificada por la reacción de *intercambio iónico inverso*.

En la Figura 6 (Na vs. Cl) se corroboran los procesos químicos y mezclas entre miembros extremos descritos previamente. Por ejemplo, la tendencia de los valores de Na en la mayor parte del grupo 2, es mayor que la correspondiente a la mezcla teórica agua meteórica-marina. De acuerdo con el comportamiento conservativo del Cl y su concentración en las muestras, la desviación de la línea de dilución marina por precipitación de este ion no es una reacción posible. Por lo tanto, la separación de la línea de mezcla teórica observada en el grupo 2, sugiere la presencia de una fuente de Na, identificada en las reacciones de intercambio iónico (zona 3 en la Figura 6). Los grupos 3, 4 y 5, revelan una deficiencia de Na con respecto a la línea de mezcla teórica con el agua marina, circunstancia que sugiere la presencia de reacciones de *intercambio iónico inverso* (zona 4 en la Figura 6). La zona (5) indica la dirección en la que se presentaría la relación Na/Cl del miembro extremo salino, mientras que en la zona (6) se presenta la tendencia de disminución de sodio con respecto a la mezcla agua por efecto de las reacciones propuestas.

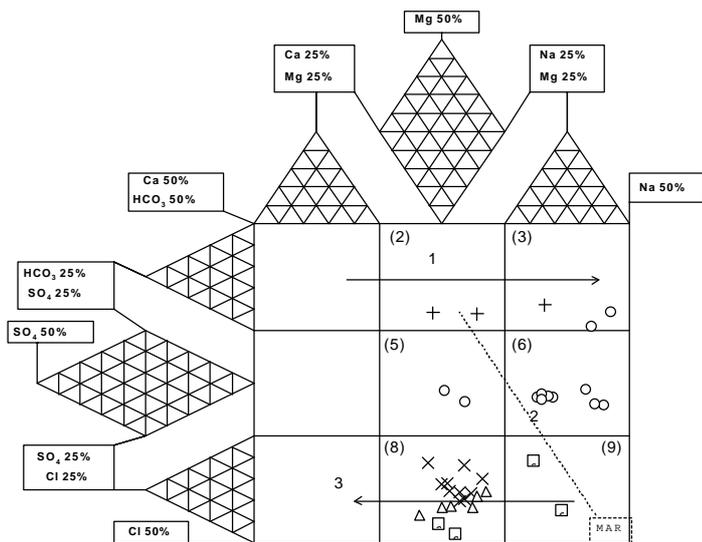


Figura 5.- (1) Intercambio iónico directo, (2) línea de mezcla conservativa, (3) intercambio iónico inverso.

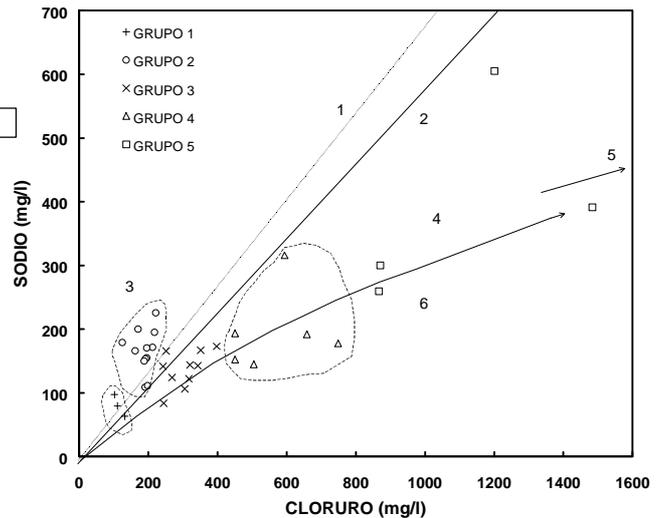


Figura 6.- (1) Disolución de halita, (2) Línea de dilución del agua marina promedio

Para casi todas las muestras del grupo 2, la relación Na/Cl (en mg/l) es mayor (0.7-1.4) que la correspondiente al agua marina promedio (0.51-0.55) mientras que para la mayoría de las muestras de los grupos 3, 4 y 5 es menor (0.4-0.3), circunstancia que ratifica la presencia de una fuente de sodio (en este caso en el acuífero) en el primer caso y reacciones que lo consumen en el segundo. En efecto, en la Figura 7 (Na/Cl vs. Cl) es claro que para concentraciones menores a ≈ 230 mg/l de Cl la relación Na/Cl es mayor que la correspondiente al agua marina promedio. Concentraciones de Cl⁻ mayores a ≈ 230 mg/l señalan un cociente Na/Cl menor al promedio teórico correspondiente al agua marina. De acuerdo con Nordstrom *et al.* (1989) cocientes mayores a 0.55 son comunes en aguas superficiales y subterráneas dulces; mientras que relaciones menores corresponden a aguas en donde otro catión (Ca por ejemplo) se presenta en cantidades importantes. En el caso del agua subterránea del Valle de Santo Domingo, no únicamente el Ca se incrementa en los grupos 3, 4 y 5 pero también el Mg (Tabla 1); a tal grado que la suma (en mg/l) de estos últimos, es mayor al Na en la mayoría de las muestras de dichos grupos, situación contraria a lo observado en el agua subterránea del grupo 2.

GEOQUÍMICA DE LOS CARBONATOS.

Es notorio que para el intervalo completo de salinidad detectada, los carbonatos como la calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) y magnesita (MgCO_3) presentan valores de índice de saturación que, para efectos prácticos, pueden considerarse en equilibrio con el agua subterránea (Tabla 1). En contraste, los valores de Ca y Mg señalan diferentes tendencias con respecto a la concentración de cloruros; para el grupo 2 los

valores tienden a disminuir con respecto al grupo 1, pero para los restantes (3, 4 y 5) se inicia una tendencia de incremento mayor a la correspondiente con la mezcla teórica (conservativa) con agua marina promedio.

El comportamiento del Ca y Mg puede ser interpretado en términos de la geoquímica del sistema de carbonatos, en conjunción con las reacciones de intercambio iónico y mezcla con un miembro extremo salino. Las aguas del grupo 1 están en equilibrio con respecto a la calcita y dolomita, por lo que la disminución de Ca y Mg por intercambio iónico con Na (grupo 2), perturba el equilibrio establecido con respecto a la calcita y dolomita. De este modo, se presenta la tendencia a disolver más Ca y Mg para mantener el equilibrio (a partir de calcita, dolomita u otro mineral que presente estos elementos), iones que también serán removidos por el intercambio iónico. Este proceso se mantiene hasta que es limitado por el incremento del pH, ya que durante la incorporación de cationes se consumen iones hidrógeno. Este comportamiento geoquímico es relativamente congruente con la evolución del pH medido en campo (Figura 8). En efecto, tal y como lo predicen las reacciones propuestas, la concentración de iones hidrógeno presenta los menores valores en el grupo 2. Los valores de pH relativamente altos de dos muestras del grupo 1, explican la presencia de las reacciones propuestas (intercambio y disolución) únicamente (sin mezcla con agua marina). Estas reacciones también explican porqué los mayores valores de bicarbonato corresponden al grupo 2 (Tabla 1).

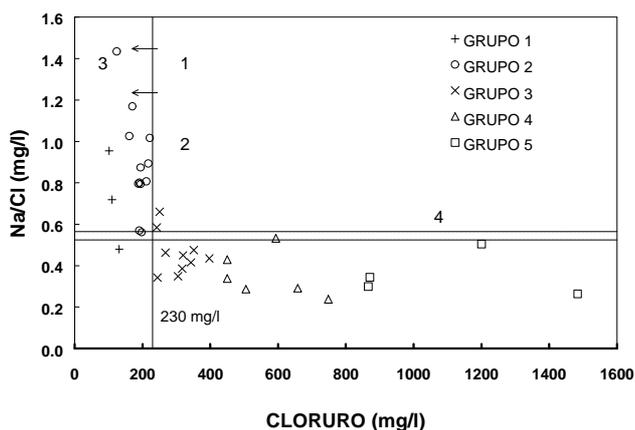


Figura 7.- (1) Relación Na/Cl elevada, típica de aguas superficiales, aguas subterráneas dulces, (2) Intercambio iónico inverso, (3) Intercambio iónico directo, (4) Relación Na/Cl correspondiente al agua marina.

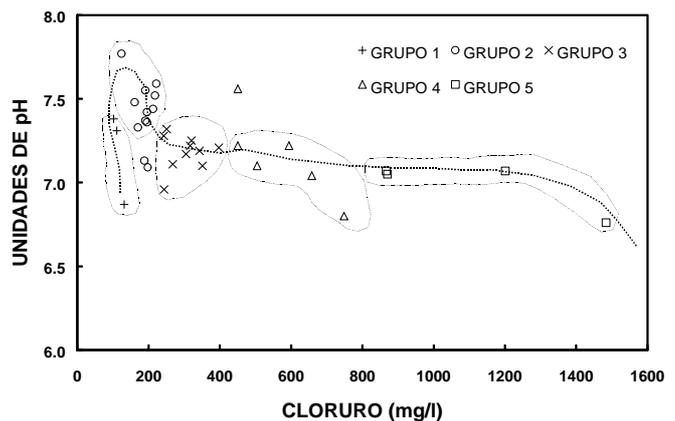


Figura 8.- Evolución del pH de campo con relación a la salinidad del agua subterránea

Las reacciones de mezcla e intercambio iónico inverso señaladas ocasionan que la evolución del Ca y Mg en los grupos 3, 4 y 5 sea de incremento paulatino. El equilibrio

termodinámico con relación a la calcita, dolomita y magnesita tiende a mantenerse, por lo que debe existir precipitación de carbonatos y por lo tanto la alcalinidad y el pH tienden a disminuir. De acuerdo con la evolución del pH (Figura 8) y bicarbonato, las consideraciones previstas en general se cumplen, por lo que se considera que estas reacciones explican satisfactoriamente el comportamiento geoquímico observado.

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

El comportamiento geoquímico de los elementos traza es variado. Con relación a las concentraciones de Sr y Li se presentan tendencias lineales similares a las detectadas para los cationes mayores (Figura 6 por ejemplo), lo que sugiere que el agua marina salina es de composición relativamente similar dentro de toda el área de estudio, que está enriquecida en estos iones con respecto al agua marina promedio (moderna) además de que comprueba que la tendencia lineal es en realidad la manifestación de una línea de mezcla (Figuras 9 y 10). Los índices de saturación con respecto a minerales que incluyen Sr (Tabla1) indican subsaturación, por lo que al igual que el Li cuyo comportamiento es conservativo, se considera que es un buen índice que señala la intensidad de interacción agua subterránea-acuífero y por consiguiente de su tiempo de residencia.

La distribución del F y Ba es diferente a las tendencias analizadas previamente, ya que en general las mayores concentraciones se presentan para valores bajos de Cl, disminuyendo conforme la salinidad se incrementa. Este comportamiento sugiere la presencia de controles de solubilidad con respecto a minerales que contienen F y Ba. Para el caso del F el principal mineral que generalmente controla su presencia en el agua subterránea es la fluorita (CaF_2); sin embargo los índices de saturación (datos no presentados) señalan subsaturación con respecto a ese mineral. Otro mineral que puede controlar al F disuelto es el fluorapatito, pero en este caso no se cuenta con determinaciones de la especie PO_4 para calcular el índice de saturación respectivo y estar en condiciones de emitir el veredicto correspondiente a la existencia de un control de solubilidad con respecto a este mineral. La tendencia del F sugiere que el miembro extremo salino tiene una cantidad mínima (probablemente similar al agua marina promedio) y que en el agua subterránea de reciente infiltración existen concentraciones variables (entre 0.15 y 0.6 mg/l). Al ocurrir la mezcla entre los miembros extremos, ésta se comporta como conservativa con respecto al F, ya que no existen controles de adsorción o solubilidad. Si este es el caso, entonces la evolución del F con respecto a la salinidad, es en realidad una línea de mezcla.

En lo que al Ba se refiere, el mineral que controla su presencia en el agua subterránea es la barita (BaSO_4), ya que los índices de saturación y su relación con la salinidad señalan equilibrio con respecto a esta fase para valores de Cl del orden de 300 mg/l y mayores, situación que explica satisfactoriamente la evolución del Ba observada (Figura 11). La tendencia se correlaciona con el incremento del SO_4 cuya concentración, en la mayor parte de los casos, es superior que el correspondiente a la mezcla con agua marina promedio.

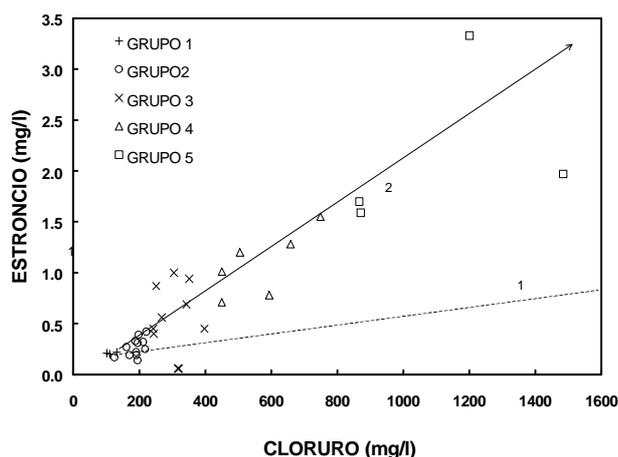


Figura 9.- (1) Línea de mezcla con agua marina moderna; (2) Línea de mezcla con miembro extremo salino

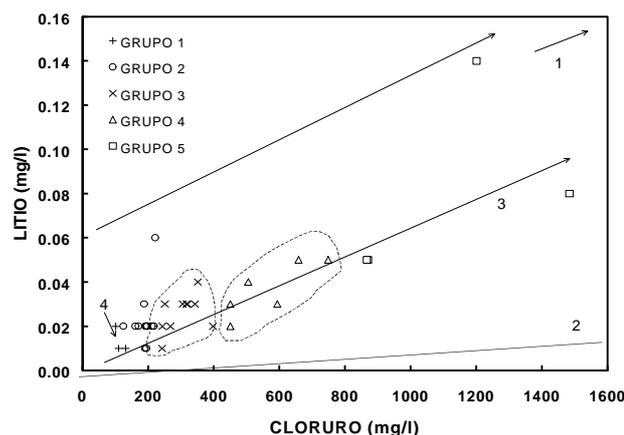


Figura 10.- (1) Miembro extremo salino, (2) Línea de dilución del agua marina promedio, (3) Línea de mezcla entre miembro extremo salino y agua meteórica diluida, (4) Miembro extremo agua meteórica reciente.

INFLUENCIA DE LA AGRICULTURA INTENSIVA.-

La zona de estudio es una región agrícola de gran importancia; durante su desarrollo se han registrado superficies de siembra desde 26,000 hectáreas (1956) hasta un máximo de 64,800 hectáreas (1990; Figura 1). Es un hecho el bajo nivel de tecnificación agrícola desarrollado en el Distrito de Riego, lo que ha motivado la aplicación de elevadas láminas de riego (Figura 1). Adicionalmente, para tratar de obtener mayores rendimientos por hectárea, se aplican dosis elevadas de fertilizantes, herbicidas y plaguicidas. Una evaluación del volumen de agua involucrado en los retornos de riego señala que se habla de 30-40 Mm^3 , equivalentes a $\approx 12\%$ del volumen anual de extracción (DESISA, 1996).

El agua relacionada con retornos de riego es aquella que se ha utilizado para fines de irrigación, pero que no fue consumida por el proceso de evaporación o transpiración, y que encuentra su camino de retorno a la zona saturada. Por efecto de diversos procesos, los retornos de riego se concentran en constituyentes químicos, tales como evapotranspiración, solución de minerales, solución de residuos agrícolas, por lo que

generalmente se caracterizan por el incremento en sodio, cloruro y potasio; sin embargo, estas especies también se presentan en otras fuentes de salinización como aguas marinas. El nitrógeno normalmente permite diferenciar la salinización derivada de las prácticas agrícolas de la producida por otras fuentes, ya que asociado con la lixiviación del suelo por exceso de agua de irrigación, se presenta el drenado de compuestos de nitrógeno (nitratos generalmente) hacia el agua subterránea. Las fuentes de nitrógeno son compuestos naturales del suelo, que se oxidan a nitrato y se disuelven en agua bajo los suelos cultivados, además de los fertilizantes aplicados (amoníaco, sulfato de amonio, entre otros).

Por lo tanto, las concentraciones de NO_3 generalmente permiten diferenciar procesos de salinización inducida por prácticas agrícolas, de aquellos de salinización por inducción, de aguas salinas, cuyos valores de NO_3 son mucho menores (Figura 12). Las muestras que presentan incremento de Cl sin un reflejo paralelo de NO_3 , tienen influencia mínima de los retornos de riego, a diferencia de las que muestran una relación directa. Una condición similar también se presenta cuando se relaciona el SO_4 con el NO_3 ; en este caso ambas especies tienen una contribución importante relacionada con fertilizantes (Figura 13).

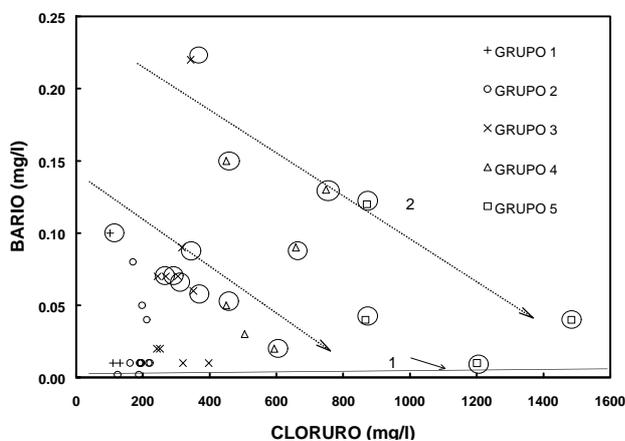


Figura 11.- (1) Línea de mezcla con agua marina moderna; (2) tendencia de decrecimiento por incremento de SO_4 . Los puntos encerrados en un círculo están saturados con relación a la barita

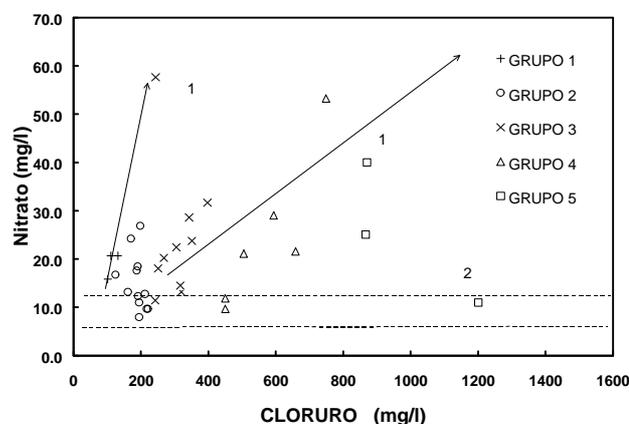


Figura 12.- (1) Influencia de retorno de riego incremento de NO_3 y Cl (evapotranspiración y fertilizantes); (2) zona en donde predominan concentraciones de NO_3 correspondientes al valor de fondo.

Tomando en cuenta que en la mayoría de las ocasiones el NO_3 no presenta controles de solubilidad con relación a algún mineral, ni que tampoco es adsorbido o intercambiado por los minerales o fases presentes en los acuíferos, la única manera de lograr que eliminarlo del agua subterránea es por medio de su reducción a N_2 (Appelo y Postma, 1996). Para que la reducción de NO_3 sea una reacción que significamente

disminuya las concentraciones de esta especie, se requiere que exista en el sistema de agua subterránea una especie donadora de electrones, como puede ser la materia orgánica, pirita o silicatos de Fe(II). No se tiene conocimiento de que en el acuífero se presente alguna de estas fases, por lo que desde este punto de vista no se anticipa que la reducción de NO_3 sea una reacción capaz de disminuir su concentración en el agua subterránea. Sin embargo, los potenciales redox medidos (Eh 250-300mV) sugieren la presencia de un medio con mínimo contenido de oxígeno, por lo se anticipa una posible atenuación del contenido de NO_3 por reducción bacteriana. Esta condición se visualiza en la Figura 14, en la que se detecta una relación directa entre el contenido de NO_3 y el potencial redox. Esto significaría que en las Figuras 12 y 13 los valores bajos de NO_3 no necesariamente implican la presencia única de la componente de agua marina y un efecto mínimo de agua de retorno de riego.

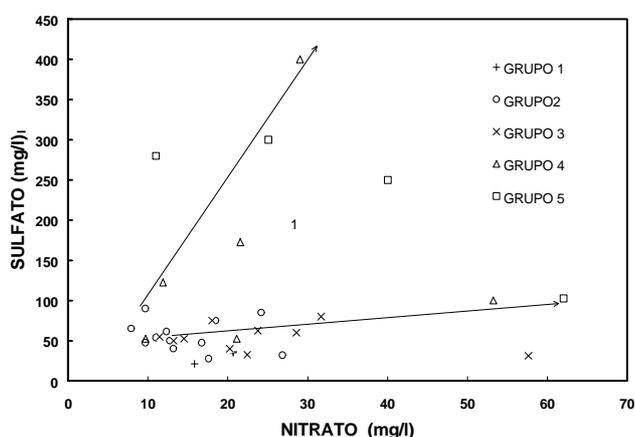


Figura 13.- (1) Efecto de efluentes de fertilizantes en el agua subterránea

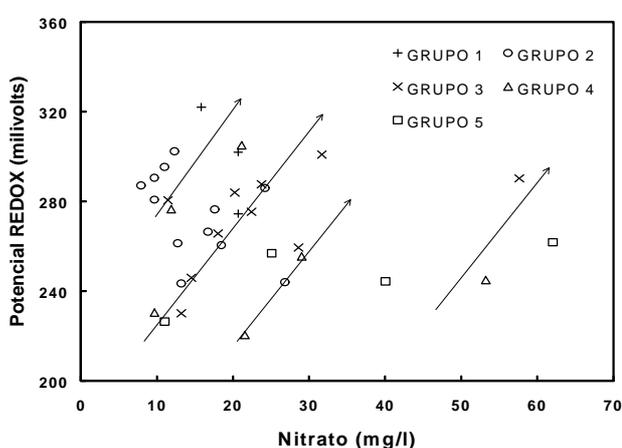


Figura 14.- Relación entre el potencial redox y la concentración de NO_3 en el agua subterránea

CONCLUSIONES

FUENTES DE SALINIZACIÓN

Por medio de la interpretación hidrogeoquímica que incluyó elementos mayores, traza, parámetros de campo y el marco hidrogeológico de referencia, se reconocieron e identificaron las principales fuentes de salinización que modifican (espacial y temporalmente) la calidad del agua subterránea en la zona de interés. Las fuentes potenciales de salinización identificadas incluyen: *i) mezcla con agua salina*, probablemente antigua y *ii) efluentes relacionados con prácticas agrícolas*. La composición y ubicación del agua salina antigua no se identificó directamente, pero con base en las líneas de mezcla detectadas, se infiere que difiere en composición con relación al agua de mar moderna, sobre todo cuando se consideran algunos elementos

mayores (Ca, Mg, Na, SO₄) y traza (Li, Sr). La composición de los efluentes relacionados con prácticas agrícolas se identificó por medio de la concentración de NO₃ y SO₄ y su relación con la salinidad del agua subterránea extraída.

Las elevadas concentraciones de elementos traza disueltos en el agua de mezcla, sugieren que el miembro extremo salino no corresponde a la composición promedio de agua marina moderna. Las concentraciones identificadas indican un gran tiempo de residencia en la componente salina en el subsuelo y por lo tanto una importante interacción con los minerales del acuífero. De este modo, se interpreta que las concentraciones de elementos traza identificadas, representan la “liberación de impurezas” durante la disolución incongruente que se produce cuando el agua subterránea se encuentra en equilibrio con feldspatos, carbonatos y probablemente minerales arcillosos. Estas reacciones conforman los procesos diagenéticos que modifican los sedimentos de la Formación Salada que constituye el acuífero en explotación y aquellas unidades sedimentarias de baja conductividad hidráulica que componen el basamento. Considerando la edad de la Formación Salada y formaciones geológicas que la subyacen, se estima que la componente de agua salina que se detectó no constituye *agua connata*, sino agua que representa la presencia de la última estada del océano a un nivel mayor que el actual. Sin embargo, para corroborar dicha aseveración sería necesario realizar estudios de datación con isótopos radiactivos (¹⁴C y/o ³⁶Cl) en el agua salina antigua.

MECANISMOS DE SALINIZACIÓN Y REACCIONES QUÍMICAS ASOCIADAS.

De acuerdo con las fuentes de salinización identificadas, la interpretación de la calidad del agua subterránea en la zona de estudio, señala la presencia de fenómenos diversos ocasionados por la extracción de agua subterránea y su utilización para la irrigación de cultivos. Por ejemplo, en lo que se refiere a la influencia del agua salina, la extracción de agua subterránea por medio del bombeo de pozos produce una mezcla en proporciones variadas entre al menos dos miembros extremos: i) *agua meteórica de reciente infiltración* y ii) *agua marina salina antigua*.

Se detectó la presencia de reacciones de intercambio iónico directo (Na y K de la fracción arcillosa del acuífero que pasa al agua subterránea intercambiándose por Ca y Mg) e inverso; el primer caso se presenta cuando la mezcla de agua entre los miembros extremos tiene menos de 230 mg/l de Cl y la segunda cuando esta cantidad es rebasada. Por lo tanto, las reacciones de intercambio iónico directo, señalan las zonas donde el

“lavado” del agua salina por agua de recarga de menor salinidad es eficiente. La reacción de intercambio iónico inverso indica una mayor proporción de agua salina presente en la mezcla bombeada por el pozo, situación que de acuerdo con las condiciones geológicas del subsuelo, sugiere la existencia de zonas (lentes arcillosos?) de baja permeabilidad interestratificados dentro del cuerpo principal del acuífero, en donde el movimiento del agua salina, bajo gradientes hidráulicos naturales, es restringido. Sin embargo, el efecto de bombeo en los pozos incrementa el gradiente natural, obligando a salir al agua salina contenida en el lente de baja permeabilidad y a mezclarse con el agua dulce del acuífero. Otra condición que también es muy probable que se presente, es la inducción de agua salina a partir de zonas de baja permeabilidad que conforman el basamento del acuífero. Con la información disponible no es posible diferenciar el que casos predomina uno u otro de estos mecanismos de salinización.

De acuerdo con el patrón de recarga natural, en las zonas donde la conductividad hidráulica de las formaciones geológicas es adecuada y existe agua meteórica disponible, el agua salina pudo fluir más rápidamente y de este modo ser desplazada fácilmente por el agua meteórica de reciente infiltración, produciéndose agua subterránea similar al grupo 2. En las zonas donde los valores de permeabilidad son menores, el agua salina se mueve más lentamente, por lo que en condiciones naturales, el lavado que produce el agua meteórica no es tan efectivo.

Otro de los mecanismos de salinización está relacionado con el hecho de que desde hace más de 40 años, se presenta la influencia de agua de retorno de riego que se caracterizan por el incremento en sodio, cloruro y potasio junto con el residuos del fertilizante aplicado a los cultivos por lo que además presenta elevadas concentraciones de NO_3 . En primera instancia, las muestras que presentan incremento de Cl sin un reflejo paralelo de NO_3 , tienen influencia mínima de los retornos de riego, a diferencia de las que muestran una relación directa. Sin embargo, los potenciales redox medidos señalan un medio con mínimo contenido de oxígeno (Eh250-300 mV) por lo se anticipa una posible atenuación del contenido de NO_3 por reducción bacteriana.

PROPUESTA DE ACCIONES PARA DISMINUCIÓN DEL PROBLEMA DE SALINIZACIÓN.

El manejo del recurso hídrico subterráneo en la zona de estudio ha sido desarrollado considerando que una de las principales fuentes de salinización corresponde con la intrusión de agua de mar desde la línea de costa. Sin embargo, la identificación del miembro extremo de agua salina antigua en el agua subterránea bombeada dentro de la

zona de estudio, ocasiona que el manejo del recurso deba realizarse en forma diferente. De este modo, la perforación de pozos en zonas cada vez más alejadas de la costa, política que hasta ahora ha sido utilizada, no será una solución al problema si no se toma en cuenta la existencia de agua salina que subyaciendo al acuífero y/o incorporada en regiones específicas dentro del mismo.

Cuando se reconoce la presencia de estas fuentes de salinización adicionales a la intrusión de agua marina, deben plantearse controles en la extracción acordes con su profundidad y la relación con la profundidad a las unidades arcillosas que forman la base del acuífero. Adicionalmente debe tomarse en cuenta la modificación del caudal de extracción y/o tiempo de operación del pozo. Para lograr óptimos resultados, sería necesario realizar pruebas de campo específicas registrando en forma continua la salinidad del agua subterránea con relación al tiempo de bombeo, ejercicio que deberá llevarse a cabo para diferentes caudales de operación.

La definición de regiones donde se presentan procesos de intercambio iónico directo, definitivamente es un gran apoyo en la proposición de sitios en donde realizar obras que faciliten la recarga artificial, debido a que determinan las zonas en donde el flujo de recarga natural se infiltra rápida y fácilmente. Para el caso de reacciones de intercambio iónico inverso, su reconocimiento señala las zonas en las que las extracciones deben de controlarse para evitar que el problema de salinidad se incremente con el paso del tiempo.

Para que sea más efectivo el manejo correcto de la extracción de agua subterránea, es necesario disminuir el porcentaje de agua que retorna a la zona saturada en forma de retornos de riego. De este modo, se requiere que se mejoren y tecnifiquen las prácticas agrícolas que actualmente se desarrollan en el Distrito de Riego. Esto producirá mayores rendimientos en los cultivos con la aplicación de menores láminas de riego y por lo tanto con un menor volumen de retornos de riego que afectará al agua subterránea a largo plazo.

BIBLIOGRAFÍA

- ACSA (Ariel Construcciones, S.A.), 1969. Estudio geohidrológico completo de los acuíferos del Valle de Santo Domingo, B.C.S. Tomo I y Anexos 1 y 2. Estudio realizado para la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, contrato EI-69-99, clave AS-33.
- Appelo, C.A.J. & Postma, D. (1993). Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam, 536 pp.

- CNA (Comisión Nacional del Agua), 1991. Sinopsis geohidrológica del Estado de Baja California Sur.
- DESISA (Desarrollo y Sistemas, S. A.). 1997. Actualización del estudio geohidrológico del Valle de Santo Domingo, Baja California Sur. Estudio realizado para la Comisión Nacional del Agua.
- Mina, U.F., 1957. Bosquejo geológico del territorio sur de la Baja California. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. V.IX, 139-269.
- Nordstrom, D.K., Ball, J.W., Donahoe, R.J. & Whittemore, D. (1989). Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. Geochim. Cosmochim. Acta. 53, 1727-1740
- TMI (Técnicas Modernas de Ingeniería, S.A.), 1978. Estudio Integral para la rehabilitación del Valle de Santo Domingo, en el estado de Baja California Sur. Tomo I y Anexos 1, 2, 3, 4 y 5. Estudio realizado para la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, contrato IPP-78-10.