ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS QUÍMICAS Y AMBIENTALES

"EVALUACIÓN DE LA INTRUSIÓN SALINA EN UN ACUÍFERO COSTERO Y EL IMPACTO AL SUMINISTRO DE AGUA POTABLE EN MANGLARALTO PROVINCIA DE SANTA ELENA"

TESIS DE GRADO

Previo a la obtención del Título de:

INGENIERO QUÍMICO

Presentada Por:

Emilia Carolina Merino Abad

GUAYAQUIL- ECUADOR

AÑO

2014

AGRADECIMIENTOS

A Dios por guiarme y darme fortaleza para culminar esta etapa de mi vida.

A mi familia y a mi esposo Daniel Garcés, por su amor, apoyo, consejos, y porque hoy gracias a ustedes puedo ver alcanzada esta meta, ya que siempre estuvieron impulsándome en los momentos más difíciles.

A mi Directora, Dra. Paola Romero, por su respaldo y guía en mi continua preparación.

Al CIPAT-ESPOL, a sus miembros y a su director Dr. Paúl Carrión por permitirme formar parte del grupo de investigadores y por su apoyo en el desarrollo de este trabajo.

A todos los miembros de la Junta Administradora de Agua Potable Regional Manglaralto, por haberme brindado su ayuda y su grata compañía durante mis campañas de muestreo.

Emilia Carolina Merino Abad.

DEDICATORIA

A mis seres queridos.

Emilia Carolina Merino Abad.

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN

Oswaldo Valle. MSc.

PRESIDENTE DEL

TRIBUNAL.

Paola Romero C. PhD

DIRECTORA TRABAJO

FINAL.

Francisco Torres. PhD.

VOCAL PRINCIPAL.

DECLARACIÓN EXPRESA

"La responsabilidad del contenido de esta Tesis de Grado, me corresponde exclusivamente; y el patrimonio intelectual de la misma a la Escuela Superior Politécnica del Litoral"

(Reglamento de Graduación de la ESPOL).

EMILIA CAROLINA MERINO ABAD

RESUMEN

Este trabajo se centró en el estudio del comportamiento del sistema de acuífero de Manglaralto a través del desarrollo de un modelo 3D con densidad variable en régimen estacionario, utilizando como software FEFLOW V. 5.3, Diersch (2006), el mismo que se basa en el método de elementos finitos para resolver problemas de flujo subterráneo y transporte con densidad variable en 2D y 3D, considerando la advección y dispersión hidrodinámica dentro del proceso de transporte de solutos.

Previo a la modelización se desarrolló un modelo conceptual, en donde se utilizó herramientas de hidrodinámica, hidroquímica e isotopía, con el fin de definir el modelo matemático, conocer el tipo de facie, el comportamiento de las aguas en las épocas favorables y desfavorables, el tipo de reacción agua-roca, los procesos de salinización, la fuente y zona de recarga.

Los resultados de la calibración del modelo desarrollado fueron considerados aceptables, presentando un mejor ajuste en los valores de piezométricos que en los valores de salinidad.

Este modelo calibrado fue utilizado con el fin de simular escenarios que ayudaron a predecir la evolución de la cuña salina en las épocas naturales desfavorables (bajas precipitaciones, altos caudales de explotación), y

maturales favorables (altas precipitaciones, caudales de explotación promedio del 2013); así como también los métodos de distribución y explotación óptimos de los pozos .

En la simulación de los escenarios favorables y desfavorables, se concluye que el acuífero de Manglaralto es mñas sensible a las variaciones de precipitación, que a las variaciones de caudales de bombeo

Mientras que en la simulación de escenarios de distribución y explotación de pozos, se recomienda que la distribución y explotación de los pozos se realice principalmente en la zona media y alta; pero si se efectua en la zona baja, debería ser ubicado a una distancia mayor a 1560 m con respecto a la línea de la costa.

ÍNDICE GENERAL

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS ..... **II**
DEDICATORIA ..... **III**
RESUMEN ..... **VI**
ABREVIATURAS ..... **XI**
SIMBOLOGÍA ..... **XII**
ÍNDICE DE FIGURAS **15**
ÍNDICE DE GRÁFICAS **16**
ÍNDICE DE TABLAS **17**
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN **18**
1.1 PREÁMBULO 19
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA 20
1.3 HIPÓTESIS 23
1.4 OBJETIVOS 23
1.6. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN 24
CAPÍTULO 2 MARCO TEÓRICO **27**
2.1 HIDROQUÍMICA EN LA INTRUSIÓN MARINA 28
2.2 ISÓTOPOS AMBIENTALES EN LA INTRUSIÓN MARINA 31
2.3 MODELO MATEMÁTICO 34
2.3.1 MODELOS MATEMÁTICOS DE DENSIDAD VARIABLE DE FLUJO POR MÉTODO DE ELEMENTOS FINITOS. 38
2.3.2 MODELOS MATEMÁTICOS DE DENSIDAD VARIABLE DE TRANSPORTE POR MÉTODO DE ELEMENTOS FINITOS. 42
2.3.3 INVESTIGACIONES REALIZADAS. 48
CAPÍTULO 3 DESCRIPCIÓN DEL MEDIO **51**
3.1 DESCRIPCIÓN DEL MEDIO. 52
3.2 MARCO GEOLÓGICO 53
3.3. HIDROGEOLOGÍA 57
3.3.1 DELIMITACIÓN DEL ACUÍFERO 57
3.3.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS 60

3.3.3 GEOMETRÍA DEL ACUÍFERO 61
3.4. CARACTERÍSTICAS HIDRODINÁMICAS 64
3.5. PIEZOMETRÍA 66
CAPÍTULO 4 HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS 70
4.1 HIDROQUÍMICA 71
4.1.1 PARÁMETROS MEDIDOS IN-SITU 73
4.1.2 ANÁLISIS DE IONES MAYORITARIOS 80
4.1.3 DIAGRAMAS HIDROQUÍMICOS 83
4.1.4 PROCESOS GEOQUÍMICOS 89
4.1.5 INTERCAMBIO IÓNICO 91
4.1.6 FUENTE DE INTERACCIÓN DE LA ROCA 92
4.1.7 TIPO DE REACCIÓN DE INTERCAMBIO IÓNICO 94
4.1.8 PROCESOS DE INTERCAMBIO IÓNICO. 96
4.1.9 ÍNDICE DE SATURACIÓN 100
4.2 ISOTOPÍA 102
4.2.1 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DE AGUA LLUVIA (LÍNEA METEÓRICA LOCAL) 104
4.2.2 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA 111
4.2.3 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DEL AGUA SUPERFICIAL 115
CAPÍTULO 5 MODELO DE FLUJO SUBTERRÁNEO Y TRANSPORTE DE LA SALINIDAD 120
5.1 INTRODUCCIÓN 121
5.2 MODELO NUMÉRICO DEL ACUÍFERO DE MANGLARALTO. 121
5.3 CÓDIGO DE SIMULACIÓN 122
5.4 DISCRETIZACIÓN ESPACIAL. 122
5.5 CONDICIONES INICIALES 125
5.6 CONDICIONES DE CONTORNO 127
5.7 PARÁMETROS DEL MODELO. 129
5.8 CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA 130
5.9 COEFICIENTE DE COMPRESIBILIDAD 133
5.10 RECARGA 133
5.11 DISPERSIÓN HIDRODINÁMICA 134

5.12 CALIBRACIÓN DEL MODELO 136
CAPÍTULO 6 SIMULACIÓN DE ESCENARIOS 144
6.1 ANÁLISIS DE ESCENARIOS CON VARIACIONES DE CONDICIONES HIDROLÓGICAS 146
6.1.1 DESCRIPCIÓN ESCENARIO 1 Y 2 146
6.1.2 ANÁLISIS DE ESCENARIOS 1 Y 2 147
6.2 ESCENARIOS DE GESTIÓN Y CONSTRUCCIÓN DE POZOS 153
6.2.1 DESCRIPCIÓN ESCENARIO 3, 4 Y 5. 153
6.2.2 ANÁLISIS DE ESCENARIOS 3,4, 5 156
CAPÍTULO 7 Conclusiones y Recomendaciones 163
7.1 GENERALES 164
7.2 HIDROQUÍMICA 164
7.3 ISÓTOPOS. 166
7.4 MODELO MATEMÁTICO. 167
7.5 ANÁLISIS DE ESCENARIOS POR SIMULACIÓN NUMÉRICA 167
7.6 RECOMENDACIONES 168
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 185

ABREVIATURAS

O.M.S	Organización Mundial de la Salud
LML	Línea Meteórica Local
JARM	Junta de Agua Regional Manglaralto
OIEA	Organismo Internacional de Energía Atómica
INOCAR	Instituto Oceanógrafos de la Armada
SWIM	Salt Water Intrusion Meeting
2D- 3D	2 Dimensiones – 3 Dimensiones
WHO	World Health Organization
TULSMA	Texto Unificado de Legislación Secundaria del Ministerio de Medio Ambiente
CAI	Indices de Cloro Alcalino
ID	Indices de Saturación

SIMBOLOGÍA

R^2	Coeficiente de correlación
Cond.	Conductividad Eléctrica
δ	Contenido isotópico
$\delta\ ^2H$	Contenido isotópico de Deuterio
$\delta^{18}O$	Contenido isotópico de Oxígeno-18
D o ^2H	Deuterio
CO_2	Dióxido de Carbono
°C	Grados Celsius
HCO_3^-	Ion Bicarbonato
Ca^{+2}	Ion calcio
Cl^-	Ion Cloruro
Mg^{+2}	Ion magnesio
K+	Ion potasio
Na^+	Ion sodio
SO_4^{-2}	Ion Sulfuro
$CaCl_2$	Cloruro de Calcio
$NaHCO_3^-$.	Bicarbonato de Sodio
$NaAlSi_3O_4$	albita
$CaMg(CO_3)_2$	Dolomita

$CaCO_3$	Calcita
$CaSO_4$	Yeso
Km^2	Kilómetro cuadrado
m.s.n.m.	metros sobre el nivel del mar
µS/cm	Micro Siemens por centímetro (Conductividad Eléctrica)
ml	Mililitros
mg/l	Miligramos por litro (Concentración)
meq/L	Mili equivalente por litro (Concentración)
mm	Milímetro
^{18}O	Oxígeno-18
‰	Por Mil
pH	Potencial de Hidrógeno
$^{2}H/^{1}H$	Relación de Deuterio con respecto al Protio
Sal.	Salinidad
TDS	Sólidos Totales Disueltos
Temp.	Temperatura
%	Por cien
S_h	Coeficiente de almacenamiento
h	Nivel piezométrico
q_i	Velocidad de Darcy $\left(\frac{m}{s} \text{ o } \frac{m}{día}\right)$
K_{ij}	Permeabilidad intrínseca del medio poroso

h_f	Nivel de agua a lo largo del mar
C	Concentraciones del componente químico
D_{ij}	Tensor de dispersión hidrodinámica
D_d	Coeficiente molecular de difusión
ε	Porosidad
β_T, β_L	Coeficiente de dispersión transversal y longitudinal
DT-DL	Dispersividad transversal y longitudinal

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Metodología 26
Figura 3.3: Mapa del área de estudio acuífero de Manglaralto. 58
Figura 3.4: Mapa de ubicación de pozos del acuífero de Manglaralto. 60
Figura 3.6: Mapa espesor unidad semiconfinante del aluvial de Manglaralto-Feflow 63
Figura 3.7: Mapa del espesor de la unidad acuífera de Manglaralto- Feflow . 63
Figura 4.1: Medición de parámetros in-Situ 72
Figura 4.2. Mapa de ubicación de los colectores de agua lluvia 105
Figura 5.1: Definición de la red de superelementos 123
Figura 5.2: a) Discretización para el modelo de flujo, b) Discretización horizontal para el modelo de flujo y transporte c) Discretización vertical para el modelo de flujo y transporte. 124
Figura 5.3. a) Distribución espacial de niveles piezométricos (condiciones iniciales) b) distribución espacial de concentraciones de TDS (condiciones iniciales). 126
Figura 5.4. a) condiciones de contorno para el modelo de flujo b) condiciones de contorno para el modelo de flujo de transporte. 128
Figura 5.5: Valores de conductividad hidráulica para las diferentes capas del modelo. 131
Figura 5.6. Parámetros referenciales del acuífero de Trivandrum-India. 132
Figura 5.7: Coeficiente de compresibilidad utilizado en el desarrollo del modelo 133
Figura 5.8: Datos de la tasa de recarga del acuífero de Manglaralto. 134
Figura 5.10: Parámetros referenciales de transporte del acuífero de Trivandrum-India. 135
Figura 5.11: Valores calibrados de TDS 140
Figura 5.12: Modelo de flujo referencial 141
Figura 5.13: Modelo de transporte referencial 142
Figura 5.14. Balance hídrico (Círculos rojo: flujo entrante, círculos azules: flujo saliente) 143
Figura 6.1. Escenarios de simulación 150
Figura 6.2. Balance hídrico (escenario1, escenario 2). (Círculos rojo: flujo entrante, círculos azules: flujo saliente) 151
Figura 6.3. Ubicación de pozos nuevos perforados 155
Figura 6.4: Balance hídrico escenarios 3,4 y 5 161

ÍNDICE DE GRÁFICAS

Gráfico 3.1: Variación piezométrica de los pozos de la red de muestreo 67
Gráfico 3.2: Variación piezométrica con respecto a las precipitaciones mm y consumo m^3.....68
Gráfica 4.1: a) Variación periódica de la temperatura del agua subterránea b) Variación periódica de pH del agua subterránea 74
Gráfico 4.2: Variación del contenido de TDS periódico. 76
Gráfico 4.3: Perfil de conductividad vs profundidad 79
Gráfica 4.4. Diagrama de Piper Kelly 2005. 85
Gráfico 4.5. Diagrama de Piper.....86
Gráficas 4.6: A) Condiciones desfavorable (época seca), B) Condiciones favorables (época invernal).....88
Gráfica 4.7. Diagrama de Gibbs.....90
Gráfica 4.8: Diagrama de análisis químico meq/L 92
Gráfica 4.9: Diagrama Mg^{2+}/Ca^{2+} y Na^{-}/Ca^{2+} 93
Gráfica 4.10: Diagramas de los valores del índice de cloro-alcalino (CAI) 95
Gráfico 4.11: Índice de saturación 101
Gráfica 4.12. Variación isotópica de los colectores. 107
Gráfico 4.13: Línea meteórica local 110
Gráfico 4.14: Representación isotópica del agua subterránea. 111
Gráfico 4.15: a) Gráfica de Cl^{-} vs ^{18}O b) Gráfica de Cl^{-} vs ^{2}H. 113
Gráfico 4.16: Representación isotópica del agua superficial. 115
Gráfico 4.17: Representación isotópica del agua superficial, agua subterránea, agua de lluvia.....117
Gráfico 4.18. Variación isotópica respecto a la altitud. 119
Gráfico 5.1: Calibración de niveles piezométricos.....138
Gráfica 6.1.Variación de niveles piezométricos, escenarios 1 y 2 148
Gráfica 6.2.Concentraciones de TDS, escenarios 1 y 2 149
Gráfica 6.3. Variación de niveles piezométricos escenario 3, 4, 5.....157
Gráfica 6.4. Concentraciones de TDS escenario 3,4,5 159

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Unidades hidrogeológicas definidas en el acuífero de Manglaralto. 61
Tabla II. Valores isotópicos y de precipitación mensuales año 2013.106
Tabla III. Caudales promedios anuales en m^3/ día por pozos. 129
Tabla IV. Clasificación de los escenarios..... 145
Tabla V. Caudales de pozos del escenario 1. 146
Tabla VI: Caudales de pozos del escenario 3 153
Tabla VII: Caudales de los pozos escenario 4. 154
Tabla VIII:. Caudales de los pozos escenario 5. 156

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 PREÁMBULO.

Las aguas subterráneas son un recurso más abundante que las aguas superficiales; sin embargo el limitado conocimiento e instrumentos de gestión pueden conllevar a la contaminación de este recurso, generando así situaciones cuya reversión serían excesivamente costosas.

En nuestro país existen zonas en las que el agua subterránea es el único recurso accesible para abastecer poblaciones o para la irrigación de cultivos.

El área de estudio es una zona costera tipo árido seco y está ubicado en la Provincia de Santa Elena; debido al déficit de agua superficial que existe en la zona, los habitantes de las comunas de: Montañita, Nueva Montañita, Río Chico, Cadeate, San Antonio, Libertador Bolívar, Manglaralto, Pajiza y Dos mangas, se abastecen de agua subterránea, el cual se ha convertido en el sostén principal de sus actividades.

Desde el año 2007, la Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL), ha realizado importantes proyectos auspiciados por el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA); y a partir del 2010 con la creación del Centro de Investigación y Proyectos Aplicados a las Ciencias de la Tierra (CIPAT), se dio continuidad a la investigación de la gestión sostenible de aguas subterráneas.

Entre los estudios realizados como sustento para esta investigación tenemos:

-Proyecto ECU/8/026, OIEA-ESPOL: Caracterización de Acuíferos Costeros de la Península de Santa Elena (2007-2010).

-Proyecto RLA/8/041, OIEA-ESPOL: Caracterización Isotópica de los Acuíferos Costeros.

Este trabajo se realiza bajo el marco del **Proyecto ECU/7/005 "Mejoramiento del manejo de los acuíferos costeros, mediante el estudio de la tasa de recarga del acuífero aluvial de la cuenca del río Manglaralto",** con la finalidad de aplicar un modelo matemático de flujo y transporte que simule la intrusión marina en el acuífero costero de Manglaralto.

La importancia del desarrollo del modelo radica en la gran aplicabilidad y replicabilidad que esta tiene como herramienta, para la optimización de la gestión y el cuidado del recurso, mediante la simulación de diferentes escenarios que permitan evaluar la evolución de la contaminación de la intrusión marina y el impacto al suministro de agua potable.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

La provincia de Santa Elena es una zona de tipo árido seco, contiene 13 cuencas hidrográficas, de las cuales Olón, Manglaralto y Valdivia guardan similar comportamiento geológico y climático. Esta provincia posee un déficit

significativo del recurso de agua, debido a su escasa recarga natural y a la existencia de ríos intermitentes.

La escasez en la recarga natural de agua de la zona se origina por la combinación de una reducida precipitación (250-750 mm/año) y una elevada evapotranspiración potencial (1000 -1200 mm/año), desfavoreciendo la recuperación del nivel piezométrico y los caudales de explotación de los pozos.

Basándose en el estudio hidrogeológico realizado por Amado (1990), y al estudio hidroquímico e isotópico realizado por Flores & Melendres (2012), se puede resaltar que el principal problema del acuífero costero Manglaralto es la contaminación por intrusión marina que ha afectado a la composición química del agua dulce y por ende a la calidad de agua que administra la Junta de Agua Potable de Manglaralto.

Actualmente la Junta Administradora de Agua Potable es la entidad, encargada de gestionar y administrar el recurso, abasteciendo de agua a un total de 2770 usuarios las 24 horas del día.

Esta necesidad de satisfacer la demanda de la población, la escasa precipitación y la vulnerabilidad a la salinización del medio, han generado una alteración significativa de la calidad y cantidad del recurso agua, para lo cual fue necesario analizar alternativas de medidas de mitigación.

Entre los principales alteraciones mencionamos los siguientes:

-Descensos de los niveles hidráulicos en un período de 4 años; siendo en octubre del 2008 el nivel piezométrico del pozo 2 aproximadamente 9 m.s.n.m, mientras que en octubre del 2012 fue de 6 m.s.n.m, y 7,58 m.s.n.m en octubre del 2013.

-Descensos de los caudales de explotación, registrándose un caudal de 10 lt/s a inicios del año 2012, a 2.5 lt/s en el mes de enero del 2013.

-Pozos con una calidad de agua tipo clorurada cálcica y valores isotópicos por encima de la línea de mezcla entre agua dulce y salada (Flores & Melendres, 2012). Estos parámetros pueden ser considerados como indicadores de contaminación de intrusión marina.

-Variaciones de datos de conductividad eléctrica anual, registrándose a nivel local, incrementos de 2320 µs/cm en septiembre del 2008, a 3800 µs/cm en septiembre del 2013.

-Variaciones físico-químicas presentes en los pozos más cercanos al mar, registraron valores de sólidos disueltos totales (TDS) de 3790 mg/l en septiembre del 2013; superiores a los límites permisibles de la O.M.S (Organización Mundial de la Salud).

La carencia generalizada de conocimientos, capacidades e instrumentos de gestión han llevado a usos irracionales y a la contaminación de este recurso;

generando situaciones cuya reversión conlleva procesos excesivamente costosos.

1.3 HIPÓTESIS

Se puede evaluar la intrusión salina (incremento de la salinidad) en el acuífero costero de Manglaralto, mediante el uso de herramientas de simulación matemática que usan las ecuaciones de mecánica de fluidos aprendidas en el pensum de la carrera de ingeniería química.

1.4 OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Analizar el proceso de la **intrusión salina y el impacto al suministro de agua potable en el acuífero costero de Manglaralto, Provincia de Santa Elena, mediante** un modelo matemático de flujo y transporte.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

1. Definir un modelo conceptual y sus procesos.
2. Desarrollar el modelo matemático tridimensional usando el software feflow.
3. Calibrar el modelo tridimensional de flujo y transporte, para garantizar que se represente las condiciones reales del sistema hidrogeológico.
4. Realizar un análisis de los escenarios de explotación y gestión del acuífero.

1.6. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

A fin de alcanzar los objetivos planteados, se definió la siguiente metodología, en donde se plantearon 4 fases principales (Figura 1.1).

Fase1: Recopilación bibliográfica.

Esta fase comprendió la búsqueda de información de estudios e informes anteriores tales como: tesis realizadas en la zona de estudio, artículos científicos sobre acuíferos costeros sometidos a intrusión marina e información técnica de apoyo.

Fase 2: Recopilación y análisis de datos de campo para definir modelo conceptual.

Esta fase contempló la recopilación y presentación de los datos de base para la construcción, ajuste y utilización del modelo.

Se realizaron trabajos de campo para el reconocimiento físico del área, búsqueda de nuevos pozos, y aplicación de herramientas tales como:

Herramientas Geofísicas: El método por prospección geoeléctrica, fue utilizado para delimitar la geometría del acuífero.

Herramientas Hidrodinámicas: La toma periódica de niveles piezométricos y pruebas de bombeo fueron utilizados para conocer parámetros de permeabilidad y transmivisidad del acuífero.

Herramientas Hidroquímicas: Fueron usados para conocer la evolución, realizar comparación de datos de la calidad del agua subterránea y apreciar los procesos geoquímicos y de salinización del agua; a través de campañas mensuales de muestreos.

En estas campañas se midieron parámetros físicos in situ como son la temperatura, potencial de hidrógeno (pH), sólidos totales disueltos (TDS), conductividad, salinidad y parámetros químicos de iones mayoritarios.

Herramientas Isotópicas: Estos métodos se usaron para la evaluación de los procesos de salinización del agua subterránea, el trazado preliminar de la línea meteórica local y conocimiento de la zona y fuente de recarga; a través de campañas de muestreos.

En estas campañas se midieron las concentraciones de ^{18}O y ^{2}H en las aguas de precipitación, subterránea y superficial.

Fase3: Modelamiento Matemático**.**

Contempló la agrupación de los datos obtenidos en las campañas de salidas de campos y los recolectados en informes anteriores, con el fin de representar y reproducir más fielmente el comportamiento del sistema real, los estados del sistema, las acciones sobre él y las leyes que lo relacionan.

El modelo se realizó con la ayuda del software feflow versión 6.0 y se elaboró por etapas. En la primera etapa se obtuvo el modelo de flujo en estado

estacionario y en la segunda etapa, el modelo de transporte en estado estacionario para el año 2013; ambas con sus respectivas calibraciones.

Fase 4: Simulación y análisis de resultados.

Luego de haber calibrado el modelo de flujo y transporte en estado estacionario, se procedió a la simulación de escenarios de explotación y de gestión del acuífero, que fueron posteriormente analizados, para determinar un plan de explotación del agua subterránea.

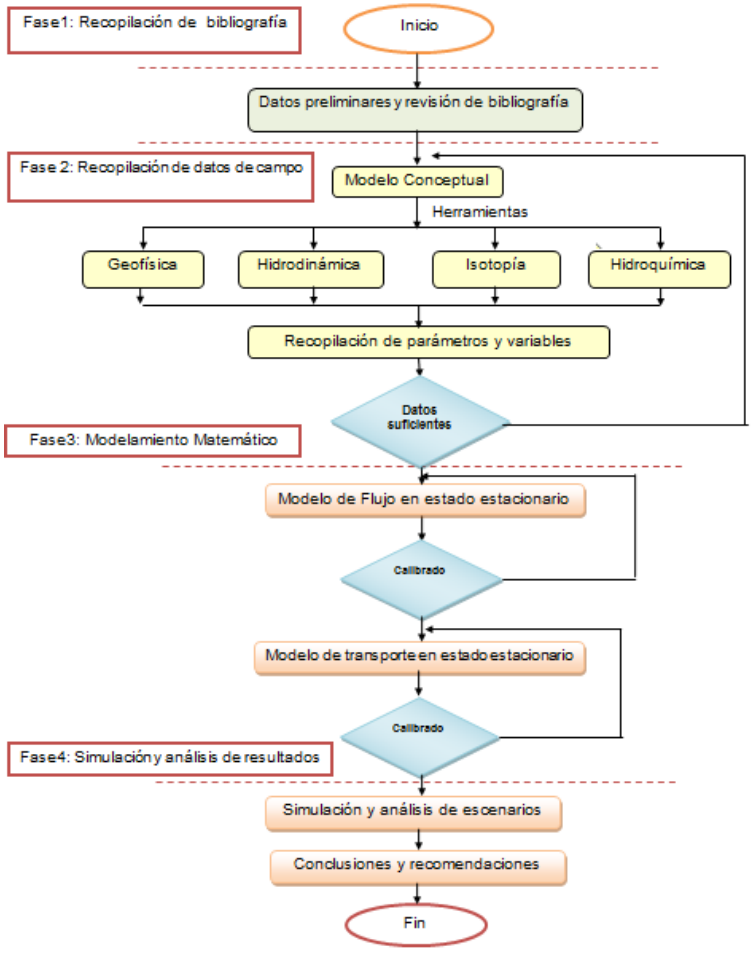


Figura 1.1: Metodología.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

El conocimiento y entendimiento de los procesos que controlan el flujo y los fenómenos de transporte en la zona saturada en los acuíferos costeros son de real importancia, para la gestión de las reservas subterráneas (Custodio & Llamas, 1996).

Los acuíferos costeros del mundo se enfrentan a problemas ambientales de la intrusión salina, debido a la proximidad con el agua de mar, variaciones climáticas, fluctuaciones del nivel del mar y a la explotación indiscriminada y no planificada de las aguas subterráneas (A. Singh, 2014).

Las consecuencias primordiales y perjudiciales de la intrusión salina son la reducción de los volúmenes de almacenamiento de agua dulce y la disminución de la calidad del agua de los pozos. Tomando en cuenta que, un incremento del contenido salino en el agua del 2%, afecta seriamente a la potabilidad del agua; mientras que un incremento del 5 % la hace prácticamente inutilizable (J. Baquero y R. Rubio, 2007).

En términos generales, la intrusión marina puede ser identificada mediante análisis químicos e isotópicos (Gonfiantini & Araguás, 1988).

2.1 HIDROQUÍMICA EN LA INTRUSIÓN MARINA.

Los criterios químicos suelen ser una herramienta eficaz e ineludible en el diagnóstico de los procesos de salinización en los acuíferos costeros, permitiendo determinar los mecanismos y evolución de la penetración de agua salada.

La evidente consecuencia de la intrusión marina es la modificación de las características físico-químicas del agua del acuífero, que no solo obedecen a los aportes iónicos del agua del mar, sino que también a los procesos químicos que responde a la interacción entre las fase acuosa y sólida.

En general el agua salina se muestra químicamente muy activa, siempre en busca del equilibrio iónico (Castillo Pérez & Morell Evangelista, 1988).

En los acuíferos detríticos costero, los procesos de interacción agua-roca son muy variados y están fundados por la tendencia al equilibrio químico entre la fase sólida y líquida, por los procesos de intercambio iónico, precipitación, disolución de carbonatos y procesos redox (reducción-oxidación) (Morell, 2003).

Por lo general la composición del agua dulce subterránea sin contaminación por intrusión, está dominada por los iones Ca^{2+} (Catión intercambiable) y HCO_3^- ; mientras que la composición del agua salada está dominada por los iones Na^+ (Catión intercambiable) y Cl^- (Appelo & Postma, 2005).

Bajo condiciones estables químicas la composición del catión intercambiable va a estar en equilibrio con el agua dulce subterránea. Cuando la composición del agua cambia como resultado del movimiento de la interface agua dulce/ agua salada, el catión intercambiador reajusta la composición del agua dulce, obteniendo de esta manera una nueva concentración química de iones mayoritarios en el agua subterránea.

Cuando ocurre el proceso de intrusión marina en un acuífero costero, ocurre el proceso de absorción e intercambio iónico mencionado anteriormente, obteniendo como resultado la siguiente ecuación:

$$Na^{+}.+ ½\ CaX_2 \rightarrow NaX + \frac{1}{2}\ Ca^{2+}$$ (Appelo & Postma, 2005)

En donde el Na^{+} es tomado como el intercambiador y el Ca^{2+}existente en el sólido es desplazado. Este tipo de intercambio produce una variación en la calidad y en el tipo de agua, que se podrá determinar como clorurada cálcica $CaCl_2$, mediante campañas de muestreos y análisis físico-químicos del agua de los pozos.

El proceso reversible toma lugar cuando existe un retroceso del agua salobre hacia el mar, donde el Ca^{2+} se absorbe, el sodio se libera y como resultado se obtiene agua del tipo bicarbonatada sódica $NaHCO_3$.

En situaciones reales estas secuencias pueden resultar diferentes, ya que en condiciones naturales, los procesos de intrusión y retroceso suceden repetidamente sin alcanzar en la mayoría de los casos su completo desarrollo. Además la inversión de flujo no hace retornar la calidad química de agua a las condiciones originales, dado que los procesos de intercambio no son lineales (Morell, 2003).

En cualquier caso el principal efecto que conlleva el proceso de intrusión marina es el incremento de los contenidos de sólidos disueltos y el

predominio de iones Cl^- , SO_4^{-2}, Na^+ y Mg^{+2} sobre las especies HCO_3^- y Ca^{2+}, que son las que habitualmente caracterizan las aguas dulces no afectadas por procesos de contaminantes.(Morell & Ramon, 2014).

Existen métodos de representación, para conocer la evolución espacial y temporal del agua subterránea frente a un proceso de contaminación. Los más comunes son los diagramas de Pipper, Stiff y Schöeller (Flores Zuñiga & Melendres Palma, 2013), perfiles de conductividad respecto a la profundidad, gráficos de evolución temporal, relaciones iónicas con el ion cloruro (Castillo Pérez & Morell Evangelista, 1988) (Morell, 2003) (Gonfiantini and Araguás 1988) y la clasificación de Stuyfzand (1986).

El ion cloruro es el que posee mayor estabilidad química y es el más abundante en el agua salina, por lo que se convierte en el ion más fiable y el que mayor información proporciona en los estudios realizados sobre la intrusión marina.

2.2 ISÓTOPOS AMBIENTALES EN LA INTRUSIÓN MARINA

Las técnicas isotópicas se han aplicado a nivel mundial durante más de 50 años, constituyéndose en una herramienta muy valiosa para la investigación y la solución de problemas relacionados con el medio ambiente y la ingeniería *(*Fontes, 1986; Gonfiantini, 1986).

El estudio de la caracterización y origen (meteórico, agua marina, fósil, magmática y metamórfica) del agua subterránea ha sido una de las áreas de

más aplicación para los isótopos estables del agua (^{2}H y ^{18}O), además son muy útiles para identificar las fuentes de recarga de agua subterránea y distinguir aguas con una composición química similar, ya que son trazadores ideales, porque son parte de la molécula de agua y no reaccionan como otros elementos disueltos en el agua (Dickinson et al., 2006).

Los principales procesos capaces de modificar el contenido isotópico y/o la composición química del agua dulce son: mezcla con agua marina, mezcla con otras masas acuosas de distintos contenidos químicos y/o isotópicos y evaporación (Gonfiantini & Araguás, 1988).

Las variaciones en ^{18}O y ^{2}H en las aguas dulces son estrictamente paralelas y obedecen a una correlación del tipo:

$$\delta_2H = a\,(\delta_{18}O) + b$$

Donde a=8 y b=10‰, que son los valores observados en la línea denomina WMWL “World Meteoric Water Line” Craig (1961).

La línea meteórica es una herramienta que también puede ser utilizada para la interpretación de los resultados isotópicos de muestras de agua provenientes de los hidrosistemas investigados (acuíferos, ríos, precipitaciones), mediante la comparación y correlación, permite inferir también el origen de la recarga y el flujo de las aguas subterráneas. (Vélez Otálvaro & Rhenals Garrido, 2008).

Por el contrario las aguas que presentan evaporación no siguen esta relación, sino que la pendiente en estos casos varía entre 4 y 6.

Los países de América Latina son considerados, a excepción de algunas zonas en Perú, México y algunas islas del Caribe, territorios con abundantes recursos hídricos, ya que su disponibilidad de agua per cápita estimada supera los diez mil metros cúbicos al año. Sin embargo, en los últimos años se han estado presentando con mayor frecuencia y con creciente severidad, graves problemas de acceso a agua potable en todos los países de la región; por lo que los gobiernos de los países de América Latina han incrementado en las últimas décadas su preocupación por definir y poner en práctica políticas dirigidas a conocer mejor sus recursos, prevenir el deterioro de las fuentes de agua y optimizar su uso (Reynolds-Vargas & Fraile, 2009).

El Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) en conjunto a los organismos de los países respectivos han realizado estudios de aplicación de herramientas hidroquímicas e isotópicas, para la evaluación de 11 acuíferos en Colombia, Chile, Costa Rica, Ecuador(Quito), Nicaragua, Perú y Uruguay, en el marco del proyecto de Cooperación Técnica RLA/8/031 que se llevó a cabo en el 2001-2005 entre otros proyectos incluido Ecuador, tal como: el Proyecto RLA/8/041, OIEA-ESPOL, Caracterización Isotópica de los Acuíferos Costeros (2007-2011), entre otros.

Además existen adicionales estudios en el Ecuador, tales como: el "*Estudio de análisis del comportamiento de la salinidad (intrusión salina) en el sistema río Guayas canal de Jambelí"* (2000) y el "*Estudio de la calidad de las aguas costeras Insulares en la Provincia de Galápagos"* (2000) realizados por el Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR).

2.3 MODELO MATEMÁTICO

Los primeros trabajos para entender los mecanismos que gobiernan la intrusión marina, fueron realizados por Badon Ghyben (1888) y Herzberg (1901), quienes realizaron un estudio para conocer la relación existente entre los niveles de agua y la profundidad de la cuña salina en un acuífero no confinado bajo condiciones de flujo estable. Luego en 1960 Jacobs y Schmorak, 1967 realizaron las primeras observaciones de la zona de contacto agua dulce/agua salada, en donde señalaron que en algunos casos la zona de transición tenía un espesor muy pequeño, el cual podía despreciarse y tratarse como una interfaz neta que tiene una orientación y profundidad que guarda relación con la velocidad, dirección del movimiento, potencial hidráulico y con la densidad de cada uno de los fluidos; y finalmente Cooper en 1959 realiza nuevas observaciones, en donde sostiene que no existe una interfaz brusca entre dos fluidos miscibles (agua dulce / agua salada), sino que se pasa de un fluido a otro a través de una zona de mezcla.

En general la contaminación en los acuíferos costeros, ha permitido un importante desarrollo del conocimiento hidrogeológico en países como: España, Portugal, Francia, Italia, Croacia, Albania, Grecia, Turquía, Chipre, Líbano, Marruecos, Argelia, Israel, Emiratos Árabes, México, Estados Unidos, Países Bajos, Bélgica, Alemania, China, Corea, Japón, India, Australia, etc. Una de las reuniones más importantes en esta temática por parte de la comunidad científica es la Salt Water Intrusion Meeting (SWIM), la cual tendrá el 23rd encuentro en el 2014.

La zona de mezcla antes mencionada también llamada zona de transición y difusión, reflejan con intensidad variable las propiedades químicas e hidráulicas de cada uno de los líquidos originales y su anchura depende de la difusividad, dispersividad del medio y de las características del movimiento.

Cabe mencionar que la dispersividad y la difusividad son términos que nos indicarán la distribución espacial del contaminante, convirtiéndose en los mecanismos de transporte más significativos en el modelo de densidad variable.

En general los acuíferos costeros son medios complejos típicamente por los niveles transitorios de agua, salinidad variable, distribución de las densidades del agua y la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas, por ende es muy substancial entender los procesos físicos que gobiernan la interacción

entre agua dulce y agua de mar a través del desarrollo acertado de modelos de simulación (Werner et al., 2013).

TIPOS DE MODELOS

Para entender el espacio y la variabilidad temporal de la calidad de agua subterránea, es necesario tener una percepción de la trayectoria del flujo de agua subterránea y el tiempo de viaje que existe de un contaminante desde el sitio de infiltración hacia el punto de muestreo.

Los modelos de simulación ayudan a tener este conocimiento, representando el comportamiento del flujo del agua subterránea y del transporte del contaminante dentro del acuífero.

Existen diferentes tipos de modelos entre ellos encontramos los modelos físicos, analógicos y los numéricos o matemáticos, que requieren una discretización espacial, temporal y soportan heterogeneidades(NÚÑEZ MUÑOZ, 2014). Además son los más utilizados en la investigación y gestión de acuíferos contaminados y según los métodos de resolución se puede clasificar en modelos mediante diferencias finitas y mediante elementos finitos.

Para simular específicamente la intrusión marina existe dos tipos de modelos: Los modelos de densidad constante y los modelos de densidad variable. En los modelos de densidad constante el agua dulce y el agua

salada se tratan como dos fluidos inmiscibles, separados por una interfaz con potencial constante a lo largo de cualquier vertical y en donde no existe zona de mezcla.

Los modelos basados en densidad constante fueron por primera vez estudiados por Mercer et al. (1980), Polo and Ramis (1983), and Essaid (1990) y a pesar de que no es una hipótesis realista, simplifica considerablemente problemas matemáticos. Este tipo de simplificación describe correctamente la posición de la interfaz si el ancho de la zona de mezcla es pequeño comparado con la profundidad y si el movimiento del agua es prácticamente horizontal, además se puede emplear en acuíferos en donde la transición de la zona salada al agua dulce es muy rápida o en acuíferos con bajos valores de salinidad (Custodio y Llamas, 2001).

Las soluciones analíticas de la intrusión marina se basan predominantemente en el supuesto de interfaz, mientras que los modelos de densidad variable se resuelven principalmente utilizando soluciones numéricas. Sólo los modelos de densidad variable proporcionan predicciones de salinidad que pueden ser comparados con las mediciones de campo de salinidad (Adrian D. Wener. et. al, 2013).

En los modelos de densidad variable, la zona de transición o de mezcla entre el agua dulce y agua salada tiene un espesor finito y la densidad del agua varía continuamente. En el acuífero de Manglaralto se empleará un modelo

de densidad variable, considerando al agua dulce y agua salada como un único fluido con diferentes concentraciones de total de sólidos disueltos (TDS), originando una variación de densidad.

Los modelos con densidad variable presentan una mayor complejidad frente a los modelos con densidad constante. La mayor dificultad se presenta durante la calibración del transporte al intentar reproducir la forma, posición de la zona de mezcla, y la cuña salina, mediante al ajuste de valores medidos y simulados de salinidad (Romero, 2010).

2.3.1 MODELOS MATEMÁTICOS DE DENSIDAD VARIABLE DE FLUJO POR MÉTODO DE ELEMENTOS FINITOS.

Los modelos de flujo muestran el potencial y los campos de velocidad resultados del flujo en la zona saturada y no saturada. Junto a varios parámetros tales como: porosidad, volumen, permeabilidad entre otros, este campo de potencial adecuado describe el régimen de flujo para calcular el comportamiento de transporte.

Las características principales que determinan el potencial, velocidad flujo y la capacidad de una formación geológica para llegar a constituir un buen acuífero son la porosidad y la permeabilidad. (Martín & Marzal, 1997).

La porosidad y la permeabilidad de una formación geológica vienen determinadas, en gran medida, por sus características litológicas. Por

lo tanto, la composición de las rocas, sus condiciones de formación y las modificaciones estructurales posteriores influirán considerablemente en la capacidad de almacenamiento y en la circulación del agua a través de la formación. Así, los acuíferos formados por depósitos no consolidados de materiales sueltos (arenas, gravas, mezclas de ambas, etc.) suelen proporcionar caudales de agua importantes si se explotan adecuadamente (Martín & Marzal, 1997).

Feflow permite simular el flujo de agua subterránea mediante la ecuación de continuidad y la de Darcy (WASY, 2013) que bajo ciertas condiciones es más complejo, como lo es cuando hablamos de la interfaz agua dulce / agua salada, donde la densidad del agua tiene que ser tomado en cuenta como se generaliza a continuación (Jousma & Verrijt, 1988).

<u>Ecuación de continuidad (Kopsiaftis, Mantoglou, & Giannoulopoulos, 2009)</u>

$$S_h \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_i}{\partial x_i} = Q_p + Q_{EB}(C)$$

Donde:

$$S_h: Coeficiente\ de\ almacenamiento$$

$$h: nivel\ piezométrico$$

$$q_i: Velocidad\ de\ Darcy\ \left(\frac{m}{s}\ o\ \frac{m}{día}\right)$$

$$xi: Distancia\ recorrida\ por\ el\ agua\ \ m$$

$$Q_p: es\ la\ realción\ \frac{fuente}{sumidero}\ de\ un\ fluido$$

$$Q_{EB}: Es\ un\ término\ relacionado\ con\ la\ aproximación\ Boussinesq.$$

Ecuación de Darcy (WASY, 2009)

$$q_i = -K_{ij}\, f_u \left(\frac{\partial \mathrm{h}}{\partial \mathrm{x_j}} + \frac{\rho - \rho_o}{\rho_o} e_j\right)$$

$$K_{ij}: Permeabilidad\ intrinseca\ del\ medio\ poroso$$

$$f_u: relación\ de\ viscosidad\ dinámica\ {}^{\mu_o}/_{\mu}$$

$$\rho \quad densidad\ del\ fluido$$

$$\rho = \rho_0 \left\{1 + \frac{\propto}{(C_x + C_o)}(C - C_0)\right\}$$

$$e_j: vector\ unitario\ gravitacional$$

$$\propto: Coeficiente\ de\ expansión\ = (\rho - \rho_f)/\rho_f$$

Una constante hidráulica es asignada a lo largo del límite del mar (WASY, 2009)

$$h_f = \left(\frac{\rho_s - \rho_o}{\rho_o}\right) z$$

En esta expresión, h_f representa el nivel piezométrico, ρ_s es la densidad del agua de mar, ρ_o es la densidad del agua subterránea, y z es la profundidad bajo el nivel del mar.

Las siguientes condiciones de frontera son usadas para representar los pozos (Kopsiaftis et al., 2009).

$$Q_p^w(x_i, t) = \sum_m Q_m^w \prod_i [\delta(x_i - x_i^m]$$

Donde:

$$Q_p^w: es\ la\ función\ del\ pozo$$

$$Q_m^w: \frac{bombeo}{la\ razón\ de\ injeccion\ del\ único\ pozo\ m}$$

$$x_i: es\ la\ coordenada\ del\ pozo\ m$$

Para los límites impermeables, la condición de frontera es: (Kopsiaftis et al., 2009)

$$q_{nc}(x_i, t) = q_{nh}C - D_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j}n_i = 0$$

$$q_{nc}: flujo\ de\ darcy\ del\ fluido$$

$$q_{nh}: flujo\ de\ masa\ normal$$

Esta ecuación significa que no se produce ni flujo convectivo ni dispersivo a través de este límite.

2.3.2 MODELOS MATEMÁTICOS DE DENSIDAD VARIABLE DE TRANSPORTE POR MÉTODO DE ELEMENTOS FINITOS.

Cuando un contaminante entra en el agua subterránea, los productos químicos entrantes pueden ser absorbidos, retardando su transporte en comparación con la velocidad del agua y pueden causar mezclas y cambios suaves de concentración, debido a los procesos físicos como la difusión, dispersión, adsorción entre otros procesos complejos.

Para una mejor comprensión de los procesos de transporte que ocurren los hemos clasificados en dos grupos de procesos (Sánchez, 2012), en donde el contaminante no tiene ninguna interacción con el medio geológico (contaminante conservativo) y en donde el contaminante si lo tiene.

En el modelado de flujo y transporte desarrollado para el acuífero de Manglaralto hemos considerado el supuesto de que el contaminante se mueve arrastrado por un flujo subterráneo, existiendo principalmente dos tipos de procesos físicos que pueden ocurrir y ser simulados en el programa, tales como: advección y difusión/dispersión.

El eje principal para un modelo de simulación de la calidad de agua es el balance de materia, donde se considera que la concentración en

cualquier punto cumplirá la ecuación fundamental de la conservación de la materia, bajo la siguiente ecuación:

Acumulación = Entradas – Salidas ± Generación

Así, la ecuación diferencial que representa la variación de concentración de un contaminante que se encuentra disuelto en un diferencial de volumen es (Merkel, Planer-Friedrich, & Nordstrom, 2005):

$$\frac{\partial}{\partial t}(C) = -\frac{\partial}{\partial x}(q_x C) - \frac{\partial}{\partial y}(q_y C) - \frac{\partial}{\partial z}(q_z C) + \frac{\partial}{\partial x}\left(D_x \frac{\partial C}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D_y \frac{\partial C}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_z \frac{\partial C}{\partial z}\right) + Q_c$$

$C: Concentración\ del\ componente\ químico\ mg/L$

$D_{x,y,z}: Tensor\ de\ dispersión\ hidrodinámica.$ m^2/s

$Q_c: Volumen\ de\ masa\ en\ los\ aportes\ exteriores\ del\ fluido$ (mg/l)

El primer miembro de la izquierda de la ecuación que indica variación con el tiempo de la cantidad de materia presente, representa la acumulación de materia en el elemento diferencial de volumen y viene expresada como la suma de las entradas menos las salidas del elemento diferencial de volumen originadas por el transporte convectivo-dispersivo más un término genérico de fuente/sumidero.

PROCESO POR ADVECCIÓN O TRANSPORTE CONVECTIVO

Este proceso se debe únicamente al movimiento del fluido del agua, donde un elemento químico presente en el agua será pasivamente llevado por este movimiento advectivo de masas.

El movimiento advectivo es descrito matemáticamente por la dirección y la magnitud de su velocidad, dado que a pesar de la ocurrencia de dispersión, el centro de masa del elemento químico que es transportado por advección, se mueve a la velocidad promedio del fluido, siempre y cuando no se produzca adsorción y retardo.

La tasa a la cual un elemento químico es transportado por unidad de área (perpendicular a la dirección del movimiento) se expresa generalmente en términos de densidad de flujo de acuerdo a la siguiente expresión: $\rho = C * v$, donde ρ es la densidad de flujo, C: concentración del químico y v: es la velocidad del fluido.

TRANSPORTE DISPERSIVO

Los contaminantes que son transportados por el agua en movimiento, tienden a moverse en la dirección general del flujo o a la velocidad del agua subterránea. Sin embargo, a causa de la tortuosidades del terreno, los solutos tienden a separarse de la trayectoria ideal del agua y a moverse con diferentes velocidades (Morell, 2013).

El proceso que se relaciona a la desviación de la trayectoria ideal se llama dispersión mecánica y cuando el transporte se debe a la acción conjunta de la dispersión y al movimiento de las moléculas a través de un gradiente de concentración (difusión) (Sánchez, 2012) se conoce como transporte dispersivo.

Las ecuaciones que describe la propagación de las ondas de concentración en el espacio simulado y que se puede resolver mediante diferencias finitas son las siguientes:

Ecuación de transporte:

$$\frac{\partial}{\partial t}(nC) + \frac{\partial}{\partial x_i}\left(q_i C - D_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j}\right) - Q_c = 0$$

$$C: Concentración\ del\ componente\ químico$$

$$D_{ij}: Tensor\ de\ dispersión\ hidrodinámico.$$

$$Q_c: Volumen\ de\ masa\ en\ los\ aportes\ exteriores\ del\ fluido$$

Donde la expresión $\frac{\partial}{\partial x_i}\left(D_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j}\right)$ representa el transporte dispersivo mediante una expresión análoga a la segunda ley de Fick, en el que el flujo de masa es proporcional al gradiente de concentración. (Gelhar, Welty, & Rehfeldt, 1992).

$$D_{ij} = \left(\varepsilon D_d + \beta_T V_q^f\right)\delta_{ij} + (\beta_L - \beta_T)\frac{q_i^f q_j^f}{V_q^f}$$

$$\varepsilon: Porosidad$$

$$D_d: coeficiente\ molecular\ de\ difusión$$

$$\beta_T, \beta_L: coeficiente\ de\ dispersión\ transversal\ y\ longitudinal$$

$$\delta_{ij}: Operador\ Kroneker$$

$$V_q^f: \sqrt{q_i^f q_i^f}\ \ Flujo\ de\ fluido\ absoluto\ de\ Darcy$$

Dado que el agua (fluido) puede moverse libremente alrededor de los granos o partículas del suelo, se reconocen dos tipos de dispersión, tomadas en cuenta en las ecuaciones antes mencionadas : dispersión longitudinal (DL), que se produce a lo largo de las líneas de flujo, y transversal (DT), causada por el paso hacia líneas de flujo adyacentes como consecuencia de difusión (Sánchez, 2012).

El problema de la dispersión de soluto durante el movimiento del agua subterráneo ha sido de gran interés de estudio desde los primeros experimentos de Slichter (1905) y especialmente desde los análisis de la dispersión durante el transporte de soluto a través de tubos capilares, desarrollado por Taylor (1953) y Aris (1956, 1959). A partir de ahí se han realizado una gran cantidad de trabajo sobre la descripción de los principios del transporte de solutos en medios porosos de partículas inertes (ver Oso, 1972; Dullien, 1979).

La caracterización de la dispersividad en campo es esencial para predecir el movimiento del subsuelo y la difusión de un contaminante en esa ubicación. Investigaciones teóricas y experimentales han

encontrado que la dispersividad a escala de campo es mucho mayor que los valores a escala de laboratorio para el mismo material, debido a la influencia de las heterogeneidades naturales que producen patrones de flujos irregulares en la escala de campo (Delgado, 2007).

En consecuencia, las mediciones de dispersividad en laboratorio no se pueden usar para predecir los valores en campo de dispersividad, sino que se puede obtener una ecuación de transporte por el método de volumen o promediado espacial (Bear, 1972; Whitaker, 1967); es por esto que se usan trazadores para estimar la dispersividad de un sitio en particular.

Los valores de dispersividad son calculados o inferidos dependiendo dos tipos de eventos: no controlada (naturales como la intrusión marina), o controlada (test de trazadores) (Gelhar et al., 1992).

Las principales características que distinguen los eventos controlados o también llamado trazador natural de los no controlados es que en el primero la cantidad y la duración de la entrada del soluto se conoce y se puede registrar con respecto al tiempo.

Los valores de dispersividad de eventos no controlados son comúnmente determinados por el ajuste de modelos de una, dos o tres dimensiones a los datos históricos, en donde los valores de dispersividad se alteran hasta que los valores de salida del modelo

coinciden con las concentraciones históricas de los solutos medidos (Gelhar et al., 1992).

Mientras que en el evento controlado el trazador es inyectado en un pozo de observación y el tiempo de distribución del trazador es registrado a una distancia de un pozo de bombeo.

2.3.3 INVESTIGACIONES REALIZADAS.

En la literatura científica existen trabajos de modelos tridimensionales con densidad variable para acuíferos reales que se han desarrollado en los últimos años:

-*"Modeling seawater intrusion in the Delta Irrigation Area, North Queensland, and Australia"* (Narayan, Schleeberger, & Bristow, 2007).

-"*Three dimensional simulation of seawater intrusion in coastal aquifers: A case study in the Goksu Deltaic Plain*" (Cobaner, Yurtal, Dogan, & Motz, 2012).

-"*Salt intrusion in Coastal and Lowland areas of Semarang City"* (Rahmawati, Vuillaume, & Purnama, 2013).

-*"A 3D density-dependent model for assessment and optimization of water management policy in a coastal carbonate aquifer exploited for water supply and fish farming, Sur de la Toscana , Italia"* (Nocchi & Salleolini, 2013).

-"*Incorporating the concept of equivalent freshwater head in successive horizontal simulations of seawater intrusion in the Nile Delta aquifer, Egypt"* (Sherif, Sefelnasr, & Javadi, 2012).

-"*Modeling of Coastal Aquifers of Trivandrum*"(Sindhu, Ashith, Jairaj, & Raghunath, 2012).

En el ámbito internacional se han realizado recientemente importantes avances en Centro América y Sur América tales como:"*Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico"* (Ghasemizadeh et al., 2012) y *"Desarrollo e implementación de un modelo matemático para la evaluación del impacto ambiental de la intrusión marina en el acuífero del río Caplina, Tacna-Perú*" (E. Gonzales, 2013).

Hasta la actualidad en Ecuador se ha desarrollado un modelo de flujo en el acuífero Pusuquí-San Antonio de Pichincha (S. Procel, 2008), el cual fue ejecutado por la Empresa Metropolitana de Alcantarillado y Agua Potable de Quito (EMAAP-Q), en conjunto al departamento Acuífero de Quito y la Escuela Politécnica Nacional, como una continuidad del "*Estudio hidrogeológico y modelación del nivel principal del Acuífero Centro Norte de Quito"* (Muñoz, 2005).

Sin embargo no existen modelos de flujo subterráneo y transporte para la simulación de la intrusión marina en las costas ecuatorianas, aunque si se han realizado pocos estudios relacionados al tema, tales como: "*Estudio de Análisis del Comportamiento de la Salinidad (intrusión salina) en el sistema Río Guayas Canal de Jambelí"* (2000) y el *"Estudio de la Calidad de las Aguas Costeras Insulares en la Provincia de Galápagos"* (2000) realizados por el Instituto Oceanógrafos de la Armada (INOCAR).

Este trabajo se centrará en el estudio del comportamiento del sistema de acuífero de Manglaralto, a través del desarrollo de un modelo 3D con densidad variable en régimen estacionario, utilizando como software FEFLOW V. 5.3, Diersch (2006), el mismo que se basa en el método de elementos finitos, que resuelve problemas de flujo subterráneo y transporte con densidad variable en 2D y 3D, considerando la advección y dispersión hidrodinámica dentro del proceso de transporte de solutos.

El requisito para un modelo de transporte es realizar primero un modelo de flujo lo más preciso posible.

CAPÍTULO 3

DESCRIPCIÓN DEL MEDIO

3.1 DESCRIPCIÓN DEL MEDIO.

La cuenca del río Manglaralto está localizado al norte de la provincia de Santa Elena entre las coordenadas UTM 525000 – 545000 para las ordenadas, y entre 9790000-9805000 para las abscisas. Se encuentra limitada al norte por la cuenca del río Olón y al sur por la cuenca del río Valdivia.

La cuenca tiene un área de 160 Km^2, con una forma aproximadamente rectangular y está geomorfológicamente ubicada en cuestas muy disectadas que llegan hasta el margen costero. Las zonas disectadas corresponden a los márgenes de la cordillera Chongón Colonche, la misma que se extiende por Guayas, Santa Elena y Manabí (Figura 3.1).

EL río Manglaralto nace en la Cordillera Chongón Colonche a 700 m.s.n.m y tiene un recorrido de aproximadamente de 18Km desde la parte montañosa hacia la costa en dirección NE-SW, en donde desemboca al Océano Pacífico; es del tipo intermitente con caudales que aumentan en las épocas de invierno, y descienden hasta 0 en épocas secas.

Dentro de esta cuenca encontramos 10 formaciones geológicas, siendo el aluvial del río Manglaralto el principal acuífero semiconfinado y por ende la principal zona de estudio en la que se basará el modelo; además tiene un área aproximada de 16.5 Km^2, con niveles de alturas desde 0 msnm hasta 180 msnm.

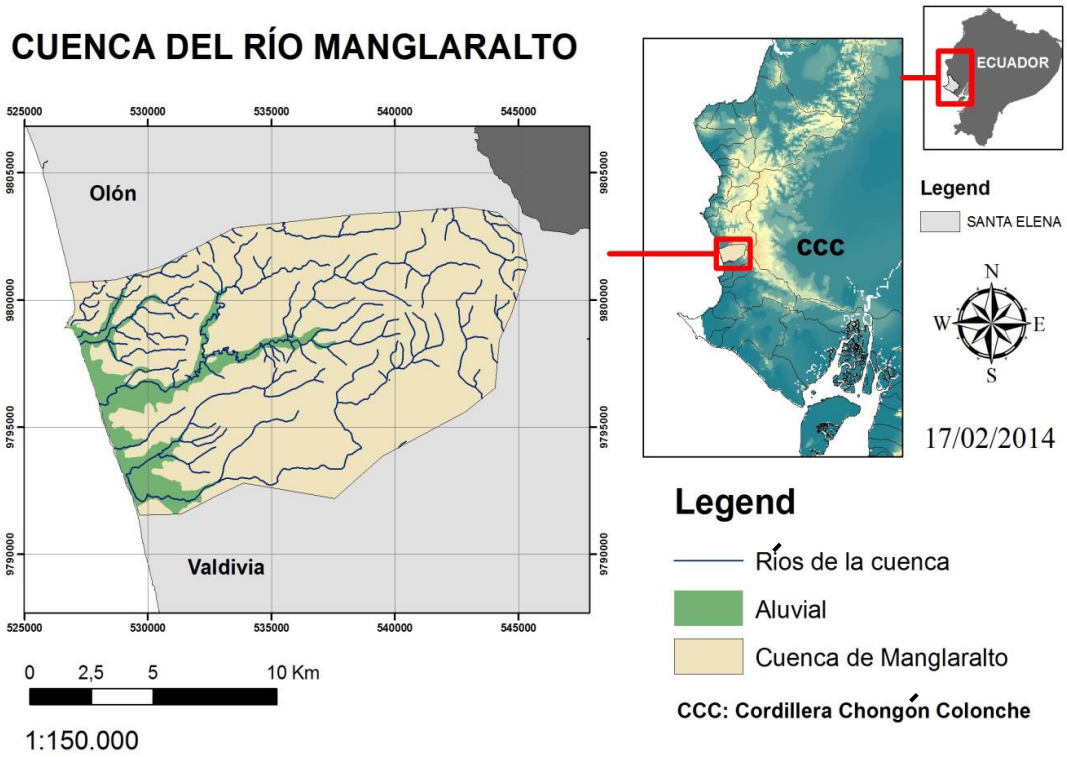


Figura 3.1: Mapa general de ubicación de la Cuenca del Río Manglaralto.

3.2 MARCO GEOLÓGICO

La información geológica de la cuenca del río Manglaralto presentada posteriormente en este capítulo está basada en estudios efectuados por CIPAT- ESPOL en los Proyectos ECU/8/026 "*Caracterización de Acuíferos Costeros de la Península de Santa Elena (2007-2011, OIEA)*", ECU/7/005 "*Mejoramiento del manejo de los acuíferos costeros mediante el estudio de la tasa de recarga del acuífero aluvial de la cuenca del río Manglaralto*" y en la información recopilada durante el desarrollo de este trabajo (Figura 3.2).

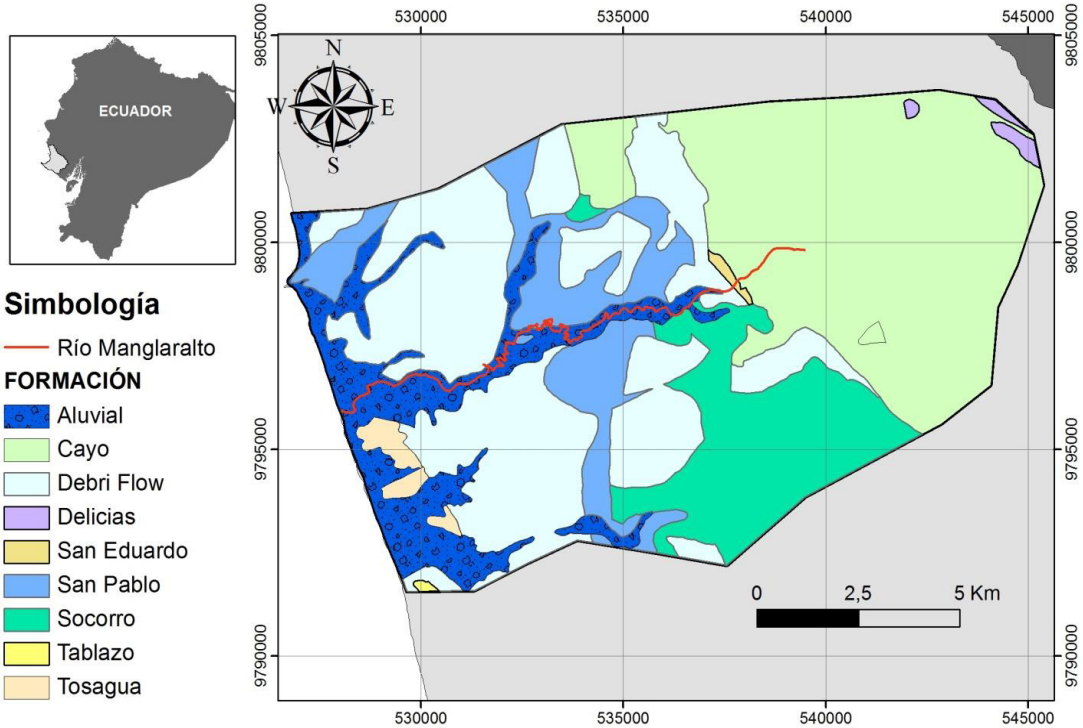


Figura 3.2: Mapa de las formaciones geológicas de la cuenca de Manglaralto.

Las formaciones existentes en la cuenca de Manglaralto son:

<u>DEPÓSITO ALUVIAL (Cenozoica-Cuaternario-Holoceno)</u>

Litológicamente comprende conglomerados, gravas, gravillas, arenas, limos y arcillas, productos principalmente del acarreo y acumulación fluvio-lacustre que han dado lugar a la formación de terrazas aluviales, cauces y meandros abandonados (Duque, 2000).

Los horizontes de grava y gravilla varían tanto en el diámetro de sus partículas como en el espesor de sus capas. La grava se encuentra en

forma sub-angular redondeada y de diámetro aproximadamente entre 1 cm y 10 cm, existiendo a veces bloques mayores a 10 cm, mientras que la gravilla en cambio varía entre 3 mm y 1 cm.

Los materiales encontrados en esta formación tienen la capacidad de ser altamente porosos, de presentar alta permeabilidad, y capacidad de almacenamiento.

FORMACIÓN SAN PABLO (Cenozoica-Cuaternario-Pleistoceno)

Nombre dado al Tablazo medio (altura entre 9 y 15 m) en la zona de Colonche, compuesta por terrazas marinas con fósiles que sugieren una facie algo salobre (Duque, 2000).

Litológicamente comprende areniscas conglomeráticas, bancos calcáreos con alternancias de lutitas y limolitas (Olaya, Romero, & Carrión, 2014).

FORMACIÓN TOSAGUA (Cenozoica-Terciario-Oligoceno)

En la Provincia de Guayas aflora al Oeste de la Cuenca Progreso y más al Norte en la zona Valdivia – Manglaralto y los argumentos paleontológicos señalan una edad Oligocénica (Stainfoth, 1948).

Está conformada por lutitas color chocolate con concreciones calcáreas, bastante fracturadas, las fracturas muchas veces representan rellenos de yeso secundario, circunstancia que le imprime

una alta porosidad y permeabilidad secundaria, aunque la unidad en sí es impermeable y el fracturamiento existente hace que posea un coeficiente de almacenamiento bajo, desfavoreciendo la existencia de alguna zona acuífera (Amado Garzaro, 1990).

DEBRIS FLOW.

Son flujos de escombros que se desplazan. Sedimento compuesto en su mayor parte por grandes clastos transportados en una mezcla de fango y agua. Se diferencian de los flujos de lodo por su acarreo de sedimentos grueso (Romero, 2013).

DESLIZAMIENTO SOCORRO (Cenozoica-Terciario-Eoceno)

Posee una edad de Eoceno Superior y está compuesto principalmente de areniscas grauvaquicas de color gris verdoso, semi duras y cementadas por calcita, material arcilloso y bien fracturadas, condición que aunque les otorga la ventaja de ser porosas, no les permite una alta permeabilidad, y debido a su morfología alomada las convierte en terrenos capaces de producir escorrentías superficial, desfavoreciendo el desarrollo de zonas acuíferas (Amado Garzaro, 1990).

FORMACIÓN CAYO (Mesozoica-Cretácico)

Está expuesta ampliamente en la Cordillera Chongón Colonche. Tiene un espesor aproximado de 3000 m en el Sur y se adelgaza

progresivamente al Norte (Duque, 2000). La base de la formación está considerado de baja permeabilidad y está compuesta por areniscas, grauvacas volcánicas con matriz arcillosa (Olaya et al., 2014) , tobas de grano grueso y toda la parte inferior está dominada por arenisca, limos, lutitas y tobas verde de grano más fino (Amado Garzaro, 1990).

3.3. HIDROGEOLOGÍA

3.3.1 DELIMITACIÓN DEL ACUÍFERO

El acuífero costero de Manglaralto tiene un área de 16,5 km^2; posee una capa superficial areno limosa que produce una baja capacidad de infiltración directa, siendo el cauce del río la posible fuente principal de recarga.

El aluvial del río Manglaralto se caracteriza por ser un terreno de relieve llano con elevaciones de entre 0-100 m, que se va bordeando a medida que se aleja por terrenos con elevaciones mayores a 100 m; tal como se indica en el Modelo Digital del Terreno (MDT) (Figura 3.3).

Además se halla limitado por:

<u>Límite norte:</u> Se encuentran los poblados de Montañita y Pajiza; los depósitos Debris Flows y la Formación San Pablo.

<u>Límite noreste:</u> Se encuentra el poblado de Dos Mangas, la Cordillera de Chongón Colonche, los depósitos Debris Flows, y la Formación Socorro.

<u>Límite suroeste:</u> Se encuentra la franja costera del océano Pacífico, que tiene conexión hidráulica con el acuífero.

<u>Límite sur:</u> Adicional a los depósitos Debris Flows y San Pablo encontramos la Formación Tosagua y los poblados de Manglaralto, Cadeate, San Antonio y Simón Bolívar.

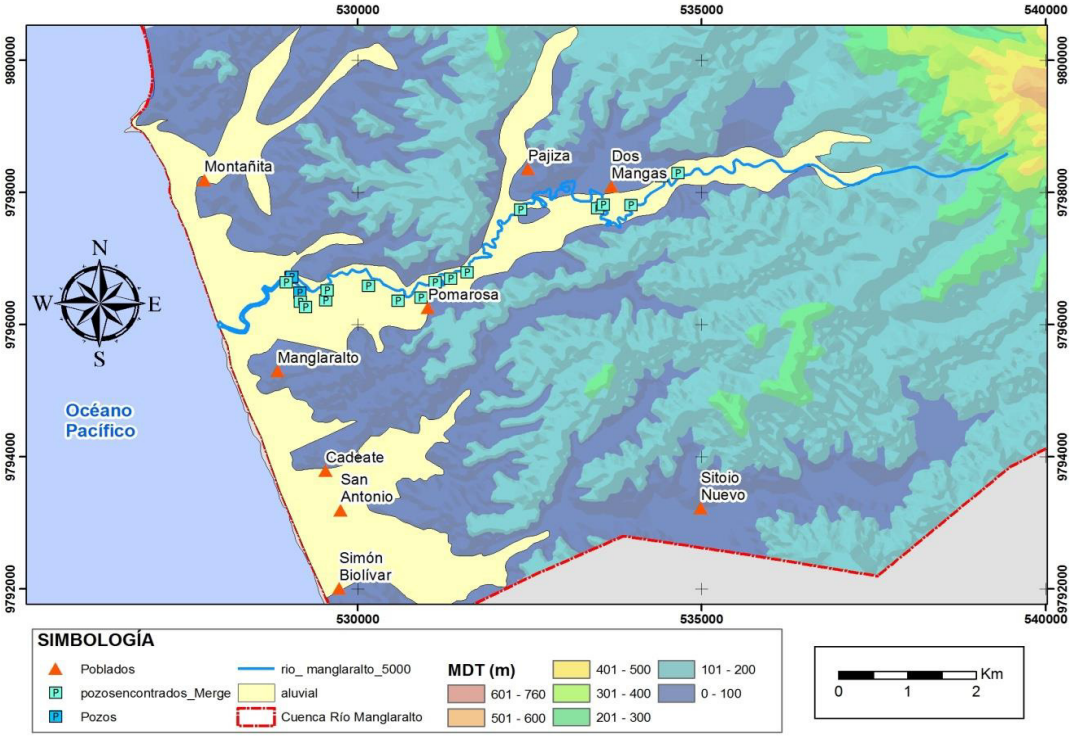


Figura 3.3: Mapa del área de estudio acuífero de Manglaralto.

En general la zona de estudio está definida por terrenos constituidos por areniscas grauvaquicas, lutitas con yeso, lutitas siliceas y tobaceas, que aunque no son impermeables en su totalidad, se los considera como tal, debido a su poca o ninguna cualidad acuífera.

En cuanto a la información actualizada de los pozos existentes a lo largo del acuífero, se han identificado un total de 25 pozos, de los cuales los pozos del 1 al 8 son administrados por la Junta Parroquial de Manglaralto, y el resto de ellos son privados.

Del total de 25 pozos encontrados se han considerado por criterio de distancia solamente 18 pozos en la red de muestreo.

En el **Anexo 1** se hace un inventario de los pozos totales existentes hasta la actualidad y en la figura 3.4 se ubica las posiciones de los pozos establecidos dentro de la red de muestreo.

Dentro de la red de muestreo tenemos 9 pozos perforados y 9 excavados. Los pozos excavados normalmente son pozos de pocas profundidad (menos de 13 m) que son construidos a mano y se encuentran en la parte media y superior del acuífero; mientras que los pozos perforados son los que están a mayor profundidad de 22 a 35 metros y se encuentran en su mayoría en la zona sur oeste (zona baja) cercanos a la desembocadura.

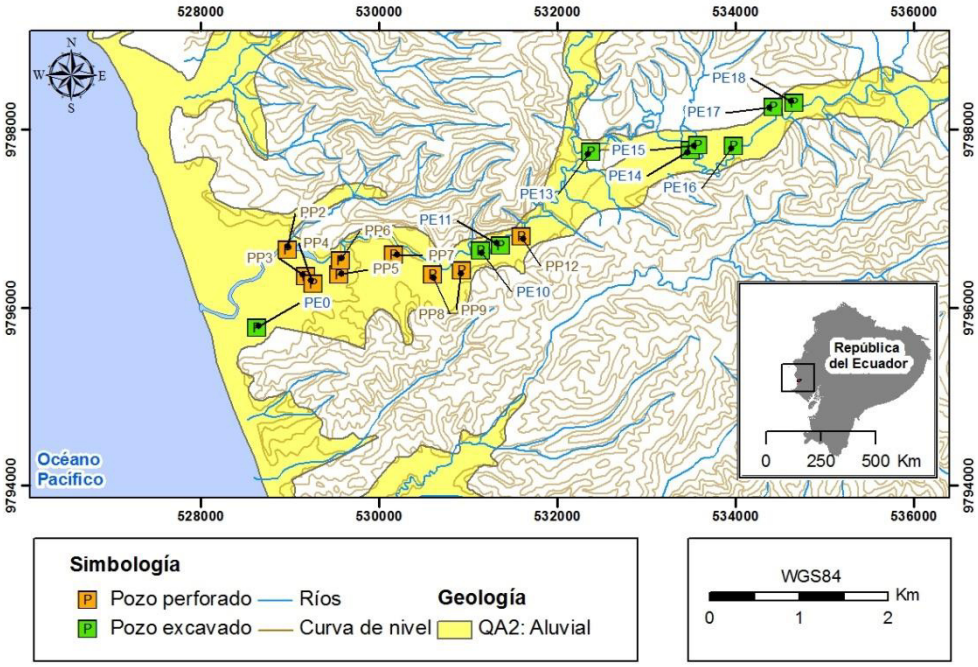


Figura 3.4: Mapa de ubicación de pozos del acuífero de Manglaralto.

3.3.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

El área de estudio está constituido fundamentalmente por 3 unidades hidrogeológicas: La unidad semi-confinante, la unidad acuífera y la confinante.

Las unidades hidrogeológicas se encuentran a continuación en función a su secuencia estratigráfica en la tabla I.

Tabla I. Unidades hidrogeológicas definidas en el acuífero de Manglaralto.

Unidades hidrológicas	Términos litoestratigráficos	Características
Unidad semiconfinante	Limos arenosos, arcillas, arenas y gravas	• **Acuitardo** • **Distintos valores de permeabilidad.** • **Libre o semiconfinante,**
Unidad acuífera	Gravas, gravilla.	• **Acuífero Superior.** • **Permeable.**
Unidad de base confinante	Arcilla limosa.	• **Acuicludo.** • **Considerado impermeable.**

3.3.3 GEOMETRÍA DEL ACUÍFERO

A partir de 6 sondeos realizados como parte de este trabajo por el método de prospección eléctrica, se estableció una correlación con los datos de sondeos eléctricos y sísmicos realizados en el proyecto ECU/8/026, OIEA-ESPOL *"Caracterización de Acuíferos Costeros de la Península de Santa Elena"* y en la tesis de (Amado Garzaro, 1990) titulada *"Estudio Hidrogeológico de la cuenca baja del río Manglaralto",* para obtener como resultado la geometría del acuífero (Figura 3.5).

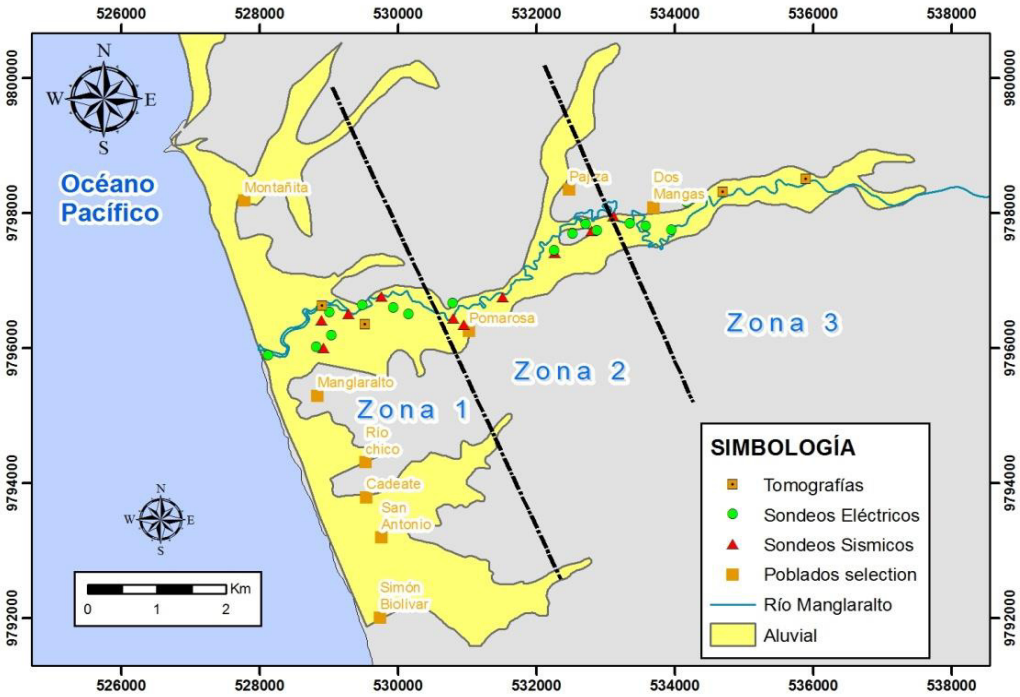


Figura 3.5: Mapa de sondeos eléctricos, sísmicos y tomografías del aluvial de Manglaralto.

Para analizar los espesores de la capa acuífera, se dividió el área de estudio en las 3 zonas (Figuras 3.6 y 3.7).

Zona 1: Comprende la zona suroeste del acuífero, desde la franja costera del Océano Pacífico hasta la zona de Pomarosa, donde se encuentra la mayor cantidad de pozos explotados y administrados por la Junta de agua Manglaralto.

En esta zona podemos encontrar un espesor de 6 y 22 m para la unidad semiconfinante y de 14 a 30 m para la unidad acuífera.

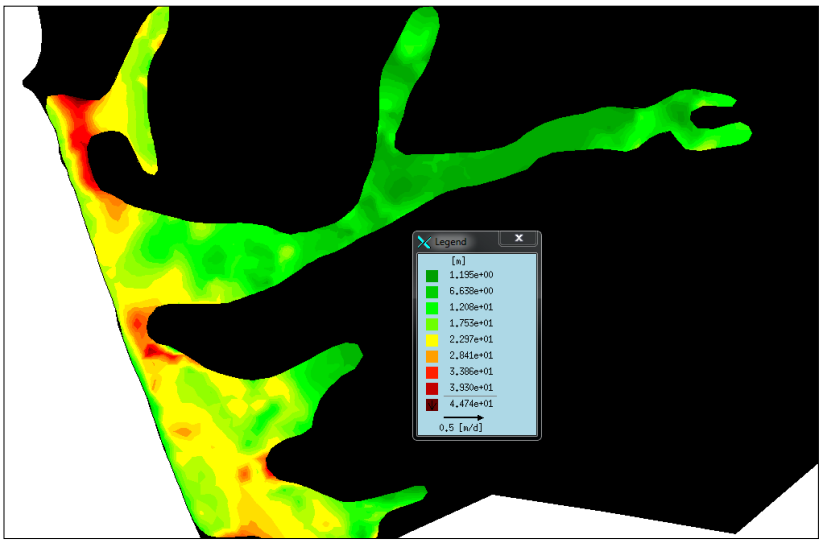


Figura 3.6: Mapa espesor unidad semiconfinante del aluvial de Manglaralto- Feflow.

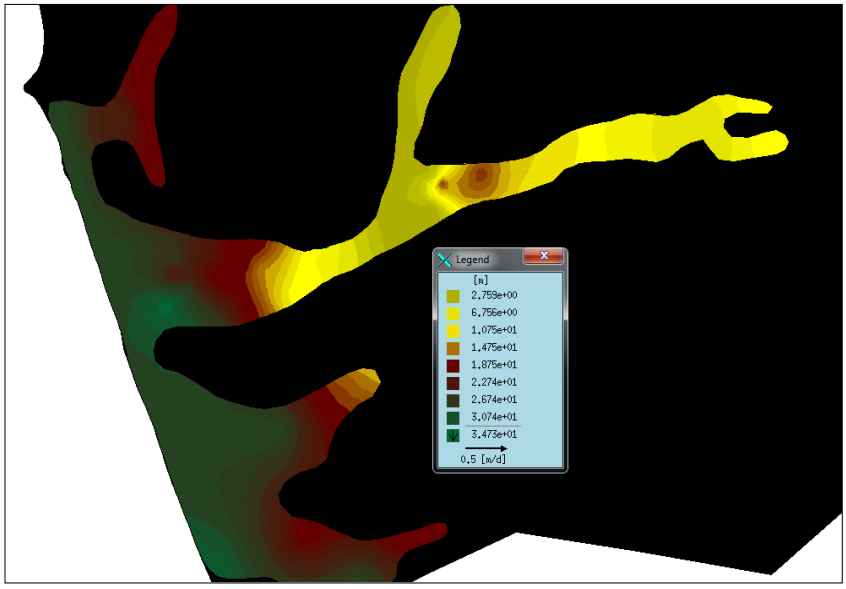


Figura 3.7: Mapa del espesor de la unidad acuífera de Manglaralto-Feflow.

Cabe indicar que en este lugar se encuentran la mayor cantidad de pozos de alta explotación y un espesor mayor al resto de las

zonas; por lo que presenta geométricamente un riesgo de intrusión marina.

Zona 2: Comprende desde la zona de Pomarosa hasta la altura de Pajiza, en donde podemos encontrar un espesor de 6 a 12 m para la unidad semiconfinante.

Mientras que con respecto a la capa acuífera encontramos un espesor que disminuye hacia el noroeste de 18 a 3 m hasta llegar a la altura de Pajiza, en donde se convierte en una zona con menor probabilidad de explotación de pozos.

Zona 3: Comprende la zona noreste del acuífero que es la zona más alta del aluvial (entre 77 y 100 msnm), aquí podemos encontrar un espesor de alrededor de 2 m para la unidad semiconfinante.

El espesor de la capa acuífera de esta zona aumenta de 3 a 18 m hasta la altura de Dos Mangas y luego disminuye nuevamente a 3 m a medida que se aleja del poblado.

3.4. CARACTERÍSTICAS HIDRODINÁMICAS

Un acuífero está definido por ciertas características hidráulicas como: la porosidad, la permeabilidad, su capacidad de almacenamiento y su coeficiente de transmisividad.

Para la evaluación de los parámetros hidráulicos subterráneos se utilizaron los datos obtenidos de las pruebas de bombeo de la tesis *"Estudio Hidrogeológico de la cuenca baja del río Manglaralto"* y se los comparó con los ensayos de bombeo realizados en el presente trabajo.

Aplicando el método de Thies se realizó el cálculo del coeficiente de transmisibilidad (T) y el coeficiente de almacenamiento (S) para el pozo 2 y 5.

El pozo 5 tiene como resultado un valor de transmisividad de 33,42 m^2/día, y un coeficiente de almacenamiento de 0,002; el mismo que no difiere en del valor de transmisividad de 30,93 m^2/día (Amado Garzaro, 1990), correspondiente al pozo 7(pozo cercano al 5).

El pozo 2 tiene como resultado un valor de transmisividad de 128,83 m^2/día y un coeficiente de almacenamiento de 0,002.

Acorde a los datos de ambos pozos, se puede observar que los valores de transmisividad del acuífero varían entre los rangos de 30 y 128 m^2/día, mientras que el valor de coeficiente de almacenamiento se mantiene invariable con un valor de 0,002.

El valor de permeabilidad se calculó a partir del coeficiente de transmisividad según la ecuación:

$$T=m*K$$

Donde: m es el espesor saturado, K la permeabilidad y T la transmisividad.

El valor de permeabilidad para el pozo 2 fue de 5,15m/día, para el pozo 7 de 2,57 m/día y para el pozo 5 de 1,59 m/día, por lo que se puede considerar que los valores de permeabilidad en el acuífero de Manglaralto varían entre 1,59 y 5,15 m/día.

3.5. PIEZOMETRÍA

Los niveles piezométricos medidos en campo, para el año 2013, oscilaron desde 2 m.s.n.m en los pozos más cercano al mar (parte baja del acuífero), hasta aproximadamente 79 m.s.n.m en la parte alta del acuífero (gráfica 3.1).

Los pozos más alejados de la costa son pozos privados de poca profundidad, cuyo nivel se encuentra a poca distancia de la superficie y no cambian bruscamente con el tiempo, puesto que no son explotados con la misma intensidad que los pozos que se encuentran en la parte baja del acuífero.

Para conocer las variaciones de los niveles de agua respecto al tiempo, se realizó una correlación con los factores influyentes que producen los cambios en el nivel del agua, como son la precipitación (mm) y el volumen mensual de agua que consume la población (m^3).

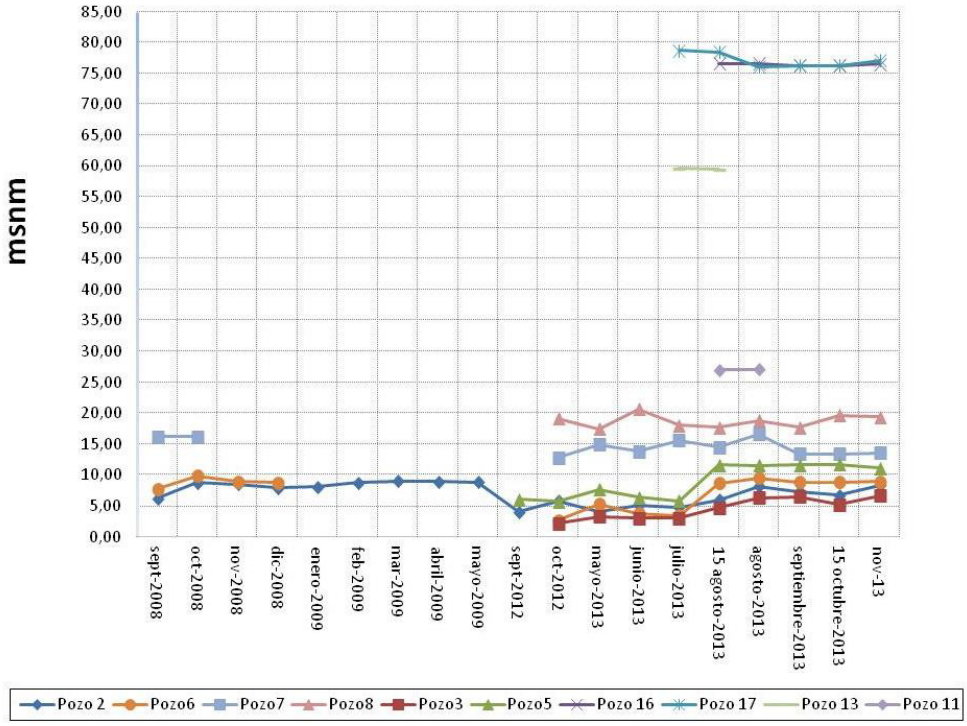


Gráfico 3.1: Variación piezométrica de los pozos de la red de muestreo.

Los datos presentes en la gráfica 3.2 muestran la variación del nivel piezométrico del agua subterránea, valores de precipitación, y caudales de consumo, desde septiembre del 2008 hasta inicios de noviembre del 2013.

En esta gráfica podemos observar un descenso de los niveles piezométricos en del pozo 2 (pozo cercanos al mar) de 6 m.s.n.m en el mes de septiembre del 2008 (pozo: 2, precipitación: 0 mm, consumo: 11584 m^3) a 3 m.s.n.m, en el mes de septiembre del 2012 (pozo: 2, precipitación: aprox. a 0 mm, consumo: 32338 m^3).

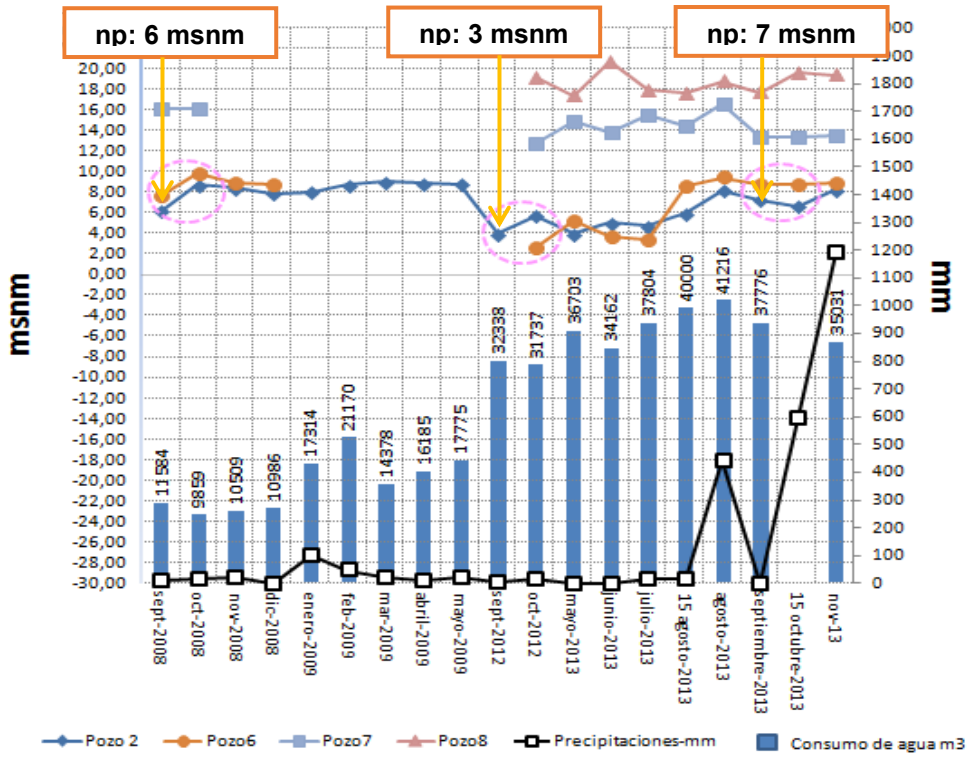


Gráfico 3.2: Variación piezométrica con respecto a las precipitaciones mm y consumo m^3.

En ambos meses se puede apreciar que adicional a las condiciones naturales desfavorecedoras (precipitaciones nulas) del acuífero, los niveles de agua, han sido más desfavorecidos por el aumento del consumo de este recurso de 11584 m^3 a 32338 m^3.

Por otro lado, también podemos observar un aumento o recuperación de los niveles piezométricos en los meses de alta precipitación, llegando a tener valores de hasta aproximadamente 8 m.s.n.m, a pesar de que los valores de consumo se mantienen altos respecto a los registros del 2008.

A partir de esto podemos decir que:

-Los niveles piezométricos dependen tanto de la precipitación (condición natural) y de la explotación del recurso.

-Valores de consumo mayores a 32338 m^3 en meses de precipitación nula, podrían provocar un descenso de niveles menores a 2 m.s.n.m, y por ende un desequilibrio en la interfaz agua dulce/ agua de mar, causando un avance de la cuña salina.

-Un aumento de precipitación, favorece la recuperación con un incremento de hasta 6 m de los niveles piezométricos.

CAPÍTULO 4

HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS

4.1 HIDROQUÍMICA

Las técnicas químicas son una prioridad para el estudio de la hidrología, permitiendo responder interrogantes tales como: evolución, tipo de agua subterránea, evolución de la calidad, procesos de salinización, procesos de contaminación del acuífero, procesos geoquímicos, entre otros.

Esto se logra mediante el manejo y simplificación de varios análisis químicos pertenecientes a diferentes épocas y zonas del acuífero.

En esta sección se presenta los resultados analíticos de 98 muestras (*91 muestras de agua subterránea, 4 muestras de agua superficial y 3 muestras de agua lluvia)*, que fueron colectadas durante 11 campañas de muestreo, realizadas en el año 2011, 2012 y 2013 (Anexo 2).

Cabe indicar que de las 11 campañas antes mencionadas, dos campañas de muestreo (diciembre del 2011 y enero del 2012) fueron realizadas durante el desarrollo de la tesis de Flores & Melendres (2013).

Para cada campaña de muestreo se realizaron análisis de iones mayoritarios (Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{-2}, HCO_3^{-}) y análisis in-situ de: temperatura, pH, conductividad eléctrica, salinidad y sólidos totales disueltos.

Los análisis in-situ como su nombre lo indica, fueron tomados en campo, dado que al ser parámetros inestables, los valores podrían cambiar durante su transportación; mientras que los análisis de iones mayoritarios fueron

enviados y realizados en el laboratorio PSI (Productos y servicios industriales C. LTDA.), el mismo que se encuentra acreditado con un sistema de calidad ISO17025.

Considerando que las muestras se tomaron de diferentes fuentes de captación, se optaron por las siguientes recomendaciones:

-Para el agua superficial, se obtuvo la muestra en el eje central del río, con el fin de impedir contaminación que usualmente se encuentra en la orilla.

-Para el agua subterránea, se obtuvo la muestra luego de que se haya purgado el agua del pozo y los valores de conductividad eléctrica se hayan estabilizado.

Una vez tomada las muestras con las recomendaciones anteriormente expuestas, se procedió a medir los parámetros in-situ mediante el **conductivímetro WTW Cond 3210** y el **pH-metro PCE-PH 22** (Figura 4.1).

Figura 4.1: Medición de parámetros in-Situ.

Al finalizar la medición de los parámetros in-situ, se continuó con el almacenamiento de las muestras que se llevaron a laboratorio para análisis de iones mayoritarios.

Durante el almacenamiento se utilizaron:

-Envases de polietileno de alta densidad, de 1 litro, que debieron ser llenados completamente evitando la formación de burbujas, y de una cámara de aire entre el agua y el tapón de cierre.

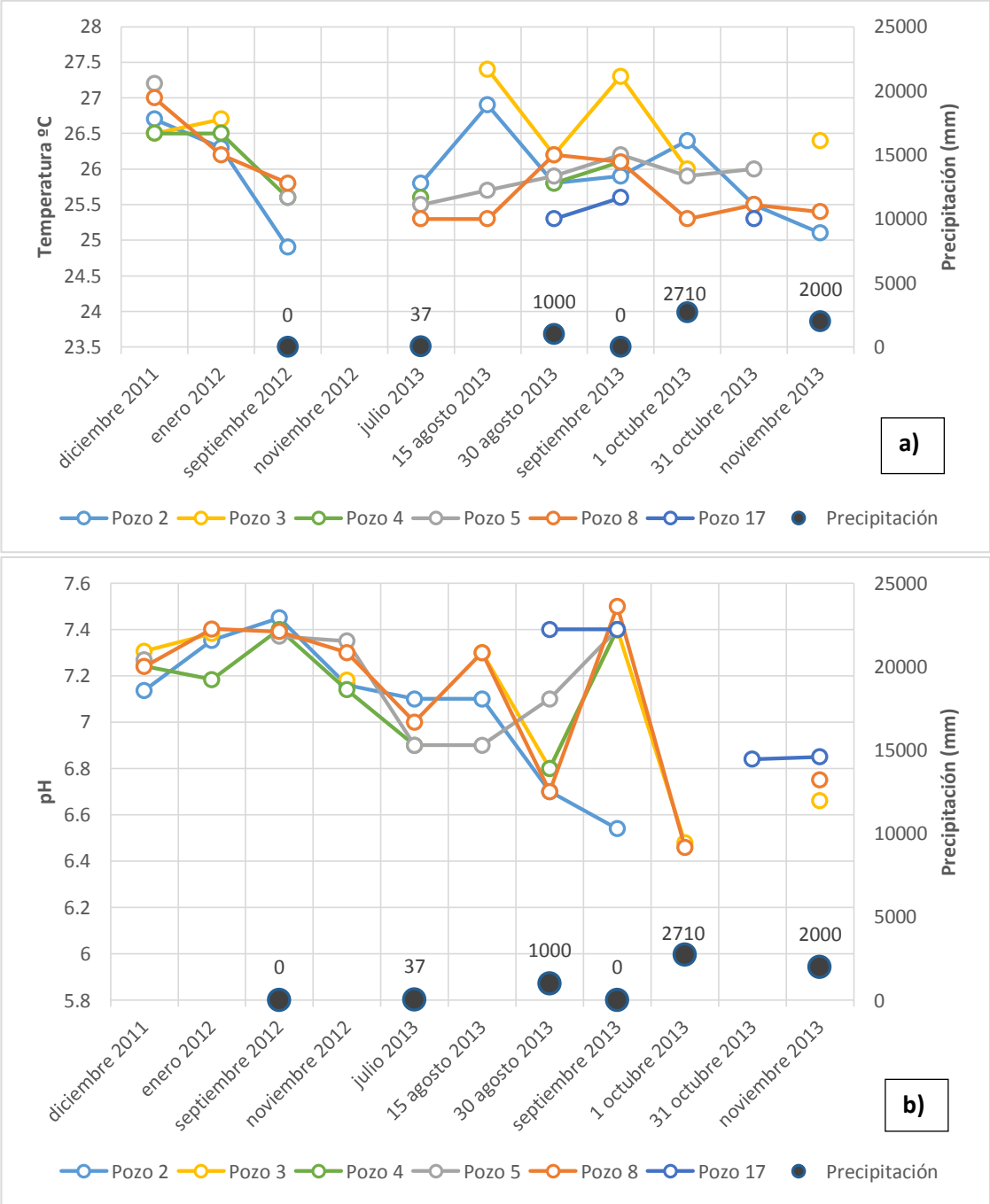
-Botellas limpias libre de contaminación, lavadas 2 o 3 veces con el agua de captación.

-Botellas rotuladas, indicando, la localización, la fecha y el nombre de la muestra, para evitar confusión.

4.1.1 PARÁMETROS MEDIDOS IN-SITU

4.1.1.1 ANÁLISIS DE PARÁMETROS INESTABLES MEDIDOS IN-SITU

Una vez recopilado durante varios meses los datos de los parámetros inestables (Anexo 3), se realizó la interpretación de los mismos a partir de gráficas periódicas que muestran la variación de cantidad de precipitación y la variación de los valores de TDS, pH y temperatura.



Gráfica 4.1: a) Variación periódica de la temperatura del agua subterránea b) Variación periódica de pH del agua subterránea.

Como se puede observar en la gráfica 4.1 los valores de temperatura y de pH en el agua subterránea varían desde 24.9 hasta 27.4 ºC y desde 6.44 hasta 7.5 respectivamente.

Estos parámetros no demostraron tener mayor incidencia en el contenido fisicoquímico del agua del acuífero, visto que no existe variación significativa entre los valores de un período y otro.

Sin embargo los valores de pH proveen información sobre la acidez del agua, indicando que el agua del acuífero tiende a ser de levemente ácida a moderadamente alcalina. Esta acidez, se debe a la presencia de iones ^{+}H, que se liberan a partir de la siguiente reacción de dióxido de carbono, que se halla en el acuífero.

$$H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3$$

$$H_2CO_3 \rightarrow 2H^{+} + CO_3^{-}$$

Mientras que la reacción, entre una especie sólida que puede ser calcita, puede contribuir con iones de OH^{-} que provee al agua un aumento de pH y por ende condiciones más alcalinas; como se muestra en la siguiente ecuación.

$$H_2O + CaCO_3 \rightarrow Ca^{+2} + 2\,HCO_3^{-} + OH^{-}$$

En lo que compete a las variaciones de las concentraciones del Total de Sólidos Disueltos, el agua de este acuífero tiene un amplio rango de salinidad con variaciones de TDS desde 950 hasta 4700 mg/l (gráfica 4.2).

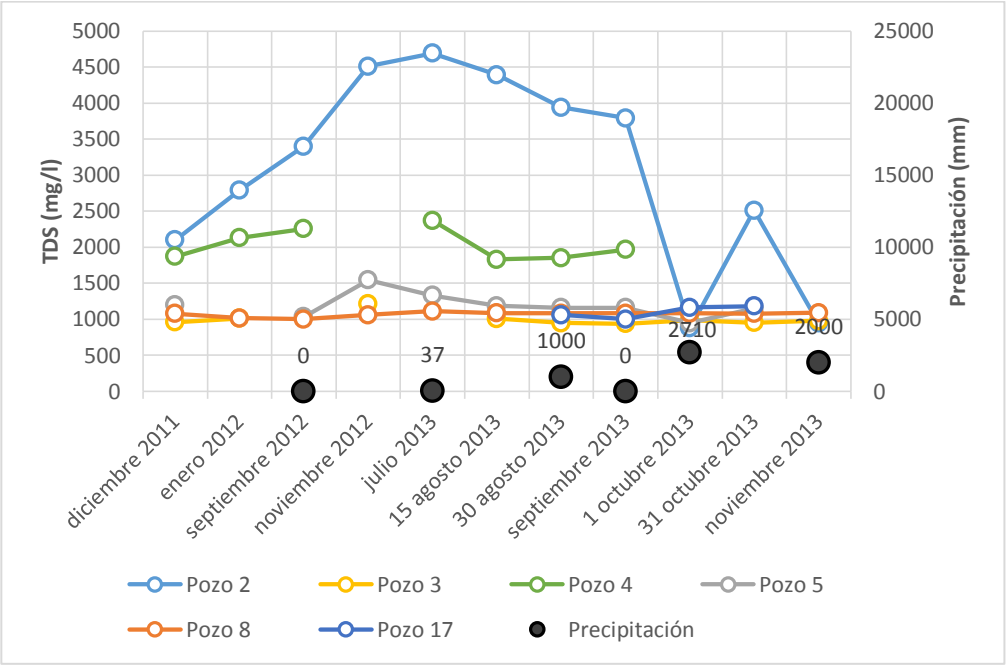


Gráfico 4.2: Variación del contenido de TDS periódico.

El pozo 2 (pozo más cercano al mar) posee los valores más altos de salinidad, con variaciones que van desde 950 hasta 4700 mg/l. El mínimo valor de salinidad se alcanzó en el mes de octubre 2013 que contiene altos niveles de precipitación; mientras que el máximo valor se alcanza en el mes de julio 2013, en donde se registraron precipitaciones mínimas.

Por debajo del pozo 2, encontramos al pozo 4 con valores de TDS entre 1871 a 2330 mg/l, y al resto de pozos con valores próximos a 1000 mg/L.

De acuerdo con la clasificación de:

- Robinove & Langford (1958) las aguas son salobres si los valores de TDS son mayores a 1000 mg/l y dulces si los valores son inferiores a 1000 mg/L.

-Lee y song 2007 clasifica a las aguas de acuerdo a su nivel, otorgando nivel alto a todas las muestras con valores de TDS mayores a 2000 mg/l y nivel bajo a todas las muestras con valores de TDS menor a 2000 mg/l.

Se puede decir que las aguas de los pozos 2 y 4 tienen aguas del tipo salobre con niveles altos de salinidad y que el resto de los pozos tienen aguas del tipo frescas con tendencia a ser salobre, con niveles bajos de salinidad.

Con respecto al consumo humano y al uso agrícola de la zona; las aguas subterráneas en general no son consideradas aceptables para consumo humano, debido a que sus valores de TDS son mayores o levemente mayores al límite permisible de 1000 mg/l (WHO 1984).

Mientras que para el uso agrícola, los pozos 2 y 4 se consideran de uso severo para el riego, dado que están sobre el límite permisible de 2000 mg/l para esta actividad según el TULSMA (Texto unificado de legislación secundaria del ministerio de medio ambiente).

4.1.1.2 PERFIL DE CONDUCTIVIDAD.

Al encontrarse el área de estudio en una región costera, el acuífero puede verse afectado por la intrusión marina y otros procesos de salinización. Este proceso natural, afecta más a los pozos que se encuentran más cerca del perfil costero y a pozos que son sobreexplotados.

Cuando el agua captada en un acuífero se saliniza y se mezclan dos líquidos miscibles (agua dulce y agua salada), se forma una zona de interfaz o zona de mezcla.

La ubicación de la zona de mezcla se puede determinar mediante análisis de conductividad y temperatura a diferentes profundidades del pozo, como se muestra en la gráfica 4.3.

Para construir el perfil de conductividad, fue necesario esperar el mes de octubre, en donde se realizó la limpieza de los pozos y se removió la tapa de la mayoría de estos, dejando libre el

acceso a la sonda del equipo de medición (conductivimetro**: WTW cond 1970i)**.

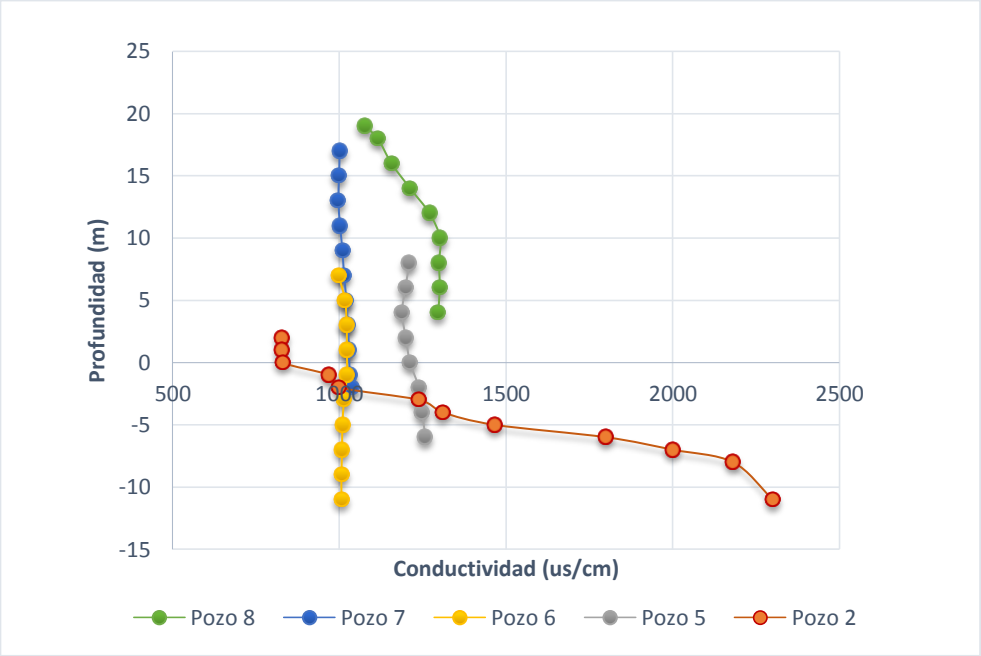


Gráfico 4.3: Perfil de Conductividad vs profundidad.

Acorde al gráfico 4.3 se puede observar que en esta época del año, los rangos de conductividad del pozo 2 varían entre 800 µs/cm a 2300 µs/cm; rango que es mayor a los valores de conductividad del resto de pozos que se alejan de la costa y cuyos valores se mantienen por debajo de los 1300 µs/cm.

En general se puede notar que el pozo 2 (pozo cercano al mar) claramente muestra un proceso de salinización y una zona de

interfaz o de mezcla ubicada entre 0 y -8 m.s.n.m, que va desde 830 a 2180 mg/l.

4.1.2 ANÁLISIS DE IONES MAYORITARIOS

A continuación se da una descripción más específica para las concentraciones de cada ion. Los datos de los análisis se muestran en la tabla del Anexo 2, donde se indica el porcentaje de error del balance iónico.

Ion Bicarbonato HCO_3^-

Para las aguas subterráneas se tiene un valor de concentración mínimo registrado de 143,96 mg/l y un valor máximo de 721.02 mg/L, mientras que para el agua superficial y de precipitación el rango hallado es de 217.16 mg/l a 291.58 mg/L y de 39.04 y 15.04 mg/L respectivamente.

Ion Sulfatos SO_4^{-2}

Para las aguas subterráneas se tiene un valor de concentración mínimo de 54 mg/L a un valor máximo de 1258 mg/L, mientras que para el agua superficial y de precipitación el rango hallado es de 81 mg/l a 145 mg/L y de 8 y 27 mg/L respectivamente.

Ion Cloruro Cl^-

Para las aguas subterráneas se tiene un valor de concentración mínimo de 32 a un valor máximo de 7962 mg/L, mientras que para el agua superficial y de precipitación el rango hallado es de 58 mg/l a 101 mg/L y de 9.57 y 17.73 mg/L respectivamente.

Porcentaje de agua de mar

Si existiera un proceso de contaminación por intrusión marina se podría calcular el porcentaje de la mezcla teórica entre el agua subterránea y el agua de mar.

Para esto hemos utilizado el valor promedio de las concentraciones del ion cloruro en el agua del río de Manglaralto (78 mg/l), y un valor referencial de la concentración del ion cloruro en el agua de mar (17408 mg/L).

Basándonos en un el balance de masa conservativo de la concentración de cloruro, la mezcla es calculada usando la siguiente ecuación (Appelo & Postma, 2005).

$$F = \frac{(Cl_{\ mix}) - (\ Cl_{GW})}{(Cl_{sea}) - (\ Cl_{GW})} x100$$

Donde:

F: Razón de la mezcla, expresada en porcentaje de agua de mar (%).

Cl_{mix}: Concentración de cloruro en la mezcla de agua subterránea.

Cl_{GW}: Concentración de cloruro en agua dulce (río Manglaralto).

Cl_{sea}: Concentración de cloruros en el mar.

La tabla del (Anexo 2) muestra los porcentajes de agua de mar en la mezcla, en donde se puede apreciar que las aguas subterráneas en general poseen valores de porcentaje de mezcla menor al 1%, a excepción del pozo 2 que tiene un porcentaje de mezcla teórica entre 1% - 5 % y el pozo 0 tiene un porcentaje extremadamente mayor de 45%.

Ion Sodio Na^{+}

Para las aguas subterráneas se tiene un valor de concentración mínimo de 2.99 a un valor máximo de 3052 mg/L, mientras que para el agua superficial y de precipitación el rango hallado es de 65 mg/l a 86 mg/L y de 1.61 y 25 mg/L respectivamente.

Ion Calcio Ca^{+2}

Para las aguas subterráneas se tiene un valor de concentración mínimo de 49 y un valor máximo de 1260 mg/L, mientras que para el agua superficial y de precipitación el rango hallado es de 64 mg/l a 91 mg/L y de 3.8 y 10.2 mg/L respectivamente.

Ion Magnesio Mg^{+2}

Para las aguas subterráneas se tiene un valor de concentración mínimo de 6 a un valor máximo de 852 mg/L, mientras que para el agua superficial y de precipitación el rango hallado es de 8 mg/l a 25 mg/L y de 1.2 y 3.7 mg/L respectivamente.

4.1.3 DIAGRAMAS HIDROQUÍMICOS

Para una mejor interpretación de los resultados obtenidos, se realizaron los diagramas hidroquímicos de Piper y de Schöeller-Berkaloff, los cuales fueron elaborados en el programa **Diagrammes**.

4.1.3.1 DIAGRAMA DE PIPER

La aplicación de este diagrama a las muestras tomadas en los años 2011 2012 y 2013, ayudaron a identificar si existe un proceso de intrusión marina, así como también, el tipo de agua a la que pertenecen.

En el diagrama se ha incluido los análisis analíticos de las muestras de agua subterránea, superficial y de precipitación.

En lo que compete a las muestras de:

Agua subterránea

Se puede observar a simple vista que por lo general las aguas subterráneas se encuentran agrupados próximas o dentro la zona de facies mixtas.

Sin embargo para ser más específicos se puede apreciar por el lado de los aniones una facie mixta con tendencia a ser del tipo bicarbonatada; a diferencia del pozo 2 y pozo 0 que se encuentra en la zona de aguas tipo clorurada.

Mientras que por el lado de los cationes podemos notar una agrupación más dispersa de los puntos muestreados, que tienden a ser en general del tipo cálcica, sódica, cálcica-sódica, sódica-cálcica y en ciertos casos, del tipo magnésicas-cálcica, magnésica sódica o sódica magnésica.

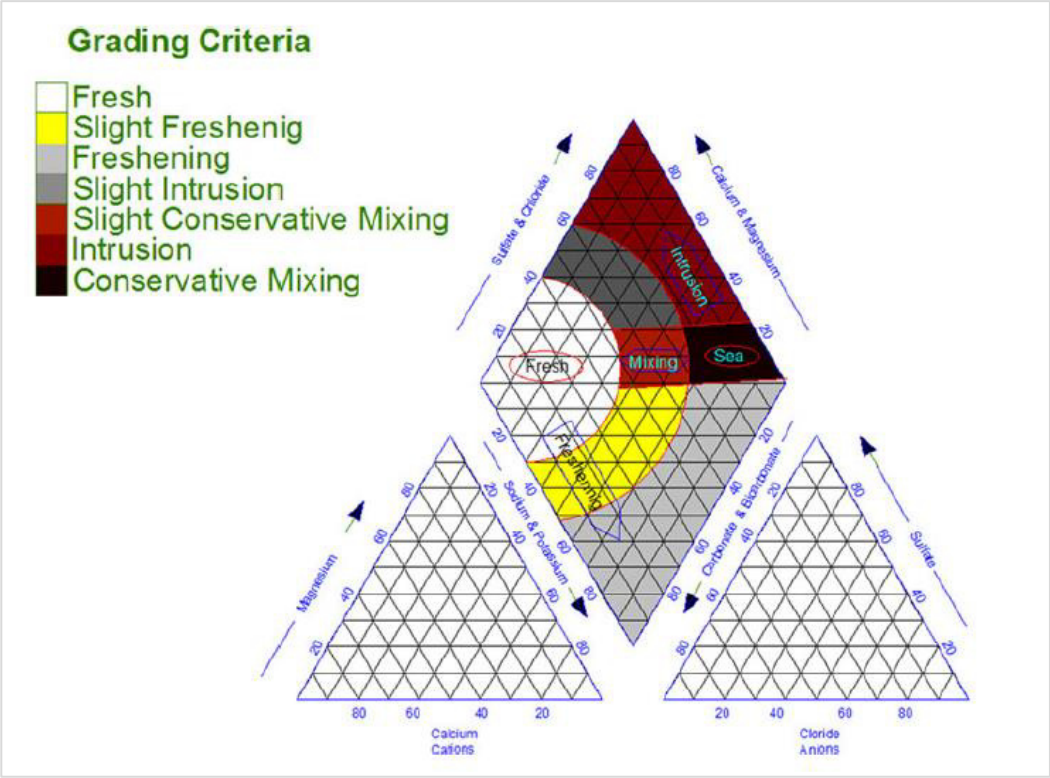
Las facies que están más definidas dentro del diagrama de Piper son:

El pozo 2 con un tipo de agua clorurada cálcica, a diferencia de lo que se menciona en la tesis de Flores Zuñiga & Melendres Palma (2013) que define al pozo 2 como clorurada sódica.

Y el Pozo 0 con un tipo de agua clorurada sódica bien definida cercana al agua del mar.

Visto que las aguas del pozo 0 y 2 muestran un tipo de agua diferente con respecto al resto de los pozos, se utilizó el diagrama de Piper utilizado por Arslan, Cemek, & Demir (2012), para identificar si alguno de estos dos pozos están afectado por el proceso de intrusión marina.

La gráfica 4.4 muestra 7 criterios de gradientes que van desde la clasificación de agua dulce hasta agua de mar.



Gráfica 4.4. Diagrama de Piper Kelly 2005.

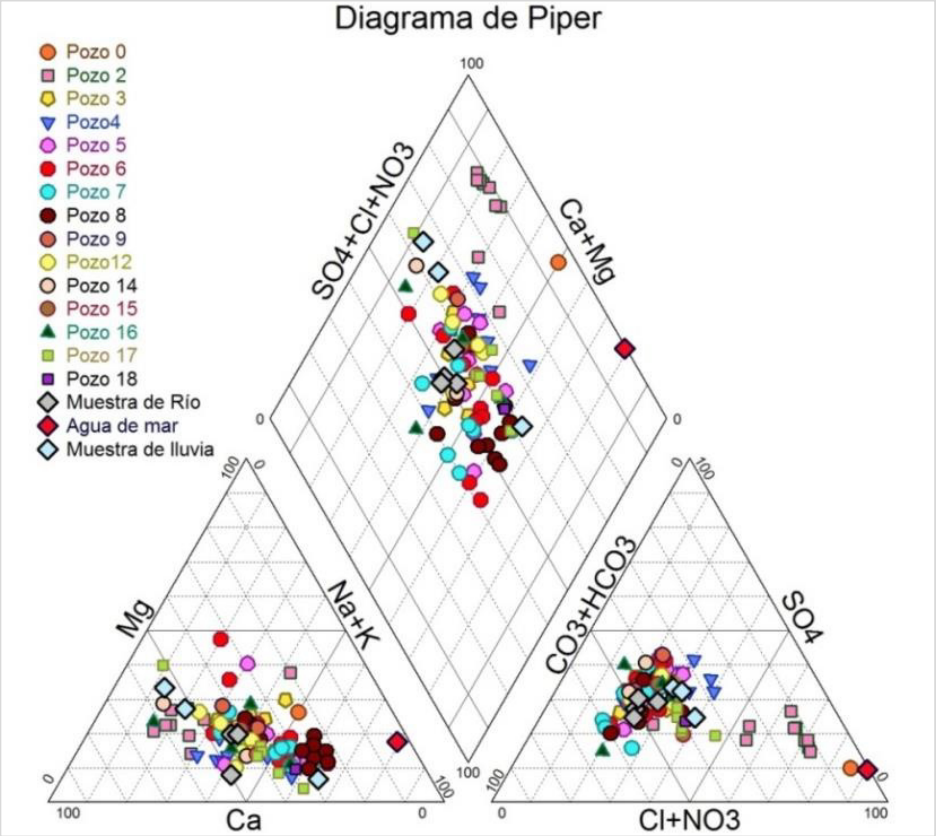


Gráfico 4.5. Diagrama de Piper

Haciendo una comparación entre los dos diagramas, se puede apreciar que la mayoría de las muestras se encuentran en la zona de agua dulce, a excepción de las aguas del pozo 0, 2 que se encuentran en el área de intrusión salina.

Agua superficial y de precipitación

En lo que compete al agua superficial y el agua de precipitación se puede observar que las aguas en ambos casos están ubicadas en la zona de agua dulce, con tendencia a ser del tipo bicarbonatada cálcica.

4.1.3.2 DIAGRAMA DE SHÖELLER

En el diagrama de Shöeller (gráfica 4.6) se observa las variaciones y contenidos iónicos del agua subterránea, superficial y de lluvia, en las épocas:

- Favorables (altas precipitaciones de 2000 mm y niveles de consumo menor de 35031 m^3; época: noviembre 2013).

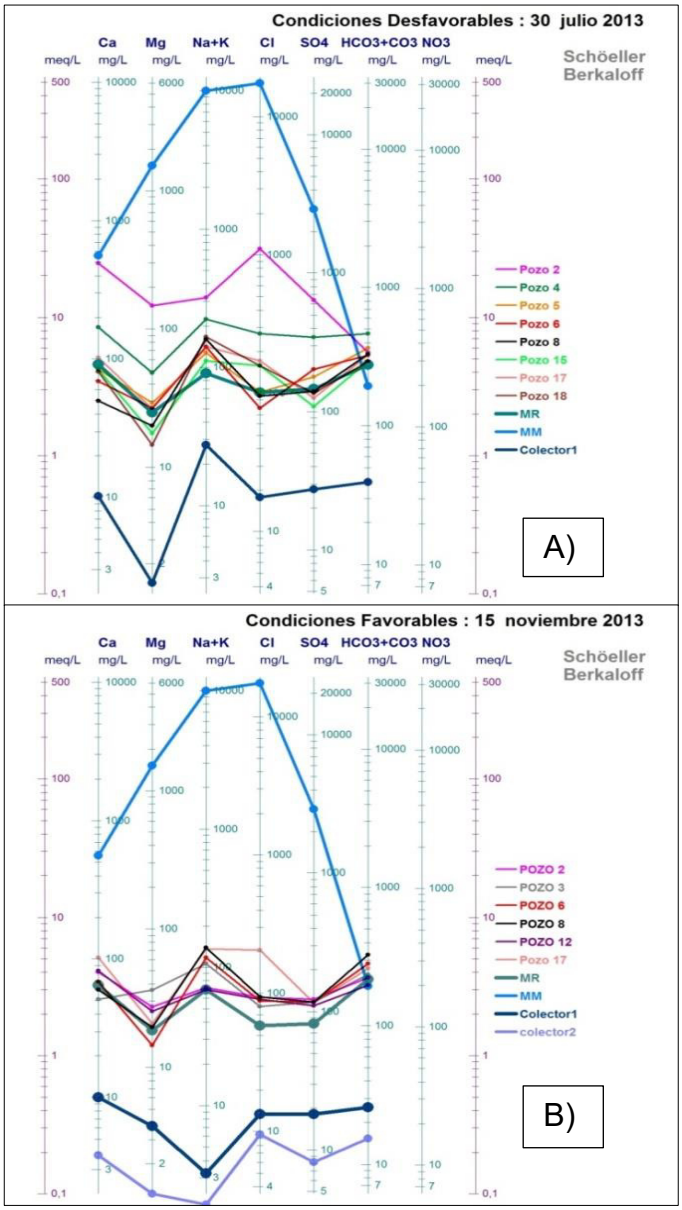
- Desfavorables (bajas precipitaciones de 37 mm y niveles de consumo mayor de 37804 m^3; época: julio 2013).

En las condiciones desfavorables, se observa que los valores del pozo 2 contienen concentraciones iónicas superiores que al resto de los pozos y al agua superficial; probablemente debido a un avance de la cuña salina en esta época.

Mientras que en las condiciones favorables, se observa que hay una recuperación del pozo 2 a valores de concentración iónica similar al resto de los pozos y al agua superficial.

En general se puede decir que el agua subterránea guarda similitud iónica con el agua superficial, a excepción del pozo 2,

cuyos valores de concentración iónicos difieren de acuerdo a las condiciones climáticas y de consumo de agua de la época.



Gráficas 4.6: A) Condiciones desfavorable (época seca), B) Condiciones favorables (época invernal).

4.1.4 PROCESOS GEOQUÍMICOS

Para el entendimiento de los procesos geoquímicos que se efectúan en el agua subterránea, superficial y de precipitación del área de estudio, se utilizó el diagrama de Gibbs (Zhu, Yu, Qin, Rioual, & Xiong, 2012).

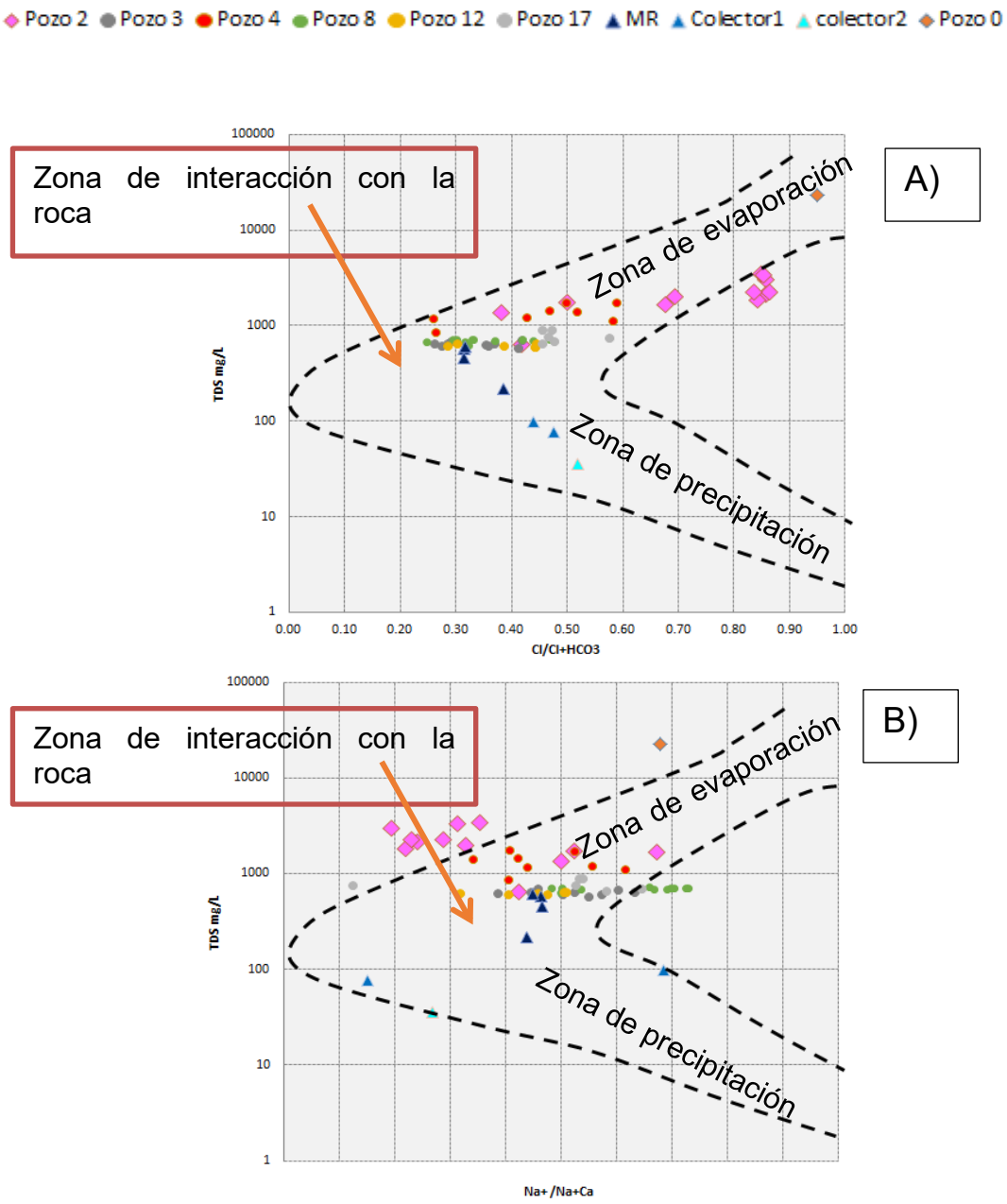
Este diagrama muestra 3 zonas (gráfico 4.7) que indican los mecanismos naturales, que controlan la química del agua tales como: interacción agua-roca, evaporación y precipitación.

Como se puede apreciar en este diagrama, el agua subterránea y superficial es controlada principalmente por la interacción roca-agua, a excepción del pozo 0 y 2.

El pozo 0 se encuentra en el dominio de evaporación, mientras que el pozo 2 no se encuentra definida para un proceso en específico, dado que para la gráfica 4.7-A las muestras se encuentran ubicadas en la zona de evaporación y en la gráfica 4.7-B las muestras se encuentran ubicadas en la zona de interacción agua-roca.

Esta diferenciación tanto del pozo 0 y 2 con respecto al resto de los pozos, puede ser debido al proceso de intrusión marina que puede estar afectando al pozo 0 y 2 que están ubicados cerca del mar.

En lo que corresponde al agua de precipitación se puede apreciar que las muestras están ubicadas dentro de esta zona.



Gráfica 4.7. Diagrama de Gibbs

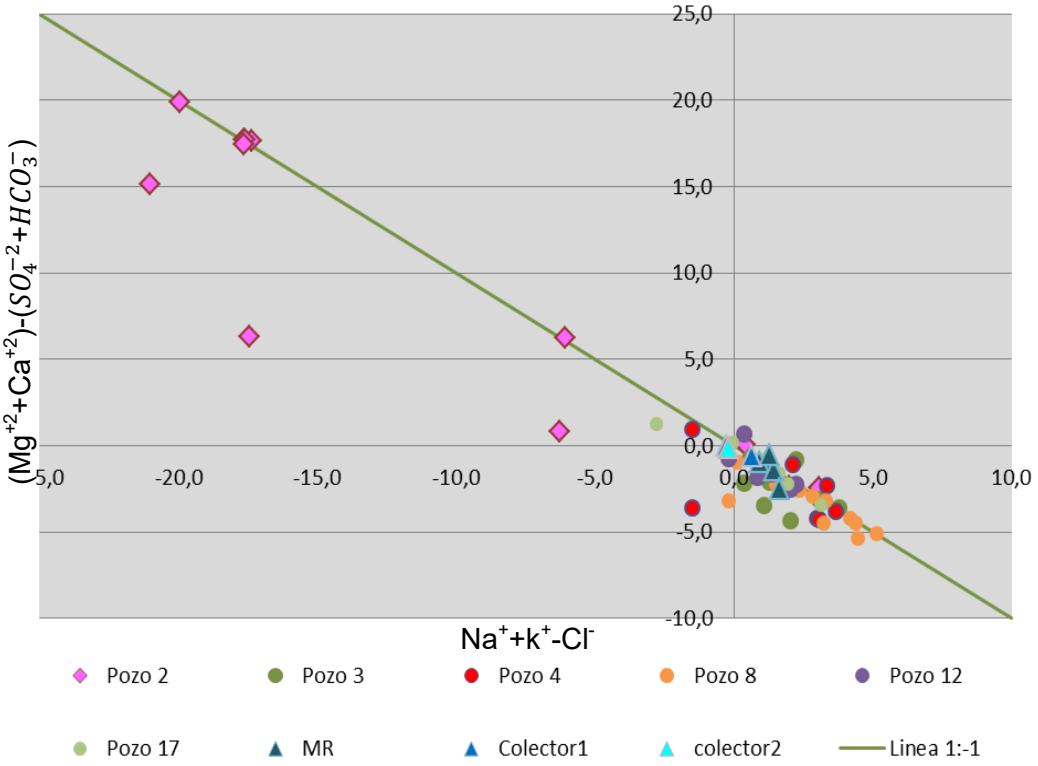
4.1.5 INTERCAMBIO IÓNICO

Las reacciones de intercambio iónico son uno de los procesos más importantes responsables de las concentraciones de los iones en el agua subterránea y pueden ser evaluados por el diagrama de análisis químico (Mg^{+2}+Ca^{+2})-(SO_4^{-2}+HCO_3^-) en función de Na^++k^+-Cl^- en mili equivalente por litro (Gaofeng, Yonghong, Chunlin, Qi, & Zhiguang, 2009).

Si todo el Na^+, Ca^{+2} y Mg^{+2} participa en el intercambio iónico la relación entre Na^++k^+-Cl^- (meq/L) y (Mg^{+2}+Ca^{+2})-(SO_4^{-2}+HCO_3^-), debería ser lineal con pendiente de -1.

En la gráfica 4.8 se aprecia a simple vista dos grupos de aguas con diferentes característica; por un lado encontramos en la parte inferior derecha una aglomeración de datos, entre un rango de 0 a -5 para el eje de las abscisa y de 0 a 5 para el eje de las ordenadas; y por otro lado encontramos ubicados en la zona superior izquierda las muestras del pozo 2, entre 0 a 20 para el eje “y” y de 0 a -20 para el eje x.

Como se puede observar casi todas las muestras excepto 3 del pozo 2 están graficadas a lo largo de la línea 1:-1 lo que confirma la significativa participación de reacciones por intercambio catiónico (Khairy & Janardhana, 2013).



Gráfica 4.8: Diagrama de análisis químico meq/L.

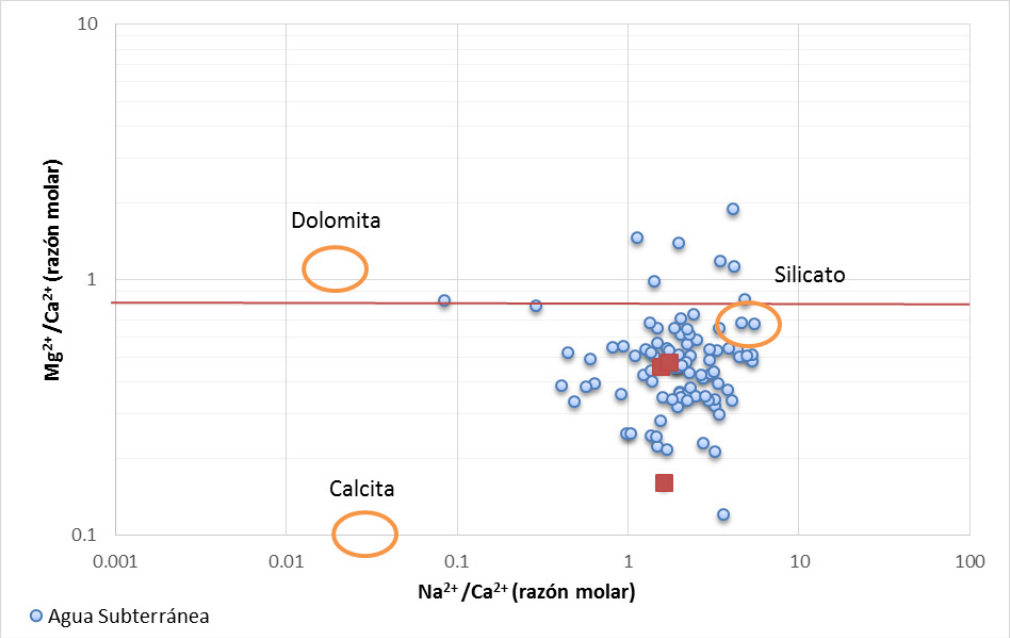
4.1.6 FUENTE DE INTERACCIÓN DE LA ROCA.

El diagrama Mg^{2+}/Ca^{2+} y Na^{+}/Ca^{2+} ayuda a identificar la fuente de interacción de la roca. Si la fuente de la interacción fuera calcita ($CaCO_3$) los valores de $Mg^{2+/}Ca^{2+}$ y Na^{+}/Ca^{2+} serían bajos de 0.03 y 0.005 respectivamente, por otro lado si la fuente fuera dolomita $CaMg(CO_3)_2$ las relaciones se caracterizarían por altos valores de $Mg^{2+/}Ca^{2+}$ alrededor de 1 y bajos valores de Na^{+}/Ca^{2+} alrededor de 0.01 (Khairy & Janardhana, 2013).

Si la fuente fuera halita los valores de la relación de Na^{+}/Ca^{2+} serían remarcablemente altos mayores a 10 y mostraría valores moderados de $Mg^{2+/}Ca^{2+}$ de 0.4 (Khairy & Janardhana, 2013).

La fuente de silicatos es difícil de identificar, debido a la covariación que existe entre $Mg^{2+/}Ca^{2+}$ y Na^{+}/Ca^{2+}, sin embargo si los valores se encuentran entre los límites de halita, dolomita y calcita se intuye que la fuente son los silicatos.

En el gráfico 4.9 se ilustra la variación molar de $Mg^{2+/}Ca^{2+}$ y Na^{+}/Ca^{2+} del agua subterránea y superficial.



Gráfica 4.9: Diagrama Mg^{2+}/Ca^{2+} y Na^{-}/Ca^{2+}.

La razón de $Mg^{2+/}Ca^{2+}$ varía entre 0.1 y 1.89, mientras que la de Na^{+}/Ca^{2+} varía entre 0.08 y 5.33, indicando que la fuente predominante del acuífero

son los silicatos con leve influencia de rocas carbonatadas (Naseem, Hamza, & Bashir, 2010).

4.1.7 TIPO DE REACCIÓN DE INTERCAMBIO IÓNICO.

El tipo de reacción de intercambio iónico que se produce entre el agua subterránea y la matriz intercambiadora del acuífero (principalmente minerales arcillosos o silicatos, puede ser descifrada a base de los valores del índice de cloro-alcalino (CAI) y se calcula a través de la formula (Shoeller 1977) (Subramani, Rajmohan, & Elango, 2010) :

CAI-1= (Cl^- - (Na^+ + K^+))/Cl^- (en meq/L).

CAI-2= (Cl^- - (Na^+ + K^+))/(SO_4^{-2}+ HCO_3^- +NO_3^-) (en meq/L).

Los valores positivos y negativos resultado del cálculo de CAI, indican la participación de intercambio catiónico inverso e intercambio catiónico directo respectivamente, y se expresan a través de las siguientes reacciones químicas (Subramani et al., 2010).

Para el intercambio catiónico directo (valores de CAI negativos).

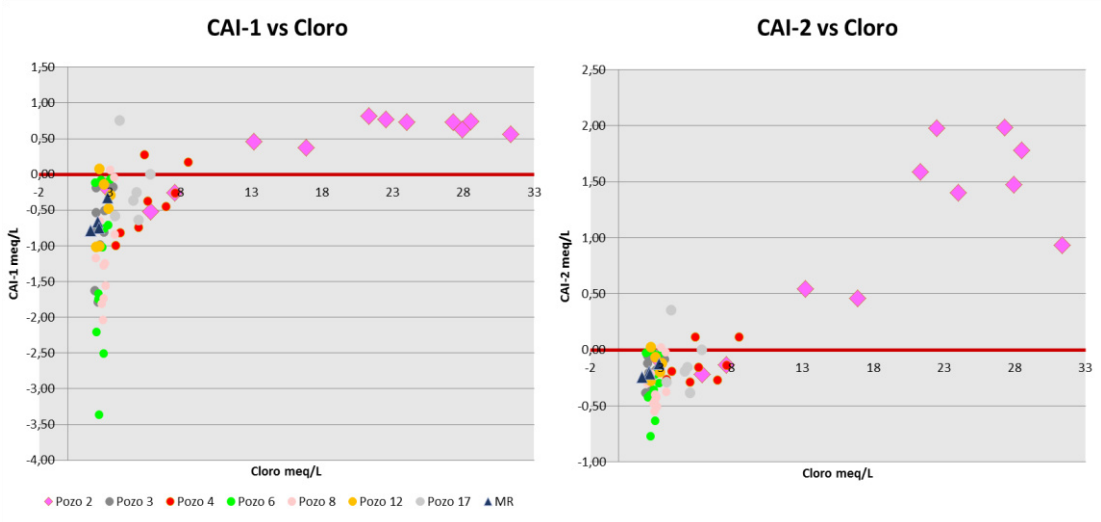
$$(Ca_{1-x}Mg_x)CO_3 + H^+ + Na_2\text{-arcillas} \rightarrow 2\,Na^+ + HCO_3^- + (Ca_{1-x}Mg_x)\text{-arcillas}$$

Para el intercambio catiónico inverso (valores de CAI positivos).

$$2\,Na^+ + HCO_3^- + (Ca_{1-x}Mg_x)\text{-arcillas} \rightarrow (Ca_{1-x}Mg_x)\,CO_3 + H^+ + Na_2\text{-arcillas}$$

Como se pauta en el gráfico 4.10 la mayoría de las muestras de las aguas subterráneas y de las aguas superficiales, contienen valores negativos de CAI, a diferencia del pozo 2, pozo 0 y algunas muestras del pozo 4 que contiene valores de CAI positivos.

Estos datos revelan que el contenido de Ca^{+2}(y/o Mg^{+2}) existente en la mayoría de los pozos y el agua superficial de la zona de estudio, derivan de una reacción por intercambio iónico directo, donde el Na^{+} (y/o K^{+}), existentes en el intercambiador catiónico es reemplazado por el Ca^{+2}(y/o Mg^{+2}) procedente del agua subterránea; enriqueciendo de este modo al agua con Na^{+} (y/o K^{+}) y agotando el contenido de Ca^{+2} (y/o Mg^{2+}).



Gráfica 4.10: Diagramas de los valores del índice de cloro-alcalino (CAI).

Por otro lado notamos que el pozo 2 , pozo 0 y algunas del pozo 4, derivan de la reacción por intercambio iónico inverso, donde el Na^+ (y/o K^+) existente en el agua subterránea derivado por el proceso de intrusión marina, es reemplazado por el Ca^{2+}(y/o Mg^{2+}) de la roca, enriqueciendo de este modo al agua con Ca^{2+}(y/o Mg^{2+}) y agotando el contenido de Na^+(y/o K^+).

4.1.8 PROCESOS DE INTERCAMBIO IÓNICO.

Las reacciones entre el agua subterránea y los minerales del acuífero tienen un rol importante en la calidad del agua, la misma que es imprescindible para el entendimiento de la génesis del agua subterránea (Cederstorm, 1946).

Las gráficas ion-ion han sido usadas para determinar la fuente de los iones mayoritarios en el agua subterránea en relación con la geología y procesos de disolución o precipitación de mineral (Kouzana, Mammou, & Felfoul, 2009).

En este estudio se han realizado 4 gráficos en donde se representan las relaciones iónicas de las muestras de agua subterránea más representativas de la zona.

En el gráfico A) se puede apreciar valores de la relación molar de Na^+/Cl^- entre 0 y 4.5. Los valores de la mayoría de los pozos se

encuentran sobre el valor de relación de 1; mientras que algunos pozos, incluido el pozo 2 se encuentra en valores inferiores a 1.

Los valores de la gráfica que se encuentran sobre 1 y que adicionalmente poseen concentraciones de cloruro pequeñas (condición que cumple la mayoría de los pozos), indican que el exceso de Na^+ no está relacionado con el incremento del ion cloruro y por ende no proceden de una disolución de halita (NaCl), sino más bien puede ser originado por un desgaste de álcali feldespatos como la albita ($NaAlSi_3O_8$) (Isa, Aris, & Sulaiman, 2012), cuya reacción libera Na^{2+}, HCO_3^- y Caolinita $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, como se muestra a continuación:

$$NaAlSi_3O_{8(s)} + 11/2\ H_2O + 2CO_2\ (g) \rightarrow Al_2Si_2O_5\ (OH)_4\ (\text{Caolinita}) + Na^{2+}\ (aq) + HCO_3^- + 2\ H_4SiO_4$$

Mientras que los valores que se encuentran ubicados debajo de 1, son indicativos de un proceso de intercambio catiónico inverso con la matriz del acuífero (Isa et al, 2012).

Cabe resaltar que el pozo 2 a pesar de estar ubicado por debajo de 1, contiene concentraciones de cloruro mayor al resto de los pozos, indicando que adicional de existir un proceso de intercambio catiónico, también existe un aporte de cloruros, ocasionado posiblemente por el proceso de intrusión marina. (K. P. Singh, Malik, Mohan, Singh, & Sinha, 2006).

En el gráfico B) la relación existente de Mg^{2+}/Ca^{2+} contiene valores entre 0 y 1 para la mayoría de los pozos, a excepción de dos muestras que se puede deber a errores dados por el balance de ion.

Por estequiometria las muestras que tienen una relación molar de Mg^{2+}:Ca^{2+} de 1:1, son indicativos de disolución de dolomita como lo muestra la siguiente reacción.

$$CaMg(CO_3)_2 + 2\ H_2CO_3 \rightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4\ HCO_3^-$$

Como ya se mencionó anteriormente, algunas muestras de agua subterránea están ubicadas cercanas al valor de 1, indicando la presencia de dolomitas; sin embargo la mayor parte de las muestras de agua subterránea, se encuentran por debajo de este valor, apuntando a un aporte adicional de Ca^{2+} por efecto de intercambio catiónico de minerales de silicatos (pozo 2) o disolución de calcita.

En el gráfico C) las muestras de la mayoría de los pozos se hallan cercanas a 0,5, mientras que para el pozo 2 los valores se encuentran superiores a este valor e inferiores a 3.

La principal fuente de Ca^{2+} y Mg^{2+} en el agua subterránea, se debe a la disolución de minerales carbonatados, mientras que las principales fuente de HCO_3^- se debe a la disolución de silicatos y minerales carbonatados. (Srinivasamoorthy et elm, 2011).

Por estequiometria de la siguiente reacción, si existiera disolución de calcita, la razón de Ca^{2+}:HCO^{-3} sería de 1:2 (Nkotagu, 1996); lo que coincide con la mayoría de las muestras de agua subterránea.

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightarrow Ca^{+2} + 2\,HCO_3^- \quad \text{(eq. 4.3)}$$

Sin embargo en esta gráfica también se aprecian muestras que están levemente ubicadas por debajo de 0,5, lo que se debe posiblemente a un enriquecimiento de bicarbonato, por disolución de silicatos (feldespato), y muestras que están ubicadas por encima de 0,5 como las del pozo 2, lo que se debe posiblemente a un enriquecimiento de Ca^{2+}, causado por a un proceso de intercambio catiónico entre el agua subterránea y el agua de mar.

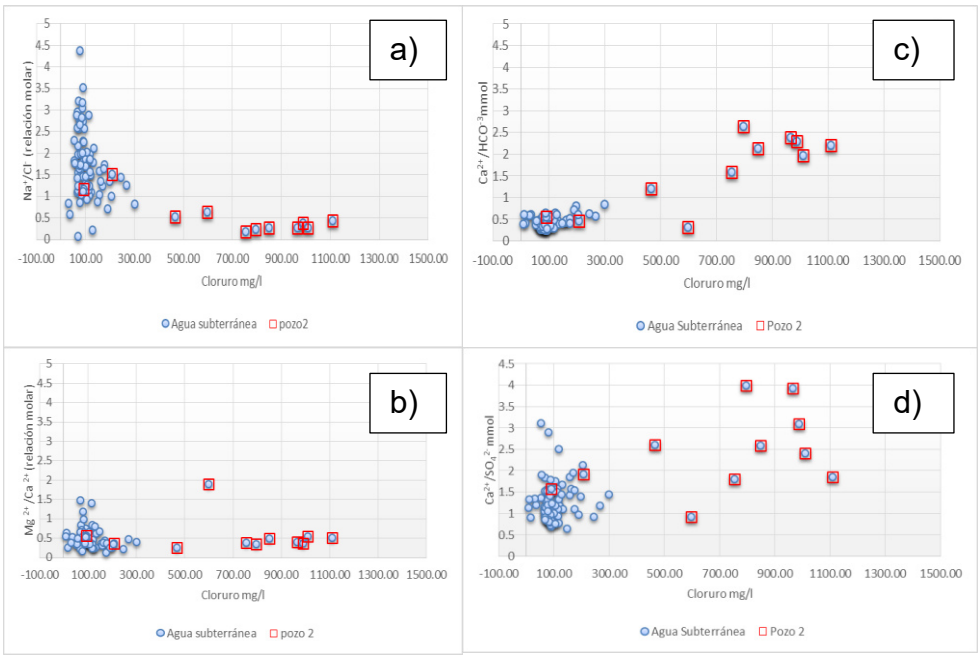


Gráfico 4.11. Relaciones iónicas.

En el gráfico D) la relación existente de Ca^{2+}/SO_4^{-2} contiene valores cercanos mayores a 1 y menores a 4. Si el Ca^{2+} derivara solo de la desintegración del yeso, el valor de la razón sería 1 (como se muestra en la siguiente reacción), pero como los valores son mayores se puede suponer que existe otras fuentes adicionales que aporten Ca^{2+} como la calcita y dolomita como se sugirió en las otras gráficas. (Khairy & Janardhana, 2013).

$$CaSO_4 \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{-2} \text{ (eq. 4.4)}$$

4.1.9 ÍNDICE DE SATURACIÓN

Para verificar o descartar las hipótesis de los procesos existentes en el acuífero se ha calculado el índice de saturación de yeso, anhidrita, calcita y dolomita de las aguas vs Cl^-(meq/l), utilizando el software **Preeqc**.

Estas gráficas de índice de saturación (gráfica 4.11) muestran que las muestras están sub-saturadas con respecto al yeso y prácticamente en equilibrio con las fases carbonatadas (Daniele, Vallejos, Corbella, Molina, & Pulido-Bosch, 2013).

Las gráficas de índice de saturación con respecto a los minerales de yeso incrementan progresivamente a lo largo de la evolución hidrogeoquímica del sistema. Este hecho sugiere que la disolución de

yeso todavía puede suceder hasta que este llegue al equilibrio; permitiendo un incremento de Ca^{2+} y SO_4^{-2} en disolución.

Por otro lado, con respecto a los gráficos de los minerales carbonatados; este muestra que la mayoría de los puntos están en equilibrio con los minerales calcita y dolomita, con algunas muestras que se encuentran cercanas a 1 y cercanas a -1 lo que significa que están sobresaturadas con precedentes a precipitar y subsaturadas con precedentes a diluir.

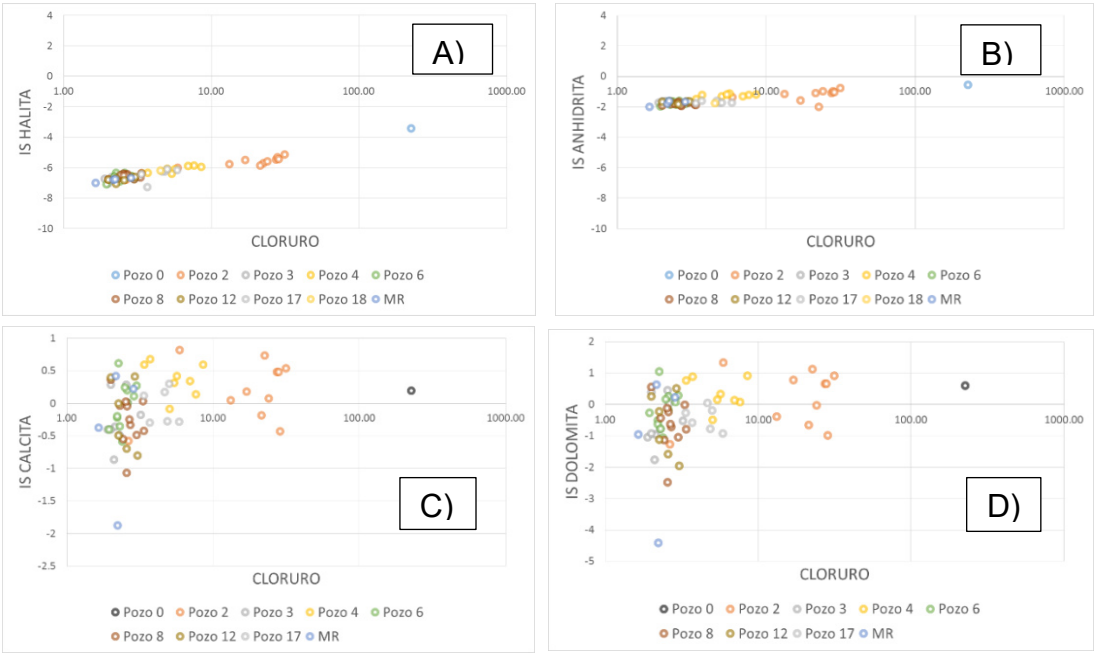


Gráfico 4.11: Índice de saturación.

Cabe resaltar que los valores de IS que están cercanos a 0, indican la presencia de estos minerales, debido a que si los valores fueran negativos muy alejados al 0 como la halita, indicarían que la fase

mineral no se encuentra presente, o bien que está presente, pero no es reactiva (impedido por la cinética); y por otro lado valores positivos mucho más elevados de 0, indicarían impedimentos cinéticos para la precipitación de la fase mineral (Pont Castillo, Esteve Domingo, & Boluda Botella, 2010).

4.2 ISOTOPÍA

Los isótopos estables de δ2H y δ18O han sido aplicados a nivel mundial durante más de 50 años (Gonfiantini & Araguás,1988) en estudios de identificación de las fuentes de recarga de acuíferos, origen, caracterización, contaminación de aguas subterráneas, superficiales y de precipitación (Dickinson et al., 2006).

Los principales procesos de contaminación que son capaces de modificar el contenido isotópico y/o la composición química del agua dulce son: mezcla con agua marina, mezcla con otras masas acuosas de distintos contenidos químicos y/o isotópicos, evaporación, disolución de sales y lixiviados de minerales en las rocas, e intercambio químico isotópico con la matriz del acuífero. (Gonfiantini & Araguás, 1988).

En esta sección se analizará la composición del ^{18}O y ^{2}H del agua de precipitación, agua superficial y agua subterránea del área de estudio, para trazar preliminarmente la línea meteórica local, analizar: los efectos que

influyen en la composición isotópica de la precipitación, los procesos de salinización del agua subterránea, la zona y la fuente de recarga del acuífero.

En este capítulo se presenta los resultados analíticos de isótopos estables de δ^2H y $\delta^{18}O$ de un total de 84 muestras (*64 muestras de agua subterránea, 9 muestras de agua superficial y 11 muestras de agua lluvia)*, que fueron colectadas en el 2011, 2012 y 2013 (Anexo 4); y analizadas en laboratorio de medio ambiente de ESPOL y el Laboratorio de Hidrología de la Universidad de Mágala-España.

Cabe indicar que de todas las campañas isotópicas realizadas, dos campañas de muestreo (diciembre del 2011 y enero del 2012) fueron realizadas durante el desarrollo de la tesis de Flores Zuñiga & Melendres Palma (2013).

Para el almacenamiento de las muestras de análisis de isótopos estables de δ^2H y $\delta^{18}O$ se utilizó:

-Envases de polietileno de alta densidad de 30 ml, que deben ser llenadas completamente evitando la formación de burbujas, y de una cámara de aire entre el agua y el tapón de cierre, para evitar fraccionamiento isotópico.

-Botellas rotuladas, indicando, la localización, la fecha y el nombre de la muestra, para evitar confusión.

4.2.1 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DE AGUA LLUVIA (LÍNEA METEÓRICA LOCAL)

En esta sección se analizará las concentraciones isotópicas del ^{18}O y del ^{2}H en el agua meteóricas de la zona de estudio.

Para esto se ubicaron dos colectores de agua lluvia en septiembre del 2012, designados como colector A y colector B (figura 4.2).

El colector A esta ubicado en la parte baja del acuífero de Manglaralto a 17 m.s.n.m y a 1590 m de distancia hacia el mar; mientras que el colector B está ubicado en la parte alta del acuífero de Manglaralto a una altitud y distancia hacia el mar de 80 m.s.n.m y a 7700 m respectivamente.

Ambos sistemas de recolección captan el agua lluvia a través de un embudo que está a una altura de 2 metros sobre el nivel del suelo, luego el agua recolectada en el embudo pasa por una malla filtrante y es transportada por una manguera que se encuentra dentro de una tubería hacia un reservorio aislado de la luz y calor, que se localiza aproximadamente a medio metro bajo suelo.

Este sistema aislado almacena las aguas lluvias de tal manera que se evite: el fraccionamiento isotópico por evaporación y la existencia de partículas suspendidas, que podrían alterar los resultados en el análisis de las muestras.

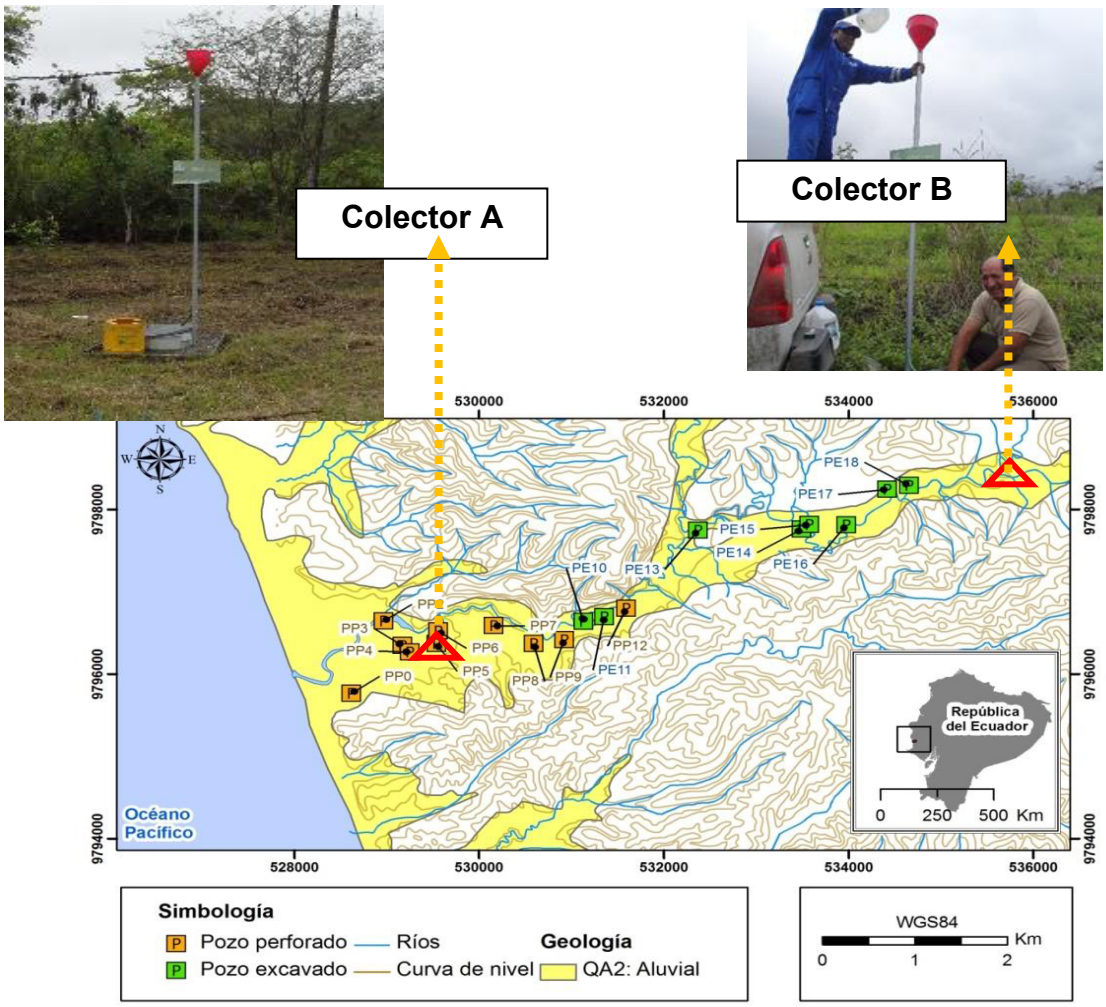


Figura 4.2. Mapa de ubicación de los colectores de agua lluvia

En total se realizaron 10 campañas de muestreo isotópico de precipitaciones durante el año 2013 (tabla II), en donde se obviaron campañas durante los meses de mayo, junio, septiembre y diciembre debido a la carencia de precipitación.

Tabla II. Valores isotópicos y de precipitación mensuales año 2013.

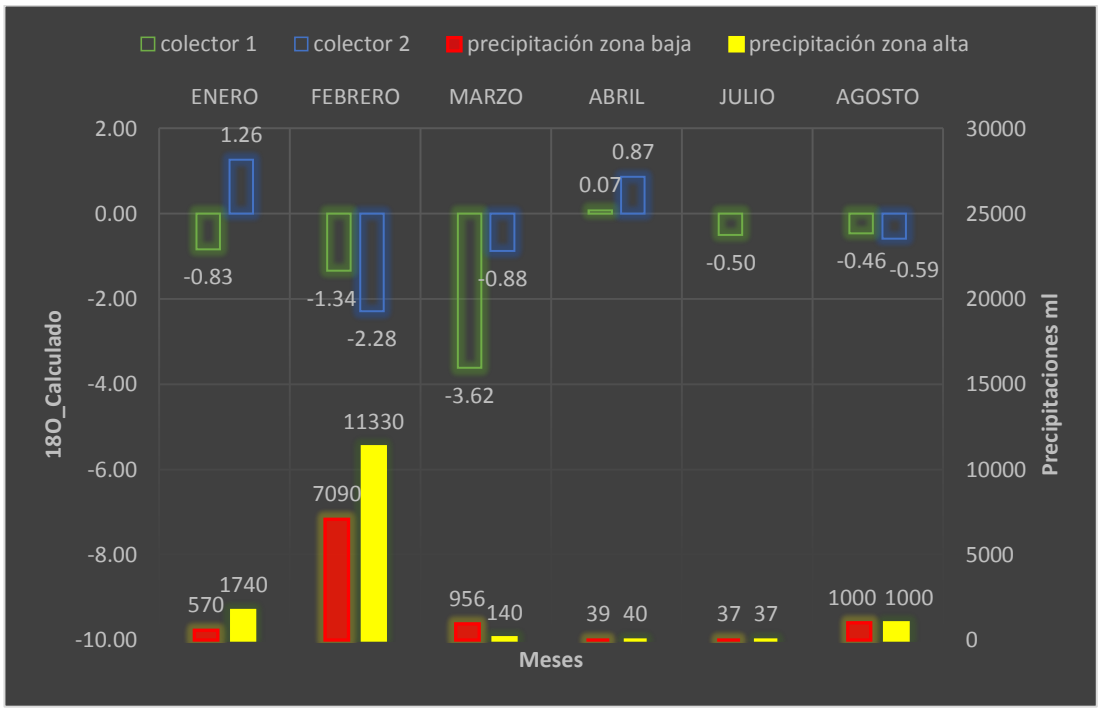
Mes	Precipitación (ml)	Número muestra	Nombre muestra	O18_Calculado	D_Calculado
Enero	570	ENERO	E1	-0.83	2.15
	1740	ENERO	E2	1.26	14.58
Febrero	7090	FEBRERO	F1	-1.34	-2.30
	11330	FEBRERO	F2	-2.28	-10.03
Marzo	956	MARZO	M1	-3.62	-21.11
	140	MARZO	M2	-0.88	0.11
Abril	39	ABRIL	A1	0.07	-1.74
	40	ABRIL	A2	0.87	8.80
Julio	37	JULIO	J1	-0.50	2.09
Agosto	1000	AGOSTO	Ag1	-0.46	4.26
	1000	AGOSTO	Ag2	-0.59	3.39
Octubre	2750		OC1	-	-
	2310		OC2	-	-

En el ciclo global del agua, el agua de mar se evapora y gran parte del vapor marino se mueve hacia mayores latitudes y altitudes, donde esta se enfría, desciende y se condensa. Una parte del vapor que se formó a partir de la evaporación del mar se precipita en los océanos, mientras que la otra parte se dirige a los continentes, formando diferentes formas de agua superficial y subterránea.

Todos estos procesos que intervienen en el ciclo global del agua (desde la evaporación en los océanos hasta su transporte hacia la zona continental), provocan un cambio de la composición isotópica de la precipitación, que se encuentran relacionados con los parámetros

geográficos tales como: altitud, distancia a la costa, y cantidad de precipitación.

Para analizar los parámetros de altitud, distancia a la costa y cantidad de precipitación, se elaboró la gráfica 4.12, en donde se pauta las variaciones isotópicas mensuales del colector A y B con sus respectivas cantidades de precipitación en ml.



Gráfica 4.12. Variación isotópica de los colectores.

A causa del efecto continental, también denominado efecto de la distancia a la costa, se espera que las aguas lluvias del colector B (colector más alejado del mar), se encuentren más empobrecidas en isótopos pesados que las aguas lluvias del colector A (colector más cercano a la costa), puesto que a medida que la masa de nubes

ingresa a zonas continentales se van generando precipitaciones que conllevan a una perdida continua de estos isótopos, los mismos que poseen preferencia al momento de formar parte de la fase de condensación.

Análogo al efecto continental, en el efecto altitudinal también se espera un empobrecimiento del colector B con respecto al colector A, puesto que al disminuir la temperatura por el incremento de la elevación, en este caso de 0 m.s.n.m hasta 80 m.s.n.m, se debería producir un aumento de la condensación y por lo tanto una reducción progresiva de isótopos pesados en la precipitación.

Y por último al igual que los efectos anteriormente explicados también se espera valores de ^{18}O más negativos en tormentas intensas (efecto cantidad).

En la gráfica 4.12 se puede observar en el mes de febrero un empobrecimiento isotópico representativo del colector B respecto al colector A como se presumía que ocurriría por el efecto continental, altitudinal y cantidad; y en el mes de agosto un leve empobrecimiento del colector B respecto al A como se presumía que ocurriría por el efecto continental y altitudinal.

Sin embargo este comportamiento no se observa en los meses de enero, marzo y abril, debido a que (a diferencia de lo anteriormente

comentado) en estos casos existe un enriquecimiento isotópico del colector B a medida que aumenta la altitud y la distancia desde de la costa.

Este enriquecimiento isotópico de las precipitaciones de la región interna del acuífero puede deberse a:

- un enriquecimiento isotópico por transpiración de las plantas.

- un proceso de reevaporación parcial de las gotas de lluvia por debajo del nivel de las nubes que es muy frecuente en zonas áridas o semiáridas.

El grado de enriquecimiento es función del tamaño de la gota y por lo tanto de la intensidad de la lluvia.

Con los resultados de ^{2}H y ^{18}O, se construyó preliminarmente la línea meteórica para la zona de estudio (gráfico 4.13), dando como resultado la ecuación (eq 4.5) con pendiente de 6.9 y con una correlación de 0.97.

$$\mathbf{y =} 6.9x+6 \quad \mathbf{r^2 =} 0{,}97 \quad \textbf{(eq 4.5)}$$

Por bibliografía, los cambios de concentración del ^{18}O y del ^{2}H en las aguas meteóricas deberían estar bien relacionados, lo que implica que la relación isotópica (^{18}O y ^{2}H) sigue una línea recta denominada línea de agua meteórica. Por esto para interpretar los resultados de los

análisis isotópicos del agua fue necesario tener parámetros de referencia como la línea antes mencionada, cuya recta tiene una pendiente de 8 con un intercepto de 10 en el eje de las abscisas (Valenzuela, Ramírez-Hernández, & Palomares, 2013) como lo muestra la gráfica 4.3.

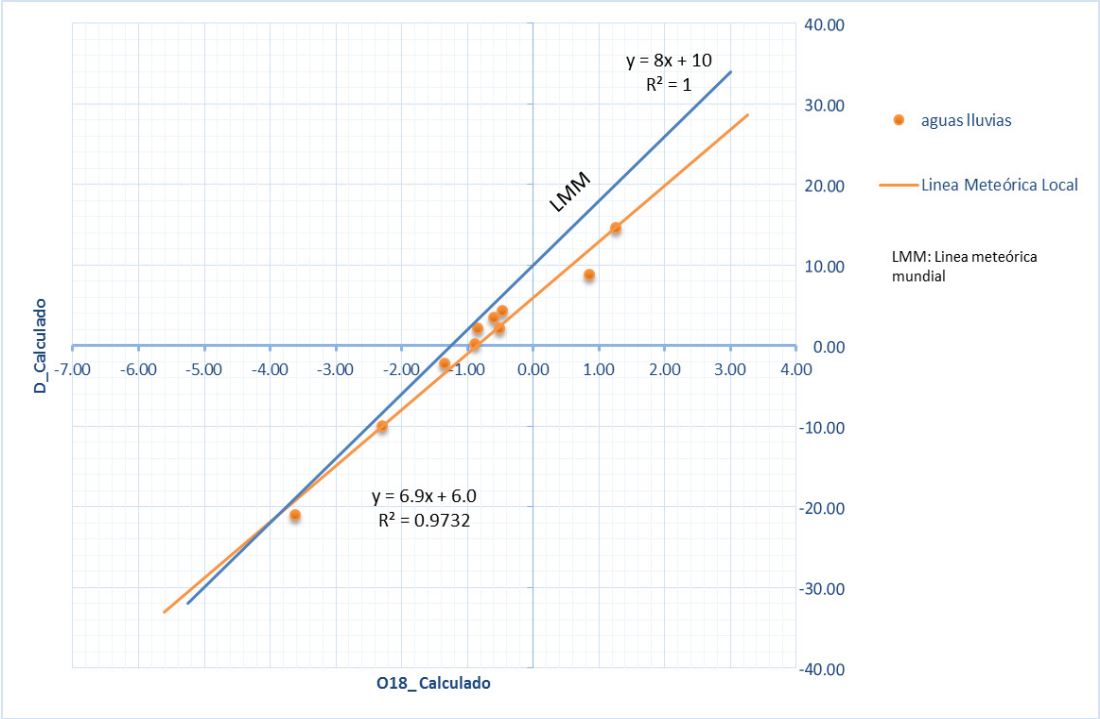


Gráfico 4.13: Línea meteórica local.

Al comparar los resultados obtenidos con la línea meteórica mundial se observa una pendiente menor con una diferencia de 1,1 y un desplazamiento con un intercepto de 6 (valores de Deuterio en el eje de las abscisas).

El factor más importante que hace que la línea meteórica local tenga una pendiente inferior a 8 es la evaporación de las gotas de lluvias cuando caen; como se comentó anteriormente .(Vélez Otálvaro & Rhenals Garrido, 2008; Wassenaar, Athanasopoulos, & Hendry, 2011).

4.2.2 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA

En esta sección se analizarán las concentraciones isotópicas del ^{18}O y del ^{2}H del agua subterránea de la zona de estudio. Para esto se realizaron 8 campañas de muestreos isotópicos de pozos en las épocas que se muestran en la tabla del Anexo 4.

En el gráfico 4.14 se puede observar que los valores de contenidos isotópicos del agua subterránea oscilan entre -11.18 y -5.81 unidades de δ para el deuterio, y entre -2.92 y -1.73 unidades de δ para el ^{18}O.

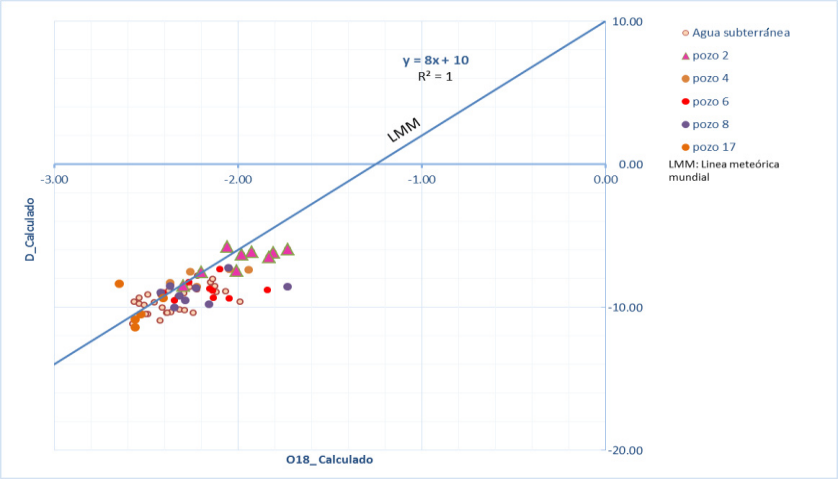


Gráfico 4.14: Representación isotópica del agua subterránea.

Las muestras de aguas subterráneas del acuífero de Manglaralto presentan en general un comportamiento similar entre ellos. Sin embargo en la gráfica 4.14 se observa que el pozo 2 posee un ligero enriquecimiento de isótopos pesados que se direccionan hacia el origen del plano cartesiano.

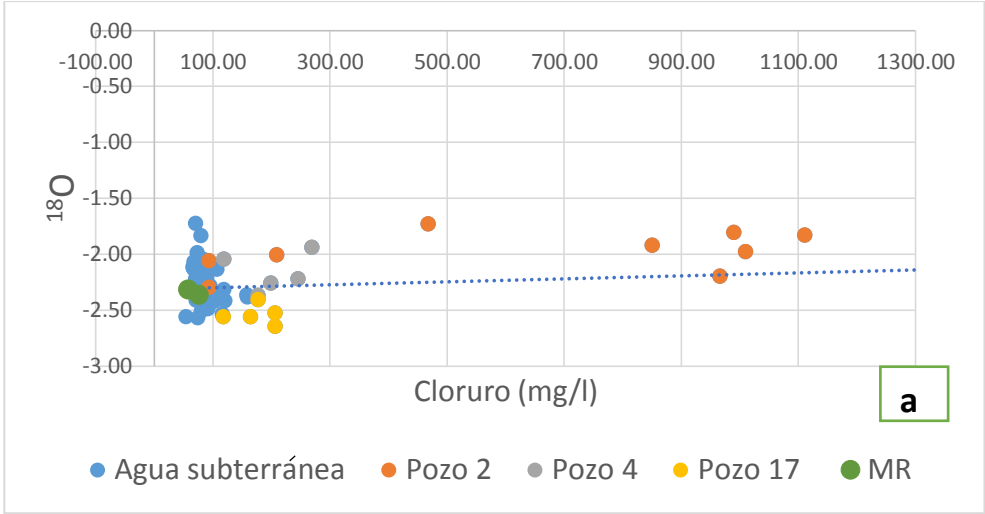
El leve enriquecimiento isotópico del pozo 2 puede ser causado (como se sugirió en la interpretación hidroquímica) por una leve contaminación por intrusión marina debido a su cercanía con la costa.

Para contrarrestar estas suposiciones se analizará el comportamiento de las concentraciones isotópicas con respecto a la concentración de Cl^- (gráfico 4.15) y se contrarrestará con la (gráfica 4.3) de conductividad vs la profundidad que se realizó en el apartado de hidroquímica.

En el gráfico 4.15 se puede observar en general que la mayoría de los pozos se encuentran por debajo de los 300 mg/L de Cl^-, con excepción del pozo 2 cuyos valores son superiores.

<u>En la gráfica A</u> se observa una variación de ^{18}O entre -2.65 y -1.73 para todas las muestras de agua subterránea, incluyendo el pozo 2. En este gráfico no se puede evidenciar que exista un proceso de intrusión marina, debido a que no se aprecia un enriquecimiento notable de ^{18}O a medida que existe el incremento de cloruros.

4.2.2.1 ISOTOPÍA VS ION CLORURO



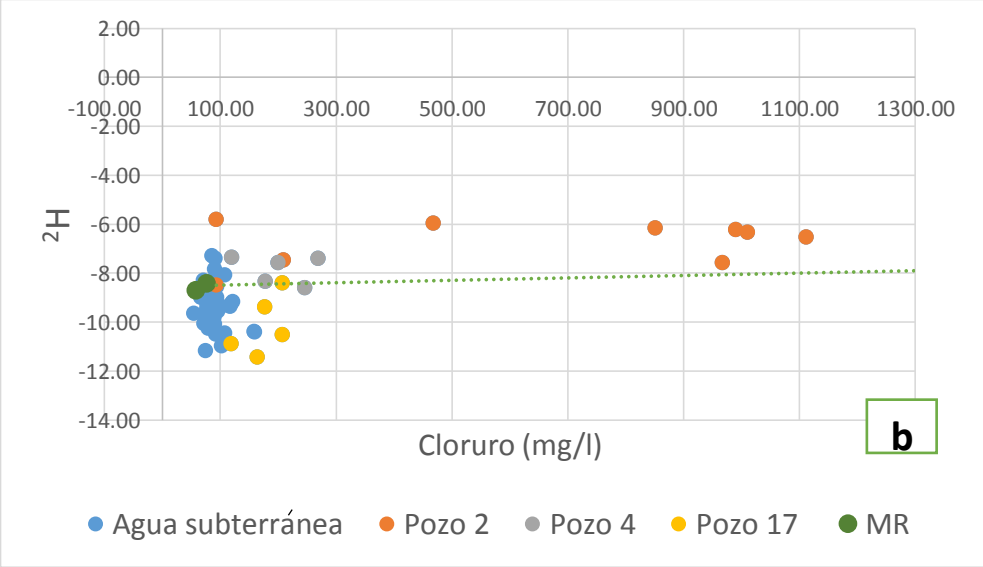


Gráfico 4.15: a) Gráfica de Cl^- vs ^{18}O b) Gráfica de Cl- vs 2H. Las muestras marcadas como agua subterránea representan las muestras de los pozos que no corresponden a los pozos 2,4 y 17.

<u>En el gráfico B</u> se puede observar una variación de ^2H entre -11.44 y -7.30 para la mayoría de las aguas subterránea, sin embargo en esta

gráfica se puede evidenciar un ligero enriquecimiento de ^{2}H del pozo 2, llegando alcanzar valores cercanos a -5.97.

A pesar de que existe un enriquecimiento pequeño de deuterio que se relaciona con un incremento de cloruro; esta dos últimas gráficas (gráficas 4.14 y 4.15) no puede dar por sentado de que exista una contaminación por intrusión marina al pozo 2, sino que se podría suponer que el aumento de cloruros y la variación isotópica casi imperceptible podría ser provocado por un lixiviado de sales procedentes de la matriz del acuífero.

Aunque esta conclusión es probablemente correcta para este gráfico, se debe señalar que los isótopos estables fueron medidos en muestras que contenían menos de 30 meq/L en cloruros, es decir aproximadamente menos del 5% de agua marina, lo que corresponde a variaciones pequeñas isotópicas de aproximadamente del 0.2 al 1.4 en ^{18}O.

Por esto, para que se pueda observar un enriquecimiento isotópico significativo en este pozo, es necesario un porcentaje al 5 y 10% de contenido de agua marina, para comprobar la identificación del proceso.

A pesar de que en esta gráfica no se puede distinguir claramente la contaminación por intrusión marina; este proceso se puede apreciar en

la gráfica conductividad vs profundidad (gráfica 4.3) y en los análisis hidroquímicos del agua subterránea. Por lo que se puede concluir que existe una leve afección del pozo 2 por contaminación de agua marina.

4.2.3 CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DEL AGUA SUPERFICIAL

El mes de abril del 2013 se realizó una campaña de muestreo a lo largo del río de Manglaralto y a mediados de agosto y noviembre se tomaron muestras en la parte céntrica del cauce del río cercana al pozo 13.

Las muestras de río presentaron valores entre -11.76 y -8.18 unidades de δ para el deuterio, y entre -2.92 y -2.37 unidades de δ para el oxígeno 18 **(Gráfico 4.16).**

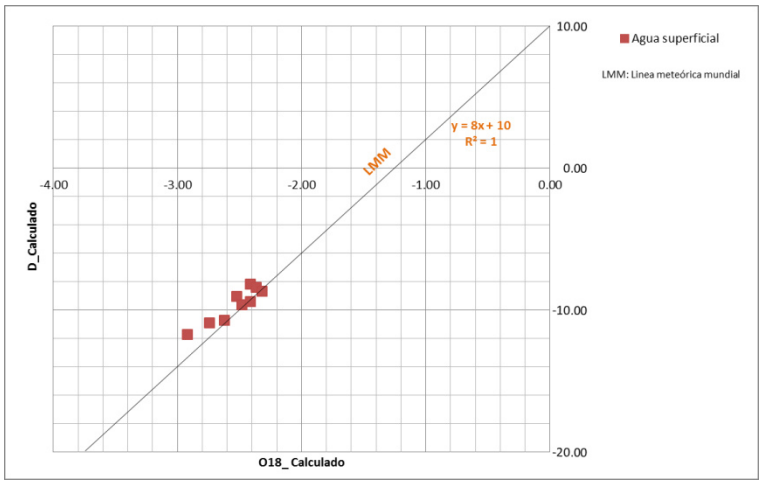


Gráfico 4.16: Representación isotópica del agua superficial.

Como se observa en la gráfica 4.16 las muestras se encuentran cercanas a la línea meteórica mundial. Esta cercanía es común en la

mayoría de los ríos del mundo, debido a que la evaporación de las corrientes superficiales en la mayoría de los casos poseen una influencia insignificantica en la composición isotópica del agua (Carreira, Marques, & Nunes, 2014).

4.2.3.1 FUENTE DE RECARGA DEL ACUÍFERO

Los datos isotópicos del agua subterránea, superficial y de precipitación son útiles para predecir el origen y la zona de recarga.

Se pueden dar 2 casos hipotéticos: Si la mayor parte de la recarga se originase de la infiltración directa de la precipitación, entonces el agua subterránea reflejaría una composición isotópica similar a la de precipitación (Carreira et al., 2014). Pero si la mayor parte de la recarga es originada por infiltración directa del agua superficial, entonces el agua subterránea va a reflejar una composición isotópica similar a la del río.

Como se puede observar en el gráfico 4.17, los valores de la relación isotópica del agua subterránea poseen en general valores parecidos a los valores isotópicos correspondientes al agua de río y al valor isotópico de la precipitación en el mes de febrero.

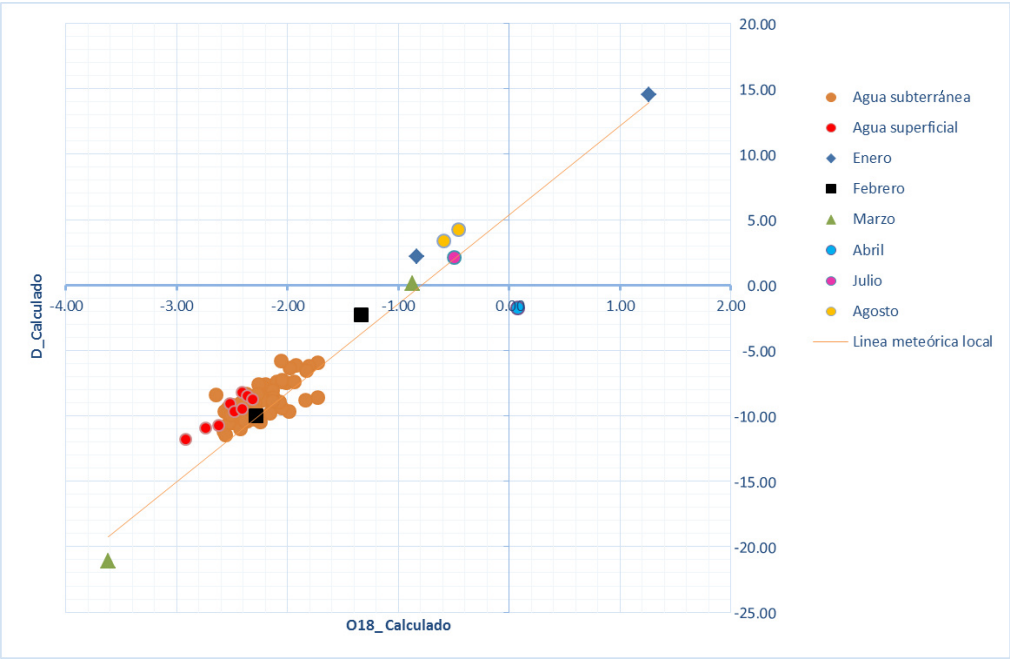


Gráfico 4.17: Representación isotópica del agua superficial, agua subterránea, agua de lluvia.

Esta semejanza del agua subterránea con el agua de precipitación del mes de febrero, indican que en esta época del año existió una recarga importante en el acuífero por parte de la precipitación; lo que coincide con los datos de cantidad de lluvia registrada en las campañas de muestreo.

La variación altitudinal de los isótopos del agua subterránea, agua superficial y agua lluvia, son muy útiles para determinar la zona de recarga.

A partir de la observación de la gráfica 4.18, se encontró una zona de recarga para la unidad acuífera a 80 msnm, debido a

que a esta altura existe valores isotópicos de la precipitación similares a los valores de agua superficial y subterráneas. Lo que indica que al caer la precipitación, parte de ella, recarga inmediatamente al acuífero y la otra parte al agua superficial.

Cabe recalcar que la diferenciación isotópica del agua superficial con respecto al resto de los datos isotópicos de precipitación, puede ser causada por las pequeñas lluvias registradas durante cada mes, que aportan al río una composición isotópica diferente como resultado de mezclas proporcionales isotópicas de todas las pequeñas lluvias contribuyentes (Carol, Kruse, & Mas-Pla, 2009).

Supongamos que el valor de ^{18}O de un día en el agua lluvia es más pesado que el de la escorrentía. Cuando llueve, el agua superficial se enriquece de isótopos pesados. Sin embargo debido a los efectos ya sean altitudinal, de cantidad, o continental, la nueva precipitación que cae 2 días después se encontrará isotópicamente empobrecida, por lo que el agua superficial adquirirá un nuevo valor isotópico más empobrecido, debido al cambio isotópico de la precipitación.

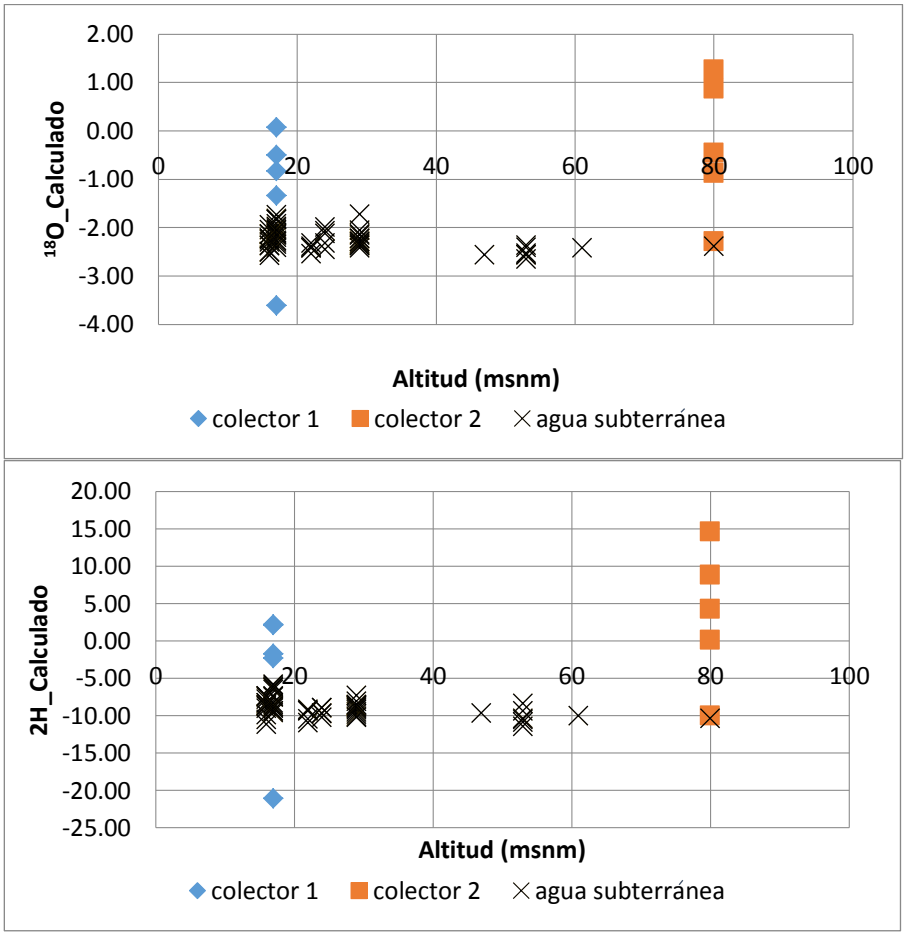


Gráfico 4.18. Variación isotópica respecto a la altitud.

Como consecuencia de que el río contiene una mezcla de concentraciones isotópicas con diferentes tiempos de tránsito (caudales diferentes), el agua de río presenta una amplitud y una fase que difiere de las precipitaciones. La amplitud de diferenciación de ^{18}O y ^{2}H decrece a medida que aumenta el tiempo de transito medio o en otras palabras a medida que descienda el caudal del río.

CAPÍTULO 5

MODELO DE FLUJO SUBTERRÁNEO Y TRANSPORTE DE LA SALINIDAD.

5.1 INTRODUCCIÓN

Toda la información recopilada en los dos últimos capítulos sirve como información base para el desarrollo del modelo matemático tridimensional de flujo y transporte en régimen estacionario, con densidad variable que servirá para representar las condiciones reales del proceso de intrusión marina en el acuífero de Manglaralto para el año 2013.

En este capítulo se exhiben los resultados principales del desarrollo y calibración del modelo tridimensional.

5.2 MODELO NUMÉRICO DEL ACUÍFERO DE MANGLARALTO.

Hay dos tipos de modelos para simular la intrusión marina: Los modelos de densidad constante, y los modelos de densidad variable. En este trabajo se ha empleado un modelo de densidad variable, debido a que el comportamiento del espesor de la zona de mezcla que se produce entre el agua dulce y el agua de mar es amplio y muy variable. En este problema se considera que el movimiento del agua subterránea depende del gradiente hidráulico y del gradiente de la concentración de TDS (Larabi, A., 2006).

Sólo los modelos de densidad variable proporcionan predicciones de salinidad comparables con las mediciones de la concentraciones de salinidad medidas en campo (Adrian D. Wener. et. al, 2013).

5.3 CÓDIGO DE SIMULACIÓN.

El código escogido para el desarrollo del modelo es FEFLOW v. 5.3 (Diersch, 2014) , el mismo que soluciona problemas de flujo y transporte con densidad variable en 2D y 3 D.

Feflow permite simular el flujo de agua subterránea mediante la ley de Darcy (WASY, 2013) y la ecuación de continuidad; mientras que la simulación de transporte la realiza mediante la ecuación de balance de materia, en donde se considera los procesos de advección y dispersión hidrodinámica, tal como se muestra en el capítulo 2 .

5.4 DISCRETIZACIÓN ESPACIAL.

Para construir el modelo, se creó una red de elementos finitos a partir del mapa del acuífero, que sirvió como plantilla para asignar los atributos al modelo.

En el plano de fondo del acuífero se definió la estructura del modelo a través de nodos que fueron ubicados equidistantemente alrededor del perímetro del área acuífera (Figura 5.1).

Luego de haber creado el polígono se ubicaron los puntos focales (pozos) para luego crear la malla de elementos finitos que son muy útiles para poner las condiciones de fronteras, en las posiciones exactas.

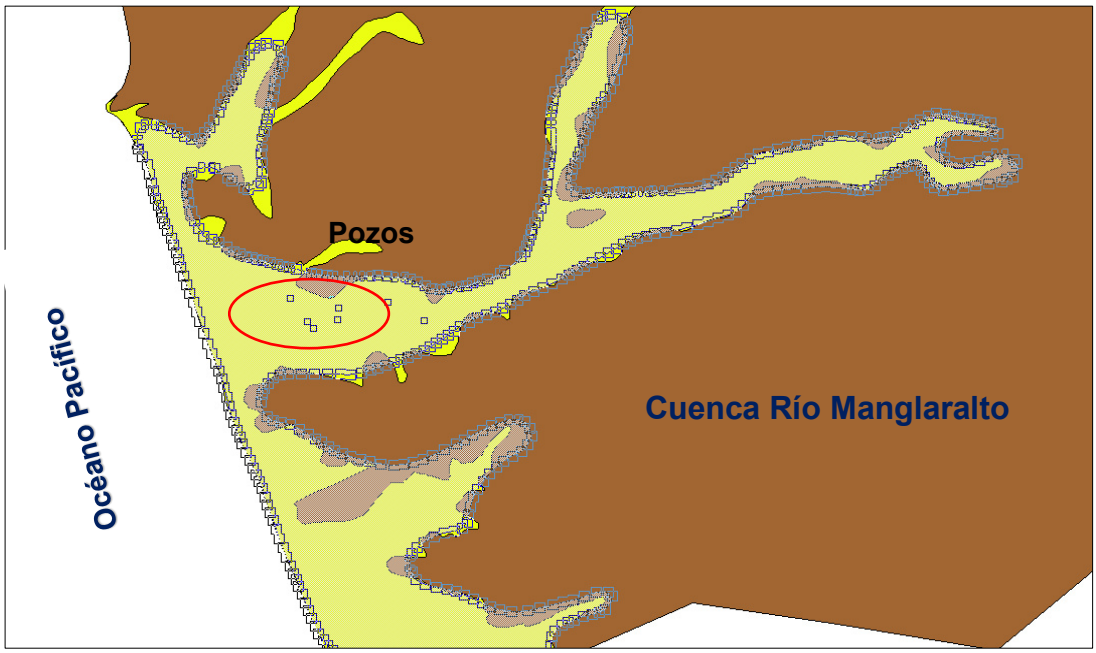


Figura 5.1: Definición de la red de superelementos

A través de la información obtenida de los sondeos eléctricos verticales y perforaciones, se pudo pasar al modelizado del acuífero en 3D (Figura 5.2 c), en donde se definió el espesor de la unidad semiconfinante y acuífera; así como también la posición en metros sobre el nivel del mar de la capa confinante.

En el modelo de flujo se requirió una discretización del mallado burda tanto horizontal como vertical, con un refinamiento medio en la zona costera donde están situados los núcleos de explotación y donde posiblemente se produce la intrusión marina.

Para este modelo de flujo se empleó una discretización horizontal total de 5151 nodos y 6048 elementos.

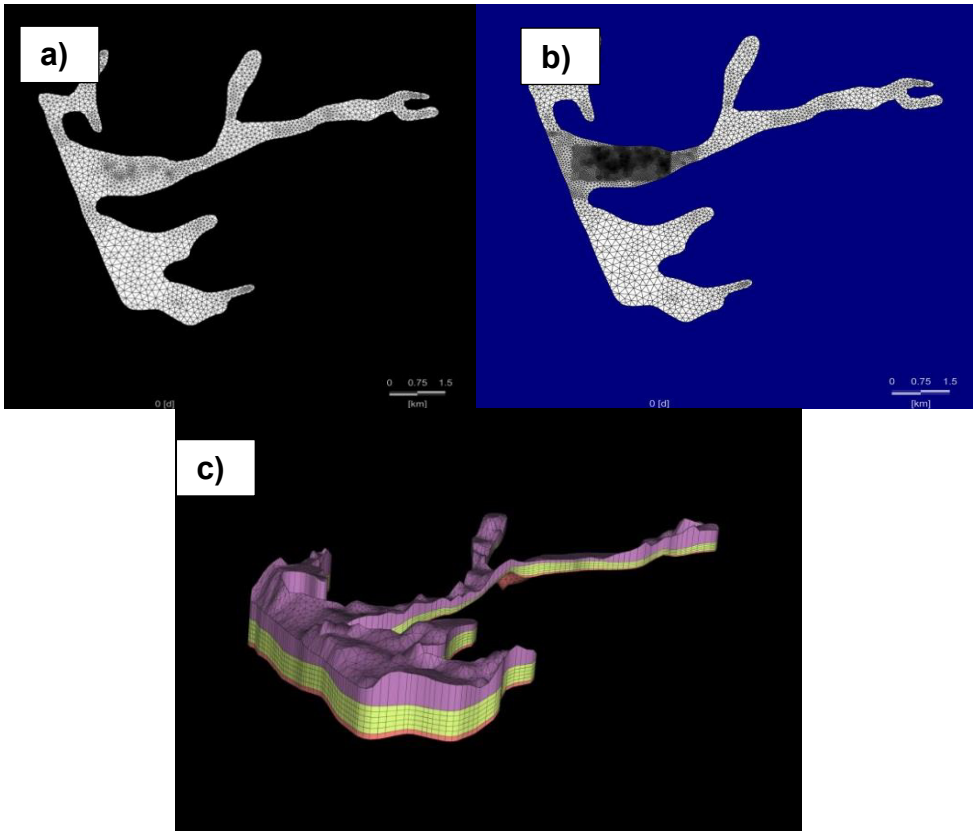


Figura 5.2: a) Discretización para el modelo de flujo, b) Discretización horizontal para el modelo de flujo y transporte c) Discretizacion vertical para el modelo de flujo y transporte.

Al pasar al modelo de flujo y transporte se realizó una mayor discretización horizontal del mallado, con mayor refinamiento en la zona donde están situados los núcleos de explotación.

Para este modelo de flujo y transporte se empleó una discretización horizontal de 53944 nodos y 90902 elementos y adicional se realizó una discretización vertical de 5 capas en la unidad acuífera; lo que permitió simular con una mayor precisión el gradiente de concentraciones de TDS con respecto a la profundidad.

5.5 CONDICIONES INICIALES

El modelo matemático se desarrolló en régimen estacionario, donde se usó como condiciones iniciales los valores promedios de niveles piezométricos en m.s.n.m y de las concentraciones de total de sólidos disueltos (TDS) en mg/L para el año 2013.

Los valores promedios (condiciones iniciales) de flujo y de transporte, fueron ingresados, interpolados y graficados en el programa feflow, como se muestran a continuación (Figura 5.3).

En la figura 5.3 a se muestra la distribución espacial de las condiciones iniciales de los niveles piezométricos, en donde se puede observar que el área de mayor descenso de la piezometría se encuentra en la zona sur-oeste, esto se debe a que la mayor parte de la explotación de agua subterránea se da en esta zona. En la parte central y superior del acuífero se observaron valores mayores de niveles piezométricos que no poseen una variación significativa, debido a que se encuentran en zonas más altas y no existen núcleos importantes de explotación, ya que los pozos que se encuentran en esta área son para consumo personal y para actividades de pequeña agrícola.

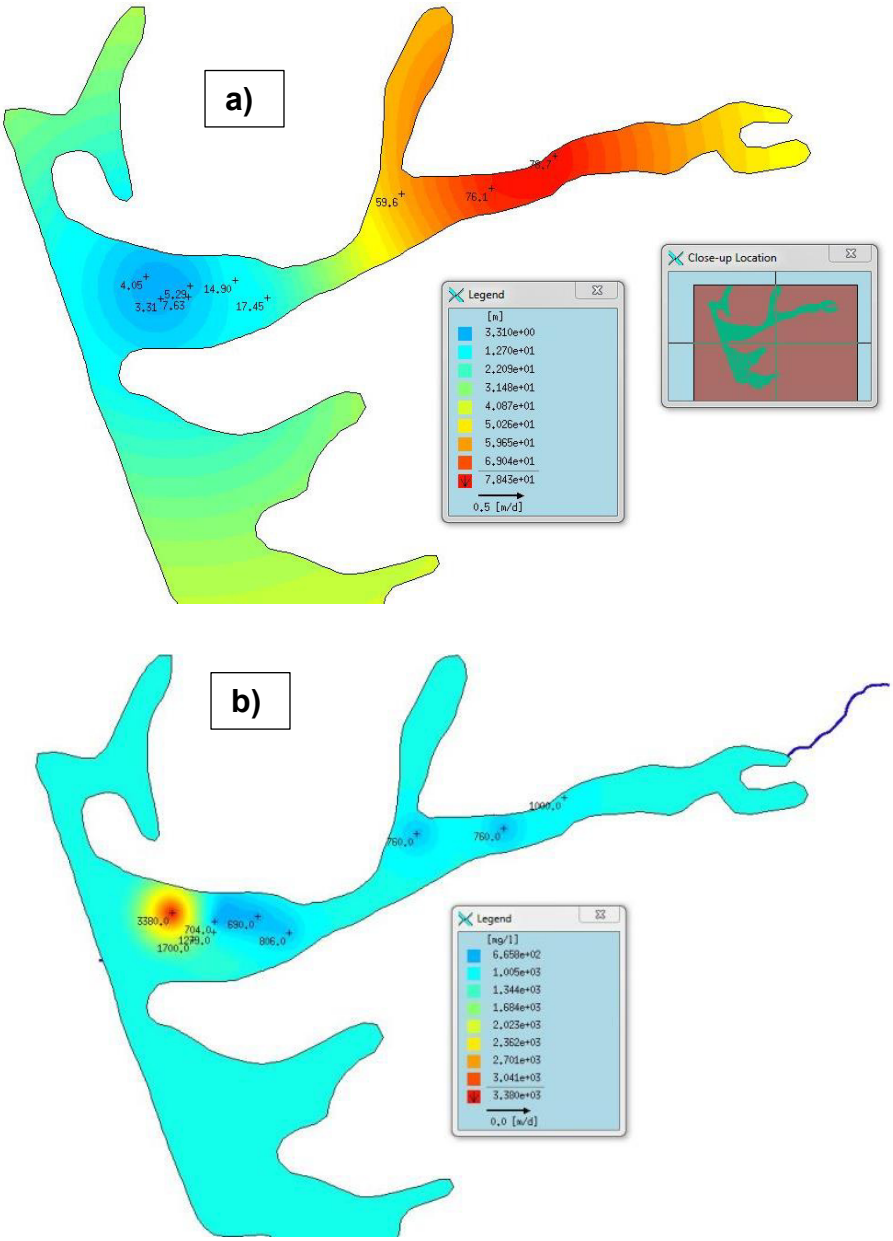


Figura 5.3. a) Distribución espacial de niveles piezométricos (condiciones iniciales) b) distribución espacial de concentraciones de TDS (condiciones iniciales).

Del mismo modo la figura 5.3b muestra la distribución espacial de las condiciones iniciales, en donde se puede observar en general valores de

salinidad entre 700 y 1000 mg/L, a excepción del pozo 2 que tiene un valor de salinidad mayor a 3000 mg/L, esto posiblemente se debe a la cercanía que tiene este pozo con la línea de costa y a la existencia de importantes núcleos de explotación cercanos.

5.6 CONDICIONES DE CONTORNO

Las condiciones de contorno corresponden a los límites físicos reales del acuífero.

Las condiciones de contorno que se utilizó en el borde costero para representar las concentraciones de TDS y la carga hidráulica del mar fue de 36000 mg/l (TSD), y de valores de h variables; donde h se encuentra definida por la expresión: $h = \frac{\rho_s}{\rho_o} h_s - \left(\frac{\rho_s - \rho_o}{\rho_o} \right) z$, en donde se asume que h tiene una distribución vertical lineal, y que el nivel del mar no varía $h_s = 0$.

En esta expresión, h representa el nivel piezométrico, ρ_s es la densidad del agua de mar, ρ_o es la densidad del agua subterránea y z es la profundidad bajo el nivel del mar.

Otra condición de frontera hidráulica que se añadió adicional a la de la línea costera, fue la que se empleó en el borde noreste del acuífero. Por razones de simplicidad se asumió una línea equipotencial hidráulica aceptable a lo largo de este borde con una cota de 82 m, la misma que representa las colinas y la mayor pendiente en esta zona.

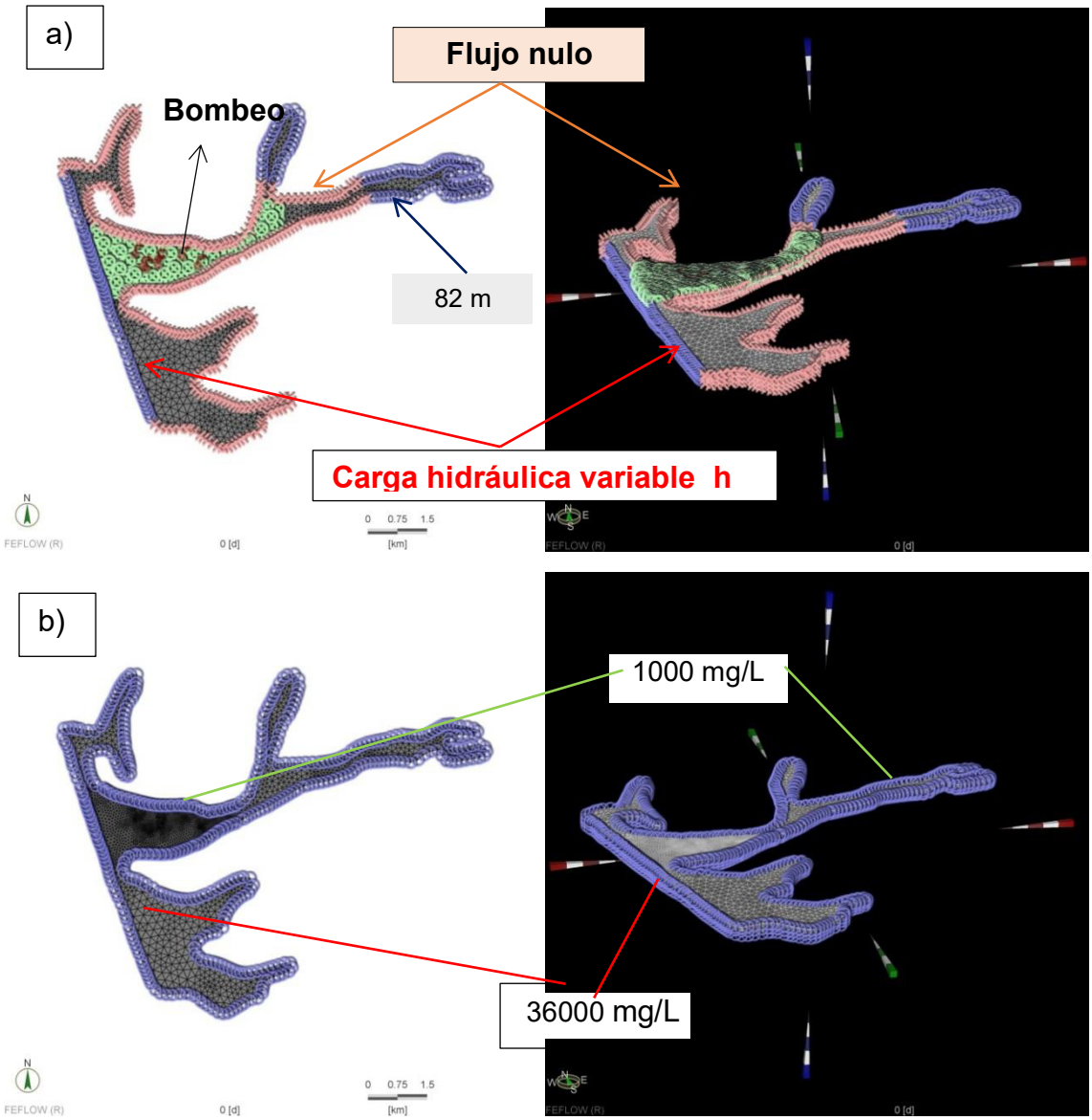


Figura 5.4. a) condiciones de contorno para el modelo de flujo b) condiciones de contorno para el modelo de flujo de transporte.

La condición de flujo de la superficie del modelo se define como una condición de flujo nulo, debido a la formaciones constituidas por areniscas grauvaquicas, lutitas con yeso, lutitas siliceas y tobaceas, que aunque no

son impermeables en su totalidad, se los considera como tal, debido a su poca o ninguna cualidad acuífera.

Por último, se colocó los valores promedios anual de los caudales de bombeo para cada pozo en m^3/d (Tabla III); considerando que el volumen de consumo de agua subterránea en el año 2013 fue de 458852 m^3, según los inventarios realizados por la Junta de Agua Manglaralto.

Tabla III. Caudales promedios anuales en m^3/ día por pozos.

POZO	m^3/día
2	518.4
3	216
4	302.4
5	108
6	108
7	172.8
8	432
total	1857.6

5.7 PARÁMETROS DEL MODELO.

Los parámetros del modelo fueron obtenidos mediante lecturas de campo, estudios previos y referencias bibliográficas. A partir de esta información se establecieron rangos para cada parámetro, los mismos que han sido modificados o han permanecido inalterados, o han sido estimados durante el proceso de calibración.

Durante el desarrollo del modelo fue necesario zonificar el parámetro de recarga hidráulica para mejorar los resultados locales de la simulación. Mientras que los otros parámetros como la porosidad, difusión molecular, dispersividad longitudinal y transversal, fueron empleados como valores globales.

Otro factor importante que se consideró fue la anisotropía de la conductividad hidráulica, que fue estimada por calibración en *donde* Kx = Ky > Kz (Kz = Kx/50).

A continuación se detallan los parámetros utilizados en el desarrollo del modelo y sus pertinentes ajustes.

5.8 CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

En esta sección se indican los valores de conductividad hidráulica para las diferentes capas, que se obtuvieron como resultado de la calibración final del modelo.

Los valores de permeabilidad intrínseca del medio poroso son uno de los parámetros indispensables en la ecuación de Darcy y por ende en el desarrollo del modelo de flujo.

En la zona de estudio están presentes dos valores de permeabilidad: En primer lugar está el valor de permeabilidad de 13 m/día de la unidad del aquitardo (capa 1), que es considerada como la zona de recarga del acuífero,

debido a la presencia del río, y a los depósitos cuaternarios de alta permeabilidad como las terrazas aluviales y depósitos cuaternarios recientes.

Capa	Unidad	Kx		Ky		Kz		
		$\frac{m}{día}$	$\frac{m}{s}$	$\frac{m}{día}$	$\frac{m}{s}$	$\frac{m}{día}$	$\frac{m}{s}$	
1	Semiconfinante (acuitardo)	13	$1.5*10^{-4}$	13	$1.5*10^{-4}$	13	$1.5*10^{-4}$	Kx=Ky=Kz
2-7	Acuífera Confinante	4.5	$0.5*10^{-4}$	4.5	$0.5*10^{-4}$	0.09	$0.5*10^{-4}$	Kx = Ky > Kz (Kz = Kx/50)

Figura 5.5: Valores de conductividad hidráulica para las diferentes capas del modelo.

Cabe indicar que este valor de permeabilidad se obtuvo a partir del calibrado del modelo de flujo, en el que se consideró un valor inicial referencial de 8 m/día, tal como se muestra en la figura 5.6 (Sindhu et al., 2012).

En segundo lugar están los valores globales de permeabilidad de la unidad acuífera y confinante que son ajustados dentro del rango de valores de 1,59

y 5,15 m/día que fue determinado por ensayos de bombeo, tal como se explica en el capítulo 3.

Layers	*Hydraulic conductivity (m/day)*	*Specific storage (m^{-1})*	*Effective porosity*	*Total porosity*
Unconfined Aquifer	33	1.4×10^{-5}		
Aquiclude	0.5	5×10^{-7}	0.15	0.3
Aquifuge	0.05	0.0006		
Aquitard	8	0.0006		

Figura 5.6. Parámetros referenciales del acuífero de Trivandrum-India.

El valor resultante de permeabilidad para el resto de las capas fue de 4.5 m/día que es igual a $0.5*10^{-4}$ m/s (unidades requeridas por feflow), que corresponde a los parámetros de Kx y Ky; mientras que para Kz el valor de permeabilidad se relaciona con la siguiente expresión Kz = Kx/50 dando como resultado un valor $0.01*10^{-4}$ m/s.

La expresión de Kz se estimó a partir de la calibración anisotrópica, puesto que no se disponía de datos de conductividad hidráulica vertical.

Durante la calibración del modelo se observó que es necesario considerar la anisotropía de las capas desde las 2 a las 7, debido a que se observó una afección significativa en la simulación.; a diferencia de la capa 1 donde solo fue necesario considerar esta capa como un medio isótropo.

5.9 COEFICIENTE DE COMPRESIBILIDAD

El coeficiente de compresibilidad utilizado en esta sección fue de 0.02 m^{-1} para todas las capas tal como se muestra en la figura 5.7.

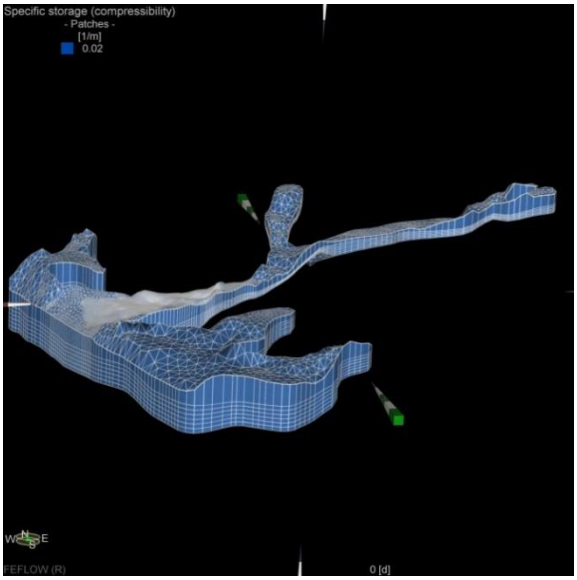


Figura 5.7: Coeficiente de compresibilidad utilizado en el desarrollo del modelo.

5.10 RECARGA

La recarga natural del acuífero se obtuvo, a partir de los datos meteorológicos de CEDEGE de 1962 a 2007 y de los datos del 2013 que fueron recolectados a partir de los colectores de agua lluvia que se colocaron en la parte baja y alta del acuífero. Además se consideró un porcentaje de recarga de 21%, lo que permitió establecer la tasa de recarga para el modelo.

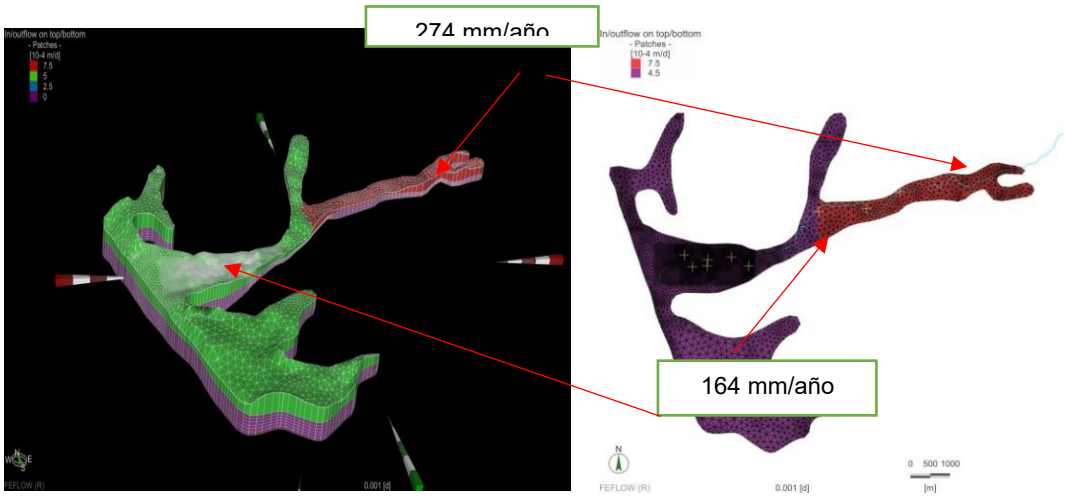


Figura 5.8: Datos de la tasa de recarga del acuífero de Manglaralto.

Considerando que el promedio anual de la precipitación en la parte baja es de 781mm/año y en la parte alta es aproximadamente el doble de la parte baja. Se tiene una tasa de recarga de 164 mm/año en la parte baja y de 274 mm/año en la parte alta (Ver figura 5.8).

5.11 DISPERSIÓN HIDRODINÁMICA

La dispersividad y la difusividad son términos que nos indicará la distribución espacial del contaminante.

Dado que el agua subterránea (fluido) puede moverse libremente alrededor de los granos o partículas del suelo, se reconocen dos tipos de dispersión: dispersión longitudinal (DL), que se produce a lo largo de las líneas de flujo, y transversal (DT), causada por el paso hacia líneas de flujo adyacentes como consecuencia de difusión.(Sánchez, 2012).

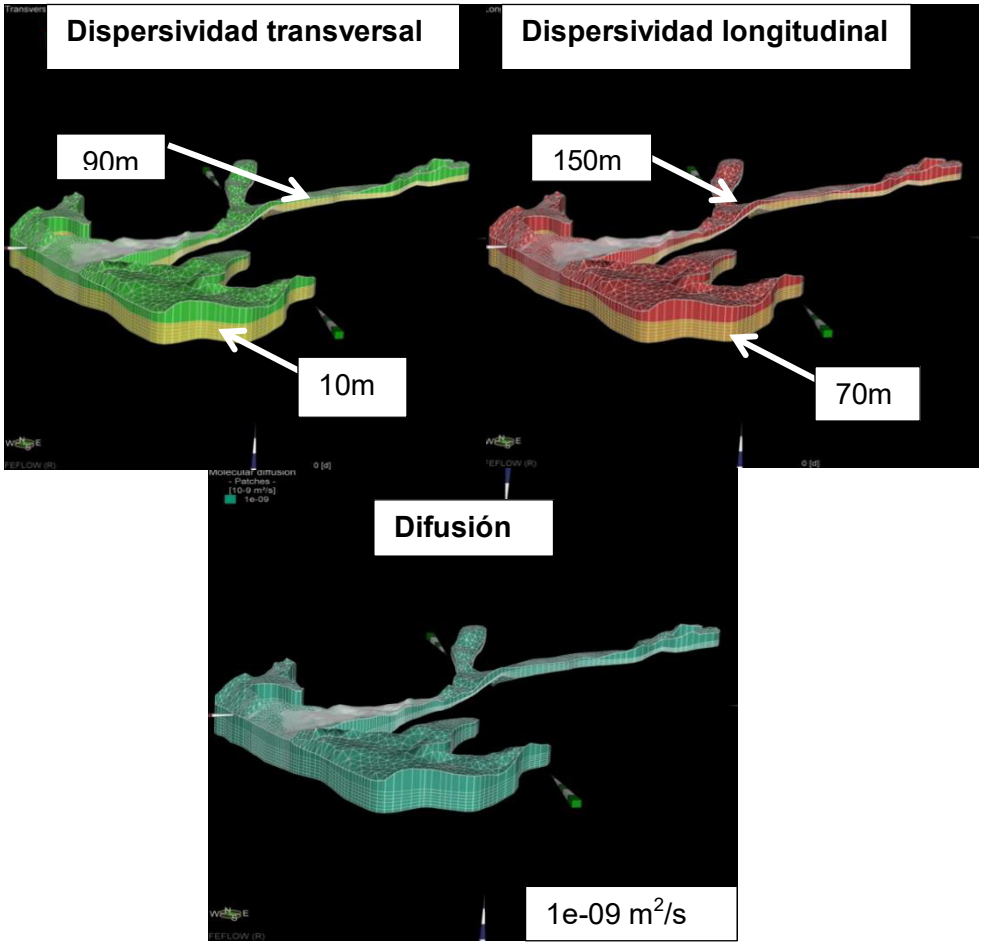


Figura 5.9. Valores de DL y DT del modelo de flujo y transporte.

Layers	Dispersion (m)		Horizontal dispersivity	Vertical Dispersivity	Diffusion Coefficient (m^2/day)
Unconfined Aquifer	0.5		10	2	0..05
Aquiclude	0.8	10	20	4	
Aquifuge	150	20	20	4	
Aquitard	50	20	90	18	

Figura 5.10: Parámetros referenciales de transporte del acuífero de Trivandrum-India.

Los valores usados después del calibrado para todas las capas del modelo de la dispersividad longitudinal fueron de 150 m para la capa 1 y de 70 m para la capa 2; y la dispersividad transversal empleada fue de 90 m para la capa 1 y de 10 m para la capa (figura 5.9).

Los valores de dispersividad de la capa 1 fueron estimados durante la calibración del modelo de flujo y transporte en estado estacionario con densidad variable a partir de valores de dispersividad por unidad que se determinaron en el estudio (Sindhu et al., 2012) (figura 5.10).

Los valores de dispersividad de la capa acuífera fueron estimados a partir del estudio (Sherif et al., 2012), que da valores de 100 m y de 10 m de dispersividad longitudinal y dispersividad transversal respectivamente, para el acuífero de Nile Delta que se encuentra formado por gravas, arenas y arcillas; el mismo que posee condiciones similares al acuífero de Manglaralto.

Para solutos conservativos como los cloruros, el valor de difusión molecular para acuíferos costero es igual a 1 e-09 m^2/s, (Giambastiani, Antonellini, Oude Essink, & Stuurman, 2007).

5.12 CALIBRACIÓN DEL MODELO

En esta etapa se intentó reproducir un comportamiento real del acuífero de Manglaralto, de tal manera que los valores obtenidos a través del monitoreo

de piezometría y TDS de los pozos, se parezcan o se aproximen a los valores simulados.

La calibración del modelo fue alcanzada a partir de pruebas de ensayo y error a través del ajuste manual de los parámetros de entrada en el modelo, dentro de un rango razonable.

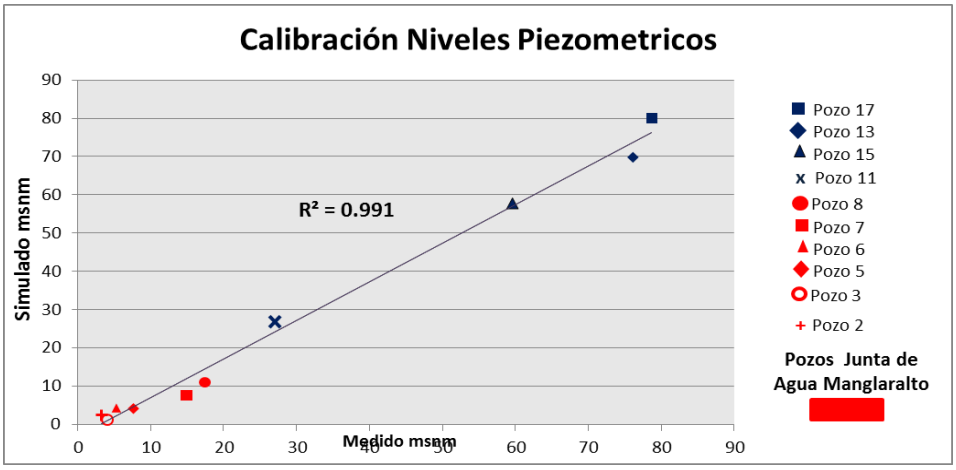
Como ya se mencionó en la sección anterior los valores de los parámetros resultantes de la calibración surgen a partir de un rango de parámetros iniciales obtenidos de: mediciones de campo, estudios e informes anteriores e información bibliográfica.

5.12.1 Modelo de flujo y transporte en estado estacionario (densidad variable).

La etapa de calibración del modelo se realizó con los valores promedios del 2013 de los niveles piezométricos y de salinidad.

La calibración del modelo de flujo mostro un alto grado de dificultad, esto es debido a la alta sensibilidad que tiene ante la heterogeneidad y geometría del medio, la distribución espacial de algunos parámetros y la variabilidad de la posición y forma de la cuña salina.

En el gráfico 5.1 se presentan una correlación de 0.99 que es el resultado de un buen ajuste logrado entre la piezometría simulada y medida.



Pozo n°	Valor medido msnm	Valor simulado msnm
2	4.05	1.26
3	3.31	2.43
5	7.63	4.18
6	5.29	4.34
7	14.9	7.6
8	17.45	11.06
15	59.6	57.78
13	76.13	69.82
17	78.7	80
11	27	26.89

Gráfico 5.1: Calibración de niveles piezométricos

Existen dos tipos de procesos de transporte que se pueden considerar para la calibración del modelo; el transporte convectivo y el transporte dispersivo.

En el modelo de flujo y transporte desarrollado para el acuífero de Manglaralto hemos considerado al trasnporte dispersivo, debido a que el transporte convectivo se debe únicamente al movimiento del fluido (agua subterránea) en la dirección general del flujo o a la velocidad del

agua, y no considera que a causa de la tortuosidad del terreno los solutos tienden a separase de la trayectoria ideal y a moverse con diferentes velocidades.

En la figura 5.11, se puede observar los valores de TDS y su calibración, respecto a la profundidad de tres diferentes pozos, los mismos que fueron escogidos acorde a un criterio de distancia.

En esta gráfica se aprecian tres curvas, la curva medida, la simulada sin discretización vertical, y la simulación con discretización vertical.

El pozo 2 muestra valores de TDS mayores al resto de los pozos; y al analizar el comportamiento de la curva medida del pozo 2, se puede observar un aumento de TDS de 1000 a 2200, que hace referencia a la zona de mezcla que es causado por el contacto del agua dulce con el agua de mar.

Este mismo comportamiento se puede apreciar en la simulación con discretización vertical, pero no en la simulación sin dicretización, debido a que muestra una línea recta y un aumento de la salinización sin poder verse la zona de mezcla.

La curva con discretización vertical para este pozo, muestra valores de TDS que van de 2000 a 3400 con una diferencia de TDS de 1000 mg/L con respecto a los valores medidos en campo.

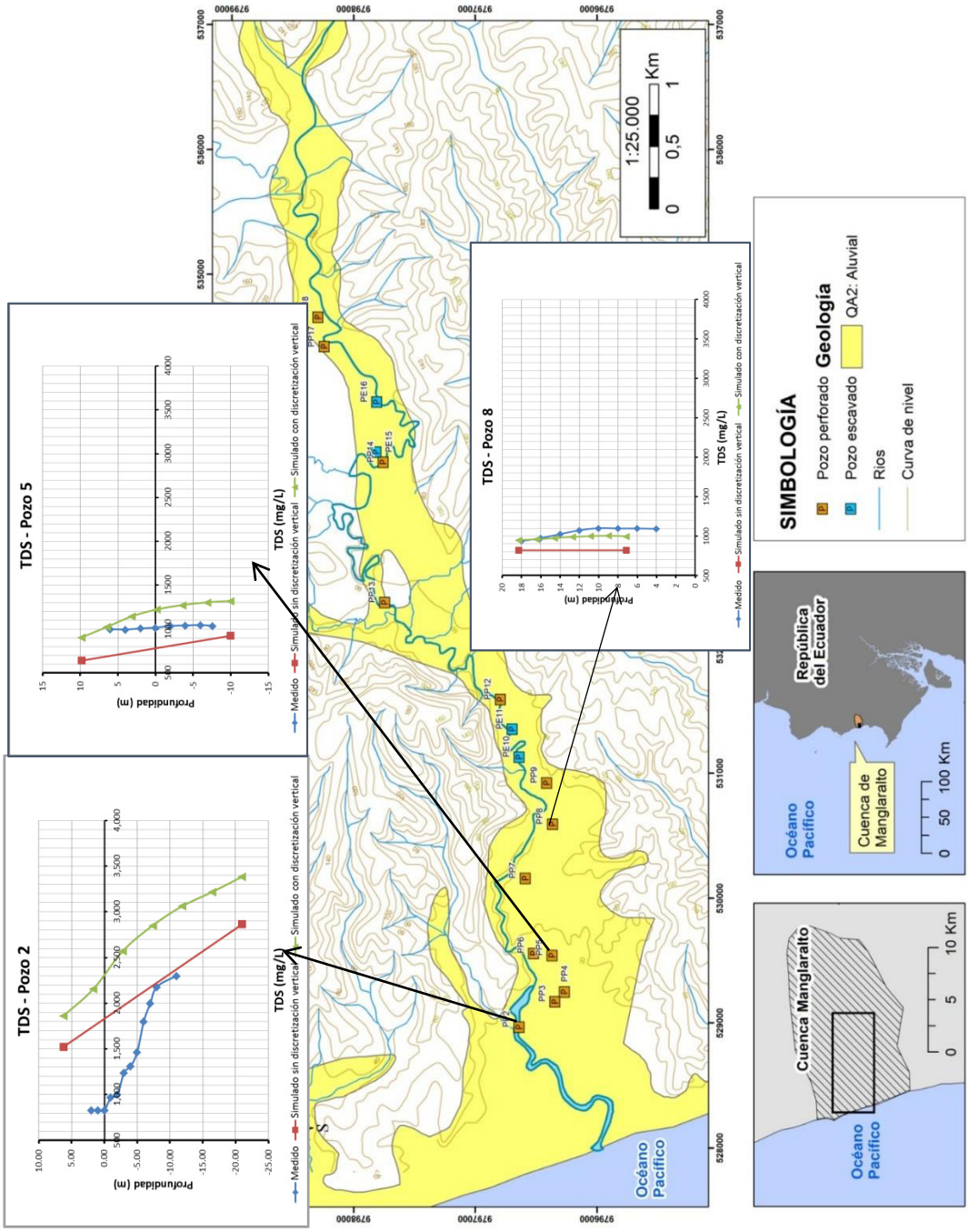


Figura 5.11: Valores calibrados de TDS.

Por otro lado los valores de TDS del resto de pozos (5 y 8) se mantienen prácticamente constantes en relación a la profundidad, y con concentraciones menores a 1300 mg/L.

La calibración del modelo de transporte en general se considera aceptable, a pesar de haber mostrado un alto grado de dificultad con respecto al pozo 2.

A continuación se presenta la distribución espacio-temporal de los niveles piezométricos y valores de salinidad resultantes del modelo de flujo y transporte con densidad variable en régimen estacionario.

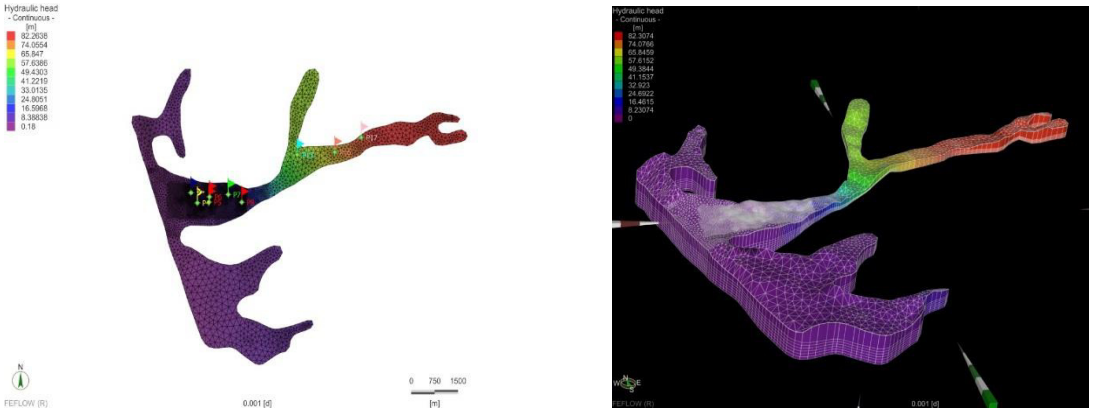


Figura 5.12: Modelo de Flujo referencial.

En la figura 5.12 se observa que en la zona norte del acuífero, los niveles piezométricos alcanzan los 82 m por encima del nivel del mar; mientras que en la zona baja (zona de mayor explotación) los niveles piezométricos son de 0.18 msnm.

A continuación se puntualizó el comportamiento de la zona de mezcla, para lo cual fue pertinente concretar el tipo de agua según los valores de salinidad (TDS); en donde se consideró como agua dulce a las concentraciones menores a 1000 mg/l TDS; agua salobre entre 1000-10000 mg/l TDS; agua salada, a mayor a 10000 mg/l TDS y agua de mar a 36000 mg/l TDS(Mondal & Singh, 2011).

La zona alta y media (Figura 5.13) registra valores entre 600 y 1000 mg/l de TDS; mientras que en las zona baja se registran valores entre 1000 y 3000, que califican al agua de esta zona del tipo salobre.

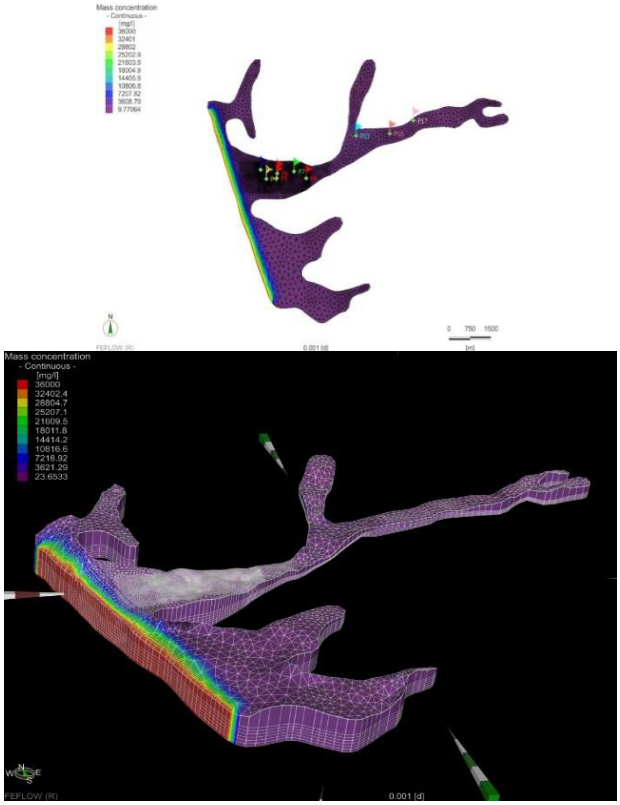


Figura 5.13: Modelo de transporte referencial.

A pesar de tener aguas del tipo salobre y de que los análisis de la hidroquímica sugieren un proceso de intrusión marina, al momento de realizar el balance hídrico (Figura 5.14), se puede apreciar en la línea costera un aporte de agua subterránea hacia el mar, indicativo de que el acuífero no está siendo afectado por intrusión.

Esto se debe a que el modelo es una representación promedio del año y a pesar de que existen periodos secos donde se identifique un avance de la cuña salina hacia el interior del continente, también hay periodos de recarga donde los niveles se recuperan y retrocede la cuña salina.

	m^3/d	$Hm^3/año$ 2013
Flujo entrante	$5,5x10^4$	2,01E+02
Flujo saliente	$-6,28x10^4$	-2,29E+02
Por Bombeo Q	$-1,85x10^3$	-6,75E+00
Recarga	$9,35x10^3/-1,49$	3,41E+01/-5,4E-03
Balance	$+8.27x10^{-4}$	3.01E-06

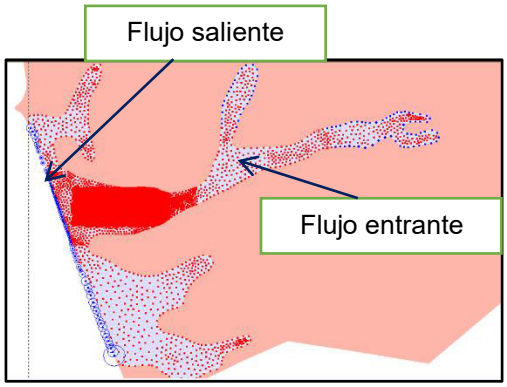


Figura 5.14. Balance hídrico (Círculos rojo: flujo entrante, círculos azules: flujo saliente).

CAPÍTULO 6

SIMULACIÓN DE ESCENARIOS

Los procesos naturales tal como la variabilidad climática; así como los procesos antrópicos tales como: construcción de nuevos pozos y distribución de bombeo; provocan cambios en las reservas del acuífero.

Estos procesos fueron valorados a través de la simulación de 5 escenarios que permitirán estimar el comportamiento de los niveles piezométricos y la posición de la cuña salina, así como también los posibles impactos que se producirán en el acuífero por cambios de condiciones hidrológicas (variación de precipitación y caudales) y cambios en la gestión y construcción de pozos (ver tabla IV).

El análisis de estos escenarios se realizó comparando las variaciones de los niveles piezométricos y los valores de TDS de cada uno de ellos con el modelo calibrado de flujo y transporte de densidad variable (modelo referencial).

Tabla IV. Clasificación de los escenarios.

Variación de condiciones Hidrológicas (variación de precipitación y caudal)	**Escenario 1**
	Escenario 2
Gestión y Construcción de pozos (variación de ubicación y numero de pozos de bombeo)	Escenario 3
	Escenario 4
	Escenario 5

6.1 ANÁLISIS DE ESCENARIOS CON VARIACIONES DE CONDICIONES HIDROLÓGICAS.

6.1.1 DESCRIPCIÓN ESCENARIO 1 Y 2.

Escenario 1.-Condiciones menos favorables (Caudal máximo – recarga mínima).

En este escenario se consideró:

- El dato mínimo del valor de precipitación registrado por CEDEGE desde 1962 hasta 2007; el valor fue de 154 mm /año y se registró en el 2005.
- El máximo caudal de explotación (caudal total de 19.85 Hm^3/año), en donde se consideraron que todos los pozos son explotados durante las 24 horas al día y con un caudal promedio de 10lt/seg (tabla V).
- La misma ubicación y número de pozos del modelo referencial.

Tabla V. Caudales de pozos del escenario 1.

POZO	m^3/día
2	864
3	604,8
4	864
5	691,2
6	864
7	864
8	691,2

Escenario 2: Condiciones más favorables (Caudal mínimo – recarga máxima).

En este escenario se consideró:

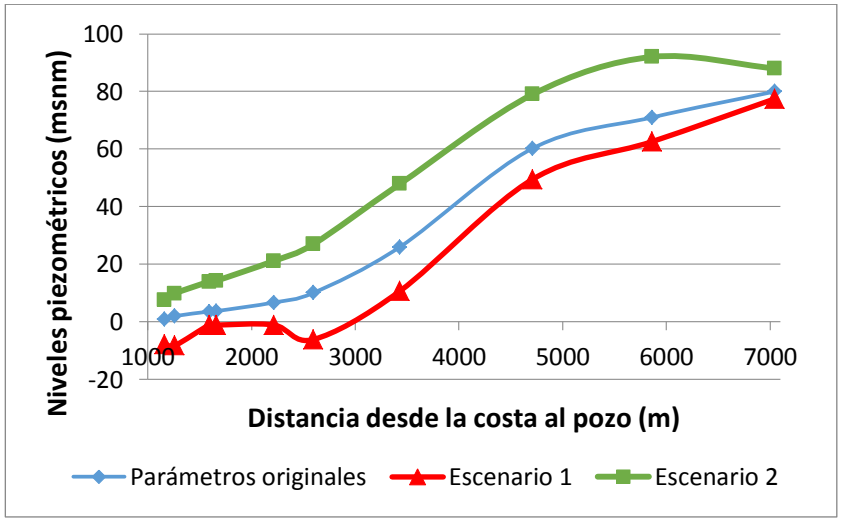
- El dato máximo del valor de precipitación registrado desde 1962 hasta 2013 por CEDEGE, este valor fue de 2917 mm/año en 1998 (fenómeno del niño).
- El mínimo caudal de explotación (caudal total de 6.75 Hm^3/año), que es igual al caudal del modelo referencial.
- La misma ubicación y número de pozos del modelo referencial.

6.1.2 ANÁLISIS DE ESCENARIOS 1 Y 2.

6.1.2.1 NIVELES PIEZOMÉTRICOS.

En la gráfica 6.1 se puede observar la variación de los niveles piezométricos de los dos escenarios respecto al modelo de referencial. Esta gráfica muestra que al disminuir la precipitación y al aumentar la explotación (escenario 1), se produce un descenso de los niveles piezométricos (valores menores a 0 m.s.n.m) hasta una distancia de 2600 metros del mar. Mientras que a medida que aumenta la distancia desde la costa hasta los pozos (mayor a 2600 m) los valores se mantienen casi invariables con respecto al modelo referencial.

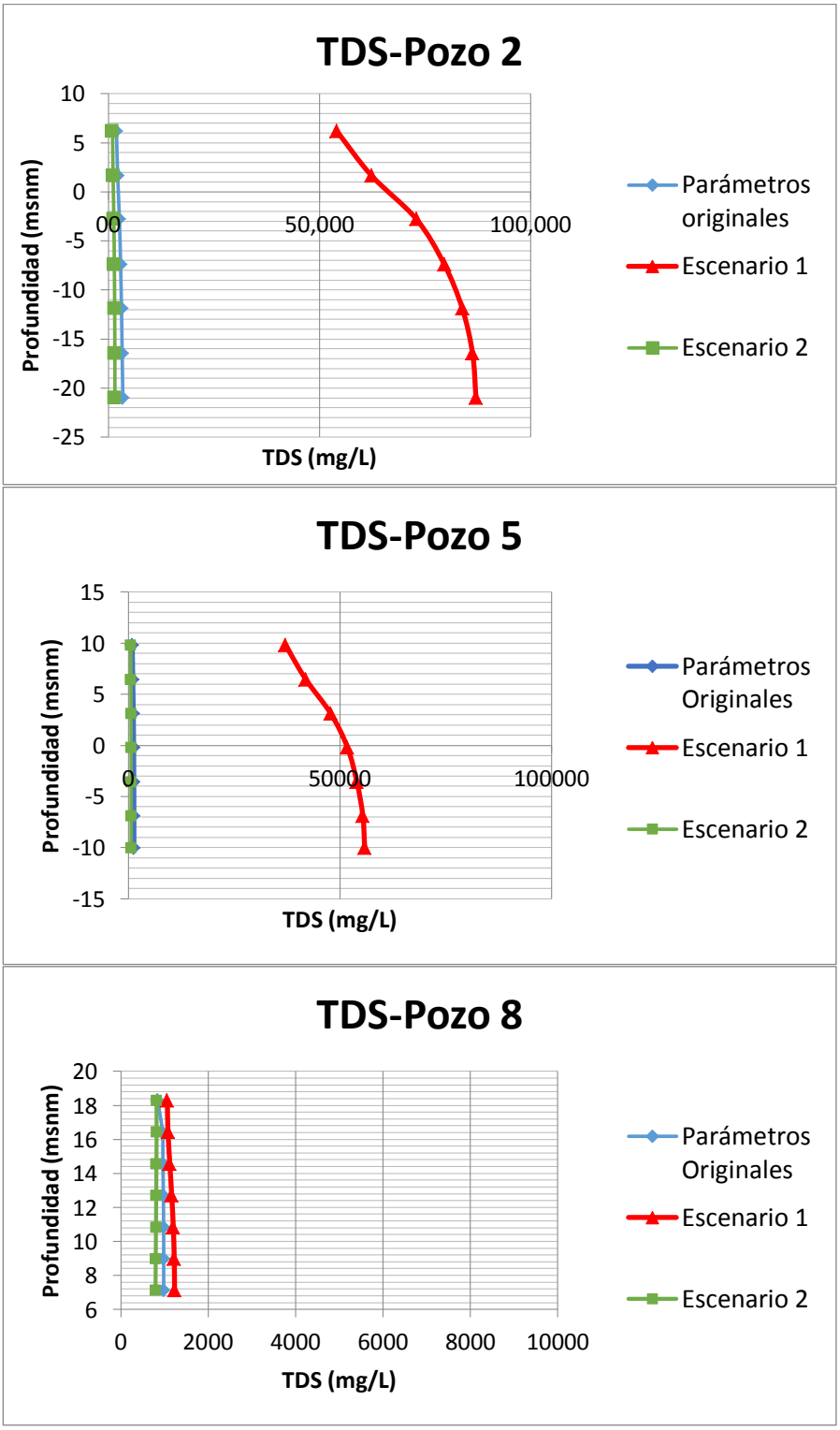
También se puede observar en el segundo escenario que al aumentar la precipitación, y al mantener la explotación, existe un aumento de los niveles piezométricos a los largo de todo el acuífero, obteniendo valores mayores a los no registrados en el modelo referencial.



Gráfica 6.1. Variación de niveles piezométricos, escenarios 1 y 2.

6.1.2.2 CONCENTRACIONES DE TDS.

En la gráfica 6.2 se puede observar que para el escenario más desfavorable (escenario 1), las concentraciones de TDS de los pozos 2 y 5 aumentan drásticamente de aprox. 2900 mg/L (TDS modelo referencial) a 85000 mg/L y de 1300 (TDS modelo referencial) a 55000 mg/L respectivamente. Mientras que el pozo 8 se mantiene con valores de 1200 mg/l de TDS que son próximos al modelo referencial de 1000 mg/L.



Gráfica 6.2. Concentraciones de TDS, escenarios 1 y 2.

En el escenario favorable (escenario 2), las concentraciones de TDS de los pozos 2, 5 y 8 disminuyen de aprox. 2900 a 1500 mg/L (TDS modelo referencial), de 1300 a 635 mg/L (TDS modelo referencial) respectivamente y de 1200 mg/l (TDS modelo referencial) a 800 mg/L respectivamente.

Por otro lado, en la figura 6.1 se puede observar un avance de intrusión salina de 2600 metros hacia el interior del acuífero, afectando prioritariamente a los pozos 2, 5 y 7 lo que explica el aumento de concentraciones de TDS para los pozos que se encuentra en esta zona.

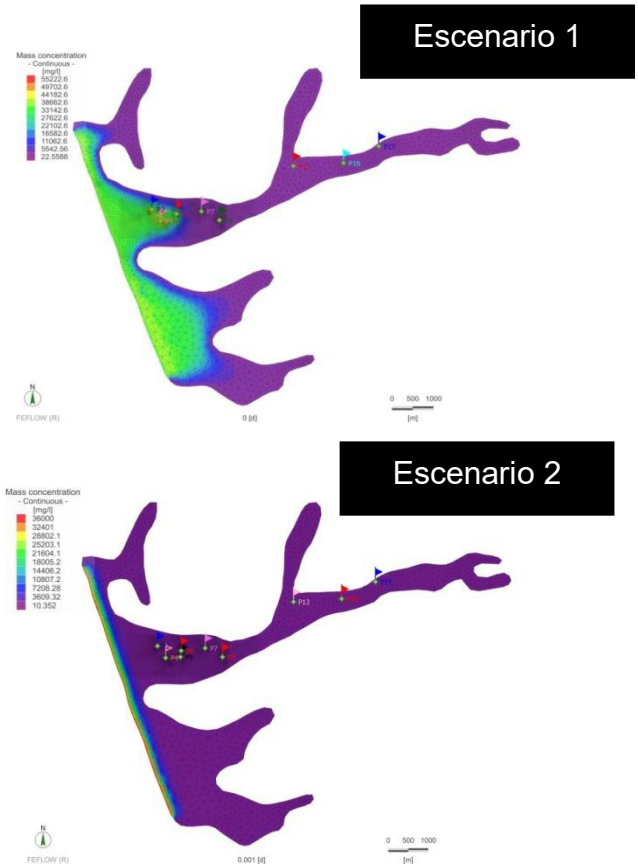
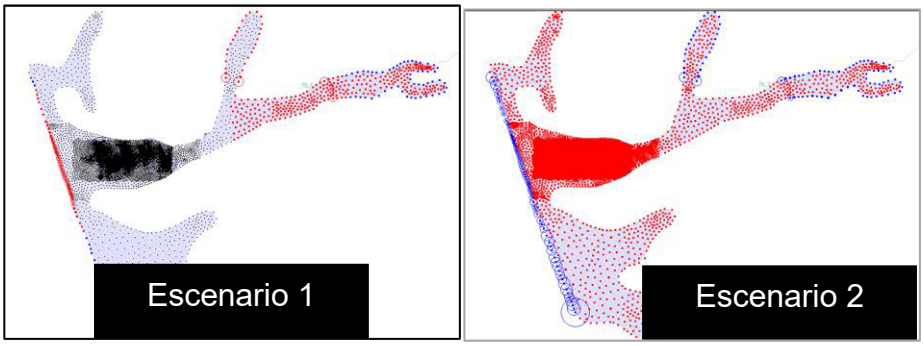


Figura 6.1. Escenarios de simulación 1 y 2.

6.1.2.3 BALANCE HÍDRICO

De acuerdo al balance hídrico se puede apreciar para el escenario desfavorable (escenario 1) un balance negativo (Figura 6.2) y una entrada de flujo mayor al flujo entrante del modelo referencial que va de 2.01E02 Hm^3/año a 2.22E02 Hm^3/año; aporte que se debe a la influencia o entrada del agua de mar.



	m^3/d		$Hm^3/año$ 2013	
Parámetro	**Escenario 1**	**Escenario 2**	Escenario 1	Escenario 2
Flujo entrante	$6.04x10^4$	$4.85x10^4$	2,22E+02	1.77E+02
Flujo saliente	$-5.62x10^4$	$-7.89x10^4$	-2,05E+02	-2.87E+02
Por Bombeo Q	$-5.44x10^3$	$-1.85x10^3$	-19,85E+00	-6.75+00
Recarga	$1.44x10^3/-1{,}8X10^2$	$3.22x10^4/-1{,}94$	5.256 /-0.65	117.53 /-0.007
Balance	$-5.48x10^{-4}$	$2.36x10^{-3}$	-2.00E-06	8.61E-06

Figura 6.2. Balance hídrico (escenario1, escenario 2). (Círculos rojo: flujo entrante, círculos azules: flujo saliente.)

Además de acuerdo al balance hídrico para el escenario 2 (favorable) se puede apreciar una entrada de flujo menor que la entrada de flujo del modelo referencial, de 2.02E02 Hm^3/año a 1.97E02 Hm^3/año, hecho que se debe a la salida de agua subterránea hacia el mar.

La comparación e interpretación de la simulación de estos 2 escenarios nos permite concluir que un aumento de consumo a $1.99x10^1$ Hm^3/año2013 y una precipitación baja de 154 mm/año provocaría un impacto negativo en el acuífero, descendiendo los niveles piezométricos a valores por debajo del mar, aumentando las concentraciones de TDS de los pozos hasta valores máximos de 85000 mg/l (pozo 2), y favoreciendo el avance de la cuña salina a 2600 m hacia el interior del acuífero. Mientras que si se mantiene el caudal de bombeo total de 6.75 Hm^3/año2013 y se produce una precipitación mayor de 2917 mm/año, existiría un retroceso de la cuña salina, un aumento de los niveles piezometricos respecto al modelo referencial y valores de salinidad de los pozos máximos de 1500 mg/l (pozo 2).

6.2 ESCENARIOS DE GESTIÓN Y CONSTRUCCIÓN DE POZOS.

6.2.1 DESCRIPCIÓN ESCENARIO 3, 4 Y 5.

En el **escenario 3.**

En este escenario se consideró:

-Un bombeo nulo (caudal = 0 m^3/d) para los pozos más cercanos al mar (pozo 2 y 3) y el mismo caudal de bombeo del modelo referencial para el resto de los pozos (Tabla VI con un caudal total de 4.08 $\mathrm{Hm}^3/\mathrm{año}$ 2013.

-La misma recarga del modelo referencial.

-La misma ubicación de pozos del modelo referencial, cierre de 2 pozos.

-Total de pozos en funcionamiento: 5.

Tabla VI: Caudales de pozos del escenario 3

POZO	m^3/día
2	0
3	0
4	302.4
5	108
6	108
7	172.8
8	432

En el **escenario 4**

En este escenario se consideró

-La construcción de tres pozos adicionales (M1, M2, M3) y el mismo caudal de bombeo del modelo referencial. Los caudales de los nuevos pozos son estimados como que van a estar en funcionamiento 8 horas (Tabla VII). El total de caudal de explotación de: 11.16 $\mathrm{Hm}^3/\mathrm{año}$

-La misma recarga del modelo referencial

-La misma ubicación de pozos, más 3 pozos adicionales al del modelo referencial. Total de pozos: 10

Tabla VII: Caudales de los pozos escenario 4.

POZO	m^3/día
2	518.4
3	216
4	302.4
5	108
6	108
7	172.8
8	432
M1	345.6
M2	432
M3	432

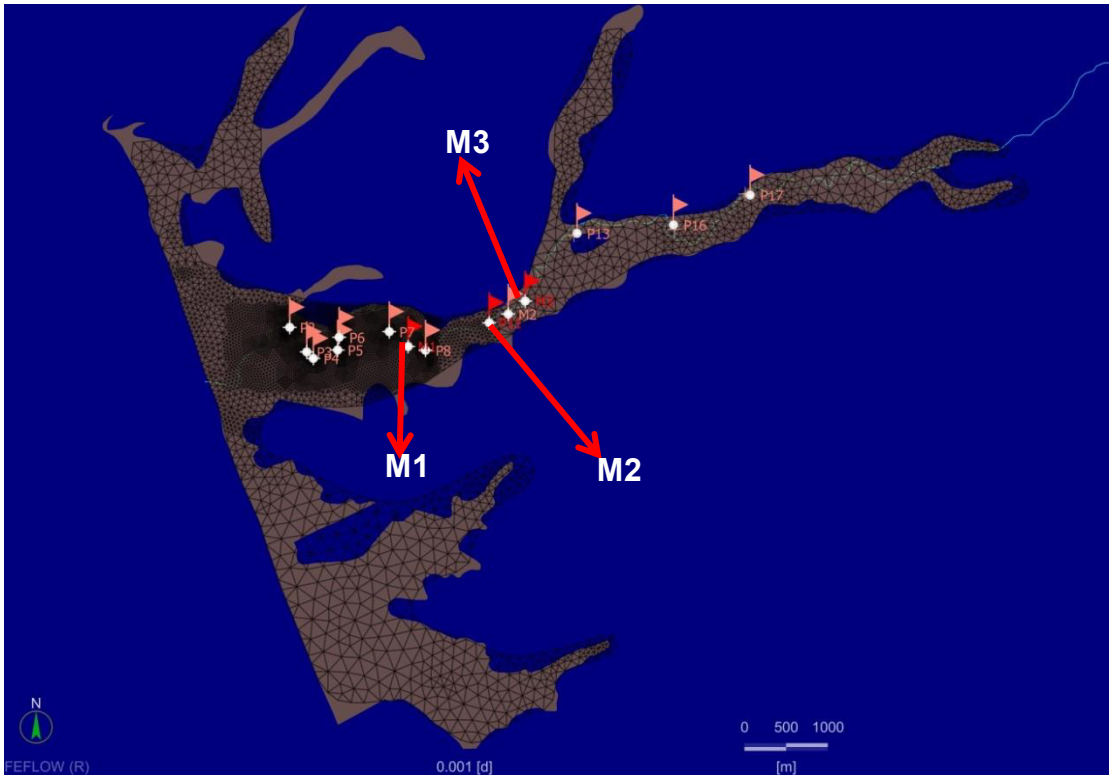


Figura 6.3. Ubicación de pozos nuevos perforados.

Escenario 5

En este escenario se consideró

-La construcción de tres pozos adicionales (M1, M2, M3), un bombeo nulo de los pozo 2 y 3 y el mismo caudal de bombeo del modelo referencial para el resto de los pozos (Tabla VIII). El Total de caudal de explotación es de 8.54 $Hm^3/año$.

-La misma recarga del modelo referencial.

-La misma ubicación de los pozos, 3 pozos adicionales, 2 cerrados. Total de pozos en funcionamiento 8.

Tabla VIII: Caudales de los pozos escenario 5.

POZO	m^3/día
2	0
3	0
4	302.4
5	108
6	108
7	172.8
8	432
M1	345.6
M2	432
M3	432

6.2.2 ANÁLISIS DE ESCENARIOS 3,4, 5.

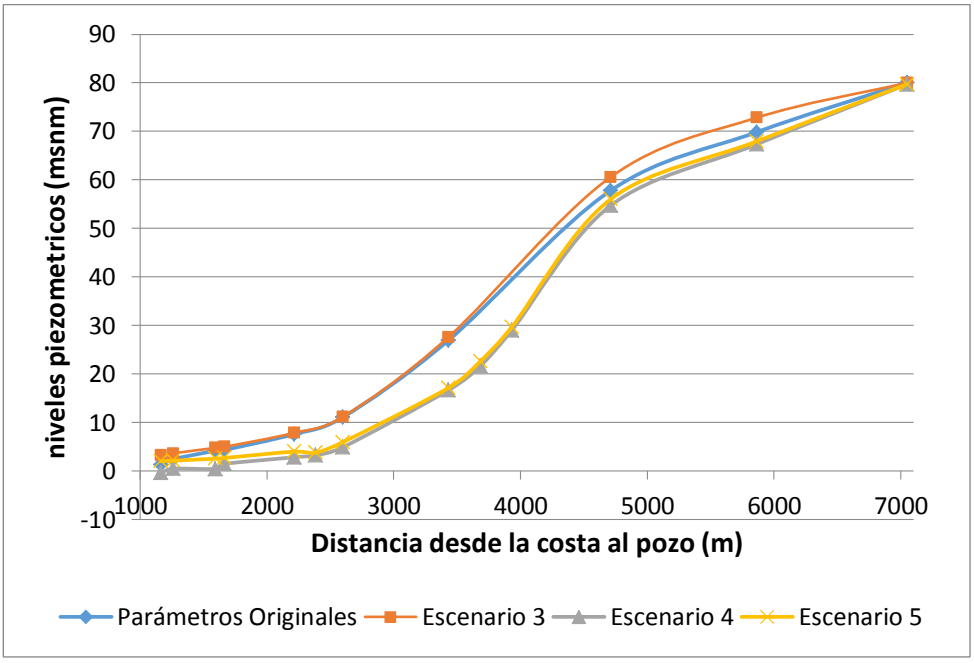
6.2.2.1 NIVELES PIEZOMÉTRICOS.

Para estos tres escenarios se graficaron los niveles piezométricos respecto a la distancia que tiene el pozo desde la costa y se comparó con los niveles piezométricos del modelo referencial.

En esta gráfica 6.3 se puede apreciar que el escenario 3 tiene un ascenso leve de los niveles piezométricos con respecto al modelo referencial, a diferencia de los escenarios 4 y 5, en donde se observa que hay valores levemente inferiores al modelo referencial sobre todo en los pozos que se encuentran a una distancia entre 2000 a 4700 metros del mar.

El descenso mayor en la zona antes indicada, en los escenarios 4 y 5 , se debe a que en ambos escenarios se simula la adición de los pozos nuevos M1, M2 y M3 justo en esta zona, que provocan un mayor caudal y por ende un descenso de los niveles.

Comparando los escenarios 4 y 5 se puede apreciar por lo general que los valores de nivel piezométricos a los largo del acuífero, se mantienen similares entre sí, sin embargo los niveles piezométricos de los pozos que están ubicados a una distancia menor a 2000 m del mar son mayores, para el escenario 5 que para el 4.



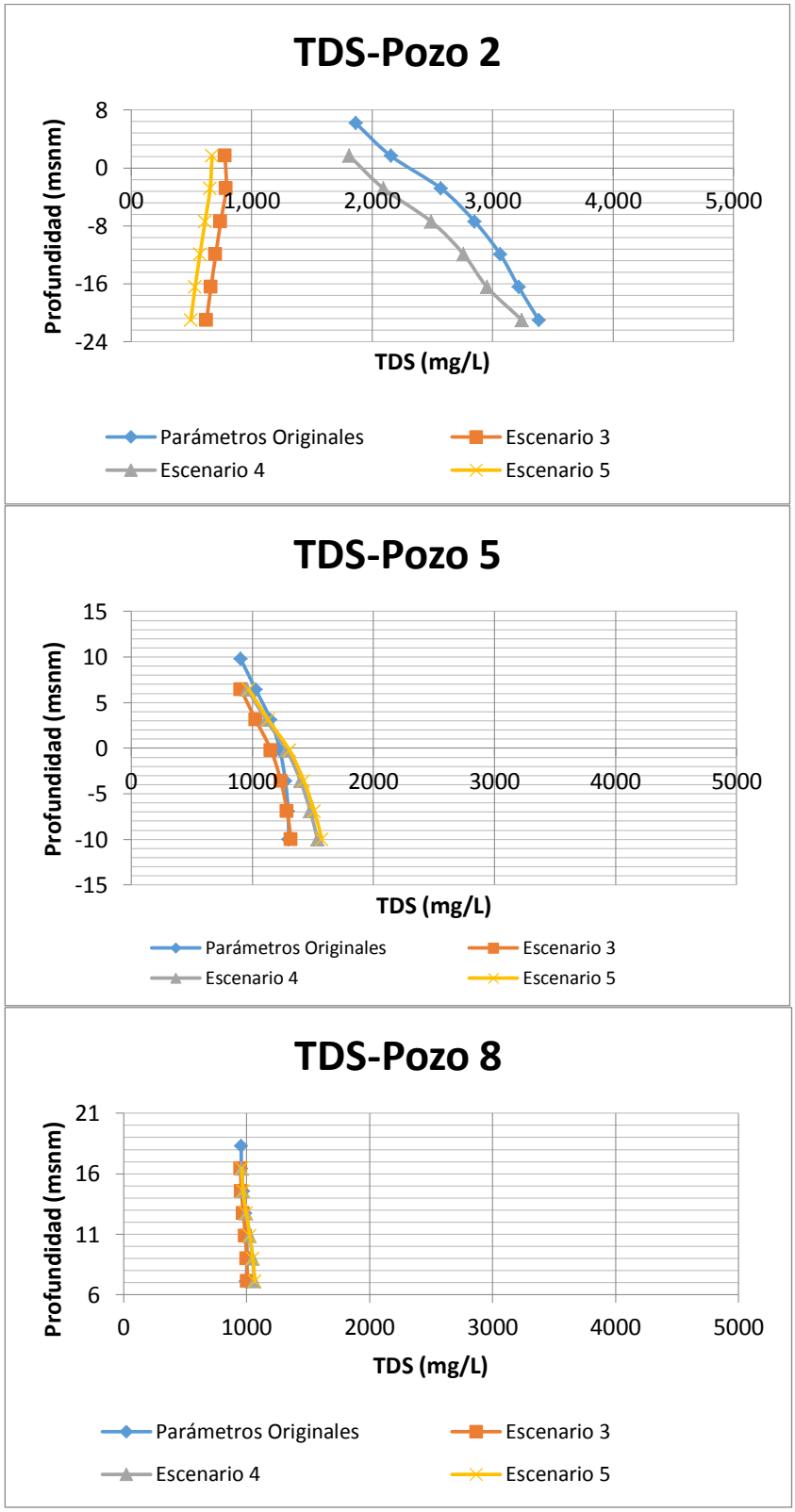
Gráfica 6.3. Variación de niveles piezométricos escenario 3, 4, 5.

6.2.2.2 CONCENTRACIONES DE TDS

En la gráfica 6.4 se aprecia la variación de TDS del pozo 2, 5 y 8 de los tres escenarios, respecto al modelo referencial.

En general se puede notar que las concentraciones de TDS con respecto a la profundidad, de los tres escenarios, guardan similitud en los pozos más alejados (pozo 5 y 8), mientras que el pozo 2 si tiene variaciones notorias en las concentraciones.

El escenario 3 y 5 guardan valores de concentración de TDS similares entre sí, con valores cercanos a 700 mg/l aproximadamente; mientras que el escenario 4 tiene valores levemente inferiores al modelo referencial de aproximadamente 2700 mg/l.



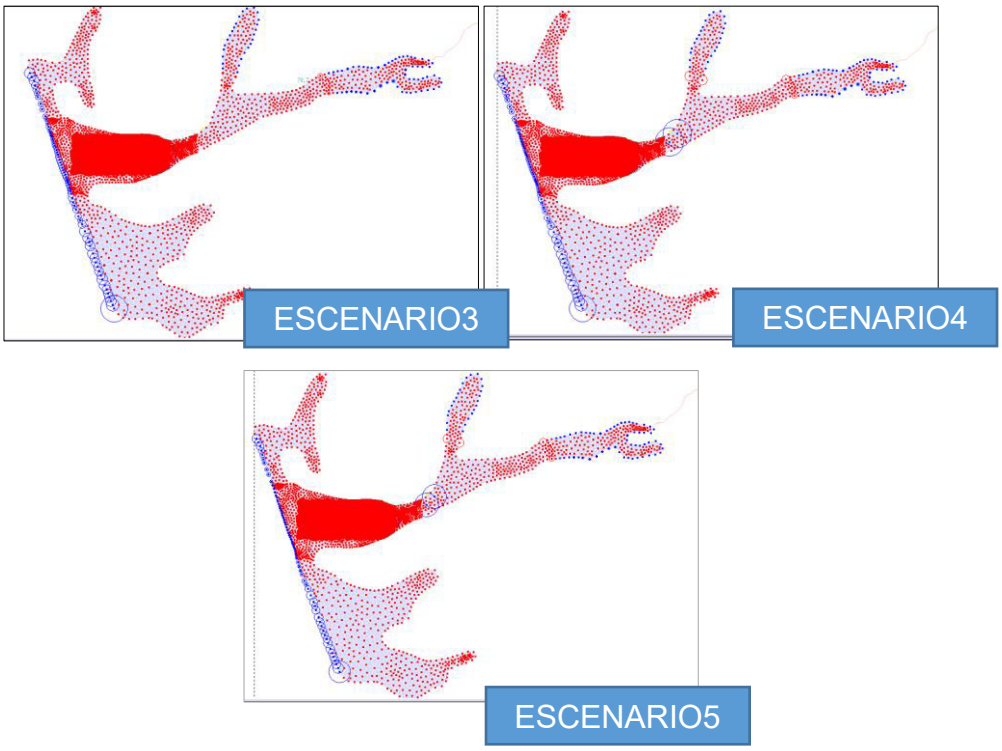
Gráfica 6.4. Concentraciones de TDS escenario 3,4,5

6.2.2.3 BALANCE HÍDRICO

El balance hídrico figura 6.4 se aprecia un balance positivo para los escenarios 3, 4 y 5, indicativo de que en ninguno de ellos ocurre contaminación por intrusión marina, a pesar de que en el escenario 4 se supuso un caudal de bombeo de 11.16 Hm^3/año2013 que es mayor al del modelo referencial.

Como se puede apreciar ninguno de los escenarios presencia un proceso de contaminación por intrusión marina, sin embargo se puede considerar al tercer y al quinto escenario como las condiciones en donde se genera menor impacto negativo al acuífero, debido a que presentan una menor concentración de TDS en el pozo 2 con valores de aproximadamente 700 mg/l.

Entre los dos escenarios se podría considerar al escenario 5 como la mejor estrategia de gestión, debido a que causa un menor impacto, y un mejor abastecimiento de agua para el sector por lo que posee una mayor explotación total de 8.54 Hm^3/año2013, comparado con el escenario 3 que es de 4.08.



	m^3/d			$Hm^3/año$ 2013		
Parámetro	Escenario 3	Escenario 4	Escenario 5	Escenario 3	Escenario 4	Escenario 5
Flujo entrante	$5.44x10^4$	$5.55x10^4$	$5.52x10^4$	1.98E+02	2.02E+02	$2.01x10^2$
Flujo saliente	$-6.27x10^4$	$-6.18x10^4$	$-6.22x10^4$	-2,28E+02	-2.25E+02	$-2.27x10^2$
Por Bombeo Q	$-1.12x10^3$	$-3.06x10^3$	$-2.34x10^3$	-4.08	-11.16	-8.54
Recarga	$\mathbf{9.35x10^3}/-\mathbf{1}.50$	$\mathbf{9.53x10^3}/-\mathbf{1}{,}50$	$\mathbf{9.35x10^3}/-\mathbf{1}.48$	34.1 /-0.005	34.78/-0.005	34.78/ $-\mathbf{0.005}$
Balance	$2.12\boldsymbol{x10^{-4}}$	$1.17\boldsymbol{x10^{-3}}$	$-2.34\boldsymbol{x10^{-4}}$	7.7E-07	4.27E-06	$8.54\boldsymbol{x10^{-7}}$

Figura 6.4: Balance hídrico escenarios 3,4 y 5.

La comparación e interpretación de la simulación de estos escenarios nos permíte plantear algunas medidas de control de la intrusión marina en el acuífero de Manglaralto, entre las cuales podemos destacar la siguiente:

Distribución del bombeo Se recomienda una distribución de pozos principalmente en la zona media y alta, pero si se efectúa en la zona baja, debería ser ubicado a una distancia mayor o igual a 1560 m con respecto a la linea de la costa, debido a que si no existen pozos a una distancia menor a 1560m o no se construye pozos dentro de esta area, los valores de salinidad disminuirán a valores próximos a 700 mg/l , como se mostró en los escenarios 3 y 5, mientras que si existen pozos , los valores de salinidad estarían entre 2000 y 2700 TDS, que se considera aguas del tipo salobre, como lo muestra el escenario 4.

Con respecto a los caudales, se puede concluir que el caudal total sostenible para estos escenario es 8.54 Hm^3/año2013 que corresponde al escenario 5, debido a que provee un mejor abastecimiento de agua para el sector sin causar un impacto negativo al acuífero.

En base a estos resultados se concluye la gran importancia de una redistribución de la posición de los pozos que permitan extraer un mayor caudal y limiten el avance de la cuña salina.

CAPÍTULO 7

Conclusiones y Recomendaciones

7.1 GENERALES

-La zona suroeste presenta geométricamente mayor riesgo de intrusión marina, debido a que esta zona posee una conexión hidráulica directa con el Océano Pacífico y espesores mayores al resto de la zona acuífera, entre 30 y 14 metros.

-Los niveles piezométricos del acuífero, en el año 2013, oscilan desde 2 m.s.n.m (en los pozos más cercano al mar), hasta aproximadamente 79 m.s.n.m (en la parte alta del acuífero).

7.2 HIDROQUÍMICA

-Las aguas del acuífero de Manglaralto se consideran aguas dulces con tendencia a ser salobres, del tipo mixta con preferencia a ser bicarbonatadas sódicas y con niveles bajos de salinidad de aproximadamente 1000 mg/l; exceptuando el pozo 2 y 0, que son salobres, con facies más definidas del tipo clorurada cálcica y clorurada sódica y con niveles altos de salinidad de hasta 4700 mg/l y 2330 mg/l respectivamente.

-El agua superficial y el agua de precipitación son aguas del tipo dulce, con tendencia a ser del tipo bicarbonatada cálcica.

-Las aguas subterráneas en general no son consideradas aceptables para consumo humano, debido a que sus valores de TDS son

mayores o levemente mayores al límite permisible de 1000 mg/l (WHO 1984). Mientras que para uso agrícola, los pozos 0, 2 y 4 se consideran de uso severo para el riego, dado que están sobre el límite permisible de 2000 mg/l para esta actividad según el TULSMA (Texto unificado de legislación secundaria del ministerio de medio ambiente).

-Acorde al perfil de conductividad, diagrama de Piper y Shöeller las aguas del pozo 0, 2 están siendo afectadas por intrusión marina, con un porcentaje de agua de mar igual al 45% y menor a 5 % respectivamente.

-EL agua subterránea y superficial son controladas principalmente por la interacción roca-agua y por reacciones de intercambio catiónico.

-Los minerales predominantes en el acuífero son silicatos como el feldespato (albita), con leve influencia de rocas carbonatadas como la calcita, dolomita y yeso.

-Los valores del índice de cloro-alcalino revelan que el contenido de Ca^{2+} (y/o Mg^{2+}) existente en la mayoría de los pozos y el agua superficial de la zona de estudio, derivan de una reacción por intercambio iónico directo; mientras que las aguas del pozo 2, pozo 0 y algunas muestras del pozo 4, derivan de la reacción por intercambio iónico inverso.

7.3 ISÓTOPOS.

La línea meteórica local, dio como resultado una línea con una pendiente de 6.9, debido a un proceso de evaporación de las gotas por debajo de la nube, a medida que la masa de nubes ingresa al continente.

Los contenidos isotópicos generales del agua subterránea en la zona de estudio varían entre -11.18 y -5.81 unidades de δ, con un promedio de -8.91 % para el deuterio, y entre -2.92 y -1.73 unidades de δ con un promedio de -2.26 unidades de δ para el O^{18}.

A pesar de que en las gráficas isotópicas no se puede evidenciar claramente la contaminación por intrusión marina, debido a que el porcentaje de agua de mar es menor a 5% para el pozo 2; este proceso se puede apreciar en la gráfica conductividad vs profundidad y en los diagramas de Piper y schöeller.

- La similitud de la composición isotópica del agua superficial con la subterránea, indican que la **fuente** de recarga **predominante del acuífero** es el **río de Manglaralto**, sin embargo la **precipitación** también es considerada como fuente de recarga en las épocas con altos contenidos pluviométricos.

- La similitud de la composición isotópica del colector B con el agua subterránea, indican que la zona de recarga para la unidad acuífera es a 80 m.s.n.m.

7.4 MODELO MATEMÁTICO.

- Los resultados de la calibración del modelo de flujo y transporte fueron considerados aceptables.

7.5 ANÁLISIS DE ESCENARIOS MEDIANTE SIMULACIÓN NUMÉRICA

-El acuífero mostró una mayor sensibilidad a las variaciones de precipitación que a las variaciones de caudales de bombeo.

-La distribución y explotación de los pozos debería realizarse principalmente en la zona media y alta, pero si se efectúa en la zona baja, debería ser ubicado a una distancia mayor o igual a 1560 m con respecto a la línea de la costa, debido a que si no existen pozos a una distancia menor a 1560m o no se construye pozos dentro de esta área, los valores de salinidad disminuirán a valores próximos a 700 mg/l , como se mostró en los escenarios 3 y 5, mientras que si existen pozos , los valores de salinidad estarían entre 2000 y 2700 TDS , que se considera aguas del tipo salobre, como lo muestra el escenario 4 .

-Con respecto a los caudales, se puede concluir que el caudal total sostenible para estos escenarios es 8.54 Hm^3/año2013 que

corresponde al escanrio 5, debido a que provee un mejor abastecimiento de agua para el sector sin causar un impacto negativo al acuífero.

7.6 RECOMENDACIONES

Continuar realizando análisis hidroquímicos e isotópicos de las fuentes subterráneas, agua superficiales y de aguas lluvias, como mínimo durante un año, de tal manera que permita tener un mejor control de la variación de la hidroquímica, y el contenido isotópico.

Este modelo matemático es una primera aproximación del comportamiento de la cuña salina del acuífero de Manglaralto, sin embargo se recomienda actualizar los datos para validar este modelo.

Monitoreo manual o automático a través de un sistema de diver que permita el control de los niveles de agua subterránea y del proceso de intrusión marina en el acuífero costero, a través de la medición de la conductividad eléctrica y temperatura en profundidad.

ANEXOS

ANEXO 1:

INVENTARIO DE POZOS

No	NOMBRE	X (WGS84)	Y(WGS84)	Z(WGS84)	PROFUNDIDAD (metros)	REFERENCIA
1	**PP0**	528614.0	9795765.0	10.0	9.85	Pozo Universidad Manglaralto
2	**PP1**	528965.0	9796651.0	17.0	19.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
3	**PP2**	528965.8	9796640.6	17.0	29.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
4	**PP3**	529169.8	9796345.6	16.0	22.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
5	**PP4**	529248.8	9796267.6	16.0	33.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
6	**PP5**	529539.8	9796368.6	22.0	35.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
7	**PP6**	529557.8	9796521.6	17.0	30.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
8	**PP7**	530157.8	9796588.6	24.0	28.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
9	**PP8**	530591.8	9796365.6	29.0	30.00	Pozo Junta de Agua Manglaralto
10	**PP9**	530922.0	9796413.0	22.0	-	Pozo Junta de Agua Manglaralto
11	**PE10**	531130.0	9796640.0	24.0	-	Pozo Riofrio
12	**PE11**	531354.0	9796696.0	29.0	9.30	Pozo Pomarosa
13	**PP12**	531591.0	9796795.0	29.0	-	Pozo María del Fiat
14	**PP13**	532369.0	9797744.0	42.0	3.00	Pozo Pajiza
15	**PP14**	533492.0	9797758.0	47.0	12.00	Ernesto de la Cruz
16	**PE15**	533574.0	9797817.0	53.0	9.10	Gabindo
17	**PE16**	533975.0	9797811.0	61.0	6.66	José Suarez
18	**PP17**	534419.0	9798243.0	53.0	4.66	Pozo Junta de Agua 2 Mangas
19	**PP18**	534655.0	9798293.0	78.0	-	Rufino
20	**Pozo Universidad**	529167.0	9796482.0	20.0	-	Pozo lechería
21	**Pozo lechería 1**	529032.0	9796717.0	20.0	-	Pozo lechería
22	**Pozo lechería 2**	529049.0	9796722.0	20.0	-	Pozo Junta de Agua Manglaralto
23	**Pozo nuevo 1**	530387.0	9796439.0	26.0	-	Pozo Junta de Agua Manglaralto
24	**Pozo nuevo 2**	531328.0	9796690.0	29.0	-	Pozo Junta de Agua Manglaralto
25	**Pozo nuevo 3**	531495.0	9796750.0	29.0	-	Pozo Junta de Agua Manglaralto

ANEXO 2:

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE IONES MAYORITARIOS

Fecha	ID	Pozo	pH	CE $\frac{\mu s}{cm}$	SDT $\frac{mg}{L}$	Ca^{2+} $\frac{mg}{L}$	Mg^{2+} $\frac{mg}{L}$	Na^{+} $\frac{mg}{L}$	K^{+} $\frac{mg}{L}$	HCO_3^- $\frac{mg}{L}$	SO_4^{-2} $\frac{mg}{L}$	Cl^- $\frac{mg}{L}$	% error iónico	% Agua de mar
06/12/2011	1	Pozo 2	7.26	2544	1628	100.8	114.696	239.89	7.41	495.93	266.77	599.16	9.82	3.00724582
06/12/2011	2	Pozo 3	7.2	1000	640	80	26.73	102.12	5.46	435.54	163.61	90.05	9.66	0.06953618
06/12/2011	3	Pozo 4	7.18	1325	848	190	27.945	149.96	7.80	625.86	274.93	131.53	3.07	0.30888996
06/12/2011	4	Pozo 5	7.47	1190	762	94.4	20.898	209.99	5.85	488.00	143.94	114.51	4.99	0.21069354
06/12/2011	5	Pozo 6	7.28	1080	691	80.8	25.758	204.93	5.46	459.33	128.11	91.47	8.70	0.07771922
06/12/2011	6	Pozo 7	7.76	990	634	80	15.309	149.96	4.68	469.70	146.82	73.39	3.74	-0.02661448
06/12/2011	7	Pozo 8	7.2	1030	659	61.6	18.468	159.85	3.90	335.50	215.43	91.47	3.78	0.07771922
17/01/2012	8	Pozo 2	7.45	2060	1318	172	37.422	200.10	10.14	585.60	215.91	209.17	1.60	0.75691114
17/01/2012	9	Pozo 3	7.48	1000	640	75.2	21.87	69.92	1.17	305.00	191.92	70.91	12.05	-0.0409348
17/01/2012	10	Pozo 4	7.21	1800	1152	166	27.945	149.96	7.41	584.99	159.77	119.48	3.05	0.23933416
17/01/2012	11	Pozo 5	7.35	1330	851	102.4	27.702	115.92	8.58	335.50	210.15	121.60	2.48	0.25160871
17/01/2012	12	Pozo 6	7.69	1130	723	72	20.655	223.10	4.29	433.10	131.47	79.77	11.12	0.01020917
17/01/2012	13	Pozo 7	7.53	980	627	75.2	18.468	120.06	3.90	427.00	119.95	73.39	4.36	-0.02661448
17/01/2012	14	Pozo 8	7.48	1030	659	72.8	21.87	97.75	3.90	366.00	95.96	70.91	1.04	-0.0409348
19/09/2012	15	Pozo 2	7.37	3400	2930	398	79.704	112.01	10.49	230.58	239.90	797.69	0.56	4.15287074
19/09/2012	16	Pozo 4	7.34	2060	1720	195.6	46.899	155.94	8.39	359.90	326.26	301.35	1.32	1.28880842
19/09/2012	17	Pozo 5	7.26	1240	876	100	13.365	86.02	6.59	237.90	211.11	124.09	8.18	0.26592902
19/09/2012	18	Pozo 6	7.27	1150	793	98	24.786	70.15	6.24	280.60	134.34	106.36	1.19	0.16364108
19/09/2012	19	Pozo 7	7.25	950	654	78	20.655	61.87	4.68	292.80	64.77	83.31	0.51	0.03066676
19/09/2012	20	Pozo 8	7.28	1000	695	65.2	23.814	76.36	3.90	225.70	119.95	116.99	4.71	0.22501385
12/11/2012	21	Pozo 2	7.16	3258	2085	432	101.088	160.08	14.04	276.33	264.85	966.80	0.06	5.12869769
12/11/2012	22	Pozo 3	7.18	1080	691	84	27.216	82.11	7.41	268.40	134.34	113.45	0.94	0.20455626
12/11/2012	23	Pozo 4	7.14	2217	1419	203.2	29.646	172.04	10.53	387.35	352.65	199.95	2.57	0.70372141
12/11/2012	24	Pozo 5	7.35	1330	851	102.4	27.702	115.92	8.58	335.50	210.15	121.60	2.48	0.25160871
12/11/2012	25	Pozo 6	7.18	1157	740	88	26.73	100.05	8.19	305.00	190.00	91.82	1.70	0.07976497
12/11/2012	26	Pozo 7	7.23	945	605	73.6	19.926	77.05	6.24	265.96	150.18	80.12	4.93	0.01225493
12/11/2012	27	Pozo 8	7.3	954	611	72.4	15.552	83.95	6.24	289.75	115.15	81.54	4.05	0.02043797
30/07/2013	28	Pozo 2	7.3	4300	3380	489.2	147.501	310.50	7.80	340.38	638.13	1111.45	0.12	5.96336728
30/07/2013	29	Pozo 4	7.48	2160	1700	169.6	48.114	216.20	7.02	463.60	345.46	269.44	0.83	1.10469013

30/07/2013	30	Pozo 5	8	1280	1279.7	84	29.16	121.90	5.07	366.00	177.53	102.81	2.29	0.1431835
30/07/2013	31	Pozo 6	7.83	1100	704	68.8	26.73	135.70	5.07	323.30	201.52	78.00	0.11	-1.9619E-05
30/07/2013	32	Pozo 8	7.8	1060	690	49.6	19.926	156.40	3.90	329.40	139.14	95.72	0.11	0.10226832
30/07/2013	33	Pozo 9	7.97	1260	806	137.6	50.058	181.70	3.90	553.88	299.88	134.72	0.32	0.32730179
30/07/2013	34	Pozo 15	6.97	920	581	83.6	17.6175	105.11	6.63	292.80	108.91	158.47	5.31	0.46436763
30/07/2013	35	Pozo 18	6.8	1200	778	81	14.4585	160.08	7.02	291.58	136.26	159.54	1.09	0.4705049
30/07/2013	36	MR	7.38	950	216	91.6	25.029	82.57	7.49	275.72	145.86	101.04	0.08	0.1329547
31/07/2013	37	Pozo 17	6.76	1300	876	102	26.487	135.01	7.41	328.18	125.71	171.95	1.90	0.54210646
15/08/2013	38	Pozo 2	7.1	4000	3270	440	93.555	233.22	7.80	292.80	343.06	990.20	0.25	5.26371777
15/08/2013	39	Pozo 3	7.4	1000	665	76	19.44	133.40	3.51	311.10	188.08	75.16	0.69	-0.01638569
15/08/2013	40	Pozo 5	7.3	1150	764	80	66.825	92.00	3.90	366.00	204.87	116.99	0.13	0.22501385
15/08/2013	41	Pozo 6	7.3	1040	681	72	63.18	47.38	3.90	332.45	170.33	68.78	0.11	-0.05320935
15/08/2013	42	Pozo 7	7.2	980	624	67.2	21.2625	129.26	4.29	332.45	164.09	68.78	0.16	-0.05320935
15/08/2013	43	Pozo 8	7.2	1070	694	56	17.01	172.96	5.07	351.36	170.33	89.34	0.10	0.06544466
15/08/2013	44	Pozo 12	7.3	950	632	84	23.328	100.74	4.68	313.54	153.54	79.77	0.16	0.01020917
15/08/2013	45	Pozo 14	7.5	685	466	70	13.365	79.12	3.90	244.00	124.75	54.24	0.08	-0.13708546
15/08/2013	46	Pozo 16	7.3	745	517	72.8	14.823	136.62	4.68	258.64	159.77	118.06	0.12	0.23115113
15/08/2013	47	Pozo 17	7.2	1270	876	104.8	23.814	141.45	5.85	335.50	159.77	164.50	0.14	0.49914553
15/08/2013	48	MR	7.6	900	576	80	22.7205	79.81	4.68	287.92	123.31	76.58	0.07	-0.00820265
30/08/2013	49	Pozo 0	6.70	26600	22890	1260	852.93	3052.10	5.07	721.02	1258.52	7962.74	0.70	45.4976561
30/08/2013	50	Pozo 2	7.30	2460	1960	279.8	42.039	158.24	8.97	356.24	258.13	467.98	0.33	2.25031506
30/08/2013	51	Pozo 3	7.50	930	595	71	17.982	110.40	6.24	302.56	152.10	67.01	0.13	-0.06343814
30/08/2013	52	Pozo 4	7.07	1700	1200	135.6	28.431	195.96	7.02	408.70	299.40	177.97	0.37	0.57688436
30/08/2013	53	Pozo 5	7.50	1120	745	78.8	15.9165	134.09	7.80	348.92	162.65	78.00	0.11	-1.9619E-05
30/08/2013	54	Pozo 6	7.60	1000	650	71.8	18.8325	132.02	5.07	311.10	179.93	78.00	0.16	-1.9619E-05
30/08/2013	55	Pozo 7	7.40	1000	622	70.2	20.2905	121.90	5.07	330.62	162.17	66.30	0.26	-0.06752966
30/08/2013	56	Pozo 8	7.60	1060	695	57.6	23.328	154.10	4.29	348.92	169.37	85.80	0.24	0.04498707
30/08/2013	57	Pozo 12	7.50	950	610	90.6	11.7855	88.55	7.02	305.00	143.94	70.91	2.39	-0.0409348
30/08/2013	58	Pozo 16	7.50	730	483	70.2	14.58	64.40	5.07	298.90	54.22	55.31	0.35	-0.13094818
30/08/2013	59	Pozo 17	7.40	1040	682	87.4	6.318	184.00	6.24	333.06	137.22	177.27	0.99	0.57279284

30/08/2013	60	MR	7.70	920	608	91.8	8.8695	86.25	5.07	291.58	145.86	78.71	4.34	0.0040719
31/08/2013	61	Colector1	7.44	160	98	10.2	1.458	25.53	1.95	39.04	27.35	17.73	2.31	-0.34779862
18/09/2013	62	Pozo 2	6.54	3430	2195	351.4	114.0885	165.60	10.53	274.50	350.25	1010.41	7.80	5.38032602
18/09/2013	63	Pozo 3	7.40	890	570	60.4	26.487	85.10	7.80	224.48	172.73	92.18	4.08	0.08181073
18/09/2013	64	Pozo 4	7.40	1720	1101	121.8	15.4305	226.32	7.02	302.56	320.03	246.40	3.30	0.97171581
18/09/2013	65	Pozo 5	7.40	1100	704	71.4	16.767	139.15	5.07	274.50	230.30	108.13	5.17	0.17386988
18/09/2013	66	Pozo 6	7.50	960	614	63	20.169	109.25	5.07	225.09	151.14	101.40	0.03	0.13500046
18/09/2013	67	Pozo 7	7.50	960	606	63	19.0755	181.24	4.68	244.00	158.33	89.70	12.84	0.06749042
18/09/2013	68	Pozo 8	7.50	1029	682	50.4	25.272	140.30	3.90	258.64	158.33	119.12	0.43	0.2372884
18/09/2013	69	Pozo 12	7.70	931	633	80.2	16.6455	94.76	5.85	219.60	162.17	102.81	1.15	0.1431835
18/09/2013	70	Pozo 15	7.80	706	490	60	18.954	60.72	6.63	191.54	126.19	67.36	1.97	-0.06139238
18/09/2013	71	Pozo 16	7.50	686	489	61	30.375	2.99	120.90	189.10	129.55	71.97	5.74	-0.03479752
18/09/2013	72	Pozo 17	7.40	951	641	74	10.206	118.68	5.46	244.00	134.34	118.77	1.52	0.23524264
03/10/2013	73	Pozo 2	6.73	3450	2208	404.8	118.584	140.30	10.14	289.75	375.68	850.87	0.25	4.45973456
03/10/2013	74	pozo 3	6.48	950	599	69.4	29.16	81.65	5.07	226.92	196.24	74.45	1.83	-0.02047721
03/10/2013	75	pozo 6	6.28	9600	6144	69.4	26.73	89.70	4.68	231.80	197.68	81.54	2.64	0.02043797
03/10/2013	76	pozo 8	6.32	1050	672	55.8	11.2995	131.10	3.90	262.30	187.60	90.41	6.09	0.07158194
03/10/2013	77	pozo 12	6.46	930	594	82	16.6455	86.25	5.85	231.80	167.45	107.78	4.85	0.17182412
31/10/2013	78	Pozo 2	6.7	2350	1800	252	57.591	82.80	10.92	244.00	335.86	756.21	20.70	3.91351696
31/10/2013	79	Pozo 3	6.99	950	620	69.4	22.113	50.60	6.24	220.82	184.24	70.91	10.56	-0.0409348
31/10/2013	80	Pozo 4	7.03	1860	1390	141.2	21.141	85.10	8.19	305.00	354.09	191.45	16.60	0.6546232
31/10/2013	81	Pozo 5	6.68	1120	740	77.8	23.4495	64.40	7.02	253.76	239.90	87.57	13.83	0.05521587
31/10/2013	82	Pozo 6	6.80	1000	546	67.2	39.609	55.20	6.24	222.04	202.00	84.38	5.39	0.03680404
31/10/2013	83	Pozo 7	6.94	980	642	64.6	25.029	55.20	5.46	246.44	183.76	70.20	11.40	-0.04502631
31/10/2013	84	Pozo 8	6.9	1060	695	57.2	22.2345	62.10	4.29	250.10	182.32	106.36	18.45	0.16364108
31/10/2013	85	Pozo 9	6.69	1780	1300	106.6	43.1325	82.80	7.41	417.24	399.67	149.97	20.96	0.41526942
31/10/2013	86	Pozo 12	6.8	930	608	80.6	26.487	43.70	6.63	217.16	162.65	79.77	5.24	0.01020917
31/10/2013	87	Pozo 14	6.88	685	378	55.8	17.253	14.26	4.29	143.96	112.75	38.29	7.90	-0.2291446
31/10/2013	88	Pozo 16	6.61	700	473	71.4	16.4025	16.79	5.46	190.32	128.11	31.91	7.19	-0.26596826
31/10/2013	89	Pozo 17	6.84	1120	745	100.8	47.7495	16.79	6.63	256.20	169.37	130.47	7.21	0.30275268

31/10/2013	**90**	**Colector1**	6.43	124	77	**10**	**3.7665**	**2.07**	**1.17**	**25.62**	**18.23**	**13.47**	**11.82**	-0.37234772
31/10/2013	**91**	**colector2**	5.32	62	36	**3.8**	**1.215**	**1.61**	**0.31**	**15.25**	**8.16**	**9.57**	**30.41**	-0.39485107
15/11/2013	**92**	**POZO 2**	**6.44**	**920**	**626**	**80.6**	**27.3375**	**69.00**	**2.34**	**224.48**	**122.83**	**93.60**	2.55	0.08999377
15/11/2013	**93**	**POZO 3**	**6.66**	**950**	**634**	**51**	**36.0855**	**101.89**	**3.90**	**235.46**	**117.07**	**80.83**	**7.91**	0.01634645
15/11/2013	**94**	**POZO 6**	**6.67**	**950**	**644**	**68.4**	**14.337**	**112.70**	**4.29**	**281.82**	**117.07**	**87.92**	0.39	0.05726163
15/11/2013	**95**	**POZO 8**	**6.75**	**1050**	**700**	**60**	**19.44**	**135.70**	**3.12**	**328.18**	**117.07**	**94.30**	0.50	0.09408529
15/11/2013	**96**	**POZO 12**	**6.65**	**880**	**591**	**82**	**25.3935**	**64.40**	**4.29**	**196.42**	**110.35**	**90.76**	**5.96**	0.0736277
15/11/2013	**97**	**Pozo 17**	**6.85**	**1120**	**735**	**102**	**20.5335**	**131.10**	**4.68**	**259.86**	**115.63**	**207.05**	0.43	0.74463658
15/11/2013	**98**	**MR**	6.98	680	459	**64.6**	**18.468**	**65.09**	**3.90**	**217.16**	**81.57**	**58.14**	**5.37**	-0.11458211
		MM				**559.2**	**1517.4135**	**9599.51**	**377.13**	**193.98**	**2893.19**	**17408.84**		

ANEXO 3:

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE IONES MAYORITARIOS

Pozos	FECHA	pH	Temp ºC	TDS mg/l	CE µs/cm	Salinidad ppm
Pozo 2	06/12/2011	7.137	26.7	2100	2100	1.1
Pozo 3	06/12/2011	7.306	26.5	961	960	0.4
Pozo 4	06/12/2011	7.242	26.5	1871	1872	0.9
Pozo 5	06/12/2011	7.269	27.2	1202	1202	0.6
Pozo 6	06/12/2011	7.299	25.7	967	967	0.4
Pozo 7	06/12/2011	7.46	26.9	981	981	0.4
Pozo 8	06/12/2011	7.24	27	1080	1082	0.5
Pozo2	17/01/2012	7.353	26.3	2790	2790	1.4
pozo3	17/01/2012	7.382	26.7	1013	1013	0.4
Pozo4	17/01/2012	7.183	26.5	2130	2130	1.1
pozo6	17/01/2012	7.585	25.9	1076	1076	0.5
Pozo7	17/01/2012	7.232	26.1	984	984	0.4
Pozo8	17/01/2012	7.402	26.2	1017	1017	0.4
Pozo 2	19/09/2012	7.45	24.9	3400	3400	1.4
Pozo 4	19/09/2012	7.4	25.6	2254	2254	1.1
Pozo 5	19/09/2012	7.37	25.6	1033	1033	0.7
Pozo 6	19/09/2012	7.38	25.4	1248	1248	0.5
Pozo 7	19/09/2012	7.37	25.5	946	946	0.6
Pozo 8	19/09/2012	7.39	25.8	1002	1002	0.6
Pozo 2	12/11/2012	**7.16**		4510	4520	2.3
Pozo 3	12/11/2012	**7.18**		1216	1214	0.4
Pozo 4	12/11/2012	**7.14**		0 Fl	2670	1.2
Pozo 5	12/11/2012	**7.35**		1546	1546	0.6
Pozo 6	12/11/2012	**7.18**		1331	1332	0.5
Pozo 7	12/11/2012	**7.23**		1077	1077	0.3
Pozo 8	12/11/2012	**7.3**		1061	1061	0.3
Pozo 2	29/07/2013	7.1	25.8	4690	4700	2.5
Pozo 4	29/07/2013	6.9	25.6	2370	2360	2.36

Pozo 5	29/07/2013	6.9	25.5	1329	1329	0.6
Pozo 6	29/07/2013	7	25.7	1116	1117	0.5
Pozo 8	29/07/2013	7	25.3	1114	1115	0.5
Pozo 2	17/08/2013	7.1	26.9	4390	4380	2.4
Pozo 3	17/08/2013	7.3	27.4	1008	1008	0.4
Pozo 5	17/08/2013	6.9	25.7	1187	1183	0.5
Pozo 6	17/08/2013	7	26.1	1055	1052	0.5
Pozo 7	17/08/2013	7.2	25.5	997	996	0.4
Pozo 8	17/08/2013	7.3	25.3	1087	1089	0.5
Pozo 0	31/08/2013	6.3	25.3	**25100**	**25100**	15.3
Pozo 2	31/08/2013	6.7	25.8	3940	3950	2.1
Pozo 3	31/08/2013	6.8	26.2	950	952	0.4
Pozo 4	31/08/2013	6.8	25.8	1831	1829	0.9
Pozo 5	31/08/2013	7.1	25.9	1160	1160	0.5
Pozo 6	31/08/2013	7	26.3	1017	1015	0.4
Pozo 7	31/08/2013	6.7	26.5	1001	1000	0.4
Pozo 8	31/08/2013	6.7	26.2	1081	1078	0.5
Pozo 10	31/08/2013	6.5	24.5	970	969	0.4
Pozo 13-Mr	31/08/2013	6.7	25.9	928	929	0.4
Pozo 16	31/08/2013	6.9	25.6	752	752	0.3
Pozo 17	31/08/2013	7.40	25.3	1060	1060	0.5
Pozo 14	31/08/2013		23.4	726	726	0.3
Pozo 2	15/09/2013	6.54	25.9	3790	3800	2
Pozo 3	15/09/2013	7.40	27.3	938	940	0.4
Pozo 4	15/09/2013	7.40	26.1	1852	1849	0.9
Pozo 5	15/09/2013	7.40	26.2	1160	1158	0.5
Pozo 6	15/09/2013	7.50	25.7	1003	1002	0.4
Pozo 7	15/09/2013		25.9	1000	1000	0.4
Pozo 8	15/09/2013	7.50	26.1	1081	1081	0.5
Pozo 17	15/09/2013	7.40	25.6	1001	1001	0.4

Pozo 16	15/09/2013	7.50	25.5	740	739	0.3
Pozo 2	01/10/2013		26.4	878	1063	0.3
Pozo 3	01/10/2013	6.48	26	988	998	0.4
Pozo 5	01/10/2013		25.9	950	1138	0.4
5B	01/10/2013		25.9	998	1108	0.4
Pozo 8	01/10/2013	6.46	25.3	1083	1083	0.4
Pozo 2	01/10/2013	6.73	25.6	3790	3800	2
Pozo 6	01/10/2013	6.28	25.8	850	1017	0.3
Pozo 7	01/10/2013		25.5	842	999	0.3
Pozo 2	31/10/2013		25.5	2510	2510	1.3
Pozo 3	31/10/2013			954	952	0.4
Pozo 4	31/10/2013		26.1	1969	1969	1
Pozo 5	31/10/2013		26	1154	1154	0.5
Pozo 6	31/10/2013	6.80	25.2	1001	1001	0.4
Pozo 7	31/10/2013		25.7	994	995	0.4
Pozo 8	31/10/2013		25.5	1080	1080	0.5
Pozo 9	31/10/2013		25.2	1890	1890	0.4
Pozo 10	31/10/2013		24.6	943	943	0.4
Pozo 17	31/10/2013	6.84	25.3	1163	1163	0.5
Pozo 16	31/10/2013	6.61	25	731	731	0.3
Pozo 14	31/10/2013		23.4	604	604	0.2
Pozo 2	19/11/2013		25.1	945	945	-
Pozo 3	19/11/2013	6.66	26.4	980	980	-
Pozo 6	19/11/2013	6.67	25.1	986	986	-
Pozo 8	19/11/2013	6.75	25.4	1090	1090	-
Pozo 12	19/11/2013	6.65	-	730	730	-
Pozo 17	19/11/2013	6.85	-	1184	1184	-

ANEXO 4:

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS ISÓTOPICOS

Fecha	Pozo	época	CE (u-mhos)	Cl^-	^{18}O	^{2}H	Distancia al mar (m)
17/01/2012	Pozo 2	INVERNAL	2060	209.17	-2.01	-7.46	1150
17/01/2012	Pozo 3	INVERNAL	1000	70.91	-2.15	-8.29	1220
17/01/2012	Pozo 4	INVERNAL	1800	119.48	-2.05	-7.37	1260
17/01/2012	Pozo 6	INVERNAL	1130	79.77	-1.84	-8.82	1670
17/01/2012	Pozo 7	INVERNAL	980	73.39	-1.99	-9.64	2240
17/01/2012	Pozo 8	INVERNAL	1030	70.91	-1.73	-8.61	2570
11/12/2012	Pozo 2	SECA	3258	966.80	-2.20	-7.57	1150
11/12/2012	Pozo 3	SECA	1000	90.05	-2.22	-7.83	1220
11/12/2012	Pozo 4	SECA	2217	199.95	-2.26	-7.57	1260
11/12/2012	Pozo 5	SECA	1330	121.60	-2.42	-9.16	1590
11/12/2012	Pozo 6	SECA	1157	91.82	-2.10	-7.40	1670
11/12/2012	Pozo 7	SECA	945	80.12	-2.32	-10.21	2240
11/12/2012	Pozo 8	SECA	954	81.54	-2.23	-8.71	2570
18/04/2013	Pozo 17			207.00	-2.53	-10.52	6800
18/04/2013	Pozo 2			93.6	-2.06	-5.81	1150
18/04/2013	Pozo 3			80.83	-2.37	-8.72	1220
18/04/2013	Pozo 6			87.92	-2.41	-9.02	1670
18/04/2013	Pozo 8			94	-2.37	-8.55	2570
30/07/2013	Pozo 15	SECA	920	158.47	-2.37	-10.39	5870
30/07/2013	Pozo 18	SECA	1200	159.54	-2.39	-10.41	7070
30/07/2013	Pozo 2	SECA	4300	1111.45	-1.83	-6.53	1150
30/07/2013	Pozo 4	SECA	2160	269.44	-1.94	-7.41	1260
30/07/2013	Pozo 5	SECA	1280	102.81	-2.42	-10.98	1590
30/07/2013	Pozo 6	SECA	1100	78.00	-2.35	-9.58	1670
30/07/2013	Pozo 8	SECA	1060	95.72	-2.29	-9.56	2570
15/08/2013	Pozo 12	SECA	950	79.77	-2.29	-10.26	3640
15/08/2013	Pozo 14	SECA	685	54.24	-2.56	-9.64	5780
15/08/2013	Pozo 17	SECA	1270	164.50	-2.56	-11.44	6800
15/08/2013	Pozo 2	SECA	4000	990.20	-1.81	-6.22	1150

15/08/2013	Pozo 3	SECA	1000	75.16	-2.29	-9.06	1220
15/08/2013	Pozo 5	SECA	1150	116.99	-2.54	-9.37	1590
15/08/2013	Pozo 6	SECA	1040	68.78	-2.14	-8.86	1670
15/08/2013	Pozo 7	SECA	980	68.78	-2.07	-8.94	2240
15/08/2013	Pozo 8	SECA	1070	89.34	-2.16	-9.82	2570
30/08/2013	Pozo 12	INVERNAL	950	70.91	-2.22	-8.78	3640
30/08/2013	Pozo 17	INVERNAL	1040	177.27	-2.41	-9.38	6800
30/08/2013	Pozo 2	INVERNAL	2460	467.98	-1.73	-5.97	1150
30/08/2013	Pozo 3	INVERNAL	930	67.01	-2.13	-8.58	1220
30/08/2013	Pozo 4	INVERNAL	1700	177.97	-2.37	-8.33	1260
30/08/2013	Pozo 5	INVERNAL	1120	78.00	-2.33	-9.29	1590
30/08/2013	Pozo 6	INVERNAL	1000	78.00	-2.05	-9.41	1670
30/08/2013	Pozo 7	INVERNAL	1000	66.30	-2.12	-8.99	2240
30/08/2013	Pozo 8	INVERNAL	1060	85.80	-2.05	-7.30	2570
18/09/2013	Pozo 16	SECA	686	71.97	-2.41	-10.06	6250
18/09/2013	Pozo 17	SECA	951	118.77	-2.56	-10.88	6800
18/09/2013	Pozo 2	SECA	3430	1010.41	-1.98	-6.33	1150
18/09/2013	Pozo 3	SECA	890	92.18	-2.49	-10.50	1220
18/09/2013	Pozo 4	SECA	1720	246.40	-2.23	-8.60	1260
18/09/2013	Pozo 5	SECA	1100	108.13	-2.39	-10.45	1590
18/09/2013	Pozo 6	SECA	960	101.40	-2.13	-9.37	1670
18/09/2013	Pozo 7	SECA	960	89.70	-2.46	-9.71	2240
18/09/2013	Pozo 8	SECA	1029	119.12	-2.32	-9.25	2570
03/10/2013	pozo 12	SECA	930	107.78	-2.14	-8.07	3640
03/10/2013	Pozo 2	SECA	3450	850.87	-1.93	-6.17	1150
03/10/2013	Pozo 3	SECA	950	74.45	-2.57	-11.18	1220
03/10/2013	pozo 6	SECA	9600	81.54	-2.15	-8.75	1670
03/10/2013	Pozo 8	SECA	1050	90.41	-2.35	-10.08	2570
15/11/2013	Pozo 12	INVERNAL	880	90.76	-2.38	-8.90	3640
15/11/2013	Pozo 17	INVERNAL	1120	207.05	-2.65	-8.40	6800

15/11/2013	Pozo 2	INVERNAL	920	93.60	-2.30	-8.50	1150
15/11/2013	Pozo 3	INVERNAL	950	80.83	-2.51	-9.90	1220
15/11/2013	Pozo 6	INVERNAL	950	87.92	-2.27	-8.30	1670
15/11/2013	Pozo 8	INVERNAL	1050	94.30	-2.42	-9.00	2570

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amado Garzaro, J. (1990, January). *Estudio Hidrogeológico De La Cuenca Baja Del Río Manglaralto Provincia Del Guayas*. Escuela Superior Politécnica del Litoral. Retrieved from http://www.dspace.espol.edu.ec/handle/123456789/3419

Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution, Second Edition* (p. 678). CRC Press. Retrieved from http://books.google.es/books?id=k1jSyuEpzEwC

Arslan, H., Cemek, B., & Demir, Y. (2012). Determination of Seawater Intrusion via Hydrochemicals and Isotopes in Bafra Plain, Turkey. *Water Resources Management*, *26*(13), 3907–3922. doi:10.1007/s11269-012-0112-3

Carol, E., Kruse, E., & Mas-Pla, J. (2009). Hydrochemical and isotopical evidence of ground water salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina. *Journal of Hydrology*, *365*(3–4), 335–345. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.041

Carreira, P. M., Marques, J. M., & Nunes, D. (2014). Source of groundwater salinity in coastline aquifers based on environmental isotopes (Portugal): Natural vs. human interference. A review and reinterpretation. *Applied Geochemistry*, *41*, 163–175. doi:10.1016/j.apgeochem.2013.12.012

Castillo Pérez, E., & Morell Evangelista, I. (1988). La hidroquímica en los estudios de intrusión marina en los acuíferos espanoles. *TIAC '88*, 19–73.

Cederstorm, D. J. (1946). Genesis of groundwater in thecoastal plain of Virginia. *Environmental Geology*, *41*, 218–245.

Cobaner, M., Yurtal, R., Dogan, A., & Motz, L. H. (2012). Three dimensional simulation of seawater intrusion in coastal aquifers: A case study in the Goksu Deltaic Plain. *Journal of Hydrology*, *464–465*, 262–280. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.07.022

Custodio, E., & Llamas, M. R. (1996). *Hidrogeología subterránea*. *Barcelona: Ediciones Omega SA* (2nd ed., p. 1224). Barcelona: Omega.

Daniele, L., Vallejos, Á., Corbella, M., Molina, L., & Pulido-Bosch, A. (2013). Hydrogeochemistry and geochemical simulations to assess water–rock interactions in complex carbonate aquifers: The case of Aguadulce (SE Spain). *Applied Geochemistry*, *29*, 43–54. doi:10.1016/j.apgeochem.2012.11.011

Delgado, J. M. P. Q. (2007). Longitudinal and Transverse Dispersion in Porous Media. *Chemical Engineering Research and Design*, *85*(9), 1245–1252. doi:10.1205/cherd07017

Dickinson, J. E., Land, M., Faunt, C. C., Leake, S. A., Reichard, E. G., Fleming, J. B., & Pool, D. R. (2006). *Hydrogeologic Framework Refinement, Ground-Water Flow and Storage, Water-Chemistry Analyses, and Water-Budget Components of the Yuma Area, Southwestern Arizona and Southeastern California* (p. 88). Reston. Retrieved from http://pubs.usgs.gov/sir/2006/5135/pdf/sir20065135.pdf

Diersch, H.-J. G. (2014). *FEFLOW* (I., p. 996). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-38739-5

Duque, P. (2000). *Breve léxico estratigráfico del Ecuador*. Sistema de Información Geológica y Minera. Retrieved from http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Breve+l?xico+estratigr?fico+del+Ecuador#0

Flores Zuñiga, A. E., & Melendres Palma, A. M. (2013). *Análisis de la Variación del Contenido Isotópico de Oxígeno-18 y Deuterio en el Acuífero de Manglaralto, Península de Santa Elena y Determinación de Patrones Locales para Mediciones por Espectroscopia Láser por Absorción*. Escuela Superior Politécnica del Litoral. Retrieved from https://www.dspace.espol.edu.ec/handle/123456789/24705

Gaofeng, Z., Yonghong, S., Chunlin, H., Qi, F., & Zhiguang, L. (2009). Hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Heihe River Basin, northwest China. *Environmental Earth Sciences*, *60*(1), 139–153. doi:10.1007/s12665-009-0175-5

Gelhar, L. W., Welty, C., & Rehfeldt, K. R. (1992). A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, *28*(7), 1955–1974. doi:10.1029/92WR00607

Ghasemizadeh, R., Hellweger, F., Butscher, C., Padilla, I., Vesper, D., Field, M., & Alshawabkeh, A. (2012). Review: Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico. *Hydrogeology Journal*, *20*(8), 1441–1461. Retrieved from http://link.springer.com/article/10.1007/s10040-012-0897-4

Giambastiani, B. M. S., Antonellini, M., Oude Essink, G. H. P., & Stuurman, R. J. (2007). Saltwater intrusion in the unconfined coastal aquifer of Ravenna (Italy): A numerical model. *Journal of Hydrology*, *340*(1–2), 91–104. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.04.001

Gonfiantini, R., & Araguás, L. (1988). Los isótopos ambientales en el estudio de la intrusión marina (pp. 135–190).

Isa, N. M., Aris, A. Z., & Sulaiman, W. N. A. W. (2012). Extent and severity of groundwater contamination based on hydrochemistry mechanism of sandy

tropical coastal aquifer. *The Science of the Total Environment*, *438*, 414–25. doi:10.1016/j.scitotenv.2012.08.069

Jousma, G., & Verrijt, A. (1988). Modelacion de la intrusión marina-Revisión de metodos. *IGME*. Retrieved from http://aguas.igme.es/igme/publica/pdfTiac/7_modelacion.pdf

Khairy, H., & Janardhana, M. R. (2013). Hydrogeochemical features of groundwater of semi-confined coastal aquifer in Amol-Ghaemshahr plain, Mazandaran Province, Northern Iran. *Environmental Monitoring and Assessment*, *185*(11), 9237–64. doi:10.1007/s10661-013-3248-6

Kopsiaftis, G., Mantoglou, A., & Giannoulopoulos, P. (2009). Variable density coastal aquifer models with application to an aquifer on Thira Island. *Desalination*, *237*(1–3), 65–80. doi:10.1016/j.desal.2007.12.023

Kouzana, L., Mammou, A. Ben, & Felfoul, M. S. (2009). Seawater intrusion and associated processes: Case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *Comptes Rendus Geoscience*, *341*(1), 21–35. doi:10.1016/j.crte.2008.09.008

Martín, M., & Marzal, P. (1997). *Modelación de la calidad de agua*. Universidad Politecnica de Valencia, Valencia. Retrieved from http://cmapserver.unavarra.es/rid=1151491042962_965305993_5518/modelos.pdf

Merkel, B. J., Planer-Friedrich, B., & Nordstrom, D. K. (2005). *Groundwater geochemistry*. Springer. Retrieved from http://link.springer.com/content/pdf/10.1007/b138774.pdf

Mondal, N. C., & Singh, V. P. (2011). Hydrochemical analysis of salinization for a tannery belt in Southern India. *Journal of Hydrology*, *405*(3-4), 235–247. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.058

Morell, I. (2003). Acuíferos detríticos costeros. *Hidrogeología Y Aguas Subterráneas*, *1*(8), 31–44. Retrieved from http://www.igme.es/internet/web_aguas/igme/publica/tiac-02/%C3%81REA I-2.pdf

Morell, I. (2013, February 12). Lección 14. Transporte de solutos en el acuífero. Retrieved February 12, 2014, from http://www.agua.uji.es/pdf/leccionHQ14.pdf

Morell, I., & Ramon, J. (2014). Procesos de Salinización. Retrieved from http://www.agua.uji.es/pdf/leccionHQ23.pdf

Narayan, K. A., Schleeberger, C., & Bristow, K. L. (2007). Modelling seawater intrusion in the Burdekin Delta Irrigation Area, North Queensland, Australia.

Agricultural Water Management, *89*(3), 217–228. doi:10.1016/j.agwat.2007.01.008

Naseem, S., Hamza, S., & Bashir, E. (2010). Groundwater geochemistry of winder agricultural farms, Balochistan, Pakistan and assessment for irrigation water quality. *European Water*, *31*, 21–32. Retrieved from http://www.ewra.net/ew/pdf/EW_2010_31_03.pdf

Nkotagu, H. (1996). The groundwater geochemistry in a semi-arid, fractured crystalline basement area of Dodoma, Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, *23*(4). Retrieved from http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0899536297000213

Nocchi, M., & Salleolini, M. (2013). A 3D density-dependent model for assessment and optimization of water management policy in a coastal carbonate aquifer exploited for water supply and fish farming. *Journal of Hydrology*, *492*, 200–218. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.03.048

NÚÑEZ MUÑOZ, J. L. (2014). APLICACIÓN DE LOS MODELOS MATEMÁTICOS DE FLUJO Y TRANSPORTE DE CONTAMINANTES PARA EL DISEÑO DE SISTEMAS DE REMEDIACIÓN APPLICATION OF GROUNDWATER FLOW AND CONTAMINANT TRANSPORT MATHEMATICAL MODELS TO THE DESIGN OF. Retrieved from http://aguas.igme.es/igme/publica/con_recu_acuiferos/034.pdf

Olaya, P., Romero, P., & Carrión, P. (2014). Mapa Hidrogeológico Portoviejo. Guayaquil.

Pont Castillo, J., Esteve Domingo, N., & Boluda Botella, N. (2010, March 11). Problema 5- Distribución de especies en equilibrio en solución acuosa y estados de saturación con respecto a minerales utilizando programas de especiación/saturación. Retrieved from http://rua.ua.es/dspace/handle/10045/13605

Rahmawati, N., Vuillaume, J.-F., & Purnama, I. L. S. (2013). Salt intrusion in Coastal and Lowland areas of Semarang City. *Journal of Hydrology*, *494*, 146–159. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.04.031

Reynolds-Vargas, J., & Fraile, J. (2009). Utilización de Isotópos Estables en la Precipitación para Determinar Zonas de Recarga del Acuífero Barva, Costa Rica. *Estudios de Hidrología Isotópica En América Latina 2006*, 83. Retrieved from http://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/TE_1611s_web.pdf#page=90

Robinove, C. J., & Langford, R. H. (1958). Saline-water resources of North Dakota. Retrieved from http://library.ndsu.edu/repository/handle/10365/8151?show=full

Romero, P. (2010). *Estrategias de gestión en acuíferos con problemas de intrusión marina: Aplicación al acuífero de cabo Roig*. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid.

Romero, P. (2013). *INFORME DELESTUDIO DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA EN LA COMUNA DE MANGLARALTO* (p. 13). Guayaquil.

Sánchez, F. (2012, February 11). Transporte de contaminantes. Universidad de Salamanca. Retrieved from http://hidrologia.usal.es/temas/Transporte_de_contaminantes.pdf

Sherif, M., Sefelnasr, A., & Javadi, A. (2012). Incorporating the concept of equivalent freshwater head in successive horizontal simulations of seawater intrusion in the Nile Delta aquifer, Egypt. *Journal of Hydrology*, *464–465*, 186–198. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.07.007

Sindhu, G., Ashith, M., Jairaj, P. G., & Raghunath, R. (2012). Modelling of Coastal Aquifers of Trivandrum. *Procedia Engineering*, *38*, 3434–3448. doi:10.1016/j.proeng.2012.06.397

Singh, A. (2014). Optimization modelling for seawater intrusion management. *Journal of Hydrology*, *508*, 43–52. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.10.042

Singh, K. P., Malik, A., Mohan, D., Singh, V. K., & Sinha, S. (2006). Evaluation of groundwater quality in northern Indo-Gangetic alluvium region. *Environmental Monitoring and Assessment*, *112*(1-3), 211–30. doi:10.1007/s10661-006-0357-5

Subramani, T., Rajmohan, N., & Elango, L. (2010). Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India. *Environmental Monitoring and Assessment*, *162*(1-4), 123–37. doi:10.1007/s10661-009-0781-4

Valenzuela, L., Ramírez-Hernández, J., & Palomares, R. B. (2013). Composición Isotópica del Agua Subterránea y su Relación con la Salinidad en el Valle de San Luis Río Colorado en Sonora, México. *Información Tecnológica*, *24*(2), 57–66. doi:10.4067/S0718-07642013000200008

Vélez Otálvaro, M. V., & Rhenals Garrido, R. L. (2008). Determinación de la recarga con isótopos ambientales en los acuíferos de Santa Fé de Antioquia. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, (24), 37–54. Retrieved from http://www.bdigital.unal.edu.co/4800/

Wassenaar, L. I., Athanasopoulos, P., & Hendry, M. J. (2011). Isotope hydrology of precipitation, surface and ground waters in the Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *Journal of Hydrology*, *411*(1–2), 37–48. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.09.032

WASY, D. (2009). Finite Element Subsurface Flow and Transport simulation System. In *Feflow* (Vol. 1, p. 368). Berlin, Alemania.

WASY, D. H. I. (2013). Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System. Retrieved from http://www.feflow.com/uploads/media/users_manual62.pdf

Werner, A. D., Bakker, M., Post, V. E. A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., … Barry, D. A. (2013). Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. *Advances in Water Resources*, *51*, 3–26. doi:10.1016/j.advwatres.2012.03.004

Zhu, B., Yu, J., Qin, X., Rioual, P., & Xiong, H. (2012). Climatic and geological factors contributing to the natural water chemistry in an arid environment from watersheds in northern Xinjiang, China. *Geomorphology*, *153-154*, 102–114. doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.014