

**CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DEL ACUÍFERO DEL
GOLFO DE URABÁ, UTILIZANDO ^2H , ^{18}O , ^{14}C Y ^{13}C .**

PEDRO PABLO VILLEGAS YEPES

**DIRECTORA
DOCTORA TERESITA BETANCUR VARGAS**

**Trabajo de investigación para optar al título de
Magister en Ingeniería**

**UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA
MEDELLIN
2013**

AGRADECIMIENTOS

Un peldaño más que solo no habría podido andar, por ello expreso mis más sinceros agradecimientos a todas aquellas personas y entidades que lo hicieron posible.

A Teresita, por su inagotable paciencia y su gran apoyo, por su orientación cuando todo me parecía difícil.

A mi familia, por su incondicional apoyo.

Al doctor Gabriel Ceballos y Vanessa Paredes, por darme la oportunidad de trabajar en CORPOURABA y por hacer posible la realización de éste proyecto.

A Jean Denis Taupin, por sus valiosos aportes y especial disposición.

A Antonio Demarcus, un amigo a la distancia de quien siempre escuché una voz de aliento.

A la Universidad de Antioquia, por acogerme y brindarme la oportunidad de crecer, de adquirir conocimiento.

CONTENIDO

<INTRODUCCIÓN.....	9
1 GENERALIDADES	10
1.1 Justificación y planteamiento del problema.....	10
1.2 Objetivo General.....	11
1.2.1 Objetivos específicos.....	11
1.3 Descripción de la zona de estudio	11
1.4 Antecedentes	15
1.5 Modelo hidrogeológico conceptual	16
1.5.1 Geología	16
1.5.1.1 Formación Pavo (Ngpv).....	17
1.5.1.2 Formación Arenas Monas (Ngam)	18
1.5.1.3 Formación Corpa (Ngco)	18
1.5.1.4 Unidades geológicas cuaternarias	20
1.5.2 Geología Estructural.....	20
1.5.2.1 Fallas.....	20
1.5.2.2 Pliegues	21
1.5.3 Unidades hidrogeológicas y geometría del acuífero	22
1.5.3.1 Unidad Qal	22
1.5.3.2 Unidad T2C	22
1.5.3.3 Unidad T2B:	23
1.5.3.4 Unidades T2A y T1	23
1.5.4 Recarga y demanda de agua subterránea	24
1.5.5 Propiedades hidráulicas.....	25
1.5.6 Niveles piezométricos y flujo de agua subterránea	25
1.5.6.1 Comportamiento espacial de niveles piezométricos	26
2 Marco conceptual.....	31
2.1 Contexto general	31
2.1.1 Modelo hidrogeológico	31
2.1.2 Fundamentos de la hidrogeoquímica.....	31

2.1.2.1	Composición y evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas	32
2.1.2.2	Análisis de información hidroquímica.....	34
2.1.3	Utilización de isotopos estables en agua subterránea	35
2.1.3.1	Fraccionamiento isotópico	35
2.1.3.2	Relación entre las variaciones del ^2H y el ^{18}O en el agua	36
2.1.3.3	Identificación del origen de la recarga de acuíferos.....	36
2.1.4	Datación o tiempo de residencia	37
2.1.4.1	Aplicación del ^{14}C en la determinación de la edad del agua subterránea	38
2.2	Estado del arte	39
3	Metodología.....	41
3.1	Propuesta metodológica	41
3.2	Definición de objetivos y alcances.....	43
3.3	Información secundaria revisada	43
3.4	Red de monitoreo	44
3.4.1	Recolección de muestras y análisis de laboratorio	46
3.5	Análisis de calidad de la información	47
3.5.1	Evaluación y procesamiento de la información	48
4	HIDRGEOQUIMICA E ISOTOPIA DEL ACUIFERO DEL GOLFO DE URABA	50
4.1	Caracterización hidroquímica	50
4.1.1	Análisis estadístico de los datos	54
4.1.2	Distribución espacial de cloruros, solidos totales disueltos y conductividad	55
4.1.3	Caracterización de facies y relaciones iónicas	57
4.1.4	Relaciones iónicas e índices de saturación	66
4.2	Isotopos estables en la precipitación.....	71
4.2.1	Composición isotópica de la precipitación	71
4.2.2	Variación Estacional y efecto de cantidad de los Isótopos Estables en la Precipitación	73
4.2.3	Línea Meteórica Local.....	74
4.2.4	Marca isotópica de la lluvia ponderada	75
4.3	Isotopos estables en agua subterránea	75
4.3.1	Relación entre la marca isotópica de la lluvia y el agua subterránea.....	79

4.4	Datación del agua subterránea	85
5	Discusión FINAL Y CONCLUSIONES	89
5.1	Química	89
5.2	Firma isotópica agua lluvia y el agua subterránea	90
5.3	^{13}C y ^{14}C	93
6	REFERENCIAS.....	96

Lista de figuras

Figura 1. Localización de la zona de estudio.	12
Figura 2. Distribución de la precipitación en la zona de estudio. Modelo Kriggin Esférico.	14
Figura 3. Geología de la zona de estudio (Fuente: INGEOMINAS)	17
Figura 4. Perfil hidrogeológico del área de estudio. Tomado de INGEOMINAS (1995).....	22
Figura 5. Bloque diagrama de la zona de estudio.	24
Figura 6. Variación de la conductividad hidráulica. Modelo geoestadístico Kriging exponencial.	25
Figura 7. Comportamiento temporal de niveles piezométricos en cuatro pozos de monitoreo (Luisa Fernanda, Tipana, Congo y Andes).	26
Figura 8. Superficie piezométrica durante el mes de marzo de 2011. Modelo geoestadístico Kriggin esférico.....	27
Figura 9. Superficie piezométrica durante el mes de Agosto de 2011. Modelo geoestadístico Kriggin esférico.....	28
Figura 10. Superficie piezométrica durante el mes de noviembre de 2011. Modelo geoestadístico Kriggin esférico.....	29
Figura 11. Líneas de flujo correspondiente al mes de agosto de 2011. Modelo geosestadístico Kriging Esférico.	30
Figura 12. Serie de evolución química del agua según Chebotarev	33
Figura 13. Esquema metodológico para la caracterización isotópica del acuífero del golfo de Urabá. Fuente Martínez (2009).	42
Figura 14. Red de monitoreo isotópico de aguas subterráneas y superficiales.	45
Figura 15. Líneas de flujo seleccionadas para hacer análisis detallado de la evolución del agua.	46
Figura 16. Box plot de Ca, Mg, Na y Cl.....	55
Figura 17. Distribución espacial de los cloruros, conductividad eléctrica y solidos totales disueltos.	57
Figura 18. Diagrama de Piper de las muestras analizada.	59
Figura 19. Distribución espacial de diagramas Stiff.....	60
Figura 20. Análisis de la línea de flujo Número 7.....	62
Figura 21. Análisis de la línea de flujo Número 10.....	63
Figura 22. Análisis de la línea de flujo Número 13.....	65
Figura 23. Análisis de la línea de flujo Número 16.....	66

Figura 24. Variación espacial del índice de saturación de la calcita	70
Figura 25. Relaciones iónicas entre unos parámetros seleccionados	71
Figura 26. Estaciones de muestreo de agua lluvia	72
Figura 27. Variación estacional del $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación.	73
Figura 28. Línea meteórica local con datos de la estación Makaira.	74
Figura 29. Comparación de la marca isotópica de la lluvia ponderada con la marca isotópica del agua subterránea.	80
Figura 30. Pozos con análisis de isótopos estables clasificados por línea de flujo.....	81
Figura 31. Marca isotópica promedio de la unidad T2B a lo largo de la línea de flujo No. 7. .	82
Figura 32. Marca isotópica promedio de la unidad T2B a lo largo de la línea de flujo No. 8. .	82
Figura 33. Marca isotópica del agua subterránea a lo largo de la línea de flujo No. 9.	83
Figura 34. Marca isotópica del agua subterránea a lo largo de la línea de flujo No. 12.	83
Figura 35. Marca isotópica promedio de la unidad T2B a lo largo de la línea de flujo No. 13.	83
Figura 36. Variación espacial del $\delta^2\text{H}$ a lo largo del flujo de agua subterránea.....	84
Figura 37. Variación del $\delta^{18}\text{O}$ y la actividad del ^{14}C a lo largo del flujo.....	85
Figura 38. Variación de la actividad del $\text{C}14$ a lo largo de la línea de flujo No. 7.....	87
Figura 39. Variación de la actividad del $\text{C}14$ a lo largo de la línea de flujo No. 10.....	88
Figura 40. Variación de la actividad del $\text{C}14$ a lo largo de la línea de flujo No. 13.....	88
Figura 41. Variación de la actividad del $\text{C}14$ a lo largo de la línea de flujo No. 16.....	88
Figura 42. Modelo hidrogeológico con mezcla de agua a diferentes alturas. Tomado de Martínez (2012).....	92
Figura 43. Representación de los posibles procesos que afectan la actividad de ^{14}C y $\delta^{13}\text{C}$..	94

Lista de tablas

Tabla 1. Origen de algunos iones disueltos en el agua subterránea.....	32
Tabla 2. Coordenadas de los sitios donde se instalarán los totalizadores de agua lluvia	44
Tabla 3. Resumen de los análisis realizados en la red de monitoreo.	44
Tabla 4. Resultado de los análisis físico-químicos realizados	51
Tabla 5. Resumen estadístico de las concentraciones de metales, elaborado a partir del resultado de análisis físico-químico.	54
Tabla 6. Índice de saturación de la calcita y relaciones iónicas de las muestras analizadas ..	67
Tabla 8. Parámetros de líneas meteóricas locales para cada estación de muestreo de aguas lluvias entre mayo de 2011 y junio de 2012.	75
Tabla 9. Calculo de la marca isotópica ponderada de la precipitación en los totalizadores de Makaira, El 40, Casanova y La Trampa.....	75
Tabla 10. Deuterio y Oxígeno- 18 en para los pozos profundos muestreados. Datos en ‰ VS VSMOW	76
Tabla 11. Deuterio y Oxígeno- 18 en para los manantiales muestreados. Datos en ‰ VS VSMOW.	78
Tabla 12. Deuterio y Oxígeno- 18 en para los aljibes muestreados. Datos en ‰ VS VSMOW.	79
Tabla 13. Resultados monitoreo de isótopos ^{13}C y ^{14}C en la zona de estudio.	86
Tabla 14. Tiempo de residencia del agua subterránea según datos de ^{14}C	86
Tabla 15. Variación teórica del $\delta^{18}\text{O}$ con la altura en el área de estudio.	92

INTRODUCCIÓN

Las aguas subterráneas además de ser una de las principales fuentes de abastecimiento para consumo humano, desempeñan un papel muy importante en la economía, vida y actividad cotidiana del hombre. Abastecen las necesidades y usos de numerosas ciudades, industrias y núcleos rurales. Es tanta su importancia en la agricultura, abastecimiento doméstico y la industria, que en la actualidad, se puede utilizar como valor indicativo de desarrollo de un país, la investigación hidrogeológica y la explotación racional de los recursos hídricos.

Dada la importancia del agua subterránea, a lo largo de las cuatro últimas décadas el desarrollo y la aplicación práctica de los métodos isotópicos en la gestión de los recursos hídricos forman parte del programa del El Organismo Internacional de Energía Atómica (IAEA), sobre las aplicaciones nucleares con fines pacíficos. En estos proyectos se llevan a cabo estudios que conllevan el uso de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas, dirigidos a evaluar los recursos hídricos en algunas zonas de interés, especialmente aquellas donde son más evidentes los problemas de acceso al agua, tanto en cantidad como en calidad

En la región del Eje Bananero de Urabá, específicamente en los municipios de Apartadó Carepa, Turbo y Chigorodó, el agua subterránea es la principal fuente de abastecimiento para las comunidades rurales así como para el riego y lavado del banano, estas últimas actividades demandan cerca del 75% del agua que se extrae del acuífero del Golfo de Urabá. Dada la importancia para esta región, es necesario emprender acciones para garantizar sus sostenibilidad, la cual depende de varios factores relacionados con el conocimiento de la dinámica del sistema acuífero, la regulación de los caudales de explotación, la identificación de zonas de recarga y su protección, el uso del suelo, la protección de captaciones, etc.

De allí que esta investigación tenga como finalidad principal evaluar la química e isotopía de las aguas subterráneas del acuífero del golfo de Urabá para la validación o mejora del modelo hidrogeológico conceptual existente, pretendiendo avanzar en el conocimiento del sistema hidrogeológico, reuniendo elementos derivados de metodologías tradicionales en el estudio de las aguas subterráneas y metodologías alternativas como la utilización de isótopos y la hidroquímica para construir un modelo cada vez más completo que permita entender y representar de la manera menos incierta posible el comportamiento del medio natural.

1 GENERALIDADES

1.1 Justificación y planteamiento del problema

Dentro del recurso hídrico, el agua subterránea constituye un elemento estratégico que cumple diversas funciones: aporta caudal base a las corrientes superficiales, mantenimiento de ecosistemas y es una fuente importante para satisfacer las necesidades de abastecimiento al ser humano, la industria y la agricultura. Desde hace un tiempo, el agua dulce superficial se ha convertido en un recurso escaso, el aumento de la población en las ciudades, aunado al incremento del nivel de vida, las necesidades agrícolas e industriales demandan cada vez más agua, especialmente agua subterránea dado que las superficiales son susceptibles de contaminación y escasean en sequías prolongadas. El agua subterránea en el Eje Bananero de Urabá permite la provisión de agua para riego y lavado de la fruta a cerca de 32.000 ha de banano, cultivo que es la principal fuente de empleo e ingreso de la región, igualmente es la fuente principal de abastecimiento de 34 comunidades rurales y de las cabeceras urbanas de los municipios de Turbo y Chigorodó.

Esto crea la necesidad de estudiar en detalle las aguas subterráneas para conocer su dinámica y así contar con el conocimiento necesario para planificar y regular su explotación y establecer medidas y políticas para su protección. Conocer la dinámica de las aguas subterráneas implica identificar unidades acuíferas y sus principales características geométricas e hidráulicas, direcciones de flujo, fuentes y zonas de recarga, calidad y composición físico química, relación con las aguas superficiales; constituyéndose de esta manera el modelo hidrogeológico conceptual. La conformación de un modelo conceptual de un acuífero, necesario para la determinación de la calidad, la regulación del uso del recurso hídrico y la estimación de su dinámica, hace indispensable el entendimiento de los principales aspectos, hidrometeorológicos, fisiográficos, morfológicos, geológicos y antrópicos del sistema, de forma que permita identificar relaciones entre los componentes y predecir comportamientos bajo varios escenarios, lo que a su vez proporciona herramientas para la gestión de los recursos naturales, la evaluación de la oferta y de la demanda de agua.

En la conformación y validación de un modelo hidrogeológico conceptual, además de la geología e hidráulica, es imprescindible conocer el origen de la recarga, procesos de interacción agua-roca que se presentan o presentaron en el pasado y periodo de residencia del agua en el acuífero. Para el acuífero del Golfo de Urabá se ha conformado un modelo hidrogeológico (INGEOMINAS, 1995) basado en técnicas convencionales como la geología, hidrología y la hidráulica; metodologías con las que no es posible explicar o conocer en su totalidad la dinámica de las aguas subterráneas, existiendo un vacío en cuanto al conocimiento certero de las zonas de recargas, edad y origen del agua del acuífero.

Esto hace necesario la utilización de las técnicas hidroquímicas e isotópicas, pues estas ofrecen la posibilidad de investigar el comportamiento del agua en la totalidad del acuífero del Golfo de Urabá. La combinación de ^{14}C y ^{13}C , proveen un estimativo del periodo de residencia y renovación del agua; de igual forma la utilización de ^2H y ^{18}O como trazadores ayuda a explicar o identificar las zonas de recarga, fuentes de origen, identificar aguas

fósiles, infiltradas en condiciones climáticas diferentes, y procedencia de agua saladas en caso en que se presenten una posibilidad de mezcla con agua dulce. Ello permitirá mejorar la administración y gestión del agua subterránea en la zona, porque permitirán a la autoridad ambiental establecer acciones para la protección de las áreas de recarga, refinar criterios para la concesión de permisos para nuevas perforaciones y establecer medidas de gestión ante la posible ocurrencia de cambios en el régimen hidrológico.

Por su parte la caracterización hidroquímica de un acuífero contribuye al conocimiento y a la definición del modelo de circulación del flujo subterráneo, aportando información sobre la presencia de fenómenos de mezcla y flujos inducidos, de los procesos de interacción agua-roca y de la influencia de la zona no saturada en las características del agua.

1.2 Objetivo General

Mejorar el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero del Golfo de Urabá a partir de la utilización de técnicas de hidrología isotópica.

1.2.1 Objetivos específicos

- Caracterizar isotópicamente las aguas lluvias y subterráneas de la zona de estudio
- Construir la línea meteórica local, a partir del análisis isotópicos de muestras de aguas lluvias recolectadas en una estación de monitoreo.
- Identificarlas zonas y fuentes de recarga del agua subterránea (fuentes, posibles mezclas y zona de recarga).
- Evaluar las direcciones de flujo del agua subterránea para la determinación del tiempo de residencia del agua subterránea del acuífero del Golfo de Urabá.

1.3 Descripción de la zona de estudio

El Eje Bananero de Urabá se localiza al nor-occidente del departamento de Antioquia, cubre un área aproximada de 1.030 km² (103.000 Ha); limitada al oriente por las Serranías de Abibe y Las Palomas, al norte el litoral del mar Caribe; al occidente el golfo de Urabá y al sur el León al sur (figura 1).

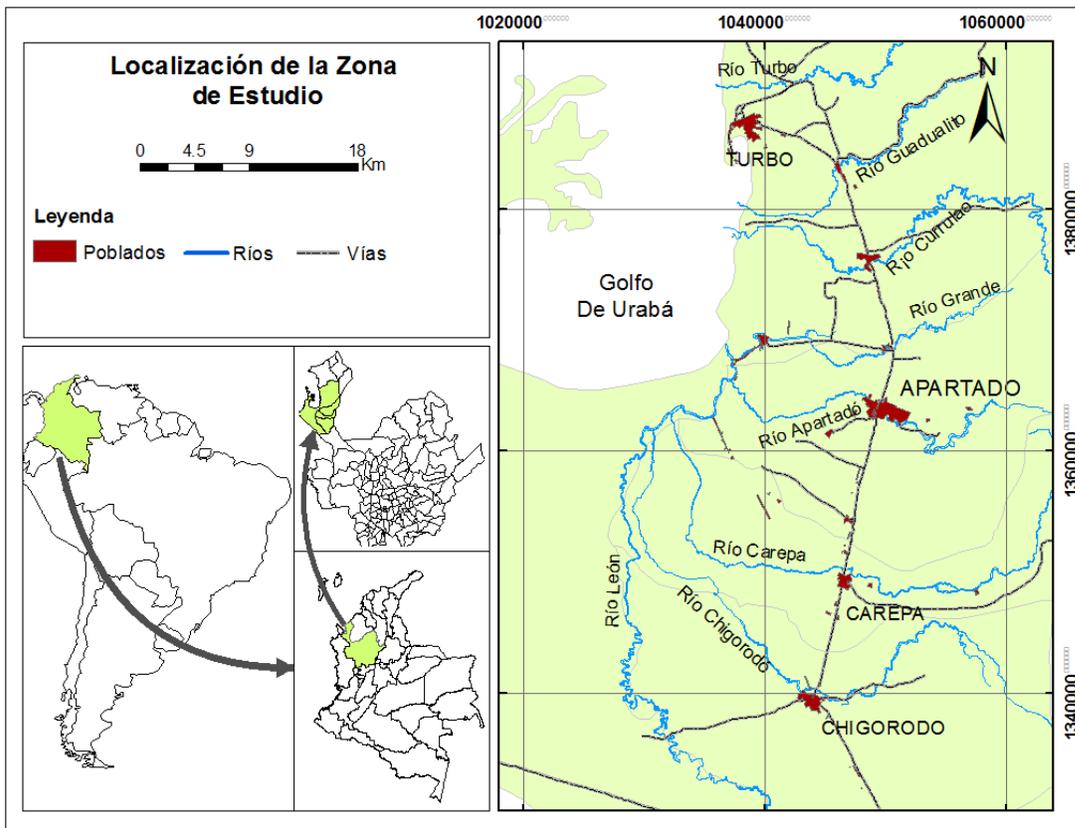


Figura 1. Localización de la zona de estudio.

La zona de estudio ocupa los municipios de Chigorodó, Carepa, Apartadó y Turbo, la población, de acuerdo a proyecciones del último censo (DANE, 2006) es de 444.557 habitantes. El agua subterránea es importante porque constituye la base fundamental para el suministro de agua de la población y el sector productivo, es la principal fuente de abastecimiento de 34 comunidades rurales y de las cabeceras urbanas de los municipios de Turbo y Chigorodó. También permite la provisión de agua para riego y lavado de la fruta en cultivos de banano y de plátano en los municipios de Turbó, Apartadó, Carepa y Chigorodó, convirtiéndose este recurso en motor del desarrollo económico de la región.

El agua subterránea se obtiene a partir de un sistema hidrogeológico conformado por un acuífero libre (Unidad Qal) y un acuífero confinado (Unidad T2B). El acuífero libre, conformado por intercalaciones de arcillas y arenas finas, tiene un espesor máximo de 30 metros y se explota a través de aljibes que no superan los 7 metros de profundidad; mientras que el acuífero confinado está conformado por rocas del terciario y se explota a través de pozos profundos de hasta 220 metros de profundidad, al sur de la zona de estudio se extraen caudales máximos de hasta 130 l/s.

El relieve es plano con una leve inclinación hacia el nor-occidente, presentando alturas que varían entre los 100 msnm en el municipio de Chigorodó y 0 msnm en el golfo de Urabá. En la zona se encuentran tres tipos de geformas que dominan el relieve (Universidad Nacional de Colombia, 2010); la primera corresponde al sector de planicie con pendientes muy suaves

presentes hacia el sector central y occidental, como producto del relleno de las depresiones bajo el efecto de la denudación de relieves preexistentes, como lo representan los depósitos no consolidados recientes. La segunda muestra relieves de lomeríos intermedios muy disectados que se ubican hacia el centro oriente entre Apartado, Carepa y Chigorodó, en donde predominan las rocas incompetentes sobre las competentes. La tercera geoforma es de montañas con drenajes profundos, que se localiza hacia el oriente del área de trabajo a lo largo de la serranía de Abibe.

En el pie de monte de la serranía de Abibe ocurren abanicos aluviales producidos por los ríos que nacen al oriente en las partes altas de aquellas. Los principales drenajes que cruzan el área pertenecen a la cuenca del río León, el cual sigue un recorrido en dirección sureste – noroeste para luego doblar hacia el norte y desembocar en el golfo de Urabá. En este río vierten sus aguas los ríos Chigorodó, Carepa, Apartadó y río Grande que atraviesan la zona de estudio en la dirección este-oeste. Al norte están los cauces de los ríos Currulao y Turbo, lo cuales desembocan directamente en el golfo. A mediados del siglo pasado predominaban los humedales boscosos de agua dulce hasta, pero actualmente está muy reducido en extensión y ha sido remplazado con diversas coberturas vegetales, entre ellas el plátano, banano, cacao, maíz, pastos, etc.

El Golfo de Urabá presenta un clima fuertemente influenciado por el paso de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la cual por su migración latitudinal determina la existencia de dos temporadas climáticas muy marcadas a lo largo del año en el litoral caribe colombiano: una temporada húmeda entre abril y noviembre y una temporada seca entre diciembre y marzo (Andrade, 1993). En la temporada seca dominan los vientos alisios del nordeste provenientes del mar Caribe, mientras que durante el resto del año se tiene una época de lluvias coincidente con los vientos alisios del sudoeste, influenciada además por la corriente de vientos denominado Chorro del Chocó, responsable lluvias convectivas en el pacífico colombiano.

La precipitación anual aumenta en el sentido noreste-suroeste desde 2.100 mm/año (Turbo) hasta llegar a valores mayores de 3.800 mm/año (sur de Chigorodó). Para representar la distribución espacial de la precipitación se elaboró un mapa de precipitación media multianual a partir de 26 estaciones pluviométricas de las cuales 12 se localizan por fuera del área de estudio (figura 2).

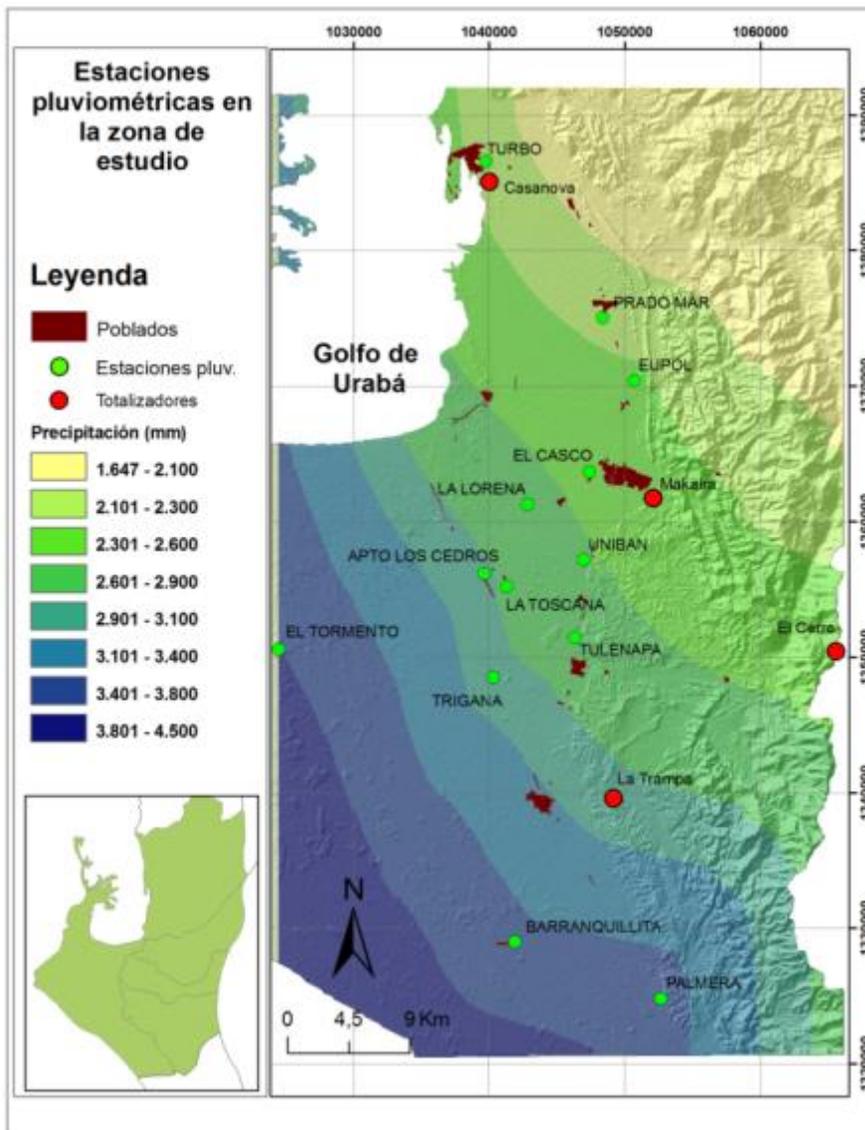


Figura 2. Distribución de la precipitación en la zona de estudio. Modelo Kriggin Esférico.

El área pertenece al bosque húmedo tropical que se caracteriza por tener temperatura de 28°C, los valores de humedad relativa son altos durante todo el año, los promedios regionales se encuentran en el 85,9% (INGEOMINAS, 1995). Los meses de mayor humedad son los pertenecientes al núcleo del período lluvioso, siendo mayo y junio los meses en que la humedad relativa media alcanza su punto máximo. El análisis de la ocurrencia de la lluvia y la evapotranspiración potencial indican que la recarga se registraría con más probabilidad entre los meses de abril y noviembre.

1.4 Antecedentes

El agua subterránea es un motor de desarrollo económico y social para el Eje Bananero, cuya principal actividad económica (cultivo del banano) depende del abastecimiento del agua subterránea en un 90%. En este sentido, La Corporación para el Desarrollo Sostenible del Urabá (CORPOURABA) viene adelantando una serie de estudios relacionados con el recurso hídrico subterráneo desde el año 1993.

En el marco de la iniciativa tomada por CORPOURABA, entre los años 1993 y 1995, el Instituto De Investigaciones en Geociencias, Minera Y Química Colombia (INGEOMINAS, 1995), realiza la evaluación hidrogeológica en el Urabá antioqueño, entre las poblaciones de Juradó al sur y Arboletes al norte, las estribaciones de la Serranía de Abibe al oriente y el río León al occidente, proporcionando una aproximación al modelo conceptual del sistema acuífero del Golfo de Urabá en los municipios de Apartadó, Carepa, Turbo y Chigorodó. Posteriormente, con los resultados obtenidos, la Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín, en convenio con CORPOURABA, realiza el modelo numérico del acuífero del Eje Bananero (Golfo de Urabá) apoyado en un sistema de información geográfica (Betancur, 1996).

Naranjo (1998), llevó a cabo un proyecto de caracterización de la calidad del agua subterránea y medición de niveles en 60 pozos de la red de monitoreo de aguas subterráneas y en el año 2002, en convenio con la alcaldía de Apartadó, se realizó la caracterización hidroquímica y bacteriológica de las aguas y actualizó el inventario de pozos profundos a partir del cual se creó la base de datos de agua subterránea. Como resultado de estos trabajos y en el marco del proyecto "Monitoreo y seguimiento a las aguas subterráneas en el eje bananero de Urabá", se definió el monitoreo periódico de niveles tres veces al año (durante los meses de marzo, agosto y noviembre).

Con la finalidad de evaluar y monitorear la intrusión marina, en el año 2006 se realizaron sondeos eléctricos verticales en la zona costera del acuífero, entre el municipio de Turbo y Apartadó (Cárdenas, 2006). En ese mismo sentido, en el año 2007 con el apoyo del Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial se construyó una red de piezómetros para el monitoreo de la cuña salina (Jarma, 2007).

La Universidad de Antioquia (2010), desarrolló un estudio hidroquímico del acuífero del Golfo de Urabá, se muestrearon 48 pozos que previamente fueron georeferenciados por el IDEAM.

Con el fin de evaluar la ocurrencia de la intrusión marina en el acuífero, Paredes (2010), desarrolla la evaluación de la "Susceptibilidad a la contaminación salina del acuífero costero del eje bananero de Urabá (golfo de Urabá) con técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas". Como resultado de esta investigación se determinó que el acuífero presenta vulnerabilidad alta a la intrusión salina.

En el año 2011 se realizó una aproximación a la evaluación del peligro a la contaminación por pesticidas utilizando con información base 150 fincas bananeras de las 330 existentes (Vargas, 2011). Con la información levantada se evaluó la vulnerabilidad intrínseca del acuífero y parcialmente el peligro potencial de contaminación a los pesticidas.

Paralelamente a todo el despliegue técnico que se realiza para el conocimiento del agua subterránea en la zona, CORPOURABA viene trabajando con los actores claves, a través de talleres de divulgación y sensibilización para la protección del agua subterránea.

Actualmente, con el apoyo del Organismo Internacional de Energía Atómica, IAEA, se está desarrollando el proyecto Nacional COL8024 denominado "Estudio Isotópico de los acuíferos del Golfo Morrosquillo y el Golfo de Urabá, Colombia" (IAEA, 2009), el cual fue formulado para ser ejecutado en los años 2009 a 2014. En él se tiene planeado el uso de las técnicas isotópicas para el estudio de dichos acuíferos, fundamentales para el desarrollo de la presente investigación. En esta instancia, el desarrollo del proyecto de investigación "Caracterización Isotópica del Acuífero del Golfo de Urabá, Utilizando 2H, 3H, 18O, 14C y 13C.", de cuyos resultados da cuenta este informe, recoge el aporte y apoyo del IAEA con el fin de conocer la dinámica del acuífero del golfo de Urabá que permita avanzar en el ajuste y validación del modelo hidrogeológico conceptual como aporte a la gestión y toma de decisiones en la administración del recurso por parte de la Autoridad Ambiental.

Como resultado de todos los trabajos realizados hasta el año 2011, CORPOURABA ha conformado un modelo hidrogeológico conceptual que se describe a continuación.

1.5 Modelo hidrogeológico conceptual

A continuación se describen los principales componentes del modelo hidrogeológico del acuífero del golfo de Urabá, obtenido a partir del modelo planteado por INGEOMINAS (1995) y complementado por estudios realizados por CORPOURABA.

1.5.1 Geología

En la región del Urabá se hallan expuestas secuencias de rocas sedimentarias del Neógeno hacia el oriente y depósitos del Cuaternario sobre gran parte del área. En los drenajes de la serranía de Abibe es común encontrar clastos de rocas ígneas y sedimentarias bien diferentes a las rocas circundantes que afloran, lo que indica que hacia las partes altas de las cuencas se presentan cuerpos más antiguos.

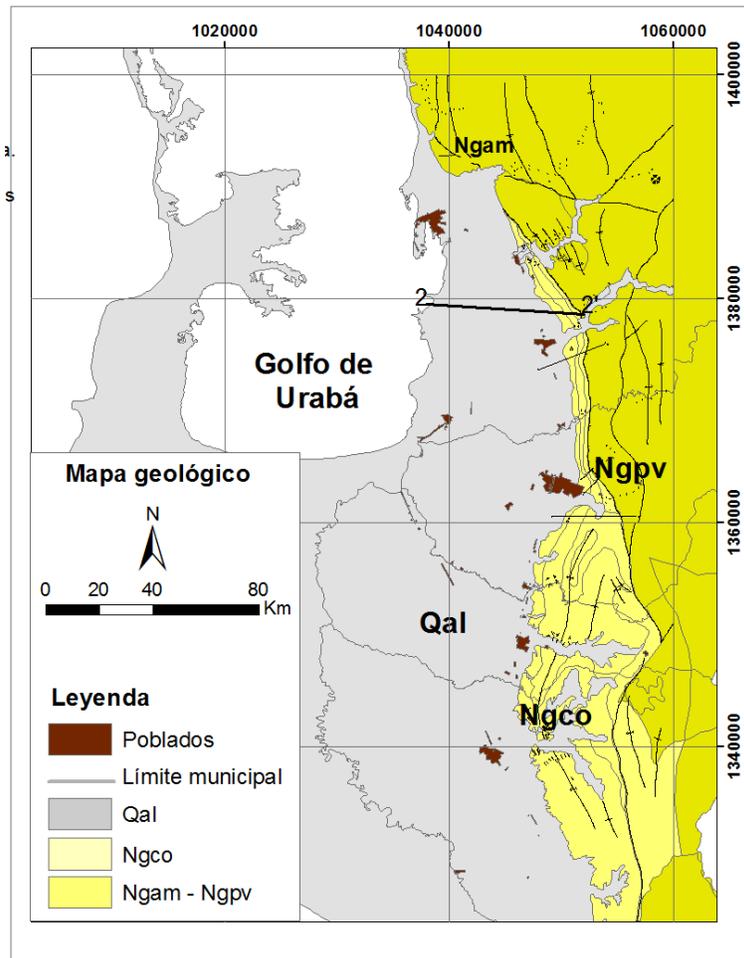


Figura 3. Geología de la zona de estudio (Fuente: INGEOMINAS)

De acuerdo con INGEOMINAS (1995) y GEOTEC (2003), en relación con las sedimentitas del Neógeno, para este sector afloran las rocas de las formaciones Pavo y Arenas Monas y la formación Corpa, sobre esta última reposan los sedimentos del Cuaternario constituidos por depósitos coluviales, aluviales, fluvio lacustres, fluviomarinos, marinos.

1.5.1.1 Formación Pavo (Ngpv)

La Formación Pavo se destaca morfológicamente por constituir los cerros más elevados que configuran el cierre de estructuras sinclinales. El espesor de esta formación, es variable; en el río Turbo alcanza 4310 m, y en el carretable Turbo-El Alto-Valencia (Córdoba) alcanza los 9000 m. El contacto inferior de la unidad no aflora en la región de estudio. El contacto superior con la Formación Corpa, es fallado, a través de la falla de Apartadó. En estudios más recientes y detallados, el GEOTEC (2003), subdividió la unidad Pavo en las subunidades Pavo inferior y Pavo superior, con base en su carácter litológico.

El Miembro Inferior con una edad de Mioceno Inferior a Medio, está constituido por capas gruesas a muy gruesas de arenitas líticas a sublíticas gris azulosas a gris medio,

interestratificadas con capas delgadas a medianas de lutitas gris verdosas a pardas. (GEOTEC 2003). Las arcillolitas esporádicamente muestran restos de plantas, concreciones ferruginosas e intercalaciones de láminas a capas delgadas de arenitas arcillosas fino granulares. Localmente en la parte superior de esta subunidad se presentan algunas capas delgadas de turba (INGEOMINAS, 1995).

De acuerdo con GEOTEC (2003), el ambiente de depósito para la Formación Pavo inferior, corresponde a un ambiente marino somero que varía entre "distal lower shoreface" hacia la base y "proximal lower shoreface" en el tope de la unidad. Los depósitos de "distal lower" corresponde a una asociación de facies de arenitas de grano fino y muy fino no amalgamadas, intercaladas con capas de lodolitas con estratificación planoparalela y ondulosa en menor proporción, mientras que depósitos de "proximal lower shoreface" están compuestos por arenitas de grano fino amalgamadas.

El Miembro Pavo Superior con una edad que va desde el Mioceno Inferior – medio hasta Plioceno inferior, está formado por lutitas (70-80% de la secuencia) y son frecuentes algunos niveles arenosos en la parte inferior de la Subunidad (el promedio de arenitas es de 20-30%). Se identifica por el aspecto abigarrado de las lutitas y la presencia permanente de mineral de yeso y jarosita en las fracturas de las rocas o en algunos planos de estratificación.

Las lutitas presentan variados colores y tonos que incluyen: pardo claro, pardo rojizo, gris verdoso, gris claro, morado y rojo. Son de aspecto macizo, con abundante materia carbonosa, esporádicos lentejones de carbón entre 2.2 y 1.0 metros de espesor y algunas costras endurecidas de limolitas (Hard ground limolítico) en la superficie del contacto con arenitas.

Las areniscas intercaladas son principalmente cuarzosas, de color pardo a amarillo claro, de grano fino, subangular o subredondeado, buena selección, baja porosidad y permeabilidad; localmente cemento silíceo (5-10%). En la composición, además de cuarzo, se presenta chert negro, restos de plantas e intraclastos de lutitas; y a la base ocurren fragmentos de carbón (GEOTEC, 2003).

1.5.1.2 Formación Arenas Monas (Ngam)

Con una edad que va del Mioceno tardío al Plioceno temprano, la Formación Arenas Monas está constituida de base a tope por limolitas arcillosas de color gris claro, que gradan a arenitas de grano muy fino dispuestas en capas medias a gruesas que son suprayacidas por litoarenitas de grano fino que gradan a conglomerados de guijos finos y medios. Se reconocen fragmentos líticos de color negro que corresponden a basaltos con formas tabulares y hexagonales, granos de cuarzo hialino y lechoso y una matriz limosa de color ocre pálido. Los granos son angulares y pobremente seleccionados.

1.5.1.3 Formación Corpa (Ngco)

Con base en relaciones estratigráficas, ya que se carece de dataciones paleontológicas, se le asigna a la Formación Corpa una edad relativa de Plioceno. Está constituida hacia la base por una serie de conglomerados arenosos polimícticos, localmente clastosoportados, que varían a

arenitas ligeramente conglomeráticas, cuarzosas y líticas, gris marrón amarillento; dispuestos en capas muy gruesas masivas, con estratificación cruzada ondulosa. Además, posee niveles supeditados de limolitas laminadas. Se presentan grandes superficies de acanalamiento y paleocausas.

Esta unidad aflora en el flanco más occidental de la Serranía de Abibe, formando las colinas bajas que se observan a lo largo de la carretera Juradó - Turbo.

Las características litológicas de la unidad Corpa, sugieren un ambiente de depositación de tipo continental, con corrientes sinuosas de períodos de media a alta energía (depositación de la fracción conglomerática) y períodos de tranquilidad (depositación de la fracción arenó-arcillosa).

Por la abundancia relativa de guijos de roca volcánica y sedimentaria en los conglomerados, puede asegurarse que las rocas volcánicas y sedimentarias que se encuentran en el eje de la Serranía de Abibe estaban expuestas a erosión, durante la sedimentación de la unidad.

El contacto inferior de esta unidad es de tipo fallado (Falla de Apartadó) Dirección y buzamiento de esta Falla, con la Unidad Pavo, el contacto superior es discordante, con los sedimentos Cuaternarios de la llanura aluvial Mutatá-Turbo.

De acuerdo a INGEOMINAS (1995) esta formación se divide en 3 subunidades, distinguibles por su litología en la región de estudio.

Subunidad T2A. Está conformado por areniscas de color amarillo grisáceo, de tamaño de grano fino a medio, compuestas por cuarzo, feldespato y fragmentos de roca volcánica y sedimentaria, en una matriz arcillosa, con empaquetamiento tangente a puntual. Los clastos son angulosos a subredondeados de baja esfericidad y mala selección. Se presentan en capas de 10 a 20 centímetros de espesor continuas paralelas, estratificadas con capas de lodolitas de color gris azulado claro, friables que se presentan en capas de 5 a 10 centímetros. El espesor de este conjunto en el sector de Carepa - El Roble alcanza los 165 metros.

Subunidad T2B. Conformado por capas de arenisca y conglomerado. Las areniscas son de color amarillo grisáceo, de grano fino a medio, conformadas por cuarzo, feldespato (plagioclasa) y fragmentos de roca volcánica y sedimentaria, subangulares, de baja esfericidad y moderada selección, con empaquetamiento tangente a puntual, en una matriz arcillosa.

Se presentan en capas discontinuas no paralelas, de 1 a 15 metros de espesor, con estratificación cruzada hacia el tope de las capas. Presentan láminas delgadas de lodolitas.

Las capas de conglomerados están conformadas por gránulos y guijos de cuarzo, chert y roca volcánica (basaltos), en una matriz arenosa de color amarillo grisáceo, de grano medio a grueso. El espesor de este conjunto en el sector de Carepa es de 210 metros.

Subunidad T2C. Conformado por lodolitas de color gris azulado, con capas discontinuas no paralelas, de espesor 1 a 2 metros de espesor, intercaladas con capas discontinuas de conglomerados, con guijo de cuarzo, chert y roca volcánica en una matriz arenosa, de grano medio a grueso. Los guijos son subangulares a subredondeados con empaquetamiento

puntual a flotante. El espesor de este conjunto en el sector de El Tres - El Alto es 115 metros.

1.5.1.4 Unidades geológicas cuaternarias

El Cuaternario en la región de estudio, está representado por terrazas aluviales relacionadas a los ríos Chigorodó, Carepa, Apartadó, Grande y Currulao; a los pequeños abanicos aluviales de los ríos El Tres y Turbo, y a la gran llanura aluvial de Mutata -Turbo. Las terrazas aluviales se encuentran entre la carretera y el piedemonte de la Serranía de Abibe, y en algunos lugares como los ríos Carepa y Chigorodó alcanzan hasta 3 niveles distintos. Son de poca altura y extensión y en su mayoría recubiertas por cultivos de banano, lo que dificulta su cartografía.

El primer nivel, de poca altura, tiene un espesor de 1.5 metros. Está conformado por gravas dentro en una matriz areno - arcillosa, de baja consolidación, seguido hacia el tope de un nivel de arenas, de color marrón, grano grueso, ligeramente conglomerática y de poca consolidación. El segundo nivel, está conformado, de la base al techo de un nivel limo arcilloso, de 1.8 metros de espesor, muy friable, seguido de un material arenoso conglomerático de 1.5 metros de espesor de poca consolidación. El tercer nivel, similar al anterior, conformado de la base al techo de un nivel limo arcilloso de 1.6 metros de espesor, muy friable, seguido de un material arenoso conglomerático de 1.9 metros de espesor de poca consolidación.

La unidad cubre la parte plana del área de estudio, es decir, desde el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el occidente, constituye el acuífero más superficial en la región y presenta espesores máximos 30 m. Localmente en algunas partes se observan terrazas de material más grueso, como arenas gruesas y gravas finas, pero el común es encontrar depósitos de finos.

1.5.2 Geología Estructural

Se debe hacer referencia a la presencia de frentes de falla relacionados con el fuerte cambio morfológico asociado a la serranía de Abibe y los sectores de lomeríos y de planicie como se evidencia en el mapa geológico estructural.

1.5.2.1 Fallas

Falla de Turbo. Corresponde a una falla de rumbo con desplazamiento sinistral, su trazo es inferido y afecta rocas de la Formación Pavo y estructuras dómicas a lo largo del río Turbo. El trazo de falla controla durante largo trecho el curso del río Turbo. Posee una orientación aproximada de S80°E y una longitud estimada de 33 km (Universidad Nacional de Colombia, 2009).

Falla de Apartadó. De acuerdo con (INGEOMINAS 1995) posee extensión regional, es de tipo inverso con bajo ángulo; dirección N-S a N30°W; buza hacia el oriente. Para el norte de Turbo, está truncada por fallas menores; hacia el sur su trazo continua por fuera de la zona de estudio.

Falla El Dos. Falla normal de dirección N80°W, de ángulo moderado hacia el norte. Se encuentra truncada por la falla de Apartadó (INGEOMINAS 1995).

1.5.2.2 Pliegues

Se presentan sinclinales largos y anticlinales amplios y estrechos. Hacia el norte estas estructuras están generalmente afectadas por estructuras dómicas de volcanes de lodo dando la impresión que el plegamiento se hubiera formado por este tipo de eventos. Dentro de la zona se destacan de acuerdo con INGEOMINAS (1995):

Anticlinal de Chigorodó. Esta estructura se encuentra en la parte sur del área; al oriente de Carepa y Chigorodó. Es aparentemente simétrica, presenta una dirección N25°W en la parte más sur del pliegue y N10°E en la parte norte. El buzamiento promedio del flanco occidental es de 40°, mientras que el oriental es de 35°. El flanco occidental se halla cubierto por los sedimentos cuaternarios, donde tiende a suavizarse. El núcleo de la estructura está conformado por los estratos de la Formación Arenas Monas, alcanzando una longitud superior a los 40 km. Hacia el norte se encuentra afectado por las falla del frente del piedemonte de la serranía de Abibe. Al norte del área se desarrolla un anticlinal denominado San José, que involucra rocas de la Formación Pavo, pero este pliegue bien podría corresponder a la prolongación norte del Anticlinal de Chigorodó.

Sinclinal de Chigorodó. Estructura orientada paralelamente al anticlinal del mismo nombre y desarrollada al oriente de este. Presenta una longitud mayor de 30 km; su núcleo se halla conformado por los estratos de la Formación Corpa y está parcialmente cubierto por sedimentos cuaternarios. El flanco oriental de esta estructura se encuentra afectado por las falla del frente del piedemonte de la serranía de Abibe. Al norte se ha desarrollado el sinclinal de San José, que involucra rocas de la Formación Pavo, que podría corresponder al Sinclinal de Chigorodó en su extremo norte (INGEOMINAS 1995).

Anticlinal El Caimán. Se encuentra hacia el norte del municipio de Turbo, presenta una dirección N-S. Es un anticlinal tumbado al oeste, simétrico, con buzamiento en sus flancos de 70° a 80°. Se ha desarrollado sobre rocas de la Formación Pavo. Tiene una longitud de más de 12 km y un ancho de 5 km. Se encuentra afectado en el norte por pequeñas fallas de dirección NE y SE; hacia el sur lo trunca la Falla de Apartadó de acuerdo con (INGEOMINAS 1995).

Sinclinal El Caimán. Se encuentra hacia el oriente del Anticlinal El Caimán. Tiene dirección N20°W a N-S en la parte norte es asimétrico con buzamientos en el flanco occidental de 40° a 70° y en el flanco oriental de 50° a 80°. Se ha desarrollado sobre los estratos de la Formación Pavo. Esta estructura está cortada por la Falla El Dos hacia el sur (INGEOMINAS, 1995).

Sinclinal de Tulipa. Definido por GEOTEC (1997), se ubica en la zona conocida como Serranía de Abibe – Las Palomas. Está conformado en su núcleo por rocas de la Formación Pavo, posee una extensión total de 29 km, teniendo su máxima expresión en el área SE de la plancha 69 Necoclí. Este sinclinal posee rumbo NS en el sector de Santa Bárbara, que varía a N30°E por el sector de la vereda Tulipa, de donde toma su nombre.

1.5.3 Unidades hidrogeológicas y geometría del acuífero

Según la evaluación hidrogeológica realizada por INGEOMINAS en 1995, en la región de Urabá se han identificado dos unidades hidrogeológicas de carácter acuífero. Los depósitos del Cuaternario representan un acuífero libre y la unidad intermedia –T2B– de la Formación Corpa constituye un acuífero confinado; T2C representa un acuitardo y T2A es el basamento hidrogeológico. La geometría de este modelo ha sido refinada empleando los resultados del estudio de modelamiento de acuíferos utilizando sistemas de información geográficos para la zona de Urabá (Batancur, 1996). Los ejercicios de modelación espacial se practicaron mediante las herramientas del módulo Topo to Raster incorporadas al software para Sistemas de Información Geográfica ArcGIS 9.3 (figura 4 y 5).

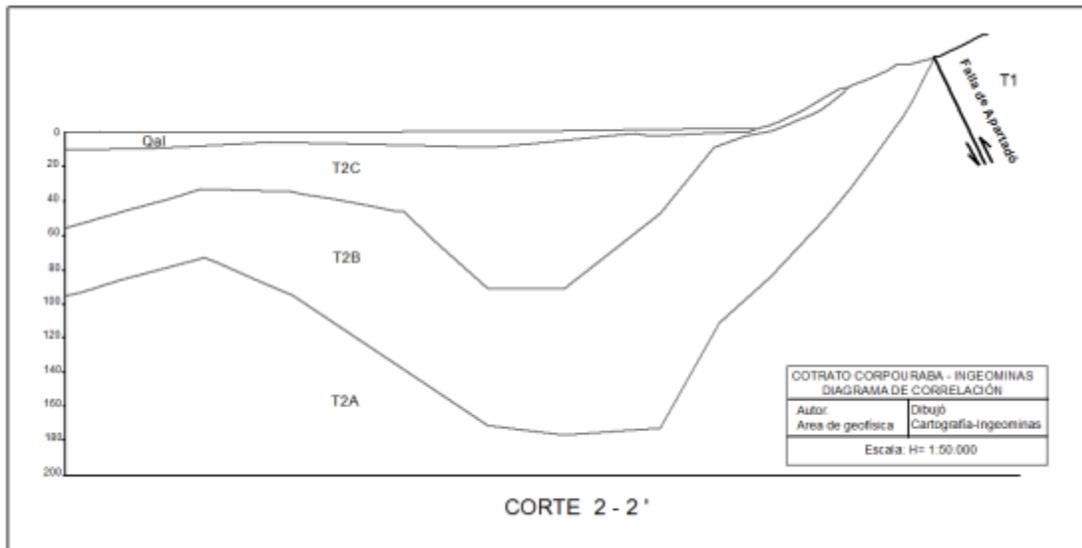


Figura 4. Perfil hidrogeológico del área de estudio. Tomado de INGEOMINAS (1995)

1.5.3.1 Unidad Qal

Cubren toda la parte plana del área de estudio, desde el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el occidente. Esta unidad constituye el acuífero más superficial en la región de Urabá. Presenta espesores máximos 10 y 30 m. Los mayores se registran en las cuencas de los principales ríos una vez que estos ingresan a la llanura aluvial y va disminuyendo a medida que ellos se aproximan al golfo: en sentido sur-norte para el río León y en sentido este-oeste para los demás ríos. Los valores de resistividad eléctrica están entre 17 y 30 Ohm.m., disminuyendo hacia el golfo donde la cercanía a la interfase agua dulce-agua salada provoca una disminución hasta 4 Ohm.m. (Batancur, 1996)

1.5.3.2 Unidad T2C

Corresponde a la subunidad superior de la Formación Corpa. Aflora en superficie al sureste del área de estudio y hacia el norte como una franja delgada en dirección sur-norte. El espesor de esta unidad en el área de estudio varía entre 10 y 80 metros, aumentando tanto de sur a norte como de oriente a occidente dando un indicio de una cuenca sedimentaria con cabeceo hacia el norte.

Las profundidades a las cuales se encuentra la base de esta unidad van desde unos 20 m en el sector de Barranquillita, hasta 75 m entre Turbo y Apartadó y entre 0 m en el contacto geológico aflorante, en la parte oriental del área, hasta 45 y 75 m en las partes suroccidental y noroccidental respectivamente (INGEOMINAS, 1995).

1.5.3.3 Unidad T2B:

Aflora hacia el oriente del área de estudio, corresponde a la subunidad media de la Formación Corpa. Este conjunto presenta dentro de la llanura aluvial espesores que varían entre 20 y 210 m. siendo máximos entre Carepa y Chigorodó donde constituye el núcleo principal del anticlinal de Chigorodó.

Las capas de areniscas conglomeráticas y los conglomerados tienen espesores variables hasta de 40 m. y el contenido de arcilla aumenta en dirección al golfo.

Las profundidades a las cuales se encuentra el techo de dicha arenisca conglomerática van desde unos 20 m en el sector de Barranquillita, en la parte sur del área, hasta 75 m entre Turbo y Apartadó, y desde 0 m en el contacto geológico aflorante en la parte oriental del área; hasta 45 y 75 m en las partes suroccidental y noroccidental, respectivamente (INGEOMINAS, 1995).

1.5.3.4 Unidades T2A y T1

Se clasifican como unidades de importancia hidrogeológica relativa muy pequeña a nula, corresponden a la subunidad inferior de la unidad hidrogeológica T2 y a la unidad T1 respectivamente (INGEOMINAS, 1995).

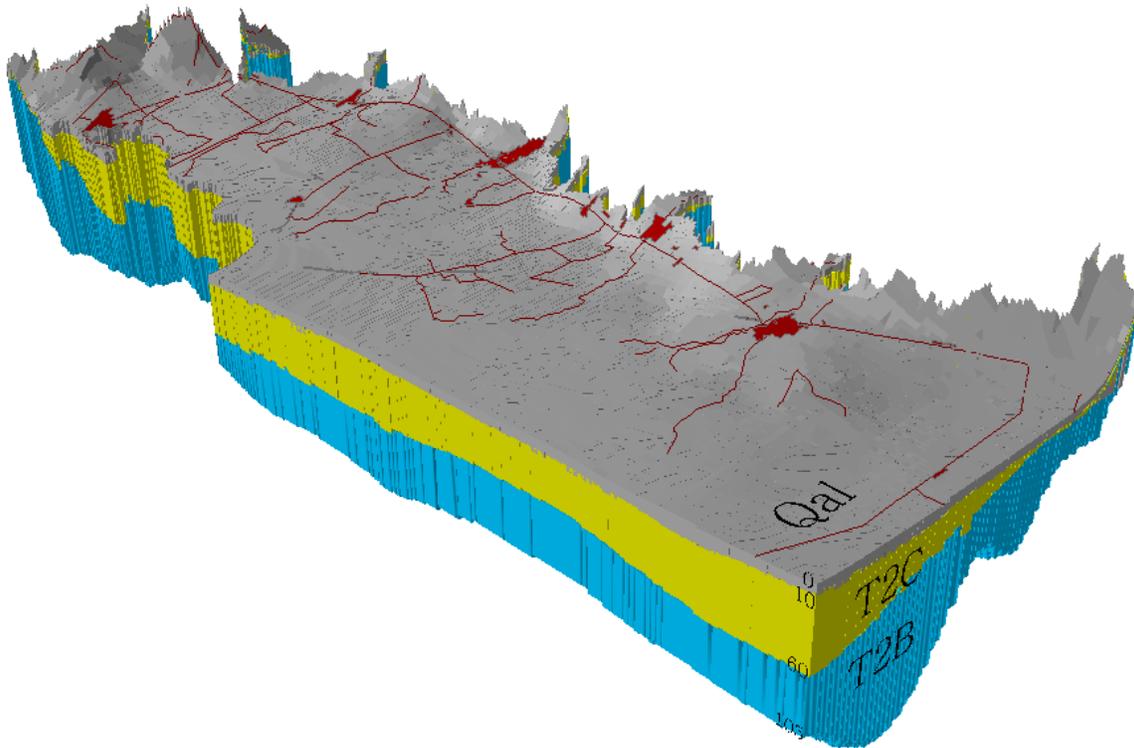


Figura 5. Bloque diagrama de la zona de estudio.

1.5.4 Recarga y demanda de agua subterránea

De acuerdo con INGEOMINAS (1995) el área de recarga del acuífero confinado del golfo de Urabá se localizaría al oriente del área de estudio, en el piedemonte de la serranía de Abibe entre los 50 y 200 metros de altura sobre el nivel del mar, cubre 22.350 hectáreas, correspondiente a los sitios donde aflora la unidad T2B; al considerar que la infiltración varía entre los 49,7 y 387,1 mm/año, se calcula que la oferta anual de agua subterránea asciende a 29.103.905 m³/año. Análisis procedentes de la interpretación de las características hidroquímicas e isotópicas abren nuevas preguntas a partir de las cuales se sugerirán como resultado del presente estudio nuevas hipótesis sobre el origen del agua almacenada en el acuífero de Urabá

La demanda de agua subterránea en la zona está estimada a partir de las concesiones otorgadas para uso en actividades de riego, lavado del banano, abastecimiento público y doméstico, industrial y pecuario; de acuerdo a la información disponible en el Sistema de Información de Agua Subterráneas de Urabá de CORPOURABA, SIAS, en la zona existen 678 pozos profundos; de los cuales el 81% (550) están activos, 4% (27) están inactivos y el 15% (101) corresponde a pozos abandonados. Con base en lo anterior, el seguimiento y reportes de consumo realizados por los usuarios, la demanda de agua subterránea asciende a los 22.000.000 m³/año, siendo el riego la actividad que más demanda el recurso, utilizando cerca del 70% del agua extraída del acuífero.

De acuerdo con la información de oferta y demanda de agua subterránea en el Eje Bananero de Urabá, aún no se extraen en su totalidad los recursos explotables del acuífero, pero en época seca cuando empiezan a operar los sistemas de riego para el banano, se inducen abatimientos que generan interferencia entre los pozos y modifican el flujo natural de agua subterránea.

1.5.5 Propiedades hidráulicas

Para la construcción del mapa de conductividad hidráulica, se interpretaron 65 pruebas de bombeo de pozos que captan la subunidad T2B y T2C de la formación Corpa, se encontró que la conductividad hidráulica del acuífero del golfo de Urabá varía de los 2 m/día al norte (Turbo) hasta los 28 m/día al sur del área de estudio (Chigorodó)

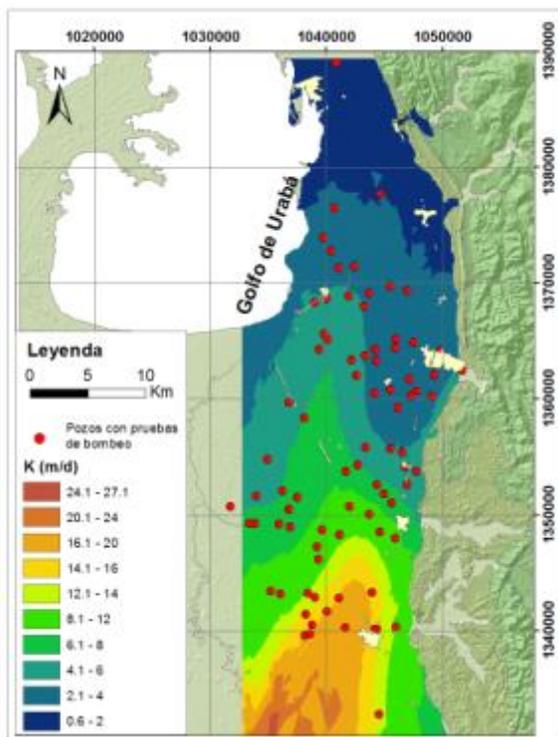


Figura 6. Variación de la conductividad hidráulica. Modelo geoestadístico Kriging exponencial.

1.5.6 Niveles piezométricos y flujo de agua subterránea

La red de monitoreo de agua subterránea del acuífero del Golfo de Urabá está conformada por 62 pozos. La medición de niveles se realiza tres veces al año, durante los meses de marzo, agosto y noviembre, los cuales coinciden con las épocas seca, transición y lluvia respectivamente.

Algunos pozos de la red de monitoreo cuenta con registro desde el año 1994, permitiendo evaluar el comportamiento temporal de los niveles piezométricos del acuífero. Los niveles mínimos coinciden con la época seca y de alta demanda que se presenta entre los meses de diciembre y marzo, periodo en el que funcionan los pozos para riego localizados en las fincas bananeras. Durante estos meses se producen los máximos abatimientos en el

acuífero, derivado de la interferencia entre las áreas de influencia de cada pozo. Cuando termina la época seca, los pozos de riego dejan de operar y el nivel estático del acuífero en estos puntos se vuelve a recuperar. En la figura 7, se muestra el comportamiento temporal de los niveles en pozos de la red de monitoreo localizados al sur de la zona de estudio. A partir de 2004, el comportamiento de los niveles piezométricos siguieron que ha habido un cambio en el régimen de explotación del agua subterránea.

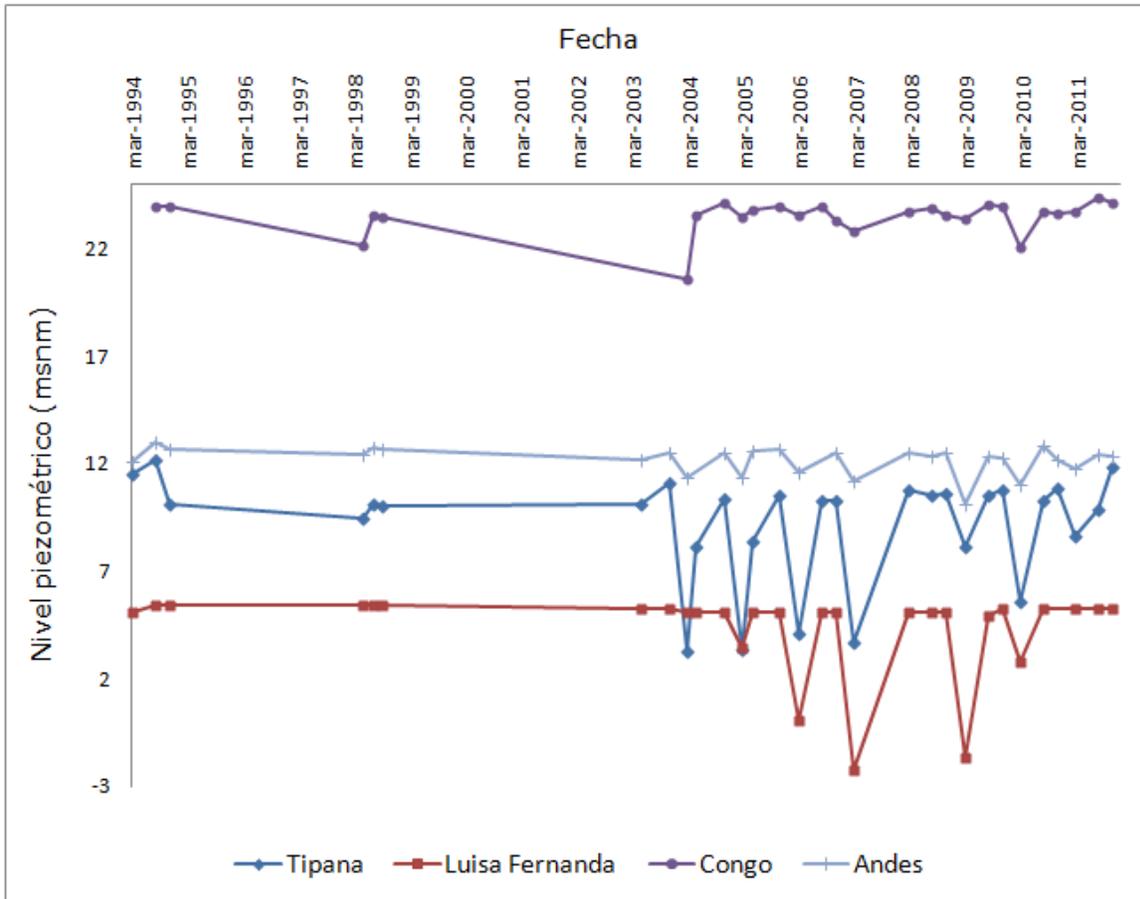


Figura 7. Comportamiento temporal de niveles piezométricos en cuatro pozos de monitoreo (Luisa Fernanda, Tipana, Congo y Andes).

1.5.6.1 Comportamiento espacial de niveles piezométricos

A partir del monitoreo sistemático realizado por CORPOURABA, se realizó la representación espacial y estacional de la variación de los niveles piezométricos para los meses de marzo (época seca), agosto (época de transición) y noviembre (época de lluvias), periodos en los cuales se contó con el mayor número de pozos monitoreados.

En la figura 8 se muestra el comportamiento de la superficie piezométrica para el mes de marzo de 2011, época donde se presenta la máxima demanda de agua del acuífero por la entrada en operación de los pozos destinados para riego del cultivo de banano y por ello se tienen los niveles piezométricos más bajos del año.

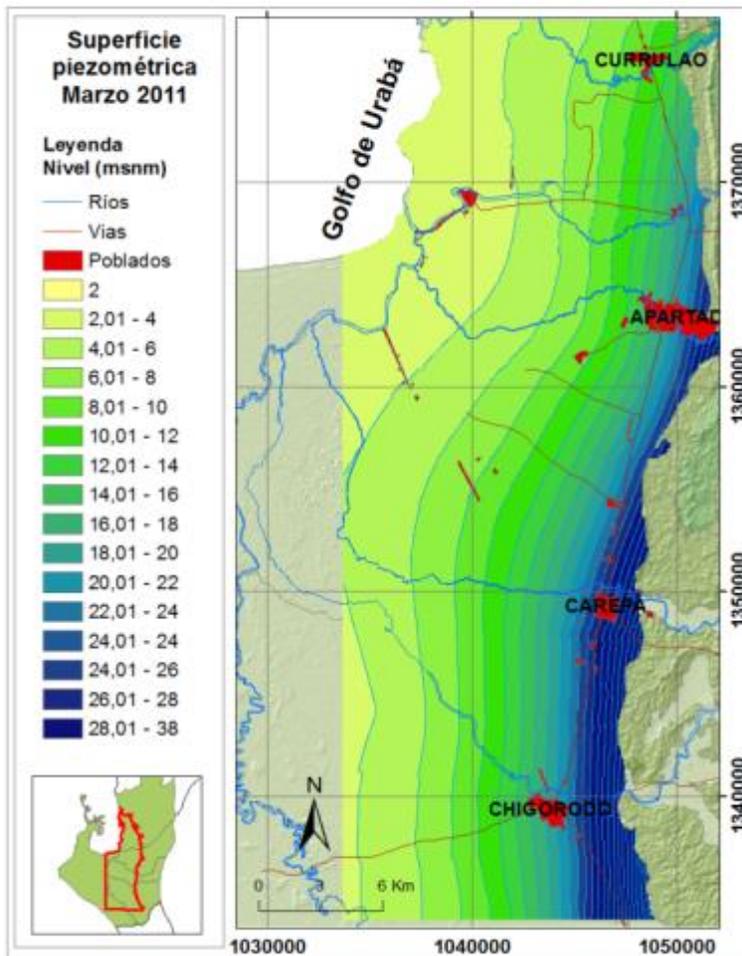


Figura 8. Superficie piezométrica durante el mes de marzo de 2011. Modelo geoestadístico Kriggin esférico.

Durante el mes de agosto se observa una leve recuperación en los niveles piezométricos, producto del cese de operación de los pozos utilizados para riego del cultivo de banano. En el mes de agosto la isopieza 4 msnm está más cerca de la costa que durante el mes de marzo (figura 9).

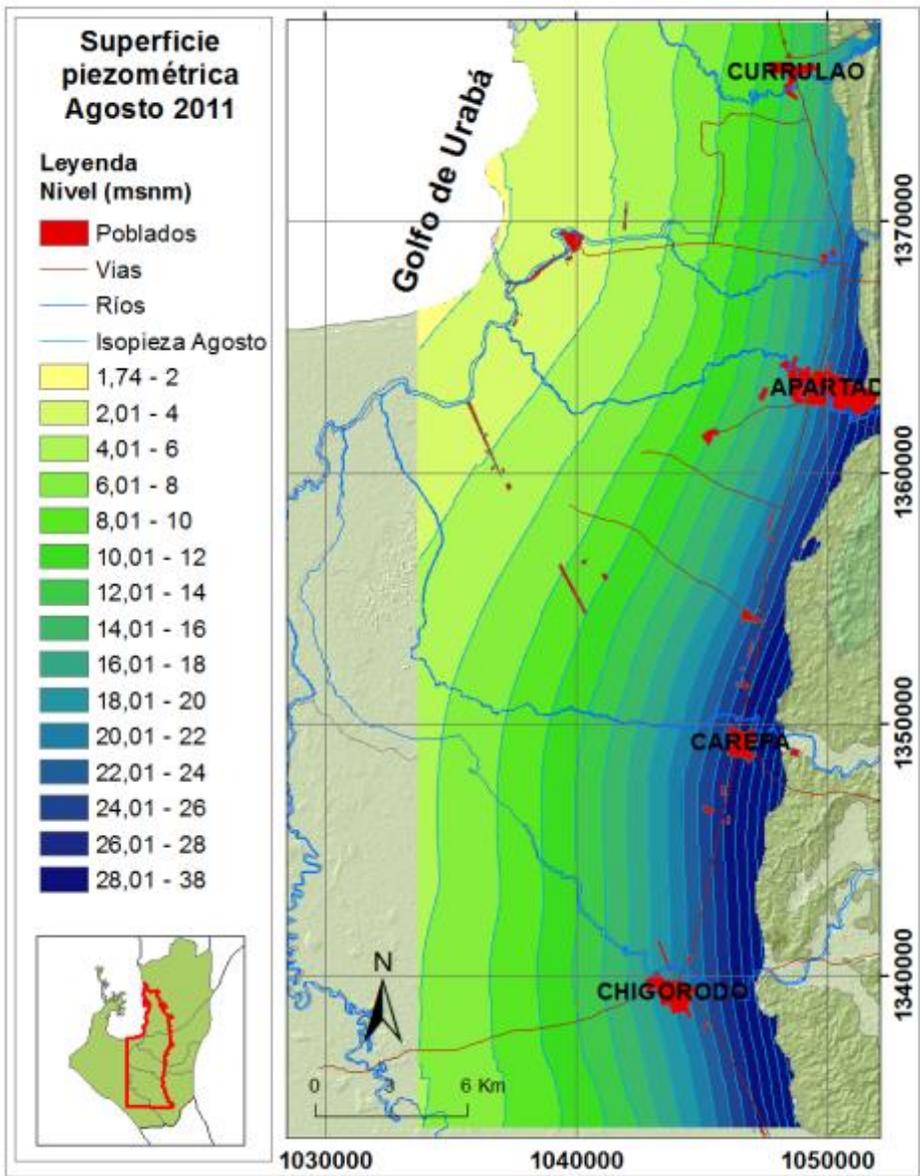


Figura 9. Superficie piezométrica durante el mes de Agosto de 2011. Modelo geoestadístico Kriggin esférico.

Por su parte, los niveles durante el mes de noviembre son similares a los obtenidos durante el mes de agosto de cada año, debido a que durante estos periodos generalmente no operan los pozos destinados para el riego del banano y la demanda de agua subterránea es similar.

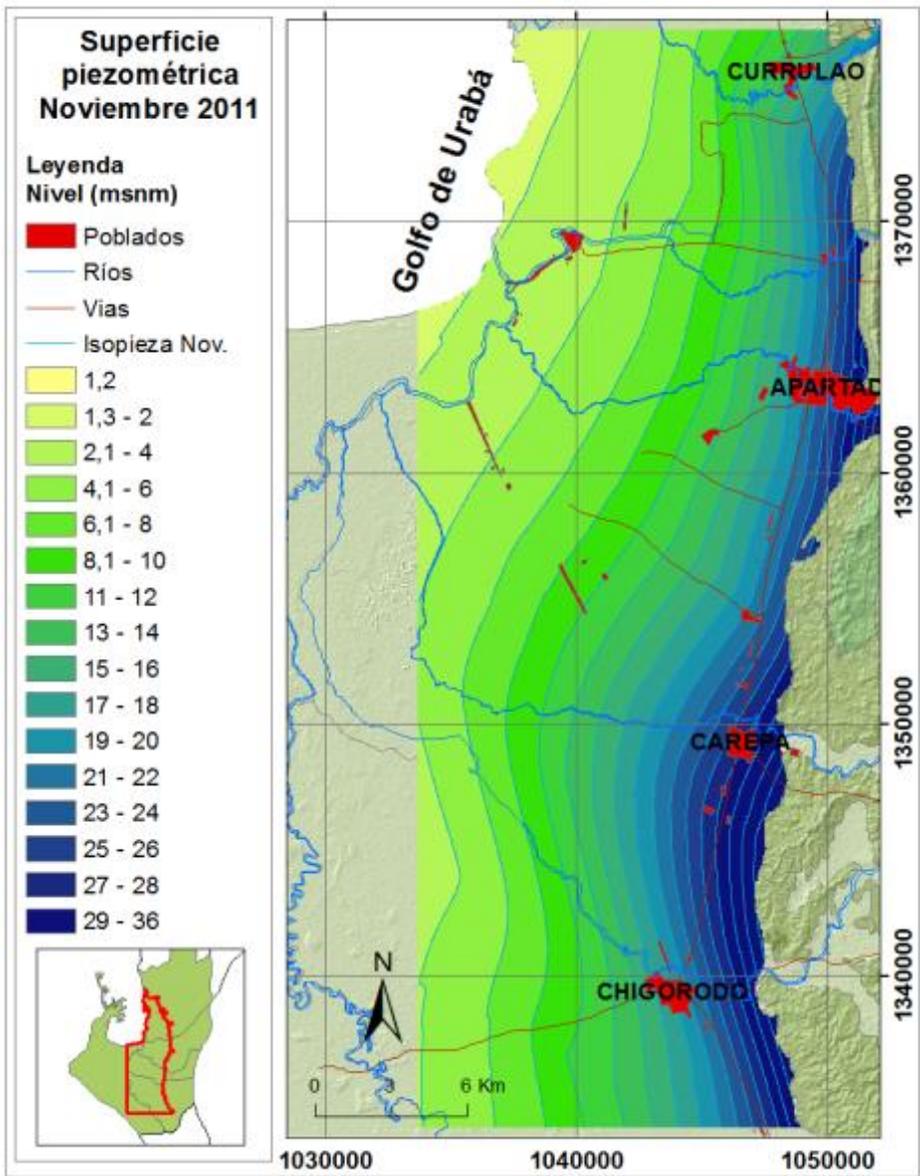


Figura 10. Superficie piezométrica durante el mes de noviembre de 2011. Modelo geoestadístico Kriggin esférico.

A partir de las superficies piezométricas representadas, se observa que en general el flujo de agua subterránea tiene dos componentes: una hacia noroeste (golfo de Urabá) y otra en dirección al río León. Al occidente del área de estudio se observa una línea de pozos surgente en dirección sur-norte y en la zona costera la superficie piezométrica siempre está por encima del nivel del terreno, aspecto sumamente importante porque actúa como barrera contra una posible intrusión marina (figura 11).

Este comportamiento del flujo permite inferir que la zona de recarga del acuífero confinado está localizada al oriente del área de estudio, hacia la serranía de Abibe. Dada la similitud

del comportamiento de flujo, se toma como superficie piezométrica para la delineación de las líneas de flujo la correspondiente al mes de agosto de 2011(figura 11).

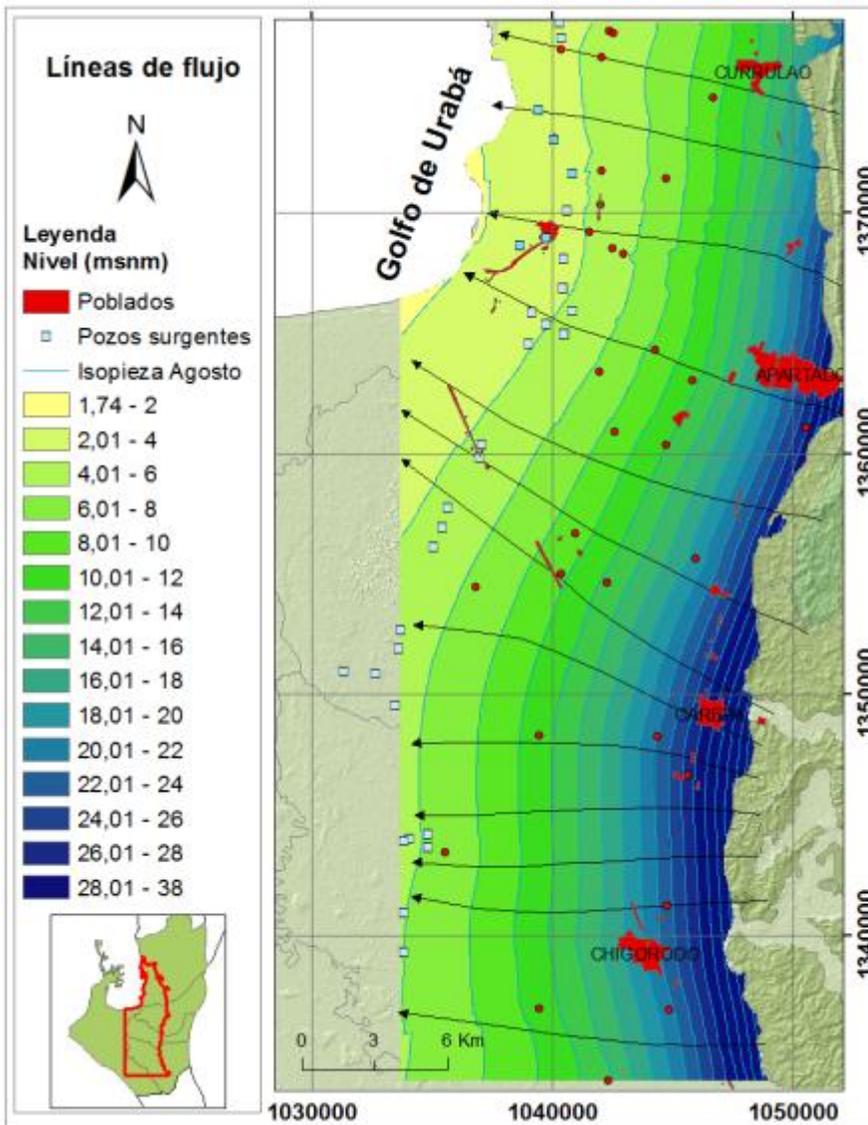


Figura 11. Líneas de flujo correspondiente al mes de agosto de 2011. Modelo geostatístico Kriging Esférico.

2 MARCO CONCEPTUAL

A continuación se enuncian las bases conceptuales en las que se fundamenta esta investigación. Se define lo que se entiende por modelo hidrogeológico conceptual, los principios hidrogeoquímicos, los principales procesos que modifican la química del agua subterránea y los conceptos básicos para la interpretación de los datos, posteriormente se tratan los aspectos de la isotopía y su aplicación en el estudio del agua subterránea.

2.1 Contexto general

2.1.1 Modelo hidrogeológico

Un Modelo conceptual es una representación pictórica del sistema de flujo del agua que incluye mapas, bloques diagrama y secciones transversales, sobre las que se señalan las características de sus elementos y se describe la naturaleza y magnitud de los procesos que relacionan sus componentes. Este modelo integra la información acerca de las características de los sistemas superficial, atmosférico y subterráneo (Anderson y Woessner, 1992).

Un modelo hidrogeológico conceptual siempre estará sujeto a incertidumbre, la cual puede ser controlada con ejercicios sistemáticos de refinamiento soportados en la recolección periódica de nuevos datos, que lleven al mejoramiento, ajuste o incluso a la reformulación del modelo; pero aun así, este nunca representará fielmente al sistema en sus condiciones naturales. La conceptualización de un modelo hidrológico es función del estado del conocimiento, y por tanto cambia continuamente con los avances de la ciencia (Zheng et al). La prueba de la validez de un modelo hidrogeológico conceptual se logra mediante la aplicación de técnicas de investigación específicas (modelación numérica, hidroquímica e isotopía) que permiten interpretar los procesos y luego comparar los resultados con las observaciones de campo (Betancur, 2008).

2.1.2 Fundamentos de la hidrogeoquímica

La hidrogeoquímica trata del origen, los procesos y la evolución de la composición del agua almacenada en las unidades hidrogeológicas (acuíferos). Ésta es una herramienta básica que, además de determinar la calidad natural del agua para diferentes usos, permite la identificación de zonas de recarga y descarga, dirección del flujo subterráneo, mezclas e interconexiones de agua de diferentes orígenes (aguas superficiales y subterráneas, entre acuíferos), origen del agua subterránea, tiempo de residencia de las aguas subterráneas, identificación de ocurrencias de aguas termales y minerales.

El empleo de la técnicas hidrogeoquímicas se basa en el postulado según el cual la composición química de las aguas subterráneas es el resultado de la combinación de las características químicas propias del agua que, proveniente de la lluvia o de fuentes superficiales, entra al acuífero, y las reacciones que se presentan con el medio mientras esta circula a través del suelo y durante su almacenamiento en la roca (Appelo y Postma, 2005),

sin dejar a un lado las alteraciones que pueden producirse debido a fuentes de contaminación asociadas a las actividades antrópicas que se realizan cerca de las zonas de recarga y almacenamiento.

En una muestra de agua típica los principales iones existentes en solución son: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- y CO_3^{2-} . Se encuentran otros iones en menores concentraciones como: NO_3^- , F^- , Br^- , Si^{2+} , Ba^{2+} , Fe^{2+} , Li^+ , B^{3+} y PO_4^{3-} . A continuación se presentan las principales fuentes de algunos iones mayoritarios.

Tabla 1. Origen de algunos iones disueltos en el agua subterránea

Ion	Fuente de origen
Cloruro (Cl^-)	Lavado de terrenos marinos, aguas congénitas y fósiles. Puede proceder también de la meteorización de rocas, aunque su aporte es pequeño.
Sulfato (SO_4^{2-})	Lavado de terrenos formados en ambiente marino, de la oxidación de sulfuros que se encuentran ampliamente distribuidos en rocas ígneas y sedimentarias, y de la descomposición de sustancias orgánicas.
Bicarbonato (HCO_3^-) y carbonato (CO_3^{2-})	Disolución de calizas y dolomías, reducción de sulfatos, hidrólisis de silicatos.
Nitrato (NO_3^-)	Descomposición de materia orgánica, contaminación antrópica y en pequeña proporción del agua lluvia.
Sodio (Na^+)	Meteorización de silicatos tipo albita y la disolución de rocas sedimentarias de origen marino y depósitos evaporíticos
Potasio (K^+)	Meteorización de feldespatos y silicatos y ocasionalmente de la solubilización de depósitos de evaporitas; en pequeña cantidad del aporte del agua lluvia y de la contaminación industrial, minera y agrícola.
Calcio (Ca^{2+})	Disolución de calcita, dolomita, yeso anhortita, piroxenos
Magnesio (Mg^{2+})	Disolución de rocas carbonatadas (dolomías y calizas magnesianas), evaporitas y de la alteración de silicatos ferromagnesianos.

2.1.2.1 Composición y evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas

La composición química del agua en un acuífero depende de la composición química del agua que recarga al acuífero (en general, la lluvia en el área de recarga del acuífero), más un conjunto de reacciones agua-terreno a lo largo del flujo del agua por el mismo (disolución de CO_2 , disolución/precipitación de minerales, complejación iónica, adsorción, intercambio iónico, mezcla con aguas de distintas características químicas, ultrafiltración, más los efectos de la advección y la dispersión (Manzano, 2008).

El agua desde que se infiltra en el subsuelo hasta que sale al exterior en un río, manantial o captación, pueden transcurrir unos días o miles de años, y el recorrido puede ser muy corto o de varios kilómetros. Por tanto, la evolución química del agua dependerá de los minerales con los que entre en contacto y del tiempo de residencia. Aunque las reacciones y procesos químicos que se desarrollan son muy variados, Chebotarev (1955) planteó que como norma general, se observa que las aguas subterráneas con menor tiempo de permanencia en el subsuelo son generalmente bicarbonatadas. Después predomina el sulfato, y las aguas más salinas con cloruradas. El equivalente para los cationes sería calcio, magnesio y sodio, sin embargo para este caso existe un mayor número de excepciones dado que esta evolución

depende de la abundancia y solubilidad de los minerales presentes en la roca (Sánchez, 2012).



Figura 12. Serie de evolución química del agua según Chebotarev

Esta aparente linealidad de la composición química de las aguas subterráneas, es afectada por procesos modificadores que tienen lugar a lo largo del flujo del agua subterránea en los acuíferos. Entre los procesos modificadores del agua subterránea podemos señalar entre otros:

La disolución de algunos minerales como carbonatos, evaporitas y silicatos. Las rocas carbonatadas y evaporíticas son más solubles que los silicatos y modifican de forma significativa la composición del agua subterránea en la zona no saturada (Appelo y Postma, 2005). La disolución de carbonatos incorpora Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO_3^- , Sr y Ba al agua, y origina aguas de tipo bicarbonatado cálcico.

Los silicatos se disuelven más lentamente y modifican la composición del agua a más largo plazo. La disolución de silicatos incorpora Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , P, Al, Si, Fe, etc. al agua, aunque debido a la mayor solubilidad y a la ubicuidad de los carbonatos, en general las aguas subterráneas oscilan entre los tipos clorurado-sódico y bicarbonatado cálcico (Manzano, 2008).

Los fenómenos de oxidación-reducción pueden modificar la composición del agua ya sea poniendo en solución o precipitando ciertos iones que pueden presentarse en varios estados de valencia. Los fenómenos redox son particularmente importantes en relación con la solubilización del hierro y también del manganeso el cual se comporta de forma similar aunque es mucho menos abundante; se puede disolver en medios reductores y se precipita con mucha facilidad cuando el medio pasa a ser oxidante. El ion nitrato es también afectado por los procesos redox ya que puede ser reducido a N_2 o NH_4^{+1} , igualmente sucede con el SO_4^{-2} que da lugar a S^{-2} (Custodio, 2001).

El intercambio iónico afecta principalmente a los cationes (Na^{+1} , Ca^{+2} y Mg^{+2}), pero también a los aniones. Se debe a la presencia de arcillas, materia orgánica, etc. con cargas superficiales (generalmente negativas) no equilibradas. El lavado de acuíferos costeros con agua salina antigua ocasiona ablandamiento por intercambio del tipo Na/CaX , mientras que la salinización activa de acuíferos ocasiona endurecimiento del agua por intercambio del tipo Ca/NaX . Esta diferencia se utiliza para discriminar el origen del agua salina que se está desplazando (Manzano, 2008).

También se puede presentar contaminación de las aguas por efecto de intrusión salina que incrementa la presencia de sales, especialmente en acuíferos costeros. Este fenómeno está estrechamente relacionado con sobreexplotación a la que son sometidos al constituir el acuífero la principal fuente de recurso hídrico (Araguas y Gonfiantini, 1988), especialmente zonas donde la precipitación es escasa, caudal superficiales intermitentes o de baja calidad.

2.1.2.2 Análisis de información hidroquímica

Para la interpretación de las características hidroquímica del agua existen varias técnicas. Se suelen utilizar Mapas de isoconcentraciones, útiles para estudiar e ilustrar la distribución espacial de un parámetro químico (calidad, conductividad eléctrica, se pueden representar espacialmente los diagramas de stiff, etc).

Para estudiar relaciones entre varias aguas o entre el agua y el terreno, son útiles los diagramas de Stiff que caracterizan el contenido salino total de un agua y permiten ver evoluciones de composición espaciales y/o temporales, también pueden representarse en un mapa, con lo que se visualiza rápidamente la variación espacial de la mineralización del agua en el acuífero.

Los diagramas de Schöeller-Berkaloff sobre una misma línea de flujo permite establecer la evolución del agua en el acuífero, así como determinar los procesos modificatorios, como intercambio iónico, procesos de óxido reducción y mezcla de diferentes tipos de agua. Es muy útil para estudiar la evolución temporal de aguas subterráneas en un mismo punto.

Los diagramas Piper son quizás el método gráfico más ampliamente difundido para la caracterización química del agua y el análisis tentativo de su origen y grado de evolución. Permiten entre otros aspectos:

- Caracterizar la facies hidroquímica de cada muestra de agua
- Visualizar la evolución geoquímica de las aguas subterráneas.
- Detectar procesos como intercambio catiónico.
- Detectar mezclas entre dos tipos de agua.
- Detectar procesos de dilución o precipitación de especies iónicas.
- Con la cartografía y localización de los puntos de muestreo permite validar o lanzar hipótesis de la localización de la zona de recarga de los acuíferos.

Junto con diagramas anteriores también se utilizan los análisis estadísticos que pueden ser simples como la determinación de rangos de variación, y más complejos como graficas de frecuencia acumulada que permitan el reconocimiento de poblaciones múltiples y anomalías. El análisis factorial frecuentemente facilita la simplificación del número de variables (factores) que pueden representar diferentes fuentes. Una descripción detallada de estas técnicas puede encontrarse en referencias como: Custodio, 2001, Honslow, 1995, Appelo y Postma, 2005.

2.1.3 Utilización de isótopos estables en agua subterránea

La utilización de las técnicas isotópicas en sistemas acuíferos se fundamenta en el hecho de que el agua subterránea puede tener diferentes composiciones isotópicas de acuerdo con su ambiente de recarga. La relación de isótopos entre aguas superficiales y subterráneas, la similitud en la composición entre las aguas de precipitación y las tomadas del acuífero, la relación altitudinal y la semejanza entre aguas provenientes de formaciones vecinas, permiten interpretar el fenómeno de la recarga, determinar patrones de flujo regional y confirmar la distribución de las unidades hidro-estratigráficas (Clack y Fritz, 1999).

Los isótopos estables más utilizados son los de los elementos que conforman la molécula de agua, particularmente el deuterio (^2H) y el oxígeno 18 (^{18}O). Para los isótopos estables, la abundancia o relación isotópica se define como la proporción entre el isótopo en defecto (menos abundante) y el isótopo en exceso (más abundante). Se representa por la expresión:

$$R = \frac{\text{abundancia del isótopo en defecto}}{\text{abundancia del isótopo en exceso}} \quad (\text{Ec. 1})$$

La abundancia isotópica se describe normalmente como un desplazamiento de la relación isotópica de una muestra cualquiera relativo a una muestra de referencia (patrón o estándar). El resultado se expresa en tanto por mil.

$$\delta_{A/r} = \frac{R_A - R_r}{R_r} \quad (\text{Ec. 2})$$

El estándar internacionalmente aceptado para las relaciones isotópicas del hidrógeno y del oxígeno es Estándar del Agua Media Oceánica de Viena (Vienna Standard Mean Ocean Water, VSMOW), el estándar representa en general el reservorio del elemento definido el más abundante naturalmente.

2.1.3.1 Fraccionamiento isotópico

El comportamiento de las moléculas que tienen diferentes reparticiones isotópicas no es exactamente igual, pues existen pequeñas diferencias en el comportamiento tanto químico como físico de los compuestos isotópicos, ocasionado por un fenómeno denominado "fraccionamiento isotópico". La causa principal de esta diferencia en el comportamiento de las moléculas está relacionada con la masa, pues las moléculas isotópicamente más pesadas poseen menor movilidad y mayor energía de asociación en los enlaces. El proceso de fraccionamiento isotópico se expresa como el cociente de las relaciones isotópicas de dos componentes de una reacción de equilibrio químico ($A \leftrightarrow B$), o la posterior y anterior en un proceso químico de transición ($A \rightarrow B$). (IAEA/UNESCO, 2001).

El fraccionamiento es el responsable de los cambios de la composición isotópica del agua en el paso de una fase a otra y afectado por los siguientes factores:

- Latitud, a medida que aumenta la latitud (nos alejamos del ecuador), se producen precipitaciones con valores de δ (desviación isotópica) para el Deuterio y ^{18}O cada vez más empobrecidos.
- El efecto continental, a medida que la masa de nubes ingresa al continente y se produce la lluvia, las moléculas más pesadas tendrán preferencia al momento de formar parte de la fase de condensación, por lo tanto, las lluvias producidas presentan valores de δ de Deuterio y ^{18}O cada vez más empobrecidos.
- Altitud, a medida que aumenta la altitud y se producen las precipitaciones, los valores de δ del Deuterio y ^{18}O van disminuyendo. Esta relación es muy útil en hidrogeología, pues permite identificar la elevación a la que se produce la recarga
- El efecto estacional, (en regiones con clima templado), la lluvia presenta valores de δ del Deuterio y ^{18}O más negativos durante el invierno.
- Intensidad de la lluvia, durante tormentas intensas los valores de δ (desviación isotópica) para el Deuterio y ^{18}O son más negativos que los presentados en las precipitaciones normales.

2.1.3.2 Relación entre las variaciones del ^2H y el ^{18}O en el agua

Craig (1961) y Dansgaard (1964), encontraron una relación entre los valores $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación para diferentes partes del mundo. La relación viene dada por la siguiente ecuación cuyas magnitudes se expresan en tanto por mil:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (\text{Ec. 3})$$

Gráficamente esta ecuación representa la curva que se conoce con el nombre de Línea Meteorica Mundial. Sin embargo, localmente pueden existir ligeras variaciones que se investigan a partir del análisis del agua de lluvia no evaporada colectada durante un tiempo, donde a partir del contenido isotópico de Deuterio y ^{18}O se construye la que se denomina línea meteórica local.

La construcción de la línea meteórica local y la posterior comparación del contenido isotópico de las muestras de agua analizadas del acuífero, permitirá delimitar la zona de recarga y determinar si las aguas subterráneas provienen de la lluvia local, de precipitaciones infiltradas en la parte alta de las montañas, de un río, un lago o combinaciones de las mismas; de igual forma se podrá conocer si el agua procede de una época anterior a la actual y en el caso un acuífero costero sometido a problemas de salinización establecer el origen o causas de la misma.

2.1.3.3 Identificación del origen de la recarga de acuíferos

La composición isotópica que presenta determinado tipo de agua es como una huella dactilar, pues aguas de distintos orígenes poseen diferente composición isotópica; el agua que se evapora del océano está enriquecida en isótopos ligeros (^1H y ^{16}O) y por ende empobrecidas en Deuterio y ^{18}O con respecto del agua del mar; de igual forma las aguas de glaciales, nieve y fuentes continentales presentan valores Deuterio y ^{18}O muy bajos en comparación con las aguas del océano. Las aguas geotermales constituyen un caso

particular, pues presenta valores positivos para la desviación isotópica del ^{18}O debido a que las altas temperatura producen un intercambio importante a nivel isotópico entre los dos componentes (suelo – agua), como hay pocos minerales con hidrogeno en la estructura de la roca, se va a presentar una modificación principalmente con el ^{18}O y como los minerales de la roca son más enriquecidos en este isótopo que las aguas, el resultado va a ser una desviación horizontal hacia un polo más enriquecido de las aguas.

A medida que disminuye la temperatura del aire, ya sea por efectos estacionales, latitudinales o elevación, se produce un empobrecimiento de los isotopos más pesados, lo que puede ser útil para determinar la zona de recarga de los acuíferos. Los acuíferos pueden estar alimentados directamente por agua lluvia o indirectamente por un lago, un río o por una mezcla de dos o más fuentes, inclusive el origen podría ser de la lluvia directa pero que se evapora antes de infiltrarse al acuífero o provenir de la lluvia que cae en la parte alta de las montañas.

Cuando el origen del agua subterránea es atribuido a la combinación de dos fuentes, su diferencias en las desviación (δ) isotópicas de Deuterio y ^{18}O , permitirá determinar la proporción parcial a la recarga y las zonas de influencia de dichas fuentes.

En caso de que las aguas del acuífero provengan de lluvias caídas e infiltradas en zonas altas, las desviaciones (δ) de Deuterio y ^{18}O van a ser mucho menor que las contenidas en las lluvias locales o en zonas más bajas, puesto que la altitud afecta las concentraciones de Deuterio y ^{18}O en las precipitaciones.

En fin los efectos producidos sobre el fraccionamiento isotópicos por la latitud, la altura, el continente, las estaciones y la cantidad de lluvia que cae en la zona son importante para interpretar y conocer el origen de la recarga del agua subterránea.

2.1.4 Datación o tiempo de residencia

En agua subterránea, se entiende como datación al tiempo que transcurre desde que se introdujo el agua al acuífero a través de la zona de recarga hasta que su llegada al punto al cual se extrae la muestra. Este tiempo depende de los parámetros hidrodinámicos del acuífero como la conductividad hidráulica, distribución de las líneas de flujo, dispersión, gradiente hidráulico entre otros.

Las técnicas más desarrolladas de datación de las aguas subterráneas son las que se basan en medida de las concentraciones de Tritio y ^{14}C . Según Plata (1972), estas permiten:

- La determinación de líneas de flujo y velocidad del agua.
- Interconexiones entre acuíferos y entre acuíferos y fuentes externas.
- Detección de fracturas o canalizaciones.
- Capacidad del acuífero, mezclado de aguas de diversas edades o procedencia, tiempo de renovación y estratificación de las aguas.
- Determinación de la edad relativa de las aguas del acuífero.

2.1.4.1 Aplicación del ^{14}C en la determinación de la edad del agua subterránea

La datación a través del ^{14}C , tiene su fundamento en la medida de este en las especies carbonatadas del agua, que en su mayoría proviene de la disolución del CO_2 atmosférico por las lluvias y del CO_2 del suelo (biogénico) disuelto e incorporado al agua durante su infiltración. Estos dos procesos han aportado desde hace miles de años, una concentración determinada de ^{14}C al agua, que ha alcanzado un estado estacionario a lo largo de la historia geológica de la tierra. Esta concentración expresado en términos de la relación isotópica ($R^{14}\text{C} = ^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) es del orden de 10^{-12} , que equivale a una actividad específica de 15.3 dpm/gC (desintegraciones por minuto por cada gramo de carbono).

Dado que el periodo de vida media del ^{14}C es de 5.730 años, este isótopo permite la datación de aguas con edades comprendidas entre los 200 (aguas recientes) hasta un límite superior a los 35.000 años (Plata, 1972).

Por otra parte, tal como sucedió con el Tritio, como consecuencia de ensayos nucleares, realizados principalmente entre 1952 y 1963, la concentración natural del ^{14}C experimentó un aumento importante, la cual llegó a valores próximos a las 30 dpm/gC en el hemisferio norte. Esta particularidad ofrece la posibilidad de que el ^{14}C pueda ser utilizados para datar aguas recientes, es decir, que si se encuentran en el agua subterránea concentraciones de ^{14}C superiores a 15.3 dpm/gC, es señal que dicha muestra es, parcial o totalmente, posterior a (Plata 1972).

No obstante, una de las dificultades de la datación del agua subterránea a través esta técnica, radica en que el $^{14}\text{CO}_2$ atmosférico o biogénico disuelto por el agua durante el proceso de precipitación e infiltración, reacciona parcialmente, con los carbonatos del suelo, disolviéndolos y produciendo un intercambio isotópico que modifica la concentración inicial de ^{14}C ($C_0 = 15.3$ dpm/gC). Como el carbonato contenido en el medio es muy antiguo y, por consiguiente, no contiene ^{14}C ($^{14}\text{a} = 0\%$), al producirse la reacción de carbono antiguo y el moderno, disminuye la concentración de ^{14}C existente inicialmente en el CO_2 disuelto en el agua, por lo que el efecto más frecuente es el envejecimiento aparente del agua. Esto quiere decir que para la datación se debe tomar una concentración inicial (C_0) inferior a 15.3 dpm/gC, dependiendo de la cantidad de carbonatos del medio que ha sido disueltos por el agua.

Para la corrección de la edad del agua subterránea resulta importante la desviación isotópica del carbono-13 ($^{13}\delta$ descrita mediante la Ec. 6), pues permite identificar las fuentes del CO_2 que interviene en el sistema carbonato- CO_2 .

Según Mook (2001), el carbono inorgánico disuelto en el agua puede tener diversos orígenes: del CO_2 del terreno; el CO_2 de origen geogénico o el CO_2 magmático (desde fuentes corticales profundas o del manto); de la materia orgánica muerta; de los sólidos y de las rocas, de los minerales con metano y con carbonato. Cada una de estas fuentes posee una composición isotópica diferente y contribuye al carbono disuelto total con proporciones diferentes. Por lo tanto la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto en el agua subterránea abarca un rango amplio de valores del $^{13}\delta$. El dióxido de carbono sólido posee

normalmente un valor del orden de -22‰; en los terrenos tropicales su valor puede ser más positivo, del orden de -11‰. El dióxido de carbono de origen endógeno o magmático presenta valores de $^{13}\delta$ de -6‰, el carbono de las rocas sedimentarias normalmente es del orden de cero siempre y cuando se derive de los carbonatos marinos. El carbono orgánico de las plantas terrestres posee valores de $^{13}\delta$ entre -30 y -10‰.

2.2 Estado del arte

La aplicación de los isótopos ambientales en hidrología se remonta al año 1935, cuando se hicieron las primeras medidas de las relaciones en el agua del lago Lago Michigan (Dole, 1935). Sin embargo los primeros artículos científicos sobre la aplicación de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno para aguas naturales, surgieron después de la 2ª guerra mundial (Epstein y Mayeda, 1953). Después de los años 60 la comunidad científica compuesta por hidrogeólogos y geoquímicos desarrollan las técnicas isotópicas para el estudio de las aguas subterráneas, siendo esenciales para definir modelos hidrogeológicos conceptuales, establecer procesos de circulación del agua subterránea, origen del agua y de solutos, estudios de tiempo de residencia del agua subterránea y de paleohidrología.

El estado del arte en el uso de isótopos para la caracterización de sistemas acuíferos se escribe a diario, a través de trabajos publicados en Hydrogeology Journal. Estudios como Groundwater flow patterns in the San Luis Valley, Colorado, USA revisited: an evaluation of solute and isotopic data (Mayo, Davey, & Christiansen, 2007), muestra el uso de isótopos estables y radiactivos para la determinación de mecanismo de recarga. En el estudio Isotopes (δD and $\delta^{18}O$) in precipitation, groundwater and surface water in the Ordos Plateau, China: implications with respect to groundwater recharge and circulation (Lihe, y otros, 2011), se determinaron dos mecanismo de recarga, uno relacionado con un flujo preferencial y la lluvia; igualmente el empobrecimiento del agua subterránea más profunda determinó que el agua subterránea puede haber sido recargada durante el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano, cuando el clima fue más húmedo y más frío que en el presente.

En América latina, el Organismo Internacional de Energía Atómica (IAEA), ha impulsado el uso de las técnicas isotópicas para la investigación de acuíferos, a través del programa de aplicación de las técnicas nucleares para fines pacíficos, es así como se han realizado estudios que conllevan el uso de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas, dirigidos a evaluar los recursos hídricos en algunas zonas de interés, especialmente aquellas donde son más evidentes los problemas de acceso al agua, tanto en cantidad como en calidad. Cabe destacar los proyectos iniciados en los años 1987, 1994 y 2001 con participación de varios países latinoamericanos, en los que aplicó el deuterio y oxígeno 18 para la determinación del origen del agua subterránea y delimitación de la zona de recarga de acuíferos en varios países. De igual forma se utilizó con éxito el Carbono 14 y tritio para determinar el tiempo de residencia de las aguas.

Entre las investigaciones realizadas dentro de estos proyectos, cabe señalar, la desarrollada por Reynolds y Fraile (2009) en el que se analizó la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y δ^2H) de las aguas subterráneas del acuífero Barva (Costa Rica) y de la precipitación en la zona con la finalidad de identificar las aéreas de recarga y de evaluar los principales procesos

hidrológicos e hidrogeológicos. Estudios como Aquifer recharge and contamination determination using environmental isotopes: Santiago basin, Chile: A study case (Iriarte et al, 2009); Estudio hidrogeológico y modelación del acuífero Centro-Norte de Quito, Ecuador (Parreño et al, 2009); Estudio del acuífero aluvial del Valle de Estelí, Nicaragua, (Corrales y Delgado, 2009); Gestión sostenible del acuífero Raigón, Uruguay (Postiglione, et al., 2009). Se aplicaron técnicas hidroquímicas e isotópicas con la finalidad de conocer la evolución de las aguas subterráneas y mejorar los respectivos modelos hidrogeológicos conceptuales.

Entre los estudios más recientes y relevantes efectuados en Colombia con el Organismo Internacional de Energía Atómica (IAEA), se encuentran: Modelo hidrogeológico conceptual preliminar del acuífero de Pereira (Otálvaro et al, 2009); Estudio hidrogeológico con énfasis en hidroquímica del acuífero Morroa (Herrera et al, 2009); Estudio hidrogeológico con énfasis en hidroquímica de los acuíferos de la zona sur del departamento del Valle del Cauca (Medina et al, 2009); Exploración de las aguas subterráneas en Maicao mediante técnicas hidroquímicas e isotópicas (Toro et al, 2009). En estos estudios se utilizó la hidroquímica e isótopos estables y radiactivos para conocer la dinámica de las aguas subterráneas y mejorar los modelos hidrogeológicos conceptuales.

Cabe destacar los trabajos desarrollados por la Universidad Nacional de Colombia, Universidad de Antioquia y la Universidad Industrial de Santander. Vélez y Rhenals (2008), hicieron uso de isótopos ambientales para la determinación de la recarga de los acuíferos de Santa Fe de Antioquia (occidente de Antioquia). En el estudio se analizó deuterio y oxígeno - 18 con la finalidad de identificar zonas de recarga para el acuífero estudiado. Betancur (2008), utilizó técnicas hidroquímicas e isotópicas para validar el modelo hidrogeológico conceptual de acuífero del Bajo Cauca antioqueño, estableciendo una metodología para el estudio de un sistema acuífero tropical. Santa et al, en CRP con IAEA (2008), utilizaron técnicas hidroquímicas e isotópicas, para explicar la evolución de la conexión hidrológica entre el agua subterránea y el humedal ciénaga Colombia, localizado en el Bajo Cauca Antioqueño. Para el estudio y conformación de un modelo conceptual de recarga de los acuíferos de la región de Bucaramanga fueron utilizando isótopos ambientales (Gómez S. y otros, 2011).

Rodríguez (2004), retomó de diferentes fuentes datos isotópicos procedentes de 19 lugares diferentes del país y construyó la "Línea meteórica isotópica de Colombia", dando como resultado la siguiente ecuación: $\delta H_2 = (8.03 \pm 0.28) \delta O_{18} + 9.6$.

3 METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta una propuesta metodológica que permite, en términos generales, realizar la caracterización hidroquímica e isotópica del acuífero del golfo de Urabá.

3.1 Propuesta metodológica

La propuesta metodológica para el desarrollo de la investigación, tiene sus bases en las ideas desarrolladas por Santa et al (2008) durante su participación en el proyecto "Hydrochemical and isotopic techniques for the assessment of hydrological process in wetlands" desarrollado por la Universidad de Antioquia y el Organismo Internacional de Energía Atómica.

Para el logro de los objetivos se implementaron una serie de actividades generales propias de una investigación aplicada, se establecieron y definieron los criterios y procedimientos requeridos para el diseño de la red de muestreo, toma de muestras, e interpretación de resultados.

Se parte del modelo hidrogeológico conceptual, a partir del cual la necesidad de conocer con mayor detalle la dinámica de las aguas subterráneas genera nuevas preguntas y con ellas hipótesis de trabajo y planteamiento de objetivos para investigar y de esta forma ampliar el conocimiento del sistema acuífero del Golfo de Urabá.

Para realizar la caracterización hidroquímica e isotópica, es necesario contar con una red de monitoreo que permita la toma y análisis de muestras a partir de la cual se obtienen los datos que, al ser analizados y procesados, permiten interpretar química e isotópicamente el sistema y complementar el modelo hidrogeológico conceptual existente. Finalmente se tendrá un modelo conceptual mejor sustentado, menos incierto y a punto de ser sometido a nuevas preguntas en búsqueda de nuevas respuestas y un conocimiento más completo.

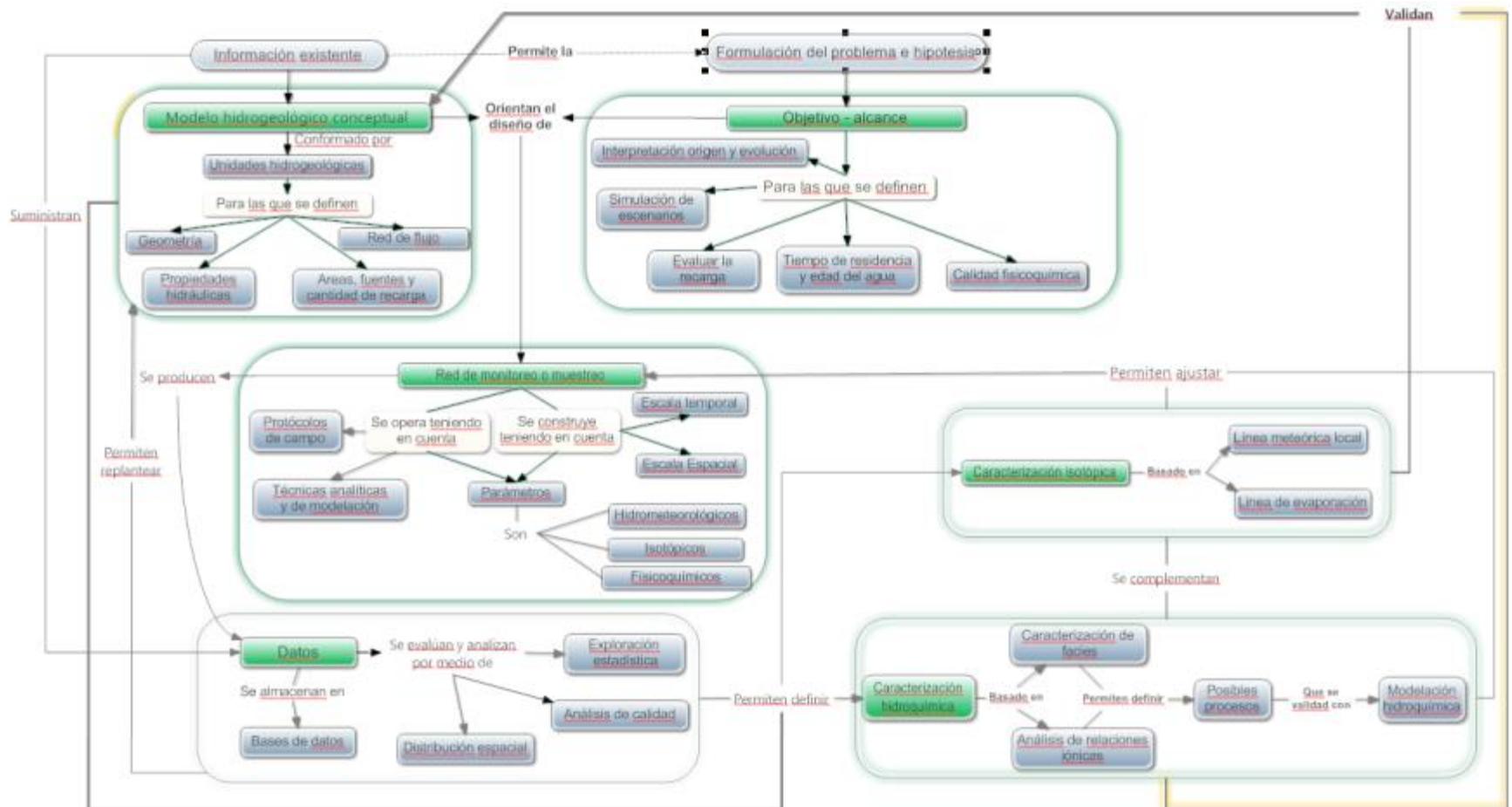


Figura 13. Esquema metodológico para la caracterización isotópica del acuífero del golfo de Urabá. Fuente Martínez (2009).

3.2 Definición de objetivos y alcances

Partiendo del modelo hidrogeológico conceptual existente, la hidroquímica e isotopía sirve como herramienta para ajustar y validar modelos hidrogeológicos conceptuales al permitir alcanzar, entre otros, los siguientes objetivos:

- Interpretar el origen (identificar las zonas y fuentes de recarga) y la evolución del agua subterránea.
- Definir tiempos de residencia y edad del agua.
- Definir las características isotópicas de la lluvia, las aguas subterráneas y superficiales
- Determinar la calidad del agua para un uso específico.
- Evaluar la recarga empleando elementos conservativos como los cloruros o los isótopos ambientales.
- Establecer relaciones entre los diferentes compartimentos del ciclo hidrológico (atmósfera - superficie, corrientes – lagos- acuífero, acuífero - océano).

3.3 Información secundaria revisada

Para el desarrollo de la investigación se realizó una revisión de la información existente para el área del estudio, relacionada con evaluaciones hidrogeológicas, estudios hidrológicos, geológicos, geomorfológicos, hidroquímicos y toda aquella de utilidad para comprender el modelo hidrogeológico conceptual existente. Se consultaron los siguientes informes.

- Evaluación del Agua Subterránea en la Región de Urabá, Antioquia (Ingeominas, 1995)
- Modelamiento de acuíferos utilizando sistemas de información geográficos para la zona de Urabá (Betancur, Modelamiento de acuíferos utilizando sistemas de información geográficos para la zona de Urabá, 1996).
- Monitoreo de los niveles freáticos estacionales y de la calidad físicoquímica de las aguas subterráneas en el Urabá Antioqueño (Naranjo, 1998).
- Caracterización de la calidad, determinación de la oferta hidrogeológica, desarrollo y aplicación de un modelo de simulación para el manejo integral y administración sostenible de las aguas subterráneas en el eje bananero de Urabá (Martínez, 2003).
- Realización de sondeos eléctricos verticales en la zona costera del acuífero del Eje Bananero (Cárdenas, 2006).
- Construcción de la red de piezómetros para el monitoreo de la cuña salina como apoyo al proyecto "Protección Integral de Agua Subterráneas" (Jarma, 2007).
- Estudio de uso combinado de fuentes de agua superficial y subterránea para el suministro de agua potable para el municipio de Turbo – Antioquia (Universidad Nacional, 2009).
- Susceptibilidad a la contaminación salina del acuífero costero del Eje Bananero de Urabá con Técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas (Paredes, 2010).
- Evaluación hidrogeoquímica del acuífero del Golfo de Urabá (Universidad de Antioquia, 2010).

- Evaluación del peligro potencial de contaminación de las aguas subterráneas por agroquímicos (Vargas, 2011).

3.4 Red de monitoreo

Bravo (2007) afirma que las redes de monitoreo tienen como objetivo cuantificar una variable que varía en el espacio y en el tiempo, utilizando un número limitado de estaciones de medición que deben ser distribuidas en la región de observación de una forma óptima, a fin de capturar la variabilidad espacial de la variable de interés de la mejor manera posible. El punto de partida para el diseño de una red de monitoreo es el conocimiento de la zona de estudio y la definición de la información que se quiere obtener a partir de esta.

De acuerdo con lo anterior, teniendo en cuenta el modelo hidrológico conceptual y con el fin de optimizar la captura de información y la representatividad de la misma, se diseñó una red de monitoreo de aguas subterráneas y lluvias teniendo en cuenta las siguientes apreciaciones:

- Accesibilidad a los sitios de muestreo.
- Adecuada distribución espacial sobre el área de estudio.
- Se debe contar con el diseño técnico de la captación con la finalidad de tener conocimiento sobre la unidad hidrogeológica a evaluar.
- Procurar en la medida de lo posible que los sitios seleccionados se localicen a lo largo de líneas de flujo de agua subterránea. Desde la recarga hasta la zonas de recarga con la finalidad de evaluar e interpretar la evolución química de las aguas.

a. Puntos de agua lluvia. Para el análisis de los isótopos estables del agua (^{18}O y ^2H), se dispuso desde 2008 una estación y desde 2011 tres más para conformar una red de totalizadores localizados en sitios estratégicos del acuífero, entre los 1 y 100 metros de altura sobre el nivel del mar. La toma de muestras se hizo una vez terminaba el evento de lluvia y se acumulaban mensualmente, reuniendo en total 84 muestras, distribuidas de la siguiente forma.

Tabla 2. Coordenadas de los sitios donde se instalarán los totalizadores de agua lluvia

Sitio	Cota (msnm)	Numero de muestras	X	Y	Observación
Finca Makaira	33	44	1052110	1361731	Desde febrero de 2008 hasta junio de 2012
Zona costera	1	14	1040123	1385509	Desde mayo de 2011 a junio de 2012
Paraje el 40	25	13	1012036	1337855	Desde mayo de 2011 a mayo de 2012
Chigorodó	100	13	1049162	1339587	Solo se determinó oxígeno 18 desde junio de 2011 a junio de 2012

b. Puntos de agua subterránea. Inicialmente se contó con 179 puntos con análisis hidroquímico y/o isotópico, no obstante se descartaron los puntos para los que no se contaba con diseño de pozo, finalmente la red de monitoreo se integró por 106 estaciones, de las cuales 12 son aljibes, 4 manantiales, 81 son pozos profundos y 9 piezómetros. Las muestras fueron recolectadas durante los meses de enero de 2010 y junio de 2012. Los análisis realizados se resumen en la tabla 3 y en la figura 5 se observa la distribución espacial de los puntos monitoreados.

Tabla 3. Resumen de los análisis realizados en la red de monitoreo.

Parámetro	Número de estaciones con medición
^2H y ^{18}O	100
^{13}C y ^{14}C	21
Físico-químicos	80

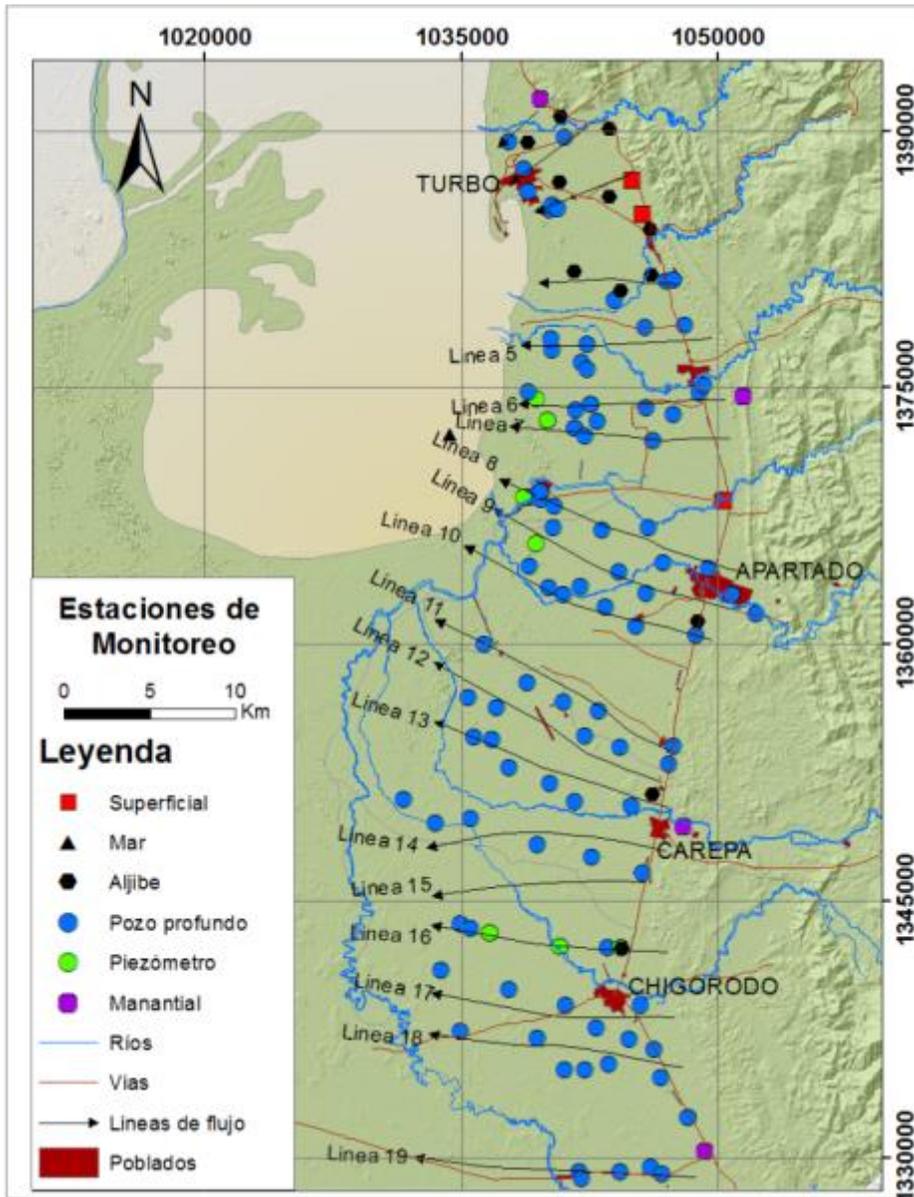


Figura 14. Red de monitoreo isotópico de aguas subterráneas y superficiales.

De todas estas direcciones, para hacer un análisis detallado de la evolución, se seleccionaron cuatro líneas de flujo teniendo en cuenta que además de tener análisis hidrogeológicos e isótopos estables se cuenta con datos de $\text{C}14$ y $\text{C}13$ (ver figura 15).

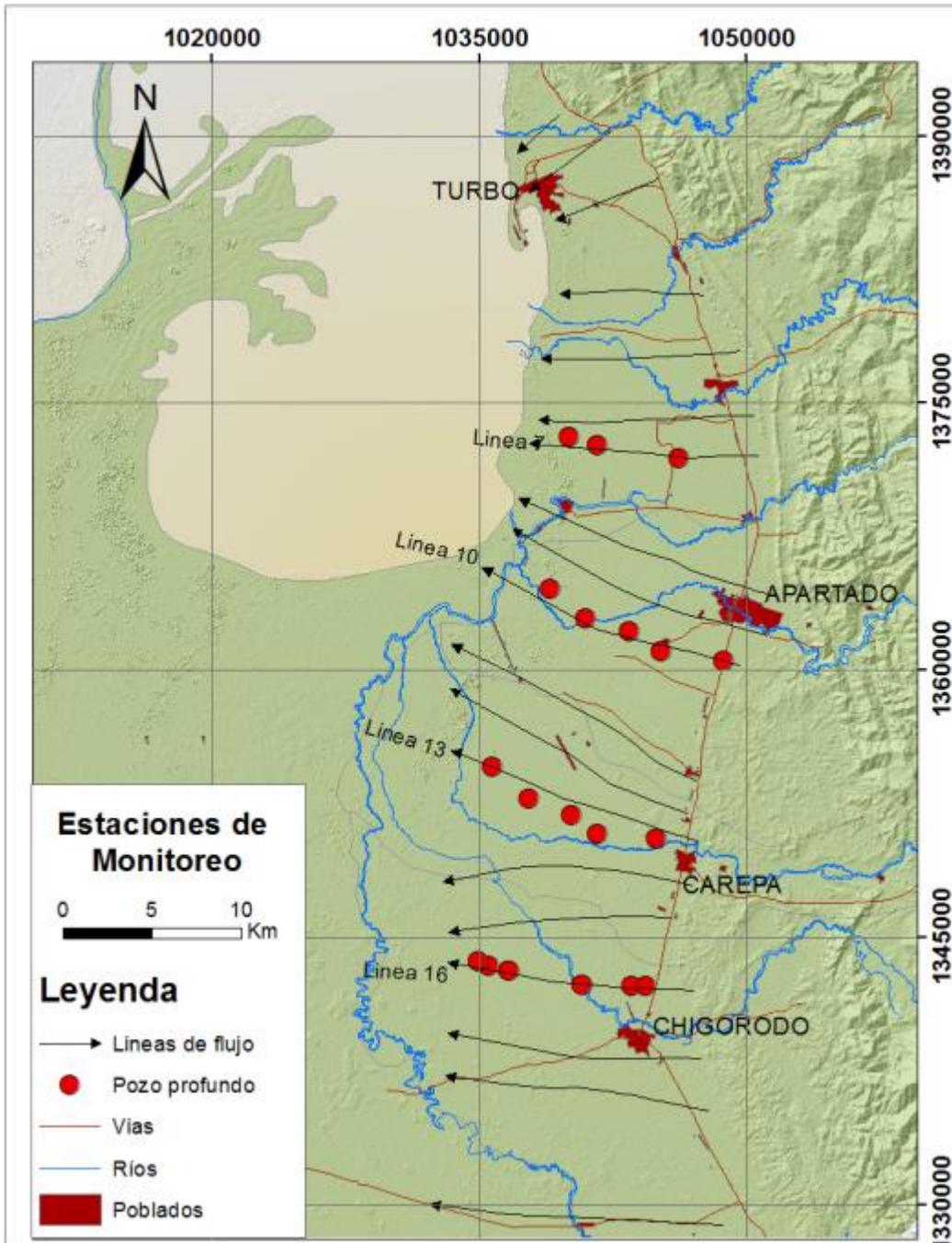


Figura 15. Líneas de flujo seleccionadas para hacer análisis detallado de la evolución del agua.

3.4.1 Recolección de muestras y análisis de laboratorio

La recolección, almacenamiento y conservación de muestras se realizó siguiendo los protocolos propuestos por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales -IDEAM-, (IDEAM,

2004), el Organismo Internacional de Energía Atómica -IAEA-, (Aggarwal et al, 2007) y las indicaciones de los Oficiales Técnicos del Organismo Internacional de Energía Atómica.

Antes de tomar la muestra de agua subterránea, cada estación fue bombeada entre 20 a 30 minutos hasta lograr la estabilización del pH y la conductividad eléctrica.

La temperatura, la conductividad eléctrica (CE) y el pH del agua se midieron en el sitio usando un equipo multi-parámetros marca WTW i350.

Los demás parámetros como Ca^{+2} , Na^{+2} , K^{+} , Mg^{+2} , Mn^{+2} , Fe^{+3} , Cl^{-} , HCO_3^{-} , SO_4^{-2} , NO_3^{-} , NO_2^{-} , Si_2O y dureza total fueron determinados en los laboratorios de la Corporación Autónoma Regional de Antioquia (CORANTIOQUIA) y el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) quienes participan en los análisis de control de calidad y cuentan con certificación del IDEAM. La calidad analítica se verificó con la evaluación del balance iónico de las muestras obteniéndose errores por debajo del 10%, los análisis con un error superior fueron descartados.

La determinación de los sólidos disueltos fue realizada por gravimetría, secados a 180°C. El Hierro total y los Nitritos se determinaron por colorimetría, para ello se utilizó Espectrofotómetro UV-VS modelo HELIOS S, UNICAM. El Magnesio, Potasio, Sodio, Sílice y Calcio fueron determinados por absorción atómica, por medio de espectrofotómetro de absorción atómica con llama, horno de grafito y automuestreador, modelo M5, marca TERMO ELECTRÓN CORPORATION. La Alcalinidad total, la Dureza Total y los Cloruros fueron determinados por titulación, utilizándose titulador automático marca METROHM; mientras que los Nitratos se analizaron por el método electrométrico con ión selectivo y finalmente los sulfatos fueron determinados por cromatografía iónica.

Los análisis de ^{18}O y ^2H fueron realizados por el Laboratorio de la Comisión Chilena de Energía Nuclear (Chile), La Geo (Salvador), IRD (Francia) y CARSUCRE (Colombia). En total, se tomaron 84 muestras de agua lluvia y 106 muestras de agua subterránea, distribuidas de la siguiente manera: 4 manantiales, 12 pozos excavados (acuífero libre cuaternario), 9 piezómetros y 81 pozos de producción (unidades T2C y T2B). Los resultados de isótopos estables se presentaron con referencia a la V-SMOW. La precisión analítica es mejor que 0,2% para ^{18}O y 2% para ^2H .

Por su parte los análisis de ^{13}C y ^{14}C se realizaron en los laboratorios de la Universidad de Groningen en Holanda por la técnica de AMS.

Para la determinación del contenido isotópico en la lluvia se instaló un colector compuesto por un tanque de 5 litros para el almacenamiento de la lluvia, después de producida la precipitación la muestra fue tomada y almacenada en un tanque hermético (para protegerla de la evaporación), posteriormente al final de cada mes se seleccionaron 50 ml para el análisis de los isótopos estables (^2H y ^{18}O). Los análisis de ^{18}O y deuterio se realizaron mensualmente, durante al menos 48 meses en la estación denominada como Makaira, entre febrero del 2008 y diciembre del 2012.

3.5 Análisis de calidad de la información

La operación de la red de muestreo proporciona nuevos datos que adecuadamente almacenados, deben ser evaluados, analizados, procesados y representados por medio de técnicas de exploración estadística, aplicación de criterios de calidad analítica y técnicas geoestadísticas. La información así

obtenida permite cumplir con el propósito de validar o ajustar el modelo hidrogeológico conceptual. Los análisis de laboratorio con un balance iónico con un error superior a 5% no fueron tenidos en cuenta en el análisis, de igual forma los análisis de Oxígeno 18 con un error superior a 0,2% y 2% para Deuterio no fueron tenidos en cuenta en los análisis.

3.5.1 Evaluación y procesamiento de la información

El punto de partida de esta investigación es el modelo hidrogeológico conceptual existen del acuífero del Golfo de Urabá definido por los siguientes componentes:

Geometría del acuífero: Definida en la Evaluación Hidrogeológica en el Urabá Antioqueño realizada por INGEOMINAS (1995) y complementada por estudios locales adelantados por CORPOURABA entre 1996 y 2012. Se correlacionó la información obtenida de sondeos eléctricos verticales, columnas estratigráficas existentes y unidades hidrogeológicas. La representación espacial de la información se realizó utilizando software ArcGIS 9.3.

Red de flujo: Para la construcción de la red de flujo se emplearon 50 pozos de la red de monitoreo del acuífero, previamente nivelados por el IDEAM en 2009. Se realizó la representación espacial de niveles piezométricos de los monitoreos realizados durante los meses de marzo, agosto y noviembre de 2011, finalmente se utilizó el monitoreo de agosto de 2011 para la construcción de líneas de flujo por ser la condición media de las condiciones de flujo en el acuífero. La especialización se realizó utilizando el software Arcgis 9.3, utilizando el método krigin esférico por ser el que el que presentaba menor error analítico al ser comparado con otros métodos.

Recarga: Las áreas, fuentes y cantidades de recarga se tomaron de los resultados de la Evaluación Hidrogeológica en el Urabá Antioqueño realizado realizados por INGEOMINAS (1995).

Parámetros hidráulicos: Para la modelación de la distribución espacial de la conductividad hidráulica del acuífero, se interpretaron 65 pruebas de bombeo y se utilizaron las herramientas de análisis del software Arcgis 9.3 y el método geoestadístico Krigin esférico.

- Hidroquímica.

Para hacer las clasificaciones y determinar la calidad del agua, se debe hacer primero, una evaluación del análisis químico para verificar la consistencia de los análisis realizados en laboratorio. Esto se realiza, con un balance iónico (electroneutralidad). Se acepta un valor máximo en el error del balance iónico de 5%.

$$Error(\%) = \frac{\sum cationes - \sum aniones}{\sum cationes + \sum aniones} * 100 \quad (Ec. 4)$$

Los datos de las muestras que cumplieron los criterios de calidad analítica fueron también procesados en el software Aquachem y Diagrammes para realizar gráficos que facilitaran la interpretación y caracterización hidroquímica.

Con el fin de observar la distribución espacial de los STD, la conductividad y los cloruros, se hicieron mapas de distribución espacial de estos parámetros para cada una de las campanas de muestreo usando ArcGIS.

- Isotopía

A partir de los resultados de laboratorio de contenido de ^2H y ^{18}O de la precipitación se construyó la línea meteórica local, que posteriormente, en el diagrama de ^{18}O vs. ^2H se comparó con contenido isotópico de las muestras de agua subterránea, para determinar el o los posibles orígenes de las aguas del acuífero del Golfo de Urabá, las posibles relaciones y las condiciones en las que fue infiltrada.

Igualmente, conocido el contenido isotópico de ^{14}C de las muestras recolectadas de agua subterránea, dependiendo de la actividad de estos isótopos se determina la edad de las aguas. Para el ^{14}C , dado que se conoce su concentración inicial de 15.3 dpm/gC con la medida de la actividad de la muestra se podrá calcular de manera aproximada la edad del agua subterránea en el caso que estas sean mayores a 200 años y menores 3500 años. En el caso que dicha actividad sea mayor a 15.3 dpm/gC se podría concluir que las aguas se infiltraron después de la década de 1950.

4 HIDRGEOQUIMICA E ISOTOPIA DEL ACUIFERO DEL GOLFO DE URABA

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de acuerdo con los objetivos planteados aplicando la metodología propuesta en el capítulo 3. Inicialmente se realiza la caracterización hidrogeoquímica del acuífero, donde se plantean los posibles procesos podrían estar afectando la química de las aguas subterráneas. También se exponen los resultados los isotopos estables en agua lluvia y subterránea así como la relación entre estas últimas y finalmente se presentan los resultados de la utilización de ^{13}C y ^{14}C para la datación de las aguas subterráneas.

4.1 Caracterización hidroquímica

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de acuerdo con los objetivos planteados aplicando la metodología propuesta. Se parte del modelo hidrogeológico conceptual indicado en el capítulo anterior para realizar la caracterización hidrogeoquímica del acuífero y finalmente se presenta la caracterización isotópica.

La caracterización hidrogeoquímica del acuífero del golfo de Urabá se basa en los resultados químicos obtenidos durante los muestreos realizados en los meses de enero y septiembre de 2010 y diciembre de 2012. Los datos correspondientes a estos análisis están consignados en la tabla 4.

Tabla 4. Resultado de los análisis físico-químicos realizados

Nombre	Fecha	TDS	T°C	pH	CE	HCO3	SO4	Cl	NO3	Na	K	Ca	Mg	Fe	NO2	SiO2
Finca Los Andes	18/01/2010	531			603	394	1.5	1.98	3.1	34.9	1.39	50.9	22.2	5.36	0.006	15.2
Finca Uno Pozo 1	12/01/2010	290	26.7	6.99	308	199	5.5	1.94	2.4	44.7	1.89	10.9	7.72	0.051	0.003	16.2
Finca Santa Maria de Lagunilla-Serrania	12/01/2010	395	26.5	6.96	430	284	1.5	1.66	3.13	27.5	1.53	45.4	14.1	0.12	0.003	16.5
La Segunda	13/01/2010	362	27.1	6.86		257	1.5	3.89	3.1	13.8	1.26	45.3	13.9	3.36	0.008	19
Finca Palmitos-Tucuringa	13/01/2010	255	27.3	6.57	274	173	1.5	2.94	1.66	7.18	1.98	26.6	10.6	4.48	0.01	24.8
Juana Pío	18/01/2010	349	26.7		337	246	1.5	2.12	2.3	16.3	1.15	49.2	13	0.744	0.003	16.4
Finca Luisa Fernanda	13/01/2010	548	28.6	7.45	592	392	1.5	4.45	5.2	98.7	1.86	22.7	9.74	0.05	0.074	11.7
Finca Coapro o Guatinaja	12/01/2010	533	27.9	6.95	590	385	1.5	4.56	3.25	52	1.84	43.8	20.6	1.87	0.003	18.8
Finca Lati	18/01/2010	448	26.5		444	333	1.5	2.25	2.7	41.7	1.39	34.5	17	1.03	0.003	12.6
Triganá pozo 1	13/01/2010	660	26.6	6.86		487	1.5	2.79	4.18	80.6	1.8	39.9	25.5	2.11	0.003	14.5
Finca El Congo	14/01/2010	587	26.9	6.77	675	426	1.5	5.82	3.26	48.1	1.72	52.1	26.6	7.79	0.003	14.6
Superaguas Pozo 1	14/01/2010	278	27.3	6.56	310	195	1.5	2.25	0.07	37.7	1.67	7.84	10.5	9.46	0.003	12.4
Finca Patacón	13/01/2010	737	26.5	6.67	800	549	1.5	3.98	3.81	78.1	2.4	45	37	2.07	0.009	14.5
Plantación	18/01/2010	513	27.6		517	371	1.5	7.05	3.03	18.5	1.55	76.5	14	3.34	0.005	16.2
Candelaria	18/01/2010	629	26.4		616	472	1.5	1.98	3.06	56.8	1.46	56.8	20.1	1.5	0.003	13.3
Finca El Retiro Pozo 2	13/01/2010	705	26.9	7.03	756	509	1.5	2.59	4.06	113	2.74	30.9	26.6	2.33	0.003	12.3
Finca San Carlos	13/01/2010	742	26.6	6.7	793	550	1.5	3.74	4.1	118	2.32	22	26.1	0.05	0.003	14.2
Finca Victorias 1 (Grupo Santa Maria)	14/01/2010	594	26.7	7.22	650	433	1.5	4.02	3.77	95.1	2.43	18.6	21.6	0.482	0.003	13.8
Finca Jacaranda	13/01/2010	1088	27	7.47	1192	810	1.5	5.29	6.65	210	6.65	18.2	18.2	0.208	0.003	11.7
Villa Nelly	14/01/2010	651	26.6	6.93		484	1.5	1.97	3.82	64.8	2.16	44.4	32.7	3.17	0.003	12.9
Finca Santillana pozo 2	14/01/2010	350	26.6	6.43	384	243	1.5	4.68	1.89	54.4	2.67	6.19	11.2	9.5	0.003	15.1
Finca La Tinaja Pozo 1	14/01/2010	598	26.4	6.94	669	440	1.5	3.83	2.86	75.6	2.36	31.4	27.5	0.705	0.007	12.5
Finca Caribe 1 pozo 2	14/01/2010	534	27.1	6.9	590	378	1.5	4.28	2.9	98.4	2.23	17.5	14.2	2.01	0.003	12.8
Candela	18/01/2010	566	26.5		565	408	1.5	4.72	3.19	109	2.68	8.12	14.7	2.74	0.003	11.3
Finca Caribe 2 pozo 1	14/01/2010	481	26.6	6.67	537	345	1.5	3.96	2.51	69.3	2.57	16.9	20.5	3.29	0.004	15.3
Iris Recreo	31/08/2010	1175				765		35		294	5	41	34	0.59	0.75	
Finca La Azucena	12/01/2010	451	26.8	6.46		320	1.5	2.99	2.2	62.4	2.32	15.6	20.9	4.94	0.008	18.4
Finca Laureles (Sultana)	12/01/2010	483	26.4	6.57	526	343	1.5	3.94	2.48	82.3	1.9	10.9	16.6	2.36	0.005	18.1
Confenalco	13/01/2010	409	26.5	6.59	399	285	1.5	3.46	1.81	58.2	2.12	15.2	13.9	7.15	0.008	20.9
Finca Doña Francia Pozo 1	18/01/2010	1568	27		1470	1200	1.5	4.03	5.29	97.2	2.58	183	59.8	0.773	0.003	13.6
Finca Nuevos Tiempos Pozo 1	14/01/2010	1239	26.6	6.9	1250	936	1.5	2.52	4.1	128	15.4	75.1	63.2	0.167	0.005	12.8

Nombre	Fecha	TDS	T°C	pH	CE	HCO3	SO4	Cl	NO3	Na	K	Ca	Mg	Fe	NO2	SiO2
Finca Santa María de Apartado I Pozo 1	13/01/2010	859	26.3	6.86	832	639	1.5	2.57	3.85	104	2.48	49.8	40.1	1.19	0.003	15
Finca Makaira pozo 1	13/01/2010	464	27	7.44	487	312	18.9	12.8	3.69	14.7	1.43	84	7.85	0.066	0.003	8.95
Finca Corralito	13/01/2010	410		7.9	471	269.62	10.5	20.2	3.72	11.2	1.3	80.1	13	0.12	0	
Piezómetro 04	27/08/2010	1290		6.85		828	0.035	96.3		245	6.6	51.6	48	0.5	0.5	13.7
Pozo Canal Banacol Nueva Colonia 2	26/08/2010	1494		7.18		828	0.035	212		340	5.4	43.5	49	0.2	0.5	14.9
Pozo Astillero Banacol Nueva Colonia	26/08/2010	1148		7.62		816	0.035	16.5		254	3.2	20.5	23.5	0.2	0.5	13.3
Piezómetro 03	27/08/2010	1378		7.04		948	3.5	34.2		300	6	33.5	39	0.2	0.9	12.4
Pozo Finca Yerbazal	27/08/2010	1147		7.52		744	0.035	96.3		198	8.4	39.5	45	0.2	0.7	15
Finca Esperanza	27/08/2010	983	27.4	7.01	992	717	1.5	16.6	4.38	158	2.51	33.6	36.2	0.793	0.003	12.3
Edgar Silva	13/01/2010	1431	27.2	7.16	1382	1027	1.5	33.2	6.11	258	2.83	45.7	46	0.885	0.003	10.2
Finca Tarena	12/01/2010	913	27.1	7.2	893	671	1.5	8.96	4.57	144	2.73	31.8	34.6	0.182	0.003	13.8
Finca Guadalupe	12/01/2010	1125	28.3	7.17	1085	826	1.5	8.32	5.04	211	2.55	32.2	27	0.092	0.003	11.2
La Perla Turbo	12/01/2010	836	26.7	6.8	807	622	1.5	6.8	3.62	119	2.54	27	38	0.136	0.003	15.9
Bodegas	18/01/2010	513	26.9		575	382	1.5	2.59	3.32	30.1	2.19	48.4	22.7	2.74	0.003	17.7
Pozo Finca Antares	26/08/2010	1594		7.35		732	0.035	410		302	2.8	63.1	68	0.2	0.8	14.9
Pozo Finca Rita María	26/08/2010	1171		7.33		780	0.035	93.1		194	2	34	52.5	0.3	0.7	14.4
Pozo Finca Las Niñas	27/08/2010	1084		6.93		708	0.035	69.7		200	2.6	38.1	48	0.2	1.2	15.7
Colegio La Teca	27/08/2010	1269	27.4	7	1260	951	1.5	9.41	4.52	219	2.86	29.7	39.9	0.248	0.003	10.4
Pozo Finca Magdalena	25/08/2010	1272		7.26		828	0.07	87.5		218	4.6	50	68.2	0.2	0.6	14.4
Pozo Finca El Tikal 2	26/08/2010	1279		7.39		864	0.1	78.6		225	3.2	44.9	48	0.4	0.8	14.3
Pozo Finca Agromar	26/08/2010	1621		7.33		972	0.035	221		265	3.4	79.6	65.5	0.2	1	12.8
Colegio Independencia de Antioquia	13/01/2010	1588	27.5	7.21	1496	1176	1.5	10.2	6.7	316	3.22	31.4	32.8	0.092	0.003	10
Finca Agripina	12/01/2010	1175	26.5	6.98	1150	854	1.5	24	5.46	146	3.08	81	45.1	2.33	0.004	12.7
Finca Cafetal	12/01/2010	764	27.3	7.15	743	536	7.27	14.8	3.98	118	2.16	49.4	18.4	0.409	0.003	13.3
Pozo Finca Villa Clemencia	12/01/2010	1267		7.43		888	0.4	60.8		217	3.4	34.7	49	0.2	0.7	13.2
Pozo Finca Tagua	25/08/2010	1181		7.62		804	0.1	43.1		238	4.4	31.3	44.5	1.8	0.9	13.2
Pozo Finca Banalinda	25/08/2010	1253		6.7		840	0.5	62.1		220	4.6	55	56	0.4	0.9	13.4
Pozo Finca Venturosa	25/08/2010	1117		7.32		744	0.3	60.8		220	2.4	33	42.5	0.8	0.8	12.7
Finca Katia	12/01/2010	1113	26.9	6.95	1259	716	1.5	102	5.36	196	2.18	33	42.1	1.96	0.003	12.7
Finca Monterrey II	12/01/2010	660	27.1	6.74	650	472	1.5	7.56	2.96	97.4	2.18	30.9	22.4	6.28	0.003	16.6
Panorama	12/01/2010	1135	27.1	6.87	1250	786	1.5	42.6	5.5	208	2.68	30.6	43.3	0.76	0.003	13.8
Astillero Casanova	30/08/2010	1464		7.15		864	5	194		305	6.2	26.2	49	0.8	1.9	12
Finca Las Cuñadas	25/08/2010	1885		7.24		996	10.5	283	1.3	360	3.6	39.2	83.5	0.3		12.7

Nombre	Fecha	TDS	T°C	pH	CE	HCO3	SO4	Cl	NO3	Na	K	Ca	Mg	Fe	NO2	SiO2
Finca Tipana 1	18/01/2010	420	26.7		474	306	1.5	2.95	2.2	52.8	1.88	20.8	16	3.84	0.003	11.7
Finca Rancho Grande	18/01/2010	280	26.3			193	1.5	1.5	2.76	49	1.5	8.5	7.83	1.55	0.003	12.6
La Gitana	18/01/2010	62	28.6			37.8	1.5	2.22	0.07	4.62	1.92	3.67	2.59	0.571	0.003	6.72
Finca EL Rincón pozo 2	12/12/2012		26.4	6.88	757	517.28	1.5	1.5	1.5	76.9	1.34	48.3	29.8	1.68	0.004	31.3
Finca Araguatos II pozo 2	12/12/2012		26.5	6.84	802	542.9	1.5	2.56	1.5	98.7	1.68	37.2	30.2	2.96	0.004	33.6
Finca Trapiche	12/12/2012		26.8	6.75	1044	567.3	1.5	59.9	1.5	179	1.92	18.8	27.4	1.32	0.004	35.2
Finca Marbella	12/12/2012		26.6	6.75	762	500.2	1.5	5.71	1.5	130	1.74	16.9	21.4	1.87	0.004	34.4
Finca Sayula	12/12/2012		26.2	6.6	602	400.16	1.5	3.73	1.5	86.4	1.75	18.1	20.1	4.52	0.004	38.9
Finca La Estampa	17/12/2012		27	6,76	2030	1471.3	1.5	10.8	1.5	196	7.13	184	126	0.062	0.003	39.7
Comfenalco - parque Los Encuentros	17/12/2012		26.3	6.67	588	390.4	1.5	2.48	1.5	47.2	1.61	38.2	26.2	0.033	0.003	44.9
Finca Matogrosso 1	17/12/2012		26.5	6.811	765	524.6	1.5	1.85	1.5	132	1.65	24.2	25.2	0.082	0.003	35.8
Finca Guaduales	17/12/2012		26.5	6.88	585	369.66	1.5	9.3	1.5	19.7	1.51	104	16.1	0.971	0.003	42.6
Finca Bananal Ganadería	18/12/2012		26.9	7.03	287	179.34	1.5	2.47	1.5	9.84	1.06	39.5	6.43	0.028	0.003	45.6
Finca Pasatiempo	18/12/2012		27.6	6,21	460	296.46	1.5	1.5	1.5	10.4	0.937	63.2	14	2.45	0.003	46.3
Finca Estadero	18/12/2012		26.3	6.9	512	336.72	1.5	1.85	1.5	81.2	1.58	25.6	19.7	0.997	0.003	35.4
Colegio Nel Upegui	18/12/2012		26.3	7,14	497	328.18	1.5	1.8	1.5	77.9	1.47	21.3	14.1	0.033	0.005	36.3
Finca Rita Maria	18/12/2012		26.9	6.96	1194	771.04	1.5	20.5	1.5	206	2.1	33	47.6	2.1	0.003	34.1

4.1.1 Análisis estadístico de los datos

La exploración estadística de la información, pone de manifiesto la variabilidad química del agua subterránea, se destaca el amplio rango de variación en conductividades y sólidos totales disueltos y en consecuencia en los iones mayoritarios, principalmente sodio, calcio, y bicarbonatos, igualmente tiene algún grado de relevancia las diferencias en el contenido de sílice. Los datos muestran que Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+2} , HCO_3^- y Cl^- dominan la composición del agua subterránea, con base a los valores medios de concentración, los cationes siguen el orden Na^{+2} (134.5) > Ca^{+2} (39.3) > Mg^{+2} (31); mientras que los aniones se distribuyen de la siguiente manera HCO_3^- (580.1) > Cl^- (38.1). En la tabla 5, se presenta el rango de variación de cada uno de los parámetros medidos, así como valores medios, desviación estándar, coeficiente de variación y curtosis.

Tabla 5. Resumen estadístico de las concentraciones de metales, elaborado a partir del resultado de análisis físico-químico.

Var	Mean	Median	Min	Max	SD	Coef. Var.	Skewness
TSD	847	742	62	1885	434,4	51,3	0,3
pH	7,03	7,03	6,4	7,9	0,3	4,1	0,4
CE	943	793	73	2409	530,9	56,3	0,7
Ca^{+2}	39,3	34,5	3,67	183	26,0	66,1	2,7
Mg^{+2}	31	26,6	2,59	83,5	18,1	58,4	0,7
Na+	134	109	1,5	360	98,2	73,0	0,5
K^+	2,96	2,43	1,15	15,4	2,1	71,1	3,6
Fe	1,79	0,773	0,05	9,5	2,3	128,9	1,8
HCO_3^-	580	549	37,8	1200	277,9	47,9	0,2
Cl^-	38,1	5,82	1,5	410	73,1	191,7	3,2
SO_4^{-2}	2,13	1,5	1,5	18,9	2,5	118,0	5,3
NO_3^-	3,72	3,62	0,07	6,7	2,5	66,5	1,8
NO_2^-	0,21	0,003	<0,003	1,9	0,4	185,4	2,0
SiO_2	13,9	13,6	6,72	24,8	2,8	20,2	0,9
T	26,9	26,9	26,3	28,6	0,5	1,7	1,8

Límite de detección para NO_2^- es 0,003 mg/l; NO_3^- es 0,007 mg/l y SO_4^{-2} es 1.5 mg/l

Los valores de coeficiente de variación y sesgo (mayor que 1) presentado por Ca^{+2} , K^+ , Fe^{+3} , SO_4^{-2} , NO_3^- , NO_2^- y Cl^- refleja la dispersión de los datos con respecto a la media y permite inferir que los valores para estas variables no siguen una distribución normal, lo que se corrobora con el valor de sesgo presentado.

Las concentraciones de NO_2^- y SO_4^{-2} se mantienen muy bajas, la gran mayoría por debajo del límite de detección del método utilizado para su análisis, de allí los valores de coeficiente de variación y de sesgo presentados. El hierro total (Fe) tiene el mismo comportamiento que el NO_2^- y SO_4^{-2} pero en algunos sitios este alcanza concentraciones de hasta 9.5 mg/l.

En general, el comportamiento del coeficiente de sesgo, coeficiente de variación y la diferencia entre la media y la mediana para las variables anteriormente anotadas refleja la influencia de los valores extremos y cambios drásticos asociados con procesos modificadores que produce variación de la concentración de cada uno de los parámetros medidos. Los Boxplots de la figura 15 muestran el comportamiento de las variables Ca^{+2} , Na^{+2} , Mg^{+2} y Cl^- . Se observa que el Ca^{+2} y Mg^{+2} presentan

distancia intercuartil similar, aunque el Ca^{+2} es afectado por valores extremos; el comportamiento de estos dos elementos podría estar afectado por los mismo procesos geoquímicos. El Na^{+2} presenta gran variabilidad con una amplia distancia intercuartil. Por su parte el cloruro, es afectado por los valores extremos.

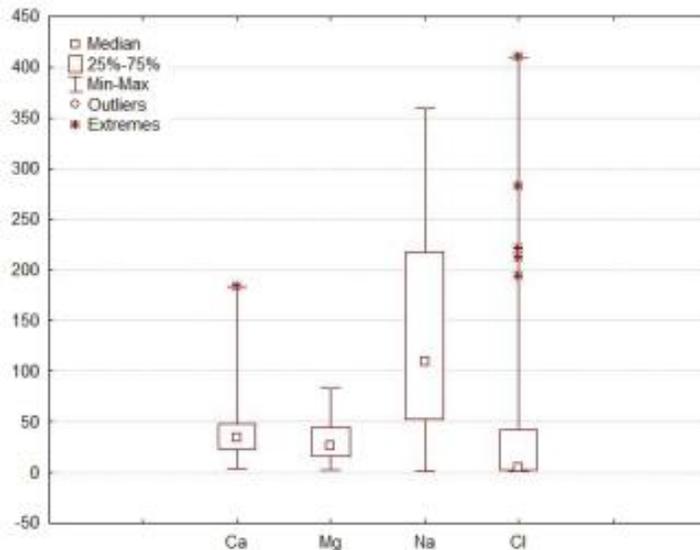


Figura 16. Box plot de Ca, Mg, Na y Cl

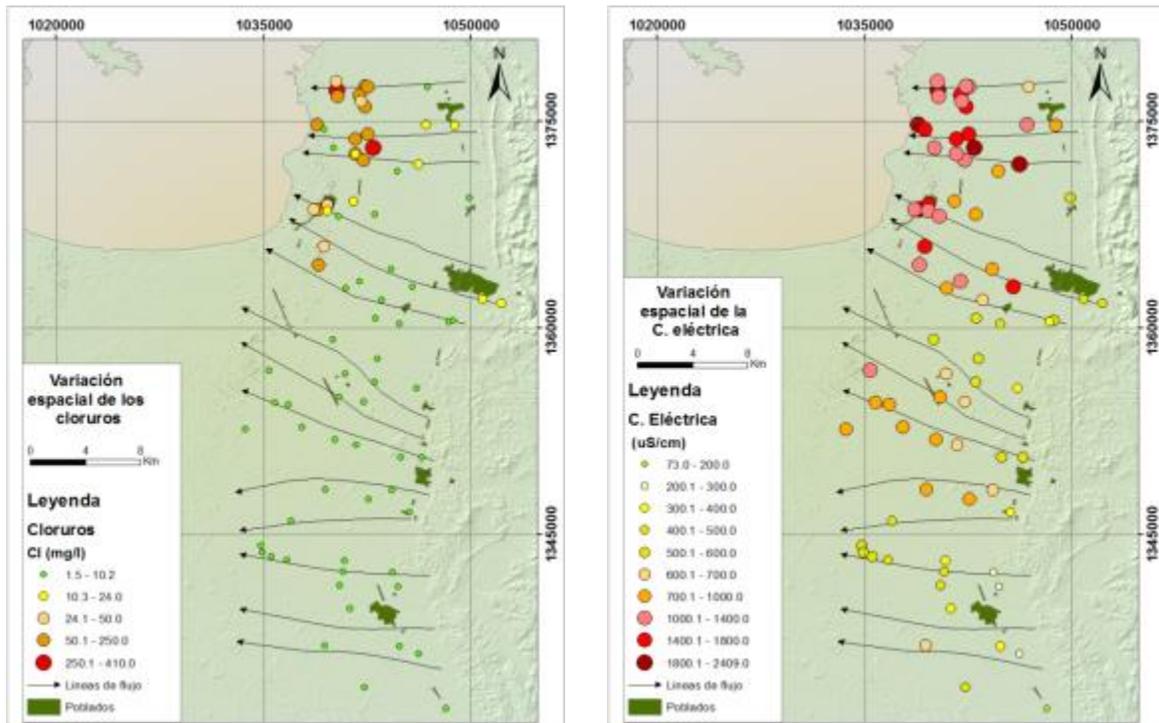
4.1.2 Distribución espacial de cloruros, solidos totales disueltos y conductividad

Con el fin de analizar, en forma general, la distribución espacial de los cloruros, conductividad eléctrica y los sólidos totales disueltos, se representaron gráficamente en la figura 16. En estas gráficas se observa que la evolución química de estos tres parámetros es coherente con la dirección del flujo de agua subterránea establecida a partir de la piezometría. Esto indica la mineralización de las aguas subterráneas a lo largo del flujo regional debido principalmente a su interacción con la roca que le permite ir incorporando nuevo soluto, desde la parte suroriental hasta el noroccidente del área de estudio.

En la zona costera del acuífero, donde se midieron los mayores concentraciones de STD (1885 mg/l), K^+ (15,4 mg/l), HCO_3^- (1200 mg/l), Cl^- (410 mg/l), Na^+ (360 mg/l) y CE (2409 uS/cm), evidencia un fenómeno modificador relacionado con posibles procesos de disolución de sales atrapadas en el material que conforman el acuífero en esta zona. De acuerdo a Custodio (2001), el agua dulce incrementa notablemente su contenido en cloruros y en sodios por lavado del material por donde circulan y como las aguas dulces tiene la relación $r(\text{Na}^+ + \text{K}^+) / r(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ generalmente menor que las aguas marinas, tomarán alcalinos (Na^+ , K^+) y cederán alcalinos térreos (Ca^{2+} , Mg^{2+}), es decir, se ablandarán.

Esta distribución también es indicador que la zona de recarga está localizada en la parte oriental del acuífero por lo que existirá mayor tiempo de residencia en las aguas que están en la parte costera.

Como ya se mencionó antes, la conductividad hidráulica del acuífero es menor hacia el norte, en este sentido los flujos serían más lentos, siendo mayor el tiempo de contacto agua roca y en consecuencia existen un mayor contenido de sales que en el sur donde los valores de K alcanzarían hasta 28 m/día, no obstante no debe perderse de vista que la naturaleza mineralógica de los clastos de sedimento hacia el sur (mas silíceos y con menor influencia costera) no representan fuente de abundante mineralización para el agua subterránea. Este comportamiento explicaría el gradiente sur-norte de la concentración de cloruros, STD y conductividad eléctrica, como se observa en la figura 17.



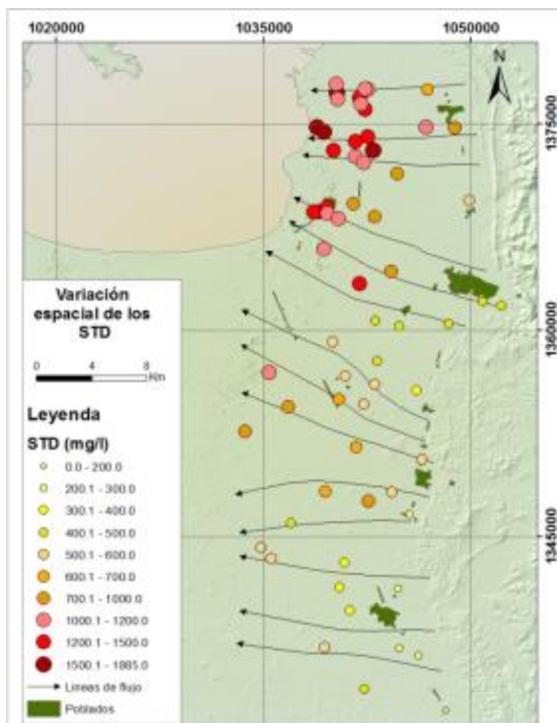


Figura 17. Distribución espacial de los cloruros, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos.

4.1.3 Caracterización de facies y relaciones iónicas

En el diagrama Piper de la figura 18 se sintetiza el resultado de la caracterización de facies hidrogeoquímicas, se destaca el hecho de que todas las muestras tienen carácter bicarbonatado con ocasionales y muy leves tendencias hacia el campo clorurado. Respecto a la componente catiónica de las facies es notorio el dominio de las componentes cálcicas y sódicas con algún componente magnésico, en muchos casos, como se anotara más adelante, la variabilidad de facie estará asociada a procesos de intercambio cationico o posiblemente a la disolución de carbonatos y feltespatos (Universidad de Antioquia, 2010).

Esta situación se aprecia de manera más clara en el mapa con diagramas Stiff de la figura 18 además de ratificarse la concordancia la distribución de STD, se evidencia la evolución de facies de cálcica a sódica en el sentido del flujo.

En el diagrama de Piper (figura 17), se distinguen por lo menos tres zonas con características fisicoquímicas diferenciables: Aguas cerca de la zona de recarga (triángulos marrones), se caracterizan por su baja mineralización y por ser bicarbonatadas cálcicas y presentan conductividad eléctrica entre 73 y 517 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Aguas en la dirección del flujo regional (cuadrados verdes), presentan conductividad eléctrica entre 308 y 1.192 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Predominantemente son bicarbonatadas cálcicas con una importante concentración de sodio y magnesio y, van evolucionando al tipo bicarbonatadas sódicas en el sentido del flujo.

Las aguas captadas por los pozos de la zona costera (pentágonos amarillos), son del tipo bicarbonatadas sódicas. Los pozos que poseen el primer tramo de rejilla a partir de 45 metros de profundidad presentan conductividad eléctrica entre 950 y 2520 uS/cm, cloruros entre 40 y 410 mg/l, bicarbonatos entre 294 y 996 mg/l y sodio entre 184 y 395 mg/l. En esta misma zona los pozos que captan la unidad T2B y poseen un solo tramo de rejilla por debajo de los 70 metros de profundidad presentan contenido de cloruros entre 8 y 36 mg/l. Este comportamiento permite inferir dos cosas: La primera, existe un fenómeno modificador de las características de las aguas subterráneas, relacionado con posibles procesos de disolución de sales atrapadas en el material que conforman el acuífero. De acuerdo a Custodio (2001), si el agua dulce circula por sedimentos inicialmente en contacto con agua marina, los minerales arcillosos tienen una composición iónica en equilibrio con la correspondiente al agua de mar y además pueden retener atrapadas ciertas cantidades de la misma. El agua dulce incrementa notablemente su contenido en cloruros y en sodios por lavado del material y como las aguas dulces tiene $r(\text{Na}+\text{K})/r(\text{Ca}+\text{Mg})$ generalmente menor que las aguas marinas, tomarán alcalinos y cederán alcalinos térreos, es decir, se ablandarán. Las condiciones hidráulicas del acuífero reafirma esta condición, por lo que la salinización no se debería a un proceso reciente sino posiblemente al ambiente de depositación en el que existió una interacción entre el agua marina y la continental (ambiente transicional con transgresiones y regresiones marinas) (Paredes, 2010). La segunda, que la salinización se presenta en los estratos del acuífero más superficiales, evidenciado en los pozos que poseen rejilla a partir de los 45 metros de profundidad.

En el diagrama de Piper también se observa además que la muestra de agua de mar esta desplazada de su composición normal que es bicarbonatada sódica debido a que la fue tomada a un metro de la superficie del agua y el golfo de Urabá recibe una gran descarga de agua dulce principalmente de los ríos Atrato y León (que presentan caudales medios de 4000 y 70.7 m³/s respectivamente), por lo cual en los primeros tres metros de profundidad existe una mezcla de agua dulce de los ríos y agua de mar.

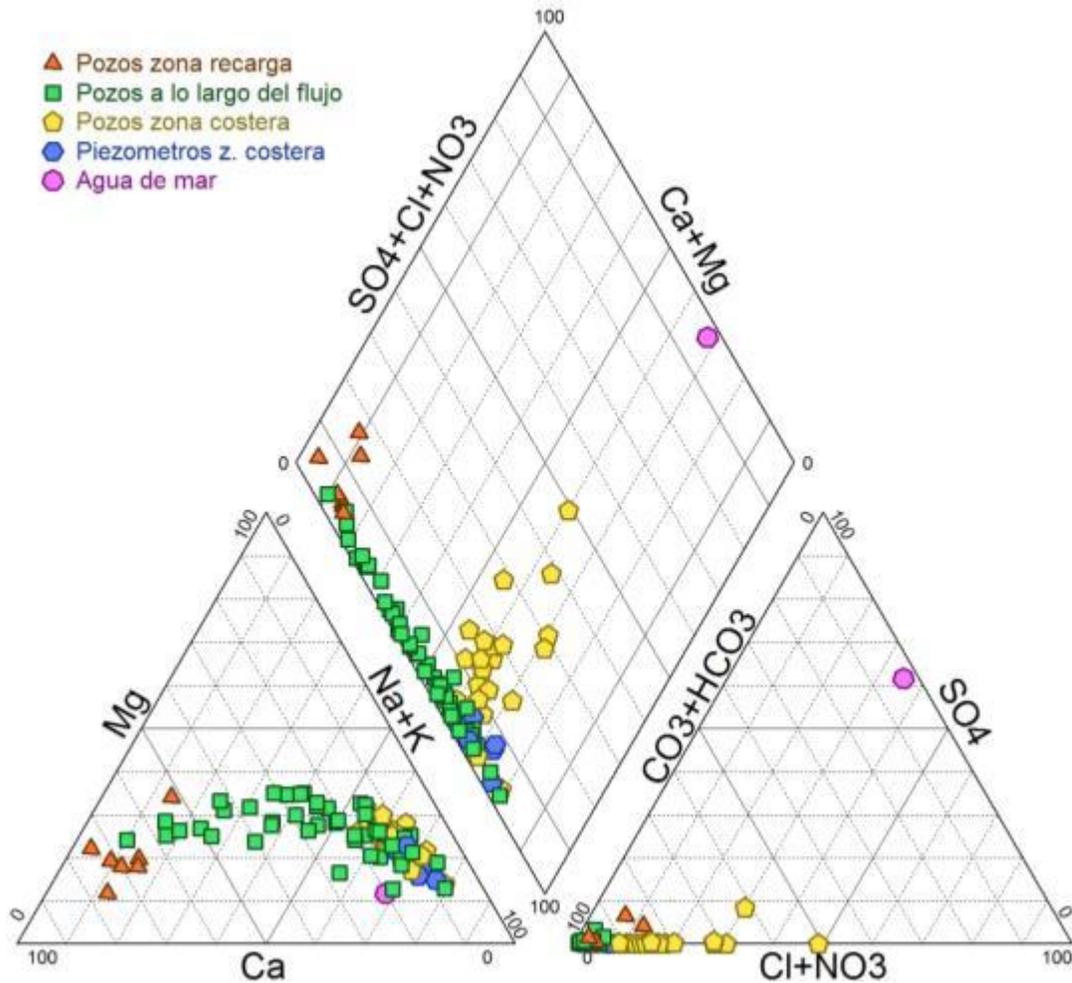


Figura 18. Diagrama de Piper de las muestras analizadas.

Es evidente en este esquema que la mineralización del agua subterránea se da en sentido este - oeste, asociados a mayor tiempo de residencia del agua en el acuífero por consecuente mayor contacto con la roca, de igual forma a lo largo de flujo se presentan procesos de intercambio iónico lo que produce aumento del sodio y disminución del calcio y magnesio, en la figura 19 se aprecia la evolución geoquímica de las aguas a través de la especialización del diagrama de Stiff, en este mapa se observa la evolución de facies cálcicas-magnésica a sódica en el sentido de las líneas de flujo (el cambio de coloración de los diagramas obedece a la variación de la concentración del Na en el agua).

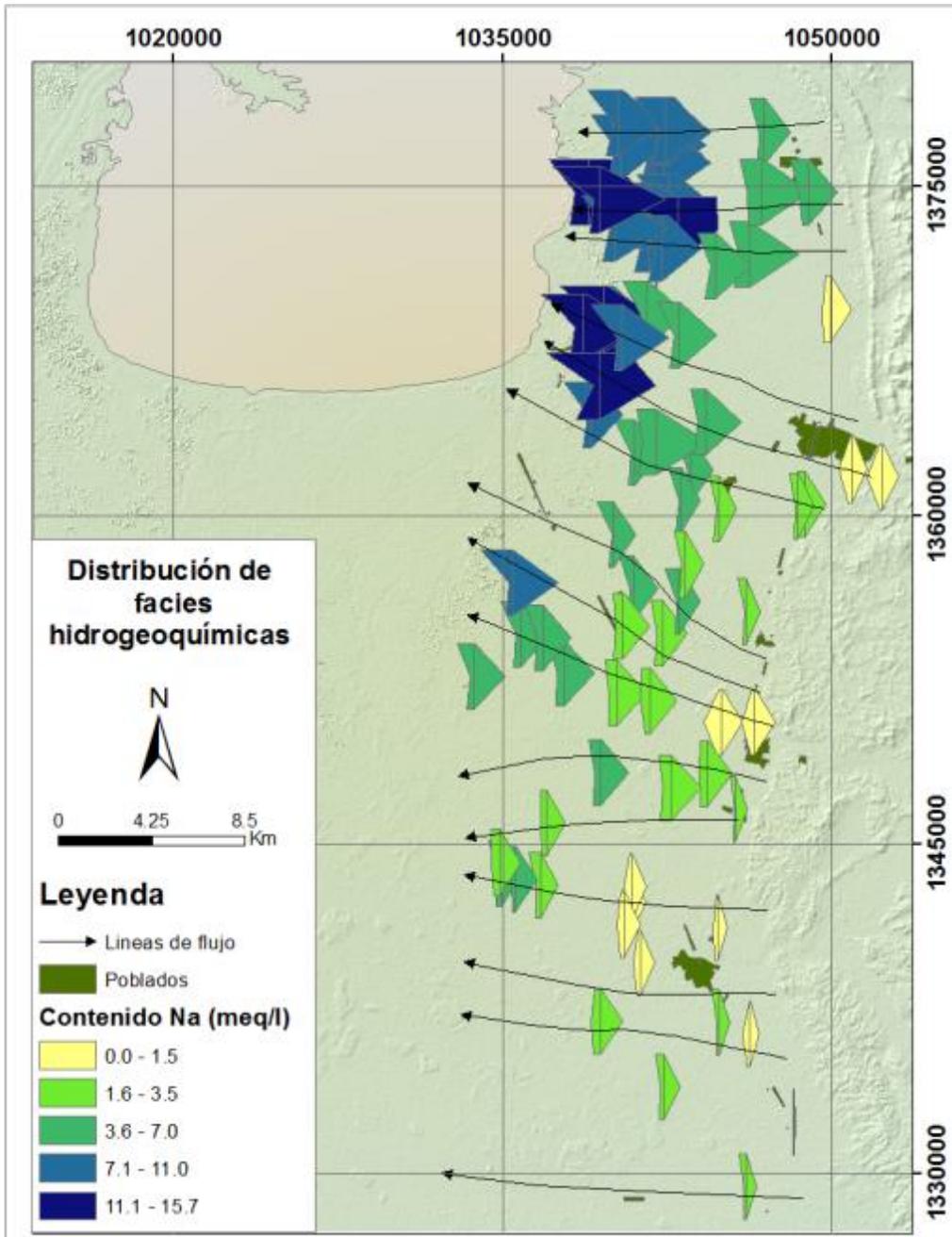


Figura 19. Distribución espacial de diagramas Stiff.

Tal como se señaló en la propuesta metodológica, a continuación se hace un seguimiento de las características químicas del agua subterránea a lo largo de 4 líneas representativa del flujo de agua subterránea, las cuales además de contar con análisis físico-químico también cuentan con análisis de C14 y C13. Se trata ahora de interpretar los procesos que dan lugar a la evolución química.

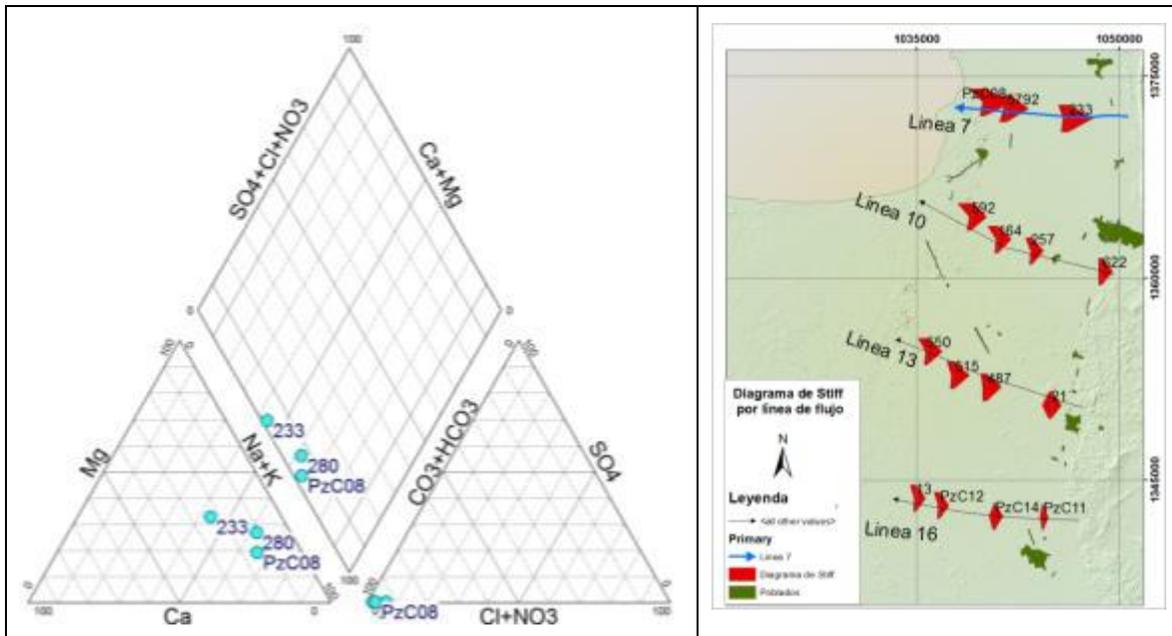
Línea de flujo 7. La variación de la conductividad eléctrica valida el sentido de flujo de oriente a occidente.

El diagrama Schoeller muestra en el sentido del flujo aumento en sodio, mientras que se registra disminución de la relación Ca+Mg. El bicarbonato permanece casi invariable, mientras que en relación al Cl este disminuye y luego aumenta de nuevo. La relación $\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$ presenta valores superiores a 5, indicando la disolución de calcita como un posible proceso modificador de las características físico-química de las aguas subterráneas a lo largo del flujo (Hounslow, 1995).

Respecto a los sulfatos y nitratos, su contenido registra bajo el límite de detección de la técnica utilizada para su análisis.

El diagrama Piper pone de manifiesto poca evolución entre los puntos 233-5792-PzC08, permite clasificar las aguas en Na-Ca-Mg- HCO_3 y Na-Mg- HCO_3 registrando aumentos en el contenido de Na.

Hipótesis de evolución. Las aguas parecen no corresponder con una recarga actual dado su grado de mineralización según STD, respecto a la evolución química si bien al final se registra una disminución en el contenido de Cl- la relación de facies en el Piper sigue la tendencia normal. Los cambios químicos que se dan hacia el punto 5792 y PzC08 estarían condicionados fundamentalmente por procesos de intercambio catiónico Na-Ca, disolución de calcita, disolución de silicatos (posiblemente albita), halita e intercambio iónico.



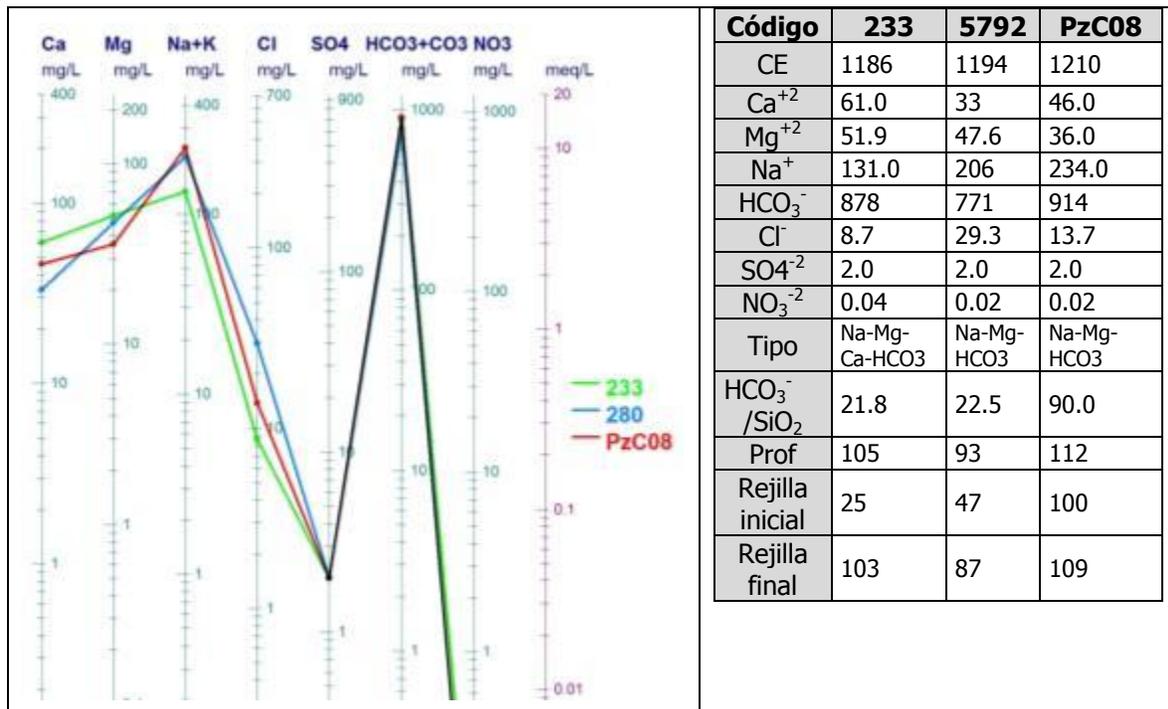


Figura 20. Análisis de la línea de flujo Número 7.

Línea de flujo 10. La variación de la conductividad eléctrica valida el sentido de flujo de oriente a occidente.

El diagrama Schoeller muestra en el sentido del flujo aumento en sodio, mientras que se registra disminución del Ca. El bicarbonato aumenta levemente, existe una fuerte tendencia al aumento del cloruro a lo largo del flujo. La relación $\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$ presenta valores superiores a 5, indicando la disolución de calcita como un posible proceso modificador de las características físico-química de las aguas subterráneas a lo largo del flujo (Hounslow, 1995).

Respecto a los sulfatos y nitratos, su contenido registra bajo el límite de detección de la técnica utilizada para su análisis.

El diagrama Piper pone de manifiesto poca evolución entre los puntos **622-257-164-592**. El agua evoluciona de Mg-Na-Ca-HCO₃, pasa a Na-Mg-HCO₃ y al final del flujo es Na-HCO₃. Entre el punto 164 y 592, se produce aumento de magnesio, calcio y significativo de cloruro, por lo cual se prevé que existe mezcla de dos tipos de agua o en el punto 592 se estén lavando sedimentos de origen marino por lo cual esté aumentando el contenido de estos parámetros en el agua del acuífero.

Hipótesis de evolución: Evolución asociada a tiempo de residencia. Las aguas parecen no corresponder con una recarga actual dado su grado de mineralización según STD y el estado de la facies con tendencia sódica; los cambios químicos que se dan hacia los punto 164 y 592 estarían condicionados fundamentalmente por procesos de intercambio catiónico Na-Ca, disolución de calcita y disolución de silicatos (posiblemente albita), Halita e intercambio iónico.

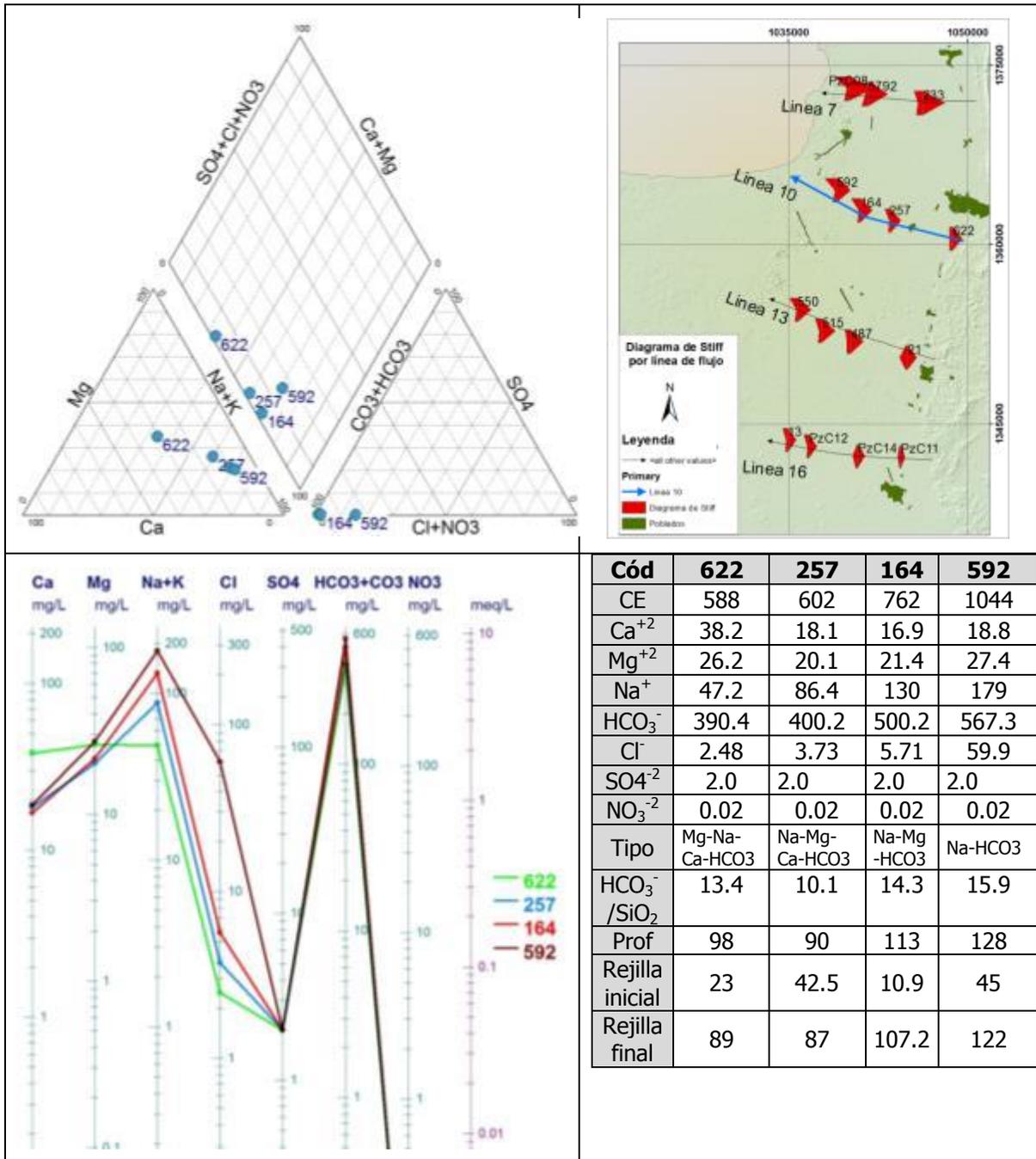


Figura 21. Análisis de la línea de flujo Número 10.

Línea de flujo 13. La variación de la conductividad eléctrica valida el sentido de flujo de oriente a occidente.

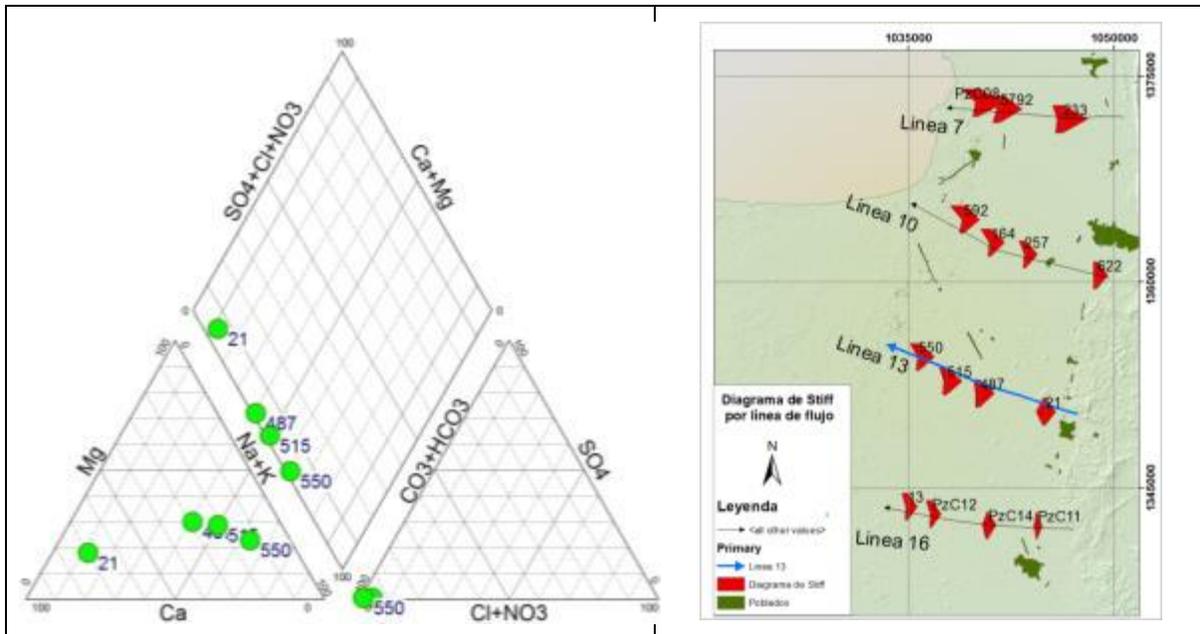
El diagrama Schoeller muestra en el sentido del flujo aumento en sodio, se registra disminución del Ca mientras que el Mg permanece casi constante. El bicarbonato permanece casi invariable,

mientras que el cloruro inicia presentando un valor de 9.3 mg/l en el punto 21, pasando a 2.7 en el punto 487, permaneciendo casi constante en los demás puntos de muestreo; el comportamiento del contenido de cloruro posiblemente se debe a mezcla de diferentes tipos de agua. La relación $\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$ presenta valores superiores a 5, indicando la disolución de calcita como un posible proceso modificador de las características físico-química de las aguas subterráneas a lo largo del flujo (Hounslow, 1995).

Respecto a los sulfatos y nitratos, su contenido registra bajo el límite de detección de la técnica utilizada para su análisis.

El diagrama Piper pone de manifiesto la relación de evolución entre los puntos **21-487-515-550**, dándose una evolución concordante con la serie de Chebotarev. El agua evoluciona de Ca-HCO₃, pasa a Na-Mg-HCO₃ y al final del flujo es Na-HCO₃.

Hipótesis de evolución: La característica Ca-HCO₃ del agua procedente del punto 21 (finca Guadales) refleja las condiciones de un agua cercana a la zona de recarga, hacia los puntos **487-515-550** el agua gana iones Na, mientras que el Mg permanece constante y el Ca disminuye; probablemente por procesos combinados disolución de carbonatos y silicatos e intercambio iónico.



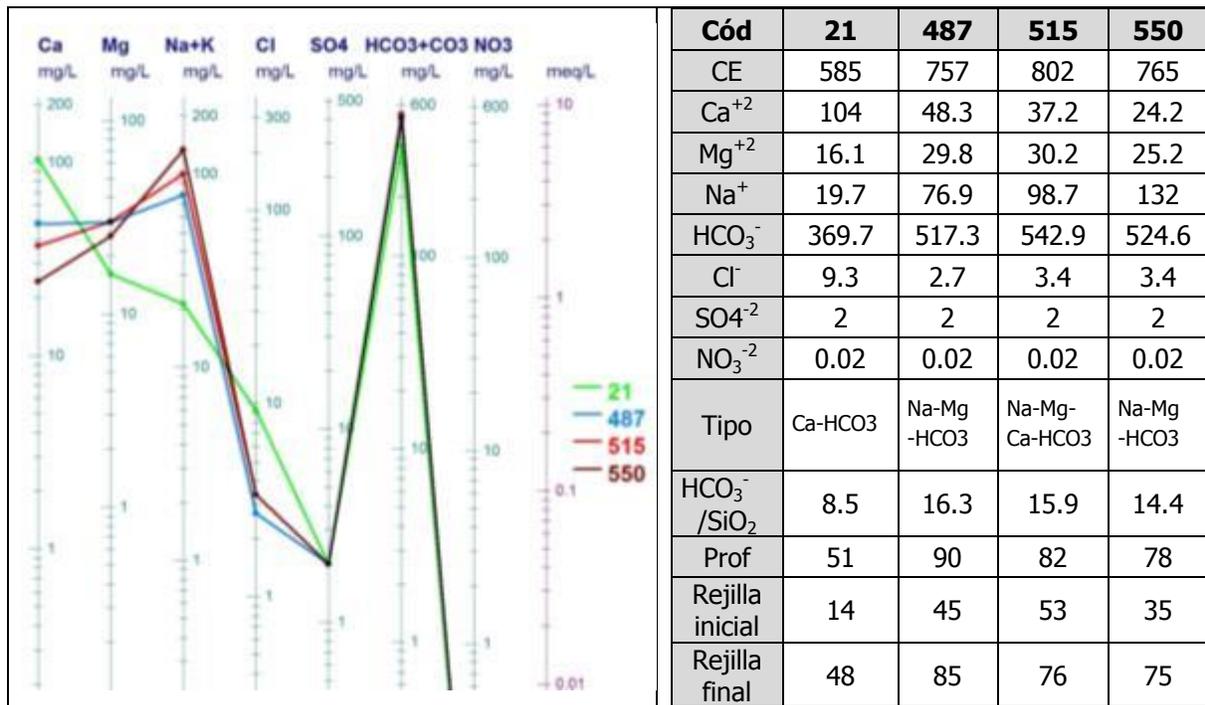


Figura 22. Análisis de la línea de flujo Número 13.

Línea de flujo 16. La variación de la conductividad eléctrica valida el sentido de flujo de oriente a occidente.

El diagrama Schoeller muestra en el sentido del flujo aumento en sodio, se registra disminución del Ca mientras que el Mg aumenta levemente. El bicarbonato permanece casi invariable, mientras que el cloruro inicia presentando un valor de 3.8 mg/l en el punto PzC11, disminuyendo hasta 2.2 en el punto PzC12; este comportamiento se debe posiblemente a mezcla de diferentes tipos de agua. Con excepción del PzC11 localizado cerca al área de recarga, la relación HCO₃⁻/SiO₂ presenta valores superiores a 5, indicando la disolución de calcita como un posible proceso modificado de las características físico-química de las aguas subterráneas a lo largo del flujo (Hounslow, 1995).

Respecto a los sulfatos y nitratos, su contenido registra bajo el límite de detección de la técnica utilizada para su análisis.

El diagrama Piper pone de manifiesto la relación de evolución entre los puntos **PzC11- PzC15- PzC12-13**, dándose una evolución concordante con la serie de Chebotarev. El agua evoluciona de Ca-HCO₃, pasa a Na-Mg-HCO₃ y al final del flujo es Na-Mg-Ca-HCO₃.

Hipótesis de evolución: Evolución asociada a tiempo de residencia. La característica Ca-HCO₃ del agua procedente del punto PzC11 (piezómetro bananal ganadería) refleja las condiciones de un agua cercana a la zona de recarga, hacia los puntos PzC15 y PzC12 el agua cambia posiblemente por efectos de intercambio iónico, disolución de carbonatos y silicatos. El cambio de facies del punto 13 se asocia a mezcla de tipos de agua, pues este último pozo tiene rejilla instalada desde los 27 metros de profundidad.

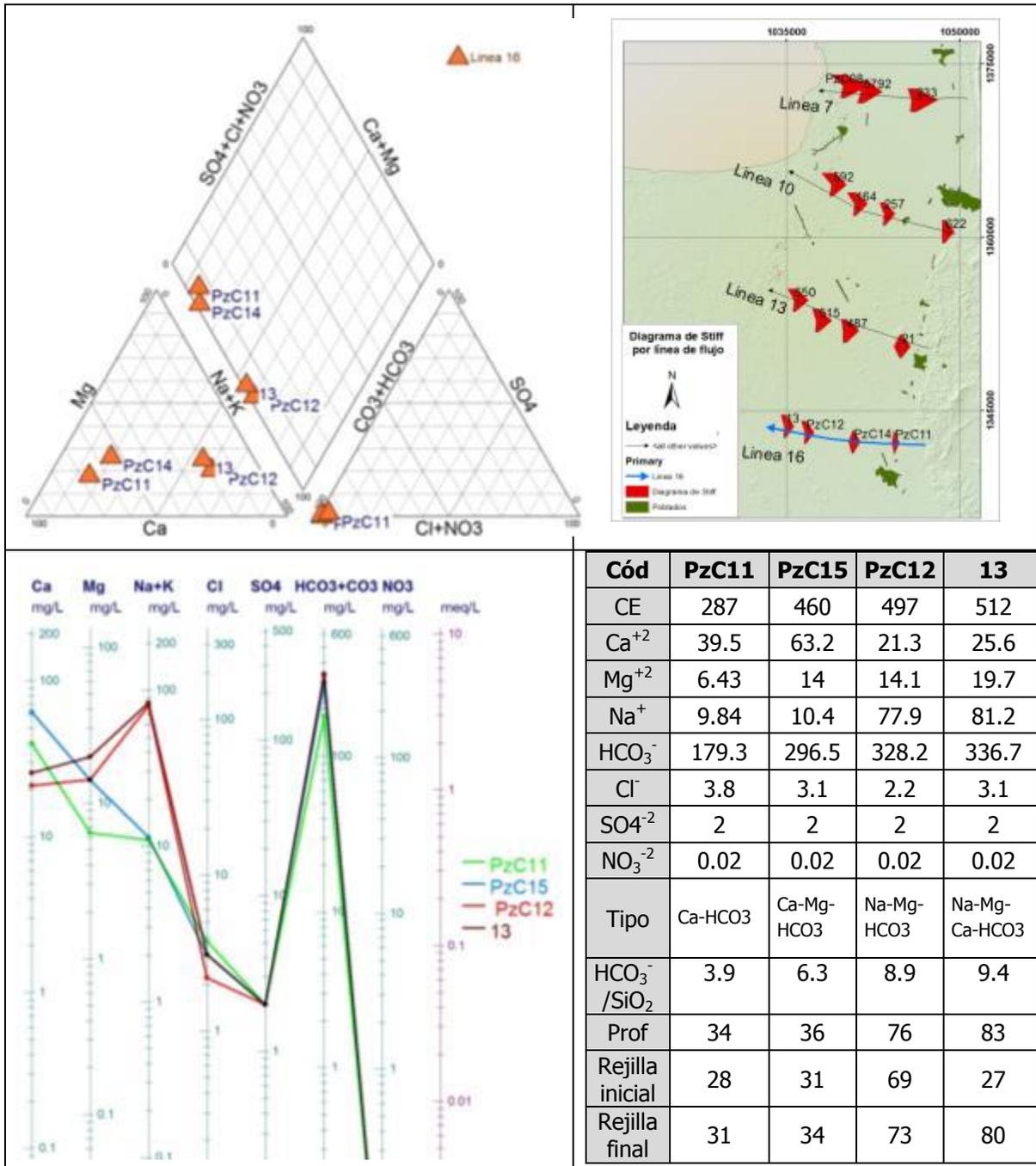


Figura 23. Análisis de la línea de flujo Número 16.

4.1.4 Relaciones iónicas e índices de saturación

El índice de saturación de calcita (IScalcita) para cada muestra analizada se obtuvo mediante el uso de PHREEQC. Los valores obtenidos se muestran en la tabla 6 y su variación espacial en la figura

23. De acuerdo a Quiroz et al (2008), los valores de índice de saturación a la calcita inferior a -0.2 son representativa de muestras substuradas, los valores entre -0.2 y 0.2 representan equilibrio y los valores superiores a 0.2 son representativos de supersaturación.

En la mayor parte del área de estudio, los valores del IScalcita muestran subsaturación. Se produce equilibrio y/o sobresaturación al norte del área de estudio a lo largo de las líneas de flujo 5 a la 11. Esta zona posee valores bajos de conductividad hidráulica y al ser el flujo más lento, el equilibrio logra alcanzarse por el tiempo de contacto del agua con la roca. En la zona de recarga el valor del IScalcita es inferior a -1 (figura 24).

En la mayor parte del área de estudio, el agua no puede alcanzar equilibrio con la calcita posiblemente debido al intercambio iónico entre el calcio y el sodio; el resultado es un aumento continuo de bicarbonato. La mayor solubilidad y la eliminación de los iones de calcio (por intercambio) permiten la acumulación de iones de bicarbonato, que podría sobrepasar la concentración observada para el agua de las zonas de roca caliza. Por lo tanto, inclusive con este alto contenido de bicarbonato el agua sigue siendo capaz de disolver más material calcáreo (Back, 1966). A lo largo del flujo también se observa exceso de HCO_3^- con respecto a $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ y un alta correlación entre el HCO_3^- y Na^+ , particularmente se observa que en las zonas del acuífero de alto contenido de bicarbonato también se presenta alta concentración de cloruro y sodio (figura 25).

La disolución de calcita se confirma con los valores de la relación $\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$ mostrados en la tabla 6. Se observa que a lo largo de cada línea de flujo existe una tendencia al aumento de esta relación, el valor mínimo calculado fue de 3.87 en la línea de flujo No. 16 y el máximo fue de 115.8 en la línea de flujo No. 16, indicando que la disolución de carbonatos es un posible modificador de las características físico-química de las aguas subterráneas.

Hounslow (1995), señala que valores de la relación $(\text{Na}+\text{K}-\text{Cl})/(\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}+\text{Ca})$ entre 0.2 y 0.8, así como $\text{HCO}_3^-/\sum\text{aniones} > 0.8$, son característicos de la incorporación de silicatos en las aguas subterráneas, de esta manera los valores consignados en la tabla 6 evidencian que la disolución de los silicatos es un proceso aportante en las características físico-químicas de las aguas subterránea de la zona de estudio.

Tabla 6. Índice de saturación de la calcita y relaciones iónicas de las muestras analizadas

Nombre	Línea flujo	Is-Ca	$\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$	$(\text{Na}+\text{K}-\text{Cl})/(\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}+\text{Ca})$	$\text{HCO}_3^-/\sum\text{aniones}$
Astillero Casanova	3	-0.15	70.9	0.86	0.72
Finca Monterrey II	5	-0.55	28.0	0.73	0.97
Pozo Finca Venturosa	5	0.09	57.7	0.83	0.88
Finca Katia	5	-0.20	55.5	0.78	0.80
Pozo Finca Banalinda	5	-0.28	61.7	0.75	0.89
Pozo Finca Tagua	5	0.38	60.0	0.86	0.92
Pozo Finca Villa Clemencia	5	0.28	66.2	0.82	0.89
Finca Las Cuñadas	5	0.11	77.2	0.81	0.67
Panorama	5	-0.28	56.1	0.84	0.91

Nombre	Línea flujo	Is-Ca	HCO ₃ ⁻ /SiO ₂	(Na+K-Cl)/(Na+K-Cl+Ca)	HCO ₃ ⁻ /Σaniones
Finca Agripina	6	0.27	66.2	0.59	0.95
Pozo Finca Magdalena	6	0.23	56.6	0.74	0.85
Pozo Finca El Tikal 2	6	0.33	59.5	0.78	0.86
Colegio Independencia de Antioquia	6	0.21	115.8	0.90	0.98
Pozo Finca Agromar	6	0.53	74.8	0.59	0.72
Finca Cafetal	7	0.097	39.7	0.66	0.94
Bodegas	7	-0.18	21.3	0.35	0.98
Finca La Estampa	7	0.09	21.8	0.65	0.99
La Perla Turbo	7	-0.47	38.5	0.79	0.98
Pozo Finca Antares	7	0.34	48.4	0.38	0.51
Pozo Finca Las Niñas	7	-0.26	44.4	0.79	0.86
Finca Rita Maria	7	0.12	22.5	0.78	0.95
Colegio La Teca	7	-0.09	90.0	0.87	0.98
Finca Tarena	8	0.03	47.9	0.80	0.97
Pozo Finca Yerbazal	8	0.36	48.8	0.76	0.82
Finca Esperanza	8	-0.11	57.4	0.80	0.96
Finca Guadalupe	8	0.09	72.6	0.85	0.98
Piezómetro 03	8	-0.11	75.3	0.88	0.94
Pozo Astillero Banacol Nueva Colonia	8	0.22	60.4	0.91	0.97
Piezómetro 04	8	-0.16	59.5	0.76	0.83
Pozo Canal Banacol Nueva Colonia 2	8	0.07	54.7	0.81	0.69
Edgar Silva	8	0.27	99.1	0.82	0.95
Finca Makaira pozo 1	9	-0.41	34.3	0.07	0.87
Finca Corralito	9	-0.69	n/a	-0.02	0.85
Finca Doña Francia Pozo 1	9	0.74	n/a	n/a	0.99
Finca Santa María de Apartado I Pozo 1	9	-0.15	41.9	0.65	0.99
Iris Recreo	9	-0.13	n/a	0.86	
Comfenalco - parque Los Encuentros	10	-1.18	13.4	0.77	0.98
Finca La Azucena	10	-1.26	17.1	0.78	0.98
Finca Nuevos Tiempos Pozo 1	10	0.19	72.0	0.60	0.99
Finca Sayula	10	-1.41	10.1	0.81	0.98
Finca Laureles (Sultana)	10	-1.28	18.7	0.87	0.98
Finca Marbella	10	-0.27	14.3	0.87	0.98
Finca Trapiche	10	-0.79	15.9	0.87	0.84
Finca Santillana pozo 2	11	-1.78	15.8	0.88	0.96
Finca Caribe 2 pozo 1	11	-0.99	22.2	0.78	0.98
Finca Caribe 1 pozo 2	11	-0.71	29.1	0.83	0.98
Finca Victorias 1 (Grupo Santa Maria)	11	-0.32	30.9	0.82	0.98
Candela	11	-0.92	35.6	0.92	0.98
Finca La Tinaja Pozo 1	12	-0.38	34.7	0.68	0.98

Nombre	Línea flujo	Is-Ca	HCO ₃ ⁻ /SiO ₂	(Na+K-Cl)/(Na+K-Cl+Ca)	HCO ₃ ⁻ /Σaniones
Villa Nelly	12	-0.21	36.9	0.56	0.99
Finca Jacaranda	12	0.12	68.2	0.91	0.99
Plantación	13	0.02	22.6	0.14	0.96
Finca Guadales	13	0.05	8.5	0.11	0.95
Candelaria	13	-0.04	34.9	0.47	0.99
Finca EL Rincón pozo 2	13	-0.18	16.3	0.58	0.99
Finca Araguatos II pozo 2	13	-0.35	15.9	0.70	0.99
Finca El Retiro Pozo 2	13	-0.24	40.7	0.76	0.99
Finca Matogrosso 1	13	-0.59	14.4	0.83	0.99
Finca El Congo	14	-0.34	28.7	0.43	0.97
Finca Patacón	14	-0.42	37.3	0.60	0.98
Triganá pozo 1	14	-0.32	33.1	0.64	0.99
Finca San Carlos	14	-0.69	38.1	0.83	0.99
Superaguas Pozo 1	15	-1.62	15.5	0.81	0.97
Finca Lati	15	-0.37	26.0	0.51	0.98
Finca Palmitos-Tucuringa	16	-1.13	6.9	0.15	0.96
Finca Bananal Ganadería	16	-0.41	3.9	0.16	0.97
Juana Pío	16	-0.33	14.8	0.21	0.98
Finca Pasatiempo	16	-0.55	6.3	0.11	0.99
Finca Santa Maria de Lagunilla-Serrania	16	-0.35	16.9	0.34	0.98
Colegio Nel Upegui	16	-0.62	8.9	0.76	0.98
Finca Luisa Fernanda	16	-0.02	33.0	0.79	0.98
Finca Coapro o Guatinaja	16	-0.25	20.2	0.50	0.98
Finca Estadero	16	-0.63	9.4	0.74	0.99
La Gitana	18	-4.02	5.5	0.44	0.87
Finca Uno Pozo 1	18	-1.05	12.1	0.78	0.95
Finca Tipana 1	18	-0.61	25.8	0.69	0.98
La Segunda	18	-0.48	13.3	0.18	0.97
Finca Los Andes	18	-0.24	25.5	0.37	0.99
Finca Rancho Grande	19	-1.16	15.1	0.84	0.98

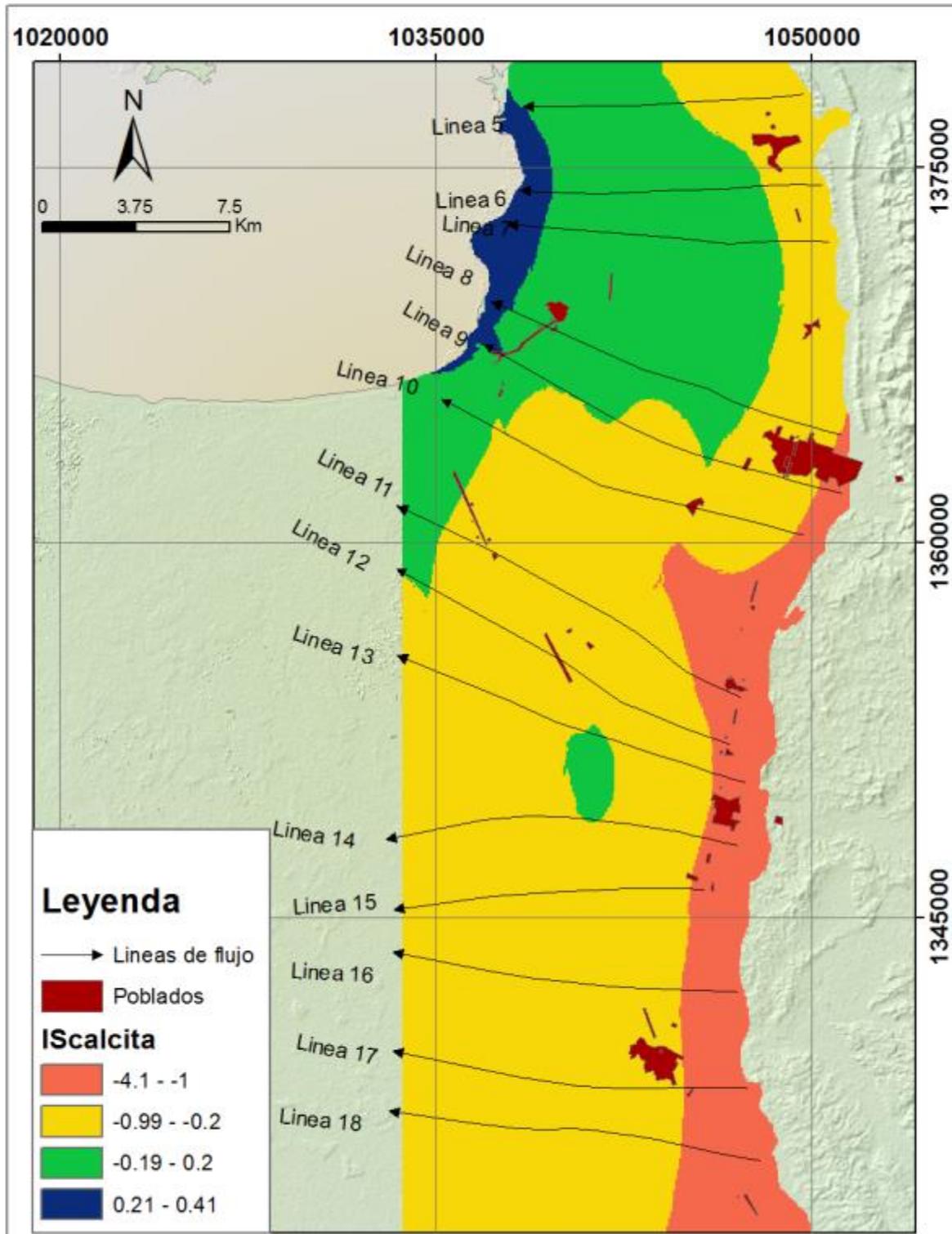


Figura 24. Variación espacial del índice de saturación de la calcita

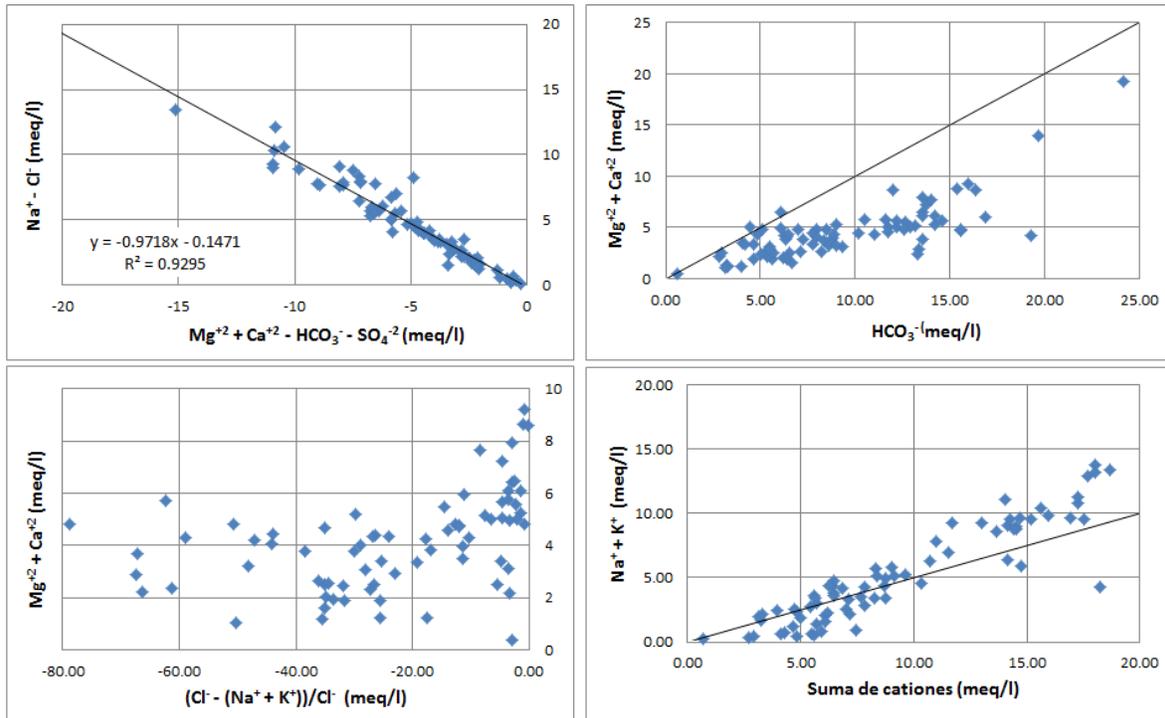


Figura 25. Relaciones iónicas entre unos parámetros seleccionados

4.2 Isotopos estables en la precipitación

4.2.1 Composición isotópica de la precipitación

La lluvia constituye la señal de entrada en el sistema hidrogeológico, por lo cual es indispensable para la interpretación y correlación de los análisis isotópicos. El conocimiento de la composición isotópica del agua lluvia en la zona de estudio y su variación espacio-temporal, se encontró a partir del análisis de muestras mensuales tomadas en cuatro sitios representativo donde fueron instalado muestreadores de aguas lluvias (figura 26).

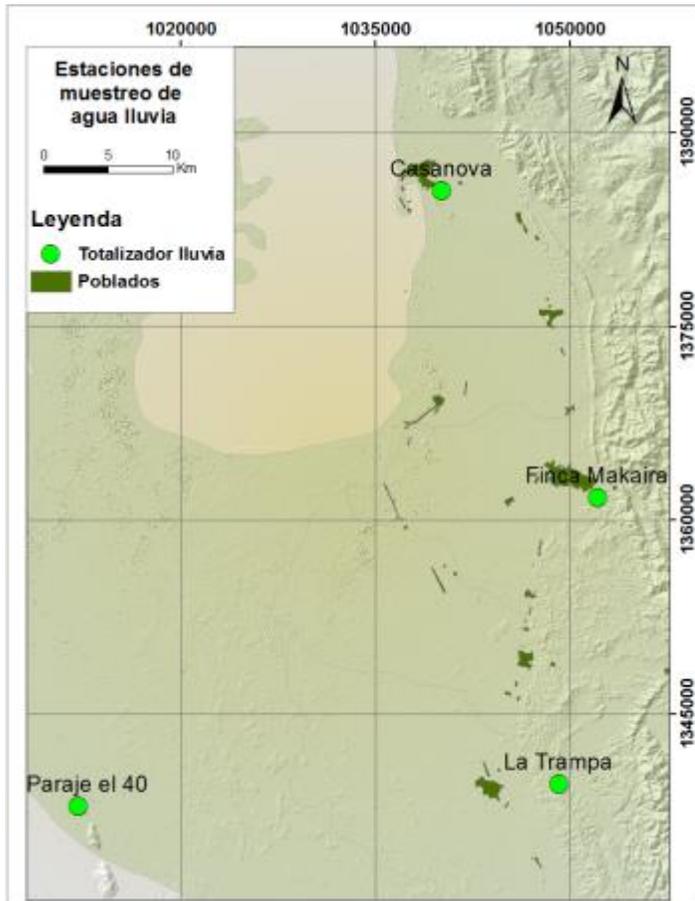


Figura 26. Estaciones de muestreo de agua lluvia

En total se tomaron 84 muestras de agua lluvia correspondiente a muestreos mensuales recolectados en cada una de las 4 estaciones instaladas. En la estación Makaira, se desarrolló un muestreo desde marzo de 2008 hasta junio de 2012; mientras que en las estaciones Casanova, El 40 y La Trampa el periodo de muestreo se desarrolló entre mayo de 2011 y junio de 2012. En el anexo 1 se presenta la composición isotópica para cada una de las estaciones durante el periodo de muestreo. A partir de estos datos se construyó la línea meteórica local, la cual, normalmente no se encuentra disponible.

El rango de variación para los valores de exceso de deuterio para la estación Makaira estuvo entre 6.41‰ y 13.17‰; para la estación Casanova entre 9.00‰ y 12.86‰; para la estación El 40 entre 8.80‰ y 13.28‰, y para la estación La trampa entre 8.44‰ y 13.58‰ estando los valores mínimos por encima del límite de evaporación considerado como 6‰.

4.2.2 Variación Estacional y efecto de cantidad de los Isótopos Estables en la Precipitación

El 18O y el D poseen prácticamente el mismo comportamiento en toda la zona de estudio, con valores de desviación más empobrecido que coinciden con los periodos húmedos y valores más enriquecidos que coinciden con los periodos secos. Esto puede explicarse teniendo en cuenta la menor temperatura ambiente en los periodos húmedos (lluvias) y la mayor temperatura en los periodos secos, ya que la relación inversamente proporcional entre la temperatura y el coeficiente de fraccionamiento isotópico.

Durante el año 2008, las lluvias fueron afectadas fuertemente por el fenómeno de la niña, presentando lluvias torrenciales durante la mayor parte del año, por ello las muestras recolectadas están bastante empobrecidas y contenido isotópico sin mayores variaciones; el año 2009 estuvo afectado por el fenómeno del niño, dominaron las altas temperaturas y hubo escasez de lluvias, por ello las muestras están más enriquecida. Los años siguientes también han sido afectados por la ocurrencia del fenómeno de La Niña, en especial el año 2010 donde el incremento de la lluvia causó inundaciones en la mayor parte del País.

En la figura 27 se observa que el rango de variación de la desviación (δ) para el 18O presenta valores entre -12,97 y -0.39 ‰, su valor máximo es registrado en la estación Makaira para el mes de marzo de 2009 y su mínimo en la misma estación en el mes de julio de 2010. En esta misma gráfica se observa que para el periodo de muestreo de mayo de 2001 a mayo de 2012, el comportamiento de $\delta^{18}O$ para todas las estaciones es similar.

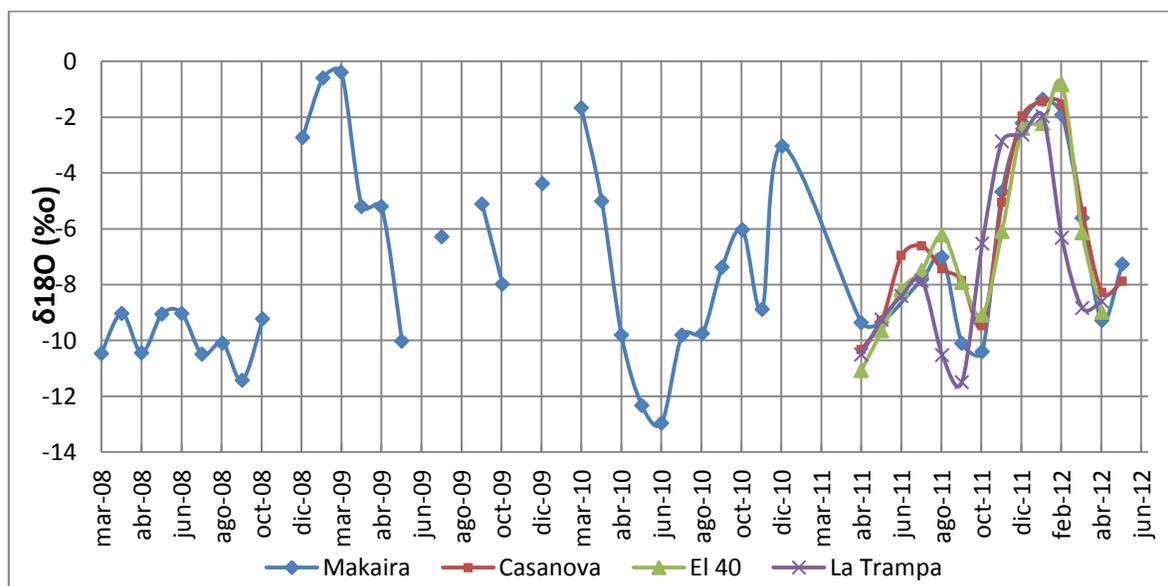


Figura 27. Variación estacional del $\delta^{18}O$ en la precipitación.

4.2.3 Línea Meteorica Local

La línea meteorica local se determinó a partir de los datos de precipitación de la estación de la finca Makaira, cuya ecuación es $7.96 \delta^{18}\text{O} + 9.19$ ($R^2 = 0.99$; $n = 45$ y $\text{PP} > 20$ mm). Ver la figura 28. La expresión parecida a la línea meteorica para Colombia encontrada por Rodríguez (2004), mostrando un intercepto y una pendiente ligeramente menores. Al compararla con la línea meteorica mundial encontramos también la misma pendiente y un desplazamiento derivado del intercepto.

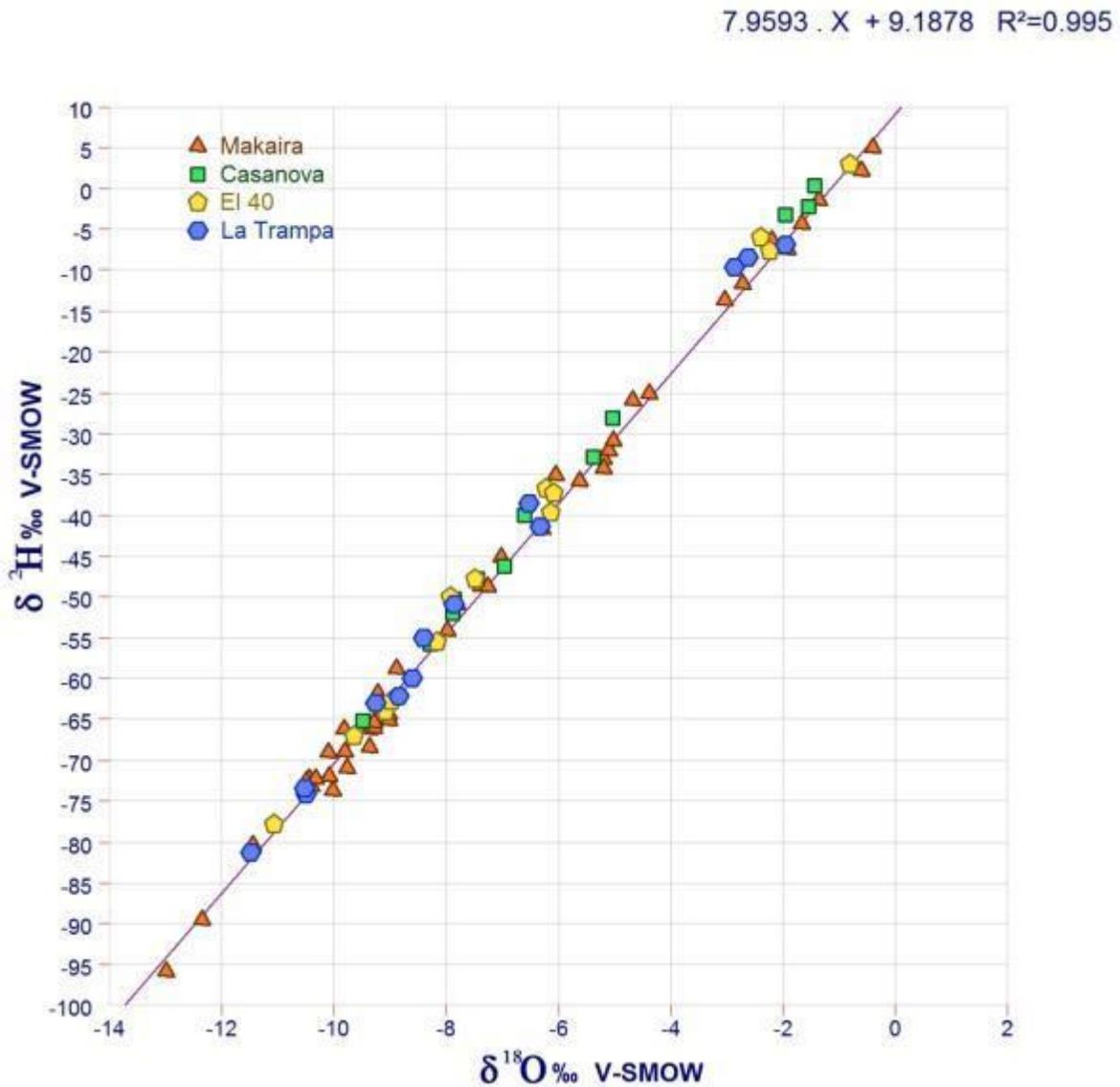


Figura 28. Línea meteorica local con datos de la estación Makaira.

Para cada estación de monitoreo se construyó la línea meteórica correspondiente, donde se muestran los parámetros de las ecuaciones y los valores promedio para el exceso de deuterio.

Si bien en todos los casos la tendencia lineal registra una pendiente cercana a 8, el grupo conformado por la estación Casanova, El 40 y La Trampa tienen su intercepto cercano a 11.5 y un exceso de deuterio de 11, mientras que la estación Makaira (para el mismo periodo de las estaciones anteriores) presenta intercepto de 9.94 y exceso de deuterio promedio de 9.72, (tabla 7). Dado que no hay diferencias significativas entre las alturas de cada una de las estaciones, es posible que la diferencia del exceso de deuterio para la estación Makaira se deba al efecto de una leve evaporación en algunas muestras, específicamente en las épocas de menor precipitación.

Tabla 7. Parámetros de líneas meteóricas locales para cada estación de muestreo de aguas lluvias entre mayo de 2011 y junio de 2012.

Estación	Pendiente	Intercepto	r ²	n	d (promedio)	Cota (msmm)
Casanova	8.0552	11.6167	0.997	13	11.08	1
El 40	8.0819	11.4003	0.996	13	10.88	25
La Trampa	8.1367	11.8643	0.995	13	10.85	100
Makaira datos 2011-2012	8.0376	9.9473	0.995	12	9.99	33

4.2.4 Marca isotópica de la lluvia ponderada

La marca isotópica de la lluvia se obtuvo ponderando el contenido isotópico de la lluvia ocurrida entre enero y diciembre de cada año, de acuerdo a los reportes de la NOAA, durante los años 2008 a 2012 se presentó el fenómeno de la Niña, por lo que es posible que la marca isotópica ponderada de la lluvia difiera de la marca isotópica del agua subterránea. En la tabla 8 se muestran los valores ponderados en cada una de las estaciones de muestreo de aguas lluvias.

Tabla 8. Cálculo de la marca isotópica ponderada de la precipitación en los totalizadores de Makaira, El 40, Casanova y La Trampa.

Totalizador	Periodo	Numero de datos	$\delta^{18}\text{O}$ Ponderado	$\delta^2\text{H}$ Ponderado
Makaira	Marzo 2008 Junio 2012	48	-8.42	-57.58
Makaira	Mayo 2011 Junio 2012	12	-7.67	-51.61
El 40	Mayo 2011 Junio 2012	12	-7.68	-50.66
Casanova	Mayo 2011 Junio 2012	12	-7.17	-46.43
La Trampa	Mayo 2011 Junio 2012	12	-8.14	-54.34

Los resultados presentados en la tabla 8, reflejan la sensibilidad de la estimación de la marca isotópica ponderada de la lluvia al ser influenciada por la cantidad de datos, un gran evento lluvioso o por un cambio de estacionalidad de la lluvia. A medida que se cuente con mayor número de datos se obtendrán mayor solidez en las estimaciones ponderadas (Hughes y Crawford, 2013).

4.3 Isotopos estables en agua subterránea

Los contenidos isotópicos del agua subterránea en los pozos profundos de la zona de estudio varían entre -9.14 y -6.43‰ con una media de -7.73 unidades de δ para el 18O; y entre -65.7 y -43.2‰ con una media de -52.74 unidades de δ para el Deuterio (2H).

En la tabla 9 se observa que a lo largo del flujo existe la tendencia de empobrecimiento del contenido isotópico del agua subterránea, igualmente a medida en que la instalación de las rejillas es más profunda también existe empobrecimiento del contenido isotópico. Esto sugiere la existencia de diferentes fuentes de recarga o tiempo de recarga diferentes.

Tabla 9. Deuterio y Oxígeno- 18 en para los pozos profundos muestreados. Datos en ‰ VS VSMOW

Nombre	Código	Municipio	Línea flujo	N	W	Min prof. Rejilla	Max prof. Rejilla	18O	2H	D
Cerca al Paisa	P18	Turbo	1	8.117	-76.735			-6.85	-47.0	7.7
La Ferrara	P5	Turbo	2	8.119	-76.705			-6.73	-43.2	10.7
Surtiabastos	P17	Turbo	2	8.091	-76.724			-7.70	-55.0	6.6
Julio Orozco	P6	Turbo	2	8.103	-76.727			-6.66	-45.5	7.8
Maryuri	P8	Turbo	3	8.082	-76.709			-6.81	-46.6	7.9
Sinaí	0325	Turbo	4	8.044	-76.647			-7.15	-47.4	9.8
Sinaí	P1	Turbo	4	8.044	-76.647			-7.20	-48.5	9.1
Granja Veracruz	0681	Turbo	4	8.044	-76.651			-7.61	-51.9	9.0
Monterrey 3	P19	Turbo	4	8.034	-76.679	61.0	138.0	-7.88	-54.9	8.1
Frigourabá	0693	Turbo	5	8.020	-76.642	18.0	99.0	-6.95	-46.0	9.6
Finca Monterrey I	0265	Turbo	5	8.019	-76.663			-7.38	-49.6	9.4
Finca Katia	Red044	Turbo	5	8.010	-76.693	57.0	127.0	-7.19	-48.4	9.1
Finca Banalinda	5784-I	Turbo	5	7.997	-76.693	68.0	104.0	-6.99	-49.6	6.3
Finca Tagua	5783-I	Turbo	5	8.000	-76.696			-7.49	-50.1	9.8
Finca Las Cuñadas	5781-I	Turbo	5	8.007	-76.712			-8.21	-57.9	7.8
Panorama	0636	Turbo	5	8.013	-76.712	63.0	72.0	-7.37	-49.7	9.2
Finca Renacer Pozo 2	0491	Turbo	6	7.989	-76.632	37.0	115.0	-7.16	-46.6	10.7
Finca Cafetal	0222	Turbo	6	7.985	-76.634			-7.44	-50.3	9.2
Finca Cibeles	0226	Turbo	6	7.973	-76.648	63.0	90.0	-7.38	-50.1	8.9
Finca Salpicón	0278	Turbo	6	7.976	-76.662	30.3	106.0	-7.12	-47.7	9.3
Finca Magdalena	0255	Turbo	6	7.979	-76.691	59.5	114.0	-7.49	-50.7	9.3
Finca Magdalena	5785-I	Turbo	6	7.979	-76.691	59.0	114.0	-7.43	-50.8	8.7
Finca El Tikal 2	5787-I	Turbo	6	7.975	-76.699			-7.31	-51.3	7.1
Finca Agromar	5790-I	Turbo	6	7.985	-76.725			-7.22	-49.6	8.2
Finca La Estampa	233	Turbo	7	7.959	-76.658	25	103	-7.38	-47.9	11.1
Finca Antares	5788-I	Turbo	7	7.969	-76.688	52.0	111.0	-7.33	-49.9	8.7
Finca Las Niñas	5794-I	Turbo	7	7.962	-76.694			-7.44	-51.1	8.4
Finca Rita Maria	5792Ia	Turbo	7	7.966	-76.700	47.0	88.0	-7.54	-52.3	8.1
Finca Rita Maria	5792Ib	Turbo	7	7.966	-76.700	47.0	88.0	-7.28	-50.9	7.4
Colegio La Teca	PzC08a	Turbo	7	7.970	-76.714	99.0	108.0	-8.55	-61.7	6.7

Nombre	Código	Municipio	Línea flujo	N	W	Min prof. Rejilla	Max prof. Rejilla	180	2H	D
Colegio La Teca	PzC08b	Turbo	7	7.970	-76.714	99.0	108.0	-8.52	-56.8	11.4
Finca Guadalupe	Red046	Turbo	8	7.925	-76.711	57.0	89.0	-8.17	-57.4	8.0
Piezómetro 03	5798-I	Turbo	8	7.932	-76.718	80.0	89.0	-8.86	-64.8	6.0
Astillero Banacol Nueva Colonia 1	5793-I	Turbo	8	7.928	-76.718			-8.86	-64.8	6.0
Piezómetro 04	5797-I	Turbo	8	7.932	-76.718	48.0	51.0	-8.03	-57.4	6.9
Canal Banacol Nueva Colonia 2	5789-I	Turbo	8	7.929	-76.724	47.0	57.0	-7.88	-55.6	7.4
C. del Darién Pozo 2	0336	Apartadó	8	7.891	-76.629	52.5	171.5	-7.64	-51.3	9.8
Finca Escorpión Pozo 2	0428	Apartadó	8	7.895	-76.653	15.0	83.0	-6.94	-46.7	8.9
Santa María del Monte P 1	196	Apartadó	8	7.913	-76.661	42.0	87.0	-7.54	-50.5	9.8
Finca San Antonio Pozo 1	0183	Apartadó	8	7.912	-76.685	48.0	69.0	-7.71	-51.6	10.1
Finca Makaira pozo 1	Red057	Apartadó	9	7.867	-76.604			-6.43	-43.2	8.2
Lubricantes El Consejo	0613	Apartadó	9	7.878	-76.617	13.0	47.0	-7.05	-47.1	9.3
Finca Doña Francia Pozo 1	Red035	Apartadó	9	7.879	-76.662	39.0	57.0	-7.47	-49.8	10.0
Santa Ma. Apartado I Pz 1	Red039	Apartadó	9	7.890	-76.676	48.0	77.0	-7.64	-51.9	9.2
Finca Macarena pozo 2	0637	Apartadó	9	7.913	-76.711	31.0	75.0	-7.90	-54.1	9.1
Iris Recreo	PzC-01	Apartadó	9	7.905	-76.720	84.0	93.0	-8.88	-62.3	8.7
Comfenalco Pozo 2	622	Apartadó	10	7.856	-76.636	23	89	-7.39	-50.3	8.8
Finca Alcatraz Pozo 2	566	Apartadó	10	7.861	-76.668	44	144	-7.58	-50.9	9.8
Finca Sayula	257	Apartadó	10	7.871	-76.684	42	87	-7.63	-51.5	9.5
Nuevos Tiempos Pozo 1	Red037	Apartadó	10	7.882	-76.697	9.5	70.0	-7.30	-49.9	8.5
Finca Marbella	164	Apartadó	10	7.878	-76.706	11	107	-7.59	-51.5	9.2
Finca Puerto Alegre	178	Apartadó	10	7.882	-76.714	37	107	-7.72	-53.9	7.9
Finca El Trapiche	592	Apartadó	10	7.893	-76.724	45	122	-7.92	-53.8	9.6
P. Los Almendros Pozo 2	0332	Apartadó	11	7.797	-76.648	30.9	87.0	-7.74	-51.9	10.1
Acueducto Casa Verde	0411	Apartadó	11	7.788	-76.650	28.1	94.0	-7.96	-53.3	10.3
Finca Caribe 1 pozo 2	0455	Apartadó	11	7.816	-76.687	38.0	72.5	-7.63	-50.6	10.4
Finca Victorias 1	0101	Apartadó	11	7.821	-76.706	44.2	104.5	-7.82	-53.1	9.5
Finca Florida Pozo 1	0019	Apartadó	11	7.831	-76.725	32.0	84.0	-7.81	-53.5	9.0
Planta de Snacks	0647	Carepa	11	7.852	-76.748	39.0	97.0	-8.07	-54.3	10.3
Finca Las Pampas pozo 1	0425	Carepa	12	7.797	-76.676	36.0	74.0	-7.66	-52.3	8.9
Finca La Tinaja Pozo 1	0201	Carepa	12	7.803	-76.694	28.9	78.0	-7.84	-52.6	10.1
Finca Osaka	0059	Carepa	12	7.818	-76.742	51.0	90.0	-7.92	-53.9	9.5
Finca Jacaranda	0168	Carepa	12	7.824	-76.756	57.0	106.0	-9.10	-65.7	7.1
Finca Los Guadales	21	Carepa	13	7.766	-76.670	15	48	-7.39	-49.6	9.5
Finca Bonanza Pozo 2	583	Carepa	13	7.769	-76.700	47	135	-7.79	-52.9	9.4
Finca El Rincón Pozo 2	487	Carepa	13	7.778	-76.713	45	85	-7.72	-52.4	9.3
Finca Araguatos II Pozo 2	515	Carepa	13	7.786	-76.735	53	76	-7.77	-52.3	9.8
Finca El Retiro Pozo 2	Red022	Carepa	13	7.801	-76.744	50	78	-7.76	-53.4	8.7
Finca Matogrosso I	550	Carepa	13	7.802	-76.754	35	75	-7.91	-54.2	9.1
Finca Patacón	0061	Carepa	14	7.739	-76.691	6.0	57.0	-7.69	-52.7	8.8

Nombre	Código	Municipio	Línea flujo	N	W	Min prof. Rejilla	Max prof. Rejilla	18O	2H	D
Triganá pozo 1	0057	Carepa	14	7.745	-76.720	39.0	76.0	-7.81	-53.5	9.0
Finca San Luis	0672	Carepa	14	7.759	-76.755	34.0	67.0	-7.89	-54.4	8.7
Finca San Quintin	0615	Carepa	14	7.757	-76.774	18.0	148.0	-7.95	-53.0	10.6
Finca Ensenada	0463	Carepa	14	7.770	-76.791	39.0	137.0	-8.25	-57.4	8.6
Superaguas Pozo 1	0370	Carepa	15	7.731	-76.664	28.0	68.0	-7.96	-53.4	10.3
Hacienda Bananal Pozo 1	372	Chigorodó	16	7.691	-76.683	20	71	-7.68	-52.1	9.4
Finca Pasatiempo	PzC15	Chigorodó	16	7.692	-76.708	31	34	-6.99	-45.8	10.1
Finca Pasatiempo	PzC14	Chigorodó	16	7.692	-76.708	68	71	-6.97	-46.5	9.3
Colegio Nel Upegui	PzC12	Chigorodó	16	7.699	-76.745	69	73	-8.03	-54.6	9.6
Colegio Nel Upegui	PzC13	Chigorodó	16	7.699	-76.745	46	52	-7.99	-54.1	9.9
Finca Luisa Fernanda	Red010	Chigorodó	16	7.702	-76.755	52	100	-8.06	-55.6	8.9
Finca Estadero Pozo 1	13	Chigorodó	16	7.704	-76.761	27	83	-7.99	-54.2	9.8
Colegio IAU	0034	Chigorodó	17	7.661	-76.665	15.5	61.9	-8.09	-55.3	9.4
Finca Alejandría pozo 1	0376	Chigorodó	17	7.648	-76.689	24.0	60.0	-7.64	-51.2	9.9
Finca El Bosque	0527	Chigorodó	17	7.661	-76.705	18.0	52.0	-7.79	-52.4	10.0
Finca Soluna Pozo 3	546	Chigorodó	17	7.669	-76.735	32.0	147.0	-8.14	-55.6	9.6
Finca Estrella Pozo 1	0029	Chigorodó	17	7.679	-76.771			-7.70	-52.1	9.5
Lácteos Mi Vaquita	0106	Chigorodó	18	7.622	-76.654			-7.54	-51.0	9.3
Finca las Américas	0539	Chigorodó	18	7.638	-76.658			-7.64	-52.1	9.1
Finca Uno Pozo 1	0224	Chigorodó	18	7.643	-76.671	40.0	117.0	-8.43	-57.3	10.2
Finca Dos Pozo 1	0464	Chigorodó	18	7.629	-76.682	26.5	187.0	-8.36	-57.0	9.9
Finca Tatiana	0390	Chigorodó	18	7.627	-76.695	51.0	89.0	-9.14	-65.3	7.8
Finca Arrocería	0391	Chigorodó	18	7.626	-76.706	42.0	136.0	-8.24	-55.3	10.7
Finca Los Andes	0223	Chigorodó	18	7.610	-76.720			-7.72	-52.0	9.7
Finca Agropecuaria La Fe	0134	Chigorodó	18	7.614	-76.761			-8.03	-55.1	9.2
Finca El Agrado	0309	Chigorodó	19	7.572	-76.654	18.4	40.0	-8.53	-58.0	10.2
Finca Rancho Grande	0182	Chigorodó	19	7.575	-76.660			-8.57	-57.7	10.9
Finca Flor de Selva	0402	Chigorodó	19	7.573	-76.676			-8.69	-58.4	11.1
Acueducto Barranquillita	0141	Chigorodó	19	7.569	-76.697			-8.89	-60.4	10.7
Finca San Lucas	0082	Chigorodó	19	7.573	-76.698			-8.79	-60.4	9.9
Finca La Gitana	0456	Chigorodó	20	7.602	-76.640			-7.74	-52.1	9.9
Finca La Gitana	Red077	Chigorodó	20	7.602	-76.640	15	34	-7.32	-48.9	9.6

Los manantiales presentan valores entre -7.37 y -6.30‰ con una media de -6.95 unidades de δ para 18O, y entre -48.25 y -41.11 ‰ con una media de -45.36 unidades de δ para el D. La Tabla 10 muestra los resultados obtenidos.

Tabla 10. Deuterio y Oxígeno- 18 en para los manantiales muestreados. Datos en ‰ VS VSMOW.

Nombre	Código	Municipio	Línea flujo	N	W	Min prof. Rejilla	Max prof. Rejilla	18O	2H	D
Manantial	M04	Turbo	1	8.140	-76.718			-6.30	-41.1	9.3
Manantial La Cucaracha	M03	Turbo	6	7.982	-76.611			-6.95	-44.8	10.8

Nombre	Código	Municipio	Línea flujo	N	W	Min prof. Rejilla	Max prof. Rejilla	18O	2H	D
Manantial Guapa/El Tigre	M01	Chigorodó	19	7.584	-76.632			-7.37	-48.3	10.7
Manantial La Cadena	M02	Carepa	13	7.755	-76.643			-7.17	-47.3	10.1

Los aljibes a su vez presentan valores entre -7.24 y -5.15 ‰ con una media de -6.37 unidades de δ para 18O, y entre -49.65 y -35.48 ‰ con una media de -42.51 unidades de δ para el Deuterio. La Tabla 11 muestra los resultados obtenidos.

Tabla 11. Deuterio y Oxígeno- 18 en para los aljibes muestreados. Datos en ‰ VS VSMOW.

Nombre	Código	Municipio	Línea flujo	N	W	Min prof. Rejilla	Max prof. Rejilla	18O	2H	d
Barrio Medellín	A45	Turbo	-	8.038	-76.675	3.0	5.0	-7.06	-49.7	6.8
Claudia María	A38	Turbo	-	8.048	-76.700	3.1	5.1	-6.44	-41.6	9.9
La Caleta	A20	Turbo	-	8.088	-76.681	3.4	5.4	-5.77	-38.5	7.6
La Macarena	A14	Turbo	-	8.124	-76.681	1.7	3.7	-6.55	-46.0	6.4
La Mareiba	A25	Turbo	-	8.096	-76.707	2.7	4.7	-6.18	-39.3	10.2
Niño Ramón	A61	Turbo	-	8.046	-76.659	2.2	4.2	-6.60	-43.9	8.8
Nueva Florida	A32	Turbo	-	8.117	-76.725	2.1	4.1	-5.48	-35.5	8.4
Villa Mary	A5	Turbo	-	8.130	-76.707	3.9	5.9	-6.07	-40.5	8.0
Aljibe Finca El Salvamento	PA-2	Apartadó	10	7.864	-76.634	5	5	-6.81	-43.5	11.0
Aljibe Laboratorio Carepa	PA-3	Carepa	13	7.772	-76.659	5	5	-7.24	-48.8	9.1
Aljibe Bananal ganadería	PA-1	Chigorodó	16	7.691	-76.675	6	6	-7.06	-46.8	9.7

Nótese que la marca isotópica de los manantiales es parecida a la marca isotópica de los aljibes, por lo cual se prevé que tienen el mismo origen.

4.3.1 Relación entre la marca isotópica de la lluvia y el agua subterránea

En la figura 29, exceptuando la marca ponderada de la lluvia de la estación Casanova, la marca isotópica ponderada de las demás estaciones en general está más empobrecida que la mayoría de los puntos de aguas subterránea muestreados. Existe una aparente coincidencia o relación entre la marca isotópica de la lluvia de Makaira, La Trampa y El 40 con la marca isotópica de los pozos que captan el nivel T2B, no obstante al no coincidir la marca isotópica de la lluvia con la marca isotópica de los pozos más someros, no es posible decir que ésta es congruente con la unidad T2B.

Para explicar la incongruencia entre la lluvia y el agua subterránea se establecen dos hipótesis, la primera, que la recarga de agua subterránea se produzca en otra zona al oriente del área de estudio, lo que implicaría una mayor altura y por ende mayor empobrecimiento de la marca isotópica de la lluvia, inclusive, estaría mucho más empobrecida que el agua subterránea de la unidad T2B, generando mayores diferencias entre la marca de la lluvia y el agua subterránea.

La segunda, relacionada con que las condiciones climáticas en las que se produjo la recarga difieren de las condiciones actuales, esto debido a que existe holgada diferencia entre la marca isotópica de la lluvia ponderada y el agua subterránea de las captaciones más someras y los

manantiales. Además como se verá más adelante, a lo largo del flujo se presentan enriquecimiento de deuterio y oxígeno 18, con el aumento de la edad de agua subterránea.

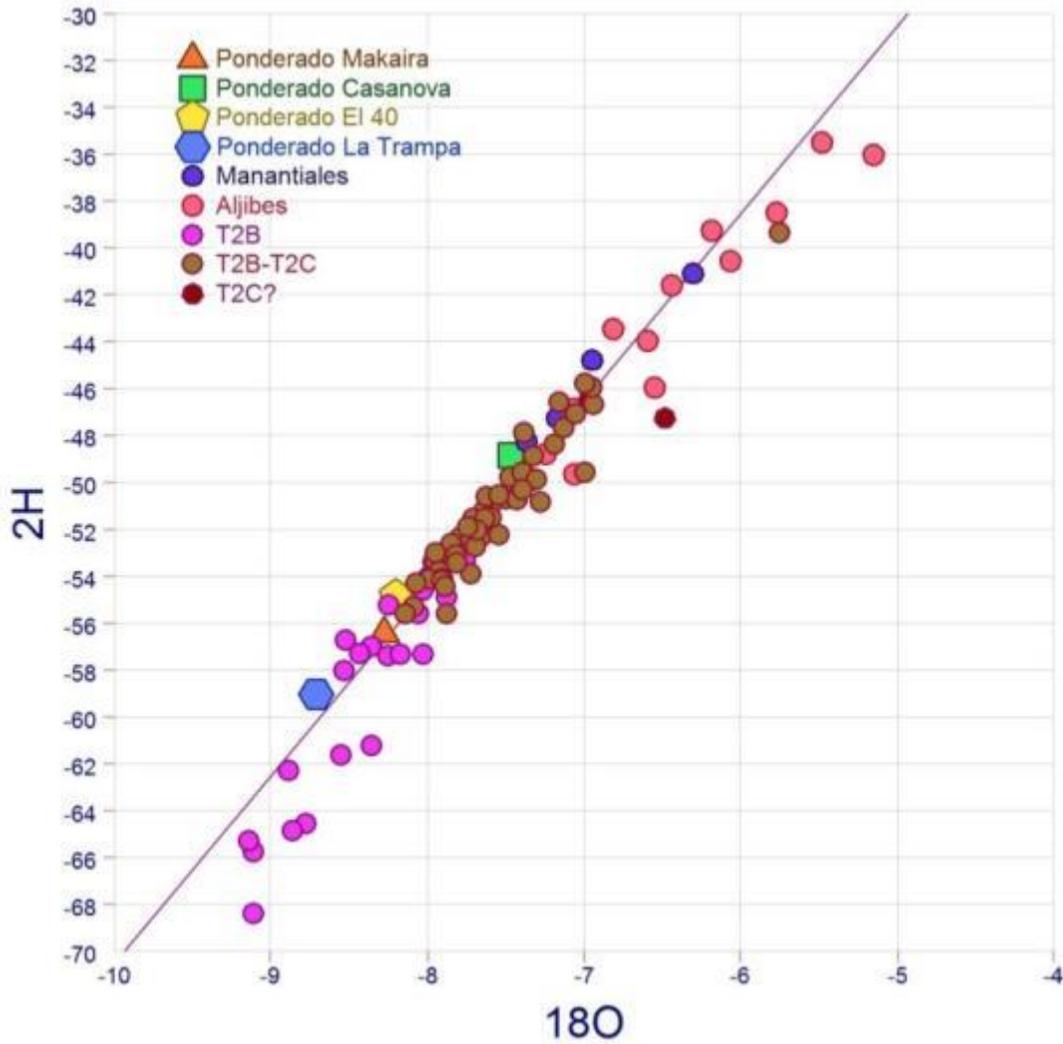


Figura 29. Comparación de la marca isotópica de la lluvia ponderada con la marca isotópica del agua subterránea.

Con el fin de analizar la variación isotópica del agua subterránea a lo largo del flujo, a continuación se presentan algunos perfiles con el contenido isotópico de cada pozo muestreado (figura 30).

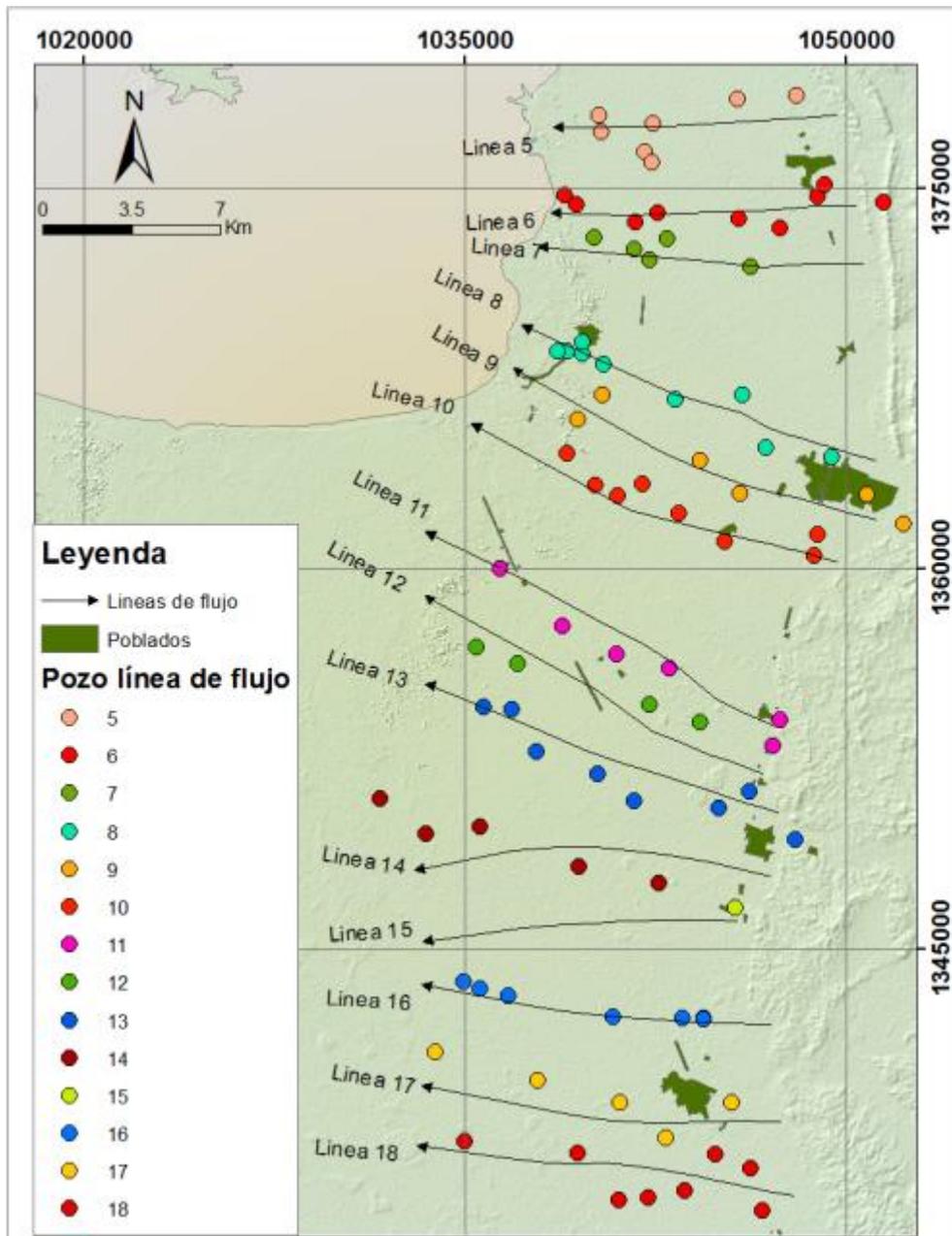


Figura 30. Pozos con análisis de isótopos estables clasificados por línea de flujo.

En forma general se aprecia que los pozos que están al oriente, más cerca a lo que se conoce como área de recarga y que además captan las unidades T2C y T2B del acuífero, contienen agua menos empobrecida que los pozos que están más alejados de la zona de recarga y captan únicamente unidad T2B.

El perfil de las línea de flujo No. 7, 8, 9, 12 y 13, se aprecia del empobrecimiento isotópico del agua subterránea a lo largo del flujo, aunque también refleja que a medida que aumenta la profundidad de la captación se presenta empobrecimiento isotópico.

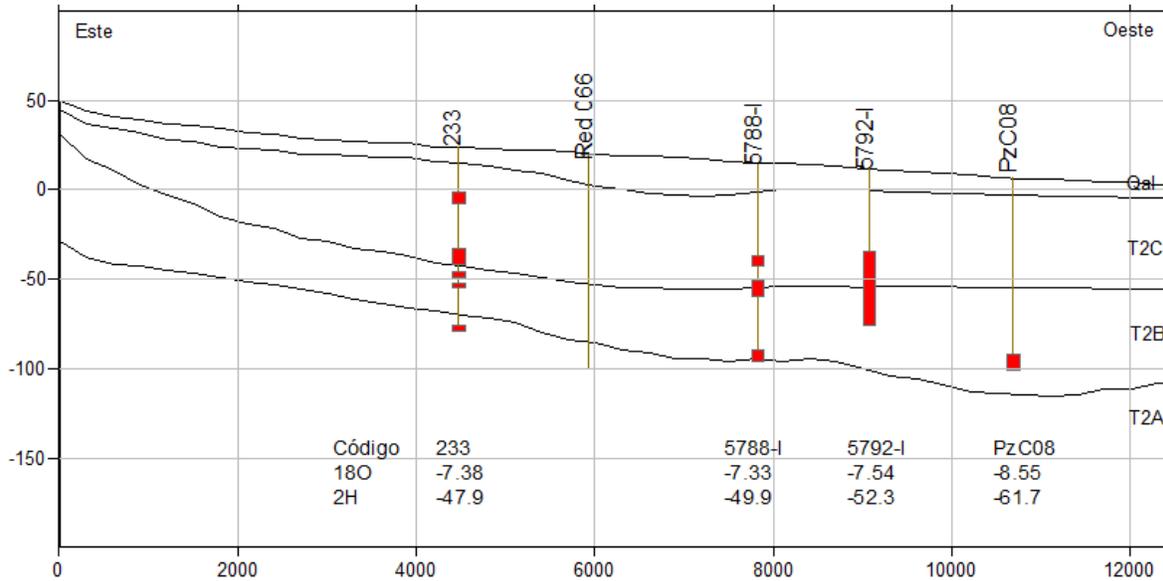


Figura 31. Marca isotópica promedio de la unidad T2B a lo largo de la línea de flujo No. 7.

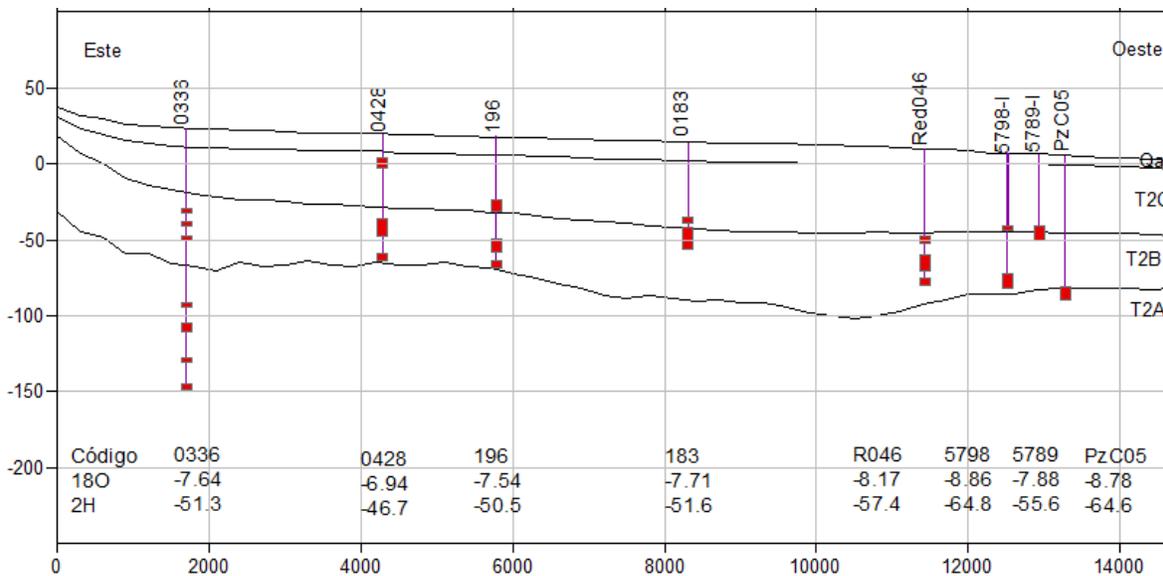


Figura 32. Marca isotópica promedio de la unidad T2B a lo largo de la línea de flujo No. 8.

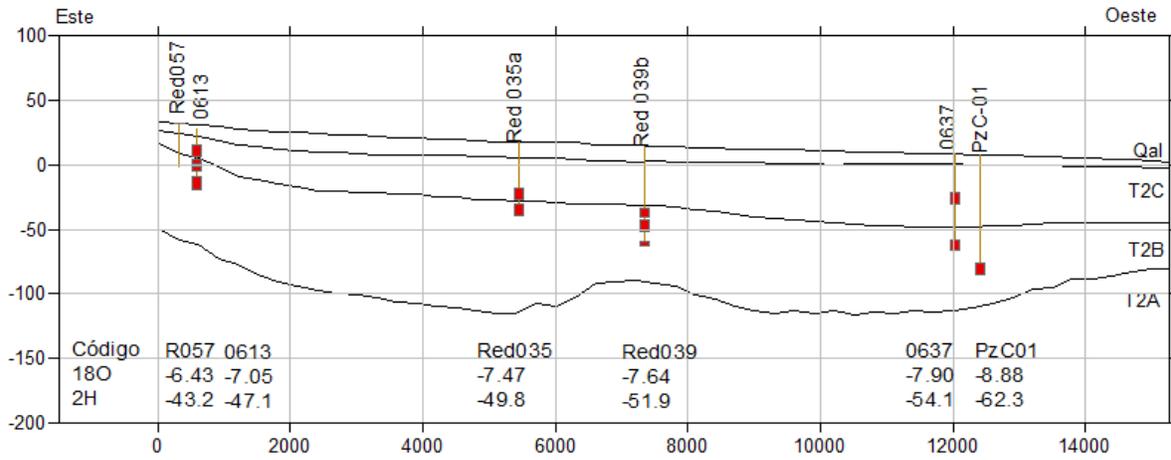


Figura 33. Marca isotópica del agua subterránea a lo largo de la línea de flujo No. 9.

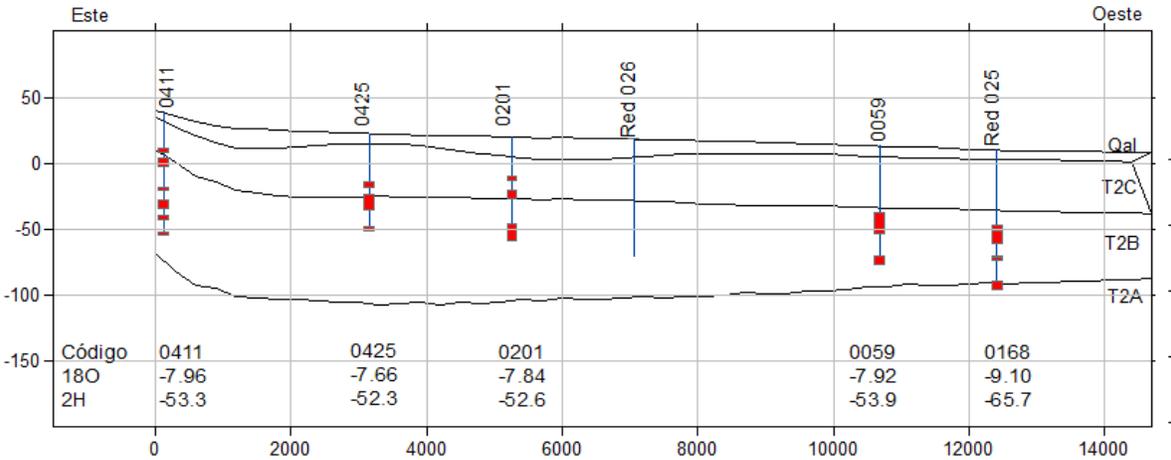


Figura 34. Marca isotópica del agua subterránea a lo largo de la línea de flujo No. 12.

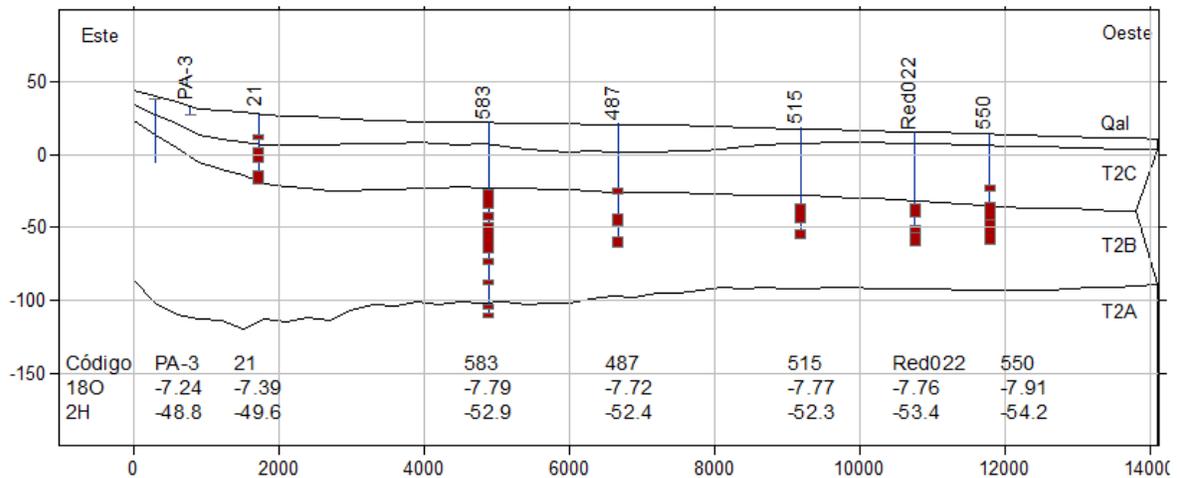


Figura 35. Marca isotópica promedio de la unidad T2B a lo largo de la línea de flujo No. 13.

Para ilustrar la tendencia de los isotopos estables a lo largo del flujo, en la figura 36 se ilustra la variación espacial del $\delta^2\text{H}$, se observa un empobrecimiento hacia el occidente y en la parte sur del área de estudio.

Con excepción de las líneas de flujo No. 17 y 18, las demás muestran congruencia con la variación espacial del $\delta^2\text{H}$. Esto indica orígenes distintos del agua en tiempo y posiblemente indicador de distintas zonas de recarga.

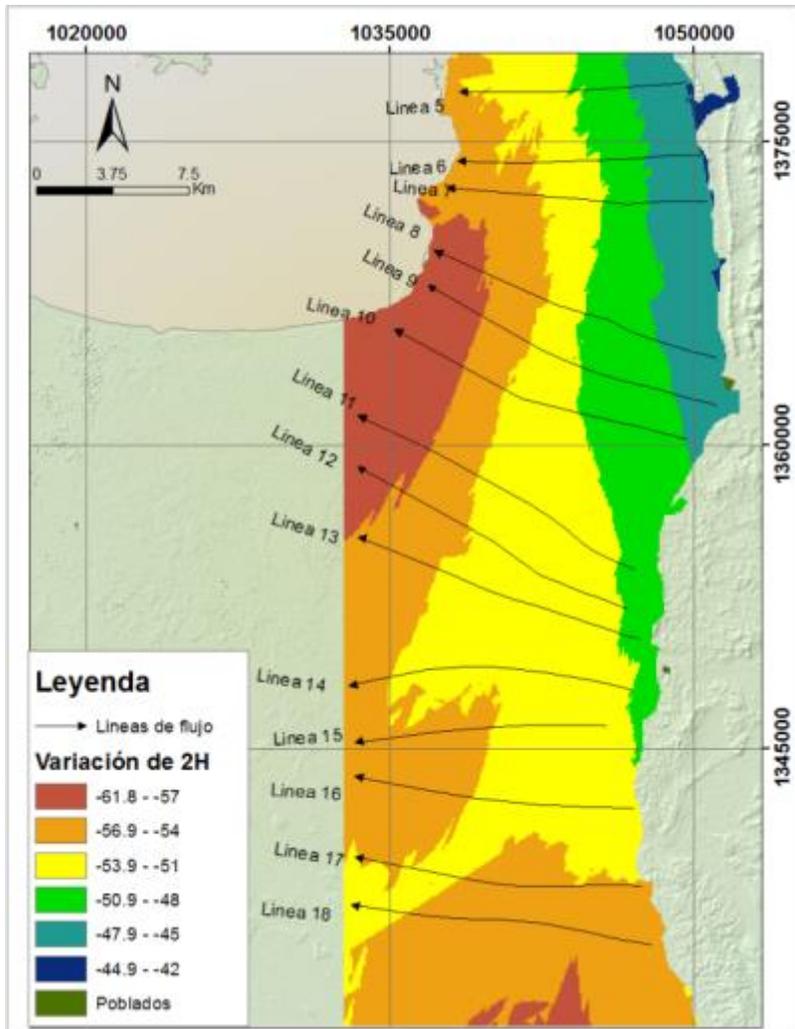


Figura 36. Variación espacial del $\delta^2\text{H}$ a lo largo del flujo de agua subterránea

4.4 Datación del agua subterránea

Se midió el contenido de carbono 13 y carbono 14 en 21 pozos localizados en las líneas de flujo 7, 10, 13 y 16. Los datos correspondientes a estos análisis están consignados en la tabla 12. La actividad de C14 varía entre 2.8 y 103.09%. Tres pozos (localizados al sur-oriente del área de estudio) tienen agua con actividad entre 92.77 y 103.09% lo que corresponde a agua reciente, el oxígeno 18 de estas muestras está entre -6.48 y -6.99‰, mientras que el deuterio está entre -45.8 y -47.3‰, indicando que la marca isotópica del agua moderna está alrededor de -7‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y -50‰ $\delta^2\text{H}$.

Se puede notar que la sección al sur tiene la totalidad de los puntos que contienen agua reciente, esta sección corresponde también a la zona donde existe una litología más favorable a una circulación rápida del agua y el punto más "antiguo" (A=2.8%) está ubicado al nor-oeste en relación con la dirección del flujo.

Las mediciones en $\delta^{13}\text{C}$ varían entre -16.7 y -24.25 ‰, presentando una tendencia al empobrecimiento a medida que disminuye la actividad del ^{14}C , es decir presenta una tendencia contraria a los que se esperaría si hubiese una dilución de ^{14}C por carbonatos marinos, descartándose la ocurrencia de intrusión marina. Dado que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son más negativos de lo que podría esperarse, es posible que esté ligado a la existencia de materia orgánica en el acuífero. Esto se relaciona con el reporte de materia orgánica y restos vegetales en descomposición encontrados en pozos al noroccidente de la zona de estudio.

Igualmente a medida que disminuye la actividad carbono 13 en la muestra se produce disminución de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, reflejando posiblemente la existencia de diferentes condiciones climáticas en el momento en que el agua se infiltró (figura 37).

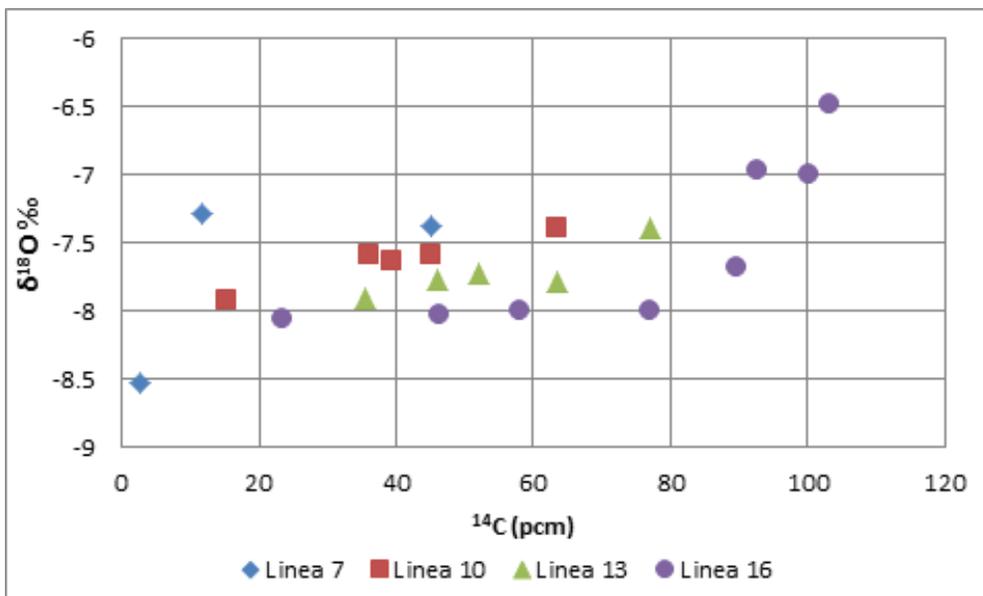


Figura 37. Variación del $\delta^{18}\text{O}$ y la actividad del ^{14}C a lo largo del flujo

Tabla 12. Resultados monitoreo de isótopos 13C y C14 en la zona de estudio.

Sitio de muestreo	Municipio	Línea flujo	Código	18O	2H	C13	C14	CE	HCO3
Finca La Estampa	Turbo	7	233	-7.38	-47.9	-23.01	44.97	1186	1471
Finca Rita María	Turbo	7	5792-lb	-7.28	-50.9	-24.25	11.61	1160	771
Colegio La Teca	Turbo	7	PzC-08b	-8.52	-56.8	-23.71	2.8	1210	951
Parque de los Encuentros P2	Apartadó	10	622	-7.39	-50.3	-20.99	63.36	493	390.4
Finca Alcatraz Pozo 2	Apartadó	10	566	-7.58	-50.9	-23.81	44.97	458	375.8
Finca Sayula	Apartadó	10	257	-7.63	-51.5	-23.86	39.39	509	400.2
Finca Marbella	Apartadó	10	164	-7.59	-51.5	-20.85	35.99	817	500.2
Finca El Trapiche	Apartadó	10	592	-7.92	-53.8	-23.91	15.17	858	567.3
Finca Los Guadales	Carepa	13	21	-7.39	-49.6	-17.87	77.07	472	369.7
Finca Bonanza Pozo 2	Carepa	13	583	-7.79	-52.9	-19.82	63.41	594	520.9
Finca El Rincón Pozo 2	Carepa	13	487	-7.72	-52.4	-20.48	52.16	650	517.3
Finca Araguatos II Pozo 2	Carepa	13	515	-7.77	-52.3	-19.79	45.96	654	542.9
Finca Matogrosso I	Carepa	13	550	-7.91	-54.2	-20.17	35.47	646	524.6
Finca Bananal Ganadería	Chigorodó	16	PzC 11	-6.48	-47.3	-21.14	103.09	193	179.3
Finca Pasatiempo	Chigorodó	16	PzC 15	-6.99	-46.5	-16.70	100.24	376	296.5
Finca Pasatiempo	Chigorodó	16	PzC 14	-6.97	-45.8	-17.69	92.77	497	401.4
Hacienda Bananal Pozo 1	Chigorodó	16	372	-7.68	-52.1	-20.71	89.57	164	176.9
Colegio Nel Upegui	Chigorodó	16	PzC 13	-7.99	-54.1	-21.38	77.05	403	307.4
Colegio Nel Upegui	Chigorodó	16	PzC 12	-8.03	-54.6	-20.98	46.28	406	328.2
Finca Estadero Pozo 1	Chigorodó	16	13	-7.99	-54.2	-21.62	57.96	489	336.7
Finca Luisa Fernanda	Chigorodó	16	Red010	-8.06	-55.60	-17.10	23.44	607	392

Los métodos utilizados para calcular la edad de las aguas subterráneas a través de contenido de C14, arrojan valores diferentes, aquí se muestran los valores calculados por los métodos de Mook y Gonfiantini por ser consistentes entre sí. Vemos edades que van desde aguas modernas hasta los 32000 años.

Tabla 13. Tiempo de residencia del agua subterránea según datos de C14

Nombre	Código	Línea de flujo	13C	14C	14C_ERR	Edad Mook	Edad Gonfiantini
Finca La Estampa	233	7	-23.01	44.97	0.251103	9569	8991
Finca Rita Maria	5792-I	7	-24.25	11.61	0.110169	21465	20608
Colegio La Teca	PzC 08	7	-23.71	2.8	0.050023	33159	32154
Parque de los Encuentros P2	622	10	-20.99	63.36	0.271412	5107	5407
Finca Alcatraz Pozo 2	566	10	-23.805	44.97	0.210684	9632	9282
Finca Sayula	257	10	-23.855	39.39	0.190716	10672	10399
Finca Marbella	164	10	-20.845	35.99	0.180304	10160	10005
Finca El Trapiche	592	10	-23.91	15.17	0.120204	18898	18281
Finca Los Guadales	21	13	-17.87	77.07	0.311619	1445	2437
Finca Bonanza Pozo 2	583	13	-19.821	63.41	0.260268	4727	4937
Finca El Rincon Pozo 2	487	13	-20.481	52.16	0.23043	6777	6807
Finca Araguatos II Pozo 2	515	13	-19.788	45.96	0.210175	7157	7569
Finca Matogrosso I	550	13	-20.17	35.47	0.190887	9519	9863
Finca Bananal Ganadería	PzC 11	16	-21.14	103.09	0.381953	Modernas	
Finca Pasatiempo	PzC 15	16	-16.7	100.24	0.381798	Modernas	
Finca Pasatiempo	PzC 14	16	-17.69	92.77	0.36002	Modernas	

Hacienda Bananal Pozo 1	372	16	-20.706	89.57	0.361228	2732	2433
Colegio Nel Upegui	PzC 13	16	-21.38	77.05	0.321766	3867	3937
Colegio Nel Upegui	PzC 12	16	-20.98	46.28	0.23034	8343	7980
Finca Luisa Fernanda	Red010	16	-17.098	23.44	0.160072	11530	11932
Finca Estadero Pozo 1	13	16	-21.62	57.96	0.270528	6760	6393

En las figuras 38 a 41 se aprecia una disminución en la actividad del C14 a lo largo de las líneas de flujo 7, 10, 13 y 16, acompañado de un empobrecimiento del deuterio y aumento de la conductividad eléctrica. Esto indica la ocurrencia de flujo en pistón con un mayor periodo de residencia del agua a lo largo del flujo.

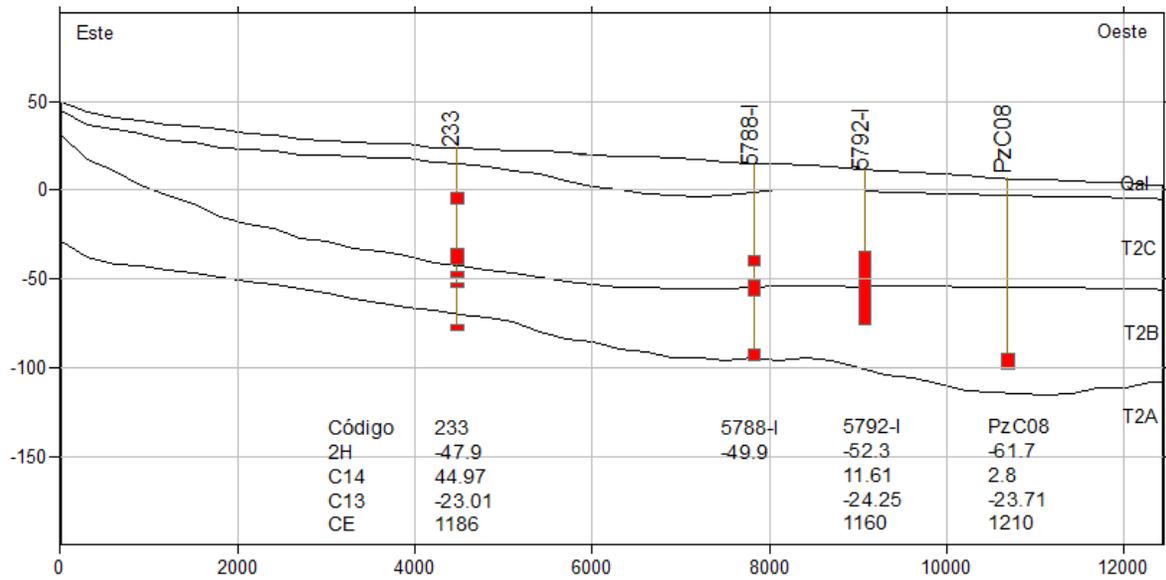


Figura 38. Variación de la actividad del C14 a lo largo de la línea de flujo No. 7

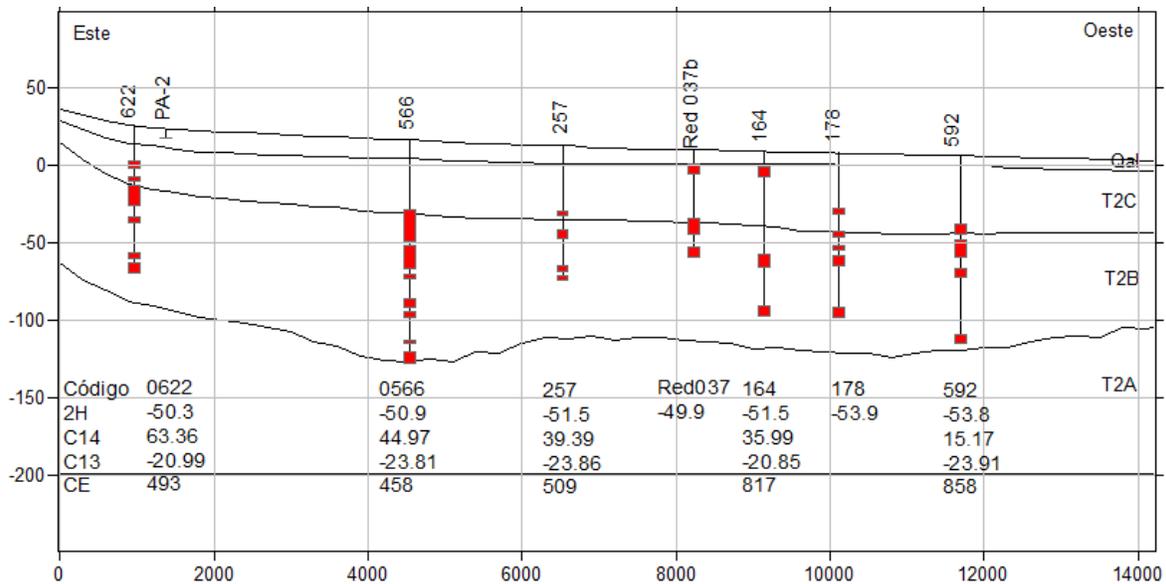


Figura 39. Variación de la actividad del C14 a lo largo de la línea de flujo No. 10

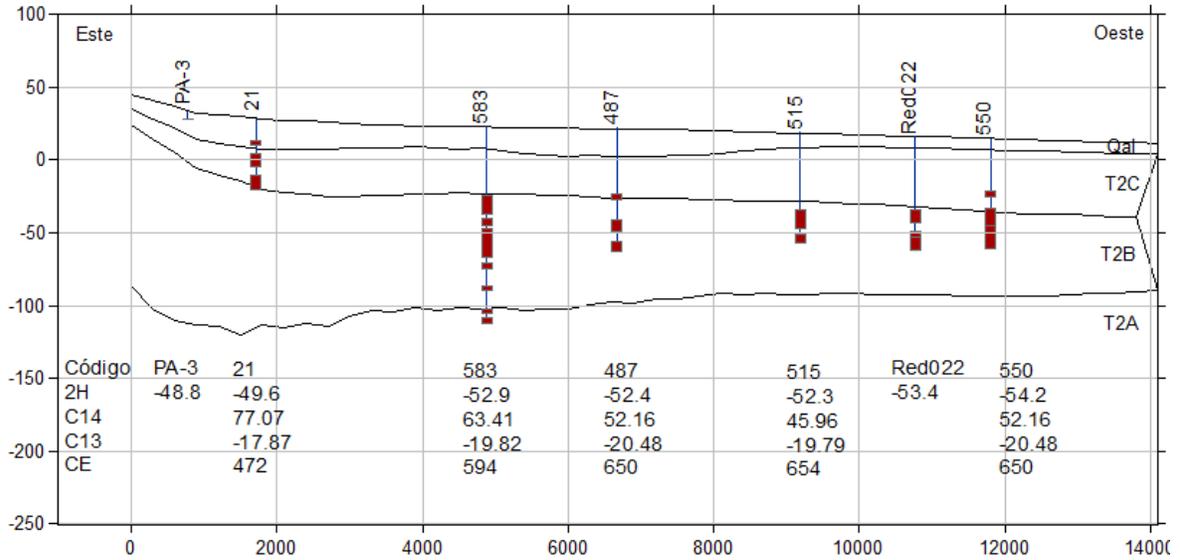


Figura 40. Variación de la actividad del C14 a lo largo de la línea de flujo No. 13

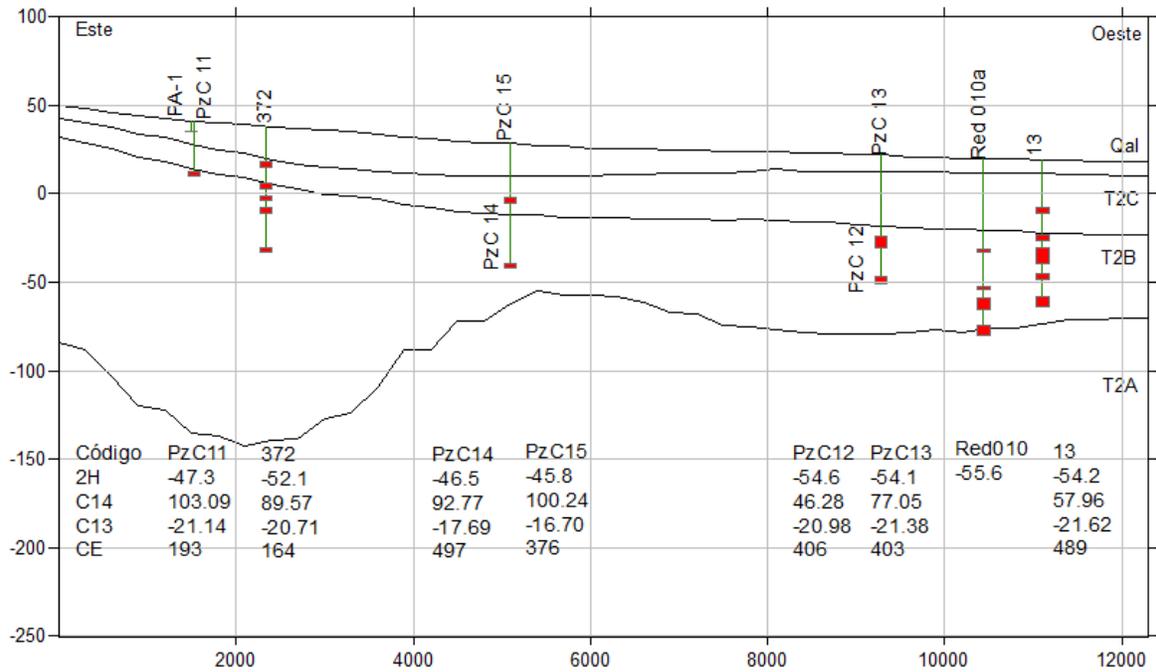


Figura 41. Variación de la actividad del C14 a lo largo de la línea de flujo No. 16

5 DISCUSIÓN FINAL Y CONCLUSIONES

5.1 Química

La evolución hidrogeoquímica, a partir del agua de lluvia, puede explicar los cambios de calidad del agua como resultado de los procesos que están dominados por la meteorización de silicatos, disolución de calcita y el intercambio catiónico. Como se puede inferir a partir la tendencia evolutiva en el agua subterránea (Chebotarev 1955), las aguas evolucionan a partir de tipo Mg-Ca-HCO₃ en la zona de recarga al tipo Na-HCO₃ hacia la zona de descarga.

La distribución de las líneas de flujo obtenidas a partir de la superficie piezométrica revelan la existencia de un flujo desde el este al nor-oeste y hacia el oeste, en términos generales la variación de los parámetros químicos es congruente con el flujo de agua subterránea validando la dirección de los mismos. A lo largo del flujo se produce un incremento particularmente de los iones HCO₃⁻ y Na⁺; hacia el final de cada línea, se observa una disminución de la relación Mg⁺² + Ca⁺² acompañada de un exceso marcado de Na. La mayor contribución de Na⁺ con respecto al Ca⁺² es una indicación de la influencia del proceso de intercambio iónico (Hem, 1985). La tendencia del contenido de Mg⁺² + Ca⁺², asociado a los valores negativos de la relación (Cl⁻ - (Na⁺ + K⁺))/Cl⁻ y el valor de -0.92 como resultado de la relación (Mg⁺² + Ca⁺² - HCO₃⁻ - SO₄⁻²)/(Na⁺ - Cl⁻) (figura 24a y c), confirman la importancia de este proceso en la evolución hidroquímica desde la recarga a las zonas de descarga (Carol, 2011; Kortatsi, 2006; Jankowski et al. 1998).

Las muestras al final de flujo también presentan mayor relación Na⁺/Cl⁻ y exceso de HCO₃⁻ en relación con Ca⁺² + Mg⁺² (figura 24b), estas dos características son consistentes con un proceso de intercambio (Tijani, 2004), esta última relación también sugiere la meteorización de silicatos adicional a la disolución de carbonatos (Subramani et al, 2009). El Ca⁺² incorporado al agua principalmente como resultado de la disolución de los carbonatos presentes en los sedimentos, se intercambia por el Na adsorbido en los sedimentos arcillosos produciéndose un exceso de Na⁺ y HCO₃⁻, esto podría explicar por qué las aguas subterráneas no alcanzan el equilibrio con la calcita en la mayor parte del acuífero (Back, 1966), excepto en la parte norte del área de estudio donde se alcanza el equilibrio a lo largo de unas líneas de flujo. Las áreas con índice de saturación de la calcita más bajos (<-1) y menores valores de CE y STD concuerdan con las zonas identificadas previamente como áreas de recarga.

Los datos de sílice disuelta aparentemente muestran las influencias de meteorización de silicato en la química del agua en la región de estudio (tabla 4). La participación de los minerales silicatados en las reacciones químicas juega un importante papel en la geoquímica de las aguas subterráneas, sin embargo la cuantificación de los productos de la meteorización de silicatos es más difícil debido a que la degradación es incongruente, generando de una variedad de fases sólidas (principalmente arcillas) junto con las especies disueltas (Das y Kaur, 2001). La meteorización de silicatos se puede verificar mediante la estimación de la relación entre Na + K y la suma de cationes (Honslow, 1995). La relación entre Na + K y suma de cationes del área de estudio indican que la mayoría de los muestras se representan cerca de la Na⁺ + K⁺ = 0.5*Σcationes (figura 24). Esta observación

demuestra la participación de la meteorización de los silicatos en los procesos geoquímicos, lo cual contribuye principalmente a la presencia de los iones Na, HCO₃ y K en el agua subterránea (Stallard y Edmond 1983). Sin embargo, algunas muestras se desviaron de la relación, lo que parece que se debe al intercambio iónico.

El Cl⁻, particularmente a lo largo del flujo no sufre cambios significativos, su concentración es menor a 10mg/l (0.3 meq/l) en la zona centro y sur del acuífero (ver figura 16), pero en los pozos localizados en el área de la costa experimenta un drástico aumento, alcanzando valores de hasta 410 mg/l(11.5 meq/l), en esta zona también se presentan los valores más altos de HCO₃⁻ y Na⁺. De acuerdo a **Custodio (2001)**, si el agua dulce circula por sedimentos inicialmente en contacto con agua marina, los minerales arcillosos tienen una composición iónica en equilibrio con la correspondiente al agua de mar y además pueden retener atrapadas ciertas cantidades de la misma, el agua dulce incrementa notablemente su contenido en cloruros y en sodios por lavado del material y como las aguas dulces tienen r(Na+K)/r(Ca+Mg) generalmente menor que las aguas marinas, tomarán iones alcalinos y cederán alcalinos térreos, es decir, se ablandarán, que es el proceso que se presenta en la zona costera del acuífero, indicando además que no hay proceso de intrusión salina. Dado que uno de los orígenes del Na es el agua de mar, se plantea que el depósito de parte de los sedimentos que conforman el acuífero pudo haberse producido en un ambiente transicional, esto es reforzado con el hecho de que en las columnas litológicas correspondientes a los pozos localizados en el extremo nor-oeste (zona costera) del área de estudio, se mencionan en algunos niveles fragmentos de bivalvos y ostrácodos (Jarma, 2007), estos son restos de organismos marinos de aguas poco profundas a transicionales, posiblemente su presencia estaría evidenciando una relación con la última transgresión marina del holoceno, así mismo los registros de estos pozos muestran claramente los cambios de facies que se presentan entre los ambientes marinos, de transición y los continentales.

El gradiente aparente sur-norte de la concentración de cloruros (figura 16), concuerda con la variabilidad de la conductividad hidráulica, este último parámetro disminuye hacia el norte haciendo los flujos más lentos y aumentando el tiempo de contacto del agua con la roca provocando una mayor disolución de minerales en el agua.

El bajo contenido de SO₄⁻² y NO₃⁻ (por debajo de 0.4 y 0.13 meq/l respectivamente) en la mayor parte del área de estudio, indican que la principal fuente de sulfatos y nitratos disueltos en el agua subterránea es el agua de lluvia. Con los resultados de los análisis físico-químicos del presente estudio se dificulta determinar la ocurrencia de procesos modificadores relacionados con la reducción de sulfatos y nitratos, en trabajos como los realizados por Jarma (2007) se mencionan la existencia de restos vegetales y en la construcción de algunos pozos profundos los perforadores han reportado la existencia de materia orgánica y gases.

5.2 Firma isotópica agua lluvia y el agua subterránea

Tomando en consideración los resultados de las 84 muestras recolectadas en cuatro estaciones de muestreo de aguas lluvia (Makaira, Casanova, El 40 y La Trampa) y los datos de precipitación reportados, se estiman unas concentraciones ponderadas para δ¹⁸O de -8.41‰, 8.14‰, -7.68‰

y -7.17‰ para Makaira, La Trampa, El 40 (Lomas Aisladas) y Casanova respectivamente. Los tres primeros valores están muy empobrecidos para representar el promedio de la lluvia local en los años recientes, son más el resultado de años muy lluviosos. Según la NOAA, los años 2008, 2010, 2011 y 2012 están influenciados por el fenómeno de La Niña, mientras que en el años 2009 se presentó el fenómeno del Niño. Por lo tanto se sugiere utilizar los manantiales y las aguas captadas por los aljibes, como indicadores del agua reciente. Un valor posible para el agua lluvia reciente podría ser entre -6 y -7‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. En este rango se encuentran también los manantiales M04 (-6.30), y M03 (-6.95) y tres muestras de los pozos PzC11, PzC14 y PzC15 que presentaron 14C por encima de 90 pmC (103.09, 92.77 y 100.24 respectivamente).

En los perfiles de variación de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ realizados para cada línea de flujo (figura 30 a 34), se puede apreciar una tendencia de empobrecimiento de la marca isotópica del agua subterránea a lo largo del flujo, este empobrecimiento también se observa con el aumento de la profundidad de los pozos muestreados, ello supone que la marca isotópica del agua del Qal y la unidad T2C se encuentra en -6 y -7‰, mientras que la marca isotópica del agua subterránea de la unidad T2B está alrededor de los -8‰ a -9‰, es posible que la unidad conocida como T2C sea una prolongación del espesor del cuaternario conformado por intercalaciones de materiales grueso y finos, estos últimos sirven de capa confinante del acuífero de la unidad conocida como T2B.

El empobrecimiento de deuterio y en $\delta^{18}\text{O}$ del agua con la edad (figura 30 – 34), sugiere que la composición isotópica del agua subterránea pudo haber cambiado con el tiempo, posiblemente debido a la variación de las condiciones climáticas (Zongyu et al, 2003). Muchos acuíferos continentales que fueron recargados alrededor del último máximo glacial (LGM) aproximadamente 18000 años atrás, exhiben concentraciones isotópicas muy empobrecidas con relación a la lluvia reciente, aunque el comportamiento contrario (más enriquecidas) ha sido observado en los acuíferos costeros (Plummer, 1993), en el golfo de Urabá no se presenta esta última condición, debido a que las lluvias son afectadas por el denominado chorro del Chocó (Poveda, 1999), que es una corriente de vientos que transporta una gran cantidad de humedad hacia el interior del país. Estos vientos son relativamente más fríos y húmedos que los vientos alisios predominantes del este (provenientes del Atlántico y del Caribe) y causa una fuerte convección profunda, asociada a altas cantidades de precipitación a lo largo de la costa Pacífica y al occidente de la cordillera occidental de Colombia, por lo cual la marca isotópica de la lluvia en la región de Urabá es más empobrecida de lo esperado por ser un acuífero costero.

Otra hipótesis que podría explicar la marca isotópica del agua subterránea es la posibilidad de la existencia de una recarga regional por fracturas en la unidad hidrogeológica T1 (parte alta del área de estudio) y que el agua extraída a través de los pozos sea una mezcla de aguas recargadas a diferentes alturas (ver figura 42).

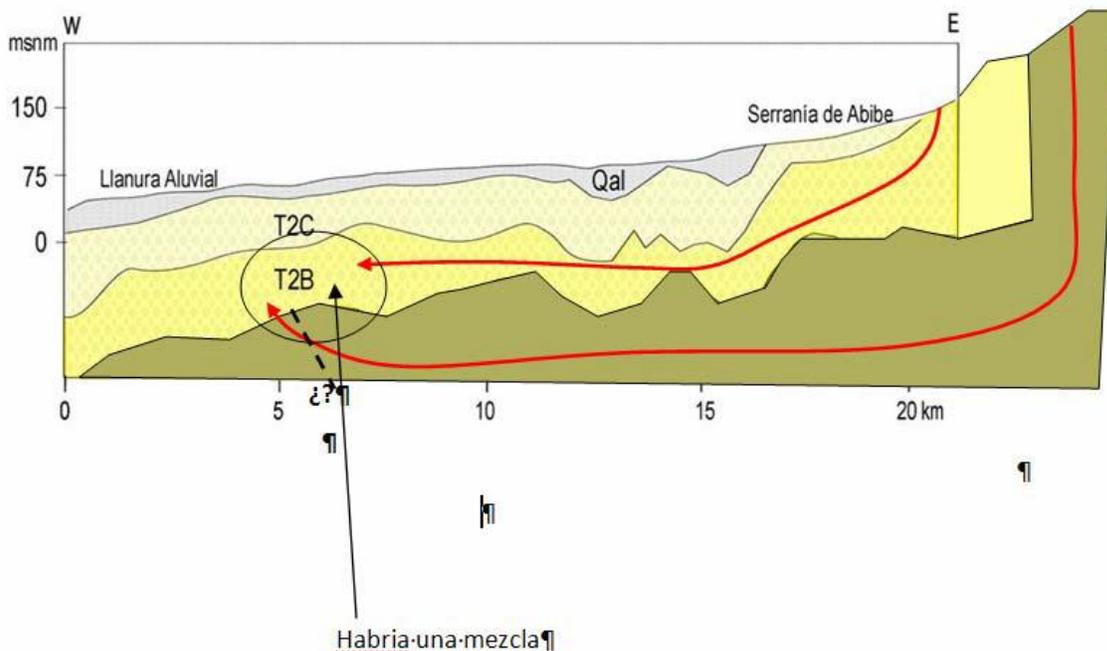


Figura 42. Modelo hidrogeológico con mezcla de agua a diferentes alturas. Tomado de Martínez (2012)

Teniendo en cuenta que estudios realizados en los Andes americanos han reportado gradientes isotópico para el $\delta^{18}\text{O}$ de $-0,239\text{‰}/100$ y $-0,16\text{‰}/100$ en Bolivia (Gonfiantini et al, 2001); $-0,17\text{‰}/100$ en Ecuador (García et al. 1998); $-0,2\text{‰}/100$ en Argentina (Vogel et al, 1975). En Colombia se han obtenido valores de $-0,07\text{‰}/100$ en acuíferos de Santa Fe de Antioquia-Colombia (Vélez y Rhenal, 2008) y de $-0,2\text{‰}/100$ para el acuífero del bajo Cauca antioqueño (Palacio, 2007), es posible plantear una relación teórica de $\delta^{18}\text{O}$ con la altura para la zona de estudio para verificar la existencia de una recarga regional.

Asumiendo que $\delta^{18}\text{O}$ de la recarga está entre -6 y -7‰ como se indicó anteriormente y tomando un gradiente isotópico de $-0,2\text{‰}/100$, es posible calcular una marca isotópica teórica para diferentes alturas del área de estudio (ver tabla 14).

Tabla 14. Variación teórica del $\delta^{18}\text{O}$ con la altura en el área de estudio.

Altura (msnm)	50	100	200	300	400	500	600
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	6 - 7.0	6.1 - 7.1	6.3 - 7.3	6.5 - 7.5	6.7 - 7.7	6.9 - 7.9	7.2 - 8.2

Dado que la $\delta^{18}\text{O}$ de los pozos más profundos (que captan la unidad T2B) varía entre -8 y $-9,14\text{‰}$, el análisis antes realizado no validaría la existencia de una recarga regional a través de las fracturas de la roca, sin embargo, dado que las condiciones climatológica de un sitio a otro podrían variar, para validar o descartar completamente esta hipótesis es necesario realizar muestreo isotópico de la lluvia a diferentes alturas.

5.3 13C y 14C

Aunque se debe analizar con reserva la edad calculada para el agua subterránea, la tendencia general es que las muestras aparentemente más antiguas poseen las concentraciones más empobrecidas de oxígeno-18, tres muestras (5792-I, PzC-08 y 592) parecen corresponder al final del Pleistoceno, y posiblemente también las muestras 164, 275 y Red010, todas con valores de $\delta^{18}\text{O}$ por debajo de -7.5‰ . Las demás muestras parecen corresponder al Holoceno, algunas de ellas evidentemente muy recientes ($\text{pmC} > 80$).

Los datos consignados en la tabla 13, muestran que las edades en la zona norte varían de 5107 a 33159 años a lo largo del flujo, relacionado con bajas velocidades y congruente con la mineralización, la conductividad hidráulica y granulometría de esta zona. En la zona sur donde los flujos son más rápidos las edades del agua subterránea esta entre modernas y 11530 años, además hay mayor conductividad hidráulica, mayor granulometría y menor mineralización si se compara con la zona norte. Edades tan altas y siempre crecientes también parecen indicar que no hay aporte de aguas jóvenes, es decir, confinamiento del acuífero (Martínez, 2012).

Los datos presentados en la tabla 13, muestran una tendencia de empobrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ acompañado de un incremento de la concentración del HCO_3 a lo largo del flujo. Se midieron valores máximo de -16.70‰ en la zona de recarga y un mínimo de -24.25‰ en los pozos localizados al final de las líneas de flujo, contrario a lo que sucedería si la disolución de carbonato continental o marino estuviera incorporando $\delta^{13}\text{C}$ en el agua subterránea, esto lleva a plantear que el aporte de ^{13}C por disolución de calcita no es significativo y sugiere que otro u otros procesos afectan el contenido de ^{14}C y $\delta^{13}\text{C}$ en el agua subterránea.

Han et al (2012), señala que entre los procesos que pueden elevar el CID, se pueden incluir: a) elevada presión parcial de CO_2 del suelo, que es una función de la temperatura y la precipitación (Brook et al, 1983); b) Oxidación aeróbica de la materia orgánica formando CO_2 ; c) la disolución de carbonato debido a la disminución en iones alcalino-térreos, causadas por intercambio entre el mineral de arcilla y el agua; d) disolución de carbonato debido a la reacción de protones con carbonato, causadas por intercambio entre la materia orgánica y el agua; e) la adición de CO_2 de origen geogénico y f) la adición de CO_2 a partir de materia orgánica a través de la metanogénesis.

En los procesos c, d, e y f la actividad de ^{14}C se disminuye por adición de carbonato que tiene una actividad de ^{14}C cerca de 0 y se produce enriquecimiento de ^{13}C . Los procesos a y b por su parte, el CO_2 puede incluir ^{14}C y empobrecer el ^{13}C (Han et al, 2012), lo cual es consistente con los resultados obtenidos en el acuífero del golfo de Urabá.

Han et al (2012), utiliza un método gráfico para determinar los procesos geoquímicos que ocurren en las aguas subterráneas que afectan la actividad del ^{14}C y ^{13}C , este método se compone de tres gráficos y 6 regiones.

Los datos sobre la zona 1 pueden indicar sistemas abiertos con respecto a la calcita, estas aguas usualmente son muy recientes y van a evolucionar a través de diferentes vías. Los datos sobre la zona 2, incluyen procesos que disminuirían el CID, la actividad del ^{14}C enriqueciendo $\delta^{13}\text{C}$, entre estos procesos se encuentra la disolución de dolomita y precipitación de calcita. Los datos sobre la zona 3 pueden indicar carbono introducido por la materia orgánica antigua y empobrecimiento de

$\delta^{13}\text{C}$. En algunos casos los datos sobre la zona 3 pueden indicar la meteorización de silicatos por el ácido carbónico. Estos procesos se incrementarían el CID, y disminuirán $\delta^{13}\text{C}$ y ^{14}C . Los datos sobre la zona 4 pueden indicar carbono introducido por el ^{14}C contenido en la materia orgánica. Similarmente, los datos sobre la zona 5 indican fermentación de la materia orgánica y formación de metano (metanogénesis). La zona 6 es típica de aguas viejas.

Como se observa en la figura 43 (I), la mayor parte de datos se encuentran en la zona 3. En la figura 43 (II), los datos están en las zonas 1 y 4 y en la figura 43 (III), los datos se reparten sobre las zonas 1, 4 y 6. Sustentando de esta forma que los posibles procesos geoquímicos que afectan la actividad del ^{14}C y $\delta^{13}\text{C}$ se relaciona con la meteorización de silicatos y la presencia de materia orgánica, descartando aportes importantes de la calcita.

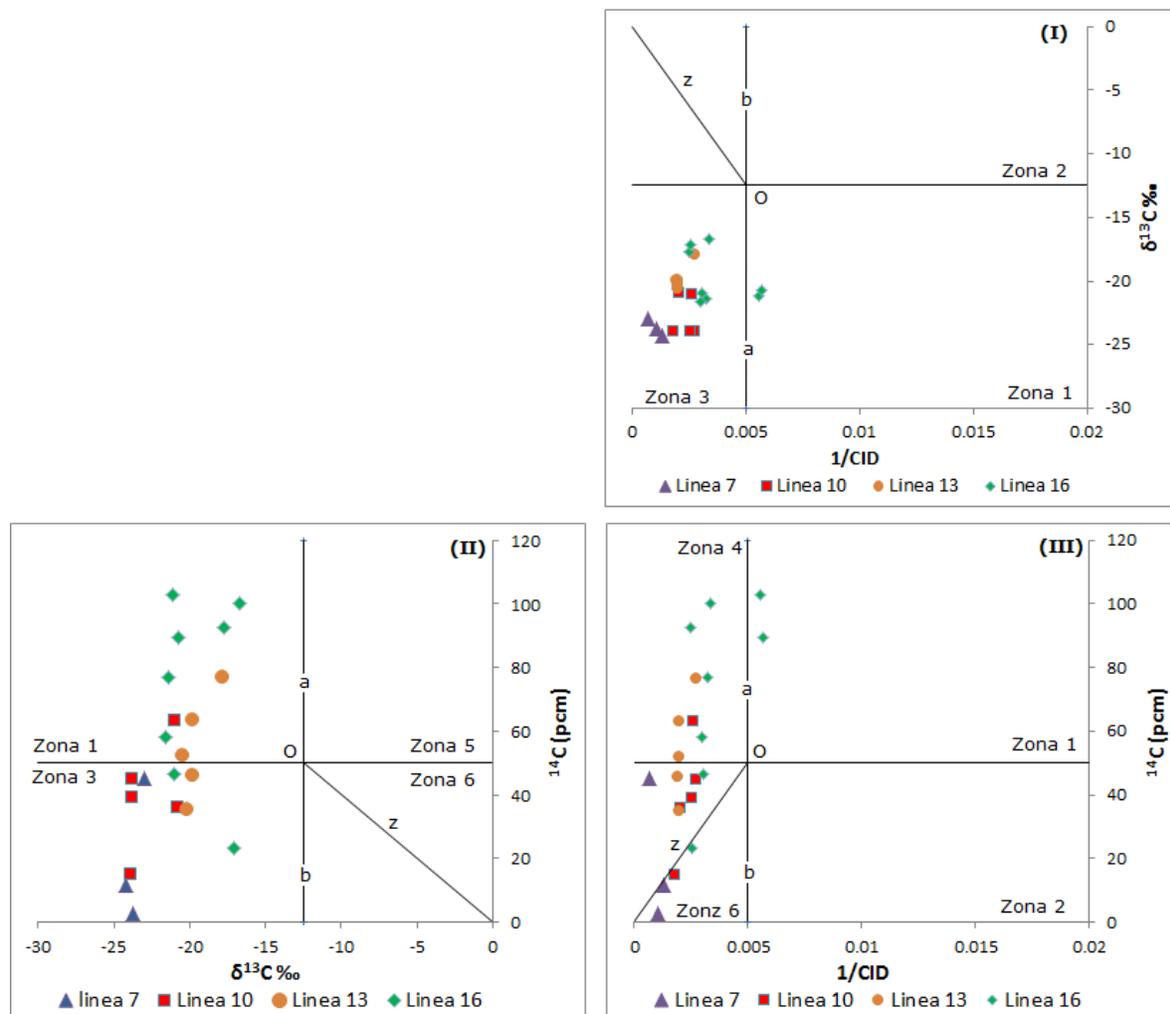


Figura 43. Representación de los posibles procesos que afectan la actividad de ^{14}C y $\delta^{13}\text{C}$

En síntesis, los resultados obtenidos durante la realización del presente trabajo validan el modelo hidrogeológico existente planteado por INGEOMINAS en 1995, un acuífero confinado con recarga en la parte oriental, en el pie de monte de la serranía de Abibe, entre los 50 y 200 msnm, tal como lo determinan las líneas de flujo y la variación de los principales iones medidos. El confinamiento del acuífero se sustenta con la edad creciente de las aguas subterráneas y la surgencia sobre la isopieza 4msnm (Martínez, 2012). La disminución de la conductividad hidráulica de sur a norte es congruente con la producción del acuífero, la granulometría y la edad de las aguas subterráneas.

Con los resultados tanto hidroquímicos como isotópicos se pudo establecer que en la actualidad no existen procesos de intrusión marina.

6 REFERENCIAS

- Anderson, M. P., & Woessner, W. (1992). *Applied Groundwater Modeling. Simulation of flow and advective transport*. San Diego: Academic Press.
- Andrade, C. (1993). Análisis de la velocidad del viento en el mar Caribe. *Boletín Científico Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas*(13), 33-43.
- Appelo, C., & Postma, D. (2005). *Geochemistry groundwater and pollution*. Rotterdam Brookfield: A.A. Balkema.
- Araguas, L., & Gonfiantini, R. (1988). Los isótopos ambientales en el estudio de la intrusión marina. En R. Fernández, & J. López G., *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros* (págs. 135-190). Granda: IGME.
- Back, W. (1966). Hydrochemical facies and groundwater flow pattern in Northern part of Atlantic Central Plain. *USGS Prof. Paper 498A*, 1-42.
- Betancur, T. (1996). *Modelamiento de acuíferos utilizando sistemas de información geográficos para la zona de Urabá*. Medellín.
- Betancur, T. (2008). *Una aproximación al entendimiento de la dinámica de un sistema acuífero tropical, caso de estudio: El Bajo Cauca antioqueño*. Universidad de Antioquia, Medellín.
- Bravo, L. (2007). *El diseño de redes de monitoreo: teoría y aplicaciones Lelys*. Universidad Simón Bolívar. Departamento de Computo, Caracas, Venezuela.
- Cárdenas, E. (2006). *Realización de sondeos eléctricos verticales en la zona costera del acuífero del Eje Bananero*. Informe técnico, 161 p, Apartadó.
- Carol, E., Kruse, E., Laurencena, P., Rojo, A., & Deluchi, M. (2012). Ionic exchange in groundwater hydrochemical evolution. Study case: the drainage basin of El Pescado creek (Buenos Aires province, Argentina). *Environ Earth Sci*, 421–428.
- Chebotarv, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8, 22-48, 137-170, 198-212.
- Clack, & Fritz. (1999). *Environmental Isotopes in Hidrogeology*. New York: Lewis Publishers.
- Corrales, D., & Delgado, V. (2009). Estudio del acuífero aluvial del Valle de Estelí, Nicaragua. En IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (págs. 127-152). Viena: IAEA.
- Craig, H. (1961). Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133(3467), 1833-1834.
- Custodio, E. (2001). Trazadores y técnicas radioisotópicas en hidrología subterránea. En E. Custodio, & M. Llamas, *Hidrología subterránea* (págs. 1164 – 1312). Barcelona: Ediciones Omega.

- DANE. (2006). *DANE*. Recuperado el 10 de 6 de 2013, de DANE: http://www.dane.gov.co/index.php?option=com_content&view=article&id=238&Itemid=121
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468.
- Das, B. K., & Kaur, P. (2001). Major ion chemistry of Renuka lake and weathering processes, Sirmaur district, Himachal Pradesh, India. *Journal of Environmental Geology*, 908-917.
- Dole, M. (1935). The relative weight of oxygen in water and in air. *J. Am. Chem.*, 2731-2735.
- Epstein, S., & Mayeda, T. (1953). Variations of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, 213-224.
- García , M., Villalba, F., Araguás, L., & Rozanski, K. (1998). The role of atmospheric circulation patterns in controlling the regional distribution of stable isotope contents in precipitation. Preliminary results from two transects in the Ecuadorian Andes. *Techniques in the Study of Environmental*, 127-140.
- GEOTEC. (2003). *Geología de los cinturones Sinú-San Jacinto Planchas 1:100.000. 50 Puerto Escondido, 51 Lorica, 59 Mulatos, 60 Canaletes, 61 Montería, 69 Necolí, 70 San Pedro de Urabá, 71 Planeta Rica, 70 Turbo y 80 Tierra Alta*. Informe técnico, 225 p, Bogotá.
- Gómez, S., & Guzmán, J. (2011). Separación de flujo base en la cuenca superior del río Lebrija. *Rev. Fac. Ing. Univ. Antioquia*, 41-52.
- Gonfiantini, R., Roche , M. A., & Olivry, J. C. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, 147-167.
- Han , L. F., Plummer, L. N., & Aggarwal, P. (2012). A graphical method to evaluate predominant geochemical processes occurring in groundwater systems for radiocarbon dating. *Chemical Geology*, 88-112.
- Herrera, H., Vargas , M., & Taupin, J. (2009). Estudio hidrogeológico con énfasis en hidroquímica del acuífero Morroa. En IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (págs. 29-46). Viena: IAEA.
- Honslow. (1995). *Water Quality Data, Analysis and Interpretation*. Prentice Hall.
- Hounslow, A. W. (1995). *Water quality data—Analysis and interpretation*. CRC Press.
- IAEA. (2009). *Programme Cycle Management Framework*. Recuperado el 2 de Enero de 2013, de Programme Cycle Management Framework.
- IAEA/UNESCO. (2001). *Environmental isotopes in the hydrological cycle - Principles and applications* (Vol. I). (W. Mook, Ed.) Paris: UNESCO.
- IDEAM. (2004). *Guía para el monitoreo de aguas subterráneas*. Publicación interna, 10 p, Bogotá.
- INGEOMINAS. (1995). *Evaluación del agua subterránea en la región de Urabá, Departamento de Antioquia*. Informe técnico, 295 p, Bogotá.

- Iriarte, S., Atenas, M., Aguirre, E., & Tore, C. (2009). Aquifer recharge and contamination determination using environmental isotopes: Santiago basin, Chile: A study case. En IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (págs. 97-112). Viena: IAEA.
- Jarma, T. (2007). *Construcción de la red de piezómetros para el monitoreo de la cuña salina como apoyo al proyecto de Protección Integral de Agua Subterráneas*. Informe técnico, 101 p, Apartadó.
- Kortatsi, B. K. (2006). Hydrochemical characterization of groundwater in the Accra plains of Ghana. *Environ Geol*, 299–311.
- Lihe, Y., Guangcai, H., XiaoSi, S., Dong, W., Jiaqiu, D., Yonghong, H., y otros. (2011). Isotopes (δD and $\delta^{18}O$) in precipitation, groundwater and surface water in the Ordos Plateau, China: implications with respect to groundwater recharge and circulation. *Hydrogeology Journal*, 19, 429-443.
- Manzano, M. (2008). <http://www.upct.es/>. Recuperado el 15 de Diciembre de 2011, de http://www.upct.es/~minaeees/practica4_explicacion.pdf
- Martínez, C. (2003). *Municipio de Apartadó. Caracterización de la calidad, determinación de la oferta hidrogeológica, desarrollo y aplicación de un modelo de simulación para el manejo integral y administración sostenible de las aguas subterráneas en el eje bananero de Urabá*. Informe técnico, Apartadó. 150 p.
- Martínez, D. (2009). *Evaluación y modelación hidrogeoquímica del acuífero del golfo de Morrosquillo (Sucre- Colombia)*. Tesis de maestría, Medellín, 100 p.
- Martínez, D. E. (2012). *Revisión y reinterpretación de la información hidrogeoquímica e isotópica del acuífero de Urabá*. Informe técnico, CORPOURABA, Apartadó.
- Mayo, A., Davey, A., & Christiansen, D. (2007). Groundwater flow patterns in the San Luis Valley, Colorado, USA revisited: an evaluation of solute and isotopic data. *Hydrogeology Journal*, 15, 383-408.
- Medina, G., Paez, G., Vargas, M., & Taupin, J. (2009). Estudio hidrogeológico con énfasis en la hidroquímica de los acuíferos de la zona sur del departamento del Valle del Cauca (Colombia). En IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (págs. 47-66). Viena: IAEA.
- Naranjo, L. (1998). *Monitoreo de los niveles freáticos estacionales y de la calidad físico-química de las aguas subterráneas en el Urabá Antioqueño*. Informe técnico, 200 pág., Apartadó.
- Otálvaro, D., Arias, G. F., Vélez, M. E., García, J. O., de la Rosa, P., Taupin, J. D., et al. (2009). Plan de manejo integral del agua subterránea: Modelo hidrogeológico conceptual preliminar del Acuífero de Pereira, Colombia. In IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (pp. 11-28). Viena: IAEA.

- Palacio, P. (2007). *Identificación de fuentes y zonas de recarga a partir de isótopos estables del agua (caso de estudio: el baj Cauca antioqueño)*. Tesis de maestría en ingeniería Universidad de Antioquia, Medellín.
- Paredes, V. (2010). *Suceptibilidad a la contaminación salina del acuífero confinado costero del Eje Bananero de Urabá con técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas*. Tesis de maestría, 108 p, Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Parreño, V., Pazmiño, E., Muñoz, T., Altamirano, C., Conlago, G., & Yán, O. (2009). Estudio hidrogeológico y modelación del acuífero Centro-Norte de Quito. En IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (págs. 113-126). Viena: IAEA.
- Plata, A. (1972). *Isótopos en hidrología*. Madrid: Editorial Alhambra S.A.
- Plummer, L. N. (1993). Stable isotope enrichment in paleowaters of the southeast Atlantic coastal plain, United States. *Science*, 2016-2020.
- Postiglione, M., Batista, L., Costa, D., Chao, R., Gorfain, J., Ledesma, J., et al. (2009). Gestión sostenible del acuífero Raigón, Uruguay. In IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (pp. 195-218). Viena: IAEA.
- Poveda, G. (1999). La corriente de chorro superficial del oeste y otras dos corriente de chorro en Colombia. *Revista academica colombiana de ciencias*, 517 - 528.
- Quiroz, O. M., Martínez, D. E., Dapeña, C., & Massone, H. (2008). Hydrogeochemistry and isotope analyses used to determine groundwater recharge and flow in low-gradient catchments of the province of Buenos Aires, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 1113–1127.
- Reynolds, R., & Fraile, J. (2009). Utilización de isótopos estables en la precipitación para determinar zonas de recarga del acuífero Barva, Costa Rica. En IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (págs. 83-96). Viena: IAEA.
- Rodriguez, C. (2004). Línea meteórica isotópica de Colombia. *Meteorología Colombiana*(8), 43-51.
- Sánchez, F. (2012). <http://hidrologia.usal.es>. Recuperado el 1 de 12 de 2012, de <http://hidrologia.usal.es>: http://hidrologia.usal.es/temas/Evolucion_geoquimica.pdf
- Santa, D. P., Martínez, D. C., & Betancur, T. (2008). Uso de hidroquímica e isótopos ambientales para la evaluación de la conexión hidrológica entre el agua subterránea y el humedal ciénaga Colombia. (un primer acercamiento). *Gestión y Ambiente*, 11(2), 21-38.
- Stallard, R. F., & Edmond, J. M. (1983). Geochemistry of the Amazon, the influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, 9671–9688.
- Subramani, T., Rajmohan, N., & Elango, L. (2010). Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India. *Environ Monit Assess*, 123-137.

- Tijani, M. (2004). Evolution of saline waters and brines in the Benue-Trough, Nigeria. *Applied Geochemistry*, 1355–1365.
- Toro, L. E., Calderón, J., Taupin, J. D., & Vargas, M. C. (2009). Exploración de las aguas subterráneas en Maicao (Colombia) mediante técnicas hidroquímicas e isotópicas. En IAEA, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina* (págs. 67-82). Viena: IAEA.
- Universidad de Antioquia. (2010). *Evaluación hidrogeoquímica del acuífero del Golfo de Urabá*. Informe técnico, 62 p, Apartadó.
- Universidad Nacional de Colombia. (2009). *Cartografía geológica y modelamiento estructural de las cuencas de Urabá y Sinú - San Jacinto a partir de la interpretación de imágenes de sensores remotos y monitoreo sísmico*. Informe técnico, 136 p, Bogotá.
- Universidad Nacional de Colombia. (2010). *Modelo geológico del acuífero del golfo de urabá a partir de la interpretación de información geológica y geofísica*. Informe técnico, 53 p, Bogotá.
- Vargas, M. (2011). *Evaluación del peligro potencial de contaminación de las aguas subterráneas por agroquímicos*. Informe técnico, 120 p, Apartadó.
- Vélez, M., & Rhenals, R. (2008). Determinación de la recarga con isótopos ambientales en los acuíferos de Santa Fé de Antioquia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 37-54.
- Vogel, J. C., Lerman, J. C., & Mook, W. G. (1975). Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina. *Hydrol. Sciences Bull*, 203-221.
- Zheng, C., Bennett, G., & Andrews, C. (1991). Analysis of ground water remedial alternatives at a Superfund site. *Ground Water*, 29.
- Zongyu, C., Jixiang, Q., Jianming, X., Jiaming, X., Hao, Y., & Nan, Y. (2003). Paleoclimatic interpretation of the past 30 ka from isotopic studies of the deep confined aquifer of the North China plain. *Applied Geochemistry*, 997–1009.

Anexo 1. Resultados monitoreo de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) en la zona de estudio.

Estación	Año	mes	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Exceso de Deuterio
Makaira	2008	mar	-10.47	-73.2	10.5
Makaira	2008	abr	-9.03	-64.4	7.8
Makaira	2008	may	-10.45	-72.2	11.4
Makaira	2008	jun	-9.06	-64.8	7.7
Makaira	2008	jul	-9.03	-65	7.2
Makaira	2008	ago	-10.5	-72.6	11.3
Makaira	2008	sep	-10.09	-71.9	8.8
Makaira	2008	oct	-11.43	-80.3	11.1
Makaira	2008	nov	-9.23	-61.8	12
Makaira	2009	ene	-2.73	-11.6	10.2
Makaira	2009	feb	-0.59	2.1	6.8
Makaira	2009	mar	-0.39	5	8.1
Makaira	2009	abr	-5.2	-33.1	8.5
Makaira	2009	may	-5.2	-34.3	7.3
Makaira	2009	jun	-10.03	-73.8	6.5
Makaira	2009	ago	-6.28	-41.8	8.5
Makaira	2009	oct	-5.11	-32.1	8.7
Makaira	2009	nov	-7.98	-54.1	9.7
Makaira	2010	ene	-4.38	-25.1	10
Makaira	2010	mar	-1.67	-4.3	9
Makaira	2010	abr	-5.01	-30.8	9.3
Makaira	2010	may	-9.81	-68.9	9.6
Makaira	2010	jun	-12.33	-89.6	9.1
Makaira	2010	jul	-12.97	-95.8	7.9
Makaira	2010	ago	-9.81	-66.1	12.4
Makaira	2010	sep	-9.75	-71	7
Makaira	2010	oct	-7.38	-48.7	10.4
Makaira	2010	nov	-6.04	-35.1	13.2
Makaira	2010	dic	-8.89	-58.7	12.4
Makaira	2011	ene	-3.04	-13.7	10.6
Makaira	2011	may	-9.36	-66.2	8.7
Makaira	2011	jun	-9.35	-68.4	6.4
Makaira	2011	ago	-7.81	-51	11.5
Makaira	2011	sep	-7.02	-45.2	11
Makaira	2011	oct	-10.1	-69.1	11.8
Makaira	2011	nov	-10.4	-73.1	10.1
Makaira	2011	dic	-4.68	-25.9	11.5
Makaira	2012	ene	-2.21	-6.4	11.3
Makaira	2012	feb	-1.36	-1.5	9.4
Makaira	2012	mar	-1.92	-7.5	7.9
Makaira	2012	abr	-5.61	-35.8	9.1
Makaira	2012	may	-9.28	-66.1	8.2
Makaira	2012	jun	-7.26	-48.7	9.4
Casanova	2011	may	-10.33	-72.2	10.5
Casanova	2011	jun	-9.29	-65.3	9
Casanova	2011	jul	-6.96	-46.3	9.4
Casanova	2011	ago	-6.61	-40	12.9
Casanova	2011	sep	-7.44	-47.8	11.7

Estación	Año	mes	$\delta^{18}O$	δD	Exceso de Deuterio
Casanova	2011	oct	-7.86	-50.2	12.6
Casanova	2011	nov	-9.48	-65.2	10.7
Casanova	2011	dic	-5.05	-28.1	12.3
Casanova	2012	ene	-1.96	-3.3	12.4
Casanova	2012	feb	-1.44	0.4	11.9
Casanova	2012	mar	-1.54	-2.2	10.1
Casanova	2012	abr	-5.38	-32.9	10.1
Casanova	2012	may	-8.28	-55.8	10.5
Casanova	2012	jun	-7.88	-52.1	11
El 40	2011	may	-11.07	-77.9	10.7
El 40	2011	jun	-9.65	-67	10.2
El 40	2011	jul	-8.17	-55.5	9.9
El 40	2011	ago	-7.49	-47.8	12.2
El 40	2011	sep	-6.22	-36.8	13
El 40	2011	oct	-7.91	-50	13.3
El 40	2011	nov	-9.09	-63.9	8.8
El 40	2011	dic	-6.09	-37.3	11.5
El 40	2012	ene	-2.4	-5.9	13.3
El 40	2012	feb	-2.23	-7.6	10.3
El 40	2012	mar	-0.82	3	9.6
El 40	2012	abr	-6.14	-39.7	9.5
El 40	2012	may	-8.99	-62.7	9.2
La Trampa	2011	may	-10.51	-74.15	9.9
La Trampa	2011	jun	-9.25	-62.98	11
La Trampa	2011	jul	-8.4	-55.06	12.1
La Trampa	2011	ago	-7.86	-50.85	12
La Trampa	2011	sep	-10.53	-73.51	10.7
La Trampa	2011	oct	-11.49	-81.27	10.6
La Trampa	2011	nov	-6.52	-38.59	13.6
La Trampa	2011	dic	-2.86	-9.61	13.3
La Trampa	2012	ene	-2.63	-8.45	12.6
La Trampa	2012	feb	-1.96	-6.93	8.8
La Trampa	2012	mar	-6.32	-41.43	9.2
La Trampa	2012	abr	-8.83	-62.23	8.4
La Trampa	2012	may	-8.6	-59.93	8.9

Por Andrade:

Phillipe CHEVILLOT y Amparo MOLINA MARQUEZ

Estudio geológico e hidrológico del Golfo de Urabá

Boletín Científico CIOH No. 14, ISSN 0120-0542, Cartagena de Indias, Colombia, pp. 79-90, julio de 1993. [[Artículo](#)] [[Resumen](#)]