

76141

LOPEZ, EMILCE DE LAS MERCED

Resolución en el ámbito de los regímenes del modo de vida de LAJES.

2017 **76141**



UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO CUARTO

Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Secretaría de Posgrado

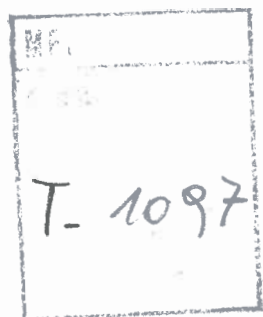
Tesis para acceder al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

**GEOQUÍMICA AMBIENTAL DE LAS AGUAS DEL NORTE DEL
VALLE DE LERMA**

Ing. Emilce de las Mercedes López

Directora: Dra. Alicia Kirschbaum

Co – Director: Dr. Guillermo Baudino



Río Cuarto, junio – 2017



COMISIÓN ASESORA

Nombre y Apellido: Dra. Adriana Cabrera. Lugar de Trabajo: Dpto. de Geología – UNRC.


Nombre y Apellido: Dr. Diego Gaiero. Lugar de Trabajo: CICTERRA – CONICET – UNC.


Nombre y Apellido: Dr. Eduardo Piovano. Lugar de Trabajo: CICTERRA – CONICET – UNC.


DEFENSA ORAL Y PÚBLICA

Lugar y Fecha: Río Cuarto, 21 de junio de 2017.

Calificación:10 (Diez).....

 - Adriana Cabrera

 - Eduardo L. Piovano

 - Diego M. Gaiero



*A mis amores Reynaldo, Andrés, "Quino" y Salvador,
por ser los detonantes de mi felicidad y mis razones
de seguir adelante...*

AGRADECIMIENTOS

Al final de este camino que he recorrido cual aventura, no puedo dejar de agradecer a todos los que han hecho posible que llegue a su fin. Gracias por los consejos, por la ayuda, el apoyo y la presencia.

A Dios por permitirme llegar a este momento tan especial en mi vida, por guiarme y darme confianza en los momentos de incertidumbre.

A Alicia Kirschbaum, mi Directora, por guiarme, por transmitirme sus conocimientos y por brindarme sus valiosos consejos. Su paciencia y motivación han sido fundamentales para mi formación como investigadora.

A Guillermo Baudino co- Director de este trabajo, por sus aportes importantísimos a la tesis y consejos brindados, sobre todo en esta última etapa, gracias por su apoyo.

A las familias de Vaqueros que me permitieron entrar en sus casas para poder desarrollar este trabajo.

A la Universidad Nacional de Río Cuarto por permitir mi formación de postgrado y especialmente al Departamento de Geología de Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales por brindarme sus conocimientos y enseñanzas.

A las instituciones que aportaron información valiosa para este estudio: Secretaría de Recursos Hídricos de la Provincia de Salta, Ente Regulador de los Servicios Públicos, Empresa Aguas del Norte.

A la Universidad Nacional de Salta y al IBIGEO no solo por darme el lugar de trabajo sino por cobijarme en este tiempo.

A Adriana Cabrera por compartir conmigo sus conocimientos, transmitirme su pasión por la investigación que ha sido inspiradora.

A Liliana Moraña y Mónica Salusso, profesoras de la cátedra “Calidad de Aguas” quienes guiaron mis primeros pasos en las técnicas de laboratorio y que, desinteresadamente, me facilitaron los recursos y conocimientos necesarios.

Un agradecimiento especial y sincero para Analía Boemo y Lidia Peñaloza, ejemplos de calidad humana y don de gente quienes me abrieron las puertas del laboratorio de Química Instrumental de la Fac. de Cs. Exactas de la U.N.Sa. , me enseñaron con paciencia y dedicación las técnicas, el manejo del instrumental y el procesamiento de datos, muchas gracias!

A Alejandro Nieva, técnico del Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Cs. Naturales, por su apoyo incondicional cada vez que lo necesité.

A Verónica Rocha por brindarme ayuda en los temas técnicos, que me fueron de gran utilidad, gracias por el tiempo y la paciencia.

A Dolores Gutiérrez Cacciabue por acompañarme al campo, transmitirme sus conocimientos y por su valioso aporte a este trabajo.

A María y a Jesica, mis compañeras del grupo de “Geoquímica”, gracias por su compañía y ayuda en los trabajos de campo, laboratorio y gabinete, por todas las experiencias vividas durante estos años y por el aguante, tanto en temas personales como académicos. No hubiera podido sin ustedes.



A Mauro de la Hoz, compañero de oficina, con quien pasamos muchos años compartiendo logros y adversidades, charlas amenas y por supuesto muchos mates, gracias por todo.

A Verónica Rajal y a todo el grupo del Laboratorio de Aguas de la Facultad de Ingeniería de la UNSa.

A Soledad Rodríguez, a quien conocí al inicio de este largo camino y con quien me sentí identificada, ya que compartimos nuestro rol de madres y nuestro interés por el estudio del agua. Gracias por brindarme tu amistad y por compartir tus conocimientos.

A Silvina Belmonte, colega y amiga, gracias por estar ahí cuando sentí que caía, por darme esperanza y alentarme a seguir siempre adelante para llegar a la meta.

A Nilsa y Joaquín gracias por la buena onda, sus aportes precisos llegaron en el momento justo.

A mi querida amiga Gisel Cardozo que me recibió en Córdoba con los brazos abiertos en cada viaje.

A todos aquellos que de una u otra manera pusieron su granito de arena e hicieron esto posible.

Finalmente quiero agradecer a mi familia, a mi esposo Reynaldo por darme la oportunidad de progresar en mi carrera, a mis hijos Andrés, Joaquín y Salvador por todos esos momentos que estuve ausente debido a mi trabajo. A mi madre Lucía por enseñarme a no bajar los brazos. A mis hermanos Blas, Liz y Alexandra, a mi suegra Norah y a mi cuñada Mónica, que estuvieron al pie del cañón cada vez que los necesité, infinitas gracias!



INDICE

1. INTRODUCCIÓN	2
1.1. FUNDAMENTACIÓN	3
1.2. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS RELEVANTES DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
1.2.1. AREA DE ESTUDIO.....	5
1.3. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	8
1.3.1. HIPÓTESIS.....	8
1.3.2. OBJETIVOS.....	8
2. MATERIALES Y MÉTODOS	9
3. EL MEDIO FÍSICO	16
3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	17
3.1.1. INTRODUCCIÓN	17
3.1.2. ESTRATIGRAFÍA.....	18
3.1.3. HISTORIA GEOLÓGICA.....	23
3.2. GEOLOGÍA LOCAL	25
3.2.1. ESTRATIGRAFÍA LOCAL	27
3.3. GEOMORFOLOGÍA	29
3.3.1. MARCO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL	29
3.3.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	31
3.4. USOS DEL TERRITORIO	32
3.4.1. INTRODUCCIÓN	32
3.4.2. PROBLEMÁTICA VINCULADA AL ACUÍFERO LIBRE	37
4. EL RECURSO HÍDRICO.....	44
4.1. HIDROMETEOROLOGÍA	45
4.1.1. ASPECTOS CLIMÁTICOS REGIONALES	45
4.1.2. ASPECTOS CLIMÁTICOS LOCALES.....	46
4.1.3. ANÁLISIS DE DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS	47
4.2. HIDROGRAFÍA	51
4.2.1. ASPECTOS REGIONALES.....	51

4.2.2. ASPECTOS LOCALES.....	54
4.3. HIDROESTRATIGRAFÍA.....	55
4.3.1. CONTEXTO REGIONAL.....	55
4.3.2. HIDROESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	55
4.4. HIDRODINÁMICA DEL ACUÍFERO FREÁTICO.....	56
4.4.1. HIDRODINÁMICA REGIONAL.....	56
4.5. HIDRODINÁMICA LOCAL.....	58
4.5.1. MONITOREO DE POZOS EN EL ACUÍFERO FREÁTICO.....	59
5. HIDROGEOQUÍMICA.....	72
5.1. HIDROGEOQUÍMICA.....	73
5.1.1. HIDROGEOQUÍMICA REGIONAL DEL SISTEMA ACUÍFERO LA CALDERA.....	73
5.1.2. HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO FREÁTICO.....	76
5.1.3. ORIGEN DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	85
5.1.4. ESTADÍSTICA MULTIVARIADA.....	99
5.1.5. FACIES HIDROQUÍMICAS Y SU RELACIÓN CON LA RED DE FLUJO.....	103
5.1.6. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS COMPONENTES Y PARÁMETROS QUÍMICOS.....	79
5.2. MODELO HIGROGEOQUÍMICO CONCEPTUAL.....	105
5.2.1. AJUSTE DEL MODELO CONCEPTUAL.....	106
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	115
6.1. CONCLUSIONES.....	116
6.2. RECOMENDACIONES.....	117
7. BIBLIOGRAFÍA.....	119
8. ANEXOS.....	128

INDICE DE FIGURAS

Fig.1. Ubicación general del área de estudio.....	7
Fig.2. Mapa geológico simplificado del valle de Lerma (tomado de Belmonte, 2009).....	18
Fig.3. Mapa geológico de la sierra de Mojotoro (tomado de Aparicio et al. 2010) en rojo el área de estudio.....	27

Fig.4. Mapa geomorfológico local, sector norte del valle de Lerma (modificado de Fuertes et al., 2001).....	32
Fig.5. Municipio de Vaqueros en 1920 (“Vaqueros un lugar con historia”, 2007).....	33
Fig.6. Subdivisiones del municipio destinadas a futuros loteos (“Vaqueros un lugar con historia”, 2007).....	34
Fig.7. Evolución de la población de Vaqueros (modificado de “Vaqueros un lugar con historia”, 2007).....	35
Fig.8. Mapa de uso actual del territorio para la zona estudiada.....	36
Fig.9. Mapa de ubicación de Plantas y Pozo Barrio. En colores (verde, morado, amarillo y blanco) se indican zonas de influencia (tomado de Rodríguez Álvarez, 2015).....	38
Fig.10. Fuentes de agua según distintos usos.....	39
Fig.11. Tratamientos domésticos aplicados al agua de consumo.....	39
Fig.12. Sistemas de tratamiento de excretas domiciliarias.....	39
Fig.13. Antecedentes de enfermedades hídricas.....	39
Fig.14. Percepción de la calidad del agua en el hogar.....	40
Fig.15. Variación de la concentración de los indicadores de contaminación fecal por estación. 1: estación seca – 2 estación húmeda.....	42
Fig.16. Distribución de las precipitaciones, fuertemente condicionada por el relieve, y de los biomas que en gran medida son determinados por ella. Corte paralelo a la altura de Salta (Bianchi, 1975)....	47
Fig.17. Ubicación de estaciones meteorológicas oficiales.....	50
Fig.18. Contraste Salta – Cerrillos.....	51
Fig.19. Contraste Vaqueros – Salta/Cerrillos.....	51
Fig.20. Cuencas y subcuencas del sistema hídrico del Valle de Lerma. (tomado de Belmonte, 2009).....	53
Fig.21. Hidrología de la cuenca alta del río Mojotoro. (modificado de Fuertes et al 2001).....	54
Fig.22. Mapa de distribución de zonas del Sistema Acuífero La Caldera (tomado de Fuertes et al. 2001).....	56
Fig.23. Mapa de isopiezas de los niveles productivos del Sistema Acuífero La Caldera (Tomado de Baudino, 1997).....	58
Fig.24. Distribución espacial de los puntos de monitoreo continuo.....	61
Fig.25. Ascensos del nivel freático registrado en los pozos de monitoreo.....	62
Fig.26. Descensos del nivel freático registrado en los pozos de monitoreo.....	62
Fig.27. Isopiezas correspondientes a octubre 2014.....	63
Fig.28. Mapa de isopiezas para febrero de 2004 (tomado de Zamora Gómez, 2004).....	64
Fig.29. Hidrograma del nivel piezométrico del pozo de monitoreo.....	66
Fig.30. Variación mensual del nivel estático vs la precipitación mensual. Signo positivo: ascenso del nivel; signo negativo: descenso.....	67

Fig.31. Relación entre variaciones de nivel freático y desviaciones acumuladas de la pluviometría	68
Fig.32. Ubicación de las microcuencas de los arroyos Pacará, Chaile, Vaqueros y Los Nogales (tomado de Sequeira, 2013)	69
Fig.33. Diagrama de Piper del Sistema Acuífero La Caldera: a) de aguas superficiales del área de recarga; b) de niveles productivos de la zona norte; c) de niveles productivos de la zona sur. (Tomado de Baudino, 1997)	73
Fig.34. Diagrama de Piper para aguas superficiales.	75
Fig.35. <i>Box plot</i> para aniones (a) y cationes (b) mayoritarios	79
Fig.36. rNa vs rCl	87
Fig.37. Diagrama de Wilcox para las aguas monitoreadas.	88
Fig.38. Relación entre los iones Na^+ y K^+	90
Fig.39. Variación estacional de la concentración de K^+ por pozo de monitoreo	91
Fig.40. Relación del pH con los iones Ca^{2+} (a) y Mg^{2+} (b).	92
Fig.41. Relación de los iones Ca^{2+} y Mg^{2+}	92
Fig.42. NO_3^- vs Cl^- a.- época húmeda. b.- época seca	94
Fig.43. Evolución temporal de la concentración de Cl^- y NO_3^- y su relación con la precipitación mensual	95
Fig.44. Relación entre SO_4^{2-} y Ca^{2+} a.- época húmeda. b.- época seca	96
Fig.45. Relación entre Cl^- y SO_4^{2-} a.- época húmeda. b.- época seca	97
Fig.46. Secuencia de Chevotareb	98
Fig.47. Agrupamiento de los pozos. El eje horizontal indica las distancias euclídeas.	100
Fig.48. Distribución espacial de los conglomerados	102
Fig.49. Comportamiento de las variables físico – químicas por conglomerado. a.- CE (us/cm), b.- pH, c.- Concentración catiónica (mg/L) y d.- Concentración aniónica (mg/L).	103
Fig.50. Diagrama de Piper para aguas subterráneas	104
Fig.51. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a octubre 2010.	80
Fig.52. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a abril 2011	81
Fig.53. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a octubre 2011.	82
Fig.54. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a abril 2012.	83
Fig.55. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a octubre 2014.	84
Fig.56. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a abril 2015.	85
Fig.57. Esquema conceptual del modelo hidrogeoquímico	105
Fig.58. Modelo hidrogeoquímico propuesto	106
Fig.59. Esquema de modelo inverso.	107
Fig.60. Líneas de flujo A y B	110
Fig.61. Comparación del IS entre el punto inicial y final de las líneas de flujo A y B.	111

Fig.62. Variación de la concentración iónica entre el punto inicial y final de las líneas de flujo A y B..... 112

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.	Principales geoformas presentes en el valle de Lerma.....	31
Tabla 2.	Análisis microbiológicos.....	41
Tabla 3.	Resultados del ANOVA.....	43
Tabla 4.	Listado de estaciones meteorológicas oficiales analizadas.....	49
Tabla 5.	Puntos de monitoreo con mediciones de nivel freático.....	60
Tabla 6.	Nivel freático medido cada 15 días.....	67
Tabla 7.	Características de las microcuencas de cada arroyo (modificada de Sequeira, 2013).....	70
Tabla 8.	Estadística descriptiva.....	76
Tabla 9.	Variación del índice hidrogeoquímico rK/rNa en función del contenido total de iones alcalinos.....	89
Tabla 10.	Relaciones iónicas promedio para las muestras de agua subterránea monitoreada.....	98
Tabla 11.	Parámetros estadísticos descriptivos por conglomerado.....	101
Tabla 12.	Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante el código Phreeqc para la línea de flujo A.....	113
Tabla 13.	Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante el código Phreeqc para la línea de flujo B. (en negrita el modelo seleccionado).....	113

RECURSOS FINANCIEROS

Esta investigación fue posible gracias a una beca doctoral enmarcada en el Proyecto “Fortalecimiento en la formación de RRHH en Salud y Ambiente – Recursos Hídricos y Enfermedades Regionales” en el período 2009-2012 y a una beca de Finalización de Doctorado otorgada por el CONICET para el período 2015 - 2017.



RESUMEN

Los procesos geoquímicos que determinan la composición de las aguas subterráneas poco profundas constituyen el problema científico de la presente investigación. Para encarar el mismo, se realizó una caracterización hidroquímica del recurso, mediante el empleo de modelos hidrogeoquímicos. Estos modelos se basan en principios físico – químicos, hidrogeológicos y estadísticos que permiten obtener información de utilidad hidrogeológica y ambiental que facilita la toma de decisiones.

La zona de estudio se enmarca en el sector norte del valle de Lerma, más precisamente en el municipio de Vaqueros - provincia de Salta, en el noroeste de la República Argentina. El aumento de la población y la expansión urbana en este municipio implican un incremento en la demanda del servicio de agua potable y saneamiento, siendo los sistemas puntuales de eliminación de excretas domiciliarias y los pozos someros para la extracción de agua, la solución más rápida con la que cuenta la población para acceder a dichos servicios.

En función de la histórica necesidad de recursos de agua potable y de la falta de información geohidrológica del área, se plantearon como objetivos de esta investigación: elaborar un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeoquímico del sector norte del Valle de Lerma y modelar los procesos responsables de la variación espacial y temporal de la composición química del agua subterránea. La investigación se desarrolló en una primer etapa sobre toda la alta cuenca del río Mojotoro de modo de obtener el marco geohidrológico regional y definir las características de borde de la zona de estudio y en una segunda, exclusivamente en el área de tesis con un análisis más completo y de mayor detalle a partir de tareas de campo, laboratorio y gabinete. Se identificaron y analizaron las principales unidades geomorfológicas para luego relacionarlas al circuito hidrogeológico y a los procesos de recarga, circulación y descarga. En el caso de la localidad de Vaqueros, ésta se ubica íntegramente en la zona de recarga del acuífero libre, por lo tanto, se estimó la recarga mediante el método de fluctuaciones de niveles freáticos y a partir del balance de cloruros, teniendo en cuenta el ingreso hídrico proveniente del área serrana. Para el estudio hidroquímico se analizó la concentración de iones mayoritarios y algunos minoritarios a fin de explicar el origen de la composición química observada. Una vez estudiado el posible origen de los solutos se relacionó con la red de flujo y se propuso el modelo hidrogeoquímico conceptual. Finalmente, este modelo se validó mediante la modelación inversa del código Phreeqc. Los resultados de índole hidroquímica acompañan el modelo conceptual propuesto, la escasa mineralización (CE entre 98 y 422 uS/cm con un promedio \cong 200 uS/cm) y un pH ligeramente ácido a neutro (entre 5,85 y 7,16) corresponde a aguas poco evolucionadas químicamente, corto tiempo de residencia en el acuífero y una composición química resultante, casi exclusivamente, de la interacción del agua de lluvia con los minerales y gases de la zona no saturada del área recarga. La facies química predominante es de tipo bicarbonatada cálcica – magnésica, la presencia de aguas del tipo cloruradas/sulfatadas cálcico magnésicas

corresponde a pozos con altos tenores de nitrato, se asocian por lo tanto a una “evolución” antrópica resultado de la contaminación por aguas residuales domésticas.

En función de los resultados obtenidos es posible afirmar que los procesos responsables de la composición química del agua subterránea en la zona de estudio son: disolución de calcita (en concordancia con los índices de saturación), intercambio catiónico, liberación del CO₂ y disolución de yeso. El modelo propuesto refleja las características del medio físico continente como las del recurso hídrico subterráneo propiamente dicho, acompañado de la necesaria correlación con los aspectos socioeconómicos (usos y coberturas), finalmente se proponen pautas de manejo del recurso hídrico con miras a prevenir la contaminación y la sobre-explotación del recurso.

ABSTRACT

The geochemical processes that determine the composition of shallow groundwater are the scientific problem of the present investigation. To deal with this, a hydrochemical characterization of the resource was carried out using hydrogeochemical models. These models are based on physical - chemical, hydrogeological and statistical principles that allow obtaining hydrogeological and environmental information to facilitate decision making.

The study area is located in the northern sector of the Lerma Valley, more precisely in the municipality of Vaqueros - province of Salta, in the northwest of the Argentine Republic. The population increase and the urban expansion in this county implies an increase in the demand for potable water and sanitation services, being punctual domiciliary disposal systems and shallow wells for water extraction, the fastest solution to access these services.

Based on the historical need for potable water resources and the lack of geohydrological information in the area, the objectives of this research are: to develop a conceptual model of hydrogeochemical performance of the northern sector of the Lerma Valley and to model the processes responsible for the spatial and temporal variation of the chemical composition of groundwater. The research was developed in a first stage over the entire upper Mojotoro river basin in order to obtain the regional geohydrological framework and define the border characteristics of the study area. In a second stage, it focused exclusively in the thesis area developing a more detailed analysis based on field, laboratory and cabinet tasks. The main geomorphologic units were identified and analyzed and then related to the hydrogeological circuit and to the processes of recharge, circulation and discharge. In the case of the town of Vaqueros, it is located entirely in the unconfined aquifer recharge zone, therefore, it was estimated the recharge by the method of fluctuations of water levels and from the balance of chlorides, taking into account the income from the mountainous area. For the hydrochemical study the concentration of major and minor ions was analyzed in order to explain the origin of the chemical composition observed. Once studied the possible origin of the solutes was related to the flow network

and proposed the conceptual hydrogeochemical model. Finally, this model was validated by inverse modeling of the Phreeqc code. The results of a hydrochemical nature accompany the proposed conceptual model. The low mineralization (EC between 98 and 422 uS/cm with a mean \cong 200 uS / cm) and a slightly acid to neutral pH (between 5.85 and 7.16) corresponds to chemically poorly evolved waters, a short residence time in the aquifer and a chemical composition almost exclusively resulting from the interaction of rainwater with the minerals and gases of the unsaturated area of the recharge area. The predominant chemical facies is calcium - magnesium bicarbonate type, the presence of chlorides / sulphated calcium magnesium type correspond to wells with high nitrate tenors, are therefore associated to anthropogenic "evolution" resulting from domestic wastewater contamination .

According to the results obtained, it is possible to affirm that the processes responsible for the chemical composition of the groundwater in the study area are: dissolution of calcite (in agreement with the saturation indexes), cation exchange, CO₂ release and gypsum dissolution. The proposed model reflects the characteristics of the continental physical environment such as the groundwater resource proper, accompanied by the necessary correlation with the socioeconomic aspects (uses and coverages). Finally guidelines for water resource management are proposed with a view to preventing pollution and the over-exploitation of the resource.



1. INTRODUCCIÓN

1.1. FUNDAMENTACIÓN

El aumento poblacional y sus consecuentes necesidades materiales de desarrollo, imponen progresivamente mayores exigencias a los sistemas hídricos, los múltiples usos y la falta de gestión del recurso, se traducen en trastornos ambientales que modifican los sistemas acuáticos. Esta preocupación, existente desde hace ya algunas décadas, ha promovido estudios de los sistemas hídricos, desde una perspectiva holística de manejo de cuencas hidrográficas, dando una especial significancia a la dimensión ambiental, particularmente a los aspectos de calidad del agua.

El estado de los ecosistemas acuáticos, sumideros finales de diversos contaminantes, constituye uno de los indicadores más sensibles de los impactos ambientales de las actividades humanas. La Asamblea General de las Naciones Unidas reconoció explícitamente el **derecho humano al agua y al saneamiento**, reafirmando que el acceso al agua potable y al saneamiento son esenciales para la realización de todos los derechos humanos (Resolución 64/292).

Las aguas subterráneas alrededor del mundo están amenazadas por la contaminación derivada de las actividades agrícolas y urbanas, los residuos sólidos, el tratamiento de aguas residuales *in situ*, la extracción y el refinamiento de petróleo y gas, la minería, la manufactura y otras fuentes industriales. Las principales causas incluyen el inadecuado control de estas actividades y la superación de la capacidad de atenuación natural de los suelos y estratos subyacentes (Foster et al. 2006). Las concentraciones de nitratos en las aguas subterráneas se están incrementando, especialmente en áreas que muestran una urbanización acelerada, condiciones inadecuadas de saneamiento o uso intenso de agroquímicos, escenario clásico en la zona de estudio.

Los objetivos de desarrollo del milenio, que fueron suscritos en el año 2000 en el seno de Naciones Unidas, contemplaron un aumento significativo de la población con acceso al agua y saneamiento. La consecución de este objetivo en la región de América Latina significa incorporar al sistema unos 70 millones de nuevos usuarios, puesto que no sólo se requiere atender a la población que ahora no tiene los servicios sino que también es necesario considerar el crecimiento esperado de la población.

La contaminación de las aguas superficiales y subterráneas por agentes patógenos constituye una amenaza crítica para la salud humana en muchas áreas y contribuye a elevar los costos asociados al tratamiento del agua en las comunidades. En muchos países en vías de desarrollo los microorganismos patógenos constituyen el problema más importante en lo que se refiere a calidad de agua. Dado que las heces humanas y animales son las principales fuentes de contaminación, el alcance del Objetivo 7c de los ODM (Objetivos del Milenio) contribuirá a reducir dicha contaminación. Sin embargo, aunque algunas regiones han logrado avances significativos, el mundo actualmente no está en vías de alcanzar este objetivo (Biswas y Tortajada 2011).

Por otro lado, los objetivos de desarrollo sostenible (ODS) son el resultado de un proceso de negociación que involucró a los 193 Estados Miembros de la ONU y también la participación sin precedentes de la sociedad civil y otras partes interesadas. Esto llevó a la representación de una amplia gama de intereses y perspectivas. El objetivo 6 de los ODS “*Garantizar la disponibilidad de agua y su gestión sostenible y el saneamiento para todos*” establece la necesidad de realizar inversiones adecuadas en infraestructura, proporcionar instalaciones sanitarias y fomentar prácticas de higiene en todos los niveles con el fin de garantizar el acceso universal al agua potable segura y asequible para todos en 2030¹.

La composición del agua en los distintos compartimentos del ciclo hidrológico está condicionada tanto por factores naturales como antrópicos, los análisis físico - químicos del agua se han practicado históricamente con el fin principal de evaluar su calidad. La composición química de las aguas subterráneas es el resultado de la combinación de las características químicas propias del agua que entra al acuífero y de sus reacciones mientras ésta circula a través del suelo y durante su almacenamiento en la roca (Appelo y Postma, 2005). La hidroquímica tiene entonces como principal propósito interpretar el origen y la historia del agua. Para llevar a cabo esta interpretación se requieren datos de parámetros físico – químicos tales como temperatura, pH, conductividad eléctrica, así como la concentración de los iones mayoritarios: sodio (Na^+), potasio (K^+), calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}), bicarbonatos (HCO_3^-), sulfatos (SO_4^{2-}) y cloruros (Cl^-); además el conocimiento de la presencia de compuestos minoritarios (nitratos - NO_3^-), trazas, compuestos orgánicos y microorganismos aportan a la caracterización de cada muestra. Una buena manera de caracterizar químicamente el agua y establecer una aproximación tentativa acerca de su origen y el grado de evolución, es representando la concentración de iones mayoritarios en diagramas de Piper Hill - Langelier.

La composición química de las precipitaciones varía a escala regional en zonas costeras y continentales. Las precipitaciones cercanas a la costa tienen altos contenidos de cloruros, sodio y potasio (Cl^- , Na^+ y K^+) procedentes del polvo atmosférico. Hacia el interior de los continentes la composición está dominada, en general, por los iones bicarbonato, sulfato y calcio (HCO_3^- , SO_4^{2-} y Ca^{2+}) (Custodio y Llamas, 1996). De acuerdo a la secuencia de Chebotarev, condicionadas por la naturaleza del medio sólido -que determina la solubilidad y abundancia de elementos químicos y el tiempo de reacción-, en términos generales las aguas subterráneas empiezan siendo bicarbonatadas luego sulfatadas y finalmente cloruradas, según la concentración de aniones, y cálcicas, magnésicas y por último sódicas de acuerdo a la concentración de cationes.

Glynn y Plummer (2005) destacan con suficientes argumentos, la contribución que la hidrogeoquímica ha hecho en los últimos 50 años en pro del entendimiento de los procesos que ocurren en los sistemas

¹ <http://www.undp.org/content/undp/es/home/sustainable-development-goals/goal-6-clean-water-and-sanitation.html>

hidrogeológicos a partir de la teoría del equilibrio, de la investigación de los procesos de óxido – reducción y la datación con radiocarbono. Junto con ello, se destacan también los avances en las técnicas analíticas que permiten detectar la presencia de sustancias químicas e isótopos en muestras muy pequeñas y con muy bajas concentraciones; además del creciente poder computacional que permite usar novedosas técnicas de modelación numérica para refinar las interpretaciones de los sistemas de flujo/reacción en aguas subterráneas.

Las técnicas de modelización hidrogeoquímica comenzaron a difundirse a partir de la década del '70 en especial el código WATEQ (Truesdell y Jones, 1974); su evolución dio lugar a otros mundialmente conocidos tales como MINEQL (Westall et al. 1976); PHREEQE (Parkhurst et al., 1980); BALANCE (Parkhurst et al., 1982); MINTEQ (Felmy et al., 1984); NETPATH 2.0 (Plummer et al., 1991); PHREEQC 2.0 (Parkhurst y Appelo, 1999). La mayoría de los modelos son de equilibrio, ya que al ser el flujo subterráneo relativamente lento, los conceptos de equilibrio se pueden usar de forma válida. Existen modelos que incorporan la posibilidad de simular el transporte unidimensional (1D) de solutos en agua subterránea (PHREEQC 2.0). El modelo más utilizado en el mundo es MODFLOW, código original creado por Mc Donald and Harbaugh (1988). Martínez et al. (1999) presentaron un modelo de simulación hidrogeológica propuesto para el acuífero aluvial del Valle de Lerma mediante este código. Una de las utilidades de este programa es que puede combinarse con otros por ejemplo, MODPATH, desarrollado por David Pollock (USGS) en 1990, con su última versión (v 3.0) de 1994 (Pollock, 1994).

En Argentina la modelación comenzó a utilizarse en las últimas décadas, trabajos de interés al respecto corresponden a Bocanegra et al. (2005), Bocanegra (2008), Rodríguez (2007), Trovatto et al. (2007), Blarasin et al. (2009), Matteoda et al. (2010), todos de modelado de acuíferos, interacciones río-acuífero e interacciones acuífero-oceano en zonas costeras.

1.2. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS RELEVANTES DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.2.1. AREA DE ESTUDIO

Como versa el título de la presente tesis, el área de estudio se enmarca en el sector norte del valle de Lerma. Dicho valle es una depresión intermontana elongada en sentido meridiano, ubicada en la provincia de Salta, en el noroeste de la República Argentina, sobre el cual se asienta la capital provincial homónima.

Desde el punto de vista regional, el valle de Lerma ha sido incluido en la provincia hidrogeológica "Valles Intermontanos de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas" (Ruiz Huidobro y Sosic, 1979)

y también ha sido ubicado en la región "Valles Intermontanos", de acuerdo a la caracterización hidrogeológica del Noroeste Argentino efectuada por Fuertes et al. (1990).

Desde el punto de vista de la génesis del agua subterránea, pertenece a la provincia hidrogeológica de "Frente Montañoso", tal como lo describe Baudino (1997) en su tesis doctoral denominada "Hidrogeología del Valle de Lerma". En la misma se caracteriza a los sistemas acuíferos como reservorios constituidos por sedimentos aluviales de granulometría muy gruesa, cuyas áreas de recarga se sitúan principalmente en los bordes de la depresión. El sistema de acuíferos ubicado en el sector norte del valle denominado "La Caldera" ha sido objeto de estudio de numerosos autores, entre los que podemos mencionar Rocha & Baudino, (2002); Kirschbaum & Baudino (2007); Rodríguez Álvarez et al. (2011), Rodríguez Álvarez et al. (2012), entre otros. Asimismo, el Instituto de Agua Subterránea para Latinoamérica (INASLA) ha desarrollado numerosos proyectos de investigación regionales que abarcan la zona de estudio (CUHINOVA, Caracterización de las Cuencas y Regiones Hídricas del NOA; HIDROMAPA, Mapa Hidrogeológico de Salta – escala 1:1.000.000; HIDROSALTA –Hoja Hidrogeológica Salta 1:250.000; HIDROCALDERA – Hidrogeología del Sistema Acuífero La Caldera, entre otros).

El área de estudio pertenece al departamento La Caldera y podemos enmarcarla geográficamente entre los siguientes puntos $24^{\circ}40'44.17''S - 65^{\circ}25'30.22''W$ (vértice superior izquierdo) y $24^{\circ}42'37.73''S - 65^{\circ}23'38.74''W$ (vértice inferior derecho) (Fig.1).

La localidad de Vaqueros fue seleccionada como sitio de monitoreo en base a los siguientes criterios:

- 1) Es la localidad más importante del departamento La Caldera, en la última década ha experimentado un incremento poblacional considerable (más del 60%, datos proporcionados por la Dirección General de Estadísticas de la Provincia de Salta);
- 2) La ubicación de las nuevas viviendas, consecuencia del aumento poblacional registrado, se da principalmente en la ladera oriental de la sierra de Vaqueros donde se carece de red de agua potable, por lo tanto cada nueva vivienda implica la excavación de un nuevo pozo de abastecimiento;
- 3) No existe en el departamento un sistema de red de eliminación de excretas domiciliarias, por lo tanto el aumento de la población trae aparejado un incremento en el número de sistemas puntuales de tratamiento de aguas residuales domésticas de diversas características (pozos ciegos, cámaras sépticas, biodigestores, etc.) lo que aumenta la presión sobre el recurso hídrico subterráneo;
- 4) la localidad se ubica en la zona de recarga del acuífero libre.

Los procesos geoquímicos que determinan la composición de las aguas subterráneas poco profundas constituyen el problema científico del presente trabajo. Para encarar el mismo, se requiere realizar una caracterización hidroquímica del recurso, mediante el empleo de modelos hidrogeoquímicos. Estos modelos se basan en principios físico – químicos, hidrogeológicos y estadísticos que permitirán obtener información de utilidad hidrogeológica y ambiental que facilite la toma de decisiones.

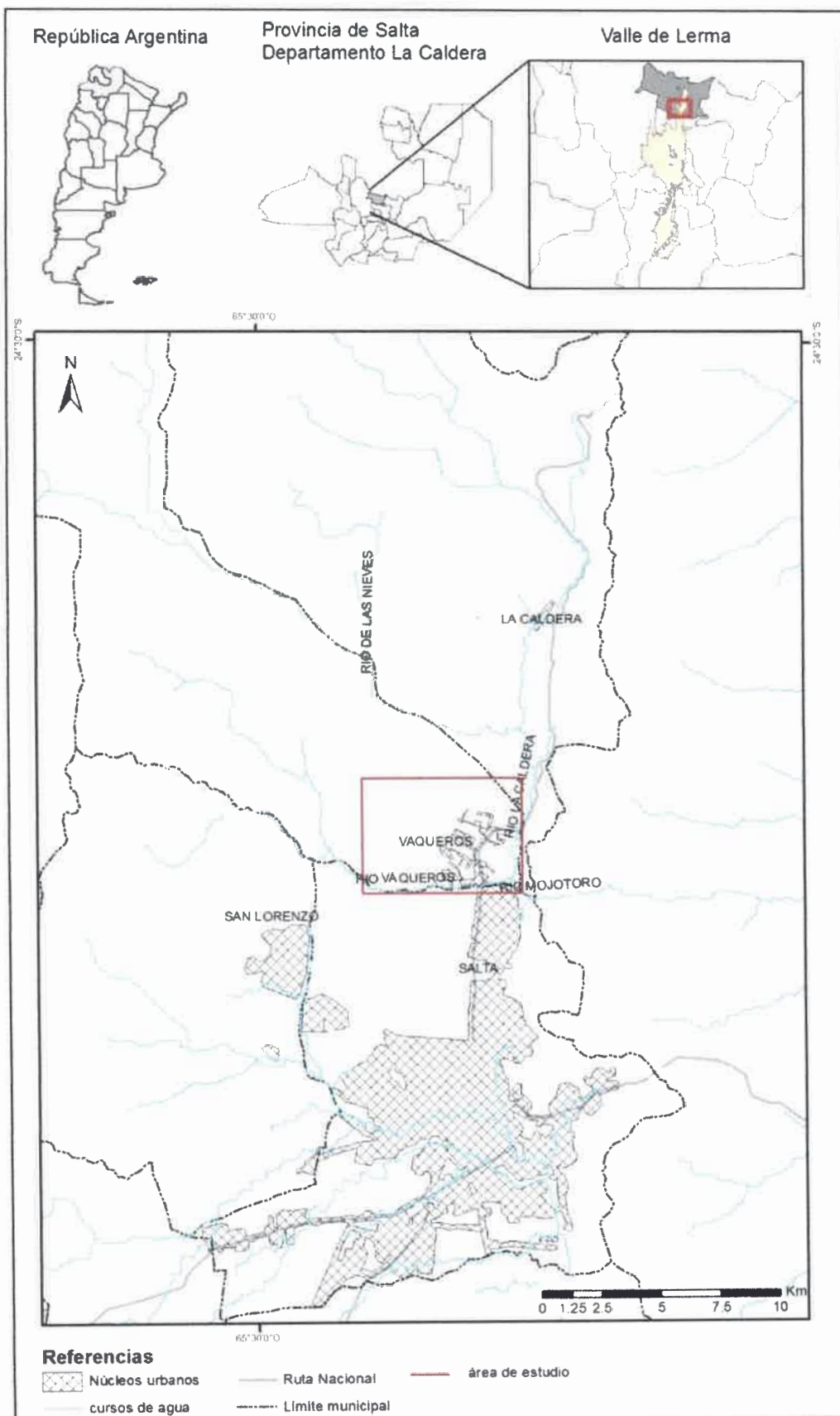


Fig.1. Ubicación general del área de estudio

1.3. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.3.1. HIPÓTESIS

Las actividades humanas en el área de estudio tienen el potencial de impactar negativamente sobre el recurso hídrico, principalmente debido a actividades agrícolas y sistemas ineficientes de eliminación de aguas residuales domésticas, comprometiendo así su calidad y disponibilidad. Las complejas interacciones que gobiernan la química del agua, especialmente las que conducen a la degradación del recurso, están asociadas a las reacciones biogeoquímicas que ocurren en superficie, en los suelos y en los acuíferos.

1.3.2. OBJETIVOS

1.3.2.1. OBJETIVOS GENERALES

- Elaborar el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeoquímico del sector norte del Valle de Lerma.
- Modelar los procesos responsables de la variación espacial y temporal de la composición química del agua subterránea.

1.3.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Recopilar, actualizar e interpretar la información geológica – geomorfológica del sector norte del Valle de Lerma.
- Interpretar y actualizar la información hidrometeorológica del área de estudio.
- Caracterizar la geoquímica de las aguas superficiales y subterráneas del área de estudio.
- Identificar y caracterizar las fuentes contaminantes del acuífero libre.
- Definir la dinámica del agua subterránea.
- Elaborar el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeoquímico del área.
- Reproducir mediante modelización geoquímica el origen de la composición geoquímica del área de estudio.
- Establecer pautas de manejo del recurso hídrico.



2. MATERIALES Y MÉTODOS

Primeramente se realizó una evaluación de antecedentes geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos y ambientales, a nivel regional y local del área de estudio. Para la elaboración del mapa base se utilizaron, entre otras fuentes, capas temáticas (.shp) del SIG 250 del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:250000. Asimismo se confeccionaron capas con información procedente de organismos públicos (Sec. de Recursos Hídricos de la Provincia de Salta, Ente Regulador de los Servicios Públicos, etc.) investigaciones y proyectos realizados en la zona para la posterior elaboración e interpretación del sistema acuífero.

El análisis geológico – geomorfológico se basa en la evaluación de antecedentes y caracterización de las principales formaciones de la zona de estudio. Turner y Mon (1979); Moya (1998); Li (1994); Pinedo Águila (1977) entre otros. En el caso de la Fm. Puncoviscana se resaltan las últimas publicaciones realizadas por Escayola et al. (2011) ya que gracias a sus hallazgos se verifica la edad de esta formación.

Para el análisis de uso del territorio se realizó primeramente una descripción de la evolución de la urbanización de Vaqueros, desde sus inicios netamente rurales hasta su estado actual de transición urbano – rural; determinando las fuentes modificadoras de la calidad natural del agua. Se realizó un relevamiento de actividades y usos del recurso hídrico, principalmente tipos y superficies cultivadas, disponibilidad y acceso al agua, actividades y fuentes contaminantes; con esta información se obtuvo el mapa de uso actual del territorio para la zona estudiada.

Para medir el grado de salubridad de una población y su calidad de vida, uno de los principales parámetros es la accesibilidad al agua en cantidad y calidad suficiente para consumo humano y su sistema de disposición de líquidos residuales. Este concepto se aplica tanto a grandes ciudades como a localidades rurales. Para evaluar estos aspectos se elaboró una encuesta domiciliaria a través de un muestreo no probabilístico de hogares en la que se registró la fuente principal de abastecimiento de agua, el sistema de eliminación de excretas, antecedentes de enfermedades de transmisión hídrica, y la percepción de la calidad del agua en el hogar. La muestra fue de 60 viviendas, 12 corresponden a aquellas en las que se realizó el muestreo piloto de agua para análisis físico – químico y bacteriológico, luego se ubicaron al azar 4 viviendas alrededor de cada uno de esos puntos de muestreo. Los resultados se analizaron estadísticamente.

Los datos estadísticos hidrometeorológicos disponibles en la zona tienen distinta procedencia, además, la ubicación de las estaciones meteorológicas es aleatoria. Su procesamiento ha sido motivo de estudio de distintos autores como: Bianchi y Yañez (1992); Arias y Bianchi (1996); Agua y Energía de la Nación (1984), Mármol (2007), entre otros.

Desde el año 2006, el INTA instaló en la zona de estudio una Estación Meteorológica Automatizada denominada EMA – VAQUEROS. Sin embargo, dicha estación tuvo inconvenientes de funcionamiento en los meses de enero a marzo de 2011. Para conformar una base de datos de mayor confiabilidad con un período de registro normalizado para el área de estudio se utilizaron los siguientes métodos: Análisis de Doble Masa, para corroborar la consistencia de los registros entre estaciones cercanas y Regresión lineal con una estación, basado en el método de correlación entre estaciones, para rellenar los datos de los meses faltantes. Para el análisis de doble masa se representaron en sistemas de coordenadas cartesianas pares de puntos definidos por las acumulaciones sucesivas de dos series de valores para un mismo período. La proporcionalidad entre estaciones resulta en una recta, cuyos parámetros representan la regresión entre las estaciones contrastadas.

Respecto al relevamiento y monitoreo de parámetros hidrológicos superficiales se tomaron muestras, se realizaron análisis físico – químicos y bacteriológicos durante el muestreo piloto, se realizó la medición de parámetros *in situ*: conductividad eléctrica del agua (CE), pH, temperatura (T°C); luego esos datos junto a la información de diversos investigadores que realizan estudios similares en el área, se analizó para determinar, principalmente, el estado de calidad de estas fuentes y su caracterización geoquímica. Las metodologías aplicadas en la etapa de laboratorio se detallan más adelante.

El análisis hidroestratigráfico regional se realizó sobre la base de antecedentes, lo que permitió establecer el material que conforma el reservorio, así como la distribución de las zonas del sistema acuífero (recarga, conducción y descarga).

Para la caracterización hidrogeológica de la zona de estudio se inventariaron un total de 53 pozos domiciliarios, registrándose información de edad del pozo (año de construcción) profundidad total, uso del agua, entre otras características. El monitoreo de pozos se llevó a cabo de la siguiente manera: 12 en octubre 2010, 10 en abril de 2011, 11 en octubre 2011, 11 en abril 2012 y 8 en las campañas adicionales (octubre 2014 y abril 2015) la variabilidad en el número de muestras de cada campaña obedece a problemas particulares como cierre definitivo del pozo, venta de la propiedad, etc. La frecuencia de medición se estableció en función de la variación estacional de la zona, definida básicamente por dos períodos -uno seco y uno húmedo- registrándose los niveles piezométricos para cada uno de ellos. Las cotas de nivel de agua fueron obtenidas a partir de los datos de profundidad del nivel freático en los pozos y la altura sobre el nivel del mar de los mismos. Estos datos permiten elaborar un mapa de isopiezas local mediante el método clásico de triangulación entre puntos con nivel estático conocido, siempre que no existan variaciones importantes en el medio. Los análisis físico-químicos de las muestras de agua superficial (un muestreo) y subterránea (monitoreo continuo) se realizaron en el Laboratorio de Química Analítica de la Facultad de Ciencias Exactas de la UNSa y en el Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Ciencias Naturales, se determinaron bicarbonatos

(HCO_3^-), cloruros (Cl^-), calcio (Ca^{+2}) y magnesio (Mg^{+2}) por titulación colorimétrica, sulfatos (SO_4^{-2}) por turbidimetría; sodio (Na^+) y potasio (K^+) por fotometría de llama; nitratos (NO_3^-) por espectrofotometría UV. Además, las muestras correspondientes al muestreo piloto fueron enviadas al laboratorio Actlabs en Canadá, para la realización de determinaciones de metales pesados mediante un sensor magnético de alta resolución ICP/MS.

Las muestras para análisis microbiológicos fueron trasladadas al Laboratorio de aguas del INQUI – Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Salta, refrigeradas a una temperatura constante de 4°C, donde se determinaron los siguientes indicadores:

- CT y CF empleando el método de tubos múltiples en Caldo Mac Conckey e incubando a 37 y 44 °C, respectivamente, expresando los resultados como el Número Más Probable (NMP) por 100 ml (Eaton et al., 1998).
- EC: incubación por 24 h a 44,5 °C en medio mTec modificado (método 1103.1-EPA, 2002).
- EN: incubación por 48 h a 41 °C en medio mEnterococcus agar, confirmación en medio EIA (esculina-hierro-agar) (método 1106.1-EPA, 2002).

Para el recuento de EC y EN se utilizó la técnica de filtración por membrana. La misma consiste en filtrar 100 ml de agua, previamente homogeneizada, y sus respectivas diluciones a través de un filtro de membrana de nitrato de celulosa estéril con tamaño de poro de 0,45 μm y 47 mm de diámetro (Sartorius, Alemania) colocadas en un sistema *manifold* de tres ramas y embudos de acero inoxidable (Sartorius, USA) y bomba de vacío Microsart® e.jet. (Sartorius, Alemania). Las membranas se colocaron y cultivaron en placas con medio específico y a temperatura adecuada para el recuento de EC y EN. Los resultados se expresaron en Unidades Formadoras de Colonias (UFC) por 100 ml.

Se analizó la variación temporal del agua subterránea observada en cada uno de los puntos de monitoreo. Se realizaron cálculos de tasas de recarga con el método de fluctuaciones del nivel freático y por obtención del Factor de Enriquecimiento de Cloruros formulado por Mercado et al. (1977) (en Rosenthal, 1987). El primer método aplicado se conoce como “fluctuación del nivel freático” (Healy y Cook, 2002) y es aplicable sólo a acuíferos libres. Se requiere un monitoreo constante del nivel freático en el lugar bajo análisis y, adicionalmente, es necesaria una estimación de la porosidad efectiva de la zona de fluctuación de los niveles. Es un método simple que requiere de un buen registro freaticométrico, permitiendo una discriminación temporal de la recarga. Para obtener un valor máximo aproximado de la porosidad se vuelcan en un gráfico los ascensos de nivel debidos a precipitaciones individuales o a un conjunto de precipitaciones que produzcan un único ascenso de nivel, es decir, que no llegue a producirse descarga del acuífero entre ellas. El agua que infiltra repone la humedad en el suelo perdida en las épocas de estiaje, en algunos casos el agua precipitada encontrará la zona no

saturada en capacidad de campo debido a lluvias recientes por lo que, se producirán excesos hídricos que se repartirán en escurrimiento superficial y recarga al acuífero (infiltración eficaz).

Las cuencas de la zona poseen un muy alto escurrimiento específico (mayor a 16 L/s/km^2), debido a que por su orientación favorable y sus elevadas cabeceras reciben importantes precipitaciones estivales, superiores a los 1.400 milímetros anuales (Baudino, 1997) por lo tanto no es posible depreciar el escurrimiento. El producto de la intensidad de lluvia por el área de la cuenca es el caudal de entrada al sistema, y la relación entre este y el caudal pico se conoce como coeficiente de escurrimiento, cuyo valor siempre se encuentra entre 0 y 1 (Chow, 1994). En cuencas urbanas el área de drenaje usualmente está compuesta de sub-áreas de diferentes características superficiales, en esos casos, se calcula un coeficiente de escurrimiento para cada una de estas sub-áreas y luego se obtiene un coeficiente medio de escurrimiento para toda la cuenca. A partir del método racional se calculó el coeficiente de escurrimiento para la microcuenca del río Vaqueros, dato que se utilizó luego para la estimación de la recarga.

Al tratarse de un acuífero de frente montañoso una característica que se debe contemplar es el aporte a la recarga de la infiltración del escurrimiento superficial esporádico correspondiente a los arroyos que atraviesan la zona urbana del pueblo de Vaqueros. Por ello, al cálculo de recarga obtenido por este método se adicionó el aporte del área serrana calculado por el método de Green & Amp.

El método de Green & Amp es un método muy aplicado en hidrología para estimar la cantidad de agua que infiltra en el suelo y el exceso de agua que queda disponible en superficie para el fenómeno de escorrentía (Muñoz Carpena 2005). Propone una solución aproximada basada en infiltración vertical, asumiendo que el frente de humedecimiento puede ser definido por la presión del agua y que la capacidad de infiltración depende de la conductividad hidráulica y del contenido de humedad del suelo. La aplicación de este modelo requiere la estimación de la conductividad hidráulica, la porosidad y la altura de succión del frente de mojado (Nanía, 2003).

Para caracterizar la hidrogeoquímica del sistema se analizó primeramente la composición físico-química de las precipitaciones (Romero Orué, et al. 2013) ya que las lluvias se constituyen en la fuente de recarga principal de este sistema. Seguidamente se recopilaron y evaluaron parámetros físico-químicos monitoreados por diversos investigadores en aguas superficiales de la zona, asimismo se realizó la caracterización geoquímica del recurso hídrico superficial mediante el diagrama de Piper elaborado con datos del muestreo piloto.

Para las aguas subterráneas se tomaron en total 60 muestras distribuidas en las estaciones de monitoreo como se explicó anteriormente: 12 en octubre 2010, 10 en abril de 2011, 11 en octubre 2011, 11 en abril 2012 y 8 en las últimas campañas (octubre 2014 y abril 2015). Se calcularon los

estadísticos descriptivos más importantes (media, desviación estándar, mediana, asimetría, máximos y mínimos) para las variables físicas y químicas analizadas, que se representan con diagramas de caja (“box plot”). Para el estudio hidroquímico se han considerado conjuntamente todos los datos, sin atender en una primera instancia, a su distribución espacial, y se plantearon hipótesis para explicar la composición observada. Para ello, se analizó la concentración de iones mayoritarios y algunos minoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^{--} , NO_3^-) mediante los clásicos diagramas binarios (tipo X vs. Y), que permiten deducir los procesos hidrogeoquímicos más probables que tienen lugar en el acuífero. Asimismo, se calcularon las siguientes relaciones iónicas $\text{rSO}_4^{--}/\text{rCl}^-$, $\text{rNa}^+/\text{rCl}^-$, rNa^+/rK^+ , $\text{rMg}^{+2}/\text{rCa}^{+2}$, $\text{rHCO}_3^-/\text{rCl}^-$, $\text{rNO}_3^-/\text{rCl}^-$, Icb: $\text{rCl}^-(\text{rNa}^++\text{rK}^+)/\text{rCl}^-$ consideradas como las más representativas a la hora de reflejar posibles procesos que puedan estar produciéndose en la zona. Se representaron los datos con diagramas de Piper Hill – Langelier que permiten comparar y clasificar varias muestras a la vez, y se confeccionaron mapas con diagramas de Stiff para visualizar sectores con aguas subterráneas de diferentes características químicas.

Una vez estudiado el posible origen de los solutos (mayoritarios y minoritarios – NO_3^-) se analiza la evolución espacial de la composición química del agua en relación a los procesos hidrogeoquímicos identificados como más probables, se relaciona con la red de flujo para explicar su significado conceptual. Así se propone el modelo hidrogeoquímico conceptual que explica el origen de la composición química de las aguas del acuífero freático.

Este modelo, que consiste en un conjunto de reacciones hidrogeoquímicas, se valida con la modelación inversa mediante el código PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). Se parte de la composición de una solución inicial y una solución final conocidas, así como de uno o varios conjuntos de reacciones posibles que pueden tener lugar en el sistema considerado. El programa PHREEQC calcula la cantidad neta de masa transferida entre las distintas fases del medio (líquida, sólida y gaseosa) para cada una de las reacciones especificadas. Para correr el programa se seleccionó 1 líneas de flujo (A) y un par de muestras situadas en ella. En cada modelación, se obtuvieron como máximo de 1 a 5 modelos y se seleccionaron las soluciones numéricas que obtenían mejores ajustes para un período seco y un período húmedo.



CREAR. CREAR. CREAR.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO CUARTO

Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales

3. EL MEDIO FÍSICO

3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1.1. INTRODUCCIÓN

El valle de Lerma está ubicado en la provincia geológica Cordillera Oriental que es una prolongación austral de la Cordillera Oriental de Bolivia que se trunca a los 27° de latitud Sur en la provincia de Tucumán. Se ubica al este de la Puna y de los Valles Calchaquíes y al oeste de las Sierras Subandinas (Turner y Mon, 1979).

Estructuralmente se caracteriza por presentar láminas de corrimientos y pliegues. En los núcleos anticlinales aflora frecuentemente el Precámbrico asociado a un apretado sistema de fracturación subparalelo de orientación submeridiana. El fallamiento es de tipo inverso y las fracturas regionales muestran anastomosamiento. El movimiento diferencial de las láminas corridas que componen las cadenas montañosas ha dado origen a depresiones elongadas con dirección N – S (Quebrada de Humahuaca, depresión de Luracatao, valles de Lerma y Calchaquíes).

El valle de Lerma limita al este con la sierra de Mojotoro, serranía de Sancha, cumbre de Peñas Blancas y sierra de Guachipas; al oeste con el cordón de Lesser, cerro Manzano y altos de Chicoana. Algunas de las principales estructuras del valle se prolongan al norte en la provincia de Jujuy a través del abra de Santa Laura.

La sierra de Mojotoro constituye un cordón elongado de rumbo norte – sur. Hacia el norte pierde identidad topográfica en la latitud de San Antonio, provincia de Jujuy, mientras que hacia el sur la falla de San Agustín constituye el límite tectónico que la separa de las cumbres de Castillejo. Estructuralmente conforma un anticlinal complejo, cuyo núcleo está constituido por rocas del Precámbrico – Cámbrico inferior con repliegues menores y levemente metamorfozadas. En los flancos se disponen sedimentitas de edad cámbrica, ordovícica y terciaria. En el tramo austral de la sierra de Mojotoro aflora el Grupo Salta (Cretácico Inferior – Eoceno Medio) el cual se apoya en discordancia sobre distintas unidades del Ordovícico (Moya, 1998).

Hacia el occidente del valle de Lerma se ubica el cordón de Lesser que constituye un abanico imbricado afectado por un sistema de fallas inversas que se unen en el subsuelo. En la porción norte y central del cordón, desde la latitud de la quebrada de San Lorenzo hasta el río Wierna se identifican cuatro escamas principales elongadas en sentido meridional, limitadas por fallas inversas de rumbo submeridional (Li, 1994).

Hacia el sur de este cordón, los cerros Manzano y Altos de Chicoana se encuentran afectados por fallas de rumbo submeridional. Una fractura de importancia es la falla Puyil, de naturaleza inversa con

plano de falla inclinado hacia el oeste, la que se extiende desde la confluencia de los ríos Manzano y Puyil hasta la quebrada de Tin – Tin para luego continuar con rumbo NO – SE (Pinedo Águila, 1977).

En cuanto a los altos menores que se encuentran en el vaso del valle de Lerma podemos mencionar: los cerros de Sumalao, Cerrillos, Lomas de Medeiros, la sierra de Vaqueros y Altos de la Laguna.

3.1.2. ESTRATIGRAFÍA

Estratigráficamente las rocas más antiguas aflorantes en el valle de Lerma corresponden a metamorfitas del basamento precámbrico, sobre las cuales subyacen sedimentitas pertenecientes al Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico que se describen a continuación y se pueden observar en el mapa geológico del valle de Lerma. (Fig.2)

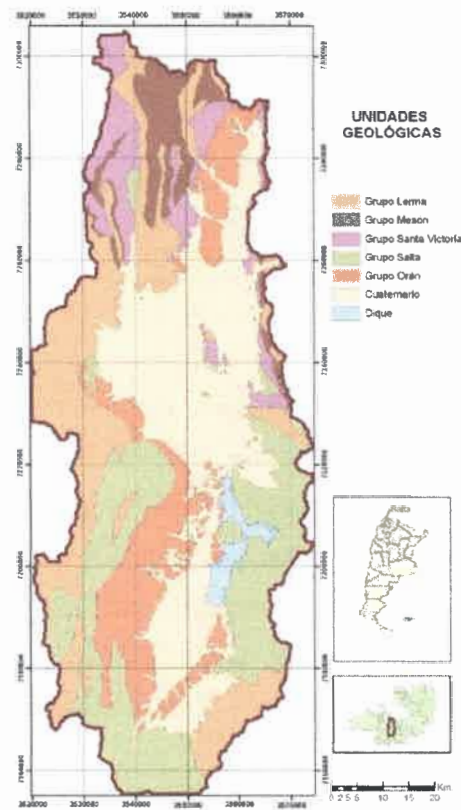


Fig.2. Mapa geológico simplificado del valle de Lerma (tomado de Belmonte, 2009)

Precámbrico

Grupo Lerma (Salfity et al., 1976; nom. emend. Baldis y Omarini, 1984)

Está constituido de base a techo por las Formaciones Sancha, Las Tienditas, Puncoviscana y Corralito. En la zona de estudio solo aflora la penúltima.

Formación Puncoviscana (Turner y Mon, 1979)

Constituida por filitas y grauvacas de colores gris oscuro, castaño, rojizo y morado, de origen marino; en general está atravesada por venas de cuarzo lechoso. Esta formación ha sufrido un metamorfismo regional de bajo grado y un intenso plegamiento y fracturación como consecuencia de sucesivos eventos diastróficos. Los afloramientos de esta unidad ocupan extensas superficies en las sierras que limitan el oeste del valle de Lerma; por ejemplo, en la sierra de Lesser. Hacia el oriente de la depresión intermontana, los afloramientos de esta formación se distribuyen a lo largo de la sierra de Mojotoro.

Sobre la edad de la Fm. Puncoviscana

Esta unidad que ha sido motivo de largas controversias en los últimos 40 años entre dos escuelas diferentes, una siguiendo a los pioneros estudios del Dr. Turner, quien la definió en el año 1960 como una sucesión de edad proterozoica y otra, liderada por el Dr. Aceñolaza, quien sobre la base del hallazgo de icnitas fósiles en esta unidad en 1972 extendió su rango temporal hasta el Cámbrico inferior. La Fm. Puncoviscana ha sido objeto de diversos estudios geocronológicos en los últimos años, como por ejemplo utilizando circones detríticos. Sin embargo, éstos sólo permitían establecer una edad máxima para esta sucesión, la que según las áreas de estudio variaba entre proterozoica y cámbrica, sin poder develar la verdadera edad de esta unidad.

Un estudio realizado en la localidad tipo de la Formación Puncoviscana en la Sierra de Santa Victoria, en la provincia de Salta, cerca de la localidad homónima, por Escayola et al. (2011) identifica tobas intercaladas a la secuencia de turbiditas que permitió extraer circones que fueron datados por diversos métodos, lo que permite ubicar la edad de depositación de la toba y por ende de la Formación Puncoviscana en el **Cámbrico temprano**. Estos nuevos datos confirmarían la edad de *Oldhamia* postulada desde los primeros hallazgos de este icnogénero en el Noroeste Argentino en 1972, y permitiría precisar la edad de esta unidad en su localidad tipo.

Sobre su denominación...

No podemos dejar de mencionar a Aparicio Gonzalez & Moya que en 2014 proponen el nombre de **Complejo** Puncoviscana para identificar formalmente al basamento estratigráfico del noroeste argentino, el cual, como se describió anteriormente, está representado por un heterogéneo conjunto de unidades litoestratigráficas de tipo sedimentario, ígneo y metamórfico de bajo a muy bajo grado, con distintos estilos de afectación tectónica, edad proterozoica tardía a cámbrica temprana y un ordenamiento cronológico que no está del todo resuelto. Dichos autores postularon, entre otras cosas, que las rocas del basamento constituyen una secuencia sedimentaria continua, acumulada en una única

cuenca. Este concepto fue también invocado por Aceñolaza y Toselli (1981), quienes propusieron identificar a todo el basamento del noroeste argentino, en la Formación Puncoviscana *sensu lato*.

Cámbrico

Grupo Mesón (Turner y Mon, 1979)

Este grupo suprayace en discordancia a las sedimentitas precámbricas. Está compuesto por areniscas cuarcíticas gris blanquecinas, moradas y rosadas, tenaces, con algunas intercalaciones de pelitas verdes, de base a techo está constituido por las siguientes formaciones:

Formación Lizoite (Turner, 1960)

Compuesta por un conglomerado basal grano decreciente a partir del cual se desarrolla una secuencia de cuarcitas de grano grueso a fino gris rojiza, a veces fuertemente silicificada y areniscas gris blanquecinas tenaces, incluye clastos dispersos de cuarzo bien redondeado. La matriz está compuesta por cuarzoarenitas moderada a pobremente seleccionadas, con cemento de sílice y óxido de hierro secundario que penetra en las fracturas.

Formación Campanario (Turner, 1960)

Integrada por una secuencia heterolítica granodecreciente caracterizada por la alternancia de cuarcitas medianas a finas y niveles de limolitas y/o fangolitas. Son *wackes* cuarzosas y cuarzoarenitas de grano mediano a muy fino, con menos de 1% de matriz, con óxido de hierro y sílice como cemento.

Formación Chalhualmayoc (Turner, 1963)

Secuencia granocreciente compuesta por areniscas silicificadas de colores blanco, blanco amarillento y rosado claro, de grano mediano y fino. Entre los estratos cuarcíticos se reconocen niveles lenticulares de areniscas finas y limolitas micáceas verdes y moradas finamente laminadas. La estratificación es bien marcada.

Ordovícico

Grupo Santa Victoria (Turner, 1960)

En el área de estudio, los afloramientos se encuentran distribuidos a lo largo de la sierra de Mojotoro y Cordón de Lesser. Este grupo está integrado por cuarcitas y areniscas cuarcíticas de colores claros y arcilitas arenosas de tonalidades verdosas y amarillentas. Sus afloramientos constituyen la mayor parte de la sierra de Mojotoro, en la que Moya (1988) distingue, en sentido ascendente:

Formación La Pedrera (Arenisca 1) (Moya, 1988)

Facies de psamopsefitas cubiertas por una sucesión granodecreciente de areniscas cuarzosas limpias de colores blanco, gris blanquecino y blanco amarillento.

Formación San José (Lutita 1) (Moya, 1988)

Limolitas y lutitas fangosas, limosas y limoarenosas, fosilíferas. El color es variado (gris, violáceo, verdoso y pardo amarillento).

Formación Caldera (Arenisca 2) (Moya, 1988)

Areniscas de color claro, gruesamente estratificadas y psamopelitas con proporciones variables de *wackes* y lutitas, fosilíferas.

Formación Floresta (Lutita 2) (Moya, 1988)

Psamopelitas fosilíferas, areniscas calcáreas y coquinas.

Formación Áspero (Arenisca 3) (Moya, 1988)

Areniscas cuarzosas y cuarzo-micáceas de color rosado y gris claro, con intercalaciones limo-arenosas grises y moradas bioturbadas.

Formación San Bernardo (Lutita 3) (Moya, 1988)

Wackes y lutitas con abundantes intercalaciones arenosas, muy bioturbadas.

Formación Mojotoro (Arenisca 4) (Moya, 1988)

Areniscas cuarzosas blanco-amarillentas, rosadas y rosado moradas finas y medianas, gruesamente estratificadas. Se observan nódulos fosfáticos.

Formación Santa Gertrudis (Lutita 4) (Moya, 1988)

Limolitas y *wackes* finas de colores gris y gris verdoso oscuros, bioturbadas y con nódulos de fosfatos dispersos.

A las cinco primeras se les asigna edad tremadociana, la Formación San Bernardo es de edad arenigiana inferior a media, la Fm Mojotoro de edad arenigiano superior a llanvirniana y la Fm Santa Gertrudis es de edad caradociana inferior.

La densidad de fracturas que afectan estas rocas, hace que en algunas zonas algunas unidades no estén representadas y en otras, se repitan.

Cretácico - Eoceno Medio

Grupo Salta (Brackebusch, 1891, nom. subst. Turner, 1959).

Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970).

Formación Yacoraite (Turner, 1959).

Es la única formación de este subgrupo que aflora, en forma local, al oeste del Cordón de Lesser; se apoya en discordancia sobre las sedimentitas ordovícicas y se compone principalmente de rocas químicas como calizas oolíticas con gasterópodos, a las que intercalan delgados bancos de areniscas calcáreas y arcillosas de color verde, rojo y pardo rosado.

Subgrupo Santa Bárbara (Vilela, 1956, nom. transl. Moreno, 1970)

Al igual que la formación anterior, las rocas pertenecientes a este subgrupo afloran en forma puntual al oeste del Cordón de Lesser. No se han diferenciado unidades formacionales en esta zona para este subgrupo. Está compuesto principalmente por sedimentitas clásticas.

Eoceno Medio - Holoceno

Grupo Orán (Gebhard, et al., 1974)

En la mayor parte que abarca la zona, este grupo se apoya en discordancia sobre sedimentitas ordovícicas y constituye la base de las cuencas cuaternarias. Los afloramientos de este grupo en el valle de Lerma, se disponen en fajas estrechas orientadas en sentido norte-sur. Sus mejores exposiciones se extienden casi sin interrupciones en el flanco occidental.

Subgrupo Metán (Gebhard et al., 1974)

De las tres formaciones que lo componen, solamente aflora la unidad superior.

Formación Jesús María (Gebhard, et al., 1974)

Compuesta por areniscas pardo blanquecinas de grano medio y fino, en estratos tabulares y cuneiformes gruesos y muy gruesos que alternan con arcilitas y limolitas pardo oscuras en bancos tabulares y lenticulares (Galli, 1995).

Subgrupo Jujuy (Gebhard, et al., 1974)

Sus afloramientos aparecen principalmente hacia el norte del valle de Lerma, en las proximidades de la sierra de Vaqueros.

Formación Guanaco (Gebhard, et al., 1974).

Aflora en las márgenes de los ríos Los Yacones y de Las Nieves. La base de la unidad se apoya en forma inferida o transicional sobre la Formación Jesús María; mientras que el techo apoya en concordancia o leve discordancia angular (Moreno Espelta et al., 1976 en Saravia Navamuel, 1996), con depósitos de la Formación Piquete; esta discordancia también fue observada por Itigüez, 1976 en las márgenes del arroyo San Alejo. Esta formación está constituida por secuencias de areniscas medianas, pardo rojizas, con estratificación gruesa. Intercalan conglomerados finos, algunos medianos, pardo rosados a grises rosados, matriz arenosa, estratificación gruesa, friables a consolidados. La composición de los clastos es de cuarcitas rosadas y grises, pelitas y volcanitas meteorizadas; también intercalan algunos bancos de pelitas pardo rojizas en estratos medianos a finos, finamente laminados y deleznales (Saravia Navamuel, 1996). Hacia el techo aflora un pequeño banco de toba fina, blanca, friable a consolidada, de un metro de potencia, maciza con abundantes granates de 8.73 ± 0.25 Ma (Galli, 1995). Saravia Navamuel, (1996) estima un espesor aproximado de 665 metros sobre la margen del río de Las Nieves.

Formación Piquete (Gebhard, et al., 1974)

Aflora en las márgenes de los ríos Yacones y de las Nieves (Saravia Navamuel, 1996). La base de la unidad se apoya sobre la Formación Guanaco en forma concordante o con una leve discordancia angular (Moreno Espelta et al., 1976 en Saravia Navamuel, 1996), el techo de la Formación se pone en contacto, mediante discordancia angular, con depósitos cuaternarios o con sedimentitas de la Formación Jesús María mediante falla. Consta de conglomerados gruesos a finos clasto y matriz soporte, que se caracterizan por contener rodados de caliza de la Formación Yacoraite; facies arenosas, tamaño medio entre arenisca gruesa a fina y facies pelítica o arenopelítica, formada por limolitas macizas y laminación paralela asociada a concreciones de carbonatos integran también esta formación. En cuanto al espesor, Saravia Navamuel, (1996) estima 724 metros sobre al margen del río de Las Nieves. En la parte superior de esta formación Malamud et al., (1995) señalan la presencia de una toba datada en 1.3 ± 0.2 Ma. El límite Terciario-Cuaternario ha sido fijado en $1.8 \text{ Ma} \pm$ Haq Van Eysinga, (1998) en Gallardo et al., (1999).

Holoceno-Actual

Los sedimentos de esta edad poseen una amplia distribución, se presentan rellenando la porción central del valle de Lerma y suprayacen, en su gran mayoría, sobre unidades terciarias. Los depósitos cuaternarios constituyen terrazas, conos aluviales, depósitos de pie de monte y rellenos de cauces. Gallardo (1985) diferencia tres unidades formacionales: Formación Calvimonte, Formación Tajamar y Formación La Viña.

Formación Calvimonte (Gallardo, 1985)

Constituye la base del relleno del valle y por lo tanto abarca casi toda su extensión. Está formada por gravas medianas gris oscuras, friables y macizas, con clastos de grauvacas, areniscas y cuarcitas, en matriz areno arcillosa de color castaño amarillento. El mayor desarrollo de esta unidad se da en el subsuelo, variando su granulometría desde gravas con bloques en el occidente del valle, hasta arenas en porción oriental; la matriz varía desde arenosa hasta limo-arcillosa. Aflora al norte del área de estudio en las terrazas que se ubican en las cercanías de la localidad de La Caldera.

Como niveles de correlación se destacan horizontes pedológicos fósiles (paleosuelos) que se encuentran en las terrazas de Campo Quijano (fuera del área de estudio) y los ubicados al norte de La Caldera. Nadir y Chafatinos (1995) establecen un origen asociado a planicies aluviales estabilizadas con depósitos fluviales y presentan perfiles desarrollados del tipo A1, A2, B2t, b3 y C. En las terrazas ubicadas al norte de La Caldera, se ha depositado un banco de toba de 0.4 metros datada por Malamud et al. (1995) en 0.33 ± 0.1 Ma. Las gravas, arenas y fangolitas corresponderían a antiguas bajadas o abanicos aluviales con ápices en las serranías al occidente del actual valle de Lerma. (Gallardo et al., 1999)

Formación Tajamar (Gallardo, 1985)

Se asienta en discordancia sobre la Formación Calvimonte. Los depósitos aluviales del antiguo río Lesser, Medina (1985) y abanico aluvial del antiguo río Wierna que coronan las Lomas de Medeiro serían los equivalentes laterales en facies gravosas y arcillosas de las pelitas lacustres características del centro de la cuenca (Gallardo et al., 1999). En estos sedimentos se encuentra un horizonte pedológico fósil (paleosuelo) caracterizado por presentar el siguiente perfil, según Nadir y Chafatinos (1995): A1, A2, B1, B22, B23, B31, B32 y C.

Cabe destacar que las facies pelíticas y arenosas se depositaron en un cuerpo de agua, y progradando sobre él se desarrolló un importante sistema de conos aluviales, (principalmente desde occidente y norte) vinculados a un frente estructural de gran magnitud ubicado hacia el oeste.

Esta unidad posee un variado e importante contenido fosilífero a partir del cual, Gallardo et al., (1996) proponen un paleoambiente de aguas dulces, neutras a alcalinas, limpias y bien oxigenadas.

Los espesores de esta formación son variables y parciales, ya que fueron fuertemente afectados por la erosión precedente a la depositación de la Formación La Viña y por los procesos de denudación actuales.

El límite con la unidad superior es discordante erosivo a angular de bajo grado.

Formación La Viña (Gallardo, 1985)

Bajo esta denominación se incluyen a todos los depósitos de pie monte y gran parte de los conos aluviales que llegan hasta el valle. Litológicamente presenta una gradación decreciente, desde el ápice de los conos hasta la parte distal de los mismos. Las gravas de los sectores apicales son medianas a gruesas, compuestas por litoclastos de grauvacas, areniscas calcáreas, calizas y rodados de cuarzo, la matriz es arenosa de color castaño. Las porciones medias de los cuerpos están caracterizadas por areniscas medianas cuarzosas, de color castaño pálido.

3.2. GEOLOGÍA LOCAL

Las sierras de Mojotoro conforman el límite oriental del área de estudio, donde se destacan de norte a sur: Cerros Potrerillos, Cochuchal con 1.912 m s.n.m, Los Cedros, Alto los Sauces con 1.994 m s.n.m, Alto del Nogalito, Chachapoyas con 1.520 m s.n.m., San Bernardo y La Candelaria.

El anticlinal de la sierra de Mojotoro, de disposición meridiana, está afectado por fallas que sirven de alivio a la estructura principal (Ferreira, 1997). El núcleo anticlinal está conformado por depósitos del basamento estratigráfico de la región, sobre el que se asientan los Grupos Mesón y Santa Victoria. (Fig.3)

La sierra de Vaqueros y Altos de las Lagunas forman parte de un anticlinal asimétrico, buzante hacia el sur. El núcleo está conformado por la Formación Jesús María y los flancos por el subgrupo Jujuy. Fuera de la zona de estudio, este anticlinal continúa hacia el sur con menor expresión morfológica en las Lomas de Medeiro.

La sierra de Vaqueros es afectada, al occidente, por fallas de naturaleza inversa, buzantes hacia el oeste, las cuales se interpretan como estructuras de alivio a las principales que se presentan en el cordón de Lesser. Una de ellas es la falla de Yacones, de rumbo submeridiano hasta proximidades del río Las Nieves desde donde adquiere rumbo nordeste y pone en contacto las sedimentitas del Ordovícico con las unidades del Grupo Orán.

Viera (1967) infiere la presencia de una falla de carácter local, coincidente aproximadamente con el curso del río La Caldera, la cual en subsuelo pondría en contacto los sedimentos terciarios con las rocas de edad ordovícica de la sierra de Mojotoro.

La Cordillera Oriental argentina es un sistema orográfico dentro del cual se inscribe el valle de Lerma. Las sierras de Lesser y Mojotoro constituyen sus flancos occidental y oriental, respectivamente y son las áreas de aporte de los sedimentos neógenos que rellenan el valle de Lerma. El núcleo de la Cordillera Oriental está conformado por un heterogéneo complejo de rocas metamórficas de bajo grado de edad proterozoica tardía-cámbrica temprana, muy plegadas, afectadas por metamorfismo de bajo a muy bajo grado e intruidas por cuerpos granitoides del Cámbrico inferior. En discordancia

suprayacen sedimentitas cambro-ordovícicas de los grupos Mesón Santa Victoria. Estos son los afloramientos que aportaron material sedimentario al sector norte del valle de Lerma, luego de los levantamientos neógenos.

Fm Puncoviscana s.l. o Complejo Puncoviscana

Se trata de metapelitas y metarenitas que incluyen material volcánico. Aparicio González et al. (2010) describen la petrografía de tres unidades estratigráficas dentro del complejo Puncoviscana: Fm. Chachapoyas (metaareniscas compuestas por cuarzo, plagioclasa ácida, pirita, óxidos de hierro; venas de cuarzo y carbonatos; cloritas en la matriz de las metaareniscas); Fm. Alto de la Sierra (metavaques cuarzosos, líticos y feldespáticos, compuestos por cuarzo, feldespatos (plagioclasa sódica y feldespato potásico tipo ortosa y sanidina, líticos volcánicos alterados, cemento argílico, silíceo y en menor proporción carbonático y ferruginoso, micas blancas, clorita; accesorios turmalina, rutilo, epidoto, circón y opacos). La Fm. Guachos presenta los mismos minerales. Las arcillas predominantes son illita y subordinadamente clorita.

Grupos Mesón Santa Victoria: Cuarcitas y pelitas de plataforma marina.

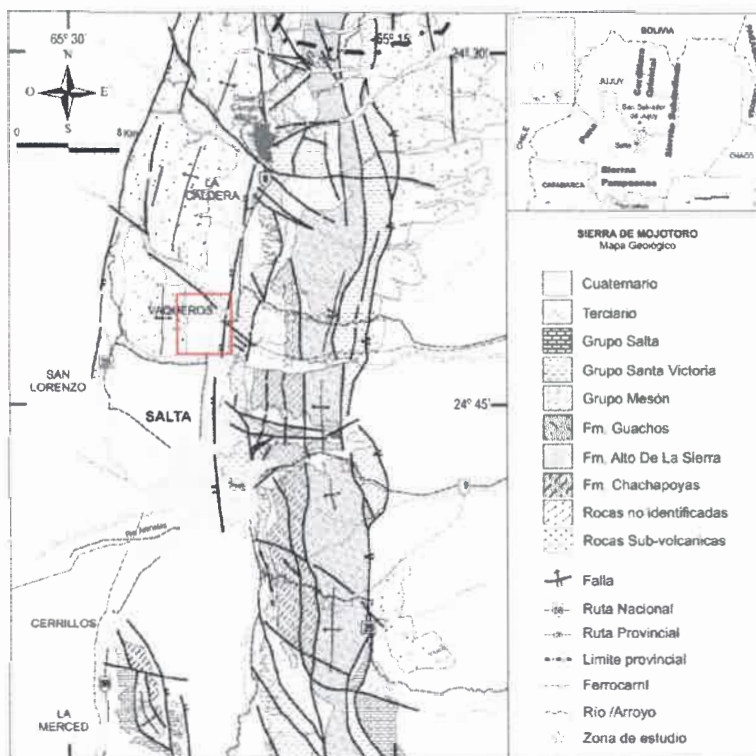


Fig.3. Mapa geológico de la sierra de Mojotoro² (tomado de Aparicio et al. 2010) en rojo el área de estudio.

3.2.1. ESTRATIGRAFÍA LOCAL

Las unidades estratigráficas que afloran en el área de estudio pertenecen al basamento, a los Grupos Mesón, Santa Victoria, Orán y depósitos cuaternarios.

²Se observa la distribución de las diferentes unidades estratigráficas

El basamento está representado por la Formación Puncoviscana. Litológicamente está integrada por pizarras y filitas con intercalaciones de cuarcitas y grauvacas estratificadas en bancos delgados. Se presentan coloraciones verde grisáceas a rojizas y están atravesadas por venillas de cuarzo lechoso de espesor y orientación variable que rellenan diaclasas. Esta unidad aflora hacia el este del área de estudio (Ferreira, 1997).

El Grupo Mesón está representado únicamente por la Formación Chalhualmayoc, la cual aflora sobre la ruta nacional N° 9, en las inmediaciones del muro de contención del dique Campo Alegre. El contacto de esta Formación con las sedimentitas ordovícicas es por falla. Litológicamente está constituida por bancos de cuarcita rosada – morada, de grano fino a mediano muy compacta, con estratificación tabular marcada con abundantes entrecruzamientos.

El Grupo Santa Victoria aflora en el flanco occidental de la sierra de Mojotoro, de las nueve Formaciones que integran este grupo, se encuentran expuestas las Formaciones La Caldera y Floresta, cuyo contacto se define por niveles de coquinas calcáreas de trilobites y braquiópodos que constituyen una guía estratigráfica regional. Los afloramientos son discontinuos y están expuestos a lo largo de la Ruta Nacional N° 9. Litológicamente la Formación La Caldera está constituida por bancos tubulares de arenisca cuarcítica de color amarillento a gris blanquecino, de grano medio a fino, con entrecruzamientos. Intercalan paquetes de lutitas y vaques finas de color verde. La Formación Floresta se caracteriza por la presencia de lutitas limosas y arcillosas, finamente laminadas de color pardo amarillentas y verdosas. En su base intercalan bancos de areniscas de espesor variable que corresponden a la Formación La Caldera (Moya, 1998).

Dentro del Grupo Salta, el Subgrupo Pirgua no tiene registros estratigráficos en la zona de estudio, en tanto, los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara afloran 10 km al oeste en la quebrada de Potrero.

La Formación Jesús María (Subgrupo Metán – Grupo Orán) aflora en la confluencia del arroyo San Alejo con el río Santa Rufina y en el flanco occidental de la sierra de Vaqueros, en las inmediaciones de río Las Nieves. Representada por secuencias monótonas de areniscas finas y medianas e intercalaciones pelíticas limosas y arcillosas de colores pardo-rojizas en estratos gruesos a finos, en los niveles basales intercala abundante yeso epigenético³ y en toda la secuencia se observan nódulos de carbonato de calcio y grietas de desecación. (Iñiguez, 1976 en Hoyos, 2005)

La Formación Piquete (Subgrupo Jujuy) constituye la totalidad de la sierra de Vaqueros, mientras que hacia el noroeste la Formación Guanaco se presenta en contacto con la Formación Jesús María (Subgrupo Metán) a través de fracturas menores – falla de Las Olladas y del Pajonal (Chalabe, 1979).

³ El depósito se formó después de la roca de caja. Un ejemplo sería una mineralización secundaria.

Litológicamente la Formación Piquete está compuesta por secuencias de conglomerados gruesos a finos, rosados a grises pardos, matriz arenosa con estratificación gruesa a mediana, clastos compuestos por areniscas finas grises verdosas, cuarcitas rosadas y pelitas en parte fosilíferas, escasos rodados de rocas metamórficas e ígneas (andesitas) muy alteradas, la disposición de algunos clastos es imbricada y otros de forma caótica. Intercalan areniscas arcillosas pardo rojizas con estratificación mediana y cemento carbonático en algunos bancos (Chalabe, 1979; González, 1993). La Formación Guanaco está constituida por conglomerados finos y areniscas de colores grises con intercalaciones de arenisca limosa y limolita de color pardo rojizo y niveles de toba blanca (Chalabe, 1979).

3.3. GEOMORFOLOGÍA

3.3.1. MARCO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

El valle de Lerma es una depresión elongada de norte a sur enmarcada por relieves positivos producto del ascenso tectónico. Los principales procesos morfogénicos que actúan sobre estos elementos positivos son la erosión fluvial y la remoción en masa. En el vaso del valle predominan las geoformas de acumulación de origen fluvial, producto de la denudación del relieve primario. Se divide en dos ambientes con características geológicas y geomorfológicas distintivas, división dada por el alto de Osma ubicado en inmediaciones del río homónimo. La parte septentrional se caracteriza por un progresivo aluvionamiento, a través de aportes provenientes predominantemente del flanco occidental, y el sector austral se caracteriza por una activa disección por parte del drenaje superficial (Salas, 1978 en Baudino, 1996).

En la Tabla 1se destacan las características de las geoformas reconocidas por varios autores (Salas, 1978; Sastre, 1993; Baudino, 1996).

GEOFORMAS	Características principales
Conos aluviales	Son las formas de acumulación más conspicuas del valle y de amplia distribución. Su génesis está relacionada con el régimen fluvial, caracterizado por crecientes estivales de gran magnitud y elevada capacidad de carga, que disminuye al ingresar al valle como consecuencia de la menor pendiente. En invierno los caudales disminuyen sensiblemente y gran parte de los ríos se insume a poco de ingresar a la depresión. La granulometría de los depósitos disminuye en general, en sentido de la pendiente. Hacia el norte del valle se ubican los conos formados por los ríos Santa Rufina y Wierna, hacia el sur en la latitud de Campo Quijano, sobresale el cono generado por el río Toro – Rosario cuya parte distal alcanza la sierra de Mojotoro

	<p>influenciado en su parte media por los cerros de San Miguel. El río Escoipe se caracteriza por su torrencialidad y elevada capacidad de carga (Igarzabal, 1978) antes de su salida al valle, donde deposita grandes cantidades de sedimentos aluviales generando un importante cono. Además se destaca la presencia de numerosos conos pequeños que conforman el pie de monte del flanco occidental del valle.</p>
<p>Lomas de Medeiro</p>	<p>El sustrato de las lomas es un depósito de grava y arena pobremente estratificado, de unos 70 m de espesor, que representa un abanico aluvial del antiguo río Lesser (Medina 1981, Gallardo et al. 1996). Este depósito apoya con marcada discordancia angular sobre las capas plegadas de la Formación Piquete. La imbricación de los clastos indica paleoflujo hacia el sur y sur-sureste (Georgieff y González Bonorino 2004). El depósito aluvial está cubierto por un banco de loess de unos 3 m de espesor. García et al (2013) describen la evolución morfotectónica de la loma de Medeiro durante los últimos ~ 10 Ma. En esta área, el Plioceno (Formación Piquete) y el Pleistoceno inferior se deforman generando un anticlinal asimétrico con vergencia hacia el este, con plano axial N10 ° E.</p>
<p>Paleocauce del río La Caldera</p>	<p>Durante el Pleistoceno el río La Caldera escurría en forma paralela a la sierra de Mojotoro y continuaba en dirección Sur hasta confluir con el río Arenales, integrando el sistema del río Juramento (Medina, 1981, en Baudino, 1996). Sus rasgos superficiales están muy modificados por la erosión que tuvo lugar tras la captura de la cuenca superior. El cambio de nivel de base produjo una reactivación de los procesos erosivos, principalmente fluviales, que ocasionaron una inversión de la pendiente hasta una distancia de tres kilómetros al Sur de la confluencia con el río Vaqueros. Sobre su superficie se asienta actualmente el sector oriental de la ciudad de Salta Capital. Su existencia ha sido planteada por varios autores (Butrón, 1976; Medina, 1981) y su extensión es definida en base a datos de perforaciones realizadas para la extracción de agua para abastecimiento (Baudino, 1996).</p>
<p>Llanuras aluviales</p>	<p>El valle de Lerma es drenado por importantes cursos de agua como los ríos Wierna, La Caldera, Vaqueros, Lesser, Castellanos, San Lorenzo, Arias y Arenales. Los ríos ubicados en el sector norte del valle poseen un sistema hidrográfico bien desarrollado, con abundante caudal y predominio de la depositación sobre la erosión. Hacia el sur los ríos Arenales y Guachipas originan llanuras aluviales en sus tramos finales, antes de confluir en el embalse Cabra Corral.</p> <p>El río Arenales después de haber elaborado un importante depósito al occidente del</p>

	<p>valle cambia de rumbo y se une al río Arias escurriendo de forma paralela al borde oriental del mismo, condicionado por sus propios acarrees. Esta llanura se caracteriza por meandros y rasgos asociados como lagunas semilunares y albardones, elaborados sobre potentes sedimentos arcillosos cuaternarios.</p> <p>El curso del río Guachipas, si bien no forma meandros, es enlazado; el caudal es regulado por aportes de manantiales existentes en ambos márgenes, lo que atempera el régimen torrencial del río y le otorga características de un río de llanura.</p>
Terrazas aluviales	<p>Los sedimentos aluviales aterrazados son muy frecuentes en el flanco occidental del valle de Lerma. Han sido descritos e interpretados por Salfity (1968 y 1971), que diferencia dos niveles de terrazas, correspondientes a sendos movimientos epirogénicos. En su composición litológica predominan los aglomerados de bloques con matriz areno-arcillosa.</p>
Sedimentos lacustres aterrazados	<p>Estos depósitos son relictos de una sedimentación lacustre ocurrida en el Pleistoceno Superior y corresponden a lo que Gallardo (1985) denomina Formación Tajamar. Varios autores (Ortiz, 1962; Salfity, 1971, Gallardo, 1985) infieren la existencia de un gran lago en el vaso del valle en la misma posición que el actual embalse artificial de Cabra Corral. Durante la permanencia del antiguo cuerpo de agua, se produjo la sedimentación de limos, limos arcillosos y arcillas en secuencias laminares. La desaparición del cierre natural, ya sea por erosión retrocedente o bien por erosión natural en el desborde, generó una reactivación de los procesos erosivos fluviales, que eliminaron gran parte de los sedimentos. Los relictos actuales poseen superficie plana, sobre la que en general se desarrollan suelos pesados, de menor calidad agrológica que el resto de los que cubren el vaso del valle.</p>

Tabla 1. Principales geoformas presentes en el valle de Lerma.

3.3.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

La localidad de Vaqueros se encuentra emplazada sobre sedimentos aluviales aterrazados (Fig.4). Las laderas están cubiertas por una gran masa de escombros denominados argayos, originados de la erosión mecánica, que se deslizan lentamente por las mismas. Durante la época estival se producen grandes aluviones de barro y rocas que dan lugar a la formación de conos de deyección al pie de las sierras. Los ríos que descienden de las cumbres labran profundos surcos que modelan las laderas formando quebradas de perfil muy agudo.

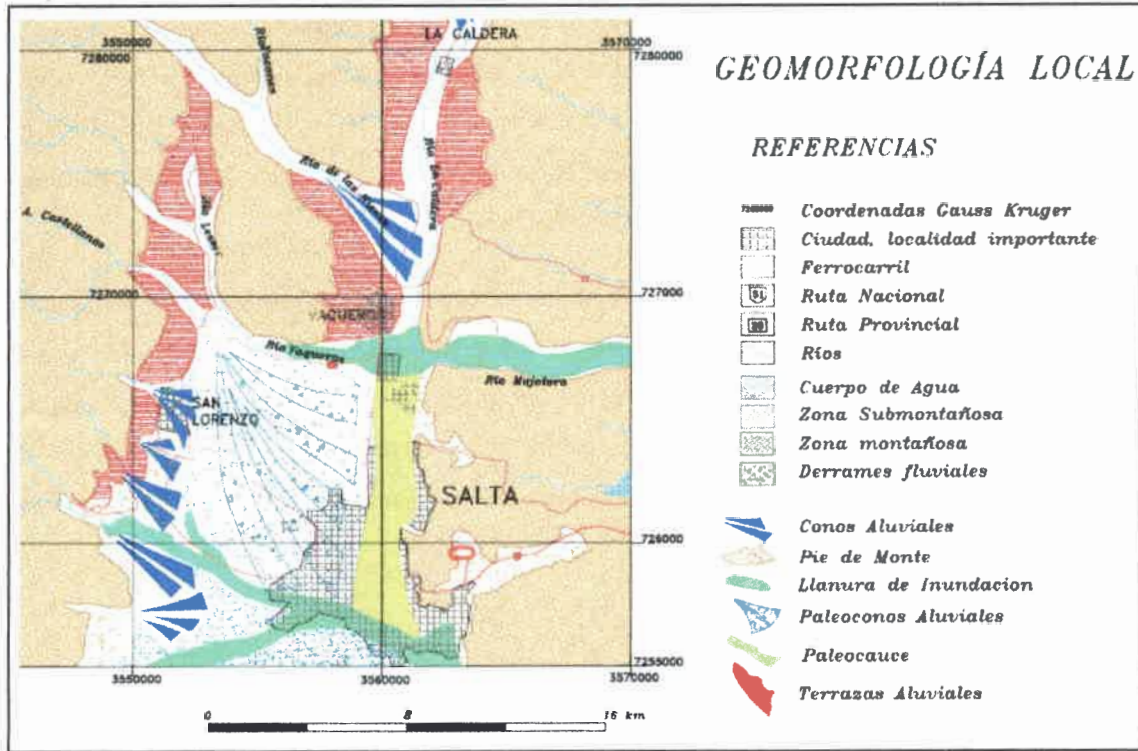


Fig.4. Mapa geomorfológico local, sector norte del valle de Lerma (modificado de Fuertes et al., 2001)

Como podemos observar en la Fig.4 el paleocauce del río La Caldera es una antigua línea de drenaje superficial hacia la cuenca del río Juramento, que quedó infuncional como consecuencia de la captura del río La Caldera por el río Mojotoro. Sobre este cauce abandonado se asienta el sector oriental de la ciudad de Salta Capital, puede reconocerse por diversas evidencias en subsuelo y tiene consecuencias hidrogeológicas relevantes (Butrón, 1976; Baudino, 1997), ya que es el medio de circulación de caudales subterráneos desde el Sistema Acuífero La Caldera hacia los sistemas acuíferos boreales de la ciudad de Salta Capital.

Según Medina (1981), fue hasta comienzos del Cuaternario que el río La Caldera escurría en dirección sur, adosado al pie de la sierra de Mojotoro, por lo que integraba el sistema del río Juramento. Posteriormente, un curso que drenaba el flanco oriental de la sierra de Mojotoro captó al río La Caldera, desviando sus caudales hacia el este.

3.4. USOS DEL TERRITORIO

3.4.1. INTRODUCCIÓN

El crecimiento urbano desordenado y no planificado provoca grandes presiones sobre el ambiente, principalmente sobre el recurso hídrico. El reemplazo significativo de la vegetación por superficies impermeables reduce los coeficientes de intercepción del agua de lluvia por parte del follaje, así como

el promedio anual de evapotranspiración, y provoca alteraciones en los tiempos, tasas y volúmenes de recarga y descarga de los acuíferos subterráneos. El aumento del escurrimiento superficial ocurre como consecuencia de la disminución de la infiltración de los flujos de agua, y facilita las inundaciones y el desplazamiento de aguas contaminadas de fuentes puntuales (efluentes de aguas servidas) y difusas (jardines, cultivos agrícolas, calles) hacia ríos y arroyos.

El sistema más común de disposición de excretas domiciliarias, en las zonas periféricas de las grandes ciudades de América Latina, es el tanque séptico, debido a su bajo costo de construcción y a la imposibilidad de acceder, en muchas zonas, a una red apropiada de eliminación de aguas residuales domésticas. Esta disposición de excretas *in situ* ha sido identificada como una fuente de contaminación de aguas subterráneas, principalmente por microorganismos patógenos y por nitratos (Ureña, 2004).

3.4.1.1. VAQUEROS, SU EVOLUCIÓN A TRAVÉS DEL TIEMPO

Allá por 1920, Vaqueros estaba dividido en tres fincas, aunque sólo una de ellas cubría más de las dos terceras partes de su territorio y daba origen a su nombre. (Fig.5)

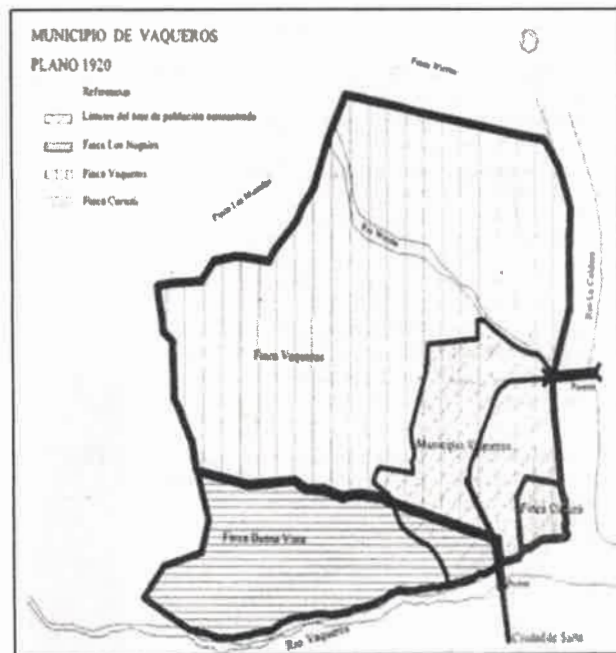


Fig.5. Municipio de Vaqueros en 1920 (“Vaqueros un lugar con historia”, 2007)

Finca Vaquero

La finca principal – en el siglo XIX – pertenecía a la familia Toranzo, se denominaba “Vaquero” y tenía una extensión mayor a los límites actuales del pueblo, cubriendo gran parte del departamento La

Caldera. Desde principios del siglo XX, la propiedad pasa parcialmente por herencia y parcialmente por compra, a Carlos Serrey, abogado y escritor. En esa época una parte de la finca se destinaba principalmente a la ganadería, pero la mayor parte se mantenía improductiva en manos de administradores.

Fincas Curuzú y Buena Vista

De las otras dos fincas que formaban parte de Vaqueros, Buena Vista es un desmembramiento de la finca principal que fue vendida a principios del siglo XX a la familia Urquiza, está localizada sobre los cerros Buena Vista, adyacentes al río Vaqueros.

Sobre la finca Curuzú hay pocos registros de sus primeros propietarios. En los años '30 se vende a nuevos propietarios en parcelas de aproximadamente 7 has. destinadas a la horticultura y la floricultura.

Hacia la década del '60 se producen nuevas subdivisiones de tierra destinadas a la urbanización ubicadas en la zona próxima al río Vaqueros (se trataba de viviendas para las familias que se establecen en Vaqueros para trabajar en la actividad tabacalera) (Fig.6). Otro loteo se ubicó en la zona intermedia de la localidad, entre los dos ríos que la delimitan, se organizó sobre una calle principal que fue dando una nueva configuración a la zona, marcada no sólo por los cultivos de tabaco y hortalizas sino también por estos pequeños barrios independientes de las fincas.

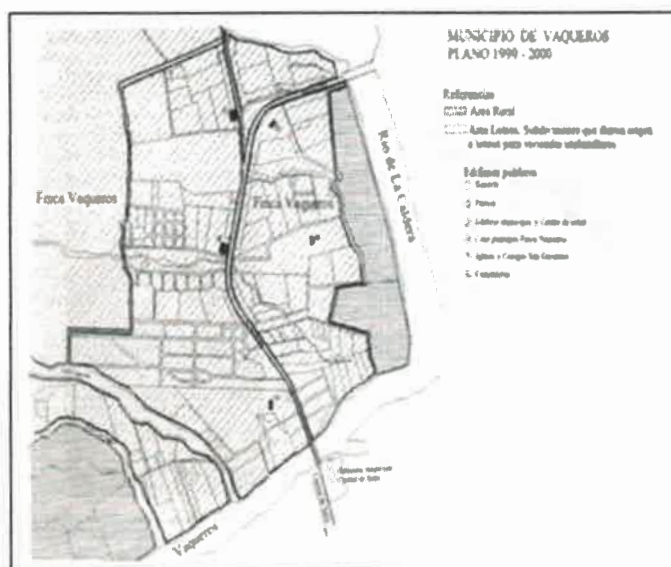


Fig.6. Subdivisiones del municipio destinadas a futuros loteos (*“Vaqueros un lugar con historia”*, 2007)

3.4.1.2. POBLACIÓN URBANA

El incremento de la población en el municipio de Vaqueros ha sido notable en los últimos años, estos “nuevos” habitantes del municipio lo eligieron en principio como lugar de esparcimiento, aunque la mayoría se estableció definitivamente debido a la cercanía con la ciudad de Salta (Fig.7). Como ya mencionamos anteriormente esta presión que ejercen los nuevos habitantes sobre el ambiente, principalmente sobre el recurso hídrico es el puntapié inicial de un proceso de degradación de la calidad del agua, tanto superficial como subterránea, que debe ser controlada.

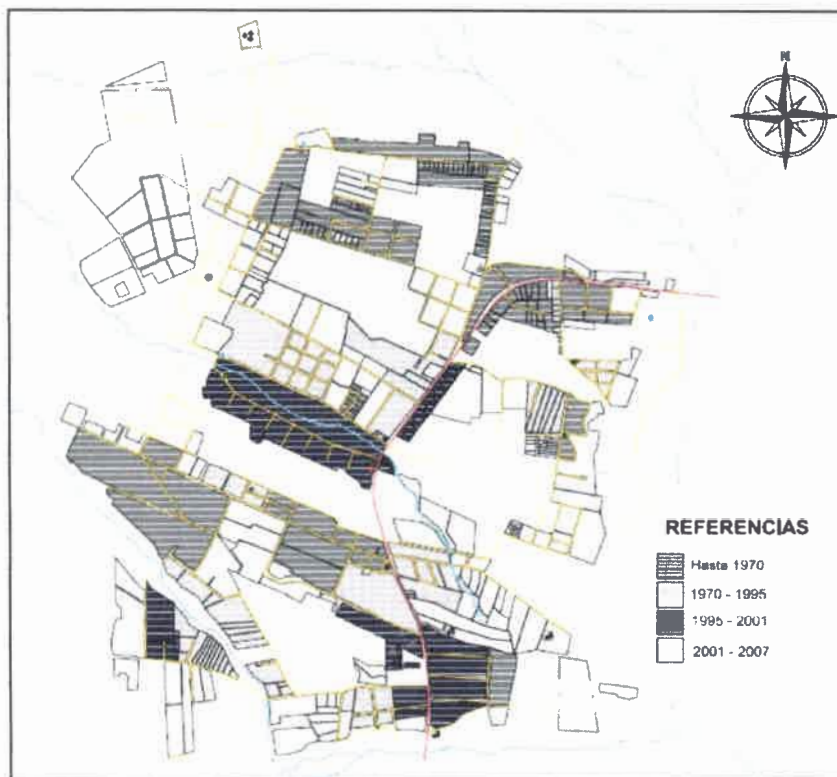


Fig.7. Evolución de la población de Vaqueros (modificado de “Vaqueros un lugar con historia”, 2007)

Las principales oportunidades de desarrollo para el municipio de Vaqueros están vinculadas al crecimiento del turismo local y temporal, pero para lograrlo deberán superar su principal desafío: la contaminación ambiental por la ineficiencia de los sistemas de eliminación de líquidos residuales agrícolas y domésticos.

Otro punto importante a considerar es que el sistema de abastecimiento de agua potable de Vaqueros se realiza a partir de una toma de acequia del río de las Nieves, que alimenta la planta potabilizadora. Dicha planta está diseñada para abastecer a 100 usuarios aproximadamente y en la actualidad superan los 1000 usuarios, esto trae consecuencias en cuanto a la disponibilidad y la calidad del agua para la población.

AGRICULTURA

A principios del siglo XX criollos y migrantes de origen europeo dieron inicio a la producción de hortalizas en tierras arrendadas a la finca Vaquero. La comercializaban los mismos productores trasladándose en jardineras antes que despuntara el día.

Una de las producciones más importantes fue y continúa siendo el tabaco. Esta actividad comenzó a practicarse por la década del '40 y fue un factor que en ese entonces modificó las características de la estructura productiva de la zona.

Actualmente en Vaqueros podemos encontrar una decena de productores hortícolas, la mayoría de los cuales no supera las 2 has. de superficie cultivada. Además también encontramos 3 productores de tabaco, frutilla y uno que utiliza el concepto de permacultura, que hace referencia a sistemas altamente productivos que tiendan a permanecer estables en el tiempo con la menor intervención del hombre. (Fig.8)

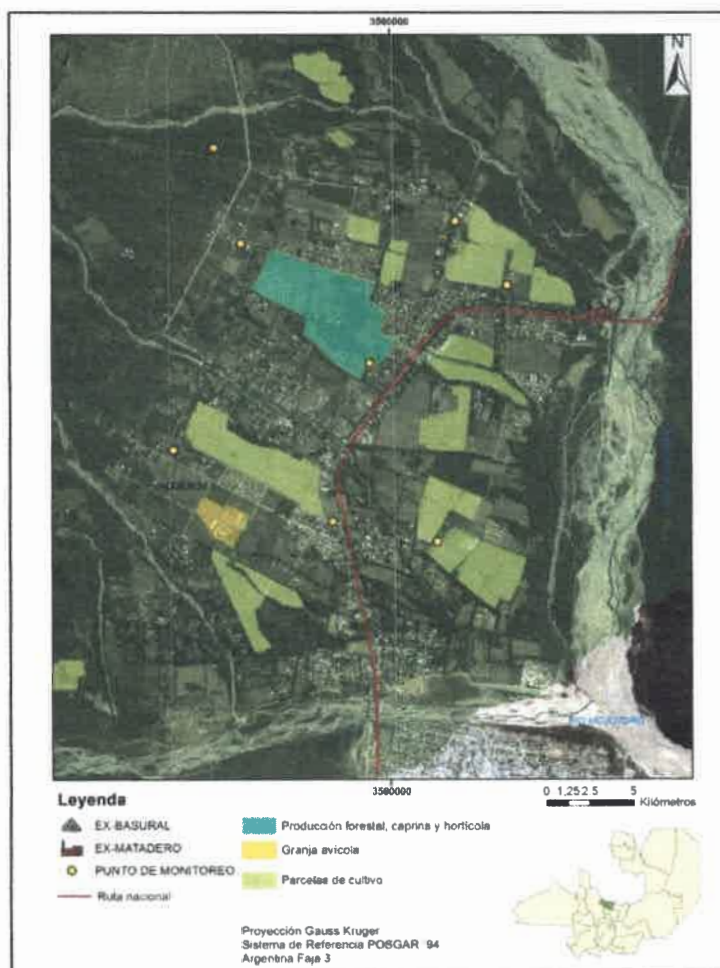


Fig.8. Mapa de uso actual del territorio para la zona estudiada.

SISTEMAS PRODUCTIVOS AGROPECUARIOS QUE UTILIZAN AGUA PARA RIEGO

Tabaco

Utiliza el sistema de riego por gravedad distribuido en surcos, se realiza un riego de ensayo previo al trasplante y otro posterior. Luego de 10 a 15 días se aplican fertilizantes, fungicidas e insecticidas y se procede a un nuevo riego. Los riegos posteriores son a demanda del cultivo y no superan el número de tres, ya que el cultivo se realiza en época estival.

Frutilla

Utiliza el sistema de riego por goteo, dos veces por semana cuando las temperaturas son normales, si se registran temperaturas elevadas se efectúa el riego 1 o 2 veces por día durante 40 minutos. La lámina de riego aplicada por este método se infiltra e irriga directamente la zona de influencia radicular del cultivo; de esta manera se pueden distribuir mejor los fertilizantes, se reduce la presencia de malezas y se hace más eficiente el uso del recurso agua dentro de todo el sistema productivo. Los productos fitosanitarios utilizados en este cultivo son habitualmente Cipermetrina (insecticida), Cercobin (fungicida), Captan (fungicida) alternado con Confidor. Este agrosistema complementa la actividad frutillera con rotación con cereales de invierno (avena y trigo) que luego se utilizan para abonar el suelo con el agregado de hojarasca y guano de gallina. En algunas oportunidades el productor optó por rotar frutilla con hortalizas como maíz para choclo, arveja, zapallo y chaucha.

Hortalizas de estación

Sistemas productivos que requieren permanentemente agua de riego por el carácter de los ciclos cortos de producción y por las características de la producción hortícola. Los riegos son a demanda del cultivo que pueden, en épocas de altas temperaturas, requerir una frecuencia de dos a tres veces por semana con láminas de riego variables.

Otras actividades

Cabe destacar que en Vaqueros también se realizan otras actividades agrícolas, pecuarias y forestales entre las que podemos mencionar las siguientes:

- Sistema productivo dedicado a la producción de huevos frescos (granja avícola).
- Producción caprina (50 cabezas aprox.) destinadas a la producción de leche, quesos, dulce de leche y yogurt.
- Forestación de eucaliptus (3 has.) para postes.

Las producciones de forestales se realizan a secano y las pecuarias ocupan en general aguas de red o pozo, raramente aguas de acequia.

3.4.2. PROBLEMÁTICA VINCULADA AL ACUÍFERO LIBRE

Como ya mencionamos anteriormente el aumento de la población y la expansión urbana del municipio implican un incremento en la demanda del servicio de agua potable y saneamiento. Sin embargo, los sistemas puntuales de eliminación de excretas domiciliarias y los pozos someros (a nivel freático) para la extracción de aguas subterráneas son la solución más rápida con la que cuenta la población para acceder a dichos servicios.

Existen en Vaqueros, diversas fuentes de agua de consumo (Fig.9), la mayor parte de la población (91,4%) se abastece de agua de red provista por la empresa Aguas del Norte, que utiliza 2 plantas potabilizadoras y un pozo de 100 metros de profundidad para tal fin. El resto utiliza acequias y pozos; (35 viviendas utilizan agua de acequia para consumo y 93 viviendas tienen pozos someros que proveen de agua para consumo), éstos últimos no sobrepasan los 20 metros de profundidad y explotan los niveles más superficiales del acuífero libre. (Rodríguez Álvarez, 2015).

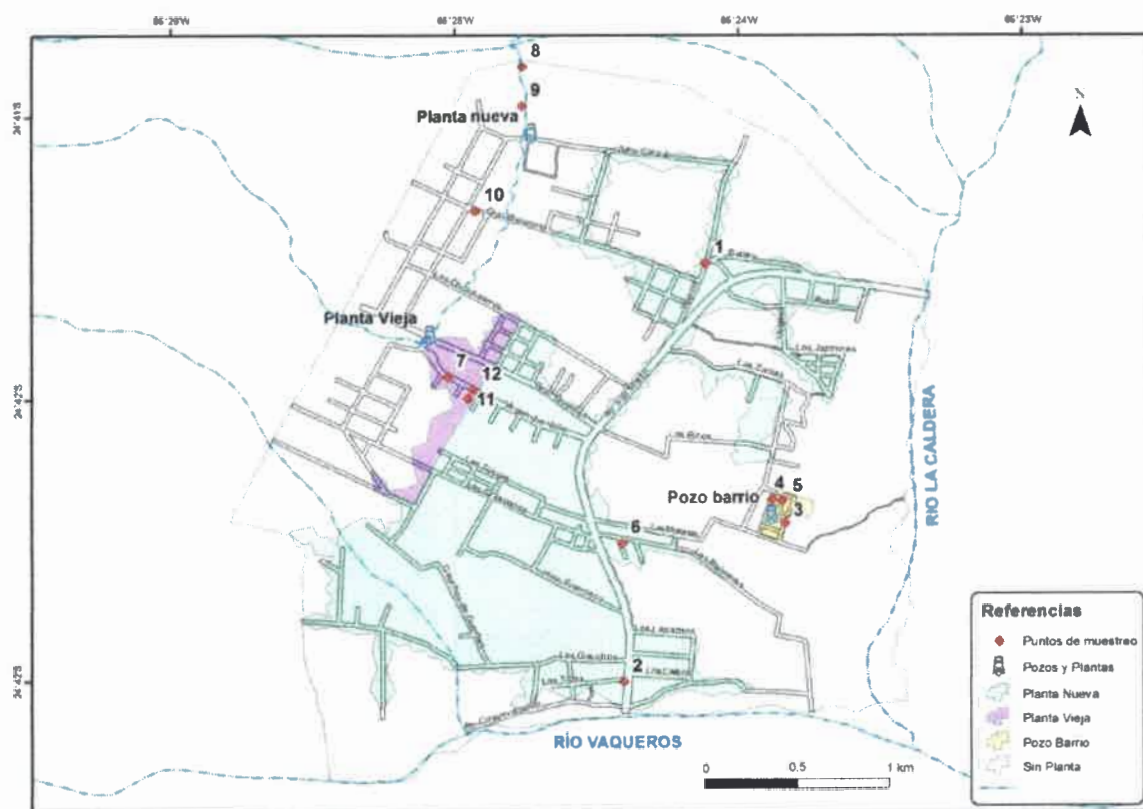


Fig.9. Mapa de ubicación de Plantas y Pozo Barrio. En colores (verde, morado, amarillo y blanco) se indican zonas de influencia (tomado de Rodríguez Álvarez, 2015)

Las descargas de aguas contaminadas de origen doméstico y agrícola en los cuerpos de agua superficiales y la infiltración a los acuíferos, han venido degradando la calidad de las aguas utilizadas

por la población para cubrir sus necesidades, por lo que se necesita que el agua sea sometida a estrictos tratamientos de purificación antes de ser consumida.

La encuesta domiciliaria realizada en ésta investigación permitió conocer el grado de accesibilidad al recurso hídrico y la percepción de la población de la calidad del agua con la que cuenta en su hogar.

Entre los principales resultados obtenidos podemos observar que dos tercios de los hogares encuestados (68%) tiene conexión a la red pública de agua, el 23% carece de esta conexión pero cuenta con un pozo domiciliario, 4,6% utiliza agua de acequias y 1,5 % de otras fuentes (Fig.10). En más de la mitad (>50%) de los hogares se realiza algún tratamiento al agua de bebida independientemente de su procedencia, un 48% de este total hierva el agua, un 28% utiliza filtros comerciales, un 19% utiliza cloro o lavandina y un mínimo porcentaje (5%) usa pastillas potabilizadoras como tratamiento. (Fig.11)

En cuanto al sistema de eliminación de excretas domiciliarias, los sistemas utilizados a tal fin son: pozos ciegos o “pozo negro” (43%), que no proveen ningún tratamiento y deben ser vaciados periódicamente, cámaras sépticas (53%), que proveen un mínimo tratamiento y únicamente pueden verterse por medio de infiltración, y finalmente el 4% de los entrevistados manifestó utilizar otro tipo de sistema como biodigestores o zanjas de filtrado (Fig.12).

El 20% de la población evaluada manifestó haber padecido diarrea o dolor estomacal por el consumo del agua sin tratar (Fig.13). Más de la mitad de la población estudiada (60%) calificó como Buena la calidad del agua disponible en el hogar independientemente de su procedencia (Fig.14)

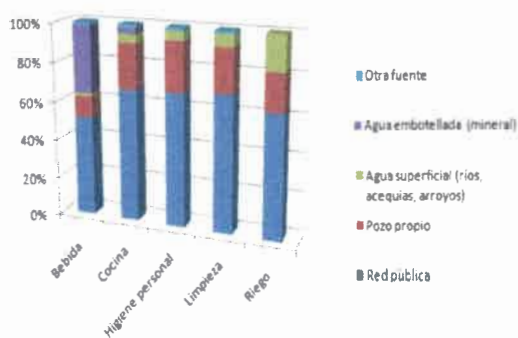


Fig. 10. Fuentes de agua según distintos usos

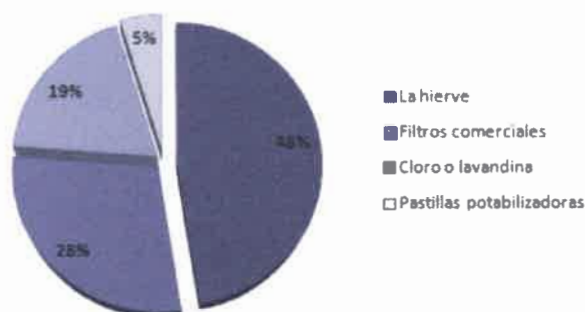


Fig. 11. Tratamientos domésticos aplicados al agua de consumo

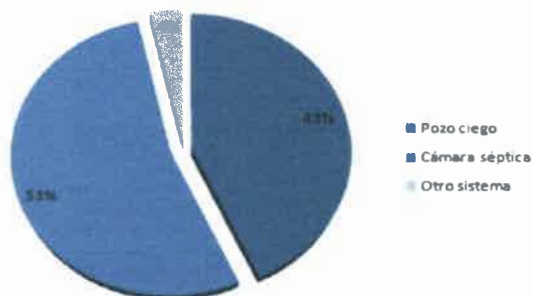


Fig.12. Sistemas de tratamiento de excretas domiciliarias

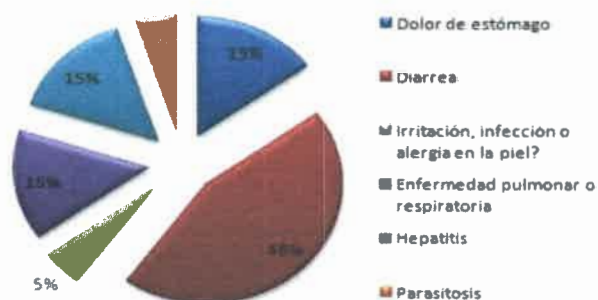


Fig.13. Antecedentes de enfermedades hídricas

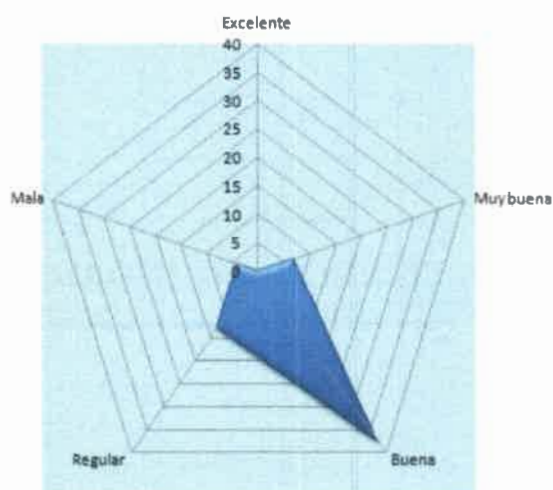


Fig.14. Percepción de la calidad del agua en el hogar

El acceso a fuentes de agua segura y la falta de gestión de sistemas de eliminación de excretas, son los principales problemas de la zona, debido a una expansión acelerada de la población que constituye una fuente de exposición potencial a contaminantes perjudiciales para la salud.

Si bien la población tiene una percepción de **Buena** calidad del agua disponible en el hogar, estudios recientes demostraron la existencia de contaminación microbiológica en la totalidad de los pozos domiciliarios, además de corroborar la ineficiencia en la cloración del agua de red, estos resultados sugieren un detrimento de la calidad del agua disponible para consumo humano (Rodríguez et al, 2013).



4. EL RECURSO HÍDRICO

4.1. HIDROMETEOROLOGÍA

4.1.1. ASPECTOS CLIMÁTICOS REGIONALES

El clima de una región está definido no sólo por la temperatura y la humedad, existen otros factores como la influencia de las masas de aire, la latitud, la geografía del terreno, condiciones que nos permiten caracterizar y clasificar climáticamente una región. Los sistemas béricos tienen una influencia notable, definiendo entre otras cosas, el régimen de precipitación, y en consecuencia el tipo climático de una región.

4.1.1.1. EL CLIMA TIPO MONZÓNICO DEL NOROESTE ARGENTINO

Los sistemas béricos más importantes que inciden en el norte del país, son los anticiclones del Pacífico y del Atlántico, ubicados próximos a los trópicos, que emiten vientos hacia el continente sudamericano. La influencia del anticiclón del Pacífico sobre las tierras bajas, al este de los Andes, se ve disminuida por la gran altura de la cordillera. En cambio, el anticiclón del Atlántico influye notablemente sobre el clima del país.

En el Noroeste Argentino (NOA), durante el verano, se manifiesta una acción concurrente de las bajas presiones estacionales con los procesos orográficos zonales. Se instala sobre la región un centro de baja presión llamado “baja térmica” que se forma sobre la llanura chaqueña vecina a la Cordillera de los Andes y que se extiende desde los Llanos de La Rioja hasta el Chaco Salteño, coincidiendo con la llamada “lengua de calor” determinada por la isoterma de 48° C de temperatura máxima absoluta. Los frentes fríos que recorren el país hacia el norte, producen las precipitaciones que caracterizan el período cálido del año.

Las intensas precipitaciones que se producen sobre el flanco oriental de los Andes del norte de Argentina son frecuentemente asociadas a una intensificación del anticiclón en altura y su corrimiento hacia el sur, junto con corrientes de chorro que se producen en niveles bajos de la atmósfera en las cercanías de sistemas de tormenta intensos. Estos fenómenos meteorológicos suelen tener consecuencias catastróficas, como el alud de Tartagal ocurrido el 9 de febrero de 2009 (Bianchi & Cravero, 2010).

En el invierno el anticiclón Atlántico se extiende sobre el continente uniéndose con el correspondiente centro de acción del Pacífico. El resultado es una supresión de los procesos convectivos y, en consecuencia, de las lluvias que son prácticamente inexistentes en esa época del año.

4.1.1.2. REGIONES, PAISAJE Y RELIEVE

Tres regiones bien diferenciadas pueden determinarse en el Noroeste Argentino: los Andes, las Sierras y el Chaco Occidental. El área de estudio está comprendida íntegramente en región de las Sierras.

La parte norte de esta región se caracteriza por la presencia de las Sierras Subandinas, mucho más bajas que las Pampeanas, con una altitud del orden de los 2000 m. No ofrecen frentes de notable continuidad ya que son atravesadas por importantes cursos de agua cuyas cuencas superiores se encuentran adosadas al flanco este de la Puna. Ejercen sin embargo un importante efecto sobre el clima determinando también paisajes selváticos y áridos alternativamente. Aquí se destacan los valles de Lerma y de Jujuy con una altura entre 1000 y 1300 m, situados a menor altura y por ello con características más tropicales se encuentran los valles de Siancas, del río San Francisco y del río Bermejo. El piedemonte oriental y una estrecha faja de la vecina llanura también llamado Umbral al Chaco, se consideran integrantes de las Sierras por gozar del efecto benéfico producido por los parámetros ambientales de la orografía andina.

4.1.2. ASPECTOS CLIMÁTICOS LOCALES

El Noroeste Argentino se caracteriza por una distribución irregular de las precipitaciones debido a un marcado componente orográfico regional (Fig.15). La orografía influye, al mismo tiempo, sobre la precipitación total anual y su distribución espacial. El fuerte relieve andino y las cadenas antepuestas de las sierras Subandinas y Pampeanas, al originar células de convección orográfica, ejercen un importante efecto sobre el clima de la región y en especial sobre las precipitaciones. El valle de Lerma se encuentra rodeado en toda su periferia por altas montañas. Sólo en su parte noreste las alturas son menores y se encuentran valles transversales como la quebrada de Mojotoro que permiten la entrada de vientos, los que finalmente descargan sobre el alto contrafuerte occidental del valle.

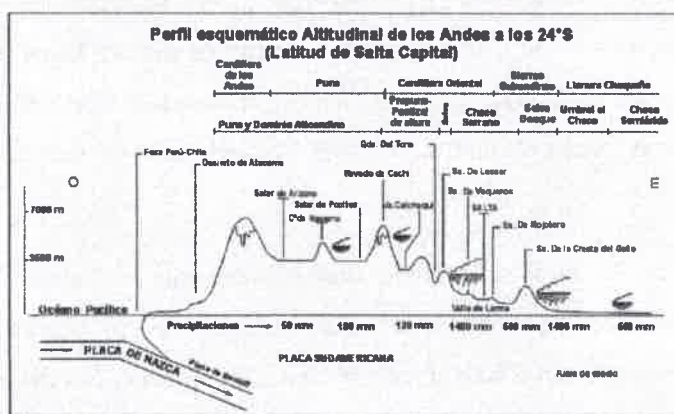


Fig. 15. Distribución de las precipitaciones, fuertemente condicionada por el relieve, y de los biomas que en gran medida son determinados por ella. Corte paralelo a la altura de Salta (Bianchi, 1975)

4.1.2.1. LLUVIAS OROGRÁFICAS

El aire que enfrenta una cadena montañosa se ve forzado a ascender para franquear el obstáculo, al elevarse se enfría por expansión (enfriamiento adiabático), reduciéndose su capacidad para contener vapor de agua. Comienza éste a condensarse, formándose las nubes que producen las precipitaciones sobre las laderas montañosas y el vecino piedemonte. Las cadenas montañosas pueden provocar inestabilidad condicional o convectiva por obligar al aire a un movimiento ascendente o por el calentamiento desigual de las laderas y tierras bajas circundantes. También pueden aumentar la precipitación frontal al impedir el libre recorrido del sistema depresionario y causar convergencia y elevación por el efecto de embudo que ejercen los valles sobre las corrientes de aire. (Bianchi, 1975)

4.1.3. ANÁLISIS DE DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Se recopiló la información de estaciones meteorológicas oficiales ubicadas dentro y/o cerca del área de estudio, se analizó la variabilidad interanual de las precipitaciones y se realizó un histograma de precipitación mensual (Fig.16) de los años 1980 a 2014 (Aero-Salta) para observar la estacionalidad de las precipitaciones del norte del Valle de Lerma, en dicho gráfico se visualiza la concentración de las lluvias en los meses de noviembre, diciembre, enero, febrero, marzo y abril, correspondiendo el 66% a los meses de diciembre, enero y febrero.

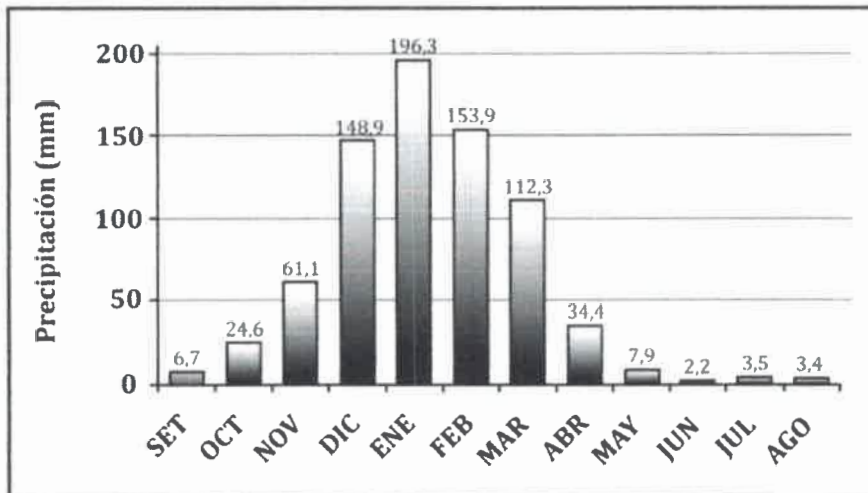


Fig.16. Precipitación media mensual del periodo 1980-2014 (mm) en el norte del Valle de Lerma, realizado con el registro de datos del Servicio Meteorológico Nacional, estación Aero-Salta

Además, se analizó la variabilidad de los periodos secos y húmedos entre los años 2010 y 2015, durante los cuales se realizó la presente investigación. Se elaboraron gráficos de barras con los datos de precipitación media del período correspondiente (seco: mayo a octubre, húmedo noviembre a abril). Gráficamente podemos observar que los inviernos más secos se registraron entre los años 2010 y 2012 siendo este último el período de mayor sequía (con un promedio de 9,8 mm), contrariamente a los

ocurrido en los años 2013 y 2014 (>60mm) en los que se registraron precipitaciones por encima de las medias estacionales. Para los períodos húmedos también fueron los años 2011 y 2012 los que registraron las mayores precipitaciones. (Fig.17)

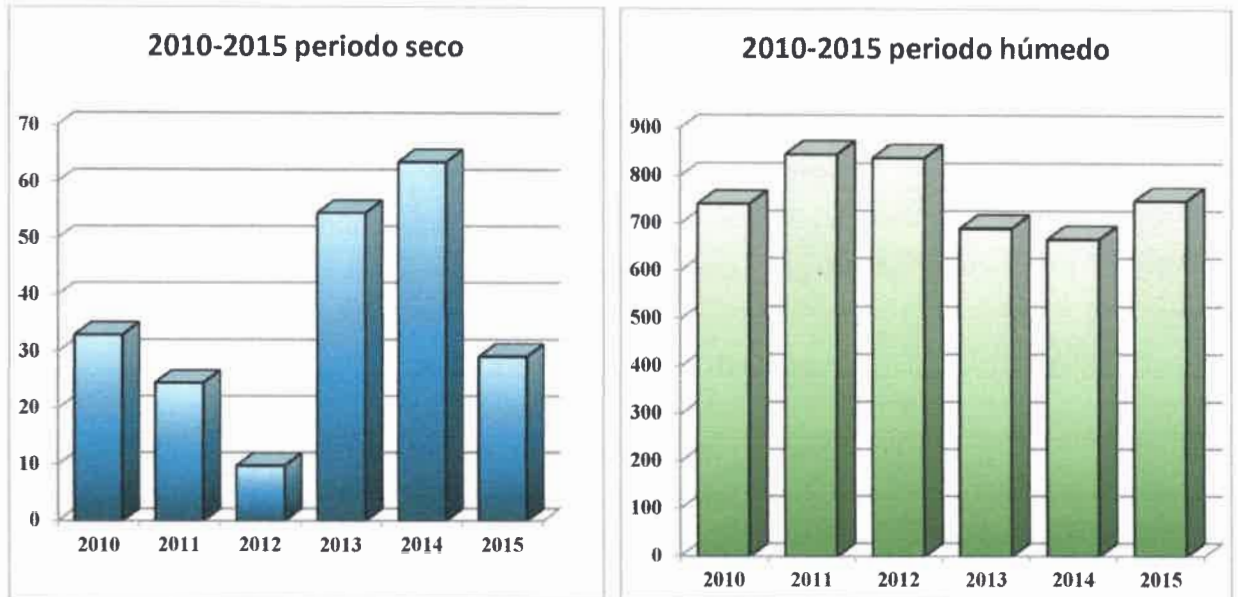


Fig.17. Variación estacional de las precipitaciones

Se analizó la consistencia de las series con el “Análisis de Doble Masa” y finalmente se rellenó la serie de la EMA Vaqueros por regresión lineal para los períodos correspondientes al monitoreo. Las características de las estaciones meteorológicas analizadas se observan en la Tabla 2 y su ubicación en la Fig.18.

Estación	X	Y	Altitud msnm	Propiedad	Periodo de registro
JUJUY AERO	3596494,56	7320873,97	905	SMN	1980 - 2012
JUJUY U N	3590491,41	7335314,18	1302	SMN	1980 - 2012
SALTA AERO	3552221,15	7252428,38	1221	SMN	1980 - 2012
EMA VAQUEROS	3559622,79	7270215,63	1305	INTA	2006 - 2011
EMA CERRILLOS	3553448,82	7247549,54	1240	INTA	1991 - 2012

Tabla 2. Listado de estaciones meteorológicas oficiales analizadas.

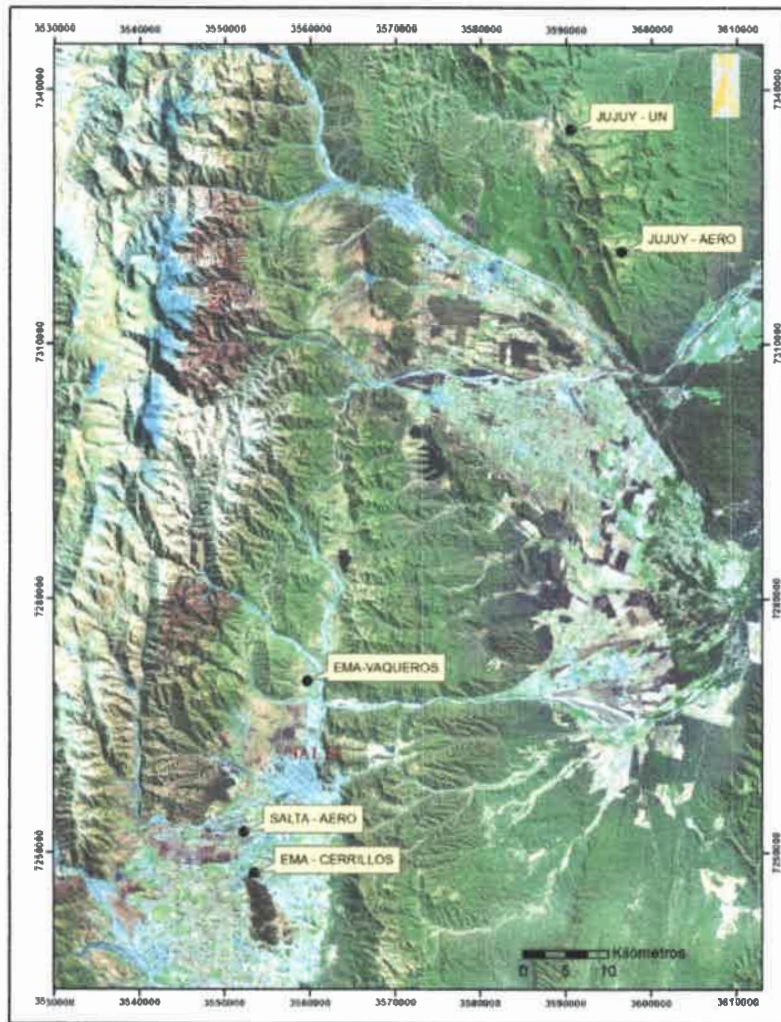


Fig. 18. Ubicación de estaciones meteorológicas oficiales.

4.1.3.1. ANÁLISIS DE DOBLE MASA

Se seleccionaron como BASE las estaciones SALTA – AERO perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional y EMA – Cerrillos perteneciente al INTA, para el análisis de doble masa ya que son las estaciones oficiales más próximas a la EMA Vaqueros que tienen un periodo de registro considerable. Las estaciones de Jujuy se descartaron debido a que se encuentran fuera del valle y la influencia orográfica es muy importante en las precipitaciones de la zona.

Se realizó el contraste de ambas estaciones, representando en sistemas de coordenadas cartesianas XY los pares de puntos, para el período 1991 - 2012, definidos por las acumulaciones sucesivas de las precipitaciones mensuales expresadas en mm. Esto permitió observar una alta correspondencia entre las estaciones contrastadas ($R= 0,99995$) y en general alta consistencia de todas las series de datos (Fig. 19).

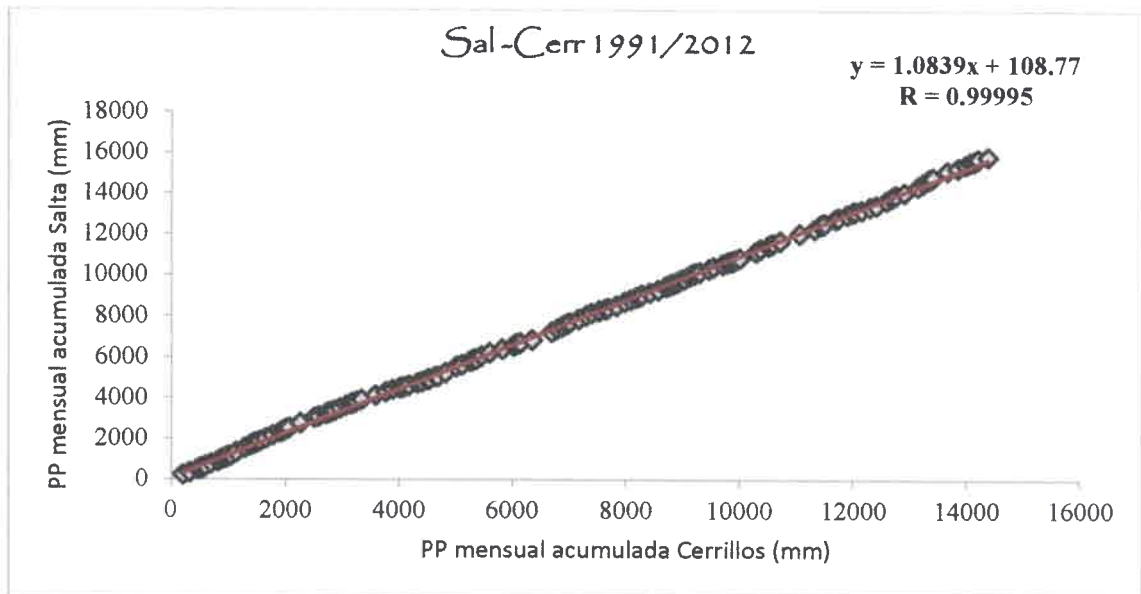


Fig.19. Contraste Salta – Cerrillos.

Asimismo, se contrastó el promedio de las estaciones BASE con la EMA – Vaqueros para el período de registro de la misma, y se obtuvo una correspondencia levemente menor con un R de 0,9957 (Fig.20).

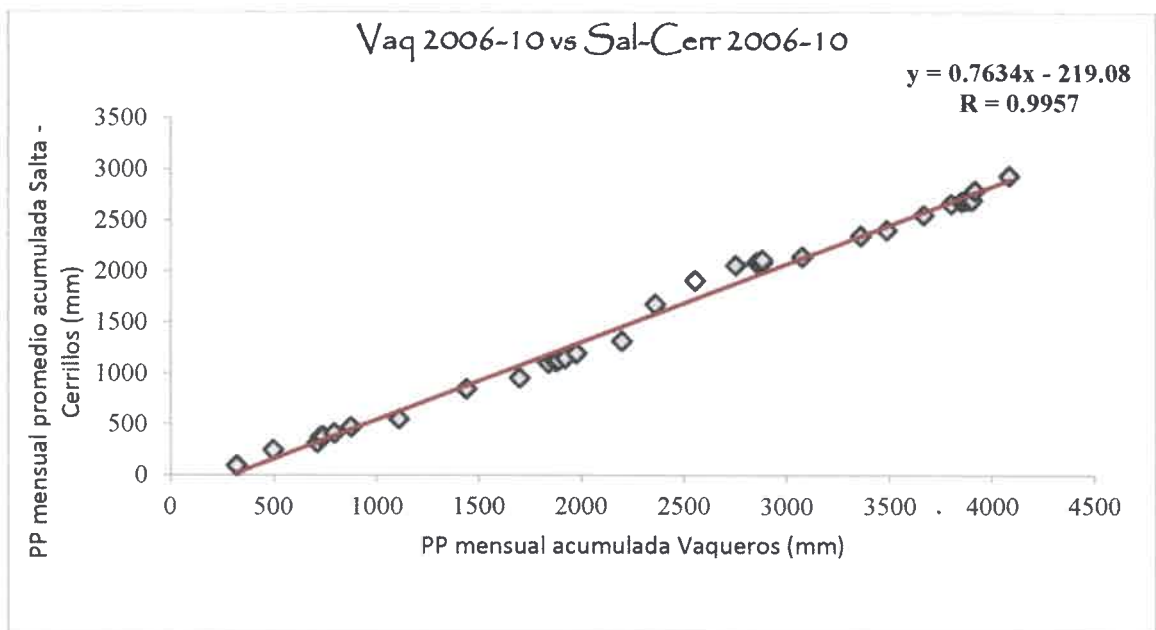


Fig.20. Contraste Vaqueros – Salta/Cerrillos

RELLENADO DE DATOS DE PRECIPITACIÓN

Existen numerosos métodos multivariados para rellenar los datos de una serie de una cierta variable meteorológica medida en una estación, series de la misma variable, pero medida en diferentes sitios. Todos los métodos se basan en el estudio de las correlaciones lineales (correlación de Pearson)

individuales entre las series. El algoritmo que se aplica para el rellenado es muy variado, así como el número de series que se utilizan.

En este caso se optó por utilizar el Criterio de la correlación lineal. Este método consiste en el cálculo de los valores inexistentes por el ajuste, a través del método de los mínimos cuadrados, de una recta de regresión lineal del tipo $y = a \cdot x + b$; entre dos estaciones: una incompleta, cuya serie es la variable dependiente (y), en nuestro caso la EMA Vaqueros y otra completa que proporciona la variable independiente (x) de la cual depende la anterior; por la consistencia obtenida del análisis de doble masa es posible utilizar indistintamente la serie de la estación SALTA Aero o EMA Cerrillos. La base teórica del cálculo admite como hipótesis de partida que entre las dos series a comparar existe una correlación apreciable, de tal modo que las variaciones que se producen en ambas son similares. Esto quiere decir que la estación que se utiliza de referencia presenta un coeficiente de correlación lineal lo más cercano posible al valor 1. El coeficiente de correlación lineal que se calcula es el de Pearson. Para calcularlo, previamente se normalizaron las series mensualmente.

Para que el ajuste sea correcto se deben cumplir requisitos tales como; (Fernández García, 1995):

a) La existencia de un número de años comunes en ambas series. Según el autor el número de años mínimos en la serie a completar oscila entre 5 y 15 años; pero cuantos más años con datos en común tengan ambas series, más creíble será la correlación encontrada entre ambas series. En nuestro caso contamos con una serie de 6 años comunes a ambas estaciones.

b) La proximidad geográfica de las estaciones es necesaria, pero no suficiente, debido a las modificaciones que pueden introducir los factores climáticos locales. Por lo tanto es necesario que las dos estaciones presenten rasgos climáticos similares, además de la correlación entre sitios.

Una vez completados los datos mensuales para la serie de la EMA Vaqueros, se realizó un ANOVA en Bloques completos al azar, considerando como bloques cada año de la serie, a fin de determinar si existen diferencias estadísticamente significativas entre las series de las tres estaciones. Entonces, la hipótesis nula establece que no existe diferencias estadísticamente significativas entre la precipitación media de cada estación, en tanto la hipótesis alternativa versa que la media de precipitación de alguna de las estaciones es diferente.

Para realizar este análisis se utilizó el programa InfoStat, y se obtuvieron los resultados de la Tabla 3. Como se puede observar en el cuadro de análisis de la varianza no existen diferencias estadísticamente significativas entre sitios (estaciones) ni entre años, por lo que no se rechaza la hipótesis nula.

Análisis de la varianza

Variable	N	R ²	R ² Aj	CV
PP	216	0.03	0.00	130.85

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo	50966.61	7	7266.66	0.82	0.5698
SITIO	22710.68	2	11355.34	1.28	0.2789
AÑO	28155.93	5	5631.19	0.64	0.6716
Error	1838279.41	208	8837.88		
Total	1889146.02	215			

Test: Tukey Alfa=0.05 DMS=37.33686

Error: 8837.8818 gl: 208

SITIO	Medias	n	E.E.
CERRILLOS	60.72	72	11.08 A
SALTA	69.35	72	11.08 A
VAQUEROS	85.46	72	11.08 A

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p <= 0.05$)

Tabla 3. ANOVA estaciones pluviométricas

4.1.3.2. ESTIMACIÓN DE BALANCE HÍDRICO

La zona de estudio carece de datos suficientes para poder realizar un balance hidrológico global, solo se cuenta con series climáticas no homogéneas de precipitación, datos históricos de aforos de ríos y datos indirectos de infiltración y evapotranspiración real. El Instituto de Aguas Subterráneas para Latinoamérica (INASLA) en su proyecto “Hidrogeología del sistema acuífero La Caldera - HIDROCALDERA” estimó el superávit hídrico definido por el excedente de la lámina de agua precipitada en una cuenca respecto a la evapotranspiración real que ocurre sobre esa misma superficie. Este valor que brinda una idea general de la cantidad de agua de lluvia que aporta al escurrimiento e infiltración, y esta última a su vez representa a los recursos hídricos disponibles para recarga del sistema Acuífero.

Las siguientes tablas (Tabla 4, Tabla 5, Fig.21) resumen los resultados obtenidos en el proyecto HIDROCALDERA, en las cuales los volúmenes medios anuales precipitados, evapotranspirados y de superávit hídrico para cada subcuenca se calcularon mediante programas de computación.

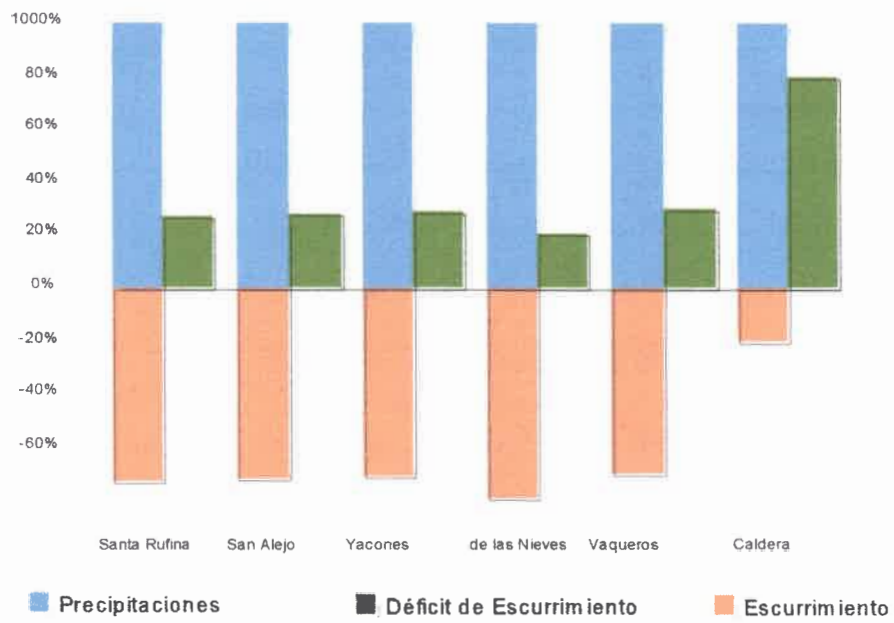
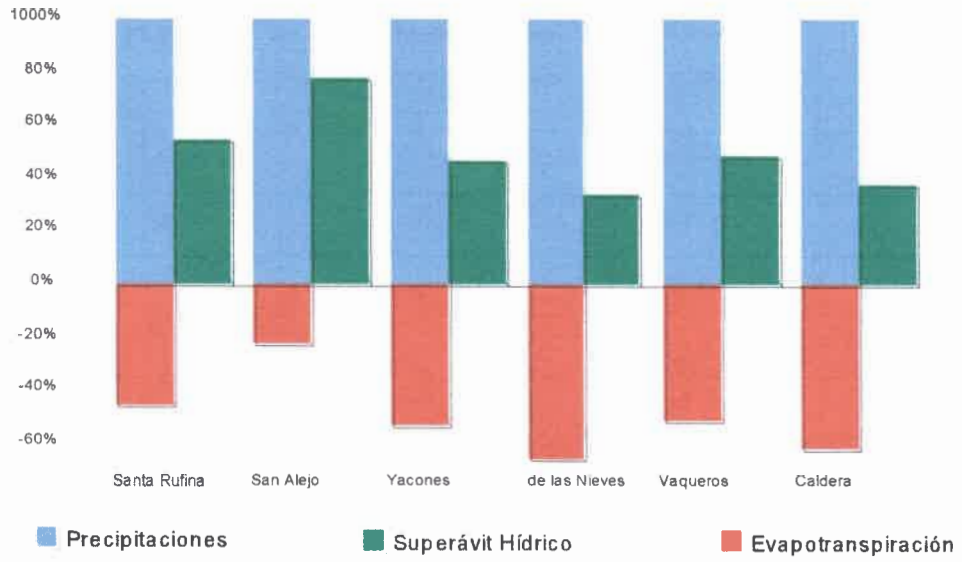
Cuenca o Subcuenca	Superficie km ²	Precipitaciones		Evapotranspiración		Superávit Hídrico	
		Vol. Medio Anual hm ³	Lámina (mm)	Vol. Medio Anual hm ³	Lámina (mm)	Vol. Medio Anual hm ³	Lámina (mm)
Mojotoro	859	810	943	440	512	370	431
Santa Rufina	88	116	1318	53	602	63	716
San Alejo	31	82	2645	18	581	64	2065
Yacones	50	54	1080	29	580	25	500
de las Nieves	299	196	656	130	435	66	221
Vaqueros	121	135	1116	69	570	66	545
Caldera	270	227	841	141	522	86	319

Tabla 4. Cálculo del Superávit Hídrico (Tomado de proyecto HIDROCALDERA)

La recarga principal del Sistema Acuífero, depende del caudal de escurrimiento superficial en la zona periférica del valle. El volumen medio anual escurrido calculado para la Subcuenca Vaqueros es de 94,5 hm³.

Cuenca o Subcuenca	Superficie km ²	Escurremieno Superficial				Precipitaciones		Precipitación-Escurremieno (Déficit de Escurremieno)		
		Período Años	Q Medio Anual m ³ /s *	Vol. Medio Anual hm ³ *	Lámina (mm)	Qe m ³ /s/km ²	Vol. Medio Anual hm ³	Lámina (mm)	Vol. Medio Anual hm ³	Lámina (mm)
Mojotoro	859	42-85	15,2	480	559	0,0177	810	943	330	384
Santa Rufina	88	44-55	2,68	84,6	961	0,0305	116	1318	31,4	357
San Alejo	31	44-55	1,87	59,1	1906	0,0603	82	2645	22,9	739
Yacones	50	47-61	1,22	38,6	772	0,0244	54	1080	15,4	308
de las Nieves	299	47-61	4,95	156	522	0,0166	196	656	40	134
Vaqueros	121	-----	3,07	94,5	781	0,0244	135	1116	40,5	335
Caldera	270	-----	1,4	47,2	175	0,005	227	841	179,8	666

Tabla 5. Balance hidrológico con datos históricos de las estaciones de aforo de la zona



	Mojotoro	Santa Rufina	San Alejo	Yacones	de las Nieves	Vaqueros	Caldera
Precipitación (m m/a)	943	1318	2645	1080	656	1116	841
Evapotranspiración (m m/a)	512	602	581	580	435	570	522
Superávit Hídrico (m m/a)	431	716	2065	500	221	545	319
Déficit de Escurrimiento (m m/a)	384	357	739	308	134	335	666
Escorrimento (m m/a)	559	961	1906	772	522	781	175

Fig 21. Balance hídrico proyecto HIDROCALDERA.

4.2. HIDROGRAFÍA

4.2.1. ASPECTOS REGIONALES

La hidrografía del Valle de Lerma está controlada por la disposición meridiana de los cordones montañosos mayores, la pendiente regional y la estacionalidad de las lluvias y deshielos en las altas cumbres del oeste. Las crecientes se producen entre los meses de enero a marzo. Los arroyos montañosos se caracterizan por ser cursos de recorrido encajonado, con elevada capacidad erosiva y de arrastre de materiales en la época lluviosa.

Los caudales mínimos se registran entre los meses de abril a septiembre, consecuentemente con las épocas invernales. El caudal de estiaje se debe principalmente a la regulación que ofrecen los reservorios geológicos de aguas subterráneas y en menor medida a aportes de derretimiento de las nieves en las nacientes de los tributarios principales (Panzeri, 2000), como es el caso de los ríos Toro, Potrero y La Caldera cuyas nacientes se ubican a más de 5000 metros de altura. En períodos de estiaje, gran parte de los caudales de los ríos se insumen al ingresar al vaso del valle contribuyendo a la recarga del acuífero (Baumgartner y Cozzi, 1998).

En el valle de Lerma se identifican dos sistemas hidrográficos principales: la cuenca del río Bermejo y la cuenca del río Juramento. El primero corresponde al sistema del río Paraguay, mientras que el río Juramento se integra al sistema del río Salado, ambos pertenecientes al gran sistema Paraná-Plata. (Fig.22)

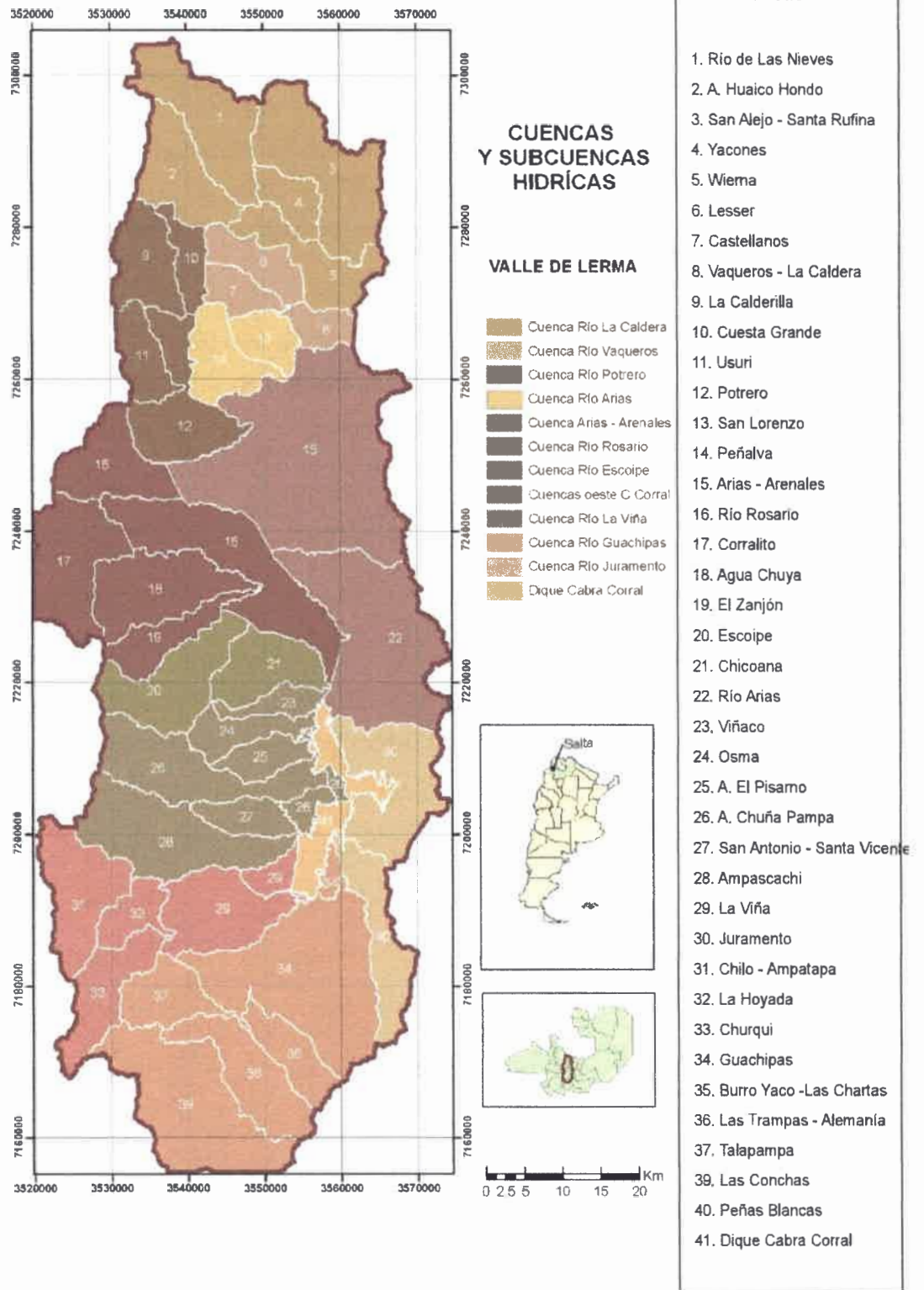


Fig 22. Cuencas y subcuencas del sistema hídrico del Valle de Lerma. (tomado de Belmonte, 2009)

4.2.2. ASPECTOS LOCALES

La zona de estudio tiene como protagonista al tributario principal de la cuenca del Río Bermejo que es el río Mojotoro. El mismo se forma en la confluencia de los ríos La Caldera y Vaqueros. El río La Caldera drena las aguas del dique Campo Alegre y recibe como afluentes los ríos Santa Rufina, San Alejo y Wierna (conformado por los aportes de sus tributarios Yacones y Las Nieves). El río Vaqueros se forma en la unión de los ríos Lesser y Castellanos que siguiendo rumbo oeste-este alimenta al río Mojotoro. Finalmente, éste atraviesa la sierra homónima para unirse al río Lavayén en el valle de Siancas (Baudino, 1996). Estos ríos presentan abundantes caudales constituyendo un sistema hidrográfico bien desarrollado. El río La Caldera presenta caudal permanente mientras que el río Vaqueros se insume en el período de estiaje al ingresar al vaso del valle de Lerma. (Fig.23)

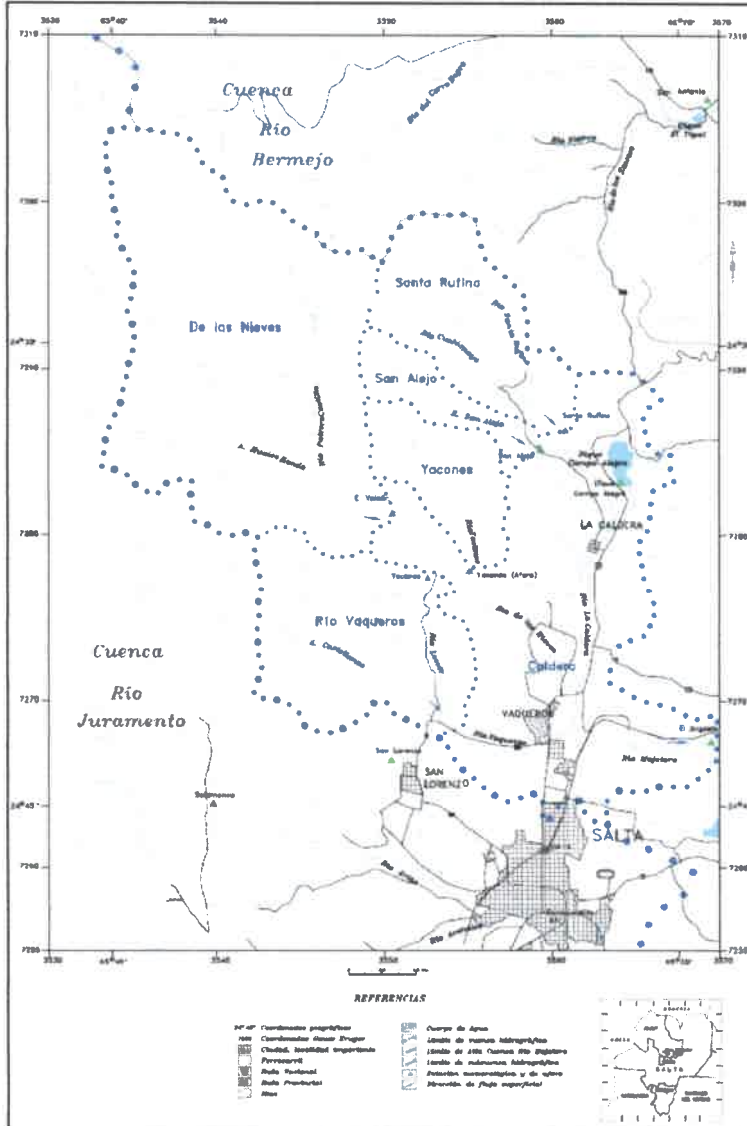


Fig.23. Hidrología de la cuenca alta del río Mojtotor. (modificado de Fuertes et al 2001)

4.3. HIDROESTRATIGRAFÍA

4.3.1. CONTEXTO REGIONAL

El material sedimentario que conforma este reservorio es de origen fluvial, depositado por el río La Caldera. Este curso superficial, a principios del cuaternario, corría con rumbo norte-sur y se integraba a la cuenca del río Juramento. El antiguo cauce se disponía en forma paralela a la sierra de Mojotoro, atravesando la comarca actualmente ocupada por la ciudad de Salta. El cauce quedó infuncional tras la captura efectuada por el río Mojotoro (Medina 1981, en Baudino 1997).

En la parte central del reservorio, las perforaciones atraviesan aglomerados de mala selección, constituidos por bloques y gravas gruesas a medianas con matriz areno-arcillosa. La heterogeneidad de los sedimentos es muy grande y no existen capas de litología definida y continuidad areal. Los niveles productivos están conformados por gravas y una matriz con menor contenido de arcilla y limo. Las intercalaciones de arcilla son escasas. (Baudino, 1997)

4.3.2. HIDROESTRATIGRAFÍA LOCAL

Como puede deducirse de la historia geológica, el área de estudio se encuentra emplazada en la zona de recarga del sistema acuífero al norte del río Vaqueros- Mojotoro. (Fig.24)

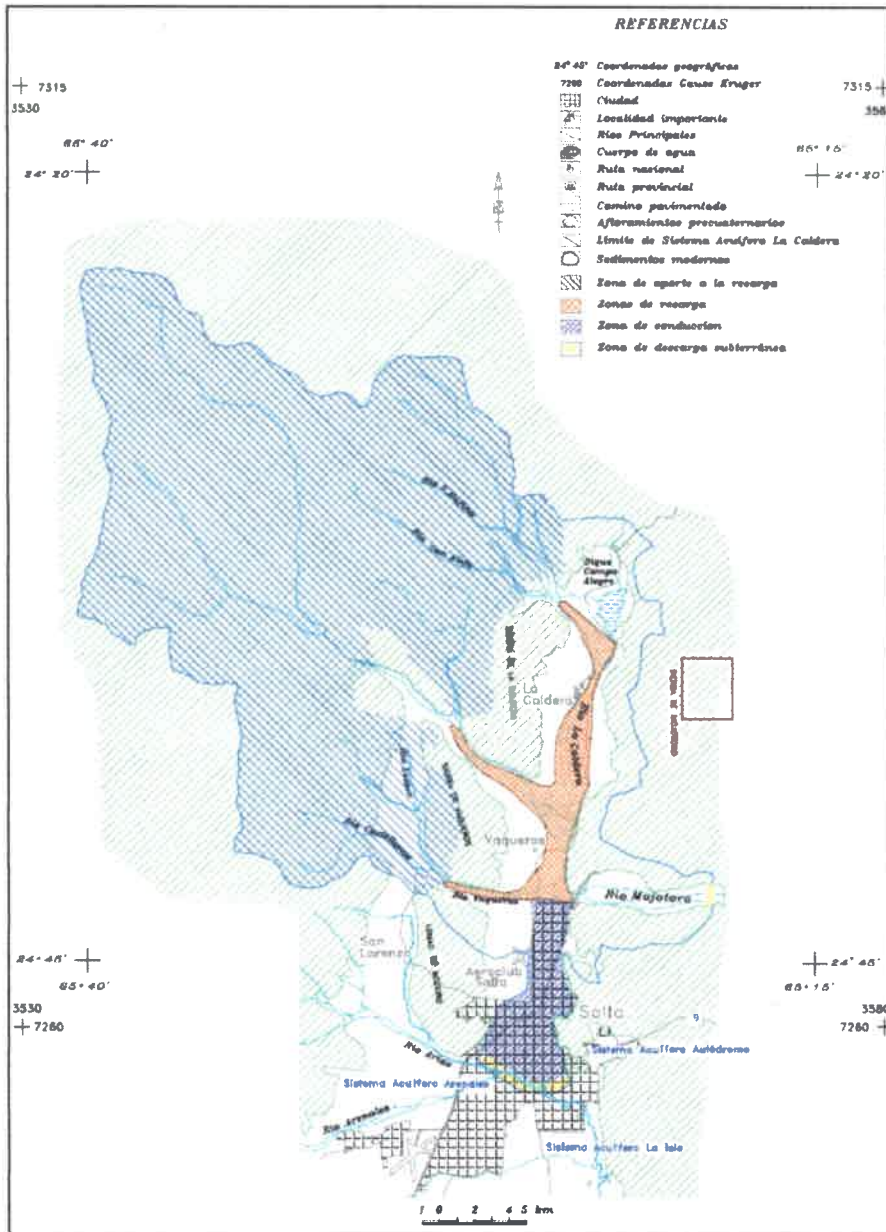


Fig.24. Mapa de distribución de zonas del Sistema Acuífero La Caldera (tomado de Fuertes et al. 2001)

La infiltración se ve favorecida por el tipo de material que conforma el subálveo de este río. De acuerdo a mediciones geofísicas realizadas por Baudino (1997) el relleno del cauce en la zona de recarga posee un espesor permeable de más de 150 metros.

4.4. HIDRODINÁMICA DEL ACUÍFERO FREÁTICO

4.4.1. HIDRODINÁMICA REGIONAL

Como ya se mencionó antes, desde el punto de vista de la génesis del agua subterránea, el valle de Lerma pertenece a la provincia hidrogeológica de “frente montañoso”, siguiendo el criterio de Issar y Passchier (1990), ya que los acuíferos que caracterizan esta provincia se encuentran en ambientes aluviales modernos a subactuales situados al pie de un relieve montañoso, la superficie del área de aporte a la recarga es mucho más extensa que la del reservorio y se encuentra fuera de los límites del mismo.

Desde un punto de vista regional, la totalidad de capas acuíferas explotadas en esta zona del valle corresponden a sedimentos cuaternarios. La mayor parte de la recarga de los acuíferos explotados se produce por infiltración del escurrimiento superficial proveniente de los flancos del valle. (Baudino, 1996)

Las direcciones de escurrimiento subterráneo en esta zona del valle no son paralelas a las del escurrimiento superficial; un trasvasamiento de cuencas muy importante ocurre cuando parte de los recursos hídricos que pertenecen al sistema del Bermejo alimentan los acuíferos situados en el sistema del Juramento. Este fenómeno ha sido interpretado por diversos autores (Ruiz Huidobro, 1968; Adur, 1973; Butrón, 1976; Medina, 1981), a través de inferencias geomorfológicas e hidrogeológicas, que indican la existencia del paleocauce del río La Caldera que atraviesa el límite de cuencas superficiales. (Fig.25)

Parámetros hidrogeológicos de interés

En un ensayo de bombeo realizado en el dren horizontal ubicado sobre las vertientes del río Wierna en la desembocadura con el río La Caldera, se han obtenido los siguientes datos representativos de la época más crítica del año (Fuentes et al. 1998):

La Transmisividad promedio del acuífero libre del subálveo del río Wierna, en la zona del dren horizontal, es de $920 \text{ m}^2/\text{día}$.

El Coeficiente de Almacenamiento promedio del acuífero libre del subálveo del río Wierna, en la zona del dren horizontal, es de **0,06**.

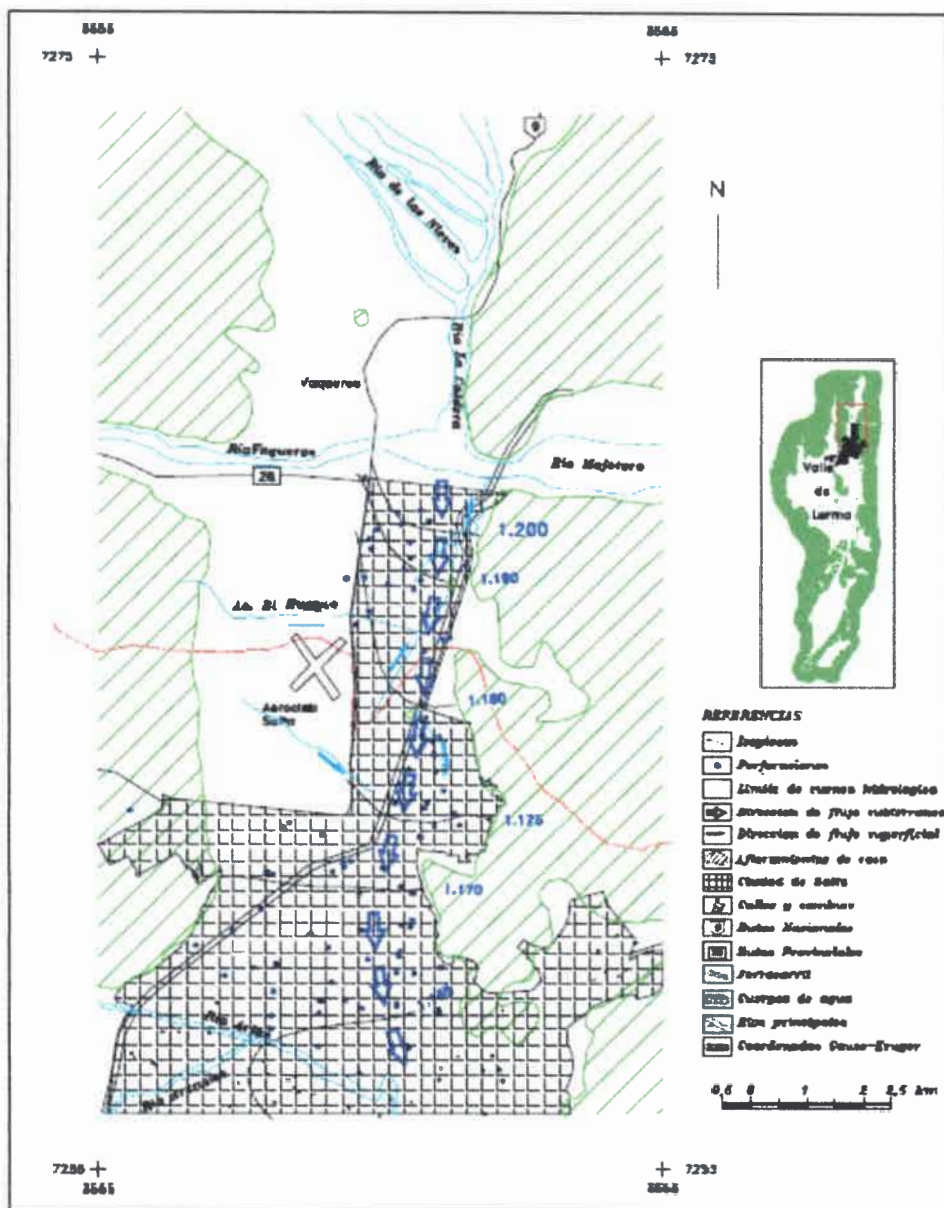


Fig.25. Mapa de isopiezas de los niveles productivos del Sistema Acuífero La Caldera (Tomado de Baudino, 1997)

4.5. HIDRODINÁMICA LOCAL

El medio de circulación subterráneo está conformado por un aglomerado de rodados con matriz de grava gruesa a fina areno-limosa, cuyo espesor ha sido estimado en 40 metros a través de mediciones geoelectricas. La constitución granométrica de este acuífero se caracteriza por la heterogeneidad, ya que se trata de un aglomerado integrado por bloques de areniscas y grauvacas paleozoicas de diámetros variables (hasta 80 cm). La matriz es también muy heterogénea, tanto en su proporción relativa al esqueleto de granos como en su textura, ya que varía de gravas gruesas a arcillas (Baudino, 2011).

4.5.1. MONITOREO DE POZOS EN EL ACUÍFERO FREÁTICO

Para la caracterización hidrodinámica de la zona de estudio, primeramente, se seleccionaron 8 pozos domiciliarios del inventario de pozos (Tabla 6); en la Fig.26 se muestra la distribución espacial de los puntos de monitoreo continuo. El pozo 16 fue incorporado a partir de la tercera fecha de monitoreo debido a que algunos pozos quedaron fuera de uso o ya no estaban disponibles para la toma de muestras.

La frecuencia de medición se estableció en función de la variación estacional de la zona, formada básicamente por dos períodos -uno seco y uno húmedo- registrándose el nivel freático para cada uno de ellos. A partir de los datos de profundidad del nivel de agua en los pozos y la cota topográfica de los mismos se obtuvo el nivel estático. La zona no saturada tiene un espesor variable entre 2 a 12,5 m.

ID Pozo	Coordenadas Gauss Kruger (faja 3)		Altitud ⁴ (msnm)	Fechas de medición	Profundidad del nivel medido (m)	NE (suelo)
	X	Y				
1	3559132,17	7271130,69	1344,36	oct-10	10,68	1333,69
				abr-11	7,80	1336,57
				oct-11	11,85	1332,52
				abr-12	7,65	1336,72
				oct-14	12,10	1332,27
				abr-15	8,98	1335,39
3	3559118,85	7270644,57	1331,17	oct-10	8,89	1322,28
				abr-11	7,50	1323,67
				oct-11	9,19	1321,98
				abr-12	5,10	1326,07
				oct-14	9,00	1322,17
				abr-15	6,00	1325,17
11	3558720,06	7269415,44	1316,62	oct-10	12,20	1304,42
				abr-11	9,18	1307,44
				oct-11	12,47	1304,15
				abr-12	8,85	1307,77
				oct-14	11,50	1305,12
				abr-15	10,80	1305,82
5	3560390,21	7270780,65	1263,52	oct-10	8,37	1255,15
				abr-11	6,10	1257,42
				oct-11	8,40	1255,12
				abr-12	4,80	1258,72
				oct-14	8,30	1255,22
				abr-15	8,28	1255,24

⁴ Obtenida a partir del ASTER Global Digital Elevation Model (ASTGTM)

6	3560542,18	7268881,44	1230,09	oct-10	2,66	1227,43
				abr-11	2,47	1227,62
				oct-11	4,44	1225,65
				abr-12	2,15	1227,94
				oct-14	3,83	1226,26
				abr-15	12,23	1217,86
7	3559662,75	7268983,71	1258,62	oct-10	5,20	1253,42
				abr-11	4,21	1254,41
				oct-11	5,99	1252,63
				abr-12	4,17	1254,45
				oct-14	5,60	1253,02
				abr-15	5,83	1252,79
9	3559880,48	7269930,51	1277,73	oct-10	9,16	1268,57
				abr-11	9,80	1267,93
				oct-11	10,57	1267,16
				abr-12	7,65	1270,08
				oct-14	10,40	1267,33
				abr-15	11,45	1266,28
12	3560694,98	7270397,76	1250,10	oct-10	5,75	1244,35
				abr-11	3,85	1246,25
				oct-11	6,10	1244,00
				abr-12	3,20	1246,90
16	3558993,10	7270823,58	1351,40	oct-11	11,08	1340,32
				abr-12	7,29	1344,11
				oct-14	12,50	1338,90
				abr-15	8,63	1342,77

Tabla 6. Puntos de monitoreo con mediciones de nivel freático



Fig.26. Distribución espacial de los puntos de monitoreo continuo

4.5.1.1. ANÁLISIS TEMPORAL DE LAS FLUCTUACIONES DEL NIVEL FREÁTICO

Se analizó la variación temporal del nivel de agua subterránea observado en cada uno de los puntos de monitoreo. Información preexistente sobre los niveles piezométricos de los pozos 3, 5, 6, 7 y 12, correspondiente a febrero de 2004 (tomado de Zamora Gómez, 2004), permitió realizar un análisis en un período de tiempo más prolongado. A nivel general se registran, para la época húmeda en la zona de estudio, ascensos promedio del nivel freático del orden de 2 m, con valores máximos registrados hasta 3,8 m. (Fig.27). En época seca las variaciones de nivel estático en los pozos monitoreados alcanzan en promedio los 0,95 m con máximos de 1,78 m. (Fig.28)

Se observa una tendencia general hacia niveles estáticos cada vez más bajos, efecto más notable en la época húmeda donde las recuperaciones estacionales no son suficientes para amortiguar el descenso. Este fenómeno es más pronunciado en la zona alta (pozos 1, 11, 9, 16). En el período seco los niveles más descendidos se dan en 2011, hecho coincidente con el período de sequía más pronunciado en el transcurso de esta investigación. (Ver apartado 4.1.3)

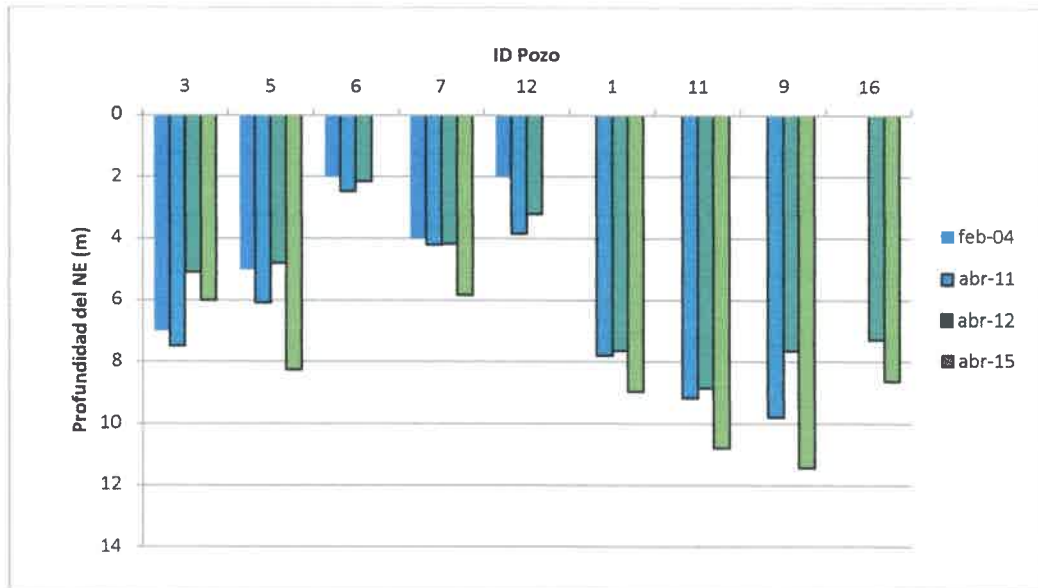


Fig.27. Ascensos del nivel freático registrado en los pozos de monitoreo.

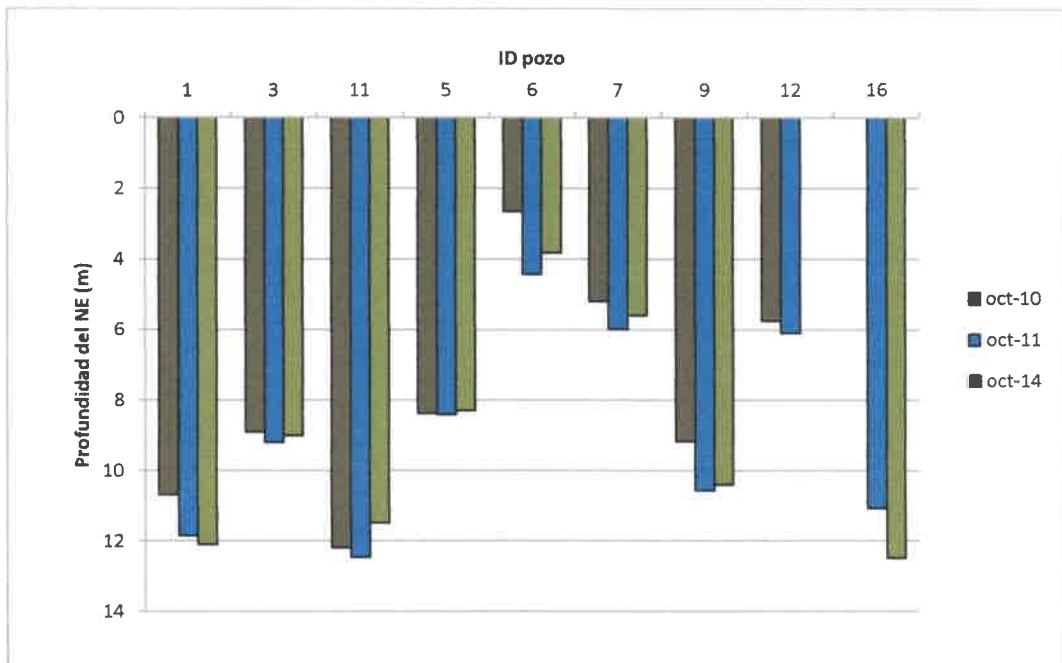


Fig.28. Descensos del nivel freático registrado en los pozos de monitoreo.

Con los datos medidos en campo se elaboraron mapas equipotenciales para cada época de monitoreo en la zona de estudio, estos mapas muestran en general, una dirección de flujo predominante hacia el sudeste con variaciones estacionales que no modifican la tendencia general (Fig.29).

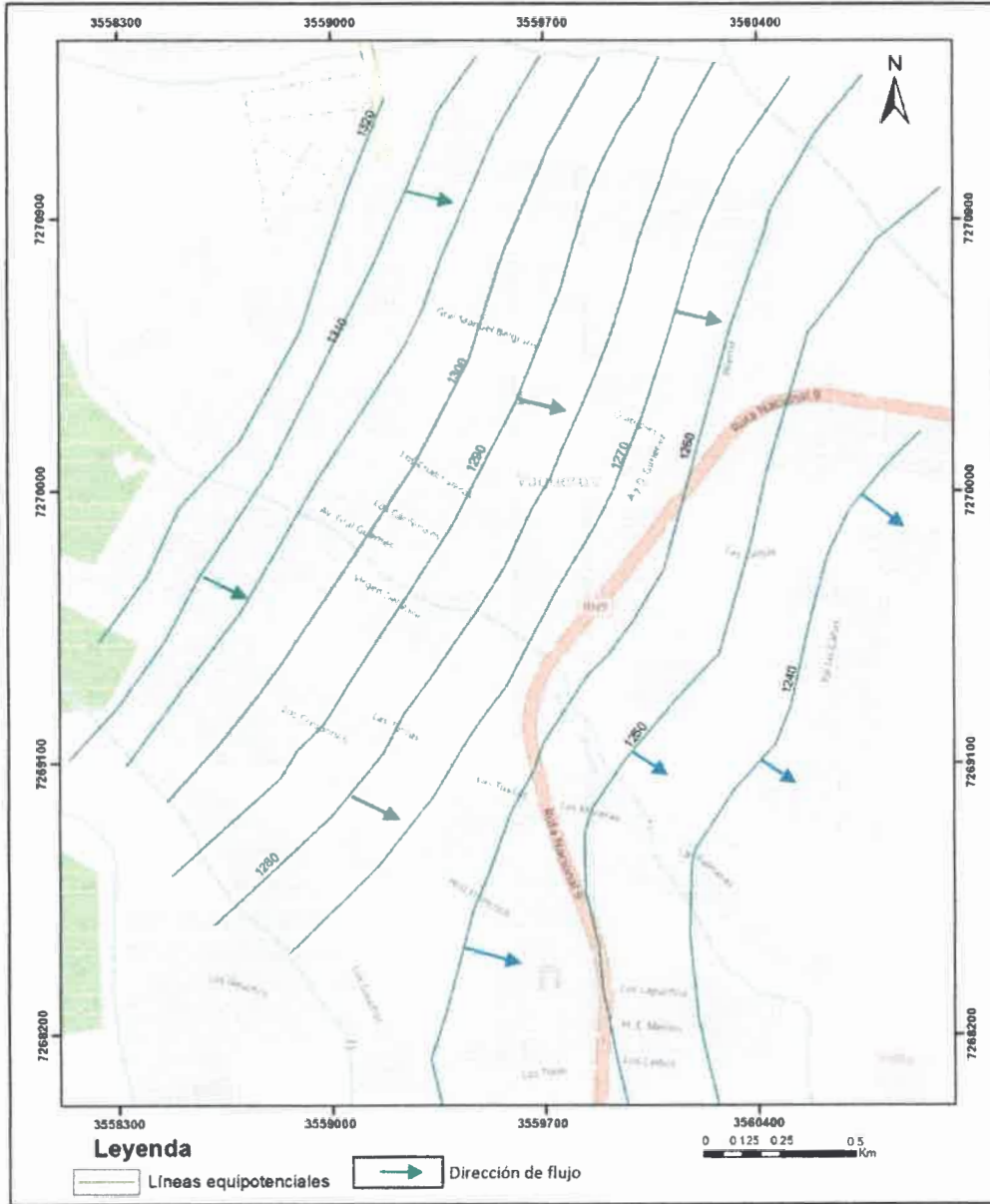


Fig.29. Isopiezas correspondientes a octubre 2014

Se realizó, además, una comparación de la morfología de la superficie freática entre las mediciones efectuadas en octubre 2014 y las registradas por Zamora Gómez para el año 2004 (Fig.30). En líneas generales, se observa un desfase de las líneas equipotenciales, que puede deberse a la cantidad de datos utilizados en cada estudio y si bien se evidencia un desplazamiento de las curvas aguas arriba (en el 2014) este puede deberse a que los datos de Zamora Gómez corresponden al mes de febrero (uno de los meses más lluviosos y los de este estudio al mes de octubre, el mes más seco).

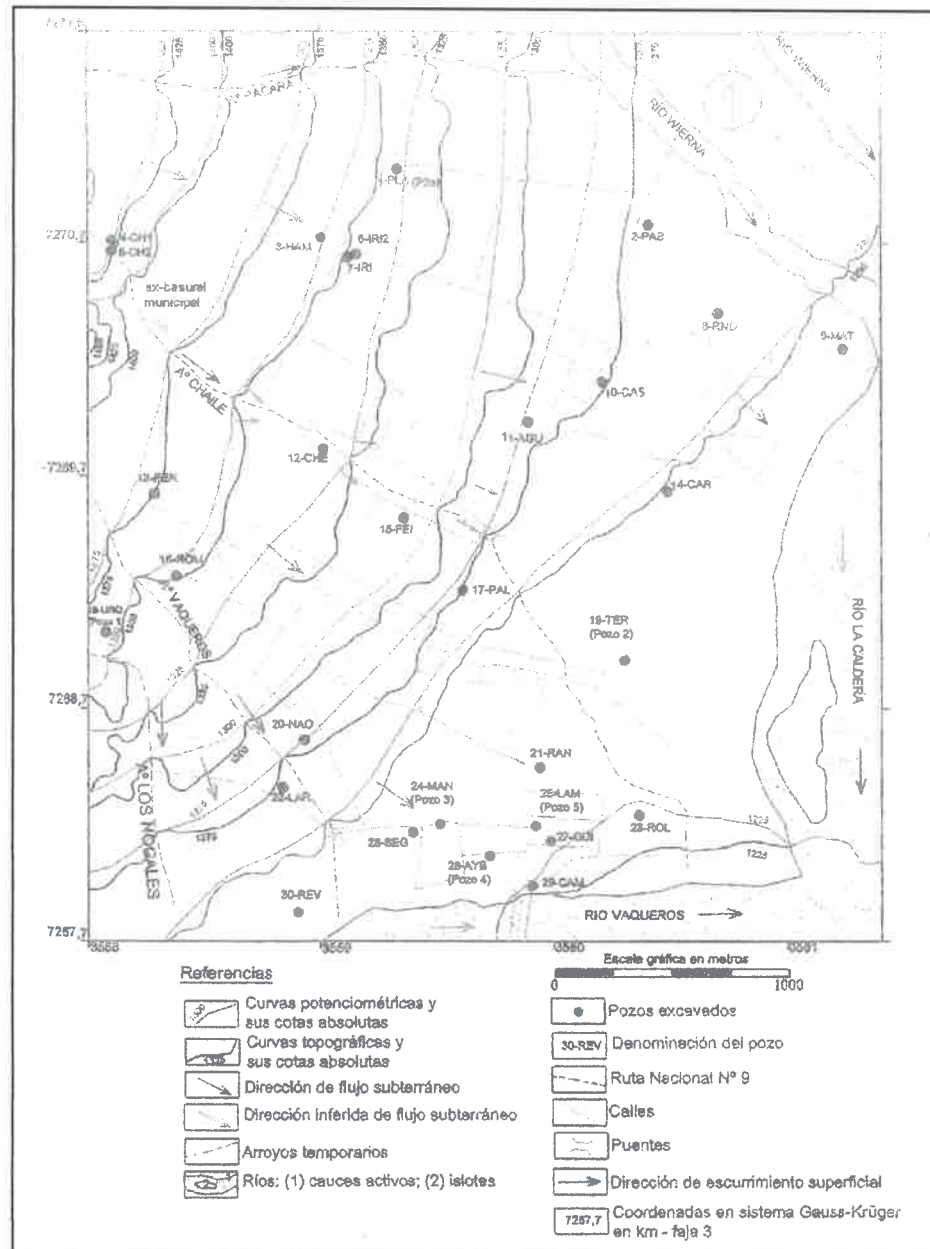


Fig.30. Mapa de isopiezas para febrero de 2004 (tomado de Zamora Gómez, 2004)

4.5.1.2. ESTIMACIÓN DE LAS TASAS DE RECARGA

Para la estimación de la tasa de recarga, se aplica el método de fluctuaciones del nivel freático. Para ello se seleccionó el pozo N° 9 como punto de monitoreo y se registró el nivel estático cada 15 días durante un año (octubre 2014 – octubre 2015). (Fig.31 y Tabla 7)

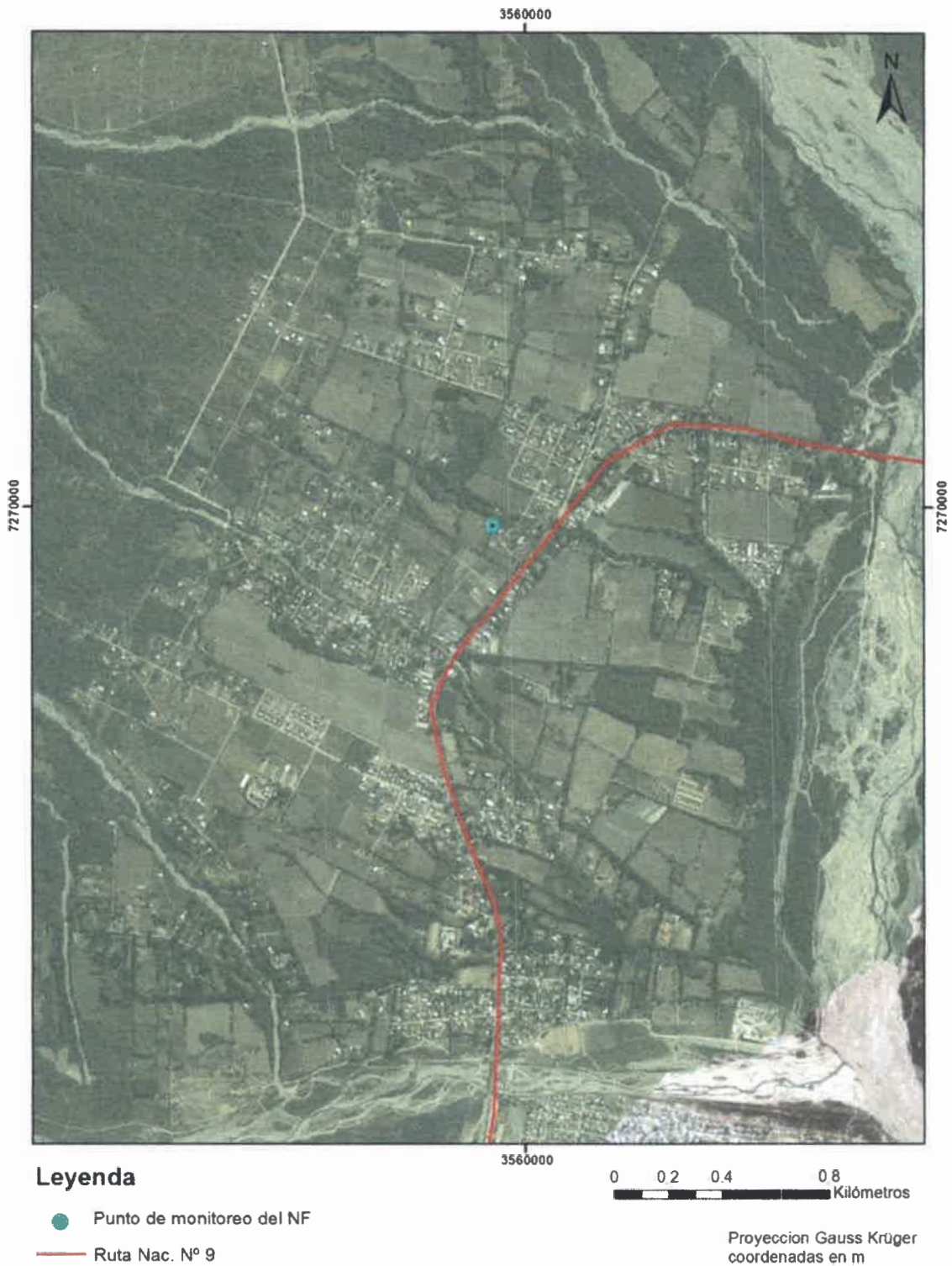


Fig.31. Ubicación del pozo de monitoreo del nivel freático

Con los datos de nivel estático medidos y la precipitación diaria (mm) se construyó el hidrograma correspondiente y se pudo inferir un comportamiento caracterizado por oscilaciones de niveles suaves en cuanto a la respuesta a los eventos de lluvia con cierto retraso respecto a los mismos (Fig.32).

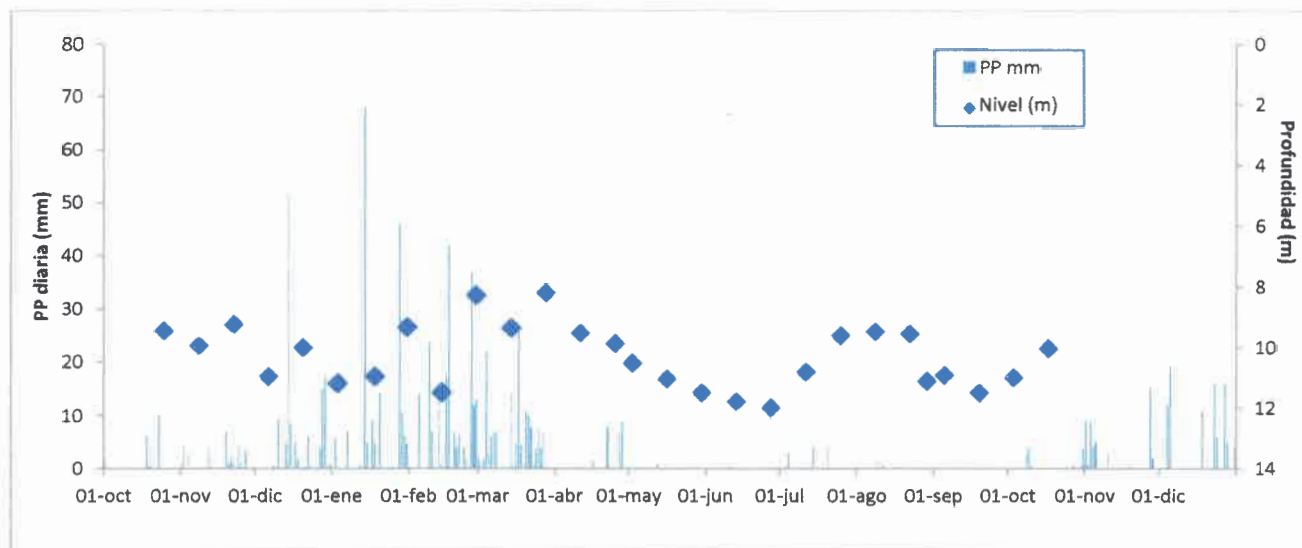


Fig.32. Hidrograma del nivel piezométrico del pozo de monitoreo.

En este método, si se acepta la premisa que el ascenso de nivel del agua subterránea en acuíferos libres es debida al agua de recarga que llega al nivel freático, la recarga se calcula como:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Donde R es la recarga ocurrida entre los tiempos t_0 y t_j (tiempos al inicio y al pico del ascenso de nivel, respectivamente); S_y es el almacenamiento específico, h es el nivel freático y t el tiempo (Healy y Cook, 2002). S_y puede asimilarse como la diferencia entre la porosidad total y la capacidad de campo, es decir, el almacenamiento en poros en los que se produce por el flujo de agua gobernado por la gravedad. Δh es el ascenso del nivel freático hasta el pico atribuido a la recarga.

Para que la ecuación precedente sea correcta se asume que el agua que llega al nivel freático pasa a integrar el flujo subterráneo y que la evapotranspiración desde el nivel freático, el aporte al flujo base o al flujo regional subterráneo y otras salidas o entradas al sistema subterráneo son nulos. La respuesta del nivel freático a los eventos de recarga es muy rápida debido a su poca profundidad (profundidad real del pozo 14 metros), a la existencia de vías preferenciales de flujo (Weinzettel et al., 2002), y al proceso de flujo pistón que se produce en la matriz porosa (el agua que llega al nivel freático no es la misma que acaba de infiltrarse; es agua que está previamente en los poros y es empujada por el agua que ingresa, por lo que ésta no debe recorrer el trayecto desde la superficie del terreno hasta el nivel freático para que se aprecie un ascenso en éste último) (Mathias et al., 2005).

Una vez que se computaron todas las variaciones mensuales de nivel freático, entendidas éstas como la diferencia entre el nivel de la primera medición (correspondiente al 25 de octubre de 2014) y el nivel medido el mes siguiente (en este caso 22 de noviembre de 2014 y así sucesivamente), se volcaron en

un gráfico versus la precipitación correspondiente a dicho mes. El resultado (Fig.33), muestra una tendencia hacia variaciones cada vez más positivas en la medida en que crecen las precipitaciones mensuales, de la misma manera se identifican descensos del nivel freático a medida que disminuyen las lluvias. En el caso de junio y julio se observan ascensos del nivel freático que se atribuyen a la presencia de una acequia cercana⁵ que los productores utilizan esporádicamente con fines de riego, además en julio de 2015 se registraron 11,5 mm de precipitación superando el promedio de los últimos 34 años para dicho mes (3,7 mm).

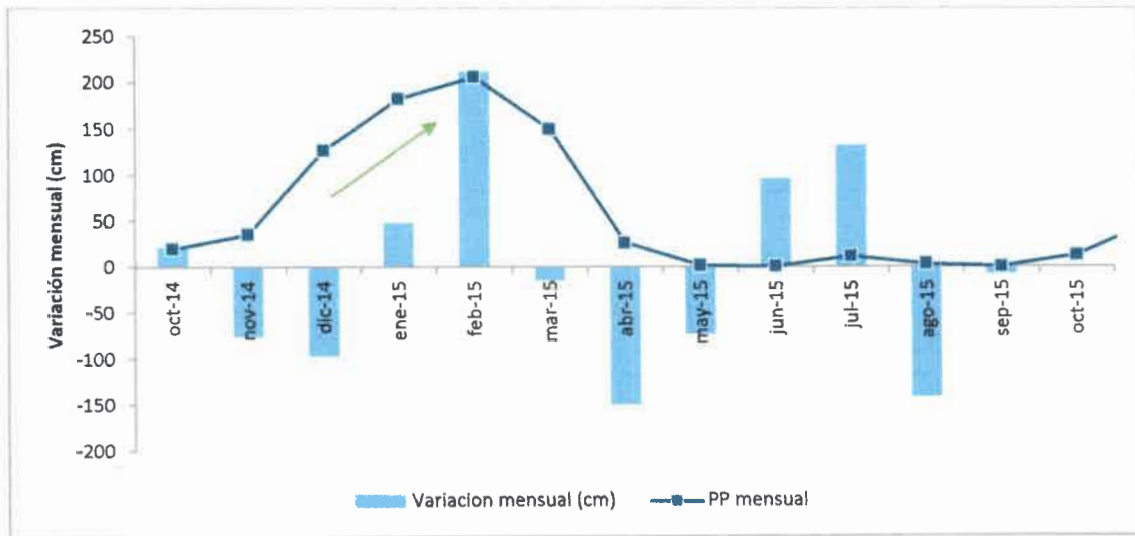


Fig.33. Variación mensual del nivel estático vs la precipitación mensual. Signo positivo: ascenso del nivel; signo negativo: descenso.

Fecha	Nivel (m)	Fecha	Nivel (m)	Fecha	Nivel (m)
25-oct	9,46	28-feb	8,29	11-jul	10,81
08-nov	9,955	14-mar	9,38	25-jul	9,605
				08-ago	9,485
06-dic	10,96	11-abr	9,53	22-ago	9,54
20-dic	10,01	02-may	10,51	29-ago	11,11
03-ene	11,19	16-may	11,035	05-sep	10,91
18-ene	10,98			19-sep	11,49
31-ene	9,34	13-jun	11,77	03-oct	10,99
14-feb	11,5	27-jun	11,97	17-oct	10,03

Tabla 7. Nivel freático medido cada 15 días.

⁵ Esta acequia no tiene un caudal permanente de agua sólo cuando los productores la necesitan desvian agua del río con fines de riego

El método de las fluctuaciones del nivel freático está basado en aceptar que los ascensos de nivel se deben a la recarga que llega al acuífero. La variación del nivel de agua Δh se calcula como la diferencia entre el pico de un aumento del nivel del agua y el valor de la curva de recesión antecedente extrapolada en el momento del pico. La curva de recesión es la huella que el hidrograma así habría seguido si no hubiera habido ninguna recarga.

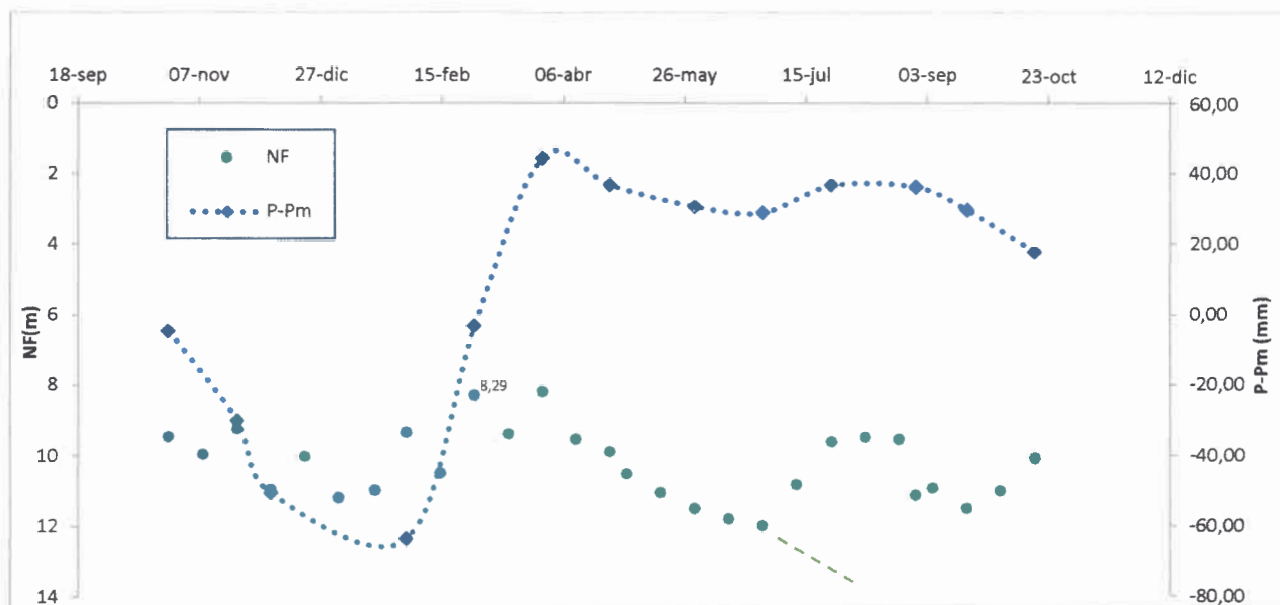


Fig.34. Relación entre variaciones de nivel freático y desviaciones acumuladas de la pluviometría

“La correlación entre lluvias y niveles de agua subterránea no siempre es clara. Parece más conveniente relacionar niveles con desviaciones acumuladas de la pluviometría respecto a la media” (Custodio, 1976). En la Fig.34 se ilustra la evolución de los niveles freáticos registrados en el pozo de monitoreo y su comparación con los desvíos acumulados de la precipitación media mensual. Para ello, se calcularon las diferencias entre la precipitación mensual (P) del período de monitoreo y la precipitación media mensual (Pm) de la serie y los valores así obtenidos se acumularon desde el primero al último con su signo correspondiente $(P-Pm)_{acum}$. Se observa una marcada oscilación de niveles presumiblemente debido a la escasa profundidad de los mismos. Sin embargo, en el primer trimestre se manifiesta un descenso general del nivel freático en correspondencia con el período de estiaje, seguido de un leve ascenso de los niveles freáticos en concordancia con la sucesión de meses más húmedos que los valores medios. Una particularidad, visible gráficamente, es que en el año 2015 los meses de febrero y julio registraron valores de precipitación que superaron el promedio histórico, manifestándose una rápida respuesta de ascenso del nivel freático.

Se calculó la recarga en función del ascenso del nivel freático hasta el máximo atribuido a la recarga registrada en el mes de febrero (Δh : 3,21 m = 3.210mm) asumiendo una porosidad eficaz de 6 y 10 %

se obtiene una recarga de 192,6 mm y 321 mm respectivamente, lo que equivale al 25% y 42 % de la precipitación media anual (757,65 mm/año).

Al tratarse de un acuífero de frente montañoso una característica que se debe contemplar es el aporte a la recarga de la infiltración del escurrimiento superficial esporádico correspondiente a los arroyos que atraviesan la zona urbana del pueblo de Vaqueros. Este escurrimiento recoge las lluvias del área serrana y en su paso por la zona de estudio hace su aporte al acuífero.

Sequeira J. L. (2013) en su tesis de grado titulada “Evaluación de las respuestas fluviales de los arroyos Nogales, Vaqueros, Chaile y Pacará - Municipio de Vaqueros - Salta” determinó mediante ensayos de campo la infiltración de las microcuencas de estos 4 arroyos temporales que atraviesan la zona de estudio (Fig.35) y concluyó que el A° Pacará presentó una infiltración de 340 mm, seguida por el A° nogales con 322 mm, el A° Vaqueros con 309,9 mm y por último el A° Chaile con 286 mm. Mediante el método de Green & Ampt determinó que el porcentaje (%) de precipitación infiltrada es del 39,6 % para el A° Pacará, 40,21 % para el A° Chaile, 37,66 % en la cuenca del A° Vaqueros, mientras que en la microcuenca del A° Los Nogales se infiltra el 38,96 % de las precipitaciones.

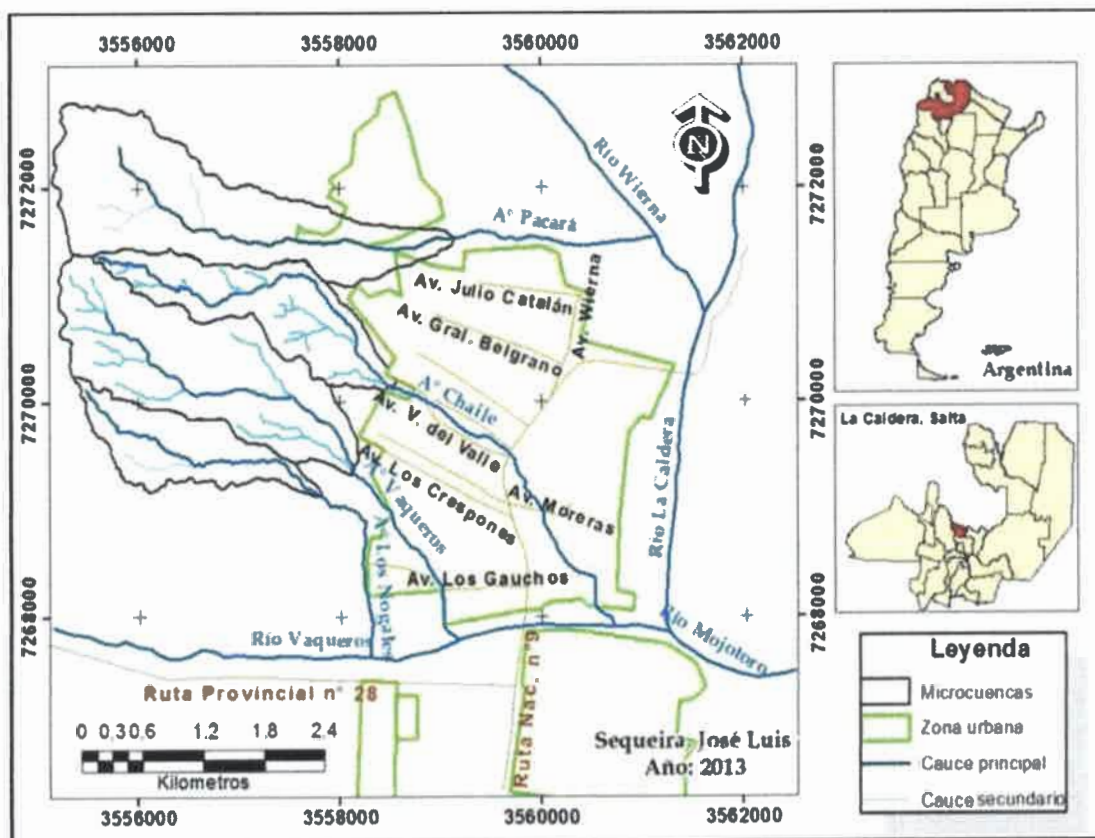


Fig.35. Ubicación de las microcuencas de los arroyos Pacará, Chaile, Vaqueros y Los Nogales (tomado de Sequeira, 2013)

Arroyos	Área (km ²)	Infiltración calculada (mm)	Volumen infiltrado por cuenca (m ³)	Aporte a la recarga (mm)
A° Pacará	3,09	340	1050600	
A° Chaile	1,64	286	469040	
A° Vaqueros	2,82	309,9	873918	
A° Los Nogales	1,14	322	367080	
Total (m³)	8,69		2760638	317,68

Tabla 8. Características de las microcuencas de cada arroyo (modificada de Sequeira, 2013)

Con los datos precedentes se calculó que el aporte a la recarga proveniente del área serrana equivale a 317,68 mm (Tabla 8). Sumado a la recarga calculada por el método de las variaciones del nivel freático, con una porosidad específica del 6%, se obtiene una recarga potencial del acuífero de 510,28 mm, que en porcentaje de lluvia caída significa un 67%.

FACTOR DE ENRIQUECIMIENTO DE CLORUROS

Otra forma de conocer cuáles son los procesos relevantes que incorporan solutos en la zona de recarga de un acuífero y en qué magnitud ocurre cada uno es mediante el estudio de la composición típica del agua de lluvia en esa zona y compararla con el agua subterránea menos evolucionada del área. Esto puede hacerse mediante el cálculo del balance iónico en la franja de infiltración del terreno, utilizando el concepto de Factor de Enriquecimiento de Cloruros (FEC) formulado por Mercado et al. (1977) de la siguiente manera:

$$FEC = \frac{\text{Concentración de } Cl^{-} \text{ en agua subterránea}}{\text{Concentración de } Cl^{-} \text{ en agua de lluvia}}$$

En zonas con escurrimiento superficial poco significativo, la inversa de este valor representa el coeficiente de infiltración eficaz, como fuera propuesto por Schöeller (1962).

$$A = (1 - R) \times \frac{1}{FEC}$$

Donde R es el coeficiente de escurrimiento del área. La Infiltración eficaz (Ie) se obtuvo de la siguiente igualdad:

$$Ie = A \times P$$

Siendo P el total de lluvia, en mm, caída en el área.

Cabe destacar que cuencas de la zona poseen un muy alto escurrimiento específico (mayor a 16 L/s/km²), debido a que por su orientación favorable y sus elevadas cabeceras de cuenca reciben

importantes precipitaciones estivales, superiores a los 1.400 milímetros anuales (Baudino, 1997) Por lo tanto no es posible depreciar el coeficiente de escurrimiento y se calculó para la microcuenca del río Vaqueros a partir del método racional, resultando igual a 0,35 (Anexo I)

El FEC calculado es igual a 1,057; entonces:

$$A = (1 - 0,35) * 0,95 = 0,6175$$

Por lo tanto la infiltración eficaz será igual a

$$I_e = A * P$$

$$I_e = 0,6175 * 951 \text{ mm/año} = 565,01$$

En porcentaje de lluvia equivale a 61,75%.

Si se comparan los resultados alcanzados por los dos métodos empleados, se observa que la tasa de recarga obtenida por el método de fluctuaciones de nivel, considerando el ingreso hídrico del área serrana, es sólo un poco más elevada que la obtenida por el método del ion cloruro, pero ambos resultados indican una recarga importante mayor al 60% de la precipitación caída sobre la superficie del reservorio. La zona de estudio se encuentra netamente en área de recarga y al tratarse de un acuífero de frente montañoso, se caracteriza por presentar sedimentos de elevada permeabilidad y una disponibilidad constante de caudales superficiales, que frecuentemente se infiltran en su totalidad al ingresar al área del reservorio (Issar & Passchier, 1990 en Baudino, G. 1997). Los sedimentos que conforman los lechos de los cauces fluviales temporarios y permanentes son vías preferenciales de infiltración de los caudales superficiales, que ingresan al ciclo subterráneo especialmente durante las crecientes estivales.



5. HIDROGEOQUÍMICA

5.1. HIDROGEOQUÍMICA

En la medida que circulan por el ciclo hidrológico, las aguas naturales cambian su composición al disolver y reaccionar químicamente con los sólidos, líquidos y gases con los que entra en contacto. La química del agua subterránea y superficial, generalmente es el resultado de la interacción entre el agua de lluvia y los minerales de las rocas.

5.1.1. HIDROGEOQUÍMICA REGIONAL DEL SISTEMA ACUÍFERO LA CALDERA

La calidad físico-química del Sistema Acuífero La Caldera es buena, apta para el consumo humano, y posee una baja mineralización con un total de sólidos disueltos que varía entre 159 y 465 mg/L. El agua superficial que aporta a la recarga, así como el agua subterránea de este sistema pueden clasificarse, de acuerdo al diagrama de Piper (Fig.36) como bicarbonatadas cálcico-magnésicas.

Es perceptible una tendencia, en el diagrama triangular de cationes, al enriquecimiento en sodio y potasio en relación directa con el aumento de distancia al área de recarga. Esta tendencia hacia términos sódicos es una evolución geoquímica normal en el desarrollo de un acuífero, a medida que se incrementa el tiempo de residencia subterránea. En el Sistema Acuífero La Caldera esta situación corrobora la hipótesis del aporte hídrico subterráneo proveniente de la cuenca hídrica del río Mojotoro. (Baudino, 1997)

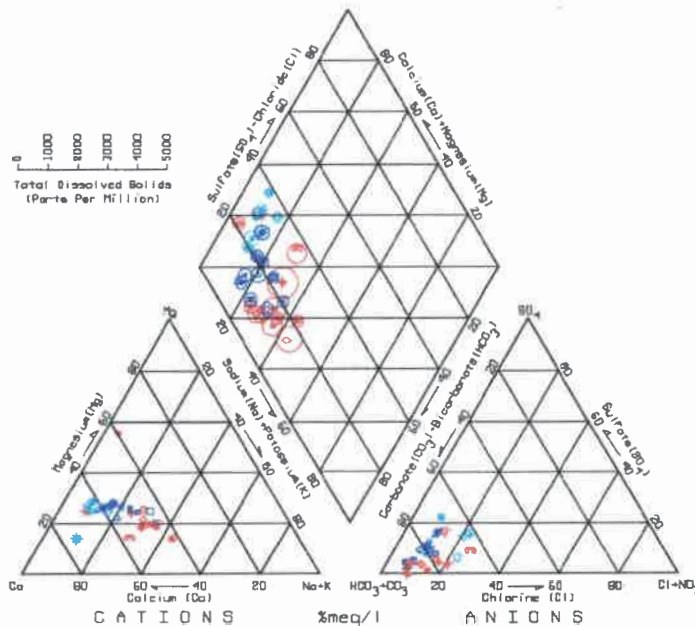


Fig.36. Diagrama de Piper del Sistema Acuífero La Caldera: a) de aguas superficiales del área de recarga; b) de niveles productivos de la zona norte; c) de niveles productivos de la zona sur. (Tomado de Baudino, 1997)

5.1.1.1. COMPOSICIÓN FÍSICO-QUÍMICA DEL AGUA DE LLUVIA

El agua, tal como se encuentra en la hidrósfera, contiene una gran variedad de sustancias, tanto en suspensión como disueltas. La composición química del agua depende de muchas variables como tipo (superficial, subterránea, meteórica, etc.) localización geográfica, estación del año que se considere, influencia antrópica, etc. El agua atmosférica es la menos mineralizada, disuelve los gases de la atmósfera y absorbe las partículas en suspensión, mientras precipita a la superficie terrestre. En la superficie continental, actúa de agente erosivo y disolvente, de manera tal que va enriqueciéndose de sustancias en su contacto con las rocas y el suelo. (Domènech, X. 1995)

En la zona de estudio Romero Orué, et al. (2013) caracterizaron la composición química de la fracción soluble del agua de lluvia, analizaron valores de pH comprendidos entre 5,7 y 5,8; considerados normales para este tipo de agua, los datos de conductividad eléctrica variaron en un rango de 0 a 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$, valores muy bajos que se aproximan a la conductividad del agua des-ionizada (destilada). Asimismo estos autores calcularon la relación $\text{SO}_4^-/\text{NO}_3^-$ con resultados bajos que indican escasa industrialización y poca influencia antrópica en la química de las precipitaciones.

5.1.1.2. CARACTERÍSTICAS DE LAS AGUAS SUPERFICIALES EN LA ZONA DE ESTUDIO

La composición química del agua de un río es muy variable, siendo el resultado de la interacción entre el agua de lluvia, el suelo y las rocas, a lo que se añaden los aportes antrópicos y, en algunos casos, aportes de aguas subterráneas. Por otra parte, cabe destacar, que el agua de río puede variar estacionalmente, por ejemplo en la zona de estudio, durante el otoño - invierno se produce, habitualmente, un aumento en la concentración de las sustancias disueltas debido a la disminución del caudal.

Diversos investigadores han monitoreado la calidad de las aguas superficiales de la zona de estudio, entre ellos podemos destacar los siguientes:

- Rodríguez et al. (2011) estudiaron la relación entre parámetros físico-químicos (pH, cloro residual, OD, T°, CE, turbiedad, color verdadero y aparente, NO_3^- , alcalinidad, dureza total, TDS y sólidos suspendidos) y bacteriológicos (coliformes totales y fecales, *Escherichia coli*, *Pseudomonas aeruginosa* y aerobios mesófilos totales), determinados en diferentes fuentes de abastecimiento de agua de la localidad de Vaqueros. Encontraron que un gran porcentaje de los datos de cloro residual, turbiedad y parámetros bacteriológicos no cumplieron con la normativa vigente establecida por el Código Alimentario Argentino para agua de bebida. Además, observaron entre todas las variables bacteriológicas una relación positiva y altamente significativa, no así entre ellas y el cloro residual, relación que resultó negativa en todos los casos y altamente significativa ($p < 0,01$), lo que puso en evidencia la deficiencia del proceso

de cloración. En relación a las fuentes de agua sin tratamiento, acequias y pozos particulares, concluyeron que constituyen un riesgo constante para la población que se abastece de ellas, ya que no cumplen con las normativas de calidad vigentes y exponen a la población a contraer enfermedades de origen hídrico.

- Gutiérrez Cacchiabue et al. (2014) seleccionaron y monitorearon diferentes ambientes acuáticos superficiales de uso recreativo para evaluar su calidad, entre ellos los ríos Vaqueros y La Caldera donde encontraron que el 70% de las mediciones superaba al menos uno de los límites establecidos por la legislación internacional convirtiéndose en no aptos para el uso estudiado. Además con técnicas multivariadas determinaron que ambos ríos se comportaban de manera similar, influenciados por el uso recreativo de los mismos; mediante el análisis de componentes principales pudieron establecer la relación entre las variables físico – químicas y bacteriológicas medidas. Asimismo, detectaron numerosas especies de parásitos en ambos ríos, lo que deteriora su calidad para uso recreativo.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Geoquímicamente las aguas superficiales de la zona de estudio se tipifican como bicarbonatadas cálcico – magnésicas. En la Fig.37 se puede observar el diagrama de Piper correspondiente, confeccionado con datos del muestreo piloto realizado en abril del año 2010 (ANEXO II)⁶

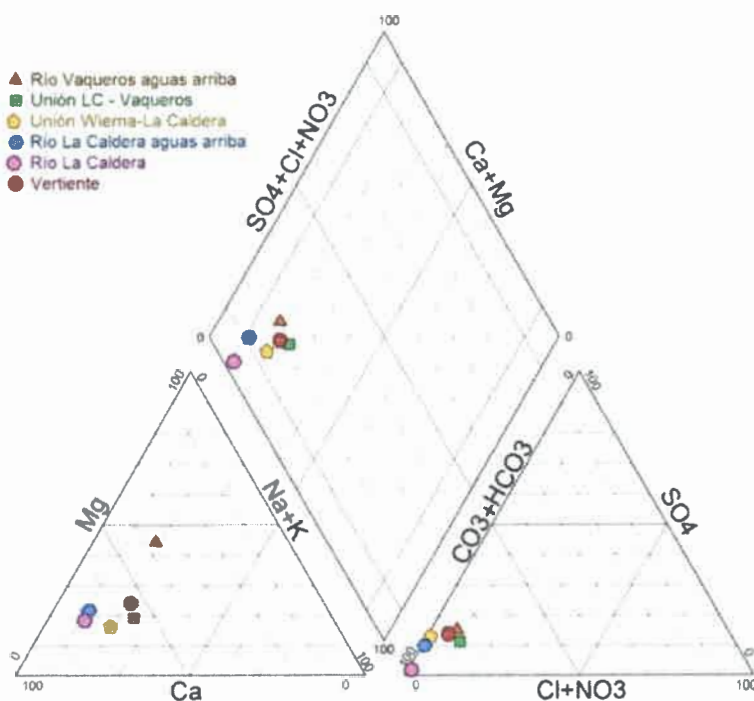


Fig.37. Diagrama de Piper para aguas superficiales.

⁶ Descripción y distribución espacial de los puntos superficiales.

5.1.2. HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO FREÁTICO

5.1.2.1. ANÁLISIS DE COMPONENTES MAYORITARIOS

A continuación se presentan los estadísticos descriptivos para los componentes mayoritarios analizados en todas las muestras de agua subterránea (N= 60). Como podemos observar en la Tabla 9, la mayoría de los valores se encuentran dentro de los rangos típicos para aguas naturales a excepción del nitrato cuyo máximo valor registrado (80,51 mg/L) supera los límites establecidos por el Código Alimentario Argentino – 45 mg NO₃⁻/L (ANEXO III).

	N	Mínimo	Máximo	Media	Error estándar	Desviación estándar
NO ₃ ⁻	60	1,11	81,2	12,74	2,2	17,06
HCO ₃ ⁻	60	53,68	129,32	85,44	2,16	16,71
Ca ²⁺	60	8,16	55	23,36	1,03	7,96
Mg ²⁺	60	1,49	13,44	6,44	0,31	2,40
Na ⁺	60	3,15	22,47	9,51	0,47	3,64
K ⁺	60	0,29	21,75	1,74	0,36	2,76
SO ₄ ⁼	60	0,73	49,9	16,58	1,86	14,37
Cl ⁻	60	2,72	43,43	9,23	0,75	5,81
pH	60	5,85	7,16	6,53	0,04	0,34
CE	60	98	422	203,12	8,16	63,19

Tabla 9. Estadística descriptiva

Las aguas analizadas presentan una baja mineralización, en su composición aniónica dominan los contenidos de bicarbonato y sulfato (e inclusive nitrato) sobre los de cloruro. Si analizamos con un poco más de detalle podemos ver que estos aniones presentan concentraciones relativamente bajas, con una desviación estándar similar mayor a 15. En el caso del Cl⁻ la dispersión de los datos alrededor de la media es mucho menor lo que se puede atribuir a su carácter conservativo.

Por su parte, el nitrato podría considerarse dentro del grupo de los iones mayoritarios dadas las elevadas concentraciones registradas (Fig.38), si analizamos gráficamente podemos ver que los máximos valores registrados le confieren una gran dispersión a los datos, se evidencia por el largo de los bigotes en el diagrama de caja. El sulfato presenta una variabilidad media en los datos, y sus valores, más bien bajos, indicarían la reciente infiltración del agua en el acuífero. (Fig.40 a)

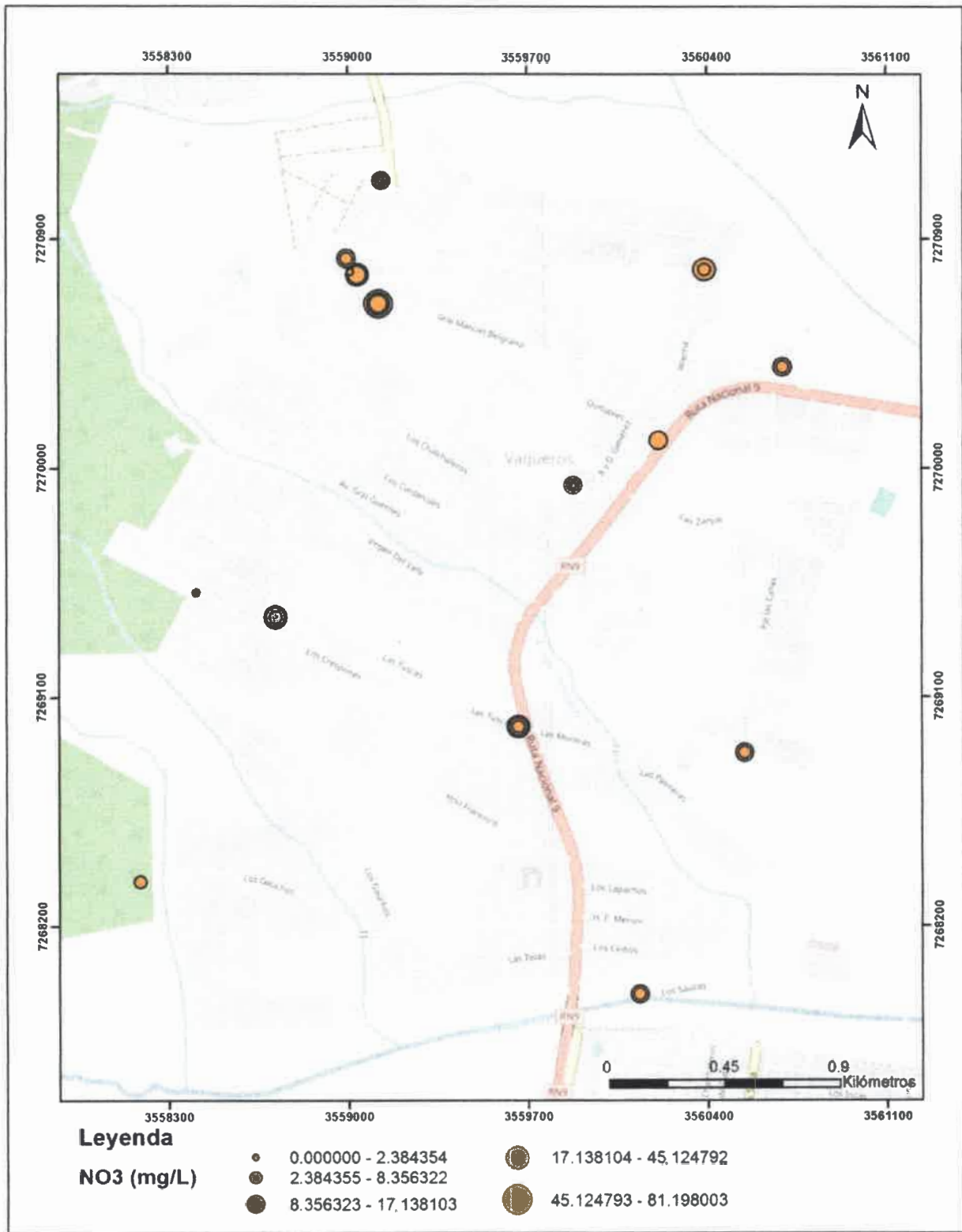


Fig.38. Variación de la concentración de nitratos en cada punto de monitoreo

La prueba de Kruskal-Wallis reveló diferencias estadísticamente significativas (p -valor $< 0,05$) en las variaciones estacionales de pH, conductividad (CE), nitratos, calcio, sodio y cloruros. Para los iones

bicarbonato, magnesio, potasio y sulfato no se encontraron diferencias estadísticamente significativas (ANEXO IV)

En la Fig.39 podemos observar la variación de la CE, en cada punto se observan superpuestos los círculos graduados de acuerdo a la leyenda, los círculos más pequeños corresponden a la época húmeda, menor CE por el efecto de dilución de las precipitaciones.

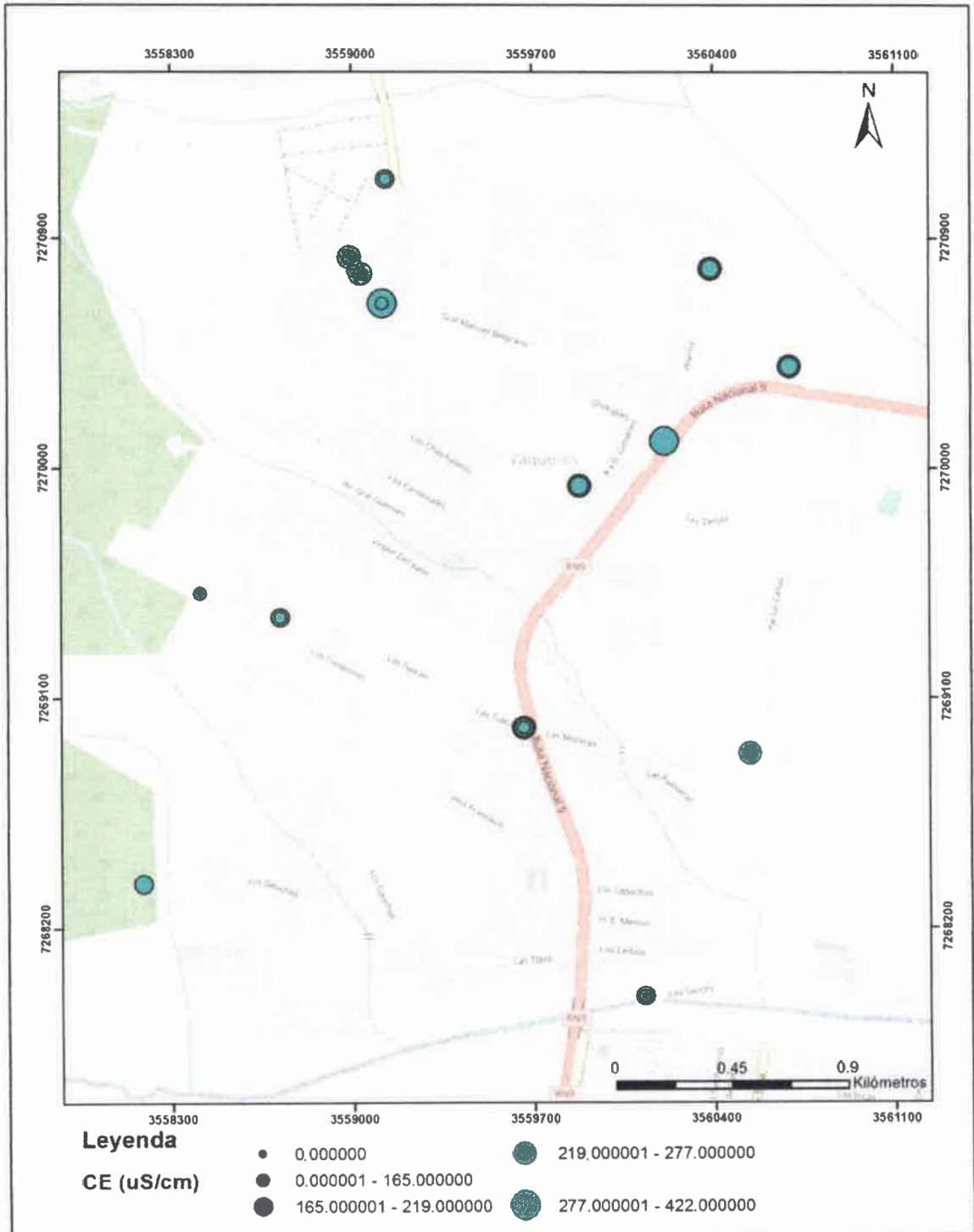


Fig.39. Variación de la conductividad eléctrica en los distintos puntos de monitoreo

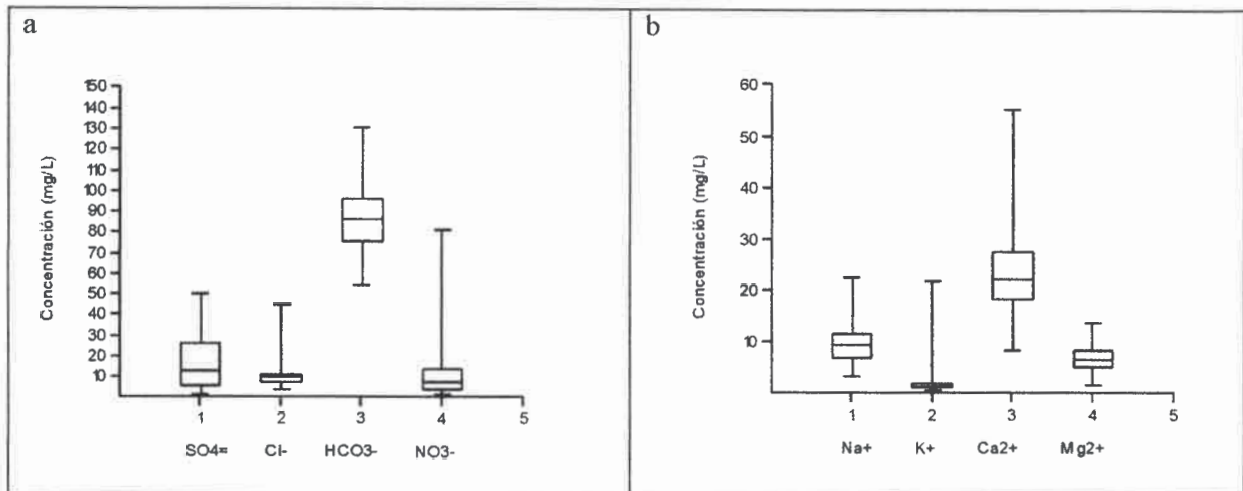


Fig.40. *Box plot* para aniones (a) y cationes (b) mayoritarios

Respecto a la composición catiónica las aguas naturales, en general, tienen mucho menos K^+ que Na^+ , para las muestras del presente estudio (Fig.40b) se han determinado valores máximos de potasio muy cercanos a los de sodio, y esto hace que tenga una mayor dispersión de los datos. Sin embargo, los cationes dominantes en las muestras analizadas continúan siendo Ca^{2+} y Na^+ . En el caso del calcio se obtuvieron, en mayor parte, valores que superan la mediana de la distribución con un máximo de 55 mg/L y para el Mg^{2+} la media fue de 6,43 mg/L con poca variabilidad de los datos (DS: 0,31).

5.1.3. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS COMPONENTES Y PARÁMETROS QUÍMICOS

Para visualizar la distribución de las facies hidroquímicas encontradas se han representado los datos con diagramas de Stiff modificado y se plasmaron en mapas estacionales. La distribución espacial de estos diagramas permite ver los principales rasgos hidroquímicos de las muestras analizadas. Este método es especialmente útil cuando se quieren apreciar cambios en el comportamiento de un agua en determinado tiempo, por características climáticas, hidrogeológicas o efectos antrópicos. A fin de que sean comparables entre sí, se mantuvo la misma escala para todos los puntos lo que ocasionó que en algunos puntos, muy cercanos espacialmente, aparezcan los diagramas superpuestos.

En primera instancia se aprecia una composición predominantemente bicarbonatada (Fig.41) con un desplazamiento de un par de muestras (puntos 5, 6 y 7) hacia el vértice de sulfatos y una muestra con características particulares (punto 3) en el que la gráfica adopta una forma de Z debido a los elevados contenidos de cloruro y potasio. Estas características se observan principalmente en época seca.

En cuanto a los cationes, predominan las aguas de tipo cálcico, aunque también se observan aguas de tipo mixto cálcico magnésico e inclusive en algunas muestras el eje correspondiente al Na^+ y K^+ cobra importancia, esto último debido a los mayores contenidos de K^+ registrados.

El aumento de la salinización (ancho del diagrama) también puede observarse espacialmente ya que vemos que aumenta en la dirección del flujo subterráneo.

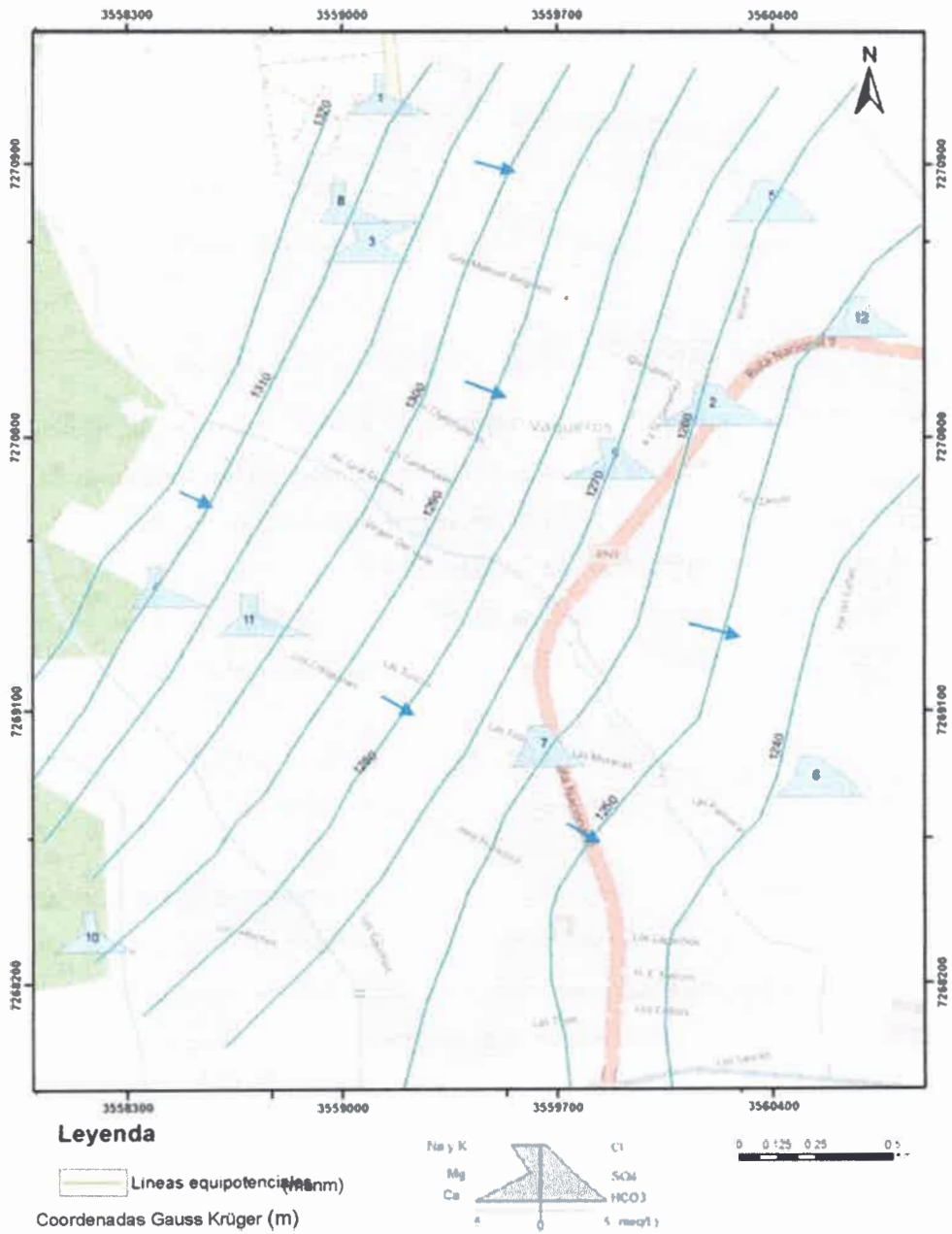


Fig.41. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a octubre 2010.

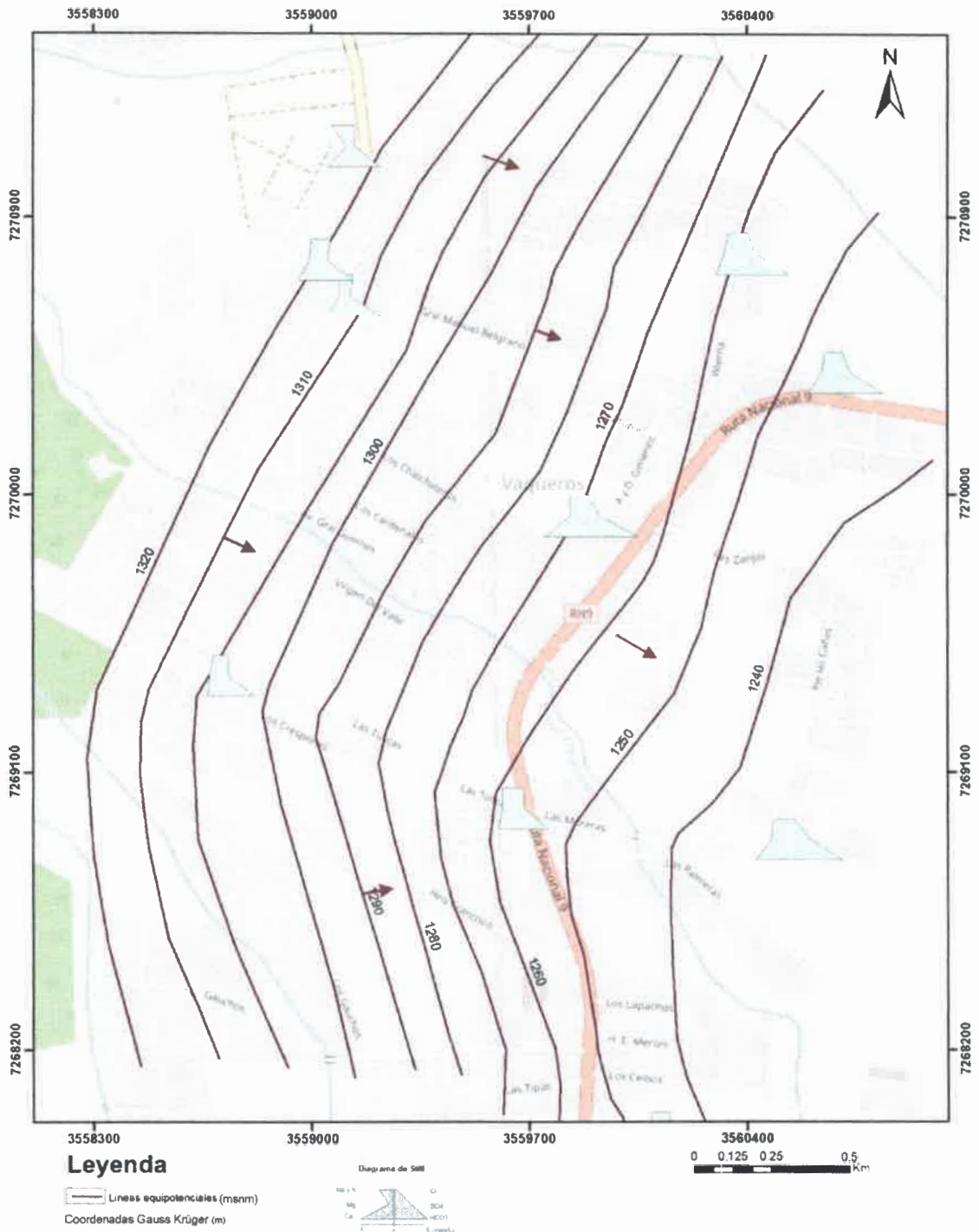


Fig.42. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a abril 2011

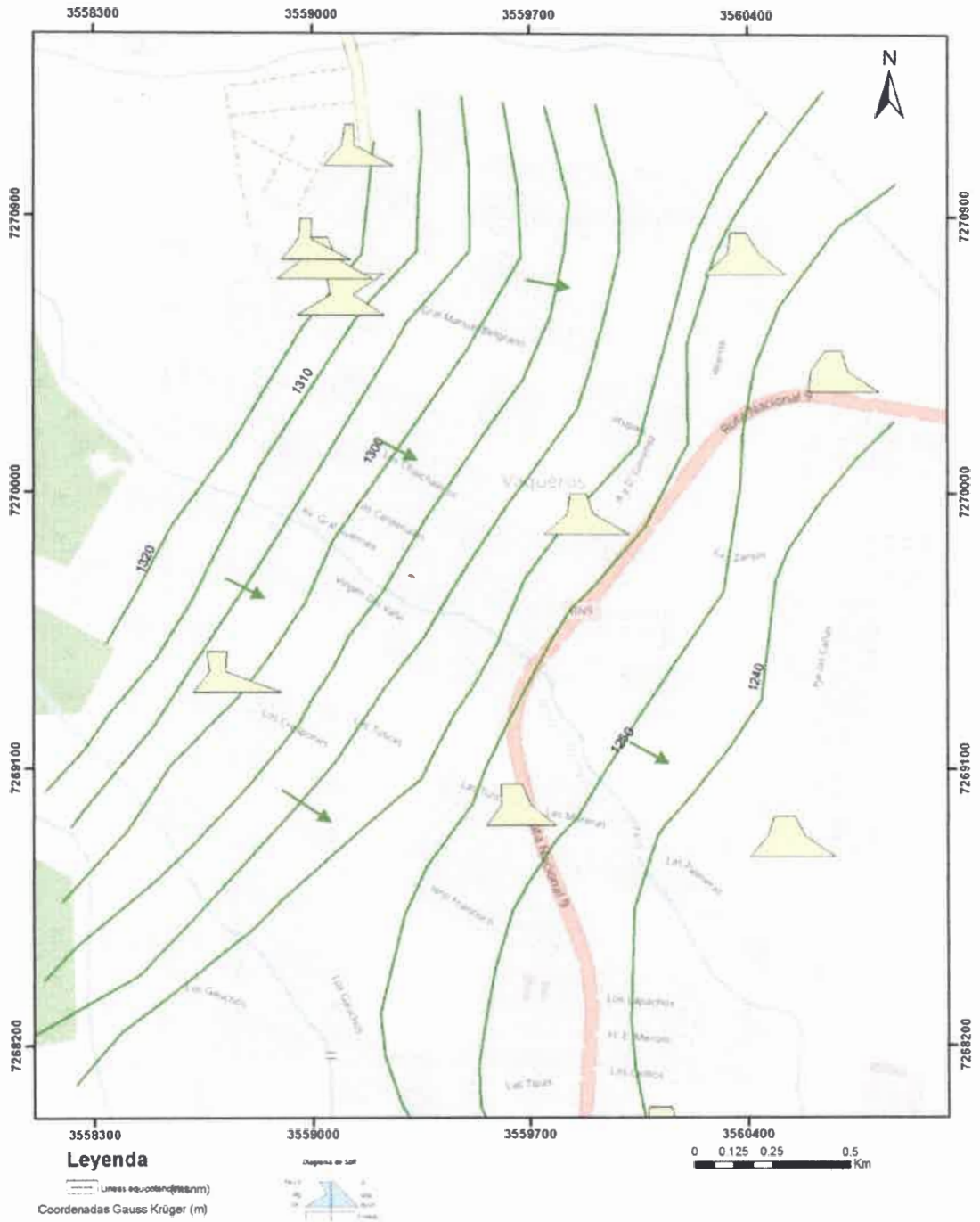


Fig.43. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a octubre 2011.

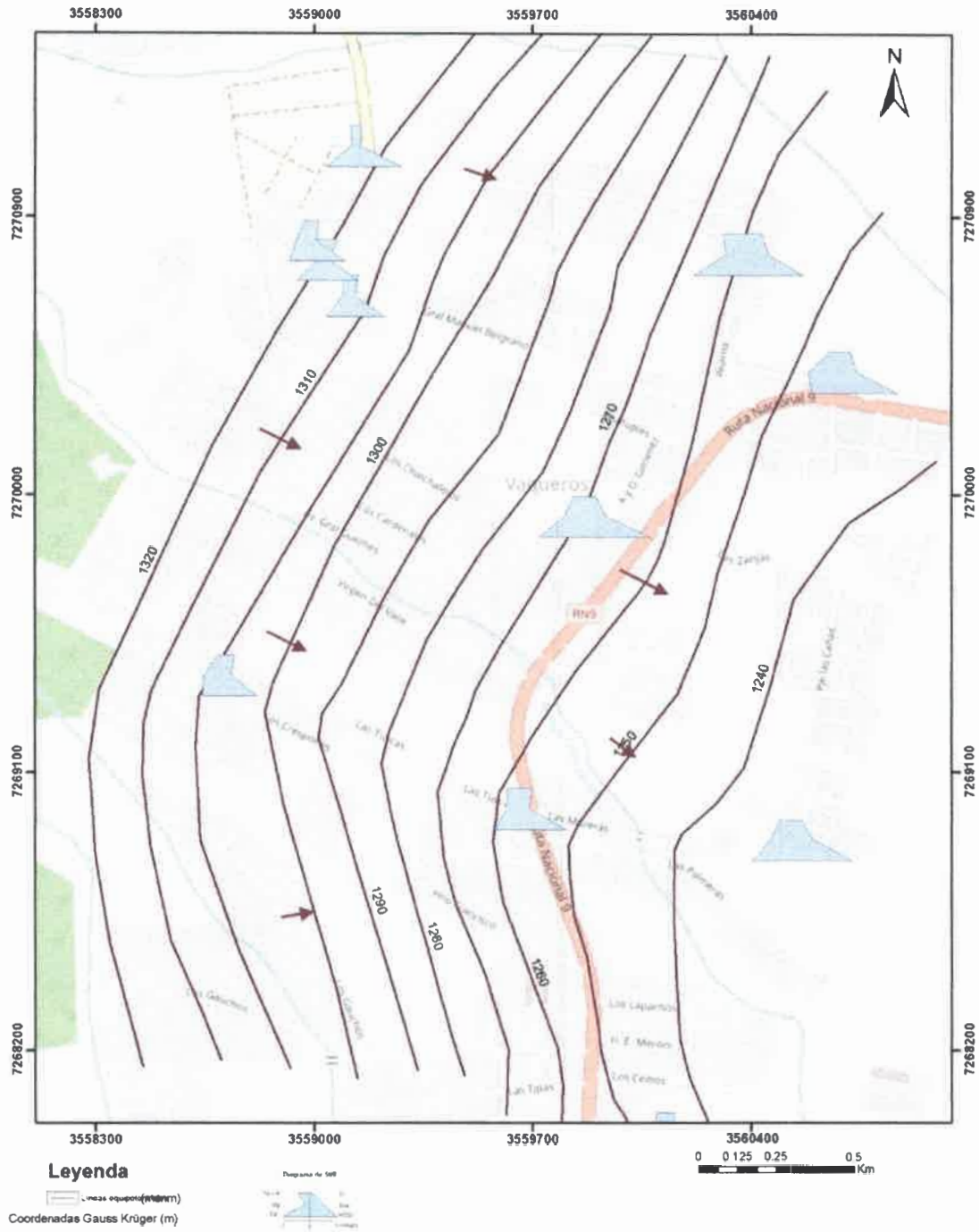


Fig.44. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a abril 2012.

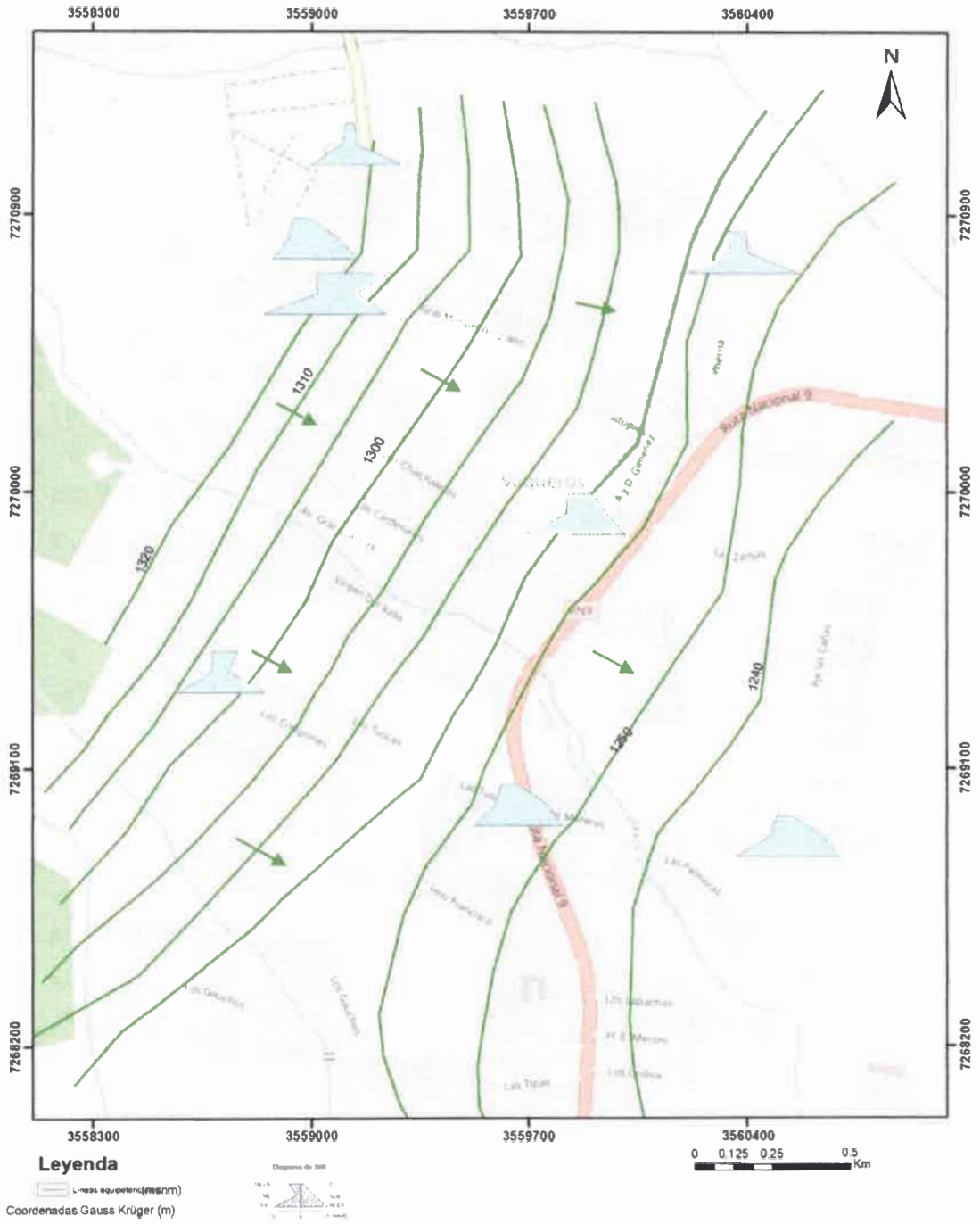


Fig 45. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a octubre 2014.

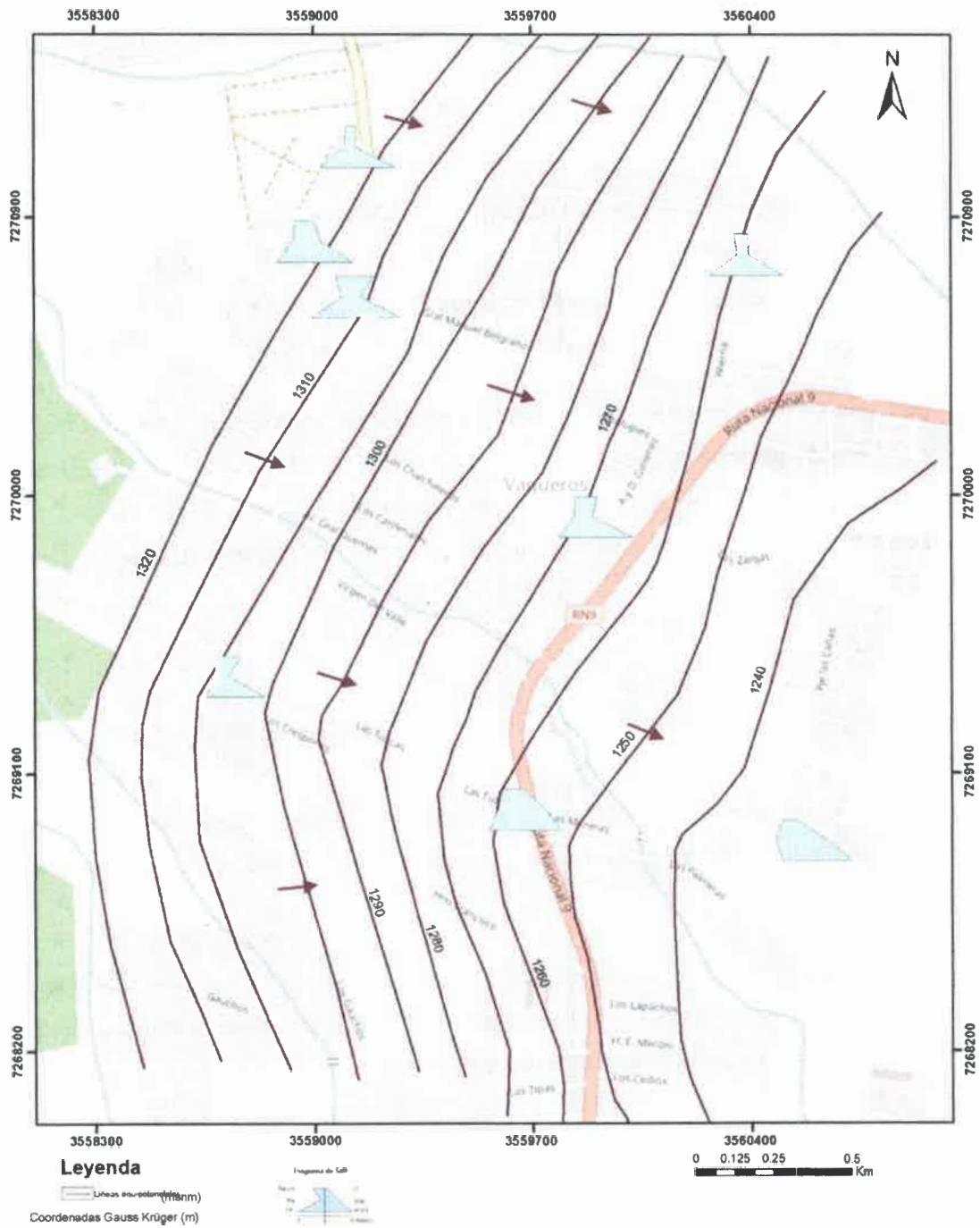


Fig.46. Distribución espacial diagramas de Stiff correspondiente a abril 2015.

5.1.4. ORIGEN DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La composición química del agua subterránea es el resultado de continuos procesos de interacción entre el agua que se infiltra en el terreno y la litología por donde circula. Parte de los componentes químicos son adquiridos en la zona de recarga, mientras que otros se adquieren en el largo recorrido

del flujo del agua subterránea hasta que ésta es captada (por pozos u otra forma de captación) o aflora a la superficie nuevamente (ej. manantiales). La interacción dinámica del sistema hídrico con otros sistemas naturales (suelo y atmósfera) establece flujos de materia entre ellos y da lugar a procesos químicos que alteran la composición de la hidrósfera.

Las reacciones hidrogeoquímicas determinan las especies disueltas presentes en el agua subterránea, si analizamos la concentración de iones mayoritarios y algunos minoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^- , HCO_3^- y NO_3^-) y calculamos relaciones iónicas y diagramas tipo X vs Y podemos deducir qué procesos son los más probables de ocurrir en el acuífero bajo estudio.

Cabe destacar que varios componentes mostraron variaciones significativas de carácter estacional en función de los períodos de lluvia y sequía, ya que existió una tendencia generalizada de incremento en sus concentraciones durante la época seca y una disminución relativa en el periodo húmedo, aparentemente debido a efectos de dilución causada por la precipitación pluvial que se infiltra al manto freático.

5.1.4.1. CLORUROS

En ausencia de contaminación industrial el principal origen del Cl^- es el aerosol marino, seguido del polvo litológico. El agua de lluvia puede constituir una fuente importante de este ion en zonas próximas a la costa, pero su concentración disminuye rápidamente tierra adentro. Se incorpora al agua subterránea por infiltración del agua de lluvia, en la que suele estar asociado al ión sodio (Rigola, 1989).

Si exceptuamos las evaporitas y rocas de origen marino, las rocas por lo común presentan escasa proporción de cloruros. Sin embargo, dada la elevada solubilidad de sus sales, estos pasan rápidamente a la fase acuosa pudiendo alcanzar concentraciones muy altas⁷.

El ión cloruro no se oxida ni se reduce, no es adsorbido significativamente ni forma parte de procesos bioquímicos, lo que le da un carácter conservativo ideal para su uso como trazador y demuestra su estabilidad geoquímica.

En la zona de estudio, no se observa una evolución geoquímica normal para el cloruro en dirección del flujo de circulación (Fig.47), se observan aumentos puntuales de este anión coincidentes, en algunos casos con los pozos que presentan mayores concentraciones de nitrato, por ello es posible hablar de una contaminación antrópica del acuífero.

⁷www.agua.uji.es/pdf/leccionHQ08.pdf

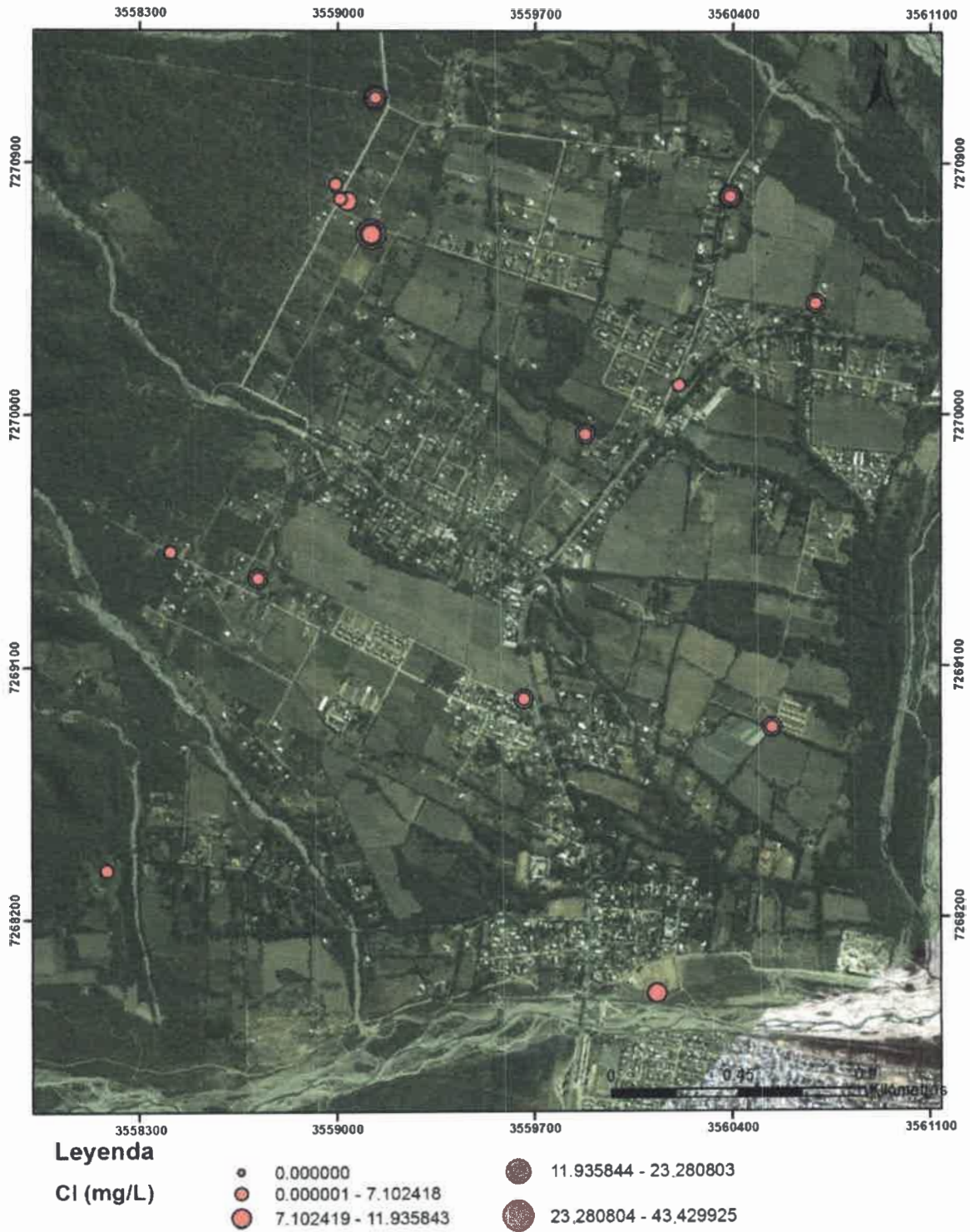


Fig.47. Variación espacial del anión Cl⁻

5.1.4.2. SODIO

Los iones alcalinos más abundantes en el agua son el Na^+ y el K^+ , los cuales están presentes en el medio acuoso a causa de procesos de meteorización de minerales (Doménech, 2000) como silicatos tipo albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y la disolución de rocas sedimentarias de origen marino y depósitos evaporíticos, en los que se presenta fundamentalmente como NaCl .

Las sales de sodio son altamente solubles y tienden a permanecer en solución ya que no se producen entre ellas reacciones de precipitación, como ocurre con el calcio. Sin embargo, el sodio puede ser adsorbido en arcillas de elevada capacidad de intercambio catiónico y puede ser intercambiado con Ca^{2+} provocando una disminución de la dureza de las aguas. El indicador más simple de intercambio iónico es la relación $r\text{Na}^+/r\text{Ca}^{2+}$, para los datos de esta investigación se obtuvo un valor promedio de **0,35** para esta relación variable entre 0,11 y 0,87. Esta relación nos da indicios de la existencia de procesos de intercambio entre iones Ca^{2+} que cede el agua dulce al terreno a cambio de iones Na^+ , en un proceso de “ablandamiento natural” del agua.

Se realizaron, además, cálculos de dureza del agua expresados como mg.L^{-1} de carbonato de calcio, el valor promedio obtenido es de **55** mg/L de CaCO_3 , si se toma como base la clasificación de la dureza del agua de la Organización Mundial de la Salud (OMS), tenemos un agua de tipo “blanda” (de 0 a 60 mg/L de CaCO_3).

La tendencia de un agua de reemplazar el calcio y el magnesio adsorbidos en las partículas del suelo por sodio puede ser expresado por un índice denominado Relación de Adsorción de Sodio que se calcula mediante la siguiente fórmula;

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

donde las concentraciones de los iones respectivos se expresan en miliequivalentes por litro.

Los valores de RAS obtenidos para todas las muestras oscilaron entre 0,81 y 0,20 con un promedio de 0,46 lo que indica, en términos de este elemento (sodio) una baja peligrosidad.

En función de la conductividad eléctrica y la RAS es posible clasificar el agua para uso agrícola e identificar peligro de sodificación. En el diagrama de Wilcox se combinan ambos parámetros y se definen calidades y normas de uso del agua para riego. (ANEXO V)

De este análisis surge que la mayoría de las muestras estudiadas se enmarcan en el cuadrante correspondiente a **SIC1**, es decir aguas con bajo contenido en sodio y baja salinidad, apta para el riego en la mayoría de los casos. Sin embargo, pueden presentarse problemas con cultivos muy sensibles al

sodio o en suelos de muy baja permeabilidad. (Fig.48). Un mínimo porcentaje de muestras se enmarca en la categoría S1C2 en las que la CE > 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$, se trata de las muestras de pozos que presentan baja cantidad de sodio intercambiable, elevados tenores de nitrato, sin embargo continúa siendo apta para riego.

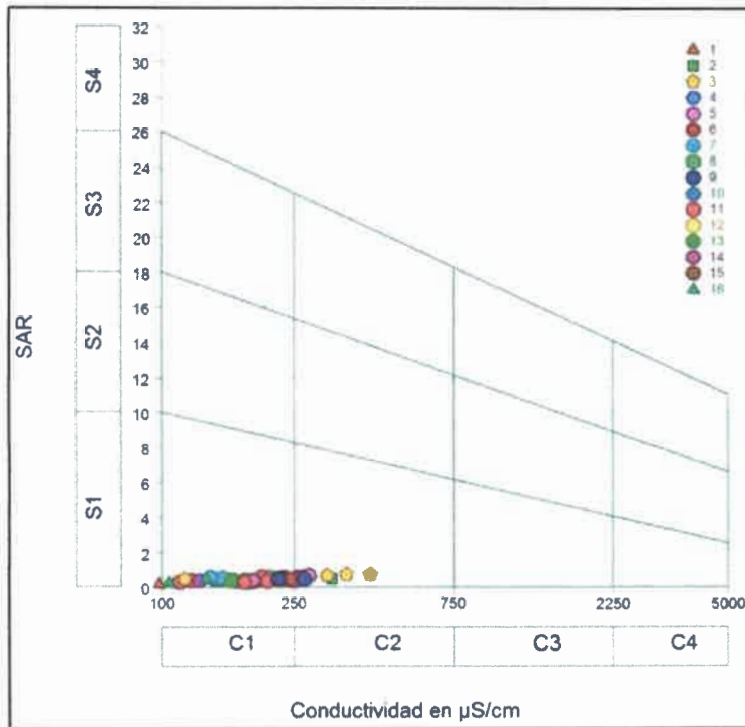


Fig.48. Diagrama de Wilcox para las aguas monitoreadas

5.1.4.3. POTASIO

El potasio procede, en general, de la meteorización de feldespatos y tiende a ser fijado irreversiblemente en procesos de formación de arcillas y de adsorción en las superficies de minerales con alta capacidad de intercambio iónico, por ello su concentración en aguas subterráneas naturales es generalmente mucho menor que la del Na^+ a pesar de que su contenido en las rocas es sólo levemente inferior.

El ión potasio es un nutriente esencial para la plantas y su concentración respecto a la del sodio se presenta en una relación inferior a 0,1 (K^+/Na^+) (Doménech, 2000). En general, las aguas subterráneas tienen concentraciones de K^+ que no sobrepasan los 10 mg/L; mayores concentraciones pueden, en ocasiones, ser indicio de contaminación por vertidos de aguas residuales.

La relación rK^+/rNa^+ disminuye con el aumento de la salinidad o con el tiempo de residencia debido al intercambio selectivo de K^+ por Na^+ de las arcillas. Cuando se produce fijación de K^+ o Na^+ , la relación rK^+/rNa^+ es menor en el agua que en la roca origen⁸. (Tabla 10)

Concentración de alcalinos	Relación rK^+/rNa^+
$(Na^+ + K^+) < a 3 \text{ ppm}$	0,5 - 1
$(Na^+ + K^+) [50 \text{ ppm}$	0,1
$(Na^+ + K^+) [100 \text{ ppm}$	0,01

Tabla 10. Variación del índice hidrogeoquímico rK/rNa en función del contenido total de iones alcalinos

Para las muestras analizadas se obtuvo un valor medio de **0,16** normal para las aguas poco profundas de la zona de estudio que presentan un contenido promedio de 11 mg/L de metales alcalinos.

Gráficamente (Fig.49) podemos observar que a mayores contenidos de Na^+ se presentan bajos valores de K^+ , este escenario puede atribuirse a la fijación del K^+ en el terreno, ya que puede ser absorbido por la fracción arcillosa para transformarse en illita.

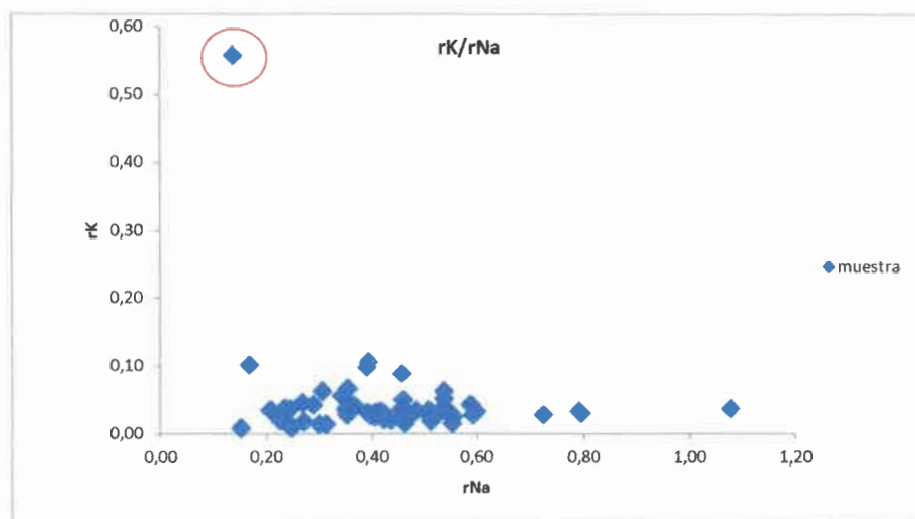


Fig 49. Relación entre los iones Na^+ y K^+

En la Fig.50 se observa un valor atípico de K^+ que corresponde al pozo 1, segunda campaña de monitoreo (época húmeda 1 –abril 2011), momento en el que se registraron también las concentraciones más elevadas de potasio de todo el estudio, con un máximo superior a los 20mg/L, esta situación se revirtió en los siguientes períodos de monitoreo. El entorno del pozo 1 corresponde a una vivienda de reciente construcción, en cuyo terreno se crían actualmente animales de granja (gallinas, gansos, etc.) y los corrales se ubican – dentro de la propiedad - pendiente arriba del pozo de

⁸ Curso Hidrogeoquímica. https://www.u-cursos.cl/ingeniería/2013/1/C16114/1/material/_/previsualizar?id_

suministro de agua. Los pozos 5 y 7, también presentaron altos valores de K^+ en esa campaña, en comparación con el resto de los periodos de monitoreo, sin embargo su entorno corresponde a viviendas más antiguas rodeadas de casas particulares que cuentan con una cámara séptica (en su mayoría) y un pozo de abastecimiento de agua, sin otras presiones externas como corrales o parcelas de cultivo. Como ya mencionamos anteriormente, valores de $K^+ > 10 \text{ mg/L}$ pueden ser indicio de contaminación.

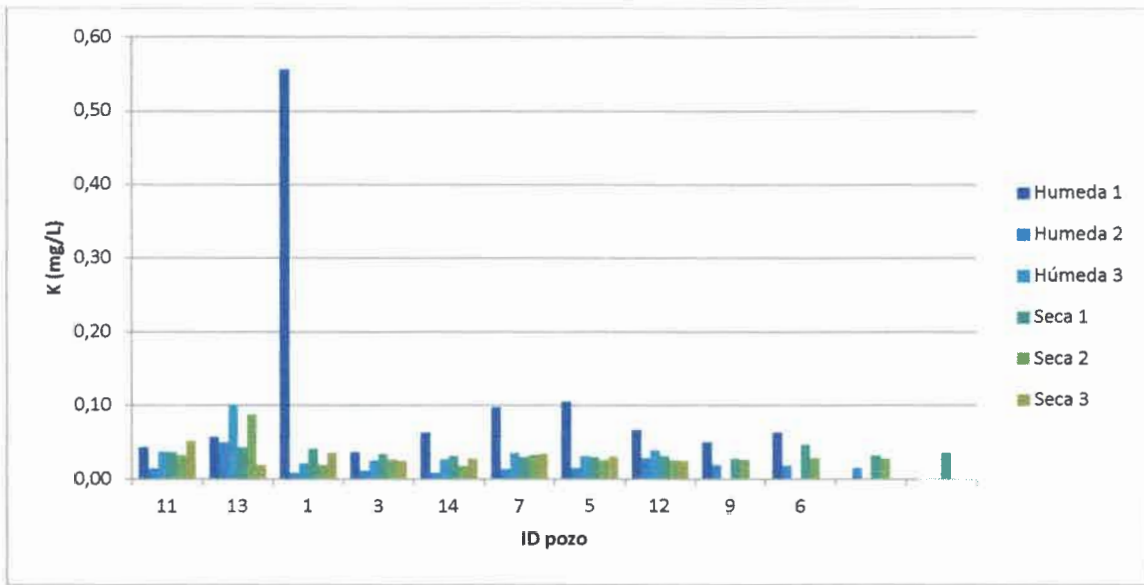
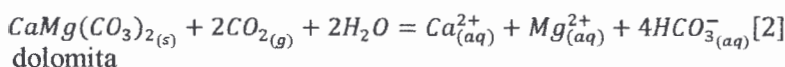
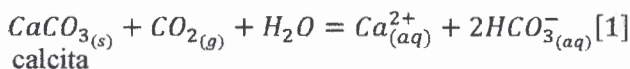
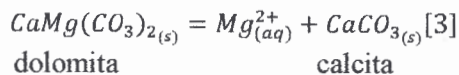


Fig.50. Variación estacional de la concentración de K^+ por pozo de monitoreo

5.1.4.4. CALCIO Y MAGNESIO

Las fuentes de Ca^{2+} y Mg^{2+} son diversas y sus variaciones de concentración suelen ser frecuentes. En zonas de recarga el principal origen de estos componentes es la disolución de rocas carbonatadas. Al disolverse los carbonatos, el ión Ca^{2+} se incorpora al agua y por lo tanto aumenta la alcalinidad de la misma, con un consecutivo aumento del pH (reacción [1], escrita para un sistema abierto al CO_2). La presencia de otros minerales de componente cálcica puede modificar la solubilidad de la calcita por el efecto del ion común, por ejemplo, la disolución de dolomita puede ocurrir de forma congruente (reacción [2], escrita también para un sistema abierto al CO_2), o más comúnmente de forma incongruente (reacción [3], escrita en forma sintética), incorporando Mg^{2+} al agua y carbonato, por lo que esta se sobresaturará con respecto a la calcita y esta última tenderá a precipitar, es decir se produce la disolución de un mineral y queda como residuo sólido otro mineral secundario (ej. arcilla).





Al analizar gráficamente el comportamiento de calcio y magnesio vs el pH (Fig.51 a y b) podemos ver que existe cierta tendencia negativa en la que un aumento de pH (señal de que existe disolución de carbonatos) acompaña a una disminución del Ca^{2+} , sin embargo, el coeficiente de correlación de Pearson particionado por estación (húmeda / seca) que se obtuvo no es estadísticamente significativo ($r: -0,24$ p-valor: 0,2 y $r: -0,26$ p-valor: 0,16 respectivamente).

Aunque es difícil interpretar un comportamiento claro del Mg^{2+} se observa una gran dispersión de los datos con cierta tendencia positiva entre las variaciones de este ión y las de pH, sin embargo, estadísticamente no hay correlación en ninguna de las estaciones (húmeda $r: -0,24$ p – valor: 0,2;seca $r: 0,12$ p – valor: 0,5).

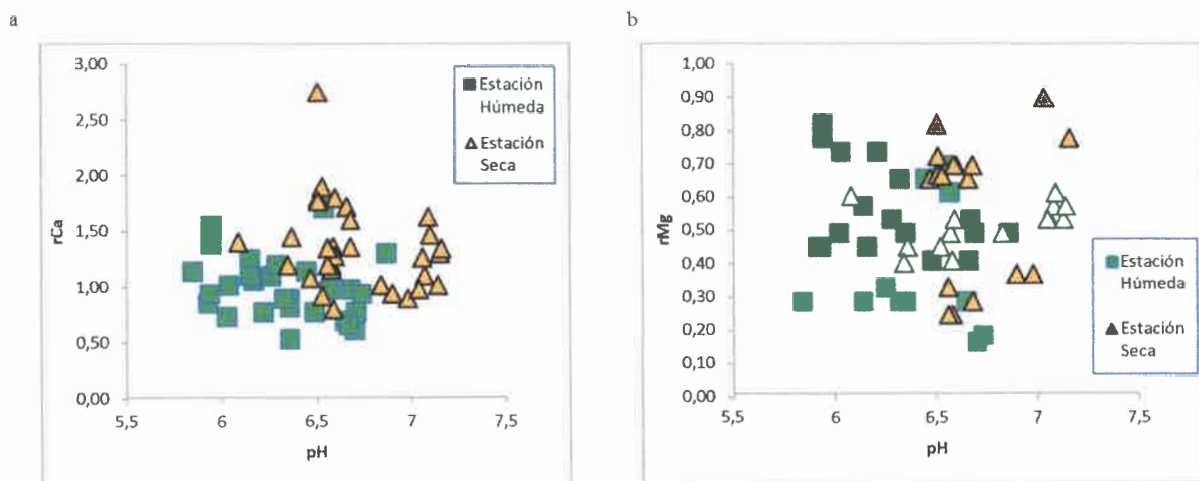


Fig.51. Relación del pH con los iones Ca^{2+} (a) y Mg^{2+} (b)

La relación iónica rMg/rCa para aguas continentales puede variar entre 0,3 – 1,5 y es de aproximadamente 5 para agua de mar⁹. El valor promedio de esta relación para las muestras analizadas es menor a 1 ($rMg/rCa: 0,46$) e indicaría la existencia de un proceso dominante de disolución de calcita. Gráficamente podemos observar que existe una correlación positiva entre ambos iones ($r: 0,46$, p-valor: 0,009 para la estación húmeda y $r: 0,42$, p-valor: 0,02 para la estación seca) con una variación proporcionalmente mayor en el contenido de magnesio que en el de calcio en la estación húmeda. (Fig.52)

⁹FICHS en Apuntes del curso de postgrado Geohidrología Ambiental, UNSa 2014.

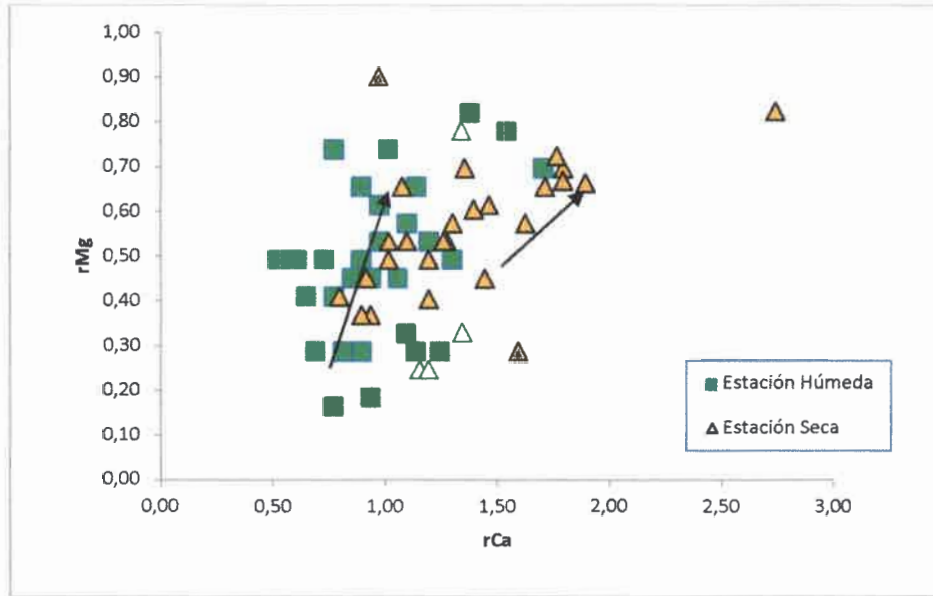


Fig.52. Relación de los iones Ca^{2+} y Mg^{2+}

5.1.4.5. NITRATO

En general, los nitratos son la forma del N más estable termodinámicamente en presencia de oxígeno; así, en sistemas acuáticos y terrestres, los materiales nitrogenados tienden a transformarse en nitratos (Witczak y Adamczyk 1995, Albert 1997). Cuando el nitrógeno en la forma de nitrato alcanza el agua, se vuelve muy móvil debido a su solubilidad y su forma aniónica. Pueden migrar grandes distancias desde las áreas de entrada si hay materiales subsuperficiales altamente permeables, en los que además hay más oxígeno disuelto. El nitrato puede ser diluido por dispersión hidrodinámica en el acuífero (Ribera 2009) y también disminuir al ser afectado por decaimiento del potencial redox del agua subterránea, caso en el que ocurren procesos de desnitrificación. Los procesos de oxidación-reducción de las especies nitrogenadas en el agua están influenciados por fenómenos biológicos y, en consecuencia los productos finales dependerán del número y tipo de organismos que intervengan en ellos.

El origen de los nitratos en las aguas subterráneas no siempre es claro. Son relativamente estables, no son frecuentemente adsorbidos por los materiales del acuífero y no precipitan formando minerales. De esta manera, el nitrato se ha convertido en un importante indicador ambiental de impacto humano en ecosistemas acuáticos subterráneos en todo el mundo (Blarasin et al. 2008, Shand y Edmunds 2008). Sus elevadas concentraciones presentan, por regla general, una estratificación clara con predominio de las mayores concentraciones en la parte superior de los acuíferos libres. Eventualmente el nitrato

puede ser considerado un componente mayoritario aunque rara vez de origen natural ya que, en general, su concentración en aguas subterráneas no supera los 10 mg/L¹⁰.

En la actualidad, la contaminación con nitratos aparece como la más difundida mundialmente y vinculada a la mayor parte de las actividades humanas. En los centros urbanos carentes de servicios cloacales los NO₃⁻ derivan de la degradación de la materia orgánica, mayormente de origen fecal. Los pozos ciegos o negros, en los que se vierten los desechos fecales, constituyen la principal fuente de emisión. Una gran cantidad de nitratos en agua de pozo, puede indicar contaminación y presencia de bacterias patógenas. Sin embargo debe mencionarse que esta contaminación no sólo aumentará el contenido de NO₃⁻, sino también el de Cl⁻ del agua subterránea. El índice hidrogeoquímico rNO₃⁻/rCl⁻ nos permite identificar posibles procesos de contaminación así como procesos de reducción. El valor medio de este índice calculado para todas las muestras es igual a **0,62** y oscila entre valores de 0,05 a 5,73.

Gráficamente el comportamiento de ambos aniones (Fig.53a) evidencia la ausencia de correlación lineal (r: - 0,08; p-valor: 0,6) en época húmeda, es decir que las variaciones en el contenido de NO₃⁻ no influyen en el contenido de Cl⁻. Una situación notablemente diferente se produce en la época seca en la que existe una correlación positiva (r: 0,73; p-valor: 3,29E-6) con una tendencia evolutiva ascendente para ambos iones (Fig.53b)

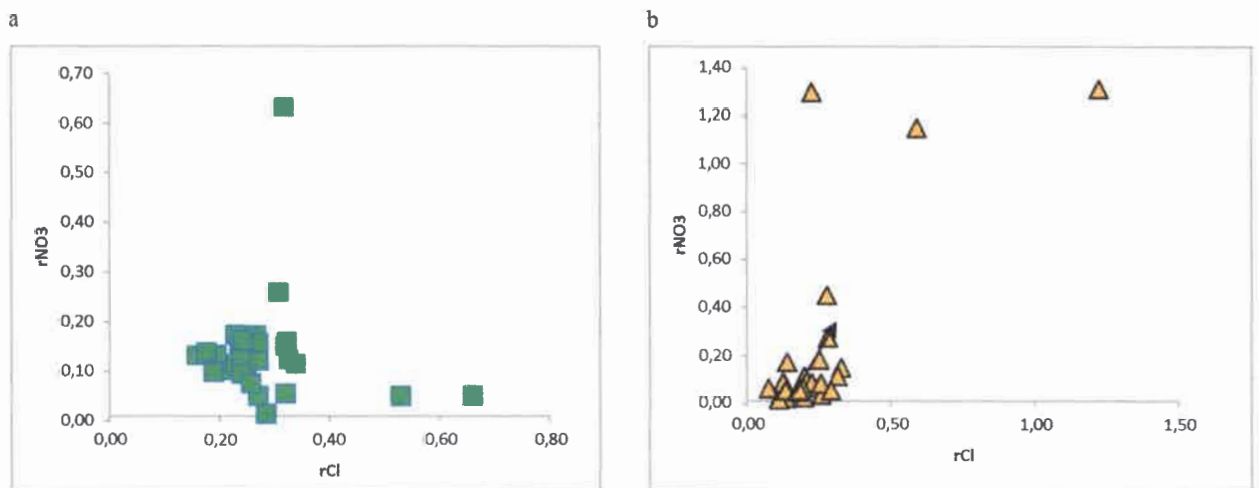


Fig.53. NO₃⁻ vs Cl⁻ a.- época húmeda. b.- época seca

La variación estacional de las precipitaciones ejerce un control importante sobre los elementos mayoritarios, cuyas concentraciones se diluyen en épocas húmedas y se incrementan durante el período seco. En los períodos húmedos, es evidente el efecto de dilución del NO₃⁻ se observa un notable descenso en su concentración, a diferencia del Cl⁻ que si bien experimenta variaciones de concentración no son estadísticamente significativas, efecto atribuible a su carácter conservativo.

¹⁰ <http://www.acumar.gob.ar/content/documents/4/6204.pdf>

5.1.4.6. SULFATOS

Los sulfatos (SO_4^{2-}) después de los bicarbonatos, son los principales aniones presentes en el agua subterránea; pueden presentarse de manera natural o como consecuencia de descargas de aguas industriales y por la utilización de fertilizantes agrícolas. En zonas de recarga la principal fuente de sulfato es el agua meteórica, sin embargo, los análisis químicos de lluvia disponibles para esta zona determinan que el aporte atmosférico de SO_4^{2-} es mínimo, por lo tanto se infiere un origen litológico.

La disolución de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), anhidrita (CaSO_4) y otros tipos de sulfatos dispersos en el terreno, representa frecuentemente el aporte cuantitativamente más significativo de este ión a las aguas subterráneas. Los productos finales de disolución son Ca^{2+} y SO_4^{2-} , que participan en reacciones de intercambio iónico, formación de complejos y precipitados. La correlación positiva entre estos iones evidencia este proceso (Fig.54 a y b), con una relación más estrecha en época húmeda que en época seca en la que se observa una distribución más irregular de los datos. (r : 0,61 p-valor:0,0003 y r : 0,35 p-valor: 0,05 respectivamente).

a

b

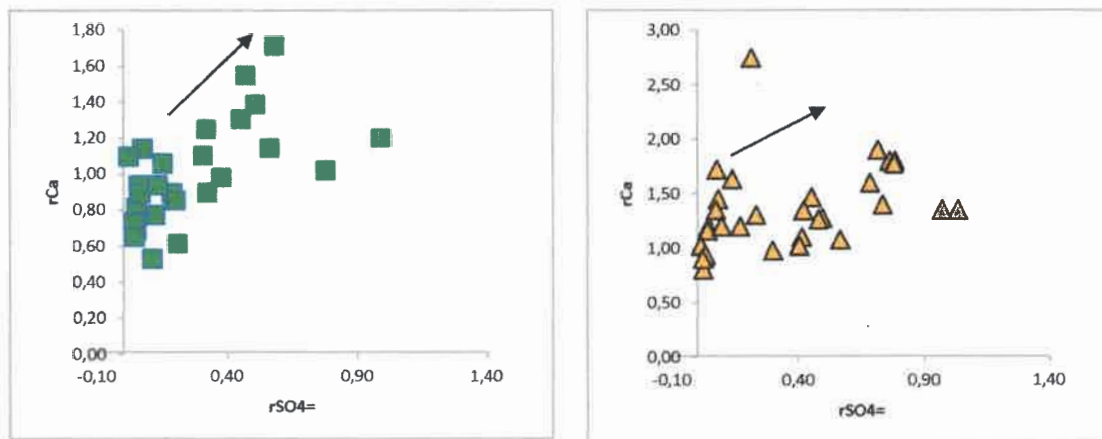


Fig.54. Relación entre SO_4^{2-} y Ca^{2+} a.- época húmeda. b.- época seca

La relación $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ también nos aporta información sobre los distintos procesos que ocurren en las aguas subterráneas, en las muestras analizadas el valor medio obtenido para esta relación es de **1,53** (variable entre 0,06 y 7,71), en aguas continentales oscila entre 0,2 y 0,4. Los valores obtenidos mayores a uno, se deben claramente a la menor concentración de cloruro cuyo origen meteórico o antrópico difiere del origen de los sulfatos, para el que se infiere un origen litológico asociado a la disolución de yeso, este supuesto se sustenta en una relación más clara del $r\text{Ca}^{2+}$ con el $r\text{SO}_4^{2-}$.

Gráficamente (Fig.55) podemos observar una tendencia general de predominio del anión SO_4^{2-} sobre el Cl^- correspondiente, tanto en época húmeda como en época seca, no existiendo correlaciones estadísticamente significativas entre ambos aniones (r : 0,08 época húmeda; r : -0,11 época seca).

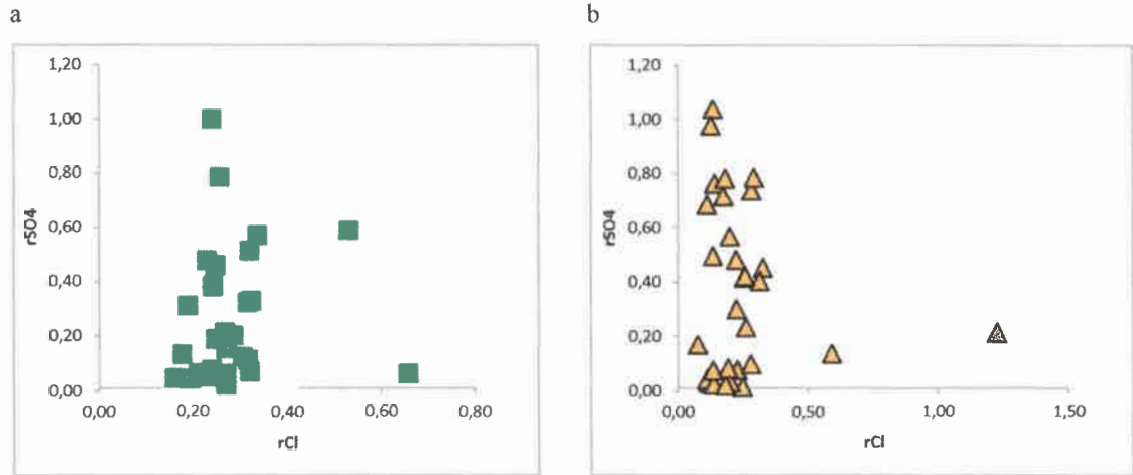


Fig.55. Relación entre Cl^- y SO_4^{2-} a.- época húmeda. b.- época seca

5.1.4.7. BICARBONATOS

Teniendo en cuenta que el contenido de HCO_3^- es un valor relativamente constante en aguas subterráneas, la relación $r\text{HCO}_3^-/r\text{Cl}^-$ es de utilidad para interpretar la evolución geoquímica del acuífero. Los índices obtenidos en el área neta de recarga, en promedio **6,69** indican aguas muy jóvenes en su evolución, principalmente bicarbonatadas característica que evidencia la reciente introducción del agua en el acuífero (Fig.56).

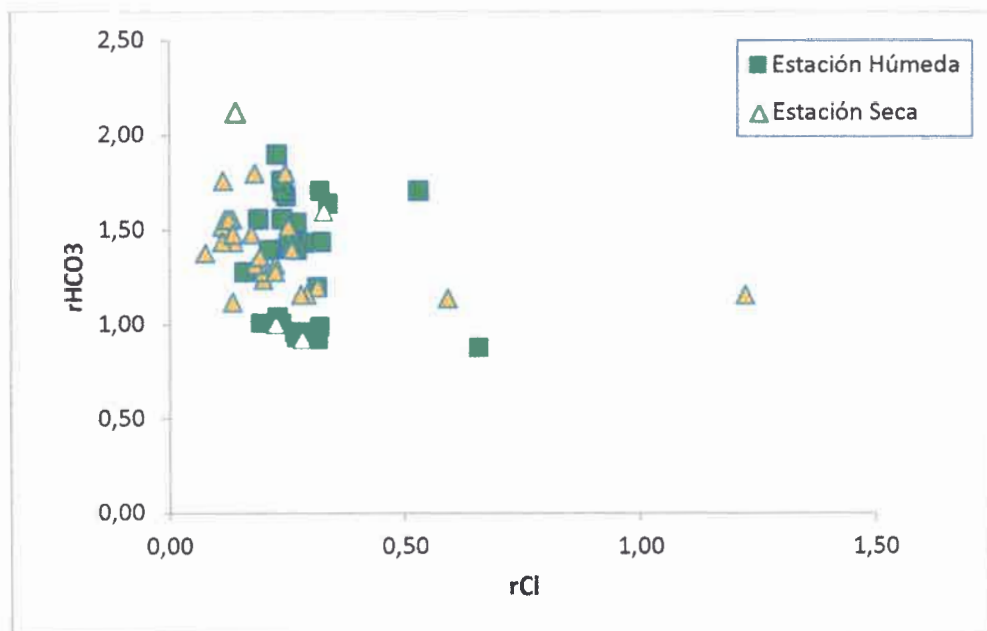


Fig 56. Relación entre HCO_3^- y Cl^-

La evolución química del agua depende de los minerales con los que entra en contacto y de la duración de dicho contacto, que a su vez depende de la velocidad del flujo subterráneo. Como norma general, a mayor tiempo de permanencia mayor será la salinidad del agua. Esto es relativo, ya que las reacciones y procesos geoquímicos que se desarrollan son muy variados. Sin embargo, Chevotareb¹¹ observó que las aguas subterráneas con menor tiempo de permanencia en el subsuelo son generalmente bicarbonatadas, después predomina el sulfato y las aguas más salinas son cloruras, así estableció la secuencia de evolución geoquímica que lleva su nombre: (Fig.57)

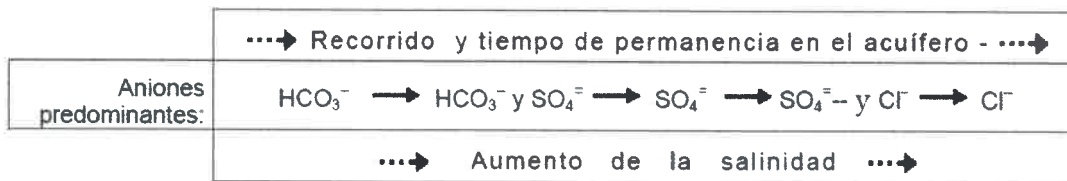


Fig.57. Secuencia de Chevotareb

En la composición catiónica la secuencia análoga sería: $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$, pero no es tan clara y es mayor el número de excepciones.

5.1.4.8. INTERCAMBIO IÓNICO (CAMBIO DE BASES)

Normalmente afecta a los cationes, aunque también se presenta en algunos aniones. Los principales cambiadores son algunos minerales de las arcillas (Montmorillonita, Illita, etc.) y la materia orgánica. Este cambio de base afecta esencialmente a los cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} y Na^+ , lógicamente una consecuencia de este fenómeno va a ser la modificación de las relaciones iónicas entre los iones afectados, de unos puntos a otros ($r_{\text{Na}/r_{\text{K}}}$, $r_{\text{Na}/r_{\text{Ca}}}$, $r_{\text{Na}/r_{\text{Mg}}}$, $r_{\text{Mg}/r_{\text{Ca}}}$...) como consecuencia del desequilibrio aparente creado. En este sentido se define el índice de cambio de bases (icb) por la relación:

$$icb = \frac{r_{\text{Cl}} - r(\text{Na} + \text{K})}{r(\text{SO}_4 + \text{HCO}_3 + \text{NO}_3)}$$

Esta relación o índice de cambio de bases (**icb**) puede tomar valores positivos o negativos para aguas poco salinas como las del área de estudio. Un aumento del **icb** indica un cambio de bases de endurecimiento del agua y una disminución un cambio de bases de ablandamiento. Sin embargo, el cambio de bases no viene definido por un valor determinado, sino por una variación. El valor negativo de icb obtenido (-1,85) se interpreta como una tendencia a ceder calcio y magnesio para tomar sodio y potasio lo que produce una disminución de la dureza del agua.

¹¹ Chevotareb (1955, citado por numerosos autores, entre ellos Kehew, 2001 p. 289) estudió miles de análisis de agua procedentes de diversas litologías de Australia.

5.1.4.9. SÍNTESIS SOBRE LOS ÍNDICES HIDROGEOQUÍMICOS

Respecto a las relaciones iónicas, se consideraron las relaciones más adecuadas a la hora de definir los distintos procesos químicos modificadores que podían producirse en las aguas subterráneas de la zona, como la disolución de carbonatos o procesos de intercambio catiónico (Custodio y Llamas 1983). En la Tabla 11 se resumen los índices calculados para todas las muestras de agua subterránea.

El índice rNa^+/rCa^{2+} medio para las muestras analizadas es del orden de **0,35**, este valor menor a uno puede deberse a un proceso de intercambio entre iones Ca^{2+} que cede el agua dulce al terreno a cambio de iones Na^+ , en un proceso de “ablandamiento natural” del agua.

La relación rK^+/rNa^+ con un valor medio de **0,16** es normal para las aguas poco profundas de la zona de estudio. Una relación rMg^{2+}/rCa^{2+} de **0,46** indica la existencia de un proceso dominante de disolución de calcita que podría atribuirse a su mayor solubilidad relativa.

El índice hidrogeoquímico rNO_3^-/rCl^- nos permite identificar posibles procesos de contaminación agrícola así como procesos de reducción. El valor medio de este índice calculado para todas las muestras es igual a **0,62** a partir de este resultado no es posible inferir la existencia de contaminación agrícola, pero este hecho no excluye la posibilidad de una contaminación urbana.

Índice	Valor
rMg^{2+}/rCa^{2+}	0,46
rNa^+/rCa^{2+}	0,35
rK^+/rNa^+	0,16
icb	-1,85
rSO_4^{2-}/rCl^-	1,53
$rHCO_3^-/rCl^-$	6,69
rNO_3^-/rCl^-	0,62

Tabla 11. Relaciones iónicas promedio para las muestras de agua subterránea monitoreada

5.1.4.10. ANÁLISIS MICROBIOLÓGICOS

Como ya se mencionó anteriormente, los sistemas ineficientes de eliminación de aguas residuales domésticas, la cría de animales de granja, el uso inadecuado de fertilizantes, la formación de microbasurales etc., constituyen amenazas a la calidad de agua que podrían constituir un riesgo para la salud de la población.

El análisis microbiológico es, entonces, fundamental para determinar la calidad del agua y por lo tanto delimitar su uso potencial. Existe una gran variedad de microorganismos, algunos

patógenos, que pueden estar presentes en el agua, como bacterias, virus y protozoos. En algunos casos resulta complicada la medición directa de los patógenos de interés por lo que se recurre a los denominados indicadores de contaminación fecal entre los que se destacan: coliformes totales y fecales (CT y CF), *Escherichia coli* (EC) y el grupo *Enterococcus* (EN) (Gutiérrez et al., 2010). Las normas legales existentes establecen los límites que deben cumplir las aguas de acuerdo con los distintos usos. Para el agua destinada al consumo humano, los valores límites de concentración de indicadores bacterianos son: CT menor o igual a 3 NMP/100 ml, y ausencia de CF y EC (CAA, 2007) y para el caso de EN se establece ausencia en 100 ml (EC, 1998).

Durante las etapas de monitoreo de agua subterránea correspondientes a época seca 2 (octubre 2011) y época húmeda 2 (abril 2012) se tomaron además, muestras para análisis microbiológicos. Se realizó el recuento de coliformes totales (CT) y fecales (CF) por el método de tubos múltiples en Caldo Mac Conckey a 37 y 44°C, respectivamente; y *Escherichia coli* (EC) (Agar mTEC, 44.5°C) y *Enterococcus* (EN) (Agar mE y confirmación en EIA, 41°C), mediante la técnica de filtración por membrana. Se detectó contaminación microbiológica con CT y EN en el 95 % de las muestras y CF y EC en el 91% de los pozos muestreados.

La Tabla 12 muestra los resultados de concentración de coliformes totales y fecales como Número Más Probable por 100 ml de muestra (NMP/100 ml), de *Escherichia coli* y *Enterococcus* como Unidades Formadoras de Colonia en 100 ml de muestra (UFC/100ml).

POZO ID	Estación muestreo	NMP/100ml	NMP/100ml	UFC/100ml	UFC/100ml
1	Seca 2	2400	930	1050	6
3	Seca 2	230	230	630	150
5	Seca 2	0	0	5	6
6	Seca 2	230	30	70	10
7	Seca 2	<30	0	420	42
9	Seca 2	290	93	420	1
11	Seca 2	11000	440	40	9
12	Seca 2	4600	210	8000	600
13	Seca 2	15000	15000	1800	2000
14	Seca 2	210	210	420	1
16	Seca 2	4600	2400	350	10
1	Húmeda2	750	150	100	130
3	Húmeda2	930	930	330	40
5	Húmeda2	91	<30	5	9
6	Húmeda2	91	<30	10	10
7	Húmeda2	280	110	1120	80
9	Húmeda2	91	<30	0	39
11	Húmeda2	930	930	1380	150

12	Húmeda2	4600	230	1500	100
13	Húmeda2	1200	73	190	210
14	Húmeda2	91	<30	600	30
16	Húmeda2	<30	<30	0	0

Tabla 12. Análisis microbiológicos

Los datos no presentan una distribución normal por lo que se aplicó una transformación de logaritmo natural para poder analizar en forma conjunta las concentraciones de los distintos indicadores de contaminación fecal. Posteriormente, se realizó un análisis de la varianza con diseño factorial de los datos donde cada indicador de contaminación representa los niveles de un factor y las estaciones de muestreo representan los niveles del segundo factor; este análisis permite estudiar los efectos principales además de la interacción entre ambos factores. Se utilizó el programa INFOSTAT para realizar el ANOVA y luego se aplicó la prueba post hoc: Test de Tukey que permite determinar qué medias difieren cuando el análisis de varianza acusa un efecto significativo.

Los resultados del ANOVA (Tabla 13) no mostraron diferencias estadísticamente significativas para el factor **estación** ni para la interacción, a diferencia de los indicadores de contaminación que presentaron diferencias estadísticamente significativas (95%). La prueba de Tukey de comparación de medias mostró que el grupo de Enterococcus difiere estadísticamente de los coliformes totales, no así de coliformes fecales ni de *Escherichia coli* (Fig.58).

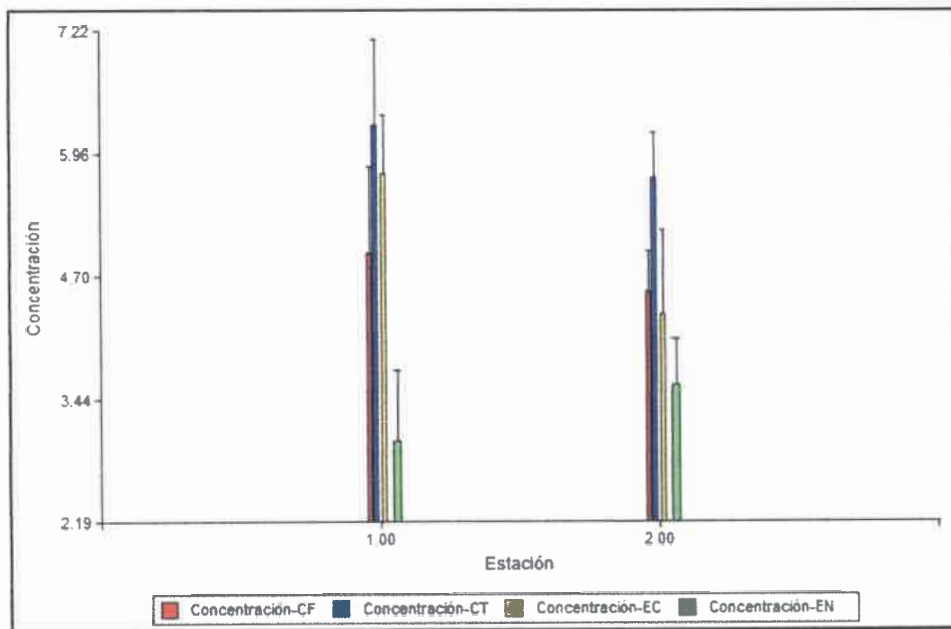


Fig.58. Variación de la concentración de los indicadores de contaminación fecal por estación. 1: estación seca – 2: estación húmeda.

Análisis de la varianza

Variable	N	R ²	R ² Aj	CV
Concentración	88	0.19	0.12	47.87

Cuadro de Análisis de la Varianza (SC tipo III)

F.V.	SC	gl	CM	F	p-valor
Modelo	97.54	7	13.93	2.68	0.0153
Estación	4.53	1	4.53	0.87	0.3538
Indicador	81.73	3	27.24	5.23	0.0024
Estación*Indicador	11.28	3	3.76	0.72	0.5417
Error	416.67	80	5.21		
Total	514.21	87			

Test: Tukey Alfa=0.05 DMS=0.96989

Error: 5.2084 gl: 80

Estación Medias n E.E.

2.00 4.54 44 0.34 A

1.00 4.99 44 0.34 A

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p <= 0.05$)

Test: Tukey Alfa=0.05 DMS=1.81002

Error: 5.2084 gl: 80

Indicador Medias n E.E.

EN 3.30 22 0.49 A

CF 4.74 22 0.49 A B

EC 5.04 22 0.49 A B

CT 5.99 22 0.49 B

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p <= 0.05$)

Test: Tukey Alfa=0.05 DMS=3.03799

Error: 5.2084 gl: 80

Estación Indicador Medias n E.E.

1.00 EN 3.01 11 0.69 A

2.00 EN 3.59 11 0.69 A B

2.00 EC 4.32 11 0.69 A B

2.00 CF 4.54 11 0.69 A B

1.00 CF 4.94 11 0.69 A B

2.00 CT 5.71 11 0.69 A B

1.00 EC 5.76 11 0.69 A B

1.00 CT 6.26 11 0.69 B

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p <= 0.05$)

Tabla 13. Resultados del ANOVA

La presencia de microorganismos patógenos en el agua subterránea nos da un indicio de la presencia de materia orgánica biodegradable, que puede descomponerse por acciones bacterianas en función de la disponibilidad de oxígeno disuelto en el agua. La descomposición aeróbica produce agua, anhídrido carbónico, sulfatos, nitratos, etc. Si bien no se encontró en los datos analizados una correlación entre nitratos y microorganismos su presencia nos da la idea de un proceso incipiente de contaminación del acuífero freático.

5.1.5. ESTADÍSTICA MULTIVARIADA

5.1.5.1. ANÁLISIS DE CONGLOMERADOS (AC)

De un análisis exploratorio de los datos se observó que los valores obtenidos en los pozos ubicados en la parte oeste del área de estudio presentaron una variabilidad estacional más marcada que los pozos de la zona este. Esto puede deberse a que en la zona oeste la única fuente de agua potable son los pozos domiciliarios y el acuífero libre sufre el impacto de la extracción excesiva de agua y la presión de los numerosos sistemas de eliminación de líquidos cloacales, que provocan una disminución en su calidad.

Para corroborar esta hipótesis se aplicó un análisis de conglomerados (AC) con el fin de comprobar estadísticamente si existe algún tipo de agrupamiento de los puntos de monitoreo en función de las variables físico – químicas medidas. Para cuantificar dicha similitud, se utilizó el método de Ward que maximiza la homogeneidad dentro de los grupos, para ello, plantea todas las posibles fusiones en cada etapa concreta y elige la que maximiza la homogeneidad:

- Calcula los centroides de los grupos resultantes de las posibles fusiones.
- A continuación calcula la distancia al centroide de todas las observaciones del grupo (suma de cuadrados total).
- La solución con menor suma de cuadrados total es la elegida.

El AC entre observaciones mostró dos grandes grupos bien definidos, que se pueden observar en el dendrograma de la Fig.60; dentro de cada uno de ellos podemos identificar subgrupos. En el conglomerado 1 el primer subgrupo que presenta la menor distancia euclídea y por ende mayor similitud está formado por los pozos 8 y 4, al que se suman en orden decreciente de similitud los pozos 10, y 1; otro subgrupo lo forman los pozos 16 y 11, al que se une el pozo 14 y finalmente el pozo 7. (Fig.59)

El segundo conglomerado agrupa los pozos 9 y 5 que presentan la menor distancia euclídeana, se une a este subgrupo el pozo 6 y finalmente se agregan los pozos 12 y 13.

El pozo 3 es el menos parecido al resto, no pudiendo unirse a ninguno de los grupos formando el conglomerado número 3. Esta disimilitud, sustentada por una mayor distancia euclídea, puede originarse en las elevadas concentraciones iónicas del agua extraída de este sitio, en el que se han registrado – por ejemplo – valores de NO_3^- (>80 mg/L) que superan los límites establecidos por el Código Alimentario Argentino para agua de bebida (45 mg/L). En otras palabras, la contaminación puntual de este pozo le confiere características distintivas que no permiten agruparlo con ninguno de los puntos monitoreados.

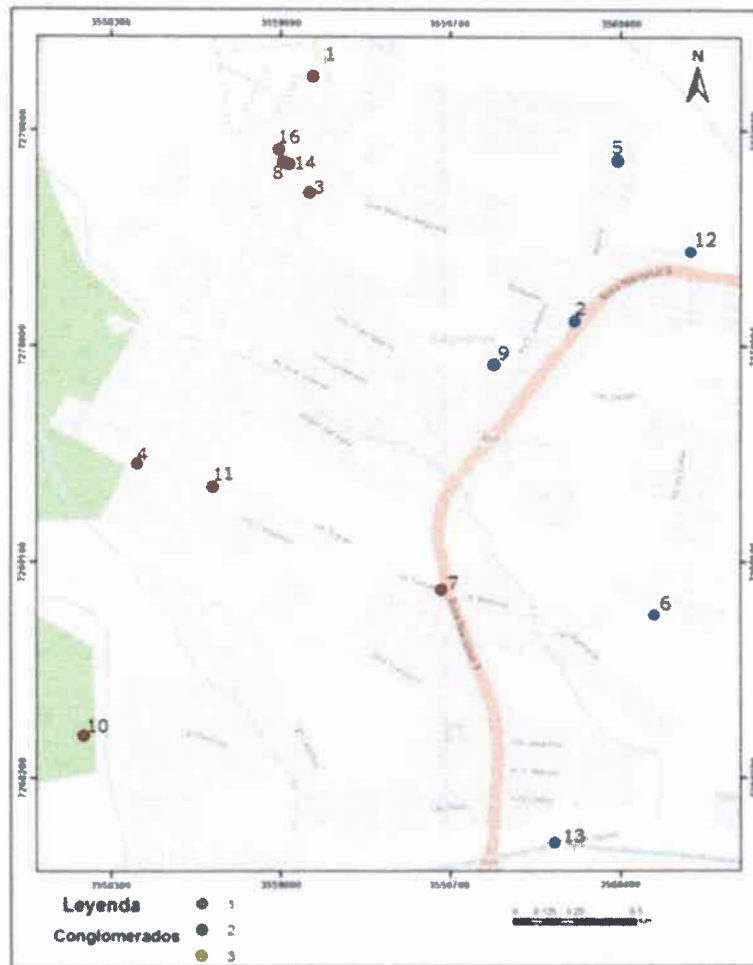


Fig.59. Distribución espacial de los conglomerados

La determinación del número de grupos en el caso de estos métodos es una cuestión controversial. Existen muchas propuestas, una de ellas por ejemplo, es posicionar una línea de corte a un valor de distancia del 75% del rango de distancias observadas. La cantidad de cruces de las líneas que forman grupos con la línea de corte, sería un número de conglomerados recomendado, para este estudio se ubicó la línea de corte en 6,76 (75% de distancias) formándose los 3 grupos descritos anteriormente.

La composición Ca-Mg (base equivalente-carga) predomina en todas las muestras de la parte oeste y en la parte este dominó la composición Ca-Na y Mg-Na, evidenciando un cambio en la química del agua hacia una composición sódica (evolución geoquímica). Para los aniones, la predominancia fue HCO_3^- en todas las muestras, a excepción del grupo 3 en el que predomina el nitrato.

El intercambio Na-Ca y Na-Mg que ocurre entre las soluciones (agua de infiltración) y la superficie de los minerales en los suelos, así como en las aguas residuales, son factores que se asocian al aumento relativo del Na aguas abajo.

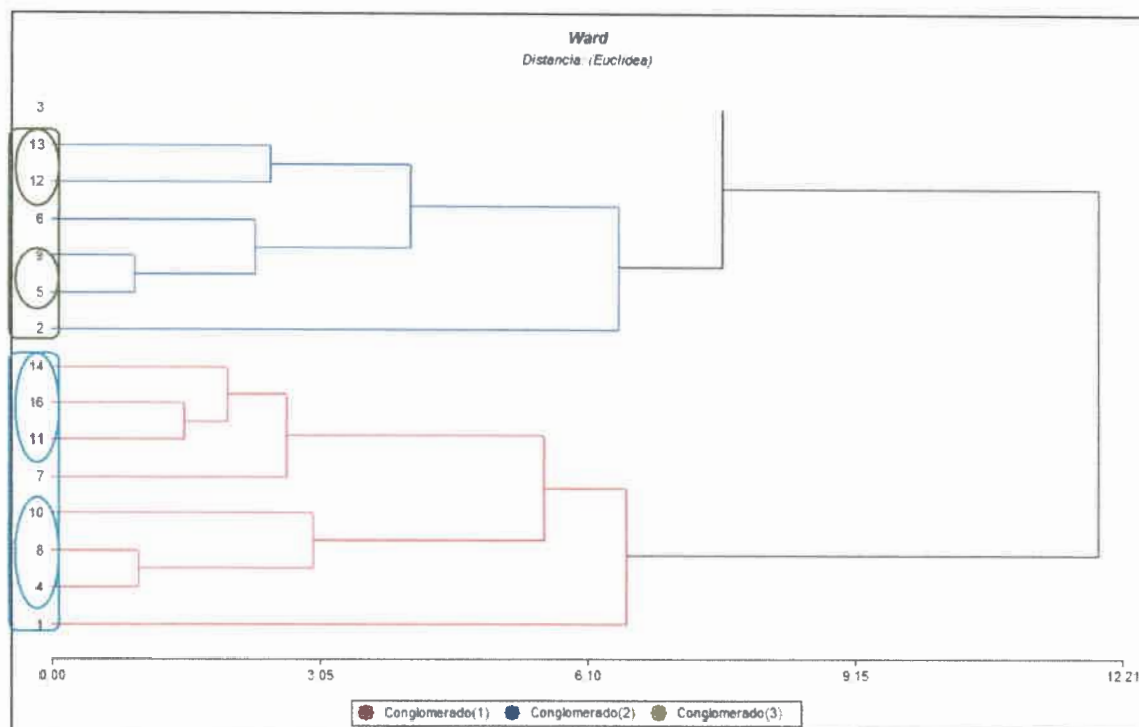


Fig.60. Agrupamiento de los pozos. El eje horizontal indica las distancias euclídeas.

CARACTERIZACIÓN DE LOS CONGLOMERADOS

La CE promedio fue 25% mayor en la parte este (C2) en relación con la parte oeste (C1); en tanto el conglomerado 3 tiene una situación particular ya que presenta un valor medio ligeramente superior al de la parte este pero espacialmente se ubica al oeste (Tabla 14 y Fig.59). Una tendencia similar se detectó para el pH, con valores promedio de 6,43 para la parte oeste, 6,65 para la parte este y 6,49 para el conglomerado 3. La conductividad eléctrica (CE) es directamente proporcional al contenido de sólidos totales disueltos en el agua subterránea y éstos se incrementan con la evolución del agua subterránea, o por efecto de la contaminación antrópica. Los diagramas de caja confeccionados para cationes y aniones por conglomerado muestran claramente las diferencias en la composición química de las zonas oeste y este, así como la particularidad del conglomerado 3 (Fig.61 a, b, c y d).

Conglomerado	Variable	n	Media	D.E.	CV	Mín	Máx
1	pH	28	6.43	0.39	6.03	5.85	7.16
1	CE	28	169.36	42.10	24.86	98.00	266.00
1	NO ₃ ⁻	28	8.73	7.87	90.11	1.43	27.95
1	HCO ₃ ⁻	28	79.91	15.39	19.26	53.68	109.80
1	Ca ²⁺	28	19.91	5.00	25.11	10.61	29.38
1	Mg ²⁺	28	5.51	2.00	36.38	1.49	8.96
1	Na ⁺	28	9.04	3.11	38.75	3.15	13.74
1	K ⁺	28	2.04	3.96	194.14	0.29	21.75
1	SO ₄ ⁼	28	11.06	13.03	117.78	0.73	46.22
2	pH	26	6.65	0.25	3.76	6.15	7.10
2	CE	26	230.77	34.55	14.97	162.00	324.00
2	NO ₃ ⁻	26	8.33	5.64	67.67	1.11	26.13
2	HCO ₃ ⁻	26	94.64	14.01	14.80	69.54	129.32
2	Ca ²⁺	26	25.64	7.05	27.51	8.16	38.00
2	Mg ²⁺	26	7.49	2.19	29.21	3.48	13.44
2	Na ⁺	26	10.29	2.15	20.94	7.42	17.23
2	K ⁺	26	1.57	0.84	53.61	0.52	4.10
2	SO ₄ ⁼	26	24.51	13.47	54.96	3.64	49.90
3	pH	6	6.49	0.32	4.94	6.17	7.07
3	CE	6	240.83	139.70	58.01	112.00	422.00
3	NO ₃ ⁻	6	50.50	32.25	63.87	10.76	81.20
3	HCO ₃ ⁻	6	71.37	13.62	19.09	61.00	97.60
3	Ca ²⁺	6	29.54	14.98	50.72	13.87	55.00
3	Mg ²⁺	6	6.22	3.43	55.20	3.48	11.95
3	Na ⁺	6	12.96	7.15	55.14	5.19	22.47
3	K ⁺	6	1.06	0.40	37.57	0.39	1.43
3	SO ₄ ⁼	6	7.95	5.22	65.60	2.38	15.50

Tabla 14. Parámetros estadísticos descriptivos por conglomerado

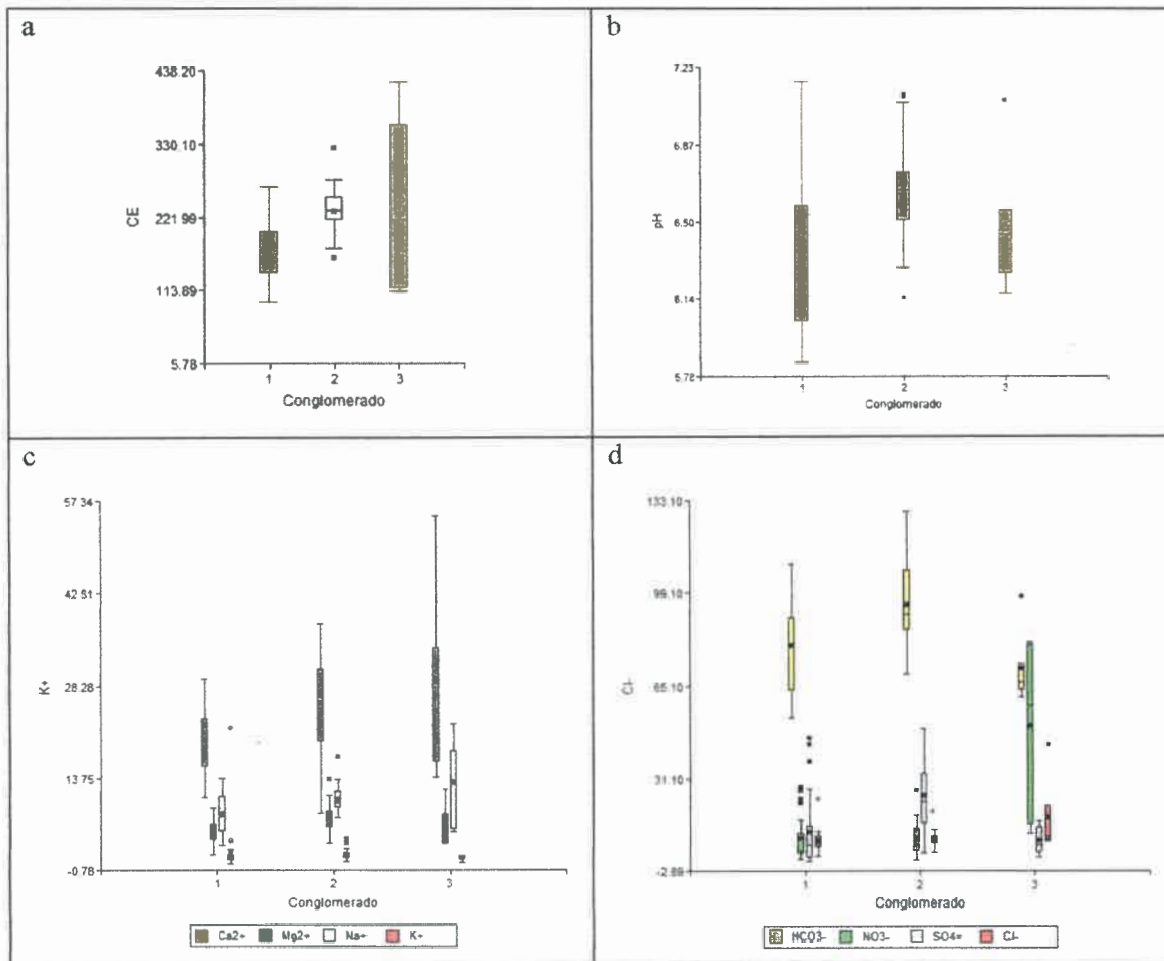


Fig.61. Comportamiento de las variables físico – químicas por conglomerado. a.- CE (us/cm), b.- pH, c.- Concentración catiónica (mg/L) y d.- Concentración aniónica (mg/L).

5.1.6. FACIES HIDROQUÍMICAS Y SU RELACIÓN CON LA RED DE FLUJO

A partir de la caracterización geoquímica de las aguas estudiadas se ha relacionado cada facies con los procesos hidrogeoquímicos identificados en los apartados anteriores, diferenciando las estaciones de monitoreo (seca y húmeda). En la mayoría de los puntos monitoreados se han encontrado aguas con características químicas similares, sin embargo, como podemos observar en el diagrama de Piper (Fig.62) durante la época seca hay una concentración de los aniones principalmente (Cl^- y NO_3^-) lo que marcaría una tendencia aniónica evolutiva¹² (de HCO_3^- a $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$). Las muestras con características particulares que se enmarcan en el tipo cloruradas/sulfatadas cálcico magnésicas corresponden a pozos con altos tenores de nitrato, se asocian por lo tanto a una “evolución” antrópica resultado de la contaminación por aguas residuales domésticas.

En la época estival la infiltración del agua de lluvia favorece a la facies predominante bicarbonatada cálcica – magnésica. La escasa mineralización (CE entre 98 y 422 uS/cm con un promedio \cong 200 uS/cm) y un pH ligeramente ácido a neutro (entre 5,85 y 7,16) corresponde a aguas poco evolucionadas químicamente, corto tiempo de residencia en el acuífero y una composición química resultante, casi exclusivamente, de la interacción del agua de lluvia con los minerales y gases de la zona no saturada del área recarga.

¹² Las tendencias de evolución que se mencionan y que se marcan en algunos gráficos en forma de flechas se refieren a tendencias generales en el acuífero.

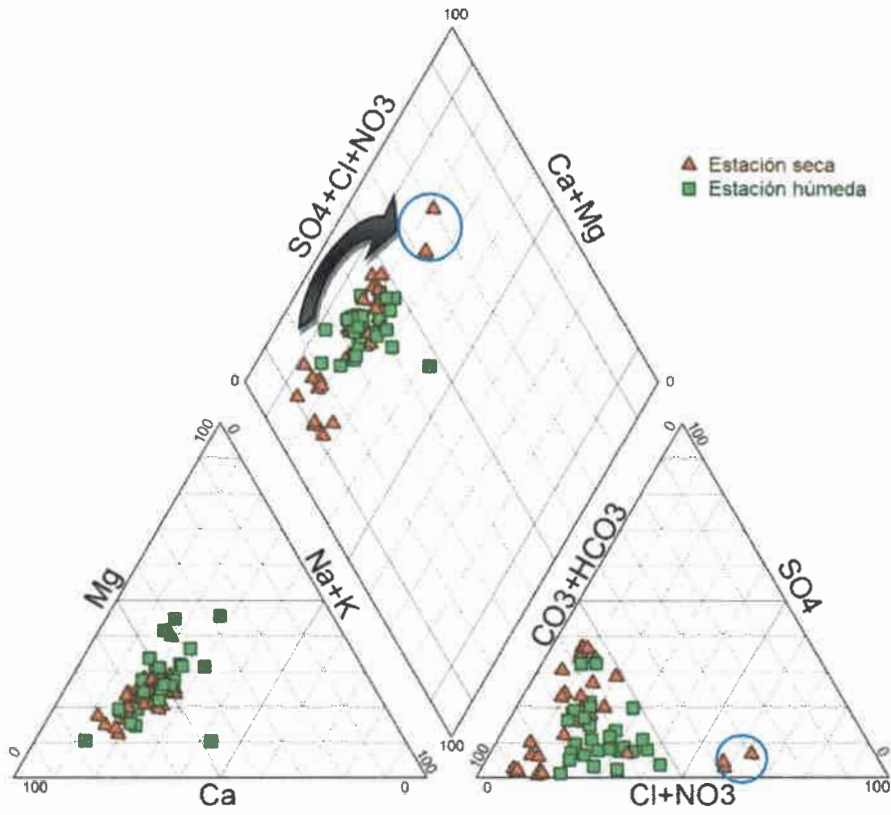


Fig.62. Diagrama de Piper para aguas subterráneas

5.2. MODELO HIGROGEOQUÍMICO CONCEPTUAL

El modelo propuesto intenta reflejar tanto las características del medio físico continente como las del recurso hídrico subterráneo propiamente dicho, acompañado de la necesaria correlación con los aspectos socioeconómicos (usos y coberturas) a fin de establecer como corolario de esta investigación pautas de manejo del recurso hídrico. En la Fig.63 se esquematiza la información utilizada para la elaboración del modelo conceptual.

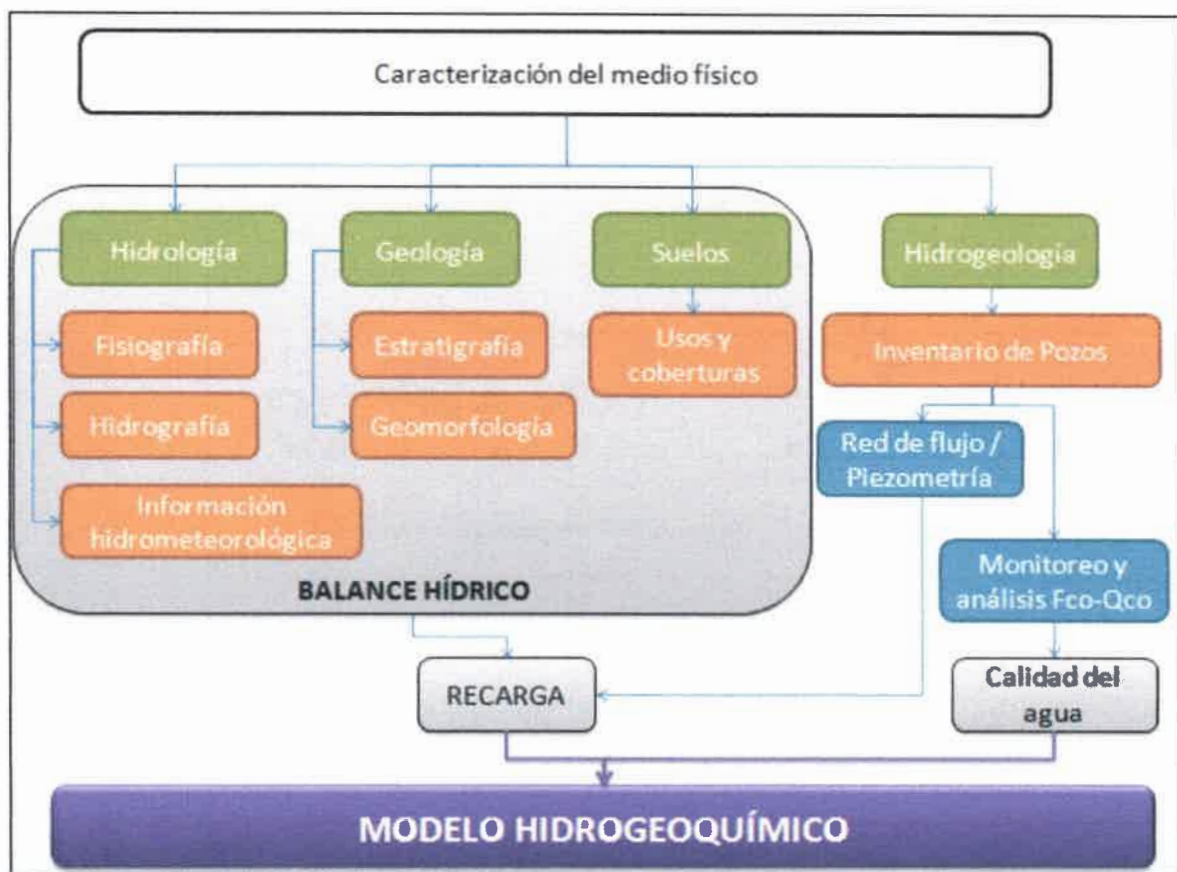


Fig.63. Esquema conceptual del modelo hidrogeoquímico

El modelo propuesto se sintetiza de la siguiente manera (Fig.64): la zona de estudio se encuentra netamente en el área de recarga del acuífero, la facies química predominante es la bicarbonatada cálcica- magnésica con presencia de aguas del tipo cloruradas/ sulfatadas cálcico magnésicas evidenciando procesos de contaminación antrópica. Se trata de aguas de muy baja mineralización, geoquímicamente inmaduras. Entre los procesos dominantes se plantean los siguientes: Disolución de calcita ($rMg/rCa < 1$), intercambio iónico ($icb < 1$) con consecuente ablandamiento natural del agua, reciente introducción del agua al acuífero ($rHCO_3/rCl > 6$) disolución de yeso con el consiguiente aporte de SO_4^- y Ca^{+2} .

Se identificaron dos procesos determinantes de las características hidroquímicas: a) la adquisición de sales durante el recorrido, que se inicia con la disolución de carbonatos, gracias a

la acidez que adquiere por la reacción con CO_2 durante su infiltración a través de la zona no saturada, y b) el intercambio iónico calcio-sodio combinado con la retención del potasio en las arcillas. Se observó además un caso puntual de contaminación por nitratos (pozo 3), por disposición de efluentes domiciliarios en pozos ciegos.

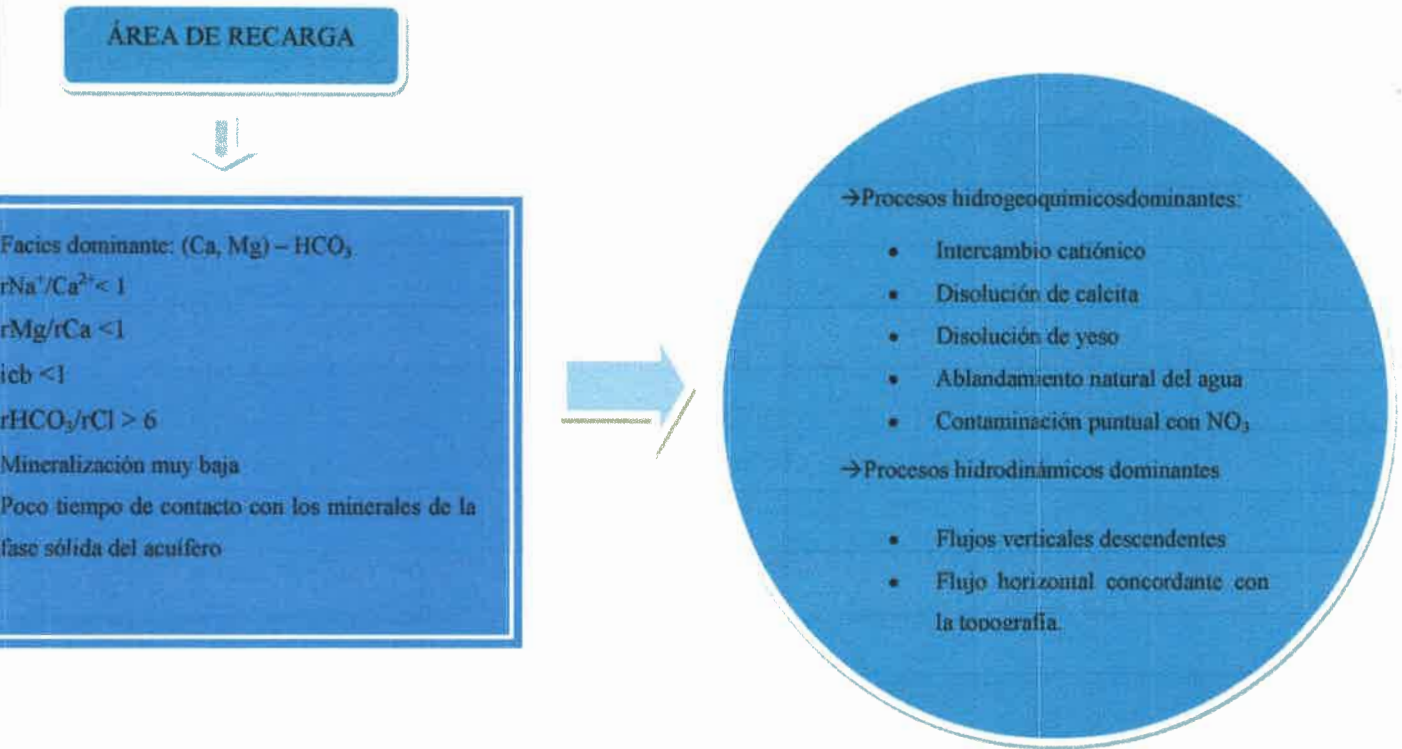


Fig.64. Modelo hidrogeoquímico propuesto

5.2.1. AJUSTE DEL MODELO CONCEPTUAL

El modelo conceptual presentado se basa en los antecedentes y los datos obtenidos en este trabajo, respaldados por información real medida en campo a partir de los pozos de observación y monitoreo. Las reacciones hidrogeoquímicas propuestas se validan con la modelación numérica mediante el código PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) a partir del cálculo de los estados de saturación mineral (o índices de saturación –IS) de las aguas seleccionadas a lo largo de una línea de flujo local y de la modelación geoquímica inversa.

5.2.1.1. MODELIZACIÓN GEOQUÍMICA

Para verificar y/o descartar las hipótesis propuestas en los apartados anteriores y confirmar los principales procesos que determinan las características y la evolución hidrogeoquímica de las aguas en la zona de estudio, se utilizaron modelos inversos o de balance (Fig.65) que son aquellos que calculan las reacciones químicas netas ocurridas en el medio físico entre dos puntos situados sobre una línea de flujo y de los cuales se conoce su composición química, empleando el código PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999).

Se parte de la composición de una solución inicial y una solución final conocidas, así como de uno o varios conjuntos de reacciones posibles (modelo hidrogeoquímico conceptual) que pueden tener lugar en el sistema considerado. El programa PHREEQC calcula la cantidad neta de masa transferida entre las distintas fases del medio (líquida, sólida y gaseosa) para cada una de las reacciones especificadas.

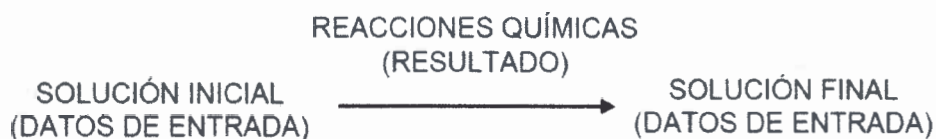


Fig.65. Esquema de modelo inverso

Los modelos inversos resultan de mayor utilidad cuando el conocimiento del medio reactivo es mayor y se trata de cuantificar procesos que permitan explicar los cambios de composición observados sobre una línea de flujo. Los programas de modelación inversa no proporcionan soluciones únicas, dependiendo entonces la elección de la/las más probables del grado de conocimiento que se tenga de las condiciones reales del medio estudiado, es decir de la correcta formulación del modelo conceptual.

El código PHREEQC proporciona además la siguiente información geoquímica del sistema:

1. La especiación química de los metales en solución: Son las diferentes formas químicas en las que pueden estar presentes estos metales; el programa nos da su respectiva importancia expresada en proporciones molares.
2. Los índices de saturación de fases minerales: Estos índices dan información sobre el grado de sobresaturación, equilibrio o subsaturación de las diferentes fases minerales en la solución. Los IS que proporciona el programa indican sobresaturación (y por tanto tendencia a la precipitación) en caso de ser positivos ($IS > 0$) o subsaturación (y tendencia a la disolución) en caso de ser negativos ($IS < 0$). El programa no valora ni aspectos cinéticos ni cuantitativos de la posible precipitación.

IMPORTANCIA DE LOS ÍNDICES DE SATURACIÓN

Conocer el estado de saturación de un agua natural respecto a los minerales característicos de la zona es importante ya que permite identificar fenómenos de precipitación o de disolución de dichos minerales. En el primer caso el sistema tiende a disminuir la concentración de determinadas especies químicas disueltas y en el segundo a incrementar las concentraciones de dichas especies. El estado de saturación de un agua respecto a un determinado mineral puede obtenerse por comparación del producto de solubilidad del mineral con el producto de las

actividades que se ven modificadas por la presencia de las distintas especies químicas existentes en el agua cuyas concentraciones deben calcularse previamente.

El cálculo de actividades de las especies acuosas e índices de saturación con respecto a fases minerales específicas se llevó a cabo mediante el código PHREEQC. Los datos de entrada que se incluyeron en la base de datos para obtener la especiación fueron: el pH, la temperatura y la concentración de las especies disueltas.

El cálculo de todas las especies disueltas incluyendo complejos se realiza mediante un proceso iterativo utilizando el cambio en la energía libre estándar de Gibbs para el cálculo de la constante de equilibrio de la reacción. El coeficiente de actividad es introducido como una corrección para soluciones no ideales, en las cuales las fuerzas interiónicas de atracción están presentes. Para obtener este parámetro se aplica la ecuación de Debye-Huckel o Davies dependiendo del resultado de la fuerza iónica obtenida de la solución bajo análisis. Como el valor de K (constante de equilibrio) varía con la temperatura, el cálculo de ésta se lleva a cabo utilizando la ecuación de Van't Hoff, la cual permite la determinación de la constante de equilibrio a la temperatura a la cual se encuentra el agua¹³.

5.2.1.2. MODELACIÓN GEOQUÍMICA INVERSA

En función del modelo hidrogeoquímico conceptual planteado en los apartados anteriores, se seleccionó una línea de flujo (A) y pares de puntos situados en ella, con las siguientes características (Fig.66):

Línea de Flujo A: El agua subterránea local procedente de la recarga que sigue la línea de flujo comprendida entre las muestras 1 y 5 experimenta modificaciones en su composición química con una tendencia geoquímica evolutiva donde la conductividad eléctrica promedio aumenta de 160 a 232 uS/cm conforme el agua se mueve a lo largo de la dirección de flujo hacia el este.

Se consideraron parámetros físico-químicos (pH y T°) y componentes mayoritarios (alcalinidad como HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), del agua, con el fin de poder explicar la evolución geoquímica de la misma a través de procesos de ganancia y/o pérdida de iones en la solución en relación con el medio sólido y gaseoso. Se realizaron en total seis modelos inversos (correspondientes a las distintas fechas de monitoreo) se aceptó un error variable entre 0,05 y 0,15 para cada solución.

Las fases seleccionadas en función de la mineralogía son: a)- calcita y dolomita, como representantes de los carbonatos de calcio y de calcio y magnesio respectivamente, b)- CO_2 (g), disuelto en el agua y responsable principal de su agresividad, derivado principalmente de

¹³http://www.fcnyrn.unlp.edu.ar/catedras/geoquimica/TP2012/F+equilibrios_quimicos.pdf

actividades biológicas. Se ha considerado esta fase dentro del modelo, debido a que el sistema analizado corresponde al acuífero libre o freático y se comporta como un sistema abierto, c)- Yeso ($\text{SO}_4\text{Ca}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), se considera esta fase por su presencia en los niveles basales del flanco occidental de la sierra de Vaqueros y d)- Intercambio catiónico CaX_2 , NaX y KX .

En la Fig.66 podemos observar la línea de flujo A y los pozos seleccionados (1 y 5) separados poco más de 1,3 Km.

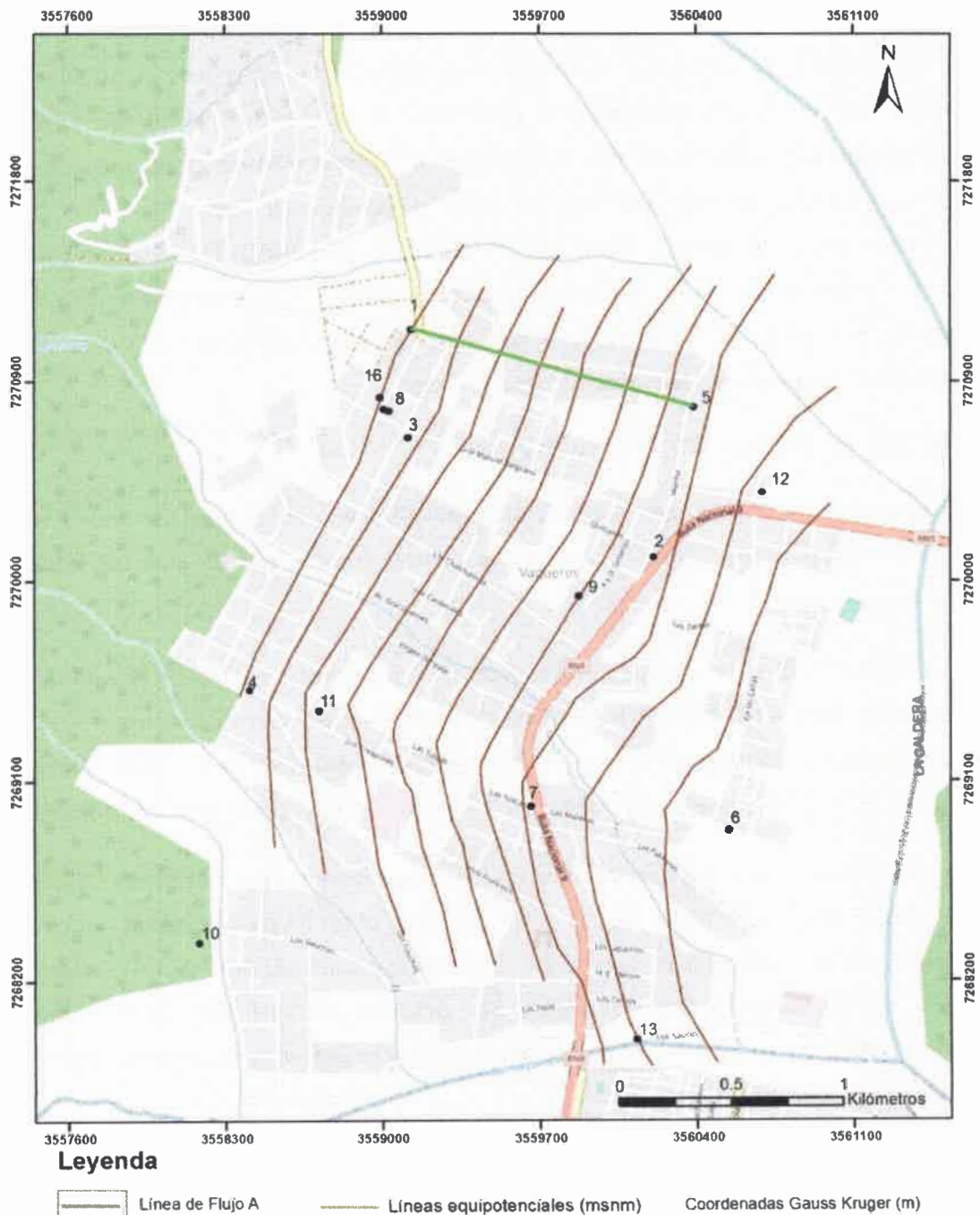


Fig.66. Líneas de flujo A

5.2.1.3. ANÁLISIS DE LOS IS

Los IS obtenidos para las fases minerales seleccionadas muestran valores de subsaturación tanto para la solución inicial como para la solución final de la línea de flujo, como cabía esperar, por sus bajos contenidos iónicos en disolución. Al encontrarse en zona de recarga el grado de saturación con respecto a esos minerales aumenta rápidamente lo largo de la línea de flujo. Es notable la tendencia ascendente del IS de dolomita, asimismo se visualiza gráficamente la desgasificación o pérdida de CO₂ (Fig.67)

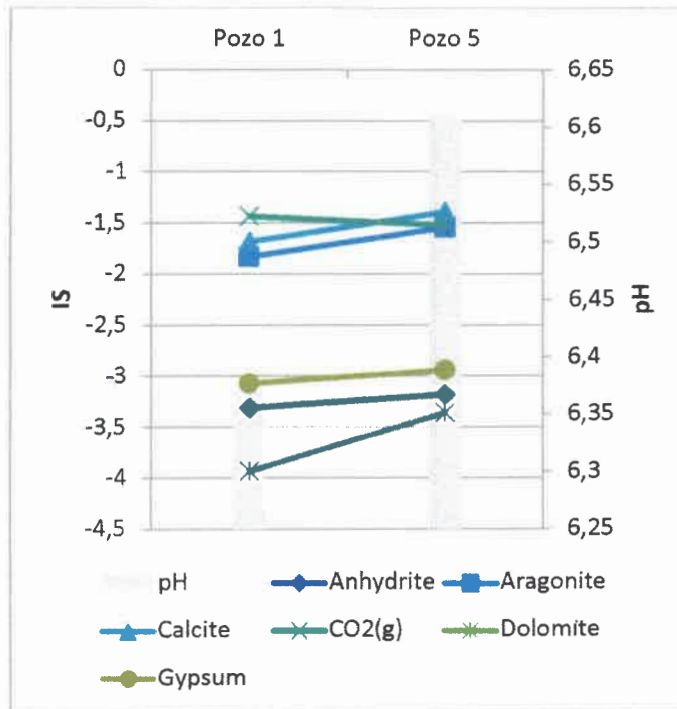


Fig.67. Comparación del IS entre el punto inicial y final de la línea de flujo A.

El SO₄⁼, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, y la alcalinidad (como HCO₃⁻), aumentan su concentración a lo largo de la trayectoria del flujo, en tanto el K⁺ disminuye desde el punto inicial al punto final (Fig.68) En la línea de flujo seleccionada se observa que el marcado aumento de la conductividad está acompañado principalmente del sulfato, cuyas variaciones de concentración tienen un comportamiento similar, en tanto el resto de las especies presentan un leve aumento de un punto a otro.

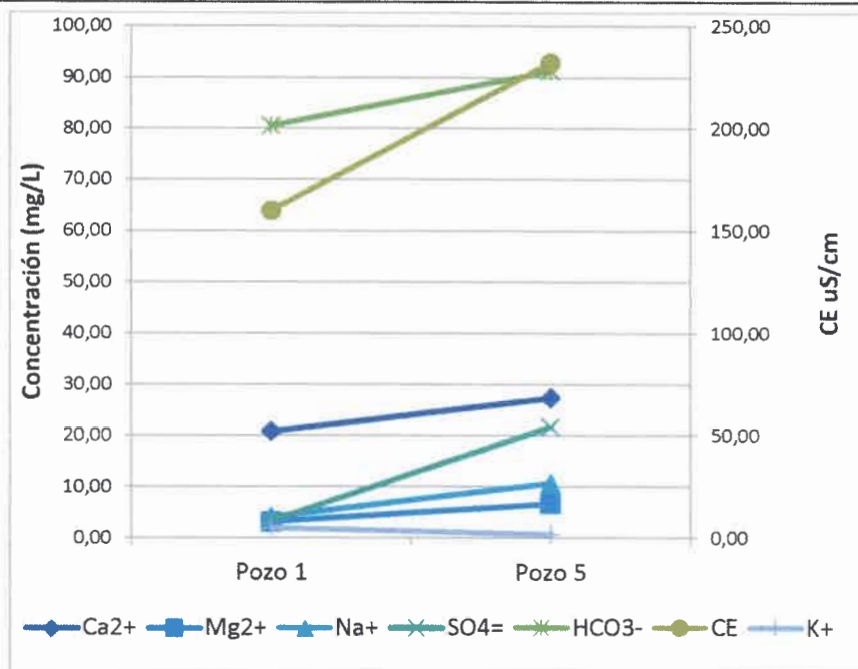


Fig.68. Variación de la concentración iónica entre el punto inicial y final de la línea de flujo A

En cada modelación, se obtuvieron como máximo de 1 a 5 modelos, los resultados de las simulaciones se expresan en milimoles por litro transferidos entre el punto inicial y el punto final de la línea de flujo seleccionada. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 15. El signo “+” significa disolución de la fase considerada, y el “-”, precipitación. Se han seleccionado las soluciones numéricas que obtenían mejores ajustes para un período seco y un período húmedo.

LÍNEA DE FLUJO A

El proceso dominante en los períodos secos es la disolución de calcita, acorde a los índices de saturación ($IS < 0$) seguido del intercambio iónico, en donde el ión Ca^{2+} ingresa a las posiciones de intercambio y salen de ellas Na^+ y K^+ . En los períodos húmedos cobra importancia la disolución de yeso; la subsaturación ($IS < 0$) de las aguas con respecto al yeso y la anhidrita posibilita la disolución de estas fases durante los procesos de interacción agua/roca, lo cual conlleva a que las concentraciones de $SO_4^{=}$ y Ca^{2+} total en solución aumenten. Cabe destacar que el intercambio iónico en los períodos húmedos favorece la fijación de K^+ y libera Na^+ a la solución, en tanto el calcio mantiene su comportamiento en ambos períodos, pero con distintas magnitudes.

Fase mineral	Época seca 3	Época Húmeda 3
Modelos resultantes	1	1
Calcita	2.15E-04	
CaX2	-1.03E-04	-4.50E-05
Dolomita		
Yeso		2.76E-05
NaX	1.74E-04	1.44E-04
CO ₂		-2.25E-03
KX	3.20E-05	-5.42E-05

Tabla 15. Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante el código Phreeqc para la línea de flujo A.

En su movimiento subterráneo, el agua adquiere su composición química mediante un proceso complejo. La composición en cada sitio es el resultado de las interacciones entre las fases sólidas, acuosas, gaseosas y la mezcla con otras aguas debido a fenómenos de dispersión y difusión. (Appelo y Postma, 1993) regulados por diferentes factores (geológicos, hidrogeológicos, entre otros) (Fagundo, 1998).

La modelación empleada simula los procesos geoquímicos que ocurren en zona saturada desde una muestra inicial con una composición determinada a una final en la dirección del flujo, en función de las fases minerales presentes en el acuífero y la interacción con los gases atmosféricos. El incremento en la concentración de los iones mayoritarios (SO_4^- , HCO_3^- , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+) y de los parámetros fisicoquímicos (CE, pH), indica que la disolución de minerales fue el principal proceso que ocurre a lo largo del trayecto de la línea de flujo seleccionada. De acuerdo con las observaciones cuantitativas realizadas, se consideran como procesos más probables:

- La disolución carbonatos sólidos: calcita y dolomita,
- Intercambio gaseoso: ganancia o pérdida de CO_2 ,
- La disolución de yeso para explicar el aumento de sulfatos en el agua.
- Fenómenos de intercambio catiónico Ca^{2+} - Na^+ - K^+ .

Las reacciones durante estos primeros estadios se desarrollan en condiciones de sistema abierto a la entrada de CO_2 . Los coeficientes calculados para las reacciones en la línea de flujo considerada son pequeños (del orden de 0,0001 mol/L), como corresponde a aguas de tan escasa mineralización, con lo que previsiblemente no llegarán a suponer modificaciones observables en la mineralogía más que si siguen actuando durante periodos de tiempo más largos.

Algunos de estos procesos se hacen constantes, y en esas condiciones la composición química absoluta del agua varía dentro de ciertos límites, como consecuencia del régimen de



precipitaciones, por eso, en períodos lluviosos la mineralización es menor que en los períodos secos. Sin embargo, la composición química relativa varía poco. La actividad microbiológica también ejerce un papel determinante. Muchos procesos biogeoquímicos, catalizados por bacterias, producen reacciones redox que en ausencia de las mismas requieren gran cantidad de energía no disponible en el ambiente. En estos procesos se producen gases (CO_2 , H_2S , CH_4) ácidos húmicos y fúlvicos, que facilitan la disolución de minerales.



6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. CONCLUSIONES

Las aguas subterráneas del acuífero libre de Vaqueros, poseen una composición química característica de aguas jóvenes, principalmente porque presentan escasa mineralización, un pH ligeramente ácido a neutro y predominio del ion bicarbonato como anión y del calcio como catión, aspecto claramente influenciado por la composición mineralógica de los sedimentos neógenos que constituyen el acuífero. Esta composición química es coherente con la evolución espacial esperada en el sentido del flujo.

Evolutivamente se encuentran en la primera etapa de la secuencia de Chevotareb con aguas bicarbonatadas principalmente y en cuanto a la composición catiónica el calcio es el dominante, aunque no es tan claro su predominio sobre el magnesio.

En la presente investigación se estableció un modelo conceptual que intenta reflejar tanto las características del medio físico continente como las del recurso hídrico subterráneo poco profundo, acompañado del necesario correlato de los aspectos socioeconómicos, necesarios para formular futuras propuestas de gestión y ordenamiento territorial.

El medio de circulación subterráneo está conformado por un aglomerado de rodados con matriz de grava gruesa a fina areno-limosa lo que le confiere características de elevada permeabilidad. La dinámica freática natural está supeditada a las condiciones climáticas, el ascenso de los niveles freáticos es una respuesta a los excesos de agua de las precipitaciones. A nivel general se registraron ascensos promedio del orden de los 2 m, con valores máximos de hasta 3,8 m. En época seca las variaciones de nivel estático en los pozos monitoreados alcanzan en promedio los 0,95 m con máximos de 1,78 m. Se observa una tendencia hacia niveles estáticos cada vez más bajos, efecto notorio principalmente en la época húmeda donde las recuperaciones estacionales no son suficientes para amortiguar el descenso. Como consecuencia del proceso de urbanización errático, disminuyen las posibilidades de infiltración, se restringen las áreas de recarga natural, y por consiguiente, las reservas de agua dulce disponibles.

Se estimó una importante recarga al sistema hídrico, mayor al 60% de la precipitación caída sobre la superficie del reservorio, lo cual es factible dadas las características de acuífero de frente montañoso.

Desde un punto de vista hidrogeoquímico, el proceso general dominante es la disolución de carbonatos, gracias a la acidez que adquiere el agua por la reacción con CO₂ durante su infiltración a través de la zona no saturada. Otros procesos responsables de la composición química del agua subterránea son: el intercambio iónico calcio-sodio combinado con la

retención del potasio en las arcillas y la disolución de yeso, que provoca el aumento de la concentración de sulfatos en el sentido del flujo.

Se detectó un caso puntual de contaminación con nitratos (concentraciones > 80 mg/L), por disposición de efluentes domiciliarios en pozos ciegos muy cercanos al pozo de agua. Al respecto conviene resaltar que, si bien en los otros pozos monitoreados no se detectaron concentraciones de nitratos que superen el valor guía del CAA, los indicadores de contaminación fecal (CT; CF, EC y EN) muestran que más del 90% del agua de los pozos analizados no son aptos para consumo humano, este hecho evidencia un proceso de contaminación y representa un problema de salud pública que deber ser atendido.

La modelación geoquímica inversa realizada permite validar, en cierta medida, el modelo hidrogeoquímico conceptual planteado. En función de los valores encontrados es posible confirmar que hay procesos de disolución de calcita (justificados por los índices de saturación), intercambio catiónico, liberación del CO_2 y disolución de yeso, procesos responsables, en diferente grado, de la composición química del agua subterránea en la zona de estudio.

El agua subterránea estudiada presenta una buena calidad general y el sistema tiene capacidad de recuperación de los niveles freáticos, sin embargo, es necesario profundizar los estudios hidrogeológicos orientados a comprender mejor el funcionamiento del sistema hídrico para establecer un sistema de gestión adecuado, que garantice el acceso al agua en calidad y cantidad para toda la población.

6.2. RECOMENDACIONES

- Realizar estudios hidrogeológicos que permitan seguir la evolución del agua subterránea, calcular las reservas potenciales y establecer sistemas de monitoreo en toda el área de recarga del sistema acuífero La Caldera.
- Requerir un control preciso de los volúmenes de extracción, por parte de las autoridades municipales, referido a todos los usos, con el fin de conocer, calcular y ajustar los egresos del sistema.
- Exigir a los distintos operadores del agua el monitoreo de los pozos domiciliarios, acompañado del correspondiente mantenimiento, control y seguimiento con muestreos y análisis químicos normalizados.
- Considerar la incorporación a la red de abastecimiento de agua potable de las viviendas localizadas en la parte alta de Vaqueros, a fin de minimizar la presión sobre el recurso hídrico subterráneo.



- Para finalizar recordar que una gestión sustentable e integral podría minimizar los problemas de calidad y cantidad para asegurar los recursos en el tiempo.



7. BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F.G. y A.J. Toselli, (1981). Geología del Noroeste Argentino. Publicación Especial. Facultad de Ciencias Naturales UNT N° 1287:1-212. Tucumán.

Albert, L. (1997). Introducción a la Toxicología Ambiental. Ed. Centro Panamericano de Ecología Humana y Salud/OPS/OMS - Metepec, Gobierno del Estado de México. 471 p.

Alonso, R.N. (1986). Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta (UNSa). Inédito Salta.

Aparicio González P. y M.C. Moya (2014) “una propuesta para identificar formalmente al basamento estratigráfico del Noroeste Argentino” XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba.

APHA y AWWA (1995) Standard Methods for the Examination of Water & Wastewater, Centennial Edition American Water Works Association & Water Environment Federation. Washington, DC.

Appelo, C. Postman, D. (2005) Geochemistry groundwater and pollution.

Arias, M y A.R. Bianchi (1996). Estadísticas Climatológicas de la Provincia de Salta. Salta.

Asamblea General de las Naciones Unidas (2010) Resolución A/RES/64/292.

Auge, M. Agua subterránea deterioro de calidad y reserva. (2006). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Cátedra de Hidrogeología. Universidad de Buenos Aires.

Baldis, B.A. y R. Omarini (1984). El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas I: 64-78. San Carlos de Bariloche.

Baldis, B.A.J., Gorroño A., Ploszkiewicks J.V. y Sarudiansky, R.M. (1976). Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. VI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 3-22. Bahía Blanca. Argentina.

Barra O. L. CURSO DE HIDROGEOQUÍMICA. Escuela de Ingeniería de la Universidad de Chile. https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2013/1/CI6114/1/material/_/previualizar?id... (consultado 15/03/17)

Baudino G. (1997). Hidrogeología del Valle de Lerma. Provincia de Salta, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, Argentina.

Baudino, G. (1996) Vulnerabilidad de los acuíferos del norte del Valle de Lerma, Provincia de Salta, Argentina. Informe final de Beca Posdoctoral, CONICET. Salta, Argentina: inédito.

Baudino, G. (2001) Relevamiento georreferenciado y clasificación de los pozos de agua subterránea en explotación, en función del riesgo actual o potencial de degradación del recurso hídrico subterráneo en las cuencas Arias – Arenales y Toro – Rosario. Provincia de Salta. Informe final. Concejo Federal de Inversiones Argentina.

Baudino, G. (2011) Estudio de factibilidad y proyecto de obra dren horizontal Vaqueros Departamento La Caldera Provincia De Salta. Instituto Nacional De Tecnología Industrial (INTI). Coordinación de Transferencia de Conocimientos de Apropiación Colectiva (CTCAC)

Belmonte, S. (2009) “Evaluación Multicriterio para el uso alternativo de Energías Renovables en la Ordenación Territorial del valle de Lerma - Salta” Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta. Argentina.

Bianchi, A. y C. Yañez (1992). Las precipitaciones en el Noroeste Argentino. INTA. Salta, Argentina.

Biswas, Asit y C. Tortajada (2011), *Impacts of Megaconferences on Global Water Development and Management*, Springer Books.

Blarasin, M. (2003). Geohidrología Ambiental del Sur de Córdoba, con énfasis en la ciudad de Río Cuarto y su entorno rural. Tesis Doctoral. UNRC. Inédita.

Blarasin, M., A. Cabrera y G. Villalba (2001) a. “Groundwater contaminated with arsenic and fluoride in the Chaco-Pampeana Plain”. *Journal of Environmental Hydrology*. ISSN: 1058-3912. Publ. de la International Association of Environmental Hydrology. Paper 6. Vol. 9. 9 pp.

Blarasin, M., A. Cabrera, M. Paris y E. Matteoda (2003). Aplicación del análisis factorial y cluster al tratamiento de datos hidrogeoquímicos en la hoja Río Cuarto, Córdoba. *Memorias del III Congreso Argentino de Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea*. ISBN 950-673-395-3. Pág.: 309-318 Tomo 2. Basile, P., A. Mancinelli, N. Pouey, G. Ricardi y E. Zimmermann (Eds.).

Blarasin, M., A. Cabrera, M. Paris, M. Cantú y J. Bellin (2005). Hidrogeoquímica y monitoreo de indicadores del acuífero freático en una cuenca rural pedemontana para evaluar cambios ambientales, Cba. Argentina. En “Hidrología Subterránea y aspectos ambientales” ISBN 950-665-347-X-pag. 245-256. Ed UNRC. Blarasin, M., A. Cabrera y E. Matteoda Eds.

Blarasin, M., Cabrera, A., Matteoda, E., Damilano, G. y J. Giuliano (2008). Indicadores para evaluar cambios ambientales en acuíferos. Consideraciones sobre el fondo natural de la calidad de agua. En Cantú, Becker y Bedano (Eds). Evaluación de la sustentabilidad ambiental en sistemas agropecuarios. Editorial EFUNARC: 184 p.

Bocanegra, E. (1994). Modelación hidrogeoquímica de los procesos de salinización del acuífero de Mar del Plata, Argentina. Temas Actuales de la Hidrología Subterránea.

Calvo J. (1996) Principios de Hidrología Forestal Tropical. Manual del Curso, ITCR. Escuela de Ing. Forestal. Cartago, Costa Rica. 136 p.

Chica-Olmo M.; Luque Espinar J.A.; Ruiz Castellano J.P.; Carpintero Salvo I. y M. J. García Soldado (2003) Integración de datos de calidad de aguas subterráneas mediante métodos Geoestadísticos. VII Congreso Nacional AESIG. Cáceres

Código Alimentario Argentino (2007) Capítulo XII: Bebidas hídricas, agua y agua gasificada. Actualizado junio de 2007.

Crosbie, R.S., Binning, P. y J.D. Kalma (2005) A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. Water Resources Research. Vol. 41, W01008, doi: 10.1029/2004WR003077.

Custodio E. y M. Llamas (1996) Hidrología Subterránea. Ediciones Omega. Barcelona

Eaton A.D., L.S. Clesceri, A.E. Greenberg, y M.A.H Franson (1998). American Public Health Association, American Water Works Association & Water Environment Federation. Standard methods for the examination of water and wastewater, Washington, DC, American Public Health Association.

EC (1975) Council-Directive (1975) Concerning the quality required of surface water intended for the abstraction of drinking water in the Member States - 75/440/EEC (OJ No L 194, 25. 7. 1975, p. 26.). Available at www.nomosphysis.org.gr/attachments/39/75-440.pdf

EC (1975) Council-Directive (1975) Concerning the quality required of surface water intended for the abstraction of drinking water in the Member States - 75/440/EEC (OJ No L 194, 25. 7. 1975, p. 26.) Available at www.nomosphysis.org.gr/attachments/39/75-440.pdf

EC (1998) European Union. Council Directive 98/83/EC of 3 November 1998 on the quality of water intended for human consumption (98/83/EC), 1998. Available online: http://ec.europa.eu/environment/water/water-drink/index_en.html

Escayola, M.P., van Staal, C.R. y W.J. Davis (2011). The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: an accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 437-458.

Fagundo, J. R. (1998) en González Abraham (2012) Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcánicas de Loreto, BCS, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen 64, núm. 3, 2012, p. 319-333

FPWGRWQ (Federal-Provincial Working Group on Recreational Water Quality of the Federal-Provincial Advisory Committee on Environmental and Occupational Health), 1992. Guidelines for Canadian recreational water quality. Ottawa, Canada: Canadian Government Publishing Centre.

Fuertes, A., R. García, F. Moya Ruiz, G. Baudino, O. Rionda y G. López Vázquez (1990). Caracterización Hidrogeológica del Noroeste Argentino, Provincias de Salta y Jujuy. Informe Final Proyecto CUHINOA. Universidad Nacional de Salta, Consejo de Investigación. Inédito, Salta.

García Melamed, M. (2008). Estimación de Índices de Protección Hidrológica en la Microcuenca del Arroyo Chaile (Departamento La Caldera) Provincia de Salta. Facultad de Ciencias Naturales, U.N.Sa.

García V., Hongn F. y O. Crisallinic (2013) Late Miocene to recent morphotectonic evolution and potential seismic hazard of the northern Lerma valley: Clues from Lomas de Medeiros, Cordillera Oriental, NW Argentina. *Tectonophysics* Volume 608, Pages 1238–1253.

Georgieff, S.M. y G. González Bonorino (2004). Terrazas y sedimentación sintectónica en el Valle de Lerma (Lomas de Medeiros), Pleistoceno, Salta, Argentina. 10a Reunión Argentina de Sedimentología: 71-72, San Luis.

Glynn P. y L. Plummer (2005) Geochemistry and the understanding of groundwater system. *Hydrogeology journal* 13, pp. 263 – 287

González Bonorino, G. y L. Abascal (2012) Orogénesis y drenaje en la región del Valle de Lerma (Cordillera Oriental, Salta, Argentina) durante el Pleistoceno Tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (1): 127 – 141.

Gutiérrez Cacciabue D., M. C. Cruz, Calderón E. y V. B. Rajal (2010). Monitoreo Anual del Dique Campo Alegre ubicado en el municipio de La Caldera, Provincia de Salta. III Congreso Internacional sobre Gestión y Tratamiento Integral del Agua. Campus de la Universidad Blas

Pascal, Córdoba, Argentina. Octubre de 2010. Trabajo completo publicado en cd. ISBN: 978-987-1253-76-0.

Gutiérrez, M. D. (1995) Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Río Vaqueros, Departamento Capital y La Caldera, Pcia.de Salta. Tesis Profesional de Geología. Facultad de Ciencias Naturales – Universidad Nacional de Salta. 50 p.

Gutiérrez-Cacciabue, D., Teich, I., Poma, H. R., Cruz, M. C., Balzarini, M., y V. B. Rajal (2014). Strategies to optimize monitoring schemes of recreational waters from Salta, Argentina: a multivariate approach. *Environmental monitoring and assessment*, 186(12), 8359-8380.

INDEC. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas (2010). Resultados provisionales. Disponible en http://www.censo2010.indec.gov.ar/preliminares/cuadro_salta.asp

INTA – UNSa. (2009) Adecuación a un Sistema de Información Geográfica del estudio "Los Suelos del NOA (Salta y Jujuy), Nadir A. - Chafatinos T., 1990". [Dvd]. ISBN: 978-987-25050-8-0. : <http://www.inta.gov.ar/prorehoa/info/suelos.htm>

Issar, A.y R. Passhier. Regional hydrogeological concepts. En: Baudino G. (1997). Hidrogeología del Valle de Lerma. Provincia de Salta, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta. Argentina.

Kehew, A. E. (2001) *Applied Chemical Hydrogeology*. Prentice Hall, 368 pp.

Kirschbaum, A. y G. Baudino (2007). Monitoring groundwater quality in the Vaqueros free Aquifer, Salta, Argentina. "Environmental change and rational water use". Eds: Olga E. Scarpati y J. Anthony Jones. Orientación Gráfica Editora S. R. L, Buenos Aires: 236-243. ISBN: 978-987-9260-46-3

Kruse, E. (1989). La Hidrología en la Cuenca del Río Mojotoro y su relación con las características geológico - geomorfológicas. Tesis Doctoral N° 544, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de la Plata. Inédito. La Plata.

López, E. M. (2006) Ordenamiento Territorial del sector norte del Valle de Lerma con base en el riesgo por inundación y anegamiento. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.

Manzano, M.; Custodio, E. y P. Nieto (2003). El fondo natural de la calidad del agua subterránea. I Seminario Hispano-Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Rosario, Argentina. p. 607-617.

Mármol L., Mármol L y J. Ferretti (2007) Registro Pluviométrico en Serranía de Vaqueros, Prov. de Salta

Martínez, S., Sastre A., y A. Martialay (1999). Modelización Geohidrológica del Valle de Lerma. II Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano Argentino sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. Actas. Santa Fe.

McDonald, M. G., and A. W. Harbaugh (1988). A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6. U.S. Geological Survey.

Medina, A.J. (1981). "Naturaleza y Presunto Origen de Las Lomas de Medeiro". Departamento Capital. Provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta. Departamento de Ciencias Naturales. Tesis Profesional. Inédito. Salta.

Menéndez, M. A.; Moreno, R. y V. Núñez (2002) Clasificación de la Vegetación del Valle de Lerma a partir de Imágenes Landsat. Informe final. Proyecto CIUNSa N°697. Universidad Nacional de Salta. Argentina.

Moreno-Sánchez, R.; F. Díaz-Barriga y S. Devars. (1999). Mecanismos de toxicidad y de tolerancia a los metales pesados. pp. 11-40. In: Cervantes, C. y R. Moreno-Sánchez (eds.). Contaminación ambiental por metales pesados. Impacto en los seres vivos. A.G.T. México, D. F.

Muñoz Carpena, R y L. Gowdish (2005). Aplicación del Método de Infiltración de Green-Ampt con Redistribución de Humedad del Suelo Entre Encharcamientos. Departamento de Ingeniería Agrícola Universidad de Florida USA.

Nanía, L. S. (2003). La Cuenca y los procesos hidrológicos. Apuntes de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad de Granada. España.

Orozco, C., Pérez, A., González, N., Rodríguez, F. J. y J. M. Alfayate, (2003). Contaminación ambiental: una visión desde la química. Ed. Thomson, España, pp. 31, 41-62.

Pacheco Ávila J. y A. Cabrera Sansores (2003) Fuentes principales de nitrógeno de nitratos en aguas subterráneas Ingeniería [en línea] 2003, 7 (mayo-agosto) : [Fecha de consulta: 22 de enero de 2017] Disponible en: <<http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=46770204>> ISSN 1665-529X

Pollock, D.W. (1994) User's Guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Open-File Report 94-464, 6 ch.

- Ribera, F. (2009). Calidad, contaminación y protección de acuíferos. En Escuder R., Fraile J., Jordana S., Ribera F., Sánchez-Vila X. y Vázquez- Suñé E. (eds.) Hidrogeología: 531-600
- Rocha V. y G. Baudino (2002). Contaminación con nitratos en el norte de la ciudad de Salta capital. XXXII Congreso de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos.
- Rodríguez Álvarez, M. S. and Moraña, L. B. y M. M. Salusso, (2011) Relación entre variables fisicoquímicas y bacteriológicas en las aguas utilizadas para consumo domiciliario de la localidad de Vaqueros, Provincia de Salta. In: V Jornadas de Comunicaciones & III Jornadas de Enseñanza de las Ciencias Naturales de Salta. Libro de Resúmenes. Universidad Nacional de Salta - Facultad de Ciencias Naturales, Salta, p. 75.
- Rodríguez Álvarez, M.S., L.B. Moraña y M.M. Salusso (2012) Calidad del agua y riesgo microbiano en una población vulnerable de Salta. I° Jornadas de Jóvenes Investigadores. Universidad Nacional de Jujuy San Salvador de Jujuy.
- Rodríguez Álvarez, M.S (2015) Evaluación del riesgo microbiano en una población vulnerable de Salta. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.
- Romero Orué, M., (2016). El agua de lluvia del norte del Valle de Lerma, Salta: caracterización geoquímica e identificación de posibles fuentes de aporte. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 171 p. (Inédito).
- Romero Orué, M.; Kirschbaum, A. y D. Gaiero (2010). Metales pesados en agua de lluvia del sector norte del Valle de Lerma, Salta. III Congreso Argentino de la Sociedad de Toxicología y Química Ambiental. Ecotoxicología: Reflexiones en el año del Bicentenario. Resúmenes: 223. Santa Fe, 12 al 14 mayo 2010.
- Romero Orué, M; López, E. Fórmica, S. M. Kirschbaum A. y D. Gaiero (2013) "Concentración de aniones mayoritarios en las precipitaciones del sector norte del Valle de Lerma, Salta." XXIV° CONGRESO NACIONAL DEL AGUA – CONAGUA 2013. Realizado del 14 al 18 de octubre en San Juan.
- Rosenthal, E. (1987). Chemical composition of rainfall and ground water in recharge areas of the best Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. Journal of Hydrology, 89 (3/4): 329-352.
- Ruiz Huidobro, O. J. y M. V. J. Sosic (1979). Aguas Subterráneas. En: J. C. M. TURNER (Coordinador) Geología Regional Argentina. II Simposio, Academia Nacional de Ciencias, II: 1641 - 1691. Córdoba.

Ruiz Romera E. y M. Martínez Santos Hidrología aplicada: Modelos hidrogeoquímicos
<https://ocw.ehu.eus/mod/resource/view.php?id=3098&redirect=1> (consultado 05/04/17)

Salfty, J.A. (1985). Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. Cuarto Congreso Geológico Chileno, Actas II. Antofagasta.

Shand, P. y W. Edmunds (2008). The baseline inorganic chemistry of European Groundwaters. En Edmunds W. y P. Shand (eds.). Natural Groundwater Quality. Blackwell Publishing: 22-58.

Sequeria J. L. (2013) Evaluación de las respuestas fluviales de los arroyos Nogales, Vaqueros, Chaile y Pacará - Municipio de Vaqueros – Salta. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.

Turner, J. C. M. (1972). Cordillera Oriental. En: A. LEANZA (Dirección y Edición). Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 117-142. Córdoba.

Turner, J. C. M. y V. Méndez, (1975). Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín (1-2):11- 24. Córdoba.

U.S. Environmental Protection Agency (2002). Method 1103.1: Escherichia coli (E. coli) in Water by Membrane Filtration Using membrane-Thermotolerant Escherichia coli Agar (mTEC)

U.S. Environmental Protection Agency (2002). Method 1106.1: Enterococci in Water by Membrane Filtration Using membrane-Enterococcus-Esculin Iron Agar (mE-EIA)

UNESCO – ROSTLAC (1982). Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América de sur. Oficina Regional de Ciencias y Tecnología de la UNESCO para América latina y el Caribe. Montevideo. Uruguay. 129 pp.

USEPA (1986) Ambient water quality criteria for bacteria. EPA/440/5–84/002. Office of Water, U.S. Environmental Protection Agency, Washington, D.C.

Ven Te Chow, Maidment y Mays (1994). “Hidrología Aplicada”, Editorial McGraw-Hill, Bogotá (Colombia).

Witczak, S. y A. Adamczyk, (1995). Catalogue of physical and chemical elements of groundwater- methods of analyzing. En Razowska- Jaworek y Sadurski (Eds.). Nitrate in Groundwater. Balkema Publishers: 149-153.



8. ANEXOS

ANEXO I

Los siguientes cálculos se realizaron como parte del examen del curso de postgrado “Conceptos fundamentales de Hidráulica e hidrología que afectan a la Ordenación y restauración de Cuencas Hidrográficas”. De esta información se obtuvo el coeficiente de escurrimiento medio utilizado en el cálculo de la Recarga por el método del balance de cloruros.

El coeficiente de escurrimiento (C) se obtiene de acuerdo a los tipos de suelos, uso del suelo y pendiente. Cuando el área de drenaje presenta diferentes tipos de suelos, vegetación y pendiente media. El coeficiente de escurrimiento (C), se obtendrá para cada área parcial y posteriormente se calculará el promedio ponderado para aplicarlo en la ecuación.

Valores del coeficiente de escurrimiento

Uso del suelo y pendiente del terreno	Textura del suelo		
	Gruesa	Media	Fina
Bosque			
Plano (0-5% pendiente)	0.10	0.30	0.40
Ondulado (6-10% pendiente)	0.25	0.35	0.50
Escarpado (11-30% pendiente)	0.30	0.50	0.60
Pastizales			
Plano (0-5% pendiente)	0.10	0.30	0.40
Ondulado (6-10% pendiente)	0.16	0.36	0.55
Escarpado (11-30% pendiente)	0.22	0.42	0.60
Terrenos cultivados			
Plano (0-5% pendiente)	0.30	0.50	0.60
Ondulado (6-10% pendiente)	0.40	0.60	0.70
Escarpado (11-30% pendiente)	0.52	0.72	0.82

Cuenca del Río Vaqueros

El área de estudio y sus alrededores está caracterizada por los ambientes de Yungas y Bosque Chaqueño. Para el primero, se destacan las formaciones de Selva Montana, Bosque Montano y de Transición y los Pastizales de Ladera y de Altura; mientras que para el segundo ambiente, el Bosque Chaqueño Serrano es la formación característica. En la Cuenca del Río Vaqueros también pueden observarse arbustales y matorrales con evidencias de suelo desnudo.

En la Cuenca del Río Vaqueros podemos reconocer las siguientes asociaciones de suelos:

Asociación La Quesera – La Quesera Chica: Suelo débilmente desarrollado; con perfil A, AC, C; de textura media en superficie y media a medianamente gruesa en profundidad; moderadamente bien drenado; moderadamente ácido a moderadamente alcalino; contenido de materia orgánica alto; capacidad de intercambio catiónico moderadamente alta; porcentaje de saturación de bases alto; pendiente del 1 al 4 %; erosión ligera a moderada; inundación temporaria. Grupo de Suelo II (B). Vegetación: Tipa, cebil, molle, arca, algarrobo, laurel, yuchán, cardón, pastizales (Papalum comune, Setaria geniculata, Stipa neesiana).

Asociación San Alejo: Suelo débilmente desarrollado; con perfil A, AC, C; de textura medianamente fina; pobremente drenado; fuertemente ácido a neutro; contenido de materia orgánica bajo; capacidad de intercambio catiónico alto; porcentaje de saturación de bases bajo; pendiente del 6 al 12 %; erosión ligera a moderada. Grupo de Suelo II (B). Vegetación: Tipa, pacará, laurel, palo amarillo, paspalum, chloris.

Afloramiento La Poma – Nazareno: Estos suelos se encuentran cubriendo afloramientos con pendiente de 13 al 55 %, son de nulo desarrollo pedogenético, condicionado por las características limitantes del clima árido de la Puna; prácticamente no poseen cobertura vegetal; el perfil es de tipo A1, C, R. Con el A muy delgado casi no perceptible; erosión moderada a grave. Grupo de Suelo III (C). Sin vegetación.

Asociación de Suelos Mojotoro: Suelo de incipiente desarrollo; con perfil A, C; de textura media en superficie y gruesa en profundidad; bien a excesivamente drenado; neutro; contenido de materia orgánica bajo; capacidad de intercambio catiónico moderadamente alta; porcentaje de saturación de bases alto; pendiente del 2 al 6 %; erosión ligera. Grupo de Suelo III (C). Vegetación: Quebracho blanco y colorado, algarrobo, guayacán.

Asociación Quijano: Suelo de incipiente desarrollo; con perfil A, C; de textura gruesa; excesivamente drenado; moderadamente ácido; contenido de materia orgánica medio; capacidad de intercambio catiónico media; pendiente del 5 al 15 %; erosión moderada. Grupo de Suelo III (C). Vegetación: Tala, garabato, chañar, cardón, horco quebracho, horco cebil.

Asociación Vaqueros: Suelo de incipiente desarrollo; con perfil A, C; de textura media, bien drenado; moderadamente ácido; contenido de materia orgánica bajo; capacidad de intercambio catiónico moderadamente alta; porcentaje de saturación de bases alto; pendiente del 2 al 4 %; erosión ligera a moderada. Grupo de Suelo II (B). Vegetación: Tipa, ceibos, pacará, paspalum, chloris, stipa, churqui

Tipo de Suelo	Vegetación	CN	Superficie parcial (Km ²)	Cálculos
---------------	------------	----	---------------------------------------	----------

Asociación La Quesera – La Quesera Chica:	Grupo de Suelo II (B)	Montes con pastos (ganadero-forestal) Condiciones Buenas	55	77.5	4262.5
Asociación San Alejo	Grupo de Suelo II (B)	Montes con pastos (ganadero-forestal) Condiciones Buenas	55	25.3	1391.5
Afloramiento La Poma – Nazareno	Grupo de Suelo III (C)	Caminos en firme sin vegetación	90	17.9	1611
Asociación de Suelos Mojotero	Grupo de Suelo III (C)	Montes con pastos (ganadero-forestal) Condiciones Buenas	70	10.4	728
Asociación Quijano	Grupo de Suelo I (C)	Montes con pastos (ganadero-forestal) Condiciones Buenas	70	2	140
Asociación Vaqueros	Grupo de Suelo II (B)	Montes con pastos (ganadero-forestal) Condiciones Buenas	55	1.9	104.5
			Total	135	8237.5
				NC ponderado	61.02

Según las características del área de estudio se asignó la combinación suelo vegetación como Grupo II (B) - Montes con pastos (ganadero-forestal). Las condiciones para la infiltración se consideran buenas ya que el terreno está cubierto de matas, abundantes pastos naturales y restos orgánicos. En condiciones medias de humedad (II) el Número de Curva es 55.

En caso de tener un suelo muy húmedo (condición III) el Número de Curva se transforma de la siguiente manera

$$NC(III) = \frac{23 \cdot NC(II)}{10 + 0.13 \cdot NC(II)} \quad NC(III) = \frac{23 \cdot 55}{10 + 0.13 \cdot 55} = 73.76$$

Cálculo del caudal máximo

El caudal máximo (también conocido como escorrentía crítica) es la mayor cantidad de agua que fluye por un punto en un periodo de tiempo determinado, si este tiempo tiende a cero se denomina caudal máximo instantáneo. La determinación del caudal máximo es indispensable para establecer las zonas con mayor riesgo de inundación, así como también para la construcción de estructuras destinadas a la corrección de fenómenos torrenciales y aluvionales.

Existen numerosas fórmulas empíricas para el cálculo del caudal máximo, en el presente trabajo se utilizó el Método Racional Generalizado desarrollado por el ingeniero Federico G. O. Rülhe de la Dirección Nacional de Vialidad de la Provincia de Salta.

Este método puede aplicarse a: cuencas pequeñas y grandes (hasta de 2.000 Km²), longitudes de cauce principal de hasta 100 Km (este cálculo se realiza para toda la longitud del río Vaqueros) y tiempos de concentración desde 10 minutos, hasta 9 horas. Tiene en cuenta:

- La rugosidad del cauce principal
- La variación del coeficiente de escorrentía con la intensidad de precipitación
- El tiempo de concentración
- La impermeabilidad del suelo
- La cubierta vegetal.

Los datos necesarios para la obtención del derrame máximo superficial de cada cuenca, son los siguientes:

“L” Longitud del cauce principal:

Es la comprendida entre el punto más alejado de la cuenca y el desagüe (lugar en el que se desea determinar el derrame), en nuestro caso el punto de cierre lo constituye el puente sobre la ruta Nacional N° 9. Se obtiene con mediciones a lo largo del mismo, por medio del software Autocad.

“K” Rugosidad del cauce principal:

Esta característica se mide por medio de un coeficiente cuyo valor se consigna en una tabla, en la que se correlacionan los valores de K con los coeficientes de rugosidad de Manning, tanto para corrientes laminares (sin concentrar) como cauces definidos (concentrados)

“H” Desnivel:

Se refiere a la diferencia de cotas entre el punto más alejado de la cuenca y el de desagüe. La pendiente del cauce principal debe ser uniforme y mantener su altura media sobre este último punto.

“A”: Área de la cuenca

“T_c”: Tiempo de concentración:

Expresado en minutos, se obtiene con los valores K, L y H.

“**T_a**” Intervalo de recurrencia:

“Es el período de tiempo que en promedio transcurre para que la magnitud de un fenómeno hidrológico sea igualada o superada una vez en dicho período.”¹⁴

“**R_H**” Intensidad de lluvia que cae durante el tiempo de concentración:

“En otras palabras, es la intensidad media puntual correspondiente al intervalo de recurrencia adoptado.”¹⁵

“**C**” Coeficiente de escorrentía:

Engloba las características de la cuenca con la intensidad de precipitación, el tiempo de concentración, impermeabilidad del suelo y cubierta vegetal. Obtenidos estos datos se determinan los valores de “C” para cada tipo de suelo y cobertura, luego se realiza la sumatoria del producto de estos coeficientes por la proporción de área que ocupan en la cuenca.

$$C = \sum c_i \times a_i$$

Donde c_i es el coeficiente parcial para cada tipo de cobertura y a_i es la proporción de cada cobertura respecto al área total de la cuenca.

La Cuenca del Río Vaqueros cubre una superficie de 13.970 hectáreas, la longitud del cauce principal es de 24,12 kilómetros y se utilizó un “K” = 1. Con estos valores se calculó un tiempo de concentración de 112 minutos. Del mapa de isohietas del Servicio Meteorológico Nacional, para la República Argentina, se obtuvo una intensidad media de precipitación (R_H) de 60 mm. Los resultados se observan a continuación.

Cálculos de Caudal Máximo de la Cuenca del Río Vaqueros.

RH (mm/hs)	Ta (años)	L (Km)	K	H (m)	tc (minutos)	C	M (Ha)	Q (m3/s)
60	30	24,12	1	2803	112	0,35	13970	315,3
	50							355,7
	100							420,8
	150							463,6
	200							497,0
	300							544,0
	500							605

Valor utilizado en el cálculo de la recarga

¹⁴RÜHLE 1,966

¹⁵Ibidem

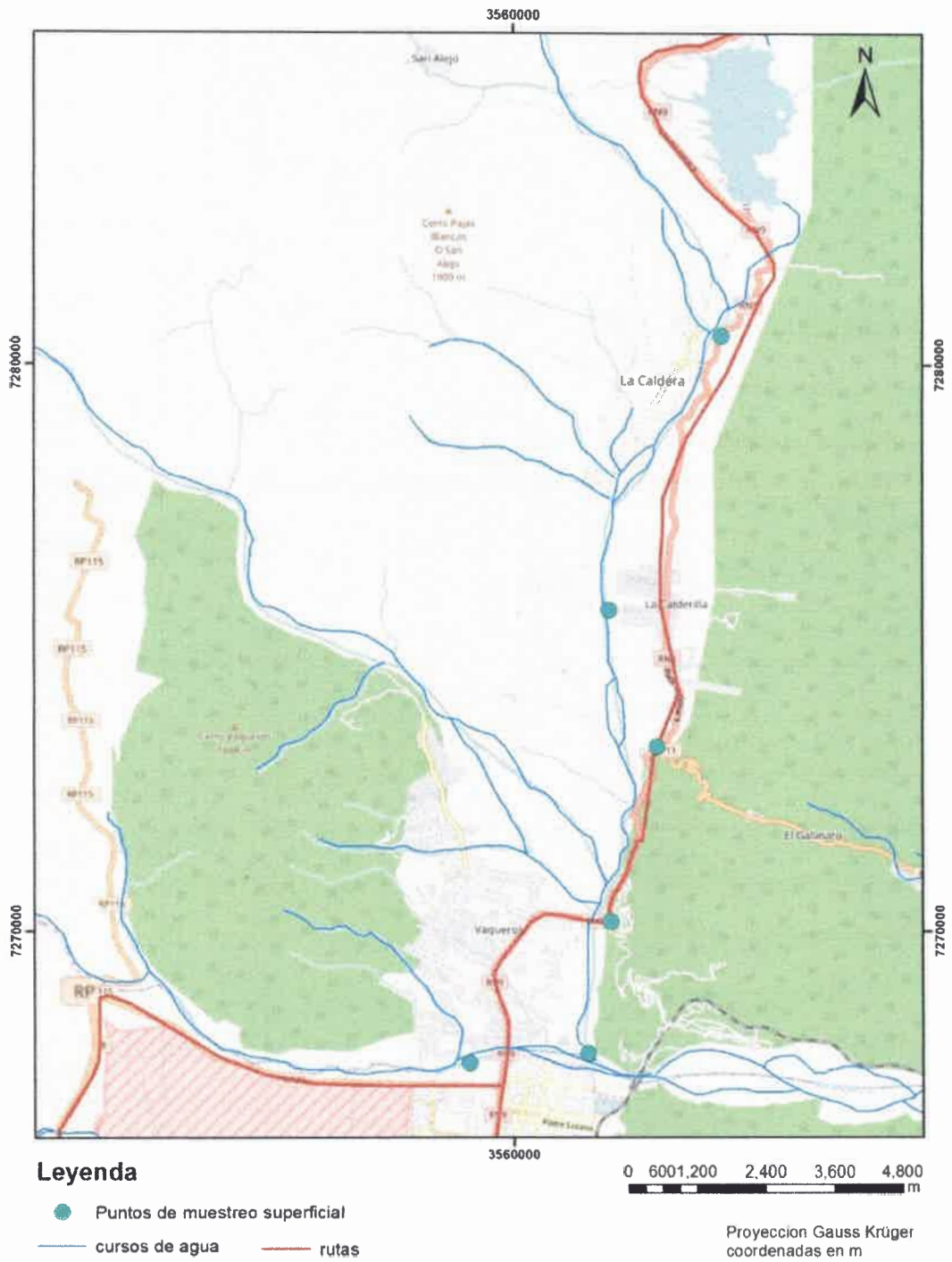
ANEXO II

Mapa de distribución de puntos de muestreo de aguas superficiales. En la tabla podrá encontrar más detalles de cada muestra.

Código según diagrama de Piper	Ubicación
▲ Rio Vaqueros aguas arriba	Muestra tomada en el río Vaqueros aguas arriba del puente.
■ Unión LC - Vaqueros	Muestra tomada en la unión de los ríos La Caldera y Vaqueros.
◆ Unión Wierna-La Caldera	Muestra tomada en la unión de los ríos Wierna y La Caldera.
● Rio La Caldera aguas arriba	Muestra tomada en el río La Caldera aguas arriba del puente.
⊕ Rio La Caldera	Muestra tomada sobre el río La Caldera a la altura de La Calderilla
● Vertiente	Muestra de vertiente ubicada en un campo de cultivo de tabaco en la Calderilla.



Mapa de distribución de puntos de agua superficial y subterránea tomados en el muestreo piloto
-- abril de 2010.



ANEXO III

	POZO ID	HCO ₃ ⁻ meq/L	Cl ⁻ meq/L	SO ₄ ⁼ meq/L	NO ₃ ⁻ meq/L	Sumatoria aniones	Ca ²⁺ meq/L	Mg ²⁺ meq/L	Na ⁺ meq/L	K ⁺ meq/L	Sumatoria cationes	Error de balance (%)	
Octubre 2010	1	1,52	0,11	0,04	0,02	1,70	1,16	0,25	0,21	0,03	1,65	-1,54	
	2	2,12	0,14	0,76	0,17	3,20	1,80	0,70	0,59	0,04	3,12	-1,17	
	3	1	0,23	0,08	1,30	2,60	1,72	0,66	0,79	0,03	3,19	10,21	
	4	1,56	0,12	0,03	0,04	1,75	0,92	0,45	0,37	0,04	1,78	0,91	
	5	1,56	0,14	1,04	0,07	2,81	1,36	0,70	0,41	0,03	2,50	-5,86	
	6	1,56	0,13	0,98	0,09	2,75	1,36	0,70	0,51	0,03	2,60	-2,93	
	7	1,24	0,20	0,57	0,11	2,12	1,08	0,66	0,50	0,03	2,27	3,31	
	8	1,44	0,14	0,02	0,02	1,62	0,80	0,41	0,40	0,03	1,64	0,55	
	9	1,44	0,11	0,69	0,02	2,26	1,60	0,29	0,42	0,03	2,33	1,73	
	10	1,38	0,08	0,17	0,06	1,69	1,20	0,25	0,27	0,05	1,76	2,00	
	11	1,76	0,12	0,04	0,06	1,98	1,20	0,49	0,46	0,04	2,18	4,74	
	12	1,48	0,14	0,50	0,07	2,18	1,28	0,53	0,35	0,03	2,19	0,18	
Abril 11	1	0,88	0,66	0,06	0,05	1,65	0,77	0,16	0,14	0,56	1,63	-0,46	
	3	1,04	0,23	0,05	0,17	1,49	0,69	0,29	0,25	0,04	1,26	-8,44	
	4	1,44	0,32	0,33	0,12	2,21	0,90	0,66	0,39	0,10	2,05	-3,89	
	6	1,64	0,34	0,57	0,11	2,66	1,14	0,66	0,54	0,06	2,40	-5,19	
	7	0,96	0,27	0,21	0,17	1,61	0,61	0,49	0,39	0,10	1,59	-0,78	
	9	1,68	0,25	0,46	0,11	2,50	1,30	0,49	0,46	0,05	2,30	-4,06	
	11	0,92	0,32	0,11	0,15	1,50	0,53	0,49	0,29	0,04	1,35	-5,05	
	12	1,4	0,24	0,38	0,10	2,13	0,98	0,53	0,36	0,07	1,93	-4,91	
	13	1,4	0,25	0,19	0,13	1,97	0,90	0,49	0,34	0,06	1,79	-4,87	
	14	0,96	0,31	0,12	0,26	1,64	0,77	0,41	0,31	0,06	1,55	-2,80	
Octubre 11	1	1,28	0,20	0,03	0,03	1,54	0,94	0,37	0,23	0,02	1,55	0,42	
	3	1,14	0,59	0,14	1,15	3,02	1,63	0,57	0,72	0,03	2,95	-1,15	
	4	1,32	0,23	0,48	0,07	2,10	1,26	0,53	0,42	0,03	2,24	3,40	
	6	1,4	0,26	0,42	0,08	2,16	1,34	0,78	0,55	0,03	2,70	10,97	
	7	1,2	0,32	0,40	0,11	2,03	1,02	0,53	0,52	0,03	2,10	1,54	
	9	1,4	0,26	0,23	0,04	1,93	1,30	0,57	0,47	0,03	2,38	10,39	
	11	1,8	0,25	0,02	0,07	2,13	1,02	0,49	0,53	0,03	2,07	-1,41	
	12	1,28	0,23	0,30	0,09	1,89	0,98	0,90	0,40	0,03	2,30	9,79	
	13	1,52	0,25	0,42	0,18	2,37	1,10	0,53	0,45	0,09	2,17	-4,33	
	14	1,6	0,33	0,45	0,15	2,53	1,47	0,61	0,60	0,03	2,71	3,41	
	16	1,32	0,18	0,02	0,06	1,59	0,90	0,37	0,27	0,02	1,55	-1,01	
	Abril 12	1	1,40	0,21	0,06	0,10	1,77	0,94	0,18	0,15	0,01	1,28	-16,06
		3	1,01	0,24	0,05	0,15	1,45	0,81	0,29	0,25	0,01	1,36	-3,09
4		1,71	0,53	0,59	0,05	2,87	1,71	0,70	0,79	0,03	3,23	5,80	
6		1,71	0,32	0,51	0,16	2,70	1,38	0,82	0,55	0,02	2,77	1,36	
7		1,44	0,29	0,20	0,01	1,94	0,86	0,45	0,46	0,02	1,78	-4,13	
9		1,90	0,23	0,48	0,11	2,72	1,55	0,78	0,51	0,02	2,86	2,41	
11		0,93	0,27	0,06	0,16	1,42	0,77	0,74	0,30	0,01	1,83	12,61	
12		1,71	0,24	0,38	0,16	2,49	0,98	0,61	0,44	0,02	2,05	-9,86	
13		1,40	0,27	0,15	0,12	1,94	1,06	0,45	0,35	0,05	1,91	-0,79	



	14	0,99	0,32	0,07	0,06	1,43	0,90	0,29	0,31	0,01	1,51	2,66
	16	1,01	0,20	0,04	0,13	1,38	0,73	0,49	0,25	0,01	1,48	3,58
Octubre 14	1	1,12	0,14	0,07	0,05	1,38	1,35	0,33	0,21	0,02	1,90	15,76
	3	1,16	1,23	0,21	1,31	3,91	2,74	0,82	0,98	0,04	4,58	7,92
	4	1,16	0,29	0,78	0,05	2,29	1,80	0,67	0,47	0,03	2,97	12,93
	6	1,8	0,18	0,78	0,05	2,82	1,77	0,72	0,43	0,03	2,94	2,19
	7	0,92	0,28	0,74	0,28	2,22	1,40	0,60	0,49	0,03	2,52	6,40
	9	1,48	0,18	0,72	0,05	2,42	1,90	0,66	0,52	0,03	3,11	12,49
	11	1,36	0,19	0,08	0,07	1,70	1,45	0,45	0,36	0,05	2,30	14,96
	16	1,16	0,28	0,10	0,45	1,99	1,20	0,40	0,48	0,03	2,11	2,96
	Abril 15	1	1,54	0,27	0,02	0,05	1,88	1,10	0,33	0,17	0,10	1,69
3		1,2	0,32	0,32	0,63	2,47	1,25	0,29	0,42	0,02	1,98	-11,04
4		1,56	0,24	1,00	0,10	2,89	1,20	0,53	0,35	0,04	2,12	-15,48
6		1,44	0,26	0,78	0,08	2,56	1,02	0,74	0,36	0,04	2,15	-8,61
7		1,28	0,18	0,13	0,14	1,73	0,94	0,45	0,55	0,03	1,96	6,41
9		1,56	0,19	0,31	0,10	2,16	1,10	0,57	0,39	0,03	2,10	-1,50
11		1,76	0,24	0,08	0,12	2,20	1,14	0,29	0,24	0,04	1,70	-12,84
16		1,28	0,16	0,04	0,13	1,62	0,65	0,41	0,47	0,03	1,56	-1,80

ANEXO IV: Prueba de Kruskal Wallis

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
pH	húmeda	29	6.34	0.29	6.33	16.37	0.0001
pH	seca	31	6.71	0.28	6.60		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
CE	húmeda	29	169.79	48.12	164.00	16.49	<0.0001
CE	seca	31	234.29	60.12	228.00		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
NO3-	húmeda	29	12.87	9.19	10.76	8.41	0.0037
NO3-	seca	31	12.61	22.22	4.26		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
HCO3-	húmeda	29	82.29	19.25	85.40	1.58	0.2078
HCO3-	seca	31	88.39	13.59	87.84		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
Ca2+	húmeda	29	19.30	5.88	18.77	17.22	<0.0001
Ca2+	seca	31	27.15	7.85	26.11		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
Mg2+	húmeda	29	6.13	2.63	5.97	1.12	0.2891
Mg2+	seca	31	6.72	2.17	6.47		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
Na+	húmeda	29	8.27	3.11	8.16	7.13	0.0076
Na+	seca	31	10.66	3.77	10.47		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
K+	húmeda	29	2.21	3.91	1.41	0.07	0.7900
K+	seca	31	1.30	0.49	1.21		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
SO4=	húmeda	29	14.35	11.85	10.23	0.28	0.5995
SO4=	seca	31	18.66	16.31	14.44		

Variable	Estación	N	Medias	D.E.	Medianas	H	p
Cl-	húmeda	29	9.93	3.52	9.13	8.71	0.0032
Cl-	seca	31	8.56	7.34	7.09		

ANEXO V

Categorías Diagrama de Wilcox

Tipos	Calidad y normas de uso
C ₁	Agua de baja salinidad, apta para el riego en todos los casos. Pueden existir problemas sólo en suelos de muy baja permeabilidad.
C ₂	Agua de salinidad media, apta para el riego. En ciertos casos puede ser necesario emplear volúmenes de agua en exceso y utilizar cultivos tolerantes a la salinidad.
C ₃	Agua de salinidad alta que puede utilizarse para el riego de suelos con buen drenaje, empleando volúmenes de agua en exceso para lavar el suelo y utilizando cultivos muy tolerantes a la salinidad.
C ₄	Agua de salinidad muy alta que en muchos casos no es apta para el riego. Sólo debe usarse en suelos muy permeables y con buen drenaje, empleando volúmenes en exceso para lavar las sales del suelo y utilizando cultivos muy tolerantes a la salinidad.
C ₅	Agua de salinidad excesiva, que sólo debe emplearse en casos muy contados, extremando todas las precauciones apuntadas anteriormente.
C ₆	Agua de salinidad excesiva, no aconsejable para riego.

S ₁	Agua con bajo contenido en sodio, apta para el riego en la mayoría de los casos. Sin embargo, pueden presentarse problemas con cultivos muy sensibles al sodio.
S ₂	Agua con contenido medio en sodio, y por lo tanto, con cierto peligro de acumulación de sodio en el suelo, especialmente en suelos de textura fina (arcillosos y franco-arcillosos) y de baja permeabilidad. Deben vigilarse las condiciones físicas del suelo y especialmente el nivel de sodio cambiante del suelo, corrigiendo en caso necesario
S ₃	Agua con alto contenido en sodio y gran peligro de acumulación de sodio en el suelo. Son aconsejables aportaciones de materia orgánica y empleo de yeso para corregir el posible exceso de sodio en el suelo. También se requiere un buen drenaje y el empleo de volúmenes copiosos de riego.
S ₄	Agua con contenido muy alto de sodio. No es aconsejable para el riego en general, excepto en caso de baja salinidad y tomando todas las precauciones apuntadas.



ANEXO VI

Coeficientes de correlación estacional entre concentraciones iónicas.

Coeficientes de correlación

Est= H

Correlación de Pearson: Coeficientes\probabilidades

	Ca (meq/L)	Mg (meq/L)	Na (meq/L)	K (meq/L)	HCO3 (meq/L)	Cl (meq/L)	SO42- (meq/L)	NO3- (meq/L)	pH
Ca (meq/L)	1.00	0.02	8.2E-04	0.36	2.1E-07	0.36	3.8E-04	0.96	0.20
Mg (meq/L)	0.42	1.00	1.7E-04	0.08	0.01	0.72	3.5E-04	0.46	0.12
Na (meq/L)	0.59	0.64	1.00	0.08	0.01	0.66	3.2E-03	0.89	0.54
K (meq/L)	-0.18	-0.33	-0.33	1.00	0.15	8.7E-06	0.48	0.36	0.10
HCO3 (meq/L)	0.80	0.46	0.51	-0.27	1.00	0.43	1.0E-03	0.25	0.21
Cl (meq/L)	0.18	-0.07	0.08	0.72	-0.15	1.00	0.68	0.67	0.24
SO42- (meq/L)	0.62	0.62	0.53	-0.14	0.58	0.08	1.00	0.82	0.67
NO3- (meq/L)	0.01	-0.14	0.03	-0.17	-0.22	-0.08	-0.05	1.00	0.78
pH	-0.24	-0.29	-0.12	0.31	-0.24	0.22	-0.08	-0.05	1.00

Est= s

Correlación de Pearson: Coeficientes\probabilidades

	Ca (meq/L)	Mg (meq/L)	Na (meq/L)	K (meq/L)	HCO3 (meq/L)	Cl (meq/L)	SO42- (meq/L)	NO3- (meq/L)	pH
Ca (meq/L)	1.00	0.01	1.0E-06	0.87	0.76	9.9E-05	0.06	6.7E-04	0.16
Mg (meq/L)	0.46	1.00	1.2E-04	0.96	0.83	0.03	3.5E-03	0.11	0.52
Na (meq/L)	0.75	0.64	1.00	0.51	0.49	5.1E-07	0.39	5.8E-07	0.93
K (meq/L)	0.03	-0.01	0.12	1.00	0.25	0.75	0.97	0.94	0.91
HCO3 (meq/L)	-0.06	0.04	-0.13	0.21	1.00	0.06	0.28	0.01	0.67
Cl (meq/L)	0.64	0.40	0.77	0.06	-0.34	1.00	0.55	3.3E-06	0.66
SO42- (meq/L)	0.35	0.51	0.16	-0.01	0.20	-0.11	1.00	0.27	0.40
NO3- (meq/L)	0.58	0.30	0.76	0.04	-0.44	0.73	-0.20	1.00	0.88
pH	-0.26	0.12	-0.04	0.02	0.08	0.08	-0.16	-0.03	1.00

76141

98