



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Dinámica del agua y del nitrógeno en un
piedemonte regado con agua residual, en
Tlahuelilpan Estado de Hidalgo**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

M. en C. Jejanny Lucero Hernández Martínez

TUTORA DE TESIS: Dra. Blanca Lucía Prado Pano
Instituto de Geología, UNAM

COMITÉ TUTOR:

Dra. Christina Siebe Grabach, Instituto de Geología, UNAM
Dra. Blanca Lucía Prado Pano, Instituto de Geología, UNAM
Dr. Oscar Arnoldo Escolero Fuentes, Instituto de Geología, UNAM



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



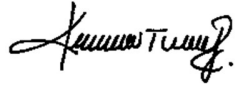
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales".



Jeanny Lucero Hernández Martínez

*A mi querida hija **JIMENA**, con todo mi corazón.
Gracias mi valiente hija por haberme elegido como tu mamá,
TE AMO.*

INVICTUS (invicto, inconquistable en latín)

Más allá de la noche que me cubre,
negra como el abismo insondable,
doy gracias a cuales dioses fuere
por mi alma inconquistable.

En la cruel garra de la circunstancia
no he gemido ni llorado.
Sometido a los golpes del azar
mi cabeza sangra, pero está erguida.

Más allá de este lugar de ira y llantos
yace sino el horror de la sombra,
Y aún la amenaza de los años
me halla y me hallará sin temor.

No importa cuán estrecha sea la puerta,
cuán cargada de castigos la sentencia,
soy el amo de mi destino,
soy el capitán de mi alma.

William Ernest Henley (1849-1903)

AGRADECIMIENTOS

Mi más profundo agradecimiento a mis padres, que sin su ayuda en todos sentidos no hubiera sido posible terminar este proceso tan importante en mi vida. A mi hermano por su importante apoyo moral y entusiasmo. Gracias a mi esposo, Elías Núñez, con quien he emprendido la labor más grande de mi vida siendo mamá de una sana y preciosa niña, te agradezco todo el apoyo brindado para culminar con éxito este sueño.

A la Dra. Blanca Lucia Prado por todo el tiempo invertido, apoyo y dedicación a mi formación como estudiante de doctorado. Mi más profundo agradecimiento a la Dra. Ofelia Morton y a la Dra. Elizabeth Solleiro quienes son mujeres, además de exitosas, con una gran calidad humana. Gracias por ayudarme y confiar en mí. Prometo regresar los grandes favores que han tenido conmigo el resto de mi vida.

A la Dra. Christina Siebe, por su valiosa ayuda como co-tutora de palabra y por todo el conocimiento y asesoría brindados. Al Dr. Wolf-Anno Bischoff por todos los conocimientos aportados a mi persona, por su amistad y amabilidad en todo momento de este trabajo y por ser un ser humano único, dispuesto y comprensivo.

Mi profundo agradecimiento a la Dra. Silke Cram, Dra. Rocio Alcántara, Dr. Oscar Escolero y Dr. Mario Rebolledo por la revisión y atinados comentarios que ayudaron a mejorar el presente trabajo.

Agradezco también infinitamente a las Dra's Maria Aurora Armienta Hernández, Blanca Jiménez Cisneros, Dora Carreon Freyre y Blanca Prado Pano, por ser miembros del jurado durante mi examen de candidatura al grado de doctora.

Un agradecimiento muy especial al Dr. Andrés Tejero, Aidé López y a su equipo de expertos geofísicos por su invaluable apoyo en el levantamiento y procesamiento de datos obtenidos en los sondeos geofísicos. De igual manera, doy las gracias al M. en I. José Castillo Hernández y al M. en I. Sergio Quintana Thierry, miembros del CCADET (UNAM), por el apoyo técnico otorgado para la puesta en marcha de equipos de trabajo en campo.

Muchas gracias al maestro Jiménez y al equipo de CIMENSOIL por su apoyo durante las perforaciones de los piezómetros profundos, fue una experiencia enriquecedora y muy divertida gracias al equipo que formamos.

A los chicos de los cursos de monitoreo por su dedicación y trabajo realizado en los monitoreos de las parcelas estudiadas en la presente tesis. A Sara Martínez por su ayuda en el análisis y procesamiento de datos geoquímicos.

A todas las personas que realizaron el análisis de muestras y que mostraron siempre accesibilidad en los laboratorios a los cuales pertenecen, dichas personas son:

- Dra. Olivia Zamora Martínez (Instituto de Geología, UNAM).
- Mtra. Kumiko Shimada Miyasaka (Instituto de Geología, UNAM).
- QFB. Fabiola Vega García (Laboratorio de Geoquímica Ambiental, Instituto de Geología, UNAM).

- Dra. Lucy Mora Palomino (Laboratorio de Edafología, Instituto de Geología, UNAM).
- Biol. Jorge René Alcalá Martínez (Laboratorio de Física de Suelos, Instituto de Geología, UNAM).
- Quím. Rufino Lozano Santa Cruz (Laboratorio de FRX, Instituto de Geología, UNAM).
- Mtro. Jaime Díaz Ortega (Laboratorio de paleosuelos y taller de laminación, Instituto de Geología, UNAM).
- Dr. Osvaldo Flores Castrellón (Laboratorio de Mecánica de Suelos, Instituto de Ingeniería, UNAM).
- Dr. Juan Carlos Durán Álvarez y Dr. Rodolfo Zanella Specia (Laboratorio Universitario de Nanotecnología Ambiental, CCADET, UNAM).
- Mtra. Iris Suárez Quijada (Invernadero del Departamento de Edafología, Instituto de Geología, UNAM).
- Ing. María Caridad Hernández Bernal (Departamento de Geoquímica, Instituto de Geología, UNAM).

Este trabajo no hubiese sido posible sin el apoyo de los dueños de las parcelas que pertenecen a la zona de estudio de esta tesis. Especialmente agradezco a la familia Cornejo-Oviedo, propietarios del Rancho Las Palmas, quienes en todo momento mostraron accesibilidad y ayuda para la realización del trabajo de campo.

Agradezco al Instituto Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca (CVU/Becario: 166112/166112) otorgada para los estudios doctorales. Además, al Instituto de Geología de la UNAM por la beca otorgada para el término de mi estudio doctoral.

Este trabajo fue financiado por el CONACyT (CB-2013-220489), la DGAPA-PAPIIT, UNAM IN105715 y la DGAPA PAPIIME, UNAM PE102113.

A mis compañeros Carolina Áviles, Mario Cayetano, Arturo Atilano, Arturo Sánchez y Víctor García por su dedicación en el trabajo de campo. Gracias, fueron unas grandes aventuras juntos.

Muchas gracias a Humberto González Bravo y al Dr. Rubén José Dorantes Rodríguez por el gran apoyo en todos sentidos. Les agradezco con el alma.

A mis grandes amigos y hermanos del alma Oscar Mario Salas, Aidé López, Juan Carlos Urestí y Verónica Arteaga por ayudarme a crecer como ser humano y estar conmigo en todo momento apoyándome y animándome.

Mil gracias a mi gran amigo Carlos Alberto Camacho, quien me ha ayudado en los momentos más complicados durante este proceso. Eres un enviado de Dios y sin tí, esto simplemente no hubiera sido posible. No tengo como agradecerte tus cuidados y cariño en mis peores momentos. Este éxito, también es tuyo.

MUCHAS GRACIAS A TODOS!!!!

RESUMEN

El Valle del Mezquital es el sistema más grande (90,000 ha) y antiguo (más de 100 años) en el mundo donde se utiliza agua residual (AR) cruda para riego de campos agrícolas. Dicha práctica ha resultado en la formación de un acuífero somero estable que constituye una fuente de abastecimiento de agua en la región. Estudios previos en el Valle han evidenciado que el riego con AR suministra de dos a diez veces más nitrógeno (N) al realmente requerido por los cultivos, sin embargo, no se ha visto una afectación del todo significativa al agua subterránea. Para entender la dinámica del agua y del N en este agroecosistema, se decidió trabajar a dos escalas, piedemonte y parcela agrícola. La zona de estudio comprende un piedemonte cercano a Tlahuelilpan, cuya parte más alta es el canal Tlamaco Juandhó y termina en el manantial Cerro Colorado ubicado en Tezontepec de Aldama en Hidalgo. Mediante ensayos de perforación profunda se colectaron muestras para caracterizar desde el suelo hasta la zona saturada, y se instalaron dos piezómetros en el piedemonte. Se monitorearon niveles estáticos y se estableció la dirección del flujo subterráneo. Se estudiaron tres parcelas ubicadas dentro del piedemonte, donde se monitorearon eventos de riego, cuantificando las entradas, salidas y transformaciones de N, así como el volumen de AR que entró y salió de las parcelas. Se colectaron muestras de AR, solución de suelo, flujo lateral subsuperficial y agua subterránea para la determinación de nitrógeno total (Nt), amonio, nitrato, cloruro y pH. El N orgánico se calculó como la diferencia entre el Nt y el N inorgánico. La tensión y el contenido de agua en el suelo fueron monitoreados antes, durante y después del evento de riego. Se realizaron experimentos en batch para evaluar la capacidad de adsorción de amonio por el suelo. Se identificaron un total de 13 pseudoestratos hasta una profundidad de 38 m en el piedemonte. En un evento de riego se aplican de 15 a 26 cm de AR a las parcelas. Se confirmó la ocurrencia de flujo lateral subsuperficial a escala parcela debido a la interrupción del frente de humedad al encontrarse una primera capa de la zona no saturada intermedia la cual posee una conductividad hidráulica menor ($K_s=0.00144-0.00216$ cm/s) que el suelo ($K_s=0.0001-0.08$ cm/s). Del volumen total de AR aplicado, del 8 al 28% salió de las parcelas como escurrimiento superficial, de 49 a 79% fue retenido por el suelo, de 0.01 a 0.15% correspondió al flujo lateral subsuperficial y de 13 a 22% al agua de percolación profunda. Se estimó una recarga al acuífero de 2,414 a 8,593 m³/ha cada año. La dirección del flujo de agua subterránea es del noreste al suroeste y los niveles estáticos en la parte media del piedemonte variaron de 22 a 25 m. El riego con AR añadió al suelo de 537 a 727 kg de N/ha en forma de N orgánico (40%) y nitrógeno de amonio (60%). Los cultivos absorbieron el 65% del N y de 31 a 66 kg de nitrógeno de nitrato/ha se lixiviaron fuera de la zona de las raíces (> 40 a 130 cm). El suelo tiene la capacidad de adsorber de 43 a 53% del amonio que es aportado por el AR. La nitrificación dominó sobre la desnitrificación a medida que el AR se infiltraba a través del suelo. La relación Nt/Cl indicó posibles pérdidas de N por volatilización de amoniaco en la superficie del suelo, por la adsorción temporal N de amonio a los coloides del suelo, así como por desnitrificación en la zona no saturada y saturada. Si el último proceso ocurre, podría constituir un potencial de limpieza al sistema si alcanza a transformarse hasta N molecular. Sin embargo, para disminuir el riesgo de contaminación del agua subterránea y de la atmósfera es necesario que las entradas de N al sistema coincidan con la absorción por los cultivos.

ABSTRACT

The Mezquital Valley (MV) is the largest (90,000 ha) and continuous area (more than 100 years) irrigated with untreated wastewater (WW) in the world. This practice has resulted in the formation of a stable shallow aquifer which supplies water to the local population. Previous studies in the MV evidenced that irrigation with untreated sewage effluent supplies 2 to 10 fold larger nitrogen (N) doses to crops than common fertilizer recommendations. However, nitrate concentrations in the groundwater are only slightly above threshold concentrations for drinking water. To understand the N dynamics in this agroecosystem, the work was developed at two scales, piedmont scale and field scale. The study area includes an extended volcanic piedmont close to Tlahuelilpan, at the highest part there is the Tlamaco Juandhó channel and in the lowest part the Cerro Colorado spring, located in Tezontepec from Aldama, Hidalgo, is found. Using a rotary drilling, soil samples were collected for analysis to characterize the complete vadose zone (from the soil to the aquifer), two deep piezometers were installed along the piedmont. The groundwater static levels were monitored and the groundwater flow direction was established. At field scale, single irrigation events were monitored in three different fields located along the piedmont. N inputs, outputs and transformation as well the total amount of water entering and leaving the field was quantified. Samples of irrigation water, pore water solution, lateral flow and groundwater were analyzed for total N, ammonium nitrogen, nitrate nitrogen, chloride and pH. Organic N was calculated as the difference between total N and inorganic N. The water tension and the soil water content were monitored before, during and after the irrigation events. Batch experiments were conducted to evaluate the ammonium adsorption capacity of the soils. 13 strata of varying compaction and granulometry were identified until 38 m depth along the piedmont. 15 to 26 cm of water are applied to the field per event. The occurrence of lateral flow at field scale, due to the interruption of the infiltration front by a low permeability layer at the contact between the soil and the tuff layer which displayed a smaller K_s value ($K_s=0.00144-0.00216$ cm/s) than the soil ($K_s=0.0001-0.08$ cm/s), was confirmed. Between 8 and 28% of the applied water left the field as surface outflow, 49 to 79% was retained in the soil, between 0.01 and 0.15% of the irrigation left the field by subsurface lateral flow and 13 to 22% by deep percolation. With this numbers, an aquifer recharge of 2,414 to 8,593 m³/ha each year was estimated. The groundwater flow direction was from the northeast to the southwest and the static level in the middle of the piedmont, varied from 22 to 25 m below ground. The irrigations added 537 to 727 kg N/ha to the fields in form of organic N (40%) and ammonium nitrogen (60%). From that, crops absorbed 65% of the N, 31 to 66 kg nitrate nitrogen/ha leached out beyond the root zone and 43 to 53% of the ammonium is adsorbed onto the soil. Nitrification dominated over denitrification as the water infiltrates through the soil, evidenced by changes in nitrate concentrations and pH values in the pore water. The behavior of the N_t/Cl ratio with depth evidenced possible N losses due to ammonia volatilization at the field surface, a temporal removal of N from the soil solution due to ammonium nitrogen adsorption in the soil, as well as denitrification losses in the vadose and saturated zone. If the last process is given, it could constitute a nitrate-self-cleaning capacity by denitrification. However, N inputs to the system should be diminished to avoid groundwater and atmospheric pollution.

Contenido

1. INTRODUCCIÓN.....	8
1.1. El riego con agua residual: en el mundo y en México	8
1.2. Uso de agua residual para riego agrícola en el Valle del Mezquital.....	11
1.3. Preguntas de investigación.....	15
1.4. Hipótesis.....	16
1.5. Objetivos.....	16
1.5.1. Objetivo general	16
1.5.2. Objetivos específicos.....	16
2. MARCO TEÓRICO.....	17
2.1. La zona crítica.....	17
2.2. Dinámica del agua en la zona no saturada y saturada.....	19
2.2.1. Potencial del agua en el suelo.....	19
2.2.2. Formas de agua en el suelo.....	20
2.2.3. Conductividad hidráulica del suelo.....	20
2.2.4. Flujo de agua en la zona saturada.....	22
2.2.5. Ley de Darcy.....	23
2.2.6. Redes de flujo.....	24
2.3. Dinámica del nitrógeno en la zona no saturada.....	25
2.3.1. Propiedades químicas del suelo relacionadas a la dinámica del nitrógeno.....	26
pH.....	26
Potencial óxido-reducción (redox) en el suelo	27
2.3.2. Entradas de N al sistema.....	29
Fijación de nitrógeno atmosférico (N ₂).....	29
Residuos de plantas y animales	30
Fertilizantes nitrogenados.....	30
Agua residual	30
2.3.3. Procesos de transformación de N.....	32
Mineralización e inmovilización de N.....	32
Nitrificación.....	32
Reducción de NO ₃ ⁻	34
2.3.4. Pérdidas de N.....	36
Adsorción de NH ₄ ⁺ a los coloides del suelo.....	36
Volatilización de NH ₃	36
Asimilación de N mineral por las plantas	37
Lixiviación de NO ₃ ⁻	37
2.4. Intemperismo	38
2.5. Clasificación del agua para uso agrícola. Conductividad eléctrica y relación de adsorción de sodio (RAS).....	39
3. MÉTODOS	42
3.1. Descripción del sitio de estudio	42
3.1.1. Geología regional	42
3.1.2. Hidrogeología regional	44
3.2. Delimitación de la zona de estudio.....	45
3.3. Instrumentación y caracterización de una parte de la zona crítica (del suelo a la zona saturada).....	46
3.3.1. Tomografía eléctrica de resistividad.....	48
3.3.2. Selección de parcelas y caracterización del suelo.....	49

3.3.3. Instalación de piezómetros someros para el monitoreo del nivel y calidad del agua ..	50
3.3.4. Instalación de piezómetros profundos para el monitoreo del nivel y calidad del agua	53
3.3.5. Nivelación de piezómetros someros, piezómetros profundos y norias con DGPS	54
3.3.6. Medición de la conductividad hidráulica saturada de campo del suelo de las parcelas (Ksf). Método del permeámetro de Guelph.	55
3.3.7. Medición de la conductividad hidráulica en la zona saturada intermitente en la base del perfil de suelo y en el tepetate inmediatamente debajo del suelo. Método: pruebas de bombeo en pozos de observación someros	55
3.3.8. Medición de la conductividad hidráulica en la zona saturada: Prueba slug en pozo de observación profundo.	56
3.4. Dinámica del agua en el piedemonte estudiado.	58
3.4.1. Monitoreo de niveles piezométricos, en piezómetros someros, en piezómetros profundos y en norias preexistentes.	58
3.4.2. Medición de la precipitación y toma de muestras de agua de lluvia y agua subterránea.	58
3.4.3. Determinación del balance hidráulico en eventos individuales de riego a escala parcela.	59
3.4.4. Determinación del caudal de infiltración del canal Tlamaco Juandhó a la zona saturada, dirección y velocidad de flujo subterráneo	60
3.5. Evaluación del intemperismo de parte de la zona crítica (desde suelo hasta la zona saturada) debido al constante aporte del agua residual al acuífero	61
3.6. Determinación de valores de fondo de iones mayores y nitrógeno del suelo y del primer pseudo estrato de la zona no saturada.	62
3.7. Monitoreo de las transformaciones de nitrógeno	63
3.7.1. Instrumentación de las parcelas y mediciones en campo.	63
3.7.2. Muestreo de agua.	63
3.7.3. Experimentos de adsorción de N en el suelo en sistema batch	63
3.8. Análisis de laboratorio	64
3.8.1. Agua	64
3.8.2. Suelo	65
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	66
4.1 Caracterización de la zona crítica.	66
4.1.1. Observaciones hechas en la zona de estudio.	66
4.1.2. Identificación de pseudo-estratos mediante Tomografía Eléctrica de Resistividad (TER)	66
4.1.3. Caracterización del suelo	69
4.1.4. Caracterización de la zona no saturada intermedia.	70
4.1.5. Características del piedemonte: Estratificación	77
4.2 Dinámica del agua	81
4.2.1. Monitoreo del flujo lateral subsuperficial a escala piedemonte.	81
4.2.2. Flujo de agua en la zona saturada	83
4.2.3. Fuentes de recarga a la zona saturada.	85
4.2.4. Dirección y velocidad real del flujo subterráneo.	89
4.3 Intemperismo en el piedemonte.	89
Diagrama A-CN-K y IAQ.	90
Variaciones de IAQ en los tres puntos planteados	90
4.4. Características del agua residual utilizada en el riego y capacidad filtro de la zona no saturada.	94

4.5. Dinámica y transformaciones de nitrógeno a escala parcela agrícola	97
4.6. Modelo conceptual del destino de nitrógeno en la zona crítica	101
5. CONCLUSIONES	105
6. RECOMENDACIONES Y CONSIDERACIONES FINALES	108
REFERENCIAS.....	111

Índice de figuras

Figura 1. Principales países en el mundo y hectáreas irrigadas con agua residual no tratada y tratada (Jiménez y Asano, 2008).....	10
Figura 2. Localización del Valle del Mezquital, distritos de riego y emisores que transportan el agua residual desde la Ciudad de México.	11
Figura 3. La zona crítica y los diferentes compartimentos que la conforman (Chrorover et al. 2007).....	18
Figura 4. Energía de presión, elevación y potencial hidráulico para el flujo de agua a través del suelo (Das, 2001).....	23
Figura 5. Efectos y manifestaciones de la circulación de flujo de agua subterránea en una cuenca regional (Tóth, 1999).....	25
Figura 6. Ciclo del nitrógeno (N); (NASA, 2010).	31
Figura 7. Proceso de mineralización e inmovilización de N en el suelo. (Singer y Munns, 2002).	32
Figura 8. Diagrama de Wilcox empleado para la clasificación de agua de riego basado en la CE y la RAS (Wilcox, 1955).....	41
Figura 9. Mapa Geológico del Valle del Mezquital (BGS, 1998).....	43
Figura 10. Formaciones que constituyen unidades hidrogeológicas en el Valle del Mezquital (BGS, 1998).....	45
Figura 11. Clasificación de parcelas del piedemonte de acuerdo al número de compuerta con que son regadas.....	46
Figura 12. Localización de sitios instrumentados, monitoreados y simbología empleada. La figura 12-1 muestra las norias preexistentes, el manantial y los piezómetros profundos instalados dentro de la zona de estudio en el piedemonte así como el perfil no irrigado y el canal de agua residual Tlamaco- Juandhó. La figura 12-2 muestra las parcelas en donde se instalaron parejas de piezómetros someros en el área de estudio dentro del piedemonte. La figura 12-3 muestra las parcelas (a, b, c, d y e) en donde se realizaron mediciones con el infiltrómetro de Guelph. En la figura 12-4 se muestran las parcelas (a, b y c) que se equiparon para monitorear eventos de riego.....	47
Figura 13. Ubicación de los sondeos de Tomografía Eléctrica Vertical dentro de la zona de estudio.....	48
Figura 14. Localización de las parcelas en el piedemonte en las cuales se realizó la caracterización del suelo. La figura también muestra la entrada y la salida del agua de riego así como la ubicación de los perfiles de suelo en: a) parcela Frailes, b) parcela Cedros II y c) parcela Rosi-Tere.....	49
Figura 15. Esquema de construcción de un piezómetro somero.....	51
Figura 16. Parejas de piezómetros someros a diferente profundidad.....	52
Figura 17. Equipo de perforación de pozos de observación.	53
Figura 18. Estación base (a) y móvil (b) de DGPS utilizadas en la nivelación de piezómetros someros.	54
Figura 19. Esquema donde se muestran los datos requeridos para la interpretación de pruebas de bombeo y el posterior cálculo de K. (Modificada de: Villón, 2007). r =radio del piezómetro, h =lámina de agua inicial, h_0 , h_1 , h_2 = mediciones consecutivas de la lámina de agua después de haber sido abatido el piezómetro.....	56
Figura 20. Curvas de Bower y Rice (1976) que muestran la relación entre los parámetros A, B y C en función de L/r_f (Bouwer y Rice, 1976).....	57
Figura 21. Imagen de resistividad por tomografía eléctrica realizada en la parcela Cedros II.....	68
Figura 22. Imagen de resistividad por tomografía eléctrica realizada en la parcela Rosi-Tere.	68

Figura 23. Corte litológico del piezómetro profundo 2 (PO2).....	72
Figura 24. Corte litológico del piezómetro profundo 3 (PO3).....	73
Figura 25. Corte litológico del perfil no irrigado (PNI).....	74
Figura 26. Perfil no irrigado del sitio (PNI).	75
Figura 27. Imágenes de líticos presentes en el pseudo-estrato 1 del piedemonte de Tlahuelilpan, Hidalgo.....	75
Figura 28. Gravillas de 0.5 a 1 cm de diámetro en una matriz de limos y arenas del pseudo-estrato 4 descrito en el corte litológico del PNI.....	76
Figura 29. Gravillas de 0.2 a 0.8 mm de diámetro presentes en el pseudo-estrato 6.	76
Figura 30. Fotografía de una sección de barrena que muestra las motas redox encontradas en el material extraído del pseudo-estrato con media a alta compacidad.....	76
Figura 31. Sección A-B, (suroeste-noreste, viendo al noroeste) que muestra los pseudo-estratos identificados en el piedemonte de la zona de estudio. La Noria Rancho se encuentra proyectada hacia la línea de sección.	80
Figura 32. Monitoreo de niveles de agua en piezómetros someros durante distintos eventos de riego en la zona de estudio. En azul la parcela regada.....	82
Figura 33. Ubicación de puntos de la red de monitoreo de flujo de agua subterránea y líneas de sección realizadas en la zona de estudio.....	83
Figura 34. Carga hidráulica vs tiempo donde se ejemplifican flujos descendentes en la zona de estudio entre los dos puntos mostrados.	84
Figura 35. Gráfica de nivel estático (medidos el 21 de Marzo de 2015) vs profundidad de los sitios que se utilizaron en la red de monitoreo. NC=Noria casa, NMI=Noria 1, NDC=Noria Don Carlos, NSI=Noria 2.	84
Figura 36. Gráficas de precipitación mensual (barras en rojo) correlacionadas con el nivel de la columna de agua (círculos en azul).....	86
Figura 37. Sección CD hidrogeológica construida a partir de datos de los perfiles estratigráficos del PNI (perfil no irrigado) y del PO3 (piezómetro profundo 3). La localización de la sección se muestra en la figura 33.	88
Figura 38. Red de flujo subterráneo construida a partir de datos obtenidos en diciembre de 2012.....	89
Figura 39. Diagrama A-CN-K para PNI (a), PO3 (b) y PO2 (c) y sus respectivos valores de IAQ. Las composiciones idealizadas de distintos minerales se encuentran representadas: <i>Pl</i> , plagioclasa; <i>Ks</i> , feldespato potásico; <i>Sm</i> , esmectita; <i>Mu</i> , muscovita; <i>Ka</i> , caolinita; <i>Gi</i> , gibsitita; <i>Ch</i> , clorita.	91
Figura 40. Sección AB con datos obtenidos en campo y gráficas de IAQ construidas a partir de las muestras obtenidas en PO3 y PO2.	92
Figura 41. Sección CD con datos obtenidos en campo y gráficas de IAQ construidas a partir de las muestras obtenidas en PO3 y PNI.....	93
Figura 42. Diagrama de Wilcox mostrando la clasificación del agua residual que llega al Valle del Mezquital y se utiliza para riego agrícola.....	95
Figura 43. Concentración de iones en el agua residual y el agua subterránea.....	97
Figura 44. Concentración de las especies de N (N-NO ₃ , N-NH ₄ ⁺ y Nt) en muestras de agua residual y solución de suelo colectadas durante las 3 primeras horas de haber ingresado el agua a los perfiles de las parcela monitoreadas los años 2012, 2013 y 2014.	98
Figura 45. Concentraciones de N-NO ₃ ⁻ (mg/L, símbolos blancos) vs pH (símbolos negros) medidos a profundidades de a) 10 cm, b) 20 cm, y c) 30 cm una vez empezado el evento de riego hasta 90 horas en el perfil 1 de la parcela monitoreada en el año 2012 y d) tensión del agua en mbares a 15 y 35 cm de profundidad en el mismo intervalo de tiempo.....	99

Figura 46. Isotermas de adsorción de los suelos de las parcelas monitoreadas en el año 2012 y 2014 ajustados al modelo de Freundlich.....	100
Figura 47. Comportamiento de la relación Nt/Cl en el agua de irrigación, solución de suelo, flujo lateral subsuperficial, y agua subterránea de los diferentes compartimentos en la zona crítica (muestras colectadas en los monitoreos de los años 2012, 2013 y 2014)....	104
Figura 48. Modelo conceptual de la dinámica de nitrógeno en el sitio estudiado.....	107
Figura 49. Localización de pozos de observación ya instalados (PO1, PO2 y PO3) y propuestos (PO4 y PO5); (imagen tomada de google).	108

Índice de tablas

Tabla 1. Cantidad de agua residual utilizada (tratada y no tratada) en varios países del mundo (Jiménez y Asano, 2008).....	8
Tabla 2. Valores de conductividad hidráulica saturada (Ks) en suelos de diferente clase textural (Flores y Alcalá, 2010).....	21
Tabla 3. Clases de conductividad hidráulica saturada (Ks); (SCS-USDA, 1983; Santa Olalla et al. 2005).....	21
Tabla 4. Tipo y clasificación de agua para irrigación basada en la conductividad eléctrica (Lloyd and Heathcote, 1985).....	39
Tabla 5. Profundidad de los perfiles de suelo suelo en las parcelas caracterizadas y porcentaje de superficie de éstas influenciada por la profundidad.	50
Tabla 6. Profundidad de instalación de los piezómetros someros en parcelas del piedemonte.	52
Tabla 7. Ecuaciones de modelos empíricos utilizados.	64
Tabla 8. Propiedades físicas y químicas de los horizontes del suelo de cada una de las parcelas estudiadas.	70
Tabla 9. Puntos de la red de monitoreo.	83
Tabla 10. Balance de agua de irrigación en cada parcela.....	87
Tabla 11. Valores de IAQ obtenidos en los puntos PNI y PO3.....	94
Tabla 12. Parámetros medidos en agua residual, solución de suelo, flujo lateral subsuperficial y agua subterránea.	96
Tabla 13. Características del agua residual usada para irrigar las parcelas en los años 2012, 2013 y 2014. Promedios y desviaciones estándar (entre paréntesis) de tres muestras por evento de riego.	97
Tabla 14. Parámetros de la isoterma de Freundlich y porcentaje de N-NH ₄ ⁺ adsorbido...100	
Tabla 15. Profundidades a las cuales se recomienda realizar el ensayo de Penetración Normal para ambos pozos de observación.....	109

1. INTRODUCCIÓN

1.1. El riego con agua residual: en el mundo y en México

De los 13,000 millones de hectáreas (ha) de la superficie terrestre, se estima que el 12% (1,560 millones ha) está cultivado y el 18% de las hectáreas cultivadas (277 millones de ha) son irrigadas (UNEP, 2007). Autores reportan que aproximadamente 20 millones de ha son irrigadas con agua residual diluida o parcialmente diluida en el mundo (Hamilton et al. 2007), lo cual equivale al 7.4% del total de tierras irrigadas.

Raschid-Sally y Jakayody (2008) realizaron un estudio para evaluar las razones que motivan a la reutilización del agua residual con datos de 53 ciudades distribuidas en todo el mundo. Ellos concluyeron que la combinación de tres factores principales rigen el uso del agua residual en la agricultura: 1) un incremento de la demanda de agua urbana; 2) demanda de alimentos en áreas urbanas y peri urbanas; y 3) carencia de fuentes alternas de agua. Por su parte la WHO (World Health Organization, 2006) incluye uno más, que es el reconocimiento del agua residual como fuente de nutrientes para el crecimiento de las plantas.

Los países que utilizan el mayor volumen de agua residual en diversas actividades son China, México y Estados Unidos (Jiménez y Asano, 2008). Los autores señalan también que Qatar, Israel, Kuwait y México, son los países con más altas cifras cuando se relaciona el volumen de agua residual usada con el número de habitantes (tabla 1).

Tabla 1. Cantidad de agua residual utilizada (tratada y no tratada) en varios países del mundo (Jiménez y Asano, 2008).

Lugar	País	Agua residual total utilizada (m ³ /d)	País	Agua residual utilizada per capita (m ³ /d)
1	China	14,817,000	Qatar	170,323
2	México	14,400,000	Israel	166,230
3	Estados Unidos	7,600,000	Kuwait	163,330
4	Egipto	1,920,000	México	136,235
5	Arabia Saudita	1,847,000	UAE	126,713
6	Siria	1,014,000	Chipre	88,952
7	Israel	1,014,000	Arabia Saudita	75,081
8	Chile	840,600	Bahrein	56,301
9	España	821,920	Siria	55,109
10	Japón	573,800	Chile	52,211
11	Túnez	512,328	Túnez	51,233
12	UAE	506,850	Jordán	40,179
13	Perú	505,100	Malta	27,400
14	Australia	456,100	Omán	27,385
15	Irán	455,700	Egipto	26,301
16	Corea	430,000	Estados Unidos	25,486
17	Kuwait	424,657	Australia	22,805
18	Irán	422,000	España	20,436
19	Jordán	225,000	Namibia	19,733

20	Turquía	136,986	Libia	18,966
21	Argentina ⁽¹⁾	129,600	Perú	18,327
22	Colombia	129,600	Singapur	17,442
23	Italia	123,288	China	11,268
24	Libia	110,000	Corea	9,024
25	Qatar	105,600	Irán	6,510
26	Marruecos	104,110	Rep. Dominicana	6,502
27	Alemania ⁽¹⁾	86,400	Irán	6,510
28	Sudáfrica ⁽¹⁾	82,195	Grecia	5,136
29	Singapur	75,000	Bolivia	4,800
30	Omán	71,200	Japón	4,479
31	Chipre	68,493	Argentina ⁽¹⁾	3,375
32	Yemen	63,480	Marruecos	3,358
33	Rep. Dominicana	57,024	Yemen	3,067
34	Grecia	54,800	Colombia	2,885
35	Bolivia	43,200	Palestina	2,734
36	Pakistán ⁽¹⁾	42,200	Italia	2,163
37	Bahrein	41,100	Turquía	2,011
38	Reino Unido ⁽¹⁾	40,000	Sudáfrica ⁽¹⁾	1,771
39	Namibia	35,520	Líbano	1,528
40	Brasil ⁽¹⁾	23,330	Alemania ⁽¹⁾	1,048
41	Francia	19,178	Bélgica ⁽¹⁾	671
42	Malta	10,960	Reino Unido ⁽¹⁾	662
43	Palestina	8,750	Francia	320
44	Bélgica ⁽¹⁾	6,950	Pakistán ⁽¹⁾	267
45	Líbano	5,500	Brasil ⁽¹⁾	127
46	Polonia	2,740	Guatemala	119
47	Guatemala	1,460	Polonia	71

UAE: Emiratos Árabes Unidos.

⁽¹⁾ El total de agua residual usada puede ser más grande que el reportado aquí.

Jiménez y Asano (2008) en el análisis que realizaron, destacan que considerando el uso de agua residual tratada, Estados Unidos, Arabia Saudita y Egipto son los países que más cantidad de agua residual tratada utilizan, encontrándose a México en el séptimo lugar.

En la figura 1, se observa que China, México e India son los países que más hectáreas riegan con agua residual no tratada (Hamilton et al. 2007; Jiménez y Asano, 2008), mientras que Chile, nuevamente México e Israel, son los países con mayor extensión de hectáreas irrigadas con agua residual tratada.

México está dentro de los primeros lugares en las categorías de agua residual usada, hectáreas irrigadas con agua residual no tratada y hectáreas irrigadas con agua residual tratada. Lo anterior convierte a México en el país latinoamericano que más hectáreas riega con agua residual. Se ha reportado que en México existen más de 30 grandes escenarios donde la irrigación agrícola depende de las aguas negras generadas en las ciudades (Almanza, 2000) y se estima que se están irrigando alrededor de 350,000 hectáreas (Garza, 2000; CNA, 2003). En nuestro país esta

práctica responde al problema de disposición de las aguas residuales cuando no se cuenta con la infraestructura para su tratamiento y su posterior uso industrial o para servicios; y al requerimiento del recurso en zonas donde la precipitación pluvial no es suficiente para la producción agrícola (Jiménez-Cisneros, 1995; Siebe, 1998).

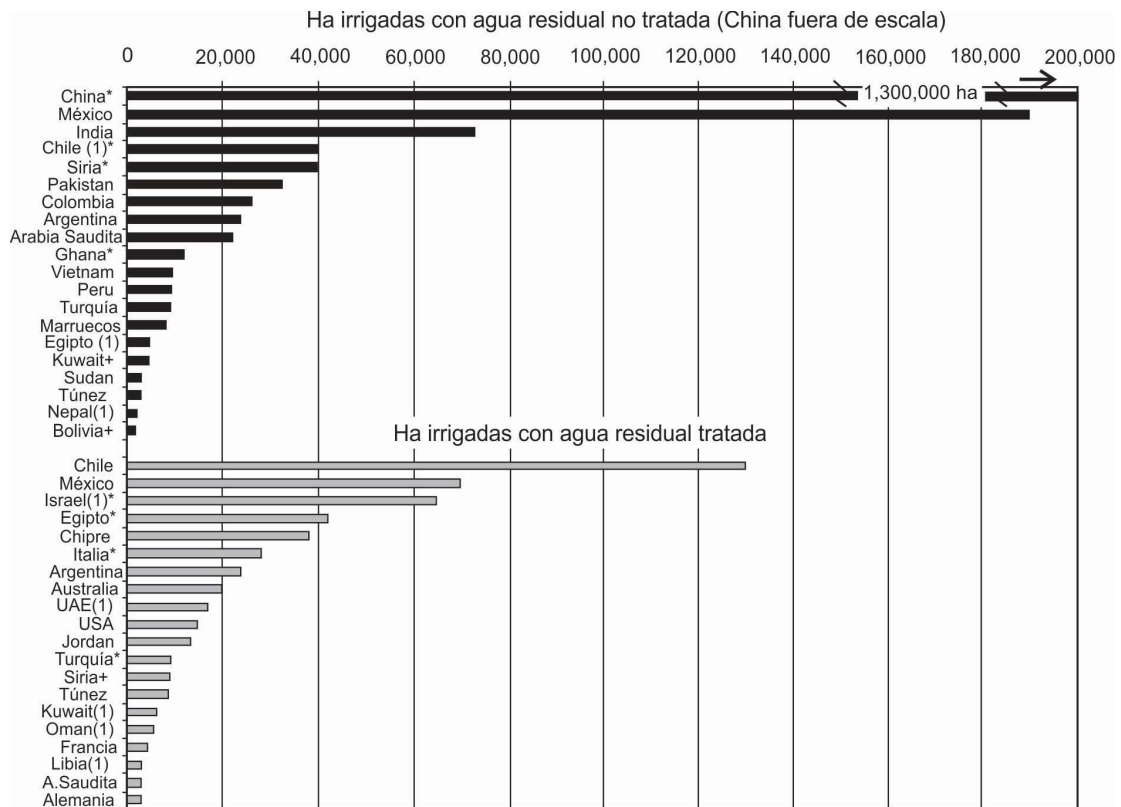


Figura 1. Principales países en el mundo y hectáreas irrigadas con agua residual no tratada y tratada (Jiménez y Asano, 2008).

Las ventajas que se han observado del riego con agua residual en el mundo son:

1. Optimización del uso del agua en zonas con déficit hídrico.
2. Reciclaje de nutrientes en zonas agrícolas.
3. Incremento en la producción agrícola.
4. Disposición del agua residual a bajo costo.

Sin embargo, la contraparte se manifiesta en:

1. Incrementos de elementos potencialmente tóxicos.
2. Exposición a patógenos.
3. Salinización del suelo.
4. Riesgo de contaminación del agua subterránea.
5. Emisión de gases de efecto invernadero (GEIs).
6. Elevación del nivel freático.

1.2. Uso de agua residual para riego agrícola en el Valle del Mezquital

El Valle del Mezquital, ubicado a 80 km al norte de la Ciudad de México, se encuentra entre las zonas agrícolas más grandes en el mundo irrigadas con agua residual cruda (Almanza, 2000; Raschid-Sally y Jayakody, 2008). Dicho Valle (figura 2) está limitado al norte por el Valle de Ixmiquilpan, al este por el Valle y la sierra de Octopan, al oeste por la sierra de Xinthe y al sur por el Estado de México. Se reporta una superficie aproximada del Valle de 2,429 km² (CNA, 2003).

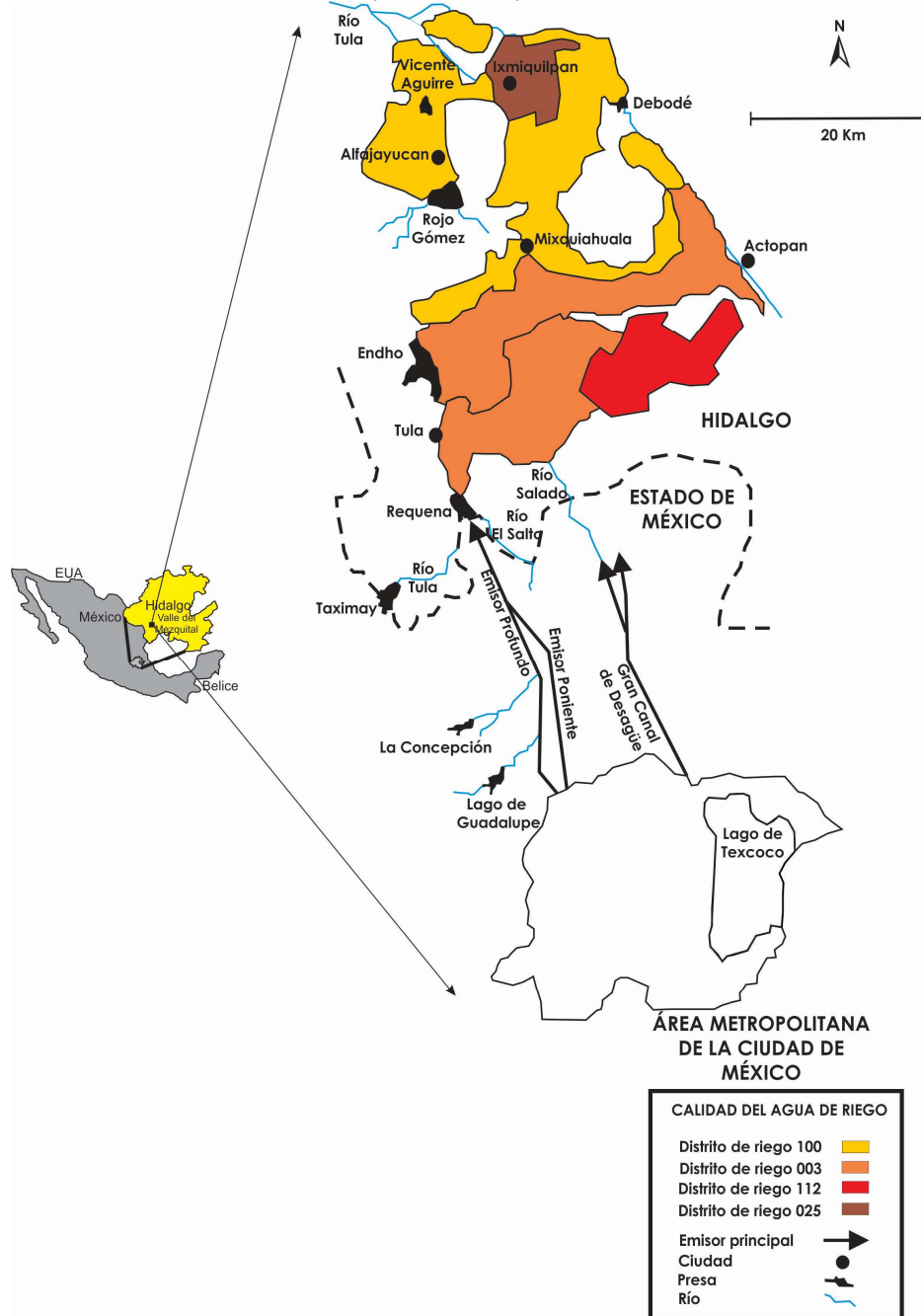


Figura 2. Localización del Valle del Mezquital, distritos de riego y emisores que transportan el agua residual desde la Ciudad de México.

En la clasificación climatológica, de acuerdo a Köppen, el Valle presenta un clima seco-semiárido. La temperatura media anual se estima en 18.3 °C con precipitación y evapotranspiración media anual de 400-700 mm y 2,087 mm respectivamente (BGS, 1998). La altitud promedio es de 1,900 ms.n.m. La zona de riego abarca más de 90,000 ha y comprende a los distritos de riego 03 (Tula) 100 (Alfayucan), 25 (Ixmiquipan) y 112 (Ajacuba); (CNA, 2003; Jiménez et al. 2005).

Desde hace más de 100 años, este Valle recibe las aguas residuales de la Ciudad de México y se tiene documentado al año de 1998, que el caudal de agua residual que llega al Valle es de 40 m³/s más 12 m³/s de excedentes de agua de lluvia en los meses de mayo a octubre que son utilizados para regar más de 90,000 ha (BGS, 1998; Jiménez et al. 2005).

El uso de agua residual para el riego ha traído consigo ciertos beneficios a los habitantes del Valle, notablemente, la recarga de los acuíferos e incluso la formación de un acuífero somero en los aluviones cuaternarios de origen fluvial ha sido producto de los retornos de riego y de la pérdida de agua en los canales principales de distribución (del Arenal, 1985; BGS, 1998). En 1998, se encontró que los niveles estáticos de este último acuífero se encontraban entre 60 y 80 metros de profundidad y en las partes someras del Valle, llegó a estar a menos de 10 metros; con una dirección de flujo de sur a norte. También como producto de la recarga incidental, los niveles piezométricos se han elevado de manera considerable que afloran manantiales con gastos que van de 0.04 a 0.6 m³/s. Todo lo anterior, representa una fuente de agua potable para la población, en una zona con una disponibilidad de agua subterránea limitada dadas las características climatológicas de la región. Incluso se ha considerado extraer 6 m³/s de esta agua subterránea para abastecer a la cuenca de México, la cual atraviesa problemas de abastecimiento de agua potable (Jiménez y Chávez, 2004). Un efecto en los cuerpos de agua superficial también ha sido notado, por ejemplo el caudal del río Tula se ha incrementado de 1.6 a 12.7 m³/s en los últimos 50 años (BGS, 1998).

Otro beneficio que ha traído consigo el regar con agua residual es la transformación de un Valle semi-árido en un sitio de alta producción agrícola. Lo anterior debido a que el agua residual trae consigo una alta carga de nutrientes, que junto con el uso de semilla mejorada ha permitido el aumento de rendimientos permitiendo que los agricultores ahorren en fertilizantes. Lo anterior ha hecho que éstos valoren el recurso de forma importante (BGS, 1998).

Si bien los beneficios que se obtienen en el Valle del Mezquital al regar con agua residual son evidentes, diversos aspectos negativos pueden ocurrir como producto de dicha actividad. El agua residual contiene una mezcla de compuestos contaminantes orgánicos, inorgánicos y microorganismos patógenos que pueden poner en riesgo a la población por contacto directo, o al ser incorporados a la cadena trófica por su absorción en los cultivos (Siebe, 1997). De esta forma, la zona de estudio ha sido sujeta a diversas investigaciones encaminadas a conocer el efecto que tiene el regar con agua residual. Por ejemplo, se ha estudiado el efecto de esta práctica en la

fertilidad y propiedades del suelo así como también en la adsorción de metales pesados en los distintos suelos del Valle (Siebe, 1994a; Siebe y Cifuentes, 1995). Los autores han concluido que el suelo del Valle posee una alta capacidad filtro y amortiguadora, debido a las características de altos pH y altos niveles de materia orgánica, previniendo la solubilidad de los metales y su absorción por los cultivos así como también su lixiviación al agua subterránea (Gutiérrez-Ruiz et al. 1995).

Por otro lado, en el Valle se ha documentado que una gran cantidad de nutrientes están siendo incorporados al suelo. Tal es el caso del nitrógeno, cuya importancia radica en ser un elemento esencial para el crecimiento de las plantas. Siebe (1998) menciona que los aportes de nitrógeno son mayores a los necesarios para los cultivos en el Valle. Lo anterior puede traer ciertos problemas pues el nitrógeno en exceso es perjudicial para la planta, hay mayor cantidad susceptible a ser volatilizado o desnitrificado siendo una fuente de gases de efecto invernadero y/o puede ser eventualmente lixiviado como NO_3^- al agua subterránea. La acumulación del NO_3^- en el agua subterránea puede contaminar el agua potable siendo causa de una enfermedad conocida como metahemoglobulemia. Esta enfermedad resulta de la conversión por las bacterias del NO_3^- a NO_2^- bajo condiciones anaerobias en el tracto digestivo. Lo anterior produce una alteración tóxica en la sangre de los animales y los humanos, siendo la población infantil quien corre mayor riesgo de desarrollarla. El Servicio de Salud Pública de los Estados Unidos ha establecido un estándar de 10 ppm de N- NO_3^- como el límite máximo permisible para el agua potable (Connor y Loomis, 2002).

El nitrógeno inorgánico en el agua residual que llega al Valle está principalmente como NH_4^+ encontrándose en concentraciones alrededor de 17.5 mg/L; o bien ligado a compuestos orgánicos (12 mg/L; SARH, 1985). Sin embargo Jiménez y Chávez (2004) han encontrado niveles de NO_3^- del orden de 6.1 a 29 mg/L en pozos utilizados para proveer agua potable a la población local y en manantiales. Cervantes-Medel y Armienta (2004) detectaron una concentración promedio de 4.3 mg/L de NO_3^- en aprovechamientos que se encontraban lejos de fracturas y concentraciones de 12.5 mg/L en aprovechamientos cercanos a las fracturas concluyendo que el enriquecimiento de este ión en el acuífero somero es principalmente debido a las fallas geológicas existentes que permiten el paso del anión desde las zonas agrícolas sin pasar por la totalidad de la zona no saturada.

En un balance de N a escala parcela realizado por González (2007), pone de manifiesto que la lixiviación de NO_3^- es una salida importante de N. González (2007) cuantificó la desnitrificación obteniendo un valor de 3.44 kg de N/ha al año de salida de N del sistema por esta vía. Cabe señalar que su estudio se llevó a cabo a una profundidad de aproximadamente 1 metro por debajo de la superficie del suelo.

A nivel mundial se han realizado esfuerzos por cuantificar la cantidad de NO_3^- potencialmente lixiviable a los acuíferos tanto a escala de cuenca (Katz et al. 2009) como a escala de parcela (Diez et al. 1997; Garg et al. 2005; Ju et al. 2006); así como en diferentes tipos de suelo, desde suelos de textura fina (Chesnaux y Allen, 2008) hasta

suelos de textura gruesa, siendo estos últimos los más estudiados (Diez et al. 1997; Garg et al. 2005; Wang et al. 2010).

En la literatura revisada, la mayoría de los estudios que evalúan el riesgo de contaminación del acuífero por NO_3^- lo hacen teniendo como principal fuente los fertilizantes (Garg et al. 2005; Ju et al. 2006; Domagalski et al. 2008) y en menor escala al nitrógeno aportado por agua residual utilizada en la agricultura. Respecto a la extensión del análisis en dirección vertical, la profundidad a la cual es analizado el movimiento del NO_3^- es por lo regular de 60 cm a menos de 200 cm (Garg et al. 2005; Ju et al. 2006; Wang et al. 2010). Así también, la mayor parte de estos estudios están encaminados a determinar dosis adecuadas de nitrógeno a partir de fertilizantes que contribuyan al rendimiento de las plantas y que a su vez, disminuya la cantidad de NO_3^- que se pudiera lixiviar a los acuíferos.

Por ejemplo, Pereira et al. (2010) evaluaron a escala parcela agrícola la concentración NO_3^- proveniente del riego con agua residual hasta 60 cm del suelo. Ellos miden concentraciones de NO_3^- mayores a 388 mg/L por debajo de la zona de las raíces (hasta 60 cm) concluyendo que el agua residual es una fuente potencial de contaminación del agua subterránea. En contraparte, Rahil y Antonopoulos (2007) en su evaluación hasta 120 cm de profundidad a escala parcela concluyeron que el NO_3^- no representa un riesgo de contaminación al agua subterránea. Además, incluso mencionan que es necesario aplicar fertilizantes dado que el agua residual tratada no cumple con la dosis recomendada para los cultivos del área. Sin embargo, ninguno de los dos cubre procesos posteriores de pérdida de nitrógeno que pudiesen llevarse dentro del sistema.

Con el objetivo de entender un poco más lo que sucede con los solutos desde que son aplicados al suelo hasta que llegan al agua subterránea es que se ha empezado a estudiar el destino de los solutos a escala zona crítica. La zona crítica incluye a la vegetación hasta la zona saturada. En esta zona ocurren procesos que controlan el devenir de sustancias al agua subterránea. Dicha zona crítica ha representado una caja negra que se ha empezado a estudiar en el mundo y ha despertado un interés creciente para entender los procesos que ahí suceden; además de tratar de estimar cuanto tiempo será capaz esta zona de seguir funcionando como un filtro de sustancias contaminantes (Brantley et al. 2006; Lin, 2010).

Algunos trabajos si se han realizado en la totalidad de la zona crítica, tomando como fuente de nitrógeno los fertilizantes aplicados y el agua residual tratada. Chesnaux y Allen (2008) utilizaron el modelo Agriflux para simular el lixiviado de NO_3^- hasta una profundidad de 15 a 17 m a escala parcela siendo la fuente de nitrógeno los fertilizantes aplicados y considerando diferentes profundidades de nivel freático. Ellos mencionan que la zona crítica presenta características homogéneas, y concluyen que la concentración de NO_3^- encontrada en la zona saturada está en función de la profundidad de la zona crítica. Por ejemplo, mencionan que el proceso de dilución del compuesto será mayor en el caso de un nivel freático profundo.

En lo que respecta a la evaluación en la zona crítica en su totalidad cuya fuente de NO_3^- sea agua residual tratada, se encuentra el estudio realizado por Sophocleous et al. (2010). Ellos evaluaron tres sitios a escala parcela, uno control, uno cuya práctica de irrigar con agua residual tratada empezó en 1998 y otro que empezó a ser irrigado en 1986. Ellos crearon varios escenarios y recomendaron dosis óptimas de aplicación de N demostrando que la fuente de NO_3^- en el agua subterránea es el agua residual utilizada.

Otras investigaciones han estado encaminadas a evaluar la posibilidad de utilizar el agua residual ya sea cruda o tratada en la agricultura, y por lo regular concluyen que es una opción viable recomendando realizar estudios específicos en casa sitio para prevenir efectos adversos a dicha práctica (Duan et al. 2010; Qadir et al. 2010; Tak et al. 2010).

Es claro que en el Valle del Mezquital, se han realizado esfuerzos por entender la dinámica del N tanto en los primeros centímetros del suelo como en la zona saturada. En trabajos realizados a escala de parcela se ha encontrado que el nitrógeno entra en efecto, como NH_4^+ y formas orgánicas amonificables, que son oxidadas a NO_3^- en su paso a través del suelo. Además, se encontró también que la concentración de este anión se va incrementando con la profundidad. Sin embargo, de acuerdo a datos reportados en el agua subterránea, se encuentran concentraciones menores a lo que se esperaría encontrar en relación a la cantidad de NO_3^- encontrado en los primeros dos metros de suelo.

La presente tesis genera conocimiento respecto a los procesos que se llevan a cabo en la zona crítica y que se encuentran controlando las concentraciones de NO_3^- en el agua subterránea. Lo anterior permitirá conocer la capacidad de autodepuración de la zona antes mencionada respecto al nitrógeno. Además, se implementará un sitio de monitoreo permanente, que permitirá llevar a cabo una caracterización de los parámetros físicos y químicos de parte de la zona crítica (desde la superficie del suelo hasta la zona saturada) y a futuro evaluar la dinámica del agua y de otros solutos.

El trabajo de tesis incluye el esfuerzo realizado por el grupo de trabajo suelo y ambiente del departamento de Edafología del Instituto de Geología de la UNAM, prácticas de campo de diversos cursos del posgrado en Ciencias de la Tierra impartido por las investigadoras, así como el esfuerzo de tesis individuales a nivel licenciatura y maestría. El trabajo doctoral incluye el análisis de datos generados en las tesis, así como los obtenidos por los trabajos mencionados, siendo esta tesis donde se unen los engranes para armar la historia

1.3. Preguntas de investigación

Las preguntas planteadas, de acuerdo a la información previa analizada del sitio, son las siguientes:

- ¿Qué procesos de transformación de nitrógeno ocurren en la zona crítica?

- ¿Dónde ocurren los procesos de transformación de nitrógeno?
- ¿Es la relación Nt/Cl útil para identificar y explicar la dinámica del nitrógeno en la zona crítica?

1.4. Hipótesis

El agua residual empleada en el riego de la zona de estudio aporta nitrógeno principalmente en forma de NH_4^+ . Este catión puede quedar adsorbido a las arcillas 2:1 presentes en el suelo o ser transformado a NO_3^- . Lo anterior debido a las condiciones óxicas que son encontradas al inicio de la infiltración en el suelo.

Al avanzar el frente de humedad en el suelo, el contenido de agua va aumentando hasta saturación resultando en la formación de una zona anóxica que avanza junto con el frente de humedad. En esas condiciones, el NO_3^- es reducido a N_2O el cual es emitido hacia la atmósfera, disminuyendo la cantidad de NO_3^- que se infiltra a mayor profundidad y que pudiera llegar al acuífero.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Evaluar la dinámica del agua y del nitrógeno en la zona crítica de un piedemonte regado con agua residual en el municipio de Tlahuelilpan, Hidalgo.

1.5.2. Objetivos específicos

- Instrumentar y caracterizar parte de la zona crítica (desde el suelo hasta la zona saturada) en parte del piedemonte seleccionado para fungir como sitio de monitoreo permanente del agua y solutos.
- Entender la dinámica del agua dentro de la zona de estudio, determinar la principal fuente de recarga al acuífero somero y determinar la dirección del agua subterránea.
- Evaluar el proceso de intemperismo químico en el piedemonte.
- Evaluar la capacidad filtro de la zona no saturada.
- Identificar las transformaciones de nitrógeno en el suelo.
- Plantear el modelo conceptual de nitrógeno en la zona crítica utilizando la relación Nt/Cl para explicar la dinámica del nitrógeno en el agroecosistema.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 La zona crítica

La zona crítica es definida por Amundson et al. (2007) como *“la parte de la biósfera que funciona como interfase entre la litósfera, la atmósfera y la hidrosfera”*. Brantley et al. (2006) la definen como *“la capa comprendida desde la superficie de la tierra hasta la zona que incluye al agua subterránea”*. Por otro lado, y tal vez una de las definiciones que mejor describe el concepto de zona crítica es la realizada por el NCR en Lin (2010) que mencionan que es: *“un entorno heterogéneo, cerca de la superficie de la tierra en donde se llevan a cabo interacciones complejas entre la roca, el suelo, el agua, el aire y los organismos vivos, las cuales regulan y determinan la disponibilidad de la vida así como también de los recursos naturales”*.

Dentro de las características de la zona crítica se tiene que es una zona que experimenta cambios constantemente. Tales cambios son producto de procesos físicos, químicos y biológicos irreversibles, los cuales pueden llevarse a cabo de forma lenta o rápida. Dichos cambios pueden ser debidos a la propia naturaleza, por ejemplo el intemperismo, o debido a la influencia de las actividades humanas. Se sabe que la erosión del suelo se ha visto acelerada como producto de las actividades humanas, provocando una disminución del espesor de la zona crítica. Otro ejemplo, es la disminución de la fertilidad del suelo producto de las actividades agrícolas (Lin, 2010).

En la zona crítica operan ciclos a diferentes escalas de tiempo y espacio. Estos ciclos son conocidos como ciclo geológico y ciclo biológico. El primero opera a escalas de tiempo y espacio más amplias que el segundo. El ciclo geológico incluye desde el ciclo de las rocas, la formación del suelo, eventos volcánicos y tectónicos. Mientras que el ciclo biológico se refiere a la generación de biomasa, la descomposición de ésta y los ciclos biogeoquímicos, entre otros. En ambos ciclos, el ciclo hidrológico es fundamental para que se lleven a cabo los procesos anteriormente mencionados, pues el agua es el medio para la transferencia de masa y energía en la zona crítica y en general, en el planeta. Entender estos ciclos es importante para comprender la compleja evolución y la dinámica de esta zona (Lin, 2010).

Además, la zona crítica está compuesta de capas horizontales (figura 3) que son la zona de vegetación, la zona no saturada y la zona saturada. En la zona no saturada, cuyo sistema poroso está ocupado por agua y aire, se reconocen 3 zonas que son: el suelo, la zona no saturada intermedia y la zona denominada franja capilar. El suelo es la zona de penetración de las raíces de las plantas y es donde interviene la evapotranspiración. La zona intermedia comprende el espacio de la zona no saturada entre el límite inferior de la zona de las raíces y el límite superior de la franja capilar. Esta última se localiza inmediatamente por encima del nivel freático y es formada por la acción de fuerzas capilares donde la presión es menor a la atmosférica. El nivel freático es el límite entre la zona no saturada y la zona saturada y cuya presión es igual a la presión atmosférica. La zona saturada, cuyos poros están ocupados por agua,

comprende desde el nivel freático hasta donde se encuentre un material impermeable donde la presión es mayor que la atmosférica (Hornberger et al. 1998). Las interfaces entre una capa/o subcapas controlan desde el flujo de agua hasta el clima de una zona. Por ejemplo, Lin (2010) comenta que “un cambio en los niveles de agua subterránea podría tener influencia en el balance de energía en la superficie del suelo y la susceptibilidad de una región a la sequía”.

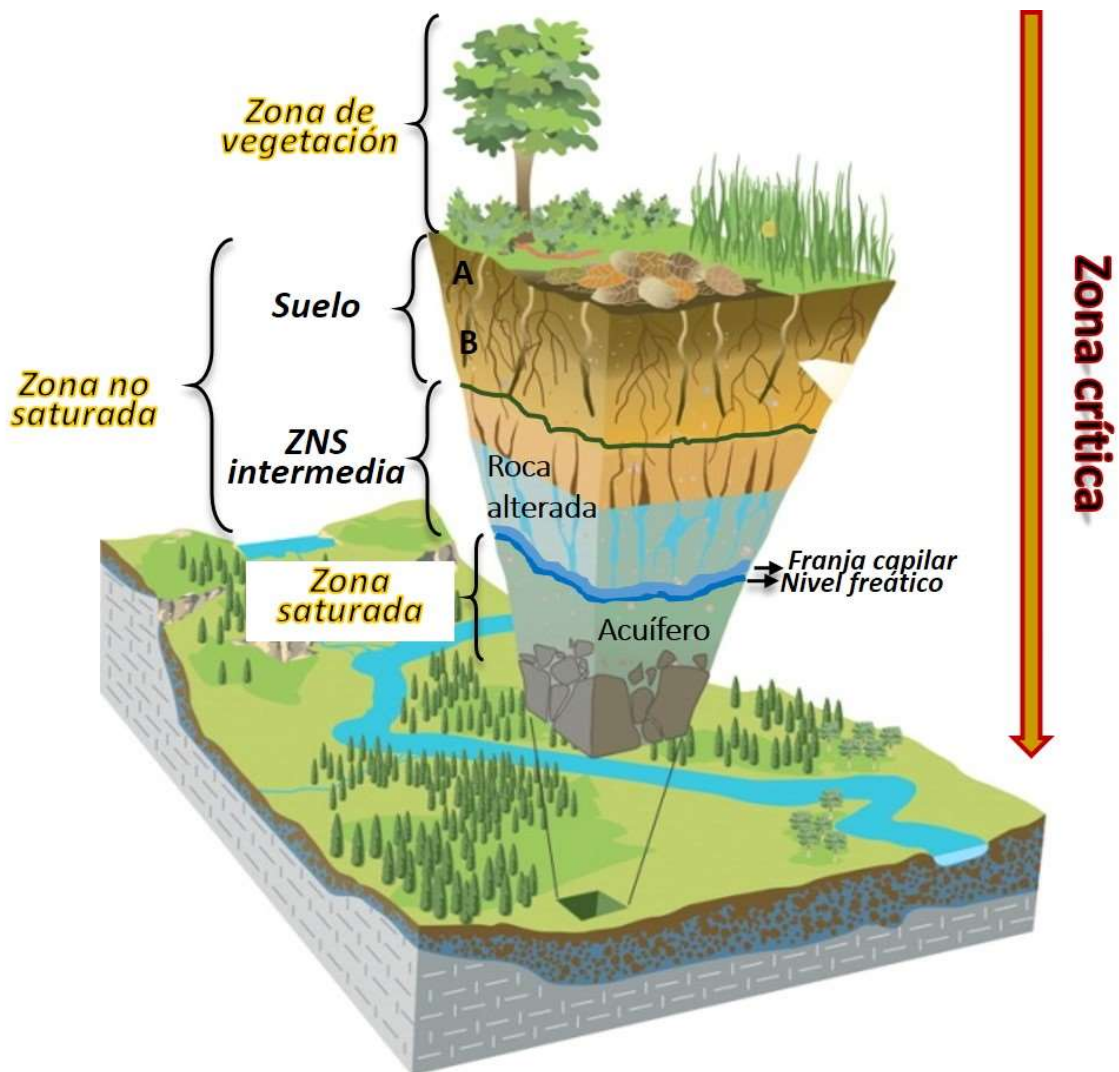


Figura 3. La zona crítica y los diferentes compartimentos que la conforman (Chrorover et al. 2007).

Así pues, la zona crítica había representado una caja negra que se ha empezado a estudiar en el mundo y ha despertado un interés creciente por entender los procesos que ahí suceden; además de tratar de estimar cuanto tiempo será capaz esta zona de seguir funcionando como un filtro de sustancias contaminantes (Brantley et al. 2006; Lin, 2010). Tan es así, que se han establecido observatorios para el monitoreo de la zona crítica principalmente en Estados Unidos, Francia, Alemania, Grecia, Austria y Alaska (Gou y Lin, 2016).

Entonces, en la zona crítica ocurren las entradas, las transformaciones, las pérdidas y el transporte que controlan el devenir de sustancias que pudiesen llegar al agua subterránea. En el trabajo de tesis, se estudió el agua y el N a la escala zona crítica. Lo interesante del enfoque, radica en el hecho de evaluar los procesos que ocurren no únicamente en el suelo, en la zona no saturada o en la zona saturada. Sino evaluar la secuencia de procesos que ocurren en función de las condiciones bajo las cuales se encuentra el nitrógeno en la totalidad de la zona crítica. Lo anterior para determinar como el nitrógeno que entra a la zona crítica se relaciona con la sustentabilidad del agua subterránea. Además, su comprensión ayuda a tomar mejores decisiones en lo referente al manejo y uso del suelo. (Amundson et al. 2007; Lin, 2010).

2.2 Dinámica del agua en la zona no saturada y saturada.

2.2.1 Potencial del agua en el suelo

El movimiento del agua en el suelo está condicionado por su nivel de energía potencial. El potencial total del agua en el suelo es definido como: “la cantidad de trabajo necesario por unidad de masa de agua pura que debe ser realizado para transportar una cantidad infinitesimal de agua reversiblemente e isotérmicamente desde una distancia de referencia a otro punto” y está dado en unidades de potencia (energía por unidad de masa) (Singer y Munns, 2002).

Dicho potencial total, es la suma de una serie de potenciales que son: el potencial gravitacional (ψ_g), debido al campo gravitatorio; el potencial osmótico (ψ_o), debido a la presencia de iones en la solución del suelo, este potencial sólo es importante en suelos salinos; y el potencial de presión (ψ_p); (Forsythe, 1985; Martínez et al. 2005).

El potencial de presión se divide a su vez, en dos potenciales que son: el potencial matricial (ψ_m) que expresa la influencia de la matriz sólida y es negativo en suelos no saturados; y el potencial neumático (ψ_a), el cual expresa la influencia de un exceso de presión de gas sobre una muestra de suelo con determinado contenido de humedad (Martínez et al. 2005). Algunos autores consideran el ψ_a como despreciable (Singer y Munns, 2002).

Entonces, al conjunto de fuerzas que retienen el agua en el suelo se le conoce como potencial de succión. Dicho potencial de succión es la suma del ψ_m y del ψ_o . El potencial de succión es igual al ψ_m cuando el efecto del ψ_o es despreciable.

Así pues, el ψ_m es una medida de la fuerza de retención del agua en el suelo. El suelo retiene agua debido por un lado, a que las moléculas de agua se unen entre sí mediante puentes de hidrógeno y estas moléculas se adhieren, a su vez, por fuerzas electrostáticas, a las superficies de los minerales del suelo y a la materia orgánica debido a la polaridad de las moléculas de agua (Daub y Seese, 1996; Singer y Munns, 2002). El ψ_m es entonces el resultado de las fuerzas de adsorción y de las fuerzas capilares.

Cuando un suelo está saturado, el ψ_m del agua es cero ($\psi_m=0$). Conforme el suelo se va secando, el potencial del agua decrece volviéndose cada vez más negativo. Por lo que cuando se dice que el ψ_m del agua es alto, se refiere a que el potencial es menos negativo, cercano a cero, que cuando el potencial es bajo. Dicho potencial se expresa en unidades de presión. En otras palabras, el ψ_m (potencial de succión) disminuye al aumentar el grado de saturación en los poros. Como es lógico, el ψ_g (con signo positivo) aumenta al disminuir el ψ_m dando lugar a la circulación del agua en la zona no saturada del suelo (Singer y Munns, 2002; Martínez et al. 2005).

2.2.2 Formas de agua en el suelo

Un suelo se encuentra saturado cuando todo el espacio poroso está ocupado por agua. El ψ_m y el ψ_o actuando sobre el agua son mínimos o no existen, siendo el ψ_g el que prevalece. Al agua que se mueve por los macroporos del suelo debido al ψ_g se le denomina agua gravitacional o agua de drenaje (Núñez, 2000).

Después de un periodo de 24 a 48 horas aproximadamente, cuando el agua gravitacional ha sido drenada completamente, el agua remanente ocupa los microporos y forma una película líquida débilmente retenida por fuerzas de adsorción (capilaridad) a las partículas y a la materia orgánica del suelo. La fuerza de retención (tensión) es de 1/3 atmósfera de presión (0.33 bares, 3.3 metros de columna de agua o 330 Pa). Bajo esta condición las plantas pueden absorber el agua sin dificultad, superando con sus fuerzas de succión a las fuerzas con las que el agua es retenida al suelo. A este contenido de agua del suelo se le conoce como agua a capacidad de campo (θ_{CC}) (Núñez, 2000).

Conforme el suelo continúa perdiendo agua, aumenta el ψ_m con que el agua es retenida por las partículas y materia orgánica del suelo, hasta llegar a un punto donde las plantas son incapaces de ejercer una fuerza de succión que les permita absorber agua, y se marchitan irreversiblemente. El agua en estas condiciones es retenida por el suelo a tensiones equivalentes a 15 atmósferas (15 bares, 150 m.c.a. o 1,500 KPa). A este contenido de agua del suelo se le denomina como agua a punto de marchitez permanente (θ_{PMP}) (Villón, 2006).

Al continuar decreciendo el contenido de humedad en el suelo, las fuerzas de retención que las partículas del suelo ejercen sobre el agua se incrementan a un punto tal que el agua no se mueve ni por la influencia de la gravedad ni de fuerzas capilares. Las fuerzas que actúan son de aproximadamente 10,000 atmósferas de presión. Esta agua se le denomina agua inútil o higroscópica y no puede ser aprovechada por las plantas (Cadaña, 2005).

2.2.3 Conductividad hidráulica del suelo

La conductividad hidráulica es una propiedad que da cuenta de la velocidad de infiltración del agua gravitacional. Esta es una de las características más importantes

del suelo que afecta el flujo de agua y al transporte de solutos en éste. Dicha propiedad es definida por Martín-Benito (2005) como “una medida de la habilidad del suelo para conducir agua, bajo un gradiente de potencial hidráulico”. La conductividad hidráulica depende de las características intrínsecas del medio así como también de las propiedades del fluido que se mueve dentro del suelo. Es decir, de la porosidad, de la continuidad de los poros del suelo y de la viscosidad del agua. La conductividad hidráulica se representa por la letra “K” y está dada en unidades de longitud sobre tiempo (Wild, 1989).

La variación de la K con el θ del suelo no es lineal. Lo anterior obedece a que los poros de mayor tamaño se vacían primero que los poros pequeños, y por ende los primeros conducen agua más rápido. Debido a lo anterior, es evidente que la K (iniciando en la saturación y avanzando a la no saturación) variará en función del θ incluso en varios órdenes de magnitud a medida que la succión aumenta. La disminución del valor de la K está influenciado por la textura del suelo, siendo mucho más brusco el descenso de su valor en los suelos de textura gruesa (arenosos) que en los suelos de textura fina (arcillosos).

En la tabla 2 se aprecian valores orientativos de la conductividad hidráulica saturada (Ks) en suelos de distintas texturas y en la tabla 3 se observa la evaluación de la Ks en función de su valor.

Tabla 2. Valores de conductividad hidráulica saturada (Ks) en suelos de diferente clase textural (Flores y Alcalá, 2010).

Clase textural	Ks (cm/h)
Arenosa	21.0
Areno limosa	6.11
Franco arenoso	2.59
Franco arcillo arenoso	0.43
Franco	1.32
Franco limoso	0.68
Franco arcilloso	0.23
Arcillo arenoso	0.12
Franco arcillo limoso	0.15
Arcillo limoso	0.09
Arcilla	0.06

Tabla 3. Clases de conductividad hidráulica saturada (Ks); (SCS-USDA, 1983; Santa Olalla et al. 2005).

Clases de conductividad hidráulica	Unidades en cm/h
Muy baja	<0.0036
Baja	0.0036-0.036
Moderadamente baja	0.036-0.36
Moderada	0.36-3.6
Alta	3.6-36

2.2.4 Flujo de agua en la zona saturada

Como se mencionó anteriormente, la zona saturada corresponde a la zona donde los poros se encuentran llenos con agua. En otras palabras, el contenido de agua en la zona saturada no cambia durante el flujo y las diferencias de potencial condiciona el movimiento del agua (Lal y Shukla, 2004).

La energía que posee el agua depende de su posición. A dicha energía se le denomina *potencial hidráulico o carga hidráulica (h)* y se expresa en unidades de longitud. Dicho h es la suma de la energía potencial, de la energía de presión y de la energía de velocidad. La primera, consecuencia de la posición del punto en el espacio, la segunda de la presión a la que se encuentra el agua en el punto que se considere y la tercera consecuencia de su movimiento (Custodio y Llamas, 2001; Martínez et al. 2005). Dichas energías se expresan con la ecuación (1) conocida como ecuación de Bernoulli de la siguiente manera:

$$h = z + \frac{p}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2g} \quad (1)$$

Donde:

h = Potencial hidráulico (L).

p = Presión (M/LT²).

v = Velocidad (L/T).

g = Aceleración de la gravedad (L/T²; 9.80665 m/s²).

γ_w = Peso específico del agua (M/L³; 0.99820 gr/cm³ a 20°C).

z = Altura a un nivel de referencia (L).

La altura a un nivel de referencia (z), es la distancia vertical de un punto dado arriba o debajo de un plano de referencia. La carga de presión es la presión del agua en dicho punto (u) dividida entre el peso específico del agua (γ_w). Das (2001) menciona que "si se aplica la ecuación de Bernoulli al flujo de agua a través de un medio poroso el término que contiene el término de velocidad ($v^2/2g$; ecuación 1) se desprecia porque la energía cinética, la cual se debe al movimiento de las moléculas de agua, es pequeña". Entonces, el h en cualquier punto está representado por la ecuación (2):

$$h = z + \frac{u}{\gamma_w} \quad (2)$$

En la figura 4, se muestra la energía de presión, la elevación y el potencial hidráulico para el flujo de agua a través del suelo así como también los niveles piezométricos (Das, 2001).

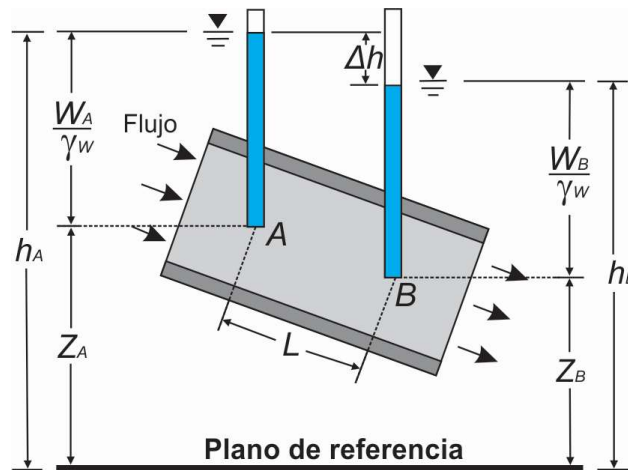


Figura 4. Energía de presión, elevación y potencial hidráulico para el flujo de agua a través del suelo (Das, 2001).

De la figura 4 también puede establecerse que la diferencia o pérdida de potencial hidráulico (Δh) entre dos puntos, A y B, está dada por la ecuación (3):

$$\Delta h = h_A - h_B = \left(\frac{u_A}{\gamma_w} + z_A \right) - \left(\frac{u_B}{\gamma_w} + z_B \right) \quad (3)$$

La Δh se expresa en forma adimensional como:

$$i = \frac{\Delta h}{L} \quad (4)$$

Donde:

i = Gradiente hidráulico (L/L).

L = Distancia entre los puntos A y B; es decir, la longitud de flujo en la que ocurre la pérdida del potencial hidráulico (L).

De acuerdo con la ecuación anterior, se puede definir al i como el cociente entre la diferencia de h entre dos puntos y la distancia medida a lo largo de la línea de flujo entre esos dos puntos (Villón, 2006).

2.2.5 Ley de Darcy

Henry Darcy en 1856, estudió la circulación bajo presión de agua en una canalización vertical llena de arena donde midió la pérdida de potencial hidráulico entre los dos extremos y el caudal de infiltración cuando se había establecido un régimen permanente. El resultado es que el caudal por unidad de superficie, considerando al suelo como un sistema homogéneo e isótropo, es proporcional a la diferencia de potencial hidráulico (Δh) e inversamente proporcional a la longitud (Badillo y Rodríguez, 1991; González, 2001), es decir:

$$\frac{Q}{A} = K_s \frac{\Delta h}{L} \quad (5)$$

La *Ley de Darcy*, que también se escribe:

$$q = K_s i \quad (6)$$

y más exactamente:

$$q = K_s \frac{\Delta h}{L} \quad (7)$$

Donde:

q= Velocidad de Darcy, que es la velocidad del agua que fluye por unidad de tiempo a través de una sección transversal total unitaria de suelo perpendicular a la dirección del flujo (L/T).

K_s= Conductividad hidráulica saturada (L/T).

Q= Caudal, gasto o descarga (L³/T).

A= Área de sección transversal (L²).

La velocidad de Darcy (q) realmente no representa la velocidad con la que se mueve el agua en el suelo, es una velocidad equivalente a la que tendría que fluir el agua a través del área en su totalidad (A). Si se quiere hacer uso de la verdadera velocidad del agua a través de los poros del suelo es entonces necesario considerar la porosidad, que es el espacio por el que verdaderamente circulará el agua (Crespo, 2004; Lal y Shukla, 2004). A esta velocidad se le conoce como velocidad real (v) o velocidad media de poro y se obtiene mediante la ecuación 8 de la siguiente manera:

$$v = \frac{q}{f} \quad (8)$$

Donde:

v= Velocidad real o velocidad media de poro (L/T).

q= Velocidad de Darcy (L/T).

f= Porosidad (%).

El movimiento del agua siempre se produce de zonas donde existe mayor energía a zonas de menor energía es decir de alta carga hidráulica a baja carga hidráulica (Millar, 1993).

2.2.6 Redes de flujo

Una línea equipotencial es el lugar geométrico de los puntos del espacio que tienen una misma carga o potencial hidráulico y una línea de flujo es por definición "la envolvente de los vectores de velocidad en un instante determinado de tiempo". En una red de flujo, se representan de forma esquemática la dirección del flujo de agua en

la zona saturada mediante líneas equipotenciales y líneas de flujo, siendo éstas últimas perpendiculares a las líneas equipotenciales.

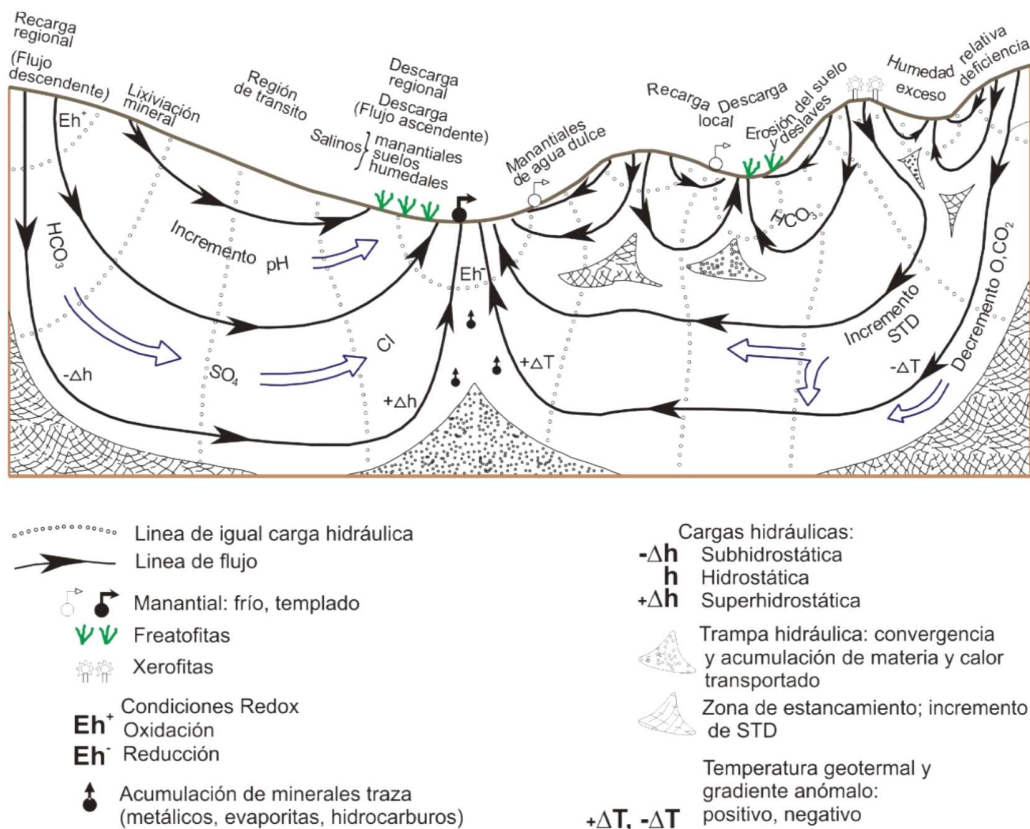


Figura 5. Efectos y manifestaciones de la circulación de flujo de agua subterránea en una cuenca regional (Tóth, 1999).

Cada sistema o red de flujo, sin tener en cuenta su posición, tiene un área de origen o recarga, una región de tránsito o intermedia y una de terminación o descarga. En las áreas de recarga, las cargas hidráulicas, que representan la energía mecánica del agua, son relativamente altas y disminuyen con la profundidad; el agua fluye de forma descendente y divergente. En las áreas de descarga, la energía y condiciones de flujo son al revés, las cargas hidráulicas son inferiores y el flujo es ascendente (Tóth, 1999). En la figura 5 se muestra a grandes rasgos lo anteriormente mencionado. Es posible observar además que la condición de flujo modifica las características de la química del agua subterránea como por ejemplo: la secuencia evolutiva de aniones, condiciones oxidantes en el área de recarga y condiciones reductoras en áreas cercanas a las de descarga, decremento de CO_2 e incremento del pH a lo largo de los patrones de flujo, entre otros.

2.3 Dinámica del nitrógeno en la zona no saturada

El nitrógeno (N) es fundamental para el mantenimiento de la vida en el planeta, pues todos los organismos lo requerimos para vivir y crecer. Es un componente esencial de los ácidos nucleicos y de las proteínas, así como de numerosas moléculas orgánicas e

inorgánicas (Seoánez, 2000; Tovar, 2002). Pero en determinadas condiciones también puede ser un elemento tóxico y por lo mismo se considera un contaminante.

El ciclo del N describe los procesos de interconversión y el movimiento de este elemento por los compartimentos ambientales (atmósfera, biósfera, geósfera e hidrósfera), en sus formas (orgánica e inorgánica) y en sus diferentes estados de oxidación (-3 a +5). Su comportamiento, importancia biológica y consecuencias al medio ambiente difieren dependiendo de la especie química y la concentración en la que se encuentra (Singer y Munns, 2002).

Conocer el comportamiento del nitrógeno en un sitio permite desarrollar estrategias para prevenir la contaminación del agua subterránea por este elemento. Las actividades agrícolas son una de las principales fuentes de contaminación de N en el agua subterránea, debido principalmente al exceso de fertilizantes nitrogenados en los campos de cultivo. Esta contaminación se refleja como un exceso de nitrato (NO_3^-) en el agua subterránea; diversas investigaciones a nivel mundial han sido desarrolladas en torno a esta temática (Ju et al. 2006; Domagalski et al. 2007; Buczko et al. 2010). Su meta ha sido conocer el impacto de dichas actividades en el agua subterránea y con los conocimientos obtenidos, desarrollar planes de fertilización adecuados para que los cultivos tengan mayores rendimientos y a la vez minimizar la cantidad de NO_3^- que es lixiviado a los acuíferos.

En el siguiente apartado se aborda la dinámica del N iniciándose con la revisión de parámetros de la solución del suelo tales como el pH y el potencial óxido-reducción (redox), lo cual permitirá entender de forma más clara las transformaciones de nitrógeno. Posteriormente se tratará el tema de las entradas, transformaciones y pérdidas de N en el sistema.

2.3.1 Propiedades químicas del suelo relacionadas a la dinámica del nitrógeno

pH

El pH es el logaritmo negativo base 10 de la actividad del ión hidrógeno, $\text{pH} = -\log_{10}(\text{H}^+)$, donde $(\text{H}^+) = \gamma[\text{H}^+]$; γ es el coeficiente de actividad del H^+ y $[\text{H}^+]$ es la concentración del ión en la solución en moles por litro. Este parámetro expresa por tanto, el grado de acidez o alcalinidad del suelo (Casanova, 2005).

Según los valores del pH se consideran las siguientes categorías de suelos: muy ácidos ($\text{pH} < 5.5$); ácidos (pH entre 5.5 y 6.5); neutros (pH entre 6.5 y 7.5); alcalinos (pH entre 7.5 y 8.5), y muy alcalinos ($\text{pH} > 8.5$) (Parra et al. 2002).

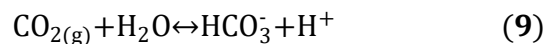
Parra et al. (2002) mencionan que: *“El pH ejerce una gran influencia en las reacciones de adsorción/desorción y de disolución/precipitación que regulan la disponibilidad de varios nutrientes (fósforo, hierro, cobre, manganeso, zinc, boro y molibdeno). Se consideran suelos aptos para la agricultura aquellos que tienen un pH comprendido*

entre 5.5 y 8.5, debido a que la mayoría de los nutrientes están disponibles entre estos valores de pH”.

El pH del suelo depende principalmente de tres factores (Parra et al.2002):

- **La proporción de iones Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y Na^+ adsorbidos en los sitios de intercambio catiónico.** Estos cationes actúan químicamente como bases (es decir, generan alcalinidad), por lo que se denominan bases de cambio. En consecuencia, cuanto mayor sea el porcentaje de dichos cationes en relación con la CIC, mayor es el pH.
- **La presencia de carbonato de calcio (CaCO_3).** Bastan pequeñas cantidades de cal (incluso menos del 1%) para que el pH del suelo sea entre 7 y 7.5.
- **La proporción de Na^+ adsorbido en los sitios de intercambio catiónico.** Cuanto mayor es el porcentaje de sodio intercambiable en relación con la CIC, mayor es el pH.

Paralelamente, las variaciones en las especies químicas en el suelo se reflejan en los valores de pH. Por ejemplo, el CO_2 producto de la respiración aerobia y la mineralización de la materia orgánica por los microorganismos, causa cierta acidificación según la siguiente reacción (9):



Otra fuente de acidificación natural del suelo son las raíces de las plantas. Cuando las plantas reciben N, principalmente como NH_4^+ , los tejidos de las raíces exudan iones H^+ para mantener la electroneutralidad dentro de ellas, ocasionando que el pH disminuya localmente incluso en 2 unidades. Este efecto acidificante modifica la disponibilidad de otros nutrientes y la actividad biológica alrededor de las raíces (Kass, 1996).

El pH influye la dispersión/floculación de coloides teniendo repercusión en la estructura, la porosidad, la conductividad hidráulica y el régimen de humedad. Tiene también influencia sobre los procesos químicos como la meteorización química, la movilidad de elementos tóxicos como Al, Mn y metales pesados, la disponibilidad de nutrientes, la descomposición de la materia orgánica, la mineralización del nitrógeno y la adsorción de aniones (como fosfatos, sulfatos y cloruros) por citar algunos (Porta et al. 2003).

Potencial óxido-reducción (redox) en el suelo

El potencial redox es una medida de la actividad de los electrones y da cuenta de la intensidad de la oxidación o reducción en el agua o el suelo. El agente reductor tiende a perder electrones mientras que el agente oxidante gana electrones. León (1981) comenta que “A la tendencia antes mencionada, se le llama potencial de óxido reducción estándar, E^0 y se define como la fuerza electromotriz (en voltios) dada por una semipila en la cual el reductor y el oxidante están presentes a la concentración de 1,0 M, a 25°C y

pH 7.0, en equilibrio con un electrodo el cual puede reversiblemente aceptar electrones de algún reductor”.

El potencial de reducción E depende de las actividades de reactivos y productos de la reacción, así como de la temperatura, tal y como lo expresa la ecuación de Nernst (10):

$$E = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{a_{\text{ox}}}{a_{\text{red}}} \quad (10)$$

Donde:

E= Potencial corregido del electrodo.

E⁰= Potencial en condiciones estándar.

R= Constante universal los gases, igual a 8.314472 J/K mol.

T= Temperatura absoluta, °K.

a= Actividad química, mol.

F= Constante de Faraday, igual a 9.6485309 × 10⁴ C/mol.

n= Número de electrones transferidos.

red= Estado reducido.

ox= Estado oxidado.

Es común encontrar en la literatura (Fassbender y Bornemisza, 1987; Doménech y Peral, 2006) el concepto de *pe*, que se desprende de la ley de acción de masas de una semireacción redox de acuerdo a la ecuación (11):

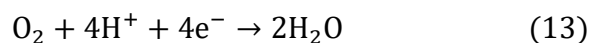
$$E_h = \frac{2.303 * RT}{F} pe \quad (11)$$

Donde:

$$pe = -\log(e^-) \quad (12)$$

Al igual que para el *E_h*, valores positivos elevados de *pe* indican condiciones oxidantes y valores negativos condiciones reductoras. Las reacciones redox originan iones H⁺ y OH⁻, lo que resulta en la alteración del pH del suelo. Otras características que pueden ser afectadas por las reacciones redox son la disponibilidad o presencia de ciertas especies minerales, persistencia y toxicidad de metales pesados, volatilidad de especies químicas, entre otras (Porta et al. 2003).

Los organismos vivos también llevan a cabo una serie de reacciones redox para la generación de energía. Como indica Wild (1989): *“los organismos obtienen la energía que necesitan para sus procesos vitales a través de una serie de reacciones químicas que implican la transferencia de electrones desde sustancias que sirven como fuentes de energía a sustancias que pueden transformarse en productos de respiración. Si los organismos están respirando aeróbicamente, el receptor final de electrones es el oxígeno, que acepta electrones y se combina con iones hidrógeno para dar agua”*:



En ausencia de oxígeno, los microorganismos, como las bacterias y arqueas, utilizan compuestos que contienen oxígeno, como el NO_3^- y el SO_4^{2-} , como aceptores de electrones.

Los ciclos biogeoquímicos están entonces también controlados por reacciones de óxido-reducción bióticas principalmente microbianas, como en el caso de la oxidación de sulfuros metálicos o la reducción de óxidos de hierro. Además del C y el O, otros elementos también están implicados en ciclos redox, debido a su capacidad formar especies químicas en diferentes estados de oxidación. Por ejemplo, S, Fe, Mn y N, siendo este último, el que nos ocupa en la presente tesis.

2.3.2 Entradas de N al sistema

Las entradas de N al sistema suelo de forma natural pueden ser:

1. Fijación de nitrógeno atmosférico.
2. Residuos de plantas y animales.

Mientras que las entradas antropogénicas más comunes son:

3. Fertilizantes nitrogenados.
4. Riego con agua residual.

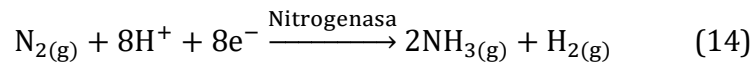
A continuación se describen cada una de ellas:

Fijación de nitrógeno atmosférico (N_2)

El N se encuentra en un elevado porcentaje en la atmósfera (70-79%) principalmente como N_2 ($\text{N}\equiv\text{N}$) y en cantidades traza como óxidos, como se ejemplifica en la figura 6 (Connor y Loomis, 2002; Tovar, 2002). Sin embargo, para poder ser asimilado por los organismos, es necesario romper el triple enlace covalente que existe en una molécula de N_2 (Moeller, 1982). Lo anterior se realiza mediante un proceso que se denomina fijación de nitrógeno y se distinguen dos tipos:

1. *Fijación atmosférica o abiótica.* El N_2 es fijado cuando se calienta el aire a altas temperaturas durante periodos breves de tiempo como en los relámpagos y en los motores de gasolina (McGilvery, 1975). Lo anterior produce óxidos de nitrógeno e iones amonio y nitrato (NO_x , NH_4^+ , NO_3^-), pues se genera suficiente energía para que el N_2 reaccione con el oxígeno (O_2) del aire o con el hidrógeno (H_2) del agua contenido en la lluvia, para ser posteriormente transportados por ésta al suelo. La fijación mediante este mecanismo es considerada insignificante, pues no representa más del 5% del total de N_2 fijado en los ecosistemas (Oliveira et al. 2006).
2. *Fijación biológica.* La fijación biológica de nitrógeno (FBN) es llevada a cabo por microorganismos llamados “fijadores de nitrógeno”. Estos microorganismos tienen en común un complejo enzimático denominado

“nitrogenasa”, el cual está formado por dos clases de proteínas de transferencia electrónica (McGilvery, 1975). De este modo, el proceso de reducción química del N₂ a amoníaco (NH₃), es catalizado por esta enzima de acuerdo a la siguiente reacción:



La fijación biológica de nitrógeno (FBN) es considerada un mecanismo de aporte importante de N para las plantas la cual es llevada a cabo solo por organismos procariontes tanto en vida libre como en simbiosis, principalmente con plantas leguminosas.

Residuos de plantas y animales

La forma de N presente en la materia orgánica y de requerimiento para la formación de biomoléculas en los organismos vivos es el N +III. Este N presente en la biomasa puede ser incorporado al suelo producto de la descomposición de residuos de origen vegetal y animal. La descomposición es una secuencia de procesos que convierte materiales orgánicos complejos a compuestos más simples (despolimerización e hidrólisis). La descomposición hasta compuestos inorgánicos y CO₂ se conoce con el nombre de mineralización. De este modo, el N producto de la descomposición queda sujeto a ser utilizado nuevamente por microorganismos presentes en el suelo para ser transformado o utilizado nuevamente por las plantas.

Fertilizantes nitrogenados

La aplicación de fertilizantes inorgánicos nitrogenados y orgánicos (*v.g.* urea) es una fuente antropogénica de incorporación de NH₄⁺ y NO₃⁻ al suelo para su absorción por la planta. Al solubilizarse o hidrolizarse por acción de las ureasas, el fertilizante puede producir una reacción ácida, neutra o alcalina en el suelo. Lo anterior, junto con las características del suelo, las condiciones climáticas y las características de la planta, determinan las reacciones y transformaciones de los compuestos de nitrógeno en el suelo (Fassbender y Bornemisza, 1987).

Agua residual

Como se ha mencionado en la introducción de ésta tesis, la necesidad cada vez mayor de agua para el riego en la agricultura y el aumento de la generación de agua residual en las ciudades, ha motivado a la práctica de utilizarla para el riego agrícola. Dicha agua contiene especies de nitrógeno, tanto de forma orgánica como inorgánica y su destino dependerá del sistema de riego utilizado, de la especie y de la concentración en la que se encuentre el nitrógeno en el agua residual.

Independientemente de la fuente de entrada de nitrógeno, éste sufrirá una serie de transformaciones que dependerán de las condiciones de manejo y ambientales. Los procesos de transformación a los cuales es sujeto dicho elemento son descritos a continuación.

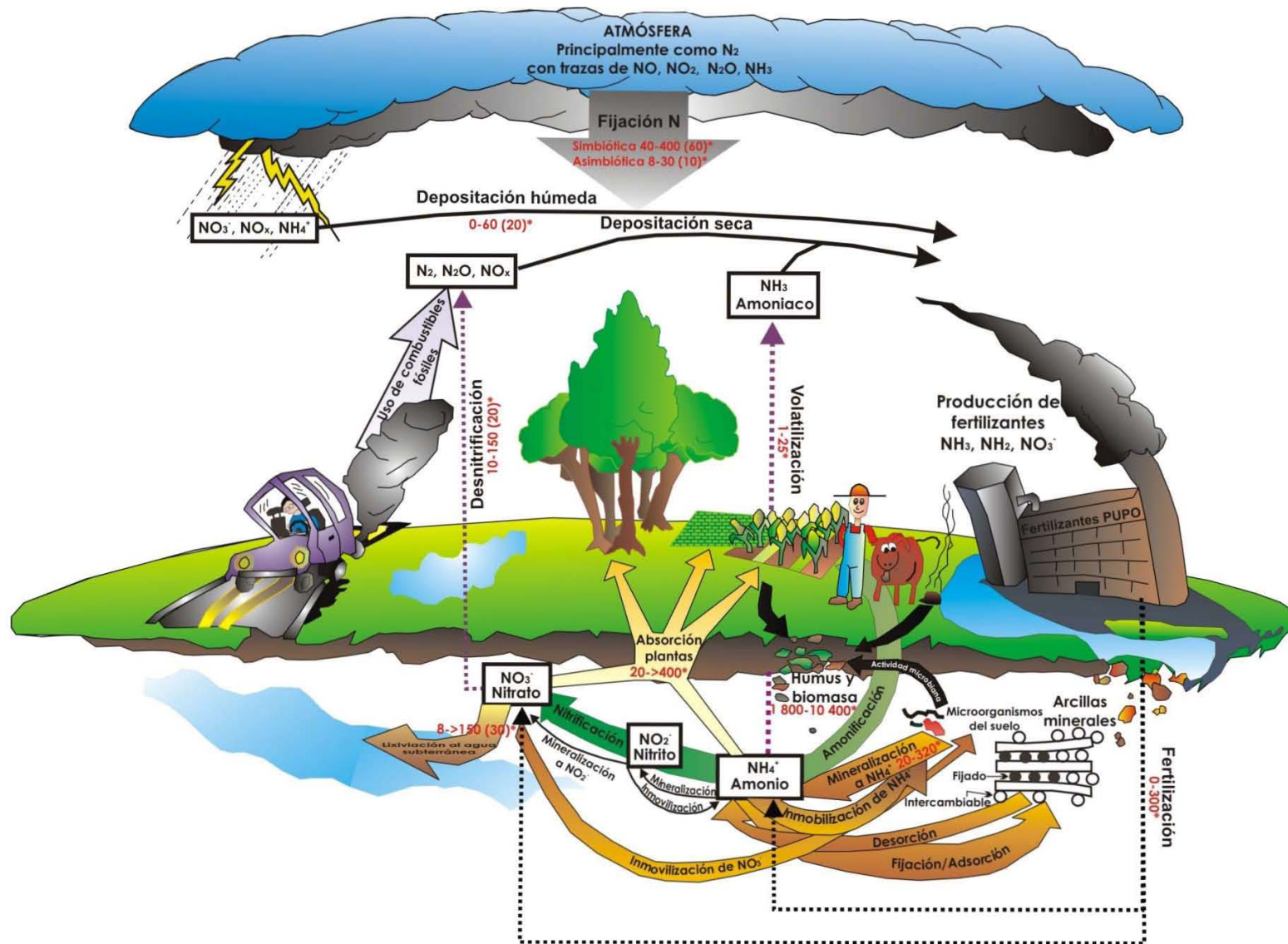


Figura 6. Ciclo del nitrógeno (N); (NASA, 2010).

2.3.3 Procesos de transformación de N

Mineralización e inmovilización de N

El N del suelo se encuentra principalmente en forma orgánica, representa del 95 al 98% del N total en éste. El N orgánico contenido en la materia orgánica, restos vegetales o animales recién incorporados al suelo, abonos orgánicos, fertilizantes, agua de riego, etc., necesita ser convertido a compuestos inorgánicos por los microorganismos para estar biodisponible para las plantas. Al proceso mediante el cual los microorganismos transforman el N-orgánico a N-inorgánico es denominado *mineralización*. La mineralización comprende principalmente dos procesos: i) la *amonificación*, que es la transformación de las aminas a iones NH_4^+ por medio de enzimas hidrolíticas extracelulares en ambientes oxidados o reducidos (ver figura 7); y ii) la *nitrificación*, que implica la transformación de NH_4^+ en NO_3^- , con la formación de nitritos (NO_2^-) como producto intermedio (Connor y Loomis, 2002; Singer y Munss, 2002).

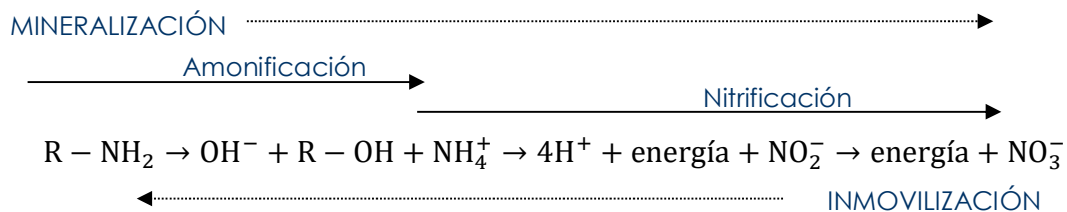


Figura 7. Proceso de mineralización e inmovilización de N en el suelo. (Singer y Munss, 2002).

De este modo, el NH_4^+ y el NO_3^- producido pueden ser absorbidos por las plantas o asimilados por la biomasa microbiana del suelo para construir sus propios materiales o como fuente de energía (Thompson y Troeh, 1988; Singer y Munss, 2002). Las tasas de mineralización del nitrógeno dependen de varios factores entre ellos el tipo de arcilla, la acidez del suelo, la relación carbono-nitrógeno presentes en la materia orgánica (C/N), la capacidad de aireación del suelo, el contenido de humedad y la estructura de la comunidad microbiana del suelo (De las Salas, 1987).

Al proceso inverso de la mineralización, es decir, la transformación de compuestos inorgánicos nitrogenados a compuestos orgánicos nitrogenados es llamado *inmovilización* (Connor y Loomis, 2002). La mineralización e inmovilización ocurren simultáneamente en el suelo. En otras palabras, la acción microbiana puede mineralizar o inmovilizar el N. El factor principal que determina cuál de los dos procesos se llevará a cabo es la relación C/N y el balance puede resultar en mineralización o inmovilización neta de N. Si la relación C/N es menor a 20, el N será predominantemente mineralizado. Por otro lado, si la relación C/N es mucho mayor a 20, el N será predominantemente inmovilizado hasta que la descomposición y respiración ayuden a que baje la relación C/N (Singer y Munss, 2002).

Nitrificación

La nitrificación es un proceso principalmente aerobio que resulta en la formación consecutiva de NO_2^- y luego NO_3^- a partir de NH_4^+ , amoníaco (NH_3) o de moléculas orgánicas. Cuando las condiciones son favorables, una parte del NH_3 producido en la

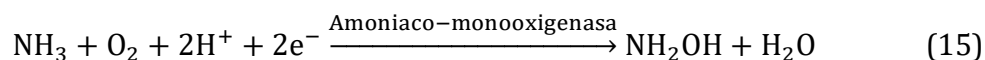
amonificación es inmediatamente oxidado a NO_3^- . En suelos apropiados para el desarrollo de los microorganismos nitrificantes, este proceso de oxidación se da de una manera tan rápida que el NO_2^- casi no puede detectarse, y es muy difícil ponerlo en evidencia en cantidades apreciables en el suelo (Navarro y Navarro, 2003). La nitrificación es realizada por dos grupos de microorganismos, autótrofos y heterótrofos.

En la nitrificación autótrofa, las bacterias implicadas obtienen su energía completamente de la oxidación de NH_3 o NH_4^+ hasta NO_3^- , con NO_2^- como producto intermedio, y engloba dos procesos:

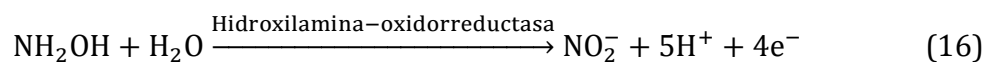
- A) Oxidación de NH_3 , es el primer paso de la nitrificación e involucra la oxidación de amonio a NO_2^- .
- B) Oxidación de NO_2^- , es el segundo paso de la nitrificación y consiste en la oxidación de NO_2^- a NO_3^- (Blasco, 1970).

Los dos pasos de la nitrificación se observan por la catálisis de tres etapas enzimáticas, dos en la oxidación de amoníaco y una en la oxidación de nitrito:

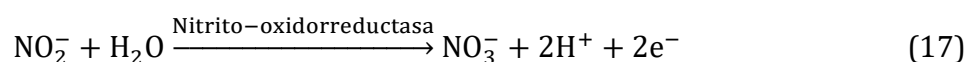
Primera etapa (en bacterias oxidantes de amoníaco):



Segunda etapa (en bacterias oxidantes de amoníaco):



Tercera etapa (en bacterias oxidantes de nitrito):



La primera etapa, implica la oxidación de NH_3 por las bacterias del género *Nitrosomas*, *Nitrosococcus*, *Nitrococcus*, *Nitrosospiray* arqueas del filo Thaumarchaeota, entre otros, dando como resultado el compuesto intermediario de vida corta denominado hidroxilamina (NH_2OH). La reacción es catalizada por la enzima amoníaco-monooxigenasa cuya actividad es inhibida por el acetileno. La segunda etapa, la oxidación de la NH_2OH , es catalizada por la enzima hidroxilamina (NH_2OH) oxidorreductasa produciéndose NO_2^- . El NO_2^- de la reacción anterior, es oxidado por las bacterias del género *Nitrobacter*, *Nitrotoga*, *Nitrospina* y *Nitrospira* mediante la acción de la enzima nitrito oxidorreductasa generando como producto final NO_3^- (Connor y Loomis, 2002; Navarro y Navarro, 2003). También recientemente se descubrieron bacterias del género *Nitrospira* que llevan a cabo la oxidación de amoníaco y nitrito, llamado oxidación completa de amoníaco (*comammox*, por sus siglas de **complete ammonia oxidation**) (Daims et al. 2015; van Kessel et al. 2015).

El otro tipo de nitrificación es llevada a cabo por microorganismos heterótrofos entre los que se encuentran las bacterias de género *Achromobacter*, *Corynebacterium*, *Pseudomonas*, *Vibrio*, *Bacillus* y *Mycobacterium*; los hongos *Aspergillus*, *Penicillium* y *Cephalosporium*; y los actinomicetos *Nocardia* y *Streptomyces*. Todos los organismos mencionados, se sabe que pueden interferir en el proceso de nitrificación, aunque su importancia en relación con los autótrofos es muy pequeña (Blasco, 1970). Estos organismos son capaces de oxidar tanto el NH_3 como las formas orgánicas de N a NO_3^- . En general, las reacciones son las mismas que en la nitrificación autótrofica, siendo diferentes los microorganismos y la estructura de las enzimas que catalizan dichas reacciones. La nitrificación heterótrofa constituye la mitad de la nitrificación en suelos ácidos donde la población autótrofa es baja (Coyne, 2000).

Se cree que durante la nitrificación también se produce N_2O , pero en cantidades inferiores a las emitidas durante la desnitrificación. En resumen, pocos compuestos NO_x son producidos durante la nitrificación autótrofica como un resultado *per se* de la actividad de los organismos responsables de la oxidación del NH_3 o NH_4^+ a NO_2^- . Sin embargo, más compuestos NO_x pueden ser producidos en la etapa de desnitrificación durante el acoplamiento de los procesos nitrificación-desnitrificación.

La velocidad y magnitud de las transformaciones de los compuestos de N durante la nitrificación, al ser un proceso biológico y microbiano, están altamente influenciadas y determinadas por las condiciones ambientales. En general, los factores que afectan la nitrificación son el contenido de NH_4^+ , la relación C/N de la materia orgánica, el pH, la aireación (la presencia de O_2 disuelto en la solución de suelo), la humedad y la temperatura del suelo, así como también la presencia de diversos elementos esenciales (Navarro y Navarro, 2003).

Existe también un proceso autotrófico de oxidación anaerobia de amoníaco en el cual se conjuga NH_4^+ y NO_2^- para resultar en N_2 . Este proceso se conoce como anammox por su conotación en inglés de ***anaerobic ammonium oxidation***. Dicho proceso fue evidenciado por primera vez en 1995 (Mulder et al. 1995; van de Graaf et al. 1995) y se ha convertido en un campo importante de estudio dejando clara la complejidad del ciclo del N. Se ha evidenciado que las bacterias que realizan el proceso anammox son responsables de una importante atenuación de nitrógeno en ambientes acuáticos y terrestres, tal y como lo evidenciaron Moore et al. (2011) en su estudio realizado en agua subterránea. Donde se menciona que aunque la desnitrificación es el principal proceso de remoción de N (mediante la formación de N_2) en el agua subterránea, el proceso anammox puede contribuir del 18 al 36% de la producción de N_2 en tres acuíferos contaminados en Ontario y Alberta, Canadá (Moore et al. 2015).

Reducción de NO_3^-

El NO_3^- formado por el proceso de nitrificación o presente mediante otra fuente exógena, puede ser empleado por los organismos del suelo, i.e. plantas y microorganismos, mediante procesos de reducción asimilatoria o disimilatoria (Moreno-Vivián et al. 1999).

El proceso de reducción asimilatoria es cuando el NO_3^- es reducido a $\text{NH}_4^+/\text{NH}_3$ y empleado por los microorganismos para formar biomoléculas nitrogenadas como proteínas y ácidos nucleicos. Es decir, el N se asimila para formar la biomasa necesaria para el funcionamiento celular. Este proceso requiere un gasto de energía de la célula para reducir el N de estado +V a -III, por lo cual esta ruta metabólica se observa ante carencia de fuentes reducidas de N, por lo que se inhibe ante la presencia de NH_4^+ o cualquier otra fuente de N orgánico. La reducción asimilatoria de NO_3^- es una ruta para obtención de N, consecuentemente se observa tanto en ambientes aerobios como anaerobios (Moreno-Vivián et al. 1999). Paralelamente, durante la reducción asimilatoria de NO_3^- también puede observarse la inmovilización de N (Wild, 1989).

En los procesos de reducción disimilatorios, los organismos emplean el NO_3^- como aceptor electrónico sin que éste sea incorporado a la biomasa. Existen varios procesos disimilatorios, el más comprendido y estudiado hasta el momento es la desnitrificación, donde el NO_3^- es reducido a óxidos de N, hasta llegar a nitrógeno molecular (NO_2^- , NO , N_2O y N_2) (Zumft, 1997). Otro proceso menos estudiado es la reducción disimilatoria de nitrato a amonio, conocido como DNRA, por sus siglas en inglés de *Dissimilatory Nitrate Reduction to Ammonium* (Stevens y Laughling, 1998). En este proceso el NO_3^- es reducido a NH_4^+ . Mediante la ruta DNRA, el NH_4^+ generado puede actuar como fuente de N de fácil asimilación para los microorganismos del suelo. El patrón de la reducción es el siguiente:



Los microorganismos que llevan a cabo el proceso DNRA y la desnitrificación emplean el NO_3^- como aceptor electrónico en la cadena respiratoria en condiciones anaerobias o microaerobias en lugar de O_2 . Consecuentemente, es llevada por organismos anaerobios o anaerobios facultativos. Que suceda cualquiera de los dos tipos de reducción dependerá de la relación C/N, es decir, de las deficiencias de N del sistema. Si ésta relación es amplia se favorecerá la formación de NH_4^+ para la asimilación; por el contrario, si es baja se favorecerá el proceso de desnitrificación y DNRA (Blasco, 1970; Coyne, 2000).

La liberación de NO y N_2O a la atmósfera tiene implicaciones ambientales pues ambos gases afectan la concentración de ozono en la estratósfera y el N_2O es uno de los gases que contribuyen al efecto invernadero y al cambio climático (Codispoti, 2010). Los factores influyentes en el proceso de desnitrificación son los siguientes:

1. El pH del suelo, siendo más significativa a valores de pH entre 6 y 8,
2. El nivel de humedad y porcentaje de O_2 en el aire.
3. El contenido de materia orgánica fácilmente biodegradable.
4. La temperatura, siendo la óptima de 27 a 30 °C.
5. Concentración del sustrato, la presencia de NO_3^- es esencial para el proceso, pero el exceso del mismo disminuye la desnitrificación completa, sobre todo cuando el pH del suelo disminuye (Blasco, 1970; Grageda et al. 2000).

2.3.4 Pérdidas de N

Adsorción de NH_4^+ a los coloides del suelo

Los iones NH_4^+ producidos por la mineralización de la materia orgánica, procedentes del agua residual o de los fertilizantes, pueden ser adsorbidos en las arcillas minerales del suelo como NH_4^+ intercambiable o como NH_4^+ fijado. El NH_4^+ (radio iónico 0.143 nm) es de similar tamaño que el potasio (K^+ , radio iónico 0.133 nm) por lo que el mecanismo de fijación es similar, los cationes que se encuentran en el espacio interlaminar de las unidades cristalinas (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ e H^+) son reemplazados por el NH_4^+ cuando la arcilla se encuentra hidratada. En condiciones de sequedad, los iones NH_4^+ quedan atrapados entre las unidades laminares cristalinas, y así permanecen durante largos periodos de tiempo, resultando en NH_4^+ no disponible para la nitrificación ni la absorción por las plantas (Navarro y Navarro, 2003).

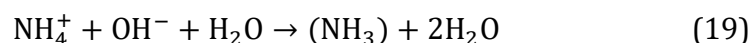
La adsorción de NH_4^+ es un proceso que ocurre principalmente en los suelos en los que predominan aluminosilicatos laminares del tipo 2:1, tales como vermiculita, illita y montmorillonita. Tanto la illita como la vermiculita fijan NH_4^+ bajo condiciones de hidratación, mientras la montmorillonita sólo fija después de secada (Chen et al. 1989). Las arcillas del tipo 1:1, como caolinita y halloysita, que se caracterizan por no presentar una expansión interlaminar por hidratación, no fijan cantidades significativas de NH_4^+ .

La presencia de K^+ en las arcillas, disminuye frecuentemente la fijación de NH_4^+ , por lo que la adición de K antes de la fertilización con NH_4^+ reduce los mecanismos de fijación de este último. La fijación del NH_4^+ entre las láminas de las arcillas expandibles, como la montmorillonita, disminuye a valores de pH bajos (Adams, 1995; Kass, 1996).

La adsorción del NH_4^+ por la materia orgánica también es posible. El mecanismo no está suficientemente establecido, aunque se cree que los grupos OH^- presentes en la materia orgánica pueden ser los principales responsables de la fijación (Navarro y Navarro, 2003). Sin embargo, lo que sí está bien establecido es que debido a la carga variable que presenta la materia orgánica, ésta puede atraer cationes y aniones de la solución del suelo dependiendo del pH del medio. Por ejemplo, si el pH del suelo es alto, el humus libera H^+ y se vuelve más negativo atrayendo cationes a su superficie. Por el contrario, si el pH del suelo es bajo, el humus gana H^+ volviéndose más positivo y por consiguiente atrae aniones (Singer y Munns, 2002).

Volatilización de NH_3

La volatilización de amoníaco se produce por la conversión de NH_4^+ a NH_3 y la ecuación general que describe esta reacción es la siguiente:



La volatilización se ve favorecida a valores de pH mayores de 7 y a altas temperaturas en la superficie del suelo. Otra circunstancia que favorecer la volatilización de NH_3 es

cuando existe un aporte significativo de materia orgánica fácilmente biodegradable rica en compuestos nitrogenados (relación C/N por debajo de 15) junto con un elevado porcentaje de humedad y temperatura del suelo (Sánchez, 1981; Navarro y Navarro, 2003).

Asimilación de N mineral por las plantas

La descomposición de la materia orgánica permite que el N pase a la solución del suelo en formas que se encuentran disponibles para las plantas, principalmente como iones NH_4^+ y NO_3^- . Se debe destacar que el comportamiento de estas formas de N es idéntico al NH_4^+ y NO_3^- que es aportado por fertilizantes o por el agua residual una vez que éstos se encuentran en la solución del suelo. Es decir, las raíces de las plantas no distinguen si la fuente de NH_4^+ y NO_3^- es orgánica o inorgánica (Parra et al. 2002).

Como ya se mencionó, las plantas pueden absorber NH_4^+ y NO_3^- de la solución del suelo para sintetizar sus proteínas y otras biomoléculas. La forma de asimilación del N (NH_4^+ o NO_3^-) depende de factores de la planta como del medio, de este modo, la asimilación del N depende en gran medida de la edad de la planta, la especie, el pH del suelo, su composición e incluso del contenido de humedad del suelo (Navarro y Navarro, 2003). Sin embargo, en la mayoría de los suelos cultivados, las plantas tienden a absorber mejor el NO_3^- como fuente de N. El nitrato es un ion altamente soluble en el amplio rango de pH y se encuentra fácilmente en la solución del suelo. Con ello el NO_3^- está más disponible que el NH_4^+ , ya que este último puede ser fijado a los coloides con carga negativa del suelo como se explicó anteriormente. Además, se debe tomar en cuenta que en los suelos de cultivo, el NH_4^+ añadido se oxida rápidamente a NO_3^- y, por tanto, está presente en mayor proporción en la solución del suelo (Navarro y Navarro, 2003; Tortora et al. 2007). El NH_4^+ es asimilado por la planta directamente para producir aminoácidos. Por el contrario, el NO_3^- tiene que ser reducido primero a NO_2^- y luego a NH_4^+ , antes de ser utilizado por la planta para la producción de aminoácidos.

Lixiviación de NO_3^-

En la mayoría de los suelos, la carga neta de superficie es negativa, de esta forma, en la mayoría de los suelos el nitrato se encuentra en solución. La lixiviación de este compuesto ocurre cuando la cantidad de agua que llega al suelo excede la capacidad de retención de éste y ocurre un arrastre de los nutrientes o compuestos presentes en la solución del suelo quedando lejos de la zona radicular (Kass, 1996). En el caso de las especies de N, la carga positiva del NH_4^+ favorece su adsorción a los coloides del suelo previniendo su lixiviación durante las lluvias o periodos de inundación. Sin embargo, el NO_3^- con carga negativa no se mantiene en el complejo coloidal del suelo, es muy soluble y puede ser lixiviado del perfil del suelo (Connor y Loomis, 2002). Allison (1955) indica que la lixiviación de NO_3^- está altamente relacionada con el movimiento del agua en el suelo. La cantidad de N lixiviado depende de los siguientes factores:

- la forma y cantidad del N presente o añadido,

- la cantidad y duración de las lluvias o la cantidad de agua utilizada en los riegos,
- la velocidad de infiltración y percolación (las cuales dependen de la composición, la textura y la estructura del suelo, la profundidad del perfil y la cobertura de la superficie),
- la capacidad de retención de agua del suelo y el contenido de humedad en el momento en que ocurre la incorporación de agua al suelo,
- la presencia o ausencia de cultivo y el tipo de cultivo presente,
- la intensidad de la evaporación,
- la tasa de remoción de N por el cultivo y los microorganismos, y
- el grado de movimiento ascendente de los nitratos durante los periodos de sequía.

El NO_3^- que no es utilizado por las plantas y que es lixiviado hasta alcanzar el nivel freático puede representar dos problemas principalmente. En primer lugar, la pérdida del N por lixiviación reduce la fertilidad de los suelos. Y en segundo lugar, la acumulación del NO_3^- en las aguas subterráneas puede contaminar el agua potable con esta especie química. El nitrato en el agua potable afecta a la salud humana, siendo causa de una enfermedad conocida como metahemoglobinemia. Esta enfermedad resulta de la conversión por las bacterias del NO_3^- a NO_2^- bajo condiciones anaerobias en el tracto digestivo. Lo anterior produce una alteración tóxica en la sangre de los animales y los humanos, siendo la población infantil quien corre mayor riesgo de desarrollarla. El Servicio de Salud Pública de los Estados Unidos ha establecido un estándar de 10 ppm N- NO_3^- como el límite máximo permisible para el agua potable (Connor y Loomis, 2002). Paralelamente, el exceso de NO_3^- en los cuerpos acuáticos de descarga como manantiales, ríos y lagos, puede fomentar los procesos de eutrofización, alterando los ecosistemas acuáticos gravemente además de los daños toxicológicos a la fauna silvestre (Camargo et al. 2005).

2.4 Intemperismo

Las rocas que conforman la zona crítica se encuentran expuestas a condiciones de presión y temperatura que difieren mucho de aquellas que prevalecieron durante su formación. El reajuste termodinámico que experimentan las rocas para equilibrarse con las condiciones en la superficie terrestre es denominado intemperismo (Krauskopf, 1967). Este fenómeno es causado por procesos químicos (hidrólisis, oxidación y /o disolución), físicos (gelifracción, expansión por descompresión y/o expansión térmica) y biológicos (crecimiento de raíces y/o animales excavadores) que en conjunto, resultan en la formación de nuevos minerales (minerales secundarios). Dichos minerales, resultan ser más estables a presiones y temperaturas presentes en las capas más superficiales de la corteza terrestre que los minerales primarios.

Cerca del 75% de las rocas expuestas en la superficie terrestre están conformadas por minerales de sílice (plagioclasas, feldespatos potásicos y vidrio volcánico) cuyo principal mecanismo de intemperismo es la hidrólisis, que genera la separación de álcalis (Na_2O , K_2O , CaO) de las rocas (Nahon, 1991; Essington, 2015). Una pequeña

fracción de sílice y los cationes son removidos de las rocas y se incorporan a las soluciones, por lo que éstas se vuelven más alcalinas a medida que la hidrólisis se completa (Nahon, 1991).

Los feldespatos potásicos, que incluyen en su composición K_2O , son intemperizados más lentamente que las plagioclasas, que incluyen Na_2O y CaO ; mientras que las plagioclasas sódicas son intemperizadas más lentamente que las plagioclasas cálcicas. Es por lo anterior, que en un estado temprano de intemperismo las proporciones de sodio y calcio en las rocas suelen ser bajas en comparación con el contenido de potasio, mientras que en un estado avanzado de intemperismo se observa decaimiento del ión potasio.

A medida que el intemperismo sigue avanzando, los arreglos minerales formados por Al-Si-O son reconstituídos para formar minerales secundarios (esmectita, muscovita, caolinita, gibsita, clorita). Así, el contenido de Al será mayor en comparación al Ca, Na y K, a medida que el intemperismo aumente (Nesbitt y Young, 1984).

2.5. Clasificación del agua para uso agrícola. Conductividad eléctrica y relación de adsorción de sodio (RAS)

No todas las aguas son adecuadas para el riego agrícola y con el fin de conocer la posibilidad de ser utilizadas, se han establecido parámetros para determinar su calidad. Entre ellos se encuentran, la conductividad eléctrica (CE) y la RAS (relación de adsorción de sodio).

El primer parámetro se utiliza para determinar la concentración total de sales, definida como salinidad, en el agua de riego. La importancia de su evaluación radica en que las concentraciones elevadas de sales en el agua provoca un cambio en las condiciones osmóticas de la zona donde se encuentran las raíces pudiendo cambiar la velocidad del flujo del agua a la planta (Lloyd y Heathcote, 1985). En base a la concentración total de sales, el US Salinity Laboratory (Laboratorio de Salinidad de los Estados Unidos) ha propuesto una clasificación de agua de riego considerándose 4 tipos (tabla 4) y señalan, dependiendo del tipo de agua, sugerencias de manejo del agua y de plantas que pueden ser sembradas.

Tabla 4. Tipo y clasificación de agua para irrigación basada en la conductividad eléctrica (Lloyd and Heathcote, 1985).

Tipo	CE (μ hos/cm)	Clasificación
C1	100-250	Agua de baja salinidad
C2	250-750	Agua de salinidad media
C3	750-2,250	Agua altamente salina
C4	<2,250	Agua muy altamente salina

El índice RAS expresa la tendencia de un agua de reemplazar el calcio y el magnesio adsorbidos en las partículas del suelo por sodio. El interés de conocer dicho índice radica en que el ión sodio, al ser adsorbido a la fracción arcillosa del suelo, produce la dispersión de dicha fracción y por lo tanto ejerce una acción negativa en la conductividad hidráulica del suelo. También como consecuencia de dicha adsorción, se produce la formación de una costra superficial que influye negativamente en la germinación de la semilla y en la salida del tallo (Catalán, 1981). El índice RAS es calculado mediante la siguiente ecuación (Richards, 1954):

$$\text{RAS} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{2}}} \quad (20)$$

En la cual Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} representan las concentraciones en miliequivalentes por litro de los iones respectivos. Para que este índice sea representativo no deben producirse precipitaciones de sales cálcicas o magnésicas como consecuencia de la evapotranspiración.

El laboratorio de salinidad de los Estados Unidos (Wilcox, 1955) propuso un diagrama, diagrama de Wilcox (figura 8) para la clasificación del agua para usos agrícolas y se basa en las siguientes características:

- 1) La concentración total de sales solubles expresada mediante la conductividad eléctrica en $\mu\text{mhos/cm}$ a 25°C .
- 2) La concentración relativa de sodio con respecto al calcio y magnesio, es decir el índice de relación de adsorción de sodio.

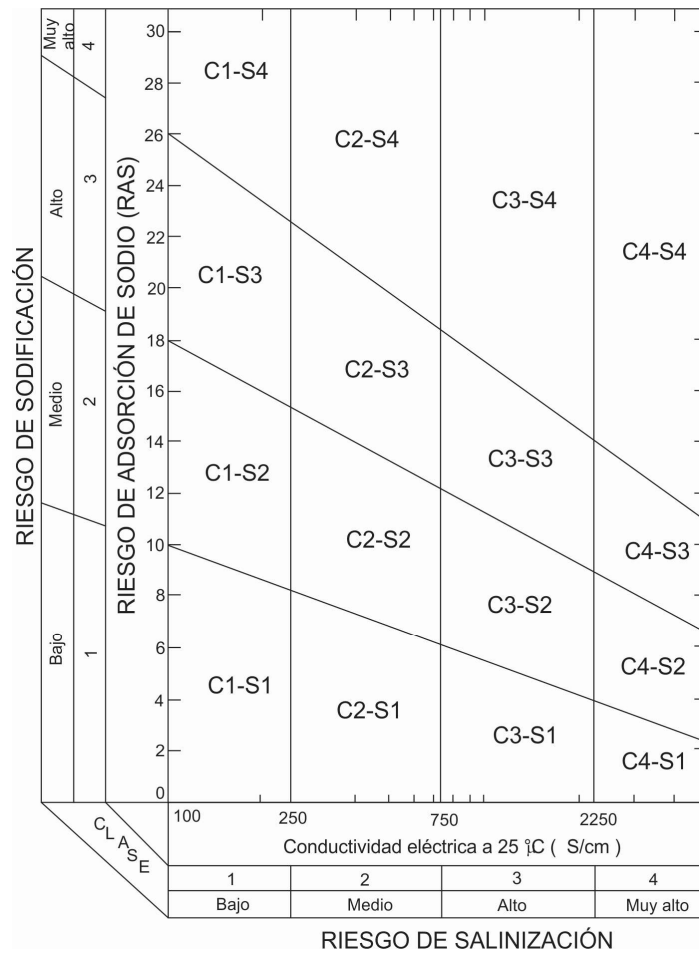


Figura 8. Diagrama de Wilcox empleado para la clasificación de agua de riego basado en la CE y la RAS (Wilcox, 1955).

3. MÉTODOS

3.1 Descripción del sitio de estudio

El Valle del Mezquital está ubicado dentro del límite sudoeste del estado de Hidalgo entre los paralelos 19° 54' y 20° 30' de latitud norte y los meridianos 99° 22' y 98° 56' de longitud oeste, con una altitud entre 1,640 y 2,400 ms.n.m. El Valle está formado por 27 municipios, de los 84 que conforman al Estado de Hidalgo, y se encuentra ubicado a 80 km aproximadamente de la Ciudad de México. Presenta condiciones semiáridas, clima de semiseco a seco, temperatura promedio de 17 °C, lluvias de 400 a 700 mm anuales entre los meses de junio a septiembre, evapotranspiración de 1,750 mm anuales y es una zona donde las actividades agrícolas se basan en el riego (IDRC, 2002; CNA, 2003). El Valle del Mezquital limita al norte del Valle de Ixmiquilpan, al oeste por el valle y la sierra de Actopan, al oeste por la sierra de Xinthe y al sur por el Estado de México (BGS, 1998; CNA, 2003).

3.1.1. Geología regional

El Valle del Mezquital forma parte del Altiplano Mexicano, y se encuentra fisiográficamente en la zona limítrofe de las provincias Eje Neovolcánico y Sierra Madre Oriental. El Eje Neovolcánico está constituido por un cinturón de estratovolcanes y conos cineríticos que han generado grandes volúmenes de rocas volcánicas del Cenozoico, mientras que la Sierra Madre Oriental está formada principalmente por rocas sedimentarias del Mesozoico.

Las rocas más antiguas que afloran en el Valle del Mezquital, según la carta geológica minera F14 C89 (SGM, 2002), corresponden a las rocas sedimentarias mesozoicas y conforman una secuencia carbonatada definida como Formación El Doctor del Cretácico Inferior al Superior (Albiano-Cenomaniano), la cual consiste de calizas mudstone con horizontes wackestone a packstone (Wilson et al. 1955).

Sobreyaciendo estratigráficamente a la Formación el Doctor, se encuentran la Formación Soyatal del Cretácico Superior (Turoniano-Campaniano) y la Formación Mexcala del Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano). La parte inferior de la Formación Soyatal está formada por calizas gris oscuras de grano fino con intercalaciones delgadas de lutitas rojas y la parte superior consiste de calizas con intercalaciones de areniscas y lutitas calcárea (Wilson et al. 1955). La Formación Mexcala consiste de areniscas, limolitas y lutitas calcáreas interestratificadas con escasos lentes de calizas clásticas. La parte basal puede consistir de calizas arcillosas o limolitas calcáreas. Hacia la cima de esta sucesión se encuentran interestratos de subgrauvaca o areniscas y también aparecen algunas capas de conglomerados de grano fino que contienen granos de cuarzo y otros minerales de origen ígneo (Fries, 1958; 1960). El BGS (1998), en su cartografía geológica agrupa a la Formación Soyatal y a la Formación Mexcala (figura 9).

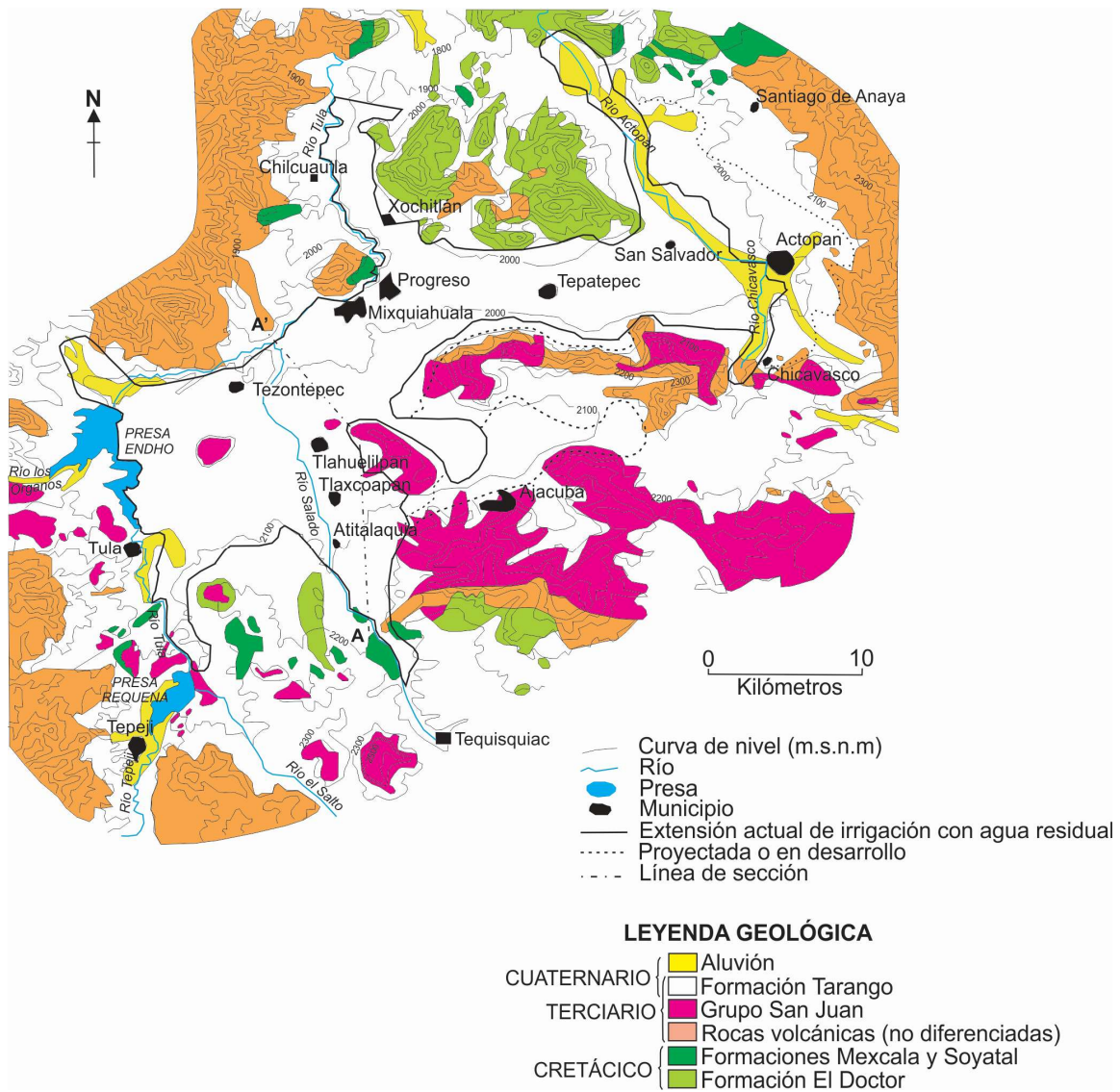


Figura 9. Mapa Geológico del Valle del Mezquital (BGS, 1998).

Subiendo estratigráficamente, se encuentran las formaciones del Terciario Medio y Superior (rocas volcánicas no diferenciadas en la figura 9), que están compuestas por flujos de lava y ceniza volcánica de composición basáltica y andesítica con intercalaciones de arcilla y depósitos calcáreos lacustres encontrándose los principales afloramientos en las montañas del norte y sureste del valle (del Arenal 1985; BGS, 1998).

La Formación San Juan, compuesta por flujos de lava del Holoceno al Reciente, son rocas de composición basáltica y andesítica que incluyen secuencias aluviales intercaladas. Dichos flujos de lava componen las montañas del sur del valle.

La Formación Tarango del Terciario (Plioceno) al Cuaternario se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las formaciones sedimentarias anteriores. En la región de Tula-Ixmiquilpan-Tasquillo esta unidad está constituida por una intercalación de limolitas y pumicitas, areniscas y lutitas (Segerstrom, 1962; De Pablo Galán et al. 2001; 2002). El BGS (1998) describe esta formación como depósitos sedimentarios de origen fluvial intercalados con rocas volcánicas. Los sedimentos incluyen rocas volcánicas retrabajadas que varían de areniscas conglomeráticas a arcillas y limolitas lacustres. Más específicamente, Cervantes-Medel y Armienta (2004) describen la litología de esta unidad en el Valle del Mezquital como areniscas y conglomerados pobremente cementados, arcillas intercaladas, capas de arcilla, capas de basaltos intercaladas con unidades detríticas, lentes de conglomerado poco compactados, lentes aislados de calizas, lentes delgados de ceniza volcánica y toba además de nódulos de caliche o capas delgadas de material heterogéneo.

Existen secuencias aluviales del Cuaternario (Holoceno-Reciente) asociadas a los ríos Tula y Octopan que consisten en depósitos de arenas y arcillas con gravas retrabajadas de espesores posiblemente mayores a 5 m (BGS, 1998).

3.1.2. Hidrogeología regional

Se ha reportado que tres son las formaciones que constituyen unidades hidrogeológicas en el Valle del Mezquital (figura 10). Dichas formaciones son: los flujos de lava y sedimentos de la Formación Tarango del Terciario al Cuaternario, los flujos de lava del Terciario Medio y Superior y las calizas del Cretácico (del Arenal, 1985; BGS, 1998; Cervantes-Medel y Armienta, 2004).

La unidad hidrogeológica ubicada en los flujos de lava de la Formación Tarango y en los flujos de lava del Terciario Medio y Superior representa la principal fuente de agua subterránea para la región (del Arenal, 1985; BGS, 1998). Estas rocas tienen una conductividad hidráulica de moderada a alta asociada al fracturamiento de éstas, son de espesor variable y están intercaladas con depósitos de menor conductividad hidráulica formando un acuífero multinivel como lo reporta el BGS (1998). Dicha unidad tiene un comportamiento no confinado cuando los niveles de agua se encuentran cercanos a la superficie y un comportamiento semi-confinado cuando los niveles estáticos se encuentran a profundidad.

Los sedimentos gruesos de la Formación Tarango es otra fuente importante de agua subterránea. Dichos sedimentos poseen una conductividad hidráulica de moderada a alta y están intercalados con sedimentos de baja conductividad hidráulica y lavas. En el aluvión también se encuentra una fuente útil de agua subterránea para la región (BGS, 1998).

Las calizas del Cretácico también representan otra fuente de agua subterránea considerándose de parcial o completamente confinada. Sin embargo, las características hidráulicas no son ampliamente conocidas debido a que pocos pozos

han penetrado a estas rocas que se encuentran a gran profundidad (más de 300 metros de profundidad) (del Arenal, 1985; BGS, 1998). El BGS (1998) también menciona que en varias áreas del Valle, hay diferencias en la carga hidráulica con la profundidad evidenciando una unidad multinivel que contiene acuicludos intercalados.

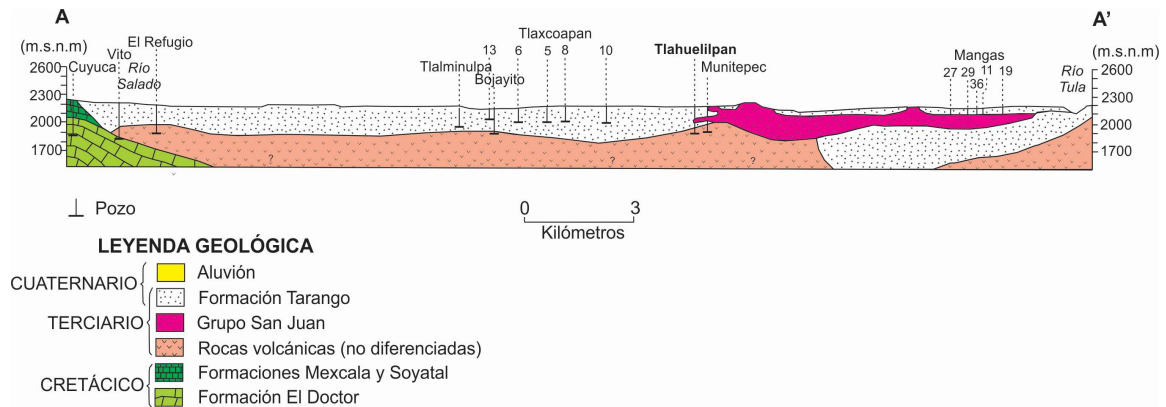


Figura 10. Formaciones que constituyen unidades hidrogeol3gicas en el Valle del Mezquital (BGS, 1998).

3.2 Delimitaci3n de la zona de estudio

Se ha elegido trabajar a escala piedemonte como 3rea de estudio, ya que podr3a ser una importante zona de recarga de agua subterr3nea al acuífero somero que se ha formado en el Valle producto de los retornos de riego y a la p3rdida de agua en los canales principales.

Para poder establecer un criterio de delimitaci3n de la zona, se realizaron observaciones en campo sobre la distribuci3n del agua de riego a partir del canal principal Tlamaco-Juandh3 hacia las parcelas. El piedemonte ha sido dividido en parcelas terrazadas por los agricultores y el agua residual utilizada para el riego llega por el canal principal Tlamaco-Juandh3. Dicha agua es dirigida a las parcelas aguas abajo del canal principal a trav3s de una serie de canales secundarios, los cuales atraviesan las parcelas a lo largo y ancho del piedemonte. Los canales secundarios de riego funcionan con un doble prop3sito, proveer de agua de riego a las parcelas y adem3s, conducir el excedente fuera del piedemonte. Se observ3 que el riego se hace por medio de una serie de compuertas, que al ser abiertas, permiten el flujo de agua por gravedad hacia las parcelas que han sido programadas para ese riego. Es decir, no todas las parcelas que se riegan con la compuerta 30 por ejemplo, se riegan al mismo tiempo. Lo anterior, depende principalmente del cultivo de que se trate y de la fecha de siembra.

Con las observaciones realizadas se elabor3 un mapa donde se han agrupado las parcelas de acuerdo a la compuerta con que son regadas. En la figura 11, se observa en azul las parcelas que se riegan con la compuerta 29, en rojo las parcelas que se riegan con la compuerta 30 y en verde las parcelas que se riegan con la mezcla de agua de la

compuerta 30 y 31. Con base a este criterio, se seleccionó como zona de estudio las parcelas que son irrigadas con el agua procedente de la compuerta 30 (área en rojo en la figura 11).

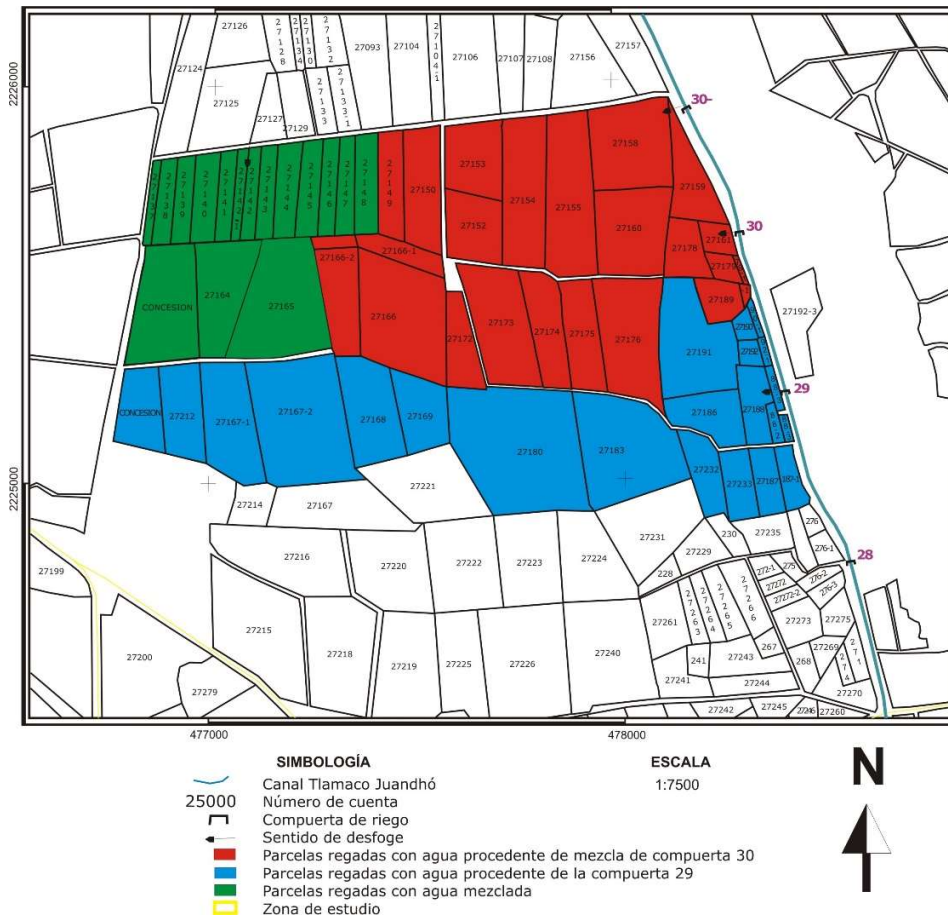


Figura 11. Clasificación de parcelas del piedemonte de acuerdo al número de compuerta con que son regadas.

3.3 Instrumentación y caracterización de una parte de la zona crítica (del suelo a la zona saturada).

Para cumplir con los objetivos del proyecto doctoral fue necesario equipar y monitorear parámetros de importancia a diferentes escalas: escala parcela y escala piedemonte e incluso fuera de éste. En la figura 12 se presenta, a modo de resumen, la ubicación de los sitios equipados, monitoreados y la simbología empleada en este trabajo. La figura 12-1 muestra las norias preexistentes, el manantial, y los piezómetros profundos instalados dentro de la zona de estudio en el piedemonte (área en rojo) en los cuales se realizó un monitoreo de la calidad y nivel estático del agua subterránea. El perfil no irrigado (PNI), aguas arriba del canal Tlamaco-Juandhó, fue utilizado como sitio control (por no existir el riego con agua residual) para la caracterización *in situ* de los pseudoestratos del piedemonte además del análisis de muestras para determinar los iones que aporta naturalmente la zona no saturada a la zona saturada.

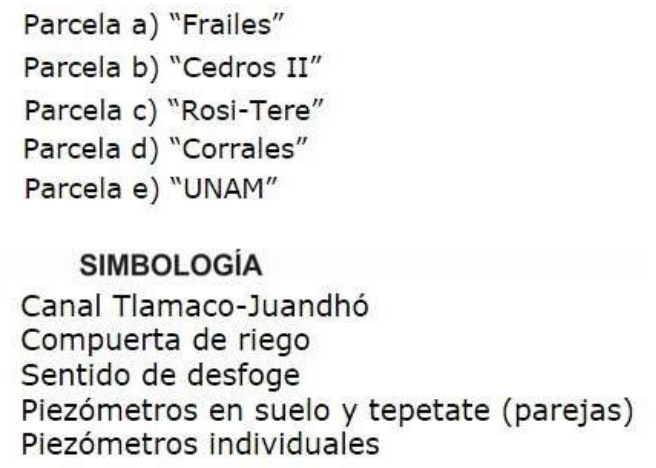
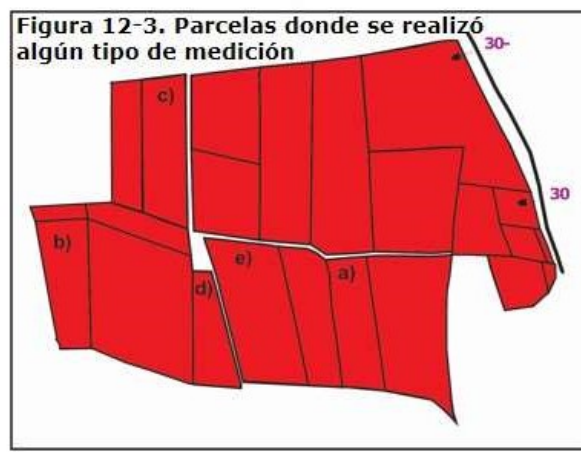
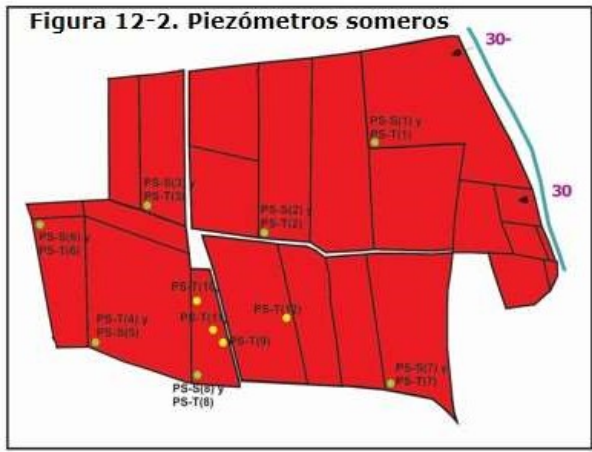
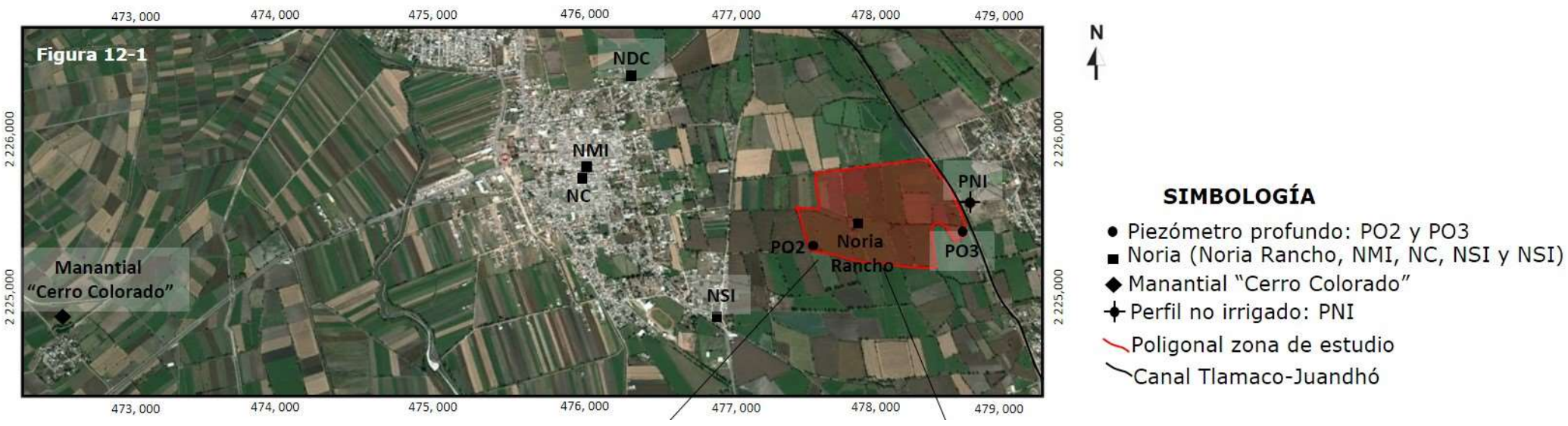


Figura 12-4. Características e instrumentación en las parcelas donde se lleva a cabo el monitoreo de eventos de riego

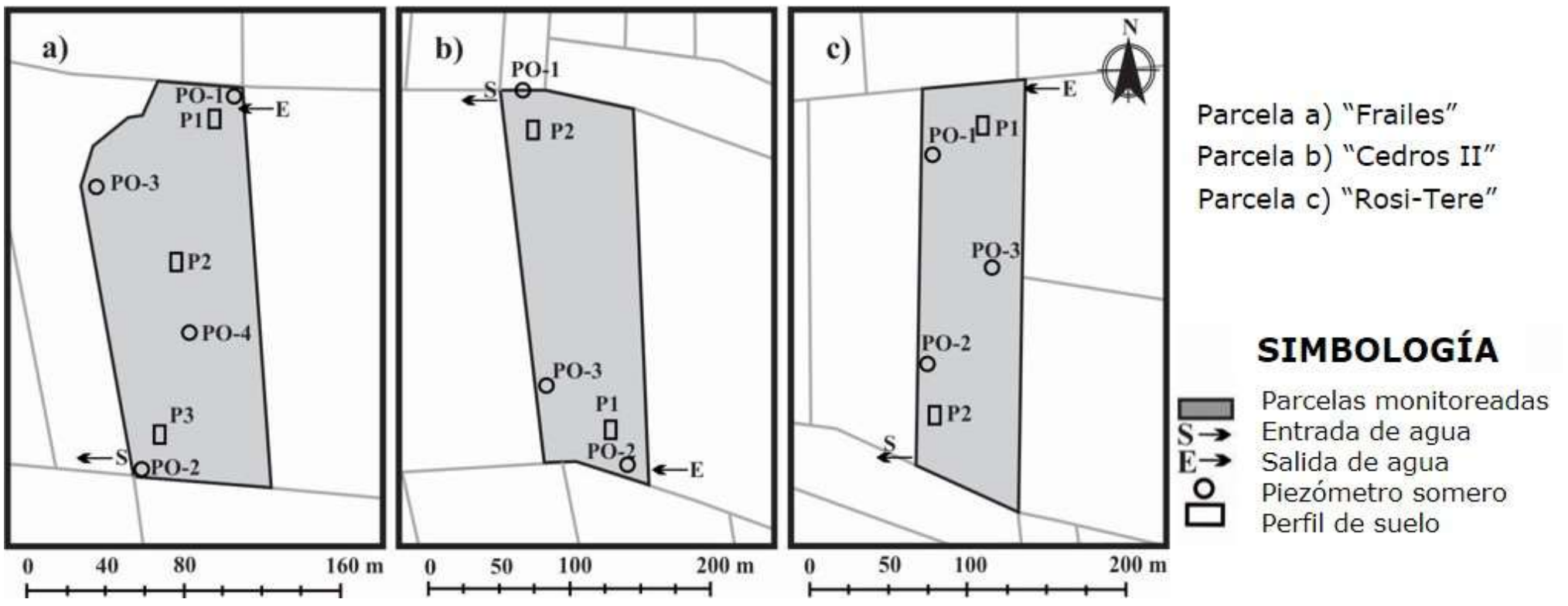


Figura 12. Localización de sitios instrumentados, monitoreados y simbología empleada. La figura 12-1 muestra las norias preexistentes, el manantial y los piezómetros profundos instalados dentro de la zona de estudio en el piedemonte así como el perfil no irrigado y el canal de agua residual Tlamaco- Juandhó. La figura 12-2 muestra las parcelas en donde se instalaron parejas de piezómetros someros en el área de estudio dentro del piedemonte. La figura 12-3 muestra las parcelas (a, b, c, d y e) en donde se realizaron mediciones con el infiltrómetro de Guelph. En la figura 12-4 se muestran las parcelas (a, b y c) que se equiparon para monitorear eventos de riego

En la figura 12-2 se muestran las parcelas y la ubicación de los piezómetros someros instalados para verificar la ocurrencia de flujo lateral subsuperficial y en la figura 12-3 las parcelas (a, b, c, d y e) donde se llevaron a cabo mediciones con el permeámetro de Guelph. Finalmente, en la figura 12-4, se muestran las tres parcelas (a, b y c) que se equiparon para el monitoreo de eventos de riego. Los detalles de instrumentación y de medición son descritos en los siguientes apartados.

3.3.1. Tomografía eléctrica de resistividad.

Para conocer la distribución vertical de la zona no saturada y la profundidad del nivel freático, se realizaron dos levantamientos mediante Tomografía Eléctrica de Resistividad (TER). La configuración de electrodos usada fue Wenner-Schlumberger en las parcelas llamadas Cedros II y Rosi-Tere dentro de la zona de estudio (figura 13). Las parcelas antes mencionadas fueron seleccionadas por estar cerca de dos puntos tentativos en los cuales se planeó realizar perforaciones para la instalación de piezómetros profundos.

En cada levantamiento se utilizaron 96 electrodos de acero inoxidable con una separación entre electrodos de 2 metros. El equipo empleado fue un Syscal Pro 48 con electrodos inteligentes, manufacturado por Iris Instruments (Advanced Geosciences, Inc., 2009). Tal configuración permitió coleccionar información hasta 188 m de largo y 26 m de profundidad. Las imágenes de resistividades vs profundidades que resultaron de la inversión de los datos obtenidos en campo, fueron correlacionadas con la información geológica, perforaciones, hidrogeología y edafología del sitio de estudio. Cabe destacar, que justo antes de realizar la adquisición de medidas de resistividad en campo en cada una de las líneas de sección, se realizaron barrenaciones en cada punto donde se pusieron los electrodos para determinar la profundidad aproximada del suelo y poder correlacionar con las secciones correspondientes.



Figura 13. Ubicación de los sondeos de Tomografía Eléctrica Vertical dentro de la zona de estudio.

3.3.2. Selección de parcelas y caracterización del suelo.

Dentro de la zona de estudio, se seleccionaron tres parcelas en la parte media del piedemonte para ser caracterizadas, equipadas (los detalles de la instrumentación se darán mas adelante en el apartado 3.7.1) y poder monitorear un evento de riego en las parcelas a) Frailes, b) Cedros II y c) Rosi-Tere.



Figura 14. Localización de las parcelas en el piedemonte en las cuales se realizó la caracterización del suelo. La figura también muestra la entrada y la salida del agua de riego así como la ubicación de los perfiles de suelo en: a) parcela Frailes, b) parcela Cedros II y c) parcela Rosi-Tere.

En cada parcela se realizó un levantamiento de suelo, a lo largo y ancho de éstas, con una barrena tipo Puerckhauer realizándose un muestreo sistemático en cada una de ellas por rejilla rectangular, con una distancia equidistante entre los puntos de muestreo de 1.5 m. En los núcleos de suelo extraídos, se determinó el límite entre horizontes, el color, la textura y el contenido de carbonatos. De este modo, se pudo

conocer la heterogeneidad dentro de cada una de las parcelas y se seleccionaron los sitios representativos para excavar calicatas dentro de ellas. En la tabla 5, se presentan las profundidades del suelo y el porcentaje de la parcela que presenta la misma profundidad. En el año 2012, se excavaron tres calicatas en la parcela Frailes (figura 14). La primera cerca de la entrada del agua de irrigación (zona topográficamente más alta; perfil 1; P1); la segunda en el centro de la parcela (perfil 2; P2); y la tercera cerca de la salida del agua de la parcela (zona topográficamente más baja; perfil 3; P3). En el año 2013, en la parcela Cedros II, y en el año 2014, en la parcela Rosi-Tere, se excavaron dos calicatas en cada una de ellas, una cercana a la entrada del agua de irrigación y la otra cerca de la salida de ésta. Se describieron los perfiles en campo (Siebe et al. 1996) y se colectaron muestras de suelo alteradas en cada horizonte identificado, se secaron al aire y se tamizaron a través de una malla de 2 mm para la determinación en laboratorio de textura, pH, carbono orgánico total (C(%)) y nitrógeno total (N(%)).

Tabla 5. Profundidad de los perfiles de suelo en las parcelas caracterizadas y porcentaje de superficie de éstas influenciada por la profundidad.

Parcela	Perfil 1 (P1)		Perfil 2 (P2)		Perfil 3 (P3)	
	Profundidad (cm)	Área de influencia (%)	Profundidad (cm)	Área de influencia (%)	Profundidad (cm)	Área de influencia (%)
Frailes (2012)	72	50	214	30	106	20
Cedros II (2013)	130	35	80	65	NA	NA
Rosi-Tere (2014)	40	25	93	75	NA	NA

NA: no aplica.

3.3.3. Instalación de piezómetros someros para el monitoreo del nivel y calidad del agua

Durante cada evento de riego, el agua residual entra a la parcela y sale de ella el excedente que no es capaz de infiltrarse en el suelo. El agua que sí se infiltra crea un frente de humedad que al ser detenido por un material (tepetate) de menor conductividad hidráulica que el suelo se crea un flujo lateral subsuperficial por encima de éste. De observaciones hechas en campo durante cursos de monitoreo ambiental, los cuales se imparten en el instituto de Geología de la UNAM, en los años 2009, 2010 y 2011 se ha observado que la profundidad del tepetate es variable en el piedemonte e incluso dentro de una misma parcela. Además, se ha encontrado que la profundidad a la cual se encuentra el tepetate es mayor hacia la salida de agua de riego por escurrimiento superficial. De este modo, se tiene claro que en las parcelas estudiadas, la dirección del flujo lateral subsuperficial es principalmente hacia la salida superficial del agua de riego.

Para verificar si el flujo lateral subsuperficial que sea crea a escala parcela es capaz de crearse más allá de la parcela donde se realiza el riego, se instalaron parejas de piezómetros someros (círculos verdes en la figura 12-2) a la salida del agua de riego de parcelas seleccionadas a lo largo de la zona de estudio y piezómetros someros individuales (círculos amarillos en la figura 12-2). Los piezómetros fueron realizados perforando con un barreno hasta la profundidad deseada y se vació arena silica lavada para funcionar como filtro en el fondo del pozo. Se introdujo un tubo de PVC de 5 cm de diámetro con una longitud ranurada de 100 cm y se rellenó con grava silica lavada hasta cubrir la longitud antes mencionada. En ese punto, se colocó un sello de bentonita para asegurar la captación de flujo lateral subsuperficial a esa profundidad y el resto se rellenó con suelo hasta la superficie. Finalmente, se selló con bentonita entre el tubo y las paredes del pozo, en la superficie, para evitar la entrada del agua de riego (figura 15).

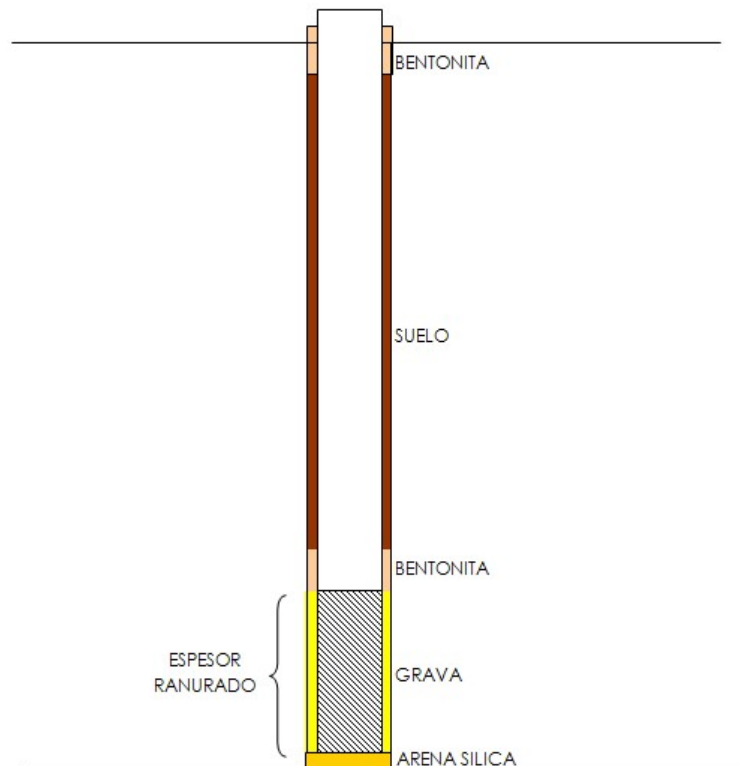


Figura 15. Esquema de construcción de un piezómetro somero.

Otro propósito de las parejas de piezómetros someros fue colectar muestras de agua para conocer la concentración de $N-NO_3^-$ en el flujo lateral subsuperficial que se forma en el suelo (sobre la capa de tepetate), y en el pseudo-estrato debajo del suelo. Los piezómetros fueron utilizados además para medir la conductividad hidráulica, más adelante se darán detalles del método de medición de este parámetro. Se colocaron parejas de piezómetros (círculos en verde figura 12-2), uno cuya profundidad termina centímetros antes de que inicie el primer pseudo estrato (PS-S) y otro cuyo espesor ranurado solo permite obtener muestra de flujo lateral subsuperficial en el pseudo estrato (PS-T). En la figura 16, se muestra un ejemplo de una pareja de piezómetros

someros (PS-S(1) y PS-T(1)), mientras que en la tabla 6 se indican las profundidades a las cuales fueron instalados. Cabe resaltar que la profundidad de los PS-S varía en cada parcela ya que corresponde a la profundidad del perfil del suelo de dicho punto. El bombeo para la toma de agua de flujo lateral subsuperficial y las pruebas de bombeo se llevaron a cabo utilizando una bomba peristáltica 12V marca Solinst.

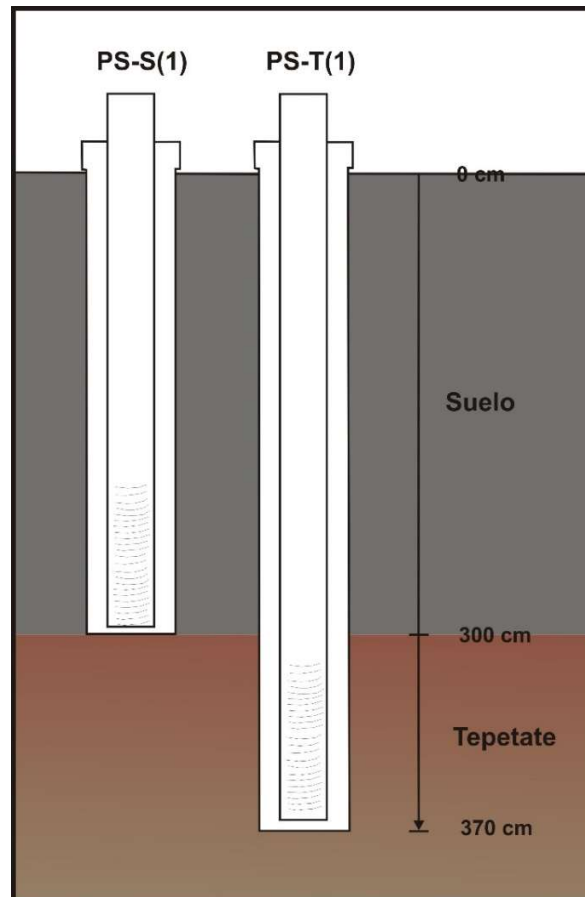


Figura 16. Parejas de piezómetros someros a diferente profundidad.

Tabla 6. Profundidad de instalación de los piezómetros someros en parcelas del piedemonte.

Parejas		Individuales	
Clave	Profundidad (cm)	Clave	Profundidad (cm)
PS-S (1)	300	PS (9)	219
PS-T (1)	370	PS (10)	265
PS-S (2)	160	PS (11)	180
PS-T (2)	226	PS(12)	428
PS-S (3)	115		
PS-T (3)	185		
PS-T (4)	273		
PS-S (5)	150		
PS-S (6)	147		
PS-T (6)	237		

PS-S (7)	60
PS-T (7)	190
PS-S (8)	202
PS-T (8)	240

3.3.4. Instalación de piezómetros profundos para el monitoreo del nivel y calidad del agua

Se seleccionaron dos sitios dentro de la zona de estudio para la perforación e instalación de dos piezómetros profundos. Uno de ellos en la parte alta de la zona (PO3) y otro en la parte baja (PO2) con la intención de seguir la dirección del flujo subterráneo en la zona de estudio. Las perforaciones fueron llevadas a cabo con una perforadora Longyear utilizándose una broca tricónica de 4 1/2" (ver figura 17).

Se realizaron Ensayos de Penetración Normal (Standard Penetration Test-SPT) con el objetivo de obtener una medida de la resistencia a la penetración de los pseudo-estrato de acuerdo a la norma ASTM D-1586. Los ensayos antes mencionados, se realizaron en el PO2 y PO3 y las perforaciones se llevaron a cabo por incrementos para permitir la toma de muestras principalmente en cada cambio de pseudo-estrato utilizando un tubo de pared delgada tipo Shelby de acuerdo a la norma ASTM D-1587. Las muestras se sacaron del tubo Shelby y se describieron *in situ* (textura, color y carbonatos) y se colocaron en frascos sellados para evitar la evaporación de la humedad protegiéndose contra cambios extremos de temperatura. Cada muestra fue etiquetada con el nombre del piezómetro correspondiente, profundidad, penetración del muestreador, longitud recobrada y descripción de material. Las muestras colectadas fueron trasladadas a los laboratorios correspondientes para su análisis (ver apartado 3.8.2).



Figura 17. Equipo de perforación de pozos de observación.

Los piezómetros profundos se equiparon con tubería de PVC hidráulico lisa y ranurada de 4" en tramos de 3 m. La tubería ranurada fue de 3 m colocándose al fondo de la perforación y el resto de la profundidad fue equipado con tubería lisa. Se colocó un filtro de grava silica hasta un metro por encima de la zona ranurada entre la tubería y la pared del pozo. Después se introdujo un sello de bentonita arriba de la gravilla silícea hasta 50 cm debajo de la superficie del terreno para crear un sello y evitar cualquier filtración horizontal. Por último, se colocó concreto en la superficie del terreno y un registro metálico con un brocal de concreto para su protección.

3.3.5. Nivelación de piezómetros someros, piezómetros profundos y norias con DGPS

Se realizó la nivelación de piezómetros someros, piezómetros profundos, norias, manantial y el polígono de la zona de estudio mediante dispositivos de posicionamiento global diferencial por satélite (DGPS; figura 18). Se manejaron un total de tres estaciones, una fija y dos móviles. El funcionamiento de las estaciones móviles se fundamenta en comparar las señales recibidas de los satélites con las recibidas por la estación fija. La posición de la estación base se ajustó con la elevación que maneja el INEGI para poder realizar el ajuste de las alturas de las estaciones. En nuestro caso, la estación base se ubicó a menos de 2,500 metros de las estaciones móviles. Los datos obtenidos con los GPS móviles fueron sometidos a un postproceso para ajustarlos a la red Geodésica de INEGI. Se utilizó la estación fija localizada en Querétaro por su cercanía con la zona de estudio y se usaron los datos correspondientes a los días de trabajo. El sistema de coordenadas que se utilizó fue UTM en la zona 14 N con el Datum WGS84 con el modelo Geoide MEXICO 97. Una vez que los datos fueron importados de los GPSs a la computadora se trabajaron con el programa SpectraPrecisionSurvey Office. Después de realizar el ajuste del sistema de coordenadas se obtuvo la ubicación del punto y su elevación con respecto al nivel medio del mar.

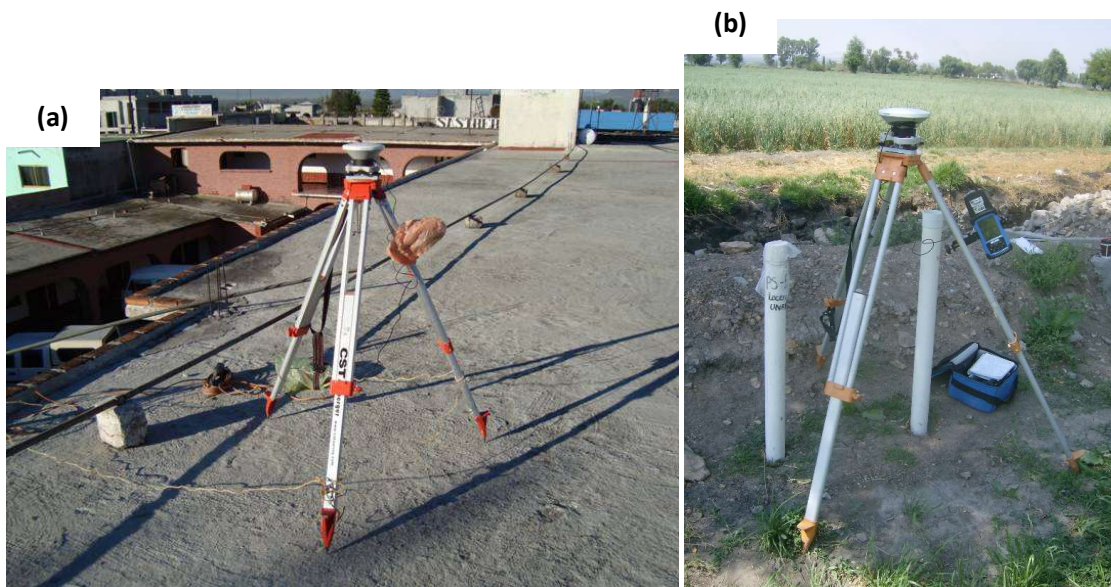


Figura 18. Estación base (a) y móvil (b) de DGPS utilizadas en la nivelación de piezómetros someros.

3.3.6. Medición de la conductividad hidráulica saturada de campo del suelo de las parcelas (Ksf). Método del permeámetro de Guelph.

Se determinó la conductividad hidráulica saturada cercana a la superficie del suelo utilizándose un permeámetro de Guelph en 5 parcelas (figura 12-3) que pertenecen a la zona de estudio. El procedimiento empleado y los cálculos realizados para la obtención de la Ksf se realizaron siguiendo el manual de operación del equipo (Eijkelkamp Agriserch Equipment, 2011).

3.3.7. Medición de la conductividad hidráulica en la zona saturada intermitente en la base del perfil de suelo y en el tepetate inmediatamente debajo del suelo. Método: pruebas de bombeo en pozos de observación someros

En el campo, la conductividad hidráulica del primer pseudo-estrato (tepetate) se determinó efectuando pruebas de bombeo en los piezómetros someros. Durante la prueba, el agua fue bombeada para abatir el nivel del agua dentro de los piezómetros y se registro, mediante observaciones discretas en intervalos de tiempo corto, el nivel del agua hasta la recuperación de éste (Bouwer y Jackson, 1974; Das, 2001). La conductividad hidráulica fue calculada a partir de la siguiente ecuación:

$$K = \frac{4.17r^2}{\left(\frac{h_1 + h_2}{h}\right) * (h + 10r) * \left(2 - \frac{h_1 + h_2}{2h}\right)} * \frac{\partial h}{\partial t} \quad (21)$$

Donde:

K= Conductividad hidráulica (cm/s)

r= Radio del piezómetro (cm)

t= Tiempo (s)

H= Lámina de agua inicial (cm)

h1= Altura de la lámina donde la curva de tiempo vs lámina de agua comienza a ser lineal.

h2= Altura de la lámina donde la curva de tiempo vs lámina de agua termina de ser lineal.

La siguiente figura presenta de forma clara las variables que fueron consideradas.

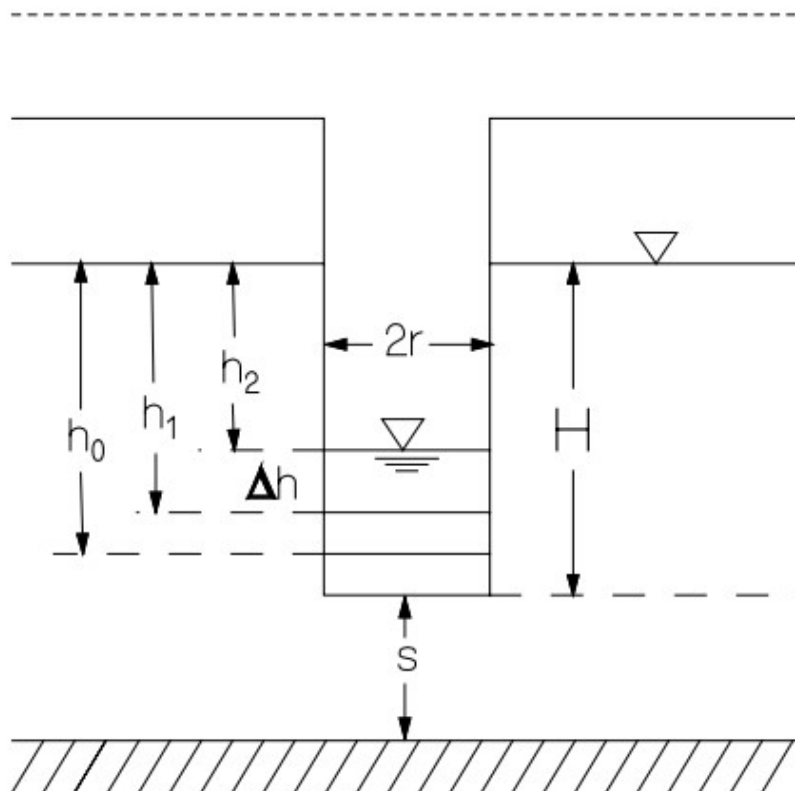


Figura 19. Esquema donde se muestran los datos requeridos para la interpretación de pruebas de bombeo y el posterior cálculo de K. (Modificada de: Villón, 2007). r=radio del piezómetro, h=lámina de agua inicial, h₀, h₁, h₂= mediciones consecutivas de la lámina de agua después de haber sido abatido el piezómetro.

3.3.8. Medición de la conductividad hidráulica en la zona saturada: Prueba slug en pozo de observación profundo

Se realizó una medida puntual de conductividad hidráulica (prueba Slug) en el PO2 para determinar la conductividad hidráulica horizontal en la zona saturada introduciendo súbitamente una barra de concreto lo que provocó un ascenso instantáneo del nivel del agua dentro de la perforación. Se registraron los descensos vs tiempos a medida que se recuperó el nivel inicial y posteriormente los datos obtenidos fueron procesados siguiendo la metodología propuesta por Bouwer y Rice (1976) de acuerdo a la ecuación (22):

$$K = \frac{r^2 * \ln\left(\frac{R_e}{r_f}\right)}{2L} * \frac{1}{t} * \ln\left(\frac{h_0}{h_t}\right) \quad (22)$$

Donde:

L= Longitud de la tubería ranurada.

r= Radio del piezómetro.

h₀= Nivel (desde el nivel freático) antes del intervalo de tiempo t.

h_t = Nivel (desde el nivel freático) después del intervalo de tiempo t .

r_f = Radio de la tubería ranurada.

R_e = Radio de influencia de la prueba.

H =Espesor saturado del acuífero libre.

L_w = Altura del nivel frático desde el fondo del piezómetro.

Para calcular el término $(\ln(R_e/r_f))$ de la ecuación 22 se hace con las siguientes ecuaciones:

Si; $L_w=H$

$$\ln\left(\frac{R_e}{r_f}\right) = \left[\frac{1.1}{\ln\left(\frac{L_w}{r_f}\right)} + \frac{C}{\left(\frac{L}{r_f}\right)} \right] \quad (23)$$

Si; $L_w < H$, entonces:

$$\ln\left(\frac{R_e}{r_f}\right) = \left[\frac{1.1}{\ln\left(\frac{L_w}{r_f}\right)} + \frac{A * B * \ln\left(\frac{H - L_w}{r_f}\right)}{\left(\frac{L}{r_f}\right)} \right]^{-1} \quad (24)$$

Los términos A, B y C, se obtienen de la gráfica mostrada en la figura 20.

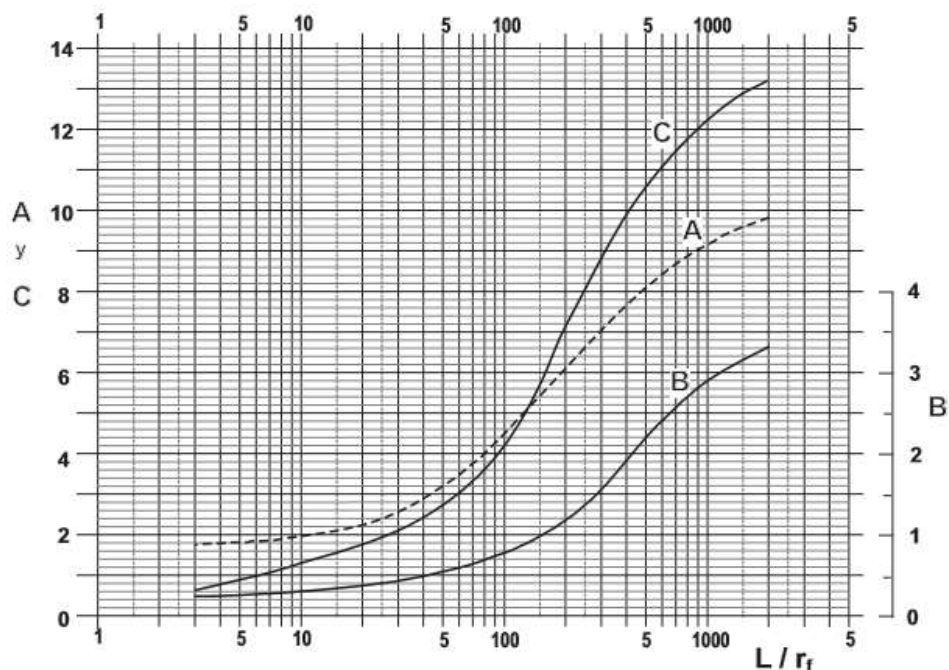


Figura 20. Curvas de Bower y Rice (1976) que muestran la relación entre los parámetros A, B y C en función de L/r_f (Bouwer y Rice, 1976).

3.4 Dinámica del agua en el piedemonte estudiado.

3.4.1. Monitoreo de niveles piezométricos, en piezómetros someros, en piezómetros profundos y en norias preexistentes.

Para comprobar si el flujo lateral subsuperficial se lleva a escala parcela y no solo en la parcela donde ocurre el riego, se monitorearon diversos riegos verificando la ocurrencia del flujo en los piezómetros someros ubicados en parcelas vecinas a donde se estaba llevando a cabo el riego.

En el caso de los piezómetros profundos (PO2 y PO3) y de dos norias preexistentes (Noria Rancho y NC) se equiparon con transductores de presión y se programaron para medir la presión cada hora durante más de tres años consecutivos. Además, con el objetivo de obtener una visión más general de la dirección del flujo subterráneo de la unidad hidrogeológica de interés, se colectaron datos de niveles estáticos de norias (NMI, NSI y NDC) y un manantial, que pertenecen al acuífero somero localizadas fuera de la zona de estudio. De este modo, se consideraron aprovechamientos que en teoría pudiesen pertenecer a zona de recarga, intermedia y de descarga para diseñar la red de flujo correspondiente (figura 12-1).

3.4.2. Medición de la precipitación y toma de muestras de agua de lluvia y agua subterránea.

La cantidad de lluvia, en diversos años, fue medida con un cilindro de medición graduado y las muestras fueron colectadas mediante un muestreo base de eventos individuales. Es decir, la precipitación fue recogida, y se midieron *in situ* los parámetros de campo correspondientes, inmediatamente después de 3 eventos lluviosos en la zona de estudio.

Las muestras de agua subterránea se recolectaron con la ayuda de un muestreador discreto modelo 425 marca Solinst, el cual es de acero inoxidable conectado a una manguera de polietileno de baja densidad montada en un carrete. El muestreo se llevó a cabo a partir del mes de noviembre del año 2012 hasta diciembre del año 2015 en el canal Tlamaco-Juandhó, PO2, PO3, noria casa, noria rancho, NCD y manantial Cerro Colorado.

En campo se midió el pH, el ORP y el %OD utilizando una sonda multiparamétrica portátil (Hanna Instruments 9218). Las muestras de agua se filtraron con 0.45 μm (Millipore) al momento del muestreo, almacenadas a 4°C y transportadas al laboratorio para el análisis inmediato de aniones, cationes y nitrógeno total. Las muestras de agua subterránea fueron inmediatamente acidificadas con HCl 6 N en el campo y también se almacenaron a 4°C para el análisis de COD.

3.4.3. Determinación del balance hidráulico en eventos individuales de riego a escala parcela.

Para la determinación del balance hidráulico se calculó el área de las parcelas Frailles, Cedros II y Rosi-Tere (figura 12-4) por el método del polígono. Para el cálculo del volumen de agua que entró y salió de la parcela se midió la velocidad del flujo de agua y el tiempo a la entrada y a la salida de éstas durante el evento de riego con un flujómetro marca Global Water. Paralelamente se registró el tirante de agua y se determinó el área de los canales (Ven Te Chow, 2000).

El flujo lateral subsuperficial se calculó aplicando la ley de Darcy (ecuación 6). La distancia entre los pozos de observación (L) se obtuvo con los datos obtenidos del levantamiento topográfico. La diferencia de potencial hidráulico (Δh) se obtuvo midiendo y restando las láminas de agua dentro de los piezómetros durante varios periodos de tiempo hasta que el flujo cesó y se calculó el área de sección transversal del suelo ocupado por éstos. Posteriormente, el promedio de los gradientes hidráulicos (i) calculados a diferentes tiempos, fue multiplicado por la Ks obtenida mediante las pruebas de bombeo realizadas. Finalmente, el caudal o gasto que sale de la parcela por flujo lateral subsuperficial se obtuvo multiplicando el valor de la velocidad de Darcy (q) entre cada par de pozos, por el área de la sección transversal de la parcela en que se estableció el flujo y por el tiempo durante el cual dicho flujo se estableció (ecuación 5).

El volumen de agua que es retenida en el suelo como consecuencia de la irrigación fue estimado multiplicando la variación del contenido de humedad del suelo (medido con el TDR, cm^3/cm^3) a diferentes profundidades en cada perfil, antes y después de 24 horas de cada evento de irrigación, por el espesor del horizonte (cm), sumando todas las profundidades y multiplicándolo por el área de influencia de dicho perfil en la parcela. De este modo, la cantidad de agua retenida por el suelo fue la diferencia del contenido de humedad antes y 24 horas después del riego. Posteriormente, considerando el área representativa de cada perfil se extrapolaron el volumen de agua medida cerca de cada perfil a toda la parcela. Más adelante se darán detalles de la ubicación de los piezómetros someros en cada una de las parcelas y de las mediciones de TDR, apartado 3.7.1.

La cantidad de agua que salió de la parcela por percolación profunda fue estimada restando al volumen de agua que entró a la parcela el agua, el volumen de agua que salió en la superficie, el volumen de agua retenida en el suelo y el volumen de flujo lateral subsuperficial.

La evapotranspiración potencial del sitio de estudio se evaluó de acuerdo a la fórmula de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) siendo la expresión general la siguiente:

$$ET_0 = 0.0135 (t_{\text{med}} + 17.78)R_s \quad (25)$$

Donde:

ET_0 = Evapotranspiración potencial diaria, mm/día.

t_{med} = Temperatura media, °C.

R_s = Radiación solar incidente, convertida en mm/día.

La radiación solar incidente, R_s , se evaluó a partir de la radiación solar extraterrestre (R_o ; radiación solar que llegaría al suelo si no existiera atmósfera) la cual se obtiene en tablas en función de la altitud del lugar y del mes.

Para dicho calculo Samani (2000), sugiere la siguiente fórmula:

$$R_s = R_o * KT * (t_{max} - t_{min})^{0.5} \quad (26)$$

Donde:

R_s = Radiación solar incidente, mm/día.

R_o = Radiación solar extraterrestre (obtenida en tablas, mm/día).

KT = Coeficiente empírico.

t_{max} = Temperatura diaria máxima, °C.

t_{min} = Temperatura diaria mínima, °C.

La radiación solar extraterrestre (R_o) se obtuvo de la tabla propuesta por Allen et al. (1998). Las unidades en dicha tabla son MJulio/m²/día, para pasar a mm/día (de agua evaporada) se multiplicó por 0.408. Hargreaves (citado en Samani, 2000) recomienda un valor del coeficiente empírico KT de 0.162 para regiones del interior y de 0.19 para regiones costeras.

3.4.4. Determinación del caudal de infiltración del canal Tlamaco Juandhó a la zona saturada, dirección y velocidad de flujo subterráneo

El caudal de infiltración vertical a través de la zona no saturada que se encuentra por debajo del canal de riego Tlamaco Juandhó, se realizó a partir de la metodología descrita por Harr (1962) y Rushton (1998) encontrada en el estudio del BGS (1998) referente a las pérdidas de agua desde canales de riego, basada en la Ley de Darcy:

$$Q = 1.4KB \quad (27)$$

Donde:

Q = Caudal de infiltración vertical desde el canal a la zona saturada.

K = Conductividad hidráulica de la zona no saturada situada entre el canal y la zona saturada.

B = Ancho del canal de riego.

La conductividad hidráulica utilizada fue la obtenida en la zona saturada pues se asume que la zona que está en las inmediaciones del canal se encuentra probablemente saturada y la conductividad hidráulica no será mucho menor que su valor saturado. El factor de 1.4 significa que el flujo ocurre sobre un área restringida que es aproximadamente 1.4 veces el ancho del canal (Rushton, 1998).

Los niveles estáticos medidos en campo y la elevación sobre el nivel del mar de cada uno de los aprovechamientos obtenidas mediante los GPSD fueron utilizados para determinar la carga hidráulica en cada sitio empleado en la red de monitoreo de agua subterránea. La carga hidráulica fue determinada mediante la diferencia de la altura sobre el nivel del mar y el nivel estático, dichos valores fueron configurados en el programa Surfer versión 8 para obtenerse las líneas equipotenciales. Para la construcción de las líneas de dirección de flujo, se supuso que éstas son perpendiculares a las líneas equipotenciales.

La velocidad del flujo subterráneo fue calculada a partir de las ecuaciones 7 y 8 descritas en el marco teórico de esta tesis.

3.5 Evaluación del intemperismo de parte de la zona crítica (desde suelo hasta la zona saturada) debido al constante aporte del agua residual al acuífero

Durante los primeros recorridos de campo, se pudo ubicar un perfil expuesto de hasta unos 30 m de profundidad (PNI, en la figura 12-1). Este sitio, ubicado aguas arriba del canal principal de distribución de agua residual Tlamaco Juandhó, no ha tenido contacto con el agua residual por lo que se ha establecido como un sitio control. El PNI, fue caracterizado y descrito *in situ* (al igual que las muestras extraídas de PO2 y PO3) hasta donde fue posible debido a su gran profundidad.

Para evaluar el intemperismo en el piedemonte producto del uso del agua residual para riego se determinó en 34 muestras (8 correspondientes a PO2, 14 a PO3, y 12 a PNI) los óxidos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO y P_2O_5). Se elaboraron los diagramas A-CN-K y se calculó el índice de alteración química (IAQ) como a continuación se explica:

El diagrama de A-CN-K se utilizó para visualizar la tendencia del intemperismo y estimar la composición de la roca original. En dicho diagrama se grafican las proporciones molares de Al_2O_3 , $\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}$ y K_2O (Nesbitt y Young, 1984) y de acuerdo a la teoría, a medida que el grado de intemperismo aumenta, las muestras graficadas se van alejando de los vértices correspondientes a $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ y K_2O , y acercándose al vértice de Al_2O_3 . Debido a que la pérdida de los cationes no sucede a la misma velocidad en el tiempo, en las etapas iniciales la tendencia será paralela al eje $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$; mientras que en etapas posteriores, la tendencia presentará una curvatura hacia el eje $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$, y continuará paralela a dicho eje. También es sabido que los materiales suelen seguir tendencias semejantes a lo largo del diagrama, y la proyección de dichas tendencias a la línea de unión de los feldespatos Pl-Ks (Pl, plagioclasas; Ks, feldespatos potásicos), sugiere la posible composición original del material.

El IAQ es un índice de meteorización que permite conocer el grado de descomposición de los suelos y las rocas. El anterior se calcula, considerando la pérdida de peso por ignición, utilizando la ecuación propuesta por Nesbitt y Young, 1982:

$$\text{IAQ} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100 \quad (28)$$

Donde CaO* representa el óxido de calcio presente en forma de silicato, excluyendo el presente en forma de apatita de acuerdo a la corrección propuesta por Fedo et al. (1995):

$$\text{CaO}^* = \text{mol CaO} - [(10/3) \times \text{mol P}_2\text{O}_5] \quad (29)$$

Valores de IAQ entre 50 y 60 se catalogan como intemperismo químico incipiente, entre 60 y 80 como intemperismo químico moderado y valores mayores a 80 como intemperismo químico extremo (Fedo et al., 1995). Valores de IAQ cercanos a 50 representan rocas inalteradas y minerales primarios, como albita, anortita y feldespatos potásicos, y se encuentran cerca de la unión de feldespatos (Pl, plagioclasas; Ks, feldespatos potásicos) en el diagrama A-CN-K; las rocas basálticas y minerales como piroxenos y anfíboles se sitúan debajo de la unión Pl-Ks en el diagrama A-CN-K, con valores de IAQ entre 30 y 45; los minerales secundarios como illita y esmectita tienen valores de IAQ de 75 a 85, mientras la caolinita, gibsita y clorita muestran un IAQ cercano a 100 (Nesbitt y Young, 1982; Nesbitt, 1992).

3.6 Determinación de valores de fondo de iones mayores y nitrógeno del suelo y del primer pseudo estrato de la zona no saturada.

Para determinar la concentración de iones que es aportada de manera natural por el suelo y tepetate, se realizaron experimentos de lixiviación en columnas empacadas. Se colectaron muestras en un perfil expuesto (PNI, en la figura 12-1) aguas arriba del canal Tlamaco-Juandhó donde no se ha regado con agua residual y donde se infiere que la ZNS es producto de los mismos procesos pedogénéticos y geomorfológicos que la ZNS del sitio de estudio.

En el experimento se utilizó una columna de borosilicato SR 25 AB (Pharmacia Fine Chemicals) de 3 cm de diámetro y 15 cm de longitud. El empacado de la columna se realizó llenando la columna con una masa de suelo a intervalos de 1 cm hasta alcanzar la longitud deseada y cuidando el valor de la densidad aparente del suelo (1.0 g/cm³) y del tepetate (1.7 g/cm³) (Smith y Hegazy, 2006). Se estableció una condición de flujo estacionario para lo cual se inyectó agua destilada por la parte alta de la columna, el mismo flujo fue aplicado en la base de la columna hasta alcanzar el estado estacionario. El experimento se detuvo cuando la conductividad eléctrica del lixiviado se mantuvo constante, en el caso de la columna empacada con suelo fue de 620 µs/cm y en la columna empacada con tepetate de 1,361 µs/cm. Los experimentos fueron hechos por duplicado y los lixiviados fueron almacenados a 4°C para el análisis de iones.

3.7 Monitoreo de las transformaciones de nitrógeno

3.7.1. Instrumentación de las parcelas y mediciones en campo.

En enero del año 2012, se monitoreo un evento de riego en la parcela Frailes, en el año 2013 en la parcela Cedros II y en el año 2014 en la parcela Rosi-Tere (figura 12-4). El cultivo en la parcela monitoreada en el año 2012 era avena (*Avena sativa* L.) y en las parcelas monitoreadas en los años 2013 y 2014 era pasto (*Lilium rigidum*).

En el suelo, se monitoreó el contenido de agua y el estado energético del agua antes, durante y después de cada evento de riego. Se instalaron tensiómetros a 10-15, 30-35 y 55 cm de profundidad en el perfil del suelo. El contenido de agua en el suelo fue medido a las mismas profundidades utilizando un equipo de Reflectometría de Dominio Temporal (TRASE TDR, Soil Moisture Equipment Corporation). Además, se instalaron tres microcápsulas porosas de succión (MacroRhizonMR) a 10, 20 y 30 cm de profundidad en cada perfil y se tomaron muestras de agua de poro del suelo a intervalos de 1 y 2 horas durante los eventos de irrigación y después cada 4 horas una vez terminado éste. En el perfil 2 de la parcela monitoreada en el año 2012, se obtuvieron muestras de solución del suelo a una profundidad de 30 cm, en sitios donde visualmente se apreció la probable existencia de flujo preferencial.

Durante y después de cada evento de irrigación, se cuantificó y muestreó el flujo lateral subsuperficial en tres piezómetros someros. Uno fue colocado en la parte central superior y los otros dos cerca de las esquinas de cada parcela (figura 12-4). Los piezómetros someros fueron instalados a las siguientes profundidades: 90-120, 200-230, cerca de 300, y hasta 400 cm por debajo del primer pseudo-estrato compacto identificado por la aparición de propiedades hidromórficas o un mayor contenido de humedad. El método utilizado para la perforación e instalación de dichos pozos de observación someros es el mismo que el descrito en el apartado 3.3.3 de esta tesis.

Para el cálculo del rendimiento del cultivo, en el año 2012, se trazó un cuadrante de 0.5 m² en 6 puntos distribuidos en la parcela y se tomaron muestras del cultivo completas de dicho cuadrante. La biomasa colectada fue pesada, secada a 60°C y pesada nuevamente para obtener el peso en masa seca y una alícuota fue molida para la determinación del contenido de N (%).

3.7.2. Muestreo de agua

Se tomaron muestras de agua residual colectadas en diferentes momentos durante el riego, a la entrada (AR entrada) y a la salida del escurrimiento superficial (AR salida) en cada una de las parcelas. Se tomaron muestras de flujo lateral subsuperficial en los piezómetros someros durante el evento de irrigación y hasta 30 a 40 horas después de éste.

3.7.3. Experimentos de adsorción de N en el suelo en sistema batch

Para evaluar la capacidad del suelo de adsorber NH₄⁺, se tomaron muestras de suelo superficial (0-30 cm) de las parcelas monitoreadas en los años 2012 y 2014, se

tamizaron a través de una malla de 2 mm y se utilizaron en los experimentos de adsorción en Batch.

Los experimentos de adsorción se realizaron de acuerdo a la metodología señalada por Roy et al. (1991). Para fijar la fuerza iónica en el experimento y reproducir lo que ocurre en campo, se preparó una solución reconstituida con concentraciones de los cationes mayores semejantes a las medidas en las muestras de agua residual utilizada para el riego. Las concentraciones utilizadas de KCl, CaCl₂, MgCl₂ y NaHCO₃ fueron, 0.73, 0.78, 0.80 y 7.20 mM respectivamente. Las diferentes concentraciones de N-NH₄⁺ fueron preparadas utilizando CH₃COONH₄ (5, 15, 30, 40, 80 y 120 mg/L de NH₄⁺), las concentraciones de 30 y 40 mg/L corresponden a la concentración de N-NH₄⁺ en el agua residual. Mil quinientos mg de suelo base seca, por duplicado, fueron puestos en tubos de centrifuga de polipropileno con 30 ml de la solución reconstituida más la solución stock de N-NH₄⁺ sometiéndose a agitación por 24 horas (25 °C). Después del equilibrio, las muestras fueron centrifugadas a 2,500 rpm durante 30 min y se analizó la concentración de N-NH₄⁺ en el sobrenadante.

Se utilizaron los modelos lineal y de Freundlich para encontrar el modelo que mejor se ajustara a los resultados de acuerdo a las ecuaciones mostradas en la tabla 7:

Tabla 7. Ecuaciones de modelos empíricos utilizados.

Modelo	Ecuación
Lineal	$Q_e = K_d C_e$
Freundlich	$\text{Log } Q_e = \text{Log } K_{f+} \frac{1}{n} \text{Log } C_e$

Q_e= Cantidad adsorbida de N-NH₄⁺ en mg/kg.

C_e= Concentración al equilibrio en la solución de N-NH₄⁺ en mg/L.

K_d= Coeficiente de distribución lineal en L/kg.

K_f= Coeficiente empírico de Freundlich L/kg.

El porcentaje de N-NH₄⁺ adsorbido en cada paso de los experimentos de la isoterma fue calculado a partir de la siguiente ecuación.

$$\text{N-NH}_4^+ \text{ adsorbido (\%)} = [(C_o - C_e) / C_o] * 100 \quad (30)$$

Donde C_o (mg/L) es la concentración inicial de N-NH₄⁺.

3.8 Análisis de laboratorio

3.8.1. Agua

Los análisis de aniones (HCO₃⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, F⁻) y cationes (Na⁺, NH₄²⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) mayoritarios en muestras de agua residual, solución de suelo, flujo lateral subsuperficial, agua subterránea y en el sobrenadante de los experimentos en Batch, fueron realizados por cromatografía de iones. Se utilizó un equipo con una bomba binaria modelo 1525, un automuestreador modelo 717 y un detector conductimétrico

modelo 432 marca Waters. En la cuantificación de aniones, se utilizó como fase estacionaria una columna IC-PaK marca Waters de dimensiones 4.6x75 mm. Se empleó como fase móvil una disolución de acetonitrilo:butanol:gluconato borato de sodio:agua (12:2:2:84) en modo isocrático a un flujo de 1 ml min⁻¹. La cuantificación de cationes se realizó utilizando como fase estacionaria una columna Metrosep C4 de Metrohm de dimensiones 4x100 mm. Mientras que la fase móvil fue una solución de HNO₃ 1.9 mM y ácido dipicolínico 0.8 mM en modo isocrático a un flujo de 0.9 ml/min. El Nt en las muestras de agua residual, solución de suelo y flujo subsuperficial y el COD en las muestras de agua subterránea se cuantificaron por triplicado usando un analizador elemental (Shimadzu TOC-L analyzer) basado en el principio de oxidación por combustión catalítica y detección por infrarrojo no dispersivo de CO₂. Ftalato ácido de potasio se usó como estándar de calibración, y agua desionizada como método de blanco. El coeficiente de variación para las mediciones fue entre 0.46-1.71%.

3.8.2. Suelo

Las muestras de horizontes de suelo colectadas en las parcelas se les realizó el análisis de textura por tamizado y el método la pipeta con previa destrucción de la materia orgánica con H₂O₂ (Schlichting et al. 1995). El pH fue medido en agua (relación suelo/solución 1:2.5) con un potenciómetro Beckman 34 (ISRIC, 1992). La determinación del carbono orgánico total (C(%), Schlichting et al. 1995) y nitrógeno total (N(%), IRENAT, 2000) se realizó en un analizador elemental (CNHS/O PerkinElmer 2400 series II), calibrando con material de referencia estándar LECO CNS 2000. La densidad aparente fue determinada por método gravimétrico (Schlichting et al. 1995) en muestras inalteradas de suelo.

Las muestras colectadas durante la perforación de los piezómetros profundos fueron trasladadas al laboratorio de mecánica de suelos en el Instituto de Ingeniería de la UNAM donde se realizó el análisis de granulometría de acuerdo a la norma ASTM C 136-01. Los límites de Atterberg fueron determinados en una muestra de suelo de acuerdo a la norma ASTM D 4318-95a. El análisis de óxidos mayores (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO y P₂O₅) en muestras del PNI, PO2 y PO3 fueron analizadas mediante Fluorescencia de Rayos X, utilizando un espectrómetro secuencial (RigakuPrimus II) (Guevara, 2005; Lozano y Bernal, 2005) y se realizó un análisis petrográfico en 8 muestras en un microscopio Olympus BX51. Los últimos dos análisis de realizaron en el Instituto de Geología de la UNAM y los resultados fueron usados para conocer si existía intemperismo en el piedemonte estudiado.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Caracterización de la zona crítica

4.1.1. Observaciones hechas en la zona de estudio

La zona de estudio delimitada en el piedemonte volcánico, se encuentra cercana al poblado de Tlahuelilpan, al suroeste del estado de Hidalgo. De acuerdo a los datos obtenidos del levantamiento con el GPS diferencial, la extensión de la zona de estudio es de 62.13 ha (área en rojo en la figura 12-1) y la altitud varía de 2,071 a 2,090 ms.n.m. De observaciones hechas en campo con un clinómetro, se pudo determinar que la pendiente es moderadamente inclinada (2 a 5°) y de forma convexa-convexa. En el apartado 3.1 se describió la zona de estudio y las características importantes a tener en mente para la mejor comprensión de los resultados son que predomina: una temperatura media anual de 17°C, una precipitación de 550 mm y una evapotranspiración media anual de 1,750 mm.

De acuerdo con las observaciones hechas en campo se pudo constatar que el agua residual utilizada para el riego de las parcelas de la zona de estudio llega a través del canal principal de distribución Tlamaco Juandhó (figura 12-1). Dicho canal se encuentra localizado en la parte alta del piedemonte con dirección de sur a norte. El riego se lleva a cabo por gravedad mediante una serie de canales secundarios que funcionan con el doble propósito de introducir el agua y sacar el excedente en cada una de las parcelas.

El sistema agrícola utilizado es de rotación de cultivos, siendo los principales el maíz y la alfalfa, y en segundo término la avena y el pasto. La alfalfa se siembra en los meses de febrero-marzo y se corta de 10 a 12 veces por año. El cultivo se mantiene entre 2 y 4 años. Cuando el cultivo de alfalfa ya se encuentra invadido por pastos, se procede a roturarlo y a preparar la parcela para la siembra del pasto. El pasto se siembra en septiembre y se corta una vez al mes dejándose hasta marzo o abril. El maíz se siembra una vez que se cosechó el pasto y tarda unos 6 meses en desarrollarse cosechándose generalmente en agosto o septiembre. Después del maíz se vuelve a sembrar pasto, que se queda de 5 a 6 meses, para nuevamente sembrar maíz. Después de sembrar maíz por segunda vez, se vuelve a sembrar alfalfa por 2 o 4 años. Cuando no se siembra pasto, se opta por sembrar avena la cual dura alrededor de 4 meses. Entre cada cultivo, se deja pasar un mes para preparar la tierra.

4.1.2. Identificación de pseudo-estratos mediante Tomografía Eléctrica de Resistividad (TER)

A partir del modelo geoelectrico obtenido y las observaciones hechas en campo (barrenaciones y medición de niveles estáticos) se elaboró la sección de la parcela Cedros II (figura 21). Se observa un rango de resistividades de 9.4 a 25.2 Ohm-m y dicho rango se ha dividido en tres regiones denominadas 1, 2 y 3. Las tres regiones antes mencionadas presentan las siguientes características:

1. Región 1, de resistividad entre 13.7 y 17.1 Ohm-m. Dicha región se observa a lo largo de toda la sección a profundidades de 1 a 2 metros. Los resultados obtenidos de las barrenaciones realizadas a lo largo de la línea de sección arrojaron una profundidad del suelo mayor a 1 m de profundidad. Por lo anterior, se deduce que la región 1 corresponde al suelo donde se lleva a cabo la actividad agrícola.
2. Región 2, de resistividad entre 17.1 y 25.2 Ohm-m. La región empieza aproximadamente a una profundidad de 1 a 2 m y continúa a lo largo de la sección hasta una profundidad aproximada de 13 m. Esta región, que presenta el mayor rango de resistividad de la sección, puede corresponder a los depósitos vulcano sedimentarios que corresponden a la Formación Tarango (Segerstrom, 1962; De Pablo Galán et al. 2001; 2002; Cervantes-Medel y Armienta, 2004) y conformar la zona no saturada intermedia del piedemonte.
3. Región 3, de resistividad entre 9.4 y 13.7 Ohm-m. La región 3 se encuentra a una profundidad mínima de 13 m de profundidad y se observa hasta la profundidad alcanzada en los sondeos geofísicos (26 m). Geoelectricamente, en esta región, parece haber uniformidad de los materiales que la componen. La baja resistividad encontrada en esta región se correlaciona con la presencia del nivel freático a 13 m medido en el piezómetro profundo (PO2) ubicado a 2 m de donde se llevó a cabo el sondeo. Por lo tanto, la región 3 correspondería a la zona saturada que está ubicada en la Formación Tarango (del Arenal, 1985; BGS, 1998).

En la figura 22 se muestra la sección elaborada a partir del modelo geoelectrico y los datos recabados en campo en la parcela Rosi-Tere. El sondeo geofísico en esta parcela tuvo características de longitud y profundidad iguales a la TER de Cedros II. En la figura se pueden apreciar 3 regiones, las cuales presentan las siguientes características:

1. Región 1, de resistividad entre 7.8 y 11.3 Ohm-m. La región se localiza desde la superficie hasta una profundidad aproximada de 6.5 m. El que se observen tales valores de resistividad parece estar asociado a los efectos del riego, el cual se realizó un día anterior a la toma de datos en campo. El efecto que tiene el contenido de agua, la temperatura, la composición y arreglo de los constituyentes del suelo en la resistividad eléctrica ha sido documentado por diversos autores (Loke, 2004; Samooëlian et al. 2005) siendo el agua la que mayor influencia tiene en las características eléctricas del subsuelo. El hecho que se presenten valores de resistividad bajos en esta región y semejantes a los valores encontrados en la región 3 de la sección elaborada con datos de Cedros II, permite concluir que son producto de la saturación del suelo. Las barrenaciones hechas en campo permitieron conocer la profundidad real a la que se encuentra el suelo *sensu stricto* en la parcela Rosi-Tere siendo ésta de 40 a 70 cm. Analizando la imagen de resistividad se concluye entonces que el frente de humedad producido por el riego del día anterior avanzó 6.5 m.

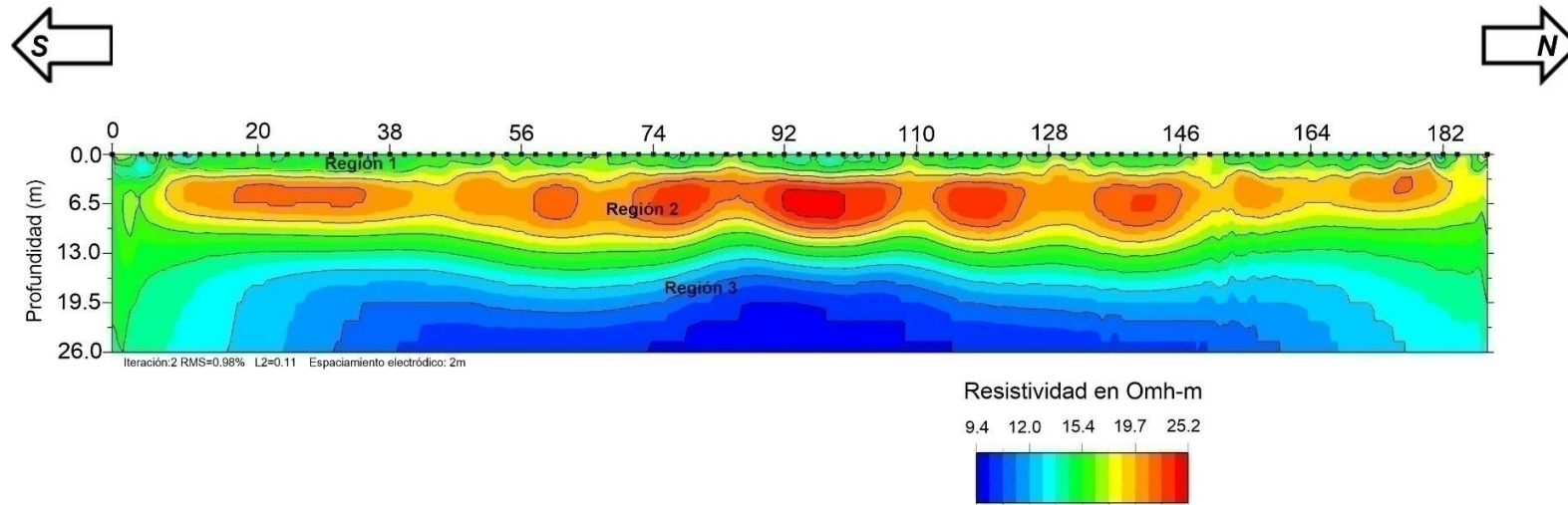


Figura 21. Imagen de resistividad por tomografía eléctrica realizada en la parcela Cedros II.

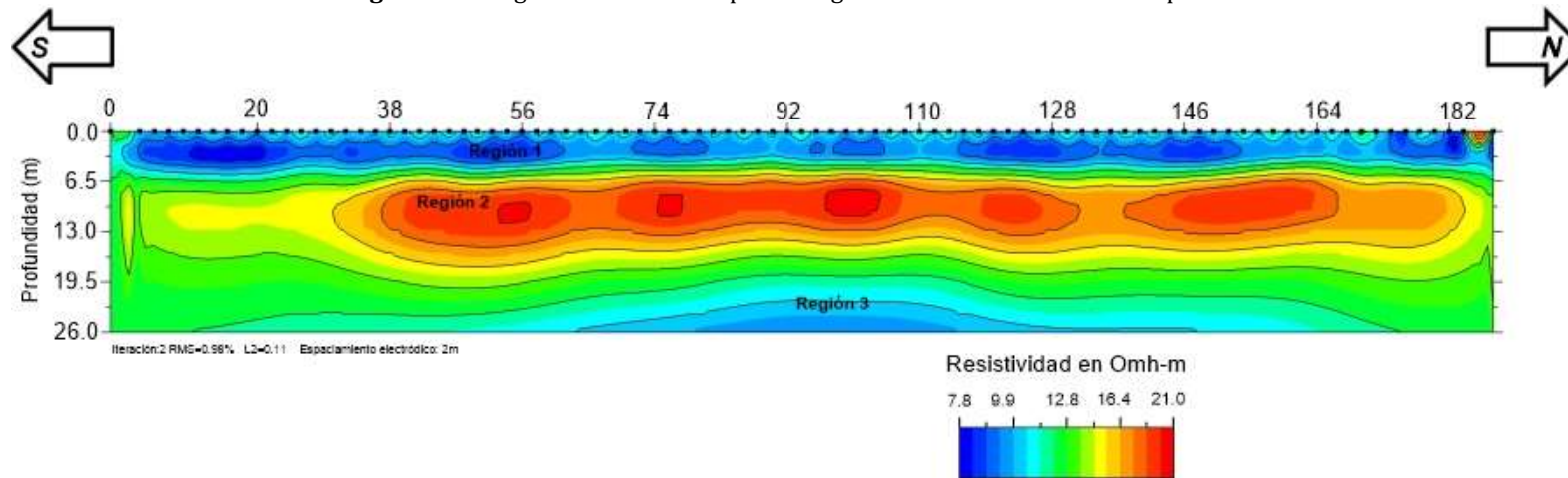


Figura 22. Imagen de resistividad por tomografía eléctrica realizada en la parcela Rosi-Tere.

1. Región 2, de resistividad entre 11.3 y 21 Ohm-m. Esta región, inicia a los 6.5 m y termina hasta los 16 m de profundidad constituyendo parte de la zona no saturada intermedia.
2. Región 3, de resistividades de 7.8 a 11.3 Ohm-m. Dicha región empieza a una profundidad aproximada de 19 m y se deduce que es la profundidad a la que empieza la zona saturada pues tiene valores de resistividad semejantes a los encontrados en la región 3 de la parcela Cedros II (figura 21).

En resumen, en las dos tomografías realizadas es posible identificar las tres regiones de interés de la zona crítica: el suelo, la zona no saturada intermedia y la zona saturada.

4.1.3. Caracterización del suelo

De las muestras extraídas en cada horizonte de las calicatas hechas en campo en las parcelas monitoreadas en los años 2012, 2013 y 2014, de las descripciones en campo y las evaluaciones edafocológicas así como de la instalación de piezómetros someros, destacan las siguientes características:

El suelo tiene un espesor que varía de 0.4 a 3.0 m en el piedemonte y presenta una mayor profundidad a la salida de agua de cada parcela. Éste tiene una textura arcillosa en el horizonte superficial, con más de 45% de arcilla (tabla 8) y los minerales arcillosos dominantes son las esmectitas (Siebe, 1994). La densidad aparente en el horizonte superficial es de 1.0 gr/cm³ y se incrementa con la profundidad hasta 1.4 gr/cm³. El horizonte C tiene una alta densidad aparente, mayor a 1.7 gr/cm³. El pH del suelo es alcalino (de 7.16 a 8.87), los contenidos del C orgánico y N total, en los primeros 30 cm de profundidad son altos (C, 1.95 a 3.02%; N, 0.24-0.34%) y la relación C/N varía entre 8 y 11.8.

El suelo presentó un horizonte mólico de color oscuro (por su elevado contenido de materia orgánica), de buena estructura, una porosidad superior al 55% y una alta saturación de bases. Los suelos fueron clasificados como Phaeozems de acuerdo a la clasificación de la WRB (IUSS, 2006). En campo se pudo observar la presencia de grietas de 1 cm o más cuando el suelo se encontraba seco, lo anterior siendo producto de la contracción de las arcillas por la pérdida de agua. Cuando el suelo está húmedo dichas arcillas se expanden y debido a los constantes periodos de desecación-humedecimiento producidos por los riegos en la zona, se encontró la presencia de facetas de fricción-presión (*slickensides*) en algunos perfiles de suelo estudiados. Debido a lo anterior, se le confiere a dicho suelo el término de *vértico* como categoría inferior, mientras que al suelo de los perfiles en donde dichas facetas no fueron tan evidentes, se le asignó la categoría de *háptico*. Las raíces pueden penetrar el suelo sin limitaciones físicas o químicas en todos los horizontes hasta encontrar la primera capa de materiales volcánicos de la Formación Tarango. La profundidad de las raíces varió de 40 a 130 cm.

Tabla 8. Propiedades físicas y químicas de los horizontes del suelo de cada una de las parcelas estudiadas.

Año de monitoreo	Profundidad (cm)	pH en agua (1:2.5)	C (%)	N (%)	Distribución tamaño de partícula (%)			Densidad aparente (gr/ cm ³)
					Arcilla	Limo	Arena	
2012	0-38	7.16	2.33	0.22	46.2	50	3.9	1
	38-60	7.94	0.94	0.09	40.4	54.3	5.3	1
	60-82	8.02	0.59	0.05	32	48.5	19.6	1.3
	82-98	7.84	0.8	0.07	29.6	50.9	19.5	1.4
	98-106	7.7	0.66	0.07	25.4	49.1	25.5	1.3
2013	0/20-17/25	7.24	3.2	0.34	47.4	45.5	7.2	1
	17/25-45/50	8.08	1.61	0.16	42	44.7	13.3	1.1
	45/50-90/99	8.13	1.08	0.11	38.4	41.6	20.1	1.2
	90/99-130	8.32	0.84	0.08	36	44.7	19.3	1.1
	130-165	8.67	0.4	0.05	30.4	47.1	22.5	1.2
2014	0-30	8.25	1.95	0.24	47.7	35.1	17.1	0.9
	30-40	8.62	0.93	0.11	49.6	40.5	10	1
	40-55	8.87	0.88	0.09	23.6	55.8	20.6	1.1

4.1.4. Caracterización de la zona no saturada intermedia.

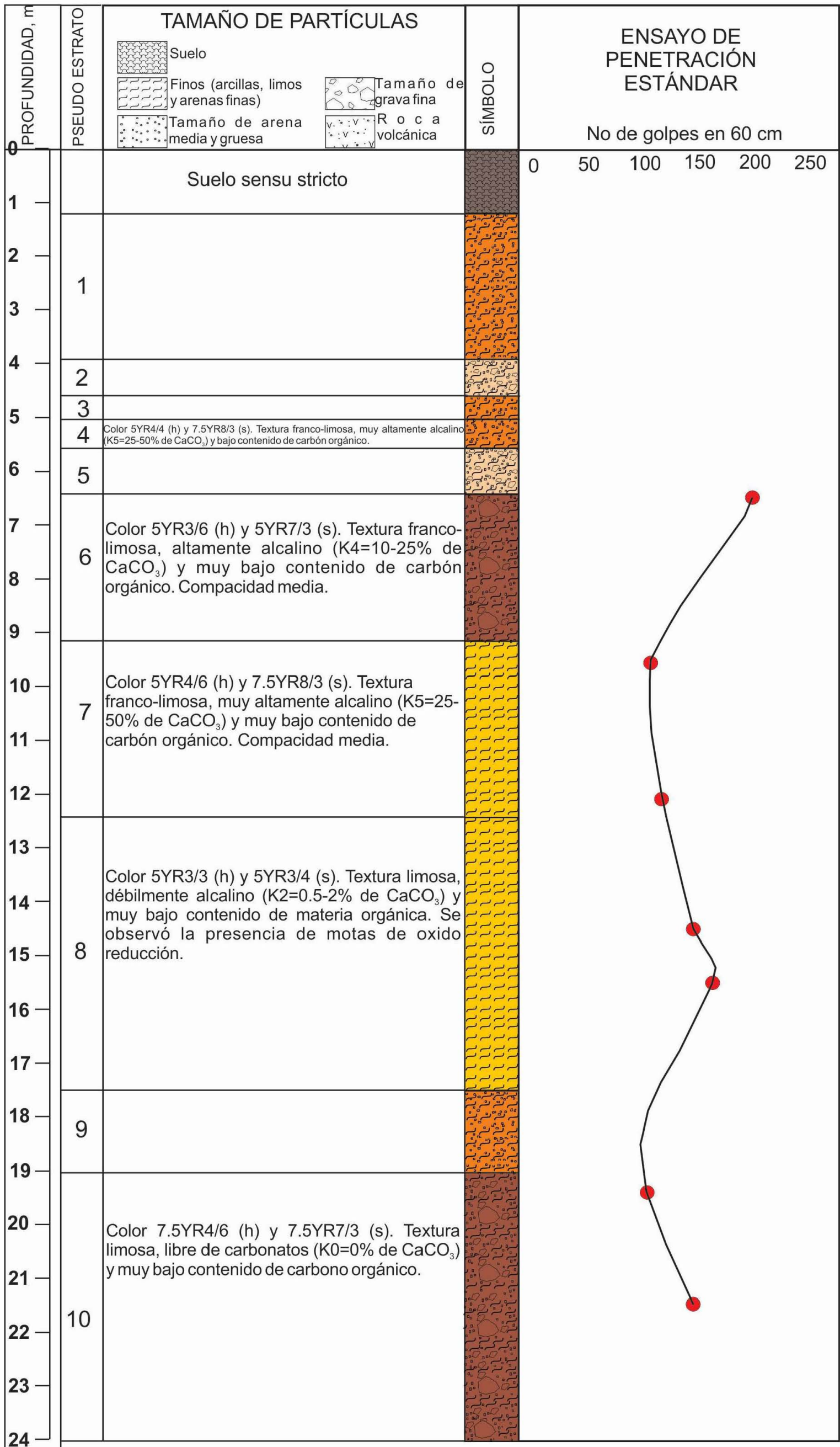
El análisis de muestras *in situ* y en el laboratorio de los materiales extraídos durante la perforación de los piezómetros profundos (PO2 y PO3, figura 12-1) permitió llevar a cabo una caracterización de las propiedades de la zona no saturada intermedia. Adicionalmente, el análisis en campo del sitio control que no ha sido regado con agua residual denominado PNI (figura 12-1) permitió determinar características de los pseudo-estratos identificados durante la perforación bajo condiciones inalteradas. Sin embargo, cabe mencionar que no fue posible realizar la descripción completa del PNI debido a su difícil acceso. La localización de los 3 puntos antes mencionados es la siguiente: el punto denominado PNI se localiza en la parte alta del piedemonte (2,096 ms.n.m.), el punto PO3 (2,093 ms.n.m.) se encuentra 2.4 m aguas abajo de PNI y el punto PO2 (2,076 ms.n.m.) se ubica en la parte baja del piedemonte, 19.7 m aguas abajo de PNI.

Durante la perforación del PO3 (coordenadas UTM 478,335.540 m E, 2, 225,422.973 m N) se realizaron un total de 21 pruebas de penetración estándar cada 2 a 3 m hasta una profundidad de 38 m. Mientras que en la perforación del PO2 (coordenadas UTM 477,301.953 m E, 2,225,318.180 m N) se realizaron en total 7 pruebas de penetración normal a los 5, 8, 10, 13, 14, 17 y 20 m terminando la perforación a una profundidad de 24 m. Por ser el PO3 el que contó con un mayor número de ensayos de penetración normal y por ende, del cual se obtuvieron mayor número de muestras para su análisis, se decidió tomar este sitio como punto de partida para correlacionar los pseudo-estratos identificados con los del PO2 y con los del PNI. Lo anterior debido a que se

trata de una secuencia vulcano sedimentaria por lo que se asume un comportamiento estratificado de los materiales que la componen.

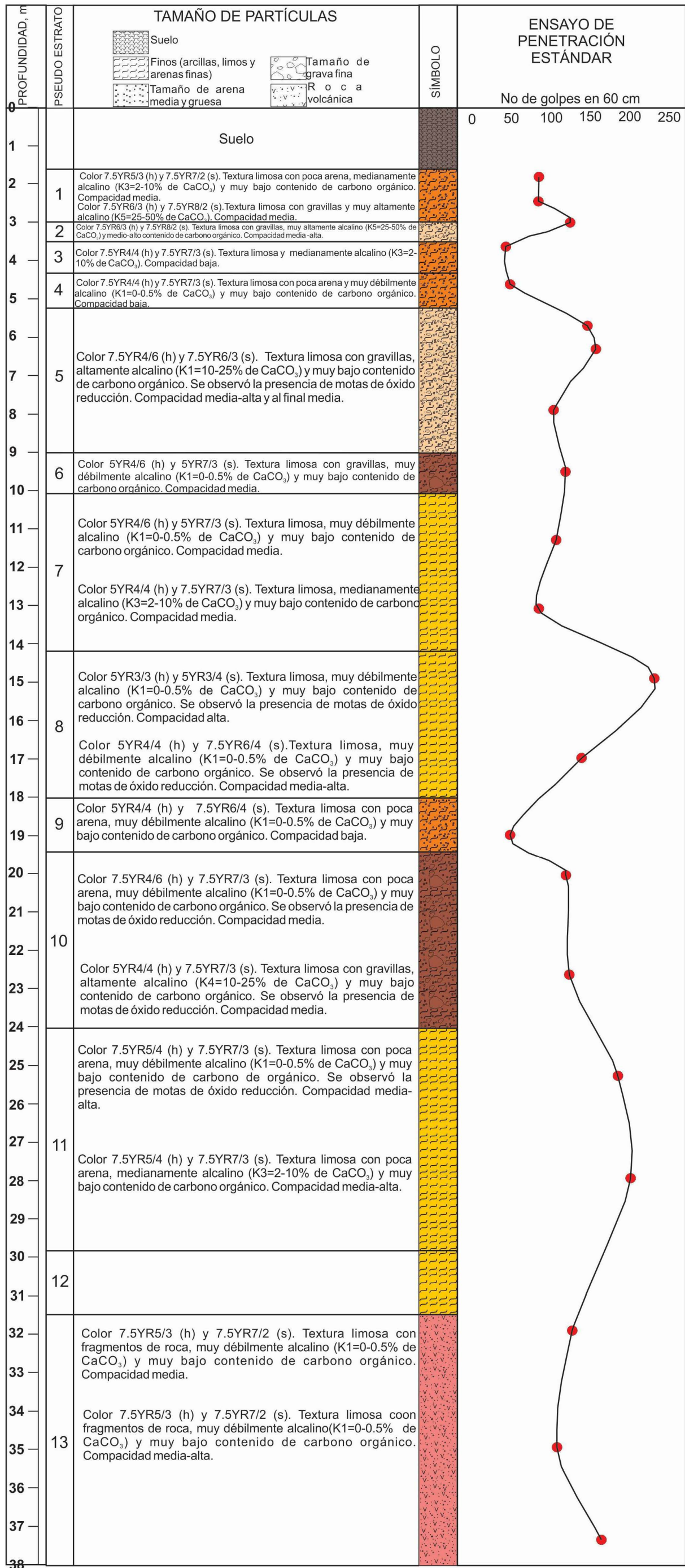
Con base en las pruebas de penetración normal y al análisis *in situ* de los materiales extraídos (color, textura y contenido de carbonatos) se identificaron 13 pseudo-estratos en el P03 (figura 24). En base a los parámetros anteriores y correlacionando con el P03, en el P02 (figura 23) se identificaron un total de 10 pseudo-estratos. En el PNI (figura 25), en base a las observaciones hechas en campo, se identificaron 12 pseudo-estratos llegándose a una profundidad de 30 m. Respecto a este último punto, cabe señalar que se pudo llevar a cabo una descripción detallada solo hasta una profundidad de 9.5 m, mientras que en los 20.5 m restantes, debido al difícil acceso a mayor profundidad en el perfil, solo fue posible tomar muestras y obtener datos de textura, contenido de carbonatos y dureza.

En las figura 23, figura 24 y figura 25 se presentan los cortes litológicos del P02, P03 y PNI respectivamente. En los dos primeros se puede observar del lado izquierdo el número de pseudo pseudo-estratos junto con la descripción de los resultados de las observaciones in situ y de laboratorio hechas a las muestras extraídas. En el caso del perfil litológico del P02 y P03 se presentan del lado derecho los resultados de los ensayos de penetración normal.



Fin de sondeo 24.3

Figura 23. Corte litológico del piezómetro profundo 2 (P02).



Fin de sondeo 38 m

Figura 24. Corte litológico del piezómetro profundo 3 (P03).

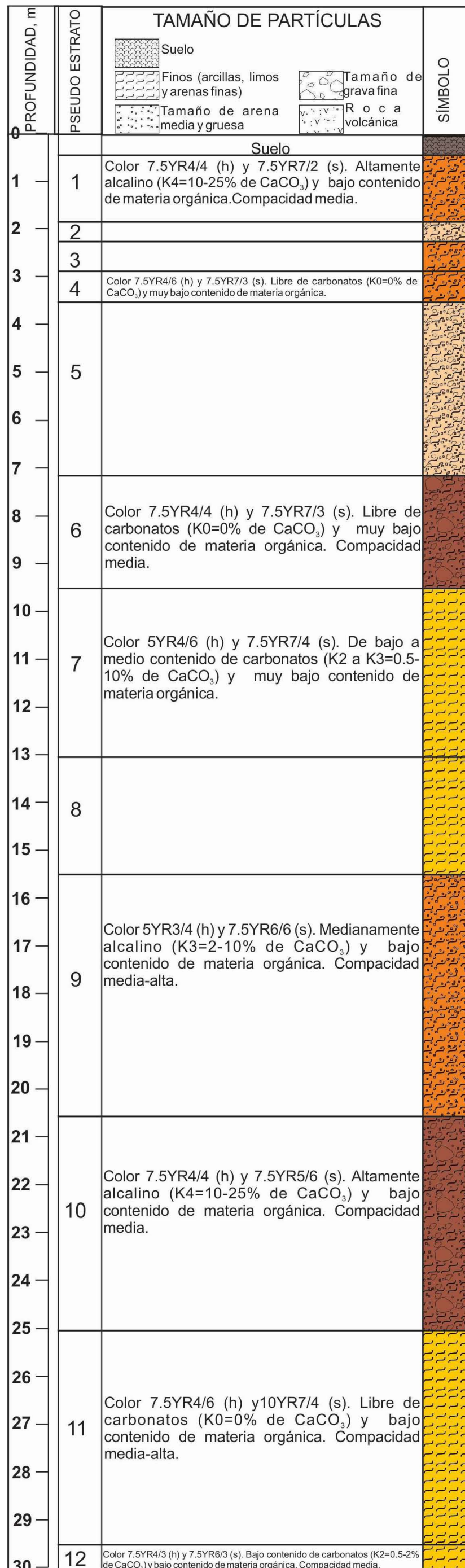


Figura 25. Corte litológico del perfil no irrigado (PNI).

Una vez que se correlacionaron los pseudo-estratos y se pudieron homologar los tres cortes litológicos ya mostrados fue posible dar nombre a los pseudo-estratos que si se pudieron describir a detalle in situ en el PNI (figura 26). De dicha descripción se destaca lo siguiente:



Figura 26. Perfil no irrigado del sitio (PNI).

1. El pseudo-estrato 1 (0.4-1.8 m de profundidad) se encuentra intemperizado, presenta fallas verticales y limo con bajo contenido de arenas finas. Ocasionalmente se observan fragmentos líticos sub-redondeados con esfericidad media de 4.5 a 12 cm de diámetro, de color pardo rojizo con textura de grano fino (figura 27) y matriz microcristalina presentando minerales de cuarzo anhedral (menores a 0.5mm de diámetro).



Figura 27. Imágenes de líticos presentes en el pseudo-estrato 1 del piedemonte de Tlahuelilpan, Hidalgo.

2. El pseudo-estrato 4 (3.0 a 3.4 m de profundidad) presenta fallas horizontales rellenas de carbonato de calcio y se aprecian gravillas en una matriz de tamaño de limo y arena fina (figura 28). Se aprecian fragmentos de roca ígnea de color gris oscuro y pardo rojizo de 2 a 10 cm de diámetro, estos fragmentos hacia la base son de litología variada. Es muy probable que se traten de depósitos de caída ya que presentan gradación normal pues los depósitos de mayor tamaño se depositan al fondo y constituyen del 60 al 80%.



Figura 28. Gravillas de 0.5 a 1 cm de diámetro en una matriz de limos y arenas del pseudo-estrato 4 descrito en el corte litológico del PNI.

3. En el pseudo-estrato 6 (7.2 a 9.5 m de profundidad) se presentan fragmentos de roca ígnea de tamaño de 0.2 a 0.8 mm de diámetro color gris oscuro y pardo rojizo con textura de grano fino de probable composición andesítica (figura 29). Se observan cristales de grano fino de cuarzo y microfracturamiento. Se encontraron carbonatos de manera irregular principalmente al final del pseudo-estrato.



Figura 29. Gravillas de 0.2 a 0.8 mm de diámetro presentes en el pseudo-estrato 6.

4. El pseudo-estrato 8 (13.0 a 15.5 m de profundidad) es el de más alta compactación (de media a alta) en el piedemonte (figura 23 y figura 24). En éste se encontraron motas de óxido reducción en la muestra extraída (figura 30). Lo anterior se podría explicar debido a la utilización del agua residual para riego en la zona de estudio desde hace más de 100 y también a la baja conductividad hidráulica del pseudo-estrato por estar compactado favoreciendo de este modo, la existencia de condiciones reductoras.



Figura 30. Fotografía de una sección de barrena que muestra las motas redox encontradas en el material extraído del pseudo-estrato con media a alta compactación.

4.1.5. Características del piedemonte: Estratificación

Con los resultados generados del levantamiento geofísico, la caracterización de los pseudo-estratos durante la perforación, el análisis de las muestras extraídas durante la perforación, la caracterización de los suelos de 3 parcelas localizadas en diferente posición del paisaje a lo largo del piedemonte durante los monitoreos realizados en los años 2012, 2013 y 2014, la identificación de la profundidad del suelo en la instalación de los piezómetros someros y caracterización de los estratos del perfil no irrigado, es posible describir de la estratificación del piedemonte.

La región 1 corresponde al suelo del piedemonte el cual se encuentra a una profundidad de 0.4 a 3.0 m. Como ya se mencionó, la profundidad del suelo por lo general es mayor en la parte baja de parcela por donde sale el agua debido a la modificación del terreno que han hecho los agricultores para poder llevar a cabo el riego por gravedad.

Se encontró que el suelo de la zona crítica corresponde a un Phaeozem vértico o háplico según el sistema de clasificación de la WRB (IUSS, 2007). Se trata de un suelo expansivo y las arcillas, que varían de 35 a 50% a lo largo del piedemonte, son catalogadas como de alta plasticidad (límite líquido de 70%, límite plástico de 32% e índice de plasticidad de 38%) de acuerdo al sistema de clasificación de la USCS (AMSTM D-2487). El suelo presenta una humedad a capacidad de campo superior al 30% y porosidad superior al 55%.

La infiltración suele ser rápida al inicio del riego debido a la presencia de grietas cuando el suelo está seco. En otras palabras, existe un predominio de la macroporosidad respecto a la microporosidad debido a la formación de grietas cuando el suelo se seca (Hillel, 1998). El rango de conductividades hidráulicas medidas en la superficie del suelo con el permeámetro de Guelph varió de 0.1 a 8 cm/h. Dichos valores se clasifican por la SCS-USDA (1983) como conductividades hidráulicas de moderadamente baja a alta. Los valores bajos encontrados de conductividad hidráulica en el suelo están acordes a las encontradas típicamente en suelos de textura franco arcillo limoso (0.15 cm/h) y franco arcilloso (0.23 cm/h), siendo éstas últimas las encontradas al tacto en las parcelas estudiadas. Sin embargo, los valores altos encontrados pudiesen estar relacionados con las grietas presentes antes del riego y la distribución no uniforme del contenido de humedad en el suelo de la parcela, así como por la presencia de raíces de plantas y otros bioporos.

La región 2, corresponde a la zona no saturada intermedia del piedemonte. Se observó en campo que la zona no saturada intermedia está constituida por materiales volcánicos estratificados de conductividad hidráulica (tepetate) variable y de espesor no uniforme que inclinan en promedio unos 2° al sur-este. Dichos sedimentos están conformados por pseudo-estratos de flujos de lodo (lahares) y otros materiales piroclásticos así como material coluvial y aluvial conocidos como formación Tarango (Lesser-Carrillo et al. 2011).

Se identificaron 13 pseudo-estratos bien definidos hasta una profundidad de 38 metros con marcadas diferencias en la descripción *in situ*. Por ejemplo, se observaron colores en húmedo tales como pardo rojizo oscuro, pardo rojizo, rojo amarillento, pardo a pardo oscuro, pardo fuerte, café rojizo oscuro y pardo claro (5YR 3/3, 5YR4/4, 5YR4/6, 7.5YR4/4, 7.5YR4/6, 7.5YR5/3 y 7.5YR6/3). La textura de los materiales extraídos se pueden agrupar en 4 grupos: limosa, limosa con poca arena, limosa con gravillas y al final de la perforación se encontró una textura limosa con fragmentos de roca, la matriz limosa fue débilmente plástica y débilmente pegajosa. Lo anterior coincide con el análisis granulométrico hecho a los materiales donde se observó un predominio de partículas finas además de fragmentos de grava. Los resultados del ensayo de penetración normal arrojaron resultados de compacidad desde baja, media, media a alta y alta permitiendo una diferenciación entre los diferentes pseudo-estratos.

En lo que respecta a la presencia de carbonatos, se observa una mayor presencia de carbonatos en los pseudo-estratos profundos del PO2 que en el PO3 (figura 23 y figura 24). Lo anterior probablemente debido a que el PO2 se encuentra ubicado al final de la zona de estudio justo en la parte media del piedemonte y ahí existe una mayor recarga por el riego con agua residual. Lo anterior confirma la precipitación secundaria de carbonatos los cuales es muy probable provengan del agua residual. El CaCO_3 en los pseudo-estratos del PO2 se encuentra por encima de los 13 m de profundidad, lo cual coincide con la profundidad del nivel estático pudiéndose producir la disolución de estos por el agua subterránea explicando de este modo la ausencia de carbonatos en pseudo-estratos más profundos. Los carbonatos en el PO3 se encuentran principalmente en el pseudo-estrato 2 y 3 (25-50% de CaCO_3), al encontrarse el PO3 fuera de una parcela y justo al lado del canal principal de riego, (con un desnivel de 2.5 m entre el PO3 y el canal) su presencia podría deberse a la infiltración horizontal del agua residual. Por otro lado, la presencia de carbonatos en el PNI, el PO2 y el PO3 podría deberse también a la alteración de minerales primarios (plagioclasas, piroxenos y anfíboles).

Se encontraron en muestras tomadas a diferente profundidad del PO2, PO3 y PNI minerales de cuarzo, plagioclasas y micas principalmente y en menor proporción anfíboles y piroxenos, así como óxidos y arcillas producto de la alteración de minerales primarios. La presencia de estos minerales es consistente con la litología descrita en el modelo geológico, ya que son minerales que comúnmente se encuentran presentes en materiales vulcano sedimentarios y rocas volcánicas del tipo andesitas y basaltos, descritas por distintos autores en la zona de estudio (del Arenal, 1985; Lesser-Carrillo et al. 2011; Cervantes-Medel y Armienta, 2004).

Por otro lado, las pruebas de bombeo realizadas en los piezómetros someros instalados a la profundidad del tepetate en la zona no saturada intermedia, para ser más exactos en el segundo pseudo-estrato, permitió conocer la conductividad hidráulica del mismo siendo ésta de 0.7 a 1.1 cm/h clasificándose como un material de muy baja conductividad hidráulica (SCS-USDA, 1983). Las conductividades hidráulicas entran en el rango de materiales cuya textura es franco limoso a franco (0.68-1.32

cm/h; Flores y Alcalá, 2010). Lo anterior coincide con las determinaciones realizadas de textura al tacto cuando se instalaron dichos piezómetros someros.

Comparando estos resultados con los valores obtenidos de K_s en el suelo superficial de la parcela donde se encuentran dichos piezómetros con un infiltrómetro de Guelph (0.1 a 8 cm/h), se observa que los valores de K_s del tepetate son menores. De este modo se explica la formación de un flujo lateral subsuperficial: el tepetate al ser de más baja conductividad hidráulica que el suelo que le sobreyace, provoca la creación de un flujo lateral subsuperficial por encima de éste.

Finalmente, la región 3 corresponde, como ya se mencionó, a la zona saturada cuya formación es producto de los retornos de riego y de la pérdida de agua de los canales principales y secundarios de distribución (del Arenal, 1985). Se pudo verificar que en efecto, la zona de bajas resistividades encontradas a profundidad en las imágenes de resistividad en ambas parcelas corresponde a la zona saturada, pues durante el sondeo en la parcela Cedros II se midió el nivel estático en el PO2 resultando ser de 13 m. De este modo, se pudo asumir que para la parcela Rosi-Tere se encuentra de 16 a 19 m el inicio de la zona saturada. De las mediciones de niveles estáticos realizadas en el aprovechamiento llamado Noria Rancho, que se encuentra justo en el centro de la zona de estudio (coordenadas UTM 477,592.31 m E, 2, 225,478.94 m N), resultaron ser de 21 a 22 m de profundidad. Por lo que, mientras más lejos de la zona alta del piedemonte, el nivel freático se encontrará más superficial. La conductividad hidráulica determinada por Slug test en la zona saturada es de 3.2 cm/h (0.76 m/d) y se clasifica geológicamente a los materiales que albergan a la zona saturada como arenas finas o con mezcla de limos e hidrogeológicamente es clasificado como un acuífero pobre (Custodio y Llamas, 2001). El resultado de conductividad hidráulica encontrado es consistente con estudios semejantes realizados en la zona (BGS, 1985).

La figura 31 es el resultado del análisis y de la correlación de los cortes litológicos construidos a partir de la información recopilada en campo y en laboratorio. En la figura se muestra el corte AB construido a partir de los cortes litológicos del PO2 y PO3. Los signos de interrogación son utilizados para indicar que la profundidad de los contactos son inferidos debido a la falta de datos hasta esa profundidad.

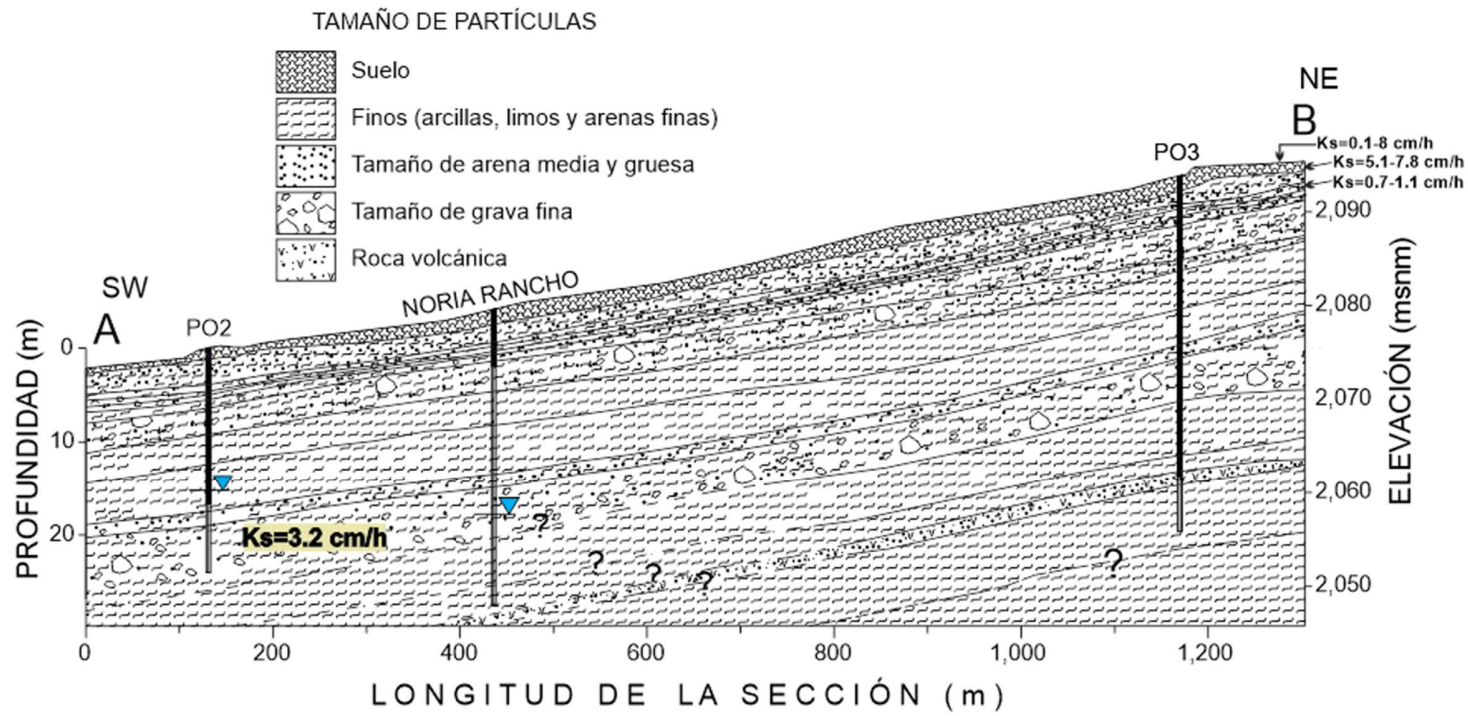


Figura 31. Sección A-B, (suroeste-noreste, viendo al noroeste) que muestra los pseudo-estratos identificados en el piedemonte de la zona de estudio. La Noria Rancho se encuentra proyectada hacia la línea de sección.

4.2 Dinámica del agua

4.2.1. Monitoreo del flujo lateral subsuperficial a escala piedemonte

Los piezómetros someros instalados a la salida del agua superficial de las parcelas en el piedemonte fueron utilizados verificar si el flujo lateral subsuperficial se formaba a escala piedemonte, y no solo a escala parcela. Para cumplir lo anterior, se monitorearon diversos riegos verificando la ocurrencia del flujo en piezómetros ubicados en parcelas vecinas a donde se estaba llevando a cabo el riego. A continuación se resumen las observaciones con base en la figura 32:

1. El día 29 de mayo del año 2012 se regó la parcela de la figura 32a. Los piezómetros instalados en dicha parcela respondieron al riego 6 horas después de haber iniciado y alcanzaron el nivel máximo de agua dentro de ellos a las 10 horas. El flujo lateral subsuperficial se infiltró 3 días después del riego. El monitoreo paralelo de los demás piezómetros someros de la zona de estudio, permitió identificar que no hubo influencia debido al riego de la parcela a).
2. El día 31 de mayo se regó la parcela de la figura 32b. En el monitoreo de los piezómetros del área de estudio, no se manifestó una influencia en la lámina de agua producto del riego de dicha parcela.
3. El día 4 de junio se regó la parcela de la figura 32c. Los piezómetros en dicha parcela respondieron al riego 6 horas después de haber iniciado éste y alcanzó el nivel máximo de lámina de agua 8 horas después. La infiltración del flujo lateral subsuperficial se llevó a cabo por completo 3 días después del riego y tampoco se evidenció una influencia en piezómetros de otras parcelas.
4. El día 9 de junio se regó la parcela de la figura 32d. Los piezómetros respondieron al riego 9 horas después de haber iniciado éste y el nivel máximo de agua se alcanzó a las 12 horas. Cuatro días después la lámina de agua se infiltró por completo y no se registró influencia de dicho riego en piezómetros de parcelas contiguas.
5. El día 10 de junio se regó la parcela de la figura 32e y no se observó un efecto en los niveles de agua de piezómetros de parcelas vecinas. El mismo día, se regó la parcela f) y tampoco se observó un efecto en piezómetros de parcelas vecinas.
6. En todas las fechas en que se realizó el monitoreo, se observó que los piezómetros PS-S(1) y PS-T(1) localizados en la parcela g) en amarillo en la figura 32f, presentaron una lámina de agua todo el tiempo realizándose o no riego en la parcela donde están instalados. Lo anterior se atribuye a la infiltración del agua residual que fluye a través del canal principal Tlamaco Juandhó.

De las observaciones hechas hasta ahora, no fue posible determinar si el flujo lateral subsuperficial ocurre a escala piedemonte cuando existe el riego en la zona de estudio. Dos razones probables pueden explicar lo anterior:

1. Los piezómetros están mal ubicados y tal vez el flujo dentro del área no obedece a lo observado a escala parcela. En otras palabras, es posible que no en

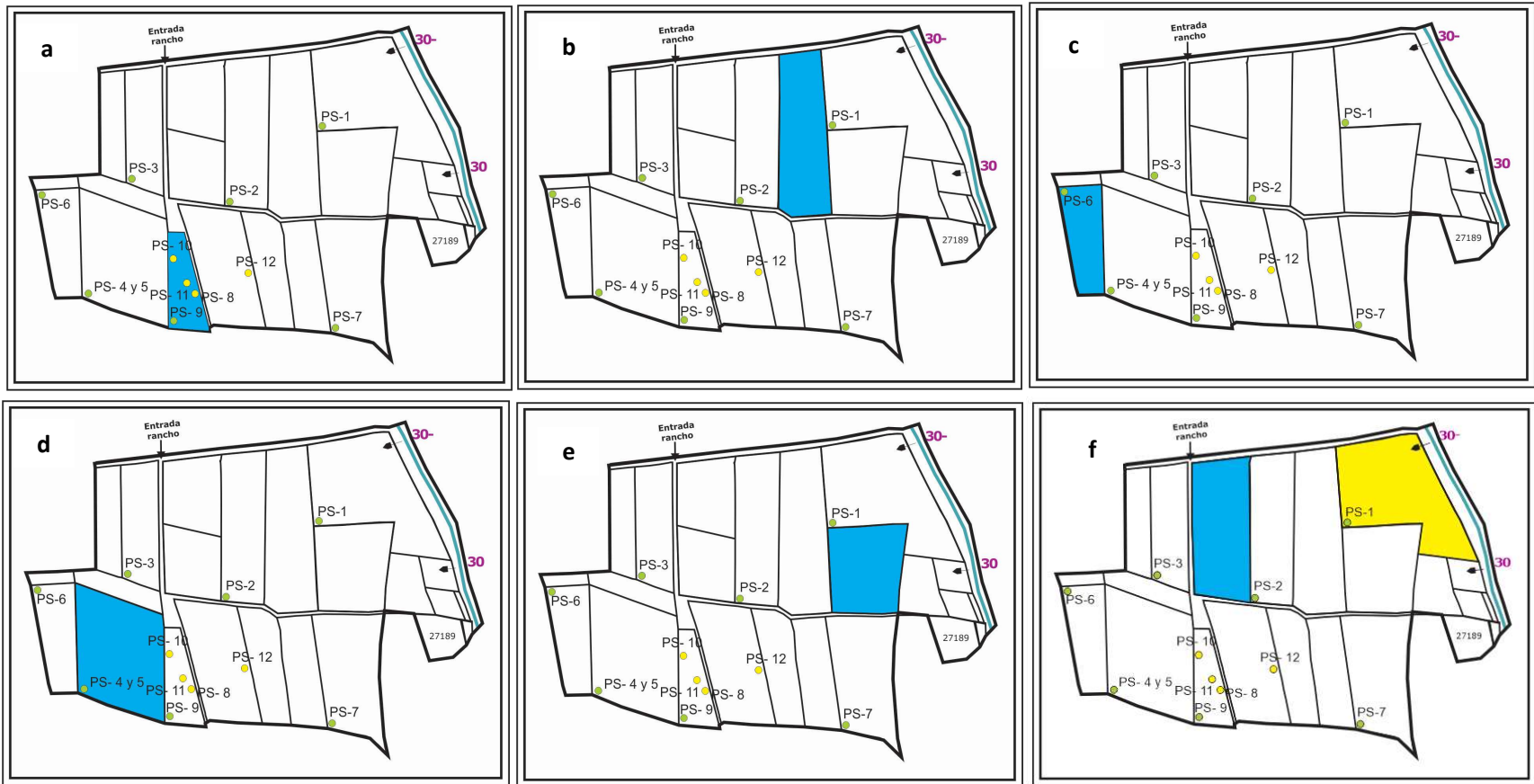


Figura 32. Monitoreo de niveles de agua en piezómetros someros durante distintos eventos de riego en la zona de estudio. En azul la parcela regada.

- todas las parcelas se encuentre el tepetate a mayor profundidad a las salidas de agua superficial, o;
2. Que el volumen de agua aplicado en el riego de una parcela, es suficiente únicamente para la creación de dicho flujo lateral subsuperficial solamente a escala parcela, formándose acuíferos colgados momentáneos después de un evento de riego.

4.2.2. Flujo de agua en la zona saturada

Se seleccionaron aprovechamientos hídricos (figura 33), principalmente norias, que pertenecen al acuífero somero, cuatro de ellas localizadas fuera de la zona de estudio con el objetivo de tener una visión más general del comportamiento y de la dirección del flujo subterráneo de la unidad hidrogeológica de interés, es decir considerando aprovechamientos que en teoría pudiesen pertenecer a zona de recarga, intermedia y de descarga (manantial Cerro Colorado). Las características de los sitios antes mencionados se presentan en la tabla 9.



Figura 33. Ubicación de puntos de la red de monitoreo de flujo de agua subterránea y líneas de sección realizadas en la zona de estudio.

Tabla 9. Puntos de la red de monitoreo.

No.	ID	Clave asignada	Este	Norte	Elevación del terreno (ms.n.m)	Profundidad (m)
1	Piezómetro profundo 2	PO2	477,301.95	2,225,318.18	2,076.314	24.0
2	Piezómetro profundo 3	PO3	478,335.54	2,225,422.97	2,093.834	38.0
3	Noria Rancho	NORIA RANCHO	477,592.31	2,225,478.94	2,079.414	31.5
4	Noria Casa	NC	475,920.00	2,226,080.00	2,055.528	22.1
5	Noria Don Carlos	NDC	476,240.22	2,226,571.39	2,062.000	9.31
6	Noria 1	NMI	475,974.79	2,226,097.75	2,075.000	16.03
7	Noria 2	NSI	476,687.31	2,224,837.07	2,060.117	45.50
8	Manantial	Manantial	472,583.00	2,224,817.00	2,035.000	NA

NA= No aplica

En la figura 34 se presenta la gráfica de carga hidráulica versus fecha de monitoreo del PO2 y la noria rancho. Partiendo de la consideración teórica de que en dos pozos o piezómetros cercanos perforados a diferente profundidad, la carga hidráulica será mayor en el piezómetro más somero que en el más profundo. Lo anterior debido a que comparaciones de este tipo dan cuenta de la componente vertical del flujo subterráneo, presentándose una componente vertical descendente en las áreas de recarga. Tal condición se ve reflejada en la figura antes mencionada, en donde se observa una carga hidráulica mayor en el PO2 (nivel estático de 13 m y profundidad de 24 m) respecto a la noria rancho (nivel estático de 21.7 m y profundidad de 31.5 m). Con lo anterior, queda confirmado que el sitio de monitoreo está montado en una zona de recarga influenciada por los retornos de riego que tienen lugar en la zona, tal y como lo señala del Arenal (1985) y el BGS (1998).

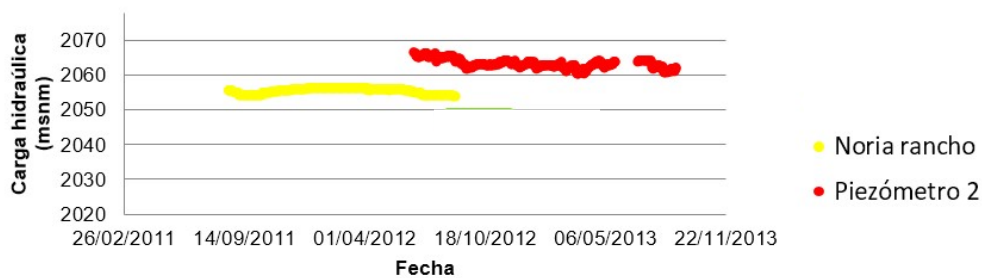


Figura 34. Carga hidráulica vs tiempo donde se ejemplifican flujos descendentes en la zona de estudio entre los dos puntos mostrados.

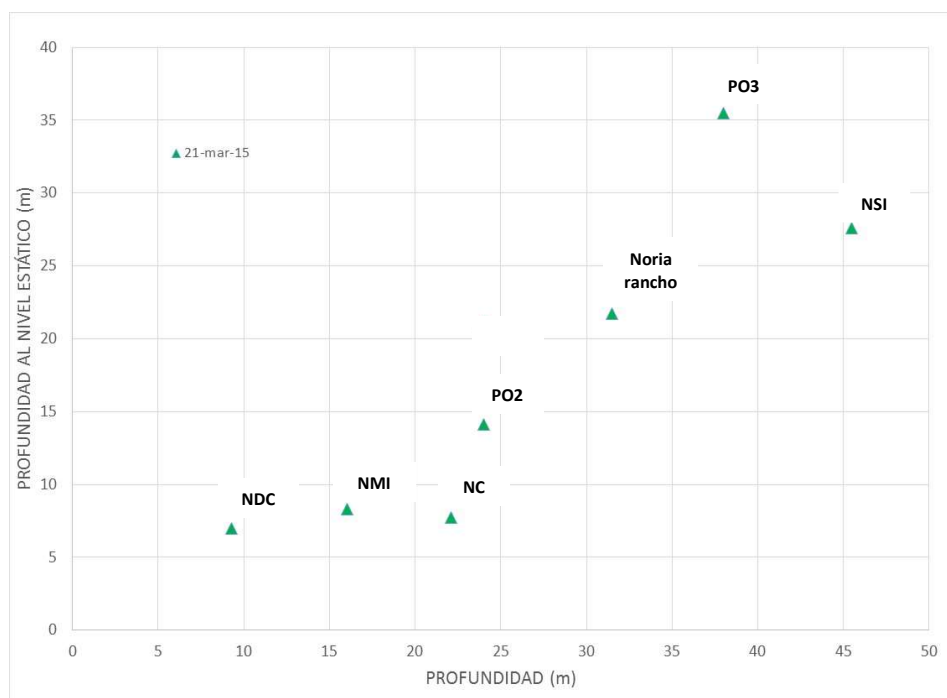


Figura 35. Gráfica de nivel estático (medidos el 21 de Marzo de 2015) vs profundidad de los sitios que se utilizaron en la red de monitoreo. NC=Noria casa, NMI=Noria 1, NDC=Noria Don Carlos, NSI=Noria 2.

La profundidad del nivel estático medido el 21 de Marzo de 2015 en el eje de las ordenadas y la profundidad total de los sitios monitoreados en el eje de las abscisas se muestra en la figura 35. Se observa que las norias NMI, NC y CDC

presentan un flujo principalmente horizontal. Es decir, no se aprecia un ascenso o descenso abrupto del nivel estático con respecto a la profundidad total de las norias por lo que se considera que están una zona de transición o intermedia (Freeze y Cherry, 1979). Por último, como es de esperarse el manantial Cerro Colorado presenta condiciones de carga hidráulica inferiores y un flujo por lo tanto ascendente característico de las zonas de descarga (Hubbert, 1940; Toth, 1963).

4.2.3. Fuentes de recarga a la zona saturada

1. *Recarga por la precipitación*

En la figura 36 se presentan las gráficas de columna de agua y precipitación en el eje de las ordenadas versus la fecha de toma de datos en el eje de las abscisas, de los puntos que conforman la red de monitoreo en la zona de estudio. Si bien es cierto que no se apreciará un cambio inmediato en los niveles piezométricos después de un evento de lluvia, en el caso de nuestros datos no se observa de manera evidente que exista relación entre los eventos de lluvia y un cambio en el nivel piezométrico en el periodo de tiempo en el cual se han tomado los datos. Por lo anterior, la precipitación es, aparentemente, la fuente de recarga que menor influencia tiene en la elevación de la columna de agua en el piedemonte estudiado.

1. *Recarga procedente del riego*

Las láminas de riego aplicadas a las parcelas, definidas como el volumen de agua residual aplicado dividido por la superficie de la parcela, que se monitorearon en 2012 y 2013 fueron similares (0.25 mm-0.26 mm), mientras que la irrigación del campo monitoreado en 2014 fue menor (0.15 m); (tabla 10). Entre el 8 y 28% del agua de irrigación salió de la parcela como escorrentía superficial (volumen que entró menos el volumen que salió), mientras que de 49 al 79% fue retenida en el suelo (contenido de humedad medido a diferentes profundidades 24 horas después del riego), obteniéndose una eficiencia de riego del 49 al 79%. Entre el 0.01 y 0.15% del agua de irrigación sale del campo por flujo lateral subsuperficial (altura del nivel de agua en piezómetros someros medidos durante y después del riego hasta que el flujo paro) y de 13% a 22% por percolación profunda (volumen que entró a la parcela menos el agua que salió de ésta, el flujo lateral subsuperficial y el agua retenida en el suelo). Multiplicando estos volúmenes con el número de irrigaciones que cada campo recibe por año (n=11) se estima una recarga a la unidad acuífera de 2,414 a 8,593 m³/ha cada año. Dicha recarga equivale, extrapolando a las hectáreas de la zona de estudio (62.135 ha), a 1.35×10^5 m³/año utilizando una lámina de agua de 0.15 m. La eficiencia de riego mejora hasta casi un 80% cuando se aplican láminas de riego de 0.15 m a diferencia de cuando se aplican láminas de 0.26 m (59% de eficiencia), siendo la primer lámina una opción más viable para mejorar el uso del agua en la zona. Esto se debe a que el volumen de agua que se aplica en el riego, es más grande que el volumen de agua necesario para satisfacer el déficit hídrico del suelo.

La evapotranspiración, estimada por el método propuesto por Hargreaves (1985), resultó ser menor de 0.8 mm durante el periodo de irrigación en las parcela monitoreadas (el cual dura de 4 a 6 horas) y fue por lo tanto despreciada en el balance.

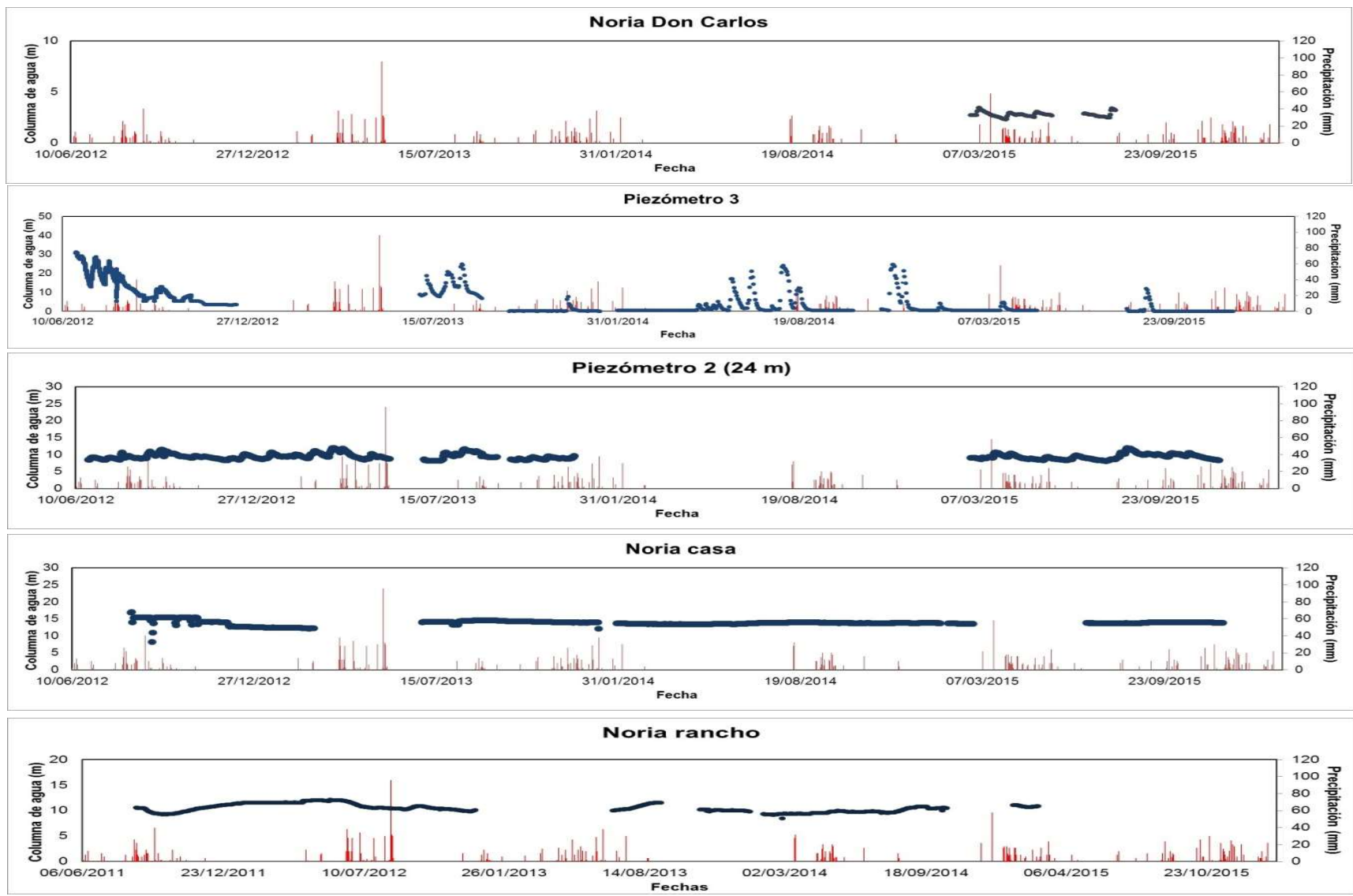


Figura 36. Gráficas de precipitación mensual (barras en rojo) correlacionadas con el nivel de la columna de agua (círculos en azul).

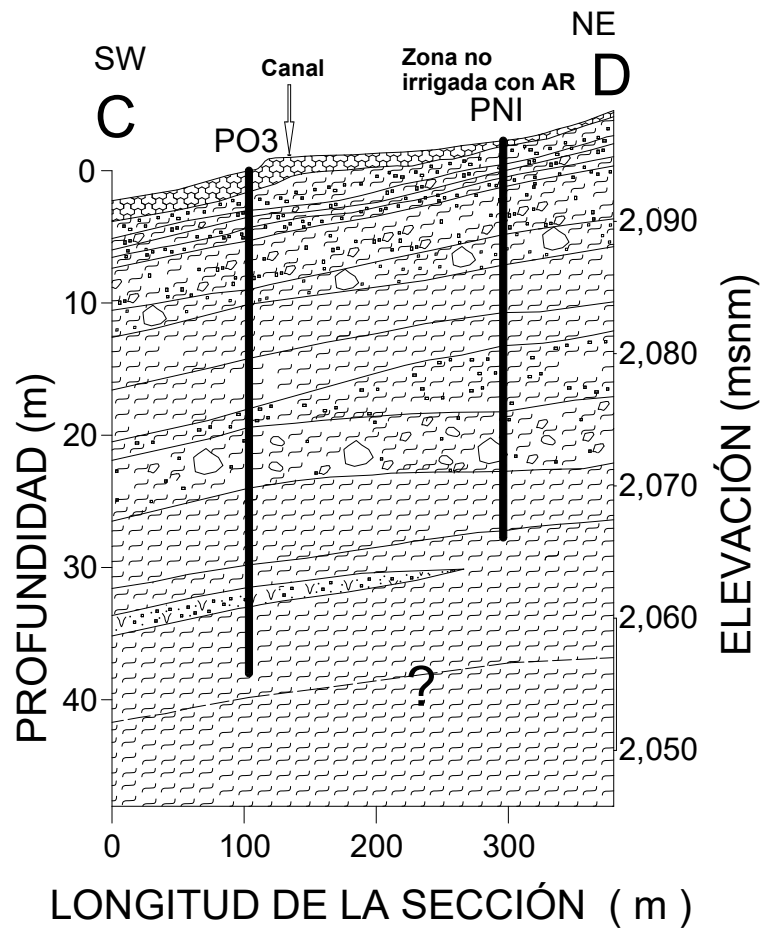
Tabla 10. Balance de agua de irrigación en cada parcela.

		Año		
		2012	2013	2014
Área de la parcela	(ha)	2.5	2	2.6
Volumen de agua que entra a la parcela	(m ³ /ha)	3,480	3,271	1688
Escorrentía superficial	(m ³ /ha)	982	666	139
Volumen retenido en el suelo	(m ³ /ha)	1,713	1,926	1,327
Agua de percolación profunda	(m ³ /ha)	781	679	219
Flujo lateral subsuperficial	(m ³ /ha)	3.2	0.3	2.5
Lámina de agua aplicada	(m)	0.25	0.26	0.15

2. Recarga desde el canal de distribución de agua residual

Partiendo de la información disponible, se calculó un caudal de infiltración vertical a través de la zona no saturada que se encuentra por debajo del canal de riego Tlamaco-Juandhó (figura 37) en la zona del piezómetro profundo PO3, al oriente de la zona de estudio. El ancho del canal de riego es de 2.5 m y el máximo tirante de agua medido fue de 2.08 m durante las campañas de monitoreo de niveles estáticos. Se tomó para el cálculo una conductividad hidráulica para la zona no saturada intermedia igual a la de la zona saturada (0.77 m/d). Lo anterior partiendo de la consideración teórica de que por lo general, la conductividad hidráulica no saturada es varios ordenes de magnitud menor que su valor a saturación y la zona que está por debajo del canal podría estar casi saturada por lo que la conductividad hidráulica podría no ser mucho menor que el valor a saturación.

A partir de las condiciones hidrogeológicas en el sitio ya descritas con anterioridad, y tomando como consideración una ocurrencia de tránsito principalmente vertical del agua proveniente del canal de riego hacia la zona saturada situada por debajo de éste, se determinó un caudal de infiltración vertical de 2.691 m³/d/m, equivalentes a 0.982 Mm³/a/km (.28 m/d). El valor calculado se encuentra dentro de los rangos reportados por el BGS (1998) en el Valle del Mezquital (0.70-6.66 Mm³/a/km) obtenidos por el mismo método. Sin embargo, el dato aquí obtenido debe ser tomado como un valor máximo de infiltración vertical, pues es una realidad que el canal no conduce todo el año la misma cantidad de agua.








-  Suelo
-  Finos (arcillas, limos y arenas finas)
-  Tamaño de arena media y gruesa
-  Tamaño de grava fina
-  Roca volcánica

Figura 37. Sección CD hidrogeológica construida a partir de datos de los perfiles estratigráficos del PNI (perfil no irrigado) y del PO3 (piezómetro profundo 3). La localización de la sección se muestra en la figura 33.

De este modo, de las tres fuentes de recarga analizadas, la precipitación pluvial, la infiltración desde el canal y debida al riego, se observa que en efecto, la recarga por retornos de riego es la más significativa en la zona de estudio.

4.2.4. Dirección y velocidad real del flujo subterráneo

La red de flujo mostrada en la figura 38 se realizó con los datos piezométricos colectados el día 1° de diciembre de 2012. En dicha figura se observa que el agua subterránea del acuífero somero se mueve de las zonas topográficamente más altas a las más bajas con una dirección del noreste al suroeste.

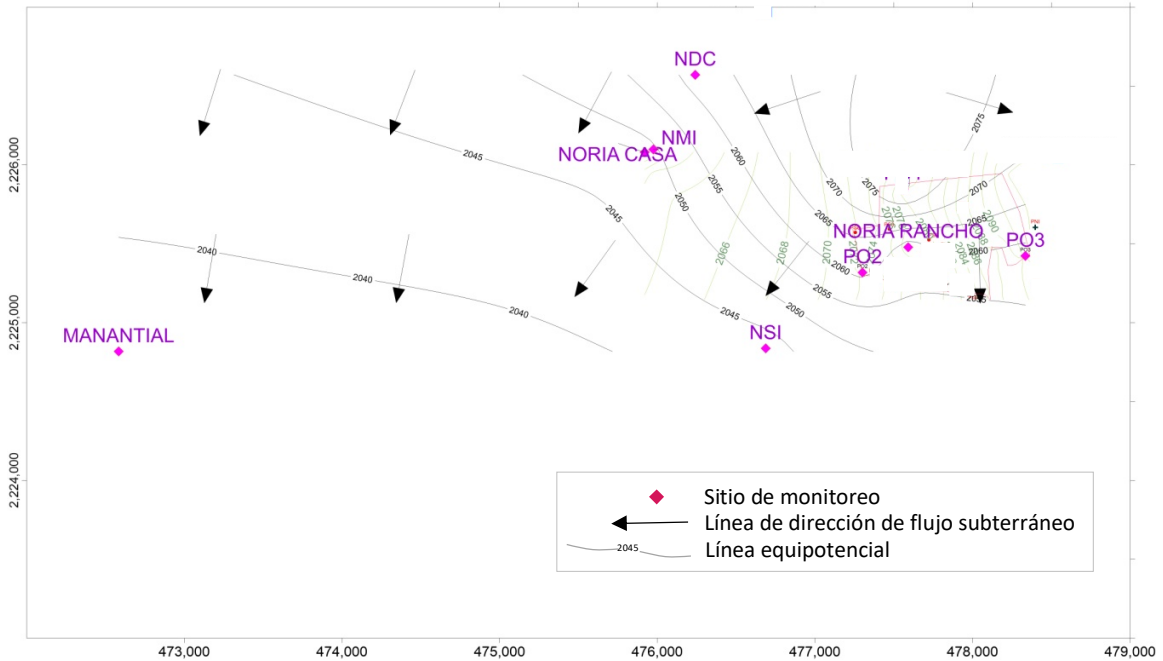


Figura 38. Red de flujo subterráneo construida a partir de datos obtenidos en diciembre de 2012.

Para determinar la velocidad real en la dirección del flujo subterráneo (de NDC al manantial Cerro Colorado) se consideraron las condiciones hidráulicas presentadas en la figura 38. Se calculó en primer lugar, el gradiente hidráulico de acuerdo a la ecuación (4) dando como resultado 6.6 m/km (0.006). La velocidad de Darcy (ecuación 6) fue calculada considerándose la conductividad hidráulica obtenida mediante el slug test (0.77 m/día) resultando en 0.005 m/d. Sanders (1998) proporciona valores de porosidad efectiva de 0.05 a 0.28 para materiales granulares del tamaño de la arcilla, limos y arenas finas, los cuales corresponden a la litología de la zona saturada descrita anteriormente. Considerando los valores de porosidad antes mencionados se obtuvo que la velocidad real, estimada con la ecuación 8, varía en un rango de 0.02 a 0.1 m/día. Dichas velocidades, comparándolas con el valor promedio de velocidad real obtenida por Gens y Romero (2000) a través de limos de diámetro grano de 0.01 mm (0.05 m/día), se encuentran por encima y por debajo del promedio lo cual probablemente se deba a que en la zona saturada bajo estudio se encuentra una combinación de limos y arenas finas.

4.3 Intemperismo en el piedemonte

El objetivo de este apartado es evaluar el proceso de intemperismo químico del piedemonte a partir de los resultados obtenidos de elementos mayores de materiales

extraídos del PNI, PO3 y PO2 y el posterior cálculo del Índice de Alteración Química (IAQ). Este análisis obedece a la pregunta del efecto que ha tenido el contacto casi permanente del material de la secuencia vulcano-sedimentaria con el agua residual utilizada en el riego de la zona agrícola desde hace alrededor de 100 años.

La hipótesis fue la siguiente: el sitio cercano al canal principal de riego (PO3) presentará una mayor tasa de intemperismo que el PNI, pero menor que PO2, debido a que el tiempo de contacto con el agua residual es menor. Los resultados permitieron comprender la influencia que ha tenido la irrigación del área con agua residual en el intemperismo del depósito vulcano-sedimentario que conforma la pseudo-estratificación de la región.

Diagrama A-CN-K y IAQ

Los diagramas A-CN-K para PNI, PO3 y PO2 con sus valores de IAQ correspondientes son mostrados en la figura 39 a, b y c, respectivamente. Los valores de IAQ varían de 58 a 73, en PO3 los valores de IAQ son de 31 a 69, y en PO2 los valores de IAQ se encuentran entre 49 y 79. Las muestras de las tres puntos siguen tendencias semejantes, paralelas al eje $Al_2O_3-CaO^*+Na_2O$, indicando un intemperismo en etapas tempranas, es decir intemperismo de incipiente a moderado. La proyección de sus líneas de tendencia a la línea de unión *Pl-Ks*, sugiere, en los tres casos, un material parental con mayor contenido de plagioclasas que de feldespatos potásicos.

Variaciones de IAQ en los tres puntos planteados

En general los valores de IAQ son menores en PO3 que en PO2 (figura 40). Para PO3, oscilan entre 31 y 69, presentándose los valores más altos en los pseudo-estratos 2, 5 y 6, y el valor más bajo en el pseudo-estrato 8. Los valores altos en este punto corresponden a pseudo-estratos que se encuentran encima de un pseudo-estrato que tiene un grado de compactación mayor (de acuerdo a lo observado en campo). Lo anterior provoca que al avanzar el frente de humedad este avance a menos velocidad y se acumule el agua en los pseudo-estratos donde que encontraron valores de IAQ mayores.

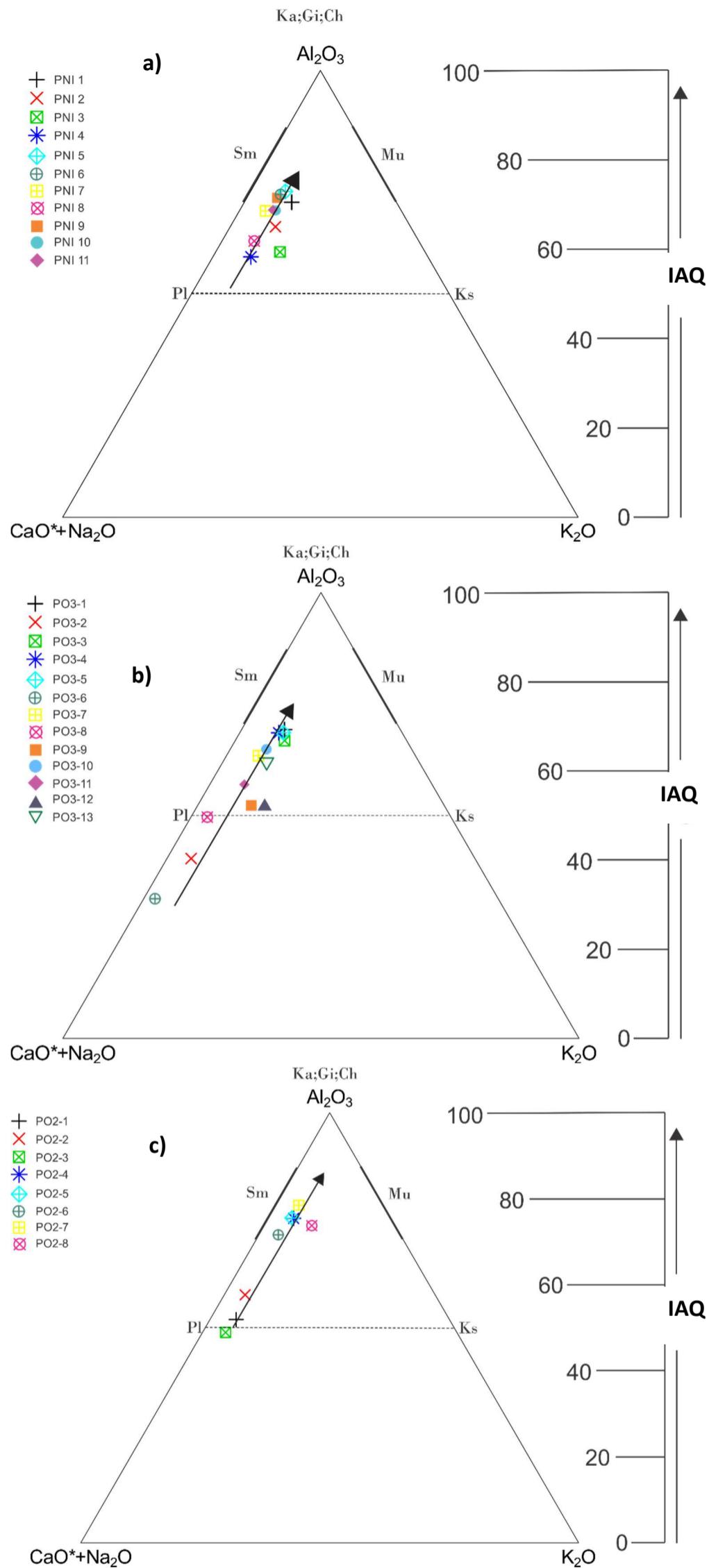


Figura 39. Diagrama A-CN-K para PNI (a), PO3 (b) y PO2 (c) y sus respectivos valores de IAQ. Las composiciones idealizadas de distintos minerales se encuentran representadas: *Pl*, plagioclasa; *Ks*, feldespato potásico; *Sm*, esmectita; *Mu*, muscovita; *Ka*, caolinita; *Gi*, gibsita; *Ch*, clorita.

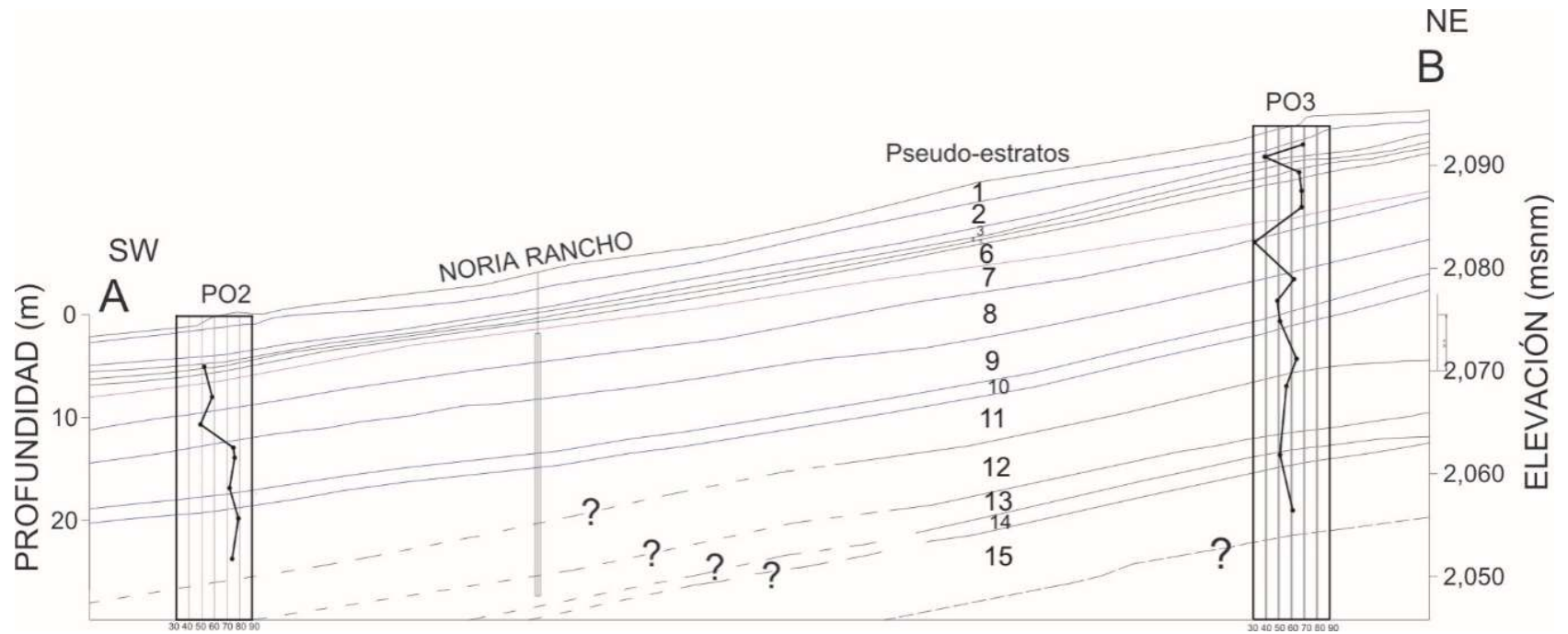


Figura 40. Sección AB con datos obtenidos en campo y gráficas de IAQ construidas a partir de las muestras obtenidas en PO3 y PO2.

En el caso de PO2, los valores de IAQ varían de 49 a 79, localizándose los valores más altos en los pseudo-estratos 9 y 11 y el más bajo en el pseudo-estrato 8. El pseudo-estrato 9 comienza a los 13 metros de profundidad y el 11 termina a los 24 metros. El nivel estático del agua subterránea encontrado en este punto (PO2) está a 14 metros aproximadamente. Lo anterior probablemente explica los valores altos de IAQ en este punto a dichas profundidades, pues los pseudo-estratos están en constante contacto con el agua subterránea.

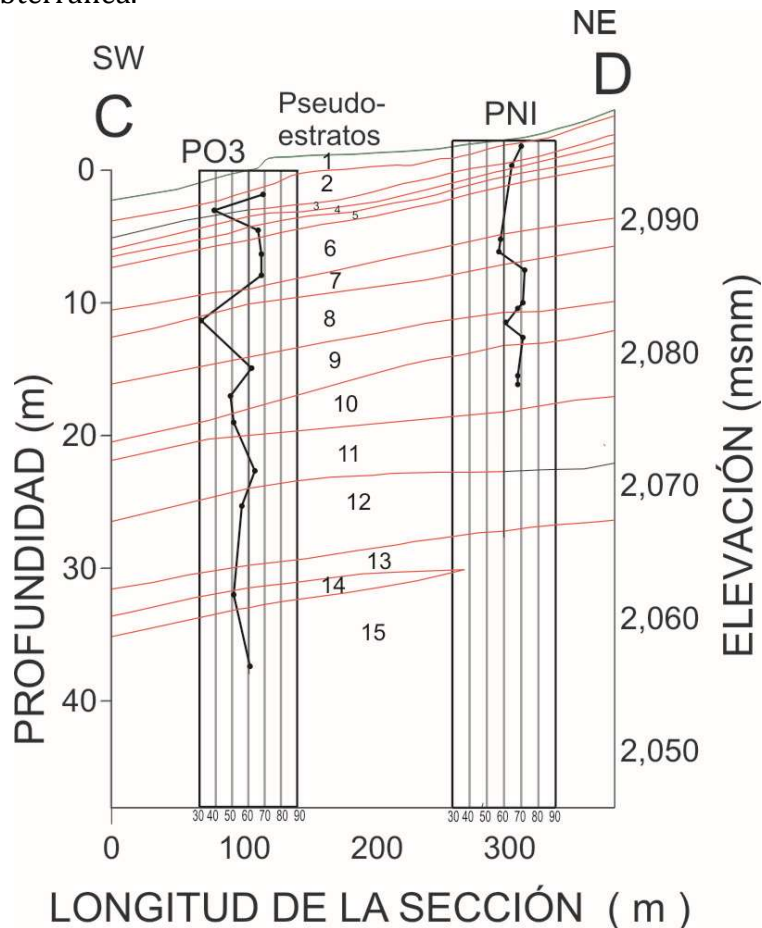


Figura 41. Sección CD con datos obtenidos en campo y gráficas de IAQ construidas a partir de las muestras obtenidas en PO3 y PNI.

En la figura 41, se observa la comparación de los pseudo-estratos en los sitios correspondientes a PO3 y PNI. Para PNI los valores de IAQ varían entre 58 y 73, por lo que, en general, son mayores que los valores en PO3 (ver tabla 11). La menor alteración química en el PO3 puede atribuirse al carácter alcalino del agua utilizada para el riego, dado que las reacciones químicas de intemperismo son llevadas a cabo en la presencia de soluciones ácidas. El pH medido en campo del agua de lluvia que cae en la zona de estudio fue de 5.00 a 5.19 por lo que es posible inferir que la secuencia correspondiente al punto PNI ha interactuado con soluciones más ácidas y la alteración química ha sido mayor. Por el contrario, en los niveles más superficiales del subsuelo, la alcalinidad del agua podría disminuir las reacciones y, por ende, la alteración química.

Tabla 11. Valores de IAQ obtenidos en los puntos PNI y P03.

PNI			P03		
Muestra	Pseudo-estrato	IAQ	Muestra	Pseudo-estrato	IAQ
M2 1	2	71	M-1	2	69
M2 2	3	65	M-3	3	40
M2 3-1	7	59	M-6	5	67
M2 3-2	7	58	M-9	6	69
M2 3-3	7	73	M-10	6	69
M2 4	8	72	M-12	8	31
M2 5	10	69	M-14	9	63
M2 6	11	62	M-15	9	50
M2 7	12	72	M-16	10	52
M2 8	12	69	M-19	11	65
M2 9	13	69	M-20 y M-21	12	57
			M-22	14	52
			M-24	15	62

4.4 Características del agua residual utilizada en el riego y capacidad filtro de la zona no saturada.

De acuerdo a los análisis realizados al agua residual utilizada en la irrigación, se obtiene que es alcalina (pH de 7.78 a 8.00), con bajo contenido de oxígeno disuelto (<1 mg/L), y condiciones fuertemente reductoras (Eh cercano a -50 mV). La conductividad eléctrica varía de 1,098 a 1,818 $\mu\text{mho/cm}$ y según la clasificación propuesta por el US Salinity Laboratory, las muestras de agua residual están catalogadas como agua altamente salina (C3). Hasta el momento, no se han detectado problemas severos de salinidad en los suelos del área de estudio, debido precisamente al uso de altas láminas de riego (Navarro y Navarro, 2003). De acuerdo al diagrama de Wilcox (figura 42), las muestras de agua residual utilizadas para el riego están entre la clase S1 (agua baja en sodio) y S2 (agua con contenido moderado de sodio). Se conoce que al usar agua tipo S2, se presenta cierto problema en suelos con textura fina que tienen elevada capacidad de intercambio catiónico, especialmente bajo condiciones pobres de lixiviación (Lloyd y Heathcote, 1985). Una de las ventajas que presenta el suelo de la zona de estudio es que a pesar de ser un suelo de textura fina, existe un buen drenaje, esto en base a los valores de conductividad hidráulica que fueron encontrados en el suelo y en la zona no saturada (figura 31).

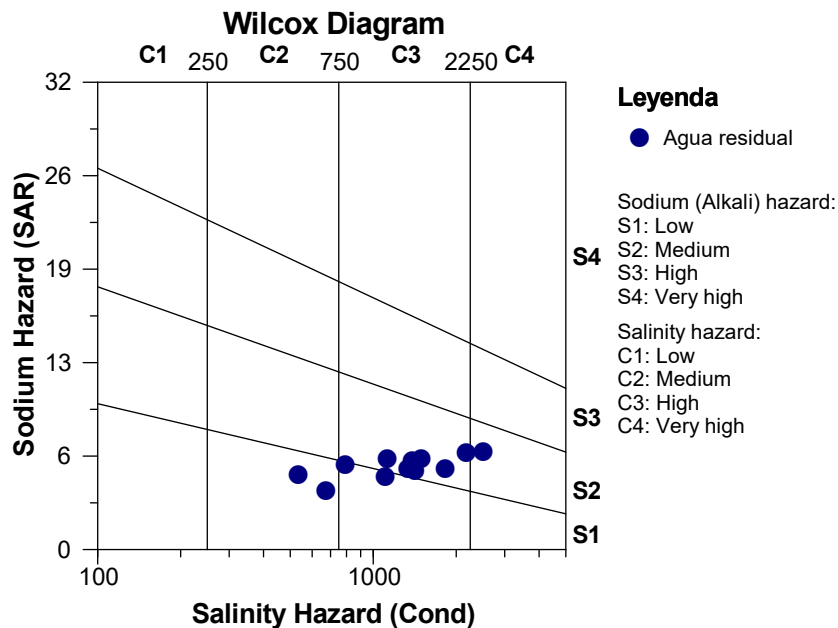


Figura 42. Diagrama de Wilcox mostrando la clasificación del agua residual que llega al Valle del Mezquital y se utiliza para riego agrícola.

Con el objetivo de evaluar la depuración que lleva a cabo el suelo y la zona no saturada, se realizó el análisis al agua a diferentes profundidades (agua de riego, solución de suelo (a lo largo del perfil de suelo), flujo lateral subsuperficial (en la base del perfil de suelo) y agua subterránea. De acuerdo a los resultados mostrados en la tabla 12 se observa que, la turbiedad se ve reducida en casi un 100%. Mientras que el sodio aparentemente aumenta ligeramente su concentración en el agua subterránea a comparación del agua residual. Las especies de N dominantes en el agua residual son $N-NH_4^+$ (de 26 a 30 mg/L) y N orgánico ($Nt-N-NH_4^+=20-27$ mg/L) mientras que el $N-NO_3^-$ se encuentra por debajo de los límites de detección del método analítico. Sin embargo, el $N-NH_4^+$ en el flujo lateral subsuperficial y en el agua subterránea no fue detectado y el $N-NO_3^-$ varió en el primero de 40 a 42 mg/L y en el segundo de 18 a 27 mg/L. Respecto al pH, éste se ve reducido por los procesos de depuración en poco más de una unidad (de pH 8 (± 0.2) en el agua residual a pH 7.22 (± 0.27) en el agua subterránea).

Para poder evaluar el nivel de amortiguamiento para los iones sodio y cloruro, fue necesario conocer los niveles de fondo del suelo y del tepetate. Para esto, se empacaron columnas con el suelo y el tepetate del perfil no irrigado (PNI en la figura 12-1) localizado aguas arriba del canal de riego (ver metodología, apartado 3.6). Los resultados de columnas empacadas muestran que el suelo y el tepetate pudiesen aportar de forma natural una concentración significativa de sodio (119.9 mg/L en suelo y 260 mg/L en tepetate). Si consideramos el aporte de forma natural (obtenido

con las columnas empacadas) más el aportado por el agua residual (200 mg/L) se concluye que este ión también está siendo amortiguado, incluso en más del 50% (concentración en el agua subterránea, 246 mg/L), por el suelo y la zona no saturada. En el caso del ion cloruro, los resultados de las columnas empacadas fueron en el suelo de 53.7 mg/L y en el tepetate de 24.1 mg/L. Lo anterior verifica que este ion es incorporado al sistema principalmente por el uso de agua residual. Los dos parámetros anteriormente descritos sobrepasan ligeramente la norma de agua para uso y consumo humano (NOM 127-SSA1-1994).

Respecto al N que pudiese ser aportado de manera natural, los resultados en las columnas empacadas mostraron que ninguna de las dos especies de nitrógeno inorgánico son aportadas de manera natural ni por suelo ni por el tepetate, por lo que se deduce que es totalmente incorporado al sistema por fuentes antrópicas. Se observa claramente una transformación del nitrógeno que es incorporado por el agua residual hasta su llegada al acuífero, sin embargo se observa también una reducción de la concentración de N-NO_3^- del agua subterránea con respecto a la concentración encontrada en las muestras de agua del flujo lateral subsuperficial.

Las ganancias, pérdidas y transformaciones de nitrógeno aportadas por el agua residual a la zona crítica son explicadas en el siguiente apartado de esta tesis con los resultados obtenidos de los monitoreos a escala parcela durante los años 2012, 2013 y 2014.

Tabla 12. Parámetros medidos en agua residual, solución de suelo, flujo lateral subsuperficial y agua subterránea.

Parámetro	pH	Turbiedad (UTN)	Cl ⁻ (mg/L)	N-NO ₃ ⁻ (mg/L)	N-NH ₄ ⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)
Limite Permissible en la NOM 127-SSA1-1994	6.5-8.5	5	250	10	0.5	200
Agua residual	8.0 (±0.2)	270.7 (±61)	190.5 (±56.5)	< LD	28.1 (±2.5)	200 (±46.6)
Solución de suelo	7.8 (±0.2)	ND	180.9 (±51.4)	26.68 (±35.4)	0.04 (±0.21)	218.5 (±57)
Flujo lateral subsuperficial	7.23 (±0.3)	37.6 (±8.8)	200 (±56)	41 (±1.5))	< LD	236.6 (±57.6)
Agua subterránea	7.22 (±0.27)	2.1 (±1)	243.9 (±58.5)	22.5 (±9)	< LD	246.2 (±49)

ND: No determinada

< LD: Menor al límite de detección de método analítico. LD para NO_3^- = 0.1 mg/L y para NH_4^+ = 0.04 mg/L

La influencia de la infiltración del agua residual en la recarga del acuífero somero, se evaluó también mediante la comparación de las tendencias en la composición iónica del agua residual versus el agua subterránea (figura 43). La figura muestra una clara tendencia del agua subterránea hacia la concentración iónica del agua residual. Esto fue reportado también, en la década de los 90, cuando el sitio tenía alrededor de 70 años recibiendo el aporte del agua residual de la Ciudad de México (del Arenal, 1985; BGS, 1998).

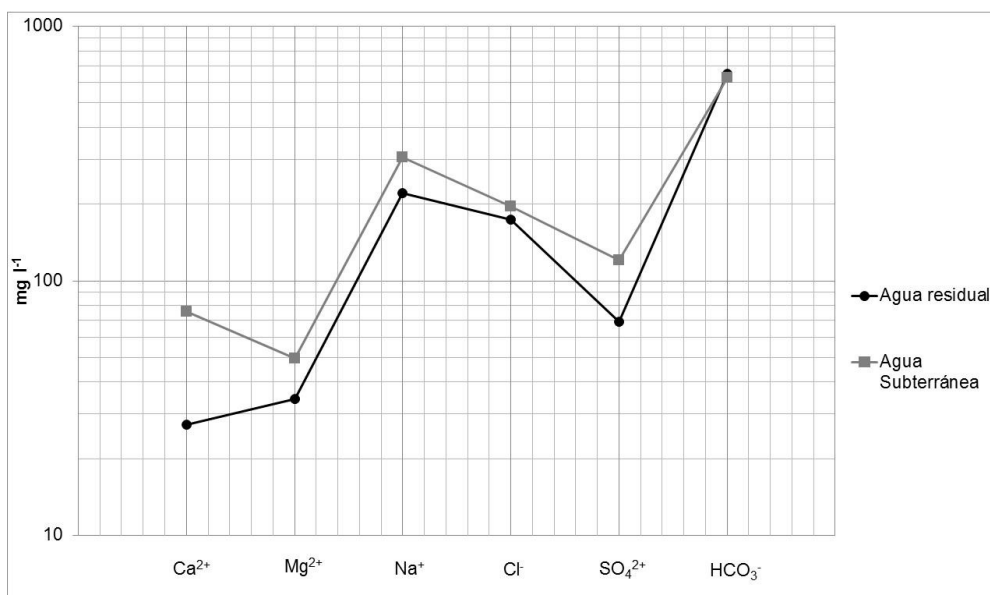


Figura 43. Concentración de iones en el agua residual y el agua subterránea.

4.5 Dinámica y transformaciones de nitrógeno a escala parcela agrícola

Se encontró que el agua utilizada en el riego de la zona estudiada es rica en nitrógeno, principalmente en forma de N-NH₄⁺, tiene un pH de 7.8 a 8 y potencial de óxido-reducción que oscila entre -82.3 y -29.3 mV. En la tabla 13, se muestran las características del agua residual empleada en los riegos de las parcelas monitoreadas en los años, 2012, 2013 y 2014.

Tabla 13. Características del agua residual usada para irrigar las parcelas en los años 2012, 2013 y 2014. Promedios y desviaciones estándar (entre paréntesis) de tres muestras por evento de riego.

Parámetro	AR 2012	AR 2013	AR 2014
pH	8.02 (0.02)	7.83 (0.16)	7.78 (0.19)
OD, mg/L	0.6 (0.2)	0.4 (0.1)	0.2 (0.2)
Eh, mV	-55.8(26.5)	-46.4 (29.7)	-52.2 (32.2)
N-NH ₄ ⁺ , mg/L	30.8 (5.2)	26.0 (6.1)	26.0 (4.0)
N-NO ₃ ⁻ , mg/L	0.01 (0.01)	< LD	< LD
Nt, mg/L	50.6 (7.6)	53.4 (11.2)	44.0 (4.2)
COD	49.5 (1.5)	47 (3.0)	50 (1.3)
Cl ⁻ , mg/L	114 (2.3)	126.7 (0.6)	172.7 (17.7)

AR= Agua residual; OD= Oxígeno disuelto; Eh= Potencial óxido-reducción; Nt= Nitrógeno total; COD= Carbón orgánico disuelto; < LD: Menor al límite de detección de método analítico. LD para NO₃⁻= 0.1 mg/L.

Los resultados obtenidos de la concentración de las especies de N (N-NO₃⁻, N-NH₄⁺ y Nt) en muestras de agua residual y solución de suelo colectadas durante las 3 primeras horas de haber ingresado el agua a los perfiles de las parcelas monitoreadas los años 2012, 2013 y 2014, se muestran en la figura 44. Mientras que la variación de

la concentración de nitrato vs el pH de la solución de suelo, a diferentes profundidades del perfil, a lo largo del riego, se muestran en la figura 45. En la figura 44 se observa que el N-NH_4^+ que es incorporado por el agua residual es rápidamente transformado a N-NO_3^- conforme ésta se infiltra. Durante las tres primeras horas de irrigación el agua percola en el suelo aún aireado y las concentraciones de N-NO_3^- en la solución del suelo se incrementan mientras que el pH decrece entre 0.2 y 0.7 unidades (figura 45 a-c). Sin embargo, una vez que el suelo se satura, lo que se evidencia por la disminución en la tensión del agua (figura 45 d), la concentración de N-NO_3^- decrece temporalmente. Lo anterior se cumple hasta que el agua drene los macroporos del suelo, haciendo que la tensión del agua y la nitrificación aumenten de nuevo.

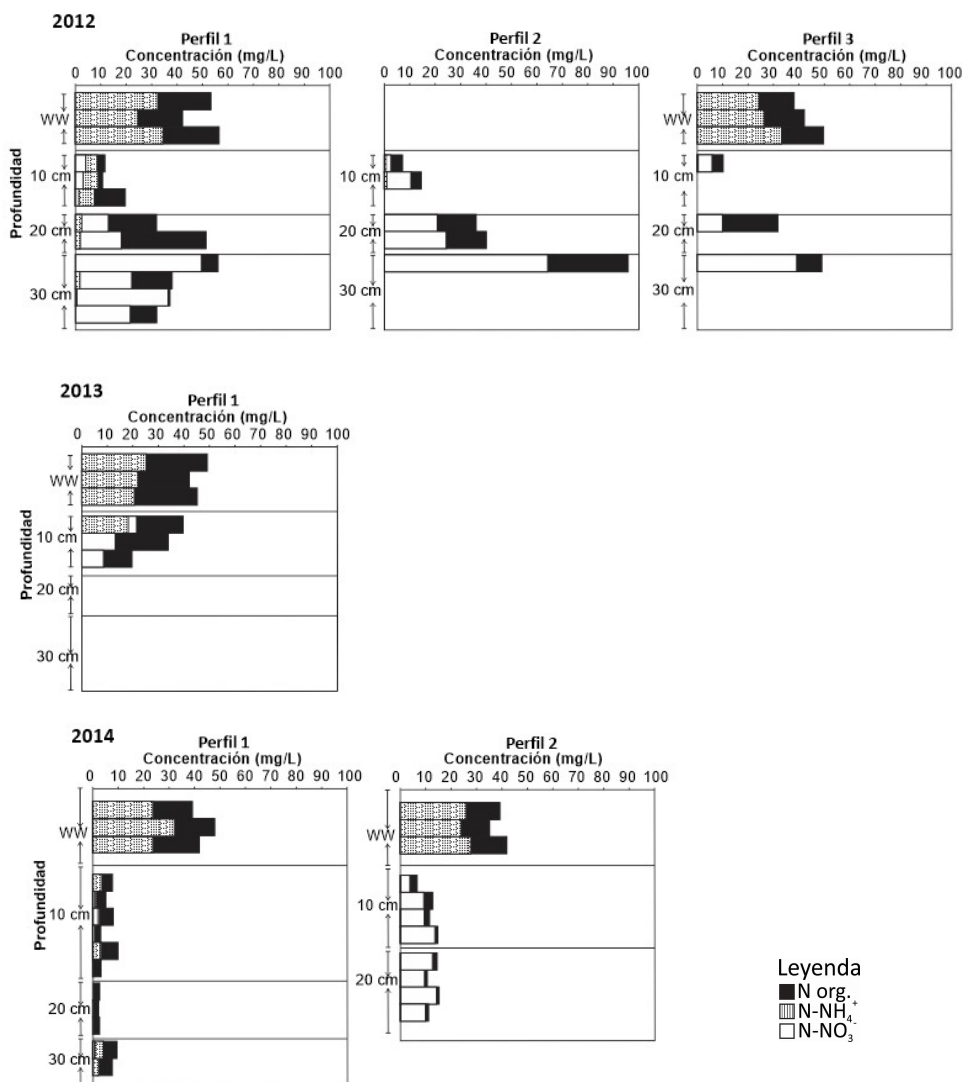


Figura 44. Concentración de las especies de N (N-NO_3^- , N-NH_4^+ y Nt) en muestras de agua residual y solución de suelo colectadas durante las 3 primeras horas de haber ingresado el agua a los perfiles de las parcela monitoreadas los años 2012, 2013 y 2014.

La concentración de N-NO_3^- alcanza valores de hasta 60 mg/L, y la disminución de pH corresponde a la producción de protones esperado por la nitrificación de NH_4^+ en

condiciones oxidantes (Navarro y Navarro, 2003; Tortora et al. 2007; Nieder y Bendi, 2008) como se muestra en la ecuación (31):

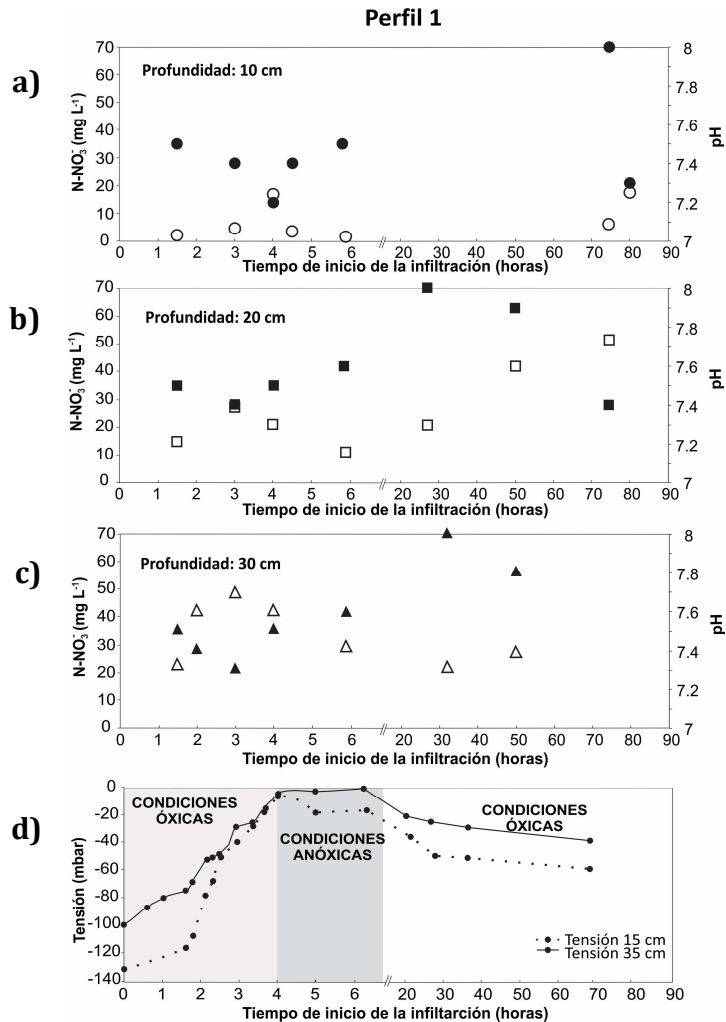
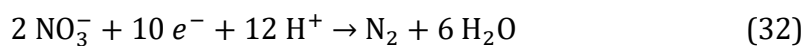


Figura 45. Concentraciones de N-NO_3^- (mg/L, símbolos blancos) vs pH (símbolos negros) medidos a profundidades de a) 10 cm, b) 20 cm, y c) 30 cm una vez empezado el evento de riego hasta 90 horas en el perfil 1 de la parcela monitoreada en el año 2012 y d) tensión del agua en mbares a 15 y 35 cm de profundidad en el mismo intervalo de tiempo.

El mismo comportamiento se observó en las parcelas irrigadas en los años 2013 y 2014 (figura 44). En el intervalo de tiempo durante el cual el suelo tiene condiciones anóxicas (de 4 a 7 horas una vez iniciada la infiltración), se observa la tendencia de que las concentraciones de N-NO_3^- disminuyen y el pH aumenta, muy probablemente debido a la desnitrificación de acuerdo con la ecuación 32.



González-Méndez et al. (2015) midieron las emisiones de N₂O procedentes de parcelas cercanas a la zona de estudio cultivadas con alfalfa, maíz y pasto, durante los eventos de riego y 1 día después de éstos, reportando que la desnitrificación es incompleta. El hecho de que el N-NH₄⁺ no fuese detectado durante este intervalo de tiempo, es una indicación adicional de que la desnitrificación tiene influencia en la disminución de la concentración de N-NO₃⁻ y muy probablemente en el cambio observado en el pH (Simek y Cooper, 2002).

La capacidad de adsorción de N-NH₄⁺ del suelo de las parcelas monitoreadas en los años 2012 y 2014 fue confirmada con los resultados de los experimentos de adsorción en Batch (en métodos apartado 3.7.3). En la figura 46, se presentan las isotermas obtenidas para las concentraciones evaluadas de CH₃COONH₄ (5, 15, 30, 40, 80 y 120 mg/L de NH₄⁺), las cuales fueron propuestas alrededor de la concentración de N-NH₄⁺ que comúnmente se encuentra en el agua residual (31.1 mg/L de N-NH₄⁺). Los datos experimentales se ajustaron mejor al modelo de Freundlich que al lineal y se obtuvieron valores de K_f, de 42.9 L/kg y 35.6 L/kg para el año 2012 y 2014 respectivamente (tabla 14). El porcentaje de N-NH₄⁺ adsorbido fue de 53% y 49% de la concentración inicial (30 mg/L de NH₄⁺).

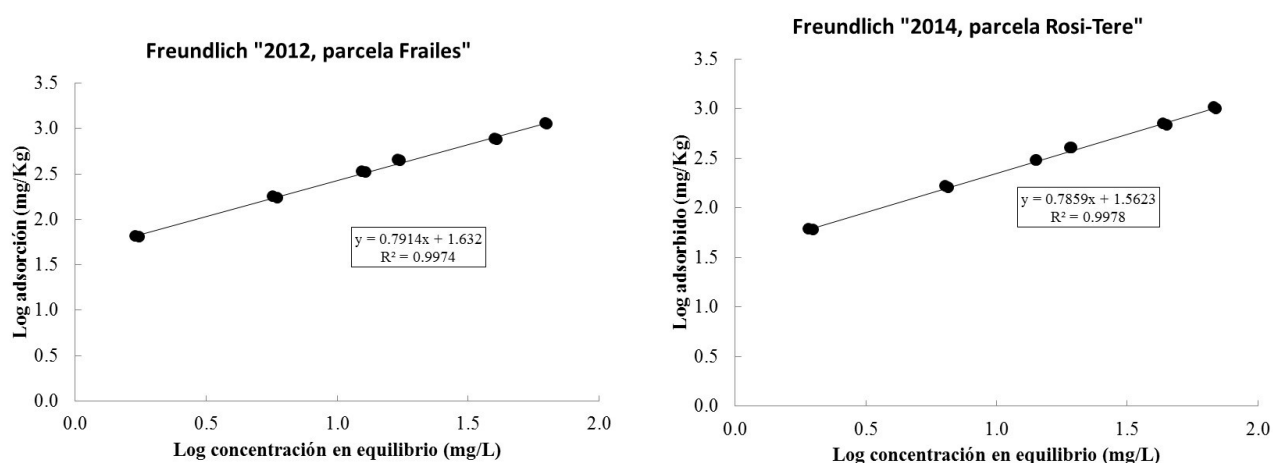


Figura 46. Isotermas de adsorción de los suelos de las parcelas monitoreadas en el año 2012 y 2014 ajustados al modelo de Freundlich.

Tabla 14. Parámetros de la isoterma de Freundlich y porcentaje de N-NH₄⁺ adsorbido.

Año	1/n	K _f	R ²	% adsorbido
2012	0.79	43	0.997	52.80
2014	0.78	36	0.998	48.75

1/n= Constante de la ecuación de Freundlich; K_f= Constante de la capacidad de adsorción; R²: Coeficiente de determinación.

Los resultados hacen posible suponer que durante un riego más del 40% del N-NH₄⁺ aportado por el agua residual es adsorbido al suelo y por lo tanto no todo es

nitrificado. El N-NH_4^+ retenido en el suelo durante un riego es entonces nitrificado al siguiente riego, al ser liberado (Miller et al. 2006) y crearse nuevamente las condiciones adecuadas para el proceso (condiciones óxicas). El nitrato formado es por un lado absorbido por las plantas o es retenido en el suelo de forma no química (se mueve con el frente de infiltración y queda en el agua retenida en contra de la gravedad). Ese N-NO_3^- producido de un riego anterior puede movilizarse una vez que el suelo vuelve a saturarse en un próximo evento de riego lixiviándose y explicando las concentraciones encontradas en el flujo lateral subsuperficial.

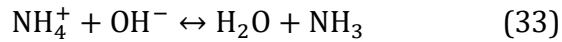
4.6 Modelo conceptual del destino de nitrógeno en la zona crítica

La parcela monitoreada en el año 2012 fue cultivada con avena forrajera (*A. sativa* L). Esta parcela recibió 5 riegos en todo su ciclo de cultivo y extrapolando los datos obtenidos durante un evento de riego se calculó que se aplicaron 632 kg de N/ha. La SAGARPA (2011) recomienda una dosis de fertilización para la avena de 23 kg/ha de N por tonelada producida. El rendimiento del cultivo obtenido en la parcela fue de 10,000 kg/ha (masa seca), por lo que el aporte de nitrógeno en el agua residual supero 2.7 veces más la dosis recomendada de 230 kg de N/ha que sería lo que se debería aplicar para producir los 10,000 kg/ha de avena. El contenido de N en la biomasa aérea fue de 4.2%, por lo tanto el cultivo extrajo 420 kg de N/ha. Lo anterior significa que el 65% del N aplicado durante todo el ciclo de cultivo de avena fue absorbido por el cultivo lográndose una eficiencia mayor a la comúnmente reportada (50%) cuando se utilizan fertilizantes minerales (Grahmann et al. 2013)

Para investigar el comportamiento de N que no fue absorbido por el cultivo, se calcularon las proporciones de Nt/Cl en las muestras de agua procedentes de los diferentes componentes de la zona crítica: el agua de riego, la solución del suelo, el flujo lateral subsuperficial y el agua subterránea (figura 47).

El Cl^- es un ión que se utilizó como trazador pues no está sometido a procesos de adsorción o transformado en el suelo (Scanlon et al. 2007). El N y Cl se incorporan al suelo con el agua residual y se asume que la relación Nt/Cl evidenciará ganancias y/o pérdidas de nitrógeno en la zona crítica. Una disminución en la relación Nt/Cl indica una pérdida, mientras que un aumento en la relación Nt/Cl indica una ganancia de nitrógeno en el sistema. Hay estudios que han utilizado al Cl como trazador utilizando la relación NO_3^-/Cl para verificar las pérdidas de NO_3^- (Costa et al. 2002; Gurdak et al. 2007; Scanlon et al. 2007) pero lo anterior deja fuera al NH_4^+ y al N org dentro de dicha evaluación.

Se observó una reducción de la relación Nt/Cl entre el agua residual de escurrimiento superficial entre la entrada y la salida de agua de la parcela (de 0.48 hasta 0.40; figura 47). Esta pérdida puede atribuirse en parte a la volatilización de NH_3 , debido a los pH alcalinos del suelo (7.8-8.4) y del agua residual utilizada para el riego (7.78-8.02) por lo que el equilibrio de la reacción ácido-base (33) se moverá hacia la derecha (Chapin, 2002).



La adsorción de N-NH_4^+ a las partículas del suelo puede ser también responsable de dicha disminución en la relación Nt/Cl. La siguiente pérdida de N, y más significativa, se da en los primeros decímetros del suelo y se observa al comparar la relación Nt/Cl de la solución del suelo con la relación Nt/Cl del agua residual (de 0,48 a <0,3 respectivamente, figura 47). Este comportamiento puede ser causado por la adsorción de N-NH_4^+ y a las pérdidas por desnitrificación del N-NO_3^- producto de la oxidación de N-NH_4^+ . Las muestras de flujo preferencial (rombos en la figura 47) no evidencian un cambio en la relación Nt/Cl con respecto al agua residual, ya que el agua se mueve relativamente rápido a través de los macroporos del suelo, limitando el contacto con el suelo y no permitiendo que el N-NH_4^+ se oxide, adsorba o desnitrifique. El suelo tiene dos tipos de macroporos: grietas y bioporos. Las grietas se forman en los suelos esmectíticos debido a la contracción cuando el suelo se seca entre los riegos y se cierran a medida que el suelo se va humedeciendo después del riego (son suelos expansivos). Los bioporos están formados por raíces, especialmente raíces de alfalfa, que crecen profundamente en el suelo y forman poros más estables (Liu et al. 2005; Bodner et al. 2014). Lo contrario ocurre con el N en la solución del suelo, donde el compuesto si sufre todas las transformaciones anteriormente mencionadas y por lo tanto, ocurre una disminución de la relación Nt/Cl.

La relación Nt/Cl de las muestras de agua de flujo lateral subsuperficial colectadas en los piezómetros someros (en la base del perfil de suelo) tiende a incrementarse con respecto a la relación Nt/Cl de las muestras de solución de suelo colectadas a lo largo del perfil de suelo (figura 47). La ganancia de nitrógeno dentro del sistema a esa profundidad es probable que se deba al movimiento de N-NO_3^- que había quedado retenido (no adsorbido) en el perfil del suelo en el riego previo.

El flujo lateral subsuperficial y el agua de percolación profunda tiene altas concentraciones de N-NO_3^- (40 a 42 mg/L). Durante cada evento de riego se produce agua de percolación profunda entre 571 y 1,953 m³ y multiplicando este volumen por la concentración de N-NO_3^- determinada, se obtiene una pérdida de N de 24 a 82 kg como N-NO_3^- en cada evento de riego. Sin embargo, no todo este N-NO_3^- alcanza aparentemente el acuífero, cuyas concentraciones oscilan entre 18 y 27 mg/L. Una disminución en la concentración de N-NO_3^- en el agua subterránea por dilución con agua de lluvia no puede explicar esta diferencia, ya que éste y varios estudios han demostrado que la recarga del acuífero ocurre predominantemente por infiltración de agua de riego (BGS, 1998), y el agua de lluvia contribuye sólo con 13% a la recarga (Jiménez et al. 2005). El proceso responsable de esta disminución en la concentración de N-NO_3^- podría ser la desnitrificación, favorecida por la baja disponibilidad de oxígeno en la zona no saturada y saturada (Stenger et al. 2008) además de la presencia de COD en el agua subterránea (67,7±3,6 mg/L) como fuente de carbono para las bacterias desnitrificantes. La salida a la atmósfera de productos de la desnitrificación es factible, ya que se trata de un acuífero no confinado. González Méndez et al. (2015) determinaron emisiones de N_2O en la superficie del suelo de campos cercanos cultivados con alfalfa, maíz y pasto de 0.06, 0.343 y 0.049 mg/m² ha

de N, respectivamente. Extrapolando los resultados a todo el ciclo de cultivo, la pérdida de N a través de las emisiones de N_2O sería de menos de 5 a 10 kg de N/ha para el maíz y pasto, respectivamente. Una pérdida adicional de N debido a una desnitrificación completa a N_2 es posible pero difícil de verificar en condiciones de campo. Indirectamente, el potencial de desnitrificación completa podría analizarse mediante análisis más detallados de la comunidad microbiana en la zona no saturada y saturada (Firestone et al. 1980; Fryar et al. 2000).

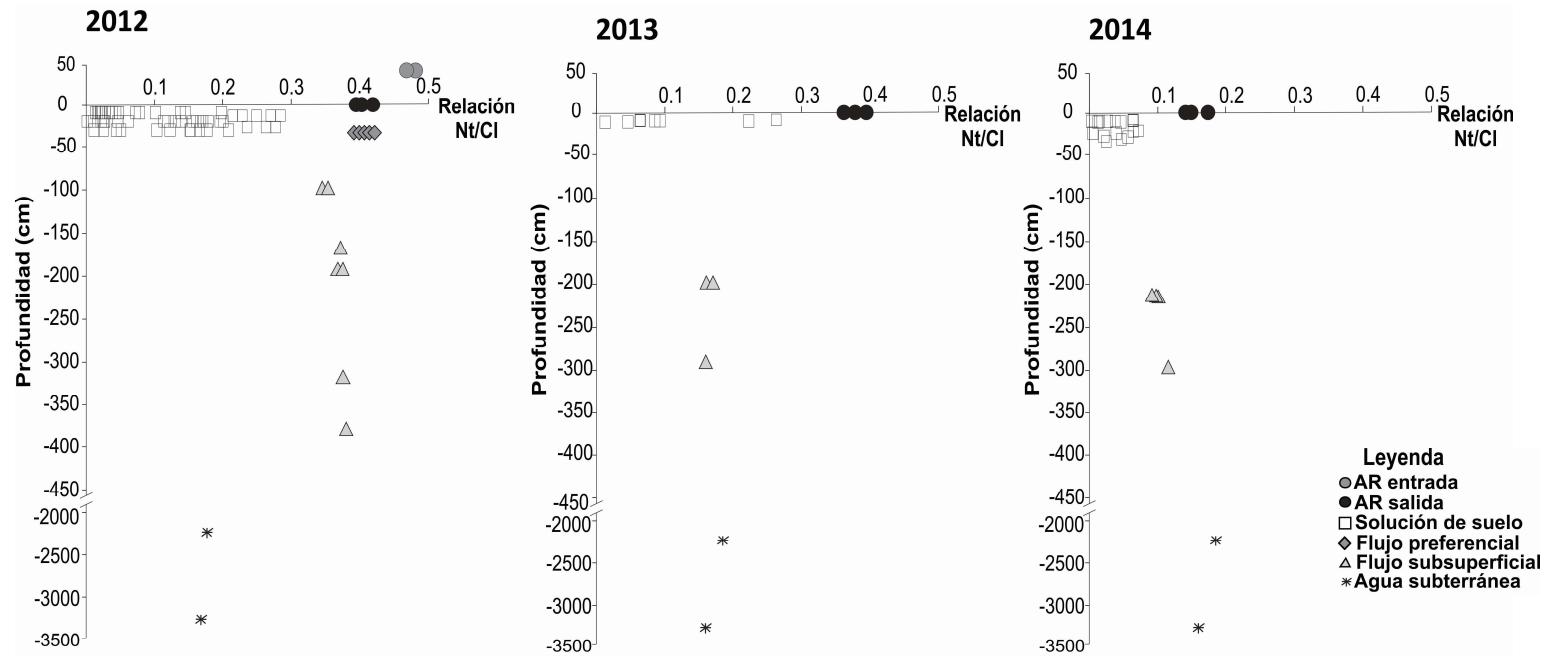


Figura 47. Comportamiento de la relación Nt/Cl en el agua de irrigación, solución de suelo, flujo lateral subsuperficial, y agua subterránea de los diferentes compartimentos en la zona crítica (muestras colectadas en los monitoreos de los años 2012, 2013 y 2014)

5. CONCLUSIONES

El piedemonte del municipio de Tlahuelilpan, en el estado de Hidalgo, es regado por inundación desde hace más de 90 años con el agua residual que procede de la Ciudad de México. La técnica agrícola utilizada en el sitio es por rotación de cultivos siendo los principales la alfalfa y el maíz y en segundo lugar el pasto y la avena. La alfalfa recibe entre 10 a 12 riegos por año, el maíz 6 riegos, la avena 4 riegos y el pasto es irrigados cada 15 días durante 3 meses.

El suelo de la zona crítica del piedemonte estudiado es catalogado como Phaeozem vertico o háplico. Se trata de un suelo expansivo y el contenido de arcilla varía de 35 a 50%. Se encontró que la zona no saturada intermedia está constituida por materiales volcánicos estratificados de conductividad hidráulica variable y espesor no uniforme. Se identificaron 13 pseudo-estratos hasta una profundidad de 38 metros y se observó un predominio de partículas finas de matriz limosa. La zona saturada en la parte media de la zona de estudio se encontró a profundidad de 22 a 25 metros volviéndose más somera en la parte baja de éste.

La caracterización y monitoreo de la zona crítica dio pie al entendimiento de la dinámica del agua dentro del piedemonte. En dicho sitio, se utiliza para regar de 0.9 a 1.9 más agua de la que el suelo puede retener (los riegos monitoreados se realizaron todos en el mes de enero de los diferentes años evaluados). El excedente, o sale por escorrentía superficial de la parcela que es regada o es agua que se infiltra a través del suelo. Se concluye que el agua que se infiltra constituye dos flujos de agua: uno lento que ocurre en la matriz del suelo y otro rápido (flujo preferencial) a través de los macroporos del suelo y por las grietas que se encuentran al inicio de la irrigación debido al carácter expansivo de éste. El agua que se infiltra a través del suelo, al encontrarse con el primer pseudo-estrato, el cual tiene una menor conductividad hidráulica que el suelo, se frena y se empieza a mover lateralmente creándose el flujo lateral subsuperficial a escala parcela. Se verificó la creación de dicho flujo durante los eventos individuales de riego a escala parcela, pero no a escala piedemonte. El agua que se infiltra a mayor profundidad (agua de percolación profunda) es la que potencialmente recarga el acuífero somero siendo los retornos de riego los que mayor influencia tienen en la recarga de éste. La dirección de flujo subterráneo es de noreste al suroeste.

La caracterización realizada de parte de la zona crítica (del suelo a la zona saturada) y el monitoreo mensual del agua residual durante alrededor de 3 años, permitió entender el intemperismo ocurrido en la zona no saturada del piedemonte. Se cree que el agua residual que se infiltra a través de la zona no saturada es el principal motor del intemperismo. El grado de intemperismo observado en los estratos con menor conductividad hidráulica fue superior al observado en los estratos donde el agua circula a mayor velocidad, debido a la constante saturación que se presenta en los primeros. En los pseudo-estratos que pertenecen a la zona saturada, el grado de intemperismo es mayor debido al constante contacto con el agua subterránea. No

obstante, al comparar el grado de intemperismo observado con el sitio control, aguas arriba del piedemonte, se observa un mayor grado de intemperismo en los pseudo-estratos analizados y se concluye que es debido al pH ácido que tiene el agua de lluvia en el sitio. Entonces, el carácter alcalino del agua residual aparentemente amortigua la alteración química de la zona no saturada intermedia.

El monitoreo de la composición iónica del agua residual y del agua subterránea, verifica que el acuífero somero es el resultado de la infiltración del agua residual. La zona no saturada funciona como filtro amortiguando alrededor del 50% del ión sodio y hasta en un 100% la turbiedad. También se verificó que el Cl y el nitrógeno inorgánico encontrados en el agua subterránea, son aportados por el agua residual. Respecto a las especies de nitrógeno, especialmente el NO_3^- , se esperaba que las concentraciones fueran mayores en el agua subterránea a las encontradas, por lo que efectivamente está siendo amortiguado.

El nitrógeno que entra con el agua de riego es principalmente nitrógeno orgánico y N-NH_4^+ . Durante un evento de riego, se producen pérdidas de gas amonio probablemente debido al pH alcalino del suelo. La infiltración lenta satura los poros del suelo y el N orgánico es probablemente sorbido a las partículas del suelo. Parte del N orgánico puede ser eventualmente mineralizado a N-NH_4^+ . El N-NH_4^+ puede ser adsorbido a los coloides del suelo, tal como se demostró en los experimentos en Batch u oxidado a N-NO_3^- durante las primeras cuatro horas mientras el oxígeno está presente dentro del suelo. Lo anterior se observó con la ausencia de N-NH_4^+ , el incremento en la concentración de N-NO_3^- y la disminución del pH en la solución del suelo. Mientras el suelo permanece saturado con agua, parte del N es aparentemente desnitrificado y se pierde a la atmósfera, lo anterior comprobándose por la disminución del N-NO_3^- y el aumento del pH. Veinticuatro horas después de la irrigación, los macroporos se drenan y el oxígeno difunde en el suelo promoviendo de nuevo la nitrificación.

El agua que se infiltra como flujo preferencial a través de los bioporos y grietas se mueve rápido y su composición química no cambia ya que los constituyentes del agua no interactúan con la fase sólida del suelo. El agua que se infiltra a través de este tipo de poros, más allá de la zona de las raíces, se mueve lateralmente entre el contacto del suelo y el primer pseudo-estrato y como agua de percolación profunda. Lo anterior, constituye una pérdida de 33 a 57% del nitrógeno que entra con el agua de irrigación. Sin embargo, se encontró que el cultivo absorbe el 65% del N aportado por el agua residual, lo que significa un buen uso del N incluso mayor que el encontrado en sistemas agrícolas que son fertilizados. Por lo que queda claro que entra más nitrógeno de lo que el cultivo necesita y el tratamiento del agua residual podría ayudar a reducir las pérdidas de nitrógeno al agua subterránea.

La información recabada permite concluir que la desnitrificación también pudiese ocurrir en la zona saturada, ya que se encuentra favorecida por las concentraciones de COD y la relativa ausencia de oxígeno en el agua subterránea. El proceso antes mencionado, permite la autopurificación de una parte del N-NO_3^- que se lixivia de la

zona de las raíces y que llega al agua subterránea explicando el por qué las concentraciones de N-NO_3^- no son tan altas como se esperaría. En la figura 48, se muestra el modelo conceptual de nitrógeno planteado en base a las observaciones hechas en el presente trabajo.

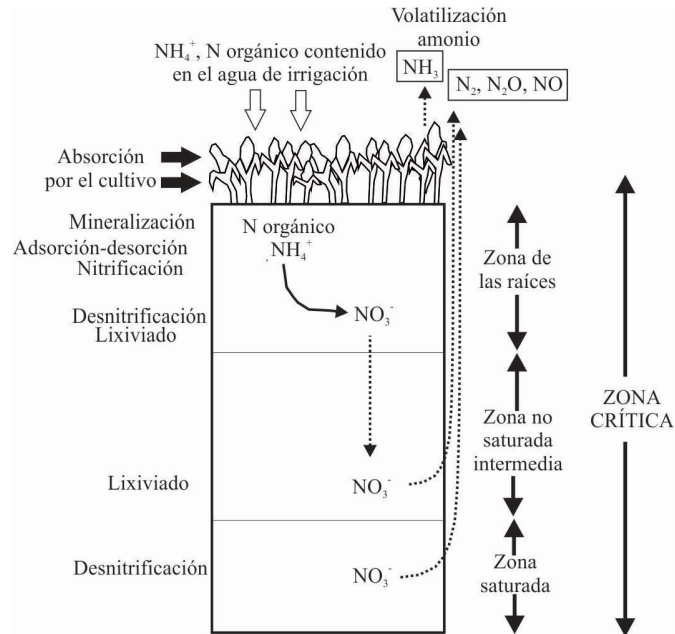


Figura 48. Modelo conceptual de la dinámica de nitrógeno en el sitio estudiado.

La concentración de del ión Cl^- no vario a lo largo de la zona crítica, de tal forma que constituye un buen trazador del agua. De este modo, la relación de Nt/Cl se usó exitosamente para identificar las pérdidas y ganancias de nitrógeno en el sistema.

6. RECOMENDACIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

PLAN DE PERFORACIÓN

El piedemonte estudiado constituye a la fecha, un observatorio de la zona crítica en el cual se evalúa tanto el intemperismo debido al constante paso del agua residual como el destino de diferentes contaminantes (que llegan con el agua residual y los agroquímicos aplicados por los agricultores locales) a lo largo de la zona crítica. En este sentido, se evalúa la necesidad/factibilidad de instalar dos nuevos piezómetros que permita generar la información que mejore la descripción de la zona no saturada y el análisis más preciso del comportamiento del nivel freático en la zona.

En base a la información generada de la caracterización de la zona no saturada y saturada en la presente tesis, y con el objetivo de contar con más sitios para el monitoreo de la dinámica del agua y de solutos dentro del piedemonte estudiado, se propone la perforación de dos nuevos piezómetros profundos (PO4 y PO5, ver figura 49) con coordenadas UTM aproximadas de 477,878 m E, 2, 225,203 m N y 477,584 m E, 2, 225,520 m N, respectivamente.



Figura 49. Localización de pozos de observación ya instalados (PO1, PO2 y PO3) y propuestos (PO4 y PO5); (imagen tomada de google).

Para el avance en la perforación se debe utilizar una broca tricónica de 4 1/2" y se recomienda un ensayo de Penetración Normal, para penetrar un muestreador de tubo partido. Lo anterior se llevará a cabo a las profundidades indicadas para cada piezómetro en la tabla 15.

Tabla 15. Profundidades a las cuales se recomienda realizar el ensayo de Penetración Normal para ambos pozos de observación.

No de muestra	P04	P05
1	1.8 a 3.5 m	2 a 4 m
2	3.5 a 5 m	4 a 5 m
3	5 a 8.5 m	5 a 6 m
4	8.5 a 18 m	7 a 8.5 m
5	18 a 19.5 m	8.5 a 11 m
6	19.5 a 24 m	12 a 19 m
7	24 a 29 m	19 a 24 m
8	29 a 31 m	24 a 27 m
9	31 a 33 m	
10	33 a 38 m	

Se propone que la profundidad mínima de perforación para el P04 sea de 38 m y en el caso del P05 de 27 m. Lo anterior debe ser verificado en campo durante la perforación teniendo en cuenta que por lo menos se debe llegar 6 metros por debajo de la zona saturada. Para la instalación de los pozos de observación se deberán hincar tubos de PVC hidráulico de 4" en tramos de 3 m. La longitud ranurada será de 6 metros y el resto de tubería lisa. Se utilizara como material de relleno gravanzón y bentonita.

CONSIDERACIONES FINALES

La eficiencia del sistema de riego por inundación utilizado en la zona de estudio es menor (entre 49 y 60%) comparado con otros sistemas de irrigación, como por ejemplo por aspersión (75%) y riego por goteo (90%) (Dworak et al. 2007). Sin embargo, estos sistemas requieren la eliminación o reducción significativa de partículas suspendidas en el agua de irrigación para evitar que se obstruyan los dispositivos de salida.

Para hacer más eficiente el uso del agua residual podría ser necesario su tratamiento previo. El cultivo absorbe el N aplicado con una eficiencia del 65%, la cual es mayor comparado con agroecosistemas que utilizan fertilizantes nitrogenados de uso convencional en la agricultura (Grahmann et al. 2013). Se verificó que las pérdidas por lixiviación del N aplicado ascienden hasta un 10% por lo que la aplicación de N debería ser disminuida para reducir en la medida de lo posible perdidas de N por lixiviación. El tratamiento del agua por sedimentación/floculación (por ejemplo, un tratamiento primario de agua residual) reduciría el contenido de N en el agua de riego en alrededor del 10 a 25% (Kivaisi, 2001) y podría ayudar a ajustar la entrada de N al sistema a las necesidades reales de los cultivos para de este modo minimizar las pérdidas de N. El riego por aspersión con boquillas disminuiría o incluso evitaría el flujo preferencial en el suelo que es por donde se lixivia la mayor cantidad de N-NO₃⁻.

Resultó especialmente interesante descubrir que hasta un 25% del N aplicado, y que no se absorbió por los cultivos, podría ser desnitrificado a N₂. Dicho proceso podría estar influenciando significativamente en la capacidad de auto-depuración del

sistema. Este proceso merece una mayor investigación al igual que la adsorción temporal de N-NH_4^+ a los coloides del suelo.

REFERENCIAS

Adams, M. (1995). Fundamentos de química de suelos. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. Universidad Central de Venezuela. Anaco Ediciones. Caracas Venezuela. 393 pp

Advanced Geosciences, Inc. (2009). Instruction Manual for Earth Imager 2D Version 2.4.0 Resistivity and IP Inversion Software. 139 pp.

Allen, R.G.; Pereira, L. S.; Raes, D. y Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56

Allison, F. E. (1955). The enigma of soil nitrogen balance sheets. *Advances in Agronomy*. 7, 213-250.

Almanza, G. V. (2000). Reusó agrícola de las aguas residuales de Cd. Juárez, (Chih., México). En el Valle de Juárez y su impacto en la salud pública. *Revista Salud Pública y Nutrición (FASPYN)*. Vol 1(3).

Amundson, R.; Richter, D.D.; Humphreys, S. G.; Jobbágy, G. E.; Gaillardet, J. (2007). Coupling between biota and earth materials in the critical zone. *Elements*. 3, 327-332.

ASTM C136-01, Standard Test Method for Sieve Analysis of Fine and Coarse Aggregates.

ASTM Standard D1586-11. "Standard Test Method for Standard Penetration Test (SPT) and Split-Barrel Sampling of Soils", Annual Book of ASTM Standards, ASTM International, West Conshohocken, PA.

ASTM Standard D1587-08."Standard Practice for Thin-Walled Tube Sampling of Soils for Geotechnical Purposes", Annual Book of ASTM Standards, ASTM International, West Conshohocken, PA.

ASTM D2487-11, Standard Practice for Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Classification System), ASTM International, West Conshohocken, PA, 2011, www.astm.org.

ASTM D4318-95a, Standard Test Method for Liquid Limit, and Plasticity Index of Soils.

Badillo, J. y Rodríguez, R. (1991). Mecánica de suelos. Tomo 2, Teoría y aplicaciones de la mecánica de suelos. Limusa Noriega Editores. DF. México. 700 pp.

Blasco, L. M. (1970). Microbiología de Suelos. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Centro de Enseñanza e Investigación. Turrialba, Costa Rica. 247 pp.

Bodner, G.; Leitner, D.; Kaul, HP. (2014). Coarse and fine root plants affect pore size distributions differently. *Plant Soil*. 380: 133-151.

Bouwer, H. and Jackson, R.D. (1974). Determining soil properties. In van Schilfgaarde, J., ed., *Drainage for Agriculture*. Madison, WI: American Society of Agronomy. 611–672 p.

Bouwer, H. and Rice, R.C. (1976). A slug test method for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells, *Water Resources Research*. 12, 3: 423-428.

Brantley, S. L.; White, T. S.; White, A. F.; Sparks, D.; Richter, D.; Pregitzer, K.; Derry, L.; Chorover, J.; Chadwick, O. (2006). *Frontiers in Exploration of the Critical Zone: Report of a workshop sponsored by the National Science Foundation (NSF)*. Newar, DE. 30 pp.

British Geological Survey (BGS); Comisión Nacional del Agua (CNA); London School of hygiene and Tropical Medicine (LSHTM); University of Birmingham (UB). (1998). *Impact of wastewater reuse on groundwater in the Mezquital Valley, Hidalgo state, México, Final Report*, Department for International Development, Comisión Nacional del Agua, British Geological Survey, London School of hygiene and Tropical Medicine, University of Birmingham. Final report. pp. 155.

Buczko U.; Kuchenbuch R.O.; Lennartz B. (2010). Assessment of the predictive quality of simple indicator approaches for nitrate leaching from agricultural fields. *Journal of Environmental Management*. 91:1305–1315.

Cadahía, L. C. (2005). *Ferti-irrigación. Cultivos Hortícolas, frutales y ornamentales*. Ediciones Mundi Prensa. Madrid, España. 3ª Edición. 687 pp.

Camargo, J. A.; Alonso, A.; Salamanca, A. (2005) Nitrate toxicity to aquatic animals: a review with new data for freshwater invertebrates. *Chemosphere* 58, 1255067.

Casanova, O. E. F. (2005). *Introducción a la ciencia del suelo*. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. Universidad Central de Venezuela. 2ª edición. 487 pp.

Catalán, L. J. G. (1981). *Química del agua*. Madrid, España, Fuenlabrada.

Cervantes-Medel, A. y Armienta, M. A. (2004). Influence of faulting on groundwater quality in Valle del Mezquital, México. *Geofísica Internacional*. Vol 43 (3). 477-493.

Chapin, F. S.; III, Matson. P. A.; Mooney H. (2002). *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. Springer-Verlag, New York, New York, USA.

Chen C. C.; Turner, F. T.; Dixon, J. B. (1989). Ammonium fixation by high charge smectite in selected Texas Gulf Coast soils. *Soil Science Society of America*. Vol 53: 1035-1040.

- Chesworth, W. (2008). Encyclopedia of Soil Science. Springer Link. New York, U.S.A. 849 pp.
- Chesnaux, R. & Allen, D. M. (2008). Simulating Nitrate Leaching Profiles in a Highly Permeable Vadose Zone. *Environmental Modeling & Assessment*. Vol 13, 527-539.
- Chrorover, J.; Kretschmar, R.; Garcia-Pichel, F.; Sparks, D. L. (2007). Soil Biogeochemical Processes within the Critical Zone. *Elements*. Vol. 3, 321-326.
- Codispoti, L. A. (2010). Oceans. Interesting times for marine N₂O. *Science*, 327(5971), 1339-1340. <http://doi.org/10.1126/science.1184945>.
- Comisión Nacional del Agua (CNA). (2003). Anteproyecto de la Norma Oficial Mexicana, NOM-014-CNA-2003. Requisitos para la recarga artificial de acuíferos.
- Connor, D. J & Loomis, R. S. (2002). Crop ecology. Productivity and management in agricultural systems. Cambridge University Press. 1ª edición. Londres. pp. 594.
- Costa, J.L.; Massone, H.; Martínez, D. et al (2002) Nitrate contamination of a rural aquifer and accumaltion in the unsaturated zone. *Agr Water Manage* 57:33-47.
- Coyne, M. (2000). Microbiología del Suelo: un enfoque exploratorio. Ed Paraninfo.
- Crespo, V. C. (2004). Mecánica de suelos y cimentaciones. 5ª Edición. Editorial Limusa. Distrito Federal, México. 650 pp.
- Custodio, E. y Llamas, R. (2001). Hidrología subterránea. Tomo II. Ediciones Omega. Barcelona, España. 2a Edición. 1224 pp.
- Daims, H., Lebedeva, E. V., Pjevac, P., Han, P., Herbold, C., Albertsen, M., et al. (2015). Complete nitrification by *Nitrospira* bacteria. *Nature*, 528(7583), 504-509. <http://doi.org/10.1038/nature16461>
- Das, M. B. (2001). Fundamentos de ingeniería geotécnica. Thomson Editores, S.A. de C.V. DF. México. 608 pp.
- Daub, W. G. y Seese, S. W. (1996). Química. Prentice Hall Hispanoamericana. México. Séptima edición. 652 pp.
- De las Salas, G. (1987). Suelos y ecosistemas forestales; con énfasis en América tropical. Colección de libros y materiales educativos No. 80. Instituto interamericano de cooperación para la Agricultura (IICA). 1ª edición. San José, Costa Rica. 450p.

De Pablo Galán, L.; De Pablo, J.J.; Chávez-García, M.L. (2001). Diagenesis and shear rheology of a Recent Pleistocene volcanogenic sequence, Mexican Basin. Implications to swelling and stability: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 175-185.

De Pablo Galán, L.; De Pablo, J.J.; Chávez-García, M.L. (2002). Diagenesis and rheology of a recent-Pleistocene volcanogenic sedimentary sequence, Mexican Basin: *Clays and Clay Minerals* 50(6), 807- 823.

Del Arenal-Capetillo R (1985). Estudio hidrogeoquímico de la porción centro-oriental del Valle del Mezquital, Hidalgo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 6:86-97.

Diez, J. A.; Roman, R.; Caballero, R.; Caballero, A. (1997). Nitrate leaching from soils under a maize-wheat-maize sequence, two irrigation schedules and three types of fertilisers. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. Vol 65, 189-199.

Domagalski, L. J.; Phillips, P. S.; Bayless, R. E.; Zamora, C.; Kendall, C.; Wildman, A. R.; Hering, G. J. (2008). Influences of the unsaturated, saturated, and riparian zones on the transport of nitrate near the Merced River, California, USA. *Hydrogeology Journal*. Vol 16, 675-690.

Doménech, X. y Peral, J. (2006). *Química ambiental de sistemas terrestres*. Editorial Reverté. Barcelona, España. 247 pp.

Duan, R.; Sheppard, D. C.; Fedler, B. C. (2010). Short-term effects of wastewater land application on soil chemical properties. *Water Air and Soil Pollution*. Vol 211, 165-176.

Dworak, T.; Berlund, M.; Laaser, C.; Strosser, P.; Roussard, J.; Grandmougin, B.; Kossida, M.; Kyriazopoulou, I.; Berbel, J.; Kolberg, S.; Rodríguez-Díaz, J.A.; Montesinos, P. (2007) *EU Water Saving Potential*, European Commission report, Brussels, Belgium.

Eijkelkamp Agrisearch Equipment (2011). *Operating Instructions*. Guelph permeameter 44 pp. <http://www.eijkelkamp.com>.

Essington, M. E. and M. A. Stewart. (2015). The Influence of Temperature and pH on Antimonate Adsorption by Gibbsite, Goethite, and Kaolinite. *Soil Science*, 180:54-66.

Fassbender, H.W. y Bornemisza, E. (1987). *Química de suelos de América Latina*. Servicio Editorial del Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA). San José, Costa Rica. 404 pp.

Fedo, C.M.; Nesbitt, H.W.; Young, G.M. (1995). Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.

Firestone, M. K.; Firestone, R. B.; Tiedje, J. M. (1980). Nitrous oxide from soil denitrification: factors controlling its biological production. *Science*, 208, 749-751.

Flórez, L. y Alcalá, J. (2010). Manual de procedimientos analíticos. Laboratorio de física de suelos. Universidad Nacional Autónoma de México UNAM. Instituto de geología. Departamento de edafología. Disponible en: <http://www.geologia.unam.mx/igl/deptos/edafo/lfs/MANUAL%20DEL%20LABORATORIO%20DE%20FISICA%20DE%20SUELOS1.pdf>. Fecha de consulta, marzo de 2012.

Forsythe, W. (1985). Manual de laboratorio. Física de suelos. 1ª Edición. 2ª reimpresión. San José, Costa Rica: IICA. 217 pp.

Freeze, A. R. and Cherry, A. J. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall.

Fries, C. Jr. (1958). *Geology of the State of Morelos and contiguous areas in South-Central, Mexico: United States, University of Arizona*, tesis doctoral, 329 p.

Fries, C. Jr. (1960) *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central Meridional de México: Boletín del Instituto de Geología*, 60, 236 p.

Fryar, AE.; Macko, SA.; Mullican, WF.; Romanak, KD.; Bennett PC. (2000) Nitrate reduction during ground-water recharge, southern High Plains, Texas. *Journal of Contaminant Hydrology* 40:335-363

Garg, K. K.; Madan K.; Jha, M. K.; Kar, S. (2005). Field Investigation of Water Movement and Nitrate Transport under Perched Water Table Conditions. *Biosystems Engineering*. Vol 92(1), 69-84.

Garza, A. V. (2000). Reuso agrícola de las aguas residuales de Cd. Juárez, (Chih., México). En *el Valle de Juárez y su impacto en la salud pública. Revista Salud Pública y Nutrición (RESPYN)*. Vol 1(3).

Gens, A. & Romero, E. (2000). Ensayos de laboratorio. Simposio sobre geotécnica de las infraestructuras del transporte. Barcelona: 17-43.

Grageda, C. O. A.; Vermoesen, A.; van Cleemput, O.; Peña, C. J. J. (2000). Efecto del tipo de suelo, humedad y fuente de nitrógeno en las emisiones de N₂ y N₂O. *Terra Latinoamericana*, Vol 18(001). Universidad Autónoma Chapingo, México, 1-9 pp.

González, C. M. (2001). *El terreno*. Ediciones de la Universidad Politécnica de Cataluña, SL. Barcelona, España. 1ª Edición. 320 pp.

González. M, B. (2007). Cuantificación de la desnitrificación en suelos agrícolas del Valle del Mezquital. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Tesis de Maestría. 111 pp.

González-Méndez B.; Webster R.; Fiedler S et al (2015). Short-term emissions of CO₂ and N₂O in response to periodic flood irrigation with waste water in the Mezquital Valley of Mexico. *Atmos Environ* 101:116-124

Gouveia, G.; Eudoxie, G. (2002). Relationship between ammonium fixation and some soil properties and effect of cation treatment on fixed ammonium release in a range of Trinidad soils. *Commun Soil Sci Plan* 33: 1751-1765

Guo L, Lin H. (2016). Critical zone research and observatories: Current status and future perspectives. *Vadose Zone Journal* 15: 1-14. DOI:10.2136/vzj2016.06.0050.

Grahmann. K.; Verhulst, N.; Buerkert A et al (2013). Nitrogen use efficiency and optimization of nitrogen fertilization in conservation agriculture. *CAB Reviews* 8 53:1749-8848

Guevara, M.; Verma, S. P.; Velasco-Tapia, F.; Lozano-Santa Cruz.; R. and Patricia Girón, P. (2005). Comparison of linear regression models for quantitative geochemical analysis: Example of X-ray fluorescence spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*; 29(3), 271-284.

Gupta, S.K; Gupta, R.C.; Chhabra, S.K.; et al (2008) Health issues related to N pollution in water and air. *Indian Agriculture, Environment and Health* 94:1469-1477

Gurdak, J.J.; Hanson, T.R.; McMahon, B.P. et al (2007) Climate variability controls on unsaturated water and chemical movement, High Plains Aquifer, USA. *Vadose Zone J* 6:533-547.

Gurovich, A. L. (1985). Fundamentos y diseño de sistemas de riego. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA). San José, Costa Rica. 1^a Edición. 433 pp.

Gutiérrez-Ruiz, M. E.; Siebe. C.; Sommer, I. (1995). Effects of land application of wastewater from Mexico City on soil fertility and heavy metal accumulation: a bibliographical review. *Environmental Reviews*. Vol 3: 318-329.

Hamilton, J. A.; Stagnitti, F.; Xiong, X.; Kreidl, L. S.; Benke, K. K.; Maher, P. (2007). Wastewater irrigation: The state of play. *Vadose Zone Journal*. Vol 6(4): 823-840.

Hargreaves, G.H.; Samani, Z.A. (1985) Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. in Agric* 1:96-99.

Harr, M. E. (1962). *Groundwater and Seepage*, McGraw-Hill.

Hernández-Martínez J.L.; Prado, B.; Durán-Álvarez, J.C; et al. (2014). Movement of water and solutes in a wastewater irrigated piedmont. *Procedia Earth and Planetary Science* 10:365-369.

Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics*. San Diego, California. Academic Press. 771 pp.

Hornberger, M. G.; Raffensperger, P. J.; Wiberg, L. P.; Eshleman. (1998). *Elements of Physical Hydrology*. The Johns Hopkins University Press. EUA. First Edition. 307 pp.

Hubbert, M. K. (1940). The theory of ground-water motion. *J. Geology*, 48, 785-944.

IDRC. (2002). *Sistemas Integrados de Tratamiento y Uso de Aguas Residuales en América Latina: Realidad y Potencial*. ESTUDIO COMPLEMENTARIO DEL CASO MEZQUITAL, ESTADO DE HIDALGO, MÉXICO. IDRC – OPS/HEP/CEPIS.

IRENAT/Colegio de Postgraduados. (2000). *Manual de procedimientos analíticos para análisis de suelos y plantas de laboratorio de fertilidad de suelo*. Colegio de Postgraduados, México.

ISRIC (Centro Internacional de Referencia e Información de Suelos). (1992). *Procedures for soil analysis*, 3 ed. Van Reeuwijk, L. P. (Eds). International Soil Reference and Information Centre, Wageningen.

IUSS Grupo de Trabajo WRB. (2007). *Base Referencial Mundial del Recurso Suelo*. Primera actualización 2007. *Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103*. FAO, Roma.

Jiménez-Cisneros, B. (1995). Wastewater reuse to increase soil productivity. *Water Science and Technology*. Vol 32(12): 173-180.

Jiménez B.; Asano T. (2008). *World overview. Water reclamation and reuse around the world. Water reuse. An international survey of current practice, issues and needs*. London, IWA Publishing.

Jiménez, B.; Chávez A. (2004) Quality assessment of an aquifer recharged with wastewater for its potential use as drinking source: “El Mezquital Valley” case. *Water Sci Technol* 50:269-276.

Jiménez CB.; Siebe G.C.; Cifuentes GE. (2005). El reúso intencional y no intencional del agua en el Valle de Tula. *El agua vista en México vista desde la academia*. Editores: Jiménez, B.; Marín, L. Academia Mexicana de Ciencias. Edición digital. DF. México. 33-55 pp.

Ju, T. X.; Kou, L. C.; Zhang, S. F.; Christie, P. (2006). Nitrogen balance and groundwater nitrate contamination: Comparison among three intensive cropping systems on the North China Plain. *Environmental Pollution*. Vol 143, 117-125.

Kass, D. (1996). *Fertilidad de Suelos*. Editorial EUNED. San José, Costa Rica. 272 p.

Katz, G. B.; Sepulveda, A. A.; Verdi, J. R. (2009). Estimating nitrogen loading to ground water and assessing vulnerability to nitrate contamination in a large karstic springsbasin, Florida. *Journal of the American Water Resources Association*. Vol 45(3), 607-627.

Kivaisi, A.K. (2001). The potential for constructed wetlands for wastewater treatment and reuse in developing countries: a review. *Ecol Eng* 16: 545-560

Krauskopf, K. B. (1967). *Introduction to geochemistry*, Mc Graw-Hill.

Lal, R.; Shukla, M. K. (2004). *Principles of soil physics*. Marcel Dekker, Inc. New York, EUA. 716 pp.

León, L. A. (1981). *Química de suelos inundados*. Centro Internacional de Agricultura Tropical, CIAT. Cali, Colombia. 1ª Edición. 35 pp.

Lesser-Carrillo, L.E.; Lesser-Illades, J.M.; Arellano-Islas, S.; González-Posadas, D. (2011). Balance hídrico y calidad del agua subterránea en el acuífero del Valle Mezquital, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28:323-336

Lin, H. , (2010). Earth's critical zone and hydrogeology: concepts, characteristics, and advances. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol 14, 25-45.

Liu, A.; Ma, B.L.; Bomke, A.A. (2005) Effects of cover crops on soil aggregate stability, total organic carbon, and polysaccharides. *Soil Sci Soc Am J* 69, 2041–2048.

Lloyd, J.W. and Heathcote, J.A. (1985). *Natural Inorganic Hydrochemistry in Relation to Groundwater, An Introduction*, Oxford University Press, New York, 294 p.

Locke, M.H. (2004). *Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys*.

Lozano-Santa Cruz.; R., Bernal, J.P. (2005). Assessment of a new set of geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 22(3), 329-344.

Martín-Benito, T. J. M. (2005). *El riego por aspersión y su tecnología*. 3ª Edición. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, España. 585 pp.

Martínez, A. P. E.; Martínez, S. P.; Castaño, C. S. (2005). *Fundamentos de Hidrogeología*. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, España. 279 pp.

McGilvery, W. R. (1975). *Biochemical concepts*. W. B. Saunders Company, Philadelphia, USA. 530 p.

Millar, A. A. (1993). *Manejo de agua y producción agrícola*. 1ª Edición. Universidad de Concepción. Facultad de ingeniería Agrícola. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA). Santiago de Chile. 560 pp.

Miller, J.H.; Ela, W.P.; Lansey, K.E. et al (2006) Nitrogen transformations during soil-aquifer treatment of wastewater effluent-oxygen effects in fields studies. *J Environ Eng* 132:1298-1306.

Moeller, T. (1982). *Inorganic Chemistry- A modern introduction*. John Wiley & Sons, Inc., New York, USA. 1ª edition. 903p.

Moore, A.T.; Xing Y.; Lazenby, B.; Lynch J. M.D.; Schiff, S.; Robertson D. W.; Timlin, R.; Lanza, S.; Ryan, M. C.; Aravena, R.; Fortin, D.; Clark D. I.; Neufeld, D.J. (2011). Prevalence of Anaerobic Ammonium-Oxidizing Bacteria in Contaminated Groundwater. *Environ. Sci. Technol.* 45: 7217-7225.

Moreno-Vivian, C.; Cabello, P.; Martínez-Luque, M.; Blasco, R.; Castillo, F. (1999). Prokaryotic nitrate reduction: molecular properties and functional distinction among bacterial nitrate reductases. *J Bacteriol* 181(21):6573-6584.

Mulder, A.; van de Graaf, A. A.; Robertson, L. A.; Kuenen, J. G. (1995). Anaerobic ammonium oxidation discovered in a denitrifying fluidized bed reactor. *FEMS Microbiol. Ecol.*16: 177-183.

Nahon, D. D. (1991). *Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering*. New York, USA, J Wiley & Sons.

NASA. (2010). *The Nitrogen Cycle*. Nitrogen transformations in soil, water, and air. Soil Science Education. <http://soil.gsfc.nasa.gov/NFTG/nitrocyc.htm>.

Navarro, B. S.; Navarro, G. G. (2003). *Química Agrícola*. El suelo y los elementos químicos esenciales para la vida vegetal. Ediciones Mundi Prensa, Madrid España, 2ª Edición. 487 pp.

Nesbitt, H.; Young, G. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. Vol. 279.715-717.

Nesbitt. H. W.; Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48,p. 1523-1534.

Nesbitt HW. (1992). Diagenesis and metasomatism of weathering profiles, with emphasis on Precambrian paleosols. In: Martin IP, Chesworth W, editors. *Weathering, Soils & Paleosols*. Amsterdam, the Netherlands: Elsevier, pp. 127-152.

Nieder R.; Benbi D.K. (2008). *Carbon and Nitrogen in the Terrestrial Environment*. Springer Science + Business Media B.V., p. 430.

NOM-127-SSA1-1994. Salud ambiental, agua para uso y consumo humano- Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización.

Núñez, S. J. (2000). *Fundamentos de Edafología*. Editorial EUNED. San José de Costa Rica. 2ª Edición. 188 pp.

Oliveira, P. J. A.; Afif, K. E.; Mayor, L. M. (2006). *Análisis de suelos y plantas y recomendaciones de abonado*. Ediciones de la universidad de Oviedo. 1ª Edición. 160 p.

Parra, M. A.; Fernández-Escobar, R.; Navarro, C.; Arquero, O. (2002). *Los suelos y la fertilización del olivar cultivado en zonas calcáreas*. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 259 pp.

Pereira-Leal, R., M.; Pittol, F., L.; Herpin, U.; Ferreira da Fonseca, A.; Regina, M., C.; dos Santos Dias, C., T.; Melfi, A. J. (2010). Carbon and nitrogen cycling in a tropical Brazilian soil cropped with sugarcane and irrigated with wastewater. *Agricultural Water Management*. Vol 97, 271-176.

Porta, J.; López-Acevedo, M.; Roquero, C. (2003). *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, España. 931 pp.

Qadir, M.; Wichelns, D.; Raschid-Sally, L.; McCornick, P. G.; Drechsel, P.; Bahri, A.; Minhas, P. S. (2010). The challenges of wastewater irrigation in developing countries. *Agricultural Water Management*. Vol 97, 561-568.

Rahil, H. M. & Antonopoulos, Z. V. (2007). Simulating soil water flow and nitrogen dynamics in a sunflower field irrigated with reclaimed wastewater. *Agricultural Water Management*. Vol 92, 142-150.

Raschid-Sally, L. & Jayakody, P. (2008). *Drivers and characteristics of wastewater agriculture in developing countries: Results from a global assessment*. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute (IWMI Research Report 127). 35p.

Richards, L.A. (1954). *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkaline Soils*. United States Salinity Laboratory Staff. *Agricultural Handbook No 60*. United States Department of Agriculture, 160 p.

Roy, L.V.; Krapac, I.G.; Chou, S.F.J.; et al (1991). Batch-type procedures for estimating soil adsorption of chemicals. U. S. Environmental Protection Agency, Illinois.

Rushton, K. R. 1998. Recharge from permanent water bodies In: Recharge Phreatic Aquifers in Semi-Arid Areas. IAH International Contributions to Hydrogeology, Balkema, Netherlands. pp 4.

SAGARPA (2011) Secretaría de agricultura, ganadería, desarrollo rural pesca y alimentación. Agenda de innovación tecnológica del estado de Hidalgo.

Samani, Z. (2000). Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Vol. 126, No. 4, pp. 265-267

Samouëlian, A.; I. Cousin, A.; Tabbagh, A.; Bruand y G. Richard. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: a review. Soil Till Res 83, 173-193.

Sánchez, A. P. (1981). Suelos del Trópico. Características y manejo. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. San José, Costa Rica. 1ª Edición. 634 pp.

Sanders, L. (1998). A manual of field hydrogeology. Prentice-Hall, 381pp.

Santa Olalla .M. F. M.; López, F. P.; Calera, B. A. (2005). Agua y Agronomía. Ediciones Mundi-Prensa. Universidad de Castilla- La Mancha, España. 606 pp.

SARH (1985). Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos. Datos del laboratorio de Suelos y Aguas, México. Oficinas Centrales del Distrito de Riego 03, Mixquiahuala, Hidalgo.

Scanlon, B.R.; Reedy, R.C.; Tachovsky, J.A. (2007). Semiarid unsaturated zone chloride profiles: archives of past land use change impacts on water resources in the southern High Plains, United States. Water Resour Res 43, W06423. doi:10.1029/2006WR005769.

Schlichting, E.; Blume, H.P.; Stahr, K. (1995). Bodenkundliches praktikum. Pareys studentexte 81, Blacwell Wissenschafts. Verlag Berlin.

SCS-USDA. (1983). Soil Survey Staff. National Soils Handbook, title 430-VI. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

Segerstrom, K. (1962). Geology of South-central Hidalgo and north-easter Mexico: United State Geological Survey Bulletin, 1104 C, 87-162.

Seoáñez, C. M. (2000). Tratado de reciclado y recuperación de productos de los residuos. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, España. 609 p.

SGM. Servicio Geológico Mexicano. (2002). Carta Geológico-Minera, Ciudad de México, E14-2, Edo. de Méx., Tlax., D.F., Pue., Hgo. y Mor. Primera Edición.

Siebe, C. (1994) Akkumulation, Mobilität und Verfügbarkeit von Schwermetallen in langjährig mit Abwasser bewässerten Böden Zentralmexikos. Hohenheimer Bodenkundliche Hefte 17, Stuttgart, Institut für Bodenkunde und Standortlehre (Ed.), Universität Hohenheim.

Siebe, C. (1994a). Acumulación y disponibilidad de metales pesados en suelos regados con aguas residuales en el distrito de riego 03, Tula, Hidalgo, México. Revista Internacional de Contaminación Ambiental. Vol 10(1): 15-21.

Siebe, C. (1997). Desarrollo de valores de referencia para Cd y Pb en suelos regados con aguas residuales. TERRA. Vol 15(4): 365-370.

Siebe, C. (1998). Nutrient inputs to soils and their uptake by alfalfa through long-term irrigation with untreated sewage effluent in Mexico. Soil use and Management. Vol 14: 119-122.

Siebe, C. & Cifuentes, E. (1995). Environmental impact of wastewater irrigation in central Mexico: an overview. International Journal of Environmental Health Research. Vol 5: 161-173.

Siebe, C.; Jahn, R.; Stahr, K. (1996). Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en campo. Publicación Especial 4. Sociedad Mexicana de Ciencia del Suelo, A. C. Chapingo, Edo. de México, México.

Siebe, C.; Chapela-Lara, M.; Cayetano-Salazar, M.; Prado, B.; Siemens, J. (2016). Effects of more than 100 years of irrigation with Mexico City's wastewater in the Mezquital Valley (Mexico). Safe use of wastewater in agriculture: good practice examples. UNU-FLORES. Germany. 121- 138 pp.

Singer, J. M. & Munns, N. D. (2002). Soils: an introduction. Upper Saddle River, New Jersey. Prentice Hall. 5th ed. 429 p.

Simek, M and Cooper, J.E. (2002). The influence of soil pH on denitrification: progress towards the understanding of this interaction over the last 50 years. European Journal of Soil Science. Vol 53, 345-354.

Smith, E. and Hegazy, S. (2006). E. coli transport in soil columns: implications for reuse of treated wastewater in irrigation. Water Science & Technology. Vol. 54, No. 11-12, 175-182.

Sophocleous, M.; Townsend, M. A.; Vocasek, F.; Ma, L.; C., A. K. (2010). Treated Wastewater and Nitrate Transport Beneath Irrigated Fields near Dodge City, Kansas. *Current Research in Earth Sciences Bulletin* 258 (part 1), 1-31.

Stenger, R.; Barkle, G.F.; Burgess, C.; Wall, A. and J. Clague. (2008). Low nitrate contamination of shallow groundwater in spite of intensive dairying: the effect of reducing conditions in the vadose zone – aquifer continuum. *Journal of Hydrology (NZ)*, 47(1): 1- 24.

Stevens, R.J.; Laughlin, R.J. (1998). Measurement of nitrous oxide and di-nitrogen emissions from agricultural soils. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*. Oct 1; 52 (2-3):131-9.

Tak, H. I.; Inam, A.; Inam, A. (2010). Effects of urban wastewater on the growth, photosynthesis and yield of chickpea under different levels of nitrogen. *Urban Water Journal*. Vol 7(3), 187-195.

Talsma, T. & Hallam, P.M. (1980). Hydraulic conductivity measurement of forest catchments. *Aust. J. Soil Res.* 18, 139-148.

Thompson, L. M. y Troeh, F. R. (1988). *Los suelos y su fertilidad*. 4ª Edición. Editorial Reverté. Barcelona, España. 657 p.

Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in a small drainage basin. *Journal of Geophysical Resources*, vol. 68(16), pp. 4795-4812.

Tóth, J. (1999). "Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations." *Hydrogeology Journal* 7: 1-14.

Tortora, G.J.; Funke, B.R.; Case, CL. (2007). *Microbiology: an introduction*. California, United States.

Tovar, V. J. E. (2002). *Anotaciones sobre ecología*. Universidad Nacional de Colombia, sede Palmira. 1ª edición. Cali, Colombia. 163 pp.

United Nations Environment Programme (UNEP). (2007). *El agua una responsabilidad compartida*. 2 informe de las naciones unidas sobre el desarrollo de los recursos hídricos en el mundo. Disponible en: http://www.unep.org/geo/GEO4/report/GEO-4_Report_Full_ES.pdf.

Van de Graaf, A. A.; Mulder, A.; Debruijn, P.; Jetten, M. S. M.; Robertson, L. A.; Kuenen, J. G. (1995). Anaerobic oxidation of ammonium is a biologically mediated process. *Appl. Environ. Microbiol.* 61:1246-1251.

Van Kessel, M. A. H. J., Speth, D. R., Albertsen, M., Nielsen, P. H., Camp, den, H. J. M. O., Kartal, B., et al. (2015). Complete nitrification by a single microorganism. *Nature*, 528(7583), 555–559. <http://doi.org/10.1038/nature16459>

Ven Te, C.; Mident, R. D.; Mays Larry, W. (2000). Hidrología Aplicada. Santa Fe de Bogota. McGraw-Hill Interamericana.

Villón, B. M. (2006). Drenaje. Editorial tecnológica de Costa Rica. 1a Edición. 544 pp.

Wang, Q.; Li, F.; Zhao, L.; Zhang, E.; Shi, S.; Zhao, W.; Song, W.; Vance, M. M. (2010). Effects of irrigation and nitrogen application rates on nitrate nitrogen distribution and fertilizer nitrogen loss, wheat yield and nitrogen uptake on a recently reclaimed sandy farmland. *Plant and Soil*. Vol 337, 325-339.

Wilcox, L. V. (1955) Classification and use of irrigation waters. United States Department of Agriculture, Circular 969. 19 p.

Wild, A. (1989). Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 1047 pp.

Wilson, B.W.; Hernández, J.P.; Meave, E. (1955), Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 18(1), 1-10.

WHO. (2006). World Health Organization. Guidelines for the safe use of wastewater. Vol. II. Wastewater use in agriculture excreta and greywater. 196 p. Disponible en: http://whqlibdoc.who.int/publications/2006/9241546832_eng.pdf.

Zumft, W. G. (1997). Cell biology and molecular basis of denitrification. *Microbiology and Molecular Biology Reviews*, 61(4): 533–616.