



COLEGIO DE POSTGRADUADOS
INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE EDAFOLOGÍA

**ESTUDIO MULTIESCALAR DE LA FORMACIÓN DE
COSTRAS SALINAS SOBRE SEDIMENTOS AMORFOS
SILÍCEOS LACUSTRES**

AIDÉ CAMARGO HERNÁNDEZ

TESIS
PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTORA EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MÉXICO

2010


La presente tesis titulada **Estudio multiescalar de formación de costras salinas sobre sedimentos amorfos silíceos lacustres**, realizada por la alumna Aidé Camargo Hernández, bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

DOCTORA EN CIENCIAS

EDAFOLOGÍA

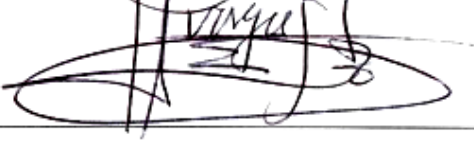
CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERA: 
DRA. MA. DEL CARMEN GUTIÉRREZ CASTORENA

ASESOR: 
DR. CARLOS ALBERTO ORTÍZ SOLORIO

ASESOR: 
DR. HECTOR MANUEL ORTEGA ESCOBAR

ASESOR: 
DR. ANTONIO VÁZQUEZ ALARCÓN

ASESOR: 
DR. MATEO VARGAS HERNÁNDEZ

Montecillo, Texcoco, Estado de México, julio de 2010

ESTUDIO MULTIESCALAR DE LA FORMACIÓN DE COSTRAS SALINAS SOBRE SEDIMENTOS AMORFOS SILÍCEOS LACUSTRES

AIDÉ CAMARGO HERNÁNDEZ, DRA.
Colegio de Postgraduados, 2010.

Sobre los suelos/sedimentos (lacustres, eólicos y fluviales) del antiguo Lago de Texcoco se desarrollan costras salinas con diferentes morfologías. La mayor diversidad de costras se presenta sobre los sedimentos amorfos silíceos lacustres. Las costras e interfase costra-sedimento fueron analizadas mediante métodos físicos y químicos, difracción de rayos-X (DRX), microscopía petrográfica (MP) y microscopía electrónica de barrido (MEB/EDS). Se encontró que la morfología está relacionada principalmente con el manejo y el microrrelieve. Estos factores, más que la composición iónica, secuencia mineralógica o mineral dominante, determinaron los procesos de formación. El proceso de formación establece el tipo, tamaño, proporción y distribución de las evaporitas, definiendo la microestructura de las costras. La variación en el arreglo micromorfológico de las evaporitas en las costras genera una diferencia en el grado de sellamiento. El menor grado de sellamiento provoca una deshidratación más rápida en la interfase costra-sedimento y en consecuencia la precipitación de minerales de CaCO_3 con hábito micrítico y la agregación del sedimento. La estructura migajosa se incrementa inversamente con el grado de sellamiento y directamente al grado de concentración de sales. En contraste la microestructura laminar y masiva se asocian con un mayor sellamiento. La dinámica de la salinidad y la sodicidad en los sedimentos amorfos silíceos lacustres fue regulada por su posición dentro del perfil. El sedimento lacustre superficial presentó las concentraciones más altas y las tendencias fueron inversas respecto a la profundidad; mientras que en el sedimento subyacente las concentraciones se redujeron más de 50% y el comportamiento fue irregular respecto a la profundidad. El principal mecanismo de concentración de sales es la deshidratación del sedimento lacustre, ya que este es un hidrosol hipersalino que actúa como una barrera natural que no desplaza la paleo-agua del sedimento.

Palabras claves: Costras salinas; Sedimentos amorfos silíceos; Interfase costra-sedimento; Tendencias iónicas; Antiguo Lago de Texcoco.

MULTISCALAR STUDY OF SALINE CRUST FORMATION ON LAKE AMORPHOUS SILICEOUS SEDIMENTS

AIDÉ CAMARGO HERNÁNDEZ, DRA.
Colegio de Postgraduados, 2010.

Saline crusts with different morphologies develop on the soils/sediments (lacustrine, eolian and fluvial) of the former Lake Texcoco. The greatest crust diversity develops on lacustrine amorphous siliceous sediments. The crusts and the crust-sediment interface were analyzed through physical and chemical methods; X-ray diffraction (DRX), petrographic microscopy (PM), and electron scanning microscopy (ESM). The morphology was found to be mainly related with management and microrelief. These factors, more so than ionic composition, mineralogical sequence, or dominant mineral, determined the formation processes. The formation process establishes the type, size, proportion, and distribution of evaporites, thus defining the microstructures of the crusts. The variation in the micromorphological arrangement of the evaporites in the crusts creates a difference in the degree of sealing. A lower degree of sealing causes a faster dehydration of the crust-sediment interface, and consequently the precipitation of CaCO_3 minerals with micritic habit and sediment aggregation. The crumbly structure increases inversely with the degree of sealing, and directly with the degree of concentration of salts. Contrarily, laminar and massive microstructures are associated with a greater sealing. The dynamics of salinity and sodicity in lacustrine amorphous siliceous sediments was regulated by the position within the profile. The surface lacustrine sediment showed the highest concentrations, and the tendency was inversely proportional to the depth, while in the subjacent sediment, the concentrations were over 50% lower, and behavior was irregular regarding depth. The main salt concentration mechanism is the dehydration of lacustrine sediment, given that it is a hyper-saline hydrosol, which acts as a natural barrier that does not shift paleo-water from the sediment.

Keywords: *Saline crusts, amorphous siliceous sediments, Crust-sediment interface, Ionic tendencies, Former Lake Texcoco.*

AGRADECIMIENTOS

Al **Pueblo de México**, que a través de sus contribuciones sostiene instituciones de educación pública sin las cuales no hubiera sido posible mi formación académica.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por la beca otorgada para la realización de mis estudios doctorales.

Al Colegio de Postgraduados, por la formación académica recibida

A la Universidad Autónoma Chapingo, por haberme brindado la oportunidad de salir a realizar los estudios doctorales.

A los profesores de mi Consejo Particular: Dra. Ma. Del Carmen Gutiérrez Castorena, Dr. Carlos A. Ortiz Solorio, Dr. H. Manuel Ortega Escobar, Dr. Antonio Vázquez Alarcón y Dr. Mateo Vargas Hernández. Por sus comentarios y orientación en las diferentes etapas de la investigación, por su paciencia en la revisión de los escritos y sus acertadas observaciones para mejorarlos.

Al MC Patricio Sánchez Guzmán, por su amistad y apoyo invaluable en los análisis de difracción de rayos-X, en la revisión de escritos y por sus sugerencias.

A la Comisión Nacional del Agua (CNA), por el acceso al área del ex-lago de Texcoco y a los ingenieros de la Subgerencia de Desarrollo Agrícola y Forestal del Proyecto Lago de Texcoco: Raúl Solís Castro, Luz Elena Hernández Frausto y José Luis López, por el apoyo e información recibida.

A Carmen Bojorges Bautista, por su amistad y apoyo durante mi estancia en el Colegio de Postgraduados.

Al personal del Laboratorio de Génesis: Pedro Torres Flores, por su apoyo en la preparación de secciones delgadas; a Luis Zamora Hernández, Candelario Ayala Vergara y Felipa Hernández Hernández, por su gran apoyo en los análisis de laboratorio.

Al personal del laboratorio de Hidrociencias: J. Santos de la Cruz Frutero Hernández y Manuel Catarino Coronado Ceballos, por su apoyo en el manejo de equipos para el análisis químico y a Porfirio Carrillo Reyes, por su apoyo en el trabajo de campo.

A la Biól. Greta Hanako Rosas, por su apoyo en los análisis de microscopía electrónica de barrido.

Al Dr. David Gómez y a la Profa. Alejandra, por su cariño, amistad y atención a mi familia.

Al Grupo de “Los Ocho” y sus familias que me apoyaron y alentaron a concluir mis estudios doctorales.

A la Quím. Bertha Ma. Olvera León, por su amistad, amabilidad y apoyo solidario.

Al MC Abel Aguilera y su familia por su hospitalidad y confianza, que marcaron la etapa inicial de mi formación académica en Chapingo.

DEDICATORIA

A la memoria de mis padres Arnulfa y Alfonso con sumo amor, respeto y admiración por darme no sólo la vida, sino ejemplo de integridad, honestidad y humildad y sobre todo el espíritu de la perseverancia para alcanzar mis sueños.

A Marcial, mi esposo, con amor y agradecimiento por el apoyo incondicional en las metas que como familia nos hemos trazado.

A Dheni Aidé y Citlalli, mis hijas, que son la luz, la alegría y la fuerza que impulsa el motor de mi desarrollo personal y profesional, por su amor, comprensión y apoyo.

A mis hermanos: Esperanza, Tobías, Cenorina, Hilda, Tomás, Luisa, Salvador y María Felix, por su cariño, tiempo compartido y muestras de apoyo.

A doña Marina, mi suegra, mis cuñados: Trinidad, Uva, Inés y Salvador y sus familias, con mucho cariño, por su gentileza, hospitalidad y atenciones que me han brindado a mí y a mi familia.

A todos mis sobrinos, por su afecto, en especial a Gustavo, por su solidaridad y perseverancia; y a Yuritzí con mucho cariño, por su ayuda y que a pesar de su corta edad ha decidido afrontar nuevos retos con valentía.

A la familia Andrade López, con mucho afecto y gratitud, por su amistad y por ser como son, sencillos, amables, generosos y ejemplares.

CONTENIDO

	Página
INTRODUCCIÓN GENERAL	1
CAPÍTULO I. MINERALOGÍA Y MICROMORFOLOGÍA DE COSTRAS SALINAS	4
CAPÍTULO II. SALINE CRUSTS ON AMORPHOUS SILICEOUS LAKE SEDIMENTS	32
CAPÍTULO III. ARREGLO MICROMORFOLÓGICO DE LA INTERFACE COSTRA-SEDIMENTO	67
CAPÍTULO IV. DINAMICA VERTICAL DE CONCENTRACIONES IÓNICAS EN SEDIMENTOS AMORFOS SILÍSEOS LACUSTRES	92
CONCLUSIONES GENERALES	123

Introducción general

Las regiones áridas y semiáridas generalmente se asocian con suelos afectados por sales; aunque también se presentan en otros climas, donde las condiciones topográficas, geomorfológicas, hidrogeológicas y el balance de entradas de sales superan a las salidas de solutos en los suelos.

Se estima que los suelos afectados por sales en el mundo cubren cerca de 10% de la tierra arable (Szabolcs, 1989; Tanji, 1990). Los procesos de salinización y sodificación causan la degradación de los suelos e implican serios problemas ambientales y de productividad agrícola, como es el caso del área del antiguo lago de Texcoco.

El área del antiguo Lago de Texcoco es una depresión formada por sedimentos amorfos silíceos lacustres, cenizas volcánicas y fluviales, con variaciones estratigráficas alternando capas de materiales lacustres y cenizas volcánicas ó una mezcla de éstos. El área es categorizada como un ecosistema único en el mundo (Dendooven et al., 2010); los sedimentos son ricos en sales solubles, restos de microflora y fauna limudógica (Del Valle, 1983), el sedimento amorfo silíceo lacustre es un hidrosol (Gutiérrez-Castorena et al., 2005) denominado localmente “jaboncillo” por su tacto resbaloso (Peralta y Fabi, 1989), e hipersalino (Fernández-Buces et al., 2006). Sobre estos sedimentos se forma una gran diversidad de costras salinas.

Esta área ha sido muy estudiada con diferentes enfoques: rehabilitación de suelos, respuesta de halófitas y mapeo de suelos afectados por sales (Fernández-Buces et al., 2006; CNA, 2007) etc. No obstante, pocos son los trabajos realizados sobre mineralogía y micromorfología de los suelos (Del Valle, 1983; Gutiérrez-Castorena et al., 2005) y menos aún sobre costras salinas, interfase costra-sedimento; sólo se cuenta con parte de la mineralogía de una costra salina (Ortiz, 1999).

En el ámbito internacional la información sobre mineralogía de costras salinas no es extensa (Driessen y Schoorl, 1973; Gumuzzio et al., 1982; Whittig et al., 1982; Timpson et al., 1986; Keller et al., 1986; Smoot y Castens-Seidel, 1994; Goodal et al., 2000).

En cuanto a los estudios micromorfológicos de costras salinas, destacan los trabajos de Mees y Stoops (1991), Vizcayno et al. (1995), Mees (2003), Mees y Singer (2006), Buck et al. (2006). Sin embargo en la literatura científica no se ha analizado la mineralogía y micromorfología de costras salinas desarrolladas sobre sedimentos amorfos silíceos.

La dinámica vertical de la concentración iónica en el perfil del suelo está determinada por la naturaleza del material parental, el microrrelieve (Pal et al., 2003), la textura y estructura (Wongpokhom et al., 2008) y en consecuencia el patrón de distribución de evaporitas (Ducloux et al., 1994; Sinha y Raymahashay, 2004).

Por lo anterior, se planteó una revisión exhaustiva de la información mineralógica, micromorfológica de costras y eflorescencias y tres estudios con el propósito realizar un análisis multiescalar secuencial de las costras y eflorescencias, interfase costra-sedimento y sedimentos (lacustre, ceniza volcánica y fluvial).

En el estudio “**Costras salinas sobre sedimentos amorfos silíceos lacustres**” (saline crusts on amorphous siliceous lake sediments) los objetivos fueron: 1) determinar la variación vertical y espacial de los sedimentos del lago de Texcoco, su clasificación taxonómica y su correspondencia con el tipo de costras salina en la superficie; 2) Establecer la relación entre los diferentes tipos de costras con el manejo, micro-relieve y temporalidad en las diferentes unidades de suelos/sedimento, y 3) Analizar las propiedades físicas, químicas, mineralógicas y micromorfológicas de las costras para determinar los factores relacionados con su variabilidad.

Bajo la siguiente hipótesis: Si la halita es la sal dominante en la zona de estudio entonces el material parental o el micro relieve puede estar influyendo en la variación morfológica entre costras, o bien las diferencias morfológicas entre costras pueden estar relacionadas con la forma de cristalización de la halita o con la presencia de diferentes secuencias y tipos de sales.

El estudio “**Arreglo micromorfológico de las costras salinas y su relación con la interfase costra-sedimento**” los objetivos fueron: 1) determinar la morfología de las evaporitas de las interfaces costra-sedimentos (sedimento lacustre, eólico y fluvial); 2) contrastar el nivel de sellamiento de las costras en los diferentes sedimentos; y 3) analizar los rasgos y fábricas de los sedimentos de las diferentes costras y su impacto en la microestructura.

Bajo la hipótesis: si la micromorfología de costras depende del microrrelieve y del manejo del suelo/sedimento, los rasgos micromorfológicos de la interfase costra-sedimento varían entre costras, aún cuando las características físicas y químicas del sedimento sean las mismas.

El estudio “**Dinámica vertical de concentraciones iónicas en materiales amorfos silíceos lacustrales**” se planteó con el objetivo de determinar la tendencia vertical de concentraciones iónicas en materiales amorfos silíceos en tres secuencias estratigráficas.

Bajo la hipótesis: la variación vertical de las concentraciones iónicas depende de la posición del material amorfo silíceo en el perfil.

CAPITULO I

MINERALOGÍA Y MICROMORFOLOGÍA DE COSTRAS SALINAS

Resumen

Todos los suelos presentan cierta cantidad de sales solubles, su efecto en el suelo y en las plantas depende de la concentración total e individual de las especies minerales. La acumulación de especies minerales solubles se intensifica en ambientes áridos y semiáridos y por lo general en la parte superficial del suelo, en costras y eflorescencias, la secuencia mineralógica esta relacionada entre otros factores por la solubilidad de las especies (cloruros >sulfatos >carbonatos). La halita puede representar más de 50% del total de las sales, con hábito variado; cúbico y acicular (Kooistra, 1983; Vizcayno et al., 1995; Van Hoesen et al., 2001), masivo (Kooistra, 1983; Buck et al., 2006). La tenardita- mirabilita se encuentra principalmente en ambientes sulfáticos donde puede superar el 75% del total de sales (Driessen y Schoorl, 1973), su posición en el suelo está controlada por la temperatura y las formas son microcristalina, tabular, acicular (Joeckel y Ang Clement, 2005) lenticular y roseta (Vizcayno et al., 1995). En condiciones de drenaje restringido se forma soda y trona, el hábito es granular o columnar (Doner and Lynn, 1989) y acicular en abanicos (Vizcayno et al., 1995; Mees and Stoops, 1991) respectivamente. Las sales de baja solubilidad como el yeso generalmente se encuentran en horizontes subsuperficiales de forma lenticular o microcristalina (Poch et al., 1998). La ocurrencia de calcita está controlada por el material parental, clima y vegetación (Wright, 1987) la forma microcristalítica surge por una precipitación rápida y la esparítica cuando es lenta (Dress y Wilding, 1987).

La formación de costras salinas impide la emergencia de las plántulas, el efecto osmótico limita el desarrollo de las plantas dejando áreas desnudas (Tanji, 1990), el exceso de sodio provoca una baja permeabilidad por la dispersión de coloides (Bresler, 1982; Szabolcs, 1989) lo que favorece la erosión del suelo. La falta de información mineralógica y micromorfológica de costras salinas probablemente se deba a la dificultad para la obtención de muestras inalteradas, donde las sales queden intactas, el tiempo de preparación de la sección delgada y el acceso al equipo indicado.

Palabras clave: *Costras salinas; Hábito; Halita; Tenardita; Trona.*

Abstract

All the soils present a certain amount of soluble salts, whose effect on the soil and plants depends on the total and individual concentration of the mineral species. The accumulation of soluble mineral species is intensified in arid and semiarid environments, and generally on the surface of the soil, in crusts and efflorescences. The mineralogical sequence is related, among other factors, by the solubility of the species (chlorides >sulfates >carbonates). Halite can represent over 50% of the total salts, with a varied habit: cubic, acicular (Kooistra, 1983; Vizcayno *et al.*, 1995; Van Hoesen *et al.*, 2001), and massive (Kooistra, 1983; Buck *et al.*, 2006). Thenardite-mirabilite is mainly found in sulfurous environments, where it can reach over 75% of the total salts (Driessen and Schoorl, 1973). Its position in the soil is controlled by the temperature, and its shapes are microcrystalline, tabular, acicular (Joeckel and Ang Clement, 2005), lenticular, and rosette (Vizcayno *et al.*, 1995). Under restricted drainage conditions, soda and trona are formed with a granular or columnar habit (Doner and Lynn, 1989), and in acicular fans (Vizcayno *et al.*, 1995; Mees and Stoops, 1991), respectively. Salts with a low solubility, such as gypsum, generally are found in lenticular or microcrystalline shaped subsurface horizons (Poch *et al.*, 1998). The occurrence of calcite is controlled by the parent material, climate, and vegetation (Wright, 1987). The microcrystallitic shape is caused by fast precipitation and the sparitic shape when the precipitation is slow (Dress and Wilding, 1987).

The formation of saline crusts inhibits the emergence of plantlets; the osmotic effect limits the development of plants leaving bare areas (Tanji, 1990). The excess of sodium causes low permeability due to the dispersion of colloids (Bresler, 1982; Szabolcs, 1989), which favors soil erosion. The lack of mineralogical and micromorphological information of saline crusts is probably due to the difficulty of obtaining unaltered samples, where the salts are intact, the preparation time of the thin section, and access to the adequate equipment.

Keywords: *Saline crusts, Habit, Halite, Thenardite, Trona.*

Revisión bibliográfica

1. Suelos afectados por sales

Todos los suelos presentan cierta cantidad de sales solubles y/o sodio intercambiable, donde el tipo de acumulación impacta de manera diferente a los suelos y a las plantas. Por ejemplo, niveles altos de salinidad no afectan de manera adversa a la estructura del suelo y sus propiedades físicas e hidráulicas, pero sí a la planta por sus efectos osmóticos (menor disponibilidad de agua) y específicos por la alta concentración de algunos elementos presentes (Tanji, 1990 y Quirk, 2001). En cambio, la alta sodicidad afecta la estructura del suelo, por procesos como la dispersión, expansión y contracción de las arcillas y en consecuencia se desarrollan superficies encostradas y duras (Quirk, 2001). Esto afecta el movimiento del aire y agua, generando condiciones de inundación y anaerobiosis (Bresler et al., 1982). Al conjuntarse los dos procesos disminuye la disponibilidad de agua para la planta, aumenta la resistencia a la penetración de la raíz, emergencia de la plántula, operaciones de labranza y favorece la erosión del suelo (Qadir, 2004).

El parámetro para determinar el grado de salinidad del suelo es la conductividad eléctrica (CE), la cual permite estimar la concentración total de sales solubles en la solución de suelo. Esta se obtiene a través de un extracto de pasta de saturación o de una relación suelo-agua, mediante un puente de wheatstone (Richards, 1954; Tanji, 1990). El principio se basa en que a mayor presencia de sales solubles en la solución, mayor será la capacidad para conducir corriente eléctrica; sin embargo, la conductividad eléctrica varía en función del tipo de sal presente. El criterio establecido para clasificar a un suelo como salino es que su CE sea mayor de 4 dSm^{-1} (Richards, 1954).

Se han planteado otras metodologías para medir la salinidad directamente en campo, tal como el uso de sensor de inducción electromagnética a través del EM-38 Geonics, que permite estimar la conductividad eléctrica (Rhoades, 1993; Corwin y Lesch, 2005; Corwin et al., 2006), imágenes de satélite, fotografías aéreas y técnicas radiométricas (Long y Nielsen, 1987; Verma et al., 1994); además, la respuesta espectral de halófitas y del suelo desnudo correlacionados con CE y relación de adsorción de sodio (RAS) para mapear la salinidad (Fernández-Buces et al., 2006). Sin embargo, estos métodos estiman la concentración total de sales, pero no la concentración individual de iones.

El parámetro para determinar el nivel de sodicidad es el porcentaje de sodio intercambiable (PSI); el valor crítico para definir si un suelo es sódico es un PSI mayor de 15. Dada la alta correlación entre los valores de PSI y RAS se puede estimar el PSI a través de la RAS.

1.1. *Origen de las sales*

Las fuentes de sales pueden ser naturales (derivadas de la intemperización del material parental y actividad volcánica) o antrópica mediante sistemas agrícolas intensivos con aguas salinas en regiones áridas, causando una salinización primaria o secundaria respectivamente (Szabolcs, 1989; Doner y Lynn, 1989; Tanji, 1990; Szabolcs, 1994; Doner y Groossl, 2002). La deposición atmosférica de sales provenientes de otras áreas, intrusión salina de áreas costeras provocan salinidad y/o sodicidad se considera como secundaria (Tanji, 1990; Ducloux et al., 1994; Joeckel y Ang Clement, 2005; Risacher y Fritz, 2009). Las condiciones que favorecen la acumulación de sales en los suelos son climáticas y topográficas (Szabolcs, 1989; Tanji, 1990; Pal et al., 2003), en áreas donde la precipitación pluvial es superada por la evapotranspiración (Szabolcs, 1989; Tanji, 1990). Los suelos afectados por sales de regiones áridas y semiáridas invariablemente contienen grandes cantidades de sales solubles neutras, (predominando el cloruro de sodio) y se asocian con tierras bajas o depresiones con drenaje restringido provocando un manto freático elevado (Szabolcs, 1989; Tanji, 1990) y el tipo y grado de afectación depende de la intensidad de los procesos de salinización y sodificación.

1.2. *Clasificación de suelos afectados por sales*

Los suelos se pueden clasificar desde el punto de vista de concentración de sales solubles y porcentaje de sodio en los sitios de intercambio en: salinos, salino-sódicos y sódicos de acuerdo con Richards (1954). Esta clasificación se basa en la respuesta de los cultivos a la salinidad y sodicidad. Se han propuesto otros criterios de clasificación con base en las características y/o tipos de sales (Szabolcs, 1989). Sin embargo, la clasificación de suelos afectados por sales, propuesta por Richards (1954) es la más utilizada y los define de la siguiente manera.

Suelos salinos. Son suelos que presentan una CE mayor de 4 dS m^{-1} a $25 \text{ }^\circ\text{C}$, PSI menor de 15, pH menor de 8.5, buena permeabilidad y pueden desarrollar costras blancas en la superficie. Ocurren bajo condiciones de aridez en valles y planicies (producto del proceso de

salinización); se caracteriza por la acumulación de sales neutras (Szabolcs, 1989; Porta et al., 1999).

Suelos salino- sódicos. Son suelos con una CE mayor de 4 dSm^{-1} , PSI mayor de 15, pH menor de 8.5, buena permeabilidad. Al intensificarse la concentración de sales solubles en el suelo por evaporación, se precipitan los carbonatos de calcio y magnesio y aumenta la cantidad de sodio, el cual tiende a sustituir a cationes de mayor valencia de los sitios de intercambio, por lo que se incrementa el porcentaje de sodio intercambiable (Szabolcs, 1989).

Suelos sódicos. Son suelos con una CE menor a 4 dSm^{-1} , PSI mayor a 15, baja permeabilidad, pH mayor a 8.5 y cuando el pH es menor se denominan suelos solodi. Si estos suelos presentan materia orgánica, ésta se dispersa y disuelta asciende y se deposita en la superficie, produciendo manchas oscuras (Porta et al., 1999). Estos suelos resultan de la hidrolización de carbonato y bicarbonatos de sodio, de origen variado. Por lo general, están asociados con aguas freáticas mineralizadas y en condiciones más húmedas (derivadas del escurrimiento y del manto freático elevado), lo que implica drenaje natural restringido, por lo que se asocian a las partes más bajas del paisaje (Szabolcs, 1989).

1.3. Variabilidad espacial de sales

Los suelos afectados por sales presentan alta variabilidad espacio-temporal, tanto en la CE como en la concentración de cada uno de los iones. La distribución de las concentraciones está determinada por los procesos y factores que controlan el comportamiento de las sales bajo condiciones del pasado y presente (Mees, 2003). De acuerdo con Rhoades (1993), Corwin y Lesch (2005) y Corwin et al. (2006) se pueden registrar cambios importantes de concentración de sales a poca distancia entre puntos de observación (centimétricas), tanto horizontal como vertical. Estas variaciones se deben a los procesos de evaporación y precipitación (Mess, 2003) y absorción o dilución por efecto de lluvia o riego. Bajo condiciones de evaporación, la mayor concentración se registra en la parte superior del perfil; mientras que en el periodo de lluvias se produce un desplazamiento de las sales hacia el interior del perfil. Ésta dinámica es regulada por el tipo de suelo y microrrelieve; en las partes bajas la concentración es menor y se asocian con suelos sódicos; en las altas la concentración es alta y se asocian con suelos salinos, y las condiciones intermedias con suelos salino-sódicos (Huez et al., 1989; Pal et al., 2003).

2. Mineralogía de suelos afectados por sales

Los minerales del suelo son indicadores de la intensidad del intemperismo en el lugar, y la presencia o ausencia de minerales particulares dan referencia de los procesos que han formado al suelo (Shulze, 2002). Las sales solubles son minerales secundarios característicos de los suelos salinos, donde el proceso determinante es la salinización; mientras que en los suelos sódicos lo es la alcalinización, y en consecuencia pH elevado, formación de soda y dispersión del suelo.

En los suelos afectados por sales, existe una diversidad de iones, tales como cloruros, sulfatos, carbonatos y bicarbonatos (Szabolcs, 1989); aunque también pueden ocurrir nitratos, iodatos y cromatos, pero con menor frecuencia (Doner y Lynn, 1989). Szabolcs (1989); Ortega (1993) plantearon que las sales características de los suelos afectados por sales son cinco: NaCl, Na₂SO₄, CaCl₂, MgSO₄ y Na₂CO₃; las sales neutras se relacionan con los suelos salinos y las sales alcalinas con los suelos sódicos. Los minerales compuestos por carbonato de sodio (Na₂CO₃), están presentes en regiones áridas y semiáridas, cuyos sistemas de drenaje son restringidos (Schulze, 2002).

2.1. *Distribución de las sales en el perfil del suelo*

Los factores que determinan la distribución de sales en el perfil del suelo son topográficos, climáticos, edáficos, geo-hidrológicos y manejo del suelo.

Las cuencas reciben agua de las partes altas, enriquecidas de sales y la variación en la concentración de solutos a lo largo del perfil en un cierto tiempo, refleja el balance entre el agua y sales que entra al suelo y lo que se lixivia o desplaza (Zwikel et al., 2007). Las acumulaciones salinas derivadas de la evaporación de aguas superficiales y freáticas concentradas son más prominentes en las márgenes de las planicies (Joeckel y Ang Clement, 2005) o en microrrelieves altos (Pal et al., 2003).

La dinámica temporal de sales está relacionada con factores climáticos tales como la precipitación pluvial y la temperatura, los cuales regulan el patrón de movimiento de sales en el suelo, ya sea al propiciar un lavado por la precipitación pluvial o un ascenso capilar de la humedad junto con las sales por la alta evaporación (Sarah, 2001).

Aspectos edáficos como la textura y estructura determinan la disponibilidad que presenta el suelo para el movimiento del agua y con ella las sales (Zwikel et al., 2007). La pérdida de

humedad por evaporación estacional (periodo de sequía), bajo condiciones de textura arcillosa, intensifica la acumulación de sales sobre la superficie del suelo, formando costras y eflorescencias.

El grado de movilidad de los minerales depende de su solubilidad, por lo que minerales a base de cloruros serán los primeros en desplazarse, producto del ascenso capilar ante una diferencia de potencial hídrico, seguida por sulfatos, bicarbonatos y por último carbonatos, en el periodo donde la tasa de evaporación rebasa la recarga (Roquero et al., 2001).

Geohidrológicamente, la acumulación de sales en la superficie de los suelos está asociada con mantos freáticos elevados, drenaje restringido, cuyo balance hídrico es regulado por evaporación. El manejo influye en la acumulación de sales, tal como el método de siembra, riego y fertilización.

2.2. Características mineralógicas y morfológicas de sales solubles

Las características generales de las sales solubles presentadas en el Cuadro 1, permiten su identificación a través de rayos-x y microscopía óptica. La microscopía electrónica de barrido y el microanálisis electrónico de iones por dispersión de energía de rayos -x, son técnicas útiles para la identificación de la morfología de los minerales de costras y suelos.

Halita (NaCl)

a) Generalidades

El cloruro de sodio es el mineral más abundante dentro de los suelos afectados por sales, su solubilidad es de 359 gL^{-1} a $20 \text{ }^\circ\text{C}$, la cual no varía significativamente al cambiar la temperatura (Keller et al., 1986); se disuelve fácilmente, lo que le permite estar en solución en el suelo húmedo, en las aguas y transportarse a nuevas áreas de escurrimiento.

Las formas cristalinas se presentan, por lo general, en condiciones de extrema desecación (Doner y Lynn, 1989).

b) Distribución de halita

La presencia de halita se intensifica en condiciones áridas e hiper- áridas (Gac et al., 1979; Shahid y Jenkins, 1994; Hamdi Aissa et al., 1998) y en depósitos marinos (Whittig et al., 1982; Shayan y Lancucki, 1984) y puede representar más de 50% del total de sales (Richards,

1954; Skarie et al., 1987; Szabolcs, 1989; Mees y Stoops, 1991; Vizcayno et al., 1995; Ortiz, 1999; Sinha y Raymahashay, 2004).

c) En costras y eflorescencias

La presencia de halita ha sido reportada en costras, en suelos afectados por sales (Driessen y Schoorl, 1973; Shahid y Jenkins, 1994) y en depósitos marinos (Shayan y Lancucki, 1984). En el área del ex-lago de Texcoco se reportó como la única especie soluble (Ortiz, 1999).

Mees y Singer (2006) observaron que las costras takíricas no presentan halita, mientras que en las costras denominadas solonchak su presencia depende de la ubicación del sitio; en tanto que, en las costras del lecho se presentó de manera abundante, en las tres unidades sucesivas que constituyen la costra.

En cuanto a los ambientes geoquímicos, la halita ocurre en todos los ambientes en forma natural, en verano e invierno y sólo disminuye su abundancia en invierno en costras naturales excepto en Na-SO₄-Cl (Vizcayno et al., 1995) y es dominante en Na-SO₄-CO₃-Cl, Na-Ca-SO₄-CO₃-Cl y Na-Ca-SO₄-Cl (Mees y Stoops, 1991). En ambientes clorhídricos y sulfáticos se encontró halita y eugsterita en eflorescencias del sistema a base de cloruros, las cuales Timpson et al. (1986) y Keller et al. (1986) no habían registrado (Skarie et al., 1987).

La morfología de la halita es variada y depende de las condiciones climáticas, topográficas y de las características fisico-químicas del suelo así como de la profundidad del mismo.

En las costras y eflorescencias la halita presenta forma: cubica (Kooistra, 1983; Vizcayno et al., 1995; Van Hoesen et al., 2001) y hexahedral (Kooistra, 1983), con hábito masivo filamentoso (Kooistra, 1983), fibrosa y acicular (Kooistra, 1983; Vizcayno et al., 1995); tabular y anhedral masivo (Buck et al., 2006) y con fábrica xeno/hipidiomórfica (Mees y Stoops, 1991). Forma revestimientos sobre agregados cristalinos (Driessen y Schoorl, 1973).

En los ambientes geoquímicos Na-(Mg)-SO₄-Cl y Na-CO₃-SO₄-Cl, destaca la forma cúbica (en condiciones naturales y de laboratorio); en Na-(Mg)-SO₄-Cl la forma de agujas (condiciones naturales); en Na-SO₄-Cl y la forma prismática fibrosa (condiciones naturales). Por otro lado, Mees y Stoops (1991) en los sistemas Na-SO₄-CO₃-Cl, Na-Ca-SO₄-CO₃-Cl, y Na-Ca-SO₄-Cl la registraron como cementante. La halita forma revestimientos en poros vesícula y en agregados cristalinos (Mees y Singer, 2006).

d) En el perfil del suelo

La concentración y dilución de las sales en las diferentes capas u horizontes, está regulado por la evapotranspiración y precipitación pluvial. Cuando la precipitación pluvial es intensa, la halita es un constituyente menor en la superficie del suelo a pesar de que las aguas efímeras o permanentes sean ricas en sodio (Joeckel y Ang Clement, 2005), desplazándose a 50 cm o más en depósitos lacustres (Mees, 2003). La halita se puede encontrar a lo largo del perfil, pero predomina en espesores superficiales (Eghabal et al., 1989), debido a la evaporación (Sinha y Raymahashay, 2004). En el caso del área del antiguo lago de Texcoco, Del Valle (1983) registró halita en la capa superficial 0-12 cm, asociado con ascenso capilar, en tanto que Ortiz (1999) señaló su presencia en la superficie y a la profundidad de 90 cm.

Mees (2003) reportó halita principalmente en la parte subsuperficial del perfil, formando revestimientos de cristales anhedrales; mientras que Buck et al. (2006) la encontraron en varios horizontes en forma anhedral masiva y tabular pseudo- hexagonal.

Tenardita (Na₂SO₄)

a) Generalidades

La presencia de la tenardita está regulada por la temperatura; su formación se favorece cuando ésta es mayor de 32 °C, y si decrece a 17.9 °C; requiere condiciones de una solución sobresaturada con cloruro de sodio (Braitsch, 1971).

La solubilidad de la tenardita varía en función de la temperatura: a 10 °C es de 90 gL⁻¹; mientras que a 30 °C asciende a 373 gL⁻¹; la cristalización, por lo general, ocurre en la superficie del suelo a temperatura relativamente alta (32.4 °C) (Driessen y Schoorl, 1973).

b) Distribución de tenardita

La tenardita es una sal importante en suelos salinos de regiones áridas; sin embargo, su presencia depende de materiales parentales ricos en sulfatos. Su posición en el suelo está controlada por la temperatura: en verano es muy soluble y se acumula en la superficie, en tanto que en invierno se transforma en mirabilita (Na₂SO₄.10H₂O) (Driessen y Schoorl, 1973; Timpson et al., 1986). Al cambiar las condiciones de temperatura, éste mineral se deshidrata y se convierte en polvo blanco y deja al suelo con una consistencia esponjosa en la superficie, que al pisarla provoca que se hundan los pies unos centímetros en suelo seco (Stoops et al., 1978).

c) *En costras y eflorescencias*

La tenardita se ha identificado en eflorescencias de depósitos marinos (Whittig et al., 1982), en costras de suelos salinos (Driessen y Schoorl 1973; Shahid y Jenkins, 1994). En algunas partes los contenidos alcanzan 50% (Keller et al., 1986); Skarie et al., 1987); en otras partes es superior a 75% del total de sales (Driessen y Schoorl, 1973). El predominio de tenardita y/o mirabilita depende de las condiciones ambientales; por ejemplo: la tenardita es más abundante en verano, en tanto que la mirabilita lo es en invierno (Gumuzzio et al., 1982; Gumuzzio y Casas, 1988; Vizcayno et al., 1995; Buck y Van Hoesen., 2002; Joeckel y Ang Clement, 2005; Buck et al., 2006). Timpson et al. (1986) indicaron la presencia de tenardita en invierno, primavera y verano, y la mirabilita sólo en invierno. Sin embargo, Hamdi Aissa et al. (1998) reportaron una región árida (Sahara) dominada por mirabilita/tenardita, donde la presencia de una u otra depende de variaciones térmicas no sólo estacionales sino de cambios diurnos (día-noche) en un mismo periodo. Joeckel y Ang Clement (2005) encontraron que la tenardita sólo se presenta en verano y es la sal predominante en dicho periodo.

La tenardita ocurre en ambientes geoquímicos sulfáticos y clorhídricos, pero con mayor abundancia en sulfáticos (Skarie et al., 1987). Mientras que en ambientes Na-SO₄-Cl, Na-(Mg)-SO₄-Cl y Na-CO₃SO₄-Cl se presenta en forma natural en verano e invierno pero predomina en el primer ambiente y en verano (Vizcayno et al., 1995). En los sistemas Na-SO₄-CO₃-Cl, Na-Ca-SO₄-CO₃-Cl y Na-Ca-SO₄-Cl, su ocurrencia fue importante (Mees y Stoops 1991). En las costras taquíricas ésta especie no fue encontrada (Mees y Singer, 2006). En antiguo lago de Texcoco, Ortiz (1999) no registró ni tenardita ni mirabilita probablemente debido a la menor humedad relativa en invierno y en primavera por la acción de los vientos convectivos y rasantes.

La tenardita se puede encontrar en la superficie en costras y en forma de eflorescencias polvosas, blancas, criptocristalinas y esponjosas (Gumuzzio et al., 1982; Gumuzzio y Casas, 1988); microcristalina, cristales tabulares, agujas que forman cemento intergranular (Joeckel y Ang Clement, 2005). Buck et al. (2006) encontraron que la tenardita en la superficie se presentó en forma huecos triangulares; mientras que la mirabilita los hábitos fueron más variados tabulares pseudo-hexagonal, anhedral masiva y acicular.

En ambientes geoquímicos, se presentaron diversas morfologías: pseudomorfos de mirabilita (Na-SO₄-Cl); como roseta (Na-SO₄-Cl, Na-(Mg)-SO₄-Cl y Na-CO₃-SO₄-Cl); en

forma de agujas (Na-CO₃-SO₄-Cl); lenticular anhedral (Na-SO₄-Cl) y en forma nodular (Na-SO₄-Cl y Na-CO₃-SO₄-Cl) (Vizcayno et al., 1995). Mees y Stoops, (1991) registraron cristales xenomórficos y lenticulares (Na- SO₄- CO₃ – Cl, Na-Ca-SO₄- CO₃ –Cl y Na-Ca-SO₄-Cl) y cristales finos en nódulos (Na- SO₄- CO₃ – Cl). En cambio Mees y Singer, (2006) lo encontraron solo como revestimientos.

d) Perfil del suelo

La tenardita ocurre en la superficie en costras y eflorescencias (Buck et al., 2006) o en todo el perfil (Gumuzzio y Casas, 1988) a 50 cm de profundidad (Mees, 2003) o hasta 5 m (Sinha y Raymahashay, 2004), este patrón de distribución puede estar relacionado con material heredado. Mientras que la mirabilita se puede presentar a unos centímetros abajo de la superficie (Gumuzzio y Casas, 1988; Buck et al., 2005).

En el área del antiguo lago de Texcoco, Del Valle (1983) señaló la presencia de mirabilita como precursor de tenardita en la profundidad 0-12 cm; mientras que Huez et al. (1989) y Santana et al. (1989) asumieron su presencia por la composición química del sedimento.

Mees (2003) mostró que se puede presentar con una morfología variada a lo largo del perfil: cristales anhedrales, euhedrales, subhedrales, cristales bipiramidales en 0-30 cm; revestimientos xenotópicos, rellenos, hiporevestimientos de poros en 30-60 cm, con las morfologías señaladas y revestimientos finos sobre agregados, granos de arena y poros a profundidades mayores a 60 cm.

Epsomita (MgSO₄.7H₂O)

a) Generalidades

Los minerales a base de sulfato de magnesio generalmente se encuentran asociados con agua en donde el número de moléculas determina el tipo de mineral: epsomita (MgSO₄.7H₂O), hexahidrita (MgSO₄.6H₂O), pentahidrita (MgSO₄.5H₂O), estarkeyita (MgSO₄. 4H₂O) y kieserita (MgSO₄. H₂O). Su estabilidad y solubilidad depende de la temperatura y presión de vapor (Keller et al., 1986). Los sulfatos hidratados de sodio y magnesio como loewita (Na₁₂Mg₇(SO₄)₁₃.15H₂O), koniaita (Na₂Mg(SO₄)₂.5H₂O) y bloedita (Na₂Mg(SO₄)₂. 4H₂O) son sales muy lábiles y están sujetas a cambios relativamente bajos de temperatura y humedad (Whittig et al., 1982; Keller et al., 1986; Timpson et al., 1986).

La epsomita presenta una solubilidad de 262 gL^{-1} a 20°C ; dada su alta solubilidad ésta sal es tóxica para los cultivos.

b) Distribución de epsomita

Su ocurrencia en suelos salinos depende de la temperatura y de la presión de vapor de agua (Keller et al., 1986); se transforma fácilmente en hexahidrita ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) al incrementar la temperatura (Whittig et al., 1982; Buck et al., 2006).

c) En costras y eflorescencias

La epsomita se asocia con otros minerales como bloedita y halita (Driessen y Schoorl, 1973); ocurre en depósitos marinos (Shayan y Lancucki, 1984) y es abundante en eflorescencias en invierno (Gumuzzio et al., 1982; Whittig et al., 1982; Keller et al., 1986; Mees y Singer, 2006), o en invierno, primavera y verano (Timpson et al., 1986); mientras que la hexahidrita sólo ocurre en verano. Esto puede estar relacionado con ambientes más cálidos y secos lo que provoca inestabilidad en el mineral precursor y la pérdida de una molécula de agua.

En ambientes sulfáticos se ha registrado la ocurrencia de epsomita (Skarie et al., 1987), Driessen y Schorl (1973) reportaron hexahidrita y bloedita y pentahidrita, estärkeita y kieserita (Van Doesburg et al., 1982). Vizcayno et al. (1995) reportaron en un sistema Na-(Mg)- SO_4 -Cl en condiciones de laboratorio epsomita en invierno y hexahidrita en verano. La epsomita también se ha registrado en costras blancas de Oxisoles (Ducloux et al., 1994).

La epsomita presenta un hábito fibroso y tabular (Ducloux et al., 1994), anahedral masiva, tabular pseudo-hexagonal (Buck et al., 2006). Vizcayno et al. (1995) reportaron en ambientes Na-(Mg)- SO_4 -Cl la forma prismática. La epsomita y la hexahidrita en costras presentan forma fibrosa o acicular como cabello (Doner y Lynn, 1989).

La bloedita en la costra ocurre en forma esferoidal, tabular euhedral que forman “micro-bolas de nieve” de tamaño arena fina a media (100 a 500 μm) y en anhedral masiva (Buck et al., 2006).

d) En el Perfil de suelo

La presencia de epsomita ocurre en la superficie (0-20 cm), producto del ascenso capilar de agua freática somera (< 1.0 m) rica en Mg y SO_4 (Ducloux et al., 1994); mientras que la hexahidrita se puede encontrar en la superficie, parte media y baja del perfil (Buck et al., 2006).

La bloedita ocurre por lo general, en espesores superficiales (2-35 cm); aunque se ha encontrado en espesores intermedios al igual que la loewita (Eghbal et al., 1989).

En el perfil la bloedita se presentó en forma tabular pseudo- hexagonal euhedral, foliada euhedral, enlistonada, columnar, tabular romboedral, tabular hexagonal y anahedral masiva (Buck et al., 2006).

Soda (Na₂CO₃ .10H₂O)

a) Generalidades

La solubilidad de la soda depende de la temperatura; a 20°C es 178 gL⁻¹, de reacción fuertemente alcalina. El carbonato de sodio puede cristalizarse en el suelo, con diferentes proporciones de agua (termonatrita Na₂CO₃ .H₂O, soda o natrón Na₂ CO₃ .10H₂O), al variar la presión parcial de CO₂, se puede transformar en nahcolita (NaHCO₃) o trona (Na₂CO₃. NaHCO₃.2H₂O). La estabilidad de las diferentes especies depende de la temperatura y de la presión parcial de CO₂ (Milton y Eugster, 1659, citados por Doner y Lynn, 1989).

b) Distribución de carbonato de sodio

El carbonato de sodio se presenta en suelos salino- sódicos y sódicos fuertemente alcalinos, en regiones áridas y semiáridas cuyo drenaje superficial y subsuperficial es restringido. La interacción de silicatos ricos en sodio, CO₂ y agua, favorecen las reacciones de Hilgard, Bertolé, Gedroitz, reducción biológica (Kovda, 1969) y/o la descomposición de tejidos de plantas que acumulan grandes cantidades de sodio (Doner y Lynn, 1989). En el área del antiguo lago de Texcoco predomina la reacción de Hilgard y reducción biológica de acuerdo con Del Valle (1983) y Santana (1989); aunque si se aborda el mejoramiento químico, la reacción importante será la de Gedroitz (Huez, 1989).

c) En costras y eflorescencias

Los carbonatos de sodio forman eflorescencias blancas en la estación seca, producto de la reducción biológica de sulfatos (Bui y Wilding, 1988). Gac et al. (1979) en las márgenes de los lagos salinos de Tibesti, Chad, registraron una diversidad de especies de carbonatos de sodio tal como termonatrita, trona, nahcolita, pirsonita (Na₂CO₃.CaCO₃.2H₂O) y gaylussita (Na₂CO₃. CaCO₃.5H₂O). Mientras que en eflorescencias de la zona más baja de la cuenca del Río Colorado ocurren sólo nahcolita, soda y trona (Whittig et al., 1982).

En condiciones de drenaje restringido bajo un ambiente geoquímico Na-CO₃-SO₄-Cl, se forman soda en invierno, termonatrita y trona en los periodos de invierno y verano, pero predominan en invierno (Vizcayno et al., 1995). En los ambientes Na- SO₄- CO₃-Cl y Na-Ca-SO₄- CO₃-Cl se forman trona, pirsonita y nortufita (Mees y Stoops, 1991).

La soda se presenta en forma granular o columnar (Doner y Lynn, 1989). En el ambiente geoquímico Na-CO₃-SO₄-Cl su forma es prismática subidiomórfica (Vizcayno et al., 1995).

La trona en costras y eflorescencias de ambientes geoquímicos Na- SO₄- CO₃-Cl, Na-Ca-SO₄- CO₃-Cl y Na-Ca-SO₄-Cl, presenta una morfología prismática acicular (Mees y Stoops, 1991) y en ambiente Na-CO₃-SO₄-Cl, los prismas ocurren como agujas agrupadas alrededor de nódulos, en forma de listones con un arreglo aleatorio y como abanicos radiantes (Doner y Lynn, 1989; Vizcayno et al., 1995).

d) En el perfil del suelo

La nacolita es un mineral abundante en sedimentos superficiales del lago cráter Malha en Sudan (Mees y Stoops, 1990), en cambio en el lago salado de Sambhar en India, ocurre en espesores más profundos (6.5-16 m) igual que la trona (Sinha y Raymahashay, 2004). En el antiguo lago de Texcoco, Del Valle (1983) asumió la presencia de trona en la parte superficial del suelo. En la misma área, Huez et al. (1989) infirió la formación de soda a través de la hidrolización de los humatos, silicatos, aluminosilicatos de sodio, intensificándose en los espesores de 2-3 m. Se ha supuesto la ocurrencia de soda y nahcolita en condiciones anaeróbicas controladas en sedimentos de tres cuencas; Cuitzeo, Mich., El Carmen, Tlax. y ex-lago de Texcoco, México (Santana et al., 1989).

La nacolita ocurre en forma de pequeños cristales prismáticos con penetración como tijeras y contacto obtuso diseminado en el sedimento y concentrado en nódulos (Mees y Stoops, 1990).

Yeso (CaSO₄·2H₂O)

a) Generalidades

La solubilidad del yeso depende de la composición química de la solución acuosa, la temperatura y la presión, es de 2.4 gL⁻¹ a 25°C y una atmosfera de presión.

b) Distribución de yeso

El yeso es una especie que se encuentra de manera abundante, principalmente en suelos de zonas áridas y semiáridas y puede estar presente en suelos afectados por sales o fases salinas de suelos yesosos (Gumuzzio et al., 1982; Gumuzzio y Casas, 1988; Porta, 1998; Hamdi Aissa et al., 1998; Van Hoesen et al., 2001; Buck et al., 2006). En las regiones húmedas se presenta sólo cuando el material parental del suelo es de origen evaporítico y de materiales geológicos de origen marino. El yeso se puede formar en cualquier tipo de material parental bajo diferentes procesos, donde haya disponibilidad de iones sulfato y deficiencia de agua para remover el yeso soluble (Buck y Van Hoesen, 2002; Buck y Van Hoesen, 2005). En condiciones de extrema aridez, el proceso de ascenso capilar es dominante y el yeso se acumula en el epipedón; mientras que si la aridez es ligera, el proceso de descenso es típico y cristaliza en horizontes sub-superficiales, el nivel de acumulación depende del límite de humedecimiento y del manto freático (Timpson et al., 1986).

c) En costras y eflorescencias

La presencia de yeso en costras y eflorescencias en verano, se ha reportado en sedimentos aluviales (Gumuzzio et al., 1982; Gumuzzio y Casas, 1988), depósitos marinos del cretácico (Whittig, 1982) o en áreas con mantos freáticos elevados (Timpson et al., 1986; Keller et al., 1986).

En ambientes geoquímicos sulfáticos y clorhídricos se presenta de forma abundante (Skarie et al., 1987), así como en Na-SO₄-Cl y Na-(Mg)-SO₄-Cl (Vizcayno et al., 1995).

En costras taquíricas de ambientes sódicos es el principal constituyente; mientras que costras de ambiente salino sólo presenta cristales aislados en la masa basal (Mees y Singer, 2006).

d) En el perfil del suelo

El yeso puede ocurrir en o cerca de la superficie (0-45cm) o bien en todo el perfil, sólo o asociado con calcita en la zona media (Timpson et al., 1986; Ducloux et al., 1994; Roquero et al., 2001). Cuando el nivel del manto freático es elevado, el yeso puede ascender y precipitarse en la superficie en los periodos de invierno, primavera y verano (Timpson et al., 1986). Mees (2003), mostró un patrón de distribución subsuperficial (21-49 cm) que disminuye al aumentar

la profundidad, mientras que Mees y De Dapper (2005) lo han registrado desde profundidades subsuperficiales, como en el caso anterior, hasta más profundos (130 cm.)

En suelos yesosos, el contenido de yeso varía desde 0-89% y puede aumentar con la profundidad (60-89%). Lo cual puede afectar la porosidad y el desarrollo de las raíces (Poch et al., 1998). En suelos con horizonte gypico, el contenido de yeso secundario se incrementa con la profundidad; mientras que ocurre un patrón inverso en suelos con horizonte sálico (Gumuzzio y Casas, 1988).

Mees y De Dapper (2005) estimaron una acumulación de 10-20 t ha⁻¹ de yeso en un Chernozem en el espesor 56-137 cm, algo poco frecuente, ya que en esos suelos lo más destacable es la acumulación de carbonato de calcio.

En suelos, la morfología del yeso lenticular es muy común (Jafarzadeh y Burham, 1992; Vizcayno et al., 1995; Buck et al., 2006); sin embargo, el yeso pedógeno presentó una morfología esferoidal denominada “micro-bolas de nieve”, similar a otras sales de sulfatos (Buck y Van Hoesen, 2002). Las formas tabular pseudo hexagonal euhedral, tabular hexagonal, foliada, y masiva anhedral fueron identificadas por Buck et al. (2006).

El yeso ocurre principalmente como agregados densos lenticulares o anhedrales y como cristales prismáticos (Mees y Singer, 2006).

Los hábitos cristalinos del yeso difieren en función de su origen (pedogénico o geológico) (Buck et al., 2006). El desarrollo de los cristales de yeso se favorece en sedimentos salinos, la temperatura controla la morfología, temperaturas bajas inducen la formación de cristales elongados y viceversa (Cody y Cody, 1988).

La forma del cristal puede variar con la profundidad: cristales anhedrales e intercrecimientos xenotópicos (21-23 cm), cristales anhedrales elongados prismáticos (60-90 cm), cristales lenticulares y de intercrecimiento (90-130) (Mees y De Dapper, 2005), también puede variar de acuerdo con el constituyente con el que se relacione, en agregados (lenticulares), en raíces (granular o tabular), o en costras (microagregados en forma de roseta o radial) (Dultz y Casas, 1988).

El yeso puede formar rellenos completos e incompletos en canales y fisuras (Gumuzzio y Casas, 1988).

El hábito prismático se presenta en un ambiente relativamente húmedo y cálido (Ducloux et al., 1994) y en condiciones de manto freático elevado (Warren, 1982); en tanto que, la forma

lenticular se desarrolla en condiciones vadosas estacionales (Warren, 1982) o en un ambiente edáfico (Mees y Singer, 2006). En contraste, Toomanian et al., (2001) plantearon que los tamaños y formas de los cristales dependen de de las condiciones específicas del suelo tal como la textura, y la acción de las raíces.

Otros factores que pueden afectar el hábito cristalino son la cantidad y tipo de iones en la solución, pH y presencia de materia orgánica (Buck y Van Hoesen, 2002). La forma vermiforme y cristales gruesos (rosa del desierto) ocurren en horizontes gypsicos, en cambio la lenticular (polvosa) o microcristalina en horizontes hipergypsicico (Poch et al., 1998).

Calcita (CaCO₃)

a) Generalidades

El carbonato de calcio es un mineral que se caracteriza por su baja solubilidad (0.013 gL⁻¹ a 20 °C), la cual depende del pH y de la temperatura.

b) Distribución de calcita

Este mineral es común en zonas áridas, semiáridas y templadas; su ocurrencia está controlada por el material parental, clima y vegetación (Wright, 1987). La disponibilidad de agua y presencia de vegetación promueven alta respiración en el suelo. Por lo tanto, la liberación de iones calcio y posterior precipitación de CaCO₃ (Treadwell-Steitz y Mc Fadden, 2000).

c) En costras y eflorescencias

De los estudios enfocados al análisis mineralógico de costras y eflorescencias de suelos afectados por sales, pocos son los que señalan la presencia de calcita debido a su baja movilidad lo que limita su ocurrencia en ellas. Gumuzzio y Casas (1988); Joeckel y Ang Clement (2005) la identificaron como un constituyente menor.

d) En el perfil del suelo

La calcita se puede registrar desde la superficie hasta 16.7 m, cuya proporción en los estratos es variada (Sinha y Raymahashay, 2004). En algunas áreas la calcita se presenta en la zona intermedia asociada con yeso (Timpson et al., 1986; Ducloux et al., 1994), o cercanas al manto freático sin asociar (Timpson et al., 1986). En suelos yesosos se observa en forma

abundante a lo largo del perfil (Gumuzzio y Casas, 1988); en tanto que, en chernozems sólo en el horizonte subsuperficiales (Dultz y Kuhun, 2005). En los suelos fuertemente sódicos en microrrelieves bajos la acumulación de calcita se incrementa con la profundidad (Pal et al., 2003). El contenido de calcita oscila entre 10 a 15% cuyas variaciones dependen del origen (sedimentario) más que al lavado (Roquero et al., 2001). En suelos/sedimentos del antiguo lago de Texcoco ocurre en todo el perfil (Del Valle, 1983; Ortiz, 1999; Gutiérrez-Castorena et al. (2006).

La forma en que ocurre el CaCO_3 es microcristalítica cuando su precipitación es rápida y esparítica cuando la precipitación es lenta (Dress y Wilding, 1987). Thompson (1992) observaron cristales más largos cuando el suelo se seca más lentamente a profundidades mayores a 4 cm y cristales aciculares cerca de la superficie asociados a mantos freáticos elevados y en suelos salino sódicos. En contraste, Bullock et al. (1985) señalaron que el hábito principal es masivo o granular.

Las formas microcristalinas y esparíticas de calcita se agregan formando nódulos; las masivas son asociadas con paligorskita (Khormali et al., 2003), colgantes laminados de relictos de paleoclimas más húmedos (Khormali et al., 2006), o esferulitas formadas en grietas subhorizontales en depósitos palustrinos Mees (1999). La calcita acicular se forma probablemente por la cristalización de la solución intersticial y los hipo-revestimientos en los poros se deben al secado de las caras de los poros (Mermut y St. Arnaud, 1981).

3. Estabilidad de Sales Solubles

La estabilidad de los minerales depende de la temperatura y presión de vapor del agua, donde la secuencia es (iniciando con la más lábil) mirabilita >epsomita >konyaita >hexahidrita >bloedita >loewita >kieserita >tenardita (Keller et al., 1986). Por su parte, Timpson et al. (1986) observaron que la solubilidad de los sulfatos de sodio y magnesio depende de las fluctuaciones estacionales y concluyeron que la epsomita es más soluble que la mirabilita a temperaturas bajas, lo que favorece un enriquecimiento de Na_2SO_4 en las eflorescencias de sales en invierno.

Las condiciones climáticas estacionales cambian la cantidad y tipo de sales solubles, pero también las fluctuaciones diarias de temperatura y humedad. Los minerales presentes en el día seco y caliente pueden disolverse o transformarse en otros minerales durante la noche con alta

humedad (Kovda, 1946) citado por Doner y Lynn (1989), por lo cual se ha sugerido que la clase de minerales formados, pueden depender de la tasa de evaporación (Shayan y Lankucki, 1984). En primavera cuando ocurre el mayor lavado, el mineral más común de los cloruros es la halita (Keller et al., 1986) la cual es hasta siete veces más soluble que la epsomita o mirabilita y es el primero en removerse del sistema (Keller et al., 1986). Los minerales que cristalizan a temperatura ambiente relativamente alta (40 °C) son: tenardita, konyaite y epsomita, mientras que la mirabilita cristaliza alrededor de 32°C, en un sistema $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{-MgSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ (Keller et al., 1986).

Los primeros trabajos realizados sobre estabilidad señalaron que la tenardita es más estable que la mirabilita a temperaturas más altas y que mirabilita por lo general, se ubica a unos centímetros debajo de la superficie; mientras que la tenardita ocurre en la superficie del suelo (Driessen y Schoorl, 1973). Sin embargo, autores como Gumuzzio y Casas (1988) reportaron tenardita a lo largo del perfil.

4. Impacto de las Sales en Suelos

El crecimiento de algunos cristales como los de bloedita ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) se da hacia dentro de los poros del suelo causando un sellamiento por lo que restringe la evaporación y la aeración (Driessen y Schoorl, 1973); en cambio, la red cristalina de la tenardita es más abierta y no muestra este fenómeno de sellamiento. Esta sal puede ejercer una influencia directa en el intemperismo físico de los minerales silicatados, debido a que su cristalización provoca un mayor volumen favoreciendo una fracturación mecánica (Yaalon, 1970).

La formación de costras salinas genera un impedimento para la emergencia de las plántulas además del efecto osmótico que afecta la disponibilidad de agua; por lo tanto, impide el desarrollo de las plantas dejando áreas desnudas (Tanji, 1990). Cuando los minerales son a base de carbonato de sodio causan una reacción alcalina en el suelo, lo que genera dispersión de coloides orgánicos e inorgánicos y en consecuencia una baja velocidad de infiltración (Bresler, 1982; Szavolcs, 1989). La falta de cobertura vegetal aunada dispersión del suelo favorece la erosión del suelo.

En la recuperación de suelos afectados por sales se enfatiza la floculación dada por la concentración de moderada a alta del suelo, por lo que es necesario considerar la

concentración crítica del agua a utilizar para evitar la dispersión del suelo al remover los excesos de sales por lavado (Ayers y Westcot, 1987).

5. Conclusiones

Las metodologías utilizadas para conocer el grado de afectación de sales en los suelos son la medición de la conductividad eléctrica de la solución de un extracto del suelo (laboratorio), medición de la conductividad eléctrica aparente mediante sensores electromagnéticos (campo), imágenes de satélite, fotografías aéreas, respuesta espectral de halófitas, reflectancia de sales entre otras. Sin embargo, con ellos se obtienen indicadores de la concentración total, pero no refiere el tipo y proporción de cada uno de los solutos que constituyen la solución del suelo. Las metodologías como difracción de rayos-X, microscopía petrográfica, microscopía electrónica de barrido con analizador de iones específicos, permiten determinar con precisión el tipo de sal soluble y con la microscopía dilucidar la micromorfología de las mismas.

La información mineralógica asociada al microrrelieve bajo, es inferida mediante la composición iónica de análisis químicos, básicamente por el alto contenido de carbonatos y bicarbonatos; sin embargo, no se han dado evidencias del tipo de sal presente en esas posiciones microtopográficas.

Los estudios mineralógicos de costras y eflorescencias en el área del antiguo lago de Texcoco, se reducen sólo a los datos de una muestra y más bien enfocados a la identificación de minerales primarios y secundarios (arcillas); la única sal soluble registrada es halita. Estudios micromorfológicos de costras y eflorescencias en el área del lago de Texcoco no se han reportado. La falta de información mineralógica y micromorfológica de sales altamente solubles probablemente se deba a la dificultad para la obtención de muestras inalteradas, donde las sales queden intactas, el tiempo de preparación de la sección delgada y el acceso al equipo indicado.

Referencias

- Ayers, R.S., Westcot, D.W., 1987. La calidad del agua en la agricultura. Traducido al español por J.F. Alfaro. FAO. Riego y drenaje 29. (1). Rome. 173pp.
- Braitsh, O., 1971. Salt deposits, their origin and composition. Springer Verlag. New York. 297 pp.

- Bresler, E., Mc Neal B.L., Carter, D.L., 1982. Saline and Sodic Soils. Springer-Verlag. Berlín. Germany.
- Buck, B.J., Van Housen, J.G., 2002. Snowball morphology and SEM analysis of pedogénico gypsum, southern New Mexico. *Journal of Arid Environmental* 51, 469-487.
- Buck, B.J., Van Hoesen, J., 2005. Assessing the applicability of isotopic analysis of pedogenic gypsum as a paleoclimate indicator, Southern New Mexico. *J. of arid environments* 60, 99-114.
- Buck, B. J., Wolff, K., Merkle, D.J., McMillan, N.J., 2006. Salt mineralogy of Nevada: Morphology and subsurface evaporation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 1639-1651.
- Bui, E.N., Wilding, L.P., 1988. Pedogenesis and mineralogy of a halaquept in Niger (West Africa). *Geoderma* 43, 49-68.
- Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., 1985. Handbook for thin section description. Waine Research Publications. Wolverhampton, England. 152 pp.
- Cody, R.D., Cody, A.M., 1988. Gypsum nucleation and crystal morphology in analogy saline terrestrial environments. *Sediment Petrol J.* 58, 247-255.
- Corwin, D.L., Lesch, S.M., 2005. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. *Comput. Electron. Agric.* 46, 11-43.
- Corwin, D.L., Lesh, S.M., Oster, J.D., Kaffka, S.R., 2006. Monitoring management-induced spatio-temporal changes in soil quality through soil sampling directed by apparent electrical conductivity. *Geoderma* 131, 369-387.
- Del Valle, C.H., 1983. Los procesos de acumulación de sales e intemperismo en cubetas lacustres en una zona de transición del ex-lago de Texcoco. Tesis de Maestría en Ciencias, Colegio de Postgraduados. Chapingo, México. 556pp.
- Doner, H.E., Lynn, W.C., 1989. Carbonate, halide, sulfate and sulfide minerals pp. 279-330. In: J. B. Dixon and S. B. Weed (ed) *Minerals in soil environments*. 2nd Ed. SSSA, Madison, WI.
- Doner H.E., Grossl, P.R., 2002. Carbonates and evaporates. pp. 199-228. In: J.B. Dixon and D.G. Schulze (ed). *Soil mineralogy with environmental applications*. SSSA, Madison, WI.
- Dress, L.R., Wilding, L.P., 1987. Micromorphic records and interpretations of carbonate forms in the rolling Plains of Texas. *Geoderma* 40, 157-175.

- Driessen, P.M., Schoorl, R., 1973. Mineralogy and morphology of salts efflorescens on saline soils in the Great Konya Basin, Tukey. *J. Soil Sci.* 24, 436-442.
- Ducloux, J., Guero, Y., Fallavier, P., Valet, S., 1994 Mineralogy of salt efflorescences in paddy fields soils of Kollo, southern Niger. *Geoderma* 64, 57-71.
- Dultz, S., Kühn, P., 2005. Occurrence formation and micromorphology of gypsum in soils from the Central-German chernozem region. *Geoderma* 129, 230-250.
- Eghabal, M.K., Southard, R.J., Whittig L.D., 1989. Dynamics of evaporate distribution in soil on a fan-playa transect in the Carrizo Plain, California. *Soil Scie. Soc. Am. J.* 53, 898-903.
- Fernandez-Buces N., Siebe C., Cram S., Palacio J.L., 2006. Mapping soil salinity using a combined spectral response index for bare soil and vegetation: A case study in the former lake in Texcoco, Mexico. *Journal of Arid Environments* 65, 644-667.
- Gac, J.Y., Al-Droubi, A., Paquet, H., Fritz B., Tardy, Y., 1979. Chemical model for origin and distribution of elements in salts and brines during evaporation of waters: Application to some saline lakes of Tibesti, Chad. In J.L. Ahrens (ed) *Origin and distribution of the elements. Physics and Chemistry of the Earth* 11, 149-158.
- Gamuzzio, J., Batlle, J., Casas, J., 1982. Mineralogical composition of salt efflorescences in a thipic salorthid, Epain. *Geoderma* 28, 39-51.
- Gamuzzio, J. and Casas, J., 1988. Acumulation of soluble salts and gypsum in soils of the Central Region. Spain. *Cah ORSTOM. Sér Pédol.* XXIV (3), 215-226.
- Gutiérrez Castorena, Ma del C., Stoops, G., Ortiz Solorio, C.A., 1998. Carbonato de calcio en los suelos del ex lago de Texcoco. *Terra* 16, 11-19.
- Gutiérrez-Catorena Ma del C., Stoops, G., Ortiz-Solorio, C. A., Sánchez Guzmán, P. 2006. Micromorphology of opaline features in soils on the sediments of the ex-lago de Texcoco, México. *Geoderma* 132, 89-104.
- Hamdi Aissa, B., Federoff, N., Halitim, A., Valles, V., 1998. Short and long term soil-water dynamic in Chott soil in hyper-arid areas (Sahara of Algeria) 16th World Congress of Soil Science, Symposium 30.
- Huez, M.A., Ortega, M. Ramírez, C. y Rone, J.L., 1989. Caracterización de algunas propiedades fisicoquímicas de los suelos y espesores subyacentes del predio Montecillo. *Agrociencia* 78, 231-247.
- Jafarzadeh, A.A., Burham, C. P., 1992. Gypsum crystals in soils. *J. Soil Sci.* 43, 409-420.

- Joeckel, R. M., Ang Clement, B. J., 2005. Soils, surficial geology, and microbiology of saline-sodic wetlands, North Platte River Valley, Nebraska, USA. *Catena* 61, 63-101.
- Keller, L. P., Mc Carthy, G. J., Richardson, J. L., 1986a. Mineralogy and stability of soil evaporates in north Dakota *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1069-1071.
- Kohormali, F., Abtahi, A., Mahmoodi, S., Stoops, G., 2003. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semi-arid regions of southern Iran. *Catena* 53: 273-301.
- Khormali, F., Abtahi, A., Stoops, G., 2006. Micromorphology of calcite features in high calcareous soils of Fars Province, Southern Iran. *Geoderma* 132, 31-46.
- Kooistra, M.J., 1983. Lightmicroscope and submicroscope observations of salts in marine alluvium (India). *Geoderma* 30, 149-160.
- Kovda, V. A. and Samiolava, E. M. 1969. Some problems of the soda salinity pp.21-36. In: *Symposium of the reclamation of sodic and soda-saline soils*. Tom. 18. Supplementum. Budapest.
- Long, D.S., Nielsen, G.A., 1997. Detection in the inventory of saline seep using color infrared aerial photographs and video image analysis. In: *proceeding in the 14th Workshop Color Aerial photography and videography, in Recourse Monitoring*. Montana State University, Bozeman, MT, USA. pp 220-232.
- Mees, F., Stoops, G., 1990. Micromorphological study of a sediment core from the Malha Crater Lake, Sudan pp.295-301. In: L.A. Douglas (ed). *Soil Micromorphology*. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam (Netherlands).
- Mees, F. 1999. The unsuitability of calcite spherulites as indicators of subaerial exposure. *Journal of Arid Environments* 42, 149-154.
- Mees, F., Stoops, G., 1991. Mineralogical study of salt efflorescences on soil of the Jequetepec Valley, northern Peru. *Geoderma* 49, 225-272.
- Mees, F. 2003. Salt mineral distribution patterns in soils of the Otjomongwa pan, Namibia. *Catena* 54, 425-437.
- Mees, F., De Dapper, M., 2005. Vertical Variation in bassanite distribution patterns in near-surface sediments, southern Egypt. *Sedimentary Geology*, 181: 225-229.
- Mees, F., Singer, A., 2006. Surface crusts on soils/sediments of the southern Aral Sea Basin, Uzbekistan. *Geoderma* 136, 152-159.

- Mermut, A. R., and St. Arnaud, R.J., 1981. A micromorphological study of calcareous soil horizons in Saskatchewan soils. *Can. J. soil Sci.* 61, 243-260.
- Ortega, E. M., 1993. Causas del Ensalitramiento y su efecto sobre los suelos. Colegio de Postgraduados, Montecillos, México.
- Ortiz, O. M., 1999. Acumulación de iones y desarrollo de halófitas en suelos salino sódicos del Ex lago de Texcoco, México. Tesis doctoral (Biología). UNAM. México, 265 pp.
- Pal, D. K., Srivastara P., Durge, S. L., Bhattacharyya, T., 2003. Role of microtopography in the formation of sodic soils in the semiarid part of the Indo-Gangetic Plains, India. *Catena*, 51: 3-31.
- Poch, R.M., De Coster, W., Stoops, G., 1998. Pore space characteristics as indicators of soil behaviour in gypsiferous soils. *Geoderma* 87, 87-109.
- Porta, J., 1998. Metodologies for the analysis and characterization of gypsum in soils: A review. *Geoderma* 87, 31-46.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Herrero, C., 1999. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi. Prensa. Madrid. 849 pp.
- Qadir, M., Oster, J.D., 2004. Crop and irrigation management strategies for saline-sodic soils and waters aimed at environmentally sustainable agriculture. *Science of the Total Environmental* 323, 1-19.
- Quirk J.P., 2001. The significance of the treshold and turbidity concentrations in relation to sodicity and microstructure *Aust. J. Soil Res.* 39, 1185-1217.
- Rhoades, J. D., 1993. Electrical conductivity methods for measuring and mapping soil salinity. pp. 201-251. In: Sparks, D.L. (Ed.), *Advances in Agronomy*. 49. Academic Press, San Diego, CA
- Richards, L.A., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agricultural hand-book vol. 60. US Government printing office, Washington, DC. 160 pp.
- Rizacher, R., Fritz, B., 2009. Origin of salts and brine evolution of Bolivian and Chilean Salars. *Aquat Geochem.* 15, 123-157.
- Roquero, E., Goy, J.L., Zazo, C., Artieda, O., 2001. Control geomorfológico de la salinidad en suelos aluviales. Sector Central del Valle del Tajo. Madrid-Toledo. *Rev. C&G* 15, (3-4).

- Santana, R., Ortega, M., Ramírez, C, Rone, J.L., 1989. Determinación Experimental de la formación de soda mediante el camino biológico en espesores subyacentes de tres cuencas endorreicas: Cuitzeo, Texcoco y El Carmen. *Agrociencia*, 78, 281-295.
- Sarah, P., 2001. Soluble salts dynamics in the soil under different climatic conditions. *Catena* 43, 307-321.
- Shahid, F., Jenkins, D.A., 1994. Mineralogy and micromorphology of salt crust from the Punjab, Pakistan. In: Ringrose-Voase, A.J., Humphreys, G.S. (Eds). *Soil micromorphology: Studies in management and genesis. Developments in Soil Science* 22, 729-811.
- Shayan, A., Lancucki, C. J., 1984. Konyaite in salt efflorescence from a tertiary marine deposit near Geelong. Victoria, Australia. *Soil Sci. Soc. Am J.* 48, 939-942.
- Shulze D.G., 2002. An introduction to soil mineralogy. pp. 1-35. In: Dixon, J.B., Shulze D.G. (Eds.) *soil mineralogy with environmental applications*. SSSA. Madison, WI.
- Sinha, R., Raymahashay B.C., 2004. Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar Salt Lake, Rajasthan, India. *Sedimentary Geology* 166, 59-71.
- Skarie, R.L., Richardson J.L., Mc Carthy, G.J., Maianu A., 1987. Evaporite mineralogy and groundwater chemistry associated with saline soils in eastern North Dakota. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1372-1377.
- Szabolcs, I., 1989. *Salt affected Soils*. CRC. Press, Boca Raton. FL. 274pp.
- Szabolcs, I., 1994. Prospects of soil salinity for the 21st century. 15th International Congress of Soil Science. Acapulco, México.
- Tanji, K. (ed), 1990. *Agricultural Salinity Assessment and Management*. ASCE, New York.
- Thompson, S.K., 1992. *Sampling*. Wiley, New York, USA. 343pp.
- Timpson, M.E., Richardson, L.P., Keller, and G. J. Mc Carthy, G. J., 1986. Evaporates mineralogy associated with saline seeps in southwestern North Dakota. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 490-493.
- Toomanian, N., Jalalian, A., Eghbal, M.K., 2001. Genesis of gypsum enriched soils in north-west Isfahan, Iran. *Geoderma* 99, 199-224.
- Tradwell-Steitz, C., McFadden, L.D., 2000. Influences of parent material and grain size on carbonate coatings in gravelly soils, Palo Duro Wash, New Mexico. *Geoderma* 94, 1-22.

- Van Doesburg, J.D., Vergowen. J., Van der Plas, L., 1982. Koniaite, $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from the great Konia Basin, Turkey. *Am. Mineral* 67, 1035-1035.
- Van Hoesen, J.G., Buck, B.J., Merkler D.J., McMillan N., 2001. An investigation of salt micromorphology and chemistry. Las Vegas Wash, Nevada. Proceedings, 36th Annual symposium on engineering geology and geotechnical engineering, Luke, Jacobson & Werle (eds). University of Nevada, Las Vegas. pp 729-737.
- Verma, K.S., Saxena, R.K., Barthwal, A.K., Deshmukh, S.N., 1994. Remote sensing technique for mapping salt affected. *International Journal of Remote Sensing* 15, 1901-1914.
- Vizcayno, C., García-González, M.T., Gutiérrez, M., Rodríguez, R., 1995. Mineralogical, chemical and morphological features of salt accumulations in the Flumen-Monegros district, NE Spain. *Geoderma* 68, 193-210.
- Warren, J.K., 1982. The hidrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology* 29, 609-637.
- Whittig, L. D., Deyo, A. E., Tanji, K. K., 1982. Evaporate mineral species in Mancos shale and salt efflorescence, upper Colorado River Basin. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 645-651.
- Wright, V.P., 1987. A micromorphological classification of fossile and recent calcic and petrocalcic microstructures pp. 401-407. In Fedoroff, N., Bresson, L. M., Country, M. A. (Eds.), *Soil Micromorphology*. AFES, Paris.
- Yaalon, D.H., 1970. Parallel Stone cracking, a weathering process on the desert surface. *Pochvovedenie* 18, 107-111.
- Zwikel S., Lavee, H., Sarah, P., 2007. Temporal evolution of salts in Mediterranean soils transect under different climatic conditions. *Catena* 70, 282-295.

Cuadro1. Características generales mineralógicas de algunas sales.

Propiedades	Halita	Tenardita	Mirabilita	Nacolita	Soda	Trona	Bloedita	Hexahidrita	Epsomita	Yeso	Calcita
Formula	NaCl	Na ₂ SO ₄	Na ₂ SO ₄ · 10 H ₂ O	NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃ · 10 H ₂ O	Na ₃ H(CO ₃) ₂ · 4H ₂ O	Na ₂ MgSO ₄ · 4H ₂ O	MgSO ₄ · 6H ₂ O	MgSO ₄ · 7H ₂ O	CaSO ₄ · 2H ₂ O	CaCO ₃
Sistema Cristalino	Cubico	ORB	MNC	MNC	MNC	MNC	MNC	MNC	ORB	MNC	Hexagonal/romboedral
Aspecto	Vítreo	Polvoso	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Relieve	Bajo positivo e isotrópico	Biaxial positivo	Biaxial negativo	Biaxial negativo	Biaxial negativo	Biaxial negativo	Biaxial negativo	Biaxial positivo	Biaxial negativo	Biaxial negativo	Relieve bajo negativo a moderado positivo
Valores característicos para difracción de rayos- X (espacio D en nm)	0.282 (100) 0.199 (55) 0.163 (15)	0.278 (100) 0.466 (73) 0.318 (51)	0.519 (100) 0.321 (75) 0.326 (60)	0.294 (100) 0.260 (100) 0.296 (70)	0.304 (100) 0.302 (70) 0.286 (60)	0.265 (100) 0.307 (90) 0.489 (55)	0.325 (100) 0.456 (95) 0.329 (95)	0.439 (100) 0.545 (50) 0.510 (45)	0.421 (100) 0.535 (25) 0.268 (25)	0.756 (100) 0.427 (50) 0.306 (55)	(0.304) (100) (0.229) (0.210)
Color	incoloro o blanco, amarillo, rojo o azul cuando es impura Incoloro, blanco	Incoloro	Incoloro	-	-	incoloro	Incoloro	Incoloro	Incoloro blanco	Blanco a amarillo blanquecino	Incoloro o blanco

C, cubico; ORB, Ortorrómbico; MNC, monoclinico; nm, nanómetros. Fuente: Bullock et al. (1985) y Doner y Lynn (1989).

CAPITULO II
SALINE CRUSTS ON AMORPHOUS SILICEOUS LAKE SEDIMENTS

SALINE CRUSTS ON AMORPHOUS SILICEOUS LAKE SEDIMENTS*

Aidé Camargo-Hernández^{1*}, M. C. Gutiérrez-Castorena¹, C. A. Ortiz-Solorio¹, and M. Vargas-Hernández².

¹Programa de Edafología, Campus Montecillo, Colegio de Postgraduados en Ciencias Agrícolas. km 36.5 carretera México-Texcoco. 56230. ²Universidad Autónoma Chapingo. Texcoco, México. 56230.

Resumen

El área del antiguo lago de Texcoco está conformado por tres tipos de sedimentos: sedimentos silíceos lacustres, cenizas volcánicas y fluviales. Sobre ellos se desarrollan una serie de costras salinas, las cuales fueron muestreadas, descritas y analizadas usando métodos químicos y físicos, difracción de rayos-X (DRX), microscopía petrográfica (MP) y microscopía electrónica de barrido (MEB/EDS). De acuerdo con su morfología se identificaron ocho tipos de costras: “*palomitas de maíz*”, cinco variantes de taquíricas, pulverulenta y blanca beige. La mayor diversidad de costras se presentó en el sedimento silíceo lacustre (seis). La morfología de la costra está relacionada con el manejo, microrrelieve y efecto frontera, estos factores, más que la composición iónica, secuencia mineralógica o mineral dominante, determinaron los procesos de formación: deshidratación (*pulverulenta* y “*palomitas de maíz*”), sedimentación y evaporación (taquíricas excepto *taquírica negra*), sedimentación (*blanca beige*) y evaporación (*taquírica negra*). El alto grado de acumulación de sales solubles sobre el material silíceo lacustre se debe a su naturaleza física y química y a la alta tasa de evaporación. Ya que este sedimento es un hydrosol hipersálico que actúa como una barrera natural que impide el ascenso capilar de la solución matricial y del agua freática, por lo que la alta concentración de sales en la superficie resulta del secamiento de los primeros tres centímetros del sedimento y la precipitación de sales contenidas en este espesor. Los minerales identificados en las costras fueron halita, tenardita, trona y calcita; la secuencia mineralógica fue halita-tenardita-trona o halita-trona. Los hábitos cristalinos fueron globular y masiva en halita; micritica, lenticular, y roseta en tenardita; acicular en forma de abanico y radiales en trona; y micritica y oolitos en calcita.

Palabras clave: *Costras salinas; Mineralogía; Micromorfología; Microrrelieves; Antiguo lago de Texcoco.*

*Submitted in *Geoderma*

Abstract

The area of the ancient lakebed of Texcoco is comprised of three types of sediments: siliceous lacustrine sediments, volcanic ash and fluvial sediments. A series of saline crusts has developed over these sediments, which were sampled, described and analyzed using chemical and physical methods, X-ray diffraction (XRD), petrographic microscopy (PM) and electronic scan microscopy (SEM/EDS). Eight types of crusts were identified according to their morphology: “Popcorn”, five variants of takyric, *powdery* and *white beige*. The greatest diversity of crusts appeared in the siliceous lacustrine sediment (six). The morphology of the crust is related to the management, micro-relief and border effect. These factors, more than the ionic composition, mineralogical sequence or dominant mineral, determined the formation processes: dehydration (*powdery* and “popcorn”), sedimentation and evaporation (*takyric*), sedimentation (*white beige*) and evaporation (*black takyric*). The degree of accumulation of soluble salts over the siliceous lacustrine material is due to its physical and chemical nature and to the high evaporation rate. This sediment is a hypersalic hydrosol which acts as a natural barrier that impedes the capillary ascent of the matrix solution and the groundwater, thus the high concentration of salts in the surface is the result of the drying of the first three centimeters of sediment and the precipitation of salts contained in this thickness. The minerals identified in the crusts were halite, thenardite, trona and calcite; the mineralogical sequence was halite-thenardite-trona or halite-trona. The crystalline habits were globular and massive in halite; micritic, lenticular and rosette in thenardite; acicular in fan and radial shape in trona; and micritic and oolites in calcite.

Keywords: *Saline crusts; Mineralogy; Micromorphology; Micro-reliefs; Former Lake Texcoco.*

1. Introduction

The natural presence of salts in soils is determined by the quality of the groundwater and by the high evaporation rates, and its distribution pattern is related to the microtopography, the behavior and the soil matrix and the nature of the deposits (Pal et al., 2003; Mees, 2003). These factors control the formation and accumulation of evaporates in plains and depressions.

Crust formation has been pointed out mainly in arid and semiarid environments on different parental materials (Shayan and Lancuki, 1984; Ducloux et al., 1994; Viscayno et al., 1995; Mees and Stoops, 1991; Mees and Singer, 2006). However, the development of saline crusts on lake sediments composed of amorphous siliceous materials (Gutiérrez-Castorena et al., 2005), with high water retention capacity (up to 500 %) and high content of soluble salts and exchangeable sodium (Del Valle, 1983) has not been studied in detail according to the literature.

The ancient Lake Texcoco in Mexico was artificially drained at the beginning of the twentieth century, which caused the outcropping of different sediments and volcanic ash (Luna, 1980; Del Valle, 1983). They present specific physical, chemical and morphological properties (Peralta and Fabi, 1989; Gutiérrez-Castorena et al., 2005); thus, the area is categorized as a particular ecosystem, unique in the world (Dendooven et al., 2010). Important quantities of salts accumulate over these materials, which are collected periodically by the farmers since prehispanic times (Portilla and Aguilera, 1986). In this zone, various types of saline crusts of different colors were observed by Fernández-Buces et al. (2006); however, their formation is unknown, along with their relationship with the different sediments which outcrop on the surface or soil units.

A great variability of crusts has been reported in areas of salt flats affected by tidal-marine alluvial and aeolian depositional processes (Goodall et al., 2000), or from the complete evaporation of groundwater (Smoot and Castens-Seidell, 1994). Apparently, in the case of the Lake of Texcoco, the diversity of crusts is related to the fluctuations of the saline groundwater (Durazo and Farvolden, 1989) and with intense evaporation, which is as much as 2519 mm per year (CNA, 2007). However, it has been reported that the vertical ascent of the groundwater does not displace the paleo-water of the lacustrine material (Ortega-Guerrero et al., 1997); therefore the accumulation of salts must be related to the types of sediments that outcrop and

with the desiccation of the lacustrine materials that is generating cracks in the subsoil (Gutiérrez-Castorena et al., 2005).

Another factor that may be contributing to the morphology of the crusts is related to soil management, due to the fact that tillage of the soil favors salt accumulation (Skarie et al., 1987). In the zone of study, subsoiling practices and dike formation are carried out to establish plant cover and to control eolian erosion (CNA, 2007), which modify the soil relief to allow the free movement of water in the root zone (Ortega-Guerrero et al., 1997) and consequently the degree and type of salt accumulation (Pal et al., 2003).

With respect to the mineralogical composition of the crusts of the zone of study, the information is scarce. Ortiz (1999) analyzed a crust in the area of the ancient lakebed area of Texcoco and found that it was composed of halite, although from its chemical composition, Del Valle (1983) and Santana et al. (1989) deduced the formation of trona, natron and nahcolite. Because of the lack of existing information on this subject, despite the numerous studies on salinity in this area, it is necessary to determine the mineralogy of the different crusts. If halite is the dominant salt in the zone of study, then the parental material or the micro-relief could be influencing the morphological variation among the crusts, or the morphological differences among crusts may be related to the form of crystallization of the halite (cubic, acicular, massive, etc.) or to the presence of different sequences and types of salts.

In the classification of crusts, various morphological characteristics are considered, such as their shape, thickness, color, structure, continuity (Driessen and Schoorl, 1973); Ducloux et al., 1994; Joeckel and Ang Clement, 2005; Mees and Singer, 2006). At the micromorphological level, the crystalline habit and fabrics are considered (Driessen and Schoorl, 1973; Mees and Stoops, 1991; Vizcayno et al., 1995; Mees and Singer, 2006). Therefore, the macro and micro morphological analysis of the crusts of the ancient Lake Texcoco could be useful for determining the factors related to their variability and origin.

The objectives of the present study were as follows: 1) to determine the vertical and spatial variation of the sediments of Lake Texcoco, their taxonomic classification and their correspondence to the type of saline crusts on the surface, 2) To establish the relationship among the different types of crusts with the management, micro-relief and temporality in the different units of soils/sediments, and 3) To analyze the different physical, chemical,

mineralogical and micromorphological properties of the crusts to determine the factors related to their variability.

2. Materials and Methods

2.1. Location

The study was carried out within the area of the ancient Lake Texcoco, Mexico, between latitudes 19°27' and 19°29' N, and longitudes 98°55' and 98°57' W, at a mean elevation of 2236 m above sea level (Fig. 1). The climate is semiarid BS KW (w) (i) (García, 1973). Rainfall varies from 460 to 600 mm distributed from June to October; July is the rainiest month and February the driest (Fernández-Buces et al., 2006). The maximum temperature is 32 °C and the minimum varies from -2 to -5 °C, with a mean annual temperature of 15.3 °C. The mean evaporation is 1743 mm and a maximum of 2519 mm (CNA, 2007). The former Lake Texcoco is located in the lower part of a closed watershed, where the pluvial waters accumulate during the rainy season and even flood the adjacent urban zones (Gutiérrez-Castorena et al., 2005). During winter, thick salt crusts form, which are collected by farmers for human consumption. The groundwater is hyper saline and presents up to 100 000 mgL⁻¹ of Na⁺ and of Cl⁻, thus it is considered the principal source of salts (Fernández-Buces et al., 2006).

2.2. Soil Survey of the study area

Using images of Google Maps (2007) of the study zone, three areas were defined by their tone (Fig. 1): light (Site 1), dark (Site 2) and gray (Site 3); later they were compared with the soils survey made by Luna (1980) to correlate the types of soils/sediments that appear in each one of them. It was found that each tone corresponds to the same type of soil/sediment (lacustrine with amorphous materials, volcanic ash and fluvial sediments); however, to corroborate their boundaries and the stratigraphic sequences, soil/sediment borings were made at different depths (40-80 cm) every 50 m, following a systematic sampling throughout the study area. In addition, borings were made up to 3 m depth to confirm the homogeneity or variability of the lacustrine sediments in each of the marked zones; for this purpose a borer of 10 cm diameter with extensions of one meter was used.

In each unit of soil/ sediment a profile was excavated in the central portion of up to 150 cm depth, with the purpose of updating the soil classification, because it has been mentioned that with the introduction of salt grass the soil units have changed in their classification from Typic Hydroaquents (Del Valle, 1983) to Aquic Haplustolls (INEGI, 1994). The morphology of the soils/sediments was described according to manual of FAO (2006). Unaltered samples and clods of each layer/horizon and crust-sediment were obtained for their physical, chemical and mineralogical analysis.

2.3. *Sampling of crusts*

The sampling of the crusts in each study site followed the criterion of Mees and Singer (2006), that is, that the crusts were representative of each area. However, various replicates were taken (from 2 to 8 crusts according to the surface area) to contemplate the possible variation at the micro-morphological level.

In the winter period (December 2007), in Site 1, 5 subareas were differentiated according to the following: management (natural and unaltered), relief (micro-depressions and those mechanically altered by agricultural implements) and border effect (proximity to deposits of volcanic ash). In each of these subareas, a random sampling was made considering the number of samples according to the surface area, morphology of crusts and micro-relief. A total of 26 samples were collected.

In the case of Site 2 and Site 3, given the greater homogeneity in their morphology and micro-relief, only two samples were taken randomly in each of them.

In the spring period (April 2008), it was not possible to repeat the sampling plan due to the fact that the crusts were collected by the local inhabitants; therefore, only crusts for each morphology identified in winter were sampled.

Saline crusts were obtained in both altered and unaltered form; these were lifted from the surface with a spatula. The altered samples were collected in plastic bags and the unaltered samples in plastic containers of 14x14x7 cm, and packed in cardboard boxes to prevent changes in their form. In addition, unaltered samples of lacustrine crust/sediment were collected to analyze the interface of the two materials.

2.4. *Analysis of soils/sediments*

For the physical and chemical analyses of the soils/sediments, the methods proposed by Van Reeuwijk (1995) were followed. The pH was determined (with a ratio water: soil 2:1), CaCO₃ (by acid neutralization), organic carbon (Walkley and Black), cationic exchange capacity (ammonium acetate), exchangeable and soluble cations with the extract of saturated paste and distribution of particle size. Bulk density (paraffin method) and the total of solids dissolved through evaporated and calcined dry residues of saturated paste extract were determined by the methodology of Richards (1954).

2.5. *Taxonomic classification*

The soils/sediments were classified based on the soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2010) and the IUSS Working Group WRB (2006). The genetic horizons were designated according to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010).

2.6. *Chemical and mineralogical analyses of crusts*

The chemical analyses were made (with three replicates) in extracts obtained from a ratio crust: water 1:20. The pH, EC, soluble anions and cations were determined by the standard methods (Richards, 1954). The color of the crust was determined using the Munsell color chart. The mineralogical analysis was carried out through samples in powder (sieved with mesh of 0.30 mm), and run with diffraction of X-rays. The unaltered samples of crusts and crusts/sediments were impregnated with a mixture of polyester resin and styrene monomer (ratio 7:1) and the thin sections were prepared according to Murphy (1986).

2.7. *Macro and micromorphological description of crusts*

The crusts were described and classified based on their form, thickness, color, consistency, appearance and micro-relief using the criterion of Driessen and Schoorl (1973); Ducloux et al. (1994); Joeckel and Ang Clement (2005); Mees and Singer (2006). The thin sections were analyzed and described according to the concepts and terminologies proposed by Bullock et al. (1985) and Stoops (2003). The quantification of the features was made in five microscopic

fields, systematically distributed in each thin section using the abundance diagram proposed by Bullock et al. (1985).

2.8. *Analysis of scanning electron microscope of the crusts*

Cuts of approximately 4 mm were made of unaltered crusts, which were then placed and oriented on metallic stubs using double copper adhesive tape and covered with gold during 4 minutes in an ionizer (Ion Sputter JFC-1100, Jeol, Fine Coat) according to Bozzola and Russel (1992). The samples were observed in an electronic scan microscope JSM-6390/LGS JEOL with the AXS microanalysis system with X-ray detector free of liquid nitrogen.

3. Results

3.1. *Stratigraphy, chemical characterization and classification of soils/sediments*

The tonalities presented by the soils/sediments are related to the type of material (lacustrine, eolian and fluvial) that outcrop on the surface. Site 1 presents light colors from the occurrence of siliceous lacustrine sediments (hyper-saline hydrosol); with limited plant cover (halophytes) and 27% salts. Site 2 presents a dark color from the occurrence of volcanic ash; without plant cover and 1.67% salts. Finally, Site 3 presents a grayish color, due to the mixture of volcanic ash and lacustrine sediments derived from fluvial processes; without plant cover and 8% salts. The fluvial material originated from sediments (lacustrine or eolian) from the lower part of the Chimalhuacán volcano (Fig. 1). These sediments outcrop to the surface, after the desiccation of the Lake Texcoco and later were carried down slope and deposited on the flood plain.

Fig. 2 shows the three profiles representative of the soils/sediments, where it can be observed that there are different stratigraphic sequences, but they have in common an underlying layer of lacustrine material. The lacustrine sediments are designated as Lqzn, due to the presence of limnic, and amorphous siliceous material, along with a high content of salts and sodium; the volcanic ashes were designated as Cn, and the fluvial sediments ash as CL, with the purpose of differentiating sediments of different origin and composition. The stratigraphic sequence in Site 1 is Lqzn-Czn-Lqzn; in Site 2, is Cn-Lqzn, and in Site 3, CL-Lqzn.

With respect to the physical and chemical properties of the soils/sediments, it was found that they vary irregularly according to the depth and texture (clay loam to clay in Lqzn, sandy loam in Cn and sandy clay loam in CL), differences inherent to the type of sediment as can be seen in Table 1. In addition, it was found that within the similar sediments, for example, Lqzn, the variation is determined by its location in the profile (superficial or underlying layers) and position in the landscape. When Lqzn is exposed to the surface and occurs in the lowest part of the landscape, the highest values of EC and CaCO₃ occur (192 dSm⁻¹ and 23.3%, respectively) and the lowest moisture contents (230%); contrary to the underlying materials (between 30 and 66 dSm⁻¹ of EC, 4.9 and 22 of CaCO₃ and up to 366% moisture). In the case of volcanic ash, it manifests the same behavior of the lacustrine sediments; although the values are much lower (47.8 dSm⁻¹ of EC and 15.5% of moisture content). Intermediate values are observed in Site 3. It should be mentioned that when Lqzn is exposed to the surface, it presents a drastic reduction in moisture content (from 230% to 20.5%) in the first 3 cm of depth.

With respect to the reaction of the soil, it was found that they are alkaline (Lqzn and Cn) to very alkaline (CL) and with bulk densities that vary from 1.0 to 1.6 Mg m⁻³ according to the type of sediment (Lqzn and Cn, respectively).

The groundwater was found at 270 cm depth (Site 3), its EC was 28.3 dSm⁻¹, alkaline pH (9.5) and the ionic sequence was Cl-CO₃-SO₄ (166-106-14 meL⁻¹, respectively) with predominance of Na⁺ (258 meL⁻¹).

The soils were classified based on Soil Survey Staff (2010) as *fine-loamy, amorphic, thermic*, Typic Hydroaquent (Site 1), *ashy over clayed, aniso, amorphic, thermic* Aquic Ustifluvents (Site 2), and *loamy over ashy, aniso, amorphic, thermic* Aquic Ustifluvents (Site 3). With IUSS Working Group WRB (2006), the soils of the three sites were classified as *sodic, chloritic, limnic* hypersalic Solonchack.

3.2. *Classification of crusts by type of sediment*

Eight types of crusts were identified in the area of study, according to their color, roughness, thickness, consistency and appearance. The greatest variation in the morphology of the crusts appeared in the lacustrine sediments with six types, and only one type was found in the other sites studied. The morphological characteristics of each crust are reported in Table 2.

3.2.1 Amorphous siliceous lake sediments (Lqzn)

The morphological variation of the crusts in these sediments is related to the management, relief and border effect with other sediments (Fig. 3).

Four types of crusts were found in unaltered or natural conditions: “*popcorn*”, developed mainly over high micro-reliefs; *powdery* is generally found over high micro-reliefs, and is a granulated and ephemeral efflorescence and corresponds to the initial stage of the “*popcorn*” crust. The *white beige* is found in micro-depressions formed by the action of the wind, are thin and fragile in winter and with greater consistency in spring. They are structural crusts because they form from the deposition of the fine material and rapid precipitation of CaCO₃ (micritic form). Their surface presents cracks in the form of small polygons due to the contraction of the clays resulting from evaporation. Finally, there are the *gray white crusts* which develop in the boundary between the lacustrine sediment and the volcanic ash.

The crusts related to management were two: *white takyric* and *brown takyric*; the former develop when a subsoiler (10 cm width) is used to establish the salt grass (*Distichlis spicata*); the latter is formed when the modified plow is used (40 cm width). This agricultural instrument forms small rows in which arboreal species tolerant to salts are planted, such as *Tamarix chinensis*. However, the plants do not always prosper, exposing the materials that were altered, forming saline crusts.

The crusts can be grouped by appearance as follows: spongy corrugated (“*popcorn*” and *gray white takyric*), corrugated at the edges and smooth in the center (*white takyric* and *brown takyric*), rough (*black takyric*), smooth and laminated (*white beige* and *gray takyric*) and granulated (*powdery*). Also can be grouped by thickness, in thin (< 0.3 cm; *white beige*) and thick (> 0.3 cm; “*popcorn*” and *takyric*), by color in: light (*powdery*, “*popcorn*”, *white takyric*, *brown takyric*, *gray white takyric* and *white beige*) and dark (*gray takyric* and *black takyric*). Finally, the crusts were classified in: loose (*powdery*), fragile (*white beige*) slightly hard (“*popcorn*” and *gray white takyric*) and hard (*white takyric*, *brown takyric* and *black takyric*) and extremely hard (*gray takyric*) (Table 2).

3.2.2. Crusts in volcanic ash (Cn) and fluvial sediments (CL)

The *black takyric* crust in volcanic ash is rough from the presence of gravel and it has a sandy texture. In contrast, the *gray takyric* crust is smooth and laminated, very hard with the appearance of cardboard; the salts are not observable macroscopically.

3.3. Chemical composition of the crusts

In general, the chemical composition of the different crusts varies seasonally and among sediments (Table 3). In siliceous lacustrine sediments (Lqzn), the highest values of EC were registered in crusts developed during the winter period (up to 41.1 dSm^{-1} of EC in *white takyric*). Therefore, the ionic concentrations were higher, with the exception of K^+ , CO_3^{2-} and SO_4^{2-} (in *white takyric* over Lqzn). The pH is alkaline, with slight seasonal variations.

The crusts of the three types of sediments are characterized by the dominance of Na^+ (from 90% to 96%); however, the differences among them is determined by the sequence of anions: $\text{Cl-SO}_4\text{-CO}_3$ (Sites 1 and 2), and Cl-CO_3 (Site 3) and micro-relief (high or low in Site 1, and low in Sites 2 and 3). Consequently, neutral salts (NaCl and Na_2SO_4 ; Site 1 and Site 2) predominate along with alkaline salts ($\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-NaHCO}_3$; Site 3).

When the comparison of means was made (LSD with $\alpha = 0.05$) of the chemical variables of the crusts by micro-relief, for the winter period (Table 3), it was found that in the high micro-relief (only four types of crusts), the variables: pH, EC, Na^+ , K^+ , CO_3^{2-} , and HCO_3^- did not present significant differences. Only in the variable SO_4^{2-} , the *white takyric* crust was different from the *gray white takyric*, whereas for Cl^- the *powdery* crust was different from the other three. In the case of the low micro-relief (eight types of crusts), all of the variables presented significant differences. A comparison of means was also made (LSD with $\alpha = 0.10$) for the micro-reliefs by crust type, and it was found that there is no significant difference in the chemical variables among micro-reliefs. However, there is significant difference when the four common crusts were compared (with high and low micro-relief) for the variables EC, Na^+ , K^+ and CO_3^{2-} (data not shown).

3.4. Mineralogy and micromorphology

The mineralogical composition of the crusts is very similar (halite, thenardite, trona and calcite, as well as clasts of plagioclases); however, they may vary in intensity (Table 4) and in sequence (Table 5).

In general, the crusts in Site 1 and Site 2 presented the same mineralogical sequence halite>thenardite>trona (high-middle-low part of the crust, respectively), the difference among them is found in the proportion of the species determined by the physical nature of the sediment (clay loam in Lzn and sandy Cn). The crusts that presented a different sequence and dominance of other species were as follows: *gray takyric* (halite<trona; Site 3) and *white beige* (halite<thenardite and calcite; Site 1).

At the microscopic level, no differences were found in the habit and in the fabric of the evaporites (Fig. 4), but differences were found in the basic and related distribution patterns of the fabric units, which define the thickness of the crusts. The halite always occurs as globular aggregates on the surface of the crusts and massive in the mid and low part; thenardite appears as dense xenotopic aggregates, hipidiotopic lenticular and hipidiotopic and idiotopic rosette; and the trona as small fans (Sites 1 and 2). When the thenardite is dominant (*white beige*, Site 1), it forms dense xenotopic aggregates; whereas when trona predominates (*gray takyric*, Site 3), it occurs in the form of individualized aciculae, intertwined, fan-like and radial, with hipidiotopic and idiotopic fabric. The calcite appears in micritic form and in oolites; it is found in most of the crusts, principally in the takyric crusts of Site 1.

Through observations in SEM it was found that the halite occurs in small aggregates and in massive form (Fig. 5a); the thenardite appears in dense aggregates and lenticular and rosette form (Fig. 5b); whereas the trona occurs in a fan-like and radial form (Fig. 5c).

The crystalline arrangement of the different species and its relationship with the voids determines the microstructure of the crusts. In “*popcorn*”, the microstructure is crumbly with complex packing voids and vughs (Figs. 6a and 6b); in *white beige*, the microstructure is platy with planar voids (Figs. 6c and 6d); in *takyric* crusts a complex microstructure occurs from the presence of different types of voids (compound packing, vesicular, vughs and plane) (Fig. 6e and 6f).

The distribution patterns of the fabric units define the variation of the porosity in the crusts. The total porosity is higher in *black takyric* and “*popcorn*”, intermediate in *takyric*, *brown*, *gray white* and *gray*, and lower in *white beige* (Table 6).

In the thin sections of crusts/sediment, thenardite was observed growing perpendicularly to the surface of the siliceous lake sediments (Fig. 4c and 4d) and greater detail of this growth is observed in SEM (Fig. 5b).

4. Discussion

4.1. Stratigraphy and classification of soils

The ancient Lake Texcoco presents various units of soils/sediments with different stratigraphic sequence, where the amorphous siliceous lacustrine materials may appear exposed to the surface or under the surface interspersed with volcanic ash. These soils were classified as *Typic Hydraquents* by Luna (1980), classification presented by the soils of Site 1. The soils where volcanic ash occurs on the surface (Site 2) or mixed with other materials (Site 3) do not reach the value n , and were classified as *Ustifluvents*; the difference between the two sites was at the family level. Fernández-Buces et al. (2006) reported Solonchacks and Solonetz; however, none of the soils studied presented a natric horizon, therefore all of them were classified only as Solonchacks.

With respect to the genetic horizons, the designation of L for the limnic materials is only contemplated in Histosols (Soil Survey Staff, 2010); however, the lacustrine materials of the former Lake Texcoco include most of the characteristics that are required for them to be designated as L. It is necessary to propose modifications to this concept so that the inorganic soils of lacustrine origin can be correctly classified.

According to the stratigraphic sequence and the physical and chemical properties of the soils, Site 1 corresponds to the same type of soils studied by Fernández-Buces et al. (2006) and Ortega-Guerrero et al. (1997), and Site 2, to those reported by Del Valle (1983). Site 3 does not have previous reports. Other stratigraphic sequences reported are those presented by soils-ash and lacustrine materials (Gutiérrez-Castorena et al., 2005; Oleschko et al., 2009). Consequently, it is not possible to generalize the results neither of soil studies nor of salinity of the entire area of the former Lake Texcoco because there are different units.

4.2. *Accumulation by stratigraphic sequence*

The highest accumulation of salts appears when the lacustrine sediments outcrop to the surface (sequence Lqzn-Czn-Lqzn; Site 1). This concentration has been increasing over the years: from 90 dSm⁻¹ (Ortiz, 1999), to 150 dSm⁻¹ (Ortega-Guerrero et al., 1997) to 160 dSm⁻¹ (Alcántara-Hernández et al., 2009) and in the present study even a EC of 192 dSm⁻¹; up to 2300 dSm⁻¹ in to 0-15 cm considering surface crust (Fernández- Buces et al., 2006). The latter, authors also reported at up to 10,000 dSm⁻¹ in aquifer (frequently at about 30 cm depth) and they suggest that it is the source main of salinity. This increase in salt concentration is related to the decrease in the moisture content of the lacustrine materials: 500% (Del Valle, 1983), 400% (Durazo and Farvolden, 1989) and 230% (3-20 cm) and 362% (20-60 cm) in this study. However, within these materials, the dehydration process is more drastic in the first 3 cm (20.5% of moisture retention, with respect to 230 % of moisture of the immediately underlying layer; 3-20 cm). This decrease of water causes the ions present in the superficial lacustrine material (3895, 880, 600 meL⁻¹ of Cl⁻, SO₄²⁻ and CO₃²⁻, respectively, with 4920 meL⁻¹ of Na⁺) to precipitate and form evaporites.

With respect to the lower layers, the great force of moisture retention, higher than 1500 kPa (López, 2001) of the lacustrine materials, impedes the rapid drying of the materials, thus a massive structure is still conserved in the study zone.

According to Gutiérrez-Castorena et al. (2005), the siliceous lacustrine materials are considered to be a hydrosol, which according to Iler (1955) are comprised of colloidal particles with cavities of 5 millimicrons. With the intense evaporation of the zone of up to 2519 mm (CNA, 2007), in these materials could accelerate the process of capillary ascension of saline waters. However, the groundwater does not cross this natural barrier and does not displace the paleo-water from the sediments (Ortega-Guerrero et al., 1997). Moreover, the heavy extraction of water from the pumping of deep wells has caused the underground water of this zone to move downward (Durazo and Farvolden, 1989; Edmunds et al., 2002). Therefore, the accumulation of salts is directly related to the dehydration process of the amorphous siliceous lacustrine material on the surface.

In the case of the sequence Cn-Lqzn, the concentration of salts is the lowest (47.8 dSm⁻¹), even when the cause of the salt accumulation is evaporation. This is due to the hydraulic properties, because in the siliceous lacustrine sediments hydraulic conductivity is low. Ortega-

Guerrero et al. (1993) reported that hydraulic conductivity is of $6 \times 10^{-9} \text{ ms}^{-1}$, while in the volcanic ash layer the hydraulic conductivity is $1 \times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$, causing the surface runoff and the salts to be lost by infiltration.

In the sequence CLzn-Lqzn, salt concentration is intermediate with respect to the above.

4.3. *Morphological variability of crusts*

The morphological variability of the crusts in the area of study is determined by the parental material (lacustrine, eolian and fluvial) and within the lacustrine sediments, the micro-relief and management.

In the case of the unaltered lacustrine sediments, their dehydration generates almost pure *powdery* efflorescence and the continuous precipitation, agglomeration and adhesion of salts, with globular arrangement and spongy microstructure (Hamdi Aissa et al., 1998), generate the “*popcorn*” crusts. This would explain their formation, which according to Goodall et al. (2000) was difficult to discern. Pure and relatively pure accumulations have been reported by Joeckel and Ang Clement (2005) and Mees and Singer (2006), respectively, derived from the evaporation of saline water which covered the surface. If these crusts are not removed by the farmers, they maintain the moisture of the sediment, reducing evaporation and preventing cracking in the saturated soils, as has been established by Driessen and Schoorl (1973).

The processes of salinization and crust formation also depend on human activity and particularly on management, water quality and leveling of the terrain (Ducloux et al., 1994). When the lacustrine materials are altered by agricultural implements, the relief is modified along with the porous space, which causes the salt accumulation processes to be more complex. The use of the subsoiler and of the plow (“*canalera*”) in Lqzn sediment caused the formation of *white* and *brown takyric* crusts, respectively; the implements modify the micro-relief (from high to low). The low micro-relief favors the process of sedimentation or aggradation (Goodall et al., 2000); thus the smooth character in the central part of the crust related to the distance altered by the implement (10 cm and 40 cm, respectively), whereas the evaporation on the unaltered surface (high relief) causes the rough appearance. The lateral drying and contraction of the sediment produces polygons of up to 40 cm width. The crusts are white initially, but the action of the wind as it lifts dust particles that are adhered to the

hygroscopic surfaces; that of halite, particularly on the edges, causes the change in color to brown (Goodall et al., 2000).

The structural crusts have two origins: in microdepressions and in low reliefs. The first case are formed as a result of the surface and convective winds (CNA, 2007) in which water and dispersed colloidal materials accumulate with sediment, forming the *white-beige* crust. The thin crusts are associated with areas that are flooded frequently, although briefly (Goodall et al., 2000). In the second case, the transportation and sedimentation of clasts (lacustrine materials and volcanic ash), enriched with salts, due to a change in slope, generate *gray takyric* crusts; thus they are slightly wider and thicker. According to Mees and Singer (2006), the salts do not contribute notably to the development of the structural crusts. However, the electric conductivity was 11.3 dSm^{-1} and 22 dSm^{-1} (ratio crust: water 1:20) for the *white beige* and *gray takyric*, respectively. The high content of exchangeable sodium causes the dispersal of the colloidal particles, which sediment slowly.

The *black takyric* crusts are formed by evaporation. Although the volcanic ash is highly permeable, the lower layer comprised of lacustrine material is not. This causes the accumulation of water in the rainy period, and then by evaporation the salts precipitate as coatings, as cementing agents that provide coherence (Mees and Singer, 2006) through bridges between sands, generating a hard consistency to the crusts.

Finally, the *gray white takyric* crust is formed by drying of the lacustrine sediments and by evaporation of water which remains stored in the volcanic ashes, thus presenting an intermediate behavior between Sites 1 and 2.

4.4. Mineralogy

Given the morphological variability of crusts from their different formation processes (Goodall et al., 2000; Mees and Singer, 2006), it was expected that the chemical and mineralogical composition would also be different; however, it was found that halite is the dominant species, but not the only one, as was reported by Ortiz (1999). Neither were all of the mineral species assumed by Del Valle (1983) and Santana et al. (1989) identified. Only trona was found as an abundant species, along with halite, in Site 3. Although the soils/sediments are different, the mineralogical sequence halite-thenardite-trona was the most common, while halite-trona was only observed in Site 3. In other environments, halite has also

been reported as the most abundant (Skarie et al., 1987; Mees and Stoops, 1991; Vizcayno et al., 1995; Goodall et al., 2000; Mees and Singer, 2006). Thenardite is an intermediate component, due to the fact that the sulfates are lost through processes of biochemical reduction (Guerrero-Ortega et al., 1997). In other areas, mirabilite and thenardite have been reported (Timpson et al., 1986); however, in this study mirabilite was not registered, probably due to the rapid crystallization of thenardite. Trona is an important component in Site 3, characterized by its higher macroporosity and the presence of Na^+ , HCO_3^- and CO_3^{2-} favoring the formation of this species (Donner and Lynn, 1989; Earman et al., 2005).

4.5. Micromorphology

Halite is found as globular aggregates on the surface developing a spongy structure and massive in the interior of the crust. The latter form has been reported in other areas by Buck et al. (2006). The rapid precipitation of halite does not allow the formation of crystalline structures such as cubic structures (Mees and Stoops, 1991; Vizcayno et al., 1995; Van Hoesen et al., 2001). Even when it forms it could be lost in a few weeks when diluted by the dew or by the abrasion of sediments through the action of the wind (Goodall et al., 2000) or leaving hollowed cubes (Buck et al., 2006). Coatings of halite were observed on crystalline aggregates or sands in *black takyric*. According to Driessen and Schoorl (1973) and Mees and Stoops (1991) these features are related with evaporation processes.

Thenardite occurs as follows: xenotypic dense micritic aggregates above all in the middle part of the crust; rosette in the middle part and the crust/sediment interface over aggregates of lacustrine sediment, morphologies associated with process of rapid crystallization (Vizcayno et al., 1995).

The trona occurs in acicular form, forming fans and radials with hipidiotopic and idiotopic fabric similar to those reported by Mees and Stoops (1991) and Vizcayno et al. (1995). The formation process determined the basic and related distribution pattern of the crystalline units, and consequently the crust morphology.

5. Conclusions

In the area of study, three units of soils/sediments were identified: siliceous lake sediments (Lqzn) is classified as Typic Hydraquents, and volcanic ash (Cn) and fluvial sediments

(CLqzn) are classified as Aquic Ustifluvents; the difference between of them is at the family level. Different types of crusts were developed over these soils/sediments.

The area of Lqzn presented six types of crusts, whose morphologies were determined by formation processes rather than by their chemical system or mineralogical sequence. The formation process depended on the hydraulic properties and the exact position on the landscape. In Cn and CL the morphology was controlled by the parental material. The “*popcorn*”, *powdery* and *gray white takyric* crusts were formed through dehydration; the *white*, *brown* and *gray takyric* by sedimentation and evaporation; the *white beige*, by sedimentation; and the *black takyric* by evaporation of the interstitial solution.

The degree of salt accumulation in the crusts of Lqzn depends on the conditions of formation (natural or altered), not on the influence of the groundwater, given that the hydrosol acts as a barrier that is impermeable to the passage of water.

Acknowledgements

We would like to thank the Comision Nacional de Agua (CNA) for access to the former Lake Texcoco, and the support and information received from engineers Raúl Solís Castro and Luz Elena Hernández Frausto and José Luis López, personnel of the Subgerencia de Desarrollo Agrícola y Forestal of the Lake Texcoco project. Also we appreciate the assistance of Pedro Torres Flores for thin sections and Patricio Sanchez Guzman for x-ray diffractions.

References

- Alcántara-Hernández, R.J., Valenzuela-Encinas, C., Zavala-Díaz de la Serna, F.J., Rodriguez-Revilla, J., Dendooven, L., Marsch, R., 2009. Haloarchaeal assimilatory nitrate-reducing communities from a saline alkaline soil. *FEMS Microbiology Letters* 298, 56-66.
- Bozzola J.J. and Russel., 1992. *Electron Microscopy Principles and Techniques for Biologists*. pp 41-63. Jones and Bartlett publishers. Sudbury, Massachusetts, USA.
- Buck, B.J., Wolff, C.K., Merkle, D.J., McMillan, N.J., 2006. Salt mineralogy of Nevada: Morphology and subsurface evaporation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 1639-1651.
- Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., 1985. *Handbook for thin section description*. Waine Research Publications. Wolverhampton, England, 152 pp.

- CNA, 2007. Proyecto Lago de Texcoco, Rescate Hidroecológico. OCAVAM. México, D. F. 140 pp.
- Del Valle, C.H., 1983. Los procesos de acumulación de sales e intemperismo en cubetas lacustres en una zona de transición del ex-lago de Texcoco. MSc. Thesis, Colegio de Postgraduados. Chapingo, México. 556 pp.
- Dendooven, L., Alcántara-Hernández, R.J., Valenzuela-Encinas, C., Luna-Guido, M., Pérez-Guevara, F., Masrsh, R., 2010. Dynamics of carbon and nitrogen in an extreme alkaline saline soil: A review. *Soil Biology & Biochemistry* 42, 865-877.
- Donner, H.E., Lynn, W.C., 1989. Carbonate, halide, sulfate, and sulfides minerals. pp. 331-378. In: J.B. Dixon and S.B. Weed, (ed) *Minerals in the soil environment*. 2nd ed. SSSA. Madison, WI.
- Driessen, P.M., Schoorl, R., 1973. Mineralogy and morphology of salts efflorescens on saline soils in the Great Konya Basin, Tukey. *J. Soil Sci.* 24, 436-442.
- Ducloux, J., Guero, Y., Fallavier, P., Valet, S., 1994. Mineralogy of salt efflorescences in paddy fields soils of Kollo, southern Niger. *Geoderma* 64, 57-71.
- Durazo, J., Farvolden, R.N., 1989. The groundwater regime of The Valley Mexico from historic evidence and field observations. *J. Hydrol.* 112, 171-190.
- Earman S., Phillips, F.M., McPherson, B.J.O.L., 2005. The role of the “excess” CO₂ in the formation of the trona deposits. *Applied Geochemistry* 20, 2217-2232.
- Edmunds, W.M., Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., 2002. Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *J. Hydrol.* 258, 1-24.
- FAO, 2006. Guidelines for soil profile description 4th ed. FAO. Rome/ISRIC. Wageningen. The Netherlands. 97 pp.
- Fernández-Buces N., Siebe, C., Cram, S., Palacio, J.L., 2006. Mapping soil salinity using a combined spectral response index for bare soil and vegetation: A case study in the former lake in Texcoco, Mexico. *J. Arid Environ.* 65, 644-667.
- García, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köpen. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. México. 146 pp.
- Goodall, T.M., North, C.P., Glennie, K.W., 2000. Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology* 47, 99-118.
- Google Maps, 2007. [http://maps/google.com.mx/](http://maps.google.com.mx/)

- Gutiérrez-Castorena, Ma del C., Stoops, G., Ortiz-Solorio, C.A., López, G.A., 2005. Amorfos silica materials in soils and sediments of the Ex-lago de Texcoco, México. *Catena* 60, 205-226.
- Hamdi Aissa, B., Federoff, N., Halitim, A., Valles, V., 1998. Short and long term soil-water dynamic in Chott soil in hyper-arid areas (Sahara of Algeria). 16th World Congress of Soil Science, Symposium 30.
- Iler, R.K., 1955. *The Colloid chemistry of silica and silicates*. Cornell Univ. Press, Ithaca, N.Y. 310 pp.
- INEGI, 1994. Guide for technical tours “3” and “12” México City- Acapulco 15th World Congress of Soil Science, Acapulco, México. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México.
- IUSS Working Group WRB, 2006. *World Reference Base for Soil Resources 2006*. FAO, Rome. *World Soil Resources Reports No. 103*.
- Joeckel, R.M., Ang Clement, B.J., 2005. Soils surficial geology and geomicrobiology of saline-sodic wetlands, North Platte River Valley, Nebraska, USA. *Catena* 60, 63-101.
- López, A.G., 2001. La cementación y caracterización superficial de los sedimentos lacustres en el ex-lago de Texcoco. MSc. Thesis, Colegio de Postgraduados. Montecillo, México, 74 pp.
- Luna, O.P., 1980. Clasificación campesina de los terrenos del ex-lago de Texcoco y su relación con el levantamiento de suelos. Thesis. Chapingo, México, 112 pp.
- Mees, F., Singer, A., 2006. Surface crusts on soils/sediments of the southern Aral Sea Basin, Uzbekistan. *Geoderma* 136, 152-159.
- Mees, F., Stoops, G., 1991. Mineralogical study of salt efflorescences on soil of the Jequetepec Valley, northern Peru. *Geoderma* 49, 225-272.
- Mees, F., 2003. Salt mineral distribution patterns in soils of the Otjomongwa pan, Namibia. *Catena* 54, 425-437.
- Murphy, C.P., 1986. *Thin sections preparation of soil and sediments*. AB Academic Publishers, Berkhamsted, Great Britain. 149 pp.
- Oleschko, K., Korvin, G., Flores, L., Brambila, F., Gaona, C., Parrot, J.F., Ronquillo, G., Zamora, S. Probability density function: A tool for simultaneous monitoring of pore/soil roughness and moisture content, *Geoderma* (2009), doi: 10.1016/j.geoderma.2009.10.015.

- Ortega-Guerrero, A., Cherry, J.A., Rudolph, D.L., 1993. Large-scale aquitard consolidation near Mexico City. *Ground Water* 31, 708-718.
- Ortega- Guerrero, A., Cherry, J.A., Aravena, R., 1997. Origin of pore water and salinity in the lacustrine aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City. *J. Hydrol.*, 197, 47-69.
- Ortiz, O.M., 1999. Acumulación de iones y desarrollo de halófitas en suelos salino sódicos del Ex lago de Texcoco, México. Ph.D. thesis (Biología). UNAM. México. 265 pp.
- Pal, D.K., Srivastara P., Durge S.L., Bhattacharyya T., 2003. Role of microtopography in the formation of sodic soils in the semiarid part of the Indo-Gangetic Plains, India. *Catena* 51, 3-31
- Peralta y Fabi, R., 1989. Sobre el origen de algunas propiedades mecánicas de la formación arcillosa superior del Valle de México pp. 43-53: En Simposio sobre Tópicos geológicos de la cuenca del Valle de México Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos A.C. México, D.F.
- Portilla, L.M., Aguilera, C., 1986. Tenochtitlán y sus contornos hacia 1550. Celanece Mexicana S.A. México D.F. 109 pp.
- Richards, L.A., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agricultural hand-book, vol. 60. US Government printing office, Washington, DC. 160 pp.
- Santana, R., Ortega M., Ramírez, C., Rone J.L., 1989. Determinación experimental de la formación de soda mediante el camino biológico en espesores subyacentes de tres cuencas endorreicas: Cuitzeo, Texcoco y El Carmen. *Agrociencia* 78, 281-295.
- Shayan, A., Lancucki, C.J., 1984. Konyaite in salt efflorescence from a tertiary marine deposit near Geelong. Victoria, Australia. *Soil Sci. Soc. Am J.* 48, 939-942.
- Skarie, R.L., Richardson J.L., Mc Carthy, G.J., Maianu A., 1987. Evaporite mineralogy and groundwater chemistry associated with saline soils in eastern North Dakota. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1372-1377.
- Smoot, J.P., Castens-Seidell, B., 1994. Sedimentary features produced by efflorescent salt crusts, Saline Valley and Death Valley, California. In: *Sedimentary and Geochemistry of modern ancient saline lakes*. Eds R.W. Renaut and W.M. Last. Spec. Public. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa 50, 73-90.
- Soil Survey Staff., 2010. *Keys to Soil Taxonomy*. 11th ed. USDA-NRCS. Washington, DC. 338 pp.

- Stoops, G., 2003. Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections. SSSA, Madison, WI. 184 pp.
- Timpson, M.E., Richardson, J.L., Keller L.P., McCathy G.J., 1986. Evaporite mineralogy associated with saline seeps in Southwestern North Dakota. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 490-493.
- Van Hoesen, J.G., Buck, B.J., Merkler, D.J., McMillan, N.J., 2001. An investigation of salt micromorphology and chemistry. Las Vegas Wash, Nevada. Proceedings, 36th Annual Symposium on Engineering Geology and Geotechnical Engineering, pp. 729-737. Luke, Jacobson & Werle (eds) University of Nevada, Las Vegas.
- Van Reeuwijk, L.P., 1995. Procedures for soil analysis, 4th ed. Tech. Pap., vol. 9 ISRIC, Wageningen, The Netherlands.
- Vizcayno, C., García-González M.T., Gutiérrez, M., Rodríguez R., 1995. Mineralogical, chemical and morphological features of salt accumulations in the Flumen-Monegros district, Spain. *Geoderma* 68, 193-210.

Table 1
Physical and chemical properties of the studied sites.

Hte	Depth cm	pH (2:1)	EC dSm ⁻¹	CaCO ₃ %	Bulk density Mgm ⁻³	Gravimetric moisture %	sand gkg ⁻¹	Silt	clay
<i>Site1 (Siliceous lake sediments)</i>									
Lqzn	0- 3	10.1	155	23.3	1.0	20.5	90	579	331
Lqzn2	3-20	9.9	192	8.5	1.2	230	92	555	353
Lqzn3	20-60	9.9	170	8.3	1.0	362.6	30	664	306
Czn	60-65	10.1	43.4	5.2	1.6	63.3	770	138	92
Czn2	66-86	9.8	16.0	0.5	1.4	23.4	810	163	27
Czn3	86-98	9.9	15.5	0.4	1.3	33.1	816	184	0
Czn4	98-110	9.8	22.3	1.0	1.4	53.8	572	399	29
Lqzn	110-150	10.1	66.0	4.9	1.4	366.2	15	520	465
Lqzn2	>150	10.2	72.2	10.4	1.0	355.2	44	563	393
<i>Site 2 (Volcanic ashes)</i>									
Czn	0-11	10.3	47.8	1.0	1.5	15.5	750	225	25
Cn	11-23	9.7	3.9	0.0	1.5	25.9	783	217	0
Cn2	26-36	9.3	2.8	0.0	1.4	19.8	797	203	0
CLn	36-44	9.0	6.4	0.3	1.3	41.0	618	294	88
Lzn	44-53	9.1	18.7	0.2	1.0	308.9	99	361	540
Lqzn2	53-76	9.3	32.1	4.4	1.0	319.9	15	415	570
Lqzn3	76-97	9.3	25.3	6.7	1.2	345.7	12	481	507
Lqzn4	97-130	9.5	162	22.9	1.0	297.2	277	321	402
<i>Site 3 (Mixture of volcanic ashes with siliceous lake sediments)</i>									
CLzn	0-3	10.3	61.1	16.0	1.3	81.5	497	153	350
CLzn2	03-31	10.4	40.3	15.2	1.3	77.6	287	492	221
CLzn3	31-53	10.5	21.6	15.2	1.3	22.3	799	89	112
CLzn4	53-60	10.6	26.0	17.3	1.2	73.3	467	187	346
Lqzn	50-71	10.7	30.8	14.6	1.0	66.6	421	232	347
Lqzn2	71-92	10.6	29.3	18.7	1.0	151.8	129	479	392
Lqzn3	92-132	9.9	30.7	11.5	1.0	338.0	31	484	485

Hte, Horizon.

Table 2
Morphological characterization of crusts by sediment to winter period.

Crust	Appearance	Thickness / width	Color (S-B)	Consistency
<i>Site 1 (Siliceous lake sediments)</i>				
PC	Spongy and corrugated	0.5-10 mm/ > 10 cm	N 8/0 to N 7/0 – 2.5Y 5/2 to 2.5Y 6/2	Slightly hard
WT	Smooth in the center and corrugated edges	0.3-10 mm/ 40 cm	N 8/0 – 2.5Y 6/2 to 2.5Y 5/2	Hard
BNT	Smooth in the center and corrugated edges	0.3-10 mm/ >10 cm	5Y 8/1 to 5Y 5/2 – 2.5Y 6/2 to 2.5Y 5/2	Hard
GWT	Spongy and corrugated	0.5-10 mm/ > 10 cm	N 7/0 to 5Y 5/2 – 2.5Y 6/2 to 2.5Y 5/2	Slightly hard
WB	Smooth	0.1-0.3 mm/ 2-5cm	N 8/0 – 2.5Y 7/2	Soft and fragile
PW	Granulated	0.3-0.5mm	N 8/0	Loose
<i>Site 2 (Volcanic ashes)</i>				
BKT	Rough	0.4-10 mm/ >10 -30cm	5Y 3/1 – 5Y 4/1 to 5Y 4/2	Hard
<i>Site 3 (Fluvial sediments)</i>				
GT	Smooth and laminated	0.3- .8mm/ 10 -30cm	5Y 5/1 – 5Y 5/2 to 5Y 6/2	Extremely hard

PC, “Popcorn”; WT, *White takyric*; BNT, *brown takyric*; GWT, *grey white takyric*; WB, *white beige*; BKT, *black takyric*; PW, *powdery*; GT, *grey takyric*; S-B, superficial- basal part.

Table 3
Mean chemical composition of winter crusts (extracts 1:20).

Type	MR	EC dSm ⁻¹	pH	meL ⁻¹							
				Na ⁺	K ⁺	S C	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	S A
<i>Site 1 (Siliceous lake sediments)</i>											
PC	H	34.4 a†	9.7 a	334.1 a	27.1 a	361.2 a	76 a	37.2 a	64 ab	185.8 a	363.8 a
	L	29.1 AB‡	9 B	275.4 AB	16.3 B	291.7 AB	49 CD	26.8 CD	73.3 BC	150 ABC	299.1 AB
WT	H	41.1 a	9.7 a	388.2 a	30.9 a	419.1 a	37 a	18 a	104.9 a	230 a	389.9 a
	L	37.4 A	9.6 B	338.1 A	27.9 A	366 A	36 C	19 C	123.8 A	203.8 AB	382.6 A
BNT	I	25.3	9.8	242.5	10	252.5	47	33	32.8	110	222.8
	L	35.6 A	9.7 B	326.2 A	25.3 A	351.9 A	34 C	20 C	93.1 AB	205 A	352.1 A
GWT	H	36.5 a	9.7 a	332.8 a	27.8 a	361.5 a	81 a	39.5 a	65.2 b	170 a	355.7 a
	L	26.3 AB	9.7 B	253.7 AB	12.4 B	267.1 AB	83.7 B	41.5 B	44.8 BC	138.3 ABC	308.3 AB
WB	L	11.3 B	9.5 BC	96.4 B	5.4 BC	101.9 B	6.3 DE	6.5 DE	41.7 BC	43.8 C	98.2 BC
PW	H	28.2 a	9.8 a	284.2 a	14 a	298.9 a	84 a	43 a	84.8 ab	80 b	291.8 a
	L	10.1 B	9.7 B	89.8 B	6 BC	96 B	6 DE	10.5 DE	29 C	50 C	95.5 BC
<i>Site 2 (Volcanic ashes)</i>											
BKT	L	7.9 B	9 C	76 B	1.2 C	77.2 B	3.4 E	2.2 E	22 C	49 C	76.6 C
<i>Site 3 (Fluvial sediments)</i>											
GT	L	22.2 AB	10 A	216.1 AB	9.2	225.3 AB	98 A	50.3 A	15.6 C	95 BC	258.9 ABC

PC, “popcorn” ; WT, white takyric; BT, brown takyric; GWT, gray white takyric; WB, white- beige; BKT, black takyric; GT, gray takyric; MR, microrelief; I, intermediate; H, micro-high; L, micro-low; SC sum of cations; SA sum of anions.

†: LSD test for micro-relief high, means with the same small letter are not significantly different ‡: LSD test for micro-relief low, means with the same capital letter are not significantly different.

Table 4
Mineralogical composition of crusts in winter and spring by site.

Type	MR	Halite		Thenardite		Trona		Calcite		Plagioclase	
		Wi	Sp	Wi	Sp	Wi	Sp	Wi	Sp	Wi	Sp
<i>Site 1 (Siliceous lake sediments)</i>											
PC	H	xxxxx	xx	x	x	x	x	xx	xx	x	x
	L	xxxx	xx	xx	x	xx	x	xx	xx	x	xx
WT	L	xxxxx	xxxx	xx	xx	x	xx	xx	xx	x	x
BNT	I	xxxxx	xxx	xx	x	xx	x	x	xx	x	x
	L	xxxx	xxx	x	xx	x	xx	xxx	xx	xx	xx
GWT	L	xxxxx	xxxxx	-	x	xx	xx	x	-	xxx	x
WB	L	xx	x	x	x	x	x	xxx	xxx	x	x
PW	H	xxxxx	-	xx	-	xx	-	x	-	x	-
<i>Site 2 (Volcanic ashes)</i>											
BKT	L	xxxxx	xx	x	xx	x	-	x	x	xx	xx
<i>Site 3 (Fluvial sediments)</i>											
GT	L	xxxx	xxxxx	-	x	xx	xx	x	-	xxx	-

Relative peak size: xxxxx, high; xxxx, very large; xxx, large; xx, medium; x, small; -, not determined; Wi winter; Sp, spring; PC, "popcorn"; WT, white takyric; BNT, brown takyric; GWT, gray white takyric; WB, white-beige; PW, powdery; BKT, black takyric; GT, gray takyric; MR, micro-relief; H, micro-high; L, microl-ow; I, microrelief intermediate.

Table 5
Mineralogical sequence and micromorphological features of the crusts to winter period.

Crust	Mineralogical sequence (S-M-B)	Forms and fabrics (S-I-B)	Basic and Related Distribution Pattern
<i>Site 1 (Siliceous lake sediments)</i>			
<i>“Popcorn”</i>	Halite-Thenardite -Trona	Globular aggr – xen dense aggr and xen and hip lenticular –idi fanlike	Clustered-Random Enaulic> Porphyric
<i>White takyric</i>	Halite-Thenardite -Trona	Xen dense aggr – lenticular and rosette idi and hip – fanlike hip	Random-Banded Porphyric > Enaulic
<i>Brown takyric</i>	Halite-Thenardite and Trona- Trona	Globular aggr – xen dense aggr, hip lenticular and hip – idi fanlike	Clustered-Random- Banded Porphyric> Enaulic
<i>Gray white takyric</i>	Halite-Trona and Thenardite- Trona and Thenardite-Trona	Globular aggr, idi fanlike, xen dense aggr –idi fanlike – xen dense aggr, hip lenticular –idi fanlike	Clustered-Random- Banded Porphyric> Enaulic
<i>White -beige</i>	Halite-Thenardite and Calcita	Globular aggr – xen dense aggr	Random -Banded Monic
<i>Powdery</i>	Halite -Thenardite	Globular aggr – xen dense aggr	Random Enaulic
<i>Site 2 (Volcanic ashes)</i>			
<i>Black takyric</i>	Halite-Thenardite -Trona	Xen dense aggr idi rosette – hip and idi fanlike hip	Random Enaulic
<i>Site 3 (Fuvial sediments)</i>			
<i>Gray takyric</i>	Halite -Trona	Xen dense aggr – interlaced acicular, hip and idi fanlike and radials	Random-Banded Porphyric> Enaulic

S-M-B, surface – middle –basal part; aggr, aggregates; xen, xenotopic; hip, hipidiotopic; idi, idiotopic.

Table 6
Structure and porosity of winter crusts.

	Lqzn									Cn	CL
	"Popcorn"		Takyric						WB	BKT	GT
	H	L	White		Brown		Grey white		L	L	L
		H	L	I	L	H	L				
Microstructure (%)											
Crumb	50	37	30	33	35	30	35	17	8	-	9
Vughy	50	54	70	39	50	50	65	83	-	10	91
Blocks	-	6	-	27	-	-	-	-	-	-	-
Mig	-	3	-	-	15	20	-	-	-	60	-
Granular	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30	-
Platy	-	-	-	-	-	-	-	-	92	-	-
Type of voids (%)											
P. simple	-	-	-	-	-	-	-	-	2	15	-
P. complex	-	2	1	-	3	-	-	1	-	7	4
P. compound	12	6	5	7	5	10	8	3	2	4	13
Vughs	15	14	10	9	6	10	17	12	-	4	-
Planes	1	3	5	7	3	3	-	2	8	-	-
Vesicles	-	-	-	-	1	2	-	-	-	-	1
Total											
porosity (%)	28	25	21	23	18	25	25	18	11	30	18

Lqzn, siliceous lake sediments; Cn, volcanic ashes; CL, fluvial sediments; H, micro-high; L, micro-low; I micro-relief intermediate; WB, *white-beige*; BKT, *black takyric*; GT, *gray takyric*; Mig, intergrain microaggregates; P, packing

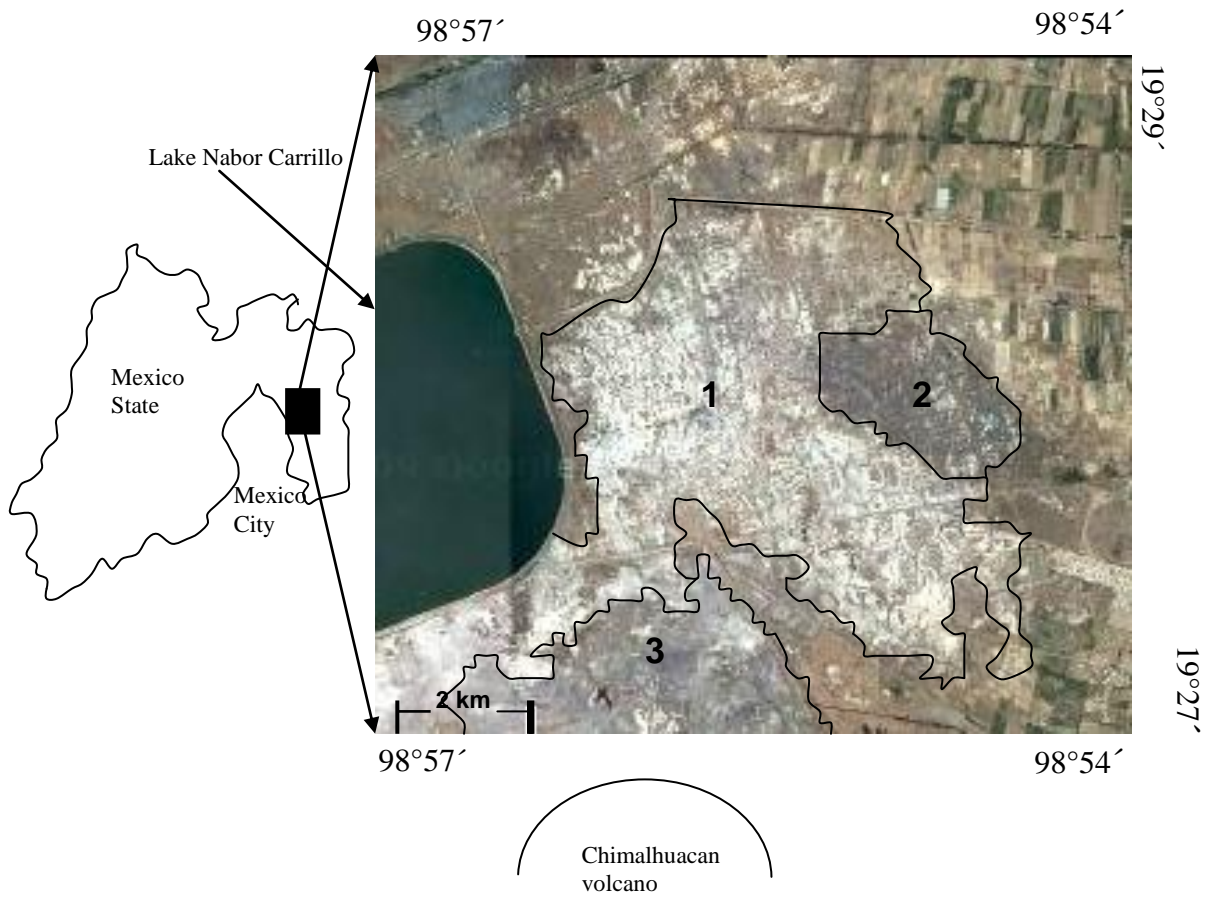


Fig.1. Location of study area: Site 1, with siliceous lake sediment; Site 2, with volcanic ashes; and Site 3, fluvial sediments.

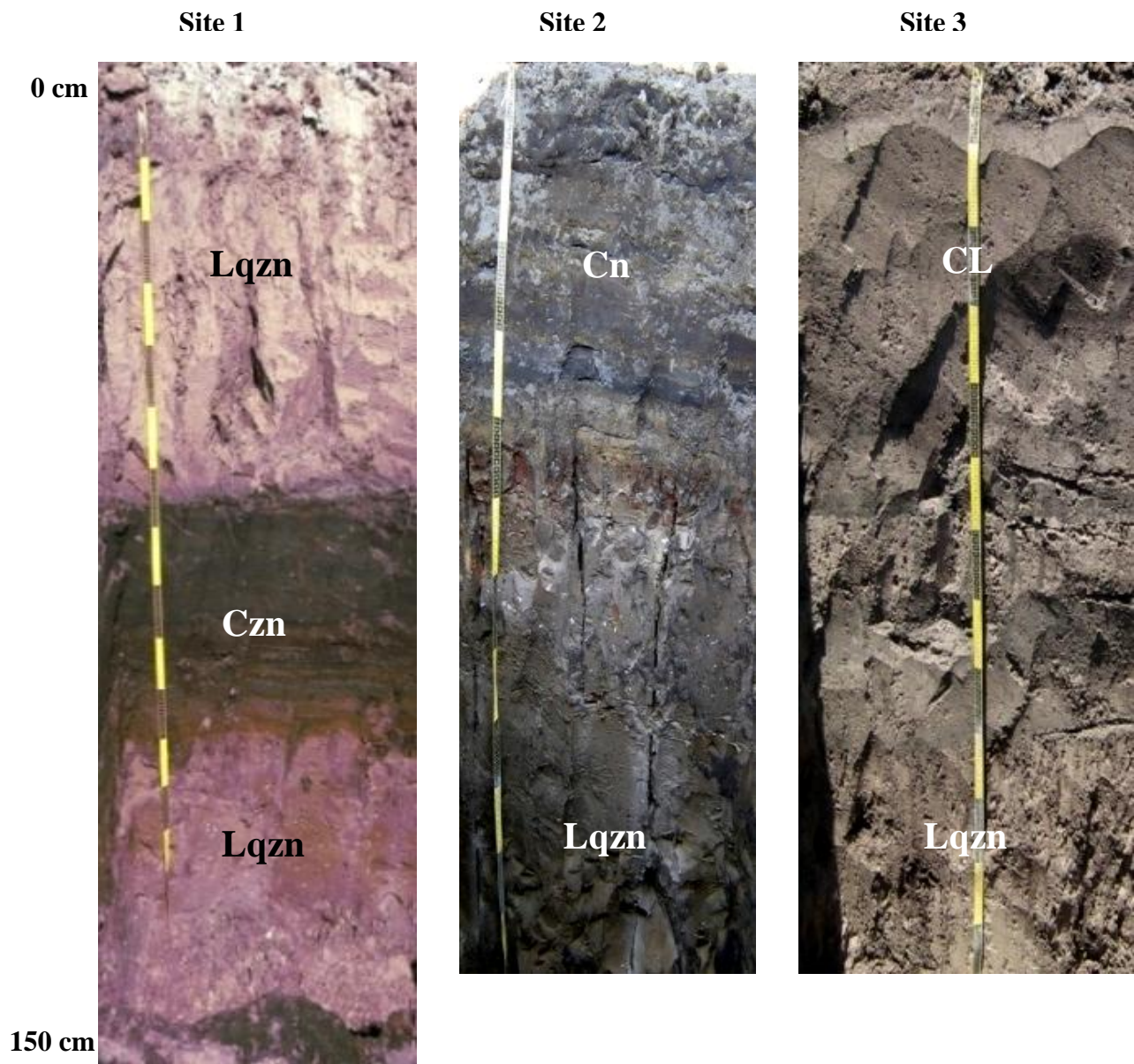


Fig.2. Soil/sediment profiles with different genetic horizon sequences, in the former Lake Texcoco, Mexico.

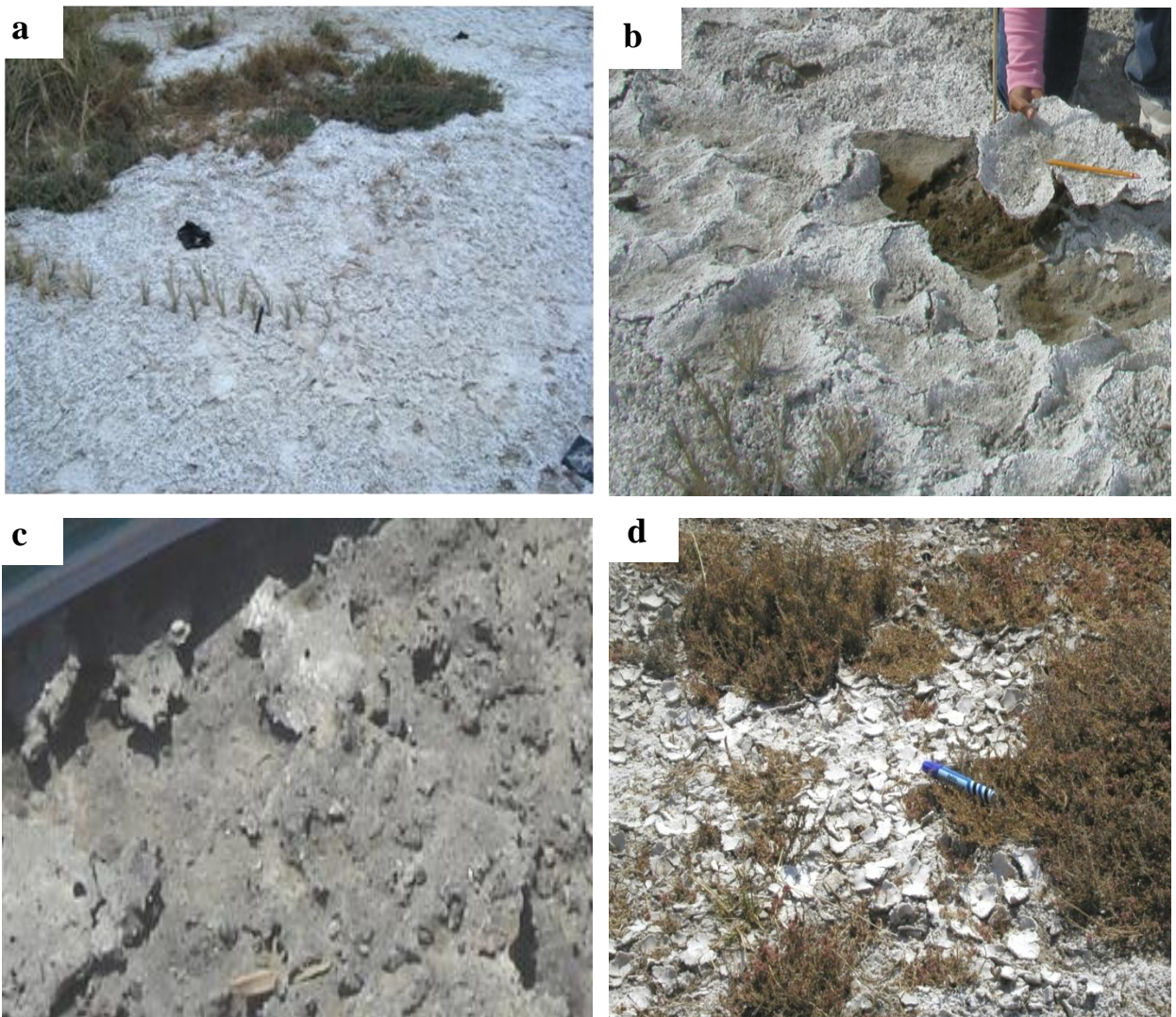


Fig.3. Morphology of saline crusts: a) *“popcorn”*; b) *white takyric*; c) *takyric gray*; and d) *white-beige*.

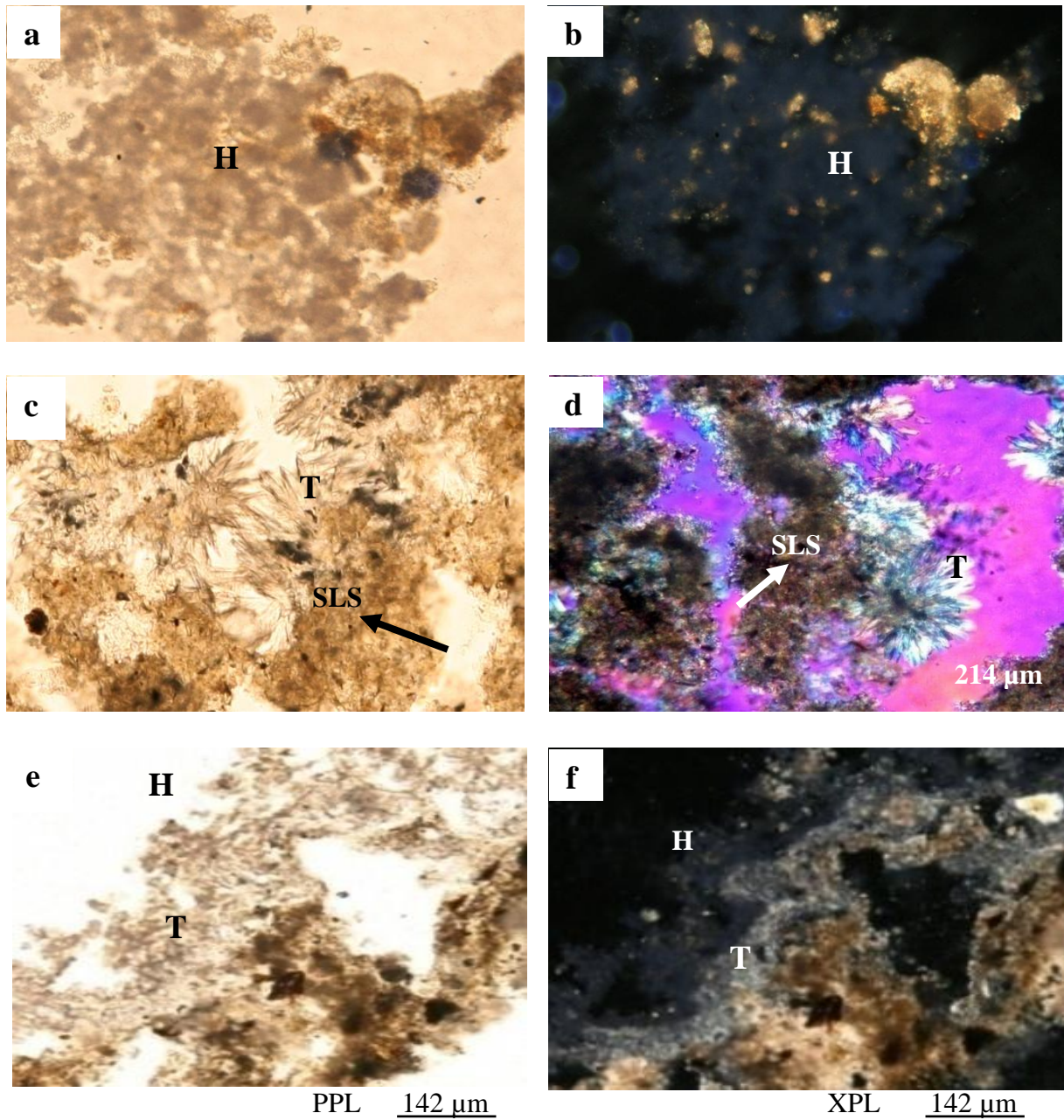


Fig. 4. Types of minerals: a) and b) Globular halite (H) in "popcorn"; c) and d) rosette of thenardite (T) growing on siliceous lake sediment surface, SLS (arrows), in PPL and retardate plate; and e) and f) globular halite (H) and micritic thenardite (T) in white takyric crust.

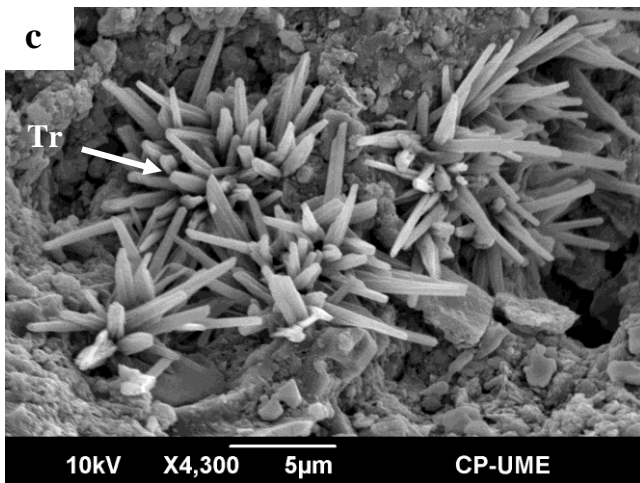
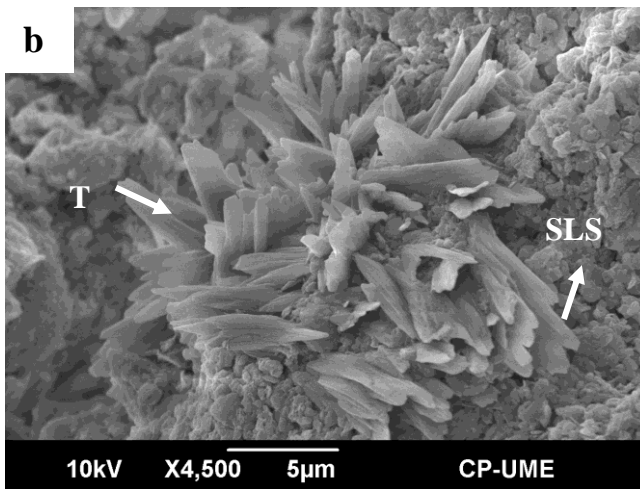
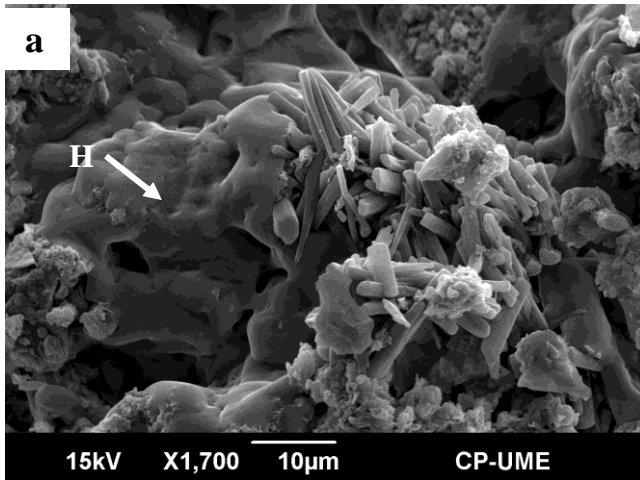


Fig. 5. SEM images: a) massive halite (H) in “popcorn” crust; b) rosette of thenardite (T) in “popcorn” crust growing on siliceous lake sediment (SLS); c) fanlike of trona (Tr) in gray takyric crust.

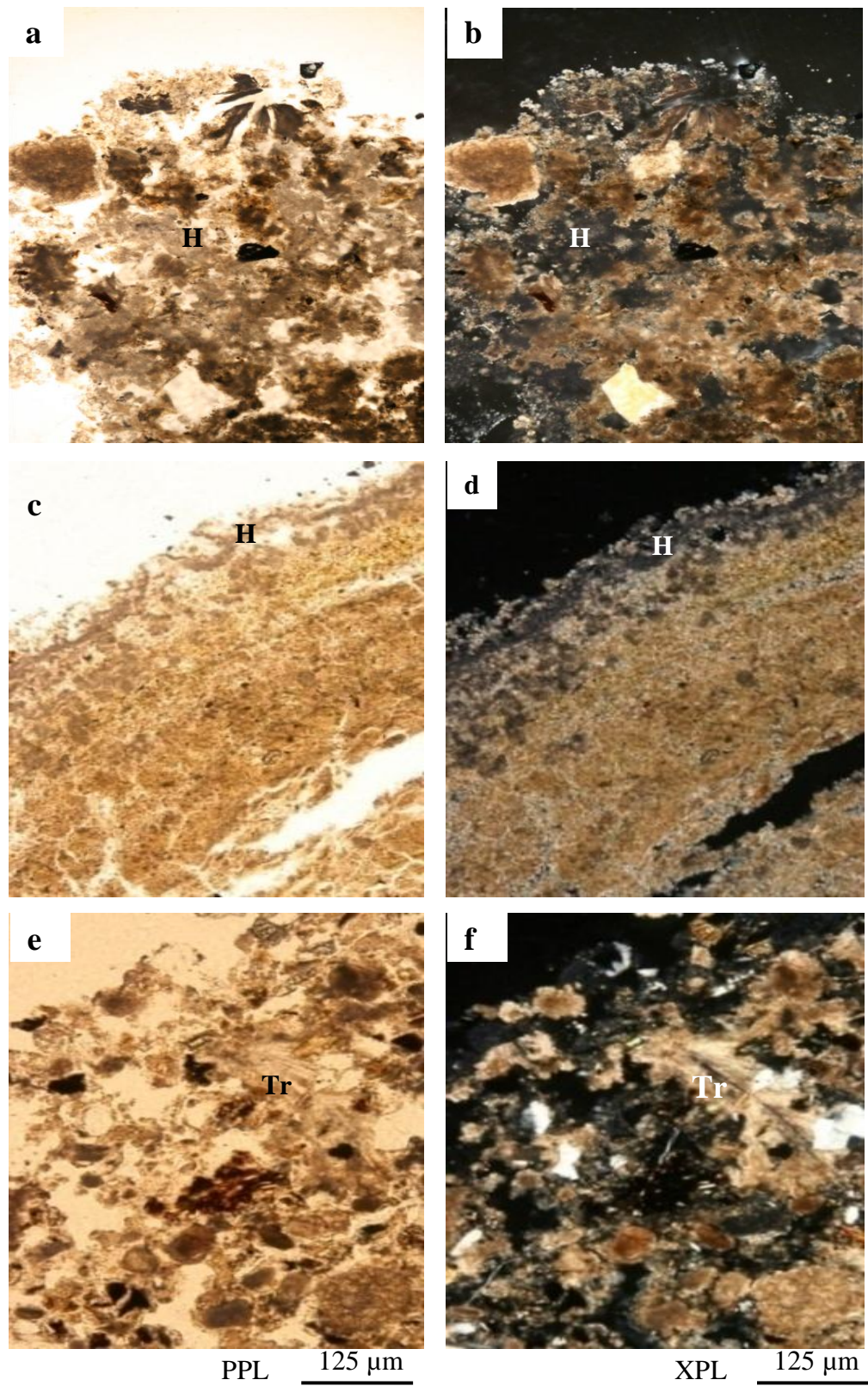


Fig.6. Microstructure of saline crusts: a) and b) “popcorn” with crumb aggregates of halite (H) and compound packing voids; c) and d) *white-beige* with platy microstructure, halite (H) and planes; e) and f) *brown takyric* with vughy microstructure, intergrowth of trona (Tr).

CAPITULO III
ARREGLO MICROMORFOLÓGICO DE LAS COSTRAS SALINAS Y SU
RELACION CON LA INTERFASE COSTRA-SEDIMENTO

Resumen

El efecto del arreglo micromorfológico de las costras salinas en la estructura de la interfase costra-sedimento (0-5 cm) de suelos/sedimentos del antiguo lago de Texcoco, fue estudiada a través de análisis mineralógico y micromorfológico por difracción de rayos-X (DRX) y microscopía petrográfica (MP) y microscopía electrónica de barrido (MEB). Los sedimentos cubiertos por las diferentes costras presentaron una variación en: intensidad de la reducción de humedad, tipo, tamaño y hábito de crecimiento de evaporitas en la interfase, lo cual estuvo directamente relacionada con el grado de sellamiento de las costras, definida por los patrones de distribución de las unidades de fábrica. Las costras palomitas de maíz y pulverulentas presentaron menor grado de sellamiento que las taquíricas; mientras que en las costras blanca beige el sellamiento fue mayor. Cuando el sellamiento es menor, la pérdida de humedad es más rápida y se favorece la precipitación de las sales micríticas y la agregación del sedimento en el área de contacto costra-sedimento. La estructura migajosa se incrementa inversamente al grado de sellamiento y directamente con la concentración de sales; en cambio la microestructura laminar y masiva esta asociada a un mayor sellamiento.

La estructura observada en la interfase costra-sedimento es compleja; sin embargo, se puede afirmar que las sales solubles contribuyen a la estructuralización del sedimento (0-3 cm), sobre todo en el sedimento amorfo lacustre cuando la concentración de sales es alta.

Palabras clave: *Interfase costra salina- sedimentos; Evaporitas; Microestructura; Micrítica; Sedimentos amorfos silíceos lacustres.*

Abstract

The effect of the micromorphological arrangement of saline crusts on the crust-sediment interface structure (0-5 cm) of the soil/sediment in the former Lake Texcoco was studied through mineralogical and micromorphological analyses, X-ray diffraction (DRX9), petrographic microscopy (PM), and scanning electron microscopy (SEM). The sediments covered by the different crusts showed variations in: intensity of moisture reduction, type, size, and growth habits of evaporites in the interface, which was directly related with the degree of sealing of the crusts. This last is defined by the distribution of the fabric units. The popcorn and powdery crusts showed a lower degree of sealing than takyric crusts; while it was greater in white-beige crusts. When the sealing is lower, moisture loss is quicker and micritic salt precipitation is favored, as well as the aggregation of sediment in the crust-sediment contact area. The crumby structure increases inversely to the degree of sealing and directly to the concentration of salts. On the other hand, laminar and massive microstructures are associated with a greater sealing.

The structure observed in the crust-sediment interface is complex; however, it can be said that soluble salts contribute to the structuralization of the sediment (0-3 cm), mainly in amorphous lacustrine sediment when salt concentrations are high.

Keywords: *Saline crust-sediment interface, Evaporites, Microstructure, Micritic, Amorphous lacustrine siliceous sediments*

1. Introducción

Los sedimentos del antiguo lago de Texcoco, han estado sujetos a una desecación a partir del Cuaternario, derivada de cambios climáticos, así como de acciones antrópicas de la época prehispánica y del siglo pasado (Luna y Martínez, 1981; Del Valle, 1983; Alcocer-Durand y Escobar Briones, 1992). La extracción de agua por bombeo en el último periodo, se efectuó con la finalidad de evitar inundaciones en la ciudad de México y que el vaso del ex-lago operara como cuerpo de almacenamiento de los escurrimientos en época de lluvias (CNA, 2007). Las alteraciones ambientales resultado de la desecación causaron un deterioro ecológico. El lecho lacustre ha estado expuesto a la acción de los vientos dominantes lo que provoca la formación de tormentas de polvo (tolvaneras) y procesos relacionados con el movimiento, redistribución y acumulación de cloruros, sulfatos, carbonatos y bicarbonatos (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado).

Los sedimentos lacustres ricos en materiales volcánicos se intemperizan por acción hidrolítica y presencia del ácido carbónico, propiciando la formación de grandes cantidades de materiales amorfos silíceos, bicarbonatos y carbonatos libres (Dress et al., 1989), donde el vidrio volcánico la primera fuente de amorfos silíceos (Chardwick y Graham, 2000). El material amorfo silíceo ocurre en la fracción fina de los sedimentos localmente denominado jaboncillo por su tacto resbaloso (Gutiérrez –Castorena et al., 2005; Fernández-Buces et al., 2006). Este sedimento lacustre presenta características tixotrópicas, aspecto gelatinoso en húmedo, bajo condiciones naturales es masivo, densidad aparente baja, CIC alta y consistencia suave (Del Valle, 1983; Peralta y Fabi, 1989; Lopez, 2001; Camargo-Hernández et al., 2010 enviado) y porosidad alta en base a la diferencia de peso (Rodríguez et al., 1999; Gutiérrez –Castorena et al., 2005).

La alta salinidad y sodicidad en los sedimentos lacustres causan la formación de costras salinas que impiden el desarrollo de vegetación. Las costras pueden sellar la superficie y reducir la evaporación y por lo tanto prevenir el agrietamiento del sedimento amorfo silíceo lacustre. De acuerdo con Driessen y Schoorl, (1973), la efectividad del sellamiento depende de la morfología de las especies minerales acumuladas, más que de su composición química.

La formación de costras y el sellamiento genera modificaciones en las propiedades del suelo, lo que incrementa la susceptibilidad al escurrimiento y/o a la erosión del suelo (Cousin et al., 2005). Las costras en cualquier grado de desarrollo se deben a las modificaciones del

arreglo de las sales a una escala microscópica. Por esta razón la descripción micromorfológica es útil para estudiar los cambios en las propiedades de la superficie del suelo/sedimento.

Se ha analizado la mineralogía y micromorfología de costras (Driessen y Schoorl, 1973; Whittig et al., 1982; Timpson et al., 1986; Keller et al., 1986; Gumuzzio y Casas, 1988; Mess y Stoops, 1991; Vizcayno et al., 1995; Hamdi et al., 1998; Joeckel and Ang Clement, 2005; Napaporn et al., 2008; Camargo-Hernández et al., 2010; enviado). Sin embargo, la información sobre el efecto de la costra en la micromorfología de la interfase costra-suelo es escasa (Pal et al., 2003; Cousin et al., 2005) y nula en interfase costras salinas-sedimento de material amorfo silíceo.

La macro y micromorfología de las costras en el área de estudio es variada, depende del material parental, microrrelieve y del manejo del suelo/sedimento (Camargo-Hernández et al., 2010 enviado). Si la micromorfología de la costra depende del microrrelieve y manejo del sedimento silíceo lacustre, los rasgos micromorfológicos de la interfase costra-sedimento variarían entre costras, aún cuando sus características físicas y químicas del sedimento sean las mismas.

Los objetivos de este estudio son: 1) determinar la morfología de las evaporitas de las interfases costra- sedimento silíceo lacustre, costra-ceniza volcánica y costra- sedimentos fluviales; 2) contrastar el nivel de sellamiento de las costras en los diferentes sedimentos; y 3) analizar los rasgos y fábricas de los sedimentos de las diferentes costras y su impacto en la estructura del sedimento.

2. Materiales y Métodos

2.1. Localización

El presente estudio se realizó dentro del área del antiguo lago de Texcoco, entre los paralelos 19°27' y 19°29' N y los meridianos 98°55' y 98°57' O, a una elevación de 2236 m. El clima del área es BS Kw (w) (I') corresponde a semiárido (García, 1973). La precipitación varía de 460 a 600 mm distribuida de junio a octubre; julio es el mes más lluvioso y febrero el más seco (Fernández-Buces et al., 2006). La temperatura máxima es de

32 °C, la mínima varía de -2 a -5 °C, la media anual es de 15.3 °C; la evaporación media es de 1743 mm y la máxima de 2519 mm (CNA, 2007).

En el área se diferencian tres sitios de acuerdo con el tipo de sedimento superficial: sitio 1; sedimentos amorfos silíceos (lacustres), sitio 2; cenizas volcánicas (eólicos); y sitio 3; cenizas con materiales amorfos silíceos lacustres, (fluviales). Los suelos se clasifican como Typic Hydroaquents, *franco fino, amorfic, térmic* (zona de materiales amorfos silíceos lacustres), Aquic Ustifluvents, *ceniza sobre arcilla, aniso, amorfic, térmic* (zona de cenizas volcánicas) y Aquic Ustifluvents *franco sobre cenizoso, aniso, amorfic, térmic* (zona de materiales fluviales); o como solonchack *hypersalic sodic cloritic limnic* en las tres zonas. (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado).

La vegetación del área es determinada por la concentración de sales en los suelos/sedimentos; está compuesta por plantas halófitas, tales como: *Distichlis spicata* en áreas muy concentradas, *Tamarix (tamarix spp.)*, *Suaeda nigra* y *Eragrostis obtusiflora* en áreas menos concentradas (Fernández-Buces et al., 2006; Dendooven et al., 2010). Estas especies junto con otras han colonizado gradualmente áreas con escasa o sin cobertura vegetal (Fernández-Buces et al., 2006).

2.2. Muestreo

En el periodo de primavera se colectaron costras salinas inalteradas e interfases costra-sedimento en los tres sitios. El número de muestras varió de acuerdo con la diversidad de cada área. Se tomaron seis tipos de costras en el sitio 1, una en el sitio 2 y una en el sitio 3, con cuatro repeticiones en todos los casos de acuerdo con Camargo-Hernández et al. (2010, enviado).

Las muestras de interfases costra-sedimento se extrajeron mediante arillos de tubo galvanizado de 12.5 cm de diámetro por 9 cm de altura, con uno de los bordes afilados. Se introdujeron sin afectar el contacto costra-sedimento a una profundidad de 5 cm. Con una pala se sacó el cilindro, se emparejó su base, se colocó en bolsa de papel y otra de plástico; posteriormente, las muestras se sellaron con masking-tape y fueron transportadas en una caja de cartón. En el laboratorio se sometieron a secamiento.

2.3. *Análisis químico y mineralógico de costras e interfases costra- sedimento*

Los análisis químicos se practicaron en extractos de costras relación 1:20. Se determinó pH, CE, cationes y aniones solubles de acuerdo con Richards (1954). El análisis mineralógico se realizó en secciones delgadas mediante microscopía petrográfica (MP), en muestras en polvo por difracción de rayos X (DRX), en corte de costra por microscopía electrónica de barrido (MEB).

2.4. *Análisis micromorfológico de costras e interfases costra-sedimento inalteradas*

Las muestras inalteradas fueron impregnadas con una mezcla de resina poliéster insaturada y monómero estireno con una relación 3:1; continuaron en su preparación de acuerdo con la metodología propuesta por Murphy (1986). Las secciones delgadas se montaron en portaobjetos de 7.6 x 2.6 cm para el caso de las costras y de 9 x 6 cm para las interfases costra-sedimento, de acuerdo con Murphy (1986). La descripción micromorfológica de costras e interfases se realizó de acuerdo con Bullock et al. (1985) y Stoops (2003). Los rasgos descritos fueron patrones de distribución de fábricas, formas, límites, microestructura, porosidad, masa basal, relación Grueso/Fino (G/F) y rasgos pedogenéticos.

3. Resultados

3.1. *Morfología*

La morfología, mineralogía y micromorfología de las costras varía de acuerdo con el material parental, manejo, relieve y efecto frontera (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado). En la Fig. 1 se muestran algunas imágenes de costras y el paisaje en que se desarrollan.

3.2. *Mineralogía y micromorfología de la interfase costra -sedimento*

La mineralogía y micromorfología de las interfases costra-sedimento dependió, además de los factores antes señalados, de las características de las costras que cubren a los sedimentos, condiciones físicas (humedad, densidad y textura) y concentración de la solución del sedimento (CE), sobre todo de la zona de contacto de la costra con el sedimento; en este

estudio se consideró un espesor de 0-5cm (Cuadro 1). El Cuadro 2, presenta las características micromorfológicas (elementos de fábrica, formas de evaporitas, contraste y agudeza de las fábricas, estructura, porosidad total y tipos de poros, masa basal, y relación grueso/fino con límite de 20 μ m) de las costras e interfases respectivas, a fin de analizar su impacto en la microestructura de los sedimentos. La Fig. 2, muestra las formas y rasgos de las costras e interfases costra –sedimento.

3.2.1. Estructura en las interfases

Todas las interfases costra- sedimento presentaron una estructura compleja; la diferencia entre ellas esta dada por el grado de sellamiento de la costra, en la Fig. 3 se muestra la variación de la estructura en el sedimento (0-5 cm), para cada caso.

3.2.1.1. Sedimento lacustre

a) “Palomitas de maíz” –sedimento lacustre

La parte superior del sedimento (0-2.0cm), presentó principalmente una estructura migajosa, en menor grado de bloques subangulares y estructura en cavidades; la intermedia fue de bloques angulares pobremente desarrollados (espesor 2-3.5 cm) y la parte inferior fue bloques angulares y masiva.

Los rasgos pedogenéticos en el sedimento fueron: en la parte superior del sedimento (contacto con la costra) revestimientos típicos y colgantes de tenardita micrítica, nódulos tipo agregado de tenardita (tam) impregnados de halita, nódulos típicos de tenardita con fábrica idiotópica; agregados de trona con fábrica idiotópica; en la parte media del sedimento nódulos, revestimientos típicos y rellenos densos de halita, revestimiento creciente de halita y tenardita; mientras que en la parte inferior del sedimento (a la profundidad de 4 cm de la superficie) se observaron revestimientos de arcilla.

b) Taquírica blanca-sedimento lacustre

La estructura de la parte superior es migajosa (en menor porcentaje que la anterior) y microagregados entre granos (0-1 cm); en la intermedia, bloques subangulares (2-4 cm) y en la parte basal es vesicular y de cavidades.

A diferencia de la costra, en el sedimento la presencia de evaporitas disminuye así como el tamaño de las mismas; la porosidad es mayor y estructura es más diversa destacando los bloques subangulares. Esto se debe al manejo del área, la estructura en bloques pudo haberse generado por un paso de arado de vertedera o subsuelo rompiendo la estructura masiva lo que propicia mayor porosidad.

Los pedorrasgos, son nódulos típicos de calcita taf (t, tamaño; a, arena; f, fino) y de tenardita micrítica taf-m, revestimientos típicos, rellenos densos completos e incompletos de halita, agregados de trona taf en la parte superior y basal del sedimento.

c) *Taquírica parda –sedimento lacustre*

La parte superior presenta una estructura migajosa (0-1 cm); en la parte intermedia y basal bloques subangulares y masiva.

Los pedorrasgos son revestimientos típicos de halita, nódulos de tenardita micrítica, revestimientos de colgantes de tenardita micrítica con fabrica xenotópica, nódulos tipo agregado de trona con revestimientos finos de halita.

d) *Taquírica gris blanca- sedimento lacustre*

La parte superior del sedimento está dominada por arenas, por lo que la estructura es granular y microagregados entre granos (0-1 cm), la intermedia y basal es en cavidades y microagregados entre granos.

Los pedorrasgos son revestimientos típicos de halita 2% y de tenardita.

e) *Blanca beige – sedimento*

La estructura de la parte superior es laminar (0-2 cm), la media y la basal es en cavidades.

Los pedorrasgos son nódulos de calcita tam con fábrica xenotópica, revestimientos de tenardita micrítica (1%) taf en poros tipo cavidad, revestimientos texturales taf en poros fisura.

f) *Pulverulenta- sedimento*

La parte superficial con una estructura que es migajosa (0-2 cm); en la intermedia es de bloques subangulares y de cavidades (2-4 cm) mientras que la parte basal es masiva y vesicular.

Los pedorrasgos son similares al caso aborregada-sedimento.

3.2.1.2. *Sedimento eólico*

a) *Taquírica negra- sedimento*

La estructura de la parte superior es granular (30%), intermedia es de microagregados entre grano (40%) y la basal en cavidades (30%).

Los pedorrasgos son nódulos de tenardita taf (5%), en la parte media se presentan cristales lenticulares individualizados o formando pequeños agregados (5%), revestimientos de tenardita en forma de roseta tam, rellenos incompletos de tenardita en roseta tam. En la parte basal del sedimento la halita se encuentra en forma masiva con fábrica porfirotóptica, como revestimientos vidriosos y aciculares (1%).

3.2.1.3. *Sedimento fuvial*

a) *Taquírica gris-sedimento*

La parte superior con una estructura migajosa y microagregados entre granos (0-0.5 cm); la intermedia es microagregados entre granos (0.5-2 cm) y en la parte basal es laminar con tendencia a agregarse.

Los pedorrasgos, son nódulos de tenardita anhedral taf, con fábrica xenotópica, cristalizada a los 2 cm de la superficie y en la parte basal se tienen agregados trona en forma de abanicos tam-g con fabrica idiotópica alrededor del 10%, mientras que la costra tiene 60%. Se registran finos revestimientos texturales sobre agregados y cristales.

4. Discusión

La estructura de la superficie, el estado de humedad del suelo/sedimento así como la naturaleza del flujo de la humedad a través de la matriz del suelo/sedimento influyen en la acumulación de sales (Youngs and Lees-Harrison, 1990). En suelos/sedimentos salino-sódicos de textura arcillosa, las sales solubles están contenidas en los microporos, entre y dentro de agregados, pero estos no son afectados en términos de flujo inducido por la gravedad de acuerdo con Ortega-guerrero et al. (1997), el material amorfo silíceo es una barrera natural que no permite el paso del agua; es decir, drenaje. La lixiviación en cambio depende de la difusión de la humedad y las sales del interior de los agregados a los macroporos que

contengan el agua suficiente para drenarlas a cierta distancia por la influencia de la gravedad (Tanton et al., 1995).

Los materiales amorfos salino-sódicos expuestos a la superficie dominados por microporos interconectados (Iler, 1979 y Gutiérrez-Castorena et al., 2005), contrario a lo que podría esperar no se produce un desplazamiento de la solución del suelo/sedimento (Camargo-Hernández et al., 2010 enviado). Por lo que la precipitación de las sales solubles ocurre por el proceso de secamiento que permite el arreglo micromorfológico de las evaporitas en las costras, la posición dentro del paisaje natural o modificada por el hombre

Aspectos micromorfológicos como es el grado de sellamiento determinan la dinámica del sedimento después de la formación de las costras como se puede apreciar en la Fig. 4.

La costra “palomitas de maíz” muestra un arreglo más abierto en la parte superficial con una estructura migajosa y de cavidades en la parte baja (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado). Esto significa un menor sellamiento, originando un secamiento relativamente rápido en la parte superior del sedimento, lo que genera la formación de cristales micríticos; mientras que la parte baja el secamiento es menos intenso provocando la formación de cristales lenticulares, en forma de roseta o acumulaciones en forma masiva. La porosidad reducida (15%, con poros tipo cavidad) en la parte baja permitió la difusión de la humedad a un grado menor, razón por la cual el contenido de humedad del material amorfo silíceo es alta (230%); no obstante, las sales cristalizan y en algunos casos adquieren mayor tamaño como es el caso de la tenardita o trona. La pérdida del 89% humedad en el espesor 0-1.5 cm del sedimento, dejó espacios entre minerales micríticos de calcita y tenardita propiciando una estructura migajosa con partículas del tamaño de arenas, a pesar de que el sedimento es de textura franco arcillosa. En el espesor 1.5-3 cm, la estructura es en bloques subangulares y angulares moderadamente desarrollados; mientras que el espesor 3-5 cm la estructura es en fisuras y cavidades con mayor humedad (230%). Las partículas gruesas tamaño de arenas en la superficie del sedimento son nódulos de calcita o materiales amorfos revestidos de evaporitas ya que son las sales menos solubles y las últimas en la secuencia de acumulación, lo cual concuerda con lo planteado por Pal et al. (2003). En este sentido Camargo-Hernández et al. (2010 enviado) reportan hasta 26% de carbonato de calcio en los primeros 10 cm del sedimento lacustre, y 16.6% para los 30 cm superficiales (Gutiérrez-Castorena et al., 2005).

El desarrollo de la estructura en la interfase se debe a la dinámica de las evaporitas y sus hábitos de crecimiento.

En las costras taquíricas blanca y parda, el arreglo de las unidades de fábrica es más cerrado; es decir, el sellamiento es mayor, debido a que generalmente se asocian a microrrelieves bajos o intermedios. El potencial de presión del agua es mayor y por ende la fuerza con la que desciende el agua por los macroporos formados por efecto de manejo (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado). Al invertirse el proceso por secamiento, las evaporitas se acumulan formando estructuras globulares de halita y las denominadas bolas de nieve en la superficie (Buck y Van Housen, 2005; Buck et al., 2006) y en los poros tipo cavidad y vesícula en la parte media y baja. El efecto del sellamiento mantiene húmedo al sedimento, con una estructura compleja: la parte superficial del sedimento presenta una tendencia a granularse por la precipitación de calcita y cristales micríticos, mientras que en la parte media ocurren bloques subangulares se formaron por la pérdida de humedad y efecto de implementos.

En el caso de la costra gris blanca (con sedimento sin alteración mecánica), muestra una fábrica más abierta que las taquíricas anteriores por la influencia de ceniza volcánica, lo que le permite mayor difusión de humedad y acumulación de sales formando costras más gruesas. La estructura compleja del sedimento se debe a la ceniza volcánica y los agregados cristalinos de calcita, tenardita y trona que se forman dada la alta porosidad (35%) entre arenas y agregados por la pérdida de humedad en la parte superior del sedimento, en tanto que en la parte basal es masiva con estructura en cavidades.

4.1. Pulverulenta -sedimento lacustre

Las eflorescencias blancas sobre material lacustre son la fase inicial de las costras palomitas de maíz (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado). Se forman en condiciones inalteradas, cuando el sedimento es expuesto a proceso de evaporación o cuando se retira la costra del sedimento; este se seca rápidamente y al cabo de 2 a 3 días eflora un polvo blanco esponjoso (Joeckel y Ang Clement 2005) con alta porosidad (45%). El bajo sellamiento permite una difusión continua de humedad dado el arreglo globular de las evaporitas más abierto (estructura migajosa), lo que provoca la precipitación de calcita (en oolitos), tenardita en nódulos micríticos e intercrecimientos de cristales lenticulares y tabulares sobre agregados

de sedimento lacustre y en los poros de la capa superior (0-2 cm). Las unidades de fabrica muestran estructura migajosa en la interfase; mientras que la capa basal es masiva y predomina la estructura en cavidades.

4.2. *Blanca beige-sedimento*

Las microdepresiones formadas por la acción de vientos rasantes y convectivos sobre sedimento lacustre en condiciones inalteradas (Camargo-Hernández et al., 2010 enviado), captan escurrimientos que por flujo lateral se desplazan las sales más solubles y al secarse totalmente se forma una costra estructural (Mess y Singer, 2006) delgada de material fino de baja concentración de sales. El nivel de sellamiento es alto, hasta que no se fracturan en pequeños polígonos; no obstante, la estructura del sedimento en la capa superior es laminar con revestimientos texturales en poros tipo fisura y la parte basal es masiva con estructura en cavidades y vesicular predominando, la primera con poros de tamaño arena fina.

4.3. *Taquirica negra-sedimento*

Dada la textura franco arenosa del sedimento y el arreglo de los cristales evaporíticos abierto en la costra permite la difusividad de la humedad por efecto de la evaporación de la solución intersticial, intensificada por el color negro de la costra (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado). El sedimento presenta una estructura granular y microagregados entre granos abajo de la costra, constituida por cristales micríticos de tenardita, en la parte media y basal la estructura es microagregados entre granos y en cavidades. Esto implica que la porosidad se reduce debido al secamiento lento y al crecimiento de los cristales (lenticulares y roseta, acículas o cubos) que cierran los espacios entre arenas.

4.4. *Taquirica gris –sedimento*

Las evaporitas en esta costra mostraron un arreglo más cerrado (después de la blanca beige), el intercrecimiento de los cristales aciculares de trona en la superficie en forma aleatoria; sin embargo, en la parte basal lo es en bandas dejando sólo poros tipo cavidad principalmente de taf-m dentro de las costras y fisura entre costras (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado). El alto grado de sellado de la costra aunado a la macroporosidad intrínseca del sedimento ocasiona una lenta difusión de la humedad hacia la superficie. Los materiales

amorfo se contraen y reducen su volumen, los espacios vacíos entre los agregados amorfo, gravas o arenas alojan cristales criptocristalinos o aciculares generando una estructura de migajosa a microagregados entre granos en la interfase, en tanto que la parte basal es laminar con ordenamiento moderado.

5. Conclusiones

Los sedimentos cubiertos por costras presentaron una variación en su deshidratación, relacionada con los hábitos de las evaporitas y el arreglo micromorfológico de las mismas en las costras, con el grado de sellamiento determinado de las costras así como la naturaleza y posición del sedimento determinaron la intensidad de difusión de la humedad.

En el sedimento lacustre la pérdida de 89% de humedad (de 230% a 20.5%) provocó en la interfase de eflorescencias y costras palomitas de maíz un arreglo más abierto que en las taquíricas en la parte superficial, lo que implica menor sellamiento. Esto originó un secamiento relativamente rápido en la parte superior del sedimento y en consecuencia la precipitación de sales micríticas en el área de contacto. Mientras que en la parte intermedia el secamiento fue más lento lo que permitió intercrecimientos de cristales más grandes sobre el material lacustre y en los poros, favoreciendo una estructura migajosa en la parte superficial.

La estructura migajosa se incrementa inversamente al grado de sellamiento, por lo que la blanca beige con mayor sellamiento por el material fino y el carbonato de calcio con acomodamiento perfecto y la baja concentración de sales favorecieron una estructura laminar en la interfase.

La estructura observada en los sedimentos es compleja, sin embargo se puede afirmar que las sales solubles contribuyen a la estructuralización del sedimento (0-3 cm), sobre todo en sedimento amorfo silíceo lacustre cuando la concentración de sales es alta.

Referencias

Alcocer-Durand, J., Escobar-Briones, E., 1992. The aquatic biota of the now extinct lacustrine complex of the Mexico basin. *Biota of the Mexico Basin. Short Articles and Reviews.* Freshwater Biological Association Ambleside. *Freshwater Forum* 2(3), 171-183.

- Buck, B. J., Wolff, K., Merkler, D. J., McMillan, N. J., 2006. Salt mineralogy of Nevada: Morphology and subsurface evaporation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 1639-1651.
- Buck, B.J., Van Hoesen, J., 2005. Assessing the applicability of isotopic analysis of pedogenic gypsum as a palioclimate indicator, southern New Mexico. *J. Arid Environ.* 60, 99-114.
- Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., 1985. Handbook for thin section description. Waine Research Publications. Wolverhampton, England, 152 pp.
- Camargo-Hernández, A., Gutiérrez-Castorena, Ma del C., Ortiz-Solorio C.A., Ortega-Escobar, M., Vázquez-Alarcón, A., Vargas-Hernández M., 2010. Saline crusts on amorphous siliceous lacustrine sediments. *Geoderma* (submitted for publication).
- Chardwick, O. A., Graham, R. C., 2000. Pedogenic processes pp. 41-72. In: Summer, M.E. (Ed), *Handbook of Soil Science*. CRC Press.
- CNA., 2007. Proyecto Lago de Texcoco, Rescate Hidroecológico. OCAVAM. México, D.F. 140 pp.
- Cousin, I., Malam Issa, O., Le Bissonais, Y., 2005. Microgeometrical characterization and percolation threshold evolution of a soil crust under rainfall. *Catena* 62, 173-188.
- Del Valle, C.H., 1983. Los procesos de acumulación de sales e intemperismo en cubetas lacustres en una zona de transición del ex-lago de Texcoco. Tesis de Maestría, Colegio de Postgraduados, Chapingo, México. 556 pp.
- Dendooven, L., Alcántara-Hernández, R.J., Valenzuela-Encinas, C., Luna-Guido, M., Pérez-Guevara, F., Masrsh, R., 2010. Dynamics of carbon and nitrogen in an extreme alkaline saline soil: A review. *Soil Biology & Biochemistry* 42, 865-877.
- Dress, L.R., Wilding, L.P., Smeck, N.E., Senkayi A.L., 1989. Silica in soils: Quarts and disordered polymorphs. pp. 913-974. In J. B. Dixon and S.B. WEED (ed) *Minerals in soil environments* 2nd ed. SSSA, Madison, WI.
- Driessen, P. M., Schoorl, R., 1973. Mineralogy and morphology of salts efflorescens on saline soils in the Great Konya Basin, Tukey. *J. Soil Sci.* 24, 436-442.
- Fernandez-Buces N., Siebe C., Cram S., Palacio J.L., 2006. Mapping soil salinity using a combined spectral response index for bare soil and vegetation: A case study in the former lake in Texcoco, Mexico. *Journal of Arid Environments* 65, 644-667.
- García, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köpen. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. México, 146 pp.

- Gumuzzio, J., Casas, J., 1988. Accumulation of soluble salts and gypsum in soils of the Central Region. Spain. *Cah ORSTOM. Sér Pédol.* XXIV (3), 215-226.
- Gutiérrez-Catoren Ma del C., Stoops, G., Ortiz-Solorio, C. A., López, G., 2005. Amorphous silica materials in soils and sediments of the Ex-lago de Texcoco, México. *Catena* 60, 205-226.
- Hamdi Aissa, B., Federoff, N., Halitim, A., Valles, V., 1998. Short and long term soil-water dynamic in Chott soil in hyper-arid areas (Sahara of Algeria) 16th World Congress of Soil Science, Symposium 30.
- Iler, R.K., 1979. The chemistry of silica –solubility, polymerization, colloid and surface properties, and biochemistry. John Wiley & Sons, New York, NY.
- Joeckel, R. M., Ang Clement, B. J., 2005. Soils surficial geology and geomicrobiology of saline-sodic wetlands, North Platte River Valley, Nebraska, USA. *Catena* 60, 63-101.
- Keller, L. P., McCarthy, J. G., Richardson, J. L., 1986. Mineralogy and stability of soil evaporites in North Dakota. *Soil Sci. Am. J.* 50, 1069-1071.
- López, A.G., 2001. La cementación y caracterización superficial de los sedimentos lacustres en el ex-lago de Texcoco. Tesis de Maestría. Colegio de Postgraduados. Montecillo, México. 74 pp.
- Luna, P., Martínez, A., 1981. Caracterización de la afectación salina de los suelos del ex-lago de Texcoco. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. Comisión del Lago de Texcoco. Programa Agrícola. Reporte No. 1. Estado de México, México, 50 pp.
- Mees, F., Singer A., 2006. Surface crusts on soils/sediments of the southern Aral Sea Basin, Uzbekistan. *Geoderma* 136, 152-159.
- Mees, F., Stoops G., 1991. Mineralogical study of salt efflorescences on soil of the Jequetepec Valley, northern Peru. *Geoderma* 49, 225-272.
- Murphy, C.P., 1986. Thin sections preparation of soil and sediments. AB Academic Publishers Berkhamsted. Great Britain, 149 pp.
- Napaporn, W., Kheoruenromn, I., Suddhiprakarn, A., Gilkes, R.J., 2008. Micromorphological properties of salt affected soils in northeast Thailand. *Geoderma* 144, 158-170.
- Ortega- Guerrero, A., Cherry, J.A., Aravena, R., 1997. Origin of pore water and salinity in the lacustrine aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City. *J. Hydrol.*, 197, 47-69.

- Pal, D.K., Srivastara, P., Durge, S.L., Bhattacharyya, T., 2003. Role of microtopography in the formation of sodic soils in the semiarid part of the Indo-Gangetic Plains, India. *Catena*.51, 3-31.
- Peralta y Fabi, R., 1989. Sobre el origen de algunas propiedades mecánicas de la formación arcillosa superior del Valle de México. pp. 43-53. En: Simposio sobre Tópicos geológicos de la cuenca del Valle de México. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos A.C. México, D. F.
- Richards, L. A., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agricultural hand-book vol. 60. US Government printing office, Washington, DC., pp. 160.
- Rodríguez, T.S., Gutiérrez-Castorena, Ma. del C., Hidalgo, M.C., Ortiz-Solorio, C.A., 1999. Intemperismo en tepetates y en cenizas volcánicas y su influencia en la formación de andisoles. *Terra*17, 97-108.
- Stoops, G., 2003. Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections. SSSA, Madison, Wisconsin, USA. 184 pp.
- Tanton, T.W., Armstrong, A.S.B., Rycroft, D.W., 1995. Movement of water in restructured saline and sodic clay topsoils under a rainfall simulator. *Agric. Water Management* 29, 255-265.
- Timpson, M. E., Richardson J. L., Keller L. P., McCathy, G. J., 1986. Evaporite mineralogy associated with saline seeps in southwestern North Dakota. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 490-493.
- Vizcayno, C., García-González, M.T., Gutiérrez, M. Rodríguez, R., 1995. Mineralogical, chemical and morphological features of salt accumulations in the Flumen-Monegros district, NE Spain. *Geoderma* 68, 193-210.
- Whittig, L. D., Deyo, A. E., Tanji, K. K., 1982. Evaporate mineral species in Mancos shale and salt efflorescence, upper Colorado River Basin. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 645-651.
- Youngs, E.G., Leeds-Harrison, P.B., 1990. Aspects of transport processes in aggregated soil. *J. Soil Sci.* 41, 665-675.

Cuadro 1. Características físicas de la interfase costra – sedimento.

Interfase	Profundidad (cm)	Conductividad eléctrica dSm ⁻¹	Humedad gravimétrica (%)	Densidad aparente Mgm ⁻³	Textura
Sedimento amorfo silíceo	0-3	193	20.5	1.02	Franco arcilloso
	3-20	190	230	1.22	Franco arcillo limoso
Ceniza volcánica	0-11	55	15.52	1.52	Franco arenoso
Fluviales	0-3	166	21.3	1.32	Arcillo arenoso
	3-31	55	27.1	1.30	Franco

Cuadro 2. Descripción micromorfológica de interfases costras –sedimento.

sedimento	Costra/ sedimento (S)	Elementos de fabrica	de Formas de evaporitas	de Limites (Contraste y agudeza)	Estructura	Porosidad total	Masa basal	G/f Limite 20 µm
<i>Lacustre (material amorfo siliceo lacustre)</i>								
	“Palomitas de maíz”	PDB: Al 80% Ag 20%. PDR: Enáulica P. ordenado	Calcita en oolitos 10% Halita globular 30% y masiva Tenardita micrítica 15% y roseta 3% Trona: aba 1%	Distinto y clara	Migajosa 70% B.sub. 10% EC AV 10% Masiva 10	37%: PECTO 30% PCAV 5% P F 2%	Cristalítica 95% Indiferenciada 5%	12/88
	S- “Palomitas de maíz	PDB: Al PDR : Enáulica 20 y PFC 80% M. ordenado	Calcita en oolitos 4% Halita globular 20% Tenardita: micrítica 20% y roseta 3% Trona: aba 4%	Distinto y clara	Migajosa 30% B.sub. 20% B. ang.10 ECAV 30% Masiva 10%	20%: PECTO 6% PCAV 12% P F 2%	Cristalítica 92% Indiferenciada 8%	10/90
	Taquírica blanca	PDB: Al 70% Ag 30%. PDR : Enáulica 30% y PFC 70% P. ordenado	Calcita: oolitos 5% Halita: globular 25% y masiva Ttenardita: micrítica 40%, len 2% y roseta 5% Trona. Aba 5%	Distinto- difusa y clara - difusa	Migajosa 30% ECAV 70%	21%: PECTO 5% PECJO 2% PCAV 8% P F 6%	Cristalítica 75% Indiferenciada 25%	35/65
	S-Taquírica blanca	PDB: Al 70% Ag 30%. PDR : Enáulica 70% y PFC 30% P. ordenado	Calcita: oolitos 10% Halita: globular y masiva Tenardita: micrítica 20%, y roseta 15% Trona: aba 15%	Distinto y clara	Migajosa 20% MAEG 10% B.sub. 40% EVES 10% ECAV 20%	35%: PECTO 8 % PECJO 5% PC AV 10% VES 5% CAN5% PF2%	Cristalítica 95% Indiferenciada 5%	20/80
	Taquírica parda	PDB: Al 70% Ag 30%. PDR : Enáulica 50% y PFC 50% P. ordenado	Calcita: oolitos 10% Halita: gloular 10% y masiva Tenardita: micrítica 15%, y roseta 10% Trona: aba 15%	Dist- difusa clara - difusa	Migajosa 35% ECAV 50% MAEG 15%	18%: PECTO 5% PECJO 3% PCAV 6% P F 3%	Cristalítica 80% Indiferenciada 20%	75/25
	S- taquírica	PDB: Al	Calcita: oolitos 10%	Distinto y	Migajosa 10%	20%	Cristalítica 90%	20/80

parda	PDR : Enáulica M. Ordenado	H alita: globular 20% y masiva Tenardita: micrítica 50%, roseta 10% Trona: aba 20%	clara	Masiva 40% B.sub. 40%	PECTO 15% PF 3%	Indiferenciada 10%	
Taquérica gris blanca	PDB: Al 90% Ag 10% PDR : Enáulica M. Ordenado	Calcita: oolitos 5% Halita: globular 10% Tenardita: micrítica 9%, Trona:aba y rad 45%	Distinto- desvanecido y clara- abrupto	Migajosa 20% ECAV 80%	18%: PCAV 10% PECJO 3% PF 5%	Cristalítica 90% Indiferenciada 10%	40/60
S- Taquérica gris blanca	PDB: Al 90% PDR : Enáulica 50% y PFC 50% M. Ordenado	Calcita: oolitos 15% tenardita: micritica 15% Trona: aba y rad 2%	Prominente y clara	Granular 95% MAEG 5% en la parte superficial. ECAV90% MAEG 10%	35%: PECTO 30% PECJO 5% en la parte superficial. 10%: PCAV 8% PF 2%	Cristalítica 40% Indiferenciada 60%	80/20
Blanca beige	PDB: banbandeada PDR : Mónica Per. Ordenado	Laminar con cristales de Calcita y Tenardita criptocristalinos	Desvanecid o y difusa	Laminar	7%: PF3% VES 1% PCAV 3%	Cristalítica 98% Indiferenciada 2%	2/98
S-Blanca beige	PDB: bandeada PDR : Mónica Per. Ordenado	Calcita en Oolitos 5% Calcita y tenardita criptocristalina	Desvanecid o y difusa	Laminar 50% ECAV 30% EVES 10% B.sub. 10%	16% PF 8% PCAV 5% PVES 3%	Cristalítica 98% Indiferenciada 2%	3/98
Pulverulenta	PDB: Al PDR : Enáulica P. ordenado	Halita: gobular y tenardita micritica 93% Subhedrales 5% Tr acicular 2%	Desvanecid o y difusa	Migajosa 90% ECAV 10% %	45%: PECTO 38% PCAV 5% PF 2%	Cristalítica 80% Indiferenciada 20%	2/98
S- Pulverulenta	PDB: Al PDR : Enáulica 30% y PFC 70% M. ordenado	Calcita: oolitos 5% Halita: globular30% y masiva Tenardita micrítica y roseta 5%	Distinto y clara	Migajosa 30% B. sub.20% ECAV 30% EVES 10%	22%: PECTO 6% PCAV 10% VES 4% PF 2%	Cristalítica 85% Indiferenciada 15%	2/98

Eólico (ceniza Volcánica)

Taquírica negra	PDB: Al PDR : Enáulica P. ordenado	MP Granular Tenardita: micrítica 10% y roseta 20%, Len 5% Tr Acicular 2% Cubos ahuecados	Prominente y clara	Granular 10% MAEG 60% ECAV 30%	30%: PES 4% PECJO 12% PCAV 8% PECTO 6%	Cristalítica 30% Indiferenciada 70%	90/10
S-taquírica negra	PDB: Al PDR : Enáulica 90% y PFC 10% P. ordenado	Calcita oolitos 5% Tenardita micrítica. 10%, len 5% y roseta 10% Tr. aba 2% Granular 55%	Distinto y clara	MAEG 40% ECAV 30% Granular 30%	18%: PECJO 9% PCAV 6% PES 3%	Cristalítica 15% Indiferenciada 85%	80/20

Fluvial (ceniza volcánica con material amorfo silíceo)

Taquírica gris	PDB: Al PDR : Enáulica 40% y PFC 60% M. ordenado	Calcita: oolitos 5% Halita: globular 5% y masiva Tenardita micrítica 5% Trona abanicos y radiales 64%	Distinto- desvanecido y clara- difusa	Migajosa 5% MAEG 15% ECAV 80%	20%: PECJO 2% PCAV 8% PECTO 4% VES 5% PF3%	Cristalítica 98% Indiferenciada 2%	70/30
S-taquírica gris	PDB: Al y bandeado PDR : Enáulica 70% y mónica 20% M.-P. ordenado	Halita: globular 5% y masiva Trona: abanicos y radiales 10% Tabular 3%	Distinto y clara	Migajosa 5% MAEG 65% Laminar 30%	23% PECTO 7% PCAV 13% PF 3 %	Cristalítica 90% Indiferenciada 10%	15/85

S-, Sedimento de interfase; len, lenticular; PDB, patrón de distribución básica; PDR, patrón de distribución relacionada; M, moderado; P, pobremente; Per, perfectamente; Al, aleatoria; PFC, porfírica; B. sub, bloques subangulares; MAEG, microagregados entre granos; ECAV, estructura de cavidades; EVES, estructura vesicular; PECTO, poros de empaquetamiento compuesto; PECJO, poros de empaquetamiento complejo; PCAV, poros cavidad; VES, poros vesicular CAN, poros canal; PF, poros fisura; G/f, relación grueso fino.

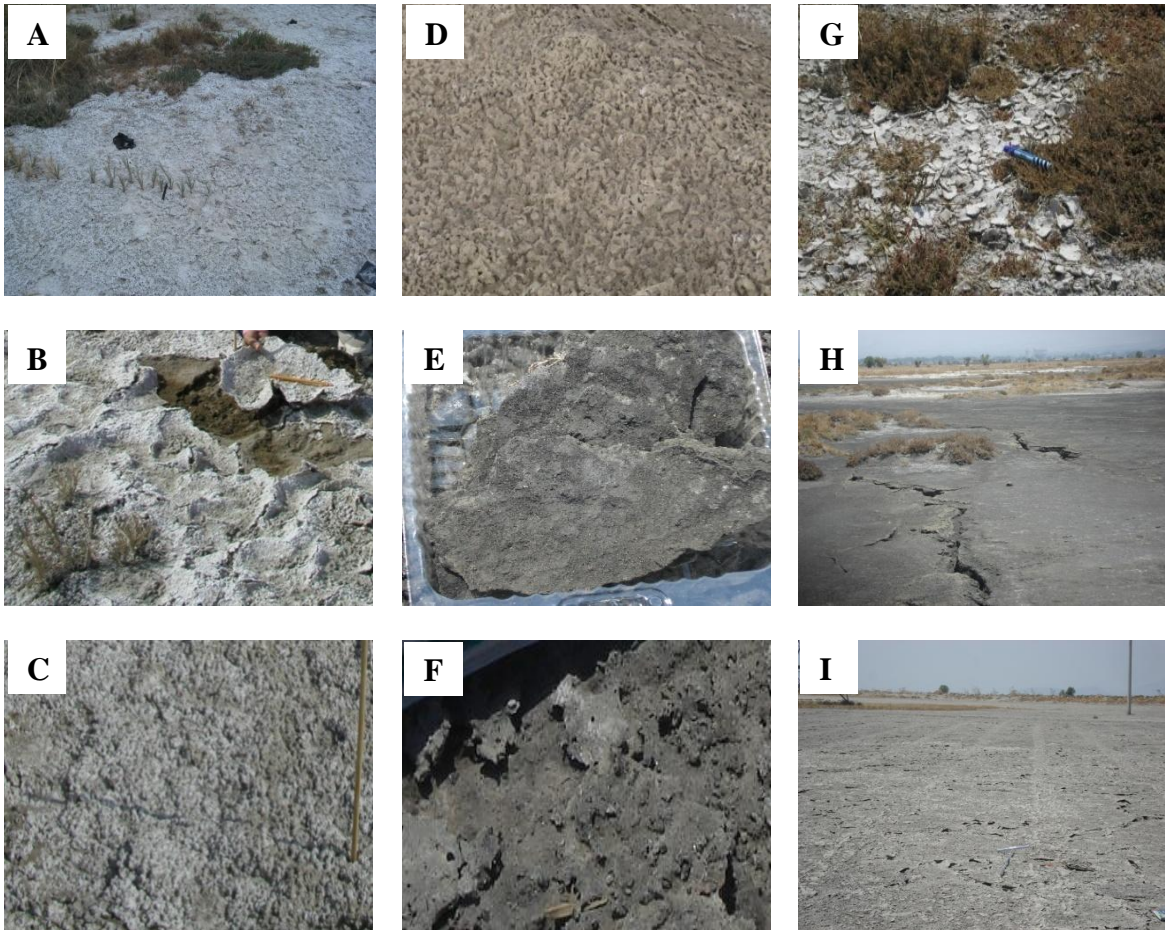


Figura 1. Imágenes de costras A) “palomitas de maíz”, B) *Taquírica blanca* C) *Taquírica gris blanca*, D) *Taquírica parda*, E) *Taquírica negra*, F) *Taquírica gris*, G) *Blanca Beige*, H) Depósito de ceniza volcánica donde se desarrolla la costra negra, e I) Sedimento fluvial donde se desarrolla la costra gris.

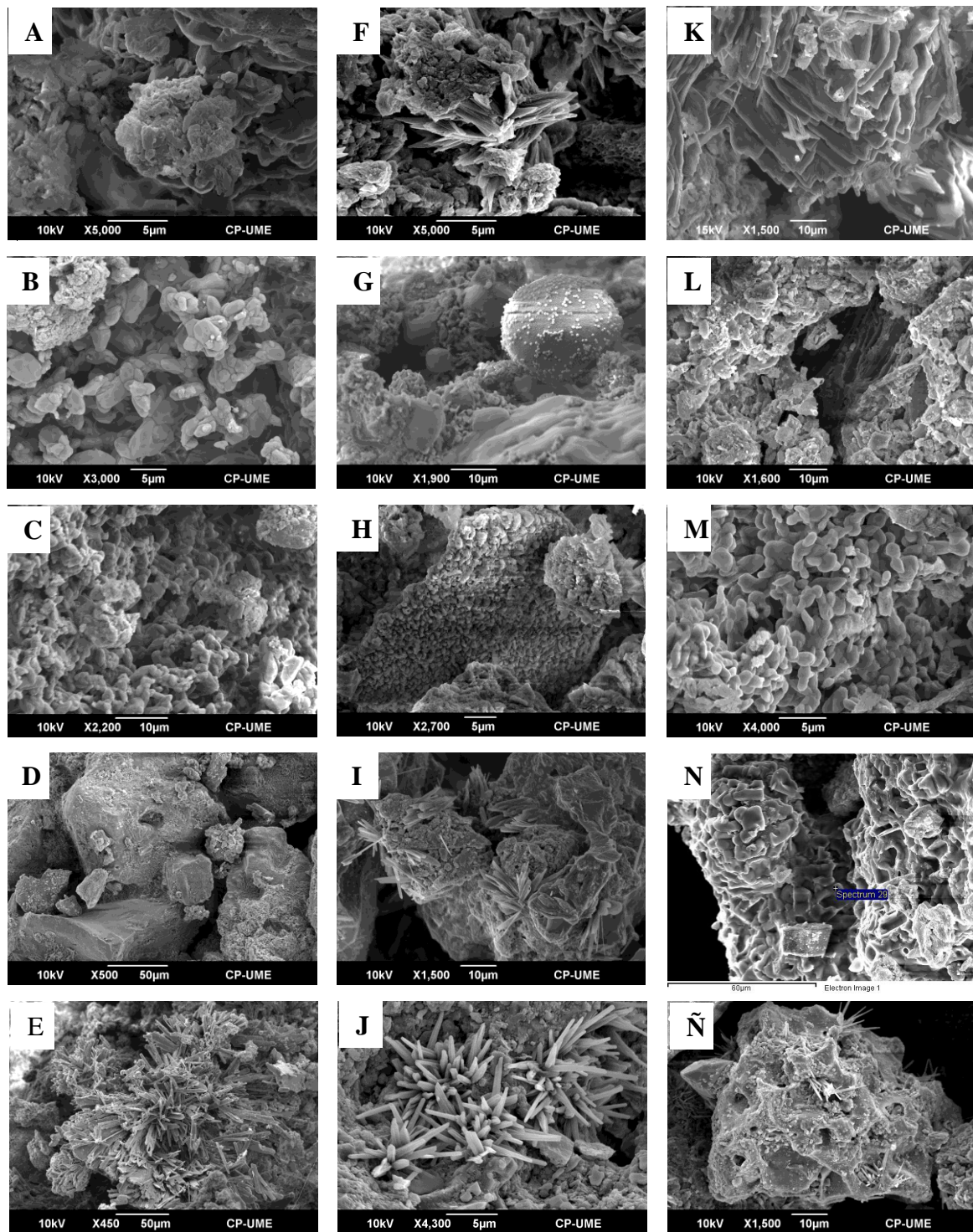


Figura 2. Imágenes MEB de formas de evaporitas en interfases: A), F) y K) palomitas de maíz, contraste de halita globular en superficie y tenardita en roseta en sedimento; B), G) y L) taquirica blanca, tenardita lenticular criptocristalina, "bolas de nieve" y halita masiva; C), H), y M) blanca-beige, tenardita lenticular criptocristalina en la superficie de la costra y en el sedimento; D), I) y N) taquirica negra, tenardita lenticular micrítica entre granos y como revestimientos, intercrecimientos de tenardita en roseta y cubos de halita ahuecados por disolución en el sedimento; E), J) y Ñ) taquirica gris, acículas en abanicos y radiales en la costra, intercrecimientos de abanicos en poros tipo cavidad y vesícula en el sedimento.

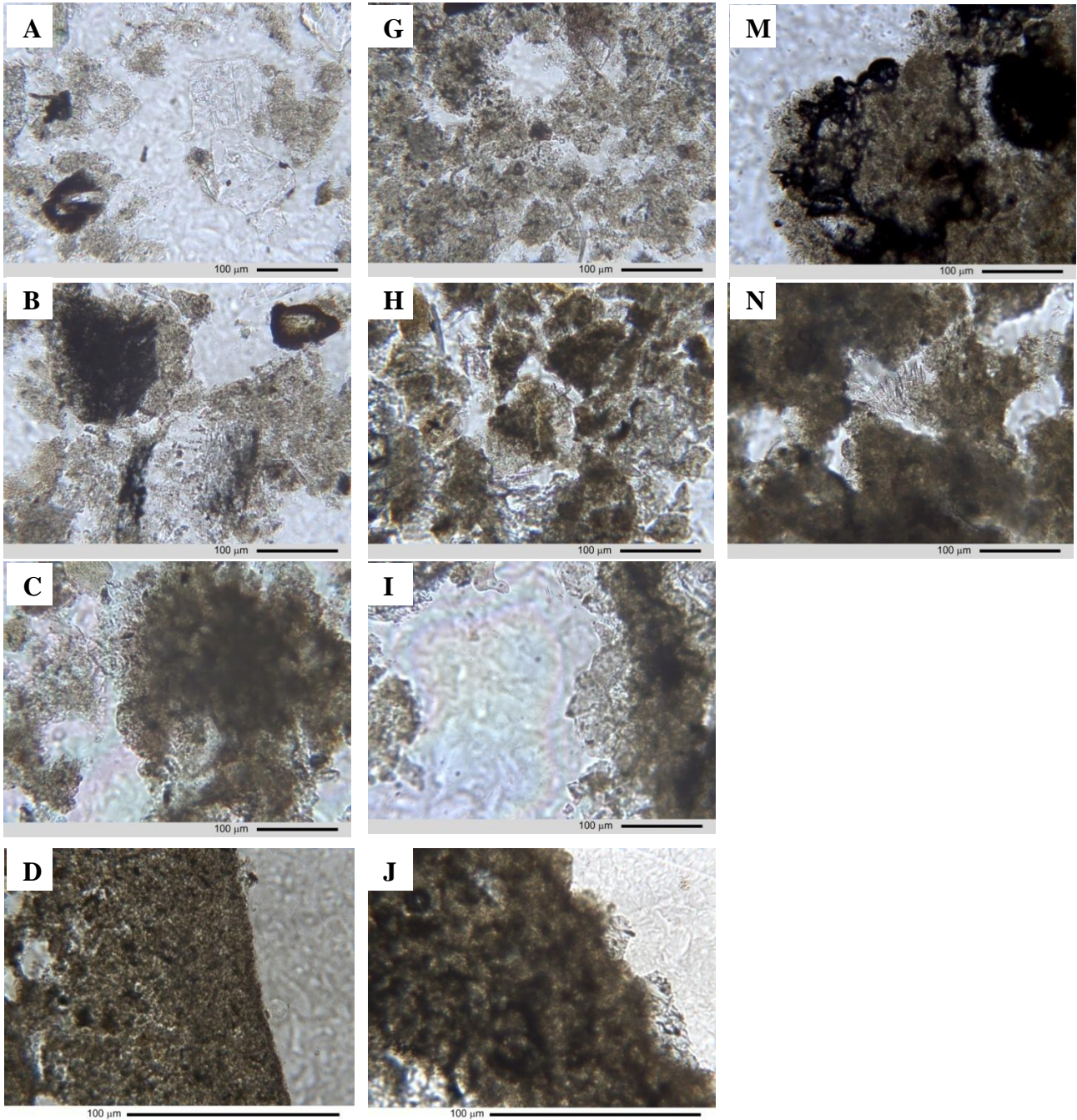
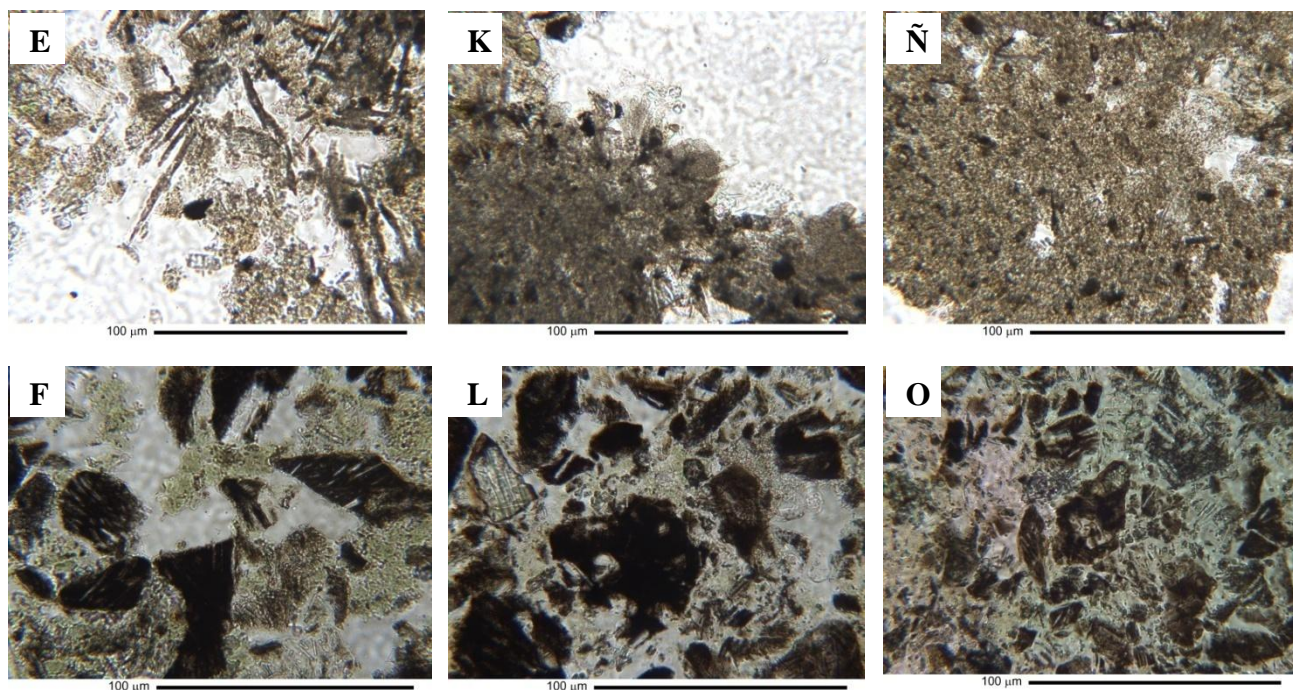


Fig. 3 Imágenes de microscopía óptica en luz plana que contrastan la estructura del sedimento en la parte superficial, media y basal de cada costra: sedimento de costra palomitas de maíz: A) microestructura migajosa abierta, G) microestructura migajosa y revestimientos micríticos y M) microestructura en cavidades; sedimento de costra taquímica blanca y parda: B) migajosa, H) bloques subangulares y N) microestructura en cavidades, revestimientos de tenardita en roseta idiotópica, C) I) y Ñ) revestimientos micríticos y poros más abiertos; sedimento de blanca beige: D) y J) microestructura laminar.



Continuación de la Fig. 3. sedimento de taquírica gris: E) microestructura migajosa con acículas individualizadas, K) microestructura en cavidades con intercrecimientos de trona en abanicos y O) microestructura en cavidades más pequeñas; sedimento de taquírica negra: F) microagregados entre granos L) y O) microagregados entre granos y microestructura en cavidades.

CAPITULO IV
DINÁMICA VERTICAL DE CONCENTRACIONES IÓNICAS EN
SEDIMENTOS AMORFOS SILÍCEOS LACUSTRES

Resumen

Los suelos/sedimentos antiguo lago de Texcoco, se caracterizan por la presencia de materiales amorfos (Lqzn) cenizas volcánicas (Cn) y sedimentos fluviales (CLzn), lo que define tres áreas claramente diferentes, cada una con una secuencia estratigráfica: Lqzn-Cn-Lqzn; Cn-Lqzn; y CLqzn-Lqzn. En cada área se seleccionó un sitio representativo en donde se excavó un perfil, en los que se tomaron muestras a cada 10 cm hasta la profundidad de 300 cm. Se prepararon extractos de pasta de saturación y de relación 1:5, en los que se hicieron los análisis químicos para determinar la dinámica vertical de la salinidad y sodicidad, a través de las concentraciones iónicas, conductividad eléctrica, total de sólidos disueltos mediante residuos secos evaporados y calcinados y la presión osmótica. Las tendencias de las variables estuvieron reguladas por la posición de los sedimentos amorfos silíceos en el perfil, factor que a su vez determinó el contenido de humedad. En Lqzn superficial, las tendencias de las variables señaladas fueron inversas con respecto a la profundidad e irregular en Lqzn subyacente. El Lqzn superficial, presentó las concentraciones más altas de sodio y cloruros, CE (199 dSm^{-1}), el total de sólidos disueltos (hasta 26%), presión osmótica (268 atm) y en el subsuperficial los valores se reducen en más del 50%. Las secuencias Lqzn-Cn-Lqzn y Cn-Lqzn presentan sistema químico $\text{Na}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}\text{-CO}_3^{2-}$; en cambio, en Cn-Lqzn es $\text{Na}^+\text{-Cl}^-\text{-CO}_3^{2-}$. La concentración iónica del material amorfo silíceo dependió del sedimento no del manto freático. Los materiales amorfos silíceos presentaron alta capacidad de intercambio catiónico, pero baja concentración de sílice soluble, a pesar de las condiciones que favorecen la solubilización (altos niveles de pH, temperatura, cloruro de sodio y carbonato de sodio).

Palabras clave: *Sedimentos amorfos silíceos; Tendencias iónicas; Antiguo lago de Texcoco.*

Abstract

The soils/sediment of the former Lake Texcoco are characterized by the presence of amorphous materials (Lqzn), volcanic ashes (Cn), and fluvial sediments (CLzn), which defines three clearly different zones, each with a stratigraphic sequence: Lqzn-Cn-Lqzn, Cn-Lqzn, and CLqzn-Lqzn. A representative site was selected from each zone, where a profile was dug, from which samples were taken every 10 cm, down to a depth of 300 cm. Saturation paste extracts, 1:5 ratio, were prepared for chemical analyses to determine the vertical dynamics of salinity and sodicity. This was done through ionic concentrations, electrical conductivity, total dissolved solids by evaporated and calcined dry residues, and osmotic pressure. The tendencies of the variables were regulated by the position of amorphous siliceous sediments in the profile, factor which in turn determined moisture content. In surface Lqzn, the tendencies of the mentioned variables were inversely proportional to the depth, and irregular in subjacent Lqzn. Surface Lqzn showed the highest concentrations of sodium and chlorides, EC (199 dSm^{-1}), total dissolved solids (up to 26%), osmotic pressure (268 atm); while in underlying Lqzn the values are reduced by more than 50%. Lqzn-Cn-Lqzn and Cn-Lqzn show a Na^+ - Cl^- - SO_4^{2-} - CO_3^{2-} chemical system; while, in Cn-Lqzn, it is Na^+ - Cl^- - CO_3^{2-} . The ionic concentration of the amorphous siliceous material depended on the sediment, and not on the phreatic mantle. The amorphous siliceous materials showed a high capacity for cationic interchange, but a low concentration of soluble silica, despite the conditions favoring solubilization (high pH levels, temperature, sodium chloride, and sodium carbonate).

Keywords: *Amorphous siliceous sediments; Ionic tendencie; Former Lake Texcoco.*

1. Introducción

La formación y acumulación de sales se debe a una serie de procesos geoquímicos que ocurren en los estratos superficiales de la corteza terrestre, en donde el intemperismo de las rocas es una de las fuentes principales de elementos químicos que dan lugar a nuevos compuestos como son las sales (Kovda, 1973; Szabolcs, 1989; Tanji, 1990). La capacidad para acumularse en depresiones endorreicas y formar masas salinas dependen del coeficiente de energía, radio iónico y la estabilidad cristalina del mineral (Kovda, 1973), por lo que las sales solubles resultan de la combinación de iones como; Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- y CO_3^{2-} (Doner y Lynn, 1989). Las principales sales en los suelos salinos son NaCl , Na_2SO_4 , MgCl_2 y Na_2CO_3 (Kovda, 1973; Szabolcs, 1989).

El movimiento de los solutos de la solución del suelo/sedimento depende de las propiedades químicas de las sales; por ejemplo, la solubilidad (Assadian et al., 1999). Sin embargo, esta propiedad puede ser modificada por la composición y concentración del mismo material parental (Braitsch, 1971). La dinámica temporal de la concentración iónica está relacionada con factores regionales como la cantidad de lluvia y la temperatura, los cuales determinan el patrón de movimiento de las sales en el suelo (Sarah, 2001). La variación de la concentración de solutos en el perfil del suelo, en un cierto tiempo, refleja el balance de las entradas y salidas de sales (Zwikel et al., 2007), en donde las propiedades físicas del suelo/sedimento como la textura y estructura, determinan la distribución y tamaño de poros, su geometría y la manera en que se interconectan controlando la disponibilidad del medio para el movimiento de las sales (Charley y West 1975; Sarah, 2001). En este sentido, Zwikel et al. (2007) reportaron que la dinámica temporal de la conductividad eléctrica en la superficie del suelo en el periodo de lluvias estuvo regulada por el contenido de arcilla.

El área del antiguo Lago de Texcoco es una cuenca endorreica, conformada por sedimentos lacustres (materiales amorfos silíceos lacustres), eólicos (cenizas volcánicas) y fluviales. Los materiales amorfos silíceos se encuentran en el estrato superficial y en estratos sub-superficiales; esta diferencia puede afectar el comportamiento químico. Los materiales amorfos silíceos ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), pueden derivar de algunos materiales piroclásticos en ambientes acuosos incluyendo la solución del suelo, lagos, océanos y condiciones hidrotermales (Monger y Kelly, 2002). En el caso del área de estudio la presencia de vidrio

volcánico es abundante (Del Valle, 1983; Gutiérrez-Castorena et al., 2005); forman agregados de partículas primarias de forma esférica con diámetros cercanos a 0.5 μm (Graetsch, 1994). La superficie específica de estos materiales es alta, 475 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ (Del Valle, 1983) y puede alcanzar hasta 1000 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ (Iler, 1955); esto implica una mayor capacidad de retención de iones y de humedad. El material amorfo silíceo puede contener 11.5% de SiO_2 y 85.5% de agua, debido a la alta porosidad tipo cavidad interconectada (Iler, 1955), lo que permite que se forme una masa gelatinosa continua de apariencia esponjosa. La solubilidad de los materiales silíceos es alta, y genera ácido monosilícico ($\text{H}_4\text{SiO}_4^\circ$), la cual es regulada por el pH. Cuando se incrementa el pH (>9) se da una disociación progresiva y aumenta la concentración de iones hidroxilo (Monger y Kelly, 2002). La presencia de cloruro de sodio, pero especialmente de carbonatos acelera la formación de sílice soluble del material amorfo silíceo coloidal (Iler, 1955).

Por otra parte, los cambios de humedad de los suelos/sedimentos influyen en la composición de la solución, debido a cambios en la concentración, especiación y actividad iónica (Wolt, 1994); aunque el efecto depende del tipo de material y sobre todo de su mineralogía (Dyer et al., 2008). Los estudios relacionados con la dinámica iónica en materiales amorfos silíceos son escasos (Del Valle, 1983; Lee y Gilkes, 2005). La hipótesis es que la variación vertical de concentraciones iónicas depende de la posición del material amorfo en el perfil, por lo que conocer la dinámica de los solutos permitirá mejorar el entendimiento y manejo de los sedimentos amorfos silíceos.

El objetivo de este estudio es determinar la dinámica vertical de concentraciones iónicas en materiales amorfos silíceos en tres secuencias estratigráficas.

2. Materiales y Métodos

2.1. Localización

El estudio se realizó dentro del área del antiguo Lago de Texcoco, México, entre las latitudes 19°27' y 19°29' N y longitudes 98°55' y 98°57' O, a una elevación promedio de 2236 m. El clima es semiárido BS KW (w) (i) (García, 1973). La precipitación varía de 460 a 600 mm distribuida de junio a octubre; julio es el mes más lluvioso y febrero el más seco (Fernández-Buces et al., 2006). La temperatura máxima es de 32 °C, la mínima varía de -2 a -

5 °C, la media anual es de 15.3 °C; la evaporación media es de 1743 mm y la máxima de 2519 mm (CNA, 2007).

2.2. Zonificación del área de estudio

En el área de estudio se ubicaron tres sitios: (i) Sitio 1 corresponde a sedimentos lacustres, (ii) Sitio 2 corresponde a cenizas volcánicas, (iii) Sitio 3 corresponde a sedimentos fluviales, con variación en la secuencia estratigráfica, siendo Lzn-Cz-Lzn, Cz-Lzn y CLz-Lzn respectivamente. Los suelos/sedimentos fueron clasificados como Typic Hydroaquents *franco-fino, amorfic, termic*, (Sitio 1); Aquic Ustifluvents, *ceniza sobre arcilla, aniso, amorfic, termic* (Sitio 2), y Aquic Ustifluvents, *franco sobre ceniza aniso, amorfic, termic* (Sitio 3). Los tres suelos/sedimentos se clasificaron como Solonchack *hypersalic sodic, cloritic, limnic* (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado).

2.3. Muestreo

En cada zona se ubicó un sitio representativo, en el que se tomó una muestra de suelo/sedimento a cada 10 cm hasta la profundidad de 300 cm, con una barrena de 18 cm de diámetro con extensiones. Las muestras se colocaron en bolsas de polietileno y se sellaron para determinar la humedad por el método gravimétrico. El suelo/sedimento se secó al aire, se molió y tamizó para la obtención de extractos de pasta de saturación y de relación suelo: agua 1:5, para su análisis químico.

2.4. Análisis químicos

Los análisis químicos se realizaron en extractos de una pasta de saturación y una relación suelo: agua 1:5. El pH, CE, cationes y aniones solubles se determinaron de acuerdo con Richards (1954); la CIC con NH_4Oac 1N a pH 7. La concentración molal necesaria para estimar la presión osmótica se midió con un osmómetro; el residuo seco calcinado (RSC) se analizó con base en peso seco, para ello se evaporó 25 mL de extracto a 70 °C y se calcinó el residuo seco evaporado a 600 °C. El sílice se extrajo con NaOH 0.5N por 3 min a 100°C (Jackson, 1965) y se cuantificó mediante absorción atómica.

3. Resultados

3.1. Dinámica vertical de concentraciones iónicas

La composición iónica de la solución del suelo/sedimento, en espesores regulares (10 cm) a lo largo del perfil de los tres sitios, muestra los patrones de distribución de los cationes y aniones solubles en cada uno de los materiales lacustres (Cuadros 1, 2 y 3; Figs. 1, 2 y 3).

3.1.1. Sedimentos amorfos silíceos lacustres (Lqzn)

El sodio y potasio son los cationes más abundantes en toda el área estudiada; el sodio (Na^+) representa más de 90% y el potasio (K^+) menos de 10% del total de cationes. En la capa de Lqzn superficial se presentan las concentraciones más altas, con un máximo de 4920 meqL^{-1} de Na^+ y 310 meqL^{-1} de K^+ en los primeros 20 cm y disminuye gradualmente hasta 2291 y 135 meqL^{-1} respectivamente. En Lqzn subyacente la tendencia de estos elementos es irregular (Sitios 1 y 2) y directamente proporcional con la profundidad (Sitio 3). Las concentraciones de Na^+ y K^+ en las capas de Lqzn subyacentes varían entre sitios (Sitio 1 > Sitio 3 > Sitio 2).

La presencia de calcio y magnesio (Ca^{2+} y Mg^{2+}) es mínima en toda el área estudiada. En el Lqzn superficial la concentración de estos cationes es más baja (de 0.46 a 1.9 meqL^{-1} de Ca^{2+} y de 0.74 a 2.37 meqL^{-1} de Mg^{2+}). Mientras que Lqzn subsuperficial la concentración es ligeramente más alta (con un máximo de 8.22 y 15.16 meqL^{-1} de Ca^{2+} y Mg^{2+} respectivamente (Sitio 2). La secuencia de concentración en Lqzn es Sitio2>Sitio3>Sitio1. La tendencia de estos elementos en Lqzn en ambas posiciones es irregular con respecto a la profundidad.

Los aniones a diferencia de los cationes, presentan una mayor variación entre sedimentos, como a continuación se señala: entre los aniones, los cloruros (Cl^-) son los más abundantes en toda el área de estudio, con una tendencia similar a la del sodio. Los registros más altos se presentan en la capa de Lqzn superficial, donde la concentración asciende a 3950 meqL^{-1} , con una tendencia inversa respecto a la profundidad. Por el contrario, en Lqzn subyacente la concentración de Cl^- es menor con tendencia irregular (sitio 1 y 2) y directa respecto a la profundidad (Sitio3).

La presencia de sulfatos (SO_4^{2-}) secunda a los cloruros a lo largo del perfil (Sitios 1 y 2). En el sedimento amorfo silíceo lacustre superficial la concentración es mayor (oscila de 515 a 932

meL⁻¹) que en el subsuperficial, donde la secuencia es Sitio1>Sitio3>Sitio2, con tendencia irregular.

En carbonatos y bicarbonatos, la concentración de carbonatos (CO₃²⁻) es mayor que los bicarbonatos (HCO₃⁻). En el sedimento amorfo silíceo lacustre expuesto varía de 600 a 140 meqL⁻¹ de CO₃²⁻ y en el subsuperficial de 40 a 340 meqL⁻¹, con tendencia inversa e irregular respectivamente (Sitio 1). Sin embargo, dentro de las capas de Lqzn subsuperficiales, los registros más altos de CO₃²⁻ (50 a 980 meqL⁻¹) y HCO₃⁻ (< 100 meqL⁻¹) se presentan en el Sitio3, con una tendencia directamente proporcional a la profundidad y los más bajos en el Sitio 2, con tendencia irregular.

3.1.2. Ceniza volcánica (Cn)

Los sedimentos de ceniza volcánica (Cn) presentan las concentraciones de cationes más bajas del área de estudio, pero existe una diferencia de acuerdo a su posición. En el caso de Cn expuesta a la superficie, la concentración de Na⁺ K⁺ asciende a 459 y 32 meqL⁻¹, respectivamente, con una tendencia inversa con respecto a la profundidad; en cambio en la capa subyacente, las concentraciones son 204 y 10.1 meqL⁻¹ respectivamente, incrementándose en sus extremos por contacto con capas de Lqzn.

La concentración de Ca²⁺ y Mg²⁺ en la capa de Cn es muy similar; en la superficial es de 3 a 1.28 meL⁻¹ de Ca²⁺ y de 2.92 a 0.88 meqL⁻¹ de Mg²⁺ y en la subsuperficial de 2.23 a 2.80 meqL⁻¹ de Ca²⁺ y de 2.92 a 0.88 meqL⁻¹ de Mg²⁺, con tendencia irregular. La concentración de estos cationes es ligeramente superior a la de la capa de Lqzn expuesto y menor a la de CL y Lqzn subsuperficial sobre todo el del Sitio 2.

La concentración de Cl⁻ es más alta en la capa de Cn expuesta (400-33 meqL⁻¹) que en la subsuperficial (145-309 meqL⁻¹), con tendencia inversa e irregular respectivamente.

Las concentraciones de SO₄²⁻ en la capa de Cn es mayor en la capa subsuperficial (74-21 meqL⁻¹) que en la superficial (45 a 9.3 meqL⁻¹) ambos con tendencia inversa respecto a la profundidad.

En las capas de Cn no se registraron bicarbonatos, sólo carbonatos, tanto la capa expuesta como la subsuperficial muestran un máximo de 50 meqL⁻¹, pero con una media mayor en la segunda capa, la tendencia es inversa y directa respecto a la profundidad respectivamente.

3.1.3. *Materiales fluviales (CLzn)*

La capa de materiales mezclados presenta una concentración de sodio inferior a la de Lqzn expuesto en un factor de dos, pero es mayor al de la Cn expuesta en un factor de cinco en la parte superficial. La concentración en la superficie (0-10 cm) es de 2460 meqL^{-1} de Na^+ y 175 meqL^{-1} de K^+ , la cual desciende abruptamente a 109 meqL^{-1} y 7.6 meqL^{-1} a los 60 cm de profundidad.

La concentración de Ca^{2+} y Mg^{2+} es ligeramente más alta en CL que los otros sedimentos expuestos a la superficie, con un máximo de 4.65 y 3.55 meqL^{-1} respectivamente, con una tendencia irregular.

La concentración de cloruros es la más alta (varía de $1500\text{-}70 \text{ meqL}^{-1}$) y la de los sulfatos la más baja ($98\text{-}6 \text{ meqL}^{-1}$). A diferencia de los otros sedimentos, los carbonatos ocupan el segundo lugar en proporción ($700 \text{ a } 40 \text{ meqL}^{-1}$), en los tres aniones la tendencia es inversa respecto a la profundidad.

Como se puede apreciar en las Figs. 1, 2 y 3 hay una clara diferencia en la dinámica de los iones entre las capas superficiales y las subsuperficiales. Las superficiales están expuestas a mayor temperatura y a la acción del viento, factores que favorecen la pérdida de la humedad del suelo/sedimento y en consecuencia la acumulación de sales en la superficie. El efecto de estos factores disminuye al aumentar la profundidad; aunque los materiales amorfos silíceos se caracterizan por una porosidad interconectada (continua) el agua que rodea a los coloides está fuertemente retenida, por lo que la pérdida de humedad se da en la capa expuesta al secamiento. Esto explica la mayor concentración iónica en la superficie, independientemente del tipo de sedimento. En contraste en las capas subsuperficiales el movimiento de la humedad y en ella las sales, está determinada por los escurrimientos, que por efecto de gravedad descienden y se concentran de forma irregular en función de las propiedades del sedimento, incluso del Lqzn que en apariencia es homogéneo, se observó una concentración ligeramente mayor en la parte media (Sitio 1 y 2) y en la parte baja (Sitio 3). El material grueso actúa como una barrera geoquímica por su macroporosidad que impide el ascenso de la humedad; además, los materiales subyacentes retienen la humedad a tensiones muy altas, por esta razón la dinámica de los iones es opuesta a la de capas superficiales.

3.2. *Dinámica vertical de la salinidad*

La salinidad se estimó a través de la CE, (Cuadros 1, 2 y 3), la presión osmótica (PO) y el total de sólidos disueltos mediante residuos secos calcinados (RSC), se reportan en el Cuadro 4. Las tendencias de estas variables son similares al comportamiento del sodio de cada uno de los sedimentos: en la capas expuestas a la superficie (Sitio 1, 2 y 3) la relación es inversa con respecto a la profundidad; en tanto que, en la capa de Lqzn subyacente es irregular (Sitio 1 y Sitio 2) y directa respecto a la profundidad (Sitio 3; Fig. 4).

a) *Conductividad eléctrica (CE)*

La CE, en Lqzn expuesto varía de 199 a 153 dSm^{-1} en extractos de pasta de saturación (PS) y de 64 a 32 dSm^{-1} en extractos de relación 1:5 (R), en Lqzn subyacente de 26 a 118 dSm^{-1} (Sitio1), de 15 a 55 dSm^{-1} (Sitio 2) y de 14 a 139 dSm^{-1} (Sitio3); en Cn expuesta de 55 a 6 dSm^{-1} y en la subyacente de 41 a 25 dSm^{-1} ; en CL de 167 a 12 dSm^{-1} . Estas variaciones están relacionadas con el contenido de humedad de cada sedimento, los de textura fina presentan mayor capacidad de retención de humedad que las arenas de las cenizas volcánicas, por lo que, la humedad en Lqzn superficial varía de 113 a 308% en Cn de 15 a 38% y en Lqzn subyacente de 100 a 448%, donde la secuencia de humedad es Sitio 2>Sitio 1>Sitio 3 (Fig. 4). La CE de Lqzn subyacente entre el Sitio 1 y Sitio 2 difiere en más de 50%, debido a la presencia de una enorme grieta cercana al Sitio 2, por la que drena una gran cantidad de sales; en cambio en el Sitio 3, la diferencia es de alrededor del 50% hasta el nivel del manto freático (270 cm), después de esta profundidad la CE se incrementa hasta en un 39% por la descarga de sales, superando al del Sitio 1. El área de estudio aun cuando es una planicie muestra una ligera pendiente donde el Sitio 1 se ubica en la parte más baja y por lo tanto se registran las CE más altas.

La correlación entre la CE de extractos de PS y de R es alta (Sitio 1, $CE_{PS} = 3.604 CE_R$ con R^2 de 0.86; Sitio 2, $CE_{PS} = 4.504 CE_R$ con R^2 de 0.79; Sitio 3, $CE_{PS} = 4.40 CE_R$ con R^2 de 0.96). La asociación entre ambas formas de medir la CE en estos materiales, permite usar la relación 1:5 para estimar en forma rápida la CE en la pasta de saturación.

b) *Presión osmótica (PO)*

La presión osmótica de la solución de extractos del suelo /sedimento oscila en el Lqzn expuesto de 209 a 119 atm, mientras que en Lqzn subyacente de 61 a 87 atm (Sitio 1), de 14 a 25 atm (Sitio 2) y de 6 a 144 atm (Sitio 3). En la Cn expuesta de 28 a 2 atm y en la subyacente de 10 a 19 atm y en la capa CL de 164 a 7 atm (Cuadro 4 y Fig.5).

Existe una alta correlación entre la CE y PO. Las ecuaciones de regresión obtenidas son: Sitio 1, $PO = 0.8813 CE$ con R^2 de 0.82; Sitio 2, $PO = 0.4577 CE$ con R^2 de 0.98; Sitio 3, $PO = 0.799 CE$ con un R^2 de 0.88, considerando datos de extractos de pasta de saturación. La asociación entre ambas formas de medir la PO en estos materiales permite usar la relación 1:5 para estimar en forma rápida la PO en la pasta de saturación.

c) *Residuos secos calcinados*

Los residuos secos calcinados siguen la misma tendencia que la CE, el RSC en Lqzn superficial varía de 19.1% a 10.76% en PS y de 26% a 11% en R; en tanto que el Lqzn subyacente de 5.66% a 12.65% en PS y de 5.95% a 10.26% en R (Sitio1), de 0.41% a 3.38% en PS y 0.45% a 3.21% en R (Sitio 2) y de 0.38% a 11.99% en PS y 0.49% a 13.22% en R (Sitio 3). En Cn superficial el rango es menor, 1.67% a 0.13% en PS y 1.68 a 0.16 en R y en Cn subyacente es de 0.86% a 1.36% en PS y 1.38 a 1.59% en R. Finalmente, en la capa CL es de 8.02% a 0.33% en PS y 11.12% a 0.45% en R.

En general, el RSC obtenido en extractos de R es mayor al de extracto de PS y el RSC es menor en la Cn y mayor en Lqzn. El comportamiento de esta variable en PS y R a lo largo de los perfiles (Fig. 6) está asociado a la humedad de cada uno de los estratos, en concordancia con las tendencias iónicas previamente mencionadas, la diferencia entre ambas condiciones se debe al volumen de agua utilizado para la obtención del extracto, a mayor volumen mayor disolución de sales y por lo tanto mayor RSC.

3.3. *Dinámica vertical de la sodicidad y del pH del suelo*

La concentración de sodio invariablemente superó la de calcio y magnesio de manera extraordinaria, por lo que al estimar el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) a través de la relación de adsorción de sodio, los valores de PSI son muy elevados (Cuadro 5).

Los valores de PSI estimados en pasta de saturación mostraron una menor variación (92-99.9 en Lqzn; 81-98.8 en Cn; 93-99 en CL) que los de relación 1:5 (71-98.8 en Lqzn; 37-92.8 en Cn; en CL de 64.2-99); los primeros son más altos que los segundos. El material silíceo lacustre presenta los valores más elevados de PSI y dentro de este sedimento el Lqzn superficial es ligeramente mayor que en Lqzn subyacente, en donde la secuencia de PSI es Sitio 1 > Sitio 3 > Sitio 2. En la Cn se observan los valores más bajos, tanto en la superficial como en la subyacente; mientras que la capa CL ocupa una posición intermedia.

La reacción del suelo/sedimento es alcalina a fuertemente alcalina en Lqzn superficial y subyacente, ligeramente alcalina a fuertemente alcalina en Cn expuesta y alcalina en la subyacente y fuertemente alcalina en la capa CL.

3.4. *Dinámica de la capacidad de intercambio catiónico (CIC).*

Las capas límnicas presentan superficies altamente reactivas con una CIC mayor a la de la capa de ceniza volcánica. En las capas Lqzn la CIC varía en función de la posición dentro del perfil; en la capa expuesta a la superficie la CIC menor (16.3 a 96 meq100 g⁻¹) que en la subyacente (de 25 a 69.9 meq100 g⁻¹, en Sitio 1 y 2 y de 27 a 95.5 9 meq100 g⁻¹ en Sitio 3). En Cn expuesta y subyacente es de 8 a 14 meq100 g⁻¹, en cambio la capa CL los valores son intermedios (32 a 85 meq100 g⁻¹). En todos los casos la tendencia es irregular, (Cuadro 5).

3.5. *Dinámica vertical del Sílice soluble*

En general, la concentración de sílice en los suelos/sedimentos del área de estudio es baja, con claras diferencias entre los sedimentos (Cuadro 5). En Lqzn superficial el contenido de sílice es menor (1.91 a 2.46% de SiO₂) que en Lqzn subyacente (2.08 a 4.25 % de SiO₂ en el sitio 1; 2.13 a 4.75% de SiO₂ en el Sitio 2; 7; 1.54% a 3.47% de SiO₂ en el Sitio3). En la Cn los valores son menores en la capa expuesta (1.84 a 2.12% de SiO₂) que en la subyacente (1.8 a 2.42 SiO₂) y en CL es intermedia (2.05 a 3.25% de SiO₂). La tendencia de concentración de sílice en los diferentes sedimentos es irregular.

4. Discusión

4.1. *Dinámica vertical de concentraciones iónicas*

La naturaleza de los sedimentos, su estratigrafía y propiedades (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado), determinaron la composición y concentración iónica a lo largo del perfil. Los sedimentos amorfos silíceos registraron las concentraciones más altas, con una variación entre las capas límnicas que dependió de su posición dentro del perfil. La capa de Lqzn expuesta a la superficie mostró una mayor concentración iónica que la capa Lqzn subyacente, cuyo nivel máximo en el caso del sodio es inferior al valor mínimo de la capa superficial del sitio 1 (Cuadro 1 y Fig. 1).

Las tendencias de concentración de sodio y potasio coinciden en lo general con lo señalado por Del Valle (1983), Ramírez (1985) y Huez et al. (1989) en un área cercana a la del presente estudio, aunque menos afectada. Ortiz (1999) en una más afectada reportó concentraciones menores. La razón de esta diferencia puede estar relacionada con una desecación gradual del área, que a lo largo de una década ha intensificado la acumulación de sodio de 1561 meqL⁻¹ a 4920 meqL⁻¹ de sodio y de 107 a 300 meqL⁻¹ de potasio. Otras investigaciones realizadas en suelos salino-sódicos también destacan la predominancia del sodio respecto a otros cationes (Gumuzzio y Casas, 1988; Bui y Wilding, 1988; Vizcayno et al., 1995; Hamdi Aissa et al., 1998; Pal et al., 2003); sin embargo, las concentraciones que reportan en ningún caso superan a la registrada en lqzn expuesto a la superficie (Sitio 1), de este estudio. Hamdi et al. (1998), en áreas hiper áridas, el espesor 2 a 5 cm registraron 864 meqL⁻¹, pero en el de 0 a 2 cm correspondiente a eflorescencias y costras salinas alcanzaron valores de 4340 meqL⁻¹ de sodio, mientras que en el área del antiguo lago de Texcoco, algunas costras salinas presentaron hasta 7760 meqL⁻¹ de sodio (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado).

La baja concentración de calcio y magnesio se debe a la fuerte reacción alcalina del área de estudio, lo que causa una precipitación de estos elementos en forma de carbonatos con una baja solubilidad. La concentración de estos iones es ligeramente superior a los presentados por Ortiz (1999). Sin embargo, en otras latitudes en condiciones de aridez el contenido de magnesio es considerable como lo reportan Gumuzzio y Casas (1988) y Vizcayno et al., (1995), pero concentraciones extraordinarias que ascienden a 783 y 1439 meqL⁻¹ de calcio y

magnesio respectivamente, fueron señaladas por Hamdi Aissa et al. (1998). Entre los factores que explican la diferencia en los contenidos son en el material parental y principalmente la reacción del suelo, que en su caso es neutra a ligeramente alcalina (pH 6,9 a 8). Como se sabe la solubilidad de los carbonatos es inversamente proporcional al pH del suelo.

En cuanto a la secuencia aniónica y el grado de concentración difiere entre sitios (Camargo-Hernández, et al 2010; enviado); los cloruros predominan y son secundados por sulfatos (Sitios 1 y 2) o por carbonatos (Sitio 3). Las secuencias y tendencias observadas coinciden con las reportadas por Del Valle (1983) y Ramírez (1985) en el primer caso, con Huez et al. (1989) y Ortiz (1999) en el segundo; no obstante, las concentraciones son inferiores a las de este estudio (1629 vs 3950 meqL⁻¹ de Cl⁻ en la capa de Lqzn expuesto y ligeramente mayores a las encontradas por Ortiz (1999).

Otros ambientes donde la presencia de cloruros se ha destacado, son los referidos por Hanna y Stoops (1976), Vizcayno et al. (1995), Hamdi Aissa et al. (1998) Goodall et al. (2000) y Sinha y Raymahashay (2004). En el caso de Hamdi Aissa et al. (1998) reportaron valores máximos hasta 4390 meqL⁻¹ en las eflorescencias y costras, pero en el espesor 2 valores cm es inferior (943.1 meqL⁻¹). En el caso de Lqzn superficial del área de estudio, claramente muestra valores de cloruros superiores (3950 meqL⁻¹) a los antes referidos.

Ambientes caracterizados por altas concentraciones de sulfatos son reportados por, Gumuzzio y Casas (1988), Eghabal et al. (1989), Vizcayno et al. (1995), Roquero et al., (2001), Mess (2003), pero destacan los registrados por Hamdi Aissa et al. (1998) con 982 a 2751 meqL⁻¹, en algunos casos el sulfato es el anión principal. Este último ambiente supera en sulfatos a la zona del Antiguo lago de Texcoco.

Ambientes geoquímicos estudiados por Mees y Stoops (1991) reportaron una presencia de carbonatos y bicarbonatos intermedia (280 a 443 meqL⁻¹) y mayor (127 a 202 meqL⁻¹) L⁻¹) en el horizonte superficial respectivamente a la registrada en el Sitio 3 de este estudio. En cambio, Hamdi Aissa et al. (1998) no reportaron carbonatos y de bicarbonatos fueron mínimos.

Tendencias iónicas de suelos salinos-sódicos arenosos y gravosos han sido estudiadas por Smettan y Blume (1987) en el desierto de Egipto y Mees (2003) en suelos salinos derivados de depósitos del grupo Kalahari, cuyas condiciones climáticas (1 mm de precipitación, alta temperatura y una evaporación potencial mayor a 2000 mm, en el primer caso y 250 mm de

precipitación en el segundo caso) y edáficas (arenoso y manto freático profundo a 25 m) contrastan con las del lago de Texcoco. Ellos encontraron una relación entre la concentración iónica y la profundidad directa en los primeros 50 a 70cm superficiales, después de la cual se invierte la relación. De acuerdo con los autores anteriores este patrón de salinización se debe a procesos y factores que controlaron el comportamiento de las sales bajo condiciones del pasado y presente. Tal como tormentas de lluvia episódicas de tiempos anteriores que solubilizaron e incrementaron el contenido de sales, altas tasas de evaporación y un factor local que es la naturaleza y comportamiento de la matriz del suelo.

Las concentraciones iónicas en el Sitio 2, en la capa arenosa son más bajas, a pesar de que la ceniza volcánica está sujeta a cambios fuertes de temperatura por su posición y color. Esto se debe a que presenta poros de empaquetamiento simple (arenas), que no almacenan agua ni favorecen el proceso de capilaridad, pero si son eficientes en drenar los escurrimientos enriquecidos de sales recibidos. No obstante, las concentraciones de Na^+ , K^+ , y Cl^- son superiores a las que reportan Smettan y Blume (1987).

En cuanto al Lqzn subyacente (Sitio 2), presenta una textura fina y estructura prismática; en consecuencia una permeabilidad reducida. La baja concentración sólo se puede explicar por un proceso de drenado propiciado por la presencia de una grieta con un ancho de 30 a 40 cm y profundidad variable, localizada a 10 m del Sitio 2; esta condición favorece una pérdida de sales mayor a 50% respecto a la capa Lqzn subyacente del Sitio 1.

4.2. *Dinámica de la salinidad*

Los patrones de distribución vertical de la salinidad estuvieron regulados por la alta tasa de evaporación (2519 mm). En el material amorfo expuesto a la superficie, el proceso responsable de la salinización es la deshidratación del material, pues a pesar de su alta microporosidad y alto contenido de humedad, la solución del suelo esta sujeta a una presión osmótica de 268 atm. Ortega-Guerrero et al. (1997) reportaron que la paleo-agua de estos sedimentos no se desplaza y actúa como una barrera natural que impide el ascenso de agua freática. Mientras que en la ceniza volcánica donde predominan macroporos, lo fue el proceso de evaporación; en tanto que, en el sedimento fluvial se conjuntaron los dos procesos pero con menor intensidad (Camargo-Hernández et al., 2010; enviado).

a) *Conductividad eléctrica*

La CE reportada por Del Valle (1983) se aproxima a la obtenida en el Sitio 2. En contraste la CE en el Sitios 1 y 3, es mayor en un factor de dos a tres a lo largo del perfil de lo encontrado por Ortiz (1999). Alcántara-Hernández et al. (2009) registraron una CE ligeramente menor que la del Sitio 3 (160 vs 167 dSm^{-1}) pero inferior al Sitio 1 (199 dSm^{-1}).

El reporte más alto es el de Fernández-Buces et al. (2006) que asciende a 2300 dSm^{-1} y corresponde a material amorfo silíceo, estimado a través de la respuesta espectral del suelo en superficies blancas (0-15 cm, incluida la costra salina). Sin embargo, el índice espectral considera sólo el color superficial (blanco) y la condición de la profundidad evaluada (0-15 cm) no es homogénea en color, por lo que la CE podría estar sobrestimada, ya que la CE medida las costras “palomitas de maíz” es equivalente a la antes señalada (Camargo–Hernández et al., 2010; eniado), pero no la del espesor 0 a 20 cm que tiene un máximo de 199 dSm^{-1} .

En ambientes extremadamente áridos reportados por Smettan y Blume (1987) la tendencia de CE es opuesta a la del antiguo Lago de Texcoco, con un máximo en la parte media seguida por una disminución. Esto puede estar determinado por su textura gruesa, baja precipitación y manto freático muy profundo, sin humedad para solubilizar las sales ni condiciones para el ascenso capilar.

En otras áreas, la salinidad disminuye al aumentar la profundidad a lo largo del perfil, tendencia que obedece a la alta evaporación, textura fina y manto freático elevado de 90 -130 cm (Vizcayno et al., 1995). Hamdi Aissa et al. (1998); Pal et al. (2003); Wongpokhom et al. (2008) encontraron patrones de distribución vertical similares a las del antiguo Lago de Texcoco, pero difieren en la magnitud. Sólo los valores de CE observados por el primer autor (160 y 193 dSm^{-1} en el espesor 0-2 cm), son similares a los del Sitio 1 y 3 (193.8 y 166.7 dSm^{-1} en 0 a 10 cm) no así en la parte baja del perfil. Las CE más altas (725.15 dSm^{-1} en 0-5 cm en extractos de pasta de saturación) fueron reportadas por Hanna y Stoops (1976), en áreas de playas fluvio-marinas, pobremente drenadas, con manto freático elevado (100 cm) y sedimentos arcillosos (esmeclitas), ésta condición textural favorece el ascenso capilar del agua freática rica en sales que se precipitan en la superficie y forman costras.

b) *Presión osmótica*

La presión osmótica es directamente proporcional a la concentración de la solución y depende del número de partículas de soluto disueltas en la solución es decir de la fracción molar del soluto (Chang, 2007). El potencial osmótico es un componente del potencial del agua que resulta de la presencia de las partículas del soluto y es equivalente a la presión osmótica en concepto pero de signo opuesto (Aceves, 1979). Por lo tanto, al intensificarse la evaporación de los sedimentos, disminuye el contenido de humedad, aumenta la relación solutos/solvente y en consecuencia disminuye el potencial osmótico y por ende la disponibilidad del agua para las plantas; esto explica la escasa vegetación en sitios analizados del área de estudio.

Los trabajos analíticos de suelos y aguas por lo general no reportan el dato de presión osmótica. La razón puede ser la existencia de una relación empírica entre la presión osmótica y la CE ($PO = 0.36 CE$); no obstante, el rango de aplicación es pequeño que funciona en los suelos sin graves problemas de sales ($3-30 \text{ dSm}^{-1}$), CE inferiores a las encontradas en este trabajo.

Al relacionar la CE y presión osmótica se observó que la pendiente de la regresión se incrementó en la medida que aumentó la CE. En los Sitios 1 y 3 la pendiente superó el valor de la relación empírica. El uso de la relación empírica en los suelos/sedimentos de los sitios señalados subestima el valor de la presión osmótica, por lo que es necesario determinar la relación para cada sitio (suelo/sedimento), con los datos generados en el presente estudio se puede obtener la pendiente de esa relación empírica (Sitio 1, $CE_{PS} = 3.604 CE_R$ con R^2 de 0.86; Sitio 2, $CE_{PS} = 4.504 CE_R$ con R^2 de 0.79; Sitio 3, $CE_{PS} = 4.40 CE_R$ R^2 de 0.96) aplica en estas condiciones.

c) *Residuo seco calcinado*

Las tendencias de residuo seco calcinado (RSC) del ex lago de Texcoco difieren a las reportadas por Smettan y Blume (1987) que se caracterizaron por presentar bajos porcentajes en la parte alta y basal del perfil y un máximo en la parte media (70 cm). Hanna y Stoops (1976) observaron diversas tendencias: uniforme a lo largo del perfil, inversa a lo largo del perfil e inversa y directa con respecto a la profundidad. El comportamiento uniforme se debe a la condición textural que no permite el ascenso de sales, en el segundo caso puede estar relacionado con una capa de textura fina donde la diferencia en el porcentaje de sales está

regulado por la pérdida de humedad y la última tendencia se relaciona con un cambio textural entre estratos, como es el caso de los tres sitios analizados.

4.3. *Dinámica de la sodicidad y pH*

Las tendencias de PSI registradas en extractos de pasta de saturación son similares a las de relación 1:5; no obstante, existe una clara diferencia en la magnitud, la cual es menor en relación 1:5 en todos los casos. La disminución de la relación de adsorción de sodio, puede ser ocasionada ya sea por una baja en la concentración de sodio o por un incremento en la concentración de calcio y magnesio. Al aumentar la cantidad de agua en la obtención del extracto se da una dilución proporcional del sodio y se favorece la solubilidad de sales menos solubles como yeso y carbonato de calcio en la medida que disminuye el pH por lo tanto, una reducción del PSI. Este proceso se presentó en toda el área estudiada, pero fue más evidente en el Sitio 2.

Los porcentajes de sodio intercambiable mostrados en este estudio superan en mayor grado los registros de López (2001); Huez et al. (1989) y en menor grado por Ortiz (1999). Estas diferencias pueden estar relacionadas con la variación estacional, por lo que la precipitación de calcio y magnesio es mayor en el periodo seco (primavera) que en periodos más húmedos, lo que genera valores de PSI más altos (99.9%) en nuestra zona de estudio. A nivel internacional se ha reportado en suelos de sabana tropical niveles de PSI por debajo de 60% (Wongpokhom et al., 2008); en suelos costeros y fluvio-marinos los niveles de sodicidad son más bajos debido a la mayor presencia de calcio y magnesio (Hanna and Stoops, 1976) y en suelos desérticos fueron menores que 8% (Smettan y Blume, 1987).

El proceso de alcalinización en el área lacustre es intenso, Del Valle (1983) reportó condiciones ligeramente alcalinas inferiores a la del Sitio 2 (depósito de ceniza volcánica), mientras que en esa misma área Huez (1989) señaló condiciones fuertemente alcalinas las cuales coinciden con el Sitio 3, y Ortiz (1999) registró condiciones alcalinas, ligeramente menores que las del Sitio 1, las variaciones en este proceso también son estacionales.

En contraste, en ambientes de extrema aridez, algunos estudios han señalado una reacción del suelo de neutra a ligeramente neutra (Hamdi Aissa et al., 1997), de neutra a ligeramente alcalina (Smettan y Blume, 1987), medianamente básica a ligeramente alcalina en áreas fluvio- marinas y alcalina en áreas costeras (Hanna y Stoops, 1976).

4.4. *Dinámica de la capacidad de intercambio catiónico y del sílice*

La diferencia de la CIC en los sitios analizados, está relacionada con la naturaleza del material es mayor en los materiales amorfos silíceos. Dentro de estas capas se da una relación inversa entre el contenido de sales y la CIC; es decir, que a mayor cantidad de sales menor es la cantidad de material con superficie reactiva y por lo tanto, menor CIC, como es el caso del Sitio 1 que contiene hasta 26% de sales. Esto no significa que el material amorfo tenga menor cantidad de cargas negativas sino que 26% corresponde a sales neutralizadas. Dado el alto porcentaje de carbonato de calcio, el calcio podría disolverse y ocupar sitios de intercambio y por lo tanto subestimar el valor real de la CIC.

Sin embargo no hay una tendencia clara de CIC a lo largo del perfil, pero se puede apreciar un ligero incremento en la parte alta de la capa de jaboncillo subyacente, lo cual puede estar relacionado con la disolución de vidrio volcánico que es fácilmente intemperizable (Monger y Kelly, 2002), generando polímeros de sílice ionizados que son transportados por el agua infiltrada a través de la ceniza volcánica incrementado así la CIC lo cual concuerda con un incremento del % de SiO₂ soluble. La solubilidad de los materiales amorfos silíceos, está relacionada de manera directa con la temperatura y el pH (Iler, 1975), el porcentaje de Si registrado en muestras de capas límnicas sometidas a 100°C, coincide con lo reportado por Krauskopf (1959) y Gutiérrez-Castorena et al. (2005). La solubilidad es constante en un rango de pH 2-8.2, se incrementa rápidamente por arriba de 9, y en 11 se puede aproximar a miles de miligramos de Si por litro (Krauskopf, 1959). Sin embargo, la sílice se reflocula por acción de hidróxidos de iones metálicos (Williams y Crerar, 1985) aun cuando el pH de los materiales amorfos silíceos en algunos se acerca a 11, el Si soluble fue menor a 222 mgL⁻¹. Wongpokhom et al. (2008) reportaron en condiciones menos alcalinas altos porcentajes de SiO₂.

Los valores de CIC en el perfil reportados por Del Valle (1983); López (2001) y Gutiérrez-Castorena et al. (2005) son variables y más bajos a los del presente estudio, en suelo secado al aire, pero mas altos en suelo húmedo (López, 2001 y Gutiérrez-Castorena et al., 2005). La diferencia en suelo seco indica que el incremento del pH ha propiciado un incremento en la CIC como lo señaló Iler (1955). Al elevarse el pH, los minerales que contienen grupos funcionales superficiales activos (Sposito, 1989) se ionizan y liberan un H⁺, en consecuencia se genera carga negativa, que contribuye al valor de la CIC.

5. Conclusiones

La dinámica vertical de las concentraciones iónicas, la conductividad eléctrica, presión osmótica y residuos secos calcinados, está regulada por la posición de los sedimentos amorfos silíceos dentro del perfil, factor que a su vez determina el contenido de humedad. Cuando el material amorfo silíceo está expuesto a la superficie, las concentraciones iónicas presentan tendencias inversas respecto a la profundidad, por efecto de la alta tasa de evaporación.

Cuando el material amorfo silíceo subyace a una capa de ceniza volcánica, no es posible la deshidratación del material amorfo por lo que la tendencia de la concentración iónica es regulada por el escurrimiento que llega a la capa subyacente y por efecto de gravedad puede provocar un descenso lento de la solución. El comportamiento irregular esta asociado a las diferencias del contenido de humedad de cada espesor. Las tendencias de las variables analizadas son similares en los sitio 1 y 2, la diferencia en sus magnitudes se debe a que en el Sitio 2 drena hacia una grieta disminuyendo en más de 50% las concentraciones iónicas.

Cuando subyace a un sedimento fluvial, las concentraciones iónicas están determinadas por el movimiento descendente de escurrimientos superficiales, propiciados por la heterogeneidad del tamaño de poros de dicho material, con una tendencia directa respecto a la profundidad.

El material amorfo silíceo superficial presenta un total de sólidos disueltos de hasta 26% y en el subsuperficial se reduce alrededor de 50% en el Sitio 1 y en mayor porcentaje el Sitio 2 y 3. La secuencia iónica en los Sitios 1 y 3 es $\text{Na}^+ - \text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{CO}_3^{2-}$; la diferencia está en la magnitud de las variables y el Sitio 3 es $\text{Na}^+ - \text{Cl}^- - \text{CO}_3^{2-}$.

A diferencia de lo reportado en la literatura científica los materiales amorfos silíceos del área de estudio presentaron alta capacidad de intercambio catiónico pero baja concentración de sílice soluble, a pesar de las condiciones que favorecen la solubilización (altos niveles de pH, temperatura, cloruro de sodio y carbonato de sodio).

Referencias

Aceves, N.E., 1979. El ensalitramiento de los suelos bajo Riego (Identificación, control, combate y adaptación). Colegio de Postgraduados, Chapingo, Méx. 374pp.

- Alcántara-Hernández, R.J., Valenzuela-Encinas, C., Zavala-Díaz de la Serna, F.J., Rodríguez-Revilla, J., Dendooven, L., Marsch, R., 2009. Haloarchaeal assimilatory nitrate-reducing communities from a saline alkaline soil. *FEMS Microbiology Letters* 298, 56-66.
- Assadian, N.W., Fen, L.B., Flores-Ortiz, M.A., Ali, A.S., 1999. Spatial variability of solutes in a pecan orchard surface-irrigated with untreated effluents in the upper Rio Grande River valley basin. *Agricultural Water Management* 42, 142-136.
- Braitsch, O., 1971. Salt deposits, their origin and composition. Springer Verlag. New York. 297 pp.
- Bui, E.N., Wilding, L.P., 1988. Pedogenesis and mineralogy of a halaquept in Niger (West Africa). *Geoderma* 43, 49-68.
- Camargo-Hernández, A., Gutiérrez-Castorena, Ma del C., Ortiz-Solorio C.A., Vargas-Hernández M., 2010. Saline crusts on amorphous lake sediments. *Geoderma* (enviado).
- Chang, R., 2007. Chemistry 9^a ed. McGraw-Hill/Inc. China. 1062pp.
- Charley, J.L., West, N.E., 1975. Plant induced soil chemical patterns in some shrub-dominated semi-desert ecosystems of Utah. *Journal of Ecology* 63, 945-964.
- CNA., 2007. Proyecto Lago de Texcoco, Rescate Hidroecológico. OCAVAM. México, D. F. 140 pp.
- Del Valle, C.H., 1983. Los procesos de acumulación de sales e intemperismo en cubetas lacustres en una zona de transición del ex-lago de Texcoco. Tesis de Maestría, Colegio de Postgraduados, Chapingo, México. 556 pp.
- Doner, H.E., Lynn, W.C., 1989. Carbonate, halide, sulfate and sulfide minerals pp. 279-330. In: J. B. Dixon and S. B. Weed (ed) *Minerals in soil environments*. 2nd Ed. SSSA, Madison, WI.
- Dyer, C.L., Kopittke, P.M., Sheldon, A.R., Menzies, N.W., 2008. Influence of the soil moisture content on soil solution composition. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 355-361.
- Eghabal, M.K., Southard, R.J., Whittig L.D., 1989. Dynamics of evaporate distribution in soil on a fan-playa transect in the Carrizo Plain, California. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 898-903.
- Fernandez-Buces N., Siebe C., Cram S., Palacio J.L., 2006. Mapping soil salinity using a combined spectral response index for bare soil and vegetation: A case study in the former lake in Texcoco, Mexico. *Journal of Arid Environments* 65, 644-667.

- García, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köpen. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. México, 146 pp.
- Graetsch, H., 1994. Structural characteristics of opalina and microcrystalline silica minerals. p. 209-231. In: P.H. Heaney (ed.) Reviews in mineralogy, vol 29: Silica: Physical behavior, geochemistry, and material applications. Mineralogy Society of America, Washington, DC.
- Goodall, T.M., North, C.P., Glennie, K.W., 2000. Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology* 47, 99-118.
- Gumuzzio, J., Casas, J., 1988. Accumulation of soluble salts and gypsum in soils of the Central Region. Spain. *Cah ORSTOM. Sér Pédol.* XXIV (3), 215-226.
- Gutiérrez-Catorená Ma del C., Stoops, G., Ortiz-Solorio, C. A., López, G., 2005. Amorphous silica materials in soils and sediments of the Ex-lago de Texcoco, México. *Catena* 60, 205-226.
- Hamdi Aissa, B., Federoff, N., Halitim, A., Valles, V., 1998. Short and long term soil-water dynamic in Chott soil in hyper-arid areas (Sahara of Algeria) 16th World Congress of Soil Science, Symposium 30.
- Hanna, F.S., Stoops G.J., 1976. Contribution to the micromorphology of some saline soils of the North Nile delta in Egypt. *Pedology* XXVI, 1, 55-73.
- Huez, M.A., Ortega, M., Ramírez, C., Rone, J.L., 1989. Caracterización de algunas propiedades fisicoquímicas de los suelos y espesores subyacentes del predio Montecillo. *Agrociencia* 78, 231-247.
- Iler, R.K., 1955. The Colloid chemistry of silica and silicates. Cornell Univ. Press, Ithaca, NY. 310 pp.
- Jackson, M.L., 1965. Free oxides, hydroxides, and amorphous aluminosilicates. In Black, C.A. (Ed). *Methods of soil Analysis: Part 1. Agronomy* 9, 578-603.
- Kovda, V.A., 1973. Chemistry of saline and alkali soils of arid zones pp. 122-154. In: Kovda, V.A., Vanden Berg, C., Hogan, R.M. (eds). *Irrigation, drainage and salinity.* FAO/UNESCO. Hutchinson & Co. London.
- Krauskopf, K.B., 1959. The geochemistry of silica in sedimentary environments. In Ireland (ed) *Silica in sediments Soc.Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 7, 4-19.
- Lee, S.Y., Gilkes, R.J., 2005. Groundwater geochemistry and composition of hardpans in southwestern Australian regolith. *Geoderma* 126, 59-84.

- López, A.G., 2001. La cementación y caracterización superficial de los sedimentos lacustres en el ex-lago de Texcoco. Tesis de Maestría. Colegio de Postgraduados. Montecillo, México.
- Mees, F. and Stoops G. 1991. Mineralogical study of salt efflorescences on soils of the Jequetepeque Valley, northern Perú. *Geoderma*, 49, 255-272.
- Mees, F. 2003. Salt mineral distribution patterns in soils of the Otjomongwa pan, Namibia. *Catena* 54, 425-437.
- Monger C.H., Kelly, F.E., 2002. Silica minerals. In: J.B. Dixon and D.G. Shulze (ed). *Soil mineralogy with environmental applications*. SSSA. Madison WI. 611-636 pp.
- Ortega- Guerrero, A., Cherry, J.A., Aravena, R., 1997. Origin of pore water and salinity in the lacustrine aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City. *J. Hydrol.* 197, 47-69.
- Ortiz, M., 1999. Acumulación de iones y desarrollo de halófitas en suelos salino sódicos del ex-lago de Texcoco, México. Tesis de Doctor en ciencias. UNAM. México. 265 pp.
- Pal, D.K., Srivastava, P., Durge, S.L., Bhattacharyya, T., 2003. Role of microtopography in the formation of sodic soils in the semiarid part of the Indo-Gangetic Plains, India. *Catena* 51,3-31.
- Ramírez, A.C., 1985. Comportamiento de la conductividad eléctrica, parámetros físicos y químicos en el "jaboncillo" de Montecillo. Reporte Técnico No. 1. Colegio de Postgraduados. Centro de Hidrociencias.
- Richards, L. A., 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. USDA Agricultural hand-book vol. 60. US Government printing office, Washington, DC. 160 pp.
- Roquero, E., Goy, J.L., Zazo, C., Artieda, O., 2001. Control geomorfológico de la salinidad en suelos aluviales. Sector Central del Valle del Tajo. Madrid-Toledo. *Rev. C&G* 15, 3-4.
- Richards, L. A., 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. USDA Agricultural hand-book vol. 60. US Government printing office, Washington, DC. 160 pp.
- Roquero, E., Goy, J.L., Zazo, C., Artieda, O., 2001. Control geomorfológico de la salinidad en suelos aluviales. Sector Central del Valle del Tajo. Madrid-Toledo. *Rev. C&G* 15, 3-4.
- Sarah, P., 2001. Soluble salts dynamics in the soil under different climatic conditions. *Catena* 43, 307-321.
- Sinha, R., Raymahashay B.C., 2004. Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar Salt Lake, Rajasthan, India. *Sedimentary Geology* 166, 59-71.

- Smettan, U., Blume, H.P., 1987. Salts in sandy desert soils Southwestern Egypt. *Catena* Verlag 14, 333-343.
- Sposito, G., 1989. *The Chemistry of soils*. Oxford University. Press. New York, NY. pp. 127-132.
- Szabolcs, I., 1989. *Soil affected Soils*. CRC. Press, Inc. Boca Raton, FL. 274 pp.
- Tanji, K. (ed), 1990. *Agricultural Salinity Assessment and Management*. ASCE, New York.
- Vizcayno, C., García-González, M.T., Gutiérrez, M. Rodríguez, R., 1995. Mineralogical, chemical and morphological features of salt accumulations in the Flumen-Monegros district, NE Spain. *Geoderma* 68, 193-210.
- Williams, L.A., Crerar, D.A., 1985. Silica diagenesis II. General mechanisms. *J. Sediment. Petrol.* 55, 312-321.
- Wolt, J.D., 1994. *Soil solution chemistry: Applications to environmental science and agriculture*. John Willey & Sons, New York.
- Wongpokhom, N., Kheoruenromne, I., Suddhiprakarn, A., Gilkes, J.R., 2008. Micromorphological properties of salt affected soils in Northeast Thailand. *Geoderma* 144, 158-170.
- Zwikel S., Lavee, H., Sarah, P., 2007. Temporal evolution of salts in Mediterranean soils transect under different climatic conditions. *Catena* 70, 282-295.

Cuadro 1. Composición química de extracto de pasta de saturación del Sitio 1.

Espesor cm	Horizonte	CE dSm ⁻¹	pH	Cationes meqL ⁻¹				Suma de cationes	Aniones meqL ⁻¹				Suma de aniones
				Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	
0-10	Lqzn	193.1	10.1	4750	291.6	0.5	0.7	5042.8	600	0	886.1	3261	4747.2
10-20		199.7	9.9	4920	310.0	0.5	1.8	5232.3	310	0	839.8	3950	5099.8
20-30		190.0	9.9	4655	271.0	1.7	2.4	4930.0	215	0	932.4	3720	4867.4
30-40		193.6	9.9	4300	259.0	1.9	1.8	4562.7	220	0	932.4	3100	4252.4
40-50		181.8	9.9	3505	220.0	1.7	2.0	3728.6	190	0	839.8	2500	3529.8
50-60		174.9	9.9	3276	195.0	0.9	1.2	3473.2	150	0	749.2	2190	3089.2
60-70		153.4	9.9	2291	135.0	1.2	1.2	2428.3	140	0	515.7	1710	2365.7
70-80	Czn	41.3	9.9	382	19.1	2.2	1.6	404.3	20	0	74.2	309	403.2
80-90		25.1	9.9	209	10.1	2.8	2.0	223.9	15	0	37.4	160	212.4
90-100		26.8	9.5	204	10.5	2.4	1.3	218.2	40	0	26.7	145	211.7
100-110		32.8	9.9	276	14.0	2.3	1.6	293.9	20	0	44.4	225	289.4
110-120		41.9	9.7	502	24.0	2.5	1.7	530.3	50	0	219.0	255	524.0
120-130	Lqzn	88.3	9.8	1097	59.0	3.5	2.6	1162.1	40	0	416.2	690	1146.2
130-140		100.0	9.7	1468	85.6	2.8	2.3	1558.2	80	0	353.7	931	1364.7
140-150		100.9	9.8	1490	95.6	1.5	1.1	1588.2	70	0	423.1	986	1479.6
150-160		104.2	9.8	1600	95.0	2.3	2.0	1699.4	95	5	469.4	977	1546.2
160-170		108.4	9.8	1513	89.3	1.0	0.7	1604.0	105	0	482.6	1016	1603.6
170-180		103.1	9.9	1112	67.7	2.2	1.8	1183.7	95	0	316.9	730	1141.9
180-190		110.5	10	1751	102.5	4.0	3.0	1860.5	145	0	600.0	979	1724.0
190-200		109.9	9.9	1566	96.0	1.0	0.6	1663.6	200	0	331.6	960	1490.6
200-210		106.0	10.2	1544	94.6	2.1	1.7	1642.4	230	0	330.6	890	1450.6
221-220		109.1	10.1	1426	85.4	1.4	1.2	1514.1	275	0	261.1	880	1416.1
220-230		110.3	9.9	1667	100.0	0.8	0.4	1768.2	285	2.5	314.8	996	1598.3
230-240		109.8	10	1660	100.2	1.6	1.4	1763.3	335	7.5	330.6	1123	1796.1
240-250		118.6	9.9	1900	116.9	1.6	1.5	2020.0	340	15	608.6	1055	2018.6
250-260		106.4	10	1832	115.3	1.4	1.2	1987.0	285	17.2	608.6	995	1905.8
260-270		101.1	10	1391	87.6	1.5	1.5	1481.6	320	15	308.3	825	1468.3
270-280		97.9	10.1	1100	70.0	1.5	1.1	1172.7	220	2.5	273.5	675	1171.0
280-290		104.0	10	1129	71.8	1.4	1.3	1203.5	230	15	257.9	700	1202.9
290-300		99.1	10	1221	77.6	1.7	1.7	1302.0	330	5	260.4	710	1305.4

Cuadro 2. Composición química de extracto de pasta de saturación del Sitio 2.

Espesor Cm	Horizonte	CE dSm ⁻¹	pH	Cationes meqL ⁻¹				Suma de cationes	Aniones meqL ⁻¹				Suma de aniones
				Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	
0-10	Cz	55.2	10.3	459.0	32	3	1.62	495.6	50	0	45.00	400	495.0
10-20		12.5	9.2	106.7	7.81	2.27	1.96	118.7	10	0	11.68	85	106.7
20-30		6.6	8.8	52.5	4.24	1.28	0.88	58.9	10	0	9.64	37.5	57.1
30-40		6.1	8.6	45.0	4	2.37	2.92	54.3	7	0	9.35	33	49.4
40-50		15.3	8.7	124.1	8.76	5.64	7.71	146.2	6	0	34.46	104	144.5
50-60	Lqzn	22.0	8.8	185.0	13.86	4.05	7.34	210.2	10	0	61.33	137.5	208.8
60-70		28.5	8.7	270.2	18.7	4.24	8.43	301.6	10	5	90.54	190	295.5
70-80		32.0	8.2	281.4	21.1	6.28	14.47	323.3	10	0	103.65	205	318.7
80-90		37.4	7.4	339.0	23	6.8	15.7	384.5	5	3.5	141.36	225	374.9
90-100		39.1	7.4	329.8	28.1	8.22	15.16	381.3	10	0	124.43	245	379.4
100-110		37.9	8.2	322.0	26.6	3.42	4.2	356.2	7	0	92.39	250	349.4
110-120		38.9	8.3	329.0	28.4	4.85	5.74	368.0	15	0	96.88	250	361.9
120-130		44.3	8.8	372.6	28.4	2.62	2.24	405.9	10	0	106.00	280	396.0
130-140		45.2	9.0	406.0	22	1.89	1.29	431.2	12	8	111.20	300	431.2
140'150		45.9	8.8	384.3	33.7	3.38	3.27	424.7	15	2.5	129.08	270	416.6
150-160		51	8.7	425.9	39.8	4.39	3.98	474.1	12	4	135.89	320	471.9
160-170		52.2	8.5	433.1	39.2	4.25	2.4	478.9	10	5	123.13	340	478.1
170-180		45.6	8.2	378.3	35.7	5.43	3.68	423.1	20	0	120.53	280	420.5
180-190		45.8	8.4	379.0	35.9	4.54	3.95	423.4	15	2.5	157.56	300	420.8
190-200		45.3	9.1	437.0	30.2	2.78	2.46	472.5	30	0	146.86	280	456.9
200-210	46.7	9.3	384.0	36.5	2.25	1.89	424.6	25	5	93.89	300	423.9	
221-220	46.4	9.1	450.0	31.5	3.2	2.9	487.6	25	0	135.40	300	460.4	
220-230	46.8	9.2	452.0	31.7	2.46	2.13	488.3	20	0	136.16	310	466.2	
230-240	48.6	9.4	447.0	31.2	1.85	1.2	481.3	20	2.5	127.41	320	469.9	
240-250	55.7	9.1	481.0	33.3	2.68	2.23	519.2	20	2.5	136.16	350	508.7	
250-260	54.7	9.6	448.0	30.8	1.75	1.57	482.1	40	5	135.34	300	480.3	
260-270	51.4	9.4	476.0	34.1	1.34	0.84	512.3	30	0	149.78	320	499.8	
270-280	47.3	9.4	423.0	29.7	1.89	1.54	456.1	17	6.5	122.52	310	456.0	
280-290	49.3	9.2	450.5	31.5	1.53	0.98	484.5	20	7.5	123.94	330	481.4	
290-300	50.3	9.5	503.0	35.6	1.28	0.69	540.6	25	0	120.78	380	525.8	

Cuadro 3. Composición iónica de extracto de pasta de saturación del Sitio 3.

Espesor Cm	Horizonte	CE		Cationes meL ⁻¹				Suma de cationes	Aniones meL ⁻¹			Suma de aniones	
		dSm ⁻¹	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻		Cl ⁻
0-10	CLzn	167.0	9.5	2460	175	1.17	3.75	2639.9	700	100	98.0	1500	2398.0
10-20		50.9	10.6	500.5	60.6	4.51	2.80	568.4	200	45	27.3	295	567.3
20-30		33.3	10.6	304	23.8	4.65	3.55	336.0	130	0	15	190	334.9
30-40		23.6	10.6	210.6	16.5	2.69	1.91	231.7	75	0	6.1	145	226.1
40-50		19.9	10.6	177.4	13.5	1.21	0.92	193.0	55	0	5.3	130	190.3
50-60		12.9	10.7	109.2	7.6	1.96	0.94	119.7	40	0	4.6	70	114.6
60-70	Lqzn	14.2	10.7	126.8	8.2	1.21	0.78	136.9	45	0	6.0	80	131
70-80		14.9	10.6	133.7	8.5	2.71	1.05	146.8	50	0	7.2	80	137.2
80-90		12.7	10.7	112.4	7	1.94	0.49	121.8	40	0	5.8	70	115.8
90-100		19.9	10.7	180.6	11.4	2.30	1.34	195.7	75	0	8.3	100	183.3
100-110		28.0	10.6	249.6	16.1	4.14	2.56	272.4	120	2.5	13.2	130	265.8
110-120		32.2	10.6	289.8	19.5	1.21	0.61	311.1	110	0	13.8	170	293.8
120-130		44.1	10.5	369.2	25	2.58	2.16	398.9	180	0	20.7	180	380.7
130-140		43.6	10.5	412.5	20.4	3.08	2.24	438.2	220	0	19	175	414
140-150		55.8	10.4	559	44.6	2.55	2.21	608.4	300	0	50.4	250	600.4
150-160		48.5	10.5	620	32.1	2.75	1.90	656.7	205	0	24.5	390	619.5
160-170		51.5	10.5	695.4	31.8	3.09	2.23	732.5	270	0	31.9	400	701.9
170-180		56.4	10.4	670	33.3	1.44	1.03	705.8	235	0	26.8	415	676.8
180-190		58.9	10.4	710.2	44	2.12	1.56	757.9	280	0	33.1	440	753.1
190-200		66.6	10.4	823	55.8	2.85	1.83	883.5	300	22.5	35.1	500	858.5
200-210		83.8	10.2	1133	76.8	1.78	1.43	1213.1	270	125	49.2	750	1194.2
221-220		91.4	10.1	1339	107	2.88	2.90	1451.8	590	0	61.9	750	1401.9
220-230		94.8	10	1458	98.6	2.42	2.60	1561.6	540	50	77.7	750	1417.7
230-240		91.6	10	1580	99.4	2.17	2.12	1683.7	610	62.5	86.9	800	1559.4
240-250		104.3	10.1	1770	115.4	1.19	1.09	1887.7	670	115	99.6	800	1684.6
250-260		101.6	9.9	1700	113.3	2.03	1.94	1817.3	660	115	120.9	850	1745.9
260-270		107	9.9	1790	116.3	1.18	1.21	1908.7	700	157	100.7	870	1827.7
270-280		112.2	9.8	1902	10.91	2.71	3.17	1918.8	780	95	90.7	940	1905.7
280-290		126.7	9.8	2080	11.89	2.00	2.60	2096.5	860	135	101.9	973	2069.9
290-300		139	9.8	2383	144	1.48	3.03	2531.5	980	92.5	151.5	1300	2524

Cuadro 4. Dinámica de la presión osmótica (atm) y residuo seco calcinado (%p/p) en los tres sitios (S).

Espesor Cm	Horizonte			Presión osmótica (atm)						Residuo seco calcinado (%)						Humedad gravimétrica (%)		
	S1	S2	S3	Pasta de saturación			Relación 1:5			Pasta de saturación			Relación 1:5			S1	S2	S3
				S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3			
0-10	Lzn	Cz	CLzn	209.0	28.1	164.6	34.7	4.5	15.1	15.05	1.67	8.02	26.39	1.68	11.1	113.2	15.8	21.3
10-20				268.5	6.1	23.4	34.3	2.9	3.5	-	0.28	1.60	24.31	0.33	2.17	221.7	20.8	27.1
20-30				196.5	4.0	14.9	29.1	2.7	3.0	19.10	0.15	1.18	18.43	0.16	1.39	265.0	18.9	31.2
30-40				209.7	2.3	10.5	27.6	1.2	1.9	18.74	0.13	0.88	20.16	0.16	1.15	305.8	24.4	51.2
40-50		Lzn		175.1	6.7	9.7	25.4	1.6	2.5	16.97	0.41	0.65	18.16	0.45	1.00	281.5	196.6	67.3
50-60				154.9	9.9	6.1	26.1	1.8	2.2	14.50	0.75	0.33	18.93	0.80	0.45	308.6	168.8	100.0
60-70	Czn		Lzn	119.6	12.8	7.2	15.6	4.4	1.3	10.76	1.79	0.38	11.09	1.90	0.49	191.7	333.1	90.5
70-80				18.8	14.6	7.3	3.0	4.7	1.2	0.86	1.89	1.23	1.38	2.25	0.55	37.2	339.5	88.6
80-90				10.5	17.7	6.2	2.1	4.9	1.7	0.64	2.68	0.42	1.51	2.61	0.60	31.5	348.5	43.0
90-100				11.4	18.1	9.6	1.7	5.0	2.0	0.70	2.75	0.88	0.75	2.59	0.96	28.0	361.0	81.7
100-110				14.3	17.7	13.7	2.3	5.3	4.2	0.87	2.34	1.43	0.89	2.55	1.57	35.6	333.2	85.0
110-120	Lzn			19.0	18.2	16.1	2.3	5.3	4.7	1.36	2.55	1.42	1.59	2.91	1.97	134.3	389.4	83.3
120-130				62.6	21.0	22.5	8.1	5.9	5.6	5.66	3.12	1.87	5.95	3.53	2.67	72.9	448.4	95.8
130-140				61.0	21.5	22.5	10.6	5.9	5.2	4.89	2.82	1.94	8.71	3.46	2.57	289.0	388.9	110.2
140-150				68.2	20.9	31.1	11.7	5.9	5.9	8.42	2.70	3.26	8.57	3.45	3.3	332.1	414.2	375.3
150-160				71.5	21.2	26.6	11.9	7.1	5.5	8.19	3.24	2.77	8.88	3.61	2.74	299.1	402.7	229.6
160-170				74.0	23.9	27.6	11.3	5.9	5.7	7.86	2.96	2.98	8.27	3.65	2.95	310.5	380.7	219.6
170-180				69.7	20.4	26.2	11.5	5.2	6.0	8.40	2.45	1.96	8.44	2.83	3.01	328.5	329.1	312.8
180-190				74.3	22.1	31.1	12.1	5.3	6.0	8.93	2.82	3.25	8.86	2.71	3.39	318.0	305.3	223.6
190-200				75.0	20.3	32.6	13.8	5.1	6.1	9.72	2.45	3.24	9.52	2.74	3.32	328.3	312.4	263.7
200-210				73.8	20.7	37.9	14.0	5.4	6.5	10.11	2.82	3.79	10.27	2.96	3.92	390.0	333.3	343.4
210-220				72.7	20.6	64.3	13.2	5.3	8.2	12.65	3.11	5.13	9.47	2.94	5.40	390.4	350.8	322.9
220-230				78.1	20.8	71.7	13.7	5.7	9.1	9.84	2.83	5.99	9.71	2.96	6.0	400.4	353.7	314.2
230-240				79.1	22.0	74.8	12.5	5.7	9.5	7.65	2.88	6.34	9.82	3.14	6.4	353.7	376.0	302.9
240-250				87.2	25.7	87.5	13.8	5.6	10.3	9.38	3.38	6.59	9.77	3.21	6.94	396.9	393.7	300.1
250-260				75.8	23.6	68.4	11.0	5.7	9.4	6.98	3.00	5.88	7.76	3.19	6.31	359.0	387.2	250.9
260-270				71.2	23.8	90.6	10.5	5.9	11.0	5.74	3.11	7.09	7.11	3.27	7.5	325.0	419.2	239.5
270-280				68.2	21.5	99.7	10.3	5.8	11.7	7.00	2.68	7.95	7.24	3.34	8.03	342.0	419.5	281.4
280-290				73.5	22.5	114.5	12.1	5.7	14.7	7.96	3.08	9.31	8.23	3.21	10.3	360.2	392.3	331.5
290-300				75.5	22.9	144.8	10.9	6.0	18.8	7.46	2.53	11.99	7.42	3.45	13.2	398.8	392.0	354.1

Cuadro 5. Dinámica del PSI, CIC y %SiO₂ por Sitio (S).

Espesor (cm)	Horizonte			PSI						CIC			%SiO ₂		
				Pasta de saturación			Relación 1:5			meL ⁻¹					
	S1	S2	S3	S 1	S2	S 3	S 1	S 2	S 3	S 1	S2	S 3	S 1	S 2	S3
0-10	Lzn	Cz	CLzn	99.9	97.9	99.6	98.8	92.8	99.0	16.3	13.9	68.0	2.46	2.06	2.07
10-20				99.9	91.6	97.4	98.8	64.7	97.7	19.1	14.2	78.8	2.06	2.04	2.85
20-30				99.9	88.3	95.7	98.7	38.6	96.1	40.7	8.1	85.7	2.40	1.84	3.25
30-40				99.9	81.4	95.3	98.3	37.1	94.1	96.7	11.6	72.2	2.08	2.13	3.10
40-50		Lzn		99.8	87.7	96.2	98.3	78.4	92.6	51.2	25.6	81.5	2.34	2.14	3.10
50-60				99.9	92.0	93.0	98.2	89.6	64.2	73.4	34.9	32.6	2.22	2.17	2.05
60-70	Czn		Lzn	99.8	93.4	94.9	97.5	88.2	71.0	23.3	29.1	30.2	1.91	3.79	2.24
70-80				98.8	92.6	93.5	88.1	89.5	80.4	14.6	83.1	27.9	1.81	4.75	2.07
80-90				97.6	93.5	93.8	79.9	89.4	78.0	12.5	65.7	27.4	2.36	4.15	2.00
190-100				97.8	93.5	95.2	80.1	90.0	85.2	9.3	69.9	46.6	2.42	4.04	2.12
100-110				98.3	96.1	95.3	84.9	91.9	90.1	10.4	51.2	65.2	2.08	3.06	2.42
110-120	Lzn			99.0	95.5	97.8	86.6	91.5	92.0	25.1	51.2	60.5	2.12	4.19	2.95
120-130				99.5	97.3	97.2	95.6	94.2	94.9	46.6	53.5	95.5	2.78	2.75	2.97
130-140				99.7	97.8	96.6	96.4	93.0	94.0	68.7	58.2	64.7	3.52	2.57	3.00
140-150				99.8	96.9	97.9	97.5	93.2	96.1	38.4	55.9	80.3	3.64	3.15	3.02
150-160				99.8	96.9	97.8	97.5	91.8	95.2	83.8	53.5	82.7	4.25	2.94	3.43
160-170				99.8	97.3	97.6	96.8	94.6	94.6	55.9	47.7	91.3	3.48	2.99	3.48
170-180				99.6	96.4	98.3	97.1	91.9	94.9	74.5	41.9	67.5	3.66	2.84	2.97
180-190				99.6	96.7	98.2	97.3	91.6	95.5	33.7	51.7	65.9	2.93	3.06	2.82
190-200				99.8	97.1	98.8	97.4	93.7	95.1	62.9	39.3	75.7	2.93	3.18	2.93
200-210				99.7	97.6	99.3	97.3	93.0	95.9	57.3	51.4	74.5	2.93	3.19	3.38
210-220				99.7	97.0	99.3	97.2	92.7	97.1	72.2	41.9	60.1	3.02	3.88	2.59
220-230				99.8	97.4	99.3	97.9	93.8	97.4	25.4	53.1	53.5	3.09	3.53	2.04
230-240				99.7	97.9	99.6	98.3	93.2	97.7	61.0	54.7	52.4	3.25	4.20	2.02
240-250				99.7	97.7	99.7	97.3	94.8	98.4	41.4	62.9	54.0	3.18	4.40	2.05
250-260				99.8	98.1	99.6	97.1	93.1	97.3	55.9	57.0	51.2	2.74	3.63	1.77
260-270				99.7	98.3	99.7	96.9	95.1	97.7	36.5	59.4	69.9	3.36	3.69	1.76
270-280				99.5	97.7	99.6	96.8	93.7	98.2	57.0	60.5	47.7	3.22	3.47	1.55
280-290				99.7	98.1	99.6	97.6	93.2	98.4	32.1	46.6	46.6	3.25	4.07	1.75
290-300				99.6	98.3	99.6	97.2	94.9	98.6	69.9	26.8	50.5	3.82	4.16	1.77

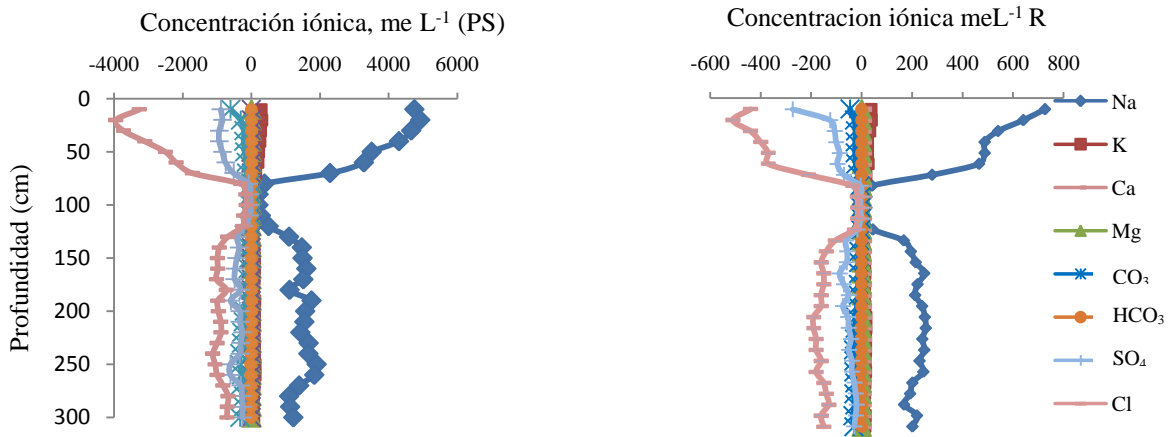


Fig. 1. Dinámica de iones del Sitio 1 en extractos de pasta de saturación (PS) y relación 1:5(R)

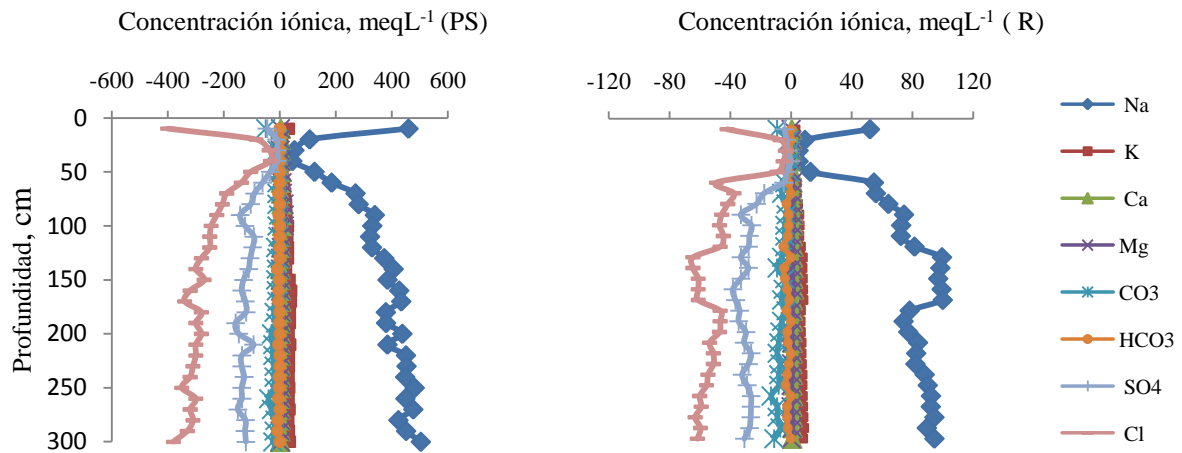


Fig. 2 Dnámica de iones del Sitio 2 en extracto de pasta de saturación y relación 1:5 (R).

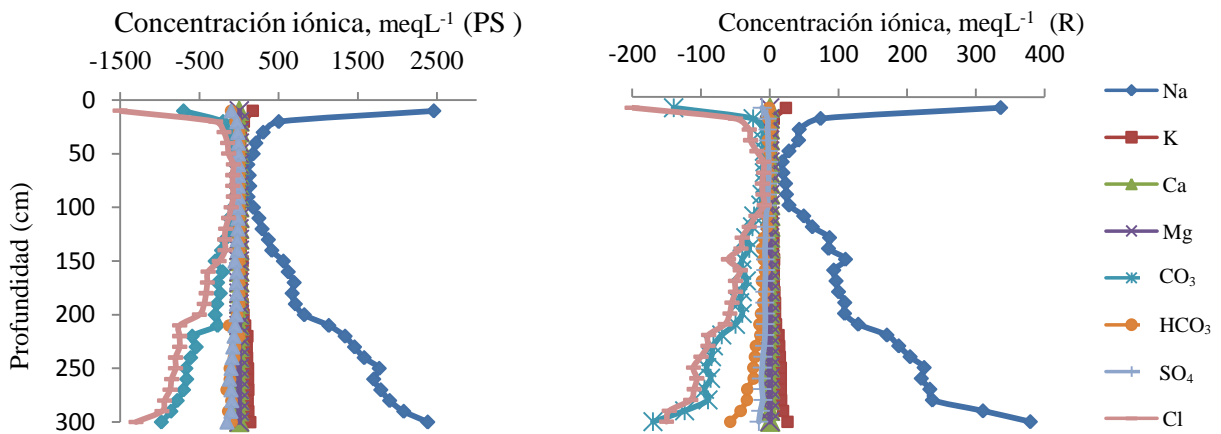


Fig. 3. Dinámica de iones del Sitio 3 en extractos de pasta de saturación y relación 1:5 (R)

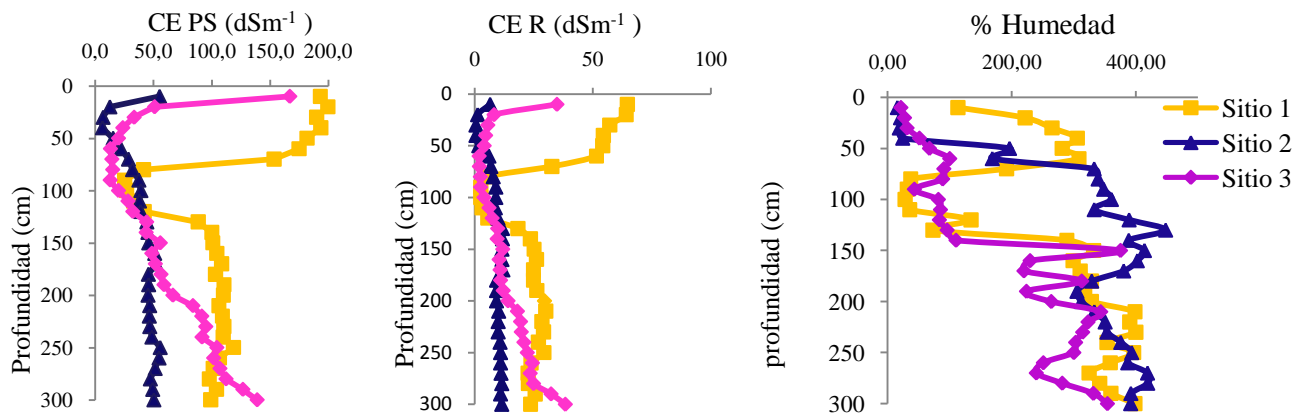


Fig.4. Dinámica de la conductividad eléctrica en extractos PS y R y % de humedad gravimétrica.

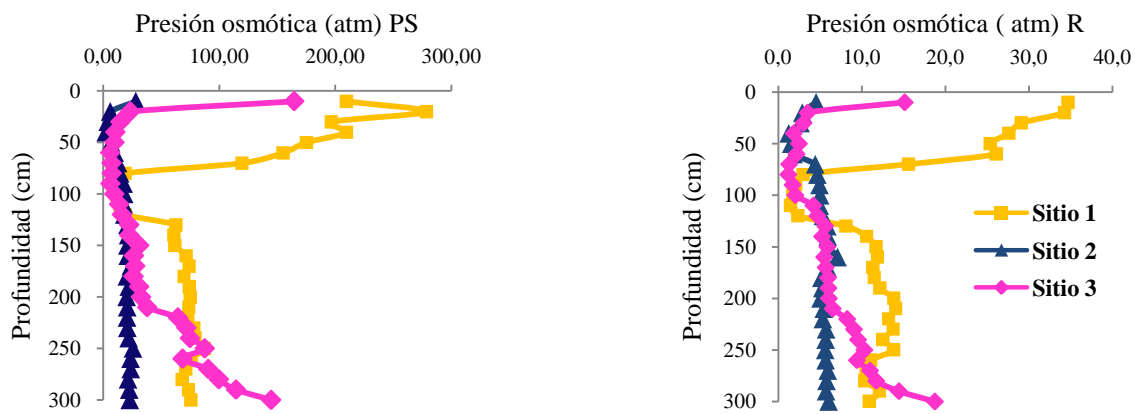


Fig. 5. Dinámica de la presión osmótica (atm) de extractos de PS y relación 1:5 (R).

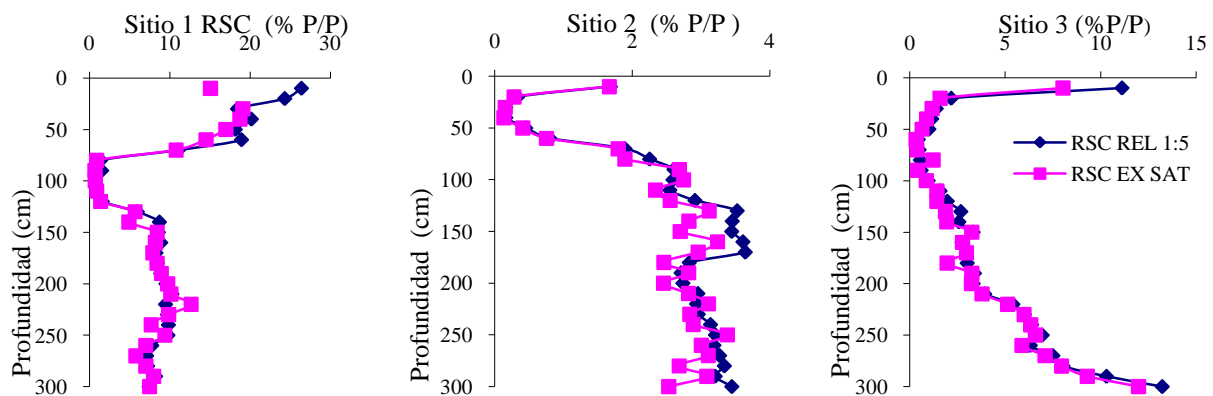


Fig. 6. Dinámica comparativa de residuos secos calcinados (RSC) de extractos de PS y relación 1:5 (R)

Conclusiones generales

El antiguo lago de Texcoco, presenta tres unidades de suelos/sedimentos: sedimentos amorfos silíceos lacustres (Sitio 1), cenizas volcánicas (Sitio 2) y fluviales (Sitio 3), clasificados como as Typic Hydroaquents *franco fino, amorfo, térmico*, (Site 1), Aquic Ustifluents *ceniza sobre arcilloso, aniso, amorfo, térmico* (Sitio 2), and Aquic Ustifluents *franco sobre ceniza, aniso, amorfo, térmico* (Sitio 3), respectivamente. O como Solonchack hypersalico *sodico, clorítico, límnico* en los tres casos.

Sobre estos suelos/sedimentos se identificaron ocho tipos de costras: “palomitas de maíz”, taquíricas con cinco variantes, pulverulentas y blanca beige (seis en el Sitio 1 y una en los Sitios 2 y 3). La morfología de las costras esta relacionada con el proceso de formación, determinado por sus propiedades hidráulicas y posición exacta del sitio en el paisaje más que por su sistema químico y secuencia mineralógica.

Los procesos de formación fueron: deshidratación del sedimento (“palomitas de maíz”, pulverulentas y taquírica gris blanca); evaporación y sedimentación (taquíricas blanca parda y gris); sedimentación (blanca beige) y por evaporación de la solución intersticial (taquírica negra).

El arreglo de los elementos de fábrica determinan el grado sellamiento de las costras, lo cual afecta la intensidad del secamiento del sedimento, siendo mayor en costras con microestructura migajosa que en laminar. Por lo tanto existe una relación inversa entre el grado de sellamiento y la agregación del sedimento.

La microestructura observada en la interfase costra/sedimento es compleja, sin embargo se puede afirmar que las sales solubles contribuyen a la estructuralización del sedimento cuando el secamiento es rápido (0-3 cm).

La dinámica vertical de las concentraciones iónicas, conductividad eléctrica, presión osmótica y residuos secos calcinados en las tres secuencias estratigráficas, está regulada por la posición del material amorfo silíceo en el perfil, factor que a su vez determina el contenido de humedad. Cuando el sedimento lacustre se ubica en la superficie las concentraciones iónicas presentan tendencias inversas con respecto a la profundidad y cuando subyace son irregulares en el Sitio 1 y 2 y directa con respecto a la profundidad en el Sitio 3.

En el material lacustre superficial el total de sólidos disueltos alcanza hasta 26% dominada por sodio y cloruros y en el subsuperficial se reduce en alrededor de 50% en el Sitio 1 y en mayor porcentaje el Sitio 2 y 3, con una diferencia en la secuencia iónica entre los primeros sitios y el Sitio 3, destacándose la presencia de carbonatos en este último sitio.

El grado de acumulación de sales en las costras y sedimentos lacustres dependen de las condiciones de material (natural o alterado) no de la influencia del agua freática ya que el material amorfo silíceo es un hidrosol que actúa como una barrera natural impermeable al paso del agua, además que su concentración es inferior a la de sedimento.

En general la secuencia mineralógica en las costras de los sitios 1 y 2 es halita-tenardita-trona, mientras que en las costras del Sitio 3 es halita-trona lo cual concuerda con los sistemas químicos de los sedimentos ($\text{Na}^+ \text{Cl}^- \text{SO}_4^{2-} \text{-CO}_3^{2-}$ y $\text{Na}^+ \text{-Cl}^- \text{CO}_3^{2-}$ respectivamente)

A diferencia de lo reportado en la literatura científica los materiales amorfos silíceos del área de estudio presentaron alta capacidad de intercambio catiónico pero baja concentración de sílice soluble, a pesar de las condiciones que favorecen la solubilización (altos niveles de pH, temperatura, cloruro de sodio y carbonato de sodio).